

**Niederschlags- und Temperaturabschätzungen  
für den Mittelmeerraum  
unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt**

**Dissertation zur Erlangung des  
naturwissenschaftlichen Doktorgrades  
der Bayerischen Julius- Maximilians- Universität  
Würzburg**

**vorgelegt von  
Elke Hertig  
aus Leonberg**

**Würzburg 2004**



## Inhaltsverzeichnis

<b>Inhaltsverzeichnis</b> .....	<b>i</b>
<b>Abbildungsverzeichnis</b> .....	<b>v</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>viii</b>
<b>Zusammenfassung</b> .....	<b>x</b>
<b>1. Einleitung</b> .....	<b>1</b>
<b>2. Der anthropogene Treibhauseffekt</b> .....	<b>4</b>
<b>3. Globale Klimamodelle und Statistisches Downscaling</b> .....	<b>8</b>
3.1 Modellierung des Klimasystems.....	8
3.2 Unsicherheiten bei der Klimamodellierung.....	10
3.3 Statistisches Downscaling.....	11
3.4 Methodische Vorgehensweise .....	13
<b>4. Der Niederschlag im Mittelmeerraum</b> .....	<b>16</b>
4.1 Datenbasis .....	16
4.2 Regionalisierung mittels s-modaler Hauptkomponentenanalyse.....	17
4.3 Mediterrane Niederschlagsvariabilität .....	22
4.3.1 Überblick.....	22
4.3.2 Regionale Ausprägungen des Niederschlags .....	23
4.3.2.1 Region 1: Iberische Halbinsel und Südfrankreich .....	25
4.3.2.2 Region 2: Adriatischer und Tyrrhenischer Bereich (Korsika, Sardinien, Italien, Dalmatien, Albanien).....	26
4.3.2.3 Region 3: Ägäischer Bereich (Griechenland, Türkei).....	27
4.3.2.4 Region 4: Levante (Syrien, Libanon, Israel, Palästina, Jordanien, Ägypten) .....	28
4.3.2.5 Region 5: Maghreb (Marokko, Algerien, Tunesien).....	30
4.3.2.6 Region 6: Mediterranes Libyen .....	32
4.3.2.7 Region 7: Ostspanische Küste.....	33
4.3.3 Zusammenfassung der rezenten Niederschlagsentwicklung .....	34
<b>5. Großskalige Einflussgrößen auf das mediterrane Niederschlags- geschehen</b> .....	<b>35</b>
5.1 Einleitung .....	35
5.2 Geopotentielle Höhen der 1000hPa-/500hPa- Niveaus .....	36

5.2.1 Datengrundlage .....	36
5.2.2 Datenbearbeitung .....	37
5.2.3 Zirkulationsdynamik im Untersuchungsraum .....	39
5.3 Spezifische Feuchte.....	42
5.3.1 Datenbasis und Datenbearbeitung.....	42
5.3.2 Merkmale der spezifischen Feuchtefelder.....	44
5.4 Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks .....	48
5.4.1 Datengrundlage und Datenaufbereitung.....	48
5.4.2 Eigenschaften der Meeresoberflächentemperaturfelder des Nordatlantiks.....	49
5.5 Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeeres.....	53
5.5.1 Datenbasis.....	53
5.5.2 Kennzeichen der Meeresoberflächentemperaturfelder des Mittelmeers .....	53
<b>6. Zusammenhänge zwischen großskaligen Prädiktoren und Niederschlag im Mittelmeerraum.....</b>	<b>57</b>
6.1 Einleitung .....	57
6.2 Kalibrierungs- und Verifikationszeiträume.....	57
6.3 Kanonische Korrelationsanalyse.....	60
6.3.1 Vorgehensweise .....	60
6.3.2 Modellierung des mediterranen Niederschlags.....	64
6.4 Multiple Regressionsanalyse .....	66
6.4.1 Methodenbeschreibung .....	66
6.4.2 Voraussetzungen und Testverfahren.....	69
6.5 Beziehungen zwischen Niederschlag im Mittelmeerraum und großskaligen Einflussgrößen .....	70
6.5.1 Analyse des Einflusses der einzelnen großskaligen Parameter auf den Niederschlag.....	70
6.5.2 Ergebnisse der CCA und der Multiplen Regression auf Basis der mediterranen Niederschlagsregionen .....	72
6.5.2.1 Region 1: Iberische Halbinsel und Südfrankreich .....	73
6.5.2.2 Region 2: Adriatischer und Tyrrhenischer Bereich (Korsika, Sardinien, Italien, Dalmatien, Albanien).....	76
6.5.2.3 Region 3: Ägäischer Bereich (Griechenland, Türkei).....	78
6.5.2.4 Region 4: Levante (Syrien, Libanon, Israel, Palästina, Jordanien, Ägypten) .....	80
6.5.2.5 Region 5: Maghreb (Marokko, Algerien, Tunesien).....	81
6.5.2.6 Region 6: Mediterranes Libyen .....	83
6.5.2.7 Region 7: Ostspanische Küste.....	84
6.5.3 Methodische Reflexion.....	85
6.5.3.1 Anwendung der CCA .....	85

6.5.3.2 Vergleich zwischen CCA und Multipler Regression bei Verwendung verschiedener Prädiktorenarten .....	85
<b>7. Abschätzung des mediterranen Niederschlags für das 21. Jahrhundert .....</b>	<b>88</b>
7.1 Das gekoppelte Klimamodell ECHAM4/OPYC3.....	88
7.2 Szenarienrechnungen.....	89
7.3 Modellierung des regionalen Klimas im Mittelmeerraum.....	91
7.3.1 Vorgehensweise .....	91
7.3.2 Zeitreihen und Trends.....	92
7.4 Ausmaß der Veränderung der großskaligen Einflussgrößen bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt .....	93
7.5 Ergebnisse der Modellbildung.....	96
7.5.1 Vergleich der Ergebnisse aus Kanonischer Korrelationsanalyse und Multipler Regressionsanalyse .....	96
7.5.2 Gegenüberstellung der Niederschlagsabschätzungen nach IS92a- und nach SRESB2- Szenario.....	99
7.5.3 Zukünftiger Niederschlagsverlauf bei Einbezug verschiedener Prädiktorenfelder.....	101
7.5.4 Abschätzung des zukünftigen Niederschlags im Mittelmeerraum aus den großskaligen Einflussgrößen Geopotential und spezifische Feuchte.....	104
7.5.4.1 Region 1: Iberische Halbinsel und Südfrankreich .....	105
7.5.4.2 Region 2: Adriatischer und Tyrrhenischer Bereich (Korsika, Sardinien, Italien, Dalmatien, Albanien).....	107
7.5.4.3 Region 3: Ägäischer Bereich (Griechenland, Türkei).....	108
7.5.4.4 Region 4: Levante (Syrien, Libanon, Israel, Palästina, Jordanien, Ägypten) .....	110
7.5.4.5 Region 5: Region 5: Maghreb (Marokko, Algerien, Tunesien) .....	110
7.5.4.6 Region 6: Mediterranes Libyen .....	111
7.5.4.7 Region 7: Ostspanische Küste.....	112
7.5.5 Zusammenfassung .....	113
<b>8. Temperaturabschätzungen für den Mittelmeerraum.....</b>	<b>115</b>
8.1 Datenbasis und Datenbearbeitung.....	115
8.2 Mediterrane Temperaturvariabilität im Zeitraum 1948-1998 .....	116
8.3 Beziehungen zwischen Temperatur im Mittelmeerraum und großskaligen Einflussgrößen .....	120
8.3.1 Methodische Vorgehensweise .....	120
8.3.2 Analyse der Art des Einflusses der einzelnen großskaligen Prädiktoren .....	121
8.3.3 Zusammenhänge zwischen mediterraner Temperatur und 1000hPa-/500hPa- geopotentiellen Höhen .....	125
8.4 Temperaturverlauf im 21. Jahrhundert unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt .....	128

---

<i>8.4.1 Einführung</i> .....	128
<i>8.4.2 Temperaturabschätzung mit Werten des 1000hPa-/500hPa-Geopotentials</i> .....	129
<i>8.4.3 Einfluss der Meeresoberflächentemperaturen auf den Temperaturverlauf</i> .....	131
<b>9. Schlussfolgerungen und Ausblick</b> .....	<b>134</b>
<b>Literaturverzeichnis</b> .....	<b>139</b>
<b>Anhang A</b> .....	<b>152</b>
<b>Anhang B</b> .....	<b>184</b>
<b>Anhang C</b> .....	<b>215</b>
<b>Anhang D</b> .....	<b>239</b>

## Abbildungsverzeichnis

Abb. 2.1: CO <sub>2</sub> - Konzentrationen in Antarktischen Eisbohrkernen für das letzte Jahrtausend.....	5
Abb. 3.1: Historische anthropogene globale Mitteltemperaturänderung und zukünftige Änderungen für sechs SRES Szenarien und IS92a Szenario aus 7 gekoppelten atmosphärisch-ozeanischen Zirkulationsmodellen. ....	11
Abb. 3.2: Schema der Vorgehensweise zur Abschätzung des Niederschlags bzw. der Temperatur im Mittelmeerraum im 21. Jahrhundert unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt .....	14
Abb. 4.1: Vergleich zwischen standardisiertem Gebietsmittel der Originalniederschläge der Niederschlagsregion 1 (linke Darstellung) und normalisierten Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte, rechte Abbildung) des gleichen Variationszentrums für Januar/Februar 1954-1998.....	22
Abb. 4.2: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien für die Monate Januar/Februar 1954 bis 1998 der Niederschlagsregion 1 (Iberische Halbinsel und Südfrankreich). ....	26
Abb. 4.3: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien der Niederschlagsregion 2 (adriatischer und tyrrhenischer Bereich) für die Monate Dezember/Januar 1953/54-1997/98. ....	27
Abb. 4.4: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien der Niederschlagsregion 3 (ägäischer Bereich) für die Monate Dezember/Januar 1953/54-1997/98.....	28
Abb. 4.5: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien der Region 4 (Levante) für die Monate November/Dezember 1954-1998.....	30
Abb. 4.6: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien für die östlichen Teile der Region 5 (Maghreb). Untersuchungsmonate: Dezember/Januar 1953/54-1997/98. ....	31
Abb. 4.7: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien für die zentralen Teile der Region 5. Untersuchungsmonate Dezember/Januar 1953/54-1997/98.....	31
Abb. 4.8: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien für die westlichen Teile der Region 5. Untersuchungsmonate Dezember/Januar 1953/54-1997/98.....	32

Abb. 4.9: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien der Region 6 (mediterranes Libyen) für die Monate Januar/Februar 1954-1998 .....	33
Abb. 4.10: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien der Region 7 (ostspanische Küste) für die Monate Dezember/Januar 1953/54-1997/98.....	33
Abb. 5.1: Hauptkomponentenladungen $>0.7$ (Variationszentren) der Analyse des 1000hPa-/500hPa- Geopotentials für die Monate Januar/Februar 1954-1998. ....	39
Abb. 5.2: Standardisierte Zeitkoeffizienten der sechsten (linke Seite) und der elften (rechte Seite) Hauptkomponente aus der Analyse des 1000hPa/500hPa-Geopotentials für die Monate Januar/ Februar 1954-1998.....	40
Abb. 5.3: Drittes Verteilungsmuster der spezifischen Feuchte im Februar 1948 bis 1998, erstellt aus den Hauptkomponentenwerten der t-modalen Hauptkomponentenanalyse der spezifischen Feuchtefelder.....	45
Abb. 5.4: Drittes Verteilungsmuster der spezifischen Feuchte im Dezember 1948 bis 1998, erstellt aus den Hauptkomponentenwerten der t-modalen Hauptkomponentenanalyse der spezifischen Feuchtefelder.....	45
Abb. 5.5: Zweites Verteilungsmuster der spezifischen Feuchte im Dezember 1948 bis 1998, erstellt aus den Hauptkomponentenwerten der t-modalen Hauptkomponentenanalyse der spezifischen Feuchtefelder.....	45
Abb. 5.6: Variationszentren der spezifischen Feuchte, definiert durch Hauptkomponentenladungen größer 0,7 aus der s-modalen Hauptkomponentenanalyse der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau für die Monate Januar/Februar im Zeitraum 1954-1998.....	46
Abb. 5.7: Standardisierte Zeitkoeffizienten der dritten s-modalen Hauptkomponente der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau von 1954 bis 1998 für die Monate November/Dezember (linke Seite) und Januar/Februar (rechte Seite).....	47
Abb. 5.8: Standardisierte Zeitkoeffizienten der neunten s-modalen Hauptkomponente der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau von 1954 bis 1998 für die Monate Januar/ Februar.....	47
Abb. 5.9: Erstes Muster der Meeresoberflächentemperaturen im Januar aus der t-modalen Hauptkomponentenanalyse der Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks im Zeitraum 1948-1998.....	50
Abb. 5.10: Zweites Muster der Meeresoberflächentemperaturen im Januar aus der t-modalen Hauptkomponentenanalyse der Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks im Zeitraum 1948-1998.....	50

Abb. 5.11: Drittes Muster der Meeresoberflächentemperaturen im Januar aus der t-modalen Hauptkomponentenanalyse der Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks im Zeitraum 1948-1998.....	50
Abb. 5.12: Variationszentren der Meeresoberflächentemperaturen (SST) des Nordatlantiks im Januar/ Februar, definiert durch Hauptkomponentenladungen größer 0.7 aus der s-modalen Hauptkomponentenanalyse der NCEP- Meeresoberflächentemperaturen im Zeitraum 1954-1998.....	51
Abb. 5.13: Standardisierte Zeitkoeffizienten der fünften (linke Seite) und ersten (rechte Seite) Hauptkomponente der Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks von 1954 bis 1998 für die Monate Januar/Februar.. ..	52
Abb. 5.14: Standardisierte Zeitkoeffizienten der vierten Hauptkomponente der Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks von 1954 bis 1998 für die Monate Januar/Februar.....	52
Abb. 5.15: Erstes Muster der Meeresoberflächentemperaturen im Dezember aus der t-modalen Hauptkomponentenanalyse der Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeeres im Zeitraum 1948-1998.....	54
Abb. 5.16: Zweites Muster der Meeresoberflächentemperaturen im Dezember aus der t-modalen Hauptkomponentenanalyse der Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeeres im Zeitraum 1948-1998.....	54
Abb. 5.17: Variationszentren der Meeresoberflächentemperaturen (SST) des Mittelmeers, definiert durch Hauptkomponentenladungen größer 0,7 aus der s-modalen Hauptkomponentenanalyse der GISST- Meeresoberflächentemperaturen für die Monate Januar/Februar im Zeitraum 1954-1998.....	55
Abb. 5.18: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte) der ersten und zweiten Hauptkomponente der Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeers von 1954 bis 1998 für die Monate Januar/Februar. ....	56
Abb. 6.1: Gemeinsame Varianzanteile der modellierten und beobachtungsgestützten Niederschläge für den Monat Februar im Kalibrierungszeitraum 1948-1977 (obere Abbildung) und im Verifikationszeitraum 1978-1998 (untere Abbildung).....	58/59
Abb. 6.2: Kanonisches Ladungsmuster der geopotentiellen Höhen im 1000hPa- Niveau aus der kanonischen Korrelationsanalyse der Januar/Februar- Temperatur im östlichen Mittelmeerraum 1948-1973, 1979-1998. Linke Seite: Rücktransformation durch Korrelation der standardisierten Originalvariablen mit den kanonischen Zeitkoeffizienten. Rechte Seite: Rücktransformation durch Multiplikation der CCA-Eigenvektoren mit den Hauptkomponentenladungen. ....	63

## **Abstract**

Mediterranean precipitation and temperature are assessed for the 21<sup>st</sup> century under enhanced greenhouse warming conditions by means of statistical downscaling from simulated large- scale predictor fields of 1000hPa-/500hPa- geopotential heights, 1000hPa- specific humidity and sea surface temperatures of the North Atlantic and the Mediterranean.

Based on highly resolved gridded data covering the Mediterranean area homogeneously (CRU05 dataset, Climatic Research Unit in Norwich , NEW et al. 1999, 2000), precipitation and temperature regions are derived by s-mode principal component analyses (PCA). Resulting time series of the regional centres of variation reveal different precipitation and temperature conditions in the various Mediterranean regions for the period 1948-1998.

As large- scale predictors 1000hPa-/500hPa- geopotential heights for the area 20°N-70°N and 70°W-70°E, as well as 1000hPa- specific humidity grids for the area 25°N-65°N, 30°W-45°E are selected from the NCEP/NCAR- reanalysis project (National Centers for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research, KALNAY et al. 1996, KISTLER et al. 2001). Sea surface temperatures of the North Atlantic for the region 20°N-60°N from SMITH et al (1996) and of the Mediterranean from the GISST- dataset (Global Sea- Ice and Sea Surface Temperatures, RAYNER et al. 1996) operate as oceanic predictors. S-mode PCA is also applied to the different predictor fields to remove linear dependencies between variables and to reduce the dimensions of the data.

In a next step precipitation/temperature time series of the regional centres of variation for October to May 1948-1998 are linked to the large-scale atmospheric and oceanic circulation in the same period. Canonical correlation analysis and multiple regression analysis are used to establish predictor- predictand- relationships in different calibration periods. Independent periods of time are used to verify the quality of the statistical models. The verification procedure comprises a correlation of statistically derived temperature/precipitation data with the observation-based temperature/precipitation values from the CRU- dataset. The different quality of the models in the verification periods is used to select the best-performing models for the assessment of future precipitation and temperature. Thereby it is revealed that for Mediterranean precipitation the best performance is achieved with the predictor combination 1000hPa-/500hPa- geopotential heights and specific humidity, whereas Mediterranean temperature shows the strongest connection to the 1000hPa-/500hPa- geopotential heights. Altogether geopotential height anomalies have to be regarded as determining factors for the climatic conditions in the Mediterranean area. In contrast to that, sea surface temperatures only sporadically exhibit a noticeable self-contained influence on Mediterranean precipitation/temperature variability.

The established statistical relationships are subsequently used to predict the response of future precipitation and temperature in the Mediterranean region from climate model changes of the large- scale circulation, humidity, and sea surface

temperature anomalies. Considerable differences appear, depending on statistical methods and types of predictors used. Thus the additional inclusion of model-simulated specific humidity values into the predictor fields can result in a substantially modified progression of future precipitation amounts. This points to the fact that the inclusion of non-pressure predictors may cause only small changes in model quality during the observation period, but can gain significance in describing future climate change. Concerning the statistical methods used in this study, canonical correlation analysis can be regarded as an adequate technique when using different types of predictors.

Model results based on two different IPCC- (Intergovernmental Panel on Climate Change) emission scenarios are used for the conditional assessment of Mediterranean climate changes in the 21<sup>st</sup> century. On the one hand model-simulated values according to the IS92a- scenario (IPCC Scenarios 1992, HOUGHTON et al. 1992) are used, on the other hand latest SRESB2- scenario values (SRES: Special Report on Emissions Scenarios, NAKICENOVIC and SWART 2000). Both scenario computations yield uniform tendencies of future precipitation amounts in the Mediterranean under increased greenhouse warming conditions. However, the course of the time series varies considerably in detail.

Using ECHAM4- model data according to the SRESB2- scenario (large-scale predictors: 1000hPa-/500hPa- geopotential heights and 1000hPa- specific humidity), a shortening and at the same time an intensity increase of the wet season arises for the western and northern Mediterranean regions. Thus the models predict precipitation increases in winter for the period 2071-2100 compared to 1990-2019, whereas precipitation decreases dominate in fall and spring. The eastern and southern parts of the Mediterranean exhibit mainly negative precipitation tendencies from October to May under enhanced greenhouse warming conditions.

Circulation dynamics point to enhanced anticyclonic conditions over the study area as a reason for precipitation decreases in the transitional seasons. In contrast to that, cyclonic patterns show an increase of significance in winter, particularly in December and January. In this context a low-pressure system around the Gulf of Genoa has to be mentioned. Enhanced atmospheric humidity can be regarded as an additional factor for higher rainfall amounts.

Mediterranean temperature shows an increase for the whole Mediterranean area in all analysed months from October to May for the period 2071-2100 compared to 1990-2019 under SRESB2- scenario conditions. Overall the temperature rise is most pronounced during fall and at the beginning of spring. In the transitional seasons increases exhibit a relatively uniform spatial distribution, whereas in winter the temperature rise centers in the northeastern Mediterranean area. The comparatively strong warming of the northeastern regions in winter can be attributed to an increased occurrence of westerly to southwesterly flow.

Consequently a substantial change of precipitation and temperature conditions in the 21<sup>st</sup> century has to be anticipated for the Mediterranean area under enhanced greenhouse warming conditions.

## **Zusammenfassung**

Unter Einbezug von modellsimulierten großskaligen Geopotential-, Feuchte- und Meeresoberflächentemperaturfeldern für Szenarien eines anthropogen verstärkten Treibhauseffekts wird der Niederschlag bzw. die Temperatur im Mittelmeerraum für das 21. Jahrhundert mit der Methode des statistischen Downscalings abgeschätzt.

Die als Gitterfelder mit  $0.5^\circ$  räumlicher Auflösung vorliegenden Niederschlags- und Temperaturdaten des CRU- (Climatic Research Unit in Norwich, NEW et al. 1999, 2000) Datensatzes werden jeweils mittels s-modaler Hauptkomponentenanalyse in Regionen unterteilt. Die resultierenden Zeitreihen der regionalen Variationszentren offenbaren dabei unterschiedliche Niederschlags- und Temperaturverhältnisse in den verschiedenen mediterranen Teilregionen im Untersuchungszeitraum 1948-1998.

Als großskalige Einflussgrößen dienen Reanalysedaten des NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research, KALNAY et al. 1996, KISTLER et al. 2001) der geopotentiellen Höhen der 1000hPa- und 500hPa- Niveaus im Untersuchungsausschnitt  $20^\circ\text{N}$ - $70^\circ\text{N}$ ,  $70^\circ\text{W}$ - $70^\circ\text{O}$  und der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau im Ausschnitt  $25^\circ\text{N}$ - $65^\circ\text{N}$ ,  $30^\circ\text{W}$ - $45^\circ\text{O}$ , beide in  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  räumlicher Auflösung. Als ozeanische Einflussgrößen werden die Meeresoberflächentemperaturdaten des Nordatlantiks von SMITH et al. (1996) mit der Begrenzung  $20^\circ\text{N}$  bis  $60^\circ\text{N}$  und die Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeers aus dem GISST- Datensatz (Global Sea- Ice and Sea Surface Temperatures, RAYNER et al. 1996) verwendet. Zur Dimensionsreduktion und zur Beseitigung linearer Abhängigkeiten gehen die verschiedenen Prädiktorfelder ebenfalls, jeweils getrennt, in s-modale Hauptkomponentenanalysen ein.

Anschließend wird der Verlauf des Niederschlags bzw. der Temperatur der regionalen Variationszentren in den Monaten Oktober bis Mai 1948-1998 mit der großräumigen atmosphärischen und ozeanischen Variabilität im gleichen Zeitraum verknüpft. Dies geschieht in mehreren Kalibrierungsabschnitten unter Verwendung von Kanonischen Korrelationsanalysen und multiplen Regressionsanalysen. Die erstellten statistischen Zusammenhänge werden dann in von der Kalibrierung unabhängigen Verifikationszeiträumen überprüft. Die Überprüfung geschieht dabei durch eine Korrelation der statistisch modellierten Niederschläge/ Temperaturen mit den beobachtungsgestützten CRU- Niederschlags- bzw. Temperaturwerten. Die erzielten Modellgüten in den Verifikationsperioden werden herangezogen, um die besten statistischen Modelle für die Zukunftsabschätzungen auszuwählen. Dabei zeigt sich, dass für den mediterranen Niederschlag die besten Modellgüten im Allgemeinen mit der Prädiktorenkombination 1000hPa-/500hPa- Geopotential und spezifische Feuchte erzielt werden können. Die Temperatur im Mittelmeerraum lässt hingegen den stärksten Zusammenhang mit Werten der 1000hPa-/500hPa-geopotentiellen Höhen erkennen. Insgesamt sind die Geopotentialanomalien als die bestimmenden Faktoren für die Ausgestaltung der mediterranen Klimaverhältnisse anzusehen, wohingegen die Meeresoberflächentemperaturen nur vereinzelt einen erkennbaren eigenständigen Einfluss auf die Schwankungen von Niederschlag bzw. Temperatur im Mittelmeerraum zeigen.

Durch Einsetzen von modellsimulierten Werten der Prädiktoren in die Regressions- bzw. Kanonischen Korrelationsgleichungen wird schließlich die Reaktion der regionalen Klimavariablen Niederschlag bzw. Temperatur auf Veränderungen der großskaligen Zirkulations-, Feuchte- und Meeresoberflächentemperaturanomalien unter Bedingungen eines anthropogen verstärkten Treibhauseffektes abgeschätzt. Je nach verwendeter Methode und einbezogener Prädiktorenkombination zeigen sich teils erhebliche Unterschiede in den Abschätzungsergebnissen. So wird zum Beispiel bei den bedingten Abschätzungen für das 21. Jahrhundert der zukünftige Niederschlagsverlauf zum Teil erheblich abgewandelt, wenn modellsimulierte Feuchtwerte zusätzlich zu den Geopotentialinformationen einbezogen werden. Dies weist darauf hin, dass die Hinzunahme nicht-druckspezifischer Einflussgrößen zwar meist nur zu einer geringen Erhöhung der statistischen Modellgüte im Beobachtungszeitraum führt, bei der Beschreibung des Klimawandels jedoch von maßgeblicher Bedeutung werden kann. In Bezug auf die eingesetzten statistischen Methoden zeigt sich, dass bei Einbezug mehrerer verschiedener Prädiktorenarten in die Abschätzungen sich vor allem die Kanonische Korrelation als geeignetes Verfahren erweist.

Für die bedingten Abschätzungen des regionalen Klimas im Mittelmeerraum im 21. Jahrhundert werden Prädiktoren-Modellergebnisse zweier verschiedener IPCC- (Intergovernmental Panel on Climate Change) Emissionsszenarien herangezogen. Zum einen werden modellsimulierte Werte nach IS92a- Szenario ("business as usual" Szenario, IPCC Scenarios 1992, HOUGHTON et al. 1992) herangezogen, zum anderen solche nach jüngstem SRESB2-Szenario (SRES= Special Report on Emissions Scenarios, NAKICENOVIC und SWART 2000, B2-Szenario: mittlere Ebene der ökonomischen Entwicklung, kontinuierliche globale Bevölkerungszunahme). Aus beiden verwendeten Szenarienrechnungen gehen im Allgemeinen gleichförmige Tendenzen bei der Entwicklung der Niederschlagssummen im Mittelmeerraum unter anthropogener Verstärkung des Treibhauseffektes im 21. Jahrhundert hervor. Die Zeitreihenverläufe im Einzelnen sind jedoch sehr unterschiedlich ausgestaltet.

Unter Verwendung von Prädiktorenwerten des Hamburger Klimamodells ECHAM4 nach SRESB2- Szenario (großskalige Einflussgrößen: 1000hPa-/500hPa- geopotentielle Höhen und 1000hPa- spezifische Feuchte) ergibt sich für den westlichen und nördlichen Mittelmeerraum bei einer anthropogenen Verstärkung des Treibhauseffektes eine Verkürzung mit gleichzeitiger Intensitätszunahme der "feuchten" Jahreszeit. Dies äußert sich darin, dass im Winter in diesen Regionen Niederschlagszunahmen im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zu 1990-2019 abgeschätzt werden, während im Herbst und Frühjahr Niederschlagsrückgänge überwiegen. In den östlichen und südlichen Teilen des Mittelmeerraumes zeigen sich hingegen für die Monate Oktober bis Mai fast ausschließlich negative Niederschlagstendenzen unter Bedingungen eines anthropogen verstärkten Treibhauseffektes.

Zirkulationsdynamisch können die in den Übergangsjahreszeiten abgeschätzten Niederschlagsabnahmen meist mit einem verstärkt antizyklonalen Charakter im Untersuchungsraum in Zusammenhang gebracht werden. Im Hochwinter, vor allem

in den Monaten Dezember und Januar zeigt sich hingegen ein Bedeutungsgewinn zyklonaler Muster. Vor allem ein Tiefdruckgebiet im Bereich des Golfs von Genua ist hier zu nennen. In diesem Zusammenhang können sich zudem erhöhte atmosphärische Feuchtegehalte zusätzlich positiv auf die Niederschlagssummen auswirken.

Für die Temperatur wird unter Verwendung von Modellwerten der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/500hPa- geopotentielle Höhen unter SRESB2- Szenariobedingungen ein Temperaturanstieg im gesamten Mittelmeerraum für alle untersuchten Monate (Oktober bis Mai) im Zeitraum 2071 bis 2100 im Vergleich zum Abschnitt 1990-2019 abgeschätzt. Die Erhöhung ist im Herbst und zu Beginn des Frühjahrs insgesamt am stärksten ausgeprägt. Während in den Übergangsjahreszeiten ein räumlich relativ homogener Temperaturanstieg auftritt, liegt im Winter der räumliche Schwerpunkt der Erwärmung in den nordöstlichen Mediterrangebieten. Die verhältnismäßig starke Erwärmung der nordöstlichen Regionen im Winter kann dabei auf ein vermehrtes Auftreten von Strömungen aus südwestlichen Richtungen zurückgeführt werden.

Unter Bedingungen eines anthropogen verstärkten Treibhauseffektes muss also mit einer beträchtlichen Änderung der Niederschlags- und Temperaturverhältnisse im Mittelmeerraum bis gegen Ende des 21. Jahrhunderts gerechnet werden.

## 1. Einleitung

In Anbetracht der außergewöhnlich warmen 1990er Jahre und den vermehrt auftretenden relativ heißen Sommern, allen voran der „Hitzesommer 2003“, wird in der Öffentlichkeit häufig die Frage gestellt, ob es durch menschliche Einflüsse zu Veränderungen des Klimas kommt. In diesem Zusammenhang werden in erster Linie die globale Erwärmung und der Treibhauseffekt diskutiert.

Für das 20. Jahrhundert lässt sich eine globale Temperaturerhöhung von  $0,6^{\circ}\text{C}$  ( $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$ ) feststellen (HOUGHTON et al. 2001, S.56). Dabei fallen zwei Zeitabschnitte starker Erwärmung auf, zum einen zwischen 1910 und 1945 und zum anderen zwischen 1976 und 2000. Im späteren Zeitintervall fällt die Erwärmungsrate jedoch doppelt so hoch aus wie im ersten Abschnitt und beinhaltet einen stärkeren Anstieg der täglichen Temperaturminima im Vergleich zu den Temperaturmaxima. Im Rahmen der Beurteilung, ob es sich um einen außergewöhnlichen Anstieg der Temperatur handelt, ist es notwendig, den beobachteten Trend in die langfristige Klimavariabilität einzuordnen.

In den letzten tausend Jahren sind die astronomischen Randbedingungen als relativ konstant anzusehen, so dass dies ein guter Zeitraum ist, um die Klimaveränderungen im 20. Jahrhundert in Bezug zur natürlichen Klimavariabilität zu setzen. Im Allgemeinen werden eine mittelalterliche Warmphase zwischen ca. dem 11. und 14. Jahrhundert und die „Kleine Eiszeit“ zwischen etwa 1560 und 1850, mit kältesten Temperaturen in Europa im 17. Jahrhundert, ausgeschieden. Es handelt sich dabei aber um räumlich und zeitlich stark variierende Phänomene, die im Vergleich zur Erwärmung im 20. Jahrhundert keine derart eindeutige globale Signatur besitzen. Verschiedene Proxydaten deuten zudem darauf hin, dass Geschwindigkeit und Ausmaß der jüngsten Erwärmung am größten innerhalb der letzten tausend Jahre sind. Untersuchungen über das eiszeitliche Klima machen aber darauf aufmerksam, dass teils auch sehr schnelle und starke Veränderungen der globalen Temperatur, verknüpft mit Veränderungen der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation in der Vergangenheit stattfanden und somit Teil der natürlichen Variabilität sind.

Es stellt sich nun die Frage, ob, wie hoch und in welcher Form der Mensch Anteil an der beobachteten Erwärmung im 20. Jahrhundert hat. Am besten untersucht ist der Anstieg des Strahlungsantriebes durch anthropogen eingebrachte Treibhausgase, der mit  $2,3 \text{ Wm}^{-2}$  seit Beginn der Industrialisierung angegeben wird (HOUGHTON et al. 2001, S.451). Welche Reaktionen des Klimasystems diesen Veränderungen

beizumessen sind, wird im Allgemeinen mit Hilfe dynamischer und statistischer Simulationen ermittelt. Im Rahmen dieser Untersuchungen zeigt sich, dass sich der simulierte Temperaturanstieg räumlich ungleichmäßig verteilt, wobei generell die Erwärmung stärker über den Landflächen als über den Ozeanen ausfällt. Die Erwärmung verstärkt sich zudem in den hohen geographischen Breiten im Winter aufgrund von Rückgängen der Schnee- und Meereisbedeckung. Diese Ergebnisse stehen in Einklang mit den beobachteten Werten. Während die Veränderung thermischer Größen in den Modellen relativ gut nachgebildet werden kann, bestehen bei den hydrologischen Elementen teils noch erhebliche Unzulänglichkeiten. Insgesamt zeigt sich aber, dass der Einbezug menschlicher Einflüsse in die Modelle zu mit den Beobachtungen übereinstimmenden Ergebnissen führt. Natürliche Signale und interne Variabilität alleine scheinen die Messdaten nicht erklären zu können, sondern es bedarf zusätzlich einer anthropogenen Komponente zur Erläuterung der rezenten Veränderungen.

Die Beantwortung der Frage, mit welchen Reaktionen innerhalb des gesamten Geosystems durch weiterhin gesteigerte Treibhausgaskonzentrationen in der Zukunft gerechnet werden muss, stellt eine große Herausforderung dar. Im Bereich der Klimaforschung werden globale atmosphärisch- ozeanische Zirkulationsmodelle eingesetzt, um den anthropogen verursachten Klimawandel großskalig abzuschätzen. Unter Verwendung der jüngsten realitätsnäheren Emissionsszenarien des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) folgt aus diesen Modellen eine globale Temperaturerhöhung von 2°C bis 4,5°C bis Ende des 21. Jahrhunderts (HOUGHTON et al. 2001, S. 353).

Im Problembereich des Klimawandels stellt die Kopplung globaler mit regionalen Skalen eine Hauptaufgabe dar. Bis heute sind regionale Informationen zum Klimawandel durch einen relativ hohen Grad an Unsicherheit gekennzeichnet. Dies beruht auf der Komplexität und der großen Spannweite räumlicher und zeitlicher Skalen der Prozesse, die den regionalen Klimawandel bestimmen und der Schwierigkeit, feinskalige Klimainformation aus den grobaufgelösten globalen atmosphärisch-ozeanischen Zirkulationsmodellen (AOGCMs) zu gewinnen. Da meist die kleinskalige Struktur, die für regionale Klimavariablen charakteristisch ist, unterhalb der räumlichen Auflösung der AOGCMs liegt, werden Regionalisierungstechniken angewendet, um auch regionale Klimainformationen zur Verfügung stellen zu können. Ein regionales Szenario sollte dabei mit den globalen Prognosen übereinstimmen sowie physikalisch plausibel und realistisch sein. Da letztlich der

Mensch der wichtigste Aspekt ist, sowohl hinsichtlich etwaiger Ursache als auch Auswirkungen des Klimawandels, müssen im Hinblick auf mögliche politische Eingriffe und wirtschaftliche Entscheidungen Abschätzungen geeigneter Klimavariablen in einer adäquaten zeitlichen und räumlichen Auflösung zur Verfügung gestellt werden. Die Veränderung von Temperatur- und Niederschlagswerten wird beispielsweise entscheidend sein für die Auswirkungen des Treibhauseffektes auf die Landwirtschaft und die Wasserversorgung.

Hauptsächlich Regionen mit einer hohen klimatischen Sensitivität werden von der zu erwartenden anthropogenen Klimaänderung betroffen sein. Hierzu zählen insbesondere auch klimatische Übergangsbereiche wie der Mittelmeerraum. Im Übergangsbereich zwischen subtropisch vollariden und außertropisch immerfeuchten Verhältnissen gelegen, zeigt der mediterrane Raum eine vergleichsweise große Variabilität, vor allem bei interannuellen Schwankungen des Niederschlags. So ergibt sich schon heute eine teils angespannte Situation in Bezug auf den Wasserhaushalt in weiten Teilen des Mittelmeerraumes.

In der Würzburger Arbeitsgruppe Klimaforschung wurden bereits mehrere Untersuchungen zur Variabilität des Klimas im Mittelmeerraum in Beziehung zur atmosphärischen Zirkulation (PHILIPP 1997, JACOBET 2000, DÜNKELOH 2001, DÜNKELOH und JACOBET 2003) und zu den Auswirkungen eines anthropogen verstärkten Treibhauseffektes auf diese Region (JACOBET 1994a, 1994b, 1996) durchgeführt. In der hier vorliegenden Arbeit werden nun auch nicht-druckspezifische Einflussgrößen, wie spezifische Feuchte und Meeresoberflächentemperaturen berücksichtigt. Zudem findet ein Vergleich zwischen verschiedenen statistischen Methoden (Multiple Regression und Kanonische Korrelation) hinsichtlich ihrer Eignung für die Abschätzung des mediterranen Niederschlags bzw. der mediterranen Temperatur statt. Durch Verwendung von Modelldaten nach jüngsten IPCC-Szenariovorgaben kann ferner ein aktualisiertes Bild der möglichen Veränderungen von Niederschlag und Temperatur im Mittelmeerraum für das 21. Jahrhundert unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt gezeichnet werden.

## 2. Der anthropogene Treibhauseffekt

Die Atmosphäre ist eine der Komponenten mit den kürzesten Reaktionszeiten im Klimasystem. Die trockene Atmosphäre besteht zu 78.08 Vol.% aus Stickstoff ( $N_2$ ), 20.95 Vol.% Sauerstoff ( $O_2$ ) und 0.93 Vol.% Argon (Ar) (WEISCHET 1991, S.37). Diese Gase interagieren nur begrenzt mit der einfallenden Solarstrahlung und der infraroten Strahlung der Erde. Eine Anzahl an Spurengasen wie Kohlendioxid ( $CO_2$ ), Methan ( $CH_4$ ), Distickstoffoxid ( $N_2O$ ) und Ozon ( $O_3$ ) absorbieren und emittieren hingegen Infrarotstrahlung. Die Atmosphäre enthält damit, zusammen mit Wasserdampf ( $H_2O$ ), Komponenten, die auf die einfallende kurzwellige Sonnenenergie nur eine sehr kleine Absorptionswirkung ausüben, auf die ausgehende Erdstrahlung aber eine erheblich größere (außer das stratosphärische Ozon, das den Bereich von 0,22 bis 0,30  $\mu m$  der Sonnenstrahlung nahezu vollständig absorbiert). Dadurch wird die mittlere Temperatur des Gesamtsystems Erdoberfläche-Atmosphäre um etwa 30K heraufgesetzt. Dieser Effekt wird auch als natürlicher Treibhauseffekt bezeichnet. Als wichtigstes natürliches Treibhausgas ist mit fast 2/3 Anteil der Wasserdampf anzusehen.

Beim anthropogenen Eintrag von Spurengasen in die Atmosphäre ist zu beachten, dass von der molekularen Wirksamkeit her gesehen die Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKWs), ebenso wie Lachgas und Methan, wesentlich effektiver sind als  $CO_2$ . Aus der meist sehr geringen Konzentration dieser Spurengase resultiert aber meist nur ein geringer zusätzlicher Treibhauseffekt. Als Ausnahme ist hier jedoch das Methan zu nennen, das mit einem Strahlungsantrieb von  $0,48 \text{ Wm}^{-2}$  ( $\pm 15\%$ ) fast 20% des gesamten Strahlungsantriebes durch anthropogene Treibhausgase ( $2,43 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $\pm 10\%$ ) seit der Industrialisierung ausmacht (HOUGHTON et al. 2001, S.220ff).

Auf das globale Klima können nur die Spurengase Einfluss nehmen, die eine genügend lange Verweildauer in der Atmosphäre aufweisen und die in Wellenlängenbereichen der Infrarotfenster der Atmosphäre absorbieren und gegenstrahlen. Das Kohlendioxid weist die stärkste Absorption in den Wellenlängen etwas unter  $4,5\mu m$  sowie zwischen  $14$  und  $16\mu m$  auf und ist in diesen Bereichen bereits ohne anthropogenen Zutrag zu 100% als Absorber und Gegenstrahler wirksam. Eine Erhöhung der  $CO_2$ -Konzentration führt nur in den ungesättigten Flankenbereichen der Absorptionsbanden zu verstärkter Absorption. Dies sind nach WEISCHET (1991, S.95) vor allem die Bereiche zwischen  $13$  und  $14\mu m$  sowie bei  $10,5\mu m$ .

Durch Verbrennung fossiler Energieträger, großflächige Entwaldung und weitere industrielle und landwirtschaftliche Praktiken verändert sich gegenwärtig die Zusammensetzung der Erdatmosphäre in Bezug auf die Spurengase außerordentlich rasch. Als der wichtigste vom Menschen beeinflusste Bestandteil wird das Kohlendioxid angesehen (BAZZAZ und FAJER 1992). Seit Beginn des Industriezeitalters ist die Konzentration dieses Spurengases von 280ppm auf 367ppm im Jahr 1999 gestiegen (HOUGHTON et al. 2001, S.97). Dieser Sachverhalt ist in Abbildung 2.1 anhand von CO<sub>2</sub>- Konzentrationen in antarktischen Eisbohrkernen und rezenter Messungen am Mauna Loa graphisch veranschaulicht.

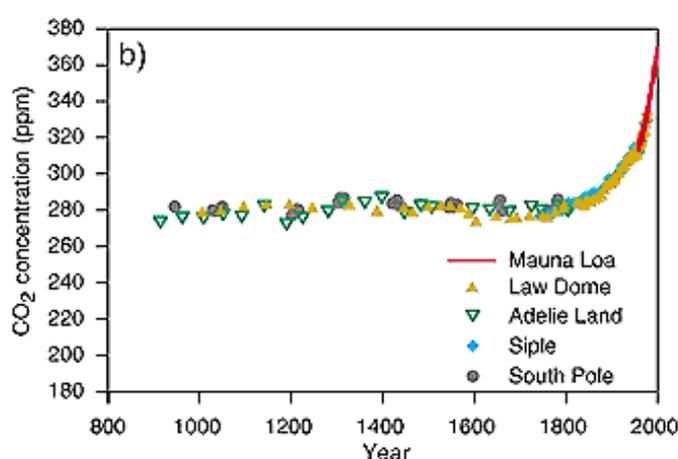


Abb. 2.1: CO<sub>2</sub>- Konzentrationen in Antarktischen Eisbohrkernen für das letzte Jahrtausend. Zum Vergleich sind die rezenten atmosphärischen Messungen am Mauna Loa aufgetragen. Quelle: HOUGHTON et al. 2001.

Im Jahr 1999 betragen die energiebedingten CO<sub>2</sub>- Emissionen 22060 Mio. t, das entspricht einer globalen Zunahme von ca. 10% zwischen 1990 und 1999 (BUNDESUMWELTAMT 2002, S.28). Den größten Anteil haben daran die Vereinigten Staaten von Amerika, gefolgt von der Volksrepublik China. Die Länder des Mittelmeerraumes stoßen im Vergleich dazu nur sehr geringe Emissionsmengen aus. Alle an das Mittelmeer angrenzenden Länder, mit Ausnahme von Libyen, haben jedoch teils erhebliche Zunahmen der CO<sub>2</sub>- Emissionen zu verzeichnen (MARLAND et al. 2002). So nahm in Spanien der CO<sub>2</sub>- Ausstoß um 29.3% zwischen 1990 und 1999 zu, in der Türkei sogar um 40.7% (BUNDESUMWELTAMT 2002).

Es sprechen starke Indizien dafür, dass weiterhin gesteigerte CO<sub>2</sub>- Emissionen über den Treibhauseffekt eine globale Klimaänderung mit möglicherweise weitreichenden Folgen bewirken. Das genaue Ausmaß der Erwärmung ist jedoch ebenso unbekannt wie die räumliche Verteilung des Klimawandels, der von einer Anreicherung der Erdatmosphäre mit Kohlendioxid und anderen Gasen mit Treibhauseffekt zu erwarten ist. Doch gerade die regionalen Unterschiede in der Veränderung von

Temperatur, Niederschlag und Bodenfeuchte werden über die Auswirkungen des Treibhauseffekts auf die Ökosysteme, die Landwirtschaft und die Wasserversorgung entscheiden (SCHNEIDER 1996).

Um den möglichen Klimawandel und seine Folgen beurteilen zu können, wurde 1988 das Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) von der World Meteorological Organization (WMO) und dem United Nations Environment Programme (UNEP) gegründet. Dieser zwischenstaatliche Ausschuss für den Klimawandel wertet den Stand der Forschung aus, stellt Sachstandsberichte zusammen und macht die zahlreichen Ergebnisse der weltweiten Klimaforschung für politische Entscheidungsträger nutzbar.

Im Rahmen des Kioto- Protokolls zur Klimaschutzkonvention wurde eine globale Emissionsminderung von Treibhausgasen um min. 5% bis zum Zeitraum 2008-2012 (Bezugsjahr 1990) festgelegt. Neben dem CO<sub>2</sub> (Kohlendioxid) können auch CH<sub>4</sub> (Methan), N<sub>2</sub>O (Distickstoffoxid), HFCs (wasserstoffhaltige Fluorkohlenwasserstoffe), PFCs (perfluorierte Fluorkohlenwasserstoffe) und SF<sub>6</sub> (Schwefelhexafluorid) bei Umrechnung in CO<sub>2</sub>- Äquivalente angerechnet werden. Bei der politischen Umsetzung des Klimaschutzes spielt die Abwägung der Kosten und Nutzen, die mit einer Emissionsreduktion verbunden sind, eine zentrale Rolle. Innerhalb der EU Minderungsverpflichtung im Rahmen des sogenannten EU- burden sharing sind zum Beispiel für Spanien, Griechenland und Portugal aufgrund nationaler Besonderheiten weitere Emissionszunahmen zugelassen.

Für die Mittelmeerländer liegt jedoch bei der Diskussion um einen anthropogen verstärkten Treibhauseffekt der Schwerpunkt des Interesses weniger auf der Reduktion der CO<sub>2</sub>- Emissionen. Von wesentlich größerem Belang dürften für diese Länder die Auswirkungen des zu erwartenden Klimawandels auf die Wasserressourcen, die Landwirtschaft und den Tourismus sein. Mehrere Klimamodellsimulationen bei verdoppelter CO<sub>2</sub>- Konzentration sagen vor allem im Übergangsbereich zwischen den ariden Subtropen und der gemäßigten Klimazone Niederschlagsrückgänge voraus (SCHÖNWIESE 1995, HOUGHTON et al. 2001). Dem Mittelmeerraum kommt die Bedeutung solch einer klimatischen Übergangsregion zu. In Verbindung mit vergleichsweise großen Schwankungen der Niederschlagssummen von Jahr zu Jahr ergibt sich eine hohe Sensitivität des mediterranen Klimas, d. h. schon geringfügige Veränderungen im Prozessgeschehen oder in den Randbedingungen des Klimasystems können signifikante Auswirkungen im regionalen Klima induzieren (JACOBET 2000) und damit einschneidende

landschaftsökologische Veränderungen bewirken. Diese sind umso bedeutsamer in einem Raum, in dem das natürliche Potential begrenzt, leicht erschöpfbar und schwer zu regenerieren ist (ROTHER 1993). Zukünftig wird es folglich nicht nur unerlässlich sein, exaktere Aussagen zur Höhe und räumlichen Verteilung des globalen Temperaturanstieges und den damit verbundenen naturräumlichen Veränderungen machen zu können, sondern die Ergebnisse müssen auch sinnvoll in volkswirtschaftliche und ökologische Berechnungen eingebunden werden können.

### **3. Globale Klimamodelle und Statistisches Downscaling**

#### **3.1 Modellierung des Klimasystems**

Zwischen den verschiedenen Komponenten des Klimasystems finden mit einer großen zeitlichen und räumlichen Spannweite zahlreiche physikalische, chemische und biologische Wechselwirkungen statt. Trotz der sehr unterschiedlichen Zusammensetzung, physikalischen und chemischen Eigenschaften, Struktur und Verhalten sind alle Elemente des Systems durch Flüsse von Masse, Wärme und Impuls miteinander gekoppelt. Der offene Charakter der Subsysteme, positive und negative Rückkopplungen zwischen einzelnen Bestandteilen sowie die Nichtlinearität vieler Prozesse verursachen eine extreme Komplexität des Klimasystems. Jede natürliche oder anthropogene Änderung in den Komponenten des Systems oder deren Beziehungen untereinander können Schwankungen des Klimas zur Folge haben.

Eine natürliche, nur auf der internen Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Ozean basierende Schwankung stellt das bekannte Phänomen der El Niño-Southern Oscillation dar. Aufgrund der Interaktion der atmosphärischen Zirkulation mit den Land- und Ozeanflächen tritt Klimavariabilität regional vorzugsweise in großräumigen, geographisch verbundenen Strukturen auf. Die Nordatlantische Oszillation (NAO) beeinflusst zum Beispiel weite Teile Europas, vor allem im Winter. Die regionalen Strukturen der Klimavariabilität gestalten sich viel variabler im Vergleich zum globalen Klima, da regionale Variation in einer Region durch entgegengesetzte Variation an anderer Stelle kompensiert werden kann.

Abschätzungen der Folgen des anthropogen verursachten Klimawandels basieren in erster Linie auf Ergebnissen aus gekoppelten atmosphärisch-ozeanischen Zirkulationsmodellen. In diesen drei-dimensionalen Modellen werden auf globaler Basis Atmosphäre und Ozeane mathematisch dargestellt. Die Repräsentation des Klimasystems erfolgt durch Differentialgleichungen, die die zahlreichen Prozesse in der Atmosphäre und den Ozeanen beschreiben. Aufgrund der großen Anzahl an Variablen, die an diesen Prozessen beteiligt sind, und vor allem durch deren gegenseitige Abhängigkeiten und Wechselwirkungen können Klimamodelle das Klimasystem jedoch nur in vereinfachter Form darstellen.

Die Entwicklung von Klimamodellen gründet auf dem Bestreben, ein Hilfsmittel zu entwickeln, das das komplexe Klimasystem besser verständlich macht und die bedingte Vorhersage des zukünftigen Klimas ermöglicht. Die Anfänge der

Klimamodelle reichen bis Richardson zurück, der 1922 die erste Beschreibung einer numerischen Methode zur Wettervorhersage publizierte (RICHARDSON 1922). MCGUFFIE und HENDERSON-SELLERS (2001) recherchierten, dass die moderne Klimamodellierung seit ungefähr 40 Jahren besteht. Das Wachstum an Komplexität und physikalischem Realismus der Modelle ging dabei mit dem rasanten Anstieg an Rechnerkapazität einher. Die ersten atmosphärischen Zirkulationsmodelle wurden um 1960 aus numerischen Modellen, die zur kurzfristigen Wettervorhersage dienten, entwickelt.

Die Fähigkeit, mit der ein Klimamodell das Verhalten des Klimasystems simulieren kann, ergibt sich zum großen Teil aus dem Grad des Verständnisses der physikalischen, geophysikalischen, chemischen und biologischen Prozesse, die das Klimasystem steuern. Der Zustand und die Sensitivität auf externe oder interne Störungen des Klimasystems hängen von den Größen ab, die auf es einwirken, und von den komplexen und ineinandergreifenden internen Rückkoppelungen, die durch diese Kräfte angetrieben werden. Ein grundsätzliches Charakteristikum des Klimasystems ist, dass es seit Bestehen der Erde und trotz massiver Umbrüche bemerkenswert stabil geblieben ist. Im Verlauf der Erdgeschichte gab es durch paläoklimatische Untersuchungen bekannte, große, nichtperiodische Abweichungen der Temperatur und vermutlich auch anderer Klimaparameter. Diese Charaktereigenschaften des Klimasystems, nämlich die sehr langen Stabilitätszeiten, die durch kurze bis mittellange Abweichungen überlagert werden, sind selbst Funktion einer fundamentalen Größe des Klimasystems: der Zeit, die benötigt wird, um Systemgleichgewicht herzustellen, d. h. die Zeit, die das System braucht, um sich auf neue Rahmenbedingungen anzupassen. Diese Zeit variiert erheblich für verschiedene Subsysteme. Die längsten Gleichgewichtszeiten weisen die Tiefsee, Gletscher und Eisschilde auf (in der Größenordnung von bis zu mehreren tausend Jahren), während für die restlichen Komponenten des Klimasystems die Gleichgewichtszeiten auf täglichen bis jährlichen Zeitskalen (um  $10^5$  bis  $10^7$  s) anzusiedeln sind (MCGUFFIE und HENDERSON-SELLERS 2001). Das Ergebnis der komplexen Wechselbeziehungen zwischen Anpassung und Gleichgewicht und deren unterschiedlichen Zeitskalen ist ein breites Spektrum der Klimavariabilität. Koppelungen und Rückkoppelungen unter Prozessen innerhalb der Komponenten des Klimasystems sind verantwortlich für die zahllosen Schwankungen innerhalb dieser Bandbreite.

### 3.2 Unsicherheiten bei der Klimamodellierung

Eine quantitative Prognose des zukünftigen Klimawandels ist nur möglich, wenn Klimamodelle zum Einsatz kommen, die alle wichtigen Prozesse nachbilden, die die zukünftige Entwicklung des Klimas steuern. In den letzten Jahrzehnten wurden für die Hauptbestandteile des Klimasystems Atmosphäre, Landoberflächen, Ozeane und Meereis separate Modelle entwickelt und diese dann allmählich verflochten. Die Aufnahme der Kopplungen von marinem und terrestrischem Kohlenstoffkreislauf sowie Komponenten des Sulphatkreislaufes stellen jüngste Anstrengungen dar, die gekoppelten atmosphärisch-ozeanischen Zirkulationsmodelle weiterhin zu verbessern. Die Prädiktion der zukünftigen Veränderungen ist jedoch noch immer mit einer erheblichen Unsicherheit behaftet. So kann bei einer sofortigen Verdoppelung der CO<sub>2</sub>-Konzentration eine Verringerung der ausgestrahlten Infrarotstrahlung um 4 Wm<sup>-2</sup> berechnet werden. Dies korrespondiert mit einem Anstieg der bodennahen Temperatur und der Troposphärentemperatur von 1.2°C. Durch Einbezug von Koppelungen ergibt sich je nach Modell eine Temperaturerhöhung von 1.5°C bis 4.5°C (HOUGHTON et al. 2001). Dies verdeutlicht die große Spannweite an Unsicherheit bei der Projektion des zukünftigen Klimas. Die Unsicherheit lässt sich generell in drei Bereiche gliedern: zum Ersten besteht Unsicherheit bei den verwendeten Antriebsszenarien durch Ungewissheit der zukünftigen Emissionsmengen und der daraus resultierenden atmosphärischen Treibhausgas- und Aerosolmengen. Es ergeben sich zweitens Unsicherheiten bei dem Verhalten der Modelle für ein bestimmtes Antriebsszenario, verursacht zum Beispiel durch systematische Fehler bei der Modellierung des rezenten Klimas oder durch fehlerhafte Ausreißer. Ein Ansatz, die Unsicherheiten in diesem Bereich zu verringern, stellen Ensembleläufe dar. Fehlende oder falsch dargestellte physikalische Prozesse in den Modellen machen den dritten Unsicherheitsbereich aus. Mit Hilfe von Sensitivitätsstudien wird der Kenntnisstand in diesem Bereich erweitert. Unter der Annahme, dass der Einfluss der letztgenannten Fehler zeitlich konstant ist, wird jedoch davon ausgegangen, dass Modelle, die das rezente Klima nachbilden können, für Projektionen in die Zukunft geeignet sind. In Abb. 3.1 ist die historische anthropogene globale Mitteltemperaturänderung und die zukünftige Änderung für 6 SRES-Szenarien (SRES= Special Report on Emissions Scenarios, NAKICENOVIC und SWART 2000) und das IS92a-Szenario (IPCC Scenarios 1992, Szenario a, HOUGHTON et al. 1992) aus 7 gekoppelten atmosphärisch-ozeanischen Zirkulationsmodellen dargestellt. Die Grafik verdeutlicht die große Spannbreite der

vorhergesagten Temperatur, verursacht durch Unterschiede in den Szenarienvorgaben und verwendeten Modellen.

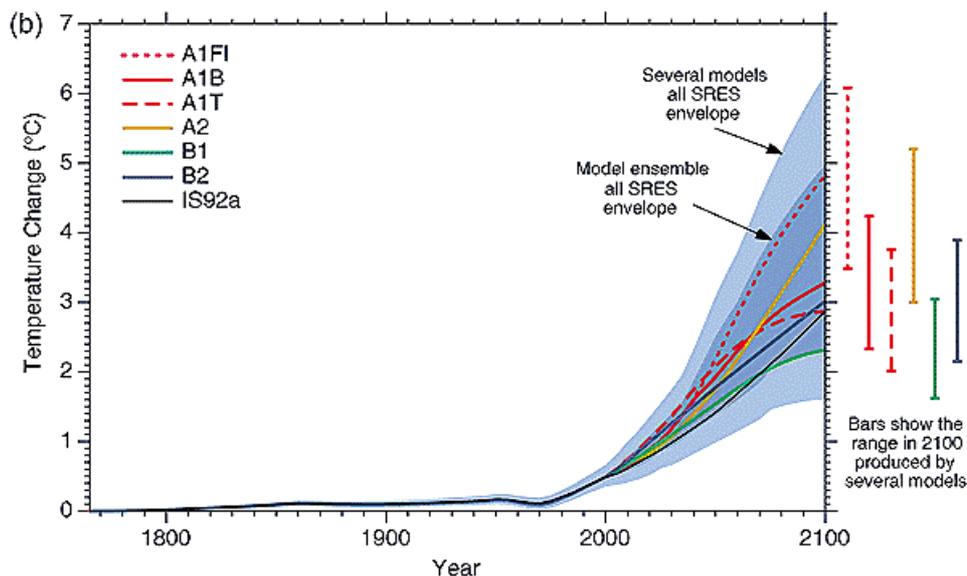


Abb. 3.1: Historische anthropogene globale Mitteltemperaturänderung und zukünftige Änderungen für sechs SRES Szenarien und das IS92a Szenario aus 7 gekoppelten atmosphärisch-ozeanischen Zirkulationsmodellen. In den SRES- Szenarien werden grundsätzlich vier Szenariofamilien ausgeschieden, nämlich A1, A2, B1 und B2, in denen jeweils unterschiedliche demographische, ökonomische und technologische Antriebskräfte die zukünftigen Treibhausgas- und Sulfatemissionen bestimmen. Die A1- Szenariofamilie unterteilt sich weiterhin in vier Szenariogruppen (A1B, A1C, A1G, A1T, A1FI beinhaltet A1C und A1G), denen alternative Entwicklungen des zukünftigen Energiesektors zugrunde liegen. Zum Vergleich ist zusätzlich das ältere IS92a- Szenario aufgetragen. Die Balken zeigen den Bereich der Modellergebnisse im Jahr 2100 für die sieben Zirkulationsmodelle. Quelle: HOUGHTON et al. 2001.

### 3.3 Statistisches Downscaling

Momentan liegt die räumliche Auflösung der atmosphärischen Modellteile in der Größenordnung von 100 bis 250 km mit 10 bis 30 vertikalen Niveaus, die der ozeanischen bei 125 bis 250 km in der Horizontalen und 200 bis 400m in der Vertikalen. Als zeitliche Auflösung können bereits Zeitschritte von 30 Minuten realisiert werden (HOUGHTON et al. 2001). Aus der begrenzten räumlichen Auflösung erwächst die Notwendigkeit, Techniken anzuwenden, um auch regionalen Informationsgehalt aus den Modellen ableiten zu können und feinskalige Klimainformationen zur Verfügung zu stellen. In den letzten Jahren wurden verschiedene Downscalingmethoden entwickelt, die von der Aufstellung von Transferfunktionen über den Einsatz von Wettergeneratoren bis hin zur Verknüpfung synoptischer Analysen mit kleinräumigen Klimavariablen reichen. Beim Downscaling mit Transferfunktionen kommen zum Beispiel Kanonische Korrelationsanalyse (z. B. VON STORCH et al. 1993), Regressionsanalyse (HEWITSON und CRANE 1992) und Neuronale Netzwerke (TRIGO und PALUTIKOF 1999) zum Einsatz. Im Rahmen des Downscalings mit Wettergeneratoren spielen Markovsche Prozesse (z. B.

BELLONE et al. 2000) und bedingte Wahrscheinlichkeiten (WILKS 1999) eine wichtige Rolle. Beim Downscaling mit Hilfe synoptischer Analysen werden meist „Wetterklassen“ oder Indizes definiert, die mit regionalen Klimavariationen in Verbindung gebracht werden (z. B. CONWAY et al. 1996). Einen Überblick über die verschiedenen Methoden und Arbeiten im Bereich des Downscalings gibt auch BEYER (2001). Alle Downscalingmethoden basieren dabei auf der Annahme, dass sich die klimatischen Parameter durch anthropogene Ursachen signifikant (und vorhersagbar) ändern werden.

Zu den „Regionalisierungstechniken“ zählt auch das sogenannte Statistische Downscaling. Diese Methode basiert auf der Sichtweise, dass sich das regionale Klima aus zwei Faktoren zusammensetzt: dem großräumigen klimatischen Zustand und dessen Interaktion mit der regionalen physiogeographischen Ausstattung, wie z.B. Topographie, Land- Meerverteilung, Landnutzung (VON STORCH 1999b). Die Gewinnung regionaler Klimainformation beruht dann auf der Bestimmung eines statistischen Modells, das die großskaligen Klimavariablen (auch Prädiktoren genannt) mit den regionalen kleinskaligen Variablen (oder Prädiktanden) auf der Basis von Beobachtungsdaten verbindet. In einem zweiten Schritt werden dann die Prädiktoren aus einer Modellsimulation der Allgemeinen Zirkulation für veränderte Klimabedingungen in dieses statistische Modell eingegeben, um die korrespondierenden regionalen Klimacharakteristika abzuschätzen.

Bei dieser Vorgehensweise muss aber berücksichtigt werden, dass eine wesentliche Grundannahme nicht verifizierbar ist, das heißt, dass die statistischen Beziehungen, die im rezenten Klima hergestellt wurden, auch unter anderen Antriebsbedingungen im möglichen zukünftigen Klima Gültigkeit besitzen. So ist zum Beispiel denkbar, dass manche Prädiktoren, denen im jetzigen Klima geringe Bedeutung zukommt, entscheidend werden für die Beschreibung des zukünftigen Klimawandels. Es wird daher meist die Betrachtung möglichst langer Zeitreihen angestrebt, um ein großes Spektrum der natürlichen Variabilität erfassen zu können. Solange sich die modellierten zukünftigen Veränderungen im Rahmen der natürlichen beobachteten Klimavariabilität bewegen, wird dann davon ausgegangen, dass die im Beobachtungszeitraum aufgestellten Beziehungen auf andere Zeiträume übertragbar sind.

Für den mediterranen Raum wurden bereits mehrere Untersuchungen zum anthropogen verursachten Klimawandel vorgenommen. Mit Hilfe von Transferfunktionen untersuchten zum Beispiel PALUTIKOF et al. (1997) Temperaturmaxima

und -minima einer spanischen Station, JACOBET (1996, 2000) Niederschlag verschiedener mediterraner Stationen, CORTE- REAL, ZHANG und WANG (1995) Niederschlag von acht Stationen in Portugal, VON STORCH et al. (1993) iberischen Winterniederschlag. GOODESS und PALUTIKOF (1998) entwickelten tägliche Niederschlags Szenarien für Südostspanien anhand einer Zirkulationsklassifikation und dem Einsatz eines Wettergenerators.

Trotz anfänglicher Arbeiten besteht eine vielschichtige Notwendigkeit weiterer Untersuchungen. WILBY und WIGLEY (1997) konnten zum Beispiel zeigen, dass Niederschlagsveränderungen nicht nur aus Zirkulationsänderungen resultieren, sondern dass auch die Veränderung des atmosphärischen Feuchtegehaltes eine Rolle spielt. Ein ähnliches Problem besteht bei Temperaturabschätzungen. Die Veränderung der Temperatur muss nicht allein durch Zirkulationsänderungen bedingt sein, sondern kann auch aus veränderten Strahlungseigenschaften der Atmosphäre resultieren. In jüngster Zeit konnte, aufgrund der Verfügbarkeit von Reanalyse-Datensätzen, die Zahl der möglichen Prädiktoren erheblich erweitert werden. Diese Datensätze umfassen zum Beispiel Gitternetzfelder der Temperatur und des Niederschlags, Werte der spezifischen und relativen Luftfeuchte sowie Luftdruckfelder verschiedener Höhengniveaus und ermöglichen nun eine Berücksichtigung detaillierter meteorologischer Prozesse bei statistischen Downscaling-untersuchungen.

### **3.4 Methodische Vorgehensweise**

Die Vorgehensweise zur Abschätzung des Niederschlags und der Temperatur im Mittelmeerraum mit der Methode des Statistischen Downscalings ist in Abb. 3.2 schematisiert.

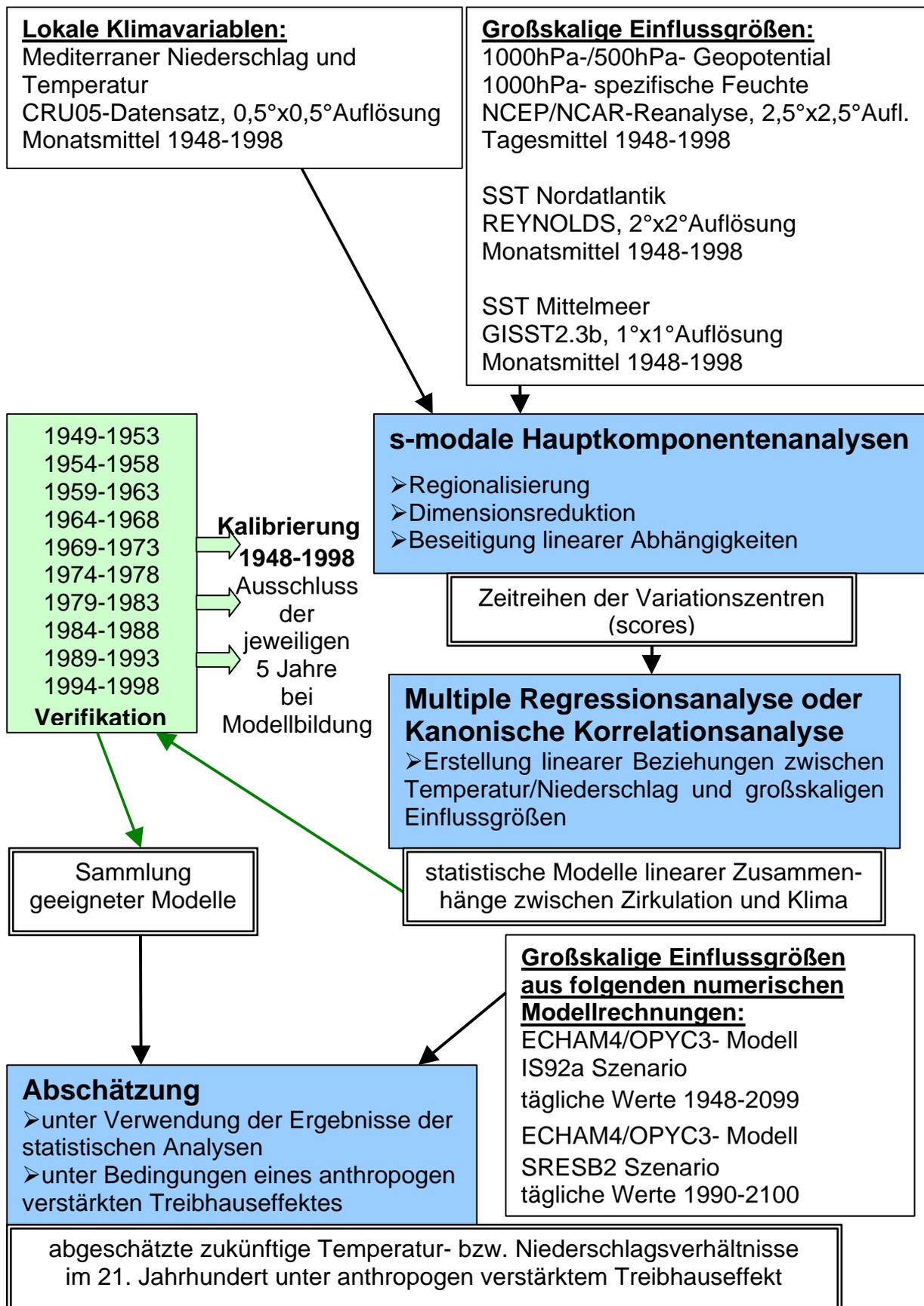


Abb. 3.2: Schema der Vorgehensweise zur Abschätzung des Niederschlags bzw. der Temperatur im Mittelmeerraum im 21. Jahrhundert unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt. Schwarze einfache Rahmen: Datengrundlagen, Blaue Boxen: statistische Verfahren, schwarze doppelte Rahmen: Ergebnisse, schwarze Pfeile: Herkunft der Eingabedaten, grüne Box und grüne Pfeile: Kreuzvalidierungsverfahren.

Die mediterranen Niederschlags- bzw. Temperaturgitterboxwerte aus dem CRU-Datensatz werden mittels s-modalen Hauptkomponentenanalysen zu Regionen zusammengefasst. Vorgehensweise und Ergebnisse sind in Kapitel 4 für den Niederschlag bzw. Kapitel 8.1 und 8.2 für die Temperatur beschrieben. Die großskaligen Einflussgrößen geopotentielle Höhen der 1000hPa-/500hPa- Niveaus, spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau, Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks und des Mittelmeers werden ebenfalls jeweils hauptkomponentenanalytisch bearbeitet. Dies geschieht zur Dimensionsreduktion und zur Beseitigung linearer Abhängigkeiten. Eine Charakterisierung der verschiedenen Prädiktorenarten findet sich in Kapitel 5.

Anschließend werden die Hauptkomponentenwerte (scores) des Niederschlags bzw. der Temperatur mit den scores der großskaligen Einflussgrößen im Rahmen von Kanonischen Korrelationsanalysen und Multiplen Regressionsanalysen miteinander linear in Beziehung gesetzt. Eine detaillierte Beschreibung der Methoden und Ergebnisse wird in Kapitel 6 für den Niederschlag und in Kapitel 8.3 für die Temperatur gegeben. Sowohl den s-modalen Hauptkomponentenanalysen als auch den Kanonischen Korrelationsanalysen und Multiplen Regressionsanalysen liegt der Zeitraum 1948 bis 1998 zugrunde, wobei, wegen festgestellten Instationaritäten, alle Analysen insgesamt zehn Mal durchgeführt werden, jeweils unter Ausschluss anderer fünf Jahre des Gesamtzeitraumes. Anhand der fünfjährigen Zeitabschnitte wird anschließend überprüft, ob die erstellten statistischen Zusammenhänge auf andere Zeiträume übertragbar sind (Verifikation). Die Überprüfung erfolgt durch einen Vergleich der Übereinstimmung zwischen den mit den statistischen Analysen modellierten Niederschlags-/ Temperaturdatenreihen und den beobachtungsgestützten CRU- Niederschlags-/ Temperaturwerten. Modelle, die eine gewisse Modellgüte aufweisen, werden dann dazu verwendet, den Niederschlag bzw. die Temperatur im Mittelmeerraum unter Verwendung von Prädiktorwerten aus ECHAM4/OPYC3- Modellsimulationen für Bedingungen eines anthropogen verstärkten Treibhauseffekts abzuschätzen. Eine Beschreibung der Modellläufe sowie der Ergebnisse der Niederschlagsabschätzungen für das 21. Jahrhundert wird in Kapitel 7 vorgenommen. Für die Temperatur werden die Abschätzungsergebnisse in Kapitel 8.4 erläutert.

## 4. Der Niederschlag im Mittelmeerraum

### 4.1 Datenbasis

Lokale Klimaparameter liegen oft in Form von Stationsdaten vor. Inhomogenitäten stellen hierbei ein großes Problem dar, das heißt, diese Daten zeigen Trends oder Sprünge im Mittelwert oder in der Varianz, die aus Veränderungen der physischen Umgebung der Station, der Messinstrumente, -prozeduren und -zeiten resultieren (VON STORCH und ZWIERS 1999, S.52). Gitternetzdaten haben den Vorteil, dass sie die ganze räumliche und zeitliche Auflösung einheitlich repräsentieren. Als Datenbasis wird der CRU05- Niederschlagsdatensatz der Climatic Research Unit (CRU) der University of East Anglia verwendet. Es handelt sich um einen globalen Datensatz, der die Landflächen (ohne Antarktis) umfasst und auf Gitterfeldbasis mit einer räumlichen Auflösung von  $0.5^\circ$  vorliegt (NEW et al. 1999, 2000). In Bezug auf die Normalperiode 1961 bis 1990 werden Anomaliewerte des Niederschlags unter Berücksichtigung der geographischen Breite und Länge, sowie der topographischen Höhe für die Jahre 1901 bis 1998 mit der Methode thin- plate splines interpoliert. Die Messdaten, die herangezogen werden, stammen hauptsächlich von der World Meteorological Organization (WMO), den nationalen meteorologischen Diensten sowie der Climatic Research Unit und durchlaufen verschiedene Qualitätskontrollen. Inhomogenitäten zwischen den Niederschlagsstationen, die zum Beispiel aus Unterschieden der verwendeten Messgeräte resultieren, werden jedoch aus Gründen mangelnder Informationsverfügbarkeit nicht korrigiert.

NEW et al. (1999, 2000) benutzen sowohl die statistische Methode der Kreuzvalidierung als auch Vergleiche mit unabhängigen Datensätzen zur Bewertung der Güte des von ihnen erstellten Datensatzes. Der Niederschlag weist in Regionen mit geringer Stationsdichte sowie in Hochgebirgsbereichen eine relativ geringe Repräsentanz auf, ebenso bestehen Unzulänglichkeiten bei der Darstellung der asiatischen Monsunzeit. Für Europa und Nordafrika ergeben sich Niederschlagsabweichungen von 10% bis 30% im Vergleich zu anderen Datensätzen (zum Beispiel zum Datensatz von LEGATES und WILLMOTT 1990), die sich auf Unterschiede in den verwendeten Stationen, den Interpolations- und Korrekturverfahren zurückführen lassen. ÖSTERLE et al. (2003) ermitteln im Rahmen einer Homogenisierung und Aktualisierung des CRU- Datensatzes bei 54% aller Niederschlagsgitterboxen Inhomogenitäten und, im Vergleich zum GPCP- Niederschlagsdatensatz des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie (RUDOLF 1995), einen im Mittel um

10% höheren Niederschlag. Bei den Inhomogenitäten handelt es sich vor allem um Sprünge in den Zeitreihen, die sich auf verschiedene Ursachen zurückführen lassen, wie zum Beispiel der Verwendung unterschiedlicher Stationen. Die in dieser Arbeit vorgenommene Abschätzung mediterraner Niederschläge mit der Methode des statistischen Downscalings basiert jedoch auf dem originalen CRU- Datensatz, da die Implementierung des erst jüngst verfügbaren Datensatzes von ÖSTERLE et al. (2003) aus Zeitgründen nicht mehr möglich war. Überdies finden im Rahmen des hier verwendeten Downscalingverfahrens keine Trendanalysen statt, sondern es stehen Variabilitätsuntersuchungen in Zusammenhang mit der großskaligen Zirkulation im Vordergrund, so dass die Verwendung des originalen Datensatzes berechtigt erscheint.

Es wurde bisher kaum versucht, den ganzen Mittelmeerraum in eine regionalisierende Abschätzung einzubeziehen. Dies kann zum Teil durch ungenügende Homogenität oder Fehlen mediterraner Stationsdaten in einzelnen Teilräumen erklärt werden. Die unberücksichtigten Gebiete können nun durch Verwendung des CRU05- Datensatzes in die Analysen einbezogen werden und ermöglichen eine Zusammenschau der klimatisch sehr unterschiedlich geprägten Teilregionen des Mittelmeerraumes.

#### **4.2 Regionalisierung mittels s-modaler Hauptkomponentenanalyse**

Das Mittelmeergebiet umfasst je nach Definition verschiedene Regionen. Als Abgrenzungskriterien zu anderen Räumen dienen sowohl kulturgeographische als auch naturgeographische Merkmale. ROTHER (1993) benutzt zum Beispiel die Verbreitungsgrenze des Ölbaumes als Grenzkriterium. Aber auch das Klima, das den Gesamttraum mit Küsten, Inseln und Rahmenlandschaften zu einer naturgeographischen Einheit verbindet, kann herangezogen werden. Geht man von den strahlungsklimatischen Grundlagen aus, so gehört der Mittelmeerraum zur solaren Hauptklimazone der Subtropen. Aus dem globalen Niederschlagsdatensatz wird daher ein Untersuchungsgebiet abgegrenzt, das zwischen dem nördlichen Wendekreis (23.5°N) und 45°N liegt und somit die strahlungsklimatisch niederen Mittelbreiten umfasst. Diese Abgrenzung erweist sich jedoch als problematisch, da bei der Regionalisierung mittels s-modaler Hauptkomponentenanalysen eine große Anzahl nicht klar abgrenzbarer Regionen gebildet werden und die Kommunalität einzelner Gitterboxen erheblich sinkt. Die weiterführenden Analysen beruhen daher auf einer Gitterfeldauswahl, in welche nur Gitterboxen einfließen, die ein

mediterranes Winterregenklima im engeren Sinn aufweisen. Die Gitterboxselektion orientiert sich dabei an einem Verfahren, das von DÜNKELOH (2001) zur Untersuchung mediterraner Niederschlagsanomalien entwickelt wurde. Trotz der engeren räumlichen Begrenzung (es bleiben zum Beispiel Regionen wie Nordspanien und das Hochland von Anatolien unberücksichtigt) können 1366 Gitterboxen für die Abschätzung des zukünftigen Niederschlags herangezogen werden. Bei DÜNKELOH (2001) wird je nach Untersuchungsmonat eine unterschiedliche Anzahl an Gitterboxen selektiert. So verschiebt sich die Süd- und Ostgrenze des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Höhe der mittleren monatlichen Niederschlagssummen. Im Norden erfolgt die Grenzziehung nach Kontinentalitätskriterien und nach dem Übergang in Hochgebirgsbereiche. Im Detail kann die Abgrenzungsmethode bei DÜNKELOH (2001) nachgelesen werden. In der hier verwendeten Regionalisierung finden aus Gründen der Einfachstruktur und durch die Notwendigkeit des Zusammenfassens mehrerer Monate in eine gemeinsame Analyse (statistische Voraussetzung bei kanonischer Korrelation und multipler Regression: Anzahl der Fälle größer als Anzahl der Variablen) in allen untersuchten Monatskombinationen 1366 Gitterboxen Verwendung.

Die Niederschlagsfelder des gesamten Untersuchungsgebietes werden mittels s-modaler, rotierter Hauptkomponentenanalyse in Regionen untergliedert. Dies geschieht mit dem Ziel der Dimensionsreduktion, d.h. die Menge der insgesamt untersuchten Variablen soll reduziert werden, und zur Beseitigung linearer Abhängigkeiten, so dass die Variablen nicht miteinander korrelieren, also weitgehend stochastisch unabhängig voneinander sind. Die Hauptkomponentenanalyse ist eine häufig benutzte Methode im Bereich der Klimageographie und wird zum Beispiel von PREISENDORFER (1988), BAHRENBURG et al. (1992), STOYAN (1997) und VON STORCH und ZWIERS (1999) ausführlich beschrieben. Die Extraktion der Hauptkomponenten basiert auf der Korrelationsmatrix der in die Analyse einbezogenen Variablen und erfolgt nach der Größe der Eigenwerte der Hauptkomponenten. Dieses Ergebnis garantiert jedoch nicht die Aufteilung der Variablen in "Regionen" mit hohen absoluten Korrelationen innerhalb der Variablengruppe einer Region und geringen absoluten Korrelationen zwischen den Variablengruppen. Um möglichst gut abgrenzbare und damit gut interpretierbare Regionen zu erhalten, ist eine sogenannte Rotation notwendig. Nach dem Varimax-Kriterium richtet sich das am häufigsten verwendete orthogonale Rotationsverfahren. Die extrahierten Hauptkomponenten sind orthogonal so zu rotieren, dass

$$\sum_{l=1}^q S_l^2 \quad (l = 1, \dots, q \text{ Hauptkomponenten})$$

mit  $S_l^2 = \text{Varianz der Ladungen des Faktors } F_l$

ein Maximum wird.

Um eine optimale Regionalisierung zu erzielen, wurde nicht nur die Varimax-Rotation der Hauptkomponenten vorgenommen, sondern zusätzlich untersucht, ob andere Rotations- und Extraktionsverfahren innerhalb der s-modalen Hauptkomponentenanalyse zu besseren Ergebnissen führen. Die sogenannte Equamax-Rotation, bei der sowohl die Anzahl der Variablen mit hoher Ladung auf einen Faktor als auch die Anzahl der Faktoren minimiert wird, benötigt im Vergleich zur Varimax-Rotation wesentlich mehr Hauptkomponenten zur Erklärung des Niederschlags, ohne dass einheitlichere Regionen in Bezug auf das Niederschlagsgeschehen entstehen. Aus einem Vergleich verschiedener Rotationsverfahren bei s-modalen Hauptkomponentenanalysen des Iberischen Niederschlags weisen SERRANO et al. (1999) ebenfalls die Varimax-Methode als geeignetes Rotationsverfahren zu Regionalisierungszwecken aus.

Als weitere Variante innerhalb der Methode der Hauptkomponentenanalyse wurde eine Extraktion der Hauptkomponenten auf Basis der Kovarianzmatrix durchgeführt. Dies führt aber bei der räumlichen Abgrenzung der Gebiete anhand der Hauptkomponentenladungen zu einer Überschneidung mancher Regionen und zu Regionen mit mehreren, räumlich weit entfernten Variationszentren. Generell tritt die Verteilung relativ schwacher Ladungen über einen großen Raum bei der Hauptkomponentenanalyse oft bei den letzten 1-2 extrahierten Hauptkomponenten auf und lässt sich in der Regel als eine Art Restvarianz auffassen. Bei der Kovarianz-Variante der Hauptkomponentenanalyse des Niederschlags im Mittelmeerraum tritt diese Eigenschaft hingegen schon bei höheren Hauptkomponenten auf, deshalb wird dem auf der Korrelationsmatrix basierenden Extraktionsverfahren der Vorzug gegeben.

Es gibt zahlreiche Untersuchungen über den Einfluss sowohl der Größe des Untersuchungsgebietes als auch der Extraktionskriterien und der daraus resultierenden Anzahl an Hauptkomponenten auf die Ergebnisse (siehe z. B. BAHRENBURG et al. 1992, PHILIPP 1997, BECK 2000). Nach dem gängigen, sogenannten Kaiserkriterium werden nur solche Hauptkomponenten extrahiert, deren Eigenwert größer als 1 ist. Bei großer Variablenanzahl kann dieses Kriterium jedoch dazu führen, dass Hauptkomponenten mit einem sehr geringen Gesamtvarianz-

erklärungsanteil extrahiert werden. In dieser Arbeit wird eine Methode verwendet, die innerhalb der Arbeitsgruppe Klimaforschung am Geographischen Institut der Universität Würzburg entwickelt wurde (JACOBET 1993) und sich in verschiedenen klimatologischen Analysen bewährt hat (PHILIPP 1997, BECK 2000, DÜNKELOH 2001, BEYER 2001). 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. Abhängig von den jeweils betrachteten Monaten werden nach diesem Kriterium für das gesamte Untersuchungsgebiet zwischen 8 und 15 Hauptkomponenten extrahiert. In den Herbst- und Frühwintermonaten (Oktober/November, November/Dezember) wird die höchste Anzahl an Hauptkomponenten zur Niederschlagsregionalisierung benötigt. In den Wintermonaten Dezember bis Februar und auch noch im März scheint eine räumlich einheitlichere Niederschlagsverteilung vorzuliegen, so dass in der Regel mit 8 bis 10 Hauptkomponenten eine ausreichende Gruppierung erreicht werden kann. In den Frühjahrsmonaten März/April und April/Mai liegt wiederum ein heterogeneres Niederschlagsbild vor, es sind jeweils 12 Hauptkomponenten zur Regionalisierung erforderlich.

Bei den Abschätzungen anhand von Regressionsanalysen und Kanonischen Korrelationsanalysen müssen aus methodischen Gründen alle zuvor extrahierten Regionen (Hauptkomponenten) verwendet werden, selbst wenn für einzelne Regionen keine guten Modelle erstellt werden können. Dieses Problem wird dadurch gelöst, dass Gitterboxen mit einer Ladung  $>0.5$  auf eine spezifische Hauptkomponente gruppiert und anschließend mit den Originalwerten dieser Gitterboxen erneut s-modale Hauptkomponentenanalysen gerechnet werden. In diesem Fall wird keine Rotation durchgeführt, da nicht die räumlich sinnvolle Gruppierung der Variablen im Vordergrund steht, sondern allein die Bildung von Hauptkomponenten, die einen möglichst hohen Anteil der ursprünglichen Variation erklären. Die Anzahl der Hauptkomponenten wird dabei nach dem oben beschriebenen Extraktionskriterium bestimmt, jedoch mit dem Zusatz, dass jede Hauptkomponente mindestens eine Ladung größer 0,5 aufweisen muss. Diese Erweiterung wurde vorgenommen, da ansonsten häufig Hauptkomponenten gebildet werden, die nur einen äußerst geringen Varianzerklärungsanteil besitzen. Für jede Gitterboxgruppe (Region) resultieren 1 bis 4 Hauptkomponenten mit einem erklärten

Gesamtvarianzanteil zwischen 50% und 93%. Die Anzahl der Gitterboxen pro Region und der daraus gebildeten Hauptkomponenten sowie die entsprechenden Varianzerklärungsanteile sind für alle untersuchten Monatskombinationen in Tab. A.1 bis A.7 des Anhangs A aufgeführt. Es bleibt festzuhalten, dass alle Regionen getrennt analysiert werden und dadurch unabhängig voneinander auf statistisch und klimatologisch sinnvolle Zusammenhänge zwischen Niederschlag und den großskaligen Parametern untersucht werden können. Modelle, die solche Zusammenhänge beschreiben, können gezielt für Zukunftsabschätzungen unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt ausgewählt werden.

Ein wichtiges Ergebnis der Hauptkomponentenanalyse stellen, wie oben deutlich wurde, die Hauptkomponentenladungen dar. Sie verkörpern die Korrelationen zwischen Hauptkomponente und Ausgangsvariablen und erlauben beim s-modalen Durchführungsmodus (s steht für space, folglich steht die raumbezogene Information im Vordergrund) die räumliche Verortung der Hauptkomponenten. Bei der nachfolgenden Regressionsanalyse und Kanonischen Korrelationsanalyse gehen hingegen die Hauptkomponentenwerte (scores) als Ausgangsgrößen ein. Die Hauptkomponentenwerte werden aus den Werten der Matrizen der Hauptkomponentenladungen und der Ausgangsdaten berechnet. Sie können als normalisierte Zeitkoeffizienten aufgefasst werden und beschreiben die zeitliche Niederschlagsvariation der einzelnen Regionen. Links in der Abb. 4.1 ist für Januar/Februar das standardisierte Gebietsmittel des Originalniederschlags der Gitterboxen aufgetragen, die in der ersten Hauptkomponente zusammengefasst sind (Iberische Halbinsel und Südfrankreich), rechts die korrespondierende Zeitreihe der Hauptkomponentenwerte. Die zum Gebietsmittel zusammengefasste ursprüngliche Niederschlagsvariation wird durch die Zeitreihe der Hauptkomponentenwerte sehr gut reproduziert. Die Höhe der einzelnen Niederschlagsanomalien wird im hauptkomponentenanalytischen Verfahren jedoch aufgrund des Einflusses der Ladungen herabgesetzt. Die Übereinstimmung des interannuellen Verlaufs der Niederschlagsabweichungen zwischen beiden Zeitreihen besteht in ähnlichem Maß bei den höheren Hauptkomponenten (nicht dargestellt).

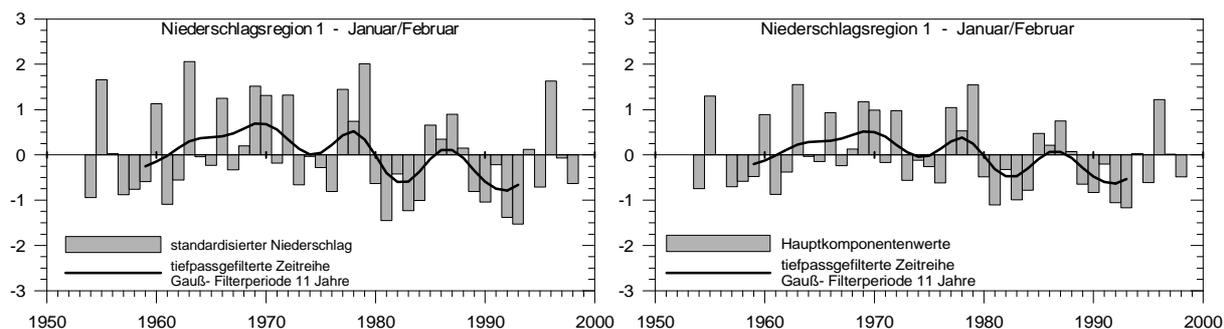


Abb. 4.1: Vergleich zwischen standardisiertem Gebietsmittel der Originalniederschläge der Niederschlagsregion 1 (linke Darstellung) und normalisierten Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte, rechte Abbildung) des gleichen Variationszentrums für Januar/Februar 1954-1998.

### 4.3 Mediterrane Niederschlagsvariabilität

#### 4.3.1 Überblick

Die Beschreibung des mediterranen Klimas und die Analyse seiner Variabilität in Verknüpfung mit der großskaligen atmosphärischen Zirkulation sind Gegenstand zahlreicher Publikationen. Zum Klima des gesamten Mittelmeerraumes existiert eine jüngere Arbeit von ENDLICHER (2000), im Zusammenhang mit der atmosphärischen Zirkulation gibt es Untersuchungen zum Beispiel von MAHERAS et al. (1999a, 1999b), LITTMANN (2000), JACOBET (2000), QUADRELLI et al. (2001) und DÜNKELOH und JACOBET (2003). Auf regionaler Ebene untersuchen BEN-GAI et al. (1999) Temperaturtrends in Israel, ZANGVIL et al. (2003), KUTIEL und PAZ (1998) Zusammenhänge zwischen Druckfeldern und Niederschlag in Israel und BRUNETTI et al. (2000) Temperatur- und Niederschlagsvariabilität in Italien. FOTIADI et al. (1999) werten den Niederschlag im Nordwesten Griechenlands aus und XOPLAKI et al. (2000) bringen griechische Winterniederschläge in Verbindung mit 500hPa- Geopotentialfeldern. Eine Vielzahl weiterer Arbeiten verdeutlicht das klimatologische Interesse an diesem Raum. Als Einflussgrößen auf das lokale Klima werden meist Bodendruckfelder, Druckfelder mitteltroposphärischer Niveaus, zyklonale Prozesse sowie Meeresoberflächentemperaturen zu Rate gezogen.

Es zeigt sich aus den verschiedenen Forschungen über das mediterrane Klima kein räumlich einheitliches Bild der rezenten Klimaentwicklung. Vielmehr sind die Teilregionen ganz unterschiedlich geprägt. Für Italien zum Beispiel sind nach BRUNETTI et al. (2000) seit Ende der 70er Jahre des 20. Jahrhunderts winterliche Temperaturzunahmen und winterliche Niederschlagsabnahmen zu verzeichnen, während für Israel negative winterliche Temperaturtrends für die 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts (BEN-GAI et al. 1999) und positive Niederschlagsentwicklungen für das südliche Israel seit 1982 (ZANGVIL et al. 2003) vorliegen. Allgemein ist der westliche

Mittelmeerraum an der rezenten Erwärmung wesentlich stärker beteiligt als der Osten (JACOBET 2000, S.36). Die negative Korrelation von Niederschlag und Temperatur zwischen westlichem und östlichem Mittelmeerraum wird häufig mit dem Konzept der "mediterranen Oszillation", einer Art Druckschaukel zwischen westlichem und östlichem Mittelmeergebiet, in Zusammenhang gebracht (KUTIEL et al. 1998, JACOBET 2000, BRUNETTI et al. 2002). Mitunter wird diese Druckkonstellation durch einen Index dargestellt. PIERVITALI et al. (1999) beschreiben die dipolare Oszillation durch den Mediterranean Oscillation Index, basierend auf dem 500hPa- Geopotential von Algier. BRUNETTI et al. (2002) definieren den Mediterranean circulation index als Druckdifferenz zwischen Marseille und Jerusalem. Von MAHERAS et al. (1999b) wird eine Phase der mediterranen Oszillation in Kombination mit extrem negativen Phasen der Nordatlantischen Oszillation gesehen und verursacht ein meridionales Muster hoher Niederschläge mit Maximum über der Iberischen Halbinsel und einer Abschwächung nach Osten. KUTIEL et al. (1996) decken eine negative Korrelation der winterlichen Niederschlagssummen zwischen Lissabon und Jerusalem auf und setzen sie in Bezug zu meridionalen Indizes im Mittelmeerraum, aus denen die Ausbildung der Druckschaukel abgeleitet werden kann. DÜNKELOH und JACOBET (2003) ermitteln im Rahmen einer zirkulationsdynamischen Untersuchung mediterraner Niederschläge, dass Druckmuster, die in Zusammenhang mit der Mediterranen Oszillation (MO) und der NAO stehen, maßgeblich für die Erklärung mediterraner Niederschläge sind. Dabei ist ihre Bedeutsamkeit im Winter am größten, während sich im Verlauf des Frühjahrs bis zum Sommer der Einfluss der MO auf den mediterranen Niederschlag immer mehr abschwächt.

