

**Synoptische Klassifikationen anormaler  
hydrometeorologischer Ereignisse in zwei Regionen der  
nordhemisphärischen Mittelbreiten zum Zwecke modellbezogener  
Kurzfristprognosen und Langfristabschätzungen**

Dissertation zur Erlangung des  
naturwissenschaftlichen Doktorgrades  
der Universität Augsburg

vorgelegt von  
Matthias Nonnenmacher  
aus Mosbach/ Baden

Augsburg  
Oktober 2008

**Erstgutachter:**

Prof. Dr. Jucundus Jacobeit

**Zweitgutachter:**

Prof. Dr. Heiko Paeth

**Tag der mündlichen Prüfung:**

20. Juli 2009



# **Danke an**

- das Cusanuswerk Deutschland für die finanzielle und ideelle Förderung
- Familie Muthny (Klaus, Dagmar, Daniela, Julia) und meiner Mutter Gertrud für großzügige Hilfe in der Endphase des Projekts
- die Korrekturleser Markus Henn, Beate Köpfle, Andreas Vernaleken, Sebastian Wagner und Estee Nielsen
- Prof. Dr. Jucundus Jacobeit für die Bereitschaft meine Arbeit zu betreuen
- Prof. Dr. Heiko Paeth für die Bereitschaft zur Zweitbegutachtung
- Prof. Dr. Arne Friedmann und Prof. Dr. Karl-Friedrich Wetzel für die Bereitschaft die Pflichten als Mitglieder der Prüfungskommission der mündlichen Prüfung wahrzunehmen
- Margarete und Klaus Seifert für freundschaftlichen Rückhalt

## Inhaltsverzeichnis

<b>Inhaltsverzeichnis</b>	i
<b>Abbildungs- und Tabellenverzeichnis</b>	v
<b>Abkürzungs- und Symbolverzeichnis</b>	xi
<b>0 Zusammenfassung</b>	
<b>Abstract</b>	xiv
<b>Zusammenfassung</b>	xvii
<b>I Einführung</b>	
<b>1. Thematische Einführung</b>	1
1.1. Hydrometeorologische Extreme als klimatologisches Gefahrenpotential	1
1.2. Verfügbarkeit täglich aufgelöster Daten	3
1.3. Skalen-Problematik	5
1.4. Multivariater Analogansatz	7
1.5. Abschätzungen hydroklimatischer Entwicklungen 1950-2100 in multi-modaler Sicht	8
1.6. Regionaler Vergleich: Mitteleuropa und Nordosten der USA	8
1.7. Wissenschaftstheoretisches Schlaglicht	9
<b>2. Geographische und hydroatmosphärische Einführung</b>	10
2.1. Vergleichende Regionscharakterisierung	10
2.1.1. Physiographie	10
2.1.2. Zonale Einordnung und regionale Besonderheiten	12
2.2. Regionale Hydroklimatologie	14
2.2.1. Fronten und Konvektion: Niederschlagsgenese und Niederschlagssysteme	14
2.2.1.1. Fronten	14
2.2.1.2. Konvektion	19
2.2.1.3. Regionale Besonderheiten	27
2.2.2. Flussausbau	32
2.2.3. Abflussverhalten	33
<b>II Datengrundlage, Modellkonzept, Methodik</b>	
<b>3. Datengrundlage</b>	35
3.1. Beobachtungsdaten	35
3.1.1. Tagesniederschläge	36
3.1.2. Abflussdaten von Flusspegelmessstellen	39
3.2. Atmosphärische Modelldaten	41
3.2.1. Allgemeine Eigenschaften	41
3.2.2. NCEP/NCAR-Reanalyse	44
3.2.3. Transiente globale Klimamodelle	45

## Inhaltsverzeichnis

<b>4. Hydrometeorologische Modellierungskategorien</b>	50
4.1. Parameter: Beziehung von Niederschlag und Abfluss	50
4.2. Raum: Niederschlag als atmosphärische Ableitung (Downscaling)	51
4.3. Zeit: Synoptische Betrachtung	53
4.4. Dynamik: Hydrometeorologie als zirkulativer Hergang im Jahreszeitenklima	53
4.5. Statistische Absicherung zukunftsbezogener Abschätzungen über Verwendung mehrerer Modelle und Szenarien	54
4.6. Folgerungen	56
<b>5. Methodenspektrum</b>	57
5.1. Extremwertdefinition	57
5.2. Bivariate Korrelationsanalyse	59
5.3. Regionalisierende Klassifizierung	64
5.3.1. Einführung	64
5.3.2. Hauptkomponentenanalyse	65
5.4. Validierungs-/Verifizierungsmaße	72
5.5. Bias-Abschätzung	74
5.6. Hypothesenprüfungen	75
5.6.1. Überblick	75
5.6.2. Verwendete Testverfahren	78
<b>6. Kategorien geographischer Beziehung</b>	82

<b>III Überblick zur wissenschaftlichen Diskussion</b>
--

**Hydrometeorologische Anomalieereignisse in Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft in dynamischem Kontext**

<b>7. Global/ hemisphärisch/ zonal</b>	84
<b>8. Nordosten der USA</b>	91
<b>9. Zentraleuropa</b>	101

<b>IV Ergebnisse und Diskussion</b>
-------------------------------------

<b>10. Bestimmung und raumzeitliche Einordnung hydrometeorologischer Anomalien</b>	113
10.1. Bestimmung und Auswahl positiver Anomalien	113
10.1.1. Starkniederschläge	113
10.1.2. Hochwasser	115
10.1.3. Gekoppelte Starkniederschlag-Hochwasser-Anomalien	117
10.1.4. Räumliche Einordnung	118
10.2. Bestimmung und Auswahl negativer hydrometeorologischer Anomalien (Trockenereignisse)	119
10.2.1. Trockenanomalien des Niederschlags	119
10.2.2. Niedrigwasser	119
10.2.3. Gekoppelte Anomalien von Schwachniederschlag und Niedrigwasser	121
10.2.4. Räumliche Einordnung	121

<b>11.</b>	<b>Verknüpfung hydrometeorologischer mit frontal-konvektiven Anomalien</b>	122
11.1.	Bestimmung frontaler Anomalien	122
11.2.	Bestimmung konvektiver Anomalien	124
11.3.	Anomalie-Kalender	125
11.4.	Allgemeine synoptisch-hydrologische Ereignistypen (ASHETs)	127
<b>12.</b>	<b>Atmosphärische Charakterisierung hydrometeorologischer Anomalien</b>	130
12.1.	Verfahren	130
12.1.1.	Gekoppelte Hauptkomponentenanalyse (CPCA)	130
12.1.2.	Definition spezifisch anormaler gekoppelter Muster (SAGM)	133
12.2.	Anwendbarkeit von SAGMs als Kurzfrist-Vorhersageinstrumente	136
12.2.1.	Auswahlverfahren	136
12.2.2.	Plausibilität von Mustertypen	140
12.3.	Zusammenfassung: Rezente synoptische Mustertypen	141
<b>13.</b>	<b>Hydroklimatische Trendabschätzungen</b>	144
13.1.	Datengrundlage und Methodik	144
13.1.1.	Erzeugung von Pseudoladungen	144
13.1.2.	Biaskorrektur: Angleichung der AOGCM-Kontrollläufe an NCEP	144
13.1.3.	Testverfahren	147
13.2.	SAGM-Reproduktion durch AOGCMs	148
13.2.1.	Korrelative Nähen	148
13.2.1.1.	Räumliche Komponente	148
13.2.1.2.	Zeitliche Komponente	149
13.2.1.3.	Zusammenfassung	153
13.2.2.	Redundanzen	154
13.2.2.1.	Einführung	154
13.2.2.2.	Redundanzen auf Basis ähnlicher räumlicher Konstellationen	155
13.2.2.3.	Redundanzen auf Basis ähnlicher zeitlicher Variationen	157
13.3.	Selektion signifikanter Trends	159
13.3.1.	Pseudoladungsreihen	160
13.3.1.1.	Überprüfung der zeitlichen Unabhängigkeit der Pseudoladungsreihen	160
13.3.1.2.	Vollständige und teilweise multimodale Konvergenzen	163
13.3.1.3.	Subgruppenspezifische Auffälligkeiten	164
13.3.1.4.	Synoptische Variablengruppen; Einführung der Begriffe der absoluten und der relativen Belegung	171
13.3.1.5.	Ereignistypen	174
13.3.1.6.	Rekapitulation: SAGM-Pseudoladungsreihen	184
13.3.2.	Ereignisreihen	187
13.3.2.1.	Überblick	187
13.3.2.2.	Konvergenztypen: Intramodale Solidität und multimodale Konvergenz	190
13.3.2.2.1.	Einführung: Intramodale Solidität	190
13.3.2.2.2.	Einführung: Multimodale Konvergenz	192

## Inhaltsverzeichnis

13.3.2.3.	Synoptische Variablengruppen	195
13.3.2.3.1.	Repräsentanz synoptischer Variablengruppen unter intramodal testsoliden Ereignisreihen	195
13.3.2.3.2.	Repräsentanz synoptischer Variablengruppen unter multimodal konvergenten Ereignisreihen	198
13.3.2.4.	Ereignistypen	201
13.3.2.4.1.	Repräsentanz von Ereignistypen unter intramodal testsoliden Ereignisreihen	202
13.3.2.4.2.	Repräsentanz von Ereignistypen unter multimodal konvergenten Ereignisreihen	214
13.3.2.5.	Rekapitulation: SAGM-Ereignisreihen	224
13.3.3.	Quantifizierung: Abgeschätzte Ereignishäufigkeiten	233
13.3.3.1.	Einführung	233
13.3.3.2.	Eigenschaften der Ereignistypen ohne Trendsignifikanz-Differenzierung	234
13.3.3.3.	Reihenselektion: Differenzierung nach Intramodalität, Multimodalität und nach Signifikanzstufen	236
13.3.3.4.	Besonderheiten der Szenarien A2 und B2	241
13.3.3.5.	Saisonale Besonderheiten	244
13.3.3.6.	Diskriminierung von Trendstärken nach Ereignistypsubgruppen	255
13.3.3.7.	Rekapitulation: Quantifizierung abgeschätzter Ereignishäufigkeiten	260
<b>14.</b>	<b>Resümee und Ausblick</b>	<b>270</b>

## **V Literaturverzeichnis**

Literaturverzeichnis	284
----------------------	-----

## **VI Anhang**

Inhaltsverzeichnis Anhang	309
Anhang A	310
Anhang B	316
Anhang C	326
Anhang D	334
Anhang E	338
Anhang F	341
Anhang G	345
Anhang H	355



## Abbildungs- und Tabellenverzeichnis

Abbildung (Abb.)/ Tabelle (Tab.) <sup>#</sup>	Seite
Abb. 2-1: Lageverhältnis negativer und positiver Vorticity-Advektion zur Höhenströmung	18
Tab. 2-1: kombiniertes Vorhersagekriterium für außertropisch-zyklonale Frontendurchgänge: Windrichtung, Niveau des auf NN reduzierten Luftdrucks, Luftdrucktendenz (nach RAMSEY 1983).	19
Abb. 2-2: verwendete konvektive Prädiktoren im Dreieck konditioneller, latenter und potentieller Eigenschaften; qualitative Einschätzung	26
Abb. 3-1: raumzeitliche Korrelation von Kontrolllauf-Outputs mit Beobachtungsdaten und Variabilitätsvergleiche: CGCM2, GFDL2, HADCM3, NCEP/NCAR (Reanalyse) für Niederschlag, Temperatur und Bodenluftdruck	46
<i>Abb. 3-2: Ausrichtung der 6 SRES-Szenario-Familien nach Ökonomie, Ökologie und Grad an Globalisierung</i>	47
<i>Tab. 3-1: spezifische Eigenschaften der AOGCMs CGCM2, GFDL2 und HADCM3</i>	49
Tab. 5-1: Kontingenztabelle für Prognose-Beobachtung-Paare, zur Illustration der im Text eingeführten Validierungsformeln	73
<i>Tab. 5-2: Beispiel der Verwendung von Validierungsmaßen mit Ergebnissen aus Kap. 10. und 11.</i>	73
Abb. 5-1: Zusammenhang zwischen Fehler 1. Art $\alpha$ (Irrtumswahrscheinlichkeit), Fehler 2. Art $\beta$ und kritischen Testwerten anhand von Verteilungskurven	77
Abb. 5-2: Zusammenhang zwischen Irrtumswahrscheinlichkeit $\alpha$ , Signifikanzniveau $\alpha'$ und kritischen Testwerten anhand von Verteilungskurven; ergänzt um zweiseitige Entscheidungen	78
Abb. 8-1: Zeitreihenvergleich zwischen <i>Power Dissipation-Index</i> Nordatlantik, <i>low level jet-Index</i> für die zentralen USA und sommerlichen Niederschlagssummen in den zentralen USA	95
Tab. 10-1: Anomaliedefinitionen: Vergleich der Spannweiten perzentilisch abgeleiteter lokaler Tagesniederschläge in den beiden Untersuchungsregionen [ $l/m^2$ ]	114
Abb. 10-1: hauptkomponentenanalytisch s-modal bestimmte regionale Lage-Schwerpunkte von Starkniederschlagsfeldern; Datenbasis: Tage mit Niederschlagsanomalie von $\geq 20 l/m^2$ an mindestens einer Niederschlagsstation, alle Jahreszeiten berücksichtigt	118
Tab. 11-1: Anteile der Tage mit frontalen oder konvektiven Anomalien in zentralen Bereichen der beiden Untersuchungsregionen; moderate, starke und sehr starke Intensitäten zusammengefasst	126
<i>Abb. 11-1: Ausschließlichkeit frontaler und konvektiver Tage in zentralen Bereichen der beiden Regionen: Anzahl frontaler und konvektiver Intensitäten von mehr als 1,5 Standardabweichungen über saisonalem Mittel</i>	126
<i>Tab. 11-2: Gleichzeitigkeit von intensiven Fronten (warm, kalt, stationär) bzw. intensiver Konvektion mit Starkniederschlag-Hochwasser-Anomalien; wie soweit definiert;</i> <i>- oberer Tabellenteil: Anzahlen</i> <i>- unterer Tabellenteil: nach binären Qualität-Prüfwerten</i>	127
<i>Tab. 11-3: Anzahlen allgemeiner synoptisch-hydrologischer Ereignis-Typen (ASHETs) nach definitiver Einbeziehung frontaler, konvektiver und hydromet. Auffälligkeiten</i>	128
<i>Tab. 11-4: Bezeichnung und Anzahl 12 spezieller, ergebnisorientierter atmosphärisch- hydromet. Definitionen</i>	129
Tab. 12-1: synoptische Variablengruppen 1 bis 6 aus NCEP/NCAR-Reanalyse, basierend auf Originaloutputs	131
Tab. 12-2: synoptische Variablengruppe 7, aus NCEP/NCAR-Reanalyse abgeleitete vertikale Indizes	131
Abb. 12-1: gekoppeltes Hauptkomponentenmuster (CPC) aus Raumgewichten (Scores) der t-modalen Einzelmuster von 5 atmosphärischen Größen; Variablen exemplarisch	132

<sup>#</sup> Kursiv gesetzte Abbildungen und Tabellen sind in englischer Sprache ausgeführt.

Tab. 12-3: Anteile von spezifisch anormalen gekoppelten Mustern (SAGMs) an allen extrahierten anormalen Mustern, in %	134
Abb. 12-2: regionale Verteilung der Muster-Nummern von SAGMs aus CPCAs, in % der GG	136
Tab. 12-4: Häufigkeit vorhersagetauglicher SAGMs (PrognSAGMs) nach Doppelkriterium: 100% positiver Alarm und alternative Fehlalarmquote wie beschrieben 0% bei kritischem Tages-Zeitgewicht von $r > 0,5$ ; 1950-99; absolute Anzahlen und Prozentwerte nach 28 synoptisch-saisonalen Gruppen	137
Abb. 12-3: regionale Anteile vorhersagetauglicher SAGMs (PrognSAGMs) an allen SAGMs pro Muster-Nummern, in %	139
Abb. 12-4: durch vorhersagetaugliche SAGMs (PrognSAGMs) vertretene synoptisch-hydromet. anormale Tage, pro Saison, nach Muster-Nummern, nach Regionen	140
<i>Tab. 12-5: regional-saisonale Häufigkeiten (Anzahlen) der 14 ASHETs unter den PrognSAGMs</i>	141
<i>Tab. 12-6: regional-saisonale Anteile von PrognSAGMs an jeweiliger ASHET-spezifischer SAGM-Gesamtheit, in %</i>	141
Abb. 13-1: Schema der Biaskorrektur bezüglich der Maximal-Pseudoladungen aufgrund unterschiedlicher Anzahlen von Gitterwerten in NCEP und AOGCMs	145
Tab. 13-1: Anteile von erniedrigten, etwa gleich hohen und erhöhten SAGM-Pseudoladungen (Beträge): modifizierte Kontrollläufe vs. NCEP/NCAR-Reanalyse; in %	145
Tab. 13-2:	
- Abweichungen der mittleren Bestimmtheit und des mittleren Korrelationsniveaus der AOGCMs von NCEP, Mittel aller SAGMs, nach Regionen	
- Anteil von SAGMs, welche für AOGCMs höhere mittlere Bestimmtheit bzw. höheres Pseudoladungsniveau aufweisen als NCEP, nach Regionen	149
Tab. 13-3: Anteile (in %) von SAGMs in Kontrollläufen, deren maximale/s Pseudoladung/Zeitgewicht kleiner als Schwellenwert, nach unterschiedlichen Schwellenwerten; als Indikation geringer Realitätsnähe, nach Regionen	150
Tab. 13-4a: mittlere maximale Pseudoladungen über alle SAGMs aus Kontrollläufen; nach Jahreszeiten und Regionen; mit Kennzeichnung modellspezifischer, signifikanter Differenzen zwischen NEUS und ZEU	151
Tab. 13-4b: modellspezifische, signifikante Differenzen zwischen den mittleren saisonalen Maximal-Pseudoladungen der Jahreszeiten je Region; alle SAGMs einbezogen; mit Kennzeichnung von Signifikanzstufe und Abweichungsrichtung	151
Tab. 13-4c: modellvergleichende, signifikante Differenzen mittlerer saisonaler Maximal-Pseudoladungen zwischen gleichen Jahreszeiten je Region; mit Kennzeichnung von Signifikanzstufe und Abweichungsrichtung	151
Tab. 13-5: systematische Fehleinschätzungen (Biases) von AOGCM-Kontrollläufen im Vergleich zu NCEP bezüglich mittlerer SAGM-bezogener Ereignishäufigkeiten auf Basis hoher Pseudoladungen ( $r > 0,5$ ), unter Berücksichtigung der Fehlalarmquoten; einmal ungewichtet, einmal gewichtet nach Sampleumfängen	152
Tab. 13-6a: Redundanzschätzung aufgrund hoher räumlicher Ähnlichkeit eines SAGMs mit mindestens einem weiteren SAGM, getrennt nach synoptischen Gruppen und nach verschiedenen korrelativen Ähnlichkeitsschwellen; in % der jeweiligen GG; NCEP, Nordosten der USA	156
Tab. 13-6b: wie Tab. 13-6a, für Zentraleuropa	156
Tab. 13-7a: Redundanzschätzung aufgrund hoher zeitlicher Ähnlichkeit: korrelativer Vergleich von SAGM-bezogenen Pseudoladungsreihen nach verschiedenen Kontrolllauf-Szenario-Varianten und nach verschiedenen korrelativen Schwellen, in % der jeweiligen GG; Modellvergleiche zulässig	157
Tab. 13-7b: wie Tab. 13-7a, nun saisonal unterteilt, kritische Pseudoladungsschwelle 0,9	158
Tab. 13-8: Anteile zugleich räumlich wie zeitlich redundanter SAGMs an Summe redundanter SAGMs, als Indikator SAGM-bezogen hydromet. Eindeutigkeit der Modelle und Modellszenarien; Schwellenwerte $r=0,85$ für räumliche Ähnlichkeit, $r=0,90$ für Zeitreihenähnlichkeit; in %; Modellvergleiche zulässig	158
Tab. 13-9: Pseudoladungsreihen: Anteile von SAGMs (in %) mit stark signifikanten Trends der	

Pseudoladungsreihen ( $S_i=95\%$ ) ohne Unterscheidung des Trendvorzeichens; nach Zeiträumen, AOGCMs, Szenarien und Regionen; Kennzeichnung der Dominanz positiver/negativer Trends	162
Tab. 13-10: Pseudoladungsreihen: Anteile und Anzahlen von SAGMs mit stark signifikanten Trends der Pseudoladungsreihen ( $S_i=95\%$ ); getrennt nach vollständige und teilweisen Konvergenzen, dabei {teilweise Konvergenzen} $\notin$ {vollständige Konvergenzen}	163
Tab. 13-11: Pseudoladungsreihen: regional-saisonale Differenzierung der durch vollständige und teilweise Modell-Konvergenzen erfassten signifikanten SAGM-Zeittrends nach positiv-negativen Trendsignifikanzquotienten; Kennzeichnung von Trendvorzeichendominanzen (mit Signifikanzprüfung) und von hohen Konvergenzanteilen	165
Tab. 13-12: Pseudoladungsreihen: absteigende Rangfolgen der übersaisonal aggregierten Trendrichtungen; nach Region, Szenario und Konvergenztyp	166
Tab. 13-13: Pseudoladungsreihen: absteigende regionale Rangfolgen der Jahreszeiten nach Anteilen von trendsignifikanten SAGMs	167
Tab. 13-14: Pseudoladungsreihen: absteigende regionale Rangfolgen der Jahreszeiten nach Übergewichten von positiven gegenüber negativen Trendsignalen	168
Tab. 13-15: Pseudoladungsreihen: - Anteilsverschiebungen von Szenario A2 nach Szenario B2 bei Gesamtanteilen von Trendsignifikanzen und bei Signifikanzen nach Trendvorzeichen; Annahme von Szenarien A2 und B2 als unterschiedlichen 'klimatologischen Behandlungen' - Vorzeichen-Prävalenzen unter A2- respektive B2-Szenario als Folgen 'klimatologischer Behandlungseffekte'	170
Tab. 13-16: Pseudoladungsreihen: Anteile von trendsignifikanten, vollständig konvergenten SAGMs in synoptischen Variablengruppen (in %) und zugeordnete Rangpositionen (R); Kontrolllauf und Szenariolauf kombiniert	171
Tab. 13-17: Pseudoladungsreihen: Auffälligkeiten in der Belegung der synoptischen Variablengruppen IDY_850 und VERT aufgrund der Abweichungen von mittleren Rangfolgen; nach Regionen, Szenarien, Jahreszeiten, Konvergenztypen, Zeitspannen und Trendvorzeichen	172
Tab. 13-18: Einzelkriterien der Ereignis- bzw. SAGM-Definitionen; daraus kombinierte Ereignistypen in jeder logisch plausiblen Weise bildbar entsprechend den SAGM-Einzeldefinitionen	175
Tab. 13-19: Pseudoladungsreihen: Signifikanz-Einstufung der einzelnen SAGM-Ereigniskriterien (dazu Tab. 13-18) nach Anteilsunterschieden zwischen 12 konvergenten Selektionen und der SAGM-Grundgesamtheit	177
Tab. 13-20: Pseudoladungsreihen: Repräsentativität von Ereignistypen unter konvergent signifikanten SAGMs auf Basis von über die Jahreszeiten gemittelten Anteilsdifferenzen zur SAGM-GG, in %	178
Tab. 13-21: Pseudoladungsreihen: multimodale Pseudoladungsreihen: - Differenzierung der Ereignistypen nach regionalem Trendsignifikanzreichtum: regionale Differenzen $> 0 \rightarrow$ ZEU signifikanzreicher, Differenzen $< 0 \rightarrow$ NEUS signifikanzreicher - regionales Vorzeichen der gemittelten Trendsignifikanzen, erstes Symbol jeweils für ZEU, zweites für NEUS - summarische Indizierungen zwischenregionaler Trendähnlichkeit	183
Tab. 13-22: Pseudoladungsreihen: Prävalenzen saisonal signifikanter Trends: $((\text{Anteil positiver Trends} - \text{Anteil negativer Trends})/(\text{Gesamtanteil Trends})) \times 100$	183
Abb. 13-2: Ereignisreihen: regionale Kategorisierung aller SAGM-Ereignisreihen nach Signifikanz und Trendrichtung, in % der GG; Zeitraum $\approx 1960$ bis $\approx 2080$ , AOGCMs im Vergleich; 3 Prüfverfahren aggregiert: Zeitkorrelation, COX-STUART-Test, MANN-WHITNEY-U-Test	188
Tab. 13-23: Ereignisreihen: regionale Anteile trendsignifikanter Entwicklungen unter SAGM-bezogenen Ereignisreihen, Zeitrahmen Kontrolllauf+Szenariolauf; nach Trendrichtungen, Trendtests, AOGCMs und Szenarien	188
Abb. 13-3: Ereignisreihen: regionale Anzahlen von Trendsignifikanzen (2,5%-Kategorien); kumuliert über die 3 AOGCMs, 3 Trendtests, synoptische Variablengruppen, Szenarien und Jahreszeiten; graue Kurve=Normalverteilung	190

Tab. 13-24: regionale Anteile intramodaler Soliditäten nach Trendsignifikanzen von Pseudoladungsreihen und von Ereignisreihen; intramodale Trendsignifikanz gegeben bei entsprechendem Befund für Zeitkorrelation (Pseudoladungs- und Ereignisreihen) und zugleich für Rangstatistik (Ereignisreihen: COX-STUART und/oder U-Test)	191
Tab. 13-25: Ereignisreihen: jahreszeitlich-szenarische Anteile intramodaler Soliditäten an SAGM-GG, in %; nach Regionen und AOGCMs; mit Kennzeichnung von negativen/positiven Trenddominanzen	192
Tab. 13-26: Ereignisreihen: Anteile multimodaler Konvergenzen an SAGM-GG; Trendsignifikanz gegeben bei nach Trendrichtung gleichartigen Befunden für Zeitkorrelation und für Rangstatistik (Signifikanz nach COX-STUART- und/oder U-Test), jeweils $S_i=80\%$ ; nach Regionen, Jahreszeiten und Szenarien; mit Kennzeichnung von negativen/positiven Trenddominanzen und von szenarischen Übergewichten	193
Tab. 13-27: Ereignisreihen: Anzahlen zugleich intramodal solider wie multimodal konvergenter Reihen; Signifikanzgrundlagen beider Konvergenztypen: Zeitkorrelation und Rangteststatistik (COX-STUART- und/oder U-Test); intramodales Signifikanzniveau $S_i=90\%$ , multimodales Signifikanzniveau $S_i=80\%$	193
Tab. 13-28: Ereignisreihen: regionale Anteile intramodal solider SAGM-Entwicklungen nach Ereignisreihen (Kontrolllauf+Szenariolauf) je synoptischer Variablen­gruppe aufgrund uniformer Trendsignifikanzen bei Zeitkorrelation und Rangstatistik ( $S_i=90\%$ ); negative und positive Trends in %, Summe der Trends als Anzahl; nach Trendrichtungen, AOGCMs und Szenarien; mit Kennzeichnung von negativen/positiven Trenddominanzen und von signifikanzreichster synoptischer Variablen­gruppe	196
Tab. 13-29: Ereignisreihen: regionale Verteilungen intramodal solider SAGM-Entwicklungen (Kontrolllauf+Szenariolauf) auf die 7 synoptischen Variablen­gruppen, in %, Summen als Anzahl; Basis: uniforme Trendsignifikanzen bei Zeitkorrelation und Rangstatistik (COX-STUART- und/oder U-Test), $S_i=90\%$ ; als Referenz Verteilung <i>aller</i> SAGMs auf die 7 synoptischen Variablen­gruppen; nach Trendrichtungen, AOGCMs und Szenarien; mit Kennzeichnung relativer Überbelegungen/Unterbelegungen	197
Tab. 13-30: Ereignisreihen: regional-saisonale Anteile nach multimodal konvergenten SAGM-Entwicklungen (Kontrolllauf+Szenariolauf) je synoptischer Variablen­gruppe aufgrund uniformer Trendsignifikanzen bei Zeitkorrelation und Rangstatistik (COX-STUART- und/oder U-Test); negative und positive Trends in %, Summe der Trends als Anzahl; mit Kennzeichnung von Trendrichtungsdominanz und von signifikanzreichster synoptischer Variablen­gruppe	199
Tab. 13-31: Ereignisreihen: regionale Verteilungen multimodal konvergenter SAGM-Entwicklungen (Kontrolllauf+Szenariolauf) auf die 7 synoptischen Variablen­gruppen, in % der konvergenten GG (kumuliert=100%), Summen als Anzahl; als Referenz übergreifende Verteilung <i>aller</i> SAGMs auf die 7 synoptischen Variablen­gruppen; nach Trendrichtungen, AOGCMs und Szenarien; mit Kennzeichnung relativer Überbelegungen/Unterbelegungen	199
Tab. 13-32 (2 regionalen Tabellen): Ereignisreihen: absteigende Rangfolgen nach Signifikanzträchtigkeit der 16 Ereignistypen aufgrund von Differenzen zwischen Anteilen in SAGM-Teil­mengen und Anteilen an der SAGM-GG, Trendsignifikanzen auf Basis von - intramodal soliden SAGM-Reihen - multimodal konvergenten SAGM-Reihen - 2 weitere Merkmale: Verhältnis der Anteile positiver und negativer Trendsignifikanzen; mittlere Abweichungen der SP-Trendsignifikanzanteile von GG, in %	204
Tab. 13-33: Ereignisreihen: mittlere, standardisierte Abweichungen der ereignistypbezogenen SP-Trendsignifikanzanteile von ereignistypbezogenen SAGM-Anteilen an GG (relative Belegungen); Szenario A2 vs. B2; mit Kennzeichnung von Szenariodominanzen; nach Regionen, AOGCMs, Konvergenztypen und Signifikanzstufen	205
Tab. 13-34: Ereignisreihen: Einordnung der 16 Ereignistypen nach intramodal mindestens zweifach durch AOGCMs belegten regionalen Szenariopräferenzen; für Gesamtsignifikanzen, negative Trendsignifikanzen, positive Trendsignifikanzen und für Trendprävalenzen; mit abstu­fender Kennzeichnung der Szenariopräferenzen	206

Tab. 13-35: Ereignisreihen: Anzahl der Ereignistypen mit Trendsignifikanzübergewichten bei einem der Szenarien; für Summe der Trendsignifikanzen und für standardisierte Differenz positiver und negativer Trendsignifikanzen; nach Regionen, AOGCMs und Szenarien; mit Kennzeichnung der (Nicht-)Übereinstimmung zwischen Szenario-Gesamtdominanz und Szenario-Dominanz nach Ereignistyp-Anzahlen	207
Tab. 13-36: Ereignisreihen: regional-szenarischer Vergleich: Anzahl der Ereignistypen mit stärkerer Signifikanzträchtigkeit und stärkerem positivem Trendsignal; nach AOGCMs	208
Tab. 13-37: Ereignisreihen: intramodal solide Ereignisreihen: Ereignistypen nach regionaler Dominanz bei typspezifischem Trendsignifikanzanteil und nach positivem Trendanteil; nach AOGCMs und Szenarien	208
Tab. 13-38: Ereignisreihen: intramodal solide Ereignisreihen ( $S_i=95\%$ ): Anzahl der Ereignistypen je Jahreszeit nach relativen Belegungen und Trendprävalenzen; Einschätzungen auf Basis der AOGCM-Mittel	211
Tab. 13-39: Ereignisreihen: stringent positive Ereignistypen: regionale Anzahlen saisonaler Unterstützungen intramodal mehrfach testsolider Ereignistypen bezüglich positiver Trenddominanz, Überbelegung des positiven Trendanteils, Überbelegung des Gesamtsignifikanzanteils und Koinzidenz jener 3 Eigenschaften; ggf. Rangfolge der Jahreszeiten nach Merkmalsausprägung	212
Tab. 13-40: intramodal solide Ereignisreihen ( $S_i=90\%$ ): saisonal-regionale Dominanz der 16 Ereignistypen: nach absoluten Gesamtsignifikanzen, nach interregionalen Differenzen absoluter positiver Trendanteile, nach interregionalen Differenzen relativer positiver Trendanteile	214
Tab. 13-41 (entnommen Tab. 13-32): Ereignisreihen: absteigende regionale Rangfolgen der Signifikanzträchtigkeit der Ereignistypen nach relativen Belegungen auf Basis von multimodal konvergenten SAGM-Reihen; nach Gesamtsignifikanzen, Trendsignifikanzen und Trendrichtungsverhältnissen	215
Tab. 13-42: Ereignisreihen: mittlere, standardisierte Abweichungen der ereignistypbezogenen SP-Trends signifikanzanteile (Summen, Negativa und Positiva) von ereignistypbezogenen SAGM-Anteilen an GG (relative Belegungen), in %; nach Regionen; Szenario A2 vs. B2	217
Tab. 13-43: Ereignisreihen: wie Tab. 13-34, nun für <i>multimodale</i> regionale Szenariopräferenzen	218
Tab. 13-44: Ereignisreihen: multimodal konvergente Ereignisreihen: Ereignistypen nach regionaler Dominanz bei typspezifischem Gesamttrends signifikanzanteil und bei positivem Trendanteil; nach Szenarien und Signifikanzstufen	219
Tab. 13-45: Ereignisreihen: multimodal vollständig konvergente Ereignisreihen: Anzahl der Ereignistypen je Jahreszeit nach relativen Belegungen (Ende 21. Jahrhundert) und Trendprävalenzen; für relative Unterbelegungen/Gleichbelegungen/Überbelegungen, für negative/fehlende/positive Trendprävalenzen; nach Regionen	220
Tab. 13-46: Ereignisreihen: multimodal vollständig konvergente Ereignisreihen: saisonale Häufigkeiten interszenarischer Widersprüchlichkeiten und Übereinstimmungen in der vorwiegenden Trendausrichtung der 16 Ereignistypen; zusätzliche Differenzierung danach, ob Fehlbelegungen einbezogen sind oder nicht; nach Regionen	220
Tab. 13-47: Ereignisreihen: vorrangig signifikanzträchtige und/oder vorrangig trendpositive Ereignistypen: saisonale Unterstützungen multimodal vollständig konvergenter Ereignistypen bezüglich 1) positiver Trenddominanz, 2) Überbelegung des positiven Trendanteils, 3) Überbelegung des Gesamtsignifikanzanteils; 4) saisonale Koinzidenz der Merkmale 1) bis 3); nach Regionen	222
Tab. 13-48: Ereignisreihen: multimodal vollständig konvergente Ereignisreihen ( $S_i=80\%$ ): saisonal-regionale Dominanz der 16 Ereignistypen: nach absoluten Gesamtsignifikanzen, nach interregionalen Differenzen absoluter positiver Trendanteile, nach interregionalen Differenzen relativer positiver Trendanteile	224
Tab. 13-49: Quantifizierung: regressiv ermittelte saisonale Ereignishäufigkeiten: mittlere Eigenschaften der regionalen SAGM-Gesamtheiten am Anfang und Ende der modellspezifischen Untersuchungszeiträume; Szenarios A2 und B2 zusammengefasst	234
Tab. 13-50: Quantifizierung: charakterisierende Merkmale der 16 Ereignistypen im Vergleich von Kontrolllauf mit Endphase des Szenariozeitraums (ausgehendes 21. Jahrhunderts) nach Häufigkeitsveränderungen und Ereignisdichten; nach AOGCMs	237

Tab. 13-51: Quantifizierung: charakterisierende mittlere Merkmale der SAGMs nach 16 Ereignistypen im Vergleich von Kontrolllauf mit Endphase des Szenariozeitraums; modell- und szenarioübergreifend; nach Region, Konvergenztyp, Zeitreihentyp und Trendsignifikanzstufe differenziert; nach Regionen	239
Tab. 13-52: Quantifizierung: regionale Szenario-Dominanzen mit Signifikanzprüfung (t-Test) aufgrund der Werte der 16 Ereignistypen für saisonale Ereignishäufigkeiten und saisonale Häufigkeitsänderungen zwischen Kontrolllaufzeit und Ende des Szenariozeitraums; nach Zeitreihentyp, Konvergenztyp und Signifikanzstufe	242
Tab. 13-53: Quantifizierung: Anzahlen regionaler Dominanzen für ereignistypische Ereignisdichten und für ereignistypische Trendhöherwertigkeiten; SAGM-Mittel, nach Zeitreihentyp, Konvergenztyp, Signifikanzstufe und Szenario; mit Kennzeichnung regionaler Dominanzübergewichte	244
Tab. 13-54a: Quantifizierung: Prüfung auf intersaisonal signifikante Diskrepanzen (t-Test) für Ereignishäufigkeiten und Trendniveaus der 16 Ereignistypen, NEUS	245
Tab. 13-54b: wie Tab. 13-54a, für ZEU	245
Tab. 13-55: Quantifizierung: mittlere saisonale Wiederkehrzeiten SAGM-bezogener Ereignisse in Kontrolllauf und zum Ende des Szenariozeitraums und mittlere Differenz daraus (in Tagen); Kennzeichnung stark über-/unterdurchschnittlicher Werte; nach Region, Konvergenztyp, Zeitreihentyp und Trendsignifikanzstufe	247
Tab. 13-56: Quantifizierung: saisonale Präferenzen der 16 Ereignistypen (Rangfolgen aufsteigend): hintere Rangplätze (3 und 4) vs. vordere Rangplätze (1 und 2) für Ereignishäufigkeiten; Änderungen der Rangplatzierungen zwischen Kontrolllauf und Ende des Szenariolaufs farblich hervorgehoben; Einordnungsgrundlage: Trendübereinstimmung zwischen multimodalen Pseudoladungsreihen, intramodalen Ereignisreihen und multimodalen Ereignisreihen	248
Tab. 13-57: Quantifizierung: mittlere Wiederkehrzeiten SAGM-bezogener Ereignisse nach Ereignistypen und Jahreszeiten für Kontrolllauf und Ende des Szenariolaufs, Mittel aus multimodalen Pseudoladungsreihen, intramodal soliden Ereignisreihen und multimodalen Ereignisreihen; mit Angabe der Verlässlichkeit der mittleren Wiederkehrzeiten aufgrund des Vergleichs mit AOG-CM-SRES-Zeitreichenspanne; Signifikanz der Häufigkeitsänderungen zwischen Kontrolllauf und Ende des Szenariolaufs auf Basis von t-Test, Werte > 0 Häufigkeitszunahme, Werte < 0 Häufigkeitsabnahme	250
Tab. 13-58: Quantifizierung: regionale Differenzen der mittleren saisonalen Wiederkehrzeiten der 16 Ereignistypen für Kontrolllauf und Szenarioendphase und regionale Differenzen der zeitlichen Entwicklungen der mittleren Wiederkehrzeiten, in Tagen; Signifikanz nach regionalen Unterschieden auf Basis von t-Test und U-Test über die Einzelwerte der 16 Ereignistypen	254
Tab. 14-1: Varianten SAGM-bezogener Trenduntersuchungen bezüglich verschiedener Kriterien	274
Abb. 14-1: 16 ergebnisrelevante Ereignistypen mit Piktogrammen und nach definitorischer Gruppierung	275
Tab. 14-2: Veränderlichkeit der vorherrschenden regionalen Trendausrichtungen der 16 Ereignistypen in Abhängigkeit von der Analysevariante	278
Tab. 14-3: Trendausrichtungen der 16 Ereignistypen nach Region und Jahreszeit, auf Konsistenz geprüft, nach Konsistenzgrad gekennzeichnet	278
Tab. 14-4: Beiträge der Szenarien A2 und B2 zur Höherwertigkeit bzw. zum stärkeren Anstieg von Trends der 16 Ereignistypen, nach Region und Jahreszeit, auf Konsistenz geprüft	278
Tab. 14-5: zwischenregionale Differenzen der mittleren Ereignishäufigkeiten der SAGMs nach 16 Ereignistypen, nach Szenarien A2 und B2	279
Tab. 14-6: Gruppierung der Ereignistypen aufgrund von Signifikanzträchtigkeiten und Trendausrichtungen nach Szenarien und Jahreszeiten; nach Zugehörigkeit zu hauptkomponentenanalytisch ermittelten Gruppen	279
Tab. 14-7: Argumente für und gegen in fachlicher Diskussion stehende Änderungen der Zirkulationsdynamik und daraus resultierender hydrologischer Wirksamkeiten; Argumente aus Ergebnissen der vorliegenden Arbeit	280
Tab. 14-8: Offene und im besonderen kritisch zu betrachtende Fragestellungen der vorliegenden Arbeit mit Ansatzvorschlägen für anschließende Untersuchungen	283

## Abkürzungsverzeichnis

### a) Allgemeine Abkürzungen

‘→’: Verweis auf andere Abkürzung in Tabelle a)

<b><u>Abkürzung</u></b>	<b><u>Ausführung/Bedeutung</u></b>
A2	(→)SRES-Szenario starker soziökonomischer Dynamik bei regionaler Ausrichtung, anthropogener Treibhauseffekt maximiert
AMIP	engl.: <i>Atmospheric Model Intercomparison Project</i>
AOGCM/GCM	(atmosphärisch-ozeanisch gekoppeltes) globales Zirkulations-/Klimamodell (engl.: <i>atmosphere ocean coupled general/global circulation/climate model</i> )
AP	bei Zeitangaben: nach der heutigen Zeit (engl.: <i>after present</i> )
ARS	engl.: <i>Agricultural Research Service</i>
ASHEP	allgemeiner synoptisch-hydrologischer Ereignistyp (eingeführt in Kap. 11.4.)
B2	(→)SRES-Szenario gemischt ökonomisch-ökologischer Dynamik bei regionaler Ausrichtung, moderater anthropogener Treibhauseffekt
Be	Berilium
BP	bei Zeitangaben: vor der heutigen Zeit (engl.: <i>before present</i> )
bzw.	beziehungsweise
ca	100 Jahre (als Einheit)
ca.	circa
CGCM/CGCM2	canadisches Klimamodell der zweiten Generation (engl.: <i>Canadian (→) GCM</i> )
CMIP	engl.: <i>Coupled Model Intercomparison Project</i>
CON	Kontrolllauf eines (→) (AO)GCM, in dieser Arbeit für die 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts
CPCA	gekoppelte/erweiterte Hauptkomponentenanalyse (engl.: <i>coupled principal component analysis</i> )
DWD	Deutscher Wetterdienst
DYM	tägliches Mittel (engl.: <i>daily mean</i> ) einer Variablen
e	(Wasser-)Dampfdruck [(→)hPa]; Teildruck des Wasserdampfes am Gesamtluftdruck
E	Ost(en)
ebd.	ebendort/ebenda
ECA	engl.: <i>European Climate Assessment</i>
engl.	englisch
EOF	empirische Orthogonalfunktion
ET (auch ID)	→ ID
FDC	Abflussdauer-Kurve (engl.: <i>flow duration curve</i> )
GFDL/GFDL2	Klimamodell des GFDL (engl.: <i>Geophysical Fluid Dynamics Laboratory</i> ) der zweiten Generation
gpm	Geopotentialmeter (Höhe eines Druckniveaus über (→) NN)
HAD/HADCM/ HADCM3	Klimamodell des <i>Hadley Centre for Climate Research</i> der dritten Generation
hPa	Hekto-Pascal, (Luft-)Druckeinheit
hydromet.	hydrometeorologisch (in allen Beugungsformen, adverbial)
ID (auch ET)	Ereignistyp gemäß in Kap. 13.3.1.5. zugewiesener Identifikationsnummer, vgl. Tab. 13-8, S. 175
IDY	zwischen-tägliche Differenz der Tagesmittel eines Parameters, zeitlich fortschreitend
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i> (Weltklimabericht)

K	Kelvin (Temperatureinheit), K-Intervall entspricht Celsius-Intervall
ka	1000 Jahre (als Einheit)
k.A.	keine Angabe
Kap.	Kapitel
Konv.	Konvergenztyp
Kontr./Kontrolll.	(→) AOGCM-Kontrolllauf
N	Nord(en)
NEUS	Nordosten der Vereinigten Staaten von Amerika (engl.: <i>Northeastern United States</i> ), im besonderen als Untersuchungsregion dieser Arbeit
NAOI	Nordatlantischer Oszillationsindex: standardisierter Luftdruckgradient zwischen Islandtief und Azorenhoch
NH	Nordhemisphäre
NN	Normalnull (normiertes Höhengniveau des Meeresspiegels)
NVA	negative Vorticity-Advektion
PBL	planetarische Grenzschicht (engl.: <i>planetary boundary layer</i> )
PC	Hauptkomponente (engl.: <i>principal component</i> )
PCA	Hauptkomponentenanalyse (engl.: <i>principal component analysis</i> )
PrognSAGM	prognosetaugliches spezifisch anormales gekoppeltes Muster
PVA	positive Vorticity-Advektion
R.	<i>River</i> (bei englischer Flussbezeichnung, hinter Flussnamen)
RCM	regionales Klimamodell (engl.: <i>regional climate model</i> )
RI	Wiederkehrzeit (engl.: <i>recurrence interval</i> )
s. Kap. o.	siehe Kapitel oben
s. Kap. u.	siehe Kapitel unten
S	Süd(en)
SAGM	spezifisch anormales gekoppeltes Muster
SDEV	Standardabweichung (engl.: <i>standard deviation</i> )
SH	Südhemisphäre
SRES	engl.: <i>Second Report on Emission Scenarios</i>
SST	Meeresoberflächentemperatur (engl.: <i>sea surface temperature</i> )
Szen.	((→) SRES-)Szenario
teilw.	teilweise
USGS	engl.: <i>United States Geological Survey</i>
vgl.	(man) vergleiche
vollst.	vollständig
vs.	versus
W	West(en)
Z, z	(metrisches oder geopotentielles) Höhengniveau
z850, z500, z200	in der Arbeit verwendete geopotentielle Höhengniveaus: 850(→)hPa-/500hPa-/200hPa-Druckflächentopographien
z2m	bodennahes Höhengniveau (2m über Grund)
z.B.	zum Beispiel
ZEU	Zentraleuropa, im besonderen als Untersuchungsregion dieser Arbeit

**b) Mathematische/statistische Kürzel und Symbole, allgemeine Symbole**

‘→’: Verweis auf anderes Symbol in Tabelle b)

<b>Symbol</b>	<b>Bedeutung</b>
*	allgemeines Platzhaltersymbol
$\alpha$	Irrtumswahrscheinlichkeit; Wahrscheinlichkeit, den Fehler 1. Art zu begehen
$\alpha'$ (=Si)	Sicherheitswahrscheinlichkeit, Signifikanzniveau; → Si



ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS

$\beta$	Wahrscheinlichkeit, den Fehler 2. Art zu begehen
$\delta, \Delta$	Differenzwert/-symbol
$\Phi$	Anzahl der Freiheitsgrade
$\rho$	Korrelationskoeffizient bei ( $\rightarrow$ ) GGs
$\omega$	Schnittwinkel zweier Geraden
$\theta$	(empirische) Verteilung einer Variablen
$\theta_0$	theoretische Verteilung einer Variablen
$\Sigma$	Summe; in Kap. 13. auch: (Teil-)Menge der Gesamtheit der Trendsignifikanzen
–	in Kap. 13. auch: Teilmenge der Trendsignifikanzen negativer Steigung
$\emptyset$	arithmetischer Mittelwert
+	in Kap. 13. auch: Teilmenge der Trendsignifikanzen positiver Steigung
$\infty$	Symbol für unendlichen Wertebereich
A, a	Regressionskoeffizient
const.	konstanter Wert
ee	Eulersche Zahl $\approx 2,7182818$
F()	Verteilungsfunktion/Verteilungsdichte
freq	Häufigkeit
GG	Grundgesamtheit
$H_0$	Nullhypothese
$H_A$	Alternativhypothese
Med	Median
N	Umfang einer ( $\rightarrow$ ) GG
nn	Umfang einer ( $\rightarrow$ ) SP
P	Prüfwert/Testgröße bei Hypothesentests
P(E)	(Ereignis-)Wahrscheinlichkeit
Rad	Radian/Bogenmaß
rr	1) bivariater Korrelationskoeffizient; 2) testspezifischer Schwellenwert; 3) Rangzahl
$r_p$	Korrelationskoeffizient von ( $\rightarrow$ ) SPs nach PEARSON, Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient
$r_s$	Korrelationskoeffizient von ( $\rightarrow$ ) SPs nach SPEARMAN, Rangkorrelationskoeffizient
ss	Standardabweichung einer ( $\rightarrow$ ) SP
Si(= $\alpha'$ )	Sicherheitsniveau; Wahrscheinlichkeit, den Fehler 1. Art zu vermeiden = $1-\alpha$
SP	Stichprobe/Teilmenge/Sample
T	1) testspezifische Prüfgröße, 2) Zeitvariable
$\vee$	oder (inklusive)
$\wedge$	und
$z, z'$	Parameter der Normalverteilung

## 0 Abstract

Concerning regional climate change my special topic is: In what extent will abnormal weather events change in the next few decades. Strong precipitation events are to be mentioned as prominent examples. Hydrological differences at a small spatial scale may arise, which can not be realized by raw GCM outputs (GCM: *General Circulation Model*, gridpoint distances more than 100 km). Deriving regional to local precipitation, particularly on small time scales (days to hours), from global model outputs is usually performed by indirect downscaling techniques. Statistical variable interaction between general mesoscale weather situations and regional scale hydrology has to be regarded as one crucial problem in downscaling.

Consequently, and contrary to established downscaling techniques, the initial point of this work is to create multivariate atmospheric patterns, which are bound to specific hydrologic event definitions. Changing from seasonal and monthly to daily scale emphasizes the meteorological importance of the study. One simple advantage could be, that synoptic meteorological phenomena, which include frontal and convective items, will not be linked to precipitation and discharge occurrences by breaking scales. In fact, congruences between atmospheric patterns and hydrologic occurrences are attained by linking binary event definitions. Based on recent synoptic patterns (1950-1999) three GCM outputs are checked for biases and similarities in pattern reproductions.

Recent periods of observed and post-modelled data are available almost globally in high time and space resolutions. This project covers two selected regions of the northern hemispheric mid latitudes: The North-eastern USA (around 60° to 90°W, 32,5° to 45°N) and Central Europe (about 0° to 20°E, 40° to 60°N). In ecological terms, in the transition zone between constant wetness and subtropical summer dryness, future modifications in seasonality and extremes could become noticeable in an outstanding way. Consequently, seasonally separated analyses seem to be essential. Geographically it has to be taken into account the comparison of a continental east with a west side region.

In 1950 to 1999 observational databases comprise of precipitation and discharge series in daily resolution. Precipitation series are checked for inhomogeneities by means of special quality measures. Selections of hydrologically abnormal days are composed by statistical criteria such as standard deviations, percentiles, and return periods. Strong events refer to heavy daily precipitation, high discharge volumes, extraordinary volume increases (flood waves), and to precipitation discharge combinations (coupled wet events). Dry events are expressed by zero

---

□ Canadian model CGCM2, US American model GFDL2, British model HADCM3

precipitation days, by low discharge volumes, and by corresponding combinations (coupled dry events).

Depending on the selected day corresponding meteorological fields consisting of several variables are assigned (coupled meteorological fields) from the NCEP/NCAR Reanalyses. The latter is a parametrised and gridded pool of hundreds of atmospheric parameters on up to 28 levels, from 1948 till now, modelizing the actual weather. From these some are thermal, moisture-, pressure related, and windspeed variables and are commonly used as tools in weather predictions. Respectively, coupled meteorological fields are also compiled of a bunch of such variables. The preferential conception is to receive collected atmospheric correlations in order to enhance the accuracy of hydrological abnormal constellations. Respectively, there are three synoptic groups combining five to seven variables in ground level, 500hPa level, and in 850hPa level. Three more groups are built up from interdiurnal differences. Likewise the seventh synoptic group compiles of twelve vertical indices.

By using the Principal Component Analysis (PCA) as multivariate method the main objective is to gain intense information about the way in which coupled meteorological fields interact or correlate. The results consist of principal components of any certain number. Apart from one another they exist of concentrated, maximised correlation information. Spatial representations consist of specific abnormal multivariate patterns (German: *spezifisch anormale gekoppelte Muster*=SAGMs). A multiple criterion has to be implemented in order to assure SAGM's peculiarities. Considering the way in which time is measured, principal components are represented by time loadings and by associated time rows. Time loadings describe similarities of SAGMs and analogue constellations by means of correlation coefficients or pseudoloadings. As a result, SAGMs will represent hydrologic preciseness at spatial and temporal dimensions.

Two applications are to be examined in-depth:

- Firstly, SAGMs may be applied to predict severe weather in short terms. The pre-condition of time lags between atmospheric predictors and hydrologic impacts are decisive for sample selections (time lags up to 10 days for wet events, and up to 25 days for dry events). Short term prediction is acceptable for a SAGM if its hydrometeorologic information features no ambiguities. Therefore, daily fields resembling a particular SAGM may solely show hydrologic abnormalities in relation to the corresponding sample definition. The forecasting accuracy of any suitable SAGM is determined by means of absolute numbers of correct forecasts in recent time, and by means of false alarm ratios in order to account for overforecasting or underforecasting.

- Secondly, the question arises to what extent temporal SAGM related trends are connected to significant linear changes of severe precipitation and discharge properties in the long run, specifically from about 1950 to 2100.
  - Firstly, raw GCM outputs are being used to identify the developments of SAGM pseudoloadings, and to check for significance in daily resolution.
  - Including biases between the four involved models (NCEP/NCAR, three GCMs) seasonal event repetitions may indicate significant trends.

Beside assessing future developments within socio-economic scenarios A2 and B2, the second approach incorporates model differences in reproducing severe weather patterns.

Regarding regional SAGM populations, short and long term applications have to be considered and differences between regions, seasons, synoptic variable groups, event types and scenarios have to be compared.

## 0 Zusammenfassung

Im Themenfeld des 'Globalen Klimawandels' ist von besonderem Interesse, inwieweit Eigenschaften gerade anormaler und extremer Witterungsereignisse sich in den nächsten Jahrzehnten ändern werden. Starkniederschläge sind ein prominentes Beispiel. Regional können sich dabei kleinräumige Differenzierungen ergeben, die aus Resultaten grobmaschiger Globaler Klimamodelle (engl.: *Global/General Circulation Models*: GCMs, Abstand der Gitternetzpunkte mehrere 100 km) nur indirekt abzuleiten sind. Im besonderen gilt dies für zeitlich hoch aufgelöste Analysen. Die statistische Ableitung regionaler Niederschläge aus großräumigen Modelldaten (sogenanntes Downscaling) ist daher insofern kritisch zu betrachten, als die Beziehung zwischen meteorologischer Konstellation im subkontinentalen Maßstab und regionalem Niederschlag (Größenordnung Mitteleuropas und kleiner) zeitlich wie räumlich stärkerem Wandel unterliegen kann.

Folglich und im Unterschied zu gebräuchlichen Downscaling-Methoden ist die multivariate atmosphärische, an hydrologische Ereignisse gebundene Musterbildung Hauptausgangspunkt dieses Projekts. In der zeitlichen Betrachtung wird in die meteorologisch relevante Tages-Dimension vorgestoßen. Der grundlegende Vorteil kann darin liegen, dass die synoptisch-meteorologischen Phänomene, darunter frontal und konvektiv definierte, räumlich nicht über einen Skalenbruch, sondern qua atmosphärisch-hydrologischer Anomalie-Kongruenzen mit dem Niederschlags- und Abflussgeschehen verbunden werden. Auf die synoptischen Muster der Realzeit (1950-1999) aufbauend soll mittels der entsprechenden Felder dreier atmosphären-ozean-gekoppelter GCMs<sup>α</sup>, dabei ausdrücklich unter Ausschluss des Niederschlagsparameters, eine Abschätzung von Biases und Ähnlichkeiten bei der Reproduktion von entsprechenden Mustern erfolgen.

Für das 20. Jahrhundert liegen zeitlich und räumlich hoch auflösende Stations- und Gitterpunkt/-feld-Datensätze zu einer Vielzahl meteorologischer Parameter für viele Weltgegenden vor. Der Blick des Projekts fällt auf zwei ausgewählte Regionen der nordhemisphärischen Mittelbreiten, auf Mitteleuropa (ca. 5°-15°E / 46°-54°N hydrologisch, 0°-20°E / 40°-60°N meteorologisch-klimatologisch) und auf den Nordosten der USA (ca. 70°-87°W / 36°-45°N hydrologisch, 60°-90°W / 32,5°-50°N meteorologisch-klimatologisch). Ökologisch betrachtet könnten sich im Übergangsbereich zwischen sommertrockenen Subtropen und immerfeuchter Westwindzone hydrologische Wandlungen insbesondere im saisonalen Jahresgang vergleichsweise einschneidend bemerkbar machen. Ein jahreszeitlich differenzierender Ansatz erscheint daher

---

<sup>α</sup> canadisches Modell: CGCM2, US-amerikanisches Modell: GFDL2, britisches Modell: HADCM3

sinnvoll. Klimageographisch relevant ist die unterschiedliche kontinentale west- bzw. ostseitige Lage der beiden Untersuchungsgebiete, sind potentielle transatlantische Telekonnektionen.

Ausgangspunkt der Analyse sind täglich aufgelöste Datensätze zu beobachteten Niederschlägen und Abflussvolumen aus der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts. Die Niederschlagsreihen werden voranalytisch einer Qualitätskontrolle für Homogenität unterzogen. Auf Basis statistischer Kriterien (z.B. Standardabweichungsvielfache, quantilische Wertebereiche, Wiederkehrzeiten) werden vielfältige Selektionen von Tagen mit anormalen hydrologischen Ereignissen getroffen. Starkereignisse werden durch hohe Tagesniederschläge, hohe Abflussvolumen, außergewöhnliche zwischenwöchentliche Abflusszuwächse (Hochwasserwellen) und Kombinationen daraus (verknüpfte Starkereignisse) repräsentiert. Trockenheit findet hydrologisch Ausdruck durch Tage mit fehlendem Niederschlag, durch Tage mit geringem Abfluss (Niedrigwasser) und durch dazugehörige Kombinationen (verknüpfte Trockenereignisse).

Jedem dermaßen selektierten Tag werden aus dem Datensatz der NCEP/NCAR-Reanalyse, (kurz: Reanalyse) meteorologische Felder zugeordnet, die sich aus mehreren Variablen zusammensetzen (sogenannte gekoppelte<sup>o</sup> meteorologische Felder). Bei der Reanalyse handelt es sich um eine global verfügbare, in Gitterfeldern angeordnete Datenbasis Hunderter atmosphärischer Parameter auf bis zu 28 Höhenniveaus, vorliegend ab 1948 und modelliert auf Grundlage eines Wettervorhersagemodells. Daraus werden in diese Arbeit einige thermische, hygrometrische und druckbezogene Variablen einfließen, die in der Wettervorhersage zum gängigen Instrumentarium gehören. Gekoppelte meteorologische Felder bestehen jeweils aus einem Bündel solcher Variablen. Grundannahme ist, dass durch diese Bündelung die für anormale hydrologische Ereignisse bedeutsame Variablen-Kovarianz stärker berücksichtigt wird und damit die Spezifität hydrologisch anormaler Konstellationen gesteigert wird. Neben 3 rein höhenniveaubezogene synoptische Variablengruppen mit 5 bis 7 gekoppelten Feldern aus dem Bodenniveau, dem 850hPa- und dem 500hPa-Niveau treten deren 3 zwischentäglich differenzierte Derivate und ein Variablenblock aus zwölf vertikalen Indizes.

Durch die multivariate Methode der Hauptkomponentenanalyse soll komprimierte Information zur Kovarianz der gekoppelten Felder gewonnen werden. Ergebnis der Methode sind Hauptkomponenten auszuwählender, beliebiger Anzahl. Sie vereinigen unabhängig voneinander maximierte meteorologische Variabilitäten auf sich. Ziel ist in räumlicher Sicht die Erstellung spezifisch anormaler gekoppelter Muster (=SAGMs) über Raumgewichte (=Scores). Zeitlich betrachtet ist Ziel die Bildung von Zeitgewichten und von Zeitgewicht-Zeitreihen. Zeitgewichte beschreiben Ähnlichkeiten zwischen SAGMs und einem beliebigen Feld räumlich gleichartigen

---

<sup>o</sup> gekoppelt: hier gleich bedeutend mit synoptisch

Arrangements aufgrund von Korrelationskoeffizienten (=Pseudoladungen). Ein Mehrfachkriterium wird eingeführt, um die hydrometeorologische Eigentümlichkeit und Repräsentativität eines SAGMs zu gewährleisten. Insgesamt vertreten SAGMs hydrologische Exklusivitäten somit in räumlicher und zeitlicher Dimension.

Zwei Anwendungen von SAGMs werden näher betrachtet:

- Zum einen handelt es sich um den Einsatz als Instrumente zur kurzfristigen Unwettervorhersage. Die Voraussetzung eines Zeitversatzes zwischen atmosphärischer Ursache und hydrologischem Effekt ist durch die Selektionskonzeption – mit 10 Tagen Vorlauf für verknüpfte Starkereignisse bzw. 25 Tagen für verknüpfte Trockenereignisse – erfüllt. Die Prognosefähigkeit eines SAGMs richtet sich dabei nach dessen hydrometeorologischer Eindeutigkeit. Danach dürfen an Tagen, die einem bestimmten SAGM ähneln, regional nicht dem SAGM definitionsgemäß entgegengesetzte Anomalieereignisse eintreten, sodass regionale keine Feucht- und Trockenanomalien zugleich auftreten. Relativiert wird die Vorhersagekraft eines prognosefähigen SAGMs anhand der absoluten Anzahlen in der Realzeit korrekter Prognosen und anhand der sogenannten Fehlalarmquoten, welche die Anteile von Tagen berücksichtigen, an welchen trotz SAGM-Ähnlichkeit das *spezifische* Anomalie-Ereignis nicht eintritt (sogenanntes *overforecasting*).
- Zweitens wird der Frage nachgegangen, inwieweit Zeittrends der SAGM-bezogenen Zeitreihen als Hinweis auf signifikante Wandlungen anormalen Niederschlags- und Abflussverhaltens in den drei GCMs gedeutet werden dürfen. Hierbei handelt es sich um einen langfristigen (dekadisch bis säkular, 1950-2100), hydroklimatisch abschätzenden Ansatz.
  - o Eine erste, GCM-nahe Abschätzung prüft Zeitreihenentwicklungen von SAGM-Zeitgewichten/Pseudoladungen in täglicher Auflösung auf Signifikanz.
  - o Ein zweiter, Dateneigenschaft-Verzerrungen (engl.: *Biases*) zwischen NCEP/NCAR-Reanalyse und den GCMs eliminierender Ansatz, basiert auf Ereignishäufigkeiten den SAGMs zugeordneter Events in saisonaler Auszählung.

Neben dem Blick in die Zukunft mittels der sozioökonomischen Szenarioläufe A2 und B2 stehen im Bias korrigierenden Ansatz Unterschiede in Reproduktionseigenschaften von SAGMs zwischen den vier Modellen im Fokus.

Sowohl bezüglich der regionalen SAGM-Grundgesamtheiten wie in Anbetracht ihrer Anwendungen in meteorologischer Kurzfristvorhersage und klimatologischer Langfristabschätzung wird in Augenschein genommen, inwieweit sich nach Regionen, nach Jahreszeiten, nach Variablengruppen, nach Ereignistypen, nach Szenarien (, etc. ..) Differenzierungen ergeben.





# I EINFÜHRUNG

## **1. Thematische Einführung**

Die Themenwahl und das in der Zusammenfassung vorgestellte Gesamtkonzept beruhen in begrifflicher Anlage und in praktischer Machbarkeit auf theoretischen Annahmen und anwendungsbezogenen Grundlagen, welche in der thematischen Einführung erörtert werden sollen. Im Mittelpunkt stehen dabei Aspekte, welche den neuartigen fachspezifischen Informationsgehalt des Promotionsprojekts unterstreichen. In Anlehnung an HIRSCHBOECK (1988) soll, zusammenfassend, ein Konzept aus dem Bereich der „*Flood and Drought Hydrometeorology*“ entwickelt werden. Ziel ist also nicht das Aufspüren extremrelevanter, klimadynamisch langfristig gültiger und variierender Konditionen (im Zeitbereich von Dekaden bis Jahrhunderten) in Zukunftsszenarien selbst. Vielmehr ist Intention und Ausgangspunkt, rezent wirksame atmosphärische Extremauslöser auf Klimaszenarien des 21. Jahrhunderts zu projizieren und damit Realklima und Simulation zu verbinden. Kernpunkte sind dabei

- die im Rahmen der Klimafolgenforschung (vgl. Kap. 1.1.) ...
- ... zeitlich hoch aufgelöste Betrachtung synoptischer Wettersysteme und daran gebundener Niederschlags- und Abflusswirkungen (vgl. Kap. 1.2.);
- die Abmilderung der diesbezüglichen, klimamodellinhärenten Skalenproblematik (vgl. Kap. 1.3.) ...
- ... durch Entfaltung eines indirekten, nämlich an atmosphärische Bedingungen geknüpften Atmosphäre-Niederschlag-Abfluss-Modells (vgl. Kap. 1.4.); und die Prüfung jenes Analog-Modells
- hinsichtlich verschiedener Modellszenarien (vgl. Kap. 1.5.),
- hinsichtlich verschiedener Untersuchungsräume (vgl. Kap. 1.6.),
- vor dem Hintergrund wissenschaftstheoretischer Vorüberlegungen (vgl. Kap. 1.7.).

### **1.1. Hydrometeorologische Extreme als klimatologisches Gefahrenpotential**

#### Aktuelle und öffentliche Relevanzen

Im Themenfeld des 'Globalen Klimawandel' ist von besonderem Interesse, inwieweit gerade Häufigkeit und Intensität *extremer* oder *anormaler* Witterungsereignisse sich in den nächsten Jahrzehnten regional differenziert ändern werden (EASTERLING et al. 2000a+b). Starkniederschlagsereignisse mit Hochwasserfolge sind ein prominentes Beispiel. Trockenperioden und Niedrigwässer treten zwar weniger abrupt in Erscheinung, zeitigen jedoch vergleichbar

gravierende negative Folgen, etwa durch Epidemien, Hungerkatastrophen, Ernteausfälle oder Behinderung der Binnenschifffahrt. Im Gefolge besonders markante Ereignisse wie, Mitteleuropa betreffend, in jüngerer Zeit das Juli-August-Hochwasser an Donau und Elbe 2002 (BFG 2002) oder die Niedrigwässer des Trockensommers 2003 im gesamten mitteleuropäischen Raum (BELZ et al. 2004) wird die wissenschaftliche Diskussion um den Klimawandel medial übermittelt Gegenstand allgemeinen öffentlichen Interesses. Auch die Publikation der 4 Teile des 4. IPCC-Reports (darunter RANDALL et al. 2007) im Jahresverlauf 2007 setzte auf weltweite Öffentlichkeitswirkung. Die Selbstdarstellung der Klima(folgen)forschung darf dabei in einigen Punkten hinterfragt werden: Inwieweit kann die Wissenschaft die Bedingtheit ihrer Ergebnisse betonen, ohne die Notwendigkeit ihrer Untersuchungen zu leugnen oder ihre zukunftspolitische Relevanz zu gering zu bewerten? Inwieweit sollten Klimawissenschaftler selbst journalistisch eingreifen (ein Beispiel VON STORCH & STEHR 2005), um dem mutmaßlichen Image oder der drohenden Tendenz einer unseriösen Disziplin entgegenzutreten (hierzu z.B. WETZEL 2005) ?

#### Historische Relevanz

Im historischen Kontext wuchs spätestens seit der Anlage fester Siedlungen in Flussnähe die menschliche Kenntnis über das Gefährdungspotential von Fließgewässern. Infolge der Lebensnotwendigkeit des Wassers und aufgrund gewachsener verorteter Strukturen hat der Mensch in vielen Ufer- und Auebereichen an der Nähe zum Fluss über Jahrhunderte und Jahrtausende festgehalten (PLATE 2000). Baulich sind mit fortschreitender technischer Entwicklung immer aufwendigere und effektivere Hochwasserschutz- und Flussregulierungsmaßnahmen durchgeführt worden, deren Anlage lange Zeit überwiegend auf historischer Erfahrung und Tradierung gründete, nach etwa 1800 Disziplin der Wasserbauingenieure wurde (SCHNITTER 1994). Moderne hydrologische Maximalabschätzungen sind oft theoretischer Natur und beziehen paläohydrologische und historische Hochwassermarken zum Teil nicht ein. Letztere bieten indes bei ausreichender Belegung ein einfaches Instrumentarium zur Einordnung rezenter Hochwässer und können als Basis für Einstufungen von Zukunftsabschätzungen dienen (HIRSCHBOECK et al. 2000: 68)

#### Wirtschaftliche Relevanz

Ob sich eine systematische Änderung fließwassergebundener Gefährdungspotentiale unter anthropogen modifiziertem Klima ergibt, ist mithin zugleich eine ökonomische Fragestellung. Für volkswirtschaftlich besonders bedeutsame hydromet. Schadenswirkungen katastrophalen Ausmaßes liegen in den meisten Staaten hauptsächlich Daten von Versicherern und Regierungsinstitutionen vor. So veranschlagt die Münchener Rückversicherung den versicherten

Gesamtschaden durch das Augusthochwasser 2002 an Elbe und Donau und Verluste durch die Trockenheit im Sommer 2003 (Mittel- und Westeuropa) auf jeweils 13 bis 13,5 Mrd. € (MÜNCHENER RÜCK 2004). Nicht eingerechnet in solche Statistiken sind einerseits unversicherte Schäden und nicht versicherbare Schädigungen der natürlichen Umwelt, in der Gegenrechnung fehlen freilich Gewinne und Vorteile, die aus Nachkäufen geschädigten Guts und aus positiven Veränderungen von Natursystem und Kulturland (Schwemmlandzufuhr, intensive Ausspülung von Bodenschadstoffen, etc. ..) resultieren (CHANGNON 2003). Insgesamt sind daher Modifizierungen des Naturhaushalts durch Starkereignisse ein weiterer Brennpunkt von Folgeanalysen (CARLING et al. 2003: 325).

### Zukunftsrelevanz

Die Zunahme von hochwasserbedingten Schäden in der 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts ist teilweise dadurch nicht-klimatisch bedingt, dass Anzahl und Gesamtwert versicherter Objekte enorm angestiegen sind, hauptsächlich durch vermehrte Nutzung überflutungsgefährdeter Flussniederungen und durch Landnutzungsänderungen (CHANGNON et al. 2000). Trotzdem besteht weitgehend wissenschaftlicher Konsens darüber, dass künftig rein klimatisch bedingt mit einer weiteren Zunahme an Einbußen zu rechnen sein wird (FREI et al. 2000, MEEHL et al. 2000a+b, HISDAL et al. 2001, FRICH et al. 2002). Grundlage solcher Abschätzungen ist die Annahme, dass mit Erhöhung des mittleren Energieinhalts der Troposphäre sich Extremereignisse nach einer Regression höherer Ordnung vervielfachen werden. Der mittlere thermische globale Trend würde in den meisten außertropischen Erdregionen folglich eine Ankurbelung des hydrologischen Haushalts im Laufe des 21. Jahrhunderts nach sich ziehen (IPCC 2001b: 530-551). Da den Niederschlag betreffend globale Klimamodelle sowohl vermehrt Stark- wie Trockenereignisse realisieren, müsse mit Erhöhung des Niederschlagsmittels eine Variabilitätssteigerung kurzfristigen Wettergeschehens einhergehen (ebd.: 573f.). Zirkulationsdynamisch betrachtet ist diese Variabilitätssteigerung jedoch kein Muss. Der unter Kap. 1.4. einzuführende Analogansatz weicht den diesbezüglichen klimamodellinhärenten Suggestionen aus, indem er multivariate atmosphärische Konstellationen zum von modellierten Niederschlagsmengen unabhängigen Ausgangspunkt extremen Niederschlagsgeschehens macht. Eine vorgetäuschte Unabhängigkeit besteht natürlich insofern, als die modellspezifische Parametrisierung des Niederschlags bezogen ist auf die Berechnung anderer Atmosphärenvariablen, darunter solcher, die in diese Arbeit einbezogen sind (BENISTON 1998: 13).

## 1.2. Verfügbarkeit täglich aufgelöster Daten

Voraussetzung für die hydromet. Analyse von Starkereignissen ist – allgemein wie in dieser Arbeit – die hinreichende zeitliche Auflösung zugrunde liegender hydrologischer bzw. atmosphärischer Beobachtungs- und Modelldaten (YARNAL & FRAKES 1997: 323-327) und ausreichende Länge, das bedeutet klimatische Repräsentativität, der Serien (HUH et al. 2005). Als limitierender Faktor muss diesbezüglich oft jener einbegriffene Datensatz gelten, der bei genügender räumlicher Abdeckung das geringste Maß an zeitlicher Diskretion aufweist. Dies trifft hier gleichermaßen für Tagessummen des Niederschlags wie für Tagesmittel des Abflussvolumens zu.

Im einzelnen handelt es sich um lokale Beobachtungen aus Messnetzen meteorologischer und hydrologischer Dienste. Die Quellenlage sei an dieser Stelle kurz erläutert, Näheres zu Datenqualität und zu Datenhandhabung findet sich separat in Kap. 3.:

### **Tagesniederschläge, Mitteleuropa, 1950-1999**

*Deutscher Wetterdienst (DWD)/Offenbach*: 67 Stationen in Deutschland

*European Climate Assessment (ECA)*: Stationen in der Schweiz (5), der Tschechischen Republik (1), Österreich (3), Luxemburg (1) und den Niederlanden (1)

### **Tagesniederschläge, nordöstliche USA, 1950-1999**

*Agricultural Research Service (ARS)*: 80 Stationen 1950-1992

*Pennsylvania State University (PSU)*: 3 Stationen

*Earthinfo Disc*: 8 Stationen 1950-1999; zur zeitlichen Ergänzung (1993-1999) der ARS-Reihen 72 Stationen

### **Tagesmittel des Abflussvolumens, Mitteleuropa, 1950-1999**

*Global Runoff Data Centre (GRDC)/Koblenz*: 17 Pegelstationen an Rhein (5), Donau (3), Elbe (3), Main (2), Weser (2), Mosel (1) und Neckar (1)

### **Tagesmittel des Abflussvolumens, nordöstliche USA, 1950-1999**

*United States Geological Survey (USGS)*: 17 Messpegel an Ohio (3), Susquehanna (2), Allegheny (1), Cass (1), Connecticut (1), Delaware (1), Hudson (1), James (1), Kannawha (1), Kentucky (1), Maumee (1), Monongahela (1), New (1) und Potomac (1) River

Atmosphärische Variablen betreffend kann auf Gitterfeld-Tagesmittel zurückgegriffen werden. Sie werden mathematisch prozessiert (modelliert) mittels operationeller numerischer Wettervorhersagemodelle auf Basis von atmosphärischen und erdoberflächennahen Beobachtungen verschiedener Messmethodik (KALNAY et al. 1996, KISTLER et al. 2001):

## Gitterfeld-Tagesmittel, atmosphärische Parameter, 1950-1999

*National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR)*: Bei der sogenannten NCEP/NCAR-Reanalyse handelt es sich um einen Datenpool aus 87 online frei verfügbaren meteorologischen Variablen, worunter atmosphärische auf bis zu 28 Höhengniveaus abgebildet sind. Es werden 18 Variablen in die hiesige Untersuchung einbezogen, weitere 12 aus den Reanalysedaten abgeleitet (vgl. Kap. 3., Kap. 2.2.1.2. und Tab. 12-1 und 12-2, S. 131). Die Gitterpunktdichte beträgt parameterabhängig  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  bzw.  $1,9048^\circ$  Breite  $\times$   $1,875^\circ$  Länge.

### Gitterfeld-Tagesmittel atmosphärischer Parameter für den Modell-Kontrolllaufzeitraum (2. Hälfte des 20. Jahrhunderts) und Szenarioläufe A2 und B2 (21. Jahrhunderts) aus Klimamodelloutputs

Wie bei der Reanalyse (s. Kap. o.) erfolgt bei den atmosphärisch-ozeanisch gekoppelten allgemeinen Zirkulationsmodellen (engl.: *Atmosphere Ocean Coupled Global Circulation Models*: AOGCMs=GCMs) eine numerische Modellierung des Atmosphärenzustandes, jedoch nicht aufgrund fortlaufend erneuerter Beobachtungen sondern auf Basis einmaliger realitätsnaher Ausgangsbedingungen und unter abgeschätzt realitätsnahen rezenten (Kontrolllauf) bzw. künftigen (Szenarioläufe) Randbedingungen. In einem spezifischeren Sinne werden die vereinheitlichten, sozioökonomisch fundierten, anthropogen modifizierten Zukunftsabschätzungen des atmosphärischen Energiehaushalts als (SRES-/IPCC-)Szenarien bezeichnet (vgl. Kap. 3.2.3.). Diese szenarischen Simulationen von Ersatzrealitäten (VON STORCH & ZWIERS 1999: 124) dienen im Gegensatz zur kurzfristigen Wettervorhersage der experimentellen Klimaanalyse. 6 Klimarealisierungen, 3 AOGCMs mit je 2 Szenarien, gehen in diese Arbeit ein, bei den Modellen handelt es sich um:

*Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis*, Klimamodell CGCM2, Gitterpunktdichte ca.  $3,71^\circ$  Breite  $\times$   $3,75^\circ$  Länge

*Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/Princeton*: Klimamodell GFDL2, Gitterpunktdichte ca.  $2,235^\circ$  Breite  $\times$   $3,75^\circ$  Länge

*Hadley Centre for Climate Prediction and Research/UK*, Klimamodell HADCM3, Gitterpunktdichte  $2,5^\circ$  Breite  $\times$   $3,75^\circ$  Länge

Eigenheiten der AOGCMs werden in Kap. 3.2.3. vorgestellt.

### 1.3. Skalen-Problematik

Hydromet. Skalen-Problematiken ergeben sich aus den unterschiedlichen räumlichen (ferner zeitlichen) Dimensionen Niederschlag erzeugender meteorologischer Systeme und deren punkt-

bis flächenhafter Niederschlagswirksamkeit. Zudem liegt zwischen Niederschlags- und Abflussgeschehen weniger choristische denn chorologische Beziehung vor (vgl. Kap. 6.), wodurch vielmehr funktionale als vollkommen korrespondierende hydromet.-geographische Bindung herrscht.

Die räumlichen Divergenzen beziehen sich auch auf die vorliegenden Datenreihen, indem diese einerseits auf Beobachtungen (Abfluss/Wasserstand, Niederschlag), andererseits auf Modellierung (Atmosphäre) beruhen. Dabei fallen bei lokalen Tagesniederschlägen die problematischen räumlichen Kontraste in aller Regel schärfer aus als etwa bei thermischen Variablen (RUBEL 1996) oder bei Niederschlag erzeugenden synoptischer Feldern aus Druck- oder Feuchtevariablen.

Skalenproblematiken fallen schließlich auch bei der Datenerzeugung aufgrund verschiedener Modelle ins Gewicht, seien es regionalisierte Niederschläge oder atmosphärische Variablen (PESCHKE 1999). Aus Resultaten grobmaschiger Globaler Klimamodelle/GCMs (Abstand der Gitternetzpunkte mehrere 100 km) sind jene großmaßstäblichen atmosphärischen oder hydrologischen Disparitäten nur indirekt abzuleiten (XU 1999: 230). Lösungsansätze zur Erstellung von durch GCMs oder Regionalen Klimamodellen (engl.: *Regional Climate Models*: RCM) angetriebenen, detaillierten Niederschlag-Abfluss-Modellen gibt es mannigfach (XU 1999). 2 grundlegend problematische Punkte dabei seien benannt:

- 1.) Parametrisches Skalenproblem: Werden GCM-eigene Gitterdaten gleich welchen Parameters herangezogen, stellt sich die Frage nach der physikalisch begründeten, mathematisch formulierten Erzeugung der Werte. Beim Niederschlag drückt sich dieses Parametrisierungsproblem gewöhnlich in geringerer raumzeitlicher Variabilität im Vergleich zu Beobachtungsdaten aus.
- 2.) Skalenproblem der Maßstabsbrechung (Downscaling): Die (per se indirekte) Ableitung regionaler Niederschläge aus großräumigen Modelldaten, entweder durch ein vermittelndes RCM oder durch statistisches Downscaling, ist insofern kritisch zu betrachten, als die Beziehung zwischen makro- bis mesoskaligen atmosphärischen Bedingungen und meso- bis mikroskaligen Niederschlägen und anormalen Abflüssen starkem und sprunghaftem raumzeitlichen Wandel unterliegen kann, und die zeitlichen Bruchpunkte der Zusammenhänge oft schwer zu fassen sind (WILBY & WIGLEY 1997). Dieses Downscaling-Problem besteht fort zumindest so lange, wie eine sehr engmaschige (globale) AOGCM-Auflösung von wenigen Kilometern rechnerisch nicht realisierbar ist.

## 1.4. Multivariater Analogansatz

Eine Möglichkeit, modellimmanente Parametrisierungsprobleme des Niederschlags auszublenken und Downscalingschwierigkeiten anderer Ansätze zu umgehen, soll in dieser Arbeit vorgestellt werden. Es handelt sich zusammenfassend um einen an realen extremen/anormalen hydromet. Ereignissen ausgerichteten, synoptisch-dynamischen (BARRY & PERRY 1973: 5-7) Analogansatz:

Hydromet. Stark- und Extremereignisse der Realzeit 1950-1999 werden anhand täglicher Beobachtungsdaten des Niederschlags und des Abflusses erfasst, zugeordnete Witterungssituationen sind 4-dimensional dokumentiert in Modelldaten der NCEP/NCAR-Reanalyse. Als Übertragungsscharnier zwischen Real- und Modellzeit (Modellzeit: Kontrolllauf und Szenarioläufe) dienen synoptische Muster, die solche Witterungssituationen als gekoppelte atmosphärische Variablenfelder abbilden. Die Mustervariablenfelder sind zusammengestellt aus niveaugleichen, niveaugleich-zwischentäglichen oder niveauübergreifend-vertikalen Variablen. Die Verwendung gekoppelter Variablenfelder begründet die erste Bedeutung von 'multivariat'. Zweitens werden den hydromet. Ereignissen zugeordnete Muster durch die multivariate statistische Methodik der gekoppelten Hauptkomponentenanalyse erzeugt (vgl. Kap. 5.3.2. und 12.1.1.). Der Begriff 'multivariat' – wie auch 'gekoppelt' – ist folglich doppelt besetzt.

Als Analogverfahren darf der Ansatz bezeichnet werden, weil erstens gemäß dem griechischen Wortsinn in AOGCM-Outputs numerische *Entsprechungen* zu Realzeitmustern zu ermitteln sind, und da dies zweitens gemäß der Grundannahme geschieht, dass grundlegende Prozesse der synoptischen Niederschlags-erzeugung in Real- und Modellzeit ihrer räumlichen Konstellation und zeitlichen Wirksamkeit nach gleichartig oder in Entsprechung ablaufen. ZORITA & VON STORCH (1999) attestieren einer verwandten Analogmethode im Vergleich zu komplexen Niederschlag-Downscalingverfahren vergleichbare und gute Qualität. JACOBET (1997) streicht die Brauchbarkeit synoptischer Muster als Prognoseinstrument künftiger Klima-Anomalien heraus. In Verbindung mit regressionsbasierten Trendanalysen sprechen IMBERT & BENESTAD (2005) Analogstrategien verlässlichere Projektionen des Klimawandels auf regionaler bis lokaler Ebene zu.

Folglich ist die multivariat-statistische Aussonderung Anomalien hervorbringender dynamisch-synoptischer Typen<sup>1</sup> Kernpunkt dieser Arbeit, die plausible Definition von Starkereignissen zuvor erscheint als Bedingung für schlüssige Muster. In räumlicher Sicht, und erneut das Skalenproblem berührend, kann der grundsätzliche Vorteil des Ansatzes darin liegen, dass

---

<sup>1</sup> 'Typisierung' und 'Klassifizierung' werden in der Folge und in entsprechendem Kontext gleich bedeutend mit 'meteorologische Musterbildung' verwendet.

Wetterfronten und Vertikallabilitäten räumlich ähnliche Ausdehnung umfassen wie geographische (Sub-)Regionen, hier Mitteleuropa und die nordöstlichen USA (YARNAL & FRAKES 1997).

### **1.5. Abschätzungen hydroklimatischer Entwicklungen 1950-2100 in multimodaler Sicht**

Auf den Analogmustern basierend soll unter Verwendung dreier AOGCM-Modellläufe (vgl. Kap. 1.2.) eine konsistentere Abschätzung von Zeitreiheneigenschaften ausgewählter atmosphärisch-hydromet. Anomalien im Übergang von der Gegenwart bis zum Ende des 21. Jahrhunderts erfolgen. Da zudem jeweils 2 sozioökonomische Szenarien (A2 und B2) für das 21. Jahrhundert betrachtet werden, stehen letztlich 6 Modellzeitrealisierungen zur Verfügung. Mit der Anzahl der Realisierungen wiederum steigt die probabilistische Belegkraft möglicher Trendänderungen in die Zukunft hinein (KHARIN & ZWIERS 2002, RAJAGOPALAN et al. 2002). Dies gelte mehr noch für die Abschätzung kleinräumig-kurzzeitiger Starkereignisse als für integrierende Mittelbildungen des Niederschlagsgeschehens (HEGERL et al. 2003), mit der Einschränkung, dass infolge des aktualistischen Analogverfahrens fehlende Befunde zu künftig dynamisch neuartiger Niederschlagsgenese die Abschätzung anormaler Ereignisse gleichermaßen negativ betreffen dürften.

### **1.6. Regionaler Vergleich: Mitteleuropa und Nordosten der USA**

Der Blick der Arbeit fällt mit Mitteleuropa und dem Nordosten der USA auf 2 Gebiete der nordhemisphärischen Mittelbreiten. Im Übergangsbereich zwischen sommertrockenen Subtropen und der immerfeuchten Westwindzone könnten sich hier zukünftig klimabedingte Wandlungen des Wasserhaushalts vergleichsweise einschneidend bemerkbar machen (ARNELL 1999b, DOUVILLE et al. 2002). Im intrazonalen Vergleich weisen die einbezogenen Flussabschnitte Gleichartigkeit hinsichtlich Ganzjährigkeit des Abflusses, überwiegend alluvialem Flussbett und *relativer* rezenter Stabilität der Flussbettlängs- und -querschnitte auf. In ihrer Natürlichkeit sind die meisten Flussabschnitte als mäßig bis stark durch Regulierung und/oder Kanalisierung modifiziert zu betrachten (nach GORDON et al. 2004: 50-55, vgl. Kap. 2.2.2., 3.1.2. und Anhang B). Klimageographisch relevant ist die unterschiedliche kontinentale Lage der beiden Gebiete: Mitteleuropa nahe der Westseite Eurasiens, die nordöstlichen USA zwar ebenfalls ozeannah, jedoch an der zirkulationsdynamisch andersartig geprägten *Ostseite* Nordamerikas. Obwohl die beiden Räume zur gleichen Klimazone gehören, weisen sie also lagebedingt und als Exempel der west-östlichen Formenwandelkategorie (LAUTENSACH 1952) klimatische Eigenarten auf (vgl. Kap. 2.1.2. und 2.2.1.).



Klimageschichtlich und klimadynamisch argumentierend kann die Auswahl der beiden Regionen mit der zeitweisen Synchronität verschiedener Klimaübergangsphasen im Postpleistozän unter zum Teil korrelierten dynamischen Bedingungen begründet werden (HIRSCHBOECK et al. 2000, KNOX 2003, STARKEL 2003a). In die Zukunft gerichtet ist sowohl speziell wie global von Interesse die Abhängigkeit regionaler Entwicklungen, welche klimadynamisch potentiell telekonnektiv miteinander gekoppelt sein könnten (APPENZELLER et al. 2000, HU & WU 2004).

## 1.7. Wissenschaftstheoretisches Schlaglicht

Dem wissenschaftstheoretischen Konzept des Falsifikationismus oder Kritischen Empirismus folgend, muss die Allgemeingültigkeit wissenschaftlicher Ergebnisse in Zweifel gezogen werden, weil Beobachtung a priori „theoriegeleitet ist und Theorie voraussetzt“ (CHALMERS 1994: 41). Ziel ist demzufolge nie die endgültige Verifizierung einer Theorie oder einer wissenschaftlichen Einsicht niedrigerer Kategorie, sondern, mangelhafte Theorien im Sinne wissenschaftlichen Fortschritts durch Falsifikation zu verbessern. Jeweils neuere Theorien zeichnen sich daher durch vermehrte Falsifizierungsmöglichkeiten aus (ebd.: 41-51).

Auch und gerade für klimatologische Fragestellungen, die auf statistischen und auf Klimamodellen beruhen, macht die Gültigkeit dieses Konzeptes Sinn. Die Gründe liegen in der Komplexität des hier meteorologischen Materials. Auf zeitlich unterschiedlichen Skalen kann so nie von im jeweiligen Zeitverlauf stets gleichartigen oder gleich dimensionierten statistischen Zusammenhängen zwischen verschiedenen Variablen ausgegangen werden. Vielmehr ist die raumzeitliche Unbeständigkeit von Wirkungszusammenhängen und Kovariationen Grundthese.

Trotzdem kann nicht anders vorgegangen werden, als zunächst adhoc-Hypothesen aus den natürlichen Bedingungen abzuleiten, um dann über einzuführende Regeln Zwischen-Ergebnisse in pseudo-natürliche Ereignisse 'rückzuführen' (nach GREGORY & BENITO 2003b: 9ff.).

In angemessener Unbefangenheit sei abschließend POLLACK (2003) beigepliziert, der – mehr aus pragmatischem, handlungsbezogenem Blickwinkel – die Vieldeutigkeit potentiell zu untersuchender Gegenstände als Antrieb für wissenschaftlichen Fortschritt erachtet, ein Umstand, der kritisch-empirisch betrachtet nie verloren gehen wird, weil im Anschluss an jede Analyse – wie auch im Anschluss an diese Arbeit – sich eine Mehrzahl neuer Fragestellungen eröffnen wird: „*Waiting until uncertainty is eliminated before making decisions is an implicit endorsement of the status quo, and often an excuse for maintaining it*“ (ebd.: 3); und: „*Uncertainty, far from being a barrier to progress, is actually a strong stimulus for, and an important ingredient of, creativity*“ (ebd.).

## 2. Geographische und hydroatmosphärische Einführung

### 2.1. Vergleichende Regionscharakterisierung

#### 2.1.1. Physiographie

Mitteleuropäisches wie auch nordostamerikanisches Entwässerungsnetz sind entwicklungsgeschichtlich gekennzeichnet durch vielfache tektonische, oft präquartäre Vorprägungen und markante Überformungen durch glaziale und periglaziale Morphodynamik der quartären Eiszeiten. Alle längeren Flüsse setzen sich aus einer Reihe verschieden alter Teilbereiche zusammen, was zum einen die Länge der Zugehörigkeit zum jeweiligen Flusssystem, zum anderen den Zeitraum der Anlage des genaueren heutigen Talverlaufs angeht (HANTKE 1993). Für Erweiterungen eines Flusssystems verantwortlich sind in der Regel die Prozessabläufe von rückschreitender Erosion und Anzapfung, größere erosive Durchbruchstäler entstehen meist antezedent oder epigenetisch, kleinere auch durch Anzapfung (AHNERT 1996: 250-257). Topographisch bemerkbar macht sich die Flusssystementwicklung in einer landschaftlichen Aufgliederung, die oft mit scharfen physiogeographischen Merkmalswandlungen innerhalb eines Einzugsgebiets einhergeht. Als anschauliche Beispiele antezedenter Tiefenerosion gelten die Durchbruchstäler von Mittelrhein, Elbe (Elbsandsteingebirge), Main (Spessart/Odenwald), Neckar (Odenwald), in der appalachischen *Valley and Ridge*-Provinz sind die epigenetischen *watergaps* von New, Potomac und Susquehanna R. zu nennen (WILHELMY 1974). Aus den vergangenen geologischen Epochen des Quartärs und des Tertiärs rühren neben endogenen spezifisch exogene, klimamorphologische Formungsmechanismen her, die sich im Landschaftsbild bis heute erhalten haben: Rumpfflächenlandschaften an Main und Neckar, Ohio und Kentucky R. zeugen von einer Phase exzessiver Flächenbildung während tropoider Klimabedingungen im Tertiär; eingetiefte Flusstäler mit verdeckter Schotterfüllung repräsentieren periglazial-exzessive Talbildung während der pleistozänen Glaziale. Holozäne Landschaftsentwicklung schlägt sich in Bodenabtrag im Hinterland und Auelehmsedimentation bei insgesamt geringer Erosionsleistung nieder (nach BÜDEL 1957 und nach BÜDEL in MÜLLER-HOHENSTEIN 1981: 38). Jene Auelehmschichten leiten zur historischen Zeit über und sind Indikatoren von Überflutungen, von sich historisch wandelnden Einträgen durch Spüldenudation, sie zeigen unter Umständen Vegetationsänderungen durch menschliche Landnutzung an (AHNERT 1996: 207).

Im einzelnen können an Entwicklungseigenheiten dem Talverlauf und Einzugsgebiet nach recht junge, nämlich pleistozän-kaltzeitlich ausgeformte Abschnitte angeführt werden, so das Ohiosystem als mutmaßlicher Nachfolger des glazial zuerst abgedrängten und dann

verschütteten Teays R., und damit in Zusammenhang stehend die Verkürzung des Kentucky R. von Norden her (THORNBURY 1967: 206ff.). Im Alpenbereich gelten Alpenrhein und Abschnitte des Hochrheins sowie im norddeutschen Vereisungsgebiet die untere Weser und Mittel- und Unterelbe als Versatzstücke von Urstromtälern (NEEF 1981: 39, 568). Südlich der Inlandvereisungsgrenze(n) herrschten kaltzeitlich periglaziale Formungsmechanismen, welche Flüsse markant in die Tiefe erodieren ließen und sich mithin rezent besonders in Stufen- und Beckenlandschaften längs der Flüsse als Gefälle ausgleichend, im Talquerschnitt als Gefälle steigernd auswirkten (BÜDEL 1957).

Grundrissmuster von Fluss- und Talnetzen geben Aufschluss über das Fortschreiten von deren Integration (AHNERT 1996: 250-252). Grundrissmuster beeinflussen auch die Abflussgeschwindigkeit von Hochwasserwellen. Für die gemäßigten Breiten gilt: Je höher der Anteil niedriger Flusszahlen und je höher der Anteil an Wegstrecken von Flüssen niedriger Ordnung<sup>2</sup>, desto rascher der Abfluss. In beiden Regionen herrschen gut integrierte Grundrisse in dem Sinne vor, als es kaum Brüche in der Reihe HORTONScher Flusszahlen gibt (AHNERT 1996: 258f.). Ausnahmen davon erscheinen sicherlich in der Schichtrippenlandschaft des Großen Appalachtals am Potomac R. (dendritischer Typ) und im Alpenvorland mit dem rechten Einzugsbereich der oberen Donau (paralleler Typ). Bei höherer Flusszahl und ausgedehntem Hinterland spielen – auch infolge des Flussausbaus (vgl. Kap. 2.2.2.) – Hochwasserwellen-Abwandlungen durch Grundrisstyp und Gewässerdichte allerdings eine zunehmend untergeordnete Rolle. Andere abflussrelevante natürliche Geofaktoren wie Art des Tallängs- und -querschnitts oder geologische Untergrundbeschaffenheit verlieren als Einzelkriterien mit wachsender Komplexität des Einzugsbereichs ebenfalls an Bedeutung.

Relativ gesehen steigt dagegen die Bedeutsamkeit der Veränderlichkeit atmosphärischer Geofaktoren mit der landschaftlichen Vielfältigkeit von Flussgebieten. In dieser Hinsicht erscheint Mitteleuropa auf den ersten Blick differenzierter: Beide Untersuchungsgebiete sind von Mittelgebirgslandschaften im weiteren Sinne (Hügelländer, Rumpfbergländer, Stufenländer, Plateaus, etc. ..) dominiert, Hochgebirgsanteil tritt mit den Alpen jedoch nur in Zentraleuropa auf, das Norddeutsche Tiefland ist zugleich etwas ausgedehnter als die relevanten amerikanischen Küstenniederungen. Auch entwässert das Ohiosystem zunächst durch die dem Mittelgebirgsraum zuzuschlagenden Appalachen-Plateaus, sodass insgesamt Mitteleuropa mehr komplexe, das heißt den Landschaftstypen nach zusammengesetzte Einzugsbereiche enthält als der Nordosten der USA.

Andere Sachverhalte lassen hingegen darauf schließen, dass die interne morphologische und

---

<sup>2</sup> insofern Quell- und Nebenflüsse mit niedrigeren Flusszahlen belegt sind

Niederschlagsvariabilität beider Regionen sich nur graduell unterscheidet: Landeskundliche Beschreibungen und Kartenmaterial sprechen für gleichermaßen hohe morphologische Variabilität (für Nordamerika: THORNBURY 1963, HUNT 1974; für Mitteleuropa: HAEFKE 1959, LIEDTKE & MARCINEK 2002; allgemein: NEEF 1981), und die Varianz-erklärungssummen von Hauptkomponentenanalysen zur Extraktion je gleich vieler Niederschlagsregionen fallen beiderseits des Atlantik ähnlich hoch aus (eigene Berechnungen). Entscheidend für die hinreichende Niederschlagscharakterisierung eines Flussgebiets ist letztlich dessen Ausstattung mit Niederschlagsstationen. In täglicher Auflösung sollte zumindest eine Stationsdichte unterhalb der Niederschlag-Dekorrelationsdistanz von ca. 200 km (RUBEL 1996: 321, mit Dekorrelation ab  $r < 1/e$ ) gegeben sein. Für die USA wie für Mitteleuropa ist dieses Kriterium erfüllt, in den USA mit gleichmäßigeren Abständen der Stationen. Zugleich kann von einer hinreichenden Erfassung der wichtigsten landschaftlichen Flussbereichseinheiten die Rede sein, Ausnahmen bilden in Mitteleuropa Obermosel und die Quellgebiete von Elbe und Moldau. Von einer Datenauffüllung jener Gebiete durch Modelldaten aus der NCEP/NCAR-Reanalyse wird in Anbetracht zwar hoher Korrelation, jedoch weit niedrigerer Variabilität im Vergleich zu Beobachtungsdaten abgesehen (vgl. Kap. 3.1.).

Stichwortartige Charakterisierungen der Flussgebiete sowie detaillierte Kennwerte der Pegelmessstellen finden sich in Anhang B, kartographische Lagedarstellungen von Messpegeln und Niederschlagsstationen in Abb. B-1 und B-2 respektive in Abb. A-1 und A-2.

### **2.1.2. Zonale Einordnung und regionale Besonderheiten**

Das vorige Kapitel befasste sich ausgewählt mit raumzeitlich eingeordneten geographischen Beschreibungen. Geographische Information lässt sich in Form zentraler Zuordnungen systematisieren. Da es sich hier um einen intrazonalen Regionalvergleich handeln soll, ist zu erörtern, inwieweit besonders klimazonale Übereinstimmung herrscht und inwiefern räumlich und zeitlich die Zuordnung der Regionen zu zonalen Übergangsgebieten sinnvoller erscheint.

Fast alle gängigen Klimaklassifikationen rechnen die beiden Untersuchungsgebiete vollständig der jeweils selben Klimazone zu. Genetisch ist dafür nach FLOHN und NEEF (in DIERCKE 1996: 222) die Lage im stetigen Klima der planetarischen Frontalzone der Mittelbreiten verantwortlich. Effektive Gliederungen ergeben eine Lage in den ganzjährig feuchten Mittelbreiten (SCHULTZ 1995: 195f.) bzw. im Gürtel der kühlgemäßigten Waldklimare (nach TROLL & PAFFEN in MÜLLER-HOHENSTEIN 1981: Faltkarte 1). Unter Berücksichtigung der realen Vegetation stufen LAUER und FRANKENBERG (in DIERCKE 1996: 220) beide Regionen als lediglich semihumid mit bis zu 3 trockenen Monaten ein, Alpen und hohe Mittelgebirge ausgenommen. Allein nach KÖPPENSCHER Einordnung (ebd.: 222f.) zerfällt mit dem Nordosten

der USA eine Region in einen warmgemäßigten Süd- und einen winterkalten Nordteil. Pflanzengeographisch führt eine ähnlich lange Vegetationsdauer mit winterlicher Wuchsunterbrechung in beiden Gegenden zur Dominanz von sommergrünen Laub- und Mischwäldern als potentieller natürlicher Vegetation (ebd.: 226f.), klimatische Unterschiede hinsichtlich der jahreszeitlichen Temperaturamplitude oder dem saisonalen Niederschlagsgang (Ost- vs. Westküste) treten diesbezüglich kaum in Erscheinung. Der größere Artenreichtum nordamerikanischer Waldformationen ist klimageschichtlich und orographisch bedingt (SCHULTZ 1995: 223f.). Kulturgeschichtlich mündete eine Jahrhunderte anhaltende wirtschaftliche Nutzung der Naturlandschaft in eine weitgehende Umwandlung zur Kulturlandschaft. Forsten, Agrar- und Verkehrsflächen nehmen einen weiten Raum ein, und der Siedlungsprozess hat seit der Industrialisierung in Form von Verstädterung und Agglomeration qualitativ neue Ausmaße angenommen (HOFMEISTER 1970: 263ff., für die USA und Mittel-/Westeuropa).

Klimaökologisch dienen pflanzengeographische Indikatoren als Fingerabdrücke klimazonaler und mithin zirkulationsdynamischer Verschiebungen (SCHABER & BADECK 2005). Datenmäßig günstig wirkt sich dabei die Verfügbarkeit langer Zeitreihen zu Artenbestand, Phänologie und Pollenspektren aus, seit den 1960er Jahren ergänzt durch satellitengestützte Daten (FABIAN & MENZEL 2002). Die Verwendung von Biombegriffen in populärwissenschaftlichen und entscheidungspolitischen Veröffentlichungen erweitern deren Bekanntheitsgrad über die Klimaökologie hinaus (z.B. LAMB 1977: 390ff., NEILSON 1998).

Analysen rezenter regionaler klimatologischer und hydromet. Trends werden häufig verknüpft mit Fragestellungen des anthropogen modifizierten Klimawandels (EASTERLING et al. 2000b, FRICH et al. 2002), der natürlichen klimatischen Wechselhaftigkeit (CASPARY 1996, KNOX 2000, JACOBET et al. 2003, BRAZDIL et al. 2005) oder der kulturellen Veränderung der Umwelt (VAN DER PLOEG & SCHWEIGERT 2001, FRANKLIN et al. 2003). Seltener wird die theoretische Fragestellung nach aktuellen zonalen Verschiebungen aufgeworfen, bei Zukunftsabschätzungen ist dies mit gemeint zwar häufiger der Fall (zum Beispiel YONETANI & GORDON 2001, GOVINDASAMY et al. 2003), jedoch werden angewandte Antworten bevorzugt (zum Beispiel ARNELL 1999a, CASPARY 2000). 2 interessante *Updates* der Klimaklassifikation nach KÖPPEN-GEIGER präsentieren KOTTEK et al. (2006) bzw. PEEL et al. (2007). Ausgehend von verschiedenen Temperatur- und Niederschlagsdatensätzen (zeitlich KOTTEK et al. 1951-2000, PEEL et al. bis in die 1920er Jahre zurück) und im Vergleich mit älteren Karten bestehen zum Beispiel Unsicherheiten hinsichtlich der Grenzziehungen zwischen C- und D-Klimaten, die in Europa meridional zwischen Ostdeutschland und dem westlichen Weißrussland, in Nordamerika zwischen Ohio-Mündung und den südlichen Großen Seen

variieren. Im Zusammenhang mit anormalen hydromet. Ereignissen wäre allerdings die Verlagerung von Klimatypen erst dann interessant, falls daraus Schlüsse über zirkulationsdynamische Ursachen und hydrologische Wirkungen gezogen werden können. Ein Wechsel zum D-Klimat könnte etwa einhergehen mit der Häufung von starken Schneeschmelzen, ein Wechsel von KÖPPENSchem Cf zu Cs mit der Vermehrung winterlicher Hochwässer.

## 2.2. Regionale Hydroklimatologie

### 2.2.1. Fronten und Konvektion: Niederschlagsgenese und Niederschlagssysteme

#### 2.2.1.1. Fronten

Klimatologisch resultieren regional anormale Niederschläge und Abflüsse aus Anomalien der globalen Zirkulation von Ozeanen und Atmosphäre. Niederschlagssysteme unterschiedlichen Raum-, Zeit- und Intensitätsniveaus sind witterungswirksam und werden oft orographisch modifiziert (EGGER 1987, PARDO-IGÚZQUIZA 1998). Auch kleinskaligere Niederschlagsphänomene können räumlich stark oder ausgedehnt abflusswirksam werden, etwa im Fall wiederholten Auftretens oder geringer Beweglichkeit; Trockeninseln in raumzeitlich ausgedehnt anormal feuchter Umgebung sind umgekehrt selten (YOUNG 1996). Allgemein nimmt das Potential der Abflusswirksamkeit von Niederschlagssystemen jeder Größenordnung vorrangig mit deren Dauerhaftigkeit zu. Mit Dauerhaftigkeit kann dabei entweder die langsame Fortbewegung eines Systems (HIRSCHBOECK et al. 2000: 66, allgemein) oder die rasche Abfolge mehrerer Systeme (CASPARY 1996, für winterliche zyklonale Westlagen in Südwest-Deutschland) gemeint sein.

#### Planetarische Frontalzone<sup>3</sup>

Ausschlaggebend für die zonalen Zirkulationsvorgänge der Mittelbreiten ist die Konzentration des hemisphärischen Energiegefälles in der planetarische Frontalzone zwischen ca. 30° und 60° Nord/Süd. Die Ausbildung von makroskaligen Wellen im zugehörigen Höhenwestwindgürtel der planetarischen Frontalzone führt am Boden schließlich sekundär zur Erzeugung und Steuerung von mesoskaligen dynamischen Tief- und Hochdruckgebieten. Daran gebunden sind – über die bodennahe Wirksamkeit von Coriolisablenkung, Reibungskräften und gebündelten Energiegegensätzen von Luftmassen – frontogenetische Prozesse (SCHULTZ 1995: 197-202, WEISCHET 1995: 125f., 257ff.).

#### Zyklogenese und Frontogenese

Vorstellungen zu Frontogenese und zur Phänomenologie von Fronten sind eng verknüpft mit

---

<sup>3</sup> Die Polarfront ist dabei als jener Teil der planetarischen Frontalzone zu sehen, in dem sich (aktuell/im Mittel) der thermische Kontrast zwischen Äquator- und Polgegend auf wenigen 100km konzentriert (WEISCHET 1995: 257).

dem Verständnis außertropischer Zyklonen (REED 1990: 36). Der ideale Lebenszyklus einer Zyklone, ausgehend von Wellenstörungen an einer Diskontinuitätsfläche zwischen polarer und tropischer Luftmasse, wird auch in der modernen Didaktik anhand der Werke der sogenannten Bergener Schule vom Beginn des 20. Jahrhunderts beschrieben. Ergänzungen und Abänderungen dieses klassischen Modells im Zuge erster Radiosondenaufstiege wurden zum Teil noch von Forschern der Bergener Schule selbst hinzugefügt (1930er Jahre). Weitere Sondierungen der mittleren und hohen Troposphäre mündeten schließlich in die wiederum klassischen Arbeiten der Chicagoer Schule (späte 1940er), manifestiert in den Konzepten von *Jet Stream* (mittel- bis hochtroposphärisches Starkwindband) und aus Massenbewegungen resultierenden überlagerten Lange Wellen (auch: ROSSBY-Wellen<sup>4</sup>). Allgemein verlagerte sich die Erklärung der Zyklogese weg von der Annahme scharfer meteorologischer Grenzflächen hin zur turbulenten Diffusion mit der baroklinen Instabilität als Hauptimpuls (REED 1990: 27-32). 1960 begann mit TIROS das Zeitalter meteorologischer Satelliten, Annahmen über Entwicklung und Gestalt von Polarfrontzyklonen fanden weithin Bestätigung, die regelmäßige Wiederkehr von Polarzyklonen innerhalb des polaren Vortex war jedoch eine neue Einsicht (ebd.: 36f.). Eine ganze Reihe von Untersuchungen befasst sich seit Ende der 1970er Jahre mit der Verbesserung der Vorhersagbarkeit sich schnell vertiefender Tiefdruckgebiete zu Stürmen. In Nachbetrachtungen mangelhaft vorhergesagter Ereignisse wird vor allem die Bedeutung bodennaher Energieflüsse und die enorme Freisetzung von Kondensationswärme in der Vertikalen hervorgehoben (ebd.: 39-41).

Im näheren sind an jede wandernde Zyklone mindestens ein Warm- und ein Kaltluftsektor gebunden, getrennt durch enge Zonen des Energiegefälles. Jene Gradientenzonen bewegen sich als sogenannte Warm- und Kaltfronten entsprechend der zyklonalen Dynamik nordhemisphärisch gegen den Uhrzeigersinn um die Zyklone herum, die Kaltfront aufgrund der Umwandlung von Lage- in Bewegungsenergie rascher als die Warmfront. Als dritter Hauptvertreter zyklonal gebundener Mittelbreiten-Fronten ergibt sich daher als Verschmelzung von Kalt- und Warmfront eine kalte Okklusion. Neuere Untersuchungen haben jedoch gezeigt, dass das Aufgleitverhalten aller Okklusionsfronten der Erscheinung nach einer warmen Okklusion entspricht, wenn auch die Temperaturgradienten eine kalte Okklusion zuließen. Dies wird damit erklärt, dass hochtroposphärische Kaltfronten bodennähere Okklusionsfronten einholen und sich nicht vertikal durchmischen (SCHULTZ 1996). Die gleichzeitige Präsenz von Fronten in verschiedenen Stockwerken bis hin zur unteren Stratosphäre bedingt eine Analyse in der Vertikalen auf verschiedenen Niveaus. In zeitlicher Entwicklung wird gewöhnlich auf einen annähernden Ausgleich des Temperatur und des Drucks zwischen Vorder- und Rückseite der

<sup>4</sup> benannt nach dem schwedisch-amerikanischen Meteorologen Carl-Gustaf ROSSBY, 1898-1957

Okklusionsfront zugesteuert, auszumachen ist ein Windrichtungssprung um ca. 90° antizyklonal. Beim Niederschlag macht sich die gehobene Warmluft vorfrontal oft durch Dauerregen mit eingelagerten Gewittern bemerkbar, nachfrontal tritt Wetterberuhigung ein (COHEN 1996, SCHULTZ 1996).

#### Weitere Eigenschaften von Fronten und Niederschlagsfeldern

In der Literatur findet sich eine Vielzahl von Front-Definitionen, fußend auf unterschiedlichen Parametern, teils objektiv, teils subjektiv, teils gemischt. Äquivalentpotentielle Temperatur, Höhe des reduzierten Bodenluftdrucks und Krümmung der Isobaren sind geläufige Front-Indikatoren in numerischer und synoptischer Meteorologie, daneben auch relative Feuchte, Temperatur und Geopotentialhöhe oberhalb der nicht reibungsfreien planetarischen Grenzschicht im 850hPa- bis 700hPa-Niveau (www.wetteronline.de). Lehrbücher nennen darüber hinaus Windgeschwindigkeit und Windstärke, potentielle Temperatur und potentielle Vorticity (DJURIC 1994: 122-153). Steht die Niederschlagswirksamkeit im Blickpunkt, hat sich die spezifische Feuchte im 850hPa-Niveau als besonders brauchbar erwiesen (MÜLLER-POPKE 1995). HARNACK et al. (2001) gehen in einem umfangreichen, jahreszeitlich getrennten Vergleich schwacher und starker Niederschlagsereignisse in New Jersey anstelle von räumlichen Gradienten auf zeitliche Anomalien verschiedener Parameter ein. In Winter und Herbst umfassender und vertikal ausgedehnter als in Frühling und Sommer treten signifikante Anomalien bei Temperatur, spezifischer Feuchte, Taupunkttemperatur, Druckflächenhöhe, Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Vorticity, Schichtdicke und mittlerer Schichtmitteltemperatur am Beginn starker Niederschläge auf. Vertikale Integrale und Indizes wie Menge des niederschlagbaren Wassers oder Höhe des K-Index lassen dagegen keinen markanten Unterschied zu Leichtniederschlägen nachvollziehen.

Klimazonal typisch ist die Lage von Starkniederschlagsfeldern an der Vorderseite ausgeprägter mitteltroposphärischer Geopotential-Tröge (ebd.). Überhaupt ist die synoptische Lage extremer Niederschläge ein häufig verwendeter Klassifizierungsansatz in der dynamischen Klimageographie, meist mit Gebrauch empirisch oder statistisch ermittelter Zirkulationsmuster (ZORITA et al. 1995 für GCM-Modellläufe; geographisch BUIHAND & BANDSMA 1997 für die Niederlande, ZHANG et al. 1997 für Portugal, SERRA et al. 1998 für Katalonien, WIBIG 1999 für Europa, HEIMANN & SEPT 2000 für die Alpen, MIZRAHI 2000 für Süd-Frankreich, WILBY & WIGLEY 2000 global, TWADOZS & NIEDŹWIEDŹ 2001 für Süd-Polen, VAN DELDEN 2000 für Westeuropa, BISCHOFF & VARGAS 2003 für Teile Südamerikas).

Wiederum mehr theoretischer Natur und um thermodynamische Definitionen von Fronten



bemüht zeigt sich die Diskussion unter Meteorologen. Diese spielt sich meist im Themenfeld der Verbesserung der operationellen numerischen Analyse und Vorhersage ab.

Als Vorhersageinstrumente für Fronten und mesoskalige Störungen sind in der numerischen Meteorologie in jüngerer Zeit unter anderen folgende Größen etabliert:

**Äquivalentpotentielle Temperatur  $\theta_e$  im 850hPa-Niveau [K]**

Unter der äquivalentpotentiellen Temperatur Theta-E ist die Temperatur eines Luftteilchens zu verstehen, das aus einem ursprünglichen Standarddruckniveau pseudoadiabatisch in ein höheres Standarddruckniveau gehoben wird, dabei vollständig kondensiert und trockenadiabatisch in das sogenannte Referenzniveau der potentiellen Temperatur, gewöhnlich bei 1000hPa, gesenkt wird (CHASTON 1997: 127).

Theta-E variiert mit der Äquivalenttemperatur  $T_e$  gemäß:

$$\theta_e = T_{e.850\_1000}^{0,2858566}$$

850hPa und 1000hPa repräsentieren Anfangs- bzw. Endniveau (CURRY & WEBSTER 1999: 188).  $T_e$  wiederum ist abhängig von der Lufttemperatur T, dem Luftdruck p und dem Sättigungsdampfdruck E im Ausgangsniveau 850hPa gemäß:

$$T_e = 1051,6 [1 - (1 - 0,000951 T) (1 + (1,138 E)/(p - E))^{-1,3}]$$

(LAUER 1999: 254)

Es folgt :

$\theta_{e.850} = 1003,863 [1 - (1 - 0,000951 T) (1 + (1,138 E)/(p - E))^{-1,3}]$
---

mit T und p = const. und E bekannt

**Temperatur- und Feuchte-Advektion  $T_{adv}$  und  $q_{adv}$  im 850hPa-Niveau [K/24h, mg/24h]**

Eine Advektion ergibt sich generell aus der Differenz eines bestimmten Parameters über eine diskrete Zeitspanne in einem Raumausschnitt auf festgelegtem Druckniveau. Bezüglich des *Jet Streams* ist das Advektionsvorzeichen stark abhängig von der Lage bezüglich der ROSSBY- oder Langen Wellen (s. Kap. o.). Auf deren Vorderseite herrscht Warmluft- und absoluter Feuchtigkeitsimport, auf der Rückseite Kaltluftimport und absolute Feuchteminderung (CHASTON 1997: 51). Zusammen mit der Vorticity-Advektion im 500hPa-Niveau betrachtet (s. Kap. u.) sind Aussagen über Räume mit erhöhter Wahrscheinlichkeit einer dynamischen Instabilität zulässig. In täglicher Diskretion ergibt sich:

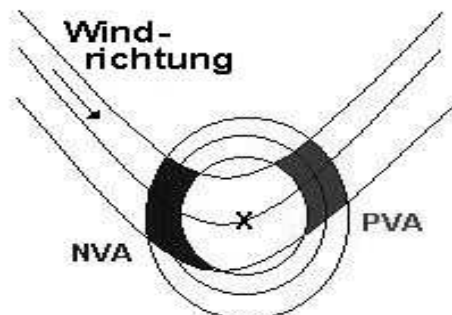
$T_{adv.850} = T_{850.n+1} - T_{850.n}$ $q_{adv.850} = q_{850.n+1} - q_{850.n}$
---

n = Tag n der Zeitreihe, n+1 = Tag n+1 der Zeitreihe  
 T = Temperaturvariable, q = Feuchtevariable

**Vorticity-Advektion  $Vor_{adv}$  im 500hPa-Niveau [gpm/24h]**

Gebiete mit im Vergleich zur Umgebung erhöhter Vorticity-Advektion sind potentielle Zentren zyklonaler Niederschlagsgenese. Ursache dafür ist, dass bei Langen Wellen trogachsenvorderseitige, positive Vorticity-Advektion (PVA) einhergeht mit Höhendivergenz der Masse und allgemeinem Konvektionsimpuls.

Abb. 2-1: Lageverhältnis von negativer und positiver Vorticity-Advektion zur Höhenströmung (Quelle: <http://www.theweatherprediction.com>); NVA (=negative Vorticity-Advektion), PVA (=positive Vorticity-Advektion) verbunden mit troposphärischer Höhendivergenz; weitere Erläuterungen im Kapitel (eigener Entwurf)



Findet synchron in Bodennähe Zufuhr von Wärme und Feuchte statt (Temperatur- und Feuchtigkeits-Advektion im 850hPa-Niveau, s. Kap. o.), resultiert daraus eine Forcierung aufwärts gerichteter Luftbewegung im zyklonalen System, meist in Verbindung mit vertikal hoch reichender Frontogenese (CHASTON 1997: 55-57). Die beiden nach zwischenzeitlichen Differenzen verschiedenen Arten von Vorticity-Advektion – positive (PVA) und negative (NVA) – lassen sich mit Hilfe von Abb. 2-1 räumlich einordnen. Dabei stellen die geschlossenen Kreise die Linien gleicher absoluter Vorticity (mit einem Maximum in der Mitte) und die anderen Linien Isogepotentiale dar. Weht der Wind aus Gebieten mit hoher in Gebiete mit niedrigerer absoluter Vorticity, handelt es sich um PVA (hellgrau), umgekehrt tritt NVA (dunkelgrau) ein. Mit Hilfe der Omega-Gleichung<sup>5</sup> ergibt sich ein Zusammenhang zwischen Vorticity-Advektion und Vertikalwind derart, dass bei PVA die Luft vertikal bis schräg aufsteigt, bei NVA absinkt, sich bodennah entsprechend dynamischer Tief- bzw. Hochdruck einstellt. In der täglichen Wettervorhersage werden die Karten der Vorticity-Advektion dazu genutzt, Gebiete mit aufsteigenden oder absinkenden Luftbewegungen zu identifizieren, um indirekt Rückschlüsse über den Vertikalwind ziehen, dessen Eigenschaften jedoch auch stark von der Temperatur-Advektion abhängen (WEISCHET 1995: 168ff.; siehe auch Karten 'T.-Adv. 500' und 'T.-Adv. 850', <http://profi.wetteronline.de/>).

Bei der Berechnung der Vorticity-Advektion macht man sich den Umstand zu Nutze, dass jene fast vollständig mit der Geopotential-Topographie korreliert. Mitteltroposphärisch bedeutet dies:

$$Vor_{adv.500} = Z_{500.n+1} - Z_{500.n}$$

n = Tag n der Zeitreihe  
 n+1 = Tag n+1 der Zeitreihe  
 Z = Geopotentialniveau

$$\omega \sim f_0 \frac{\partial}{\partial p} [-\vec{V}_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f)] + \frac{R}{p} \nabla^2 [-\vec{V}_g \cdot \nabla_p T] + \frac{R}{c_p p} \nabla^2 H \quad (\text{HOLTON 2004: 165})$$

Bei ungünstigen niedertroposphärisch-hydrothermischen Änderungen fehlt für PVA in selteneren Fällen die Ausbildung dynamischer Tiefdruckgebiete mit Fronten. Als verlässlichste Anzeiger des Regelfalls gelten dagegen im Bodenniveau abrupte Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitsänderungen sowie Luftdruck- und Temperaturtröge als Anzeiger primärer Fronten (RAMSEY 1983):

Tab. 2-1: kombiniertes Vorhersagekriterium für außertropisch-zyklonale Frontendurchgänge: nach Windrichtung, Niveau des auf NN reduzierten Luftdrucks und Luftdrucktendenz (nach RAMSEY 1983: 153), für die USA

Windrichtung in Grad	auf NN reduzierter Luftdruck [hPa]	Luftdrucktendenz	Vorhersage	Art der Front
340-110	≤ 1009	rasch fallend	heftige Nordostböen mit starkem Niederschlag, in Winter starkem Schneefall	Kaltfront in rascher Fortbewegung, Zyklone aus Norden
25-155	≤ 1016	langsam fallend	Regen wird 1 bis 2 Tage andauern	ausgedehntes Regenband einer Warm- oder Okklusionsfront, zum Teil abgeschwächte tropische Zyklonen in mäßig rascher Bewegung, Zugbahn der Zyklone S-N bis SW-NE
155-200	≤ 1019	langsam fallend	Regen setzt innerhalb der nächsten 24 Stunden ein	Warmfront einer von Westen kommenden Zyklone in mittlerer bis rascher Bewegung
25-110	≤ 1019	rasch fallend	im Sommer Regen innerhalb der nächsten 12 bis 24 Stunden wahrscheinlich, winters einsetzender Regen- oder Schneefall mit beginnendem Abfall des Luftdrucks	Sommer: mesoskalige Gewitterzelle aus Süden bis Westen, Winter: Kaltfront aus Westen
110-200	≤ 1019	rasch fallend	zunehmender Wind und Regen innerhalb der nächsten 12 Stunden	Warm- oder Kaltfront aus Westen

### 2.2.1.2. Konvektion

Konvektion wird definiert als vertikale Bewegung von Luftmassen, ausgelöst durch vertikale Temperatur-, Feuchtigkeits- und Druckunterschiede, sich in der Regel auswirkend als Netto-Wärmetransport in die Höhe, auf jeden Fall als vertikaler Durchmischungsvorgang zum Ausgleich hydrothermischer Gegensätze (PRICE 1996: 195, 197). Der als konvektiv im herkömmlichen Sinn erachtete Fall vertikal aufsteigenden Transports liegt ausschließlich dann vor, wenn das sogenannte hydrostatische Gleichgewicht aufgehoben wird, indem die Druckgradientenkraft die Gravitationskraft übertrifft. Mit der hydrostatischen Gleichgewichtsformel darf streng genommen nur dann gearbeitet werden, wenn keine vertikalen Bewegungen vorliegen (PRICE 1996: 195), also nur im theoretischen, modellierten Fall. Die modellhaft beschriebene, thermisch induzierte freie Konvektion steht im Gegensatz zur mechanisch

erzwungenen Konvektion, die sich (zusätzlich) aus Luftmassenstau im tieferen Stockwerk entwickelt (PICHLER 1997: 466-468) und als deren Grundtypen orographisch erzwungener Luvstau und frontales Aufgleiten gelten. Erweitert man die Betrachtung der Konvektion um die dritte, in diesem Fall horizontale Dimension, spielt zudem die symmetrisch-barokline Instabilität oder schräge Konvektion (engl.: *slantwise convection*) eine entscheidende Rolle. Hierbei handelt es sich um eine Mischform aus vertikal und horizontal ausgerichteter Instabilität. Charakteristisch bei der schrägen Konvektion ist, dass unter der Voraussetzung vertikaler Windscherung Konvektionsfelder innerhalb mesoskaliger Zyklonen selbst dort entstehen können, wo die Voraussetzungen sowohl für hydrostatisch-vertikale wie trägheitsgebunden-horizontale Instabilitäten (engl.: *inertial instability*) fehlen. Die Schrägheit der Konvektion bezieht sich im speziellen auf die Symmetrieachse zwischen auf- und absteigendem Konvektionsast, welche in Frontalsystemen die Isothermen im Querschnitt schneidet (HOLTON 2004: 279f.).

Als meteorologische Vorhersageinstrumente werden jene 3 Grundtypen der Konvektion – freie, erzwungene und schräge – dem Kriterium vertikaler Labilität spätestens dann gerecht, wenn nach spezifischen Indizes Wolken- und Niederschlagsbildung als wahrscheinlich zu erachten sind. In numerischen Klimamodellen wie GCMs, aus denen zu analysierende Daten stammen, fehlen vertikale Windbewegungen weitgehend, sodass allgemein die hydrostatische Gleichung in stark vereinfachter Form vertikale Impulse wiedergibt (PRICE 1996: 195). Andere Unterscheidungsmerkmale konvektiver Instabilität und konvektiver Erscheinungen werden daher von Belang:

i) Räumliche Ausdehnung konvektiver Phänomene: Es werden mikroskalige Phänomene (lokale Zellen) von mesoskaligen (Zellencluster und Frontgewitterbänder) unterschieden (EMEIS 2000: 25-26). Ganz allgemein verursacht schräge Konvektion alle außertropischen Wolkensysteme, also auch allgemein als frontal bezeichnete (nach LUDLUM 1966 in BARRY & CARLETON 2001: 224). Gewitterbänder längs von Fronten stellen den anschaulichsten Fall frontal-konvektiver Mischform dar. Den niederschlagsmäßig effektivsten Typ bilden dagegen mesoskalige konvektive Komplexe (engl.: *Mesoscale Convective Complex* = MCC). Darunter sind Gewittercluster von über 50000 km<sup>2</sup> Ausdehnung mit einer Mindestlebensdauer von 6 Stunden zu verstehen. In den Tropen stellen sie zusammen mit *squall lines* (engl., zu deutsch: Gewitter-/Sturmlinien) den konvektiven Regelfall dar. In den Außertropen ist ihr Auftreten saisonal auf etwa April bis September beschränkt, sind ihre regionalen Häufigkeiten sehr variabel. Mitteleuropa und der Nordosten der USA liegen eher im Bereich seltenerer MCC-Aktivität; synoptische Auslöser wie Hochgebirgseewellen und *low level jets* (engl., zu deutsch: niedertroposphärische Strahlströmung) in extrem warmfeuchter Luft sind im Gegensatz zum

nordamerikanischen Mittelwesten die Ausnahme (BARRY & CARLETON 2001: 495-501).

ii) Konvektionsarten nach hydrothermischen Bedingungen: ANDREWS (2000: 42) und HABY (<http://www.theweatherprediction.com/habyhints/45/>) unterscheiden konvektive Instabilitäten nach den für die tatsächliche Auslösung von Niederschlagsereignissen entscheidenden hydrothermischen Bedingungen: Konditionelle Labilität steht in enger Korrelation zur vertikal differenzierten Wasserdampfsättigung. Latente Labilisierung ist stark abhängig von der zur Verfügung stehenden Feuchte und der Intensität dynamischer oder thermischer Hebungsimpulse. Bei der potentiellen Labilität üben das Ausmaß der Unterschiedlichkeit hydrothermischer Eigenschaften zwischen dem feuchtwarmen Luftpaket der planetarischen Grenzschicht und der (zugeführten) überlagernden Luftmasse der freien Atmosphäre sowie das Höhenniveau der zwischen liegenden Inversion die entscheidenden Impulse aus. DJURIC (1994: 122f.) subsumiert konditionelle und latente (im Englischen auch *absolute instability* genannte) Instabilitäten als autochthon-adiabatische Varianten, die potentielle als allochthon-dynamische. Konditionelle Kennzahlen sind auf räumlichen Skalen umfassend einsetzbar, zeigen im Vergleich zu latenten und potentiellen Kennzahlen andererseits auf keinem Skalenniveau optimale Eigenschaften als Vorhersageinstrumente. HAKLANDER & VAN DELDEN (2003, für die Niederlande) sehen das besondere Leistungsvermögen vor allem latenter Labilitätsindizes darin, Konvektionsvoraussetzungen jeglicher räumlicher Abmessung aufzudecken. Potentiell ausgerichtete Indizes leisteten eher gute Dienste bei gemischt *frontal-konvektiven* Prozessen.

iii) Eine quantitative konvektive Typisierung erfolgt anhand des Vergleichs beobachteter vertikaler Temperaturgradienten mit den physikalisch festgelegten feucht- und trockenadiabatischen. Bestimmend sind dabei der Wärme- und Feuchteinhalt einer vertikalen Luftsäule bis zur Obergrenze konvektiven Impulses insgesamt ( $\Rightarrow$  konditionelle Labilität), die differentielle Erwärmung der Luft vom Erdboden her ( $\Rightarrow$  latente Labilität) und die synoptisch differenzierten Voraussetzungen einer Konvektionsförderung in bodennaher Mischungsschicht und freier Troposphäre ( $\Rightarrow$  potentielle Labilität) (PICHLER 1997: 467-468, VAN DELDEN 2000, BARRY & CARLETON 2001: 501). Für die Wettervorhersage wurden in diesem Kontext seit 1940 mehr als 30 Indizes entwickelt, die Instabilität anhand unterschiedlicher Kriterien und Variablen definieren, der Schwerpunkt entsprechend bei der Bestimmung eher latenter, potentieller oder konditioneller Instabilität liegt (HAKLANDER & VAN DELDEN 2003: 273f.):

- Konditionelle Instabilität für  $\Gamma_s < (-\delta T_{v1}/\delta z) < \Gamma_d$  in *allen* betrachteten Höhen während des Hebungsvorganges; Konvektion ist in allen betrachteten Höhen *möglich* und tritt ein, falls die Luft feuchtegesättigt ist.

- Latente Instabilität für  $(-\delta T_{vl}/\delta z) > \Gamma_d$  für  $z > z'$  ( $z'$ : kritische Höhe), Konvektion *ab kritischer Höhe* sicher; im Zusammenhang mit vertikaler Abgabe latenter Wärme in synoptischen Systemen zu sehen. Die Vertiefung von Bodenzuklonen bei horizontaler Zufuhr warmfeuchter Umgebungsluft ist dabei typisch. Beispielhaft sind sich intensivierende Leezyklonen, in Nordamerika etwa die sogenannten *Colorado lows* oder wohl auch Zyklonogenesen entlang der atlantischen Küste (BRYSON & HARE 1974: 31, BRADBURY et al. 2003), in Europa mustergültig Genua- und Adriatiefs.
- Potentielle Instabilität mit  $\Gamma_s < (-\delta T_{vl}/\delta z) < \Gamma_d$  für  $z < z'$ ; Konvektion unterhalb kritischer Höhe möglich; bedeutsam bei raschen, raumzeitlich mesoskaligen Veränderungen, zum Beispiel bei frontalen Durchgängen mit Hebung bodennaher warmfeuchter Luft und gleichzeitiger mitteltroposphärischer Zufuhr trockenkalter Luft; dadurch intensivierte niedertroposphärische Konvektion, die zunehmend vertikal inversiv eingeengt wird.

$\Gamma_s$  = feuchtadiabatischer vertikaler Temperaturgradient

$\Gamma_d$  = trockenadiabatischer vertikaler Temperaturgradient;  $\Gamma_d > \Gamma_s$

$T_{vl}$  = Virtuelltemperatur flüssigen Wassers

$z'$  = kritische Höhe, auch (engl.) *level of free convection*

$z$  = tatsächliche Höhe

(CURRY & WEBSTER 1999: 197)

Die Festlegung indexspezifischer Schwellenwerte erfolgt gewöhnlich empirisch und häufig subjektiv. Als Hilfsmittel zur Vorhersage werden Indizes zudem oft ohne klimaräumliche Differenzierung verwendet. Regionale und lokale Einschätzungen abgeleiteter Indizes liefern jedoch wertvolle Hinweise zu deren räumlich variierenden Qualität (HARNACK et al. 2001, HAKLANDER & VAN DELDEN 2003, HELLSTRÖM 2005).

Mit Blick auf Güte, Datenverfügbarkeit sowohl in Real- als auch Modellzeitraum und Verhältnismäßigkeit des Rechenaufwands seien die in dieser Arbeit verwendeten Vertikalindizes vorgestellt. Erläuterungen und Angaben zu Größenordnungen sowie Schwellenwerten sind, soweit nicht anders vermerkt, HAKLANDER & VAN DELDEN 2003 entnommen und stützen sich auf sechsstündig aufgelöste Radiosondenwerte über DeBilt/Niederlande vom 6. Jan. 1993 bis 31. Dez. 2000.

### **Boyden-Index BOYI [ohne Dimension]**

BOYI verwendet keine Feuchteparameter. Der ursprüngliche Zweck war die Prognose frontaler Gewitter in synoptisch-konditioneller Ausrichtung.

<b>BOYI = 0,1 (Z' - Z<sub>1000</sub>) - T' - 200</b>
--

$Z'$  = Höhe eines Geopotentialniveaus in der mittleren Troposphäre

$Z_{1000}$  = Höhe des 1000hPa-Niveaus [gpm]

$T'$  = Temperatur im Geopotentialniveau  $Z'$  [K]

Als Bezugsflächen der freien Atmosphäre bieten sich angesichts der Datenlage die 500hPa- und die 850hPa-Topographien an.

(ebd.: 292)

**modifizierter K-Index KmodI [K] [ohne Dimension]**

Der zu Grunde liegende K-Index zieht die Taupunktdepression im 700hPa-Niveau heran, hier datenbedingt im 500hPa-Niveau. Die Aussagekraft liegt in der Abschätzung der räumlichen Ausdehnung von Gewitterherden, weniger bei der Abschätzung von Konvektionsstärke. Da unabhängig voneinander sowohl Temperatur wie – qua Taupunkt(depression) – Feuchteinhalt eingehen, ist der modifizierte K-Index insgesamt von konditioneller Art. Die Einzelkomponenten umschreiben dabei hygrometrisch durchaus latente Instabilitätsparameter, durch Vertikaldifferenzen auch potentielle (<http://www.theweatherprediction.com/habyhints/303/>).

$$\mathbf{KmodI} = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700})$$

$$\mathbf{KmodI} = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - ((T_{500} + T_{850})/2 - (T_{d500} + T_{d850})/2) \spadesuit$$

♦ Formulierung angepasst an Datenverfügbarkeit

T<sub>850</sub> = Temperatur im 850hPa-Niveau

T<sub>700</sub> = Temperatur im 700hPa-Niveau

T<sub>500</sub> = Temperatur im 500hPa-Niveau

T<sub>d850</sub> = Taupunkttemperatur im 850hPa-Niveau, zur Berechnung von T<sub>d</sub> s. Kap. u. (dort T<sub>d</sub> = DEW)

T<sub>d700</sub> = Taupunkttemperatur im 700hPa-Niveau

(ebd.: 293)

**Potential Instability Index PII [K km<sup>-1</sup>]**

Als Maßzahl für potentielle Instabilität konzipiert, werden – im Gegensatz zum K-Index – Feuchte und Temperatur als abhängig voneinander in der äquivalentpotentiellen Temperatur (vgl. Kap. 2.2.1.1.) gebunden. VAN DELDEN (2000) verwendet die äquivalentpotentielle Temperatur des 925hPa-Stockwerks, hier wird jene des 1000hPa-Niveaus herangezogen:

$$\mathbf{PII} = (\theta_{e1000} - \theta_{e500}) / (Z_{500} - Z_{1000})$$

θ<sub>e</sub> = äquivalentpotentielle Temperatur [K]

Z<sub>1000</sub> = Höhe des 1000hPa-Niveaus [gpm]

Z<sub>500</sub> = Höhe des 500hPa-Niveaus [gpm]

(ebd.: 294)

mit

$$\theta_e = T_e (p_0/p)^{R/c_p} \quad \text{bzw. für } p_0=1000 \quad \theta_e = T_e (1000/p)^{0,286}$$

T<sub>e</sub> = Äquivalenttemperatur [K]

p<sub>0</sub> = Standardreferenzdruck

p = Druck in ausgewähltem Niveau (hier 500hPa)

R = 287 J/(K kg) = Allgemeine Gaskonstante

c<sub>p</sub> = 1004 J/(K kg) = spezifische Wärme trockener Luft bei konstantem Druck

und

$$T_e = T(1 + L \cdot q / c_p T)$$

(ebd.)

$L = 2540000 \text{ J/kg} = \text{Verdampfungswärme}$

$q = \text{spezifische Feuchte [kg/kg]}$

$c_p = 1004 \text{ J/(K Kg)} = \text{spezifische Wärme trockener Luft bei konstantem Druck}$

$T = \text{Temperatur [K]}$

Es folgt

$$PII = [(T_{1000}(1 + 2540000 q_{1000}) / (1004 T_{1000})) - (T_{500}(1 + 2540000 q_{500}) / (1004 T_{500}))] / (Z_{500} - Z_{1000})$$

Der Wertebereich von PII umfasst nach HAKLANDER & VAN DELDEN (2003: 294) Größenordnungen von -7,3 bis 3,3, kann in feuchtwärmeren Klimaten sicherlich sehr viel höhere Werte annehmen. Klimaregionale Verschiebungen dürften sich auch für den kritischen vertikalen Schwellenwert von  $PII > -0,52 \text{ K km}^{-1}$  (ebd.) ergeben.

#### **Schichtdicke-Index LthI (Layer thickness index) [gpm]**

Ein einfaches Maß für den sensibel-latenten Energieinhalt einer Luftschicht zwischen 2 bestimmten Luftdruckniveaus ist deren vertikale Schichtdicke. Bei gleicher Temperatur nimmt mit steigendem Feuchteinhalt die Schichtdicke zu, bei gleichem Feuchtegehalt mit erhöhter Temperatur. Spitzenwerte werden mithin in feuchtwarmen Luftmassen, Minima in trockenkalten erreicht. Da die Anteile sensiblen und latenten thermischen Beitrags an der Schichtdicke rechnerisch nicht getrennt werden, muss von einem in erster Linie konditionellen Index die Rede sein. Allerdings kann abweichendes Verhalten der im nächsten Kasten aufgeführten 3 Einzelindizes unter Umständen ein Hinweis auf potentielle Labilität sein, etwa wenn in zeitlicher Antikorrelation erhöhter Energiegehalt zwischen den 1000hPa- und 850hPa-Niveaus einhergeht mit erniedrigtem der unteren freien Atmosphäre zwischen den 850hPa- und 500hPa-Niveaus.

$$LthI_{500.1000} = Z_{500} - Z_{1000}$$

$$LthI_{850.1000} = Z_{850} - Z_{1000}$$

$$LthI_{500.850} = Z_{500} - Z_{850}$$

$Z_{\text{level}} = \text{Druckflächenhöhe des Stockwerks 'level' [hPa]}$

In-situ-Korrelationen zwischen geopotentiellen Schichtdicken und Niederschlägen finden Verwendung bei CAVASOS (2000) für extreme Winterniederschläge auf der Balkanhalbinsel, in CAVASOS et al. (2002) für Arizona, bei GYAKUM & DANIELSON (2000) für explosive Zyklogese im nordwestlichen Pazifik. SINCLAIR & WATTERSON (1999) schätzen mittels



Schichtdicken das Verhalten außertropischer Zyklonen und Antizyklonen im australischen CSIRO-Klimamodell ab.

### **Taupunkttemperatur DEW im 850hPa-Niveau [K]**

Taupunkttemperatur – definiert als Temperatur, bis zu der ein Luftpaket mit konstantem Wasserdampfgehalt bei konstantem Luftdruck abgekühlt werden muss, damit Feuchtesättigung und Kondensation eintritt – und Taupunktdepression – als Differenz zwischen gemessener Temperatur und Taupunkttemperatur – dienen in der Wettervorhersage weniger als Konvektionsmaß denn als Anzeiger für Schwüle und als Vorhersageinstrument für nächtliche Minimaltemperatur und morgendliche Nebelbildung ([http://profi.wetteronline.de/taup\\_frame.htm](http://profi.wetteronline.de/taup_frame.htm)). Der 850hPa-Wert wird dem 2m über dem Boden gemessenen aus Gründen divergierender Modelltopographien (Reanalyse, 3 GCMs) vorgezogen.

$$\text{DEW} = (234,67 \log(e) - 184,2)/(8,233 - \log(e))$$

(LAUER 1999: 258)

e = Dampfdruck

Der Dampfdruck e errechnet sich dabei nach:

$$e = 0,06108 f \exp^{(17393(T-273,15))/(T-33,95)}$$

T: Temperatur [K]  
f: relative Feuchte

(HUSCHKE 1959: 212)

### **Vertical Totals Index VTI [K]**

Wie bei Schichtdicke und Boyden-Index sind keine Feuchtegrößen involviert. Da die Temperaturdifferenz zweier Stockwerke als Maß dient, ist eine saisonale Differenzierung besonders wichtig. Die einfache Temperaturdifferenzbildung zwischen 2 Niveaus an der Obergrenze der PBL (planetarische Grenzschicht, engl.: *planetary boundary layer*) und im mitteltroposphärischen Bereich begründet einen konditionell-potentiellen Index.

$$\text{VTI} = T_{850} - T_{500}$$

T<sub>850</sub> = Temperatur im 850hPa-Niveau

T<sub>500</sub> = Temperatur im 500hPa-Niveau

Größenordnung: [11,1; 34,3], kritischer Schwellenwert: VTI>25,3K

(HAKLANDER & VAN DELDEN 2003: 296)

Neben die der Literatur und der operationellen Vorhersage entliehenen Indizes treten 2 eigens entwickelte Kennwerte. Der erste nimmt latente thermische Quantitäten in Fokus, der zweite schätzt über vertikal variierende Windgeschwindigkeiten das Vorhandensein potentieller Labilität ab.

**Moisture Evaluation Index MEI [ohne Dimension]**

Mehrere Kilometer hoch reichende anormale Feuchte der Atmosphäre steht synoptisch oft in Zusammenhang mit der Advektion subtropisch-maritimer Luftmassen im Warmsektor einer extratropischen Zyklone, wobei eine Höhenkaltfront die betrachtete Raumeinheit (noch) nicht erreicht (hat). Entsprechend ist mit hoher relativer Luftfeuchte in Bodenniveau und freier Atmosphäre zu rechnen bei zugleich hoher spezifischer Feuchte an beiden Enden der Luftsäule.

$$MEI = 0,25 f_{1000} + 0,25 (f_{850} + f_{500}) + q_{850} + 10q_{500}$$

- f<sub>1000</sub> = relative Feuchte im 1000hPa-Niveau
- f<sub>850</sub> = relative Feuchte im 850hPa-Niveau
- f<sub>500</sub> = relative Feuchte im 500hPa-Niveau
- q<sub>850</sub> = spezifische Feuchte im 850hPa-Niveau
- q<sub>500</sub> = spezifische Feuchte im 500hPa-Niveau

Die Multiplikatoren und Niveaus sind empirisch hergeleitet mit dem Ziel der ungefähren Gleichgewichtung der 4 Summanden.

**Vertikale Scherung der Windgeschwindigkeit SvorI (shear vorticity) [km/h/100hPa]**

Eine subkritische vertikale Windgeschwindigkeitszunahme begünstigt die Weiterentwicklung von in der PBL – dabei besonders über warmtemperierten Ozeanen – eingeleiteten Konvektionsphänomenen unter der Voraussetzung förderlicher adiabatischer Bedingungen. Dies trifft allgemeiner auf zyklonale Fronten mit vertikal schräg gerichteter Konvektion zu. Überkritische vertikale Windgeschwindigkeitsscherung resultiert dagegen in einer zwar zeit-lichen Intensivierung, jedoch räumlichen Extensivierung konvektiver Prozesse. Allgemein reguliert mithin die Größenordnung vertikaler Windscherung das Neigungsmaß der schrägen Konvektion und somit Entstehungs- und Auflösungsgeschwindigkeiten zyklonal-frontaler Systeme (ROBINSON 2001: 129ff.). Änderungen der vertikalen Windrichtungen bleiben unberücksichtigt.

$$SvorI_{500.850} = ((|vu_{500}| - |vu_{850}|) + (|vv_{500}| - |vv_{850}|)) / 3,5$$

$$SvorI_{200.500} = ((|vu_{200}| - |vu_{500}|) + (|vv_{200}| - |vv_{500}|)) / 3$$

- vu<sub>z</sub> = zonale Windgeschwindigkeitskomponente im entsprechenden Geopotentialniveau z
- vv<sub>z</sub> = meridionale Windgeschwindigkeitskomponente im entsprechenden Geopotentialniveau z;
- Nenner '3,5' bzw. '3' reduzieren Windgeschwindigkeitsdifferenzen auf 100hPa-Schichtdicken

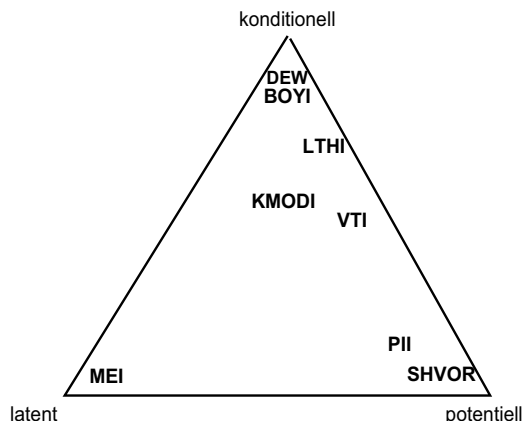


Abb. 2-2: verwendete konvektive Prädiktoren im Dreieck konditioneller, latenter und potentieller Eigenschaften; qualitative Einschätzung

Lokalisierungen innerhalb eines Dreiecksdiagramms (Abb. 2-2) mögen abschließend die Fähigkeiten der Indizes in Bezug auf konditionelle, potentielle und latente Instabilitätsvorhersagen qualitativ illustrieren. Die Vernachlässigung latenter Prädiktion ist in

Zusammenhang mit dem Problem der kritischen Höhen (s. Kap. o.) zu sehen.

### 2.2.1.3. Regionale Besonderheiten

Hydrometeorologische Grundeigenschaften saisonalen bis wöchentlichen Zeitrahmens werden auf subkontinentaler Ebene von der Ausrichtung und Quasi-Persistenz der makroskaligen *Jet-Stream*-Wellen bestimmt. Zeitlich und räumlich untergeordnet führen synoptischskalige Niederschlagssysteme ein- bis mehrtägiger Wirksamkeit zu hydromet. Extremen. Ausgeprägte Abflusswirksamkeit auf große, zusammengesetzte Einzugsgebiete (Flussüberschwemmungen) von mehreren 1000 km<sup>2</sup> ergibt sich gewöhnlich nur beim Zusammenspiel entsprechender makro- und synoptischskaliger Voraussetzungen (YOUNG 1996: 310). Entlang der planetarischen Frontalzone treten entsprechende Bedingungen in erster Linie ein durch die Koppelung zeitlich gleichförmiger regionaler Höhenströmungsmuster (Makroskala) und der wiederholten Entwicklung dynamischer Depressionen am Trogrand über Wochen hin (synoptische Skala). Im Bereich der benachbarten stationären Höhenrücken kann zugleich lang anhaltende Trockenheit vorherrschen, sofern thermische Anreize für konvektive Labilisierung fehlen. Amplitude, Tiefe und Meridionalität der Höhenrücken-Höhentrog-Struktur bestimmen so hemisphärisch die regionale Verteilung der Intensität von Niederschlagsanomalien (ebd.).

Ausgedehnte, intensivere Frontalniederschlagsfelder sind gewöhnlich längs und vor der Kaltfront und längs hinter Warm- und stationären Fronten platziert. Die Entwicklung von Starkniederschlägen aus Höhenfronten, die den Boden nicht erreichen, findet selten statt (HIRSCHBOECK et al. 2000: 40, 46-48). Zirkulationsdynamisch tragen das quasi permanente weite südliche Ausgreifen eines Höhentrogs westlich der Kordilleren und die Genese und Wiederbelebung von dynamischen Zyklonen im Lee der Rocky Mountains zum häufigen Import tropisch-maritimer Luftmassen in die nordöstlichen USA bei, zumal das Gebiet effektiv regelmäßig im Vorfeld des Höhentrogs bzw. im Durchzugsgebiet daran gebundener zyklonaler Störungen liegt (SHRINER & STREET 1998: 265). Weitere relevante Gebiete bevorzugter polarfrontaler Zyklogense und zyklonaler Wiederbelebung finden sich im Golf von Mexiko und an der Ostküste um Cape Hatteras. Topographisch bedingte Zyklonenvertiefungen ereignen sich gelegentlich über den zentralen Appalachen (ebd.). In der Regel liegen die bevorzugten Zugbahnen jedoch entlang der Ostküste und im Bereich der Großen Seen; die Komplexität der Frontaldynamik des Nordostens und insbesondere Neu-Englands ist auf die mögliche und häufige Wirksamkeit aller genannten Zyklonenarten zurückzuführen. Diese Komplexität ergibt sich auch aus der weniger starken Determiniertheit der Zyklonenhäufigkeiten durch den Nordatlantischen Oszillationsindex (NAOI), wie dies in Mitteleuropa der Fall ist. El Niño/Southern Oscillation (ENSO) und Pacific Decadal Oscillation (PDO) erscheinen als

Konkurrenten. Das zyklonale NAO-Signal selbst fällt so für den Nordosten der USA geteilt aus, positiv korreliert im Nordwesten und negativ korreliert im südlichen Neu-England (BRADBURY et al. 2003).

Beiderseits des Nordatlantik macht sich eine saisonale Differenzierung des Niederschlagsjahresgangs trotz der einstrahlungsbedingten sommerlichen Nordverlagerung der Polarfront um  $10^\circ$  bis  $15^\circ$  kaum bemerkbar. An der thermisch kontinentaleren Ostseite Nordamerikas herrscht in dieser Beziehung sogar ein ausgeglichenerer saisonaler Gang. Bedingt ist dies durch die im Winter sehr häufige Einflussnahme einer ROSSBY-Welle im Nordosten der USA bis weit nach Süden, induziert durch den und verankert an dem Gebirgsriegel der westlichen Kordilleren (LINS et al. 1990: 23-27, WEISCHET 1996: 48). Während Mitteleuropa sommers auch aufgrund seiner nördlicheren Lage weiterhin im Bereich häufiger Zyklonendurchgänge liegt (BAHRENBERG 1973), bestimmen über den kontinentalen USA überwiegend thermische Druckgebilde das Witterungsgeschehen (SHRINER & STREET 1998: 265). Sie verdanken ihre Entstehung der differenzierten Erwärmung ozeanischer und festländischer Oberflächen. Während der Jahreszeit überdurchschnittlicher Tageslänge (kalendarischer Frühling und Sommer) bedeutet dies eine bevorzugte Erwärmung der Kontinente, sofern permanente meridionale Modifizierungen der Meeresoberflächentemperatur durch ozeanische Driftströmungen außer acht bleiben. Steht bodennah ausreichend sensible und latente Wärme zur Verfügung, kann über den Kontinenten nicht dynamisch die überlagernde Absinkinversion innerhalb flacher Bodenhochs durchbrochen werden, um konvektive Niederschlagsprozesse in Gang zu setzen (ebd.).

Im Nordosten der USA stellt sich sommerlich und in den Übergangsjahreszeiten bei nur geringer interannueller Variabilität die regelmäßige Wiederkehr intensiver Niederschlagsfelder subtropischer und tropischer Herkunft ein (LINS et al. 1990: 27-31). Als äußerst effektive Energiequellen strömungsaufwärts fungieren das Karibische Meer, der Golf von Mexico und der (sub-)tropische Atlantik (WEISCHET 1996: 151ff.). Einen Sonderfall bilden tropische Zyklonen und Hurricanes, welche als zeitlich und räumlich erweiterte, ursprünglich kleinskalige tropische Störungen unter Umständen in die Witterungsdynamik der Mittelbreiten einfließen (HIRSCHBOECK et al. 2000: 46) und in Häufigkeit und Stärke großer annueller bis dekadischer Variabilität unterliegen (GRAY et al. 1997, LANDSEA 2005). Entstehungsgebiet von relevanten nordatlantisch-tropischen Depressionen sind die warmen Gewässer des zentralen, nordäquatorialen Atlantiks und des Karibischen Meeres. Meist werden sie im Übergangsbereich zwischen äquatorialer Ostströmung und Nordatlantikhoch west- bis nordwestwärts geführt (HOBGOOD 2003: 755). Eine deutlich meridionale Umlenkung in die

nordamerikanischen Mittelbreiten erfolgt nur dann, wenn ein Höhentrog der planetarischen Frontalzone weit genug südwärts ausgreift und tief genug ist, die Zyklone einzubinden. Dann sind auch die Ostküste und Neu-England betroffen. Gefährdungen des Mittelwesten und des Ohiogebiets sind seltener und im Mittel weniger intensiv, da einerseits an die Höhenströmung gebundene Sturmzugbahnen ostwärts über die Appalachen rar sind, andererseits die Wegstrecke über das häufiger betroffene Mississippital lang genug ist, um festländisch zu einer Abschwächung der tropischen Systeme zu führen (PIELKE 1990: 14-17). Bemerkenswert ist, dass aufgrund der großen Häufigkeit von Höhenrücken über dem Zentrum und dem Osten Nordamerikas dort – wie in Ostasien – immerhin knapp die Hälfte der tropischen Zyklonen an Land gehen. Rezente Abflusshöchstwerte einiger Ostküstenflüsse gehen auf tropische Stürme zurück: Monongahela, Susquehanna und James R. etwa auf den tropischen Sturm Agnes im Juni 1973, Delaware R. auf Hurricane Diane (August 1955) (LINS et al. 1990: 30). Mitteleuropa unterliegt am Westrand des eurasischen Kontinents und abseits quasi-permanenter Gebirgsebenen geringerer makroskaliger Bestimmtheit. Niederschlagsereignisse aus tropischen Zyklonen fehlen ganz bzw. kommen in Gestalt in die Westdrift integrierter Zyklonen nur abgeschwächt zur Geltung (WEISCHET 1996: 198f.). Der Begriff *nontropical hurricane* (NALIVKIN 1985: 41ff.) ist in diesem Zusammenhang etwas irreführend, da sich Struktur und Druckgradienten deutlich von denen tropischer oder außertropisch wenig gealterter Hurricanes und tropischer Zyklonen unterscheiden (ebd.). Hin und wieder nähern sich originäre tropische Zyklonen dennoch unmittelbar dem europäischen Festland. Beispielhaft entwickelte sich Hurricane Vince Anfang Oktober 2005 außergewöhnlich weit nordöstlich (ca. 22°N/30°E) und zog an der Nordwestflanke eines weit nach Osten verlagerten Azorenhochs vor die iberische Küste. Die kühlen Meeresgewässer schwächten den Hurricane vor Landgang zum tropischen Sturm ab; trotzdem fielen im Süden der Halbinsel verbreitet über 50mm Regen (<http://www.wetteronline.de/eurostdf.htm>).

Das Mittelmeer als subtropische Feuchtequelle bedient das Zentrum Europas überziehende Zyklonen vergleichsweise selten mit üppiger Wasserdampfanreicherung. Ein Grund dafür ist das zirkulationsdynamisch bedingte Fehlen unmittelbar in die Außertropen überführter Tropikzyklonen an der *Ostseite* des Azorenhochs. Ein weiterer Grund ist die Seltenheit sogenannter Vb-Zyklonen-Zugbahnen (nach VAN BEBBER 1891) von Nordwesten her in das nördlich-zentrale Mittelmeer und um den Ostrand der Alpen herum ins östliche Mitteleuropa. Treten derartige Zyklonenabschnürungen in Form von intensiven Höhenkaltlufttropfen jedoch in Erscheinung, sind sie zu allen Jahreszeiten mit – räumlich variablen – stark überdurchschnittlichen Niederschlägen verbunden. Aus jüngster Zeit stellen das Oderhochwasser im

Juli 1997 und die Donau-Elbehochwässer im August 2002 beredete Beispiele für sich anschließende Abflusswirksamkeiten dar.

Meeresgeographisch wird der skizzierte nordatlantisch-klimatische West-Ost-Gegensatz gestützt durch die Verteilung latenter Wärmeflüsse. Zu allen Jahreszeiten versorgt der Nordatlantikstrom Nordamerika stärker als Westeuropa mit atmosphärisch verfügbarer latenter Wärme, wobei die Unterschiede über den Landflächen selbst zu vernachlässigen sind (ESSENWANGER 1985: 100-103). Dabei darf übersehen werden, dass im globalen Breitenvergleich auch der westliche Nordatlantik, besonders im Winter, überdurchschnittliche thermische Werte aufweist und damit für Zentraleuropa bei allochthoner Zirkulation häufig für Import latenter Wärme gesorgt ist.

Es ist festzustellen, dass die Anzahl der Niederschlagsereignisse und die daraus resultierenden Niederschlagssummen stark mit der Anzahl durchziehender Fronten korrelieren. Im Verhältnis fallen die Anteile frontaler Niederschlagssummen in Gebieten entlang der Polarfront geringer aus: Für Hannover/Niedersachsen wird der Anteil frontalen Niederschlags an der Gesamtsumme mit rund 52% angegeben (TETZLAFF & HAGEMANN 1986). Für Nordamerika dürfte sich die frontale Quote in ähnlicher Größenordnung bewegen, wenn man in Betracht zieht, dass regional hochwasserwirksame Niederschläge aus nicht-frontalen mesoskaligen konvektiven Komplexen entlang des Mississippi eine wichtige Rolle spielen (O'CONNOR & COSTA 2003: 9f.) und ihr Niederschlagsbeitrag dort mit 30%-70% (April bis September) veranschlagt wird. Allerdings nehmen in Richtung Atlantikküste Leistungspotential und Auftrittshäufigkeit von MCCs stark ab (BARRY & CARLETON 2001: 495-500, besonders Karte: 500).

Die räumliche Variabilität zyklonal-frontalen Geschehens wird durch die Auszählung von Bodenfronten belegt: Von der Elbmündung zum Alpenrand nimmt deren Häufigkeit um 20% bis 50% ab (ERIKSEN 1971, für 1958-62), nimmt zugleich die Anzahl der Tage im Einflussbereich eines Bodenhochdruckkerns um das Dreifache zu. An der Mainlinie (ca. 50°N) bzw. an der nördlichen Mittelgebirgsgrenze (ca. 51°N) wechseln frontale Einflüsse gegenüber antizyklonalen räumlich besonders intensiv (ENDLICHER 1999: 38f.). Norddeutschland liegt damit europaweit im Kernbereich frontaler Durchzüge und findet diesbezüglich eine nordamerikanische Entsprechung im Bereich der Großen Seen (WHITTAKER & HORN 1984). Insgesamt sind Starkniederschläge nicht-frontaler Genese in Mitteleuropa weniger häufig und weniger ergiebig als im Nordosten der USA, indes hinsichtlich der Saisonalität ähnlich verteilt (VISHER 1968: 168f., LIEDTKE & MARCINEK 1995: 42f.). Zyklonale Fronten mögen mithin die häufigsten Verursacher von Niederschlag sein und im Zusammenspiel mit langsam wandernden Langen Wellen auch als atmosphärische Hauptverursacher schwerer Hochwässer an großen Flüssen gelten (HIRSCHBOECK et al. 2000). Die nicht unerhebliche Restgröße an

Niederschlagsereignissen und Niederschlagshöhe bedarf trotzdem einer Einordnung nach synoptischer Struktur, Saisonalität und Intensität. Eingebunden in räumlich und zeitlich übergeordnete synoptische Systeme können nämlich auch kleinskaligere Niederschlagsphänomene ihren unter Umständen erheblichen Beitrag zu markanten hydrometeorologischen Anomalien leisten (ebd.).

Träger jener nicht-frontalen Niederschläge sind im weiteren Sinne konvektive Systeme verschiedener Größenordnung. Mit Kaltfronten in Verbindung steht noch die konvektive Schauerstätigkeit im Rückfeld der Front, die jedoch gewöhnlich nicht zu flächenhaft ausgedehnten Niederschlägen führt. Vielmehr sind konvektive Superzellen und Gewitterbänder als hauptsächliche potentielle Verursacher von Extremen zu nennen. Superzellen verdanken ihre Entstehung der Überlagerung von sehr intensiver hydrothermischer Labilität mit starker großskaliger Windscherung in der Vertikalen. Im Gegensatz zu mehrzelligen Gewittern (engl.: *multicell storms*) erscheinen Superzellen als homogene Gebilde ohne Zelldifferenzierung. Mit Durchmessern von bis zu 50km können sie in Bewegung leicht mehr als 10000 km<sup>2</sup> Erdoberfläche beregnen (KRAUS & EBEL 2003: 93-102). Lokale, einzellige Wärme- und Hitze-gewitter (engl.: *single cell storms*) treten zwar bei schwacher bis mäßiger thermischer Instabilität häufig auf, zeitigen jedoch höchstens kleinräumig Wirkung in Form urbaner *flash floods* (engl., zu deutsch: Schwellhochwasser) oder im Ansteigen kleinerer Bäche (WEISCHET 1999: 183, KRAUS & EBEL 2003: 119). Die bereits erwähnten MCCs setzen sich aus lokalen konvektiven Elementen bis hin zu Superzellen zusammen. Erkennungsmerkmal sind sehr kalte Wolkenoberflächentemperaturen von unter  $-52^{\circ}\text{C}$  über mehr als 50000 km<sup>2</sup>, vollständig werden Ausmaße von über 100000km<sup>2</sup> erlangt. (Stark-)Gewitterbänder bilden außertropisch die dominierende Form der MCCs. Linear angelegt begleiten sie meist ausgeprägte Kalt-, seltener Warmfronten. Die zweite, clusterförmige Variante beschränkt sich weitgehend auf die Tropen, kann sich jedoch mitunter über Hochgebirgen der Mittelbreiten, so über den Alpen, entwickeln (BARRY & CARLETON 2001: 500, KRAUS & EBEL 2003: 111-118). Auch hinsichtlich der Hochwasser-Erzeugung scheinen MCCs im Nordosten der USA in Sommer und Herbst von großer Bedeutung zu sein. Zumindest lässt dies eine Untersuchung von YARNAL (1993: 156ff.) vermuten, wonach stationäre Fronten abseits der Polarfront für ca. 90% sommerlicher und herbstlicher Hochwässer in einem 122 ha umfassenden Einzugsgebiet der pennsylvanischen Appalachen verantwortlich sind. Über 2 bis 5 Tage annähernd ortsfeste Fronten seien unter solchen Umständen nur thermisch zu erklären, aus einer Regenerierung konvektiver Zellen bei stagnierender Zirkulationsdynamik. Winter- und Frühlingshochwässer seien ebenda dagegen zu 80% auf mobile Fronten längs Langer Wellen zurückzuführen (ebd.).

### 2.2.2. Flussausbau

Beinahe alle einbezogenen Flusssysteme dienten bereits vorindustriell als Fortbewegungs- und Transportwege. Massive Eingriffe in die annähernd natürlichen Kanallängs- und -querschnitte machte jedoch erst die Industrialisierung nötig. Umfangreichere Fahrrinnenvertiefungen reichen bis zum Beginn der Dampfschiffahrt in den 1820er Jahren zurück (BARTLETT 1984) und sind für Mitteleuropa durch ECKOLDT (1998) belegt. Einschneidend auf das Abflussverhalten wirken sich auch Regulierung durch Staustufen und Flussbegradigungen aus. Sind groß angelegte Begradigungen eher die Ausnahme – etwa als TULLASches Projekt am Oberrhein ab 1817 (ECKOLDT 1998: 58ff.), am James R./Virginia ab 1832 (STEWART 1984: 35) –, so ist die stufenweise Aufstauung die Regel. Hauptziele waren dabei die Verbesserung der Navigierbarkeit und der Hochwasserschutz. Die Hochphase des Baus größerer Stauwerke fällt in Mitteleuropa in die Jahrzehnte vor und nach dem 2. Weltkrieg, wenngleich einzelne Projekte – so an Elbe und Main – bis ins späte 19. Jahrhundert zu datieren sind (ECKOLDT 1998: Karten 2 und 3 im Kartenband). Der Beginn durchgreifender Kanalisierungsphasen wird in DFG (1979: 283) für Deutschland auf die Wende zwischen 19. und 20. Jahrhundert, auf die 1920er und die 1960er Jahre datiert, jeweils als Anpassung an die Vergrößerung der Standard-Transportschiffkapazitäten. Im industriellen Kernland der USA – den zentralen Appalachen und östlich angrenzenden Plateaus – verlief der Dammbau stellenweise noch rasanter und war zum Teil früher vollendet als in europäischen Industrieräumen (HOFMEISTER 1970: 194ff.). Der Monongahela R. gilt mithin als der erste voll ausgebaute Fluss Nordamerikas (seit 1904, CORE 1984: 149ff.). Weitere Ausbauschübe vollzogen sich nach 1936 und nach 1944 zwecks Hochwasserkontrolle auf Weisung von Bundesgesetzen (*Flood Control Acts*, LINK et al. 2003: 159). Von Regulierung durch Staustufen bis heute völlig unbeeinflusst sind nur wenige betrachtete Flussabschnitte, im Nordosten der USA der New R. (Pegel Hinton, SMITH 1984: 155ff.) und der Cass R. (Pegel Frankenmuth), in Mitteleuropa der obere Main (Pegel Kemmern) und der Hochrhein (Pegel Rheinfelden) (nach ECKOLDT 1998: 172ff.).

Nach wie vor unterliegen zumindest die schiffbaren Flüsse wasserbaulichen Änderungen. Von einer Stationarität der Niederschlag-Abfluss-Beziehung kann also weder historisch noch im Analysezeitraum seit 1950 die Rede sein. Wenngleich einige Flüsse Abflussteilreihen vor und nach Ausbau aufweisen, soll unberücksichtigt bleiben, inwieweit der Flussausbau Abflussvariabilität und -extreme modifiziert hat, was als Sachverhalt freilich anzunehmen ist (COLLIER et al. 1996: 15). Rechtfertigung finden soll dieses Einklammern wasserbaulichen Einflusses hier aus dem Vergleich historisch-(vor-)instrumenteller Hochwassermarken mit rezenten ab 1950. Es lässt sich feststellen, dass in Mitteleuropa fast ausnahmslos, in den USA



bei kürzeren Reihen seltener absolute Hochstände in die Zeit vor 1950 fallen. Allerdings liegen die Niveaus vorrezenter und rezenter Rekorde mit wenigen Ausnahmen auf vergleichbaren Niveaus. Als Ausnahmen sind anzuführen Schweinfurt/Main, wo der rezente Rekord von 1970 im Jahre 1936 mit ca. 70% beträchtlich übertroffen wurde, in Bodenwerder um rund 56% (1946 vs. 1995), in Natrona/Allegheny R. um ca. 94% (1936 vs. 1964). Erst bei Heranziehung paläohydrologischer Befundreihen kann weitgehender von säkular differenzierten Abflussschwankungen ausgegangen werden, welche rezente Variationsbreiten phasenweise übertrafen (KNOX 2003, STARKEL 2003b, vgl. auch Kap. 8. und 9.).