#### **4.3.2 Regionale Ausprägungen des Niederschlags**

Die Höhe der jährlichen Niederschlagssummen und die Anzahl der Niederschlagsmaxima innerhalb eines Jahres variieren im Mittelmeerraum von Region zu Region aufgrund der verschiedenen geographischen Lage im Breiten- und Längengradnetz, der Topographie, der Lage von Inseln und Gölfen, der Orientierung der Bergzüge zu den Zugbahnen der Tiefdruckgebiete etc. (MAHERAS et al. 1999b, S.189). Bei der Niederschlagsverteilung zeigt sich eine deutliche Nord- Süd- Differenzierung, mit einer Niederschlagsabnahme von den immerfeuchten nördlichen Bereichen zu den südlichen subtropisch- randtropischen Trockengebieten. Aufgrund des zunehmenden Kontinentalitätsgrades ist auch eine Unterscheidung zwischen den westlichen und

östlichen Bereichen möglich. Da das Mittelmeergebiet eine relativ große Aufgeschlossenheit im Hinblick auf den mit zyklonalen Zirkulationsvorgängen verbundenen Horizontalaustausch aufweist, ist der kontinentale Einfluss aber relativ gering. Die Gestaltung von Landmassen und Meeresbecken spielt eine größere Rolle, so dass der Ost- West- Wandel eigentlich ein Luv- Lee- Gegensatz ist und nicht auf das gesamte Mittelmeergebiet, sondern nur auf einzelne Teilräume wie die Iberische Halbinsel oder den Maghreb bezogen werden sollte (ENDLICHER 2000, S.172). In allen Teilen des Mittelmeerraumes beeinflussen topographische Höhe und Exposition die Höhe der Niederschläge beträchtlich, da es sich in der Regel um Niederschläge des zyklonal- advektiven Typs handelt.

Im Folgenden werden die Grundzüge der Niederschlagsausprägung im Mittelmeerraum auf Grundlage der mittels s-modaler Hauptkomponentenanalysen ermittelten Regionen für den Untersuchungszeitraum 1948 bis 1998 beschrieben. Die Schilderungen beschränken sich im Allgemeinen auf die niederschlagsreichsten Monate Oktober bis Mai, für die auch die Modellabschätzungen für das 21. Jahrhundert durchgeführt werden. Auf die Konnektion von mediterranen Niederschlägen mit der großskaligen atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation wird in Kapitel 6 im Rahmen der Regressionsanalysen und Kanonischen Korrelationsanalysen weiterführend eingegangen.

Die generalisierten Niederschlagsregionen sind in Abb. A.1 für Oktober/November, Abb. A.2 für November/Dezember, Abb. A.3 für Dezember/Januar, in Abb. A.4 für Januar/Februar, in Abb. A.5 für Februar/März, in Abb. A.6 für März/April und in Abb. A.7 des Anhangs A für April/Mai illustriert. Die Verallgemeinerung bei der Darstellung der Niederschlagsregionen erklärt sich dadurch, dass verschiedene Kalibrierungszeiträume (zu den verschiedenen Kalibrierungs- und Verifikationszeiträumen siehe Kap. 6.2) zu einer unterschiedlichen Anzahl an Gitterboxen mit einer Ladung  $> 0.5$  auf eine Hauptkomponente führen und dadurch eine Region je nach verwendetem Zeitabschnitt ein leicht unterschiedliches räumliches Erscheinungsbild aufweist. Der räumliche Schwerpunkt der Regionen bleibt jedoch stets erhalten, nur die randliche Ausdehnung verändert sich etwas. Aus diesem Grund ist aber die Zuordnung und Interpretation kleinräumiger Randbereiche aus diesen Übersichtskarten nicht möglich. Abhängig von der gewählten Monatskombination wird auch eine variierende Anzahl an Regionen gebildet. Manche Randgebiete werden je nach Monat zu dem einen oder anderen Variationszentrum zugeordnet und es gibt räumliche Bereiche, bei deren

Niederschlagserfassung monatspezifisch eine unterschiedliche Anzahl an Hauptkomponenten benötigt wird. Ungeachtet dieser Unterschiede sind bestimmte räumliche Grundstrukturen der Variationszentren stets ersichtlich. Nachstehend wird der Mittelmeerraum in sieben Hauptregionen unterteilt, die teilweise durch ein Variationszentrum, zum Teil aber auch durch mehrere Hauptkomponenten verkörpert werden.

#### **4.3.2.1 Region 1: Iberische Halbinsel und Südfrankreich**

In Bezug auf die Höhe der jährlichen Niederschlagsmengen weisen Spanien, Portugal und Südfrankreich ein sehr heterogenes Bild auf, das sich in erster Linie auf die Wirksamkeit von Zyklonen und den damit verbundenen Luv- Lee- Effekten der frontengebundenen Niederschläge zurückführen lässt. Im Hinterland von La Coruña werden beispielsweise 2500mm übertroffen, während Madrid nur 438mm, die Küste der Niederalgarve sogar unter 400mm Jahresniederschlag verzeichnen. Im französischen Midi fällt im Jahr durchschnittlich 700-800mm Niederschlag (ENDLICHER 2000, S.192). Die Untersuchungsregion zeichnet sich bekanntermaßen durch ein Niederschlagsmaximum im Winterhalbjahr aus. Im Süden und Osten der Iberischen Halbinsel wird die höchste Niederschlagsmenge im Herbst erreicht, in den zentralen Teilen im Herbst oder im Frühjahr. In den westlichen Bereichen der Iberischen Halbinsel tritt ein Wintermaximum des Niederschlags auf (RODRIGUEZ-PUEBLA et al. 1998, S.302). In Südfrankreich ist ein primäres Niederschlagsmaximum im Herbst und eine sekundäres im Frühjahr ausgeprägt. Beide stehen in Verbindung mit meridionalen Zirkulationstypen der Westwinddrift (ENDLICHER 2000, S.187).

Die Zeitreihe der Hauptkomponentenwerte in Abb. 4.2 für die Monate Januar/Februar veranschaulicht die vorwiegend negativen Niederschlagsanomalien des westlichen Mittelmeerraumes im Winter seit ca. 1980. Der negative Verlauf deckt sich mit den Ergebnissen anderer Arbeiten. Niederschlagsrückgänge stellen ROMERO et al. (1998) für Teile Kataloniens und Andalusiens und GOODESS und JONES (2002) sowie RODRIGUEZ-PUEBLA et al. (1998) für nahezu die gesamte Iberische Halbinsel fest. Für Portugal werden von CORTE-REAL et al. (1998) ebenfalls Rückgänge beobachtet, allerdings nur im Frühjahr. Die Niederschlagsabnahmen werden von ESTEBAN- PARRA et al. (1998) mit einer Intensivierung des Azorenhochs und seiner Positionsverlagerung nach Osten in Verbindung gebracht.

WIBIG (1999), MAHERAS et al. (1999b) und GOODESS und JONES (2002) weisen auf einen Zusammenhang mit der Nordatlantischen Oszillation hin.

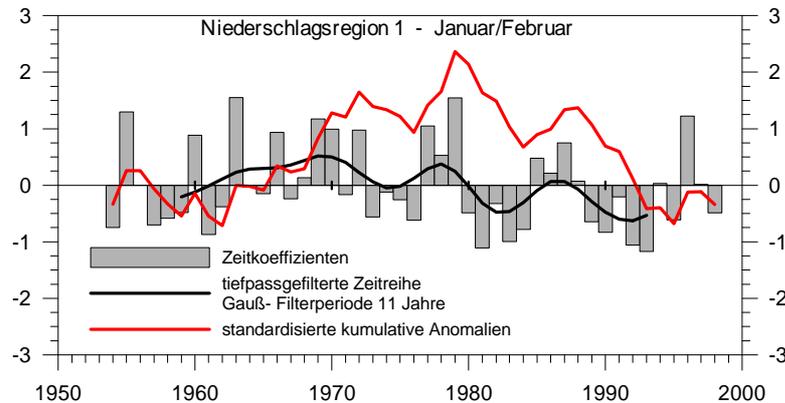


Abb. 4.2: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien für die Monate Januar/Februar 1954 bis 1998 der Niederschlagsregion 1 (Iberische Halbinsel und Südfrankreich).

#### 4.3.2.2 Region 2: Adriatischer und Tyrrhenischer Bereich (Korsika, Sardinien, Italien, Dalmatien, Albanien)

Der planetarische, der hypsometrische und der West- Ost- Wandel spiegeln sich in der räumlichen Verteilung der jährlichen Niederschläge Italiens wider. Die höchsten Niederschläge verzeichnen die südwestexponierten Hänge des Apennins mit 2000-3000mm (ENDLICHER 2000, S.208), die niederschlagärmsten Stationen liegen im Lee des Apennins, wie zum Beispiel Tarent mit 445mm (ROTHER und TICHY 2000, S.36). In Padania, im Norden Italiens und in Mittelitalien ist ein zweigipfeliges Niederschlagsregime mit Herbst- und Frühjahrsmaximum ausgebildet, in Süditalien wird der Höchstwert im Winter erreicht. Die jährliche Niederschlagsvariabilität beträgt in den maritimen Luvlagen an den Westküsten weniger als 14%, während die Abweichungen vom mittleren Jahresniederschlag in den Leebereichen der Ostküste bei 16% (Adria) bis 33.5% (sardinische Ostküste) liegen (ROTHER und TICHY 2000, S.36). Dalmatien besitzt hygrisch ein charakteristisches Herbst- und Winterregenregime mit hohen Niederschlagsmengen und -intensitäten im Bereich der Dinarischen Gebirgsketten. Der Kernraum Albaniens weist ebenfalls ein charakteristisches Mittelmeerklima mit im Durchschnitt 1189mm Jahresniederschlag auf. Bedingt durch Kaltfronten von Adriazyklonen in Verbindung mit den relativ hohen Wassertemperaturen der Adria sind die regenreichsten Monate Albaniens Oktober bis Dezember (ENDLICHER 2000).

Bei der Analyse von Niederschlagsvariationen Italiens von der Mitte des 19. Jahrhunderts bis 1995 stellen BUFFONI et al. (1998) und BRUNETTI et al. (2000) in den letzten 15 Jahren einen Trend zu sehr warmen und trockenen Wintern fest.

Diese Entwicklung kann in Abb. 4.3 der Zeitreihe der Hauptkomponentenwerte, die das Niederschlagsgeschehen dieser Region im Dezember/Januar für den Zeitraum 1953/54 bis 1997/98 wiedergibt, gut nachvollzogen werden. Das vermehrte Auftreten warmer und trockener Winter wird von BRUNETTI et al. (2000) im Kontext einer Intensivierung des Druckgradienten zwischen südlichem und nördlichem Europa gesehen. Die Verschärfung des Druckgefälles findet vor allem im Winter und Frühjahr statt und beruht auf einem Druckabfall im Bereich des östlichen Nordatlantiks und einem Druckanstieg im zentral- östlichen Atlantik. Die damit verbundene positive Phase der Nordatlantischen Oszillation und das häufigere Auftreten subtropischer Antizyklonen im westlichen Mittelmeerraum werden für die unterdurchschnittlichen Niederschläge verantwortlich gemacht (BRUNETTI et al. 2002).

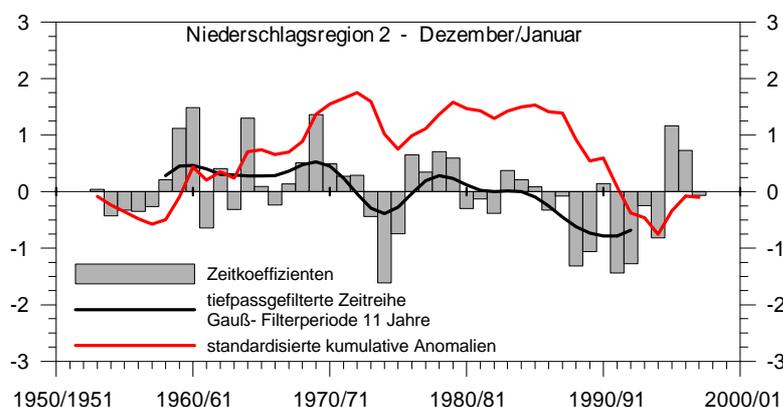


Abb. 4.3: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien der Niederschlagsregion 2 (adriatischer und tyrrhenischer Bereich) für die Monate Dezember/Januar 1953/54-1997/98.

#### 4.3.2.3 Region 3: Ägäischer Bereich (Griechenland, Türkei)

Das regionale Niederschlagsmuster ist auch in dieser Region durch eine West- Ost-Differenzierung der Niederschlagsmengen und eine Niederschlagszunahme mit der Höhe festgelegt. Die Hauptregenzeit setzt in Griechenland und der Süd- und Ostküste der Türkei im Oktober ein, besitzt ein ausgeprägtes Wintermaximum im Dezember und Januar (FOTIADI et al. 1999) und hängt entscheidend von der Ausprägung des Bodendruckfeldes ab (KUTIEL et al. 2001). Als bestimmender Faktor sind in diesem Zusammenhang die Frontalzyklonen der Westwinddrift und die zyklogenetischen Orte des Mittelmeergebietes wie zum Beispiel im Bereich von Zypern, der Ägäis und des Golfes von Genua anzusehen (XOPLAKI et al. 2000).

Eine Trendanalyse winterlicher Niederschläge Griechenlands im Zeitraum 1958 bis 1994 von XOPLAKI et al. (2000) vergegenwärtigt auch in diesem Raum eine negative Niederschlagsentwicklung, die jedoch nur in den nördlichen und östlichen

Teilen Griechenlands signifikant ist. Gründe für die unterdurchschnittlichen winterlichen Niederschlagssummen liegen nach XOPLAKI et al. (2000) in einer verstärkten Advektion kontinentaler Luftmassen aus nördlichen Richtungen aufgrund vermehrter Blockierung der Höhenströmung und einer damit verbundenen Reduzierung des Tiefdruckeinflusses im gesamten mediterranen Raum. Zusätzlich begünstigen verringerte Lufttemperaturen und negative Meeresoberflächentemperaturanomalien des zentralen und östlichen Mittelmeeres eine höhere Stabilität in der unteren Atmosphäre. TURKES (1998) berichtet für die mediterranen Gebiete der Türkei ebenfalls über trockenere Verhältnisse im Winter seit ungefähr Mitte der 1980er Jahre. Als Ursache wird auch hier eine Verminderung der zyklonalen Aktivität angeführt. Ferner deutet ein Anstieg der geopotentiellen Höhen des 700hPa- und 500hPa- Niveaus auf eine verstärkte Antizyklonalität in diesem Raum hin. Die Zeitkoeffizienten für die Monate Dezember/Januar des Variationszentrums, das Griechenland und die Türkei beschreibt, zeichnen sich durch Negativanomalien seit dem Winter 1970/71 aus, unterbrochen durch eine fünfjährige Phase positiver Abweichungen von 1977/78 bis 1981/82 (siehe Abb. 4.4).

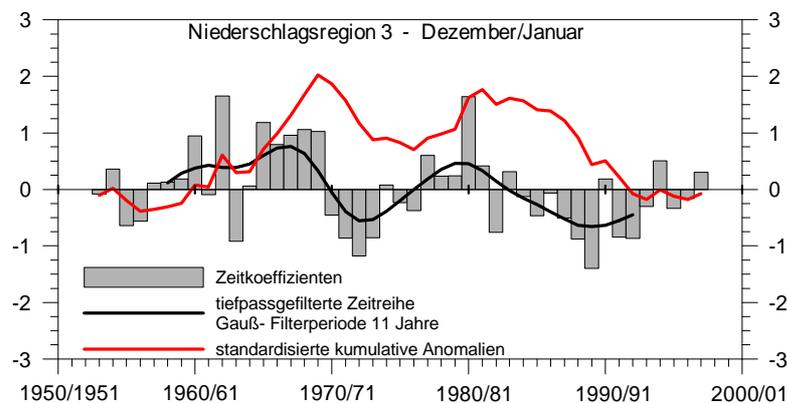


Abb. 4.4: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien der Niederschlagsregion 3 (ägäischer Bereich) für die Monate Dezember/Januar 1953/54-1997/98.

#### 4.3.2.4 Region 4: Levante (Syrien, Libanon, Israel, Palästina, Jordanien, Ägypten)

Zyklonale Niederschläge setzen im Küstenbereich der Levante im Oktober ein und dauern bis April an. Die höchsten Niederschlagssummen im Jahr werden in den Ländern des östlichen Mittelmeeres in den Monaten Dezember, Januar und Februar erreicht (BEN- GAI et al. 1998, ENDLICHER 2000). Die Zyklonenzugbahnen des Adriatiefs von der Ägäis nach Zypern und des Genuatiefs über Sizilien zur Levante sind vor allem im Winter häufig. Im Frühjahr ziehen vielfach Saharatiefs über die Küsten von Libyen und Ägypten an die Levante (ENDLICHER 2000, S.229).

Zirkulationsdynamisch bestimmen nach KRICHAK et al. (2000), KUTIEL und PAZ (1998) vor allem die antizyklonalen Zentren des Azorenhochs und des Sibirischen Hochs die Niederschläge im östlichen Mittelmeerraum. Feuchte Winter stehen dabei in Zusammenhang mit einer Dominanz der atlantisch- westeuropäischen Antizyklone über das dementsprechend abgeschwächte Sibirische Kältehoch. Gleichzeitig ist eine Tiefdruckzone über dem zentral- östlichen Mittelmeer, das sich zwischen einem Tief über Nordeuropa und einem Tiefdruckgebiet im Bereich des Roten Meeres erstreckt, bedeutsam.

Grundsätzlich nehmen die Niederschläge in dieser Region von Nord nach Süd und von Ost nach West ab. An der syrischen Küste im Norden wird über 800mm Jahresniederschlag erreicht, der in Richtung Süden auf unter 200mm (z. B. Alexandria 191mm, ENDLICHER 2000, S.230) zurückgeht. Eine Ursache der Niederschlagsabnahme nach Süden hin ist die immer seltener werdende Beeinflussung durch winterliche Zyperntiefs. An den mediterranen Küstenstreifen schließen sich nach Osten die Bergländer der Levante an, die aufgrund des orographischen Weststaus mit durchschnittlich 600-1000mm die höchsten Niederschlagsmengen der Levante empfangen. In Richtung Osten nehmen die Niederschläge durch Lееeffekte und zunehmende Kontinentalität beständig ab. In Bezug auf die knappen Wasserressourcen in weiten Teilen der Levante spielt, neben den insgesamt geringen Niederschlagssummen, die Variabilität der Niederschläge eine entscheidende Rolle. Die mittlere Abweichung der Jahresniederschläge beläuft sich beispielsweise in Jordanien auf 30% (ENDLICHER 2000, S.235).

Bei der Betrachtung der Variationszentren des Niederschlags in diesem Raum fällt eine Zweiteilung auf, bei der der nördlichste Abschnitt der Levante in fast allen Untersuchungsmonaten von den zentralen und südlichen Teilen getrennt ist (siehe Abb. A.1 bis A.7 des Anhangs A). Hinsichtlich der Niederschlagsvariation zwischen 1948 und 1998 zeigt die nördliche Levante eher Parallelen zu den Niederschlagsverhältnissen im Bereich der türkischen Südküste. Das Variationszentrum, das die zentralen und südlichen Teile der Levante umfasst, beschreibt dagegen häufig auch die Niederschlagsschwankungen der ostlibyschen Küste. Bei der Hauptkomponentenanalyse des Niederschlags der Monate November/Dezember wird eine Region gebildet, die einzig den südlichen Teil der Levante umfasst (Region 11, Abb. A.2 des Anhangs A). Die Niederschlagsvariation in diesem Raum zeigt, im Gegensatz zum nördlichen Mittelmeerraum, keinen auffälligen Trend in den letzten zwanzig Untersuchungsjahren (s. Abb. 4.5). Die in der ersten Hälfte der 1990er

Jahre vorwiegend positiven Abweichungen, in der zweiten Hälfte des gleichen Jahrzehnts negativen Anomalien lassen sich ebenfalls in den Monaten Januar/Februar feststellen (nicht dargestellt) und korrespondieren zu den Ergebnissen von KRICHAK et al. (2000), die aus NASA- Reanalysedaten für den östlichen Mittelmeerraum feuchte und trockene Monatsanomalien ausweisen.

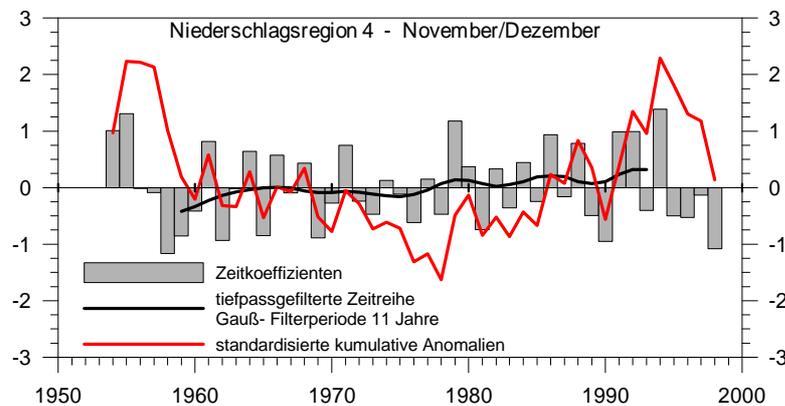


Abb. 4.5: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien der Region 4 (Levante) für die Monate November/Dezember 1954-1998.

#### 4.3.2.5 Region 5: Maghreb (Marokko, Algerien, Tunesien)

Die mittleren Jahressummen des Niederschlags nehmen im Maghreb regelhaft von Nord nach Süd ab. Der planetarische Wandel der Klimabedingungen wird durch den von der Küste ins Landesinnere ergänzt. Hinzu kommt der orographische Einfluss, zum Beispiel der Rif- und Atlasketten, auf die Niederschlagsverteilung. Das Wintermaximum in den Monaten Dezember bis Februar ist an Frontalzyklonen gebunden, die über Gibraltar ins westliche Mittelmeer ziehen, oder die zur Gruppe der Balearen- bzw. Genuazyklonen gehören (ENDLICHER 2000). Bei meridionalen Zirkulationstypen mit Blocking Action über dem Ostatlantik kann es jenseits der Atlasketten zur Leezyklogense und Ausbildung einer Saharazyklone kommen. Diese Situation ist vor allem in den Übergangsjahreszeiten häufig.

Der Maghreb wird durch die s-modale Hauptkomponentenanalyse in mindestens drei Variationszentren untergliedert. Das Westlichste deckt die Kanarischen Inseln und die atlantische Küste Marokkos ab, ein bis zwei weitere Variationszentren beschreiben die Niederschlagsvariation im Bereich der Atlasketten. Interessanterweise besitzen Sizilien und die nordafrikanische Küste im Bereich von Tunis in fast allen Monaten eine gleichläufige Niederschlagsvariation, die in einer gemeinsamen Hauptkomponente ihren Ausdruck findet. In Abb. 4.6 sind die Zeitkoeffizienten der Monate Dezember/Januar für diese Region (Region 4 der Abb. A.3, Anhang A)

aufgetragen. Auf eine Phase vorwiegend positiver Niederschlagsabweichungen zwischen 1956/57 und 1973/74 treten zwischen 1974/75 und 1979/80 einzig negative Anomalien auf. Der Trend zu trockeneren Winterverhältnissen, wie er seit ca. 1980 sonst für Italien ausgeprägt ist (siehe Niederschlagsregion 2, Adriatischer und Tyrrhenischer Bereich), wird im Bereich Siziliens nicht nachvollzogen.

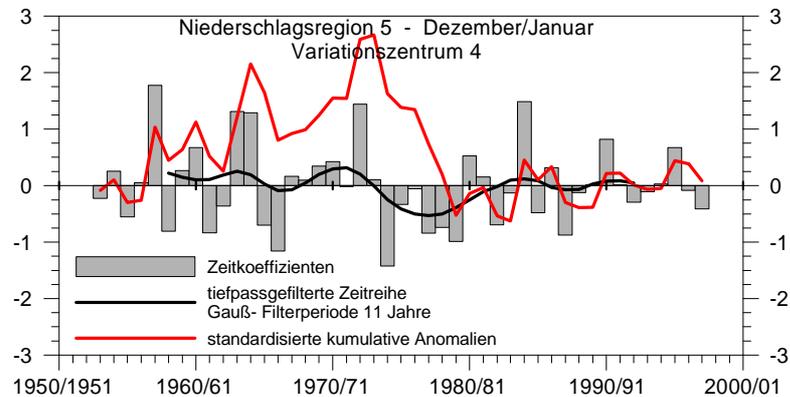


Abb. 4.6: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien für die östlichen Teile der Region 5 (Maghreb); das Variationszentrum 4 umfasst Sizilien, den Großraum Tunis und den Küstenbereich westlich von Tunis bis Alger. Untersuchungsmonate: Dezember/Januar 1953/54-1997/98.

Höchst unterschiedlich ist das Niederschlagsgeschehen im Bereich der Atlasketten Algeriens und Teilen Marokkos sowie dem algerischen Küstenabschnitt um Oran ausgebildet (Abb. 4.7, Region 5 der Abb. A.3 des Anhangs A). Bis 1964/65 überwiegen deutlich positive Abweichungen des Winterniederschlags, danach lässt sich bis zum Ende des Untersuchungszeitraumes eine fortlaufende Tendenz zu unterdurchschnittlichen Niederschlägen erkennen.

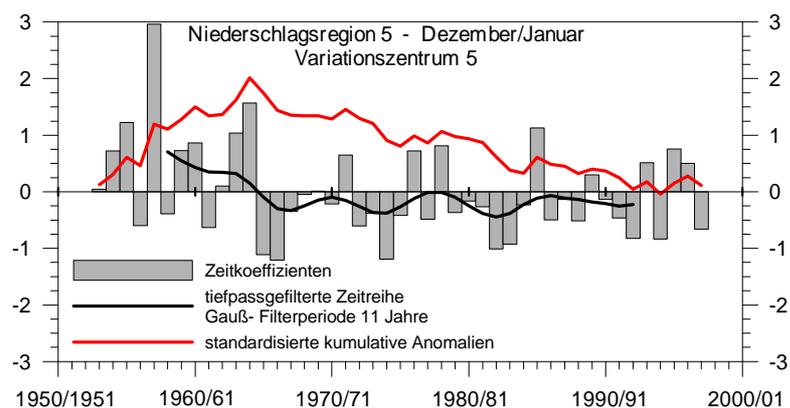


Abb. 4.7: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien für die zentralen Teile der Region 5; das Variationszentrum 5 ist im Bereich der Atlasketten Algeriens und Marokkos verortet. Untersuchungsmonate Dezember/Januar 1953/54-1997/98.

Die Zeitreihe der Niederschläge des südlichen Abschnittes der marokkanischen Atlantikküste, der sich nordöstlich anschließenden Landesteile im Bereich des Hohen

Atlas und AntiAtlas und der Kanarischen Inseln (Region 6 in Abb. A.3, Anhang A) wird unter anderem durch mehrere Abschnitte negativer Abweichungen, zum Beispiel von 1971/72 bis 1975/76 und von 1979/80 bis 1983/84, geformt (Abb. 4.8). Die Phasen unterdurchschnittlichen Niederschlags in den Monaten Dezember/Januar zeigen Parallelen zu denjenigen der algerischen Atlasketten (Abb. 4.7). In den anderen Untersuchungsmonaten besteht dieser raum- zeitliche Zusammenhang zwischen den Zeitkoeffizienten beider Regionen in dieser Form jedoch nicht.

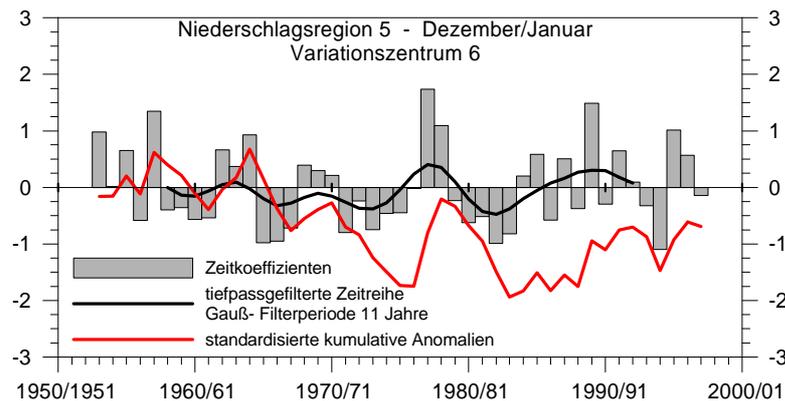


Abb. 4.8: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien für die westlichen Teile der Region 5; das Variationszentrum 6 beinhaltet den südlichen Teil der marokkanischen Atlantikküste, Hoher Atlas und AntiAtlas Marokkos sowie die Kanarischen Inseln. Untersuchungsmonate Dezember/Januar 1953/54-1997/98.

#### 4.3.2.6 Region 6: Mediterranes Libyen

Die Höhe der Jahresniederschläge beträgt in weiten Teilen des mediterranen Libyens unter 200mm und zeigt eine große Variabilität. Das Maximum der Niederschläge wird im Winterhalbjahr erreicht (WIESE 1997).

Der Niederschlag der libyschen Mittelmeerküste wird in den Monaten Dezember bis Februar beinahe vollständig durch ein Variationszentrum verkörpert, das auch Kreta umfasst. In den Übergangsjahreszeiten zerfällt der Raum hingegen in mehrere Zentren. In Abbildung 4.9 lässt sich in den Monaten Januar/Februar zwischen 1966 und 1974 eine Phase unterdurchschnittlicher Niederschläge identifizieren. Zu Beginn der 1990er Jahre setzen sich positive Anomalien durch, danach herrschen negative Abweichungen vor.

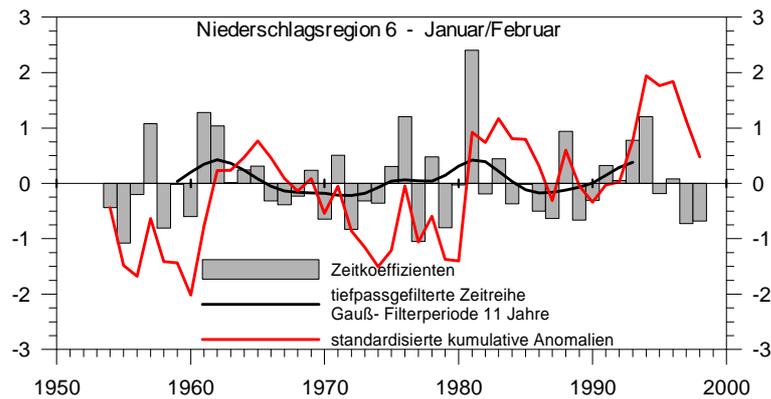


Abb. 4.9: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien der Region 6 (mediterranes Libyen) für die Monate Januar/Februar 1954-1998.

#### 4.3.2.7 Region 7: Ostspanische Küste

Die Niederschlagsvariation der ostspanischen Küste wird durch ein eigenes Variationszentrum repräsentiert. Die Sonderstellung dieser Region im Vergleich zum Rest Iberiens wird ebenfalls in anderen Untersuchungen festgestellt, zum Beispiel von MARTÍN et al. (2004) bei der Analyse westmediterraner Niederschläge im Frühjahr, von LANA und BURGUENO (2000) bei der Charakterisierung sieben ostspanischer Niederschlagsstationen, von RODRIGUEZ- PUEBLA et al. (1998) bei der Beschreibung räumlicher und zeitlicher Niederschlagsvariabilität für die gesamte Iberische Halbinsel oder von GOODESS und JONES (2002) bei Trendanalysen 18 spanischer Niederschlagsstationen.

Ein Merkmal der Zeitreihe des ostspanischen Variationszentrums sind die überwiegend negativen Abweichungen des Dezember/Januar- Niederschlags seit dem Winter 1980/81 (Abb. 4.10). In dieser Monatskombination zeigt der Verlauf des erwähnten Zeitabschnittes somit Parallelen zur Niederschlagsentwicklung der Region 1 (Iberische Halbinsel und Südfrankreich). In anderen Zeiträumen und Monaten gestaltet sich die Niederschlagsvariation jedoch unabhängig von benachbarten Regionen.

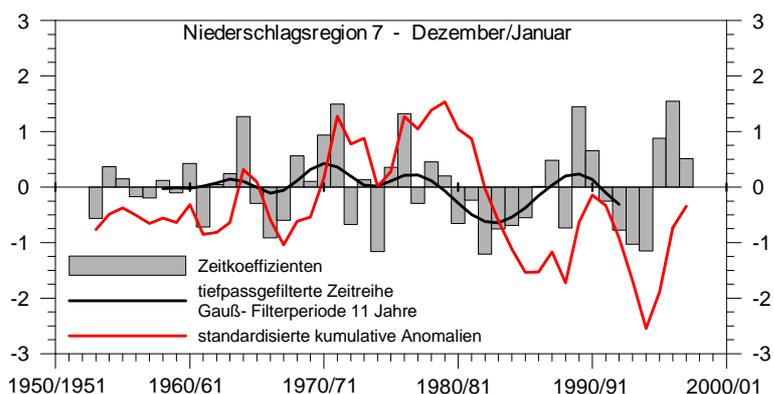


Abb. 4.10: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien der Region 7 (ostspanische Küste) für die Monate Dezember/Januar 1953/54-1997/98.

### **4.3.3 Zusammenfassung der rezenten Niederschlagsentwicklung**

Für die Iberische Halbinsel ergeben sich, nach einer Phase vorwiegend positiver Niederschlagsabweichungen in den 1970er Jahren, deutlich ausgeprägte winterliche Niederschlagsabnahmen seit ca. 1980. Für Italien lassen sich ebenfalls größtenteils negative Niederschlagsanomalien im Winter für diesen Zeitabschnitt feststellen. Die winterlichen Niederschlagsrückgänge in den westlichen und zentral-nördlichen Teilen des Mittelmeerraumes stehen dabei in Zusammenhang mit einer Intensivierung der subtropischen Antizyklone und der verstärkt positiven Phase der Nordatlantischen Oszillation im gleichen Zeitraum.

Auch im nordöstlichen Mittelmeerraum lassen sich in den letzten zwanzig Untersuchungsjahren Niederschlagsabnahmen im Winter beobachten, die jedoch durch verstärkte Advektion kontinentaler Luftmassen aus nördlichen Richtungen aufgrund vermehrter Blockierung der Höhenströmung verursacht werden. Die südlichen Teile der Levante und die mediterranen Gebiete Libyens zeigen hingegen im Allgemeinen keine auffälligen Trends in der Niederschlagsentwicklung. Für den Bereich der Atlasketten Algeriens und Marokkos lassen sich wiederum Niederschlagsrückgänge feststellen, die aber schon Mitte der 1960er Jahre einsetzen.

Zusammenfassend zeigt sich für die Mehrheit der mediterranen Regionen seit spätestens 1980 eine Tendenz zu rückläufigen Niederschlagssummen im Winterhalbjahr. Im Frühjahr werden die stärksten Niederschlagsrückgänge im südwestlichen Mittelmeerraum beobachtet, während für den nordöstlichen Mittelmeerraum und Israel auch Zunahmen festgestellt werden.

## 5. Großskalige Einflussgrößen auf das mediterrane Niederschlagsgeschehen

### 5.1 Einleitung

Die hohe räumliche und zeitliche Variabilität einzelner Niederschlagsereignisse führt zu einer relativ schlechten Vorhersagbarkeit, da eine Vielzahl mesoskaliger bis lokaler Prozesse an der Niederschlagsbildung beteiligt sind. Die Variation des Klimaelementes Niederschlag lässt sich jedoch zum großen Teil aus der Zirkulationsdynamik ableiten, wenn eine großräumige Betrachtungsweise über einen möglichst langen Zeitabschnitt gewählt wird. So wurde in verschiedenen Studien die Steuerung des regionalen Niederschlags durch die großräumige Zirkulation untersucht und nachgewiesen (VON STORCH 1999b). Der Einfluss großskaliger Muster auf den Mittelmeerraum lässt sich im Winter am besten aus der stromaufwärts gelegenen atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation des nordatlantischen Sektors ableiten. Der Austausch fühlbarer und latenter Wärmeströme zwischen Meeresoberfläche und Atmosphäre stellt dabei die wichtigste Verbindung der beiden klimatischen Subsysteme auf interannueller Zeitskala dar (WANNER et al. 1997). Variationen in der atmosphärischen und ozeanischen Strömungsdynamik beeinflussen das mediterrane Klima nachhaltig. Art, Höhe und zeitliche Skala der Wirkungen auf das lokale Klima sind jedoch für jede Systemkomponente unterschiedlich.

Daneben bestehen weitere Wechselwirkungen im Klimasystem, die bei einer Niederschlagsabschätzung von Relevanz sein können. HEWITSON (1996) zeigt zum Beispiel, wie sich Abschätzungen des künftigen Niederschlags verändern, wenn die Luftfeuchte mit einbezogen wird. Strömungs- und Feuchteinformationen sind folglich von großer Bedeutung bei der Abschätzung zukünftiger Niederschlagsänderungen, vor allem bei starker orographischer Beeinflussung der Niederschläge, wie sie im Mittelmeerraum gegeben ist.

In mehreren Untersuchungen wird zudem darauf hingewiesen (z. B. XOPLAKI et al. 2000, KUTIEL et al. 1996), dass im Mittelmeergebiet der Land- Meer- Gegensatz, in Verbindung mit der Topographie, das Gebiet maximaler horizontaler Luftdruckunterschiede im Rahmen zyklonaler Prozesse bestimmt. Zusätzlich trägt die thermische und hygrische Labilisierung der Luftschichten bei der Drift über die im Winter relativ warme Wasseroberfläche zu erhöhten Niederschlagssummen bei (WEISCHET 1991, S.187).

Es wird daher angestrebt, neben dem vertikal differenzierten Geopotential die spezifische Luftfeuchte sowie Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks und des Mittelmeers in die Analysen einzubeziehen und dadurch die Qualität der Abschätzungen grundlegend zu verbessern. Nachstehend folgt eine Schilderung der Datengrundlage und Eigenschaften der potentiellen Einflussgrößen auf den lokalen Niederschlag im Mittelmeerraum.

## **5.2 Geopotentielle Höhen der 1000hPa-/500hPa-Niveaus**

### **5.2.1 Datengrundlage**

Zur Erklärung des Niederschlagsgeschehens im Mittelmeerraum werden zwei Geopotentialniveaus herangezogen. Zum einen wird das 1000hPa- Geopotential verwendet, das im Wesentlichen die Bodendruckverhältnisse beschreibt, zum anderen das 500hPa- Geopotential, das maßgebliche Wirkungsmechanismen des Höhendruckfeldes (mittlere Troposphäre) in sich fasst. Beide Felder stammen aus dem globalen Reanalysedatensatz, der von den National Centers for Environmental Prediction (NCEP) und dem National Center for Atmospheric Research (NCAR) erstellt wurde. Einen Überblick über das NCEP/NCAR Reanalyse- Projekt findet sich bei KALNAY et al. (1996) und KISTLER et al. (2001). Die Grundlage der Reanalyse bilden verschiedene terrestrische und marine Beobachtungsdaten, Satelliten-, Flugzeug- und Sondenmessungen, die in ein globales Klimamodell aufgenommen werden. Fehlerquellen bei der Erstellung des Datensatzes liegen daher primär beim Wechsel der Beobachtungssysteme und bei Unzulänglichkeiten des Klimamodells. Die Qualität der Ausgabe ist in der Anfangsphase von 1948 bis 1957 aufgrund der geringen Datendichte, vor allem in höheren atmosphärischen Niveaus, am wenigsten verlässlich. Vergleiche mit anderen Reanalysedatensätzen, zum Beispiel des ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecast) und des NASA/DAO (National Aeronautics and Space Administration/ Data Assimilation Office), Übereinstimmungstests mit Hilfe von Messdaten und die Erkennung von Fehlern durch weitverbreiteten, wissenschaftlichen Gebrauch der Daten dienen als Qualitätskontrolle und helfen Defizite des Reanalysedatensatzes zu beseitigen. Die auf ein globales Gitterfeld mit  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  Auflösung erzeugten geopotentiellen Höhendaten gehören zu den zuverlässigsten Datenvariablen, da sie zum größten Teil direkt aus den Werten der Beobachtungsdaten errechnet werden und sehr wenig durch die Modellierung beeinflusst sind.

### 5.2.2 Datenbearbeitung

In dieser Arbeit werden täglich aufgelöste Daten für den Zeitraum 1948 bis 1998 verwendet. Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich von 70° West bis 70° Ost und von 20°N bis 70°N. Der Niederschlag im Mittelmeerraum wird stark durch Druckvariationszentren beeinflusst, die in unmittelbarer Nähe verortet sind. Es können jedoch auch Kopplungen mit räumlich weit entfernten Regionen auftreten. Da das Mittelmeergebiet im Winter vermehrt in den Einflussbereich der Westwindzone der Mittelbreiten gelangt, spielt die Dynamik der planetarischen Höhenwestwindzone eine entscheidende Rolle. Der Wechsel zwischen Zonal- und Wellenzirkulation bedingt einen Einfluss von Luftmassen unterschiedlicher Herkunft und dementsprechend unterschiedlicher Eigenschaften auf den Mittelmeerraum.

Innerhalb des Gürtels der nordhemisphärischen Mittelbreiten gibt es aufgrund der geographischen Verteilung der Kontinente, Hochgebirge und Meeresströmungen bestimmte Längenabschnitte, in welchen Tiefdrucktröge bzw. Hochdruckkeile besonders häufig und kräftig ausgebildet sind. Die weite Ausdehnung des Untersuchungsgebietes bis 70° West erlaubt die Erfassung dieser potentiell wichtigen Kopplungszentren, wie zum Beispiel der Höhenträge über den Ostseiten Nordamerikas und der damit verbundenen Ausgestaltung quasipermanenter, klimatisch dominierender dynamischer Druckgebilde auch am Boden, nämlich Azorenhoch und Islandtief.

Ferner müssen aber auch Druckanomalien beachtet werden, die aus östlichen und nördlichen Richtungen auf das Mittelmeergebiet einwirken. Beispielhaft sei hier die Ausbildung des thermisch bedingten Hochs über Eurasien im Winter genannt. Bei starker Antizyklonalität können Luftströmungen aus nördlichen Richtungen in das östliche Mittelmeergebiet gelangen, die mit unterdurchschnittlichen Niederschlägen in dieser Region verbunden sind (MAHERAS et al. 1999b, XOPLAKI et al. 2000). Aufgrund der Größe des Auswertungsraumes bis 70° Ost und bis 70° Nord können solche Einflüsse ebenfalls bei den Untersuchungen berücksichtigt werden.

Der Ausschnitt von 20°N bis 70°N und von 70°W bis 70°O enthält bei einem 2.5° x 2.5°- Gitternetz 1197 Gitterpunkte. Eine Dimensionsreduktion der ausgewählten Gitterpunkte wird durch s-modale, Varimax- rotierte Hauptkomponentenanalysen erreicht. Die Vorgehensweise bei der Hauptkomponentenanalyse wurde bereits in Kap. 4.2 bei der Regionalisierung des mediterranen Niederschlags erläutert, so dass sich der folgende Text nur auf die druckspezifischen Kenndaten konzentriert. Auf Basis der Hauptkomponentenladungen können die Variablen (Gitterpunkte) zu

Variationszentren gruppiert werden. Als Schwellenwert wird hierfür eine Ladung größer 0,7 eines Gitterpunktes auf eine Hauptkomponente angesetzt. Dieser im Vergleich zur Niederschlagsregionalisierung höhere Grenzwert wird festgesetzt, damit tatsächlich nur die Zentren selektiert werden, die die großskalige Zirkulation repräsentieren. Die graphische Darstellung der auf diese Weise erzeugten Variationszentren offenbart die räumlichen Schwerpunkte der Hauptkomponenten. Die Luftdruckvariation verläuft an den Gitterpunkten, die ein Variationszentrum bilden, stark gleichsinnig und wird durch die Zeitreihe der Hauptkomponentenwerte umso besser verkörpert, je höher die Ladung der einzelnen Gitterpunkte auf die betrachtete Hauptkomponente ausfällt.

Bei den nachfolgenden Regressionsanalysen und Kanonischen Korrelationsanalysen ist eine stochastische Unabhängigkeit der Prädiktorenvariablen untereinander wünschenswert, denn große stochastische Abhängigkeit einer Variablen von einer oder mehreren anderen kann die Interpretation der Ergebnisse erheblich erschweren. Lineare Einfachkorrelationen nach PEARSON (eine Beschreibung dieses einfachen statistischen Verfahrens geben z. B. BAHRENBURG et al. 1990, S.146ff.) zwischen den Variationszentren des 1000hPa- und des 500hPa-Geopotentials enthüllen jedoch einen starken Zusammenhang zwischen diesen Niveaus. Aus diesem Grund werden beide Geopotentialfelder gemeinsam in Hauptkomponentenanalysen verarbeitet. Infolgedessen verdoppelt sich die Anzahl der Gitterpunkte auf 2394. Basierend auf dem Extraktionskriterium, das bereits in Kap. 4.2 erläutert wurde, werden zwischen 15 und 18 Hauptkomponenten ausgewählt, die insgesamt ungefähr 80% der ursprünglichen Varianz erklären. Die genauen Werte können Tab. A.8 des Anhangs A entnommen werden. Abb. 5.1 zeigt beispielhaft für die Monate Januar/Februar die Variationszentren des 1000hPa- (schwarze Linien) und 500hPa- (rote Linien) Geopotentials aus der gemeinsamen Hauptkomponentenanalyse beider Geopotentialfelder. Auffällig ist die westlichere Lage fast aller Variationszentren im 500hPa- Niveau im Vergleich zum jeweiligen Pendant im 1000hPa- Feld. Dies weist auf die schräge Neigung der senkrechten Wirbelachsen hin. Ein weiteres Merkmal bei der gemeinsamen Hauptkomponentenanalyse ist, dass die höheren Hauptkomponenten manchmal nicht für beide Niveaus maßgeblich sind. Im Beispiel der Abb. 5.1 verfügen die 15., 16. und 17. Hauptkomponente nur im 500hPa- Geopotential über hohe Ladungen, im 1000hPa- Niveau ist kein entsprechendes Variationszentrum ausgestaltet. Infolge der Lage dieser Hauptkomponenten im südöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes lässt

sich jedoch vermuten, dass die dazugehörigen Variationszentren des 1000hPa-Geopotentials außerhalb des betrachteten Raumes verortet sind.

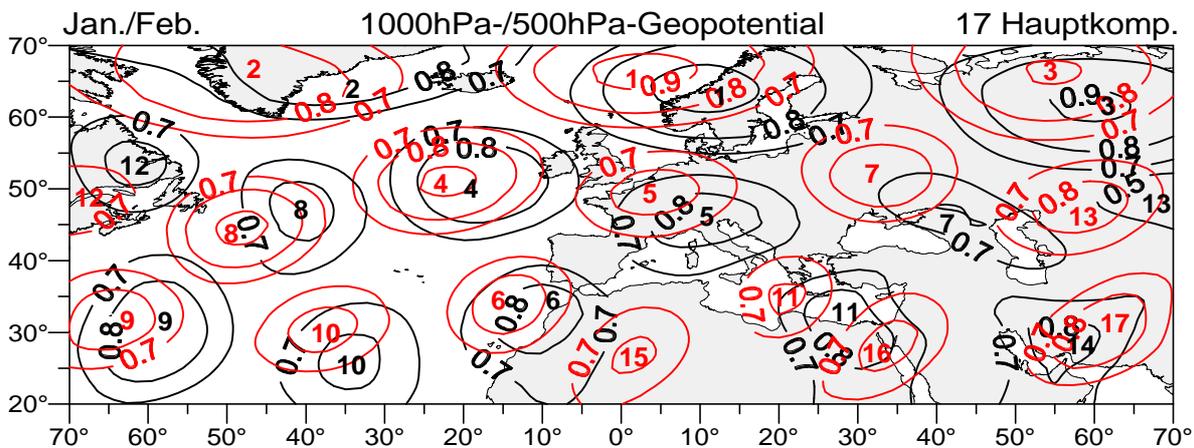


Abb. 5.1: Hauptkomponentenladungen  $>0.7$  (Variationszentren) der Analyse des 1000hPa-/500hPa-Geopotentials für die Monate Januar/Februar 1954-1998. 1000hPa = schwarze Linien, 500hPa = rote Linien. Die ganzzahligen Werte geben die laufenden Nummern der Hauptkomponenten wieder.

### 5.2.3 Zirkulationsdynamik im Untersuchungsraum

Die großskaligen atmosphärischen Zirkulationsanomalien eignen sich dazu, große Anteile der mediterranen Niederschlagsvariabilität auf monatlicher Basis zu erklären. Negative Niederschlagsanomalien im Winter werden häufig auf eine erhöhte Frequenz der Zonalzirkulation, somit einer positiven Phase der Nordatlantischen Oszillation (NAO) zurückgeführt (z. B. von HALPERT und BELL 1997, HURRELL und VAN LOON 1997, MAHERAS et al. 1999b, QUADRELLI et al. 2001, TÜRKES und ERLAT 2003). Die Intensivierung des winterlichen Jetstreams im nordatlantischen Bereich seit den frühen 1970ern und die damit verbundene, stark positive Phase der NAO, die im Winter 1979/1980 beginnt (HOUGHTON et al. 2001, S.86), gehen mit einem signifikantem Druck- (BRUNETTI et al. 2002, S.1458) und Temperaturanstieg (BORN und FLOHN 1997, S.55) im gesamten mediterranen Bereich einher. Die Verstärkung der winterlichen Zonalzirkulation begründet, durch die Nordwärts- Verlagerung der Sturmzugbahnen und der damit in Verbindung stehenden synoptischen Eddy- Aktivität, Niederschlagsabnahmen in den nordmediterranen Ländern und dem westlichen Nordafrika (MARSHALL et al. 2001, S.1874).

Im Mittelmeerraum selbst kann man ebenfalls eine dipolare Oszillation benennen, die das lokale Klima entscheidend prägt. Es handelt sich um das Konzept der "mediterranen Oszillation", welches bereits in Kapitel 4.3 im Rahmen der mediterranen Niederschlagsvariabilität thematisiert wurde. Die negative Korrelation des Luftdrucks kann, analog zur Nordatlantischen Oszillation, durch eine Indexbildung erfasst werden. Bei der Definition des Mediterranean circulation index

von BRUNETTI et al. (2002) und des Mediterranean pressure index von RAICICH et al. (2003) wird die Idee der mediterranen Oszillation auf das bodennahe Druckfeld angewendet. In der Gesamtheit handelt es sich aber vor allem um ein Druckphänomen der mittleren Troposphäre, welches die Druck- und Klimabedingungen am Boden ausgestaltet. Eine Trendanalyse des 500hPa-Geopotentials über dem zentral- westlichen Mittelmeerraum im Zeitraum 1946-1989 von PIERVITALI et al. (1997) offenbart einen signifikanten Druckanstieg in dieser Region, vorwiegend im Winter. Im östlichen Mittelmeer liegt dagegen eher eine negative Tendenz vor. Synoptisch betrachtet hängt die beobachtete Druckerhöhung mit einer erhöhten Frequenz und Persistenz des Azorenhochs zusammen. Im Bodendruckfeld zeigt sich ein Druckanstieg über dem gesamten mediterranen Raum mit einer stärkeren Zunahme im Westen. Dies führt zu einer Vergrößerung der Druckdifferenz zwischen westlichem und östlichem Mittelmeer und damit zu verstärkt positiven Abweichungen des Mediterranean circulation index (BRUNETTI et al. 2002). Die in den letzten Jahrzehnten beobachtete Druckerhöhung lässt sich auf eine Verstärkung des südwestlichen Strahlstromes über dem Nordatlantik zurückführen (WANNER et al. 1997). Mit der Erhöhung des Luftdruckgradienten ist eine verstärkte anisobare Massenverlagerung verbunden. Diese dynamisch bedingten Änderungen führen im Südosten des Divergenzgebietes zu einer Druckerhöhung in der unteren Troposphäre (Ryd- Scherhag- Effekt, SCHERHAG 1948, WEISCHET 1991).

Die Zeitkoeffizienten der Variationszentren sechs und elf aus Abb. 5.1, die die gemeinsame Variation der geopotentiellen Höhen des 1000hPa- und 500hPa-Niveaus im Bereich der marokkanischen und iberischen Atlantikküste beziehungsweise im zentral- östlichen Mittelmeerraum wiedergeben, bilden eine Phase vorwiegend positiver Abweichungen seit Beginn bzw. Mitte der 1980er (Abb. 5.2). Es liegt nahe, dieses gehäufte Auftreten von Positivanomalien auf die oben beschriebene Druckerhöhung zurückzuführen.

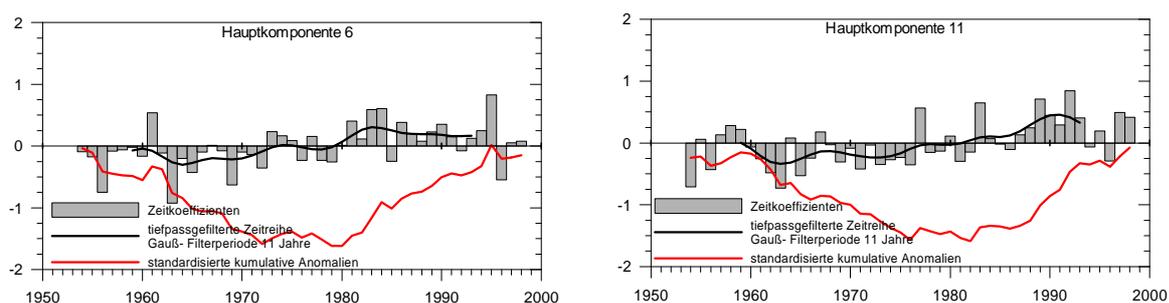


Abb. 5.2: Standardisierte Zeitkoeffizienten der sechsten (linke Seite) und der elften (rechte Seite) Hauptkomponente aus der Analyse des 1000hPa-/500hPa-Geopotentials für die Monate Januar/Februar 1954-1998. Die räumliche Lage der Hauptkomponenten ist in Abb. 5.1 dargestellt.

Die Ausprägung zyklonaler und antizyklonaler Zentren ist für die lokalen Klimavariablen im Mittelmeerraum von erstrangiger Bedeutung. Die räumliche Verteilung des Hochdruckeinflusses über dem mediterranen Raum wird von der hochreichenden, warmen Antizyklone über den Azoren und Nordafrika gesteuert. Der subtropische Rücken zieht sich im Winter nach Süden über den nordafrikanischen Kontinent zurück, gleichzeitig entstehen antizyklonale Zentren nördlich davon, bevorzugt über den Hochländern Nordspaniens und dem Balkan (KATSOUKIS et al. 2002, S.55). Gelegentlich kann das Azorenhoch nach West- oder Zentraleuropa verlagert sein oder fehlen, oftmals ist dann aber ein die planetarische Westwindströmung blockierendes Hoch in der Tiefdruckzone zwischen 45° und 60°N ausgebildet. Neben der ganzjährig starken Dominanz des Subtropenhochs beeinflusst das ausgedehnte, aber flache Sibirische Kältehoch mit seinen Ausläufern den nordöstlichen Mittelmeerraum im Winter (MAHERAS et al. 1999b). Das sibirische Hoch kann die ostwärts ziehenden Zyklonen blockieren, so dass dem östlichen Mittelmeerraum vermehrt zyklonale Niederschläge zugute kommen (KUTIEL et al. 1996). Auf der anderen Seite können durch Hochdrucksysteme über dem Balkan oder Europa kontinentale Luftmassen aus Nordost bis Nordwest in den nordöstlichen Mittelmeerraum fließen und dort die winterlichen Niederschlagsmengen herabsetzen (XOPLAKI et al. 2000). Bei der Untersuchung von Zirkulationstypen im Zeitraum 1958-1997 für den Ausschnitt 20°-65°N und 20°W-50°O stellen MAHERAS et al. (2000) eine signifikante Zunahme der antizyklonalen Zirkulationstypen fest, mit einem steileren Anstieg der Trendgeraden für die warmen antizyklonalen Zentren im Vergleich zu den kalten. Diese Ergebnisse stehen in Einklang mit der bereits festgestellten Druckzunahme über Europa und dem Mittelmeerraum in den letzten Jahrzehnten.

Bei den zyklonalen Zirkulationstypen wird ein signifikant abfallender Trend beobachtet (MAHERAS et al. 2000, 2001). Die Bedeutung der Zyklonen für das Klima im Mittelmeerraum wird durch eine Anzahl von Untersuchungen zu dieser Thematik unterstrichen. Wichtige Arbeiten stammen zum Beispiel vom METEOROLOGICAL OFFICE (1962), von TRIGO et al. (1999), FLOCAS et al. (2001) und MAHERAS et al. (2001). Allgemein haben mediterrane Tiefdruckgebiete eine kürzere Lebenszeit und eine geringere Ausdehnung als atlantische Zyklonen. Allochthone, atlantische Tiefdruckgebiete wandern im Winter hauptsächlich über den Golf von Biskaya und der Straße von Gibraltar in das Mittelmeer. Im Mittelmeer selbst gibt es Bereiche, in denen es bevorzugt zur Zyklonogenese kommt. Das

wichtigste Zentrum liegt im Bereich des Golfes von Genua, wo Zyklonen im Lee der Alpen geformt werden. Weiterhin sind Süditalien, das Ägäische Meer und das Gebiet um Zypern bedeutende zyklogenetische Regionen im Winter. Saharazyklonen entstehen hingegen vorwiegend im Frühjahr unter Leeinwirkung der Atlasketten.

Bei der Abschätzung des mediterranen Niederschlags werden durch die Zeitkoeffizienten der s-modalen Variationszentren nur diejenigen Steuerungsmechanismen der zyklonalen Dynamik erfasst, die der großskaligen atmosphärischen Zirkulation zugeordnet sind. Lokale Effekte, wie Topographie und horizontale Luftdruckunterschiede aufgrund des Land- Meer- Gegensatzes, finden durch ihren kleinräumigen Charakter keine Berücksichtigung.

Zusammenfassend soll darauf hingewiesen werden, dass die Klimavariabilität im Bereich des Nordatlantiks und des Mittelmeers eng miteinander verknüpft ist. Eine integrative Betrachtungsweise (unter zusätzlichem Einbezug der atmosphärischen Feuchtevariabilität und der Meeresoberflächentemperaturvariation) kann helfen, die Qualität der Aussagen über zukünftige Veränderungen der lokalen Klimavariablen im Mittelmeerraum wesentlich zu verbessern.

## 5.3 Spezifische Feuchte

### 5.3.1 Datenbasis und Datenbearbeitung

Der Wasserdampf gehört zu den höchst variablen Bestandteilen der Atmosphäre. Als Maß für den Wasserdampfgehalt der Luft kann die spezifische Feuchte herangezogen werden. Sie lässt sich nach WARNECKE (1997) definieren als

$$S = \frac{\mathbf{r}_w}{\mathbf{r}_L + \mathbf{r}_w} \left[ \frac{g \text{ Wasserdampf}}{g \text{ feuchterLuft}} \right]$$

mit  $\mathbf{r}_w = \text{Dampfdichte}$

$\mathbf{r}_L = \text{Dichte trockener Luft}$

Die spezifische Feuchte ist gegenüber Vertikalbewegungen invariant, sofern keine Kondensation oder Verdunstung stattfindet.

Die Werte der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau stammen ebenfalls aus dem NCEP/NCAR Reanalyse- Datensatz. Im Vergleich zu den Druckdaten ist die Qualität jedoch gemindert, verursacht dadurch, dass neben der Beeinflussung der Variablenwerte durch Beobachtungsdaten das bei der Reanalyse verwendete Klimamodell einen starken Einfluss auf die Ausgabe ausübt. Analog zu den

Druckfeldern wird die spezifische Feuchte auf täglicher Basis im Zeitraum 1948 bis 1998 herangezogen. Die Werte liegen ebenfalls in Form eines Gitterfeldes mit  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  Auflösung vor. Als Untersuchungsausschnitt wird das Gebiet von  $30^\circ$  West bis  $45^\circ$  Ost und von  $25^\circ$  Nord bis  $65^\circ$  Nord abgegrenzt und beinhaltet damit 527 Gitterpunkte. Der im Vergleich zum Geopotential kleinere Ausschnitt wird gewählt, um nicht unverhältnismäßig viele Feuchtevariationszentren zu erhalten. Denn bei s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalysen der ausgewählten Feuchtefelder werden bereits 15 bis 20 Hauptkomponenten gebildet, die zwischen 71% und 78% der ursprünglichen Varianz erklären (siehe Tab. A.8 des Anhangs A). Trotz des im Vergleich zum Luftdruck kleineren Betrachtungsraumes wird also eine ähnlich hohe Anzahl an Hauptkomponenten zur Erklärung der Variabilität benötigt. Dies lässt auf eine starke räumliche Veränderlichkeit der spezifischen Feuchtwerte schließen. Die kleinräumliche Struktur der Feuchtevariation wird durch die Vielzahl der Parameter bedingt, die den Wasserdampfgehalt bestimmen, wie Globalstrahlung, Lufttemperatur, Wind, Verfügbarkeit von Wasser zur Verdunstung und Stabilität der Schichtung.

Die Wahl der richtigen Prädiktorvariablen ist bei Downscaling-Untersuchungen äußerst wichtig. Bodennahe Strömungs- und Feuchteinformationen sind von großer Bedeutung bei der Abschätzung zukünftiger Niederschlagsänderungen, vor allem bei starker orographischer Beeinflussung der Niederschläge, wie sie im Mittelmeerraum gegeben ist. Zirkulations- und Feuchteindikatoren der höheren Troposphäre werden aber als die entscheidenden Prädiktoren angesehen (HOUGHTON et al. 2001, S.398). Aus diesem Hintergrund heraus erscheint der Einbezug der spezifischen Feuchtefelder im 850hPa- und im 500hPa- Niveau förderlich für die Qualität der Niederschlagsabschätzungen. Bei Hauptkomponentenanalysen dieser spezifischen Feuchtedaten werden jedoch, bei identischem Untersuchungsausschnitt und gleichem Extraktionsverfahren wie bei der Feuchte der 1000hPa- Fläche, bis zu 30 Hauptkomponenten pro Level gebildet. Korrelationsanalysen nach PEARSON und gemeinsame Hauptkomponentenanalysen mehrerer Niveaus zusammen zeigen einen geringen vertikalen Zusammenhang zwischen den Feuchtevariationszentren, so dass verschiedene Höhenniveaus nicht in einer Analyse verarbeitet werden können. Um die Anzahl der möglichen Einflussgrößen auf den Niederschlag in einem sinnvollen Rahmen zu halten, wird der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau Vorzug gegeben, dergestalt dass nur die Hauptkomponentenwerte dieses Feldes in die Regressionsanalysen und Kanonischen Korrelationsanalysen Eingang finden.

Der Einbezug mehrerer troposphärischer Feuchtefelder bei künftigen Downscaling-untersuchungen scheint jedoch geeignet, einen wichtigen Beitrag zur Verbesserung der Abschätzungen unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt leisten zu können.

### 5.3.2 Merkmale der spezifischen Feuchtefelder

T-modale Hauptkomponentenanalysen der Einzelmonate sind dazu geeignet, die allgemeinen Feuchteverhältnisse im Untersuchungszeitraum 1948-1998 zu veranschaulichen und die Qualität des Datensatzes zu überprüfen. Im t-modalen Modus (t steht für time) können die Hauptkomponentenwerte dazu verwendet werden, charakteristische Verteilungsmuster der Feuchte während des Untersuchungszeitraumes aufzuzeigen. In den Monaten Oktober bis März ist in allen Monaten ein Feuchtemuster maßgeblich, das in Abb. 5.3 dargestellt ist. Der Varianzerklärungsanteil beträgt ungefähr 20%. Der maritime Einfluss erstreckt sich vom Atlantik bis nach Osteuropa und reicht weit in das Mittelmeergebiet hinein. Lediglich der östlichste Teil des Mittelmeerraums ist durch unterdurchschnittlichen Wasserdampfgehalt gekennzeichnet. Ein weiteres Muster, das in leicht abgewandelter Form und mit unterschiedlichen Varianzerklärungsanteilen (22.1% im November bis 5.2% im Februar) ebenfalls für die Wintermonate charakteristisch ist, zeigt ein ausgedehntes Gebiet von Nordafrika über Europa bis nach Skandinavien, welches sich durch einen Wasserdampfgehalt auszeichnet, der unter dem Mittelwert liegt (Abb. 5.4). Die geringsten Feuchtwerte treten dabei über den zentralen Gebirgen Spaniens und über den Alpen auf. Der atlantische Bereich ist dagegen durch überdurchschnittlichen Feuchtegehalt geprägt. Im östlichen Mittelmeerraum lässt sich zusätzlich eine ausgeprägte Positivanomalie erkennen. Ein drittes Feuchtemuster, das Abb. 5.5 für den Dezember graphisch veranschaulicht, erklärt in allen Monaten des Winterhalbjahres über 20% der gesamten Varianz und ist somit von beträchtlicher Relevanz. Ein Gebiet stark überdurchschnittlichen Wasserdampfgehaltes tritt im nordöstlichen Mittelmeerraum deutlich hervor, während der restliche Mittelmeerraum über mehr oder weniger durchschnittliche Feuchteverhältnisse verfügt. Das räumliche Zentrum der nordostmediterranen Positivanomalie verschiebt sich dabei in Abhängigkeit des betrachteten Monats, zum Beispiel liegt es im November im Bereich der Ägäis, im Januar und Februar im südtürkischen Raum.

Nach den Mustern der t-modalen Hauptkomponentenanalyse zu urteilen, weist die allgemeine großräumige Verteilung der spezifischen Feuchtwerte des NCEP/NCAR- Reanalysedatensatzes eine sinnvolle Struktur auf. Kleinräumige Abweichungen, wie sie zum Beispiel über Nordafrika in Abb. 5.5 auftreten, und t-modale Anomaliemuster mit sehr geringen Gesamtvarianzerklärungsanteilen (nicht dargestellt) weisen jedoch auf Defizite im spezifischen Feuchtedatensatz hin.

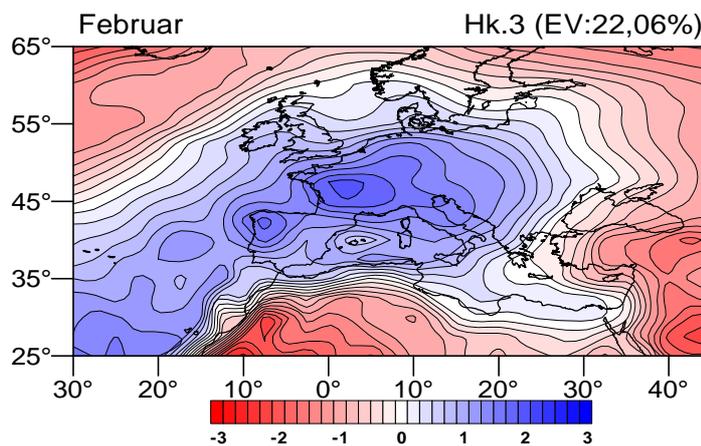


Abb. 5.3: Drittes Verteilungsmuster (Hk. 3) der spezifischen Feuchte im Februar 1948 bis 1998, erstellt aus den Hauptkomponentenwerten der t-modalen Hauptkomponentenanalyse der spezifischen Feuchtefelder. EV= erklärter Varianzanteil.

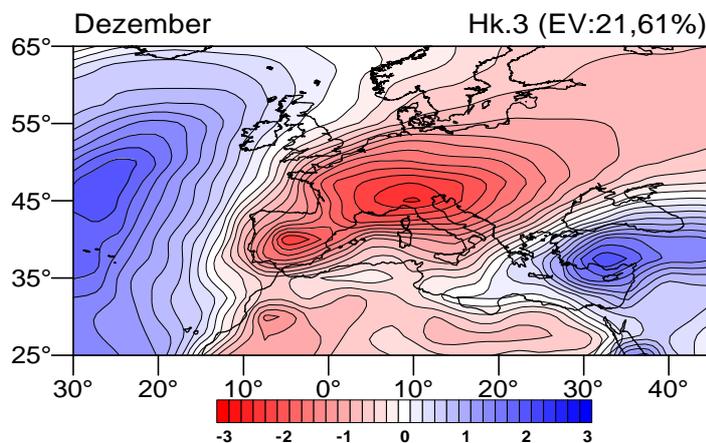


Abb. 5.4: Drittes Verteilungsmuster (Hk. 3) der spezifischen Feuchte im Dezember 1948 bis 1998, erstellt aus den Hauptkomponentenwerten der t-modalen Hauptkomponentenanalyse der spezifischen Feuchtefelder. EV= erklärter Varianzanteil.

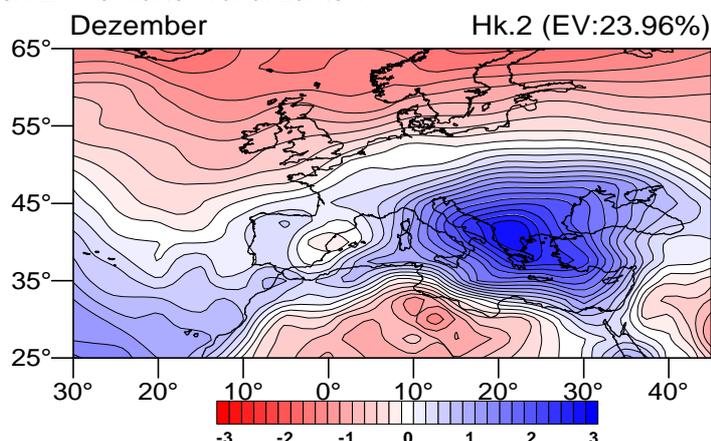


Abb. 5.5: Zweites Verteilungsmuster (Hk. 2) der spezifischen Feuchte im Dezember 1948 bis 1998, erstellt aus den Hauptkomponentenwerten der t-modalen Hauptkomponentenanalyse der spezifischen Feuchtefelder. EV= erklärter Varianzanteil.

Für die Bildung statistischer Zusammenhänge zwischen lokalem Klima und großskaligen Einflussgrößen wird sich der Zeitkoeffizienten der Hauptkomponenten aus den s-modalen Hauptkomponentenanalysen bedient. Ihre Beziehung zu den Ausgangswerten ist durch die Hauptkomponentenladungen festgelegt. Nachstehende Abbildung 5.6 zeigt beispielhaft für Januar/Februar die Feuchtevariationszentren, definiert durch Hauptkomponentenladungen größer 0,7. Die Hauptkomponenten 14 bis 17 werden dabei nicht als mögliche Prädiktoren in nachfolgende Kanonische Korrelationsanalysen und Multiple Regressionsanalysen aufgenommen, da diese Hauptkomponenten nicht eindeutig als großskalige Variationszentren gewertet werden können, sondern es sich bei ihnen eher um eine Art Restvarianz handelt. Im Mittelmeerraum selbst fallen drei Variationszentren auf, die im Westen über der Iberischen Halbinsel, zentral im adriatischen- ionischen Raum und im östlichen Mittelmeergebiet im Bereich der Osttürkei verortet sind.

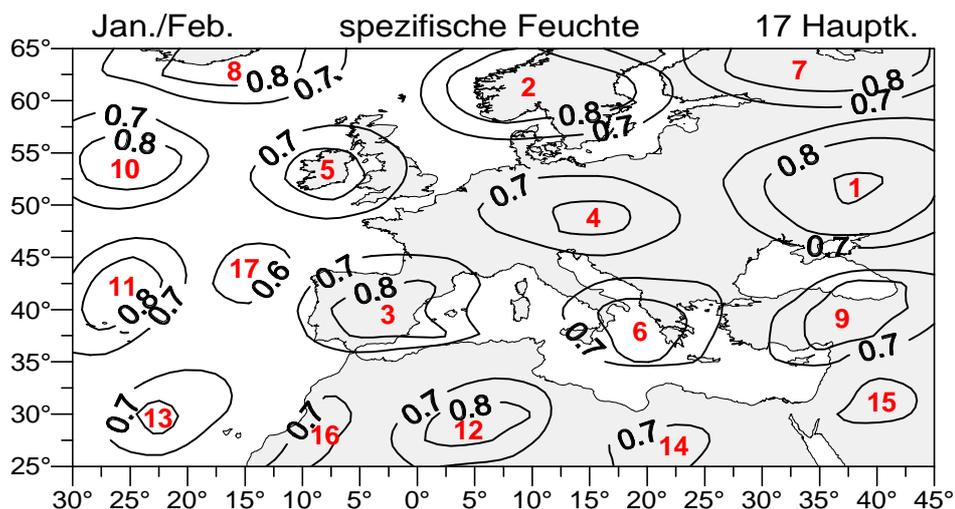


Abb. 5.6: Variationszentren der spezifischen Feuchte, definiert durch Hauptkomponentenladungen größer 0,7 aus der s-modalen Hauptkomponentenanalyse der spezifischen Feuchte im 1000hPa-Niveau für die Monate Januar/Februar im Zeitraum 1954-1998. Die ganzzahligen Werte geben die laufenden Nummern der Hauptkomponenten wieder.

Bei einer Prüfung der zu diesen drei Variationszentren zugehörigen Zeitkoeffizienten kann man feststellen, dass die Zeitreihe des Variationszentrums im Bereich der Iberischen Halbinsel je nach Monat einen anderen Verlauf annimmt. Abb. 5.7 zeigt dies für die Monate November/Dezember und für die Monate Januar/Februar. Im November/Dezember setzen sich bis 1980 in erster Linie negative Feuchteanomalien durch, in den darauffolgenden zehn Jahren herrschen Positivanomalien vor. Im Januar/Februar fallen zwei kurze Phasen ins Auge, eine positive zwischen 1974 und 1980 und eine negative von 1991 bis 1995. Durch ein gemischtes Bild der

monatlichen Feuchtevariation zeichnet sich ebenfalls das adriatische- ionische Variationszentrum aus (nicht dargestellt).

Im Gegensatz dazu steht das Variationszentrum der Osttürkei, das im gesamten Winter bis ca. 1970 hauptsächlich positive Anomalien aufweist und sich seitdem in einer Phase vorwiegend negativer Abweichungen befindet. Dieser Sachverhalt ist in Abb. 5.8 am Beispiel der Zeitkoeffizienten der Monate Januar/Februar veranschaulicht.

Der Rückgang des atmosphärischen Feuchtegehaltes und der Niederschläge im südlichen Europa und nordwestlichen Afrika im Anschluss mit positiven Phasen der NAO, wie er zum Beispiel von HALPERT und BELL (1997, S.25) hervorgehoben wird, kann hier nur teilweise nachvollzogen werden. In den Wintern im Zeitraum 1979 bis 1995 liegt eine stark positive Phase der NAO vor. Von 1980 bis 1990 zeigt sich aber aus Abb. 5.7 keine negative Tendenz des Feuchtegehaltes im Bereich der Iberischen Halbinsel, erst die Jahre 1991 bis 1995 sind im Januar/Februar durch negative Feuchteabweichungen geprägt. Lediglich im östlichen Mittelmeerraum, versinnbildlicht durch die Hauptkomponente 9 in Abb. 5.8, kann ein Zusammenhang zwischen Nordatlantischer Oszillation und atmosphärischem Feuchtegehalt gesehen werden.

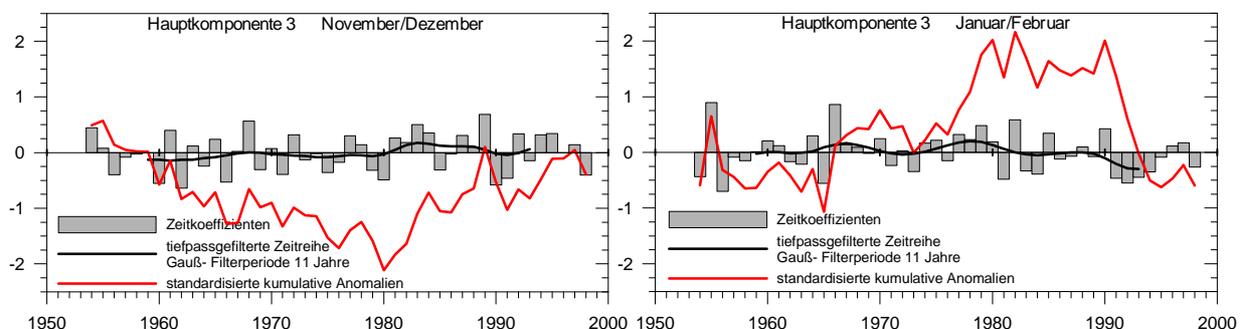


Abb. 5.7: Standardisierte Zeitkoeffizienten der dritten s-modalen Hauptkomponente der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau von 1954 bis 1998 für die Monate November/Dezember (linke Seite) und Januar/Februar (rechte Seite). Die räumliche Lage der Hauptkomponente ist in Abb. 5.6 dargestellt.

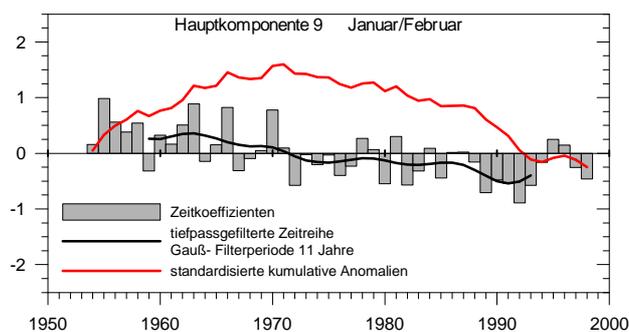


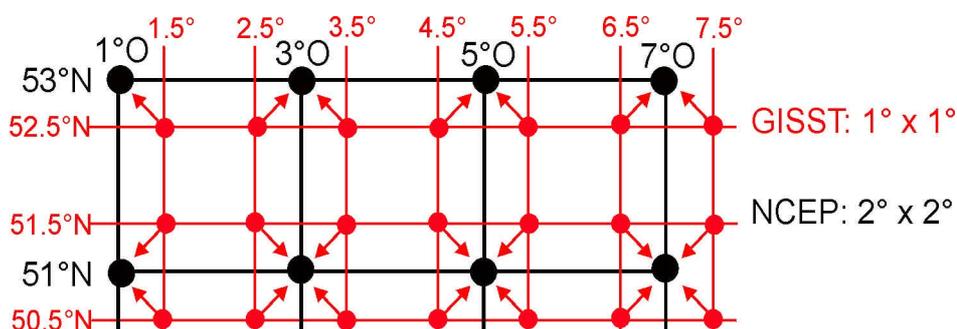
Abb. 5.8: Standardisierte Zeitkoeffizienten der neunten s-modalen Hauptkomponente der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau von 1954 bis 1998 für die Monate Januar/Februar. Die räumliche Lage der Hauptkomponente ist in Abb. 5.6 dargestellt.

## 5.4 Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks

### 5.4.1 Datengrundlage und Datenaufbereitung

Als weitere mögliche Einflussgrößen auf den Niederschlag im Mittelmeerraum kommen die Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks in Frage. Als Datengrundlage werden Werte der Meeresoberflächentemperaturen von SMITH et al. (1996) verwendet, die in einer monatlichen Auflösung ab Januar 1950 in einem  $2^\circ \times 2^\circ$ - Gitternetzfeld vorliegen. Das Fundament des Datensatzes bildet die globale Analyse der Meeresoberflächentemperaturen von REYNOLDS und SMITH (1994), die sowohl auf Messdaten von Schiffen und Bojen als auch auf Satellitenbeobachtungen seit November 1981 beruht. Systematische Messabweichungen der Satellitendaten im Verhältnis zu den vor Ort gemessenen Daten werden großräumig korrigiert und anschließend in wöchentlicher Auflösung in einem  $1^\circ \times 1^\circ$ - Raster mit Hilfe der Methode der Optimum Interpolation ausgewertet. Im Verfahren der Optimum Interpolation (OI) wird ein interpolierter Wert aus einer gewichteten Summe von Variablenwerten erzeugt. Basierend auf Empirischen Orthogonalfunktionen der monatlichen OI-Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen von 1982 bis 1993 und unter Verwendung von Statistiken der Meeresoberflächentemperaturanomalien aus dem COADS- Datensatz (Comprehensive Ocean- Atmosphere Data Set, WOODRUFF et al. 1987) konstruieren SMITH et al. (1996) den NCEP- Datensatz der Meeresoberflächentemperaturen für den Zeitraum 1950 bis in die Gegenwart.

Der in dieser Arbeit verwendete Untersuchungszeitraum von 1948 bis 1998 macht es daher erforderlich, die Jahre 1948 und 1949 aus einem anderen Datensatz zu ergänzen. Für diesen Zweck werden Werte der Meeresoberflächentemperaturen des GISST- Datensatzes (Global Sea- Ice and Sea Surface Temperatures), Version 2.3b aufbereitet. Eine Beschreibung des Datensatzes erfolgt im Kapitel 5.5.1, bei der Erläuterung der Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeeres. Die GISST-Daten sind in einem  $1^\circ \times 1^\circ$ - Gitternetz erhältlich. Die Interpolation auf das benötigte  $2^\circ \times 2^\circ$ - Feld wird durch eine einfache Mittelung nach folgendem Schema erreicht:



Für die Jahre 1948 und 1949 werden jeweils die Werte der vier direkt benachbarten Gitterpunkte des GISST- Feldes (rote Punkte) zu einem Datenwert im NCEP-Gitterfeld (schwarze Punkte) arithmetisch gemittelt (rote Pfeile). HURRELL und TRENBERTH (1999) vergleichen GISST- und NCEP-Meeresoberflächentemperaturdaten mit dem Ergebnis, dass die absoluten Differenzen zwischen beiden Datensätzen in den meisten Regionen unter  $0.25^{\circ}\text{C}$  liegen. Die räumlich relativ schmale Struktur des Golfstromes im Nordatlantik zeichnet sich jedoch nur im NCEP-Datensatz klar ab, so dass die Unterschiede in dieser Region  $1^{\circ}\text{C}$  übersteigen. Die zusammengesetzten Zeitreihen an den Gitterpunkten im Bereich des Golfstromes zeigen aber keine systematischen Sprünge, die mit der Verschiedenheit der Datensätze in Verbindung gebracht werden können. Die Verwendung der GISST-Daten und deren Interpolation auf das  $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ - Netz scheint daher eine für diese Arbeit akzeptable Methode zu sein, die Zeitreihen der Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks bis 1948 zurück zu verlängern.

#### **5.4.2 Eigenschaften der Meeresoberflächentemperaturfelder des Nordatlantiks**

Die allgemeinen Temperaturverhältnisse des Nordatlantiks im Zeitraum 1948-1998 können durch t-modale Hauptkomponentenanalysen der Einzelmonate klar gemacht werden. Die Ergebnisse der Januaranalyse sind als Beispiele der winterlichen Temperaturverteilung in den Abb. 5.9 bis 5.11 veranschaulicht. Das erste Muster der t-modalen Hauptkomponentenanalyse für den Monat Januar zeigt eine asymmetrische Temperaturabnahme von Süd nach Nord mit einem stärkeren Rückgang im westlichen als im östlichen Atlantik. Dies beruht vor allem auf einer ausgeprägten Kaltanomalie der Meeresoberflächentemperaturen östlich der kanadischen Küste. Das zweite Muster stellt eine bipolare Struktur mit Zentren südlich von Grönland und östlich von Nordamerika dar. Dieses Muster wird von BRESCH und DAVIES (1999) bei der Analyse der gemeinsamen Variation von nordatlantischen Meeresoberflächentemperaturen und mitteltroposphärischer Luftströmung mit stark zonalen Luftströmungen entlang der südlichen Flanke eines Tiefdrucktrogos in Zusammenhang gebracht. Das Tiefdruckgebiet ist über der kalten Meeresoberflächentemperaturanomalie verortet und steht einem ausgedehnten Hochdruckbereich gegenüber, der südlich des Tiefs gelegen ist und bis in das zentrale Mittelmeergebiet reicht. Diese Druckkonfiguration gleicht derjenigen der positiven Phase der Nordatlantischen Oszillation. Das dritte Muster legt eine warme Meeresoberflächentemperaturanomalie offen, die im zentralen außertropischen

Atlantik liegt und mit der ein Hochdruckrücken in der Mitteltroposphäre, östlich der Anomalie, einhergehen kann (BRESCH und DAVIES 1999). Die Abschwächung der zonalen Strömung im Bereich des Hochs besitzt Merkmale einer schwachen Blockierung der Höhenströmung.

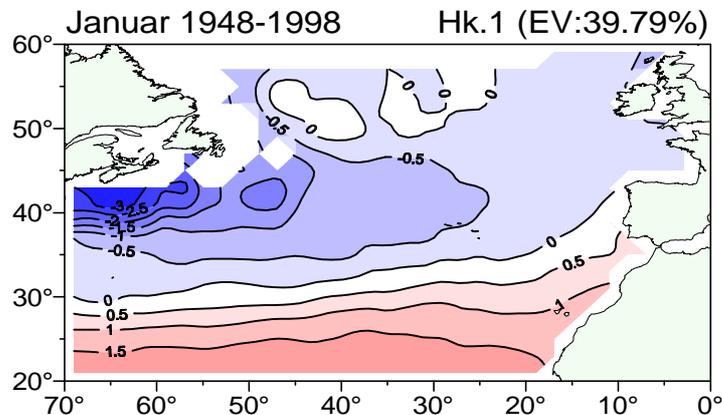


Abb. 5.9: Erstes Muster (Hk.1) der Meeresoberflächentemperaturen im Januar aus der t-modalen Hauptkomponentenanalyse der Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks im Zeitraum 1948-1998. EV= erklärter Varianzanteil.

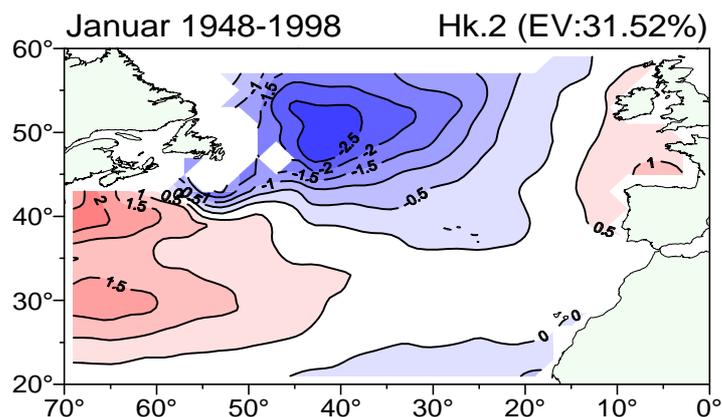


Abb. 5.10: Zweites Muster (Hk.2) der Meeresoberflächentemperaturen im Januar aus der t-modalen Hauptkomponentenanalyse der Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks im Zeitraum 1948-1998. EV= erklärter Varianzanteil.

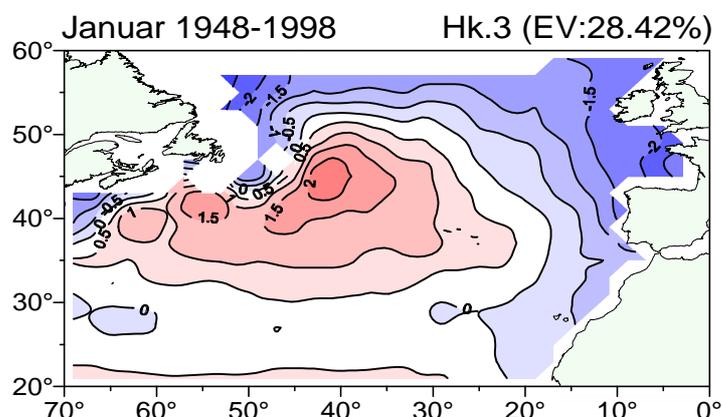


Abb. 5.11: Drittes Muster (Hk.3) der Meeresoberflächentemperaturen im Januar aus der t-modalen Hauptkomponentenanalyse der Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks im Zeitraum 1948-1998. EV= erklärter Varianzanteil.

Die Meeresoberflächentemperaturfelder für den Untersuchungsausschnitt 70°W bis 0° und 20°N bis 60°N gehen, analog zu den anderen Prädiktorenfeldern, in s-modale,

Varimax-rotierte Hauptkomponentenanalysen ein. Die gewählte Begrenzung umschließt 530 Gitterpunkte, an denen Werte der Meeresoberflächentemperatur vorliegen. Je nach betrachteter Monatskombination können die Zeitreihen von vier bis neun Hauptkomponenten, die zwischen ca. 82% bis 95% der ursprünglichen Varianz erfassen (Tab A.8 des Anhangs A), als mögliche Prädiktoren in nachfolgende Kanonische Korrelationsanalysen und Multiple Regressionsanalysen aufgenommen werden. In Abb. 5.12 ist für Januar/Februar der räumliche Schwerpunkt der Hauptkomponenten (Hauptkomponentenladungen  $> 0.7$ ) aufgetragen. Auffällig ist die langgestreckte Form mancher Variationszentren, zum Beispiel der zweiten Hauptkomponente im südlichen Teil des Untersuchungsraumes und der vierten Hauptkomponente entlang der Atlantikküste Iberiens und Nordafrikas. Die Strömungsdynamik des Nordatlantiks bestimmt hier die Lage und das Erscheinungsbild der Zentren monatlicher Meeresoberflächentemperaturvariation.

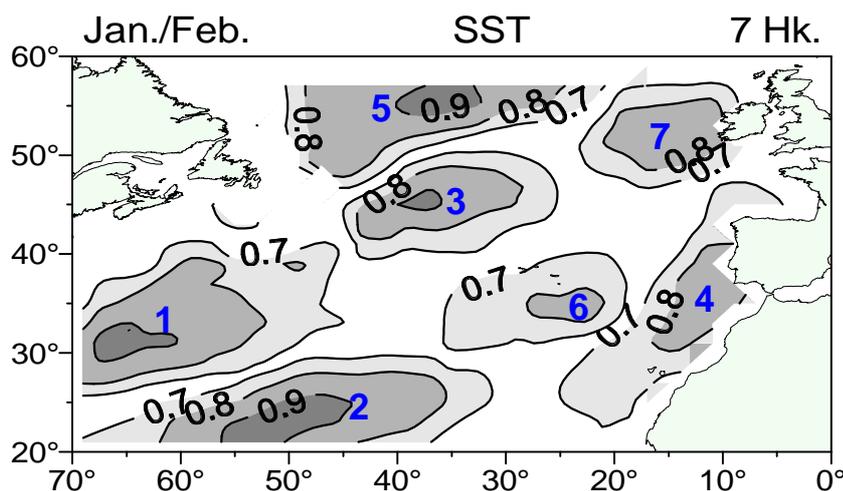


Abb. 5.12: Variationszentren der Meeresoberflächentemperaturen (SST) des Nordatlantiks im Januar/Februar, definiert durch Hauptkomponentenladungen größer 0.7 aus der s-modalen Hauptkomponentenanalyse der NCEP- Meeresoberflächentemperaturen im Zeitraum 1954-1998. Die ganzzahligen Werte geben die laufenden Nummern der Hauptkomponenten (Hk.) wieder.

Bei einer Betrachtung ausgewählter Zeitreihen der Variationszentren nordatlantischer Meeresoberflächentemperaturen wird eine Veränderung der Stärke des Dipolmusters im westlichen Atlantik, hier repräsentiert durch die Hauptkomponenten 1 und 5 in Abb. 5.13 seit ungefähr 1980 ersichtlich. Dem negativen Verlauf südlich von Grönland stehen vorwiegend positive Abweichungen östlich der nordamerikanischen Küste gegenüber. Dieser Fund wird von BRESCH und DAVIES (1999) mit der gleichzeitigen Verstärkung der Nordatlantischen Oszillation in Einklang gebracht, in dem Sinne, dass diese gleichsinnigen atmosphärisch- ozeanischen Anomalien zu verstärkter Baroklinität in den unteren Luftschichten führen. Die Meeresoberflächentemperaturen vor der Küste Nordafrikas und der Iberischen Halbinsel, verkörpert

durch die Hauptkomponente 4, zeigen in Abb. 5.14 im selben Zeitraum überwiegend Positivanomalien und zeichnen ebenfalls ein Bild gemeinsamer interannueller atmosphärisch- ozeanischer Variabilität (siehe Abb. 5.2, Hauptkomponente 6 der Analyse des Geopotentials). Dieses Zusammenspiel von Ozean und Atmosphäre stellt einen wichtigen Erklärungsansatz für die Niederschlagsrückgänge im westlichen Mittelmeerraum während der letzten 15 Jahre dar. Der Einbezug beider Komponenten, nämlich der 1000hPa-/500hPa- Geopotentialfelder und der nordatlantischen Meeresoberflächentemperaturfelder, befähigt zur Bestimmung der Art und Größe des Einflusses der genannten Systemparameter auf den mediterranen Niederschlag.

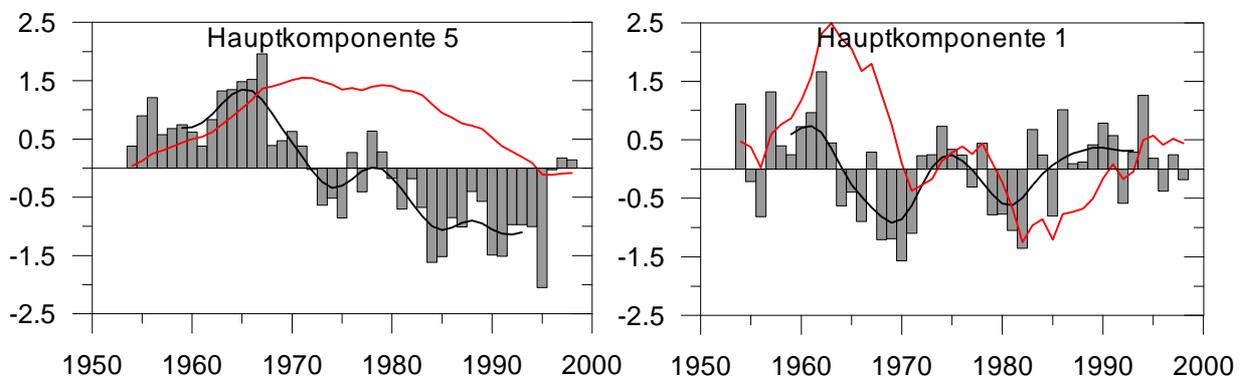


Abb. 5.13: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte, graue Balken) der fünften (linke Seite) und ersten (rechte Seite) Hauptkomponente der Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks von 1954 bis 1998 für die Monate Januar/Februar. schwarze Linie= tiefpassgefilterte Zeitreihe (Gauß- Filterperiode 11 Jahre), rote Linie= standardisierte kumulative Anomalien. Die räumliche Lage der Hauptkomponenten kann Abb.5.12 entnommen werden.

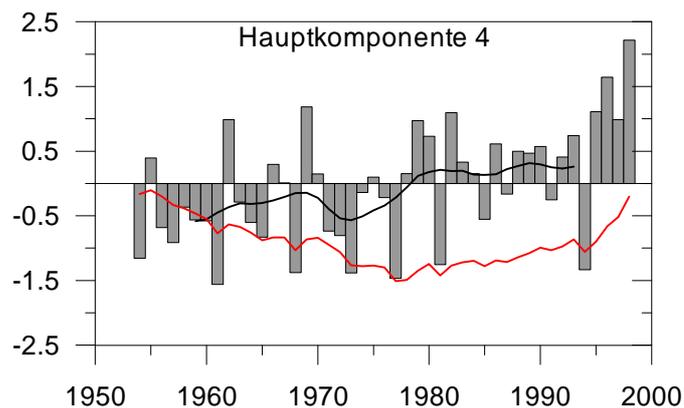


Abb. 5.14: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte, graue Balken) der vierten Hauptkomponente der Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks von 1954 bis 1998 für die Monate Januar/Februar. schwarze Linie= tiefpassgefilterte Zeitreihe (Gauß- Filterperiode 11 Jahre), rote Linie= standardisierte kumulative Anomalien. Die räumliche Lage der Hauptkomponente kann Abb. 5.12 entnommen werden.

## **5.5 Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeeres**

### **5.5.1 Datenbasis**

Der Einbezug der Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeers in die Abschätzungen der lokalen mediterranen Klimaparameter geschieht unter Verwendung des globalen GISST- Datensatzes (Global Sea- Ice and Sea Surface Temperatures), Version 2.3b. Es existieren mehrere Versionen des GISST- Datensatzes, der regelmäßig aktualisiert wird. In der Version 2.3 werden die Meeresoberflächentemperaturanalysen bis zum Jahr 1871 zurück verlängert. Ursprünglich umfassen die Analysen einen Zeitraum ab 1982 und enthalten sowohl fehlerkorrigierte Satellitendaten als auch lokale Messdaten, die aus verschiedenen Datenquellen stammen, zum Beispiel aus MOHSST (U.K. Meteorological Office historical SST dataset, PARKER et al. 1995) und aus COADS (Comprehensive Ocean- Atmosphere Data Set, WOODRUFF et al. 1987). Zwischen 1871 und 1981 werden die Felder mit Hilfe der Eigenvektoren von Meeresoberflächentemperaturanomalien rekonstruiert, einer gleichartigen Methode, wie sie bei der NCEP- Analyse von SMITH et al. (1996) Anwendung findet (siehe Kapitel 5.4, Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks). Präzisere Meereisdaten, bessere Hintergrundklimatologie und höher aufgelöste Analysen stellen, neben der zeitlichen Erweiterung, weitere Bemühungen dar, den Datensatz zu verbessern. Eine Schilderung der Fortschritte bei der Version 2.2 des GISST- Datensatzes geben RAYNER et al. (1996), einen Vergleich mit anderen Meeresoberflächentemperaturdatensätzen nehmen HURRELL und TRENBERTH (1999) vor.

### **5.5.2 Kennzeichen der Meeresoberflächentemperaturfelder des Mittelmeers**

Die allgemeinen Temperaturbedingungen des Mittelmeeres für die Monate Oktober bis März der Jahre 1948 bis 1998 können durch zwei t-modale Muster nahezu vollständig erfasst werden. Es tritt eine großräumige Temperaturabnahme, zum einen von Ost nach West, zum anderen von Süd nach Nord, auf. Diese Verhältnisse sind für den Monat Dezember in den Abb. 5.15 und 5.16 graphisch dargestellt. Der kälteste Bereich liegt im ersten Muster im Bereich des Löwengolfes, südlich der französischen Küste, die wärmsten Wassertemperaturen finden sich vor der Küste der Levante. Im zweiten Muster sind Ägäisches Meer und Adriatisches Meer Zentren stark unterdurchschnittlicher Meeresoberflächentemperaturen, während die zunehmende Erwärmung nach Süden vor der Küste Libyens und Tunesiens gipfelt.

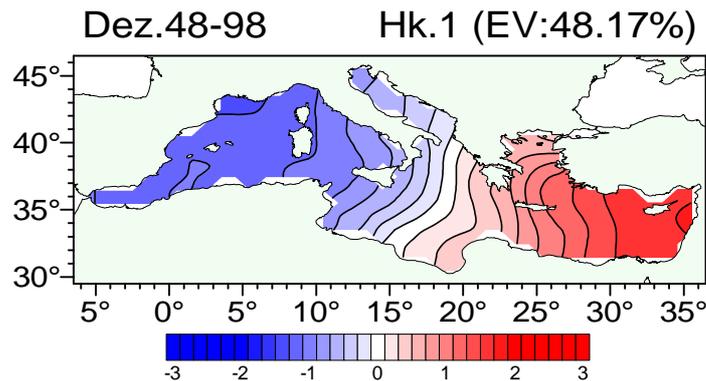


Abb. 5.15: Erstes Muster (Hk.1) der Meeresoberflächentemperaturen im Dezember aus der t-modalen Hauptkomponentenanalyse der Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeeres im Zeitraum 1948-1998. EV= Erklärte Varianz.

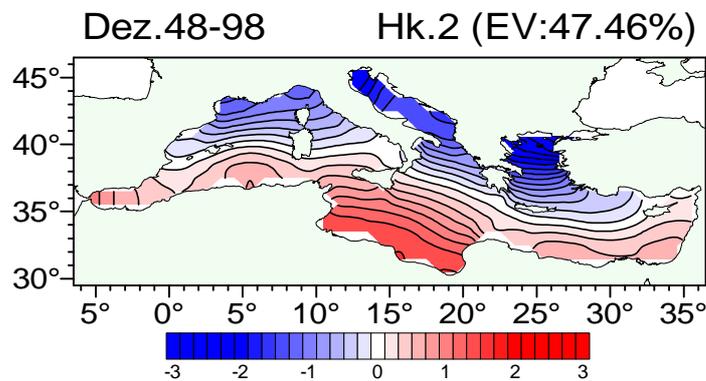


Abb. 5.16: Zweites Muster (Hk.2) der Meeresoberflächentemperaturen im Dezember aus der t-modalen Hauptkomponentenanalyse der Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeeres im Zeitraum 1948-1998. EV= Erklärte Varianz.

In die wiederum für spätere Zwecke benötigten s-modalen Hauptkomponentenanalysen der Meeresoberflächentemperaturfelder des Mittelmeers gehen monatliche Werte an 310 Gitterpunkten im  $1^\circ \times 1^\circ$ - Gitternetz ein. Als Resultat werden, je nach Monatskombination, zwischen zwei und acht Hauptkomponenten gebildet, die zwischen 90% und 96% der ursprünglichen Varianz erklären. Die exakten Werte sind in Tab. A.8 des Anhangs A aufgeführt. Im Winter ist die räumliche Variabilität, aufgrund des Einflusses von Tiefdruckgebieten mit kräftigen Windsystemen und daraus bewirkten Wasserdurchmischungen am größten (BARTZOKAS et al. 1994, S.210). In den Monaten Januar/Februar bedarf es daher der höchsten Anzahl an Hauptkomponenten zur Erklärung der Temperaturvariation. Für diese beiden Monate sind die sechs hauptsächlichen Variationszentren in Abb. 5.17 aufgetragen. Die Gruppierung zum Variationszentrum drei wird von BARTZOKAS et al. (1994) durch den gemeinsamen Effekt der bevorzugten Bildung von Tiefdruckgebieten in diesem Bereich erklärt. Das Variationszentrum zwei umfasst hingegen das Gebiet, wo Oberflächenwasser durch die Strasse von Gibraltar in das Mittelmeer fließt.

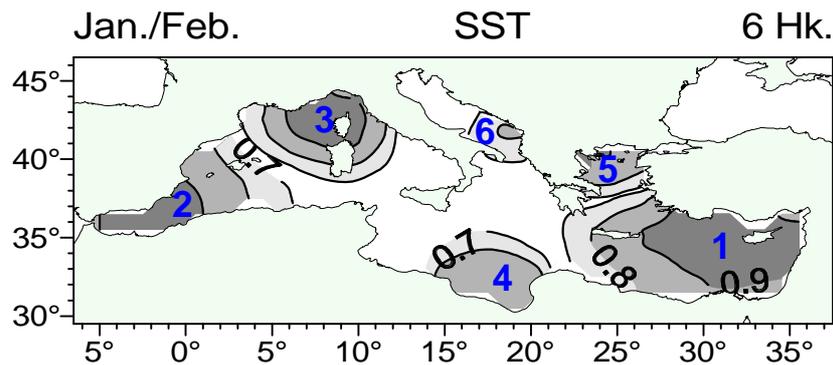


Abb. 5.17: Variationszentren der Meeresoberflächentemperaturen (SST) des Mittelmeers, definiert durch Hauptkomponentenladungen größer 0,7 aus der s-modalen Hauptkomponentenanalyse der GISST- Meeresoberflächentemperaturen für die Monate Januar/Februar im Zeitraum 1954-1998. Die ganzzahligen Werte geben die laufenden Nummern der Hauptkomponenten (Hk.) wieder.

Betrachtet man in Abb. 5.18 die zu den Variationszentren gehörigen Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), fällt auf, dass die Entwicklung der Meeresoberflächentemperaturen zwischen östlichem Mittelmeer (verkörpert durch die erste Hauptkomponente) und westlichem Mittelmeer (repräsentiert durch die zweite Hauptkomponente) im Zeitraum 1954 bis 1998 gegensinnig verläuft. Im östlichen Mittelmeer treten bis 1971 fast ausschließlich positive Temperaturabweichungen auf, danach vorwiegend negative. Das westliche Mittelmeer ist hingegen bis Mitte der siebziger Jahre durch negative Anomalien geprägt, woran sich eine Phase mit überdurchschnittlichen Temperaturverhältnissen anschließt. Die gegensätzliche Entwicklung der Meeresoberflächentemperaturen zwischen westlichem und östlichem Mittelmeer mag in Verbindung mit der mediterranen Oszillation gesehen werden. LOLIS et al. (2002) ermitteln einen Zusammenhang zwischen dieser "Druckschaukel", der 850hPa- Temperatur und den mediterranen Meeresoberflächentemperaturen, die mit einer Zeitverzögerung von einem Monat, aufgrund der hohen thermischen Trägheit des Meeres, der atmosphärischen Dynamik folgen.

Auf die Rolle des Mittelmeers als Energie- und Feuchtelielieferant im Rahmen zyklonaler Prozesse wird in vielen Untersuchungen zum Mittelmeerraum hingewiesen (zum Beispiel ENDLICHER 2000, S.157, MAHERAS et al. 2001, S.113, LOLIS et al. 2002, S.665). Temperaturschwankungen des Mittelmeers können sich auf diese Weise auf die Höhe der Niederschlagssummen in den angrenzenden Regionen auswirken. Die Felder der Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeers gehen deshalb ebenfalls in die Datenmenge der möglichen Prädiktoren ein.

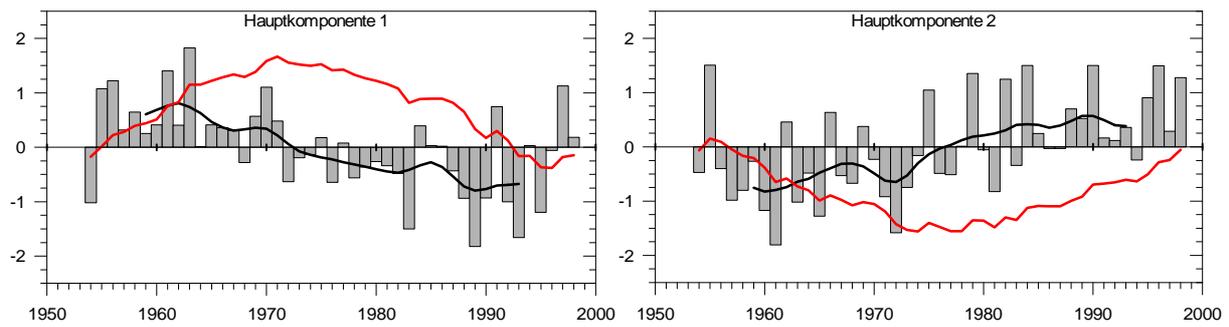


Abb. 5.18: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte) der ersten und zweiten Hauptkomponente der Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeers von 1954 bis 1998 für die Monate Januar/Februar. Die räumliche Lage der Hauptkomponenten kann Abb. 5.17 entnommen werden.

## **6. Zusammenhänge zwischen großskaligen Prädiktoren und Niederschlag im Mittelmeerraum**

### **6.1 Einleitung**

Es besteht ein weit verbreiteter Konsens darüber, dass der großräumige atmosphärische Zustand durch die heutigen atmosphärischen Klimamodelle der Allgemeinen Zirkulation auf eine realistische Weise nachgebildet wird (ZORITA und VON STORCH 1999). Somit stellen diese Klimamodelle angemessene Werkzeuge zur Berechnung großräumiger Klimaveränderungen dar. Die korrekte Nachbildung des lokalen Klimawandels ist jedoch mit Fehlern behaftet, vornehmlich infolge der Parametrisierung vieler Prozesse und der relativ groben Auflösung der Modelle. Daraus erwächst die Notwendigkeit zur Regionalisierung des zu erwartenden anthropogen verursachten Klimawandels. Es sind verschiedene Strategien entwickelt worden, um Schätzwerte regionaler Klimaänderungen zu erhalten. Ein Überblick über diese sogenannten Downscaling- Methoden kann HOUGHTON et al. (2001) und WILBY und WIGLEY (1997) entnommen werden. Beispiele für deren Anwendung im Mittelmeerraum werden in Kapitel 7.5 genannt.

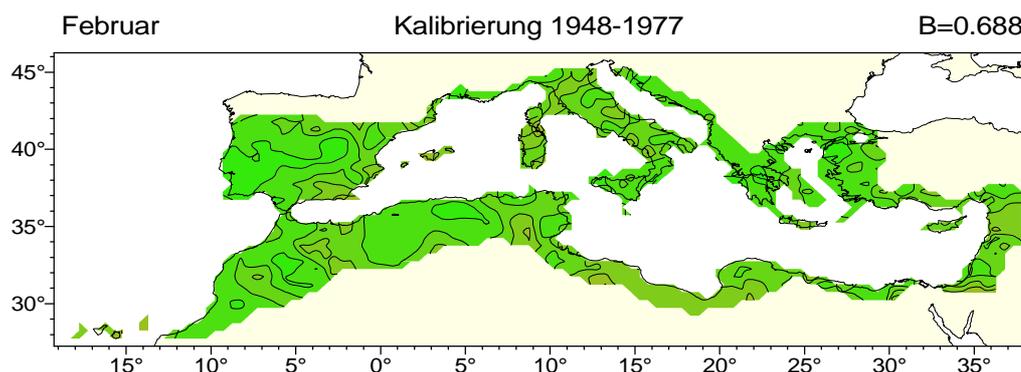
In dieser Arbeit werden empirisch abgeleitete, statistische Beziehungen zwischen großskaligen Strömungsverhältnissen und regionalem Klima als Ansatz zur Abschätzung des mediterranen Niederschlags unter veränderten Treibhausgaskonzentrationen verwendet. Der Verlauf des Niederschlags der regionalen Niederschlagsvariationszentren im Zeitraum 1948 bis 1998 wird mit der großräumigen atmosphärischen und ozeanischen Variabilität im gleichen Zeitraum in Zusammenhang gebracht. Dies geschieht unter Verwendung von Kanonischen Korrelationsanalysen und Multiplen Regressionsanalysen. Im Folgenden werden Vorgehensweise, Eigenschaften und Ergebnisse beider statistischer Verfahren erläutert und verglichen.

### **6.2 Kalibrierungs- und Verifikationszeiträume**

Die Aufstellung der Modelle erfolgt in den jeweiligen Kalibrierungszeiträumen, in denen mittels linearer Gleichungen die lokalen Parameter abgeschätzt werden. Für die Verifikation werden Werte der großräumigen Einflussgrößen in von der Kalibrierung unabhängigen Zeitabschnitten in die Gleichungen eingesetzt, um Modellzeitreihen des Niederschlags für die unabhängigen Perioden zu erhalten. Anhand von Korrelationen zwischen diesen Modellreihen und den gitterfeld-

bezogenen beobachtungsgestützten Datenreihen des gleichen Zeitabschnittes wird die Güte der statistischen Modelle untersucht. Bei diesem Vergleich zwischen modellierten und beobachtungsgestützten Niederschlägen in den Verifikationszeiträumen steht die Prüfung der zeitlichen Stationarität der in den Kalibrierungszeiträumen mittels Kanonischer Korrelation und Multipler Regression aufgestellten Beziehungen im Vordergrund. Es wird davon ausgegangen, dass die in der Kalibrierungsperiode erstellten Zusammenhänge zwischen großskaliger atmosphärischer Zirkulation und lokalem Niederschlag auf andere Zeiträume übertragen werden können, wenn die Modellgüte in der unabhängigen Verifikationsperiode bis zu einem bestimmten Grenzwert erhalten bleibt. Die allgemeine Güte eines Modells wird hier durch die quadrierten Produktmoment-Korrelationskoeffizienten zwischen modellierten und beobachteten Niederschlagsreihen aller Gitterboxen einer Niederschlagsregion berechnet. Als Kriterium für eine hinreichende Güte eines Modells wird gefordert, dass eine über alle Gitterboxen gemittelte gemeinsame Varianz von wenigstens ca. 10% in der Verifikation vorliegt.

Die Analysen basieren ursprünglich auf zwei dreißigjährigen Kalibrierungsperioden (1948-1977, 1969-1998), in denen die Modelle erstellt werden, und zwei einundzwanzig Jahre umfassenden Verifikationszeiträumen (1978-1998, 1948-1968), die zur Überprüfung der Modellgüte herangezogen werden. Während die gemeinsame Varianz der aus Regressionsgleichungen modellierten und den als Gitterfeldern vorliegenden beobachtungsgestützten Niederschlägen in der Kalibrierung bei ungefähr 70% für den gesamten Mittelmeerraum liegt, sinkt diese bei der Verifikation auf ca. 20% ab. Vor allem in den nordafrikanischen Regionen und der Levante treten sehr geringe Korrelationen in allen untersuchten Monaten auf. Zur Veranschaulichung dieses Sachverhaltes sind die gemeinsamen Varianzen der beobachteten und modellierten Niederschläge in Abb. 6.1 beispielhaft für den Monat Februar dargestellt.



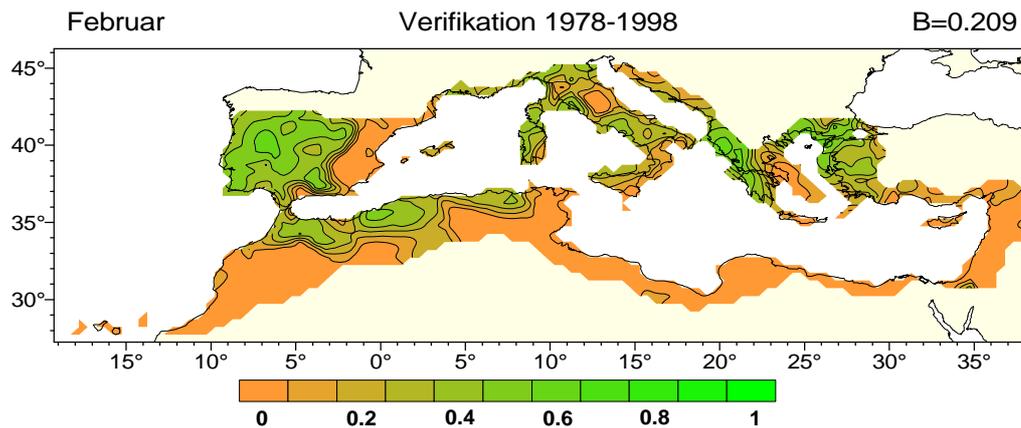


Abb. 6.1: Gemeinsame Varianzanteile der statistisch modellierten und beobachtungsgestützten Niederschläge für den Monat Februar im Kalibrierungszeitraum 1948-1977 (obere Abbildung) und im Verifikationszeitraum 1978-1998 (untere Abbildung). B ist der Mittelwert der gemeinsamen Varianzen aller Gitterboxen.

Die stark sinkenden Korrelationen zwischen Kalibrierung und Verifikation lassen auf eine große Instationarität der Beziehungen Zirkulation- Niederschlag im 51-jährigen Untersuchungszeitraum von 1948 bis 1998 schließen. Um dieser Eigenschaft Rechnung zu tragen, wird der Gesamtzeitraum in 10 Teilabschnitte unterteilt mit jeweils 46 Kalibrierungsjahren (Modellerstellung) und 5 Verifikationsjahren (Modellüberprüfung). Dadurch wird versucht, die zeitliche Variabilität in Form einer Bandbreite vieler Modelle zu erfassen. Häufig wird diese Vorgehensweise, die "cross-validation" genannt wird, für sehr kurze Gesamtuntersuchungszeiträume angewendet (VON STORCH und ZWIERS 1999, S. 405). MURPHY (1999, 2000) führt so zum Beispiel monatliche Niederschlags- und Temperaturabschätzungen für den europäischen Raum auf Basis eines Untersuchungszeitraumes von nur knapp elf Jahren durch, wobei immer ein Monat zur Validierung herausgenommen wird.

In dieser Arbeit werden jeweils fünf Jahre aus den Gesamtzeitreihen der Prädiktoren und des Niederschlags ausgeschlossen und mit dem verbleibendem Zeitraum ein Modell kalibriert, das dann anhand der fünf unabhängigen Jahre validiert wird. Der Gesamtuntersuchungszeitraum umfasst 51 Jahre (von 1948 bis 1998), so dass zehn Verifikationsperioden ausgewiesen werden können:

	<b>Verifikationsjahre</b>	<b>Kalibrierungsjahre</b>
1	1949 – 1953	1948 , 1954 – 1998
2	1954 – 1958	1948 - 1953 , 1959 – 1998
3	1959 – 1963	1948 - 1958 , 1964 – 1998
4	1964 – 1968	1948 - 1963 , 1969 – 1998
5	1969 – 1973	1948 - 1968 , 1974 – 1998
6	1974 – 1978	1948 - 1973 , 1979 – 1998
7	1979 – 1983	1948 - 1978 , 1984 – 1998
8	1984 – 1988	1948 - 1983 , 1989 – 1998
9	1989 – 1993	1948 - 1988 , 1994 – 1998
10	1994 – 1998	1948 – 1993

Die Aufteilung des Untersuchungszeitraumes in mehrere Teilabschnitte hat den Vorteil, gezielt diejenigen Modelle auswählen zu können, die zeitlich stabile Zusammenhänge zwischen Zirkulation und Klima aufweisen. Darüber hinaus entsteht für jede Niederschlagsregion ein mehr oder weniger großes Ensemble geeigneter Modelle, dessen Spannbreite den Grad der Übereinstimmung zwischen den Modellen aufzeigt und somit ein weiteres Instrument zur Überprüfung der Modellgüte darstellt.

Es muss noch vermerkt werden, dass alle Analysen jeweils für zwei Monate zusammen durchgeführt werden, jeweils um einen Monat verschoben, also Oktober/November, November/Dezember, Dezember/Januar,... Die Fallanzahl verdoppelt sich dadurch bei 46 Kalibrierungsjahren auf 92 Untersuchungsmonate. Dieser Schritt wird durchgeführt, um die statistische Bedingung bei der Regressionsanalyse und der Kanonischen Korrelationsanalyse zu erfüllen, die eine größere Fallanzahl (Monate) als Variablenanzahl (Prädiktoren) fordert.

## **6.3 Kanonische Korrelationsanalyse**

### **6.3.1 Vorgehensweise**

Die Kanonische Korrelationsanalyse (Canonical Correlation Analysis, CCA) bezeichnet ein statistisches Verfahren zur multivariaten Korrelation zweier Variablengruppen und wurde in der Klimaforschung vor allem durch BARNETT und PREISENDORFER (1987) bekannt. Ausführlich wird die Methode der Kanonischen Korrelationsanalyse zum Beispiel von TIEDE (1987), VON STORCH (1999a), VON STORCH und ZWIERS (1999) und TABACHNICK und FIDELL (2001) geschildert. Die CCA kommt innerhalb klimatologischer Untersuchungen über den europäischen und mediterranen Raum häufig zum Einsatz, zum Beispiel in den Arbeiten von ZORITA et al. (1992), VON STORCH et al. (1993) GYALISTRAS et al. (1994), XOPLAKI et al. (2000), BECK (2000), GÓMEZ et al. (2001), DÜNKELOH (2001) und LOLIS et al. (2002).

Die Zeitkoeffizienten der  $N_x$  Prädiktoren- Hauptkomponenten werden mit denjenigen der  $N_y$  Niederschlags- Hauptkomponenten miteinander in Beziehung gesetzt. Es werden nicht die Werte des Originalgitterfeldes verwendet, sondern Hauptkomponentenwerte, denn die der CCA vorgeschaltete Hauptkomponentenanalyse reduziert die Dimensionalität der Eingangsdatensätze und beseitigt lineare Abhängigkeiten zwischen den Variablen innerhalb eines Datensatzes.

Statistische Bedingungen für den Einsatz der CCA beziehen sich auf Normal-

verteilung der Originalvariablen und aller linearer Variablenkombinationen (multivariate Normalverteilung). Normalverteilung, Homoskedastizität und Linearität der Variablenbeziehungen sind grundsätzliche Voraussetzungen der CCA. Die Zeitkoeffizienten der Prädiktoren- bzw. Niederschlags- Hauptkomponenten, die als Variablen in die CCA eingehen, werden mit dem Anpassungstest nach KOLMOGOROFF und SMIRNOFF (1948) auf Normalverteilung überprüft. Der Testentscheid erfolgt mit der Nullhypothese, dass kein signifikanter Unterschied zwischen Stichprobe und Normalverteilung auf dem 95%- Signifikanzniveau besteht. Die graphische Veranschaulichung von Variablenpaaren durch Scatterplots dient zur Kontrolle, ob Heteroskedastizität oder Nichtlinearität vorliegt. In dieser Untersuchung sind die statistischen Anforderungen der CCA für fast alle Eingangsvariablen erfüllt. Lediglich für die Zeitreihen der Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeers liegt nicht in allen Fällen Normalverteilung vor. Trotz Verletzung dieser statistischen Voraussetzung werden diese Variablen in die Analysen einbezogen, da ihnen im Allgemeinen nur eine geringe Bedeutung als Prädiktoren für den Niederschlag zukommt.

Die CCA bestimmt  $n_c = \text{Min}(N_x, N_y)$  lineare Kombinationen der Prädiktoren- Hauptkomponenten, die am besten mit den entsprechenden linearen Kombinationen der Niederschlags- Hauptkomponenten korrelieren. Das Ergebnis sind die kanonischen Variablenpaare mit den dazugehörigen kanonischen Ladungsmatrizen  $P_i$  und  $Q_i$  ( $i=1, \dots, n_c$ ) der Prädiktoren bzw. des Niederschlags und der kanonische Korrelationskoeffizient  $r_i$ . Aus den kanonischen Ladungsmatrizen lässt sich auf die kanonischen Zeitkoeffizienten  $s_i$  und  $t_i$  ( $i=1, \dots, n_c$ ) entsprechend folgender Gleichungen schließen:

$$s_{i(t)} = \sum_{j=1}^{n_{xhgt}} P'_{ij} x_{j(t)} + \sum_{j=n_{xhgt}+1}^{n_{xhgt}+n_{xshum}} P'_{ij} x_{j(t)} + \sum_{j=n_{xhgt}+n_{xshum}+1}^{n_{xhgt}+n_{xshum}+n_x} P'_{ij} x_{j(t)} \quad (\text{F 6-1})$$

$$t_{i(t)} = \sum_{k=1}^{n_y} Q'_{ik} y_{k(t)} \quad (\text{F 6-2})$$

$P'_{ij}$  bzw.  $Q'_{ik}$  : transponierte kanonische Ladungsmatrizen

$x_{j(t)}$  bzw.  $y_{k(t)}$  : Hauptkomponentenwerte der Prädiktoren bzw. des Niederschlags

$n_{xhgt}$  : Anzahl Hauptkomponenten geopotentielle Höhen des 1000hPa - /500hPa - Niveaus

$n_{xshum}$  : Anzahl Hauptkomponenten spezifische Feuchte

$n_x$  : Anzahl Hauptkomponenten anderer Prädiktoren

(nordatlantische und mediterrane Meeresoberflächentemperaturen)

$n_y$  : Anzahl Hauptkomponenten Niederschlag

Die Prädiktoren- Hauptkomponentenwerte  $x_i$  unterteilen sich in diejenigen der geopotentiellen Höhen (1000hPa-, 500hPa- Niveau), der spezifischen Feuchte und der Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks und des Mittelmeers. Demgemäss kann der dazugehörige kanonische Zeitkoeffizient  $s_i$  in Formel 6-1 als die Summe der verschiedenen Einzelwerte gesehen werden.

Der kanonische Korrelationskoeffizient  $r_i$  zwischen  $s_i$  und  $t_i$  ist ein Maß für die Güte des Zusammenhanges zwischen den zwei kanonischen Variablen. Die  $P_i$  und  $Q_i$  werden von der CCA unter der Bedingung gebildet, dass sowohl alle  $s_i$  als auch alle  $t_i$  untereinander unkorreliert sind. Das erste Paar der kanonischen Zeitkoeffizienten ( $s_1, t_1$ ) muss aber die maximale kanonische Korrelation  $r_1$  aufweisen. Jedes weitere Paar der Zeitkoeffizienten, das mit dem Koeffizienten  $r_m$  ( $m=2, \dots, n_c$ ) korreliert, kann zur Erklärung eines Maximums der verbleibenden Restvarianz der jeweiligen Datensätze verwendet werden.

Aufgrund der Orthogonalität der  $s_i$  (oder der  $t_i$ ) stellt die kanonische Ladungsmatrix  $P_{ij}$  (bzw.  $Q_{ik}$ ) des  $i$ -ten kanonischen Paares die Korrelation zwischen der  $j$ -ten Prädiktor-Hauptkomponente (oder der  $k$ -ten Niederschlags-Hauptkomponente) und dem dimensionslosen Koeffizienten  $s_i$  ( $t_i$ ) dar. Um die Ladungsmatrizen  $P_{ij}$  und  $Q_{ik}$  räumlich über die Gitterfelder auszubreiten, wird eine Korrelation der standardisierten Originaldaten der Prädiktoren bzw. des Niederschlags mit den Werten der kanonischen Zeitkoeffizienten  $s_i$  bzw.  $t_i$  vorgenommen. Alternativ kann die Rücktransformation der Ladungen über die Eigenvektoren der CCA und den Ladungen der PCA nach folgender Gleichung vorgenommen werden:

$$P_{iv}^* = \sum_{j=1}^n EV_{ij} \cdot A_{jv} \quad (F\ 6-3)$$

$P_{iv}^*$  : räumlich voll aufgelöste kanonische Ladungsmatrix

$EV_{ij}$  : Eigenvektoren der CCA

$A_{jv}$  : Ladungsmatrix der Hauptkomponentenanalyse

$i = 1, \dots, m$  Zahl der kanonischen Variablenpaare

$v = 1, \dots, w$  Zahl der Gitterpunkte

$j = 1, \dots, n$  Zahl der Hauptkomponenten

In Abbildung 6.2 sind am Beispiel des 1000hPa- Geopotentialladungsmusters aus einer kanonischen Korrelationsanalyse der Januar/Februar-Temperatur im östlichen Mittelmeerraum die Ergebnisse aus beiden Lösungswegen gegenübergestellt. Es wird deutlich, dass beide Verfahren übereinstimmende Ladungsmuster erzeugen.

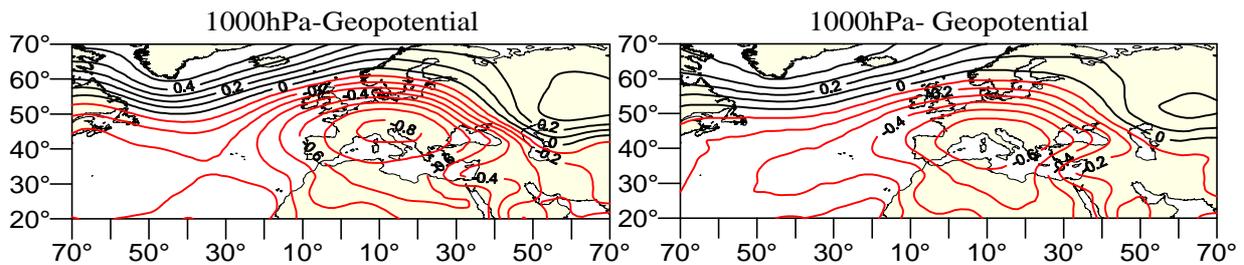


Abb. 6.2: Kanonisches Ladungsmuster der geopotentiellen Höhen im 1000hPa- Niveau aus der kanonischen Korrelationsanalyse der Januar/Februar- Temperatur im östlichen Mittelmeerraum 1948-1973,1979-1998. Linke Seite: Rücktransformation durch Korrelation der standardisierten Originalvariablen mit den kanonischen Zeitkoeffizienten. Rechte Seite: Rücktransformation durch Multiplikation der CCA- Eigenvektoren mit den Hauptkomponentenladungen.

Als Resultat erhält man also für alle Gitterpunkte bzw. Gitterboxen je einen Korrelationskoeffizienten, die zusammen eine räumlich voll aufgelöste Darstellung der Ladungsmuster erlauben. Lokale Maxima (Minima) der Korrelationskoeffizienten in den Prädiktorenkarten der  $i$ -ten kanonischen Korrelation sind Regionen, die mit Bereichen hoher (niedriger) Korrelationskoeffizienten im Niederschlagsfeld positiv gekoppelt sind.

Die Zeitkoeffizienten  $s_i$ , bzw.  $t_i$ , geben die Bedeutung und Polung der Ladungsmuster in den einzelnen Monaten wieder; wenn der Zeitkoeffizient  $s_i$  ( $t_i$ ) einen positiven Wert annimmt, zeigt eine Region mit positiven Korrelationskoeffizienten in einer kanonischen Ladungsmusterkarte der Prädiktoren (des Niederschlags) eine positive Anomalie in dem Druck- oder Feuchtevariationszentrum bzw. in der Niederschlagsregion an (vgl. Formel 6-1 bzw. 6-2). Bei negativem Zeitkoeffizient  $s_i$  (oder  $t_i$ ) ist die Richtung der Anomalie entsprechend entgegengesetzt zum Vorzeichen der Korrelationskoeffizienten der Region. Ein Zeitkoeffizient nahe Null weist darauf hin, dass die im Ladungsmuster angezeigten Zusammenhänge zu diesem Zeitpunkt keine besondere Rolle spielen.

Die Bedeutung des  $i$ -ten Prädiktorenmodells für den lokalen Niederschlag im Mittelmeerraum wird durch den Anteil an Niederschlagsvarianz beschrieben, der durch die entsprechenden kanonischen Zeitkoeffizienten  $t_{i(t)}$  erklärt wird, das heißt durch die quadrierten Korrelationskoeffizienten zwischen den  $y_{k(t)}$  und den  $t_{i(t)}$  im Kalibrierungszeitraum.

Bei der Durchführung der CCA werden grundsätzlich zunächst  $n_c = \text{Min}(N_x, N_y)$  kanonische Korrelationen berechnet. In manchen Fällen sind jedoch nur die höheren kanonischen Korrelationen auf einem bestimmten Niveau signifikant. GYALISTRAS et al. (1994) bestimmen die Anzahl signifikanter kanonischer Paare zum Beispiel durch einen t-Test der Korrelationskoeffizienten auf signifikanten Unterschied von

Null. BARNETT und PREISENDORFER (1987) diskutieren weitere Methoden zur Ermittlung der geeigneten Anzahl kanonischer Korrelationen. Die Abfrage der Signifikanz kanonischer Korrelationen geschieht meist im Hinblick auf die notwendige inhaltliche Interpretierbarkeit der Ergebnisse. Obgleich dieser Aspekt auch in dieser Arbeit von erheblicher Wichtigkeit ist, liegt das Hauptaugenmerk auf einem möglichst hohen Erklärungsanteil des Niederschlags. Aus diesem Grund werden Kanonische Korrelationsanalysen einmal unter Einbezug und noch einmal unter Ausschluss der nichtsignifikanten Variablenpaare durchgeführt. Die Anzahl signifikanter kanonischer Korrelationen wird hierbei mittels der Prüfgröße Rao's F (RAO 1973) bestimmt. Als Irrtumswahrscheinlichkeit wird individuell ein Grenzwert von  $p < 0.05$  festgelegt. Der Vergleich zeigt, dass bei einer Einbeziehung aller kanonischer Variablenpaare eine höhere Korrelation zwischen den mit Hilfe der CCA modellierten und den beobachtungsgestützten Niederschlägen in der Kalibrierung erreicht wird. In der Verifikation zeigt sich jedoch eine Tendenz zu besseren Modellen unter Ausschluss der nichtsignifikanten Variablenpaare. Bei der Überprüfung der Modellqualität sind vor allem die Korrelationen in der Verifikationsperiode interessant, da sich hier das Maß der zeitlichen Stabilität der in der Kalibrierung aufgestellten Beziehungen erkennen lässt. Die Abschätzungen des mediterranen Niederschlags stützen sich daher auf Modelle, die nur die signifikanten kanonischen Variablenpaare berücksichtigen.

### 6.3.2 Modellierung des mediterranen Niederschlags

Die Ergebnisse der CCA können nun dazu verwendet werden, die Reaktion der lokalen Klimavariablen Niederschlag auf Veränderungen der großskaligen Zirkulations- und Feuchte- Anomalien linear vorherzusagen. Dies ist entsprechend nachstehender Gleichung F 6-4 möglich. Der Niederschlagsverlauf wird in diesem Fall nicht für das räumlich voll aufgelöste Gitterfeld berechnet, sondern für die Hauptkomponenten ( $y^*_k$ ) der s-modalen Hauptkomponentenanalysen.

$$y^*_{k(t)} = \sum_{i=1}^{n_{cu}} t^*_{i(t)} Q_{ik} = \sum_{i=1}^{n_{cu}} r_i \frac{\mathbf{s}_{fi}}{\mathbf{s}_{si}} s_{i(t)} Q_{ik} \quad (\text{F 6-4})$$

hierbei bedeuten:

$n_{cu} \leq n_c$  : Anzahl der signifikanten kanonischen Variablenpaare

$t^*_{i(t)}$  : abgeschätzter  $i$ -ter kanonischer Zeitkoeffizient der abhängigen Variablen

$Q_{ik}$  : kanonische Ladungsmatrix des Niederschlags

$r_i$ : kanonischer Korrelationskoeffizient

$\mathbf{S}_{s_i}$  bzw.  $\mathbf{S}_{t_i}$ : Standardabweichungen der kanonischen Zeitkoeffizienten  $s_{i(t)}$  bzw.  $t_{i(t)}$

$s_{i(t)}$ : kanonische Zeitkoeffizienten der Prädiktoren

Die in Formel 6-4 abgeschätzten Hauptkomponentenwerte des Niederschlags werden auf das Originalgitterboxfeld rücktransformiert und anschließend destandardisiert.

Die Rücktransformation gestaltet sich gemäss Formel 6-5 durch eine Multiplikation der Hauptkomponentenladungen mit der "neuen" Matrix der Hauptkomponentenwerte. Die Destandardisierung erfolgt nach Formel 6-6 unter Verwendung der Gitterbox- Mittelwerte und Standardabweichungen aus dem Kalibrierungszeitraum.

$$\mathbf{g}_{w(t)} = \sum_{k=1}^n \mathbf{B}_{wk} \cdot \mathbf{y}_{k(t)}^* \quad (\text{F 6-5})$$

mit

$\mathbf{g}_{w(t)}$ : abgeschätzte standardisierte Gitterboxwerte des Niederschlags

$\mathbf{B}_{wk}$ : Ladungsmatrix der Hauptkomponentenanalyse des Niederschlags im Kalibrierungszeitraum

$\mathbf{y}_{k(t)}^*$ : abgeschätzte Hauptkomponentenwerte des Niederschlags

$w = 1, \dots, v$  Zahl der Gitterboxen des Niederschlags

$k = 1, \dots, n$  Zahl der Hauptkomponenten des Niederschlags

$$\mathbf{h}_{w(t)} = \mathbf{S}_w \cdot \mathbf{g}_{w(t)} + \mathbf{m}_w \quad (\text{F 6-6})$$

hierbei bedeuten

$\mathbf{h}_{w(t)}$ : abgeschätzte destandardisierte Gitterboxwerte des Niederschlags

$\mathbf{S}_w$ : Standardabweichung des Niederschlags im Kalibrierungszeitraum

$\mathbf{m}_w$ : Mittelwert des Niederschlags im Kalibrierungszeitraum

Bei der Berechnung des Niederschlags in der Kalibrierungsperiode können die in Formel 6.4 benötigten kanonischen Zeitkoeffizienten der Prädiktoren  $s_{i(t)}$  direkt aus den Ergebnissen der CCA übernommen werden. Für die Verifikationsperiode werden die Zeitkoeffizienten analog der Formel 6-1 wie folgt errechnet:

$$s_{i(t)} = \sum_{j=1}^{n_x} P_{ij} \cdot x_{j(t)} \quad (\text{F 6-7})$$

Die  $x_j$  stellen wiederum Hauptkomponentenwerte dar, in diesem Fall der Prädiktoren. Die mathematischen Beziehungen, die in den s-modalen Hauptkomponentenanalysen zwischen den Originalgitterpunktfeldern und den Hauptkomponenten aufgebaut wurden, müssen in der Verifikationsperiode erhalten bleiben. Um die Eigenschaften der Hauptkomponenten zu bewahren, aber trotzdem die benötigten Informationen über den Verlauf der großskaligen Einflussgrößen in der Verifikation gewinnen zu können, ist eine mathematische Transformation erforderlich. Die Zeitreihen der Verifikationsjahre an den Originalgitterpunkten der Prädiktorenfelder werden auf die Hauptkomponenten der Kalibrierung gemäss Formel 6-8 projiziert. Die auf diese Weise berechneten "neuen" Hauptkomponentenwerte  $x_j$  werden anschließend zur Bestimmung der kanonischen Zeitkoeffizienten der Verifikationsperiode in Formel 6-7 eingesetzt.

$$x_{j(t)} = \sum_{v=1}^w T'_{jj} (A'_{vj} \cdot A_{vj})^{-1} \cdot A'_{vj} \cdot z_{v(t)} \quad (\text{F 6-8})$$

mit

$x_{j(t)}$ : transformierte Hauptkomponentenwerte

$T'_{jj}$ : transponierte Transformationsmatrix der Hauptkomp.analyse des Kalibrierungszeitraums

$A'_{vj}$ : transponierte, unrotierte Ladungsmatrix der Hauptkomponentenanalyse des Kalib.zeitraums

$A_{vj}$ : unrotierte Ladungsmatrix

$z_{v(t)}$ : standardisierte Originalfelder des Verifikationszeitraums

$j = 1, \dots, n_x$  Zahl der Hauptkomponenten

$v = 1, \dots, w$  Zahl der Gitterpunkte

## 6.4 Multiple Regressionsanalyse

### 6.4.1 Methodenbeschreibung

Allgemein wird die Multiple Regressionsanalyse zum Beispiel von BAHRENBURG et al. (1992) und VON STORCH und ZWIERS (1999) behandelt. Im Bereich des Statistischen Downscalings wird sie von BEYER (1999, 2001) für Abschätzungen des Niederschlags in Namibia eingesetzt, EASTERLING (1999) modelliert mittels dieser Methode Temperatur und Niederschlag einer nordamerikanischen Region und JACOBET (1994a) verwendet Regressionsgleichungen zur Erlangung von Schätzwerten des mediterranen Winterniederschlags. KIDSON und THOMPSON (1998) vergleichen Ergebnisse der Multiplen Regression mit denjenigen eines mesoskaligen Klimamodells innerhalb einer Abschätzung lokaler Klimavariablen

Neuseelands. MURPHY (2000) modelliert Temperatur- und Niederschlagswerte für Europa mit Hilfe von Regressionsanalysen und einem regionalen Klimamodell, das in ein Klimamodell der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation integriert ist. Diese kurze Aufführung einiger ausgewählter Beispiele soll zeigen, dass das Multiple Regressionsmodell ein häufig verwendetes Dependenzmodell auf dem Gebiet der Klimaforschung darstellt.

Die Multiple Regression wird in dieser Arbeit angewendet, um lineare Zusammenhänge zwischen der abhängigen Variable Niederschlag im Mittelmeerraum und mehreren unabhängigen Variablen, in diesem Fall den großskaligen Einflussgrößen geopotentielle Höhen, Feuchte und Meeresoberflächentemperaturen, herzustellen. Wie bereits bei der CCA, werden auch bei der Regressionsanalyse nicht die Originalgitterfelddaten verwendet, sondern die Hauptkomponentenwerte aus den s-modalen Hauptkomponentenanalysen der jeweiligen Kalibrierungsperiode.

Die Schätzung der Regressionskonstanten und der partiellen Regressionskoeffizienten erfolgt nach der Methode der kleinsten Quadrate. Für die Niederschlagswerte der Schätzgleichung gilt:

$$y_{(t)} = a + b_1 x_{1(t)} + b_2 x_{2(t)} + \dots + b_j x_{j(t)} + e_{(t)} \quad (\text{F 6-9})$$

$$y_{(t)}^* = y_{(t)} - e_{(t)}$$

mit:

$y_{(t)}$ : Wert der Niederschlagshauptkomponente  $Y$  für die  $t$ -te Zeiteinheit

$y_{(t)}^*$ : auf Grund der Regressionsgleichung geschätzter Wert von  $Y$

$x_{i(t)}$ : Wert der  $i$ -ten Prädiktorenhauptkomponente  $X_i$  ( $i = 1, \dots, j$ ) für die  $t$ -te Zeiteinheit

$a$ : Schätzwert der Regressionskonstanten

$b_i$ : Schätzwert des partiellen Regressionskoeffizienten der Variablen  $X_i$  ( $i = 1, \dots, j$ )

$e_{(t)}$ : Wert des Residuums für die  $t$ -te Zeiteinheit

In den Kalibrierungszeiträumen wird für alle Niederschlagshauptkomponenten  $Y_k$  ( $k=1, \dots, n_y$ ) eine Regressionsgleichung nach Formel 6-9 aufgestellt. Die daraus resultierenden abgeschätzten Werte der Niederschlagshauptkomponenten  $y_k^*$  werden in Formel 6-5 und 6-6 eingesetzt. Als Ergebnis erhält man die abgeschätzten Werte des Niederschlags in auf das Gitterboxfeld zurücktransformierter und destandardisierter Form.

Um eine Schätzung der Hauptkomponentenwerte des Niederschlags  $y^*_k$  für die Verifikationszeiträume zu erlangen, werden in Gleichung 6-9 die transformierten Hauptkomponentenwerte der Prädiktoren eingesetzt, wie sie aus Formel 6-8 folgen.

Die Frage, welche der zahlreichen Prädiktoren als unabhängige Variablen in das multiple Regressionsmodell aufzunehmen sind und welche nicht, richtet sich nach der theoretischen Plausibilität der aufgestellten Beziehungen, der Zuverlässigkeit der Koeffizientenschätzwerte und der Güte der Anpassung des Modells an die Daten. Im Hinblick auf eine gute Interpretierbarkeit und für die Signifikanzprüfung des Regressionsmodells ist eine geringere Variablenzahl bei annähernd gleich guter Erfüllung obiger Forderungen einer höherdimensionalen Gleichung vorzuziehen. Zu diesem Zweck sind sogenannte schrittweise Verfahren für die Auswahl der unabhängigen Variablen geeignet. Die in dieser Arbeit zur Anwendung kommende schrittweise Regression kombiniert die vorwärts- und rückwärtsgerichtete Auswahl. Die beiden ersten unabhängigen Variablen werden beim schrittweisen Regressionsmodell nach der vorwärtsgerichteten Selektion bestimmt. Zuerst wird die Prädiktorenvariable  $X_{i_1}$  ( $1 \leq i_1 \leq j$ ) einbezogen, deren einfache Korrelation mit der Niederschlagshauptkomponente  $Y$  am höchsten ist, anschließend diejenige Prädiktorenvariable, deren partieller Korrelationskoeffizient mit  $Y$  unter Ausschaltung von  $X_{i_1}$  maximal ist. Eine Variable wird nur dann in das Regressionsmodell aufgenommen, wenn ihr Einfluss auf  $Y$  signifikant ist, das heißt, wenn ihr zugehöriger Regressionskoeffizient  $b_{if}$  in der Grundgesamtheit signifikant von Null verschieden ist. Als Signifikanzniveau des F- Tests der Regressionskoeffizienten wird individuell ein Wert von 0.01, 0.05 oder 0.10 gewählt, je nachdem welcher Wert zur besten Modellgüte bei möglichst geringer Variablenanzahl führt. Nach Aufnahme der zweiten Variablen findet eine Prüfung der ersten Variable auf einen signifikant von Null verschiedenen Regressionskoeffizienten statt. Als Ausschlusskriterium für die eventuelle Entfernung einer Variablen aus der Regressionsgleichung wird dabei ein Signifikanzniveau von 0.05, 0.10 oder entsprechend 0.15 festgelegt. Nach jedem Einbezug einer weiteren Variablen werden alle bereits ausgewählten Variablen darauf untersucht, ob sie weiterhin einen signifikanten Einfluss auf  $Y$  ausüben. Zusätzlich zu diesem Auswahlverfahren wird definiert, dass das Bestimmtheitsmaß einer Regressionsgleichung nicht 0.95 überschreiten darf, um so eine künstliche Überanpassung zu vermeiden.

### 6.4.2 Voraussetzungen und Testverfahren

Um eine gute Schätzung der Niederschlagswerte aus den Prädiktorenwerten zu erhalten, müssen bestimmte Voraussetzungen der Regressionsanalyse erfüllt sein. Die allgemeinen statistischen Bedingungen für den Einsatz der Multiplen Regressionsanalyse beziehen sich auf Normalverteilung der Eingangsvariablen, Datenunabhängigkeit innerhalb der Stichproben und auf einen Stichprobenumfang größer dreißig. Die Überprüfung auf Normalverteilung wurde schon bei der Kanonischen Korrelationsanalyse vorgenommen. Die Datenunabhängigkeit innerhalb der Stichproben wird durch den Runs- Test überprüft (BRADLEY 1968). Sie ist für alle Hauptkomponentenwerte der Prädiktoren und des Niederschlags bei 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit gegeben.

Für die nachfolgenden Testverfahren sollten alle Residualvariablen  $e_t$  der Regressionsgleichung normalverteilt um den Mittelwert des Regressions-schätzwertes sein und keine bestimmte Struktur aufweisen. Ersatzweise werden die Residuenschätzungen auf Normalverteilung und Unabhängigkeit getestet. Bei insgesamt 89 Modellen für die Monate Januar/Februar sind für 16 die an die Residualvariablen gestellten Bedingungen nicht erfüllt, das entspricht ca. 18% der Modelle. Die Beurteilung beruht dabei auf Ergebnissen des Anpassungstests nach KOLMOGOROFF und SMIRNOFF (1948), der DURBIN- WATSON- Statistik als Maß für die Autokorrelation einer Zeitreihe und der graphischen Darstellung der Residuen in Streudiagrammen. Der Test nach KOLMOGOROFF- SMIRNOFF wurde bereits in Kapitel 6.3.1 erläutert. Beim Test der Zeitreihen auf Autokorrelation liegt der DURBIN- WATSON Prüfwert nahe dem Wert zwei bei nicht autokorrelierten Zeitreihen (DURBIN und WATSON 1950, 1951, VON STORCH und ZWIERS 1999). Bei der Prüfung der Residuen der Regressionsgleichungen wird ein Bereich zwischen 1.75 und 2.25 definiert, innerhalb dessen keine Autokorrelation angenommen wird.

Die Regressionsmodelle, deren Residuen die obigen Bedingungen erfüllen, unterlaufen weitere Testverfahren. Die gesamte Varianz einer Niederschlagshauptkomponente  $Y$  lässt sich additiv in eine durch das Regressionsmodell erklärte und eine unerklärte Residualvarianz zerlegen. Mit dem F- Test wird varianzanalytisch geprüft, ob die erklärte Varianz größer ist als die unerklärte, ob es sich also um ein insgesamt signifikantes Regressionsmodell handelt. Ist das der Fall, ist das multiple Bestimmtheitsmaß und der multiple Korrelationskoeffizient von Null verschieden. Der kritische F- Wert wird für ein Signifikanzniveau von 5% bestimmt. Die berechnete

Prüfgröße überschreitet bei allen aufgestellten Regressionsgleichungen deutlich den kritischen F- Wert. Folglich kann angenommen werden, dass alle Modelle im Ganzen statistisch signifikant sind. Darüber hinaus wird geprüft, ob die einzelnen partiellen Regressionskoeffizienten der Grundgesamtheit von Null verschieden sind, das heißt ob die einzelne Prädiktorenvariable  $X_i$  einen signifikanten Einfluss auf die Niederschlagshauptkomponente  $Y$  ausübt. Die ausschließlich durch  $X_i$  erklärte Varianz wird zur Residualvarianz mittels eines t- Tests in Beziehung gesetzt. Der Testentscheid erfolgt mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5%. Auf dem 0,05 Signifikanzniveau sind alle partiellen Regressionskoeffizienten signifikant größer bzw. kleiner als Null.

## **6.5 Beziehungen zwischen Niederschlag im Mittelmeerraum und großskaligen Einflussgrößen**

### **6.5.1 Analyse des Einflusses der einzelnen großskaligen Parameter auf den Niederschlag**

Die Art und Höhe des Einflusses des 1000hPa- und 500hPa- Geopotentials, der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau, der Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks und des Mittelmeers auf den Niederschlag im Mittelmeerraum werden anhand der Durchführung mehrerer Modellversuche mit den Methoden der CCA und der Multiplen Regression untersucht. Bei der Auswahl der am besten geeigneten Kombination an Prädiktoren für die Vorhersage der monatlichen Niederschlagssummen im Mittelmeerraum wird das Hauptaugenmerk auf die Modellgüte in der unabhängigen Verifikationsperiode gelegt. In die Kanonischen Korrelationsanalysen und Multiplen Regressionsanalysen werden immer die atmosphärischen Variablen geopotentielle Höhen des 1000hPa- und 500hPa- Niveaus einbezogen, da es sich hierbei unumstritten um die wichtigsten großskaligen Einflussgrößen auf den Niederschlag handelt. Zusätzlich zu den Geopotentialfeldern werden die anderen potentiellen Prädiktoren in verschiedenen Kombinationen aufgenommen. Ergänzend werden noch Versuche unter Erwägung einer zeitlichen Verzögerung der ozeanischen Signale unternommen, in dem Sinn, dass die Meeresoberflächentemperaturen der den Analysemonaten vorausgegangenen Monatskombination einbezogen werden.

Die Höhe der Korrelationskoeffizienten zwischen modellierten und beobachtungsgestützten Niederschlagsreihen verändert sich je nachdem, welche Prädiktoren als

unabhängige Variablen in die Abschätzung einbezogen werden. Die Ergebnisse der verschiedenen Modellvarianten sind für verschiedene Monatskombinationen in Tabelle A.9a bis A.9d des Anhangs A aufgeführt. Blaue Zahlen in der Verifikationsperiode kennzeichnen die beste Modellabschätzung innerhalb eines Kalibrierungsmodells einer Monatskombination. In der Gesamtheit lässt sich feststellen, dass es meist nur zu geringfügigen Unterschieden in der Modellgüte bei Einbezug verschiedener Prädiktorenkombinationen kommt. Die Variante mit bodennahen (1000hPa) und mitteltroposphärischen (500hPa) Geopotentialzentren sowie spezifischer Feuchte im 1000hPa- Niveau führt aber beim Großteil der Modelle zum besten Abschätzungsergebnis. In der Kalibrierung lassen sich zwar immer etwas höhere Korrelationen unter Einschluss aller Prädiktoren erkennen. Da dieser Sachverhalt jedoch nicht für die Verifikationsjahre zutrifft, lässt sich vermuten, dass es sich um eine künstliche Überanpassung in der Kalibrierung handelt.

Das Heranziehen der Meeresoberflächentemperaturen der der Analyse vorausgegangenen Monatskombination erscheint etwas günstiger als der Einbezug nicht zeitverzögerter Meeresoberflächentemperaturen (vergleiche 3. und 6. Zeilenabschnitt in Tab. A.9b des Anhangs A). Allgemein verbessert sich jedoch die Abschätzung unter komplettem Ausschluss der ozeanischen Variationszentren. Lediglich in manchen Fällen wird die höchste Modellgüte bei Einbezug der Meeresoberflächentemperaturen als Prädiktoren erzielt, vor allem bei den Niederschlagsregionen des westlichen, zentral- nördlichen und nordöstlichen Mittelmeerraumes im Januar/Februar (siehe Tab A.9c des Anhangs A). Für diese Regionen werden deshalb die verschiedenen Prädiktorenkombinationen in allen 10 Kalibrierungs- bzw. Verifikationszeiträumen getestet. Die berechneten Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und modellierten Niederschlägen aus diesen Versuchen sind für die Iberische Halbinsel und Südfrankreich in Tab. A.10a, für den adriatischen und tyrrhenischen Raum in Tab. A.10b und für den ägäischen Raum in Tab. A.10c im Anhang A aufgeführt. Es wird wieder ersichtlich, dass beim größten Teil der Modelle die Abschätzung des Niederschlags am besten mit der Prädiktorenkombination 1000hPa-/500hPa- Geopotential und spezifische Feuchte gelingt.

Für die allgemein nicht zu beobachtende Verbesserung der Modellgüte bei Einbezug der Meeresoberflächentemperaturen kommen verschiedene Gründe in Frage. Zum Beispiel kann der Einfluss der Meeresoberflächentemperaturen auf den Niederschlag auf anderen zeitlichen Skalen stattfinden, oder die Beziehungen sind nichtlinearer Natur. Eine Modellverschlechterung kann auch allein daraus resultieren, dass die

ozeanische Variabilität bereits zum großen Teil in den atmosphärischen Größen enthalten ist. Die Meeresoberflächentemperaturen stellen dann keine Quelle neuer Information dar, sondern der Erklärungsanteil sinkt bei den Analysen insgesamt durch die unbrauchbare Erhöhung der Anzahl potentieller Einflussgrößen.

Die verschiedenen Druckkonstellationen beinhalten indirekt auch den Hauptteil der Feuchteinformationen, so dass die feuchtespezifische Verbesserung der Modellgüte recht gering ausfällt. Wie bereits erwähnt, können jedoch mit der Prädiktorenkombination geopotentielle Höhen des 1000hPa- und 500hPa- Niveaus und spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau zumeist die besten Abschätzungsergebnisse erzielt werden. Aus diesem Grund wird diese Modellvariante als Hauptvariante ausgewählt, mit der für alle Regionen des Mittelmeerraumes der zukünftige Niederschlag unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt in den Monaten Oktober bis Mai abgeschätzt wird. Das Leistungsvermögen des atmosphärischen Feuchtegehaltes im Rahmen von Downscaling- Untersuchungen könnte sich in Zukunft noch erhöhen, vor allem durch verbesserte Datengrundlagen und durch Betrachtung der Feuchte in mehreren atmosphärischen Niveaus. Der Einbezug der spezifischen Feuchtefelder in dieser Arbeit kann so als ein erster Schritt in diese Richtung gesehen werden.

### **6.5.2 Ergebnisse der CCA und der Multiplen Regression auf Basis der mediterranen Niederschlagsregionen**

Nachfolgende Betrachtungen stützen sich auf die in Kap. 4 mittels s-modaler Hauptkomponentenanalysen ausgewiesenen Niederschlagsregionen. Für die Monate Oktober bis Mai werden lineare Beziehungen zwischen regionalem Niederschlag im Mittelmeerraum und den großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spezifischer Feuchte aufgezeigt, die mit der Methode der Kanonischen Korrelation erstellt wurden. Am Beispiel der Monate Januar/Februar werden auch die Ergebnisse aus der Multiplen Regressionsanalyse vorgestellt. Die in den Regressionsanalysen ausgewählten Prädiktorenvariablen, deren spezifische Regressionskoeffizienten und Erklärungsanteile sind wichtige Kenndaten beim regressionsanalytischen Ansatz. Im Rahmen der Kanonischen Korrelationsanalysen bilden in besonderem Maße die kanonischen Korrelationskoeffizienten und die räumlich voll aufgelösten Ladungsmuster, die aus der Korrelation der standardisierten Originaldaten der Prädiktoren bzw. des Niederschlags mit den Werten der kanonischen Zeitkoeffizienten hervorgehen, wichtige Stützpfiler der

Interpretation. Um eine Vorstellung darüber zu erhalten, welche realen Geopotential-Feuchte- und Niederschlagsmuster die Ausprägung der Ladungsmuster bestimmen, werden Kompositen gebildet. Zu diesem Zweck werden gemittelte Felder getrennt für die Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten größer eins und für die Fälle mit Zeitkoeffizienten kleiner minus eins erstellt. Die betreffenden Einzelfelder werden dabei mit dem Betrag des jeweiligen Zeitkoeffizienten gewichtet, damit die Fälle, die eine größere Bedeutung für das Ladungsmuster haben, stärker in den Komposit eingehen. Neben diesen Hilfsmitteln zur Auslegung der Art und Größe der Zusammenhänge liegt ein Schwerpunkt der Betrachtung, bei beiden verwendeten statistischen Verfahren, auf der zeitlichen Entwicklung der Variablenbeziehungen.

Die Korrelationskoeffizienten zwischen den mit statistischen Methoden modellierten Niederschlägen und den beobachtungsgestützten, gitterfeldbasierten CRU- Niederschlägen sind für jedes Kalibrierungs- und Verifikationsmodell aller untersuchten Monatskombinationen in Tab. A.1 bis Tab A.7 des Anhangs A aufgeführt. Der Vergleich der Ergebnisse verschiedener Modellzeiträume zeigt, dass der räumliche Bereich, in dem der Niederschlag abgeschätzt werden kann, jeweils variiert. Ferner unterliegt die Güte der Modelle einer Niederschlagsregion teils erheblichen Schwankungen in Abhängigkeit des betrachteten Modellzeitraums. Zur besseren Veranschaulichung dieses Sachverhaltes ist der durch die modellierten Niederschläge erklärte Varianzanteil der beobachtungsgestützten Niederschläge für alle Kalibrierungs- und Verifikationsmodelle der Monatskombination Januar/Februar in Abb. A.8 im Anhang A graphisch dargestellt. Die Schwankungen in der Modellgüte zwischen den verschiedenen Kalibrierungszeiträumen lassen sich in gleichem Maße in den anderen untersuchten Monatskombinationen beobachten.

#### **6.5.2.1 Region 1: Iberische Halbinsel und Südfrankreich**

Aufgrund der in allen untersuchten Monaten auftretenden stark negativen Ladungen des Geopotentials über dem östlichen Nordatlantik (siehe als Beispiel Ladungsmusterkarten für die Monate Januar/Februar in Abb. B.1.1 des Anhangs B) kann ein Bild gezeichnet werden, dass bei positiven kanonischen Zeitkoeffizienten die Niederschlagsregion verstärkt zyklonal beeinflusst wird und dadurch im Winter überdurchschnittlich hohe Feuchtegehalte in weiten Teilen des Mittelmeerraumes mit erhöhten Niederschlagsmengen zusammentreffen. Dieses Schema wird durch die Kompositen der Monate mit positiven Zeitkoeffizienten bestätigt: auf der linken Seite der Abb. B.1.3 des Anhangs B stehen hohe Niederschlagssummen Iberiens,

Südfrankreichs und von Teilen Marokkos in Verbindung mit einem ausgedehnten Tiefdruckgebiet über dem Atlantik, dessen Ausläufer den westlichen Mittelmeerraum zyklonal beeinflussen. Mit dem Druckmuster sind im Winter hohe Feuchtwerte in weiten Teilen des Mittelmeergebietes verbunden, der feucht-maritime Einfluss erstreckt sich über dem Mittelmeer weit nach Osten.

In den Frühjahrsmonaten April/Mai zeigen sich hingegen in Abb. B.2.1 schwächere, und auf die westlichen und nordwestlichen Bereiche des Mittelmeerraumes beschränkte, positive Ladungen im Ladungsmuster der Feuchte. Die Geopotentialladungsmuster in Abb. B.2.1 und die Kompositen auf der linken Seite der Abb. B.2.3 deuten darauf hin, dass im positiven Modus der zyklonale Einfluss im Vergleich zu den Wintermonaten abgeschwächt und im Wesentlichen auf die westlichen Bereiche des Mittelmeerraumes begrenzt ist. Die Geopotentialladungsmuster zeigen starke Ähnlichkeit zum negativen Modus der von DÜNKELOH und JACOBET (2003) ausgewiesenen Muster des zweiten kanonischen Variablenpaares für das Frühjahr. Das dort dargestellte gesamtmediterrane Niederschlagsmuster zeigt im negativen Modus ebenfalls positive Niederschlagsabweichungen im Bereich der Iberischen Halbinsel sowie in Südfrankreich und Italien, während der restliche Mittelmeerraum durch negative Niederschlagsanomalien gekennzeichnet ist.

Aus den Regressionsmodellen geht hervor, dass der Druckvariation im nordöstlichen Atlantik und im skandinavischen Raum ebenfalls eine gewisse Bedeutung zukommt. Es besteht eine positive Fernkopplung zwischen dem Druck in diesem Gebiet und dem Niederschlag im westlichen Mittelmeerraum. In den Regressionsmodellen erhöht sich das Bestimmtheitsmaß zwischen 0,05 und 0,1 bei Hinzunahme dieses Druckvariationszentrums. Diese relativ schwache, aber in allen Kalibrierungsmodellen persistente Verbindung kann, zusammen mit den zuvor dargestellten Zusammenhängen, in das Konzept der NAO eingegliedert werden: Positive Druckanomalien über dem Nordostatlantik und negative Druckabweichungen im Großraum der Azoren und dem westlichen Mittelmeerraum zeigen einen schwach positiven bis negativen nordatlantischen Oszillationsindex an. Der NAOI steht bekanntermaßen in enger Beziehung mit Iberischen Niederschlägen, vor allem im Winter (siehe z. B. GOODESS und JONES 2002).

Die hohen kanonischen Korrelationskoeffizienten in den Monaten Dezember bis März zeigen an, dass die Variation des Niederschlags der Iberischen Halbinsel und Südfrankreichs in diesen Monaten auch eng mit der Variabilität des Feuchtegehaltes verknüpft ist. Aus Abb. B.1.1 des Anhangs B wird anhand des Schwerpunkts hoher

Korrelationskoeffizienten im Ladungsmuster der Feuchte die räumliche Lage der relevanten Gebiete deutlich. Diese sind vor allem der atlantische Küstenbereich Marokkos und der zentral-südliche Mittelmeerraum. Allein der Einbezug von Feuchtevariationszentren, die mit diesen Bereichen räumlich in etwa übereinstimmen, erzeugt in den entsprechenden multiplen Regressionsgleichungen Bestimmtheitsmaße von ungefähr 0,6. Weitere Feuchtevariationszentren, die direkt über der Iberischen Halbinsel oder westlich davon verortet sind, spielen in den Regressionsmodellen eine eher untergeordnete Rolle. Aus den Ergebnissen der Regression und Kanonischen Korrelation folgt, dass der Niederschlag Iberiens und Südfrankreichs nicht so stark mit dem Feuchtegehalt vor Ort oder über dem Atlantik in Verbindung steht wie mit der Wasserdampfvariation im atlantischen und zentralmediterranen Küstenbereich Nordafrikas. Die Verknüpfung kann nach FERNÁNDEZ et al. (2003) dergestalt gesehen werden, dass bei positiven Niederschlagsabweichungen auf der Iberischen Halbinsel gleichzeitig ein stark zonal orientierter Feuchte-transport über Nordafrika stattfindet.

Aus den zu den Mustern gehörigen kanonischen Zeitkoeffizienten des Niederschlags und der Prädiktoren für die Monate Januar/Februar in Abbildung B.1.2 des Anhangs B kann in den 1960er und 1970er Jahren ein Zeitraum abgegrenzt werden, in dem die Ladungsmuster in der in Abb. B.1.1 abgebildeten Form eine wichtige Rolle spielen. In diesem Zeitabschnitt lässt sich dementsprechend eine Häufung positiver Niederschlagsabweichungen in den Monaten Januar/Februar feststellen (siehe hierzu Abb. 4.2 in Kap. 4.3.2.1). Seit Beginn der 1980er Jahre treten in den kanonischen Zeitkoeffizienten vorwiegend negative Abweichungen auf, die Richtungen der Anomalien sind entsprechend entgegengesetzt zur oben beschriebenen Situation: Ein stärker antizyklonaler Charakter im östlichen Atlantik und westlichen Mittelmeerraum und unterdurchschnittliche Feuchtwerte im südwestlich-zentralen Mittelmeergebiet stehen in Verbindung mit den in diesem Zeitraum beobachteten Niederschlagsrückgängen im iberischen und südfranzösischen Raum im Winter. Dieser Sachverhalt wird durch die Kompositen der Monate mit negativen kanonischen Zeitkoeffizienten auf der rechten Seite der Abb. B.1.3 des Anhangs B veranschaulicht. Für das Frühjahr lässt sich eine negative Tendenz der Niederschläge jedoch nicht feststellen, in den Monaten April/Mai nehmen die kanonischen Zeitkoeffizienten vorwiegend positive Werte in den 1980er Jahren an und kennzeichnen damit gehäuft positive Niederschlagsabweichungen in diesem Zeitraum (Abb. B.2.2, Anhang B).

### **6.5.2.2 Region 2: Adriatischer und Tyrrhenischer Bereich (Korsika, Sardinien, Italien, Dalmatien, Albanien)**

Zur Erläuterung des Niederschlags im nördlich-zentralen Mittelmeergebiet in den Monaten Oktober bis März werden in der ersten kanonischen Korrelation Ladungsmuster der Prädiktoren gebildet, die eine starke Ähnlichkeit zu denjenigen der Niederschlagsregion 1 aufweisen. Der hauptsächliche Unterschied in den Ladungsmusterkarten des 1000hPa- und 500hPa- Geopotentials in Abb. B.3.1 des Anhangs B besteht darin, dass das Zentrum maximal negativer Korrelationskoeffizienten nach Osten über das westliche Mittelmeer verschoben ist. Die Hauptkomponente der geopotentielle Höhen, die mit diesem Bereich räumlich in etwa übereinstimmt, wird ebenfalls in den Regressionsanalysen als entscheidende Prädiktorvariable ausgewählt und kann eine Erhöhung des Bestimmtheitsmaßes von ca. 0,5 erzielen.

Im Ladungsmuster der spezifischen Feuchte erscheinen wieder positive Korrelationskoeffizienten im atlantischen Küstenbereich Marokkos und über dem zentral-östlichen Mittelmeerraum. Die in die Regressionsgleichungen aufgenommenen Feuchtevariationszentren besitzen aber negative Regressionskoeffizienten und liegen über der Iberischen Halbinsel und im osteuropäischen Raum. Die negative Kopplung der Niederschläge der adriatischen und tyrrhenischen Region mit den Feuchtwerten über Nord-, Mittel- und Osteuropa lenkt das Augenmerk auf eine indirekte Verbindung mit den Druckbedingungen über Nordosteuropa. Aus den CCA-Kompositen lässt sich ablesen, dass bei positiven kanonischen Zeitkoeffizienten der westmediterranen Zyklone ein ausgeprägtes kontinentales Rußlandhoch gegenübersteht (siehe linke Seite der Abb. B.3.3 des Anhangs B). Die geringen Feuchtwerte über weiten Teilen Europas indizieren, dass der antizyklonale Einfluss weit nach Westen reicht. Auf der Rückseite des mediterranen Tiefdruckgebietes kann die von Norden eindringende Kaltluft über dem warmen Mittelmeer stark labilisiert werden und so zu erhöhten Niederschlagsmengen im tyrrhenischen Raum beitragen. Das ausgedehnte sibirische Hoch kann zusätzlich einen Blockierungseffekt auf die mediterrane Zyklone haben, so dass dem nördlich-zentralen Mittelmeerraum vermehrt zyklonale Niederschläge zugute kommen.

Die zu den Ladungsmustern gehörenden kanonischen Zeitkoeffizienten sind in Abb. B.3.2 des Anhangs B für die Monate Januar/Februar aufgetragen und zeigen sehr deutliche negative Abweichungen in den letzten zehn Untersuchungsjahren. Die Verknüpfung des Trends zu trockenen Wintern in Italien seit ca. 1980 (BUFFONI et

al. 1998, BRUNETTI et al. 2000) mit dem von BRUNETTI et al. (2002) festgestellten häufigeren Auftreten subtropischer Antizyklonen über dem westlich- zentralen Mittelmeer wird durch die inversen Ladungsmuster der Prädiktoren gut wiedergegeben. Mit den in diesem Fall als großräumige Positivanomalie des Drucks zu interpretierenden Korrelationskoeffizienten des westlichen Mittelmeergebietes gehen negative Abweichungen des Wasserdampfgehalts vor allem in den nördlich-zentralen und östlichen Teilen des Mittelmeerraumes einher. Der zyklonale Einfluss ist in Kombination mit überdurchschnittlichen Feuchtwerten weitestgehend auf das nördliche Europa beschränkt.

In manchen Kalibrierungszeiträumen werden zwei Niederschlagshauptkomponenten zur Erläuterung des Niederschlags im nördlich- zentralen Mittelmeergebiet gebildet, so dass eine zweite kanonische Korrelation aufgestellt werden kann, deren Ladungsmuster und Zeitkoeffizienten in Abb. B.4.1 und B.4.2 im Anhang B graphisch dargestellt sind. Beim Niederschlag ist der Erklärungsanteil an der Gesamtvarianz mit ca. 10% aber wesentlich geringer als bei der ersten kanonischen Korrelation. Positiven Geopotentialkorrelationskoeffizienten mit Schwerpunkt über Westeuropa und den Britischen Inseln stehen negative über Nordafrika gegenüber, die vor allem im 500hPa- Geopotential ausgeprägt sind. Zur selben Zeit liegen negative Feuchtwerte über dem gesamten Mittelmeer vor. Dieser Situation sind sowohl positive als auch negative Korrelationskoeffizienten in der adriatisch- tyrrhenischen Niederschlagsregion beigeordnet, die jedoch generell niedrig ausfallen. Die Kompositen in Abb. B.4.3 zeigen, dass im positiven Modus die Westseiten der Niederschlagsregion im Lee liegen und trockenere Verhältnisse erfahren, während die Ostseiten Niederschläge durch Strömungen aus östlichen und nördlichen Richtungen erhalten. Bei negativen kanonischen Zeitkoeffizienten liegt eine westliche Strömung in das Untersuchungsgebiet vor, so dass vor allem die Westseiten von erhöhten Niederschlagsmengen profitieren.

Die Abbildung B.5.1 im Anhang B zeigt, dass bei der Analyse der Frühjahrsmonate April/Mai Ladungsmuster des Geopotentials gebildet werden, die ein Zentrum stark negativer Korrelationskoeffizienten über dem zentral- nördlichen Mittelmeerraum aufweisen. Dem steht ein Zentrum positiver Ladungen im Bereich westlich der Britischen Inseln gegenüber. Im Ladungsmuster der Feuchte offenbaren sich fast ausschließlich negative Ladungen mit Schwerpunkt im europäischen Raum. Im positiven Modus verursacht ein mediterranes Tiefdruckgebiet überdurchschnittliche Niederschläge im Untersuchungsgebiet (Abb. B.5.3, linke Seite). Gleichzeitig werden

an der Nordflanke des Tiefs kontinentale Luftmassen mit unterdurchschnittlichen Feuchtegehalten nach Europa geführt. Im negativen Modus verhindert hingegen eine Antizyklone über dem zentralen Mittelmeer das Eindringen von atlantischen Tiefdruckgebieten (Abb. B.5.3, rechte Seite). Der dargestellte Zusammenhang gilt, mit leichten Modifikationen, ebenfalls für den nordostmediterranen Raum und für Teile Nordafrikas und stellt somit einen wichtigen Erklärungsansatz für die Niederschlagsvariation in weiten Teilen des Mittelmeerraumes im Frühjahr dar. DÜNKELOH und JACOBET (2003) identifizieren ein entsprechendes kanonisches Korrelationsmuster als das bedeutsamste Muster der gekoppelten Variabilität von Zirkulation und mediterranen Niederschlägen im Frühjahr.

### **6.5.2.3 Region 3: Ägäischer Bereich (Griechenland, Türkei)**

Die Niederschlagsvariation im nordostmediterranen Raum im Winter wird in den Kalibrierungszeiträumen durch zwei Hauptkomponenten verkörpert. Entsprechend können zwei kanonische Korrelationen und zwei Regressionsgleichungen aufgestellt werden. Die Ladungsmuster, kanonischen Zeitkoeffizienten und Kompositen für die Monate Januar/Februar der ersten kanonischen Korrelation sind in Abb. B.6.1, B.6.2 und B.6.3, die der zweiten in Abb. B.7.1, B.7.2 und B.7.3 des Anhangs B veranschaulicht. Übergreifend wird aus den Analysen deutlich, dass zwei Bereiche gegensätzlichen Druckverhaltens, die im 500hPa- Geopotential ausgestaltet sind, für das Niederschlagsgeschehen im ägäischen Raum von zentraler Wichtigkeit sind. In der ersten kanonischen Korrelation treten positive Ladungen im Niederschlagsfeld im ostägäischen Raum und der Südtürkei auf. Die Geopotentialladungsmuster zeigen negative Ladungen mit Zentrum über dem nordöstlichen Mittelmeergebiet. Zeitgleich zu diesem als negative Druckanomalie zu interpretierenden Ladungsmaximum, das sowohl im 1000hPa- als auch im 500hPa- Geopotential auftritt, stellen sich im Bereich über dem Persischen Golf positive Ladungsabweichungen im 500hPa- Ladungsmuster ein. Dies hat eine stark meridionale Strömungskomponente über der Niederschlagsregion zur Folge. In der entsprechenden Regressionsgleichung werden zwei Geopotentialvariationszentren als die ausschlaggebenden unabhängigen Variablen ausgewählt, die ebenfalls diese entgegengesetzte Drucksituation widerspiegeln. Sie können zusammen eine Änderung des Bestimmtheitsmaßes von ca. 0,5 erzielen.

Das Ladungsmuster der Feuchte zeigt die höchsten negativen Korrelationskoeffizienten im Gebiet der Seealpen, die höchsten positiven an der südtürkischen

Küste. In diesen Räumen finden merkliche Abweichungen des Feuchtegehaltes als Folge der unterschiedlichen Anströmungsrichtungen der meridional ausgeprägten Zirkulation statt. Bei positiven kanonischen Zeitkoeffizienten wird auf der Vorderseite des Tiefdruckgebietes feuchte Mittelmeerluft aus südlichen Richtungen in den ägäischen Raum geführt und es werden hier überdurchschnittlich hohe Niederschlagssummen erreicht. Auf der Rückseite des Tiefs fließt kontinental geprägte Luft aus Norden an die französische Mittelmeerküste, wodurch dort ein Feuchtegehalt der Luft stark unter dem Mittelwert zu Stande kommt.

Neben diesen Beziehungen besteht in den Monaten Januar/Februar eine Fernkopplung der ägäischen Niederschläge mit der Zirkulation über dem Nordatlantik. Die Ergebnisse der Regression weisen auf eine positive Korrelation der nordostmediterranen Niederschläge mit dem Druck und auf eine negative mit der spezifischen Feuchte über dem Nordatlantik südwestlich von Island hin. Positive Druckabweichungen in dem genannten Gebiet können als Ausdruck einer schwach ausgebildeten Nordatlantischen Oszillation gesehen werden. So kann, wie bereits im westlichen und zentral-nördlichen Mittelmeerraum, auch im nordostmediterranen Raum eine Verbindung der Variation des Klimaelementes Niederschlag mit der großskaligen Zirkulationsdynamik über dem Nordatlantik ausgewiesen werden.

Die CCA- Zeitkoeffizienten zeigen seit Ende der 1980er Jahre in erster Linie deutlich negative Werte, die aufzeigen, dass sich die Niederschlagssummen im Januar/Februar vermindern. Die Gründe sind nach den Ergebnissen der CCA und der Regressionsanalyse in vermehrter Blockierung der Höhenströmung und einer damit verbundenen verstärkten Strömung aus nördlichen und östlichen Richtungen zu suchen. Damit gehen geringe Feuchtegehalte der Luft im Untersuchungsgebiet einher, die für eine erhöhte hygri sche Stabilität der Luftschichtung sorgen. XOPLAKI et al. (2000) kommen zu sehr ähnlichen Schlussfolgerungen bei der Erklärung signifikanter Negativtrends winterlicher Niederschläge in den nördlichen und östlichen Teilen Griechenlands im Zeitraum 1958 bis 1994.

In der zweiten kanonischen Korrelation und Regression des winterlichen Niederschlags im Bereich um die Ägäis und der Südtürkei liegt die Betonung bei den Geopotentialkorrelationen ebenfalls auf der "Druckschaukel" im 500hPa-Geopotential. Die verantwortlichen Zentren liegen hier jedoch insgesamt nordwestlicher. Das Ladungsmuster des Niederschlags erfährt eine Zweiteilung mit negativen Werten im Bereich der Ostägäis und positiven Ladungen an der südtürkischen Küste. Bei positiven Zeitkoeffizienten unterliegt der Nord- und Ostteil

der Ägäis vermehrt trockenen Strömungen aus nordöstlichen Richtungen, während sich die Südküste der Türkei im Wirkungsbereich des Höhentrog über dem nordostägyptischen Raum befindet und dadurch Niederschläge erhält. Im umgekehrten Modus profitieren vor allem die südwestexponierten Bereiche der Niederschlagsregion von zyklonalen Strömungen an der Südostflanke eines Tiefs über dem nordwestlichen Mittelmeer.

#### **6.5.2.4 Region 4: Levante (Syrien, Libanon, Israel, Palästina, Jordanien, Ägypten)**

In den Monaten Januar/Februar weisen die Region der Levante und der nordostafrikanische Küstenraum einen sehr ähnlichen Verlauf der Niederschlagsvariationen auf, so dass beide Bereiche durch eine gemeinsame Hauptkomponente vertreten werden. In der CCA entstehen für diese Niederschlagsregion Ladungsmusterkarten (Abb. B.8.1) und kanonische Zeitkoeffizienten (Abb. B.8.2), die denjenigen der zweiten kanonischen Korrelation der Niederschlagsregion 3 gleichen (Abb. B.7.1 und B.7.2). Diese sehr starken Ähnlichkeiten existieren auch zwischen den entsprechenden Regressionsgleichungen. Der einzige nennenswerte Unterschied stellt die Aufnahme eines Feuchtevariationszentrums mit positivem Regressionskoeffizienten im Bereich der ägyptischen Mittelmeerküste in die Regressionsgleichung für den Niederschlag der Levante dar. Die Feuchtevariation in diesem Raum wird in allen Kalibrierungszeiträumen ausgewählt und kann maximal 5% der Gesamtvarianz vom Niederschlag erklären.

Es lässt sich zusammenfassend feststellen, dass das winterliche Niederschlagsverhalten im gesamten ostmediterranen Raum, von der Ägäis über die Levante bis zur mediterranen Nordostküste Afrikas, durch meridionale Zirkulationsformen dominiert wird. Die Meridionalität der Strömungen ist das Ergebnis zweier Bereiche gegensätzlichen Druckverhaltens, die vor allem im 500hPa- Geopotential ausgeprägt sind. Bemerkenswert ist, dass im positiven Modus der CCA des ägäischen Raumes negative Ladungsabweichungen im nordwestlichen Zentrum der Druckschaukel auftreten, beim positiven Modus der CCA der levantischen und nordostafrikanischen Räume hingegen im südöstlichen Zentrum. Dies bedeutet, dass überdurchschnittlich hohe Niederschlagssummen der jeweiligen Region mit negativen Geopotentialabweichungen im zugehörigen Zentrum in Verbindung stehen. Daraus kann aber nicht gefolgert werden, dass der nordostmediterrane Raum ein genau entgegengesetztes Niederschlagsverhalten zum südostmediterranen besitzt, denn es

findet eine Verschiebung der räumlichen Lage der Druckschaukel in Abhängigkeit von der jeweils betrachteten Niederschlagsregion statt. In Zeiten positiver Anomalien im nordwestlichen Zentrum der Druckschaukel ist die geographische Längenposition, Stärke und nördliche Ausdehnung des dort ausgebildeten Höhenhochdruckkeiles von hohem Stellenwert in Bezug auf den Wirkungsbereich der damit anverwandten Blockierungseffekte. Während die Niederschläge im ägäischen Raum aufgrund vermehrter Blockierung der Höhenströmung über dem Mittelmeer zurückgehen, verursacht eine Blockierung über dem atlantisch- westeuropäischen Raum in Kombination mit einem Tiefdruckgebiet im Bereich des Roten Meeres überdurchschnittliche Niederschlagsmengen in der Levante. Daher zeigt sich bei der in den letzten Jahrzehnten beobachteten Verstärkung des Hochdruckeinflusses über dem Mittelmeer im Niederschlagsverhalten der Levante keine auffällige Entwicklung zu vermehrt negativen Abweichungen.

#### **6.5.2.5 Region 5: Maghreb (Marokko, Algerien, Tunesien)**

Die Niederschlagsregion Maghreb kann in drei Unterregionen zerlegt werden. Die westlichste beschreibt in erster Linie das Niederschlagsgeschehen des südlichen Abschnittes der marokkanischen Atlantikküste, der sich nordöstlich anschließenden Landesteile im Bereich des Hohen Atlas und AntiAtlas und der Kanarischen Inseln. Die Ergebnisse der Kanonischen Korrelation dieser Region sind für die Monate Januar/Februar in Abb. B.9.1 bis B.9.3 des Anhangs B aufgetragen. Die zentrale Region des Maghreb wird im Wesentlichen von den Atlasketten Algeriens und in manchen Kalibrierungszeiträumen auch des algerischen Küstenabschnitts um Oran gestaltet. In Abb. B.10.1 bis B.10.3 sind die Resultate der CCA für diesen Teil des Maghrebs veranschaulicht. Das östlichste Variationszentrum umfasst die nordafrikanische Küste im Bereich von Tunis, die sich südwestlich anschließenden Landesteile sowie Sizilien. Die Ladungsmusterkarten, kanonischen Zeitkoeffizienten und Kompositen dieser Teilregion sind in Abb. B.11.1 bis B.11.3 für die erste kanonische Korrelation und in Abb. B.12.1 bis B.12.3 für die zweite kanonische Korrelation dargestellt.

Im Allgemeinen spielt für den Niederschlag im Maghreb in allen untersuchten Monaten die Lage, Stärke und Ausdehnung der subtropischen Antizyklone eine entscheidende Rolle. Für alle Teile des Maghrebs zeigen sich in den Geopotentialmusterkarten hohe Ladungen über den nordwestafrikanischen Gebieten. Die Kompositen verdeutlichen, dass in Situationen eines abgeschwächten

und im Wesentlichen auf den Atlantik beschränkten Azorenhochs ein schwaches Tiefdruckgebiet über dem tyrrhenischen Meer ausgebildet ist. Auf dessen Südwestflanke können zyklonale Strömungen in die nordwestafrikanischen Mediterrangebiete fließen und dort überdurchschnittlich hohe Niederschlagssummen verursachen. Zeitgleich liegen hohe Druck- und niedrige Feuchtwerte über dem nördlichen Atlantik bis nach Russland vor. Die multiplen Regressionsgleichungen bestätigen diese Zusammenhänge, indem jeweils ein Geopotentialvariationszentrum als die entscheidende Prädiktorvariable ausgewählt wird, das über Nordafrika verortet ist und einen negativen Regressionskoeffizienten besitzt. Durch die Aufnahme erhöht sich das Bestimmtheitsmaß um 0,2 bis 0,27 je nach betrachteter Unterregion. Des Weiteren wird jeweils ein Geopotentialvariationszentrum selektiert, das die positive Korrelation der Niederschläge der westlichen Teile des Maghrebs mit dem Druck über dem nördlichen Atlantik, der zentralen Teile mit dem Druck über den Britischen Inseln und Nordeuropa und der östlichen Teile mit dem Druck über Nordeuropa und dem östlichen Mittelmeerraum zeigt. Die erklärte Varianz vom Niederschlag reicht dabei von 6% bis 11%. Aus den Feuchteprädiktoren werden in die Regressionsanalysen immer zwei Variationszentren mit entgegengesetzten Vorzeichen aufgenommen. Das eine zeigt eine negative Verbindung des Niederschlags mit der Feuchte über Europa, das andere eine positive mit dem Feuchtegehalt über dem Nordwesten Afrikas. Für Tunesien ist ein zusätzliches Feuchtevariationszentrum über dem zentralen Mittelmeer mit positivem Regressionskoeffizienten von Bedeutung.

Die Niederschlagsvariation der nordafrikanischen Küste im Bereich von Tunis, der sich südwestlich anschließenden Landesteile und Sizilien wird durch zwei Hauptkomponenten vertreten. Die erste kanonische Korrelation dieser Niederschlagsregion zeigt im Wesentlichen die bereits dargestellten Wechselbeziehungen zwischen großskaliger Zirkulation und regionalem Niederschlag, aus denen ein Niederschlagsverteilungsmuster mit einer Abnahme der Niederschläge von Norden nach Süden folgt. Die zweite kanonische Korrelation zeigt hingegen ein Muster der Niederschlagsabnahme von Osten nach Westen. Erhöhte Niederschlagssummen vor allem um den Golf von Gabès sind mit Geopotentialladungsmustern verknüpft, die hohe positive Werte mit Zentrum über den Britischen Inseln und hohe negative Ladungen über Nordafrika bis über Russland aufweisen. Bei positiven kanonischen Zeitkoeffizienten ist auf der Südostseite eines weit nach Nordosten ausgedehnten Höhenhochdruckkeiles tiefer Druck im 1000hPa- Niveau über dem

zentralen und östlichen Mittelmeer ausgestaltet. Durch diese Druckkonstellation strömen Luftmassen aus östlichen Richtungen in das Untersuchungsgebiet. Es zeigt sich eine starke Ähnlichkeit zu den Verhältnissen, die in der zweiten kanonischen Korrelation der Niederschlagsregion 2 (Italien, Albanien, Dalmatien, Abb. B.4.1 bis B.4.3) aufgezeigt sind.