### 2.2.3. Abflussverhalten

Allgemein gilt, dass mit der naturgeographischen Komplexität eines Einzugsgebiets (vgl. Kap. 2.1.1.) auch die des Abflussregimes wächst. Als dessen einfache Beschreibung gilt die mehrjährig gemittelte Verteilung monatlicher Abflüsse (Jahresgang). Die naturräumliche Vielfalt von Einzugsgebieten verkompliziert Abflussregime in den feuchten Mittelbreiten auf zweierlei Art:

- 1) Die Überlagerung nivaler und pluvialer Einflüsse (nach PARDE 1968 in MARCINEK & ROSENKRANZ 1996: 202ff.) betrifft bereits Einzugsgebiete mit Quellgegend im höheren Mittelgebirge, hochalpin tritt glaziale Einwirkung hinzu.
- 2) Die saisonale Variabilität der Zirkulationsdynamik im ozeanisch-kontinentalen Übergangsbereich bewirkt, mehr in Mitteleuropa als in Nordamerika, eine West-Ost-Differenzierung mit leichtem Wintermaximum in Atlantiknähe.

Mit LAUTENSACH (1952) kann auch von der Realisierung der 4 geographischen Formenwandelkategorien bezüglich des Abflussganges die Rede sein. Pluvial-nival-glaziale Elemente spiegeln intrazonal vorwiegend den hypsometrischen Formenwandel wieder; ausgehend von Zirkulationsdynamik und meteorologischer Saisonalität vermischen sich an den Festlandssäumen zentral-periphere und west-östliche Formenübergänge, Nord-Süd-Gegensätze treten in den betrachteten Gebieten vor allem in der nach Süden verringerten Häufigkeit zyklonaler Durchzüge in Erscheinung (ERIKSEN 1971, BRYSON & HARE 1974).

Mittlerer Jahresgang: Konkret und gültig für den Untersuchungszeitraum 1950-1999 ergibt sich korrespondierend zum mittleren Jahresgang des Niederschlag-Evapotranspiration-Verhältnisses und zum Zeitpunkt der Hauptschneesmelze an allen einbezogenen US-Pegeln pluvionivales bis pluviales Regime mit ausgeprägtem Hauptabfluss von März bis April. Aprildominanz stellt sich an den Unter- und Mittelläufen der nördlichen Ostküstenflüsse mit gebirgigem Hinterland ein (Hudson, Connecticut, Susquehanna, Delaware R.; nicht Potomac R.). Eine jüngere, objektiv-clusteranalytische globale Klassifikation (HAINES et al. 1988) schlägt entsprechend den gesamten Osten der USA dem Typus der *early spring* Dominanz zu. Differenzierter lagern

die Verhältnisse in Zentraleuropa, das die Autoren insgesamt dem gleichförmigen Typus (engl.: *uniform regime type*) zurechnen. Im Detail (LIEDTKE & MARCINEK 2002: 172-178) macht sich an Donau, Hoch- und Oberrhein durch ausgedehnte Hochgebirgsanteile nivopluviales Gepräge bemerkbar, der Abflusspeak verschiebt sich zum Frühsommer. Bis zum Niederrhein ist die Mai-Juni-Anschwellung noch als sekundäres Maximum zu erkennen, ozeanisches Gepräge mit Hochwintermaximum überwiegt jedoch. Mosel und Neckar als Rheinzuflüsse ozeanischen Regimes weisen ein Februarmaximum auf, ähnlich die Weserpegel mit fast einheitlich hohen Abflüssen von Januar bis März. Mittel- und Obermain repräsentieren mit eindeutigem März-Maximum den Übergang zum kontinentalen Typus, dem schließlich die 3 Pegel an Mittel- und Unterelbe zufallen. Als Kuriosum erhöht sich donauaufwärts ab dem Pegel Dillingen der Mittelgebirgsanteil, das Hauptmaximum findet sich bereits im April.

Abfluss-Variabilität: Die mittlere Wasserführung sagt indes ohne Angaben zur Variabilität wenig über das im Jahresgang unterschiedliche hydrologische Gefährdungspotential aus. Bereits historisch betrachtet sind hydromet. Extreme ganzjährig Teil des klimatischen Spektrums. In Zentraleuropa sind Belege aus Hochwassermarken, Ratsbüchern und Chroniken bis ins 16. Jahrhundert hinein reichlich (BRÁZDIL et al. 1999, GLASER 2001). In jeweils östlichen Teilen der Untersuchungsgebiete ist es sogar der Fall, dass – trotz geringerer Mittelwerte – historisch-vor-instrumentell wie -instrumentell maximale Tagesabflüsse in das Sommerhalbjahr fallen. Verantwortlich dafür sind transatlantisch Hurricanes oder tropische Stürme, an Elbe und Donau meist alpin-mediterrane Leezyklonen auf Vb-Zugbahnen (PHILIPP & JACOBET 2003).

Trockenheitssensibilität: In (sub-)ozeanischen Flusssystemen der immerfeuchten Mittelbreiten dauern rezent Phasen starken Niederschlagsmangels im Vergleich zu ariden und semiariden Gebieten kurz an. LINK et al. (2003: 135) konstatieren nur aus diesem Grund und etwas irreführend, dass die Flüsse des feuchten Ostens der USA hauptsächlich auf kurze Niederschlag-Trockenheit empfindlich reagierten. Jedoch reagieren ausgedehnte Aquifer in geosynklinalem Deckgebirge, die in beiden Untersuchungsräumen nicht unbeträchtlichen Raum einnehmen (LIEDTKE & MARCINEK 2002: 179ff., LINK et al. 2003: 131), selbst auf länger andauernde Trockenheit und bei guter Füllung mit nur geringfügiger Reduzierung des Basisabflusses (ebd.). Nicht unerwähnt bleiben darf in diesem Kontext die Selbstaffinität der Abflusszeitreihen großer Flussgebiete (>2000 km<sup>2</sup>), die allen mitteleuropäischen Flüssen zu eigen ist und deren Ursache hauptsächlich in einem längerfristigen, mehrmonatigen bis mehrjährigen, Eigenverhalten der Basisabflüsse zu suchen ist (BRAUN 2000). Für die hier betrachteten Zeitskalen von Tagen bis Wochen verlieren jene langfristigen Autokorrelationen an Bedeutsamkeit, da meteorologische Einflüsse, so die Annahme, auch relevantes *anormales* Abflussgeschehen dominieren.

## II DATENGRUNDLAGE, MODELLKONZEPT, METHODIK

### 3. Datengrundlage

#### 3.1. Beobachtungsdaten

Punktuell erfasste Messdaten von Abfluss und Niederschlag entstammen im betrachteten Zeitraum 1950-1999 offiziellen operativen Messnetzen. Verantwortlich für Niederschlagsmessungen zeichnen nationale Wetterdienste, die als öffentliche Einrichtungen den jeweils zuständigen Ministerien unterstehen. In der BRD ist so der Deutsche Wetterdienst (DWD) dem Bundesinnenministerium zugeordnet, der *National Weather Service* der USA dem *Federal Department of Commerce*. Abflussmessungen fallen in den USA in den Aufgabenbereich des *United States Geological Survey* (USGS) als Behörde des Innenministeriums, sie sind in der BRD Ländersache und werden von Wasserwirtschaftsämtern verwaltet (USGS 1998, THIEME 2007).

Hinsichtlich der Verfügbarkeit langer Messreihen bestehen im wesentlichen 3 Einschränkungen: Die zum Teil restriktive Datenpolitik einiger Behörden erschwert eine räumlich ausgewogene Abdeckung, zweitens sind viele Zeitreihen zwar hinreichend lang, beinhalten jedoch zu viele Fehlwerte, und drittens sind von vielen Flusspegeln teilweise Wasserstände und nicht Abflussvolumen vorhanden.

Erschwerend kommt hinzu, dass gerade Niederschlagsmessungen empfindlich auf Änderung von Messmethoden, Messortlokalisierung oder Messortumgebung reagieren (BENDIX 2004: 197ff.) und Niederschlagsreihen in der Regel einer Korrektur hinsichtlich Benetzung, Windeffekt und Horizontabschattung bedürften (FOKEN 2003: 200f.). Metadaten dazu sind jedoch schwer erhältlich. Qualitätstests auf Inhomogenitäten sind deshalb in jedem Fall erforderlich.

Hingewiesen werden darf indes auf die wahrscheinliche Unempfindlichkeit des Gesamtkonzepts gegenüber Messreihen-Instationaritäten kleinen Ausmaßes. Als Gründe dafür dürften gelten die nicht streng hydrologische Konzipierung des hydrometeorologischen Modells (vgl. Kap. 4.), weshalb keine funktional empfindlichen Wasserhaushaltssystemkomponenten im Spiel sind, und zum zweiten die Vielfalt an Anomalie-Realisierungen (vgl. Kap. 10.), wodurch der verfälschende Einfluss quasi irrtümlich selektierter hydromet. Anomalien auf zeitlich zugeordnete synoptische Muster gemindert wird.

### 3.1.1. Tagesniederschläge<sup>6</sup>

Aus den frei zugänglichen Datenreihen wurden solche ausgewählt, die den Gesamtzeitraum 1950-1999 umfassen und eine möglichst geringe Zahl an Fehlwerten enthalten. 63 deutsche Reihen entsprechen diesem Kriterium, wovon 46 dem digitalen Archiv des DWD, 17 dem des *European Climate Assessment* (ECA: <http://eca.knmi.nl/dailydata>, KLEIN TANK et al. 2002) entstammen. Das ECA-Archiv birgt weitere 10 nicht-deutsche Reihen. Zusätzlich wurden Tageswerte der Stationen Bendorf, Eschwege, Marburg und Lüdenscheid aus Monatlichen Witterungsberichten bzw. Jahrbüchern des DWD (DWD I.D. US-ZONE 1952-1954, DWD 1953-1998, DWD 1960, DWD 1992-2002, METEOROLOGISCHES AMT FÜR NORDWESTDEUTSCHLAND 1951-1953) eigenhändig digitalisiert, Fehlwerte durch Tagessummen benachbarter Stationen ergänzt.

54 der amerikanischen Stationsreihen setzen sich aus 2 Archivquellen zusammen, die Jahre 1950-1992 aus dem Bestand des *Agricultural Research Service* (ARS: <http://hydrolab.arsusda.gov/nicks/nicks.htm>), 1993-1999 ergänzt durch Material der *Earthinfo Disc* (NCDC 2000). Letztere trägt weitere 30 vollständige Reihen bei. 2 pennsylvanische Stationsserien wurden freundlicherweise vom *State Climatologist* der *Pennsylvania State University/Department of Earth and Mineral Sciences* ([http://pasc.met.psu.edu/PA\\_Climatologist/index.php](http://pasc.met.psu.edu/PA_Climatologist/index.php)) zur Verfügung gestellt. Eine Umrechnung von Hundertstel Inches in Liter pro Tag wurde durchgeführt.

Tabellen A-1 und A-2 in Anhang A dokumentieren ausgewählte Stations- und Zeitreiheneigenschaften. Deutlich wird, dass sich besonders für die USA trotz Selektion möglichst lückenloser Reihen eine Fehlwertproblematik ergibt (vgl. Spalten 6 und 7 (Tab. A-1) bzw. 7 und 8 (Tab. A-2)). Grundsätzlich kann, auf die Gefahr hin, Anomalien zu übersehen, auf eine Füllung der Lücken verzichtet werden. Für das Belassen von Fehlenden spricht, dass entweder nur bei sehr dichten Messnetzen oder bei Messnetzen geringerer Dichte und sehr aufwendigen räumlichen Interpolationstechniken brauchbare Fehlwertfüllungen erzielt werden (BACCHI & KOTTEGODA 1995, RUBEL 1996, HABERLANDT & KITE 1998). Demnach würde dem Fehlwert Vorzug gegeben vor einem potentiell fehlerhaften interpolierten Wert. Für die Füllung von Lücken spricht, dass die räumliche Typisierung gerade von Starkniederschlägen (vgl. Kap. 10.1.1.) auf komplette Datensätze angewiesen ist (BARTELS 1993). Auch kann davon ausgegangen werden, dass mit der Hereinnahme interpolierter Werte keine signifikante Änderung von perzentilischen Anomaliebestimmungen der Reihen einhergeht. Anlass zur Annahme datenbezogener Robustheit ist die bei den meisten Interpolationsanalysen zu

<sup>6</sup> vgl. Tabellen A-1 und A-2 und Abbildungen A-1 und A-2, Anhang A

beobachtende recht symmetrische Streuung der Schätzwerte unter- und oberhalb der realen Kalibrierungswerte (PARDO-IGÚZQUIZA 1998), Anlass zur Annahme der relativen Perzentilpersistenz von anormalen Werten und Ausreißern gibt die Unempfindlichkeit der Rangstatistik an ihren Enden gegenüber interpolierten Werten, welche vor allem im nicht anormalen Wertebereich zu liegen kommen (WILKS 1995: 22-27).

Folgende Gesichtspunkte sind bei der Wahl der verwendeten Interpolationstechnik vorrangig berücksichtigt:

- 1) Die nicht zu geringe Messnetzdichte lässt für wahrscheinlich nicht anormale, irrelevante Tagesniederschlag-Fehlwerte ein simples Interpolationsverfahren zu.
- 2) Die Qualität zu interpolierender, wahrscheinlich anormaler Tagessummen wird abgesichert mittels 'experimentell' im Vergleich durchgeführter Verfahren und der Validierung der Ergebnisse anhand beobachteter Daten.
- 3) Um zu interpolierende Werte zu ermöglichen, die absolut größer ausfallen als die von Prädiktorstationen, werden saisonal *standardisierte* Prädiktorwerte benutzt.
- 4) Für Mitteleuropa gilt aufgrund des leichten Zugriffs auf gedruckte Dokumente zusätzlich, gegebenenfalls Fehlende durch Messwerte benachbarter Stationen zu ersetzen.

Punkte 1) bis 3) beachtend wird die Interpolation fehlender Werte auf zweierlei Weise durchgeführt:

- i) An Tagen, an welchen ausgehend von den Niederschlagsdaten umliegender Stationen *nicht* mit einem Extremniederschlag an der zu interpolierenden Station zu rechnen ist, erfolgt eine regressive Abschätzung nach der nicht-linearen Modellformel

$$s1 = a + b \cdot s2^x + c \cdot s3^y + d \cdot s4^z$$

s1: zu interpolierender Tagesniederschlag; s2, s3 und s4: bekannte, saisonal standardisierte Tagesniederschläge benachbarter Stationen; a, b, c, d, x, y, z: stationsspezifische Konstanten

- ii) An Tagen, an welchen ausgehend von Original-Niederschlagswerten umliegender Stationen – Messwert an mindestens einer Station deutlich über 20 mm und den beiden anderen deutlich über 0 mm – mit einem Starkniederschlag an der zu interpolierenden Station zu rechnen ist, erfolgt eine grafische Abschätzung nach *Modified Shepard's Method* im Kartografieprogramm SURFER 7 (dokumentiert in GOLDEN SOFTWARE INC. 1999). Sie erweist sich im Vergleich zu anderen Interpolationsalgorithmen an Starkniederschlagstagen mit lückenloser Datenbasis als am verlässlichsten.

Die benachbarten Prädiktorstationen werden derart ausgewählt, dass die Lokalität des Fehlerts innerhalb der von ihnen umspannten Dreiecksfläche liegt, wobei als Voraussetzung die bivariate

SPEARMAN-Korrelation (vgl. Kap. 5.2.) der Nachbarstationsreihen zur Schätzstationsreihe auf täglicher Basis bei über 0,5 liegt.

Eine Bias-Abschätzung (vgl. Kap. 5.5.) der Interpolationsmethoden führt vor Augen, dass bezogen auf den Gesamtzeitraum eine etwa 7%ige Unterschätzung der Häufigkeit von Starkniederschlägen (Tagessummen  $> 20\text{mm}$ ) an lokalen Schätzstationsreihen in den USA eingetreten wäre. Die mittleren täglichen Schätzfehler fallen mit weniger als 0,5 Liter zwar an allen Stationen in Relation zu den Gesamtniederschlägen gering bis mäßig aus, weisen bei dem interpolierten Wert dabei allerdings fast durchweg negative Abweichungen zur Beobachtung auf. Zieht man ausschließlich die insgesamt 10542 (USA) bzw. 2984 (Mitteleuropa) Fehltag in Betracht, ist mit entsprechend reduziertem Bias zu rechnen, das heißt einer interpolativ erzeugten Verringerung von Starkereignissen  $> 20 \text{ l/m}^2/\text{Tag}$  um lediglich 28 Tage in Nordamerika, um nur knapp 10 Tage in Mitteleuropa.

Entscheidend für die Tauglichkeit von Zeitreihen in (Rang-)Statistiken ist neben der Vollständigkeit deren Homogenität. Änderungen des Messstandorts, des Messgeräts oder des Messzeitpunkts ziehen gewöhnlich rasch wirksam Änderungen der Reiheneigenschaften nach sich. Homogenitätstests sind darauf ausgelegt, solche Umstellungen numerisch zu erfassen. Relative Homogenitätstests vergleichen dafür die monatlichen Niederschlagssummen einer zu prüfenden Station mit den monatlichen homogenen Niederschlagssummen benachbarter Stationen (SCHÖNWIESE 2000: 225ff.). Der in dieser Arbeit verwendete relative Homogenitätstest nach ALEXANDERSSON (1986) wird bei der Qualitätsprüfung monatlich aufgelöster Niederschlagszeitreihen häufig verwendet (HERZOG & MÜLLER-WESTERMEIER 1998). Wird beim zeitlich fortschreitenden Vergleich jener Niederschlagssummen ein empirisch definierter kritischer Prüfwert überschritten, ist bei der zu prüfenden Station von einer Inhomogenität auszugehen; die diskreten Niederschlagswerte werden daraufhin bis zum ermittelten Zeitpunkt des Homogenitätsbruchs durch einen Faktor angeglichen. Der Faktor ist definiert als Quotient: Im Zähler erscheint das Verhältnis der anzuleichnenden mittleren Monatsniederschläge zu denen der Referenzstationen nach dem Homogenitätsbruch, im Nenner steht das gleiche Verhältnis vor dem Homogenitätsbruch (ALEXANDERSSON 1986: 663). Ein spezifischer Test zur Homogenitätsprüfung *täglicher* Daten, wie in dieser Arbeit verwendet, existiert nicht und wäre aufgrund der starken zeitlichen Variabilität der Niederschlagsverhältnisse selbst zwischen eng benachbarten Niederschlagsstationen auch kaum zu realisieren. Die homogenisierende Angleichung der Tageswerte erfolgt daher durch die gemäß dem ALEXANDERSSON-Test (s. Kap. o.) ermittelten monatswertebezogenen Faktoren.

In die Homogenisierung fließen die bereits durch Interpolation vervollständigten, fehlerwertlosen Reihen ein. Im Vergleich zu den interpolierten, potentiell inhomogenen Reihen erhöht sich durch die Homogenisierung die Anzahl von Starkniederschlägen über 20 mm in Mitteleuropa leicht um 29 Tage bei 17 von 77 möglichen Reihenanpassungen, in den USA stärker um 193 bei 18 von 87 möglichen Reihenanpassungen. Aus Interpolationsbias (s. Kap. o.) und Homogenisierungseffekten resultiert eine Zunahme an Starkniederschlägen für ZEU von ca. 20 Tagen insgesamt oder 0,4/Jahr, für NEUS von 165 Tagen insgesamt oder 3,3/Jahr. Die Wahrscheinlichkeit irrtümlicher Merkmalsverzerrungen der regionalen Niederschlagsanomalien darf damit als gering veranschlagt werden.

### 3.1.2. Abflussdaten von Flusspegelmessstellen<sup>7</sup>

Alle verwendeten Abflussmessreihen entstammen den nationalen Basismessnetzen. Sie sind entsprechend den offiziellen und verbindlichen technischen Anweisungen, in den USA von Seiten des USGS, in Deutschland von Seiten der Gewässerdirektionen, kontrolliert und korrigiert (s. Kap. u.). Die US-amerikanischen Standards orientieren sich an den 5 allgemeinen Zielen des *National Streamflow Information Program* (NLIS) und setzen konsistent-homogene Reihen voraus (USGS 1999, <http://waterdata.usgs.gov/nwis/discharge>).

Für die Langzeitbeobachtung von Fließgewässern und deren hydrologische Charakterisierung bieten Abflussvolumen im Vergleich zu Wasserständen den Vorteil, gegenüber natürlichen oder baulichen Veränderungen des Flussbetts unempfindlicher zu sein (ENGEL 1999: 13f.). An Pegeln von Flüssen großen Abflussvolumens, nach altem Schema versehen mit niedrigen Ordnungszahlen von etwa 1 ('Strom') bis 4 (GORDON et al. 2004: 61), wird dabei das Volumen gewöhnlich entweder aus einer empirischen Wasserstand-Abfluss-Beziehung abgeschätzt oder aus Fließgeschwindigkeit und Querschnittsfläche multipliziert. Besonders nach morphologisch wirksamen Hochwässern muss die Querschnittsfläche angepasst werden (ARNELL 2002: 83). Weil Hoch- wie Niedrigwässer in einer Wasserstand-Durchfluss-Kurve nur dünn und unsicher belegt sind, werden Spitzenabflüsse gewöhnlich indirekt über hydrologische Formeln ermittelt (für die USA BUCHANAN & SOMERS 1976) bzw. durch Extrapolation normaler Wasserstand-Durchfluss-Kurven abgeschätzt. Hochwasser betreffend werden dabei vor allem Änderungen sogenannter hydraulischer Beiwerte – etwa in Form von schießendem Zufluss, Art des Wehrüberfalls, Unterwassereinfluss, Brückenstau oder neu gegliederten Querschnitt nach Ausuferung – berücksichtigt (LFU BADEN-WÜRTT. 2002b: 17-24). Der Hysteresis-Effekt, die unterschiedliche Fließgeschwindigkeit an- und ablaufender Flutwellen bei gleichen Wasserständen (ebd.: 12), wird über Geschwindigkeitsmessungen

<sup>7</sup> zu Details der Pegellokalitäten und -reihen vgl. Tabellen B-1 und B-2 und Abbildungen B-1 und B-2, Anhang B

quantitativ erfasst, sonstige Einflussgrößen auf den Pegeldurchfluss, etwa durch bewegliche Wehre, werden regressiv eingerechnet (ebd.: 17). Besonders an staugeregelten Fließgewässern werden wegen der Instabilität der Wasserstand-Abfluss-Beziehung vermehrt telemetrische Geschwindigkeitsmessverfahren eingesetzt, z.B. mittels Ultraschall (LFU BADEN-WÜRTT. 2002a).

In Anbetracht fortgesetzter flussbautechnischer Maßnahmen (vgl. Kap. 2.2.2.) kann an keiner Pegelstelle von rein natürlichen Abflussbedingungen die Rede sein. Allerdings gibt es hinsichtlich der Unmittelbarkeit baulicher Beeinflussung im Detail erhebliche Unterschiede: Mag der Rhein unterhalb von Maxau/Oberrhein am wenigsten durch Staustufen beeinträchtigt sein, verändert andererseits die Rheinbegradigung bis Mainz den Flussverlauf stärker als anderswo. An einigen Pegeln (Kleinheubach/Main, Rockenau/Neckar) wird in den offiziellen Jahrbüchern ausdrücklich auf unmittelbare Staustufeneinwirkung hingewiesen. In den USA gilt dies für Braddock/Monongahela R., Frankfort/Kentucky R., Green Island/Hudson R., Louisville/Ohio R., Montague/Connecticut R., Natrona/Allegheny R. und Sewickley/Ohio R. (USGS online). SLACK & LANDWEHR (1992) lehnen die Aufnahme fast aller Tagesabflussreihen von Pegeln ausgebauter Flüsse in ein historisches Datennetzwerk (engl.: *Hydro-Climatic Data Network: HCDN*) aus Gründen insgesamt reduzierter Abflussvariabilität ab. Anormal hohe Abflüsse betreffend kann davon ausgegangen werden, dass Abflussmodifizierungen vor allem durch großvolumige Talsperrenspeicher sich im Sinne des Hochwasserschutzes mäßigend auswirken. Dagegen dürften annähernd maximale Spitzenabflüsse aufgrund der begrenzten mechanischen Belastbarkeit von Stauwerken sich quasi-natürlichen Volumen annähern. Extreme Niedrigstände werden im Sinne wasserbaulicher Niedrigwassereindämmung an regulierten schiffbaren Flussabschnitten in Ausmaß und Länge abgemildert. FRANKLIN et al. (2003) untermauern die Hypothese der Mäßigung von Niedrigwasser-Ausreißern für den unteren Mississippi, GARNETT & WOLMAN (1984: 7-8, 11-13) auch für kleinere Einzugsgebiete der östlichen USA.

Weitere artifizielle Faktoren, die in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts mit Sicherheit zu – zum Teil nicht abrupten – Instationaritäten im Abflussverhalten, und genauer in der raumzeitlichen Reaktion des Abflusses auf Niederschlagsimpulse, geführt haben, sind die Kanalisierung kleiner Zubringer vor allem im Bereich der Oberläufe, die Verringerung von Retentionsflächen durch Überbauung, die Anteilserhöhung raschen Oberflächenabflusses durch Versiegelung und Flurneuordnungen oder die vermehrte Trink-/Brauchwassernutzung sowohl von auenahem Infiltrations- wie auefernem Grundwasser (MENZEL et al. 2000, VAN DER PLOEG & SCHWEIGERT 2001). Seit den 1980er Jahren sind wiederum umgekehrte



umweltpolitische Tendenzen zu erkennen, unter anderen Renaturierung und Reaktivierung von Altauen als raumplanerisches Leitbild (MKRO 2000).

Theoretisch ist – entsprechend der Vorgehensweise bei den Niederschlagszeitreihen – auch beim Abfluss ein Test auf Inhomogenitäten durchführbar (KLIWA 2001). Jedoch muss bei der Qualitätskontrolle von langen Abflusszeitreihen aufgrund reiheninhärenter Langzeitkorrelation zunächst Rücksicht genommen werden auf selbstaffine, nicht zufallsgesteuerte Prozesse (BRAUN 2000), die beim meteorologisch zu betrachtenden Niederschlagsgeschehen zu vernachlässigen sind (POTTER & KENNETH 1979, WEBER & TALKNER 2001). In dieser Arbeit wäre dabei weniger auf das Langzeitgedächtnis nicht aggregierter täglicher Werte bzw. monatlich oder jährlich aggregierter Abflussmittel zu achten als darauf, das Autokorrelationsverhalten von Spitzenabflüssen auf monatlicher bis jährlicher Basis zu prüfen. Neben diesbezüglich geringer Selbstaffinität bzw. nur kurzfristig reichender Autokorrelation belegt auch geringer und selten signifikanter Trend quantilisch definierter jährlicher Anomalieniveaus die Brauchbarkeit der Datenreihen (eigene Berechnungen). Quasi-stationäre Verhältnisse der Realzeitanomalieabflüsse werden somit axiomatisch und aufgrund geringer quantitativer Bestätigung vorausgesetzt, für den Gesamtzeitraum 1950-1999 einheitliche Anomalieschwellen erscheinen zulässig.

## **3.2. Atmosphärische Modelldaten**

### **3.2.1. Allgemeine Eigenschaften**

Unter Daten Globaler Atmosphärischer Modelle ist all jene Information zu subsumieren, welche auf computergestützten, operationellen Berechnungen numerischer Klimamodelle basiert und gitterpunkt- oder gitterfeldbezogene Variablenwerte umfasst. In der Vertikalen sind mehrere Atmosphärenschichten – gewöhnlich bis in die Mittel- und Hochstratosphäre – abgebildet. Der Gruppe Globaler Atmosphärischer Modelle gehören Wettervorhersagemodelle und Klimasimulationen für vergangene, rezente und zukünftige Zeiträume an, also auch alle (AO)GCMs. Nachberechnungen des jüngst vergangenen Wettergeschehens, in Kap. 3.2.2. als sogenannte Reanalyse vorgestellt, rechnen ebenfalls dazu. Urheber von Modelldaten sind nationale Wetterdienste sowie einschlägige öffentliche und private Forschungseinrichtungen mit ausreichender Rechnerkapazität. Der enorme Rechenaufwand ergibt sich aus der physikalischen Bilanzierung der klimasystemimmanenten Energieflüsse. Modernere GCMs binden Rückkoppelungen zwischen Atmosphäre, Ozeanen, Kryosphäre und Landoberfläche ein, Schnittstellen zu rückkoppelnden Biosphärenmodellen sind in Entwicklung (BEST et al. 2004) bzw. sind in Modellen der jüngsten Generation integriert (RANDALL et al. 2007: 604ff.). Die

solare Einstrahlung geht als maßgeblicher externer Faktor in das System ein. Epi-, orogenetische und vulkanische Prozesse werden bei der Nachzeichnung des Paläoklimas berücksichtigt. Anthropogene Effekte vor allem bezüglich der Konzentration von Treibhausgasen und Aerosolen fließen bestimmend besonders für zukünftige Szenarien intern in die Energiebilanzgleichungen ein (MCGUFFIE & HENDERSON-SELLERS 2005: 22ff.). Aus Gründen der Rechenaufwandsminimierung erfolgt eine Diskretisierung in Raum und Zeit, welche eine realitätsnahe Darstellung des Klimasystems noch zulässt. Der zeitliche Abstand der Prognose- bzw. Simulationszeitpunkte globaler Modelle beträgt wenige Stunden, die räumliche Auflösung erreicht bei der Wettervorhersage Gitterpunktabstände von unter 50 km, bei GCMs mehrere 100 km (BALZER et al. 1998). Neuere atmosphären-ozean-gekoppelte AOGCMs, wie in dieser Arbeit gebraucht, verwenden sogenannte T42, T63 oder T106 Auflösungen mit mittleren Gitterpunktabständen von ca. 225 km bis 100 km.

In einem anderen Sinn können AOGCMs als numerische Wettervorhersagemodelle gelten, die daran angepasst werden, über längere Zeiträume (Dekaden und mehr) zu laufen, und denen Meeresoberflächentemperaturen und täglicher und saisonaler Zenitwinkel der Sonne als Antriebe vorgeschrieben sind (KOTHALAVA 1997: 261f.). Ihnen ist gemein, dass sie versuchen, Eigenschaften gegenwärtigen, vergangenen oder zukünftigen Klimas möglichst realitätsnah und auf zeitlicher Skala von Jahrzehnten bis Jahrhunderten wiederzugeben. Von elementarer Bedeutung ist hierbei das Verständnis von GCMs: Langfristige Klimavariabilität nachbildend stellen sie gemäß einiger konzeptioneller Grundüberlegungen Klima-Realisierungen eines deterministisch-chaotischen, nichtlinear-stochastischen Systems zur Verfügung, deren physikalische Konsistenz sich aus der Übereinstimmung *langfristiger* Variabilitäten und *langfristiger* mittlerer Zustände mit jenen des Jetztzeitklimas ergibt. GCM-Kontrollläufe rezenten Klimas werden für die entsprechende Qualitätskontrolle herangezogen. Szenarienläufe zeichnen mögliche Klimaentwicklungen für die Zukunft vor. Eine Klimaprognose im Sinne von atmosphärischen Zustandszuweisungen zu bestimmten Zeitpunkten ist dabei im Rahmen des deterministischen Chaos auf der betrachteten Zeitebene unmöglich, die Nachzeichnung des Klimasystems als nichtlineares stochastisches System mit Dämpfungen durch positive und negative Rückkoppelungsmechanismen, unabhängig von der Genauigkeit der Anfangsbedingungen, hingegen möglich (VON STORCH et al. 1998: 88-93). Voraussetzung ist die physikalisch stimmige Modellierung nach 3 Hauptgesichtspunkten:

- 1) Die Prinzipien von Massen-, Energie- und Impulserhaltung (BENISTON 1998: 13-18) in der Interaktion verschiedener Modellkompartimente (Atmosphäre, Ozean, Kryosphäre, Landoberfläche, Biosphäre) bzw. zugehöriger koppelnder Modellmodule sind zu beachten.

- 2) Die Parametrisierung wichtiger subskaliger, sich unterhalb der Gitterfeldrepräsentation abspielender Prozesse (Konvektion, Wolken- und Niederschlagsbildung, Strahlungsbilanz, Oberflächenreibung) muss mathematisch-physikalisch möglichst gut an die Gitterfeldeigenschaften angepasst sein (KOTHALAVA 1997: 261f.).
- 3) Die GCM-typische Klimadrift, also die Hinbewegung auf realitätsferne Zustände infolge der unstimmigen Rückkoppelung von Modellmodulen, wird durch sogenannte Flusskorrekturen – das sind zeitliche Mittelungen ungekoppelter Modulwerte – gemindert (BENISTON 1998: 127-128); die meisten AOGCMs verzichten inzwischen infolge verbesserter Parametrisierungen auf Flusskorrekturen (RANDALL et al. 2007: 591; für die hier verwendeten GCMs vgl. Tab. 3-1).

Die 3 vorliegenden GCMs gehören diesbezüglich, neben etwa einer Handvoll weiterer Modelle, zur vorletzten Modell-Generation (ebd.). Sie berücksichtigen in ihren Kontroll- und Szenarioläufen bereits die Effekte von sowohl Treibhausgasen wie Aerosolen, es mangelt ihnen jedoch, wie oben angeführt, an biosphärischen Rückkoppelungsmodulen und an Feedbacks der terrestrischen Oberflächenfeuchtigkeit. Die Konzentrationsänderung treibhausrelevanter Spurengase vollzieht sich im Unterschied zu Vorgängergenerationen bereits transient, das heißt jährlich gleichmäßig fortschreitend entsprechend den in neueren sozioökonomischen Szenarien skizzierten Randbedingungen, und nicht in plötzlicher Anpassung (VON STORCH et al. 1998: 167f., IPCC 2001b: 533f.).

Einzeluntersuchungen stützen die Plausibilität modellspezifischer Daten für verschiedene Variablen auf unterschiedlichen Zeit- und Raumskalen: Die thermohaline Zirkulation wird global wie im Bereich vor allem des nordatlantischen Aktionszentrums gut abgebildet, ebenso die globale raumzeitliche meteorologische Variabilität (WEART 2003: 28ff.). Grundsätzliche Einschränkungen in der Aussagekraft von GCMs bei der Einschätzung zukünftiger Klimaentwicklungen ergeben sich aus deren geringen räumlicher Auflösung und der unterschiedlichen Verlässlichkeit der Basis- und der abgeleiteten Variablen (KOTHALAVA 1997). Im einzelnen sind es, soweit nicht anders vermerkt nach VON STORCH et al. (1998), folgende Einschränkungen:

- Zeitpunktgebundene Prognosen sind unzulässig (Begründung s. Kap. o.).
- Besonders Niederschlags- und Extremwertstatistiken sind raumzeitlich wenig belastbar (ebd.: 145-146, 170-171).
- Trendabschätzungen jeglicher Art auf regionaler und lokaler Skala sind infolge mangelnder topographischer Auflösung und nur summarischer Erfassung subskaliger Prozesse sehr unsicher; unter 'lokal' firmieren dabei allgemein Aussagen zu einzelnen Gitterpunkten,

Regionen umfassen gewöhnlich Areale mit  $4^2$  bis  $8^2$  Gitterpunkten (ebd.: 148).

- Fehlende Ausgangsmesswerte einzelner Parameter, das bedeutet deren rein numerische Ableitung, erschweren die Parametrisierung subskaliger niederschlagsrelevanter Prozesse zusätzlich. Zu nennen ist z.B. die gänzlich indirekte Ermittlung vertikaler Windgeschwindigkeiten (BALZER et al. 1998: 57, 68).
- Unbekannte und unvorhersagbare externe Effekte der Zukunft bleiben außen vor, so Vulkaneruptionen und Quellen-Senken-Reaktionen der Biosphäre vor allem bezüglich anthropogen bedingter Treibhausgase (VON STORCH et al. 1998: 179).
- In dieser Arbeit kann wie in allen modellbezogenen Untersuchungen zur Zukunft des Klimas unausweichlich nur ein verschwindend geringer Anteil aus der quasi unendlichen Zahl möglicher Klimarealisierungen als Datenbasis herausgegriffen werden. Wahrscheinlichkeitsaussagen sind in dieser Hinsicht unzulässig und irreführend, beziehen sich im Text ausschließlich auf Ergebnisse auf Grundlage des beschränkten Datenmaterials.
- Optimierung und Stabilisierung der GCMs sind am rezenten Klima ausgerichtet, systematische Änderungen des Zukunftsklimas können daher unter Umständen nicht reproduziert werden, auch wenn Testläufe eine Reproduktionsfähigkeit *früherer* oder *rezenter* Klimata bestätigen sollten (BALZER et al. 1998: 154f.).

### 3.2.2. NCEP/NCAR-Reanalyse

Bei der NCEP/NCAR-Reanalyse handelt es sich um ein umfangreiches dreidimensionales Datenassimilierungs- und Modellierungssystem des globalen Wettergeschehens. Hauptprodukt sind Variablen in Gitterfeldanordnung ( $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ) auf bis zu 28 vertikalen Niveaus. Die operationelle weltweite Protokollierung reicht bis 1948 zurück. Mit Messwerten geostationärer und polumlaufender Satelliten, aus Radiosondenmessungen und Flugzeugbeobachtungen, an der Meeroberfläche durch Daten von Schiffen und Messbojen, an der Landoberfläche durch weitere instrumentelle Messungen, gehen eine Vielzahl verschiedener Plattformen auf Höhenniveaus bis zur Obergrenze der Stratosphäre in die Reanalyse ein. Die NCEP/NCAR-Reanalyse stellt neben den Outputs des *European Centre for Midrange Weather Forecast* (ECMWF) die umfangreichsten auch klimatologisch nutzbaren Datenauswürfe zur 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts bereit und wird entsprechend häufig für verschiedene Fragestellungen in der Klimaforschung verwendet (exemplarisch REID et al. 2001: Zusammenhang zwischen Zirkulation und Beobachtungsdaten, SERRÈZE et al. 2003: Nachbildung der arktischen Frontalzone, WANG et al. 2006: Zyklondynamik).

Wichtig ist die Unterscheidung dreier Variablenkategorien bezüglich ihrer Verlässlichkeit:

- Variablen vom Typ A basieren ausschließlich auf Beobachtungen und unterliegen in ihrer Qualität allein der Verfügbarkeit von Beobachtungsdaten und der Güte von Interpolationsverfahren. Zum Typ A gehören Temperaturen der freien Atmosphäre und geopotentielle Höhen.
- Variablen vom Typ B sind beiderseits abhängig von der Beobachtungs- und der Modellierungsgüte; zu nennen sind hier feuchtigkeits- und erdbodenbezogene Größen.
- Zum Typ C rechnen Variablen, welche ausschließlich indirekt prozessiert werden, so Energieumsätze an der Erdoberfläche und Niederschläge (KISTLER et al. 2001, <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html>).

Während das Assimilierungskonzept in Form der Interpolations- und Parametrisierungsschemata über die Jahrzehnte unverändert blieb, sind beim Beobachtungsinstrumentarium 3 Phasen zu unterscheiden: Die Frühphase bis 1957 kommt ohne systematische Messungen der freien Atmosphäre aus, 1957 startet die Inbetriebnahme eines umfangreichen Radiosondennetzwerks (engl.: *rawinsonde systems*), 1978 beginnt die Ära der Satellitenbeobachtungen. Damit einher ging eine Steigerung der Datenqualität. Gemessen an der Vorhersagegüte war dabei die Einführung der Radiosondenmessungen Ende der 1950er Jahre für die Nordhemisphäre Gewinn bringender als die Nutzung der Satellitentechnik 20 Jahre später. Einschneidend und positiv ausgewirkt hat sich auch die Umstellung der Qualitätskontrollen 1973 (KALNAY et al. 1996). Auf eine möglicherweise aus dem abrupten Wandel des Messinstrumentariums herzuleitende Instationarität geht PHILIPP (2004: 77f.) ein. Angemerkt sei, dass die hier verwendeten Daten weder von NCEP/NCAR noch vom Autor auf Instationaritäten geprüft sind, entsprechende Datenmängel aufgrund der in der Arbeit verwendeten Selektionen und Musterbildungsmethoden (vgl. Kap. 10. bis 12.) in den Ergebnissen auch nicht als solche zu erkennen sein werden.

### 3.2.3. Transiente globale Klimamodelle

Die durchzuführenden Trendabschätzungen (vgl. Kap. 13.3.) basieren auf Modelldaten dreier AOGCMs. Deren gemeinsame Eigenschaften wurden in Kap. 3.2.1. erläutert. RANDALL et al. (2007: 592f.) geben einen allgemeinen Überblick über Verbesserungen der GCMs seit dem 3. IPCC-Report von 2001 in Sachen Modellformulierung, Klimasimulation, Analyseverfahren und klimatischen Rückkoppelungen. Verschiedene groß angelegte Projekte (AMIP: *Atmospheric Model Intercomparison Project*, CMIP: *Coupled Model Intercomparison Project*) untersuchen die etablierten AOGCMs im einzelnen und vergleichend auf ihre systematischen Biases im Vergleich zum beobachteten Klima und in ihren Abschätzungen zukünftigen Klimas. COVEY

et al. (2003) bieten einen wertvollen Überblick zum Projekt CMIP2. Sie ordnen die Untersuchungsregionen NEUS und ZEU hinsichtlich der Temperatur, dem Bodenluftdruck und der barotropen Strömung und bezüglich der Kontrolllauf-Mittelwerte aller 16 Modelle als im globalen Vergleich zuverlässig wiedergegeben ein. Bei der spezifischen Feuchte der niederen Troposphäre zeichnet sich dagegen für beide Regionen starke Modell-Streuung ab. Im langjährigen saisonalen Rhythmus offenbart ein Vergleich mit beobachteten Werten und mit der NCEP/NCAR-Reanalyse dabei qualitative Unterschiede der 3 Modelle (vgl. Abb. 3-1):

HADCM3 übertrifft CGCM2 und GFDL2 dabei in seiner korrelativen Nähe zu den Beobachtungen. GFDL2 fällt beim Bodenluftdruck besonders stark ab. Die Variabilität der Temperatur schätzen alle 3 Modelle etwa gleich gut ein, bei Luftdruck und Niederschlag entfernt sich GFDL erneut von der beobachteten Realität infolge von Variabilitätsunterschätzung. Die Reanalyse erweist sich als den GCMs überlegen, bei Luftdruck und Temperatur ohne allzu großen Abstand, aber insgesamt ohne den Beobachtungsdaten sehr ähnlich zu sein – „Whether this result says something positive about the models or negative about reanalysis is unclear“ (COVEY et al. 2003: 17). Dass die Ozeanmodule gekoppelter GCMs teils besser mit NCEP und Beobachtungen übereinstimmen als die atmosphärischen Kompartimente, belegen TRENBERTH & CARON (2001) für den meridionalen Wärmeaustausch.

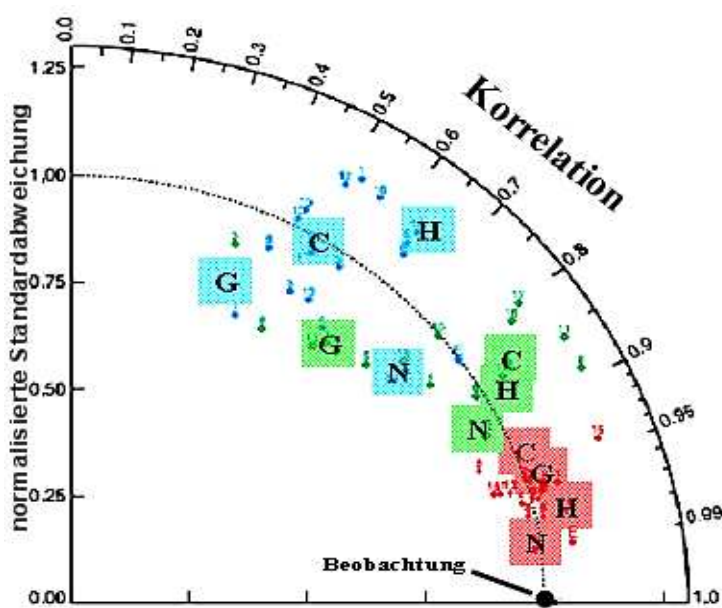
Abb. 3-1: raumzeitliche Korrelation von Kontrolllauf-Outputs und Beobachtungsdaten und Variabilitätsvergleiche:

CGCM2, GFDL2, HADCM3, NCEP/NCAR-Reanalyse (aus COVEY et al. 2003: 122);

blau: Niederschlag, grün: auf Meeresspiegelniveau reduzierter Bodenluftdruck, rot: Temperatur;

C=CGCM2, G=GFDL2, H=HADCM3, N=NCEP/NCAR, OBSERVED =Beobachtungsdaten;

die Distanz von C/G/H/N zu OBSERVED entspricht dem 'root mean square model error'.



In regionalem Fokus wird das Thema angewandter modellbasierter Analysen in den Kap. 7. bis 9. nochmals aufgegriffen werden.

Anpassung von AOGCM- an NCEP-Gitterfelder

Um in späteren Arbeitsschritten die Outputs verschiedener Modelle einer räumlichen Korrelation zugänglich zu machen, ist eine Angleichung der Gitterfeldgrößen notwendig. Da die maßgeblichen Muster aus NCEP-Daten stammen werden (vgl. Kap. 12.1.1. und 12.1.2.), dienen die NCEP-Gitter als Vorgaben. Die Werte für an NCEP angegliche AOGCM-Gitterpunktswerte werden interpoliert aus den je 4 räumlich nächstliegenden Werten aus dem GCM, präziser als Mittelwert der nach inversen Distanzen gewichteten Summe:

$$v_{GCM} = \sum_{v=1}^4 (1/d) \cdot \sum_{v=1}^4 v_{NCEP}$$

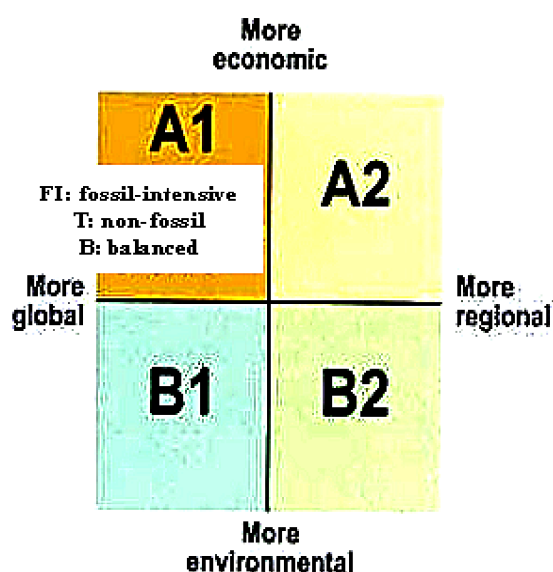
$v_{GCM}$ : zu interpolierender Gitterfeldwert,  $d$ : Abstand von GCM- zu NCEP-Gitterkoordinate,  $v_{NCEP}$ : NCEP-Gitterfeldwert,

Bei Übereinstimmung von NCEP- und AOGCM-Gitterkoordinate wird der Originalwert des AOGCM übernommen.

Die zeitliche Varianz der interpolierten Gitterpunktzeihen verringert sich durch das Interpolationsverfahren. Dagegen ist für die Gesamtfelder wegen Erhöhung der Anzahlen der Gitterfeldwerte unbestimmt, inwieweit räumliche und zeitliche Variabilität sich ändern (vgl. dazu Kap. 13.1.2.).

Sozioökonomische Szenarien A2 und B2

Modellimplizite Annahmen zu künftigen Änderungen der chemischen atmosphärischen Zusammensetzung, und sekundär des Strahlungshaushalts, basieren auf demographisch-sozioökonomischen und daraus abgeleiteten emissionsbezogenen Rahmenbedingungen, die in den 6 SRES-Szenario-Familien (SRES: *Special Report on Emission Scenarios*, NAKIĆENOVIĆ & SWART 2000) abgesteckt sind. Verwendung finden diese Szenarien in den beiden jüngsten IPCC-Reports (als wissenschaftliche Teilbände HOUGHTON et al. 2001, SOLOMON et al. 2007). Die in diese Arbeit einbezogenen Szenarien A2 und B2 repräsentieren dabei eine sehr starke bzw. eine



gemäßigte Forcierung des anthropogen modifizierten Treibhauseffekts im Laufe des 21. Jahrhunderts und dienen in dieser Hinsicht als Antipoden. Veranschaulicht werden aus den Szenarien resultierende klimatische Bedingungen durch so genannte 'illustrative scenarios' (BAEDE 2007) der einzelnen AOGCMSs. Abb. 3-2 (aus WATSON & ALBROTON 2001: 63) zeichnet nach, dass die größere Emissivität und klimatische Effektivität von Szenario A2 im wesentlichen von dessen stärkerer ökonomischer bzw. schwächerer ökologischer Ausrichtung herrührt. Beide verwendeten Szenarien gehen im Gegensatz zu den 4 anderen von einem anhaltenden Bevölkerungswachstum bis zum Ende des 21. Jahrhunderts aus.

Bei der zeitlichen Modifikation des Strahlungshaushalts im Vergleich zur Gegenwart bzw. zur vorindustriellen Zeit (engl.: *radiative forcing*) ist vor allem die in A2 durch höhere Quantitäten der gut durchmischten Treibhausgase Kohlendioxid, Methan und Stickoxyde sowie des troposphärischen Ozons verursachte Erwärmung im Zusammenspiel mit deren spezifischen Verweildauern von Belang (RAMASWAMY et al. 2001: 392). Der Wärmeüberschuss geht dabei fast ausschließlich auf Rechnung der vermehrten infraroten Rückstrahlung, spielt sich in verschiedenen troposphärischen Stockwerken ab und fällt bei Berücksichtigung induzierter Wasserdampfanreicherung erhöht aus (MEEHL et al. 2007: 757-759). Die kurzwellige solare Einstrahlung wird dagegen durch anthropogen und vulkanisch eingetragene Aerosole sowie durch stratosphärisches Ozon in der Summe sowohl rezent wie in den meisten AOGCM-Szenarien leicht gedämpft (RAMASWAMY et al. 2001: 401-404).

Im Mittel der Modellszenarien wird der Wärmeüberschuss im Vergleich zum Ausgangsjahr 2000 aufgrund von CO<sub>2</sub> (Kohlendioxid), CH<sub>4</sub> (Methan), N<sub>2</sub>O (Lachgas) und troposphärischem O<sub>3</sub> (Ozon) für 2050 mit +2,77 Wm<sup>-2</sup> (Szenario A2) bzw. mit +1,93 Wm<sup>-2</sup> (Szenario B2) veranschlagt, für 2100 mit +6,29 Wm<sup>-2</sup> und +3,69 Wm<sup>-2</sup> (ebd.: 404). Der mit der Zeit wachsende Vorsprung von Szenario A2 folgt auf die zugehörigen Konzentrationsanreicherungen insbesondere der langlebigeren Gase wie N<sub>2</sub>O (ebd.: 388).

Unter den AOGCMs tendiert das britische Modell HADCM3 bei langwelliger und kurzwelliger Strahlung zu überdurchschnittlichen, gegenläufigen Änderungen im Laufe des 21. Jahrhunderts, GFDL und mehr noch CGCM zu unterdurchschnittlichen. Gemessen am modellübergreifenden Mittel und an der modellübergreifenden Standardabweichung (12 GCMs einbezogen) erscheinen die HADCM3-Werte bemerkenswerter. Relativ beurteilt übersteigt das positive langwellige Forcing (+4,03 Wm<sup>-2</sup>) das der beiden anderen Modelle um 11% (CGCM) bzw. 18,5% (GFDL), das negative kurzwellige übertrifft bei allerdings niedrigerem Niveau (0,22 Wm<sup>-2</sup>) CGCM sogar um 83%, GFDL um 214% (nach MEEHL et al. 2007: 754-758).

Tabelle 13-1 stellt abschließend schematisch Besonderheiten der verwendeten AOGCMs vor.



Tab. 3-1: AOGCMs CGCM2, GFDL2 und HADCM3 – spezifische Eigenschaften (\*BOER et al. 2000a, \*\*DELWORTH et al. 2002, \*\*\*RANDALL et al. 2007: 596-599; nach COVEY et al. 2003)

Modell ID, Jahr der Modell- fertig- stellung	Anzahl Gitter- felder NEUS ZEU	Herkunft	Atmosphäre: Obergrenze Auflösung <i>top</i> =maximale Höhe VLs: vertikale Levels	Ozean Auflösung VLs: vertikale Levels	Fluss- korrektur	Sonstiges/Erläuterungen  (Quelle soweit nicht anders vermerkt: CERA ( <i>Climate and Environmental Retrieving and Archiving</i> , <a href="http://www.cera.org">www.cera.org</a> ))
*CGCM2, 1998	54 56	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Canada	<i>top</i> = ? 3,75° x 3,75° (T32, d≈250 km), 10 VLs	1,8° x 1,8° 29 VLs	ja, für Wärme- und Süßwasser- bilanzen	<i>The atmospheric component AGCM2 is a spectral model with triangular truncation at wave no. 32 and 10 vertical levels. The ocean model component based on the GFDL MOM 1.1 code with 29 vertical levels and has a isopycnal /eddy stirring parameterization.</i>  <i>CGCM2: The changes of anthropogenic emissions of CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O and sulphur dioxide are prescribed according to the above mentioned scenario.</i> ( <a href="http://www.cccma.bc.ec.gc.ca/models/cgcm2.shtml">http://www.cccma.bc.ec.gc.ca/models/cgcm2.shtml</a> )
**GFDL, 2001	77 81	U.S. Department of Commerce/National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), USA	<i>top</i> below 15 hPa, 2,24° x 3,75° (T42), 14 VLs	1,875° x 2,25°, 18 VLs	ja, für Süßwasser- zufuhr in Ozeane	<i>For the sake of simplicity and computational speed, no diurnal cycle of insolation is included in the model. The effects of clouds, water vapor, carbon dioxide and ozone are included in the calculation of solar and terrestrial radiation. (ebd**.: 556)</i>
***UKMO- HadCM3, 1997	72 72	Hadley Centre for Climate Prediction and Research/Met Office, UK	<i>top</i> = 5 hPa 2,5° x 3,75° (T42), 19 VLs	1,25° x 1,25°, 20 VLs	nein	<i>The Hadley Centre Circulation Model is a 3-dimensional AOGCM described by POPE et al. (2000). The atmospheric component has a 19 levels horizontal resolution, comparable with spectral resolution of T42, while the ocean component has a 20 levels resolution.</i>  <i>HADCM3: The changes of anthropogenic emissions of CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O and sulphur dioxide are prescribed according to the above mentioned scenario.</i> ( <a href="http://www.meto.gov.uk/research/hadleycentre/models/HadCM3.html">http://www.meto.gov.uk/research/hadleycentre/models/HadCM3.html</a> )

## 4. Hydrometeorologische Modellierungskategorien

Als Modell wird hier der konzeptionelle Arbeitsentwurf eingeführt, der in Vereinfachung die Behandlung im einzelnen komplexerer Gegenstände mittels problembezogener Vorgehensweisen darstellt.

Vorgestellt wird in 5 Teilkapiteln die *begriffliche* Anlage des hydromet. Gesamtmodells (Kap. 4.1. bis 4.5.). Daraus herzuleiten sind Methoden (vgl. Kap. 5.), welche die Praktikabilität des Modells in der Anwendung gewährleisten sollen (vgl. Kap. 10. bis 13.). Aus der Verbindung von begrifflichem und methodischem Modell ergibt sich die konzeptuell-logische – nicht unbedingt die empirische – Schlüssigkeit der Ergebnisse.

### 4.1. Parameter: Beziehung von Niederschlag und Abfluss

Grundidee des zu entwickelnden Niederschlag-Abfluss-Modells ist es, hydromet. Starkereignisse in Kontrast zu setzen zu Normalereignissen. In das Modell gehen deshalb als relevante realzeitliche Anomaliefälle solche Tagesereignisse ein, an denen von einem kausalen Zusammenhang zwischen atmosphärischer Konstellation, Starkniederschlag (bzw. Niederschlagsstrockenheit) und Hochwasser (bzw. Niedrigwasser) auszugehen ist. Die Auswahl der Niederschlagsanomalien erfolgt nach den Konzepten punktueller (lokaler) Niederschlagswiederkehrzeiten und punktueller (lokaler) Schwellenüberschreitungen. Die Benutzung räumlich zum Teil ausgedünnter lokaler Messnetze anstelle regionalisierter Flächenniederschlägen kann in Kauf genommen werden, da Kalkulationen des Flächenniederschlags bei gegebenen mittleren Stationsabständen von knapp unter (USA) bzw. knapp über 50 km (ZEU) leicht unzuverlässig ausfallen könnten (NEPPEL et al. 1997).

#### Kausale Determinationsrichtung

Die hydromet. Modellausrichtung orientiert sich am Konzept der *Black Box*, wonach eine bivariate Regression/Korrelation erstens zwischen synoptischer Variabilität und Niederschlagshöhen, zweitens zwischen Niederschlagshöhen und Abflussvolumen vorausgesetzt wird, ohne weitere daran beteiligte Prozesse zu benennen und zu quantifizieren (DAVIE 2003: 81). Die kausale Richtung der Determination ist aus dem hydromet. zeitlichen Verlauf vorgegeben. Der Gefahr raumzeitlich zu statischer hydrologischer Kausalketten wird durch eine Vielzahl an quantitativen, geographisch differenzierenden und Zeitversätze berücksichtigenden Definitionen vorgebeugt (vgl. Kap. 10.), der Kritik definitionsbedingter Einengungen (z.B. DE MICHELE et al. 1998 bezüglich der ausgewählten Zeiträume, PETROVIC & DESPOTOVIC 1998 bezüglich *design storms*) wird dadurch begegnet.

Methodische Determinationsrichtung

Das Problem des Skalenbruchs tritt in hydrologischen Fragestellungen häufig auf. Gemeint ist damit, dass Ursache- und Wirkungsgrößen räumlich unterschiedliche Größenordnungen annehmen, eine Ableitung großmaßstäblicher aus kleinmaßstäblichen Prozessen deshalb nur indirekt herzuleiten ist (vgl. Kap. 1.3.). In dieser Arbeit liegen die Daten von atmosphärischem Rahmenbedingungen (atmosphärische Felder subkontinentaler Ausdehnung) und hydromet. Beobachtungsgrößen (Niederschlagsfelder) zwar auf annähernd gleichem Skalenniveau. Mit Gitterpunktabständen von über 100 km (Modelldaten) und mittleren Stationsentfernungen im Bereich von  $10^1$  bis  $10^2$  km (Niederschlags- und Abflusszeitreihen) handelt es sich mit der hydrologisch makroskaligen, der meteorologisch mesoskaligen Dimension dennoch um einen Skalenbruch (MÜLLER-POPKE 1995: 5). Skalenprobleme können daher auch hier auftreten, z.B. wenn Zustandsgrößen nicht aus den Eingangsgrößen ableitbar sind. Vorstellbar sind zum einen Starkniederschlagsereignisse und Trockenperioden ohne schlüssiges atmosphärische Signal, zum anderen Hoch- oder Niedrigwasser ohne plausibles Vorgeschehen im Niederschlagsgang. Mängel statistischer hydrologischer Modellierungen im strengen Sinn hängen zum Teil mit dem ungenügend physikalisch oder empirisch austarierten Beziehungsgefügen zwischen atmosphärischen Rahmenbedingungen, Niederschlags- und Abflusskomponenten zusammen, zum Teil mit im regionalen oder globalen Klimamodell nicht erfassten subskaligen Prozessen (PESCHKE 1999: 21). Die Verbindung synoptisch-meteorologischer Muster mit quantitativ und räumlich definierten Niederschlägen und Abflüssen ist daher in dieser Arbeit elementar und verfolgt den umgekehrten Weg, nämlich rückschreitend von Abflussanomalien über zugehörige Niederschlagsextreme zu ausschlaggebenden atmosphärischen Feldern zu gelangen.

**4.2. Raum: Niederschlag als atmosphärische Ableitung (Downscaling)**

Die räumliche Modellkonzeption bedarf eines Downscalingansatzes im weiteren Sinne. Grund ist die lokale Ausprägung des Niederschlagsgeschehens, die herzuleiten ist aus troposphärischen Variablen, welche in ihrer Anordnung und räumlichen Dependenz viel eher als zusammenhängende (korrelierte) Felder zu betrachten sind als die räumlich weit höher variablen Niederschlagsausprägungen (REID et al. 2001: 247). Das zur Verfügung stehende Methodenspektrum wird in Kap. 5. skizziert, die Anwendungen werden im Ergebnisteil IV ausführlich dargestellt.

Übergeordnet lässt sich das eigene Vorgehen dem *semi-empirischen* Downscaling zuordnen, in welchem statistische wie dynamische Elemente zum Tragen kommen und Anleihen aus anderen Downscaling-Ansätzen einfließen: Empirisch begründet wird die Beziehungsrichtung von

atmosphärischen Prädiktoren zu lokalen bis regionalen Niederschlag-Vorhersagegrößen (CONWAY & JONES 1998: 349). Der nicht-empirische Zutrag resultiert aus dem Gebrauch statistischer Beziehungsmaße zwischen verschiedenen Parametern, die großräumige atmosphärische Bedingungen wiedergeben (SCHNUR & LETTENMAIER 1998: 364). Dynamische Elemente kommen in Gestalt einer Art von meteorologischem „*weather typing*“ zum Zug (FOWLER et al. 2007: 1551), dessen Ergebnisse objektive synoptische Muster spezifischer hydrometeorologischer Anomalien bilden, die in ihrer aktualistisch begründeten Gültigkeit letztlich Bindeglied zwischen Real- und Kontrollzeitraum darstellen. Das Hauptaugenmerk der Arbeit liegt auf problembezogen optimierter Gestaltung der Musterbildungsverfahren. Problembezogene Optimierung bedeutet im wesentlichen Folgendes:

- i) Aufnahme geeigneter als anormal etikettierter Elemente (Tage) in die Klassifizierungsverfahren unter Verwendung einer Vielzahl von Anomaliedefinitionen
- ii) räumliche und zeitliche Zerlegung aller Elemente in Klassen
- iii) parameterspezifische Einordnung bzw. Gewichtung der raumzeitlich vorgruppierten Elemente nach Fronten- und Konvektionseigenschaften
- iv) Test aller nach Art der Anomalie, nach Raum, Zeit und Parametergewicht definierten Klassen auf Repräsentativität und Signifikanztest der Unterscheidbarkeit gegeneinander und im Vergleich zu Normalereignissen.

Die Besonderheit der zu erarbeitenden synoptischen Klassifizierung liegt in der Betonung und Präzisierung multivariater – das bedeutet mehrere Variablen zusammenschauender – atmosphärischer Felder in ihren hydrologischen Wirksamkeiten (vgl. besonders Kap. 12.1.1.). Sie ist damit insbesondere dem meteorologischen Bereich der synoptischen Wetterbeobachtung verwandt (z.B. AHLHEIM 1989: 12) und bildet über die Betrachtung zeitlich umfassenderer Datenkollektive einen klimatologischen Brückenschlag zu ihr. In der Einbeziehung frontal und konvektiv eingeordneter Musterbestimmungen zeigt sich eine Nähe zur synoptischen Wettervorhersage, die sich zudem im einbezogenen und möglichen Zeitvorschub zwischen Synoptik, Niederschlag und Abflusswelle äußert.

Aus der Literatur sind synoptische Klassifizierungen, teils unter Einschluss frontaler und konvektiver Informationen, dagegen hauptsächlich im Zusammenhang mit Analysen allgemeiner Zirkulationsmuster oder allgemeiner atmosphärischer Indizes bekannt (CONWAY & JONES 1996, YARNAL & FRAKES 1997, SERRA et al. 1998, GROVER & SOUSOUNIS 2002, LAPP et al. 2002, BISCHOFF & VARGAS 2003, BÁRDOSSY & FILIZ 2005). Anderswo liegt der Schwerpunkt bei Einzelfalluntersuchungen (VAN DELDEN 2001) oder bei der Bedeutung von Frontenhäufigkeiten (WILBY et al. 1995). HARNACK et al. (2001) testen

rezente Stark- und Schwachniederschläge auf signifikante Unterschiede bei einer Vielzahl von Variablen der freien und bodennahen Atmosphäre, HAKLANDER & VAN DELDEN (2003) tun dies bezüglich gewittriger Niederschläge, beide Arbeiten, ohne speziell auf Charakteristika der räumlichen Konstellation einzugehen.

### **4.3. Zeit: Synoptische Betrachtung**

Synoptischen Untersuchungen zu hydrometeorologischen Anomalien müssen zeitlich hoch aufgelöste Daten zugrunde liegen. Bei der hydrologischen Beobachtung sind kontinuierliche Messungen oder diskrete Aufzeichnungen in Intervallen von Stunden bis Tagen die Regel. Die synoptische *Klimatologie* befasst sich andererseits weniger mit der detaillierten Struktur einzelner Ereignisse als mit der Charakterisierung und Differenzierung von Ereignis-Kollektiven (YARNAL 1993: 4-6). Tagessummen beim Niederschlag und Tagesmittel beim Abfluss können als angemessene hydrologische Beobachtungsbasis betrachtet werden, insofern markante Abflussanomalien größerer Flüsse auf synoptische Vorgänge mehrtägiger Dauer zurückgehen (HIRSCHBOECK et al. 2000: 40ff.).

Die atmosphärisch-synoptische Datenbasis bilden modellbasierte Parametrisierungen meteorologischer Felder in täglicher, und erforderlichenfalls feinerer, Auflösung. Die verwendete NCEP/NCAR-Reanalyse greift dabei bis 1948 zurück. Einige jüngere Arbeiten unterstreichen die Brauchbarkeit der Daten für synoptische Analysen (ANDERSON & ARRITT 2001, SERRÈZE et al. 2001, SCHOOF & PRYOR 2003). Als Folge grober topographischer Auflösung und empirisch optimierter Parametrisierung (HEISE 2002: 136) bleibt die Variabilität täglicher Niederschläge und anderer subskaliger Variablengrößen gewöhnlich hinter der von Stationsdaten zurück (REID et al. 2001, vgl. auch Kap. 3.2.2.), viel weniger gilt dies für Parameter höherer Modellierungsverlässlichkeit wie Temperatur-, Geopotential- und Feuchtegrößen (nach KISTLER 2001; praktisch: WIDMANN & BRETHERTON 2000, RAO et al. 2002). Der Ausschluss des Niederschlags aus dem multivariaten Variablenkatalog der Modelle scheint damit auch in Anbetracht gleichartiger synoptischer Variabilitätsgenauigkeiten gerechtfertigt.

### **4.4. Dynamik: Hydrometeorologie als zirkulativer Hergang im Jahreszeitenklima**

Global vorhergesagt für das 21. Jahrhundert wird eine Intensivierung des hydrologischen Kreislaufs als Funktion der prognostizierten Erwärmung der Atmosphäre (IPCC 2001b: 528). Zeitliche und/oder räumliche Verdichtung einzelner Niederschlagsereignisse wären die Folge. Dabei ist zu differenzieren zwischen einer zeitlichen Verdichtung im Sinne der tendenziellen

Zunahme zeitlich aggregierter Niederschlagssummen und einer zeitlichen Verdichtung im Sinne von rascherer Abfolge oder größerer Häufigkeit von Niederschlagsereignissen. Ebenso muss räumlich unterschieden werden zwischen einer Intensivierung hinsichtlich der Fläche des von Niederschlag betroffenen Gebiets im Gegensatz zur Häufung flächenspezifischer Ereignisse. Für Anomalieabschätzungen sind alle 4 benannten Punkte von Interesse, gerade weil in den nordhemisphärischen Mittelbreiten einerseits eine Verringerung der Wiederkehrzeiten von Starkniederschlägen erwartet wird, andererseits modellbezogen Unklarheit über die Dynamik solcher Ereignisse herrscht (ebd.: 528f.).

Mittels der über synoptische Klassifizierungen zu konstruierenden Wettermuster im Vorfeld hydrologischer Events (vgl. Kap. 4.2. beschreibend, Kap. 5.3. methodisch und Kap. 12.1. praktisch) werden raumzeitliche Aussagen zu künftigen Entwicklungen getroffen. Unabhängig von Niederschlagsoutputs der GCMs werden aus den dynamischen und zirkulativen Vorgaben der Wettermuster heraus klimatologische Zeitreihentrends nachgezeichnet. Zeitreihen-Auffälligkeiten erscheinen so als Ausdruck meteorologischer Variabilität. Einen im dynamischen Fokus vergleichbaren Ansatz verwenden SIQUEIRA & MACHADO (2004) für Südamerika. Sie betonen, dass Einflüsse übergeordneter troposphärischer Feuchtigkeitsvariabilität, die in anderen Arbeiten konstatiert, jedoch in ihrer Genese nicht erörtert würden, außen vor bleiben, dass somit allein die synoptischen Muster als räumliche Maßgaben dienen<sup>8</sup>.

Von den 3 konzeptuellen Gesichtspunkten der Ereigniseselektion, der Musterbildung und der Zeitreihenanalyse erscheint die standardisierende Mustererzeugung am wenigsten zu einer saisonalen Betrachtung zu drängen (vgl. Kap. 5.3.2.). Ungeachtet regionaler Eigenarten gibt die Saisonalität des hydrologischen Gangs und hydrologischer Extreme dazu mehr Anlass, besonders bei der Setzung anormaler Schwellenwerte (meteorologisch-genetisch hierzu HONDA et al. 2001, effektiv z.B. ABRAHAMSON & HÅKANSON 1998 (Abfluss), YONETANI & GORDON 2001 (regionale Extreme), PALMER & RÄISÄNEN 2002 (Niederschlagsextreme)). Der vorrangige Anstoß für die saisonale Trennung liegt schließlich im Interesse an und in der Relevanz von saisonalen Vorgängen an und für sich und in der Möglichkeit differenzierte regional-saisonale Entwicklungen als Anzeiger zirkulativer Umstellungsprozesse zu deuten.

#### **4.5. Absicherung zukunftsbezogener Abschätzungen über Verwendung mehrerer Modelle und Szenarien**

Es ist Ergebnis vergleichender Analysen, dass Abschätzungen klimatischer Trends mit Wahl des Klimamodells und des gewählten Emissionsszenarios unter Umständen deutlich variieren (IPCC

<sup>8</sup> Natürlich gibt es auch Beispiele, Feuchtevariabilitäten in dynamischen Kontext zu stellen, etwa über Wiederverwertungsraten als Verhältnis autochthon und advektiv integrierter atmosphärischer Feuchtigkeit (TRENBERTH 1999).

2001b: 528f.). Eine Vielzahl von Analysen bedient sich daher mehrerer Modelle oder verschiedener Läufe eines Modells, um zeitlich verbesserte Vorhersagen zu treffen. Gemessen wird die Vorhersagefertigkeit (engl.: *forecast skill*) betreffender statistischer Verfahren im Vergleich mit Beobachtungsdaten. Exemplarisch seien 4 Arbeiten aufgeführt:

KHARIN et al. (2001) stellen bei einer Steigerung von 6 auf 24 Läufe für saisonale Vorhersagen des 500hPa-Levels (nordhemisphärischer Winter) jenseits von 2 Wochen eine monotone und deutliche Verbesserung fest; mittels *Singular Value Decomposition* wird diese quantifiziert. RAJAGOPALAN et al. (2002) erreichen global eine deutliche multimodale Verbesserung saisonaler Temperatur- und Niederschlagsabschätzungen, während dies im Vergleich zu 41jährigen Beobachtungsreihen nur für wenige Erdregionen gilt. Sie kombinieren multimodale mit klimatologischen Wahrscheinlichkeitsabschätzungen zu posterioren Vorhersagen ('Nachhersagen'). VAN DEN BRINK et al. (2005) benutzen 1500 als unabhängig betrachtete saisonale Vorhersagen der ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*), um meteorologisch das Auftreten 1000- bis 10000jähriger Hochwässer für die Niederlande besser abschätzbar zu machen. WANG (2005) zieht bezüglich der Bodenfeuchte die Bilanz, dass größere Unterschiede zwischen den Modellen hauptsächlich aus unterschiedlichen Parametrisierungen der Landoberfläche herrühren, und dass künftig regional lediglich für die mittleren und höheren Mittelbreiten außerhalb der Wachstumszeit durchgehend feuchte Bedingungen anzunehmen seien (Szenario A1b).

Schwerpunkt dieser Arbeit ist, die 3 eingebrachten AOGCMs in ihren spezifischen Realisierungen (sozioökonomische Szenarien A2 und B2; Zeitabschnitte: Kontrolllauf, Szenariolauf und deren Kombination; Jahreszeiten; regionalen Besonderheiten; synoptische Besonderheiten, etc. ..) auf Konvergenzen und Divergenzen zu prüfen. Im Blickfeld werden erstens modellbezogene Differenzierungen in der Wiedergabe rezent-empirischer hydromet. Raummuster stehen (vgl. Kap. 13.2.); zweitens die Suche nach solchen Raummustern, die in allen Modellen gleichartige und signifikante Zeitreihenentwicklungen vorweisen und damit dem Kriterium der trendbezogenen Widerspruchsfreiheit gerecht werden (vgl. Kap. 13.3.).

Immer wieder werden auch Abgleiche mit dem Muster-Ursprungsdatensatz, der NCEP-Reanalyse, einfließen, auf deren Eigenschaften schließlich die räumlichen Ausprägungen der synoptischen Muster hydrometeorologischer Anomalien beruhen (vgl. Kap. 11. und 12.). In Kap. 12.2. wird als dritte, in strengem Wortsinn prognostische Anwendung die Nutzung der Muster als hydrologisches Frühwarninstrument vorgeschlagen. Der berücksichtigte mehrtägige Vorlauf der meteorologischen Auslöser insbesondere vor einsetzendem Anormal-Abfluss ist gegebene Voraussetzung (vgl. Kap. 4.2.).

## 4.6. Folgerungen

Über die in Kap. 4.1. bis 4.5. kategorial erfassten Kernpunkte des Arbeitsentwurfs hinausgehend seien einige sich optional anschließende Fragestellungen ergänzt. Als Referenz dienen HIRSCHBOECK et al. (2000: 54-68).

- Ein Hauptziel ist die Erfassung multipler meteorologischer und klimatischer Mechanismen durch Definition vielfältiger Anomaliekriterien und Erzeugung und Interpretation vielfältiger dynamischer, darunter frontal und konvektiv eingeordneter Muster.
- Die „*multiple hydroclimatic mechanisms for generating floods*“ (ebd.: 58) gehen im Kurzfristbereich auf meteorologische Elemente ein; in der Klassifizierung synoptisch, darunter frontal-konvektiv, ähnlicher Ereignisse werden daraus *klimatische* Muster nachgebildet.
- Historische und paläoklimatische Befunde zu Hochwässern gehen teils lediglich als Referenz hinsichtlich der Größenordnung ein (ALVERSON & KULL 2003) und können nur eingeschränkt Information hinsichtlich der atmosphärischen Ursachen geben, denn selbst wenn klimatische Konditionen bekannt sind, sind die meteorologischen Vorgänge des Einzelereignisses in der Regel selten oder ungenau zu rekonstruieren (ebd.: 50, 60; vgl. Tab. B-1 und B-2 in Anhang B mit Anführung meteorologischer Ursachen in vorletzter Spalte).
- Dekadische Variabilitäten, wie Wechsel zwischen stärkerer Zonalität und Azonalität, sind für das 20. Jahrhundert belegt (ebd.: 61). Hier sei avisiert, ob ähnliches aufgrund des vorgestellten Entwurfs auch für das 21. Jahrhundert durch die AOGCMs zu erfassen ist.
- Ein die meteorologische Dynamik betreffendes Verhältnis spezieller Bedingungen (z.B. Einfluss von Warmfronten vs. Kaltfronten) ist eher an mehrjährigen Tendenzen zu erkennen als an zwischenjähriger Variabilität (ebd.: 61) – gilt dies auf Basis anormaler Muster ebenso für GCM-Klimate ?
- Aufschluss über Trends von Extremhäufigkeiten kürzerer Wiederholungsperioden ist aus aggregierten Daten wie Monats- oder saisonalen Summen und Mitteln eher ablesbar als bei sehr seltenen Ereignissen (FREI et al. 2000) – dies gilt umso mehr bei der Klimavorhersage als bei der Klimarückschau und sollte in diesem Sinne bei insignifikanten Trends starke Anomalien erzeugender Witterungsmuster berücksichtigt werden.
- Insgesamt gilt die Annahme, dass die synoptische Konstellation einer einzelnen hydromet. Anomalie auch Anomaliephasen ( $10^1$ a bis  $10^2$ a) synoptisch kontrollieren kann, dass die Abgrenzung der Phasen eine eigene Problemstellung bildet (ebd.: 63).



## 5. Methodenspektrum

Zu behandeln sind quantitative Verfahren, die hauptsächlich der statistischen Methodik entstammen und zum gängigen Handwerkszeug in Medizin, Ökonometrie oder Sozialwissenschaften gehören. Häufig zitierte geowissenschaftlich-klimatologische Standardwerke sind VON STORCH & ZWIERS (1999), SCHÖNWIESE (2000) und BAHRENBERG et al. (2003), in englischer Sprache WILKS (1995), BURT & BARBER (1996) und MCGREW & MONROE (2000).

Die Reihenfolge der Darstellung stimmt im wesentlichen mit der Reihenfolge der Anwendungen in Kap. 10. bis 13. überein. Zum Teil vollzieht sie sich aufbauend, etwa indem die Korrelationsanalyse (Kap. 5.2.) der sie einbindenden Hauptkomponentenanalyse (Kap. 5.3.2.) vorangestellt ist. Zur Veranschaulichung fließen bisweilen bereits Ergebnisse der Arbeit mit ein.

### 5.1. Extremwertdefinition

In der Hydrologie finden meist 3 Arten der Extremwertdefinition<sup>9</sup> Anwendung:

- i) Statistische Definitionen basieren auf der Verwendung vollständiger Zeitreihen mit Betrachtung des gesamten Wertebereichs.
- ii) Statistische Definitionen beruhen auf vollständigen Zeitreihen eines partiellen, extremen Wertebereichs (HIRSCH et al. 1993: Seiten 17.2-17.5).
- iii) Schwellenwerte werden subjektiv oder nach spezifischen hydrogeographischen Gegebenheiten gesetzt.

Zu i) zählen in Hydrologie und Hydrometeorologie Über- und Unterschreitungswahrscheinlichkeiten quantilbezogener Werte oder die Verwendung von Vielfachen zeitreihenspezifischer Standardabweichungen (WIESNER 1970, PALMER & RÄISÄNEN 2002). Perzentilisch/quantilisch formulierte Über- und Unterschreitungswahrscheinlichkeiten sind als Element der nicht-parametrischen Rangfolgestatistik einfach zu handhaben und bedürfen keiner vorgeschalteten Prüfung auf und gegebenenfalls Anpassung an theoretische Verteilungsfunktionen (WILKS 1995: 22ff.). Dies gilt zumindest für umfangreiche Zeitreihen, wie sie hier vorliegen. Beispielhaft veranschaulichen Dauerlinien analytisch die Beziehung zwischen steigendem Abflussvolumen (Abszisse) und kumulierter zeitlicher Unterschreitungsdauer (Ordinatenachse). Beim Niederschlag beschreiben Häufigkeitsverteilungen von Werteklassen die unterschiedlichen Eigenschaften punktueller

<sup>9</sup> Im folgenden wird, wie bereits in den vorigen Kapiteln, anstelle des Begriffs 'Extrem' gleich bedeutend auch der Terminus 'Anomalie' gebraucht. In diesem Kapitel findet das Extrem Vorzug, weil es sich bei der Extremwertdefinition viel mehr um einen statistisch etablierten Begriff handelt als bei der Anomaliewertdefinition.

Messungen nach Topographie, Klimazone, Jahreszeit oder Exposition. Kennzahlen aus der Klima- und Abflussstatistik fallen ebenfalls in die vorgestellte Kategorie.

Die Beschreibung mittels absoluter oder mittlerer, monatlicher, jährlicher oder täglicher Extremwerte führt zu Extremwertkonzepten der Kategorie ii). Ziel dieser extrapolativen Zeitreihenstatistiken ist es, aufgrund zeitlich möglichst umfassender, jedoch im Wertbereich gegenüber der GG eingeschränkter Reihen, allgemein gültige Aussagen über das Extremwertverhalten zu treffen (SCHÖNWIESE 2000: 65). Beschränkt werden die Wertereihen durch Auswahl lediglich gleichartig definierter extremer Werte pro einbezogener Zeiteinheit. Ein Beispiel sind die Wiederholungszeitspannen/Wiederkehrzeiten/Jährlichkeiten (engl.: *return periods*). Darunter sind aus der Häufigkeitsanalyse gewonnene hydrologische Wertzuweisungen zu bestimmten Wahrscheinlichkeitsschranken zu verstehen. Da von der Unabhängigkeit der Ereignisse der Wertüberschreitung ausgegangen wird, gelten jährliche Überschreitungswahrscheinlichkeiten für alle Folgejahre gleichermaßen, ungeachtet des Ereigniseintritts oder -ausbleibens im vorigen Jahr (HERSCHY & FAIRBRIDGE 1998: 530f.). Werte n-jähriger Wiederholungszeitspannen sind aus unter n-jährigen Reihen durch iterativ entwickelte Formulierungen einer modellierten Jährlichkeit (engl.: *design return period*, ebd.: 531) oder über die Ermittlung der zugrunde liegenden Verteilungsfunktion zu gewinnen. Die Nachweiswahrscheinlichkeit von hydrologischen Ereignistrends sinkt dabei mit erhöhten Wiederkehrzeiten deutlich: FREI et al. (2000) kommen zu dem Schluss, dass erst Wiederkehrzeiten von weniger als 100 Tagen einigermaßen sicher aufgedeckt werden können. Ebenda (291) wird die Nachweiswahrscheinlichkeit für sehr seltene Ereignisse (zu erwartende Wiederkehrzeit mindestens 365 Tage) bei selbst schwachen Trends signifikanz und 50jährigen Kalibrierungsreihen gegen Null gehend veranschlagt. Die statistische Prognostizierbarkeit jenseits des 99%-Perzentils scheint folglich stark begrenzt.

Subjektive Schwellenwerte – zu Punkt iii) am Beginn des Kapitels – gründen häufig auf eingehender Kenntnis des Datenmaterials. Einfache Tages-/Monats-/Jahresschwellen des Niederschlags zählen dazu und werden oft illustrativ in das Dezimalsystem eingepasst. Typisches Beispiel *hydromorphologischen* Kriteriums sind beim Wasserstand die Meldestufen, die sich nach Überflutungsgefährdungen in der Nähe des Pegels richten (VOGELBACHER 1998).

In dieser Arbeit werden Extrem-Schwellen unter Verwendung des vollständigen Datenmaterials aus dem Beobachtungszeitraum 1950-1999 gewonnen. Der Hauptvorteil gegenüber der *statistisch* saubereren Analyse partieller Wertebereiche – der Extremwertstatistik im engeren Sinn – liegt in der Einbeziehung der gänzlichen Information und der damit verbunden

unfassenden Einsehbarkeit der Gesamtreiheneigenschaften. Quantile von Niederschlagsdichten bzw. von Abflussdauerwerten dienen als Schwellenwerte bei hydrologischen Reihen (vgl. Kap. 10.). Mehrfache von Standardabweichungen von saisonalen Mitteln kennzeichnen auffällige Wertebereiche frontaler und konvektiver atmosphärischer Prädiktoren (vgl. Kap. 11.) Da es sich hierbei, wie bei zugeordneten Jährlichkeiten und Wahrscheinlichkeiten, *nicht* um Ergebnisse aus der Extremwertstatistik im strengen Sinne handelt (s. Kap. o. und vgl. Ansatz ii)), werden die grenzüberschreitenden Wertebereiche – um Missverständnisse zu vermeiden – *anomal* anstatt *extrem* genannt. Gleiches gilt für die – zweitens – verwendeten sogenannten *anormalen* Bereiche jenseits subjektiver Schwellen des Tagesniederschlags, die sich mit den Reiheneigenschaften von Messstellen in den beiden Untersuchungsregionen vereinbaren lassen, und die auf vor- und nicht wissenschaftlichen Erfahrungswerten, hier 10 mm und Mehrfachen davon, beruhen (vgl. Kap. 10.1.).

## 5.2. Bivariate Korrelationsanalyse

Die bivariate Korrelationsanalyse kommt in dieser Arbeit mehrfach zum Einsatz:

- bei der synoptischen Abgrenzung spezifisch anormaler Muster gegen allgemeine saisonale Muster (vgl. Kap. 12.1.2.)
- beim Vergleich spezifisch anormaler Witterungsmuster aus dem Reanalysezeitraum mit Tagesmustern aus den Modellzeiträumen als sogenannte Pseudoladungen (vgl. Kap. 13.1.1.)
- in der Zeitreihenanalyse musterbasierter Datenreihen zur Erkennung von linearen Trends (vgl. Kap. 13.1.3. und 13.3.)
- bei der Hauptkomponentenanalyse zur Erzeugung einer Korrelationsmatrix aus den Eingangsdaten (vgl. Kap. 5.3.2. und 12.1.1.).

### Überblick

Korrelationsmaße geben Auskunft über Vorzeichen und Stärke von statistischen Zusammenhängen zwischen Variablen (MCGREW & MONROE 2000: 193). Fließen 2 Variablen ein, ist die Rede von bivariater Korrelation. Multiple und partielle Korrelationen mit mehr als 2 Variablen bleiben im folgenden, weil sie hier nicht gebraucht werden, außer acht. SACHS (1984: 306) formuliert in Anlehnung an die Methodik von Hypothesenprüfungen (vgl. Kap. 5.6.), ein signifikanter korrelativer Zusammenhang sei gegeben, „*wenn die Nullhypothese, es bestehe eine stochastische Unabhängigkeit, widerlegt wird*“. Weiter wird herausgestellt, dass „*die sachliche Deutung gefundener statistischer Zusammenhänge*“ (ebd.) als der statistischen Methodenlehre nicht zugehörig einzuordnen sei, sondern folglich Aufgabe wissenschaftlicher

Interpretation ist. Es geht also bereits deutend in einer Typisierung darum, ob ein korrelativer Zusammenhang formaler, kausaler oder anderer Art ist.

#### Typisierung korrelativer Zusammenhänge

SACHS (1984: 307f., nach KOLLER 1955/1963) schlägt zur Prüfung des Korrelationstyps ein Vorgehen vor, wonach bei Ausschluss des ersten Typs der jeweils nächste anzuerkennen ist:

- 1) Formale Korrelation
- 2) Inhomogenitätskorrelation
- 3) Gemeinsamkeitskorrelation
- 4) Kausale Korrelation

Typen 1) bis 3) sind nicht-kausaler Art, eine Ursache-Wirkung-Beziehung in bestimmter Richtung kann nicht angenommen werden. Nicht-kausale Korrelationen sind unter anderem formal bedingt, etwa wenn die 2 verglichenen Datensätze sich elementweise durchgängig zu 100% ergänzen (ebd.: 307).

Von Bedeutung bei den hier zu betrachtenden Anwendungen ist die Funktion von Korrelationen als reines Ähnlichkeitsmaß, wo von vornherein eine kausale Kette ausgeschlossen wird bzw. die Kausalitätsfrage ohne Belang ist. Ursache-Wirkung-Beziehungen, veranschaulicht etwa an Behandlungseffekten zwischen Dosis und Heilwirkung, erscheinen nämlich sowohl im meteorologischen Mustervergleich als auch in der Zeitreihenanalyse mit der Zeitvariablen als Unabhängiger ohne Sinn<sup>10</sup>.

#### Standardisierte Korrelationsmaße: Korrelationskoeffizienten

Korrelationskoeffizienten  $r$  bzw.  $\rho$  sind standardisierte Indizes des statistischen Zusammenhangs und nehmen den Wertebereich von  $-1$  bis  $+1$  ein. Negative Ausprägung bedeutet, dass Werte der X-Variable und der Y-Variable gegensinnig korrespondieren, positive Ausprägung verweist auf entsprechende Gleichsinnigkeit. Mit Korrespondenz ist dabei die Übereinstimmung relativ größerer Werte von X mit relativ größeren Werten von Y gemeint. Ein Wert von  $|1|$  bedeutet, dass dieser Zusammenhang ohne Ausnahme ist und exakt einer Funktion  $X=f(Y)$  folgt, man spricht von perfekter linearer oder streng funktionaler Abhängigkeit (SCHÖNWIESE 2000: 124ff.). Liegt weder eindeutige Gegen- noch Gleichsinnigkeit der X-Y-Beziehung vor, mit  $0 < |\rho| < |1|$ , ist die Abhängigkeit stochastischer Art.  $\rho=0$  ist zu interpretieren als lineare Unabhängigkeit, auch sie kann funktionaler oder stochastischer Natur sein (SACHS 1984: 298f., MCGREW & MONROE 2000: 193ff.).

---

<sup>10</sup> Zumindest teilweise kausaler Art dürften dagegen die Korrelationsmatrizen der (korrelationsbasierten) Variante der Hauptkomponentenanalyse sein (vgl. Kap.5.3.2.), weil es sich um physikalisch abhängige Variablen handelt (vgl. dazu. SCHÖNWIESE 2000: 166f., der physikalische Zusammenhänge bei meteorologischen Korrelationsuntersuchungen sogar als grundsätzliche voraussetzt).

Der Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient nach PEARSON  $r_p$  bzw.  $\rho_p$  kommt gewöhnlich als parametrisches Ähnlichkeitsmaß zum Einsatz. Deskriptiv-statistisch wie interdependenzanalytisch (z.B. als Element der Hauptkomponentenanalyse) ist allerdings Normalverteilung keine zwingende Voraussetzung (MCGREW & MONROE 2000: 196), eine Annäherung daran wirkt sich allerdings positiv auf die Präzision der PEARSONSchen Schätzung aus (SCHÖNWIESE 2000: 172).

Formulierung und Signifikanz von  $r_p$

$r_p$  bildet sich aus der Kovarianz der Variablen X und Y geteilt durch das Produkt der Standardabweichungen von X und Y:

$$r_{p.xy} = (\sum(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})) / [(n-1) s_x s_y]$$

mit

Standardabweichung  $s = \sqrt{[\sum(x_i - \bar{x})^2] / (n-1)}$ ,  $x_i = i$ -ter Wert von X,  $y_i = i$ -ter Wert von Y,  $\bar{x}$  = Mittelwert von X,  $\bar{y}$  = Mittelwert von Y,  $n = N$  = Anzahl der Variablenelemente

(SACHS 1984: 57, SCHÖNWIESE 2000: 43, 168)

bzw. unter Gebrauch der Originalvariablen:

$$r_{p.xy} = [\sum xy - ((\sum x)(\sum y) / N)] / [\sqrt{[\sum x^2 - ((\sum x)^2 / N)]} \sqrt{[\sum y^2 - ((\sum y)^2 / N)]}]$$

(MCGREW & MONROE 2000: 197)

Zu beachten ist, dass die Korrelationsrechnung empfindlich gegenüber Phasenverschiebungen, dagegen recht unempfindlich gegenüber Amplitudenschwankungen ist (SCHÖNWIESE 2000: 174). Die Signifikanz von  $r_p$  wird daher mittels der t-Test-Statistik geprüft, welche über die Kovarianz Amplitudenschwankungen berücksichtigt (vgl. S. 79):

$$t = r \sqrt{n-2} / (\sqrt{1-r^2})$$

r: bivariater Stichproben-Korrelationskoeffizient, n: Stichprobenumfang

(BROSIUS 199: 504)

Es gelten tabellierte Testschranken  $t_{\alpha'}$  (zweiseitig) bzw.  $t^*_{\alpha'}$  (einseitig) für das Sicherheitsniveau  $\alpha'$  bei  $\Phi = n-1$  Freiheitsgraden. Ersichtlich wird, dass bei  $n \rightarrow \infty$  sich t dem z der Normalverteilung annähert (BASLER 1994: 178f., 283f.). Bei  $n = \text{const.}$  wächst die Signifikanz von  $r_p$  dabei mit der Annäherung von X und Y an Linearität und an Normalverteilung. Deshalb ist das Niveau von  $r_p$  an und für sich kein aussagekräftiges Gütemaß des Zusammenhangs diskreter Wertepaare aus X und Y (SCHÖNWIESE 2000: 167, 172). Aufschlussreich können dagegen kleine  $|r_p|$  mit hoher Signifikanz bei großen n sein (dazu Beispiele in Kap. 13.3.1. und 13.3.2.).

Die Rangkorrelationsrechnung nach SPEARMAN mit dem Koeffizienten  $r_s$  bzw.  $\rho_s$  ist für verteilungsfreie Daten geeignet. Es werden dazu den  $2 \times i = n$  Elementen zweier identisch

umfangreicher Subreihen aus einer Gesamtreihe Rangfolgen zugewiesen, aus den quadrierten Rangplatzdifferenzen und in Abhängigkeit von  $n$  wird  $r_s$  berechnet (s. Kap. u.). Für große Reihenumfänge nähert sich  $r_s$  an  $r_p$ , der Nachteil geringerer Genauigkeit von  $r_s$  verringert sich mit  $n$  umso rascher, je deutlicher die Abweichungen von der Normalverteilung sind. Die Exaktheit beider Koeffizienten greifen folglich bei strenger Erfüllung der Voraussetzungen schon bei geringen Umfängen.  $r_s$  ist dabei von Voraussetzungen unabhängiger, benötigt aber für  $r_p$  vergleichbarer Genauigkeit im Falle der Normalverteilung größere Datenmengen. Ein Vorteil von  $r_s$  liegt neben der größeren Verteilungsunabhängigkeit in dessen Unempfindlichkeit gegenüber Einflüssen von Ausreißern (SACHS 1984: 308f.).

#### Formulierung und Signifikanz von $r_s$

In den SPEARMANSCHEN Korrelationskoeffizienten  $r_s$  fließen paarweise, quadrierte Rangplatzdifferenzen zweier je zusammenhängender Teilreihen ein:

$$r_s = 1 - [(6 \sum D_i^2) / (n^3 - n)]$$

$D_i$ : Rangplatzdifferenzen (ganzzahlig),  $n$ =Stichprobenumfang

(SACHS 1984: 309)

Bei mehr als einem Viertel gleicher Rangplatzzuweisungen – sogenannten Rangbindungen – wird eine korrigierte Formel empfohlen (hier nicht aufgeführt, in SCHÖNWIESE 2000: 179).

Die Berechnung mit den Originalvariablen erfolgt gemäß:

$$r_s = [\sum xy - n^{-1}(\sum x)(\sum y)] / \sqrt{[\sum x^2 - n^{-1}(\sum x)^2][\sum y^2 - n^{-1}(\sum y)^2]}$$

(SACHS 1984: 315)

Signifikanzbestimmungen von  $r_s$  beruhen im allgemeinen auf der HOTELLING-PABST-Statistik  $H$ . Gegen die Nullhypothese, es bestehe kein linearer Trend spricht, falls

$$H < h_{n;\alpha/2} \leftrightarrow D > h_{n;1-\alpha/2}$$

$H$ : Hotelling-Pabst-Statistik,  $D$ : Rangplatzdifferenzen,  $h$ : kritischer Wert für  $H$  bzw.  $D$ ,  $\alpha$  : Irrtumswahrscheinlichkeit

mit

$$H = \sum_{i=1}^n (R(x_i) - R(y_i))^2$$

$R(x_i)$  symbolisiert den Rang des  $x$ -ten Wertes der 1. Reihe, analog dazu  $R(y_i)$  für die 2. Reihe.

Der kritische Wert  $h$  für  $n \leq 30$  ist aus Tabellen ablesbar (z.B. HARTUNG et al. 2002: 557), kann für größere  $n$  mittels kubischer Regression abgeschätzt werden (eigene Berechnungen, nach HARTUNG et al. 2002: 553ff.).

Anwendungen

In dieser Arbeit findet der PEARSONSCHE Koeffizient Verwendung erstens beim Vergleich hydromet. spezifisch anormaler Musteranordnungen miteinander (vgl. Kap. 12.1.2., 13.1.2. und 13.2.), Variablenpaare sind entsprechend die räumlich koinzidenten Datenwerte. Normalverteilungen sind methodisch bedingt (vgl. Kap. 5.3.1.) oder aufgrund der Mittelwertszentrierung meteorologischer Parameter als approximiert voranzusetzen (vgl. Kap. 12.1. und 12.2.).

Zweitens eignet sich die Produkt-Moment-Korrelation in der Reihenanalyse von Zeitgewichten (tägliche Pseudoladungsreihen) zur Erkennung von linearen Anteilen synoptischer Musterentwicklungen (vgl. Kap. 13.3.1.). Die Eignungsvermutung beruht erneut auf mutmaßlich gegebener angenäherter Normalverteilung, sehr großen Reihenlängen ( $2500 < n < 14000$ ) und in der Konsequenz einer hohen Indikationswahrscheinlichkeit von Signifikanzen auch bei schwachen Korrelationszusammenhängen.

Der zweite Zeitreihentyp aggregiert saisonale Häufigkeiten von Starkereignissen (vgl. Kap. 13.3.2.). Üblicherweise auftretender Überhang der schwachen saisonalen Belegungen ist – graphisch ausgedrückt durch Rechtsschiefe – Ursache und Indiz der Normalverteilungsferne. Eigenarten von  $r_p$  zu  $r_s$  wären bei solchen Reihen eine Neigung zur Höhereinschätzung der Korrelationsbeträge und der Signifikanzen (eigene Berechnungen), eine vermehrte Trendsuggestion also. Signifikante Ergebnisse aus der SPEARMANSCHEN Langkorrelation mögen daher weniger zahlreich, dafür aufgrund der Verteilungsoffenheit genauer im Sinne von konservativer sein.

Abgeleitete Eigenschaften von  $r_p$  und  $r_s$ 

Hinsichtlich des Zusammenhangs der beiden Variablen gilt für beide  $r$  die Symmetrieeigenschaft  $r_{xy} = r_{yx}$ . Für die zugeordneten linearen Regressionsgleichungen von X und Y ist dies nicht oder nur zufällig der Fall: Die beiden Regressionsgeraden unterscheiden sich durch Achsenabschnitt und Geradensteigung,  $r$  ist graphisch interpretiert die Cosinus-Funktion des Schnittwinkels (in Bogenmaß) der beiden Geraden, mit  $r=0$  bei Schnittwinkel  $\omega=90^\circ$  (SCHÖNWIESE 2000: 168-171).

Eine einfache aus  $r$  abzuleitende Größe ist das Bestimmtheitsmaß, das den durch einen bivariaten Korrelationskoeffizienten  $r$  oder durch eine lineare Regressionsgerade erfassten Varianzanteil an der Gesamtvarianz angibt und somit Werte von 0% bis 100% annehmen kann (ebd.: 165, 171):

$$B=r^2='erklärte\ Varianz'/'Gesamtvarianz'=\Sigma(x_i-x)^2/\Sigma x_i'^2$$

$x_i$ : i-ter Wert der Variablen X,  $\bar{x}$ : Mittelwert der Variablen X,  $x_i'$ : Abweichung vom Mittelwert der Variablen X  
(ebd.: 172)

B gilt auch für nicht-lineare Zusammenhänge und für mehr als 2 Dimensionen (ebd.).

### 5.3. Regionalisierende Klassifizierung<sup>11</sup>

#### 5.3.1. Einführung

Objekte der Regionalisierung sind Starkniederschlagsfelder und Trockenräume auf Basis der räumlichen Anordnung von Niederschlagsbeobachtungen. Starkniederschläge werden nach verschiedenen Schwellenwerten definiert (vgl. Kap. 10.1.), als anormal trocken gelten Tage mit einer Vielzahl von Stationen ohne Niederschlag (vgl. Kap. 10.2.). Datengrundlage von Klassifizierungen werden atmosphärische Felder sein, die Niederschlagsanomalien als ursächlich zugeordnet sind (vgl. Kap. 11. und 12.1.).

In der Hydrologie ist grundsätzlich zwischen 2 Arten der Regionalisierung zu unterscheiden. Die eine befasst sich mit der Übertragung von Berechnungsvorschriften, Modellparametern oder Zustandsgrößen auf generalisierte Flächen (Regionen). Im weiteren Sinne fallen auch räumliche Interpolationsmethoden darunter, werden dabei doch Daten auf ursprünglich datenlose Räume oder Punkte übertragen. Der andere, herkömmlichere Regionalisierungstyp, der auch hier Verwendung findet, beschäftigt sich mit der Ausweisung von Gebieten ähnlicher hydro(meteoro)logischer Eigenschaften (KLEEBERG & CEMUS 1993: 1, KLEEBERG 1999: 4-6). Implizit umfasst jede per se räumlich angelegte Regionalisierung im Falle zeitlich mehrteiliger Eingangsdaten auch eine temporale Komponente. Erweitert muss daher von einer raumzeitlichen Klassifizierung die Rede sein. Die Aufgliederung der Wertanordnungen in Fälle und Variablen dient – neben der eindeutigen formalen Kennzeichnung – in diesem Sinne auch der räumlich-zeitlichen Aufspaltung der Eingangsmatrix.

Zur Regionalisierung – in der eingeführten Bedeutung der Umgrenzung einheitlicher oder ähnlicher Räume hinsichtlich mindestens eines Merkmales – steht eine Reihe multivariater, mitunter interdependenzanalytisch genannter (ECKEY et al. 2002: 3) Methoden zur Verfügung, die meist auch in Geowissenschaften und Klimatologie erprobt sind (Clusteranalyse, Kanonische Korrelationsanalyse, Faktorenanalyse, Hauptkomponentenanalyse). Jedoch besteht zu sogenannten dependenzanalytischen Verfahren, wie der unter Kap. 5.2. skizzierten

<sup>11</sup> Es kann umgekehrt auch von klassifizierender Regionalisierung die Rede sein, je nachdem, welcher Punkt hervorgehoben werden soll: die Bestimmung von regionalen Varianzzentren innerhalb von Mustern, oder die Bestimmung von Mustern als meteorologischen Klassen.



Korrelationsanalyse, hinsichtlich dem Ziel, Kovarianzen aufzudecken kein Unterschied, gleichgültig, ob die Variablen in dependent-kausaler Abhängigkeit stehen oder nicht.

Multivariaten Regionalisierungs- und Klassifizierungsansätzen ist die Anordnungsstruktur der Eingangsdatenmatrix gemein, nämlich eine Zerlegung der Matrix in Fälle (Zeilen) und Variablen (Spalten), wobei sowohl Fälle wie Variablen gruppiert/klassifiziert werden können. In Meteorologie und Klimatologie werden gewöhnlich Zeit- und Raumeinheiten als Fälle und Variablen benutzt, hydromet. Größen bilden die Datensubstanz. Die Zusammengehörigkeit regionalisierender und klassifizierender Methoden gründet auf dieser strukturellen Gemeinsamkeit. Schließlich beinhalten sowohl Regionalisierung wie Klassifizierung beiderseits räumliche wie zeitliche Information.

### 5.3.2. Hauptkomponentenanalyse

#### Überblick

Die Hauptkomponentenanalyse (engl.: *principal component analysis* = PCA) versucht, assoziierte Raum-, Zeit- und Parameterobjekte hoher gemeinsamer Varianz unter größtmöglicher Verringerung der ursprünglichen (räumlichen, zeitlichen, parametrischen) Variablenzahl und unter gleichzeitiger Konservierung einer höchstmöglichen zeitlichen Varianzerklärung als charakteristische Hauptkomponentenmuster (engl.: *principal components* = PCs) zu isolieren (COMPAGNUCCI et al. 2001: 198). Hauptkomponenten binden dabei in aufsteigender Reihenfolge der analysespezifischen Berechnung sinkende zeitliche Varianzerklärungsanteile (VEA) ein. Im Unterschied zur verwandten Faktorenanalyse wird von einer potentiell vollständigen Varianzaufdeckung mittels der Hauptkomponentenmuster ausgegangen (SCHÖNWIESE 2000: 209), erreicht würde diese spätestens bei Gleichzahl von Hauptkomponenten und Originalvariablen (BAHRENBERG et al. 2003: 255). Führende Hauptkomponenten können oft als Hauptmodi meteorologischer oder klimatischer Variabilität identifiziert und interpretiert werden (JACOBET 1997, VON STORCH & ZWIERS 1999: 291).

Unter den Eigenverfahren (engl.: *eigentechniques*, VON STORCH & ZWIERS 1999: 10) rechnet die PCA zur Gruppe der Orthogonalfunktionstechniken (Entwicklung empirischer Orthogonalfunktionen: EOF; SCHÖNWIESE 2000: 204). Eigentechniken beschreiben, allgemein gefasst, dabei Zeitreihenstrukturen nicht anhand der Variationsmaße *einzelner* Reihen und der Zuordnung der Variationsindizes zu Raumpunkten, sondern über mehrzeitreihig/multivariat bestimmte Kovarianzmaße (VON STORCH & ZWIERS 1999: 10f.). Da bei meteorologischen Datenreihen nicht zu weit entfernter Raumeinheiten mit hinreichender Kovarianz zu rechnen ist, eignet sich die PCA grundsätzlich für entsprechende Fragestellungen gut. Die Repräsentanz der zeitlichen Varianz von Hauptkomponentenmustern wird gemessen

mittels Varianzerklärungsanteilen und Eigenwerten. Varianzerklärungsanteile (VEAs) sind das Mittel der quadrierten Korrelationen zwischen einem Hauptkomponentenmuster und allen Originalmustern. Jene grundlegenden, nicht quadrierten Korrelationen heißen im weiteren synonym Zeitkoeffizienten/Zeitgewichte/Ladungen einer Originalvariablen  $a$  auf der Hauptkomponente  $k$ . Die der Korrelation zu Grunde liegenden PC-Muster sind wiedergegeben durch Raumgewichte/-koeffizienten oder gleich bedeutend Scores. Eigenwerte sind an der Anzahl der Eingangsvariablen normierte Varianzerklärungsanteile, berechnet durch die Multiplikation von VEA mit der Gesamtzahl der Variablen (BAHRENBURG et al. 2003: 216-219). Die empirische Orthogonalität der Hauptkomponenten gegeneinander bezieht sich auf die statistische Unabhängigkeit von deren Zeitkoeffizienten. Erreicht wird diese, indem mit fortschreitender Hauptkomponentenextraktion die Varianzmaximierung neuer PCs im Vektorenraum orthogonal zur Varianzmaximierung der jeweils vorausgehenden PC ausgerichtet ist (SCHÖNWIESE 2000: 206). Als Fundamentaltheorem der PCA ergibt sich daraus, dass der „Korrelationskoeffizient zwischen 2 Variablen sich additiv zerlegen lässt in die Teile, mit denen sie über die Hauptkomponenten verbunden sind“ (BAHRENBURG et al. 2003: 230), sodass bei vollständiger Durchführung der Hauptkomponentenanalyse gilt:

$$r_{ij} = \sum_{k=1}^q a_{ik} a_{jk}$$

mit  $r_{ij}$ : Korrelation zwischen den Variablen  $i$  und  $j$ ;  $k=1, \dots, q$ : Anzahl der Hauptkomponenten;  $a_{ik}$ : Ladungen der  $i$ -ten Variable auf der  $k$ -ten Hauptkomponente;  $a_{jk}$ : Ladungen der  $j$ -ten Variable auf der  $k$ -ten Hauptkomponente  
(ebd.)

Als eingehendes Datenmaterial eignen sich je nach Fragestellung Absolutwerte oder Anomalien, weitere (lineare) Transformationen bergen die Gefahr artifizieller Resultate (MCINTYRE & MCKITRICK 2005). Weil die Hauptkomponentenanalyse in ihren Ergebnissen andererseits oft unempfindlich auf Variationen in Datenstruktur, auf das Verhältnis von Fall- zu Variablenzahl oder auf Zerlegungs- und Dispersionsmodi (s. Kap. u.) reagiert, gilt sie als weithin robuste Methode (HUTH 1996). Robustheit beschreibt allgemein die Eigenschaft eines statistischen Verfahrens trotz Abweichungen der allgemeinen Datenstruktur von mehr oder weniger strengen Voraussetzungen plausible Ergebnisse zu erzielen (WILKS 1995: 22, VON STORCH & ZWIERS 1999: 74).

YARNAL (1993: 73) nennt synoptische Typisierung (engl.: *synoptic typing*), Bildung von Mustern (engl.: *map-pattern classification*) und Regionalisierung (engl.: *regionalization*) als die 3 elementaren Anwendungen von Eigenvektormethoden in Analysen, welche meteorologische Synopsen mit an der Erdoberfläche verorteten Eigenschaften verknüpfen. Er schlägt jene

Eigenvektormethoden dabei allgemein dem Zirkulation-Umwelt-Ansatz (engl.: *circulation-to-environment approach*, ebd.) zu. In dieser Arbeit wird der umgekehrte Weg beschritten, indem zunächst einschlägige umweltbezogene Daten zu Niederschlag und Abfluss zusammengestellt werden, worauf eigenvektoranalytisch Regionalisierungen und synoptische Typisierungen aufbauen.

### Arbeitsschritte

Hauptkomponentenanalytische Arbeitsschritte in der Reihenfolge analytischen Vorgehens sind:

- 1) Geeignete Zerlegung einer Eingangsdatenmatrix in Variablen und Fälle
- 2) Erstellung einer quadratischen Dispersionsmatrix (Dispersionsmaß: Korrelation oder Kovarianz) auf Grundlage der Eingangsmatrix über alle Variablen
- 3) Optional Wahl einer Rotationsmethode, Entscheidung über die adäquate Anzahl von Hauptkomponenten
- 4) Ergebnisdarstellung in räumlicher und zeitlicher Dimension.

#### Ad 1) Zerlegungsmodi

Am Beginn steht die Zerlegung des ursprünglichen Datenmaterials (hier: Tagesniederschläge, gerasterte atmosphärische Felder in täglicher Auflösung). Der Zerlegungsmodus richtet sich nach der Anordnung der Eingangsdatenmatrix. Die 3 Informationselemente – meteorologische/atmosphärische Parameter, Zeiteinheiten, Raumeinheiten – werden im S-Zerlegungsmodus (kurz S-Modus) mit Raumeinheiten als Variablen in Spalten, mit Zeiteinheiten als Fällen in Zeilen und festgesetztem atmosphärischen Parameter zerlegt. Die räumliche Kovarianz ist s-modal Klassifizierungsmerkmal. S-modale Analysen kennzeichnen z.B. Stationen hoher Zeitreihenähnlichkeit und finden Verwendung in der Regionalisierung (YARNAL 1993: 75) oder spezifischer in der Lagedifferenzierung von Extremereignissen. Bei im Vergleich zum S-Modus transponierter Eingangsmatrix und weiterhin festem Parameter tritt t-modale Zerlegung ein, die eher geeignet ist Felder ähnlicher zeitlicher Kovarianz zu reproduzieren und häufig Gebrauch findet für die Extraktion typischer atmosphärischer und zirkulativer Muster (COMPAGNUCCI et al. 2001: 198). YARNAL (1993: 75) bevorzugt dagegen für diesen Zweck den S-Modus. Seltener arbeiten synoptische Klassifizierungen mit p- und o-modalen Datensätzen: Im P-Modus bilden eine Mehrzahl von Feldparametern Matrixvariablen, Zeiteinheiten sind Fälle, beim o-Modus umgekehrt, der Ort bleibt beide Male konstant (BARRY & CARLETON 2001: 82, nach RICHMAN 1986). In Betracht kommt der P-Modus zum Zwecke der Differenzierung von Extremereignissen jeweils gleicher Art. Ein interpretatorischer Vorzug liegt p-modal in der parametrischen Abgrenzbarkeit täglich aufgelöster synoptischer Kovariationen, das heißt im Auffinden ombrothermisch oder anders bestimmter

meteorologischer Schwankungen. Eine vergleichbare parametrische Differenzierbarkeit kann jedoch auch durch Erweiterungen t-modaler oder s-modaler Analysen erreicht werden. 3 auch in dieser Arbeit anwendbare Erweiterungen der Hauptkomponentenanalyse seien aufgeführt:

- i) Die kombinierte oder gekoppelte PCA (*combined/coupled* PCA=CPCA, BRETHERTON et al. 1992: 541) hängt mehrere Felder verschiedener Parameter als Fälle s- oder t-modal aneinander, die Skalen der Parameter können verschieden sein, insofern eine Standardisierung vorgenommen wird. *Alle Wettermuster in dieser Arbeit fußen auf gekoppelten t-modalen Eingabematrizen* (vgl. Kap. 12.1.).
- ii) Werden mehrere Felder gleichen Parameters als Variablen s-modal, also als Beobachtungen mehrerer Zeiteinheiten, aneinander gehängt, handelt es sich um eine erweiterte Hauptkomponentenanalyse (*extended* PCA, ebd.).
- iii) Davon zu unterscheiden ist die principal sequence pattern analysis. Hier vollzieht sich die Aneinanderreihung gleichartiger Felder als Fälle t-modal (COMPAGNUCCI et al. 2001).

Analog sind erweiterte Formen p- und o-modaler Analysen denkbar.

#### Ad 2) Erstellung einer quadratischen Dispersionsmatrix

Die Eingangsdaten müssen zweitens in Dispersionsmatrizen überführt werden. Es ist die Wahl zu treffen zwischen Korrelationsmatrizen der variablenweise standardisierten Eingangsdaten oder Kovarianzmatrizen nicht standardisierter Eingangsvariablen. Entsprechend werden quadratische Matrizen erzeugt, belegt mit Korrelations- bzw. Kovarianzwerten zwischen allen eingehenden Variablen. Die Korrelationsberechnung verwendet den Produkt-Moment-Koeffizienten; die Variablen müssten daher auf Normalverteilung und Unabhängigkeit hin geprüft werden, wovon aufgrund der Robustheit der PCA auch abgesehen werden darf (SCHÖNWIESE 2000: 168).

In der Ergebnisdarstellung bewirkt die Wahlmöglichkeit zwischen Korrelations- und Kovarianzdispersion entweder dimensionslose (Korrelationsmatrix) oder in originaler Parametereinheit dimensionierte (Kovarianzmatrix) räumliche Hauptkomponentenabbildungen. Inhaltlich zielt der Kovarianzansatz darauf ab, Varianzzentren als Raumeinheiten größtmöglicher absoluter Parameterschwankung aufzuspüren. Bei einer Regionalisierung kann dies durchaus Ziel sein. Allerdings erweist sich die standardisierte Variante diesbezüglich oft dann als günstiger, wenn deutliche Niveauunterschiede des erfassten Parameters über die Raumeinheiten zu erkennen sind. Bei Niederschlags- und Abflussstationen ist dies häufig der Fall, ebenso bei der Analyse gekoppelter Felder aus mehreren Variablen. In dieser Arbeit werden sowohl für hydrologische Regionalisierungen (vgl. Kap. 10.1.4.) – im Widerspruch zu WHITE et al. (1991) (in YARNAL 1993: 75) – als auch für meteorologische Musterbildungen

Korrelationsmatrizen verwendet. Wie unter anderen von WILKS (1995: 383-386) empfohlen, werden die multivariat gekoppelten, atmosphärischen Musterbildungen (vgl. Kap. 12.1.) von im voraus über Raumeinheiten standardisierten Daten Gebrauch machen.

### Ad 3) Rotationsmethode und Hauptkomponentenanzahl

Geometrisch interpretiert bedeutet die Rotation von Hauptkomponenten deren vektoriale Neuausrichtung im dreidimensionalen Variablenraum unter Verfolgung eines bestimmten Zieles: Gemäß dem Fundamentaltheorem der PCA (s. Kap. o) zielt die orthogonale Ausrichtung der ursprünglichen, nicht rotierten PCs zunächst auf eine singuläre und kumulierte Varianzmaximierung unabhängiger Muster ab. Soll die Unabhängigkeit im Folgemuster beibehalten werden, wie hier, kommen orthogonale Rotationsmethoden zum Einsatz, andernfalls schiefwinkliger. Muster-Unabhängigkeit bietet sich aus Gründen besserer Interpretierbarkeit an.

Rechtwinklige Rotationsverfahren drehen alle bereits rechtwinklig vorliegenden extrahierten PCs gleichförmig im Raum (BAHRENBERG et al. 2003: 246). Folglich handelt es sich (wie bei schiefwinkligen Rotationen) um eine Ergebnismodifizierung (durch Drehung), nicht um eine Ergebniserzeugung. Am Kriterium der Einfachstruktur (engl.: *simplicity*, VON STORCH & ZWIERS 1999: 308) ist dabei die Varimax-Rotation ausgerichtet. Sie verbindet mathematische und inhaltliche Vorgaben, indem sie die Gesamtvarianz aller PCs maximiert. Erreicht wird dies durch die Konstituierung gedrehter PCs, welche mit einem Großteil der Eingangsvariablen entweder möglichst stark positiv oder negativ korrelieren, Voraussetzung ist folglich das Vorhandensein der Einfachstruktur in Form gruppierter Variablenvektoren (BAHRENBERG et al. 2003: 244-249, 253-255). Räumlich betrachtet resultiert daraus in der Regel eine Akzentuierung positiver und/oder negativer räumlicher Varianzzentren, welche oft, jedoch nicht immer, natürliche Modi besser wiedergeben als 'konventionelle' Muster (VON STORCH & ZWIERS 1999: 306-311).

Die Rotationsmethode sollte bei der Entscheidung über die Hauptkomponentenzahl wegen der erläuterten Ergebnisänderungen bereits berücksichtigt werden. Allgemeingültige Kriterien zur Selektion der PC-Anzahl bestehen nicht. Verbreitet in Anwendung ist das KAISERKriterium mit der Auswahl von PCs mit Eigenwerten größer 1, subjektiver erfolgt die Schwellensetzung nach Einzelmuster- oder kumulierten Varianzerklärungen (BAHRENBERG et al. 2003: 244). Beim Scree-Test (von engl.: *scree* = Geröllhalde) wird optisch anhand der absteigenden Eigenwerte beurteilt, wo unterhalb eines markanten Gefälleknicks die Grenze nicht einzubeziehender Muster verläuft (JANSSEN & LAATZ 1999: 452f.), bei großer Komponentenzahl sind oft viele Lösungen möglich. Mathematisch begründet wird das Scree-Test-Kriterium bisweilen mit dem ausschließlich bei korrelierten Daten auftretenden Knick in der Eigenwertkurve, wobei

ausgeschlossene Komponenten als ignorierbar, da 'zufällig' zu erachten seien (REVENSTORF 1980: 76, ÜBERLA 1968: 128, kritisch dazu SPONSEL 2002). Ein in der Arbeitsgruppe Klimaforschung/Würzburg entwickeltes Doppelkriterium hat sich in einigen Arbeiten bewährt (zuerst JACOBET 1993) und ist wie folgt formuliert: „*Es werden zum einen die Ladungen für jede Hauptkomponente über alle Variablen, zum anderen die Ladungen der Variablen über alle Hauptkomponenten standardisiert. Als Schwellenwert für die Bedeutsamkeit einer Hauptkomponente im Gitterfeld bzw. im Vergleich zu den anderen Hauptkomponenten müssen beide standardisierten Lösungen größer 1 sein* (HERTIG 2004: 20).“ Bei wie in dieser Arbeit häufig umfangreichen t-modalen Datensätzen kommt es allerdings rasch zu einer Fülle von Komponentenanzahlen mit zu hohen Anteilen mutmaßlich zufälliger, nachrangiger Muster.

Eine Umverteilung derusterspezifischer Varianzerklärungsanteile infolge der Rotation findet analysespezifisch in verschiedenem Maße statt und ist ohne erkennbaren Zusammenhang mit der Zahl ursprünglich gewählter Hauptkomponenten. Die Gesamtvarianz bleibt gemäß der konservierten Summierbarkeit der Korrelationskoeffizienten gewahrt. Es kann rotationsbedingt zu Verschiebungen in der Rangfolge der PCs kommen (VON STORCH & ZWIERS 1999: 311).

#### Ad 4) Ergebnisdarstellungen in räumlicher und zeitlicher Dimension

Im Ergebnis vollzieht sich die raumzeitliche Repräsentation von Variablen und Fällen in der getrennten Berechnung räumlicher und zeitlicher Gewichte der Hauptkomponenten (s. Kap. o., SCHÖNWIESE 2000: 209f.). Abhängig vom Zerlegungsmodus und unabhängig vom Dispersionsmodus treten dabei Scores und Ladungen t-modal als Raum- bzw. Zeitmerkmale auf, s-modal umgekehrt. Bei der Interpretation von Zeit- und Raumgewichten ist zu beachten, dass es sich um standardisierte Darstellungen handelt. Räumlich folgt die Standardisierung über die Raumeinheiten der Musterfelder den Regeln einer Normalverteilung (BAHRENBERG et al. 2003: 226), das bedeutet unter anderem, dass der Mittelwert der Raumgewichte jeder PC gleich 0 ist. Werden die räumlichen Merkmale t-modaler Hauptkomponenten (Scores) mit Originalfeldern korreliert, so wird im folgenden von Pseudoladungen die Rede sein. Pseudoladungen wie Ladungen beschreiben im Wertebereich zwischen -1 und +1 korrelative Ähnlichkeit (vgl. Kap. 5.2.).

#### Zusammenfassung: Anwendungen der Hauptkomponentenanalyse

##### A) Regionalisierung: Lokalisierung von Niederschlagsgebieten als raumzeitliche Einordnung (als Ergebnis in Kap. 10.)

Neben die allein bezüglich betroffener Pegel ausgerichtete Einordnung anormaler Niederschlagsfelder tritt eine regionalisierende: Die jeweils führenden Zeitkoeffizienten von 4 s-modalen, korrelationsbasierten, Varimax-rotierten Hauptkomponenten geben den räumlichen Schwerpunkt des Geschehens an. Es werden 4 Subregionen (=Hauptkomponenten) für

Nordamerika und Mitteleuropa gewählt, weil in jährlichen und saisonalen Regionalisierungen über verschieden definierte anormale Tagessummen zuvor bei dieser Anzahl oft die räumlich geschlossenen Zuweisungen von Niederschlagsstationen zustande kamen. Zugleich erscheint eine geringere Anzahl an PCs geographisch als zu wenig differenzierend. In Mitteleuropa wie den USA ergibt sich im Einzelnen meist eine sektorale Aufgliederung nach NW/NE/SE/SW.

B) Klassifizierung: Bildung von synoptisch spezifizierten atmosphärischen Mustern als Grundlage von Pseudoladungen (detailliert in Kap. 12.1.1.)

Inhaltlich motiviert und methodisch vermittelnd werden in dieser Arbeit aus Rohdaten unterschiedlich gekoppelten Parameterinputs mittels kombinierter PCA stets gleiche Anzahlen (14) t-modaler, korrelationsbasierter, Varimax-rotierter Hauptkomponenten erzeugt. Es gibt 7 gekoppelte Parametergruppen (sogenannte synoptische Variablengruppen): 3 Isopotential-Tagesmittel (bodennah, 850- und 500hPa-Niveaus), 3 isopotentiell-interdiurne Gruppen der selben Niveaus, eine aus vertikalen Indizes (vgl. Kap. 12.1.1.).

Ausgangspunkt ist die Extraktion allgemeiner saisonaler Muster aus allen verfügbaren täglichen atmosphärischen Prädiktorenwerten. **Spezifisch anormale gekoppelte Muster (SAGMs)** repräsentieren anormale Niederschlags- und Abflussereignisse, Abnormitäten werden dabei über eine Vielzahl von Definitionen festgelegt, die sich an Intensität, Lage, Ausdehnung, Andauer, frontalen und konvektiven Eigenschaften der Ereignisse ausrichten. SAGMs müssen allgemeinen saisonalen Mustern hinreichend unähnlich sein, müssen eine genügend hohe zeitliche Bedeutsamkeit – gemessen am Eigenwert – besitzen und müssen Realitätsnähe anhand hoher Ähnlichkeit mit mindestens einem in die jeweilige Analyse eingebrachten Tagesfeld aufweisen (vgl. Kap. 12.1.2.). Die den Korrelationskoeffizienten äquivalenten Pseudoladungen von SAGMs dienen als Grundlage von Zeitreihen, die letztlich Auskunft über zeitliche Trends bieten werden (vgl. Kap. 13.).

Folgende Erwägungen tragen zu der Entscheidung bei, in dieser Arbeit problemspezifisch einheitlich 14 PCs zu extrahieren: Erstens wird größenordnungsmäßig ab mehr als 10 allgemeinen Mustern in aller Regel eine beachtliche Gesamt-Varianzerklärung von > 80%, oft > 90% erreicht. Bei SAGMs fallen die Summen mit fast ausnahmslos über 50%, häufig > 60%, bei geringer Zahl von eingehenden Tagesfeldern auch > 90%, zumindest befriedigend aus. Eine höhere Anzahl hätte zu häufig zu hinterrangigen Mustern mit geringer zeitlicher Repräsentativität geführt, eine Verringerung der Anzahl öfters zum Ausschluss hinterer anomaliespezifischer Konstellationen. Über alle Analysen eine einheitliche Anzahl von Hauptkomponenten zu berechnen, darf – graphisch gesprochen – mit der dann auch einheitlichen Anzahl von Drehungen der Restvektoren im graphischen Raum begründet werden. Wenn

nachgeordnete Muster in diesem Zusammenhang als zufällige zu interpretieren wären, so wären sie es bei allen Analysen diesbezüglich gleichermaßen. Schließlich wird die Mindestzahl von Originalfeldern bzw. der entsprechend definierten anormalen Tage, welche in eine gekoppelte Hauptkomponentenanalyse eingehen, auf 25 festgelegt, um ein zu ärmliches Datenmaterial – quantilisch jenseits von 99,5% (saisonal) – zu vermeiden. Aus 25 Originalfeldern deutlich mehr als 10 Muster zu ziehen, erscheint zunehmend bedenklich, da sich Originale zunehmend in einem der Muster abbilden und von mehrtägiger Musterbildung kaum mehr die Rede sein kann.

#### 5.4. Validierungs-/Verifizierungsmaße

Ermittelt werden soll, ob statistisch erzeugte atmosphärische Muster (zum Musterbildungsverfahren vgl. Kap. 5.3.) schlüssig erscheinen in Bezug auf ihre zeitliche und räumliche Kopplung mit Niederschlags- und Abflussexremen. Eine Prüfung auf Unbeständigkeit rezenter Verhältnisse wird angegangen, indem ein hydromet. spezifisch definiertes atmosphärisches Muster (SAGM) dahin gehend kontrolliert wird, inwieweit es in unabhängigen Zeiträumen<sup>12</sup> mit der der spezifischen hydrologischen Definition entsprechenden Niederschlags- und/oder Abflussanomalie koinzidiert (nach WILKS 1995: 194f.). Eine positive Koinzidenz tritt dann ein, wenn die Überschreitung eines als Pseudoladung konzipierten kritischen Schwellenwerts die Präsenz eines bestimmten, hydromet. potentiell wirksamen atmosphärischen Musters anzeigt, und Niederschlags- und Abflussereignisse (nach Intensität, Lage, Ausdehnung, etc. ..) den Definitia der SAGM-Tagesstichprobe entsprechen. Als Genauigkeitsmaße für jene binären Vorhersagen stehen zur Verfügung:

- 1) Die Trefferquote (TQ) ermittelt den Quotienten aus der Summe korrekt vorhergesagter Tage und der Gesamtzahl aller Tage n:

$$TQ = (a+d)/n; 0 < TQ < 1$$

zur Erläuterung der Variablen a, b, c, d vgl. Tab. 5-1, auch für Indizes 2) bis 5)

- 2) Der Critical Success Index (CSI) repräsentiert das Verhältnis zwischen korrekt vorhergesagten Extremereignissen und der Summe der Tage mit beobachtetem und/oder vorhergesagtem Extrem. Er wird bevorzugt eingesetzt, wenn, wie bei Extremereignissen, der vorherzusagende Fall mit nur geringer Häufigkeit eintritt:

$$CSI = a/(a+b+c); 0 < CSI < 1$$

<sup>12</sup> Alsusterspezifisch unabhängiger Zeitraum gilt in dieser Arbeit ein beliebiger saisonaler Teilzeitraum aus Tagen, welche nicht in die das jeweilige Muster bildende gekoppelte Hauptkomponentenanalyse einfließen.



3) Im Gegensatz zum CSI lässt der Index der Nachweiswahrscheinlichkeit (INW) falsch vorhergesagte Extremtage im Nenner unberücksichtigt:

$$\mathbf{INW = a/(a+c); 0 < INW < 1}$$

4) Mit der Fehlalarmquote (FAQ) wird die Anzahl falsch prognostizierter Extremtage in Beziehung gesetzt zur Summe aus korrekten und falschen Prognosen:

$$\mathbf{FAQ = b/(a+b); 0 < FAQ < 1}$$

5) Die Bias Ratio (BR) vergleicht schließlich die Ja-Vorhersagen mit der Anzahl der Ja-Beobachtungen, ihr Wertebereich liegt zwischen – und + unendlich.

$$\mathbf{BR = (a+b)/(a+c); -\infty \leq BR \leq +\infty}$$

(WILKS 1995: 239-241)

Für die Maße 1) bis 3) steigt die Vorhersagegenauigkeit mit der Höhe des Wertes, für die Fehlalarmquote gilt Umgekehrtes. Die optimale *Bias Ratio* liegt bei 1, Werte unter 1 verweisen auf durch die Voraussage unterschätzte Häufigkeiten tatsächlicher Beobachtungen (engl.: *underforecasting*), Werte größer 1 auf entsprechende Überschätzungen (engl.: *overforecasting*).

Tab. 5-1 veranschaulicht als Kontingenztabelle die in den Formeln verwendeten Kürzel für Vorhersage-Ereignis(=Beobachtung)-Paare:

Tab. 5-1: Kontingenztabelle für Prognose-Beobachtung-Paare; zugleich Illustration der Validierungsformeln 1) bis 5) in diesem Kapitel (s. Kap. o.); ja-Prognosen und –Beobachtungen beziehen sich bei der gegebenen Problemstellung auf den Eintritt von Starkereignissen

		Beobachtung	
		ja	nein
Prognose	ja	a	b
	nein	c	d

Tab. 5-2 stellt mit Ergebnissen aus den Kap. 10. und 11. eine weitere Einsatzmöglichkeit der Validierungsmaße vor, den

Ableich frontaler/konvektiver Vorgänge mit hydromet. Ereignissen als Brauchbarkeitsprüfung frontaler und konvektiver Einstufungen. Der CSI liegt zufriedenstellend hoch; FAQ und BR korrelieren und dokumentieren als Konsequenz ein beträchtliches *overforecasting*.

Tab. 5-2: Beispiel der Verwendung von Validierungsmaßen mit Ergebnissen aus dieser Arbeit (aus Kap. 10. und 11.); Erläuterungen der Validierungsmaße s. Kap. o.

frontal and convective intensity 1	binary quality measures: simultaneity of pronounced frontal and convective occurrences and joint hydrometeorological events							
	Northeastern USA				Central Europe			
	winter	spring	summer	autumn	winter	spring	summer	autumn
Critical Success Index [%]	93.1	91.8	94.6	93.4	93.8	90.9	92.9	92
False Alarm Ratio [%]	40	31.8	36.1	45.6	64.7	65.4	59.8	71.3
bias	1.56	1.34	1.48	1.72	2.66	2.62	2.31	3.2

## 5.5. Bias-Abschätzung

### Bias-Ursachen

Die Bias-Analyse beschäftigt sich mit den systematischen, nicht zufälligen Unterschieden von Datenmaterial-Varianten. In Meteorologie und Klimatologie werden z.B. Prognosemodelle und tatsächliche Beobachtungen bzw. daraus abgeleitete Gitterfelder miteinander verglichen (WILKS 1995: 241). Auch GCMs dürfen in diesem Kontext als Vorhersageinstrumente bezeichnet werden, bilden sie doch, wie die kurzfristige numerische Wettermodellierung, atmosphärisches Geschehen aufgrund gegebener physikalischer Ausgangsbedingungen unter mathematisch formulierten Antrieben in die Zukunft hinein ab (HOLTON 2004: 448). Allerdings ist es im Gegensatz zur Wettervorhersage bei GCM-Parametrisierungen nicht Ziel, eine Übereinstimmung zwischen Vorhersage- und Eintrittszeitpunkten zu erreichen. Die aus der Wettervorhersageverifikation bekannte *Bias Ratio* (vgl. Kap. 5.4.) ist daher beim Abgleich von Realzeitklima und Modellklima nicht einsetzbar. Vielmehr projizieren einzelne GCM-Läufe jeweils einzigartige und durch ozeanisch-atmosphärische Konditionen bedingte Ersatzrealitäten aus Vergangenheit und Gegenwart in die Zukunft. Entscheidend ist dabei eine gemessen an rezenten Bedingungen möglichst konsistente Wiedergabe jahreszeitlicher und räumlicher Strömungsverhältnisse, aus welchen sich die räumliche Verteilung eines Großteils aller anderen meteorologischen Parametereigenschaften ableitet (VON STORCH et al. 1999: 124). In der praktischen numerischen Modellierung leitet sich indessen umgekehrt die planetarische Zirkulation aus physikalischen Ausgangsbedingungen von räumlichen Zellen in zeitlicher Fortschreibung durch Gleichungen ab. LEROUX (2005, besonders Kap. 7 und 15) sieht in dieser Umkehrung der Ursache-Wirkung-Beziehung das Hauptmanko aller gängigen numerischen Klima-Modellierungen, erkennt darin den Hauptgrund für die Bias-Belastung aller Klimaprojektionen für die Zukunft.

### Bias-Objekte

Zwischen verschiedenen Modelloutputs treten zum Teil beträchtliche Unterschiede im Hinblick etwa auf die Häufigkeit bestimmter Strömungsmodi zu Tage (z.B. BOYLE 1998, OSBORN & HULME 1998, COVEY et al. 2003). In dieser Arbeit von Belang ist die Häufigkeitsdiskrepanz spezifisch anormaler hauptkomponentenanalytischer Wettermuster (vgl. Kap. 5.3.1. zur Methode, Kap. 12. und 13. zu Resultaten) zwischen rezentem Reanalysemodell und den 3 AOGCM-Kontrollläufen. Die Produkt-Moment-Korrelation als Ähnlichkeitsmaß nimmt für die GCM-Kontrollläufe nur für wenige oder gar keine Tage bezüglich der Reanalyse-SAGMs einigermaßen hohe Werte größer 0,5 an, die als Mustereintritt gewertet werden können. Auch fallen die mittleren Beträge aller Korrelationskoeffizienten (=Pseudoladungen) in

Kontrolllaufdaten meist viel geringer aus als in der Reanalyse. Folglich muss von einer regelhaften Unterschätzung von (SAGM-)Extremmustern, einem negativen Bias, die Rede sein, welcher trotz der hohen Zahl von Vergleichsfällen (mehrere 1000 Tage pro Saison) keiner Angleichung an Reanalyse-Verhältnisse zusteuert (jedoch möglicherweise einer Annäherung an die Angleichung; man vergleiche das Konsistenz-Argument in VON STORCH & ZWIERS 1999: 84-86).

Eine Bias-Korrektur gründet hier auf einer Abschätzung systematischer, modellbedingter Unterschiede der Spannweiten der SAGM-bezogenen Pseudoladungen ab. Eine Korrektur der Korrelationsspannbreite soll die häufige Unterschätzung aus der Reanalyse reproduzierter Muster in Kontrollläufen mindern. Seltener ist eine Verringerung der Überschätzung notwendig. Die stark problembezogene Vorgehensweise wird in Kap. 13.1.2. vorgestellt.

## 5.6. Hypothesenprüfungen

### 5.6.1. Überblick

Ziel von Hypothesenprüfungen ist es, die Verschiedenheit mehrerer Datengruppen durch den Vergleich eines Datengruppen-Merkmals  $\theta$  zu erfassen. Spezifiziert sind entsprechende Testverfahren nach Datenverteilung (Normalverteilung, t-Verteilung, etc.; bzw. keine Verteilungsvoraussetzung: nicht-parametrische Tests), nach Anzahl zu analysierender Datenreihen (eine, zwei, mehr als zwei), nach der internen oder externen (Un-)Abhängigkeit der Reihen und danach, welches Skalenniveau (nominal, ordinal, metrisch) vorliegt (MCGREW & MONROE 2000: 126f.). Eine klassische Hypothesenprüfung wird in 6 Arbeitsschritten durchgeführt (nach BURT & BARBER 1996: 280-291 und MCGREW & MONROE 2000: 116-121):

- 1) Formulierung von Null- und Alternativhypothese,  $H_0$  und  $H_A$
- 2) Spezifizierung der Verteilungseigenschaften und 2') Auswahl eines geeigneten Testverfahrens
- 3) Auswahl des Signifikanzniveaus
- 4) Formulierung einer Entscheidungsregel
- 5) Berechnung der Teststatistik/Prüfgröße
- 6) Entscheidung für Null- oder Alternativhypothese.

Die Schritte sollen zunächst allgemein erläutert werden, unter Kap. 5.6.2. dann für spezielle, verwendete Signifikanztests.

#### Ad 1) Formulierung von Null- und Alternativhypothese

Nullhypothese  $H_0$  und Alternativhypothese  $H_A$  werden logisch-verbal formuliert und einander gegenübergestellt: Die Nullhypothese besagt, dass Merkmalsunterschiede zwischen den

Daten(teil)mengen zufällig oder vernachlässigbar sind, die Annahme einer Alternativhypothese deutet auf eine signifikante Unterschiedlichkeit hin (SCHÖNWIESE 2000: 119). Einseitige Fragestellungen beinhalten Hypothesenalternativen der Form

$$H_0: \theta \leq \theta_0 \text{ gegen } H_A: \theta > \theta_0$$

$$H_0: \theta \geq \theta_0 \text{ gegen } H_A: \theta < \theta_0$$

zweiseitige Fragestellungen formulieren offener

$$H_0: \theta = \theta_0 \text{ gegen } H_A: \theta \neq \theta_0,$$

mit  $\theta_0$ : theoretische Verteilung,  $\theta$ : zu prüfende Verteilung eines gemeinsamen Merkmals der Datenmengen

das bedeutet, eine Verschiebung von Merkmalseigenschaften kann zweiseitig in positive oder negative Richtung stattfinden (HARTUNG et al. 2002: 138f.). In der Regel kann anhand des spezifischen Testproblems logisch begründet werden, ob ein- oder zweiseitig zu entscheiden ist (SACHS 1984: 100).

Für

$$T > r$$

T: testspezifische Prüfgröße, r: testspezifischer Schwellenwert

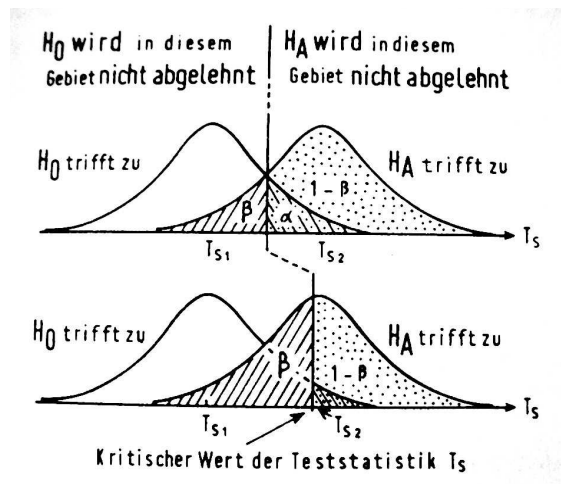
ist die Nullhypothese zu verwerfen. T kann Gebrauch machen von Lage-, Varianz- und Trendmaßen und variiert unabhängig davon mit dem Umfang des Datenmaterials. r bezieht sich unter anderem auf Quantile  $u_{1-\alpha}$  der zugrunde liegenden Verteilung (aus einschlägigen Tabellen ablesbar) und ist abhängig von der Anzahl der Freiheitsgrade  $\Phi$ , die für die meisten Tests mit  $n-1$  vorgeschrieben ist (SCHÖNWIESE 2000: 120).  $1-\alpha = \alpha'$  symbolisiert das Quantil einer zugrunde liegenden Verteilung und gibt mithin die gewählte Signifikanz/Sicherheitswahrscheinlichkeit  $S_i$  an (ebd.: 122). Um eine statistisch tragfähige Signifikanz zu gewährleisten, sollte  $\alpha' = S_i \geq 90\%$  gewählt werden (ebd.).

Denn trotz Einhalten der Testregeln besteht eine gewisse Wahrscheinlichkeit, dass eine falsche Entscheidung zwischen  $H_0$  und  $H_A$  getroffen wird. Es gibt 2 Formen eines hypothesenbezogenen Irrtums: Erstens den Fehler 1. Art  $\alpha$ , dass eine richtige Nullhypothese fälschlicherweise abgelehnt wird; und zweitens den Fehler 2. Art  $\beta$ , dass eine falsche Nullhypothese irrtümlicherweise akzeptiert wird (MCGREW & MONROE 2000: 118). Die Wahrscheinlichkeit für den Fehler 1. Art ist gleich dem Niveau von  $\alpha$  (Alpha, auch Irrtumswahrscheinlichkeit) und sollte möglichst kleiner 5% gewählt werden, sodass in weniger als 5% der Testentscheide mit dem sogenannten Alpha-Fehler zu rechnen ist. In der Bezeichnung von  $\alpha$  als *Irrtumswahrscheinlichkeit* soll hier SCHÖNWIESE (2000: 121) gefolgt werden, da die

landläufige Belegung von  $\alpha$  mit *Signifikanz(niveau)* aufgrund des niedrigen zu wählenden Niveaus problematisch erscheint.  $\alpha'$  ist komplementär zu  $\alpha$  und bildet die Gesamtheit der  $\alpha'+\alpha=1$  Werte ab (HARTUNG et al. 2002: 133).

Graphisch veranschaulicht wird die Unterscheidung der beiden Fehlerarten in Abb. 5-1.  $\alpha$  (Fehler 1. Art) und  $\alpha'$  beziehen sich demnach allein auf die der Nullhypothese zugewiesene Verteilung.  $\beta$  legt die Wahrscheinlichkeit fest, den Fehler 2. Art zu begehen, und ist Merkmal der der Alternativhypothese zugewiesenen Verteilung. Entsprechend erhöht sich  $\beta$ , indem die Prüfgröße T nach oben bzw. rechts wandert, während  $\alpha$  sich verringert<sup>13</sup>. Auch dieses Zusammenspiel mit den Prüfgrößen ist in Abb. 5-1 dargestellt:

Abb. 5-1: Zusammenhang zwischen Fehler 1. Art  $\alpha$  (Irrtumswahrscheinlichkeit), Fehler 2. Art  $\beta$  und kritischem Testwert  $T_s$  anhand von Verteilungskurven



(SACHS 1984: 100)

Bei zweiseitigen Entscheidungen tritt ein zweiter  $H_A$ -Bereich an das entgegen gesetzte Ende der Nullhypotheseverteilung. Es folgt eine Halbierung der Irrtumswahrscheinlichkeit und eine Verschiebung des Quantilwerts:

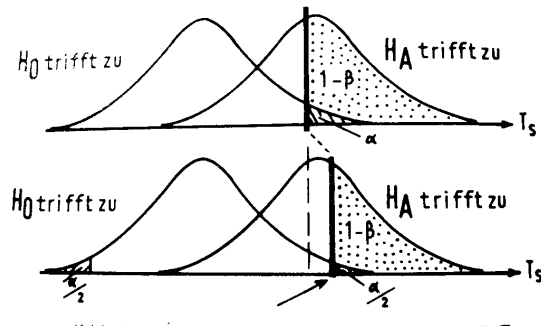
$$u_{1-\alpha} \rightarrow u_{1-\alpha/2}$$

u (hier): kritischer Wert einer Teststatistik;  $\alpha$ : Irrtumswahrscheinlichkeit

, was sich in den Verteilungen wie folgt darstellt:

<sup>13</sup> Die Prozentwerte von  $\alpha$  und  $\beta$  besagen indes nicht, dass die Testentscheidungen tatsächlich entsprechend häufig falsch oder richtig ausfallen. Bei hoher Anzahl von Testentscheidungen sind die Niveaus diesbezüglich freilich als gute Schätzer zu betrachten. Der konkrete Testfall kann allerdings nie nur teilweise (zu 80%, 90%, 95%, etc. ...) richtig entschieden werden: Für ein Signifikanzniveau von 100% gibt es umgekehrt keine zu erreichenden Prüfwerte, weil keine einzige Teststatistik als irrtumsfrei angesehen werden kann (vgl. dazu BASLER 1994: 173-174).

Abb. 5-2: Zusammenhang zwischen Irrtumswahrscheinlichkeit  $\alpha$ , Signifikanzniveau  $\alpha'$  und kritischem Testwert  $T_s$  anhand von Verteilungskurven, ergänzt um zweiseitige Entscheidung (untere Kurven)



(SACHS 1984: 102 (Abb. 5-2), SCHÖNWIESE 2000: 122-123)

Das Risiko von  $\beta$  (Fehler 2. Art) nimmt bei gleichem  $\alpha$  (Fehler 1. Art) mit wachsender Stichprobengröße  $n$  ab, verringert sich mit dem Grad des Unterschieds  $\delta$  zwischen realem und hypothetischem Zustand der Datengruppen und nimmt ab mit der Trennschärfe eines Testverfahrens. Die Trennschärfe  $TS$  mit  $TS = 1 - \beta$  gibt die Wahrscheinlichkeit an, die Alternativhypothese zurecht anzunehmen, also tatsächliche Unterschiede zu erkennen. Je geringer  $\beta$  bei gleich bleibendem  $\alpha$ , desto größer die *Trennschärfe* oder *Power* eines Tests. Geringe  $n$  und/oder kleine  $\alpha$  bedingen eine Reduzierung der Trennschärfe. So ist bei kleinem  $\alpha$  (z.B. 1%) und geringen  $\delta$  erst bei großen Datenumfängen mit einer angenähert 100%igen Ausschöpfung der Test-Power zu rechnen. Im Vergleich von Hypothesentestverfahren wird Trennschärfe-Qualität bei gleichen  $\alpha$ ,  $\delta$  und  $n$  ermittelt (SACHS 1984: 122ff.).

### 5.6.2. Verwendete Testverfahren

Die hier vorgestellten Tests sind zur Hypothesenprüfung mit dem Zweck bestimmt, aufgrund von zugehörigen Prüf-/Testwerten Aussagen über eine Variable bezüglich ihrer Übereinstimmung mit bzw. Abweichung von  $H_0$  auf gewähltem Signifikanzlevel  $S_i$  zu treffen (SACHS 1984: 99).

In dieser Arbeit sind Tests von zweierlei Ausrichtung von Belang:

- I. Parametrischer Test zur Wahrnehmung eines linearen Trends innerhalb einer Zeitreihe (t-Test-Statistik für PEARSONSchen Korrelationskoeffizienten)
- II. Parameterfreie Tests zur Wahrnehmung von nach Rangfolgen bestimmten Trends zwischen zeitlich kohärenten Datenteilgruppen, die *einer* Zeitreihe entstammen
  - i. Test nach COX & STUART
  - ii. Test nach MANN, WHITNEY & WILCOXON (U-TEST)

Die 3 entsprechenden Tests seien erläutert:

ad I.: t-Test-Statistik:

Ausgegangen wird von einer möglichen Abhängigkeit der zufälligen und normalverteilten Variablen X (Datenreihe) von der Unabhängigen Y, hier der Zeitvariablen T, basierend auf der PEARSONSchen Produkt-Moment-Korrelation (vgl. Kap. 5.2.). Die Standardabweichung der GG/SP muss nicht bekannt sein. Die Nullhypothese geht von der Unabhängigkeit der beiden Variablen X und Y aus:

$$H_0: \rho = 0 \leftrightarrow \mu = \mu_0$$

$\rho$ : bivariater Korrelationskoeffizient,  $\mu$ : empirischer Mittelwert der GG oder SP,  $\mu_0$ : theoretischer Mittelwert  
Die Entscheidung zu Gunsten der Alternativhypothese fällt, falls  $\rho \neq 0$  und der Testwert auf signifikante Unabhängigkeit hindeutet:

$$|t| > t_{\alpha}$$

t: Testwert,  $\alpha$ '=Signifikanzniveau

mit

$$t = r \sqrt{n-2}/(\sqrt{1-r^2})$$

r: bivariater Stichproben-Korrelationskoeffizient , n: Stichprobenumfang

(BROSIUS 199: 504)

Dabei repräsentiert die vorige Gleichung die empirische Streuung (im Gegensatz zur theoretischen); die Wahrscheinlichkeit, dass bei zweiseitiger Entscheidung  $\mu$  und  $\mu_0$  übereinstimmen, obwohl der Testwert kritisch ausfällt, kann bedingt formuliert werden durch

$$P(|t| > t_{\alpha} | \mu = \mu_0) = 1 - \alpha'$$

P ('):Wahrscheinlichkeit des Ereignisses in Klammern;  $\alpha'$ : Signifikanzniveau

(BASLER 1994: 178)

Bemerkenswert ist, dass die t-Verteilung sich mit wachsenden Freiheitsgraden – bereits ab  $n \approx 30$ ) – der z-Verteilung annähert (SCHÖNWIESE 2000: 80). Auch für nicht streng normalverteilte Variablen trifft dies zu, wenn auch erst bei höheren Umfängen, das Testverfahren gilt deshalb als ausgesprochen robust (BASLER 1994: 227).

ad II.: verteilungsoffene Tests zur Wahrnehmung von Rangfolgetrends

Unabhängig davon, ob für eine bestimmte *gesamte* Zeitreihe X eine signifikante korrelative, das heißt lineare Zeitabhängigkeit vorhanden ist oder nicht, können Rangfolgentests durch Platzierungsstatistiken aus Datenwerten zeitlich je zusammenhängender Teilreihen  $x'$  und  $x''$  (mit  $x'$  und  $x'' \in X$ ) partielle Trends signifikanz wahrnehmen.

ad II., i.: Test auf Trend nach COX und STUART

Die Vorzeichen der Differenzen zwischen den i-ten Werten zweier identisch umfangreicher und zeitlich jeweils zusammenhängender Datenteilreihen werden zunächst ausgezählt gemäß

$$d_i = (x_{i+m} - x_i)$$

$d_i$ : Differenz zwischen jeweils i-ten Werten zweier Teilreihen,  $x_i$ : i-ter Wert der Zeitreihe X für  $i=1, \dots, n$  (wenn n gerade);  $m=\text{const.}$

Die Testgröße T ist die Anzahl aller  $d_i$  ungleich 0. Die Nullhypothese, dass kein Trend besteht, kann nach den sogenannten Zeichentestregeln dann verworfen werden, wenn  $T < r^*$  bzw.  $T > 1-r^*$ . Die Berechnung des kritischen Werts  $r^*$  folgt:

$$r^* = 0,5[1 - u_{1-\alpha/2} \sqrt{(n/2)}]$$

l: Anzahl aller  $d_i$  ungleich 0, u: kritischer Werte der Teststatistik für Irrtumswahrscheinlichkeit  $\alpha$ ,  
n: Stichprobenumfang

SACHS (1984: 296) schlägt für  $n > 30$  einen unmittelbar an die Normalverteilung angelehnten Testwert  $z'$  vor:

$$z' = |s - n/6| / \sqrt{n/12}$$

s: Standardabweichung, n: Stichprobenumfang

Mit  $r^*$ , T oder  $z'$  sind verallgemeinert dreierlei Hypothesenprüfungen möglich:

kein Aufwärtstrend gegen Aufwärtstrend:  $P(d_i > 0) \leq P(d_i < 0)$  vs.  $P(d_i > 0) > P(d_i < 0)$

kein Abwärtstrend gegen Abwärtstrend:  $P(d_i > 0) \geq P(d_i < 0)$  vs.  $P(d_i > 0) < P(d_i < 0)$

kein Trend gegen Trend:  $P(d_i > 0) = P(d_i < 0)$  vs.  $P(d_i > 0) \neq P(d_i < 0)$

P(): Wahrscheinlichkeit des Ereignisses in Klammern,  $y_i$ : Differenzen der gepaarten Teilreihenwerte

(HARTUNG et al. 2002: 247f.)

ad II., ii.) Verteilungsfreier Lokationsvergleich zweier Reihen: MANN-WHITNEY-WILCOXON-Test

(kurz: U-Test)

In einem ersten Schritt werden allen Werten der beiden Messreihen  $n_1 + n_2$  (mit  $n_1 = n_1 \vee n_1 \neq n_2$ ) aufsteigende Rangzahlen  $r_1, \dots, r_{n_1}, r_{n_1+1}, \dots, r_{n_1+n_2}$  zugewiesen. Kommen mehrere gleiche Werte vor, sind arithmetische Mittelränge zuzuweisen. Größere Rangzahlen sind derart mit höheren Werten verbunden, eine hohe Summe stichprobenbezogener Rangzahlen deutet mithin nach folgender Regel auf stochastisch überzufällig große Variablenwerte hin:

$$W_{n_1, n_2} = \sum_{i=1}^{n_1} r_i > W_{n_1, n_2; 1-\alpha}$$

$W_{n_1, n_2}$ : empirischer Variablenrang;  $W_{n_1, n_2; 1-\alpha}$ : theoretischer Variablenrang;  $n_1$ : Umfang der ersten Teilreihe,  $n_2$ : Umfang der zweiten Teilreihe;  $1-\alpha$ : Signifikanzniveau (=Si)



Kritische Werte für  $W_{n_1, n_2; 1-\alpha}$  mit  $n_1 = n_2 \leq 20$  sind vertafelt (z.B. HARTUNG et al. 2002: 518), für größere  $n$  wird von einer standardisierten Prüfgröße  $T$  Gebrauch gemacht:

$$T = [W_{n_1, n_2} - 0,5n_1(n_1+n_2+1)] / \sqrt{1/12 \cdot n_1 \cdot n_2 \cdot (n_1+n_2+1)}$$

mit

$$W_{n_1, n_2} = n_1 n_2 + 0,5n_1(n_2+1) - U$$

MANN-WHITNEY-U-Statistik =  $U$ : Anzahl aller Paare  $(x_{1i}, x_{2j})$  mit  $x_{1i} < x_{2j}$

$n_1$ : Umfang der ersten Teilreihe,  $n_2$ : Umfang der zweiten Teilreihe;  $n_1=n_2 \vee n_1 \neq n_2$

$T$  gilt als annähernd normalverteilt und kann mit Quantilen der Standardnormalverteilung  $u_{1-\alpha}$  bzw.  $u_\alpha$  verglichen werden.

Unter der Annahme, dass die Verteilung der beiden Messreihen allenfalls verschoben, jedoch gleicher Art ist, ist zu prüfen, ob für die Verteilungsdichten gilt:

$$F_1(x) = F_2(x-\Delta)$$

$F_1$ : Verteilungsfunktion der ersten Teilreihe,  $F_2$ : Verteilungsfunktion der zweiten Teilreihe,  $x$ : Variable,  $\Delta$ : Differenzsymbol

Folgende Schätzregeln existieren, um zu entscheiden, ob  $\Delta$  verschieden von 0 ist.

$$i) T > u_{1-\alpha}$$

$H_0: \Delta \leq 0$  ist zu Gunsten von  $H_A: \Delta > 0$  zu verwerfen

$$ii) T < u_\alpha$$

$H_0: \Delta \geq 0$  ist zu Gunsten von  $H_A: \Delta < 0$  zu verwerfen

$$iii) |T| > u_{1-\alpha/2}$$

$H_0: \Delta = 0$  ist zu Gunsten von  $H_A: \Delta \neq 0$  zu verwerfen (zweiseitige Prüfung)

(HARTUNG et al. 2002: 513-520).

Im Vergleich der beiden verwandten Rangtests ist davon auszugehen, dass sie aufgrund der hohen  $n$  ( $10^2$  bis  $10^3$ ) (vgl. Kap. 13.3.1. und 13.3.2.) ihre maximalen Trennschärfen auch bei sehr hohen  $\alpha$ ' gleichermaßen approximieren. Basierend auf eigenen Analysen verwirft der COX-STUART-Test viel häufiger die Nullhypothese als der U-Test. Bei konstanten  $n$  und  $\delta$  ist dies gleich bedeutend mit einer absolut größeren Trennschärfe des COX-STUART-Tests.

## 6. Kategorien geographischer Beziehung

Der Gewinn räumlich multivariater Studien liegt in der Geographie in der Fassung und Gegenüberstellung choristisch oder chorologisch einzuordnender Sachverhalte. Unter 'choristisch' ist die Überlagerung mehrerer in etwa gleich gearteter Merkmale einer oder mehrerer Objektgruppe(n) innerhalb eines annähernd deckungsgleichen Ausschnitts der Erdoberfläche zu verstehen (Koinzidenzprinzip). In dieser Arbeit sind beispielsweise hydrometeorologisch choristische Beziehungsareale gegeben, wenn empirisch ein korrelativer Zusammenhang zwischen der Variable Niederschlag einer Gruppe von Elementen und der Variable Abflussvolumen eines Einzelements besteht (BAHRENBURG 1972: 8-11). Diese Beziehungsareale sind rein topographisch als (Teil-)Einzugsgebiete von Flusspegeln abgegrenzt. Die punktuellen Merkmale von Niederschlag und Abfluss am Boden werden vertikal ergänzt und bedingt durch punktuelle atmosphärisch-meteorologische Merkmale.

Da Standorte der Mess- und Merkmalspunkte zu Abfluss, Niederschlag und atmosphärischer Meteorologie jedoch nicht oder nur zufällig nach ihrer Lage im geographischen Gradnetz übereinstimmen, findet eine erweiterte, nun chorologische Betrachtung statt. Der chorologische Ansatz wirft die Frage auf nach dem Zusammenhang zwischen der Anordnung von Objekten zueinander und nach der funktionalen Wechselbeziehung dieser Objekte (BAHRENBURG 1972: 11-14). HARD (1973: 181f.) betont die grundsätzliche Brauchbarkeit des aus der Wirtschafts- und Sozialgeographie stammenden chorologischen Axioms auch für die physische Geographie. Er fasst zugleich die Chorologie weiter, indem er darin „*eine Betrachtung unter Begriffen wie Richtung (Orientierung), Distanz, relative Lage, Verbindung*“ (ebd.: 182) sieht und spezifischer die „*Beschreibung, und Interpretation von Verbreitungs-, Verknüpfungs- und Ausbreitungsmustern an der Erdoberfläche – mit oder ohne Einbezug ihrer Veränderung in der Zeit*“ (ebd.) anführt. Beim chorologischen Zusammenspiel von atmosphärischer Dynamik, Niederschlag und Abfluss darf ergänzt werden, dass erstens sozialgeographische Wechselbeziehungen durch hydrometeorologische Prozessketten ausschließlich einer Wirkungsrichtung ersetzt werden, dass zweitens die Betrachtung der Erdoberfläche durch Einbezug atmosphärischer Größen insofern nicht verlassen wird, als die atmosphärischen Werte in einem gleichermaßen den Stationen der Erdoberfläche gültigen Koordinatensystem repräsentiert sind.

In Übereinstimmung mit BAHRENBURG (1972: 20) darf abschließend festgehalten werden, dass das theoretisch-geographische Grundgerüst dieser Arbeit sich am funktionalen Prinzip einer geographischen Einzeldisziplin ausrichtet, „*die sich jeweils mit einer bestimmten Gruppe*

von Sachverhalten beschäftigt“ (ebd.). In der Klimatologie als Teilgebiet der physischen Geographie *integriert* entsprechend der synoptische Ansatz Erklärungszusammenhänge zwischen Zirkulationsdynamik und Umweltbedingungen räumlich und meteorologisch zu *environmental proceses* (YARNAL 1993: 1-2, engl.). Im Gegensatz dazu stünde die Erforschung des der Klimatologie über faktisch oder disziplinär *andersartige* Sachverhalte, etwa aus Biologie oder Chemie.

### III ÜBERBLICK ZUR WISSENSCHAFTLICHEN DISKUSSION

## **Hydrometeorologische Anomalieereignisse in Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft in dynamischem Kontext**

### **7. Global/ hemisphärisch/ zonal**

#### Einführung

Innerhalb der Geozone der nordhemisphärischen Mittelbreiten ist mit unterschiedlich ausgeprägten hydroklimatologischen Reaktionen in Regionen und Subregionen auf natürliche und anthropogen beeinflusste Klimamodifikationen zu rechnen. Hydroökologisch spielt eine entscheidende Rolle, inwieweit der Wasserhaushalt als limitierender Faktor des Systems zu betrachten ist (BENISTON & TOL 1998: 150). Den Abflussgang betreffend ist von Bedeutung, inwieweit der Jahresgang einer Änderung in Niveau und Variabilität unterworfen sein wird. In jüngeren Untersuchungen werden beiderseits des Nordatlantiks bevorzugt divergierende Projektionen realisiert (TRENBERTH et al. 2007), vor allem weil der Nordosten der USA im Gegensatz zu Mitteleuropa mit dem Alpenraum nicht als erstrangig sensible Subregion erachtet wird (zu Europa BENISTON & TOL 1998: 150, SCHÖNWIESE 2004; zu Nordamerika SHRINER & STREET 1998: 257).

Regionale anomalie-klimatologische Gegebenheiten sind eingebettet in globales und hemisphärisches Zirkulationsgeschehen. Analytisch zu unterscheiden sind dabei im wesentlichen:

- 4 Zeitdimensionen: paläoklimatologisch ( $10^2$  bis  $10^{10}$ a BP), historisch-vorinstrumentell/-instrumentell ( $10^2$  bis  $10^4$ a BP), rezent ( $10^1$  bis  $10^2$ a BP) und prognostisch ( $10^2$  bis  $10^3$ a AP);
- 5 räumliche Dimensionen: global, hemisphärisch, kontinental, regional, lokal;
- 2 Ansätze der Datenkompilation: proxyanalytisch<sup>14</sup> und numerisch modellierend;  
(FLOHN 1993, COMÍN & RODRÍGUEZ-ARIAS 2003, JANSEN et al. 2007: 438-440)
- 2 Ansätze der klimatologischen Prozessbetrachtung: genetisch und effektiv (ISTOMINA et al. 2005).

Die meisten Untersuchungen stellen analytische Mischformen dar. In Überblick zu den Entwicklungen bei Forschung und Kenntnisstand verschaffenden Werken wie den Weltklimaberichten (zuletzt HOUGHTON et al. 2001, PARRY et al. 2007), Monographien,

<sup>14</sup> Proxydaten (engl.: *proxy*=Stellvertreter) sind Daten, die indirekte Schlüsse avisieren, etwa indem chemische, physikalische, sedimentologische, morphologische, floristische, faunistische (etc. ..) Befunde klimatologisch in Wert gesetzt werden. Als Sonderform des Proxyansatzes sei die Auswertung historischer Quellen (Chroniken, Archive, Hochwassermarken etc. ..) betrachtet.

Artikelreihen oder Übersichtsartikeln (z.B. WATSON et al. 1998, MEEHL et al. 2000a+b, FOWLER et al. 2007) finden sich demnach Verweise zu allen denkbaren wissenschaftlichen Ansatzformen. Zu beachten ist bei modellgebundenen Arbeiten, dass in der Regel nach GCM, Modellgeneration, Szenario(generation) und nach raumzeitlichen Auflösungen je eigenständige Datengrundlagen verwendet werden, und dass allein darum die Ergebnisse als bedingt zu betrachten sind. In den vergangenen Jahren wird es immer mehr Usus, Ensemblestrategien aus mehreren Modellen, Modellläufen oder Methoden zu wählen, um diese Bedingtheit statistisch zu reduzieren bzw. abzuschätzen.

### Holozän

Einen klassischen Beitrag, der aus proxybasierten Befunden Einschätzungen der Zirkulationsdynamik vorinstrumenteller Zeiträume ableitet, liefert LAMB (1977). Als Kernpunkt entdeckt LAMB einen Zusammenhang zwischen der longitudinalen Position semipermanenter Luftdruck-Trog- und -Rückenachsen über dem Nordatlantik sowie den Phasenlängen der zugehörigen Wellen und der Häufigkeit jahreszeitlicher Niederschlagsanomalien (ebd.: 440ff.). Im gleichen Kontext über die Exzentrizität des zirkumpolaren Vortex maßgeblichen Einfluss auf anormales hydromet. Geschehen aus (ebd.: 462ff.). In jüngeren Arbeiten stellen quantifizierte zirkulative Indizes Instrumente zur Einordnung von Witterungsmustern dar. KIM et al. (2004) bringen eine allgemeine Abkühlung des nordostatlantischen Oberflächenwassers während des Holozäns ursächlich mit einer Abschwächung des NAOI (*North Atlantic Oscillation Index*) in Verbindung. Sie führen sowohl Proxybefunde wie Modellierungen als Belege an. Die starke Streuung von Temperaturrekonstruktionen in Abhängigkeit von Art der Proxydaten und räumlich-zeitlicher Repräsentanz heben COOK et al. (2004) hervor. Sie kommen zu dem Schluss, dass begutachtete Baumring-Datensätze am verlässlichsten ausschließlich die kontinentale Umgebung des außertropischen Nordatlantiks der Sommerhalbjahre nach 1200 vertreten. Die Maximalwerte des Mittelalterlichen Klimaoptimums, bereits um 1000, kommen demnach den Werten am Ende des 20. Jahrhunderts nur unter Vorbehalt nahe.

Ohne im näheren auf die atmosphärische Dynamik einzugehen, parallelisiert STARKEL (2002) holozäne Phasen gehäufte Hochwässer mit Phasen von Gletschervorstößen, markanten Seespiegeländerungen und Höhenstufenverschiebungen. Er fasst zusammen, dass im zentralen und östlichen Europa räumliche Koinzidenz bevorzugt in Zeitspannen verringerter solarer und erhöhter vulkanischer Aktivität gegeben war, so um 8ka BP aber auch nach 1500, in der Extremphase der Kleinen Eiszeit. Für das Ende des 20. Jahrhunderts wird der Eintritt einer Ruhephase diagnostiziert. Im Ergebnis vergleichbar identifiziert FLOHN (1993) eine

rhythmische Abfolge abrupter Klimaschwankungen im Abstand von 2-6a (regional) bzw. 20-50a (nordhemisphärisch) aufgrund sowohl interner wie externer Klimafaktoren. Eine Analogie zwischen Mittelalterlichem Klimaoptimum und der rezenten Erwärmung lehnt er wegen divergenter astronomischer Rahmenbedingungen ab (ebd.: 310).