Die kanonischen Zeitkoeffizienten für die Niederschlagsregionen des Maghrebs lassen im Untersuchungsabschnitt keine deutlich hervortretenden Anomaliephasen erkennen. Die in den letzten zwei Jahrzehnten des 20. Jahrhunderts beobachtete verstärkt positive Phase der NAO (MAHERAS et al. 1999b, QUADRELLI et al. 2001) und der damit einhergehende Druckanstieg über dem westlichen Mittelmeer (PIERVITALI et al. 1997) beeinflussen das Niederschlagsgeschehen in den westlichen und zentral- nördlichen Gebieten des Mittelmeerraumes wesentlich stärker als das der Mediterrangebiete Nordwestafrikas.

#### **6.5.2.6 Region 6: Mediterranes Libyen**

Bei der CCA des Niederschlags im libyschen Küstenraum werden Ladungsmuster der 1000hPa-/500hPa- geopotentiellen Höhen gebildet, die stark negative Anomalien über Nordafrika und dem östlichen Mittelmeer aufweisen. Gleichzeitig treten positive Abweichungen über dem östlichen Nordatlantik und über dem Persischen Golf bis nach Nordrussland auf. Die spezifische Feuchte zeigt schwach positive Ladungen im Untersuchungsgebiet selbst und negative im westlich- zentralen Mittelmeerraum (siehe Ladungsmusterkarten in Abb. B.13.1). In die multiple Regressionsgleichung für diese Region werden Variationszentren des Geopotentials und der Feuchte aufgenommen, die ebenfalls diese räumlichen Schwerpunkte besitzen. Zusätzlich zeigt sich in der Regression eine positive Fernkopplung mit der spezifischen Feuchte im Bereich der Britischen Inseln. Erhöhte Niederschlagssummen in den mediterranen Bereichen Libyens entstehen durch den Einfluss eines Tiefdruckgebietes über dem östlichen Mittelmeer. Zur gleichen Zeit liegt eine verstärkte Zonalströmung über Nordeuropa vor, die dort zu überdurchschnittlichen Feuchtegehalten führt.

In Monaten negativer kanonischer Zeitkoeffizienten, welche gehäuft zwischen Mitte der sechziger bis Mitte der siebziger Jahre und in den achtziger Jahren des vorigen Jahrhunderts auftraten (Abb. B.13.2), setzt sich eine Hochdruckbrücke zwischen der hochreichenden Antizyklone über den Azoren und dem sibirischen Kältehoch durch, der zentral- südliche Mittelmeerraum steht verstärkt unter Hochdruckeinfluss.

Generell zeigen die Geopotential- und Feuchtemuster, die bei der Erklärung der Niederschläge des mediterranen Libyens eine Rolle spielen, Ähnlichkeiten zu denjenigen der Levante und mit umgekehrten Vorzeichen zu denjenigen der Iberischen Halbinsel und Südfrankreichs. Die unterschiedliche Prägung der Niederschläge zwischen nord-westlichem und südöstlichem Mittelmeerraum beruht vor allem auf der entgegengesetzten Polung der Korrelation der Niederschläge mit der Druckschaukel im 500hPa- Geopotential. Die mediterrane Oszillation im Druckfeld paust sich auf diese Weise auf die Niederschlagsmuster durch.

### **6.5.2.7 Region 7: Ostspanische Küste**

Die Niederschlagsvariation auf der Ostseite Spaniens ist im Vergleich zu den restlichen Teilen der Iberischen Halbinsel andersartig gestaltet und findet daher Ausdruck in einem eigenen Variationszentrum. Die Ergebnisse der CCA für diese Region sind in Abb. B.14.1 bis B.14.3 graphisch veranschaulicht. In Monaten positiver Niederschlagsabweichungen liegen aufgrund der starken Ausprägung des Russlandhochs überdurchschnittliche Geopotential- und herabgesetzte Feuchtwerte über dem gesamten europäischen Raum vor. Dem steht ein Bereich verminderter geopotentieller Höhen über großen Teilen des Nordatlantiks mit Zentrum westlich der Straße von Gibraltar gegenüber. Aus den Geopotentialanomalien ergeben sich vermehrt Luftströmungen aus östlichen Richtungen in die Untersuchungsregion, die für erhöhte Feuchtwerte und überdurchschnittliche Niederschläge im ostspanischen Raum sorgen. In Monaten negativer kanonischer Zeitkoeffizienten, wie sie kumuliert in den 1950ern und 1970ern auftreten, ist der Kern des Azorenhochs nach Osten verlagert, so dass die spanische Mittelmeerküste unter Hochdruckeinfluss steht. Der Schwerpunkt vermehrt zyklonalen Geschehens liegt in diesem Modus über dem nördlichen Europa.

MARTÍN et al. (2004) identifizieren eine Verbindung der NAO mit ostspanischen Niederschlägen im Frühjahr, dergestalt, dass eine Intensivierung (Abschwächung) der NAO mit überdurchschnittlichen (unterdurchschnittlichen) Niederschlägen im Süden (Norden) des Untersuchungsgebietes in Verbindung stehen. Für die ostspanischen Bereiche kann somit nicht die für die anderen Bereiche der Iberischen Halbinsel festgestellte, negative Kopplung der Niederschläge mit der NAO übertragen werden. Vielmehr ergibt sich ein heterogenes Bild der Zusammenhänge zwischen Zirkulation und Niederschlag im Bereich der Mittelmeerküste Iberiens.

Bei einer Untersuchung 17 iberischer Niederschlagsstationen im Zeitraum 1910 bis 1994 stellen RODÓ et al. (1997) für die ostspanischen Bereiche zudem eine Fernwirkung von El Niño- Southern Oscillation (ENSO) auf den Herbst- und Frühjahrsniederschlag fest, die teilweise bis zu 50% der Niederschlagsvariabilität zu erklären vermag. Der Einfluss von ENSO auf den Niederschlag der Iberischen Halbinsel scheint sich zudem in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts verstärkt zu haben, was auf Veränderungen der niederschlagsrelevanten Klimagrößen hindeutet.

### **6.5.3 Methodische Reflexion**

#### **6.5.3.1 Anwendung der CCA**

Im Rahmen der unrotierten s-modalen Hauptkomponentenanalysen des Niederschlags werden die einzelnen Niederschlagsregionen häufig nur durch eine Hauptkomponente repräsentiert. Folglich besteht in den Kanonischen Korrelationsanalysen die Variablengruppe des Niederschlags aus nur einer Variablen. Im Allgemeinen dient die CCA zur multivariaten Korrelation zweier mehrdimensionaler Variablengruppen. Die Anwendung der CCA geschieht in dieser Arbeit jedoch im Hinblick auf möglichst gute Downscalingergebnisse. Eine gesamtmediterrane Analyse erhöht zwar die Anzahl der Variablen in der Variablengruppe des Niederschlags, Variablen, für die kein zufriedenstellender Zusammenhang mit der großskaligen Zirkulation erstellt werden kann, beeinträchtigen dann jedoch das gesamte Abschätzungsergebnis. Die in dieser Arbeit zum Einsatz kommende, außergewöhnliche Anwendungsart der CCA hat den Vorteil, gezielt jene Kanonischen Korrelationen auswählen zu können, die eine hohe Korrelation zwischen Zirkulation und regionalem Klima aufweisen. Ein Vergleich der Ergebnisse zwischen den hier durchgeführten Analysen auf Basis der Einzelregionen und den gesamtmediterranen Analysen von DÜNKELOH (2001) und DÜNKELOH und JACOBET (2003) bestätigt durch den sehr hohen Übereinstimmungsgrad die Sinnhaftigkeit der aufgestellten kanonischen Beziehungen.

#### **6.5.3.2 Vergleich zwischen CCA und Multipler Regression bei Verwendung verschiedener Prädiktorenarten**

Die Bedeutung der spezifischen Feuchte als unabhängiger Prädiktor für den Niederschlag sollte unter dem Blickwinkel bewertet werden, dass die Feuchtevariation keinen dominierenden selbstständigen Anteil bei der Erklärung der Niederschlagsvariation besitzen kann, sondern beide Variablen zu einem erheblichen

Maß von der spezifischen Druckkonstellation abhängig sind. Betrachtet man die Zentren hoher Korrelationskoeffizienten in den Ladungsmustern der Feuchte, fällt auf, dass diese oft im Übergangsbereich zwischen Land- und Meerflächen zu liegen kommen. Zusammen mit den Informationen aus den Kompositen lässt sich folgern, dass dies Bereiche sind, in denen die Feuchte in Abhängigkeit der Lage und des Vorzeichens der Druckanomalien am deutlichsten variiert.

Die Hinzunahme einzelner Feuchtevariationszentren in die Regressionsgleichungen kann zu einer starken Übergewichtung der Feuchteinformationen führen, vor allem wenn starke Änderungen des Bestimmtheitsmaßes und hohe partielle Regressionskoeffizienten damit einhergehen. Kanonische Korrelationsanalysen scheinen beim Einbezug verschiedener Prädiktorenfelder geeigneter, weil die Korrelation des Niederschlags mit allen unabhängigen Einflussgrößen jeweils die gesamten Untersuchungsausschnitte einbezieht. Die Abschätzung des regionalen Niederschlags auf Basis linearer Beziehungen mit allen verfügbaren großskaligen Informationen erzeugt ein Gesamtbild der hinter den Niederschlagsvariationen stehenden großskaligen Dynamik. Die Feuchteinformationen stehen so nicht unabhängig, sondern im Kontext mit den Geopotentialinformationen. Infolge der Aufstellung von Korrelationen zwischen Niederschlag und unabhängigen Prädiktoren über den gesamten Untersuchungsraum findet bei der CCA in der Summe eine gewisse Glättung der Signale statt, die den Vorteil hat, ein realistischeres Bild der Zusammenhänge zu zeichnen.

Im Gegensatz dazu zeigt die Regressionsanalyse gezielt die Wirkung ausgewählter Einzelsignale. Beim Einbezug mehrerer verschiedener Prädiktorenfelder liegt hierin ein Nachteil, weil die verschiedenen Klimaelemente wie Luftdruck, Luftfeuchte und Meeresoberflächentemperaturen Wechselbeziehungen aufweisen und dadurch eine stark gleichläufige Variation zeigen können. Welche der zeitgleich variierenden Variablen dann in die Regressionsgleichung eingeht, unterliegt mehr oder weniger dem statistischen Zufall. Der 51-jährige Untersuchungszeitraum ist auch nicht lang genug, um die auftretenden zeitlichen Stationaritäten der Beziehungen zwischen verschiedenen Prädiktoren möglicherweise widerlegen zu können. Die im betrachteten Zeitfenster auftretende synchron verlaufende Variabilität verschiedener Prädiktoren macht die Anwendung der Regressionsanalyse im Bereich des Downscalings aus mehreren Prädiktorenfeldern schwierig. Eine Lösung wäre, alle Prädiktoren zusammen in einer Hauptkomponentenanalyse aufzubereiten. In diesem Fall tritt das Problem der Multikollinearität nicht auf. Eine gemeinsame Verarbeitung

mehrerer Prädiktorenfelder zu Empirischen Orthogonalfunktionen (EOF, eine der PCA anverwandten Methode) wurde zum Beispiel von XOPLAKI et al. (2003) im Zusammenhang mit Kanonischen Korrelationsanalysen griechischer Sommertemperaturen verfolgt. Die selektierten höheren EOFs spiegeln hier jedoch nur die gemeinsamen Variationen aller Prädiktoren zusammen wider. Um die jeweiligen Variationscharakteristika der einzelnen Prädiktorenfelder und deren eigenständigen Einfluss auf den Niederschlag besser fassen zu können, wurde in dieser Arbeit auf eine gemeinsame Verarbeitung im Rahmen der Hauptkomponentenanalyse verzichtet.

## 7. Abschätzung des mediterranen Niederschlags für das 21. Jahrhundert

### 7.1 Das gekoppelte Klimamodell ECHAM4/OPYC3

In den hier verwendeten Abschätzungen werden Werte aus gekoppelten ECHAM 4/OPYC3- Simulationen verwendet. Die erzeugten Szenarienrechnungen wurden am Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) durchgeführt. Die Modelle, das ECHAM-Atmosphärenmodell und das ozeanische OPYC- Modell sind im wesentlichen am Max-Planck- Institut (MPI) für Meteorologie entwickelt worden. Das ECHAM- Modell wurde auf Grundlage des Wettervorhersagemodells des European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) erstellt, wobei zahlreiche Modifikationen, vor allem in der Parametrisierung, vorgenommen wurden, um das Modell für Klimamodellrechnungen anzupassen. Im ECHAM- Modell gehen als Randbedingungen Werte über Meeresoberflächentemperaturen, Meereis, Albedo, Vegetation, Oberflächenrauigkeit und topographische Höhe ein. Daneben werden Strahlung, Wolken, Konvektion, horizontale Diffusion, planetarische Grenzschicht, Prozesse auf den Landflächen und Schwerewellen parametrisiert. Bekannte Probleme des ECHAM4- Modells beziehen sich auf Überschätzung und Dislokation des Azorenhochs, zu niedrige Temperaturen in der oberen Troposphäre der hohen geographischen Breiten und in der tropischen Tropopause, Warmabweichungen in der oberen Troposphäre der Tropen, westwärts gerichtete Abweichungen in tropischen Breiten und die fehlende Darstellung der QBO (Quasi- Biennial Oscillation).

Das OPYC3- Ozeanmodell besteht aus drei Teilmodellen, die den tiefen Ozean, die ozeanische Deckschicht und das Meereis umfassen. Das ECHAM- und das OPYC- Modell sind durch wechselseitige Flüsse von Impuls, Wärme und Süßwasser miteinander verbunden. Die Modellphysik des ECHAM- Modells wird ausführlich von ROECKNER et al. (1992, 1996) geschildert, eine Beschreibung des OPYC- Modells gibt OBERHUBER (1993). Das ECHAM- Klimamodell arbeitet mit der horizontalen Auflösung T42, was ungefähr 2.8° Längen- und Breitenauflösung entspricht, und umfasst 19 Niveaus in der Vertikalen. Das OPYC- Ozeanmodell besitzt ebenfalls eine horizontale Auflösung von T42, jedoch nur polwärts von 36° geographischer Breite. In den niederen Breiten wird der meridionale Abstand allmählich bis auf 0.5° am Äquator verringert. In der Vertikalen werden zehn Schichten unterhalb der ozeanischen Deckschicht verwendet.

In dieser Arbeit werden tägliche Werte der 1000hPa- und 500hPa- geopotentiellen Höhen für den Ausschnitt 70°W bis 70°O, 20°N bis 70°N und Werte der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau für den Ausschnitt 30°W bis 45°O, 25°N bis 65°N herangezogen. Die Transformation der spektralen Daten in den Gitterpunkt- Raum und die Anpassung der horizontalen Auflösung an diejenige der Reanalyse- Atmosphärendaten von NCAR (2,5°x2,5°), wurde am DKRZ mit der Interpolations- software EMOSLIB des ECMWF vorgenommen. Die Meeresoberflächentemperatur- daten des Nordatlantiks von 20°N bis 60°N werden in Anlehnung an den Datensatz von SMITH et al. (1996) auf ein 2°- Gitternetz interpoliert, die Werte der Meeresober- flächentemperaturen des Mittelmeers entsprechend der Auflösung des GISST- Datensatzes auf ein 1°- Gitternetz.

## 7.2 Szenarienrechnungen

Für die Abschätzungen des Niederschlags im Mittelmeerraum im 21. Jahrhundert werden Modellergebnisse zweier verschiedener IPCC- (Intergovernmental Panel on Climate Change) Emissionsszenarien herangezogen. Die IPCC- Emissionsszenarien wurden für den ersten IPCC- Bericht 1990 erstellt, anschließend aktualisiert und erweitert und 1992 als sogenannte IS92- Emissionsszenarien veröffentlicht (HOUGHTON et al. 1992). Vor allem das IS92a- Szenario fand als Referenzszenario bei Planspielen über Anpassungsvorgänge in der Wirtschaft und politischen Entscheidungsprozessen bevorzugte Verwendung. Das IS92a- Emissionsszenario ist ein sogenanntes "business as usual" Szenario, das von einem stetigen Bevölkerungswachstum auf 11,3 Milliarden Menschen im Jahr 2100, einer kontinuierlichen, leichten Verringerung des Energieverbrauchs und keinen einschneidenden umweltpolitischen Maßnahmen ausgeht. Eine nachfolgend stattfindende IPCC- Beurteilung der IS92- Szenarien (HOUGHTON et al. 1994) stellte fest, dass beim Antrieb von atmosphärischen Klimamodellen mit den vorgegebenen Kohlendioxid- Emissionstrajektorien ein brauchbarer Grad an Realitätsnähe erreicht wird. Die Folgen von politischen Eingriffen zur Reduzierung von Treibhausgasemissionen können jedoch mit diesen Szenarien nicht untersucht werden, weil die Szenarien nicht genügend wirtschaftliche und regionale Details aufweisen. Im Jahr 1996 wurde mit der Zusammenstellung neuer Emissions- szenarien begonnen. Diese neuen Szenarien sind im IPCC Special Report on Emissions Scenarios (SRES, NAKICENOVIC et al. 2000) beschrieben. Es werden vier Szenariofamilien unterschieden, nämlich A1, A2, B1 und B2, in denen jeweils

unterschiedliche demographische, ökonomische und technologische Antriebskräfte die zukünftigen Treibhausgas- und Sulfatmissionen bestimmen.

Bei den in dieser Arbeit zum Einsatz kommenden Modellläufen handelt es sich um transiente Szenarienrechnungen. Die Parameter für die atmosphärischen Beimengungen an Treibhausgasen und Aerosolen ändern sich kontinuierlich in einer vorgeschriebenen Weise (im Gegensatz zu früher verwendeten Equilibriumsimulationen mit sprunghafter Konzentrationserhöhung, z. B.  $2 \times \text{CO}_2$ ). Es werden historische Treibhausgaskonzentrationen zwischen 1860 und 1990 verwendet, um den "Kaltstart- Effekt", also eine Verzögerung des Klimaänderungssignales zu verringern. Danach findet eine Erhöhung des äquivalenten  $\text{CO}_2$ - Gehalts von einem Prozent pro Jahr zwischen 1990 und 2100 statt. Die Erhöhung von 1% pro Jahr ist größer als der bis heute beobachtete  $\text{CO}_2$ - Anstieg. Sie wurde festgesetzt, um den gemeinsamen Strahlungseffekt des  $\text{CO}_2$  und anderer Spurengase (z. B.  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ , ausgedrückt in äquivalenten  $\text{CO}_2$ - Mengen) zu berücksichtigen.

Die zur Anwendung kommenden Daten stammen aus Simulationen zum einen nach dem bereits oben beschriebenen IS92a- Szenario und zum anderen nach SRESB2- Emissionsszenario, das von einer mittleren Ebene der ökonomischen Entwicklung und einer kontinuierlichen globalen Bevölkerungszunahme ausgeht. Der Schwerpunkt liegt hier auf lokalen und regionalen Lösungen bei ökonomischen und sozialen Belangen und es findet ferner eine Orientierung zu ökologisch nachhaltigem Handeln statt (HOUGHTON et al. 2001, S.343, MCCARTHY et al. 2001, S.154). Während in den A2- und B2- Szenarien die Betonung auf regionalen und lokalen Entwicklungen liegt, sind die A1- und B1- Szenarien global orientiert. In den A1- Szenarien wird von einem sehr starken Wirtschaftswachstum, einem Bevölkerungswachstum, das Mitte des 21. Jahrhunderts sein Maximum erreicht und danach abnimmt, und einer schnellen Einführung neuerer und effizienterer Technologien ausgegangen. Im A2- Emissionsszenario wird eine sehr heterogene Welt beschrieben, in der die ökonomische und technologische Entwicklung regional unterschiedlich und im Vergleich zu den anderen Szenarien langsamer ist. Im B1- Szenariofall findet hingegen ein schneller Wandel der wirtschaftlichen Struktur zu einer Dienstleistungs- und Informationsökonomie auf globaler Ebene statt, und es werden saubere und ressourcenschonende Technologien eingeführt. Für die bedingten Abschätzungen des Niederschlags bzw. der Temperatur im Mittelmeerraum wird das B2- Szenario gewählt, da es im mittleren Bereich hinsichtlich der aus

den verschiedenen Szenarien resultierenden Höhe der Treibhausgasemissionen zu liegen kommt.

Die SRES- Szenarien besitzen im Vergleich zu den IS92- Szenarien einen insgesamt höheren Strahlungsantrieb trotz geringerer Treibhausgasemissionen. Dies resultiert aus dem Verlust des temperaturmindernden Effektes der Sulfataerosole in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts in den SRES- Szenarien aufgrund einer Politik der Schwefelreduzierung. (METZ et al. 2001, WIGLEY und RAPER 2002). Im Einzelnen liegen die gesamten CO<sub>2</sub>- Emissionen beim IS92a- Szenario bei 8,4 PgC (Pg = Petagramm = 10<sup>15</sup>g) im Jahr 2000 und bei 20,3 PgC im Jahr 2100. Im SRESB2- Szenario liegt der gesamte CO<sub>2</sub>- Ausstoß bei 7,97 PgC im Jahr 2000 und mit 13,32 PgC im Jahr 2100 wesentlich niedriger im Vergleich zum IS92a- Szenario. Der über mehrere Klimamodelle gemittelte gesamte Strahlungsantrieb durch Treibhausgase sowie durch direkte und indirekte Aerosoleffekte wird jedoch im Jahr 2100 mit 5,79 Wm<sup>-2</sup> im IS92a-, bzw. 5,71 Wm<sup>-2</sup> im SRESB2- Szenario als annähernd gleich berechnet (Werte aus Anhang II.1, II.3, HOUGHTON et al. 2001). Die mit ECHAM4/OPYC3 berechnete globale Temperaturänderung beträgt beim IS92a- Szenario etwa 2.1°C im Jahr 2100 (Bezugsjahre 1961-1990) und ungefähr 2.6°C beim SRESB2- Szenario (HOUGHTON et al. 2001, S.350).

### **7.3 Modellierung des regionalen Klimas im Mittelmeerraum**

#### **7.3.1 Vorgehensweise**

Abschätzungen der Folgen des anthropogen verursachten Klimawandels basieren in erster Linie auf Ergebnissen aus gekoppelten atmosphärisch-ozeanischen Zirkulationsmodellen. Für manche Fragestellungen genügt der durch diese globalen Modelle bereitgestellte regionale Informationsgehalt. In anderen Fällen, wie zum Beispiel bei der Simulation des lokalen Niederschlags und der Temperatur in Gebieten mit komplexer Topographie, wie sie im Mittelmeerraum gegeben ist, ist es unerlässlich, Regionalisierungstechniken anzuwenden. Zu diesen Regionalisierungstechniken zählt das hier zum Einsatz kommende sogenannte Statistische Downscaling. Die Gewinnung regionaler Klimainformation beruht auf der Bestimmung statistischer Modelle, die die großskaligen Variablen mit den regionalen Variablen verbinden. Eine ausführliche Beschreibung der Vorgehensweise und der mit dieser Methode erzeugten Zusammenhänge zwischen großskaligen Prädiktoren und regionalem Niederschlag im Mittelmeerraum wurde bereits in Kapitel 6 gegeben.

In einem zweiten Schritt werden nun die Prädiktoren aus ECHAM4/OPYC3-Modellsimulationen unter Verwendung des IS92a- bzw. des SRESB2-Emissionsszenarios in die statistischen Modelle eingegeben, um jeweils die korrespondierenden regionalen Klimacharakteristika abzuschätzen. Unter Zuhilfenahme der Ergebnisse der Kanonischen Korrelationsanalysen und Multiplen Regressionsanalysen ist es also möglich, die Reaktion der regionalen Klimavariablen Niederschlag auf Veränderungen der großskaligen Zirkulations-, Feuchte- und Meeresoberflächentemperatur- Anomalien linear abzuschätzen.

Methodisch erfolgt die Abschätzung des Niederschlags für das 21. Jahrhundert analog zu dem in den Gleichungen F 6-4 bis F 6-9 des Kapitels 6 beschriebenen Verfahren. Es gehen lediglich nicht die Werte der großskaligen Einflussgrößen aus den jeweiligen Verifikationsjahren ein, sondern diejenigen aus den ECHAM4/OPYC3-Modellsimulationen. Als Ergebnis erhält man Abschätzungen des Niederschlags im Mittelmeerraum unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt. Aus Gründen der Datenverfügbarkeit wird die Modellierung des Niederschlags mit IS92a- Szenario für den Zeitraum von 1948 bis 2100 (153 Jahre) ausgeführt, den Abschätzungen mit SRESB2- Szenario liegt ein zeitlicher Rahmen von 1990 bis 2100 (111 Jahre) zugrunde.

### 7.3.2 Zeitreihen und Trends

Auf Basis der Ergebnisse aus den zehn Kalibrierungsmodellen wird jeweils der Verlauf des Niederschlags der regionalen Niederschlagsvariationszentren im 21. Jahrhundert berechnet. Für jede Niederschlagsregion wird der monatliche Mittelwert über alle Gitterboxen, die zu dieser Region gehören, gebildet. Eine Glättung der ermittelten Zeitreihen des Niederschlags unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt wird durch eine GAUßsche Tiefpassfilterung mit einer Filterperiode von 11 Jahren erzielt. Die hohe Schwankungsfrequenz der ungefilterten Niederschlagszeitreihen wird dadurch unterdrückt, so dass längere Perioden ersichtlich werden. Zusätzlich wird für die gefilterte Zeitreihe, die aus dem Modell mit der besten Korrelation zwischen statistisch modelliertem und beobachtungsgestütztem Niederschlag in der Verifikationsperiode stammt, der kubische Trend berechnet (eine Beschreibung der Trendanalyse findet sich zum Beispiel bei RAPP und SCHÖNWIESE 1995, S.54ff). Die Wahl des kubischen Trends beruht darauf, dass sich mit der kubischen Ausgleichskurve die Entwicklung der hier vorliegenden Niederschlagszeitreihen besser veranschaulichen lässt im Vergleich zu anderen

Trends (z. B. linearer Trend). Die Signifikanz des Trends wird mittels des Trendtests nach MANN (1945) und KENDALL (1970) abgeschätzt. Bei diesem Trendtest handelt es sich um einen nicht-parametrischen Test, der bei nicht-linearen Trends angewendet werden kann und der ein relatives Ansteigen oder Abfallen der Reihenwerte signifikanzbezogen bewertet.

Des Weiteren wird für jede Gitterbox einer Region ein Vergleich der Mittelwerte der zwei 30-jährigen Subintervalle, die am Anfang und am Ende der Modellzeitreihen liegen, vorgenommen. Im Fall des IS92a- Szenarios handelt es sich um die Zeitabschnitte 1948 bis 1977 und 2070 bis 2099, beim SRESB2- Szenario um die Intervalle 1990 bis 2019 und 2071 bis 2100. Dargestellt wird die Differenz der Mittelwerte in Millimetern und der relative Trend in Prozent des Mittelwertes des früheren Subintervalls. Die auf diese Weise erzeugten Karten zeigen die Veränderung des Niederschlags zwischen den zwei unterschiedlichen Zeitabschnitten für alle abgeschätzten Gitterboxen einer Region. Die Angabe der Niederschlagsveränderung als relativer Trend ermöglicht einen direkten Vergleich zwischen Teilregionen trotz deren unterschiedlichen mittleren Niederschlagssummen. Als Maß der Signifikanz der Mittelwertdifferenz wird das Trend-Rausch-Verhältnis angenommen. Streng genommen beschränkt sich die Anwendung dieses statistischen Signifikanztests auf lineare Trends normalverteilter Daten. Da der Trendtest nach MANN und KENDALL jedoch durchweg sehr hohe Testwerte liefert, wird im Hinblick auf eine bessere Aussagekraft einem „Signal“- Rausch- Verhältnis der Vorzug gegeben. Die Differenz der Mittelwerte der beiden Subintervalle wird in Bezug zur Variabilität, verkörpert durch die Standardabweichung des früheren 30-jährigen Zeitintervalls, gesetzt. Als Ergebnis werden räumliche Gebiete ausgliedert, in denen das Signal- Rausch- Verhältnis größer als eins ist und Bereiche, in denen das Signal mit einer Vertrauenswahrscheinlichkeit von 95% signifikant ist ( $S/R$  größer 1,960).

#### **7.4 Veränderung der großskaligen Einflussgrößen bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt**

Die Darstellung der Veränderung des Niederschlags anhand der Mittelwertdifferenz der Zeitintervalle 2071-2100 minus 1990-2019 wird auch für die Prädiktoren übernommen, um die hinter den Niederschlagsänderungen stehende Entwicklung der großskaligen Einflussgrößen bei erhöhten Treibhausgaskonzentrationen nach SRESB2- Szenario sichtbar zu machen. In Abb. C.1 bis Abb. C.7 sind für die Monate

Oktober/November, November/Dezember, Dezember/Januar, Januar/Februar, Februar/März, März/April und April/Mai die absoluten Differenzen des 1000hPa- und 500hPa- Geopotentials in geopotentiellen Metern, der spezifischen Feuchte in Gramm pro Kilogramm und der Meeresoberflächentemperaturen in Grad Celcius aufgetragen. Der Vergleich der zwei dreißigjährigen Subintervalle deckt bei allen Prädiktorenfeldern bedeutende Veränderungen zwischen Anfang und Ende des Modellzeitraumes auf.

Die 1000hPa- Geopotentialfelder zeigen in der Monatskombination Oktober/November eine Zone leichten Anstiegs über dem mittleren Nordatlantik von Labrador bis Europa. In den Monatskombinationen November/Dezember und Dezember/Januar ist die Anhebung im Wesentlichen auf Europa begrenzt. In den Monaten Januar/Februar und Februar/März liegt über dem gesamten Untersuchungsausschnitt eine negative Tendenz des 1000hPa- Geopotentials vor, mit stärksten Abnahmen nördlich ca. 55° Breite. In den Frühjahrsmonaten März/April und April/Mai tritt wiederum ein Bereich leichten Anstiegs mit Schwerpunkt über Europa bzw. den Britischen Inseln in Erscheinung.

In den 500hPa- Geopotentialfeldern zeichnen sich bei einer CO<sub>2</sub>- angereicherten Atmosphäre durchweg positive Entwicklungen ab, jedoch in Abhängigkeit von den betrachteten Monaten mit verschiedener Lage und Intensität der Zentren maximaler bzw. minimaler Anhebung. Ein Bereich höchster Zunahme stellt sich in den Monaten Oktober/November über dem westlichen Mittelmeerraum ein, die geringste Erhöhung ist im osteuropäischen Raum zu verzeichnen. In den zwei nachfolgenden Monatskombinationen verschiebt sich die Lage des Zentrums maximalen Anstiegs nach Norden über die Britischen Inseln. Dies könnte auf eine verstärkte Blockierung der Höhenströmung in diesem Raum hindeuten. Im Spätwinter kommt das Zentrum maximaler Positivabweichungen über Südosteuropa zu liegen, während das Gebiet geringsten Geopotentialanstiegs nun im Bereich über Island zu finden ist. Zusammen mit den Veränderungen des 1000hPa- Geopotentials zeichnet sich in diesen Monaten eine Verstärkung der Zonalzirkulation über dem nördlichen Europa ab. In den Frühjahrmonaten März/April und April/Mai liegt das Zentrum maximaler Anhebung hingegen wieder über Europa bzw. den Britischen Inseln.

In allen betrachteten Monaten lässt sich zudem eine dipolare Struktur im Bereich der Ostküste Nordamerikas ausmachen, mit höheren Zuwächsen über Labrador und geringeren Steigerungsraten südlich davon zwischen ca. 30°N und 40°N. Dies deutet auf eine Verschärfung des Druckgradienten und damit auf eine Intensivierung der

Zonalzirkulation in diesem Raum hin. Insgesamt bedeuten die genannten Geopotentialveränderungen vermehrt antizyklonale Bedingungen über dem Mittelmeerraum und zeigen somit eine Tendenz zu verringerten mediterranen Niederschlagssummen an.

Die Nordatlantische Oszillation (NAO) stellt ein wesentliches Merkmal der Variationen im nordatlantischen Sektor dar und beeinflusst das Klima im europäischen und mediterranen Raum nachhaltig. Die Veränderung der Nordatlantischen Oszillation im SRESB2- Modelllauf für die Monate Januar/Februar ist in Abb. C.8 für das 1000hPa- Geopotential (obere Abb.) und das 500hPa- Geopotential (untere Abb.) aufgetragen. In diesem Szenario- NAOI wird das Islandtief durch den arithmetischen Mittelwert der zwölf Gitterpunkte von 15°W bis 22,5°W und von 62,5°N bis 67,5°N (2,5°x2,5°-Gitternetz) repräsentiert. Das Azorenhoch setzt sich aus dem Mittelwert der zwölf Gitterpunkte von 7,5°W bis 15°W und von 35°N bis 40°N zusammen. Der dargestellte Index ist schließlich die Differenz von "Azorenhoch" minus "Islandtief". In den Zeitreihen werden zu Beginn des Modellzeitraumes und zwischen ca. 2060 und 2070 verstärkt negative Abweichungen des NAOI deutlich. Eine Phase positiver NAOI lässt sich vor allem zwischen ca. 2020 und 2030 erkennen. Vergleicht man die zwei dreißigjährigen Abschnitte am Anfang und am Ende des Modellzeitraumes, zeigt sich, dass im ersten Abschnitt negative Abweichungen im Januar/Februar überwiegen, im zweiten hingegen vermehrt positive Anomalien. Der positive Modus der NAO steht bekanntlich eng mit unterdurchschnittlichen Niederschlägen in weiten Teilen des Mittelmeerraumes in Beziehung.

Bei der spezifischen Feuchte treten nach SRESB2- Modelllauf Zunahmen im Untersuchungsgebiet in Erscheinung (Abb. C.1 bis C.7, Anhang C). Da der Wasserdampfgehalt der Luft in erster Linie von den Luft- und Wassertemperaturen bestimmt wird, ist bei einer globalen Temperaturerhöhung unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt generell auch mit einem Anstieg der Luftfeuchte zu rechnen. Es sei darauf hingewiesen, dass eine Zunahme des Wasserdampfgehaltes in einer Region nicht mit einer erhöhten Feuchteverfügbarkeit gleichgesetzt werden kann. Im Gegenteil, bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt wird mit gesteigerten Evapotranspirationsraten gerechnet (HOUGHTON et al. 2001, S.276). Nur wenn es zur Advektion feuchter Luftmassen im Rahmen zyklonaler Prozesse kommt, kann die betreffende Region von einem allgemein erhöhten Wasserdampfgehalt der Luft profitieren. FERNÁNDEZ et al. (2003) kommen bei

einer Untersuchung des atmosphärischen Feuchtetransports über dem Mittelmeerraum mit den NCEP/NCAR- Reanalysedaten zu dem Ergebnis, dass im Winter im Mittel der Feuchtetransport in den Mittelmeerraum hinein aus Westen erfolgt. Für den Niederschlag im nordostmediterranen Raum spielt zudem Evaporation über dem Golf von Genua und dem westlichen Mittelmeer eine wichtige Rolle. Die starken Zunahmen der spezifischen Feuchte über dem Nordatlantik und dem Mittelmeer im Szenariolauf könnten den zukünftigen Niederschlagsverlauf im Mittelmeerraum positiv beeinflussen.

Sowohl der Nordatlantik als auch das Mittelmeer sind bei erhöhten Treibhausgaskonzentrationen von einer Erwärmung betroffen (Abb. C.1 bis C.7, Anhang C). Diese ist im Herbst und Frühwinter am stärksten ausgeprägt. Die Gebiete maximaler Erwärmung des Nordatlantiks liegen vor allem im Breitenbereich zwischen 40°N und 50°N, meist mit Schwerpunkt vor den Küstenbereichen. Im Mittelmeer zeigt sich im Herbst die stärkste Erwärmung in den nordwestlichen Bereichen. Im Winter und Frühjahr kann hingegen eine Nord- Süd- Differenzierung mit stärkeren Zunahmen im südlichen Mittelmeer festgestellt werden. Im Allgemeinen könnte die modellierte Erhöhung der Meeresoberflächentemperaturen die Bedeutung des Meeres als Energie- und Feuchtelieferant im Rahmen zyklonaler Prozesse steigern und so zu vermehrten Niederschlagsmengen beitragen.

Wie sich die Veränderungen der großskaligen Einflussgrößen im 21. Jahrhundert auf den Niederschlag im Mittelmeerraum konkret auswirken, ist Gegenstand nachfolgender Betrachtungen.

## **7.5 Ergebnisse der Modellbildung**

### **7.5.1 Vergleich der Ergebnisse aus Kanonischer Korrelationsanalyse und Multipler Regressionsanalyse**

Die Aufstellung der Beziehungen zwischen regionalem Niederschlag im Mittelmeerraum und großskaligen Einflussgrößen geschieht zum einen unter Verwendung von Kanonischen Korrelationsanalysen und zum anderen unter Anwendung der Multiplen Regressionsanalyse. Am Beispiel von Abschätzungen des mediterranen Niederschlags aus Werten der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/ 500hPa- geopotentielle Höhen und spezifischer Feuchte aus dem IS92a- Szenariolauf für die Monate Januar/Februar sollen im Folgenden Unterschiede zwischen beiden Ansätzen aufgezeigt und diskutiert werden.

In Kapitel 6.5.2 wurde bereits darauf hingewiesen, dass bei beiden methodischen Ansätzen meist nicht für alle Niederschlagsregionen genügend gute Modelle erstellt werden können und dass je nach Wahl des Kalibrierungszeitraumes die Anzahl und räumliche Lage der abschätzbaren Regionen variiert. Ein Modell einer Niederschlagsregion wird für die Zukunftsabschätzungen zugelassen, wenn eine über alle Gitterboxen gemittelte gemeinsame Varianz des statistisch modellierten und des beobachtungsgestützten Niederschlags von wenigstens ca. 10% ( $r \geq 0.3$ , siehe auch Kapitel 6.2) in der Verifikation vorliegt. Im Rahmen der Abschätzungen des Niederschlags unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt zeigt sich nun, dass die Auswahl des Kalibrierungszeitraumes einen maßgeblichen Einfluss auf den Verlauf der Zeitreihen des Niederschlags im 21. Jahrhundert haben kann. In Abb.C.9 des Anhangs C sind für verschiedene Niederschlagsregionen die zukünftigen Entwicklungen der Niederschlagssummen im Januar/Februar aufgetragen, wie sie aus den zehn verschiedenen Kalibrierungsmodellen folgen. Auf der linken Seite sind die Ergebnisse auf Basis der CCA abgebildet, auf der rechten Seite diejenigen aus der Multiplen Regression. Bei einem Vergleich wird ersichtlich, dass die Abhängigkeiten vom gewählten Kalibrierungszeitraum bei der Methode der Multiplen Regression sehr stark sind. Dies drückt sich darin aus, dass je nach verwendetem Kalibrierungsmodell Höhe und Verlauf des zukünftigen Niederschlags einer Niederschlagsregion erheblich variieren. Am Beispiel der Niederschlagsregion 1 (Iberische Halbinsel) wird deutlich, dass die Unterschiede in den Absolutbeträgen der Niederschlagssummen bis zu 50mm ausmachen können. Bei den Niederschlagsregionen 6 (Tunesien) und 7 (Mediterranes Libyen) wird durch die Zeitreihen, die mit der Regressionsmethode erzeugt wurden, gut sichtbar, dass auch der generelle Verlauf der Zeitreihen sowie die Höhe der Amplituden von Modell zu Modell stark verschiedenartig ausgeprägt sein können. Im Gegensatz dazu besitzen die aus den CCA- Kalibrierungsmodellen errechneten Modellzeitreihen des zukünftigen Niederschlags untereinander einen sehr guten Übereinstimmungsgrad. Ferner sind der Schwankungsbereich und die Ausprägung von Trends dieser Zeitreihen im Vergleich zu denjenigen, die mit der Methode der Multiplen Regression erstellt wurden, wesentlich geringer. Ein Vergleich zwischen den Zeitreihen aus den Ergebnissen der CCA und denen aus der Multiplen Regressionsanalyse für die Niederschlagsregion 3 (nordöstlicher Mittelmeerraum) demonstriert diesen Sachverhalt auf gravierende Weise. Während der Niederschlag bei der CCA- Methode eine Variabilitätsspannbreite von ca. 50mm besitzt und im betrachteten Zeitraum einen Negativtrend

von ungefähr 20mm aufweist, liegt der Schwankungsbereich der Niederschlagssummen bei der Regressionsmethode bei ca. 190mm mit einem insgesamt Rückgang von ungefähr 130mm.

Die Gründe für die Unterschiedlichkeit der Downscalingergebnisse zwischen Kanonischer Korrelationsanalyse und Multipler Regressionsanalyse müssen bei den statistischen Verfahrensweisen selbst liegen, da die verwendeten Eingangsdatensätze in beiden Fällen absolut identisch sind. Bei beiden Methoden erfolgt die Abschätzung des regionalen Niederschlags auf Basis linearer Beziehungen mit den großskaligen Einflussgrößen. Bei den Kanonischen Korrelationsanalysen werden Korrelationen des Niederschlags mit allen unabhängigen Einflussgrößen jeweils über den gesamten Untersuchungsausschnitt erstellt, woraus in der Summe eine gewisse Glättung der Signale stattfindet. Im Gegensatz dazu werden bei der Multiplen Regressionsanalyse gezielt die Einzelsignale ausgewählt, die mit dem Niederschlag im Untersuchungszeitraum am besten korrelieren. Beim Einbezug mehrerer verschiedener Prädiktorenfelder können jedoch verschiedene Einflussvariablen während des betrachteten Zeitfensters eine ähnliche Variation aufweisen. So ist zum Beispiel mit bestimmten Druckkonstellationen eine charakteristische Feuchteverteilung verbunden. Welches der synchron verlaufenden Variationszentren aber in die Regressionsgleichung eingeht, unterliegt mehr oder weniger dem arithmetischen Zufall, da in diesem Fall eine sehr große stochastische Abhängigkeit vorliegt. Der wechselnde Einbezug sehr ähnlicher Prädiktorenvariablen in den verschiedenen Kalibrierungsmodellen führt bei der Modellerstellung und Modellüberprüfung zu keiner unterschiedlichen Modellgüte. Da jedoch die Stationarität der Variablenbeziehungen unter verschiedenen Prädiktoren in der Zukunft nicht immer erhalten bleibt, treten bei der Abschätzung des Niederschlags unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt die beobachteten Divergenzen auf. Die Regressionsgleichungen der verschiedenen Kalibrierungsmodelle beschreiben dann nicht mehr gleichartige Zusammenhänge zwischen großskaliger Zirkulation und lokalem Klima, sondern führen zu unterschiedlichen Abschätzungsergebnissen des zukünftigen Niederschlags.

Bei Downscalinguntersuchungen mit nur einer Art von Prädiktorenvariablen bildet die Multiple Regression einen geeigneten Ansatz zur Abschätzung lokaler Klimaelemente. In Abb. C.10 des Anhangs C sind für die Niederschlagsregionen 2 (zentral-nördlicher Mittelmeerraum) und 3 (nordöstlicher Mittelmeerraum) die Zeitreihen des zukünftigen Niederschlags im Januar/Februar dargestellt, die mit Hilfe von

multiplen Regressionsgleichungen erzeugt wurden, in die nur Geopotentialwerte des 1000hPa- und 500hPa- Niveaus als unabhängige Variablen eingehen. Es wird sichtbar, dass eine wesentlich bessere Übereinstimmung zwischen den Zeitreihen aus den verschiedenen Kalibrierungsmodellen vorhanden ist. Des Weiteren verringert sich die Größe des Variabilitätsbereiches innerhalb einer Zeitreihe im Vergleich zu den Zeitreihen, die aus Regressionsgleichungen mit mehreren Arten von Prädiktorenvariablen (Geopotential und spezifische Feuchte) stammen. Die bessere Kongruenz der Zeitreihenverläufe kann auf die Orthogonalität der Geopotentialvariationszentren zurückgeführt werden, in dem Sinn, dass kein Austausch von Prädiktorenvariablen mit gleichartigen Variationseigenschaften möglich ist. Die Verringerung des Schwankungsbereiches resultiert hingegen wohl aus dem Weglassen der spezifischen Feuchte als unabhängige Einflussgröße.

Subsummierend kann festgestellt werden, dass Abschätzungen des zukünftigen Verlaufs des Niederschlags im Mittelmeerraum aus verschiedenen großskaligen Einflussgrößen am besten mit der Methode der Kanonischen Korrelation gelingen, da, im Gegensatz zur Multiplen Regression, die Gesamtheit der großskaligen Informationen mit dem Niederschlagsgeschehen in Beziehung gesetzt wird. Die Kanonische Korrelation erzeugt so ein räumlich vollständiges Bild der hinter dem Niederschlagsgeschehen stehenden Zirkulationsdynamik und den damit verbundenen Feuchte- und Meeresoberflächentemperaturcharakteristika. Da die Untersuchung des Einflusses verschiedener Arten von Prädiktoren in dieser Arbeit von zentraler Bedeutung ist, beruhen die nachfolgenden Betrachtungen auf Ergebnissen, die mit der Methode der Kanonischen Korrelationsanalyse erzeugt wurden.

### **7.5.2 Gegenüberstellung der Niederschlagsabschätzungen nach IS92a- und nach SRESB2- Szenario**

Den zwei Modellszenarien IS92a und SRESB2 liegen unterschiedliche Annahmen zur Entwicklung der atmosphärischen Treibhausgase und über den Einfluss von Aerosolen zugrunde. Die Ausgabewerte der Modellsimulationen, die mit den unterschiedlichen Szenarienvorgaben durchgeführt wurden, werden herangezogen, um die Entwicklung des mediterranen Niederschlags im 21. Jahrhundert abzuschätzen. Es stellt sich die Frage, inwieweit eine Übereinstimmung bei der Beurteilung der zukünftigen Niederschlagsentwicklung besteht, oder ob für bestimmte Teilregionen gar gegensätzliche Tendenzen prognostiziert werden. Für

eine bessere Vergleichbarkeit wird bei der Darstellung der Ergebnisse der Modellzeitraum beim IS92a- Szenario auf die Jahre 1990 bis 2100 gekürzt, so dass die Länge der Niederschlagszeitreihen bei beiden Szenario- Abschätzungen identisch ist.

Es wird jeweils mit den Werten der großskaligen Einflussgrößen, die aus der Modellrechnung mit IS92a- Szenario, beziehungsweise der Modellrechnung mit SRESB2- Szenario stammen, die Abschätzung des Niederschlags aller Niederschlagsregionen des Mittelmeerraumes für die Monate Oktober bis Mai vorgenommen. Da es sich um Modellabschätzungen handelt, wird das Hauptaugenmerk nicht auf den exakten Verlauf der Zeitreihen gelegt, sondern vor allem auf allgemeine Richtung und Ausmaß der Veränderungen des zukünftigen Niederschlags. Ein Vergleich der Ergebnisse zeigt, dass bei vier statistischen Modellen (knapp 6% aller Modelle) grundsätzliche Unterschiede in der zukünftigen Niederschlagsentwicklung beobachtbar sind, in dem Sinn, dass sich aus den beiden Szenarioabschätzungen unterschiedliche Vorzeichen der Niederschlagsänderung in einer Region ergeben. Zur Veranschaulichung dieses Sachverhaltes dienen die Zeitreihen des Niederschlags im Februar/März der Niederschlagsregion 1, Iberische Halbinsel und Südfrankreich, welche in Abb. C.11 (Anhang C) aufgetragen sind. Bei beiden Abschätzungen liegt zu Beginn des Modellzeitraumes die Höhe der Niederschlagssummen auf dem gleichen Niveau. Der Verlauf des Niederschlags der Iberischen Halbinsel und Südfrankreichs im Februar/März ist nach IS92a- Szenariovorgaben im 21. Jahrhundert insgesamt leicht rückläufig (siehe linke Seite der Abb. C.11). Die Zeitreihen, die aus den Werten der Prädiktoren nach SRESB2- Szenario abgeschätzt wurden, zeigen bis ca. 2030 ebenfalls eine leicht rückläufige Niederschlagstendenz, danach findet jedoch eine Niederschlagszunahme bis zum Jahr 2100 statt (rechte Seite der Abb. C.11).

Die allgemeine Tendenz der Niederschlagsveränderungen betreffend besteht ansonsten Übereinstimmung zwischen den Downscalingmodellen, in die Werte aus dem Modelllauf nach IS92a eingehen und denjenigen, die Werte nach SRESB2- Szenario beinhalten. Im niederfrequenten Variationsverlauf, der in den tiefpassgefilterten Zeitreihen seinen Ausdruck findet, und in der Höhe der Absolutbeträge der Niederschlagssummen sind jedoch deutliche Unterschiede vorhanden. Die Abbildung C.12 im Anhang C, in der die Niederschlagsentwicklung aus beiden Szenarien für die Niederschlagsregion 1 (Iberische Halbinsel) im Dezember/Januar dargestellt ist, wird zur Verdeutlichung dieser Sachverhalte herangezogen. Aus beiden Szenario-

abschätzungen folgt insgesamt eine deutliche Zunahme der winterlichen Niederschlagssummen der Iberischen Halbinsel und Südfrankreichs im 21. Jahrhundert, jedoch mit einem stärkeren Zuwachs nach SRESB2- Szenario. Der Variationsgang im Einzelnen lässt kaum Parallelen erkennen. Während zum Beispiel im Modelljahr 2020 nach IS92a- Szenario die monatlichen Niederschlagssummen bei über 80mm zu liegen kommen, ist nach SRESB2- Szenario im gleichen Zeitabschnitt ein starker Einbruch vorhanden, so dass der monatliche Gesamtniederschlag nur ca. 40mm beträgt.

Im Allgemeinen lässt sich folgern, dass aus beiden verwendeten Szenarienrechnungen gleichförmige Tendenzen bei der Evolution der Niederschlagssummen im Mittelmeerraum unter anthropogener Verstärkung des Treibhauseffektes im Zeitraum 1990 bis 2100 hervorgehen. Die Zeitreihenverläufe im Einzelnen sind jedoch sehr unterschiedlich ausgeprägt.

### **7.5.3 Zukünftiger Niederschlagsverlauf bei Einbezug verschiedener**

#### **Prädiktorenfelder**

Welchen Einfluss die Wahl einer bestimmten Prädiktorenkombination auf die Abschätzungsergebnisse ausübt, ist Gegenstand nachfolgender Betrachtungen. Es steht außer Frage, dass die Ausprägung des lokalen Klimas primär von den großskaligen Druckmustern abhängt. Infolgedessen werden für die Modellierung des zukünftigen Niederschlags im Mittelmeerraum grundsätzlich Werte des 1000hPa- und 500hPa- Geopotentials einbezogen. Darauf aufbauend wird untersucht, wie sich der Verlauf des Niederschlags verändert, wenn weitere Prädiktorenfelder zur Niederschlagsabschätzung verwendet werden. In Kapitel 6.5.1 wurde festgestellt, dass meist mit der Prädiktorenkombination Geopotential und spezifische Feuchte die höchste Korrelation zwischen modelliertem und beobachtungsgestütztem Niederschlag in der Verifikation hergestellt werden kann. Dies gilt generell für alle Niederschlagsregionen des Mittelmeerraumes. In den westlichen und nördlichen Teilen des Mittelmeerraumes besteht aber vereinzelt auch eine erkennbare Beeinflussung des Niederschlags durch die Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks und/oder des Mittelmeers. Dies äußert sich durch eine geringe Erhöhung der Modellgüte in manchen Verifikationszeiträumen bei Einbezug der Meeresoberflächentemperaturen als Prädiktoren (s. Tab. A.10a bis Tab. A.10c des Anhangs A, Korrelationskoeffizienten zwischen modellierten und beobachtungsgestützten Niederschlägen im Januar/Februar für die Niederschlagsregionen 1 bis 3).

Obwohl im Allgemeinen die Signale der nicht- druckspezifischen Prädiktoren keine herausragende Verbesserung des Erklärungsanteiles am Niederschlag erbringen, können sie die Abschätzungen des Niederschlags unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt maßgeblich beeinflussen.

Als erstes Beispiel wird der Niederschlag im Januar/Februar der Iberischen Halbinsel und Südfrankreichs (Niederschlagsregion 1) angeführt. Aus der Lage der Niederschlagsregion zur allgemeinen Anströmungsrichtung lässt sich vermuten, dass Geopotential, spezifische Feuchte und Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks die entscheidenden Prädiktorenvariablen für den Niederschlag in diesem Raum sind. Die Abbildungen C.13a bis C.13d des Anhangs C zeigen jeweils für die verschiedenen Kombinationen dieser Einflussgrößen die tiefpassgefilterten Zeitreihen und kubischen Trends des zukünftigen Niederschlags. Es wird sichtbar, dass sich die Variation der Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks nicht im Niederschlagsverlauf abzeichnet. Für den zukünftigen Niederschlag im westlichen Mittelmeerraum scheinen ozeanische Informationen entweder nicht relevant zu sein, oder die Beziehungen sind nichtlinearer Natur. Es ist auch denkbar, dass die in Frage kommenden ozeanischen Einflüsse bereits in den Drucksignalen enthalten sind. Daher besteht keine merkliche Unterschiedlichkeit zwischen den Niederschlagszeitreihen, die nur aus Geopotentialwerten abgeschätzt wurden (Abb. C.13a) und jenen, die aus Geopotential- und Meeresoberflächentemperaturwerten erstellt wurden (Abb. C.13b). Bei Einbezug der spezifischen Feuchte verändert sich hingegen das Downscalingergebnis in der Hinsicht, dass es zu einem stärkeren Aufwärtstrend der Niederschlagssummen im 21. Jahrhundert kommt. Das Niveau der Niederschlagssummen liegt am Anfang um ca. 10mm niedriger, am Ende des Modellzeitraumes um ca. 10mm höher im Vergleich zu den Zeitreihen ohne Feuchtehinzunahme (Abb. C.13c und C.13d). Abgesehen von diesen Unterschieden besteht ansonsten eine sehr starke Übereinstimmung bezüglich des Variationsverlaufs zwischen allen Zeitreihenensembles.

Für den Januar/Februar- Niederschlag im adriatischen und tyrrhenischen Raum (Korsika, Sardinien, Italien, Dalmatien und Albanien, Niederschlagsregion 2) werden in Ergänzung zu den Geopotentialfeldern sowohl spezifische Feuchte als auch Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks und des Mittelmeers als mögliche Einflussgrößen für den Niederschlag in Betracht gezogen. Die Zeitreihen des Niederschlags unter Verwendung verschiedener Kombinationen der genannten Prädiktoren sind in Abb. C.14a bis C.14e (Anhang C) aufgetragen. Bezüglich der

zeitlichen Variationscharakteristika treten sehr starke Ähnlichkeiten zwischen den Ensemblereihen in Erscheinung. Alle Zeitreihenensembles zeigen eine kontinuierliche Abnahme des Niederschlags bis ca. Mitte des 21. Jahrhunderts. Das Ensemble, das mit Hilfe von Geopotential- und nordatlantischen Meeresoberflächentemperaturwerten erzeugt wurde (Abb. C.14b), lässt anschließend einen schwachen Aufwärtstrend erkennen. Im Gegensatz dazu hat der Einbezug von spezifischen Feuchtewerten (Abb. C.14c) oder von Meeresoberflächentemperaturwerten des Mittelmeers (Abb. C.14d) ein gleichbleibendes Niveau der Niederschlagssummen in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts zur Folge. Das Abschätzungsergebnis aus allen Einflussgrößen (Abb. C.14e) zeigt, dass die Wirkung der Meeresoberflächentemperaturvariation des Nordatlantiks durch die Signale der anderen Prädiktoren vollständig kompensiert wird.

Als weiteres Beispiel für Modifikationen des Niederschlagverlaufes durch Einbezug verschiedener Prädiktorenkombinationen wird der Niederschlag im nordöstlichen mediterranen Raum herangezogen. Aus Abb. C.15a im Anhang C wird deutlich, dass bei Abschätzungen einzig aus Geopotentialwerten ein gleichbleibendes Niveau der Januar/Februar-Niederschlagssummen im Nordosten des Mittelmeerraumes zu erwarten ist. Der zusätzliche Einbezug von Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeers bewirkt insgesamt einen geringfügigen Positivtrend der Niederschlagssummen im 21. Jahrhundert (Abb. C.15b). Eine räumliche Differenzierung zeigt, dass nur die griechischen Teile und die Ostküste der Türkei Niederschlagszunahmen aufweisen, während die türkische Südküste von einer negativen Niederschlagsentwicklung betroffen ist. Dieser Sachverhalt ist in Abb. C.16a in Form der Mittelwertdifferenz der Zeitintervalle 2071-2100 minus 1990-2019 dargestellt. Bei Abschätzungen mit Geopotential- und spezifischen Feuchteinformationen verändert sich der zukünftige Niederschlagsgang hingegen dergestalt, dass für die gesamte Region schwache Niederschlagsabnahmen errechnet werden (Abb. C.15c und C.16b). In der Situation einer CO<sub>2</sub>-angereicherten Atmosphäre scheinen die Signale der spezifischen Feuchte maßgebend zu sein, da bei der Bemessung des Niederschlagsverlaufes aus allen drei Prädiktorenarten (Geopotential, Feuchte und Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeers, Abb. C.15d) gleichermaßen Rückgänge festgestellt werden können.

Zusammenfassend kann vermerkt werden, dass der Einbezug spezifischer Feuchtefelder die Abschätzungsergebnisse stärker beeinflusst als die Hinzunahme von Meeresoberflächentemperaturwerten. Bei gleichzeitigem Einbezug beider

Prädiktorenarten setzen sich zudem die Signale der spezifischen Feuchte durch. Das Resultat kann mit den Kenndaten aus den Kanonischen Korrelationsanalysen erklärt werden. Durch die durchweg am höchsten ausfallenden erklärten Varianzanteile der Geopotentialladungsmuster steht außer Frage, dass der Schwerpunkt der Kopplung mit dem Niederschlag eindeutig auf den Geopotentialfeldern liegt. Während die kanonischen Ladungsmuster der Meeresoberflächentemperaturen aber immer nur einen sehr geringen Anteil an erklärter Varianz besitzen, weist das Ladungsmuster der Feuchte wesentlich höhere Werte auf. Die Beziehungen zwischen kanonischen Ladungsmustern, Originalfeldern und kanonischer Zeitreihe implizieren, dass somit die Variationen der Feuchte wesentlich stärker an der Prädiktorenzeitreihe beteiligt sind als die der Meeresoberflächentemperaturen (siehe hierzu F 6-1, Kap. 6.3.1). Bei der Abschätzung des Niederschlags unter Verwendung der kanonischen Prädiktorenzeitreihen (F 6-4, Kap. 6.3.1) finden folglich die Signale der spezifischen Feuchte einen stärkeren Ausdruck in den Niederschlagszeitreihen. Im Szenario einer anthropogenen Verstärkung des Treibhauseffektes können dann die Veränderungen des atmosphärischen Feuchtegehaltes, im Vergleich zu denjenigen der Meeresoberflächentemperaturen, deutlichere Modifikationssignale auf den Verlauf des Niederschlags übertragen.

#### **7.5.4 Abschätzung des zukünftigen Niederschlags im Mittelmeerraum aus den großskaligen Einflussgrößen Geopotential und spezifische Feuchte**

Aufbauend auf den in Kapitel 4 definierten Niederschlagsregionen des Mittelmeerraumes wird für jede dieser Regionen ein Bild der zukünftigen Niederschlagsentwicklung unter Verwendung der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/500hPa- geopotentielle Höhen und spezifische Feuchte aus dem Modelllauf nach SRESB2- Szenario gezeichnet. Es wird dabei von den Zusammenhängen zwischen großskaliger Zirkulation und lokalem Niederschlag im Mittelmeerraum Gebrauch gemacht, die mit der Methode der Kanonischen Korrelation erstellt wurden. Die Betrachtung der möglichen Niederschlagsänderungen unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt umspannt die Monate Oktober bis Mai für den Zeitraum 1990 bis 2100. Darüber hinaus soll eine Einordnung der Befunde in die Ergebnisse anderer Studien zu diesem Themenbereich stattfinden.

#### 7.5.4.1 Region 1: Iberische Halbinsel und Südfrankreich

Die Vielzahl an Untersuchungen zu den möglichen Auswirkungen eines anthropogen verstärkten Treibhauseffektes auf das lokale Klima dieser Region verdeutlicht die besondere Stellung des westlichen Mittelmeerraumes bei der Frage nach den regionalen Mustern eines globalen Klimawandels. Eine der am häufigsten zitierten Arbeiten stammt von VON STORCH et al. (1993), die mit der Methode der Kanonischen Korrelation Zusammenhänge zwischen winterlichem Niederschlag Iberiens und nordatlantischen Bodenluftdruckfeldern herstellen. Diese Zusammenhänge werden verwendet, um Niederschläge im 21. Jahrhundert, unter anderen in einem  $2xCO_2$ - Equilibrium- Experiment, abzuschätzen. Es wird eine geringe Niederschlagszunahme im 21. Jahrhundert, vor allem im Westen der Iberischen Halbinsel berechnet. Die bei  $2xCO_2$ - Bedingungen direkt aus dem verwendeten globalen Zirkulationsmodell ausgegebenen Werte und ein Statistisches Downscaling unter transienten Szenario A- Vorgaben nach IPCC- Report 1990 (HOUGHTON et al. 1990) weisen hingegen auf Niederschlagsabnahmen unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt hin. Diese Verschiedenheit der Abschätzungsergebnisse, die häufig bei Projektionen des zukünftigen Niederschlags auftritt (siehe z. B. CUBASCH et al. 1996, DÉQUÉ et al. 1998, TRIGO und PALUTIKOF 2001, GIBELIN und DÉQUÉ 2003) und auch in dieser Arbeit bereits in Kapitel 7.5.1, 7.5.2 und 7.5.3 problematisiert wurde, macht darauf aufmerksam, dass bei der Beurteilung von Abschätzungen des Klimawandels auf regionaler Ebene große Achtsamkeit vonnöten ist. Auch in der nachstehenden kurzen Zusammenfassung weiterer Arbeiten zeigen sich Widersprüchlichkeiten in den Ergebnissen.

Neuere Niederschlagsszenarien für die Iberische Halbinsel von TRIGO und PALUTIKOF (2001) und PALUTIKOF et al. (2002) deuten auf Niederschlagszunahmen im Winter hin, die betragsmäßig höher in den westlichen Bereichen Iberiens ausfallen. Im Frühjahr werden Zuwächse im Westen und Rückgänge im Osten berechnet, während im Herbst in der gesamten Region Niederschlagsrückgänge erwartet werden. Dies weist auf eine Verkürzung mit gleichzeitiger Intensitätszunahme der "feuchten" Jahreszeit hin. Zu einem ähnlichen Ergebnis kommen PALUTIKOF et al. (1994) im Rahmen einer Untersuchung über den gesamten Mittelmeerraum und DÉQUÉ et al. (1998) bei der Simulation des Klimawandels in Europa. Unter Annahme erhöhter Treibhausgaskonzentrationen nach SRESB2- Szenario wird ebenfalls von GIBELIN und DÉQUÉ (2003) eine positive zukünftige Niederschlagsentwicklung im Winter modelliert. Die Zunahmen werden dabei mit

Modifikationen der allgemeinen Zirkulation, genauer mit anomalen Südwestströmungen in Zusammenhang gebracht. Während GONZALEZ- ROUCO et al. (2000) und MURPHY (2000) für die Iberische Halbinsel ebenfalls Zunahmen der winterlichen Niederschläge berechnen, beschränken sich bei einer Zeitscheibensimulation von CUBASCH et al. (1996) die winterlichen Niederschlagszunahmen auf die nördlichen und westlichen Landesteile, während der Osten und Süden von Abnahmen betroffen ist. Dies steht nach diesen Autoren in Einklang mit einem selteneren Eindringen von Tiefdruckgebieten in die Iberische Halbinsel. Eine gleichzeitig stattfindende Intensivierung von Strömungen aus nördlichen Richtungen führt aber dem nordiberischen Küstenabschnitt vermehrt Niederschläge zu. RÄISÄNEN et al. (2004) erhalten bei einer Modellierung mit einem regionalen Klimamodell, in das unter anderen ECHAM4/OPYC3- Werte nach SRESB2- Szenario eingehen, winterliche Niederschlagszunahmen für weite Teile der Iberischen Halbinsel und Südfrankreich im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zu 1961-1990. Für die südlichen Teile der Iberischen Halbinsel werden aber auch in dieser Untersuchung leichte Rückgänge modelliert. Als Ergebnis aus Zeitscheibenexperimenten mit den Variablen Meeresoberflächentemperatur und Meereisausdehnung erhalten TIMBAL et al. (1995) hingegen winterliche Niederschlagsabnahmen für den gesamten Iberischen Raum. Für Portugal werden von CORTE- REAL et al. (1995) für den Zeitabschnitt 2010 bis 2065 ebenfalls negative Trends der winterlichen Niederschläge errechnet.

Unter Einbezug der großskaligen Prädiktoren 1000hPa-/500hPa geopotentielle Höhen und spezifische Feuchte aus Modelllauf nach SRESB2- Szenario ergibt sich in dieser Arbeit eine negative Tendenz des Niederschlags der Iberischen Halbinsel im Herbst und Frühwinter (Oktober/November, November/Dezember, Abb. C17, Anhang C). Im Winter und mit Ausnahme des südlichsten Teils der Niederschlagsregion auch zu Beginn des Frühjahrs lässt sich hingegen ein Aufwärtstrend der monatlichen Niederschlagssummen erkennen (Dezember/Januar, Januar/Februar, Februar/März und März/April Abb. C17, Anhang C). Die Zunahmen sind dabei hinsichtlich der Absolutbeträge stärker im Westen der Iberischen Halbinsel ausgeprägt. In den Frühjahrsmonaten April/Mai zeigen sich hingegen wieder verminderte Niederschlagssummen für den Zeitabschnitt 2071-2100 im Vergleich zum Zeitraum 1990-2019.

Zirkulationsdynamisch lässt sich unter Zuhilfenahme der Ergebnisse der Kanonischen Korrelation (siehe Kapitel 6.5.2.1) und der Veränderungen der groß-

skaligen Einflussgrößen im 21. Jahrhundert (Kapitel 7.4) schließen, dass die positive Niederschlagsentwicklung im Winter durch stark erhöhte spezifische Feuchtegehalte in Kombination mit bodennahen Druckabnahmen im Bereich des östlichen Nordatlantiks gesteuert wird. Vor allem die Veränderung des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes scheint eine maßgebliche Rolle zu spielen.

Es lässt sich auch im Herbst und im Frühjahr eine hohe Zunahme des spezifischen Feuchtegehaltes unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt beobachten, die Korrelation zwischen Wasserdampfgehalt und Niederschlag ist in diesen Monaten jedoch bei Weitem nicht so stark ausgeprägt wie im Winter. Dies äußert sich in relativ geringen erklärten Varianzanteilen und Ladungen im kanonischen Ladungsmuster der Feuchte. Die im Herbst und Frühjahr vorliegenden rückläufigen Niederschlags-tendenzen können mit einer hochreichenden Druckerhöhung über dem west-europäischen Raum in Verbindung gebracht werden. Ein stärker antizyklonaler Charakter im Untersuchungsgebiet verhindert in diesem Fall die Umsetzung des erhöhten Feuchtegehaltes auf das Niederschlagsgeschehen.

Insgesamt lässt sich aus den Modellabschätzungen folgern, dass es im west-mediterranen Raum im 21. Jahrhundert, durch früheres Einsetzen im Frühjahr und durch Verlängerung in den Herbst und Frühwinter hinein, zu einer Ausweitung der mediterranen Trockenperiode kommen könnte. In den Wintermonaten und auch zu Beginn des Frühjahrs zeichnen sich hingegen teils erhebliche Zuwächse bezüglich der monatlichen Niederschlagssummen ab.

#### **7.5.4.2 Region 2: Adriatischer und Tyrrhenischer Bereich (Korsika, Sardinien, Italien, Dalmatien, Albanien)**

PALUTIKOF et al. (1994) erhalten für den zentral- nördlichen Mittelmeerraum bei 1°C anthropogener Temperaturerhöhung Niederschlagszuwächse im Winter und im Frühjahr. In den Herbstmonaten zeichnet sich ein räumlich gemischtes Bild der Niederschlagsentwicklung ab. Winterliche Niederschlagszunahmen werden ebenfalls von JACOBET (1994a) empirisch mit Werten aus dem Klimamodell ECHAM/LSG unter IPCC Szenario A- Vorgaben abgeschätzt. Damit in Einklang steht der mit Zeitscheibenexperimenten modellierte Anstieg winterlicher Niederschlagssummen nach jüngstem SRESB2- Szenario von GIBELIN und DÉQUÉ (2003). Für das Stromgebiet des Agri in Süditalien berechnen PALUTIKOF et al. (2002) mit Hilfe von HadCM2-Modelldaten und einem Wettergenerator herbstliche Niederschlagsabnahmen und frühjährliche Zunahmen für die Dekade 2090-99 in Bezug auf die Jahre

1970-79. Im Winter modelliert das verwendete globale Zirkulationsmodell Niederschlagszunahmen, während die Ausgabewerte aus dem Wettergenerator auf Rückgänge hindeuten.

In dieser Arbeit kann für die Länder im adriatischen und tyrrhenischen Raum bei anthropogener Treibhausgasanreicherung nach SRESB2- Szenario ein Bild skizziert werden, in dem im Herbst und Frühjahr Niederschlagsabnahmen vorherrschen (Abb. C.18, Anhang C). Im Frühwinter, vor allem im Dezember zeichnen sich hingegen für die gesamte Region Zunahmen ab. Im südlich an die Alpen angrenzenden Teil der Niederschlagsregion kommt es auch in den nachfolgenden Monaten zu Niederschlagszunahmen (für Januar/Februar siehe Abb. C.17, da der betreffende Teil in diesen Monaten der Niederschlagsregion 1 zugeschlagen wird). Insgesamt deuten für die Länder Italien, Dalmatien und Albanien die Tendenzen auf eine zeitlich verkürzte, aber intensivierete feuchte Jahreszeit unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt hin.

Die gesteigerten Niederschlagssummen in den Monaten November/Dezember und vor allem in den Monaten Dezember/Januar im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zu 1990-2019 sind mit einer stark positiven Phase des in Abb. B.3.1 (Anhang B) dargestellten kanonischen Zusammenhangs im letzteren Zeitabschnitt verknüpft. Dies bedeutet, dass die Niederschlagsregion verstärkt zyklonal durch ein Tiefdruckgebiet im Bereich des Golfes von Genua beeinflusst wird.

Die Lage der zyklonalen Zentren im Mittelmeerraum sowie deren Auftrittshäufigkeit scheinen sich unter erhöhtem CO<sub>2</sub>- Gehalt nicht signifikant zu ändern (LIONELLO et al. 2002). Für den modellierten Anstieg der winterlichen Niederschlagssummen in der adriatischen und tyrrhenischen Region kann aber eine Intensitätszunahme der zyklonalen Aktivität durch erhöhte atmosphärische Feuchtwerte in Betracht gezogen werden. Im Gegensatz dazu können die Niederschlagsabnahmen im Herbst, Spätwinter und Frühjahr mit verstärkten antizyklonalen Bedingungen im Untersuchungsraum in Verbindung gebracht werden. Höhere spezifische Feuchtegehalte bleiben in diesem Fall niederschlagsunwirksam.

#### **7.5.4.3 Region 3: Ägäischer Bereich (Griechenland, Türkei)**

Untersuchungen von GIBELIN und DÉQUÉ (2003) mit SRESB2- Szenario-spezifikation ergeben für den ägäischen Raum winterliche Rückgänge des Niederschlags im Zeitraum 2070-2099 im Vergleich zu 1960-1989. HadCM2- Modellausgabewerte nach IS92a- Vorgaben und Statistisches Downscaling mit der

Methode der Multiplen Regression zeigen nach MURPHY (2000) Abnahmen im Januar für die Jahre 2080-2100 in Bezug auf die vorindustrielle Periode. Im Kontrast dazu stehen die Ergebnisse von PALUTIKOF et al. (1994), die auf Niederschlagszunahmen in der gesamten feuchten Jahreshälfte hindeuten.

Aus Abb. C.19 des Anhangs C wird ersichtlich, dass unter Verwendung der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa- und 500hPa- geopotentielle Höhen und 1000hPa-spezifische Feuchte Niederschlagsabnahmen in fast allen untersuchten Monatskombinationen festgestellt werden können. Lediglich im Dezember/Januar werden für die Gebiete rund um das Ägäische Meer leichte Niederschlagszunahmen im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zu 1990-2019 angezeigt. In Kapitel 7.5.3 wurde aufgezeigt, dass bei Abschätzungen mit den Prädiktoren Geopotential und Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeers auch im Januar/Februar noch leichte Niederschlagszunahmen in dieser Region beobachtbar sind (siehe Abb. C.16a). An der türkischen Südküste liegt unabhängig von der Prädiktorenwahl in allen untersuchten Monaten eine negative Niederschlagsentwicklung vor.

Als Hauptursache für den Rückgang der Niederschlagssummen im nordostmediterranen Raum kann der im 21. Jahrhundert modellierte Geopotentialanstieg im 500hPa- Niveau und ein damit verbundener verstärkt antizyklonaler Charakter im Untersuchungsgebiet genannt werden (Abb. C.1 bis C.7, Anhang C). Aus Abb. B.6.1 und B.6.3 im Anhang B wird ersichtlich, dass im negativen Modus der ersten kanonischen Korrelation die Niederschlagsregion unter warmem antizyklonalem Einfluss steht. Damit verbunden sind geringe spezifische Feuchtegehalte und unterdurchschnittliche Niederschlagsmengen im gesamten ägäischen Raum. Am Beispiel der kanonischen Zeitkoeffizienten im Modellzeitraum der Monate Oktober/November und Februar/März in Abb. C.20a und C.20b wird offensichtlich, dass sich eine sehr starke Dominanz dieses Modus im 21. Jahrhundert entwickelt. In den Monaten Dezember/Januar zeigt der kanonische Zusammenhang in den letzten 30 Modelljahren hingegen vermehrt positive Vorzeichen (Abb. C.20c). Zusammen mit den in Abb. C.20d dargestellten vorwiegend negativen kanonischen Zeitkoeffizienten der zweiten kanonischen Korrelation (Abb. B.7.1, B.7.3, Anhang B) im gleichen Zeitraum bedeutet dies, dass ein im Bereich des Golfes von Genua ausgebildetes Tiefdruckgebiet in dieser Monatskombination regelmäßig mit seinen Ausläufern die Ägäis erreichen kann und dort für erhöhte Niederschläge sorgt. Die türkische Südküste unterliegt dagegen weiterhin antizyklonalen Bedingungen. Bei Abschätzung des Niederschlags mit Geopotential und Meeresoberflächen-

temperaturen setzt sich diese Konfiguration durch zyklonenetische Effekte des warmen Mittelmeers auch noch in den Monaten Januar und Februar fort.

#### **7.5.4.4 Region 4: Levante (Syrien, Libanon, Israel, Palästina, Jordanien, Ägypten)**

Nach den Untersuchungsergebnissen von PALUTIKOF et al. (1994), JACOBET (1994a), MURPHY (2000) und GIBELIN und DÉQUÉ (2003) ist in den Ländern der Levante mit teils erheblichen Niederschlagseinbußen im Winter zu rechnen. In dieser Arbeit sind ebenfalls vorwiegend negative Tendenzen des Niederschlags im 21. Jahrhundert (Abb. C.21, Anhang C) ersichtlich, die in fast allen Monatskombinationen über die natürliche Variabilität hinausgehen (Signal/Rausch- Verhältnis größer eine Standardabweichung). Eine Ausnahme bildet wieder die Monatskombination Dezember/Januar, in der geringfügige Zunahmen abgeschätzt werden.

Die Gründe für die in fast allen Monaten zu beobachtende Niederschlagsabnahme im Falle einer treibhausgasangereicherten Atmosphäre sind auch für diese Region in einer verstärkten Antizyklonalität zu suchen. Der in Abb. B.8.1 (Anhang B) dargestellte positive Modus wird von den kanonischen Zeitkoeffizienten der Modellprädiktoren bis Mitte des 21. Jahrhunderts vorwiegend in dieser Form favorisiert, danach dominiert der umgekehrte Modus. Der häufigere Negativmodus ab ca. dem Modelljahr 2045 bedeutet vermehrten Hochdruckeinfluss und rückläufige Niederschlagssummen in der Region der Levante. In den Monaten Dezember/Januar zeigt sich demgegenüber eine schwache Vorherrschaft des positiven Modus in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts. Zusammenfassend ergibt sich, dass in den Ländern Syrien, Libanon, Israel, Palästina, Jordanien und Ägypten im Fall einer anthropogenen Klimaerwärmung insgesamt mit einer rückläufigen Niederschlagsentwicklung im Herbst, Frühjahr und fast dem gesamten Winter gerechnet werden muss.

#### **7.5.4.5 Region 5: Maghreb (Marokko, Algerien, Tunesien)**

Für die Region des Maghreb liegen unterschiedliche Szenarien der zukünftigen Niederschlagsentwicklung vor. PALUTIKOF et al. (1994) ermitteln im Winter in manchen Gebieten Abnahmen, in anderen Zunahmen, die am stärksten im tunesischen Raum ausfallen. Diese Zuwächse werden auch von JACOBET (1994a) berichtet, während GIBELIN und DÉQUÉ (2003) unter Annahme von SRESB2-Szenariovorgaben rückläufige Niederschlagstendenzen im Küstenbereich Tunesiens

und Algeriens erhalten. Von RÄISÄNEN et al. (2004) werden ebenfalls winterliche Niederschlagsrückgänge für den Maghreb modelliert, die am stärksten im marokkanischen Raum ausfallen. MURPHY (2000) stellt Niederschlagsrückgänge im Januar für die Jahre 2080-2100 in Bezug auf die vorindustrielle Periode unter IS92a-Szenariobedingungen fest. Im Frühjahr und Herbst zeichnen sich nach PALUTIKOF et al. (1994) fast nur Rückgänge ab.

Die Abschätzung des maghrebinischen Niederschlags mit Geopotential- und Feuchtwerten aus dem Modellauf nach SRESB2- Szenario zeigt, dass insgesamt in fast allen untersuchten Monaten mit Niederschlagsrückgängen unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt zu rechnen ist (Abb. C.22, Anhang C). Die einzigen Ausnahmen bilden die marokkanischen und algerischen Atlasketten in den Monaten Dezember/Januar und, sehr viel schwächer ausgeprägt, ein Gebiet um Marrakesch in den Monaten Februar/März.

Negative Niederschlagsanomalien in den westlichen Teilen des Maghrebs lassen Beziehungen zu positiven Phasen der Nordatlantischen Oszillation erkennen. Die Ergebnisse der Kanonischen Korrelationen in Abb. B.9.1 bis B.10.3 des Anhangs B geben Aufschluss darüber, dass im positiven Modus negative Geopotentialladungsmaxima über dem nordwestafrikanischen Raum und dem südlichen Nordatlantik vorliegen. Gleichzeitig treten positive Ladungsabweichungen nördlich ca. 50° Breite auf. Die gegen Ende des 21. Jahrhunderts modellierten vorwiegend negativen kanonischen Zeitkoeffizienten bedeuten dann, dass die in fast allen Monaten zu beobachtenden rückläufigen Niederschlagstendenzen mit einer Verstärkung des Hochdruckeinflusses im Bereich der subtropischen Antizyklone zusammenhängen.

Die ostmaghrebinischen Gebiete zeigen ebenfalls Abhängigkeiten vom Zirkulationsregime des nordatlantischen Raumes, allerdings in abgeschwächter Form. Für die Ausprägung des Niederschlags in diesem Raum spielen eher meridionale Zirkulationsformen eine Rolle (Abb. B.11.1 bis B.12.3). Die in allen Monaten modellierte rückläufige Niederschlagstendenz kann mit einer selteneren Beeinflussung durch zyklonale Strömungen aus nördlichen Richtungen in Zusammenhang gebracht werden.

#### **7.5.4.6 Region 6: Mediterranes Libyen**

Die mediterranen Bereiche Libyens sind nach JACOBET (1994a), PALUTIKOF et al. (1994) und MURPHY (2000) im Winter von Abnahmen des Niederschlags bei einer

anthropogenen Verstärkung des Treibhauseffektes betroffen. Im Frühjahr zeichnen sich nach PALUTIKOF et al. (1994) Abnahmen, im Herbst hingegen Zunahmen ab. Die Abschätzung des Niederschlags der libyschen Mittelmeerküste aus Geopotential- und Feuchtwerten nach SRESB2- Szenario ergibt vorzugsweise negative Tendenzen des Niederschlags in diesem Raum (Abb. C.23, Anhang C). Lediglich in den Monaten Oktober/November können die westlichen Bereiche leichte Niederschlagszuwächse im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zu 1990-2019 verzeichnen. Verantwortlich hierfür ist ein verstärktes Auftreten negativer Geopotentialabweichungen über den zentralen Teilen Nordafrikas und positiver über der Iberischen Halbinsel und dem westeuropäischen Raum in diesen Monaten. Die ansonsten vorherrschende negative Entwicklung des Niederschlags im 21. Jahrhundert lässt sich hingegen auf vermehrt antizyklonale Bedingungen in der Untersuchungsregion zurückführen.

#### **7.5.4.7 Region 7: Ostspanische Küste**

Die Mittelmeerküste Spaniens wird nach Untersuchungen von SUMNER et al. (2003) mit ECHAM/OPYC- Modelldaten am Ende des 21. Jahrhunderts (2080-2099) im Vergleich zum Zeitraum 1971-1990 vermehrt durch östliche Strömungen beeinflusst. Gleichzeitig wird eine Verminderung von Strömungen aus westlichen Richtungen modelliert, die insgesamt zu Niederschlagsrückgängen im Winter und Frühjahr führt. GOODESS und PALUTIKOF (1998) ermitteln mit Hilfe eines Wettergenerators einen Rückgang der Anzahl an Regentagen im Frühjahr, eine leichte Zunahme im Winter und mehr oder weniger gleichbleibende Bedingungen im Herbst.

Abb. C.24 im Anhang C zeigt ein recht heterogenes Bild der Niederschlagsveränderung im ostspanischen Raum im 21. Jahrhundert. In der Monatskombination Oktober/November liegen erhöhte monatliche Niederschlagssummen in der Periode 2071-2099 im Vergleich zu 1990-2019 vor. Im November/Dezember und Dezember/Januar zeichnen sich ebenfalls Zunahmen ab, die jedoch auf die südlichen Teile der Niederschlagsregion beschränkt sind. Für die Region Valencia und Katalonien ergibt sich hingegen eine rückläufige Niederschlagstendenz in diesen Monaten. Ein Grund für die Zweiteilung im Spätherbst könnte in der von VALERO et al. (2004) festgestellten unterschiedlichen Reaktion ostspanischer Niederschläge auf außertropische und subtropische Zirkulationsanomalien liegen. Nach diesen Autoren stehen überdurchschnittliche Niederschläge im Herbst in den nördlichen Bereichen Ostspaniens mit negativen Geopotentialanomalien über dem östlichen Nordatlantik,

in den südlichen Bereichen hingegen mit Negativabweichungen des Geopotentials über dem westlichen Nordafrika, in Verbindung. Die im SRESB2- Szenariofall auftretende stärkere Druckerhöhung über den Britischen Inseln und dem östlichen Nordatlantik im Vergleich zum nordafrikanischen Raum (s. Abb. C.2, Anhang C) könnte so für die räumliche Verschiedenheit der Abschätzungsergebnisse mit verantwortlich sein.

Eine negative Niederschlagsentwicklung im gesamten ostspanischen Küstenbereich kennzeichnet die Monate Januar/Februar und Februar/März, die sich auf eine gesteigerte Bedeutung des negativen Modus des kanonischen Korrelationszusammenhangs in Abb. B.14.1, Anhang B und damit auf einen stärkeren Einfluss der subtropischen Antizyklone im Untersuchungsgebiet zurückführen lässt. In den Monaten März/April liegt wiederum eine Zweiteilung der Region vor, mit Zunahmen in den nördlichen Bereichen und Abnahmen in den südlichen. Diese räumliche Zweiteilung könnte mit der von MARTÍN et al. (2004) festgestellten unterschiedlichen Auswirkung des nordatlantischen Zirkulationsregimes auf die einzelnen Bereiche Ostspaniens zusammenhängen (siehe auch Kap. 6.5.2.7). In den Monaten April/Mai zeigt sich hingegen wiederum eine negative Niederschlagstendenz in der gesamten ostspanischen Region.

### **7.5.5 Zusammenfassung**

Die Kanonische Korrelationsanalyse stellt eine geeignete Methode zur Abschätzung mediterraner Niederschläge aus mehreren verschiedenen Prädiktorenarten dar. Durch die Korrelation über jeweils die gesamten Untersuchungsausschnitte wird ein geglättetes Signal aller großskaligen Veränderungen auf den Niederschlag übertragen. Die Zeitreihen des abgeschätzten Niederschlags, die mithilfe verschiedener Kalibrierungszeiträume erstellt wurden, zeigen untereinander einen guten Übereinstimmungsgrad. Im Gegensatz dazu bestehen im regressionsanalytischen Ansatz teils erhebliche Unterschiede zwischen den abgeschätzten Niederschlagsreihen, die aus verschiedenen Kalibrierungsmodellen stammen.

Bei den Abschätzungen nach IS92a- Szenario und nach SRESB2- Szenario werden größtenteils gleichartige Tendenzen des zukünftigen Niederschlagverlaufs sichtbar. Der dekadische Variationsverlauf und die Höhe der Niederschlagssummen im einzelnen sind hingegen jeweils unterschiedlich ausgeprägt.

Bei Kanonischen Korrelationsanalysen mit verschiedenen Kombinationen der großskaligen Einflussgrößen zeigt sich, dass die Modellgüte meist am höchsten mit

der Prädiktorenkombination geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau und spezifischer Feuchte ausfällt. Trotz meist nur geringer Erhöhung der Modellgüte in der Verifikation ergeben sich deutliche Modifikationen des zukünftigen Niederschlagsverlaufs bei zusätzlichem Einbezug spezifischer Feuchtefelder. Die Hinzunahme von Meeresoberflächentemperaturwerten beeinflusst die Abschätzungsergebnisse im Vergleich dazu wesentlich geringer.

Im Fall einer anthropogenen Erhöhung der atmosphärischen Treibhausgaskonzentration nach SRESB2- Szenario muss in den Ländern des Mittelmeerraumes mit teils erheblichen Niederschlagsveränderungen gerechnet werden. In Abb. C.25 des Anhangs C sind die mit der Methode der Kanonischen Korrelation aus den großskaligen Einflussgrößen geopotentielle Höhen und spezifischer Feuchte abgeschätzten Veränderungen des Niederschlags in allen untersuchten Monatskombinationen für den gesamten Mittelmeerraum zusammengefasst. Gebiete, in denen die berechnete Niederschlagsveränderung größer als die rezente Variabilität ausfällt oder gar mit einer Vertrauenswahrscheinlichkeit von  $V=95\%$  signifikant ist ( $S/R > 1$ , bzw.  $> 1.960$ , siehe auch Kapitel 7.3.2), sind zusätzlich durch Schraffierung gekennzeichnet.

In fast allen Regionen werden Niederschlagsrückgänge im Oktober/November und November/Dezember ersichtlich, so dass sich für den Mittelmeerraum eine Verlängerung der mediterranen Trockenperiode in den Frühwinter hinein abzeichnet. Da die westlichen und nördlichen Mediterrangebiete im Winter und teilweise auch im Frühjahr teils erhebliche Zuwächse verzeichnen können, kommt es in diesen Gebieten insgesamt zu einer Verkürzung mit gleichzeitiger Intensivierung der „feuchten“ Jahreszeit. In den östlichen und südlichen Mediterrangebieten liegen hingegen überwiegend rückläufige Niederschlagstendenzen in allen untersuchten Monatskombinationen vor. Aufgrund der hohen natürlichen Variabilität des Niederschlags sind meist keine signifikanten Änderungen feststellbar. Die Gebiete rund um das Ägäische Meer, die Region der Levante und der nordafrikanische Raum zeigen jedoch häufig eine über die natürliche Variabilität hinausgehende Veränderung.

## 8. Temperaturabschätzungen für den Mittelmeerraum

### 8.1 Datenbasis und Datenbearbeitung

Aus dem globalen CRU05- Temperaturdatensatz der Climatic Research Unit der University of East Anglia (NEW et al. 1999, 2000) wird zunächst ein Untersuchungsgebiet festgelegt, das demjenigen der Niederschlagsanalysen entspricht (siehe Kapitel 4.2). Daraus ergeben sich 1366 Gitterboxen, die in die Untersuchungen einbezogen werden können. Alternativ wird ein Untersuchungsgebiet gewählt, das von 29°N bis 45.5°N reicht und somit im Wesentlichen die strahlungsklimatisch niederen Mittelbreiten ohne das kontinentale Nordafrika umfasst. Die westliche Begrenzung wird von der Küstenlinie des Nordatlantiks bestimmt, als östliche Grenzlinie wird 40° östliche Länge gewählt. Zusätzlich wird der atlantische Küstenbereich Marokkos einbezogen. Aus dieser Abgrenzung resultieren bei einer räumlichen Auflösung von 0,5° 2363 Gitterboxen. Die Wahl dieses erheblich größeren Untersuchungsausschnittes leitet sich von der Überlegung ab, dass die Klimavariablen Temperatur meist räumlich homogener ausgeprägt ist als der Niederschlag.

Für jeden Untersuchungsausschnitt werden exemplarisch die Temperaturfelder im Januar/Februar der Jahre 1948 bis 1998 mittels s-modaler, Varimax-rotierter Hauptkomponentenanalysen in Regionen untergliedert. Die 1366 Gitterboxen können in vier Temperaturregionen eingeteilt werden, für die 2363 Gitterboxen ergeben sich sechs Regionen. Kanonische Korrelationsanalysen der Temperatur dieser Regionen mit den großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/500hPa-geopotentielle Höhen verdeutlichen, dass die höchsten Korrelationen zwischen statistisch modellierter und beobachtungsgestützter Temperatur in den Verifikationsperioden mit den Temperaturregionen des größeren Untersuchungsausschnittes erzielt werden können. Die bessere Modellgüte bei größerem Untersuchungsgebiet lässt sich generell in allen Teilregionen beobachten, am deutlichsten jedoch im Bereich der Iberischen Halbinsel. Die insgesamt nördlichere Lage der relevanten Hauptkomponente im größeren Untersuchungsausschnitt scheint hier von maßgeblicher Bedeutung zu sein.

Angesichts der zentralen Bedeutung möglichst guter Abschätzungsergebnisse in dieser Arbeit und der besseren Erfassbarkeit der mediterranen Temperaturvariabilität im größeren Ausschnitt werden die statistischen Downscalinguntersuchungen für die Klimavariablen Temperatur mit dem größeren Ausschnitt durchgeführt.

Die 2363 Gitterboxen umfassenden Temperaturfelder der Monate Oktober bis Mai werden, analog zum Niederschlag, in zweimonatigen Analysen verarbeitet. Wie bereits erwähnt, können in der Monatskombination Januar/Februar die 2363 Gitterboxen unter Verwendung s-modaler Hauptkomponentenanalysen zu sechs Regionen gruppiert werden. Für die Monatskombination Oktober/November ergeben sich zwei Regionen, im November/Dezember, Februar/März, März/April und April/Mai jeweils drei Regionen. Im Dezember/Januar resultieren fünf Regionen. Insgesamt kristallisiert sich in allen untersuchten Monatskombinationen eine Einteilung in zwei Hauptregionen heraus. Die eine umfasst im Wesentlichen die Temperaturvariation des westlichen Mittelmeerraumes, die andere die des östlichen Mittelmeerraumes. Des Weiteren wird in fast allen Monaten eine Region gebildet, die im zentralnördlichen Mittelmeerraum verortet ist. In den Wintermonaten Dezember/Januar und Januar/Februar werden zusätzlich zwei Hauptkomponenten im nordafrikanischen Raum erzeugt. Die räumliche Lage der Temperaturregionen in den verschiedenen Monatskombinationen kann den Abbildungen D.1 bis D.7 des Anhangs D entnommen werden. Im Allgemeinen zeigen die Regionen starke Parallelen zur räumlichen Ausgestaltung der von MAHERAS und KUTIEL (1999) im Rahmen einer saisonalen Untersuchung des mediterranen Temperaturregimes ausgewiesenen Hauptkomponenten.

Entsprechend der Vorgehensweise bei der Regionalisierung des mediterranen Niederschlags werden die Gitterboxen mit einer Ladung größer 0,5 auf eine bestimmte Hauptkomponente jeweils zu einer Gruppe zusammengefasst und anschließend für jede Gitterboxgruppe mit den Originaltemperaturwerten s-modale, unrotierte Hauptkomponentenanalysen durchgeführt. Die Anzahl der Gitterboxen einer Region und die Ergebnisse der Hauptkomponentenanalysen können Tabelle D.1 bis D.7 des Anhangs D entnommen werden. Zur Erklärung des Temperaturgeschehens können je nach Region und Monatskombination 1 bis 2 Hauptkomponenten ausgeschieden werden, die einen erklärten Gesamtvarianzanteil zwischen 75% bis 95% besitzen.

## **8.2 Mediterrane Temperaturvariabilität im Zeitraum 1948-1998**

Bevor die möglichen zukünftigen Veränderungen der mediterranen Temperaturverhältnisse unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt diskutiert werden, soll zunächst ein Blick auf die beobachteten Entwicklungen in der 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts geworfen werden. Inwieweit diese Entwicklungen allein aus der

natürlichen Klimavariabilität resultieren, oder ob bereits anthropogene Modifikationen vorhanden sind, lässt sich jedoch schwer ausmachen. Dessen ungeachtet stellt die räumliche Verteilung der regionalen Klimaentwicklung einen wichtigen Aspekt zum Verständnis zukünftiger Veränderungen dar.

Für den gesamten Mittelmeerraum lässt sich im Zeitraum 1873 bis 1990 insgesamt ein Erwärmungstrend erkennen (KUTIEL und MAHERAS 1998). Im Allgemeinen ist der westliche Mittelmeerraum überdurchschnittlich an der Erwärmung in den letzten drei Dekaden beteiligt (JACOBET 2000). Die Bereiche westlich 10° östlicher Länge weisen nach KUTIEL und MAHERAS (1998) einen durchschnittlichen Erwärmungstrend von ungefähr 0,5° (°C/100 Jahre) im Herbst, Winter und Frühjahr auf. Die stärkste Erwärmung zeigen Bereiche des Balkans und des südlichen adriatischen Meeres im Winter mit 0,9° bis 1° (°C/100 Jahre).

Aus Abb. D.8 wird deutlich, dass, nach einer Phase vermehrt negativer Abweichungen in den ersten zwanzig Untersuchungsjahren, der im westlichen Mittelmeerraum von MAHERAS und KUTIEL (1999) ermittelte Erwärmungstrend im Winter seit circa 1970 von den Dezember/Januar-Zeitkoeffizienten der entsprechenden Hauptkomponente gut nachvollzogen wird (Hauptkomponente 3 in Abb. D.3). Auch in den Monatskombinationen des Herbstes und des Frühjahrs lässt sich eine positive Temperaturentwicklung der Region in diesem Zeitraum feststellen. Der herbstliche Erwärmungstrend kann nach KUTIEL und MAHERAS (1998) teilweise auf eine geringfügig verstärkte Westzirkulation zurückgeführt werden, gefördert durch relativ warme atlantische Meeresoberflächentemperaturen. Es wird aber auch darauf hingewiesen, dass sich die Erwärmungstrends im Großen und Ganzen nicht direkt auf Zirkulationsveränderungen zurückführen lassen, sondern Urbanisierungseffekte einen maßgeblichen Einfluss auf die Temperaturmessreihen ausüben.

NANNI et al. (1998) ermitteln einen Trend zu höheren Temperaturen in Italien im Zeitraum 1870-1976, der im Norden Italiens im Herbst und im Winter ausgeprägt ist, im Süden Italiens zu allen Jahreszeiten, jedoch am deutlichsten im Winter. Von BRUNETTI et al. (2000) wird ebenfalls ein Erwärmungstrend in Italien seit 1930 festgestellt, vor allem in den südlichen und zentralen Landesteilen. Eine erhöhte Frequenz subtropischer Antizyklonen im westlichen Mittelmeer wird als mögliche Ursache für die Erwärmung in diesen Gebieten angeführt. Die Erwärmung im Norden Italiens im Winter seit ca. 1980 wird hingegen auf eine Zunahme der westlichen Zirkulationsmuster und eine Abnahme von Strömungen aus nördlichen und östlichen Richtungen zurückgeführt. Die Tendenzen zu wärmeren Verhältnissen in Italien

können in der Zeitreihe der relevanten Hauptkomponente nicht in diesem Maße nachvollzogen werden. Dies gründet vermutlich darauf, dass die entsprechende Hauptkomponente nicht nur die Temperaturvariation Italiens beschreibt, sondern auch die Temperaturvariation Dalmatiens und des gesamten Balkangebotes. In der Januar/Februar- Zeitreihe dieser Hauptkomponente (siehe Abb. D.9, Region 4 in Abb. D.4) wechseln sich Abschnitte vornehmlich negativer Anomalien (1960er Jahre und 1980 bis 1987) mit Phasen vermehrt positiver Abweichungen ab (z. B. 1970er Jahre und am Ende des Untersuchungszeitraumes).

Für den östlichen Mittelmeerraum werden im Gegensatz zu den anderen Teilregionen auch Abkühlungstendenzen beobachtet. Im Rahmen einer Untersuchung von Temperaturmaxima und -minima für Israel erhalten BEN-GAI et al. (1999, 2001) winterliche Abkühlungstrends in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts. Von KUTIEL und MAHERAS (1998) werden für manche Gebiete des östlichen Mittelmeerraumes Abkühlungstrends im Zeitraum 1873 bis 1990 berichtet, die mit  $-0,5^{\circ}$  ( $^{\circ}\text{C}/100$  Jahre) am deutlichsten in der Türkei, der Ägäis und der nördlichen Levante im Herbst ausgeprägt sind. Dieser Abkühlungstrend wird von den Autoren mit einer verstärkten nördlichen Meridionalzirkulation in diesem Raum in Zusammenhang gebracht. In Abb. D.10 wird aus den Zeitkoeffizienten der Hauptkomponente der Oktober/November- Analyse des östlichen Mediterranraumes (Region eins in Abb. D.1) eine negative Phase der Temperatur im Herbst zwischen ca. 1970 bis 1990 ersichtlich. Auch bei Jahresmittelwerten der Temperatur können nach HASANEAN (2001) für manche Stationen des östlichen Mittelmeerraumes Temperaturrückgänge festgestellt werden, so zum Beispiel für Amman im Zeitraum 1923-1991 oder für Alexandria im Zeitraum 1942-1991. Andere Stationen zeigen aber auch signifikante Temperaturzunahmen, beispielsweise Jerusalem zwischen 1882 und 1991.

Die Temperaturvariation der zentralen und westlichen Bereiche Nordafrikas findet in den Wintermonaten Dezember/Januar und Januar/Februar Ausdruck in zwei eigenständigen Regionen (Region 2 und 5 der Abb. D.3, Region 3 und 6 der Abb. D.4). Am Beispiel der Dezember/Januar- Zeitkoeffizienten der Region 2 in Abbildung D.11 soll aufgezeigt werden, dass die winterlichen Temperaturverhältnisse bis ca. 1960 durch eine Häufung negativer Anomalien geprägt sind. In den atlantischen Gebieten Nordafrikas liegt der Schwerpunkt vermehrt negativer Abweichungen im Dezember/Januar zeitlich später, zwischen ca. 1965 und 1975. Am Ende des Gesamtuntersuchungszeitraumes sind hingegen in allen Teilen des zentralsüdlichen

und südwestlichen Mittelmeerraumes positive Zeitkoeffizienten vorhanden. Ansonsten zeigen sich in diesem Raum keine auffälligen Entwicklungen zu vermehrt wärmeren oder kälteren Verhältnissen in den Wintern der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts.

Zusammenfassend lässt sich auch für die Klimavariablen Temperatur ein gegensätzliches Verhalten zwischen westlichem und östlichem Mittelmeerraum feststellen. MAHERAS und KUTIEL (1999) und KUTIEL und MAHERAS (1998) gliedern den Gegensatz im Temperaturverhalten von Athen/ Jerusalem und Madrid/ Lissabon in das Konzept der mediterranen Oszillation ein. Hohe Temperaturwerte in Athen und Jerusalem werden durch Tiefdruckeinfluss über dem westlich- zentralen Mittelmeer verursacht, woraus eine südliche bis westliche Strömung in den östlichen Mittelmeerraum resultiert. Gleichzeitig werden kalte Luftmassen aus nördlichen bis westlichen Richtungen auf die Iberische Halbinsel gelenkt. JACOBET (2000) weist ebenfalls auf dieses Konzept im Hinblick auf die Unterschiedlichkeit in der Temperaturentwicklung zwischen westlichem und östlichem Mittelmeerraum hin. LOLIS et al (2002) ermitteln bei einer Untersuchung der Winter im Zeitraum 1958 bis 1998 eine Temperaturschaukel im 850hPa- Niveau zwischen Westeuropa und dem Mittleren Osten mit ansteigendem Temperaturtrend im westlichen Mittelmeerraum und negativem Trend im östlichen. Die von diesen Autoren durchgeführten Kanonischen Korrelationsanalysen der 850hPa- Temperatur mit 850hPa- Geopotentialwerten zeigen, dass im positiven Modus (hohe Temperaturen im west-mediterranen Raum), aufgrund der Ausdehnung des Azorenhochs nach Nordosten, erhöhte antizyklonale Aktivität über Westeuropa vorhanden ist. Damit verbunden ist eine Advektion kalter Luftmassen aus Russland in den östlichen Mittelmeerraum und warmer Luftmassen in die westlichen Mittelmeergebiete. In der negativen Phase wird infolge einer Abschwächung des Subtropenhochs die Ausbildung tiefen Drucks über dem zentralen Mittelmeer ermöglicht. Dadurch findet Advektion warmer Luftmassen in die östlichen Gebiete statt und kalter Luftmassen in die westlichen. Im Rahmen dieser Untersuchung durchgeführte Korrelationsanalysen der kanonischen Variable der Temperatur ergibt mit  $r=0,6$  einen relativ starken Zusammenhang mit dem Mediterranean Oscillation Index nach CONTE et al. (1989). Der Korrelationskoeffizient der Temperatur mit dem NAOI nach JONES et al. (1997) beläuft sich auf  $r=0,33$  und verweist auf eine Kopplung der mediterranen Oszillation mit der atmosphärischen Zirkulation des gesamten nordatlantisch- europäischen Sektors.

### **8.3 Beziehungen zwischen Temperatur im Mittelmeerraum und großskaligen Einflussgrößen**

#### **8.3.1 Methodische Vorgehensweise**

Für die einzelnen regionalen Variationszentren wird der Temperaturverlauf in den zehn Kalibrierungszeiträumen mit der großskaligen atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation in den gleichen Zeitabschnitten mittels der Methode der Kanonischen Korrelation in Zusammenhang gebracht. Die methodische Vorgehensweise entspricht somit dem in Kapitel 6.2 und 6.3 beschriebenen Verfahren. Als mögliche Prädiktoren der Temperatur werden die geopotentiellen Höhen des 1000hPa- und des 500hPa- Niveaus und die Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks und des Mittelmeers in Betracht gezogen. Eine Beschreibung der Datenbasis dieser Einflussgrößen findet sich in Kapitel 5.2 für das Geopotential, Kap.5.4 beschreibt die Meeresoberflächentemperaturfelder des Nordatlantiks und Kap. 5.5 die des Mittelmeers.

Am Beispiel der Monatskombination Januar/Februar wird untersucht, welche Prädiktoren am besten geeignet sind, die Temperatur linear abzuschätzen. In allen zehn Kalibrierungs- bzw. Verifikationsperioden wird die Temperatur zum Einen allein aus Werten des 1000hPa-/500hPa- Geopotentials errechnet, zum Anderen werden zusätzlich zu den geopotentiellen Höhen die Meeresoberflächentemperaturfelder des Nordatlantiks und des Mittelmeers, jeweils einzeln und zusammen, einbezogen. Die Eignung einer Prädiktorenart für die Abschätzung der mediterranen Temperatur einer Temperaturregion bestimmt sich dabei durch die erzielten Korrelationskoeffizienten zwischen statistisch modellierter und beobachtungsgestützter Temperatur in den Verifikationsperioden. Für die einzelnen Temperaturregionen können die Ergebnisse der verschiedenen Modellversuche Tabelle D.8 entnommen werden. Dabei ist für jeden Verifikationszeitraum die höchste Korrelation jeweils blau markiert. Es zeigt sich, dass für die Regionen des westlichen Mittelmeerraumes (Temperaturregion 2, 3 und 6 in Abbildung D.4) die höchste Modellgüte mit der Prädiktorenkombination 1000hPa-/500hPa- geopotentielle Höhen und nordatlantische Meeresoberflächentemperaturen erzielt werden kann. Für den östlichen Mittelmeerraum (Temperaturregion 1 in Abb. D.4) gelingt die Abschätzung der Temperatur hingegen am Besten, wenn nur Geopotentialwerte als Prädiktoren einbezogen werden. Für die zentralen Bereiche (Temperaturregion 4 und 5, Abb. D.4) liegt ein gemischtes Bild vor, wobei wiederum Geopotential und Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks als

potentielle Prädiktoren in Frage kommen. Auffällig ist, dass in allen Regionen des Mittelmeerraumes die Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeeres keine eindeutige Verbesserung der Abschätzungsergebnisse erbringen können. Nach LOLIS et al. (2002) haben Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeers nur einen sehr geringen Einfluß auf die atmosphärische Zirkulation, so dass sich diese Anomalien nicht über die Zirkulation auf die Lufttemperaturen auswirken können. Vielmehr werden sowohl die Lufttemperaturen im Mittelmeerraum als auch die Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeers zum größten Teil durch die atmosphärische Zirkulation bestimmt. Dies kann als ein Grund dafür gesehen werden, dass die zusätzlich zu den geopotentiellen Höhen einbezogenen Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeers zu keiner Verbesserung der Modelle führen. Weitere Gründe könnten sein, dass die Beziehung zwischen Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeers und Lufttemperaturen im Mittelmeerraum nichtlinearer Natur ist oder auf anderen zeitlichen Skalen stattfindet.

### **8.3.2 Analyse der Art des Einflusses der einzelnen großskaligen Prädiktoren**

Wie oben deutlich wurde, kommen für die Abschätzung der mediterranen Temperatur Werte der 1000hPa- und 500hPa- geopotentiellen Höhen und Werte der Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks als Prädiktoren in Betracht. Die hauptsächliche Steuerung der Temperaturvariation geschieht bekanntermaßen durch die großskalige Zirkulation. Im Allgemeinen werden im Mittelmeerraum im Winter hohe Temperaturen durch zonale Zirkulation aus westlichen Richtungen verursacht. Positive winterliche Temperaturanomalien im gesamten Mittelmeerraum stehen nach MAHERAS et al. (1999a) mit einer negativen Druckanomalie mit Zentrum westlich der Iberischen Halbinsel und einer daraus resultierenden Südwestströmung in Verbindung.

Des Weiteren können im Anschluss an stark negative Phasen der NAO (positive Druckanomalien mit Zentrum westlich bis nordwestlich der Britischen Inseln und negative Druckabweichungen südlich davon) im Winter und auch im Herbst extrem unterdurchschnittliche Temperaturen im gesamten Mittelmeerraum auftreten.

Im Herbst und im Frühjahr besteht generell die höchste Frequenz meridionaler Strömungen (MAHERAS et al. 1999a). Aus meridionalen und gemischten Zirkulationsformen resultieren nach MAHERAS und KUTIEL (1999) entweder hohe (aus südwestlicher und südlicher Richtung) oder niedrige Temperaturen (nordwestliche, nördliche oder nordöstliche Anströmungsrichtung) im Mittelmeerraum. In

diesen Jahreszeiten zeichnet sich die Mediterrane Oszillation im Bodendruckfeld sowie in der Temperaturverteilung deutlich ab (MAHERAS et al. 1999a). Die Ladungsmuster (Abb. D.12, Anhang D) und Kompositen (Abb. D.14, Anhang D) aus der Kanonischen Korrelationsanalyse der Temperatur im westlichen Mittelmeerraum mit den geopotentiellen Höhen des 1000hPa-/500hPa- Niveaus im Februar/März soll als Beispiel für den Einfluss meridionaler Zirkulationsformen auf die Temperaturvariation dienen. Stark positive Ladungen im Temperaturmuster sind positiv mit positiven Ladungen in den Geopotentialladungsmustern mit Schwerpunkt über dem zentralen Mittelmeerraum (1000hPa-Niveau) und Nordwestafrika (500hPa-Niveau) verknüpft. Im positiven Modus liegt der westmediterrane Raum somit im antizyklonalen Einflussbereich eines nach Osten ausgedehnten Subtropenhochs, woraus überdurchschnittliche Temperaturen resultieren. Im umgekehrten Modus werden hingegen an der Rückseite eines zentralmediterranen Tiefs kalte Luftmassen aus nördlichen Richtungen in das Untersuchungsgebiet geleitet.

Während für die winterliche Temperatur des östlichen Mittelmeerraumes verschiedene Zirkulationsmuster eine Rolle spielen, zeigt die Temperaturvariation des westlichen und zentralen Mittelmeerraumes in dieser Jahreszeit eine starke Abhängigkeit vom Zirkulationsregime des Nordatlantiks (REDDAWAY und BIGG 1996). Dies kann als Grund dafür gesehen werden, dass sich bei den hier durchgeführten Kanonischen Korrelationsanalysen für den Januar/Februar eine Korrelation der Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks mit der Temperatur nur für die Regionen des westlichen Mittelmeerraumes feststellen lässt. Die Kopplung der Temperatur im westlichen Teil des Mittelmeerraumes mit der Variation des Geopotentials und der Meeresoberflächentemperaturen ist dabei dergestalt, dass hohe Ladungen im Ladungsmuster der Temperatur positiv mit einem Zentrum negativer Geopotentialladungen über dem östlichen Nordatlantik zusammenhängen. Zusammen mit stark positiven Ladungen des 500hPa-Geopotentials mit Zentrum über Nordafrika resultieren in diesem Modus Strömungen aus westlichen bis südwestlichen Richtungen in das Untersuchungsgebiet. Gleichzeitig liegen im Ladungsmuster der Meeresoberflächentemperaturen negative Abweichungen im nahezu gesamten Nordatlantik vor. Zur Veranschaulichung dieser Verhältnisse sind die Ladungsmuster für die Temperaturregion zwei (westlicher Mittelmeerraum) im Januar/Februar in Abbildung D.15 des Anhangs D aufgetragen. Es stellt sich nun die Frage, welche realen atmosphärisch- ozeanischen

Wechselwirkungen in diesen statistischen Mustern erfasst sind und auf welche Art und Weise sie den mediterranen Temperaturverlauf beeinflussen.

Im Allgemeinen ist der Einfluss außertropischer Meeresoberflächentemperaturen auf die Atmosphäre in den letzten Jahrzehnten Fragestellung zahlreicher klimatologischer Untersuchungen (z. B. MARSHALL et al. 2001, PENG et al. 2003). Neben dem Verständnis der Wechselbeziehungen zwischen Ozean und Atmosphäre steht dabei eine Verbesserung von Wetter- und Klimaprognosen im Vordergrund des Interesses. Auf interannueller Zeitskala stellt der lokale Austausch von sensiblen und latenten Wärmeflüssen die primäre Wechselbeziehung zwischen den Klimakomponenten Atmosphäre und Ozean dar (WANNER et al. 1997). Interaktionen zwischen Atmosphäre und Ozean sind in den Außertropen aber schwächer ausgeprägt als in den tropischen Gebieten und finden eher auf interdekadischer als auf interannueller Zeitskala statt (BIGG et al. 2003). Im nordatlantischen Raum ist die Nordatlantische Oszillation ein wesentliches Charakteristikum monatlicher bis dekadischer Variationen (BRESCH und DAVIES 2000). Im Fall einer positiven NAO liegen nördlich ca. 40°N negative Anomalien des Geopotentials und der Meeresoberflächentemperaturen vor. Bei negativer NAO sind hingegen positive Abweichungen der Meeresoberflächentemperaturen zwischen 40°N und 60°N vorhanden. Mit diesem Warmpool im nordatlantischen Ozean trifft eine Abschwächung oder Blockierung der westlichen Zonalströmung zusammen (WANNER et al. 1997).

Die von SELTEN et al. (1999) durchgeführten Untersuchungen mit einem gekoppelten Atmosphäre- Ozean- Meereis- Modell zeigen, dass dekadische Abweichungen der Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks im Wesentlichen durch Anomalien der atmosphärischen NAO initiiert werden. Dabei spielt eine Reduktion der Windgeschwindigkeit über dem Nordatlantik eine wichtige Rolle. Der Austausch von Wärme zwischen Atmosphäre und Ozean, Modifikationen des Tiefenwasserauftriebs, des Salzgehaltes und der Temperatur des Nordatlantischen Ozeans erzeugen im Ergebnis eine kalte Meeresoberflächentemperaturanomalie. Die Reaktion der Atmosphäre auf die Anomalie der Meeresoberflächentemperaturen besteht lediglich in einer Anpassung der lokalen Bodentemperatur und in leicht veränderten Auftrittswahrscheinlichkeiten starker NAO-Anomalien. Bei der Analyse eines atmosphärischen Zirkulationsmodells von PENG et al. (2003) erfolgt der Einfluss nordatlantischer Meeresoberflächentemperatur-

anomalien auf die Atmosphäre ebenfalls durch diabatische Erwärmung, mehr aber noch durch Veränderungen der Wirbelgröße.

ZORITA et al. (1992) kommen bei Kanonischen Korrelationsanalysen von Iberischen Winterniederschlägen und nordatlantischen Geopotential- und Meeresoberflächentemperaturfeldern zu der Schlussfolgerung, dass anomale nordatlantische Meeresoberflächentemperaturen keinen signifikanten Einfluss auf den Zustand der überliegenden Atmosphäre ausüben, sondern der überwiegende Teil der Temperaturvariabilität des Nordatlantiks durch die atmosphärische Zirkulation bewirkt wird. Auch das Niederschlagsgeschehen der Iberischen Halbinsel wird nach diesen Autoren in erster Linie durch die atmosphärische Zirkulation gesteuert, wobei Druckmustern, die mit der NAO in Beziehung stehen, eine besondere Stellung zukommt.

Der Einfluss des nordatlantischen Zirkulationsregimes auf das Klima des westlichen Mittelmeerraumes ist in den in dieser Arbeit durchgeführten Kanonischen Korrelationsanalysen überwiegend durch den starken Zusammenhang der lokalen Klimavariablen mit NAO-artigen Geopotentialmustern gegeben. Die kanonischen Ladungsmuster (Abb. D.15, Anhang D) und Kompositen (Abb. D.17, Anhang D) für Januar/Februar zeigen auf, dass überdurchschnittliche Temperaturen im westlichen Mittelmeerraum von Geopotentialmustern erzeugt werden, die eine positive NAO widerspiegeln. Mit dem in diesem Modus ausgebildeten Tiefdruckgebiet westlich der Britischen Inseln geht gleichzeitig eine großräumige Negativanomalie der unterliegenden Meeresoberflächentemperaturen einher. Die Verbindung der mediterranen Temperatur mit den nordatlantischen Meeresoberflächentemperaturen erfolgt in diesem Zusammenhang eher indirekt über die Steuerung beider durch die großskalige atmosphärische Zirkulation.

Es ist unbestritten, dass der Atlantische Ozean eine maßgebliche Wirkung auf das Klima Europas und des Mittelmeerraumes besitzt. Der Ermittlung ozeanischer Einflüsse auf das lokale Klima sind im Rahmen von Variabilitätsuntersuchungen mittels Kanonischer Korrelationsanalysen jedoch Grenzen gesetzt, denn die Analysen beschränken sich auf die Erfassung primärer, linearer Kopplungen auf der in der Untersuchung gewählten Zeitskala. Aus diesem Grund werden für die Abschätzungen der Temperatur der mediterranen Temperaturregionen in den Monaten Oktober bis Mai nur Werte der 1000hPa-/500hPa-geopotentiellen Höhen als großskalige Prädiktoren verwendet. Für die Regionen des westlichen und zentralen Mittelmeerraumes wird aber in Kapitel 8.4.3 am Beispiel der Monate

Januar/Februar aufgezeigt, wie sich der zukünftige Temperaturverlauf verändert, wenn zusätzlich Meeresoberflächentemperaturwerte des Nordatlantiks als Prädiktoren einbezogen werden.

Im nachstehenden Kapitel werden nun zunächst rezente Zusammenhänge zwischen mediterraner Temperatur und großskaliger atmosphärischer Zirkulation, repräsentiert durch Werte der 1000hPa-/500hPa-geopotentiellen Höhen, erörtert. Dabei zerfällt der Gesamtuntersuchungsraum im Wesentlichen in drei Hauptregionen, nämlich in östlichen Mittelmeerraum, westlichen Mittelmeerraum und zentral-nördlichen Mittelmeerraum. Für die Wintermonate Dezember/Januar und Januar/Februar wird zusätzlich der nordafrikanische Raum als eigenständige Region behandelt.

### **8.3.3 Zusammenhänge zwischen mediterraner Temperatur und 1000hPa/500hPa-geopotentiellen Höhen**

Die Temperaturverhältnisse des östlichen Mittelmeerraumes, der Griechenland, Türkei, die Länder der Levante sowie Ägypten beinhaltet, sind im Dezember/Januar mit dem Zirkulationsgeschehen dergestalt verbunden, dass positive Ladungen im Ladungsmuster der Temperatur positiv mit einem Zentrum negativer Geopotentialladungen im Bereich West-, Zentral- und Südeuropas verbunden sind. Gleichzeitig liegen stark positive Ladungen im Ladungsmuster des 500hPa-Geopotentials über der Temperaturregion selbst und den nordöstlich angrenzenden Gebieten vor (Abb. D.18, Anhang D). In den Dezember/Januar-Zeitreihen der Prädiktoren und der Temperatur in Abb. D.19 des Anhangs D fällt vor allem eine Phase gehäuft positiver Anomalien um das Jahr 1960 herum auf. Im Zeitabschnitt Ende der 1980er/Anfang der 1990er überwiegt hingegen der negative Modus. Eine Kompositenbildung aus den Monaten mit kanonischen Zeitkoeffizienten größer 1 bzw. kleiner -1 gibt Aufschluss darüber, dass im positiven Modus überdurchschnittlich hohe Temperaturen durch Strömungen aus südwestlichen Richtungen verursacht werden. Im negativen Modus liegt über dem europäischen Raum eine blockierende Antizyklone, die Länder des östlichen Mittelmeerraumes erhalten unterdurchschnittliche Temperaturwerte durch meridionale Strömungen aus nördlichen und östlichen Richtungen (Abb. D.20 des Anhangs D). Der erläuterte kanonische Korrelationszusammenhang gilt ebenfalls für die Monate Januar/Februar und in etwas modifizierter Form auch für die Monate November/Dezember und Februar/März. In den beiden letztgenannten Monatskombinationen tritt das Zentrum

negativer Geopotentialladungen über dem europäischen Raum nicht so stark in Erscheinung, die grundsätzliche Ausprägung der Muster bleibt aber erhalten.

Die Zentren hoher Ladungen im Ladungsmuster des 500hPa- Geopotentials zeigen starke Ähnlichkeit zu den Polen des North Sea- Caspian Pattern Index (NCPI) von KUTIEL und BENAROCH (2002), der von KUTIEL et al. (2002) im positiven (negativen) Modus mit nordöstlichen (südwestlichen) Strömungen und niedrigeren (höheren) Temperaturen im östlichen Mittelmeerraum in Zusammenhang gebracht wird. Die mit Hilfe der Kanonischen Korrelationsanalyse erzeugten Zusammenhänge zwischen großskaliger Zirkulation und Temperatur des östlichen Mittelmeerraumes stehen auch in Einklang mit den Ergebnissen anderer Untersuchungen, z. B. von METAXAS und BARTZOKAS (1994), KUTIEL und MAHERAS (1998) und LOLIS et al. (2002).

Für die Region des westlichen Mittelmeerraumes, die im Wesentlichen die Iberische Halbinsel und Südfrankreich beinhaltet, aber in den Monaten Oktober/November, November/Dezember, Februar/März, März/April und April/Mai auch die Temperaturvariation des westlichen Nordafrikas in sich fasst, wurden Zusammenhänge der Temperatur mit der großskaligen atmosphärischen Zirkulation bereits in Kapitel 8.3.2 für die Monatskombinationen Januar/Februar (siehe Abb. D.15 bis D.17, Anhang D) und Februar/März (Abb. D.12 bis D.14, Anhang D) erläutert. Im Winter sind demnach vor allem zonale Westströmungen als Ursache hoher Temperaturen in dieser Region anzusehen. Aus einer Analyse der Temperaturvariation der Stationen Lissabon und Madrid von KUTIEL und MAHERAS (1998) ergibt sich außerdem, dass sich teilweise auch meridionale Südströmungen für überdurchschnittliche Temperaturen verantwortlich zeigen. Im Herbst und Frühjahr stehen hohe Temperaturen hingegen mit einer weit nach Osten ausgedehnten subtropischen Antizyklone in Zusammenhang.

Die Region des zentral- nördlichen Mittelmeerraumes beinhaltet im Wesentlichen Italien, Dalmatien und die Länder des Balkans. In den Wintermonaten Januar/Februar sind in Abb. D.21 (Anhang D) positive Ladungen im Ladungsmuster der Temperatur positiv mit Ladungsmustern der geopotentiellen Höhen verknüpft, die ein Zentrum stark negativer Ladungen im Bereich über den Britischen Inseln und positive Ladungen mit Zentren über dem östlichen Mittelmeer und dem südöstlichen Nordatlantik aufweisen. Die Kompositen in Abb. D.23, Anhang D verdeutlichen, dass im positiven Modus Strömungen aus westlichen bis südwestlichen Richtungen für überdurchschnittliche Temperaturen verantwortlich sind. Diese Situation wird von

den Zeitkoeffizienten vermehrt in den 1970er Jahren und am Ende des Untersuchungszeitraumes angezeigt (Abb. D.22, Anhang D). Im negativen Modus liegt hingegen eine östliche Strömung in das Untersuchungsgebiet vor, verursacht durch Tiefdruckeinfluss über dem östlichen Mittelmeer und einem Hochdruckkeil von den Azoren nach Westeuropa. Aus der östlichen Anströmungsrichtung resultieren negative Abweichungen der Temperatur im zentral- nördlichen Mittelmeerraum. Die Januar/Februar- Zeitkoeffizienten zeigen eine stärkere Bedeutung des negativen Modus Mitte der fünfziger, Mitte der sechziger und in den achtziger Jahren des letzten Jahrhunderts an.

Die beschriebenen kanonischen Korrelationsbeziehungen zwischen der Temperatur im zentral-nördlichen Mittelmeerraum und der großskaligen Zirkulation gelten auch in den anderen Monatskombinationen des Winterhalbjahres und entsprechen den Ergebnissen von KUTIEL und MAHERAS (1998), die für Florenz hohe Temperaturen im Winter ebenfalls mit zonalen Strömungen aus West in Verbindung bringen.

In den Frühjahrsmonaten April/Mai stehen positive Ladungen im Ladungsmuster der Temperatur des zentral- nördlichen Mittelmeerraumes in positivem Zusammenhang mit einem Zentrum positiver Geopotentialladungen über der Untersuchungsregion selbst, das vor allem im 500hPa- Niveau ausgebildet ist. Nordwestlich, südlich und östlich stehen diesem Zentrum negative Ladungen im Geopotentialladungsmuster des 1000hPa- Niveaus gegenüber (Abb. D.24, Anhang D). Im positiven Modus liegen weite Teile des Mittelmeerraumes und Europas unter ausgedehntem Hochdruckeinfluss, woraus überdurchschnittliche Temperaturen im zentralnördlichen Mittelmeerraum resultieren (Abb. D.26, linke Seite). Im negativen Modus ist die subtropische Antizyklone über dem Ostatlantik weit nach Norden ausgedehnt. An der Ostseite des Hochs werden Luftmassen aus nördlichen Richtungen in die Untersuchungsregion geführt und verursachen dort unterdurchschnittliche Temperaturwerte (Abb. D.26, rechte Seite). Der negative Modus wird von den Zeitkoeffizienten in Abb. D.25 vermehrt für die 1970er Jahre angezeigt, während in den 1980er Jahren der positive Modus vorherrscht.

In den Monatskombinationen Dezember/Januar und Januar/Februar findet die Temperaturvariation im nördlichen Afrika Ausdruck in eigenständigen Regionen. Eine dieser Regionen beschreibt die Temperatur der inneren Landesteile des Maghrebs, grenzt aber vom Golf von Gabès bis zur Großen Syrte auch direkt an das Mittelmeer (Region 3, Abb. D.4, Anhang D). Eine Kanonische Korrelationsanalyse der Temperatur dieser Region im Januar/Februar mit Werten des 1000hPa-/500hPa-

Geopotentials erzeugt Ladungsmuster der geopotentiellen Höhen mit Zentren negativer Ladungen über dem östlichen Nordatlantik, nordwestlich der Iberischen Halbinsel. Im 500hPa- Muster ist zusätzlich ein Bereich positiver Ladungen mit Maximum über Nordafrika ausgebildet (siehe Abb. D.27, Anhang D). Zwischen diesen Ladungsmustern besteht ein positiver Zusammenhang mit positiven Ladungen der Temperatur. Zirkulationsdynamisch bedeutet dies, dass im positiven Modus Strömungen aus westlichen Richtungen überdurchschnittlich hohe Temperaturen in der Region verursachen. Im negativen Modus ist hingegen ein kräftiges Subtropenhoch ausgebildet, an dessen Vorderseite meridionale Strömungen aus nördlichen Richtungen für Negativanomalien der Temperatur im nordafrikanischen Raum sorgen (Abb. D.29 im Anhang D). Die kanonischen Zeitkoeffizienten in Abb. D.28, Anhang D zeigen Phasen gehäuft negativer Anomalien zu Beginn des Untersuchungszeitraumes und Mitte der 1970er Jahre. Zwischen diesen beiden Abschnitten und am Ende des Untersuchungszeitraumes tritt hingegen vermehrt der positive Modus in Erscheinung.

Die bei einer Kanonischen Korrelationsanalyse der Temperatur der marokkanischen Atlantikküste erzeugten kanonischen Ladungsmuster des Geopotentials gleichen stark denjenigen in Abb. D.27 (Anhang D), das Zentrum maximal negativer Ladungen ist jedoch nach Südwesten über die Azoren verschoben (nicht dargestellt). Hohe Temperaturen sind ebenfalls mit einer westlichen Anströmungsrichtung verbunden. Unterdurchschnittliche Temperaturen entstehen durch nördliche Strömungen auf der Vorderseite eines starken, aber in diesem Fall auf den Atlantik begrenzten Subtropenhochs.

## **8.4 Temperaturverlauf im 21. Jahrhundert unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt**

### **8.4.1 Einführung**

Allgemeine Aussagen im Rahmen der Diskussion um die Auswirkungen eines anthropogen verstärkten Treibhauseffektes betreffen oft die Veränderung der globalen Mitteltemperatur der Luft in Erdbodennähe. Die Angaben zur globalen Temperaturveränderung aus verschiedenen Klimamodellen liegen für die SRES-Emissionsszenarien in einer maximalen Spanne von 1,4°C bis 5,8°C bis zum Ende des 21. Jahrhunderts (HOUGHTON et al. 2001, S.353). Für den Mittelmeerraum wird eine mittlere jährliche Erwärmungsrate zwischen 0,1°C bis 0,4°C pro Dekade

prognostiziert (MCCARTHY et al. 2001, S.495). Ausgabewerte aus dem gekoppelten HadCM3- Klimamodell zeigen für den Mittelmeerraum im Zeitraum 2070 bis 2099 im SRESB2- Szenariofall eine um 2°C bis 4°C höhere Temperatur im Vergleich zum Kontrolllauf (JOHNS et al. 2003).

CUBASCH et al. (1996) ermitteln in 2xCO<sub>2</sub>- Experimenten ein Maximum der Erwärmung im nordöstlichen Mediterranraum mit starkem Gradienten von Nordost nach Südwest. DÉQUÉ et al. (1998) erhalten für weite Teile des Mittelmeerraumes eine winterliche Erwärmungsrate von über 2°C bei 2xCO<sub>2</sub>- Bedingungen im Vergleich zum 1xCO<sub>2</sub>- Fall. Dabei zeigt die Ausgabe aus dem verwendeten HADCM2- Klimamodell mit erhöhter Auflösung im Mittelmeerraum und Europa das Minimum der Erwärmung mit ca. 1,5°C im nordwestlichen Mittelmeerraum. Mit einer neueren Version dieses regional hochaufgelösten Modells ermitteln GIBELIN und DÉQUÉ (2003) unter Verwendung der SRESB2- Szenariovorgaben eine winterliche Temperaturerhöhung von ca. 1°C (Iberische Halbinsel) bis ca. 3°C (nordöstliche Regionen) im Zeitraum 2070-2099 im Vergleich zu 1960-1989. Die starke Erwärmungsrate über Osteuropa und in Gebirgsbereichen ergibt sich nach den Autoren aufgrund der positiven Schnee- Albedo- Rückkopplung. MURPHY (2000) weist im Rahmen einer Downscalinguntersuchung für Europa darauf hin, dass im Allgemeinen diabatische Prozesse stärker an der modellierten Temperaturerhöhung beteiligt sind als Zirkulationsveränderungen. Der in fast allen Untersuchungen errechnete räumliche Schwerpunkt einer anthropogenen Temperaturerhöhung in den kontinentalen Bereichen Europas kann folglich auf den Prozess der Schnee- Albedo- Rückkopplung zurückgeführt werden. Die geringeren Erwärmungsbeträge in den westlichen Regionen stehen daneben zusätzlich mit einer Advektion geringerer Erwärmungsraten vom Atlantik durch westliche Zirkulation in Zusammenhang (MACHENHAUER et al. 1998).

#### **8.4.2 Temperaturabschätzung mit Werten des 1000hPa-/500hPa-Geopotentials**

Im Folgenden werden Abschätzungsergebnisse der mediterranen Temperatur für das 21. Jahrhundert erläutert. Als großskalige Einflussgrößen dienen Prädiktorwerte aus der ECHAM4/OPYC3- Modellsimulation mit Antrieb nach SRESB2- Szenario. Eine Beschreibung des gekoppelten Klimamodells wurde bereits in Kapitel 7.1 vorgenommen, Kenndaten des Szenarios finden sich in Kapitel 7.2.

Die Abschätzung der mediterranen Temperatur für das 21. Jahrhundert mit Werten der 1000hPa-/500hPa- geopotentiellen Höhen ergibt für alle Regionen des

Mittelmeerraumes in allen untersuchten Monaten eine Temperaturerhöhung im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zur Periode 1990-2019 (siehe Abb. D.30 des Anhangs D). Während in den Monaten Oktober/November eine räumlich gleichmäßige Erwärmung erkennbar ist, liegt der Schwerpunkt der Temperaturerhöhung im Winter und zu Beginn des Frühjahrs in den nordöstlichen Mediterrangebieten. Relativ geringe Erwärmungsraten lassen sich für den nordafrikanischen Raum und die Iberische Halbinsel beobachten. Die Temperaturerhöhung in diesen Regionen ist aber dennoch in den Monaten November/Dezember und Februar/März statistisch signifikant. Ansonsten zeigt sich vor allem in den Wintermonaten Dezember/Januar ein signifikanter Trend zu höheren Temperaturen in fast allen Teilregionen des Mittelmeerraumes.

Die verhältnismäßig starke Erwärmung der nordöstlichen Regionen kann auf ein vermehrtes Auftreten von Strömungen aus südwestlichen Richtungen gemäß dem positiven Modus des kanonischen Korrelationszusammenhangs in Abb. D.18 (Anhang D) gedeutet werden. Zusätzlich könnte die vermehrte Advektion milder Luftmassen zu einer Verminderung des winterlichen Schneebedeckungsgrads beitragen, so dass der Strahlungsumsatz an der Erdoberfläche durch veränderte Albedowerte erheblich modifiziert wird.

Für den östlichen Mittelmeerraum sind die tiefpassgefilterten Zeitreihen und der kubische Trend der Temperatur für die Monate Dezember/Januar in Abb. D.31a (Anhang D, Region 1 in Abb. D.3) aufgetragen. Es wird insgesamt eine Temperaturerhöhung von ca. 5°C zu Beginn des Untersuchungszeitraumes auf ungefähr 8°C am Ende des 21. Jahrhunderts sichtbar. Dazwischen fällt vor allem der relativ starke Anstieg zwischen 2020 und 2030 auf. Diese Erhöhung tritt noch verstärkt in den Monaten Januar/Februar und Februar/März auf, während in den anderen Monatskombinationen ein gleichförmigerer Anstieg vorliegt. Insgesamt zeichnet sich bei einer anthropogenen Verstärkung des Treibhauseffektes ein Temperaturanstieg von ungefähr 2°C (Frühjahr) bis zu 4°C (Herbst) im östlichen Mittelmeerraum ab. Im Winter liegt die Erhöhung bei ca. 3°C.

Abb. D.31b des Anhangs D zeigt die abgeschätzte Zeitreihe der Temperatur im westlichen Mittelmeerraum für die Monate Februar/März (Temperaturregion 2 in Abb. D.5, Anhang D). Es offenbart sich ein relativ homogener Anstieg der Temperatur im 21. Jahrhundert, der betragsmäßig bei ungefähr 3°C liegt und auch im weiteren Verlauf des Frühjahrs (April und Mai) auftritt. In den anderen untersuchten Monaten zeigen sich ebenfalls keine starken dekadischen Schwankungen, die Temperatur-

erhöhung beläuft sich in den Herbstmonaten auf ca. 4°C, in den Wintermonaten hingegen nur auf ca. 1,5°C. Für Südostspanien berechnen PALUTIKOF et al. (2002) mit der Methode der Multiplen Regression aus HadCM2- Geopotentialdaten im Zeitraum 2090-2099 im Vergleich zu 1970-1979 eine Erhöhung der Temperaturminima und -maxima zwischen 3°C und 4°C im Winter und Frühjahr, der stärkste Anstieg fällt aber auch hier auf den Herbst mit einer Erhöhung von mehr als 5°C.

Für den zentral- nördlichen Mittelmeerraum sind die Temperaturzeitreihen für die Monate Dezember/Januar in Abb. D.31c (Anhang D, Region 4 der Abb. D.3) graphisch veranschaulicht. In den ersten dreißig Modelljahren findet kein merklicher Temperaturanstieg statt. Anschließend zeigt sich eine Erwärmung von insgesamt ca. 2°C, die zwischen 2020 und 2030 besonders stark ausgestaltet ist. Ein ähnlicher Verlauf der Temperatur im 21. Jahrhundert zeigt sich in den Monaten Januar/Februar, wohingegen in den anderen Monatskombinationen ein kontinuierlicherer Anstieg erfolgt, der insgesamt 2°C im Frühjahr bzw. 3°C im Herbst beträgt. Die stärkste Erwärmung tritt gegen Ende des Winters (Februar/März) mit einer Erhöhung von ungefähr 4°C in Erscheinung (siehe Abb. D.31d, Anhang D, Temperaturregion 3 der Abb. D.5).

Im nordafrikanischen Raum zeigt sich im Falle einer anthropogenen Verstärkung des Treibhauseffektes ein relativ moderater Temperaturanstieg in den Wintern des 21. Jahrhunderts. In Abb. D.31e (Anhang D) ist für die Monate Januar/Februar der zukünftige Temperaturverlauf der westlichen und zentralen Bereiche Nordafrikas aufgetragen (Region 3 in Abb. D.4, Anhang D). Über den gesamten Zeitraum betrachtet wird eine Erwärmung von ungefähr 1,5°C ersichtlich. In den Übergangsjahreszeiten werden hingegen auch stärkere Zuwächse berechnet, die im westlichen Teil Nordafrikas teilweise signifikant ausfallen (siehe Abb. D.30, Anhang D).

#### **8.4.3 Einfluss der Meeresoberflächentemperaturen auf den Temperaturverlauf**

Im vorausgegangenen Kapitel wurde deutlich, dass sich bei Abschätzungen der Temperatur aus Modellwerten des 1000hPa- und 500hPa- Geopotentials ein Anstieg der Temperatur im Mittelmeerraum unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt abzeichnet. Am Beispiel der Temperaturzeitreihen des westlichen Mittelmeerraumes soll nun deutlich gemacht werden, wie sich die Abschätzungsergebnisse verändern, wenn zusätzlich zu Geopotentialwerten Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks einbezogen werden. Zu diesem Zweck ist in Abb. D.32a und Abb.

D.32b des Anhangs D der zukünftige Temperaturverlauf, der unter Verwendung von Werten des Geopotentials abgeschätzt wurde, denjenigen Zeitreihen gegenübergestellt, die mit Geopotential und Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks statistisch modelliert wurden. Es zeigt sich, dass der zusätzliche Einbezug von nordatlantischen Meeresoberflächentemperaturen die Temperaturzunahme völlig kompensiert, so dass ein gleichbleibendes Niveau der Temperatur im 21. Jahrhundert resultiert.

Die Erklärungsbasis für die Modifikationen des Temperaturverlaufs bei Einschluss der Meeresoberflächentemperaturen bildet der positive Zusammenhang zwischen positiven Ladungen der Temperatur und negativen Ladungen der Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks gemäß Abb. D.15 (Anhang D). Der unter Annahme eines anthropogen verstärkten Treibhauseffekts modellierte Anstieg der Meeresoberflächentemperaturen im 21. Jahrhundert (siehe Abb. C.1 bis C.7, Anhang C) muss dann in Abschätzungen, die auf diesen kanonischen Korrelationsbeziehungen basieren, einen Rückgang der Temperatur bewirken. Zusammen mit den temperaturerhöhenden Signalen des Geopotentials resultiert letztlich eine gleichbleibende Höhe der westmediterranen Temperatur. Diese Zusammenhänge können auch in den Temperaturverläufen der anderen Regionen beobachtet werden, wobei sich die konkurrierenden Einflüsse von Atmosphäre und Ozean nicht immer ausgleichen. Für Sizilien (Region 5 in Abb. D.4) bleibt zum Beispiel ein leichter Temperaturanstieg bei Einbezug der Meeresoberflächentemperaturen erhalten (siehe Abb. D.33a und D.33b).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass meist beträchtliche Modifikationen im zukünftigen Temperaturverlauf bei Einbezug ozeanischer Informationen in Erscheinung treten. Veränderungen der Meeresoberflächentemperaturen können nur über die atmosphärische Zirkulation klimawirksam werden, so dass sich die grundlegende Frage stellt, wie hoch die Sensitivität der außertropischen Atmosphäre auf Veränderungen der Meeresoberflächentemperaturen ist. In Kapitel 8.3.2 wurde dieser Problemkreis bereits thematisiert. In den von GIBELIN und DÉQUÉ (2003) durchgeführten Simulationen tritt in allen Modellversuchen ein gleichartiges Muster des Temperaturanstiegs auf, unabhängig ob Atmosphäre- Ozean- Rückkopplungen im Modellversuch vorhanden sind oder nicht. Generell ist aber eine Wirkung ozeanischer Variabilität auf das Klima als realistisch anzusehen. Da in dieser Arbeit lediglich modellabgeschätzte Prädiktorwerte unter Annahme eines bestimmten Zukunftsszenarios verwendet werden, und wenn die Gültigkeit der beobachteten

Prädiktoren- Prädiktanden- Beziehungen auch unter veränderten Klimabedingungen zugrunde gelegt wird, sollten die in Erscheinung tretenden recht starken Einflüsse der Meeresoberflächentemperaturen auf die zukünftige Temperatur im Mittelmeerraum mit Vorbehalt gesehen werden. Um letztlich beantworten zu können, wie die Wechselbeziehungen zwischen Atmosphäre und Ozean im Einzelnen aussehen und welche Bedeutung sie für die Ausprägung des lokalen Klimas haben, sind sicherlich weitere Untersuchungen nötig.

## 9. Schlussfolgerungen und Ausblick

Es zeigt sich aus den beobachtungsgestützten Daten eine regional unterschiedliche Niederschlagsentwicklung im Mittelmeerraum in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts. In den meisten Regionen treten seit spätestens 1980 winterliche Niederschlagsrückgänge in Erscheinung. Für manche Gebiete, wie z. B. Sizilien oder die Levante, lässt sich jedoch kein auffälliger Trend in diesem Zeitraum feststellen. Auch die mediterranen Temperaturverhältnisse zeigen bei einer räumlichen und jahreszeitlichen Differenzierung ein komplexes Bild der Veränderungen. Während es zum Beispiel im westlichen Mittelmeerraum und Teilen Nordafrikas zu Temperaturzunahmen im Winter seit ca. 1970 kommt, wird im östlichen Mittelmeerraum in den 1970er und 1980er Jahren eine negative Temperaturentwicklung im Herbst sichtbar. Diese wenigen Beispiele verdeutlichen bereits, dass der Mittelmeerraum zwar in seiner Gesamtheit den strahlungsklimatischen Subtropen zugeordnet werden kann, sich die Temperatur- und Niederschlagsveränderungen jedoch regional sehr differenziert gestalten.

Diese regional unterschiedliche Ausprägung kann in erster Linie auf die unterschiedliche Wirkung der großskaligen atmosphärischen Zirkulationsanomalien zurückgeführt werden. So kann zum Beispiel die bemerkenswerte Gegensätzlichkeit in der Niederschlags- und Temperaturvariabilität zwischen westlichem und östlichem Mittelmeerraum mit dem Konzept der mediterranen Oszillation erklärt werden. Letztlich ist das Klima im Mittelmeerraum mit dem Zirkulationsgeschehen des gesamten nordatlantisch-europäischen Sektors verbunden. Veränderungen in der großskaligen Zirkulation, wie die Intensivierung des winterlichen Jetstreams im nordatlantischen Bereich seit den frühen 1970ern und die damit einhergehende Druckerhöhung über dem mediterranen Raum, erzeugen erhebliche Modifikationen im regionalen Klima des Mittelmeerraumes.

Die Nordatlantische Oszillation stellt einen Schlüsselfaktor für die regionale Klimavariabilität in weiten Teilen Europas und des Mittelmeerraumes dar. Der in Zusammenhang mit einer anthropogenen Verstärkung des Treibhauseffektes diskutierte Klimawandel wird sich aller Voraussicht nach auch in Veränderungen der Zirkulationsdynamik äußern, wie zum Beispiel der Präferenz der NAO für einen bestimmten Modus.

Globale atmosphärisch-ozeanische Zirkulationsmodelle sind im Allgemeinen in der Lage, die großskaligen Zirkulationscharakteristika gut nachzubilden. Im Rahmen von

Untersuchungen zu den Auswirkungen eines anthropogen verstärkten Treibhauseffektes sind numerische Klimamodelle generell von großer Bedeutung. Mit Hilfe der globalen atmosphärisch-ozeanischen Zirkulationsmodelle werden zum Beispiel quantitative Abschätzungen des zukünftigen Klimawandels unter Annahme verschiedener Emissionsszenarien durchgeführt. Auf regionaler Skala offenbaren die räumlich relativ grob aufgelösten Modelle jedoch Unzulänglichkeiten, die von Region zu Region und zwischen den Modellen stark variieren. Eine Region wie der Mittelmeerraum, für die, wie bereits deutlich wurde, eine große Variabilität des Klimas charakteristisch ist, kann mit diesen Modellen nur unzureichend erfasst werden. Trotz bereits erheblicher Fortschritte im Bereich der Klimamodellierung wird es auch in Zukunft unerlässlich sein, Regionalisierungstechniken anzuwenden, um feinskalige Klimainformation zur Verfügung stellen zu können.

Zu den Regionalisierungstechniken zählt auch das in dieser Arbeit angewendete sogenannte Statistische Downscaling. Der regionale Niederschlag bzw. die regionale Temperatur im Mittelmeerraum wurde mittels Kanonischer Korrelation und Multipler Regression mit den großskaligen Einflussgrößen geopotentielle Höhen des 1000hPa-/ 500hPa- Niveaus, der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau und den Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks und des Mittelmeers in Beziehung gesetzt. Diese statistischen Beziehungen wurden anschließend verwendet, um den mediterranen Niederschlag bzw. die mediterrane Temperatur unter Annahme eines anthropogen verstärkten Treibhauseffektes für das 21. Jahrhundert aus den entsprechend modifizierten großskaligen Einflussgrößen abzuschätzen. Eine eingehende Analyse der eingesetzten Methoden ergab, dass, bei Einbezug mehrerer verschiedener Prädiktorenarten in die Abschätzungen, sich vor allem die Kanonische Korrelation als geeignetes Verfahren erweist.

Ferner zeigte sich, dass die Hinzunahme nicht-druckspezifischer Einflussgrößen meist nur eine geringe Erhöhung der statistischen Modellgüte erbringt. Dies legt nahe, dass die Geopotentialprädiktoren bereits den Großteil der niederschlags- bzw. temperaturrelevanten Information beeinhaltend. Dennoch kommt den nicht-druckspezifischen Prädiktoren der spezifischen Feuchte eine besondere Rolle im Rahmen der Zukunftsabschätzungen zu. Bei den bedingten Abschätzungen für das 21. Jahrhundert wird der zukünftige Niederschlagsverlauf teils erheblich modifiziert, wenn modellsimulierte Feuchtwerte zusätzlich zu den Geopotentialinformationen in die Abschätzungen einbezogen werden. Dies zeigt auf, dass manche Prädiktoren, die im rezenten Klima von geringerer Bedeutung erscheinen, bei der Beschreibung

des Klimawandels maßgeblich werden können. Weiterführende Untersuchungen in dieser Richtung könnten beispielsweise die Berücksichtigung der Feuchte in weiteren atmosphärischen Niveaus beinhalten.

Unter Verwendung von Prädiktorwerten der 1000hPa-/500hPa geopotentiellen Höhen und der spezifischen Feuchte nach SRESB2- Szenario ergibt sich für die westlichen und nördlichen Mediterrangebiete eine Verkürzung mit gleichzeitiger Intensitätszunahme der „feuchten“ Jahreszeit im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zu 1990-2019. Die Verkürzung basiert dabei sowohl auf einem früheren Einsetzen der mediterranen Trockenperiode im Frühjahr als auch auf einer Verlängerung derselben in den Frühwinter hinein. In den östlichen und südlichen Regionen des Mittelmeerraumes werden hingegen überwiegend rückläufige Niederschlagstendenzen in den Monaten Oktober bis Mai abgeschätzt.

Die Abschätzung der mediterranen Temperatur mit Modellwerten der 1000hPa-/500hPa- geopotentiellen Höhen nach SRESB2- Szenario führt für den gesamten Mittelmeerraum in allen untersuchten Monaten (Oktober bis Mai) zu einer Temperaturerhöhung im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zur Periode 1990-2019. Diese ist im Herbst und zu Beginn des Frühjahrs insgesamt am stärksten ausgeprägt. Während in den Übergangsjahreszeiten ein räumlich relativ homogener Temperaturanstieg auftritt, liegt im Winter der räumliche Schwerpunkt der Erwärmung in den nordöstlichen Mediterrangebieten.

Es soll nochmals ausdrücklich darauf hingewiesen werden, dass es sich hier um bedingte Abschätzungen der zukünftigen Niederschlags- und Temperaturverhältnisse in Abhängigkeit von bestimmten Szenarien handelt. Die berechneten Veränderungen sind lediglich als mögliche Tendenzen der Niederschlags- bzw. Temperaturentwicklung bei anthropogener Verstärkung des Treibhauseffektes zu sehen.

Bei der Beurteilung von Downscalingergebnissen sollte zudem nicht vergessen werden, dass der Methode die Annahme der zeitlichen Stationarität zugrunde liegt, dass also die Zusammenhänge zwischen atmosphärischer Zirkulation und regionalem Klima auch unter veränderten Klimabedingungen im Wesentlichen stabil bleiben. Es konnten jedoch bereits im 51- jährigen Beobachtungszeitraum von 1948 bis 1998 Instationaritäten der Beziehungen Zirkulation- Niederschlag festgestellt werden. Dieser Problematik wurde in dieser Arbeit versucht dadurch gerecht zu werden, dass die statistischen Zusammenhänge in mehreren, verschiedenen Zeitabschnitten des Untersuchungszeitraumes erstellt wurden und anschließend in

von der Kalibrierung unabhängigen Verifikationsperioden überprüft wurden. Damit war es möglich, Ensembleabschätzungen mit den statistischen Modellen durchzuführen, die insgesamt zeitlich relativ stabile Zusammenhänge zwischen großskaliger Zirkulation und regionalem Klima aufweisen.

Letztlich bedarf es also im Rahmen des Statistischen Downscalings langer Zeitreihen, die möglichst die gesamte Spanne der beobachteten Variabilität abdecken. Nichtsdestoweniger können jedoch mit dieser Methode mit relativ geringen Rechnerkapazitäten wichtige regionalspezifische Aussagen bezüglich des zu erwartenden anthropogen verursachten Klimawandels getroffen werden. Gerade die räumliche Verteilung wird über die Auswirkung des Klimawandels auf die einzelnen ökologischen und sozio-ökonomischen Systeme entscheiden.

Obwohl die Projektion des zukünftigen Klimas noch mit erheblichen Unsicherheiten behaftet ist, sprechen starke Indizien dafür, dass weiterhin gesteigerte Treibhausgasemissionen eine globale Klimaänderung mit möglicherweise weitreichenden Folgen bewirken. Vor diesem Hintergrund erscheinen politische und wirtschaftliche Maßnahmen mit dem Ziel des Klimaschutzes und einer Verminderung der Treibhausgasemissionen unverzichtbar.

Im Dezember 2003 fand beispielsweise die 9. Vertragsstaatenkonferenz der Klimarahmenkonvention in Mailand statt. Eine global einheitliche Klimaschutzstrategie ist generell als sinnvoll anzusehen. Die Glaubwürdigkeit internationaler Klimaschutzabkommen steht und fällt jedoch mit ihrer Umsetzung. So kann das Kioto-Protokoll erst durch eine Ratifizierung durch Russland oder die USA völkerrechtlich verbindlich werden. Das Kioto-Protokoll und das in der Folge erarbeitete Vertragswerk ist zudem in mehreren Punkten negativ zu bewerten: hierzu zählt zum Beispiel die geringe Emissionssenkung von durchschnittlich nur 5,2% für die Industriestaaten und das Fehlen von zukünftigen Verpflichtungen für die Entwicklungsländer. Die Existenz freier Emissionslizenzen, insbesondere in Russland, sowie die umfangreichen Gutschriften aus Senken verringern darüber hinaus deutlich die Notwendigkeit zu Emissionsreduktionen. Ob das Kioto-Protokoll in Hinblick auf die Stabilisierung der atmosphärischen Treibhausgaskonzentrationen ein Erfolg wird, ist ungewiss. Es wird vor allem auf die weitere Fortschreibung ankommen.

Die Aufgabe der Wissenschaft liegt im Kontext des Klimawandels unbestritten in einer Verbesserung des Verständnisses und der Beurteilung gegenwärtiger und zukünftiger Klimaveränderungen. Eine solide wissenschaftliche Basis stellt einen

---

wichtigen Stützpfiler im Rahmen der Herausforderung dar, die Umwelt für nachfolgende Generationen zu erhalten.

## **Literaturverzeichnis:**

- Aesawy, A. M. und H. M. Hasanean (1998): Annual and seasonal climatic analysis of surface air temperature variations at six southern Mediterranean Stations.- In: Theor. Appl. Climatol. 61, S. 55-68.
- Bahrenberg, G., E. Giese und J. Nipper (1992): Statistische Methoden in der Geographie. Band 2 Multivariate Statistik.- Teubner Stuttgart, 416 S.
- Bahrenberg, G., E. Giese und J. Nipper (1990): Statistische Methoden in der Geographie. Band 1 Univariate und Bivariate Statistik.- Teubner Stuttgart, 233 S.
- Barnett, T. und R. Preisendorfer (1987): Origins and levels of monthly and seasonal forecast skill for the United States surface air temperatures determined by canonical correlation analysis.- In: Mon. Weather Rev. 115, S.1825-1850.
- Bartzokas, A., C. J. Lolis und D. A. Metaxas (2003): A study on the intra- annual variation and the spatial distribution of precipitation amount and duration over Greece on a 10 day basis.- In: Int. J. Climatol. 23, S.207-222.
- Bartzokas, A., D. A. Metaxas und I. S. Ganas (1994): Spatial and temporal sea-surface temperature covariances in the Mediterranean.- In: Int. J. Climatol. 14, S.201-213.
- Bazzaz, F. A. und Fajer, E. D. (1996): Mehr Kohlendioxid- wie reagiert die Pflanzenwelt? -In: Atmosphäre, Klima, Umwelt.- Heidelberg, S.158-165.
- Beck, C. (2000): Zirkulationsdynamische Variabilität im Bereich Nordatlantik- Europa seit 1780.- Würzburger Geogr. Arbeiten 95, Würzburg.
- Bellone, E., J. P. Hughes und P. Guttrop (2000): A hidden Markov model for downscaling synoptic atmospheric patterns to precipitation amounts.- In: Clim. Res. 15, S.1-12.
- Benestad, R. E. (2001): A comparison between two empirical downscaling strategies.- In: Int. J. Climatol. 21, S.1645-1668.
- Ben-Gai, T., A. Bitan, A. Manes, P. Alpert, Y. Kushnir (2001): Temperature and surface pressure anomalies in Israel and the North Atlantic Oscillation.- In: Theor. Appl. Climatol 69, S.171-177.
- Ben- Gai, T., A. Bitan, A. Manes, P. Alpert, S. Rubin (1999): Temporal and spatial trends of temperature patterns in Israel.- In: Theor. Appl. Climatol. 64, S.163-177.
- Ben- Gai, T., A. Bitan, A. Manes, P. Alpert, S. Rubin (1998): Spatial and temporal changes in annual rainfall frequency distribution patterns in Israel.- In: Theor. Appl. Climatol. 61, S.207-215.

- Beyer, U. (2001): Regionale Niederschlagsänderungen in Namibia bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt.-Dissertation, Geogr. Institut der Universität Würzburg, 222 S.
- Beyer, U. (1999): Niederschlagsabschätzungen für Namibia bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt.- In: Zbl. Geol. Palaeont. Teil I, Heft 5/6, S.1-11.
- Bigg, G. R., T. D. Jickells, P. S. Liss und T. J. Osborn (2003): The role of the oceans in climate.- Int. J. Climatol. 23, S.1127-1159.
- Born, K. und H. Flohn (1997): The detection of changes in baroclinicity and synoptic activity on the Northern hemisphere for the period 1967-1994 using two data sets.- In: Meteorol. Zeitschrift 6, S.51-59.
- Bradley, J. (1968): Distribution- free statistical tests.- Prentice- Hall, Englewood Cliffs, N.J., 388 S.
- Bresch, D. N., H. C. Davies (2000): Covariation of the Mid- Tropospheric Flow and the Sea Surface Temperature of the North Atlantic: A Statistical Analysis.- In: Theor. Appl. Climatol. 65, S.197-214.
- Brunetti, M., M. Maugeri und T. Nanni (2002): Atmospheric circulation and precipitation in Italy for the last 50 years.- In: Int. J. Climatol. 22, S. 1455-1471.
- Brunetti, M., M. Maugeri, T. Nanni (2000): Variations of Temperatures and Precipitation in Italy from 1866-1995.- In: Theor. Appl. Climatol. 65, S.165-174.
- Buffoni, L, M. Maugeri und T. Nanni (1998): Precipitation in Italy from 1833 to 1996.- In: Theor. Appl. Climatol. 63, S.33-40.
- Bundesumweltamt (2002): Umweltdaten Deutschland 2002.- Broschüre des Bundesumweltamtes und des Statistischen Bundesamtes, 60 S.
- Conte, M., S. Giuffrida und S. Tedesco (1989): The Mediterranean Oscillation: impact on precipitation and hydrology in Italy.- In: Conference on climate and water, vol. 1, Academy of Finland, S.121-137.
- Conway, D., R. L. Wilby und P. D. Jones (1996): Precipitation and air flow indices over the British Isles.- In: Clim. Res. 7, S.169-183.
- Corte-Real, J., B. Qian, H. Xu (1998): Regional climate change in Portugal: precipitation variability associated with large-scale atmospheric circulation.- In: Int. J. Climatol. 18, S. 619-635.
- Corte- Real, J., X. Zhang und X. Wang (1995): Downscaling GCM information to regional scales: a non-parametric multivariate regression approach.- In: Climate Dynamics 11, S.413-424.
- Cubasch, U., H. von Storch, J. Waszkewitz und E. Zorita (1996): Estimates of climate change in Southern Europe derived from dynamical climate model output.- In: Climate Research 7, S.129-149.

- Déqué, M., P. Marquet, R. G. Jones (1998): Simulation of climate change over Europe using a global variable resolution general circulation model.- In: *Clim. Dyn.* 14, S.173-189.
- Dünkeloh, A. & J. Jacobeit (2003): Circulation Dynamics of Mediterranean Precipitation Variability 1948-1998.- In: *Int. J. Climatol.* 23, S.1843-1866.
- Dünkeloh, A. (2001): Zirkulationsdynamische Analyse mediterraner Niederschlagsanomalien und deren Entwicklungen in den letzten 50 Jahren.- unveröffentlichte Diplomarbeit, Geogr. Institut der Universität Würzburg.
- Durbin, J. und G. S. Watson (1951): Testing for Serial Correlation in Least Squares Regression II.- In: *Biometrika*, Vol. 38, S.159-178.
- Durbin, J. und G. S. Watson (1950): Testing for Serial Correlation in Least Squares Regression I.- In: *Biometrika*, Vol. 37, S.409-428.
- Easterling, D. R. (1999): Development of regional climate scenarios using a downscaling approach.- In: *Climate Change* 41, S.635-640.
- Endlicher, W. (2000): Der Mittelmeerraum.- In: Weischet, W. und W. Endlicher: Regionale Klimatologie, Band 2: Die Alte Welt: Europa, Afrika, Asien. Teubner 625 S.
- Esteban- Parra, M. J., F. S. Rodrigo und Y. Castro- Diez (1998): Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992.- In: *Int. J. Climatol.* 18, S.1557-1574.
- Fernández, J., J. Sáenz und E. Zorita (2003): Analysis of wintertime atmospheric moisture transport and its variability over southern Europe in the NCEP Reanalyses.- In: *Climate Research* 23, S.195-215.
- Flocas, H. A., P. Maheras, T. S. Karacostas, I. Patrikas, C. Anagnostopoulou (2001): A 40-year climatological study of relative vorticity distribution over the Mediterranean.- In: *Int. J. Climatol.* 21, S. 1759-1778.
- Fotiadi, A. K., D. A. Metaxas, A. Bartzokas (1999): A statistical study of precipitation in northwest Greece.- In: *Int. J. Climatol.* 19, S.1221-1232.
- García- Herrera, R., D. Gallego, E. Hernández, L. Gimeno, P. Ribera und N. Calvo (2003): Precipitation trends in the Canary Islands.- In: *Int. J. Climatol.* 23, S.235-241.
- Gibelin, A.- L. und M. Déqué (2003): Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model.- In: *Clim. Dynamics* 20, S.327-339.
- Gómez, L., J. Luterbacher, J. Martín- Vide, E. Xoplaki, M. J. Alcoforado und H. Wanner (2001): Spatial winter precipitation distribution over the Iberian Peninsula and Greece and its relation to the large scale 500hPa circulation.- In: Brunet, M. und D. López (Hrsg.): *Detecting and Modelling Regional Climate Change*, Springer Berlin, S.357-367.

González- Hidalgo, J. C., M. De Luis, J. Raventós und J. R. Sánchez (2001): Spatial distribution of seasonal rainfall trends in a western Mediterranean area.- *Int. J. Climatol.* 21, S.843-860.

González- Rouco, J. F., E. Zorita, H. Heyen und F. Valero (2000): Agreement between observed rainfall trends and climate change simulations in the southwest of Europe.- In: *J. Climate* 13, S.3057-3065.

Goodess, C. M. und P. D. Jones (2002): Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall.- In: *Int. J. Climatol.* 22, S. 1593-1615.

Goodess, C. M. und Palutikof, J. P. (1998): Development of daily rainfall scenarios for southeast Spain using a circulation- type approach to Downscaling.- In: *Int. J. Climatol.* 10, S.1051-1083.

Gyalistras D., H. von Storch, A. Fischlin, M. Beniston (1994): Linking GCM-simulated climatic changes to ecosystem models: case studies of statistical downscaling in the Alps.- In: *Clim Res.* 4, S.167-189.

Halpert, M. S. und G. D. Bell (1997): Climate assessment for 1996.- In: *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 78, S.1-48.

Hasanean, H. M. (2001): Fluctuations of surface air temperature in the Eastern Mediterranean.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 68, S.75-87.

Hewitson, B. C. und Crane, R. G. (1996): Climate downscaling: Techniques and application.- In: *Clim. Res.* 7, S.85-95.

Hewitson, B. C. und Crane, R. G. (1992): Large-scale atmospheric controls on local precipitation in tropical Mexico.- In: *Geophys. Res. Lett.*, 19(18), S.1835-1838.

Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden und D. Xiaosu (Eds.) (2001): *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of the Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC).* Cambridge University Press, 944S.

Houghton, J. T., L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg und K. Maskell (Eds.) (1996): *Climate Change 1995- the Science of Climate Change. Contribution of WGI to the Second Assessment Report of IPCC.* Cambridge University Press, 572 S.

Houghton, J. T., L. G. Meira Filho, J. Bruce, Hoesung Lee, B. A. Callander, E. Haites, N. Harris und K. Maskell (Eds.) (1994): *Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emissions Scenarios.*- Cambridge University Press, 339 S.

Houghton, J. T., B. A. Callander und S. K. Varney (Eds.) (1992): *Climate Change 1992- The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment.*- Cambridge University Press, 205 S.

Houghton, J. T., G. J. Jenkins und J. J. Ephraums (Eds.) (1990): Scientific Assessment of Climate change – Report of Working Group I.- Cambridge University Press, 365 S.

Hurrell, J. W., K. E. Trenberth (1999): Global Sea Surface Temperature Analyses: Multiple Problems and Their Implications for Climate Analysis, Modeling, and Reanalysis.- In: Bulletin of the American Meteorological Society Vol. 80/12, S.2661-2678.

Hurrell, J. W. und H. Van Loon (1997): Decadal Variations in Climate Associated with the North Atlantic Oscillation.- In: Climatic Change 36(3), S.301-326.

Hurrell, J. W. (1995): Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation.- In: Science 269, S.676-679.

Jacobeit, J. (2000): Rezente Klimaentwicklung im Mittelmeerraum.- In: Petermanns Geographische Mitteilungen 144, S.26-37.

Jacobeit, J. (1996): Atmospheric circulation changes due to increased greenhouse warming and its impact on seasonal rainfall in the Mediterranean area.- In: Proceedings of the Regional Workshop on Climate Variability and Climate Change Vulnerability and Adaption.- Praha, S.71-80.

Jacobeit, J. (1994b): Empirical estimations of Mediterranean rainfall changes in the transitional seasons due to enhanced greenhouse warming.- In: Brazdil, R. und M. Kolar (Eds.): Contemporary Climatology. Brno, S. 266-271

Jacobeit, J. (1994a): Empirische Abschätzungen zur Änderung des Winter-niederschlags im Mittelmeerraum bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt.- PIK-Reports 1, S.117-121.

Jacobeit, J. (1993): Regionale Unterschiede im atmosphärischen Zirkulationsgeschehen bei globalen Klimaveränderungen.- In: Die Erde 124, S.63-77.

Johns, T. C., J. M. Gregory, W. J. Ingram, C. E. Johnson, A. Jones, J. A. Lowe, J. F. B. Mitchell, D. L. Roberts, D. M. H. Sexton, D. S. Stevenson, S. F. B. Tett und M. J. Woodage (2003): Anthropogenic climate change for 1860 to 2100 simulated with the HadCM3 model under updated emissions scenarios.- In: Climate Dynamics 20, S. 583-612.

Jones, P. D., T. Jonsson und D. Wheeler (1997): Extension to the North Atlantic oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland.- In: Int. J. Climatol. 17, S.1433-1450.

Kalnay, E. et al. (1996): The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project.- In: Bulletin of the American Meteorological Society Vol.77,S.437-471.

Katsoulis, B. D., T. J. Makrogiannis, Y. A. Goutsidou (1998): Monthly anticyclonicity in southern Europe and the Mediterranean region.- In: Theor. Appl. Climatol. 59, S.51-59.

Katz, R. W., M. B. Parlange (1996): Mixtures of stochastic processes: application to statistical downscaling.- In: *Clim. Research* Vol.7, S.185-193.

Kendall, M. G. (1970): *Rank correlation methods*.- London, 258 S.

Kidson, J. W., C. S. Thompson (1998): A Comparison of Statistical and Model-Based Downscaling Techniques for Estimating Local Climate Variations.- In: *J. Climate* 11, S.735-753.

Kistler, R. E. et al. (2001): The NCEP/NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation.- In: *Bulletin of the American Meteorological Society* Vol. 82, S.247-268.

Krichak, S. O., M. Tsidulko, P. Alpert (2000): Monthly Synoptic Patterns Associated with Wet/Dry Conditions in the Eastern Mediterranean.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 65, S.215-229.

Kutiel, H., P. Maheras, M. Türkes, S. Paz (2002): North Sea-Caspian Pattern (NCP) - an upper level atmospheric teleconnection affecting the eastern Mediterranean - implications on the regional climate.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 72, S.173-192.

Kutiel, H. und Y. Benaroch (2002): North Sea-Caspian Pattern (NCP) - an upper level atmospheric teleconnection affecting the Eastern Mediterranean: Identification and definition.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 71, S.17-28.

Kutiel, H., T. R. Hirsch-Eshkol, M. Türkes (2001): Sea level pressure patterns associated with dry or wet monthly rainfall conditions in Turkey.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 69, S.39-67.

Kutiel, H. und P. Maheras (1998): Variations in the temperature regime across the Mediterranean during the last century and their relationship with circulation indices.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 61, S. 39-51.

Kutiel, H., S. Paz (1998): Sea Level Pressure Departures in the Mediterranean and their Relationship with Monthly Rainfall Conditions in Israel.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 60, S.93-109.

Kutiel, H., P. Maheras und P. Guika (1996): Circulation indices over the Mediterranean and Europe and their relationship with rainfall conditions across the Mediterranean.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 54, S.125-138.

Lana, X., A. Burgueño (2000): Some Statistical Characteristics of Monthly and Annual Pluviometric Irregularity for the Spanish Mediterranean Coast.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 65, S.79-97.

Legates, D. R. und C. J. Willmott (1990): Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation.- In: *Int. J. Climatol.* 10, S.111-127.

Lionello, P., F. Dalan und E. Elvini (2002): Cyclones in the Mediterranean region: the present and the doubled CO2 climate scenarios.- In: *Climate Research* 22, S.147-159.

Littmann, T. (2000): An empirical classification of weather types in the Mediterranean Basin and their interrelation with rainfall.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 66, S.161-171.

Lolis, C. J., A. Bartzokas, B. D. Katsoulis (2002): Spatial and temporal 850 hPa air temperature and sea-surface temperature covariances in the Mediterranean region and their connection to atmospheric circulation.- In: *Int. J. Climatol.* 22, S.663-676.

Machenhauer, B., M. Windelband, M. Botzet, J. Hesselbjerg Christensen, M. Déqué, R. G. Jones, P. M. Ruti, G. Visconti (1998): Validation and Analysis of Regional Present-day Climate and Climate Change Simulations over Europe.- MPI Report No.275, 139 S.

Maheras, P., H. A. Flocas, I. Patrikas, C. Anagnostopoulou (2001): A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: spatial and temporal distribution.- In: *Int. J. Climatol.* 21, S.109-130.

Maheras, P., L. Patrikas, T. Karacostas und C. Anagnostopoulou (2000): Automatic classification of circulation types in Greece: methodology, description, frequency, variability and trend analysis.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 67, S.205-223.

Maheras, P., E. Xoplaki, H. Kutiel (1999b): Wet and Dry Monthly Anomalies Across the Mediterranean Basin and their Relationship with Circulation, 1860-1990.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 64, S.189-199.

Maheras, P., E. Xoplaki, T. Davies, J. Martin-Vide, M. Bariendos und M. J. Alcoforado (1999a): Warm and cold monthly anomalies across the Mediterranean basin and their relationship with circulation; 1860-1990.- In: *Int. J. Climatol.* 19, S.1697-1715.

Maheras, P. und H. Kutiel (1999): Spatial and temporal variations in the temperature regime in the Mediterranean and their relationship with circulation during the last century.- *Int. J. Climatol.* 19, S.745-764.

Mann, H. B. (1945): Nonparametric test against trend.- In: *Econometrica* 13, S.245-259.

Marland, G., T. A. Boden und R. J. Andres (2002): Global, regional, and national fossil fuel CO<sub>2</sub> emissions.- In: *Trends: A compendium of data on global change.* Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge.

Marshall, J., Y. Kushnir, D. Battisti, R. Chang, A. Czaja, R. Dickson, J. Hurrell, M. McCartney, R. Saravanan und M. Visbeck (2001): North atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms.- In: *Int. J. Climatol.* 21, S.1863-1898.

Martín, M. L., M. Y. Luna, A. Morata und F. Valero (2004): North Atlantic teleconnection patterns of low-frequency variability and their links with springtime precipitation in the western Mediterranean.- In: *Int. J. Climatol.* 24, S.213-230.

McCarthy, J. J., O. F. Canziani, N. A. Leary, D. J. Dokken und K. S. White (2001): *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation & Vulnerability.* Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.- Cambridge University Press, 1000 S.

McGuffie, K., A. Henderson-Sellers (2001): Forty years of numerical climate modelling.- In: *Int. J. Climatol.* 21, S.1067-1109.

Metaxas, D. A., A. Bartzokas (1994): Pressure Covariability over the Atlantic, Europe and N. Africa. Application: Centers of Action for Temperature, Winter Precipitation and Summer Winds in Athens, Greece.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 49, S.9-18.

Meteorological Office (1962): *Weather in the Mediterranean*. H. M. Stationary Office, Vol. 1: General Climatology, London, 362 S.

Metz, B., O. Davidson, R. Swart und J. Pan (Eds.) (2001): *Climate Change 2001: Mitigation. Contribution of Working Group III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.- Cambridge University Press, 700 S.

Murphy, J. (2000): Predictions of climate change over Europe using statistical and dynamical downscaling techniques.- In: *Int. J. Climatol.* 20, S.489-501.

Murphy, J. (1999): An evaluation of statistical and dynamical techniques for downscaling local climate.- In: *J. Climate* 12, S.2256-2284.

Nanni, T., G. Lo Vecchio und S. Cecchini (1998): Variability of Surface Air Temperature in Italy 1870-1980.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 59, S.231-235.

Nakicenovic, N. und R. Swart (Eds.) (2000): *Emissions Scenarios 2000. Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.- Cambridge University Press, 570 S.

NCEP/NCAR Reanalysedaten, bereitgestellt durch NOAA/CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA über <http://www.cdc.noaa.gov/>

New, M., M. Hulme, P. Jones (2000): Representing twentieth century space-time climate variability. II: Development of 1901-1996 monthly grids of terrestrial surface climate.- In: *J. Climate* 13, S.2217-2238.

New, M., M. Hulme, P. Jones (1999): Representing twentieth century space-time climate variability. I: Development of a 1961-1990 mean monthly terrestrial climatology.- In: *J. Climate* 12, S.829-856.

Oberhuber, J. M. (1993): *The OPYC ocean general circulation model*. DKRZ Report No. 7, Deutsches Klimarechenzentrum, Hamburg, 130 S.

Österle, H., F.-W. Gerstengarbe und P. C. Werner (2003): Homogenisierung und Aktualisierung des Klimadatensatzes der Climate Research Unit der Universität of East Anglia, Norwich.- In: *Terra Nostra* 2003/6, Alfred- Wegener- Stiftung, Berlin, S.326-329.

Palutikof, J. P., C. M. Goodess, S. J. Watkins und T. Holt (2002): Generating Rainfall and Temperature Scenarios at Multiple Sites: Examples from the Mediterranean.- In: *J. Climate* 15, S.3529-3548.

Palutikof, J. P., Winkler, J. A., Goodess, C. M. und Andresen, J. A. (1997): The Simulation of Daily Temperature Time Series from GCM Output. Part I: Comparison of Model Data with Observations.- In: *J. Climate* 10, S.2497-2513.

Palutikof, J. P., C. M. Goodess und X. Guo (1994): Climate change, potential evapotranspiration and moisture availability in the Mediterranean Basin.- In: *Int. J. Climatol.* 14, S.853-869.

Parker, D. E., C. K. Folland und M. Jackson (1995): Marine surface temperature: Observed variations and data requirements.- In: *Climatic Change* 31, S. 559-600.

Peng, S., W. A. Robinson und S. Li (2003): Mechanisms for the NAO Responses to the North Atlantic SST Tripole.- *J. Climate* 16, S.1987-2004.

Philipp, A. (1997): Telekonnektionen des mediterranen Regionalklimas mit der atmosphärischen Zirkulation des atlantisch-europäischen Sektors.- Unveröffentlichte Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Würzburg.

Piervitali, E., M. Colacino und M. Conte (1999): Rainfall over the central- western Mediterranean basin in the period 1951-1995. Part II: precipitation scenarios.- In: *Il Nuovo Cimento C* 22, S.649-661.

Piervitali, E., M. Colacino und M. Conte (1997): Signals of climatic change in the Central- Western Mediterranean Basin.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 58, S.211-219.

Preisendorfer, R. W. (1988): *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*.- *Developments in Atmospheric Science* 17, Amsterdam.

Quadrelli, R., V. Pavan, F. Molteni (2001): Wintertime variability of Mediterranean precipitation and its links with large-scale circulation anomalies.- In: *Climate Dynamics* 17, S.457-466.

Räisänen, J., U. Hansson, A. Ullerstig, R. Döscher, L. P. Graham, C. Jones, H. E. M. Meier, P. Samuelsson und U. Willén (2004): European climate in the late twenty- first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios.- In: *Climate Dynamics* 22, S.13-31.

Raich, F., N. Pinardi und A. Navarra (2003): Teleconnections between Indian Monsoon and Sahel rainfall and the Mediterranean.- In: *Int. J. Climatol.* 23, S.173-186.

Rao, C. R. (1973): *Linear statistical inference and its applications*.- *Wiley series in probability and mathematical statistics*, Wiley, New York, 625 S.

Rapp, J. und C.- D. Schönwiese (1995): *Atlas der Niederschlags- und Temperatur-trends in Deutschland 1891-1990*.- *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, Serie B, Band 5*, 255 S.

Rayner, N. A., E. B. Horton, D. E. Parker, C. K. Folland und R. B. Hackett (1996): *Version 2.2 of the Global Sea- Ice and Sea Surface Temperature data set, 1903-1994*. *Climate Research Technical Note 74*, erhältlich durch das Hadley Centre for Climate Prediction and Research, Meteorological Office, Bracknell, UK, 21 S.

Reddaway, J. M. und G. R. Bigg (1996): Climatic change over the Mediterranean and links to the general atmospheric circulation.- In: Int. J. Climatol 16, S.651-661.

Reynolds, R. W. und Th. M. Smith (1994): Improved Global Sea Surface Temperature Analyses Using Optimum Interpolation.- In: J. Climate 7, S.929-948.

Richardson, L. F. (1922): Weather Prediction by Numerical Process. Cambridge University Press- Cambridge.

Rodó, X., E. Baert, F. A. Comín (1997): Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño-Southern Oscillation.- In: Climate Dyn. 13, S.275-284.

Rodriguez- Puebla, C., A. H. Encinas, S. Nieto und J. Garmenia (1998): Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian Peninsula.- In: Int. J. Climatol. 18, S. 299-316.

Roeckner, E. et al. (1996): The atmospheric general circulation model ECHAM 4: model description and simulation of present-day climate.- Report No. 218, Max-Planck- Institut für Meteorologie, Hamburg, 90 S.

Roeckner, E. et al. (1992): Simulation of the present-day climate with the ECHAM4 model: impact of model physics and resolution.- Report No. 93, Max-Planck Institut für Meteorologie, Hamburg, 171 S.

Romero, R., J. A. Guijarro, C. Ramis und S. Alonso(1998): A 30- year (1964-1993) daily rainfall data base for the Spanish Mediterranean regions: first exploratory study.- In: Int. J. Climatol. 18, S. 541-560.

Rother, K. und F. Tichy (2000): Italien. Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt. 377 S.

Rother, K. (1993): Der Mittelmeerraum. Ein geographischer Überblick.- Teubner, Stuttgart.

Rudolf, B. (1995): Die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Struktur des globalen Niederschlags. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main, 153 S.

Scherhag, R. (1948): Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose.- Springer Berlin, 424 S.

Schneider, S. H. (1996): Klimamodelle. -In: Atmosphäre, Klima, Umwelt.- Heidelberg, S.186-193.

Schönwiese, Ch. (2000): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler.- Berlin, Stuttgart.

Schönwiese, Ch. (1995): Klimaänderungen. Daten, Analysen, Prognosen. Berlin, Heidelberg.

Selten, F. M., R. J. Haarsma, J. D. Opsteegh (1999): On the Mechanism of North Atlantic Decadal Variability.- In: J. Climate 12, S.1956-1973.

- Serrano, A., J. A. García, V. L. Mateos, M. L. Cancillo und J. Garrido (1999): Monthly Modes of Variation of Precipitation over the Iberian Peninsula.- In: J. Climate 12, S: 2894-2919.
- Smith, T. M., R. E. Livezey und D. C. Stokes (1996): Reconstruction of historical sea surface temperatures using empirical orthogonal functions.- In: J. Climate 9, S.1403-1420.
- Smith, T. M., R. W. Reynolds und Ch. F. Ropelewski (1994): Optimal Averaging of Seasonal Sea Surface Temperatures and Associated Confidence Intervals (1860-1989).- In: J. Climate 7, S.949-964.
- Smirnov, N. (1948): Tables for estimating the goodness of fit of empirical distributions.- Ann. Math. Statist. 19, S.279-281.
- Stoyan, D., H. Stoyan und U. Jansen (1997): Umweltstatistik. Statistische Verarbeitung und Analyse von Umweltdaten.- Teubner, Leipzig, 348 S.
- Sumner, G. N., R. Romero, V. Homar, C. Ramis, S. Alonso und E. Zorita (2003): An estimate of the effects of climate change on the rainfall of Mediterranean Spain by the late twenty first century.- In: Climate Dyn. 20, S.789-805.
- Tabachnick, B. G. und L. S. Fidell (2001): Using Multivariate Statistics.- Allyn & Bacon, Boston, 966 S.
- Tiede, M. (1987): Statistik. Regressions- und Korrelationsanalyse.- Oldenbourg Verlag, München, 455 S.
- Timbal, B., J. F. Mahfouf, J. F. Royer, D. Cariolle (1995): Sensitivity to prescribed changes in sea surface temperature and sea ice in doubled carbon dioxide experiments.- In: Clim. Dyn. 12, S.1-20.
- Trenberth, K. E. (1992): Climate System Modeling. - Cambridge University Press.
- Trigo, R. M., J. P. Palutikof (2001): Precipitation Scenarios over Iberia: A Comparison between Direct GCM Output and Different Downscaling Techniques.- In: J. Climate 14, S.4422-4446.
- Trigo, R. M. und J. P. Palutikof (1999): Simulation of daily temperatures for climate change scenarios over Portugal: a neural network model approach.- In: Clim. Res. 13, S.61-75.
- Trigo, I. F., T. D. Davies und G. R. Bigg (1999): Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region.- In: J. Climate 12, S.1685-1696.
- Türkes, M. und E. Erlat (2003): Precipitation changes and variability in Turkey linked to the North Atlantic oscillation during the period 1930-2000.- In: Int. J. Climatol. 23, S.1771-1796.

- Valero, F., M. Y. Luna, M. L. Martín, A. Morata und F. González-Rouco (2004): Coupled modes of large-scale climatic variables and regional precipitation in the western Mediterranean in autumn.- In: *Climate Dynamics* 22, online publiziert am 28.01.2004.
- von Storch, H. (1999b): The global and regional climate system.- In: von Storch, H. und Flöser, G.: *Anthropogenic Climate Change*.- Berlin, Heidelberg, S.3-36.
- von Storch, H. (1999a): Spatial Patterns: EOFs and CCA.- In: von Storch, H. und A. Navarra (Hrsg.): *Analysis of climate variability: Application of statistical techniques*, Springer, Heidelberg, S.227-257.
- von Storch, H., S. Güss, M. Heimann (1999): *Das Klimasystem und seine Modellierung*.- Springer Berlin Heidelberg.
- von Storch, H., F. W. Zwiers (1999): *Statistical Analysis in Climate Research*.- Cambridge University Press, 484 S.
- von Storch, H., Zorita, E. und Cubasch, U. (1993): Downscaling of Global Climate Change Estimates to Regional Scales: An Application to Iberian Rainfall in Wintertime.- In: *J. Climate* 6, S.1161-1171.
- Wanner, H., R. Rickli, E. Salvisberg, C. Schmutz und M. Schüepp (1997): Global climate change and variability and its influence on alpine climate- concepts and observations.- In: *Theor. Appl. Climatol.* 58, S.221-243.
- Warnecke, G. (1997): *Meteorologie und Umwelt: Eine Einführung*. Springer Berlin Heidelberg, 354S.
- Weischet, W. (1991): *Einführung in die Allgemeine Klimatologie*. Teubner Stuttgart. 275 S.
- Wibig, J. (1999): Precipitation in Europe in relation to circulation patterns at the 500hPa level.- *Int. J. Climatol.* 19, S.253-269.
- Wiese, B. (1997): *Afrika. Ressourcen, Wirtschaft, Entwicklung*. Teubner Stuttgart. 269 S.
- Wigley, T. M. L. und S. C. B. Raper (2002): Reasons for Larger Warming Projections in the IPCC Third Assessment Report.- In: *J. Climate* 15, S. 2945-2952.
- Wilby, R. L. und Wigley, T. M. L. (1997): Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations.- In: *Prog. Phys. Geogr.* 21,4, S.530-548.
- Wilks, D. S. (1999): Multisite downscaling of daily precipitation with a stochastic weather generator.- In: *Clim. Res.* 11, S.125-136.
- Woodruff, S. D., R. J. Slutz, R. L. Jenne und P. M. Steurer (1987): *A Comprehensive Ocean- Atmosphere Data Set*.- In: *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 68, S.1239-1250.
- World Climate Disc (1992): *Global climatic change data on CD- ROM*. Climatic Research Unit, University of East Anglia, Norwich.

Xoplaki, E., J. F. González-Rouco, D. Gyalistras, J. Luterbacher, R. Rickli, H. Wanner (2003): Interannual summer air temperature variability over Greece and its connection to the large-scale atmospheric circulation and Mediterranean SSTs 1950-1999.- In: *Climate Dynamics* 20, S. 537-554.

Xoplaki, E., J. Luterbacher, R. Burkhard, I. Patrikas und P. Maheras (2000): Connection between the large-scale 500 hPa geopotential height fields and precipitation over Greece during wintertime.- In: *Clim. Res.* 14, S. 129-146.

Zangvil, A., S. Karas und A. Sasson (2003): Connection between Eastern Mediterranean seasonal mean 500 hPa height and sea-level pressure patterns and the spatial rainfall distribution over Israel.- In: *Int. J. Climatol.* 23, S.1567-1576.

Zorita, E., H. von Storch (1999): The Analog Method as a Simple Statistical Downscaling Technique: Comparison with More Complicated Methods.- In: *J. Climate* 12, S.2474-2489.

Zorita, E., V. Kharin und H. von Storch (1992): Atmospheric Circulation and Sea Surface Temperature in the North Atlantic Area in Winter: Their Interaction and Relevanc for Iberian Precipitation.- In: *J. Climate* 5, S.1097-1108.