Eine Vielzahl von Arbeiten widmet sich der Aufgabe, numerische Modellierungen vergangener bis rezenter Klimaepochen mit rekonstruierten ökologischen und klimatischen Bedingungen abzugleichen. Eine bias-arme Modellierung wiederum wird als Voraussetzung für einen zuverlässig simulierenden Blick in die Zukunft erachtet. KUTZBACH et al. (1998) stellen für globale Zeitscheiben-Simulationen seit dem Höhepunkt des letzten Glazials (21, 16, 14, 11 und 6ka BP) fest, dass die Ersetzung festgeschriebener durch interaktive Modellkomponenten – so für Schneebedeckung, Meereis und SST – nicht unbedingt mit einer realistischeren Klimadarstellung einhergehen muss, da zugleich die Zahl der Freiheitsgrade und die Streuung möglicher Realisierungen zunehme. Den im Vergleich zur Jetztzeit im Früh- und Mittelholozän verstärkten Sommermonsun der mittelhemisphärischen Nordkontinente sehen die Autoren dagegen als verlässlich simuliert an. Für die vergangenen 1000a bemerken VON STORCH et al. (2004) kritisch, dass regressionsbasierte Abschätzungen auf Grundlage von Multiproxydaten besonders die kurzfristige Variabilität im Vergleich zu Simulationen unterschätzten. Als die empirisch fundierte Proxy-Variabilität steigernd erweist sich unter anderem die Ausweitung des Kalibrierungszeitraums auf klimatisch verschiedenartige Dekaden (hier frühes 20. Jahrhundert und *Late Maunder Minimum* (1645-1715)). Im Ergebnis schlägt sich die Varianzsteigerung in einem markanteren nordhemisphärischen Temperaturmaximum um 1100, einem deutlicheren -minimum vor 1800 nieder. In diesem Zusammenhang weisen unter anderen LUTERBACHER et al. (2004) Teilen des 17. und 18. Jahrhundert im Laufe der letzten 500 Jahre die niedrigsten NAOI-Werte zu – ein Umstand, auf dessen Einfluss im Kontext der Periodisierung der Kleinen Eiszeit beim Hochwassergeschehen in Mitteleuropa noch einzugehen sein wird (JACOBET et al. 2004, vgl. Kap. 9.). Strittig ist, ob die vielfach untersuchten Phasen des Mittelalterlichen Klimaoptimums (nach verschiedenen Definitionen 800(900)-1150(1300) n. Chr.) und der Kleinen Eiszeit (1350(1500)-1850 n. Chr.) (vgl. BRÁZDIL et al. 2005: 388-390) von eher regionaler oder hemisphärischer bis globaler Bedeutsamkeit sind. SOON & BALIUNAS (2003) sehen in beiden Erscheinungen nach ausführlicher Literaturdurchsicht globale Phänomene, wenn auch klimageographisch unterschiedlich charakterisiert. Dagegen finden die Autoren für die mutmaßlich eigenständige Klimaphase des 20. Jahrhunderts weder weltweit noch regional ausreichend Literaturbefunde, die auf signifikante Eigenheiten hinwiesen.

## 20. Jahrhundert

Detailreichere Untersuchungen zu Entwicklungen von *Extremereignissen* in Vergangenheit und Gegenwart liegen in der Regel mit subkontinentalem bis regionalem Fokus vor und werden in Kap. 8. und 9. als Quellen gebraucht. Global betrachtet führen TRENBERTH et al. (2007) fast ausschließlich Analysen des 20. Jahrhunderts auf. Als konsistentes Beobachtungsergebnis wird eine Zunahme des Starkniederschlaganteils (Tagessummen über dem 95%-Perzentil) am Gesamtniederschlag um 0,21% pro Jahrzehnt angegeben (ebd.: 302). EASTERLING et al. (2000a) und KUNKEL et al. (2003) für die USA ohne Alaska und Hawaii stellen in diesem Sinne eine allgemeine Zunahme intensiver Niederschlagsereignisse bei Abnahme der Gesamtniederschläge und/oder der Anzahl der Niederschlagstage fest. Geographisch wenig kohärent halten sich über den nordhemisphärischen Landflächen bei auf Gitterfelder interpolierter Datengrundlage Räume erhöhter und erniedrigter Starkniederschlagsbeiträge die Waage (ALEXANDER 2006). In NEUS sind dabei 1950-2003 Zunahmen von 0%-2% pro Dekade typisch, in ZEU herrscht mit -1% bis +1% stabiles Niveau.

Zyklonale Aktivität tropischer Genese scheint im Nordatlantik seit der Mitte der 1990er Jahre wieder deutlich zuzunehmen (LANDSEA 2005, TRENBERTH et al. 2007: 304, 306), außertropisch kommen GULEV et al (2001) und WANG et al. (2006) jeweils unter Verwendung der NCEP/NCAR-Reanalyse zu dem Schluss, dass tiefe Zyklonen für den Winter seit 1950 über dem Nordatlantik signifikant zugenommen haben. Für sich explosiv entwickelnde Zyklonen fällt die festgestellte Häufigkeitssteigerung dagegen nicht signifikant aus (LIM & SIMMONDS 2002). SIMMONDS & KEAY (2002) und HU et al. (2004) ordnen die Dynamik von Stürmen der NH insgesamt als im gleichen Zeitraum gestiegen ein. HARNIK & CHANG (2003) ziehen den negativen Bias der verwendeten Modelldaten vor Mitte der 1970er diesbezüglich als Ursache eines Trendartefakts in Betracht. ALEXANDERSSON et al. (2000) werten für den Zeitraum 1887-2000 Luftdruckstationen im Nordwesten Europas aus und berichten von einem Tiefpunkt der Sturmdynamik um 1960, von Scheitelpunkten um 1900 und 1990. In Einklang mit diesen eher auf eine verstärkt positive Ausrichtung des NAOI verweisenden Befunden steht die – im Gegensatz zum Nordpazifik – identifizierte Abnahme nordatlantisch-antizyklonaler Blockings von 1948-2003 (BARRIOPEDRO et al. 2006).

Zunehmende Trockenheit in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhundert lässt sich bezüglich der mittleren Abflüsse von Strömen regional belegen, im Gegensatz zu den Vereinigten Staaten etwa für weite Teile Canadas (TRENBERTH et al. 2007: 264), im Gegensatz zu Mitteleuropa für den Mittelmeerraum (MILLY et al. 2005: 347). DAI et al. (2004) dokumentieren anhand des PDSI (engl.: *Palmer Drought Severity Index*) hingegen bei der Bodenfeuchte im 20. Jahrhundert

eine weltweite Aridisierung, die in 2 Schüben um 1940 und 1980 deutlich voranschritt, eine Entwicklung, die das südliche und zentrale Europa stark betrifft, sich in den USA lediglich im äußersten Südwesten deutlicher bemerkbar macht.

### Zukunftsprojektionen

Ebenso starkes Interesse wie den Beobachtungen gilt in der aktuellen Klimaforschung den Abschätzungen künftiger extremer Verhältnisse (resümierend ABE-OUCHI et al. 2001: 570-575, MEEHL et al. 2007: 782-788). Aus der Literaturlauswertung geht hervor, dass die für das 20. Jahrhundert weithin sichtbar gewordene Intensivierung des Niederschlags auf sich reduzierende Ereignisanzahlen in Klimasimulationen des 21. Jahrhunderts bevorzugt realisiert wird. Hochgradig konsistent fallen entsprechende Simulationen für die Kontinente der Sommerhalbkugel bei hoch reichender Konvektion aus (ABE-OUCHI et al. 2001: 572). Extremwertstatistisch erscheint nach WATTERSON (2005) dagegen für die Kontinente im nordhemisphärischen *Winter* eine markante Steigerung der Starkniederschlagshöhen als erstrangig absehbar. Für wahrscheinlich gehalten wird auch ein verschärfter Kontrast zwischen, in täglicher Betrachtung, Trockenphasen und kurzen Niederschlagsepisoden zum kontinentalen Inneren hin, was besonders zu vermehrter Sommertrockenheit führen würde (ABE-OUCHI et al. 2001.: 573). WANG (2005) stellt bei der Konsistenzprüfung von 15 AOGCMs jedoch ausgerechnet 2 ausgesprochen binnenländische Bereiche als auch am Ende des 21. Jahrhunderts ganzjährig von landwirtschaftlicher Trockenheit verschont heraus – das südlich-zentrale Kanada und einen Streifen vom Baltikum ins südliche Mittelsibirien. ZEU mehr als NEUS, der Süden jeweils mehr als der Norden wären im Sommer stärker als im Winter trockengefährdet (ebd.).

Zonal fokussiert setzt sich nach TEBALDI et al. (2006) die tendenzielle Verlängerung von Trockenphasen vorzugsweise in den Subtropen und niedrigen Mittelbreiten vom 20. ins 21. Jahrhundert fort. Im Vergleich der Jahrhundertenden (21. vs. 20.) gilt dies regional etwas stärker für ZEU, erhöhte Niederschlagsraten erfassen hochgradig beide Regionen in gleichem Ausmaße (nach TEBALDI et al. 2006, in MEEHL et al. 2007: 785, Fig. 10-18). YONETANI & GORDON (2001) berücksichtigen die Trägheit des Klimasystems, indem sie nach transienter CO<sub>2</sub>-Verdoppelung den Kohlendioxidgehalt bis zum Erreichen eines neuen Gleichgewichtszustands (Modelljahr 720) stabil halten. Auffallend ist, dass sich die globale Zunahme der jährlichen Niederschläge in den 7 Jahrhunderten vervielfacht, sich zwischen den rezenten ariden und humiden Gegenden zugleich eine erweiterte Spannweite einstellt. NEUS wäre gekennzeichnet durch verschärfte interannuelle Variabilität bei leichter Jahressummenzunahme um ca. 50mm, ZEU durch um mehr als 100 mm erhöhte Niederschläge bei kaum veränderter zwischenjährlicher Schwankungsbreite. BARNETT et al. (2006) beurteilen



solche Zunahmen anormaler jährlicher und saisonaler Niederschlagssummen, auch im Vergleich mit den zeitlich vielfach ungleichmäßig verteilten täglichen Anomalien, als in Simulationsensembles relativ gut abgesichert. In einer Untersuchung zu den Effekten ungewöhnlich hoher räumlicher Auflösung eines AOGCMs (NCAR, T170 anstelle von T42) auf Amplitude und räumliche Anordnung von Parameterreaktionen bei modifiziertem Treibhausforcing erscheinen ekotropisch Gebiete leichter Variabilitätszu- und -abnahmen etwa gleich umfangreich. Mit den inneren Tropen und ozeanischen Bereichen warmer Meeresströmungen wie dem Golfstrom sind es offenbar Gebiete hoher potentieller Thermodynamik, die in ihren Eigenschaften bezüglich der Niederschlagsvariabilität präzisiert würden (GOVINDASAMY et al. 2003).

Sowohl für Steigerungen mittlerer wie extremer Niederschläge werden dynamische (frontale) und thermodynamische (konvektive) Prozesse in den nächsten Dekaden gleichermaßen verantwortlich gemacht (EMORI & BROWN 2005), dynamische bevorzugt in mittleren und höheren Breiten (MEEHL et al. 2005). Ähnlich wie YONETANI & GORDON (2001) stellt BRINKOP (2002) für konvektive Niederschlagsraten im  $2 \times \text{CO}_2$ -Klima eine regionale, hemisphärisch überlagerte Divergierung fest, die hauptsächlich in der SH und den Subtropen mit abnehmenden Raten verbunden ist, in den Tropen und in den Mittelbreiten der NH dagegen vorwiegend mit Steigerungen (für NEUS und ZEU hauptsächlich im Winter). Dynamisch sind modellierte Eigenschaften zyklonaler Störungssysteme als Niederschlagsträger von Belang. Deutlicher als im 3. IPCC wird bei MEEHL et al. (2007: 786-788) die widerspruchssarme Ausnahmestellung des Nordatlantiks: Tropische Zyklonen hoher Intensität, darunter Hurricanes, sind unter den randtropischen Meeren demnach ausschließlich dort vermehrt zu erwarten, schwache Systeme seltener. Kumuliert ergeben sich damit verbunden erhöhte Niederschlagssummen. Aus globalen wie regionalen Klimamodellen gingen derartige Tendenzen hervor. Wesentliche räumliche Verlagerungen der Entstehungs- und Wandergebiete seien unwahrscheinlich. – Damit wäre der südliche Nordatlantik die einzige Ozeangegend, in welcher die simulierte Stabilisierung der tropischen Troposphäre durch erhöhte SSTs überkompensiert würde. Zu betonen ist in diesem Zusammenhang allerdings, wie empfindlich die tropische Zyklonalität auf modellierte SST-Modifikationen reagiert (SHEN et al. 2000, YOSHIMURA & SUGI 2005).

Als häufig simuliertes Kennzeichen außertropischer Tiefdruckgebiete tritt die Verlagerung der Hauptzugbahnen um einige Grad polwärts infolge einer übergeordneten Bewegung der Jetachse auf (YIN 2005). Damit wird ein Fortgang des in einigen Analysen für die vergangenen Jahrzehnte beobachteten Trends für wahrscheinlich gehalten (MCCABE et al. 2001 und WANG et al. 2006 für die NH). HU & WU (2004) verorten, spezifischer, bis 2075 eine Wanderung der NAO-Zentren nach Nordosten in den Bereich um Jan Mayen (Islandtief) bzw. ins westliche

Mittelmeer (Azorenhoch). Erst der räumlich angepasste NAO-Index von HU & WU führt vor Augen, dass mit der Mobilisierung der Indexzentren eine Intensivierung der NAO auf positivem Niveau einhergeht. Widersprüchliche Ergebnisse liegen zu Häufigkeit und Intensität von Tiefs insgesamt vor: CARNELL & SENIOR (1998), GENG & SUGI (2003), FISCHER-BRUNS et al. (2005) und LAMBERT & FYFE (2006) kommen mit verschiedenen Modellensembles außertropisch auf Häufigkeitsab- und Intensitätszunahmen. LECKEBUSCH & ULBRICH (2004) weisen als Kernresultat eine mehr in SRESA2 als B2 wiedergegebene Verdichtung von Sturmsugbahnen in Westeuropa bis nach Deutschland vor. Auf zwischen Westpazifik und westlicher Hemisphäre potentiell differenzierte Reaktionen im Zuge der Klimaerwärmung machen INATSU & KIMOTO (2005) aufmerksam, die in der Höhenströmung (300hPa-Niveau) eine Abschwächung in Mittel und Variabilität nur über Ostpazifik und Nordatlantik für wahrscheinlich halten. KHARIN & ZWIERS (2005) und WATTERSON (2005) erkennen wenig bedeutsame Veränderungen simulierter zyklonaler Charakteristika.

Im Unterschied zum 3. Weltklimabericht geht der jüngste ausdrücklich auf die Koppelung von außergewöhnlichen Niederschlägen und Hochwassern ein (MEEHL et al. 2007: 784-785). In erster Linie sind es, in Übereinstimmung mit MEEHL et al. (2005), als frontal-dynamische Vorgänge bodennahe Tiefdruckgebiete (MCCABE et al. 2001) und zyklonale Sturmsysteme der Mittelbreiten (PALMER & RÄISÄNEN 2002), die nordhemisphärisch-kontinental bzw. für NEUS und für ZEU für abgeschätzte winterliche Hochwasserzunahmen in Verantwortung gezogen werden. ARORA & BOER (2001) rechnen für eine Reihe von Stromsystemen weltweit mit unterschiedlichen Reaktionen. Der Mississippi reiht sich dabei in die Kategorie mit erhöhtem mittlerem Abfluss und verringerter Größenordnung der täglichen Hochwässer ein, dem auch verfrühte Frühlingshochwässer durch Schneeschmelzbeiträge zu eigen sind. Bei der Donau geht die Analyse von verminderten Mittel- und Extremabflüssen aus. Kritisch anzumerken ist, dass beim verwendeten Modell CGCM1 enorme Biases zwischen Abflussbeobachtungen und Kontrolllaufmodellierungen bestehen (ebd.). MILLY et al. (2002) vervierfachen den atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Gehalt und kommen für den Mississippi oberhalb der Ohio-Mündung zu ähnlichen Ergebnissen wie ARORA & BOER (erhöhter Mittelabfluss und verringerte Hochwasser-Magnitude: hier auf Basis maximaler Monatsmittel/Jahr), für die untere Donau weichen die Resultate – eine vierfache Häufung rezent 100jähriger Hochwässer – von ARORA & BOER (2001) ab. In einem globalen Überblick zu projizierten Trends der mittleren Abflüsse im 21. Jahrhundert kennzeichnen MILLY et al. (2005) schließlich 2 zusammenhängende Gebiete der NH als sich negativ entwickelnd: den Westen der USA und einen Streifen vom westlichen Mittelmeerraum bis nach Vorderindien, Mitteleuropa eingeschlossen.

## 8. Nordosten der USA

### Holozän

Dass auch im relativ zu den Glazialen als auf (multi-)säkularer Zeitebene schwankungsarm geltenden Holozän abrupte Klimaumstellungen aufgetreten sind, ist seit längerem bekannt. Ob solche raschen, multidekadischen Umstellungsphasen als Analog für im Gang befindliche oder zukünftige Fluktuationen dienen können, wird fortgesetzt diskutiert (WEBB et al. 1993, JANSEN et al. 2007: 459-465). Besonderes Augenmerk soll, wie in Kap. 7. global bis zonal, nun regional auf zirkulative Dispositionen gerichtet sein.

BARTLEIN et al. (1998) zufolge kann seit dem letzten glazialen Maximum um 21ka BP zirkulationsdynamisch von einer Extensivierung der Höhenströmung ausgegangen werden. Im Winter wird NEUS als durchweg im Vorfeld der Trogachse gelegen eingeschätzt, im Sommer finde sich diese relative Positionierung erst im frühen Holozän. Bodennah wird mit Rückgang des Eisschildes eine deutliche Abschwächung des nordpazifischen, kaum des nordatlantischen Tiefdruckgeschehens veranschlagt, winterlich die Einengung des glazial weiträumig kontinentalen thermischen Hochdrucks auf den südlichen nordamerikanischen Kontinent. Im Sommer wird frühholozän eine Stärkung der ozeanischen subtropischen Antizyklonen und eine Ausweitung thermischen Tiefdrucks über ganz Nordamerika simuliert. Letzter Sachverhalt erscheint im Zuge verringerter Einstrahlungssaisonalität allerdings rezent wieder abgeschwächt. Effektiv machen sich die dynamischen Umstellungen in einem veränderten Niederschlagsjahresgang, weniger in einer markanten Änderung der Gesamtniederschläge bemerkbar: Im Vergleich zum Spätglazial (11ka BP) und zum Atlantikum (6ka BP) von Bedeutung seien eine leichte winterliche Aridisierung und eine sommerliche Humidifizierung, die in NEUS zum Landesinneren jeweils stärker ausgeprägt auftreten.

KNOX (2000) rekonstruiert sedimentologisch für eine Lokalität am oberen Mississippi bis 7ka BP zurück Hochwasserhäufigkeiten und stellt ursächliche Verbindungen zu hochtroposphärischen Luftmassenkonvergenzen her. 3 typische räumliche Konvergenzanordnungen stuft er als Hochwasser fördernd bzw. unterdrückend ein (ebd.: 442). Da für andere Flussabschnitte in NEUS keine entsprechend langen Hochwasserserien existieren, sei indirekt geschlussfolgert, dass der von KNOX im frühen Holozän als gehäuft erachtete Typ tropisch-subpolarer Konvergenzen auch südlich der Großen Seen im Untersuchungsgebiet NEUS durchaus zu vermehrten Überschwemmungen geführt haben dürfte. Historisch-instrumentell (1860-1999) folgt KNOX einer zonal-meridionalen Phaseneinteilung LAMBS und sieht in den ansteigenden jährlichen Maxima der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts Anzeichen einer im

Gang befindliche Umstellung auf dominant meridionale Zirkulationsverhältnisse. Für die in dieser Arbeit verwendeten Abflussreihen sind aufgrund kürzerer Reihenlängen (1950-2000) analoge Befunde zu den KNOXschen Maximalreihen nur schwer nachzuvollziehen. Leichte Aufwärtstrends sind auffälligerweise an den beiden nordwestlichsten (Frankenmuth/Cass R., Saginaw/Maumee R.) und an den 3 südöstlichsten Pegeln (Hinton/New R., Richmond/James R., Washington/Potomac R.) nachzuweisen, die an KNOX anschließende Deutung des geographischen Zusammenhangs mit einem Pendeln zwischen bevorzugt west- und ostkontinentaler meridionaler Trogposition erscheint schlüssig.

Anhand einer dendrochronologischen, von 1700-1978 reichenden PDSI-Trockenheitsrekonstruktion für den Sommer werden einige der zuvor genannten Charakteristika ebenfalls nachgezeichnet (COOK et al. 2000). NEUS wird dabei im wesentlichen durch 3 der insgesamt 9 regional zu deutenden Hauptkomponentenmuster repräsentiert, räumlich zentriert am Mittelatlantik, im südlichen Neu-England und im unteren Ohiotal. Eine Übergangsphase zu vorherrschender Zonalität um und nach 1900 (nach LAMB 1966 in KNOX 2000: 443) würde demnach zusammenfallen mit 1 bis 2 stark humiden Dekaden in NEUS. Die nur am Atlantik hochgradig trockenen 1960er Jahre wären demnach zirkulativ meridional/azonal veranlasst. Auch andere extreme Phasen treten in Ohiotal und Küstengegend antikorreliert auf: 3 ausgesprochen humide Zeiträume – nach 1750, um 1815 und um 1835 – betreffen ausschließlich die Atlantikgegend, ebenso Trockenabschnitte um 1765 und nach 1915. Typisch allein für das Ohiogebiet sind die Trockenheit um 1775 und mehrfach leichte feuchte Anomalien zwischen 1850 und 1900. Innerregional tendenzielle Übereinstimmung herrscht lediglich für 2 feuchtere Phasen in der 2. Hälfte des 18. Jahrhunderts und für die Humidifizierung der 1970er Jahre.

In welcher Form sich Mittelalterliche Warmphase und Kleine Eiszeit in NEUS darstellten, ist nur spärlicher untersucht. In den zentralen USA (bis 90°W) wird zwischen 1110 und 1140 ein erstmaliger massiver Umschwung zu Trockenheit nach der Jahrtausendwende angenommen. Trockene Klimaverhältnisse dürfte dann vom 13. bis 16. Jahrhundert, der Frühphase der europäischen Kaltzeit, bestimmend gewesen sein (SOON & BALIUNAS 2002: 101). Betrachtet man eine Ausweitung des Polarvortex mit Südverlagerung der Polarfront in den Süden Nordamerikas selbst im Sommer als für die Austrocknung Ausschlag gebend (ebd.), so hängt die Hydrothermik von NEUS im wesentlichen davon ab, ob eine azonale Komponente überlagert war, was STINE (1998) für das Mittelalter annimmt, oder nicht.

Die zitierten Ergebnisse legen nahe, dass in der spezifischen innerregionalen Betrachtung zirkulationsdynamisch uniforme Effekte holozän eher die Ausnahme waren.

20. Jahrhundert

GROISMAN et al. (2004) und KUNKEL et al. (2003) kommen bei unterschiedlicher Datenbasis in ihren rezenten Analysen zu in bemerkenswerter Weise abweichenden Ergebnissen: Erstere erkennen – von 1908-2000 und von 1948-2000 gleichermaßen – aufsteigende lineare Trends des jährlichen Niederschlags, der Anzahl extremer Niederschlagstage ( $> 99,7\%$ -Perzentil) sowie mittlerer und extremer Abflüsse im gesamten Osten der USA. KUNKEL et al. (2003) kommen auf Basis von nur 13 Jahren längeren Reihen (ab 1895) US-weit zu Anfangs- und Endniveaus gleicher Größenordnung, die Tiefstphase liegt in den 1930er Jahren. Für moderate eintägige Anomalien (RI=1a) verhalten sich die regionalen Entwicklungen von NEUS ähnlich, erst seit Beginn des 20. Jahrhunderts kann von Trendauffälligkeit die Rede sein. Für Anomalien 7tägiger Niederschlagsmengen (RI=1a) verzeichnen KUNKEL et al. (2003) im übrigen ebenfalls für in den 1930er Jahren startende Reihen national überwiegend Häufigkeitszunahmen, für NEUS im Bereich der Großen Seen und am Hudson signifikante bis über 50%, für die *climate region Northeast* +22% und auch für die benachbarten, an NEUS teilhabenden Klimaregionen *East north central* und *Central* mit +26% und +19% sehr hohe. Allein in *Northeast* ist der lineare Zuwachs durch die in zirkulativem Kontext auffällig gewordenen 60er Jahre (s. Kap. o.) unterbrochen. Weiter südlich (Süden Ohios, Kentucky, West Virginia, Delaware) werden bereits geringfügige, insignifikante Abnahmen konstatiert. Weitere Arbeiten belegen seit 1910 signifikante Starkniederschlagszunahmen: KARL & KNIGHT (1998) kennzeichnen den *Northeast* als Region mit national vergleichsweise hohen Niederschlagsanteilssteigerungen aus hochperzentilischen Tagessummen, von 1910-1996 mit Erhöhungen um knapp +4% (Herbst) bis über +10% (Frühling, Sommer). Die *Anzahl* der Ereignisse steigerte sich dagegen für Tagessummen aller Intensitätskategorien in vergleichbarer Dimensionen, der Haupttrendanteil 90%-perzentilischer Events fällt mit gut 50% (Frühling, Sommer) bis ca.  $\frac{3}{4}$  (Herbst) den Ereignisanzahlen, nicht den perzentilspezifischen Niederschlagsanteilen, zu. GROISMAN et al. (2001: 245) erkennen von 1902-1996 mit +0,33d/100a im Nordosten die regional stärksten Anstiege von extremen Tagessummen ( $> 99\%$ -Perzentil). CHANGNON (2001) kalkulieren speziell für gewittergebundene, damit für konvektiv besonders relevante Ereignisse, in NEUS von 1950-1994 mehr als 10% Niederschlagsmengenzuwachs.

PIELKE & DOWNTON (2000) bemerken bezüglich der Niederschlagsindikatoren, dass zwischen – auch von KUNKEL et al. (2003) verwendeten – relativ definierten *mehrtägigen* Niederschlagsanomalien und Hochwasserschadenswirkungen in den 3 für NEUS relevanten *U.S. climate regions* höhere Korrelationen bestehen, als aufgrund eintägiger oder absoluter Schwellen; Letztere seien in den westlichen US-Regionen höher schadenskorreliert.

Auch beim Abfluss lassen sich im späten 20. Jahrhundert in aller Deutlichkeit zumindest 2 Phasen unterscheiden: Im Landesinneren des Nordostens gewinnen seit 1970 überdurchschnittliche Abflüsse in Andauer und Größenordnung klar die Oberhand, eine Erscheinung, die von 1972 bis 2001 auch durch Persistenzen ungewöhnlich hoher PDSI für die Hälfte aller Tage belegt wird (MAUGET 2004). GROISMAN et al. (2001) kommen mit monatlich standardisierten Werten und für verschiedene Perzentilschwellen (90%, 95%, 99%) im *Northeast* erstens zu hohen und signifikanten Korrelationen zwischen der Anzahl extremer Tagesabflüsse und -niederschläge ( $r > 0,57$ ), zweitens zu klaren und ähnlichen zeitlichen Untergliederungen wie MAUGET (2004). Mäßigen Häufigkeiten von den 30ern bis in die 50er folgen extremarme 60er und ereignisreiche 70er und 80er Jahre. Für die abflussreichsten Monate, im Nordosten März und April, fallen die korrelativen Niederschlag-Abfluss-Beziehungen mit  $r \approx 0,45$  schwächer aus, die niveaubezogenen Phasen erscheinen im Vergleich zur alle Monate umfassenden Betrachtung (s. Kap. o.) ca. 5 Jahre später zu liegen. Bereits gegenüber benachbarten Regionen hervorzuheben ist die *markante* Ausprägung der aufgeführten Zeitphasen und die relativ geringe interannuelle Variabilität des Nordostens, dazu die stabile zeitliche Korrespondenz zwischen Extremen von Niederschlag und Abfluss. Für jährliche, monatlich und saisonal nicht standardisierte Maximalabflüsse dokumentiert LINS (2005) dagegen 1940-2000 US-weit ganz überwiegend Trendunauffälligkeit. In NEUS sind in den zentralen Appalachen und im Einzugsgebiet des Hudson R. Zunahmen ungewöhnlich stark konglomeriert, im oberen Ohiogebiet eine schwache Konzentration von Abnahmen. Ganz anders dominierten bei den annuellen Median- und Minimalabflüssen positive Trends, die in NEUS die zentralen Appalachen nicht betreffen. MCCABE & WOLOCK (2002) präzisieren LINS' (2005) Resultate zeitlich bei gleicher Datengrundlage, indem sie den linearen Anstieg sowohl jährlicher Mediane wie jährlicher Minima hauptsächlich einer plötzlichen, erneut um 1970 platzierten Niveauanhebung zuschreiben. Nach 1970 fehlten signifikante Trends im gesamten Osten der USA fast gänzlich.

Über dem Nordosten der USA üben Zirkulationsdynamik der Mittelbreiten und der Randtropen Einfluss aus (vgl. Kap. 2.2.1.). Die Häufigkeit nordatlantischer tropischer Stürme unterlag im 20. Jahrhundert großer interannueller und interdekadischer Variabilität (GRAY et al. 1997: 20-24). Lässt sich bei der Häufigkeit der Stürme insgesamt kein Trend erkennen, so zeigt sich bei Hurricanes starker Intensität seit den 60er Jahren eine markante Verringerung. Bis zum Ende des 21. Jahrhundert wird eine Abnahme der Hurricane-Aktivität um ca. ein Drittel erkannt. Als Ursache hierfür kommt die, beobachtete und modellierte, Zunahme vertikaler Windscherung bei abnehmendem vertikalen Temperaturgradienten in Betracht. Als drittes entscheidendes

Kriterium würde die Reduzierung relativer Vorticity im 850hPa-Niveau der allgemeinen Erwärmung randtropischer Meere entgegenwirken (BENGTSSON et al. 1997). EMANUEL (2005) bestätigt die vorigen Befunde im wesentlichen, deckt seit 1995 wiederum eine abrupte Steigerung der Aktivität tropischer Zyklonen im Nordatlantik auf, die zu noch höheren PDIs (engl.: *power dissipation index*) führt als in den ebenfalls aktiven 1950er Jahren. LANDSEA (2005) kritisiert EMANUELS methodisches Vorgehen und kommt, nach seines Erachtens korrekter Datenhandhabung, zu dem Schluss, dass im Laufe des 20. Jahrhunderts mehrfach höhere PDIs herrschten als gegenwärtig, und dass speziell an der US-Küste seit 1930 ein Abwärtstrend zu verbuchen sei. Die Ausnahmestellung der Hurricane-Saison 2004 bleibt unbestritten. Eine gewisse Ähnlichkeit scheint zwischen den Zeitreihen des PDI und solchen zur sommerlichen *low level jet*-Aktivität aus dem Golf von Mexico, Letztere nach HU & FENG (2001a+b), zu existieren. Für die zentralen USA bis ins untere Ohiogebiet ließen sich demnach positive Telekonnektionen zwischen Sommerniederschlägen und gleichermaßen ENSO- und PDI-Indizes nur für Phasen begründen, in denen nach HU & FENG die interannuelle Niederschlagsvariabilität nicht an die der SST im tropischen Pazifik angelehnt ist, wie zum Beispiel in den 1930er Jahren und ab 1980. Allgemeiner formuliert besteht ein bedingter, multidekadisch variierender Zusammenhang zwischen ENSO, PDI und Sommerniederschlagssumme im *Mississippi Embayment* (vgl. Abb. 8-1).

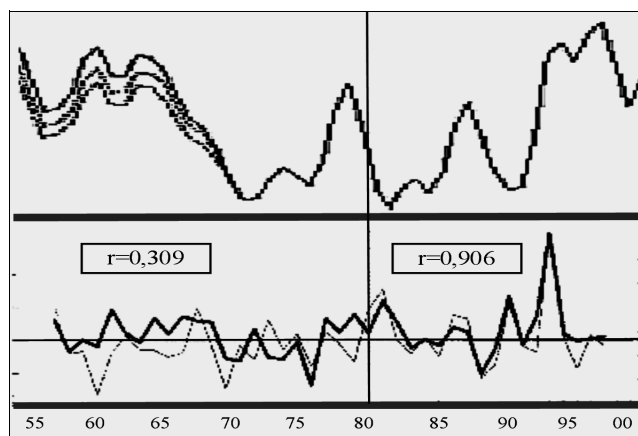


Abb. 8-1: Zeitreihenvergleich zwischen PDI-Index Nordatlantik (obere Kurve(n), aus LANDSEA 2005: Fig 1; Kurvenschar vor 1970 aufgrund verschiedener Biasreduzierungen), *low level jet*-Index für die zentralen USA (unteres Diagramm, dünne Kurve) und sommerlichen Niederschlagssummen in den zentralen USA (unteres Diagramm: dicke Kurve), unteres Diagramm aus HU & FENG (2001a: 3159); beachte: hohe Korrelation der 3 Kurven vor 1980 (mutmaßlich in den 30ern, s. Text), geringe danach 1950-2000

KEIM et al. (2004) stellen tropisch-zyklonal seit 1920 ebenfalls keine Zunahmen im Nordatlantikkbereich fest. Sie argumentieren für eine bedingte positive Korrelation zwischen ENSO und Häufigkeit von intensiven Ostküstenstürmen in positiven NAO-Phasen, so besonders seit 1960, verweisen andererseits auf Mangelhaftigkeit entsprechender telekonnektiver Verlinkungen am Ende des 19. und zu Beginn des 20. Jahrhunderts (nach JOYCE 2002 in KEIM et al. 2004: 11). Eine generelle Beziehung zwischen NAO-Phase und winterlicher Niederschlagsart zeigen DURKEE et al. (2007) auf. Sie belegen für 1961-2001, vielfach

signifikant, Häufungen von Regenereignissen um die 20% unter NAO+, dagegen geringfügige und selten signifikante Häufigkeitsänderungen für Schneeereignisse in NEUS. Offen bleiben Fragen nach Niederschlagsmengen und -intensitäten, unbefriedigend dargestellt sind meines Erachtens synoptische Hintergründe. Nach SHERIDAN (2003) kann die Erhöhung von Regentagen, und mutmaßlich von Sturmereignissen und Niederschlagsmengen, zum Teil durch eine signifikante Überbesetzung positiver gegenüber negativen NAO-Phasen mit moderat-temperiert-humiden und transitionalen SSTs (engl.: *Spatial Synoptic Type*, Wetterlagenklassifikation auf täglicher Basis) erklärt werden. Gleiches gelte für die negative Phase des PNA (engl.: *Pacific North American Index*), die sich häufig in niedrigem Luftdruck über dem Südosten der USA ausformt. Einen anderen Weg der synoptischen Einordnung beschreiben GROVER & SOUSOUNIS (2002). Das Gebiet der Großen Seen betreffend, an das mit der Station Grand Rapids NEUS im äußersten Nordwesten heranreicht, führen sie die herbstliche Niederschlagszunahme von 1935-1995, in Grand Rapids um 35%, hauptsächlich auf Zuwächse von mit Warm-, Okklusions- und stationären Fronten verbundenen (Stark-)Niederschlägen zurück. Makroskalig sehen die Autoren eine Umstellung um die Mitte der 60er Jahre zu zonaler Höhenströmungsdominanz mit vermehrten niedertroposphärischen Jets aus Süden als eine Ursache.

Für die intraregional den Großen Seen gegenüber liegende *mid Atlantic province* (Einzugsgebiete von Susquehanna R. im Norden bis James R. im Süden) ermitteln POLSKY et al. (2000) von 1948 bis 1997 eine mit GROVER & SOUSOUNIS (2002) frühestens ab 1980 in Einklang zu bringende Rhythmisierung der mittleren jährlichen (!) Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse in 4 Phasen. Eine übergreifende Niederschlagszunahme von 10% seit 1895 verteilt sich demnach auf einen zonal beherrschten Zeitraum bis ca. 1955, auf einen Zeitraum meridionaler Bestimmtheit mit Trogachse über dem Westatlantik (1960er Jahre) und auf die meridional bestimmten 1970er Jahre mit Trogachse über dem östlichen Kontinent. Danach folgte eine zirkulativ unklar einzuordnende Phase. Bemerkenswert ist, dass die mittlere Tendenz bei den beigeordneten *Extremen* intraregional differenziert nachgezeichnet wird, dass etwa der zonal-meridionale Übergang in den späten 1950er Jahre nur im Osten von NEUS ein Maximum an Starkniederschlagstagen bewirkte, dass die Westverlagerung der Trogachse in den frühen 70ern nur im Norden zu einer prägnanten Häufung von Starkereignissen führte (ebd.: 169). Bemerkenswert erscheint im Vergleich mit GROVER & SOUSOUNIS (2002), dass intraregional zwar in beiden Arbeiten weitgehend divergierende Zirkulationsphasen definiert werden, diese sich aber aufgrund der möglicherweise bedeutsamen regionalen Lageunterschiede nicht widersprechen müssen. Exemplarisch seien die 50er Jahre herausgegriffen, die im Bereich



der longitudinalen Trogachse trocken (Große Seen), im eher zonalen Vorfeld (Atlantik) durchaus feucht ausgebildet sein konnten.

Eine entscheidenden Einfluss auf die dekadische Variabilität auch des Niedrigwasserverhaltens in Neu-England messen BRADBURY et al. (2003) den genaueren Trogachsenpositionen bei. Daraus abgeleitet ist demnach im Winter der NAO-Index positiv mit den mittleren Abflüssen korreliert, jedoch nicht mit den Niederschlagssummen. Stark ausgeprägt gerade im mittleren Einzugsbereich des Connecticut R. könnten so aufgrund der NAO-Phasenhaftigkeit Sequenzen positiver NAO-Anomalien als Prädiktoren für anstehende winterliche Niedrigwässer dienen. Für Niedrigwässer im Sommer bestehe ein gleichartiger, wenn auch als schwächer erachteter Zusammenhang mit negativen PNA-Phasen.

### Zukunftsprojektionen

Fallen Analysen über künftige Klimaentwicklungen global und hemisphärisch qualitativ überwiegend gleichartig aus, nämlich dahin gehend, dass mit allgemeiner Erwärmung und dadurch angeregtem atmosphärischem Wasser(dampf)transfer in mittleren Breiten mehr und intensiverte Niederschläge zu erwarten seien (FREI et al. 2000: 285f.), so lassen kontinental, regional oder auf Flusseinzugsgebiete ausgerichtete Abschätzungen nicht selten Unsicherheiten oder Widersprüche zwischen einzelnen Analysen erkennen. Die Uneinigkeit beruht in aller Regel auf der Verwendung unterschiedlicher statistischer Abschätzungsmethoden, parametrischer Indikatoren und modellbasierter Klimarealisierungen.

Neben den in Kap. 1.3. skizzierten skalenbedingten Unsicherheitsfaktoren sind als regionsspezifische Einzelprobleme folgende zu nennen: Das Abflussvolumen selbst sowie die 3 natürlichen Haupteinflussgrößen darauf – Niederschlag, Evapotranspiration und Boden-/Grundwasserhaushalt – weisen nach verschiedenen Untersuchungen in den beiden Analysegebieten NEUS und ZEU recht weit gestreute Reaktionen auf, unter anderem stellen klimatische Impulse die Veränderung der pflanzlichen Wassernutzungseffizienz und die Integration der Wasserhaushaltsgrößen über Flussgebiete Unsicherheiten dar (z.B. BENISTON & TOL 1998: 171; MILLY et al. 2005). Als relativ unsicher simulierbar werden die im hydrologischen Haushalt eines Jahreszeitenklimas entscheidenden saisonalen Verteilungen relevanter Faktoren deklariert, andererseits als im Vergleich zu annuellen Ergebnissen in der Regel als aussagekräftiger und problemrelevanter erachtet (z.B. HENNESSY et al. 1997, DOUVILLE et al. 2002: 45-46). SHRINER & STREET (1998: 255) greifen die Skalenproblematik und auf und betrachten es als insgesamt fragwürdig, aus regionalen Klimaprojektionen Rückschlüsse auf die resultierende Variabilität kleinräumig wirksam werdender Bilanzen zu ziehen (auch BENISTON & TOL 1998: 171).

Damit in Einklang steht, dass Einschätzungen bereits kontinentaler klimatologischer Modifikationen auch im aktuellen Weltklimabericht in ihrer Verlässlichkeit im Vergleich zu globalen Projektionen als unsicherer modellierbar dargestellt werden (CHRISTENSEN et al. 2007: 849ff., MEEHL et al. 2007: 764ff.). Umso mehr mag dies, aufgrund gesteigerter Skalen- und Parametrisierungsproblematiken, im folgenden und analog in Kap. 9. auf regionale Befunde zutreffen.

Im methodischen Kontext führen ZIEGLER et al. (2005), unter anderem am Beispiel des gesamten Ohioeinzugsbereichs, vor Augen, dass statistisch abgesicherte hydrologischer Trends auf jährlicher Datenbasis in der Regel Reihenlängen von 50 bis mehreren 10<sup>2</sup>a voraussetzen. Im besonderen gelte dies hinsichtlich der hohen zwischenjährlichen Variabilitäten für Niederschlag und Abfluss, weniger für die Evapotranspiration. Sie schlagen daher explizit methodisch begründet Zukunftsprojektion auf Basis trendstarker Jahreszeiten oder partieller Extremreihen vor.

Nach CHRISTENSEN et al. (2007: 889) sind in NEUS wahrscheinlich zunehmende jährliche Gesamtniederschläge zu erwarten. Infolge starker Zunahmen im Winter von 5% bis 10% (starke Modellkonsistenz, Ensemble aus 21 AOGCMs) und nur leichten Veränderungen im Sommer von -5% bis +5% (geringe Modellkonsistenz) (ebd.: 887, 890) ist eine für Tiefländer der Mittelbreiten ungewöhnliche Verschiebung des saisonalen Niederschlagschwerpunkts in den Winter hinein (TREWARTHA 1966: 294, rezent für den unteren Mississippi) möglich. Treibhausgasreichere Szenarien, wie SRESA2, tendierten allerdings zu weiter nördlich gelegenen Nulllinien der säkularen Niederschlagsdifferenz, sodass sich eher die Dominanz des Sommers relativ ausbauen würde (CHRISTENSEN et al. 2007: 891). CRANE & HEWITSON (1998) veranschlagen in einer früheren Arbeit dagegen am Susquehanna R. Zunahmen in Niederschlagssumme und -intensität eher für den Sommer. Die Herkunft der Niederschläge im Winterhalbjahr stamme zu einem großen Anteil aus im Mittel vertieften, wenn auch in Anzahl rückläufigen außertropischen Zyklonen. Die Beiträge tropischer Zyklonen, besonders im Sommerhalbjahr, sind infolge wenig konsistent simulierter Zugbahnen fraglich (CHRISTENSEN et al. 2007: 887). Zumindest müssten nach MEEHL et al. (2007: 786-788), wie in Kap. 7. erwähnt, weltweit allein im nordatlantischen Sektor im Verlauf des 21. Jahrhunderts gehäuft tiefe tropische Systeme in Rechnung gestellt werden.

Ebenfalls mittelbar dem Bereich der randtropischen Dynamik entstammt ein Phänomen, welches NEUS am südwestlichen Rande betrifft. Es sind gewittrige Niederschlagsereignisse von Frühling bis Sommer, die durch einen im Golf von Mexico ansetzenden *low level jet* (Höhenströmung im oberen Bereich der planetarischen Grenzschicht, ca. 850hPa-Niveau) initiiert werden (HU & FENG 2000a). Modelliert werden überwiegend intensivierete *low level*

*jets* und erhöhte Feuchtigkeitskonvergenzen im Zentrum der USA (CHRISTENSEN et al. 2007: 888). Zyklondynamisch sehen KEIM et al. (2004) eine recht konsistent in die Zukunft projizierte Abnahme tropischer und außertropischer Zyklonen bei im Mittel zunehmender Intensität in den letzten 2 bis 3 Jahrzehnten des 21. Jahrhunderts bereits als realisiert, ebenso eine Nordverlagerung mittelhemisphärischer Sturmtrajektorien.

SCHOOFF & PRYOR (2006) untersuchen, inwieweit mit Hilfe von Telekonnektion-Indizes auf Basis von synoptischen Mustern Zukunftsabschätzungen zum Niederschlag möglich sind. Als mangelhaft stelle sich heraus, dass auf Basis eines 12jährigen Vergleichszeitfensters (1990-2001) zwar hohe räumliche Ähnlichkeiten zwischen CGCM2, HADCM3 und der NCEP/NCAR-Reanalyse zustande kommen, dass jedoch die historischen (seit 1950) und simulierten (bis 2100) Häufigkeitsentwicklungen synoptischer Muster geringer, das heißt vor allem weniger signifikant, ausfallen als die vielfach signifikanten Häufigkeitsungleichheiten der synoptischen Muster von GCMs vs. NCEP im Vergleichszeitraum. Als unsicher zu erachten seien folglich die in den Raum gestellten Trends (NAO mit Abnahme bis 2030 bei HADCM3, CGCM: NAO ohne Signal im 21. Jahrhundert; PNA maximal bei HADCM3 für Winter um 2075, PNA erhöht bei CGCM2 für Winter nach ca. 2070 und für Frühling nach ca. 2060).

Seit der Arbeit mit früheren Modellversionen haben sich einige hydrologische Einschätzungen kaum verändert: Als Folge hydrothermischer Variabilität auf erhöhtem Temperaturniveau wird im Winter mit einer Episodisierung der nordöstlichen Schneedecke, geringeren Schneeakkumulationen und mit niedrigeren und verfrühten Schneeschmelzhochwässern gerechnet. Auch die Häufigkeit von Eisrückstau-Hochwässern in rezent davon betroffenen Gebieten – in NEUS lediglich Teilen von Neu-England und des *upstate New York* – wird allgemein als schwindend angenommen (nach SHRINER & STREET 1998: 257, 284). Dagegen hält YARNAL (2000) zumindest in der ersten Hälfte des 21. Jahrhunderts vermehrte Regen-Schneeschnmelz-Ereignisse mit Hochwasserauswirkung (wie am Susquehanna R. 1996-97) für wahrscheinlich.

Ähnlich ergeben die Outputs zweier bereits atmosphärisch-ozeanisch gekoppelter, Aerosole einbeziehender und CO<sub>2</sub>-transienter Vorgängermodelle in dieser Arbeit verwendeter GCMs (CGCM1, HADCM2) leicht veränderte Abfluss-Saisonalitäten (NEFF et al. 2000). In beiden Modellen hat sich in den 2090er Jahren ein um 1 bis 2 Monate verfrühtes Spätwintermaximum etabliert, welches das rezente Schneeschmelzmaximum in März und April ablöst. Dabei simuliert HADCM2 jährlich summiert +24%, CGCM1 –4% Abfluss bezogen auf die Referenzperiode 1900-1987. Verursacht werde der HAD-Überschuss durch größere Niederschlags- und geringere Temperaturerhöhungen als in CGCM1.

Einzugbietsspezifisch halten CRANE & HEWITSON (1998) eine Steigerung des Niederschlags eintrags in ein Flussgebiet methodisch grundsätzlich für verlässlich reproduzierbar. Sie gelangen über neuronales Downscaling im Abgleich mit Beobachtungsdaten zu einer deutlich verbesserten GCM-Darstellung der täglich aufgelösten Niederschlags-eigenschaften des Susquehanna-Beckens (Proxy-Parameter: Bodenluftdruck und spezifische Feuchte). Bei verdoppeltem atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Gehalt verzeichneten Frühjahr und Sommer 32% Niederschlagszunahme gegenüber einfachem CO<sub>2</sub>-Gehalt, Herbst und Winter bleiben unverändert. Die rohen GCM-Outputs hätten ganzjährig schwache Änderungen hervorgebracht. Womöglich aufgrund der Verwendung unbearbeiteten GCM-Outputs simulieren SHRINER & STREET (1998: 280) im benachbarten Flussgebiet des Delaware R. bis Ende des 21. Jahrhunderts Abflussabnahmen in einer Bandbreite zwischen 5% bis 38%. Die Obergrenze szenarischen Treibhausantriebs stecken MILLY et al. (2002) durch ein sich transient entwickeltes 4×CO<sub>2</sub>-Klima ab. Von den 16 einbezogenen Stromgebieten der außertropischen Nordhemisphäre (Flächen größer als  $2 \times 10^5$  km<sup>2</sup>) reagiert das des Ohio R. als einziges mit deutlich rückgängigem Mittelabfluss (-14%), liegt bei den Trends für maximale mittlere Monatsabflüsse pro Jahr mit einer Häufigkeitsverdoppelung rezent 100jähriger Hochwässer im globalen Vergleich ebenfalls am hinteren Ende. In Konsens mit den hemisphärischen Niederschlagsabschätzungen seien markant ansteigende Mittel- und Extremtrends dagegen in den hohen Breiten zu erwarten, tendenziell etwa bereits am canadischen St. Lorenz-Strom mit einer Verzehnfachung von rezent 100jährigen-Ereignissen.

Die Verfügbarkeit der Ressource Wasser unter verschiedenen Klimaszenarien ist Thema einer Arbeit von THOMSON et al. (2005). Bei großen Modellinkonsistenzen würden sich selbst für den extremsten projizierten Fall einer CO<sub>2</sub>-Verzweifachung und einer Temperaturerhöhung von 2,5°C nur schwache Einschnitte in das hydrologische Gefüge ergeben. In den an NEUS beteiligten 4 *Major Water Resource Regions* (Ohio, Große Seen, Mittelatlantik, Neu-England) wären Erhöhungen der Evapotranspiration um weniger als 5% die Folge, Abschätzungen zu Abflusspende und Abflusshöhe bewegen sich mit -20% bis +15% im stagnierenden Bereich.

## 9. Zentraleuropa

### Holozän

Zentraleuropa betreffend kann für das Holozän auf die seit Ende des 19. Jahrhunderts geläufige, pollenanalytische Periodisierung nach BLYTT (in MURAWSKI 1992: 228f.) zurückgegriffen werden. Auf Eigenschaften diesbezüglich oder anderweitig zugeordneter zirkulationsdynamischer Phasen soll besonders eingegangen werden.

SCHULZ & PAUL (2002) resümieren mögliche physische Ursachen der klimatischen Holozän-Periodisierung und messen einem 900jährigen, ozeanisch abgeleiteten Zyklus im Nordatlantik größeres Gewicht zu als einem knapp 1500jährigen orbitalen. Allerdings schränken sie diese Gewichtung auf ca. 3ka bis 8,6ka BP ein. Für diesen Zeitraum sehen sie auch eine hohe Korrelation zwischen mitteleuropäischen Kaltphasen und negativer Salinitätsanomalie im Nordatlantik, zwischen Warmphasen und postglazialen DAANSGARD-OESCHGER-Ereignissen (1500a-Zyklus !) als gegeben. Anhand der mittelholozän einsetzenden Temperaturschaukel zwischen Grönland und Nordeuropa bei jeweils gleichen NAO-Phasen setzen sie eine zirkulative Umstellung zum Postglazial erst um 6,6ka BP an. Dessen ungeachtet habe die telekonnektive Korrelation von humiden Phasen Zentraleuropas mit Kälteanomalien für Grönland, so um 6,1 und 3,5ka BP, diese Umstellung überdauert.

Thermisch weisen DAVIS et al. (2003) Mitteleuropa Sondereigenschaften zu, indem sie einerseits das klimatische Optimum um 6ka BP pollenanalytisch als weniger prägnant realisiert wahrnehmen als im Norden des Kontinents, indem sie zum anderen seit rund 8ka eine langfristige Variabilitätsarmut im Vergleich zu Südeuropa erkennen. Dabei konnten sich vorwiegend astronomisch begründet seit 12ka BP die Winter in ganz Europa thermisch viel stärker als die Sommer erholen. Die Autoren sehen des weiteren die Mittelalterliche Warmphase auf ZEU beschränkt, im Westen ZEUs eher verwirklicht durch winterliche, im Osten ZEUs durch sommerliche Anomalien.

Zeitlich höher aufgelöst und in die historische Epoche überleitend (ab 3,5ka BP) ziehen HOLZHAUSER et al. (2005) aus als synchron erscheinenden Befunden zu Gletschervorstößen, Seespielschwankungen und biosphärischen <sup>10</sup>Be-Isotopen-Konzentrationen den Schluss, dass im südwestlichen Mitteleuropa (West-Alpen und französisch-schweizerischer Jura) der fluktuierenden Sonnenaktivität ein zumindest erheblicher Anteil an der Einleitung von Umbrüchen zwischen multisäkularen hydrothermischen Phasen zufällt. Die auf Gletscher- und Wasserstandsverhalten Einfluss nehmenden Witterungsbedingungen sind saisonal-synoptischer Art: Die Kleine Eiszeit (ca. 1300-1840) sei demnach hydrothermisch vornehmlich durch im

Vergleich zum 20. Jahrhundert feuchtere Sommer und kältere Winter geprägt gewesen. Im Detail möglicherweise differenzierte synoptische Verhältnisse der 3 Gletschervorstoßphasen werden nicht erörtert, die Bedeutsamkeit von stark anomalen NAO-Phasen wird als Charakteristikum von *Late Maunder Minimum* (ca. 1645-1715, NAO-) und Ausgang der Kleinen Eiszeit (nach 1850, NAO+) zur Diskussion gestellt.

Einige regionale Kennzeichen der Mittelalterlichen Warmphase und der Kleinen Eiszeit im westlichen und zentralen Europa arbeiten SOON & BALIUNAS (2003) mittels Expertenbefragung, gestützt allein auf Proxy-Daten, heraus. Als Übereinstimmung mit DAVIS et al. (2003) und HOLZHAUSER et al. (2005) (s. Kap. o.) darf der erneut konstatierte überwiegende Beitrag des Winters zur positiven Wärmeanomalie vor 1250 aufgefasst werden. In der Zwischenphase zur Kleinen Eiszeit (ca. 1200-1400) dominierten in Nordwesteuropa feuchte Winter. Zu Beginn der Kleinen Eiszeit, ab der Mitte des 13. Jahrhunderts bis ca. 1550, ist bis nach Mitteleuropa hinein von einer Phase erhöhter fluvialer Aktivität die Rede, ebenso von 1750-1900. Beiden Phasenzuschreibungen wird von STURM et al. (2001) insofern und teilweise widersprochen, als – ausschließlich historisch belegt – von 1500-2000 eine akzentuierte mehrdekadische Periodisierung der Hochwasserhäufigkeiten in ZEU nahe gelegt wird. Dabei werden kleineiszeitliche Maxima im östlichen ZEU bereits im 16. Jahrhundert erreicht (ca. 1560 an Main und Saale, ca. 1580 an Mittelelbe), weiter im Westen erst zu Beginn (Weser um 1650) bzw. zum Ende (Mittelrhein ca. 1690) des *Late Maunder Minimum*. Ganz ähnlich dokumentieren MUDELSEE et al. (2003) Elbehochwässer Ende des 16. Jahrhunderts und im Sommer vor 1700 als gehäuft, wohingegen an der Oder deutliche Maxima (seit 1200) um 1900 (Winter) bzw. ab 1900 (Sommer) angesetzt werden. Während von STURM et al. (2001) für den Winter Zentraltiefs im Bereich der Britischen Inseln und die verwandte nach Süden verlagerte Westlage in Kleiner Eiszeit und seit 1850 als vorrangig hochwasserträchtig ermittelt werden, erscheint als Besonderheit der Kaltphase die meridional angelegte, mit negativem NAOI verbundene Ausweitung eines Tiefdrucktrogs in den Mittelmeerraum. JACOBET et al. (2003) ziehen auf gleicher Datengrundlage weitere zirkulationsdynamische Schlüsse. Sie sehen den winterlichen Hochwasserreichtum des 16. Jahrhunderts stark durch ein über ZEU noch zonal ausgeformtes Strömungsmuster mit Hochdruck über Osteuropa getragen, das Maximum des mittleren 17. Jahrhunderts dagegen durch eine Westverschiebung der gleichen Konstellation mit azonaler Komponente über ZEU und markantem Tiefdruck über dem zentralen Mittelmeer. Jene azonale Anordnung wäre somit charakteristisch für einen ereignisreichen Beginn des danach trockeneren *Late Maunder Minimum*. In Abgleich mit STURM et al. (2001) darf im weiteren gefolgert werden, dass es mit Mittelrhein und Weser viel

ehrer Flussgebiete des mitteleuropäischen Westens waren, die um 1650 dem Einfluss des meridional ausgeformten Russlandhochs unterlegen sind, und dass außergewöhnliche Schnee- und Flusseisakkumulation als Voraussetzung von Hochwässern in Betracht zu ziehen sind.

Recht unterschiedlich fallen intraregional Korrelationen zwischen Zeitreihen verschiedener Datenbasis und/oder räumlicher Repräsentanz aus. So ist kaum Kovariabilität zwischen den aufgeführten historisch-synoptisch ermittelten Hochwasserperioden im heutigen Deutschland und allgemeinen ombrothermischen saisonalen Qualitäten in der Schweiz zu erkennen. Die Hochwasserchronologie der oberen Elbe lässt sich dagegen in Einklang mit dem Saale-Maximum im 16. Jahrhundert und dem der Mittelelbe von 1850-1900 bringen (BRÁZDIL et al. 2005: 397, 401). In räumlicher Betrachtung zeigt der Vergleich einer historisch begründeten Rekonstruktion mit einer Modellsimulation der Temperaturanomalien des *Late Maunder Minimum* (ebd.: 407-409), dass in wesentlichen Zügen Kongruenz besteht, dass dynamisch zu interpretierende Details allerdings strittig sind, so die thermische Anomalie Islands. Auch ist das rekonstruierte Strömungsmuster des niederschlagsreichsten Winters im Alpenraum seit 1500, des Winters 1829/30 (CASTY et al. 2005), den in JACOBET et al. (2003) hauptkomponentenanalytisch erzeugten Hochwassermustern insofern ähnlich, als es zonale (Westlage) und azonale Komponente (Ausbuchtung des Tiefdruckeinflusses in den zentralen Mittelmeerraum) verbindet (CASTY et al. 2005: 1864).

Ebenfalls CASTY et al. (2005) machen jedoch darauf aufmerksam, dass – die in jenem Extremwinter 1829/30 positive – Korrelation zwischen Niederschlagssumme und NAOI sich in den vergangenen Jahrhunderten instationär und dabei überwiegend negativ verhält, nur vor 1700 und um 1750 Unabhängigkeit vorliege. Selbst für das nördlichere Zentraleuropa werden im 20. Jahrhundert und speziell für den Winter negative Zusammenhänge angenommen (ebd.: 1865, nach BENISTON & JUNGO 2002), ein Befund, der in gewissem Widerspruch zu der auch rezent gültigen absoluten Hochwasserrelevanz zonaler Lagen (JACOBET et al. 2003) steht.

Im Zusammenhang mit der AMO (engl.: *Atlantic Multidecadal Oscillation*) sehen SUTTON & HODSON (2005) schließlich mitteleuropäische Sommertemperaturen und -niederschläge. Seit 1870 weisen sie anhand von Beobachtungs- und Modelldaten nach, dass positive Korrelation zwischen vor allem *außertropischen* nordatlantischen SSTs und Sommerniederschlägen in ZEU (+5 bis +15%) bestehe. Dynamisch in Verantwortung gezogen wird eine negative Luftdruckanomalie über den Britischen Inseln. Prognostisch halten sie nach dem Beginn einer positiven AMO-Phase um 1990 in den kommenden Jahrzehnten überdurchschnittliche Sommerniederschläge in ZEU für nicht unwahrscheinlich.

## 20. Jahrhundert

Ein grundlegendes Merkmal der jüngeren Niederschlagsentwicklung sowohl bei Mitteln wie bei Extremen scheint in ZEU die saisonale Spreizung zwischen Sommer und Winter zu sein. Laut MOBERG & JONES (2005) tragen dazu von 1901-1999 signifikante Niederschlagszunahmen des Winters nach verschiedenen Indizes den Hauptanteil bei, während im Sommer nur unbedeutende Veränderungen sichtbar werden. Besonders beeindruckend erscheint die Zunahme der saisonal höchsten 5tägigen Niederschlagssummen im Winter um über 15%, von 1921-1999 um über 30%. Die Trends der maximalen jährlichen Anzahlen lokal aufeinander folgender Trockentage bleiben in Sommer wie Winter ohne Signifikanz. Interessanterweise werden *innerhalb* der beiden Jahrhunderthälften im Winter keine signifikanten Entwicklungen festgestellt. FREI et al. (2000: 292f.) bestätigen die Divergenz in der Entwicklung saisonaler Extremniederschläge für Stationen im Schweizer Rheinbereich, SCHMIDIL & FREI (2005) für den gesamten schweizerisch-cisalpinen Bereich bei für Herbst und Winter ähnlich stark ausgeprägten ansteigenden Trends, bezüglich von Intensitäten, Häufigkeiten von Starkniederschlägen und Länge und Stärke von Niederschlagsphasen. HUNDECHA & BÁRDOSSY (2005) kommen auf Basis einer ungleich größeren Zahl von Beobachtungslokalitäten (611) ab 1958 und mit den gleichen Indizes wie MOBERG & JONES (2005) für das deutsche Rheingebiet und angrenzende Bereiche auch in Frühjahr und Herbst auf je nach Maßzahl 10% bis 20% an Stationen mit signifikantem Niederschlagsplus, im Winter auf 15% bis 30%. Immerhin gut 10% der Messstellen präsentieren im Sommer eine signifikante Verlängerung maximaler jährlicher Trockenperioden. Räumlich konzentrieren sich signifikante Niederschlagszunahmen im Winter auf Oberrhein-, Neckar-, Mosel- und Obermaingebiete, im Herbst auf den Westen Deutschlands mit Ruhr-Lippe-Gegend. Im Frühling sind Zunahmen zerstreut im Süd-Schwarzwald, am Main und im Rheinischen Schiefergebirge erkennbar, im Sommer vereinzelt in Schwarzwald und auf Schwabisch-Fränkischer Alb. Näherer zirkulativer oder mikroklimatischer Deutung bedürfte der Umstand, dass allein in den topographisch geschützten Landschaften des Mittelrheintals, des Rhein-Main-Gebiets, der Mittelhessischen Senke und des Mittleren Neckars saisonal kumuliert negative Trends dominieren.

Im Kontext der Zirkulation ist auf synoptische und oszillatorische Phänomene einzugehen, welche die hydrologische Dynamik beeinflussen. Wie oben im Kapitel bezüglich holozäner Entwicklungen angesprochen, spielt die NAO aufgrund ihrer parameterspezifischen raumzeitlichen Wirksamkeiten eine für Mitteleuropa weniger deterministische Rolle als für südliche und nördliche Teile des Kontinents. Die telekonnektive Verlinkung der NAO mit anderen Oszillationsindizes führt in der Regel zu raumzeitlich noch labileren Phasen-



Zuordnungen. Aber auch Beziehungen zwischen synoptischen Mustern, Strömungsindizes oder anderen dynamischen Referenzen und hydroklimatologischen Merkmalsausprägungen sind oft wenig konstant.

Im Winter (Dezember bis März), der von der NAO am stärksten geprägten Jahreszeit, macht sich die Mittellage Zentraleuropas in einer annähernden Unabhängigkeit der Niederschlagssummen vom NAO-Indexwert bemerkbar (HURRELL & VAN LOON 1997). Stellvertretend ergibt sich für Frankfurt am Main eine geringe ( $r = -0,19$ ), allerdings signifikante Korrelation ( $S_i=95\%$ ), in Norddeutschland (durch keine Station vertreten) sind interpolativ bereits leicht positive Korrelationen ( $r \approx 0,1$ ) anzunehmen, im Alpenraum markant negative (Mailand mit  $r = -0,35$  bei  $S_i=99\%$ ) (ebd.: 319-322, Fig. 12 und Fig. 14). Im Gegensatz zu den thermischen Anomalien sind demnach hydroklimatisch keine grundsätzlichen, säkularen Einschätzungen aus dem NAOI ableitbar, ein Umstand freilich, der in der Korrelationsberechnung über mehrere ambivalente dekadische Perioden (s. Kap. o.) begründet liegen kann (seit 1870). Diskutiert wird, in welchem Umfang und in welcher Relation atmosphärische und ozeanische Parametereigenschaften und Strömungsmechanismen zu einer Selbstverstärkung des NAO-Grundzustandes (NAO+) beitragen. HURRELL & VAN LOON (1997), ausschließlich die Atmosphäre berücksichtigend, argumentieren für Verstärkungseffekte in der hohen Troposphäre (300hPa-Niveau), für Hemmungstendenzen in der niederen (850hPa-Niveau). RODWELL et al. (1999) sprechen sich, atmosphärisch-ozeanisch abwägend, für eine ebenso wichtige Steuerung durch SST-Anomalien aus. So ähneln mit reinem SST-Antrieb die modellierten Folgen beim Niederschlag (Winter 1947-1997) den beobachteten stark (vor allem: NAO+ mit Niederschlagszunahme in Nordwest-Europa und -abnahme am Mittelmeer). Als maritime Steuerungszentren werden der atlantische US-Küstensaum (positive NAO-SST-Beziehung) und die See südlich von Grönland (negative NAO-SST-Beziehung) herausgearbeitet. Signifikante panatlantische SST-NAO-Regressionen, im möglichen Zusammenhang mit ENSO vor allem zum Pazifik, werden nicht erkannt.

BRÖNNIMANN et al. (2006) hingegen halten seit 1500 für die Winter einen erstens bedingten, zweitens differenzierten ENSO-Einfluss auf das synchrone bis leicht zeitversetzte europäische Witterungsgeschehen für gegeben. Als Bedingung sehen sie, dass die PDO (engl.: *Pacific Decadal Oscillation*) in Phasengleichheit mit ENSO auftritt, was dazu führe, dass über die SST des Nordpazifik Signale auf die nordhemisphärisch-atmosphärische Zirkulation in Richtung Westen übertragen werden könnten. Eine interne Differenzierung von starken El Niño/La Niña-Ereignissen führe zu jeweils uneindeutigen Auswirkungen in Europa. Relevant für ZEU sei ein El Niño/La Niña-Modus – dargestellt als Cluster-Komposit (ebd.: 13) –, der moderat

erhöhte/moderat reduzierte Niederschläge bei mäßig erniedrigten/mäßig erhöhten Temperaturen bewirke. Jene beiden Modi sind in ihren Anomalien zonal symmetrisch, im Strömungsfeld zonal angeordnet und führen wie beim NAO erneut die Zwischenlage Mitteleuropas vor Augen, zumal Nord- und Südeuropa viel deutlicher von hydrologischen Anomalien betroffen sind. Die für die angeführten symmetrischen ENSO-Modi hervorgehenden Korrespondenzen zu NAO– (El Niño) und NAO+ (La Niña) werden von MORON & PLAUT (2003) auf den Hoch- und Spätwinter (Januar bis März) eingeschränkt, in November und Dezember werden dagegen inverse Beziehungen angenommen (El Niño und NAO+ in Phase).

Auf regionaler bis lokaler Ebene erkennen USTRNUL & CZIKIERDA (2001) für monatliche Niederschläge im Osten Mitteleuropas (Warschau und Krakau, 1881-1999) weder zum NAOI noch zu Indizes westlicher Strömung noch zu Großwetterlagenhäufigkeiten bedeutende Korrelationen. Signifikante und zeitlich stabile Beziehungen bestünden dagegen zur Zyklonalität (im Herbst) und zu nach Anströmungsrichtungen gruppierten Großwetterlagen (nach HESS & BREZOWSY). Westliche Advektion sei mit geringen Niederschlagsintensitäten verbunden, nördliche bis östliche mit hohen bis extremen. TWADOSZ & NIEDŹIEWIDŹ (2001) reproduzieren diesen Befund für Krakau (1877-1999), ergänzen als synoptisch niederschlagsintensive Lagen den zyklonal ausgeformten Trog und das Tiefdruckzentrum über Polen, unterstreichen die Gültigkeit des hohen Verknüpfungsgrads zwischen zyklonaler Advektion aus dem Nordostsektor bzw. zyklonaler Troglage und Starkniederschlägen im Jahresgang für Mai bis September. Zu beachten ist, dass im Winter (Dezember bis März) unter zyklonalen wie antizyklonalen Westlagen, trotz geringer mittlerer Tagessummen, die Hauptanteile des Niederschlags fallen, somit meines Erachtens zumindest die Prädisposition für Hochwasserereignisse im südöstlichen Mitteleuropa im NAO-Kontext erneut unterschiedlichen NAO-Vorzeichen zuzuordnen ist (s. Kap. o.).

Dass die als seit 1881 einmalig lang deklarierten Persistenzen der meisten Großwetterlagen(gruppen) zu allen Jahreszeiten in Verbindung stehen mit der Zunahme von Extremen in den vergangenen 20 bis 30 Jahren, wird von KISELÝ & DOMONKOS (2006) zur Diskussion gestellt. Sie sehen im Rahmen der globalen Erwärmung einen Zusammenhang mit der Abnahme von zyklonalen und der Zunahme von antizyklonalen Bedingungen über den nordhemisphärischen Mittelbreiten durch eine Nordverlagerung der Tiefdrucktrajektorien. Einzelevents werden als Belege des Einflusses verlängerter relevanter synoptischer Lagen auf extreme Witterungserscheinungen benannt (Oderhochwasser 1997, Elbehochwasser 2002 Hitzesommer 2003), Brückenschläge zu anderen Untersuchungen mögen hergestellt werden (z.B. zu CASPARY 1996 für Winterhochwässer und zyklonale Westlagen Anfang der 90er in

Südwest-Deutschland). Verwiesen sei auch auf die Sichtweise SHERIDANs (2003) (vgl. Kap. 8.), der umgekehrt und für die USA vermehrte *Übergänge* zwischen synoptischen Typen als der Ausformung von Anomalien förderlich annimmt.

Zur rezenten Trenddynamik von Flussgebieten gibt es unterschiedliche Einschätzungen. GRASSL (1999) führt für das Rheingebiet im 20. Jahrhundert als maßgebliche Veränderung eine auf das Winterhalbjahr konzentrierte Niederschlagszunahme von 10% an. Historisch gehe damit eine noch verstärkte Dominanz extremer Hochwässer auf den hydrologischen Winter (November bis April) einher. Auch die absolute Zahl extremer Hochwässer sei nach 1950 so hoch wie in keinem anderen Halbjahrhundert seit 800. Hochwasser durch Eisstau sind andererseits mit Ende der Kleinen Eiszeit (um 1850), spätestens aber seit 1950 (letztes Eisstauhochwasser an Elbe und Oder 1947) im Verschwinden begriffen (KUNDZEWICZ et al. 2005: 179). Eine winterliche Akzentuierung des hydrologischen Jahresganges, wie von einigen Autoren für das 21. Jahrhundert prognostiziert (GRABS 1997: 64-71 und 115-125, FREI et al. 2000, RÄISÄNEN et al. 2004), könnte dennoch schon im Gange sein. Relativ förderlich wäre auch das völlige Verschwinden der Alpengletscher und das sommerliche Ausbleiben zuvor aus glazialer Schmelze veranlasster Abflüsse.

Die rezente Analyse des Rheineinzugsgebietes ergänzen DISSE & ENGEL (2001) um die Hauptzuflüsse Neckar, Main und Mosel. Sie stellen auch beim Gebietsniederschlag oberhalb des Pegels Köln eine saisonale Umverteilung hin zum Winter fest. Allerdings machten sich mit Beginn des 20. Jahrhunderts und als Folge von Rückhaltemaßnahmen in den Alpen und Gewässerumleitungen im Schweizer Jura Kappungen der Hochwasserscheitel und Niveauerhöhungen der mittleren Jahresniedrigwasser am Hochrhein bemerkbar. Flussabwärts führen die Zuflüsse von Neckar, Main und Mosel zu einem mehr pluvialen Regime und einer Überprägung der Rückhaltemaßnahmen am Alpenrhein. Sowohl Jahresminima wie -maxima zeigten 1891-1995 steigende Tendenz. Anders an den Oberläufen von Mosel und Main, wo über den gleichen Zeitraum Abnahmen der Jahresextreme festzustellen seien. Mit DISSE & ENGEL (2001) stimmt CASPARY (2000) in der Analyse eines stark positiven Trends der Jahresmaxima am Moselpegel Cochem überein, Gleiches analysiert er für die obere Donau (Pegel Beuron). CASPARY (2000) sieht den Hauptanteil des Trendzuwachses nach einer Instationarität der Abflusspeaks auf das Ende der 70er Jahre konzentriert, er erkennt in einer winterlichen Zunahme und gestiegenen Dauerhaftigkeit westlich-zyklonaler Großwetterlagen seither die meteorologische Hauptursache. Demgegenüber stehe seit etwa 1980 eine deutliche Abnahme nicht hochwasserträchtiger Situationen östlicher Advektion, die offensichtlich zu unterscheiden sind von Ostlagen mit Hochwasserpotential (vgl. JACOBET et al. 2003 (s. Kap. o.) und

JACOBET et al. 2004).

Oben im Kapitel wurde bereits auf den Sachverhalt topographischer Differenzierung von Niederschlagsentwicklungen im deutschen Rheingebiet aufmerksam gemacht (nach MOBERG & JONES 2005). Dass bereits mesoskalig Trenddifferenzierungen auftauchen können, legen PFISTER et al. (2004) für ein Teileinzugsgebiet der Mosel von ca. 2500km<sup>2</sup> Ausdehnung in Luxemburg und angrenzenden Gebieten dar. Bei den Winterniederschlägen von 1950-1999 betrifft es vor allem die saisonale Anzahl an Tagen mit leichtem Niederschlag und den Anteil am Gesamtniederschlag daraus, wo sich signifikante Zunahmen in Ardennen und westlich angrenzenden Landstufen, dagegen signifikante Abnahmen in den Niederungen an Alzette und Mosel nur wenige 10er km entfernt gegenüber stehen. Ein Zusammenhang mit der in 80ern und 90ern erheblich gehäuften westlichen Advektion, auf die ein Hauptanteil der insgesamt auftretenden Niederschlagszuwächse zurückgeführt werden kann (s. Kap. o.), ist insofern herzustellen, als in exponierten Lagen Zunahmen der Niederschlagsereignisse/-summen um ein Mehrfaches höher ausgefallen sind als in östlichen Tallagen, wenn auch die Trendsignifikanzen sich kaum nach Exposition unterscheiden. Mit der mittleren Höhe der Flussgebiete wiederum ist eine verstärkt abnehmende Häufigkeit von Niedrigwässern verbunden, die sich aus differenzierter winterlicher Reproduktion des Basisabflusses herleiten könnten.

Im Elbe- und Odergebiet sind die mit Advektion aus dem nordöstlichen Sektor und anormalen Warmfront-Niederschlagshöhen verbundenen zyklonalen sogenannten Vb-Zugbahnen hochwasserrelevant (vgl. Kap. 2.2.1.3.). Sie besitzen maximale Niederschlagswirkung mit ereignisvariablen Schwerpunkten im Ostalpenraum, im Südosten Deutschlands, in Tschechien, der Slowakei oder Polen. Orographische Hebungseffekte (an Alpen, Erzgebirge, Sudeten, Bayerischem Wald, Beskiden) wirken sich verstärkend aus. MUDELSEE et al. (2004) sehen im 20. Jahrhundert einen signifikant geringen Zusammenhang zwischen meridionalen Zirkulationsanordnungen – als Voraussetzung für Vb-Ereignisse – und sommerlichen Hochwässern an Elbe und Oder. Weil rezent auch keine anderen atmosphärischen Muster für Sommerhochwässer sorgten, sehen sie die Trendschwäche von Sommerereignissen – den Exzess von 2002 reihenanalytisch inbegriffen – synoptisch mit variabler Wirksamkeit und unklaren Häufigkeitstrends von Vb-Lagen verknüpft. Im Winter machen die Autoren reduzierte Eisstaus für signifikant sinkende Hochwasseranzahlen an Elbe und Oder mit verantwortlich. Einen Landnutzungsaspekt bringen VAN DER PLOEG & SCHWEIGERT (2001) ins Spiel. Sie stellen aus dem Vergleich von ereignisgleichen Hochwasserscheiteln an Mittel- (Dresden) und Untereibe (Wittenberge) vor und nach der Flurzusammenfassung des Ackerlandes in der DDR in den 1950er Jahren die Hypothese auf, dass – ungeachtet lokaler Trends – an der Untereibe

das Risiko erhöhten raschen oberflächennahen Eintrags potentiell größer, da in der Fläche kumuliert sei. Eigene Berechnungen aufgrund der Differenzen jährlicher ereignisgleicher Abflussmaxima dreier Elbepegel seit 1950 stellen die Landnutzungshypothese in Frage, da – jeweils flussabwärts – einerseits signifikante Scheitelexzesszunahmen im Vergleich von Magdeburg mit Dresden, zum anderen jedoch signifikante Differenzabnahmen im Vergleich von Wittenberge mit Magdeburg kenntlich sind.

Niedrigwassertrends fallen bezüglich jährlich kumulierter Defizite wie bezüglich der Anzahl an Niedrigwassertagen an weniger als 10% der einbezogenen Messstellen in Europa signifikant aus (HISDAL et al. 2001). Positive und negative Signifikanzen ballen sich dabei räumlich jeweils. Mitteleuropa betreffend zeichnen sich von 1962-1990/95 in Süd-Deutschland und Oberösterreich eine Vielzahl von Reihen durch negative Trends – das heißt weniger intensive oder weniger lange Trockenperioden – aus. In Nordwest-Deutschland, und regional zugehörig in Südost-England, sind Verschärfungen der Trockenheitsdefizite, jedoch ohne Erhöhung der Anzahl an Niedrigwasserereignissen konzentriert, im östlichen Tschechien, der Slowakei und Nord-Ungarn sind beide Merkmale gewachsen. Den Einfluss der Zeitreihenlänge bzw. des Merkmalniveaus am Zeitreihenbeginn macht der Umstand deutlich, dass von 1935-1990 in Südwest-Deutschland und im Alpenvorland, ganz entgegen den 1962-90er-Reihen, 4 Stationen mit Zunahmen jährlichen Trockendefizits ausgestattet sind. Zirkulationsfaktoren greifen HISDAL et al. nur als Zitate auf. Für die süddeutsch-nordwestdeutsche Trendpolarisierung seit 1962 kann die gegensinnige Korrelation des Niederschlags zum NAOI in Betracht gezogen werden (s. Kap. o.).

### Zukunftsprojektionen

Einen Überblick über modellgestützte Zukunftsprojektionen gewährt der 3. IPCC Report in seinem regionalen Teil (HOUGHTON et al. 2001, Chapter 10). Mitteleuropa liegt nach der IPCC-Gliederung am südlichen Rand der Region Nordeuropa. Verglichen werden die Zeiträume 1961-90 und 2071-2100. Konsistentes Signal herrscht unter den 8 verwendeten GCMs für ganz Nordeuropa hinsichtlich eines starken winterlichen Niederschlagzuwachses von mehr als 20%, im meteorologischen Sommer werden inkonsistente oder geringfügige Änderungen projiziert. Wesentliche Unterschiede zwischen reinem Treibhausgasantrieb und Einbeziehung von Sulfataerosolen und zwischen SRESA2 und B2 stellen sich nicht ein. Berücksichtigt man die Randlage des südlichen ZEU, besonders des Alpenraums, zur mediterranen IPCC-Region, ist hier eine saisonal inverse Reaktion möglich. In einem Streifen zwischen 45°N und 50°N konzentrieren sich zudem modellspezifisch ambivalente Signale beim Jahresniederschlag (ebd. 597-601). Im 4. Weltklimabericht (CHRISTENSEN et al. 2007: 874-876) werden auf Grundlage

jüngerer AOGCM-Varianten und unter Einsatz des emissiv moderaten SRESA1B-Szenarios diese Tendenzen im wesentlichen erneut wiedergegeben. Die 21 Modelle umfassende Studie reduziert das gemittelte Niederschlagsplus im Vergleich zum 3. IPCC für den Winter auf +5% (Alpen) bis +15% (Küstenbereich), veranschlagt die Änderungen im Sommer mit um die 0% (äußerster Nordosten Deutschlands) bis an die -20% (West-Schweiz). Für die Mitte Deutschlands wird eine Größenordnung von -5% bis -10% angegeben. Hochgradige Modellkonsistenz der Tendenzen ( $\geq 17$  der 21 AOGCMs) ist im Winter für ganz ZEU, im Sommer für Südwestdeutschland und Westalpen, jährlich nur für Nord- und Ostseebereich gegeben.

RÄISÄNEN et al. (2004) legen die gleichen Vergleichszeiträume zugrunde. Sie verwenden ein regionales Klimamodell, eingestuft in die AOGCMs HADCM3 bzw. ECHAM4 und SRES-Szenarien A2 und B2. Erneut liegt Zentraleuropa winterlich im Bereich einer Humidifizierung (+10% bis +50%), sommerlich im Bereich einer Aridisierung (-10% bis -60%). Im Übergangsbereich zwischen den Räumen eindeutiger jahreszeitlicher Vorzeichen der Niederschlagsänderung ergibt sich jährlich integriert in allen Modellläufen eine Teilung der Kontinentmitte mit Süd- und West-Deutschland und der Schweiz im zunehmend trockenen Teilbereich (ebd.: 14). Kleinräumig stark schwankend wird beim Jahresmaximum des Tagesniederschlags eine Zunahme um wenige bis 50% veranschlagt, am wahrscheinlichsten im Nordseeumfeld (ebd.: 26). Es darf angenommen werden, dass jene Steigerungen eher konvektiv veranlasst sind.

Mittels einer umfangreichen Ensemblestudie aus den 19 CMIP2 (engl.: *Second Coupled Model Intercomparison Project*)-Modellen schätzen PALMER & RÄISÄNEN (2002) die Wahrscheinlichkeitsdifferenz extremer winterlicher Niederschlagssummen zwischen gegenwärtiger und verdoppelter CO<sub>2</sub>-Konzentration, projiziert auf die Zeit um 2070, ab. Die Häufigkeiten saisonaler Summen größer als dem saisonalen Mittel plus 2 Standardabweichungen erweisen sich hierbei in einem breitenkreisparallelen Streifen von Irland über Nordwestdeutschland bis ins westliche Russland anthropogen als ca. 5fach im Vergleich zu den quasinatürlichen Gegebenheiten gesteigert, im übrigen Mitteleuropa 3- bis 4fach.

Von CHRISTENSEN & CHRISTENSEN (2003) simulierte signifikante Anteilsänderungen extremer 5-Tages-Niederschläge ( $> 99\%$ -Perzentil) am Sommerniederschlag (Juli-September) nehmen in ZEU nach Flächenanteil etwa je zur Hälfte positives und negatives Vorzeichen (vielfach  $> \pm 10\%$ ) an, ohne dass auch bei hoher horizontaler Auflösung von 50 km klarere Zuordnungen nach Topographie, Exposition oder Gradnetzlage ersichtlich werden. Daraus bei insgesamt reduzierten Niederschlägen subregional erhöhte Überflutungsgefahr abzuleiten, wie es die Autoren tun, ist fragwürdig, räumliche und zeitliche Ausdehnung gegebenenfalls verknüpfter Hochwässer bleiben meines Erachtens ungewiss.

Unter den Flussgebieten sind es in ZEU Rhein und Elbe, die angesichts ihrer Ausdehnung und wirtschaftlichen Bedeutung bevorzugt behandelt werden. DISSE & ENGEL (2001) rechnen in erster Linie mit Verschärfung winterlicher Peaks, weniger drastisch mit einer Häufung sommerlicher Niedrigstände längs des gesamten Rheins. An Hoch- und Oberrhein könnte dies zu einer historisch kaum dokumentierten Überlagerung von Schneeschmelz- und Starkniederschlagsereignissen bereits im Spätwinter und zeitigen Frühjahr führen (ebd.: 20). Ähnlich rechnen BENISTON & TOL (1998: 170f.) mitteleuropäisch für Einzugsgebiete mit großem alpinen Anteil mit einer Verfrühung der Frühsommerschneeschmelze zum Frühling und entsprechender mittlerer Abflussreduktion im Sommer, zumal, wenn sich die beobachteten Gletscherrückgänge fortsetzen .

GRABS (1997) gelangt zu vergleichbaren Ergebnissen. Er treibt in 3 Läufen das regionale hydrologische RHINEFLOW-Modell mit verschiedenen GCMs an, darunter einer früheren Version des CGCM. Mittlere monatliche Abflüsse an Hoch- und Niederrhein lägen in der 2. Hälfte des 21. Jahrhunderts von Mai bis Oktober unter heutigem Niveau, an der Mosel (Cochem) nur von August bis Oktober. Aussagen zur Veränderung der Hochwasserspitzen lässt das Modell nicht zu (ebd.: 122). Trotz sommerlicher Abflussreduzierung müsse die Schifffahrt am Niederrhein (Lobith) mit nur geringer bis fehlender Häufung kritischer Niedrigstände rechnen (ebd.: 135).

SCHWANDT (2003) treibt das hydrologische Modell (HBV-D) transient mit den AOGCMs ECHAM4/OPYC3 bzw. HADCM3 für Teileinzugsgebiete des Rheins an. Seine Arbeit sei ausführlicher vorgestellt, weil sie vermutlich aufgrund der spezifischen hydrologischen Parametrisierungen und/oder der Downscalingmethode im Detail Ergebnisse vorlegt, die allgemeinen Abschätzungen zum Teil widersprechen. Verglichen werden die Zeiträume 1961-1999 und 2061-2099. Trotz sommerlich akzentuierter Erwärmung und trotz gleichzeitigem Niederschlagsdefizit reproduziert ECHAM4 an Mosel (Cochem) auch für Juli und August um ca. 30% erhöhte Abflüsse, in den anderen Monaten Abfluss-Steigerungen von 50% bis maximal 105% im November. HADCM3 generiert Abflusszunahmen in ähnlicher Dimension von +37% (Dezember) bis +116% (November). Minimale Anwächse fallen dem Frühling zu (April und Mai, +7% und +25%) (ebd.: 64-66). Für den Obermain (Kemmern) dokumentiert der Autor ähnliche Tendenzen nur bei ECHAM4, für HADCM3-Antrieb bewegen sich die mittleren Abflüsse angelehnt an die geringeren Niederschlagsanwächse von September bis Dezember und in März und April Ende des 21. Jahrhunderts um den Ist-Zustand. Als die Einzugsgebiete differenzierend stellt sich bei HADCM3 somit der west-östliche Niederschlagsgradient heraus (ebd.: 70-71). Die Sensibilität des hydrologischen Modells gegenüber vorgeschriebenen Nieder-

schlagssummen wird durch die Gegenüberstellung zweier sogenannter synthetischer Szenarien verdeutlicht. Unter anderem wird die eminente Bedeutung der winterlichen Grundwasserreproduktion für den sommerlichen Basisabflussanteil sichtbar (ebd.: 74f.). BOOIJ (2005) wendet ebenfalls das HBV-Modell auf das Maaseinzugsgebiet an, spielt mehrere Klimarealisierungen verschiedener AOGCMs durch und erprobt unterschiedliche räumliche Auflösungen. Hauptbefund sind nach BOOIJ weniger die vorwiegend modellierten mittleren Abflussrückgänge und die Steigerungen von Ablussexremen als die Unsicherheiten der Einschätzungen, die eher aus modellspezifischen Differenzen herrührten als aus den seines Erachtens robusten Parametrisierungen des hydrologischen Modells selbst.

Im Elbegebiet sprechen Analysen vermehrt für eine Überlagerung klimazonal und kontinental gebundener Elemente des Klimawandels. Weniger stark als im Norden Mitteleuropas dürften die Winterniederschläge zum Ende des 21. Jahrhunderts zunehmen, fast ebenso stark wie im Südwesten Westen Mitteleuropas dürfte eine evapotranspirativ verstärkte Trockengefahr im Sommer gegeben sein (CHRISTENSEN et al. 2007: 859-860, 865). Besonders Projektionen des Sommerklimas tendieren dabei in den neueren AOGCMs mehrheitlich zu trockenwarmen Bedingungen, während Vorgängermodelle gleichermaßen feuchtwarmer Sommer reproduzierten (KALVOVÁ & NEMESOVÁ 1997 für Tschechien). Saisonal vergleichbar kommen für den Erzgebirgsbereich MENZEL et al. (2000) mittels Integration von hydrologischem Downscaling und Landnutzungsmodell zu einer Verringerung des Gebietsniederschlags und einer deutlichen Abnahme der Jahresabflussmaxima.

Die Normalperioden von 1961-1990 und 2070-2099 (SRESA2) gegenüber stellend können KUNDZEWICZ et al. (2005) die generellen Modellierungstendenz zu häufigeren und erhöhten Starkniederschlägen in den Mittelbreiten für Weichsel-, Oder- und Elbeeinzug nur teilweise nachzeichnen: Offenbar orographisch abhängig projizieren sie in Polen deutliche Summen- und Häufigkeitsverschiebungen hin zu hohen Tagesperzentilen im gebirgigen Südosten, im Tiefland werden bei geringen bis fehlenden Abnahmen niedriger und mittlerer Perzentile nur schwache Starkniederschlagshäufungen simuliert (ebd.: 182, Fig. 8). Für die Umgebung von Dresden nimmt die sommerliche Anzahl von Tagessummen über 32 mm nach verschiedenen Modellen jeweils nur schwach zu, Summen zwischen 16 mm und 32 mm zeigen modellabhängig ambivalente Trends (ebd.: 184). Synoptisch hochinteressant erscheint die Simulation um 20% bis 30% verringerter sommerlicher Vb-Zugbahn-Häufigkeiten (2070-2099 vs. 1861-1930, AOGCM ECHAM4/OPYC3) und die der Wahrscheinlichkeitsabnahme von Troglagen über Mitteleuropa für jeden Tag innerhalb der Vegetationsperiode. Der Anteil von Vb-Situationen und Troglagen an Tagen mit 90%-Perzentilen des Niederschlags würde dagegen zunehmen (ebd.: 185f.).



## IV ERGEBNISSE UND DISKUSSION

### **10. Bestimmung und raumzeitliche Einordnung hydrometeorologischer Anomalien**

Einige theoretische Konzepte zur Bestimmung anormaler Ereignisse wurden in Kap. 5.1. vorgestellt. Alle hier verwendeten, im weiteren Sinn statistisch definierten Anomalie-Schwellenwerte bauen auf der Grundannahme von normalverteilten Variablen, auch wenn Schiefen oder Exzesse häufig gegeben sind. Denn in der zunächst rein empirischen Analyse geschieht nichts weiter, als die Einzelwerte des vorhandenen, kontinuierlich gemessenen Datenmaterials dahin gehend zu prüfen, welche Rangplätze sie in der *Grundgesamtheit* einnehmen, Wahrscheinlichkeitseinschätzungen aufgrund von Stichproben sind nicht von Belang (SCHÖNWIESE 2000: 48).

Zusammenfassend geht es darum, eine umfassende Sammlung anormaler Ereignis-Stichproben zusammenzustellen, die nach Intensität, räumlicher Ausdehnung und Lage variieren; zeitliche Andauern spielen eine geringere Rolle. Diese hydrologischen Stichproben dienen im weiteren auch als Ausgangspunkt kausal vorangestellter frontaler und konvektiver Anomalien (vgl. Kap. 11.).

#### **10.1. Bestimmung und Auswahl positiver Anomalien**

##### **10.1.1. Starkniederschläge**

i) Quantilische Schwellenwerte für Tagesniederschläge werden in Trendwertanalysen häufig eingesetzt (neuerdings WIJNGAARD et al. 2003, MOBERG & JONES 2005, SCHMIDLI & FREI 2005), grenzen mit 90- und 95%-Schranken jedoch meist extreme im Sinne von sehr seltenen Ereignissen aus. Eine Ergänzung um höhere Quantile bis 99,5% findet in dieser Arbeit aufgrund von 2 Überlegungen statt:

- a) 50jährige Reihen (1950-1999) ohne Fehlwerte stellen eine für vielfältige Anomaliedefinitionen ausreichend lange, wenn für die hydroklimatologische Repräsentation unter Umständen auch mäßig lange Datengrundlage dar. Saisonal aufgeteilt sind sehr hohe Perzentil-Bereiche in diesem Sinne umso mehr einzubeziehen, als selbst beim 99,5%-Quantil (> 20 Tage/Saison) noch von avisierten Kollektiv-Analysen die Rede sein kann.
- b) Zugleich bilden 0,5% der saisonal aufgelösten Grundgesamtheit mit knapp 25 Fällen aus praktischen wie theoretischen Gründen einen ungefähren Minimalumfang von CPCA-

Stichproben: Praktisch, um die in Kap. 5.3.2. begründete Anzahl von 14 Hauptkomponenten auf solide Datenbasis zu stellen; theoretisch, um aufgrund der Variablenumfänge leichter signifikante PCA-Korrelationsmatrizen erzeugen zu können (SCHÖNWIESE 2000: 132).

ii) Feste Schwellenwerte ohne jahreszeitliche/monatliche und räumliche Differenzierung:

Absolute tägliche Niederschlagssummen der (nördlichen) Mittelbreiten variieren mit verschiedenen Feuchtigkeitsvariablen und mit thermodynamischem Labilisierungsgrad der entsprechenden Luftmassen. Erfahrungsgemäß unterscheiden sich langjährige Mittel vor allem zwischen niedriger und höher gelegenen Stationen und klimazonal, witterungsbezogene Summen sind verstärkt abhängig von der Exposition zu den Niederschlagssystemen, deren Häufigkeit und Veränderlichkeit der Zugbahnen weitere Merkmale der Mittelbreiten sind (KLEIN 1957). In potentieller Verbindung mit Hochwasser- und/oder Front-Konvektion-Anomalien erscheint bereits die Einbeziehung von lokalen Tagessummen über 10mm als sinnvoll, das Argument besserer Datenverfügbarkeit von RD10 (engl.: *rainy days above 10 mm*) (z.B. HEINO et al. 1999) spielt hier keine Rolle. Mehrfache von 10mm bis 50mm aufwärts erweitern das Angebot an anomalen Ereignissen. 50mm entsprechen dabei im angelsächsischen Maßsystem etwa 2 *inches*, ein Wert, der häufiger als Schwelle für ausdrücklich *extreme* Tagessummen verwendet wird (z.B. bei KARL & KNIGHT 1998, GROISMAN et al. 2001). Die ebenfalls gebrauchten Perzentilschwellen (s. Kap. o.) seien mit zugeordneten Tagessummen der einzelnen Niederschlagsstationen verglichen, um einen Eindruck von saisonal-regional variablen Wertebereichen zu gewinnen.

Tab. 10-1: Anomaliedefinitionen: Vergleich der Spannweiten perzentilisch abgeleiteter lokaler Tagesniederschläge in den beiden Untersuchungsregionen [mm]

perzentilische Schwelle (lokale Wiederkehrzeit)	USA	Mitteleuropa
	Spannweite des Tagesniederschlags [mm] Frühling/Sommer/Herbst/Winter	Spannweite des Tagesniederschlags [mm] Frühling/Sommer/Herbst/Winter
<b>90% (10 Tage)</b>	[6,6;18,8][7,4;20,1][6,0;19,8][3,8;17,8]	[3,8;21,1][5,8;28,5][3,2;21,8][2,2;23,3]
<b>95% (20 Tage)</b>	[14,5;29,7][11,9;32,5][7,4;29,2][13,5;31,5]	[6,8;30,3][10,2;38,1][5,7;34,0][3,8;32,8]
<b>98% (50 Tage)</b>	[17,8;45,0][23,9;45,0][20,3;48,6][12,2;48,7]	[11,5;44,5][14,1;51,7][10,6;49,0][6,4;48,8]
<b>99% (100 Tage)</b>	[23,4;59,0][31,8;56,6][26,7;64,3][15,7;65,3]	[15,1;54,9][18,4;65,2][13,7;65,2][7,9;59,6]
<b>99,5% (200 Tage)</b>	[26,0;71,1][43,5;66,4][32,4;75,0][19,5;77,0]	[19,5;66,4][22,4;70,4][17,5;72,9][11,8;76,8]

Ersichtlich wird, dass die regionalen Streuungsbereiche in Mitteleuropa etwas umfangreicher sind. Saentis und Zugspitze als alpine Hochgebirgsgipfel sorgen für überwiegend höhere Maxima als im immerhin durch tropische Niederschlagssysteme beeinflussten Nordosten der USA. Das regional insgesamt höhere Niveau nordamerikanischer Tagesniederschläge aufgrund der Mehrzahl von Stationen macht sich saisonal ausnahmslos in weniger niedrigen Minima bemerkbar.

Die räumliche Ausdehnung einzelner Ereignisse wird unterteilt in solche lokaler und überlokaler Art. Lokale Niederschlagsanomalien betreffen *eine* Messstelle, überlokale mehrere. In Lagedefinitionen von Niederschlagsfeldern entstehen daraus 8 Ereignisgruppen: NW lokal, NW überlokal, NE lokal, NE überlokal, etc. ... Einige Ausdehnungsdefinitionen ziehen eine Grenze bei 3 bis 5 betroffenen Niederschlagsstationen, da der definitionsspezifische Median betroffener Stationen hier zu liegen kommt. Die stationsbezogenen Ausdehnungsunterscheidungen treten vereinfachend an die Stelle von zu interpolierenden Flächenniederschlägen.

#### Ausschluss von Schneereignissen

Schneefallereignisse werden aus der Analyse ausgeschlossen, weil potentiell Abflussretention durch Schneedeckenbildung entsteht. Der Ausschluss findet anhand eines Doppelkriteriums statt, wonach erstens das Mittel des Schneedeckenzuwachses (Reanalyse-Variable *water equivalent of snow cover*) der in einem Flussgebiet liegenden Gitterpunkte größer Null ist, und zweitens der maximale Abfluss der Gitterwerte in einem Flussgebiet gleich Null ist. Außerdem werden Schneeschmelzen eingeklammert, welche sich durch starke Abnahme der Schneebedeckung (Variable *water equivalent of snow cover*) und gleichzeitig einsetzenden Oberflächenabfluss (Reanalyse-Variable *water runoff*) auszeichnen. Ausschlusskriterium ist eine entsprechende Veränderung beider Parameter von mindestens 5kg/m<sup>2</sup> im Vergleich zum Vortag, das entspricht einem nicht unmittelbar aus Niederschlag stammenden Abflussbeitrag von im Mittel mindestens 5 mm innerhalb wenigstens einer Gitterbox eines Einzugsgebietes.

#### **10.1.2. Hochwasser**

Eine Definition von Hochwässern wird oft rein deskriptiv morphologisch vorgenommen, für den Fall der Überlastung des Flussbetts und Ausuferern des Fließgewässers in den durch den mittleren Wasserstand nach unten begrenzten Auebereich (z.B. MONKHOUSE & SMALL 1978: 120, DUNSTER & DUNSTER 1996: 131). Statistische Vorhersagen von Hochwasserhäufigkeiten sind dagegen prinzipiell ohne Aussagekraft über flussmorphologische Erscheinungen, dienen jedoch als Anhaltspunkte für Hochwasserschutzmaßnahmen. MANNING (1997: 201) illustriert die Aus- bzw. Überlastung des Flussbetts als Funktion der Wiederkehrzeit des Ereignisses und bringt damit morphologisches und statistisches Kriterium in Verbindung. Mit deutlicher Ausuferung in den Auebereich wäre demnach bei einem perennierenden Fluss in immerfeuchten Mittelbreiten ca. einmal in 2 Jahren zu rechnen. Auf täglicher Basis entspricht dies etwa dem Abflussvolumen, welches an 0,5% der Tage der jeweiligen Zeitreihe überschritten wird. BENITO & THORNDYCARFT (2005) verweisen auf die hydroklimatische Bedingtheit solcher Einschätzungen, indem sie Variabilitäten von Jährlichkeiten auf Basis zirkulativ unterschiedener Phasen aufzeigen oder paläohydrologisch Zeitspannen markanter Hochwasserhäufigkeit

belegen. Überhaupt können Ergänzungen aus historischen Quellen und paläontologische Informationen Hilfe leisten, Aussagen über säkulare Schwankungsbreiten von Extremen einzubringen (PILGRIM & CORDERY 1993: Kap. 9.1.1).

Wenn weniger die Eintrittswahrscheinlichkeit als das absolute Ausmaß eines hydromet. Vorkommnisses zählt, genügt es oft, Schwellenwerte empirisch festzulegen. So sind entlang von Flüssen bestimmte Pegelhöhen als Gefährdungswarnstufen gebräuchlich, Schifffahrtsbehörden schränken den Schiffsverkehr ober- und unterhalb verbindlicher Wasserstände ein. Gefährdung ökologischer und ökonomischer Ressourcen kann als weiterer Maßstab dienen (VOGELBACHER 1998: 77).

SCHMIDT (1984: 75-79) stellt neben Wahrscheinlichkeitskennzahlen, die allein auf jährlichen Abflussmaxima basieren, einen multivariaten Ansatz zur Schätzung von Hochwasserabflüssen vor. Für die östlichen USA errechnet sich demnach ein saisonunabhängiger Hochwasserswellenwert eines 50-Jahres-Hochwassers nach folgender Formel (ebd.: 77):

$$HQ_{50} = 63,9 \cdot F_E^{0,9} \cdot J_1^{0,42}$$

$F_E$ : Fläche des Einzugsgebietes,  $J_1$ : mittleres Gefälle des Hauptgewässers

SCHMIDTS Funktion würde für alle einbezogenen Pegel Mitteleuropas selbst historische Maxima bei weitem überschätzen (vgl. Tab. B-1 und B-2, Anhang B, letzte Spalten).

Eine weitere bedeutende Einflussgröße auf die Höhe des jährlichen Hochwassersmaximums, die Dichte des Gewässernetzes, ist für größere Einzugsgebiete mit physio-hydrogeographisch unterschiedlichen Teilsystemen empirisch kaum integrierbar und daher hier ohne Belang (SMITH & STOPP 1979: 58f.).

### Praktische Auswahl

i) In der Praxis erfolgt erstens die Auswahl von (sogenannten Volumen-)Hochwässern nach monatlichen Perzentilschwellen von 80%, 90%, 95% und 98% des mittleren Tagesabflusses, das entspricht den 20%-, 10%-, 5%- und 2%-Werten der Überschreitungsdauern aus Abflussdauer-Kurven (vgl. Kap. 10.2.). Die Niveaustufen werden niedriger angesetzt als beim Niederschlag wegen der dargestellten empirischen Verknüpfung morphologischer Eigenschaften und statistischer Kenngrößen, die zu einer Reduzierung anormaler Wertestufen Anlass geben. Wie in Kap. 11. auszuführen sein wird, erweist sich zudem die Koppelung von Starkniederschlägen und Abflüssen bei niedrigeren Abfluss-Quantilen als ereignisreicher und damit als Selektionsinstrument praktikabler, da vielfältiger. Von Interesse ist in Verbindung mit den auslösenden meteorologischen Mechanismen stets das Einsetzen, also der erste Tag, eine Hochwassers. Ohne weiteres können sich daraus zusammenhängende Tagesreihen mit Hochwasser ergeben, allerdings ohne dass die Länge der Hochwasserphasen differenzierend

Einfluss nimmt auf spätere frontal-konvektive und synoptische Einordnungen und Klassifizierungen (vgl. Kap. 11. und 12.), da eintägige Definitionen das Grundgerüst des Gesamtansatzes bilden.

Historisch-instrumentell eingeordnet überschreiten die meisten Pegel Zentraleuropas die mit den rezenten Quantilen verknüpften Jährlichkeiten (Ausnahmen Schweinfurt, Bodenwerder und Intschede), das heißt, das rezente Maximum liegt wenig unter oder ist gleich dem historisch-instrumentellen. In Nordamerika liegen für 5 Pegel keine präzeden Daten vor, 4 Pegel erreichen ihr Maximum nach, 8 vor 1950. Bei Letzteren liegen die rezenten Höchstwerte in der Größenordnung von ein bis 2 Drittel des historisch gemessenen.

ii) Zweitens werden aus außergewöhnlichen zwischenwöchentlichen Zuwächsen des mittleren Tagesabflusses Hochwasserwellen bestimmt. Vergleichbar einer klassischen Abhandlung von GIERLOFF-EMDEN (1961) für die Weser ist dabei von vornherein der Zusammenhang mit der auslösenden Wetterlage von Belang, das bedeutet erneut, dass der erste Tag des Hochwasser(wellen)ereignisses von Bedeutung ist. Hinsichtlich der Verknüpfbarkeit mit Starkniederschlagstagen erweist sich auch hier die quantilische Bestimmung nach monatspezifischen 80%-, 90%- und 95%-Wertebereichen als zweckmäßig<sup>15</sup>. Wie bei den Volumen-Hochwässern bleiben mögliche Aneinanderreihungen von Wellentagen ohne differenzierende Bedeutung für weitere, klassifizierende Verfahren in Kap. 12..

### 10.1.3. Gekoppelte Starkniederschlag-Hochwasser-Anomalien

Binäre Ereignisreihen von Niederschlag- und Abfluss-Anomalien werden getrennt erstellt. Als hydromet. dependent im Sinne, dass ein unmittelbarer und bedeutsamer Zusammenhang zwischen Niederschlag und Abfluss besteht, gelten Tage, an denen – den Zeitvorschub berücksichtigt – kausal verbundene Ereignisse auftreten. Zeitabstände von 0 bis 10 Tagen tragen dem Umstand Rechnung, dass Oberflächenabfluss, Basisabfluss und Ausbreitung der Hochwasserwellen im Fluss verschiedene Zeitspannen in Anspruch nehmen, bis ein Scheitel Pegel erreichen wird. Falls der Niederschlagsvorlauf eines Hochwassers in die vorherige Jahreszeit übergreift, fallen die entsprechende Niederschlagstage der vorigen Saison zu. Aus differenzierender Sicht erscheint diese Trennung gekoppelter Ereignisse im Jahreszeitenklima vertretbar.

Die Verwendung zweier hydrologischer Definiencia bewirkt, dass das gekoppelte Definiendum durchschnittlich verlängerte Wiederholungszeiten erreicht, jedoch per definitionem nicht solche, die über 50 Jahre hinausgehen. Im Gegensatz zu den Anomalie-Samples von Niederschlag und

<sup>15</sup> Hochwasserwellen in der genannten Abgrenzung spielen in der angewandten Hydrologie übrigens keine Rolle. Dort wird vielmehr Wert gelegt auf präzise Abschätzungen der Ausbreitungsgeschwindigkeiten und der Scheitelhöhen von Wellen.

Abfluss allein können gekoppelte Definitionen jedoch Einzeltage umfassen oder allgemeiner so gering belegt sein, dass sie gemäß dem oben reformulierten Kriterium des kritischen Stichprobenmindestumfangs von ca. 25 Tagen einzuklammern sind.

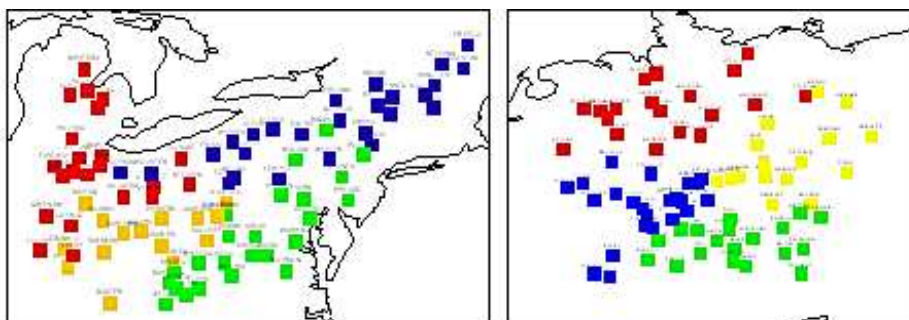
Neben gekoppelten hydrologischen Ereignissen finden auch Starkniederschläge ohne anormalen Abflusseffekt sowie Hochwässer nach betroffenen Pegeln ohne Berücksichtigung der ausschlaggebenden Niederschlagsereignisse (vgl. Kap. 10.1.4.) als eigene Definitionsklassen Verwendung. Damit wird dem Umstand Rechnung getragen, dass nach Durchsicht der bisher angeführten gekoppelten Anomalieeinordnungen eine umfangreiche Anzahl nicht erfasster Anomalien verbleibt, die insofern von Interesse sind, als sie im Kontext dynamisch-hydrologischer Koppelung hydromet. Rauschen repräsentieren.

#### 10.1.4. Räumliche Einordnung

Dreierlei räumliche Einordnungen werden durchgeführt:

- i) nach betroffenem Pegel/Einzugsbereich: Darunter zu verstehen sind Unterteilungen der hydromet. Ereignisse in die 17 regionalen Pegelbereiche, zum einen allein aufgrund der lokalen Hochwasserstände, zum anderen als gekoppelte Ereignisse.
- ii) nach Ausdehnung des Niederschlags-/Abfluss-Ereignisses: Ohne Aussage über die spezifisch betroffenen Messstellen werden die gekoppelten und nicht gekoppelten Starkereignisse nach Anzahl betroffener Niederschlagsmessstellen, Pegel oder Einzugsbereiche aufgeteilt.
- iii) nach räumlicher Lage des Starkniederschlagsfeldes: Hier kommt die in Kap. 5.3. vorgestellte multivariate Methode der Hauptkomponentenanalyse als Regionalisierungswerkzeug zum Einsatz. In ihrer s-modalen Variante fließen die anormalen Tagesniederschläge des gesamten Netzwerks als Variablen ein. Ergebnis ist die gezielte Positionierung von 4 Starkniederschlagsschwerpunkten etwa im NW, NE, SE und SW der jeweiligen Regionen. Kriterium sind die maximalen Raumkoeffizienten auf jeder lokalen Messstation. Saisonal schwach unterschieden kommen (exemplarisch) etwa folgende sektorale Lagen zustande:

Abb. 10-1: hauptkomponentenanalytisch s-modal bestimmte Lage-Schwerpunkte von Starkniederschlagsfeldern; Datenbasis: Tage mit Niederschlagsanomalie von  $\geq 20 \text{ l/m}^2$  an mindestens einer Niederschlagsstation, alle Jahreszeiten berücksichtigt; Lokalitäten gleicher Farbe gehören je gleicher von 4 Hauptkomponenten an; links NEUS, rechts ZEU



Ferner werden die sektoralen Starkniederschläge nach lokaler Ausdehnung mit einfach belegter Anomalie und nach überlokaler Ausdehnung mit mindestens zweifach belegter Lokal-Anomalie, unterschieden. Insgesamt ergeben sich folglich 8 Varianten von Lage und Ausdehnung.

Vergleichbare Analysen mit den Abflusszeitreihen ergeben im übrigen keine schlüssigen Resultate in Form kompakter Sektoren.

## **10.2. Bestimmung und Auswahl negativer hydrometeorologischer Anomalien (Trockenereignisse)**

Wesentlich bei den Bestimmungen negativer hydromet. Anomalien ist von neuem die Annahme der Effektivität vorrangig des Niederschlagsgeschehens auf den Abfluss. Im Vergleich zu Starkniederschlägen mit Hochwässern sind größere Zeitabstände von bis zu 25 Tagen zu veranschlagen, da der nun allein maßgebliche Basisabfluss erst nach längerer Trockenheit Niedrigwässer veranlassen kann (DRUYAN 1996), insofern der Basisabfluss keine dominante gegensinnige Selbstaffinität in langer Frist aufweist (BRAUN 2000: ).

### **10.2.1. Trockenanomalien des Niederschlags**

Eine ausreichende hydrologische Wirkkraft von Niederschlagsarmut setzt neben deren zeitlicher Andauer deren räumliche Ausdehnung voraus. Der zeitlichen Vorstellung der trockenen Witterungsphase geschuldet ist ein Ausweitung des *time lags* von 10 Tage (beim Hochwasser) auf 25 Tage. Trockenheit wird in der Literatur sehr selten quantilisch bestimmt, häufiger gelten Tage mit geringem Niederschlag bereits als trocken (z.B.  $\leq 1$  mm bei MOBERG & JONES 2005 und SCHMIDLI & FREI 2005). Hier wird Trockenheit als völliges Fehlen von Niederschlag (0 mm/Tag) verstanden, was auch der synoptischen Spezifität förderlich sein soll. Als unter räumlichem Gesichtspunkt ausgesprochen trocken gelten Tage, an denen das jahreszeitliche 80%-Quantil an Messstellen ohne Niederschlag erreicht wird (NEUS: 80-84 Stationen, ZEU: 75-76). Raumzeitlich definiert wirkt die Definition insgesamt der Gefahr entgegen, dass intraregional hydrologisch allzu divergente Tage als Ereignisse mit aufgenommen werden oder dass sich die Abflusseigenschaften einzelner Zubringer allzu sehr unterscheiden (HISDAL et al. 2001: 319). Die Definition der Niederschlagstrockenheit ist somit gesamt-regional angelegt.

### **10.2.2. Niedrigwasser**

Im Gegensatz zum Hochwasser existieren keine morphologischen Kriterien, es sei denn die zonal nicht relevante gänzliche Unterbrechung des Abflusses. Die Obergrenze des Niedrigwasserbereichs wird mitunter beim arithmetischen Mittelwert oder, konservativer, beim Median des Abflusses angesetzt. Abflussdauer-Kurven (engl.: *flow duration curves*=FDCs) werden

häufig benutzt, um als Anteilswerte dargestellten Überschreitungsdauern Abflusswerte zuzuordnen (z.B. generell in MAIDMENT 1993). Anhand der Anstiegs des unteren Teils der FDC lassen sich Flüsse als mehr oder weniger stark grundwasserstetig typisieren: Zwischenregional fällt die größere Grundwasserbeständigkeit ausgedehnterer Einzugsbereiche auf. Allgemeines Merkmal ist nach eigener Studie die zu erwartende variabelere Basiszufuhr kleiner Pegelgebiete (Maumee R, Cass R.; Obermain, Neckar), in Nordamerika zusätzlich der 2 südlichen Ostküstenflüsse (James R., Potomac R.). Zu den großen Flüsse mit geringer Schwankung der grundwasserlastigen Niedrigwasserzufuhr (Ohio, Rhein, weniger deutlich die untere Elbe) gesellt sich der Hudson River mit deutlich engerem Hinterland.

Mit steigender Grundwasserstetigkeit sinken die Werte konstanter Niedrigwasser-Quantile. Gewöhnlich verwenden Niedrigwasser-Indizes solche Quantile in der Größenordnung von 70%–99% Zeitüberschreitungen über die Anzahl  $n$  an Tagen, formuliert als  $Q\%(n)$ . Hier wird inhaltlich äquivalent der Komplementärwert dazu, die monatliche Unterschreitungsdauer, benutzt, Niveaus bei 10%, 5% und 2,5% festgelegt ( $Q_{10}(1)$ ,  $Q_5(1)$ ,  $Q_{2,5}(1)$ ), das entspricht im 50jährigen Mittel ca. 2 bis 9 Fällen pro Saison.

Nachdem Niedrigabfluss-Quantile ein recht stabiler Kennzug eines Flussgebiets zu sein scheinen – auch unter der Prämisse anthropogener Niedrigwasser-Regulierung – sollen 3 weitere niedrigwasserbezogene Kennwerte abschließend im regionalen Vergleich vorgestellt werden (SMAKHTIN 2001: 155):

- 1) Maßzahl der täglichen Abflussvariabilität =  $Q_{80}(1)/Q_{10}(1)$ : Ergibt im Mittel für NEUS-Pegel etwa dreifach höhere Werte als für ZEU, dabei in ZEU stark korreliert mit sinkender Einzugsgebietsfläche, Ausnahme Cochem (relativ hoher Wert); in NEUS erscheinen daneben andere Faktoren maßgebend, da Minima bei mittelgroßen Flüssen (Hudson, Delaware, New, Connecticut R.). Selbst bei Einklammerung der kleinen Pegelbereiche ergeben sich erhebliche innerregionale Spannweiten.
- 2) Maß für die Veränderlichkeit niedriger Tagesabflüsse =  $Q_{50}(1)/Q_{10}(1)$ : annähernd vollkommen vollständig korreliert mit  $Q_{80}(1)/Q_{10}(1)$ ; NEUS-Niveau doppelt so hoch wie das von ZEU, in NEUS Zwischen-Pegel-Variabilität die vierfache von ZEU.
- 3) Basisabfluss-Anteil am Abflussvolumen =  $Q_{10}(1)/Q_{50}(1)$ : für ZEU fast vollständig, für NEUS sehr stark antikorreliert zu  $Q_{80}(1)/Q_{10}(1)$ ; ZEU-Basisabfluss-Anteile im Mittel über 50%, für NEUS nur 27,5%; Extrema in NEUS von 14,8% Frankfort/Kentucky R. (→ Karst) bis 45% Green Island/Hudson R.; Extrema in ZEU von 27% Cochem/Mosel (→ Lothringischer Jura) bis knapp 60% an Donau und Rhein (Oberndorf, Achleiten; Maxau, Mainz, Köln, Rees), vermutlich geologisch und glazial bedingt.



### 10.2.3. Gekoppelte Anomalien von Schwachniederschlag und Niedrigwasser

Wie bei Hochwässern wird eine hydromet. Dependenz aus der Gleichzeitigkeit der beiden zeitversetzten Ereignisreihen abgeleitet. Der auf 25 Tage ausgedehnte Zeitvorschub berücksichtigt die im Vergleich zum Hochwasser verzögerte Entstehung von Niedrigwassern aufgrund einer fast vollständigen Umstellung auf Basisabfluss. Mit der Fokussierung auf den Tag des einsetzenden Niedrigabflusses ist hier stärker als beim Hochwasser die Gefahr gegeben, saisonale und länger andauernde Erscheinungen – da für Niedrigwasser typischer (z.B. RAJAGOPALAN & COOK 1999) – außen vor zu lassen. Zu prüfen sein wird, ob sich dies in einem schwächeren Ertrag der für Trockenheit typischen synoptischen Mustern negativ auswirkt (vgl. Kap. 12.). Saisonfremde Vorlaufstage der Niederschlagsreihe werden erneut der vorigen Jahreszeit zugeschlagen.

Im Überschneidungsbereich meteorologischer, atmosphärischer und hydrologischer Relevanz (SMAKTHIN 2001: 147) wird in der gekoppelten Darstellung der atmosphärischen Sicht dadurch der Vorzug gewährt, dass keine Pegel-Differenzierungen vorgenommen werden, somit meteorologisch-atmosphärische Konstellationen regionaler Wirksamkeit ausschlaggebend sind. Unter den Trocken-Anomalien sind nur solche gekoppelter Art von Interesse.

Angemerkt sei, dass infolge der eintägigen Definitionen keine unmittelbaren Aussagen zu Eigenschaften hydromet. Perioden – zu deren Länge, kumulierter Strenge und Intensität – getroffen werden können. Implizit ist davon auszugehen, dass zum Teil der Beginn von Hoch-/Niedrigwässern in aufsteigenden Stärken aufeinander folgt, dass dadurch Phasen von Hoch- und Niedrigwässern implizit in Analysen integriert sind. Dies wird sich in der Abhängigkeit verschieden definierter SAGMs niederschlagen, eine Prüfung auf Muster-Überfluss ist daher unerlässlich (vgl. Redundanz-Einschätzungen in Kap. 13.2.2.).

### 10.2.4. Räumliche Einordnung

Aufgrund der raumzeitlich im Vergleich zu positiven Anomalien verzögerten Wirksamkeiten wird bei Trockenheit nur einfältige räumliche Einordnung vorgenommen:

Trockenphasen werden jahreszeitlich getrennt jenseits einer kritischen Anzahl betroffener Niederschlagsstationen und Pegelbereiche als besonders trocken definiert. Die kritischen Anzahlen entsprechen bei Niederschlag wie bei Abfluss dem 80%-Quantil der Stationen mit Null-Niederschlag bzw. Niedrigwasser (unterhalb des 10%-Quantils). In diesem Sinne ist 'besondere Trockenheit' als räumlich ausgedehnte Trockenheit zu begreifen, von Trockenphase darf aufgrund des Zeitvorschubs zwischen Niederschlagsarmut und Einsetzen des Niedrigwassers gesprochen werden.

## 11. Verknüpfung hydrometeorologischer mit frontal-konvektiven Anomalien

Ziel ist es, die – wie in Kap. 10. erläutert – formierten hydromet. Anomalie-Ereignisse von Niederschlag und Abfluss mit ihren atmosphärischen Rahmenbedingungen zu vergesellschaften. Die atmosphärische Betrachtung vollzieht sich hier auf der Suche nach frontalen und konvektiven Auffälligkeiten. Als Ergebnis kommen zum einen Selektionen gleichermaßen hydrologisch wie frontal/konvektiv auffälliger Tage zustande, zum anderen Auslesen an Tagen, die auf hydrologische wie atmosphärische Anomalien untersucht sind, jedoch nur eine der beiden Anomalie-Eigenschaften aufweisen.

### 11.1. Bestimmung frontaler Anomalien

#### Parametrische Erfassung von Fronten

Zu entscheiden ist zunächst darüber, mittels welcher Parameter Fronten und frontale Auffälligkeiten zu ermitteln sind. Eine umgreifendere meteorologische Einführung ist in Kap. 2.2.1.1. gegeben.

Primär wird unter Fronten die Grenze zwischen Luftmassen unterschiedlicher thermischer Eigenschaften verstanden. Der Begriff thermisch umfasst dabei neben der sensiblen Wärme thermohygrisch zusammengesetzte Größen wie potentielle Temperatur und äquivalentpotentielle Temperatur. Bezüglich einem Prüfwert überkritische horizontale thermische Gradienten genügen, um eine Front auf beliebigem troposphärischem Niveau zu definieren. Sekundäre, nicht-thermische Eigenschaften von Fronten wie Vorticity-Advektion oder Wolkenbänder reichen zur objektiven Ermittlung von Fronten nicht aus (HEWSON 1998: 38-40). Auch das frontal gebundene, kombinierte Vorhersagekriterium aus Windrichtungssprung, Niveau des auf Normalnull reduzierten Luftdrucks und Luftdrucktendenz bezieht in diesem Sinn sekundäre Eigenschaften mit ein und ist vor allem für die adhoc-Wettervorhersage geeignet (RAMSEY 1983: 153; vgl. Tab. 2-1, S. 19).

#### Praktische Anomaliedefinition

Die Entscheidung fällt für ein rein primäres Merkmal, die Tagesmitteltemperatur im bodennahen Niveau. Die räumliche Sichtweise mit horizontalen Gradienten als Prüfwerten (HEWSON 1998: 39) wird um den zeitlichen Aspekt – zwischentägliche, ortskonstante Mitteltemperatur-Differenzen – ergänzt. Von den 3 übergeordneten Frontentypen fallen Kalt- und Warmfronten dem zwischentäglichen Kriterium zu, werden mithin als mobile Fronten betrachtet. Aus dem räumlichem Kriterium gehen hier sogenannte stationäre Fronten hervor, ohne dass eine möglicherweise übergelagerte Bewegung explizit einbegriffen wird.

Gegen die ausschließliche Bestimmung von Fronten als Bodenfronten aus Temperaturkontrasten spricht zunächst zwar die meteorologische Praxis, wo niedertroposphärischem Niveau und zusammengesetzten thermischen Frontoperatoren der Vorzug gegeben wird (z.B. DJURIC 1995: 139ff., SHAKINA et al. 2000). Anders argumentiert schließt jedoch die hier verwendete, einseitige Front-Definition nicht aus, dass andere atmosphärische Parameter in ihrem Verhalten frontal kovariieren, das heißt, dass typische multiparametrische Frontalmuster zu erkennen sein können. Dieser Fragestellung wird in Kap. 12. unter dem Schlagwort der gekoppelten Muster nachgegangen. Ebendort werden überdies einige gängige Front-Definientia wie Temperatur-, Feuchtigkeits- und Vorticity-Advektion (CHASTON 1997: 51, 55-57) zwar nicht definierend, so doch typisierend auftreten<sup>16</sup>.

### Statistische Erfassung von Fronten

Die Ermittlung räumlicher Fronten vollzieht sich durch das Abtasten zentraler Teile beider Regionen auf Mitteltemperatur-Differenzen (zentrale Bereiche: NEUS -85° bis -72,5°W / 37,5° bis 42,5°N; ZEU: 5° bis 15°E / 45° bis 55°N). Gegenübergestellt werden die Temperaturmittelwerte von N und S, NE und SW, E und W sowie SE und NW jener zentralen Regionalteile, pro Sektor gehen je nach topographischen Gegebenheiten 2 bis 4 Gitterfeldwerte ein. Mobile Fronten erschließen sich aus den zwischentäglichen Temperaturunterschieden (Theta-Advektion) der Einzelgitterfelder in den angeführten zentralen Bereichen der Regionen.

Kritische Werte zur Intensitätsbestimmung frontaler Ereignisse können über Vielfache der Standardabweichungen vom saisonalen Mittelwert getroffen werden (nach SCHÖNWIESE 2000: 75), weil sowohl die räumlichen Temperaturdifferenzen wie die interdiurnen Differenzen einer strengen Normalverteilung sehr nahe kommen. Bei den einfachen Tagesmitteln wäre dies mit häufig leichter Rechtssteilheit und Zweigipfeligkeit im übrigen nicht der Fall (eigene Analysen).

Zwischentäglich negative Mitteltemperatur-Differenzen repräsentieren Kaltfronten, positive Warmfronten. Ein Großteil der Okklusionen findet sich logisch gefolgert vermutlich unter den stationären Fronten, wenn auch die stationären Fronten nicht mehrheitlich okklusiv sein müssen. Saisonal aufgelöst gelten als mäßig frontal Tage solche mit Abweichungen vom arithmetischen Mittel zwischen 1er und 2 Standardabweichung(en), als stark frontale Tage solche mit 2 bis 3 Standardabweichungen, als sehr stark frontal solche mit mehr als 3 Standardabweichungen.

---

<sup>16</sup> Ohne frontale Differenzierungen und mit univariatem Ansatz arbeiten in diese Richtung HARNACK et al. (2001), wenn sie Stark- von Schwachniederschlägen aufgrund atmosphärischer Beobachtungen abgrenzen und zahlreiche Parameter bis zum 100hPa- Niveau auf diskriminante Signifikanzen prüfen. Signifikante Unterschiede stellen sie für einzelne Parameter aus verschiedenen Stockwerken fest, darunter bodennahe Temperatur und Temperatur-Advektion.

Sobald im stationären Fall der minimale Prüfwert für eines der 4 räumlichen Differenzpaare überschritten ist, wird der Tag als 'stationär frontal' kalendarisiert. Sobald der minimale Prüfwert interdiurn erreicht wird, wird eine kalendarische Kaltfront- bzw. Warmfront-Notiz eingetragen.

In einige Anomalie-Selektionen gehen räumlich *ausgedehnte* Fronten ein. Sie müssen mindestens zweifach eine der aufgeführten kritischen Definitionen erfüllen, das heißt bei interdiurnen Fronten Überschreiten des Prüfwerts in 2 oder mehr Gitterfeldern, bei stationären Fronten Überschreiten des räumlichen kritischen Gradienten zwischen mindestens 2 Sektorenpaaren.

## 11.2. Bestimmung konvektiver Anomalien

### Parametrische Erfassung von Konvektion

Verwiesen sei auf Kap. 2.2.1.2., wo Konvektion als meteorologisches Phänomen behandelt wird. Wie bei den Fronten beschränkt sich die räumliche Betrachtung auf die hydrometeorologisch relevanten zentralen Teile der Regionen. Im Gegensatz zu den Fronten werden keine zwischentäglichen Veränderungen einbezogen. Dafür kann nicht die bei potentiellen konvektiven wie bei frontalen Indikatoren interdiurn viel geringere Kovarianz der Gitterfeldwerte untereinander als Argument dienen, denn für die meteorologische Spezifität ist dies nicht unbedingt von Belang (vgl. Kap.12.1.). Vielmehr korrelieren die Absolutwerte vertikaler Prädiktoren stärker als die frontaler Temperaturindikatoren mit der Niederschlagswirksamkeit (ROSE & LIN 2003), woraus gefolgert wird, dass sich aus der zwischentäglichen, saisonal standardisierten Betrachtung kaum Gewinn ergibt (vgl. Kap. 12.1. und 5.3.1.).

Von den 12 verwendeten Konvektivprädiktoren werden nur 3 zur Anomalieindikation herangezogen, um mögliche gegenläufige Prädiktoren-Tendenzen gering zu halten. Der Qualität nach sollen diese 3 Prädiktoren

- i) möglichst umfassend die 3 hydrostatischen Ausrichtungen konditioneller, potentieller und latenter Stabilität erschließen (vgl. Abb. 2-2 in Kap. 2.2.1.2., S. 26).
- ii) möglichst alle einbezogenen Höhenniveaus und thermische, hygrometrische wie druckbezogene Variablen umfassen.
- iii) summiert annähernd normalverteilt sein, um eine Intensitätseinstufung analog zu den Fronten durchführen zu können.

Schichtdicke zwischen den 1000hPa- und 500hPa-Höhenstufen (LTHI500.1000), modifizierter K-Index (KMODI) und Potentieller Instabilität-Index (PII) kommen zum Zug. Im einzelnen

weist KMODI im allgemeinen Rechtssteilheit, PII Linkssteilheit auf, LTHI500.1000 entweder uni- oder bimodale Symmetrie. Im südlichen NEUS, außerhalb des nach Anomalien untersuchten Gebiets, nähert sich PII unimodaler Symmetrie an. Die aus den 3 Konvektionsindex-Summanden zusammengesetzte Variable kommt wie gefordert an den meisten Gitterpunkten der Normalverteilung nahe.

### Statistische Erfassung von Konvektion

Vergleichbar der statistischen Erfassung von Fronten wird die von Konvektion durchgeführt. Demnach verlangt ein konvektiv instabiler Tag mindestens ein Gitterfeld im Zentrum der Region (NEUS: 11 von 104, ZEU: 9 von 81 Gitterfeldern) mit ausreichend hohem gemitteltem Vertikalindex aus standardisierten Werten von (in Klammern: Höhenniveaus und Ursprungsparameter):

- BOYI500.1000 (z500, z1000; Temperatur, Geopotential)
- KMODI (z500, z850; Temperatur, Taupunkttemperatur)
- PII (z500, z1000; äquivalentpotentielle Temperatur, Geopotential)

Außergewöhnliche Konvektivereignisse sind per definitionem ausschließlich positiver Ausprägung. Eine Abstufung moderater, starker und sehr starker Ereignisse richtet sich ergo nach positiven Standardabweichungen vom saisonalen Mittelwert 0: Abweichungen von 1 bis 2 repräsentieren moderate Konvektivität, größer 2 bis 3 starke Konvektivität, größer 3 sehr starke Konvektivität.

### **11.3. Anomalie-Kalender**

Die gemäß Kapiteln 11.1. und 11.2. definierten je 3 Intensitätseinstufungen frontaler und konvektiver Anomalien werden kalendarisch festgehalten. Im Reanalysezeitraum 1950-1999 kommen demnach pro Jahreszeit und Intensitätseinstufung rund 600 ( $\approx 13,24\%$  der GG) moderate, ca. 110 ( $\approx 2,5\%$ ) starke und rund 10 ( $\approx 0,13\%$ ) sehr starke Ereignisse jeden Typs (Kaltfronten, Warmfronten, stationäre Fronten, Konvektion) vor. Die regionalen Häufigkeiten liegen deutlich darüber, weil die tatsächlichen Vorkommnisse aus Werten bzw. Wertedifferenzen *mehrerer* Gitterfelder(paare) resultieren (vgl. Tab. 11-1).

Schließlich verbleiben in jeder Jahreszeit weniger als 10% der Tage ohne frontal-konvektive Auffälligkeiten. 2 grundlegende weitere Schlüsse, die aus Tab. 11-1 gezogen werden können, sind:

- i) Warmfronten treten im Mittel zeitlich kompakter und räumlich ausgedehnter auf als Kaltfronten.

ii) Die saisonale Schwankung der frontal-konvektiven Anteile ist gering. Eine leichte Tendenz zu zeitlicher Verdichtung zeigen lediglich Herbst- und Winter-Anomalien der Konvektion in ZEU.

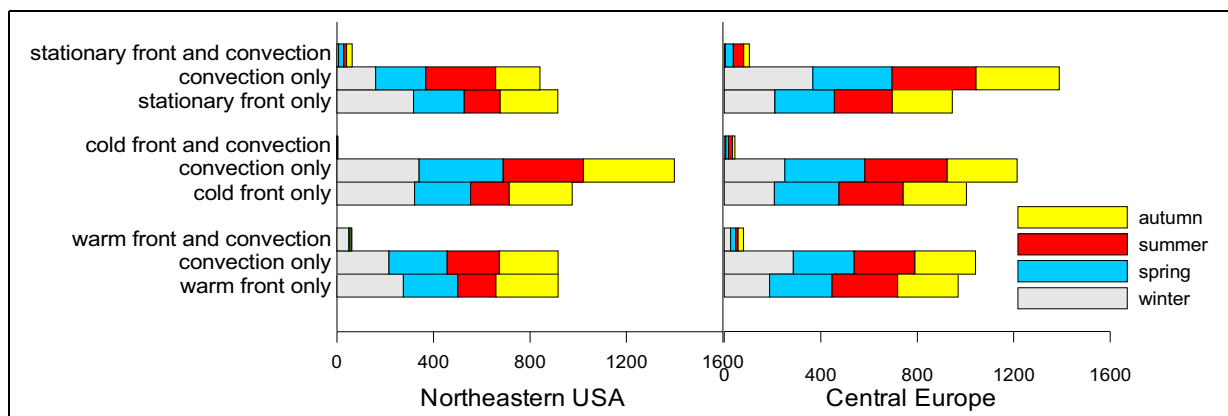
thermo-dynamische Anomalie	Jahreszeit	NEUS	ZEU
<b>Kaltfront</b>	Frühling	42,6	30,0
	Sommer	42,0	29,9
	Herbst	39,6	31,2
	Winter	42,2	31,8
<b>Warmfront</b>	Frühling	32,3	31,1
	Sommer	32,0	30,7
	Herbst	32,5	32,3
	Winter	33,4	30,6
<b>stationäre Front</b>	Frühling	58,3	60,5
	Sommer	58,2	63,9
	Herbst	59,6	58,0
	Winter	59,7	54,9
<b>Konvektion</b>	Frühling	29,7	24,6
	Sommer	26,6	27,3
	Herbst	26,7	22,2
	Winter	27,5	21,2

Tab. 11-1: Anteile der Tage mit frontalen oder konvektiven Anomalien in zentralen Bereichen der beiden Untersuchungsregionen; moderate, starke und sehr starke Intensitäten zusammengefasst; in % der GG, 1950-1999

Der Vorteil der entwickelten Front- und Konvektivkalender liegt in ihrer Unkompliziertheit: Sie sind nicht gebunden an Wettertypen-Vorgaben und gehen nicht davon aus, dass bestimmte Fronttypen nicht

gemeinsam oder gemeinsam mit starker Konvektion auftreten können. Auch spielt die weit verbreitete quasi-theoretische Vorüberlegung, dass frontale Niederschläge grundsätzlich großskaligerer Natur seien als konvektive (z.B. SKAUGEN 1997: 41f.) keine Rolle. Die Brauchbarkeit der Kalender hinsichtlich der annähernd vollständigen, meteorologisch stimmigen Trennung frontal und konvektiv geprägter Tage mag Abb. 11-1 demonstrieren:

Abb. 11-1: Ausschließlichkeit frontaler und konvektiver Tage in zentralen Bereichen der beiden Regionen 1950-1999: Anzahl frontaler und konvektiver Intensitäten von mehr als 1,5 Standardabweichungen über saisonalem Mittel



Überraschend ist, dass öfter Warm- und Stationärfrenten als Kaltfronten mit Konvektion zusammenfallen. Dies kann daran liegen, dass die Kaltfronten (wie die Warmfronten) thermisch aus zwischentäglichen Differenzen kalkuliert werden, die vertikalen Indizes dagegen aus den Tagesmitteln des nachfrontalen Felds. Die Eigenschaften des nachfrontalen Warmluftsektors entsprechen daher viel eher hohen Konvektivindexwerten (vgl. Kap. 12.1.1.) infolge höheren

Energiegehalts der Luft. Anders sähe es wahrscheinlich bei zusätzlich zwischentäglicher Differenzbildung der Vertikal-Indizes (die verworfen wurde) aus, weil dann auch kaltfrontal-konvektiver Moment in Rechnung gestellt würde. Eine weitere Erklärung für die Gleichzeitigkeit von stationären Fronten und erhöhter Konvektion mag sein, dass ein Teil der stationären Fronten okklusiven Typs ist, welcher häufig vertikale Labilisierungen einschließt (COHEN 1996, SCHULTZ 1996). Zuletzt sei auf Front-Modelle verwiesen, die frontale und konvektive Zonen als Mischform betrachten. Als Beispiel aufgeführt sei das Förderband-Modell nach CARLSON (in SCHULTZ 2001: 2207ff.), das schräge Massen-Förderprozesse besonders oberhalb eines *warmen* Förderbands als ausgedehnte konvektive Impulszonen im Sinne einer gehobenen Konvektion hervorhebt.

### 11.4. Allgemeine synoptisch-hydrologische Ereignistypen (ASHETs)

Eine Prüfung der frontalen/konvektiven Anomalien auf Gleichzeitigkeit mit Starkniederschlägen zeigt einen hohen Verknüpfungsgrad:

Tab. 11-2: Gleichzeitigkeit von intensiven Fronten (warm, kalt, stationär) bzw. von intensiver Konvektion mit Starkniederschlag-Hochwasser-Anomalien; wie soweit definiert; oberer Tabellenteil: Anzahlen  
 unterer Tabellenteil: binäre Qualität-Prüfwerte (Formulierungen unterhalb der Tabelle, vgl. auch Kap. 5.4.)

joint hydro-meteorological event and:	counting simultaneity of pronounced fronts/ pronounced convection and joint hydrometeorological events as defined hitherto							
	Northeastern USA				Central Europe			
	winter	spring	summer	autumn	winter	spring	summer	autumn
front	1086	1277	1460	1148	456	538	685	474
no front	191	165	186	176	49	77	70	57
no front and strong convection	67	44	72	61	36	28	34	16
neither front nor convection	124	121	114	115	13	49	36	41
frontal and convective intensity 1	binary quality measures: simultaneity of pronounced frontal and convective occurrences and joint hydrometeorological events							
	Northeastern USA				Central Europe			
	winter	spring	summer	autumn	winter	spring	summer	autumn
Critical Success Index [%]	93.1	91.8	94.6	93.4	93.8	90.9	92.9	92
False Alarm Ratio [%]	40	31.8	36.1	45.6	64.7	65.4	59.8	71.3
bias	1.56	1.34	1.48	1.72	2.66	2.62	2.31	3.2

Formulierungen binärer Qualität-Prüfwerte ('hydrologisch': Niederschlag und/oder Abfluss betreffend):  
Critical Success Index = (Anzahl frontal und konvektiv anormaler Tage) / (Anzahl hydrologisch anormaler Tage)

False Alarm Ratio (Fehlalarmquote) = (aus frontalen und konvektiven Anomalien falsch prognostizierter hydrologischer. Anomalien) / (aus frontalen und konvektiven Anomalien korrekt und falsch prognostizierte hydromet. Anomalien)

Bias = Anzahl prognostizierter hydromet. Anomalien / Anzahl eingetrossener hydrologischer Anomalien

Tab. 11-2 belegt auch, dass modellierte Reanalyse-Daten als atmosphärisch-dynamisches Element und Anomalien aus hydromet. Beobachtungsnetzen in beiden Regionen gute Dienste

leisten können, Ursachen und Wirkungen als solche darzustellen. Kritisch sei bemerkt, dass die recht hohen Fehlalarmquoten meines Erachtens eher auf zu schwache frontal-konvektive Anomalieabgrenzungen als auf zu strenge hydromet. Starkereignis-Definitionen hinweisen.

Aus den Darlegungen in Kapiteln 10.1., 10.2., 11.1., 11.2. und 11.3. ergibt sich eine Fülle an hydromet.-atmosphärischen Starkereignis-Definitionen, knapp 1000 je Region und Saison. Bevor in Kap. 12.2. daraus eine Auswahl nach Unwetter-Spezifität gezogen wird, sollen zur vorläufigen Synthetisierung 2 Einteilung-Schemata Überblick verschaffen, welche Hauptgruppen an mehrfach verknüpften hydromet. Anomalie-Ereignissen es gibt:

I) Mit dem ersten Einteilung-Schema wird zusammengefasst, welche Verbindungen von atmosphärischen und hydromet. Anomalien es grundsätzlich gibt bzw. geben kann. Definitionsüberlappungen sind möglich. Tab. 11-3 dokumentiert die Häufigkeiten der sogenannten *allgemeinen synoptisch-hydrologischen Ereignis-Definitionen bzw. -Typen* (ASHETs). Regional fällt eine Tendenz zu geringerer Definitionsüberlappung in ZEU auf: Singuläre Zuordnungen erfassen in NEUS 25%, in ZEU 61,6% der einbezogenen Tage, doppelt zugeordnet sind 53% bzw. 29,8%, dreifach 21,5% bzw. 7,7% der Tage. Methodisch wird dies zur Folge haben, dass in Nordamerika eine größere Anzahl atmosphärischer Tagesfelder mehrfach in Musterbildungen eingehen wird als in Mitteleuropa (vgl. Kap. 12.1.1.).

Tab. 11-3: Anzahlen allgemeiner synoptisch-hydrologischer Ereignis-Typen (ASHETs) nach definitiver Einbeziehung frontaler, konvektiver und hydromet. Auffälligkeiten; ID: Identifizierungsnummer eines ASHETs

ID	ASHET	number of sample definitions
11	no front/no convection considered, by basins	34
12	no front/no convection considered, by hydrometeorological intensities	4
13	no front/convection considered, by positions of precipitation fields	9
14	no front/no convection considered, by spatial extensions	36
16	no front/no convection considered, regional dry events	68
21	frontal+hydromet., warm fronts	30
22	frontal+hydromet., cold fronts	30
25	frontal+hydromet., stationary fronts	30
2x	frontal+hydromet., fronts (mixed fronts/undefined)	1
31	frontal-convective+hydromet., front only	9
32	frontal-convective+hydromet., convection only	11
33	frontal-convective+hydromet., fronts and convection	6
40	hydromet. anomaly, no front, no convection	2
50	frontal anomaly, no hydromet. anomaly	4
		$\Sigma=274$

II) Eine zweite Einteilung orientiert sich stärker an den eigens erarbeiteten Definitionen dieser Arbeit. Durch die Hauptgruppen werden erneut alle in irgendeiner Weise anomalen Tage



erfasst, die Unterteilung der Definitionen ist annähernd komplementär angelegt, doppelt eingeordnete Tagen nehmen nur rund 5% ein.

Tab. 11-4: Bezeichnung und Anzahl 12 spezieller, ergebnisorientierter atmosphärisch-hydromet. Anomalie-Definitionen

<b>special main groups: how to define hydrometeorological events (definition type)</b>	<b>internal description</b>	<b>dry or wet type</b>	<b>frontal typing integrated</b>	<b>convective typing integrated</b>	<b>number of sample definitions</b>
frontal events ahead of frontal passage	FREVAF	wet	yes		13
frontal events after frontal passage	FREVBFB	wet	yes		13
flood wave, wave buildup within 7 days	WAVE	wet			22
dry periods according to length and strength	Jd LENGTHPERC	dry			64
dry periods according to number of affected basins and precipitation stations	JDMANY	dry			4
flood waves and volume floods with several affected precipitation stations – A	JWMANY	wet	yes		20
flood waves and volume floods by basins	BYBAS	wet			34
flood waves and volume floods with several affected precipitation stations – B	JWMANY VERTCONS	wet	yes	yes	12
flood waves and volume floods with several affected precipitation stations and several affected basins	JWVERT	wet		yes	8
position and extension of precipitation area	LA	wet			9
high discharges by enlargement of precipitation area	BYAFF	wet	yes		22
high discharges with spatially extended front	VASTFR	wet	yes		12
					<b>Σ=227</b>

## 12. Atmosphärische Charakterisierung hydrometeorologischer Anomalien

### 12.1. Verfahren

#### 12.1.1. Gekoppelte Hauptkomponentenanalyse (CPCA)

Das in Kap. 5.3. vorgestellte multivariate Verfahren der Hauptkomponentenanalyse wird hier in folgender Weise zur Verdichtung der in Kap. 10. und 11. gewonnenen Informationen angewendet:

Allen gemäß Kapiteln 10. und 11. ausgewählten hydromet. Anomalietagen werden mehrere atmosphärische Parameter aus der NCEP/NCAR-Reanalyse zugeordnet. Die atmosphärischen Parameter werden nach Druckniveaus und nach Art der zeitlichen Darstellung zusammengefasst, es entstehen 7 Variablengruppen. Leitidee des Gebrauchs mehrerer Variablen in mehreren Variablengruppen ist folgende wetterdynamische Grundannahme:

Hydrometeorologische Anomalieereignisse gleicher Ausrichtung (Stark- vs. Schwachereignisse) können von verschiedenartigen synoptischen Konstellationen erzeugt werden. Je enger dynamische und hydrologische Ereigniskriterien definiert sind, umso ähnlicher sollten den hydromet. Anomalien zugeordnete räumliche Konstellationen ausfallen, die daraus abzuleitenden Wettermuster wären demnach mit definitorischer Stichprobenpräzisierung zunehmend solide. Musterinterne Variabilitäten können zwar einhergehen mit In- oder Extensivierungen vergesellschafteter Niederschlags- und/oder Abflussanomalien, ohne indes grundverschiedene Anomalien zu erzeugen. Dies sollte umso mehr gelten, je mehr atmosphärische Variablen in die Musterbildung eingehen, und es so vermieden wird, dass gewisse variablenbezogene interne Musterschwankungen ausgeblendet werden. Schlechtenfalls könnten fehlende Variablen andererseits Grundlage von Musterbildungen sein, sodass das vorliegende, an Variablen mangelhafte Muster nicht als anomaliespezifisch erkannt und gleichsam irrtümlich aus dem SAGM-Katalog gestrichen wird.

In Tabellen 12-1 und 12-2 wird die Präsenz der eingebrachten Parameter in die insgesamt 7 Variablengruppen spaltenweise durch ein '+' gekennzeichnet. Die ausgewählten Geopotential-, Temperatur-, Feuchte- und Windgeschwindigkeit-Variablen gehören zu den am verlässlichsten in den modellierten (KOTHALAVA 1997), vertikale Indizes leiten sich daraus ab und sind mit moderatem Rechenaufwand eigens zu erzeugen (zur Formulierung vgl. Kap. 2.2.1.2.).

Tab. 12-1: synoptische Variablengruppen 1 bis 6 aus NCEP/NCAR-Reanalyse, basierend auf Originaloutputs; '17': Variable inbegriffen

6 niveaugleiche Variablengruppen	Tagesmittel niveaugleicher Variablen			zwischen tägliche Differenzen der Tagesmittel niveaugleicher Variablen		
	Abkürzung <sup>17</sup>	DYM_2M	DYM_850	DYM_500	IDY_2M	IDY_850
atmosphärisches Variable Niveau	bodennah	850hPa	500hPa	bodennah	850hPa	500hPa
Bewölkungsgrad		+ (ZEU)	+ (NEUS)	wie in Spalten 2 bis 4		
Geopotentialhöhe		+	+			
Höchsttemperatur	+					
Mitteltemperatur	+	+	+			
Tiefsttemperatur	+					
relative Feuchte	+	+	+			
Luftdruck auf NN	+					
spezifische Feuchte	+	+	+			
Windgeschwindigkeit	+	+	+			

Tab. 12-2: synoptische Variablengruppe 7, aus NCEP/NCAR-Reanalyse abgeleitete vertikale Indizes, zur Formulierung der Indizes vgl. Kap. 2.2.1.2.

7. Variablengruppe, 12 vertikale Indizes		einbezogene Niveaus				einbezogener Parameter			
Indexname (englisch)	Index- Kürzel	boden- nah	850hPa	500hPa	200hPa	Tempe- ratur	Feuchte	Geopo- tential	Wind [km/h]
Boyden 1	BOYI1	+		+		+		+	
Boyden 2	BOYI2	+	+						
Dew Point Temperature	DEW	+				+	+		
Modified K-Index	KMODI		+	+		+	+		
LayerThickness 1	LTHI1		+	+				+	
Layer Thickness 2	LTHI2	+		+				+	
Layer Thickness 3	LTHI3	+	+					+	
Moisture Evaluation	MEI		+	+	+		+		
Potential Instability	PII	+		+		+	+		
Vertical Wind Shear 1	SVORI1			+	+				+
Vertical Wind Shear 2	SVORI2		+	+					+
Vertical Totals	VTI		+	+		+			

Für jedes Anomalieereignis werden 7 CPCAs (engl: coupled principal component analysis = gekoppelte Hauptkomponentenanalyse) durchgeführt: Die zu jedem Anomalieereignis zugehörigen 7 atmosphärischen Variablengruppen dienen als Eingangsdatenmatrix je einer t-modalen CPCA: Die raumbezogenen Werte werden als Fälle aneinandergereiht, die Tageswerte als Variablen nebeneinander gestellt. Dimensionsunterschiede der verschiedenen Parameter innerhalb einer jeden Variablengruppe würden zwangsläufig zu Verzerrungen der Ergebnisse mit starker Übergewichtung hochdimensionierter Variablen führen (z.B. Geopotentialhöhe des 500hPa-Niveaus in (gp)m gegenüber Temperatur in °C). Um dies zu vermeiden werden alle Werte fallweise mittels z-Transformation standardisiert (SCHÖNWIESE 2000: 74). Zielidee der CPCA ist es, die gemeinsame zeitliche Repräsentanz der verschiedenen Parameter in *einem* Zeitgewicht (Ladung) darzustellen, dessen Wertebereich zwischen -1 und +1 liegt. Dagegen

<sup>17</sup> Diese Abkürzungen und 'VERT' für die siebte Variablengruppe (vgl. Tab. 12-2) werden als Abkürzungen im weiteren Verwendung finden.

werden die Raumgewichte (engl.: *Scores*) für jedes atmosphärische Variablenfeld getrennt dargestellt. Die Zusammenschau aller variablenweisen Raumgewichtsarrangements ergibt das – kartographisch darzustellende – gekoppelte Hauptkomponentenmuster (engl.: *coupled principal component* = CPC). Die Score-Werte streuen um den Mittelwert 0 den Häufigkeiten der Standardnormalverteilung folgend, theoretisch bis  $|\infty|$ . Typisch sind bei gegebenem Dateninput Werte bis ca.  $|5|$ :

Abb. 12-1: gekoppeltes Hauptkomponentenmuster (CPC) aus Scores (Raumgewichten) der t-modalen Einzelmuster von 5 atmosphärischen Größen; Raumausschnitte beliebig groß, in dieser Arbeit mit gleichen Anzahlen von Merkmalsträgern (im Gitterraster) für jedes Variablenfeld für die Untersuchungsregionen NEUS bzw. ZEU; Variablen exemplarisch

5 Variablenfelder aus Scores der Variablen:				
<b>Bewölkungs- grad</b>	<b>Mittel- temperatur</b>	<b>relative Feuchte</b>	<b>spezifische Feuchte</b>	<b>Windgeschwin- digkeit</b>

Dass durch CPCs Raummuster hoher zeitlicher Kovarianz beschrieben werden, bedeutet nicht, dass die räumlichen Einzelmuster (im Beispiel aus Abb. 12-1 die 5 Variablenfelder) sich in ihren räumlichen Anordnungen ähneln müssen. Das kann der Fall sein, ist dann aber nicht methodisch begründet, sondern liegt an der Ähnlichkeit der eingehenden Einzelvariablen. Die in dieser Arbeit erzeugten CPCs sind hinsichtlich ihrer nach Variablen getrennten Raummuster oft intern unähnlich und dann zum Teil leichter mit Hilfe der Stichprobendefinitionen oder zugeführter Tagesfelder zu deuten als aufgrund ihrer 'künstlichen' Score-Struktur (vgl. Kap. 12.2.2.). Eine Entscheidung über die Anzahl zu extrahierender Muster richtet sich mehr nach empirischen als nach theoretischen Überlegungen (vgl. Kap. 5.3.): Eine minimale Varianzerklärungssumme von deutlich über 50% ist erstrebenswert, wurde explorativ bei allen probeweise durchgeführten CPCAs – und später in aller Regel auch ergebnisrelevant – mit maximal 15 Mustern erreicht. Zweitens liege die saisonale Untergrenze der Anzahl von CPCA-Stichprobentagen in Übereinstimmung mit dem 99,5%-Quantil bei rund 25, sodass bei unter 15 Mustern nur mehr sehr selten ein einbezogenes Einzelfeld als Pseudomuster auftaucht. Die Erzeugung von 14 CPCs folgt als Kompromiss.

Angemerkt sei, dass die konzeptionell ähnlich gelagerte Kanonische Korrelationsanalyse – ebenfalls eine EOF-Technik – aus 2 Variablengruppen 2 zugeordnete, leichter deutbare Supervariablen maximierter Korrelation bildet, und als Musterbildungsmethode ebenfalls in Frage gekommen wäre: „Die kanonische Korrelationsanalyse ist immer dann angebracht, wenn man 2 komplexe Phänomene, die sich beide der Erfassung durch nur eine Variable entziehen, in Beziehung setzen will (ECKEY et al. 2002: 393).“ Als Untersuchungsgegenstände hätten in

dieser Arbeit dienen können: Das Hochwassergeschehen eines Einzugsgebietes soll mit Hilfe des Niederschlagsgeschehens einer Region erklärt werden, oder: Das Niederschlagsgeschehen einer Region soll mit Hilfe atmosphärischer Feuchtefelder erklärt werden. Ausschlaggebend für die Verwendung der CPCA hat das im Ergebnis weiterhin auf mehrere Variablen verteilte Raumgewicht gegeben, was spezifischere Anomalieuster (vgl. Kap. 12.1.2.) und ereignisspezifischere Pseudoladungszeitreihen erwarten lässt (vgl. Kap. 13.1.1.). Auch spricht die modellvergleichende und klimadynamische Sichtweise (vgl. Unterkapitel zu 13.) gegen eine Erzeugung von Supervariablen, weil die korrelative Bedeutung der Einzelparameter verloren ginge.

### 12.1.2. Definition spezifisch anormaler gekoppelter Muster (SAGM)

Die gemäß Kap. 12.1.1. erzeugten Muster werden allesamt als atmosphärische Indikatoren hydromet. Anomalieereignisse betrachtet. Da die Eingabedaten aufgrund der nach mannigfachen Kriterien bestimmten Anomalien zum Teil nicht unabhängig voneinander sind (Stichprobenüberschneidungen), gilt dies auch für die Muster. Besonders in Betracht zu ziehen ist die Gefahr, dass als anormal entworfene Muster sogar allgemeinen Mustern gleichen. Die nach Methodik und Anzahl zu den anormalen Mustern analogen 14 *allgemeinen* saisonalen Muster<sup>18</sup> beziehen dabei alle Tagesfelder der betreffenden Jahreszeit 1950-1999 ein. Um eine zielfremde anormal-allgemeine Musterähnlichkeit auszuschließen und ausschließlich *spezifisch* anormale gekoppelte Muster (SAGMs) auszuwählen, wird als erster Teil eines Dreifachkriteriums eingeführt:

(1) Die Korrelation zwischen anormalem Muster und allgemeinem saisonalen Muster soll gering ausfallen. Zwecks varianzanalytischer Absicherung gelte dies für den Korrelationsbetrag:

$$|r_{ag,max}| < 0,387$$

$r_{ag,max}$ : maximaler PEARSONScher Korrelationskoeffizient zwischen anormalem Muster und einem der 14 allgemeinen saisonalen Muster

Mit dem Grenzwert wird eine anormal-allgemeine Muster-Bestimmtheit von maximal 15% erreicht. Ein Vorzug gegenüber niedrigeren Schwellen sei mit dem dadurch erzeugten Ausschluss eines Großteils der CPCs aus dem SAGM-Katalog begründet.

(2) Zum zweiten sei eine *mehrtägige* zeitliche Repräsentativität gewährleistet durch einen probaten minimalen Eigenwert:

$$ew_a \geq 2$$

$ew_a$ : Eigenwert des potentiell spezifisch anormalen Musters

, sodass die Forderung nach Nicht-Identität von Einzeltagfeld und Muster erfüllt ist. Aus den

<sup>18</sup> Alle allgemeinen saisonalen Muster sind in Anhang C abgebildet.

Stichprobe-Bestimmungen ergibt sich, dass die mindestens 2 repräsentierten Tage in der Regel nicht in Folge auftreten.

(3) Drittens soll genügende Realitätsnähe gesichert und die Erzeugung von artifiziellen Mustern verhindert werden durch:

$$r_{ar,max} > 0,7$$

$r_{ar,max}$ : maximaler Korrelationskoeffizient zwischen potentiell spezifisch anormalem Muster und Tagesfeld aus der spezifischen CPCA-Stichprobe

, sodass wenigstens ein Realtag Mustergegebenheiten nahe kommt.

Die Schwellenwerte sind subjektiv derart gesetzt, dass es für alle definierten hydromet. Anomalien SAGMs gibt, auch wenn die Gesamtzahl an SAGMs dadurch sehr hoch ausfällt. Theoretisches Feintuning der Korrelationsschranken richtet sich auch nach dem sogenannten Bestimmtheitsmaß  $B=r^2$ , sodass  $0,15 \approx 0.387^2$  und  $0,5 \approx 0.7^2$ , und damit unter Kriterium 1) höchstens 15%, unter Kriterium 3) wenigstens 50% der entsprechenden räumlichen Varianz erfasst sind (zum Bestimmtheitsmaß SCHÖNWIESE 2000: 165). Der wahrscheinliche Überfluss an dadurch erzeugter Information wird in Rahmen der Zeitreihenanalyse durch Subgruppen-Einordnungen wieder reduziert (vgl. Kap. 13.3.) bzw. über Redundanz-einschätzungen vorab quantifiziert (vgl. Kap. 13.2.) werden.

Insgesamt erweisen sich ca. 3,3% (NEUS) bzw. 4,8% (ZEU) aus der Gesamtheit von rund 59000 Mustern als spezifisch anormal. Die größere SAGM-Häufigkeit für Mitteleuropa zeigt sich, wie Tab. 12-3 wiedergibt, offenbar systematisch in allen Jahreszeiten und bei fast allen Variablengruppen. Lediglich bei der siebten, vertikalen synoptischen Gruppe liegen NEUS und ZEU etwa gleich auf.

Tab. 12-3: Anteile von *spezifisch* anormalen gekoppelten Mustern (SAGMs) an *allen* extrahierten anormalen Mustern, in %; **rot** markiert: regional saisonal höherer Anteil ausnahmsweise bei NEUS

Region	7 synoptische Variablen-gruppen	IDY_2M	IDY_850	IDY_500	DYM_2M	DYM_850	DYM_500	VERT	Ø saisonal
NEUS	Frühling	2,16	3,94	4,20	2,08	<b>9,65</b>	1,34	1,30	<b>3,52</b>
	Sommer	2,58	3,95	3,75	3,51	2,97	<b>6,97</b>	2,92	<b>3,81</b>
	Herbst	3,05	4,21	3,82	1,60	2,57	2,66	<b>4,94</b>	<b>3,26</b>
	Winter	1,73	3,41	3,12	1,04	1,38	2,02	<b>5,03</b>	<b>2,53</b>
	Ø NEUS	<b>2,38</b>	<b>3,88</b>	<b>3,72</b>	<b>2,06</b>	<b>4,14</b>	<b>3,25</b>	<b>3,55</b>	<b>3,28</b>
ZEU	Frühling	5,17	4,50	5,00	7,11	6,64	5,26	3,65	<b>5,33</b>
	Sommer	4,80	5,98	5,41	5,51	6,55	4,46	3,42	<b>5,16</b>
	Herbst	3,97	5,59	5,39	5,93	6,47	4,46	3,72	<b>5,08</b>
	Winter	2,78	4,92	4,47	3,74	4,15	4,01	1,64	<b>3,67</b>
	Ø ZEU	<b>4,18</b>	<b>5,25</b>	<b>5,07</b>	<b>5,57</b>	<b>5,95</b>	<b>4,55</b>	<b>3,11</b>	<b>4,81</b>
Ø NEUS + ZEU		<b>3,18</b>	<b>4,49</b>	<b>4,32</b>	<b>3,62</b>	<b>4,95</b>	<b>3,83</b>	<b>3,35</b>	<b>3,96</b>

Zur Empfindlichkeit der SAGM-Anzahl hinsichtlich der Strenge der 3 Kriterien (1) bis (3) (s. Kap. o.) sei Folgendes angemerkt:

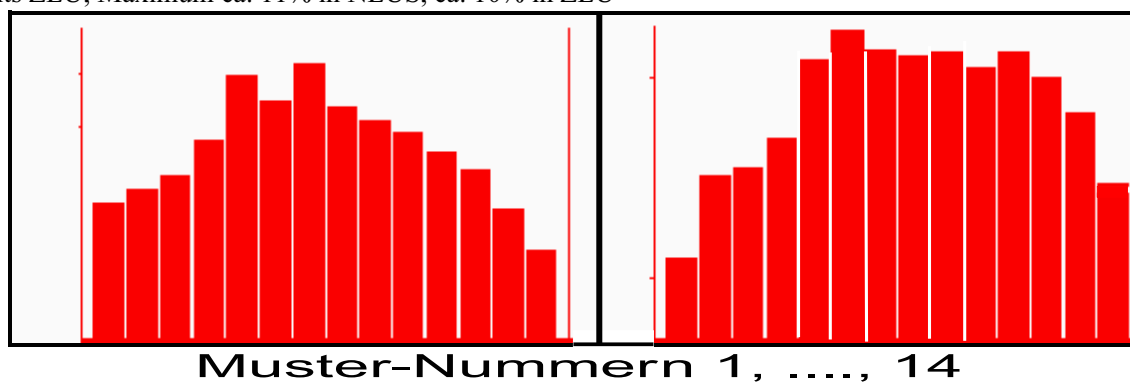
- i) Mäßige bis starke Verschärfung der 3 Einzelschranken im einzelnen und in gleichem Maße – bemessen nach der kriterienspezifischen relativen Minderung an SAGMs – führt im regionalen Vergleich zu einer für NEUS jeweils deutlicheren Verringerung der alle 3 Kriterien erfüllenden Muster. Dies lässt auf eine häufigere *mehrfache* Nicht-Erfüllung der Prüfwerte für ZEU-Muster schließen.
- ii) Bei *geringer* Verschärfung der Einzelprüfwerte verhalten sich NEUS und ZEU dagegen etwa gleichmäßig, die Gesamtzahl der SAGM-Muster verringert sich um etwa das ein- bis anderthalbfache der Einzelreduzierungen, musterbezogen mehrfache Schwellen-abweichungen sind entsprechend regional gleich häufig.
- iii) Bei schrittweiser Verschärfung der gesamten Schwellenwertstrenge – bemessen nach der kriterienspezifischen relativen Minderung an SAGMs – trägt der Eigenwert unter den 3 Prüfwerten zunächst am geringsten zu einer Minderung der SAGMs bei, ab moderater Verschärfung jedoch mit Abstand am stärksten. Für die Kriterien der anormal-generellen Muster-Bestimmtheit und der Realitätsnähe verhält es sich grob umgekehrt: Bei moderater Schwellenverschärfung lassen beide nur etwa halb soviel Muster wie der Eigenwert ausscheiden. Für sehr strenge Schwellen ist eine Annäherung der 3 Kriterien zu erkennen.
- iv) Punkt iii) gilt der Qualität nach für NEUS wie für ZEU, allerdings mit relativ zunehmender Sensivität bei NEUS mit wachsender Kriterienschärfe. Im regionalen Vergleich erscheint die anormal-generelle Muster-Bestimmtheit vor Realitätsnähe und Repräsentativität für ZEU gegenüber allen nordamerikanischen Entsprechungen als weniger anfällig. Summa summarum würde somit der zentraleuropäische Vorsprung an SAGM-Anzahlen durch Kriterienverschärfungen – absolut wie relativ – weiter ausgebaut.

Aus Tab. 12-3 und den vorigen Ausführungen darf geschlossen werden, dass es in erster Linie die Unähnlichkeit von SAGMs und allgemeinen Mustern – das Kriterium (1) der geringen anormal-generellen Muster-Bestimmtheit – ist, welches in ZEU für höhere SAGM-Anteile sorgt. Es kann daher von einer tendenziell stärkeren dynamischen Eigentümlichkeit mitteleuropäischer Anomalie-Synoptik die Rede sein, die sich in allen Jahreszeiten findet. Das in beiden Regionen etwas niedrigere Winter-Niveau mag diesbezüglich von einer weniger prägnanten Diskrepanz zwischen Anomalie- und Allgemein-Synoptik herrühren, kann aber auch, ungeprüft, Folge größerer Abhängigkeiten zwischen den winterlichen CPCA-Stichproben sein. Zwischenregional auffällig ist im weiteren die SAGM-Wiedergabefähigkeit der synoptischen Variablengruppen, wo bei ZEU die SAGM-Anteile bei den vertikalen Indizes

deutlich von denen der interdiurnen und Tagesmittel-Gruppen abfallen. Umgekehrt betrachtet scheinen vorrangig die niveaubezogenen, Tagesmittel wiedergebenden Variablengruppen hydromet. Anomalien Mitteleuropas synoptisch am prägnantesten fassen zu können.

Für die Robustheit der nach dem eingeführten Dreifach-Kriterium ausgewählten SAGMs spricht insbesondere, dass nachrangige Muster häufig selektiert sind und trotz der numerisch mutmaßlich zufälligen Erzeugung mindestens *eine* beachtlich hohe repräsentative Korrelation zu einem Einzelfeld  $> 0,7$  innerhalb der CPCA-Stichprobe (maximale  $n \approx 300$ ) aufweisen. Die Verteilung für ZEU tendiert dabei saisonal wie insgesamt zu höheren Muster-Nummern. Einen weiteren wichtigen Hinweis erbringt Abb. 12-2 hinsichtlich der *Anzahl* extrahierter Komponenten, die mit 14 zumindest insofern als angemessen eingeschätzt werden darf, als eine Abnahme der prozentualen Anteile (Balkenhöhen) für höhere Muster-Nummern vermuten lässt, dass weitere CPCs keinen wesentlichen SAGM-Beitrag mehr geleistet hätten.

Abb. 12-2: regionale Anteile der Muster-Nummern von SAGMs aus CPCAs, in % der GG; links NEUS, rechts ZEU, Maximum ca. 11% in NEUS, ca. 10% in ZEU



Notiert sei, dass Aussagen zu Spezifität und Robustheit NCEP-basierter SAGMs hinsichtlich Regionen, Jahreszeiten und Variablengruppen keine Gültigkeit für die GCM-Zeiträume (Kontrollläufe und Szenarien, vgl. Kap. 13.1.2.) zukommt. Grund ist nicht der NCEP-GCM-Bias, der eliminiert werden kann, sondern die korrelative Übertragung von NCEP-SAGMs auf Felder anderer GCMs mittels Erzeugung von Pseudoladungen (vgl. Kap. 13.1.1.). Damit wird ungeprüft vorausgesetzt, die Zusammenhänge zwischen synoptisch-meteorologischen mit hydromet. Ereignissen Auslösern in NCEP und GCMs seien die selben. Rein probabilistisch gründet daher die Annahme, dass die Anzahl signifikanter GCM-Kontrolllauf-Trends mit der Anzahl durch Pseudoladungen nachgezeichneter, NCEP-basierter SAGM-Realzeit-Trends gleich kommt (vgl. Kap. 13.1. und 13.2.).