## Anhang A

### Abbildungen:

Abb. A.1: Generalisierte Niederschlagsregionen, definiert durch Ladungen $>0.5/<-0.5$ der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse des Niederschlags der Monate Oktober/November 1948-1998 .....	154
Abb. A.2: Generalisierte Niederschlagsregionen, definiert durch Ladungen $>0.5/<-0.5$ der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse des Niederschlags der Monate November/Dezember 1948-1998 .....	154
Abb. A.3: Generalisierte Niederschlagsregionen, definiert durch Ladungen $>0.5/<-0.5$ der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse des Niederschlags der Monate Dezember/Januar 1948-1998.....	155
Abb. A.4: Generalisierte Niederschlagsregionen, definiert durch Ladungen $>0.5/<-0.5$ der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse des Niederschlags der Monate Januar/Februar 1948-1998.....	155
Abb. A.5: Generalisierte Niederschlagsregionen, definiert durch Ladungen $>0.5/<-0.5$ der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse des Niederschlags der Monate Februar/März 1948-1998.....	156
Abb. A.6: Generalisierte Niederschlagsregionen, definiert durch Ladungen $>0.5/<-0.5$ der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse des Niederschlags der Monate März/April 1948-1998.....	156
Abb. A.7: Generalisierte Niederschlagsregionen, definiert durch Ladungen $>0.5/<-0.5$ der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse des Niederschlags der Monate April/Mai 1948-1998.....	157
Abb. A.8: Erklärte Varianz zwischen modellierten und beobachtungsgestützten Niederschlägen und Anzahl abschätzbarer Gitterboxen in den zehn Kalibrierungs- bzw. Verifikationszeiträumen für die Monate Januar/Februar.....	182

### Tabellen:

Tab. A.1: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen des mediterranen Niederschlags im Oktober/November 1948-1998 und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und modellierten Niederschlägen in der Kalibrierung bzw. Verifikation .....	158
Tab. A.2: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen des mediterranen Niederschlags im November/Dezember 1948-1998 und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und modellierten Niederschlägen in der Kalibrierung bzw. Verifikation .....	160
Tab. A.3: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen des mediterranen Niederschlags im Dezember/Januar 1948-1998 und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und modellierten Niederschlägen in der Kalibrierung bzw. Verifikation .....	162
Tab. A.4: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen des mediterranen Niederschlags im Januar/Februar 1948-1998 und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und modellierten Niederschlägen in der Kalibrierung bzw. Verifikation .....	164

Tab. A.5: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen des mediterranen Niederschlags im Februar/März 1948-1998 und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und modellierten Niederschlägen in der Kalibrierung bzw. Verifikation .....	168
Tab. A.6: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen des mediterranen Niederschlags im März/April 1948-1998 und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und modellierten Niederschlägen in der Kalibrierung bzw. Verifikation .....	170
Tab. A.7: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen des mediterranen Niederschlags im April/Mai 1948-1998 und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und modellierten Niederschlägen in der Kalibrierung bzw. Verifikation .....	172
Tab. A.8: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/500hPa- Geopotential, spez. Feuchte im 1000hPa- Niveau, Meeresoberflächentemperaturen (SST) des Nordatlantiks und des Mittelmeers in den zehn Kalibrierungszeiträumen.....	174
Tab. A.9a: Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und mit verschiedenen Methoden modellierten Niederschlägen in den Kalibrierungs- bzw. Verifikationszeiträumen für die Monate Oktober/November .....	176
Tab. A.9b: Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und mit verschiedenen Methoden modellierten Niederschlägen in den Kalibrierungs- bzw. Verifikationszeiträumen für die Monate Dezember/Januar.....	177
Abb. A.9c: Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und mit verschiedenen Methoden modellierten Niederschlägen in den Kalibrierungs- bzw. Verifikationszeiträumen für die Monate Januar/Februar.....	178
Tab. A.9d: Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und mit verschiedenen Methoden modellierten Niederschlägen in den Kalibrierungs- bzw. Verifikationszeiträumen für die Monate Februar/März.....	179
Tab. A.10a: Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und mit verschiedenen Prädiktoren modellierten Niederschlägen der Niederschlagsregion 1 (Iberische Halbinsel und Südfrankreich) im Januar/Februar für alle zehn Kalibrierungs- bzw. Verifikationszeiträume. ....	180
Tab. A.10b: Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und mit verschiedenen Prädiktoren modellierten Niederschlägen der Niederschlagsregion 2 (Adriatischer und Tyrrhenischer Bereich) im Januar/Februar für alle zehn Kalibrierungs- bzw. Verifikationszeiträume .....	180
Tab. A.10c: Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und mit verschiedenen Prädiktoren modellierten Niederschlägen der Niederschlagsregion 3 (Ägäischer Raum) im Januar/Februar für alle zehn Kalibrierungs- bzw. Verifikationszeiträume .....	181

Abb. A.1: Generalisierte Niederschlagsregionen (Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität), definiert durch Ladungen  $>0.5/<-0.5$  der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse des Niederschlags der Monate Oktober/November 1948-1998. Für jede Niederschlagsregion können die Kenndaten der Hauptkomponentenanalysen und die Modellgüte in Kalibrierung bzw. Verifikation Tabelle A.1 entnommen werden. Die Nummern der Regionen in dieser Abb. entsprechen dabei den Nummern in der Zeile Nsg.- Region in Tab. A.1.

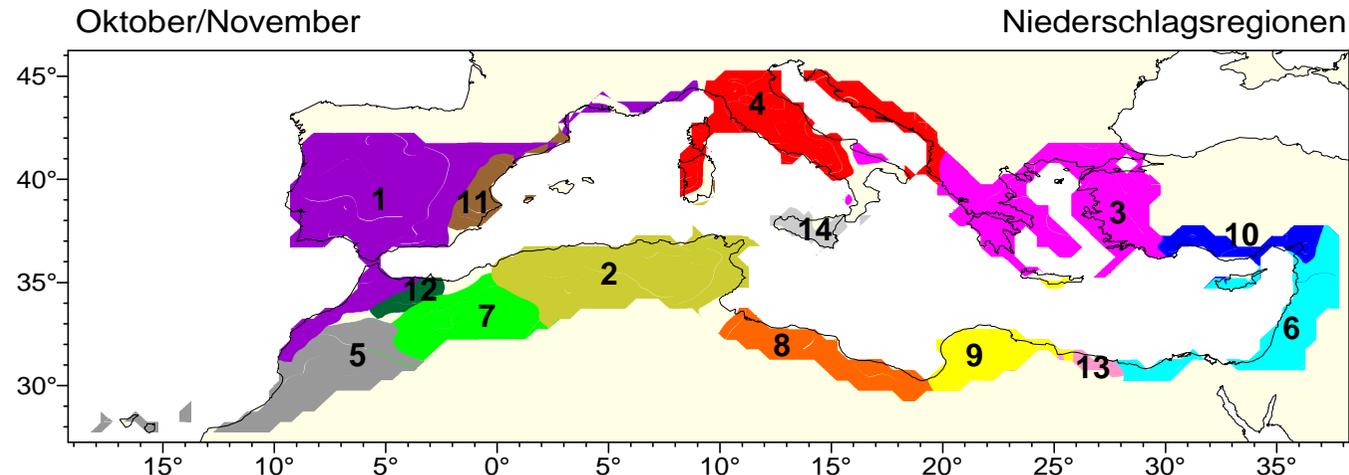


Abb. A.2: Generalisierte Niederschlagsregionen (Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität), definiert durch Ladungen  $>0.5/<-0.5$  der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse des Niederschlags der Monate November/Dezember 1948-1998. Für jede Niederschlagsregion können die Kenndaten der Hauptkomponentenanalysen und die Modellgüte in Kalibrierung bzw. Verifikation Tabelle A.2 entnommen werden. Die Nummern der Regionen in dieser Abb. entsprechen dabei den Nummern in der Zeile Nsg.- Region in Tab. A.2.

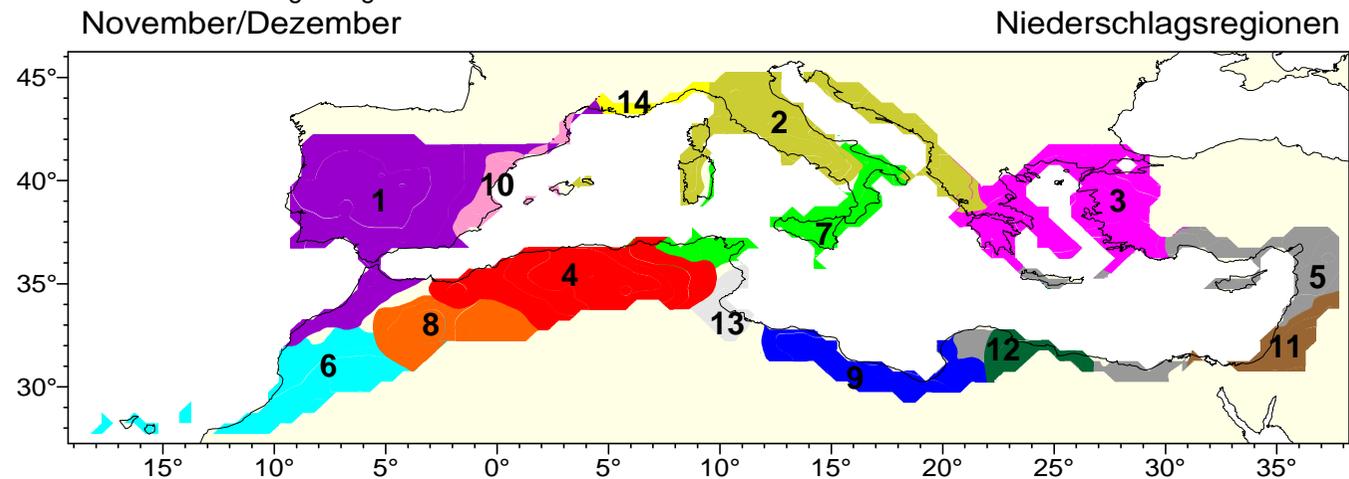


Abb. A.3: Generalisierte Niederschlagsregionen (Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität), definiert durch Ladungen  $>0.5/<-0.5$  der s-modalen, Varimaxrotierten Hauptkomponentenanalyse des Niederschlags der Monate Dezember/Januar 1948-1998. Für jede Niederschlagsregion können die Kenndaten der Hauptkomponentenanalysen und die Modellgüte in Kalibrierung bzw. Verifikation Tabelle A.3 entnommen werden. Die Nummern der Regionen in dieser Abb. entsprechen dabei den Nummern in der Zeile Nsg.- Region in Tab. A.3.

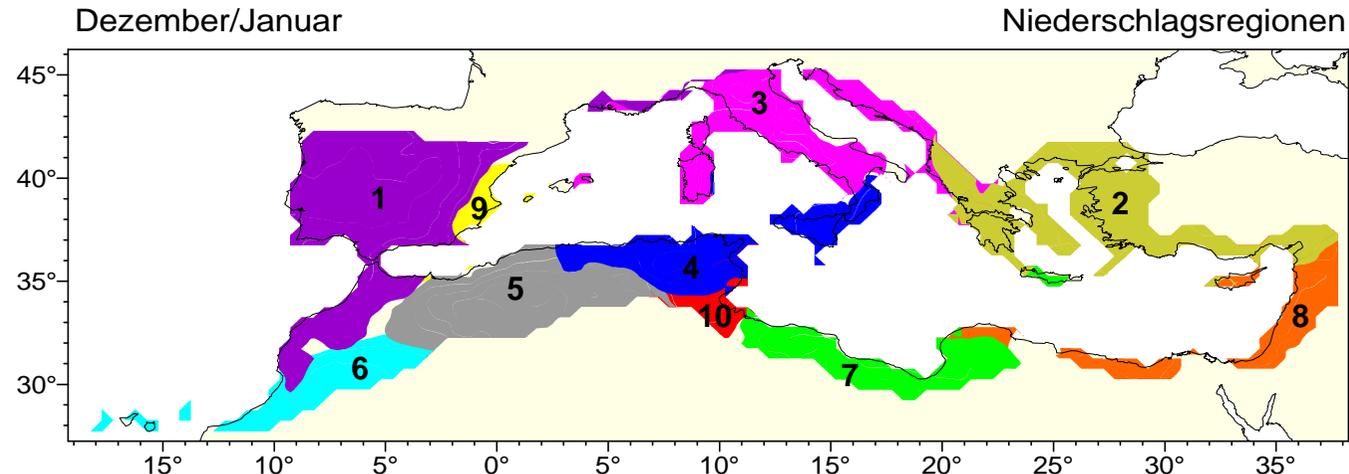


Abb. A.4: Generalisierte Niederschlagsregionen (Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität), definiert durch Ladungen  $>0.5/<-0.5$  der s-modalen, Varimaxrotierten Hauptkomponentenanalyse des Niederschlags der Monate Januar/Februar 1948-1998. Für jede Niederschlagsregion können die Kenndaten der Hauptkomponentenanalysen und die Modellgüte in Kalibrierung bzw. Verifikation Tabelle A.4 entnommen werden. Die Nummern der Regionen in dieser Abb. entsprechen dabei den Nummern in der Zeile Nsg.- Region in Tab. A.4.

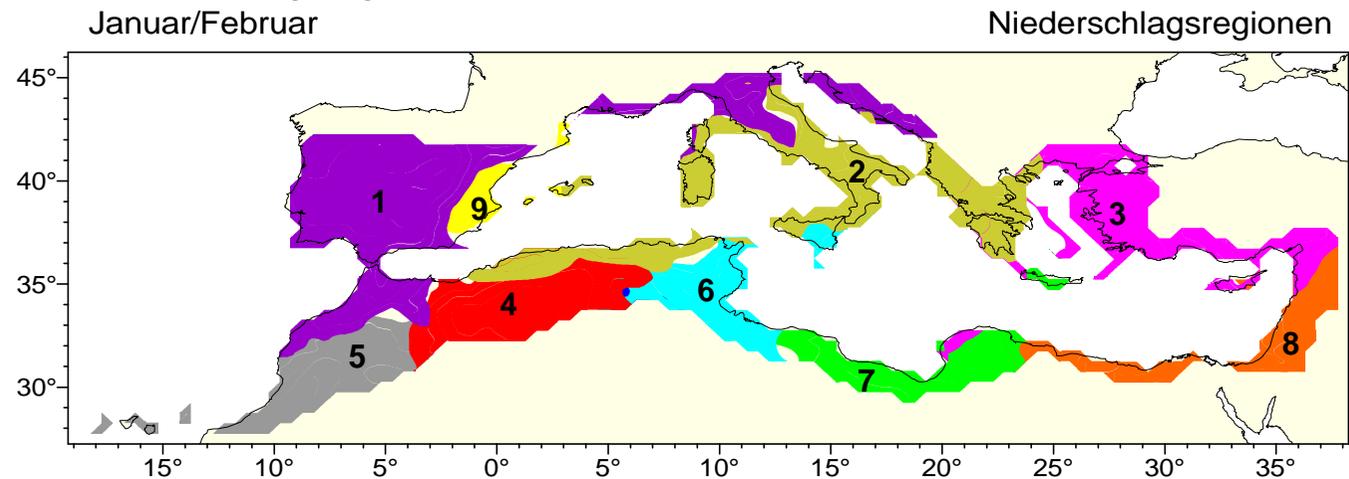


Abb. A.5: Generalisierte Niederschlagsregionen (Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität), definiert durch Ladungen  $>0.5/<-0.5$  der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse des Niederschlags der Monate Februar/März 1948-1998. Für jede Niederschlagsregion können die Kenndaten der Hauptkomponentenanalysen und die Modellgüte in Kalibrierung bzw. Verifikation Tabelle A.5 entnommen werden. Die Nummern der Regionen in dieser Abb. entsprechen dabei den Nummern in der Zeile Nsg.- Region in Tab. A.5.

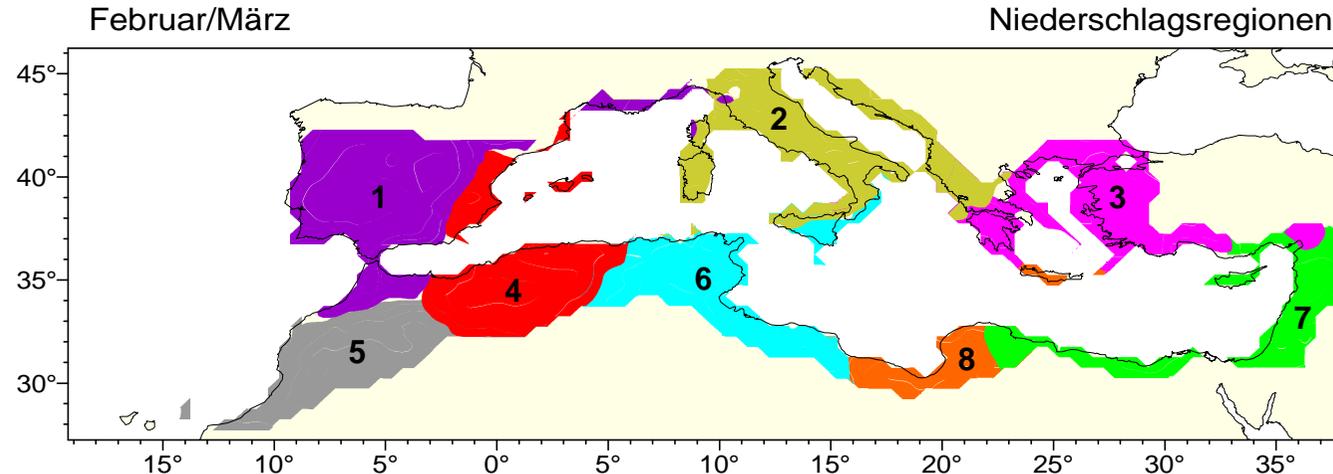


Abb. A.6: Generalisierte Niederschlagsregionen (Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität), definiert durch Ladungen  $>0.5/<-0.5$  der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse des Niederschlags der Monate März/April 1948-1998. Für jede Niederschlagsregion können die Kenndaten der Hauptkomponentenanalysen und die Modellgüte in Kalibrierung bzw. Verifikation Tabelle A.6 entnommen werden. Die Nummern der Regionen in dieser Abb. entsprechen dabei den Nummern in der Zeile Nsg.- Region in Tab. A.6.

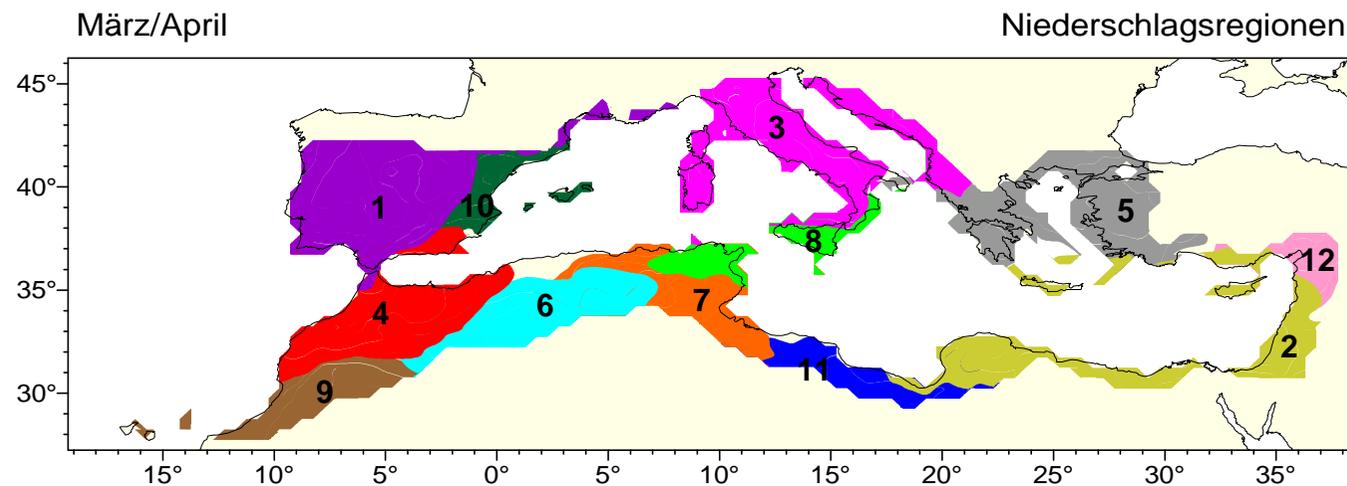
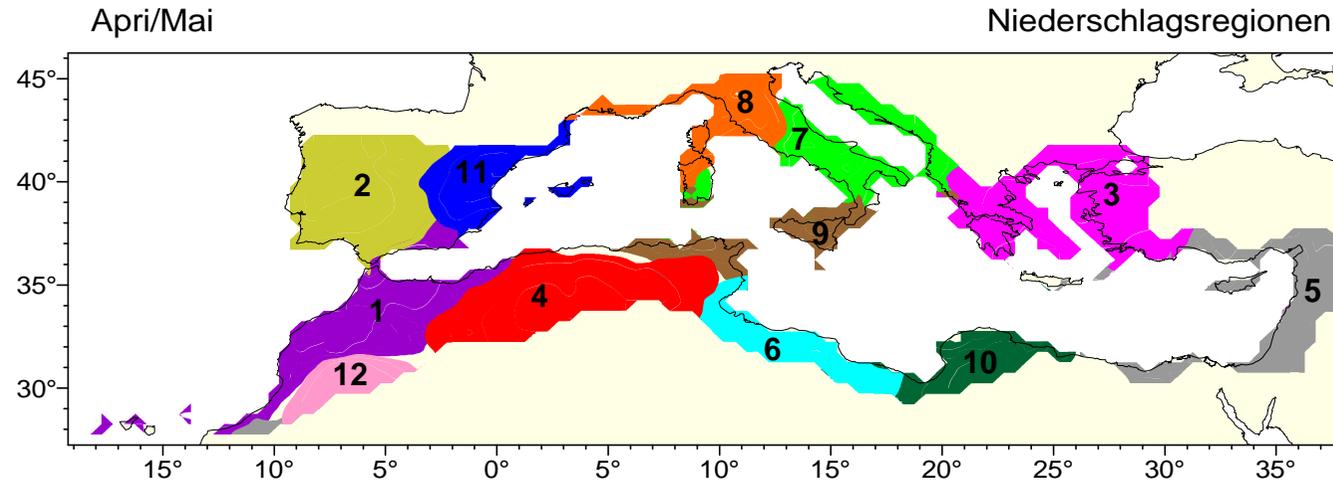


Abb. A.7: Generalisierte Niederschlagsregionen (Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität), definiert durch Ladungen  $>0.5 / <-0.5$  der s-modalen, Varimaxrotierten Hauptkomponentenanalyse des Niederschlags der Monate April/Mai 1948-1998. Für jede Niederschlagsregion können die Kenndaten der Hauptkomponentenanalysen und die Modellgüte in Kalibrierung bzw. Verifikation Tabelle A.7 entnommen werden. Die Nummern der Regionen in dieser Abb. entsprechen dabei den Nummern in der Zeile Nsg.- Region in Tab. A.7.



Tab. A.1: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen des mediterranen Niederschlags im Oktober/November 1948-1998 und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und statistisch modellierten Niederschlägen in der Kalibrierung (Korr. Kalib.) bzw. Verifikation (Korr. Verif.) aus den kanonischen Korrelationsanalysen mit den großskaligen Einflussgrößen geopotentielle Höhen im 1000hPa-/500hPa- Niveau und spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau. Rote Zahlen: Korrelationskoeffizient kleiner 0,3. GB= Gitterboxen, HK= Hauptkomponenten.

**OKTOBER/NOVEMBER**

<b>Kalibrierung: 1948,1954-1998</b>			<b>Verifikation: 1949-1953</b>				1122 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt							
Nsq.-Region	1	2	3	4	5	6	7	8	9	11+12	10			
Anzahl GB	211	195	179	146	126	87	68	68	70	35	40			
Anzahl HK	1	2	1	2	1	1	1	1	3	2	1			
erkl. Varianz	67,80	66,01	54,25	65,85	68,07	62,30	67,84	63,21	84,93	79,35	67,76			
Korr. Kalib.	0,774	0,660	0,629	0,727	0,718	0,711	0,603	0,632	0,643	0,625	0,701			
Korr. Verif.	0,728	0,541	0,443	0,529	0,331	0,509	0,687	0,255	0,623	0,294	0,507			
<b>Kalibrierung: 1948-1953,1959-1998</b>			<b>Verifikation: 1954-1958</b>				1153 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt							
Nsq.-Region	1	3	4	2	5	7	6	8	9	10	11			
Anzahl GB	210	174	148	151	128	82	97	72	49	44	47			
Anzahl HK	1	3	1	1	1	1	1	2	1	1	1			
erkl. Varianz	69,21	73,54	54,53	56,29	67,64	68,37	58,21	76,08	65,81	69,42	63,59			
Korr. Kalib.	0,791	0,716	0,675	0,564	0,711	0,635	0,687	0,658	0,624	0,721	0,681			
Korr. Verif.	0,468	0,481	0,576	0,792	0,415	0,513	0,568	0,305	0,292	0,420	0,402			
<b>Kalibrierung: 1948-1958, 1964-1998</b>			<b>Verifikation: 1959-1963</b>				980 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt							
Nsq.-Region	1	2	3	4	5	7	6	9	8	10	11			
Anzahl GB	209	182	180	147	114	72	82	72	61	39	41			
Anzahl HK	1	1	1	1	2	1	1	2	1	1	1			
erkl. Varianz	68,58	57,04	53,94	54,53	79,23	67,80	63,49	77,02	64,70	69,13	65,91			
Korr. Kalib.	0,780	0,625	0,628	0,680	0,704	0,609	0,707	0,690	0,629	0,719	0,660			
Korr. Verif.	0,666	0,589	0,226	0,495	0,424	0,456	0,394	0,406	0,637	0,170	0,317			
<b>Kalibrierung: 1948-1963,1969-1998</b>			<b>Verifikation: 1964-1968</b>				1202 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt							
Nsq.-Region	1	2	3	5	4	6	8	9	10	11				
Anzahl GB	221	211	180	138	145	81	70	59	56	41				
Anzahl HK	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1				
erkl. Varianz	67,12	54,88	65,16	63,50	51,62	64,54	62,95	61,87	65,01	66,83				
Korr. Kalib.	0,764	0,592	0,694	0,662	0,648	0,709	0,610	0,614	0,703	0,641				
Korr. Verif.	0,678	0,551	0,445	0,666	0,740	0,537	0,321	0,490	0,643	0,686				
<b>Kalibrierung: 1948-1968,1974-1998</b>			<b>Verifikation: 1969-1973</b>				928 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt							
Nsq.-Region	1	2	3	4	5	7	6	8	10	9	11			
Anzahl GB	232	184	157	145	113	76	81	64	60	59	33			
Anzahl HK	1	1	2	2	2	1	1	1	1	1	1			
erkl. Varianz	66,26	57,03	65,00	64,54	80,08	68,45	64,27	63,97	66,68	65,69	67,40			
Korr. Kalib.	0,774	0,612	0,690	0,712	0,706	0,626	0,709	0,619	0,721	0,646	0,669			
Korr. Verif.	0,447	0,552	0,006	0,544	0,476	0,518	0,693	0,484	0,287	0,079	0,640			

Tab. A.1 Fortsetzung.

**OKTOBER/NOVEMBER****Kalibrierung: 1948-1973,1979-1998****Verifikation: 1974-1978**

742 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	3	4	5	6	7	8	10	9	11	12	13		
Anzahl GB	211	192	172	141	120	81	59	63	61	42	40	14	32		
Anzahl HK	1	2	3	1	1	1	1	1	1	2	1	1	2		
erkl. Varianz	68,44	68,02	74,10	56,30	67,58	64,35	71,20	65,12	65,80	84,54	64,91	88,66	88,05		
Korr. Kalib.	0,780	0,657	0,735	0,691	0,699	0,718	0,628	0,615	0,725	0,675	0,676	0,805	0,623		
Korr. Verif.	0,639	0,295	0,467	0,550	-	0,423	-	0,347	-	0,414	0,286	0,227	0,383		

**Kalibrierung: 1948-1978,1984-1998****Verifikation: 1979-1983**

1160 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12			
Anzahl GB	212	180	171	151	123	81	71	67	63	53	36	19			
Anzahl HK	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1	1			
erkl. Varianz	66,36	55,14	55,33	53,18	67,12	63,35	69,26	64,42	79,25	66,86	63,59	84,59			
Korr. Kalib.	0,759	0,617	0,632	0,664	0,701	0,707	0,607	0,619	0,674	0,676	0,649	0,783			
Korr. Verif.	0,786	0,574	0,630	0,583	0,433	0,610	0,663	0,072	0,782	0,656	0,511	0,581			

**Kalibrierung: 1948-1983,1989-1998****Verifikation: 1984-1988**

1070 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	4	3	5	6	7	8	10	9	3	11			
Anzahl GB	227	202	137	141	98	86	64	67	60	45	52	26			
Anzahl HK	1	1	1	1	1	2	2	1	1	2	1	1			
erkl. Varianz	66,71	57,52	56,14	54,46	69,29	73,07	86,93	61,28	66,82	86,41	66,94	69,27			
Korr. Kalib.	0,776	0,608	0,681	0,643	0,734	0,702	0,640	0,590	0,729	0,733	0,3637	0,675			
Korr. Verif.	0,688	0,342	0,663	0,583	0,460	0,450	0,018	0,474	0,588	0,294	0,825	0,268			

**Kalibrierung: 1948-1988,1994-1998****Verifikation: 1989-1993**

1003 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	3	4	5	7	6	8	10	9	11	12	13		
Anzahl GB	215	190	164	149	109	74	83	71	56	44	38	1	30		
Anzahl HK	1	1	1	1	2	1	1	2	1	1	1	-	1		
erkl. Varianz	67,87	56,94	55,92	53,92	78,48	67,05	63,22	72,12	65,87	70,87	66,74	-	76,40		
Korr. Kalib.	0,777	0,637	0,638	0,672	0,669	0,652	0,712	0,584	0,708	0,717	0,682	-	0,665		
Korr. Verif.	0,717	0,115	0,423	0,543	0,763	0,354	0,587	0,531	0,588	0,451	0,569	-	0,243		

**Kalibrierung: 1948-1993****Verifikation: 1994-1998**

969 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	3	4	5	10	6	8	7	9	11	14	13		
Anzahl GB	236	190	169	149	129	66	74	68	35	45	33	17	26		
Anzahl HK	1	2	1	1	1	1	2	2	1	2	1	1	1		
erkl. Varianz	64,16	69,22	54,15	54,04	67,22	62,97	72,30	72,95	74,20	83,02	66,76	78,76	81,29		
Korr. Kalib.	0,759	0,673	0,620	0,674	0,711	0,692	0,693	0,615	0,643	0,680	0,682	0,670	0,669		
Korr. Verif.	0,759	-	0,683	0,474	0,330	0,563	0,613	0,425	0,533	-	-	0,329	0,488		

Tab. A.2: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen des mediterranen Niederschlags im November/Dezember 1948-1998 und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und statistisch modellierten Niederschlägen in der Kalibrierung (Korr. Kalib.) bzw. Verifikation (Korr. Verif.) aus den kanonischen Korrelationsanalysen mit den großskaligen Einflussgrößen geopotentielle Höhen im 1000hPa-/500hPa- Niveau und spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau. Rote Zahlen: Korrelationskoeffizient kleiner 0,3. GB= Gitterboxen, HK= Hauptkomponenten.

**NOVEMBER/DEZEMBER****Kalibrierung: 1948,1954-1998****Verifikation: 1949-1953**

1108 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	3	4	6	5	7	8	9	10	11	12		13	14
Anzahl GB	196	155	161	130	123	95	84	66	76	54	52	31	11	28	23
Anzahl HK	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1	1	-	1	1
erkl. Varianz	73,89	56,62	56,26	62,86	67,69	64,26	55,79	75,16	77,22	63,60	64,29	77,11	-	69,66	80,36
Korr. Kalib.	0,798	0,696	0,644	0,674	0,675	0,728	0,662	0,636	0,689	0,634	0,675	0,651	-	0,664	0,752
Korr. Verif.	0,667	0,631	0,375	0,375	0,489	0,609	0,238	0,728	0,737	0,272	0,855	0,565	-	-	0,882

**Kalibrierung: 1948-1953,1959-1998****Verifikation: 1954-1958**

940 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	3	5	6	4	7	8	9	10		11	13	12	14
Anzahl GB	196	164	160	137	124	103	98	59	70	51	25	41	34	18	15
Anzahl HK	1	1	1	2	2	2	2	2	1	1	-	1	1	1	1
erkl. Varianz	72,50	57,55	56,58	66,62	75,55	74,59	64,46	88,49	63,56	65,73	-	71,19	70,24	86,35	83,85
Korr. Kalib.	0,794	0,704	0,658	0,729	0,700	0,531	0,592	0,534	0,647	0,668	-	0,692	0,605	0,671	0,791
Korr. Verif.	0,678	0,501	-	0,656	0,531	0,517	0,655	0,504	0,227	0,255	-	0,511	0,245	0,712	0,293

**Kalibrierung: 1948-1958, 1964-1998****Verifikation: 1959-1963**

1258 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	5	4	6	7	3	9	10	Teil v. 3	11				
Anzahl GB	217	169	190	160	127	119	94	57	46	49	30				
Anzahl HK	1	1	2	3	2	1	1	2	3	1	1				
erkl. Varianz	72,15	54,91	62,49	81,32	77,77	55,09	62,40	78,22	80,99	63,57	73,50				
Korr. Kalib.	0,779	0,680	0,696	0,645	0,722	0,635	0,664	0,633	0,660	0,684	0,703				
Korr. Verif.	0,416	0,499	0,617	0,544	0,500	0,525	0,634	0,498	0,375	0,404	0,355				

**Kalibrierung: 1948-1963,1969-1998****Verifikation: 1964-1968**

1059 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	4	3	5	6	7	9	10	8	11				
Anzahl GB	209	159	144	155	149	114	118	78	48	32	45				
Anzahl HK	1	1	1	2	1	2	1	2	1	1	1				
erkl. Varianz	71,73	58,33	61,67	67,74	56,36	77,29	54,50	75,81	63,09	80,38	71,69				
Korr. Kalib.	0,786	0,708	0,647	0,677	0,672	0,706	0,643	0,674	0,659	0,645	0,707				
Korr. Verif.	0,560	0,380	0,544	0,632	0,496	0,298	0,308	0,281	0,489	0,607	0,365				

**Kalibrierung: 1948-1968,1974-1998****Verifikation: 1969-1973**

849 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	4	5	6	3	7	8	9	11	10		13	14	12
Anzahl GB	231	163	128	127	113	142	89	65	67	50	29	5	18	18	19
Anzahl HK	1	1	2	1	1	1	2	1	2	1	1	-	1	1	1
erkl. Varianz	69,89	57,11	74,48	59,32	70,00	52,86	65,57	76,70	77,17	68,70	66,49	-	74,82	85,51	85,43
Korr. Kalib.	0,776	0,701	0,614	0,702	0,697	0,593	0,666	0,687	0,626	0,700	0,683	-	0,622	0,809	0,696
Korr. Verif.	0,090	0,474	0,605	0,386	0,118	0,866	0,691	0,325	0,504	0,422	-	-	0,631	0,220	0,158

Tab. A2 Fortsetzung.

**NOVEMBER/DEZEMBER****Kalibrierung: 1948-1973,1979-1998****Verifikation: 1974-1978**

934 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	13		14	
Anzahl GB	218	155	161	125	150	115	97	68	68	40	48	24	7	19	
Anzahl HK	1	1	1	2	2	2	2	1	2	1	1	1	-	1	
erkl. Varianz	70,52	57,50	56,72	73,55	66,19	77,04	64,41	75,42	78,21	65,40	69,61	71,97	-	85,42	
Korr. Kalib.	0,771	0,699	0,637	0,647	0,701	0,726	0,695	0,659	0,630	0,618	0,717	0,611	-	0,802	
Korr. Verif.	0,777	0,670	0,294	0,219	0,761	0,506	0,602	0,072	0,577	0,610	0,579	0,525	-	0,457	

**Kalibrierung: 1948-1978,1984-1998****Verifikation: 1979-1983**

1106 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	5	3	6	4	8	7	9	10	11	13	-	12	14
Anzahl GB	199	161	143	154	108	101	84	103	72	55	39	30	10	20	19
Anzahl HK	1	1	2	1	2	2	1	1	2	2	1	1	1	1	1
erkl. Varianz	71,50	58,02	66,72	57,24	77,77	75,64	72,67	53,23	77,93	73,49	71,75	67,98	92,53	84,37	84,16
Korr. Kalib.	0,780	0,715	0,735	0,642	0,727	0,725	0,678	0,637	0,620	0,699	0,717	0,615	0,789	0,675	0,813
Korr. Verif.	0,831	0,433	0,447	0,448	0,284	0,594	0,176	0,552	0,346	0,766	0,488	0,768	0,784	0,434	0,387

**Kalibrierung: 1948-1983,1989-1998****Verifikation: 1984-1988**

926 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	4	3	5	6	7	9	8	10	11		13	12	14
Anzahl GB	197	152	133	157	122	110	103	75	52	51	47	13	26	25	18
Anzahl HK	1	1	2	1	1	1	1	2	1	2	1	-	2	1	1
erkl. Varianz	73,06	57,71	74,41	55,98	61,27	68,08	53,96	76,62	76,95	76,31	70,90	-	84,29	80,67	84,80
Korr. Kalib.	0,788	0,701	0,623	0,639	0,722	0,676	0,631	0,623	0,675	0,641	0,698	-	0,593	0,658	0,781
Korr. Verif.	0,794	0,727	0,192	0,246	0,348	0,428	0,538	0,417	-	0,586	0,578	-	0,431	0,470	0,680

**Kalibrierung: 1948-1988,1994-1998****Verifikation: 1989-1993**

1235 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	4	3	7	5	6	9	10	11	-	-	12		
Anzahl GB	209	157	155	143	130	115	117	67	46	50	12	10	24		
Anzahl HK	1	1	2	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1		
erkl. Varianz	70,28	56,70	75,25	56,47	53,91	60,68	75,39	76,76	63,40	71,01	87,21	92,35	81,41		
Korr. Kalib.	0,772	0,698	0,686	0,643	0,649	0,695	0,730	0,639	0,637	0,693	0,813	0,677	0,687		
Korr. Verif.	0,851	0,705	0,389	0,370	0,346	0,455	0,601	0,536	0,627	0,675	0,558	0,547	0,398		

**Kalibrierung: 1948-1993****Verifikation: 1994-1998**

1033 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	5	3	4	6	7	10	9	8					
Anzahl GB	191	164	198	166	138	122	98	75	72	45					
Anzahl HK	1	1	2	1	2	2	2	1	2	1					
erkl. Varianz	70,54	57,57	62,77	54,64	71,87	76,97	65,72	58,14	75,65	80,22					
Korr. Kalib.	0,766	0,701	0,695	0,643	0,624	0,699	0,670	0,650	0,585	0,648					
Korr. Verif.	0,805	0,424	0,372	0,511	-	0,748	0,295	0,571	0,684	0,604					





Tab. A.4: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen des mediterranen Niederschlags im Januar/Februar 1948-1998 und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und statistisch modellierten Niederschlägen in der Kalibrierung (Korr. Kalib.) bzw. Verifikation (Korr. Verif.) aus den kanonischen Korrelationsanalysen und Multiplen Regressionsanalysen mit den großskaligen Einflussgrößen geopotentielle Höhen im 1000hPa-/500hPa- Niveau und spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau. Rote Zahlen: Korrelationskoeffizient kleiner 0,3. GB= Gitterboxen, HK= Hauptkomponenten.

**JANUAR/FEBRUAR****Kalibrierung: 1948,1954-1998****Verifikation: 1949-1953**

Nsq.-Region	1	2	3	4	5	6	8	7	9						
Anzahl GB	291	231	181	119	120	109	98	103	22						
Anzahl HK	1	2	3	1	1	1	2	2	2						
erkl. Varianz	65,50	58,54	77,46	67,29	61,11	56,98	67,82	74,42	80,92						
Kanonische Korrelation mit 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte:										1274 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt					
Korr. Kalib.	0,741	0,701	0,782	0,671	0,608	0,594	0,657	0,617	0,714						
Korr. Verif.	0,520	0,463	0,641	0,305	0,404	0,326	0,306	0,492	0,409						
Multiple Regression mit 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte:										973 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt					
Korr. Kalib.	0,722	0,651	-	0,575	0,514	0,515	0,590	0,592	0,540						
Korr. Verif.	0,616	0,612	-	0,401	0,645	0,418	0,138	0,484	0,094						

**Kalibrierung: 1948-1953,1959-1998****Verifikation: 1954-1958**

Nsq.-Region	1	2	3	4+9	5	6	7	8							
Anzahl GB	284	213	164	149	119	114	103	105							
Anzahl HK	1	2	2	1	1	2	1	1							
erkl. Varianz	66,75	61,52	72,19	57,71	60,41	64,52	59,89	50,80							
Kanonische Korrelation mit 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte:										1251 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt					
Korr. Kalib.	0,765	0,721	0,769	0,635	0,594	0,637	0,650	0,576							
Korr. Verif.	0,570	0,511	0,641	0,540	0,645	0,658	0,578	0,411							
Multiple Regression mit 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte:										869 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt					
Korr. Kalib.	0,749	0,657	0,678	-	-	-	0,602	0,481							
Korr. Verif.	0,588	0,703	0,707	-	-	-	0,521	0,455							

**Kalibrierung: 1948-1958, 1964-1998****Verifikation: 1959-1963**

Nsq.-Region	1	3	2	6	5	4	8	7	9						
Anzahl GB	285	192	209	108	122	109	111	96	25						
Anzahl HK	1	2	1	3	1	1	1	3	1						
erkl. Varianz	66,00	68,76	49,97	76,82	59,55	67,43	50,95	82,69	71,56						
Kanonische Korrelation mit 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte:										1148 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt					
Korr. Kalib.	0,756	0,745	0,655	0,589	0,601	0,662	0,584	0,629	0,679						
Korr. Verif.	0,732	0,563	0,648	0,516	0,558	0,237	0,518	0,552	0,519						
Multiple Regression mit 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte:										893 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt					
Korr. Kalib.	0,732	0,688	0,597	-	-	0,545	0,495	0,534	-						
Korr. Verif.	0,721	0,640	0,635	-	-	0,277	0,401	0,505	-						



Tab. A.4 Fortsetzung.

**JANUAR/FEBRUAR****Kalibrierung: 1948-1978,1984-1998      Verifikation: 1979-1983**

Nsq.-Region	1	2	3	4	5	8	7	6	9					
Anzahl GB	296	209	185	145	117	113	109	70	29					
Anzahl HK	1	1	2	1	1	1	2	2	2					
erkl. Varianz	63,97	49,26	68,89	62,45	61,40	51,87	69,78	73,46	79,50					
Kanonische Korrelation mit 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte:										1203 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt				
Korr. Kalib.	0,751	0,654	0,750	0,683	0,615	0,578	0,537	0,462	0,700					
Korr. Verif.	0,772	0,549	0,623	0,462	0,572	0,414	0,550	0,222	0,523					
Multiple Regression mit 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte:										907 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt				
Korr. Kalib.	-	0,620	0,662	0,568	0,542	0,490	0,420	0,469	0,583					
Korr. Verif.	-	0,572	0,690	0,376	0,592	0,401	0,548	0,272	0,390					

**Kalibrierung: 1948-1983,1989-1998      Verifikation: 1984-1988**

Nsq.-Region	1	2	3	4	5	7	8	6	9					
Anzahl GB	333	222	191	117	117	98	98	80	21					
Anzahl HK	1	2	2	1	1	1	1	1	1					
erkl. Varianz	63,10	58,69	70,51	67,25	61,31	65,24	52,00	61,03	76,48					
Kanonische Korrelation mit 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte:										943 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt				
Korr. Kalib.	0,744	0,693	0,768	0,666	0,633	0,682	0,586	0,586	0,751					
Korr. Verif.	0,477	0,423	0,420	0,385	0,103	0,235	0,252	0,463	0,240					
Multiple Regression mit 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte:										1081 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt				
Korr. Kalib.	0,725	0,638	0,699	0,554	0,556	0,615	-	0,530	0,323					
Korr. Verif.	0,512	0,558	0,433	0,371	0,478	0,018	-	0,352	0,300					

**Kalibrierung: 1948-1988,1994-1998      Verifikation: 1989-1993**

Nsq.-Region	1	2	3	4	5	7	8	6	9					
Anzahl GB	286	210	158	147	127	117	107	84	14					
Anzahl HK	1	1	2	1	1	2	1	3	1					
erkl. Varianz	65,08	47,66	71,10	62,66	59,39	71,03	51,51	78,10	81,31					
Kanonische Korrelation mit 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte:										885 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt				
Korr. Kalib.	0,743	0,626	0,754	0,637	0,599	0,610	0,562	0,616	0,721					
Korr. Verif.	0,377	0,572	0,379	0,724	0,213	0,260	-	0,628	0,252					
Multiple Regression mit 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte:										1002 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt				
Korr. Kalib.	0,699	0,560	0,698	0,472	0,485	0,594	0,511	0,488	-					
Korr. Verif.	0,341	0,565	0,435	0,678	0,288	0,409	0,246	0,412	-					

Tab. A.4 Fortsetzung.

**JANUAR/FEBRUAR****Kalibrierung: 1948-1993****Verifikation: 1994-1998**

Nsg.-Region	1	2	3	4	5	6	7	8	9						
Anzahl GB	286	251	168	122	133	102	103	94	17						
Anzahl HK	1	2	2	1	1	1	1	2	1						
erkl. Varianz	64,39	58,01	72,03	63,76	57,45	56,21	62,65	69,86	76,68						
Kanonische Korrelation mit 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte:										977 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt					
Korr. Kalib.	0,745	0,706	0,775	0,659	0,569	0,627	0,658	0,684	0,693						
Korr. Verif.	0,796	0,635	0,389	0,676	0,719	-	0,145	0,162	0,772						
Multiple Regression mit 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte:										1063 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt					
Korr. Kalib.	0,724	0,679	0,725	0,531	0,498	-	0,566	-	-						
Korr. Verif.	0,804	0,592	0,435	0,711	0,750	-	0,543	-	-						

Tab. A.5: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen des mediterranen Niederschlags im Februar/März 1948-1998 und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und statistisch modellierten Niederschlägen in der Kalibrierung (Korr. Kalib.) bzw. Verifikation (Korr. Verif.) aus den kanonischen Korrelationsanalysen mit den großskaligen Einflussgrößen geopotentielle Höhen im 1000hPa-/500hPa- Niveau und spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau. Rote Zahlen: Korrelationskoeffizient kleiner 0,3. GB= Gitterboxen, HK= Hauptkomponenten.

**FEBRUAR/MÄRZ**

<b>Kalibrierung: 1948,1954-1998</b>			<b>Verifikation: 1949-1953</b>				1030 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt								
Nsq.-Region	1	2	3	4	5	7	6	8							
Anzahl GB	237	241	158	147	139	139	116	45							
Anzahl HK	1	2	2	2	2	2	2	1							
erkl. Varianz	67,56	64,46	69,69	66,31	70,31	58,88	66,74	74,21							
Korr. Kalib.	0,760	0,742	0,737	0,627	0,664	0,595	0,656	0,650							
Korr. Verif.	0,668	0,386	0,396	0,256	0,602	0,497	0,437	0,175							
<b>Kalibrierung: 1948-1953,1959-1998</b>			<b>Verifikation: 1954-1958</b>				1007 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt								
Nsq.-Region	1	2	3	4	5	6	7	8							
Anzahl GB	235	215	157	152	141	127	138	77							
Anzahl HK	1	2	1	2	2	3	2	1							
erkl. Varianz	68,21	64,39	57,49	64,80	69,22	75,53	59,33	62,23							
Korr. Kalib.	0,774	0,735	0,674	0,669	0,664	0,699	0,555	0,615							
Korr. Verif.	0,056	0,757	0,712	0,650	0,710	0,530	0,487	0,535							
<b>Kalibrierung: 1948-1958,1964-1998</b>			<b>Verifikation: 1959-1963</b>				917 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt								
Nsq.-Region	1	2	3	4	5	6	8	7							
Anzahl GB	232	202	163	133	147	128	76	111							
Anzahl HK	2	2	1	3	2	1	1	1							
erkl. Varianz	74,77	64,84	59,04	74,51	68,61	52,29	59,17	47,22							
Korr. Kalib.	0,788	0,741	0,684	0,583	0,669	0,605	0,579	0,559							
Korr. Verif.	0,799	0,714	0,600	0,638	0,270	0,139	0,543	0,544							
<b>Kalibrierung: 1948-1963,1969-1998</b>			<b>Verifikation: 1964-1968</b>				904 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt								
Nsq.-Region	1	2	3	4	5	6	7	8							
Anzahl GB	220	238	148	147	151	130	125	86							
Anzahl HK	2	2	1	3	2	1	2	1							
erkl. Varianz	76,74	63,46	60,18	75,43	68,18	51,66	61,07	60,74							
Korr. Kalib.	0,814	0,739	0,698	0,661	0,676	0,618	0,659	0,620							
Korr. Verif.	0,658	0,611	0,767	0,565	0,519	0,217	0,295	0,236							
<b>Kalibrierung: 1948-1968,1974-1998</b>			<b>Verifikation: 1969-1973</b>				828 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt								
Nsq.-Region	1	3	2	4	5	6	8	7	Teil v. 6	Teil v. 4					
Anzahl GB	221	175	182	126	129	83	82	111	64	57					
Anzahl HK	2	1	2	2	1	1	2	2	3	2					
erkl. Varianz	76,64	57,89	66,79	68,95	58,24	62,24	74,52	62,15	83,52	82,81					
Korr. Kalib.	0,792	0,679	0,747	0,630	0,617	0,654	0,610	0,652	0,458	0,596					
Korr. Verif.	0,794	0,315	0,424	0,293	0,338	0,015	0,073	0,016	0,387	0,398					





Tab. A.6 Fortsetzung.

**MÄRZ/APRIL****Kalibrierung: 1948-1973,1979-1998****Verifikation: 1974-1978**

892 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	4	5	3	7	9	11	10	8				
Anzahl GB	177	186	179	168	179	142	77	76	62	16				
Anzahl HK	1	1	1	2	2	1	1	2	3	1				
erkl. Varianz	67.76	52.09	54.48	65.51	62.97	53.38	63.46	78.14	81.31	72.65				
Korr. Kalib.	0.735	0.632	0.563	0.712	0.623	0.609	0.622	0.709	0.684	0.728				
Korr. Verif.	0.410	0.286	0.510	0.150	0.454	0.417	0.355	0.503	0.500	0.166				

**Kalibrierung: 1948-1978,1984-1998****Verifikation: 1979-1983**

1115 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	5	3	2	4	6	8	7	9	10	12	11		
Anzahl GB	190	171	177	134	109	108	95	80	81	59	44	44		
Anzahl HK	2	1	1	1	2	1	2	1	1	3	1	1		
erkl. Varianz	72.86	52.75	51.15	56.36	72.68	62.72	62.02	62.51	62.88	80.44	68.79	77.18		
Korr. Kalib.	0.754	0.648	0.626	0.665	0.625	0.595	0.649	0.636	0.612	0.632	0.671	0.690		
Korr. Verif.	0.431	0.362	-	0.687	0.639	0.711	0.613	0.524	0.535	0.471	0.599	0.742		

**Kalibrierung: 1948-1983,1989-1998****Verifikation: 1984-1988**

997 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	3	5	4	7	9	11+7	10	6	12			
Anzahl GB	189	163	176	170	141	127	73	73	62	46	37			
Anzahl HK	1	1	2	1	1	3	1	2	3	1	1			
erkl. Varianz	65.27	54.03	63.69	52.19	58.44	75.44	65.23	80.49	79.43	81.67	66.71			
Korr. Kalib.	0.725	0.649	0.617	0.625	0.623	0.638	0.669	0.655	0.624	0.681	0.665			
Korr. Verif.	0.493	0.666	0.328	0.592	-	0.630	-	0.640	0.388	-	0.606			

**Kalibrierung: 1948-1988,1994-1998****Verifikation: 1989-1993**

1187 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	4	2	3	5	6	8	7+11	9	10	12			
Anzahl GB	172	159	160	181	164	90	84	87	74	60	40			
Anzahl HK	1	1	2	2	1	1	2	2	1	3	2			
erkl. Varianz	67.75	58.71	64.54	62.51	52.90	66.36	63.97	75.87	65.63	82.84	78.07			
Korr. Kalib.	0.738	0.587	0.704	0.618	0.634	0.651	0.652	0.644	0.603	0.697	0.693			
Korr. Verif.	0.664	0.402	0.424	0.336	0.364	0.301	0.227	0.452	0.430	0.363	0.475			

**Kalibrierung: 1948-1993****Verifikation: 1994-1998**

924 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	5	7	3	4	2	9	12	10	11	8			
Anzahl GB	169	181	147	168	143	112	77	72	55	69	21			
Anzahl HK	1	1	1	2	1	1	1	2	2	1	2			
erkl. Varianz	66.92	52.90	53.00	63.29	56.18	58.29	64.44	72.79	73.38	61.84	79.19			
Korr. Kalib.	0.728	0.662	0.606	0.608	0.625	0.650	0.630	0.694	0.710	0.677	0.713			
Korr. Verif.	0.723	0.509	0.100	0.541	0.263	0.786	0.528	0.525	0.364	0.473	0.517			

Tab. A.7: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen des mediterranen Niederschlags im April/Mai 1948-1998 und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und statistisch modellierten Niederschlägen in der Kalibrierung (Korr. Kalib.) bzw. Verifikation (Korr. Verif.) aus den kanonischen Korrelationsanalysen mit den großskaligen Einflussgrößen geopotentielle Höhen im 1000hPa-/500hPa- Niveau und spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau. Rote Zahlen: Korrelationskoeffizient kleiner 0,3. GB= Gitterboxen, HK= Hauptkomponenten.

**APRIL/MAI****Kalibrierung: 1948,1954-1998****Verifikation: 1949-1953**

742 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12			
Anzahl GB	159	147	166	115	125	108	95	83	57	63	72	41			
Anzahl HK	1	1	1	2	2	1	2	1	2	1	2	1			
erkl. Varianz	57.02	65.71	49.54	75.91	64.59	61.52	70.75	58.10	72.78	72.96	67.39	82.79			
Korr. Kalib.	0.673	0.697	0.580	0.591	0.571	0.618	0.639	0.634	0.644	0.624	0.550	0.679			
Korr. Verif.	0.441	0.396	-	0.786	0.487	-	0.116	0.550	-	-	0.377	0.392			

**Kalibrierung: 1948-1953,1959-1998****Verifikation: 1954-1958**

1205 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	4	3	5	9	7	10	8	11	6	12			
Anzahl GB	165	145	131	147	134	94	87	75	89	66	72	40			
Anzahl HK	1	1	2	1	2	2	2	2	1	1	1	1			
erkl. Varianz	57.50	66.57	70.69	48.75	63.19	69.63	71.01	79.95	55.08	58.55	60.89	84.20			
Korr. Kalib.	0.659	0.692	0.576	0.572	0.558	0.630	0.572	0.540	0.602	0.628	0.578	0.682			
Korr. Verif.	0.760	0.430	0.708	0.445	0.376	0.527	0.331	0.453	0.715	0.568	0.540	0.211			

**Kalibrierung: 1948-1958,1964-1998****Verifikation: 1959-1963**

668 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	4+6	2	3	5	7	10	8	11	Teil v. 1	12				
Anzahl GB	176	202	156	171	151	125	82	87	70	4	34				
Anzahl HK	2	2	1	1	2	2	1	1	2	-	1				
erkl. Varianz	71.09	65.72	65.04	50.11	62.41	66.75	67.88	58.36	67.55	-	88.35				
Korr. Kalib.	0.712	0.623	0.682	0.588	0.561	0.647	0.604	0.636	0.655	-	0.710				
Korr. Verif.	0.239	0.379	0.496	0.148	0.420	0.315	0.138	-	0.207	-	0.375				

**Kalibrierung: 1948-1963,1969-1998****Verifikation: 1964-1968**

1034 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	4	3	5	9	8	10	7	6	11	12			
Anzahl GB	161	140	145	156	133	78	97	67	76	71	78	40			
Anzahl HK	1	1	3	3	2	1	2	1	1	1	2	1			
erkl. Varianz	59.17	64.68	80.41	68.03	64.83	62.63	68.68	71.04	64.45	67.82	67.15	84.26			
Korr. Kalib.	0.668	0.683	0.676	0.559	0.557	0.666	0.692	0.650	0.617	0.640	0.675	0.685			
Korr. Verif.	0.664	0.600	0.368	0.312	0.313	0.403	0.157	0.642	0.371	0.281	0.376	0.282			

**Kalibrierung: 1948-1968,1974-1998****Verifikation: 1969-1973**

1009 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	4	3	2	1	9	7	5	6	8	11	10				
Anzahl GB	174	170	147	116	83	91	82	104	87	71	58				
Anzahl HK	1	1	2	1	2	2	2	1	1	1	1				
erkl. Varianz	58.83	49.60	74.96	60.20	68.16	72.05	67.25	59.29	57.70	53.61	68.83				
Korr. Kalib.	0.637	0.577	0.706	0.660	0.623	0.638	0.614	0.580	0.635	0.599	0.591				
Korr. Verif.	0.199	0.483	0.768	0.685	0.554	0.541	0.528	0.500	0.356	0.462	0.644				

Tab. A.7 Fortsetzung.

**APRIL/MAI****Kalibrierung: 1948-1973,1979-1998****Verifikation: 1974-1978**

1003 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	4	3	7	5	9	8	6	10	11	12			
Anzahl GB	147	147	165	164	97	113	72	86	75	63	74	40			
Anzahl HK	1	1	1	1	2	2	2	1	1	1	3	1			
erkl. Varianz	59.03	66.16	58.68	50.09	70.79	63.17	70.01	57.37	67.23	74.66	79.11	84.17			
Korr. Kalib.	0.658	0.684	0.575	0.575	0.617	0.603	0.608	0.607	0.624	0.639	0.600	0.689			
Korr. Verif.	0.668	0.447	0.291	0.311	0.464	0.502	0.398	0.499	0.220	0.576	0.470	0.395			

**Kalibrierung: 1948-1978,1984-1998****Verifikation: 1979-1983**

829 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	3	4	5	9	8	6	10	7	11	12			
Anzahl GB	165	155	164	130	124	88	95	76	65	76	67	38			
Anzahl HK	1	1	1	1	2	3	2	1	1	1	3	1			
erkl. Varianz	58.18	64.96	49.45	61.22	66.30	72.95	68.57	66.22	71.91	62.40	80.26	85.17			
Korr. Kalib.	0.669	0.697	0.595	0.579	0.580	0.603	0.680	0.612	0.637	0.605	0.601	0.701			
Korr. Verif.	0.518	0.241	0.265	0.694	0.450	0.635	0.260	0.566	0.594	0.325	0.493	0.330			

**Kalibrierung: 1948-1983,1989-1998****Verifikation: 1984-1988**

935 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	4	5	3	7	9	8	10	6	11	12			
Anzahl GB	168	149	138	150	142	94	75	84	65	70	69	37			
Anzahl HK	1	1	1	2	1	2	1	2	1	1	1	1			
erkl. Varianz	58.47	65.46	61.20	62.70	49.55	72.38	61.74	68.49	71.18	66.78	53.85	84.68			
Korr. Kalib.	0.670	0.684	0.598	0.549	0.558	0.644	0.630	0.651	0.602	0.579	0.582	0.700			
Korr. Verif.	-	0.458	-	0.384	0.513	0.522	0.530	0.655	0.557	0.511	0.675	0.353			

**Kalibrierung: 1948-1988,1994-1998****Verifikation: 1989-1993**

853 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	1	2	3	4	5	7	6	8	10	11	9	12			
Anzahl GB	167	147	161	122	136	107	104	86	63	68	44	40			
Anzahl HK	1	1	1	2	2	2	1	1	1	2	1	1			
erkl. Varianz	58.30	64.91	49.80	76.06	63.34	69.10	59.74	58.23	72.84	71.18	69.99	84.29			
Korr. Kalib.	0.662	0.679	0.592	0.623	0.564	0.589	0.643	0.649	0.622	0.592	0.697	0.699			
Korr. Verif.	0.432	0.448	0.300	0.388	0.138	0.661	-	0.429	0.456	0.212	0.184	-			

**Kalibrierung: 1948-1993****Verifikation: 1994-1998**

1144 abgeschätzte Gitterboxen insgesamt

Nsq.-Region	4+6	1	2	3	5	7	8	10	11	12					
Anzahl GB	212	171	153	159	132	131	99	78	71	37					
Anzahl HK	1	1	1	1	2	1	2	2	2	1					
erkl. Varianz	49.96	57.93	63.55	48.62	64.45	54.46	66.27	79.46	67.99	85.56					
Korr. Kalib.	0.557	0.652	0.669	0.579	0.566	0.608	0.662	0.462	0.561	0.691					
Korr. Verif.	0.567	0.496	0.531	0.387	0.524	0.463	0.223	0.659	0.412	0.603					

Tab. A.8: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen der großskaligen Einflussgrößen geopotentielle Höhen im 1000hPa-/500hPa- Niveau, spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau, Meeresoberflächentemperaturen (SST) des Nordatlantiks und des Mittelmeers in den zehn Kalibrierungszeiträumen. Angegeben sind für jede Prädiktorvariable die Anzahl der extrahierten Hauptkomponenten (Hk.) und deren insgesamt erklärter Anteil der Gesamtvarianz (Var.).

## Oktober/November

	Kal.48,54-98		Kal.48-53,59-98		Kal.48-58,64-98		Kal.48-63,69-98		Kal.48-68,74-98		Kal.48-73,79-98		Kal.48-78,84-98		Kal.48-83,89-98		Kal.48-88,94-98		Kal.48-93	
	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.
Geopotential	18	80,20	18	80,15	18	80,15	16	77,79	18	80,38	18	80,17	16	77,74	18	80,11	18	80,35	18	80,30
sp. Feuchte	16	74,99	16	74,82	16	74,80	15	73,19	16	74,72	16	74,77	16	74,94	16	74,71	16	74,87	16	74,59
SST Atlantik	6	93,13	7	94,55	6	93,13	6	92,97	6	93,07	7	94,52	6	92,85	7	94,63	4	88,74	5	90,94
SST Mittelm.	2	93,96	2	94,35	2	93,96	2	94,06	2	94,17	2	93,98	2	93,93	2	93,96	2	94,10	2	94,18

## November/Dezember

	Kal.48,54-98		Kal.48-53,59-98		Kal.48-58,64-98		Kal.48-63,69-98		Kal.48-68,74-98		Kal.48-73,79-98		Kal.48-78,84-98		Kal.48-83,89-98		Kal.48-88,94-98		Kal.48-93	
	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.
Geopotential	15	77,01	17	79,84	15	76,96	15	76,98	17	80,00	15	76,99	18	81,03	17	79,76	15	77,10	15	77,02
sp. Feuchte	19	78,28	15	73,73	19	77,86	17	76,01	16	74,95	17	76,14	17	76,09	15	73,74	19	78,13	15	73,40
SST Atlantik	6	92,27	7	93,97	6	92,00	7	93,85	6	92,10	7	93,76	5	89,96	7	94,07	6	92,56	6	92,37
SST Mittelm.	3	95,24	2	93,36	3	94,94	3	94,59	3	94,79	3	94,89	2	93,02	3	94,89	3	94,99	3	95,23

## Dezember/Januar

	Kal.48,54-98		Kal.48-53,59-98		Kal.48-58,64-98		Kal.48-63,69-98		Kal.48-68,74-98		Kal.48-73,79-98		Kal.48-78,84-98		Kal.48-83,89-98		Kal.48-88,94-98		Kal.48-93	
	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.
Geopotential	17	80,34	18	81,31	18	81,54	18	81,40	18	81,34	17	80,36	18	81,40	17	80,20	17	80,23	18	81,39
sp. Feuchte	20	78,01	20	77,90	16	73,58	17	74,93	19	77,01	19	77,17	16	73,66	20	78,00	20	78,04	19	76,98
SST Atlantik	6	90,10	5	87,48	6	89,93	6	89,76	6	89,82	6	89,66	6	90,07	7	92,30	7	92,06	7	92,15
SST Mittelm.	6	95,95	6	96,04	6	95,83	5	94,45	6	96,08	6	95,92	6	95,89	6	96,03	6	95,99	6	96,14

## Januar/Februar

	Kal.48,54-98		Kal.48-53,59-98		Kal.48-58,64-98		Kal.48-63,69-98		Kal.48-68,74-98		Kal.48-73,79-98		Kal.48-78,84-98		Kal.48-83,89-98		Kal.48-88,94-98		Kal.48-93	
	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.
Geopotential	17	80,63	17	80,42	17	80,52	18	81,64	17	80,46	17	80,47	17	80,53	17	80,51	17	80,31	17	80,58
sp. Feuchte	17	74,79	20	77,55	20	77,68	18	75,71	15	71,99	20	77,91	20	77,79	20	77,81	16	73,47	20	77,90
SST Atlantik	7	86,60	7	86,77	7	87,42	7	87,13	7	86,69	8	89,14	7	87,10	7	87,49	7	87,08	7	86,80
SST Mittelm.	8	94,44	6	91,19	7	92,89	8	94,44	8	94,55	8	94,45	7	92,95	8	94,11	7	93,08	8	94,50

Tab. A.8 Fortsetzung.

## Februar/März

	Kal.48,54-98		Kal.48-53,59-98		Kal.48-58,64-98		Kal.48-63,69-98		Kal.48-68,74-98		Kal.48-73,79-98		Kal.48-78,84-98		Kal.48-83,89-98		Kal.48-88,94-98		Kal.48-93	
	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.
Geopotential	17	79,85	18	81,08	18	80,96	18	81,06	18	81,12	18	80,91	17	79,89	18	81,05	18	80,91	17	79,87
sp. Feuchte	19	76,61	18	75,25	15	71,80	19	76,43	15	71,74	19	76,59	15	71,75	15	71,81	19	76,50	19	76,64
SST Atlantik	9	87,52	7	83,23	7	83,81	7	83,48	7	82,66	9	87,73	9	88,06	8	86,60	7	83,91	8	85,84
SST Mittelm.	7	91,22	7	90,70	7	91,06	7	91,21	7	91,07	7	91,20	7	90,80	7	90,66	7	90,00	7	91,06

## März/April

	Kal.48,54-98		Kal.48-53,59-98		Kal.48-58,64-98		Kal.48-63,69-98		Kal.48-68,74-98		Kal.48-73,79-98		Kal.48-78,84-98		Kal.48-83,89-98		Kal.48-88,94-98		Kal.48-93	
	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.
Geopotential	17	78.01	17	78.19	17	77.97	17	78.09	17	78.23	17	78.07	18	79.17	17	78.04	17	78.07	18	79.22
sp. Feuchte	19	75.07	19	75.08	19	74.86	16	72.02	19	74.99	19	75.3	19	75.14	19	75.07	19	75.5	19	75.31

## April/Mai

	Kal.48,54-98		Kal.48-53,59-98		Kal.48-58,64-98		Kal.48-63,69-98		Kal.48-68,74-98		Kal.48-73,79-98		Kal.48-78,84-98		Kal.48-83,89-98		Kal.48-88,94-98		Kal.48-93	
	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.	Hk.	Var.
Geopotential	18	77.12	18	77.11	18	76.85	18	76.92	18	77.13	18	77.24	18	77.04	18	77.07	18	77.01	18	76.89
sp. Feuchte	15	69.22	15	69.09	15	69.14	15	68.98	15	69.09	13	66.45	15	68.95	12	64.88	15	69.27	14	67.67

Tab. A.9a: Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und mit verschiedenen Methoden modellierten Niederschlägen in den Kalibrierungs- bzw. Verifikationszeiträumen für die Monate Oktober/November. Blaue Zahlen: Höchste Korrelation je Spalte in der Verifikation. Hk.= Hauptkomponente.

<b>OKTOBER/NOVEMBER</b>	Hk. 1	Hk. 2	Hk. 3	Hk. 4	Hk. 5	Hk. 6	Hk. 7	Hk. 8	Hk. 9	Hk. 10	Hk. 11	Hk. 12	Hk. 13
Multiple Regression mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential, spez. Feuchte, SST Nordatlantik und SST Mittelmeer													
Kalibrierung (1948-1993)	0,722	0,571	0,573	0,653	0,624	0,647	0,629	0,593	0,481	0,601	0,555	0,537	0,516
Verifikation (1994-1998)	-	-	0,753	0,371	0,452	0,753	-	-	0,382	-	-	0,422	0,497

Multiple Regression mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte

Kalibrierung (1948-1993)	0,722	0,571	0,575	0,641	0,624	0,647	0,629	0,538	0,481	0,611	0,601	0,587	0,551
Verifikation (1994-1998)	-	-	0,737	0,459	0,452	0,753	-	0,400	0,382	-	0,230	0,571	0,488

Kanonische Korrelation mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential, spez. Feuchte, SST Nordatlantik und SST Mittelmeer

Kalibrierung (1948-1993)	0,767	0,696	0,637	0,688	0,719	0,704	0,701	0,620	0,675	0,705	0,708	0,721	0,722
Verifikation (1994-1998)	0,746	-	0,597	0,415	0,248	0,521	0,585	0,487	0,408	-	-	0,254	0,315

Kanonische Korrelation mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte

Kalibrierung (1948-1993)	0,759	0,673	0,620	0,674	0,711	0,692	0,693	0,615	0,643	0,680	0,682	0,670	0,669
Verifikation (1994-1998)	0,759	-	0,683	0,474	0,330	0,563	0,613	0,425	0,533	-	-	0,329	0,488

Kanonische Korrelation mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential

Kalibrierung (1948-1993)	0,730	0,608	0,590	0,637	0,679	0,662	0,638	0,527	0,566	0,663	0,601	0,593	0,561
Verifikation (1994-1998)	0,772	-	0,576	0,496	0,359	0,611	0,703	-	0,318	-	-	0,371	0,646

Tab. A.9b: Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und mit verschiedenen Methoden modellierten Niederschlägen in den Kalibrierungs- bzw. Verifikationszeiträumen für die Monate Dezember/Januar. Blaue Zahlen: Höchste Korrelation je Spalte in der Verifikation. Hk.= Hauptkomponente.

<b>DEZEMBER/JANUAR</b>	Hk. 1	Hk. 2	Hk. 3	Hk. 4	Hk. 5	Hk. 6	Hk. 7	Hk. 8	Hk. 9	Hk. 10	Hk. 11	Hk. 12	Hk. 13
Multiple Regression mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential, spez. Feuchte, SST Nordatlantik und SST Mittelmeer													
Kalibrierung (1948-1993)	0,767	0,674	0,638	0,547	0,537	0,529	0,608	0,648	0,549	0,559			
Verifikation (1994-1998)	0,777	-	0,465	-	0,348	0,793	-	-	0,725	-			

Multiple Regression mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte

Kalibrierung (1948-1993)	0,767	0,684	0,675	0,580	0,537	0,554	0,575	0,618	0,585	0,559			
Verifikation (1994-1998)	0,777	0,372	0,512	-	0,348	0,737	-	-	0,746	-			

Kanonische Korrelation mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential, spez. Feuchte, SST Nordatlantik und SST Mittelmeer

Kalibrierung (1948-1993)	0,815	0,747	0,703	0,642	0,635	0,726	0,623	0,741	0,674	-			
Verifikation (1994-1998)	0,761	0,188	0,503	0,315	0,262	0,672	0,613	0,03	0,761	-			

Kanonische Korrelation mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte

Kalibrierung (1948-1993)	0,806	0,735	0,695	0,697	0,624	0,678	0,605	0,688	0,653	0,639			
Verifikation (1994-1998)	0,852	0,315	0,580	0,442	0,322	0,752	0,625	0,215	0,784	-			

Kanonische Korrelation mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential

Kalibrierung (1948-1993)	0,777	0,702	0,670	0,603	0,555	0,579	0,528	0,631	0,604	0,545			
Verifikation (1994-1998)	0,814	0,241	0,513	0,523	0,311	0,767	0,624	-	0,808	-			

Kan. Korr. mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential, spez. Feuchte, SST Nordatlantik und Mittelmeer aus Nov/Dez (Zeitverzögerung ein Monat)

Kalibrierung (1948-1993)	0,812	0,742	0,704	0,608	0,638	0,708	0,630	0,713	0,669	-			
Verifikation (1994-1998)	0,795	0,248	0,521	0,414	0,266	0,633	0,522	0,181	0,761	-			

Abb. A.9c: Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und mit verschiedenen Methoden modellierten Niederschlägen in den Kalibrierungs- bzw. Verifikationszeiträumen für die Monate Januar/Februar. Blaue Zahlen: Höchste Korrelation je Spalte in der Verifikation. Hk.= Hauptkomponente.

<b>JANUAR/FEBRUAR</b>	Hk. 1	Hk. 2	Hk. 3	Hk. 4	Hk. 5	Hk. 6	Hk. 7	Hk. 8	Hk. 9	Hk. 10	Hk. 11	Hk. 12	Hk. 13
Multiple Regression mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential, spez. Feuchte, SST Nordatlantik und SST Mittelmeer													
Kalibrierung (1948-1993)	0,731	0,690	0,735	0,531	0,498	0,602	0,566	-	-				
Verifikation (1994-1998)	0,790	0,660	0,387	0,711	0,750	-	0,543	-	-				

Multiple Regression mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte

Kalibrierung (1948-1993)	0,724	0,679	0,725	0,531	0,498	-	0,566	-	-				
Verifikation (1994-1998)	0,804	0,592	0,435	0,711	0,750	-	0,543	-	-				

Kanonische Korrelation mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential, spez. Feuchte, SST Nordatlantik und SST Mittelmeer

Kalibrierung (1948-1993)	0,764	0,723	0,804	0,682	0,634	0,677	0,696	0,621	0,737				
Verifikation (1994-1998)	0,765	0,608	0,258	0,661	0,714	-	0,334	-	0,479				

Kanonische Korrelation mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte

Kalibrierung (1948-1993)	0,745	0,706	0,775	0,659	0,569	0,627	0,658	0,684	0,693				
Verifikation (1994-1998)	0,796	0,635	0,389	0,676	0,719	-	0,145	0,162	0,772				

Kanonische Korrelation mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential

Kalib. (48-58/64-98)	0,708	0,703	0,626	0,543	0,542	0,585	0,506	0,525	0,525				
Verifikation (1959-1963)	0,656	0,561	0,682	0,496	0,451	0,244	0,537	0,546	0,620				

Kanonische Korrelation mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte

Kalib. (48-58/64-98)	0,756	0,745	0,655	0,589	0,601	0,662	0,584	0,629	0,679				
Verifikation (1959-1963)	0,732	0,563	0,648	0,516	0,558	0,237	0,518	0,552	0,519				

Kanonische Korrelation mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential und SST Mittelmeer

Kalib. (48-58/64-98)	0,728	0,722	0,644	0,613	0,561	0,639	0,529	0,545	0,610				
Verifikation (1959-1963)	0,641	0,545	0,676	0,506	0,471	0,186	0,377	0,392	0,421				

Kanonische Korrelation mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential und SST Nordatlantik

Kalib. (48-58/64-98)	0,725	0,730	0,649	0,580	0,579	0,625	0,539	0,524	0,596				
Verifikation (1959-1963)	0,686	0,587	0,712	0,444	0,560	0,175	0,502	0,459	0,312				

Tab. A.9c Fortsetzung.

<b>JANUAR/FEBRUAR</b>	Hk. 1	Hk. 2	Hk. 3	Hk. 4	Hk. 5	Hk. 6	Hk. 7	Hk. 8	Hk. 9	Hk. 10	Hk. 11	Hk. 12	Hk. 13
Kanonische Korrelation mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential													
Kalib. (48-78/84-98)	0,699	0,631	0,698	0,607	0,525	0,506	0,519	0,565	0,568				
Verifikation (1979-1983)	0,744	0,558	0,659	0,289	0,562	0,387	0,525	-	0,579				

Kanonische Korrelation mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte

Kalib. (48-78/84-98)	0,751	0,654	0,750	0,683	0,615	0,578	0,537	0,462	0,700				
Verifikation (1979-1983)	0,772	0,549	0,623	0,462	0,572	0,414	0,550	0,222	0,523				

Kanonische Korrelation mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential und SST Mittelmeer

Kalib. (48-78/84-98)	0,721	0,652	0,717	0,647	0,546	0,532	0,578	0,643	0,637				
Verifikation (1979-1983)	0,693	0,532	0,682	-	0,496	0,315	0,408	-	0,532				

Kanonische Korrelation mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential und SST Nordatlantik

Kalib. (48-78/84-98)	0,719	0,652	0,727	0,635	0,556	0,534	0,570	0,618	0,613				
Verifikation (1979-1983)	0,793	0,577	0,662	0,114	0,469	0,288	0,468	-	0,604				

Tab. A.9d: Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und mit verschiedenen Methoden modellierten Niederschlägen in den Kalibrierungs- bzw. Verifikationszeiträumen für die Monate Februar/März. Blaue Zahlen: Höchste Korrelation je Spalte in der Verifikation. Hk.= Hauptkomponente.

<b>FEBRUAR/MÄRZ</b>	Hk. 1	Hk. 2	Hk. 3	Hk. 4	Hk. 5	Hk. 6	Hk. 7	Hk. 8	Hk. 9	Hk. 10	Hk. 11	Hk. 12	Hk. 13
Multiple Regression mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential, spez. Feuchte, SST Nordatlantik und SST Mittelmeer													
Kalibrierung (1948-1993)	0,653	0,637	0,631	0,511	0,546	0,567	0,514	0,629	0,497	0,632	0,559		
Verifikation (1994-1998)	0,618	0,665	0,668	0,385	-	-	0,280	0,310	0,406	0,668	-		

Multiple Regression mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte

Kalibrierung (1948-1993)	0,653	0,637	0,631	0,583	0,550	0,567	0,494	0,613	0,561	0,632	0,428		
Verifikation (1994-1998)	0,618	0,665	0,668	0,550	-	0,529	-	0,322	-	0,668	-		

Kanonische Korrelation mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential, spez. Feuchte, SST Nordatlantik und SST Mittelmeer

Kalibrierung (1948-1993)	0,776	0,709	0,706	0,636	0,752	0,692	0,713	0,746	0,669	0,756	0,745		
Verifikation (1994-1998)	0,695	0,540	0,624	0,460	0,486	0,800	0,177	0,185	0,377	0,748	0,618		

Kanonische Korrelation mit Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte

Kalibrierung (1948-1993)	0,763	0,696	0,689	0,676	0,697	0,655	0,650	0,695	0,605	0,718	0,667		
Verifikation (1994-1998)	0,720	0,600	0,672	0,562	0,496	0,852	0,237	0,364	0,439	0,752	0,807		

Tab. A.10a: Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und mit verschiedenen Prädiktoren modellierten Niederschlägen der Niederschlagsregion 1 (Iberische Halbinsel und Südfrankreich) im Januar/Februar für alle zehn Kalibrierungs- bzw. Verifikationszeiträume. Methode: Kanonische Korrelation. Blaue Zahlen: höchste Korrelation je Zeile in der Verifikation. SST= Meeresoberflächentemperaturen.

Jan/Feb Region 1	1000hPa-/500hPa-Geopotential		1000hPa-/500hPa-Geopotential, spez. Feuchte		1000hPa-/500hPa-Geopotential, SST Nordatlantik		1000hPa-/500hPa-Geopotential, spez. Feuchte, SST Nordatlantik	
	Kalibrierung	Verifikation	Kalibrierung	Verifikation	Kalibrierung	Verifikation	Kalibrierung	Verifikation
Verifikation 1949-1953	0,705	0,394	0,741	0,520	0,719	0,373	0,751	0,506
Verifikation 1954-1958	0,730	0,540	0,765	0,570	0,737	0,433	0,779	0,519
Verifikation 1959-1963	0,708	0,656	0,756	0,732	0,725	0,686	0,766	0,790
Verifikation 1964-1968	0,701	0,675	0,747	0,656	0,721	0,501	0,755	0,571
Verifikation 1969-1973	0,697	0,772	0,739	0,723	0,710	0,574	0,753	0,619
Verifikation 1974-1978	0,724	0,597	0,772	0,623	0,737	0,650	0,781	0,651
Verifikation 1979-1983	0,699	0,744	0,751	0,772	0,719	0,793	0,757	0,729
Verifikation 1984-1988	0,705	0,424	0,744	0,477	0,718	0,364	0,754	0,455
Verifikation 1989-1993	0,701	0,348	0,743	0,377	0,723	0,241	0,754	0,309
Verifikation 1994-1998	0,698	0,732	0,745	0,796	0,716	0,655	0,753	0,754

Tab. A.10b: Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und mit verschiedenen Prädiktoren modellierten Niederschlägen der Niederschlagsregion 2 (Adriatischer und Tyrrhenischer Bereich) im Januar/Februar für alle zehn Kalibrierungs- bzw. Verifikationszeiträume. Methode: Kanonische Korrelation. Blaue Zahlen: höchste Korrelation je Zeile in der Verifikation. SST= Meeresoberflächentemperaturen.

Jan/Feb Region 2	1000hPa-/500hPa-Geopot.		1000hPa-/500hPa-Geopot., spez. Feuchte		1000hPa-/500hPa-Geopot., SST Nordatlantik		1000hPa-/500hPa-Geopot., SST Mittelmeer		1000hPa-/500hPa-Geopot., spez. Feuchte, SST Nordatl., SST Mittelmeer	
	Kalibrierung	Verifikation	Kalibrierung	Verifikation	Kalibrierung	Verifikation	Kalibrierung	Verifikation	Kalibrierung	Verifikation
Verif. 1949-1953	0,671	0,455	0,701	0,463	0,690	0,421	0,692	0,385	0,727	0,408
Verif. 1954-1958	0,679	0,496	0,721	0,511	0,701	0,457	0,700	0,399	0,745	0,445
Verif. 1959-1963	0,626	0,682	0,655	0,648	0,649	0,712	0,644	0,676	0,677	0,679
Verif. 1964-1968	0,660	0,437	0,691	0,438	0,686	0,379	0,683	0,457	0,719	0,440
Verif. 1969-1973	0,631	-	0,658	-	0,656	-	0,654	-	0,681	-
Verif. 1974-1978	0,660	0,486	0,686	0,487	0,673	0,443	0,675	0,299	0,705	0,359
Verif. 1979-1983	0,631	0,558	0,654	0,549	0,652	0,577	0,652	0,532	0,678	0,573
Verif. 1984-1988	0,659	0,455	0,693	0,423	0,686	0,423	0,679	0,385	0,719	0,399
Verif. 1989-1993	0,601	0,565	0,626	0,572	0,629	0,560	0,623	0,526	0,655	0,543
Verif. 1994-1998	0,667	0,620	0,706	0,635	0,690	0,627	0,686	0,578	0,723	0,608

Tab. A.10c: Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützten und mit verschiedenen Prädiktoren modellierten Niederschlägen der Niederschlagsregion 3 (Ägäischer Raum) im Januar/Februar für alle zehn Kalibrierungs- bzw. Verifikationszeiträume. Methode: Kanonische Korrelation. Blaue Zahlen: höchste Korrelation je Zeile in der Verifikation. SST= Meeresoberflächentemperaturen.

Jan/Feb Region 3	1000hPa-/500hPa-Geopotential		1000hPa-/500hPa-Geopotential, spez. Feuchte		1000hPa-/500hPa-Geopotential, SST Mittelmeer		1000hPa-/500hPa-Geopotential, spez. Feuchte, SST Mittelmeer	
	Kalibrierung	Verifikation	Kalibrierung	Verifikation	Kalibrierung	Verif.	Kalibrierung	Verif.
Verifikation 1949-1953	0,730	0,569	0,782	0,641	0,756	0,541	0,799	0,609
Verifikation 1954-1958	0,719	0,614	0,769	0,641	0,736	0,358	0,774	0,486
Verifikation 1959-1963	0,703	0,561	0,745	0,563	0,722	0,545	0,701	0,512
Verifikation 1964-1968	0,703	0,708	0,758	0,719	0,727	0,640	0,773	0,660
Verifikation 1969-1973	0,709	0,370	0,753	0,360	0,734	0,381	0,768	0,367
Verifikation 1974-1978	0,725	0,347	0,764	0,449	0,743	0,404	0,771	0,508
Verifikation 1979-1983	0,698	0,659	0,750	0,623	0,717	0,682	0,757	0,650
Verifikation 1984-1988	0,724	0,342	0,768	0,420	0,743	0,482	0,776	0,480
Verifikation 1989-1993	0,705	0,438	0,754	0,379	0,724	0,308	0,764	0,309
Verifikation 1994-1998	0,726	0,410	0,775	0,389	0,751	0,165	0,782	0,270

Abb. A.8: Erklärte Varianz zwischen statistisch modellierten und beobachtungsgestützten Niederschlägen und Anzahl abschätzbarer Gitterboxen in den zehn Kalibrierungs- bzw. Verifikationszeiträumen für die Monate Januar/Februar. Niederschlagsmodellierung mit der Methode der Kanonischen Korrelation aus den großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spezifische Feuchte.

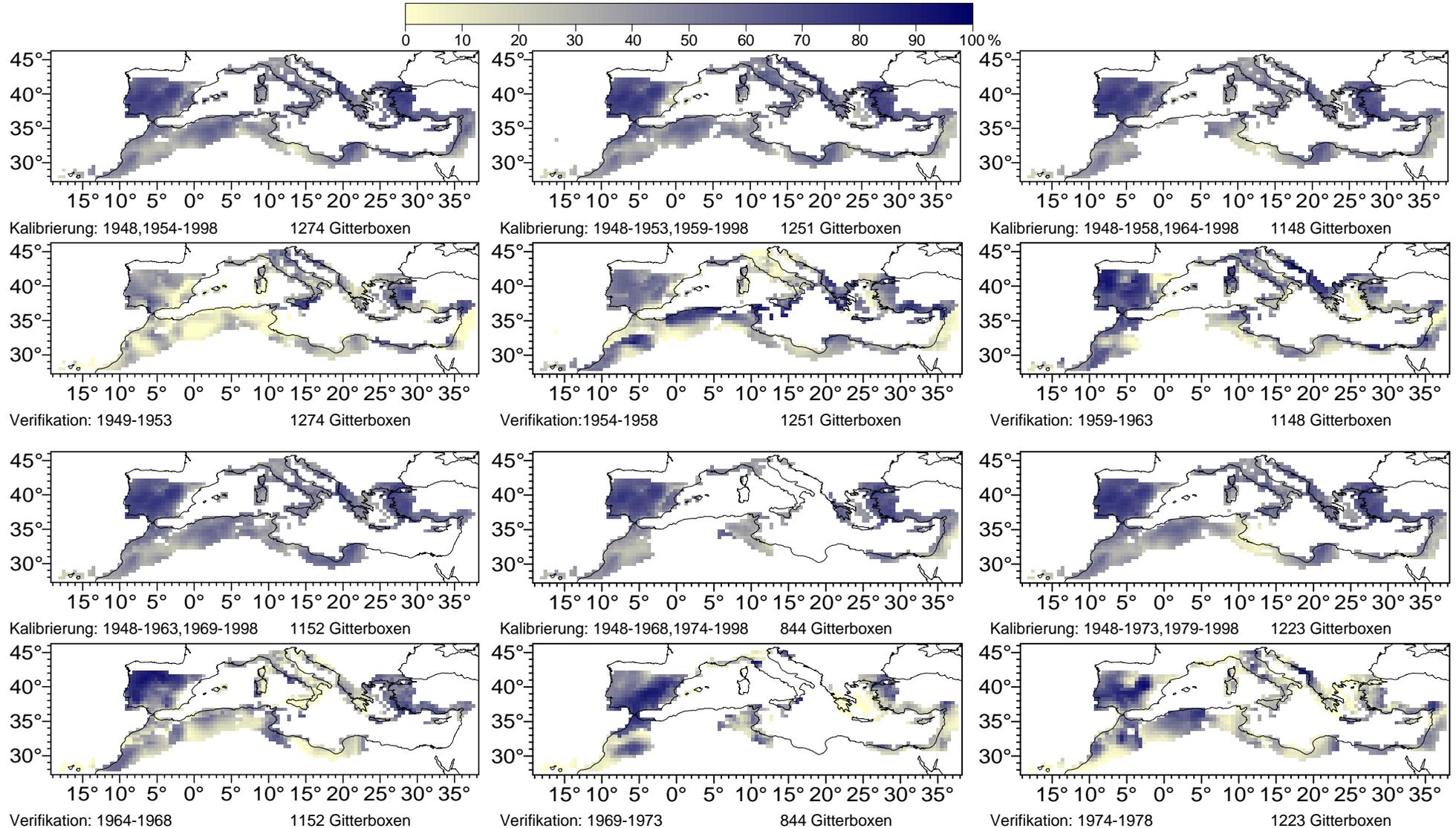
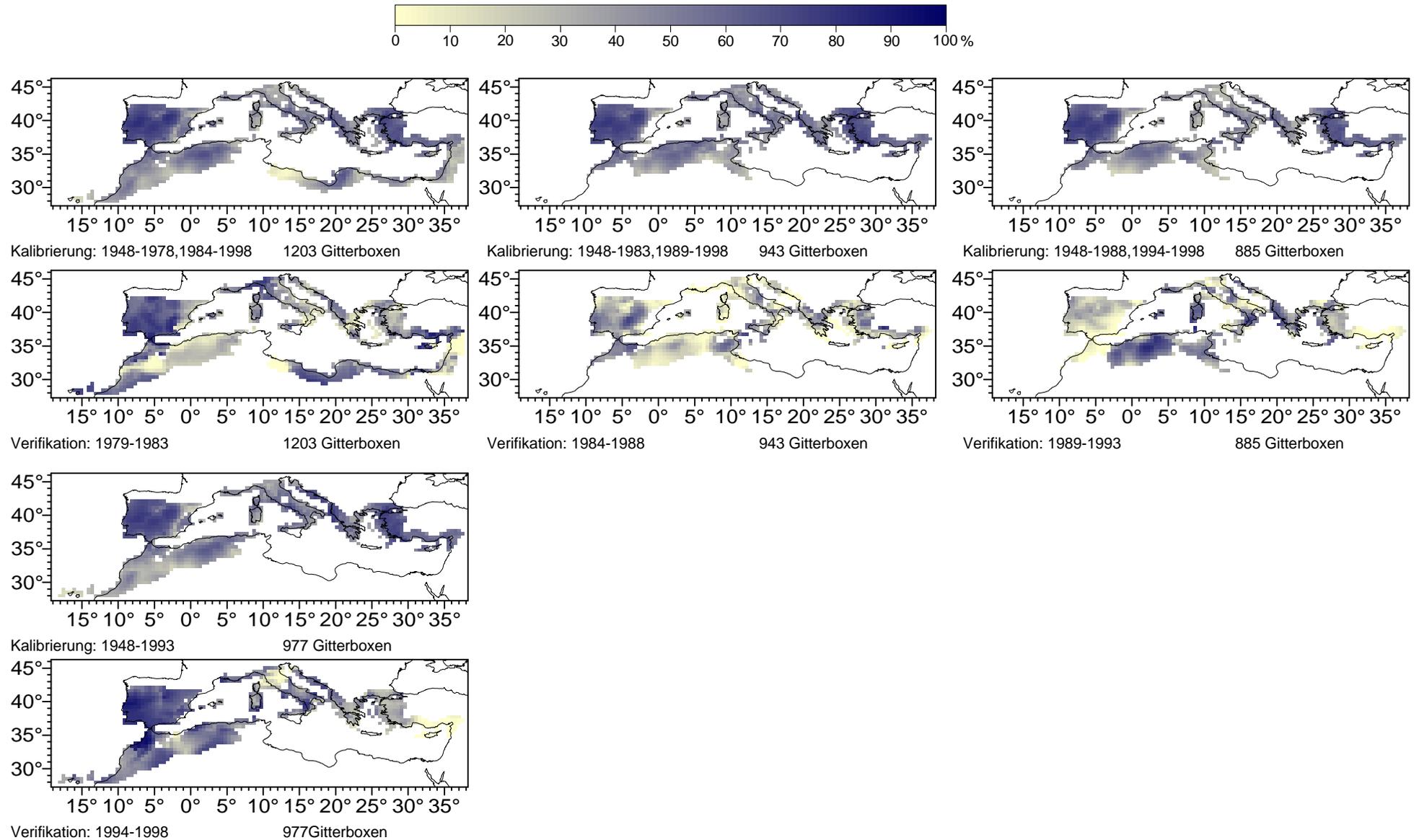


Abb. A.8 Fortsetzung.



## Anhang B

Abb. B.1.1: Erstes Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 1 (Iberische Halbinsel und Südfrankreich, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung).....	187
Abb. B.1.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1993 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.1.1 .....	187
Abb. B.1.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.1.1.....	188
Abb. B.2.1: Erstes Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des April/Mai- Niederschlags der Region 1 (Iberische Halbinsel und Südfrankreich, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung).....	189
Abb. B.2.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate April/Mai 1948-1993 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.2.1.....	189
Abb. B.2.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.2.1.....	190
Abb. B.3.1: Erstes Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 2 (Adriatischer und Tyrrhenischer Bereich, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung).....	191
Abb. B.3.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1953,1959-1998 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.3.1. ....	191
Abb. B.3.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.3.1.....	192
Abb. B.4.1: Zweites Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 2 (Adriatischer und Tyrrhenischer Bereich, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung).....	193
Abb. B.4.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1993 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.4.1. ....	193
Abb. B.4.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.4.1.....	194
Abb. B.5.1: Erstes Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des April/Mai- Niederschlags der Region 2 (Adriatischer und Tyrrhenischer Bereich, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung).....	195

Abb. B.5.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate April/Mai 1948-1993 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.5.1.....	195
Abb. B.5.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.5.1.....	196
Abb. B.6.1: Erstes Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 3 (Ägäischer Bereich, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung). ....	197
Abb. B.6.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1963, 1969-1998 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.6.1 .....	197
Abb. B.6.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.6.1.....	198
Abb. B.7.1: Zweites Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 3 (Ägäischer Bereich, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung). ....	199
Abb. B.7.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1963, 1969-1998 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.7.1 .....	199
Abb. B.7.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.7.1.....	200
Abb. B.8.1: Erstes Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 4 (Levante, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung) .....	201
Abb. B.8.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1958, 1964-1998 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.8.1. ....	201
Abb. B.8.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.8.1.....	202
Abb. B.9.1: Erstes Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 5 (marokkanischer Teil der Region Maghreb, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung).....	203
Abb. B.9.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1978, 1984-1998 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.9.1. ....	203
Abb. B.9.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.9.1.....	204
Abb. B.10.1: Erstes Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 5 (algerischer Teil der Region Maghreb, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung).....	205
Abb. B.10.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1993 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.10.1 .....	205

Abb. B.10.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.10.1.....	206
Abb. B.11.1: Erstes Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 5 (tunesischer Teil der Region Maghreb, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung).....	207
Abb. B.11.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1963, 1969-1998 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.11.1 .....	207
Abb. B.11.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.11.1 .....	208
Abb. B.12.1: Zweites Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 5 (tunesischer Teil der Region Maghreb, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung).....	209
Abb. B.12.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1963, 1969-1998 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.12.1 .....	209
Abb. B.12.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.12.1 .....	210
Abb. B.13.1: Erstes Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 6 (Mediterranes Libyen, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung).....	211
Abb. B.13.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1953, 1959-1998 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.13.1. ....	211
Abb. B.13.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.13.1.....	212
Abb. B.14.1: Erstes Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 7 (Ostspanische Küste, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung).....	213
Abb. B.14.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1958, 1964-1998 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.14.1. ....	213
Abb. B.14.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.14.1 .....	214

Abb. B.1.1: Erstes Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 1 (Iberische Halbinsel und Südfrankreich, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung). Positive Korrelationskoeffizienten: Graue Flächen und schwarze Linien, negative Korrelationskoeffizienten: rote Flächen und rote Linien. Kanonischer Korrelationskoeffizient  $r=0.94$ . EV= durch das Muster erklärte Varianz des jeweiligen Datensatzes. Untersuchungsmonate: Januar/ Februar 1948-1993 (Kalibrierungszeitraum).

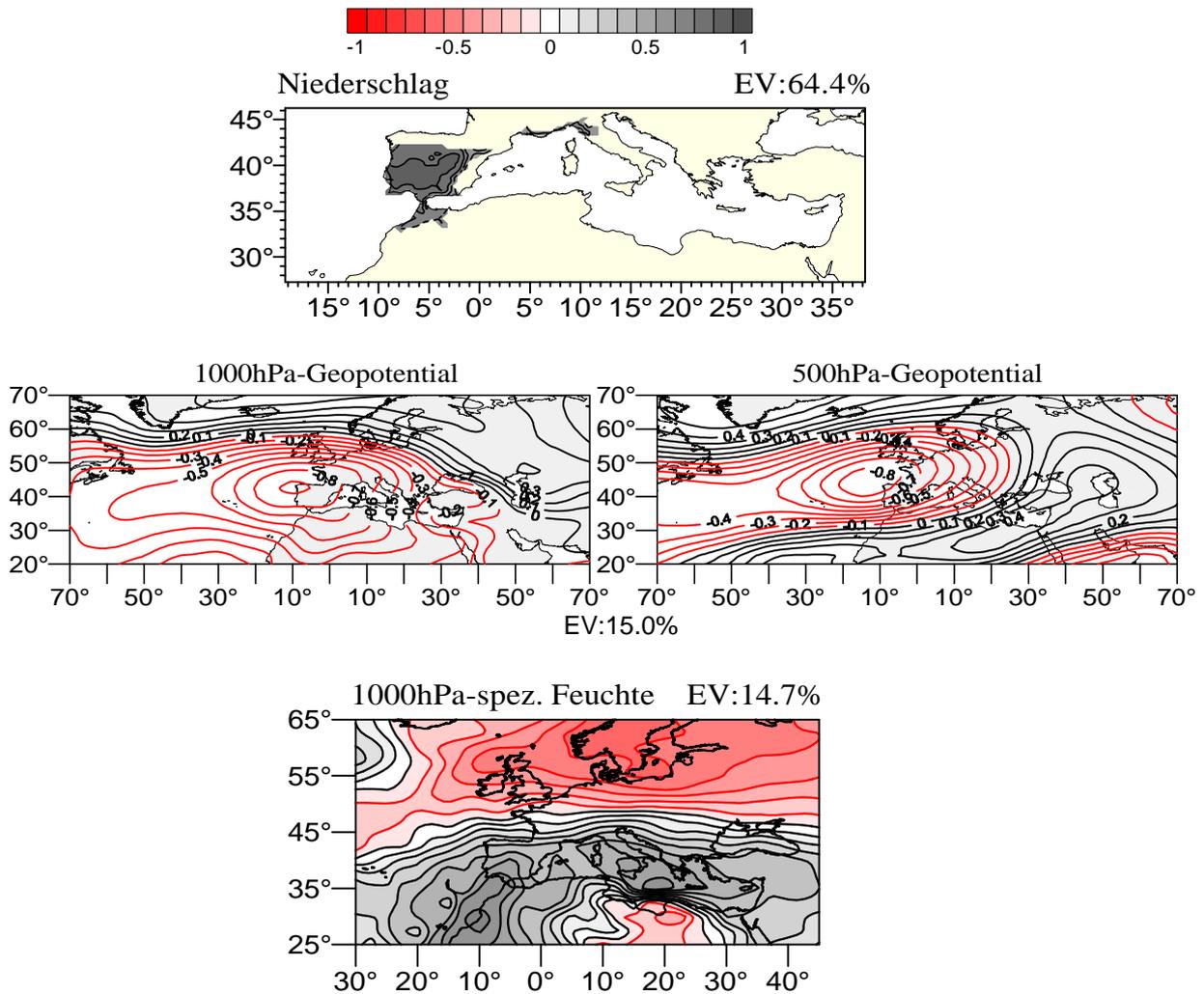


Abb. B.1.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1993 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.1.1. Die Zeitkoeffizienten der Prädiktoren setzen sich aus den Einzelwerten des 1000hPa-/500hPa- Geopotentials und der spezifischen Feuchte im 1000hPa-Niveau zusammen.

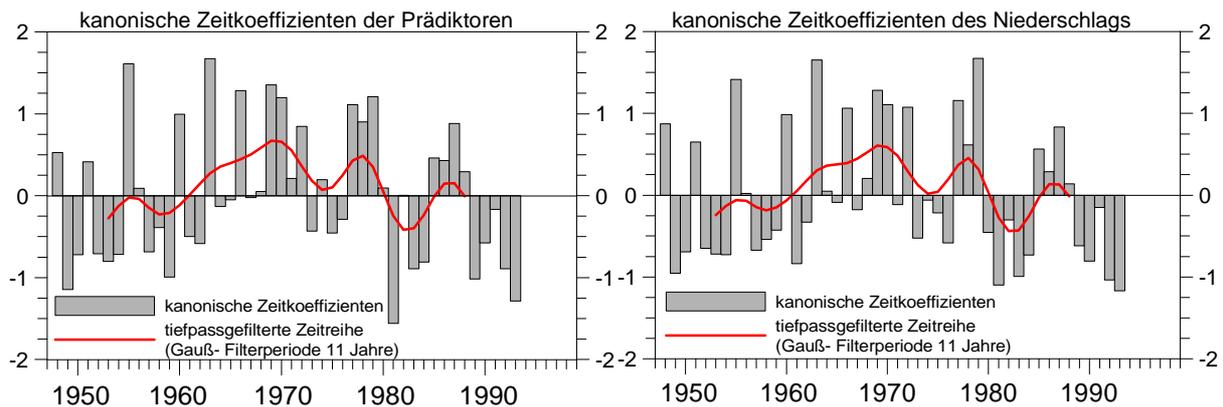


Abb. B.1.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.1.1. Von oben nach unten: Kompositen des Niederschlags der Niederschlagsregion 1 in mm, Kompositen des Geopotentials im 1000hPa- Niveau in gpm, Kompositen des Geopotentials im 500hPa- Niveau in gpm, Kompositen der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau in g/kg. Linke Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten größer eins, rechte Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten kleiner minus eins.

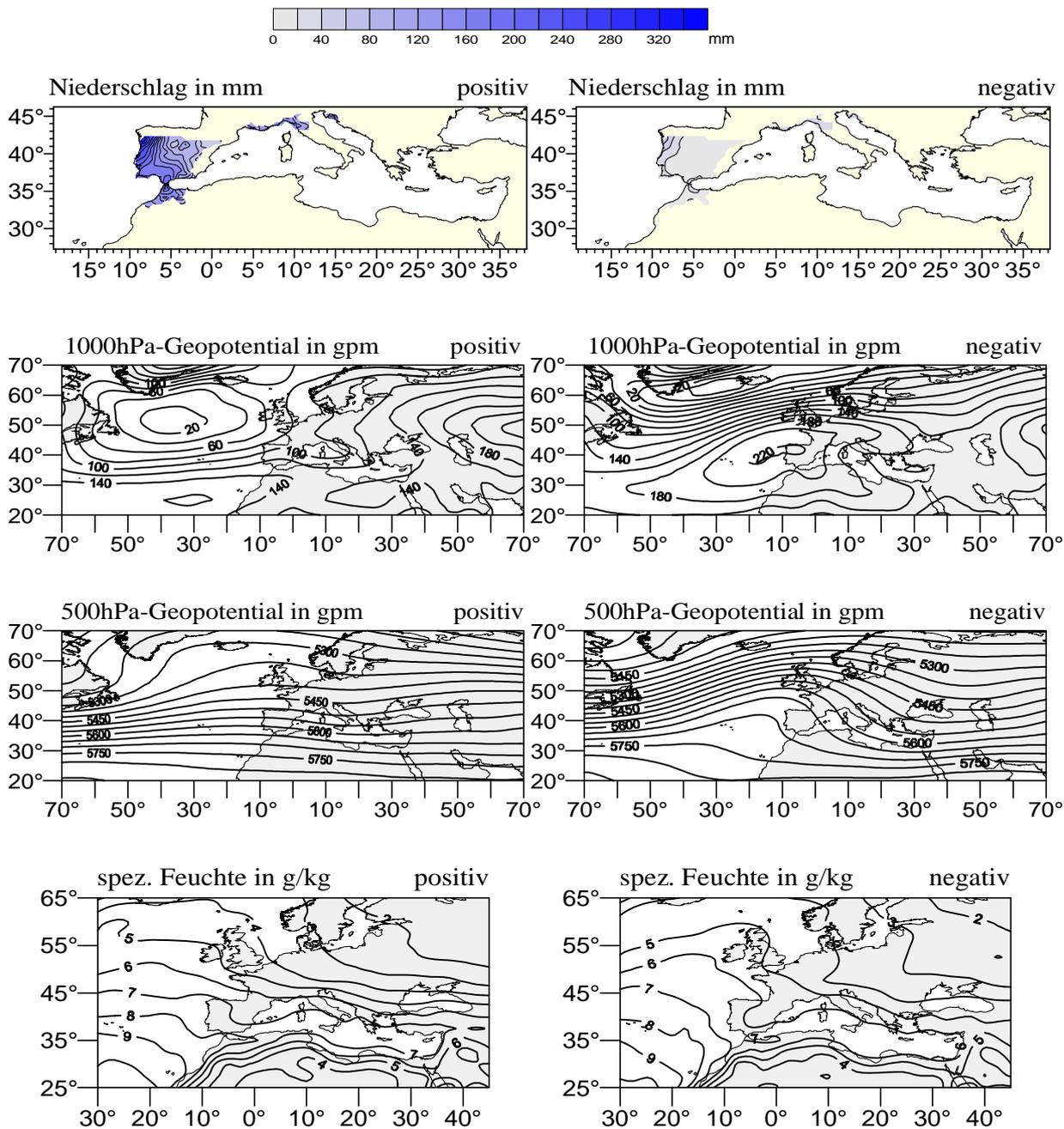


Abb. B.2.1: Erstes Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 1 (Iberische Halbinsel und Südfrankreich, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung). Positive Korrelationskoeffizienten: Graue Flächen und schwarze Linien, negative Korrelationskoeffizienten: rote Flächen und rote Linien. Kanonischer Korrelationskoeffizient  $r=0.84$ . EV= durch das Muster erklärte Varianz des jeweiligen Datensatzes. Untersuchungsmonate: April/Mai 1948-1993 (Kalibrierungszeitraum).

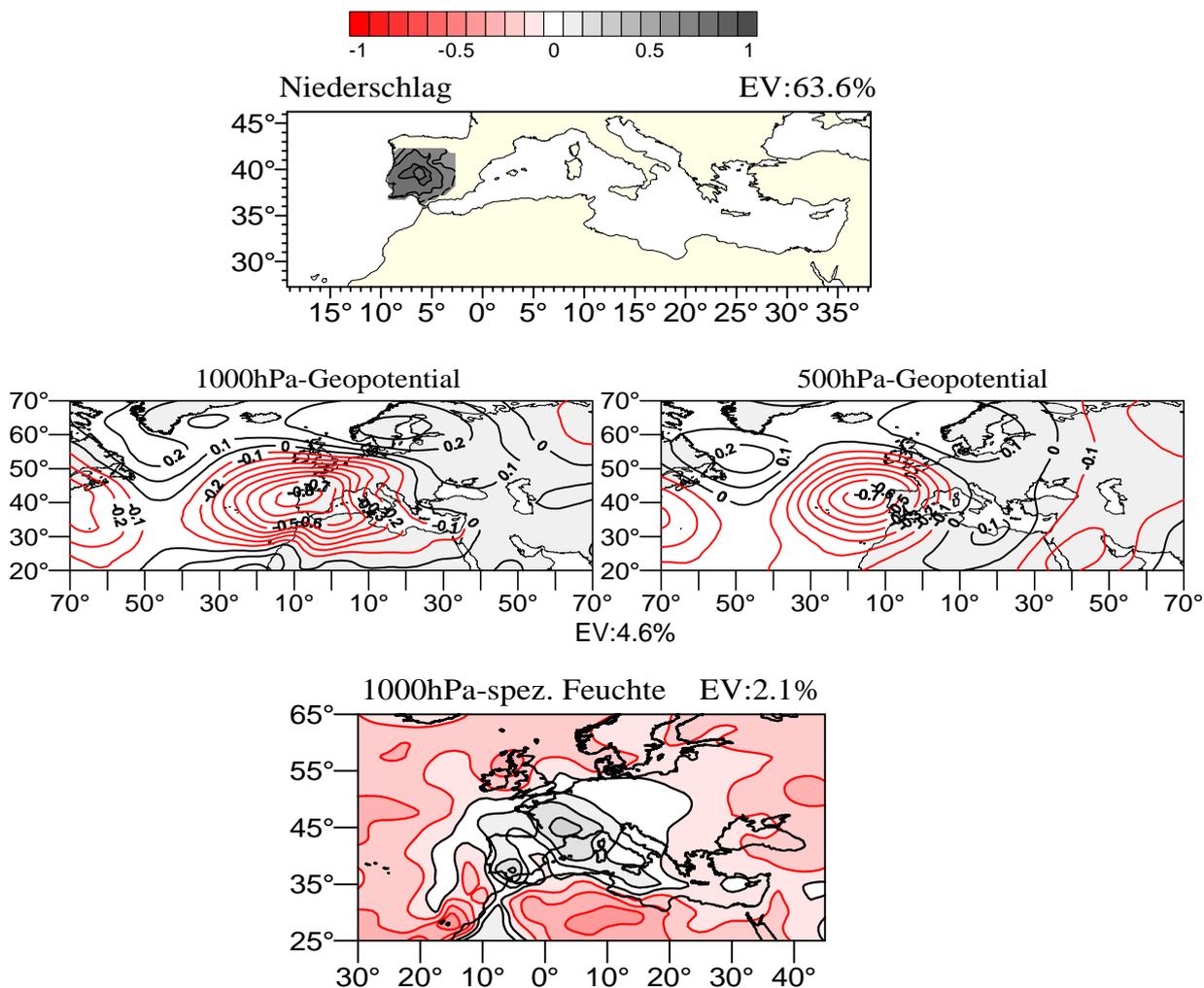


Abb. B.2.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate April/Mai 1948-1993 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.2.1. Die Zeitkoeffizienten der Prädiktoren setzen sich aus den Einzelwerten des 1000hPa-/500hPa- Geopotentials und der spezifischen Feuchte im 1000hPa-Niveau zusammen.

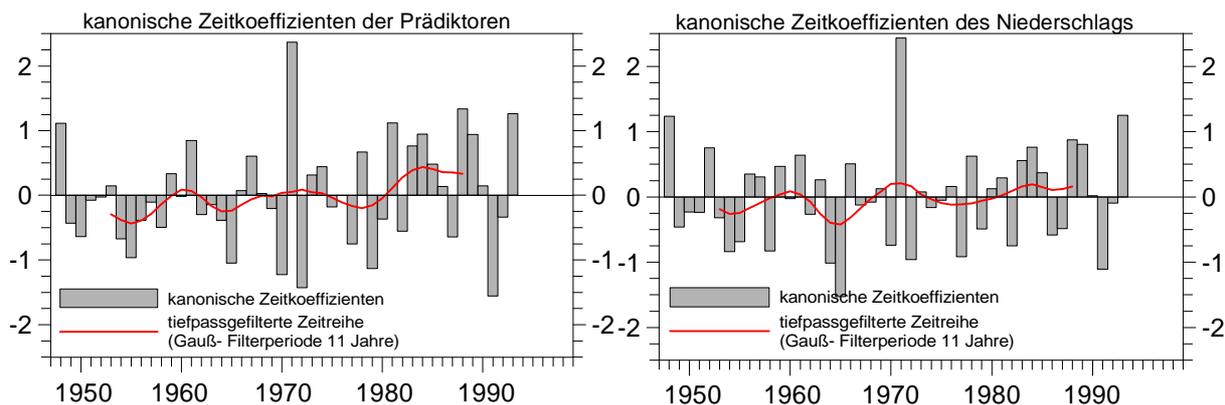


Abb. B.2.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.2.1. Von oben nach unten: Kompositen des Niederschlags der Niederschlagsregion 1 in mm, Kompositen des Geopotentials im 1000hPa- Niveau in gpm, Kompositen des Geopotentials im 500hPa- Niveau in gpm, Kompositen der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau in g/kg. Linke Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten größer eins, rechte Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten kleiner minus eins.

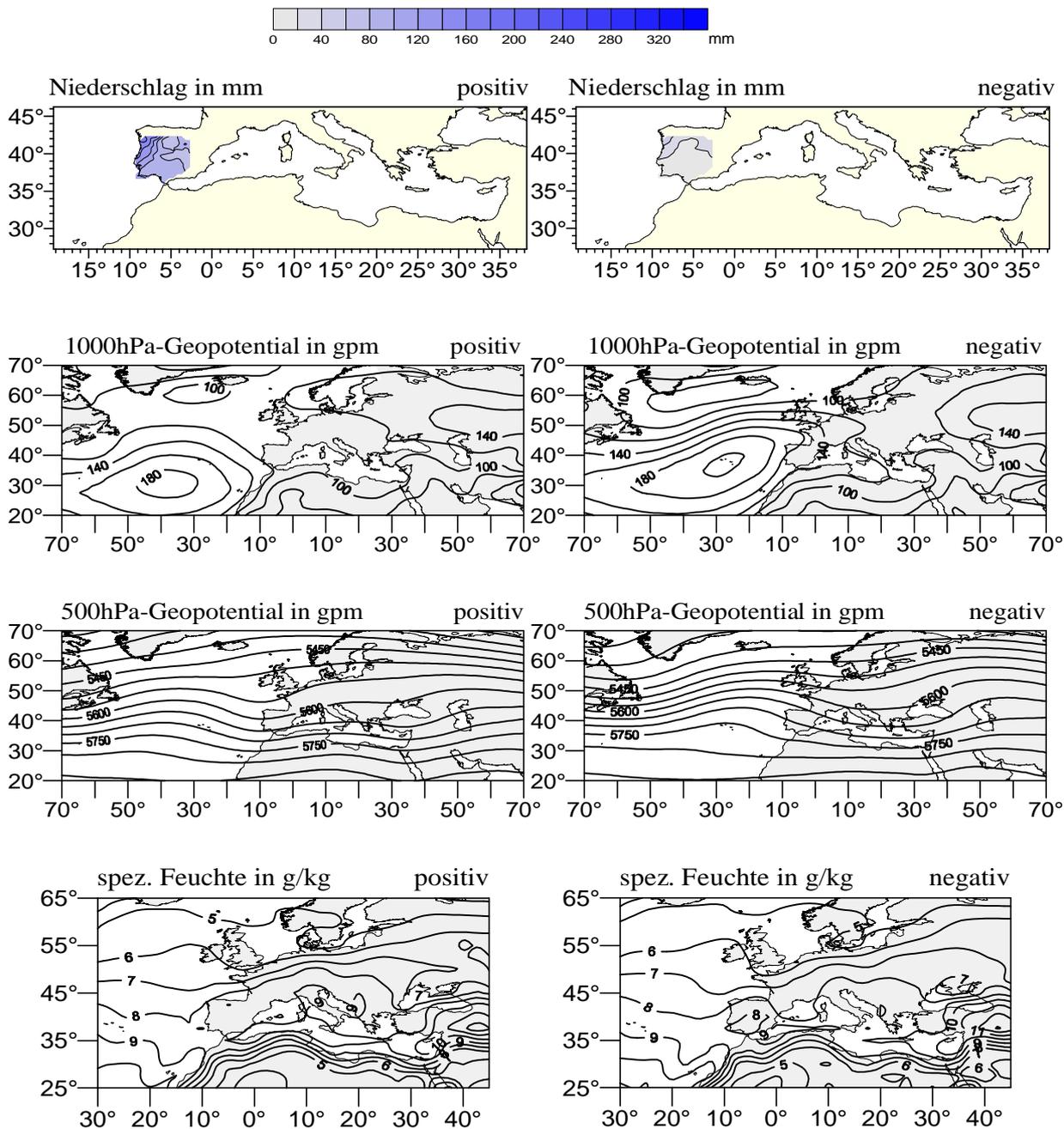


Abb. B.3.1: Erstes Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 2 (Adriatischer und Tyrrhenischer Bereich, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung). Positive Korrelationskoeffizienten: Graue Flächen und schwarze Linien, negative Korrelationskoeffizienten: rote Flächen und rote Linien. Kanonischer Korrelationskoeffizient  $r=0.94$ . EV= durch das Muster erklärte Varianz des jeweiligen Datensatzes. Untersuchungsmonate: Januar/ Februar 1948-1953,1959-1998 (Kalibrierungszeitraum).

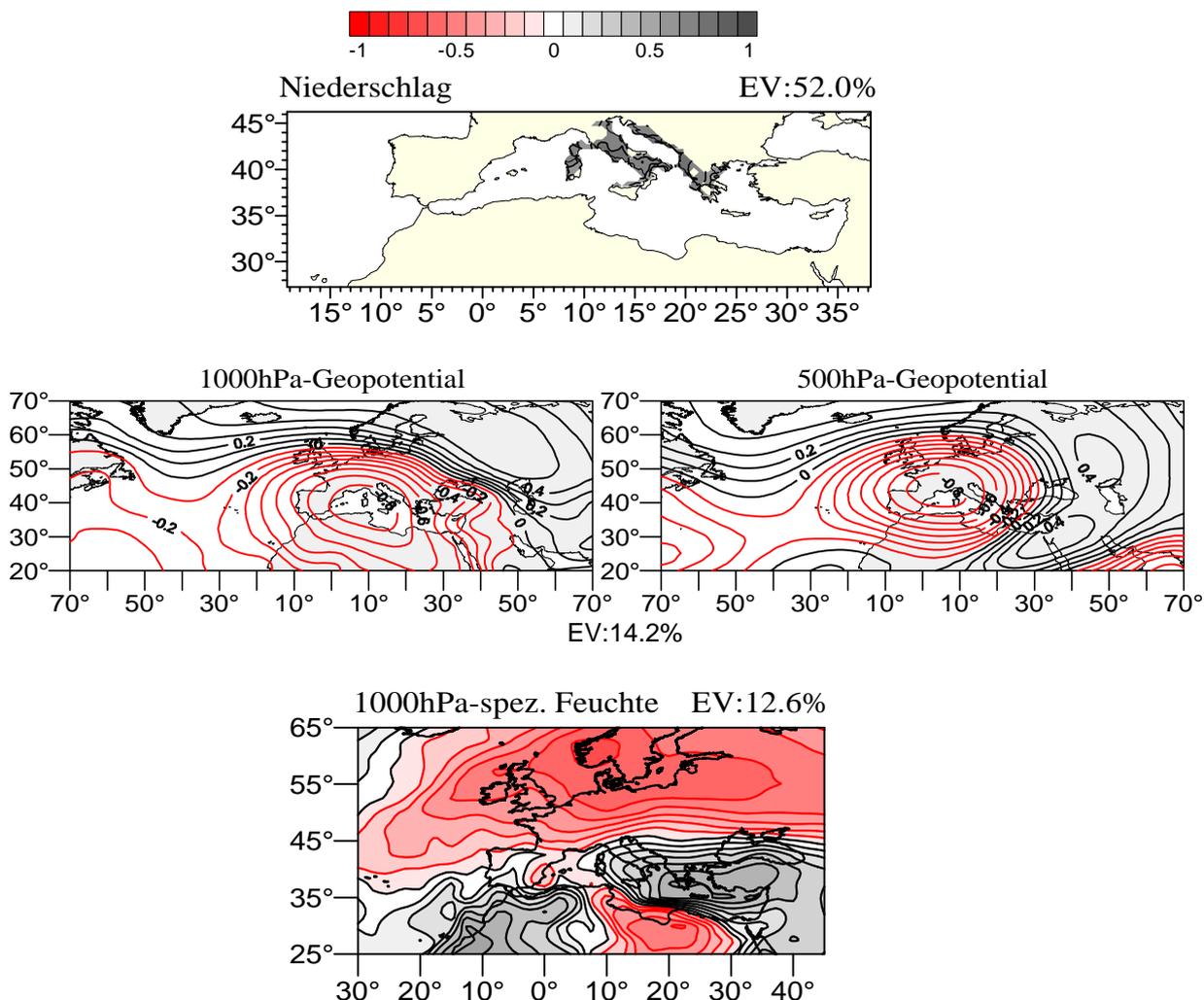


Abb. B.3.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1953,1959-1998 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.3.1. Die Zeitkoeffizienten der Prädiktoren setzen sich aus den Einzelwerten des 1000hPa-/500hPa- Geopotentials und der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau zusammen.

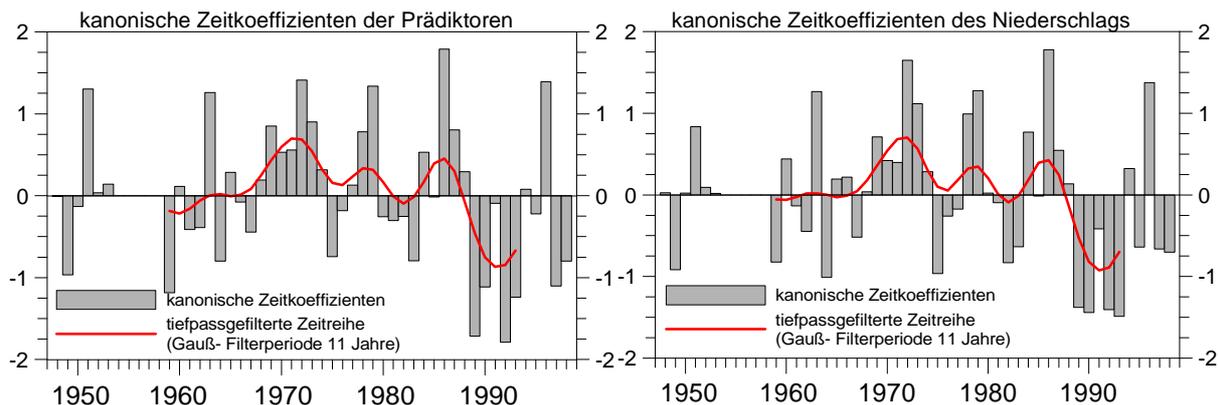


Abb. B.3.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.3.1. Von oben nach unten: Kompositen des Niederschlags der Niederschlagsregion 2 in mm, Kompositen des Geopotentials im 1000hPa- Niveau in gpm, Kompositen des Geopotentials im 500hPa- Niveau in gpm, Kompositen der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau in g/kg. Linke Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten größer eins, rechte Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten kleiner minus eins.

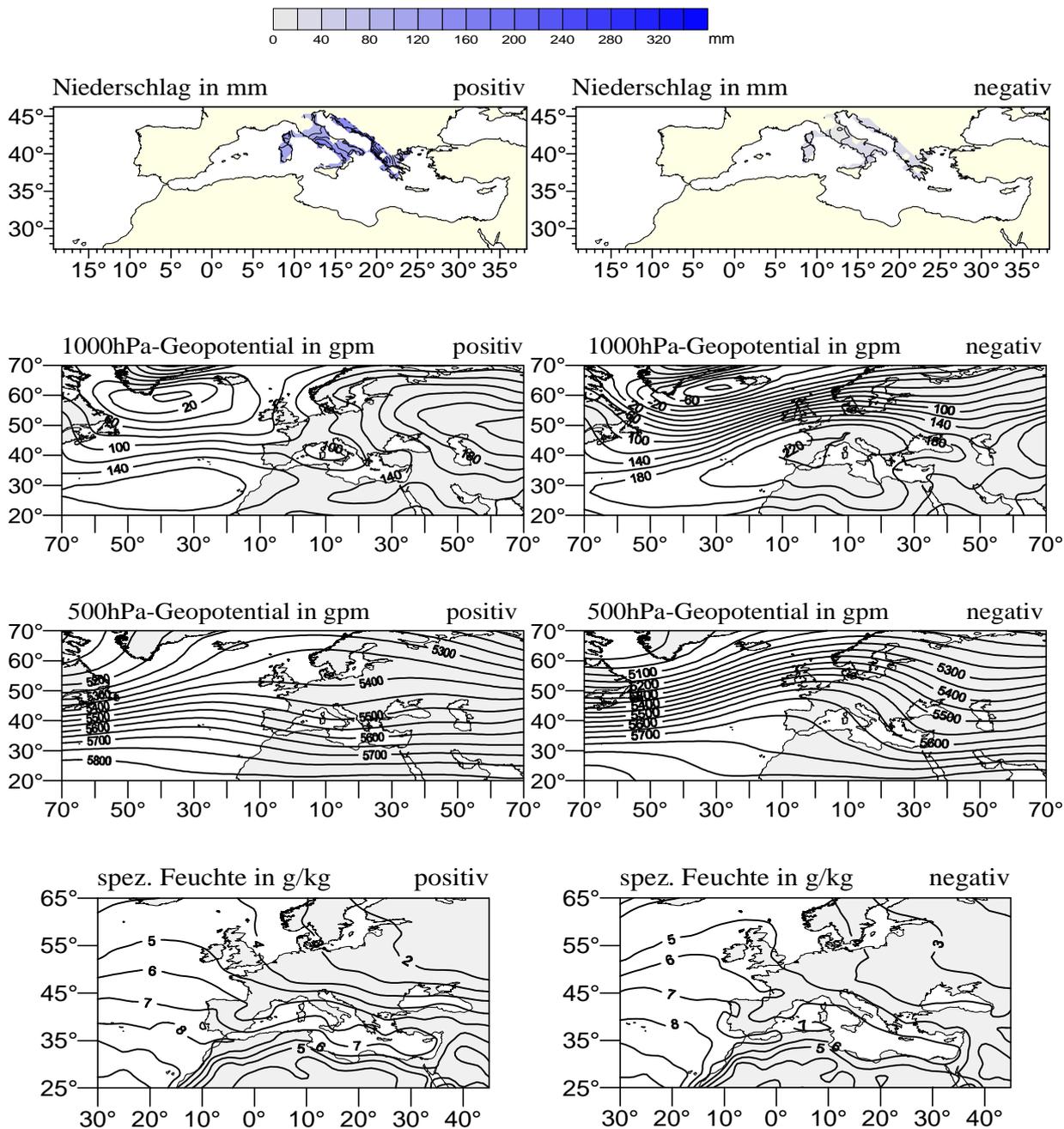


Abb. B.4.1: Zweites Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 2 (Adriatischer und Tyrrhenischer Bereich, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung). Positive Korrelationskoeffizienten: Graue Flächen und schwarze Linien, negative Korrelationskoeffizienten: rote Flächen und rote Linien. Kanonischer Korrelationskoeffizient  $r=0.86$ . EV= durch das Muster erklärte Varianz des jeweiligen Datensatzes. Untersuchungsmonate: Januar/ Februar 1948-1993 (Kalibrierungszeitraum).

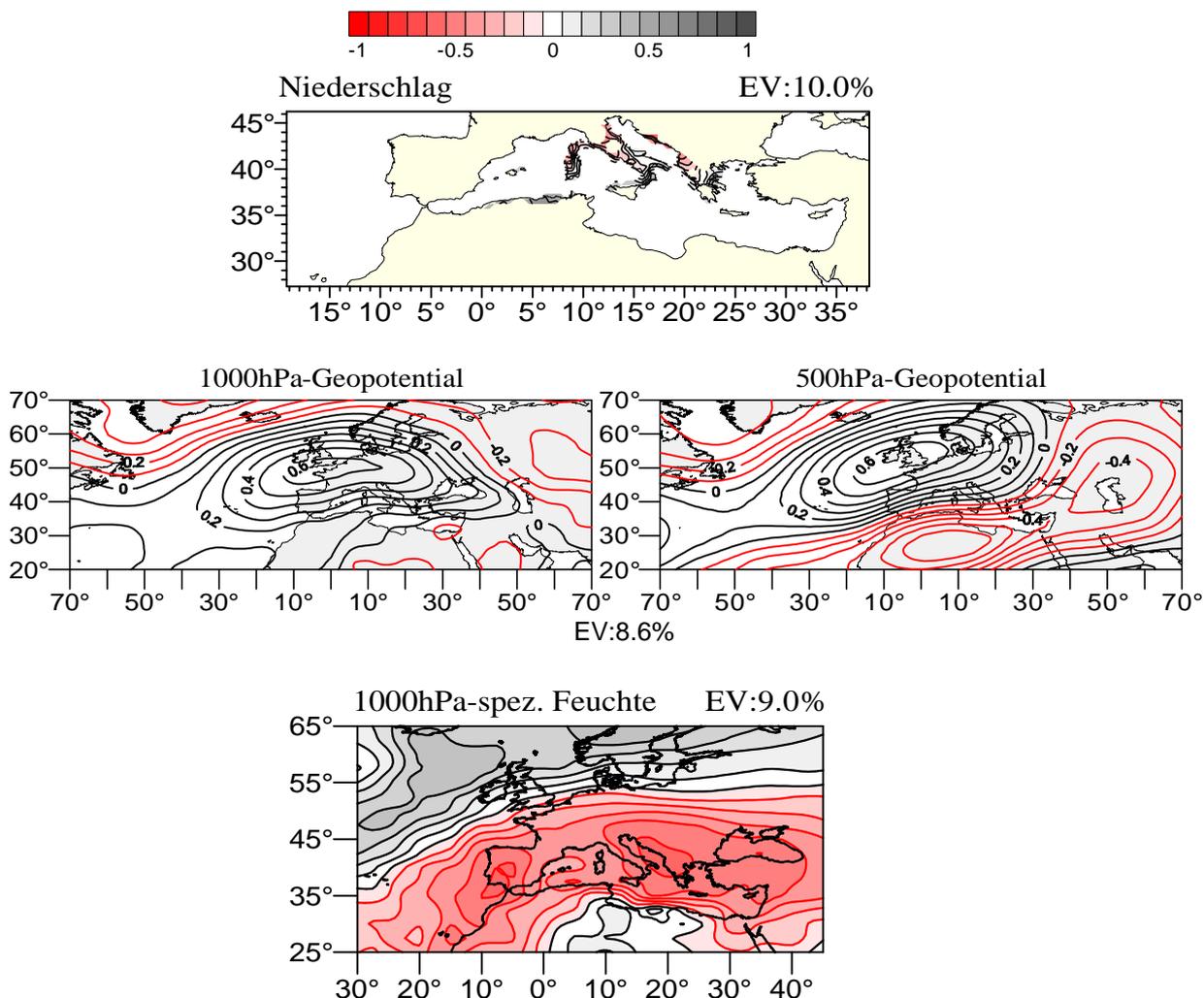


Abb. B.4.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1993 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.4.1. Die Zeitkoeffizienten der Prädiktoren setzen sich aus den Einzelwerten des 1000hPa-/500hPa- Geopotentials und der spezifischen Feuchte im 1000hPa-Niveau zusammen.

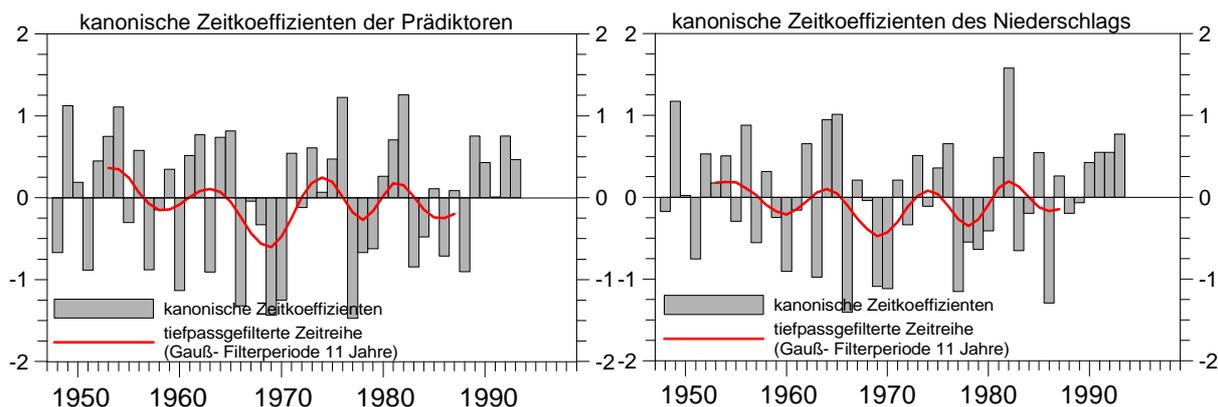


Abb. B.4.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.4.1. Von oben nach unten: Kompositen des Niederschlags der Niederschlagsregion 2 in mm, Kompositen des Geopotentials im 1000hPa- Niveau in gpm, Kompositen des Geopotentials im 500hPa- Niveau in gpm, Kompositen der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau in g/kg. Linke Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten größer eins, rechte Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten kleiner minus eins.

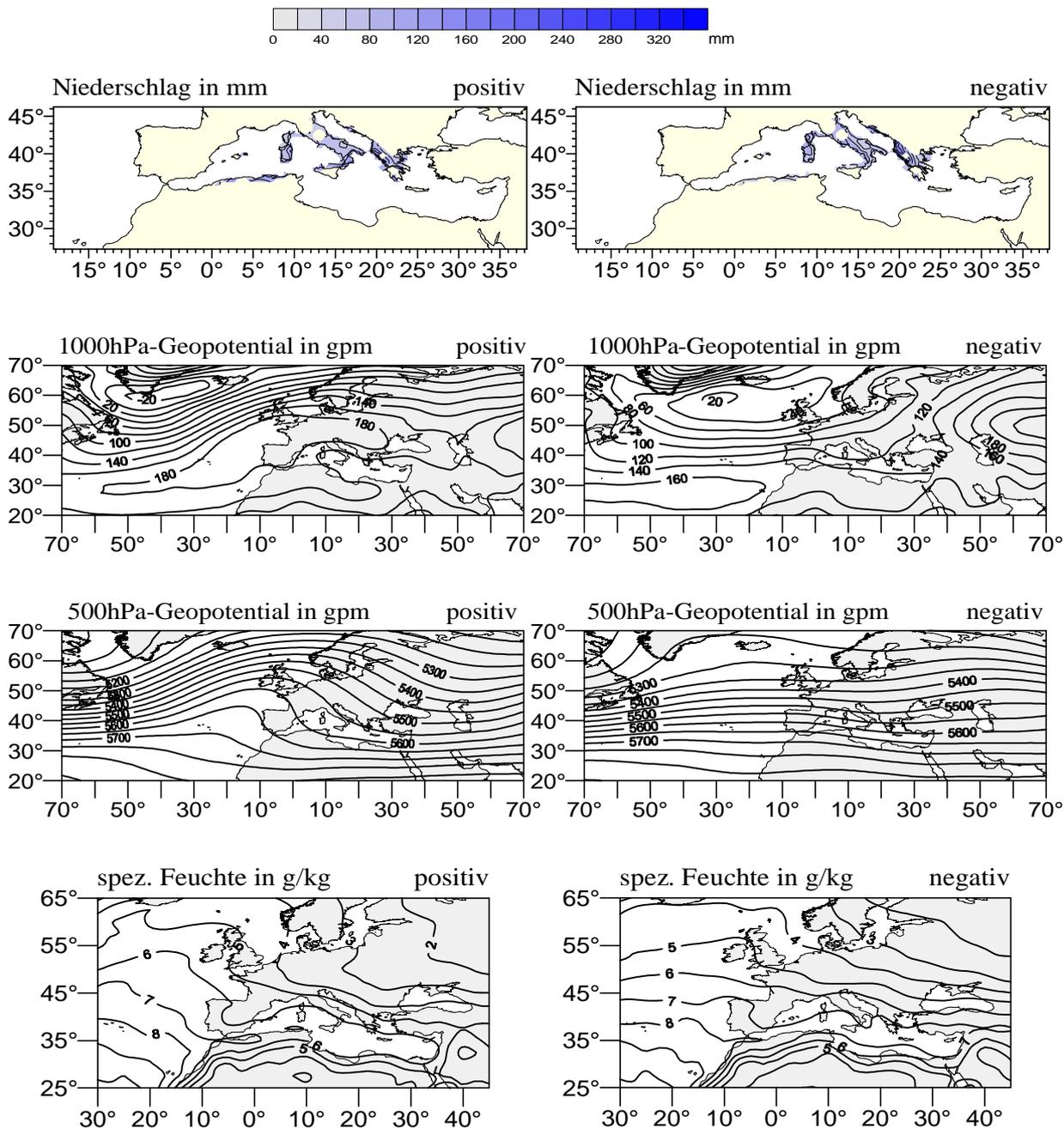


Abb. B.5.1: Erstes Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 2 (Adriatischer und Tyrrhenischer Bereich, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung). Positive Korrelationskoeffizienten: Graue Flächen und schwarze Linien, negative Korrelationskoeffizienten: rote Flächen und rote Linien. Kanonischer Korrelationskoeffizient  $r=0.83$ . EV= durch das Muster erklärte Varianz des jeweiligen Datensatzes. Untersuchungsmonate: April-Mai 1948-1993 (Kalibrierungszeitraum).

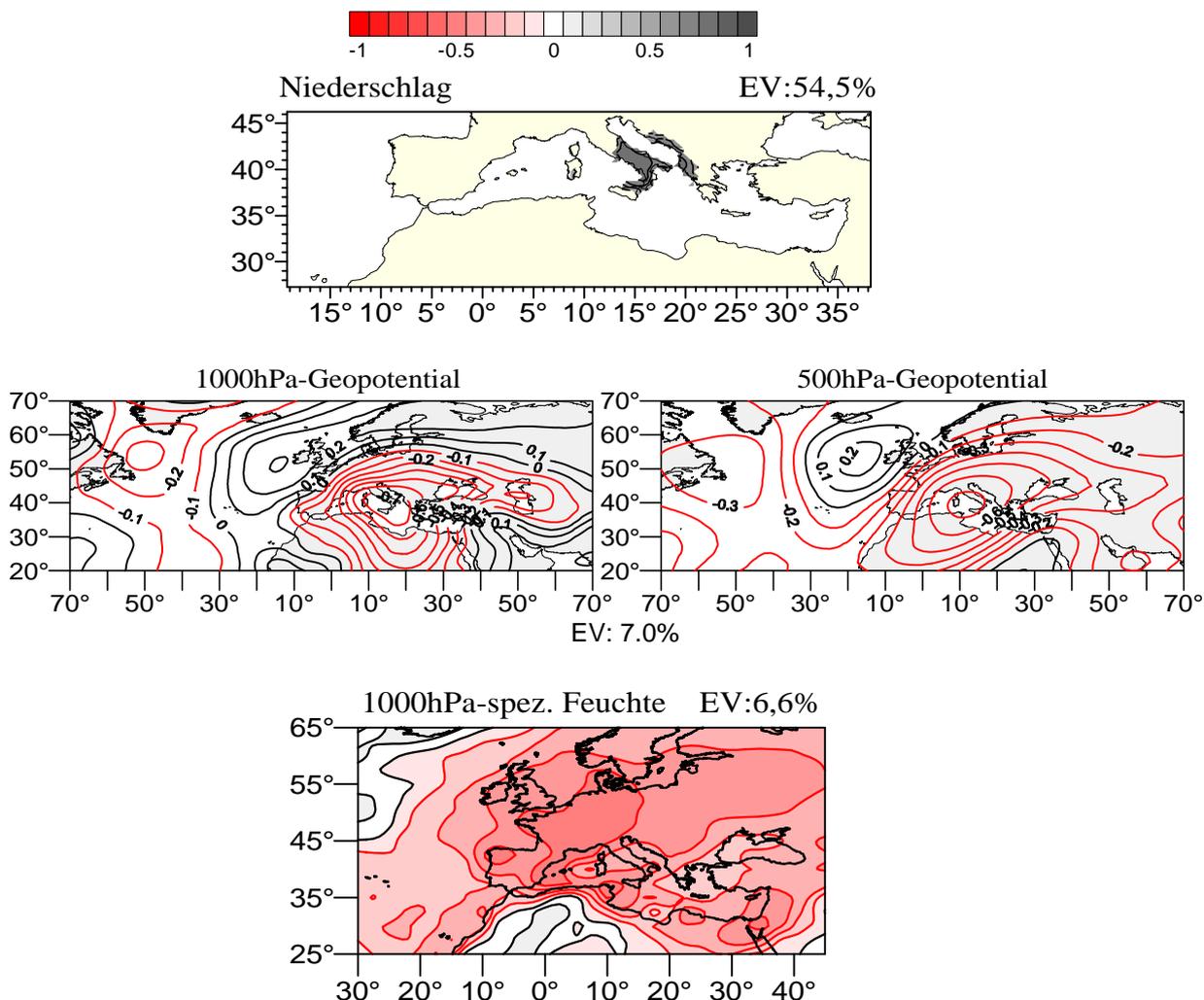


Abb. B.5.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate April/Mai 1948-1993 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.5.1. Die Zeitkoeffizienten der Prädiktoren setzen sich aus den Einzelwerten des 1000hPa-/500hPa- Geopotentials und der spezifischen Feuchte im 1000hPa-Niveau zusammen.

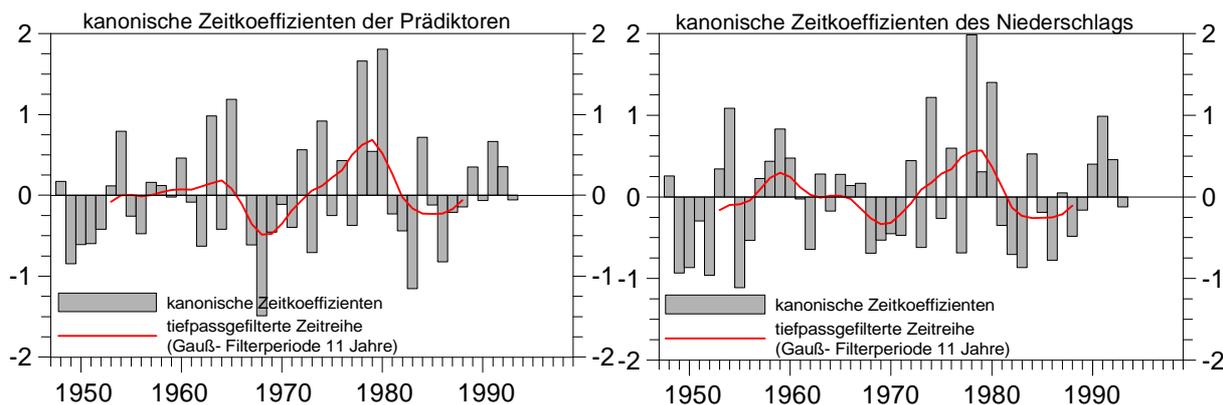


Abb. B.5.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.5.1. Von oben nach unten: Kompositen des Niederschlags der Niederschlagsregion 2 in mm, Kompositen des Geopotentials im 1000hPa- Niveau in gpm, Kompositen des Geopotentials im 500hPa- Niveau in gpm, Kompositen der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau in g/kg. Linke Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten größer eins, rechte Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten kleiner minus eins.

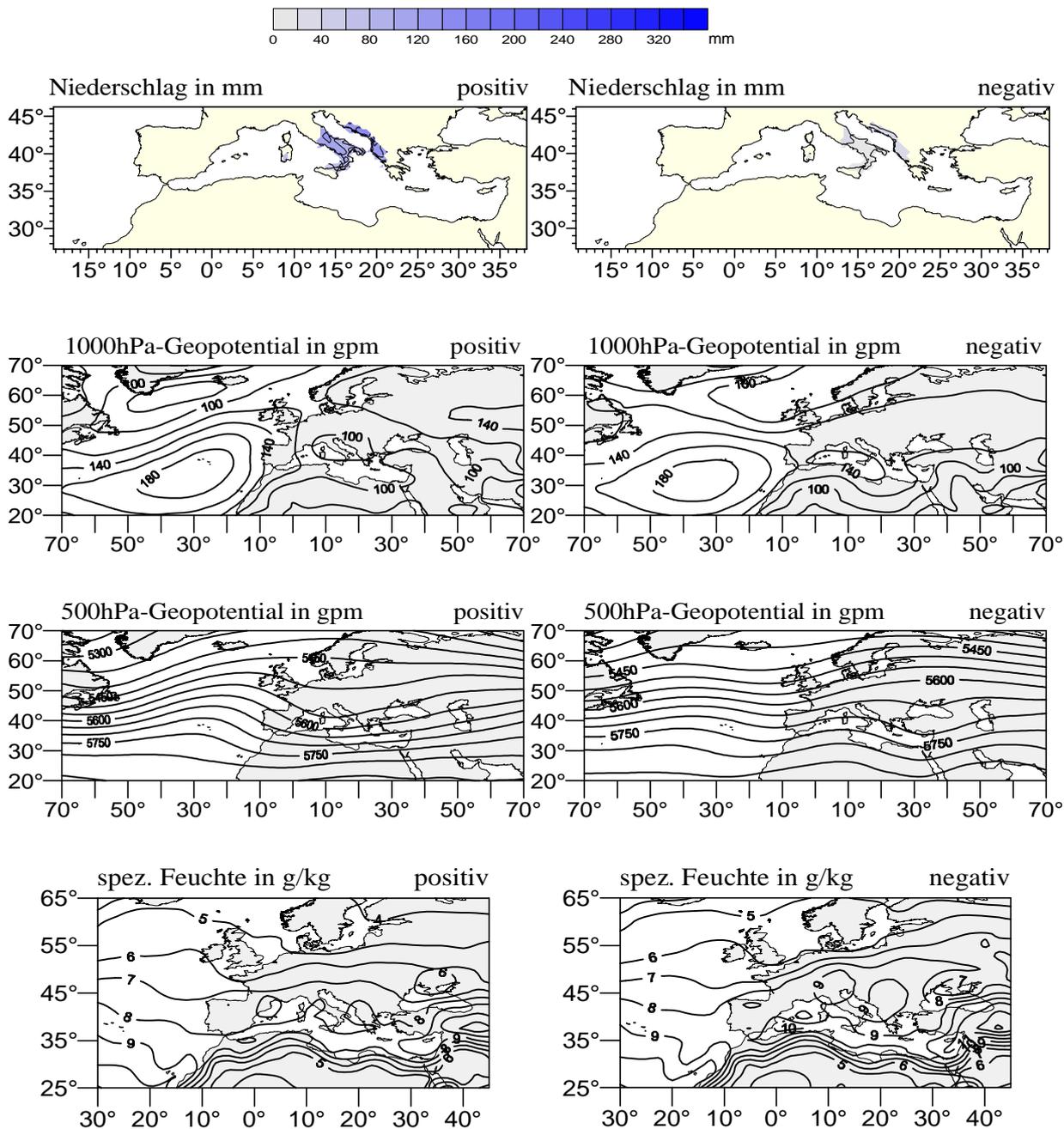


Abb. B.6.1: Erstes Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 3 (Ägäischer Bereich, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung). Positive Korrelationskoeffizienten: Graue Flächen und schwarze Linien, negative Korrelationskoeffizienten: rote Flächen und rote Linien. Kanonischer Korrelationskoeffizient  $r=0.93$ . EV= durch das Muster erklärte Varianz des jeweiligen Datensatzes. Untersuchungsmonate: Januar/ Februar 1948-1963, 1969-1998 (Kalibrierungszeitraum).

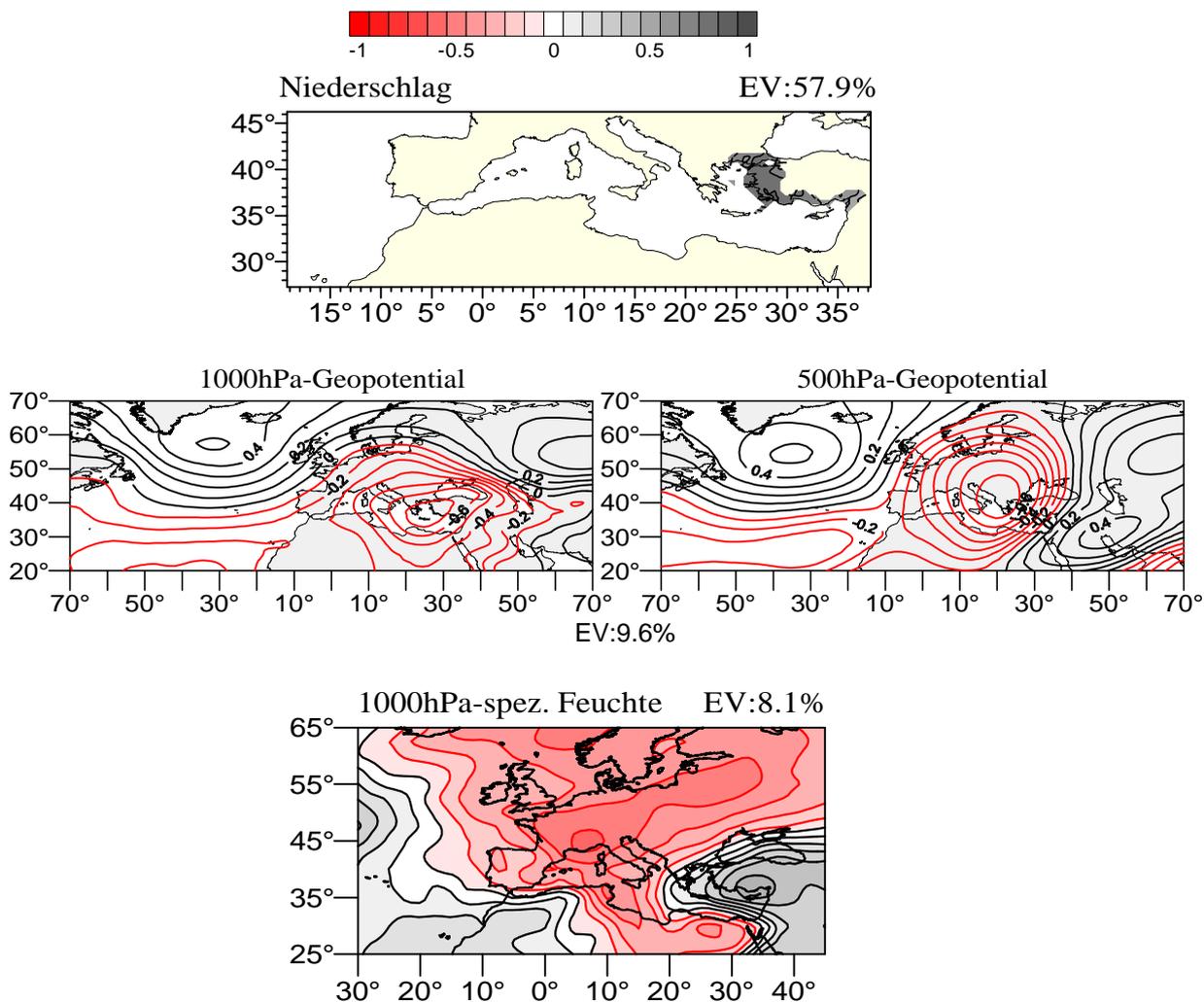


Abb. B.6.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1963, 1969-1998 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.6.1. Die Zeitkoeffizienten der Prädiktoren setzen sich aus den Einzelwerten des 1000hPa-/500hPa- Geopotentials und der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau zusammen.

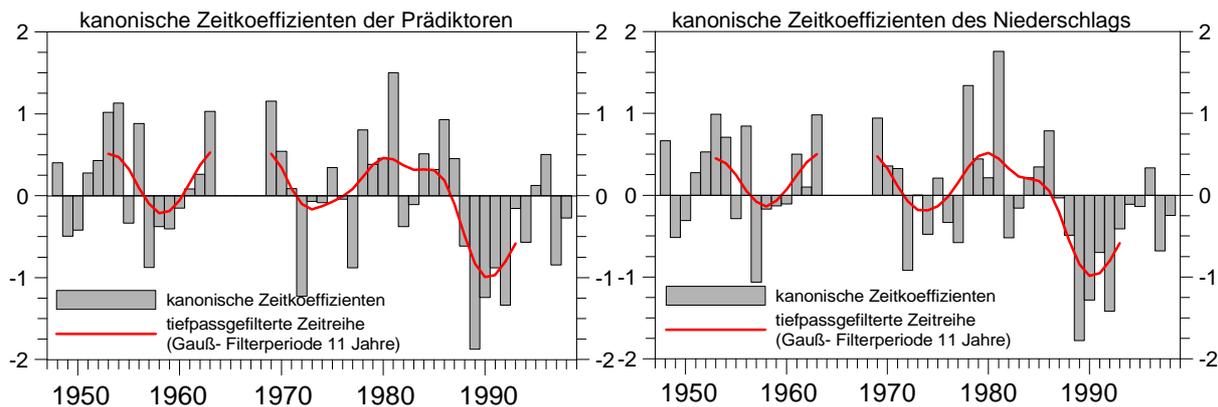


Abb. B.6.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.6.1. Von oben nach unten: Kompositen des Niederschlags der Niederschlagsregion 3 in mm, Kompositen des Geopotentials im 1000hPa- Niveau in gpm, Kompositen des Geopotentials im 500hPa- Niveau in gpm, Kompositen der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau in g/kg. Linke Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten größer eins, rechte Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten kleiner minus eins.

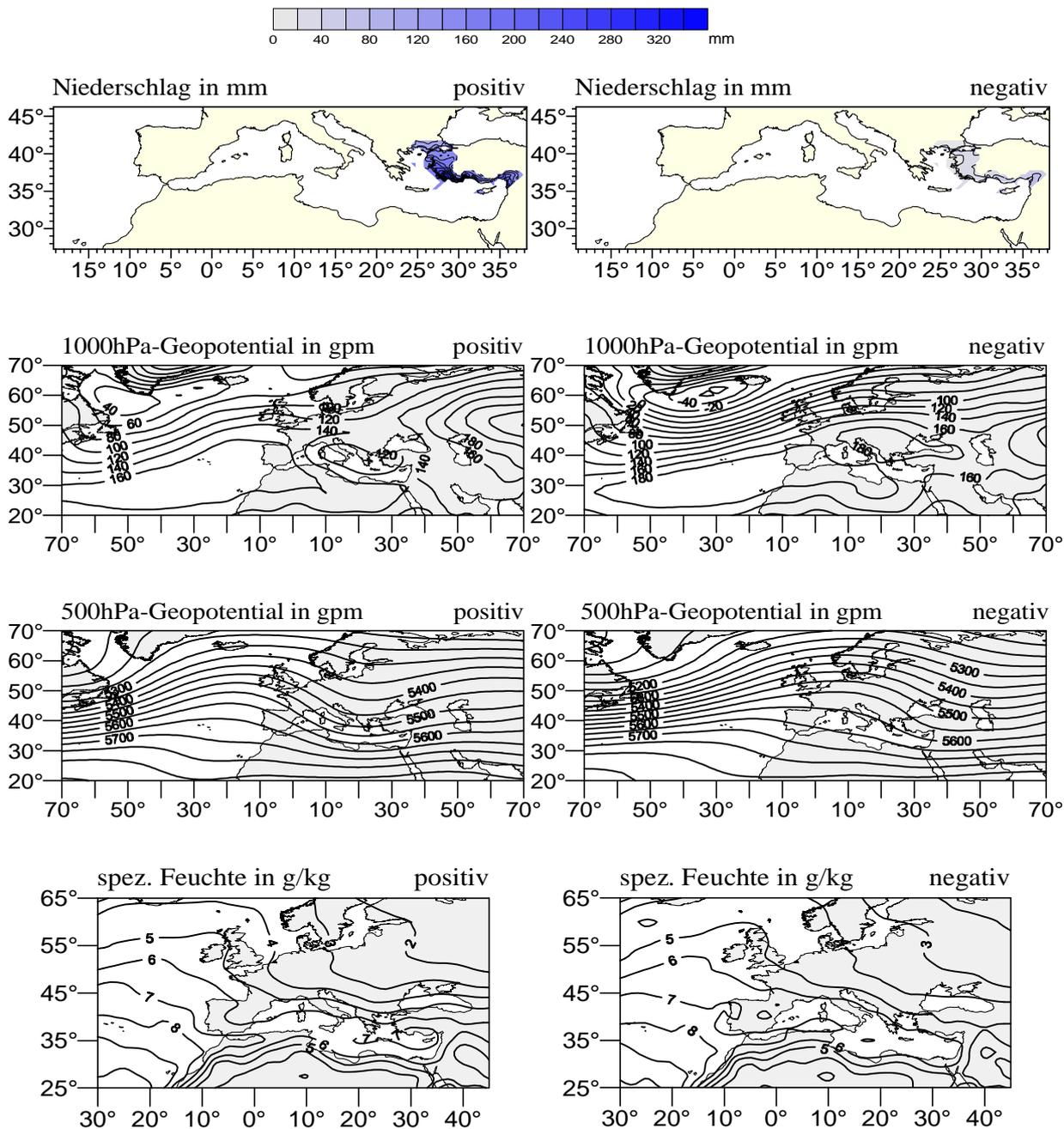


Abb. B.7.1: Zweites Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 3 (Ägäischer Bereich, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung). Positive Korrelationskoeffizienten: Graue Flächen und schwarze Linien, negative Korrelationskoeffizienten: rote Flächen und rote Linien. Kanonischer Korrelationskoeffizient  $r=0.75$ . EV= durch das Muster erklärte Varianz des jeweiligen Datensatzes. Untersuchungsmonate: Januar/ Februar 1948-1963, 1969-1998 (Kalibrierungszeitraum).

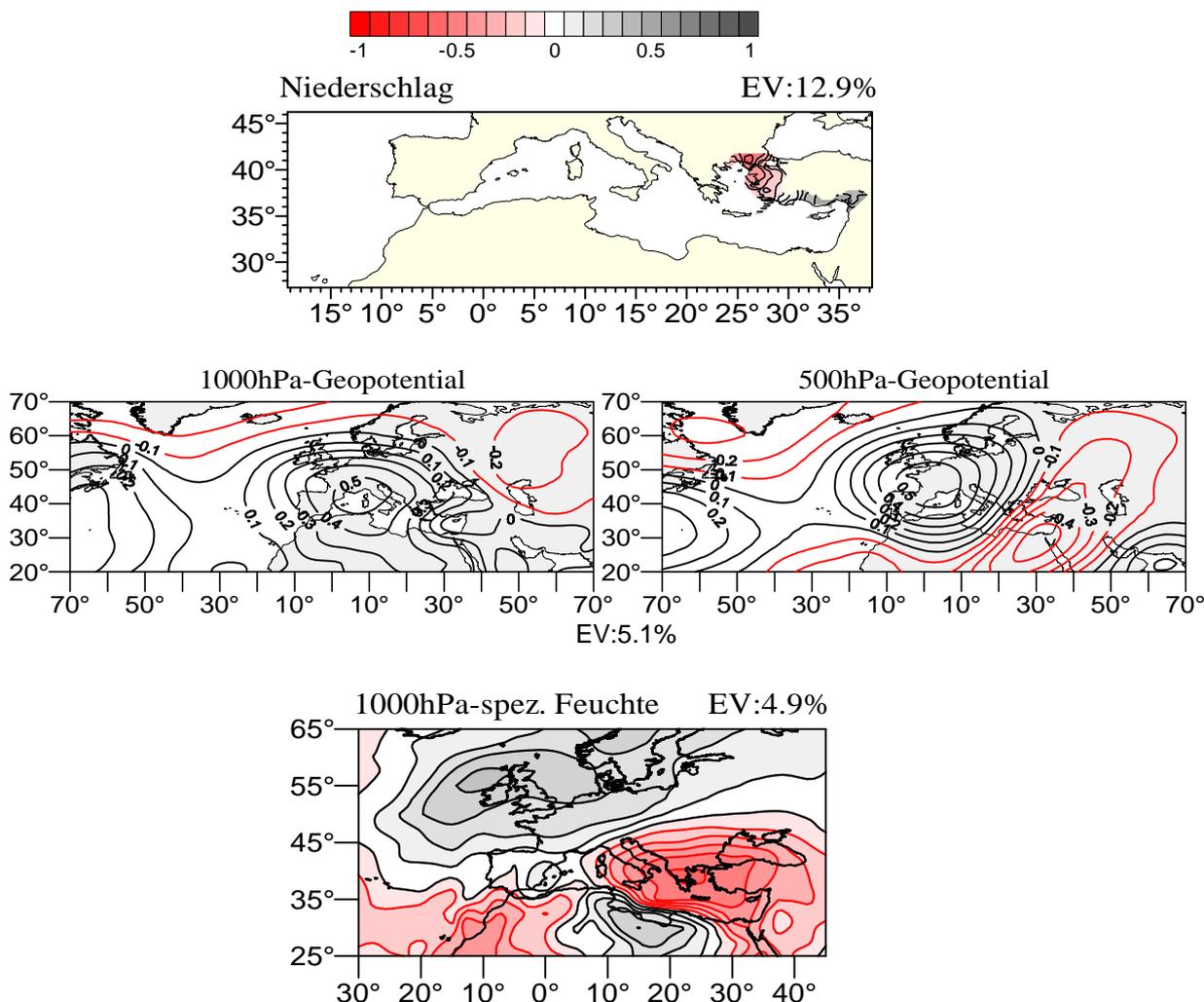


Abb. B.7.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1963, 1969-1998 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.7.1. Die Zeitkoeffizienten der Prädiktoren setzen sich aus den Einzelwerten des 1000hPa-/500hPa- Geopotentials und der spezifischen Feuchte im 1000hPa-Niveau zusammen.

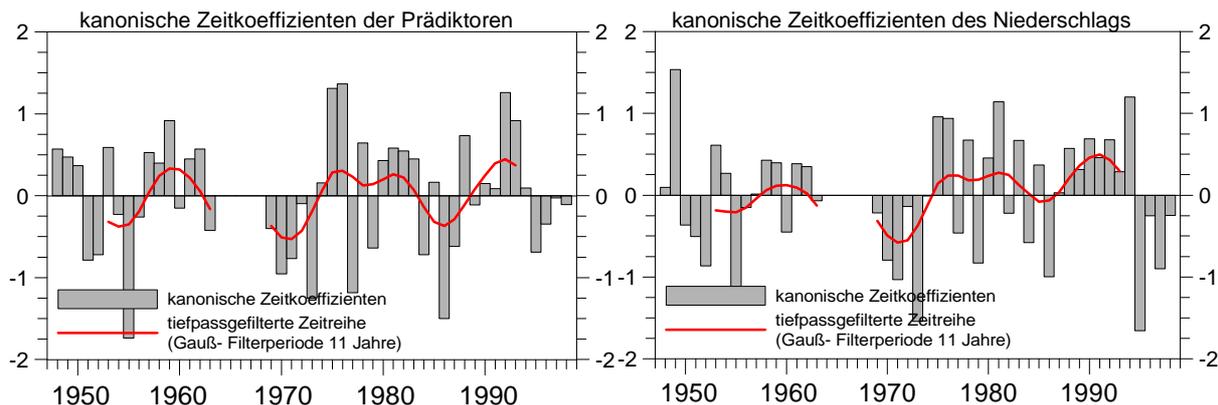


Abb. B.7.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.7.1. Von oben nach unten: Kompositen des Niederschlags der Niederschlagsregion 3 in mm, Kompositen des Geopotentials im 1000hPa- Niveau in gpm, Kompositen des Geopotentials im 500hPa- Niveau in gpm, Kompositen der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau in g/kg. Linke Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten größer eins, rechte Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten kleiner minus eins.

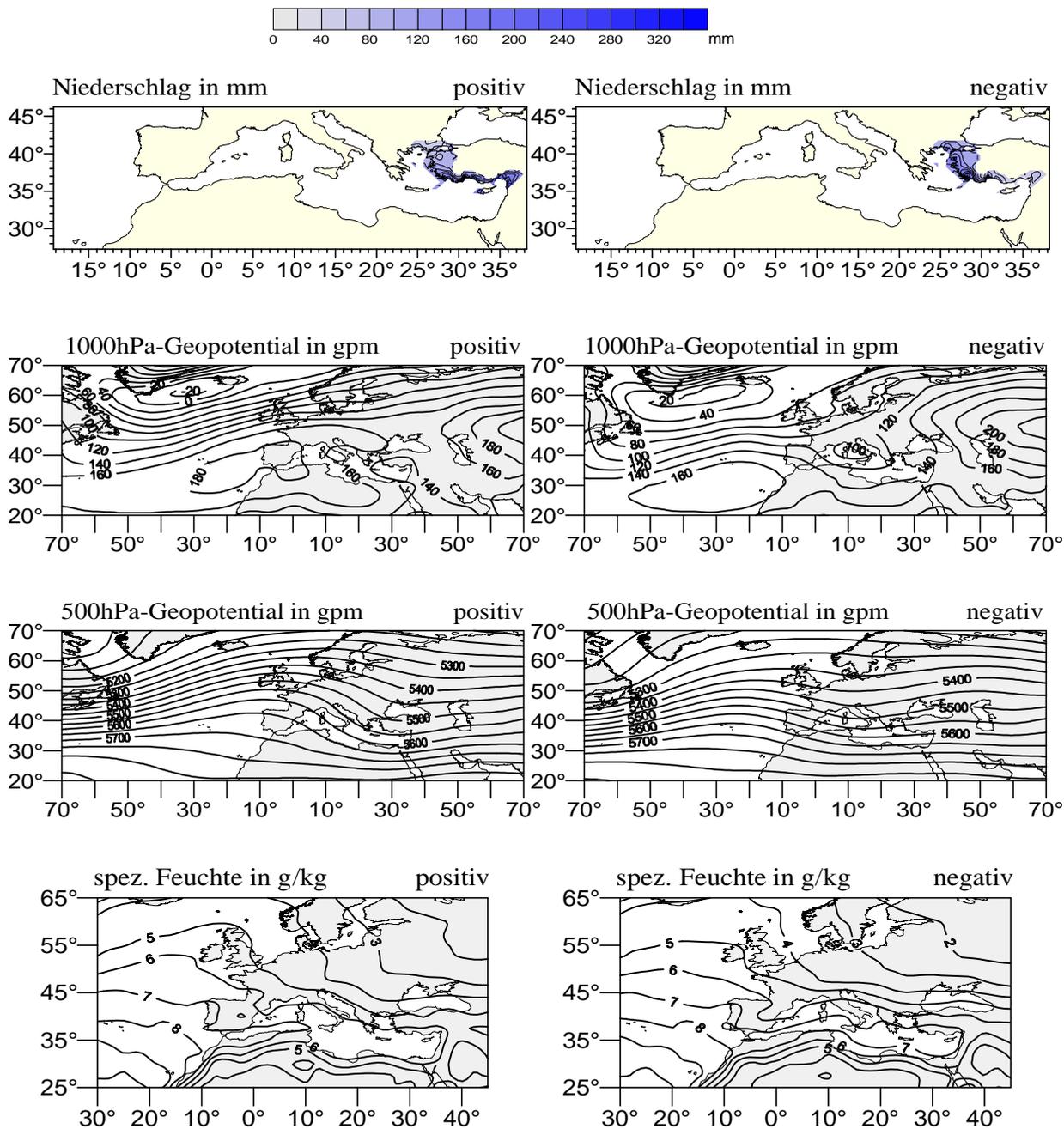


Abb. B.8.1: Erstes Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 4 (Levante, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung). Positive Korrelationskoeffizienten: Graue Flächen und schwarze Linien, negative Korrelationskoeffizienten: rote Flächen und rote Linien. Kanonischer Korrelationskoeffizient  $r=0.82$ . EV= durch das Muster erklärte Varianz des jeweiligen Datensatzes. Untersuchungsmonate: Januar/ Februar 1948-1958, 1964-1998 (Kalibrierungszeitraum).

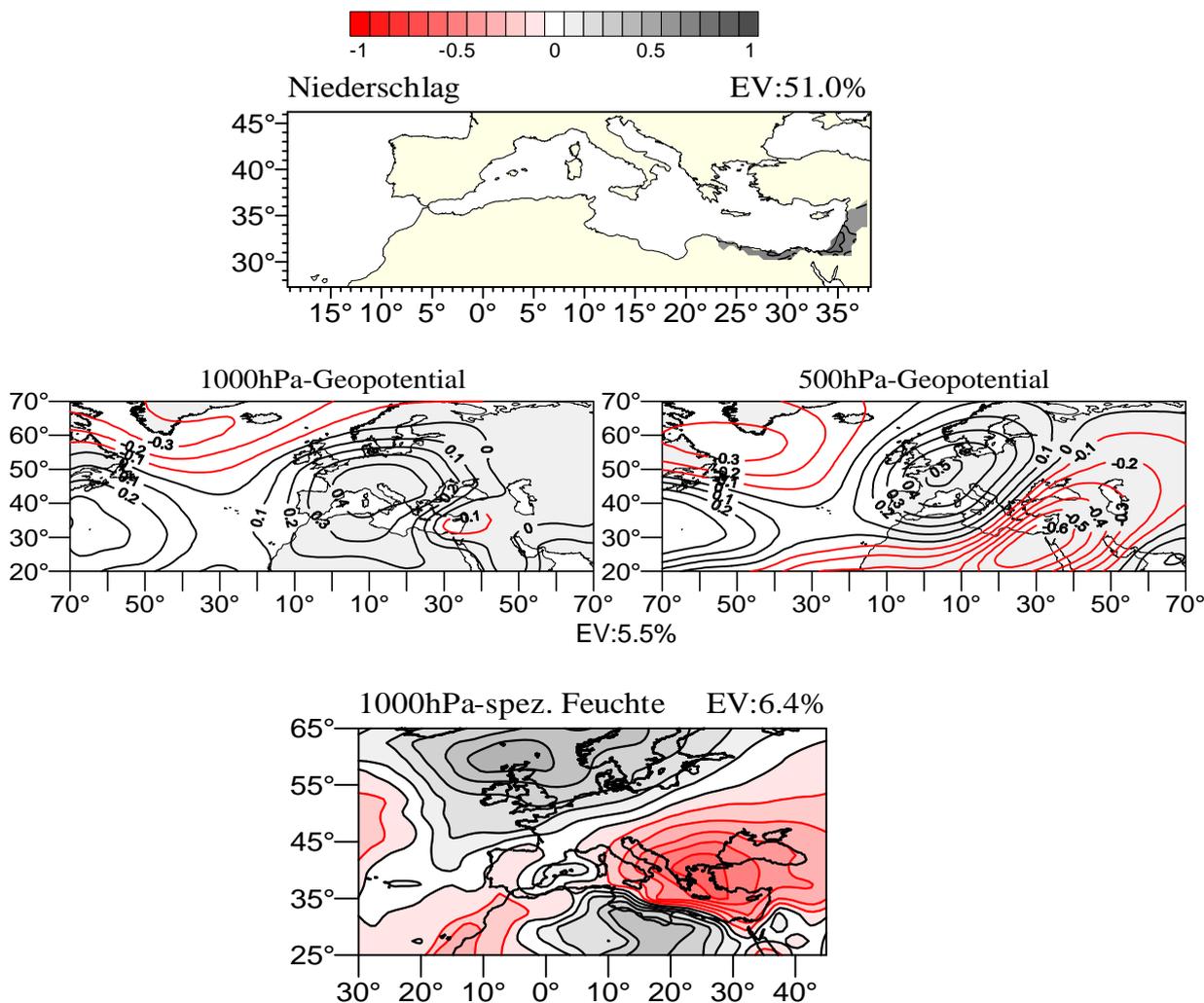


Abb. B.8.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1958, 1964-1998 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.8.1. Die Zeitkoeffizienten der Prädiktoren setzen sich aus den Einzelwerten des 1000hPa-/500hPa- Geopotentials und der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau zusammen.

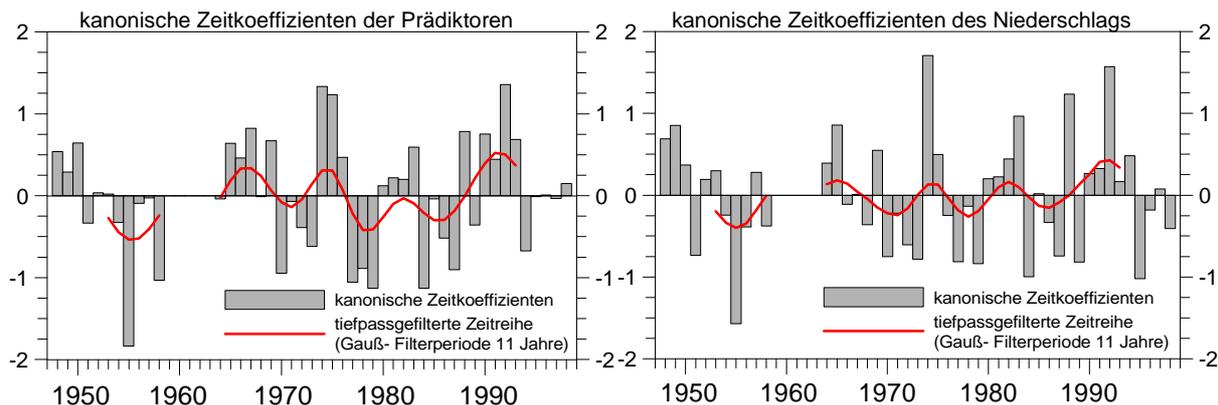


Abb. B.8.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.8.1. Von oben nach unten: Kompositen des Niederschlags der Niederschlagsregion 4 in mm, Kompositen des Geopotentials im 1000hPa- Niveau in gpm, Kompositen des Geopotentials im 500hPa- Niveau in gpm, Kompositen der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau in g/kg. Linke Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten größer eins, rechte Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten kleiner minus eins.

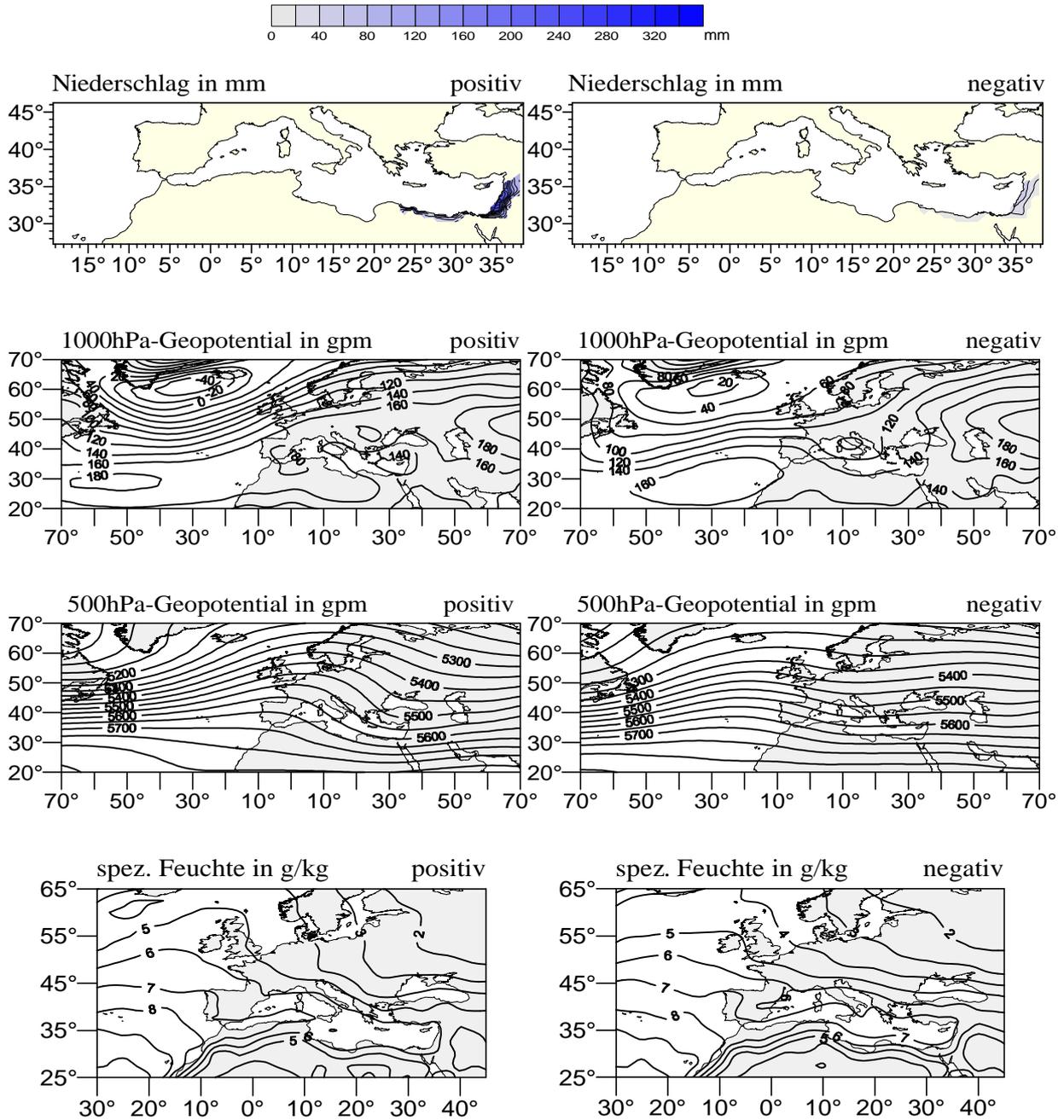


Abb. B.9.1: Erstes Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 5 (marokkanischer Teil der Region Maghreb, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung). Positive Korrelationskoeffizienten: Graue Flächen und schwarze Linien, negative Korrelationskoeffizienten: rote Flächen und rote Linien. Kanonischer Korrelationskoeffizient  $r=0.79$ . EV= durch das Muster erklärte Varianz des jeweiligen Datensatzes. Untersuchungsmonate: Januar/ Februar 1948-1978, 1984-1998 (Kalibrierungszeitraum).

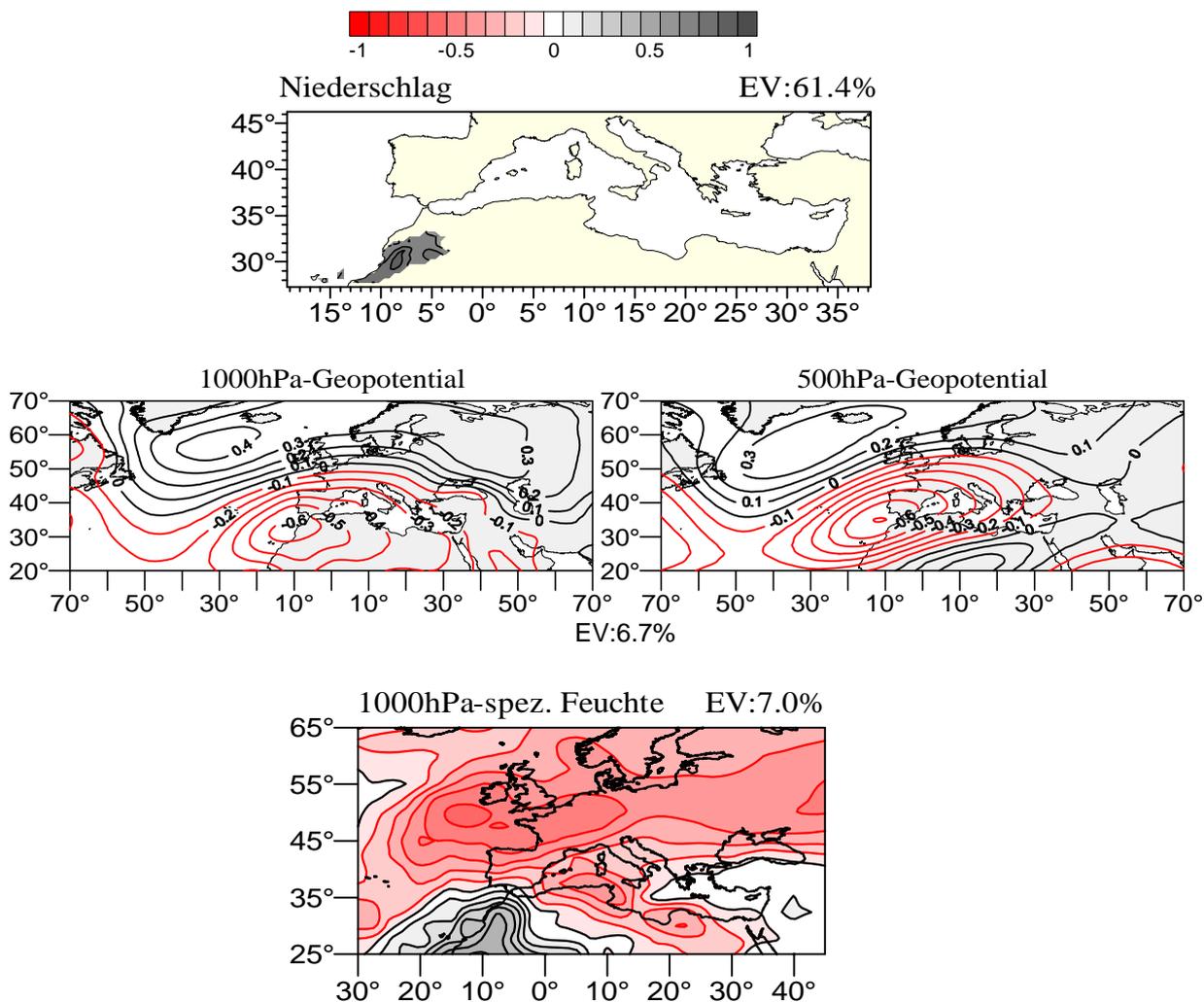


Abb. B.9.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1978, 1984-1998 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.9.1. Die Zeitkoeffizienten der Prädiktoren setzen sich aus den Einzelwerten des 1000hPa-/500hPa- Geopotentials und der spezifischen Feuchte im 1000hPa-Niveau zusammen.

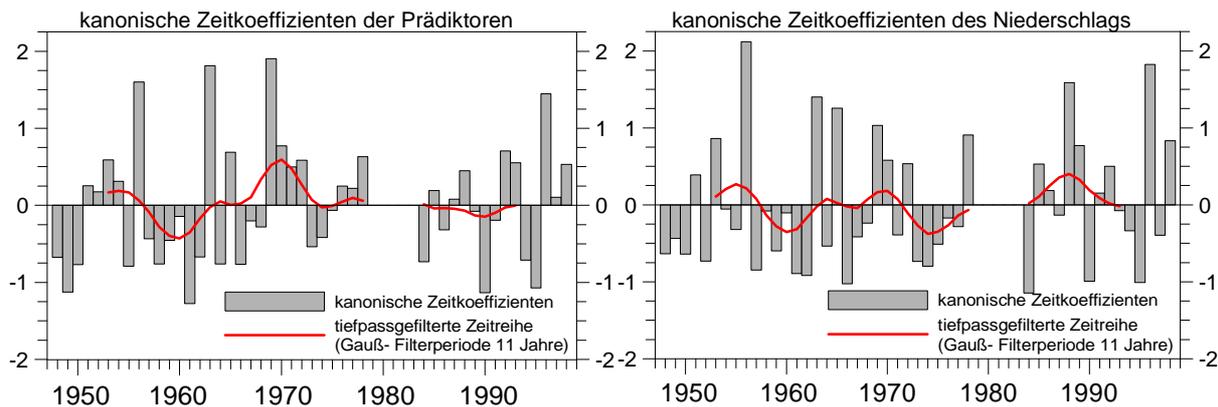


Abb. B.9.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.9.1. Von oben nach unten: Kompositen des Niederschlags der Niederschlagsregion 5, marokkanischer Teil in mm, Kompositen des Geopotentials im 1000hPa-Niveau in gpm, Kompositen des Geopotentials im 500hPa- Niveau in gpm, Kompositen der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau in g/kg. Linke Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten größer eins, rechte Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten kleiner minus eins.

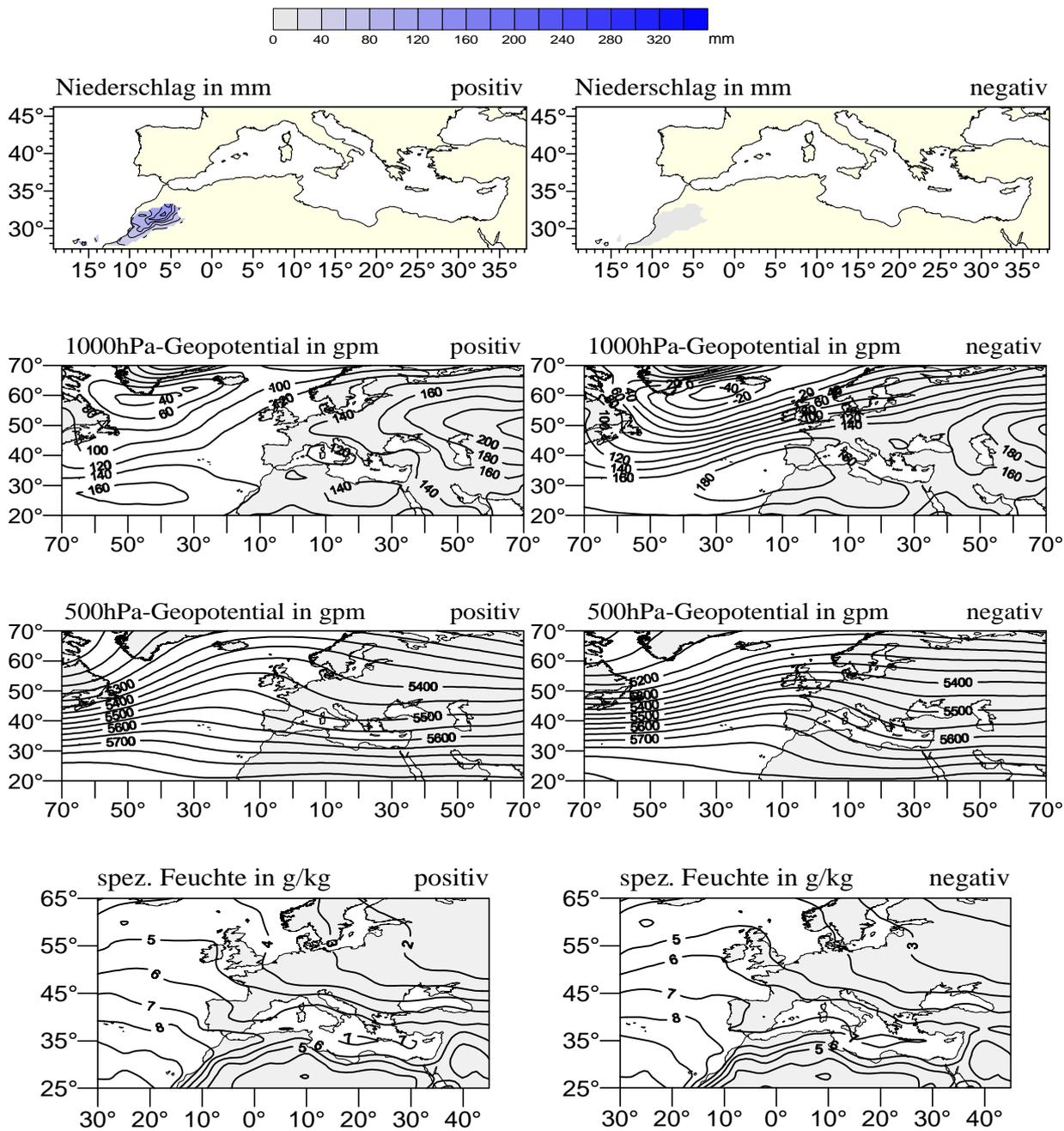


Abb. B.10.1: Erstes Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 5 (algerischer Teil der Region Maghreb, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung). Positive Korrelationskoeffizienten: Graue Flächen und schwarze Linien, negative Korrelationskoeffizienten: rote Flächen und rote Linien. Kanonischer Korrelationskoeffizient  $r=0.83$ . EV= durch das Muster erklärte Varianz des jeweiligen Datensatzes. Untersuchungsmonate: Januar/ Februar 1948-1993 (Kalibrierungszeitraum).