## 12.2. Anwendbarkeit von SAGMs als Kurzfrist-Vorhersageinstrumente

### 12.2.1. Auswahlverfahren

Eine wertvolle Nutzung der erzeugten SAGMs liegt sicherlich in ihrer potentiellen Verwendung



als meteorologische Prognoseinstrumente zwecks Unwetterwarnung. Von Vorteil ist erstens der Zeitvorschub zwischen synoptischer Ursache und hydrologischer Wirkung, der eine Vorausschau von bis 10 Tagen (feucht) bzw. bis zu 25 Tagen (trocken) auf das durch die atmosphärische Konstellation zu erwartende hydromet. Ereignis zulässt. Von Vorteil ist zweitens die Verfügbarkeit der täglichen NCEP-Reanalyse als Prognosefälle, die in Datenaufbau und -prozessierung mit den SAGMs als Vergleichsfällen übereinstimmen.

Als Vorhersagemuster gut geeignet erscheinen SAGMs eindeutiger atmosphärisch-hydrologischer Sensivität: Hohe tägliche Zeitkoeffizienten von  $r \geq 0,5$  sollten stets mit der definitorisch zugesellten hydromet. Anomalie zusammenfallen, der Quotient des positiven Alarms ergo 100% betragen. Zugleich liege die spezifische Fehlalarmquote oder, als andere Möglichkeit, der *alternative* Fehlalarmanteil bei 0% (zu positivem Alarm und Fehlalarmquote vgl. Kap. 5.4.). Bei der alternativen Fehlalarmquote ist eine Verbindung von SAGMs auch mit definitorisch nicht spezifizierten hydrologischen Ereignissen erlaubt, insofern es sich um hydrologische Ereignisse gleicher Art ('feucht' oder 'trocken') handelt. Die Einführung der alternativen Fehlalarmquote erscheint sinnvoll angesichts räumlich oft nicht präziserer SAGMs. Nach dem Doppelkriterium bestimmte vorhersagetaugliche SAGMs verteilen sich folgendermaßen auf Untergruppen:

Tab. 12-4: Häufigkeit vorhersagetauglicher SAGMs (PrognSAGMs) nach Doppelkriterium: 100% positiver Alarm und alternative Fehlalarmquote wie oben im Kap. beschrieben 0% bei kritischem Tages-Zeitgewicht von  $r > 0,5$ ; 1950-1999; absolute Anzahlen und Prozentwerte nach 28 synoptisch-saisonalen Gruppen; **rot** ausgeführte Werte folgen einer leicht abweichenden Definition (s. Kap. u.)

Region	7 synoptische Variablen-gruppen:	IDY_2M	IDY_850	IDY_500	DYM_2M	DYM_850	DYM_500	VERT	$\Sigma/\emptyset$ saisonal
NEUS	Frühling	11/22,0	7/7,7	12/12,4	2/4,2	35/15,7	3/9,7	1/3,3	71/12,5
	Sommer	19/35,8	26/32,1	15/19,5	3/4,2	3/4,9	1/3,2 <sup>75</sup>	3/5,6	69/12,6
	Herbst	17/27,0	18/20,7	13/16,5	3/9,1	2/3,8	3/5,5	6/5,9	62/13,1
	Winter	12/34,3	15/21,7	5/7,9	2/9,5 <sup>5</sup>	3/7,3	2/7,1	17/16,7	54/15,0
	$\Sigma/\emptyset$ NEUS	59/29,8	66/20,55	45/14,1	8/4,4	43/7,9	8/5,6	27/7,9	256/13,2
ZEU	Frühling	52/48,6	20/21,1	8/7,6	2/1,3	12/8,6	16/14,4	8/10,4	118/15,0
	Sommer	16/15,8	19/15,1	1/0,9	3/2,6	6/4,3	1/1,1	1/1,4	47/6,2
	Herbst	35/43,2	24/21,1	11/10,0	4/3,3	9/6,9	12/13,2	9/11,8	104/14,4
	Winter	26/42,6	29/26,9	17/17,5	5/6,1	9/9,9	13/14,8	1/2,8 <sup>75</sup>	109/19,4
	$\Sigma/\emptyset$ ZEU	129/37,6	92/21,05	37/9,0	14/3,3	36/7,4	42/10,9	18/5,9	378/13,3
$\Sigma/\emptyset$ NEUS + ZEU	188/33,7	158/20,8	82/11,5	22/3,9	79/7,7	50/8,2	45/6,9	634/13,3	

Anders als bei der Auswahl der SAGMs im allgemeinen (vgl. Tab. 12-3) ist bei der Auswahl im Hinblick auf Prognose-tauglichkeit kein nennenswerter relativer Niveau-Unterschied zwischen den Regionen auszumachen. Übereinstimmung herrscht auch in der Bevorzugung interdiurner, darunter bodennaher Muster. Einer saisonalen Ausgeglichenheit für NEUS steht eine deutliche

Sommer-Winter-Spreizung in ZEU gegenüber. Ebenso zeichnet die synoptisch-jahreszeitlichen Anteile Nordamerikas, trotz zweier Nullbelegungen, eine größere Ausgeglichenheit aus. Die weiter oben postulierte tendenziell stärkere Eigentümlichkeit mitteleuropäischer Anomalie-Synoptik setzt sich bei der Fokussierung auf hydromet.-prognostische Trennschärfe nicht fort.

Erwähnung finden muss, dass die in Kap. 11. eingeführten 14 allgemeinen synoptisch-hydromet. Ereignis-Typen regional-saisonal recht unterschiedlich durch PrognSAGMs erfasst sind:

- i) Vorhersagetechnisch am problematischsten erscheinen Ereignisse nach Pegelinzugsgebieten, solche rein nach räumlicher Ausdehnung, atmosphärisch-hydromet. Events mit unbestimmtem Frontentyp und solche ausschließlich mit starker Konvektion.
- ii) Trockenheit ist prognostisch – bei der geringen Anzahl hydrologischer Definitionen und an SAGMs – immerhin in Sommer und Winter (NEUS) bzw. Frühling und Winter (ZEU) besetzt, zur Hälfte etwa ebenso atmosphärisch-hydromet. Geschehen mit Warm- und Kaltfronten.
- iii) Die Mehrzahl der PrognSAGMs konzentriert sich auf intensitäts- und lagebezogene Anomalie-Definitionen und auf synoptisch-hydromet. Prozesse gemischt frontal-konvektiver Art.
- iv) Ebenfalls prognostisch vollständig belegt sind durch stationäre Fronten ausgelöste Starkereignisse, thermodynamische Auffälligkeiten ohne hydrologische Konsequenzen und hydrologische Auffälligkeiten ohne anormalen frontalen oder konvektiven Impuls.

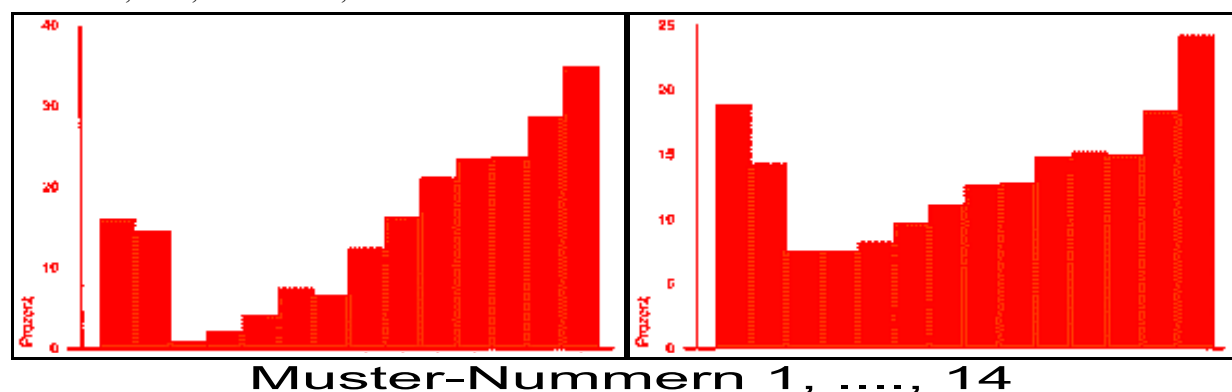
Ein einfaches Vorhersageverfahren besteht in der Ähnlichkeitsanalyse von SAGMs mit analogen gekoppelten NCEP-Tagesfeldern. Statistisch nimmt der Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient dabei eine binäre Vorhersage-Funktionen wahr, indem er die Schwelle zwischen Nicht-Ereignis und Ereignis setzt. Die Höhe des Schwellenwerts sollte identisch sein mit dem kritischen Zeitkoeffizienten aus dem Doppelkriterium (hier 0,5). Rein empirisch müsste jedem Tag mit einer Ladung größer 0,5 die per definitionem verlinkte resultierende Anomalie folgen, unabhängig vom Betrag der unerklärten Restkorrelation.

Eine *Wahrscheinlichkeitsabschätzung* des hydrologischen Ereignisses kommt dann zustande, wenn hydrologische Zuordnungen zum atmosphärischen Vorhersage-Muster nicht eindeutig sind. Eine Prüfung erneut aller SAGMs auf variable minimale Zeitkoeffizienten, positive Alarm-Quoten und Fehlalarmquoten machte nur dann Sinn, wenn die synoptisch-saisonalen Anteile in Konsequenz ausgewogener belegt wären. Vertretbar erscheint deshalb, das minimale Zeitgewicht bei 0,5 zu belassen, da schon geringe Steigerungen eine deutliche Dezimierung der Vorhersagegrundlage – in der Größenordnung von -50% pro +0,05 – hervorriefen. Gehäuft gänzliche synoptisch-saisonale Fehlbelegungen treten dagegen erst bei kritischen Zeit-

koeffizienten über 0,75 (NEUS) bzw. 0,85 (ZEU) auf. Von den 14 Ereignistypvarianten der ASHETs wären dabei übrigens bis in den hochkorrelativen Bereich 'Starkniederschläge nach Lage' prognostisch noch einschätzbar. Das zur allgemeinen SAGM-Auswahl eingeführte Realitätsnähe-Kriterium mindestens einmaliger SAGM-Korrelation und geringstenfalls einem Tagesfeld mit  $r > 0,7$  paust sich derart als die Vorhersagetauglichkeit fördernd offenbar durch.

Ein anderes Merkmal für Robustheit, die Präferenz nachrangiger CPCs, scheint auffälliger in den Nummern-*Häufigkeiten* der Komponenten durch: In Abb. 12-3 sind, im Unterschied zu Abb. 12-2, die Anteile explizit prognosetauglicher SAGMs (PrognSAGMs) je Muster-Nummer dargestellt. Deutungswürdig ist vor allem die geringe Ausschöpfung der CPCs 3 bis ca. 7 als Prognostika. Eine adhoc-Interpretation lässt vermuten, dass die Konzentration eines Großteils der Varianz auf die ersten 2 Muster sich in der Form bemerkbar macht, dass die Folge-Muster vielfach ihre hydromet. Eindeutigkeit einbüßen. Höherrangige Muster scheinen Restvarianzen dann vermehrt so zu bündeln, dass synoptische Eigenart, Repräsentanz und Robustheit von neuem gepaart sind mit hydromet. Präzision.

Abb. 12-3: regionale Anteile vorhersagetauglicher SAGMs (PrognSAGMs) an allen SAGMs pro Muster-Nummern, in %; links NEUS, rechts ZEU

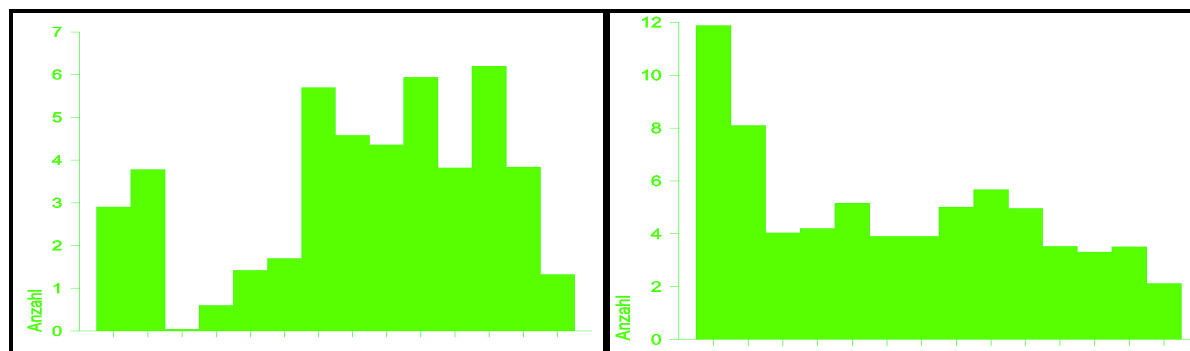


Es handelt sich allerdings insofern um Scheingenauigkeiten, als hintere Muster überproportional oft *seltene* hydromet. Ereignisse wiedergeben, und damit die für die Prognostikum-Auswahl entscheidenden Eigenschaften der Eindeutigkeit leichter zu erfüllen sind. So vertreten vordere Muster nicht nur bei PrognSAGMs sondern insgesamt überwiegend häufigere (und meist wohl weniger schwere) Ereignisse. Sammeln sich auf die Komponenten 1 und 2 ca. 65 (NEUS) bzw. 85 (ZEU) anormale Tage pro Jahreszeit, sind es für Nummern 13 und 14 zusammen nur 11 (NEUS) bzw. 22 (ZEU). Abb. 12-4 führt eine Abweichung von dieser allgemeinen Tendenz zur verringerten Repräsentanz hinterer Muster vor Augen: In Nordamerika reichen relativer und absoluter Überhang der Muster 7 bis 13 aus, um hier einen Schwerpunkt zu bilden.

Bei konstantem kritischem Zeitgewicht von 0,5 und verschärfter, statt *alternativer* nun *spezifischer* Fehlalarmquote gleich 0%, nimmt die Zahl einzubeziehender Muster ebenfalls stark ab (NEUS um  $\frac{3}{4}$ , ZEU um  $\frac{2}{3}$ ), auch eine kritischere Auswahl anhand dieses Werts wirkt dem

Zweck der synoptischen Vollständigkeit von Vorhersagen entgegen. Es wird daher vorgeschlagen, die wenigen unbelegten Gruppen aus Tagesmittel- und Vertikal-Synopsen durch SAGMs suboptimalen positiven Alarms  $< 1$  aufzufüllen. Bei Zeitgewicht=0,5=const. und alternativer Fehlalarmquote=0=const. bedarf es einer Absenkung positiven Alarms auf 75% bis 50%. In Tab. 12-4 sind die betreffende Werte rot ausgeführt, hochgestellt die positiven Alarmquoten.

Abb. 12-4: durch vorhersagetaugliche SAGMs (PrognSAGMs) vertretene synoptisch-hydromet. anormale Tage (Mittel der Jahreszeiten), nach Muster-Nummern; links NEUS, rechts ZEU



### Muster-Nummern 1, ..., 14

Neben diesen Einzelfällen könnte die probabilistische Vorhersageform bezüglich der alternativen Fehlalarmquote in Anwendung kommen, nämlich dann, wenn der spezifische Fehlalarm  $> 0\%$  ist, und wenn neben dem spezifischen Ereignistyp (positiver Alarm = 100%), der jedenfalls zu erwarten ist, auch mit *ähnlichen* Ereignisvarianten zu rechnen ist, z.B. anstelle 'ausschließlich Starkniederschlag' 'Starkniederschlag mit Hochwasser'.

Zusammenfassend kann die im vorigen dargestellte Einsatzfähigkeit zahlreicher SAGMs für Unwettervorhersagen als Beleg dafür dienen, dass SAGMs in der vorgeschlagenen Auswahl als Abschätzungstool auch zukünftiger und langfristiger Entwicklungen als praktikabel erscheinen.

#### 12.2.2. Plausibilität von Mustertypen

Verwiesen sei auf Anhang G, wo eine Reihe von SAGMs herausgegriffen wird, um ihre räumliche Konstellation in Zusammenhang von Synoptik und hydrologischem Ereignis zu deuten bzw. um ihre Deutbarkeit daraufhin zu prüfen. Geschieht dies hier mit Blick auf die Vorhersagetauglichkeit der PrognSAGMs, so wird dies später (vgl. Kap. 13.3.) prinzipiell in Hinblick auf SAGMs mit signifikanten langfristigen Zeitreihenentwicklungen der Fall sein. Unterteilt wird die Prüfung in Anhang G nach den 14 allgemeinen synoptisch-hydrologischen Ereignistypen (ASHETs), eine Übersicht über deren Häufigkeiten sei in Tab. 12-5 und 12-5 gegeben. Hauptkomponentenanalytische Charakterisierungen in Verbindung mit kartographischen Darstellungen sind Grundlage der stichwortartigen Interpretationen von hydromet. Ereignisketten in Anhang G. Interpretatorische Problematiken sind gegebenenfalls aufgegriffen.

Tab. 12-5: regional-saisonale Häufigkeiten (Anzahlen) der 14 ASHETs unter den PrognSAGMs; rot hervorgehoben sind Fehlbelegungen; zu den ASHET-IDs vgl. Kap. 11.4., Tab. 11-3, S. 128

region	1950-1999	general synoptic-hydrologic event types: ID (allgemeine synoptisch-hydrologische Ereignis-Typen (ASHETs))													
	season	11	12	13	14	16	21	22	23	24	31	32	33	40	50
NEUS	spring	0	7	9	12	0	19	10	3	1	26	15	45	2	1
	summer	0	15	11	22	2	14	11	3	0	10	4	22	5	7
	autumn	0	14	19	15	0	11	3	2	0	3	11	15	1	3
	winter	2	17	11	17	2	6	5	5	1	4	5	14	4	2
	year	2	53	50	66	4	50	29	13	2	43	35	96	12	13
ZEU	spring	1	20	76	6	2	5	4	4	0	5	7	9	1	2
	summer	0	9	23	8	0	7	3	2	0	6	0	5	1	1
	autumn	1	9	85	5	0	4	3	1	0	6	0	3	0	1
	winter	2	7	71	14	2	9	6	2	0	7	0	2	1	1
	year	4	45	255	33	4	25	16	9	0	24	7	19	3	5

Tab. 12-6: regional-saisonale Anteile von PrognSAGMs an jeweiliger ASHET-spezifischer SAGM-Gesamtheit, in %; zu den ASHET-IDs vgl. Kap. 11.4., Tab. 11-3, S. 128

region	1950-1999	general synoptic-hydrologic event types: ID (allgemeine synoptisch-hydrologische Ereignis-Typen (ASHETs))													
	season	11	12	13	14	16	21	22	23	31	32	33	40	50	all
NEUS	spring	0,0	11,3	56,3	7,7	0,0	10,3	13,9	7,5	14,2	15,2	13,3	16,7	3,8	12,1
	summer	0,0	15,3	26,8	17,6	40,0	11,4	12,4	10,7	8,8	6,0	7,8	38,5	21,9	12,2
	autumn	0,0	10,7	47,5	12,9	0,0	12,2	5,4	7,1	3,0	18,3	9,0	14,3	13,0	11,4
	winter	16,7	18,5	52,4	15,5	15,4	7,3	13,2	16,7	10,3	6,7	9,9	26,7	12,5	13,7
	year	2,5	13,8	42,4	13,0	10,8	10,4	11,4	10,3	9,8	11,6	10,4	25,5	13,4	12,3
ZEU	spring	9,1	11,3	23,8	6,3	15,4	8,6	7,5	7,8	5,9	9,5	7,3	5,9	5,4	12,7
	summer	0,0	5,9	7,4	8,0	0,0	8,2	4,6	8,7	4,6	0,0	3,5	3,4	4,3	5,9
	autumn	4,8	6,1	26,5	4,0	0,0	4,6	5,4	3,1	7,1	0,0	4,3	0,0	4,3	11,7
	winter	9,5	8,1	27,6	13,0	66,7	11,0	13,0	7,1	10,4	0,0	2,6	6,3	3,8	14,7
	year	5,4	8,0	21,1	7,7	13,8	8,0	7,3	6,7	6,6	4,9	4,6	3,7	4,6	11,0

### 12.3. Zusammenfassung: Rezente synoptische Mustertypen

Die CPCA dient als statistisches Instrument, um hydromet. Anomalien verschiedener Definitionen atmosphärische Randbedingungen verschiedener troposphärischer Niveaus zuzuordnen. Die atmosphärischen Bedingungen werden deshalb als synoptisch bezeichnet, weil mehrere Variablen zugleich in die Analyse eingehen, zum Zwecke der Aufdeckung gemeinsamer Variablen-Varianzen im Rahmen zirkulationsdynamisch zu verstehender Prozesse. Aus der Summer aller CPCs werden in dreifacher Prüfung solche ausgewählt, welche räumliche Eigenart im Vergleich zu allgemeinen saisonalen Mustern ( $r < |0,387|$ ), übersinguläre Eigenwerte größer 2 und mustergültige Nähe zu einem oder mehr Realzeitfeld(ern) ( $r > 0,7$ ) aufweisen. Entsprechende CPCs gehen in den Pool der spezifisch-anormalen gekoppelten Muster (SAGMs) als potentielle Vorhersagemuster und als mögliche hydroklimatische Trendindikatoren ein. Hinsichtlich der SAGM-Anzahl bleibt festzuhalten, dass die Eigenwertschwelle standardisiert das empfindlichste Ausschlusskriterium darstellt, in NEUS stärker als in ZEU.

Für die mehreren Hundert SAGMs je Region je Saison wurde in Kap. 12.2. zunächst eine Prüfung auf im engeren Sinne prognostische Verwendbarkeit durchgeführt. Grundvoraussetzung ist ihre hydromet. Eindeutigkeit. Vorhersagetauglich ist ein SAGM demnach nur dann, wenn

- i) mit jedem Vorkommen des SAGMs auch das entsprechende definitorische hydromet. Ereignis eintritt (positiver Alarm=100%) und zugleich
- ii) die sogenannte unspezifische/alternative Fehlalarmquote 0% beträgt.

Schließlich erfüllen gut 10% aller SAGMs beide Kriterien. Interdiurne synoptische Variablengruppen sind dabei stärker belegt als zeitlich unveränderte (Tagesmittel) und die vertikale. Hintere Musternummern bringen relativ am meisten prognostisches Gewicht ein (vgl. Abb. 12-3), absolut sind es mittlere (NEUS: Nummern 7 bis 12) bzw. vordere (ZEU: Nummern 1 und 2) Muster (vgl. Abb. 12-4).

Aus einer interpretatorischen Plausibilitätsprüfung geht die überwiegende Zahl gezielt ausgewählter PrognSAGMs als stimmig in Bezug auf synoptisch-hydrologische Chorologie (vgl. Kap. 6) hervor (vgl. Anhang G). Einige allgemeinere Schlüsse ergeben sich zusammen mit den Ergebnissen aus Kap. 12.1.2.:

- Die empirisch bestimmte allgemeine Anzahl von 14 Hauptkomponenten findet interpretatorisch insofern Niederschlag, als hintere 'Restmuster' recht oft nur sehr wenige Ereignisfälle auf sich ziehen, dieser Umstand interpretatorisch als Einzelfall-Problematik Berücksichtigung Berücksichtigung findet.
- Damit in Zusammenhang steht die Schwierigkeit, die meteorologischen Zeitdimensionen von Wetter und Witterung zu unterscheiden. Es ist generell nicht klar, ob einzelne einem SAGM zugewiesene Tage hydromet. den per definitionem charakterisierten Wettercharakter 'zurecht' vertreten oder ob sie, unter Umständen ebenso wie das SAGM, zufällig als hydromet. typisch gelten, Letzteres erscheint wahrscheinlich bei der Deutung eines trockenen Musters für ZEU in Anhang G, S. 348-349. Im weiteren löst sich, den dynamisch-hydrologischen Zeitversatz als *Witterungsphasen* konstituierend bedacht, für nicht-zufällige SAGMs die Grenzziehung zu eintägig relevantem *Wetter*mustern sogar auf.
- Als außerordentlich hilfreich bei der musterbezogenen Wettereinschätzung erweist sich der Bewölkungsgrad. Zudem stellt sich heraus, dass die Bewölkungsfelder sowohl mit relativer wie mit spezifischer Feuchte stark positiv kovariieren und dadurch die beiden Feuchte-Parameter als Einzelfelder plausibler in das gekoppelte Muster eingebunden sind. In dieser Hinsicht wäre von Vorteil gewesen, die bewölkungsbezogene Variable in alle synoptischen Gruppen, einschließlich der vertikalen, einzubinden.

- Interdiurne Variablengruppen sind unter Umständen schwer zu deuten infolge raumzeitlich mutmaßlich diffuser Vortagesniveaus; möglicherweise hat gerade jene Diffusität zum Einschluss in SAGM- und PrognSAGM-Selektionen beigetragen: zum einen aufgrund der resultierenden Unähnlichkeit mit allgemeinen Mustern, zum zweiten aufgrund der hydromet. Seltenheit und resultierenden Eindeutigkeit bei PrognSAGMs.
- Ebenfalls schwierig gestaltet sich die Deutung vertikal definierter, konvektiver Anomalien durch niveaugebundene Variablengruppen und die interdiurn definierter Fronten durch stationäre Variablengruppen; einfacher fällt dagegen die interdiurn-synoptische Auslegung stationärer Fronten.
- Das meteorologische Dimensionsproblem tritt zutage bei der Unterscheidung meso- und makroskaliger Erscheinungen. Die gewählten Kartenausschnitte können grundsätzlich Einblick in den Bereich leicht jenseits der Mesoskala gewähren. Bedacht werden muss jedoch, dass eine makroskalige Einordnung, etwa relativ zur Lage von Trogachsen, Höhenrücken oder Tiefdruckzentren, erschwert wird schon allein durch die räumliche Einschränkung der in der CPCA verarbeiteten Korrelationsmatrizen. So könnten in den vorliegenden SAGMs *relevante* Varianz- oder Aktionszentren bei kontinentaler oder hemisphärischer Analyse von untergeordneter Bedeutung sein.
- Bei den *steuernden* Parametern kommen in den höheren Stockwerken zum Teil geopotentielle Höhe und Windgeschwindigkeit zum Zuge, bodennah selten Luftdruck und Windgeschwindigkeit. Trotzdem bleibt oft spekulativ, inwieweit von in die Zirkulation eingebetteten Wetter- oder Witterungslagen die Rede sein kann. In den ausgewählt gedeuteten CPCs scheint die häufigere Identifikation von Kaltlufttropfen (ZEU), Trogrückseiten (ZEU) bzw. -vorderseiten (NEUS) zwar schlüssig, bleibt jedoch auch hinsichtlich des eingeschränkten Raumausschnitts Deutung.
- Besonders am Beispiel frontaler Anomalien ohne hydromet. Folgen eröffnet sich das Problemfeld der synoptischen Kongruenz: Es gibt demnach hydrologische Divergenzen ähnlich angeordneter oder ähnlich definierter synoptisch-atmosphärischer Felder entweder aufgrund feiner musterinterner Konstellationsunterschiede und/oder infolge fehlender Aufschluss gebender Variablen.
- Am Beispiel der hydromet. Anomalien ohne frontale Auslöser tritt die entgegen gesetzte Schwierigkeit der hydromet. Kongruenz zutage, wenn hydromet. Anomalien aus synoptisch-frontal unauffälligen Mustern hervorgehen, ohne dass dynamisch zu erfassen ist, auf welche atmosphärischen Umstände die hydrologische Anomalie zurückzuführen ist.

## 13. Hydroklimatische Trendabschätzungen

### 13.1. Datengrundlage und Methodik

#### 13.1.1. Erzeugung von Pseudoladungen

Die in Kap. 12.1.2. eingeführten SAGMs dienen als Referenzfelder potentieller hydromet. anormaler Entwicklungen. Kandidatenfelder sind die parametrisch und räumlich analogen Tagesfeld-Konstellationen der insgesamt 6 GCM- Kontroll- und Szenarioläufe. Räumliche Ähnlichkeit zwischen Referenz und Kandidat findet über die in Kap. 5.3.2. bereits eingeführten Pseudoladungen statt. Darunter sind im Resultat Zeitgewichte zu verstehen, die identisch sind mit den PEARSONSchen Korrelationskoeffizienten, und die damit Werte zwischen  $-1$  und  $+1$  annehmen. Im Unterschied zu den Ladungen beziehen sich Pseudoladungen auf Zeitabschnitte außerhalb des konstitutiven Zeitbereichs <sup>19</sup>, in völliger Übereinstimmung mit den Ladungen erfolgt die Erzeugung von Pseudoladungen bzw. ist deren Bedeutung als Zeitgewicht zu verstehen.

Als standardisiertes Ähnlichkeitsmaß kann die Pseudoladung in ihrer Information zunächst leicht anhand ihres Wertes eingeordnet werden. Allerdings bedarf es empirischer Kontrollen, um Näheres über Art und Ausmaß räumlicher Übereinstimmungen zu ermitteln, und Abgleich mit anderen Ähnlichkeitsmaßen kann helfen, besonders das Ausmaß an Abweichungen zwischen Referenz und Kandidat zu quantifizieren. Zur Bestimmung überflüssiger SAGM-Information werden in Kap. 13.2.2. hohe Pseudoladungen dahin gehend auf ihre Aussagekraft geprüft.

Die Berechnung von Pseudoladungen ist gleich bedeutend mit der Übertragung NCEP-basierter Muster auf Datenmaterial anderer AOGCMs, ohne dass eine gegenseitige Angleichung der Modelldaten in Form einer Biaskorrektur vonnöten wäre. Die Annahmen von Trend- und Niveau-Unabhängigkeit der Modellauswürfe liegen dieser erlaubten Modellunmittelbarkeit zugrunde, und darin ist auch ein großer Vorzug der sich ergebenden, modellnahen Zeitreihen gegenüber korrigierten (vgl. Kap. 13.1.2.) zu sehen.

#### 13.1.2. Biaskorrektur: Angleichung der AOGCM-Kontrollläufe an NCEP

Anders sieht es aus, wenn die NCEP-Muster neben ihrer räumlichen Anordnung auch bei zeitlichen Gewichten und Variabilitäten als maßgebend erachtet werden. Dann muss untersucht werden, ob zwischen rezentem Realklima (NCEP) und quasi-rezentem GCM-Klima (Kontrolllauf) Unterschiede bestehen. Weniger relevant erscheinen dabei Trendkomponenten, da die Zeitreiheneigenschaften, das heißt die Abfolgen SAGM-bezogener Zeitkoeffizienten,

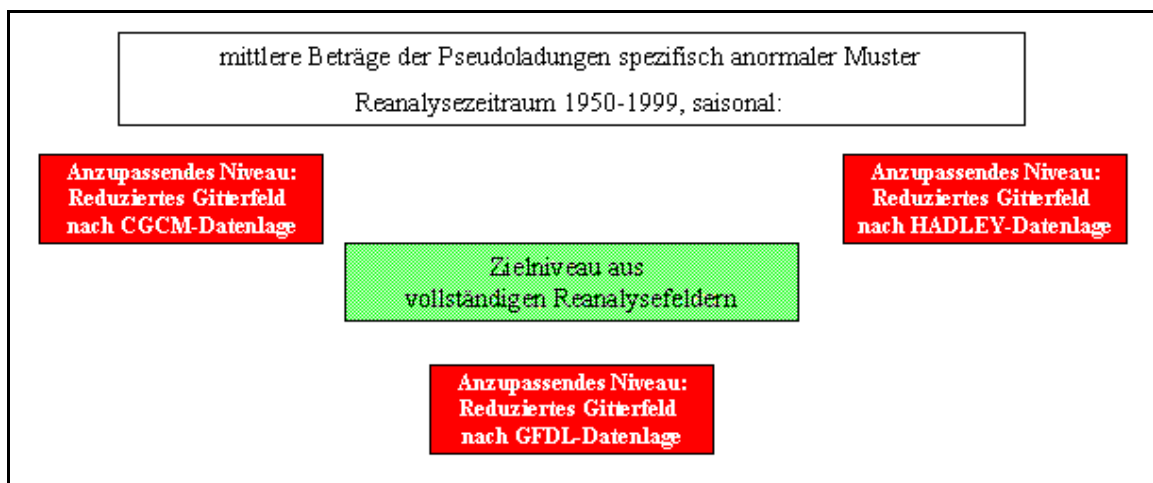
<sup>19</sup> Teilmenge wird im weiteren synonym zu Stichprobe (Abkürzung: SP) verwendet.



verschiedener Modelle weiterhin als zufällig oder unabhängig gelten sollen. Entscheidend ist vielmehr, ob die Auftretshäufigkeit von SAGMs in einem Kontrolllauf gemessen an Pseudoladungsbeträgen insgesamt fehlerhaft eingeschätzt wird. Diese aufgrund ihrer Datenbasis systematische Abweichung von der Referenz wird als Bias (engl. *bias*: Schräge, Überhang, Neigung) bezeichnet. In Kap. 5.5. wurden bereits einige Vorüberlegungen zur Bias-Problematik angestellt. Einer Biaskorrektur werden die Kontrolllauf-Pseudoladungen derart unterzogen, dass sie für jedes SAGM eine Angleichung an NCEP erfahren. Die Vorgehensschritte I bis II-2 seien erläutert:

I.) **Biaskorrektur infolge variierender Feldgrößen:** Wie unter Kap. 3.2.3. angedeutet wurde, ist unklar, in welche Richtung sich die Variabilität interpolierter AOGCM-Kontrolllaufelder und darauf basierender SAGM-Pseudoladungen im Vergleich zu den NCEP-Originalfeldern verschiebt. Die Notwendigkeit zur Interpolation hatte sich aus zu NCEP divergierenden Gitterfeldauflösungen ergeben. Zusätzlich zur Interpolation nimmt die aufgrund zum Teil geringerer Datenverfügbarkeit der AOGCMs reduzierte gekoppelte Feldgröße Einfluss auf Pseudoladungseigenschaften (Beträge, Signifikanz). Leicht nachvollziehbar machen sich die potentiell in zweifacher Weise auferlegten Variabilitätsveränderungen bemerkbar im Niveau der Pseudoladungsreihen: In diesem Sinne erfolgt eine Biaskorrektur getrennt für positive und negative Pseudoladungen und durch einfache Multiplikationen ausgerichtet am NCEP-Niveau:

Abb. 13-1: Schema der Biaskorrektur bezüglich der Maximal-Pseudoladungen aufgrund unterschiedlicher Anzahlen von Gitterwerten



Ganz überwiegend sind nach Beträgen minimaler und maximaler Pseudoladungen im Vergleich der GCMs zu NCEP negative Biases zu kompensieren:

Tab. 13-1: Anteile von erniedrigten (negativer Bias), etwa gleich hohen und erhöhten (positiver Bias) SAGM-Pseudoladungen (Beträge): Kontrollläufe vs. NCEP/NCAR-Reanalyse; in % der SAGMs

	NEUS			ZEU		
	niedriger	gleich	höher	niedriger	gleich	höher
<b>CGCM</b>	79,4	12,7	8,0	65,9	24,4	9,6
<b>GFDL</b>	80,3	6,1	13,6	74,1	12,2	13,4
<b>HAD</b>	89,8	3,9	6,3	63,3	32,8	3,7

II-1) SAGMs: Bias-Abschätzung von Häufigkeiten durch SAGMs repräsentierter Tage

i) **NCEP-Häufigkeit von SAGMs:** Für jedes SAGM wird die repräsentierte Anzahl von Tagen  $n_{\text{kor}}$  ermittelt, indem die Tage innerhalb der jeweiligen Ereignis-Teilmenge ausgezählt werden, an denen das entsprechende Muster maximal geladen ist, ungeachtet der Höhe der maximalen Ladung.

ii) **Kontrolllauf-Häufigkeit von SAGMs:** Gezählt werden Tage mit hoher SAGM-Ladung der gemäß Kap. 13.1.1. gebildeten Zeitreihen der Pseudoladungen. Als problematisch erweist sich dabei, neben dem meist niedrigeren Niveau der Zeitkoeffizienten im Vergleich zu NCEP, die Bestimmung 'ausreichend hoher' Pseudoladungen in dem Sinne, dass dadurch räumlich die SAGM-Muster angemessen wiedergegeben werden. Explorativ überprüft erscheint ab einem Korrelationsniveau von ca. +0,5 im allgemeinen die Verteilung der Varianzzentren in *allen* Variablenfeldern der synoptischen Gruppe angemessen abgebildet zu sein. Numerisch spricht ein hohes Signifikanzniveau für die Abbildungstreue der Varianzzentren. Schon gegen geringe Verschärfungen des Ereigniseintritt-Kriteriums auf  $r$  größer 0,5 spricht die deutliche Vermehrung bereits in Vielzahl vorhandener SAGM-Nichtbelegungen in den Kontrollläufen (z.B. für NEUS von nach GCM 15% bis 25% auf 25% bis 47% bei  $r=0,55$ ; für ZEU entsprechend von 21% bis 37% auf 36% bis 59%).

iii) **Fehlalarmquote von SAGMs:** Die für Schritt ii) begründete Schwelle von  $r=0,5$  wird nun verwendet, um die Häufigkeit SAGM-ähnlicher Tage  $n_{\text{progn}}$  im *gesamten* NCEP-Zeitraum zu ermitteln. Da jedoch ausschließlich die Tage aus i) als korrekt prognostiziert gelten, ergibt sich die Fehlalarmquote aus  $(n_{\text{progn}} - n_{\text{kor}})/n_{\text{progn}}$ . Die Fehlalarmquote gilt auch für die Kontrollläufe.

iv) **Ereignisbezogene Bias-Schätzung zwischen Kontrolllauf und NCEP:** Die in Schritten i) bestimmten SAGM-Häufigkeiten des Kontrolllaufs (Zähler) werden in Verhältnis gesetzt zu den unter ii) bestimmten SAGM-Häufigkeiten des NCEP-Zeitraums 1950-99 (Nenner). Da die Kontrolllaufelängen vom NCEP-Zeitraum abweichen, muss der Zähler erstens zeitlich angeglichen werden, zweitens wird der Zähler gemäß der Fehlalarmquote aus iii) von SAGM-Häufigkeiten auf SAGM-bezogene Ereignishäufigkeiten reduziert. Als Ergebnis erhält man einen Bias-Schätzer aus dem Quotienten zwischen SAGM-bezogenen Ereignishäufigkeiten aus Kontrolllauf und NCEP. Der Wertebereich  $[0; +\infty[$  verweist bei Quotienten unter 1 auf eine Ereignis-Unterschätzung durch den Kontrolllauf, 1 markiert völlige Häufigkeitsübereinstimmung mit NCEP, Werte größer 1 bedeuten Häufigkeitsüberschätzungen eines GCM gegenüber NCEP.

## II-2) SAGMs: Biaskorrektur der Häufigkeiten durch SAGMs repräsentierter Tage

Auf Basis der Biasabschätzung aus II-1) werden die SAGM-Pseudoladungen soweit linear, für negativen und positiven Wertebereich getrennt, gedehnt, bis die korrigierte Ereignishäufigkeit mit  $r > 0,5$  für den Kontrolllauf gleich der von NCEP ist. Mit dem gleichen Dehnungsfaktor werden die Szenarioreihen manipuliert. Eine selten eintretende Überdehnung mit korrigierten Maximal-Pseudoladungen über 1, wird hingenommen.

### 13.1.3. Testverfahren

Ziel der unter Kap. 5.6.2. vorgestellten wie aller Trend-Tests ist es, im Rahmen einer Zeitreihenanalyse trendhaftes (rotes) Rauschen von zufälligem (weißem) Rauschen zu trennen (SCHÖNWIESE 2000: 244-246). Bei diskreten Untersuchungen sinkt mit steigender Wiederkehrzeit des Ereignisses die Entdeckungswahrscheinlichkeit der Signifikanz schwacher Trendbeträge. Und auch: Bei relativ schwächeren Regressionskoeffizienten ist umso mehr damit zu rechnen, dass irrtümlicherweise keine Signifikanz festgestellt wird. Beide Irrtumspotentiale erwachsen aus geringen Trend-Rausch-Verhältnissen (FREI 2003). Die in dieser Arbeit involvierten maximalen Wiederkehrzeiten von 200 Tagen (saisonal) (s. Kap. 5.3.1. und 12.1.) liegen in dieser Hinsicht bereits im extremen Bereich. Neben ereignisbezogene, saisonal auszählende, schwach diskretisierte Zeitreihenanalysen ( $n \approx 150$ ) tritt daher die Auswertung vor allem gegenüber Ausreißern potentiell unempfindlicherer, nämlich zeitlich stark aufgelöster, täglicher Pseudoladungszeitreihen ( $n \approx 4500$ ).

Die 3 unter Kap. 5.6.2. vorgestellten Testverfahren werden vergleichend eingesetzt, um durch ihre Konzeption 2 unterschiedliche Richtungen in der Zeitreihenanalyse einzuschlagen:

I Die Signifikanz des Korrelationskoeffizienten (hier: zwischen Zeitreihenwert und monoton steigender Zeitvariable) richtet sich mittelwertsbezogen nach der t-Test-Verteilung, wobei der Testwert mit wachsenden SP-Umfang  $n$  degressiv sinkend von den Freiheitsgraden  $n-1$  abhängt und sich für große  $n$  den z-Schranken nähert (BROSIUS 1998: 204). Die Power der t-Test-Prüfung wächst überdies mit der Wertedichte der Datenreihen (SACHS 1984: 452).

II COX-STUART- und MANN-WHITNEY-U-Tests sind als Rangfolgetests empfindlicher gegenüber unter Umständen auch auf geringen Wertedifferenzen basierenden Unterscheidungen von Teilreihen. Sie werden ausschließlich bei der Analyse von Ereignisreihen eingesetzt (vgl. Kap. 13.3.2.), weil zum einen für die quasi-kontinuierlichen Pseudoladungsreihen die Korrelationssignifikanzen weit besser geeignet sind, zum anderen die sprunghaften und auch in ihrer Länge meist schiefen oder exzessiven Ereignisreihen ein beispielhafter Anwendungsfall für Rangfolgeuntersuchungen sind.

## 13.2. SAGM-Reproduktion durch AOGCMs

Die durch Erzeugung von Pseudoladungen und ggf. durch Biaskorrektur abgewickelte Übertragung von NCEP-Mustern auf AOGCMs gibt zunächst Auskunft darüber, inwieweit SAGMs als den 3 Übertragungsmodellen inhärent angesehen werden dürfen (Kap. 13.2.1.). Zweitens führt die Vielzahl teils abhängiger SAGMs potentiell zu einem Überfluss an räumlicher und zeitlicher Information, auf welchen verzichtet werden könnte. Kap. 13.2.2. prüft, inwiefern sich hierbei die Modelle (einschließlich NCEP) unterscheiden.

### 13.2.1. Korrelative Nähen

Die Unähnlichkeit der räumlichen Anordnung von SAGMs gegenüber allgemeinen NCEP-Mustern (vgl. Kap. 12.1.2.) wird daraufhin untersucht, ob sie sich auch in den 3 AOGCMs wieder findet (vgl. Kap. 13.2.1.1.). Neben der Nullhypothese räumlicher Unabhängigkeit ( $r=0$ ) wird als zweite Nullhypothese die zeitlicher Unabhängigkeit als Nebeneffekt der Seltenheit zugrunde liegender Ereignisse angenommen bzw. überprüft (Kap. 13.2.1.2.).

#### 13.2.1.1. Räumliche Komponente

Räumlich betrachtet werden die SAGMs vereinfachend nicht mit 14 hauptkomponenten-analytischen Mustern, sondern mit den mittleren saisonalen Zuständen (Musterersätze) von NCEP bzw. Kontrollläufen verglichen. Ein inhaltlich als unabhängig vom Mittelzustand interpretiertes SAGM sei gegeben, falls  $r$  wie bei der SAGM-Auswahl 0,387 unterschreitet, das übertragene SAGM somit modellbezogene Spezifität aufweist, die durchgeführte Übertragung als unproblematisch einzustufen ist.

Im Unterschied zu den 14fältigen CPCA-Mustervergleichen überschreiten einige wenige SAGMs bei NCEP hier die  $r$ -Schwelle, maximal 5 pro Saison, kaum mehr als 3%. Unter den AOGCMs für Übertragungen am besten geeignet erscheint CGCM mit ähnlich geringen Anteilen. Für GFDL und HAD geben dagegen 3- bis 4fach höhere Anteile Anlass zu Bedenken, vor allem bei niveaubezogenen synoptischen Gruppen (Tagesmittel und interdiurn), weniger vertikal. Einzelne SAGMs kommen dabei dem allgemeinen Musterersatz mit maximalem  $r \approx 0,6$  für räumliche Synoptik und  $r \approx 0,88$  für interdiurne ausgesprochen nahe.

Strikt von dieser mittleren räumlichen Reproduktionscharakterisierung ist die zeitliche auf täglicher Basis zu trennen:

### 13.2.1.2. Zeitliche Komponente

#### Mittlere Pseudoladungen

Die modellgebundene Repräsentanz der SAGMs in zeitlicher Sicht zeigt sich in Niveaus und Variabilität der Pseudoladungen. Dabei ergeben sich für NCEP wie für AOGCMs gleichermaßen niedrige mittlere Korrelations- und Bestimmtheitsniveaus. Aufgrund der ausgedehnten Zeitreihenlängen weisen jedoch oft schon kleine modellgebundene Niveaunterschiede Signifikanz auf. Bemerkenswert ist, dass die AOGCMs im Mittelwertvergleich NCEP meist übertreffen. Aus mittleren Korrelationen um 0 kann insgesamt von Unabhängigkeit der meisten SAGM-Kollektive von Allgemeinmustern ausgegangen werden:

Tab. 13-2: 1.) Abweichungen der mittleren Bestimmtheit und des mittleren Korrelationsniveaus der AOGCMs von NCEP, als Mittel aller SAGMs (Spalten 2, 4, 6, 8), signifikante Niveauunterschiede sind **rot** (Si=95%) bzw. **rot** (fett) (Si=99%) dargestellt; 2.) Anteil von SAGMs, welche für AOGCMs höhere mittlere Bestimmtheit bzw. höheres Pseudoladungsniveau aufweisen als NCEP (Spalten 3, 5, 7, 9)

AOGCM	NEUS				ZEU			
	Ø Bestimmtheit	Bestimmtheit AOGCM > NCEP	Ø Korrelationskoeffizient	Korrelationskoeffizient AOGCM > NCEP	wie Spalten 2 bis 5			
NCEP Mittel	0,298		4,50E-04		0,274		-1,85E-04	
CGCM	<b>+0,056</b>	82,3%	<b>+0,003</b>	51,0%	-0,005	70,8%	<b>+0,028</b>	53,0%
GFDL	<b>+1,284</b>	78,3%	+0,011	52,7%	<b>+0,088</b>	69,5%	-0,000	48,3%
HAD	+0,013	74,9%	<b>-0,000</b>	41,8%	<b>+0,03</b>	60,5%	<b>+0,000</b>	53,5%

Die Niveaus der durchschnittlichen SAGM-Pseudoladungen im einzelnen, darüber darf die tabellierte Gesamt-Mittelung nicht hinwegtäuschen, hängt dabei sehr wohl von der räumlichen SAGM-Nähe zum allgemeinen Muster ab. Es ist sehr aufschlussreich, dass diese Abhängigkeit im GFDL-Modell mit  $r \geq 0,9$  deutlicher ausfällt als in den beiden anderen Modellen ( $0,5 \leq r \leq 0,6$ ), möglicherweise Beleg für eine sich enger am Mittelzustand bewegende Tag-zu-Tag-Dynamik von GFDL. Annähernd 100 nordamerikanische SAGMs – konzentriert auf den Herbst – erreichen ein beachtliches mittleres GFDL-Zeitgewicht von 0,1 und mehr, stellen in dieser Hinsicht ein Extrembeispiel dar.

#### Maximale Pseudoladungen

Entscheidend für die Interpretierbarkeit von SAGMs in AOGCMs ist jedoch neben deren mittlerer Wiedergabe, deren nicht nach Biases korrigierte Auffindbarkeit über Extremwerte. So zeigt sich entgegen den in Tab. 13-2 dargestellten Qualitäten ein Mangel darin, dass eine Vielzahl der SAGMs in Kontrollläufen keine auch nur einigermaßen hohe Pseudoladung erreicht, eine Modellübertragung somit heikel erscheint. Die in Kap. 13.1.2. unter Punkt II-1), ii) dargelegten summarischen Ausführungen seien in Tab. 13-3 saisonal und regional präzisiert.

In beiden Regionen ist zunächst eine modellbezogene Niveaudifferenzierung augenfällig, aus der man für NEUS die Qualitätsrangfolge HAD besser GFDL besser(gleich) CGCM, für ZEU GFDL bessergleich HAD besser CGCM ableiten kann. Die regional-saisonalen Unterschiede innerhalb eines Kontrolllaufs fallen in der Regel gering aus, sie sind bezüglich des Schwellen-

Tab. 13-3: Anteile von SAGMs in Kontrollläufen, deren maximale/s Pseudoladung/Zeitgewicht kleiner als Schwellenwert, nach unterschiedlichen Schwellenwerten (Spalte 1); als Indikation geringer Realitätsnähe; in %; CON: Kontrolllauf

AOGCM + Schwelle	NEUS					ZEU				
	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Mittel	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Mittel
<b>CGCM 0,45</b>	14,4	10,0	8,3	9,2	<b>13,2</b>	18,1	24,7	18,5	16,7	<b>19,4</b>
<b>0,50</b>	27,7	24,8	22,7	22,8	<b>24,5</b>	37,0	42,2	33,7	35,7	<b>37,2</b>
<b>0,55</b>	46,6	47,1	46,2	46,2	<b>46,5</b>	57,4	63,8	55,7	57,4	<b>58,6</b>
<b>0,60</b>	65,8	71,2	72,0	65,2	<b>68,6</b>	77,5	83,8	75,9	76,0	<b>78,3</b>
<b>0,65</b>	80,9	86,7	84,1	81,3	<b>83,3</b>	89,1	92,8	88,5	87,6	<b>89,5</b>
<b>CGCM Mittel</b>	<b>47,1</b>	<b>48,0</b>	<b>46,7</b>	<b>44,9</b>	<b>46,9</b>	<b>55,8</b>	<b>61,5</b>	<b>54,5</b>	<b>54,7</b>	<b>56,4</b>
<b>GFDL 0,45</b>	7,4	6,9	7,6	11,7	<b>7,5</b>	13,3	10,6	10,2	10,3	<b>11,1</b>
<b>0,50</b>	20,4	18,8	22,8	27,0	<b>19,4</b>	24,0	23,1	18,9	18,1	<b>21,0</b>
<b>0,55</b>	35,1	38,2	43,0	44,3	<b>34,8</b>	40,8	40,7	30,9	32,3	<b>36,2</b>
<b>0,60</b>	54,4	58,3	60,5	63,2	<b>51,6</b>	61,0	64,0	51,8	53,1	<b>57,5</b>
<b>0,65</b>	72,3	77,7	78,0	79,4	<b>76,9</b>	77,1	81,2	71,0	71,8	<b>75,3</b>
<b>GFDL Mittel</b>	<b>37,9</b>	<b>40,0</b>	<b>42,4</b>	<b>45,1</b>	<b>41,4</b>	<b>43,2</b>	<b>43,9</b>	<b>36,6</b>	<b>37,1</b>	<b>40,1</b>
<b>HAD 0,45</b>	9,5	9,7	7,0	7,5	<b>8,4</b>	29,0	26,0	24,1	22,6	<b>25,4</b>
<b>0,50</b>	16,1	17,2	12,7	13,9	<b>15,0</b>	36,3	33,4	30,9	27,7	<b>32,1</b>
<b>0,55</b>	28,2	28,5	21,2	20,9	<b>24,7</b>	45,8	45,1	37,9	36,2	<b>41,3</b>
<b>0,60</b>	41,4	42,0	34,5	29,8	<b>36,9</b>	54,8	57,2	52,2	49,9	<b>53,5</b>
<b>0,65</b>	55,8	62,2	51,7	44,3	<b>53,5</b>	65,8	70,7	67,5	66,1	<b>67,5</b>
<b>HAD Mittel</b>	<b>30,2</b>	<b>31,9</b>	<b>25,4</b>	<b>23,3</b>	<b>27,4</b>	<b>46,3</b>	<b>46,5</b>	<b>42,5</b>	<b>40,5</b>	<b>43,8</b>
<b>CON Mittel</b>	<b>38,4</b>	<b>40,0</b>	<b>38,2</b>	<b>37,8</b>	<b>38,6</b>	<b>48,4</b>	<b>50,6</b>	<b>44,5</b>	<b>44,1</b>	<b>39,1</b>

werts als teils zufällig zu erachten, könnten aber auch signifikant sein (z.B. NEUS/HAD Niveaubstufung zwischen Frühling/Sommer und Herbst/Winter, für ZEU/CGCM zwischen Sommer und den anderen Jahreszeiten). Eine modellbezogene Regelmäßigkeit besteht offenbar insofern, als die Empfindlichkeit gegenüber strengeren Ereignis-Eintrittskriterien HAD weniger betrifft als CGCM und GFDL, sich folglich besonders im Vergleich von GFDL und HAD zu höheren Maximalladungen hin eine Qualitätsannäherung bzw. -umkehr einstellt. Zwischenregional auffällig ist die allgemein größere Häufigkeit nicht repräsentabler SAGMs in ZEU für CGCM und HAD, GFDL erweist sich als regional egalitär. Hinsichtlich der prinzipiellen Wiedergabe von SAGMs liegt die Stärke von GFDL daher möglicherweise in der makroskalig besseren da räumlich gleichmäßigeren oder synoptisch beständigeren Nachvollziehbarkeit anomaler Wetterlagen. HAD steht GFDL wohl lediglich in einer gewissen zwischenregionalen Inkonsistenz etwas nach, zeigt für NEUS dabei unter den Kontrollläufen die mit Abstand besten Maximalladungsergebnisse auf. Dass CGCM für NEUS leicht, für ZEU stark gegenüber den Konkurrenten abfällt, ist indes nur Beleg für Schwächen in der Reproduktion spezifischer, nicht allgemeiner atmosphärischer Muster.

In Fortführung wird anhand der Vertrauensbereiche der mittleren maximalen Pseudoladungen ermittelt, inwieweit hinter regionalen, saisonalen und modellbezogene Abweichungen Signifikanz zu vermuten ist. Für die Auswertungen der Tabellen 13-4a bis 13-4c wird eine einheitlich hohe Sicherheitswahrscheinlichkeit von 99% verwendet, weil davon ausgegangen werden muss, dass aufgrund der großen Teilmengenumfänge niedrigere Signifikanzen schon bei geringen Mittelwertdifferenzen rasch erreicht werden. Die Berechnung des Vertrauensbereichs VB folgt SCHÖNWIESE (2000: 140):

$$VB_{\mu} = \bar{a} \pm z_{\alpha} \cdot (\sigma/\sqrt{n})$$

VB<sub>μ</sub>: Vertrauensbereich bei Mittelwert μ;  $\bar{a}$ : Teilmengen-Mittelwert,  $z_{\alpha}$ : Quantilwert für Signifikanzniveau α' (zweiseitig), σ: Standardabweichung der Teilmenge, n = Teilmengenumfang

Tab. 13-4a: mittlere maximale Pseudoladungen über alle SAGMs aus Kontrollläufen; nach Jahreszeiten und Regionen (Zeilen 1 und 2); modellspezifische, signifikante Differenzen zwischen den Regionen NEUS und ZEU sind rot (höherer Wert) bzw. blau (niedrigerer Wert) ausgeführt (Si=99%)

AOGCM	Frühling		Sommer		Herbst		Winter	
	NEUS	ZEU	NEUS	ZEU	NEUS	ZEU	NEUS	ZEU
CGCM	0,5614	0,5313	0,5553	0,5168	0,5637	0,5337	0,5700	0,5363
GFDL	0,5889	0,5669	0,5819	0,5656	0,5623	0,5927	0,5677	0,5866
HAD	0,6121	0,5550	0,6111	0,5524	0,6364	0,5660	0,6544	0,5701

Tab. 13-4b: modellspezifische, signifikante Differenzen zwischen den mittleren saisonalen Maximal-Pseudoladungen der Jahreszeiten je Region; alle SAGMs einbezogen; rote und blaue Felder kennzeichnen Signifikanz (Si=99%) mit positiver bzw. negativer Abweichung (maßgebend Jahreszeit der Spalte 1), graue Felder kennzeichnen schwache Signifikanz

	NEUS												ZEU											
	CGCM				GFDL				HAD				CGCM				GFDL				HAD			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Frühling (1)																								
Sommer (2)																								
Herbst (3)																								
Winter (4)																								

Tab 13-4c: modellvergleichende, signifikante Differenzen mittlerer saisonaler Maximal-Pseudoladungen zwischen gleichen Jahreszeiten je Region; rote und blaue Felder kennzeichnen Signifikanz (Si=99%) mit positiver bzw. negativer Abweichung (maßgebend Modell der Spalte 1), graue Felder kennzeichnen schwache Signifikanz

	NEUS												ZEU											
	Frühling			Sommer			Herbst			Winter			Frühling			Sommer			Herbst			Winter		
	C	G	H	C	G	H	C	G	H	C	G	H	C	G	H	C	G	H	C	G	H	C	G	H
CGCM (C)																								
GFDL (G)																								
HAD (H)																								

Tab. 13-4a bezeugt, dass Niveau und Niveauabweichungen der mittleren Maximal-Pseudoladungen gut übereinstimmen, das heißt negativ korrespondieren mit den in Tab. 13-3 aufgelisteten Anteilen nicht repräsentierter SAGMs. Eine Ausnahme bildet der Winter im GFDL-Kontrolllauf, wo in Anbetracht von Tab. 13-3 das maximale Pseudoladungsniveau von

Mitteleuropa hätte relativ höher eingeschätzt werden müssen. Dadurch besitzt die Quintessenz transatlantisch bevorzugter SAGM-Wiedergabe umso mehr Gültigkeit.

Tab. 13-4b führt vor Augen, dass in der Tat modell- und regionsintern saisonale Abstufungen vorliegen. Jedoch ist keine Systematik der Form erkennbar, dass eines der Modelle in einer bestimmten Jahreszeit SAGMs bevorzugt ausblendet.

Eine zumindest regional einheitliche Neigung im saisoninternen Modellvergleich präsentiert dagegen Tab. 13-4c. Die weiter oben eingeführten Qualitätseinstufungen finden sich bestätigt, besonders der Befund der einschlägigen Mangelhaftigkeit von CGCM wird erhärtet.

Ereignisbezogene Biases

Von Belang ist auf der zeitlichen Ebene neben der Prüfung von Mittel- und Maximalwert-Biases der Pseudoladungen die Inspektion systematischer Fehleinschätzungen des gehobenen Pseudoladungsbereichs von SAGMs in den 3 Kontrollläufen. Unter Kap. 13.1.2. ist bereits eingehender dargestellt, zu welcher massiven Verzerrungen sowohl Interpolationen wie Modellübertragungen von Mustern führen können, und welche Korrigenda eingesetzt werden, um die Häufigkeitsunterschätzung (seltener -überschätzung) von SAGMs durch AOGCMs zu beheben. Mit 'Ereignis' sind – rechnerisch äquivalent – die Häufigkeiten von SAGM-Tagen oder von zugeordneten Ereignistagen gemeint, da sich Letztere wie dargestellt aus Ersteren durch die für NCEP und Kontrollläufe gleichen Fehlalarmquoten ableiten. Tab. 13-5 bietet einen Überblick zu den mittleren SAGM-Ereignis-Biases der Kontrollläufe im Vergleich zu NCEP, einmal ungewichtet, einmal (unten) nach den Umfängen der SAGM-Selektionen abgewogen.

Tab. 13-5: systematische Fehleinschätzungen (Biases) von AOGCM-Kontrollläufen im Vergleich zu NCEP, bezüglich mittlerer SAGM-bezogener Ereignishäufigkeiten auf Basis hoher Pseudoladungen ( $r > 0,5$ ), unter Berücksichtigung der Fehlalarmquoten, Wertebereich  $[0; +\infty]$ ; Zeilen 3-6 ungewichtet, Zeilen 9-12 gewichtet mit Sampleumfängen

AOGCM	NEUS					ZEU				
	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Mittel	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Mittel
CGCM	0,269	0,328	0,381	0,273	0,31	0,351	0,487	0,379	0,311	0,38
GFDL	0,382	0,389	0,599	0,704	0,52	0,451	0,773	0,337	0,325	0,47
HAD	0,214	0,214	0,215	0,153	0,20	0,346	0,434	0,356	0,330	0,37
Mittel	0,29	0,31	0,40	0,38	0,34	0,38	0,57	0,36	0,32	0,41
	NEUS					ZEU				
	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Mittel	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Mittel
CGCM	0,330	0,759	0,591	0,427	0,53	0,426	0,765	0,536	0,398	0,53
GFDL	0,533	0,614	0,781	1,084	0,75	0,503	1,307	0,614	0,432	0,71
HAD	0,418	0,207	0,316	0,214	0,29	0,456	0,614	0,435	0,413	0,48
Mittel	0,43	0,53	0,56	0,58	0,52	0,46	0,90	0,53	0,41	0,57

**Legende** (Si=95%)

<p><b>intraregional-zwischensaisonal-modellintern:</b> signifikant höheres Niveau</p>	<p><b>intraregional-zwischensaisonal-modellintern:</b> signifikant tieferes Niveau</p>	<p><b>x.xxx/x.xxx:</b> intraregional-intrasaisonal-modellvergleichend: signifikant höheres/tieferes Niveau; <b>fett:</b> Si=99%</p>	<p><b>x.xxx:</b> zwischenregional-intrasaisonal-modellintern: signifikant verschiedene Niveaus</p>
---	--	---	--



Ein wesentliches Merkmal reproduktiver Eigenschaften von AOGCMs tritt im Vergleich von ungewichteten mit gewichteten Bias-Mitteln zutage, nämlich dass eine modell-, regions- und saisonübergreifende Tendenz zur bevorzugten Abbildung von SAGMs aufgrund großer Ereignis-Auslesen besteht, von SAGMs, die mithin in der Mehrzahl keine übermäßig seltenen Ereignissen vertreten dürften.

Bei beträchtlichen Schwankungsbreiten fallen die modell-, regions- und saisonvergleichenden Differenzen *gewichteter* Biases viel seltener signifikant aus als bei ungewichteten oder auch als bei mittleren maximalen Pseudoladungen (vgl. Tab. 13-4a bis c). So ergibt sich im Vergleich folgendes Bild:

- **zwischenregional-intrasaisonal-modellintern:** 10 (mittlere Pseudoladungen) vs. 8 (ungewichteter Bias) vs. 1ne (gewichteter Bias) Signifikanz(en) von 12 möglichen
- **intraregional-zwischensaisonal-modellintern:** 11 vs. 10 vs. 4 Signifikanzen von 36 möglichen
- **intraregional-intrasaisonal-modellvergleichend:** 17 vs. 13 vs. 2 Signifikanzen von 24 möglichen.

Zu beachten ist, dass für signifikante und für nicht signifikante Niveauunterschiede von den mittleren maximalen Pseudoladungen zu den Ereignis-Biases erhebliche Rangfolgen-Verschiebungen auftreten, sodass aus der grundsätzlichen Repräsentanz von SAGMs nicht auf deren (abgeleitete) Ereignisdichte geschlossen werden kann. Die Korrelation zwischen jenen beiden Reproduktionsindikatoren fällt für NEUS mit  $r \gg -0,3$  sogar deutlich negativ aus, für ZEU schwach gegensinnig.

#### 13.2.1.3. Zusammenfassung

Für die Mehrheit der SAGMs (nach Modell und Saison ca. 80% bis 100%) liegt räumliche Eigenständigkeit nicht nur von allgemeinen NCEP-Mustern, sondern auch von denen der 3 Kandidaten-Kontrollläufe vor. Dass die Kontrolllauf-Spezifität nicht zum vierten Selektionskriterium für SAGMs erhoben wird, liegt daran, dass aus kritischen Ähnlichkeiten zum Fremdmodell keine Rückschlüsse auf das hydromet. Geschehen gezogen werden können, weil dazu keine Untersuchungen durchgeführt sind. Wären allerdings bei ungleich mehr SAGMs kritische Fremdmodell-Ähnlichkeiten aufgetreten, hätte dies Anlass sein können, die betroffenen Muster im Detail hinsichtlich simulierter hydrologischer Wirksamkeiten zu betrachten.

In den mittleren Pseudoladungen der AOGCMs schlagen sich die größeren Anzahlen von SAGMs räumlich mangelnder Eigenständigkeit, davon in erster Linie betroffen GFDL und HAD, in jedem Fall nicht als signifikant oder überhaupt wertsteigernd nieder (vgl. Tab. 13-2, S.

149, Spalten 4 und 8), vermutlich auch, weil räumlich negativ korrelierte SAGMs dem modellunabhängig entgegenwirken. Die Regelmäßigkeit, dass räumlich höhere Korrelationen zwischen SAGM und Allgemeinmustern signifikant verknüpft sind mit entsprechend höheren Pseudoladungsmitteln ist dabei nicht zwangsläufig, sondern spricht für eine eher enge Streuung der Tagesfelder um die saisonalen Mittelfelder, am meisten bei GFDL. Insgesamt darf gefolgert werden, dass die modellspezifischen Pseudoladungsverteilungen mit Abstrichen für eine übertragene Verwendbarkeit der meisten SAGMs Argument sind.

Einschränkender fällt der Befund der Verwendbarkeit bei Betrachtung maximaler SAGM-bezogener Zeitgewichte aus. Schon das Fehlen erhöhter Maxima ( $r \geq 0,5$ ) für viele SAGMs (vgl. Tab. 13-3, S. 150) führt einen Bias der Spannweite zu NCEP vor Augen, wenn auch nicht übersehen werden darf, dass dieses Fehlen erhöhter Höchstwerte modellbezogen vielmehr ein Extremwert- denn ein Mittelwertsproblem darstellt (siehe voriger Abschnitt). Zusammen mit den eng korrelierten Ergebnissen der mittleren maximalen Pseudoladungen lassen sich einige wertvolle Einordnungen reproduktiver Eigenschaften nach Jahreszeiten und Regionen treffen (vgl. Tab. 13-4a bis c), die gewisse Vorzüge von GFDL und HAD sichtbar werden lassen.

Die Analyse von Ereignis-Biases (vgl. Tab. 13-5, S. 152), das sind Häufigkeitsquotienten von SAGM-Pseudoladungen  $> 0,5$  im Vergleich von Kontrolllauf zu NCEP, erbringt größtenteils dem Vorherigen gegenläufige Resultate. Dies bedeutet, dass saisonal-regional und nach AOGCMs ausgeschlüsselt SAGM-Ereignishäufigkeiten negativ mit deren Ladungsmaxima korrelieren (für NEUS signifikant) oder unabhängig davon sind (ZEU). Der Vergleich mit nach SAGM-Teilmengengrößen gewichteten Ereignisanzahlverzerrungen ergibt in Tab. 13-5 eine Reproduktion SAGM-bezogen vor allem häufigerer, wahrscheinlich weniger intensiver Ereignisse.

Als SAGMs am zuverlässigsten reproduzierend darf aufgrund der vorgenommenen Einschätzungen GFDL eingestuft werden. Sowohl mittelwertsbezogene (Pseudoladungen) wie SAGM-Ereignis-bezogene atmosphärische Darstellungen überzeugen. HAD fällt wegen zwischen-regionaler Unstetigkeit und infolge seiner höheren Ereignis-Biases etwas zurück. CGCM weist lediglich, und trotz mehr Fehlbelegungen, leichte Vorteile bei den Biases gegenüber HAD auf.

### **13.2.2. Redundanzen**

#### 13.2.2.1. Einführung

Unter Redundanz soll hier ein Übermaß an Trend-Information verstanden werden, das aus der Verwandtschaft hydromet.-atmosphärischer Definitionen herrührt. Die negative Konnotation des Begriffs basiert auf dem fehlenden bzw. vermeintlichen analytischen Gewinn, der aus

überzählig redundanten Mustern gezogen wird.

Die Verwandtschaft atmosphärisch-hydromet. Anomalie-Definitionen schlägt sich in der teilweise nicht singulären SAGM-Zuordnung von NCEP-Tagen nieder. Vor allem die zweigleisig quantilisch und nach Absolutwerten vorgenommene Auswahl von Niederschlagsanomalien mündet bisweilen in starke Selektionsüberlappungen bis hin zur Identität von Teilmengen. Definitionsbedingte Überschneidungen müssen allerdings aufgrund der varianzbündelnden Eigenschaften der Hauptkomponentenanalyse nicht unbedingt zu hohen Ähnlichkeiten nicht-spezifisch oder spezifisch anormaler Muster führen. So sind ausdrücklich nur solche SAGMs überzählig, welche über die definitionsbegründete Ähnlichkeit hinaus räumliche und/oder zeitliche aufweisen. Redundanz soll daher aus 2 Blickwinkeln erfasst werden:

- A) Räumlich wird saisonal nach auffällig hohen Ähnlichkeiten zwischen SAGM-Konstellationen je synoptischer Gruppe gesucht (vgl. Kap. 13.2.2.2.).
- B) Zeitlich werden alle saisonalen SAGMs daraufhin überprüft, ob untereinander korrelative Redundanzen hinsichtlich der Pseudoladungsreihen bestehen (vgl. Kap. 13.2.2.3.).

#### 13.2.2.2. Redundanzen auf Basis ähnlicher räumlicher Konstellationen<sup>20</sup>

Die kongruent angeordneten Raumgewichte synoptisch gleichartiger SAGMs eröffnen die Möglichkeit, Ähnlichkeiten korrelativ zu erfassen. Wie bei Anwendungen von Korrelationskoeffizienten zuvor stellt sich die Frage, in welcher Höhe kritische Werte festzulegen sind. Vorrangiges Ziel ist es, korrelativ Übereinstimmung in den Lagen von Varianzzentren zwischen den SAGMs zu erfassen. Die Ausprägung der Varianzzentren als zweites Ähnlichkeitskriterium wird einbezogen, indem das Maß des (engl.) *root mean square error* (RMSE) hinzugezogen wird.

Dabei ist zunächst unklar, welches Korrelationsniveau in der Regel mit räumlich übereinstimmender Lokalisation von Varianzzentren einhergeht, genauso gibt RMSE darüber keine Auskunft (, es sei denn  $r=1$  oder  $RMSE=0$ ). Anhand der SAGM-Kartografien lässt sich die Spanne zwischen  $r \approx 0,85$  und  $r \approx 0,75$  als unterer Grenzbereich optisch korrespondierender Feldtopographien angeben. Aus linearer, residuenarmer Regression errechnet sich für  $r=0,85$   $RMSE \approx 0,55$ , das heißt, die mittlere Abweichung der Wertepaare zweier SAGMs beträgt 0,55. Schließlich gelte aus jedem mit  $r \geq 0,85$  übermäßig korrelierten SAGM-Paar ein SAGM als redundant. Tabellen 13-6a+b beziehen den Übergangsbereich bis  $r=0,75$  mit ein.

Zwischenregional treten wegen großer Streuungen weder zwischen saisonalen (letzte Zeilen) noch zwischen synoptischen Mitteln (3 letzte Spalten) signifikante ( $S_i > 90\%$ ) Differenzen auf.

<sup>20</sup> Die Untersuchung räumlicher Redundanz soll auf NCEP beschränkt bleiben, wenn auch eine räumliche Übertragung auf die Modelle möglich wäre, z.B. durch Mittelung der mit Pseudoladungen gewichteten Tagesfelder. Die Ergebnisse für NCEP geben jedoch meines Erachtens genügend Aufschluss.

Innerregional sind für saisonale Abweichungen keine Signifikanzen erkennbar, synoptisch werden die Wertunterschiede zwischen schwächer redundanten interdiurnen Variablengruppen (IDY\*) einerseits und stärker redundanten zeitfest-niveaugleichen (DYM\*) und der vertikalen Variablengruppe (VERT) andererseits mehrfach bekräftigt (NEU: 3 mal, ZEU: 5 mal, Si=95%). Innersaisonal werden die synoptischen Abstufungen noch häufiger, die Variablengruppen mit Redundanz-Übergewichten variieren dabei in NEUS stärker. Für Frühling und Winter etwa wird hier überwiegend der zwischentäglichen Synopsis signifikant größere Redundanz zugewiesen.

Tab. 13-6a: Redundanzeinschätzung aufgrund hoher räumlicher Ähnlichkeit eines SAGMs mit mindestens einem weiteren SAGM, getrennt nach synoptischen Gruppen (Spalte 1) und nach verschiedenen korrelativen Ähnlichkeitsschwellen (Zeile 3); in % der jeweiligen GG; Nordosten der USA

NEUS	Frühling			Sommer			Herbst			Winter			Mittel		
	0,75	0,80	0,85	0,75	0,80	0,85	0,75	0,80	0,85	0,75	0,80	0,85	0,75	0,80	0,85
ID2M	11,0	9,0	9,0	0,0	0,0	0,0	10,3	7,2	7,2	2,9	2,9	0,0	6,1	4,8	4,1
ID500	13,4	11,4	9,3	1,3	1,3	1,3	10,2	7,0	3,2	14,3	12,7	9,5	9,8	8,1	5,8
ID850	8,3	8,3	7,2	5,0	5,0	3,7	2,9	2,3	2,3	8,7	4,4	4,4	6,2	5,0	4,4
IS2M	16,7	16,7	8,4	16,0	13,2	10,4	7,6	7,6	3,1	4,8	4,8	0,0	11,3	10,6	5,5
IS500	3,3	3,3	3,3	14,7	11,2	7,7	17,3	12,8	10,9	9,0	9,0	9,0	11,1	9,1	7,7
IS850	15,0	12,1	6,5	9,9	6,6	4,9	9,3	6,5	5,6	4,9	4,9	4,9	9,8	7,5	5,5
VERT	8,4	6,7	6,7	9,2	7,5	6,7	24,0	18,7	14,2	11,8	8,8	6,4	13,3	10,4	8,5
Mittel	10,9	9,6	7,2	8,0	6,4	5,0	11,7	8,9	6,6	8,1	6,8	4,9	9,7	7,9	5,9

Tab. 13-6b: wie Tab. 13-6a, Zentraleuropa

ZEU	Frühling			Sommer			Herbst			Winter			Mittel		
	0,75	0,80	0,85	0,75	0,80	0,85	0,75	0,80	0,85	0,75	0,80	0,85	0,75	0,80	0,85
ID2M	3,7	2,8	2,8	5,0	5,0	3,0	5,0	5,0	1,3	4,1	3,3	1,7	4,4	4,0	2,2
ID500	1,9	0,0	0,0	10,6	6,2	4,0	8,7	6,8	3,7	15,0	6,7	4,7	9,0	4,9	3,1
ID850	9,4	6,3	5,8	5,6	3,2	1,6	9,7	7,9	4,4	10,2	5,6	4,2	8,7	5,7	4,0
IS2M	22,0	17,4	14,0	4,3	4,3	3,5	14,1	9,5	4,2	12,8	9,8	6,1	13,3	10,3	7,0
IS500	11,7	9,5	5,9	4,8	2,2	2,2	12,7	7,2	6,1	13,1	9,1	8,0	10,6	7,0	5,5
IS850	15,7	13,2	9,0	12,0	9,4	5,5	13,8	9,6	5,8	10,5	8,3	5,5	13,0	10,1	6,4
VERT	13,0	10,4	8,5	7,0	7,0	4,2	13,2	8,6	5,9	2,8	2,8	2,8	9,0	7,2	5,4
Mittel	11,1	8,5	6,6	7,0	5,3	3,4	11,0	7,8	4,5	9,8	6,5	4,7	9,7	7,0	4,8

Ein Schlüssel zur Interpretation synoptischer Redundanzungleichgewichte findet sich im Zusammenhang mit hauptkomponentenanalytischen Varianzerklärungsanteilen. In ZEU besteht eine signifikante Korrelation von  $r \approx 0,5$  zwischen der Quote redundanter SAGMs und den mittleren, über SAGMs aus der selben Analyse kumulierten Varianzerklärungssummen nach synoptischen Gruppen, in NEUS von lediglich  $r \approx 0,3$ . Dies kann so gedeutet werden, dass hohe kumulierte Varianzerklärungssummen dafür sprechen, dass CPCAs neben der ereignisspezifischen Konstellation auch vermehrt ereignisfremde, darunter vermutlich im besonderen ereignisverwandte ähnliche oder redundante Muster aufweisen.

13.2.2.3. Redundanzen auf Basis ähnlicher zeitlicher Variationen

Aus rein logischen Erwägungen ist zu vermuten ist, dass SAGMs hoher räumlicher Ähnlichkeiten auch zeitlich stark kovariieren. Zur Prüfung dieser Annahme werden die Pseudoladungsreihen aller spezifischen Muster untereinander auf Ähnlichkeit geprüft (Maß: PEARSON-Korrelation). In der Tat ergibt sich ein annähernd hinreichender Zusammenhang, wobei vom strengen räumlichen ( $r=0,85$ ) zum effektiv gleichermaßen strengen zeitlichen Korrelationsschwellenwert ein Steigerung von ca. 0,075 anzusetzen ist (vgl. Tab. 13-7a, Spalten 3-4 und 6-7 mit Tab. 13-6a+b, letzte Spalten). Räumliche wie zeitliche Korrelationen fallen auf den betrachteten Niveaus ausnahmslos signifikant aus ( $S_i=99\%$ ).

Die geringen modellbezogenen Redundanzunterschiede der AOGCMs untereinander und im Vergleich zu NCEP (Tab. 13-7a) sind Beleg, dass die Pseudoladung-Korrelationsmatrizen, und mithin die SAGM-Modell-Kovarianzen, auf den verschiedenen Datengrundlagen in hohen Korrelationsbereichen einigermaßen übereinstimmen. Etwas erhöhte Werte für GFDL (ZEU) deuten an, dass es hier relativ mehr Modelltage gibt, die zugleich mehreren bestimmten SAGMs ähneln und Zeitgewichtskovariationen derart genügend verstärkt werden, um die kritischen Werte (Zeile 2) zu erreichen. Die meist nur leicht unterdurchschnittlichen Redundanzen aus NCEP (Zeile 3) zeigen umgekehrt an, dass eine systematische Kovariationsverstärkung zwischen SAGMs aufgrund originaler Tagesfelder im Ausgangsdatensatz der SAGMs nicht vorherrscht. Methodisch spricht dies für die durch CPCAs erzeugten SAGMs, da eine Übertragung der Muster auf GCMs zu keiner modellbedingten Redundanzänderung führt.

Tab. 13-7a: Redundanzeinschätzung aufgrund hoher zeitlicher Ähnlichkeit: korrelativer Vergleich von SAGM-bezogenen Pseudoladungsreihen nach verschiedenen Kontrolllauf-Szenario-Varianten (Spalte 1) und nach verschiedenen korrelativen Schwellen (Zeile 2), in % der jeweiligen GG; Modellvergleiche zulässig

Modellzeit	NEUS			ZEU		
	0,85	0,90	0,95	0,85	0,90	0,95
NCEP	11,19	7,31	3,28	11,65	7,91	3,66
CGCM.CON.A2	12,94	8,35	4,05	11,98	7,54	3,77
CGCM.CON.B2	12,03	7,69	3,95	10,70	6,54	3,11
GFDL.CON.A2	11,40	7,40	3,26	12,91	8,60	4,74
GFDL.CON.B2	11,08	7,57	3,00	12,61	8,36	4,76
HAD.CON.A2	14,19	7,95	3,14	11,84	6,78	3,25
HAD.CON.B2	13,58	7,81	3,01	11,79	6,97	3,14
Mittel	12,34	7,73	3,38	11,93	7,53	3,78

Tab. 13-7b beschreibt die Verteilung zeitlicher Erklärungsredundanz jahreszeitlich gebrochen. Modellübergreifend sondert sich der Frühling – in NEUS gegenüber Sommer und Herbst, in ZEU gegenüber Sommer – als ausgeprägter redundant ab ( $S_i=99\%$ ). Bei erweitertem Vertrauensbereich ( $S_i=95\%$ ) erweist der Frühling in Mitteleuropa auch zu Herbst und Winter als überredundant.

Tab. 13-7b: wie Tab. 13-7a, nun saisonal unterteilt (Zeile 2), kritischer Korrelationskoeffizient = 0,9

Modellzeit	NEUS				ZEU			
	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Winter
NCEP	9,05	6,50	6,90	6,80	7,75	13,90	5,40	4,60
CGCM.CON.A2	9,55	7,50	7,30	9,05	8,95	4,80	10,00	6,40
CGCM.CON.B2	8,05	7,30	7,65	8,65	9,30	4,35	6,30	6,20
GFDL.CON.A2	9,90	5,85	5,10	8,75	15,20	5,40	6,70	7,10
GFDL.CON.B2	10,10	5,85	5,40	8,90	15,45	5,20	6,75	6,05
HAD.CON.A2	8,85	7,20	9,20	6,55	8,30	4,55	6,50	7,75
HAD.CON.B2	9,40	6,40	8,90	6,55	8,60	4,45	6,90	7,90
Ø NCEP+AOGCMs	9,27	6,66	7,21	7,89	10,51	5,10	6,94	6,57
Ø AOGCMs	9,31	6,68	7,26	8,08	10,97	4,79	7,19	6,90

Die Rangfolge der Jahreszeiten betreffend werden im wesentlichen die räumlichen Befunde aus Tab. 13-6a+b nachgezeichnet, dort allerdings ohne Signifikanz. Dies gilt interessanterweise hauptsächlich für den Abgleich zwischen NCEP (Tab. 13-6a+b) mit den *Mittelwerten* aus NCEP- plus AOGCM-Zeitreihen (Tab. 13-7b), kaum für die Abgleiche mit den Zeitreihen im einzelnen. Hier stellen sich offenbar modellspezifische Rangfolgen ein, mit für NEUS einer einzelnen, für ZEU dreifacher Verschiebung zwischen Szenarien A2 und B2. Trotzdem findet sich die These raumzeitlicher Abhängigkeit der Informationsübersättigung eingehend bestätigt durch die modellbezogen-jahreszeitlich allesamt hochsignifikanten Rangkorrelationen ( $S_i=99\%$ ,  $0,35 \leq r \leq 0,85$ ) bei der raumzeitlichen Redundanzanalyse *aller* saisonalen SAGMs. Die Ursache variierender Rangfolgen zwischen räumlicher und zeitlicher Bestimmung und im Modellvergleich ist folglich in variierenden Anteilen ausschließlich zeitlich redundanter SAGMs zu finden. Die oben für GFDL/ZEU allgemein festgestellte Kovarianzverstärkung einiger SAGMs aufgrund räumlich 'dazwischenliegender' Tage lässt sich dabei lediglich den hohen sommerlichen Einflüssen zuschreiben.

Modellintern deuten hohe Anteile raumzeitlicher Redundanzüberschneidungen auf SAGM-bezogen relativ größere hydromet. Eindeutigkeit entsprechender Modellzeit-Saison-Subgruppen (vgl. Tab. 13-8). Die summierten Anteile räumlicher, zeitlicher und raumzeitlicher Redundanzen geben allerdings erst Auskunft über die absoluten Qualitäten, ein statistischer Link zwischen den Werten aus Tab. 13-7a+b und Tab. 13-8 besteht also wenn, dann nur zufällig bzw. nicht geprüft.

 Tab. 13-8: Anteile zugleich räumlich wie zeitlich redundanter SAGMs an Summe redundanter SAGMs, als Indikator hydromet. Eindeutigkeit der Modelle/Modellszenarien; Schwellenwerte  $r=0,85$  für räumliche Ähnlichkeit,  $r=0,90$  für Zeitreihenähnlichkeit; saisonal (FSHW),   =stark überdurchschnittliche Werte

Modellzeit	NEUS					ZEU				
	F	S	H	W	Ø	F	S	H	W	Ø
NCEP	60,68	80,82	64,56	45,90	63,0	64,20	4,17	52,00	56,90	44,3
CGCM.CON.A2	56,45	66,28	61,45	36,36	55,1	58,14	54,69	41,30	37,97	48,0
CGCM.CON.B2	47,50	67,86	65,06	37,84	54,6	55,10	49,21	34,52	49,28	47,0
GFDL.CON.A2	57,14	62,34	46,75	41,10	51,8	38,27	53,52	31,82	38,27	40,5
GFDL.CON.B2	56,25	58,23	45,00	38,67	49,5	37,35	52,94	32,94	37,84	40,3
HAD.CON.A2	41,98	62,79	53,54	29,85	47,0	51,76	55,07	37,36	30,53	43,7
HAD.CON.B2	44,36	61,73	49,00	29,85	46,2	52,87	55,88	37,89	31,18	44,5
Ø NCEP+AOGCMs	52,05	65,72	55,05	37,08	52,5	51,10	46,50	38,26	40,28	44,0
Ø AOGCMs	50,61	63,21	53,47	35,61	50,7	48,92	53,55	35,97	37,51	44,0

### 13.3. Selektion signifikanter Trends

Bei der Trendanalyse von Zeitreihen handelt es sich allgemein um eine Korrelation „der betreffenden Daten  $a_i = a_i(t_i)$  (...) mit den zugeordneten Zeitpunkten bzw. Zeitsubintervallen  $\Delta t_i$  aus dem Datenkollektiv einer Stichprobe oder einer Grundgesamtheit mit dem Umfang  $i=1, \dots, n$  bzw.  $i=1, \dots, N$ “ (SCHÖNWIESE 2000: 232). Elementar ist die zeitliche Äquidistanz von  $\Delta t_i$  bzw. zugeordneter Daten (ebd.: 218).

Die beiden verwendeten Korrelationskoeffizienten nach PEARSON  $r_p$  (in Kap. 13.3.1.) und nach SPEARMAN  $r_s$  (in Kap. 13.3.2.) erfassen dabei die linearen Variationsanteile zyklischer wie nicht-zyklischer Schwankungskomponenten (zur Formulierung vgl. Kap. 5.2.). Für die in dieser Arbeit betrachteten Zeitreihen ist ausschließlich von Zyklizität auszugehen mit dem Auftauchen unterschiedlicher relativer Minima und Maxima. Mit strenger Periodizität  $a_i(t_i) = a_i(t_i + T)$ , das heißt mit dem Auftreten von Minima/Maxima nach immer gleichen Zeitintervallen bei Amplitudentreue ist nicht zu rechnen. Die Regelfälle werden nicht-periodische Zyklen mit Wiederkehr schwankender Tief- und Hochpunkte nach variablen Zeitabständen, zufällige Zeitfunktionen mit in der Regel nicht ad hoc einsehbaren Überlagerungen verschiedener Zeitreihenvarianzen nach Perioden und Amplituden und Mischformen aus den beiden vorher genannten Typen sein. Zeitreihensubintervalle können dabei auch nicht-zyklische, lineare oder transiente Eigenschaften aufweisen (SCHÖNWIESE 2000: 216-222, 232-234, 240ff.).

Mit der Zeitvariablen  $T$  als linearer Unabhängiger und  $\Delta t = 1$  ist  $r$  graphisch als Schnitt-gerade zu  $T$  mit der Steigung  $1 - \sin(\text{rad})$  abzuleiten<sup>21</sup>. Besonders bei geringen und zugleich signifikanten Korrelationen, wie sie unter Kap. 13.3.1. häufiger vorkommen werden, kann diese graphische Deutung hilfreich sein.

Aus der übergeordneten Fragestellung der Auswahl signifikanter Trends ergibt sich insofern eine Zielrichtung, als aus dem sehr umfangreichen SAGM-Katalog nur Muster mit bedeutsamer Zeitabhängigkeit von Interesse sind. Neben resümierende Analysen treten solche auf Grundlage ausgewählter Subgruppierungen, um Einblicke in Spezifitäten nach Jahreszeiten, AOGCMs, Teilreihen, Regionen, synoptischen Variablen Gruppen, Szenarien und hydromet. Ereignistypen zu gewähren. Die Konsistenzprüfung entsprechender Trends hinsichtlich verschiedener Testverfahren wird dabei teils logisch, teils statistisch, z.B. mittels Konfidenzbereichseinschätzungen, vorgenommen. Eine Konsistenz der verschiedenen Hypothesentests darf, auch wegen der beträchtlichen Zeitreihenumfänge, häufig angenommen werden. Analysen

<sup>21</sup>Allgemein, aber hier weniger anschaulich, lässt sich der Regressionskoeffizient  $a$  auch aus Standardabweichungen  $s$  und  $r_p$  berechnen nach:  $a_{y,t} = r(s_y/s_x)$  mit  $s_x = \text{const.} \approx 2,8044$  mit  $y$  als abhängiger und  $t$  als unabhängiger (Zeit-)Variablen (SCHÖNWIESE 2000: 171).

im einzelnen schreiten dabei vom allgemeinen zum speziellen voran, um eine bessere Übersichtlichkeit und Vergleichbarkeit der Darstellung abzusichern.

Durch 2 gesonderte Arten der Zeitreihenbildung findet ein zusätzlicher, substantieller Abgleich statt: Den phasenempfindlichen Pseudoladungsreihen (vgl. Kap. 13.3.1.) werden phasen- wie rangstatistisch sensiblere Ereignisreihen (vgl. Kap. 13.3.2.) gegenübergestellt. Als Unabhängige dient beiden Fällen die Zeitvariable  $T$  mit den Daten zugeordneten Zeitpunkten  $t_i$  mit  $\Delta t = \text{const.} = 1$ .  $T$  verläuft als die eine Regressionsgerade des bivariaten Regressionsmodells monoton linear aufwärts und ist Bezug für die Abschätzung der zweiten Regressionsgeraden, welche durch Minimierung der quadratischen Distanzen der SAGM-bezogenen Werte zu  $T$  berechnet wird (SCHÖNWIESE 2000: 232, 169). Die Nullhypothese, die Zeitfunktion enthalte einen signifikanten linearen Trendanteil, muss schließlich auf ihre Gültigkeit überprüft werden.

### 13.3.1. Pseudoladungsreihen

Der Vorteil von Trendbestimmungen auf Grundlage von Pseudoladungsreihen liegt im Gebrauch unveränderter AOGCM-Tagesfelder als Komparationsfälle im Vergleich zu SAGM-Mustern. Die unter Kap. 13.1.2. vorgestellte Vorgehensweise der ereignisbezogenen Bias-Abschätzung und -Korrektur brauchen nicht eingesetzt werden. Die Amplitudenempfindlichkeit von  $r_P$  als Ähnlichkeitsmaß kommt bei potentiell durch Bias belastete Reihen vorteilhaft zum Tragen, die korrelative Phasensensivität von  $r_P$  mit  $T$  als unabhängiger zeitlicher Referenzgeraden und  $\Delta t = +1$  ist ohne Belang – was folglich informativ von  $r_P$  bleibt, ist dessen Funktion als Linearitätsindikator.

Es werden 16 SAGM-basierte Zeitreihen, als abhängige Variable  $Y$ , auf Linearität untersucht: NCEP (1950-99), 3 GCM-Kontrollläufe, 6 GCM-Szenarien (aus SRES-A2 und -B2-Bedingungen) und 6 kombinierte Kontrolllauf-Szenario-Kombinationen.

#### 13.3.1.1. Überprüfung der zeitlichen Unabhängigkeit der Pseudoladungsreihen

Als Nullhypothese  $H_0$  sei im Sinne des Falsifikationismus (vgl. Kap. 1.7.) das Gegenteil des Untersuchungsziels formuliert.  $H_0$  lautet demnach:

$H_0$ : Es besteht kein bedeutsamer linearer Zusammenhang zwischen der unabhängigen Zeitvariablen und der zugeordneten Pseudoladungsvariablen.

Positive, negative und neutrale Trends werden gleichermaßen als möglicherweise signifikant zeitabhängig betrachtet. Als neutral oder stagnierend werden solche Entwicklungen eingeordnet, die nur geringfügig von der zu erwartenden Zeitreihenkorrelation  $\rho$  abweichen. Ober- und Untergrenze des auf Signifikanzniveau  $\alpha'$  konfidenten Intervallbereichs um  $r$  werden in Abhängigkeit von Streuung und Zeitreihenlänge abgesteckt:



$$VB = \rho \pm z_{\alpha'}(\sigma/\sqrt{n})$$

mit VB: Vertrauensbereich,  $\rho$ : Zeitreihenkorrelation der Grundgesamtheit;  $z_{\alpha'}$ : Parameter der z-Verteilung mit  $Si=\alpha'$ ;  $\sigma$ : Standardabweichung der Grundgesamtheit, n: Zeitreihenumfang

(SCHÖNWIESE 2000: 140)

Zu erwartende Korrelation und zu erwartende Standardabweichung ergeben sich dabei aus der Analyse von Zufallsreihen<sup>22</sup>, die in Umfang, Anzahl und Wertebereich den (regionalen) Pseudoladungsreihen entsprechen (einführend zum stochastischen Zufall SCHÖNWIESE 2000: 3-4, zu Zufallssimulationen VON STORCH & ZWIERS 1999: 106ff.). Mit  $n > 1000$  für Umfang und Anzahl darf regional und für Teilreihen einheitlich gelten:

$$VB = 0 \pm 3,291(0,5759/\sqrt{n}); \text{ mit } z_{\alpha'} \approx 3,291 \text{ für } \alpha'=99,9\%$$

Pseudoladungstrends jenseits dieses VB-Bereichs werden als positiv bzw. negativ definiert. Die Signifikanzbestimmung aller 3 Trend-Vorzeichen erfolgt mittels t-Test-Statistik (vgl. Kap. 5.6.2.) softwareintern (SPSS 11 für Windows, BROSIUS 1998: 504).

Ein auffälliges Ergebnis ist, dass Korrelationsbetrags- und Signifikanzniveau in starker und signifikanter Abhängigkeit stehen, mithin stagnierende Trends sehr selten linear tragfähig sind. Damit verknüpft steigen die Korrelationsbeträge mit  $Si$ , ohne allerdings selbst für die Kategorie hochsignifikanter Entwicklungen ( $Si=99\%$ ) im Mittel korrelative Varianzen ( $r^2$  bzw.  $\rho^2$ ) von mehr als 5% aufzudecken. Regressionskoeffizienten liegen im signifikanten Spitzenbereich gelegentlich bei bis zu  $|0,05|$ , meist jedoch unter  $|0,01|$ . Bemerkenswert ist neben dieser Verbindung geringer Korrelationsdifferenzen mit markanten Signifikanzabstufungen in einem ersten Überblick (vgl. Tab. 13-9) die Abhängigkeit der Anteile trendsignifikanter SAGMs von den Modellzeiten. Höhere Anteile unter den Szenario- und Kontrolllauf-Szenario-Reihen rühren dabei zum einen – die Abhängigkeit von Signifikanzniveau  $Si$  und Korrelationsbetrag  $|r|$  als bekannt vorausgesetzt (s. Kap. o.) – von der Häufung relativ erhöhter Zeitreihenkorrelationen in den Szenarien her. So liegen die Anteile von Trends mit  $|r| > 0,1$  in den Kontrollzeiträumen bei meist deutlich unter 15%, in allen Szenario-Zeitspannen bei meist deutlicher über 15% (jeweils eine Ausnahme). Da die Unterschiede aus Tab. 13-9 jedoch nur wenig mit den Ausprägungen jener Betragshäufungen korrespondieren, dürften zum anderen die relativ erhöhten t-Prüfwerte eine Rolle spielen, die aus im Vergleich zum Kontrolllauf kaum erhöhten Zeittrends bei mehr als verdoppelten Reihenumfängen resultieren können<sup>23</sup>.

Die Mehrzahl der stark signifikanten Trends wird auch dem Kriterium sehr hoher Signifikanz ( $Si=99\%$ ) gerecht, je nach Region und Modell 80% bis 95%, zugleich würden durch  $Si$ -

<sup>22</sup> Zufallsreihen erzeugt mit dem Excel-basierten *Ablebits*-Pseudozufallszahlen-Generator

<sup>23</sup> Die t-Test-Prüfformel sei vergegenwärtigt:  $t = r \sqrt{n-2} / (\sqrt{1-r^2})$ ; t: Prüfgröße, r: Korrelationskoeffizient, n: Stichprobenumfang

Abschwächungen auf 90% nur wenige Reihen mehr aufgenommen – ca. 1% bis 4% –, darunter weiterhin keine stagnierenden.

Tab. 13-9: Anteile an SAGMs mit stark signifikanten Trends der Pseudoladungsreihen ( $S_i=95\%$ ) ohne Unterscheidung des Trendvorzeichens; nach Modellzeiten (Zeile 1), AOGCMs (Zeile 2), Szenarien und Regionen (Spalte 1); **rot**: Dominanz positiver Trends, **blau**: Dominanz negativer Trends (ohne Signifikanztest) Zeilen 5 und 8: Konvergenzprüfung zwischen Kontrollläufen und NCEP (s. Kap. u.), in %

	Kontrolllauf + Szenario			Kontrolllauf			Szenario			1950-99
	CGCM	GFDL	HAD	CGCM	GFDL	HAD	CGCM	GFDL	HAD	NCEP
NEUSA2	41,8	42,0	46,9	26,6	32,8	26,4	46,2	43,7	49,1	34,2
NEUSB2	50,2	37,2	40,1				53,7	41,2	45,3	
<i>NEUS: Konvergenz NCEP mit Kontrolllauf</i>				13,4	7,6	11,0	/			
ZEU A2	42,7	38,4	48,0	35,7	29,7	32,0	46,8	48,8	51,1	46,2
ZEU B2	44,3	31,9	40,7				45,7	43,6	45,0	
<i>ZEU: Konvergenz NCEP mit Kontrolllauf</i>				15,8	13,9	18,2	/			

SRES A2 zeigt annähernd systematisch leicht höhere Anteile als B2, Variationen im Überwiegen positiver und negativer Vorzeichen erscheinen regional bestimmt und nicht modellspezifisch (vgl. blaue/rote Hervorhebungen in Tab. 13-9), regional herrscht in NEUS positiver Überhang vor, für ZEU ist keine Dominanz zu erkennen. Die Anteile realitätsnaher – das heißt NCEP-naher – Zeitreihen in Zeilen 5 und 8 zeigen, dass Niveau und Vorzeichenausprägung rezenter Signifikanzen (NCEP) transatlantisch durch die Kontrollläufe besser abgebildet sein mögen (vgl. Spalten 5 bis 7 mit Spalte 11), dass dagegen ZEU modellübergreifend bei NCEP-Konvergenzen besser abschneidet (vgl. Zeile 5 mit 8).

Unter Konvergenz – im Sinne einer Annäherung bestimmter Eigenschaften von Reihen für sehr große  $n$  bis  $n \rightarrow \infty$  – wird dabei die Wiedergabe einer gleich gerichteten und auffälligen Tendenz für eine SAGM-Zeitreihe in den gleichartigen (Teil-)Zeitreihen aus Kontrolllauf und/oder Szenario *mehrerer* AOGCMs verstanden. Von vollständiger Konvergenz darf bei Übereinstimmung aller 3 Modelle die Rede sein, von teilweiser Konvergenz, wenn genau 2 Modelle übereinstimmen. Nach Prüfung auf Konvergenz stellt sich im Vergleich zu Tab. 13-9 ein deutlicher Rückgang einbegriffener SAGMs ein. Tab. 13-10 präsentiert die reduzierten Anteile der als konvergent ausgewiesenen signifikanten Trends für zukunftsweisende Projektionszeiten. Ob für die Zeitreihenanalyse gleichermaßen vollständig wie teilweise konvergenter Serien votiert werden soll, wird aus der Abwägung zwischen Repräsentativität und Genauigkeit der ausgewählter Reihen zu erschließen sein.

Reine Kontrolllauf-Analysen werden im weiteren keine Beachtung finden, weil sich daraus das Problem der klimatologischen Ersatzrealität (VON STORCH & ZWIERS 1999: 124) ergeben müsste: Denn sieht man bereits in den Kontrollläufen transienter Klimamodelle solche Ersatzrealitäten, wäre eine Abgleich mit den Zeitreihenentwicklungen des Realklimas (NCEP) unumgänglich. Einer Einbeziehung in zukunftsweisende Analysen dürfte nur solchen SAGMs

stattgegeben werden, welche gemäß dem eingeführten Begriff der vollkommenen Konvergenz sowohl widerspruchsfrei im Vergleich von allen 3 Kontrollläufen mit NCEP als auch widerspruchsfrei untereinander für Szenario- bzw. für Kontroll- und Szenario-Zeitraum sind. Weniger als 10 SAGMs könnten je Region bestehen. Die Kontrollklimate gelten folglich als für zeitreihenanalytische Realitätsnähe nicht maßgebend, werden jedoch von der mit Szenarien des 21. Jahrhunderts kombinierten Zeitreihenanalysen nicht ausgeschlossen.

Tab. 13-10: Anteile (in %) und Anzahlen ('n') von SAGMs mit stark signifikanten Trends der Pseudoladungsreihen (Si=95%); oberer Block: vollständige Konvergenzen, unterer Block: teilweise Konvergenzen, dabei {teilweise Konvergenzen}  $\neq$  {vollständige Konvergenzen} nach Zeiträumen (Zeile 1), Regionen und Szenarien (Spalte 1) und Jahreszeiten (Zeile 2)

	Kontrolllauf + Szenario								Szenario							
	Frühling		Sommer		Herbst		Winter		Frühling		Sommer		Herbst		Winter	
	%	n	%	n	%	N	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n
NEUS A2	4,4	25	3,5	19	3,0	14	2,8	10	13,0	74	13,7	75	11,2	53	3,9	14
	1,2	7	3,1	17	3,8	18	7,5	27	12,1	69	15,2	83	13,3	63	9,2	33
NEUS B2	7,0	40	8,0	44	14,6	69	3,9	14	12,1	69	15,0	82	19,9	94	5,3	19
	2,1	12	5,3	29	12,1	57	5,6	20	8,8	50	13,9	76	9,5	45	9,2	33
ZEU A2	5,2	41	6,3	48	11,5	83	7,6	43	12,7	100	11,0	84	7,2	52	8,7	49
	5,2	41	9,7	74	6,8	49	6,2	35	10,8	85	7,8	59	7,9	57	9,2	52
ZEU B2	8,4	66	3,5	27	12,4	90	7,5	42	13,0	102	12,1	92	11,6	84	9,8	55
	3,3	26	8,4	64	7,0	51	1,1	6	8,3	65	8,0	61	7,9	57	3,0	17
NEUS A2	8,4	48	11,3	62	17,2	81	5,3	19	4,9	28	9,7	53	6,8	32	8,1	29
	7,5	43	15,9	87	25,2	119	12,0	43	14,2	81	13,5	74	12,7	60	16,7	60
NEUS B2	6,8	39	6,9	38	10,4	49	6,4	23	8,6	49	11,0	60	9,3	44	9,5	34
	14,9	85	16,1	88	18,9	89	17,8	64	19,3	110	15,7	86	16,1	76	17,8	64
ZEU A2	12,7	100	12,6	96	11,6	84	6,9	39	12,2	96	13,7	104	18,0	130	8,3	47
	9,4	73	14,8	113	14,2	103	11,5	65	14,1	111	15,6	119	13,4	97	13,1	74
ZEU B2	8,4	66	14,8	113	9,8	71	6,0	34	10,7	84	11,3	86	12,7	92	10,0	54
	8,8	69	13,8	105	13,7	99	11,9	67	14,2	112	13,5	103	11,2	81	13,9	78
Erläuterung	negative Trends				positive Trends											

### 13.3.1.2. Vollständige und teilweise multimodale Konvergenzen

Aus der strengeren Auslegung vollständiger Konvergenzen folgt nicht, dass die Anteile und zugeordneten Anzahlen partieller Konvergenzen höher ausfallen müssen. Freilich ist dies in beiden Regionen für fast alle Jahreszeiten und selbst vorzeichenspezifisch fast immer der Fall. Doch dieses Überwiegen partieller Konvergenzen wird gänzlich a posteriori offenbar. Einige Abweichungen mit Überhängen vollständiger Konvergenz dokumentieren ergo, dass logisch strenger definierte Trendsignifikanz-Übereinstimmungen gelegentlich höhere empirische Wahrscheinlichkeiten besitzen. Solche Überhänge kommen unter 64 saison- und vorzeichengleichen Abwägungen (spaltenweiser Abgleich der Zeilen 4 zu 12, 5 zu 13, etc., Tab. 13-10) immerhin 10 mal vor, darunter 9 mal in bloßen Szenarien. Noch 5 mal ist dies der Fall bei Vorzeichenkumulation und saisonaler Trennung, zweimal bei saisonaler Akkumulation mit

Vorzeichentrennung, beide Male ausschließlich in den Szenarien. Charakteristisch sind indes zwei- bis vierfach höhere Anzahlen partiell konvergenter SAGMs unter Einschluss der Kontrollläufe, ungefähre Gleichstände bis Verdoppelungen rein szenarisch. Gunstfaktoren für die Verstärkung partieller Überhänge sind Kontrolllaufeinbeziehung und mitteleuropäische Regionszugehörigkeit.

Entsprechend erschließen sich aus dem Vergleich von Tab. 13-10 und Tab. 13-9 unterschiedliche Niveaus der Konvergenzquotienten als relative Anteile konvergierender SAGMs an den Anteilen modellspezifisch signifikanter SAGM-Reihen. Die Quotienten vollständig übereinstimmender SAGMs liegen *mit* Kontrollläufen recht einheitlich bei 30% bis 40% (abfallend NEUS/A2 mit unter 20%), ohne Kontrollläufe werden ca. 40% bis 50% erreicht. Für teilweise Konvergenzen sind Erhaltungsquoten von 50%-60% mit und ohne Kontrolllauf typisch. Die in beiden Tabellen 13-9 und 13-10 zu findende Neigung der reinen Szenario-Zeitreihen zu absolut häufigeren modellindividuellen bzw. -kollektiven Signifikanzen setzt sich bei den relativ bestimmten Konvergenzquotienten nur bei vollständiger Konvergenzdefinition fort. Die Ursachen uneinheitlicher Wiedergaben künftiger zeitlicher Entwicklungen von SAGMs sind daher substantiell und fast gleichermaßen in den Dispersionen von Pseudoladungsreihen *innerhalb* der einzelnen AOGCMs – daher die Anteile nicht-signifikanter modellspezifischer Reihentrends von 50%-60% – wie in den Divergenzen modellindividuell signifikanter Reihen im Modellvergleich zu suchen, woraus relative Konvergenzausfälle von um die 50% resultieren.

### 13.3.1.3. Subgruppenspezifische Auffälligkeiten

#### Repräsentativität

Hinsichtlich der Repräsentativität in saisonaler und Trendrichtungsbetrachtung macht sich die allgemein geringere Belegung vollständig definierter Konvergenzanteile nicht durch bedenklich schwache minimale Anteile repräsentabler SAGMs negativ bemerkbar. Dabei ist zunächst ungewiss, ab wie vielen SAGMs überhaupt von angemessener Repräsentativität ausgegangen werden kann. Variablengruppen- und ereignistypspezifische Aufschlüsselungen sollen darüber weiter unten in diesem Kapitel im speziellen Aufschluss geben. An dieser Stelle seien im allgemeinen saisonale Anteile mit Konfidenzbereichen aus regional-saisonalen Einzelwerten, deren Untergrenze Null erreicht, als kritisch eingestuft, das sind Belegungen von um die 2%. In dieser Hinsicht erweisen sich in den Kontrolllauf-Integrationen vollständig definierte Konvergenzen vorzeichenspezifisch 4 mal als schwach belegt (je zweifach NEUS und ZEU), die analogen Szenario-Werte fallen dagegen überkritisch aus.

Belegung negativer und positiver Trends

Die aus Tab. 13-9 grob ablesbaren individuellen Tendenzen der nordamerikanischen SAGMs zu vorwiegend positiven, der zentraleuropäischen zu uneinheitlichen Trendsignalen finden sich in Tab. 13-10 en detail bestätigt, Tab. 13-11 fasst, darauf aufbauend, zusammen.

Tab 13-11: regional-saisonale Differenzierung der durch vollständige und teilweise Modell-Konvergenzen erfassten signifikanten SAGM-Zeittrends nach positiv-negativen Trendquotienten: Hintergrundfarben für Vorzeichenübergewichte: ■ = überwiegend negativ, ■ = überwiegend positiv, grün= ■ Trendsignifikanzen= Datenwerte; Signifikanz der jährlichen Vorzeichen-Prävalenz (Si=95%): Wert weiß ausgeführt, hohe Konvergenz-Anteile > 10%: *kursiv gesetzt*

Konvergenz	Region	Kontrolllauf + Szenario					Szenario				
	Szenario	Früh-ling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr	Früh-ling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
vollständig	NEUS A2	0,28	0,89	1,29	2,70	<b>1,29</b>	0,93	1,11	1,19	2,36	<b>1,40</b>
	NEUS B2	0,30	0,66	0,83	1,43	<b>0,80</b>	0,72	0,93	0,48	1,74	<b>0,97</b>
	ZEU A2	1,00	1,54	0,59	0,81	<b>0,99</b>	0,85	0,70	1,10	1,06	<b>0,93</b>
	ZEU B2	0,39	2,37	0,57	0,14	<b>0,87</b>	0,64	0,66	0,68	0,31	<b>0,57</b>
teilweise	NEUS A2	0,90	1,40	1,47	2,26	<b>1,51</b>	2,89	1,40	1,88	2,07	<b>2,06</b>
	NEUS B2	2,18	2,32	1,82	2,78	<b>2,27</b>	2,24	1,43	1,73	1,88	<b>1,82</b>
	ZEU A2	0,73	1,18	1,23	1,67	<b>1,20</b>	1,16	1,14	0,75	1,57	<b>1,16</b>
	ZEU B2	1,05	0,93	1,39	1,97	<b>1,33</b>	1,33	1,20	0,88	1,44	<b>1,21</b>

Unter den saisonal kumuliert 13 von 16 möglichen Vorzeichen-Prävalenzen (Spalten 7 und 12) erreichen immerhin 4 95%ige Signifikanz. Eine Vorzeichen-Vorrangigkeit wird ab einem relativen 10%igen Vorsprung des häufigeren Vorzeichens angesetzt. Im einzelnen zeichnen sich vor allem interregional, intersaisonal und zwischen vollständigen und teilweiser Definitionen Diskrepanzen ab, nachrangig zwischen den Zeiträumen und zwischen den Szenarien. Mit Blick auf die Trendrichtungen – und als Nachholung zur Untersuchung vollständiger/teilweiser Konvergenz-Auffälligkeiten – sind für beide Regionen die saisonal wie szenarisch oft abweichenden Trend-Schwerpunkte zwischen den beiden Konvergenz-Definitionen hervorzuheben. Da, wie oben ausgeführt, die Repräsentativität der stringenteren Definienda kaum mangelhaft erscheint, darf in solchen divergierenden Fällen in der Regel auf die Indikation durch die entsprechend stärkeren Definitia vertraut werden.

Eine Auszählung saisonaler Vorzeichen-Tendenzen mag in Form einer absteigenden Rangfolge positiver Trendsignifikanzen nach Regionen, Szenarien und Konvergenzqualitäten Überblick verschaffen, inwieweit Pseudoladungsreihen differierende Signale geben. Dabei wird saisonal positives Übergewicht mit +1, negatives mit -1, Gleichgewicht mit 0 gewertet, mindestens 10%ige saisonale Anteile des führenden Vorzeichens werden mit einem Bonus von |1| vergütet. Als zweiter, reell quantifizierter Rangfolge-Indikator dient der Mittelwert aus Tab. 13-11, der aufgrund beträchtlicher saisonaler Streuungen unter Umständen wenig aussagekräftig ist:

Während in den Rangfolgen (vgl. Tab. 13-12) weitgehende Übereinstimmung zwischen den beiden Reihentypen (Vorzeichen-Dominanz vs. Vorzeichen-Quotient) herrscht, ist auf feine Unterschiede bei der Häufigkeit der Trendrichtungen zwischen den Reihentypen und zwischen den Modellzeiten zu achten:

- Nach Vorzeichen-Prävalenzen fallen die Anteile positiv dominierter Assoziationen etwas geringer aus als nach Vorzeichen-Quotienten (Vergleich der Spalten 1 mit 2 und 3 mit 4).
- Der reine Szenariozeitraum zeigt, beurteilt nach Rangsummen, im Gegensatz zur Kontrolllaufbeziehung bezüglich überwiegend positiver Trendsignale folgende Merkmale:
  - o Die führende Position Nordamerikas erscheint gefestigt, etwas stärker betont bei den Vorzeichen-Quotienten.
  - o Der leichte Vorsprung von Szenario A2 zu Szenario B2 wird ausgebaut, etwas stärker betont bei den Vorzeichen-Dominanzen.
  - o Die deutlich positivere Ausrichtung partieller im Vergleich zu kompletten Reihensignifikanzen schwächt sich nur leicht ab.

Mithin kann regional NEUS, unter den Szenarien A2 und unter den Konvergenztypen der partielle im jeweiligen Vergleich wie absolut als hydromet. Trends bevorzugt anzeigend betrachtet werden.

Tab 13-12: absteigende Rangfolgen der übersaisonal aggregierten Trendrichtungen nach Region, Szenario und Konvergenztyp; NEUS= nordöstliche USA, ZEU= Zentraleuropa, PART= teilweise Konvergenz, COMPL= vollständige Konvergenz; 2 Rangfolgentypen: 1) saisonale Vorzeichen-Dominanz, 2) Vorzeichen-Quotient=Anzahl positiver Signifikanzen/Anzahl negativer Signifikanzen; '=': Rangbindung; rot/grün/blau: ansteigende/keine/rückläufige Trendrichtung dominierend

Kontrolllauf + Szenario						Szenario					
nach Vorzeichen-Dominanz			nach Vorzeichen-Quotient			nach Vorzeichen-Dominanz			nach Vorzeichen-Quotient		
Region	Szenario	Konvergenztyp	Region	Szenario	Konvergenztyp	Region	Szenario	Konvergenztyp	Region	Szenario	Konvergenztyp
NEUS	B2	PART	NEUS	B2	PART	NEUS	A2	PART=	NEUS	A2	PART
NEUS	A2	PART	NEUS	A2	PART	=NEUS	B2	PART	NEUS	B2	PART
ZEU	A2	PART=	ZEU	B2	PART	NEUS	A2	COMPL=	NEUS	A2	COMPL
=ZEU	B2	PART	NEUS	A2	COMPL	=ZEU	A2	PART	ZEU	B2	PART
NEUS	A2	COMPL	ZEU	A2	PART	ZEU	B2	PART	ZEU	A2	PART
ZEU	A2	COMPL	ZEU	A2	COMPL	NEUS	B2	COMPL	NEUS	B2	COMPL
NEUS	B2	COMPL=	ZEU	B2	COMPL	ZEU	A2	COMPL	ZEU	A2	COMPL
=ZEU	B2	COMPL	NEUS	B2	COMPL	ZEU	B2	COMPL	ZEU	B2	COMPL

Aus den differierenden Anteilen auf- und absteigender konvergenter Musterentwicklungen lassen sich keine allgemeinen Wahrscheinlichkeitsaussagen zu Trends der verknüpften Ereignisse ableiten. Eine Interpretation darf zunächst nur darin bestehen, dass die ausgewählten Klimamodelle hydromet. als anormal definierte Muster des rezenten Klimas zeitlich in ähnlicher

Weise in die Zukunft fortschreiben, was sich nicht in den Häufigkeiten von Starkereignissen ausdrücken muss. Ergebnisse aus Kap. 13.3.2. werden zeigen, inwieweit Pseudoladungszeitgewichte und Ereignisreihen funktional verknüpft sind.

Saisonale Auffälligkeiten (vgl. auch Tab. 13-9)

Anhand von Tab. 13-13 soll zunächst geprüft werden, ob es Rangfolgeauffälligkeiten gibt, die auf unterschiedliche saisonale Gesamtsignifikanz-Bevorzugungen hindeuten. Eine der wenigen Augenscheinlichkeiten liest sich aus der mehrfachen Umplatzierung von Herbst nach hinten, von Frühling nach vorne zwischen Kontrolllauf-Integration und -Ausschluss ab.

Tab. 13-13: absteigende regionale Rangfolgen der Jahreszeiten nach Anteilen von trendsignifikanten SAGMs

Region	vollständige Konvergenzen				teilweise Konvergenzen			
	Kontrolllauf+Szenario		Szenario		Kontrolllauf+Szenario		Szenario	
	A2	B2	A2	B2	A2	B2	A2	B2
NEUS	Winter							
	Herbst							
	Sommer							
	Frühling							
ZEU								annähernd gleichwertig

Aus den Rangfolgesummen ergeben sich folgende Erkenntnisse:

- Summarisch – alle Rangfolgen aus Tab. 13-13 einbezogen – sind Sommer und Herbst vorrangig signifikanzträchtig mit einem mittleren Rang von ungefähr 2, Frühling und Winter folgen mit großem Abstand und einem Rangmittel von fast genau 3.
- Diese saisonale Polarität ist für fast alle Subgruppierungen (vollständige Konvergenzen, teilweise Konvergenzen, Szenarien A2 und B2, NEUS und ZEU, Kontrolllauf und Szenario) nachweisbar, indem eventuelle Positionsschwankungen stets nur zwischen Sommer und Herbst bzw. zwischen Frühling und Winter auftreten.
- Die einzige Ausnahme betrifft die reinen Szenariozeitreihen, wo die von der Regel abweichenden Platzierungen von Herbst (3.) und Frühling (2.) auf systematischen Divergenzen zu den Kontrolllaufintegrationen beruhen.

Die AOGCM-Szenarien realisieren offenbar dem Kontrolllauf teils entgegen gesetzte, zumindest derart eigenständige saisonale Entwicklungen, dass eine gewisse Umplatzierung der Jahreszeiten nach Signifikanzträchtigkeit eintritt. In beiden Regionen bedeutet dies eine Annäherung an saisonale Gleichverteilung bei teilweisen Konvergenzen, bei vollständigen Konvergenzen Anschluss von Frühling und Sommer an Herbst (NEUS) bzw. leichte Überbietung des Herbstes (ZEU).

Ein weiterer rangtechnisch beleuchteter Aspekt sei anhand von Tab. 13-14 eröffnet. Es zeigt sich, dass die Rangfolgen von Vorzeichen-Quotient und von Gesamtanteil an Signifikanzen (vgl. Tab. 13-13) – dem Korrelationsbetrag nach beurteilt – annähernd unabhängig zu sein scheinen ( $r_s=0,148$ ), jedoch mit  $S_i \approx 76\%$  eine angedeutete Signifikanz auch in Richtung eines ansatzweise positiven Zusammenhangs gedeutet werden kann. Die letzte Deutung ist wegen den leicht differierenden Produkt-Moment-Korrelationen zwischen den gesamten Signifikanzhäufigkeiten und den beiden absoluten vorzeichenbezogenen zu favorisieren ( $r_p \approx 0,78$  für den Zusammenhang mit den Häufigkeiten negativer Trends,  $r_p \approx 0,87$  für den Zusammenhang mit den Häufigkeiten positiver Trends; jeweils  $S_i=99\%$ ). Mit  $r_p \approx 0,38$  ( $S_i=95\%$ ) zwischen den Vorzeichen-Häufigkeiten kann geschlossen werden, dass deren saisonale Signifikanz-Variabilitäten insgesamt korrelativ leicht aneinander angelehnt sind.

Tab. 13-14: absteigende regionale Rangfolgen der Jahreszeiten nach Übergewichten von positiven gegenüber negativen Trends;  = überwiegend positive Trends,  = überwiegend negative Trends,  = ausgeglichene Trendvorzeichen; '≈': annähernd gleicher Wert wie vorrangige/nachrangige Jahreszeit

Region	vollständige Konvergenzen				teilweise Konvergenzen			
	Kontrolllauf+Szenario		Szenario		Kontrolllauf+Szenario		Szenario	
	A2	B2	A2	B2	A2	B2	A2	B2
NEUS	Winter	Winter	Winter	Winter	Winter	Winter	Frühling	Frühling
	Herbst	Herbst	Herbst	Sommer	Herbst	Sommer	Winter	Winter
	Sommer	Sommer	Sommer	Frühling	Sommer	Frühling	Herbst	Herbst
	Frühling	Frühling	Frühling	Herbst	Frühling	Herbst	Sommer	Sommer
ZEU	Sommer	Sommer	Herbst	Herbst≈	Winter	Winter	Winter	Winter
	Frühling	Herbst	Winter	≈Sommer≈	Herbst	Herbst	Frühling≈	Frühling
	Winter	Frühling	Frühling	≈Frühling	Sommer	Frühling	≈Sommer	Sommer
	Herbst	Winter	Sommer	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Herbst

Rangfolgenvergleiche der Tabellen 13-13 und 13-14 machen anhand des SPEARMAN-Korrelationskoeffizienten deutlich, das sich lediglich bei vollständigen Konvergenzen und Kontrolllauf mit Szenario die beiden jahreszeitlichen Ordnungen ähneln (vgl. Spalten 2 und 3 der Tabellen; NEUS:  $r_s=0,70$ ,  $S_i=95\%$ ; ZEU:  $r_s=0,60$ ,  $S_i \approx 88,5\%$ ). Der zuvor erörterte leicht positive Zusammenhang zwischen Gesamtsignifikanzanteilen und positiven Trendanteilen erhält einen Hauptbeitrag aus diesen Vergleichsfällen. Als Referenz für Kap. 13.3.2., wo bezüglich Ereignisreihen ausschließlich vollständige Konvergenzen und kombinierte Kontroll-Szenarioreihen untersucht werden, sind diese Ergebnisse von besonderem Wert.

In NEUS steht einem signifikanzstarken Winter ein signifikanzarmer Frühling gegenüber, einer Ereigniszunahme für Winter und bedingt für Herbst eine Ereignisabnahme in Sommer und Frühling. Für ZEU sind Herbst und Sommer signifikanzreicher als Winter und Frühling, langfristige Zeitgewichtreihen lassen nur im Sommer einen steigenden Trend erkennen.

Vollständig konvergente reine Szenariozeitreihen zeigen sich bei den positiven Überhängen im Vergleich zum Kontrolllaufeinschluss weniger stark umstrukturiert als bei den



Gesamtsignifikanzen aus Tab. 13-13, für NEUS herrscht sogar weitgehend Kongruenz. Die oben im Kapitel eingeführte mutmaßliche Eigenständigkeit von szenarischen gegenüber Kontrolllaufentwicklungen lässt sich in ZEU, in erster Linie in Szenario A2, wiederentdecken. Als regionale Besonderheit beachtlich erscheint der Umstand, dass in NEUS mehr Jahreszeiten unter Ausschluss des Kontrolllaufs (, wie zu erwarten ?), in ZEU mehr Jahreszeiten unter Kontrolllaufeinbezug vorwiegend positive Trends aufweisen.

#### Auffälligkeiten der sozioökonomischen Szenarien A2 und B2

Aus spezifischen Szenario-Konditionen hervorgehende Divergierungseffekte in der Signifikanz von SAGM-Pseudoladungsreihen können in Betracht gezogen werden aufgrund klimatisch potentiell wirksamer szenarischer Ungleichheiten in atmosphärischer Zusammensetzung und in Strahlungsantrieb (RAMASWAMY et al. 2001: 403-406). Im Zusammenhang mit dem anthropogen verstärkten Eintrag von Treibhausgasen in die Atmosphäre wird als Alternativhypothese eine überzufällige Mehrzahl, besonders positiver, Signifikanzen im *worst case*-Szenario A2 (ebd.: 241-242) gegenüber B2 postuliert.

Tatsächlich sind entsprechende Tendenzen vorzeichengenau wie summiert hauptsächlich in ZEU nachzuvollziehen, während in NEUS gegenläufige vorherrschen (vgl. Tab. 13-15, linker Teil). In Tab. 13-15 sind des weiteren fast genau übereinstimmende Zusammenhänge zwischen der Änderung summierter Signifikanzen mit denen der beiden Vorzeichen qualitativ nachgezeichnet. Für die beiden nach Vorzeichen gruppierten Beziehungszusammenhänge ergibt sich  $r_s \approx 0,7$  ( $S_i = 99\%$ )<sup>24</sup>. Die gemeinsame Korrelation der sich verändernden absoluten Vorzeichenanteile infolge des Szenarienwechsels von A2 nach B2 fällt immerhin schwach positiv aus ( $r_s \approx 0,3$ , nicht signifikant). Als zweifach realisierte Ausnahme von den, wie durch die Rangkorrelationen belegt, häufigeren gleichläufigen Anteilsschwankungen können die wenigen Fälle deutlicher Gegenläufigkeit einer der beiden Trendrichtungsanteile mit summierten Signifikanzanteilsänderungen gedeutet werden, so bei vollständigen Konvergenzen/Szenario/NEUS/Herbst und bei teilweisen Konvergenzen/Kontrolllauf+ Szenario/NEUS/Frühling (vgl. Tab. 13-15, linker Teil).

Was betrifft die *Relationen* der Vorzeichenanteile zueinander in saisonaler Betrachtung angeführt wurde (s. Kap. o., oberhalb Tab. 13-14), gilt auch in Bezug auf deren absolute Anteile und mit Blick auf verschiedene Szenario-Rahmenbedingungen: Dass positive und negative Signifikanzen in annähernd gleichem Ausmaß Variabilitätseinflüsse ausüben und dass sie dies in geringer gegenseitiger Abhängigkeit tun.

<sup>24</sup> Erinnert sei an die oben im Kapitel eingebrachten analogen Produkt-Moment-Korrelationen von ca. 0,8, die sich noch umfassender auf die gesamten jahreszeitlichen Zusammenhänge bezogen.

Konzeptuell können – wie in Tab. 13-15 – die an beide einbegriffenen sozioökonomischen Szenarien gebundenen saisonalen Eigenschaften als Behandlung (linker Tabellenteil) und Wirkung (rechter Tabellenteil) verstanden werden. Intrasaisonal ausgeprägte Abweichungen zwischen den Szenarien treten sehr wohl auf (vgl. auch Tab. 13-10), ohne jedoch saisonal aggregiert zu signifikanten Abstufungen zu führen.

Gewisse regionale, konvergenztyp- und zeitraumbezogene Besonderheiten in den Merkmalsunterschieden zwischen A2 und B2 bestehen. In NEUS drückt sich dies in einer vermehrten Prävalenz negativ dominierter Jahreszeiten bei vollständigen Konvergenzen in SRESB2 aus (mit einer, sekundär, für das reine Szenario stärkeren Tendenz), Umgekehrtes ist bei teilweisen Konvergenzen der Fall, dabei besonders mit Kontrolllauf einschuss. ZEU weist sowohl für Zeiträume wie für Konvergenztypen gleichmäßigere und fast vernachlässigbare interszenarische Veränderungen auf. Saisonal integriert schlagen sich diese Differenzierungen, auch vorzeichenspezifisch, schlussendlich nur gelegentlich als signifikant nieder und geben sehr geringen Anlass,  $H_0$ , Szenarien A2 und B2 seien etwa trendgleich, zu verwerfen. Signifikante positive Vorzeichenüberhänge ( $S_i=95\%$ ) tauchen so gerade einmal für A2 (ZEU/Szenariozeit/vollständig konvergent), einmal für B2 (NEUS/Szenariozeit/teilweise konvergent) auf.

Tab. 13-15:

**linker Tabellenteil:** Anteilsverschiebungen von Szenario A2 nach Szenario B2 bei Gesamtanteilen von Trends signifikanz und bei Signifikanz nach Trendvorzeichen; Hintergrundfarben für Änderungen bei Gesamtsignifikanz: ■ = stark abnehmend, ■ = schwach abnehmend, ■ = gleich bleibend, ■ = schwach zunehmend, ■ = stark zunehmend; Vorzeichenänderungen:  $\uparrow$  deutlich positiver,  $\geq$  schwach positiver,  $\equiv$  gleich bleibend,  $\leq$  schwach negativer,  $\downarrow$  deutlich negativer; Einordnungen subjektiv

**rechter Tabellenteil:** Vorzeichen-Prävalenzen unter A2 respektive B2-Szenario als Folge 'klimatologischer Behandlungseffekte'; ■/■ = negative/positive Trendprävalenz, ■ = ausgeglichene Vorzeichen (wie Tab. 13-11); Einordnungen subjektiv

Kontr.=Kontrolllauf, Szen.=Szenariolauf

Merkmal:		Änderungstendenz A2⇒B2							
		Konvergenztyp:				teilweise			
Zeitraum:		vollständig		Szen.		Kontr. +Szen.		Szen.	
		Kontr. +Szen.	Szen.	-	+	-	+	-	+
Vorzeichen:		-	+	-	+	-	+	-	+
NEUS	Frühling	$\uparrow$	$\geq$	$\equiv$	$\downarrow$	$\downarrow$	$\uparrow$	$\uparrow$	$\uparrow$
	Sommer	$\uparrow$	$\uparrow$	$\geq$	$\leq$	$\downarrow$	$\equiv$	$\geq$	$\uparrow$
	Herbst	$\uparrow$	$\uparrow$	$\uparrow$	$\downarrow$	$\downarrow$	$\downarrow$	$\uparrow$	$\uparrow$
	Winter	$\uparrow$	$\downarrow$	$\geq$	$\equiv$	$\geq$	$\uparrow$	$\geq$	$\geq$
ZEU	Frühling	$\uparrow$	$\downarrow$	$\equiv$	$\downarrow$	$\downarrow$	$\equiv$	$\downarrow$	$\equiv$
	Sommer	$\downarrow$	$\downarrow$	$\leq$	$\equiv$	$\uparrow$	$\downarrow$	$\downarrow$	$\downarrow$
	Herbst	$\uparrow$	$\equiv$	$\uparrow$	$\equiv$	$\equiv$	$\equiv$	$\downarrow$	$\downarrow$
	Winter	$\equiv$	$\downarrow$	$\equiv$	$\downarrow$	$\equiv$	$\equiv$	$\uparrow$	$\equiv$

Ausgangs- (A2) und Endniveau (B2)							
vollständig				teilweise			
Kontr. +Szen.		Szen.		Kontr. +Szen.		Szen.	
A2	B2	A2	B2	A2	B2	A2	B2
<span style="background-color: blue;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>	<span style="background-color: lime;">■</span>	<span style="background-color: blue;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>
<span style="background-color: orange;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>	<span style="background-color: blue;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>
<span style="background-color: orange;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>	<span style="background-color: blue;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>
<span style="background-color: orange;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>	<span style="background-color: blue;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>	<span style="background-color: orange;">■</span>

Modellzeitbezogene Auffälligkeiten: Kontrolllauf-Integration vs. - Ausschluss

Auf gewisse Eigencharakteristiken der Szenarien gegenüber Kontrollklimaten wurde im Kapitel oben bereits unter dem Gesichtspunkt saisonaler Umverteilungen nach Signifikanzanteilen

eingegangen (vgl. auch Tab. 13-13, S. 167), wo der allgemein eher nachrangige Frühling in Szenarien mit höheren Anteilen aufwartet.

Beachtenswert ist neben diesen niveaubezogenen und seasonspezifischen Ungleichheiten und Rang-Umstrukturierungen die Angleichung der Häufigkeiten vollständiger Konvergenzen an die teilweiser in den Szenarien, bewirkt durch die annähernde Verdoppelung der zuerst genannten im Vergleich zur Kontrolllaufintegration. Dieser Merkmalsunterschied tritt bei NEUS und Szenario A2 überproportional in Erscheinung, bedeutende Vorzeicheneinflüsse sind nicht zu erkennen.

#### 13.3.1.4. Synoptische Variablengruppen; Einführung der Begriffe der absoluten und der relativen Belegung

**Drastische Bevorzugungsdifferenzierungen** treten unter den synoptischen Variablengruppen auf: Unter niveaugleich-tagesgemittelten ( $D_{YM\_2M}$ ,  $D_{YM\_850}$ ,  $D_{YM\_500}$ ) sind signifikante Zeittrends viel häufiger als unter niveaugleich-zwischentäglichen ( $I_{DY\_2M}$ ,  $I_{DY\_850}$ ,  $I_{DY\_500}$ ), konvektive SAGMs ( $V_{ERT}$ ) nehmen eine Zwischenstellung ein (vgl. Tab. 13-16). Eine ungünstige Eigentümlichkeit, auch im Zusammenhang mit bodennah-zwischentäglich definierten Fronten, ist das völlige Ausbleiben von konvergenten Trendsignalen in der entsprechenden Variablengruppe  $I_{DY\_2M}$ .

Tab. 13-16: Anteile von trendsignifikanten, vollständig konvergenten SAGMSs in synoptischen Variablengruppen (in %) und zugeordnete Rangpositionen (R); führende Position(en) rot ausgeführt; Zeitspanne Kontrolllauf+Szenariolauf

Region	NEUS						ZEU					
	negativ	R	positiv	R	Summe	R	negativ	R	positiv	R	Summe	R
<b><math>I_{DY\_2M}</math></b>	0,00	7	0,00	7	0,00	7	0,00	6,5	0,00	6,5	0,00	7
<b><math>I_{DY\_850}</math></b>	4,21	5	5,03	5	9,24	5	1,71	5	0,00	6,5	1,71	6
<b><math>I_{DY\_500}</math></b>	0,16	6	0,32	6	0,47	6	0,00	6,5	2,60	5	2,60	5
<b><math>D_{YM\_2M}</math></b>	16,57	2	25,34	1	41,91	1	23,82	1	11,88	4	35,69	2
<b><math>D_{YM\_850}</math></b>	12,88	3	18,87	3	31,75	3	18,04	2	17,67	2	35,71	1
<b><math>D_{YM\_500}</math></b>	17,32	1	23,31	2	40,64	2	15,57	3	14,74	3	30,31	3
<b><math>V_{ERT}</math></b>	9,15	4	15,48	4	24,63	4	8,50	4	20,89	1	29,39	4

Häufigkeitsauszählungen signifikanter Anteilsunterschiede zwischen den synoptischen Gruppen aufgrund 12 konvergenz-, zeitraum- und vorzeichenspezifischer Teilgruppenmittel erbringen nuancierte, Abweichungen von den Summen-Rangfolgen aus Tab. 13-16, die sich teils aus Rangbindungen, teils aus den beiden Zählweisen 'signifikant niedriger als' vs. 'signifikant höher als' ergeben. Von den 504 Abgleichen bringt es ZEU auf 139 (27,58%) Signifikanzen, NEUS auf 125 (24,80%), wobei die erhöhten Anteile in ZEU stärker auf die  $D_{YM}$ -Gruppen, niedrigere Anteile stärker auf die  $I_{DY}$ -Gruppen konzentriert sind.

Die **Bedeutungsschwere der DYM-Idy-Polarität** wird gesteigert durch ihre weitgehende Gültigkeit für Regionen, Jahreszeiten, Zeitspannen, Vorzeichen und Konvergenztypen. Sonderungen zwischen den signifikanzstarken bzw. -schwachen synoptischen Gruppen selbst treten stark zurück und äußern sich lediglich in sekundären Rangfolgeverschiebungen. Davon auszunehmen sind IDY\_850 und VERT, denen aufgrund größerer Signifikanzanteilschwankungsbreiten besondere Merkmalsausprägungen in Untergruppen zu eigen sind. Saisonal untergliedert zeigen sich folgende Eigenheiten:

Tab. 13-17: Auffälligkeiten in der Belegung der synoptischen Variablengruppen IDY\_850 und VERT aufgrund der Abweichungen von mittleren Rangfolgen aus Tab. 13-16; ■ = synoptische Gruppe mit größeren Anteilen als Vergleichsgruppe, ■ = synoptische Gruppe mit größten Anteilen unter allen Gruppen, 500: Auffälligkeit bei IDY\_500 statt IDY\_850; Zeile 3: '-': negative Trends, '+': positive Trends, 'Σ': Summe an Trends  
Kontr.=Kontrolllauf, Szen.=Szenariolauf, vollst.=vollständig(e Konvergenz), teilw.=teilweis(e Konvergenz)  
Zeile 2: K.=Kontrolllauf, Sz.=Szenario

Konvergenz	Modellzeit	Saison	NEUS												ZEU											
			IDY_850						VERT						IDY_850						VERT					
			-		+		Σ		-		+		Σ		-		+		Σ		-		+		Σ	
			A2	B2	A2	B2	A2	B2	A2	B2	A2	B2	A2	B2	A2	B2	A2	B2	A2	B2	A2	B2	A2	B2	A2	B2
vollständig	K.+Sz.	Frühling																								
		Sommer																								
		Herbst																								
		Winter																								
vollständig	Sz.	Frühling																								
		Sommer																								
		Herbst																								
teilweise	K.+Sz.	Frühling																								
		Sommer																								
		Herbst																								
		Winter																								
teilweise	Sz.	Frühling																								
		Sommer																								
		Herbst																								

Saisonal kumuliert rangiert die im Mittel hinter den 3 DYM-Gruppen platzierte VERT-Synoptik zuvorderst

- in NEUS bei teilweisen Konvergenzen/Szenariozeitraum.
- in ZEU bei positiven Trends, vollständigen Konvergenzen in Szenario A2 bzw. bei positiven Trends und bei teilweisen Konvergenzen in Szenario B2.

Saisonale Anteilsübergewichte von IDY\_850 gegenüber VERT sind meist zugleich auch Anteilsübergewichte gegenüber der am schwächsten belegten DYM-Gruppe. Saisonal kumuliert erreicht IDY\_850 außergewöhnliche Anteile in NEUS vorzeichenunabhängig, mit leichtem Vorsprung zu VERT, bei Kontrolllaufeinbezug für beide Konvergenzdefinitionen und für beide

Szenarien, bei vollständiger Konvergenz nur für Szenario B2. In ZEU bleiben Auffälligkeiten von IDY\_850 auf Sommer, negative Trendvorzeichen und Kontrolllaufeinbezug beschränkt.

Nachgezeichnet wird die dargelegte Einstufung der synoptischen Gruppen nach Trendsignifikanzanteilen übrigens auch in der umgekehrten Abwägungsrichtung, im Vergleich der Anteile von synoptischen Gruppen unter allen SAGMs mit den Anteilen unter konvergenten SAGMs: Die 12 konvergenztyp-, zeitraum- und vorzeichenspezifischen Anteile kontrastieren in NEUS für IDY\* zu ca. 83%, für DYM\* zu ca. 78%, für VERT 50%ig mit den aufgrund der allgemeinen SAGM-Anteilen zu erwartenden Werte. ZEU kommt entsprechend mit rund 86%, 94% und 58% auf etwas höhere, signifikante Abweichungen, was mit der insgesamt noch stärker polaren Absonderung zwischen IDY- und DYM-SAGMs hinsichtlich absoluter Trendsignifikanzanteile (s. Kap. o.) korreliert. Die an dieser Stelle erstmals verwendete Bedeutsamkeitseinschätzung aufgrund eines Anteilsvergleichs aus Teilmenge und GG soll im weiteren als **relative Betrachtung** gekennzeichnet werden, die Bedeutsamkeit eines Samples entsprechend als relative(s) Belegung/Gewicht(/oder ähnliches) Eingang finden. Im Gegensatz beruht die sogenannte **absolute Betrachtung**, wie bisher, auf Anteilen auffälliger Muster/Reihen(/oder ähnlichem) *innerhalb* eines Samples, also losgelöst von Relationen mit anderen Teilmengen. Zu beachten ist, dass relative Analysen innerregional stets als Tendenzen in der Bevorzugung von SPs im Vergleich zur GG zu begreifen sind, diese Tendenzen sich in der Summe jedoch aufheben<sup>25</sup>. Im interregionalen Abgleich von SPs ist daher einer zusätzliche absolute Untersuchung unerlässlich.

Relative und absolute Übergewichte konvergenter Trendsignale aus DYM- zu IDY-Mustern um das 7- bis 24fache legen nahe, dass die im Sinne der Arbeit hydromet. relevante Dynamik auf Basis zwischentäglicher Variabilität in AOGCMs mangelhaft modelliert ist. Auf die Qualität der Modellierung allgemeiner zwischentäglicher Variabilitätsmodi im Vergleich zu NCEP kann nicht direkt geschlossen werden, doch ist ebenfalls ein gewisser Verzerrungsgrad der zwischentäglichen Veränderlichkeit anzunehmen, welcher den einfacher räumlicher Variabilität überragt. Für die wie die IDY-Variablen *abgeleiteten* VERT-Indizes spricht zeitreihenanalytisch bei der Trendsignifikanz vermutlich deren zeitliche Fixiertheit. Der Befund mutmaßlicher Mangelhaftigkeit zwischentäglicher Dynamikwiedergabe, welcher in weiteren Analysen erneut angesprochen wird (z.B. in Kap. 13.2.3.2.), sei allgemein derart ausgeführt, als die Frage zu stellen ist, warum Muster aus Tagesmitteln viel häufiger als Grundlage für residuenarme Zeitreihenentwicklungen dienen als Muster aus Tagesdifferenzen. Da aus der hauptkomponentenanalytischen Musterbildung keine bedeutsamen und grundsätzlichen

<sup>25</sup> Auf Ausnahmen davon wird an gegebener Stelle eingegangen.

Unterschiedlichkeiten zwischen DYM- und IDY-SAGMs – etwa mit Blick auf Anteile an gesichteten SAGMs aus der GG oder hinsichtlich der Varianzerklärungsanteile – abzulesen sind, muss die Ursache etwaiger diskrepanter Zeitreihensignifikanzen in den Outputs der AOGCMs liegen.

Literaturkritisch sei angemerkt, dass vorliegende Arbeiten AOGCM-Eigenschaften oder -Mängel im meteorologischen Kurzfristverhalten in aller Regel varianzbasiert angehen, (z.B. BUIHAND & BEERSMA 1996, MCGUFFIE et al. 1999), differenzbasierte Untersuchungen so gut wie keine Rolle spielen.

### 13.3.1.5. Ereignistypen

#### Relative Signifikanzen kombinierter Ereignistypen

Als Referenzen dienen die hydromet. Ereignisdefinitionen aus Kap. 10. bis 12. auf Basis von nach Niederschlag, Abfluss, frontal und konvektiv eingeordneten Anomalie-Schwellenwerten. Neben die allgemein möglichen Kombinationen atmosphärischer und hydrologischer (Nicht-) Ereignisse treten Ereignisuntergliederungen danach, inwieweit frontale und/oder vertikale Anomalien berücksichtigt sind und gegebenenfalls nach zeitlich bestimmter Vor- oder Nachfrontalität. Kombinierte Ereignistypen vereinen mehrere der in Tab. 13-18 aufgeführten Typisierungselemente, die meisten SAGMs sind in diesem Sinne multipel eingeordnet. Jedes SAGM ist umgekehrt durch *eine* singuläre oder multiple Typzuweisung eindeutig erfasst.

Da die verschiedenen kombinierten Ereignistypen sehr unterschiedlich in der Gesamtheit aller SAGMs vertreten sind, erschließt sich die erfasste zeitreihenanalytische Bedeutung eines Ereignistyps mehr in dessen *relativer* Anteilsabweichung bezüglich konvergenter SAGMs vom globalen Mittel in der SAGM-Grundgesamtheit. Da regionale Besonderheiten von vorrangigem Interesse erscheinen, werden sie im folgenden prioritär behandelt.

Als Ausgangspunkt saisonaler und szenariobezogener Abschätzungen dient in einer ersten Herangehensweise die Ermittlung diesbezüglich übergeordneter Signifikanzverhältnisse. Die Trendsignifikanzanteile von 12 – bereits bei der Untersuchung relativer variablenbezogener Differenzierungen verwendeter (s. Kap. o.) – Subgruppen nach Konvergenztyp, Kontrolllaufteilhabe und Vorzeichen werden mittels des WILCOXON-Paardifferenzen-Rangtests für jeden Ereignistyp unter Einbeziehung von Vorzeichen und Rangsummenmerkmalen auf Unterschiedlichkeit zu den allgemeinen Anteilen geprüft. Für jeden der 39 (NEUS) bzw. 38 (ZEU) vorkommenden kombinierten Ereignistypen wird diese Prüfung folglich 12 mal durchgeführt. Wegen der geringen Stichprobenumfänge ( $n \leq 8$ ,  $n=8$  falls alle Jahreszeiten in beiden Szenarien belegt) sind hochsignifikante Konvergenzen ( $S_i=99\%$ ) sehr selten

(SCHÖNWIESE 2000: 152f., auch zum WILCOXON-Test generell), doch beweist sich der Test weit trennschärfer als auf Konfidenzintervalle gestützte Einschätzungen aus Erstem und Zweitem Moment (eigene Berechnungen).

Tab. 13-18: Einzelkriterien der Ereignis- bzw. SAGM-Definitionen; daraus kombinierte Ereignistypen in jeder logisch plausiblen Weise erzeugbar entsprechend den SAGM-Stichproben-Definitionen;

Spalten 1 bis 3: Bezeichnung des Grundschemas eingebundener Anomalie-Definitionen 'hydrologisch', 'frontal', 'konvektiv'

Spalten 4 bis 7: farbiges Feld markiert in Definition *berücksichtigte* Anomalie(n)

Spalten 10 bis 13: farbiges Feld markiert per definitionem sicher (monochrom) bzw. möglicherweise (teilweise gefüllte Felder) eintretendes Ereignis

Spalte 8: Bezeichnung des Ereignistyps

Spalte 9: Identifier ID werden in gegebenem Kontext weiter verwendet, gleich bedeutend damit ET (Ereignistyp)

						ID						
frontalkonvektiv-hydrologisch	frontal-hydrologisch	hydrologisch	FRONT	KONVEKTION	NIEDERSCHLAG	ABFLUSS	Einzugsgebiete	11				
							Intensitäten	12				
							räumliche Lage und Ausdehnung	13				
							räumliche Ausdehnung	14				
							Trockenheit nach Andauer (Niederschlag) und Intensität (Abfluss), nur ZEU	15				
							Trockenheit nach räumlicher Ausdehnung	16				
							Hochwasserwellen nach Intensitäten	17				
							Warmfront	21				
							Kaltfront	22				
							präfrontal (in Bezug auf Warm- und Kaltfronten)	23				
							postfrontal (in Bezug auf Warm- und Kaltfronten)	24				
							stationäre Front	25				
							ausschließlich frontale Anomalie mit hydrologischer Anomalie	31				
							ausschließlich konvektive Anomalie mit hydrologischer Anomalie	32				
							frontale <i>und</i> konvektive Anomalie mit hydrologischer Anomalie	33				
							hydrologische Anomalie ohne frontalen oder konvektiven Auslöser	40				
							frontale/konvektive Anomalie ohne hydrologische Anomalie	50				

Die 468 (NEUS) bzw. 456 (ZEU) WILCOXON-Einzeltests erbringen in klarer Mehrzahl ereignistypspezifisch niedrigere Anteile bei konvergenten Selektionen gegenüber der SAGM-GG (NEUS: 63,0% zu 35,0%, ZEU: 72,1% zu 25,9%). Unter den derart konvergent schwächer vertretenen SAGMs ergibt sich zweitens ein deutliches Übergewicht signifikanter Trends gegenüber den Signifikanzen unter den im Vergleich zur GG stärker vertretenen SAGMs (NEUS: 49,8% zu 30,6%, ZEU: 51,0% zu 11,2%; Si=85%). Als drittes Charakteristikum weisen die signifikant schwächer repräsentierten SAGMs – konträr zu konvergent verstärkt vertretenen – mehrheitlich diesbezüglich auch starke Signifikanz (Si=95%) auf (NEUS: 81,5% zu 47,7%, ZEU: 69,8% zu 49,2%).

Diejenigen kombinierten Ereignistypen sollen als konstruktiv für die soeben skizzierten übergeordneten Haupteigenschaften gelten, welche die beiden signifikanzbezogenen Charakteristika in der relativen Mehrzahl der 12 Konvergenztyp-Modellzeit-Trendvorzeichen-Abgleiche stützen.

Aus dem Verhältnis entsprechend konstruktiver/destruktiver Teilhaben der Ereignis-*einzelbausteine* (vgl. Tab. 13-18) an deren Einbeziehungen in alle 38 bzw. 39 kombinierten Ereignistypen wird sowohl deren Bedeutung bezüglich signifikanter Trendrichtungen als auch bezüglich der Signifikanzträchtigkeit insgesamt eingeschätzt.

Aus Tab. 13-19 wird sehr eindrucksvoll ersichtlich, wie sich die – oben im Kapitel eingeführte – viel größere Signifikanzträchtigkeit von SP-Unterbelegungen gegenüber SP-Überbelegungen in einer starken negativen Dominanz der SP-GG-Vergleiche bemerkbar macht (hellblau hinterlegt). Die für ZEU ausgeprägtere negative Dominanz ist indes aus den übergeordneten Ergebnissen nicht vorhersehbar. In SPs etwa gleich wie oder stärker als in der GG vertretene Ereigniselemente weisen diese Eigenart teils durchgängig über alle Stichproben, teils SP-abhängig auf. Zwischenregional liegt weder eine Identität in konvergenten SPs nicht unterbelegter Ereigniskriterien vor, noch zeichnet sich diesbezüglich eine Rangabhängigkeit zwischen den regionalen Ereigniskriterien ab.

Eine recht hohe Rangkorrelation ( $r_s \approx 0,58$ ,  $S_i = 94\%$ ) erreichen dagegen die nach Ausmaß der SP-GG-Abweichungen sortierten SPs der Regionen (vgl. Tab. 13-19, Zeilen 'ZEU Ø', 'NEUS Ø'). Typisch ist für beide Regionen, dass die geringe Repräsentation negativer Trends in den SPs häufiger signifikant ausfällt als die insgesamt ebenfalls geringe Repräsentation positiver Trends. Ein anderes Bild ergibt sich bei der Betrachtung *aller* ereignisbezogenen Anteilsverschiebungen zwischen GG und SP, also einschließlich der nicht signifikanten, oder, noch elementarer, bei der Betrachtung der einzelnen saisonalen Anteilsverschiebungen signifikanter Trends zwischen GG und SP, welche den Darstellungen der Tab. 13-19 zugrunde liegen:

Die ungefähr ausgeglichene Anzahl von Über- und Unterrepräsentationen rechtfertigt die Annahme, dass die sich per definitionem insgesamt zu Null summierenden Anteilsverschiebungen ereignisbezogen annähernd zu gleichen Teilen auf beide Vorzeichen verteilt sind. Näher betrachtet wird allerdings leicht der signifikanzbasierten Auszählung aus Tab. 13-19 entsprochen, indem ZEU auf 10, NEUS auf nur 7 unterrepräsentierte Ereigniskriterien kommt. Gleichfalls Tab. 13-19 entspricht die tendenziell schwächere Vertretung der negativen Trends signifikanz unter konvergenten SPs. Die regional schwächeren Anteile von Trends signifikanz in ZEU wiederum lassen sich nun in erster Linie auf Szenario B2 rückführen. Überhaupt unterscheiden sich in diesem Punkt die beiden Untersuchungsräume, da umgekehrt Szenario B2 für NEUS mit einem deutlichen Signifikanzanteilsvorsprung vor A2 aufwartet.

Von neuem widerspricht eine Rangkorrelation von  $r_s \approx 0,25$  ( $S_i \approx 65\%$ ) der Annahme großer zwischenregionaler Ähnlichkeiten in den ereignistypischen Bedeutungsrangfolgen. Dennoch



birgt der Abgleich nach logischen Kongruenzen eine Dreiteilung der Ereignistypen im regionalen Vergleich. Streng zu unterscheiden ist dabei zwischen:

Tab. 13-19: Signifikanz-Einstufung der einzelnen SAGM-Ereigniskriterien (vgl. Tab 13-18) nach Anteilsunterschieden zwischen 12 konvergenten Selektionen (SPs) und der SAGM-Grundgesamtheit (GG);   = Teilmengen (mehrheitlich) schwächer belegt als GG,   = Teilmengen (mehrheitlich) stärker belegt als GG; '0': Gleichgewicht zwischen den Anzahlen divergierender Belegungssignifikanzen, '.' keine signifikanten SP-GG-Divergenzen vorhanden; Spalten 5-6 in %, Spalten 7-17 als Quotienten mit Nenner=12 ([-1;+1], >0: Überbelegung)

Spalte 3: hydromet. Anomalieereignis-Ausformung durch viergliedrige Symbolfolge gekennzeichnet:

- 1. Symbol: Front, 2. Symbol: Konvektion, 3. Symbol: Niederschlag, 4. Symbol: Abfluss
- 4 Symbolarten kennzeichnen Ereignisrelevanz:

'o' für das Ereignis nicht relevant; '+' das Ereignis fakultativ konstituierend; '?' das Ereignis alternativ konstituierend (entweder - oder, sowohl als auch); '?' im Ereignis optional erfasst

Region	Ereignistyp-ID	hydromet. Ausformung	Anzahl an SPs	SP vs. GG		Modellzeit und Trendvorzeichen						Modellzeit (alle Trends)		Trendvorzeichen			
				SP signifikant unterbelegt	SP signifikant überbelegt	mit Kontrolllauf, Negativa	mit Kontrolllauf, Positiva	mit Kontrolll., alle Trends	nur Szenario, Negativa	nur Szenario, Positiva	nur Szenario, alle Trends	Kontrolllauf+ Szenario	Szenario	aller SPs negative Trends	aller SPs positive Trends	Trends aller SPs	
NEUS	11	ooo+	1	0,0	0,0	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	12	oo!!	3	33,3	33,3	0	-0,67	0,67	0,33	0,67	0	0	0,67	0,33	0	0,67	
	13	oo+o	1	100,0	0,0	.	.	.	.	.	.	.	-1	0	-1	-1	
	14	!!!!	10	80,0	10,0	-0,3	-0,4	-0,3	-0,7	-0,3	-0,6	-0,5	-0,7	-0,7	-0,4	-0,6	
	16	oo++	1	0,0	0,0	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	17	ooo+	1	100,0	0,0	.	-1	.	.	.	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
	21	!o!!	16	43,8	25,0	-0,31	-0,19	-0,06	-0,31	-0,13	-0,31	-0,31	-0,25	-0,4	-0,3	-0,3	
	22	!o!!	13	53,8	7,7	-0,31	-0,54	-0,31	-0,62	-0,38	-0,38	-0,54	-0,46	-0,6	-0,5	-0,4	
	24	!o!!	7	57,1	42,9	-0,43	-0,29	0	-0,29	-0,57	-0,43	-0,29	-0,43	-0,4	-0,4	-0,4	
	23	!o!!	7	57,1	14,3	-0,43	-0,43	-0,14	-0,57	-0,43	-0,43	-0,29	-0,14	-0,6	-0,1	-0,1	
	25	!o!!	5	20,0	80,0	0,2	0,2	0,6	0,2	0,2	0,2	0,6	0,4	0,2	0,4	0,4	
	31	+o??	13	46,2	23,1	-0,23	-0,38	-0,08	-0,31	-0,38	-0,23	-0,31	-0,23	-0,3	-0,4	-0,2	
	32	o+!!	2	0,0	50,0	-0,5	0,5	.	-0,5	1	1	0	0	-1	1	1	
	33	++??	12	25,0	33,3	-0,17	0	0	-0,17	-0,17	0,083	-0,08	0,25	-0,3	0,17	0,17	
	40	oo!!	1	100,0	0,0	-1	.	-1	-1	.	-1	-1	-1	-1	.	-1	
	50	!!oo	8	75,0	25,0	-0,67	-0,33	-0,33	-0,67	-0,56	-0,67	-0,44	-0,67	-0,7	-0,4	-0,7	
	∅	!!!!	39	56,4	28,2	-0,35	-0,29	-0,09	-0,38	-0,17	-0,29	-0,32	-0,33	-0,4	-0,2	-0,2	
ZEU	15	oo++	1	100,0	0,0	-1	.	.	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	
	11	ooo+	1	100,0	0,0	-1	.	-1	-1	.	-1	-1	-1	-1	.	-1	
	12	oo!!	3	66,7	0,0	-0,33	-0,67	-0,67	-0,67	-0,67	0	-0,67	-0,67	-0,67	-0,67	-0,67	
	13	oo+o	1	0,0	100,0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
	14	!!!!	8	87,5	0,0	-0,5	-0,38	-0,25	-0,75	-0,5	-0,75	-0,75	-0,75	-0,75	-0,5	-0,75	
	16	oo++	1	0,0	0,0	1	.	.	-1	.	.	1	-1	.	.	.	
	17	ooo+	1	100,0	0,0	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	
	21	!o!!	14	71,4	0,0	-0,5	-0,43	-0,5	-0,43	-0,36	-0,36	-0,71	-0,5	-0,57	-0,5	-0,57	
	22	!o!!	10	80,0	0,0	-0,7	-0,5	-0,4	-0,8	-0,2	-0,3	-0,8	-0,7	-0,9	-0,5	-0,4	
	24	!o!!	7	85,7	0,0	-0,71	-0,43	-0,57	-0,57	-0,29	-0,43	-0,71	-0,71	-0,86	-0,57	-0,57	
	23	!o!!	6	66,7	8,3	-0,67	-0,67	-0,5	-0,5	-0,5	-0,17	-0,83	-0,5	-0,67	-0,67	-0,33	
	25	!o!!	5	60,0	10,0	-0,4	-0,6	-0,4	-0,2	-0,6	0	-0,8	-0,4	-0,6	-0,8	-0,4	
	31	+o??	12	75,0	4,2	-0,75	-0,67	-0,67	-0,67	-0,75	-0,67	-0,83	-0,58	-0,75	-0,75	-0,67	
	32	o+!!	2	100,0	0,0	-0,5	.	-0,5	-0,5	.	.	-0,5	-0,5	-1	.	-0,5	
	33	++??	10	70,0	0,0	-0,5	-0,2	-0,4	-0,2	-0,2	-0,2	-0,6	-0,4	-0,6	-0,2	-0,5	
	40	oo!!	2	100,0	0,0	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-0,5	-1	-0,5	-1	-1	
	50	!!oo	8	87,5	0,0	-0,5	-0,38	-0,25	-0,5	-0,25	.	-0,75	-0,75	-0,88	-0,5	-0,25	
∅	!!!!	30,5	95,1	4,9	-0,45	-0,42	-0,44	-0,55	-0,42	-0,38	-0,56	-0,62	-0,67	-0,55	-0,54		

I) ereignisbezogenen Ähnlichkeiten hinsichtlich der – gleichgültig ob negativen, positiven oder summierten – Anteile von Trends signifikanz in Teilmengen im Vergleich zu den ereignisbezogenen SAGM-Anteilen in der SAGM-GG;

II) ereignisbezogenen Ähnlichkeiten aufgrund regional gemeinsamer überwiegender Vorzeichen in SPs mit überschüssig konvergenten Trends signifikanz im Vergleich zur GG, also eine Ähnlichkeit trendsummierter Überbelegungen nach regional korrelierten negativ-positiven Trenddominanz.

Tab. 13-20: Pseudoladungsreihen: Repräsentativität von Ereignistypen unter konvergent signifikanten SAGMs auf Basis von über die Jahreszeiten gemittelten Anteilsdifferenzen zur SAGM-GG, in %;  = SP unterrepräsentiert,  = SP überrepräsentiert; \* Werte geben Prävalenz *signifikanter* Trends wieder; '–': negative Trends, '+': positive Trends, 'Σ': Summe an Trends

Region	Ereignistyp-ID	Szenario A2					Szenario B2				
		mit und ohne Kontrolllauf			- und + und Σ		mit und ohne Kontrolllauf			- und + und Σ	
		negative Trends	positive Trends	alle Trends	mit Kontroll. *	nur Szenario*	negative Trends	positive Trends	alle Trends	mit Kontroll. *	nur Szenario*
NEUS	11	-7,83	-14,22	-11,03	-16,11	9,72	-5,91	-6,53	-6,22	3,78	-4,39
	12	14,02	-7,02	3,50	-13,50	-7,54	23,61	10,46	17,03	-2,11	-11,04
	13	-12,41	-36,29	-24,35	-7,52	-16,35	-10,33	-5,74	-8,03	17,40	-12,81
	14	-34,46	-5,68	-20,07	10,57	18,21	-17,21	16,13	-0,54	13,75	19,60
	16	2,79	-3,00	-0,11	2,76	-8,54	34,70	-21,91	6,39	-42,83	-13,78
	17	-9,79	-25,93	-17,86	-13,78	-2,36	9,08	-21,12	-6,02	-16,41	-13,80
	21	-33,07	-6,37	-19,72	13,68	13,02	13,60	15,48	14,54	11,12	-9,23
	22	-53,35	-25,32	-39,34	7,94	20,09	5,57	-6,04	-0,23	-8,38	-3,23
	24	-38,11	16,52	-10,79	30,04	24,60	-17,92	52,33	17,21	55,85	14,40
	23	-28,41	-25,97	-27,19	-18,61	21,05	1,48	-17,32	-7,92	-31,16	12,35
	25	41,64	58,24	49,94	-0,90	17,50	73,42	80,70	77,06	10,34	-3,06
	31	-9,09	-5,44	-7,26	-5,57	9,22	8,25	11,15	9,70	7,03	-4,13
	32	-31,15	74,88	21,87	69,34	36,68	-2,74	67,39	32,33	40,41	29,72
	33	-9,47	6,79	-1,34	11,00	5,26	42,39	20,70	31,55	-2,02	-19,67
	40	-37,42	18,79	-9,31	30,73	25,48	-14,20	28,78	7,29	24,40	18,59
	50	-56,07	-29,29	-42,68	14,56	12,22	-24,64	-11,55	-18,09	6,47	6,63
	∅	<b>-18,89</b>	<b>-0,58</b>	<b>-9,73</b>	<b>7,16</b>	<b>11,14</b>	<b>7,45</b>	<b>13,31</b>	<b>10,38</b>	<b>5,48</b>	<b>0,38</b>
ZEU	11	-53,46	-6,66	-30,06	29,76	17,04	-69,16	-16,70	-42,93	28,25	24,22
	12	-3,38	18,94	7,78	16,03	6,28	-13,65	-13,50	-13,58	-13,32	13,47
	13	36,25	32,36	34,31	-4,04	0,15	43,28	13,25	28,26	-15,47	-14,56
	14	-28,07	-5,68	-16,88	13,07	9,34	-36,68	-29,70	-33,19	5,06	1,92
	16	7,43	19,69	13,56	8,38	3,88	-2,93	21,87	9,47	-26,91	51,70
	17	-35,43	-18,69	-27,06	13,55	3,18	-38,41	-29,88	-34,15	9,47	-0,95
	21	-48,28	21,13	-13,57	38,24	31,16	-39,81	-28,43	-34,12	7,61	3,76
	22	-56,16	9,00	-23,58	11,70	53,46	-67,38	-15,38	-41,38	16,79	35,22
	24	-58,67	64,03	2,68	63,63	59,07	-57,53	26,27	-15,63	40,81	43,00
	23	22,23	20,44	21,33	-25,76	23,98	-9,88	-31,86	-20,87	-17,82	-4,16
	25	76,15	33,35	54,75	-43,71	0,90	26,21	29,43	27,82	-13,86	17,08
	31	-45,94	8,48	-18,73	22,64	31,78	-52,98	-7,25	-30,11	22,64	23,08
	32	-30,80	23,61	-3,60	29,82	24,60	-36,09	1,64	-17,22	1,05	36,68
	33	-34,04	-2,06	-18,05	19,82	12,16	-32,46	-31,52	-31,99	5,55	-4,60
	40	21,70	-13,10	4,30	-58,77	23,97	4,81	-20,31	-7,75	-45,27	20,16
	50	16,96	52,97	34,96	-0,52	36,52	-6,47	-5,60	-6,04	-11,98	12,85
	∅	<b>-18,44</b>	<b>13,58</b>	<b>-2,43</b>	<b>12,17</b>	<b>19,85</b>	<b>-28,77</b>	<b>-13,12</b>	<b>-20,95</b>	<b>0,42</b>	<b>15,23</b>

Ad I) Zwischenregionale Gruppierung der Ereignistypen nach Repräsentanz in trendsignifikanten Selektionen im Vergleich zur allgemeiner Repräsentanz (vgl. Tab. 13-19)

Erstens dürfen immerhin 7 Ereigniskriterien<sup>26</sup> in eine Gruppe qualitativer (SP-Repräsentanz) und quantitativer (Anteilsverschiebung zu GG in %) Verwandtschaft zusammengefasst werden (trendunabhängig):

- im Vergleich zur GG geringere Repräsentanzen:
  - *nach Einzugsgebiet* (ID11)
  - *hydromet. Ereignis mit Kaltfront* (ID22)
  - *Hochwasserwelle nach Intensität* (ID17)
- im Vergleich zur GG etwa unveränderte Repräsentanzen:
  - *hydrologische Intensität* (ID12)
  - *hydromet. Ereignis ausschließlich mit Front (ohne Konvektion)* (ID31)
- im Vergleich zur GG erhöhte Repräsentanzen:
  - *hydromet. Ereignis mit Front: postfrontal* (ID24)
  - *hydromet. Ereignis mit stationärer Front* (ID25)

Zweitens zeigen 5 Ereignistypen zwischenregional gegenläufige GG-SP-Anteilsverhältnisse:

- in NEUS erhöhte SP-Anteile, in ZEU abgeschwächte:
  - *hydromet. Ereignis mit Front und Konvektion* (ID33)
  - *hydromet. Ereignis ohne frontalen und konvektiven Auslöser* (ID40)
- in NEUS abgeschwächte SP-Anteile, in ZEU erhöhte:
  - *Niederschlagsfeld nach Lage und Ausdehnung* (ID13)
  - *Trockenheit regionalen Ausmaßes* (ID16)
  - *frontale oder konvektive Anomalie ohne hydromet. Anomalie* (ID50)

Drittens weisen 4 Ereigniskriterien interregional entweder keine allzu großen Abweichungen bei allerdings leicht unterschiedlichen Repräsentationsvorzeichen oder interregional deutlichere Abweichungen bei allerdings gleicher SP-Repräsentationsrichtung auf:

- *hydrologisches Ereignis nach Anzahl betroffener Stationen* (ID14): NEUS stagnierend, ZEU leicht sinkend
- *hydromet. Ereignis mit Warmfront* (ID22): NEUS: stagnierend, ZEU: leicht sinkend
- *hydromet. Ereignis mit Front: präfrontal* (ID23): NEUS: moderat gesunken, ZEU: leicht gesunken

<sup>26</sup> Ereigniskriterium wird synonym zu Ereignistyp verwendet.

- *hydromet. Ereignis ausschließlich infolge von Konvektion (ohne Front) (ID32):* NEUS: stark gestiegen, ZEU: sehr leicht gestiegen.

Ad II) Zwischenregionale Gruppierung der Ereignistypen nach Repräsentanz in trend-signifikanten Selektionen: Negative vs. positive Reihenentwicklungen (vgl. Tab. 13-20)

Bemerkenswert ist die enorme Bandbreite regionaler Eigenheiten, welche eine Gruppierung der Ereignistypen aufgrund von Gemeinsamkeiten erheblich erschwert. Differenzierend wirkt sich zudem die Unterscheidung nach Kontrolllaufbeziehung und anhand der beiden Szenarien aus. Unter den 28 regions-, modellzeit- und szenariospezifischen Rangfolgevergleichen sind daher nicht mehr als 6 überzufällige Ähnlichkeiten erkennbar ( $r_s \geq 0,5$ ,  $S_i \geq 95\%$ ), bunt gemischte  $r_s$ -Verwandtschaften treten in Erscheinung: 4 mal zwischen den Regionen, 2 mal zwischen Kontrolllaufabschluss und reiner Szenariozeitspanne, 2 mal zwischen Szenario A2 und B2.

Ereignisbezogene Einordnungen werden aufgrund von Tab. 13-21 (S. 183) getroffen, die Indizes aus den letzten 3 Spalten sollen dazu Hilfestellung leisten. Zwischen den 3 Indizes besteht angenähert rangkorrelative ( $r_s \approx 0$ ) Unabhängigkeit. Saisonale Information trägt Tab. 13-22 (S. 183) bei, sie wird hauptsächlich verwendet, um zugrunde liegende Variabilitäten im Jahresgang einzusehen<sup>27</sup>.

Der **Index der geringen Differenzierung** oder **Ähnlichkeit-Index** summiert regionale Abweichungen  $< |20\%|$  aus Spalten 2, 4, 6 und 8. Mit IDs 14, 24 und 33 erlangen Ereignistypen dreier Definitionsschemata den Höchstwert 4. Zu verweisen ist jedoch auf die schwache saisonale Persistenz. Bemerkenswert erscheint, dass kein einziger Ereignistyp als interregional grundsätzlich stark differenziert – mit Indexsumme gleich 0 – vertreten ist. Geringe Differenzen in den beiden reinen Szenariozeitspannen sind dafür verantwortlich, dass der Tiefstwert nicht unter 1 sinkt.

Der **Trendsignalindex (TSI)** summiert überregional die Trendvorzeichen aus Spalten 3, 5, 7 und 9 mit '+1' (positive Vorzeichen) bzw. '-1' (negative Vorzeichen) (Wertebereich [-8;+8]). Werte größer  $|4|$  deuten überregionale Bedeutsamkeit einer Vorzeichenausrichtung an. Unabhängig von Region, Szenario und Modellzeitrahmen wird für lediglich 2 Ereignistypen stets positives Signal registriert:

- *präfrontale hydromet. Ereignisse (ID23)*
- *hydrologische Anomalien infolge ausschließlich frontaler Auslöser (ID31).*<sup>28</sup>

<sup>27</sup> Die in Spalte 1 von Tab.13-22 getroffene Einordnung nach saisonaler Stetigkeit fußt auf der Differenzgröße der ereignistypbezogenen saisonalen Standardabweichung vom Mittel aller typspezifischen Standardabweichungen.

<sup>28</sup> Zum Teil lassen sich die Aussagen bezüglich Tab. 13-21 in der Jahreszeitentabelle 13-22 nicht nachvollziehen. Grund ist in der Regel die unterschiedliche Berechnungsbasis der beiden Tabellen: In Tab. 13-21 werden die signifikanten Reihen des ganzen Jahres (nicht nach Jahreszeiten gemittelt !) herangezogen, in Tab. 13-22 unterteilt nach Jahreszeiten, sodass sich die Werte von Tab. 13-21 auch aus den wohlgerneht *gewichteten* Mittelbildungen

Überregional überwiegend positive Signale – in ZEU ausschließlich, in NEUS ohne Abweichungen ins Negative – realisieren:

- *hydrologische Anomalien nach Anzahl betroffener Stationen (ID14)*
- *hydrologische Anomalien infolge ausschließlich konvektiver Auslöser (ID32).*

In NEUS wird die Gruppe außergewöhnlich positiv indizierter Ereignisse erweitert um:

- *Kaltfront-Typ (ID22)*
- *thermodynamische Auslöser ohne hydrologisches Folgeereignis (ID50).*

Ein analog übergreifend negativ indizierter Ereignistyp tritt lediglich einmal ein, mit größerem Beitrag durch NEUS:

- *Niederschlagsfelder nach Lage und Ausdehnung (ID13).*

Überregional, und auch innerhalb NEUS, stets etwa ausgeglichene Vorzeichenverhältnisse weist als einziger Ereignistyp auf:

- *hydrologische Anomalien infolge frontaler und konvektiver Auslöser (ID33).*

Jahreszeitlich kommen interregional einheitliche Trendsignale vor allem im Winter, in zweiter Linie in Herbst und Sommer vor. Der Frühling verhält sich geographisch am uneinheitlichsten.

Der regionale **Kongruenzindex (KI)** addiert für zwischenregional gering abweichende Differenzen ( $< |20\%$ ) und Übereinstimmungen der Vorzeichen +1, subtrahiert bei konträren Eigenschaften 1. Der Wertebereich umspannt wie beim TSI -8 bis +8, Werte  $> |1|$  legen minimale zwischenregionale (Un-)Gleichartigkeit der ereignistypischen Verhältnisse nahe.

Die Unabhängigkeit von KI zu den anderen Indizes wird untermauert, indem lediglich 2 der 5 führenden KI-Ereignistypen auch bei den anderen Indizes eine vordere Position einnehmen:

- *hydrologische Anomalien nach Anzahl betroffener Stationen (ID14)*
- *hydromet. Anomalien durch ausschließlich konvektiven Auslöser (ohne Front) (ID32).*

#### Ereignistypen nach regionalen Trendübergewichten

Regionale Auffälligkeiten werden weniger aufgrund der gemittelten Indizes als durch gesonderte Tendenzen nach Szenarien und nach Modellzeiten augenfällig. Demnach rekrutiert sich das regional stärker positive Trendsignal für ZEU besonders aus Szenario A2 und unter Kontrolllaufeinschluss. Für reine Szenarioreihen ergeben sich in Szenario B2 sogar mehr positive Trends in NEUS. Szenario A2 zeigt die deutlichsten regionalen Kongruenzen mit geringen Anteilsdifferenzen und meist gleichen Vorzeichenniveaus.

Kein einziger Ereignistyp zeigt über beide Kontrollläufe und beide Zeitrahmen regional deutlich  
von Tab. 13-22 ergeben würden. – Zu bedenken ist zudem die in Tab. 13-22 – der Übersichtlichkeit wegen – fehlende szenarische Trennung.

überhängende Trend-Prävalenzen gleich welcher Richtung. Regionale Differenzierung stellt sich auch nicht bei Gegenüberstellung von Kontrolllaufschluss und -ausschluss ein, sondern erst und nicht umfassend beim Vergleich der beiden Szenarien: Deutlich positive Überhänge erreicht NEUS gegenüber ZEU in Szenario B2 für:

- *Ereignisse nach Einzugsgebieten* (ID11)
- *Kaltfront-Events* (ID22).

Deutlich positive Überhänge sammelt ZEU in Szenario A2 für:

- *präfrontale Warm-/Kaltfront-Events* (ID23)
- *frontal gebundene, konvektionsfreie Events* (ID31).

Typisch sind jedoch *moderate* Übergewichte positiver Trendsignifikanzen von ZEU gegenüber NEUS in Szenario A2, in Szenario B2 regional umgekehrt. Ersteres betrifft vor allem die rein hydrologisch (ID11 bis ID17) und die frontal-hydrologisch (ID21 bis ID25) definierten Ereignistypen, Letzteres besitzt vorrangig Gültigkeit für den reinen Szenariozeitrahmen. Alle bislang genannten regionalen Überhänge gründen laut Tab. 13-22 allerdings auf saisonal unsteten Verhältnissen.

Etwas ausgewogener fallen die saisonalen Bedingungen regional *ausgeglichener* Ereignistypen aus. Insbesondere gilt dies für:

- *Ereignisse nach Anzahl der betroffenen Stationen* (ID14)
- *zugleich frontal und konvektiv ausgelöste hydrologische Anomalien* (ID33)

die Behauptung saisonaler Ausgewogenheit lässt sich hingegen kaum halten für die regional ausgeglichene ID24:

- *präfrontale Warm-/Kaltfront-Events* (ID24).

Immerhin 13 der 16 Ereignistypen können in ihren Vorzeichenquotienten *beiderseits* des Atlantik als jahreszeitlich gleichermaßen stet/unstet/mäßig stet angesehen werden (vgl. Tab. 13-22, Farbgebung in Spalte 1). Hypothetisch darf in diesem Umstand eine ereignistypbezogene Systematik anerkannt werden. Dynamisch gefolgert gibt beim saisonal hochvariablen Trockentyp ID16 etwa die Sonderstellung des Sommers – dort allein Ereigniszuwachs – dieser spekulativen Hypothese im Rahmen einer wahrscheinlichen Mediterranisierung vor allem des mitteleuropäischen Klimas gewisse Nahrung (z.B. CHRISTENSEN et al. 2007: 875, 890; sommerliche Aridisierung in Ost-Nordamerika als weniger wahrscheinlich modelliert). Auf saisonale Eigenschaften der Ereignistypen wird in Kap. 13.3.2.4. erneut eingegangen werden, nicht zuletzt um die auf Pseudoladungen gegründeten Ergebnisse dieses Kapitels zu überprüfen.

Tab. 13-21: multimodale Pseudoladungsreihen: Spalten 2, 4, 5 6, 8: Differenzierung der Ereignistypen nach regionalem Trendsignifikanzreichtum (für Si=90%) in %: Regionale Differenzen > 0 → ZEU signifikanzreicher, < 0 → NEUS signifikanzreicher; diesbezüglich: ■ = zwischenregionale Gegensätzlichkeit, ■ = zwischenregionale Übereinstimmung; ■ = zwischenregional schwache Gegensätzlichkeit (bei Vorzeichen):

Spalten 3, 5, 7, 9: Regionales Vorzeichen der gemittelten Trendsignifikanzen; erstes Symbol jeweils für ZEU, zweites Symbol für NEUS

- negative Zeitreihenentwicklungen dominant

O keine Vorzeichendominanz bei Zeitreihenentwicklungen

+ positive Zeitreihenentwicklungen dominant

Spalten 10 bis 12: Indizes (Erläuterung s. Text S.180-181); ■ = deutlich/ ■ = schwach negative Indexwerte, ■ = schwach/ ■ = deutlich positive Indexwerte

Kontrolll.=Kontrolllauf

Ereignistyp-ID	mit Kontrolll., A2		ohne Kontrolll., A2		mit Kontrolll., B2		ohne Kontrolll., B2		Indizes		
	Differenz	Vorzeichen	Differenz	Vorzeichen	Differenz	Vorzeichen	Differenz	Vorzeichen	Ähnlichkeit	Trendsignal	Kongruenz
	11	45,87	+ -	7,32	++	-24,47	O +	-28,61			
12	29,53	+ -	13,82	+ -	11,21	O -	-24,51	- +	2	-1	-6
13	3,48	O -	16,5	O -	32,87	+ -	1,75	- -	3	-4	1
14	2,5	++	-8,87	++	8,69	+ O	17,68	+ O	4	6	6
16	5,62	+ O	12,42	O -	-15,92	- -	-65,48	- +	3	-2	1
17	27,33	+ -	5,54	O O	-25,88	- +	-12,85	- O	2	-1	-1
21	24,56	++	18,14	++	3,51	++	-12,99	- O	3	4	6
22	3,76	++	33,37	++	-25,17	- +	-38,45	O +	1	5	-1
23	33,59	++	34,47	++	15,04	++	-28,6	++	1	8	3
24	-7,15	- -	2,93	++	-13,34	- -	16,51	+ O	4	-1	7
25	-42,81	- O	-16,6	O +	24,2	+ -	-20,14	O +	1	1	-6
31	28,21	+ O	22,56	++	-15,61	++	-27,21	O +	1	6	-1
32	-39,52	++	-12,08	++	39,36	+ O	-6,96	++	2	7	4
33	8,82	++	6,9	+ O	-7,57	O O	-15,07	- O	4	2	6
40	-89,5	- +	-1,51	++	69,67	+ -	-1,57	++	2	4	2
50	-15,08	O +	24,3	++	18,45	+ -	-6,22	++	3	5	3

Tab. 13-22: Prävalenzen saisonal signifikanter Trends: ((Anteil positiver Trends - Anteil negativer Trends)/Gesamtanteil Trends)\*100; ■/■ = negative/positive Prävalenz  
K=Konrolllauf, S=Szenariolauf

Ereignis-ID saisonal: xx: stet xx:mäßig stet xx: unstet	Frühling		Sommer		Herbst		Winter		% der Jahreszeiten trendpositiv		
	mit K	ohne K	mit K	ohne K	mit K	ohne K	mit K	ohne K	mit K	ohne K	trend-dominant
11	27,9	21,6	40,3	6,5	-5,7	6,5	53,6	48,0	75	100	S
12	52,8	56,7	27,0	-93,2	-91,2	61,4	16,9	14,6	75	75	
13	-22,5	7,0	20,3	-13,7	-16,0	-13,7	-20,9	-8,5	25	25	
14	5,0	-5,8	9,6	7,2	5,8	-0,2	5,0	4,4	100	50	KS
16	-13,7	37,9	27,3	53,9	-11,5	53,5	-39,2	-34,1	25	75	S
17	10,4	3,8	23,2	8,8	0,2	-20,8	12,2	12,8	100	75	KS
21	20,5	5,1	-2,2	-7,4	14,3	27,3	20,8	10,9	75	75	
22	19,4	46,8	-4,5	26,4	20,0	58,4	4,0	29,0	75	100	S
23	36,4	77,5	-66,1	13,6	-135,7	-75,2	20,4	17,2	50	75	S
24	42,0	-37,1	14,9	67,6	66,3	80,7	53,8	43,1	100	75	KS
25	-10,3	13,9	-41,4	67,9	-123,3	-80,8	86,0	60,6	25	75	S
31	5,8	14,7	18,6	24,4	-2,0	23,5	24,5	24,3	75	100	S
32	-19,1	-16,8	20,6	71,5	37,1	106,6	47,5	43,4	75	75	
33	-8,9	-8,4	21,6	5,1	-19,3	-15,9	21,2	20,0	50	50	
40	-45,6	62,2	0,0	14,5	9,1	-6,1	-33,1	-42,0	50	50	
50	54,9	56,7	-62,8	35,9	-44,2	-24,3	28,6	35,6	50	75	S
ZEU Ø	3,2	19,7	2,9	18,1	-12,3	10,6	18,8	17,5	54,7	67,6	
11	-16,3	-11,7	4,3	58,4	27,2	11,3	-39,9	-47,3	50	50	
12	-26,2	-27,7	-9,4	-18,8	9,2	3,5	-4,8	5,9	25	50	S
13	-9,8	6,7	-6,1	-47,8	38,2	-18,5	-2,5	1,3	25	50	S
14	-35,1	5,0	6,4	13,5	39,0	29,3	30,0	18,8	75	100	S
16	2,0	-39,6	83,6	62,3	-145,5	-32,5	-20,2	-34,9	50	25	KS
17	-35,1	-24,8	-30,8	-29,9	-5,9	22,5	11,4	-0,1	25	25	
21	0,6	6,5	-17,6	-18,3	-9,2	-6,0	40,4	19,6	50	50	
22	-10,6	3,7	-29,3	-29,0	-13,2	27,9	23,9	17,8	25	25	
23	10,4	45,2	-46,8	5,9	-47,3	35,0	-5,1	-31,7	25	75	S
24	-64,6	-32,6	12,1	12,1	64,8	-14,3	100,2	81,5	75	50	KS
25	-67,8	2,8	46,6	20,0	4,1	8,3	36,0	-2,3	75	75	
31	-22,2	-2,0	-23,9	-16,1	-16,9	5,0	16,0	-19,0	25	25	
32	4,4	31,2	10,4	19,6	19,1	5,9	111,9	42,0	100	100	
33	-7,6	11,4	0,4	-25,4	-21,8	-12,8	61,5	40,2	50	50	
40	-22,0	47,5	-4,9	34,8	123,4	5,7	13,8	0,2	50	50	
50	-5,3	15,4	6,9	32,4	31,8	-24,0	18,9	17,9	50	75	S
NEUS Ø	-19,1	2,3	0,1	4,6	6,1	2,9	24,5	6,9	48,4	54,7	

### 13.3.1.6. Rekapitulation: SAGM-Pseudoladungsreihen

#### Überprüfung der zeitlichen Unabhängigkeit der Pseudoladungsreihen (zu Kap. 13.3.1.1.)

- Die **Höhe der Korrelationskoeffizientenbeträge korreliert positiv mit deren Signifikanzniveau**. Damit in Verbindung zu sehen sind die erhöhten trendsignifikanten SAGM-Anteile der Szenarien gegenüber Kontrollläufen.
- Von den ca. 40% bis 50% mit  $S_i=95\%$  stark trendsignifikanten SAGMs der einzelnen Modelle in szenario-bezogenen Zeitspannen (vgl. Tab. 13-9, S. 162)
  - o zeigt ein geringer Anteil stagnierende Trends an.
  - o geben die allermeisten Pseudoladungsreihen sehr starke Trends wieder ( $S_i=99\%$ ).

#### Vollständige und teilweise multimodale Konvergenzen (zu Kap. 13.3.1.2.)

- **Vollständig konvergente Reihenentwicklungen** nach Trendrichtung und Mindestsignifikanz ( $S_i=95\%$ ) **zwischen allen 3 AOGCM-Kontrollläufen und NCEP** erscheinen als Vorbedingung für die Tauglichkeit zur Langfristabschätzung unpraktikabel, da weniger als 10 SAGMs je Region zugelassen würden.
- Dagegen erfüllen gemäß dem abgeschwächtem Kriterium **vollständiger Konvergenz ausschließlich unter den 3 AOGCMs** minimal 30 pro Jahreszeit pro synoptischer Variablengruppe die Anforderung. Insgesamt erreichen – je nach Region, Szenario und Modellzeit – um die 40% der modellindividuell trendsignifikanten SAGMs auch vollständige Konvergenz (=Konvergenzquotient), mit Begünstigung vor allem der reinen Szenarioreihen; teilweise Konvergenzen zwischen 2 Modellen werden im weiteren außer acht gelassen (vgl. Tab. 13-10, S. 163).

#### Subgruppenspezifische Auffälligkeiten (zu Kap. 13.3.1.3.)

- **Regional-saisonal-vorzeichenspezifische Repräsentation** durch mindestens ein konvergentes SAGM scheint, gemessen an gegen 0 gehenden anteilsbezogenen Konfidenzbereichen, nur 4 von 64 mal nicht sicher gestellt.
- **Trendrichtungsprävalenzen** differieren in erster Linie regional und saisonal, in zweiter Linie und nicht vernachlässigbar auch szenario- und modellzeitbezogen (vgl. Tab. 13-11, S. 165 und Tab. 13-12, S. 166). Bekräftigt werden Vorsprünge der insgesamt dominierenden negativen Trendsignifikanzen für ZEU vor NEUS, für Szenario B2 vor A2.
- **Intraregional uniforme Trendprävalenzen** der Jahreszeiten werden aufgrund szenarischer Divergenzen und kontrolllaufbezogener Unstetigkeiten auf einen Fall minimiert (NEUS, Winter, positive Dominanz).



- **Saisonal-rangbezogene Nachrangigkeit in Signifikanzanteilen** betrifft *mit* Kontrolllauf vorwiegend Frühling und Winter, ohne Kontrolllauf Herbst und Winter; regional erweisen sich in NEUS Sommer und Herbst als führend signifikanzträchtig, in ZEU Frühling und Sommer (vgl. Tab. 13-13, S. 167).
- Zwischen **saisonalen Signifikanzträchtigkeit** und **saisonalen Trendprävalenz** besteht annähernde korrelative Unabhängigkeit bei angedeuteter Signifikanz ( $S_i=76\%$ ). Einen großen antikorrelativen Anteil steuert Winter als Saison mit den saisonal relativ größten Übergewichten in NEUS bei (vgl. Tab. 13-14, S. 168).

Tab. 13-15 (S. 170) dokumentiert,

- wie die saisonal-regionalen **Variabilitäten der Trendrichtungen** auch im Vergleich der Szenarien ungefähr gleichermaßen zur Gesamtvariabilität beitragen (linker Tabellenteil).
- dass die **Ablehnung der Nullhypothese, Szenario A2 und B2 seien trendgleich**, für beide Regionen schwache jahreszeitliche Unterstützung erhält, für NEUS etwas deutlicher.
- Im **21. Jahrhundert** (Szenariozeit) erweist sich der **Frühling überregional** als **signifikanzstärkste Jahreszeit**, seine schwache Vertretung in den Kontrollläufen wird mehr als überkompensiert.

Synoptische Variablengruppen (zu Kap. 13.3.1.4.)
--

- Signifikante SAGM-Reihen nehmen unter den 3 **synoptischen Gruppen** täglicher Variablenmittel ( $D_{YM\_2M}$ ,  $D_{YM\_850}$ ,  $D_{YM\_500}$ ) deutlich und signifikant breiteren Raum ein als in entsprechenden zwischentäglichen Gruppen (vgl. Tab. 13-16), in ZEU stellt sich diese Polarität regional noch strenger dar. Einige Abweichungen davon stellt mit Vorrangigkeiten von  $IDY\_850$  und  $VERT$  Tab. 13-17 (S. 171) ins Blickfeld.
- Aufgrund der schwach durch signifikante Pseudoladungsreihen vertretenen  $IDY$ -Gruppen sei die **Annahme mangelhafter Abbildung zwischentäglicher Veränderlichkeiten durch AOGCMs**, wenn nicht allgemein, so doch bezüglich hydrologischer Starkereignisse, in den Raum gestellt.

Ereignistypen (zu Kap. 13.3.1.5.)
-----------------------------------

- **In der Mehrzahl** der (saisonalen, regionalen, signifikanzspezifischen, modellzeitspezifischen) Subgruppen sind **Ereignistypen auf Basis von konvergenten SAGMs schwächer vertreten als in der SAGM-Grundgesamtheit**, davon ca. die Hälfte signifikant ( $S_i=85\%$ ) schwächer, davon wiederum die Mehrzahl stark signifikant ( $S_i=95\%$ ). Von den stärker vertretenen Ereignistypen weisen dagegen nur 30% (NEUS) bzw. 11% (ZEU) signifikante SP-GG-Überbelegung auf, davon jeweils nur knapp die Hälfte bei starker Signifikanz.

- Von den 16 **Ereignistypen** entfalten die rein hydrologisch definierten (IDs 11 bis 17, ohne ID14) und die hydromet. ungekoppelten (ID40, 50) am wenigsten **Trend-Eindeutigkeit**. Auffällig sind in dieser Hinsicht dagegen:
  - ID14 (*hydrologische Ereignisse nach Anzahl betroffener Niederschlags-/Abflussmessstellen*): vorwiegend positive Trendsignale, hohe überregionale Trend- und Niveau-Kongruenz, ausgeglichene Jahreszeitlichkeit
  - ID13 (*Starkniederschlag nach räumlicher Lage und Ausdehnung*): überwiegend negative Trends
  - ID33 (*hydrologische Anomalien mit zugleich frontalem und konvektivem Auslöser*): wie zuvor, etwas geringere Trend-Niveau-Kongruenz
  - ID23 (*hydromet., präfrontale Warm-/Kaltfrontereignisse*), ID31 (*hydrologische Anomalien mit ausschließlich frontalem Auslöser*) und ID32 (*hydrologische Anomalien mit ausschließlich konvektivem Auslöser*): in beiden Regionen überwiegend positive Trendsignale, ID23 und ID31 in ZEU mit Vorsprung von Szenario A2 gegenüber B2
  - ID22 (*hydromet. Kaltfront-Ereignisse*) und ID50 (*frontale Anomalien ohne hydrologisches Folgeereignis*): mit positiven Trends ausschließlich für Region NEUS.
- **13 der 16 Ereignistypen ist in NEUS und ZEU entweder geringe, mäßige oder hohe saisonale Variabilität der Trendvorzeichendominanz gemein.** Eine adhoc-Hypothese vermutet darin eine Systematik im Jahrgang der durch Ereignistypen meteorologisch abgebildeten Dynamik, deren Gültigkeit auf Grundlage der Ereignisreihen (vgl. Kap. 13.3.2.4.) und aufgrund von quantifizierten Einschätzungen (vgl. Kap. 13.3.3.) geprüft werden soll.

### 13.3.2. Ereignisreihen

Zu untersuchende Ereignisreihen setzen sich aus den SAGM-spezifisch selektierten, täglich summierten und saisonal aggregierten Ereignissen der jeweiligen Region zusammen. Aufgrund der Biaskorrektur aus Kap. 13.1.2. darf angenommen werden, dass die AOGCM-Ereignisreihen in ihren Häufigkeitsniveaus keine Verzerrung gegenüber NCEP mehr aufweisen. Die Frage nach einer angemessenen kritischen Größe hinsichtlich der schwellenwertbasierten Ereignisdefinition wurde bei der Biasdefinition mit recht niedriger räumlicher Korrelation ( $r=0,5$ ) zwischen SAGM und AOGCM-Tagesfeld zwecks Anreicherung der Datenbasis mit Pseudo-Ereignissen beantwortet. Mithilfe der Fehlalarmquote wurden die Ereignishäufigkeiten angepasst. In Anlehnung an die Biaskorrektur soll das lediglich moderate Zeitgewicht von 0,5 hier weiter als Schranke dienen<sup>29</sup>.

Der Fokus bei der Betrachtung subgruppenspezifischer Besonderheiten soll im Vergleich zu den Pseudoladungsreihen primär auf Differenzierungen von synoptischen Variablengruppen und von Ereignistypen abzielen, sekundär modellgebundene, jahreszeitliche und szenarische Bezüge erfassen. Die Unterscheidung zwischen vollständiger und teilweiser Konvergenz wird zu Gunsten des aussagekräftigeren vollständigen Typus fallen gelassen. Auf Einteilungen des Analysezeitraums nach Kontroll- und Szenariolauf wird zu Gunsten der integrativen Sicht – stets Kontroll- und Szenariolauf gereiht – verzichtet.

#### 13.3.2.1. Überblick

Allgemeines Merkmal nach Trendsignifikanzen kategorisierter Reihenmerkmale ist die starke Gewichtung gering signifikanter ( $S_i < 80\%$ ) und hoch signifikanter ( $S_i \geq 90\%$ ) Gruppen (vgl. Abb. 13-2)<sup>30</sup>. Modellspezifische Eigenheiten tauchen meist in Abhängigkeit von Region und/oder Szenario auf (vgl. Tab. 13-23). Szenariounabhängig erscheint das Übergewicht positiver Trends für HADCM3 in Zentraleuropa, regional kaum verschieden gestalten sich die nachrangigen AOCGM-Anteile im Signifikanzbereich von  $80\% \leq S_i \leq 95\%$ . CGCM2 und GFDL2 zeigen in NEUS unter SRESB2 eine verstärkte Belegung sehr hoher Signifikanzen, wobei markant negative Trends dominieren. In Szenario A2 herrschen dagegen nicht signifikante Trends vor. Genau umgekehrt verhält es sich für Modell HADCM3. Zentraleuropa

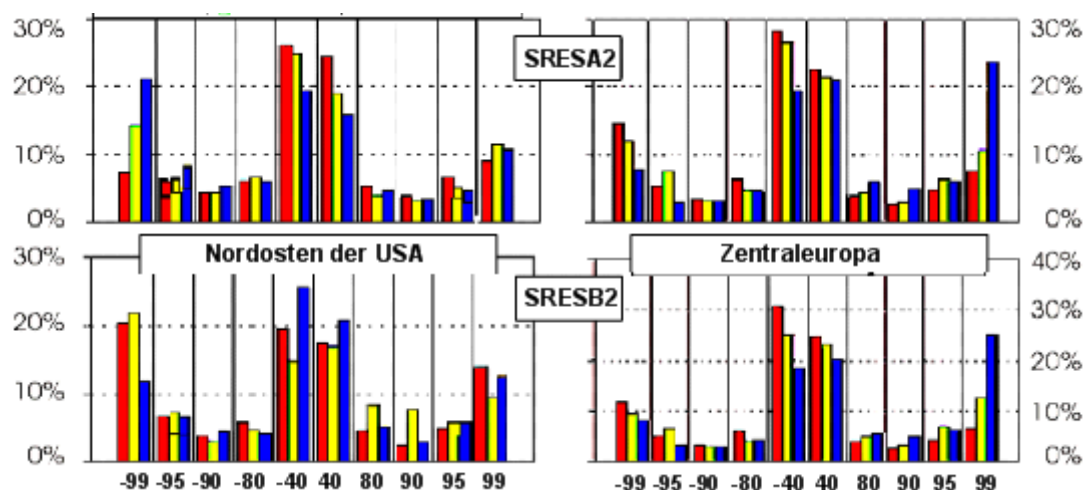
<sup>29</sup> Kritisch sei deshalb vorab bemerkt, dass das entsprechende Bestimmtheitsmaß  $B=25\%$  deutlich unter dem in Kap. 12.1.2. als Kriterium der Realitätsnahe potentieller SAGMs angenommenen  $B \approx 50\%$  (für  $r=0,7$ ) liegt. Auch die Redundanzuntersuchungen aus Kap. 13.2.2. verweisen mit vermehrten Signifikanzen erst ab zwischenräumlichen  $r_p > 0,7$  auf eine in dieser Hinsicht mangelhafte Ereignisabgrenzung.

<sup>30</sup> Die hier wie im folgenden getroffenen Aussagen gelten bei der Zeitkorrelation für die Gesamtzeiträume (CGCM: 1961-1989/2000-2099, GFDL: 1950-1999/2010-2030/2040-2060/2070-2090, HAD: 1961-1990/2001-2100), bei COX-STUART und U-Test für den Vergleich der Reihenenden (CGCM: 1961-1989 vs. 2071-2099, GFDL: 1950-1969 vs. 2070-2089, HAD: 1961-1990 vs. 2071-2100).

lässt in dieser Hinsicht keine wesentlichen Unterscheidungen zwischen den Szenarien erkennen, indem für HADCM3 hochsignifikante Aufwärtstrends gleichauf mit ungesicherten Entwicklungen bestimmend sind, für CGCM2 und GFDL2 die signifikante Reihen eine untergeordnete Rolle spielen. Als modellbezogene regionale Parallele ist zusammenfassend ein gewisser Gegensatz zwischen CGCM und GFDL einerseits und HAD andererseits zu sehen. Eine allgemeine Neigung zu vermehrten Trendsignifikanzen in SRESB2 ist beim britischen Modell GFDL festzustellen.

Abb. 13-2: regionale Kategorisierung aller SAGM-Ereignisreihen nach Signifikanz und Trendrichtung, in % der GG; Zeitraum ≈1960 bis ≈2080, AOGCMs im Vergleich; 3 Prüfverfahren aggregiert: Zeitkorrelation, COX-STUART-Test, MANN-WHITNEY-U-Test; Signifikanzgruppen |40|: nicht signifikanter Trend (Si<80%);

rot: CGCM, gelb: GFDL, blau: HAD



Tab. 13-23: regionale Anteile trendsignifikanter Entwicklungen unter SAGM-bezogenen Ereignisreihen, Modellzeit Kontrolllauf+Szenariolauf; nach Trendrichtungen (Zeile 2), Trendtests (Spalte 1), AOGCMs (Zeile 1) und Szenarien (Spalte 2); ■/■ / negative/positive Trendsignifikanzen überwiegen deutlich, **fett**: höherer Summen-Anteil im zwischenszenarischen Vergleich (Zeile 3 vs. Zeile 4, Zeile 5 vs. Zeile 6, etc. ..)

		AOGCM			CGCM2			GFDL2			HADCM3		
<b>Trend:</b>	<b>Region</b>	negativ	positiv	Summe	negativ	positiv	Summe	negativ	positiv	Summe	negativ	positiv	Summe
<b>Test</b>	<b>Szenario</b>												
Zeitkorrelation	NEUS A2	13,9	29,7	43,6	21,0	16,8	37,8	29,7	20,5	50,2			
	B2	27,2	22,0	49,2	28,95	15,45	44,4	18,4	26,1	44,5			
	ZEU A2	13,4	12,1	25,5	21,6	16,65	38,3	12,6	25,4	38,0			
	B2	10,0	8,7	18,7	15,95	20,0	35,95	9,6	31,1	40,1			
COX-STUART	NEUS A2	29,9	20,0	49,9	23,1	20,8	43,9	31,5	20,1	51,5			
	B2	35,3	19,3	54,6	30,5	16,4	47,0	25,9	24,5	50,4			
	ZEU A2	34,2	15,4	49,6	26,6	17,4	43,95	21,9	15,4	37,3			
	B2	32,8	14,6	47,4	23,0	20,2	43,1	18,0	17,7	35,7			
U-Test	NEUS A2	6,1	4,8	10,9	12,0	7,9	19,9	19,3	11,65	30,95			
	B2	15,65	9,1	24,8	19,7	8,2	27,9	12,9	15,3	28,2			
	ZEU A2	8,35	30,5	38,9	12,4	27,9	40,3	7,1	27,0	34,1			
	B2	5,3	32,7	38,0	8,5	29,7	38,2	5,2	28,6	33,8			

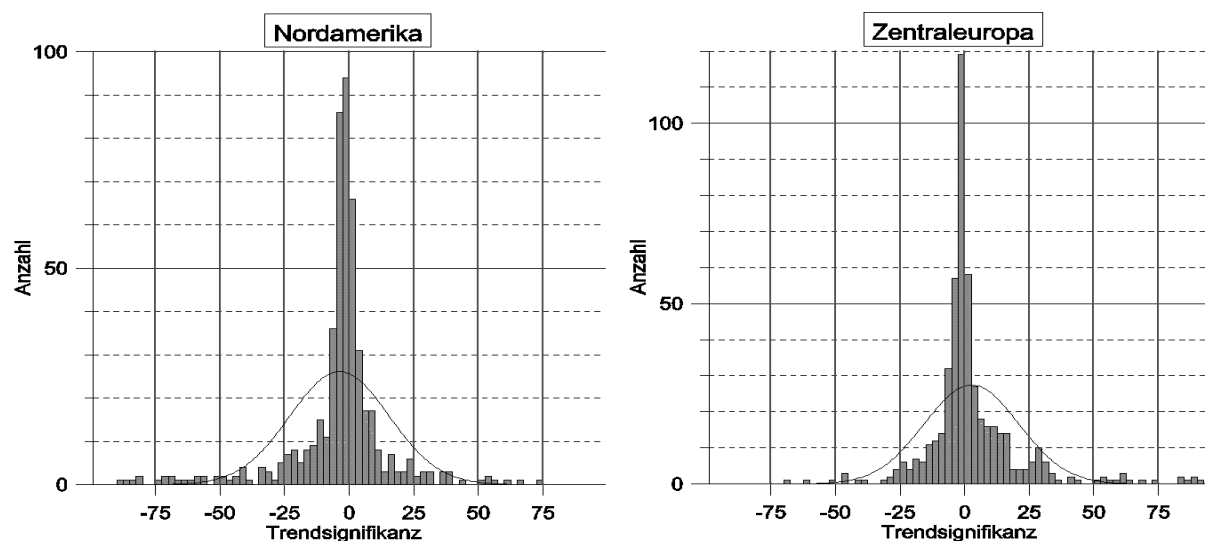
Einige Sachverhalte präsentieren sich in einer **Gegenüberstellung von Zeitreihenarten, Testverfahren und AOGCMs** als bemerkenswert (vgl. Tab. 13-23 mit Tab. 13-9: Spalten 2 bis 4 (S. 162)):

- Die Anteilsniveaus signifikanter Ereignisreihen für Zeitkorrelation und COX-STUART-Test kommen denen signifikanter Pseudoladungsreihen nahe.
- Die Anteile für den U-Test fallen im Vergleich zu denen basierend auf Pseudoladungsreihen schwach bis deutlich niedriger aus, das heißt auch, dass der U-Test trennschärfer im Vergleich vor allem zum verwandten COX-STUART Test ist.
- Bei CGCM und HAD ergeben sich anders gelagerte Trendprävalenzen als bei den Pseudoladungen, bei GFDL dagegen vorwiegend gleiche.
- Viertens stimmen für CGCM die szenariobezogenen Anteilsverhältnisse von Trendsignifikanzen zwischen Pseudoladungen und Ereignisreihen am ehesten überein. Das bedeutet im Zusammenhang mit der dritten Auffälligkeit bei CGCM eine Variabilität der Trendsignifikanzen hauptsächlich nach Vorzeichen, bei GFDL in erster Linie bei der Summe trendsignifikanter SAGMs.

Beim **Abgleich zwischen den spezifischen AOGCM-Szenarien A2 und B2** auf Basis ausschließlich der Ereignisreihen (vgl. Tab. 13-23) tritt die Eigenart in Erscheinung, dass die positiven Anteile testbezogen weniger einheitlich kovariieren als die negativen. Im einzelnen finden sich derart für ZEU stärkere Anteile negativer Trends unter SRESA2 in allen Modell-Test-Kombinationen. In NEUS zeigen umgekehrt CGCM und GFDL gleichermaßen in allen Tests geringere Anteile negativer Trends in A2, für HAD gleichermaßen höhere Anteile. Bezüglich signifikant *positiver* Trendanteile besteht testübergreifend für A2 bei NEUS/CGCM tendenziell Überhang, bei NEUS/GFDL und ZEU/CGCM tendenziell Gleichbelegung und bei NEUS/HAD, ZEU/GFDL sowie ZEU/HAD tendenziell schwächere Belegung. Der sozioökonomisch begründeten Alternativhypothese, dass unter stärker anthropogen modifizierten atmosphärischen Rahmenbedingungen von Szenario A2 sich Starkereignisse deutlicher oder überhaupt häufen, wird folglich für NEUS in den Modellen CGCM und GFDL stark Grundlage gegeben, interessanterweise für Modell HAD in *beiden* Regionen wenig.

Insgesamt, so veranschaulicht Abb. 13-3, summieren sich die Eigenschaften aus Abb. 13-2 und Tab. 13-23 in SAGM-Gruppenmitteln zu in beiden Regionen markant positiven Exzessen, zu schwacher Rechtssteilheit in NEUS, zu schwacher Linkssteilheit in ZEU. Vorzeichen-Asymmetrie betrifft dabei weitreichend Kategorien schwacher bis maximaler Trendsignifikanzen.

Abb. 13-3: Ereignisreihen: regionale Anzahlen von Trendsignifikanzen (2,5%-Kategorien); kumuliert über AOGCMs, Trendtests, synoptische Variablengruppen, Szenarien und Jahreszeiten; Wert < 0 (Abszisse): negativer Trend, Wert > 0 (Abszisse): positiver Trend; graue Kurve entspricht Normalverteilung



### 13.3.2.2. Konvergenztypen: Intramodale Solidität und multimodale Konvergenz

#### 13.3.2.2.1. Einführung: Intramodale Solidität

Neben dem in Kap. 13.3.1.2. eingeführten Konvergenztyp der (vollständigen bzw. teilweisen) multimodalen Übereinstimmung von Trendsignifikanzen (s. auch Kap. u.) erscheint an dieser Stelle ein zweiter Typus von Interesse, nämlich jener der *intramodalen*, testbezogenen Solidität in Form der Übereinstimmung von Trendsignifikanzen, erstens aufgrund von Pseudoladungsreihen (vgl. dazu Abschnitt in 13.1.1.) und zweitens aufgrund von Ereignisreihen. Der intramodale, testsolide Typ wirft ein Licht darauf, inwieweit sich Tendenzen aus originären, täglichen AOGCM-Outputs mit saisonal aggregierten, bias-korrigierten Reihen decken. Damit handelt es sich beim intramodalen Konvergenzanteil zugleich um eine Abschätzung der Robustheit eines AOGCMs hinsichtlich abgewandelter Datengrundlagen.

In Anbetracht der bei Ereignisreihen 3 angewendeten Testverfahren soll intramodale Konvergenz dann vorliegen, wenn SAGM-bezogen sowohl die Zeitkorrelation von Pseudoladungs- wie Ereignisreihe und zusätzlich zumindest einer der rangbasierten Tests (Cox-STUART- oder U-Test) trendsignifikantgleich ausfallen. Eine gesonderte Festlegung teilweiser Konvergenzen wird im weiteren nicht mehr stattfinden.

Ist das Verhältnis zwischen negativen und positiven Trendsignifikanzen bezüglich der Pseudoladungsreihen (vgl. Tab. 13-9, S. 162) bzw. bezüglich der Ereignisreihen (vgl. Tab. 13-23, S. 188) modellspezifisch zumindest annähernd ausgeglichen, so verschiebt sich bei intramodalen Soliditäten das Gewicht ganz klar zu positiven Trends (vgl. Tab. 13-24). Saisonal breit unterstützt wird diese Tendenz in NEUS durch Modell CGCM2, ist in ZEU bei Modell

HADCM3 ganzjährig nachvollziehbar. Davon abweichend wird die relativ starke negative Konvergenz unter NEUS/GFDL in beiden Szenarien jahreszeitlich durch Frühling, Sommer und Herbst gestützt. Sommerlich negatives Übergewicht in NEUS für HAD/A2+B2, in Sommer und Frühling für ZEU/CGCM/A2+B2 und in Frühling für ZEU/GFDL/B2 ändern nichts an den insgesamt positiven Überhängen.

Tab. 13-24: Anteile intramodaler Konvergenzen nach Trendsignifikanzen von Pseudoladungsreihen und von Ereignisreihen; intramodale Trendsignifikanz gegeben bei entsprechendem Befund für i) Zeitkorrelation (Pseudoladungs- und Ereignisreihen) und zugleich für ii) Rangstatistik (Ereignisreihen: COX-STUART und/oder U-Test);    = negative/positive Trendsignifikanzen überwiegen (Vergleich von Spalte 2 mit 3, 5 mit 6, etc. ..); **fett** ausgeführte Werte kennzeichnen im Sinne der *worst-case-A2*-Alternativhypothese relativen Überhang positiver Anteile/Unterhang negativer Anteile von Szenario A2 gegenüber B2

AOGCM: Signifikanz	CGCM 90%			CGCM 95%			GFDL 90%			GFDL 95%			HAD 90%			HAD 95%		
	-	+	Σ	-	+	Σ	-	+	Σ	-	+	Σ	-	+	Σ	-	+	Σ
Trend- Vorzeichen Region																		
NEUS A2	<b>0,9</b>	<b>6,4</b>	7,2	<b>1,0</b>	<b>4,9</b>	5,9	<b>1,0</b>	<b>2,9</b>	3,9	<b>1,2</b>	<b>1,7</b>	3,0	1,8	<b>4,8</b>	6,6	2,4	<b>3,7</b>	6,1
NEUS B2	1,4	<b>6,0</b>	7,4	1,6	<b>5,2</b>	6,8	3,0	3,3	6,4	<b>3,0</b>	1,8	4,8	1,4	<b>4,4</b>	5,8	1,5	<b>3,3</b>	4,8
ZEU A2	1,1	<b>2,4</b>	3,6	1,1	<b>1,9</b>	3,0	<b>1,0</b>	<b>4,3</b>	5,4	1,1	<b>3,7</b>	4,8	0,8	<b>6,1</b>	6,9	0,8	<b>4,9</b>	5,7
ZEU B2	0,5	<b>2,9</b>	3,4	0,8	<b>2,0</b>	2,8	1,5	<b>4,6</b>	6,1	1,5	<b>3,6</b>	5,1	0,7	<b>5,3</b>	6,0	0,7	<b>4,0</b>	4,7

Ergänzt durch die Information aus Tabellen 13-9 (S. 162), 13-15 (S. 170) und 13-23 (S. 180) wird bis hierher ersichtlich, dass weder regions- noch modellbezogen eines der 2 Szenarien nachhaltig mit einheitlichem Trendrichtungsübergewicht behaftet ist. Zu prüfen ist, ob multimodale Konvergenzen eine gewisse Gleichförmigkeit mit vorigen Ergebnissen erkennen lassen.


Jahreszeitliche Besonderheiten

Wie bei den pseudoladungsbezogenen Ergebnissen aus Kap. 13.3.1.3. (insbesondere Tab. 13-13, S. 167) fallen die jahreszeitlichen Präferenzrangfolgen regional und szenarisch recht gleichförmig aus (vgl. Tab. 13-25, S. 192). Stehen sich dort Sommer/Herbst und Frühling/Winter als Jahreszeiten erhöhter bzw. niedriger Trendsignifikanzanteile gegenüber, so herrscht hier die absteigende Hierarchie

$$\text{Winter} > \text{Sommer} > \text{Herbst} > \text{Frühling}$$

vor (bei ZEU/B2 tauschen Winter und Sommer die Positionen), ohne dass eklatante Anteilsunterscheide zwischen den Jahreszeiten auftreten. Bedeutsam ist gegenüber den Pseudoladungsreihen mithin in erster Linie die Umplatzierung des Winters nach vorne. Als leichte regionale Auffälligkeit bleibt festzuhalten, dass die Nachrangigkeit des Frühlings in ZEU deutlicher ausgeprägt ist als in NEUS und dies vor allem GFDL und HAD zuzuschreiben ist. Umgekehrt gestaltet sich die Bevorzugung des Winters in NEUS etwas auffälliger, HAD steuert dazu wesentlich bei.

In puncto Vorzeichenprävalenz sind in Tab. 13-25 weniger saisonale denn einige modellbezogene Dralls zu negativen Übergewichten abgebildet, für NEUS durch GFDL, für ZEU durch CGCM. Die Dominanz der positiven Dominanzen betrifft trotzdem alle Jahreszeiten, sie kann mittels des Quotienten aus positiven zu negativen intramodal soliden Trendsignifikanzen – vergleichbar Tab. 13-14 (S. 168) – jedoch in Rangfolge gebracht werden (nicht in Tabelle verzeichnet). Demzufolge besteht zwischen Pseudoladungsreihen und intramodal testsoliden Ereignisreihen Übereinstimmung bei der Bevorzugung von Herbst und – abgeschwächt – Winter in NEUS. Die in ZEU bei den Pseudoladungsreihen stark positive Ausrichtung des Sommers wird für die Ereignissequenzen lediglich in Szenario B2 nachvollzogen, in Szenario A2 kann höchstens die in beiden Zeitreihentypenanalysen vordere Platzierung des Herbstes (jeweils zweiter Platz) als Kongruenz-Indiz dienen.

Tab. 13-25: jahreszeitlich-szenarische Anteile intramodaler Soliditäten an SAGM-GG, in %;  = überwiegend negative/ohne überwiegende/überwiegend positive Trendsignifikanzen

Szenario	Jahreszeit	NEUS				ZEU			
		CGCM	GFDL	HAD	Ø	CGCM	GFDL	HAD	Ø
A2	Frühling	7,7	3,7	4,2	5,20	2,0	3,4	5,7	3,73
	Sommer	4,6	4,4	9,5	6,15	4,1	6,6	6,6	5,74
	Herbst	8,3	3,8	5,1	5,72	4,0	4,8	7,3	5,39
	Winter	9,2	3,6	8,1	6,96	4,4	7,1	8,7	6,75
B2	Frühling	7,9	4,2	2,3	4,80	1,5	4,1	5,2	3,60
	Sommer	6,9	7,3	7,5	7,25	4,6	6,6	7,6	6,26
	Herbst	7,2	6,4	5,5	6,36	3,2	6,5	5,7	5,11
	Winter	7,8	8,4	9,2	8,45	4,8	7,6	5,3	5,92

#### 13.3.2.2.2. Einführung: Multimodale Konvergenz

Bei multimodal konvergenten Reihen kann unterschieden werden zwischen rein ereignisbezogenen und dem erweiterten Typus, welcher Trendsignifikanzkonvergenzen der täglichen Pseudoladungsreihen einschließt. In jedem Fall müssen alle 3 AOGCMs der Forderung nach Zeitkorrelation-Trends signifikanz und nach gleich gerichteter rangbasierter Trends signifikanz auf Basis von wenigstens einem der relevanten Testverfahren (COX-STUART- oder U-Test) gerecht werden. Der multimodale Konvergenztyp kann aufgrund seiner variablen Datengrundlage dem intramodalen als in Robustheit und Aussagekraft überlegen erachtet werden.

Bemerkenswert erscheint der Sachverhalt, dass die in Tab. 13-26 aufgeführten *positiven* Konvergenzanteile ausnahmslos auch dem neu eingeführten Kriterium der *erweiterten* Konvergenz gerecht werden, erweitert konvergente *negative* SAGM-Entwicklungen dagegen überhaupt nicht vorkommen. Entgegen dem in Tab. 13-24 dokumentierten Überhang *intramodaler* positiver Konvergenzsignale herrschen multimodal somit zwar negative Vorzeichen vor, als bezüglich der Datenbasis robuster erweisen sich jedoch eindeutig die



positiven Trends. Höher signifikante Konvergenzen erbringen im übrigen keine wesentlichen Informationsgewinn, da zum einen die meisten in Tab. 13-26 eingebrachten mäßig signifikanten SAGMs ( $S_i=80\%$ ) auch stark signifikant ( $S_i=90\%$ ) konvergieren, zum anderen auch die Verhältnisse zwischen positiven und negativen Trends sich für  $S_i=90\%$  unwesentlich gegenüber  $S_i=80\%$  ändern (nicht dokumentiert).

Tab. 13-26: Anteile multimodaler Konvergenzen an SAGM-GG aufgrund von Ereignisreihen; Trends signifikanz gegeben bei nach Trendrichtung gleichartigen Befunden für i) Zeitkorrelation und für ii) Rangstatistik (Signifikanz nach COX-STUART- und/oder U-Test), jeweils  $S_i=80\%$ ; ■/■ = negative/positive Trends signifikanz überwiegen deutlich (vgl. Spalte 2 mit 3, 5 mit 6, etc. ..); **fett** ausgeführte Werte kennzeichnen im Sinne der *worst-case-A2*-Alternativhypothese relativen Überhang positiver Anteile/Unterhang negativer Anteile von Szenario A2 gegenüber B2

Jahreszeit Trend-Vorzeichen Region Szenario	Frühling			Sommer			Herbst			Winter			Saison-Mittel		
	-	+	$\Sigma$	-	+	$\Sigma$	-	+	$\Sigma$	-	+	$\Sigma$	-	+	$\Sigma$
NEUS A2	2,3	1,9	4,2	4,2	0,4	4,6	1,7	0,8	2,5	<b>0,8</b>	0	0,8	2,25	0,775	3,025
NEUS B2	1,1	0,2	1,3	4,0	1,6	5,6	0	1,3	1,3	4,5	0	4,5	2,4	0,775	3,175
ZEU A2	1,5	0,9	2,4	1,4	0,9	2,4	0,7	<b>0,7</b>	1,4	0,9	1,1	2	1,125	0,9	2,05
ZEU B2	0,5	1,3	1,8	1,2	1,7	2,9	0,3	0,4	0,7	0,7	2	2,7	0,675	1,35	2,025

Wenig Beleg erhält auch multimodal die Hypothese hydromet. stärker positiv wirksamer Rahmenbedingungen von Szenario A2. In keinem einzigen Fall verweisen schwächere negative und stärkere positive Anteile gemeinsam auf derartige saisonale Tendenzen.

Der strengste Fall von Konvergenz, die Verquickung multimodaler mit intramodaler Konvergenz, erstreckt sich je nach Szenario und Region auf unter 10% bis über 30% der multimodal konvergenten Reihen (vgl. Tab. 13-27 mit Tab. 13-26), nach Test, Region und Szenario auf jedenfalls weniger als 0,5% der modellspezifischen Ereignisreihen (vgl. Tab. 13-27 mit Tab. 13-23 (S. 188)). Spalten 11 bis 13 in Tab. 13-27 führen vor Augen, dass ein nicht unerheblicher Anteil des strengsten Konvergenztyps aus Mehrfachbelegungen von 2 oder 3 AOGCMs herrührt. Dies bedeutet, dass die Anzahlen der letzten 3 Spalten kleiner als die Summen aus den entsprechenden AOGCM-Spalten ausfallen. Knapp 40% der nach Pseudoladungs- und Ereignisreihen modellübergreifend konvergenten SAGMs weisen demnach bei mindestens 2 AOGCMs auch intramodal-ttestbezogene Solidität auf. Beläuft sich der Anteil unter den positiven Konvergenzen dabei auf ca. 50%, sind es unter den negativen lediglich 13%. 11 (NEUS) bzw. 17 (ZEU) höchstkonvergenten Mustern aufsteigenden Trends stehen somit ganze 3 – 2 in NEUS, ein einziges in ZEU – mit robust absteigender Entwicklung gegenüber.

Als für langfristige hydroklimatische Trendprognosen geeignet erscheinen aufgrund ihrer Konsistenz wie bei den Pseudoladungsreihen nur solche Entwicklungen, die multimodal - und hier optional zusätzlich intramodal – in ihren Trends signifikanz übereinstimmen. Ausschließlich auf solche soll im folgenden eingegangen werden.

Tab. 13-27: Anzahlen zugleich intramodal solider wie multimodal konvergenter Reihen; Signifikanzgrundlagen beider Konvergenztypen i) Zeitkorrelation und ii) Rangteststatistik (COX-STUART- und/oder U-Test); intramodales Signifikanzniveau  $S_i=90\%$ , multimodales Signifikanzniveau  $S_i=80\%$ ; ■/■ = negative/positive Trends signifikanz überwiegen; **fett** ausgeführte Werte kennzeichnen im Sinne der *worst-case-A2*-Alternativhypothese relativen Überhang positiver Anteile/Unterhang negativer Anteile von Szenario A2 gegenüber B2

AOGCM	CGCM			GFDL			HAD			AOGCM-Überschneidungen berücksichtigt		
	Trendvorzeichen	-	+	$\Sigma$	-	+	$\Sigma$	-	+	$\Sigma$	-	+
Region Szenario	-	+	$\Sigma$	-	+	$\Sigma$	-	+	$\Sigma$	-	+	$\Sigma$
NEUS A2	4	<b>15</b>	19 (0,98%)	<span style="color: blue;">2</span>	1	3 (0,15%)	3	<b>7</b>	10 (0,51%)	<b>8</b>	<b>15</b>	23 (1,18%)
NEUS B2	5	<b>6</b>	11 (0,56%)	2	2	4 (0,21%)	3	<b>4</b>	7 (0,36%)	<span style="color: blue;">9</span>	7	16 (0,82%)
ZEU A2	4	<b>8</b>	12 (0,42%)	2	<b>9</b>	11 (0,39%)	0	<b>10</b>	10 (0,35%)	5	<b>17</b>	22 (0,78%)
ZEU B2	0	<b>10</b>	10 (0,35%)	1	<b>9</b>	10 (0,35%)	1	<b>11</b>	11 (0,39%)	1	<b>18</b>	19 (0,67%)

### Saisonale Besonderheiten

Hoher saisonaler Gleichklang ist in den Rangfolgen der Trends signifikanzanteile zu erkennen (vgl. Tab. 13-26), indem Sommer und Herbst in beiden Regionen und Szenarien die führende bzw. schwächste Position einnehmen. Der Frühling erscheint – ebenfalls überregional – in Szenario A2 relativ und absolut stärker vertreten als in B2.

Bei den Vorzeichen-Quotienten stellt sich der Winter als extremste Jahreszeit dar, dass in NEUS hier die prägnantesten Negativ-, in ZEU die prägnantesten Positivüberschüsse vorkommen. Die anderen Jahreszeiten sind in ihrer Platzierungseigenschaften variabel und zeigen daher kaum übergeordnete Charakteristika. Hinzuweisen ist allerdings auf die Trendprävalenzdivergenz zwischen Szenario A2 nach B2 in ZEU, deren positiver Schub für B2 hauptsächlich in der Abnahme negativer Konvergenzen im Frühling, in der Zunahme positiver im Sommer begründet liegt. Ein vergleichbarer Wechsel findet sich in NEUS saisonal auch im Herbst. Als in ihren Prävalenzen am beständigsten zu nennen sind daher Frühling und Sommer in NEUS (negative Prävalenzen in beiden Szenarien), der Winter in ZEU (positive Prävalenz in beiden Szenarien).

Mit Pseudoladungsergebnissen kommt in NEUS mäßige, in ZEU geringe Übereinstimmung zustande (vgl. Tab. 13-13 und 13-14, S.167-168). Bezüglich der *gesamten Trends signifikanz* ist es der Sommer, der im saisonalen Vergleich erneut mittlere bis vordere Positionen besetzt. Der bei den Pseudoladungen konstatierten führenden Stellung des Herbstes in ZEU wird ereignisbezogen völlig widersprochen. Bei den *Trendprävalenzen* finden sich zum Teil Inversionen zu Pseudoladungsergebnissen, etwa indem der Winter in NEUS bei den Pseudoladungen die größten *positiven*, bei den Ereignissen die größten negativen Überhänge verzeichnet, Analoges gilt in ZEU für den Sommer.

### 13.3.2.3. Synoptische Variablengruppen

In Kap. 13.3.1.4. (vgl. Tab. 13-16, S. 171) wurde festgehalten, dass *zwischen*täglich definierte SAGMs – in gleicher Weise modelleigen wie -konvergent – deutlich seltener Trendsignifikanzen vorweisen als durch reine Tagesmittel und konvektiv festgelegte SAGMs. Ein ähnlicher Befund ergibt sich hier für saisonale Ereignisreihen intra- und multimodaler Konvergenz, wenn auch kraft der multiplen Eingrenzung durch Tests auf niedrigeren Anteilsniveaus als bei den Pseudoladungsreihen.

#### 13.3.2.3.1. Repräsentanz synoptischer Variablengruppen unter intramodal testsoliden Ereignisreihen

Kennzeichnend ist bei den Anteilen intramodal solider SAGM-Entwicklungen je synoptischer Variablengruppe (vgl. Tab. 13-28), dass die Variabilität der Gesamtrangfolge hauptsächlich aus der Variabilität der positiven Trendsignifikanzen herrührt. So weisen VERT, DYM\_2M, DYM\_850 und DYM\_500 fast gleichauf zwar die meisten testrobusten Trendsignifikanzen auf, unter den negativen Anteilen gibt es jedoch besonders in NEUS Abweichungen davon, sodass IDY\_2m führt.

Weitere nennenswerte Differenzierungen sind darin zu erkennen, dass in NEUS CGCM, in ZEU HAD am test-unempfindlichsten erscheint, und dass dieser Umstand – wie im vorigen Kapitel angedeutet – sich fast ausschließlich aus der entsprechenden Dominanz modellgebundener *positiver* Trenddominanzen und im weiteren aus Dominanz und Variation der DYM- und VERT-gebundenen Entwicklungen entfaltet.

In ZEU treten erhöhte positive und erhöhte Gesamtsignifikanzanteile einer synoptischen Gruppe stets zusammen in Erscheinung, in NEUS nur zum Teil. Dabei zeigen sich die favorisierten Gruppen als modellgebunden veränderlich, wobei regional etwas häufiger für ZEU bestimmte Modellbevorzugen erkennbar sind: So schlagen höchste Anteile trendpositiver und gesamter Signifikanzen bei GFDL für IDY\_500, bei HAD für IDY\_2M, höchste negative Trendanteile bei HAD für VERT zu Buche. NEUS verzeichnet höchste Anteile negativer Trendsignifikanzen in GFDL bei IDY\_2M (vgl. Tab. 13-28).

GFDL schneidet in beiden Regionen bei den VERT-Trends relativ schwach ab, in ZEU auch CGCM/SRESB2. Folglich besitzt die DYM-VERT-Vorrangstellung gegenüber IDY für CGCM und HAD und beide Szenarien Gültigkeit, mit der Einschränkung vertikaler SAGMs in Szenario B2/ZEU/CGCM.

Vom führenden Signifikanzreichtum der DYM-Gruppen stellt sich eine Reihe von Abweichungen ein, die sich in ZEU ähnlich wie bei den Pseudoladungsreihen vor allem auf IDY\_850, in NEUS

daneben auf IDY\_2M bezieht. In ZEU ist es in erster Linie GFDL, das mit hohen positiven Trendanteilen bei IDY\_850 für größeren Signifikanzträchtigkeit gegenüber DYM\_2M sorgt. In NEUS sind eher GFDL aufgrund der positiven Trend-Beiträge und CGCM aufgrund der negativen für den Signifikanzreichtum von IDY\_850 verantwortlich. IDY\_2M und nachgeordnet IDY\_500 schließlich nehmen in NEUS eine Sonderstellung ein, indem zu je unterschiedlichen Anteilen alle 3 Modelle für negative Trends signifikanzüberschüsse sorgen.

Tab. 13-28: Anteile intramodal solider Entwicklungen von Ereignisreihen (Kontrolllauf+Szenariolauf) je synoptischer Variablengruppe aufgrund uniformer Trends signifikanz bei i) Zeitkorrelation und ii) Rangstatistik (Si=90%); negative und positive Trends in % ('-', '+'), Summe der Trends ('Σ') als Anzahl; blau/rot ausgeführt: mehr negative als positive/mehr positive als negative Entwicklungen je synoptischer Gruppe und Modell; fett ausgeführt: maximaler Anteil an (negativen/positiven/gesamten) Trends signifikanz unter den 7 synoptischen Variablengruppen (regional getrennt)

Variablen- gruppe		IDY_2M			IDY_850			IDY_500			DYM_2M			DYM_850			DYM_500			VERT			
Vorzeichen																							
Region GCM																							
Szenario		-	+	Σ	-	+	Σ	-	+	Σ	-	+	Σ	-	+	Σ	-	+	Σ	-	+	Σ	
NEUS	A2	CGCM	0,5	0,0	1	0,6	0,0	2	0,0	0,0	0	2,3	11,5	24	1,1	7,4	32	1,2	5,1	16	1,0	21,4	66
		GFDL	5,3	0,0	7	0,6	2,7	11	0,3	0,0	1	1,1	1,7	5	1,6	6,1	29	0,4	6,6	18	0,3	1,4	5
		HAD	1,5	2,0	7	0,0	1,2	4	2,5	0,0	8	2,3	12,6	26	0,8	6,1	26	5,4	6,6	31	1,4	7,8	27
		CGCM	6,0	0,0	12	0,6	3,4	13	0,3	0,6	3	2,3	11,5	24	1,1	8,7	37	0,0	12,1	31	1,7	6,8	25
		GFDL	9,0	0,0	18	1,2	5,2	21	2,8	0,4	10	0,6	1,7	4	0,8	6,9	29	5,8	5,1	28	3,1	1,7	14
		HAD	0,85	0,85	6	0,0	3,8	17	0,2	0,0	1	0,0	13,0	61	0,4	3,0	17	1,0	7,6	33	4,2	9,2	35
	Ø NEUS	3,9	0,5	8,5	0,5	2,7	11	1,0	0,2	4	1,4	8,7	24	1,0	6,4	28	2,3	7,2	26	2,0	8,1	29	
ZEU	A2	CGCM	0,6	0,0	2	0,0	0,7	3	0,0	0,0	0	3,2	2,3	26	0,8	1,4	11	2,1	3,1	20	1,1	13,8	39
		GFDL	0,0	0,0	0	0,7	3,4	18	1,6	0,0	7	0,6	3,2	18	3,0	4,8	39	0,0	16,1	62	0,4	2,7	8
		HAD	0,0	4,0	14	0,2	1,4	7	0,0	0,0	0	0,0	14,5	68	1,6	3,4	25	0,0	12,8	49	5,7	7,3	34
		CGCM	0,0	0,0	0	0,0	0,5	2	0,0	0,0	0	0,4	5,3	27	1,0	4,2	26	0,8	8,9	37	1,9	0,0	5
		GFDL	1,1	0,0	4	1,1	2,7	17	0,0	0,0	0	1,1	4,1	24	5,0	3,2	41	0,8	20,8	83	0,0	1,1	3
		HAD	0,85	0,85	6	0,0	3,8	17	0,2	0,0	1	0,0	13,0	61	0,4	3,0	17	1,0	7,6	33	4,2	9,2	35
	Ø ZEU	0,4	0,8	4	0,3	2,1	11	0,3	0,0	1	0,9	7,1	37	2,0	3,3	26,5	0,8	11,6	47	2,2	5,7	21	

Szenarisch differenzierend verbucht HADCM3 überregional für SRESA2 mehr Trends signifikanz, in ZEU gemeinsam mit CGCM2. Hinsichtlich der Trenddominanz bildet HADCM3 in NEUS und für SRESA2 und B2 eine Ausnahme, weil keine einzige positive Prävalenz auftaucht. Kumuliert sind in NEUS die synoptischen Gruppen in Szenario B2 und insbesondere in CGCM und GFDL mehrheitlich stärker vertreten sind, in ZEU liegen dagegen ungefähr in gleicher Anzahl A2- und B2-Präferenzen vor. Synoptisch auffällig ist die in den Modellen CGCM und GFDL verwandte Stützung der angegebenen intraregionalen Präferenzen für IDY-Gruppen in NEUS, für DYM-Gruppen in ZEU. Nach gewichteten Mitteln bemessen – die Anzahl von einbezogenen Reihen als Gewichte eingesetzt – gestalten sich die Szenario-Modell-Präferenzen etwas anders: In NEUS zu Gunsten von B2 für GFDL (erneut) und HAD (neu); in ZEU zu Gunsten von A2 für HAD (erneut), zu Gunsten von B2 für GFDL (neu), ausgeglichen für CGCM. Zwischenregionale Übereinstimmungen in der szenarischen Bevorzugung

synoptischer Gruppen, die aus räumlich unabhängigen systematischen Modelltendenzen herrühren, scheint es somit nicht zu geben.

Einen modifizierten Blickwinkel bietet die komplementäre, sich zu 100% ergänzende Betrachtung der relevanten SAGM-Anteile auf die synoptischen Variablengruppen (vgl. Tab. 13-29). Relativ wie absolut ergeben sich leichte bis mäßige Verschiebungen im Vergleich zu Tab. 13-28, die aus den nun verschiedenen absoluten Anzahlen potentiell intramodal solider SAGMs je synoptischer Variablengruppe herrühren. Anschaulicher als zuvor wird die Unbeständigkeit der Divergenz von IDY und DYM-VERT-Blocks hinsichtlich der Trendsignifikanzanteile vor Augen geführt. Durch die farblichen Hervorhebungen offensichtlicher wird auch die aufgrund der zahlreicheren positiven Soliditäten viel stärkere Korrelation der relativen summierten Signifikanzanteile (rechter Tabellenblock) mit den positiven Anteilen (mittlerer Block) als mit den negativen (linker Block).

Tab. 13-29: Ereignisreihen: regionale Verteilungen intramodal solider SAGM-Entwicklungen (Kontrolllauf+ Szenariolauf) auf die 7 synoptischen Variablengruppen, in %, Summen ('Σ') als Anzahlen; Basis: uniforme Trendsignifikanzen bei Zeitkorrelation und Rangstatistik (COX-STUART- und/oder U-Test), Si=90%; als Referenz Verteilung *aller* SAGMs auf die 7 synoptischen Variablengruppen; ■/■ = intramodal solider Anteil kleiner/größer als Referenzanteil

Vorzeichen		solide negative Trendsignifikanzen							solide positive Trendsignifikanzen							Σ (solide negative + positive Trendsignifikanzen) - Referenz											
		Σ -	IDY_2M	IDY_850	IDY_500	DYM_2M	DYM_850	DYM_500	VERT	Σ +	IDY_2M	IDY_850	IDY_500	DYM_2M	DYM_850	DYM_500	VERT	Σ (Σ - Σ +)	IDY_2M	IDY_850	IDY_500	DYM_2M	DYM_850	DYM_500	VERT		
Variablen- gruppe Region GCM Szenario	NEUS	A2	CGCM	17	5,9	11,8	0	23,5	23,5	17,6	17,6	124	0	0	0	16,1	22,6	10,5	50,8	141	-9,6	-15,4	-16,2	8,1	3,3	-1,8	31,7
			GFDL	20	35	10	5	10	30	5	5	56	0	16,1	0	5,4	41,1	30,4	7,1	76	-6,1	-1,4	-15,6	-2,9	20,4	14,1	-8,3
			HAD	36	8,3	0	22,2	11,1	8,3	38,9	11,1	93	4,3	4,3	0	23,7	24,0	18,3	24,7	129	-5,5	-13,0	-13,5	13,3	2,7	7,6	8,0
		B2	CGCM	28	42,9	7,1	3,6	14,3	14,3	0	17,9	117	0	9,4	1,7	17,1	28,2	26,5	17,1	145	-5,1	-7,7	-14,3	7,9	7,1	10,1	2,1
			GFDL	59	30,5	6,8	15,3	1,7	5,1	25,4	15,3	65	0	26,2	1,5	4,6	40	20	7,7	124	-6,6	7,1	-13,0	-4,6	16,4	7,5	-6,5
			HAD	28	10,7	14,3	14,3	21,4	10,7	3,6	25	85	1,2	12,9	0	37,6	5,9	24,7	17,6	86	-8,0	-3,7	-14,5	26,7	-12,9	9,0	3,4
ZEU	A2	CGCM	32	6,3	0	0	46,7	12,5	25	9,4	69	0	4,3	0	15,9	10,1	17,4	52,2	101	-11,6	-11,8	-15,0	3,0	-7,2	4,7	37,8	
		GFDL	29	0	10,3	24,1	10,3	51,7	0	3,5	123	0	12,2	0	12,2	19,5	50,4	5,7	152	-12,4	-3,6	-12,1	-4,6	5,8	30,7	-3,8	
		HAD	24	0	4,2	0	0	33,3	0	62,5	173	8,1	3,5	0	39,3	9,8	28,3	11	197	-5,3	-12,0	-15,0	18,0	-5,0	11,3	8,0	
	B2	CGCM	15	0	0	0	13,3	33,3	20	33,3	82	0	2,4	0	30,5	25,6	41,5	0	97	-12,4	-13,5	-15,0	11,8	8,9	25,3	-5,2	
		GFDL	42	9,5	11,9	0	11,9	59,5	7,1	0	130	0	9,2	0	14,6	12,3	61,5	2,3	172	-11,3	-6,1	-15,0	-2,3	0,4	41,3	-7,2	
		HAD	21	14,3	0	4,8	0	9,5	19	52,4	149	2	11,4	0	40,9	10,1	19,5	16,1	179	-8,9	-5,6	-14,4	19,4	-7,6	5,8	11,3	

Als regional und modal ausgesprochen beständig erweisen sich die positive Trendprävalenz für DYM\_500, die negativen Ausrichtungen von IDY\_2M und IDY\_500. IDY\_500 und IDY\_850 heben sich ferner insofern ab, als hier sowohl negative wie positive Trendsignifikanzen fast ausnahmslos unterbelegt sind. Erneut zu erinnern ist an die bereits in Kap. 13.3.1.4. angesprochene Problematik der möglicherweise mangelhaft dargestellten zwischentäglichen Veränderlichkeit gekoppelter meteorologischer Variablen, erstrangig für das 500hPa-Niveau (vgl. ferner Tab. 13-28).

Unter den AOGCMs tendiert GFDL stark zu synoptischen Unterbelegungen, bei den Regionen ZEU. Modelluniforme Verschiebungen zwischen den Szenarien treten nicht zutage, sodass sich in der Summe etwa ein Gleichstand von A2 und B2 ergibt. Modellspezifisch sind durchaus leichte szenarische Verwerfungen auszumachen, die nur bei CGCM mit mehr positiven Trendsignalen in B2 zwischenregional auch in die gleiche Richtung weisen. GFDL und HAD entfalten dagegen regional gegenläufige synoptische Signalgewichtungen: GFDL in NEUS für A2 stärker negativ, in ZEU für B2; HAD in NEUS für A2 ebenfalls stärker negativ, in ZEU gleich wie B2. Summiert erreichen lediglich NEUS/HAD/A2 und NEUS/CGCM/B2 geringfügige synoptische Trendsignifikanz-Überbelegungen.

#### Jahreszeitliche Besonderheiten

Hinsichtlich der in Tab. 13-29 als überbelegt gekennzeichneten Felder erscheint erwähnenswert, dass sich in Analogie zu den Pseudoladungstendenzen der Sommer in NEUS und ZEU als vornehmlich stark besetzte Jahreszeit konsolidiert. Dieser saisonalen Bevorzugung förderlich sind die Modelle GFDL und HAD in beiden Regionen, unter den synoptischen Variablen hat die sommerliche Favorisierung in NEUS für D<sub>YM</sub>- und ID<sub>Y</sub>-Gruppen in gleichem Maße Gültigkeit, in ZEU stärker für die D<sub>YM</sub>-Gruppen (V<sub>ERT</sub> ist tendenziell im Winter außergewöhnlich stark vertreten). Insgesamt reicht in NEUS die Häufigkeit überdurchschnittlicher ID<sub>Y</sub>-Belegungen fast an die der D<sub>YM</sub>-Fälle heran. Dazu tragen in SRESB2 alle Jahreszeiten bei, in SRESA2 Frühling und Sommer. ZEU ist saisonal und szenarisch ohne Unterschied von D<sub>YM</sub>-Überschüssen geprägt.

Wie bei den zeilenweise zu interpretierenden Gewichten aus Tab. 13-28 rekrutieren sich die spaltenweise zu deutenden Übergewichte der Tab. 13-29 in erster Linie aus Überhängen positiver zu negativen Trends im Häufigkeitsverhältnis von ca. 2 zu 1. Ungefähr ausgeglichene Anzahlen positiver und negativer Überhänge kommen allerdings in NEUS nicht selten vor (Frühling und Sommer/Szenarien A2 und B2, Winter/Szenario B2).

#### 13.3.2.3.2. Repräsentanz synoptischer Variablengruppen unter multimodal konvergenten

##### Ereignisreihen

Ein Hauptunterschied zu den intramodalen Soliditäten, wo positive SAGMs deutlich die Oberhand behalten (vgl. Tab. 13-25, S. 192), liegt darin, dass in NEUS signifikant absteigende Reihen deutlich überwiegen, in ZEU die positive Dominanz nur schwach ausgeprägt ist (vgl. Tab. 13-30).

Ein allermeist Anteile mindernder Effekt folgt aus der schärferen und die intramodale Eingrenzung umfassenden multimodalen Definition. Ausnahmen davon können sich infolge verschiedener Signifikanzniveaus (intramodal  $S_i=90\%$ , multimodal  $S_i=80\%$ ) einstellen, die in Anbetracht subjektiv zufrieden stellender Repräsentativität unterschiedlich gewählt wurden.

Resultierende multimodale 'Einholeffekte' setzen sich zusammen aus intramodal nicht berücksichtigten, multimodal einbegriffenen Zeitreihenentwicklungen mit linear-rangstatistisch solider Testgrundlage im Signifikanzbereich von  $80\% \leq Si < 90\%$ . Alles in allem reduzieren sich die mittleren synoptischen Gruppenbelegungen regional-szenarisch um ca. 34% (NEUS/A2) bis ca. 62% (ZEU/B2), entsprechend weist – die signifikanzbedingten Einholungen beachtet – ein beträchtlicher Anteil von um die 30% der intramodal soliden Reihenentwicklungen auch multimodale Konvergenz auf. Unter den synoptischen Variablengruppen neigen IDY\_2M und IDY\_500 zu den höchsten multimodal-intramodalen Verhältnissen mit teilweise multimodalem Überschuss (NEUS/Szenario A2, ZEU/Szenario B2; multimodaler Überschuss auch für NEUS/DYM\_2M/A2). Ansonsten sind eher regionale denn systematische synoptische Differenzierungen die Regel, so bei IDY\_850 und DYM\_850 mit höheren relativen multimodalen Anteilen für ZEU, für NEUS Gleiches bei IDY\_500. Die wenigsten signifikanzbedingten Einholungen (von  $Si=90\%$  nach  $Si=80\%$ ) sind, meist interdiurn, bei IDY\_850/NEUS, IDY\_850/NEUS, IDY\_500/ZEU und VERT/ZEU zu veranschlagen.

Tab. 13-30: saisonale Ereignisreihen: Anteile multimodal konvergenter SAGM-Entwicklungen (Kontrolllauf+Szenariolauf) je synoptischer Variablengruppe aufgrund uniformer Trends signifikanz bei Zeitkorrelation und Rangstatistik (COX-STUART- und/oder U-Test),  $Si=80\%$ ; negative und positive Trends in %, Summe der Trends als Anzahl; blau/rot ausgeführt: mehr negative als positive/mehr positive als negative Entwicklungen je synoptischer Gruppe und Modell; fett ausgeführt: maximaler Anteil an (negativen/positiven/gesamten) Trends signifikanz unter den synoptischen Variablengruppen (regional getrennt)

Variablen- gruppe	IDY_2M			IDY_850			IDY_500			DYM_2M			DYM_850			DYM_500			VERT					
	-	+	Σ	-	+	Σ	-	+	Σ	-	+	Σ	-	+	Σ	-	+	Σ	-	+	Σ			
<b>Vorzeichen</b>																								
<b>Region</b>	-	+	Σ	-	+	Σ	-	+	Σ	-	+	Σ	-	+	Σ	-	+	Σ	-	+	Σ	-	+	Σ
<b>Szenario</b>																								
NEUS A2	4,5	0,0	9	0,3	0,0	1	2,2	0,0	7	7,5	3,4	19	0,8	1,1	7	4,3	0,8	13	1,0	1,7	8			
NEUS B2	3,0	0,0	6	0,6	1,5	7	0,9	0,0	3	5,7	0,6	11	0,0	0,0	0	3,9	3,9	20	4,4	0,0	13			
ZEU A2	0,0	0,3	1	0,9	0,7	7	0,2	0,0	1	2,3	0,6	14	2,4	0,0	12	1,3	2,6	15	0,0	3,1	8			
ZEU B2	0,0	2,3	8	0,0	1,8	8	0,2	0,0	1	0,9	2,3	15	2,2	0,4	13	0,8	2,1	11	0,0	0,0	0			
∅ (NEUS,ZEU)	1,9	0,7	6,0	0,5	1,0	5,8	0,9	0,0	3,0	4,1	1,7	14,8	1,4	0,4	8,0	2,6	2,4	14,8	1,4	1,2	7,3			

Tab. 13-31: Verteilung multimodal konvergenter SAGM-Entwicklungen (Kontrolllauf+Szenariolauf) auf die 7 synoptischen Variablengruppen, in % der konvergenten GG (kumuliert=100%), Summen ('Σ') als Anzahlen; Basis: uniforme Trends signifikanz bei Zeitkorrelation und Rangstatistik (COX-STUART- und/oder U-Test),  $Si=80\%$ ; als Referenz übergreifende Verteilung aller SAGMs auf die 7 synoptischen Variablengruppen; ■/■ = multimodal konvergenter Anteil kleiner/größer als Referenzanteil (Unterbelegung/Überbelegung)

Trendvor- zeichen	konvergente negative Trends signifikanz								konvergente positive Trends signifikanz								Summe negativer und positiver Konvergenzen							
	Σ -	IDY_2M	IDY_850	IDY_500	DYM_2M	DYM_850	DYM_500	VERT	Σ +	IDY_2M	IDY_850	IDY_500	DYM_2M	DYM_850	DYM_500	VERT	Σ (Σ - , Σ +)	IDY_2M	IDY_850	IDY_500	DYM_2M	DYM_850	DYM_500	VERT
<b>Region</b>																								
<b>Szenario</b>																								
NEUS A2	47	19,1	2,1	14,9	27,7	6,4	23,4	6,4	17	0,0	0,0	0,0	35,3	23,5	11,8	29,4	64	14,1	1,6	10,9	29,7	10,9	20,3	12,5
NEUS B2	44	13,6	4,5	6,8	22,7	0,0	22,7	29,5	16	0,0	31,3	0,0	6,3	0,0	62,5	0,0	60	10,0	11,7	5,0	18,3	0,0	33,3	21,7
ZEU A2	33	0,0	12,1	3,0	33,3	36,4	15,2	0,0	25	4,0	12,0	0,0	12,0	0,0	40,0	32,0	58	1,7	12,1	1,7	24,1	20,7	25,9	13,8
ZEU B2	19	0,0	0,0	5,3	21,1	57,9	15,8	0,0	37	21,6	21,6	0,0	29,7	5,4	21,6	0,0	56	14,3	14,3	1,8	26,8	23,2	19,6	0,0

Von den nach saisonalen Ereignisreihen multimodal konvergenten SAGMs sind alle positiven im übrigen auch nach täglichen Pseudoladungszeitreihen trendsignifikant, von den negativen kein einziges SAGM. Das bedeutet, dass sich signifikante lineare Wertsteigerungen sehr wohl auch signifikant in der Zunahme von Vorkommnissen hoher Pseudoladungen ( $r > 0,5$ ) niederschlagen, während Analoges bei absteigenden Zeitreihen nicht der Fall zu sein scheint, dass sich – anders ausgedrückt – signifikante negative Linearitäten nur bezüglich nicht außergewöhnlich negativer Werte ( $-0,5 > r > 0$ ) bemerkbar machen.

Ein Großteil an – oben im Kapitel als intramodal-modellgebunden aufgeführten – Differenzierungen entfällt bei multimodalen Konvergenzen bzw. kann nicht mehr nachvollzogen werden. An doch spezifisch multimodal in Erscheinung tretenden Eigenheiten seien genannt:

Eine im Vergleich zu den Pseudoladungsreihen deutlich verringerte Diskrepanz zwischen den  $D_{YM}/V_{ERT}$ -Anteilen einer- und den  $IDY$ -Anteilen andererseits ist zu erkennen (vgl. auch Tab. 13-16, S. 171). Grund sind erstrangig die bei den Ereignisreihen klar niedrigeren  $D_{YM}$ - und  $V_{ERT}$ -Anteile, die bei etwa einem Zehntel bis einem Siebtel der Pseudoladungswerte liegen. Eine Interpretation des unterschiedlichen Signifikanzverhaltens der täglichen gegenüber den saisonal kumulierten Reihen mag dahin gehen, dass relativer Residuenreichtum (bezüglich der Zeitkorrelation) und/oder zeit- und raumbezogene Rangunbeständigkeiten (bezüglich der Rangstatistiken) aufgrund vergleichsweise hoher Reihen-Fluktuation saisonal kumuliert stärker wirksam werden.

Je nach Betrachtungsweise ist es einmal – wie bei den Pseudoladungen – erneut  $IDY_{850}$ , das gruppenbezogen (vgl. Tab. 13-30) unwesentlich hinter dem Tagesmittel-Pendant  $D_{YM}_{850}$  rangiert; zum anderen ist es – bezüglich der Gesamtheit –  $IDY_{2m}$ , das, zwar nicht wie die  $D_{YM}$ -Entsprechung stets, so doch mehrfach überbelegt erscheint (vgl. Tab. 13-31). Jedoch ist nie der Fall, dass eine der  $IDY$ -Gruppen *im Gegensatz* zur  $D_{YM}$ -Entsprechung überbelegt ist.

Etwas öfter als intramodal (vgl. Tab. 13-28 und Text davor) zeichnen sich multimodal, sowohl anhand der Anzahl Übergewichtiger synoptischer Gruppen als auch anhand der gewichteten synoptischen Gruppenbelegungen, Tendenzen zu vermehrten Trendsignifikanzen in Szenario A2 ab. Allerdings sind auch multimodal synoptische Brechungen festzustellen, die wenig mit den intramodalen gemein haben: Findet sich die A2-Dominanz in NEUS in der leichten Mehrheit der synoptischen Gruppierungen wieder (außer  $IDY_{850}$ ,  $IDY_{500}$  und  $V_{ERT}$ ), leitet sie sich in ZEU aus den markanten A2-Übergewichten nur zweier Synoptiken ab ( $IDY_{500}$  und  $V_{ERT}$ ).

Zum szenarisch allein in ZEU/SRESB2 positiven Übergewicht tragen synoptisch wesentlich, da distinktiv zu SRESA2,  $D_{YM}_{2M}$ ,  $D_{YM}_{850}$  und  $IDY_{2M}$  bei.  $IDY_{500}$  ist unter den synoptischen Gruppen allein in beiden Szenarien positiv dominiert.  $IDY_{500}$  fällt auch in NEUS eine



Sonderrolle zu, da dieser Variablengruppe 3 der 5 synoptisch-saisonalen Positivsignale zukommen (nicht tabelliert).

Zu betonen ist, dass weder beim Gesamtanteil der Trendsignifikanzen noch bei der Vorzeichen-Ausrichtung t- oder COX-STUART-Test für szenarisch bedeutsame Abstufungen bürgen. In den Raum gestellt aber nicht weiter verfolgt wird die Annahme, dass sich – wegen den stärkeren intramodalen Belegungen der jeweiligen Modelle – in NEUS vornehmlich Merkmale von CGCM2 und HADCM3, in ZEU vornehmlich Merkmale von GFDL2 und HADCM3 in den synoptischen Anteilen der multimodalen Konvergenzen durchpausen.

#### Jahreszeitliche Besonderheiten

Von neuem fällt – wie bei Pseudoladungskonvergenzen und intramodalen Soliditäten – der interregionale Einklang in den jahreszeitlichen Rangfolgen der Signifikanzträchtigkeit synoptischer Gruppen ins Auge. Demgemäß stellen sich multimodal stringente saisonale Merkmale wie folgt dar (für  $S_i=80\%$  wie für  $S_i=90\%$ ):

Für Szenario A2 stehen einander als stark und schwächer belegt gegenüber Frühling und Sommer vs. Herbst und Winter. Für Szenario B2 liegt eine Polarität von signifikanzreichem Sommer und signifikanzschwachem Herbst vor, Frühling und Winter sind gekennzeichnet durch mittlere Belegungen der synoptischen Variablengruppen. Die saisonalen Positionierungen speisen sich dabei aus den recht variablen 7 synoptischen Einzel-Rangfolgen. Den Ausschlag für die Vorrangstellungen von Sommer und Frühling geben die vornehmlich mittleren bis vorderen Platzierungen sowohl in D<sub>YM</sub>- wie in ID<sub>Y</sub>-Gruppen. (Lediglich für die sommerliche Ko-Priorität in NEUS lassen sich die D<sub>YM</sub>-Gruppen als alleinige Hauptzuträger aufführen.) VERT konserviert die winterliche Dominanz der intramodalen Soliditäten.

Allgemeine regionale Trendbevorzugungen erhalten saisonale Nuancen, indem der Herbst 4 der 5 vorkommenden Ausnahmen von der saisonal-synoptischen Vorherrschaft negativer Trends signifikanzanteile in NEUS stellt. Das leichte Übergewicht positiver Signifikanzen in ZEU wird jahreszeitlich einigermaßen gleich verteilt gestützt, in SRESB2 etwas stärker durch Frühling und Sommer.

#### 13.3.2.4. Ereignistypen

Die aus kombinierten Ereignistypen abgeleiteten Trends signifikanzanteile der 16 einzelnen Ereignistypen (vgl. Kap. 13.3.1.5., darin Tab. 13-18 (S. 175)) sind erneut Ausgangspunkt trendanalytischer Einschätzungen.

Wie in Kap. 13.3.1.5. bezüglich der Pseudoladungsreihen soll hier – anders als bei der Betrachtung synoptischer Gruppen im vorigen Kapitel – der relativen Betrachtungsweise der

Vorzug gegeben werden. Begründet werden darf dies mit dem geringen Informationsgewinn aus zusätzlichen absoluten Ergebnissen, deren Kerngehalt in den bei Bedarf angegebenen Spannweiten der ereignistypbezogenen Trendsignifikanzanteile zu sehen sind. Allerdings sei angemerkt, dass die Signifikanzträchtigkeit sich ereignistypbezogen bei den Ereignisreihen weniger variabel gestaltet als bei den Pseudoladungsreihen, sodass unter diesem Gesichtspunkt die Bevorzugung der relativen Sichtweise weniger zwingend erschiene.

Gibt es bei den Pseudoladungen in beiden Regionen 7 (gleiche) Ereignistypen mit multimodal konvergenten Signifikanzanteilen von um und über 20% (IDs 16, 22, 23, 24, 25, 31, 50; Konvergenz-Si=90%), werden bei den Ereignisreihen intramodal maximal 11,5% (NEUS, HAD, ID23; Si=90%), multimodal höchstens 4,6% (ZEU, ID50; Si=80%) erreicht.

Im folgenden dienen die Tabellen in Kap. 13.3.2.4.1. zugleich als Referenz für intramodale wie für multimodale Resultate in Kap. 13.3.2.4.2..

#### 13.3.2.4.1. Repräsentanz von Ereignistypen unter intramodal testsoliden Ereignisreihen

##### Überblick

Grundlegend erschließt sich aus Tab. 13-32 eine ansehnliche zwischenregionale Übereinstimmung im Trendsignifikanz-Primat von 7 Ereignistypen (ID11, 16, 22, 23, 24, 40, 50). Eine Sonderstellung nimmt darüber hinaus ID31 mit Hang zu starker Belegung ausschließlich in ZEU ein.

Hinsichtlich relativer Signifikanzträchtigkeit und Trendausrichtung der Modelle lässt sich ebenfalls zwischenregionaler Gleichrang erkennen: Die Anzahl überbelegter Ereignistypen (rot markierte Felder in Tab.13-32) liegt am höchsten für CGCM vor GFDL vor HAD. Das Übergewicht überbelegter Trendausrichtungen liegt für CGCM auf Seiten positiver, für GFDL auf Seiten negativer Tendenzen, ist für HAD ausgeglichen (NEUS) bis leicht positiv (ZEU)<sup>31</sup>.

Unterstrichen wird die regional einträchtige Bedeutsamkeit einiger Ereignistypen durch deren intramodale Testsolidität in mehreren Modellen: Alle 3 AOGCMs reproduzieren ID11 und ID40 als ungewöhnlich signifikanzträchtig, 2 bzw. 3 AOGCMs je Region tun dies bei ID16, 22, 23, 24, 31 und 50. Hervorzuheben ist, dass darunter 3 der 4 frontal-hydrologischen Ereignisdefinitionen mit mobilen Fronten (ID22, 23 und 24), beide partielle Nicht-Ereignisse (ID40: ohne frontal-konvektiven Auslöser, ID50: ohne hydrologische Anomalie) und der einzige trockene Typ (ID16) fallen. Allein qua Lage, Ausdehnung und Intensitäten definierten SAGMs

<sup>31</sup>Abweichende Modelleigenschaften bezüglich der Trendrichtungspräferenzen ergeben sich bei der Auszählung ereignistypbezogen höherer (positiver/negativer) Platzierungen: Hier schneidet CGCM in beiden Regionen negativ ab, GFDL in NEUS leicht negativ, in ZEU positiv, HAD in NEUS leicht positiv, in ZEU leicht negativ. Die im Text aufgeführte Rangfolge kann meines Erachtens infolge der referentiellen Einordnung der Rangpositionen als zwingender gelten.

(IDs 12, 13, 14, 17) sowie hydromet. Anomalien aus stationären Fronten (ID25) kommt nachrangige Bedeutung zu. Unter den 3 frontale wie konvektive einbeziehenden hydromet. Typen, IDs 31 bis 33, sind relative Überrepräsentationen zwar selten (ZEU) oder fehlen ganz (NEUS), doch liest sich eine Präferenz frontal-konvektiv (NEUS) bzw. rein frontal (ZEU) initiiertes Ereignisse ab. Rein konvektiv definierte SAGMs (ID32), bleiben mithin – vor allem in NEUS – mit sehr geringer klimarelevanter Signifikanzauffälligkeit.

Aus den letzten 5 (rechten) Spalten der regionalen Teiltabellen von Tab. 13-32 wird ersichtlich, dass – bis auf wenige Ausnahmen in NEUS – alle Ereignistypen positive Übergewichte vorweisen. (Alternativ wären aus Rangpositionsvergleichen der negativen und positiven Trendsignifikanzanteile je Ereignistyp (zwei jeweils mittlere Tabellenblocks) weit weniger positive bzw. negative Überhänge hervorgegangen, 4 bzw. 2 in NEUS, 2 bzw. 4 in ZEU.) Dabei präsentiert sich in ZEU ein klarer Zusammenhang zwischen Gesamtsignifikanzanteilen und Höhe der positiven Überschüsse ( $r_s=0,65$ ,  $S_i=99\%$ ), in NEUS erscheinen die beiden Größen wie bei den Pseudoladungen unabhängig ( $r_s\approx 0,05$ ,  $S_i\approx 26\%$ ). Zwischen den AOGCMs sind in der Höhe der Rangkorrelation nur geringe Niveauunterschiede kenntlich.

Im näheren verweist intra-multimodal synthetisiert der Abgleich **vorzeichenspezifischer Ereignistypmittelwerte von Reihenanteilen** je Modell (nicht tabelliert) ganz eindeutig auf folgende globale Charakteristika: Dass – mit Ausnahme von ID13/NEUS – für alle Ereignistypen positive Regressionskoeffizienten in der Mehrzahl sind, wenn auch, davon unabhängig, nur bei 4 Ereignistypen in NEUS und 7 in ZEU die positiven Signifikanzanteile relativ überrepräsentiert erscheinen. Bei den zuletzt genannten handelt es sich zum Großteil um die weiter oben im Kapitel als 'bedeutsam' hervorgehobenen Ereignistypen: IDs 16, 22, 23 und 40 in NEUS, IDs 11, 16, 23, 24, 32, 40 und 50 in ZEU. Als 'Neuling' unter den auffälligen IDs ist darunter dann doch der bisher als trendarm erachtete rein konvektiv-hydrologische Typus (ID32) anzuführen. Jene erweiterte Bedeutsamkeit positiver Trendsignifikanzen bei einer Reihe von Ereignistypen zeichnet sich dabei als im Modellvergleich konsistent ab, indem wenigstens 2 AOGCMs entsprechende Eigenschaften vorweisen.

Tab. 13-32 (2 regionale Tabellen): absteigende Rangfolgen nach Signifikanzträchtigkeit der Ereignistypen aufgrund von Differenzen zwischen Anteilen in Teilmengen und Anteilen an der SAGM-GG, Trendsignifikanzen auf Basis von i) intramodal soliden SAGM-Reihen (Spalten 3-5, 8-10, 13-15), ii) multimodal konvergenten SAGM-Reihen (Spalten 6-7, 11-12, 16-17); ■ = SP unterrepräsentiert (unterbelegt), ■ = SP überrepräsentiert (überbelegt)

letzte 5 Spalten: Verhältnis der Anteile positiver und negative Trendsignifikanzen: ■/■ = Übergewicht negativer/positiver Trendsignifikanzen, ■ = negativ-positives Gleichgewicht, '.' Fehlbelegung; Ränge weiterhin nach relativer Signifikanzträchtigkeit

letzte Zeile: mittlere Abweichungen der ereignistypischen SP-Trendsignifikanzanteile von Anteilen an GG, metrisch, gerundet


\*(positive Trendsignifikanzen – negative Trendsignifikanzen)/Σ(Trendsignifikanzen)

		Teilmenge: Trendsignifikanzen insgesamt										negative Trendsignifikanzen					positive Trendsignifikanzen					positive – negative Trendsignifikanzen*									
		Konvergenztyp:			intramodal: AOGCM			multi-modal: Signifikanz				intramodal: AOGCM			multi-modal: Signifikanz		intramodal: AOGCM			multi-modal: Signifikanz		intramodal: AOGCM			multi-modal: Signifikanz						
Region	(ID)Ereignistyp	CGCM	GFDL	HAD	SI=80%	SI=90%	CGCM	GFDL	HAD	SI=80%	SI=90%	CGCM	GFDL	HAD	SI=80%	SI=90%	CGCM	GFDL	HAD	SI=80%	SI=90%	CGCM	GFDL	HAD	SI=80%	SI=90%	CGCM	GFDL	HAD	SI=80%	SI=90%
		Nordamerika	11	5	6	7	11	16	15	5	12	5	5	7	9	15	16	15	2	3	5	15	.								
12	12		13	13	13	12	6	12	15	11	11	13	13	10	11	9	10	1	11	13	12										
13	7		12	8	5	5	3	13	8	16	4	12	2	15	4	15	16	15	16	15	15										
14	15		15	16	15	13	13	14	14	14	14	16	14	13	13	10	5	16	4	8	7										
16	1		1	1	1	1	1	1	1	1	16	1	6	1	3	1	15	4	1,5	3	3										
17	14		14	14	14	15	9	15	16	13	13	14	15	11	14	12	14	2	6	11	9										
21	9		8	11	10	9	10	9	7	8	10	10	11	7	8	7	12	9	7	12	13										
22	2		2	2	3	2	4	2	2	2	3	2	3	2	5	2	13	7	9	2	5										
23	6		7	4	6	4	5	6	9	7	7	3	5	4	2	15	8	5,5	3	7	15										
24	4		3	3	4	8	15	3	3	3	1	6	4	3	16	3	2	8	15	1	1										
25	13		11	9	12	11	8	11	11	12	6	8	12	9	10	6	7	5,5	14	5	3										
31	11		10	12	9	10	11	10	10	10	8	11	8	8	9	8	4	10	13	9	6										
32	16		16	15	16	14	12	16	13	15	12	15	16	12	12	11	11	12	8	4	10										
33	8		9	10	7	7	7	7	6	9	9	9	7	5	7	5	9	11	10	6	8										
40	3	4	6	2	3	2	4	4	4	16	4	1	15	1	15	6	15	1,5	15	15											
50	10	5	5	8	6	15	8	5	6	2	5	10	6	6	4	2	13	12	11	11											
Ø		-21	-43	-34	-68	-81	-88	-77	-84	-79	-88	-33	-66	-50	-89	-93	67	25	60	-37	-41										
Zentraleuropa	11	2	1	4	7	16	2	3	15	1	4	5	15	5	14	16	14	2	4	1,5	.										
	12	15	14	15	13	10	9	15	12	14	12	15	9	13	5	13	16	11	15	14	12										
	13	16	16	16	15	14	12	16	13	16	14	16	12	15	11	14	13	13	7	13	7										
	14	14	13	13	12	12	11	13	11	12	10	13	11	12	10	10	9	10	11	7	5										
	16	1	10	1	16	16	15	1	15	8	16	1	15	8	16	1	15	16	14	16	2,5	2	1,5	.	.						
	17	13	11	12	9	5	6	14	7	11	6	12	6	10	4	9	15	12	13	12	12										
	21	10	9	10	8	9	7	10	6	9	5	11	7	7	14	8	11	7	16	5	2										
	22	8	4	7	4	4	3	7	2	5	13	6	5	4	3	3	12	9	10	6	6										
	23	3	6	6	6	3	1	2	5	3	2	2	2	2	2	4	5	4	5,5	11	14										
	24	5	7	5	3	8	15	8	15	10	16	8	15	9	14	5	2,5	2	1,5	1,5	2										
	25	11	15	9	10	11	8	12	9	15	8	9	8	11	6	12	8	15	9	8	14										
	31	7	5	8	5	6	5	6	3	6	3	7	4	6	8	6	7	6	12	11	4										
	32	9	8	11	11	7	15	9	10	7	7	10	13	8	7	7	2,5	14	8	3	8										
	33	12	12	14	14	13	10	11	8	13	11	14	10	14	9	11	10	16	14	9	10										
40	6	2	2	2	1	15	5	1	4	1	3	1	3	1	2	2,5	8	5,5	15	9											
50	4	3	3	1	2	4	4	4	2	9	4	3	1	14	1	6	5	3	4	2											
Ø		-60	-43	-29	-78	-90	-93	-90	-90	-91	-97	-65	-52	-34	-85	-93	52	53	73	11	35										

### Szenario A2 vs. Szenario B2

Die beiden Szenarien differieren in der **relativen Repräsentation** der Ereignistypen global gemittelt nicht systematisch. Die in Tab. 13-33 aufgeführten negativen und positiven Trendsignifikanzanteile belegen eher regionale Modelleigenheiten. Herrschen in ZEU bei beiden Vorzeichen modellübergreifend ausgewogene Verhältnisse, tritt in NEUS für A2 eine schwächere Minderbelegung der Positiva, hingegen eine leicht erhöhte der Negativa zutage. Dafür verantwortlich sind szenario- und vorzeichengebundene Unstetigkeiten der Modelle GFDL und HAD.

Die **intramodal generell positiven Übergewichte** (Tab. 13-33, rechter Tabellenblock) treten dagegen als modell- und szenariounabhängig in Erscheinung. Kennzeichnend sind im allgemeinen zwischenregional vergleichbare Niveaus und modellspezifisch gleichartige szenarische Relationen ausschließlich bei HADCM3. An regionalen Besonderheiten kommen zum Vorschein die allesamt stärkeren Positivitäten von SRESA2 in NEUS, die fast ausgeglichenen Vorzeichenanteile in NEUS/GFDL/SRESB2. In NEUS ist CGCM in beiden Szenarien, jeweils knapp vor HAD, am deutlichsten positiv ausgerichtet. HAD ist gleichfalls in ZEU stark positiv Übergewichtig, in A2 knapp vor GFDL, in B2 knapp vor CGCM. HAD erscheint insgesamt überregional und interszenarisch am ausgeglichensten, GFDL zeigt tendenziell geringeres positives Signal in B2, bei CGCM fällt der ungewöhnlich dürftige Positivitätsüberschuss für A2/ZEU ins Auge, der offenbar aus Überhängen in den nicht tabellierten *absoluten* Besetzungen unterdurchschnittlich positiver Ereignistypen erwächst und nicht aus relativen Verschiebungen (vgl. Tab. 13-33, linker und mittlerer Block) erklärlich ist.

Tab. 13-33: mittlere, standardisierte Abweichungen der ereignistypbezogenen SP-Trends signifikanzanteile von ereignistypbezogenen SAGM-Anteilen an GG (relative Belegungen); Szenario A2 vs. B2;  = SP unterrepräsentiert/überrepräsentiert; **fett** ausgeführt: Szenarioübergewicht (regional getrennt)

SP		negative Trends signifikanz					positive Trends signifikanz					positive – negative Trends signifikanz* s. Tab. 13-32				
Konvergenztyp		intramodal: AOGCM			multi-modal: Signifikanz		intramodal: AOGCM			multi-modal: Signifikanz		intramodal: AOGCM			multimodal: Signifikanz	
Region	Szenario	CGCM	GFDL	HAD	Si=80%	Si=90%	CGCM	GFDL	HAD	Si=80%	Si=90%	CGCM	GFDL	HAD	Si=80%	Si=90%
NEUS	A2	-89,8	-88,6	-79,9	-76,3	-85,7	-31,3	-66,7	-43,2	-85,9	-91,0	67,8	44,8	60,0	-39,3	-35,7
	B2	-86,4	-64,7	-88,5	-82,5	-89,6	-33,9	-66,1	-56,9	-91,8	-94,7	66,4	5,7	59,4	-34,1	-45,8
ZEU	A2	-90,2	-91,3	-90,0	-85,4	-95,3	-64,8	-51,0	-30,8	-90,0	-93,7	35,4	62,0	71,3	-19,8	18,5
	B2	-94,7	-88,2	-90,3	-96,4	-97,8	-66,0	-53,0	-36,4	-80,5	-92,3	69,2	43,6	74,3	41,8	51,6

Die gemittelten Gegebenheiten setzen sich zusammen aus **variablen Beiträgen der einzelnen Ereignistypen**. Einige Typen entsprechen bevorzugt den globalen zwischenszenarischen

Differenzierungen und können in diesem Sinne als repräsentativ aufgeführt werden. Andere wiederum entwickeln diesbezüglich Eigenverhalten. Zur ersten Gruppe rechnen – in absteigender Geltungsstärke – IDs 31, 12, 14, 25 und 33, als typische IDs der zweiten Gruppe sind zu nennen IDs 22, 23, 40 und 24. Regional sind in ZEU für GFDL und HAD umfassender gleichartige Anteilsverschiebungen von Ereignistypen zwischen den Szenarien zu erkennen, CGCM erscheint in dieser Beziehung überregional uneinheitlicher.

Eine **weitere Art der szenarischen Repräsentativität** sei danach eingestuft, in welcher Häufigkeit Ereignistypen nach Regionen und Modellen in einem der beiden Szenarien erhöhte gesamte Signifikanzanteile oder größere Positivität aufweisen (vgl. Tab. 13-34). Erstes Einordnungskriterium ist das biregionale (Zeilen 2, 4 und 6) bzw. uniregionale (Zeilen 3 und 5) Überwiegen eines Szenarios. Szenarische Ausgeglichenheit sei gegeben, falls die ereignistypische, standardisierte Abweichung vom GG-Anteil kleiner als ein Sechstel der Standardabweichung vom Mittelwert aller Szenario-Differenzen ausfällt. Zu beachten ist, dass die uniregionalen Felder 'größergleich' ausgelegt und dass Zeilen 3 und 5 kreuzgespiegelt sind. Unimodale Gültigkeiten werden nach dieser Einordnung als zufällig und unbedeutend angesehen.

Tab. 13-34: Einordnung der 16 Ereignistypen (IDs) nach intramodal mindestens zweifach belegten regionalen Szenariopräferenzen; 3 Teilmengen: Gesamtsignifikanzen ('Σ'), negative Trendsignifikanzen ('-'), positive Trendsignifikanzen ('+'), vierte Einordnung nach Trendprävalenz ('+/-'); grün: bei Szenario-Über-/Unterbelegung mit Tendenz zu A2/B2-Ausgewogenheit, ID: völlige A2/B2-Ausgewogenheit, rot: bei A2/B2-Ausgewogenheit mit leichter Tendenz zu Überbelegung, blau: bei A2/B2-Ausgewogenheit mit leichter Tendenz zu Unterbelegung, kursiv: aufgrund von Modellinkonsistenz nur unimodal belegte Szenariopräferenz

regionale Szenariodominanz		Σ		-		+		+/-	
NEUS und ZEU A2 > B2		11		11		21, 23		22, 23	
NEUS A2 ≥ B2	ZEU A2 ≥ B2	22, 40	13, 16, 21, 23, 25, 50	21	13	11, 40	13, 16, 24, 50	12, 13, 16, 17, 24, 25, 31, 33	21, 50
NEUS und ZEU A2=B2		12, 14, 17, 31, 32, 33		12, 14, 16, 17, 24, 25, 31, 32, 33, 40, 50		12, 14, 17, 25, 31, 32, 33		14, 32, 40	
NEUS B2 ≥ A2	ZEU B2 ≥ A2	13, 16, 21, 24, 25, 50	22, 40	13	21	13, 16, 24, 50	11, 40	21, 50	12, 13, 16, 17, 24, 25, 31, 33
NEUS und ZEU B2 > A2				16, 22, 23		22		11	

Einige Auffälligkeiten seien aufgeführt, in den Aufzählungen zunächst jeweils bezüglich der Belegungsstärke, dann (gegebenenfalls) bezüglich der Positivität:

- ID11 allein weist regional wie in mindestens 2 Modellen höhere A2-Belegungen auf; ID22 ist umgekehrt in B2 stärker vertreten.

- Für 2 Typen – IDs 22 und 23 – gilt dies angesichts führender A2-Positivität, für ID11 angesichts höherer B2-Positivität.
- Eine Reihe von Ereignistypen bleibt ohne jegliche Szenariopräferenz bei den Belegungen (IDs 12, 14, 17, 31, 32, 33), ID24 fehlt jegliche A2-Präferenz, IDs 13, 16, 25 und 40 jeglicher B2-Vorrang.
  - Durchweg ausgeglichene Vorzeichenanteile fallen den IDs 14, 32 und 40 zu, alle anderen Starkereignistypen weisen teils A2-, teils B2-Prioritäten auf.
- In ZEU wird im Gegensatz zu NEUS die Menge der ausgeglichenen IDs in Zeile 4 jeweils um ein bis 2 grün hinterlegte IDs aus Zeilen 3 und 5 ergänzt, ZEU verfügt somit regional über eine leicht erhöhte Anzahl von Ereignistypen ohne szenarische Belegungs- und Trendauffälligkeit.

In Aufrechnung sind regional **inverse szenarische Vorrangigkeiten** zu erkennen: Tendiert NEUS zu mehrheitlich höherer Signifikanzträchtigkeit in B2 (6 (B2) zu 2 (A2) Ereignistypen) und zu höherem positiven Übergewicht in A2 (Verhältnis 8 zu 2 Ereignistypen), verhält es sich in ZEU genau umgekehrt (allgemeine Signifikanzträchtigkeit 6 (A2) zu 2 (B2) Ereignistypen und positives Signal 6 (B2) zu 2 (A2)). Tab. 13-35 beleuchtet, wie unterschiedlich die AOGCMs zu den szenariobezogenen Eigenschaften zutun:

Tab. 13-35: Anzahl der Ereignistypen mit Trendsignifikanzübergewicht bei einem der Szenarien; 'Σ': Summe aller positiven und negativen Trendsignifikanzen, '+/-': standardisierte Differenz positiver und negativer Trendsignifikanzen

■ = ereignistypbezogene Übergewichte deutlich zu Gunsten der Gesamtdominanz, ■ = ereignistypbezogene Übergewichte deutlich entgegen der Gesamtdominanz

Region	SP	Gesamtdominanz bei Szenario	AOGCM					
			CGCM		GFDL		HAD	
			Szenario		Szenario		Szenario	
			A2	B2	A2	B2	A2	B2
NEUS	Σ	B2	8,5	7,5	2	14	10,5	5,5
	+/-	A2	10	6	14,5	1,5	7	9
ZEU	Σ	A2	8	8	8	8	9,5	6,5
	+/-	B2	6	10	11	5	7	9

Zusammenfassende Einsicht ist, dass die nach multimodalen Ereignistypfällen bemessene Gesamtdominanz eines Szenarios (s. Kap. o.) sich nur selten in den Einzel-AOGCMs mehrfach wiederfindet (so bei A2/NEUS), häufiger übereinstimmende und widersprechende oder auch uneindeutige Modelleigenschaften zugleich vorkommen (besonders NEUS/B2 und ZEU/B2). Folglich müssen teilweise Übereinstimmungen, jene zwischen 2 Modellen, beachtlichen Einfluss auf die szenarischen Gesamtpräferenzen ausüben. Dabei sind in NEUS CGCM und GFDL bei Gesamtsignifikanz und Positivität etwas öfter als HAD eingebunden, in ZEU HAD etwas öfter als GFDL und CGCM. Die größte Modellnähe bezüglich der szenarischen Präferenzen der 16 Ereignistypen besteht zwischen CGCM und GFDL (NEUS) bzw. zwischen GFDL und HAD (Gesamtsignifikanz ZEU) und zwischen CGCM und HAD (Positivität ZEU).

Angesichts der Fülle von Besonderheiten in regionalen Ereignistypentwicklungen wird auf deskriptive modell- und szenariogebundene Schematisierungen verzichtet.

In Aufschlüsselung nach Ereignistypen erbringt die – in Tab. 13-24 (S. 191) global erfasste – **Differenzierung der Szenarien nach Regionen** im ganzen nur bei GFDL massive szenarische Verschiebungen (vgl. Tab. 13-36). Zu beachten ist allerdings beim interregionalen Abgleich auch die Häufigkeit der tatsächlich von interszenarischen Vorrangverschiebungen betroffenen Ereignistypen. Wie beim positiven Trendsignal für CGCM können sich mehrfache Umstrukturierungen zufällig zu Null addieren.

Tab. 13-36: regional-szenarischer Vergleich: Anzahl der Ereignistypen mit stärkerer Signifikanzträchtigkeit ( $\Sigma$  Trendsignifikanzen) und stärkerem positivem Trendsignal ('positives Signal'); Zeilen 5 und 8: de-facto-Anzahl an Ereignistypen mit interszenarischen Vorrangverschiebungen

Sample	AOGCM	CGCM		GFDL		HAD	
	Region Szenario	NEUS	ZEU	NEUS	ZEU	NEUS	ZEU
$\Sigma$ Trendsignifikanzen	A2	13	3	5	11	9	7
	B2	14	2	10	6	8	8
<b>Vorrangverschiebungen</b>		1		4		1	
<b>positives Signal</b>	A2	10	6	8	8	5,5	10,5
	B2	10	6	4,5	11,5	6	10
<b>Vorrangverschiebungen</b>		5		7		2	

Tab. 13-37: intramodal solide Ereignisreihen: Ereignistypen nach regionaler Dominanz bei typspezifischem Trendsignifikanzanteil ( $\Sigma$ ) und nach positivem Trendanteil ('+'), qualitativ; ■ = NEUS dominant, ■ = ZEU dominant, ■ = ohne regionale Dominanz; nach Modellen und Szenarien

Ereignis-typ-ID	$\Sigma$						+					
	CGCM		GFDL		HAD		CGCM		GFDL		HAD	
	A2	B2	A2	B2	A2	B2	A2	B2	A2	B2	A2	B2
11	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
12	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
13	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
14	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
16	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
17	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
21	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
22	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
23	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
24	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
25	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
31	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
32	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
33	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
40	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
50	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■

Abschließend sei dargestellt, welche Ereignistypen im einzelnen im Kontext des interregionalen Vergleichs **geographische Überhänge** aufweisen, und inwieweit sich daraus Unterschiede in der Qualität der abgeschätzten anormalen hydromet. Ereignisse – gegebenenfalls auch szenarisch – ableiten lassen:



Aus Tab. 13-37 resultiert in der Signifikanzträchtigkeit ein Vorsprung für NEUS im Verhältnis von 59,5 zu 36,5 (Rangbindungen mit 0,5 bemessen), in der langfristigen Ereignisträchtigkeit (Positivität) ein Überhang von ZEU im Verhältnis von 52 zu 44. Summiert wie die Positivität betreffend ist Szenario B2 regional divergierender ausgeformt: NEUS und ZEU erreichen in SRESA2 bei den Signifikanzsummen 27 bzw. 21 Übergewichte, in SRESB2 32,5 bzw. 15,5. Positiver (und fast ausnahmslos auch absolut positiv, vgl. Tab. 13-32, S. 204) erscheinen in SRESA2 23,5 Konstellationen für NEUS fast gleichauf mit ZEU (24,5 Konstellationen), in B2 erweitert sich die Spanne auf 20,5 (NEUS) zu 27,5 (ZEU).

Modell- und szenariounabhängige regionale Ereignis-’Charaktertypen’ sind selten:

- **Für NEUS erscheinen kennzeichnend Signifikanzvorsprünge für:** *Postfrontale Ereignisse* (ID24) und *konvektiv-frontale Ereignisse* (ID33), mit leichten Abstrichen auch für *Events nach hydrologischen Intensitäten* (ID12), für *kaltfrontales Geschehen* (ID23), für *Ereignisse an stationären Fronten* (ID25) und für *ausschließlich frontal ausgelöste hydrologische Anomalien* (ID31).
- **Ganz überwiegend positive Vorrangigkeit zeigt NEUS regional für:** *Events nach hydrologischen Intensitäten* (ID12) und gemischt *konvektiv-frontale Ereignisse* (ID33), also bei 2 Ereignistypen, die bereits als für NEUS regional allgemein trenddominant aufgefallen sind.
- **Mit Abstand in ZEU vorherrschender Signifikanzreichtum ist seltener und eingeschränkt gültig für** *hydrologische Anomalien nach Pegelgebieten* (ID11) und für *Starkniederschlagsfelder nach Lage und effektiver Ausdehnung* (ID13).
- **In ZEU deutlich überwiegendes positives Signal ist erkennbar für** *Starkniederschlagsfelder nach Lage und effektiver Ausdehnung* (ID13), für *ausschließlich konvektiv ausgelöste hydrologische Anomalien* (ID32), für beiderseits *vorfrontale* wie *nachfrontale Vorgänge* (IDs 23 und 24). Präfrontalität ist damit modell- und szenariokonvergent signifikanzträchtiger in NEUS, transient projiziert zunehmend ereignisträchtig in ZEU.

Noch dünner gesät sind **Ereignistypen übermodal szenarisch gleichartig divergierender Regionspräferenzen**. Vollständige, dreifache Übermodalität fehlt. Einziges zweifach durch AOGCMs belegtes Beispiel bei der Signifikanzträchtigkeit stellt die Umkehrung von ID17 (*Hochwasserwellen nach Intensitäten von Niederschlag und Abfluss*) für GFDL und HAD dar. Die Dominanz wechselt von ZEU (SRESA2) nach NEUS (SRESB2). Szenarische Umkehrungen der Positivität sind zahl- und insofern aufschlussreicher, als die Mehrzahl davon ZEU mit SRESA2-Führungen verbindet: Zu nennen sind diesbezüglich *hydrologische*

*Anomalien nach Pegelinzugsgebieten* (ID11), die laut GFDL und HAD von A2-ZEU-Dominanz zu regionaler Ausgeglichenheit übergehen (B2). *Trockenheit regionalen Ausmaßes nach räumlicher Ausdehnung von Niederschlagsarmut und von Niedrigwasser* (ID16) tendiert nach Ausgeglichenheit (CGCM) bzw. ZEU-Führung (GFDL) in A2 zu stärkerer NEUS-Positivität in B2. Ebenso vollzieht sich für *an intensive mobile Warmfronten gekoppelte hydrologische Anomalien* (ID21) in CGCM und HAD ein Dominanzübertritt von ZEU nach NEUS in B2. Als Gegenbeispiel sind *zugleich frontal und konvektiv initiierte hydrologischen Starkereignisse* (ID33) für CGCM und GFDL mit Führungswechsel von NEUS zu ZEU belegt.

3 der 4 soeben bezeichneten Positivitätsbeispiele weisen damit der allgemeinen Tendenz stärkerer Führung von ZEU in B2 entgegen. Die große Mehrheit an intramodal soliden Umschwüngen erfolgt somit unimodal. Dies soll als weiterer Beleg der Modelleigenständigkeiten und –unähnlichkeiten gedeutet werden, hier im Zusammenhang mit den veränderten Rahmenbedingungen aus 2 soziökonomisch-transienten Emissionsszenarien.

#### Jahreszeitliche Besonderheiten

Vorgenommen werden Prüfungen auf saisonale (Un-)Stetigkeiten im inner- wie im interregionalen Rahmen (vgl. Tab. 13-32, S. 204 und Tab. 13-26, S. 193) sowie, spezifischer, zuvor im Kapitel als auffällig behandelte Ereignistypen. Im Vergleich zu den auf täglichen Zeitgewichten gründenden Reihen aus Kap. 13.3.1.5. variieren intramodal testsolide Ereignisreihen aus saisonalen Aggregationen hinsichtlich ihrer jahreszeitlichen Ereignistyprepräsentationen geringer. Dies gilt sowohl für die Signifikanzträchtigkeit als auch für die Vorzeichenausrichtung. Beides kann als Indiz dafür gelten, dass die Zeitreiheneigenschaften partieller Ereignisreihen – wohlgemerkt bezüglich eines bestimmten Ereignistyps – jahreszeitlich weniger unabhängig zu sein scheinen als tägliche Reihen, die weit größere Trendbereiche umspannen.

**Vollständige saisonale Gleichsinnigkeit** der relativen Signifikanzträchtigkeit kommt bei Ereignisreihen (Pseudoladungsreihen) in NEUS 9 (1) mal, in ZEU 8 (2) mal vor, vollständige saisonale Übereinstimmung des positiven/negativen Trendübergewichts in NEUS 5 (2) mal, in ZEU 9 (4) mal. Dabei sind die einzelnen saisonalen Signifikanzträchtigkeiten bzw. Vorzeichendominanzen in NEUS zu rund 70% bzw. 36%, in ZEU zu gut 62% bzw. 64% intramodal durch alle 3 Modelle bestätigt. Bei den saisonal steten Signifikanzträchtigkeiten handelt es sich vornehmlich um relative Unterbelegungen (NEUS zu 67,2%, ZEUS zu 60,1%), bei den steten Trendpräferenzen fast gänzlich um solche positiven Vorzeichens (NEUS zu 78,1%, ZEU zu 93,75%). Erhöhte saisonale Variabilität ist bei den Signifikanzträchtigkeiten abzulesen, wo in beide Regionen erstrangig im Sommer, zweitrangig im Winter sich die Zahl

von überbelegten Ereignistypen der unterbelegter nähert. Die allgemein starke Positivität entwickelt in NEUS lediglich für den Herbst etwas außergewöhnliches saisonales Ausmaß, erreicht in ZEU allgemein gleiches bis höheres regionales Niveaus (vgl. Tab. 13-38).

Tab. 13-38: intramodal solide Ereignisreihen ( $S_i=95\%$ ): Anzahl der Ereignistypen je Jahreszeit nach relativen Belegungen (Ende 21. Jahrhundert) und Trendprävalenzen; '–': relative Unterbelegung bzw. negative Trendprävalenz, '=' relative Gleichbelegung bzw. fehlende Trendprävalenz, '+' relative Überbelegung bzw. positive Trendprävalenz; Einschätzungen auf Basis der AOGCM-Mittel; Ausgeglichenheit der Belegung gegeben, falls Abweichung vom GG-Anteil kleiner als ein Sechstel der Standardabweichung; fehlende Trendprävalenz gegeben, falls Vorzeichenübergewicht < 5%

Jahreszeit		Frühling			Sommer			Herbst			Winter		
Kriterium	Region	–	=	+	–	=	+	–	=	+	–	=	+
relative Belegung	NEUS	13	1	2	9	0	7	12	1	3	9	1	6
	ZEU	13	0	3	8	1	7	9	1	6	9	2	5
Trendprävalenz	NEUS	3	3	10	1	4	11	0	1	15	1	2	13
	ZEU	0	2	14	0	0	16	0	1	15	0	1	15

Zu jeder Jahreszeit jeweils **trimodal einheitlich charakterisierte Ereignistypen**, das heißt Ereignistypen, denen saisonal eine besondere intramodale Verlässlichkeit der Einordnung zugesprochen werden kann, sind im Vorzeichenkontext selten anzutreffen (2 mal in NEUS (IDs 12 und 17), 3mal in ZEU (IDs 13, 23 und 31)), kommen bei den Gesamtsignifikanzen wiederum gehäufter vor (NEUS: 7 mal, ZEU: 8 mal). Als Schlussfolgerung darf angenommen werden, dass die AOGCMs eher in den unspezifischeren saisonalen Signifikanzanteilen konvergieren als in den Anzahlrelationen der Trendvorzeichen. Dabei gehören – bei einer Ausnahme (ID16/NEUS) – alle in ihrer Repräsentation saisonal als außergewöhnlich verlässlich einzuschätzenden Ereignistypen der Menge der saisonal uniform (über-/unter-)belegten bzw. gleichartige Trendprävalenz (negativ/ausgeglichen/positiv) anzeigenden Ereignistypen an.

**Ausrichtungsdiskrepanzen** der mittleren Signifikanzträchtigkeiten und der Trendprävalenzen **zwischen den Szenarien** betreffen saisonal-regional 1 bis 6 Ereignistypen, ohne dass daraus summa summarum erhöhte interszenarische Ausrichtungsdivergenzen folgen. Sehr wohl tendieren einzelne *Jahreszeiten* zu vermehrten Signifikanzträchtigkeiten, Frühling in NEUS/SRESA2, Winter in ZEU/A2 und B2, Sommer in NEUS und ZEU für SRESB2. Zu vermehrter Bevorzugung positiver Trends in einem Szenario kommt es alleine im Sommer für ZEU unter SRESB2. Als in beiden Formen der saisonal-szenarischen Ausrichtung hervorragend instabil erweist sich der *trockene Ereignistyp* (ID16) in Mitteleuropa, wo er von Frühling bis Herbst variiert. In Nordamerika unterliegen *Präfrontalität* (ID23) und *hydrologische Anomalien ohne frontale/konvektive Auslöser* (ID40) mehrfacher szenarischer Variabilität (Frühling und Sommer, ID23 bzw. Frühling und Winter, ID40). Beachtung finden muss, dass ein Teil der modal gemittelten szenarischen Divergenzen unimodaler Repräsentation entstammt – bei Signifikanzträchtigkeit für NEUS in 4 von 14, in ZEU für 6 von 12 Fällen, bei der

Trendprävalenz in NEUS für 4 von 16, in ZEU für einen von 9 Fällen – , und dass Szenario B2 zumindest in der Anzahl saisonal fehlend belegter Ereignistypen A2 überwiegt, in beiden Regionen um 3 Fälle.

Die oben im Kapitel aufgrund ihrer **mehrfachen intramodalen Testsolidität** und ihrer positiven Trenddominanz als auffällig ausgesonderten Ereignistypen sind in ihren Trendrichtungsvorherrschaften, cisatlantisch etwas stärker, von **Stabilität im Jahresgang** gekennzeichnet, in ihren positiven Trendanteilen im Vergleich zur GG als überbelegt. Zum Teil wird die rekapitulierte Bedeutsamkeit der Ereignistypen ergänzt durch relative Überrepräsentanz der gesamten Signifikanzanteile (vgl. Tab. 13-39). Weitergehend fällt den *hydrologischen Starkereignissen ohne frontal-konvektive Prädiktoren* (ID40) bezüglich des tabellierten Koinzidenz-Kriteriums überregional eine Ausnahmestellung zu (Koinzidenzen in Sommer und Herbst (NEUS) bzw. in Frühling und Herbst (ZEU)). Inhaltlich lässt sich daraus der Schluss ziehen, dass – in der Arbeit verwendete oder generell – frontale und konvektive Anomaliedefinitionen (vgl. Kap. 11.1. und 11.2.) erstens nicht ausreichen, um alle hydrologischen Starkereignisse vorherzusagen, und dass zweitens entsprechende frontal-konvektiv unspezifische Muster in den Modellen vermehrt nachgezeichnet werden. Zu veranschlagen ist meines Erachtens folglich – die NCEP-Zeit als Maßstab – ein Mangel an dynamisch-hydrologisch schlüssiger Reproduktionsfähigkeit der 3 AOGCMs, anders interpretiert ein gesteigertes hydromet. Rauschen der AOGCMs vs. NCEP betreffs der hydromet. 'Rausch-ID' 40.

Tab. 13-39: stringent positive Ereignistypen: Anzahl saisonaler Unterstützungen intramodal mehrfach testsolider Ereignistypen bezüglich i) positiver Trenddominanz (Zeilen 2 und 7), ii) Überbelegung des positiven Trendanteils (Zeilen 3 und 8) und iii) Überbelegung des Gesamtsignifikanzanteils (Zeilen 4 und 9); Zeilen 5 und 10 mit Angabe des saisonalen Zusammentreffens der 3 Eigenschaften; F: Frühling, S: Sommer, H: Herbst, W: Winter, Mehrfachnennungen von Jahreszeiten gegebenenfalls absteigend nach Ausprägung der Eigenschaft; Einklammerung bei saisonal unsicherer Befundsituation

NEUS	Ereignistyp - ID	11	16	22	23	24			40	50
	<b>Positiva &gt; Negativa</b>	HSFW	SW(H)	HWF(S)	HWF	HWFS			SFH	SH
	<b>Positiva überbelegt</b>	s	SW	WHF	WW	/			SH	s
	<b>Summe überbelegt</b>	s(H)	SW	/	WHF	WFHS			HS(W)	s(W)
	<b>Koinzidenz</b>	s	SW	/	WW	/			SH	s
ZEU	Ereignistyp - ID	11	16	22	23	24	31	32	40	50
	<b>Positiva &gt; Negativa</b>	WHS	FSH	FSHW	WSFH	FWS	WFSH	SHWF	SWHF	SWHF
	<b>Positiva überbelegt</b>	WH	H(S)	SH	FSHW	S	/	/	HW	HH
	<b>Summe überbelegt</b>	SHW	SH	SH	WF	S	FSH	/	HW	SHWF
	<b>Koinzidenz</b>	WH	(S)H	SH	FW	S	/	/	HW	HH

Weitere gemäß Tab. 13-39 besonders prägnante Typen sind in NEUS ID16 als *Trockentyp* (Koinzidenzen in Sommer und Winter) und ID11 (Sommer), in ZEU der *präfrontale Typ* ID23 (Koinzidenzen in Frühling und Winter) und *Ereignisse nach Einzugsgebieten* (ID11, Koinzidenzen für Herbst und Winter). Geographisch präzisiert lokalisiert ID11 im Winter an

Elbe (Magdeburg, Wittenberge), im Herbst an Elbe (Dresden) und an verschiedenen Rheinabschnitten (Rheinfelden, Köln, Rees) Ereigniszuwächse, transatlantisch sind es der südlichste und der nördlichste Ostküstenzufluss, Potomac R. (Pegel Washington) und Connecticut R. (Pegel Montague), die im Sommer erweitert bestätigte Positivität vorweisen. – Wie bereits oben im Kapitel z.B. anhand von Tab. 13-22 (S. 183) ersichtlich, existieren für überwiegend negative Trends signale keine analog erweiterten tragfähigen Ereignistypen.

**Saisonale Eigenarten der Regionen** wurden im Überblick unter Kap. 13.3.2.2. beschrieben. Mit Verlagerung der Auswertungsbasis von gewichteten arithmetischen Mitteln aus Ereignistypen (ebendort) zu ereignistypspezifischen Eigenschaften ändert sich die Sichtweise, die saisonalen Einordnungen bleiben weitgehend gleich und werden mitunter verfeinert.

So erfahren die arithmetisch ermittelten Rangfolgen der saisonalen Signifikanzträchtigkeit und der positiven Ausrichtung in NEUS Unterstützung: Sommer und Winter kommen auf 6 und 4, Herbst und Frühling auf nur 2 Ereignistypen mit deutlicher saisonaler Bevorzugung. Der Sommer rückt im Vergleich zum Mittelwert auf Position 1. Bei der Vorzeichen-Ausrichtung liegen die positiven Präferenzen – in völliger Rangübereinstimmung mit der Arithmetik – eindeutig beim Herbst (14 Ereignistypen) vor Winter (6), Sommer (4) und Frühling (1ne).

In ZEU werden die in Kap. 13.3.2.2. als undurchsichtig geschilderten Verhältnisse bezüglich der Ereignistypen klarer und sprechen bei den Gesamtsignifikanzen erneut für die abgeschlagene Nachrangigkeit des Frühlings (nur ein bevorzugt überbelegter Ereignistyp: ID23) im Gegensatz zu 5 bis 6 bei den Konkurrenzjahreszeiten. Als Saison mit den zahlreichsten Positivüberhangen stellt sich der Winter dar (10 Ereignistypen), Sommer (5), Herbst (3) und Frühling (1ner) deutlich dahinter.

Mit Blick auf die übergewichtigen saisonalen Gesamtsignifikanzanteile stellt sich **interregional** (vgl. Tab. 13-40) nach Anzahl der Ereignistypen ungefähres Gleichgewicht ein. Strukturelle Übergewichte bezüglich der hydrologisch-dynamischen Typdefinitionen sind nicht zu erkennen. Dagegen weist NEUS im Verhältnis zu ZEU saisonal getrennt mehr positiv trendstärker angelegte (vgl. auch Tab. 13-32, S. 204) Ereignistypen vor (NEUS 35 zu ZEU 27). Diese Vorherrschaft Nordamerikas ist erstrangig in Frühling und Herbst ausgeprägt, der Sommer ist etwas häufiger in ZEU positiver besetzt. Unter den Ereignistyp-Definitionen sind es die frontale Anomalien berücksichtigenden IDs 21 bis 25, für welche regional NEUS führt, mit IDs 40 und 50 sind es die 2 atmosphärisch-hydrologisch nicht gekoppelten Typen, die für ZEU häufiger steigende Reihenentwicklungen zeigen. Ein weniger aussagekräftiges und abweichendes Bild von dieser nach sogenannten *absoluten* regionalen Differenzen (zur Definition vgl. Kap. 13.3.1.4.) getroffenen Einordnung der Ereignistypen bietet sich auf Grundlage *relativer*

regionaler Differenzen, das bedeutet beim Vergleich der Ereignistypen hinsichtlich ihrer regionalen Bedeutsamkeiten innerhalb der intramodal testsoliden Gesamtheiten: Rein hydrologische Ereignistypen (IDs 11 bis 17) weisen in NEUS bevorzugt positive Trendsignifikanzen auf, während in ZEU ausschließlich frontal und konvektiv-frontal definierte Ereignistypen (IDs von 21 aufwärts) positiv ausgerichtet sind, sodass insgesamt in ZEU positive Überhänge dominieren (im Verhältnis 34 (ZEU) zu 22 (NEUS)), besonders in Sommer und Frühling. In relativ-absoluter Synthese lässt sich saisonal zumindest sagen, dass die Übergangsjahreszeiten in NEUS positiv auffälliger sind, in ZEU die zirkumzenitalen Jahreszeiten.

Tab. 13-40: intramodal solide Ereignisreihen (Si=90%): saisonal-regionale Dominanzen der 16 Ereignistypen: oberer Tabellenblock nach absoluten Gesamtsignifikanzanteilen, mittlerer Tabellenblock: nach interregionalen Differenzen *absoluter* positiver Trendanteile, unterer Tabellenblock: nach interregionalen Differenzen *relativer* positiver Trendanteile; ■ = NEUS dominant, ■ = ZEU dominant, ■ = ohne regionale Dominanz

Kriterium	Jahreszeit	Ereignistyp – ID															
		11	12	13	14	16	17	21	22	23	24	25	31	32	33	40	50
Gesamt-signifikanz	Frühling	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	Sommer	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	Herbst	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	Winter	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
positiv dominant, absolut	Frühling	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	Sommer	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	Herbst	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	Winter	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
positiv dominant, relativ	Frühling	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	Sommer	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	Herbst	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	Winter	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■

13.3.2.4.2. Repräsentanz von Ereignistypen unter multimodal konvergenten Ereignisreihen

Überblick

Bei den hier als multimodal konvergent behandelten Fällen handelt es sich, wie bereits unter Kap. 13.3.2.3.2. bezüglich synoptischer Variablengruppen, ausschließlich um vollständige Konvergenzen in dem eingeführten Sinne (vgl. Kap. 13.3.1.2.), dass alle 3 AOGCMs bei einem einheitlichen Signifikanzniveau Si gleichsinnige Trends anzeigen. Zugleich müssen die jeweiligen Trends intramodal solide sein, das heißt sowohl Zeitkorrelation als auch Rangstatistik müssen bei jeweiligem Si kritische Prüfwerte übertreffen. Mit Si=80% wird im Vergleich zur reinen Intramodalität im vorigen Kapitel eine niedrigere Schranke gewählt, um die hiesigen Teilmengen nicht zu sehr einzuschränken. Bei Si=90% entspräche die multimodale

Menge einer Teilmenge der mehrfach intramodalen. Nicht zuletzt aufgrund der Teilmengen-überschneidungen sollen im folgenden Vergleiche mit intramodalen Resultaten einfließen.

Aus Tab. 13-41 lassen sich einige kennzeichnende Merkmale der Verteilung multimodal konvergenter Trends signifikanz auf die Ereignistypen ablesen:

Relative *Unter*belegungen sind für gesamte, negative und positive Teilmengen – wie bei Intramodalitäten – in beiden Regionen deutlich in Überzahl. Überregional einstimmige multimodale Überbelegungen sind mit 2 Ereignistypen viel seltener als intramodal (dort 7) und

Tab. 13-41 (entnommen Tab. 13-32, S. 204): absteigende regionale Rangfolgen der Signifikanzträchtigkeit der Ereignistypen nach relativen Belegungen auf Basis von multimodal konvergenten SAGM-Reihen, ■ = SP unterrepräsentiert, ■ = SP überrepräsentiert

Spalten 8 bis 9 und 16 bis 17: Verhältnis der Anteile positiver und negativer Trends signifikanz: ■ = Übergewicht negativer/■ = Übergewicht positiver Trends signifikanz, ■ = negativ-positives Gleichgewicht, '.' Fehlbelegung; Ränge weiterhin nach *relativer* Signifikanzträchtigkeit

Zeile 2: 'Σ': gesamte Trends signifikanz, '-': negative Trends signifikanz, '+': positive Trends signifikanz, '+/-': Verhältnis positiver zu negativen Trends signifikanzanteilen (absolut)

vorletzte Zeile: mittlere Abweichungen der SP-Trends signifikanzanteile von Anteilen an GG, in %

letzte Zeile: gewichtete Mittel der absoluten Anteile multimodal trends signifikanz SAGM-Reihen, in %; Gewichtung nach Anzahl einbezogener SAGM-Reihen

Ereignistyp-ID	NEUS								ZEU							
	Σ		-		+		+/-		Σ		-		+		+/-	
	Si=80%	Si=90%	Si=80%	Si=90%	Si=80%	Si=90%	Si=80%	Si=90%	Si=80%	Si=90%	Si=80%	Si=90%	Si=80%	Si=90%	Si=80%	Si=90%
11	11	16	5	5	16	15	15	.	7	16	1	4	14	16	1,5	.
12	13	12	11	11	11	9	13	12	13	10	14	12	5	13	14	12
13	5	5	16	4	4	15	15	15	15	14	16	14	11	14	13	7
14	15	13	14	14	13	10	8	7	12	12	12	10	10	10	7	5
16	1	1	1	16	3	1	3	3	16	16	8	16	14	16	.	.
17	14	15	13	13	14	12	11	9	9	5	11	6	4	9	12	12
21	10	9	8	10	8	7	12	13	8	9	9	5	14	8	5	2
22	3	2	2	3	5	2	2	5	4	4	5	13	3	3	6	6
23	6	4	7	7	2	15	7	15	6	3	3	2	2	4	11	14
24	4	8	3	1	16	3	1	1	3	8	10	16	14	5	1,5	2
25	12	11	12	6	10	6	5	3	10	11	15	8	6	12	8	14
31	9	10	10	8	9	8	9	6	5	6	6	3	8	6	11	4
32	16	14	15	12	12	11	4	10	11	7	7	7	7	7	3	8
33	7	7	9	9	7	5	6	8	14	13	13	11	9	11	9	10
40	2	3	4	16	1	15	15	15	2	1	4	1	1	2	15	9
50	8	6	6	2	6	4	11	11	1	2	2	9	14	1	4	2
∅ rel.	-68	-81	-79	-88	-89	-93	-37	-41	-78	-90	-91	-97	-85	-93	14	37
∅ abs.	3,2	1,9	2,2	1,4	0,97	0,57	k.A.	k.A.	2,0	0,9	0,87	0,35	1,15	0,55	k.A.	k.A.

beschränken sich auf *Kaltfronten* (ID22) und *hydrologische Anomalien ohne dynamischen Auslöser* (ID40). Korrespondierend zur intramodalen Analyse besetzen die IDs 22, 40, 50, 23 und 31 im Mittel und im einzelnen vordere Plätze. ID11 und 16 rangieren dagegen multimodal im Mittelfeld. Das völlige Fehlen relativ überbelegter Typen in einigen Teilmengen

(Teilmengen entsprechen den Tabellenspalten) liegt darin begründet, dass die Ereignistypisierung keine exklusive ist (vgl. Kap. 13.3.1.5.), dass sich – im Gegensatz zu den synoptischen Variablengruppen etwa – die ereignistypischen Tendenzen kumuliert nicht aufheben müssen.

Mit gesteigerter multimodaler Signifikanz sinkt die Zahl der Überbelegungen in beiden Regionen, hauptsächlich aufgrund der negativen Teilmengen. Dabei können erhebliche signifikanzgebundene Rangverschiebungen von Ereignistypen mit teils sehr geringen Wertunterschieden zwischen den jeweiligen Platzierungen verbunden sein. Mitunter spielt bei eminenten Rangverschiebungen auch die Spärlichkeit absoluter Belegungen und die daraus resultierende Empfindlichkeit der relativen Anteile bereits auf einzelne Verschiebungen (so bei den negativen Signifikanzen für ID16/NEUS) eine bedeutende Rolle.

Die am meisten hervortretende geographische Unterscheidung betrifft die Trendprävalenzen: Eine Vorherrschaft überwiegend positiver Ereignistypen besteht in ZEU 9 ( $S_i=80\%$ ) bzw. 11 mal ( $S_i=90\%$ ), während NEUS mit 14 bzw. 15 negativen Prävalenzen ausgestattet ist. Dabei realisiert ID24 (*postfrontale hydrologische Anomalien*) als einziges Starkereignis überregional zunehmende Reihenentwicklungen. Bei der Positivität sind mit Verschärfung der Signifikanz regional gegenläufige Entwicklungen erkennbar: Vermehrt positiven Übergewichten in ZEU und einer merklichen Erhöhung des relativen Mittelwerts (vgl. vorletzte Zeile in Tab. 13-41) stehen unbedeutende Niveaueinflüsse in NEUS bei Anzahl der Übergewichte und leicht sinkender relative Mittelwerte gegenüber.

Weder die SPEARMAN- noch die PEARSON-Korrelation ergeben mit maximalem  $r$  unter  $|0,3|$  bei maximaler Signifikanz von ca. 67% einen klaren Zusammenhang zwischen Gesamtsignifikanz und Trendprävalenz. Im Unterschied zur Intramodalität (dort  $r_s=0,65$ ,  $S_i=99\%$ ) taucht somit auch in ZEU keine entsprechende statistische Verknüpfung auf. Da, wie oben im Kapitel dargestellt, die multimodalen Teilmengen mit  $S_i=90\%$  als Element der auf gleichem Niveau signifikanten intramodalen Menge aufzufassen sind, erscheint folgender Umstand beachtenswert: Dass zwischen den auf Werten der Einzelmodelle basierenden Korrelationskoeffizienten aus Kap. 13.3.2.4.1. und den auf multimodalen Übereinstimmungen beruhenden aus diesem Kapitel in ZEU eine erhebliche Minderung des Betrags (um ca. 0,4) und des Signifikanzniveaus (um über 30%) eintritt. In NEUS birgt der intra-multimodale Abgleich keine nennenswerten Verschiebungen (intramodal:  $r_s=0,05$ , multimodal:  $|r_{\max}| \approx 0,22$ ).





#### Szenario A2 vs. Szenario B2

Umfassend betrachtet sind die **multimodalen Signifikanzverhältnisse** etwas einheitlicher nach Szenarien abgestuft als die intramodalen, einige regionale Eigenheiten treten nichtsdestotrotz



hervor. In beiden Regionen überwiegen geringere negative Unterbelegungen für Szenario A2 für jeweils beide Signifikanzstufen, allein ZEU weicht bei den positiven Trendanteilen von dieser Regelmäßigkeit ab. Quasi-regulär fallen gegebenenfalls die A2-Vorsprünge für die 80%ige Signifikanz um ein Drittel bis um das Doppelte höher aus als bei  $Si=90\%$ .

Bei den **Trendbevorzungen** sind erstens die interregionalen Niveauunterscheide, zweitens die A2/B2-Differenzen innerhalb von ZEU, drittens die intramodal-multimodalen Diskrepanzen bemerkenswert. Der regionale Gegensatz betrifft beide Signifikanzniveaus und steht in Kontrast zu den Befunden für die regional verwandten intramodalen Soliditäten (vgl. 13-42 und Tab. 13-33, S. 205). Der innerregional-szenarische Gegensatz (ZEU) ist intramodal ebenfalls nicht absehbar. Lediglich B2/ZEU bestätigt aus dieser Sicht intramodal-multimodalen Einklang. Insgesamt festzuhalten bleibt der multimodale Sachverhalt biszenarisch negativer Dominanzen in NEUS, etwa ausgeglichener Vorzeichen für A2 in ZEU, eindeutig positiver Prävalenzen für B2 in ZEU.

Tab. 13-42: mittlere, standardisierte Abweichungen der ereignistypbezogenen SP-Trendsignifikanzanteile (' $\Sigma$ ': Summe, '-': Negativa, '+': Positiva) von ereignistypbezogenen SAGM-Anteilen an GG (relative Belegungen), in %; Szenario A2 vs. B2; **fett** ausgeführt: Szenarioübergewicht;  = SP unterrepräsentiert,  = SP überrepräsentiert (ohne Beleg); Verhältnis der Anteile positiver und negative Trendsignifikanz ('+/-'): / = Übergewicht negativer/positiver Trendsignifikanz

Sample		$\Sigma$		-		+		+/-	
Region	Szenario	Si=80%	Si=90%	Si=80%	Si=90%	Si=80%	Si=90%	Si=80%	Si=90%
NEUS	A2	-62,3	-76,8	-76,3	-85,7	-85,9	-91,0	-39,3	-35,7
	B2	-74,5	-84,3	-82,5	-89,6	-91,8	-94,7	-34,1	-45,8
ZEU	A2	-76,7	-88,3	-85,4	-95,3	-90,0	-93,7	-19,8	18,5
	B2	-79,4	-91,5	-96,4	-97,8	-80,5	-92,3	41,8	51,6

Beurteilt nach der **Nähe ereignistypischer Szenario-Differenz zum globalen Mittel (Erwartungstreue)** ist die Konzentration ausnehmend hoch in ZEU (8 bis 11 Typen), geringer in NEUS (5 bis 10 Typen), am geringsten hinsichtlich der Trendprävalenzen (je 3 Typen in NEUS, 3 Typen bzw. 1 Typ in ZEU). Überregional mittelwertnächster Typ ist ID14 (*hydrologische Starkereignisse nach räumlicher Ausdehnung*), der sich in allen 16 Möglichkeiten (vgl. Spalten 3 bis 10 der Tab. 13-42) 'subjektiv' erwartungstreu verhält. Mit 11 bis 8 Fällen multimodal ebenfalls bevorzugt erwartungsnah sind im weiteren ID17 (*Hochwasserwellen nach Intensitäten*), ID25 (*stationäre Fronten*) und ID32 (*ausschließlich konvektive Auslöser*), ID13 (*Niederschlagsfelder nach Lage und Ausdehnung*) und ID31 (*ausschließlich frontale Auslöser*). IDs 14 und 31 kommen der Erwartungstreue sowohl multimodal wie intramodal häufig nahe. Als überregional mit ein bis 2 Fällen ausgesprochen selten erwartungsnah etablieren sich ID23 (*Präfrontalität*), ID22 (*Kaltfronten*) und ID50 (*thermodynamische ohne hydrologische Anomalie*), nun IDs 22 und 23 kongruent zu den Intramodalitäten. Häufige regionspezifische Erwartungstreue betrifft ID12 (*hydrologische*

Starkereignisse nach Intensitäten), ID21 (Warmfronten) und ID16 (regionsweite Trockenereignisse) in ZEU, ID40 (hydrologische ohne frontal-konvektive Anomalie) in NEUS mit jeweils wenigstens 4 Fällen. **Regional differenziert** erfüllen in ZEU in erster Linie rein hydrologische Ereignistypen (IDs 12 bis 17) das Repräsentativitätskriterium der Erwartungstreue, in NEUS neben IDs 14 und 17 auch ein frontaler (ID25) und ein frontal-konvektiver Typ (ID32).

Tab. 13-43 nimmt, wie formal in Tab. 13-34 (S. 206) eingeführt, **regionale Szenariopräferenzen der Ereignistypen** als Einordnungsmaßstab. Wie intramodal kommt es in Aufrechnung zu regionalen Umkehrungen, die multimodal allerdings bei Signifikanzträchtigkeit und Positivität gleichsinnig ausfallen, nämlich beide Male mit Präferenzen in NEUS zu Gunsten von A2, in ZEU zu Gunsten von B2. Noch zahlreicher als intramodal sind dabei uniregional gültige Szenario-Übergewichte, auf die ereignistypische Szenario-Ausgeglichenheit in der Vergleichsregion (grün hinterlegt) zutrifft. Hervorzuheben sind die ausgewogenen Besetzungen von überregionalen Szenariogleichgewichten und uniregionalen Präferenzen (Zeilen 3 bis 5) im Falle der Belegungen (Großspalten 3 bis 5), während die Trendprävalenzen vorwiegend in Szenario B2 positiver ausgerichtet sind.

Tab. 13-43: Einordnung der 16 Ereignistypen nach **multimodalen** regionalen Szenariopräferenzen (Si=80% und Si=90% vereinigt); 3 Teilmengen: Gesamtsignifikanzen ('Σ'), negative Trendsignifikanzen ('-'), positive Trendsignifikanzen ('+'), vierte Einordnung nach Trendprävalenz ('+/-'); grün: bei Szenario-Über-/Unterbelegungen Tendenz zu A2/B2-Ausgewogenheit, ID: völlige A2/B2-Ausgewogenheit, rot: bei A2/B2-Ausgewogenheit leichte Tendenz zu A2-Übergewicht, blau: bei A2/B2-Ausgewogenheit leichte Tendenz zu B2-Übergewicht, kursiv: innerregional signifikanzbezogen variable Szenariopräferenz

regionale Szenariodominanz		Σ		-		+		+/-	
NEUS und ZEU A2 > B2		23		17, 21, 22, 50					
NEUS A2 ≥ B2	ZEU A2 ≥ B2	11, 21, 33, 22, 24, 50	40, 13, 16	11	13, 16, 23, 40	11, 21, 23, 31, 50	16, 25, 40	14, 17, 21, 23, 31, 32	13, 40
NEUS und ZEU A2=B2		32, 14, 12, 17, 25, 31		12, 14, 17, 24, 32, 25, 31, 33		12, 13, 14, 17, 25, 33, 32		13	
NEUS B2 ≥ A2	ZEU B2 ≥ A2	40, 13, 16	11, 21, 22, 24, 50, 33	13, 16, 23, 40	11	16, 25, 40	11, 21, 23, 31, 50	13, 24, 40	14, 17, 21, 23, 31, 32
NEUS und ZEU B2 > A2						22		12, 22, 33, 25, 50	

Bei Belegungs- wie bei Trendprävalenzen treten rein hydrologische (IDs 11 bis 17), frontale (IDs 21 bis 25), frontal-konvektive (IDs 31 bis 33) und dynamisch-hydrologisch nicht gekoppelte Ereignistypen (IDs 40 und 50) regional und szenarisch bunt gemischt auf. Als biregional ohne Belegungsüberhang treten IDs 12, 14, 17 und 31 in Erscheinung – in Übereinstimmung mit intramodalen Befunden.

Summarisch spiegelt Tab. 13-44 multimodal die intramodal festgestellte Dominanz Nordamerikas bei den absoluten Belegungen (44,5 zu 32 Fälle) ebenso wider wie die leichte Vorherrschaft Zentraleuropas bei den positiven Anteilen (37,5 zu 32). Intra-multimodal kongruent verhält sich auch das annähernde regionale Gleichgewicht der Positiva unter A2 (NEUS 16,5 zu ZEU 15,5) gegenüber einem deutlichen ZEU-Vorsprung unter B2 (22 zu 10). Dazu tragen in erster Linie ZEU begünstigende Divergenzen zwischen SRESA2 und B2 (Si=80%) von explizit dynamischen Ereignistypen bei (IDs 21 bis 23 und 31 bis 33). Andererseits existieren speziell für rein hydrologische Ereignistypen (IDs 12, 16, 17, dazu ID24) Begünstigungen für NEUS und SRESB2. Bei den Trendsignifikanzanteilen insgesamt tritt die für Positiva erläuterte B2-Spreizung konträr zur Intramodalität nicht mehr auf, in beiden Szenarien liegt NEUS mit etwa gleichem Abstand vor ZEU (vgl. Tab. 13-44, Spalten 2 bis 5). Einige wenige regionale Dominanzverschiebungen zwischen den Szenarien verteilen sich etwa gleich auf die beiden Signifikanzstufen.

Tab. 13-44: multimodal konvergente SAGM-Ereignisreihen: Ereignistypen nach regionaler Dominanz bei typspezifischem Gesamttrendsignifikanzanteil ('Σ') und bei positivem Trendanteil ('+'); ■ = NEUS dominant, ■ = ZEU dominant, ■ = ohne regionale Dominanz; nach Szenarien und Signifikanzniveaus

Ereignistyp-ID	Σ				+			
	Si=80%		Si=90%		Si=80%		Si=90%	
	A2	B2	A2	B2	A2	B2	A2	B2
11	■	■	■	■	■	■	■	■
12	■	■	■	■	■	■	■	■
13	■	■	■	■	■	■	■	■
14	■	■	■	■	■	■	■	■
16	■	■	■	■	■	■	■	■
17	■	■	■	■	■	■	■	■
21	■	■	■	■	■	■	■	■
22	■	■	■	■	■	■	■	■
23	■	■	■	■	■	■	■	■
24	■	■	■	■	■	■	■	■
25	■	■	■	■	■	■	■	■
31	■	■	■	■	■	■	■	■
32	■	■	■	■	■	■	■	■
33	■	■	■	■	■	■	■	■
40	■	■	■	■	■	■	■	■
50	■	■	■	■	■	■	■	■

Jahreszeitliche Besonderheiten

Multimodal nehmen die saisonalen Streuungen bezüglich der **relativen Repräsentativität von Ereignistypen** ähnliches Ausmaß an wie bei Pseudoladungsreihen und wie intramodal (vgl. Tab. 13-45). Charakteristisch sind saisonal und regional übergreifende Unterbelegungen, bei den Trendprävalenzen kennzeichnet ein prägnanter geographischer Gegensatz in 3 Jahreszeiten ZEU als vorwiegend trendpositiver, während im Herbst

regional *beide* Gebiete ein Übergewicht positiver Ereignistypen aufweisen. Bedingt durch die multimodal ausschließliche Einbeziehung vollständiger (trimodaler) Konvergenzen darf grundsätzlich von einer im Rahmen der Möglichkeiten höheren Verlässlichkeit dieser Einordnung gegenüber der intramodalen (vgl. Tab. 13-38, S. 211) ausgegangen werden.

Der multimodal eigenartige Umstand, dass die relativen Belegungen regional-saisonal zwischen den Szenarien selten variieren, die Trendprävalenzen jedoch überwiegend, ist auf die **häufig sehr kleinen Teilmengen-Umfänge** zurückzuführen: Rund 57% der Samples sind mit nicht

mehr als 3 trendsignifikanten Reihen besetzt ( – knapp 20% sind fehlend belegt –), sodass leicht die szenarische Vorzeichenabweichung bereits einer Reihe zu einem Trendprävalenzwechsel des ganzen Samples führen kann. Dagegen ist die geringe Besetzung, das bedeutet zugleich die geringe relative Belegung, für beide Szenarien fast gleichermaßen gegeben. Aufschlussreich ist vergleichend an dieser Stelle, dass sich bei den Intramodalitäten mit nur knapp 30% an regional-saisonalen Teilmengen, die mit weniger als 4 Reihen ausgestattet sind, die szenarische Schere bei den Vorzeichenausrichtungen offensichtlich noch nicht geöffnet hat.

Tab. 13-45: multimodal vollständig konvergente Ereignisreihen: Anzahl der Ereignistypen je Jahreszeit nach relativen Belegungen (Ende 21. Jahrhundert) und Trendprävalenzen; '–': relative Unterbelegung bzw. negative Trendprävalenz, '=' relative Gleichbelegung bzw. fehlende Trendprävalenz, '+' relative Überbelegung bzw. positive Trendprävalenz; 'M': Fehlbelegung; Modellkonvergenz bei Trendsignifikanz von  $S_i=80\%$ ; Ausgeglichenheit der Belegung gegeben, falls standardisierte Abweichung vom GG-Anteil kleiner als ein Sechstel der Standardabweichung ausfällt; fehlende Trendprävalenz gegeben, falls Vorzeichenübergewicht < 5%

Jahreszeit		Frühling				Sommer				Herbst				Winter			
Kriterium	Region	M	–	=	+	M	–	=	+	M	–	=	+	M	–	=	+
relative Belegung	NEUS	0	15	0	1	0	13	1	2	0	15	0	1	0	13	0	3
	ZEU	0	13	0	3	0	13	0	3	0	15	0	1	0	14	0	2
Trendprävalenz	NEUS	4	10	0	2	1	11	1	3	4	2	2	8	4	12	0	0
	ZEU	2	4	3	7	3	2	5	6	6	3	2	5	5	1	2	8

Insgesamt sind **regional-saisonal** – von 128 möglichen – 21 **interszenarische relative Belegungsdiskrepanzen** der Gesamtsignifikanzen in Rechnung zu stellen, 14 in NEUS, 7 in ZEU, die Über- und Unterbelegungen etwa zur Hälfte auf A2 und B2 verteilt. **Szenariobezogen widersprüchliche Trendbevorzungen** schlagen mit 76 (von 128 möglichen) Fällen zu Buche, in NEUS (36 von 64 Fälle) mehrheitlich positiv in SRESA2, in ZEU (40 von 64 Fällen) mehrheitlich positiv in SRESB2.

Tab. 13-46: multimodal vollständig konvergente Ereignisreihen: saisonale Häufigkeiten interszenarischer Widersprüchlichkeiten und Übereinstimmungen in der vorwiegenden Trendausrichtung der 16 Ereignistypen; zusätzliche Differenzierung danach, ob Fehlbelegungen einbezogen sind oder nicht: F: Frühling, S: Sommer, H: Herbst, W: Winter,  $\Sigma$ : Summe aus Jahreszeiten

Region	interszenarische Diskrepanzen ohne Fehlbelegung					interszenarische Diskrepanzen mit Fehlbelegung					interszenarische Übereinstimmungen bei 2 Fehlbelegungen					interszenarische Übereinstimmungen ohne Fehlbelegung				
	F	S	H	W	$\Sigma$	F	S	H	W	$\Sigma$	F	S	H	W	$\Sigma$	F	S	H	W	$\Sigma$
NEUS	3	2	4	0	9	7	6	6	8	27	4	1	4	4	13	2	7	4	4	15
ZEU	9	6	5	4	24	3	3	5	5	16	2	3	5	5	15	2	4	1	2	9

Die geringen Besetzungen machen sich von neuem und dadurch bemerkbar, dass saisonal aufgelöst oft uni- und biszenarische Fehlbelegungen auftreten, dass es sich zu einem Großteil bei interszenarischen Widersprüchlichkeiten und Übereinstimmungen deshalb um multimodale Pseudosachverhalte handelt. Tab. 13-46 führt dies vor Augen: Regional eigen ist ZEU

zwischenzenarisch das Vorwiegen tatsächlicher gegenüber Pseudo-Trenddiskrepanzen im Verhältnis 24 zu 16, für NEUS entsprechend das leichte Vorwiegen unter den szenarischen Trend-Kongruenzen im Verhältnis 15 zu 13.

Die oben im Kapitel hinsichtlich der Szenario-Eigenschaften formulierte **regional führende positive Trendlastigkeit Zentraleuropas in B2** erhält saisonal Gewicht fast zur Gänze durch Frühling und Sommer, sehr geringfügig durch den Winter, der Herbst stellt hingegen NEUS als leicht positiver vor (vgl. Tab. 13-46). Zur Hauptsache leitet sich die genannte B2-Führung Zentraleuropas aus den sogenannten *tatsächlichen* Szenario-Diskrepanzen ab, die nur 3 mal zu Gunsten von A2, dagegen 14 mal zu Gunsten von B2 (darunter zusammen 11 mal in Frühling und Sommer) zu verzeichnen sind. Für NEUS aufzuführen sind analog 2 (A2) bzw. 4 (B2) Begünstigungen. Saisonale Fälle von A2- und B2-Pseudopräferenzen (zur Erläuterung s. Kap. o.) tragen dagegen lediglich regional relativ und sehr schwach, absolut überhaupt nicht zur höheren B2-Positivität ZEUs bei: In NEUS gibt es 5 (A2) und 3 (B2) solcher Konstellationen, in ZEU 6 und 5.

Auf **jahreszeitliche Konstanz** seien im Überblick (s. Kap. o.) als vorrangig signifikanzträchtig oder als positiv trendprävalent eingestufte Ereignistypen geprüft (vgl. Tab. 13-47). Wie intramodal sind die relevanten Ereignistypen regional fast identisch. In Anbetracht der im Vergleich zur Intramodalität strengeren Auslese lassen sich multimodal 4 saisonal-regional hochspezifische Konstellationen benennen, deren Bedeutung relativ und absolut untermauert ist (vgl. Tab. 13-47, Zeilen 5 und 10) und die auf hydroklimatisch ansteigende Auftrittshäufigkeiten schließen lassen:

- 1) **Im nordamerikanischen Frühling** werden *kaltfrontal-hydrologische Anomalien (ID22)* als in der Ereignishäufigkeit stringent ansteigend eingeschätzt – in weitgehender Übereinstimmung mit intramodalem Befund (vgl. Tab. 13-39, S. 212; ebenso bei den folgenden Punkten).
- 2) **Im nordamerikanischen Sommer** verdichten sich Modellbelege für eine Ereigniszunahme von *Phasen der Niederschlagsarmut und gekoppelter Niedrigwässer (ID16)* regionalen Ausmaßes – deckungsgleich mit intramodalen Darlegungen.
- 3) **Im mitteleuropäischen Sommer** verweisen die verwendeten AOGCM-Outputs einheitlich auf vermehrte Geschehnisse, die rezent trotz *frontaler Anomalie ohne hydrologisches Starkereignis* blieben (**ID50**) – intramodale Kongruenz besteht nicht.
- 4) **Im mitteleuropäischen Winter** sind es hydrologische *Ereignisse nach Pegelbereich (ID11)* und *dynamisch nicht vorgezeichnete hydrologische Anomalien (ID40)*, die in ihren langfristigen Entwicklungen konstant als ansteigend eingeschätzt werden. Beide IDs werden intramodal

gleichermaßen bewertet. Unter ID11 sind allein Elbepegel relevant: An erster Stelle Magdeburg und bei multimodal teilweisen Konvergenzen und intramodal auch Wittenberge.

Tab. 13-47: vorrangig signifikanzträchtige und/oder vorrangig trendpositive Ereignistypen: saisonale Unterstützungen multimodal vollständig konvergenter Ereignistypen bezüglich i) positiver Trenddominanz (Zeilen 3 und 8), ii) Überbelegung des positiven Trendanteils (Zeilen 4 und 9) und iii) Überbelegung des Gesamtsignifikanzanteils (Zeilen 5 und 10); bei Ereignistyp 40 entsprechend für Negativa

Zeilen 6 und 11 mit Häufigkeit des saisonalen Zusammentreffens der 3 vorigen Eigenschaften ('Koinzidenz'); F: Frühling, S: Sommer, H: Herbst, W: Winter, Einklammerung bei saisonal unsicherer Befundsituation

außergewöhnlich stark belegt/positive ausgerichtete Ereignistypen									ungewöhnlich negativ ausgerichteter Ereignistyp		
<b>NEUS</b>	Ereignistyp-ID		16	22	23	24	31	50	40	Ereignistyp-ID	<b>NEUS</b>
	Positiva > Negativa		S	FH	HH	SH	HH	(S)	SHW	Negativa > Positiva	
	Positiva überbelegt		S	FF	/	/	/	/	SH	Negativa überbelegt	
	Summe überbelegt		SW	FS	/	WW	/	/	SH	Summe überbelegt	
	Koinzidenz		S	FF	/	/	/	/	S	Koinzidenz	
<b>ZEU</b>	Ereignistyp-ID	11		22	23	24	31	50	40	Ereignistyp-ID	<b>ZEU</b>
	Positiva > Negativa	WW		SH(F)	FSHW	FF	WW	SH	FS	Negativa > Positiva	
	Positiva überbelegt	WW		/	S	/	/	S	FF	Negativa überbelegt	
	Summe überbelegt	WW		S	FF	S	/	FS	FHW	Summe überbelegt	
	Koinzidenz	WW		/	/	/	/	S	FF	Koinzidenz	

In hoher Stimmigkeit mit den in Kap. 13.3.2.2. einführend und auf Grundlage gewichteter Mittel erzielten **saisonal-regionalen Eigenschaften** stehen die nun nach ereignistypbezogenen Präferenzen gewonnenen Ergebnisse:

Sommer und Herbst rangieren biregional als signifikanzreichste bzw. -ärmste Jahreszeit. Die Anzahlen saisonal signifikanz-prävalenter Ereignistypen betragen in NEUS 6 (Sommer), 5 (Frühling), 3 (Winter) und 2 (Herbst); in ZEU 3 (Frühling, Sommer, Winter) und 1 (Herbst).

Gewichtet man die saisonalen Signifikanzträchtigkeiten nach relativer Unterbelegung/Überbelegung der Ereignistypen mit '1' bzw. '2' wird in ZEU die arithmetisch erlangte Rangfolge eindrücklicher bestätigt (vgl. Kap. 13.3.2.2.2.): 6 Prävalenzgewichte für Sommer, 4 für Frühling und Winter, 2 für den Herbst.

In beiden Regionen zeichnen sich hinsichtlich der 4 dynamisch-hydrologischen Ereignisdefinitionsschemata (IDs 1\*, 2\*, 3\*, 40+50) keine jahreszeitlichen Ballungen ab.

**Der saisonale Abgleich nach ereignistypisch hochwertigstem Trend** blieb unter Kap. 13.3.2.2.2. arithmetisch gemittelt diffus (ausgenommen die starke winterliche Negativität/Positivität für NEUS/ZEU).

Trendbezogene Ereignistypprävalenzen gibt es in NEUS 8 für Herbst, 5 für Sommer, 1ne für Frühling und keine für Winter. Die hochwertigste Trendrichtung dreier saisonal führender Ereignistypen bleibt dabei sogar negativ (ID21/Frühling, ID12 und 17/Sommer). Der Herbst zieht 4 der 5 frontalen (IDs 22 bis 25) und alle 3 frontal-konvektiven Starkereignistypen auf sich, der Sommer 3 der 6 rein hydrologisch definierten (IDs 12, 16, 17).

In ZEU lautet die Reihenfolge: 8 jahreszeitlich bevorzugte Ereignistypen für Winter, 4 für Sommer, 3 für Frühling und Herbst. Alle Bevorzugungen zeigen positives Trendübergewicht. Die führende Positivität des Winters gründet vor allem auf 4 hydrologischen (IDs 11, 12, 14, 17) und auf den 3 frontal-konvektiven Typen (IDs 31, 32, 33).

**Interregionale Bedeutsamkeitseinsordnungen** nach **absoluter Signifikanzträchtigkeit** der Ereignistypen kommen – wie intramodal – kumuliert und in allen Jahreszeiten zu annähernd ausgewogenen Verhältnissen (vgl. Tab. 13-48). Herbst und Winter lassen nur sehr schwachen Vorrang von NEUS erkennen, im Frühling ist ZEU geringfügig signifikanzreicher. Die Mehrzahl der regional vorrangigen Ereignistypen, 11 an der Zahl, zeigt innerregional *übersaisonale* Präferenzen (ab 3 Jahreszeiten): IDs 11, 21, 22, 31 und 32 für NEUS, IDs 12, 17, 24, 33, 40 und 50 für ZEU. Außer den dynamisch-hydrologisch ungekoppelten Typen (IDs 40 und 50) für ZEU kann eine weitere regionale Blockbildung der Definitionsschemata nicht abgelesen werden.

Bei den **positiven Trends** dominiert ZEU absolut und relativ deutlich. Die regional-saisonalen positiven Übergewichte von 28 zu 18 Ereignistypen nach absoluten Bedeutsamkeiten bzw. von 40 zu 14 nach relativen werden saisonal konterkariert durch den Herbst, der NEUS absolut in der Mehrzahl positiv favorisiert sieht (10 zu 3), relativ etwa gleichauf mit ZEU (7 zu 6). Diese herbstliche Anomalie gründet namentlich auf den frontal und frontal-konvektiven Typen 22 bis 33. Der Winter stellt die bei weitem klarsten positiven ZEU-Bevorzugungen (10 zu 0 absolut, 12 zu 0 relativ). Auch infolge der beträchtlichen Anzahlen fehlender regionaler Dominanzen tritt nur für eine Minderzahl der Ereignistypen – und ausschließlich in ZEU – *übersaisonal* bedeutsamer regionaler Positivitätsvorsprung ein (ab 3 Jahreszeiten): absolut betrachtet für IDs 13 und 50, relativ betrachtet für IDs 11, 12, 13, 17, 21, 40 und 50. 3 aufgrund ihres regional hervorgehobenen Signifikanzreichtums wie aufgrund ihrer regional überrepräsentierten Positivität prägnante multimodale Ereignistypen können für ZEU mit IDs 17, 40 und 50 identifiziert werden.

Tab. 13-48: multimodal vollständig konvergente SAGM-Ereignisreihen (Si=80%): saisonal-regionale Dominanz der 16 Ereignistypen: oberer Tabellenblock nach absoluten Gesamtsignifikanzen, mittlerer Tabellenblock: nach interregionalen Differenzen *absoluter* positiver Trendanteile, unterer Tabellenblock: nach interregionalen Differenzen *relativer* positiver Trendanteile;

■ = NEUS dominant  
 ■ = ZEU dominant  
 ■ = ohne regionale Dominanz

Kriterium	Jahreszeit	Ereignistyp – ID															
		11	12	13	14	16	17	21	22	23	24	25	31	32	33	40	50
Gesamt-signifikanz	Frühling	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	Sommer	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	Herbst	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	Winter	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
positiv dominant, absolut	Frühling	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	Sommer	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	Herbst	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	Winter	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
positiv dominant, relativ	Frühling	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	Sommer	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	Herbst	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	Winter	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■

13.3.2.5. Rekapitulation: SAGM-Ereignisreihen

Überblick (zu Kap. 13.3.2.1.)

Kumulative Übersichten kommen eingangs zu folgenden Ergebnissen:

- Modell HADCM3 reproduziert überregional und szenariounabhängig vorwiegend positive Reihenentwicklungen, CGCM2 und GFDL2 in ZEU vorwiegend signifikanzschwache, ebenso wie für NEUS/A2. Für NEUS/B2 bilden CGCM2 und GFDL2 negative Schwerpunkte ab (vgl. Abb. 13-2, S. 188).
- CGCM weist zwischen Pseudoladungs- und Ereignisreihen nach Regionen und Szenarien hohe Ähnlichkeiten der Trends signifikanzanteile auf, GFDL für Trendprävalenzen.
- Unter den rangbezogenen Trend-Prüfverfahren verfügt der U-Test über die größere Trennschärfe, erkennt in Relation zum COX-STUART-Verfahren rund 50% (NEUS) bzw. ca. 10% bis 20% weniger Reihen als trendsignifikant an (vgl. Tab. 13-23, S. 188).
- Summarisch entsprechen die regional-szenarischen Trends signale der Ereignisreihen aufgrund der Zeitkorrelation und des COX-STUART-Tests denen der Pseudoladungsreihen.

Überblick: Intramodale Solidität (zu Kap. 13.3.2.2.1.)

Die inhaltliche Neubestimmung der sogenannten **intramodalen Solidität** (synonym:



**intramodale Testsolidität, Intramodalität, intramodale Konvergenz)** amalgamiert testbezogene Stringenzen von Pseudoladungs- und Ereignisreihen:

- Intramodal solide Reihenentwicklungen sind gegeben, wenn sowohl die einem SAGM zugeordnete täglich aufgelöste Pseudoladungs- wie die saisonal aggregierte Ereignisreihe signifikante, das heißt residuenarme, lineare Trends erkennen lassen, und wenn die Ereignisreihe zudem zwischen Beginn und Ende des Untersuchungszeitraums, das heißt zwischen Kontrolllauf und Ende des Szenariolaufs, von gleichsinniger rangstatistischer Signifikanz gekennzeichnet ist. Letzteres kann durch den COX-STUART- und/oder den U-Test belegt sein.

Die Menge intramodal solider Reihen zeichnet sich global aus durch folgende Merkmale:

- **Signifikant positive Reihenentwicklungen sind weit zahlreicher als negative.** Der Befund trifft weitgehend zu für NEUS und ZEU, für 2 verschiedene Signifikanzstufen, für alle 3 Modelle (vgl. Tab. 13-24, S. 191) und für alle Jahreszeiten (vgl. Tab. 13-25, S. 192). Als überdurchschnittlich positiv sind zu nennen unter den Modellen HADCM3, unter den Signifikanzstufen  $S_i=90\%$  gegenüber  $S_i=95\%$ , unter den Jahreszeiten der Herbst. Bevorzugte Positivitäten treten regional und szenarisch weniger deutlich auf.
- Schwache Anhaltspunkte für eine **vermehrte Wiedergabe hydrologisch anormal effizienter SAGMs in SRESA2** liefert überregional HADCM3 (vgl. Tab. 13-24, S. 191).
- Das intramodal stark positive Signal hebt sich ab vom nach Vorzeichen etwa ausgeglichenen Signal der Pseudoladungsreihen aus Kap. 13.3.1..
- Saisonal stellt sich gegenüber den Pseudoladungen eine wesentliche Positionsänderung nach Signifikanzträchtigkeiten ein, indem der Winter statt dem schwächsten den führenden Rang besetzt.
- **Jahreszeiten positiver Trendprävalenz** stimmen mit denen der Pseudoladungsreihen in NEUS überein (Herbst und Winter), sind für ZEU/SRESB2 mit dem Sommer deckungsgleich (bei den Ladungsreihen zudem der Winter), weichen für ZEU/SRESA2 voneinander ab (Sommer und Frühling vs. intramodal Winter und Herbst).

Überblick: Multimodale Konvergenzen (zu Kap. 13.3.2.2.2.)
---

**Multimodale Ereignisreihen** sind im Vergleich zu multimodalen Pseudoladungsreihen um das Rangtest-Attribut erweitert, stehen damit in der Teststringenz auf gleicher Stufe wie Intramodalitäten, gehen im Gegensatz zu den Intramodalitäten jedoch ausschließlich bei Erfüllung in allen 3 AOGCMs in die multimodale SAGM-Menge ein. Merkmale der multimodalen Menge von Ereignisreihen sind:

- Es herrscht im Widerspruch zur intramodalen Menge in NEUS ein klares Übergewicht signifikant negativer Trends, in ZEU für A2 leichte Negativität, für B2 (nur hier in Einklang mit intramodalen Eigenschaften) leichte Positivität (vgl. Tab. 13-26, S. 193).
- Schwächer noch als intramodal ist die vermehrte Reproduktion positiver Reihentrends in SRESA2 gegenüber SRESB2 belegt. Saisonal finden sich lediglich für Frühling in NEUS und für Herbst in ZEU derartige klare Anzeichen.

Synoptische Variablengruppen – intramodal (zu Kap. 13.3.2.3.1.)
---

Elementare Eigenschaften der Signifikanzträchtigkeit **synoptischer Variablengruppen** sind **intramodal** (vgl. Tab. 13-28, S. 196):

- SAGMs aus Variablengruppen täglicher Parametermittelwerte ( $D_{YM\_2M}$ ,  $D_{YM\_850}$ ,  $D_{YM\_500}$ ) und abgeschwächt in der Variablengruppe konvektiver Indizes ( $V_{ERT}$ ) sind um ein Mehrfaches häufiger in ihren Reihentrends signifikant als SAGMs interdiurner Variablengruppen ( $I_{DY\_2M}$ ,  $I_{DY\_850}$ ,  $I_{DY\_500}$ ).
- Lediglich  $I_{DY\_2M}$  und  $I_{DY\_500}$  sind ungeachtet von Region, Modell und Szenario negativ trenddominiert.
- Vor allem rangfolge- ( $S_i=98\%$ ), weniger ausgeprägt mittelwertsbezogen ( $S_i=84\%$ ) signifikant sind in NEUS für SRESB2 mehr trendsignifikante Reihen abgebildet, in ZEU herrscht kein Szenario-Vorrang.
- Weder eine Rangfolge- noch eine Mittelwertprüfung lassen bei im Mittel allgemeinen positiven Überhängen auf szenarische Divergenzen der Trendprävalenz schließen.
- **In der als 'relativ'**, das bedeutet referentiell zur SAGM-GG, **eingeführten Betrachtungsweise** von Anteilen und Häufigkeiten kommt der differenzierende Effekt unterschiedlicher Teilmengengrößen zum Ausdruck. Eine durchbrochen ausgeformte  $I_{DY}$ - $D_{YM}$ -Polarität ist die Folge (vgl. Tab. 13-29, S. 197), **saisonal aufgeschlüsselt** verschwindet in NEUS die  $I_{DY}$ - $D_{YM}$ -Polarität sogar annähernd.
- Die positiven Trendüberhänge der *absoluten* intramodalen Analyse bestätigen sich relativ für ZEU bei verringertem Ausmaß jahreszeitlich durchgängig. NEUS schwenkt dagegen in Frühling, Sommer und Winter/B2 zu Vorzeichenausgewogenheit um.

Synoptische Variablengruppen – multimodal (zu Kap. 13.3.2.3.2.)
---

**Multimodal** grundlegende Eigenschaften **synoptischer Variablengruppen** sind (vgl. Tab. 13-30, S. 199):

- Um eine allzu große Schmälerung der multimodalen Reihensamples zu vermeiden, wird die Prüfsicherheit von  $S_i=90\%$  (intramodal) auf  $S_i=80\%$  gesenkt. Von erheblicher Reduzierung betroffen sind trotzdem die 3  $D_{YM}$ -Gruppen und  $V_{ERT}$ , wohingegen bei  $I_{DY\_2m}$  und  $I_{DY\_850}$

sogenannte Einholeffekte aus der Signifikanzabschwächung die multimodale im Vergleich zur intramodalen Menge anwachsen lassen.

- Einer vollzähligen Deckungsgleichheit multimodaler Ereignis- mit multimodalen Pseudoladungsreihen in den signifikant positiven Entwicklungen steht eine fast vollzählige Fehlen von Kongruenzen bei negativen Trends gegenüber.
- Noch weiter abgemildert als intramodal wird die DYM/VERT-vs.-IDY-Gegensätzlichkeit, vor allem infolge einer Reduktion der DYM- und VERT-Mengen.
- Die nur mehr leichte Positivität Mitteleuropas stützt sich mit IDY\_2m und DYM\_850, unter SRESB2 auch mit IDY\_850 und DYM\_2m, auf synoptische Muster unterhalb der freien Atmosphäre. Das erstmals negativ dominierte NEUS bezieht entsprechende Überschüsse ebenfalls aus den beiden bodennahen Gruppen (IDY\_2m, DYM\_2m), gleichrangig aus Mustern der mittleren Troposphäre (IDY\_500, DYM\_500).
- Saisonal umfassend wird die leichte Positivität Mitteleuropas gedeckt, jahreszeitlichen Widerpart zur insgesamt negativen Dominanz zeigt NEUS im Herbst.
- Weder szenarisch noch für die Trendprävalenz existieren teststatistisch Anhaltspunkte für eine Bevorzugung einer der beiden jeweiligen Alternativen.

Ereignistypen – Überblick (zu Kap. 13.3.2.4.)
---

Zu aus Ereignisreihen gewonnenen wichtigen Einsichten über **Eigenheiten der 16 Ereignistypen** rechnen (vgl. Tab. 13-32, S.204):

- Von den 7 übermodal, überregional sowie intra- und multimodal signifikanzträchtigen IDs 11, 16, 22, 23, 24, 40 und 50 stimmen in dieser Eigenschaft 6 (außer ID11) mit Pseudoladungsergebnissen überein.
- Jenen 6 Ereignistypen, ergänzt um ID32 für ZEU, steht zugleich das Attribut der erweiterten Bedeutsamkeit positiver Trends signifikanz zu, indem sie unter der Gesamtmenge positiver Trends signifikanz je größere Anteile innehaben als in der SAGM-GG.
- Unter den AOGCMs weist CGCM mit jeweils knappem Vorsprung vor GFDL und HAD die meisten überbelegten Ereignistypen vor.
- Unter den überbelegten Typen finden sich für CGCM und HAD/ZEU überwiegend positiv trendsignifikante, für GFDL und HAD/NEUS überwiegend negativ trendsignifikante Teilmengen.
- Positive Trends signifikanz herrschen intramodal und multimodal in ZEU fast uneingeschränkt vor, fehlen multimodal in NEUS fast völlig.

- Den geringsten Stellenwert nehmen mit ID14 (NEUS und ZEU), ID32 (NEUS) und ID33 (ZEU) in beiden Regionen gleich oder ähnliche definierte Typen ein, beiderseits bezüglich der Signifikanzträchtigkeit wie der Positivität.

Ereignistypen – intramodal (zu Kap. 13.3.2.4.1.)
--

Maßgebende **szenariogebundene Grundzüge** beinhalten:

- **Intramodal** sind in beiden SRES-Szenarien durchweg **positive Trendübergewichte** existent, unter den AOGCMs in erster Linie für HADCM3 (vgl. Tab. 13-33, S. 205).

In verschärfter Auswahl werden, durch mindestens 2 AOGCMs belegt, **multiple intramodale Soliditäten** herangezogen, um **ereignistypische** Eigenschaften abzusichern:

- 2 frontale **Ereignistypen** – ID22 und 23 – sind überregional in SRESA2 stärker vertreten, ID11 in SRESB2; 3 Ereignistypen verschiedener Ereignisabgrenzung – IDs 14, 32 und 40 – bleiben ohne Szenario-Prävalenz; die anderen 11 Typen schwanken zwischen A2- und B2-Bevorzugung.
- NEUS und ZEU sind nach Anzahl einschlägiger Ereignistypen durch verkehrte Szenario-Präferenzen charakterisiert: NEUS/ZEU entfaltet häufigeren Signifikanzreichtum in B2/A2, häufigeren Positivitätsüberschuss in A2/B2.
- Modellübereinstimmungen in der ereignistypischen Bevorzugung eines Szenarios bestehen am häufigsten zwischen CGCM und GFDL (Signifikanzträchtigkeit und Vorzeichenausrichtung NEUS), zwischen GFDL und HAD (Signifikanzträchtigkeit ZEU) und zwischen CGCM und HAD (Positivität ZEU). Die 3 AOGCMs lassen insgesamt ungefähre Egalität erkennen.

**Regionale Prävalenzen der Ereignistypen für einfache Intramodalität**, das heißt alle 3 AOGCMs im einzelnen berücksichtigt, sind wie folgt akzentuiert (vgl. Tab. 13-37, S. 208):

- Rund 62% ( $\approx 68\%$  in SRESA2,  $\approx 56\%$  in B2) der regionalen Dominanzen in Signifikanzträchtigkeit fallen auf NEUS.
- Rund 54% ( $\approx 51\%$  in A2,  $\approx 57\%$  in B2) der regionalen Dominanzen in positiver Trendstärke fallen auf ZEU.
- SRESB2 ist folglich regional divergenter ausgestaltet.
- **Regionale Charaktertypen** sind **aufgrund ihrer häufigen modell-szenarischen Trendprävalenzen** (je ansteigend geordnet) für NEUS IDs 12 und 33, für ZEU IDs 13, 32, 23 und 24. Der Umstand regional auf verschiedene Typen aufgeteilter frontaler und konvektiver Präferenzen (NEUS: nur ID33, ZEU: Nummern 23, 24 und 32) ist bemerkenswert.

- **An multipel belegten regional-szenarischen Wendungen** (von A2 nach B2) der Trenddominanz sind erwähnenswert ID11, 16 und 21 zu Gunsten von NEUS, ID33 zu Gunsten von ZEU.

In **jahreszeitlicher Betrachtung** rückt die **saisonale Beständigkeit ereignistypbezogener Merkmale** als neue Qualität in den Mittelpunkt des Interesses, da diese Beständigkeit im Vergleich zu den Pseudoladungsreihen weit mehr Ereignistypen betrifft:

- **Gleichartigkeit der relativen Trendsignifikanzanteile (Über- oder Unterbelegungen) in allen Jahreszeiten** erfasst in NEUS 9, in ZEU 8 Ereignistypen, davon etwa zwei Drittel unterbelegt.
- **Gleichartigkeit der Trendprävalenzen (negativ oder positiv) in allen 4 Jahreszeiten** weisen 5 (NEUS) bzw. 9 (ZEU) Ereignistypen vor, davon mehr als drei Viertel mit positiver Ausrichtung.
- Mehr als die Hälfte der saisonal steten Gleichartigkeiten wird **trimodal** belegt.
- **Regionale Charaktertypen aufgrund ihrer trimodal belegten, saisonal stetigen positiven Trendprävalenzen** sind ID12 und 17 (NEUS) bzw. ID13, 23 und 31 (ZEU), davon ID12 bzw. IDs 13 und 23 in Übereinstimmung mit den interregional ermittelten Charaktertypen. (s. Zusammenfassung o.). Zugleich erscheinen die positiven Trendanteile der Charaktertypen als relativ überbelegt.
- Die **saisonal positiven Trendprävalenzen** einiger Ereignistypen erscheinen aufgrund der **auch absoluten Gewichtigkeit der positiven Reihenanteile** prominent (vgl. Tab. 13-39, S. 212), darunter von neuem nur ID23 (Frühling, Winter) in ZEU; des weiteren in NEUS ID11 (Sommer), ID16 (Sommer, Winter), ID23 (Winter), ID40 (Sommer, Herbst), ID50 (Sommer), in ZEU ID11 (Herbst, Winter), ID16 (Herbst), ID22 (Sommer, Herbst), ID24 (Sommer), ID40 (Herbst, Winter) und ID50 (Herbst). Eine überregionale Sonderstellung des dynamisch-hydrologisch ungekoppelten Typs **ID40** kann auch mit **verminderter Wiedergabekraft der AOGCMs von rezent gekoppelten SAGMs** in Verbindung gebracht werden.
- Darunter legt **der geographisch differenzierende Typ ID11** in ZEU besonders an Elbe (Herbst und Winter) und Rhein (Winter), in NEUS an Potomac und Connecticut R. (Sommer) Ereigniszuwächse nahe.
- **Ausrichtungsdiskrepanzen** zwischen den Szenarien liegen saisonal-regional alle Mal für eine Minderheit der Typen, 1 bis 6 an der Zahl, vor.
- Daraus resultiert lediglich einmal eine **zwischenzenarische Distinktion nach erhöhter Anzahl positiv dominierter Ereignistypen**, nämlich für ZEU/Sommer/ SRESB2.

- **Mehrfache saisonal-szenarische Variabilität** kennzeichnet 3 besonders unstete Ereignistypen: ID16 in ZEU, ID23 und 40 in NEUS.

Die **saisonale Rangfolge auf Grundlage der Anzahl trendpositiv ausgerichteter Ereignistypen** (in Klammern) gleicht in NEUS der aus arithmetischen Mittelwerten der positiven Ereignistyp-Überhänge, ermöglicht in ZEU im Vergleich zu den Mittelwerten erst eine klarere Einschätzung:

- NEUS: Herbst (14), Winter (6), Sommer (4), Frühling (1)
- ZEU: Winter (10), Sommer (5), Herbst (3), Frühling (1)

**Zwischenregional absolut in Relation gesetzt**, das bedeutet durch regionale Differenzbildung abgeglichen, verfügt **NEUS über mehr positiv trendstarke Ereignistypen als ZEU** (in saisonaler Auflösung 35 zu 27 Fälle):

- Frühling und Herbst tun am meisten für die positive Trendstärke von NEUS dazu, im Sommer eignet ZEU leichter Vorrang.
- Unter der Ereignistypen sind *Warmfronten* und *stationäre Fronten* (IDs 21 und 25) in NEUS, *dynamisch-hydrologisch ungekoppelte Ereignisse* (IDs 40 und 50) in ZEU regional positiv überhängig.

**Zwischenregional nach relativer Bedeutsamkeit** der Trendprävalenzen in Relation gesetzt

- weist NEUS für die hydrologischen Typen 11 bis 17, ZEU für die Typen mit frontaler und/oder konvektiver Definitionseinbindung (IDs 21 bis 50) höhere Reihensteigungen vor.
- Im Unterschied zur absoluten regionalen Verhältnissetzung (s. Zusammenfassung o.) dominiert ZEU saisonal aufgelöst mit 34 zu 22 positiven ereignistypischen Trendbevorzugungen.
- **Eine relativ-absolute Synthese weist NEUS für Sommer und Winter, ZEU für Frühjahr und Herbst als trendpositiver aus.**

Ereignistypen – multimodal (zu Kap. 13.3.2.4.2.)
--

Bei der **Repräsentanz von Ereignistypen unter multimodal konvergenten SAGM-Ereignisreihen** (vgl. Tab. 13-41, S. 215)

- verschiebt sich absolut beurteilt das regionale Gewicht positiver Trendsignifikanz deutlich auf die Seite Mitteleuropas mit ca. 10 entsprechenden Ereignistypen gegenüber 1nem in NEUS.
- verwirklicht mit **ID24** nur ein Ereignistyp **überregional steigende Ereignishäufigkeiten**.
- geht die **Verschärfung der multimodalen Signifikanzanforderung von Si=80% auf Si=90%** in ZEU mit Vermehrung trendpositiver Ereignistypen von 9 auf 11 und Erhöhung

der mittleren relativen Teilmengenüberschüsse von 14% auf 37% einher. In NEUS ist kein nachhaltiger Signifikanzeinfluss feststellbar.

**Intra-multimodaler Konsens** herrscht **regional-szenarisch** bei gemittelten und vornehmlichen **Trendprävalenzen der Ereignistypen**:

- NEUS tendiert biszenarisch zu negativen Reihenentwicklungen.
- ZEU gibt sich vorzeichenneutral in SRESA2, trendpositiv in SRESB2.
- Dabei ist NEUS nach Anzahlen einschlägiger Ereignistypen in A2 signifikanzreicher und trendpositiver als ZEU, ist ZEU umgekehrt in B2 signifikanzreicher und trendpositiver als NEUS.
- Es bestätigen sich die intramodal als interregional ohne Anteilsprävalenzen ausgestatteten IDs 12, 14, 17 und 31 (vgl. Tab. 13-43, S. 218).

**Szenarisch interregional durch Differenzbildung abgeglichen**

- finden sich in SRESA2 und B2, im Gegensatz zur Intramodalität, gleichmäßige Vorsprünge der Signifikanzträchtigkeit für NEUS.
- wird bei den positiven Trendanteilen multimodal die intramodale regionale Ausgeglichenheit für A2, für B2 der Vorsprung von ZEU nachgezeichnet.

**Multimodale Ereignisreihen: Saisonalität**

- Dem intramodal überregionalen und ganzjährigen Vorwiegen trendpositiver Ereignistypen stehen **multimodal negative Dominanzen in Frühling, Sommer und Winter** gegenüber (vgl. Tab. 13-38, S. 211 mit Tab. 13-45, S. 220).
- Die **relativen Anteile der multimodalen Ereignistypen** sind dagegen **stets**, intramodal nur im Frühling ganz überwiegend **unterbelegt**.
- Im Vergleich zur intramodalen Analyse **gehäufte saisonal-szenarische multimodale Trendumkehrungen** – nämlich 76 von 128 möglichen – sind nach dem invertierten 'Gesetz der großen Zahl' (BASLER 1994: 37) aus den oft geringen Teilmengenumfängen (zu 57% weniger oder gleich 3 Reihen) zu erklären.
- Die Mehrzahl der 36 nordamerikanischen Trendumkehrungen ist mit positiven Prävalenzen in SRESA2, die Mehrzahl der 40 zentraleuropäischen Trendumkehrungen mit positiven Prävalenzen in SRESB2 versehen.
- **Zwischenszenarische Pseudodiskrepanzen und Pseudokongruenzen** treten in Form eingeschränkter Multimodalität auf (1 oder 2 AOGCMs weisen für eine pseudo-multimodale Teilmenge Fehlbelegung auf). Pseudo-Phänomene stellen die Mehrheit unter Trendkongruenzen in ZEU, unter Trenddiskrepanzen in NEUS (vgl. Tab. 13-46, S. 220).

- **Relativ und absolut fundierte, erweiterte saisonale Stringenz von ansteigenden Ereignistypentwicklungen** besteht für ID22/ZEU/Frühling (wie intramodal), für ID16/NEUS/Sommer (wie intramodal), für ID50/ZEU/Sommer (ungleich intramodal) und für ID11 und ID40/ZEU/Winter (wie intramodal, für ID11 erneut Elbepegel Magdeburg und Wittenberge betroffen) (vgl. Tab. 13-47, S. 222).
- Die **Rangfolgen der Jahreszeiten nach Anzahl von Ereignistypen mit hochwertigstem Trend** (Anzahl in Klammern) lautet
  - für NEUS: Herbst (8), Sommer (5), Frühling (1), Winter (0);
  - für ZEU: Winter (8), Sommer (4), Frühling und Herbst (je 3).

Vornehmlich die auch intramodal regional inverse Position des Winters wird untermauert.

- **Interregional differenziert** werden die intramodal saisonal führenden Ränge bei positiven Trendanteilen – für NEUS in Sommer und Winter, für ZEU in Frühling und Herbst – kaum mehr wiedergegeben. Stattdessen setzt sich NEUS im Herbst durch, ZEU in den 3 anderen Jahreszeiten.



### 13.3.3. Quantifizierung abgeschätzter Ereignishäufigkeiten

#### 13.3.3.1. Einführung

Gerade bezüglich der Art von dynamisch-hydrologischen Starkereignissen – in dieser Arbeit kategorisiert als 16 Ereignistypen – sind quantifizierte saisonale Häufigkeitsänderungen im Übergang von Gegenwart zur Zukunft von Interesse. Die bisher in Kap. 13.3.1. und 13.3.2. vorgestellten Ergebnisse fußen zwar bereits auf quantitativen Auswertungen, geben jedoch lediglich über Vorzeichen des Regressionskoeffizienten, Signifikanzstufe des Trendanteils und über mehrheitliche Vorzeichen der Trendsignifikanzausrichtung von Ereignistyp-Teilmengen Auskunft.

Im folgenden dienen als Schätzinstrument für langfristige lineare Ereigniszahländerungen Regressionskoeffizienten zwischen monoton steigender Zeitvariable und Ereignisreihe der einzelnen SAGM-Serie, kurz und wie auch zuvor in der Arbeit bezeichnet als **Zeitkorrelation**. Als y-Achsenabschnitt fungiert die mittlere Anzahl von Ereignissen pro Saison im AOGCM-Kontrollzeitraum, dieser Wert wird auf der Zeitachse dem zentralen Jahr des Kontrollzeitraums (1975) zugeschrieben. Die Biaseliminierung der AOGCM-Ereignishäufigkeiten im Vergleich zur NCEP/NCAR-Reanalyse erfolgt gemäß den Darstellungen in Kap. 13.1.2.. Mittels SAGM-, modell- und szenariospezifischer Regressionskoeffizienten werden die saisonalen Ereignisanzahlen bis zum Beginn des Kontrollzeitraums rück- bzw. bis zum Ende des Szenariozeitraums fortgeschrieben. Gegebenenfalls werden regressiv unter Null sinkende Werte durch Null ersetzt. Modellabhängig stehen sich als Komparationsjahre(zeiten) saisonaler Ereignisbelegungen gegenüber 1961 und 2100 (CGCM), 1950 und 2089 (GFDL), 1961 und 2099 (HAD); als Komparationszeiträume mittlerer saisonaler Ereignishäufigkeiten finden bei Rangtests Verwendung 1961-1989 vs. 2072-2100 (CGCM), 1950-1999 vs. 2070-2089 (GFDL) und 1961-1990 vs. 2070-2099 (HAD). Von Belang sind die kumulierten Häufigkeiten der 16 Ereignistypen im einzelnen, welche als charakterisierende Teilmengen beibehalten werden. Ereignistypisch kumulativ können auch Werte jenseits der Tagesanzahl der Jahreszeiten vorkommen.

Eine Differenzierung geschieht nach intramodaler Solidität vs. multimodaler Konvergenz und nach den Signifikanzniveaus der einzubeziehenden Reihen. Intramodalität hat verwirklicht zu sein durch mindestens 2, Multimodalität durch alle 3 AOGCMs. Die Ergebnisse 80%ig, 90%ig oder 95%ig signifikanter Reihen werden Ergebnissen ohne Signifikanzvorbehalt gegenübergestellt. In nach Signifikanzstufen differenzierende Analysen fließen auch multimodal konvergente Pseudoladungsreihen ein, deren ereignisbezogene Abschätzungen freilich auf aus

saisonalen Ereignisreihen gewonnenen Häufigkeitswerten beruhen. Regional und zwischenregional wird abgeglichen, inwieweit Kongruenz zu Befunden aus ereignistypischen Trendprävalenzübergewichten (vgl. Kap. 13.3.1.5., 13.3.2.4.1. und Kap. 13.3.2.4.2.) besteht.

Ereignishäufigkeiten der undifferenzierten SAGM-Gesamtheit bilden eine Referenz für weiter unten vorzunehmende Teilmengen-Eigenschaften: Die über alle 1936 (NEUS) bzw. 2835 (ZEU) SAGM-Reihen gemittelte Anzahl der saisonalen Ereignisvorkommnisse steigt vom Anfang zum Ende des Modellzeitraums durchweg an (vgl. Tab. 13-49). HADCM3 ist durch die größten Zuwächse gekennzeichnet. Ebenfalls umfassend lässt sich eine Steigerung der Anzahlen von SAGMs mit ungewöhnlich vielen saisonalen Ereignissen (mehr als 5, entsprechend etwa dem 95%-Quantil der abgeschätzten saisonalen Ereignisanzahlen) zwischen Anfangs- und Endphasen der Modellierungen feststellen. Regional ist dieser Zuwachs für ZEU prägnanter. Ereignisfehlbelegungen können sich nur regressiv kalkuliert einstellen – eine Konsequenz der Biaskorrektur, die zur Repräsentation jedes SAGMs in den AOGCM-Kontrollläufen führt (vgl. Kap. 13.1.2.) – , betreffen jedoch am Ende des 21. Jahrhunderts nur wenige SAGMs (vgl. Tab. 13-49, letzte Spalte), Letzteres als Konsequenz aus im Vergleich zur Reanalyse meist höheren Ausgangsniveaus und zum zweiten als Konsequenz der meist niedrigen Beträge der Regressionskoeffizienten, die, illustrativ, bei weniger als 3% der SAGMs für Häufigkeitsmodifikationen von mehr als einem halben Tag pro Jahrhundert sorgen.

Tab. 13-49: regressiv ermittelte saisonale Ereignishäufigkeiten: mittlere Eigenschaften der regionalen SAGM-Gesamtheiten am Anfang (Kontrolllauf ∈ zweite Hälfte 20. Jahrhundert) und Ende (Szenario: ausgehendes 21. Jahrhundert) der modellspezifischen Untersuchungszeiträume; Szenarios A2 und B2 zusammengefasst; '/': Divisionsoperator

Region	Kriterium	mittlere Ereignishäufigkeit/Saison/SAGM		Ereignishäufigkeiten > 5 Tage/Saison/SAGM		Ereignishäufigkeiten 0 Tage/Saison/SAGM	
	Modellzeit AOGCM	Kontrolllauf	Ende Szenario	Kontrolllauf	Ende Szenario	Kontrolllauf	Ende Szenario
NEUS	CGCM	3,03	3,16	14,1	14,6	0*	0,3
	GFDL	2,54	2,57	10,1	10,3	0	0,9
	HAD	2,96	3,26	16,8	17,0	0	0,2
ZEU	CGCM	2,05	2,07	8,2	8,5	0	1,9
	GFDL	2,07	2,27	8,4	9,8	0	2,7
	HAD	2,17	2,77	10,9	14,0	0	3,4

\*Anteil in Kontrolllauf per def. gleich Null, da alle SAGMs nach Biaskorrektur in Kontrolllauf durch wenigstens ein Ereignis repräsentiert

### 13.3.3.2. Eigenschaften der Ereignistypen ohne Trendsignifikanz-Differenzierung

Als meines Erachtens anschaulichere – und in der Frequenzanalyse auch gebräuchlichere – Maßzahl wird ab Tab. 13-50 anstelle von jährlichen/saisonalen Häufigkeiten die Wiederkehrzeit<sup>32</sup> (z.B. AHNERT 1996: 70), werden anstelle von zeitlich kumulierten

<sup>32</sup> Bei Trends wird weiterhin auch für Wiederkehrzeiten von 'positiv' die Rede sein, wenn damit Häufigkeitszunahmen, von 'negativ', wenn damit Häufigkeitsabnahmen verbunden sind. Synonym für

ereignistypischen Ereignishäufigkeiten deren prozentuale Veränderungen verwendet. Die Wiederkehrzeit berechnet sich nach:

$$\text{Anzahl der Tage des relevanten Zeitraums [Jahr oder Jahreszeit]} / (\text{kumulierte Anzahl der Ereignistage pro Jahr oder Jahreszeit} / \text{Anzahl der einbezogenen SAGMs})$$

(ebd.)

Im Überblick werden bei den **Veränderungen vom Kontrolllaufklima zum Ende des Szenarioklimas** primär modellspezifische, sekundär regionale Unterschiede augenfällig (vgl. Tab. 13-50, Spalten 3 bis 5 und 9 bis 11). HAD gibt überregional durchweg Ereigniszuwächse wieder, in ZEU gleichermaßen GFDL. Für NEUS reproduzieren CGCM und GFDL in etwa gleicher Anzahl deutliche Ereignissteigerungen und Ereignisstagnationen, während CGCM in ZEU nur vereinzelt Zuwächse nachbildet, aber auch keine Ereignisreduzierungen erzeugt. Als Konsequenz kann nur NEUS mit IDs 22, 23 und 31 trimodale Uniformitäten vorweisen.

Auch bei den **Niveaus der mittleren Wiederkehrintervalle** eines ereignistypischen SAGM-bezogenen Ereignisses – und theoretisch unabhängig von den geschilderten zeitlichen Veränderungen – nimmt HAD im modellübergreifenden Vergleich die führende Stellung ein, in NEUS mit geringem Abstand vor CGCM und weit vor GFDL, in ZEU mit moderatem Vorsprung vor den anderen Modellen. Dabei ergeben sich im Vergleich zur Kontrollzeit und infolge der geschilderten zeitlichen Entwicklungen ausschließlich in ZEU merkliche Verschiebungen zwischen den AOGCMs (nicht tabelliert). So verringert sich in ZEU für CGCM die Zahl von Ereignistypen mit außergewöhnlich geringen Ereignis-Wiederkehrzeiten um 4, erhöht sich für GFDL und HAD zum Ende des 21. Jahrhunderts jeweils um 3. Ursache der lediglich mitteleuropäischen Umstrukturierungen sind die vielfach ähnlich hohen Ausgangsniveaus im Kontrolllauf, wohingegen in NEUS den ereignistypischen zeitlichen Fortgängen bereits in den Anfangsniveaus Vorschub gegeben ist.

Mit meist 3 bis 6 Monaten nehmen die **Wiederkehrzeiten** modell- und regionsübergreifend recht einheitliche **Größenordnungen** an, bewegen sich als gekoppelte Starkereignisse bereits im quantilischen Extrembereich um und über 99%. Unter den Modellen verfügt HAD über die deutlich geringste Streuung zwischen den Ereignistypen, bei CGCM und GFDL sind markante Ausprägungen einzelner Ereignistypen häufiger. Die unterschiedlichen Modellvariabilitäten sind jedoch mit meist ähnlichen regionalen Rangfolgen der Ereignistypen verbunden, sodass intermodale SPEARMAN-Korrelationskoeffizienten zwischen 0,6 und 0,86 ( $95\% < Si < 99\%$ ) auftreten, nur zwischen GFDL und HAD in ZEU mit 0,3 geringere Übereinstimmung

---

'Wiederkehrzeiten' wird im folgenden 'Wiederkehrintervall' verwendet, für zugeordnete zeitliche Intensitäten werden auch die Begriffe 'Wiederkehrfrequenz' und 'Ereignisdichte' benutzt.

vorkommt. Trimodale Konsistenz der Frequenzintensität trifft auf immerhin ein Viertel der Ereignistypen zu: In NEUS auf ID11 und 40 mit je ungewöhnlich hohen Wiederkehrzeiten, auf ID32 und 33 mit niedrigen. IDs 13 und 16 erscheinen in ZEU mit modellunabhängig überdurchschnittlich hoher Wiederkehrzeit, IDs 24, 32 und 33 mit geringer. *Ausschließlich konvektiv verursachte* und *frontal-konvektiv bedingte hydrologische Anomalien* (IDs 32, 33) sind bei den Wiederkehrzeiten so überregional trimodal durch außergewöhnlich kurze Ereignispausen gekennzeichnet.

Im Unterschied zu den für die 3 AOGCMs ähnlichen Rangfolgen für mittlere Wiederkehrzeiten tendieren die **Rangfolgen nach ereignistypischen zeitlichen Entwicklungen** zu Modellunabhängigkeit ( $r_s < |0,3|$ ). Erhöhte Modellvariationen für CGCM/NEUS und HAD/ZEU werden im wesentlichen von einzelnen Ereignistyp-Ausreißern mit Häufigkeitsänderungen bis über 50%, darunter vor allem Zunahmen, bestimmt (so IDs 23, 25 und 50 CGCM/NEUS, ID16 GFDL/NEUS, IDs 24, 25 GFDL/ZEU, IDs 13, 14, 23, 25, 50 HAD/ZEU). Andere auffällige Kategorien sind die ereignistypisch umfassend flachen Reihenentwicklungen für CGCM/ZEU, die umfassend hohen Zuwächse für HAD/NEUS und HAD/ZEU.

#### 13.3.3.3. Reihenselektion: Differenzierung nach Intramodalität, Multimodalität und nach Signifikanzstufen

Ziel dieser Differenzierung ist eine Präzisierung bzw. Modifizierung der Ergebnisse aus Tab. 13-50 in der Form, dass eine Auslese einzubeziehender Reihen vonstatten geht aufgrund eines hohen Grades an Geradlinigkeit der zeitlichen Entwicklung (lineare Signifikanz), aufgrund eines zugleich hohen Grades an Rangfolgeumstrukturierung infolge der zeitlichen Entwicklung (rangbezogene Signifikanz) und aufgrund der Manifestation dieser Eigenschaften in mehreren AOGCMs (multimodale Stringenz).

Die charakteristische Größenordnung der ereignistypischen Häufigkeitsänderungen zwischen Kontrolllauf und Ende des 21. Jahrhunderts liegt in NEUS bei 0% bis +10%, in ZEU bei +5% bis +20% (vgl. im folgenden Tab. 13-51). Einzelne Ereignistypen tendieren in NEUS, dieses Niveau weit übersteigend, zu Verdoppelungen bis Vervierfachungen (IDs 23, 25, 50), ohne dass bei den großen SAGM-Reihenmengen hauptsächlich Ausreißer dafür verantwortlich gemacht werden könnten. Sich negativ entwickelnde Ereignistypen bleiben die Ausnahme (NEUS: ID13, ZEU: ID11 und 16), die Abnahmen schlagen mit -0% bis -10% im Vergleich zu den Beträgen positiver Tendenzen eher schwach zu Buche.

Tab. 13-50: charakterisierende Merkmale der 16 Ereignistypen im Vergleich von Kontrolllauf (zweite Hälfte des 20. Jahrhunderts) mit Endphase des Szenariozeitraums (ausgehendes 21. Jahrhunderts); **Spalten 3 bis 5 und 9 bis 11:** ■ = außergewöhnlich starke Zunahme von Ereignissen, ■ = außergewöhnlich starke Verringerung von Ereignissen, ■ = geringe Häufigkeitsänderung; **Spalten 6 bis 8:** ■ = im Ereignistypvergleich modellübergreifend außergewöhnlich geringe/ ■ = außergewöhnlich hohe/ ■ = gemäßigte Wiederkehrzeit; Einstufung als 'außergewöhnlich' ab Wert > |Mittelwert+1/6×Standardabweichung|

Region	Ereignistyp - ID AOGCM	Ende des 21. Jh. zu Kontrolllauf: prozentuale Veränderung der mittleren Ereignishäufigkeiten <sup>33</sup>			mittlere Wiederkehrzeit eines SAGM-spezifischen Ereignisses Ende des 21. Jh., in Tagen <sup>34</sup>			Ende des 21. Jh. vs. Kontrolllauf: Veränderung der mittleren Wiederkehrzeit eines SAGM-spezifischen Ereignisses, in Tagen <sup>35</sup>			Anzahl an SAGMs
		CGCM	GFDL	HAD	CGCM	GFDL	HAD	CGCM	GFDL	HAD	
		<b>NEUS</b>									
11	0,4	-1,3	14,6	251,8	258,8	174,4	-1,1	3,4	-25,5	160	
12	4,5	-0,6	13,0	126,3	157,2	111,7	-5,7	0,9	-14,5	766	
13	-0,6	2,4	14,6	150,4	171,1	111,5	0,8	-4,1	-16,3	236	
14	2,5	0,6	11,0	116,6	149,1	114,5	-2,9	-0,8	-12,6	1014	
16	0,9	17,4	13,1	148,8	136,6	114,5	-1,3	-23,7	-15,0	74	
17	0,9	-0,3	10,5	138,9	155,9	119,5	-1,3	0,5	-12,6	566	
21	2,1	0,6	9,4	106,6	130,1	104,5	-2,2	-0,8	-9,8	960	
22	3,1	3,3	12,7	116,5	149,7	107,2	-3,6	-4,9	-13,6	510	
23	68,8	8,4	16,7	79,3	131,6	100,3	-54,6	-11,0	-16,7	168	
24	1,1	0,7	9,9	117,5	137,7	108,4	-1,3	-1,0	-10,7	96	
25	39,4	0,3	13,3	88,9	140,8	110,8	-35,0	-0,4	-14,7	252	
31	2,3	1,8	8,8	128,3	144,1	117,0	-3,0	-2,6	-10,3	873	
32	1,5	1,5	6,6	94,9	114,3	105,8	-1,4	-1,7	-7,0	602	
33	1,9	0,8	7,6	100,8	124,6	106,5	-1,9	-1,0	-8,1	1854	
40	-0,1	-0,5	12,6	166,3	189,9	138,5	0,2	0,9	-17,4	94	
50	53,5	0,0	17,6	90,0	161,7	102,4	-48,1	0,0	-18,0	195	
<b>ZEU</b>											
11	1,8	18,3	8,7	199,5	124,8	141,6	-3,6	-22,9	-12,3	148	
12	0,5	8,6	22,8	151,0	146,3	123,2	-0,7	-12,5	-28,1	1126	
13	1,3	11,4	43,1	251,6	212,0	154,8	-3,3	-24,1	-66,6	2418	
14	0,7	5,0	30,1	154,5	152,7	109,4	-1,1	-7,6	-32,9	854	
16	1,0	2,3	16,7	173,9	178,2	150,2	-1,8	-4,1	-25,1	58	
17	0,5	8,6	22,6	149,5	143,5	122,6	-0,8	-12,3	-27,7	1024	
21	0,9	2,5	21,7	143,2	145,5	114,4	-1,3	-3,7	-24,8	624	
22	0,4	4,4	23,3	146,8	159,1	121,1	-0,6	-6,9	-28,3	440	
23	0,5	6,6	30,6	144,0	152,0	98,4	-0,7	-10,1	-30,1	108	
24	0,9	24,4	20,3	131,5	122,1	121,6	-1,1	-29,7	-24,7	240	
25	0,9	22,9	33,8	138,8	126,5	96,1	-1,3	-29,0	-32,5	268	
31	1,2	12,2	16,1	164,0	136,5	138,3	-2,0	-16,6	-22,3	732	
32	0,8	12,5	7,1	101,5	88,6	105,4	-0,8	-11,0	-7,4	286	
33	0,6	7,5	10,7	121,4	115,9	119,3	-0,7	-8,7	-12,8	820	
40	0,3	9,5	18,4	141,1	120,5	104,9	-0,5	-11,5	-19,3	164	
50	0,4	8,2	26,4	122,8	150,6	104,1	-0,4	-12,3	-27,5	218	

<sup>33</sup> kurz:  $\delta_{\text{freq}}$

<sup>34</sup> kurz:  $RI_{\text{END}}$  (RI = (engl.) *recurrence intervall* für Wiederkehrzeit)

<sup>35</sup> kurz:  $\delta_{RI}$

Aufschlussreicher als diese absolute vorzeichenbasierte Einschätzung erscheint eine relative Einordnung. Als Einordnungsmaßstab differenzierter Ereignistypen bezüglich ihrer Normalität/Anormalität der zeitlichen Veränderungen dienen Abweichungen vom Mittelwert von weniger/mehr als  $1/6$  der Standardabweichungen aus den undifferenzierten, modellbezogenen Werten der Tab. 13-50 (als Kriterium eingeführt in Kap. 13.3.2.4.1.). Der Normalitätsbereich umfasst damit (bei Normalverteilung) knapp 10% der Menge. Bei stark einseitigen Verteilungen wird statt des Mittelwerts der Median verwendet. Diese zunächst relative Einschätzung hat den Vorteil, die Merkmale von SAGM-Gesamtheit und Teilmengen in Beziehung zu setzen, was der aufgliedernden Vorgehensweise angemessen erscheint.

Im Überblick lassen sich die durch Signifikanzauslese spezifizierten Eigenschaften aus Tab. 13-51 folgendermaßen zusammenfassen:

- NEUS ist gekennzeichnet durch überwiegend verringerte Häufigkeitssteigerungen und zum Teil sogar -abnahmen.
- In ZEU herrscht dagegen Gleichgewicht zwischen ungewöhnlich erhöhten und erniedrigten Trends (allerdings keine Analogie bei den veränderten Wiederkehrzeiten !).
- NEUS und ZEU sind zum Ende des 21. Jahrhunderts gleichermaßen in starker Mehrzahl von erhöhten Wiederkehrfrequenzen geprägt. (Gleiches gilt bei ganz ähnlichen Einzelbelegungen für die Kontrolllaufzeit (nicht tabelliert)).

Kombiniert kann in NEUS von erhöhten Wiederkehrfrequenzen ungeachtet der abgeschwächten Langfristentwicklungen die Rede sein, in ZEU von erhöhten Wiederkehrfrequenzen zum Teil verschärft durch die intensivierete klimatologische Langfristrenddynamik. Überregional begünstigende Faktoren für hohe Anzahlen von Ereignistypen mit außergewöhnlich positivem Langfristtrend sind unter den Zeitreihenkonvergenzen Intramodalitäten, unter den Signifikanzstufen das je schwächere (90% bzw. 80%-) Niveau. Ereignistypen kurzer Wiederkehrzeit werden überregional schwach im Hochsignifikanzbereich ( $S_i=95\%$  bzw.  $S_i=90\%$ ) gefördert.

Kernpunkt der differenzierenden Analyse (vgl. Tab. 13-51) ist, dass nur wenige Ereignistypen modell-, zeitreihen- und/oder signifikanzabhängig widersprüchliche Einordnungen aufweisen. Das bedeutet andererseits, dass fast alle Ereignistypen **für mehrere Zeitreihentypen und/oder für beide Signifikanzstufen gültige Einordnungsübereinstimmungen** aufweisen, die in 5 Kategorien unterteilt werden können. Die Merkmale der Ereignistypen sind zum einen Häufigkeitsveränderungen (vgl. Tab. 13-51, Spalten 4 bis 9 und 18 bis 23), zum zweiten Wiederkehrzeiten (vgl. Tab. 13-51, Spalten 11 bis 16):

Tab. 13-51: charakterisierende mittlere Merkmale der SAGMs nach 16 Ereignistypen im Vergleich von Kontrolllauf (zweite Hälfte des 20. Jahrhundert) mit Endphase des Szenariozeitraums (ausgehendes des 21. Jahrhunderts); '.': Fehlbelegung

Differenzierung nach Zeitreihenarten, Modellkonvergenzen und Signifikanzstufen (Zeilen 2 und 3), im Vergleich mit undifferenzierten Mitteln;

Spalten 4 bis 9 und 18 bis 23: ■ = außergewöhnlich starker Häufigkeitszuwachs/ ■ = unterdurchschnittliche Häufung bis Verringerung von Ereignissen, ■ = mäßiger Häufigkeitszuwachs;

Spalten 11 bis 16: ■ = im Ereignistyp-, Reihen- und Signifikanzstufenvergleich außergewöhnlich hohe/ ■ = außergewöhnlich geringe/ ■ = gemäßigte Wiederkehrfrequenz;

Einstufung als 'außergewöhnlich' ab Wert > |Mittelwert+1/6×Standardabweichung|

Region	Ereignistyp - ID	$\delta_{\text{freq}} [\%]$						$RI_{\text{END}} [\text{Tage}]$						$\delta_{\text{RI}} [\text{Tage}]$								
		Pseudoladungsreihen, multi-modal		Ereignisreihen, intra-modal		Ereignisreihen, multi-modal		insgesamt aus Tab. 13-50	Pseudoladungsreihen, multi-modal		Ereignisreihen, intra-modal		Ereignisreihen, multi-modal		insgesamt aus Tab. 13-50	Pseudoladungsreihen, multi-modal		Ereignisreihen, intra-modal		Ereignisreihen, multi-modal		
		insgesamt	Si=90%	Si=95%	Si=90%	Si=95%	Si=80%		Si=90%	insgesamt	Si=90%	Si=95%	Si=90%	Si=95%		Si=80%	Si=90%	insgesamt	Si=90%	Si=95%	Si=90%	Si=95%
NEUS	11	4,6	2,0	0,1	-6,6	18,3	-6,6	.	228,4	180,4	269,7	214,4	92,8	214,4	.	-7,8	-2,6	-0,5	17,5	-11,6	17,5	.
	12	5,7	4,6	4,8	1,9	5,9	1,9	0,4	131,7	120,8	114,2	125,4	94,1	125,4	124,1	-6,4	-4,8	-4,9	-2,3	-5,2	-2,3	-0,3
	13	5,5	5,8	6,6	-6,6	.	-6,6	-8,2	144,3	144,7	138,0	167,4	.	167,4	149,3	-6,5	-7,1	-7,2	11,1	.	11,1	12,2
	14	4,7	3,1	2,0	3,6	8,9	3,6	5,6	126,7	116,8	129,3	99,1	70,8	99,1	93,3	-5,5	-3,5	-2,6	-3,5	-6,1	-3,5	-4,9
	16	10,5	5,7	4,4	13,9	29,5	13,9	13,9	133,3	181,0	163,7	170,2	181,2	170,2	170,2	-13,4	-6,3	21,1	-16,3	-36,6	-16,3	-16,3
	17	3,7	3,6	3,6	3,8	1,6	3,8	0,1	138,1	114,9	110,8	130,5	107,1	130,5	130,9	-4,5	-3,5	-3,5	-3,9	-1,5	-3,9	-0,2
	21	4,0	4,0	1,5	-0,8	2,1	-0,8	1,5	113,7	113,6	123,0	88,1	81,2	88,1	91,6	-4,3	-4,5	-1,7	0,8	-1,3	0,8	-1,4
	22	6,4	5,4	4,7	5,1	5,0	5,1	3,3	124,5	103,4	114,9	81,2	61,1	81,2	74,8	-7,4	-5,5	-4,6	-3,7	-2,9	-3,7	-2,3
	23	31,3	49,2	5,9	637,0	271,3	637,0	1286	103,7	86,8	114,3	47,1	49,7	47,1	17,9	-27,4	-27,7	-5,5	-87,6	-48,7	-87,6	-48,9
	24	3,9	4,0	3,7	8,0	-11,5	8,0	0,3	121,2	106,1	110,6	124,6	178,0	124,6	155,5	-4,3	-4,1	-4,0	-5,5	38,5	-5,5	0,3
	25	17,6	26,7	4,8	284,9	177,0	284,9	367,3	113,5	96,3	116,6	61,6	58,3	61,6	41,5	-16,7	-18,4	-5,0	-67,6	-43,3	-67,6	-52,1
	31	4,3	4,4	3,1	-0,2	12,9	-0,2	-1,3	129,8	122,3	123,0	93,7	98,5	93,7	87,7	-5,3	-5,1	-3,5	0,2	-9,8	0,2	1,2
	32	3,2	3,9	3,1	3,0	1,5	3,0	2,5	105,0	94,0	98,6	90,8	97,2	90,8	91,5	-3,4	-3,6	-3,2	-2,7	-1,0	-2,7	-2,3
	33	3,4	2,9	2,2	-0,2	3,3	-0,2	0,3	110,6	102,7	105,3	89,8	84,6	89,8	90,8	-3,7	-2,9	-2,3	0,3	-2,7	0,3	-0,2
	40	4,0	0,1	0,4	2,7	.	2,7	7,0	164,9	144,0	170,6	169,6	.	169,6	303,8	-5,5	-0,1	-0,7	-1,0	.	-1,0	3,5
50	23,7	79,3	6,6	499,9	411,6	499,9	499,9	118,0	94,6	129,1	41,6	39,9	41,6	41,6	-22,0	-34,1	-6,1	-59,2	-50,3	-59,2	-59,2	
ZEU	11	9,6	3,8	-5,6	-25,4	9,4	-25,4	.	155,3	127,4	167,6	1201	109,5	1201	.	-12,9	-2,9	14,5	899,2	-11,0	899,2	.
	12	10,6	10,6	8,5	18,3	15,8	18,3	10,4	140,2	133,3	135,7	103,0	113,4	103,0	101,4	-13,8	-13,3	-11,1	-17,0	-15,5	-17,0	-7,8
	13	18,6	15,8	15,1	19,7	40,2	19,7	22,7	206,1	360,2	364,5	183,7	155,3	183,7	113,0	-31,3	-45,8	-46,8	-32,9	-62,5	-32,9	-22,0
	14	11,9	13,9	13,4	15,3	19,0	15,3	8,8	138,9	119,0	112,3	117,1	100,6	117,1	124,2	-13,9	-14,6	-12,4	-14,3	-14,6	-14,3	-7,6
	16	6,7	-3,6	-10,5	.	.	.	.	167,4	248,3	261,3	.	.	.	.	-10,3	13,7	44,4	.	.	.	.
	17	10,6	10,0	8,0	18,9	15,8	18,9	10,4	138,5	132,5	138,7	99,8	113,4	99,8	101,4	-13,6	-12,7	-10,8	-17,0	-15,5	-17,0	-7,8
	21	8,4	7,1	9,1	16,2	13,0	16,2	7,4	134,3	123,7	119,0	106,3	94,6	106,3	111,2	-9,9	-7,8	-8,5	-13,6	-9,8	-13,6	-8,1
	22	9,4	12,8	9,0	15,3	21,8	15,3	16,2	142,4	102,9	107,3	100,7	108,4	100,7	114,2	-11,9	-12,0	-8,7	-12,0	-22,7	-12,0	-13,8
	23	12,6	10,7	-1,0	-9,9	32,9	-9,9	-9,9	131,5	101,6	100,5	84,3	94,4	84,3	84,3	-13,6	-11,4	1,4	13,0	-34,0	13,0	13,0
	24	15,2	13,8	11,7	8,5	42,2	8,5	16,9	125,1	87,2	98,9	96,5	60,7	96,5	84,0	-18,5	-11,6	-9,5	-8,0	-23,5	-8,0	-18,2
	25	19,2	14,7	11,8	0,7	55,3	0,7	16,9	120,5	119,8	100,5	106,3	62,7	106,3	84,0	-20,9	-15,1	-10,2	-1,1	-23,5	-1,1	-18,2
	31	9,8	2,7	0,9	5,3	5,9	5,3	1,4	146,2	123,9	116,6	125,5	106,2	125,5	124,5	-13,6	-3,1	-0,8	-6,9	-5,9	-6,9	-1,9
	32	6,8	3,1	5,9	5,0	29,7	5,0	-1,3	98,5	83,2	84,6	153,9	77,5	153,9	122,8	-6,4	-1,2	-3,5	37,4	-13,3	37,4	23,2
	33	6,3	4,8	6,3	10,4	26,1	10,4	4,3	118,9	100,5	89,4	105,3	83,7	105,3	110,1	-7,4	-4,3	-5,3	-6,3	-15,6	-6,3	1,2
	40	9,4	11,6	9,4	1,2	-12,8	1,2	0,9	122,2	95,1	92,9	135,6	155,7	135,6	96,5	-10,4	-10,5	-8,5	2,3	36,1	2,3	2,2
50	11,6	16,0	10,8	13,8	34,2	13,8	18,7	125,8	97,6	106,9	99,9	76,4	99,9	85,1	-13,4	-15,4	-10,9	-11,1	-23,4	-11,1	-10,7	

(1) **Ereignistypen mit Übereinstimmung zwischen differenzierter und undifferenzierter** (vgl. Tab. 13-50) **Analyse** liegen dann vor, wenn höchstens eine (modell-, zeitreihen-, signifikanzbezogene) Einordnung vom generellen Schema abweicht.

(ab Punkt (2) ausschließlich differenzierte Betrachtung aus Tab. 13-51)

(2) **Ereignistypen mit Übereinstimmung in Trend und Wiederkehrfrequenz** liegen vor, wenn überdurchschnittliche Häufigkeitsänderungen und überdurchschnittliches Niveau der Wiederkehrfrequenzen am Ende des 21. Jahrhunderts bestehen.

(3) **Ereignistypen mit großer interner Einheitlichkeit und externer Uneinheitlichkeit** liegen vor, wenn Trend und Wiederkehrfrequenz zeitreihen- und signifikanzunabhängig je uniform unter- oder überdurchschnittlich sind, die Sinnigkeit des Trends dem der Wiederkehrfrequenz dabei ambivalent ist.

(4) **Einheitlichkeit der Trends bei Uneinheitlichkeit der Wiederkehrfrequenzen.**

(5) **Einheitlichkeit der Wiederkehrfrequenzen bei Uneinheitlichkeit der Trends.**

Typus (1) kann mit allen anderen Typen gemeinsam auftreten. Ohne jegliche Form der Einheitlichkeit verbleiben in NEUS 4, in ZEU 7 der 16 Ereignistypen. Diskriminierend wirkt sich unter ihnen am häufigsten die Gegenüberstellung von Pseudoladungsreihen und Ereignisreihen aus (NEUS/Trends: ID16, NEUS/Wiederkehrzeiten: ID17, ZEU/Trends: IDs 12, 17, 21, ZEU/Wiederkehrzeiten: ID32), seltener eine Gruppierung nach Signifikanzstufen (NEUS/Trends: ID24, ZEU/Trends: ID24). Weder diskriminierend noch auf Grundlage arithmetischer Mittel machen sich jedoch *systematische*, durch t-Test geprüfte Ambivalenzen zwischen Zeitreihen, Modalitäten oder Signifikanzstufen bemerkbar.

Einige Ereignistypen seien abschließend aufgrund ihrer in differenzierender Sicht stark oder schwach manifesten Merkmale als auffällig herausgearbeitet. Als **überregional auffällig** hervorzuheben sind folgende Details:

- Insgesamt (vgl. Tab. 13-50) wie in Untergliederung ('nach Reihenselektion', vgl. Tab. 13-51) weist alleine **ID50 überdurchschnittlich starke positive Entwicklungen** auf.
- Insgesamt wie in Untergliederung weist alleine **ID33 überdurchschnittlich hohe Auftrittsfrequenzen** auf.
- **IDs 31 und 33** erscheinen bedeutsam, indem beide mit verhältnismäßig **schwachen Häufigkeitszunahmen** und mit verhältnismäßig **engen Repetitionsfrequenzen** aufwarten.
- **IDs 11, 13 und 16** verfügen nach Reihenselektion über anormal hohe **Wiederkehrzeiten**.
- Insbesondere die **frontal-hydrologischen Ereignistypen** IDs 21 bis 25 verzeichnen durchweg **unterdurchschnittliche Wiederkehrzeiten**.



- Bei keinem einzigem Ereignistyp manifestiert sich infolge der Reihenselektion **überregional durchgängig reduzierter Trend**. Mit leichter Einschränkung werden allerdings **IDs 31, 32 und 40** diesem Kriterium gerecht.

**Innerregional** sei verwiesen auf folgende Details:

- Jeweils 2 Ereignistypen pro Region stimmen **trotz zeitreihen- und signifikanzspezifischer Variabilität in ihren Einordnungen völlig überein: IDs 23 und 25 in NEUS, IDs 24 und 25 in ZEU**. Eine Begründung ist zunächst darin zu suchen, dass etwa ein Drittel der 25er-SAGMs kombiniert mit Typ 23 bzw. 24 auftaucht. Jedoch finden sich ähnliche und höhere Kombinationsraten auch zwischen anderen Typen. Der eigentliche, dynamische Grund der hohe Grad an Synchronität von anormalen mobil-frontalem mit anormalem stationär-frontalem Geschehen sein: Mehr als die Hälfte aller mobilen Fronten geht nach den erstellten Kalendarien (vgl. Kap. 11.3.) mit stationären Fronten einher.
- Als **ausgesprochen trendverstärkt** erweist sich **in ZEU** die Typengruppe aus **IDs 13 und 14**. Von Gruppe kann wegen der gemeinsamen definitorischen Grundlage der räumlichen Ausdehnung des hydrologischen Ereignisses die Rede sein. Geographisch präzisiert kommt lagebezogen bei ID 13 keinem der vier regionalen Sektoren (Nordost, Südost, Südwest, Nordwest) Vorrang zu. Überlokale Niederschlagsereignisse, mit mehr als einer betroffenen Station, behalten für ID13 mit ca. 60% der signifikanten Entwicklungen ( $Si \geq 80\%$ ) die Oberhand.

#### 13.3.3.4. Besonderheiten der Szenarien A2 und B2

Einem Vergleich der Szenarien kommt zweifach Bedeutung zu: Bezüglich der kumulierten saisonalen Ereignishäufigkeiten pro Ereignistyp sowie bezüglich der Trends/Regressionskoeffizienten zwischen Kontrolllauf- und Szenariozeit. Mittels t-Test, der mit nicht auf Normalverteilung basierenden Vertrauensbereichen bei unbekannter Streuung von Teilmengen arbeitet (BASLER 1994: 178), wird überprüft, inwiefern regional, für Zeitreihenarten und für Signifikanzstufen bedeutsame Szenariodivergenzen vorkommen.

Als Datengrundlage dienen die 16 ereignistypspezifischen Einzelwerte aller 3 Modelle:

- a) für saisonale Ereignishäufigkeiten der Kontrolllaufzeit
- b) für saisonale Ereignishäufigkeiten in der Endphase des Szenariozeitraums
- c) für die Differenzen saisonaler Ereignishäufigkeiten b) minus a).

Kennzeichnend ist in **NEUS** der **Vorrang von Szenario A2** bei Ereignisdichte und Ereigniszunahme, mit vielfach *signifikanter* Diskriminierung zu B2. Bei den Ereignisreihen wirken die Trends Dominanz festigend, bei den Pseudo-Zeitgewichten abschwächend bis umkehrend. **In**

**ZEU dominiert Szenario B2**, im besonderen bei den Pseudoladungsreihen und für Trends. Annähernd signifikante Dominanzen mit  $S_i \geq \approx 70\%$  sind jedoch selten. Im Gegensatz zu NEUS wirken sich die Trends der Pseudoladungsreihen als die bestehenden Kontrolllaufvorherrschaften eher stabilisierend aus, bei den Ereignisreihen überwiegt Destabilisierung.

Aus dem trendbezogenen Eigenverhalten der Pseudoladungen in beiden Regionen lässt sich zumindest auf teilweise Unabhängigkeit zwischen partiellen Ereignisreihen und kompletten Zeitgewichtsreihen schließen. Diese Hypothese wird unterstützt durch Überschneidungsquotienten zwischen signifikanten Pseudoladungsreihen einer- und Ereignisreihen andererseits: Die Deckungsquote (Pseudoladungsreihen im Nenner) beträgt je nach Signifikanzstufe 2,8% bis 8,0% (NEUS) bzw. 0,8 bis 7,2% (ZEU). Die Überlappung intramodaler und multimodaler Ereignisreihen ( $S_i=90\%$ ) fällt mit 12,8% bis 22,4% – leicht höhere Werte in ZEU – zwar stattlicher aus, erreicht aber keine Ausmaße, die auf umfassende, durch Doppelbelegungen von SAGMs begründete Abhängigkeiten hindeuteten. Mithin zerlegen sich die in den Tabellen 13-52 und 13-53 dargelegten Eigenheiten *und* Gemeinsamkeiten im Vergleich *aller* Zeitreihen-Modalitäten zu geringeren Anteilen aus Reihenkongruenzen, zu unbestimmten und insgesamt höheren Anteilen aus 'zufälligen' Niveauekongruenzen und -divergenzen.

Tab. 13-52: regionale Szenario-Dominanzen und deren Signifikanz aufgrund der Werte der 16 Ereignistypen für saisonale Ereignishäufigkeiten (Zeilen 4 und 7 für Kontrolllauf, Zeilen 5 und 8 für Ende des 21. Jahrhunderts) und aufgrund saisonaler Häufigkeitsänderungen zwischen Kontrolllaufzeit (zweite Hälfte des 20. Jahrhunderts) und Ende des Szenariozeitraums (ausgehendes 21. Jahrhundert) (Zeilen 6 und 9); grün hinterlegtes Feld: A2-Dominanz mit  $S_i > 90\%$  (t-Test-Statistik), grün hinterlegter Text: A2-Dominanz mit  $S_i < 90\%$ ; gelb entsprechend für Szenario B2

Kriterium:	Zeitreihentyp, Konvergenztyp						Region
	Signifikanzniveau der intramodalen/multimodalen Definition						
	Pseudoladungen, multimodal		Ereignisreihen, intramodal		Ereignisreihen, multimodal		
	$S_i=90\%$	$S_i=95\%$	$S_i=80\%^*$	$S_i=90\%$	$S_i=80\%$	$S_i=90\%$	
$RI_{CON}$	A 99	A 97	A 98	A 99	A 98	A 86	NEUS
$RI_{END}$	B 9	A 93	A 93	A 96	A 93	A 83	
$\delta_{(END,CON)}$	B 89	A 5	A 85	A 91	A 85	A 70	
$RI_{CON}$	B 8	B 15	A 38	B 7	A 38	A 89	ZEU
$RI_{END}$	B 9	B 31	B 72	A 20	B 72	A 57	
$\delta_{(END,CON)}$	B 20	B 73	B 99	A 49	B 99	B 88	

\*Ereignisreihen: intramodal  $S_i=80\%$  entspricht bei multipler Belegung durch AOGCMs hier wie im folgenden multimodal  $S_i=80\%$ ; bei  $S_i=90\%$  stellt sich eine Divergierung der Teilmengen ein.

**Innerregional** werden die jeweiligen Szenario-Vorherrschaften durch variable Anzahlen einschlägiger Ereignistypen untermauert. Allgemein trifft zu, dass hochsignifikante Häufigkeitsüberschüsse auch durch deutliche Mehrzahlen entsprechender Ereignistypen fundiert sind. Bei statistisch ungesicherten Vorherrschaften finden sich teils ebenfalls starke Grundlagen

(z.B. ZEU, Pseudoladungen,  $S_i=90\%$ ), teils herrschen gegensinnige Mehrheiten (z.B. ZEU, intramodal, Ereignishäufigkeiten Kontrolllauf).

Regional spezifisch, und damit als klimageographisch typisch, lassen sich Ereignistypen identifizieren, welche über Zeitreihenarten und Signifikanzniveaus hinweg zu höheren Ereignisdichten bzw. zu erhöhten Trends zu Gunsten eines bestimmten Szenarios tendieren:

Als an Beginn und Ende des Analyszeitrahmens ereignisreicher sind in NEUS für SRESA2 IDs 14, 16, 21, 31, 32 und 33 ausgewiesen. SRESB2 wird lediglich durch ID12 bevorzugt. In ZEU sind keine durchgängigen szenarischen Häufigkeitspräferenzen zu erkennen. Bei den Trends liegen für IDs 16 und 25 (NEUS, A2), für IDs 12, 13, 17 und 40 (NEUS, B2), für IDs 11, 13 und 40 (ZEU, A2) und für IDs 12, 13, 14, 17, 32 und 33 (ZEU, B2) eindeutigere Szenarioausrichtungen vor. Transatlantisch bündelt damit Trockentyp 16 Ereignisdichte wie -trend auf SRESA2, ID12 beides auf SRESB2. Überregional durchweg in B2 trendpositiver sind mit IDs 12, 13 und 17 3 intensitäts- und lagebestimmte Ereignistypen. Frontal-konvektiv definierte Ereignistypen (IDs 31, 32, 33) erzielen in ZEU szenariounabhängig Häufigkeitszunahmen, sind in NEUS mit höheren Ereignisfrequenzen in Szenario A2 verbunden.

Fälle, in denen Ereignistypen infolge ihrer szenariospezifischen Trendentwicklungen einem Wechsel der Szenariopräferenz für Ereignisfrequenzen unterliegen, sind selten, in NEUS einmalig, in ZEU mit 7 von 82 möglichen Vorkommnissen am bedeutsamsten in Richtung von A2- (Kontrolllauf) zu B2-Präferenz (Ende des. 21. Jahrhunderts), dabei mit ID31 nur einmal sowohl intra- wie multimodal belegt. Daraus ergibt sich, dass die in Tab. 13-52 aufgeführten zeitlichen szenarischen Umkehrungen bzw. Schwächungen sich bei den Ereignistypen fast vollständig aus trendbedingten Schwächungen und Stärkungen im Sinne des Endniveaus ableiten.

**Im interregionalen Vergleich** (vgl. Tab. 13-53) stellen sich basierend auf *Ereignisreihen* für die Mehrzahl der Ereignistypen in beiden Szenarien höhere Ereignisfrequenzen in NEUS ein. Differenzierungen zwischen den Szenarien sind sehr gering. Unter den Zeiträumen zeigt der Kontrolllauf noch erhöhte Anzahlen ereignisreicherer Ereignistypen in NEUS. Bei den *Pseudoladungsreihen* trifft die NEUS-Dominanz für Szenario A2 zu, Szenario B2 erscheint mehrheitlich in ZEU ereignisreicher. Hier sind die Differenzen zwischen den Vergleichszeiträumen vernachlässigbar gering. Größere Anzahlen regional erhöhter, und ganz überwiegend dem Vorzeichen nach positiver ereignistypischer Trends, hat für alle Reihen und Szenarien ZEU vorzuweisen (Ausnahme: multimodale Ereignisreihen,  $S_i=90\%$ , Szenario A2). In markanterer Ausprägung gilt diese Eigenschaft für Szenario B2. Insgesamt stehen sich zusammenfassend und bezüglich der Ereignistypen das besonders im Kontrollzeitklima und für Szenario A2 geschehnisreichere NEUS und das in langfristiger Entwicklung und besonders für

Szenario B2 dynamischere ZEU gegenüber. Allein bei den täglichen Pseudoladungsreihen folgt aus der höheren langfristigen Dynamik auch eine regional intensivere Ereignisdichte in ZEU zum Ende des 21. Jahrhunderts.

Tab. 13-53: Anzahlen regionaler Dominanzen für ereignistypische Ereignishäufigkeiten und für ereignistypische Trendhöherwertigkeiten, SAGM-Mittel; erste Zahl: NEUS, zweite Zahl: ZEU;  /  /  = NEUS/ZEU/keine Region dominant

		Zeitreihentyp Signifikanzniveau der intramodalen/multimodalen Definition						
		Pseudoladungen: multimodal		Ereignisreihen: intramodal		Ereignisreihen: multimodal		
Kriterium	Szenario	Si=90%	Si=95%	Si=80%	Si=90%	Si=80%	Si=90%	Σ
RI <sub>CON</sub>	A2	11:3	9:5	wie Ereignisreihen multimodal, Si=80%	10:1	8:4	6:3	44:16
	B2	5:9	4:11		11:1	7:3	5:1	32:25
RI <sub>END</sub>	A2	11:3	5:4		7:5	7:5	6:3	36:20
	B2	6:6	4:11		6:6	5:5	6:1	27:29
RI <sub>CON</sub> + RI <sub>END</sub>	Σ A2	22:6	14:9		17:6	15:9	12:6	80:36
	Σ B2	11:15	8:22		17:7	12:8	11:2	59:55
	Σ (A2,B2)	33:31	22:31		34:13	37:17	33:8	169:99
δ <sub>(END,CON)</sub>	A2	2:10	3:9		3:5	4:3	5:4	17:31
	B2	5:8	2:11		0:10	1:10	2:6	10:45
	Σ (A2,B2)	7:18	5:20		3:15	5:13	7:10	27:76

#### 13.3.3.5. Saisonale Besonderheiten

Ein Abgleich der Ereignistyp-Mittelwerte auf saisonale Niveau-Devianzen (vgl. Tab. 13-54a+b) bringt im Überblick einige Sonderheiten zum Vorschein, die meist regional spezifisch ausfallen. An regionalen Spezifika sind aufzuführen:

In NEUS (vgl. Tab. 13-54a) nehmen die **intramodalen Rangfolgen der Jahreszeiten** eine **Zwischenstellung** ein: Mit multimodalen Rangfolgen (Ereignisreihen) verbindet sie der bevorzugte Ereignisreichtum des Frühlings in Kontrolllauf und Endphase der Analyse. Die zweitrangig hohe Ereignisdichte des Herbstes fügt sich mit dessen Erstrangigkeit bei den Pseudoladungen. Der Winter tendiert weitgehend zu relativer Ereignisarmut, gänzlich ausgenommen davon die hochsignifikanten Ladungsreihen. Tendenziell etwas trendstärker sind Sommer und Herbst, trendschwächer, und dabei meist trendnegativ, Frühling und Winter. Zeitreihenarten, Signifikanzstufen, Ereignisfrequenzen und Trends sind gleichermaßen durch überwiegend signifikante zwischensaisonale Abweichungen gekennzeichnet.

ZEU (vgl. Tab. 13-54b) unterscheidet sich von NEUS schon allein durch die **weniger eindeutigen saisonalen Einstufungen**, vor allem bei multimodalen, weniger bei intramodalen Ereignisreihen, im Vergleich der Zeiträume uneindeutiger im Kontrollklima. Multimodale Einordnungen stellen deshalb an dieser Stelle einen rauschstarkes Kriterium dar. Verwischer als in NEUS sind auch Kongruenzen zwischen den Zeitreihenarten. Bei Pseudoladungen und

intramodal erscheint der Herbst als zumindest mäßig ereignisreich, bei Pseudoladungen und multimodal der Frühling. Stark im Widerspruch dazu steht die umfassende intramodale Nachrangigkeit des Frühlings. Wie transatlantisch kennzeichnet den Winter in ZEU tendenziell Ereignisarmut. Als **triseriell** relativ **trendstark** erweist sich, ebenfalls in regionalem Einklang, der Herbst, im Sommer sind Trendschwächen und unbestimmte Verhältnisse maßgebend. Die Trendstärke des Herbstes macht sich vor allem intramodal und ladungsbezogen Ende des 21. Jahrhunderts mit weiter vorderer Platzierung bei Ereignishäufigkeiten bemerkbar.

Tab. 13-54a: Prüfung auf intersaisonal signifikante Diskrepanzen für Wiederkehrzeiten und Trendniveaus der 16 Ereignistypen: Signifikanzen aufgrund von t-Test, Werte: Signifikanzniveaus, Vorzeichen nach saisonaler Relation;     saisonal signifikant geringere bzw. verringerte/höhere bzw. erhöhte Mittelwerte (Si>90%); F=Frühling, S=Sommer, H=Herbst, W=Winter; zu lesen mit Jahreszeit in Spaltenüberschrift als Referenz und Jahreszeit in Zeile als Vergleichsfall; NEUS

NEUS		Zeitreihentyp, Konvergenztyp Signifikanzniveau der intramodalen/multimodalen Definition																			
Kriterium	Jahreszeit	Pseudoladungsreihen, multimodal								Ereignisreihen, intramodal				Ereignisreihen, multimodal							
		Si=90%				Si=95%				Si=90%				Si=80%				Si=90%			
		F	S	H	W	F	S	H	W	F	S	H	W	F	S	H	W	F	S	H	W
RI <sub>CON</sub>	F		100	-79	-11		100	15	-99		100	100	100		100	100	100		100	100	100
	S	-100		-100	-100	-100		-100	-100	-100		-100	-77	-100		99	100	-100		96	100
	H	79	100		95	-15	100		-100	-100	100		100	-100	-99		100	-100	-96		100
	W	11	100	-95		99	100	100		-100	77	-100		-100	-100	-100		-100	-100	-100	
RI <sub>END</sub>	F		93	-100	-59		100	-48	-82		100	90	100		100	100	100		100	100	100
	S	-93		-100	-79	-100		-100	-100	-100		-99	-42	-100		67	100	-100		78	100
	H	100	100		100	48	100		-48	-90	99		100	-100	-67		100	-100	-78		100
	W	59	80	-100		82	100	48		-100	42	-100		-100	-100	-100		-100	-100	-100	
δ <sub>END,CON</sub>	F		-100	-100	-99		-100	-100	74		-99	-100	-81		-48	-100	100		-91	-100	100
	S	100		-100	99	-78		-100	-65	99		10	96	48		-100	100	91		-88	100
	H	100	100		100	100	100		100	100	-10		99	100	100		100	100	88		100
	W	99	-99	-100		-74	65	-100		81	-96	-99		-100	-100	-100		-100	-100	-100	

Tab. 13-54b: wie Tab. 13-54a, Zentraleuropa

ZEU		Zeitreihentyp, Konvergenztyp Signifikanzniveau der intramodalen/multimodalen Definition																			
Kriterium	Jahreszeit	Pseudoladungsreihen, multimodal								Ereignisreihen, intramodal				Ereignisreihen, multimodal							
		Si=90%				Si=95%				Si=90%				Si=80%				Si=90%			
		F	S	H	W	F	S	H	W	F	S	H	W	F	S	H	W	F	S	H	W
RI <sub>CON</sub>	F		-100	-8	-18		-100	-41	-28		-95	-60	-60		40	16	26		18	-33	34
	S	100		100	100	100		100	100	95		57	53	-40		-18	-23	-18		-92	64
	H	8	-100		-14	41	-100		7	60	-57		0	-16	18		4	33	92		99
	W	18	-100	14		28	-100	-7		60	-53	0		-26	23	-4		-34	-64	-99	
RI <sub>END</sub>	F		-100	89	99		-100	-89	30		-97	-99	-90		75	53	33		99	-77	100
	S	100		100	100	100		100	100	97		-96	23	-75		-1	-65	-99		-90	56
	H	-89	-100		91	89	-100		99	99	96		75	-53	1		-44	77	90		96
	W	-99	-100	-91		-30	-100	-99		90	-23	-75		-33	65	44		-100	-56	-96	
δ <sub>END,CON</sub>	F		100	100	100		100	-97	100		-100	-96	-97		47	55	-11		53	22	37
	S	-100		-100	100	-100		-100	-99	100		-97	-93	-47		58	-79	-53			-9
	H	-100	100		100	97	100		100	96	97		86	-55	-58		-87	-22	-10		-15
	W	-100	100	-100		-100	99	-100		97	93	-86		11	79	87		-37	9	15	

Insgesamt ereignen sich **Umplatzierungen zwischen Kontrolllauf und Szenarioendphase** häufiger in ZEU als in NEUS. Grund dafür sind die in NEUS vorliegenden Trendrangfolgen, welche en gros die Ereignispositionierungen des Kontrolllaufs bestätigen oder ausbauen. Als markanteste, mitteleuropäische Gegenbeispiele sei verwiesen auf den Austausch von Frühling durch Winter als ereignisärmste Saison bezüglich der Ladungsreihen und auf die Ablösung von Sommer durch Herbst als ereignisreichste Jahreszeit intramodal.

Überregional-saisonale Kongruenzen sind in der Mehrzahl nicht umfassend, eine besondere Bedeutungsschwere ist ihnen nicht beizumessen. Über eine dynamische Begründung der nach allen verwendeten Kriterien vorliegenden Trendstärke des Herbstes beiderseits des Atlantiks sei spekuliert, etwa indem Telekonnektionen zwischen vermehrten tropischen Stürmen (NEUS betreffend) und deren Umwandlung in außertropische Störungssysteme geltend gemacht werden (NEUS und ZEU betreffend). Zusammenfassend kann bezüglich der regionalen Charakteristika – wie im Szenarioabgleich – von großer regionaler Eigenart die Rede sein. Dass diese Eigenarten auch modelliert dynamisch verknüpft sind, steht außer Frage. Offen bleibt, inwieweit sich diese Saisonalitäten mit Telekonnektionen nach heutigem Wissen verbinden lassen.

Durch die mittleren Niveaus von Wiederkehrfrequenzen und sich langfristig ergebenden linearen Differenzen (vgl. Tab. 13-55) werden die intersaisonalen Signifikanzeinstufungen in NEUS im wesentlichen nachgezeichnet. Niveaubezogene Präzisierung wird kenntlich

- in den erheblich langphasigeren Auftrettsfrequenzen des Winters bei den multimodalen Ereignisreihen bei zugleich saisonal einzigartiger langfristiger Ereignisausdünnung (NEUS).

In ZEU treten dagegen zum Teil drastische Abweichungen von den zu erwartenden Niveaurelationen auf

- bei den Pseudoladungen durch die ausgesprochene Ereignisarmut des Sommers.
- intramodal durch die Ereignisarmut des Frühlings.
- bei multimodalen Ereignisreihen ( $S_i=90\%$ ) durch die hervorragenden Ereignisdichten von Herbst und, für  $RI_{END}$ , auch Frühling, Letztere hervorgerufen durch einmalig hohe Steigerungen der mittleren Auftrettsfrequenzen.

Insgesamt wiedergegeben wird somit auch hier, wie zuvor im Kapitel dargelegt, der Eindruck größerer innerregional-saisonaler Stimmigkeit in NEUS, anhand von Tab. 13-55 ergänzt durch den Befund angenäherter Niveaunivelliertheit. Diese Erkenntnis geringer Mittelwertvariabilität erhöht umso mehr die Aussagekraft der statistisch geprüften hohen jahreszeitlichen Differenziertheit der NEUS-Ereignistypen (s. Kap. o., vgl. Tab. 13-54a). ZEU bleibt demgegenüber trotz hoher Mittelwertstreuung teils ohne kovariablen intersaisonalen Signifikanzabstufung.

Tab. 13-55: mittlere saisonale Wiederkehrzeiten [Tage] SAGM-bezogener Ereignisse in Kontrolllauf ('RI<sub>CON</sub>') und am Ende des Szenariozeitraums ('RI<sub>END</sub>') und mittlere Differenz daraus (' $\delta_{(END,CON)}$ '), [Tage]; 'n<sub>SAGM</sub>': Anzahl einbezogener SAGMs; ■/■ = unterdurchschnittliche/überdurchschnittliche Wiederkehrfrequenz (Spalten 4, 5, 8, 9) bzw. unterdurchschnittliche/überdurchschnittliche Erhöhung der Wiederkehrfrequenz (Spalten 6, 10)

Zeit- reihe	Si- Stufe	Region								Jahres- zeit	
		NEUS				ZEU					
		RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	$\delta_{(END,CON)}$	n <sub>SAGM</sub>	RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	$\delta_{(END,CON)}$	n <sub>SAGM</sub>		
Pseudoladungsreihen	multimodal	90%	31,9	31,0	-0,9	405	37,4	32,1	-5,3	538	F(rühling)
			34,5	32,0	-2,6	419	51,1	46,6	-4,5	734	S(ommer)
			31,7	29,5	-2,1	659	36,3	31,8	-4,5	695	H(erbst)
			35,4	35,8	0,4	316	33,0	29,2	-3,8	276	W(inter)
	95%	32,1	32,0	0,0	215	41,6	37,6	-4,0	290	F	
		35,0	34,8	-0,2	261	90,9	76,7	-14,2	332	S	
		34,2	32,3	-1,9	360	40,0	35,6	-4,5	422	H	
		31,5	31,9	0,4	180	35,0	32,5	-2,5	179	W	
Ereignisr. intramodal	90%	20,4	19,7	-0,8	48	49,4	46,9	-2,5	21	F	
		28,9	25,7	-3,2	34	35,6	30,2	-5,5	46	S	
		22,6	20,2	-2,4	55	31,1	22,1	-9,0	45	H	
		25,7	25,0	-0,7	47	35,4	28,9	-6,5	58	W	
Ereignisreihen	multimodal	80%	27,7	28,4	0,8	82	34,9	30,1	-4,8	61	F
			30,1	27,8	-2,3	119	43,5	38,6	-4,9	61	S
			30,8	27,6	-3,2	38	36,7	34,0	-2,6	27	H
			54,9	61,5	6,6	32	39,3	35,3	-4,0	44	W
	90%	21,6	22,4	0,8	43	47,8	24,0	-23,7	39	F	
		31,0	28,4	-2,5	86	45,6	41,8	-3,8	29	S	
		28,8	25,6	-3,2	21	17,2	14,9	-2,3	4	H	
		43,5	48,7	5,2	13	45,3	42,7	-2,5	14	W	

Fällt der Blick auf als **umfassend gültig ermittelte saisonale Präferenzen und Ausrichtungen** der einzelnen Ereignistypen, so lässt sich als **überregionale Gemeinsamkeit** eine Häufung bzw. ein Übergewicht von auftrittstarken Ereignistypen in Frühling und Herbst, von ereignisarmen im Sommer feststellen (vgl. Tab. 13-56). Bevorzugt trendstark sind ebenfalls überregional der Herbst und, zweitrangig in NEUS, der Sommer, zweitrangig in ZEU der Winter. Trendunauffällig oder ohne Vorzeichendominanz zeigt sich allgemein der Frühling, in NEUS auch der Winter.

**Intrasaisonale Gruppenbildungen** aus ähnlich definierten Ereignistypen mit gleichartigen Eigenschaften sind spärlich, sie betreffen am häufigsten die frontalen Typen IDs 21 bis 25. So erscheint für sie der Winter in NEUS als allgemein ärmer an Vorkommnissen, der Frühling in ZEU zusammen mit ID31 (ebenfalls frontal definiert) als allgemein geschneisreicher. Die rein hydrologisch umgrenzten Ereignistypen IDs 11 bis 17 lassen am ehesten in Sommer/ZEU nachrangige, in Herbst/ZEU vorrangige Ereignishäufigkeiten erkennen. Analoge Gruppierungen bezüglich der Trends sind unsicherer zu identifizieren, regional-saisonale Eigenarten scheinen

hier noch stärker auf die Ereignistypen zerstreut zu sein. Besondere Beachtung kommt hierbei dem einzigen (nicht gruppierbaren) **Trockentyp (ID 16)** zu, dessen ausgesprochene Trendstärke in beiden Regionen dem Sommer zufällt und dessen bevorzugte Ereignisträchtigkeit auch den Herbst einbezieht. Frühling und Winter sind dagegen als unauffällig oder durch fehlende Trockenereignisse beschrieben.

Tab. 13-56: saisonale Präferenzen der 16 Ereignistypen (Rangfolgen aufsteigend): Spalten 'RI<sub>CON</sub>' (Wiederkehrzeit Kontrolllauf) und 'RI<sub>END</sub>' (Wiederkehrzeit Szenarioende): ■/■ = hintere Rangplätze (3 und 4)/vordere Rangplätze (1 und 2) für Ereignishäufigkeiten; Spalten 'δ<sub>(END,CON)</sub>' (Häufigkeitsänderung zwischen Kontrolllauf und Szenarioende): ■/■ = Häufigkeitsabnahmen/Häufigkeitszunahmen; Einordnungsgrundlage: Trendübereinstimmung zwischen multimodalen Pseudoladungsreihen, intramodalen Ereignisreihen und multimodalen Ereignisreihen; M: Fehlwert

Region		NEUS												ZEU																			
Jahreszeit		Frühling				Sommer				Herbst				Winter				Frühling				Sommer				Herbst				Winter			
Kriterium		RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	δ <sub>(END,CON)</sub>	RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	δ <sub>(END,CON)</sub>	RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	δ <sub>(END,CON)</sub>	RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	δ <sub>(END,CON)</sub>	RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	δ <sub>(END,CON)</sub>	RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	δ <sub>(END,CON)</sub>	RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	δ <sub>(END,CON)</sub>	RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	δ <sub>(END,CON)</sub>	RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	δ <sub>(END,CON)</sub>	RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	δ <sub>(END,CON)</sub>		
Ereignistyp - ID	11	■	■		■		■				■	■	■	■		■	■	■	■							■	■						
	12	■	■	↓												■	■	■		■	■												
	13	■	■					■						■			■	■															
	14				■	■			■								■	■															
	16	M	M	M		■	■	■		■						■	■	■		■	■	■	M	M	M								
	17	■	■													■	■	■		■	■												
	21	■	■					■	■	■										■	■												
	22	■	■					■	■	■	■	■								■	■							■					
	23							■	■	■				■	■		■	■		■	■		M	M	M								
	24	■	■		■			■	■	■		■		■	■		■	■		■	■		■	■									
	25	■	■						■		■	■		■	■		■	■		■	■		■	■		■	■						
	31						■							■	■		■	■															
	32	■	■		■	■	■		■			■				■				■	■					■	■						
	33															■	■	■								■	■						
	40	■	■	↑	■	■					■	■		■	■		■	■															
	50	■			■	■		■	■	■	M	M	M																				

Nach den global-saisonalen und relativen Einschätzungen aus Tabellen 13-54 bis 13-56 bietet Tab. 13-57 eine detaillierte Übersicht aufgrund von ereignistypischen Wiederkehrintervallen in numerischer Darstellung. Aus der Verdichtung der Information aus verschiedenen Zeitreihen folgt eine Schwankungsbreite der **Verlässlichkeit der Mittelwerte**, die anhand eines einfachen Kriteriums eingestuft wird als 'gering verlässlich'/'mäßig verlässlich'/'stärker verlässlich' für Mittelwert  $\langle \approx \rangle$  Spannweite der Zeitreihen (nach CHRISTENSEN et al. 2007: 890f.). Günstig zu beurteilen ist, dass in beiden Regionen rund 80% der Werte der höchsten Reliabilitätsstufe zugehören, und dass lediglich die Winter beider Regionen etwas ungünstiger ausfallen. Unter den Ereignistypen sind es mit IDs 12 bis 17 jene hydrologischer Definition und mit IDs 24, 25 und 31 solche frontaler Dynamik, welche ausschließlich hoch reliabel eingeordnet sind.



**In Abgleich mit den relativen und global-saisonalen Ergebnissen** sind aus Tab. 13-57 folgende Plausibilitäten und Widersprüchlichkeiten zu konstatieren:

In NEUS finden sich für Kontrolllauf wie für das Ende des 21. Jahrhunderts sowohl die größere Ereignisdichte von Frühling und Herbst wie die Ereignisarmut des Winters bestätigt. Der Sommer reiht sich nachdrücklich und etwa niveaugleich in die Reihe ereignisstarker Jahreszeiten ein. Als aus dynamischer Sicht aufschlussreich darf die Nachrangigkeit des Winters gelten, die unter anderen nur einige frontale Typen einklammert (IDs 22 und 24) und die regional mit der Ereignisarmut des zentraleuropäischen Sommers kontrastiert (s. Kap. u.). In allen 3 hochfrequenten Jahreszeiten konzentrieren sich entsprechende Eigenschaften auf dynamisch abgegrenzte wie dynamisch ausgelöste hydrologische Event-Typen (IDs 21 bis 25 und 31 bis 33), darunter besitzen im Frühling Warm- und Kaltfronten eine Vorrangstellung. Beispiellos ist die Erhöhung der Anzahl von Ereignistypen mit Wiederkehrzeiten deutlich unter 4 Wochen um 5 zum Ende des Szenarios im Herbst. Dessen Trendstärke bezieht im Gegensatz zu der des Sommers alle Ereignistypen mit ein, verkürzte Wiederkehrzeiten des Herbstes im Szenarioklima sind zudem weit häufiger als signifikant ausgewiesen. Zu beachten sind auch die weniger verlässlichen Werte der im Szenario besonders ereignisreichen Ereignistypen. Erneut zirkulationsdynamisch gedeutet werden mögen die Trendschwächen der rezent und mutmaßlich zukünftig kaum von hydrologisch wirksamen tropischen Systemen tangierten Jahreszeiten Winter und Frühling. Im Zusammenspiel mit in den AOGCMs im allgemeinen leicht nach Norden verlagertes Jetachse (CHRISTENSEN et al. 2007: 887) könnten sich daraus die Trendunauffälligkeit des Frühjahrs, die markant negativen Trends des Winters ableiten.

In ZEU zeichnet sich nach Anzahl der Ereignistypen geringerer Wiederkehrzeiten eine saisonale Dreiheit aus Frühling, Herbst und Winter ab. Die im vorigen Abschnitt angesprochene Alleinstellung des Sommers durch Auftrittsspärlichkeiten bleibt – in Übereinstimmung mit dem nordamerikanischen Pendant des Winters – zwar am Ende des Analysezeitraums erhalten, jedoch trendbedingt abgemildert. Anders als in NEUS handelt es sich hierbei kaum um eine Präzisierung bisheriger Ergebnisse aus diesem Kapitel denn um eine erstmalig klarere Formulierung saisonaler Charakteristiken. Bezeichnend sind die etwas variabler gelagerten frequenzstarken Ereignistypen, die neben den auch für NEUS typischen frontalen IDs vielfach hydrologische (Herbst) und nicht gekoppelte IDs (Frühling, Herbst, Winter) einbegreifen.

Tab. 13-57: Mittlere Wiederkehrzeiten SAGM-bezogener Ereignisse [Tage] nach Ereignistypen und Jahreszeiten für Kontrolllauf ('RI<sub>CON</sub>') und Ende des Szenariolaufs ('RI<sub>END</sub>'), Mittel aus multimodalen Pseudoladungsreihen, intramodal soliden Ereignisreihen und multimodalen Ereignisreihen; ■/■/■ = außergewöhnlich lange/mäßige/außergewöhnlich kurze Wiederkehrzeit, gemessen am regionalen Median der Wiederkehrzeiten (ca. 28 Tage in beiden Regionen); graue Spalten: Verlässlichkeit der mittleren Wiederkehrzeiten aufgrund des Vergleichs mit AOGCM-SRES-Zeitreibenspanne: ■/■/■ = geringe/mäßige/hohe Verlässlichkeit; **fett** ausgeführt: signifikant geringere Wiederkehrzeit eines Ereignistyps in Kontrolllauf oder Szenarioendphase (t-Test, Si=90%, Datenbasis: Werte aus multimodalen Pseudoladungsreihen, intramodal soliden Ereignisreihen und multimodalen Ereignisreihen); **vorletzte Zeile** ('Med'): Median der ereignistypisch mittleren Wiederkehrzeiten; **letzte Zeile** ('t'): Signifikanz der Häufigkeitsänderungen zwischen Kontrolllauf und Ende Szenariolauf auf Basis von t-Test, Werte > 0 Häufigkeitszunahme, Werte < 0 Häufigkeitsabnahme

Ereignistyp	NEUS								ZEU							
	Frühling		Sommer		Herbst		Winter		Frühling		Sommer		Herbst		Winter	
	RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>
11	34,1	35,0	67,2	64,7	50,8	48,7	<b>97,8</b>	117,0	27,8	29,8	44,6	42,9	26,6	26,1	29,2	28,3
12	<b>43,5</b>	44,6	28,2	27,8	30,9	<b>29,6</b>	31,3	30,8	31,6	<b>28,0</b>	53,0	49,8	24,9	<b>22,5</b>	35,4	<b>32,6</b>
13	41,3	47,9	34,1	35,7	38,6	<b>33,6</b>	37,0	36,7	192,3	123,7	43,0	<b>38,9</b>	131,0	<b>94,1</b>	97,7	<b>78,9</b>
14	<b>22,0</b>	<b>21,7</b>	44,4	44,8	26,4	<b>23,5</b>	30,1	31,1	<b>23,4</b>	<b>22,1</b>	60,4	49,7	25,7	<b>21,4</b>	31,8	29,4
16			38,0	<b>29,5</b>	38,1	<b>33,1</b>	46,2	50,6	77,3	86,8	141,9	122,7	36,5	40,1		
17	46,2	47,5	27,6	27,1	30,8	30,3	41,2	40,9	31,3	<b>27,9</b>	53,3	50,1	<b>24,3</b>	<b>21,9</b>	34,9	<b>32,3</b>
21	<b>22,3</b>	<b>22,0</b>	30,0	29,7	31,5	<b>29,9</b>	34,2	37,1	25,3	<b>23,4</b>	31,9	<b>30,1</b>	27,6	<b>24,3</b>	32,7	<b>29,6</b>
22	<b>17,6</b>	<b>17,6</b>	31,0	30,5	<b>23,0</b>	<b>19,1</b>	31,0	31,0	33,2	32,0	36,8	<b>30,8</b>	<b>22,4</b>	<b>19,2</b>	34,4	32,0
23	34,9	<b>30,5</b>	21,6	<b>12,3</b>	24,1	<b>21,2</b>	47,0	51,1	16,9	17,6	31,1	24,8	39,9	37,9	27,9	21,8
24	27,8	27,6	36,6	36,5	25,5	23,4	30,4	30,3	21,6	20,0	42,5	<b>38,7</b>	24,0	<b>20,6</b>	33,9	27,3
25	<b>32,9</b>	<b>31,5</b>	<b>23,4</b>	<b>15,0</b>	26,2	<b>23,3</b>	36,0	39,4	21,2	19,8	129,1	101,4	33,4	<b>24,9</b>	25,0	<b>19,5</b>
31	27,5	<b>26,8</b>	<b>27,0</b>	28,3	28,1	<b>24,5</b>	48,0	53,0	23,7	24,2	36,3	<b>34,5</b>	25,8	25,6	34,7	34,0
32	<b>19,9</b>	<b>20,2</b>	29,1	26,4	<b>23,2</b>	<b>21,4</b>	35,0	36,5	23,4	20,1	27,9	27,2	25,1	24,8	<b>21,2</b>	19,9
33	<b>21,2</b>	21,3	26,7	26,1	25,1	<b>23,0</b>	34,2	35,4	23,6	<b>21,0</b>	34,1	<b>30,8</b>	26,6	27,0	<b>22,1</b>	<b>20,9</b>
40	26,0	24,4	51,0	48,7	43,6	42,8	36,0	36,3	16,5	14,6	83,3	68,8	26,4	25,0	29,5	32,0
50	32,4	33,3	24,7	<b>14,3</b>	42,9	37,8			22,5	20,9	35,5	<b>29,8</b>	25,9	<b>22,2</b>	27,7	<b>19,6</b>
Med	27,8	27,6	29,5	28,9	29,4	27,1	36,0	36,7	23,6	22,7	42,8	38,8	26,1	24,9	31,8	29,4
tt	+4		+99		+100		-97		+84		+99		+96		+99	

**Saisonal extreme Wiederkehrzeiten** belegen die mehrfach konstatierten Reproduktionsdefizite für hydrologische Ereignistypen: Höchste Wiederkehrzeiten von 6 Wochen und mehr werden bevorzugt den geographisch lokalisierenden Typen 11 (in NEUS: Sommer, Herbst, Winter) bzw. 13 (ZEU: Frühling, Herbst, Winter, NEUS: Frühling 21. Jahrhundert) zugeschrieben, daneben dem Trockentyp 16 (ZEU: Sommer) und dem Hochwasserwellentyp ID17 (NEUS: Frühling Kontrolllauf). Geringste Wiederkehrintervalle weisen am häufigsten IDs 22 und 23 (NEUS und ZEU) sowie 32 und 40 (ZEU) auf. Neben der Interpretation dieses Kontrasts als bestmöglicher Einschätzung modellierter Verhältnisse liegt eine Deutungsalternative darin, eine schwache Wiedergabefähigkeit subregionalen Geschehens (für Einzugsgebiete, nach regionalen Sektoren) durch AOGCMs und umgekehrt eine gute Wiedergabefähigkeit geographisch nicht näher differenzierter hydrologischer Starkereignisse zu erkennen. Alternativ und kritischer erwägt steht die Möglichkeit ereignistypbezogener Trendartefakte im Raum, die indes bei allen anderen Ereignistypen analog als Möglichkeit nicht völlig von der Hand gewiesen werden kann.

Eine **Untergliederung der Jahreszeiten nach Szenarien** verfeinert die oben im Kapitel eingebrachten allgemeinen Befunde zu szenarischen Besonderheiten. Die in Tab. 13-52 (S. 242) dokumentierten Eigenschaften bestätigen sich auch in den hier verwendeten gemittelten Werten: Alle 4 Jahreszeiten in NEUS dokumentieren A2-Präferenzen mit  $Si \geq 82\%$  (Kontrolllauf) bzw.  $Si \geq 74\%$  (Ende 21. Jahrhundert). ZEU zeigt unwesentliche A2-Bevorzugen für Frühling und Winter ( $Si < 50\%$ ), B2-Bevorzugen für Sommer und Herbst ( $Si < 40\%$ ). Trendbezogene Präferenzen verharren meist im statistisch unsicheren Bereich und erreichen – bei mittlerer Ereignisabnahme – maximal  $Si=87\%$  zu Gunsten von A2 in NEUS/Winter,  $Si=85\%$  und  $Si=79\%$  zu Gunsten von B2 in ZEU/Sommer und Winter.

Von den 192 saisonal-szenarischen Differenzierungen nach Ereignishäufigkeit und Häufigkeitsänderungen erweisen sich ca. 16% (NEUS) bzw. ca. 13% (ZEU) als signifikant. Überrepräsentiert sind darunter die IDs 31 bis 33 mit ca. 30% Signifikanzen. Beiträge zu den höheren A2-Ereignisdichten in NEUS steuern fast gänzlich frontale und frontal-konvektive Ereignistypen bei (IDs 21 bis 33, an ersten Stellen IDs 25 (*stationäre Fronten*) und 33 (*frontal-konvektive hydrologische Starkereignisse*), während Bevorzugen hydrologischer Typen fast ausschließlich und in geringerer Anzahl B2 betreffen (erstrangig IDs 12 und 13). Kontrolllaufklima und Endphase zeigen brutto und netto ungefähr gleich oft A2-Begünstigungen, unter den Jahreszeiten sind Frühling und Herbst mit vermehrten A2-Ausrichtungen belegt. Signifikante B2- und A2-Überhänge bei den Trends wiegen sich auf. In ZEU haben für alle definitorischen 4 ID-Gruppen (11 bis 17, 21 bis 25, 31 bis 33, 40 und 50) gleichermaßen B2-Begünstigungen die Oberhand, größte Einzelzuträger sind ID21 (*Warmfronttyp*) und ID32 (*konvektiv-hydrologische Events*).

Klimageographisch sei festgehalten, dass in beiden Regionen frontale und frontal-konvektive Prozesse gerade saisonal höchste Szenarioabhängigkeiten vorweisen, und dass vergleichsweise nuancierte Unterschiede der Definitionsgrundlagen oft zu regional und szenarisch gegenläufigen Tendenzen führen. Signifikanzbelege konzentrieren sich häufigkeits- und trendbezogen sehr stark auf Sommer und Winter, wiewohl lediglich aus den zusammenfassenden t-Tests der Trends daraus entsprechend angedeutete saisonale Signifikanzen resultieren.

Prägnanter als die sogenannten nicht quantifizierten Einschätzungen (vgl. besonders Tab. 13-40, S. 214 und Tab. 13-48, S. 224) protokolliert die **zwischenregional numerisch ausgeführte** Differenzbildung **regional-saisonale Eigenarten** (vgl. Tab. 13-58, S. 254). Als Konsequenz aus den in Tab. 13-57 dargelegten innerregionalen Merkmalen – und mit ungefähren regionalen Mediangleichheiten als Voraussetzung – folgt teststatistisch wie nach Anzahl der Ereignistypen ein deutlicher Vorsprung von NEUS im Sommer, von ZEU im Winter. Kaum prononciert fallen

die regionalen Abweichungen der Übergangsjahreszeiten aus, umso weniger als NEUS durch die Ausreißer von ID13 überproportional vertreten ist.

In den 3 letzten Zeilen der Tabelle 13-58 wird die Ausreißerproblematik des t-Tests zum einen durch Ausschluss von ID13 aus dem t-Test, zum zweiten im Vergleich mit dem rangfolgebasierten Test nach MANN, WHITNEY und WILCOXON (kurz: U-Test) eindrucksvoll vor Augen geführt (zur Theorie vgl. Kap. 5.6.2.): Unvorteilhaft bemerkbar machen sich test- und datenbezogene Instabilitäten allein in den regional gemischt dominierten Jahreszeiten Frühling und Herbst. Ob der gegenüber Ausreißern unempfindlichere U-Test dem t-Test vorzuziehen ist, hängt dabei grundsätzlich davon ab, ob auch der Rangstatistik der Vorzug gegenüber der Mittelwertsstatistik eingeräumt werden soll. An dieser Stelle sei durch den vergleichenden Gebrauch der Testverfahren die Verlässlichkeit einiger Resultate zur Diskussion gestellt.

Neben den übergeordneten regional-saisonalen Relationen sind **Ereignistypen** erwähnenswert,

- a) die **regional-saisonale Unabhängigkeit der Dominanz** kennzeichnet.
- b) die hypothetisch mit **zwischenregional ähnlich intensiver zeitlicher Dynamik** von Trend oder Ereignisdichte in Verbindung zu bringen sind.
- c) die hypothetisch mit **zwischenregional verschieden intensiver zeitlicher Dynamik** von Trend oder Ereignisdichte in Verbindung zu bringen sind.

**Ad a)** rechnet mit ID13 lediglich ein durchweg in NEUS stärker vertretener Ereignistyp, dessen regionale Ambivalenz jedoch hauptsächlich durch ungewöhnlich lange Wiederkehrintervalle in ZEU genährt wird (vgl. Tab. 13-57). *Trockentyp* 16 entfaltet am Ende des Analysezeitraums in NEUS regionale Dominanz. Der zweite örtlich näher bestimmbare Ereignistyp, ID11, verbucht umgekehrt von Sommer bis Winter multisaisonal in ZEU dominante Auftrittsfrequenzen und vertritt zusammen mit *Hochwasserwellen*-ID17 (Frühling, Herbst, Winter) ZEU übersaisonal bevorzugt. Lageeigenschaften werden mithin in ZEU effizienter durch pegelbezogene SAGMs, in NEUS durch SAGMs auf Basis von Niederschlagslokalisation reproduziert. Für die anderen 12 Ereignistypen, das bedeutet aus definitorischer Sicht besonders für solche dynamisch präzisierter Art, ist regional-saisonal Dominanzvariabilität kennzeichnend.

Regional umfassend erhöhte zeitliche Entwicklungen, im Sinne von höherwertigen Regressionskoeffizienten, weisen ebenfalls wenige Starkereignisse auf: ID16 für NEUS, IDs 17, 21, 22, 24 und 31 für ZEU. Damit nimmt Mitteleuropa für 4 der 6 im Kern frontal abgegrenzten hydromet. Anomalietypen geographische Vorrangstellung ein.

**Ad b)** **Zwischenregionale Ähnlichkeiten ereignistypischer Auftrittsfrequenzen** sollen an dieser Stelle hypothetisch als Beleg für die im Effekt (nicht dem Phänomen nach) auch

zirkulationsdynamische Verwandtschaft modellierter Regionalklimate dienen. Ausgesprochen reich an Indizien für geographisch ausgeglichene mittlere Wiederkehrzeiten erscheinen in diesem Sinne Frühling und Herbst bezüglich frontal-konvektiver Prozesse (IDs 31 bis 33), in geringerem Ausmaße alle 4 Jahreszeiten für die beiden thermisch-mobilen Frontarten (IDs 21 und 22). Es handelt sich mithin um die in definitorischer Sicht 5 klassischen gekoppelten dynamisch-hydrologischen Ereignisarten, für die – zirkulationsdynamisch argumentiert plausiblerweise – überregionale Häufigkeitskongruenzen bestehen. Dass dies zu Beginn und Ende der Modellzeiten gleichermaßen gilt, kann als Hinweis der regional balanciert verbleibenden Relationen im nur mehr quasi-natürlichen Klima begriffen werden. Dass Frühling und Herbst vorrangig als zwischenregional häufigkeitsähnlich auftreten, mag als Hinweis für überregional konforme meteorologisch-hydrologische Koppelungen gerade in den Übergangsjahreszeiten dienen, während derart argumentierend mit Sommer und Winter die Jahreszeiten extremen externen Einstrahlungsantriebs darin weniger regionale Gleichart zeigten. Mit ID14 verfügt zusätzlich ein nicht-dynamischer Typ über weithin nachvollziehbare geographische Intensitätsverwandtschaft. Speziell die *räumliche* Effizienz regional relevanter Starkereignisse findet durch ID14 ganzjährig Bestätigung.

**Überregional linear-regressive Trendähnlichkeiten** beziehen in gleicher Anzahl dynamische und nicht-dynamische Anomaliedefinitionen ein. IDs 12, 13 und 14 verweisen auf vergleichbare Entwicklungen bei regional jeweils relevanten hydrologischen Intensitäten, räumlichen Lagen und räumlichen Ausdehnungen. Gefördert wird eine Deutbarkeit in geographisch vergleichender Sicht dadurch, dass negative und positive Trends integriert sind und keine systematisch und gegebenenfalls verzerrten Modelltrends vorliegen. Von den 6 frontal und frontal-konvektiven IDs wird erneut ein großer Anteil als ähnlich kenntlich: Nummern 21, 22 und 32 ganzjährig, Nummer 24 in Frühling und Sommer, Nummer 31 in Herbst und Winter. Langfristig ist – erneut auf Grundlage von dynamisch-hydrologischen Kerntypen – auf keine regionalklimatische Divergierung im Rahmen des modellierten Klimawandels zu schließen.

**Ad c) Ausgeprägte zwischenregionale Abweichungen ereignistypischer Auftrittsfrequenzen** sollen die Aufgabe erfüllen, die Hypothese klimageographisch eigenartiger Prozesse zu untermauern. Konträr zu den regionalen Ähnlichkeiten werden dabei oft einsaisonale und schwerer als systematisch auszulegende Merkmalsdivergenzen sichtbar. Exemplifiziert werden kann dies anhand der nicht gekoppelten hydromet. Ereignisse (IDs 40 und 50), die jahreszeitlich jeweils paarweise gleichsinnig regional divergieren und die als streng genommen unzureichend erklärte gekoppelte Anomaliearten jeweils sehr ausgeprägt allgemeine saisonale Tendenzen nachzeichnen. Die regionalen Präferenzen der IDs 40 und 50 als funktional

mit den regionalen Häufigkeitsintensitäten verknüpft anzusehen oder im allgemeinen Jahrgang als zufällig auftretend zu interpretieren, wären 2 Deutungsalternativen.

Etwa schlüssiger auszulegen sind Saisonalitäten dynamisch eingestufte Typen. Den am klarsten strukturierten Fall stellt ID25 (*stationäre Fronten*) mit stattlichen NEUS-Überhängen in Sommer und Herbst, für ZEU in Winter und Frühling. *Konvektiv-frontal bedingte Stark-*

Tab. 13-58: Regionale Differenzen der mittleren saisonalen Wiederkehrzeiten der 16 Ereignistypen ('RI<sub>NEUS</sub>-RI<sub>ZEU</sub>') für Kontrolllauf ('RI<sub>CON</sub>') und Szenarioendphase ('RI<sub>END</sub>') und regionale Differenzen der zeitlichen Entwicklungen der mittleren Wiederkehrzeiten ('RI<sub>END</sub>-RI<sub>CON</sub>'), in Tagen;  /  /  = mindestens um einen Tag kürzere Wiederkehrzeit in NEUS/ZEU/keiner Region; **fett** ausgeführt: signifikanter regionaler Vorsprung eines Ereignistyps (t-Test, Si=90%, Datenbasis Werte aus multimodalen Pseudoladungsreihen, intramodal soliden Ereignisreihen und multimodalen Ereignisreihen), in Spalten 'RI<sub>END</sub>-RI<sub>CON</sub>' rote/blau Ausführung für in *beiden* Regionen auftretende Verringerung/Ausweitung (nur einmal) der Wiederkehrzeiten; drittletzte Zeile: Signifikanz der regionalen Unterschiede auf Basis von t-Test über die Einzelwerte der 16 Ereignistypen; zweitletzte Zeile: Signifikanz der regionalen Unterschiede auf Basis von t-Test über die Einzelwerte der 16 Ereignistypen ohne Ausreißertyp ID13; letzte Zeile: Signifikanz der regionalen Unterschiede auf Basis von U-Test über die Einzelwerte der 16 Ereignistypen; 'o.': ohne, '.': Fehlwert

Ereignistyp – ID	Frühling			Sommer			Herbst			Winter		
	RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	RI <sub>END</sub> -RI <sub>CON</sub>	RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	RI <sub>END</sub> -RI <sub>CON</sub>	RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	RI <sub>END</sub> -RI <sub>CON</sub>	RI <sub>CON</sub>	RI <sub>END</sub>	RI <sub>END</sub> -RI <sub>CON</sub>
11	6,3	5,2	-1,1	22,6	21,8	-12,0	24,2	22,5	-2,8	68,7	88,7	22,6
12	11,8	16,5	2,8	-24,7	-22,0	18,8	6,0	7,2	5,0	-4,1	-1,8	0,2
13	-151,0	-75,8	7,0	-9,0	-3,2	-2,0	-92,4	-60,6	-3,0	-60,6	-42,2	0,0
14	-1,4	-0,4	0,6	-16,1	-4,8	3,1	0,7	2,1	3,3	-1,7	1,7	2,3
16	.	.	.	-103,9	-93,2	-5,1	1,6	-7,0	-3,4	.	.	.
17	14,9	19,6	4,5	-25,6	-23,0	2,6	6,5	8,4	3,3	6,3	8,6	3,0
21	-2,9	-1,5	2,0	-1,9	-0,3	2,2	3,9	5,6	1,8	1,5	7,5	2,4
22	-15,6	-14,4	2,7	-5,8	-0,3	2,1	0,6	0,0	2,8	-3,5	-1,0	1,3
23	18,0	12,9	64,1	-9,5	-12,5	-7,5	-15,8	-16,7	-1,6	19,1	29,4	6,1
24	6,2	7,6	3,9	-5,9	-2,2	1,7	1,6	2,9	25,6	-3,6	3,0	14,5
25	11,7	11,7	35,5	-105,7	-86,4	-5,1	-7,2	-1,7	5,5	11,0	19,9	4,9
31	3,8	2,6	18,1	-9,3	-6,2	4,4	2,2	-1,2	1,9	13,3	18,9	2,4
32	-3,5	0,0	1,6	1,2	-0,8	-1,5	-1,9	-3,4	-2,4	13,9	16,6	3,0
33	-2,4	0,3	10,9	-7,4	-4,7	5,4	-1,5	-4,0	-0,3	12,1	14,4	6,9
40	9,5	9,7	2,5	-32,3	-20,1	0,9	17,2	17,8	-0,7	6,5	4,2	4,0
50	9,9	12,3	3,2	-10,9	-15,5	-7,9	17,0	15,7	-4,4	.	.	.
t	39%	19%	96%	99%	99%	99%	35%	6%	82%	50%	92%	100%
t(o.13)	96%	99%	98%	100%	99%	99%	96%	96%	17%	99%	99%	100%
U	92%	99%	99%	100%	100%	100%	86%	83%	66%	95%	100%	100%

ereignisse (ID33) kommen in Sommer und Winter auf Häufigkeitsvorrang für NEUS, nach Intensitäten eingestufte (IDs 12 und 17) im Sommer. Wiederkehrzeiten von *Trockenereignissen (sub)regionaler Ausdehnung* (ID16) kaum über denen von Starkereignissen deuten sommerlich – obwohl Zeit des saisonalen Niederschlagsmaximums – sehr viel intensiver geartete Trockendynamik in NEUS an.

**Regional stark eigenständiges und zugleich stark positives Trendverhalten** betrifft in der Mehrzahl der 13 belegten Fälle regional bereits deutlich hochfrequente Ereignistypen. Verstärkung des Übergewichts vollzieht sich für IDs 16, 23, 25 und 50 in NEUS/Sommer, für IDs 12 und 50 in ZEU/Herbst, für ID23 in ZEU/Winter. Gravierende Häufigkeitsangleichungen kommen bei IDs 12 und 33 im Sommer, bei ID25 im Herbst stets zu Gunsten von ZEU zustande. 3 weitere starke Trendüberschüsse sorgen für Angleichungen oder Umkehrungen regionaler Häufigkeitspräferenzen bei niedrigen interregionalen Abweichungen (IDs 31 und 33/ Fröhjahr, ID24/Winter, jeweils zu Gunsten von ZEU).

Frequenzanalytisch spricht die dargelegte Einteilung der regionalen Trendauffälligkeiten für eine überwiegende Neigung zur Fortdauer regionaler Divergenzen.

Abschließend sei betont, dass mit der vollzogenen klimadynamischen Interpretation im regionalen Vergleich an die Grenze zwischen formal und inhaltlich begründeter Hypothesenbildung gelangt wird, über die ohne Untersuchung der Einzelmuster und ohne Prüfung von SAGM-Redundanzen kein weiterer Schritt gegangen werden sollte.

#### 13.3.3.6. Diskriminierung von Trendstärken nach Ereignistypsubgruppen

Einige Ereignistypen umfassen differenzierbare und weit gespannte SAGM-Definitionen. Von eigener Relevanz erscheint, inwieweit lineare Trends sich nach hydromet. Ereignisstärken und nach räumlichen Schwerpunkten innerhalb von Ereignistypgruppen unterscheiden. Für IDs 12/17, 14, 22 und 23 werden daher Prüfungen aufgrund subgruppenspezifischer Trendstärkenvariation im Zusammenhang mit Ereignisintensitäten, für IDs 11 und 13 in Zusammenhang mit geographischen Untergruppen vorgenommen. Ebenso wird eine Gegenüberstellung nach Szenarien durchgeführt. Prüfentscheide werden mittels des MANN-WHITNEY-U-Test, bei mehr als 2 Teilgruppen mittels des verwandten KRUSKAL-WALLIS-Test (BASLER 1994: 217f.) getroffen. In die Prüfung einbezogen werden SAGMs, welche intramodal solide und/oder multimodal konvergente Trends aufgrund von Ereignisreihen anzeigen. Als quantitative Testgrundlage dienen die Abweichungen zwischen abgeschätzter SAGM-bezogener saisonaler Ereignishäufigkeit am Ende des Szenariolaufs (Endjahr) und zu Beginn der Kontrolllaufs (Anfangsjahr), im folgenden mit 'δ' bezeichnet und in der Einheit d/SAGM (d=Tage) notiert. Im Falle multimodaler Konvergenz und/oder durch alle 3 AOGCMs belegter intramodaler Solidität errechnen sich die Ereignishäufigkeiten als Mittelwerte der 3 Modellwerte. Analog werden bei bimodaler Intramodalität 2 AOGCM-Werte, wird bei unimodaler Intramodalität deren einer verwendet.

### Ereignistypen 12 und 17: Gekoppelte hydromet. Anomalien nach Intensität des Tagesabflusses und vorgelagerten Tagesniederschlags

IDs 12 (*Hochwasser nach Abflussvolumen*) und 17 (*Hochwasserwellen, nach zwischenwöchentlichen Volumenanstiegen*) werden zusammengefasst, weil die enthaltenen differenzierenden Intensitätsdefinitionen übereinstimmen und weil umfängliche Ereignis- und daraus resultierend Musterüberschneidungen bestehen: In NEUS sind rund 70% der Volumen-SAGMs deckungsgleich Wellen-SAGMs, in ZEU sind es gar an die 90%. Subgruppenbildungen erfolgen getrennt nach Intensitäten von Niederschlägen (5 Kategorien) und von Abflüssen (3 Kategorien).

In NEUS zeichnet sich bei insgesamt geringfügigem  $\delta \approx +0,1$  und  $S_i=80\%$  eine Trendstärke für Ereignisse mit geringster (Schwellen 10 mm und 90%-Perzentil) und stärkster Niederschlagsanomalie (Schwellen: 50 mm und 99,5%-Perzentil) ab. Ausschließlich SRESB2 stützt diese Tendenz ( $S_i=85\%$ ). Bei Hochwasserintensitäten sind keinerlei Auffälligkeiten festzustellen, auch nicht beim Abgleich der beiden Szenarien. Angedeutet ( $S_i=70\%$ ) trendstärker ist in ZEU SRESA2 ausgebildet ( $\delta_{A2} \approx +0,62$  vs.  $\delta_{B2} \approx +0,42$ ), was bei Niederschlägen für die schwächste Intensitätsstufe (10 mm/90%-Perzentil), bei Hochwässern für die beiden stärkeren Kategorien (90%- und 95%-Perzentile) nachgezeichnet wird und mit  $75\% < S_i < 85\%$  ebenfalls eher schwach abgesichert erscheint. Szenarioübergreifend treten keine Divergenzen der Intensitätsklassen hervor.

Gänzlich ohne Beleg für die Ausbildung subgruppenspezifischer Trendsonderheiten bleibt die Prüfung für Ereignistyp 14 in beiden Regionen. Die nach *Anzahl der von einer Anomalie betroffenen Niederschlagsstationen* als 'schwach/mäßig/stark in Mitleidenschaft gezogen' kategorisierten SAGMs erzielen so undifferenziert für SRESA2 im Mittel jeweils höhere, jedoch breit gestreute Häufigkeitsanstiege (NEUS:  $\delta_{A2} \approx +0,14$  vs.  $\delta_{B2} \approx +0,01$ ; ZEU:  $\delta_{A2} \approx +0,91$  vs.  $\delta_{B2} \approx +0,53$ ). Verschiedene subjektiv nach Betroffenheitsgrad zusammengestellte Gruppen ließen sich in keinem der Zwei- und Dreigruppenvergleiche testsicher auseinander halten.

Regionale Ambivalenz herrscht bei den nach 3 frontalen Intensitäten (stark, moderat, schwach) unterteilten ID21 (*Warmfronten*) und ID22 (*Kaltfronten*). In NEUS neigen klar schwach-, in ZEU eher starkfrontale SAGMs zu signifikant aufsteigenden Trends. In NEUS stellt sich diese Dominanz für Warmfronten schwach dar ( $S_i=75\%$ ) und wird allein durch SRESB2 getragen (dort  $S_i=79\%$ ), für Kaltfronten hochsignifikant ( $S_i=99,9\%$ ) mit Beitrag gänzlich durch SRESA2 ( $S_i=99,9\%$ ). Die in ZEU hochsignifikant trendstärkeren sehr intensiven Warmfronten ( $S_i=99,9\%$ ) zeigen diese Tendenz ebenfalls bevorzugt in SRESA2 ( $S_i=99,9\%$  vs.  $S_i=75\%$  für SRESB2), kaltfrontal liegt lediglich deskriptiv eine klare Rangfolge vor ( $\delta_{\text{stark}} \approx 0,53$ ,  $\delta_{\text{moderat}}$  und



$\delta_{\text{schwach}} \leq 0,11$ ). Dabei bewegt sich  $\delta$  der trendstärksten Frontintensitätskategorie in Größenordnungen zwischen +0,20 (schwache Warmfronten/NEUS) und +1,33 (starke Warmfronten/ZEU) oder gleich bedeutend zwischen +5% und +60%.

Saisonale Prüfungen sind wegen geringer SAGM-Anzahlen selten möglich. In ZEU lässt sich für Winter/SRESA2 Signifikanz ( $S_i=95\%$ ) der Trendstärke intensiver Warmfronten ablesen, in NEUS Signifikanz ( $S_i > 75\%$ ) der herausragenden Trends schwacher Kaltfronten für Frühling, Sommer und Herbst/SRESA2. Eine gewisse Systematik ist in der höheren Signifikanzträchtigkeit von SRESA2 zu vermuten. Dynamisch interpretiert mag die abnehmende bis stagnierende Häufigkeit moderater bis starker Fronten in NEUS, die leichte bis kräftige Zunahme intensiver Fronten in ZEU mit einer Nordverlagerung der planetarischen Frontalzone in Verbindung gebracht werden (vgl. Kap. 7.).

Konvergente SAGM-Trends zu einzelnen Einzugsgebieten (ID11) sind spärlich ( $n_{\text{NEUS}}=16$ ,  $n_{\text{ZEU}}=26$ ), erst nach räumlicher Zusammenfassung von Flussabschnitten zu erweiterten Subgruppen zeigen sich tragfähige und geographisch auslegbare Trenddifferenzen. Auf die nach dem KRUSKAL-WALLIS-Test bei schwachem  $S_i$  von 75% anzunehmende Herkunft der  $\delta$ -Werte bereits der Einzelpegel aus verschiedenen Teilmengen (NEUS und ZEU) sei eingangs nur hingewiesen. In NEUS werden subjektiv 3 Gruppen gebildet: Aus 6 Pegeln im transappalachischen Ohiogebiet einschließlich des Maumee R. (Gruppe OH), aus 6 Pegeln in den mittleren Appalachen an Flüssen zum Atlantik und ins Landesinnere (Gruppe APP) und aus 4 Pegeln im Nordosten ab dem Delaware R. (Gruppe NE). Zu beachten ist, dass 7 Pegel durch kein intra-/multimodales SAGM vertreten sind, und dass sich die APP-Gruppe dadurch gravierend auf 2 Pegel verkleinert. Zunächst kommt in ungegliedertem U-Test zum Vorschein, dass für SRESB2, bei geringer Mittelwertsabweichung zu SRESA2 ( $\delta_{B2}=0,21$  vs.  $\delta_{A2}=0,20$ ), die positiven Trendsignale doch klarer bestimmend sind ( $S_i=78\%$ ). Hydrogeographisch verbucht APP weit höhere Zuwächse als OH und NE ( $\delta_{\text{APP}}=0,59 > \delta_{\text{NE}}=0,15 > \delta_{\text{OH}}=0,07$ ), rangstatistisch modifiziert liegt APP vor OH vor NE ( $S_i=87\%$ ). Abgebildet wird der Vorrang von APP auch in SRESA2 ( $S_i=80\%$ ), wo NE mit  $\delta_{\text{NE}}=0,04$  nur mehr minimal positiv ausgerichtet ist. Als trendstärkste Flussbereiche innerhalb der Subregionen sind zu nennen Washington/Potomac R. (APP), Waterville/Maumee R. (OH) und Trenton/Delaware R. (NE). Als im Mittel trendstärkste Jahreszeit liegt der Sommer unwesentlich vor Herbst und Frühling, der Winter bleibt unbelegt ( $\delta_{\text{Sommer}}=0,32 > \delta_{\text{Herbst}}=0,24 > \delta_{\text{Frühling}}=0,18$ ).

Nach topographischer Lage sind in ZEU ebenfalls 3 Pegelgruppen zusammengefasst: Intra-multimodal vertreten sind in Gruppe NW 4 Pegel an Mittel-/Niederrhein und Weser (Köln, Rees, Bodenwerder, Intschede), in Gruppe SW 2 Pegel (Maxau/Oberrhein und Rheinfelden/

Hochrhein), in Gruppe ELB die 3 Elbepegel Dresden, Magdeburg und Wittenberge. Donau, Main, Mosel und Neckar können wegen fehlender SAGMs nicht einbezogen werden. Die in ZEU ohnehin ereignisstärkeren SAGMs ( $\approx 3\text{d/SAGM/Saison}$ , NEUS:  $\approx 1,5\text{d/SAGM/Saison}$ ) übertreffen regional auch bei den Zuwächsen mit  $\delta \approx 1,88$  NEUS bei weitem. Gänzlich belanglos sind Unterschiede zwischen den Szenarien. In beiden steht jahreszeitlich der Winter eindeutig auf vorderer Trendposition, der Sommer verzeichnet noch moderate Positivität, der Herbst sehr schwache ( $\delta_{\text{Winter}}=3,68 > \delta_{\text{Sommer}}=0,37 > \delta_{\text{Herbst}}=0,05$ , Frühling unbesetzt). Markante Abstufung herrscht für die Trendstärken der Pegelgruppen ( $\delta_{\text{ELB}}=2,89 > \delta_{\text{NW}}=1,19 > \delta_{\text{SW}}=0,08$ ;  $S_i=87\%$ ), SRESA2 bildet dabei ELB und NW bei ähnlichen  $\delta$  auch als rangstatistisch gleichrangig ab ( $S_i=75\%$ ), SRESB2 akzentuiert die Dominanz von ELB, während hier NW wie SW bei  $\delta \pm 0$  verharren. Verwiesen sei darauf, dass die Trendeigenschaften der Subgruppen auf recht unterschiedlichen Anzahlen von konvergenten SAGMs beruhen, dass daran geknüpft eine höhere Tragfähigkeit der ELB-Merkmale zu mutmaßen ist ( $n_{\text{ELB}}=14 > n_{\text{SW}}=6 > n_{\text{NW}}=3$ ). Auch innerhalb der Pegelkollektive bestehen zum Teil erhebliche Differenzierungen: So sind in ELB die niederelbischen Pegel Magdeburg und Wittenberge weit trendstärker als Dresden, in NW verfügt Intschede über die am deutlichsten positive Ausrichtung, der andere Weserpegel Bodenwerder über die schwächste.

Ereignistyp 13 nach Lage und Ausdehnung von Niederschlagsfeldern sind von vorn herein darin regionale Besonderheiten zu eigen, als ZEU durch 5 mal mehr konvergente SAGMs repräsentiert ist als NEUS ( $n_{\text{ZEU}}=160$ ,  $n_{\text{NEUS}}=33$ ). Darauf gründet das regional typische Signifikanzverhalten der Untergruppen-Trends, das in ZEU nur in saisonal-szenarischen Untergliederungen als solches in Erscheinung tritt, sich summiert aufhebt, in NEUS dagegen fast ausschließlich in alle Jahreszeiten umfassenden Tests zutage tritt. Untergruppen basieren auf den 4 geographischen Lagezuordnungen Nordost (NE), Südost (SE), Südwest (SW) und Nordwest (NW), auf den 2 Ausdehnungskategorien 'lokal' (eine Station mit Niederschlagsanomalie) und 'superlokal' (mindestens 2 Stationen mit Niederschlagsanomalie) und auf den 8 Kombinationen daraus. Regional spezifisch liegt wie bei ID11  $\delta$  in ZEU erneut auf höherem, auch in Teilmengen meist positivem Niveau, NEUS ist durch im Mittel leicht negative Entwicklungen gekennzeichnet. Weitere Haupteigenschaften lesen sich wie folgt:

- In NEUS stehen sich 2 Subregionen stagnierenden Trends (SW und NE;  $\delta \approx 0,00$ ) und 2 Subregionen leicht fallenden Trends (NW und SE;  $\delta \approx -0,08$ ) gegenüber. Die Rangfolgen sind szenarioübergreifend schwach ( $S_i=67\%$ ), in SRESB2 mäßig signifikant ( $S_i=75\%$ ).

- In ZEU sind für die östlichen Subregionen geringere Anstiege veranschlagt als für die westlichen ( $\delta_{SW} \approx 0,61 > \delta_{NW} \approx 0,51 > \delta_{SE} \approx 0,46 > \delta_{NE} \approx 0,27$ ), die Prüfwerte fallen unterkritisch aus ( $S_i < 70\%$ ).

- Bezüglich der Niederschlagsausdehnung nehmen in beiden Regionen Trends lokal wirksamer SAGMs höhere Werte an als superlokal wirksamer. Trotz der im Mittel geringeren Subgruppenabweichungen in NEUS ( $\delta_{\text{lokal}} \approx -0,03$  vs.  $\delta_{\text{superlokal}} \approx -0,04$ ; ZEU:  $\delta_{\text{lokal}} \approx +0,52$  vs.  $\delta_{\text{superlokal}} \approx +0,42$ ) kann die Abstufung nur in NEUS als einigermaßen gesichert gelten ( $S_i=62\%$ , für SRESA2  $S_i=97\%$ ).

- Jahreszeitlich kommt in NEUS folgende absteigende Reihenfolge zustande, die mit  $S_i=95\%$  abgesichert ist:

$$\delta_{\text{Herbst}} \approx +0,07 > \delta_{\text{Sommer}} \approx -0,04 \geq \delta_{\text{Winter}} \approx -0,045 > \delta_{\text{Frühling}} \approx -0,18$$

Beide Szenarien stellen den Herbst als trendpositiv und von den nachrangigen Jahreszeiten abgesetzt dar ( $S_{iA_2}=73\%$ ,  $S_{iB_2}=84\%$ ), die nachrangigen Positionen variieren.

- Auch die saisonale Rangfolge von ZEU erstreckt sich im wesentlichen auf beide Szenarien, Herbst und Sommer stehen als erst- und schlussrangig fest, Positivität ist stets gegeben:

$$\delta_{\text{Herbst}} \approx +0,87 > \delta_{\text{Frühling}} \approx +0,58 \geq \delta_{\text{Winter}} \approx +0,38 > \delta_{\text{Sommer}} \approx +0,29$$

mit  $S_{iA_2,B_2}=99,5\%$ ,  $S_{iA_2}=82\%$  und  $S_{iB_2}=84\%$ .

- Dabei betreffen durch den Multigruppentest erfassbare *intersaisonale* Verwerfungen vor allem das besser repräsentierte ZEU. So wird für die Lagegruppen sichtbar, dass die oben dargestellte führende, jedoch statistisch recht unbedeutende Trendstärke von SW allein auf Herbst ( $S_i=93\%$ ) und Winter ( $S_i=89\%$ ) gründet, die von NW auf Frühling ( $S_i < 70\%$ ), Herbst und Winter. Zu führender Trendpositivität kommt im Sommer sogar – völlig entgegen den summarischen Befunden – NE ( $S_i=91\%$ ), im Frühling SE. Mithin ist für das östliche ZEU Trendvorherrschaft in den beiden wärmeren Jahreszeiten, für das westliche ZEU in den beiden kälteren veranschlagt, eine in beiden Szenarien projizierte Einschätzung, die allerdings nur in SRESA2 und für Sommer bis Winter erneut tragfähig erscheint ( $S_i > 75\%$ ).

- In NEUS kann die übergeordnete deskriptive Trenddominanz von SW und NE nur einmalig saisonal als signifikant nachverfolgt werden, nämlich in Sommer/SRESB2 ( $S_i=75\%$ ), in Winter (A2+B2) die von SW bei mangelnder statistischer Sicherheit. Alle anderen jahreszeitlichen Analysen lassen keine Viergruppentests zu und/oder haben variierende Rangfolgen zum Resultat. Als Besonderheiten herauszuheben sind SE als bevorzugt trendstarker und trendpositiver Sektor im Herbst ( $S_{iA_2,B_2}=74\%$ ,  $S_{iB_2}=78\%$ ) und die seltenen Fälle von Trendanstieg überhaupt (SW Herbst/SRESA2, SW Sommer/SRESB2, SE Herbst/SRESB2).

- Subgruppentests nach räumlichen Ausdehnungen von Niederschlagsanomalien sind in NEUS ohne Auffälligkeiten, die um eine Geringfügigkeit weniger negativen Trends von lokalen SAGM-Ereignissen (s. Kap. o.) werden deskriptiv genauso häufig konterkariert wie nachgezeichnet, ohne dass daraus belastbare Schlüsse zu ziehen wären. Nennenswert sind einige Jahreszeiten mit Trendanstieg (lokal Herbst/SRESA2, Winter/SRESB2; superlokal Herbst/SRESB2). Etwas anders sieht es in ZEU aus, wo die lokale Trendstärke sich mit Nachdruck aus Winter/SRESA2, Winter/SRESB2 und Herbst/SRESB2 ableitet ( $S_i > 80\%$ ). Einzige superlokale Dominanz weist Herbst/SRESA2 auf ( $S_i = 75\%$ ). Als typisch trendbegünstigende Konstellationen in ZEU sind folglich zu benennen

$$\text{Winter} \wedge (\text{SW} \vee \text{NW}) \wedge \text{lokal} \wedge (\text{A2} \vee \text{B2})$$

$$\text{Herbst} \wedge (\text{SW} \vee \text{NW}) \wedge \text{superlokal} \wedge \text{A2}$$

$$\text{Herbst} \wedge (\text{SW} \vee \text{NW}) \wedge \text{lokal} \wedge \text{B2}.$$

#### 13.3.3.7. Rekapitulation: Quantifizierung abgeschätzter Ereignishäufigkeiten

Einführung (zu Kap. 13.3.3.1.)
--------------------------------

- Die quantifizierte Abschätzung zielt allein auf Ereignishäufigkeiten auf Basis der besonders relevant erscheinenden Ereignistypen ab.
- Schätzwerkzeug von Ereignishäufigkeiten sind die SAGM-spezifischen Regressionskoeffizienten mit der Zeit als unabhängiger, der saisonalen Ereignishäufigkeit als abhängiger Variable.
- Der y-Achsenabschnitt ergibt sich aus der um den Bias zwischen NCEP/NCAR-Reanalyse und dem jeweiligen AOGCM bereinigten mittleren Ereignishäufigkeit des Kontrolllaufs. Der Wert wird dem zentralen Jahr des Kontrolllaufs, 1975, zugeschrieben.
- Die weiteren Berechnungen von saisonalen Ereignishäufigkeiten und deren Zuweisung zu Zeiteinheiten geschieht regressiv.
- Reihenselektionen aufgrund der signifikanten Stringenz von Entwicklungen finden sowohl mittels Ereignisreihen (intramodal und multimodal) wie auf Grundlage von multimodalen Pseudoladungsreihen statt.
- Vergleichszeiträume sind Kontrolllauf und Endphase des Szenariozeitraums des jeweiligen AOGCMs.
- Im Mittel aller SAGMs werden bis zum Ende des 21. Jahrhunderts in allen AOGCMs und in beiden Regionen saisonale Ereigniszunahmen – in der Größenordnung von 0,02 bis 0,60 Tagen pro SAGM – abgesteckt. Die größten Zuwächse reproduziert HADCM3 (vgl. Tab. 13-49, S. 234).

- Auch der Anteil ereignisreicher SAGMs ( $> 5$  Ereignisse/Saison) gilt in allen 3 Modellen zum Ende des Szenariozeitraums als um wenige Zehntel % bis um die 3% erhöht, HADCM3 erneut mit den größten Zunahmen.

Eigenschaften der 16 Ereignistypen ohne Trendsignifikanz-Differenzierung (zu Kap. 13.3.3.2.)

**Modellspezifisch-regionale Trendmerkmale** sind:

- HADCM3 zeichnet sich überregional bei allen Ereignistypen mit Reihenanstiegen bis zum Ende des 21. Jahrhunderts aus.
- GFDL2 bildet in NEUS je zur Hälfte Ereigniszuwächse und Ereigniskonstanzen ab, in ZEU wie HADCM3 ausschließlich Zuwächse.
- CGCM2 zeichnet in NEUS wie GFDL2 je zur Hälfte Ereigniszuwächse und Ereigniskonstanzen, in ZEU fast ausschließlich gleich bleibendes Reihenniveau nach (vgl. Tab. 13-50, S. 237).

**Modellspezifisch-regionale Grundzüge der Ereignisfrequenzen** zum Ende des 21. Jahrhunderts sind:

- HAD ist, erneut in beiden Regionen, überwiegend mit überdurchschnittlichen Ereignisdichten ausgestattet, in NEUS mit geringem Abstand vor CGCM und weit vor GFDL, in ZEU mit moderatem Vorsprung vor CGCM und GFDL.
- Dabei ergeben sich im Vergleich zum Kontrolllauf in NEUS kaum Umstrukturierungen, in ZEU geringe aufgrund ähnlicher Ausgangsniveaus vieler Ereignistypen, wobei CGCM im Kontrolllauf 4 ereignisstarke Typen weniger aufweist, GFDL und HAD je 3 mehr aufweisen.
- Typische Wiederkehrintervalle von 3 bis 6 Monaten entsprechen etwa den 99%- bis 99,5%-Häufigkeitsdichtequantilen, sind somit dem Extrembereich zuzuordnen.
- **Intraregionale Rangfolgen der Wiederkehrintervalle pro Ereignistyp** ähneln sich zwischen den Modellen meist ( $0,6 < r_s < 0,86$ , nur ZEU/GFDL+HAD  $r_s \approx 0,3$ ).
- Trimodal einheitlich belegte Frequenzintensitäten kommen 4 bzw. 5 mal vor:
  - o NEUS: niedrige Frequenzen ID11, ID40; hohe Frequenzen: ID32, ID33.
  - o ZEU: niedrige Frequenzen: ID13, ID16; hohe Frequenzen: ID24, ID23, ID33.
- **Intraregionale Ereignistyp-Rangfolgen nach kumulierten säkularen Reihenentwicklungen** lassen Modellunabhängigkeiten ( $r_s < 0,3$ ) erkennen.

## Reihenselektion: Differenzierung nach Intramodalität, Multimodalität und nach Signifikanzstufen (zu Kap. 13.3.3.3.)

- Durch lineare Trends, rangstatistische Signifikanz und multiple modale Belegung selektierte Reihen legen in NEU Ereigniszunahmen in der Größenordnung von 0% bis 10%, in ZEU von 5% bis 20% nahe.
- Schwach negative Trends bis minimal -10% sind nur für IDs 13 (NEUS) bzw. IDs 11 und 16 (ZEU) veranschlagt.

Der **Vergleich von Reihenselektionen mit undifferenzierten Ereignistyp-Merkmalen** (vgl. Kap. o.) ermittelt in relativer Betrachtung Verschiebungen der SAGM-GG zu stringenten SPs:

- NEUS ist gekennzeichnet durch überwiegend verringerte Beträge von Häufigkeitssteigerungen und -abnahmen.
- In ZEU herrscht Gleichgewicht zwischen ungewöhnlich erhöhten und erniedrigten Trends (ohne Analogie bei den modifizierten Wiederkehrzeiten).
- NEUS und ZEU sind in Kontrollklima und zum Ende des Szenarios gleichermaßen in starker Mehrzahl von erhöhten Wiederkehrfrequenzen geprägt.
- Unter den Reihen sind es intramodale Ereignisreihen, unter den Signifikanzstufen die jeweils schwächeren, die mit erhöhten Anzahlen positiver Trends verknüpft sind.
- Dagegen trägt das je stärkere Signifikanzniveau leicht zu erhöhten Anzahlen von Ereignistypen verkürzter Wiederkehrzeit bei.
- **Mehrere Zeitreihenarten und/oder Signifikanzstufen betreffende Einordnungsübereinstimmungen der Ereignistypmerkmale** Wiederkehrzeit und säkulare Häufigkeitsentwicklungen sind mit über 80% in der Mehrzahl.
- **Uneinheitlichkeiten gründen hauptsächlich auf Diskrepanzen zwischen Pseudoladungs- und Ereignisreihen** (NEUS/Trends: ID16, NEUS/Wiederkehrzeiten: ID17, ZEU/Trends: IDs 12, 17, 21, ZEU/Wiederkehrzeiten: ID32), seltener auf signifikanzgebundenen Unstimmigkeiten (NEUS/Trends: ID24, ZEU/Trends: ID24).

Als **überregional stringent** treten folglich in Erscheinung:

- ID50 mit überdurchschnittlich starken positiven Trends
- ID33 mit überdurchschnittlich hohen Auftrittsfrequenzen
- IDs 32 und 33 mit hohen Auftrittsfrequenzen bei schwach positiven Trends
- IDs 11, 13 und 16 mit in Reihenselektion verminderten Auftrittsfrequenzen
- IDs 21 bis 25 mit in Reihenselektion erhöhten Wiederkehrfrequenzen
- Keine ID kommt aufgrund der Reihenselektion zu durchweg reduziertem Trend (mit Abstrichen IDs 31,32 und 40).

Als **intraregional in ihren Merkmalen hochkompatibel** in Erscheinung treten

- IDs 23 und 25 in NEUS, IDs 24 und 25 in ZEU.
- Frontale Anomaliekalender (vgl. Kap. 11.3.) lassen die mehr als 50%ige Koinzidenz von mobilen mit stationären Anomaltagen als eine Begründung der Kompatibilität vermuten.
- Die räumliche Ausdehnungen anormaler hydrologischer Events einbeziehenden IDs 13 und 14 sind in ZEU ungewöhnlich trendstark. Für ID13 sind keine Lagebevorzungen ablesbar, nur leichte Präferenzen überlokaler Ereignisse.

Besonderheiten der Szenarien A2 und B2 (zu Kap. 13.3.3.4.)
--

- NEUS verfügt unter SRESA2 über meist signifikant höhere Ereignisdichten und stärker positive Trends.
- ZEU ist überwiegend in SRESB2 und vorrangig bei Trends mit stärkerer Dynamik belegt, meist jedoch gering signifikant (vgl. Tab. 13-52, S. 242).
- In NEUS festigen die Trends ausschließlich bei den Ereignisreihen die Szenariodominanz, in ZEU ausschließlich – jedoch schwächer – bei den Pseudoladungsreihen.
- Die innerregionalen Ambivalenzen zwischen Pseudoladungs- und Ereignisreihen bezüglich szenarischer Trend- und Häufigkeitsvorherrschaften lassen sich – auch angesichts allgemein geringer Schnittmengen zwischen den Reihenarten (maximal 22,4%) – als Unabhängigkeit der beiden Reihenarten deuten.

**Stringente Signale zu Gunsten eines Szenarios sind beim Ereignisreichtum zu eigen:**

- NEUS/SRESA2 ID14, 16, 21, 31, 32, 33
- NEUS/SRESB2 ID12
- ZEU ohne Stringenzen.

**Stringente Signale zu Gunsten eines Szenarios sind bei der positiven Trendstärke zu eigen:**

- NEUS/SRESA2 IDs 16, 25
- NEUS/SRESB2 IDs 12, 13, 17, 40
- ZEU/SRESA2 IDs 11, 13, 40
- ZEU/SRESB2 IDs 12, 14, 17, 32, 33.

**Damit kommt eine Reihe von Ereignistypen überregional gültig zu eigenartigen Szenariopräferenzen:**

- ID16 mit hoher Ereignisdichte und positiver Trenddominanz in SRESA2
- ID12 mit hoher Ereignisdichte und positiver Trenddominanz in SRESB2
- IDs 12, 13, 17 mit positiver Trenddominanz in SRESB2
- IDs 31, 32 ,33 mit szenariounabhängigen Häufigkeitszuwachsen

- IDs 31, 32, 33 mit erhöhten Ereignisfrequenzen in SRESA2.

**Trendbedingte Umkehrungen der szenarischen Häufigkeitsdominanz** kommen selten vor:

- in NEUS lediglich einmal (von 82 mal, vgl. Tab. 13-52, S. 242)
- in ZEU 7 mal, darunter 5 mal zu Gunsten von SRESA2, darunter nur für ID31 sowohl intra- wie multimodal belegt.

#### **Interregional abgeglichen**

- stehen sich bezüglich der Ereignistypen ein besonders im Kontrollzeitraum und für Szenario A2 geschehnisreicheres NEUS und ein in langfristiger Entwicklung und besonders für Szenario B2 trendpositiveres ZEU gegenüber.
- Nur bei den Pseudoladungsreihen folgt aus der höheren langfristigen Dynamik auch eine regional intensivere Ereignisdichte in ZEU am Ende des 21. Jahrhunderts (vgl. Tab. 13-53, S. 244).

Saisonale Besonderheiten (zu Kap. 13.3.3.5.)
--

#### **Relative Prüfung saisonaler Rangfolgen auf signifikante Abweichungen: t-Test**

In Synthese der Zeitreihen stellen sich **in NEUS recht eindeutige saisonale Einordnungen** heraus (vgl. Tab. 13-54a, S. 245):

- höherer Ereignisreichtum in Frühling und Herbst, geringerer in Winter
- höhere, allermeist ansteigende Trends für Sommer und Herbst; niedrigere, nur zum Teil positive Trends für Frühling und Winter.

**In ZEU** fallen die **saisonalen Einordnungen aufgrund von Widersprüchen zwischen den Zeitreihenarten unklarer** aus (vgl. Tab. 13-54b, S. 245):

- höherer Ereignisreichtum in Herbst und Frühling, Ereignisarmut im Winter und Frühling (bei Pseudoladungsreihen)
- überwiegend ansteigende Trends im Herbst, vorwiegend geringere Anstiege oder Abnahmen im Sommer.

Gravierende Rangfolgeverschiebungen **der Jahreszeiten zwischen Kontroll- und Szenarioklima** betreffen zeitreihenspezifisch **ZEU**:

- intramodal Ablösung von Sommer durch Herbst als ereignisreichster Jahreszeit (Ereignisreihen)
- auf Basis der Pseudoladungsreihen Ablösung von Frühling durch Winter als ereignisärmste Jahreszeit.



### Relative Prüfung saisonaler Rangfolgen über Ereignistypmittelwerte

- In NEUS werden die **t-Test-Befunde** im wesentlichen **bestätigt** (vgl. im folgenden Tab. 13-55, S. 247).
- In ZEU tun sich **einige** durch Ausreißer bedingte **Abweichungen von den t-Test-Ergebnissen** auf
  - bei den Pseudoladungen in der Ereignisarmut des Sommers.
  - intramodal durch die Ereignisarmut des Frühlings.

**Stringente überregionale Gemeinsamkeiten** erstrecken sich auf folgende Eigenschaften (vgl. Tab. 13-56, S. 248):

- Mehrheitlich ereignisstarke Typen finden sich in Herbst und Frühling, mehrheitlich ereignisschwache im Sommer.
- Ereignistypen mit zunehmendem Trend konzentrieren sich auf Herbst und Sommer (NEUS) bzw. auf Herbst und Winter (ZEU).
- Trockentyp ID16 erzielt im Sommer höchste, positive Trends, kommt schließlich Ende des 21. Jahrhunderts auf mäßige bis starke saisonale Prävalenzen für Herbst und Sommer.

### Saisonale Auffälligkeiten auf Basis von Merkmalen der Ereignistypen

- **NEUS/Ereignisfrequenz:** Erneute Bestätigung finden Frühling und Herbst als ereignisreich, ergänzt um den Sommer; der Herbst wartet mit beträchtlicher Zunahme von hochfrequenten Typen (um 5) zum Ende der Analysezeitraums auf. Den dynamisch-hydrologisch gekoppelten Typen IDs 21 bis 33 ist besondere Hochfrequenz zu eigen. Als ereignisarm manifestiert ist der Winter (vgl. im folgenden Tab. 13-57, S. 250).
- **NEUS/Trendstärke:** Im Herbst sind für alle Ereignistypen steigende Trends ausgewiesen, darunter 11 mal signifikante, die generelle Trendpositivität des Sommers bezieht sich nicht auf alle Typen und führt nur 5 mal zu signifikanten Ereignisfrequenzdifferenzierungen zwischen Kontroll- und Szenarioklima. Der Frühling tendiert gleich bleibend, der Winter gemäß t-Test zu markanter Auftrittsverringering, die indes nur für einen Ereignistyp signifikant ausfällt.
- Eine dynamische Interpretation der trendschwachen nicht unmittelbar durch tropische Systeme beeinflussten Jahreszeiten Winter und Frühling wird zur Diskussion gestellt.
- **ZEU/Ereignisfrequenz:** Im Gegensatz zu globalen Analysen (s. Zusammenfassung o.) ist eine klarere Einstufung der Jahreszeiten möglich. In absteigender Prägnanz sind Frühling, Herbst und Winter ereignisreich ausgeformt. Mehr im Kontrolllauf als im Szenario stellt sich der Sommer als geschehnisarm dar.

- **ZEU/Trendstärke:** Gemäß t-Test-Statistik zeigen alle Jahreszeiten steigende Trends mäßiger Signifikanz (Frühling,  $S_i=85\%$ ) bis hoher Signifikanz (Sommer, Herbst, Winter;  $96\% \leq S_i \leq 99\%$ ). Nach Anzahl resultierender erhöhter Frequenzen im Szenario liegen Herbst, Sommer und Winter mit 8, 7 und 6 Ereignistypen ebenfalls auf Augenhöhe und vor dem Frühling mit 3 Typen.
- Von Belang erscheinen die **überregional vielfach hohen Wiederkehrzeiten rein hydrologischer Ereignistypen** von über 6 Wochen (ID11, 13, 16, 17), dazu konträr die **vielfach geringen Wiederkehrintervalle dynamischer IDs** (22, 23, 32, 40) von unter 4 Wochen.

#### Untergliederung der Jahreszeiten nach Szenarien

- In NEUS betreffen die global ermittelten **höheren Ereignisdichten für SRESA2** (s. Zusammenfassung o.) mit minimalem  $S_i$  von 74% (t-Test) **alle Jahreszeiten**.
- In ZEU stehen **unsicheren A2-Bevorzungen für Frühling und Winter unsichere B2-Präferenzen für Sommer und Herbst** gegenüber.
- **Eindeutige szenarische Niveauunterschiede der Regressionskoeffizienten sind selten** (höhere Niveaus für SRESA2 in NEUS/Winter ( $S_i=87\%$ ), für SRESB2 in ZEU/Sommer ( $S_i=85\%$ ) und ZEU/Winter ( $S_i=79\%$ )).

An **auffälligen Einzeltypen** seien für NEUS genannt:

- IDs 31, 32 und 33 tragen überdurchschnittlich oft zu saisonal-szenarischen Differenzierungen bei.
- Die dynamisch-hydrologischen Starkereignisse IDs 21 bis 33 sind in NEUS durch A2-Präferenzen markiert.
- In Frühling und Herbst sammeln sich vermehrt A2-Präferenzen.
- Die hydrologisch definierten Starkereignisse, darunter vor allen IDs 12 und 13, bevorzugen SRESB2.

An **auffälligen Einzeltypen** sind für ZEU von Bedeutung:

- Bei IDs 21 und 32 wird in ungewöhnlich starkem Ausmaße die allgemein auftretende B2-Präferenz sichtbar.

#### **Klimageographisch verdichtet**

- kommen somit Starkereignisse der dynamischen Ausrichtung, wenn auch regional gegensinnig, als szenarisch besonders differenziert zur Geltung (NEUS/SRESA2 zugute: IDs 21 bis 33, ZEU/SRESB2 zugute: IDs 21 und 32).

**Numerisch belegte saisonale Eigenarten** (vgl. Tab. 13-58, S.254)

- **Ereignisfrequenzen** offenbaren im Sommer für NEUS, im Winter für ZEU größere Dynamik.
- Die **Trenddynamik** ist in allen Jahreszeiten für ZEU trendstärker, lediglich im Herbst liegt dabei keine interregional ausgeprägte Abstufung vor.
- Im Herbst und weniger einschneidend im Frühling tritt testbezogen die Ausreißerproblematik zutage. Zwischen Mittelwerttest (hier: t-Test) und Rangtest (hier: U-Test) kommt es teils zu Umkehrungen der regionalen Dominanz (so für RI<sub>CON</sub>/Frühling, RI<sub>CON</sub> und RI<sub>END</sub>/Herbst).

**Regional-saisonalen Relationen**

- **Regional-saisonale Unabhängigkeit der Frequenzdominanz** verbuchen jeweils nur 2 Typen: in NEUS ID13 und ID16 im Szenario (ID16 nur in Sommer und Herbst vertreten), in ZEU ID11 und ID17. Geographische Lokalisierbarkeit ist in NEUS dabei eher gegeben aufgrund der Eigenschaften von Niederschlagsfeldern (ID13), in ZEU eher aufgrund von Pegelzuordnungen (ID13).
- **Regional-saisonale Unabhängigkeiten der Trenddominanz** sind für ZEU, speziell bei frontalen Starkereignissen, zahlreicher (IDs 17, 21, 22, 24, 31). NEUS weist hier lediglich ID16 vor.
- **Überregional ähnlich intensive zeitliche Dynamik der Auftrittsfrequenzen** ist in Frühling und Herbst frontal-konvektiven Prozessen (IDs 31 bis 33), ganzjährig thermisch-mobilen Fronten (IDs 21 und 22) in Kontroll- und Szenarioklima zu bescheinigen. Zirkulationsdynamisch effektiv betrachtet wird der Schluss zur Diskussion gestellt, dass plausiblerweise die 5 frontal-konvektiven Kerntypen überregional konforme meteorologisch-hydrologische Koppelungen (im Sinne in gleichem Maße verzögerter Wirksamkeiten) aufweisen.
- **Überregional linear-regressive Trendähnlichkeiten** machen sich unter den hydrologischen Starkereignissen bei ID12 (Frühling, Winter), ID13 (Sommer bis Winter) und ID14 (Frühling, Winter) bemerkbar, unter den dynamischen Typen bei IDs 21, 22, 32 (ganzjährig), ID24 (Frühling, Sommer) und ID 31 (Herbst, Winter). Es handelt sich meist um positive Trends. Auf Grundlage der involvierten dynamisch-hydrologischen Kerntypen ist auf keine wesentliche hydro-regionalklimatische Divergierung zu schließen.
- **Regional deutlich verschiedene Ereignisfrequenzen** sind – außer für die als gekoppelte Ereignisse unzureichend definierten Typen 40 und 50 – meist nur unisaisonal nachzuweisen. In ihrer Saisonalität deutungswürdig erscheinen ID25 mit NEUS-Vorrang in Sommer und

Herbst und ZEU-Vorrang in Winter und Frühling, ID33 mit NEUS-Dominanz im Sommer und IDs 12 und 17 mit NEUS-Dominanz in Sommer und Winter. Trockentyp ID16 ist geradezu als Charaktertyp der Sommers in NEUS anzusehen.

- **Regional stark eigenständiges und zugleich stark positives Trendverhalten** festigt überwiegend die Fortdauer regionaler Divergenzen (IDs 16, 23, 24, 50 zu Gunsten von NEUS/Sommer; IDs 12, 50 zu Gunsten von ZEU/Herbst, ID23 zu Gunsten von ZEU/Winter). Angleichungen (IDs 12, 33/Sommer, ID25/Herbst) und Umkehrungen regionaler Häufigkeitspräferenzen (IDs 31, 33/Frühling, ID24/Winter) kommen stets ZEU zugute.

Diskriminierung von quantifizierten Trendstärken nach Ereignistypsubgruppen (zu Kap. 13.3.3.6.)

- **MANN-WHITNEY-U-Test** bei 2 und **KRUSKAL-WALLIS-Test** bei mehr als 2 Prüfgruppen werden eingesetzt, um Subgruppendifferenzen zu überprüfen.
- Als quantitative Testgrundlage dienen die Abweichungen zwischen abgeschätzter SAGM-bezogener saisonaler Ereignishäufigkeit am Ende des Szenariolaufs (Endjahr) und zu Beginn der Kontrolllaufs (Anfangsjahr), symbolisiert mit  $\delta$ .
- **Ereignistypen 12 und 17 (gekoppelte hydromet. Anomalien nach Intensität des Tagesabflusses und des vorgelagerten Tagesniederschlags)** erreichen in NEUS hohe Trendstärken für Ereignisse geringster und stärkster Niederschlagsanomalie aus 5 Kategorien, werden darin interszenarisch signifikant ausschließlich von SRESB2 gestützt.
- Die Trendstärken der niedrigsten Niederschlagskategorie und der mäßigen bis starken Hochwässer sind in ZEU schwach signifikant stärker auf SRESA2 gegründet.
- **Ereignistyp 14** bleibt ohne Testbeleg für die signifikante Ausbildung von Differenzierungen aufgrund von Subgruppen nach räumlichen Ereignisausdehnungen.
- **ID21 (Warmfronten)** und **ID22 (Kaltfronten)** offenbaren einen regionalen Gegensatz: In NEUS besteht Trenddominanz für schwache Intensitäten (gering signifikant für Warmfronten vorrangig in SRESB2, hochsignifikant für Kaltfronten vorrangig in SRESA2 und Frühling bis Herbst), in ZEU dagegen Trenddominanz von starken Intensitäten – (hoch)signifikant allein für Warmfronten, vorrangig szenarisch für SRESA2, vorrangig saisonal-szenarisch in Winter/A2.
- Subgruppenanalysen nach **Einzugsgebieten (ID11)** bedürfen einer Zusammenfassung zu Pegelgebieten.
  - o Das zentrale Appalachegebiet erweist sich in NEUS konträr zu Neu-England und dem Ohiogebiet allein als trendpositiv. Trendstärkste Pegel liegen an mittelatlantischer

(Trenton/Delaware R., Washington/Potomac R.) und nordwestlicher Peripherie (Waterville/Maumee R.).

- Elbegebiet und Nordwesten weisen für ID11 in ZEU ansteigende Trends auf, der alpine Bereich mit Donau und Hoch- und Oberrhein Stagnation. Mit Magdeburg, Wittenberge (an Elbe, nicht Dresden) und Intschede sind die Pegel des nördlichen Saums stark trendpositiv abgebildet. Saisonal ausgeglichener in NEUS steht klare Winterbetonung in ZEU gegenüber.
- Bei **Ereignistyp 13 nach Lage und Ausdehnung von Niederschlagsfeldern** stehen sich in NEUS 2 Subregionen stagnierenden Trends (SW und NE) und 2 leicht fallenden Trends (NW und SE) bei schwach signifikanter Diskriminierung gegenüber.
- In ZEU sind für die östlichen Subregionen geringere Anstiege veranschlagt als für die westlichen, in Herbst und Winter allerdings umgekehrt.
- Die Trenddominanz lokal gegenüber superlokal wirksamer SAGMs fällt saisonal zusammengefasst nur in NEUS signifikant aus.
- Saisonal lässt sich der positive Trendüberhang lokaler Ereignisse wegen größerer SAGM-Anzahlen dagegen ausschließlich in ZEU belegen (Winter/SRESA2, Winter/SRESB2 und Herbst/SRESB2 werden als bedeutsame Zuträger identifiziert).
- Als typisch trendsteigernde Konstellationen können im Detail und für ZEU recht eindeutig benannt werden:

$$\text{Winter} \wedge (\text{SW} \vee \text{NW}) \wedge \text{lokal} \wedge (\text{A2} \vee \text{B2})$$

$$\text{Herbst} \wedge (\text{SW} \vee \text{NW}) \wedge \text{superlokal} \wedge \text{A2}$$

$$\text{Herbst} \wedge (\text{SW} \vee \text{NW}) \wedge \text{lokal} \wedge \text{B2}.$$

- Für NEUS ist eine ähnliche Ausweisung von trendpositiven Faktorenbündeln nur einmalig möglich und bezieht mit dem Südosten eine im ganzen trendnegative Region ein:

$$\text{Herbst} \wedge \text{SE} \wedge \text{lokal} \wedge \text{B2}.$$

## 14. Resümee und Ausblick

Abschließend soll mittels Rekapitulation prägnanter Ergebnisse geschlussfolgert werden, inwieweit die Arbeit besondere Einsichten erbringt, und inwieweit diese gegebenenfalls im Kontext der wissenschaftlichen Diskussion um den anthropogen überprägten Klimawandel als eher konservativ oder als eher neuartig eingestuft werden können. Das Kapitel darf somit zugleich als synthetisches Resümee der Dissertation verstanden werden. Aufeinander aufbauend seien die wesentlichen Inhalte erörtert.

Methodik: Anomalieauswahl und meteorologische Musterbildung (zu Kap. 10. bis 12.)

Als Hauptergebnisse des methodischen Vorgehens sind folgende Punkte anzuführen:

Die **vielfältigen Definitionen hydrologischer, frontaler und konvektiver Anomaliesituationen** haben zur Folge, dass im maßgebenden Zeitraum von 1950-1999 alle Tage in beiden Untersuchungsregionen (Nordosten der USA: NEUS, Zentraleuropa: ZEU) mit mindestens einem Anomalieereignis belegt sind. Es kann gefolgert werden, dass auf täglicher Definitionsbasis relevante Anomalieereignisse nur in der Form nicht erfasst sind, dass der Ursache-Wirkung-Zusammenhang von Meteorologie und Hydrologie nicht zur Geltung kommt, falls der Zeitversatz zwischen Niederschlags- und Abflussereignis die berücksichtigten 10 Tage (für feuchte Anomalien) bzw. 25 Tage (für Trockenheit) überschreitet.

**Tägliche Wettermuster, welche jenen hydrologischen/frontalen/ konvektiven Anomaliesituationen zugeordnet sind**, und die methodisch aus der gekoppelten Variante der Hauptkomponentenanalyse resultieren, sind – infolge der zahlreichen Anomaliedefinitionen (s. Kap. o.) und infolge einer recht hoch angesetzten Anzahl von **gekoppelten Hauptkomponentenmustern** je Analyse, nämlich 14 – mit rund 59000 je Region außerordentlich zahlreich. Die Hauptkomponentenmuster heißen gekoppelt aufgrund der Verwendung mehrerer atmosphärischer Eingangsvariablen in 7 sogenannten **synoptischen Variablengruppen** (s. Kap. u., vgl. auch Tab. 12-1 und 12-2, S. 131 und Fußnote 36), in gleicher Eigenschaft könnten die Muster auch synoptisch oder zusammenschauend genannt werden. Datenbasis für die Muster sind atmosphärische Variablen des NCEP/NCAR-Reanalysemodells.

Von großer Bedeutung ist, dass eine Auswahl erfolgt, die aus diesen umfangreichen regionalen Gesamtheiten an Hauptkomponentenmustern solche herausfiltert, welche den *allgemeinen* saisonalen Mustern so sehr ähneln, dass von einer *spezifischen* anormalen räumlichen Konstellation nicht mehr die Rede sein kann. Aus der entsprechenden Auswahl gehen 3,3% oder 1948 (Nordamerika) bzw. 4,8% oder 2835 (Zentraleuropa) sogenannte **spezifisch anormale gekoppelte Muster (SAGM)** ungefiltert, das bedeutet als den allgemeinen saisonalen Mustern

unähnlich, hervor. SAGMs sind ergo Wettermuster, die mit großer definatorischer Bestimmtheit und bei großer Eigenart der atmosphärisch-räumlichen Anordnung mit einer speziellen hydrometeorologischen Ausnahmesituation verknüpft sind. Die hohe **Filterquote von über 95% zwischen AGMs (anormalen gekoppelten Mustern) und SAGMs** ist gleich bedeutend damit, dass das Gros der anormalen Muster synoptisch-meteorologisch keine hydrometeorologischen Eindeutigkeiten vorweist, und dass die vorgenommene Selektion für die weiteren Analysen somit von großer Notwendigkeit ist. Kritisch bemerkt werden muss, dass durch die hohe Filterquote andererseits der Ausschluss einer Vielzahl von Mustern stattfindet, deren Einfluss auf modelliertes hydrometeorologisches Geschehen im weiteren nicht verfolgt wird. Die ausgeschlossenen Muster können dabei als frontal und/oder konvektiv anormal ausgestaltete und/oder hydrologisch anormal wirksame atmosphärisch Varianten 'normaler' – das heißt gewöhnlich hydrologisch unauffälliger – Wettermuster betrachtet werden.

Der Frage nach der **Repräsentativität der SAGMs** wird bezüglich mehrerer Kriterien nachgegangen. **Erstens** rechtfertigt die **Verteilung von SAGMs auf Regionen und Jahreszeiten** die Annahme, dass eine allgemeine Repräsentativität aufgrund der Musterbildungsmethode vorliegt: Alle regionalen Jahreszeiten weisen mehrere Hundert SAGMs auf, minimal 359, maximal 792. Mithin werden regional-saisonal rund 2000 bis 3100 der 4500 bis 4600 saisonzugehörigen Tage (1950-1999) durch die SAGMs in ihrer hydrometeorologischen Eigenart erfasst, eine 'Ausbeute', die als durchaus weitgreifend angesehen werden darf. Als Besonderheiten hervorzuheben sind, dass Zentraleuropa jahreszeitlich stets stärker vertreten ist, und dass in beiden Regionen Frühling und Sommer jeweils vor Herbst und Winter liegen, dass entsprechend Zentraleuropa regional, Frühling und Sommer jahreszeitlich in ihren Mustern als hydrometeorologisch charakteristischer ausgeformt sind.

**Zweitens** ist festzustellen, dass **SAGMs in allen 7 synoptischen Variablengruppen gut vertreten** sind bzw. dass – umgekehrt betrachtet – die **Zusammenstellung der atmosphärischen Variablen zu synoptischen Gruppen** sich insofern als gelungen darstellt, als anomaliespezifische Muster sich in den 7 synoptischen Gruppen in ungefähr gleichem Maße finden<sup>36</sup>. Weder die 3 atmosphärischen Niveaus der Variablengruppen (bodennah, niedertroposphärisch, mitteltroposphärisch) noch deren zeitliche Bedeutung als Tagesmittel oder

<sup>36</sup> Jede der 7 synoptischen Variablengruppen beinhaltet mehrere atmosphärische Merkmale:

3 Variablengruppen beziehen sich auf das bodennahe Niveau (1), auf ein Niveau ca. 1,5 km über der Erdoberfläche im 850hPa-Level (2) und auf eine Niveau ca. 5,5 km über der Erdoberfläche im 500hPa-Level (3), sie umfassen die Tagesmittel temperatur-, feuchte-, druck-, bewölkungs- und/oder windstärkebezogener Merkmale; 3 weitere Variablengruppen umfassen die zwischentäglichen Differenzen der gleichen Merkmale; die 7. Variablengruppe (sogenannte konvektive oder vertikale Gruppe) bezieht sich nicht auf ein Höhenniveau, sondern integriert vertikal Eigenschaften der Atmosphäre bis maximal ca. 8 km Höhe mittels aus Einzelparametern abgeleiteter Indizes. Synoptisch werden die Variablengruppen deshalb genannt, weil sie im griechischen Wortsinn mehrere Merkmale in Zusammenschau darstellen.

als zwischentägliche Differenzen noch die dynamisch abweichende siebente synoptische Gruppierung der *vertikalen* Indizes stellen demzufolge einen übermäßigen Einflussfaktor auf die Quantität der SAGM-Reproduktion dar. Regional-saisonale Abstufungen der Filterquotienten (s. Kap. o.) sind eher gradueller, wenn auch teilweise systematischer Art und umfassen einen Wertebereich von 90,35% bis 98,95%. Eine Systematik ist in gewissen synoptischen Benachteiligungen zu erkennen, so für die beiden – täglichen und zwischentäglichen – *bodennahen* Variablengruppen in Nordamerika, für die vertikale Synopsis in Zentraleuropa. Zugleich wird für Letztere auch die allgemeine regionale Tendenz höheren SAGM-Reichtums von Mitteleuropa durchbrochen.

Eine sekundäre, bereits angewandte Form der Repräsentativitätsbeurteilung wird in der **Selektion vorhersagetauglicher SAGMS (PrognSAGMs)** verwirklicht. In diese Auswahl fließen solche Muster ein, bei denen mit hohem zeitlichem Gewicht – das heißt bei hohem Realisierungsgrad eines Musters an einem Tag des Reanalysezeitraums 1950-99 – ausnahmslos eine der jeweiligen SAGM-Definition entsprechende hydrologische Anomalie auftritt, und bei denen zweitens regional keine Zeitgleichheit eines anomal feuchten mit einem anomal trockenen Ereignis stattfindet. Rund 200 (Nordamerika) bzw. rund 300 (Zentraleuropa) SAGMs werden diesem prognostischen Kriterium gerecht, könnten diesbezüglich als Instrumente zur Unwettervorhersage eingesetzt werden. Gemessen am rezenten Zeitraum wären regionale Vorwarnquoten bezüglich berücksichtigter Ereignisse von ca. 7% (Mitteleuropa) bzw. 13% (Nordamerika) anzusetzen. Saisonal überdurchschnittlich vertreten sind Frühling und Winter, unter den Ereignistypen auffälligerweise jener, der beim Starkniederschlag neben Intensität dessen innerregionale Lage (Nordwest, Nordost, Südost, Südwest) und räumliche Ausdehnung (lokal oder überlokal) einbezieht. Die Auffälligkeit bezieht sich darauf, dass ein einziger Ereignistyp unter 16 (s. Kap. u.) auf dieser dreifachen Definition beruht. Erreicht werden hier Vorwarnquoten von 18% (Mitteleuropa) bzw. 41% (Nordamerika).

#### SAGM-bezogene Zeitreihenarten

Der Fragestellung, inwieweit die SAGMs auch in für die Zukunft modellierten Klimaten maßgebend sein könnten, wird durch die Bildung zweier Zeitreihentypen nachgegangen. Gleich bedeutend ist Zeitreihenbildung mit der Übertragung der rezenten Muster, aus dem Klimadatensatz der Reanalyse, auf 3 Globale Klimamodelle<sup>37</sup> (GCMs). Letztere messen in einem Zeitabschnitt von ca. 1950 bis ca. 2100 den sozioökonomischen und mithin anthropogen mitgestalteten Bedingungen einen Hauptbeitrag auf die globale klimatische Entwicklung bei. Unterteilt werden die GCM-Klimate in einen Zeitraum am Ende des 20. Jahrhunderts, der das

<sup>37</sup> Die 3 Globalen Klimamodelle sind: CGCM2 (canadisch), GFDL2 (US-amerikanisch), HADCM3 (britisch)



rezente Klima in seinen mittleren Gegebenheiten nachbildet und **Kontrolllauf** genannt wird, und in **Zukunftsprojektionen** für das 21. Jahrhundert, welche je GCM durch 2 sozioökonomische Szenarien abgebildet werden: Durch Szenario A2 mit maximaler anzunehmender atmosphärischer Belastung und durch Szenario B2 mit gemäßigerer Veränderung der atmosphärischen Zusammensetzung durch menschlichen Einfluss.

Der **Zeitreihentyp der ersten Art** setzt sich mit den sogenannten **Pseudoladungen** aus **Zeitgewichten** zusammen, welche die Ähnlichkeit der atmosphärisch-synoptischen/meteorologischen Anordnung eines jeden Klimamodell-Tages mit einem SAGM numerisch beschreiben und den Wertebereich von  $-1$  (vollkommen unähnlich) bis  $+1$  (vollkommen ähnlich) annehmen können. Der Vorzug dieser Zeitreihenart liegt vor allem darin, dass das Ähnlichkeitsmaß rezente Muster mit Klimamodelldaten *unmittelbar* in Beziehung setzt.

Der **zweite Zeitreihentypus** kann kurz als SAGM-**ereignisbezogen** bezeichnet werden. Er setzt die anhand von GCM-Tagen hoher SAGM-Pseudoladung abgeschätzten jahreszeitlichen Ereignishäufigkeiten (1950-2100) in Reihe. Eine Abschätzung liegt deshalb vor, weil folgender Umstand zu berücksichtigen ist: Nicht unbedingt *jeder* Tag hoher SAGM-Pseudoladung ist zugleich hydrologischer Anomalietag. Die **Fehlalarmquote** gibt an, wie hoch der Anteil der Tage ist, an denen trotz hohen Zeitgewichts *keine* hydrologische Anomalie eintritt. Mittels dieser SAGM-spezifischen Fehlalarmquote werden die Ereignisreihen der 3 Klimamodelle angepasst (sogenannte **Biaskorrektur**). Die **Problemstellung des Modell-Bias** lässt sich allgemeiner formulieren als grundsätzliche Fehleinschätzung des selben Merkmals aufgrund verschiedener Datenquellen, die sich in dieser Arbeit meist ausformt als allgemeine *Unterschätzung* von Ereignishäufigkeiten in den 3 GCM-Klimaten (bis 2100) gegenüber der Reanalyse (1950-1999). Der ersten Forderung nach Zeitreihenanalysen auf Grundlage ausschließlich eines Modells (hier: jeweils eines der 3 GCMs) kann nur nachgekommen werden, falls der zweiten Forderung nach Gleichheit der Ereignishäufigkeiten in Reanalyse und GCM-Kontrollläufen im voraus entsprochen wird. Die Biaskorrektur<sup>38</sup> hat zum Ziel und als Ergebnis, dass klimatologische, ereignisbezogene Trendanalysen im weiteren bei allen GCMs von gleichen, der Reanalyse angepassten Anfangsniveaus der Ereignishäufigkeiten am Ende des 20. Jahrhunderts ausgehen.

Als mit 'hohem Zeitgewicht' versehen und damit potentiell oder verstärkt anomalieträchtig werden Tage mit Pseudoladungen größer 0,5 betrachtet. Dem Vorzug der Ereignisbetrachtung, die ja bei der Klimaentwicklung von besonderem Interesse erscheint, steht die dargelegte bedingte Verknüpfung von SAGM-Zeitgewicht und SAGM-Ereignis (Stichwort:

<sup>38</sup> Methodisch handelt es sich bei der durchgeführten Biaskorrektur um eine einfache multiplikative Anpassung der GCM-Zeitgewichte an Realklima-Zeitgewichte mittels je konstanter SAGM-spezifischer Faktoren.

Fehlalarmquote) als Nachteil gegenüber. Wie sich in den Ergebnissen zeigt, steuert die Unterscheidung der beiden Zeitreihenformen einen nicht unerheblichen Beitrag zur Differenzierung der Abschätzung modellierter Klimatrends bei (s. Kap. u.).

Klimatologische Trends: Testverfahren

Kernergebnis der Arbeit sind Abschätzungen zu den Langfristentwicklungen hydro-meteorologischer Starkereignisse. Basis sind die beiden zuvor dargestellten Zeitreihenarten. Betrachtungszeitraum ist die Übergangsphase zu im Vergleich zur vor- bis frühindustriellen Ära leicht erhöhten (300 ppm) zu schrittweise stark erhöhten atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentrationen (bis zu 560 ppm), zeitlich von 1950 bis 2100. Die **statistische Signifikanz von Trends** (kurz: Trendsignifikanz) bezieht sich dabei einerseits auf deren **Linearität**, sodass bei hoher Signifikanz von Geradlinigkeit steigender oder fallender Entwicklungen ausgegangen werden darf. Zweitens zielt der Abgleich von Zeiteilräumen (2 bis 5 Jahrzehnte) an Beginn und Ende des Gesamtzeitraums auf **Rangfolgeunterschiede** der Einzeljahreszeiten bezüglich von Ereignisanzahlen ab. Entsprechende Tests nach COX und STUART und nach MANN, WHITNEY und WILCOXON (U-Test) sind dabei als Trendtests angelegt und reflektieren in diesem Sinne nicht Niveauunterschiede der Teil-Zeitreihen, sondern prüfen auf Rangsignifikanz nach Rangplatzierungen jeweils paarweise einander zugeordneter Teilreihenelementwerte.

Klimatologische Trends nach Test- und Modellübereinstimmung

Als neben Zeitreihenart und Trendvariante dritter Punkt differenzierter klimatologischer Trendbestimmung ist die nach Deutlichkeit eines Trendsignals zu nennen. Die Deutlichkeit eines Signals wird anhand zweier Prüfqualitäten bewertet:

- Erstens über das gleichzeitige Vorhandensein von Linear- und Rangsignifikanz (s. Kap. o.) in gleichsinniger Richtung (also aufsteigend oder absteigend; stagnierende Trends kommen nicht vor), kurz als **Testkonvergenz** etikettiert.
- Zweitens über die Gültigkeit der Testkonvergenz in nur einem GCM (**Intramodalität**) oder in allen 3 GCMs (**Multimodalität**).

Zusammenfassend existiert für jedes SAGM ein Bündel an Trendbefunden folgender Varianten:

Tab. 14-1: Varianten SAGM-bezogener Trenduntersuchungen bezüglich verschiedener Kriterien

















<b>Zeitreihenart:</b>	tägliche Pseudoladungen		saisonale Ereignishäufigkeiten		
<b>Trendtest:</b>	linear		linear und rangstatistisch		
<b>GCM-Gültigkeit:</b>	multimodal		intramodal	multimodal	
<b>Signifikanz-niveau :</b>	90%	95%	90%	95%	80%

⇒ 5 Varianten

Klimatologische Trends: Konsistenz regionaler Ergebnisse

Als der Ergebnisdeutung förderlich bewährt sich die Gruppierung der zahlreichen SAGM-Trends in Signalen zusammengefasst nach **16 hydrometeorologischen Ereignistypen** (vgl. Abb. 14-1). Trendbefunde beziehen sich auf diese Ereignistypen. Ereignistypspezifische Aussagen fassen die Trends der einzelnen SAGMs nach sogenannten Trendprävalenzen (vorherrschendes Trend-Vorzeichen der SAGMs, also steigend (positiv) oder fallend (negativ)) und nach über einen Ereignistyp summierten Änderungen der Ereignishäufigkeiten (**quantifizierte Abschätzung**) zusammen. Die Konsistenz oder Widerspruchslosigkeit von **Trendsignalen** gibt schließlich bezüglich der Vielfalt von Trendbestimmungs-varianten (s. Kap. o.) Auskunft über den Grad der Eindeutigkeit solcher Ereignistyp-Signale<sup>39</sup>.

Abb. 14-1: 16 ergebnisrelevante Ereignistypen, mit Piktogrammen; Spalte 1: Gruppierung der Ereignistypen nach einbezogenen Anomalie-Definitionen, Spalte 2: im Text verwendete Identifikationsnummer (ID oder ET) des Ereignistyps, Spalte 3: sprechendes Symbol (Piktogramm), Spalte 4: Ereignistyp-Kriterium

hydrologisch	11		nach Pegelgebieten
	12		nach Lage und Ausdehnung des Starkniederschlags
	13		nach Intensitäten
	14		nach Ausdehnung des Starkniederschlags
	16		regionales Trockenereignis (mit Niedrigwasser)
	17		zwischenwöchentliche Hochwasserwelle
hydrologisch frontal (∈ dynamisch)	21		Warmfront
	22		Kaltfront
	23		präfrontal
	24		postfrontal
	25		stationäre Front
hydrologisch frontal konvektiv (∈ dynamisch)	31		frontale ohne konvektive Anomalie
	32		konvektive ohne frontale Anomalie
	33		sowohl frontale wie konvektive Anomalie
	40		hydrologische Anomalie ohne frontale/ konvektive
	50		frontale/ konvektive Anomalie ohne hydrologische

<sup>39</sup> Erhöhter Trend wird dabei begrifflich gleich gesetzt mit Trendpositivität (falls ansteigend), Trendstärke, Trendbegünstigung, Trenddominanz.

Ein abschließendes Resümee synthetisiert zunächst **generelle Ergebnis-Aspekte** und -Auffälligkeiten:

Innerregional zeigen sich die dominanten Trends signale nach Variante der Trenduntersuchung in Nordamerika stark, in Zentraleuropa mäßig schwankend (vgl. Tab. 14-2).

Folglich herrschen recht konsistente, positive Trendrichtungsdominanzen in Mitteleuropa vor, schwächer konsistente, vorwiegend negative in Nordamerika.

Damit verknüpft sind für fast alle Ereignistypen zwischenregionale Trend-Vorherrschaften – gemeint sind höherwertige Trends – (vgl. Tab. 14-3) für Mitteleuropa belegt, bei allerdings zu Beginn und Ende des Untersuchungszeitraums meist höheren Ereignishäufigkeiten in Nordamerika (vgl. Tab. 14-5).

Der saisonal umfassenden Positivität in Mitteleuropa steht in Nordamerika mit dem Herbst eine einzige positive Jahreszeit gegenüber, deren Sonderstellung sich zudem als recht widerspruchsfrei erweist.

Die Einflüsse der beiden sozioökonomischen Szenarien A2 und B2 auf das Trendverhalten wirken regional summarisch in Nordamerika meist gemäß dem anzunehmenden Wirkungsvorsprung<sup>40</sup>, indem Szenario A2 häufiger steigende Trends vorweist als B2. Zentraleuropa fällt dagegen diesbezüglich aus dem Rahmen, da Szenario B2 positiver ausgerichtet ist (vgl. im Detail Tab. 14-4).

Zu der allgemeinen saisonalen Spreizung der Trends steuern die regional dominanten Szenarien indes kaum bei. Das heißt besonders, dass die positiven Trends des Herbstes in Nordamerika und die stark positiven Entwicklungen des Winters in Zentraleuropa gleichermaßen von A2 und B2 getragen werden (vgl. Tab. 14-3 mit Tab. 14-4, jeweils letzte Zeilen).

Fällt der Blick auf **Besonderheiten der Ereignistypen**, so erscheinen folgende Punkte bemerkenswert (vgl. Tab. 14-3):

Im besonderen sind erstens auch die geographisch differenzierbaren (ET11 und 13), nach hydrologischer Intensität (ET 12) und nach frontaler Intensität (ETs 21 und 22) abgestuften Ereignistypen in Mitteleuropa trendpositiver. Kaum gilt dies für den nach Niederschlagsausdehnungen gestaffelten Typ 14.

Im besonderen sind zweitens für nach Intensitäten einzustufende Ereignistypen bei hydrologischen Definitionen (ET 12) sowohl stärkste wie schwächste (Nordamerika) bzw. nur die schwächste (Zentraleuropa) der 5 Starkniederschlagskategorien trendbegünstigt, bei den

---

<sup>40</sup> Der anzunehmende Wirkungsvorsprung sieht Szenario A2 trendstärker als Szenario B2 primär wegen mutmaßlich massiverer Anstöße für Klimaveränderungen aufgrund deutlicher modifizierter atmosphärischer Eigenschaften.

Hochwässern in Mitteleuropa mäßig und stark ausgeprägte Events. Mithin ist kein regional eindeutiges Signal nach Intensitäten gegeben.

Im besonderen sind drittens Trends frontaler Intensitäten (ETs 21 und 22) regional klarer ausgeformt, in Europa zu Gunsten *starker* Warm- und Kaltfronten, in Amerika zu Gunsten von *schwachen*.

Unter den *dynamischen* Ereignistypen sind es speziell die konvektiven (ETs 31 bis 33), welche einheitlich durch starke zwischenregionale Ambivalenz mit großer europäischer Trendstärke gekennzeichnet sind. Zugleich ist innerhalb Nordamerikas die saisonale Trend-Gleichartigkeit dieser 3 ETs auffallend.

Tab. 14-5 veranschaulicht, dass die oben angesprochene generelle Szenariodiskrepanz der Regionen sich für immerhin 7 Ereignistypen in einer regional unterschiedlichen *quantifizierten* Trenddominanz – und sekundär in unterschiedlichen Ereignishäufigkeitsdominanzen – bemerkbar macht. Bei 5 hauptsächlich *konvektiv mit definierten* Ereignistypen (ETs 25 bis 33 und 50) schlägt sich der gesteigerte A2-Einfluss in Nordamerika nieder, für diese 5 ETs sind die A2-Entwicklungen zudem positiv zu veranschlagen (unter anderem zu schließen aus Tab. 14-4). Regional umgekehrt sind es mit ETs 11 und 23 2 *verschiedenartig* definierte Ereignistypen (einmal rein hydrologisch, einmal frontal-hydrologisch), für welche sich die B2-Dominanz für Zentraleuropa herausragend realisiert.

Gemäß Tab. 14-4 wird diese ereignistypische Szenario-Vorherrschaft in der nach Konsistenzen beurteilten Tabellierung in einem *allgemeinen* regionalen Gegensatz sichtbar (grün für A2 vs. gelb für B2), regional-saisonale Übereinstimmungen einer gleichartigen Szenariovorherrschaft sind äußerst rar (nur 6 von 80 möglichen Fällen).

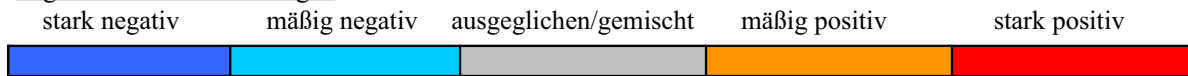
Im weiteren ist unter den Ereignistypen die Herausbildung einer größeren Gruppe von Typen in Nordamerika zu erkennen, die sich in ihren szenariobezogenen, jahreszeitlichen Trends ähnlich verhalten. Dem gegenüber stehen wenige Ereignistypen mit annähernder Individualität der säkularen Entwicklungen. In Mitteleuropa sind umgekehrt individualisierte Ereignistypen in der Mehrzahl (vgl. Tab. 14-6, besonders Tabellenteile 'Trendrichtung'). Im Detail bemerkenswert sind unter anderem das Trend-Eigenverhalten von Trockentyp 16 und die – schlüssig genug – Eigendynamiken der frontalen Ereignistypen aus Warmfronten (ET 21) und Kaltfronten (ET 22) in beiden Regionen.

Zwischenregional stehen sich letztendlich ein trendstärkeres Mitteleuropa und ein ereignisreicheres Nordamerika gegenüber; auf die Reihe von szenariobedingten und saisonalen (Nordamerika, Herbst) Ausnahmen wurde hingewiesen.

Tab. 14-2: Veränderlichkeit der vorherrschenden regionalen Trendausrichtungen der 16 Ereignistypen in Abhängigkeit von der Analysevariante

	Trendausrichtungen			Trend-quantifizierungen
<b>Zeitreihenart:</b>	<b>tägliche Pseudoladungen</b>	<b>saisonale Ereignishäufigkeiten</b>		Varianten aus Spalten 2 bis 5 zusammengefasst
<b>Trendtest:</b>	<b>linear</b>	<b>linear und rangstatistisch</b>		
<b>GCM-Gültigkeit:</b>	<b>multimodal</b>	<b>intramodal</b>	<b>multimodal</b>	
<b>Signifikanzniveau:</b>	<b>90%</b>	<b>90%</b>	<b>80%</b>	
<b>NORDAMERIKA</b>				
<b>ZENTRALEUROPA</b>				

Legende: Trendausrichtungen



Tab. 14-3: Trendausrichtungen der 16 Ereignistypen nach Region und Jahreszeit, auf Konsistenz geprüft; F=Frühling, S=Sommer, H=Herbst, W=Winter, J=Jahr (siehe Legende)

	Nordamerika					Zentraleuropa				
	F	S	H	W	J	F	S	H	W	J
	+	+			+	+			+	+
		+		+		+			+	
	+		+			+			+	+
		+		+		+			+	
		+		+		+			+	
		+		+		+			+	
		+		+		+			+	
		+		+		+			+	
		+		+		+			+	
		+		+		+			+	
		+		+		+			+	
		+		+		+			+	
		+		+		+			+	
		+		+		+			+	
		+		+		+			+	
		+		+		+			+	
<b>alle</b>	+	+	+			+	+	+	+	+

+	-	völlige Reihenkonsistenz
		starke Reihenkonsistenz
		schwache Reihenkonsistenz

Tab. 14-4: Beiträge der Szenarien A2 und B2 zur Höherwertigkeit bzw. zum stärkeren Anstieg von Trends der 16 Ereignistypen, nach Region und Jahreszeit, auf Konsistenz geprüft (siehe Legende)

	Nordamerika					Zentraleuropa				
	F	S	H	W	J	F	S	H	W	J
	3				3	3	3	3	3	3
					2		3			3
					1		3			-1
					5					0
					5					1
					3					-4
					3					4
					-1					-2
					5					2
					3					0
					0					5
					2					0
					5					1
					4					0
					5					2
					4					6
<b>alle</b>	-4	-1	-6	-10	-28	-1	8	-3	1	10

Legende:

		A2/B2 völlig dominierend
		A2/B2 mäßig dominierend
		A2/B2 leicht dominierend
		ohne Szenario-Dominanz

Tab. 14-5: zwischenregionaler Vergleich von mittleren Ereignishäufigkeiten und Trendstärken der SAGMs nach 16 Ereignistypen, nach Szenarien A2 und B2 [Tage/Saison]

ID	A2			B2		
	RI_CON	RI_END	TREND	RI_CON	RI_END	TREND
11	-6,4	-5,8	0,6	3,9	3,4	-0,6
12	-1,9	0,3	2,3	-5,3	-0,8	4,5
13	-44,6	-29,4	15,2	-31,9	-24,0	7,9
14	-7,5	-6,5	1,0	-5,6	-1,5	4,1
16	-16,5	-24,9	-8,4	-6,9	-8,8	-1,9
17	-1,2	1,2	2,5	-4,6	0,1	4,7
21	-8,6	-7,5	1,1	-2,1	1,3	3,4
22	-21,2	-18,2	3,0	-6,6	-3,4	3,2
23	-3,5	-5,1	-1,7	4,6	-1,0	-5,6
24	5,7	12,3	6,7	8,0	12,7	4,7
25	-3,1	-10,1	-7,0	11,7	12,4	0,8
31	-8,2	-9,6	-1,5	0,2	1,5	1,3
32	-3,6	-16,8	-13,1	3,4	6,3	2,9
33	-4,6	-4,1	0,4	-0,6	2,3	2,9
40	6,3	7,6	1,2	-166,3	-204,7	-38,4
50	-1,2	-2,9	-1,7	5,7	6,1	0,4

Legende:

RI\_CON: zwischenregionale Differenz der Ereignishäufigkeiten, Kontrollläufe (1950-1999), AOGCMs gemittelt

RI\_END: zwischenregionale Differenz der Ereignishäufigkeiten, Ende der Szenarioläufe (2070-2100), AOGCMs gemittelt

TREND: Differenz-Trend RI\_END- RI\_CON

grün: regionale Dominanz bei Nordamerika

blau: regionale Dominanz bei Mitteleuropa

hell: ohne regionale Dominanz

ID = ET

Tab. 14-6: Gruppierung der Ereignistypen aufgrund von kovariablen Signifikanzträchtigkeiten und Trendausrichtungen nach Szenarien und Jahreszeiten; rot: Zugehörigkeit zu Gruppe PC1, ..., PC6; hauptkomponentenanalytisch ermittelt

Nordamerika							Zentraleuropa													
Signifizität						Tendrichtung	Signifizität						Tendrichtung							
ID	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6	ID	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6	ID	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
11							11							11						
12							12							12						
13							13							13						
14							14							14						
16							16							16						
17							17							17						
21							21							21						
22							22							22						
23							23							23						
24							24							24						
25							25							25						
31							31							31						
32							32							32						
33							33							33						
40							40							40						
50							50							50						

Mögliche Rückschlüsse auf die dynamische Ursächlichkeit hydrometeorologischer Entwicklungen<sup>41</sup>

Die dargestellten ereignistypischen Trends werden in Zusammenhang mit der globalen Zirkulation gestellt. Mit Pro- und Contra-Argumenten wird abgewogen, ob in Diskussion stehende Änderungen der meteorologischen Strömungsdynamik der Atmosphäre im Gange des Klimawandels (vgl. Kap. 7. bis 9.) durch Ergebnisse der Arbeit belegt werden können.

Als im regionalen Vergleich und aus Tab. 14-7 resultierende Kernthesen seien formuliert,

- dass in Zentraleuropa vieles für gewandelte, intensivierete atmosphärische Dynamik spricht, die Vorherrschaft des sozioökonomisch moderaten Szenarios B2 allerdings wenig schlüssig erscheint.

- dass im Nordosten der USA weniger für gewandelte atmosphärische Dynamik spricht, die größeren Trendstärken jedoch plausiblerweise beim betreffs des atmosphärischen Energiehaushalts einschneidenderen Szenario A2 liegen.

Abkürzungen in Tab. 14-7: NEUS: Nordosten der USA, ZEU: Zentraleuropa, NE: Nordosten, SE: Südosten, SW: Südwesten, NW: Nordwesten, SAGM: spezifisch anormales gekoppeltes (Wetter-)Muster

Tab. 14-7: Argumente für und gegen in fachlicher Diskussion stehende Änderungen der Zirkulationsdynamik und daraus resultierender hydrologischer Wirksamkeiten; Argumente aus Ergebnissen der vorliegenden Arbeit		
Veränderte Dynamik	PRO	CONTRA
Nordverlagerung der Planetarischen Frontalzone/ Westwindzone	Reproduktion frontal und konvektiv bedingter Anomalien viel mehr im nördlicheren ZEU, besonders im Winter; Trendplus konvektiver – das heißt weniger frontal gebundener ? – Events in ZEU ganzjährig , dagegen in NEUS nur im Herbst	bei <i>allgemeiner</i> Nordverlagerung müsste auch ZEU von überwiegend negativen Trends betroffen sein
Verringerung der Häufigkeit von Tiefdruckgebieten	in NEUS für Frühling und Sommer, in ZEU für Frühling und Herbst aufgrund der Verringerung frontaler Ereignistypen anzunehmen	Herbst in NEUS mit dynamischer Trendpositivität lässt Fortwirken randtropischer Dynamik vermuten; (in Übereinstimmung mit den meisten einschlägigen Abschätzungen)
Intensivierung von Tiefdruckgebieten	allgemein in ZEU, besonders hinsichtlich der Zunahme <i>starker</i> Warmfronten, zu allen Jahreszeiten	allgemein für NEUS, besonders hinsichtlich der Zunahme <i>schwacher</i> Kaltfronten (außer Winter)

<sup>41</sup> Eine geographisch abbildende Darstellung findet sich in Anhang H, S. 355ff.



Verlängerung/Häufung von Trockenphasen	für Sommer in beiden Regionen	in den anderen Jahreszeiten gemischte Signale
Sommer-Winter-Gegensatz	besonders bei Trockenereignissen zu veranschlagen, mit zunehmender Sommertrockenheit; allgemein in ZEU Sommer niveaugleich mit Frühling und Herbst weniger trendpositiv, in NEUS umgekehrt Sommer gemeinsam mit Herbst trendstärker	entsprechender Gegensatz nicht für alle Ereignistypen ausgeformt und regional verschieden ausgerichtet (siehe links)
Anormale Signale in Szenario A2 stärker als in B2	in NEUS ja; trendpositivste (Herbst) und klar trendnegative Jahreszeit (Frühling) dabei jeweils ohne überdurchschnittlichen A2-Beitrag	in ZEU nein; trendpositivste Jahreszeit (Winter) dabei ohne überdurchschnittlichen B2-Beitrag, trendschwächerer Sommer in B2 besonders trendschwach/in A2 trendstärker
Mehrung starker Niederschlagsereignisse	in NEUS positive Trends signifikant höher für sehr starke Niederschlags-Intensitäten ...	... gemeinsam mit sehr niedrigen Intensitäten, letzteres auch für ZEU; daneben positive Trends lokaler Starkniederschläge in beiden Regionen höher als für überlokale
Mehrung starker Hochwasserereignisse	in ZEU deutlich höhere Zunahme mäßiger und starker als schwacher Hochwässer veranschlagt	in NEUS kein klarer Befund
Änderung hydrolometeorologischer Eindeutigkeit von Wettermustern	allgemein in Rechnung zu stellen, besonders für schwach durch SAGMs vertretene Events (z.B. Starkereignisse nach Pegelgebieten, Trockenheit);	für gut mit SAGMs belegte Events bei starker Trendsignifikanz vermutlich geringer anzusetzen (Kalt-, Warmfronten, Prä-/Postfrontalität, auch: für nicht meteorologisch-hydrologisch gekoppelte Anomalien !)
Änderung räumlicher Wirksamkeiten	in beiden Regionen für Starkereignisse nach Pegelgebieten und für Anomalien nach Lage der Starkniederschlagsfelder <i>innerregional</i> anzunehmen; positiv für Pegelgebiete in zentralen Appalachen/an Elbe, für Starkniederschlagsfelder im SW/NE (NEUS), in SW und NW (ZEU)	vor allem in Nordamerika oft ohne jahreszeitliche Signifikanz; Ereignistyp nach Ausdehnung von hydrologischen Anomalien ohne Trenddifferenzierung nach Ausdehnungsgrad, daraus keine Folgerungen möglich

### Ausblick

Schlussendlich sei erörtert, welche ungeklärten Fragestellungen sich aus der Arbeit eröffnen und sich als anschließende Forschungsgegenstände anbieten könnten, Tab. 14-8 fasst zusammen. Besonderes Augenmerk sei gelenkt auf 3 diskussionswürdige Punkte:

(1) Unter **'Ersatzrealitäten der Klimamodelle'** kommt in der Tabelle der Umstand zum Tragen, dass in dieser Arbeit nur jeweils *eine* Klima-Verwirklichung pro Modell und Szenario A2 und B2 eingesetzt wurde. Dies rührt daher, dass die Dissertation konzeptionell in einer Zeit angelegt wurde (2002-2003), als solche einfältigen Strategien auch aufgrund eingeschränkter Datenverfügbarkeit gängig waren. Förderlich wäre meiner Ansicht nach eine Vervielfachung von Ersatzklimaten in der Form von sogenannten Ensemblestrategien, welche nach sozioökonomischen Szenarien gleiche Randbedingungen annehmen, jedoch geringfügige

Störungen einbauen, etwa durch leicht unterschiedliche Anfangsbedingungen (ABE-OUCHI et al. 2001: 534f.). Förderlich wären solche Datengrundlagen in dem Sinne, als sie ein viel *breiteres Spektrum* an Trends abstecken würden, welches bei anthropogen modifizierter hydroklimatischer Entwicklung zustande kommen kann.

(2) Die **regional-saisonal einzigartige Ausnahmestellung des Herbstes in den nordöstlichen USA** wurde umfassend auffällig und könnte als Musterbeispiel für Einzelfallinterpretationen dienen. Beispielsweise könnten SAGMs stark positiven und stark negativen Trends als Vergleichsgruppen gegenübergestellt und meteorologisch in Beziehung gesetzt werden zu den spezifischen Situationen randtropischen Einflusses (Hurricanes, tropische Stürme). Im weiteren wäre der Frage nachzugehen, auf welche Umstände zurückzuführen ist, dass der Sommer als zweite Jahreszeit tropischen Einflusses weniger klar ansteigende Trends frontaler und/oder konvektiver Ereignistypen zeigt.

(3) Zuletzt steht die **Möglichkeit** zur Diskussion, dass die Faktizität dieser herbstlichen Sonderrolle wie die aller dargestellten **Trendsignale** eher als **Artefakt** zu deuten ist (vgl. Tab. 14-8, letzte Zeile). Ursache könnte beispielsweise die starke Selektivität, oben im Kapitel Filterquote genannt, sein, die räumlich den allgemeinen saisonalen Mustern zu ähnliche Muster aussortiert. Die Eigenschaften der Aussortierten blieben in der Arbeit unberücksichtigt, könnten in Abgrenzung zu den hier verwendeten Mustern (SAGMs) aber abweichende, möglicherweise gegensätzliche Trends erzeugen. Eine gänzlich neue Fragestellung würde auftauchen: In welchem Ausmaß geringfügige Variationen auch konventioneller Wettermuster sich hydroklimatisch anormal auswirken.

Tab. 14-8: Offene und im besonderen kritisch zu betrachtende Fragestellungen der vorliegenden Arbeit mit Ansatzvorschlägen für anschließende Untersuchungen	
Fragestellung/ Problematik	Ansatzmöglichkeit(en)
Kurzfristvorhersage	Automatisierte Unwettervorhersage mittels vorhersagetauglicher SAGMs
meteorologische Kennzeichnung	konvektive Musterbildung um zwischentägliche Differenzen ergänzen
mehrtägige Ereignis- definitionen	mehrtägige Anomaliedefinitionen; Musterbildungsformen für Tagesreihen; Testverfahren für Reihenanordnungen
Musterbildung	Konzentration auf Parameter mit hoher gemeinsamer hydrologischer Wirksamkeit (multiple Regression)
Ersatzrealitäten der Klimamodelle	umfassendere sogenannte Ensemblestrategien durch Verwendung einer Vielzahl quasi-zufälliger Modellrealisierungen
Prüfung der aktualistischen Position	Test im 20. Jahrhundert hydrologisch anormaler Muster auf hydrologische Anomalität in Rohdaten Globaler Klimamodelle
Prüfung der projektionistischen Position	Test laut Globaler Klimamodelle in Zukunft anormaler Muster auf Feuchte-/Niederschlags-Anomalien im 20. Jahrhundert
erweiterter Aktualismus	Ausdehnung des rezenten Zeitraums für Anomaliedefinition und Musterbildung bis 1900 oder bis zum Ende der sogenannten Kleinen Eiszeit um 1850
Zeitreihentrends	Untersuchung <i>kumulierter</i> Pseudoladungsreihen und <i>kumulierter</i> Ereignisreihen auf <i>Zeitreihensprünge</i>
Flussausbau	Verwendung kleinerer, baulich und durch Landnutzung <i>weniger veränderter</i> Pegelgebiete
Herbst, Nordamerika	Untersuchung der Sonderrolle des Herbstes (trendpositiv) mittels der herausgebildeten Einzelmuster, vor allem auf Zusammenhänge mit Hurricanes/tropischen Stürme
Trendsignale hydrologisch stark wirksamer, räumlich jedoch unauffälliger Muster	Gegenüberstellung von Trends in der Arbeit ausgeschlossener und einbezogener Muster; bei ausgeschlossenen Mustern besondere Beachtung von solchen, die den allgemeinen Mustern <i>sehr</i> ähnlich sind

**Literaturverzeichnis****Abkürzungen häufig zitierter Zeitschriften**

B.A.M.S.	Bulletin of the American Meteorological Society
Clim. Change	Climatic Change
Clim. Dyn.	Climate Dynamics
Clim. Res.	Climate Research
Geoph. Res. Lett.	Geophysical Research Letters
Int. J. Climatol.	International Journal of Climatology
J. Geoph. Res.	Journal of Geophysical Research
J. of Clim.	Journal of Climate
J. of Hydrol.	Journal of Hydrology
Met. Ztschr.	Meteorologische Zeitschrift
Month. W. Rev.	Monthly Weather Review
P.G.M.	Petermanns Geographische Mitteilungen
Quat. Sc. Rev.	Quaternary Science Reviews
Theor. and Appl. Clim.	Theoretical and Applied Climatology

ABE-OUCHI A., BRINKOP S., CLAUSSEN M., COLLINS M., EVANS J., FISCHER-BRUNS I., FLATO G., FYFE J.C., GANOPOLSKI A., GREGORY J.M., HU Z.Z., JOOS F., KNUTSON T., KNUTTI R., LANDSEA C., MEARN S., MILLY C., MITCHELL J.F.B., NOZAWA T., PAETH H., RÄISÄNEN J., SAUSEN R., SMITH S., STOCKER T., TIMMERMANN A., ULBRICH U., WEAVER A., WEGNER J., WHETTON P., WIGLEY T., WINTON M. & F. ZWIERS (2001): Projections of Future Climate Change. In: HOUGHTON et al. (eds. 2001), Chapter 9, 525-582.

ABRAHAMSON O. & L. HÅKANSON (1998): Modelling seasonal flow variability of European rivers. - Ecological Modelling, 114, 49-58.

AHLHEIM K.H. (1989): Wetter und Klima. Meyers Lexikonverlag, Mannheim, 304 S.

AHNERT F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. Ulmer, Stuttgart, 440 S.

ALEXANDER L.V., ZHANG X., PETERSON T.C., CAESAR J., GLEASON B., TANK KLEIN A.M.G., HAYLOCK M., COLLINS D., TREWIN B., RAHIMZADEH F., TAGIPOUR A., AMBENJE P., RUPA KUMAR K., REVADEKAR J. & G. GRIFFITHS (2006): Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. J. Geoph. Res., 111, D05109.

ALEXANDERSSON H. (1986): A Homogeneity Test Applied to Precipitation Data. - Journal of Climatology, 6, 661-675.

ALEXANDERSSON H., TUOMENVIRTA H., SCHMITH T. & K. IDEN (2000): Trends of storms in NW Europe derived from an updated pressure data set. - Clim. Res., 14, 71-73.

ALVERSON K. & C. KULL (2003): Understanding Future Climate Change Using Paleorecords. In: RODÓ & COMÍN (eds. 2003), Chapter 9, 153-181.

ANDERSON C.J. & R.W. ARRITT (2001): Representation of summertime low-level jets in the Central United States by the NCEP-NCAR reanalysis. - J. of Clim., 14(2), 234-247.

ANDREWS D.G. (2000): An Introduction to Atmospheric Physics. Cambridge University Press, Cambridge, 229 S.

- APPENZELLER C., STOCKER T.F. & A. SCHMITTNER (2000): Natural climate variability and climate change in the North-Atlantic European region; chance for surprise? - *Integrated Assessment*, 1(4), 301-306.
- ARNBJERG-NIELSEN K., EINFALT T. & R. FANKHAUSER (eds. 1998): Use of Historical Rainfall Series for Hydrological Modelling. - *Water Science & Technology*, 37(11), 204 S.
- ARNELL N.W. (1999a): Climate change and global water resources. - *Global Environmental Change*, 9(Supplement), 31-49.
- ARNELL N.W. (1999b): The effect of climate change on hydrological regimes in Europe: a continental perspective. - *Global Environmental Change*, 9, 5-23.
- ARNELL N.W. (2002): *Hydrology and Global Environmental Change*. Prentice Hall, Harlow, 346 S.
- ARORA V.K. & G.J. BOER (2001): Effects of simulated climate change on the hydrology of major river basins. - *J. Geoph. Res.*, 106, 3335-3348.
- BACCHI B. & N.J. KOTTEGODA (1995): Identification and calibration of spatial correlation patterns of rainfall. - *J. of Hydrol.*, 165, 311-348.
- BAEDE A.P.M. (ed. 2007): Annex I - Glossary. In: SOLOMON et al. (eds. 2007), 941-954.
- BAHRENBERG G. (1973): Auftreten und Zugrichtung von Tiefdruckgebieten in Mitteleuropa. *Westfälische Geographische Studien*, 26, 125 S.
- BAHRENBERG G. (1972): Räumliche Betrachtungsweise und Forschungsziele der Geographie. - *Geographische Zeitschrift*, 60, 8-24.
- BAHRENBERG G., GIESE E. & J. NIPPER (2003): *Statistische Methoden in der Geographie - Band 2: Multivariate Statistik*. Gebrueder Bornträger, Berlin, 415 S.
- BAKER V.R. (ed. 1988): *Flood geomorphology*. Wiley, New York, 503 S.
- BALZER K., ENKE W. & W. WEHRY (1998): *Wettervorhersage*. Springer, Berlin, 184 S.
- BÁRDOSSY A. & F. FILIZ (2005): Identification of flood producing atmospheric circulation patterns. - *J. of Hydrol.*, 313(1-2), 48-57.
- BARNETT D.N., BROWN S.J., MURPHY J.M., SEXTON D.H. & M.J. WEBB (2006): Quantifying uncertainty in changes in extreme event frequency in response to doubled CO<sub>2</sub> using a large ensemble of GCM simulations. - *Clim. Dyn.*, 26, 489-511.
- BARRIOPEDRO D., GARCÍA-HERRERA R., LUPO A.R. & E. HERNÁNDEZ (2006): A Climatology of Northern Hemisphere Blocking. - *J. of Clim.*, 19(6), 1042-1063.
- BARRY R.B. & A.M. CARLETON (2001): *Synoptic and Dynamic Climatology*. Routledge, London and New York, 620 S.
- BARRY R.G. & A.H. PERRY (1973): *Synoptic Climatology - Methods and Applications*. Methuen & Co, London, 553 S.
- BARTELS H. (1993): Regionalisierung am Beispiel der flächendeckenden Starkniederschlagsauswertung für die Bundesrepublik Deutschland. In: KLEEGERG (ed. 1993), Kapitel 2.4.
- BARTLEIN P.J., ANDERSON K.H., ANDERSON P.M., EDWARDS M.E., MOCK C.J., THOMPSON R.S., WEBB R.S., WEBB III T. & C. WHITLOCK (1998): Paleoclimate simulations for North America over the past 21,000 years: features of the simulated climate and comparisons with paleoenvironmental data. - *Quat. Sc. Rev.*, 17(6-7), 549-585.

- BARTLETT R.A. (ed. 1984): *Rolling Rivers - An Encyclopedia of America's Rivers*. McGraw-Hill, New York, 298 S.
- BASLER H. (1994): *Grundbegriffe der Wahrscheinlichkeitsrechnung und Statistischen Methodenlehre*. Physica-Verlag, Heidelberg, 292 S.
- BELZ J.U., ENGEL H. & P. KRAHE (2004): Das Niedrigwasser 2003 in Deutschlands Stromgebieten. - *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 48(4), 162-169.
- BENDIX J. (2004): *Geländeklimatologie*. Bornträger, Stuttgart, 282 S.
- BENGTSSON L., BOTZET M. & M. ESCH (1997): Numerical Simulation of Intense Tropical Storms. In: DIAZ & PULWARTY (eds. 1997), Chapter 4, 67-90.
- BENGTSSON L., HODGES K.I. & E. ROECKNER (2006): Storm Tracks and Climate Change. - *J. of Clim.*, 19(15), 3518-3543.
- BENISTON M. (1998): *From Turbulence to Climate: Numerical Investigations of the Atmosphere with a Hierarchy of Models*. Springer, Berlin, 328 S.
- BENISTON M. & P. JUNGO (2002): Shifts in the distribution of pressure, temperature and moisture and changes in the typical weather patterns in the Alpine region in response to the behavior of the North Atlantic Oscillation. - *Theor. and Appl. Clim.*, 71, 29-42.
- BENISTON M. & R.S.J. TOL (1998): Europe. In: WATSON et al. (eds. 1998), Chapter 5, 149-185.
- BENITO G. & V.R. THORNDYCRAFT (2005): Palaeoflood hydrology and its role in applied hydrological sciences. - *J. of Hydrol.*, 313(1-2), 3-15.
- BEST M.J., BELJAARS A., POLCHER J. & P. VITERBO (2004): A proposed structure for coupling tiled land-surfaces with the planetary boundary layer. - *Journal of Hydrometeorology*, 5(6), 1271-1278.
- BFG (2002): *Das Augusthochwasser 2002 im Elbegebiet*. Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz, 48 S.
- BISCHOFF S.A. & W.M. VARGAS (2003): The 500 and 1000 hPa Weather Type Circulations and their Relationship with Some Extreme Climatic Conditions over Southern South America. - *Int. J. Climatol.*, 23, 541-556.
- BISWAS A.K. (ed. 2003): *Water Resources of North America*. Springer, Berlin, 381 S.
- BOER G.J., FLATO G.M., READER M.C. & D. RAMSDEN (2000a): A transient climate change simulation with historical and projected greenhouse gas and aerosol forcing: experimental design and comparison with the instrumental record for the 20th century. - *Clim. Dyn.*, 16, 405-425.
- BOER G.J., FLATO G.M. & D. RAMSDEN (2000b): A transient climate change simulation with greenhouse gas and aerosol forcing: projected climate to the twenty-first century. - *Clim. Dyn.*, 16, 427-450.
- BOOIJ M.J. (2002): Extreme daily precipitation in Western Europe with climate change at appropriate spatial scales. - *Int. J. Climatol.*, 22(1), 69-85.
- BOOIJ M.J. (2005): Impact of climate change on river flooding assessed with different spatial model resolutions. - *J. of Hydrol.*, 303, 176-198.

- BOYLE J.S. (1998): Evaluation of the annual cycle of precipitation over the United States in GCMs: AMIP simulations. - J. of Clim., 11, 1041-1055.
- BRADBURY J.A., DINGMAN L. & B.D. KEIM (2002): New England Drought and Relations with large scale atmospheric circulation patterns. - Journal of the American Water Resources Association, 38(5), 1287-1299.
- BRADBURY J.A., KEIM B.D. & C.P. WAKE (2003): The Influence of Regional Storm Tracking and Teleconnections on Winter Precipitation in the Northeastern United States. - Annals of the Association of American Geographers, 93(3), 544-556.
- BRAUN P. (2000): Langzeitkorrelationen in Abflusszeitreihen. Bericht zum KLIWA-Symposium 2000, 140-146.
- BRÁZDIL R., GLASER R., PFISTER C., DOBROVOLNY P., ANTOINE J.M., BARRIENDOS M., CAMUFFO D., DEUTSCH M., ENZI S., GUIDOBONI E., KOTYZA O. & F.S. RODRIGO (1999): Flood events of selected European rivers in the sixteenth century. - Clim. Change, 43(1), 239-285.
- BRÁZDIL R., PFISTER C., WANNER H., VON STORCH H. & J. LUTERBACHER (2005): Historical Climatology in Europe - The State Of The Art. - Clim. Change, 70(3), 363-430.
- BRETHERTON C.S., SMITH C. & J.M. WALLACE (1992): An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. - J. of Clim., 5, 541-560.
- BRINKOP S. (2002): Aspects of convective activity and extreme events in a transient climate change simulation. - Met. Ztschr., 11(5), 323-333.
- BRÖNNIMANN S., XOPLAKI E., CASTY C., PAULING A. & J. LUTERBACHER (2006): ENSO influence on Europe during the last centuries. - Clim Dyn, DOI 10.1007/s00382-006-0175-z.
- BRONSTERT A., BISMUTH C. & L. MENZEL (eds. 2000): European Conference on Advances in Flood Research, Proceedings Vol.1. PIK Report No. 65, Potsdam, 712 S.
- BROSIUS F. (1998): SPSS 8.0. mtip-Verlag, Bonn, 1000 S.
- BRYSON R.A. (ed. 1974): Climates of North America. Aus: LANDSBERG (ed. in chief 1974-1985), Vol. 11, 420 S.
- BRYSON R.A. & F.K. HARE (1974): The Climates of North America. In: BRYSON (ed. 1974), 1-47.
- BUCHANAN T.J. & W.P. SOMERS (1976): Discharge measurements at gaging stations. United States Government Printing Office, Washington, 65 S.
- BÜDEL J. (1957): Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. - Würzburger Geographische Arbeiten 4/5, 5-46.
- BUISHAND T.A. & J.J. BEERSMA (1996): Statistical tests for comparison of daily variability in observed and simulated climates. - J. of Clim., 9/10, 2538-2500.
- BUISHAND T.A. & T. BANDSMA (1997): Comparison of circulation classification schemes for predicting temperature and precipitation in the Netherlands. - Int. J. Climatol., 17, 875-889.
- BURT J.E. & G.M. BARBER (1996<sup>2</sup>): Elementary Statistics for Geographers. - Guilford Press, New York, 640 S.

- BUSCH D., SCHIRMER M., SCHUCHARDT B. & P. ULLRICH (1989): Historical Change of the River Weser. In: PETTS & MÖLLER (eds. 1989), Chapter 17, 297-321.
- CARLING P., KIDSON R., CAO Z. & J. HERGET (2003): Palaeohydraulics of Extreme Events: Reality and Myth. In: GREGORY & BENITO (eds. 2003b), Chapter 19, 325-336.
- CARNELL R.E. & C.A. SENIOR (1998): Changes in mid-latitude variability due to increasing greenhouse gases and sulphate aerosols. - *Clim. Dyn.*, 14, 369-83.
- CASPARY H.J. (1996): Recent winter floods in Germany caused by changes in the atmospheric circulation across Europe. - *Physics and Chemistry of the Earth*, 20, 459-462.
- CASPARY H.J. (2000): Increased risk of river flooding in Southwest Germany caused by changes of the atmospheric circulation across Europe. In: BRONSTERT et al. (eds. 2000), 212-223.
- CASTY C., WANNER H., LUTERBACHER J., ESPER J. & R. BÖHM (2005): Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. - *Int. J. Climatol.*, 25(14), 1855-1880.
- CAVASOS T. (2000): Using self-organizing maps to investigate extreme climate events: An application to wintertime precipitation in the Balkans. - *J. of Clim.*, 13(10), 1718-1732.
- CAVASOS T., COMRIE A.C. & D.M. LIVERMAN (2002): Intraseasonal variability associated with wet monsoons in southeast Arizona. - *J. of Clim.*, 15(17), 2477-2490.
- CHALMERS A.F. (1994<sup>3</sup>): *Wege der Wissenschaft*. Springer, Berlin, 196 S.
- CHANGNON S.A. (2001): Thunderstorm Rainfall in the Conterminous United States. - *B.A.M.S.*, 82, 1925-1940.
- CHANGNON S.D. (2003): Measures of Economic Impacts of Weather Extremes. - *B.A.M.S.*, 84(9), 1231-1235.
- CHANGNON S.A., PIELKE R.A., CHANGNON S.D., SYLVERS R.T. & R. PULWARTY (2000): Human factors explain the increased losses from weather and climate extremes. - *B.A.M.S.*, 18, 437-442.
- CHASTON P.R. (1997): *Weather Maps - How to Read and Interpret all the Basic Weather Charts*. Chaston Scientific, Kearney, 214 S.
- CHRISTENSEN J.H. & O.B. CHRISTENSEN (2003): Severe summertime flooding in Europe. - *Nature*, 421, 805-806.
- CHRISTENSEN J.H., HEWITSON B., BUSUIOC A., CHEN A., GAO X., HELD I., JONES R., KOLLI R., KWON W.T., LAPRISE R., MAGAÑA RUEDA V., MEARNS L., MENÉNDEZ C.G., RÄISÄNEN J., RINKE A., SARR A. & P. WHETTON (2007): Regional Climate Projections. In: SOLOMON et al. (eds. 2007), Chapter 11, 846-940.
- CHRISTENSEN O.B. & J.H. CHRISTENSEN (2004): Intensification of extreme European summer precipitation in a warmer climate. - *Global and Planetary Change*, 44, 107-117.
- COHEN J. (1996): Occlusion. In: SCHNEIDER (ed. 1996), 546-547.
- COLLIER M., WEBB R.H. & J.C. SCHMIDT (1996): *Dams and Rivers - A Primer on the Downstream Effects of Dams*. U.S. Geological Survey Circular 1126, Tucson, 94 S.
- COMÍN F.A. & M.A. RODRÍGUEZ-ARIAS (2003): What we know about the Climate System? A brief Review of current research. In: RODÓ & COMÍN (eds. 2003), Chapter 1, 3-24.



- COMPAGNUCCI R.H., ARANEO D. & P.O. CANZIANI (2001): Principal Sequence Pattern Analysis: A New Approach to Classifying the Evolution of Atmospheric Systems. - *Int. J. Climatol.*, 21, 197-217.
- CONWAY D. & P.D. JONES (1998): The use of weather types and air flow indices for GCM downscaling. - *J. of Hydrol.*, 212-213, 348-361.
- COOK E.R., MEKO D.M., STAHL D.W. & M.K. CLEAVELAND (2000): Drought reconstruction for the continental United States. - *J. of Clim.*, 12, 1145-1162.
- COOK E.R., ESPER J. & R.D. D'ARRIGO (2004): Extra-tropical Northern Hemisphere land temperature variability over the past 1000 years. - *Quat. Sc. Rev.*, 23(20-22), 2063-2074.
- CORE E.L. (1984): The Monongahela River. In: BARTLETT (ed. 1984), 149-152.
- COVEY C., ACHUTA RAO K.M., CUBASCH U., JONES P., LAMBERT S.J., MANN M.E., PHILLIPS T.J. & K.E. TAYLOR (2003): An overview of results from the Coupled Model Intercomparison Project. - *Global and Planetary Change*, 37(1-2), 103-133.
- CRANE R.G. & B.C. HEWITSON (1998): Doubled CO<sub>2</sub> precipitation changes for the Susquehanna Basin: down-scaling from the Genesis general circulation model. - *Int. J. Climatol.*, 18, 65-76.
- CURRY J.A. & P.J. WEBSTER (1999): *Thermodynamics of Atmospheres & Oceans*. Academic Press, San Diego, 471 S.
- DAVIS B.A.S., BREWER S., STEVENSON A.C. & J. GUIOT (2003): The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. - *Quat. Sc. Rev.*, 22, 1701-1716.
- DAI A., TRENBERTH K.E. & T. QIAN (2004): A global data set of Palmer Drought Severity Index for 1870-2002: Relationship with soil moisture and effects of surface warming. *Journal of Hydrometeorology*, 5, 1117-1130.
- DAVIE T. (2003): *Fundamentals of Hydrology*. Routledge, London, 169 S.
- DE MICHELE C., MONTANARI A. & R. ROSSO (1998): The effects of non-stationarity on the evaluation of critical design storms. In: ARNBJERG-NIELSEN et al. (eds. 1998), 187-193.
- DELWORTH T.L., STOUER R.J., DIXON K.W., SPELMAN M.J., KNUTSON T.R., BROCCOLI A.J., KUSHNER P.J. & R.T. WETHERALD (2002): Review of simulations of climate variability and change with the GFDL R30 coupled climate model. - *Clim. Dyn.*, 19, 555-574.
- DFG (1979): *Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland (Textband)*. Harald Boldt Verlag, Boppard, 365 S.
- DIAZ H.F. & R.S. PULWARTY (eds. 1997): *Hurricanes - Climate and Socioeconomic Impacts*. Springer, Berlin, 292 S.
- DIERCKE (1996): *Diercke Weltatlas*. - Westermann, Braunschweig, 275 S.
- DISSE M. & H. ENGEL (2001): Flood Events in the Rhine Basin: Genesis, Influences and Mitigation. - *Natural Hazards*, 23(2-3), 271-290.
- DJURIC D. (1994): *Weather Analysis*. Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, 304 S.
- DOUVILLE H., CHAUVIN F., PLANTON S., ROYER J.F., SALAS-MELIA D. & S. TYTECA (2002): Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols. - *Clim. Dyn.*, 20(1), 45-68.

- DRUYAN L.M. (1996): Drought. In: SCHNEIDER (ed. 1996), 256-259.
- DUNSTER J. & K. DUNSTER (1996): Dictionary of Natural Resource Management. CAB International, Wallingford/Canada, 380 S.
- DURKEE J.D., FRYE J.D., FUHRMANN C.M., LACKE M.C., JEONG H.G. & T.L. MOTE (2007): Effects of the North Atlantic Oscillation on precipitation-type frequency and distribution in the eastern United States. - Theor. and Appl. Clim., DOI10.1007/s00704-007-0345-x.
- DWD (1953 bis 1998): Monatlicher Witterungsbericht. Selbstverlag, Offenbach a.M.
- DWD (1960): Deutsches Meteorologisches Jahrbuch, Gebiet der ehemaligen französischen Besatzungszone, Selbstverlag, Offenbach a.M.
- DWD (1992 bis 2001): Deutsches Meteorologisches Jahrbuch. Selbstverlag, Offenbach a.M.
- DWD I.D. US-ZONE (1952-1954): Deutsches Meteorologisches Jahrbuch, US-Zone 1950-1952, Selbstverlag, Bad Kissingen.
- EASTERLING D.R., EVANS J.L., GROISMAN P.Y., KARL T.R., KUNKEL K.E. & P. AMBENJE (2000a): Observed variability and trends in extreme climate events: A brief review. - B.A.M.S., 81, 417-425.
- EASTERLING D.R., KARL T.R., LAWRIMORE J.H. & S.A. DEL GRECO (1999): United States Historical Climatology Network: Daily temperature, Precipitation, and Snow Data for 1871-1997. - ORNL/CDIAC-118, NDP-070, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, 82 S.
- EASTERLING D.R., MEEHL G.A., PARMESAN C., CHANGNON S.A., KARL T. & L.O. MEARNS (2000b): Climate Extremes: Observations, Modeling, and Impacts. - Science, 289, 2068-2074.
- ECKEY H.F., KOSFELD R. & M. RENGERS (2002): Multivariate Statistik. Gabler, Wiesbaden, 442 S.
- ECKOLDT M. (1998): Flüsse und Kanäle - Die Geschichte der deutschen Wasserstraßen. DSV-Verlag, Hamburg, 526 S.
- EDDY J.A. & H. OESCHGER (eds. 1993): Global Changes in the Perspective of the Past. Wiley, Chichester, 383 S.
- EGGER J. (1987): Distortion of fronts near orography. - Meteorologische Rundschau, 40(5), 141-146.
- EMANUEL K. (2005): Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. - Nature, 436, 686-688.
- EMEIS S. (2000): Hirts Stichwortbücher: Meteorologie in Stichworten. Gebrueder Bornträger, Stuttgart, 199 S.
- EMORI S. & S.J. BROWN (2005): Dynamic and thermodynamic changes in mean and extreme precipitation under changed climate. - Geoph. Res. Lett., 32, L17706.
- ENDLICHER W. (1999): Europa. In: WEISCHET & ENDLICHER (1999), Kapitel I, 23-142.
- ENGEL H. (1999): Abflüsse im Rhein und seinen Nebengewässern - Entwicklungen seit Beginn dieses Jahrhunderts, Erwartungen für die nahe Zukunft. In: IHP/OHP (1999), 13-20.
- ERIKSEN W. (1971): Die Häufigkeit meteorologischer Fronten über Europa und ihre Bedeutung für die klimatische Gliederung des Kontinents. - Erdkunde, 25, 163-178.

ESSENWANGER O. (1985): General Climatology. Aus LANDSBERG (ed. in chief 1974-1985), Vol. 1A, 224 S.

FABIAN P. & A. MENZEL (2002): Pflanzen- und Tierwelt als Boten des Klimawandels. In: HAUSER (ed. 2002), 218-229.

FISCHER-BRUNS I., VON STORCH H., GONZALEZ-ROUCO J.F. & E. ZORITA (2005): Modelling the variability of midlatitude storm activity on decadal to century time scales. - *Clim. Dyn.*, 25, 461-476.

FLOHN H. (1993): Climatic Evolution During the Last Millenium: What Can We Learn from It? In: EDDY & OESCHGER (eds. 1993), Chapter 19, 295-316.

FOKEN T. (2003): Angewandte Meteorologie - Mikrometeorologische Methoden. Springer, Berlin, 289 S.

FOWLER H.J., BLENKINSOP S. & C. TEBALDI (2007): Linking climate change modelling to impact studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. - *Int. J. Climatol.*, 27, 1547-1578.

FRANKLIN S.B., WASKLEWICZ T., GRUBAUGH J.W. & S. GREULICH (2003): Hydrologic stage periodicity of the Mississippi River before and after systematic channel modifications. - *Journal of the American Water Resources Association*, 39(3), 637-648.

FREI C., DAVIES H.C., GURTZ J. & C. SCHÄR (2000): Climate dynamics and extreme precipitation and flood events in Central Europe. *Integrated Assessment*, 1, 281- 300.

FREI C. (2003): Statistical Limitations for Diagnosing Changes in Extremes from Climate Model Simulations. - 14th Symposium on Global Change and Climate Variations, 6 S.

FREIE U. HANSESTADT HAMBURG (2002): Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Elbegebiet, Teil III, 1999. Selbstverlag, Hamburg.

FRICH P., ALEXANDER L.V., DELLA-MARTA P., GLEASON B., HAYLOCK M., KLEIN TANK A.M.G. & T. PETERSON (2002): Observed coherent changes in climatic extremes during the 2nd half of the 20th century. - *Clim. Res.*, 13, 193-212.

GARNETT P.W. & M.G. WOLMAN (1984): Downstream Effects of Dams on Alluvial Rivers. - Geological Survey Professional Paper 1286, Washington, 83 S.

GENG Q.Z. & M. SUGI (2003): Possible change of extratropical cyclone activity due to enhanced greenhouse gases and sulfate aerosols - Study with a high-resolution AGCM. - *J. of Clim.*, 16, 2262-2274.

GIERLOFF-EMDEN H.G. (1961): Wasserstandsschwankungen und Hochwasserwellen der Weser von 1900-1935 und ihre Beeinflussung durch Großwetterlagen. - *Forschungen zur Deutschen Landeskunde*, 126, 46 S.

GLASER R. (2001): Klimageschichte Mitteleuropas - 1000 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen. WBG, Darmstadt, 227 S.

GOLDEN SOFTWARE INC. (1999): Surfer 7 User's Guide. Golden, 619 S.

GORDON N.D., MCMAHON T.A., FINLAYSON B.L., GIPPEL C.J. & R.J. NATHAN (2004): Stream Hydrology - An Introduction for Ecologists. Wiley, Chichester, 429 S.

GOVINDASAMY B., DUFFY P.B. & J. COQUARD (2003): High-resolution simulations of global climate, part 2: effects of increased greenhouse cases. - *Clim. Dyn.*, 21(5-6), 391-404.

- GRABS W. (ed. 1997): Impact of Climate Change on Hydrological Regimes and Water Resources Management in the Rhine Basin. - CH Report No. I-16, Lelystad, 172 S.
- GRASSL H. (1999): Die Klimaentwicklung im Rheingebiet. In: IHP/OHP (1999), 5-12.
- GRAY W.M., SHEAFFER J.D. & C.W. LANDSEA (1997): Climate Trends Associated with Multidecadal Variability of Atlantic Hurricane Activity. In: DIAZ & PULWARTY (eds. 1997), Chapter 2, 15-54.
- GREGORY K.J. & G. BENITO (2003a): Introduction to Regional Palaeohydrologic Regimes and Areas. - In: GREGORY & BENITO (eds. 2003b), Chapter 4, 35-46.
- GREGORY K.J. & G. BENITO (eds. 2003b): Palaeohydrology - Understanding Global change. Wiley, Southern Gate, 396 S.
- GREGORY K.J. & G. BENITO (2003c): Potential of Palaeohydrology in Relation to Global Change. - In: GREGORY & BENITO (eds. 2003b), Chapter 1, 3-16.
- GREGORY K.J., STARKEL L. & V.R. BAKER (eds. 1995): Global Continental Palaeohydrology. Wiley, Chichester, 334 S.
- GROISMAN P.Y., KNIGHT R.W. & T.R. KARL (2001): Heavy Precipitation and High Streamflow in the Contiguous United States Trends in the Twentieth Century. - B.A.M.S., 82, 219-246.
- GROISMAN P.Y., KNIGHT R.W., KARL T.R., EASTERLING D.R., SUN B.M. & J.H. LAWRIMORE (2004): Contemporary changes of the hydrological cycle over the contiguous United States: Trends derived from in situ observations. - Journal of Hydrometeorology, 5, 64-85.
- GROVER E.K. & P.J. SOUSOUNIS (2002): The Influence of Large-Scale Flow on Fall Precipitation Systems in the Great Lakes Basin. - J. of Clim., 15, 1943-1956.
- GULEV S.K., ZOLINA O. & S. GRIGORIEV (2001): Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data. - Clim. Dyn., 17, 795-809.
- GYAKUM J.R. & R.E. DANIELSON (2000): Analysis of meteorological precursors to ordinary and explosive cyclogenesis in the Western North Pacific. - Month. W. Rev., 128(3), 851-863.
- HABERLANDT T.U. & G.W. KITE (1998): Estimation of daily space-time precipitation series for macroscale hydrological modelling. - Hydrological Processes, 12 (9), 1419-32.
- HAEFKE F. (1959): Physische Geographie Deutschlands. VEB, Berlin, 357 S.
- HAINES A.T., FINLAYSON B.L. & T.A. MCMAHON (1988): A global classification of river regimes. - Applied Geography, 8, 255-272.
- HAKLANDER A.J. & A. VAN DELDEN (2003): Thunderstorm Predictors and Their Forecast Skill for the Netherlands. - Atmospheric Research, 68-69, 273-299.
- HANTKE R. (1993): Flussgeschichte Mitteleuropas. Spektrum Akademischer Verlag, Stuttgart, 459 S.
- HARD G. (1973): Die Geographie - Eine wissenschaftliche Einführung. Walter de Gruyter, Berlin, 318 S.
- HARNACK R., APFFEL K., GEORGESCU M. & S. BAINES (2001): The determination of observed atmospheric differences between heavy and light precipitation events in New Jersey, USA. - Int. J. Climatol., 21, 1529-1560.

- HARNIK N. & E.K.M. CHANG (2003): Storm track variations as seen in radiosonde observations and reanalysis data. - J. of Clim., 16, 480-495.
- HARTUNG J., ELPELT B. & K.H. KLÖSENER (2002<sup>13</sup>): Statistik - Lehr- und Handbuch der angewandten Statistik. Oldenbourg, München, 973 S.
- HAUSER W. (ed. 2002): Klima. Das Experiment mit dem Planeten. Begleitband und Katalog zur Sonderausstellung des Deutschen Museums vom 7.11.2002 bis 15.6.2003, München, 400 S.
- HEGERL G.C., ZWIERS F.W., STOTT P.A. & V.V. KHARIN (2003): Detectability of anthropogenic changes in temperature and precipitation extremes. - J. of Clim., 17(19), 3683-3700.
- HEIMANN D. & V. SEPT (2000): Climate change estimates of summer temperature and precipitation in the Alpine region. - Theor. and Appl. Clim., 66, 1-12.
- HEINO R., BRÁZDIL R., FØRLAND E., TUOMENVIRTA H., ALEXANDERSSON H., BENISTON M., PFISTER C., REBETEZ M., ROSENHAGEN G., RÖSNER S. & J. WIBIG (1999): Progress in the Study of Climatic Extremes in Northern and Central Europe. - Clim. Change, 42, 151-81.
- HEINRICH D. & M. HERGT (1994): dtv-Atlas zur Ökologie. dtv, München, 286 S.
- HEISE E. (2002): Parametrisierungen. - Promet, 27 (3/4), 130-141.
- HELLSTRÖM C. (2005): Atmospheric conditions during extreme and non-extreme precipitation events in Sweden. - Int. J. Climatol., 25, 631-648.
- HENNESSY K.J., GREGORY J.M. & J.F.B. MITCHELL (1997): Changes in daily precipitation under enhanced greenhouse conditions: comparison of UKHI and CSIRO9 GCM. - Clim. Dyn., 13, 667-680.
- HERSCHY R.W. & R.W. FAIRBRIDGE (1998): Encyclopedia of Hydrology and Water Resources. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 800 S.
- HERTIG E. (2004): Niederschlags- und Temperaturabschätzungen für den Mittelmeerraum unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt. Dissertation, Geographisches Institut der Universität Würzburg, 274 S.
- HERZOG J. & G. MÜLLER-WESTERMEIER (1998): Homogenitätsprüfung und Homogenisierung klimatologischer Messreihen im Deutschen Wetterdienst. - Berichte des Deutschen Wetterdienstes, 202, Offenbach a.M., 27 S.
- HEWSON T.D. (1998): Objective fronts. - Meteorological Applications, 5, 37-65.
- HIRSCH M.R., HELSEL D.R., COHN T.A. & E.K. GILROY (1993): Statistical Analysis of Hydrological Data. In: MAIDMENT (ed. 1993), Chapter 17.
- HIRSCHBOECK K.K. (1988): Flood hydroclimatology. In: BAKER (ed. 1988), 27-49.
- HIRSCHBOECK K.K., ELY L.L. & R.A. MADDOX (2000): Hydroclimatology of Meteorologic Floods. In: WOHL (ed. 2000), Chapter 2, 39-72.
- HISDAL H., STAHL K., TALLAKSEN L.M. & S. DEMUTH (2001): Have streamflow droughts in Europe become more severe or frequent? - Int. J. Climatol., 21, 317-333.
- HOBGOOD J. (2003): Tropical Cyclones. In: OLIVER (ed. 2003), 750-756.
- HOFMEISTER B. (1970): Fischer Länderkunde - Nordamerika. Fischer, Frankfurt a.M., 329 S.
- HOLTON J.R. (2004): An Introduction to Dynamic Meteorology. Elsevier, Burlington, 535 S.

- HOLZHAUSER H., MAGNY M.J. & H.J. ZUMBÜHL (2005): Glacier and lake level variations in west-central Europe over the last 3500 years. - *The Holocene*, 15(6), 789–801.
- HONDA M., NAKAMURA H., UKITA J., KOUSAKA I. & K. TAKEUCHI (2001): Interannual Seesaw between the Aleutian and Icelandic Lows. Part I: Seasonal Dependence and Life Cycle. - *J. of Clim.*, 14(6), 1029-1042.
- HOUGHTON J.T., DING Y., GRIGGS D.J., NOGUER M., VAN DER LINDEN P.J., DAI X., MASKELL K. & C.A. JOHNSON (eds. 2001): *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, 881 S.
- HU Q. & S. FENG (2001a): Climatic Role of the Southerly Flow from the Gulf of Mexico in Interannual Variations in Summer Rainfall in the Central United States. - *J. of Clim.*, 14, 3156-3171.
- HU Q. & S. FENG (2001b): Variations of Teleconnection of ENSO and Interannual Variation in Summer Rainfall in the Central United States. - *J. of Clim.*, 14, 2469-2480.
- HU Q., TAWAYE Y. & S. FENG (2004): Variations of the Northern Hemisphere atmospheric energetics, 1948-2000. - *J. of Clim.*, 17, 1975- 1986.
- HU Z.Z. & Z. WU (2004): The intensification and shift of the annual North Atlantic Oscillation in a global warming scenario simulation. - *Tellus A*, 56(2), 112-124.
- HUH S., DICKEY D.A., MEADOR M.R. & K.E. RUHL (2005): Temporal analysis of the frequency and duration of low and high streamflow: years of record needed to characterize streamflow variability. - *J. of Hydrol.*, 310(1-4), 78-94.
- HUNDECHA Y. & A. BÁRDOSSY (2005): Trends in daily precipitation and temperature extremes across western Germany in the second half of the 20th century. - *Int. J. Climatol.*, 25(9), 1189-1202.
- HUNT C.B. (1974): *Natural Regions of the United States and Canada*. W.H. Freeman and Company, San Francisco, 725 S.
- HURRELL J.W. & H. VAN LOON (1997): Decadal variations in climate associated with the North Atlantic oscillation. - *Clim. Change*, 36, 301-326.
- HUSCHKE R.E. (ed. 1959): *Glossary of Meteorology*. American Meteorological Society, Boston, 638 S.
- HUTH R. (1996): An intercomparison of computer-assisted circulation classification methods. - *Int. J. Climatol.*, 16, 893-922.
- HUTH R. (2000): A circulation classification scheme applicable in GCM studies. - *Theor. and Appl. Clim.*, 67, 1-18.
- IHP/OHP (1999): *Hydrologische Dynamik im Rheingebiet*. - IHP/OHP-Berichte, Heft 13, Koblenz, 233 S.
- IMBERT A. & R.E. BENESTAD (2005): An improvement of analog model strategy for more reliable local climate change scenarios. - *Theor. and Appl. Clim.*, 82, 245-255.
- INATSU M. & M. KIMOTO (2005): Two types of interannual variability of the mid-winter storm-track and their relationship to global warming. - *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, 1, 61–64.

- IPCC (2001a): Climate Change 2001: Impacts, Adaption, and Vulnerability. - Contribution of the Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, 1032 S.
- IPCC (2001b): Climate Change 2001: The Scientific Basis. - Contribution of the Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, 881 S.
- ISSAR A.S. & N. BROWN (eds. 1998): Water, environment and society in times of climatic change. Kluwer Academic Press, Dordrecht.
- ISTOMINA M., KOCHARYAN A.G. & I.P. LEBEDEVA (2005): Floods: Genesis, Socioeconomic and Environmental Impacts. - Water Resources, 32(4), 349-358.
- JACOBEIT J (1993): Regionale Unterschiede im atmosphärischen Zirkulationsgeschehen bei globalen Klimaveränderungen. - Die Erde, 124, 63-77.
- JACOBEIT J. (1997): Atlantisch-europäische Bodenluftdruckfelder ombrothermisch anomaler Monate in Mitteleuropa als Hilfsmittel für die synoptische Interpretation analoger Anomalien im historischen Klima und in zukünftigen Klimaszenarien. - P.G.M., 141, 139-144.
- JACOBEIT J., GLASER R., LUTERBACHER J. & H. WANNER (2003): Links between flood events in central Europe since AD 1500 and large-scale atmospheric circulation modes. - Geoph. Res. Lett., 30(4), 1172-1175.
- JACOBEIT J., GLASER R., NONNENMACHER M. & H. STANGL (2004): Hochwasserentwicklung in Mitteleuropa und Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation. - Geographische Rundschau, 56(1), 26-35.
- JANSEN E., OVERPECK J., BRIFFA K.R., DUPLESSY J.C., JOOS F., MASSON-DELMOTTE V., OLAGO D., OTTO-BLIESNER B., PELTIER W.R., RAHMSTORF S., RAMESH R., RAYNAUD D., RIND D., SOLOMINA O., VILLALBA R. & D. ZHANG (2007): Palaeoclimate. In: SOLOMON et al. (eds. 2007), Chapter 3, 433-498.
- JANSSEN J. & W. LAATZ (1999): Statistische Datenanalyse mit SPSS für Windows. Springer, Berlin, 692 S.
- JOYCE T.M. (2002): One hundred plus years of wintertime climate variability in the eastern United States. - J. of Clim., 15, 1076-1086.
- KALNAY E., KANAMITSU M., KISTLER R., COLLINS W., DEAVEN D., GANDIN L., IREDELL M., SAHA S., WHITE G., WOOLLEN J., ZHU Y., CHELLIAH M., EBISUZAKI W., HIGGINS W., JANOWIAK J., MO K.C., ROPELOWSKI C., WANG J., LEETMAA A., REYNOLDS R., JENNE R. & D. JOSEPH (1996): The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. - B.A.M.S., 77, 437-470.
- KALVOVÁ J. & I. NEMESOVÁ (1997): Projections of climate change for the Czech Republic. - Clim. Change, 36, 41-64.
- KARL T.R. & R.W. KNIGHT (1998): Secular Trends of Precipitation Amount, Frequency, and Intensity in the United States. - B.A.M.S., 79, 231-241.
- KEIM B.D., MULLER R.A. & G.W. STONE (2004): Spatial and temporal variability of coastal storms in the North Atlantic Basin. - Marine Geology, 210(1-4), 7-15.
- KHARIN V.V. & F.W. ZWIERS (2002): Climate predictions with multimodel ensembles. - J. of Clim., 15(7), 793-799.

- KHARIN V.V. & F.W. ZWIERS (2005): Estimating extremes in transient climate change simulations. - *J. of Clim.*, 18, 1156–1173.
- KHARIN V.V., ZWIERS F.W. & N. GAGNON (2001): Skill of seasonal hindcasts as a function of the ensemble size. - *Clim. Dyn.*, 17(11), 835-843.
- KIM J.H., RIMBU N., LORENZ S.J., LOHMANN G., NAM S.I., SCHOUTEN S., RÜHLEMANN C. & R.R. SCHNEIDER (2004): North Pacific and North Atlantic sea-surface temperature variability during the Holocene. - *Quat. Sc. Rev.*, 23(20-22), 2141-2154.
- KISELY J. & P. DOMONKOS (2006): Recent increase in persistence of atmospheric circulation over Europe: Comparison with long-term variations since 1881. - *Int. J. Climatol.*, 26, 461-483.
- KISTLER R., KALNAY E., COLLINS W., SAHA S., WHITE G., WOOLLEN J., CHELLIAH M., EBISUZAKI W., KANAMITSU M., KOUSKY V., VAN DEN DOOL H., JENNE R. & M. FIORINO (2001): The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. - *B.A.M.S.*, 82(2), 247-267.
- KLEEBERG H.B. & J. CEMUS (1993): Regionalisierung hydrologischer Daten - Definitionen. In: Kleeberg (ed. 1993), Kapitel 1.1.
- KLEEBERG H.B. (1999): Zum Problem der Regionalisierung in der Hydrologie. In: KLEEBERG et al. (eds. 1999), Kapitel 1.
- KLEEBERG H.B. (ed. 1993): Regionalisierung in der Hydrologie. VCH Verlagsgesellschaft, Weinheim, 444 S.
- KLEEBERG H.B., MAUSER W., PESCHKE G. & U. STREIT (eds. 1999): Hydrologie und Regionalisierung, Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992 bis 1998). Wiley-VCH, New York, 477 S.
- KLEIN TANK A., WIJNGAARD J. & A. VAN ENGELEN (2002): Climate of Europe; Assessment of observed daily temperature and precipitation extremes. KNMI, De Bilt, 36 S.
- KLEIN W.H. (1957): Principal Tracks and Mean Frequencies of Cyclones and Anticyclones in the Northern Hemisphere. - U.S. Department of Commerce, Research Paper No. 40, 60 S.
- KLIWA (2001): Klimaänderung und Wasserwirtschaft - Statusbericht 2001. AK KLIWA, Offenbach/Stuttgart/München, 33 S.
- KNOX J.C. (2000): Sensivity of modern an Holocene floods to climate change. - *Quat. Sc. Rev.*, 19, 439-457.
- KNOX J.C. (2003): North American Palaeofloods and Future Floods: Responses to Climatic Change. In: GERGORY & BENITO (eds. 2003b), Chapter 10, 143-164.
- KOTHAVALA Z. (1997): Extreme precipitation events and the applicability of global climate models to study floods and droughts. - *Mathematics and Computation in Simulation*, 43, 261-268.
- KOTTEK M., GRIESER J., BECK C., RUDOLF B. & F. RUBEL (2006): World Map of the Köppen-Geiger climate classification. - *Met. Ztschr.*, 15(3), 259-263.
- KRAUS H. & U. EBEL (2003): Risiko Wetter. Springer, Berlin, 250 S.
- KUNDZEWICZ Z.W., ULBRICH U., BRÜCHER T., GRACZYK D., KRÜGER A., LECKEBUSCH G.C., MENZEL L., PINSKWAR I., RADZIEJEWSKI M. & M. SZWED



(2005): Summer Floods in Central Europe - Climate Change Track? - *Natural Hazards*, 36(1-2), 165-189.

KUNKEL K.E., EASTERLING D.R., REDMOND K. & K. HUBBARD (2003): Temporal variations of extreme precipitation events in the United States: 1895-2000. - *Geoph. Res. Lett.*, 30, 1900.

KUTZBACH J., GALLIMORE R., HARRISON S., BEHLING P., SELIN R. & F. LAARIF (1998): Climate and biome simulations for the past 21,000 years. - *Quat. Sc. Rev.*, 17(6-7), 473-506.

LAMB H.H. (1966): Climate in the 1960s. - *Geographical Journal*, 132, 183-212.

LAMB H.H. (1977): *Climate: Present, Past, and Future, Volume 2, Climatic history and the future.* Methuen and Co., London, 835 S.

LAMBERT S.J. & J.C. FYFE (2006): Changes in winter cyclone frequencies and strengths simulated in enhanced greenhouse warming experiments: results from the models participating in the IPCC diagnostic exercise. - *Clim. Dyn.*, 26, 713-728.

LANDESUMWELTAMT NRW (2002): *Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil III, 1999.* Selbstverlag, Essen.

LANDSBERG H.E. (ed. in chief 1974-1985): *World Survey of Climatology.* Elsevier Scientific Publications, Amsterdam, 15 volumes.

LANDSEA C.W. (2005): Hurricanes and global warming: Arising from Emanuel 2005a. - *Nature*, 438, E11-E13.

LAPP S., BYRNE J., KIENZLE S. & I. TOWNSHEND (2002): Linking global circulation model synoptics and precipitation for western North America. - *Int. J. Climatol.*, 22(15), 1807-1817.

LATERNSER M. & M. SCHNEEBELI (2003): Long-term snow climate trends of the Swiss Alps (1931-99). - *Int. J. Climatol.*, 23(7), 733-750.

LAUER W. (1999): *Klimatologie.* Westermann, Braunschweig, 270 S.

LAUTENSACH H. (1952): *Der geographische Formenwandel - Studien zur Landschaftssystematik, Colloquium geographicum, 3.* Dümler, Bonn, 191 S.

LECKEBUSCH G.C. & U. ULBRICH (2004): On the relationship between cyclones and extreme windstorm events over Europe under climate change. - *Global and Planetary Change*, 44, 181-193.

LEROUX M. (2005): *Global warming - myth or reality.* Springer, Berlin, 509 S.

LFU BADEN-WÜRTT. (2002a): *Bau und Betrieb von Ultraschall-Durchflussmessanlagen - Arbeitsanleitung Pegel- und Datendienst Baden-Württemberg.* Selbstverlag, Karlsruhe, 64 S.

LFU BADEN-WÜRTT. (2002b): *Vom Wasserstand zum Durchfluss - Arbeitsanleitung Pegel- und Datendienst Baden-Württemberg.* Selbstverlag, Karlsruhe, 70 S.

LIEDTKE H. & J. MARCINEK (1995<sup>1</sup>): *Physische Geographie Deutschlands.* Justus Perthes, Gotha, 559 S.

LIEDTKE H. & J. MARCINEK (2002<sup>3</sup>): *Physische Geographie Deutschlands.* Justus Perthes, Gotha, 769 S.

- LIM E.P. & I. SIMMONDS (2002): Explosive cyclone development in the Southern Hemisphere and a comparison with Northern Hemisphere events. - *Month. W. Rev.*, 130, 2188-2209.
- LINK T.E., PEARSON C.D., JONES C., FITT B. & C.M. DAVIS (2003): State of United States' Water. - In: BISWAS (ed. 2003), Book 2, 127-241.
- LINS H.F. (2005): Streamflow trends in the United States. - USGS Fact Sheet 2005-3017, March 2005.
- LINS H.F., HARE F.K. & K.P. SINGH (1990): Influence of the atmosphere. In: WOLMAN & RIGGS (eds. 1990), Chapter 2, 11-53.
- LUDLUM F.H. (1966): The cyclone problem: a history of models of the cyclonic storm. Inaugural lecture, Imperial College of Science And Technology, London, 19-49.
- LUTERBACHER J., DIETRICH D., XOPLAKI E., GROSJEAN M. & H. WANNER (2004): European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. - *Science*, 303(5663), 1499– 1503.
- MAIDMENT D.R. (ed. 1993): *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, New York, 1424 S.
- MANN T. & G. PÜTTNER (eds. 2007<sup>3</sup>): *Handbuch der kommunalen Wirtschaft und Praxis*. Springer, Berlin, 288 S.
- MANNING J.C. (1997): *Applied Principles of Hydrology*. Prentice Hall, Upper Saddle River, 276 S.
- MARCINEK J. & E. ROSENKRANZ (1996): *Das Wasser der Erde*. Klett-Perthes, Gotha, 328 S.
- MAUGET S.A. (2004): Low Frequency Streamflow Regimes over the Central United States: 1939-1998. - *Clim. Change*, 63(1-2), 121-144.
- MCCABE G.J. & D.M. WOLOCK (2002): A step increase in streamflow in the conterminous United States. - *Geoph. Res. Lett.*, 29(24), 2185.
- MCCABE G.J., CLARK M.P. & M.C. SERRÈZE (2001): Trends in Northern Hemisphere surface cyclone frequency and intensity. - *J. of Clim.*, 14, 2763- 2768.
- MCGREW J.C. & C.B. MONROE (2000<sup>2</sup>): *An Introduction to Statistical Problem Solving in Geography*. McGraw Hill, Boston, 254 S.
- MCGUFFIE K. & A. HENDERSON-SELLERS (2005<sup>3</sup>): *Climate Modelling*. Wiley & Sons, Hoboken, 296 S.
- MCGUFFIE K., HENDERSON-SELLERS A., HOLBROOK N., KOTHAVALA Z., BALACHOVA O. & J. HOEKSTRA (1999): Assessing simulations of daily temperature and precipitation variability with global climate models for present and enhanced greenhouse climates. - *Int. J. Climatol.*, 19, 1-26.
- MCINTYRE S. & R. MCKITRICK (2005): Hockey sticks, principal components, and spurious significance. - *Geoph. Res. Lett.*, 32(3), L03710.
- MEEHL G.A., ARBLASTER J.M. & C. TEBALDI (2005): Understanding future patterns of precipitation extremes in climate model simulations. - *Geoph. Res. Lett.*, 32, L18719.

- MEEHL G.A., KARL T., EASTERLING D.R., CHANGNON S.A., PIELKE R.A. JR., CHANGNON S.D., EVANS J., GROISMAN P.Y., KNUTSON T.R., KUNKEL K.E., MEARN S L.O., PARMESAN C., PULWARTY R., ROOT T., SYLVES R.T., WHETTON P. & F. ZWIERS (2000a): An Introduction to Trends in Extreme Weather and Climate Events: Observations, Socioeconomic Impacts, Terrestrial Ecological Impacts, and Model Projections. - B.A.M.S., 81, 413-416.
- MEEHL G.A., STOCKER T.F., COLLINS W.D., FRIEDLINGSTEIN P., GAYE A.T., GREGORY J.M., KITO H A., KNUTTI R., MURPHY J.M., NODA A., RAPER S.C.B., WATTERSON I.G., WEAVER A.J. & Z.C. ZHAO (2007): Global Climate Projections. In: SOLOMON et al. (eds. 2007), Chapter 10, 747-845.
- MEEHL G.A., ZWIERS F., EVANS J., KNUTSON T., MEARN S L. & P. WHETTON (2000b): Trends in Extreme Weather and Climate Events: Issues Related to Modeling Extremes in Projections of Future Climate. - B.A.M.S., 81, 427-436.
- MENZEL L., BRONSTERT A., BÜRGER G. & V. KRYANOVA (2000): Environmental Change and Flood Responses in the Elbe Catchment (Germany). In: BRONSTERT et al. (eds. 2000), 139-148.
- METEOROLOGISCHES AMT FÜR NORDWESTDEUTSCHLAND (1951-1953): Deutsches Meteorologisches Jahrbuch Britische Zone, 1950, 1951, 1952. Amtliche Veröffentlichung des Meteorologischen Amtes für Nordwestdeutschland, Hamburg.
- MILLY P.C.D., WETHERALD R.T., DUNNE K.A. & T.L. DELWORTH (2002): Increasing risk of great floods in a changing climate. - Nature, 415, 514-517.
- MILLY P.C.D., DUNNE K.A. & A.V. VECCHIA (2005): Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. - Nature, 438, 347-350.
- MIZRAHI F. (2000): Heavy daily precipitation distribution in east-central France and west European meteorological patterns. - Theor. and Appl. Clim., 66, 199-210.
- MKRO (2000): Handlungsempfehlungen der Ministerkonferenz für Raumordnung zum vorbeugenden Hochwasserschutz. Selbstverlag, Berlin.
- MOBERG A. & P.D. JONES (2005): Trends in indices for extremes in daily temperature and precipitation in central and western Europe, 1901-99. - Int. J. Climatol., 25(9), 1149-1171.
- MONKHOUSE F.J. & J. SMALL (1978): A Dictionary of the Natural Environment. Arnold, London, 320 S.
- MORON V. & G. PLAUT (2003): The impact of El Niño-southern oscillation upon weather regimes over Europe and the North Atlantic during boreal winter. - Int. J. Climatol., 23(4), 363-379.
- MUDELSEE M., BÖRNGEN M., TETZLAFF G. & U. GRÜNEWALD (2004): Extreme floods in central Europe over the past 500 years: Role of cyclone pathway 'Zugstrasse Vb'. - J. Geoph. Res., 109, D23101.
- MUDELSEE M., BÖRNGEN M., TETZLAFF G. & U. GRÜNEWALD (2003): No upward trend in the occurrence of extreme floods in central Europe. - Nature, 425, 166-169.
- MÜLLER-HOHENSTEIN K. (1981): Die Landschaftsgürtel der Erde. Teubner, Stuttgart, 204 S.

- MÜLLER-POPKES G. (1995): Ein Verfahren zur Regionalisierung räumlich-zeitlicher Strukturen frontalen Niederschlags aus Klimamodellen. - Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover, Band 48.
- MÜNCHENER RÜCK (2004): Wetterkatastrophen und Klimawandel - Sind wir noch zu retten? Selbstverlag, München, 264 S.
- MURAWSKI (1992<sup>9</sup>): Geologisches Wörterbuch. Enke, Stuttgart, 254 S.
- NAKIĆENOVIĆ N. & R. SWART (eds. 2000): Special Report on Emissions Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, 599 S.
- NALIVKIN D.V. (1985): Hurricanes, Storms and Tornadoes. Balkema, Rotterdam, 597 S.
- NCDC (2000): Earthinfo Disc, TD-3200, U.S. Cooperative Summary of the day. CD-ROM.
- NEEF E. (1981): Das Gesicht der Erde. Harri Deutsch, Frankfurt a.M., 627 S.
- NEFF R., CHANG H., KNIGHT C.G., NAJJAR R.G., YARNAL B. & H.A. WALKER (2000): Impact of climate variation and change on mid-Atlantic Region hydrology and water resources. - *Clim. Res.*, 14, 207-218.
- NEILSON R.P. (1998): Simulated Changes in Vegetation Distribution Under Global Warming. In: WATSON et al. (eds. 1998), Appendix C, 439-456.
- NEPPEL L., DESBORDES M. & J.M. MASSON (1997): Spatial extension of extreme rainfall events: return period of isohyets area and influence of rain gauges network evolution. - *Atmospheric Research*, 45 (3), 183-199.
- NEWTON C.W. & E.O. HOLOPAINEN (eds. 1990): Extratropical Cyclones: The Erik Palmén memorial volume. American Meteorological Society, Boston, 262 S.
- NIEDERSÄCHS. LANDESAMT F. ÖKOLOGIE (2001): Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Weser- und Emsgebiet. Selbstverlag, Hannover.
- O'CONNOR J.E. & J.E. COSTA (2003): Large Floods of the United States - Where they happen and why. - USGS Circular 1245, 19 S.
- OLIVER J.E. (ed. 2003): Encyclopedia of World Climatology. Springer, Dordrecht, 854 S.
- OSBORN T.J. & M. HULME (1998): Evaluation of the daily precipitation characteristics of AMIP atmosphere model simulations over Europe. - *Int. J. Climatol.*, 18, 505-522.
- PALMER T.N. & J. RÄISÄNEN (2002): Quantifying the risk of extreme seasonal precipitation events in a changing climate. - *Nature*, 415 (6871), 512-514.
- PARDÉ M. (1968<sup>5</sup>): Fleuves et rivières. Armand Colin, Paris, 248 S.
- PARDO-IGÚZQUIZA E. (1998): Comparison of geostatistical methods for estimating the areal average climatological rainfall mean using data on precipitation and topography. - *Int. J. Climatol.*, 18, 1031-47.
- PARRY M.L., CANZIANI O.F., PALUTIKOF J.P., VAN DER LINDEN P.J. & C.E. HANSON (eds. 2007): Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC. Cambridge University Press, Cambridge, 976 S.
- PEEL M.C., FINLAYSON B.L. & T.A. MCMAHON (2007): Updated world map of the Köppen-Geiger classification. - *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 1633-1644.

- PERRY C.A. (2000): Significant Floods in the United States During the 20th Century - USGS Measures a Century of Floods. - USGS Fact Sheet 024-00, 4 S.
- PESCHKE G. (1999): Skalenwechsel über Modelle. In: KLEEBERG et al. (eds. 1999), 13-24.
- PETROVIC J. & J. DESPOTOVIC (1998): Historical rainfall for urban storm drainage design. In: ARNBJERG-NIELSEN et al. (eds. 1998), 105-111.
- PETTS G.E. & H. MÖLLER (eds. 1989): Historical Change of Large Alluvial Rivers. Wiley, Chichester, 355 S.
- PFISTER L., DROGUE G., EL IDRISSE A., IFFLY J.F., POIRIER C. & L. HOFFMANN (2004): Spatial Variability of Trends in the Rainfall-Runoff Relationship: A Mesoscale Study in the Mosel Basin. - *Clim. Change*, 66(1-2), 67-87.
- PHILIPP A. & J. JACOBET (2003): Das Hochwasserereignis in Mitteleuropa im August 2002 aus klimatologischer Perspektive. - *P.G.M.*, 147, 50-52.
- PHILIPP A. (2004): Zirkulationsdynamische Telekonnektivität des Sommerniederschlags im südhemisphärischen Afrika. Dissertation, Geographisches Institut der Universität Würzburg, 414 S.
- PICHLER H. (1997): Dynamik der Atmosphäre. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 572 S.
- PIELKE R.A. & M.W. DOWNTON (2000): Precipitation and damaging floods - Trends in the United States, 1932-97. - *J. of Clim.*, 13, 3625-3637.
- PIELKE R.A. (1990): The Hurricane. Routledge, London, 228 S.
- PILGRIM D.H. & I. CORDERY (1993): Flood Runoff. In: MAIDMENT (ed. 1993), Chapter 9.
- PLATE E.J. (2000): Flood Risk and Flood Management. In: BRONSTERT et al. (eds. 2000), 330-343.
- POLLACK H.N. (2003): Uncertain Science ... Uncertain World. Cambridge University Press, Cambridge, 243 S.
- POLSKY C., ALLARD J., CURRIT N., CRANE R. & B. YARNAL (2000): The Mid-Atlantic Region and its climate: past, present, and future. - *Clim. Res.*, 14, 161-173.
- POTTER X. & W. KENNETH (1979): Annual precipitation in the northeast United States: Long memory, short memory or no memory. - *Water Resources Research*, 15(2), 340-346.
- PRICE C.G. (1996): Convection. In: SCHNEIDER (ed. 1996), 195-198.
- RÄISÄNEN J., HANSSON U., ULLERSTIG A., DÖSCHER R., GRAHAM L.P., JONES C., MEIER H.E.M., SAMUELSSON P. & U. WILLÉN (2004): European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. - *Clim. Dyn.*, 22(1), 13-31.
- RAJAGOPALAN B. & E. COOK (1999): Spatiotemporal Variability of ENSO and SST Teleconnections to Summer Drought over the United States during the Twentieth Century. - *J. of Clim.*, 13, 4244-4255.
- RAJAGOPALAN B., LALL U. & S.E. ZEBIAK (2002): Categorical climate forecasts through regularization and optimal combination of multiple GCM ensembles. - *Month. W. Rev.*, 130(7), 1792-1811.

- RAMASWAMY V., BOUCHER O., HAIGH J., HAUGLUSTAINE D., HAYWOOD J., MYHRE G., NAKAJIMA T., SHI G.Y. & S. SOLOMON (2001): Radiative forcing of climate change. In: HOUGHTON et al. (eds. 2001), Chapter 6, 349-416.
- RAMSEY D. (1983): How To Forecast Weather. Tab Books, Blue Ridge Summit, 213 S.
- RANDALL D.A., WOOD R.A., BONY S., COLMAN R., FICHEFET T., FYFE J., KATTSOV V., PITMAN A., SHUKLA J., SRINIVASAN J., STOUFFER R.J., SUMI A. & K.E. TAYLOR (2007): Climate Models and Their Evaluation. In: SOLOMON et al. (eds. 2007), Chapter 8, 589-662.
- RAO V.B., SANTO C.E. & S.H. FRANCHITO (2002): A diagnosis of rainfall over South America during the 1997/98 El Niño event. Part I: Validation of NCEP-NCAR reanalysis rainfall data. - J. of Clim., 15(5), 502-511.
- REED J.R. (1990): Advances in Knowledge and Understanding of Extratropical Cyclones during the Past Quarter Century: An Overview. In: NEWTON & HOLOPAINEN (eds. 1990), Chapter 3, 27-45.
- REID P.A., JONES P.D., BROWN O., GOODESS C.M. & T.D. DAVIES (2001): Assessments of the reliability of NCEP circulation data and relationships with surface climate by direct comparisons with station based temperature, precipitation and mean sea level pressure data. - Clim. Res., 17, 247-261.
- REVENSTORF D. (1980): Faktorenanalyse. Kohlhammer, Stuttgart, 188 S.
- ROBINSON W.A. (2001): Modeling Dynamic Climate Systems. Springer, New York, 200 S.
- RODÓ X. & F.A. COMÍN (eds. 2003): Global Climate - Current Research and Uncertainties in the Climate System. Springer, Berlin, 286 S.
- RODWELL M.J., ROWELL D.J. & C.K. FOLLAND (1999): Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. - Nature, 398, 320-323.
- ROSE B.E.J. & C.A. LIN (2003): Precipitation from vertical motion: a statistical diagnostic scheme. - Int. J. Climatol., 23(8), 903-919.
- RUBEL F. (1996): Scale dependent statistical precipitation analysis. In: Proceedings of the International Conference on Water Resources & Environmental Research: Towards the 21st Century, Kyoto, Japan, Volume I, 317-324.
- SACHS L. (1984<sup>6</sup>): Angewandte Statistik - Anwendung statistischer Methoden. Springer, Berlin, 552 S.
- SCHABER J. & F.W. BADECK (2005): Plant phenology in Germany over the 20th century.- Regional Environmental Change, 5, 37-46.
- SCHMIDLI J. & C. FREI (2005): Trends of heavy precipitation and wet and dry spells in Switzerland during the 20th century. - Int. J. Climatol., 25(6), 765-771.
- SCHMIDT K.H. (1984): Der Fluß und sein Einzugsgebiet. Franz Stein Verlag, Wiesbaden, 108 S.
- SCHNEIDER S.H. (ed. 1996): Encyclopedia of Climate and Weather. Oxford University Press, New York, 929 S.
- SCHNITTER N.J. (1994): A history of dams: the useful pyramids. Balkema, Rotterdam, 266 S.

- SCHNUR R. & D.P. LETTENMAIER (1998): A case study of statistical downscaling in Australia using weather classification by recursive partitioning. - *J. of Hydrol.*, 212-213(1-4), 362-379.
- SCHÖNWIESE C.D. (2000<sup>3</sup>): *Praktische Statistik, für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Gebrueder Bornträger, Berlin/Stuttgart, 298 S.
- SCHÖNWIESE C.D. (2004): Globaler und regionaler Klimawandel: Indizien der Vergangenheit, Modelle der Zukunft. - *Forum Geoökologie*, 15(3), 25-30.
- SCHOOFF J.T. & S.C. PRYOR (2003): Evaluation of the NCEP-NCAR reanalysis in terms of synoptic-scale phenomena: A case study from the Midwestern USA. - *Int. J. Climatol.*, 23, 1725-1741.
- SCHULTZ D.M. (1996): Occluded Fronts. In: SCHNEIDER (ed. 1996), 544-546.
- SCHULTZ D.M. (2001): Reexamining the Cold Conveyor Belt. - *Month. W. Rev.*, 19, 2205-2225.
- SCHULTZ J. (1995): *Die Ökozonen der Erde*. UTB, Stuttgart, 535 S.
- SCHULZ M. & A. PAUL (2002): Holocene Climate Variability on Centennial-to-Millennial Time Scales. In: WEFER et al. (eds. 2002), 41-54.
- SCHWANDT D. (2003): Abflussentwicklung in Teileinzugsgebieten des Rheins - Simulationen für den Ist-Zustand und für Klimaszenarien. - *PIK-Report Nr. 88*, 122 S.
- SERRA C., FERNÁNDEZ MILLS G., PERIAGO M.C. & X. LANA (1998): Surface Synoptic Circulation and Daily Precipitation in Catalonia. - *Theor. and Appl. Clim.*, 59, 29-49.
- SERRÈZE M.C. & A.J. ETRINGER (2003): Precipitation characteristics of the Eurasian Arctic drainage system. - *Int. J. Climatol.*, 23, 1267-1291.
- SERRÈZE M.C., LYNCH A.H. & M.P. CLARK (2001): The arctic frontal zone as seen in the NCEP-NCAR reanalysis. - *J. of Clim.*, 14(7), 1550-1567.
- SHAKINA N.P., SKRIPTUNOVA E.N. & A.R. IVANOVA (2000): Objective analysis of atmospheric fronts and estimation of its efficiency. - *Russian Meteorology and Hydrology*, 10, 1-9.
- SHEN W., TULEYA R.E. & I. GINIS (2000): A sensitivity study of the thermodynamic environment on GFDL model hurricane intensity: Implications for global warming. - *J. of Clim.*, 13(1), 109-121.
- SHERIDAN S.C. (2003): North American weather-type frequency and teleconnection indices. - *Int. J. Climatol.*, 23(1), 27-45.
- SHRINER D.S. & R.B. STREET (1998): North America. In: WATSON et al. (eds. 1998), Chapter 8, 253-330.
- SIMMONDS I. & K. KEAY (2002): Surface fluxes of momentum and mechanical energy over the North Pacific and North Atlantic Oceans. - *Meteorology and Atmospheric Physics*, 80, 1-18.
- SINCLAIR M.R. & I.G. WATTERSON (1999): Objective assessment of extratropical weather systems in simulated climates. - *J. of Clim.*, 12(12), 3467-3485.
- SIQUEIRA J.R. & L.A.T. MACHADO (2004): Influence of the frontal systems on the day-to-day convection variability over South America. - *J. of Clim.*, 17(9), 1754-1766.

- SKAUGEN T. (1997): Classification of rainfall into small- and large-scale events by statistical pattern recognition. - J. of Hydrol., 200, 40-57.
- SLACK J.R. & J.M. LANDWEHR (1992): A U.S. Geological Survey streamflow data set for the United States for the study of climate variations, 1874 - 1988. - USGS Open-File Report 92-129.
- SMAKHTIN V.U. (2001): Low flow hydrology: a review. - J. of Hydrol., 240, 147-186.
- SMITH D.J. & P. STOPP (1979): The river basin, an introduction to the study of hydrology. Cambridge University Press, Cambridge, 120 S.
- SMITH J.L. (1984): The New River. In: BARTLETT (ed. 1984), 155-157.
- SOLOMON S., QIN D., MANNING M., CHEN Z., MARQUIS M., AVERYT K.B., TIGNOR M. & H.L. MILLER (eds. 2007): Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, 987 S.
- SOON W. & S. BALIUNAS (2003): Proxy climatic and environmental changes of the past 1000 years. - Clim. Res., 83, 29-110.
- SPONSEL D. (2002): Scree-test: Dubios. Falsch. Unsinn. Zur Kritik der Faktorenanalyse. IP-GIPT. Erlangen: <http://www.sgipt.org/wisims/fa/scree.htm>.
- STARKEL L. (2002): Change in the frequency of extreme events as the indicator of climate change in the Holocene (in fluvial systems). - Quaternary International, 91, 25-32.
- STARKEL L. (2003a): Palaeohydrology of Central Europe. In: GERGORY & BENITO (eds. 2003b), Chapter 7, 77-104.
- STARKEL L. (2003b): Short-term Hydrological Changes. In: GERGORY & BENITO (eds. 2003b), Chapter 20, 337-356.
- STEWART P. (1984): The James River of Virginia. In: BARTLETT (ed. 1984), 34-36.
- STINE S. (1998): Medieval climatic anomaly in the Americas. In: ISSAR & BROWN (eds. 1998), 43-67.
- STURM K., GLASER R., JACOBET J., DEUTSCH M., BRÁZDIL R., PFISTER C., LUTERBACHER J. & H. WANNER (2001): Hochwasser in Mitteleuropa seit 1500 und ihre Beziehung zur atmosphärischen Zirkulation. - P.G.M., 145, 14-23.
- SUTTON R.T. & D.L.R. HODSON (2005): Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. - Science, 290, 2133-2137.
- TEBALDI C., HAYHOE K., ARBLASTER J.M. & G.A. MEEHL (2006): Going to the extremes: An intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. - Clim. Change, 79, 185-211.
- TETZLAFF G. & N. HAGEMANN (1986): Bemerkungen zum Niederschlag in Hannover. - Meteorologische Rundschau, 39, 1-12.
- THIEME W. (2007): Die Gliederung der deutschen Verwaltung. In: MANN & PÜTTNER (eds. 2007), Teil 3, 147-168.
- THOMSON A.M., ROSENBERG N.J., IZAURRALDE R.C. & R.A. BROWN (2005): Climate Change Impacts for the Conterminous USA: An Integrated Assessment, Part 4: Water Resources. - Clim. Change, 69(1), 67-88.



- THORNBURY W.D. (1967<sup>3</sup>): Regional Geomorphology of the United States. Wiley & Sons, New York, 607 S.
- TRENBERTH K.E. & J.M. CARON (2001): Estimates of Meridional Atmosphere and Ocean Heat Transports. - J. of Clim., 14(16), 3433-3443.
- TRENBERTH K.E., JONES P.D., AMBENJE P., BOJARIU R., EASTERLING D., KLEIN TANK A., PARKER D., RAHIMZADEH F., RENWICK J.A., RUSTICUCCI M., SODEN B. & P. ZHAI (2007): Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: SOLOMON et al. (eds. 2007), Chapter 3, 235-336.
- TREWARTHA G.T. (1966): The Earth's Problem Climates. University of Wisconsin Press, Madison.
- TWADOZS R. & T. NIEDŹWIEDŹ (2001): Influence of synoptic situations on the precipitation in Kraków (Poland). - Int. J. Climatol., 21, 467-481.
- ÜBERLA K. (1971): Faktorenanalyse. Springer, Berlin.
- USGS (1998): A New Evaluation of the USGS Streamgaging Network. U.S. Department of the Interior, Washington, 20 S.
- USGS (1999): Streamflow Information for the next Century - A Plan for the National Streamflow Information Program of the U.S. Geological Survey. - USGS Open File Report 99-456, U.S. Department of the Interior, Washington, 13 S.
- USTRNUL Z. & D. CZEKIERDA (2001): Circulation background of the atmospheric precipitation in Central Europe (based on the Polish example). - Met. Ztschr., 10(2), 103-111.
- VAN BEBBER W.J. (1891): Die Zugstraßen der barometrischen Minima. - Met. Ztschr., 8, 361-366.
- VAN DELDEN A. (2000): The synoptic setting of thunderstorms in Western Europe. - Atmospheric Research, 56, 89-110.
- VAN DEN BRINK H.W., KÖNNEN G.P., OPSTEEGH J.D., VAN OLDENBORGH G.J. & G. BURGERS (2005): Estimating return periods of extreme events from ECMWF seasonal forecast ensembles. - Int. J. Climatol., 25(10), 1345-1354.
- VAN DER PLOEG R.R. & P. SCHWEIGERT (2001): Elbe river flood peaks and postwar agricultural land use in East Germany. - Naturwissenschaften, 88, 522-525.
- VISHER S.S. (1968): Weather Atlas of the United States. US Environmental Data Service, Detroit, 262 S.
- VOGELBACHER A. (1998): Spektrum Wasser 1, Hochwasser. Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, München, 80 S.
- VON STORCH H. & F.W. ZWIERS (1999): Statistical Analysis in Climate Research. Cambridge University Press, Cambridge, 484 S.
- VON STORCH H. & N. STEHR (2005): Klima inszenierter Angst. - Spiegel, 4/2005, 15-18.
- VON STORCH H., GÜSS S. & M. HEIMANN (1998): Das Klimasystem und seine Modellierung. Springer, Berlin, 255 S.
- VON STORCH H., ZORITA E., JONES J.M., DIMITRIEV Y. & F. GONZÁLEZ-ROUCO (2004): Reconstructing Past Climate from Noisy Data. - Science, 306, 679-682.

- WANG G. (2005): Agricultural drought in a future climate: results from 15 global climate models participating in the IPCC 4th assessment. - *Clim. Dyn.*, 25(7-8), 739-753.
- WANG X.L., SWAIL V.R. & F.W. ZWIERS (2006): Climatology and Changes of Extratropical Cyclone Activity: Comparison of ERA-40 with NCEP/NCAR Reanalysis for 1958-2001. - *J. of Clim.*, 19(13), 3145-3166.
- WATSON R.T. & D.L. ALBROTTON (eds. in chief 2001): *Climate Change 2001: Synthesis Report. A contribution of Working Groups I, II and III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge, 398 S.
- WATSON R.T., ZINYOWERA M.C. & R.H. MOSS (eds. 1998): *The Regional Impacts of Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge, 517 S.
- WATTERSON I.G. (2005): Simulated changes due to global warming in the variability of precipitation, and their interpretation using a gammadistributed stochastic model. - *Advances in Water Research*, 28, 1368-1381.
- WEART S.R. (2003): *The Discovery of Global Warming.* Harvard University Press, Cambridge, 228 S.
- WEBB III T., CROWLEY T.J., FRENZEL B., GLIEMEROTH A.K., JOUZEL J., LABEYRIE L., PRENTICE I.C., RIND D., RUDDIMAN W.F., SARNTHEIN M. & A. ZWICK (1993): Group Report: Use of Paleoclimatic Data as Analogs for Understanding Future Global Changes. In: EDDY & OESCHGER (eds. 1993), Chapter 6, 51-71.
- WEBER R.O. & P. TALKNER (2001): Spectra and correlations of climate data from days to decades. - *J. Geoph. Res. D: Atmospheres*, 106(17), 20131-20144.
- WEFER G., BERGER W., BEHRE K.E. & E. JANSEN (eds. 2002): *Climate Development and History of the North Atlantic Realm.* Springer, Berlin.
- WEISCHET W. & W. ENDLICHER (1999): *Regionale Klimatologie, Teil 2: Die Alte Welt: Europa, Afrika, Asien.* Teubner, Stuttgart, 620 S.
- WEISCHET W. (1995): *Einführung in die allgemeine Klimatologie.* Teubner, Stuttgart, 276 S.
- WEISCHET W. (1996): *Regionale Klimatologie, Teil 1: Die Neue Welt: Amerika, Neuseeland, Australien.* Teubner, Stuttgart, 468 S.
- WETZEL D. (2005): Klimakatastrophe: Wahrheit oder Panikmache. - *Die Welt*, 26.01.2005.
- WHITTAKER L.M. & L.H. HORN (1984): Northern Hemisphere extratropical cyclone activity for four mid-season months. - *Journal of Climatology*, 4, 297-310.
- WIBIG J. (1999): Precipitation in Europe in relation to circulation patterns at the 500 hPa level. - *Int. J. Climatol.*, 19, 253-269.
- WIDMANN M. & C.S. BRETHERTON (2000): Validation of mesoscale precipitation in the NCEP reanalysis using a new gridcell dataset for the Northwestern United States. - *J. of Clim.*, 13(11), 1936-1950.
- WIESNER C.J. (1970): *Hydrometeorology.* Chapman and Hall, London, 232 S.
- WIJNGAARD J.B., KLEIN TANK A.M.G. & G.P. KÖNNEN (2003): Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. - *Int. J. Climatol.*, 23(6), 679-692.
- WILBY R.L. & T.M.L. WIGLEY (1997): Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations. - *Progress in Physical Geography*, 21, 530-548.

- WILBY R.L. & T.M.L. WIGLEY (2000): Precipitation predictors for downscaling observed and general circulation model relationships. - *Int. J. Climatol.*, 20, 641-661.
- WILBY R.L., BARNSLEY N. & G. O'HARE (1995): Rainfall variability associated with Lamb weather types: the case for incorporating weather fronts. - *Int. J. Climatol.*, 15, 1241-1252.
- WILHELMY H. (1974): *Klimageomorphologie in Stichworten*. Hirt, Zürich, 375 S.
- WILKS D.S (1995): *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press, San Diego, 467 S.
- WOHL E.E. (ed. 2000): *Inland Flood Hazards*. Cambridge University Press, Cambridge, 498 S.
- WOLMAN M.G. & H.C. RIGGS (eds. 1990): *The Geology of North America Vol. O-1, Surface Water Hydrology*. The Geological Society of America, Boulder, 374 S.
- XU C. (1999): From GCMs to river flow: a review of downscaling methods and hydrologic modelling approaches. - *Progress in Physical Geography*, 23, 229-249.
- YARNAL B. & B. FRAKES (1997): Using Synoptic Climatology to Define Representative Discharge Events. - *Int. J. Climatol.*, 17, 323-341.
- YARNAL B. (1993): *Synoptic climatology in environmental analysis*. - London, Belhaven Press, 265 S.
- YARNAL B. (2000): The Mid-Atlantic Region and its climate: past, present, and future. - *Clim. Res.*, 14, 161-173.
- YIN J.H. (2005): A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. - *Geoph. Res. Lett.*, 32, L18701.
- YONETANI T. & H.B. GORDON (2001): Simulated changes in the frequency of extremes and regional features of seasonal/annual temperature and precipitation when atmospheric CO<sub>2</sub> is doubled. - *J. of Clim.*, 14(8), 1765-1779.
- YOSHIMURA J. & M. SUGI (2005): Tropical cyclone climatology in a highresolution AGCM: Impacts of SST warming and CO<sub>2</sub> increase. - *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, 1, 133-136.
- YOUNG J.A. (1996): Floods. In: SCHNEIDER (ed. 1996), 308-312.
- ZHANG X., WANG X.L. & J. CORTE-REAL (1997): On the relationships between daily circulation patterns and precipitation in Portugal. - *J. Geoph. Res.*, 102 (D12), 13495-13507.
- ZIEGLER A.D., MAURER E.P., SHEFFIELD J., NIJSSEN B., WOOD E.F. & D.P. LETTENMAIER (2005): Detection Time for Plausible Changes in Annual Precipitation, Evapotranspiration, and Streamflow in Three Mississippi River Sub-Basins. - *Clim. Change*, 72(1-2), 17-36.
- ZORITA E. & H. VON STORCH (1999): The analog method as a simple statistical downscaling technique: Comparison with more complicated methods. - *J. of Clim.*, 12(8), 2474-2489.
- ZORITA E., HUGHES J.P., LETTEMAIER D.P. & H. VON STORCH (1995): Stochastic Characterization of Regional Circulation Patterns for Climate Model Diagnosis and Estimation of Local Precipitation. - *J. of Clim.*, 9, 1023-1043.



## Inhaltsverzeichnis Anhang

<b><u>Inhalt</u></b>	<b><u>Seite</u></b>
<b>Anhang A: Niederschlagsmessnetze - Lokalitäten, Reiheneigenschaften, Datenaufbereitung</b>	
Tab. A-1: Nordosten der USA	310
Tab. A-2: Zentraleuropa	313
Abb. A-1: räumliche Verteilung der 87 Niederschlagsreihen, Nordosten der USA	315
Abb. A-2: räumliche Verteilung der 77 Niederschlagsreihen, Zentraleuropa	315
<b>Anhang B: Abflussmessnetze – Pegel, Flussausbau, Flussgebiete, Kennzahlen</b>	
Tab. B-1: Nordosten der USA	316
Beschreibung der Flussgebiete, Nordosten der USA .	319
Tab. B-2: Zentraleuropa .	321
Beschreibung der Flussgebiete, Zentraleuropa .	324
Abb. B-1: räumliche Verteilung der 17 Abflussreihen, Nordosten der USA	325
Abb. B-2: räumliche Verteilung der 17 Abflussreihen, Zentraleuropa	325
<b>Anhang C: Allgemeine saisonale synoptische Hauptkomponentenmuster</b>	
Nordosten der USA, bodennahes Niveau	326
Zentraleuropa, bodennahes Niveau	327
Nordosten der USA, 850hPa-Niveau	328
Zentraleuropa, 850hPa-Niveau	329
Nordosten der USA, 500hPa-Niveau	330
Zentraleuropa, 500hPa-Niveau	331
Nordosten der USA, vertikale/konvektive Indizes	332
Zentraleuropa, vertikale/konvektive Indizes	333
<b>Anhang D: Hauptkomponenten-Nummern nach Trendsignifikanz, AOGCM und Trendtest</b>	
Nordosten der USA, Szenario A2	334
Nordosten der USA, Szenario B2	335
Zentraleuropa, Szenario A2	336
Zentraleuropa, Szenario B2	337
<b>Anhang E: Kategorien von Regressionskoeffizienten nach Trendsignifikanz und AOGCM</b>	
Legende	338
Nordosten der USA, Szenarien A2 und B2	339
Zentraleuropa, Szenarien A2 und B2	340
<b>Anhang F: Kategorien positiven Alarms nach AOGCM und Trendtest</b>	
Nordosten der USA, Szenario A2	341
Nordosten der USA, Szenario B2	342
Zentraleuropa, Szenario A2	343
Zentraleuropa, Szenario B2	344
<b>Anhang G: Interpretation ausgewählter spezifisch anormaler gekoppelter Muster nach 16 Ereignistypen</b>	
Erläuterungen	345
Niederschlag-Abfluss-Anomalien ohne Berücksichtigung frontaler/ konvektiver Auslöser	346
Niederschlag-Abfluss-Anomalien nach frontalen und konvektiven Prädiktoren	349
Meteorologisch-hydrologisch nicht gekoppelte Anomalien	353
<b>Anhang H: Saison-geographische Gegenüberstellung der Ereignistypen aufgrund regionaler Ereignisdichten und Trendkonsistenzen: Piktogramm-Flächen</b>	
Erläuterungen	355
Frühling, Nordosten der USA und Zentraleuropa	356
Sommer, Nordosten der USA und Zentraleuropa	357
Herbst, Nordosten der USA und Zentraleuropa	358
Winter, Nordosten der USA und Zentraleuropa	359
Saisonmittel, Nordosten der USA und Zentraleuropa	360

## Anhang A: Niederschlagsmessnetze - Lokalitäten, Reiheneigenschaften, Datenaufbereitung

Tab. A-1: Nordosten der USA

SPALTE 5: ARS – Agricultural Research Service, EI – Earthinfo Disc (NCDC) PSU – Pennsylvania State University/ State Climatologist

SPALTE 7: INT – Interpolationsverfahren wie beschrieben in Kap. 3.1.1.

SPALTE 9: HOM – homogene Reihe, PRET – Reihe lag bereits getestet vor, 'Jahr' – inhomogene Reihe mit Bruchjahr (Anpassung der Teilreihe vor Bruchjahr an rezente Verhältnisse)

STATION USA	°BREITE NORD	°LÄNGE OST (< 0 → WEST)	HÖHE ÜBER NN [M]	DATEN- QUELLE	FEHL- WERTE	FEHLWERT- FÜLLUNG	FEHL- WERT- FÜLLUNG > 20 MM	HOMO- GENITÄT	Δ ANZAHL TAGE > 20MM NACH HOMOGENI- SIERUNG
ALBANY	42,73	-73,80	85,3	ARS/ EI	6	INT	0	HOM	
ALFRED	42,25	-77,78	536,0	ARS/ EI	212	INT	3	HOM	
ALLENTOWN	40,65	-75,43	115,8	ARS/ EI	36	INT	0	HOM	
ALMA	43,38	-84,70	225,6	ARS/ EI	198	INT	3	HOM	
ARKVILLE	42,13	-74,65	399,0	EI	323	INT	5	HOM	
BALTIMORE	39,25	-76,53	6,1	ARS/ EI	1		0	HOM	
BAXTER	36,45	-83,33	355,0	EI	157	INT	5	HOM	
BECKLEY	37,78	-81,18	716,3	ARS/ EI	245	INT	3	<b>1986</b>	-108
BINGHAMTON	42,22	-75,98	487,7	ARS/ EI	2		0	HOM	
BOWLING GREEN	41,37	-83,60	206,0	EI	87	INT	6	HOM	
BROAD ALBANY	43,05	-74,20	256,0	EI	246	INT	4	HOM	
BUCYRUS	40,80	-82,97	304,8	ARS/ EI	14	INT	0	HOM	
BURKES GARDEN	37,10	-81,33	325,0	ARS/ EI	132	INT	2	HOM	
CAVENDISH	43,38	-72,60	244,0	EI	0		0	HOM	
CHARLESTON	38,37	-81,60	289,6	ARS/ EI	3	INT	0	HOM	
CHARLOTTEVILLE	38,03	-78,52	265,2	EI	248	INT	6	HOM	
CLARKSBURG	39,27	-80,35	299,0	ARS/ EI	195	INT	3	HOM	
COLUMBUS	39,98	-82,87	249,9	ARS/ EI	3	INT	0	HOM	
CONFLUENCE DAM	39,80	-79,37	454,0	ARS/ EI	38	INT	3	HOM	
COSHOCTON	40,30	-81,87	232,0	ARS/ EI	36	INT	0	HOM	
COVINGTONAP	39,03	-84,67	265,0	ARS/ EI	1		0	HOM	
DANVILLE	37,65	-84,76	274,0	ARS/ EI	7	INT	0	<b>1991</b>	-197

ANHANG A: NIEDERSCHLAGSMESSNETZE - LOKALITÄTEN, REIHENEIGENSCHAFTEN, DATENAUFBEREITUNG

DAYTON	39,77	-84,18	228,6	ARS/ EI	91	INT	0	HOM	
DEFIANCE	41,28	-84,38	216,4	ARS/ EI	409	INT	0	HOM	
ELLENVILLE	41,72	-74,40	107,0	EI	247	INT	10	HOM	
ELMIRA	42,08	-76,80	262,0	ARS/ EI	76	INT	0	HOM	
FARMERS	38,15	-83,55	204,0	ARS/ EI	9	INT	0	<b>1983</b>	41
FINDLAY	41,02	-83,67	244,0	ARS/ EI	8	INT	0	HOM	-14
FIRST CONNECTICUT LAKE	45,05	-71,17	506,0	ARS/ EI	46	INT	1	<b>1961</b>	
FLINT	42,97	-83,73	234,7	ARS/ EI	35	INT	0	HOM	
FLOYD	36,92	-80,30	800,0	ARS/ EI	300	INT	12	HOM	
FORD CITY DAM	40,43	-79,30	280,4	ARS/ EI	148	INT	2	HOM	
FORT WAYNE	41,00	-85,20	241,0	EI	0		0	HOM	
FRANKFORT	38,23	-84,87	152,0	EI	204	INT	9	<b>1990</b>	108
FRANKLIN/ Pennsylvania	41,38	-79,82	302,0	ARS/ EI	79	INT	0	HOM	
FRANKLIN/ West Virginia	38,67	-79,30	579,0	EI	228	INT	3	HOM	
GALLIPOLIS	38,83	-82,28	204,2	ARS/ EI	109	INT	1	<b>1973</b>	-48
GLENN FALLS FARM	43,33	-73,73	154,0	EI	71	INT	2	<b>1965</b>	34
GREENSBURG	39,35	-85,48	289,6	ARS/ EI	82	INT	1	HOM	
HANOVER	43,70	-72,28	184,0	EI	320	INT	3	<b>1961</b>	-32
HILLSBORO	39,22	-83,58	311,0	ARS/ EI	20	INT	1	HOM	
HILLSDALE	41,93	-84,63	329,0	EI	174	INT	3	HOM	
HILLSVILLE	36,72	-80,72	764,0	EI	355	INT	12	HOM	
INDIANA	40,60	-79,12	335,3	ARS/ EI	7	INT	0	<b>1963</b>	9
INDIAN LAKE	43,75	-74,28	506,0	ARS/ EI	320	INT	7	HOM	
JEFFERSON	36,40	-81,42	845,0	EI	244	INT	10	HOM	
KEENE	42,95	-72,32	155,0	EI	83	INT	1	HOM	
LEWISTOWN	40,58	-77,58	146,0	ARS/ EI	246	INT	6	HOM	
LEXINGTON/ Kentucky	38,03	-84,60	298,7	ARS/ EI	5	INT	0	<b>1991</b>	118
LEXINGTON/ Virginia	37,78	-79,43	323,0	ARS/ EI	145	INT	4	HOM	
LIMA	40,72	-84,12	262,1	ARS/ EI	123	INT	0	HOM	
LOUISA	38,03	-78,00	134,0	ARS/ EI	37	INT	2	HOM	
LOUISVILLE	38,18	-85,73	149,4	ARS/ EI	10	INT	0	HOM	
LURAY	38,66	-78,38	366,0	ARS/ EI	205	INT	5	<b>1991</b>	130
LYNCHBURG	37,35	-79,20	290,0	ARS/ EI	1		0		
MILLINGTON	43,23	-83,57	232,0	EI	60	INT	3	HOM	
MOUNT WASHINGTON	44,27	-71,30	1908,0	EI	33	INT	2	<b>1966</b>	75

ANHANG A: NIEDERSCHLAGSMESSNETZE - LOKALITÄTEN, REIHENEIGENSCHAFTEN, DATENAUFBEREITUNG

NEW LONDON LOCK	43,22	-75,65	122,0	EI	343	INT	8	HOM	
NORWICH	42,55	-75,52	326,0	ARS/ EI	143	INT	0	HOM	
OAKLAND	39,38	-79,38	738,0	EI	268	INT	8	<b>1972</b>	-27
OLEAN	42,07	-78,45	433,0	EI	8	INT	0	HOM	
PARKERSBURG	39,27	-81,57	189,0	ARS/ EI	74	INT	2	<b>1987</b>	70
PHILADELPHIA	39,88	-75,23	3,0	ARS/ EI	2		0	HOM	
PORT JERVIS	41,38	-74,68	143,0	EI	512	INT	7	HOM	
PORTSMOUTH	38,75	-82,88	165,0	ARS/ EI	48	INT	7	<b>1978</b>	-48
RICHMOND	37,50	-77,33	48,8	ARS/ EI	12	INT	0	HOM	
RIDGWAY	41,43	-78,73	417,6	ARS/ EI	60	INT	1	HOM	
ROWLESBURG	39,35	-79,66	421,0	ARS/ EI	61	INT	1	HOM	
SAGINAW AP	43,53	-84,08	201,0	EI	208	INT	2	HOM	
SHIPPENSBURG	40,05	-77,52	216,0	ARS/ EI/ PSU	66	INT	0	HOM	
SPARTA	37,47	-81,15	902,0	EI	166	INT	7	<b>1975</b>	42
STEBENVILLE	40,38	-80,63	301,8	ARS/ EI	155	INT	1	HOM	
ST. JOHNSBURY	44,42	-72,02	213,0	EI	262	INT	4	HOM	
VALLEYHEAD	38,53	-80,03	739,0	EI	386	INT	6	HOM	
VANWERT	40,83	-84,57	241,0	EI	164	INT	7	HOM	
WARREN	41,83	-79,15	362,7	ARS/ EI	120	INT	1	HOM	
WASHINGTON	38,51	-77,02	3,0	ARS/ EI	3	INT	0	<b>1992</b>	-125
WEST BERNE	40,67	-84,95	262,0	EI	9	INT	2	HOM	
WEST BRANCH	44,25	-84,20	270,0	EI	246	INT	1	HOM	
WHITE SULPHUR SPRINGS	37,78	-80,30	585,0	EI	79	INT	1	HOM	
WILKES-BARRE	41,25	-75,87	186,0	EI	335	INT	10	<b>1992</b>	165
WILLIAMSPORT	41,23	-77,00	159,0	ARS/ EI/ PSU	3	INT	1	HOM	
WOOSTER	40,78	-81,92	311,0	EI	0		0	HOM	
WYTHEVILLE	36,94	-81,07	701,0	ARS/ EI	42	INT	3	HOM	
YORK	39,92	-76,75	119,0	ARS/ EI	41	INT	2	HOM	
YOUNGSTOWN	41,27	-80,91	359,7	ARS/ EI	6	INT	0	HOM	
ZANESVILLE	39,95	-81,90	268,0	EI	0		0	HOM	
					<b>Σ = 10542</b>		<b>Σ = 225</b>		<b>Σ = +193</b>



Tab. A-2: Zentraleuropa

SPALTE 5: A – Österreich, D – Deutschland, CH – Schweiz, CZ – Tschechien, LUX – Luxemburg, NL - Niederlande

SPALTE 6: DWD – Deutscher Wetterdienst, ECA – European Climate Assessment

SPALTE 8: DOK – Werte aus gedruckten Dokumenten des DWD, INT – Interpolationsverfahren wie beschrieben in Kap. 3.1.1., NEIGH – Werte von benachbarten Stationen aus Print-Dokumenten des DWD

SPALTE 10: HOM – homogene Reihe, PRE – Reihe lag bereits getestet vor, 'Jahr' – inhomogene Reihe mit Bruchjahr (Anpassung der Teilreihe vor Bruchjahr an rezente Verhältnisse)

STATION MITTELEUROPA	°BREITE NORD	°LÄNGE OST	HÖHE ÜBER NN [M]	LAND	DATEN- QUELLE	FEHL- WERTE	FEHLWERT -FÜLLUNG	FEHL- WERT- FÜLLUNG > 20 MM	HOMO- GENITÄT	Δ ANZAHL TAGE > 20MM NACH HOMOGENI- SIERUNG
AACHEN	50,78	6,1	202	D	DWD	0			1991	-46
AUGSBURG	48,37	10,88	461	D	DWD	0			1978	-50
BAD SALZUFLEN	51,93	8,88	139	D	DWD	0			PRET	
BAMBERG	49,88	10,92	239	D	ECA	0			1959	-10
BASEL	47,61	7,52	250	CH	ECA	0			HOM	
BAYERISCH EISENSTEIN	49,12	13,2	710	D	DWD	0			PRET	
BENDORF	50,43	7,48	129	D	DOK	0	(NEIGH)		HOM	
BERGTHEIM	49,9	10,07	273	D	DWD	0			HOM	
BERLIN	52,52	13,42	58	D	ECA	0			HOM	
BERN	46,93	7,42	570	CH	ECA	0			HOM	
BODENKIRCHEN-AICH	48,43	12,41	464	D	DWD	1	INT	0	PRET	
BRAND/OBERPFALZ	49,96	11,91	592	D	DWD	0			PRET	
BREMEN	53,05	8,77	3	D	ECA	0			1977	-19
CHAUMONT	47,05	6,99	1073	CH	ECA	0			HOM	
CLAUSTHAL-ZELLERFELD	51,8	10,35	525	D	DWD	0			PRET	
COESFELD	51,94	7,16	84	D	DWD	0			PRET	
DOBEL	48,8	8,5	696	D	DWD	577	INT	46	1986	+564
DRESDEN	51,13	13,75	230	D	ECA	0			HOM	
EBRACH	49,85	10,5	333	D	DWD	0			PRET	
ESCHWEGE	51,2	10,04	215	D	DOK	0	(NEIGH)		1966	
FICHTELBERG	50,43	12,95	1215	D	DWD	365	INT	3	HOM	

ANHANG A: NIEDERSCHLAGSMESSNETZE - LOKALITÄTEN, REIHENEIGENSCHAFTEN, DATENAUFBEREITUNG

FRANKFURT	50,05	8,61	112	D	ECA	0			<b>1967</b>	0
FREUDENSTADT-KNIEBIS	48,47	8,43	875	D	DWD	0			<b>1995</b>	-487
GÖRLITZ	51,17	14,95	237	D	DWD	365	INT	1	HOM	
GUNDELSHEIM	49,28	9,17	170	D	DWD	0			HOM	
HALLE	51,52	11,95	96	D	ECA	0			<b>1991</b>	
HANNOVER	52,38	9,73	56	D	DWD	0			HOM	
HERFORD	52,19	8,65	77	D	DWD	0			PRET	
HITZACKER	53,15	11,03	28	D	DWD	0			<b>1958</b>	+3
HOF	50,32	11,88	567	D	DWD	0			<b>1968</b>	+6
HOHENPEISSENBERG	47,8	11,02	986	D	ECA	0			HOM	
HOLZKIRCHEN/UNTERFRANKEN	49,78	9,68	204	D	DWD	0			PRET	
HORB-BETRA	48,42	8,67	540	D	DWD	0			HOM	
INNSBRUCK	47,27	11,35	598	D	DWD	0			<b>1973</b>	
ISNY	47,68	10,05	712	D	DWD	0			HOM	
JENA	50,92	11,67	200	D	ECA	31	INT	0	HOM	
KAISERBACH	48,93	9,65	558	D	DWD	365	INT	8	<b>1959</b>	-102
KAISERSLAUTERN	49,43	7,6	238	D	ECA	0			<b>1970</b>	0
KARLSRUHE	49	8,38	145	D	ECA	0			HOM	
KASSEL	51,3	9,45	233	D	DWD	0			HOM	
KÖNIGSFELD	49,95	11,17	448	D	DWD	0			PRET	
LANDAU	49,2	8,1	150	D	DWD	0			HOM	
LINDENBERG	52,17	14,25	98	D	DWD	0			HOM	
LUEDENSCHIED	51,25	7,65	392	D	DOK	0	(NEIGH)		HOM	
LUXEMBOURG	49,62	6,22	379	LUX	ECA	0			HOM	
MAGDEBURG	52,13	11,6	79	D	DWD	0			HOM	
MÄHRING	49,91	12,53	675	D	DWD	0			PRET	
MARBURG	50,81	8,76	243	D	DOK	0	(NEIGH)		HOM	
METTEN	48,85	12,92	313	D	DWD	0			PRET	
MINDELHEIM	48,05	10,5	603	D	DWD	61	INT	1	PRET	
MÖCKMÜHL	49,32	9,37	181	D	DWD	0			HOM	
MÜNCHEN	48,13	11,56	520	D	ECA	275	DOK		HOM	
MÜNSINGEN-APFELSTETTEN	48,39	9,48	750	D	DWD	0			PRET	
MÜNSTER	51,97	7,62	64	D	ECA	0			HOM	
ÖHRINGEN	49,22	9,52	276	D	DWD	0			HOM	
OLFEN	51,71	7,38	50	D	DWD	92	INT	3	PRET	
POTSDAM	52,4	13,07	94	D	ECA	0			HOM	

PRAG	50,1	14,25	305	CZ	ECA	30	INT	0	HOM	
RAIN AM LECH	48,69	10,9	409	D	DWD	0			PRET	
REGENSTAU	49,14	12,12	346	D	DWD	0			PRET	
REIT IM WINKL	47,67	12,48	672	D	DWD	61	INT	8	PRET	
RÖHRNBACH	48,75	13,5	480	D	DWD	0			PRET	
SAARBRÜCKEN	49,23	6,98	322	D	DWD	365	INT	6	<b>1964</b>	+17
SAENTIS	47,25	9,35	2500	CH	ECA	0			<b>1988</b>	+187
SALZBURG	47,8	13	450	A	ECA	0			<b>1964</b>	-30
SCHWERIN	53,63	11,39	68	D	ECA	0			HOM	
SONNBLICK	47,05	12,95	3106	A	ECA	0			<b>1957</b>	37
STUTT GART	48,68	9,23	419	D	ECA	0			HOM	
TRIER	49,75	6,67	273	D	ECA	396	DOK		HOM	
TUTTLINGEN	48,02	8,82	648	D	DWD	0			<b>1981</b>	-29
ULM	48,38	9,95	567	D	DWD	0			PRET	
WILDESHAUSEN	52,9	8,43	33	D	DWD	0			HOM	
WINTERSWIJK	51,98	6,7	34	NL	ECA	0			HOM	
WÖRNITZ	49,26	10,25	465	D	DWD	0			PRET	
WÜRZBURG	49,77	9,97	268	D	DWD	0			<b>1968</b>	-12
ZÜRICH	47,48	8,53	569	CH	ECA	0			HOM	
ZUGSPITZE	47,42	10,98	2960	D	ECA	0			HOM	
						<b>Σ = 2984</b>		<b>Σ = 76</b>		<b>Σ = +29</b>

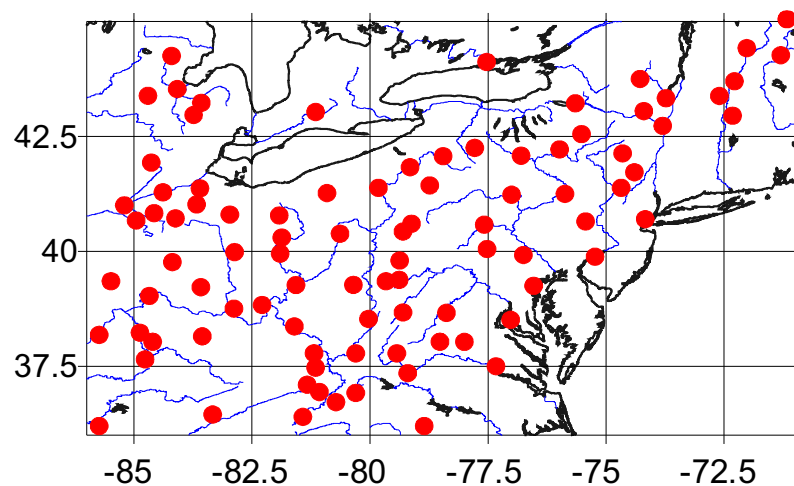
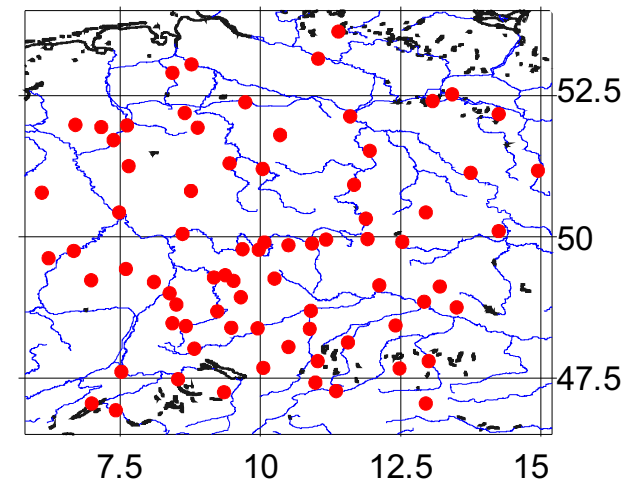


Abb. A-1: räumliche Verteilung der 87 Niederschlagsreihen Nordosten der USA, 1950-1999

Abb. A-2: räumliche Verteilung der 77 Niederschlagsreihen Zentraleuropa, 1950-1999



## Anhang B: Abflusmessnetze - Pegel, Flussausbau, Flussgebiete, Kennzahlen

Tab. B-1: Nordosten der USA

SPALTE 5: MQ=mittlerer Tagesabfluss

SPALTE 7: Quellhöhe; Angaben zur Topographie

Staatenabkürzungen: KY=Kentucky, MI=Michigan, NC=North Carolina, NY=New York, OH=Ohio, PA=Pennsylvania, VA=Virginia, WV=West Virginia

SPALTE 8: in Klammern Quelle: 'topo'=topographic maps online, s=Schätzung

SPALTE 11: HQ=maximaler Tagesabfluss rezent (1950-1999)

SPALTE 12: HQ HIST.=maximaler Tagesabfluss historisch-instrumentell (2. Zeile Datumsangabe, Format TTMMJJJJ)

SPALTE 13: meteorologische Auslöser: extrp.=außertropisch, trop.=tropisch, SS=Schneesmelze, ES=Eisstau, PR=Niederschlag; Quelle: NCEP/NCAR-Reanalyse

SPALTE 14: HQ50 SCHMIDT=theoretisches 50jähriges Hochwasser nach SCHMIDT (1984)

PEGEL	FLUSS	FLUSS-LÄNGE [KM]	FLÄCHE [KM²]	MQ 1950-99 [M³/SEC.]	PEGEL [M. Ü. NN]	QUELLE [M. Ü. NN]	FLUSS-KM	GEFÄLLE [M/KM]	FLUSS-AUSBAU	HQ 1950-1999 [M³/SEC.]	HQ HIST [M³/SEC.]	METEOROL. AUSLÖSER HISTORISCH	HQ50 SCHMIDT 1984
<b>BRADDOCK</b>	MONONGAHELA	206 *	19002	356,9	216,3	1329; Tygart R., nahe Cass Quad WV	189 (topo)	5,88	vor 1950; 300 feet oberhalb Staustufe	5324 20011956	5946,5 18031936	SS/ ES/ PR	15514
<b>CHARLESTON</b>	KANNAWHA	147 bzw. 515 mit New R.	27095	436,6	167	1160; New R. nahe Boone/ NC	475 (topo)	2,09	k.A.	4531 07031967	6116 15081940	extrp. Zyklone von SE	15958
<b>FRANKENMUTH</b>	CASS	80	2178	15,86	178	251	60 (s)	1,22	k.A.	614,5 12091986	k.A.	extrp. Zyklone von SE	1341
<b>FRANKFORT</b>	KENTUCKY	410 **	14014	208,1	141	600; nahe Tilford/ KY	304 (topo)	1,51	ca. 1 Meile oberhalb Stufe	3285 10121978	ebd.	extrp. Zyklone von SE	7834

ANHANG B: ABFLUSMESSNETZE – PEGEL, FLUSSAUSBAU, FLUSSGEBIETE, KENNZAHLEN

<b>GREEN ISLAND</b>	HUDSON	507	20952	383,7	12	810	200 (s)		hinter Staustufe	4304 14031977	6088 19031936	extrp. Zyklone von SE ohne SS	12661
<b>GREENUP</b>	OHIO	2108 <sup>3</sup> (1579)	160570	2634,8	162	1329; Trygart R. 725; Alleghenny R.	1073 (topo)	1,08	k.A.	16140 09031955	k.A.	unklar	61107
<b>HARRISBURG</b>	SUSQUEHANNA	715	62415	969,9	88	610; nahe Birdsall/ NY	130 (s)	0,89	k.A.	24017 24061972 Sturm Agnes	18519, 02061889	trop. Sturm	24069
<b>HINTON</b>	NEW	515 <sup>#</sup>	16202	227,0	413	1160	465 (s)	1,61	k.A.	2243 20011996	6966 15081940	extrp. Zyklone von E	9171
<b>LOUISVILLE</b>	OHIO	2108 <sup>3</sup> (1579)	236116	3364,9	114	1329; Trygart R. 725; Alleghenny R.	1502 (topo)	0,81	in Staustufenbereich gelegen	22087 12031964	31431 26011937	unklar	76618
<b>MONTAGUE</b>	CONNECTICUT	655	20356	403,1	30	855; Fourth Connecticut Lake	455 (s)	1,88	'Flow regulated by powerplants and by First Connecticut and Second Connecticut Lakes, Lake Francis, Moore and Comerford Reservoirs, and other reservoirs,' <sup>U</sup>	3908 31051984	6683 19031936	extrp. Zyklone von ESE dann von S ohne SS	12020

ANHANG B: ABFLUSSMESSNETZE – PEGEL, FLUSSAUSBAU, FLUSSGEBIETE, KENNZAHLEN

<b>NATRONA</b>	ALLEGHENY	523 **	29550	564,5	224	725; nahe Colesburg/ PA	488 (topo)	1,03	Pegel oberhalb Stufe 4	5324 10031964	10336 18031936	SS/ ES/ PR	13057
<b>RICHMOND</b>	JAMES	547	17502	196,5	30	800; nahe Warm Springs/ VA	535 (s)	1,44	k.A.	8382 23061972 Sturm Agnes	k.A.	trop. Sturm	9381
<b>SEWICKLEY</b>	OHIO	2108	50502	961,8	207	1329; Trygart R. 725; Alleghenny R.	547 (topo)	2,05	50 feet oberhalb Dashields Dam	10109 20011996	k.A.	extrp. Zyklone von E	28240
<b>TRENTON</b>	DELAWARE	451	17559	329,1	16	1098; Neversina R./ NY 610; nahe Mount Pleasant/ PA	415 (s)	2,64 1,43	k.A.	7900 20081955	ebd.	Hurricane	9381
<b>WASHINGTON</b>	POTOMAC	459	29939	332,3	12	1035; nahe Monterey/ VA	435 (s)	2,35	k.A.	9458 24061972	k.A.	trop. Sturm	18681
<b>WATERVILLE</b>	MAUMEE	300 (s)	16394	151,1	182	310; MI 285; nahe St.Marys/ OH	270 (s)	0,47	k.A.	3200 14031982	ebd.	extrp. Zyklone von NE	5226
<b>WILKES-BARRE</b>	SUSQUEHANNA	715	25795	390,3	156	610; nahe Birdsall/ NY	360 (s)	1,26	k.A.	9316 24061972	ebd., 6569 18031865	trop. Sturm	12574
<b>Summe</b>			<b>423411</b>										

\* [www.wordreference.com](http://www.wordreference.com), \*\* [www.amrivers.org](http://www.amrivers.org), <sup>3</sup> <http://www.nps.gov/rivers/waterfacts.html#lengths>, # [http://www.ncnr.org/geo\\_eric.html](http://www.ncnr.org/geo_eric.html) <sup>U</sup>USGS online

## **Beschreibung der Flussgebiete**

### **Nordöstliche USA**

Quellen: HUNT 1974, THORNBURY 1967, EISBACHER 1988, SCHMIEDER 1963; Pegelstationen sind **fett** hervorgehoben.

#### **(A) Ostküstenflüsse (von N nach S)**

- Connecticut River: entwässert zentralen Teil der neuenglischen Appalachen longitudinal über 640 km nach S; nördliche zwei Drittel Tal eingeengt zwischen den Gebirgszücken von Vermont und New Hampshire; bis 35 km oberhalb der Mündung dann in triassischen Connecticut Valley Lowlands; nach SE gerichteter Unterlauf durch älteres Kristallin vermutlich von subsequentem Vorläufer geerbt (THORNBURY 1967: 167ff.); Tidenwirkung 100 km flussaufwärts; pleistozän vereiste Connecticut Lowlands bis mehrere Dekameter verhüllt durch (fluvio-)glaziales Material; Pegel **Montague** oberhalb natürlicher Stromschnellen im mittleren Massachussetts weit außerhalb des Tidewassers, am Nordrand der Lowlands; auffällig das Fehlen längerer Nebenflüsse (spalierartiges, nicht rechtwinkliges Flussnetz).
- Hudson River: mit Hauptzubringer Mohawk R. Hudson-System bis Pegel **Green Island** südöstliche Adirondack Mountains, nördliche Catskill Mountains, Hudson-Champlain-Senke bis zur Talwasserscheide zum Lake Champlain und südwestliches Bergland von Vermont entwässernd; mehr als 200km vom Atlantik entfernt **Green Island** weniger als 30 km außerhalb des Tideeinflusses, etwa 40% des Hudsonbeckens Brackwasserbereich; glaziale Decksedimente: fluvoglazialer/-lakustriner/-mariner Akkumulationsbereich (HUNT 1974: 121-124).
- Delaware River: wie alle Ostküstenströme zwischen New York und Neuse R. (North Carolina) mit ausgedehntem Mündungssund; von Quelle in zentralen Catskills bis zum offenen Meer ca. 660 km südwärts; im Mittellauf Kittatiny Range umfließend, dann durchbrechend im Delaware Water Gap; bis Easton/Pennsylvania Grenze zwischen mittlerer und nördlicher Valley and Ridge Provinz bildend; durchfließt ab Easton kurz südwestliche Ausläufer der New England Uplands (Reading Prong); oberhalb **Trenton** Eintritt in das Newark Basin (zum Piedmont, triassischer Untergrund), unterhalb **Trenton** über Fall Line hinweg zur Küstenebene; wenig *unterhalb* der Fall Line Flussknie Richtung SE, begründet mit stärkerer morphologischer Härte der Coastal Plain-Kreide (HUNT 1974: 219); rund 1/5 des Gesamteinzugsbereichs durch Zuflüsse unterhalb **Trenton** (v.a. Schuylkill R.).
- Susquehanna River: längster Ostküstenfluss (714 km), durchmisst alle Einheiten der Appalachen von NW: Allegheny Plateaus, Allegheny Front, Valley and Ridge – Blue Ridge allerdings nach NE abgetaucht; **Wilkes-Barre** an North Branch repräsentiert Hydrologie der nordöstlichen Allegheny Plateaus (bis > 600 m ü. NN), **Harrisburg** am vereinten Unterlauf die Gesamtheit der pennsylvanischen Appalachen.
- Potomac Becken: unmittelbar südlich angrenzend an Susquehanna Basin; landschaftlich ähnlich vielfältig; Flusslänge 616 km, Richtung NW-SE; westlich **Washington** Fall Line und Erreichen der Küstenebene; orographischer Mittelgebirgsanteil trotz sich nach S verbreiternder Tieflandbereiche (Piedmont + Küstenebene) hoch, ca. ¾.
- James River mit an der Ostküste größtem Tieflandsanteil; Quelle Allegheny Mountains der Valley and Ridge-Provinz; Mündung in Atlantik aus Chesapeake Bay nach 660 km; oberhalb Lynchburg epigenetisches water gap durch Blue Ridge; mehr als Hälfte der Strecke im Piedmont, bei **Richmond** die Küstenebene erreichend; **Richmond**: Fall Line, Tidewassergrenze, Endpunkt der Schiffbarkeit; wichtige Tributäre erst unter Richmond im Brackwassergebiet zustoßend (Appotomox, Warwick, Pagan R., etc ..).

**(B) Flüsse des Ohiosystems**

- Allegheny und Monongahela River bilden ab Pittsburgh den Ohio River; der nördliche Allegheny eingetieft in Mittelgebirgsniveau erreichende nördliche Allegheny-Plateaus (bis über 700 m), das Becken des südlicheren Monongahela R. mit Quellflüssen auch beteiligt an Valley und Ridge; Pegel **Natrona** (Allegheny R.) und **Braddock** (Monongahela R.) unweit Pittsburgh.
- Kanawha River: Fluss in West Virginia nach Vereinigung von Gauley und New River; Letzterer als einziger Ohiozubringer im südöstlichsten Appalachengürtel, der Blue Ridge, entspringend; **Hinton** (New R.) höchstgelegener Pegel mit ausgesprochener Mittelgebirgshydrologie, Hinterland weitläufig über 800 m; **Charleston** (Kanawha R.) bei knapp doppeltem Einzugsbereich, ca. 30000 km<sup>2</sup>, auch mit geringem Anteil an niedrigeren Allegheny Plateaus; im Jahresmittel des Niederschlags die beiden Pegel-Bereiche im Untersuchungsgebiet führend.
- **Frankfort** als Pegel am unteren Kentucky River bereits mit fortgeschrittenem Tieflandcharakter; mittelhohes Bergland lediglich um die Quellgebiete an der Rückseite der Allegheny Front; nach NE Übergang vom stärker reliefierten Cumberland-Plateau zur Lexington Plain, dazwischen Pottsville-Landstufe (HUNT 1974: 342).
- Ohio River mit drei Pegelen vertreten: i) Sewickley (223 m) fasst im wesentlichen Abflussverhalten von Allegheny und Monongahela R. zusammen; nur 1650 km<sup>2</sup> eigenes Ohio-Einzugsgebiet; ii) Greenup (163 m) im Vergleich zu Sewickley mit zusätzlich 110.000km<sup>3</sup> Fläche: Kanawha-New-River-Becken und Plateaus von Ost-Ohio; iii) Louisville (137 m) mit ca. 75.000 km<sup>3</sup> Flächenzuwachs; maximale meridionale und latitudinale Ausdehnung und Gesamtfläche weit größer als bei Rhein (Rees) (vgl. Tab. B-1 und B-2).

**(C) Flüsse zu den Großen Seen**

- Maumee River (209 km): Great Lakes-Zufluss mit dem größten Einzugsbereich (> 16.000 km<sup>2</sup>); von Quellen bis Mündung in Central Lowlands und unter 300 m; Oberlauf weitflächig in glazigenem Geschiebe und Grundmoräne (glacial till plain); am Unterlauf Seesediment (Maumee River Plain); geringes Gefälle (0,05%); mündet in Lake Erie; **Waterville**-Pegel in Maumee River Plain.
- Cass River rechter Tributär des Saginaw R. auf der zentral-östlichen Michigan-Halbinsel; im Vergleich zu anderen Becken untypisch, da sehr kleines Einzugsgebiet von ca. 2200 km<sup>2</sup> bei 50 km Flusslänge; **Frankenmuth** an landschaftlicher Grenze zwischen glazialer Akkumulation und alten Seesedimenten.



Tab. B-2: Zentraleuropa

SPALTE 3: Tsch.= Tschechien

SPALTEN 11 und 12: **fett**, falls bei gleichem Datum Wert-Differenz (vermutlich aufgrund von Messung einmal des Tagesmittels, einmal des Tagesmaximums)

SPALTE 10: Angaben nach ECKOLDT (1998)

SPALTE 13: Vb=zyklonale Zugbahn Vb ('fünf b'), stat.=stationär, Zykl=Zyklone

sonstige Erläuterungen wie Tab. B-1

PEGEL	FLUSS	FLUSS-LÄNGE [KM]	FLÄCHE [KM <sup>2</sup> ]	MQ 1950-99 [M <sup>3</sup> /SEC]	PEGEL [M Ü.NN]	QUELLE [M Ü.NN]	FLUSS-KM	MITTL. GE-FÄLLE [M/KM]	FLUSSAUSBAU	HQ 1950-1999	HQ HIST.	MET. AUS-LÖSER HIST.	HQ50 SCHMIDT 1984
<b>ACHLEITEN</b>	DONAU	2850	76653	1411	288	1078; Brigach Süd-schwarz-wald	664,1	1,19	Staufufe Kachlet oberhalb Passau 1927; Niedrigwasseregulierung unterhalb Regensburg	<b>8900</b> <b>10071954</b>	<b>9100</b> <b>10071954</b>	Vb	32716
<b>DILLINGEN</b>	DONAU	2850	11305	161	415		349,7	1,90	1920er; Jochenstein Staufufe 1956; 1972-78 2 Staustufen zwischen Kelheim und Regensburg;	984 23051999	1270 30121882	SS+Zykl Trog-scheitel/ Kaltluft-tropfen	7112
<b>OBERNDORF</b>	DONAU	2850	26446	351,6	331		490,6	1,52	Ulm-Neustadt; unter Ingolstadt: 50er Jahre Staufufe Böfinger Halde, seit 1959 weitere 15 Stufen mit Kraftwerk, Wehr und Schleuse; Ausbau unter Ingolstadt (305-310)	2070 24051999	2100 03061940	SS+Zykl Trog-scheitel/ Kaltluft-tropfen	13914

ANHANG B: ABFLUSMESSNETZE – PEGEL, FLUSSAUSBAU, FLUSSGEBIETE, KENNZAHLEN

<b>DRESDEN</b>	ELBE	1170 365 in Tsch. §	53096	319	103	1400; Riesen- gebirge	420	3,09	Melnik bis Prag 12 Staustufen 1897-1906; Aussig-Melnik 1930	4580 17082002	5500 31031945	Vb	35099
<b>MAGDEBURG</b>	ELBE	1170 365 in Tsch. §	94942	555	40		691	1,97	Schrecken- stein-Staustufe; in Tschechien an der Kleinen Elbe Staustufe, u.a.	4180 19082002	k.A.	Vb	49017
<b>WITTEN- BERGE</b>	ELBE	1170 365 in Tsch. §	123532	699	17		819	1,69	zur Minderung von Niedrigwasser, 1977 erweitert; seit 1945 dauernd u. wie- derholt Regulierung durch Parallelwerke und Buhnen; unterhalb Magdeburg frei fließend; (181-189)	3830 21082002  3280 20031981	3590 20011920	Vb	58246
<b>KEMMERN</b>	MAIN	574 (Roter Main)	4224	43,6	230	929; Weiß- Main	183	3,82	Staustufen unterhalb Kleinheubach 1901-1908; zwischen Aschaffenburg und Würzburg bis 1940;	855 25121967	ebenso	intensiv zonal	3931
<b>SCHWEIN- FURT</b>	MAIN	574 (Roter Main)	12715	102	201		243	2,99	zwischen Würzburg und Bamberg 1950-62; (86-88)	1180 24021970	2000 29031845	Trog von NW	9563
<b>COCHEM</b>	MOSEL	515	27088	322	77	1160; Moselotte Vogesen	463,4	2,34	Staustufe Koblenz 1951 vollendet; (97)	<b>4020</b> <b>22121993</b>	<b>4170</b> <b>22121993</b>	intensiv zonal	17042
<b>ROCKENAU</b>	NECKAR	367	12710	135	120	750 (s); nahe Villingen	306	2,06	unterhalb Heilbronn Ausbau bis 1935 beendet (78-81)	<b>2140</b> <b>21121993</b>	<b>2690</b> <b>21121993</b>	intensiv zonal	8175

ANHANG B: ABFLUSSMESSNETZE – PEGEL, FLUSSAUSBAU, FLUSSGEBIETE, KENNZAHLEN

<b>KÖLN</b>	RHEIN	1320 bis Konstanz 211 <sup>s</sup>	144232	2148	36	2344; Vorder- rhein, Gotthard- Massiv	896	2,58	Hochrhein: Staustufe Birsfelden oberhalb Basel 1950-54; Oberrhein: 1948-52 Staustufe Ottmarsheim, 1952-56 Fessenheim, 1955-59 Vogelgrün, 1957-61 Mackolsheim, 1959-63 Rheinau, 1963-67 Gerstheim, 1966 -70 Straßburg, 1978 Iffezheim; unterhalb Iffezheim keine Stufe, Fahrrinnenausbau 70er Jahre bis heute; (58-65)	10800 31011995	11000 01011925	stat. Tief Britanien	79982
<b>MAINZ</b>	RHEIN		98206	1625	78		711	3,19	6920 29031988	7000 28111882	intensiv zonal, Trog- achse	61869	
<b>MAXAU</b>	RHEIN		50196	1277	98		573	3,92	4430 14051999	4550 31121882	SS+Zykl aus SW	36875	
<b>REES</b>	RHEIN		159300	2327	9		1052	2,22	11700 31011995	12200 03011926	stat. Tief Britanien	82114	
<b>RHEIN- FELDEN</b>	RHEIN		34550	1041	260		360	5,79	<b>4370</b> <b>13051999</b>	<b>4550</b> <b>12051999</b>	SS+Zykl aus SW	31038	
<b>BODEN- WERDER</b>	WESER	730 (Werra) 439	15924	150	69	800; Werra	402	1,82	Oberweser: Talsperren in Nebengebieten (Edertalsperre, Diemel) 1914 bzw. 1925 ab- geschlossen, Zweck: Ausgleich von Wasserverlust, unterhalb Minden Hochwasserschutz, Energiegewinnung; 1. Aushub der Fahrrinne 1930 beendet; nur eine Staustufe bei Hameln seit 1933; Mittelweser: Staustufen 1952-60; (141-147)	1190 01021995	1860 11021946	stat. Tief Britanien ES?, SS?	9506
<b>INTSCHEDE</b>	WESER	730 (Werra) 439	37495	328	5		622	1,28	2370 16031981	3500 12021946	stat. Tief Nordsee- bereich ES? SS?	17724	
<b>Summe</b>			396980										

<sup>s</sup> <http://www.rheintal.de/kultur/rhein/verlauf/zahlen.htm>, <sup>s</sup> [http://www.elbis.de/galerie/g\\_fische.html](http://www.elbis.de/galerie/g_fische.html)

## **Beschreibung der Flussgebiete**

### **Zentraleuropa**

Quellen: NEEF 1981, HAEFKE 1959; Pegelstationen **fett** hervorgehoben

#### **(a) Rheinsystem**

- Neckar (367 km): erster großer rechter Rheinnebenfluss, ohne Hochgebirgsanteil; weitgehend in SW der Süddeutschen Stufen- und Flächenlandschaft, südlich von Mittelgebirge (Schwarzwald, Schwäbische Alb) umrandet; Pegel **Rockenau** am Unterlauf im Odenwalddurchbruch; Mündung in Oberrhein bei Mannheim.
- Main (572 km): nach Aare und Neckar abwärts drittes großes Nebeneinzugsgebiet des Rheins; linker Einzugsbereich nördliches Süddeutsches Schichtstufenland, rechter Einzugsbereich in fränkischem, thüringischem und hessischen Mittelgebirgsland; Pegel **Kemmern** (230 m) mit überwiegend mittelgebirgischem Hinterland, Pegel **Schweinfurt** (201 m) ergänzt durch untergeordnete Flüsse der mittleren Mainlande; Mündung in Oberrhein bei Mainz.
- Mosel (544 km): Quellgebiet in Westvogesen; Lothringer Schichtstufenland nach NE durch Rheinisches Schiefergebirge verlassend; einige Zubringer aus Pariser Becken (Maas ausgenommen); Zunahme des Mittelgebirgsanteils an Unterlauf (Eifel, Hunsrück); Pegel **Cochem** erfasst beinahe ganzen Einzugsbereich (ca. 27.000 km<sup>2</sup>); Mündung in Mittelrhein bei Koblenz.
- Rhein (ca. 1300 km): Hinter-, Vorder-, Alpenrhein als Hochgebirgsfluss (Flächenanteil am Gesamtbecken ca. 10%, Niederschlagsanteil höher); See- und Hochrhein linksseitig alpin, rechtsseitig mittelgebirgisches, Flächenanteil ca. 10%, wichtiger (linker) Zufluss Aare (hoher mittlerer Abfluss), Pegel **Rheinfelden** (260 m); Oberrhein beidseitig mittelgebirgisches mit Beckenlandschaften, Flächenanteil 25%, Neckar und Main wichtigste Zuflüsse, Pegel **Maxau** (98 m) oberhalb Neckarmündung, Pegel **Mainz** (77 m) unterhalb Neckar- und Mainmündungen; Mittelrhein beidseitig mittelgebirgisches, Flächenanteil 25%, Hauptzuflüsse Mosel, Lahn, Sieg, repräsentativer Pegel bis dahin **Köln** (36 m); Niederrhein und Rheindelta mit Mittelgebirgs- (Rheinisches Schiefergebirge, Ardennen) und Flachland-einzugsgebieten, Pegel **Rees** (9 m) am Niederrhein erst mit geringem Tieflandanteil.

#### **(b) sonstige Nordseezubringer**

- Weser (mit Werra 774 km): verwickelter Verlauf: Quellflüsse in Vogelsberg, Rhön, Thüringer Wald und Thüringer Becken; in der triassischen Mittelhessischen Senke teils Anlehnung an Ausraumzonen, teils Abweichung; bis zur Porta Westfalica größere Nebenflüsse aus Rheinischem Schiefergebirge (Eder, Diemel), kleinere aus Niedersächsischem Bergland und Ostwestfalen, Pegel **Bodenwerder** (69 m) stellvertretend für hessisch-thüringisch-südniedersächsische Mittelgebirgszone; im Norddeutschen Flachland mit Aufnahme der Aller Zufluss aus Harz, Harzvorland, südlicher Lüneburger Heide, Leinebergland und Eichsfeld; von links bis Pegel **Intschede** (5 m) wenig Gewinn an Einzugsbereich, v.a. aus Wiehengebirgsvorland; ab Verden im Weser-Aller-Urstromtal, glaziales Sediment bis S nach Porta Westfalica.

**(c) Ostseezubringer**

- Elbe (1170 km): entwässert in Tschechien mit Moldau, Beraun und Eger fast ganz Böhmen; durch tektonische Schwachstelle der Elbtalzone gen NE in den Elbtalgraben; Pegel **Dresden** mit fast ausschließlich böhmischem Hinterland; zum Pegel **Magdeburg** Entwicklung zum Flachlandstrom (Gefälle 0,023%) mit zunehmenden Anteilen von Zufluss aus Becken- und Moränenlandschaften, nur Quellgebiete von Mulde und Saale in Mittelgebirgen; bis **Wittenberge** mit Havel Entwässerungszuwachs im wesentlichen aus ostelbischen Landrücken.

**(d) Schwarzmeerbzubringer**

- Donau: Verlauf im deutschen Bereich (664 km) am Nordrand des Alpenvorlands an der Grenze zur Rückseite der Schwäbisch-Fränkischen Alb bzw. zum Bayerischen Wald; bis **Dillingen** (416 m) mit Schwarzwald und Schwäbischer Alb Mittelgebirgsanteil überwiegend; bis **Oberndorf** (331 m, oberhalb Regensburg) Alpenvorlandsanteil zunehmend (Ilm, Paar), mit Lech auch Nebenfluss aus inneren Alpen, Wörnitz und Altmühl von links insgesamt weniger abflussreich; abwärts bis Achleiten (288 m, bei Passau) flächenmäßig Zuwachs von Mittelgebirgsanteil (Oberpfalz, Bayerisch-Böhmischer Wald), Alpenvorland und Alpen fast gleich, Inn jedoch am abflusswirksamsten.

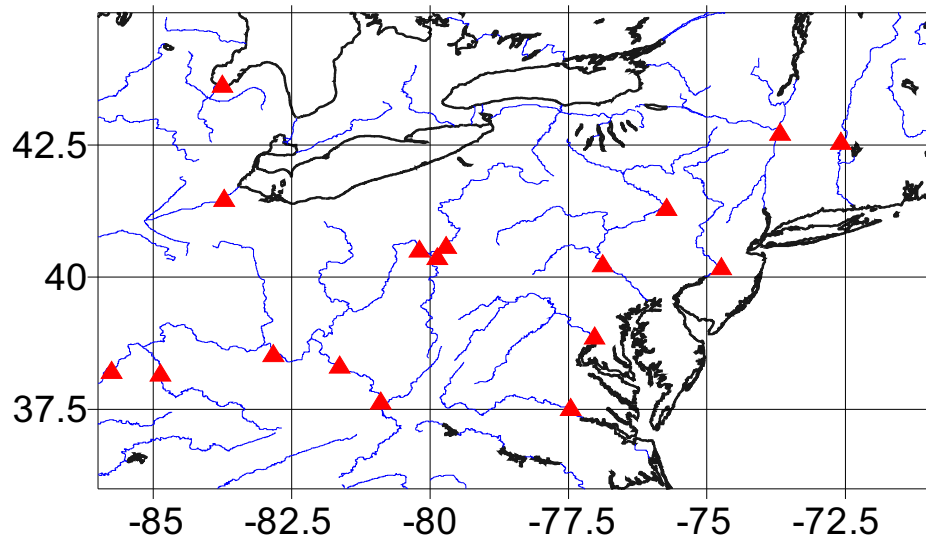


Abb. B-1: räumliche Verteilung der 17 Abflussreihen Nordosten der USA, 1950-1999

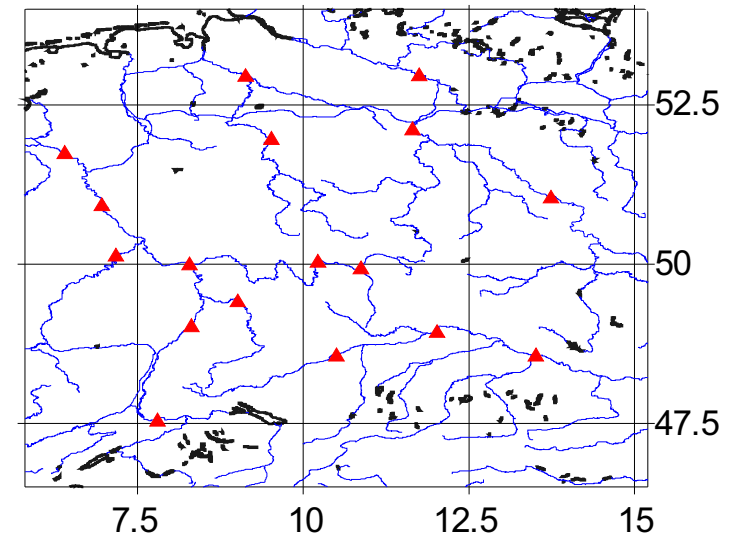
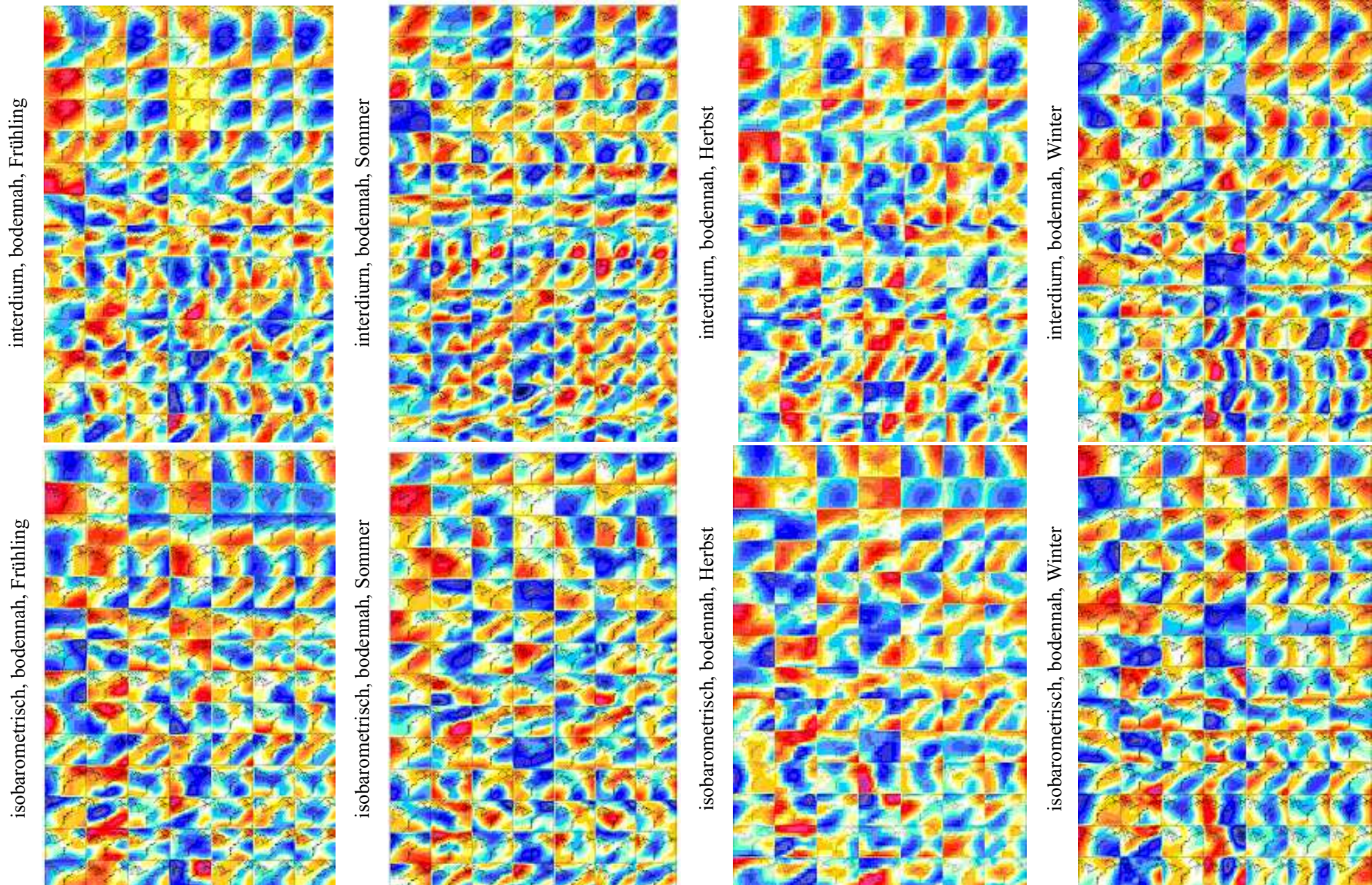


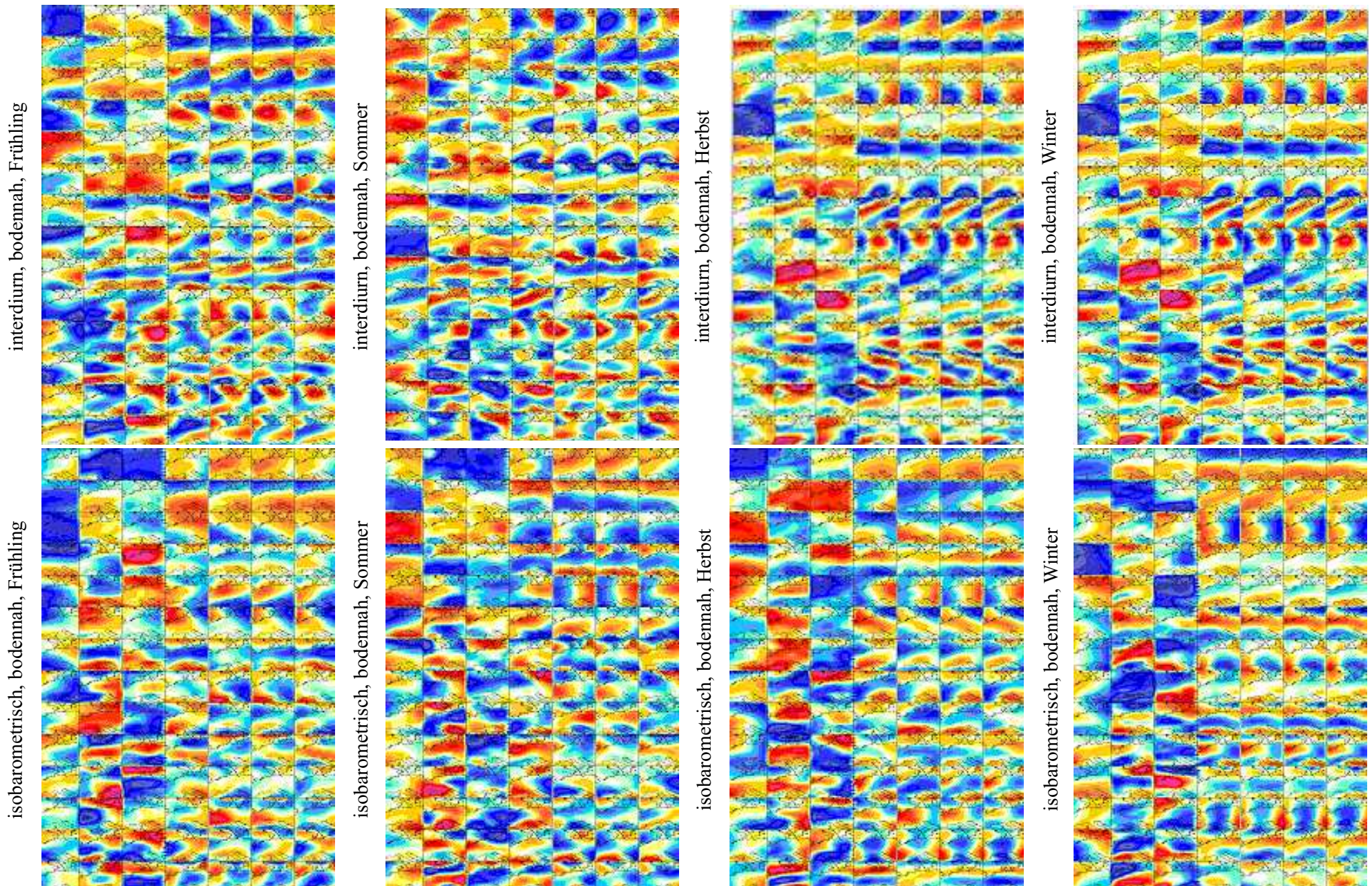
Abb. B-2: räumliche Verteilung der 17 Abflussreihen Zentraleuropa, 1950-1999

Anhang C/1 #: gekoppelte t-modale Hauptkomponentenanalyse: 14 allgemeine, unabhängige saisonale Muster 1950-1999, bodennahes Niveau, **Nordosten der USA**  
 Luftdruck – relative Feuchte – Mitteltemperatur – Windgeschwindigkeit – spezifische Feuchte – Höchsttemperatur – Tiefsttemperatur



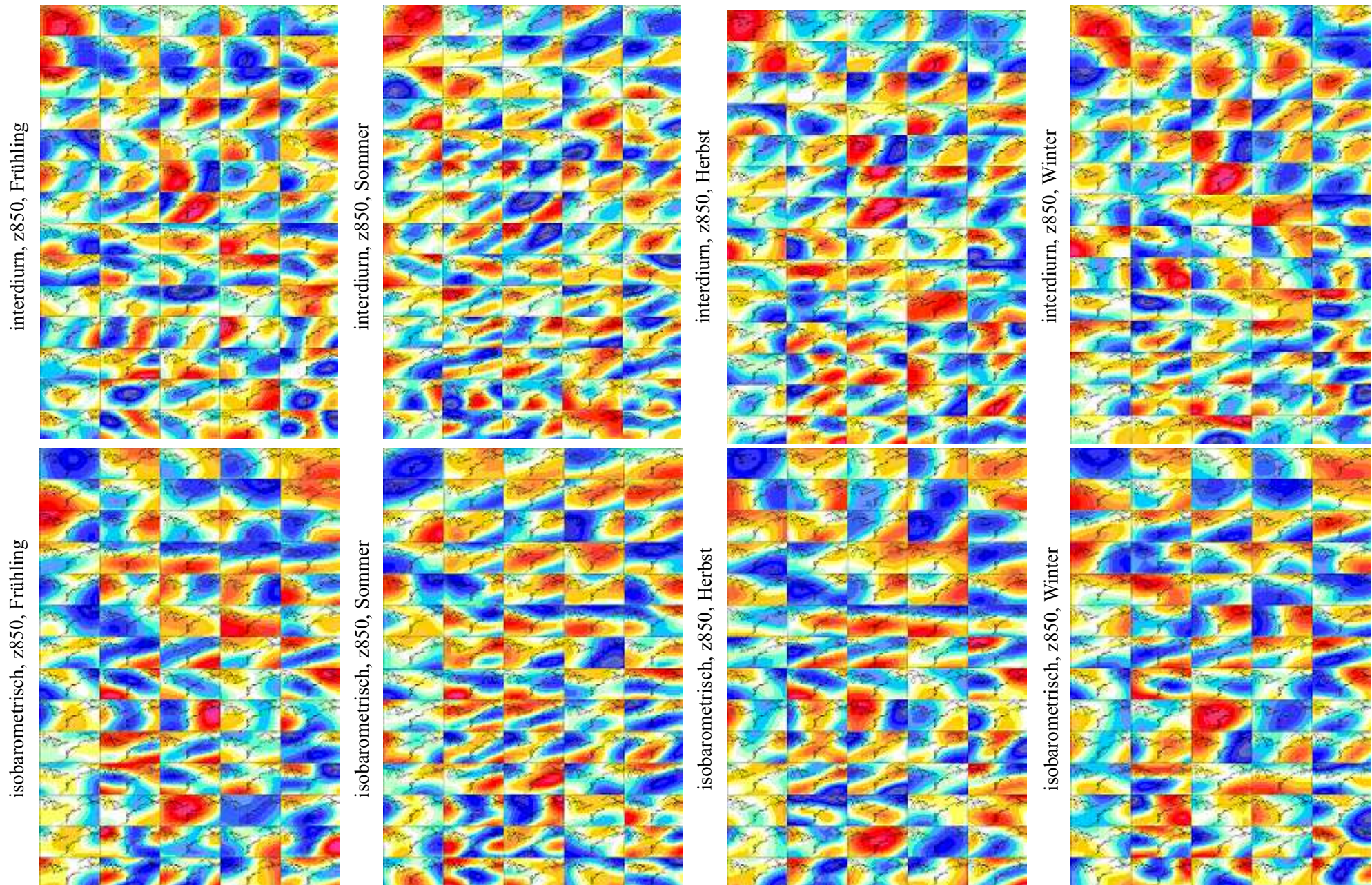
# rot bis gelb: Raumgewichte > 0, blau: Raumgewichte < 0

Anhang C/2: gekoppelte t-modale Hauptkomponentenanalyse: 14 allgemeine, unabhängige saisonale Muster 1950-1999, bodennahes Niveau, **Zentraleuropa**  
 Luftdruck – relative Feuchte – Mitteltemperatur – Windgeschwindigkeit – spezifische Feuchte – Höchsttemperatur – Tiefsttemperatur



# rot bis gelb: Raumgewichte > 0, blau: Raumgewichte < 0

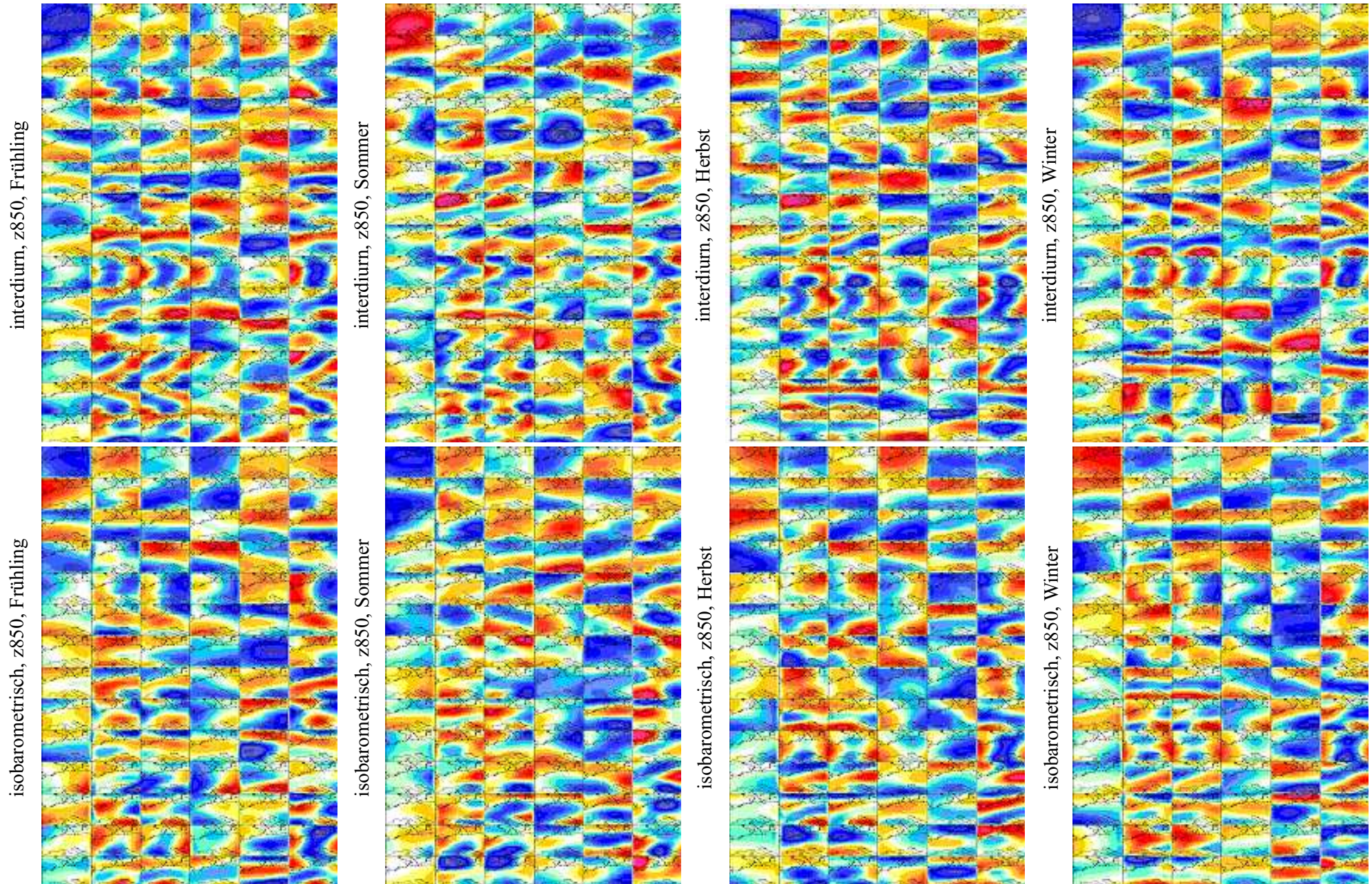
Anhang C/3: gekoppelte t-modale Hauptkomponentenanalyse: 14 allgemeine, unabhängige saisonale Muster 1950-1999, 850hPa-Niveau, **Nordosten der USA**  
 Geopotential – relative Feuchte – spezifische Feuchte – Mitteltemperatur – Windgeschwindigkeit



# rot bis gelb: Raumgewichte > 0, blau: Raumgewichte < 0

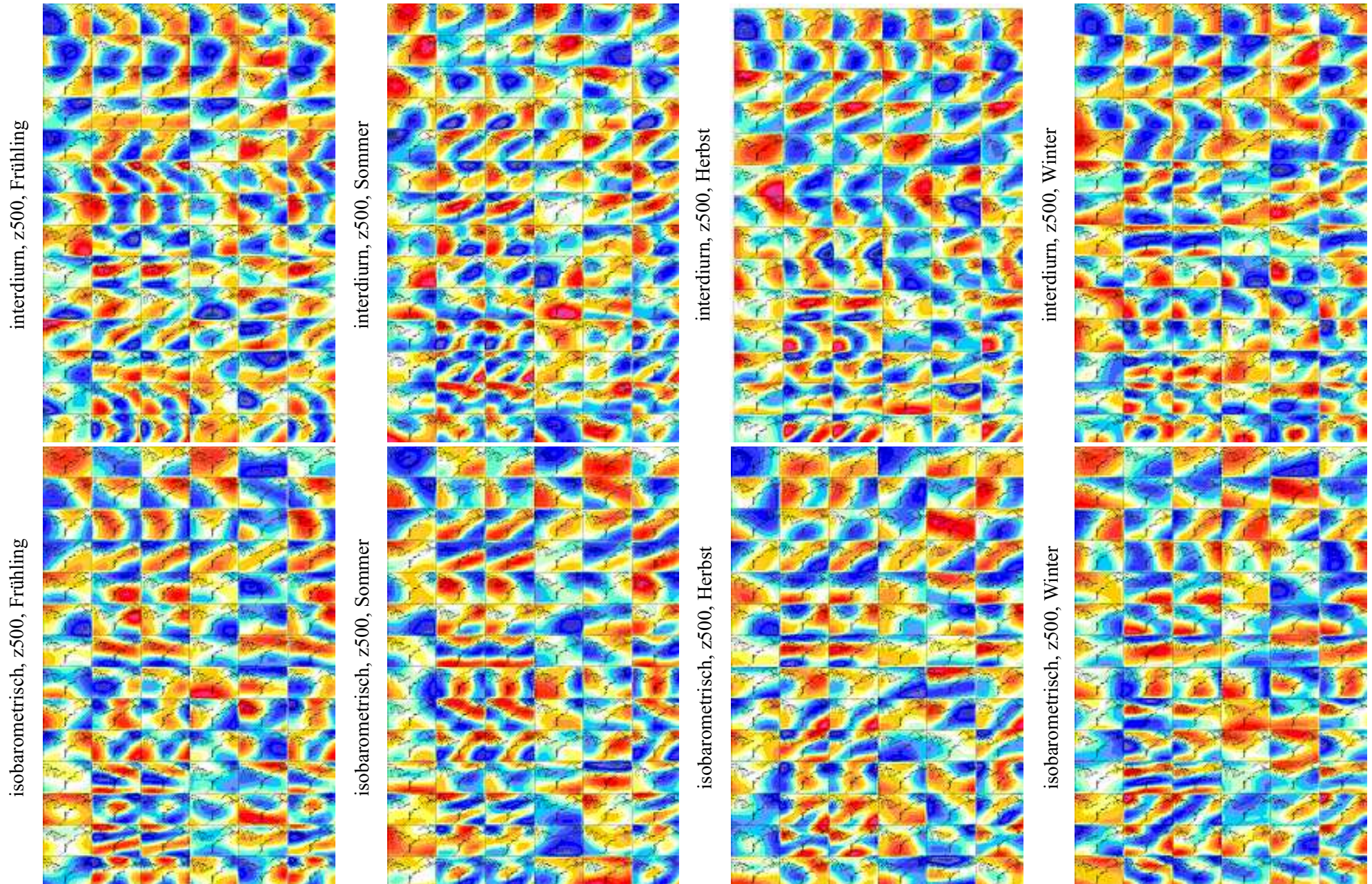


Anhang C/4: gekoppelte t-modale Hauptkomponentenanalyse: 14 allgemeine, unabhängige saisonale Muster 1950-1999, 850hPa-Niveau, **Zentraleuropa**  
 Geopotential – relative Feuchte – spezifische Feuchte – Mitteltemperatur – Windgeschwindigkeit – Bewölkungsgrad



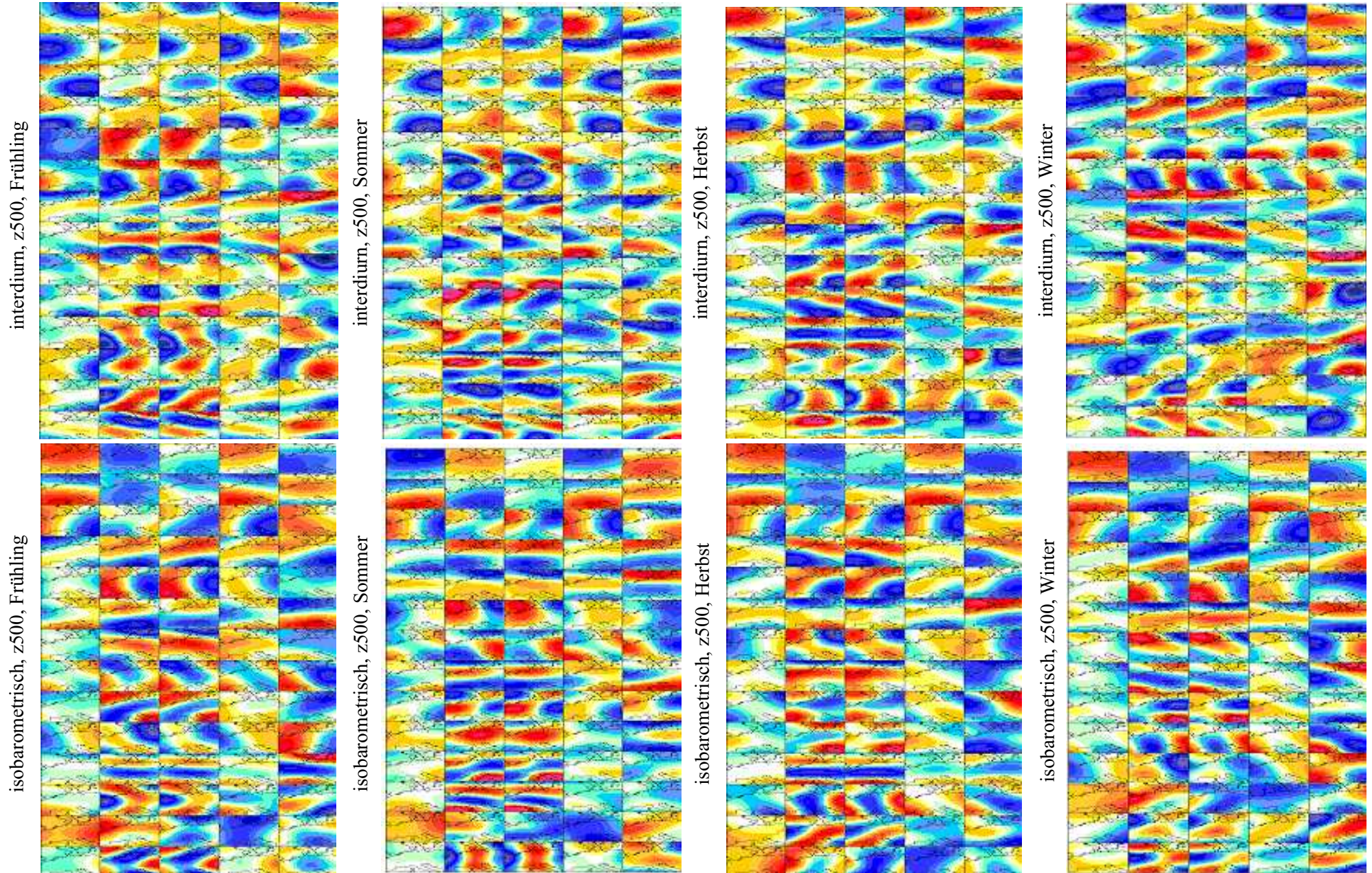
# rot bis gelb: Raumgewichte > 0, blau: Raumgewichte < 0

Anhang C/5: gekoppelte t-modale Hauptkomponentenanalyse: 14 allgemeine, unabhängige saisonale Muster 1950-1999, 500hPa-Niveau, **Nordosten der USA**  
 Geopotential – relative Feuchte – spezifische Feuchte – Mitteltemperatur – Windgeschwindigkeit - Bewölkungsgrad



# rot bis gelb: Raumgewichte > 0, blau: Raumgewichte < 0

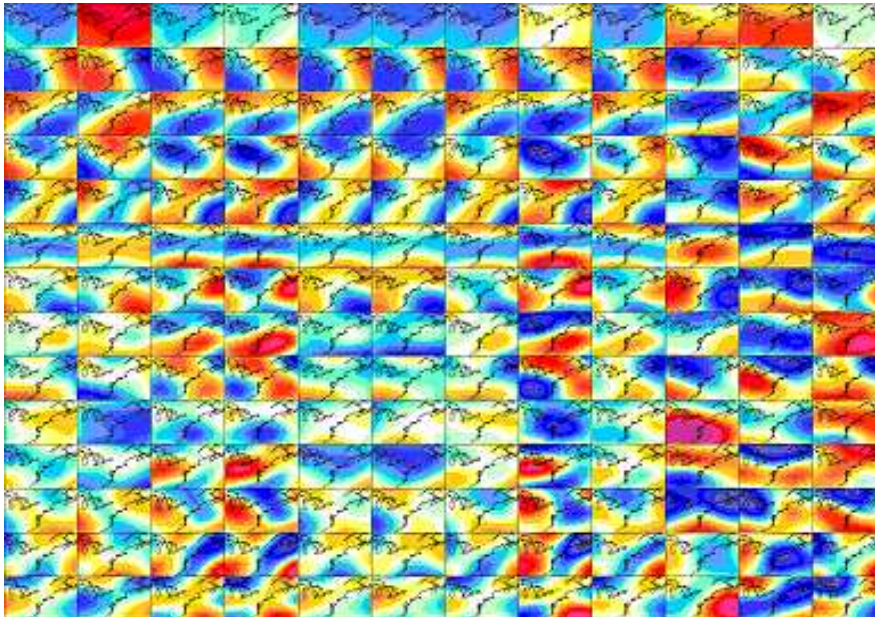
Anhang C/6: gekoppelte t-modale Hauptkomponentenanalyse: 14 allgemeine, unabhängige saisonale Muster 1950-1999, 500hPa-Niveau, **Zentraleuropa**  
 Geopotential – relative Feuchte – spezifische Feuchte – Mitteltemperatur – Windgeschwindigkeit



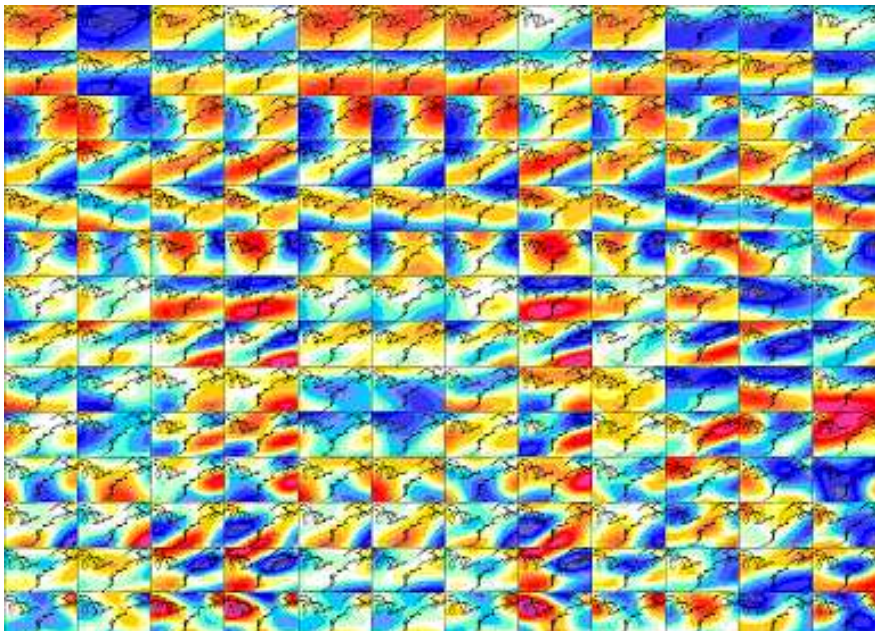
# rot bis gelb: Raumgewichte > 0, blau: Raumgewichte < 0

Anhang C/7: gekoppelte t-modale Hauptkomponentenanalyse: 14 allgemeine, unabhängige saisonale Muster 1950-1999, vertikale Indizes, **Nordosten der USA**  
 Boyden Index (z500, z1000) – Boyden Index (z850, z1000) – Taupunkttemperatur (z850) – K-Index – Schichtdicke (z500, z1000) – Schichtdicke (z500, z850) – Schichtdicke (z850, z1000) – allgemeine Feuchtigkeit – Potential Instability – Windgeschwindigkeitsgradient (z500, z200) – Windgeschwindigkeitsgradient (z850, z500) – Vertical Totals (z500, z850)

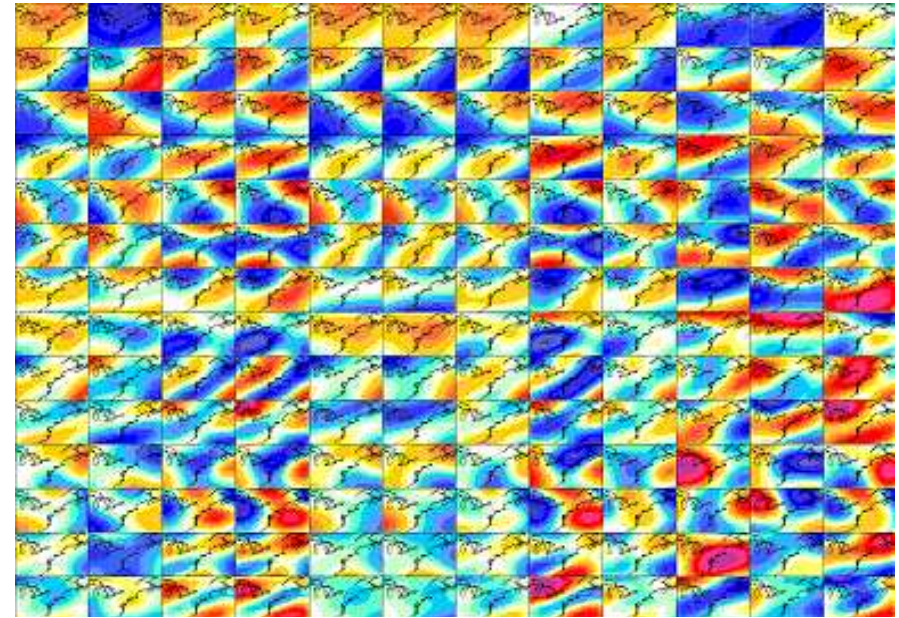
vertikale Indizes, Frühling



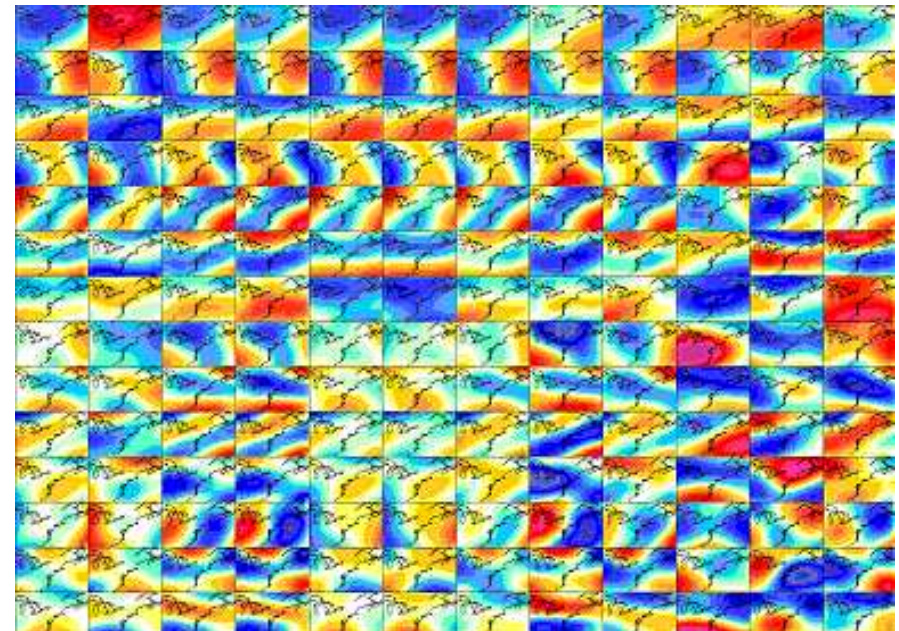
vertikale Indizes, Sommer



vertikale Indizes, Herbst



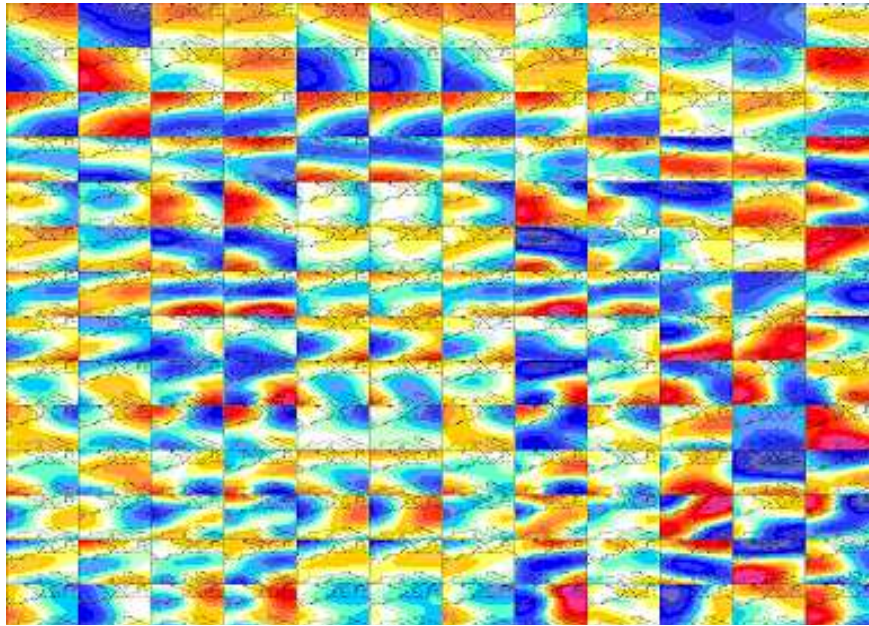
vertikale Indizes, Winter



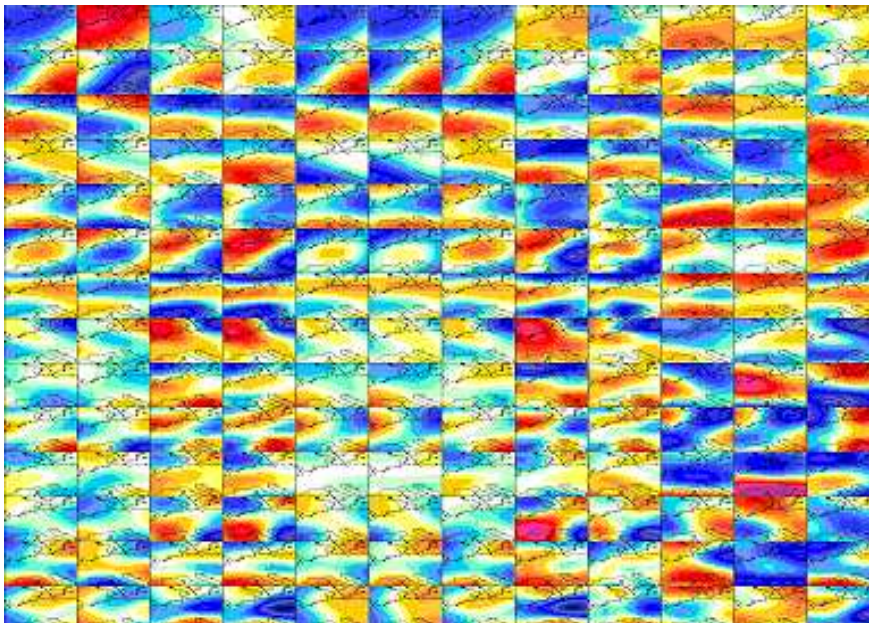
# rot bis gelb: Raumgewichte > 0, blau: Raumgewichte < 0

Anhang C/8: gekoppelte t-modale Hauptkomponentenanalyse: 14 allgemeine, unabhängige saisonale Muster 1950-1999, vertikale Indizes, **Zentraleuropa**  
 Boyden Index (z500, z1000) – Boyden Index (z850, z1000) – Taupunkttemperatur (z850) – K-Index – Schichtdicke (z500, z1000) – Schichtdicke (z500, z850) – Schichtdicke (z850, z1000) – allgemeine Feuchtigkeit – Potential Instability – Windgeschwindigkeitsgradient (z500, z200) – Windgeschwindigkeitsgradient (z850, z500) – Vertical Totals (z500, z850)

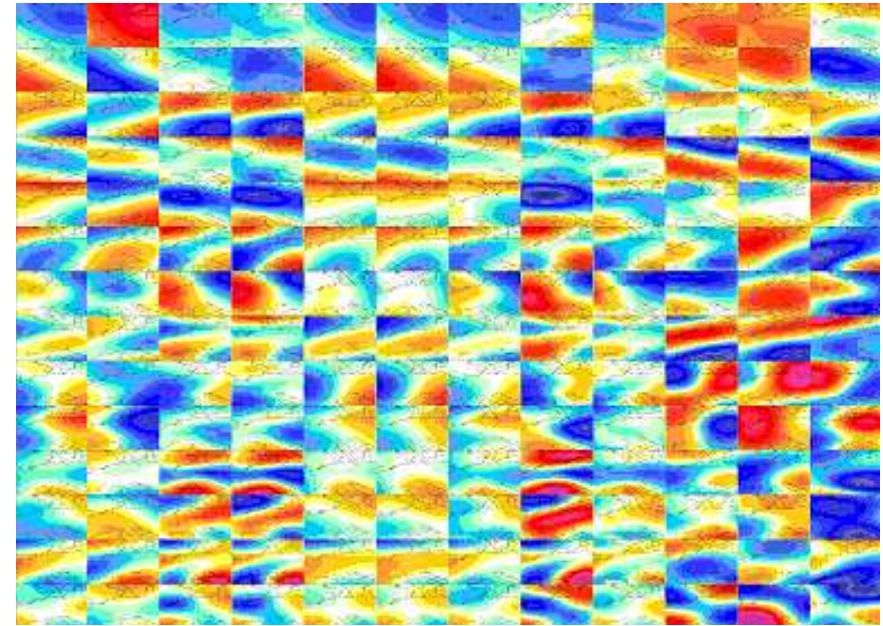
vertikale Indizes, Frühling



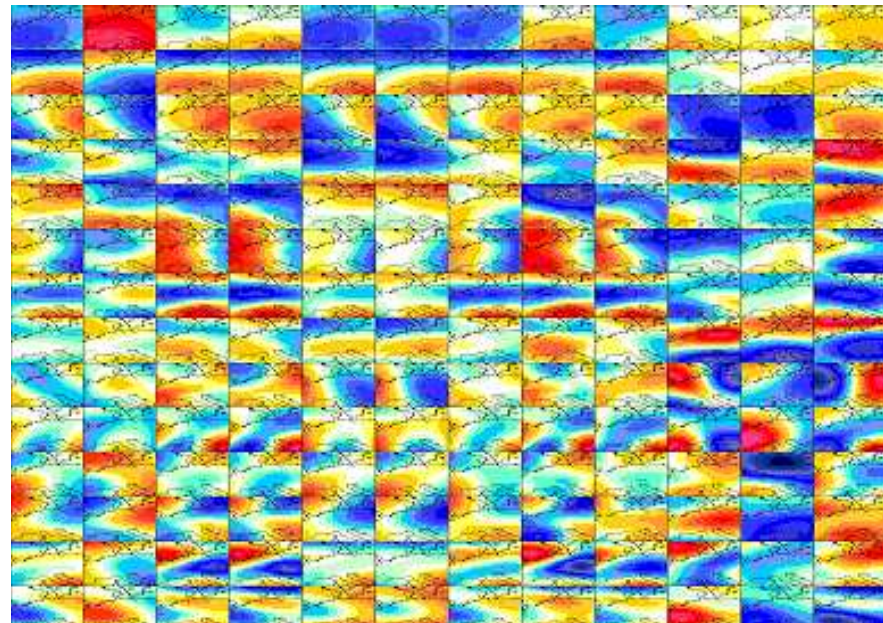
vertikale Indizes, Sommer



vertikale Indizes, Herbst

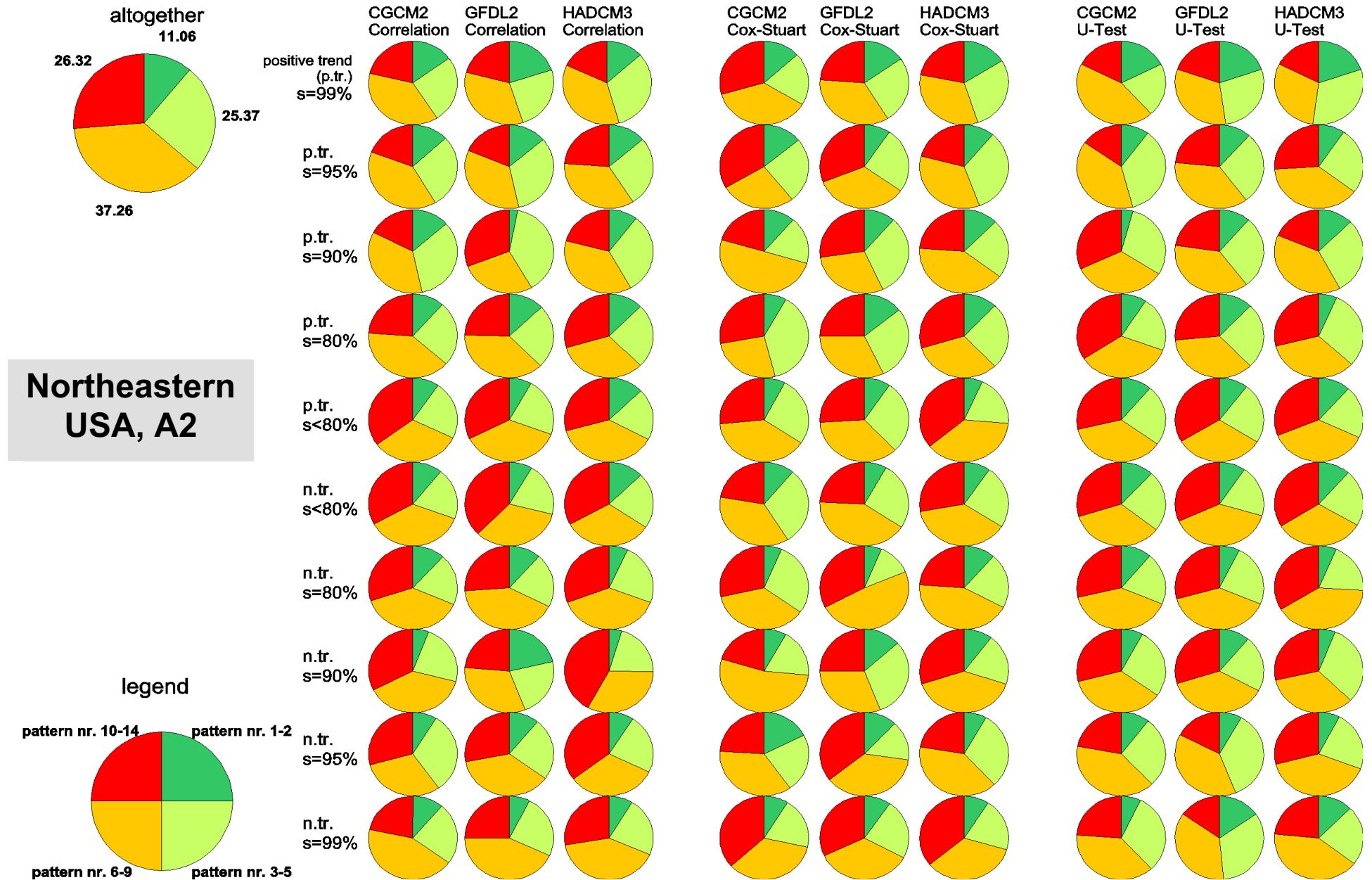


vertikale Indizes, Winter



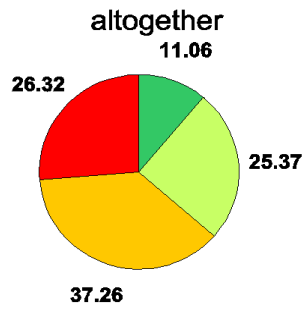
# rot bis gelb: Raumgewichte > 0, blau: Raumgewichte < 0

**Pattern Numbers of SAGMs by GCMs and Trend Significances; Scenario A2**

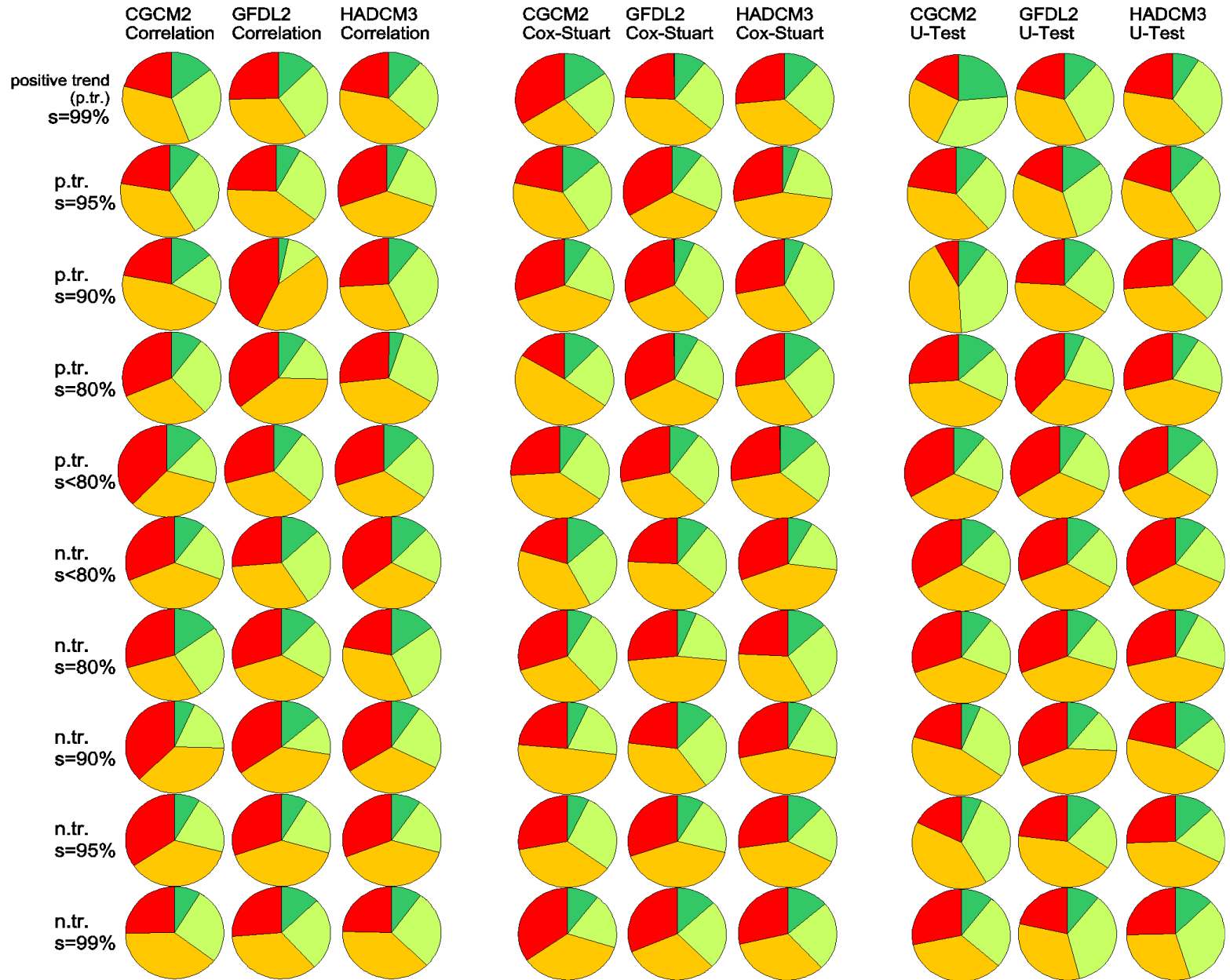


p.tr.=positive trend, n.tr.=negative trend

**Pattern Numbers of SAGMs by GCMs and Trend Significances; Scenario B2**

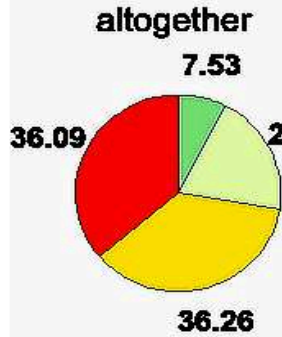


**Northeastern  
USA, B2**

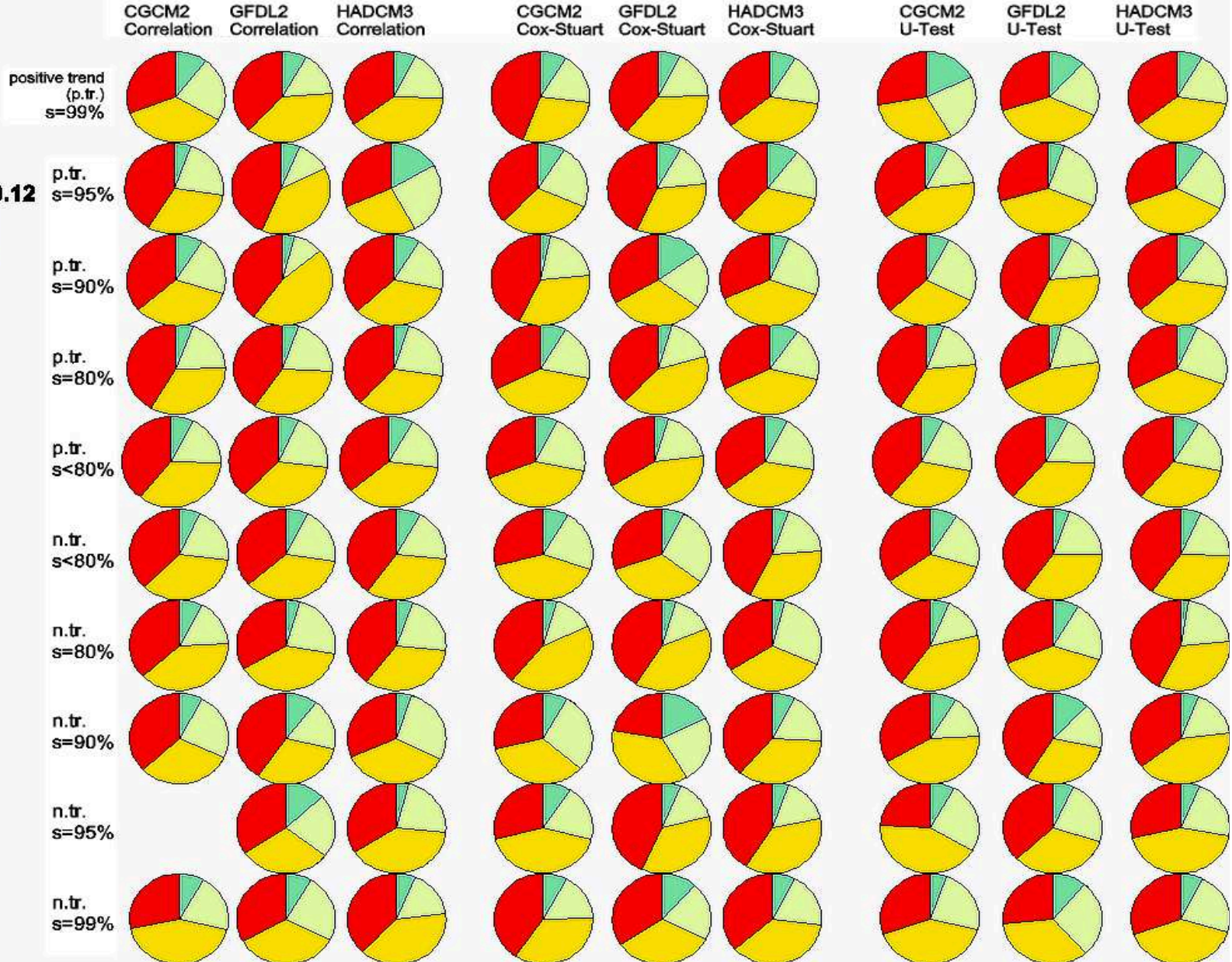


p.tr.=positive trend, n.tr.=negative trend

**Pattern Numbers of SAGMs by GCMs and Trend Significances; Scenario A2**



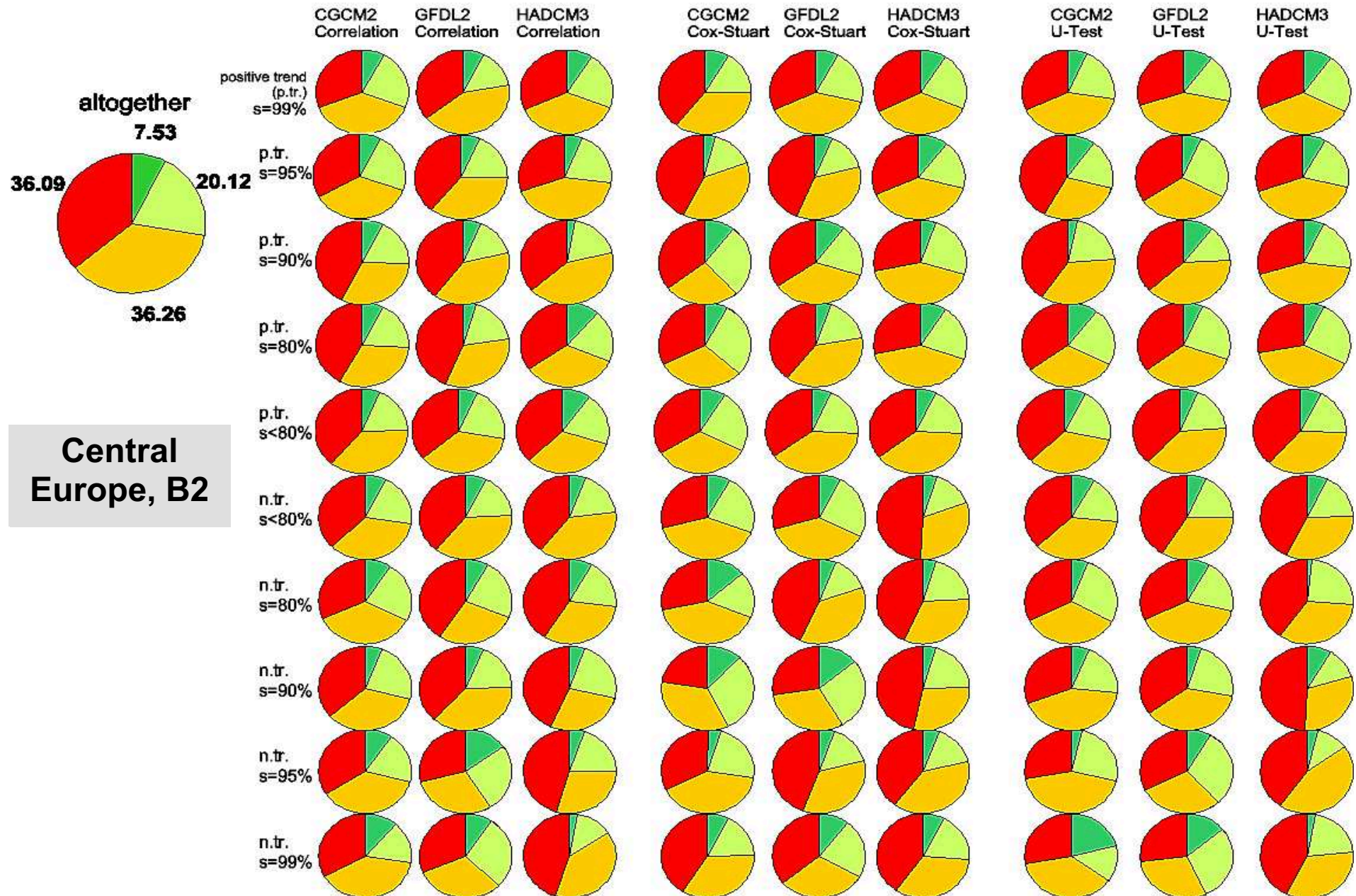
Central Europe, A2



p.tr.=positive trend, n.tr.=negative trend



**Pattern Numbers of SAGMs by GCMs and Trend Significances; Scenario B2**

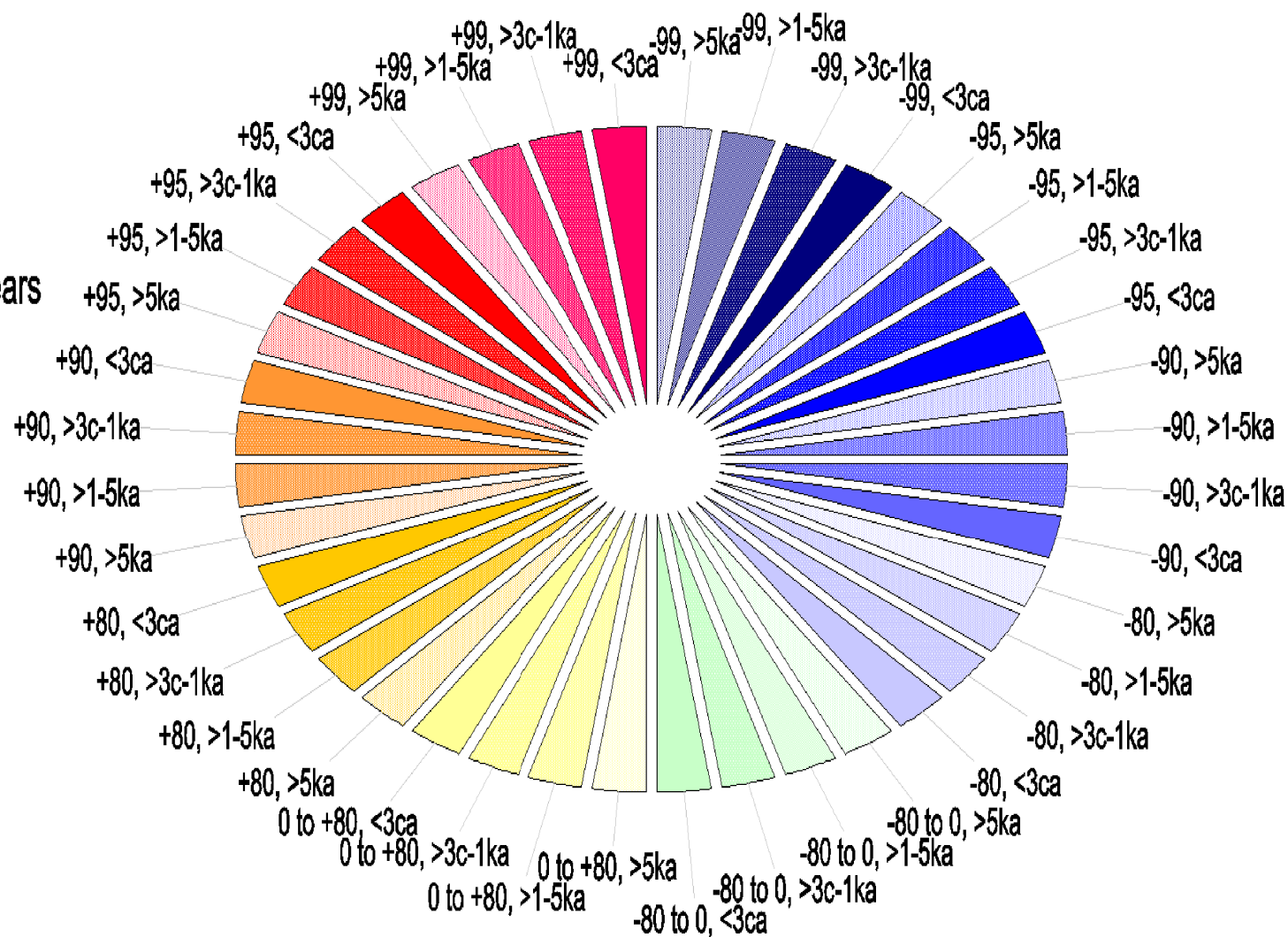


p.tr.=positive trend, n.tr.=negative trend

**legend:**

1st value: trend significances  
(negative values equivalent to negative trends)

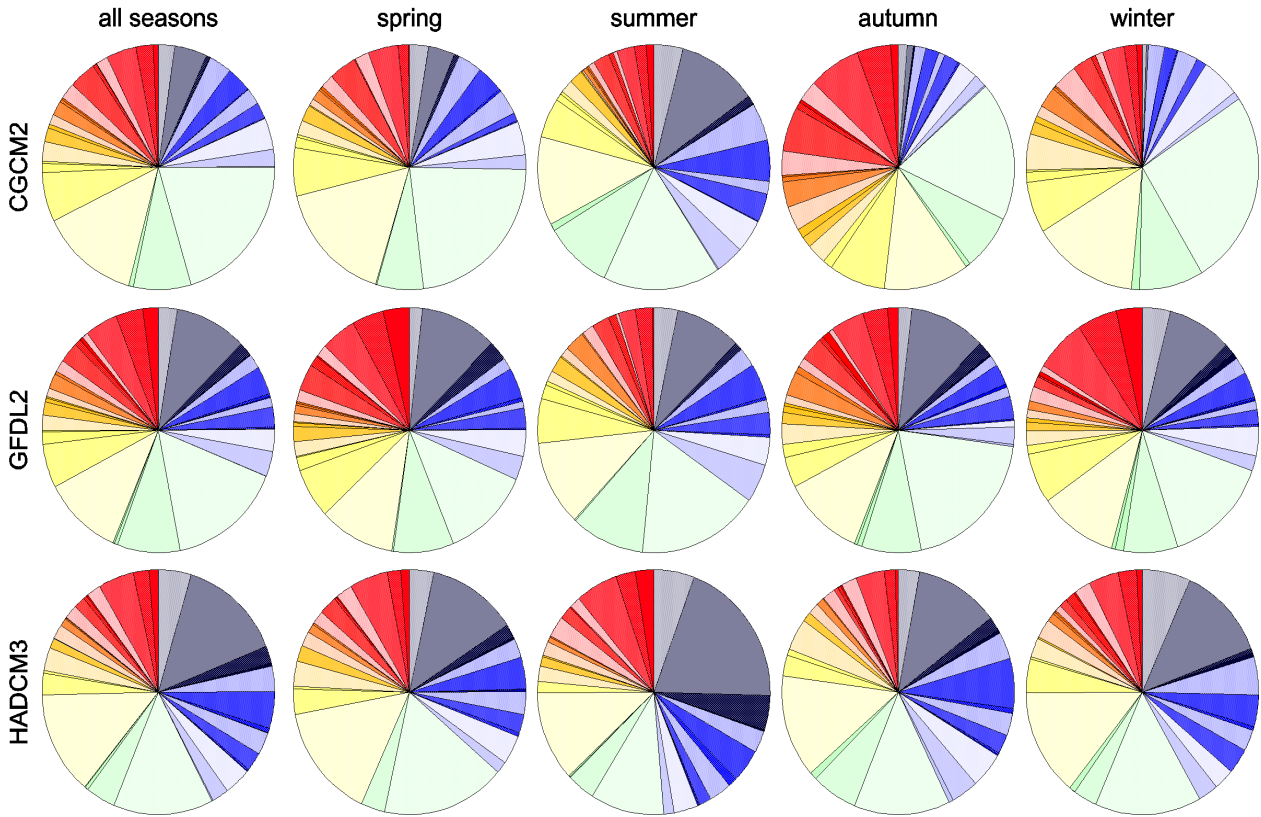
2nd value: maximum number of years to get one more anormal day/ season



## Northeastern USA

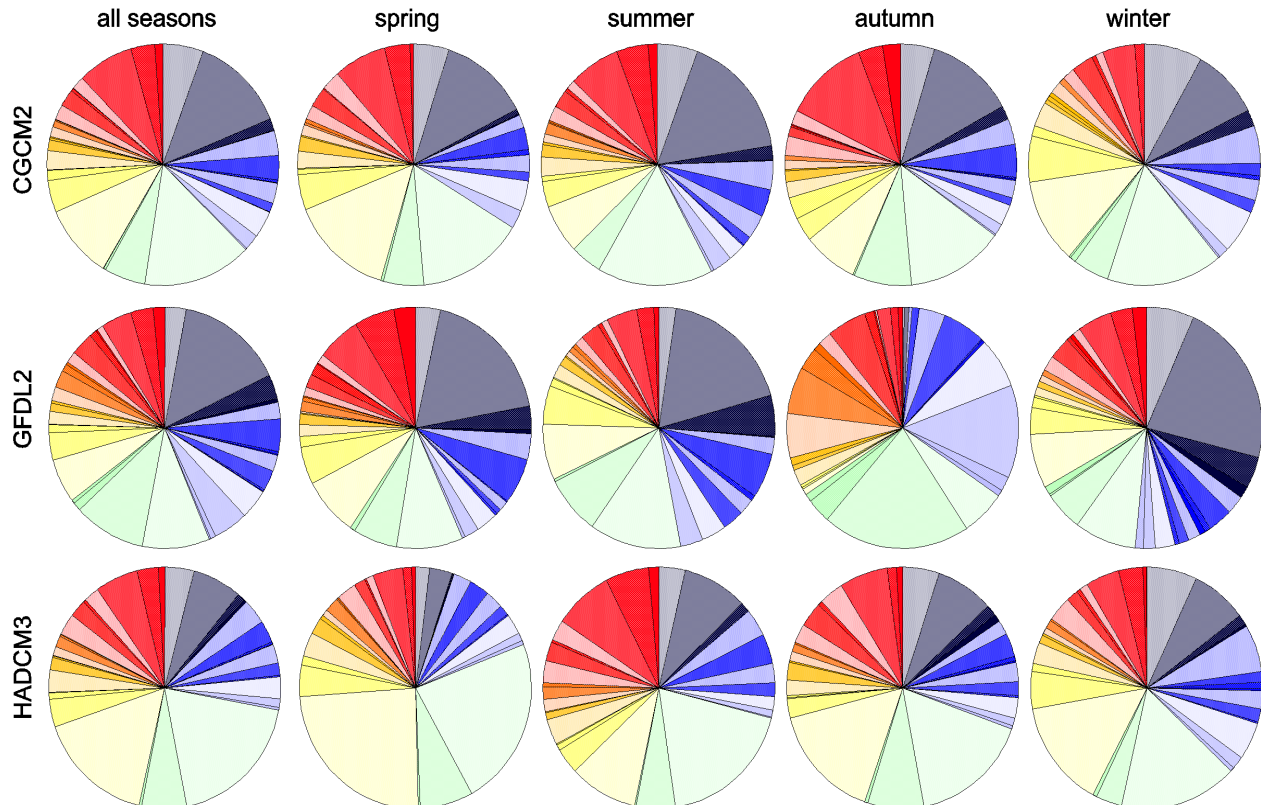
**Regression Coefficient Categories by Trend Significances**  
trends estimated by *timerow-frequency correlations*;

**SRES A2**

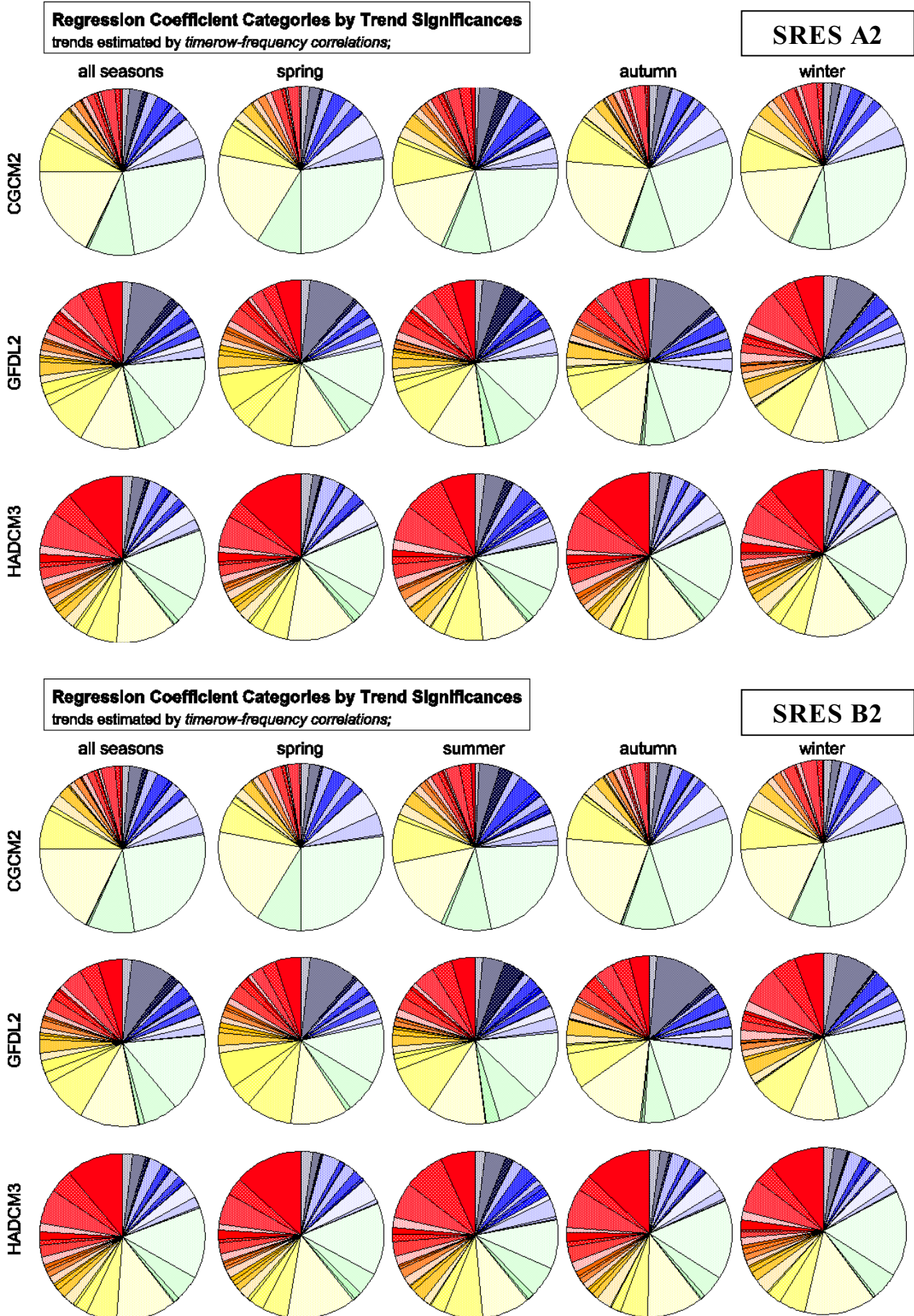


**Regression Coefficient Categories by Trend Significances**  
trends estimated by *timerow-frequency correlations*;

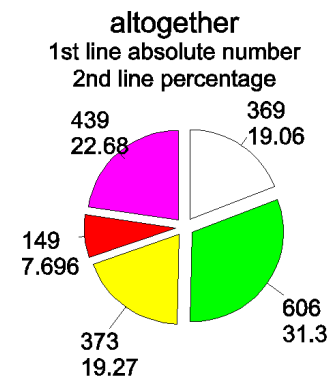
**SRES B2**



## Central Europe

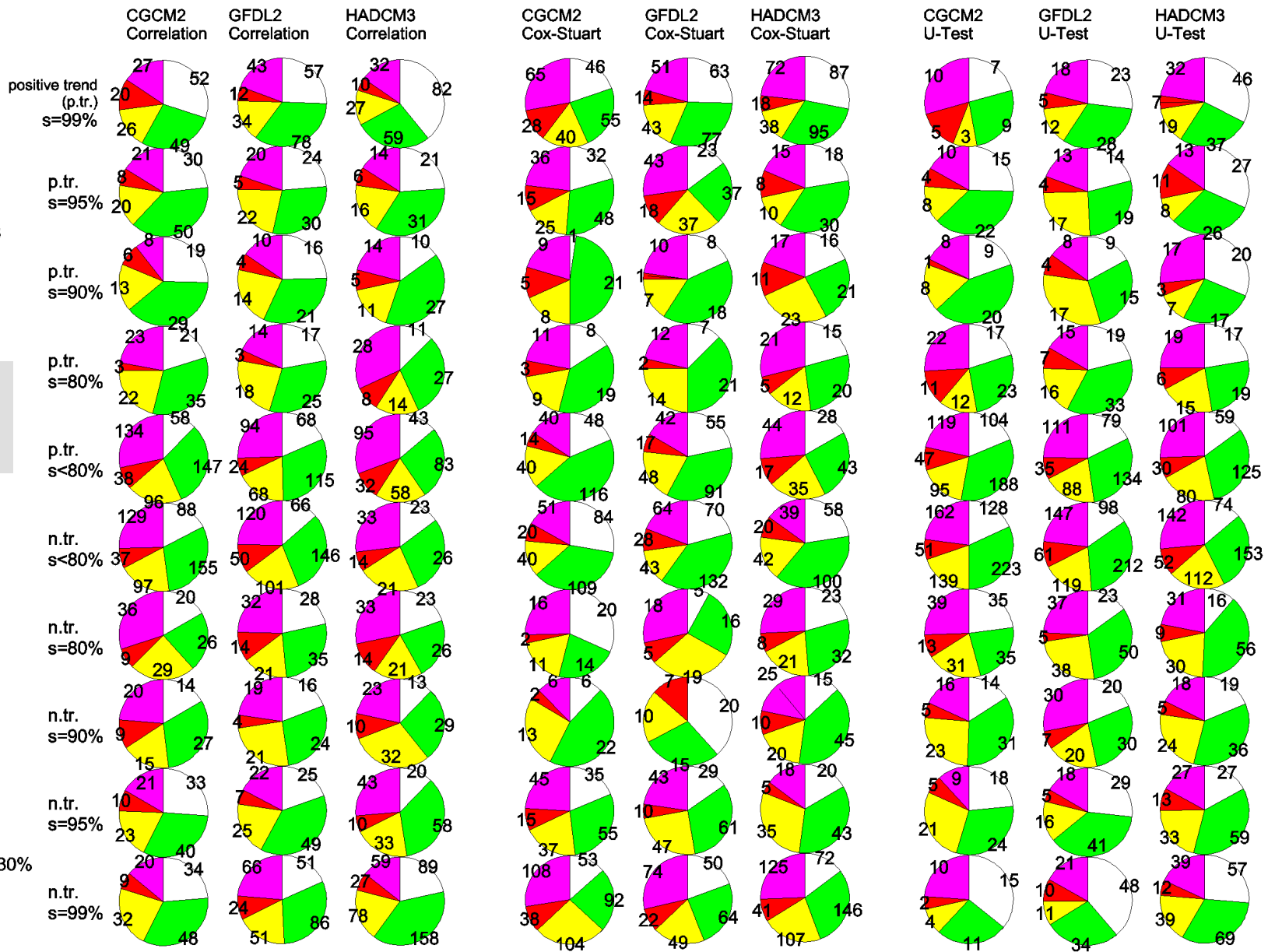
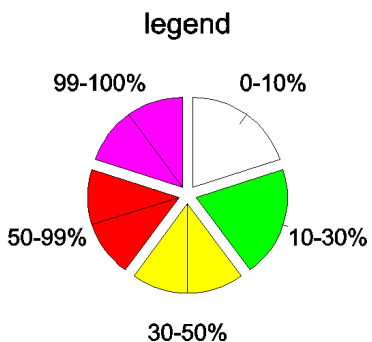


**Absolute Frequencies of positive alarm ratio categories by GCMs and Trend Significances; Scenario A2**

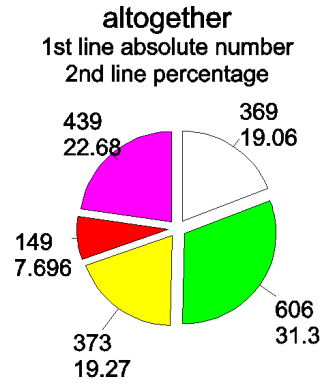


**Northeastern USA, A2**

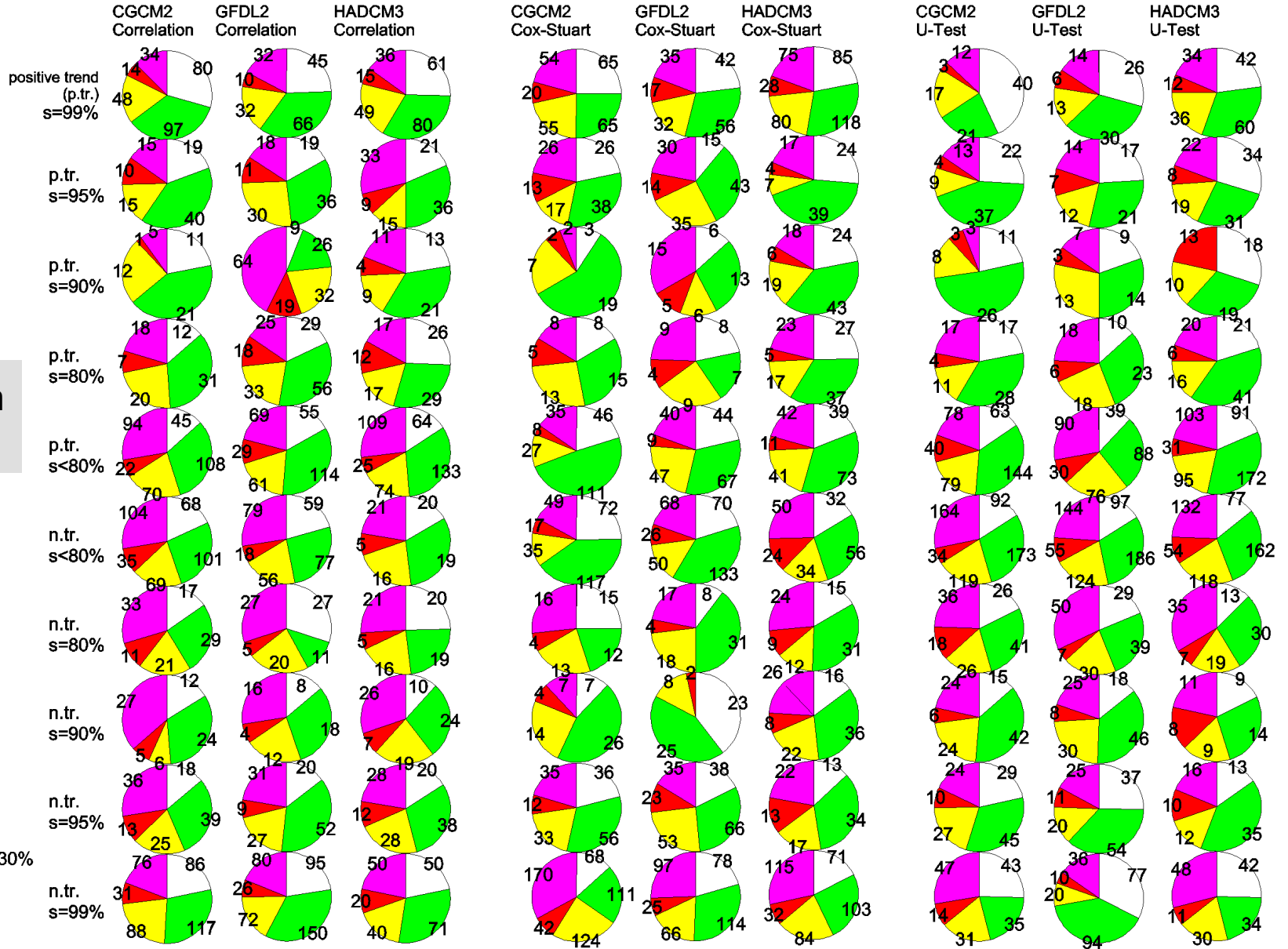
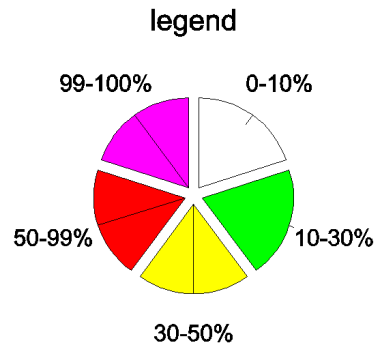
p.tr.=positive trend  
n.tr.=negative trend



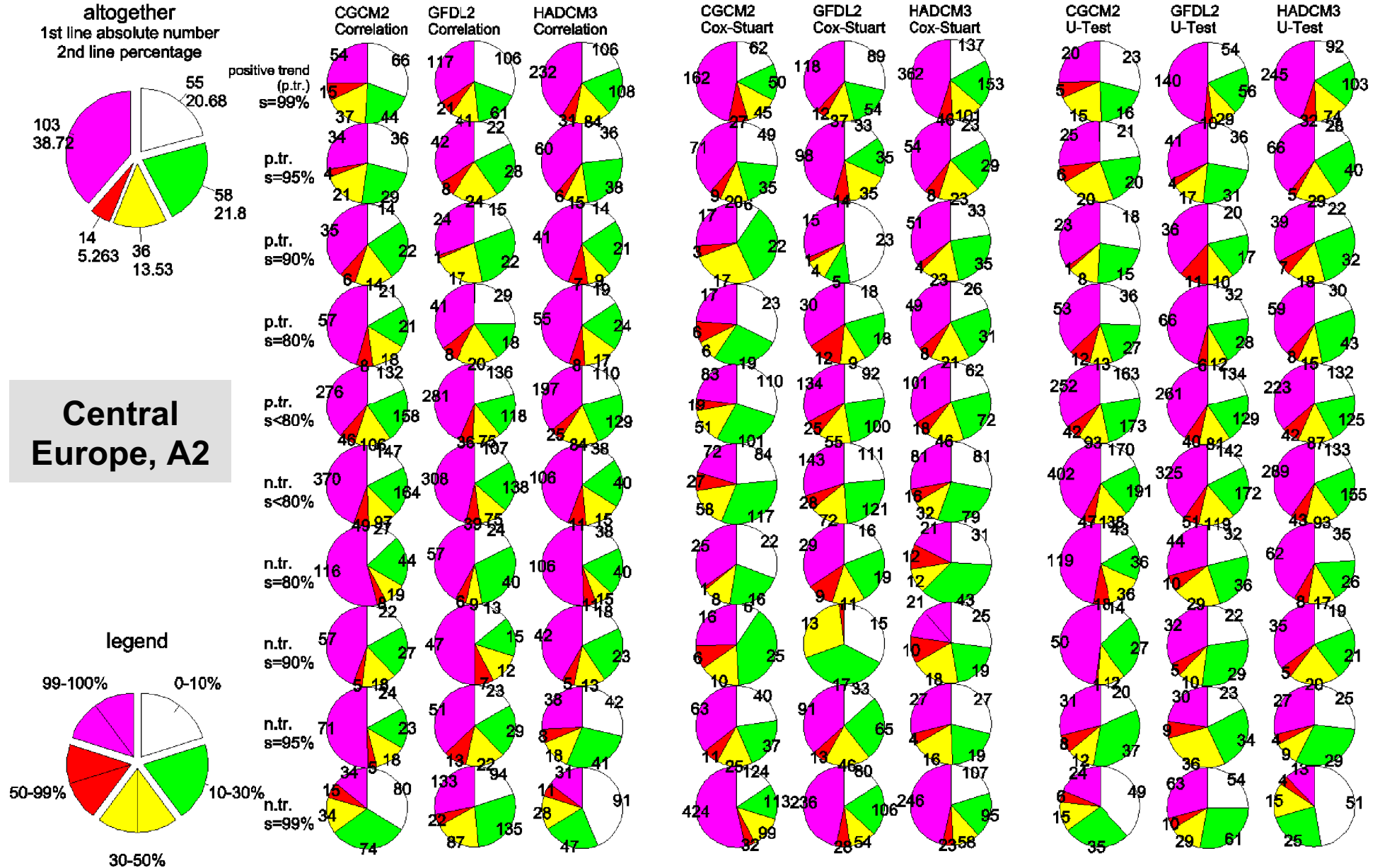
**Absolute Frequencies of positive alarm ratio categories by GCMs and Trend Significances; Scenario B2**



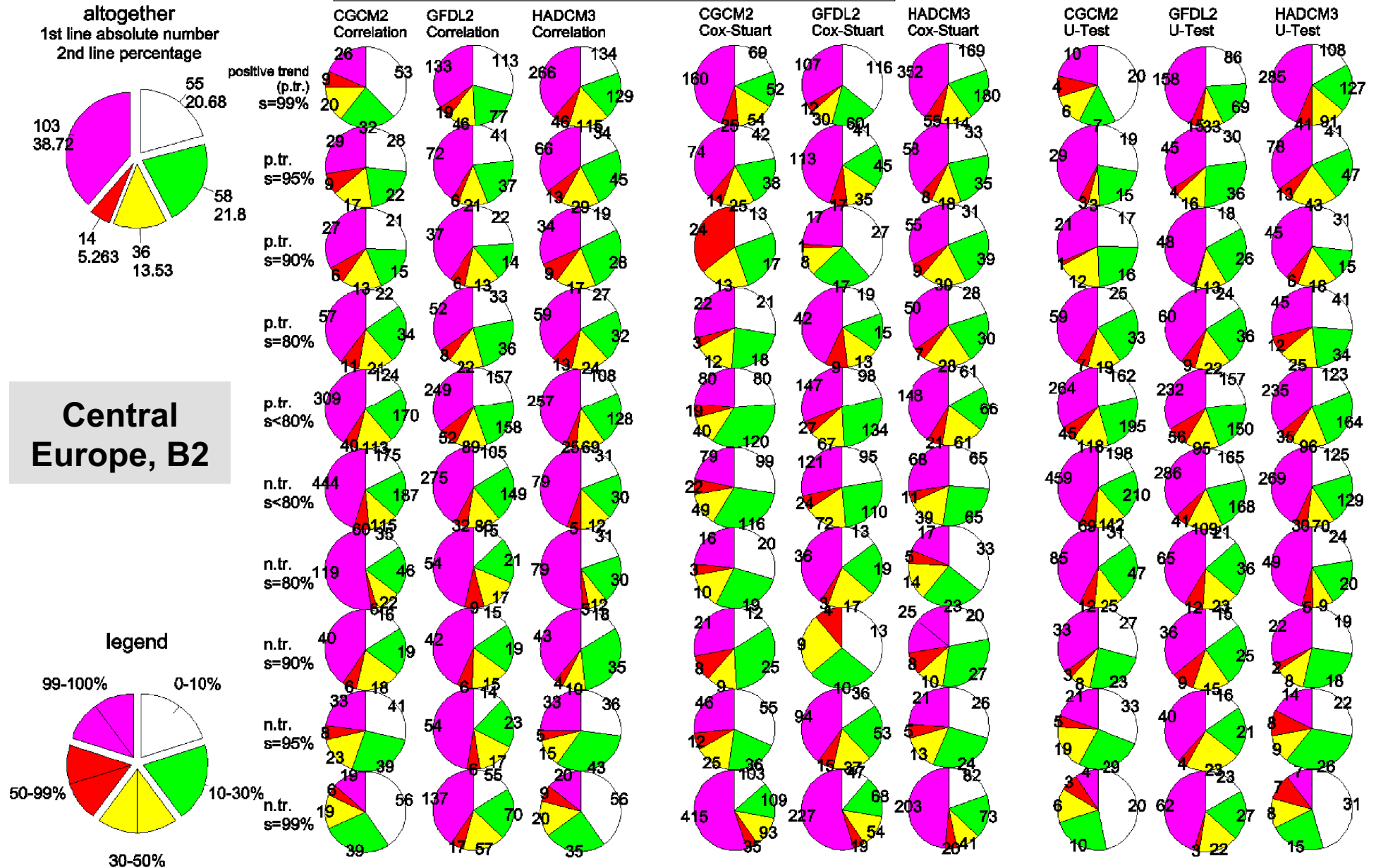
**Northeastern USA, B2**



**Absolute Frequencies of positive alarm ratio categories by GCMs and Trend Significances; Scenario A2**



**Absolute Frequencies of positive alarm ratio categories by GCMs and Trend Significances; Scenario B2**





## Anhang G: Interpretation ausgewählter spezifisch anormaler gekoppelter Muster nach 16 Ereignistypen

Variablenabkürzungen ('VARIABLES'); Formulierungen in Kap. 2.2.1.1. und 2.2.1.2.	
CLD	Bewölkungsgrad
MSLP	auf Normalnull reduzierter Luftdruck (Bodenluftdruck)
GP	geopotentielle Höhe
Z850	850hPa-Geopotentialniveau
Z500	500hPa-Geopotentialniveau
Z200	200hPa-Geopotentialniveau
RH	relative Feuchte
SH	spezifische Feuchte
TMEAN	Tagesmitteltemperatur
TMAX	Tagesmaximumtemperatur
TMIN	Tagesminimumtemperatur
WSP	mittlere tägliche Windgeschwindigkeit
BOYI500.1000	Boyden-Index zwischen 500hPa- und 1000hPa-Niveaus
BOYI850.1000	Boyden-Index zwischen 850hPa- und 1000hPa-Niveaus
DEW850	Taupunkttemperatur im 850hPa-Niveau
KmodI	modifizierter K-Index
LTHI500.1000	Schichtdicke-Index zwischen 500hPa- und 1000hPa-Niveaus
LTHI500.850	Schichtdicke-Index zwischen 500hPa- und 850hPa-Niveaus
LTHI850.1000	Schichtdicken-Index zwischen 850hPa- und 1000hPa-Niveaus
MEI	Index zur troposphärischen Feuchtigkeitseinschätzung
PII	Index potentieller konvektiver Instabilität
SVOR200.500	Windgeschwindigkeitsgradient zwischen 500hPa- und 200hPa-Niveaus
SVOR500.850	Windgeschwindigkeitsgradient zwischen 850hPa- und 500hPa-Niveaus
VTI500.850	Vertical Totals Index zwischen 500hPa- und 850hPa-Niveaus

Erläuterung der standardisierten Musterbeschreibungen: *(Erläuterungen kursiv gesetzt)*

**'ET11, ....., ET 50':** Angabe des Ereignistyps

*(in Klammern jeweils Anteile der Ereignistypen an Gesamtzahl der spezifisch anormalen gekoppelten Muster, NEUS/ ZEU)*

- **Region, Jahreszeit:** Anomalie-Definition(en) *(Abkürzung der Stichprobenbenennung)*

'events' <i>Anzahl rezent erfasster Ereignisse</i>	'pattern number' <i>Hauptkomponentenmuster-Nummer [1;14]</i>	'variance explained' <i>durch Muster erklärter Varianzanteil (Maximum 100%)</i>	'sample size' <i>Anzahl in Analyse eingehender Tage</i>	'eigenwert' <i>Varianzerklärung ausgedrückt als Anzahl erklärter Tage</i>	'specificity' <i>Spezifität des Musters ausgedrückt als positiver Alarm [0;1]</i>
x	x(x)	x,xx%	x(x(x))	x,xxxx	x(,xx)

*Synoptische Variablengruppe<sup>§</sup> mit troposphärischem Niveau<sup>§</sup> einbezogene/dargestellte Variablen (vgl. Tabelle S. 345)*



stichwortartige Interpretation der hydrometeorologischen Vorgänge

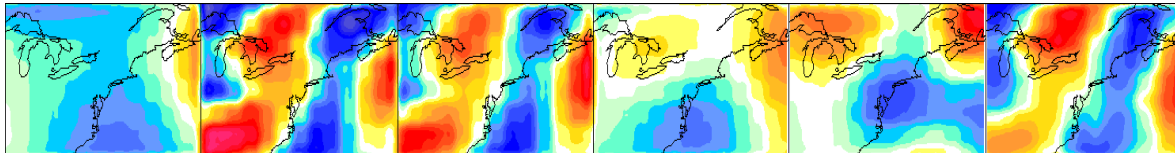
<sup>§</sup> SPATIAL, INTERDIURNAL, VERTICAL; <sup>§</sup> 2M, Z850, Z500

**Niederschlag-Abfluss-Anomalien ohne Berücksichtigung frontaler/konvektiver Auslöser**

**ET11: Ereignisse nach Einzugsgebieten (4,1%, 2,6%)**

- **NEUS, Winter:** Niederschlag-Abfluss-Ereignisse, Niederschlag und Abfluss nach verschiedenen Quantilen bestimmt, Pegel Trenton/Delaware R. (fris\_jev.perc.vol\_reaneus\_tmstd\_b17\_win\_z500\_13)

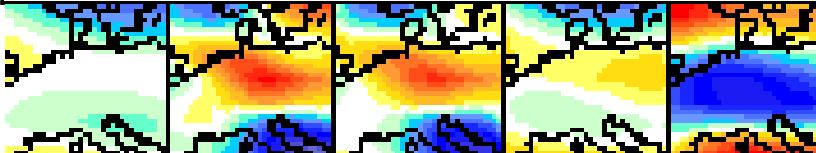
events	pattern number	variance explained	sample size	eigenwert	specificity [0;1]
1	13	2,24%	219	4,9135	1
SYNOPTIC GROUP SPATIAL-Z500, VARIABLES					
GP	RH	SH	TMEAN	WSP	CLD



Starke Kopplung von RH und SH mit CLD lässt eine weit südlich ansetzende Einbindung subtropischer Luftmassen in das Zirkulationsgeschehen vermuten; ein in diesem Sinn steuerndes Zentrum ist nicht unmittelbar erkennbar, es liegt jedoch nahe, ein Ausgreifen der Jetachse äquatorwärts am wahrscheinlichsten (nord)östlich anzusetzen, entsprechende WSP-, TMEAN- und nachrangig GP-Wertstufen über den Großen Seen sprechen dafür; orographisch gewisse Konzentration flächenhaften Niederschlagsgeschehens an den Appalachen vorstellbar.

- **ZEU, Frühling:** Niederschlag-Abfluss-Ereignisse, Niederschlag nach Mehrfachen von 10 mm, Abfluss nach verschiedenen Quantilen, Pegel Achleiten b. Passau/Donau (fris\_jev.10mm.vol\_reaZEU\_tmstd\_b1\_spr\_z500\_12)

events	pattern number	variance explained	sample size	eigenwert	specificity [0;1]
6	12	2,84%	423	12,0296	0,33
SYNOPTIC GROUP SPATIAL-Z500, VARIABLES					
GP	RH	SH	TMEAN	WSP	

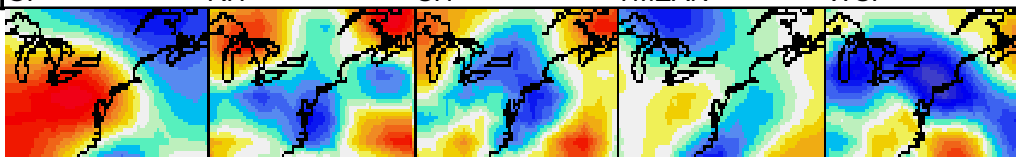


In GP- und TMEAN-Feldern Abschnürung eines schwachen (?) Kaltlufttropfens über Alpenraum erkennbar, hohe Feuchte über dem östlichen Mitteleuropa typisch für verwandte Vb-Lagen, so auch relative Windstille zwischen den Windmaxima Süd-Skandinaviens und des nördlichen Mittelmeers (bodennah Mistral ?); Wetter: für die Jahreszeit zu warme Alpennordseite mit Stauniederschlägen, Hochwasserzufluss der Donau wohl kaum linksseitig.

**ET12: Ereignisse nach hydrologischen Intensitäten (19,7%, 19,9%)**

- **NEUS, Sommer:** Hochwasserwelle nach 98%-Quantil des Tagesniederschlags, zwischenwöchentliche Zunahme des Abflusses jenseits des 95%-Quantil, Niederschlagsvorlauf bis zu 10 Tage, Pegel nicht definiert (frid\_tm\_std\_wave\_98095\_neus\_sum\_z850\_3)

events	pattern number	variance explained	sample size	eigenwert	specificity [0;1]
2	3	6,30%	36	2,2694	0,50
SYNOPTIC GROUP INETRDIURNAL-Z850, VARIABLES					
GP	RH	SH	TMEAN	WSP	

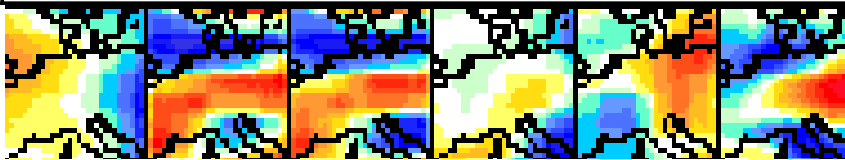


Beachtlich die Geopotentialzunahme von SW, der offenbar zögerlich Feuchte- und Temperatur-Advektion folgen; steuernd möglicherweise eine Zyklone vor der Atlantikküste, in allen Einzelfeldern als Anomalie auszumachen und vielleicht tropischer Herkunft.

- **ZEU, Sommer:** Definition wie zuvor; Niederschlag > 50 mm, Hochwasserwelle jenseits des 95%-Quantil (frid\_tm\_std\_wave\_50095\_ZEU\_sum\_z850\_9)

events	pattern number	variance explained	sample size	eigenwert	specificity [0;1]
3	9	3,46%	143	4,9467	0,50

SYNOPTIC GROUP IINTERDIURNAL-Z850, VARIABLES					
GP	RH	SH	TMEAN	WSP	CLD



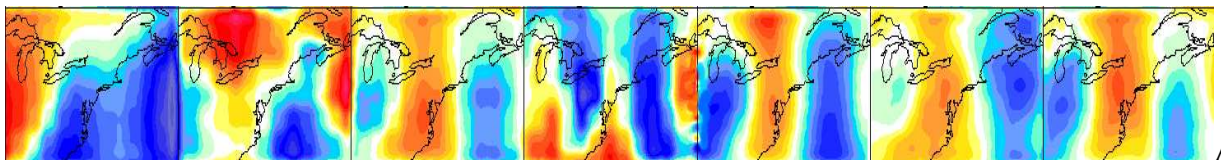
Durchzug eines Tiefdruckgebiets über Ostmitteleuropa nach Südosten nach vorübergehend ruhiger, trockener Witterungslage; NW-Strömung (Windfeld) mit sich schwächendem Einfluss dynamischen Hochdrucks zumindest über SE-Mitteleuropa (Geopotentialfeld) und vermehrter Zufuhr instabiler Luft auf der Rückseite vorhergehender Zyklonen aus dem östlichen Mediterraneum (Feuchte- und Bewölkungsfelder!); höherer Kaltlufttrog oder Abschnürungsbahn über dem westlichen Osteuropa etabliert.

**ET13: Ereignisse nach sektoraler Lage des Niederschlagsgebiets und Ausdehnung des Niederschlagsfeldes (6,1%, 12,6%)**

- **NEUS, Herbst:** überlokaler Starkniederschlag im Südosten der Region, mindestens 2 Stationen mit Tagesniederschlag von mehr als 20 mm oder jenseits des lokalen 90%-Quantil; Doppelbesetzungen von Tagen innerhalb der Stichprobe möglich, Überschneidung mit anderen Stichproben wahrscheinlich häufig (fris\_la\_tm\_std\_32\_aut\_z2m\_7)

events	pattern number	variance explained	sample size	eigenwert	specificity [0;1]
36	7	2,50%	1951	48,7672	0,33

SYNOPTIC GROUP SPATIAL-2M, VARIABLES						
MSLP	RH	TMEAN	WSP	SH	TMIN	TMAX

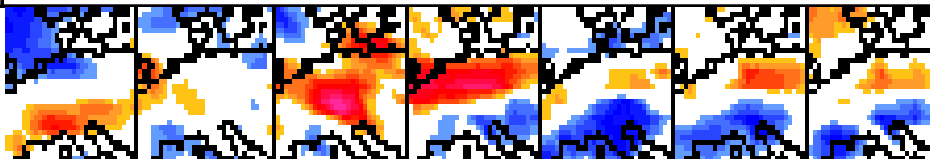


uffallend hohe Kovarianz der 5 Feuchte- und Temperaturfelder (etwas schwach darunter der relativen Feuchte) mit primären oder sekundären Maxima in betroffenem südöstlichen Sektor; dazu ungefähr invers WSP; bodennahe Zirkulation meridional und als Gegensatz zwischen kontinentaler Stabilität und atlantischen Störungen bzw. westlichem Kaltluftvorstoß gegenüber subtropisch-maritimem zentral; Vorsicht geboten bei Interpretation wegen Stichproben-Überschneidungen wegen sehr großer *sample size*!

- **ZEU, Herbst:** überlokaler Starkniederschlag im NW Mitteleuropas mit Tagesniederschlag von mehr als 20 mm oder jenseits des lokalen 90%-Quantil (fris\_la\_tm\_std\_12\_aut\_zeu\_z2m\_9)

events	pattern number	variance explained	sample size	eigenwert	specificity [0;1]
9	9	4,61%	197	9,0746	0,5

SYNOPTIC GROUP SPATIAL-2M, VARIABLES						
MSLP	RH	TMEAN	WSP	SH	TMAX	TMIN



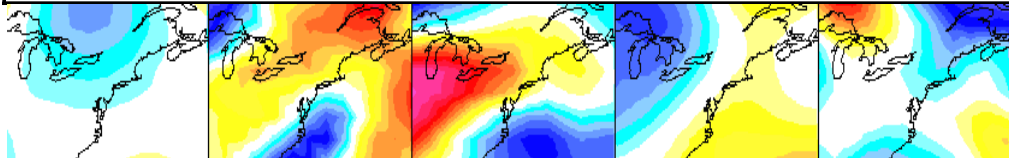
Trotz aufgrund weit gefasster Definitionen möglicher Stichproben-Abhängigkeiten recht kleine *sample size*; allgemeines Phänomen eine Art W-E-Brücke vom Ärmelkanal nach Ost-Polen; beim Bodenluftdruck nach S verlagert und Tiefstwerte über Nordsee; im Zusammenklang mit Windfeld deshalb Brücke eher als zonales

Sturmfeld zu betrachten; dass Starkniederschlag den NW betrifft ggf. typintern zufällig und nicht einsehbar oder typintern als Funktion der Luftdruck-Varianz.

**ET14: Ereignisse nach räumlicher Ausdehnung hydrologischer Wirksamkeit (26,0%, 15,1%)**

- **NEUS, Winter:** Starkniederschlag (nach Quantilen) mit Hochwasser (nach Abfluss-Quantilen) verschiedener Stärken, 3 oder mehr Pegel betroffen, keine frontalen Auslöser (fris\_nofr.perc.vol\_neus\_stdtm\_aff3up\_win\_z850\_13)

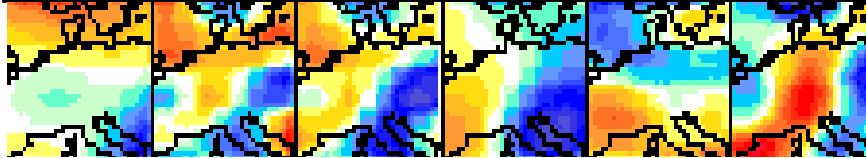
events	pattern number	variance explained	sample size	eigenwert	specificity [0;1]
2	13	3,64%	73	2,6547	1
SYNOPTIC GROUP SPATIAL-Z850, VARIABLES					
GP	RH	SH	TMEAN	WSP	



Wenn auch stationäre synoptische Gruppe, so doch deutbar als Wasserdampf-Import nach NE; Geopotential, Temperatur, Windgeschwindigkeit charakteristisch für zyklonale Dynamik, Feuchte für vorfrontalen Warmluftsektor; überraschend, dass laut Definition das Ereignis ohne Front; betroffene Pegel eher nordwestlich der Appalachen zu vermuten (an Ohio und Hudson).

- **ZEU, Winter:** Starkniederschlag (nach Quantilen) mit Hochwasser (nach Abfluss-Quantilen) verschiedener Stärken, 7 oder mehr Pegel betroffen, ausgedehnte Kaltfront (frid\_cfr1.vast\_jev.prc.vol\_zeu\_stdtm\_aff7up\_win\_z850\_9)

events	pattern number	variance explained	sample size	eigenwert	specificity [0;1]
2	9	4,70%	72	3,3813	0,5
SYNOPTIC GROUP INTERDIURNAL-Z850, VARIABLES					
GP	RH	SH	TMEAN	WSP	CLD

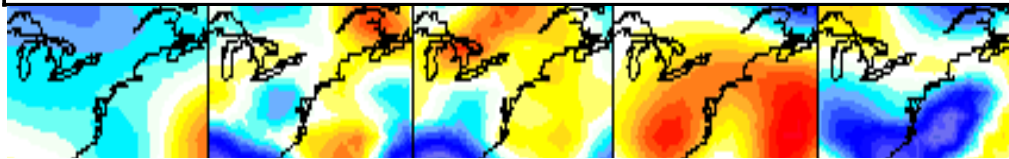


Rascher Durchzug der Kaltfront, Frontverlauf nachzuzeichnen an Wolkenband; rückseitig bereits thermische 'Erholung'; einzuordnen in eine Reihe von ähnlich verlaufenden Frontdurchzügen in Serie; räumliche Verteilung der betroffenen Pegel unklar, eher im W und S.

**ET16: räumlich ausgedehnte Trockenereignisse (1,9%, 1,0%)**

- **NEUS, Sommer:** 4 oder mehr Pegel mit Niedrigwasser im 20%-Quantil, Tage mit 81 oder mehr Stationen ohne Niederschlag, bis zu 25 Tage Vorlauf zum Niedrigwasser (fridall\_jvdry.many\_ezg4.prc81\_neus\_sum\_z850\_11)

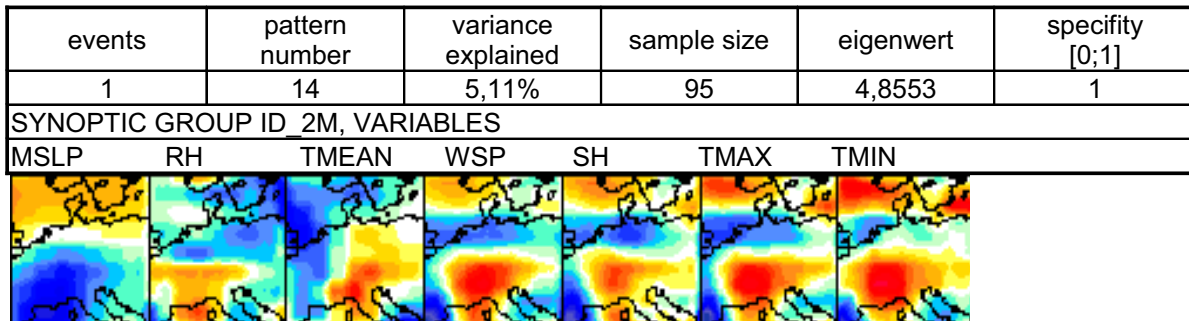
events	pattern number	variance explained	sample size	eigenwert	specificity [0;1]
3	11	2,96%	165	4,8837	0,5
SYNOPTIC GROUP INTERDIURNAL-Z850, VARIABLES					
GP	RH	SH	TMEAN	WSP	



Möglicherweise ausschlaggebend die geringe zwischentägliche Veränderlichkeit von GP und Feuchteparametern; Steigerungen von TMEAN und Senkung von WSP sprechen für weitgehend autochthonen synoptischen Charakter mit geringen mitteltroposphärischen Einträgen und einer der Jahreszeit entsprechenden Aufwärmung der niederen

reibungsfreien Schicht; geringe Anzahl erfasster Ereignisse (3) als Indiz dafür, dass Wettergeschehen in ein langfristigeres regenarmes Witterungsgeschehen eingebettet ist; zusammen mit Muster 14 (nicht abgebildet) aus derselben Stichprobe erklären beide Muster knapp 5% der Varianz, vertreten 7 anormale Tage; gemeinsam beiden Mustern die geopotentiell-hygommetrische Varianzarmut im gesamten Untersuchungsgebiet.

- **Winter ZEU**: 4 oder mehr Pegel mit Niedrigwasser im 20%-Quantil, Tage mit 76 oder mehr Stationen ohne Niederschlag, bis zu 25 Tage Vorlauf zum Niedrigwasser (fridall\_jvdry.many\_ezg4.prec76\_zeu\_win\_2m\_14)

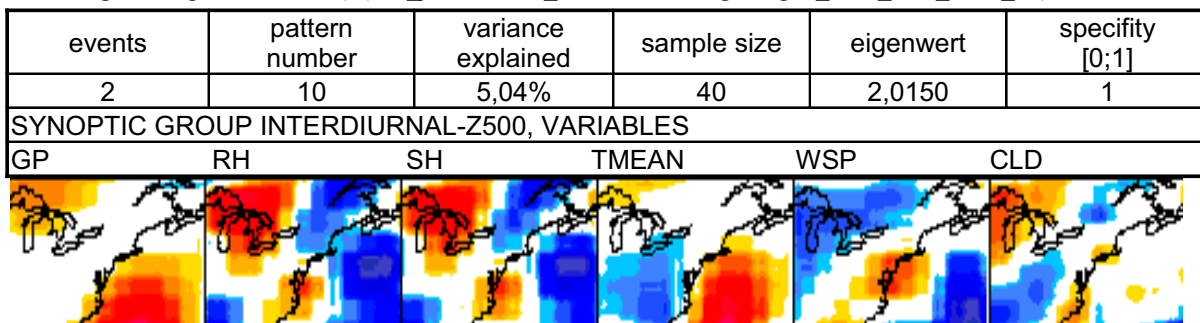


Meines Erachtens ein zufällig trockenenes CPC ohne in Niederschlag-Hinsicht sinnvolle Deutbarkeit; numerische Varianzzentren über Westalpen/SE-Frankreich zirkulationsdynamisch ohne witterungstechnische Aussagekraft; jedoch andere Muster des *samples* offenkundig hydrologisch uneindeutig(er) (ausgenommen davon ein einziges vertikales CPC); folglich Niedrigwassereintritt aus Tagen, die diesem Muster ähnlich, nur sehr eingeschränkt vorhersagbar - beachtenswert freilich doch die für ein mutmaßlich 'zufälliges' Muster hohe Varianzerklärung von über 5%.

**Niederschlag-Abfluss-Anomalien nach frontalen und konvektiven Prädiktoren**

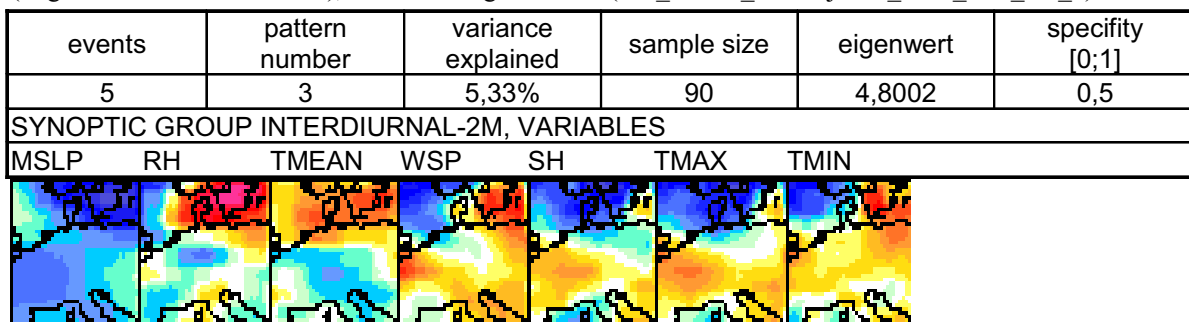
**ET21: Ereignisse mit warmfrontalen und hydrologischen Anomalien (24,6%, 11,0%)**

- **NEUS, Sommer**: mobile Warmfront, keine Information zu Front-Intensität, keine konvektive Anomalie; Starkniederschlag (nach Mehrfachen von 10 mm) mit Hochwasser (95%-Quantil des Abflusses erreicht an 3 oder mehr Pegeln, Lage unbestimmt) (frid\_jw.vertcons\_tensvol.wfronl.ge95.ge3\_neus\_sum\_z500\_10)



Zunahme an GP über Atlantik gleich bedeutend mit positiver Vorticity-Advektion und Ausbildung eines dynamischen Tiefs in niedrigeren Schichten (WEISCHET 1995: 148f.); Feuchte-Advektion dazu zeitlich einen Tag verzögert und westlich versetzt, gesamte untere Troposphäre betreffend; Witterungsgeschehen m.E. gebunden an Aktivität mesoskaliger dynamisch-thermischer Mischgebilde/tropischer Zyklone.

- **ZEU, Sommer**: intensive mobile Warmfront; Starkniederschlag (nach Mehrfachen von 10 mm) und Hochwasser (Lage und Stärke unbestimmt), vor Durchzug der Front (frid\_frev.bf\_wfr.s2.jev10\_ZEU\_sum\_2m\_3)



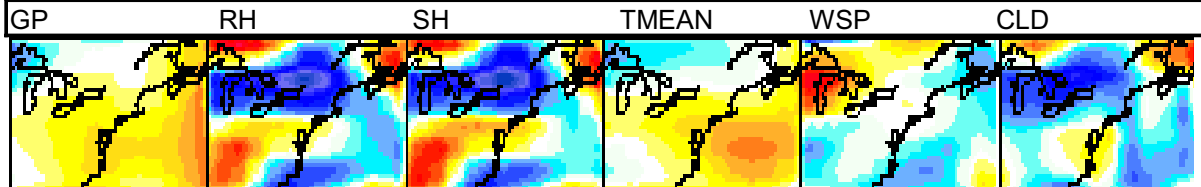
Allgemein sinkende Luftdrucktendenz; Feuchte- und Temperaturgradienten machen N(W)-S(E)-Bewegung der Front wahrscheinlich; steigende relative und sinkende spezifische Feuchte zusammen mit Temperaturerhöhung über S-Skandinavien allerdings nicht schlüssig.

**ET22: Ereignisse mit kaltfrontalen und hydrologischen Anomalien (13,1%, 7,8%)**

- **NEUS, Frühling:** Kaltfront mäßiger Intensität, mäßige Konvektion; Starkniederschlag (nach Mehrfachen von 10 mm) mit Hochwasser nach Abflussvolumen (frid\_jwvert\_tensvol.vert1.cfr1.regs4.3\_neus\_spr\_z500\_7)

events	pattern number	variance explained	sample size	eigenwert	specificity [0;1]
1	7	4,62%	47	2,1722	0,5

SYNOPTIC GROUP INTERDIURNAL-Z500, VARIABLES

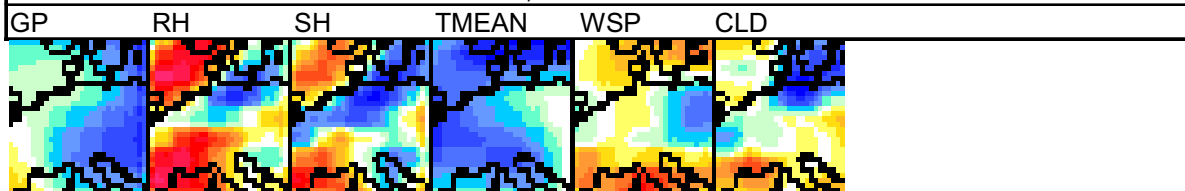


Höhenkaltfront bei RH, SH und CLD erkennbar; flächenhaftes Niederschlagsgeschehen südlich davon anzunehmen.

- **ZEU, Sommer:** mobile Kaltfront hoher Intensität, ganz ZEU erfassend; Starkniederschlag mit Hochwasser (4 oder mehr Pegel betroffen) (frid\_cfr2.vast\_jev.prc.vol\_zeu\_stdtm\_aff4up\_sum\_z850\_4)

events	pattern number	variance explained	sample size	eigenwert	specificity [0;1]
2	4	4,95%	47	2,3268	1

SYNOPTIC GROUP INTERDIURNAL-Z850, VARIABLES



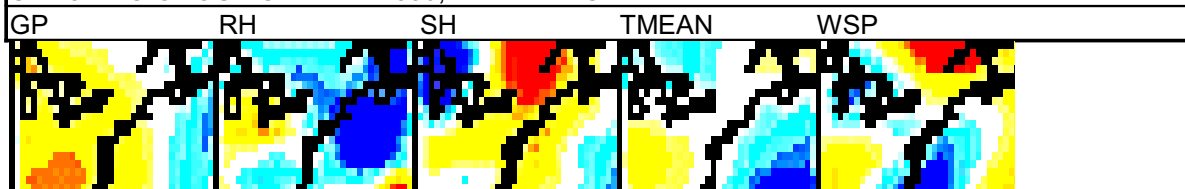
Dynamisch deutbar GP- und verzögerte TMEAN-Abnahmen als Kaltfront aus W; weniger klar ableitbar Witterungscharakter, da Feuchte und Bewölkung zwar mit markanten Varianzzentren, jedoch über ZEU selbst diffus; Schwierigkeit der Interpretation liegt auch in zeitlicher Einordnung bei zwischentäglichen Mustern, zumal oft Tag zuvor und/oder danach wegen 10tägiger Vorlaufzeit auch zur Stichprobe gehören, aber nicht als *event* gerechnet werden bzw. auf anderer Komponente höher geladen sind; Vermutung hier, dass Hauptniederschlag bereits einen Tag zuvor noch vorfrontal gefallen ist.

**ET25: Ereignisse mit stationär-frontalen und hydrologischen Anomalien (6,5%, 4,7%)**

- **NEUS, Frühling:** stationäre Front mäßiger Intensität, Starkniederschlag nach Mehrfachen von 10 mm und Hochwasser an mindestens 1nem Pegel (fris\_frev.bf\_sfr.s1.jev10\_neus\_spr\_z850\_2)

events	pattern number	variance explained	sample size	eigenwert	specificity [0;1]
29	2	8,84%	316	27,9232	0,14

SYNOPTIC GROUP SPATIAL-Z850, VARIABLES

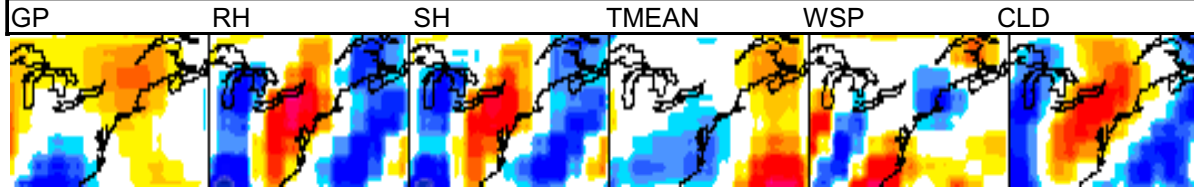


Stationäre Front nach intraregionalen Temperaturunterschieden *bodennah* bestimmt, in 850hPa-Niveau anhand der Raumgewichte kaum nachvollziehbar trotz hoher zeitlicher Repräsentanz des Musters; thermischer Gegensatz vermutlich zwischen SW bis W (warm) und NE bis E (kühl); Kongruenz von RH und SH lässt Starkniederschlag jenseits der Appalachen, im Ohiogebiet, vermuten.

- **NEUS, Sommer:** stationäre Fronten verschiedener Intensitäten, keine konvektiven Auffälligkeiten, Starkniederschlag (> 95%-Quantil) mit Hochwasser an 3 oder mehr Pegeln (verschiedene Intensitäten) (frid\_jw.vertcons\_percvol.isfronl.ge95.ge3\_neus\_sum\_z500\_5)

events	pattern number	variance explained	sample size	eigenwert	specificity [0;1]
3	5	5,87%	36	2,1132	0,25

SYNOPTIC GROUP SPATIAL-Z850, VARIABLES

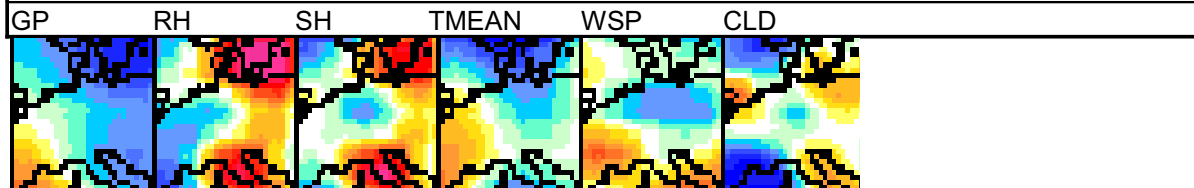


Dieses Muster zur Verdeutlichung, wie stark RH, SH und CLD kovariieren können und dies eine meteorologische Auslegung erheblich erleichtert: Lage des Niederschlagsfelds mit großer Wahrscheinlichkeit angelehnt an hohe Koeffizienten des Bewölkungsfeldes; räumliche Anordnung des Temperaturkontrasts weiter ungewiss aber irrelevant, ebenso Lage der betroffenen Pegel.

- **ZEU, Sommer:** stationäre Fronten unbestimmter Intensität, 1 bis 3 Pegelbereiche zugleich von Starkniederschlag und Hochwasser betroffen (frid\_sfr.perc.vol\_ZEU\_stdtm\_afflto3\_sum\_z850\_7)

events	pattern number	variance explained	sample size	eigenwert	specificity [0;1]
2	7	3,82%	149	5,6896	1

SYNOPTIC GROUP INTERDIURNAL-Z850, VARIABLES

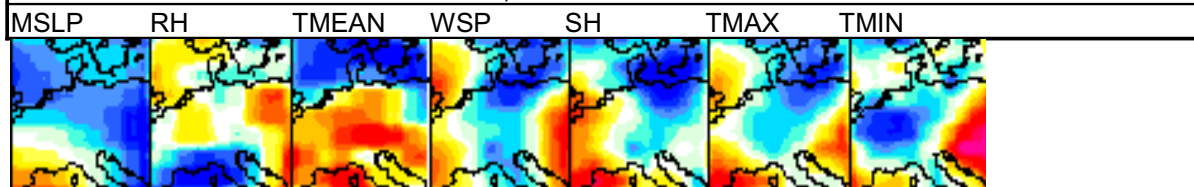


Zu beachten: *stationäre* Front wird mittels zwischentäglicher *Veränderung* der Variablen beschrieben; in diesem Sinne Verschärfung und Verringerung bestehenden oder Neu-Entwicklung thermischen Kontrasts vorstellbar und sich innerhalb des Samples und des Musters nicht ausschließend; ZEU im Grenzbereich zwischen störungsarmer Witterung des sommerlichen Atlantik-Hochs und zyklonalen Zugbahnen weiter östlich; Tiefdruckzentren im Bereich S-Skandinavien, Polens oder auch Deutschlands denkbar; Neigung zu Starkniederschlag in E-Deutschland und Tschechien.

- **ZEU, Herbst:** stationäre Fronten unbestimmter Intensität, Starkniederschlag (3 oder mehr Stationen mit > 20 mm) mit Hochwasser (frid\_jw.vertcons\_tensvol.isfronl.ge20.ge3\_zeu\_aut\_2m\_7)

events	pattern number	variance explained	sample size	eigenwert	specificity [0;1]
2	7	4,37%	54	2,3609	1

SYNOPTIC GROUP INTERDIURNAL-2M, VARIABLES



Wie zuvor spekulative Deutung wegen Unkenntnis der vortägigen Niveaus und uneinheitlicher Scores für thermische und hygrische Parameter; sicherster Anhaltspunkt erneut Druck-/Geopotential-Variable mit SW-NE-Gradient als Indikator bedeutsamer Veränderlichkeit am SW-Saum zyklonalen Einflusses.

**ET23, ET24: vor- und nachfrontale hydrologische Anomalien**

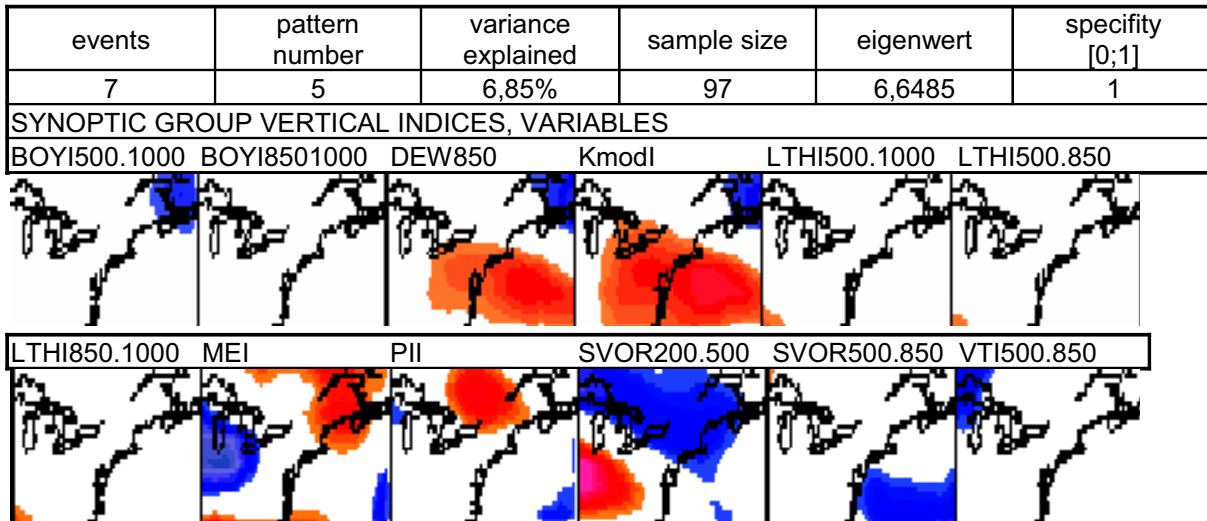
- exemplarisch in ET25-Deutung (NEUS) aufgenommen

**ET31: hydrologische Ereignisse mit ausschließlich frontalen Auslösern**

- unter ET21, ET22 und ET25 erörtert

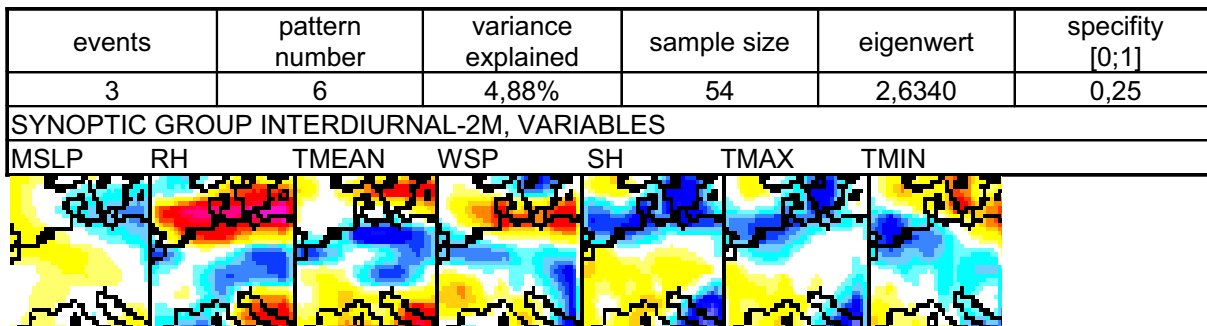
**ET32: hydrologische Ereignisse mit ausschließlich konvektiven Auslösern (15,5%, 5,0%)**

- **NEUS, Winter:** konvektive Anomalien verschiedener Stärke, keine Fronten; Starkniederschlag (nach Mehrfachen von 10 mm) mit Hochwasser (nach Abflussvolumen-Quantilen) verschiedener Stärken (vert\_jwvert\_tensvol.vertonl\_neus\_win\_5)



Gemäß Ereignisdefinition Einzelwerte von Boyden-Index 500.1000 (BOYI500.1000), modifiziertem K-Index (KmodI) und Potential Instability Index (PII) über zentraler Region erhöht; KmodI scheint davon alleine mit anderen Variablen ausreichend gemeinsam zu variieren, um vorhersagetaugliches Muster zu bilden; demnach verwandter Index 'Taupunkt im 850hPa-Niveau' (DEW850) und unverwandte 'Windscherung der höheren Troposphäre' (SVOR200.500) mit räumlich sich teils überlagernden Varianzzentren; nicht bis auf niedrigere Niveaus durchgreifende Windgeschwindigkeitsscherung spricht zusammen mit geringer Feuchte im W (nach MEI) für einen Höhenkaltluftkern, der von SW schrägen Massentransport einleitet; durchaus möglich, dass dabei KmodI, gemäß prognostischer Funktion, auch in dieser winterlichen Situation Gewitter vorhersagt.

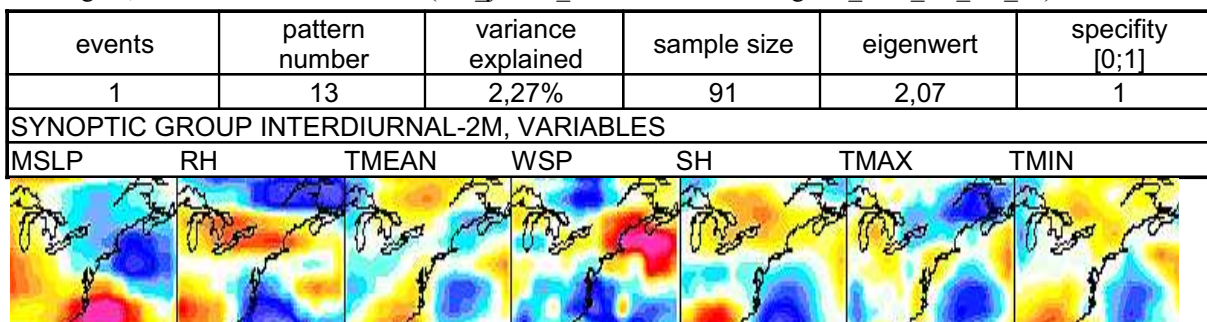
- **ZEU, Frühling:** Definition wie zuvor (frid\_jwvert\_tensvol.vertonl\_zeu\_spr\_2m\_6)



Als Beispiel synoptisch schwieriger Deutung in Bezug auf Variablengruppe: vertikale Anomalien vorwiegend der niederen bis mittleren freien Troposphäre aus zwischentäglichen Veränderungen ausschließlich bodennaher Parameter abzuleiten; der Deutung förderlich hier im Sinne ereignisrelevanter Energiezufuhr MSLP und SH.

**ET33: hydrologische Ereignisse mit frontalen und konvektiven Auslösern (47,6%, 14,5%)**

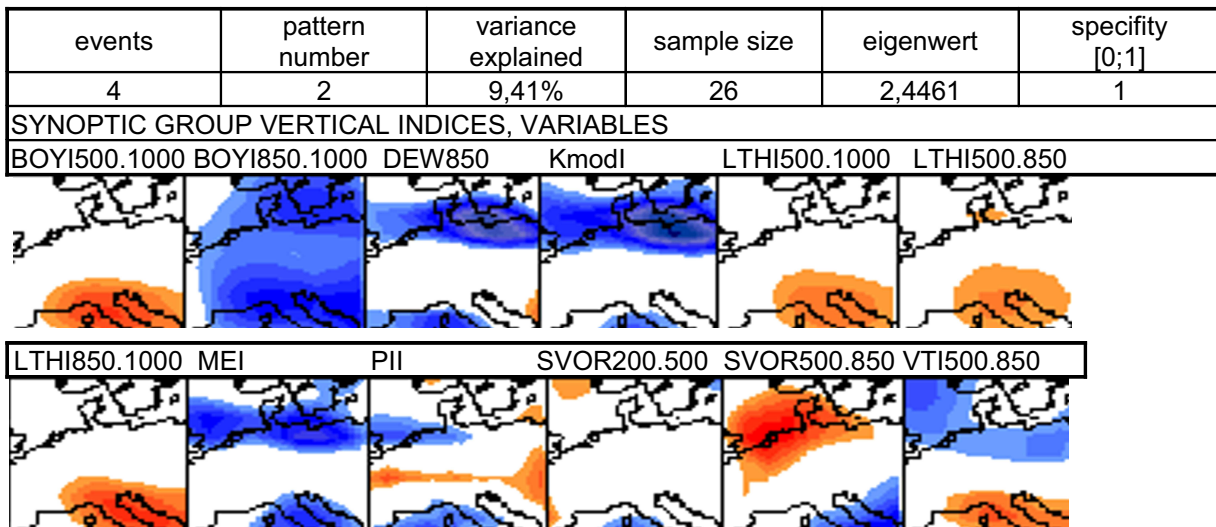
- **NEUS, Herbst:** konvektive Anomalie und stationäre Front; ausgedehnte Starkniederschläge in allen 4 Sektoren der Region, Hochwasser in 2 Sektoren (frid\_jwvert\_tensvol.vert1.isfr1.regs4.2\_neus\_aut\_2m\_13)





MSLP, TMEAN, SH und TMIN im Sinne parametrisch weitgreifender thermodynamischer Anomalie maßgeblich als Indikatoren autochthon-azonaler Frontalwirksamkeit und konvektiver Labilisierung auszumachen.

- **ZEU, Sommer:** konvektive Anomalie und Kaltfront; Starkniederschläge und Hochwässer in 3 Sektoren (vert\_jwvert\_tensvol.vert1.cfr1.regs3.3\_zeu\_sum\_2)

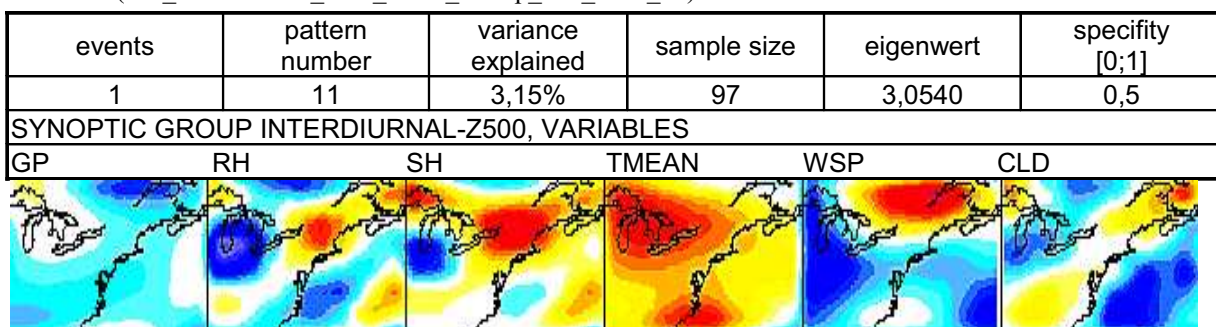


Überwiegend stabilisierende Verknüpfung von Kaltfront mit vertikalen Indizes: BOY850.1000, DEW850, Kmodl, MEI, VTI500.850; hoher atmosphärischer Energiegehalt südlich der Alpen (BOYI500.1000, LTHI-Indizes, VTI500.850) deutet auf Verdrängung vorfrontal-feuchtwarmer gleichartiger Luftmassen über ZEU, als dynamischer Motor hohe Windgeschwindigkeit im 500hPa-Stockwerk zu sehen (SVOR500.850).

### Meteorologisch-hydrologisch nicht gekoppelte Anomalien

#### **ET40: hydrologische Anomalien ohne frontal-konvektive Auslöser (2,4%, 2,9%)**

- **NEUS, Winter:** keine Frontanomalie; 9 oder mehr Pegelinzugsbereiche von Starkniederschlag mit Hochwasser betroffen (frid\_nofr.tens.vol\_neus\_stdtm\_aff9up\_win\_z500\_11)



Regionsweit mitteltroposphärische Temperaturadvektion; Übereinstimmung von RH und SH mit CLD geringer als in Beispielen weiter oben, jedoch insgesamt als Zufuhr feuchter Luft aus SW deutbar; zirkulatives Aktionszentrum in GP- und WSP-Feldern im N zu erkennen; nicht ausgeschlossen, dass weite Verbreitung des Hochwassers aus zeitlicher Konstabilität des nur eintägig belegten CPCs resultiert, Identität anderer verantwortender CPCs unklar, räumliche Konstabilität wahrscheinlich.

- **ZEU, Winter:** ohne frontale Anomalie; Starkniederschlag mit Hochwasser in 1 bis 8 Pegelinzugsbereichen (frid\_nofr.tens.vol\_ZEU\_stdtn\_affl1tot8\_win\_z500\_13)

events	pattern number	variance explained	sample size	eigenwert	specificity [0;1]
1	13	3,21%	69	2,2152	1
SYNOPTIC GROUP INTERDIURNAL-Z500, VARIABLES					
GP	RH	SH	TMEAN	WSP	

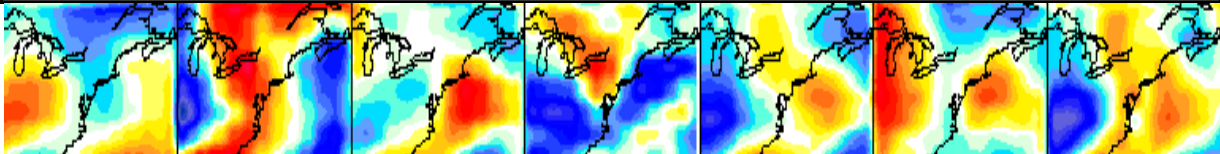


Relative Lagen von GP und WSP zu RH, SH und TMEAN lassen auf einen bereits über dem zentralen Mittelmeerraum aktiven Kaltlufttropfen schließen; frontale Erscheinungen dringen womöglich nördlich der Alpen nicht zum Boden durch; hydromet. betroffen in der Regel Ost- bis Zentralalpen und Elbebereich, seltener auch Maingebiet.

**ET50: frontale Anomalien ohne hydrologische anormale Folgen (5,0%, 3,8%)**

- **NEUS, Herbst:** ausgedehnte intensive Warmfront (mobil), keine hydrologische Anomalie identifiziert (frid\_wfr2.vast\_noextr\_neus\_stdtn\_aff2up\_aut\_z2m\_13)

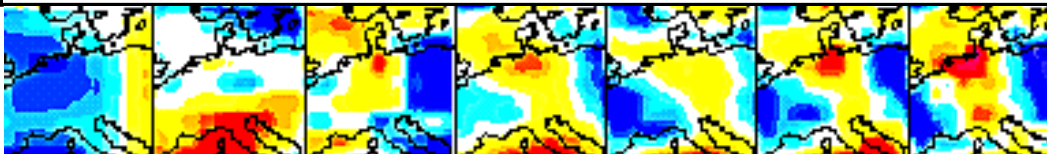
events	pattern number	variance explained	sample size	eigenwert	specificity [0;1]	
1	13	2,48%	88	2,1823	1	
SYNOPTIC GROUP INTERDIURNAL-2M, VARIABLES						
MSLP	RH	TMEAN	WSP	SH	TMAX	TMIN



Phänomen der Divergenz gleichartiger Variablenfelder (TMEAN, TMAX, TMIN); Problematik der Unterscheidung meteorologischer Effekte synoptischer Anomalien: RH allein ließe hydromet. Anomalie erwarten, entgegengesetzt wirkt optional WSP: Sturm statt Starkniederschlag; grundlegender die Problematik der unangebrachten Deutung im Sinne der Auslegung nicht einsehbarer Ursachen (z.B. infolge nicht einbezogener Variablen).

- **ZEU, Herbst:** sehr intensive stationäre Front, keine hydrologischen Anomalien (frid\_frev.af\_sfr.s3.fronl\_ZEU\_aut\_z2m\_11)

events	pattern number	variance explained	sample size	eigenwert	specificity [0;1]	
1	11	3,10%	72	2,2346	1	
SYNOPTIC GROUP INTERDIURNAL-2M, VARIABLES						
MSLP	RH	TMEAN	WSP	SH	TMAX	TMIN




Hervortretend in erster Linie meridionale Bereiche hoher Raumkoeffizienten über ZEU (TMEAN, WSP, SH, TMAX, TMIN); MSLP-Tendenz weniger als Auslöser denn als Begleiterscheinung wärmerer und feuchterer Luftzufuhr; folglich Tiefdruckkern weiter im W; Ostmitteleuropa zeitlich kälter werdend und sehr wahrscheinlich räumlich kalte Seite der stationären Front; fehlende hydromet. Anomalien infolge nicht ausreichender Feuchte zu Wolken- und Niederschlagsbildung, das heiße TMEAN-Zunahme überkompensiert SH-Zunahme hinsichtlich RH.




## Anhang H: Saisonal-geographische Gegenüberstellung der Ereignistypen aufgrund regionaler Ereignisdichten und Trendkonsistenzen: Piktogramm-Flächen

linker Block: mittlere Anzahl von hydrometeorologischen Starkereignissen pro SAGM pro einzelner Jahreszeit, Grundlage: Mittel der Kontrollläufe der 3 AOGCMs, modellabhängig 3 bis 5 Jahrzehnte in der 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts; nach Ereignistypen (ETs) 11 bis 50 (vgl. Piktogramme rechts)

rechter Block: wie linker Block, nun modellabhängig 2 bis 3 Jahrzehnte in der 2. Hälfte des 21. Jahrhunderts, 3 AOGCMs und Szenarien A2 und B2 gemittelt

linker und rechter Block: Höhe des Piktogramm-Rechtecks von 1/3 cm entspricht 1 Ereignis pro Saison:  , Rechteckbreite = 1,5 \* Höhe

mittlerer Block: Veränderung der Starkereignishäufigkeiten zwischen Kontrolllauf und Ende des 21. Jahrhunderts; 3 Kategorien:

blauer Rahmen: Verringerung um mehr als 1%  , roter Rahmen: Zunahme um mehr als 1%  , grauer Rahmen: geringe Veränderung  $\leq |1\%|$  

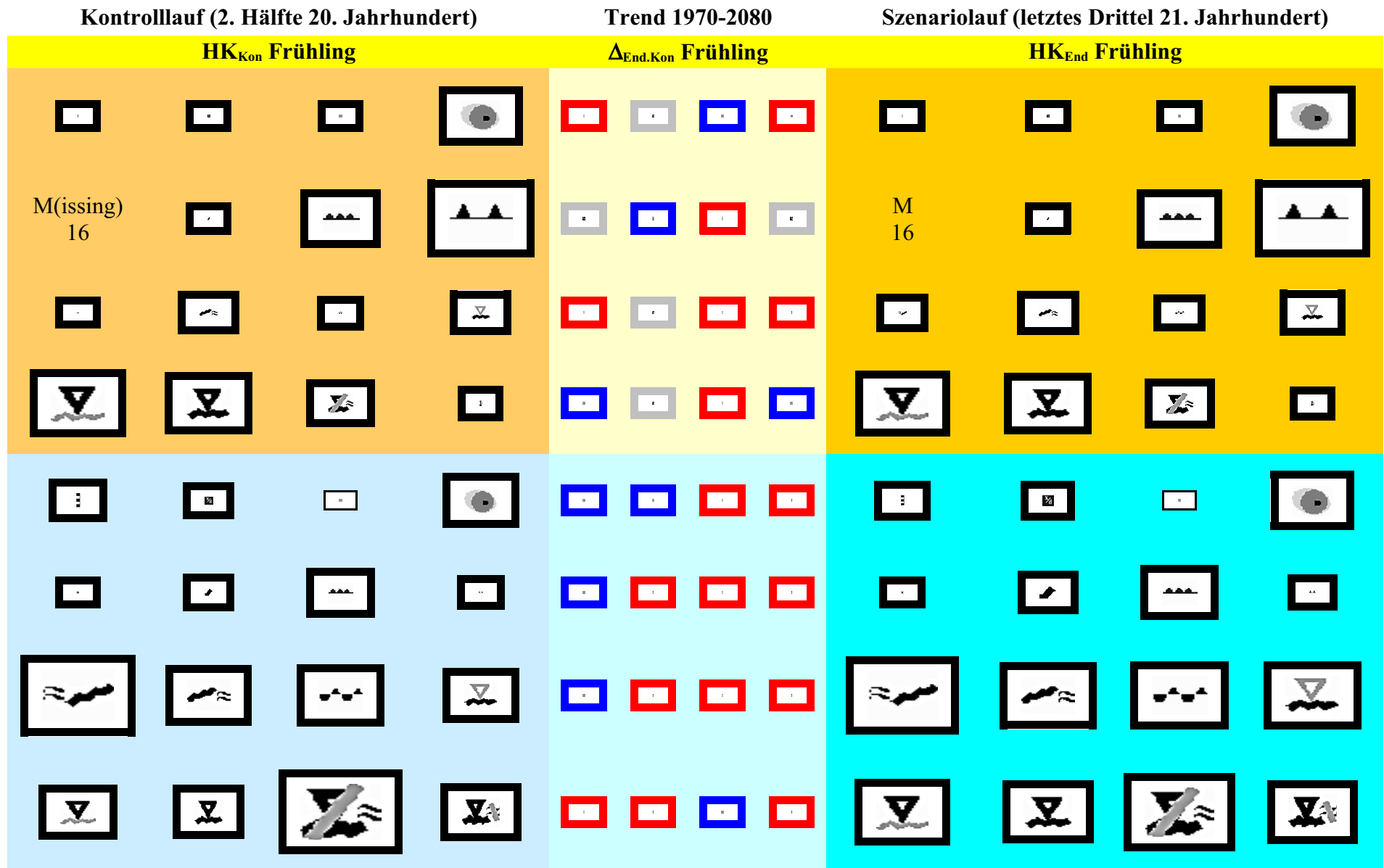
### MUSTER

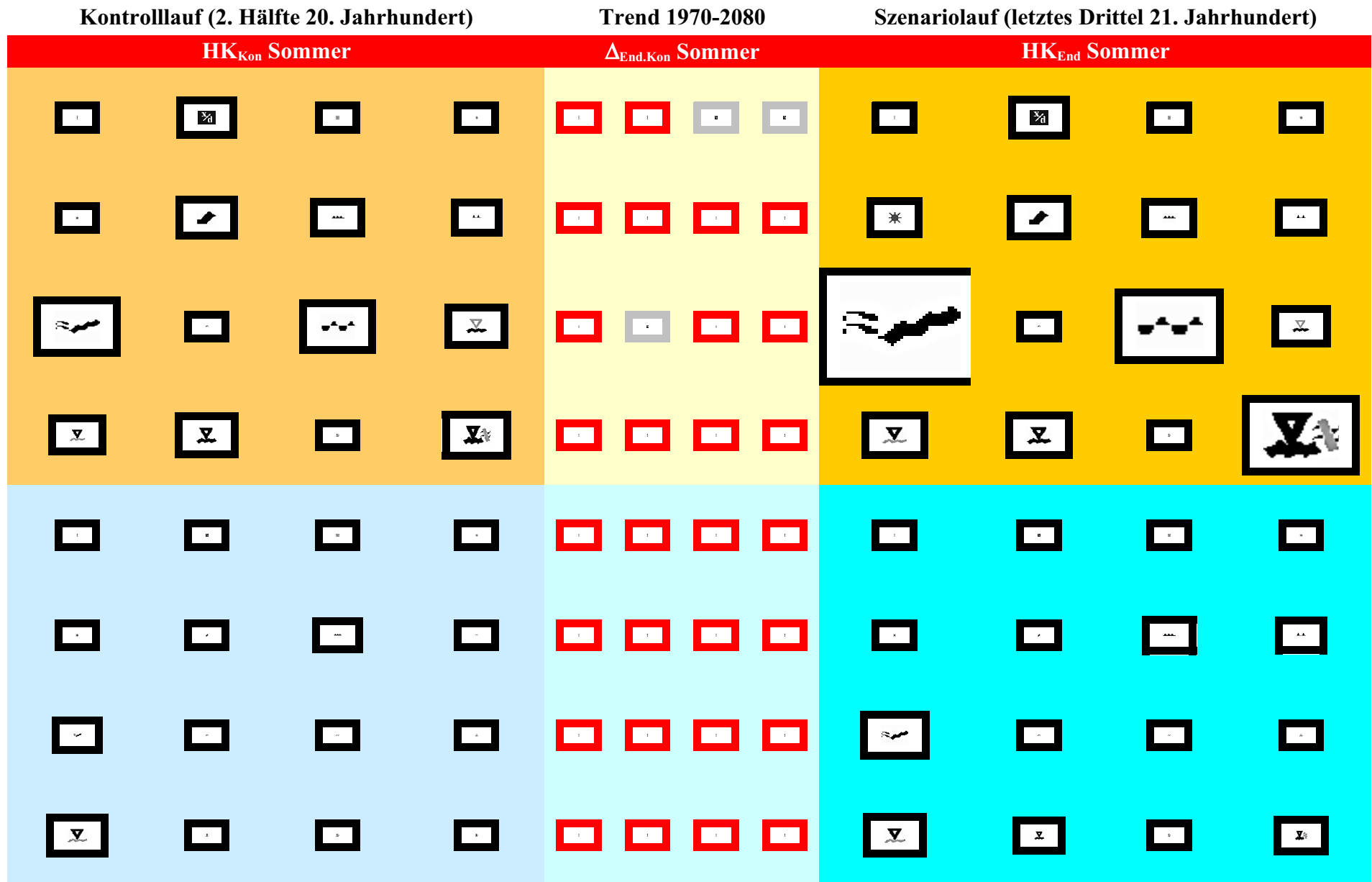
**Kontrolllauf: zu 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts**      **Trend (ca. 1970-2080)**      **Szenariolauf: zu letztem Drittel des 21. Jahrhunderts**

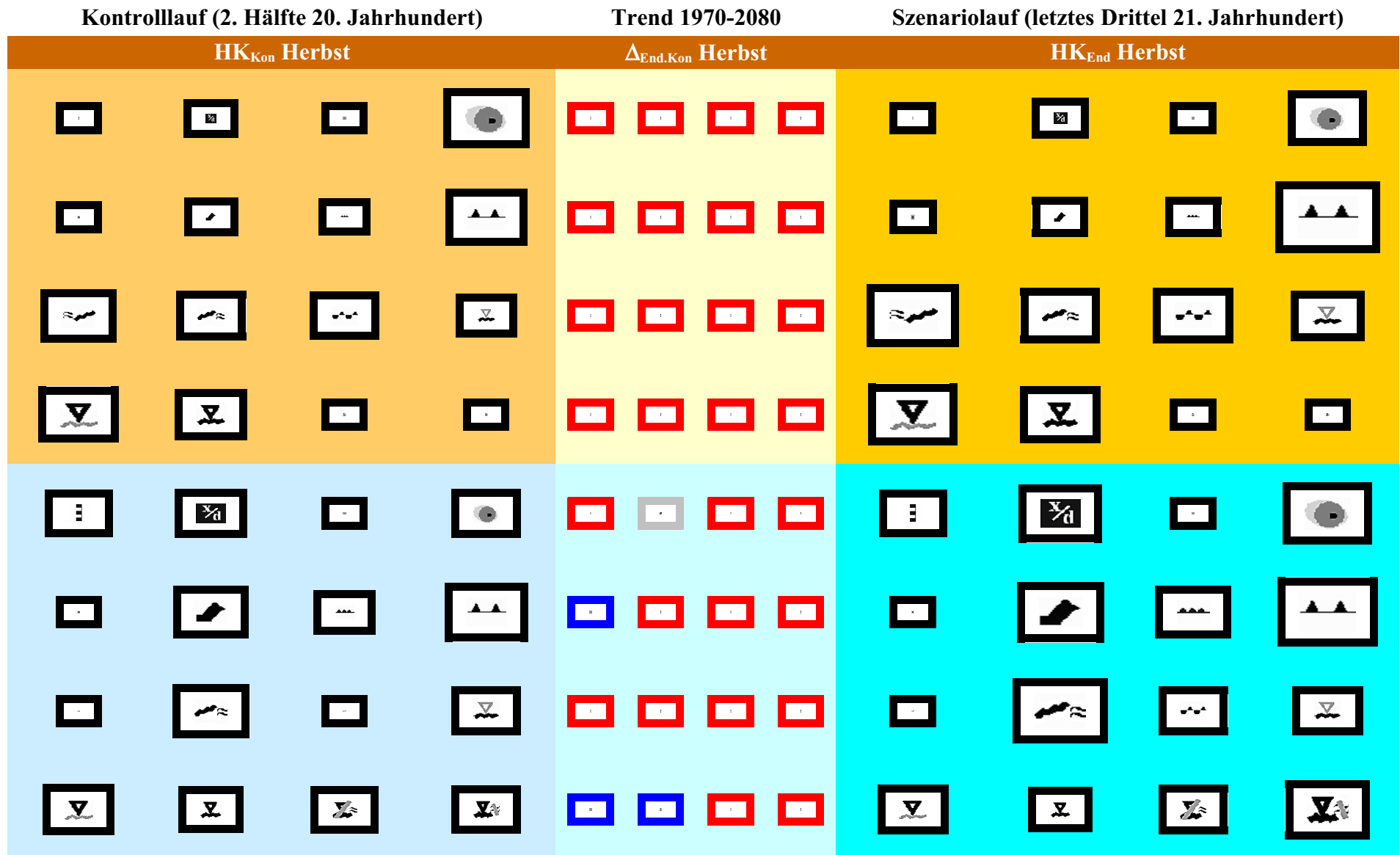
HK <sub>Kon</sub> 'Jahreszeit'				$\Delta_{\text{End.Kon}}$ 'Jahreszeit'	HK <sub>End</sub> 'Jahreszeit'			
ET11	12	13	14	ET11	ET11			
16	17	21	22					
23	24	25	31		<b>Nordosten der USA</b>			
32	33	40	50		ET50			ET50
ET11				ET11	ET11			
					<b>Zentraleuropa</b>			
					ET50	ET50	ET50	ET50

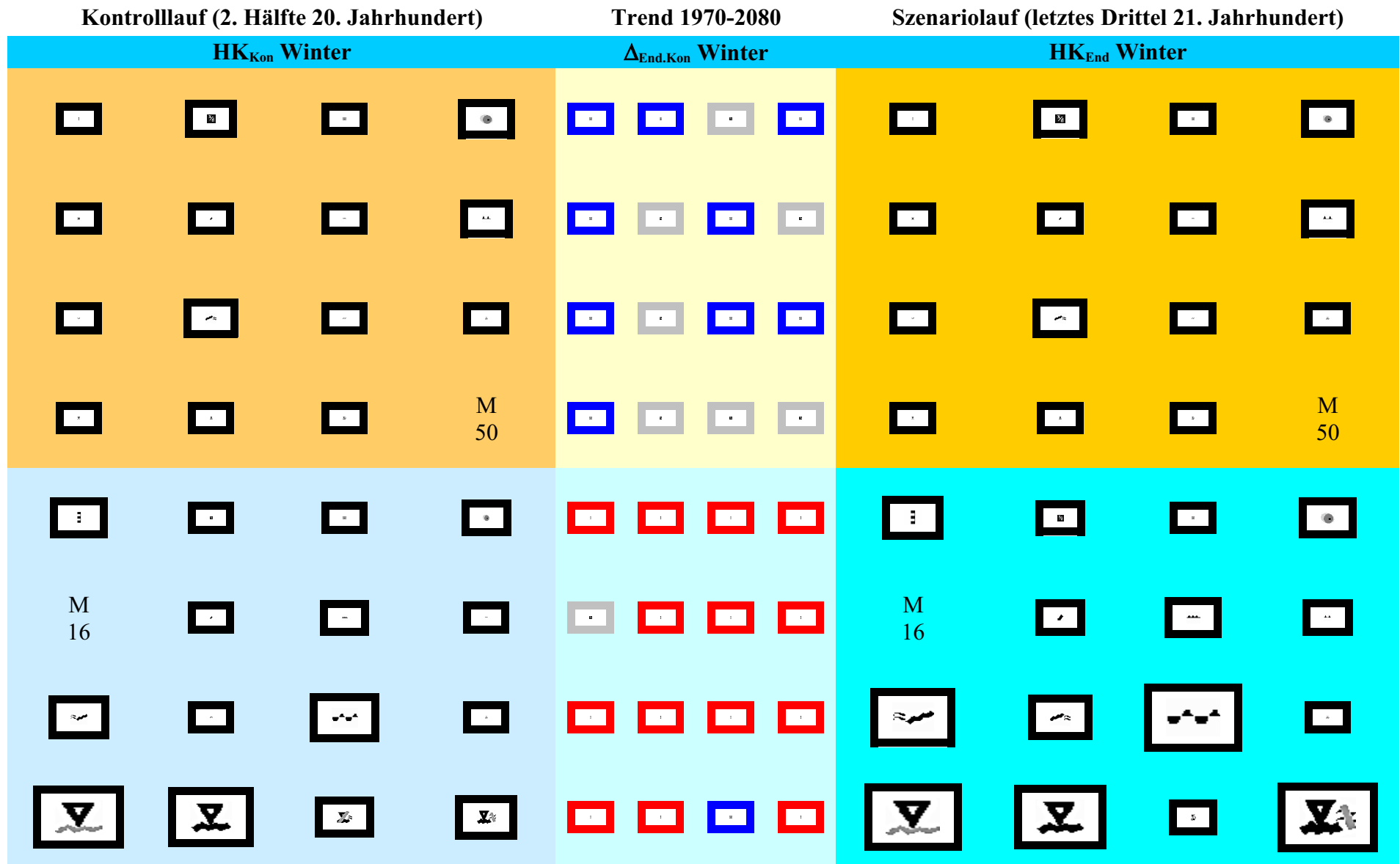
### ET Piktogramm

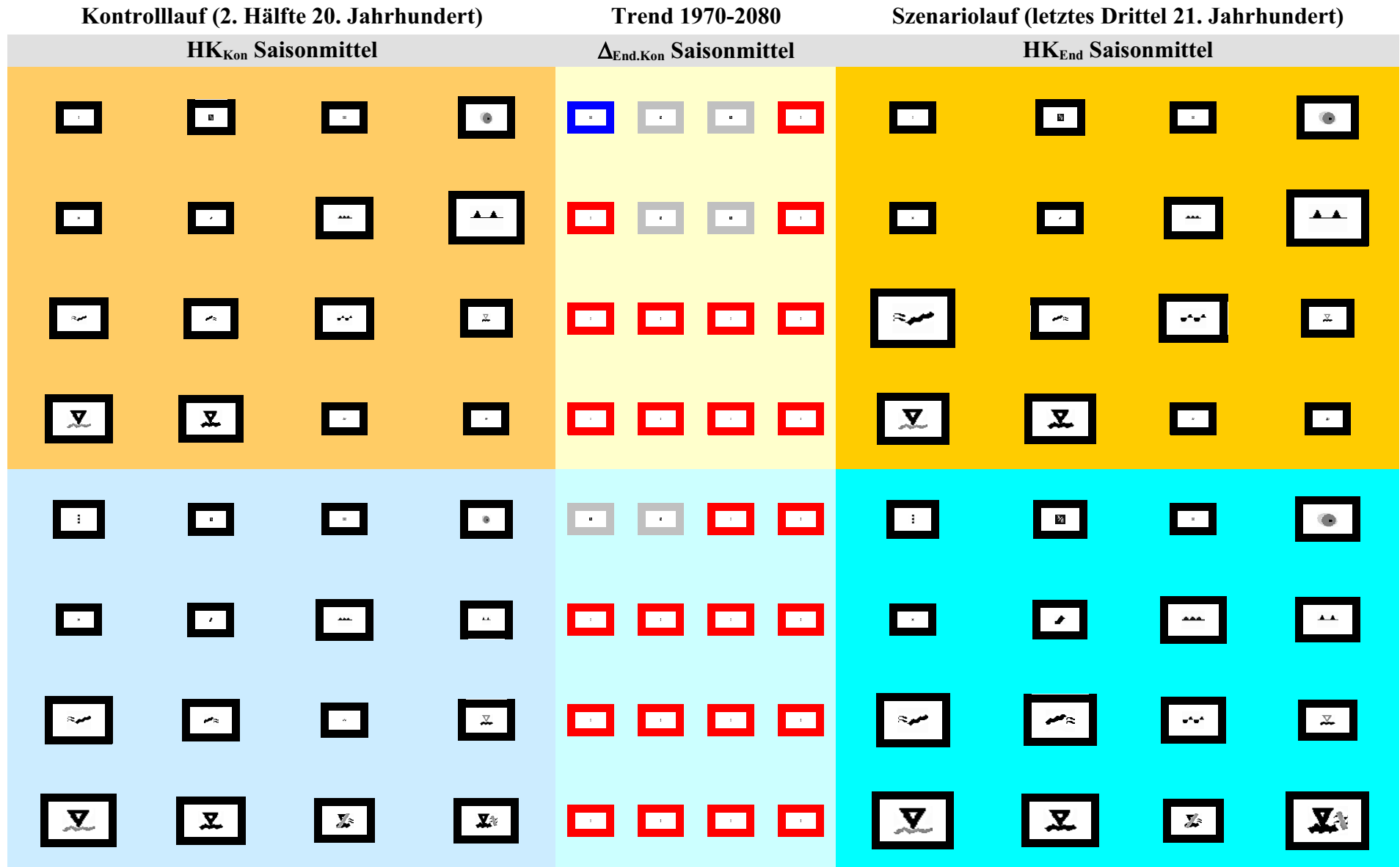
- 11  nach Pegelgebieten
- 12  nach Lage und Ausdehnung des Starkniederschlags
- 13  nach Intensitäten
- 14  nach Ausdehnung des Starkniederschlags
- 16  regionales Trockenereignis (mit Niedrigwasser)
- 17  zwischenwöchentliche Hochwasserwelle
- 21  Warmfront
- 22  Kaltfront
- 23  präfrontal
- 24  postfrontal
- 25  stationäre Front
- 31  frontale ohne konvektive Anomalie
- 32  konvektive ohne frontale Anomalie
- 33  sowohl frontale wie konvektive Anomalie
- 40  hydrologische Anomalie ohne frontale/ konvektive
- 50  frontale/ konvektive Anomalie ohne hydrologische

















## **Versicherung**

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Arbeit ohne unzulässige Hilfe Dritter und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe; die aus fremden Quellen direkt oder indirekt übernommenen Gedanken sind als solche kenntlich gemacht.

Bei der Auswahl und Auswertung des Materials sowie bei der Herstellung des Manuskripts habe ich keine Unterstützungsleistungen erhalten.

Weitere Personen waren an der Abfassung der vorliegenden Arbeit nicht beteiligt.

Die Arbeit wurde weder im Inland noch im Ausland in gleicher oder ähnlicher Form einer anderen Prüfungsbehörde vorgelegt.

Schefflenz, den 14. Oktober 2008



# Lebenslauf

<b>Name, Vorname</b>	Nonnenmacher, Matthias
<b>Geburtsdatum, Geburtsort</b>	25.08.1973, Mosbach/Baden
<hr/>	
<b>Schulbildung</b>	
<b>Grundschule</b>	1980-1984, Oberschefflenz
<b>Gymnasium</b>	1985-1994, Mosbach/Baden
<hr/>	
<b>Studium</b>	
<b>Diplomstudiengang Geographie     mit Geologie und Soziologie</b>	1995-2001, Julius-Maximilians- Universität Würzburg
<hr/>	
<b>Forschung</b>	
<b>Diplomarbeit: „Zusammenhänge zwischen     Zirkulation und Kontinentalität über     Nordamerika in der zweiten Hälfte des     20. Jahrhunderts“</b>	Aug. 2000 – Apr. 2001
<b>DFG-Projekt „Extreme hydrologische     Ereignisse in Mitteleuropa seit 1500 -     Prozesse und Wirkungen“</b>	Okt. 2001 – Dez. 2002
<b>Dissertationsprojekt: „Synoptische     Klassifikationen anormaler hydrometeorologischer     Ereignisse in zwei Regionen der nordhemisphärischen     Mittelbreiten zum Zwecke modellbezogener     Kurzfristprognosen und Langfristabschätzungen“</b>	Jan. 2003 – dato