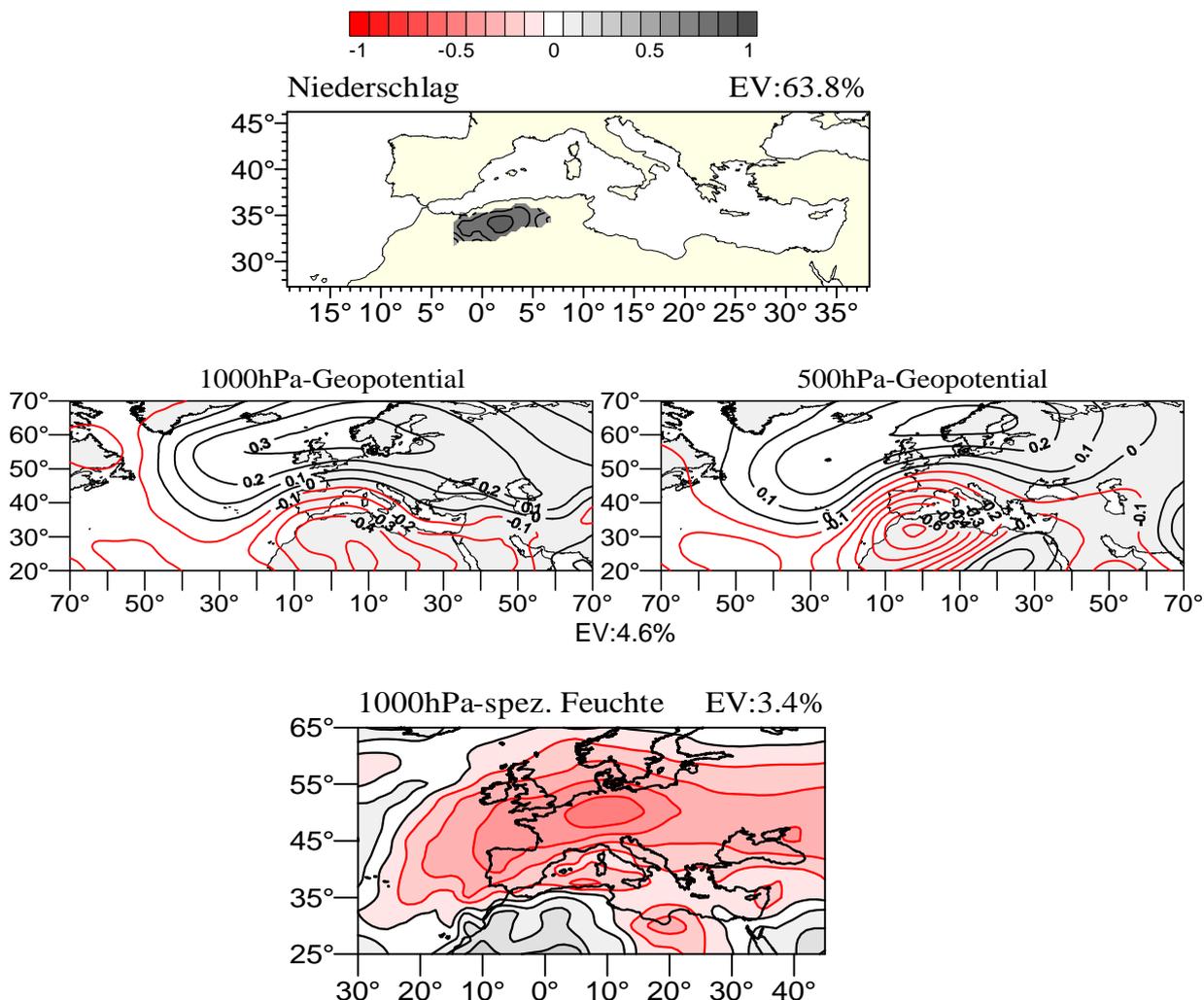


Abb. B.10.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1993 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.10.1. Die Zeitkoeffizienten der Prädiktoren setzen sich aus den Einzelwerten des 1000hPa-/500hPa- Geopotentials und der spezifischen Feuchte im 1000hPa-Niveau zusammen.

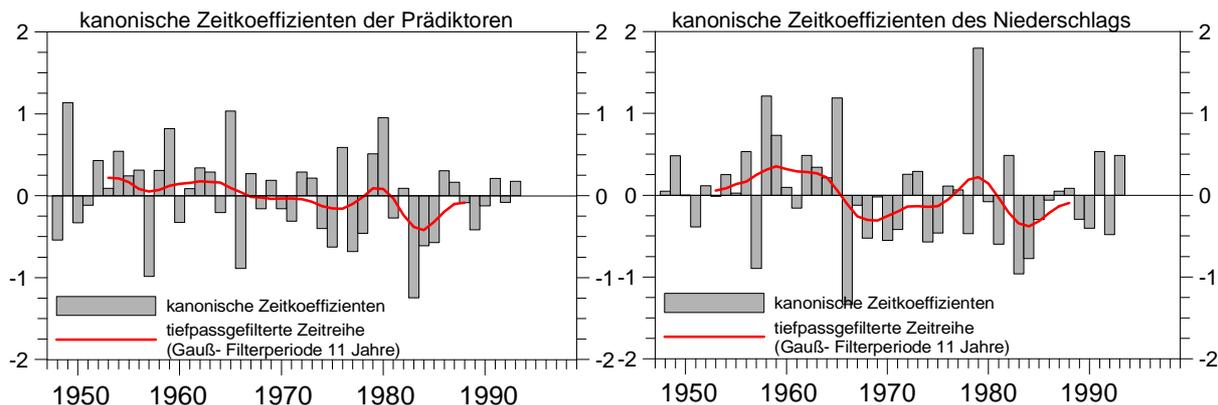


Abb. B.10.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.10.1. Von oben nach unten: Kompositen des Niederschlags der Niederschlagsregion 5, algerischer Teil in mm, Kompositen des Geopotentials im 1000hPa-Niveau in gpm, Kompositen des Geopotentials im 500hPa- Niveau in gpm, Kompositen der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau in g/kg. Linke Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten größer eins, rechte Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten kleiner minus eins.

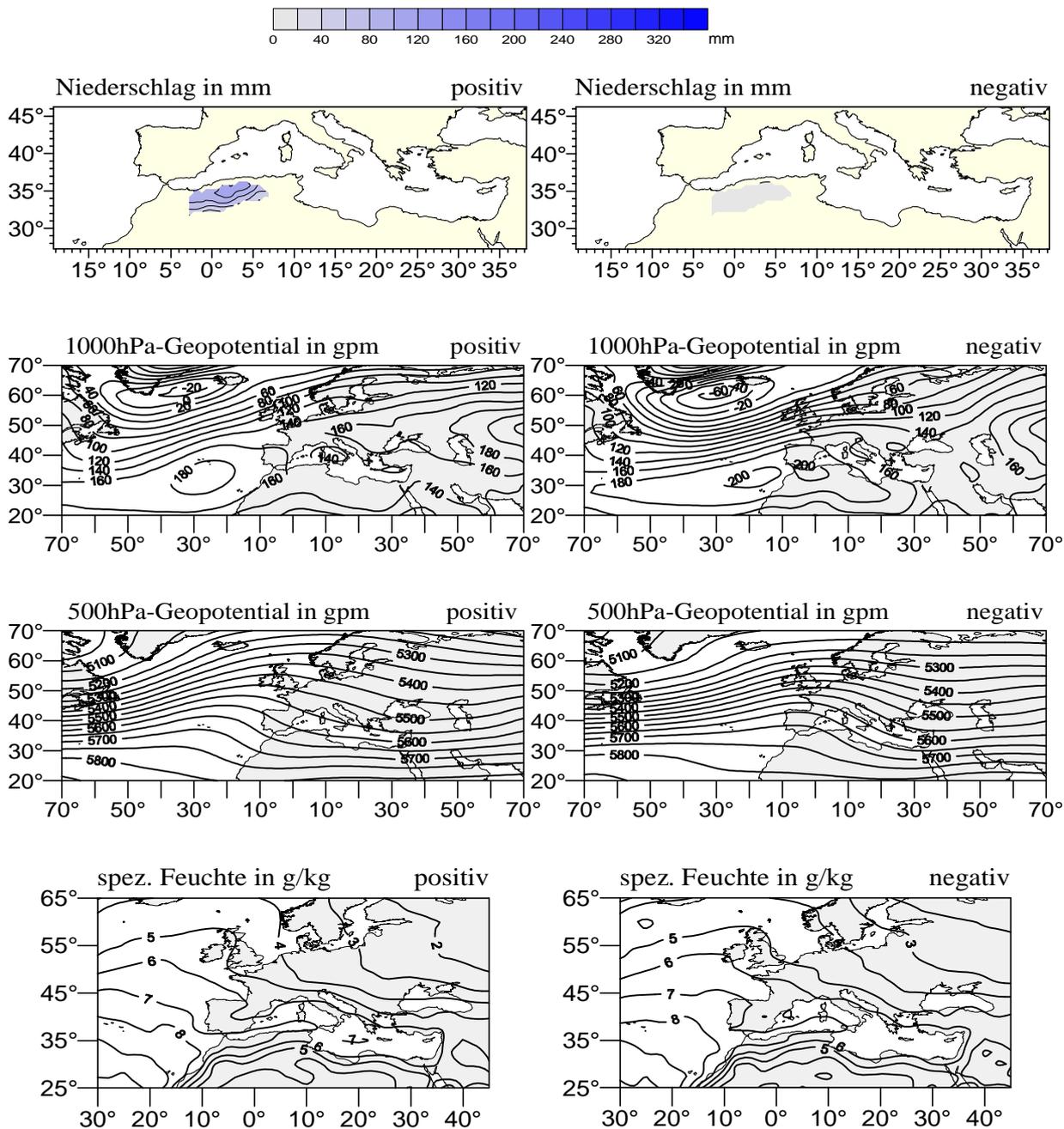


Abb. B.11.1: Erstes Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 5 (tunesischer Teil der Region Maghreb, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung). Positive Korrelationskoeffizienten: Graue Flächen und schwarze Linien, negative Korrelationskoeffizienten: rote Flächen und rote Linien. Kanonischer Korrelationskoeffizient  $r=0.82$ . EV= durch das Muster erklärte Varianz des jeweiligen Datensatzes. Untersuchungsmonate: Januar/ Februar 1948-1963, 1969-1998 (Kalibrierungszeitraum).

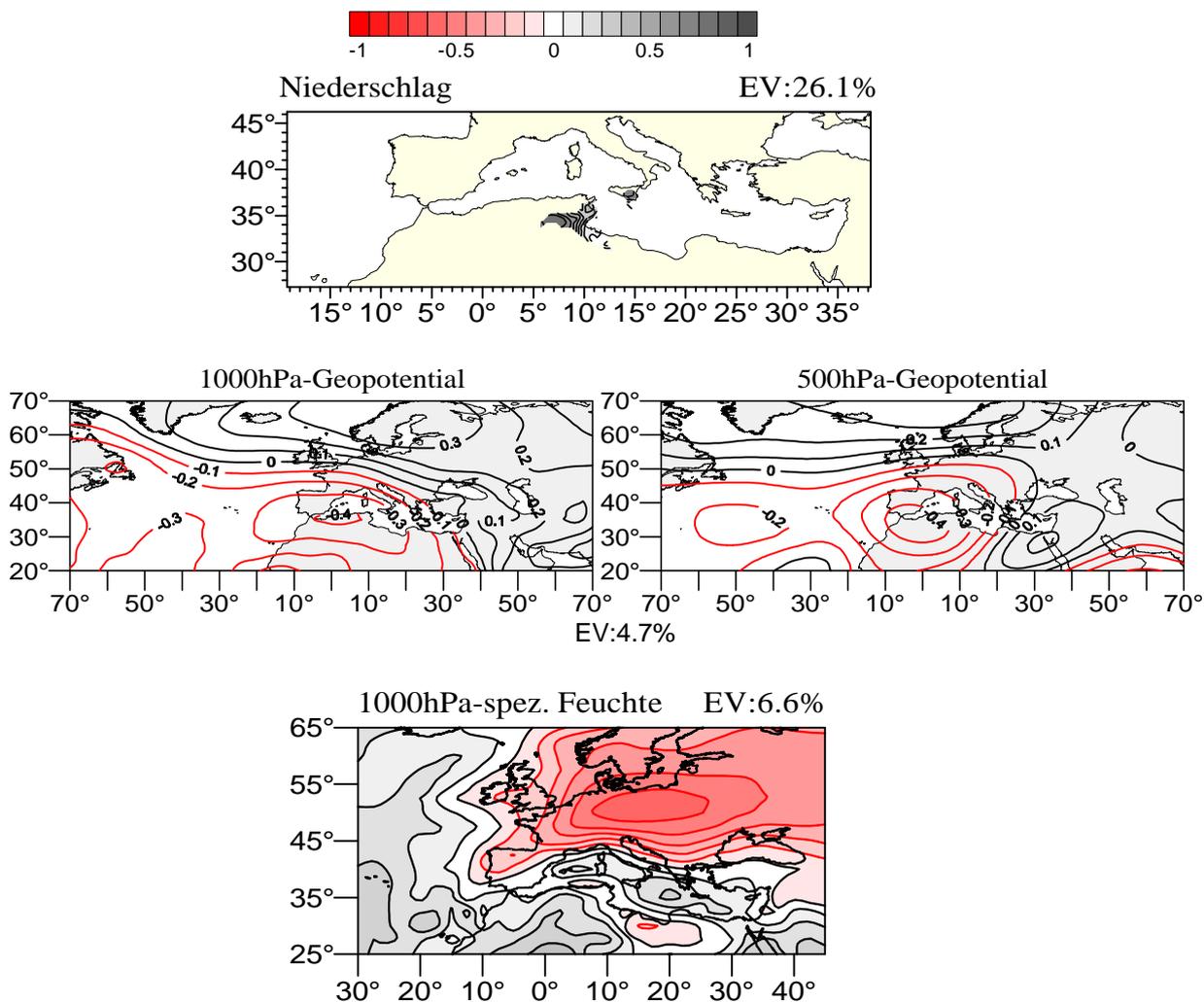


Abb. B.11.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1963, 1969-1998 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.11.1. Die Zeitkoeffizienten der Prädiktoren setzen sich aus den Einzelwerten des 1000hPa-/500hPa- Geopotentials und der spezifischen Feuchte im 1000hPa-Niveau zusammen.

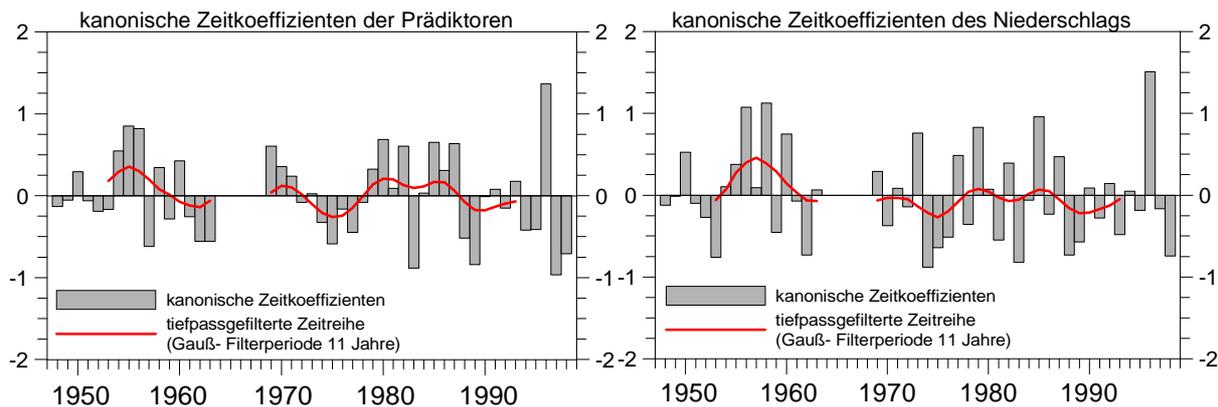


Abb. B.11.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.11.1. Von oben nach unten: Kompositen des Niederschlags der Niederschlagsregion 5, tunesischer Teil in mm, Kompositen des Geopotentials im 1000hPa-Niveau in gpm, Kompositen des Geopotentials im 500hPa- Niveau in gpm, Kompositen der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau in g/kg. Linke Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten größer eins, rechte Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten kleiner minus eins.

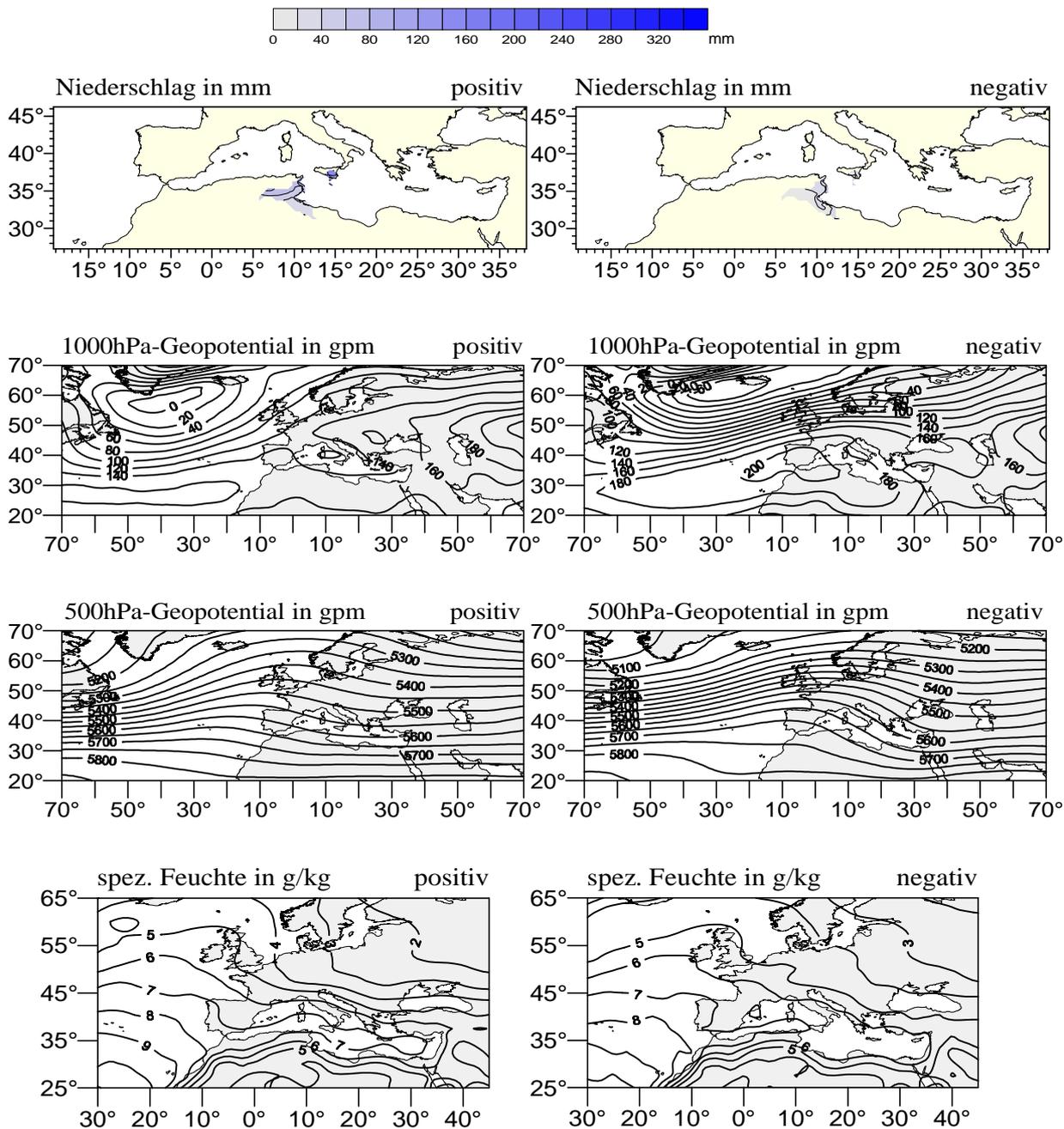


Abb. B.12.1: Zweites Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 5 (tunesischer Teil der Region Maghreb, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung). Positive Korrelationskoeffizienten: Graue Flächen und schwarze Linien, negative Korrelationskoeffizienten: rote Flächen und rote Linien. Kanonischer Korrelationskoeffizient  $r=0.73$ . EV= durch das Muster erklärte Varianz des jeweiligen Datensatzes. Untersuchungsmonate: Januar/ Februar 1948-1963, 1969-1998 (Kalibrierungszeitraum).

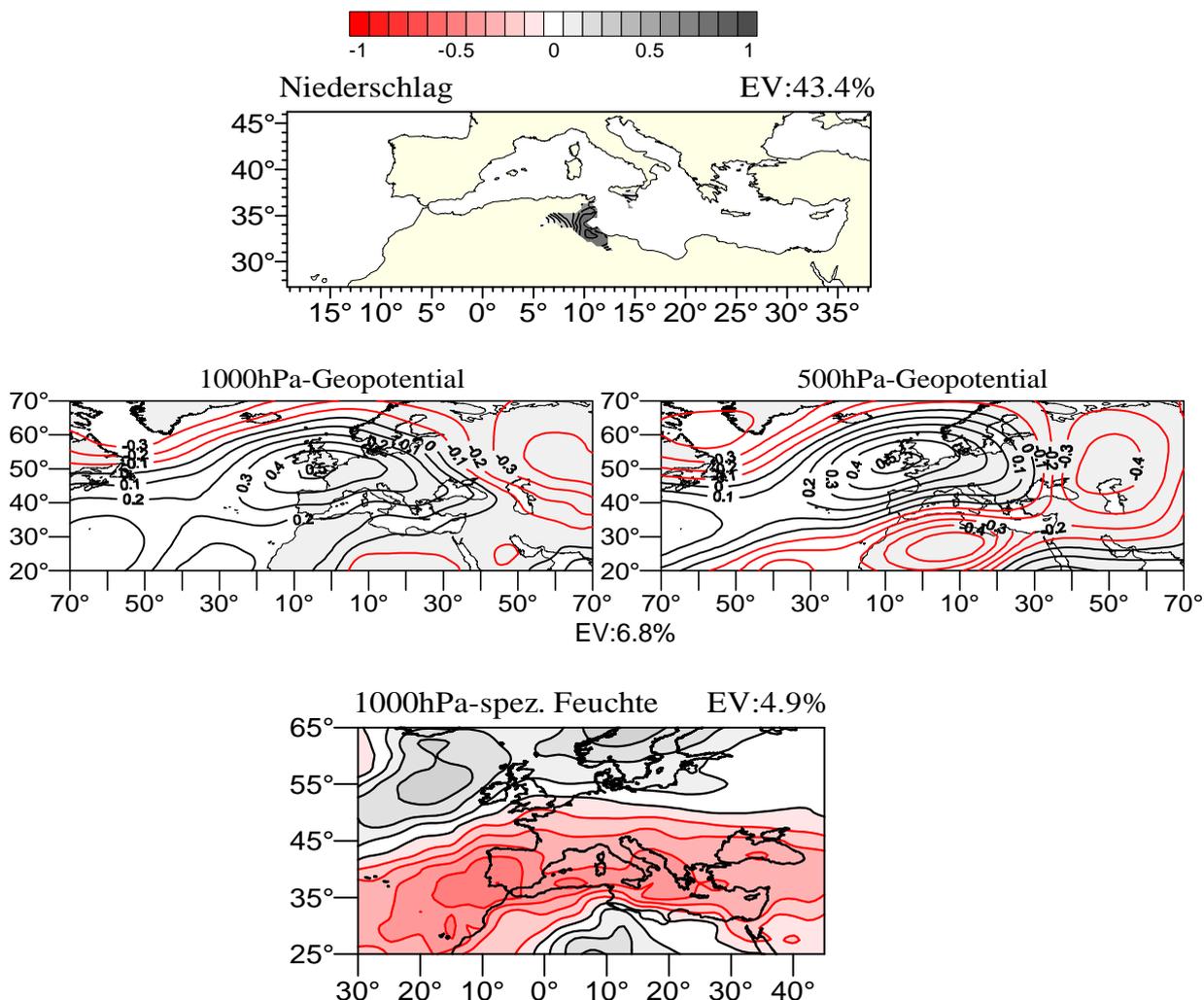


Abb. B.12.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1963, 1969-1998 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.12.1. Die Zeitkoeffizienten der Prädiktoren setzen sich aus den Einzelwerten des 1000hPa-/500hPa- Geopotentials und der spezifischen Feuchte im 1000hPa-Niveau zusammen.

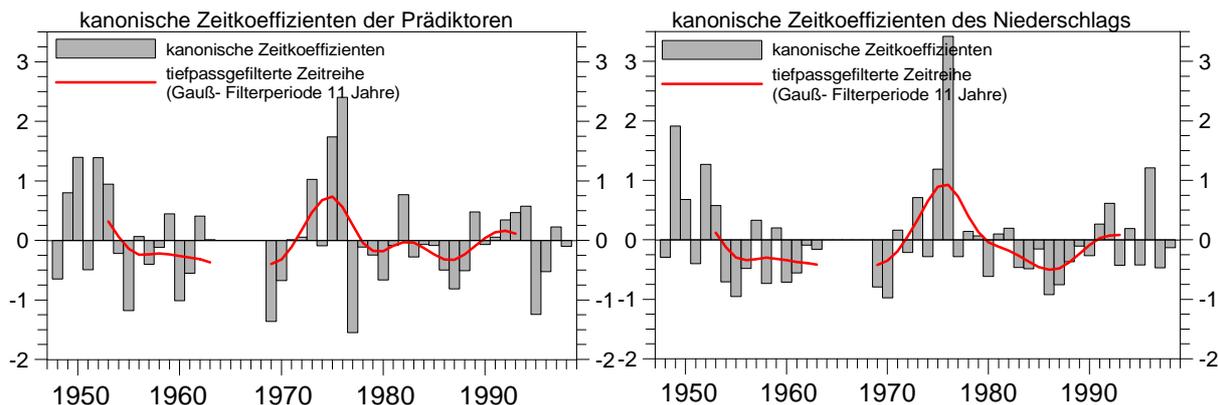


Abb. B.12.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.12.1. Von oben nach unten: Kompositen des Niederschlags der Niederschlagsregion 5, tunesischer Teil in mm, Kompositen des Geopotentials im 1000hPa-Niveau in gpm, Kompositen des Geopotentials im 500hPa-Niveau in gpm, Kompositen der spezifischen Feuchte im 1000hPa-Niveau in g/kg. Linke Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten größer eins, rechte Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten kleiner minus eins.

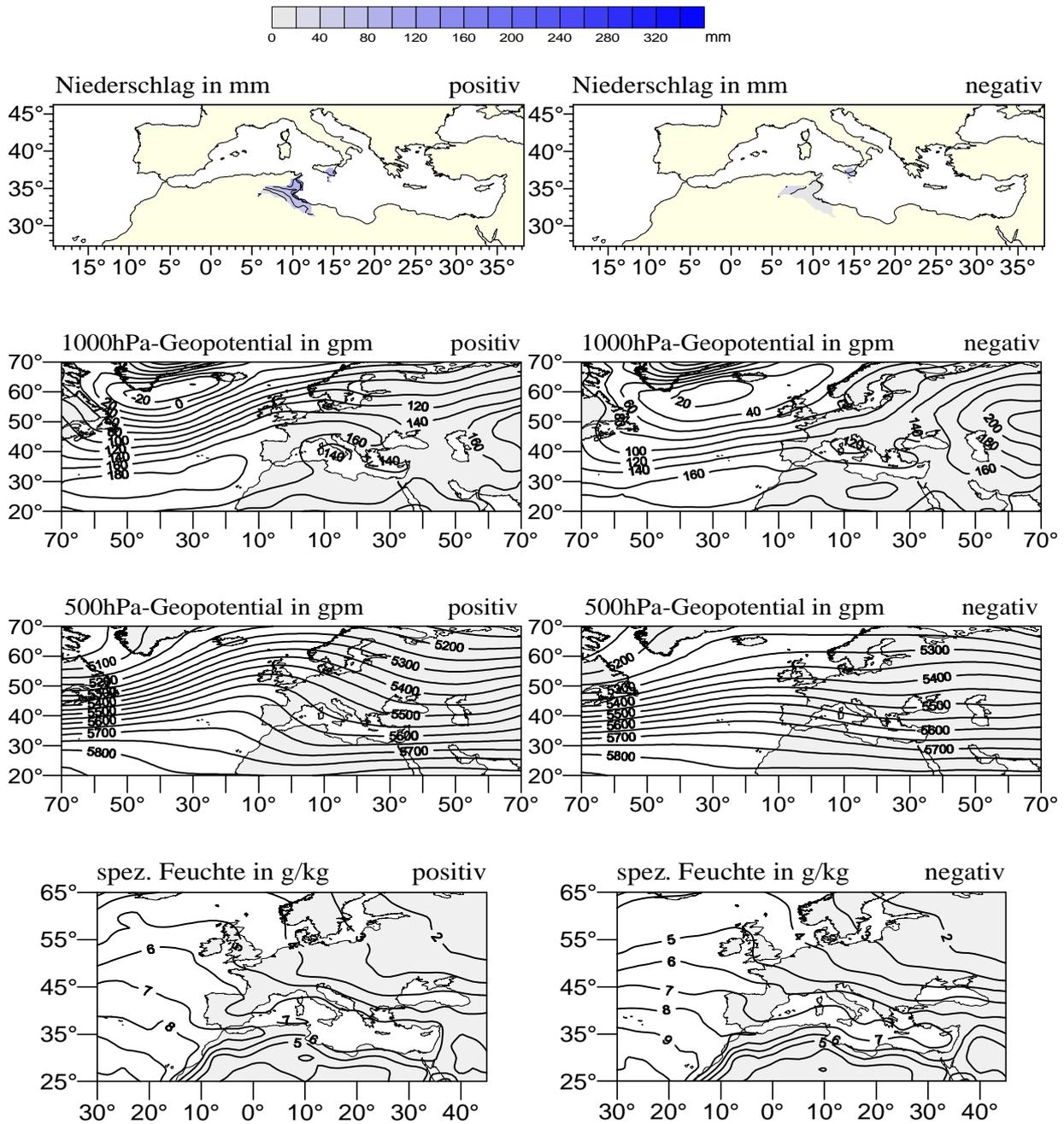


Abb. B.13.1: Erstes Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 6 (Mediterranes Libyen, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung). Positive Korrelationskoeffizienten: Graue Flächen und schwarze Linien, negative Korrelationskoeffizienten: rote Flächen und rote Linien. Kanonischer Korrelationskoeffizient  $r=0.85$ . EV= durch das Muster erklärte Varianz des jeweiligen Datensatzes. Untersuchungsmonate: Januar/ Februar 1948-1953, 1959-1998 (Kalibrierungszeitraum).

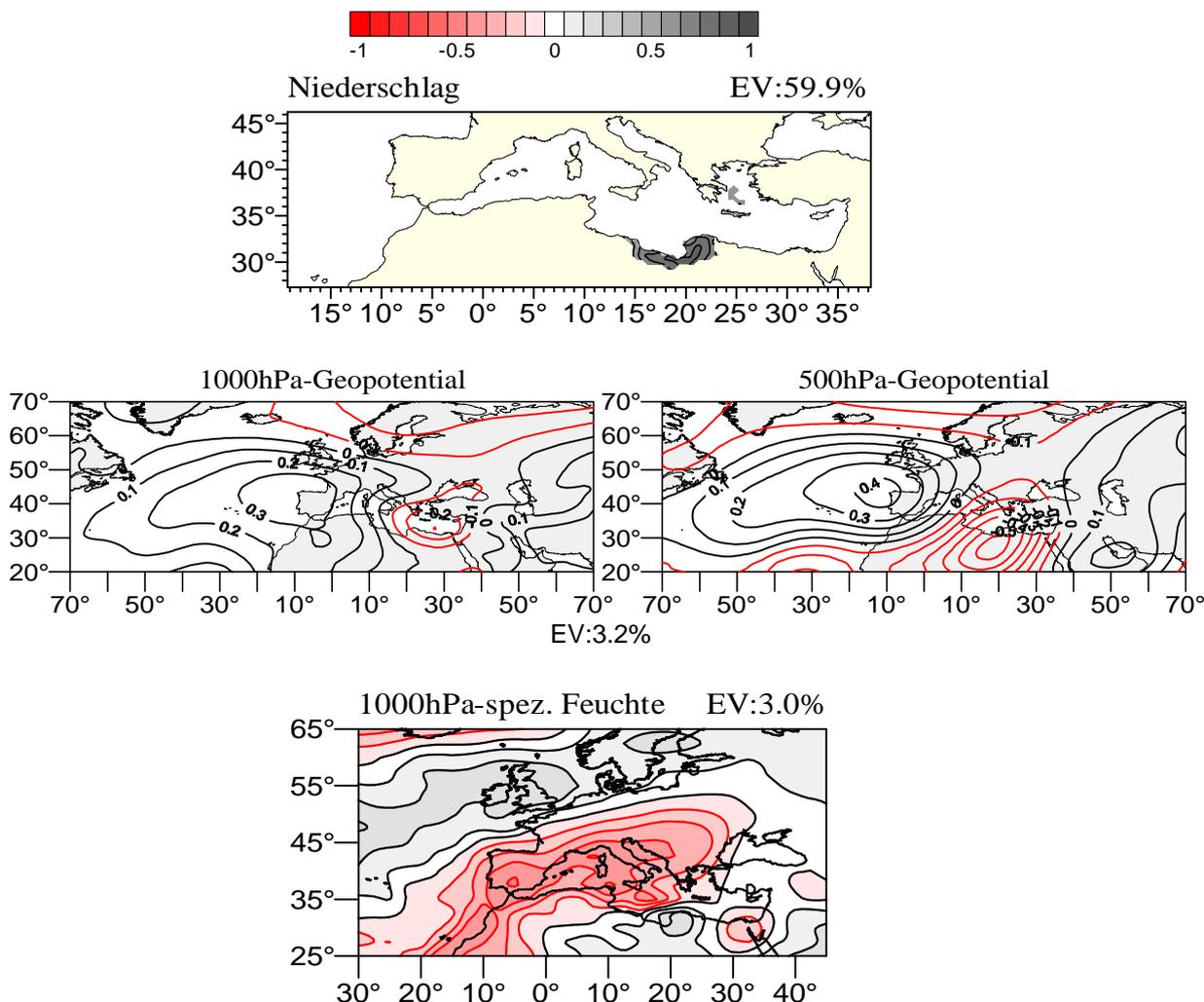


Abb. B.13.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1953, 1959-1998 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.13.1. Die Zeitkoeffizienten der Prädiktoren setzen sich aus den Einzelwerten des 1000hPa-/500hPa- Geopotentials und der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau zusammen.

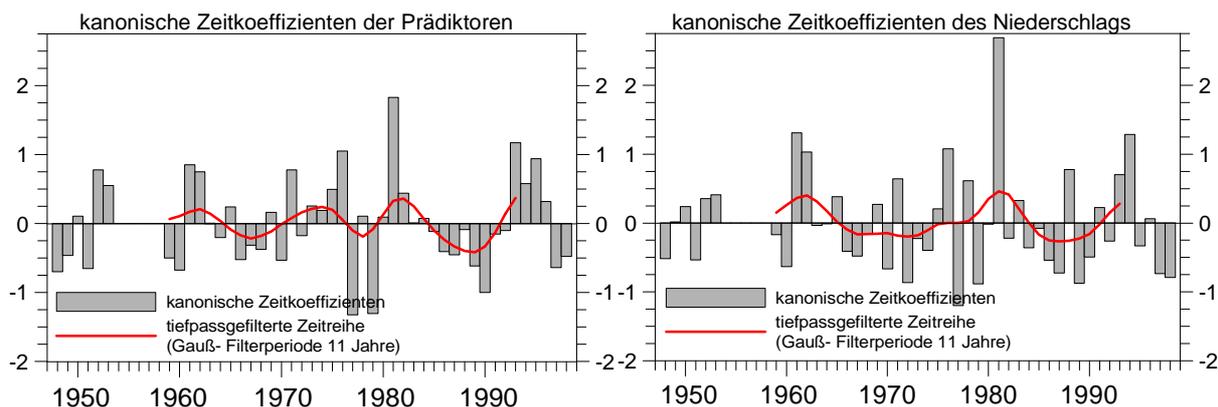


Abb. B.13.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.13.1. Von oben nach unten: Kompositen des Niederschlags der Niederschlagsregion 6 in mm, Kompositen des Geopotentials im 1000hPa- Niveau in gpm, Kompositen des Geopotentials im 500hPa- Niveau in gpm, Kompositen der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau in g/kg. Linke Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten größer eins, rechte Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten kleiner minus eins.

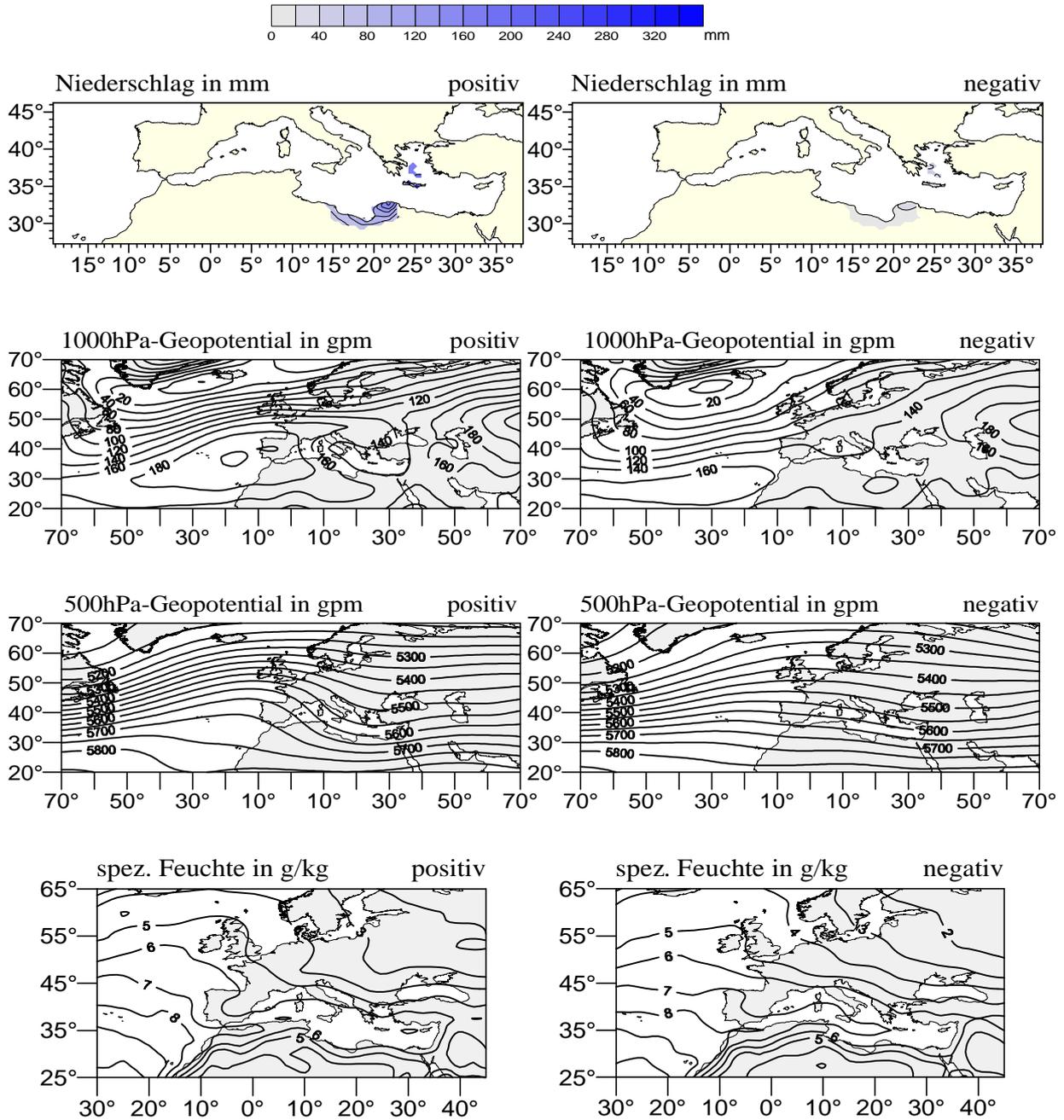


Abb. B.14.1: Erstes Ladungsmuster- Tupel der kanonischen Korrelationsanalyse des Niederschlags der Region 7 (Ostspanische Küste, obere Abbildung) und den großskaligen Einflussgrößen: geopotentielle Höhen im 1000hPa- und 500hPa- Niveau (mittlere Abbildungen), spezifische Feuchte im 1000hPa- Niveau (untere Abbildung). Positive Korrelationskoeffizienten: Graue Flächen und schwarze Linien, negative Korrelationskoeffizienten: rote Flächen und rote Linien. Kanonischer Korrelationskoeffizient  $r=0.81$ . EV= durch das Muster erklärte Varianz des jeweiligen Datensatzes. Untersuchungsmonate: Januar/ Februar 1948-1958, 1964-1998 (Kalibrierungszeitraum).

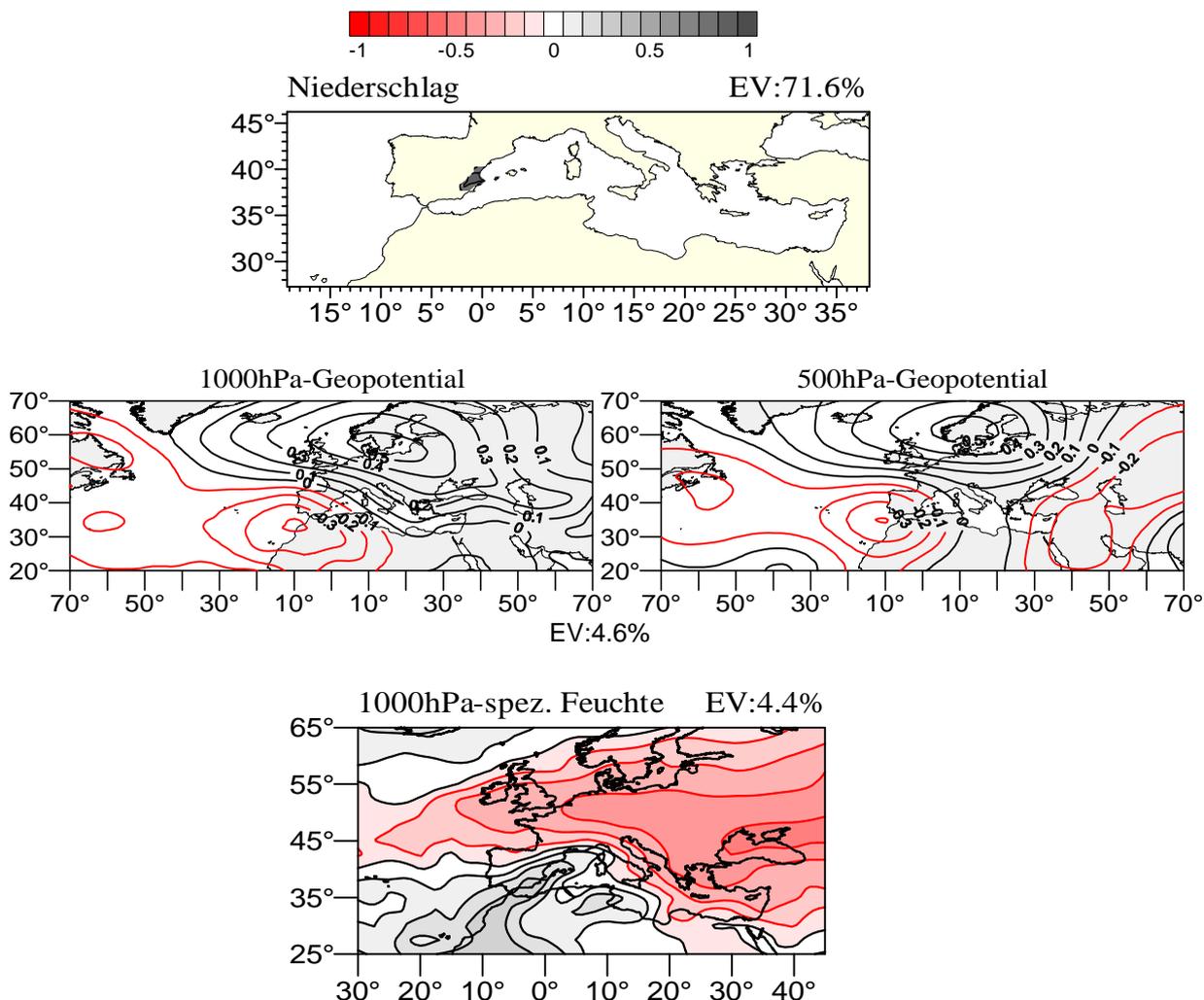


Abb. B.14.2: Kanonische Zeitkoeffizienten für die Monate Januar/Februar 1948-1958, 1964-1998 der kanonischen Ladungsmuster von Abb. B.14.1. Die Zeitkoeffizienten der Prädiktoren setzen sich aus den Einzelwerten des 1000hPa-/500hPa- Geopotentials und der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau zusammen.

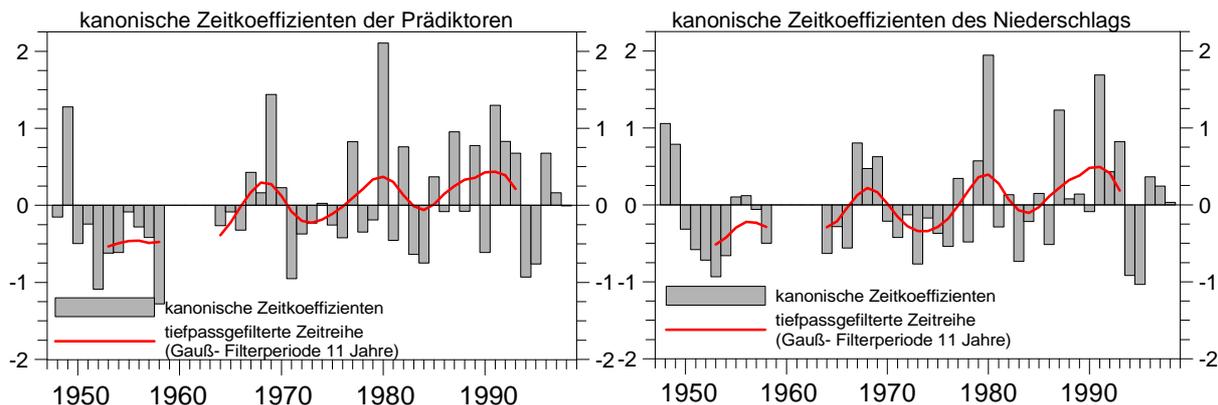
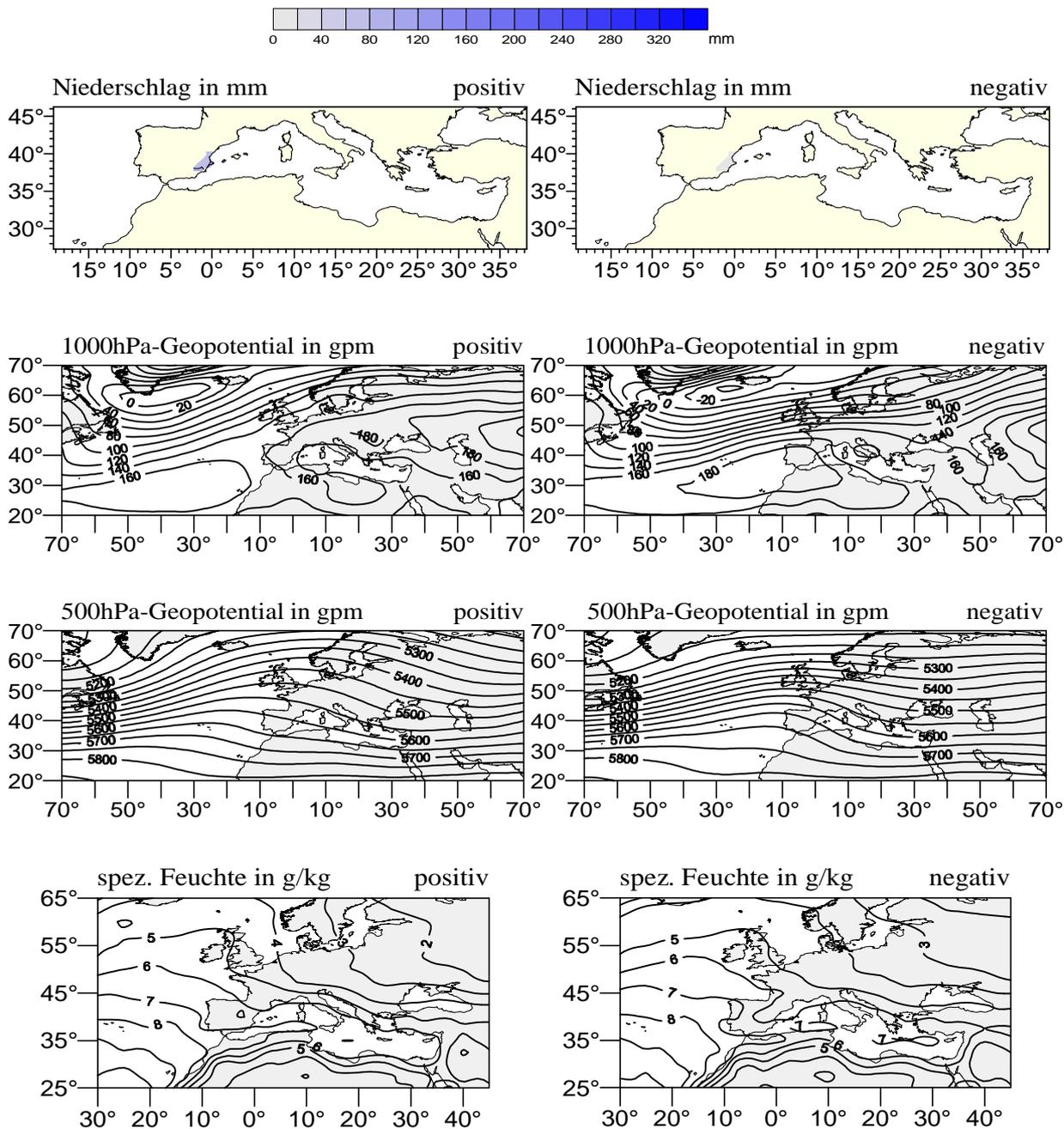


Abb. B.14.3: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. B.14.1. Von oben nach unten: Kompositen des Niederschlags der Niederschlagsregion 7 in mm, Kompositen des Geopotentials im 1000hPa- Niveau in gpm, Kompositen des Geopotentials im 500hPa- Niveau in gpm, Kompositen der spezifischen Feuchte im 1000hPa- Niveau in g/kg. Linke Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten größer eins, rechte Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten kleiner minus eins.



## Anhang C

Abb.C.1: Vergleich der großskaligen Einflussgrößen im SRESB2-Szenariolauf für die Monate Oktober/November zwischen Anfang und Ende des Modellzeitraumes.....	217
Abb. C.2: wie Abb. C.1, aber für die Monate November/Dezember.....	217
Abb. C.3: wie Abb. C.1, aber für die Monate Dezember/Januar .....	218
Abb. C.4: wie Abb. C.1, aber für die Monate Januar/Februar .....	218
Abb. C.5: wie Abb. C.1, aber für die Monate Februar/März .....	219
Abb. C.6: wie Abb. C.1, aber für die Monate März/April.....	219
Abb. C.7: wie Abb. C.1, aber für die Monate April/Mai.....	220
Abb. C.8: Nordatlantischer Oszillationsindex (NAOI) für Januar/Februar 1990-2100 im ECHAM4/ OPYC3-Modelllauf nach SRESB2-Szenario .....	220
Abb. C.9: Tiefpassgefilterte Zeitreihen (11- jährige Gauß- Filterperiode) der statistisch modellierten Niederschläge ausgewählter Regionen im Januar/Februar 1948 bis 2100 unter Verwendung von Prädiktoren- Werten aus der ECHAM4/ OPYC3- Simulation mit transientem Anstieg der äquivalenten CO <sub>2</sub> - Konzentration nach IS92a- Szenario .....	221
Abb. C.10: Tiefpassgefilterte Zeitreihen (11- jährige Gauß- Filterperiode) und kubischer Trend der statistisch modellierten Niederschläge im Januar/Februar 1948 bis 2100 für die Niederschlagsregionen 2 (zentral-nördlicher Mittelmeerraum, linke Abb.) und 3 (nordöstlicher Mittelmeerraum, rechte Abb.) .....	222
Abb. C.11: Tiefpassgefilterte Zeitreihen und kubischer Trend der statistisch modellierten Niederschläge im Februar/März 1990-2100 für die Niederschlagsregion 1 (Iberische Halbinsel und Südfrankreich), abgeschätzt aus Werten der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte. ....	222
Abb. C.12: Tiefpassgefilterte Zeitreihen und kubischer Trend der statistisch modellierten Niederschläge im Dezember/Januar 1990-2100 für die Niederschlagsregion 1 (Iberische Halbinsel und Südfrankreich), abgeschätzt aus Werten der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte .....	223
Abb. C.13a – C.13d: Tiefpassgefilterte Zeitreihen (11- jährige Gauß- Filterperiode) und kubischer Trend der statistisch modellierten Niederschläge im Januar/Februar 1990-2100 der Niederschlagsregion 1 (Iberische Halbinsel). ....	223
Abb. C.14a – C.14e: Tiefpassgefilterte Zeitreihen und kubischer Trend der statistisch modellierten Niederschläge im Januar/Februar 1990-2100 der Niederschlagsregion 2 (zentral-nördlicher Mittelmeerraum). ....	224
Abb. C.15a - C.15d: Tiefpassgefilterte Zeitreihen und kubischer Trend der statistisch modellierten Niederschläge im Januar/Februar 1990-2100 der Niederschlagsregion 3 (nordöstlicher Mittelmeerraum).....	225

Abb. C.16a und C.16b: Differenz der Mittelwerte der statistisch modellierten Januar/Februar-Niederschläge von 2071-2100 minus 1990-2019 in Millimeter für Griechenland und die Türkei.....	225
Abb. C.17: Vergleich statistisch modellierter Niederschlags- Mittelwerte der 30-jährigen Zeitintervalle am Anfang und am Ende des Modellzeitraumes 1990-2100 für die Niederschlagsregion 1 (Iberien und Südfrankreich).....	226
Abb. C.18: Vergleich statistisch modellierter Niederschlags- Mittelwerte der 30-jährigen Zeitintervalle am Anfang und am Ende des Modellzeitraumes 1990-2100 für die Niederschlagsregion 2 (Adriatische und Tyrrhenische Region).....	227
Abb. C.19: Vergleich statistisch modellierter Niederschlags- Mittelwerte der 30-jährigen Zeitintervalle am Anfang und am Ende des Modellzeitraumes 1990-2100 für die Niederschlagsregion 3 (Ägäischer Bereich). ....	229
Abb. C.20a – C.20d: Kanonische Zeitkoeffizienten und tiefpassgefilterte Werte (Gauß-Filterperiode 11 Jahre) der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/500hPa- geopotentielle Höhen und spezifische Feuchte für den Modellzeitraum 1995-2095 .....	230
Abb. C.21: Vergleich statistisch modellierter Niederschlags- Mittelwerte der 30-jährigen Zeitintervalle am Anfang und am Ende des Modellzeitraumes 1990-2100 für die Niederschlagsregion 4 (Levante).....	231
Abb. C.22: Vergleich statistisch modellierter Niederschlags- Mittelwerte der 30-jährigen Zeitintervalle am Anfang und am Ende des Modellzeitraumes 1990-2100 für die Niederschlagsregion 5 (Maghreb). ....	232
Abb. C.23: Vergleich statistisch modellierter Niederschlags- Mittelwerte der 30-jährigen Zeitintervalle am Anfang und am Ende des Modellzeitraumes 1990-2100 für die Niederschlagsregion 6 (Mediterranes Libyen). ....	234
Abb. C.24: Vergleich statistisch modellierter Niederschlags- Mittelwerte der 30-jährigen Zeitintervalle am Anfang und am Ende des Modellzeitraumes 1990-2100 für die Niederschlagsregion 7 (Ostspanische Küste). ....	235
Abb. C.25: Vergleich statistisch modellierter Niederschlags- Mittelwerte der 30-jährigen Zeitintervalle am Anfang und am Ende des Modellzeitraumes 1990-2100 für den Mittelmeerraum. ....	237

Abb.C.1: Vergleich der großskaligen Einflussgrößen im SRESB2- Szenariolauf für die Monate Oktober/November zwischen Anfang und Ende des Modellzeitraumes. Aufgetragen sind die absoluten Differenzen der Mittelwerte von 2071-2100 minus 1990-2019 für die großskaligen Einflussgrößen 1000hPa- und 500hPa- Geopotential in gpm (obere Abb.), spezifische Feuchte in g/kg (mittlere Abb.) und Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks und des Mittelmeers in °C (untere Abb.).

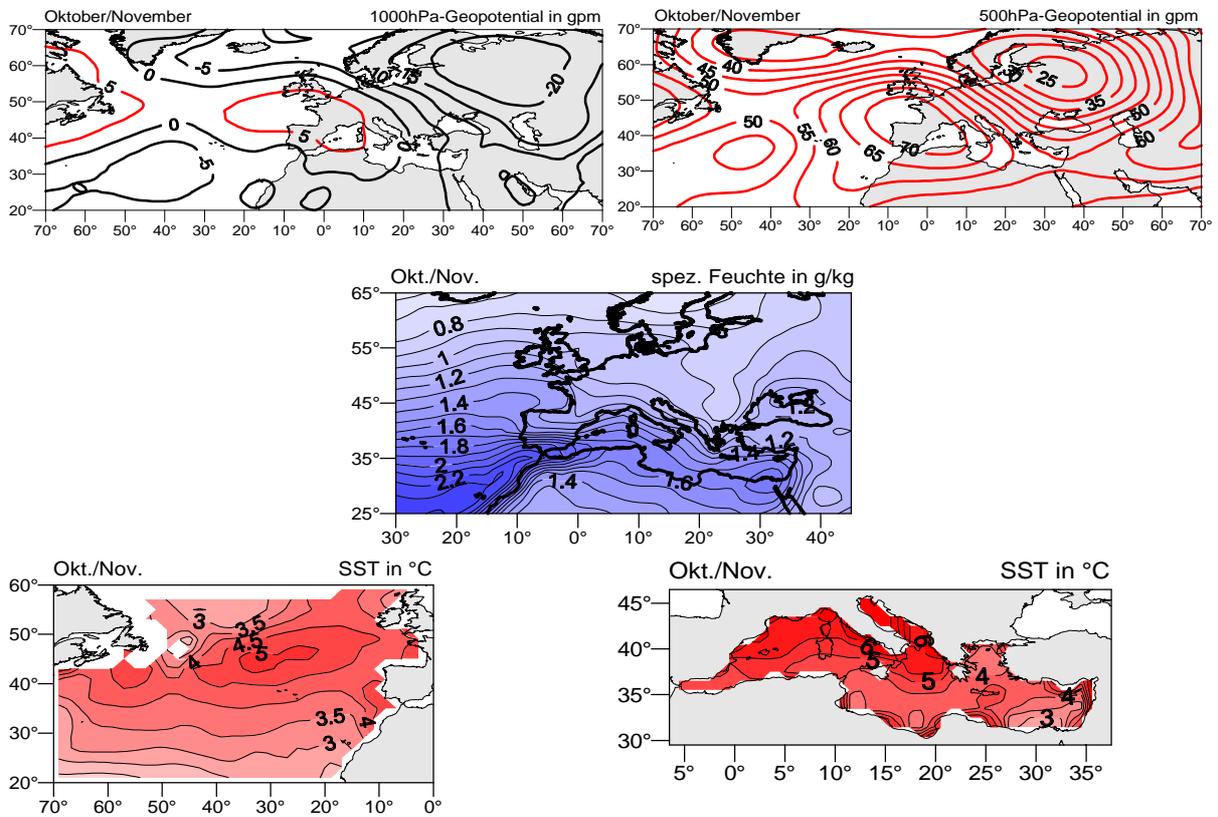


Abb. C.2: wie Abb. C.1, aber für die Monate November/Dezember.

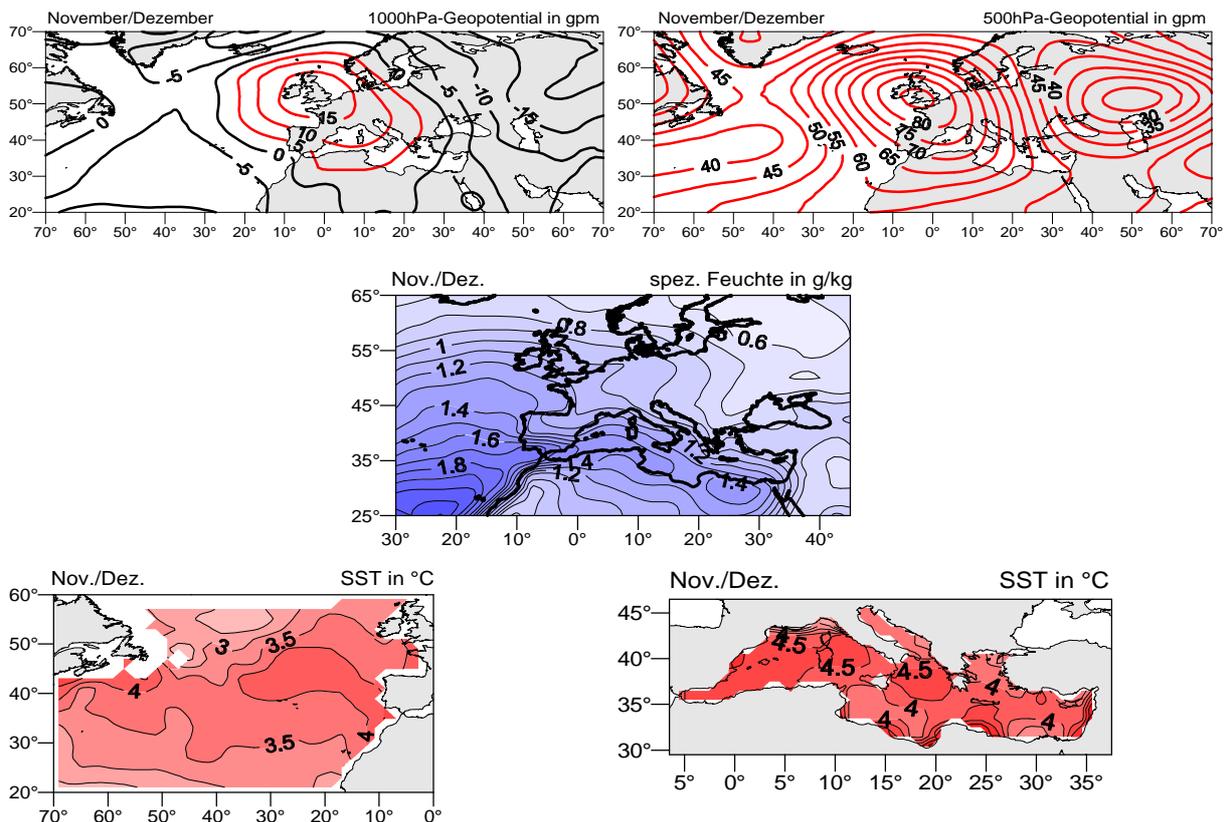


Abb. C.3: wie Abb. C.1, aber für die Monate Dezember/Januar.

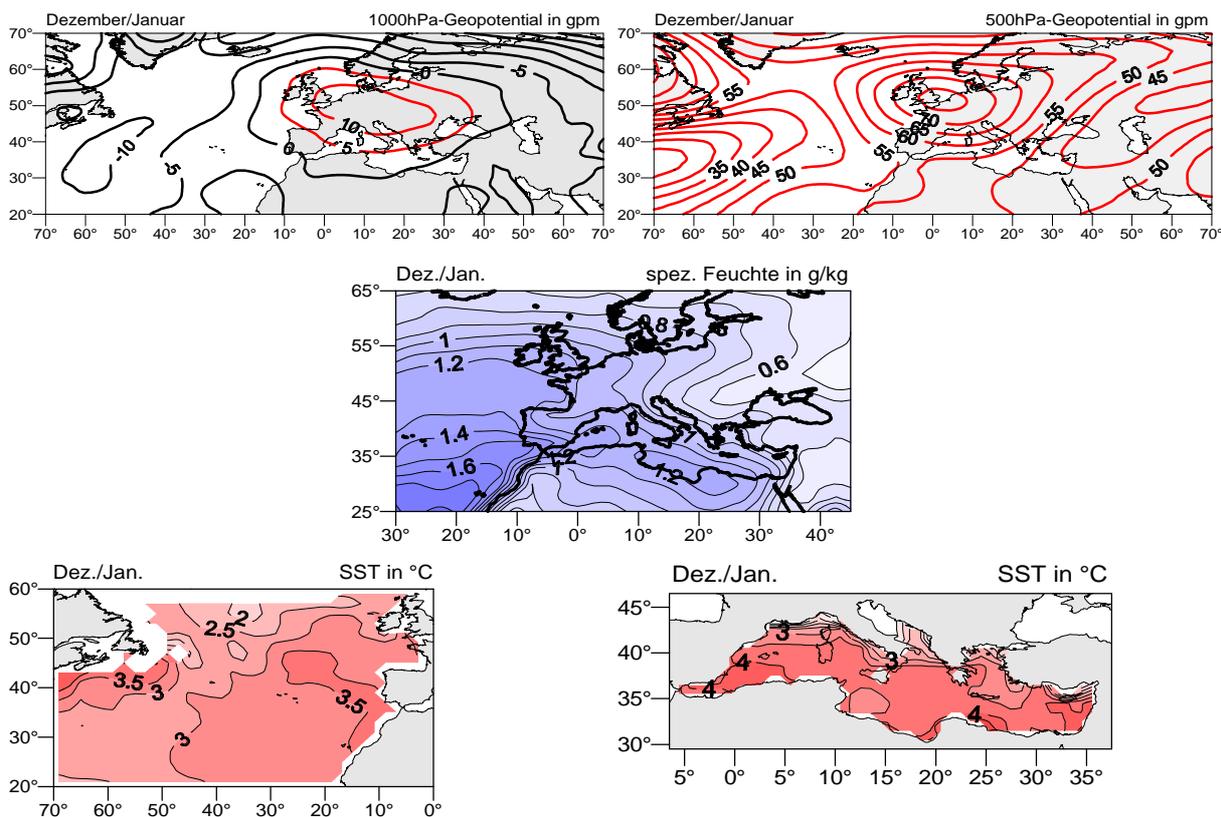


Abb. C.4: wie Abb. C.1, aber für die Monate Januar/Februar.

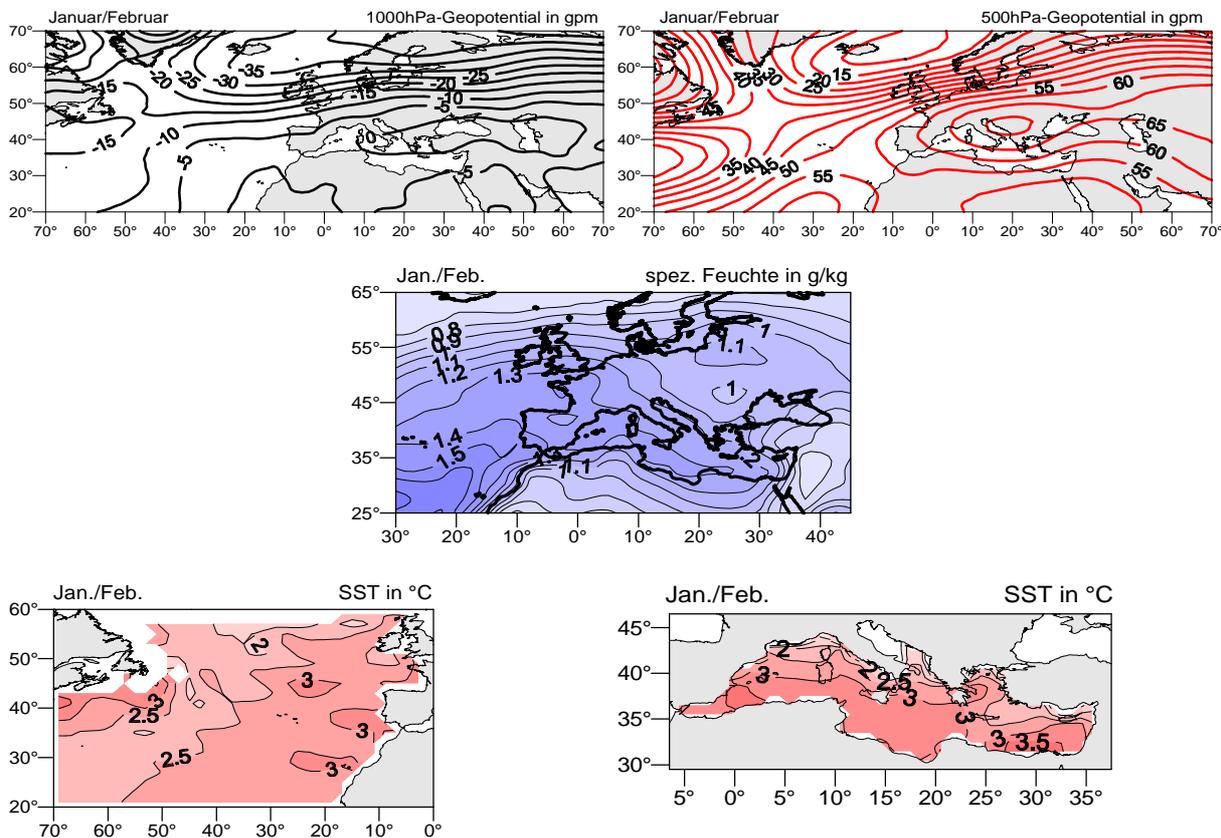


Abb. C.5: wie Abb. C.1, aber für die Monate Februar/März.

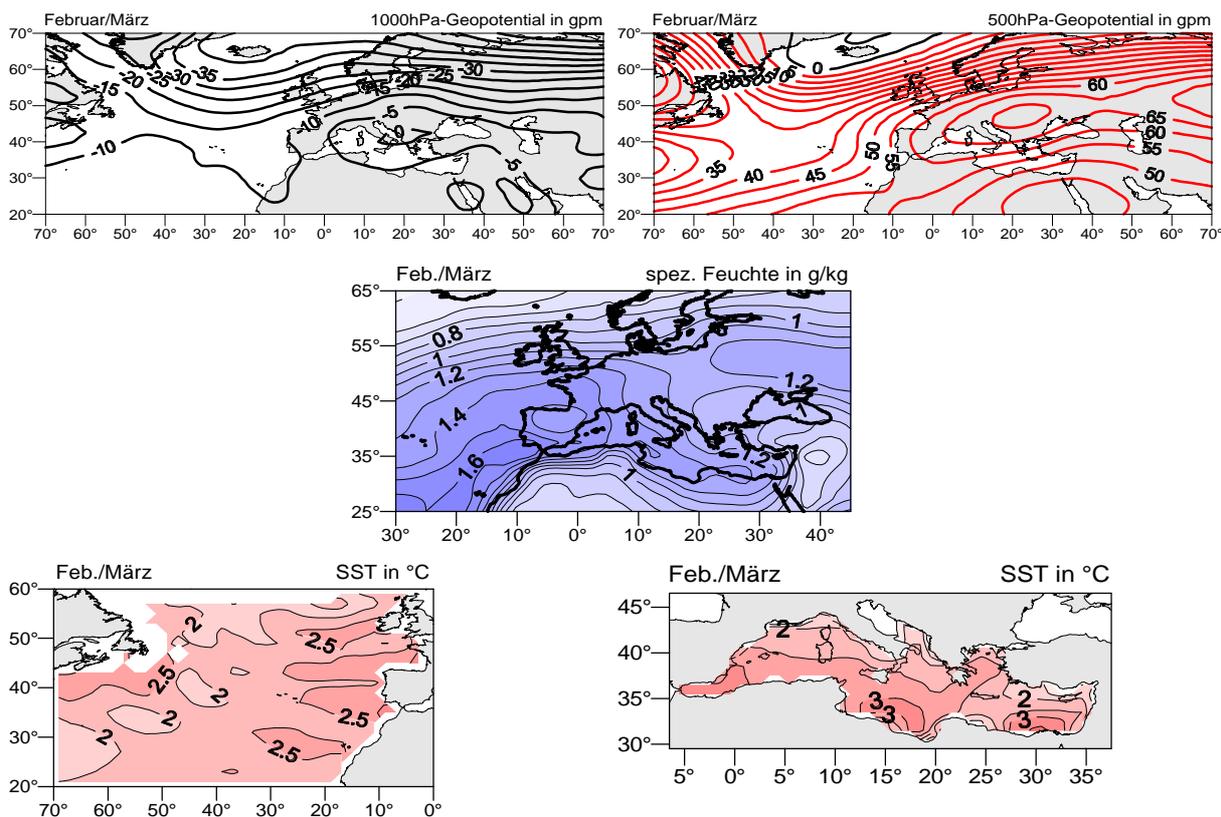


Abb. C.6: wie Abb. C.1, aber für die Monate März/April.

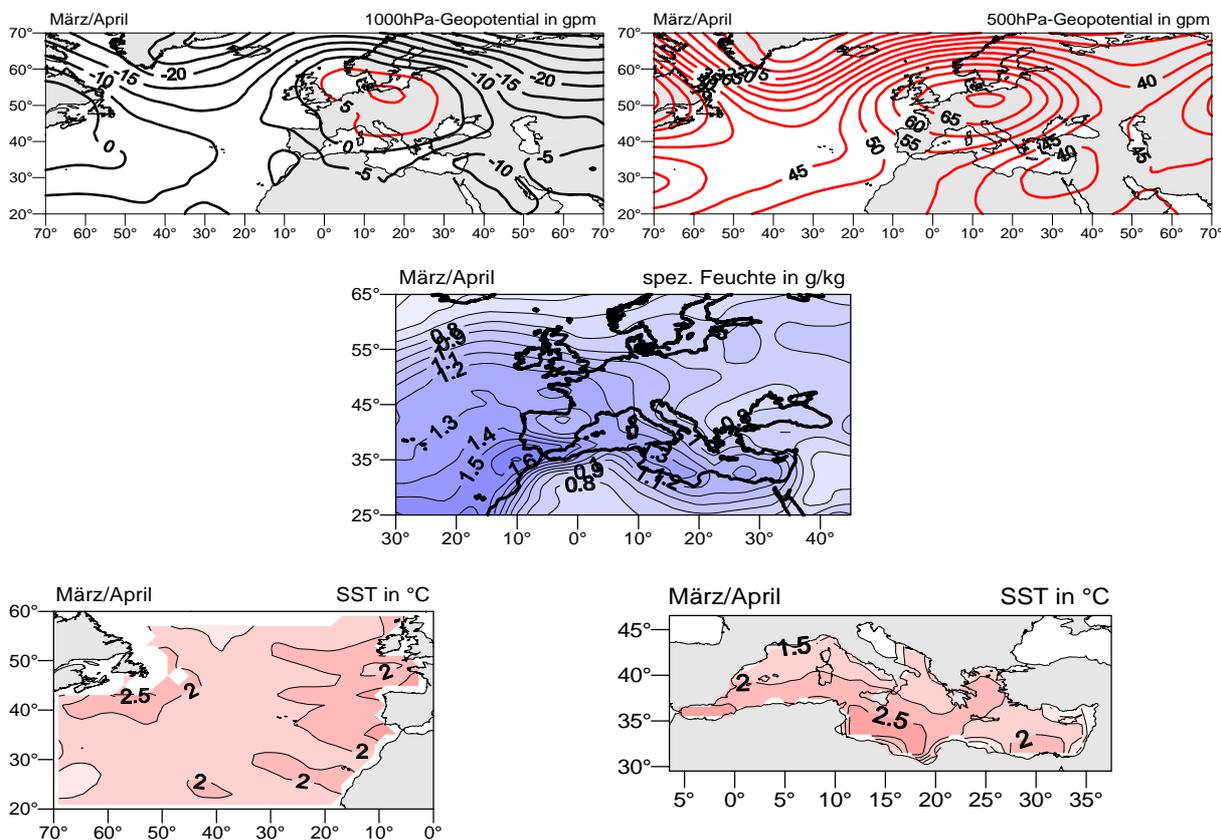


Abb. C.7: wie Abb. C.1, aber für die Monate April/Mai.

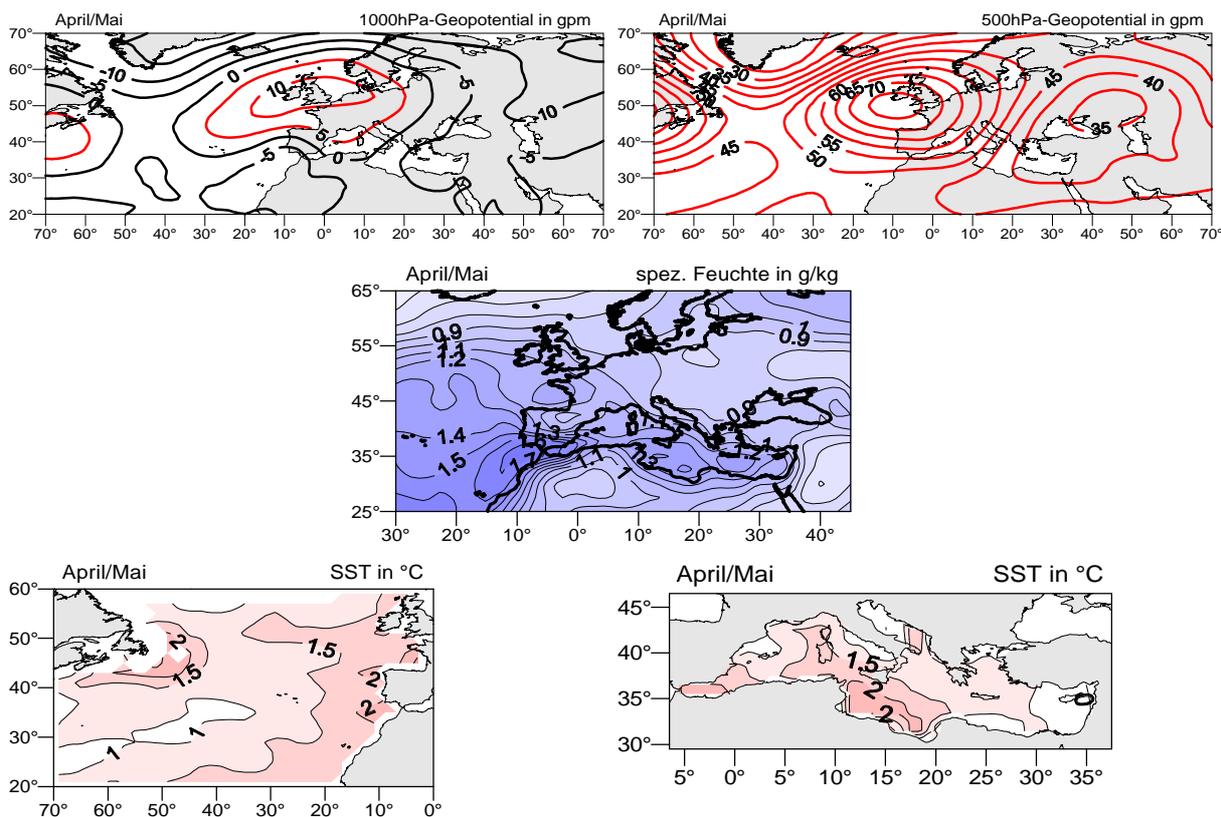


Abb. C.8: Nordatlantischer Oszillationsindex (NAOI) für Januar/Februar 1990-2100 im ECHAM4/OPYC3-Modelllauf nach SRESB2-Szenario. Der Index stellt die Differenz des arithmetischen Mittelwertes der standardisierten geopotentiellen Höhen an den Gitterpunkten von 7,5°W bis 15°W und 35°N bis 40°N (2,5°x2,5°-Gitternetz) minus des Mittelwertes an den Gitterpunkten von 15°W bis 22,5°W und 67,5°N bis 62,5°N dar. Obere Abb.: 1000hPa- Niveau, untere Abb.: 500hPa- Niveau.

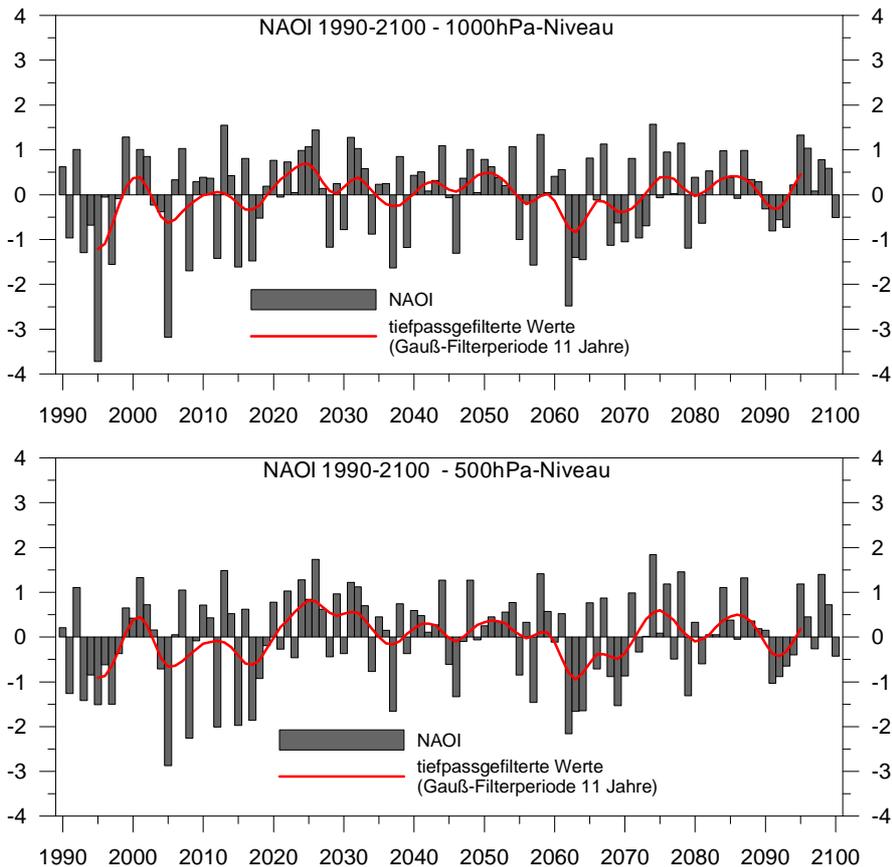


Abb. C.9: Tiefpassgefilterte Zeitreihen (11- jährige Gauß- Filterperiode) der statistisch modellierten Niederschläge ausgewählter Regionen im Januar/ Februar 1948 bis 2100 unter Verwendung von Prädiktoren- Werten aus der ECHAM4/OPYC3- Simulation mit transientem Anstieg der äquivalenten CO<sub>2</sub>- Konzentration nach IS92a- Szenario. Der kubische Trend stammt von dem Modell mit der höchsten Korrelation zwischen modelliertem und beobachtungsgestütztem Niederschlag in der Verifikationsperiode. Prädiktoren: 1000hPa-/500hPa-Geopotential, spezifische Feuchte. Linke Seite: Abschätzungen mit der Methode der Kanonischen Korrelation, rechte Seite: Abschätzungen mit Hilfe der Multiplen Regressionsanalyse.

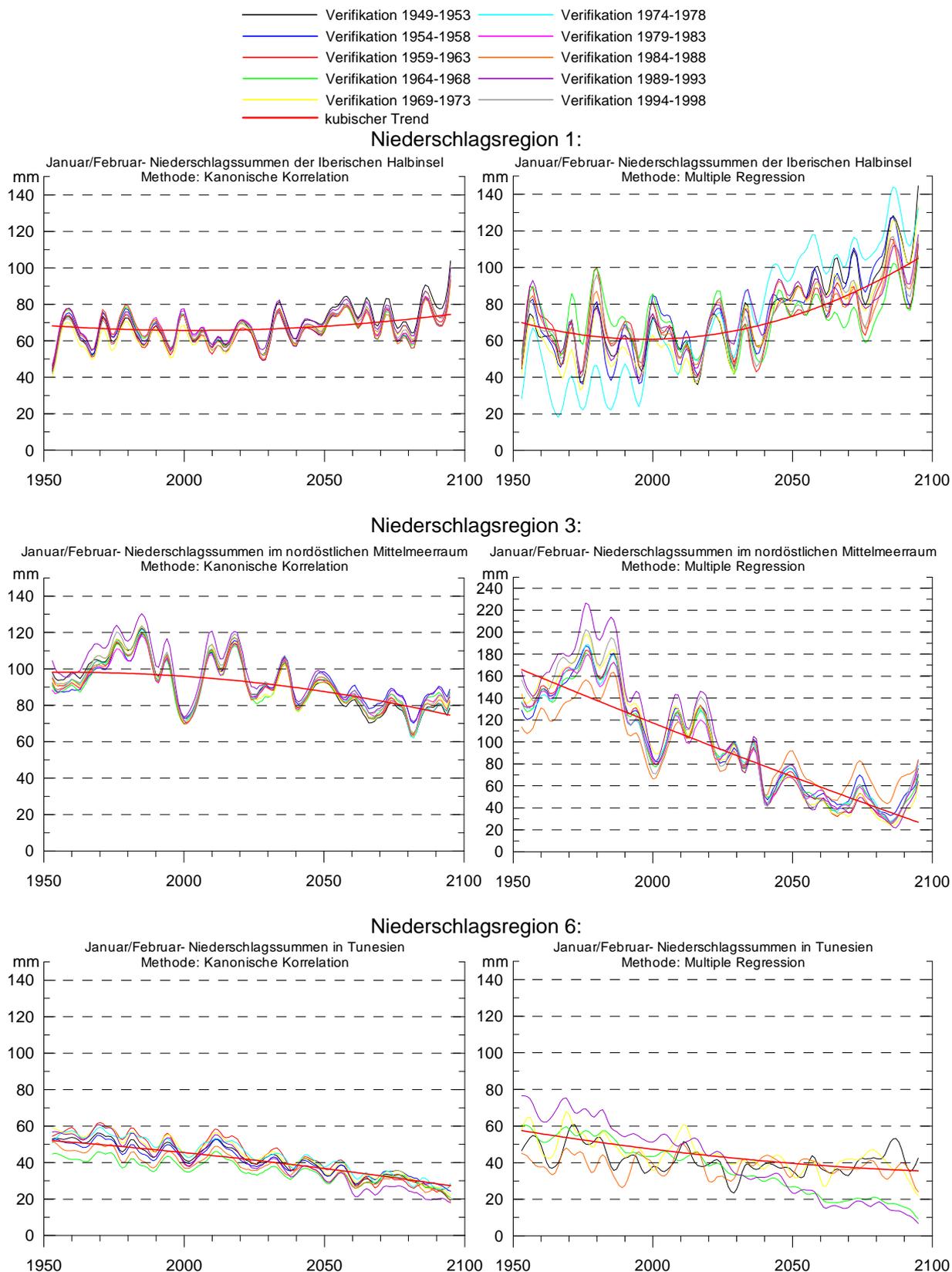


Abb. C.9 Fortsetzung.

Niederschlagsregion 7:

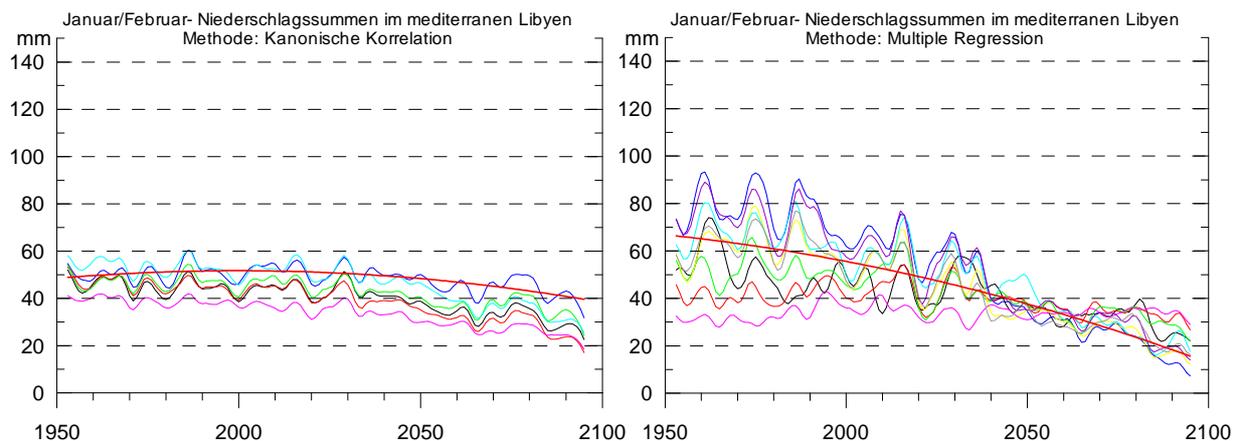


Abb. C.10: Tiefpassgefilterte Zeitreihen (11- jährige Gauß- Filterperiode) und kubischer Trend der statistisch modellierten Niederschläge im Januar/Februar 1948 bis 2100 für die Niederschlagsregionen 2 (zentral-nördlicher Mittelmeerraum, linke Abb.) und 3 (nordöstlicher Mittelmeerraum, rechte Abb.). Die Abschätzungen basieren auf Zusammenhängen des Niederschlags mit den großskaligen Einflussgrößen 1000hPa- und 500hPa-geopotentielle Höhen, die mit der Methode der multiplen Regressionsanalyse aufgestellt wurden.

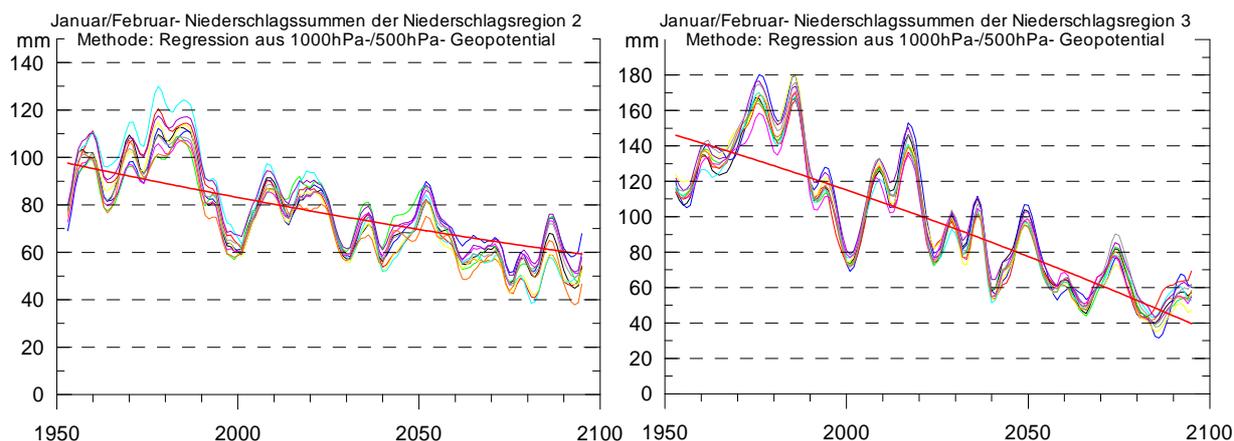


Abb. C.11: Tiefpassgefilterte Zeitreihen und kubischer Trend der statistisch modellierten Niederschläge im Februar/März 1990-2100 für die Niederschlagsregion 1 (Iberische Halbinsel und Südfrankreich), abgeschätzt aus Werten der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte. Linke Seite: Zeitreihen des Niederschlags nach IS92a- Szenario. Rechte Seite: Zeitreihen des Niederschlags nach SRESB2- Szenario. Methode: Kanonische Korrelation.

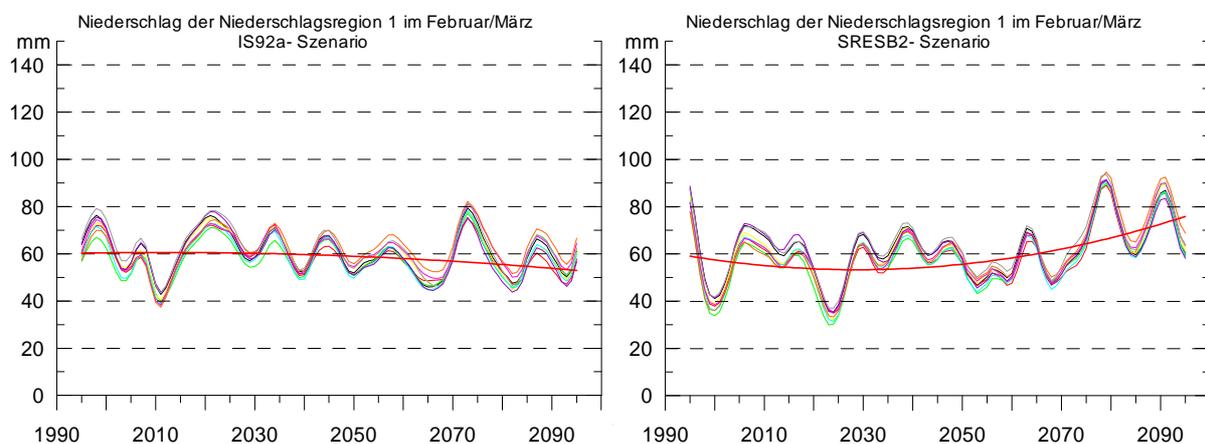


Abb. C.12: Tiefpassgefilterte Zeitreihen und kubischer Trend der statistisch modellierten Niederschläge im Dezember/Januar 1990-2100 für die Niederschlagsregion 1 (Iberische Halbinsel und Südfrankreich), abgeschätzt aus Werten der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/500hPa-Geopotential und spez. Feuchte. Linke Seite: Zeitreihen des Niederschlags nach IS92a- Szenario. Rechte Seite: Zeitreihen des Niederschlags nach SRESB2- Szenario. Methode: Kanonische Korrelation.

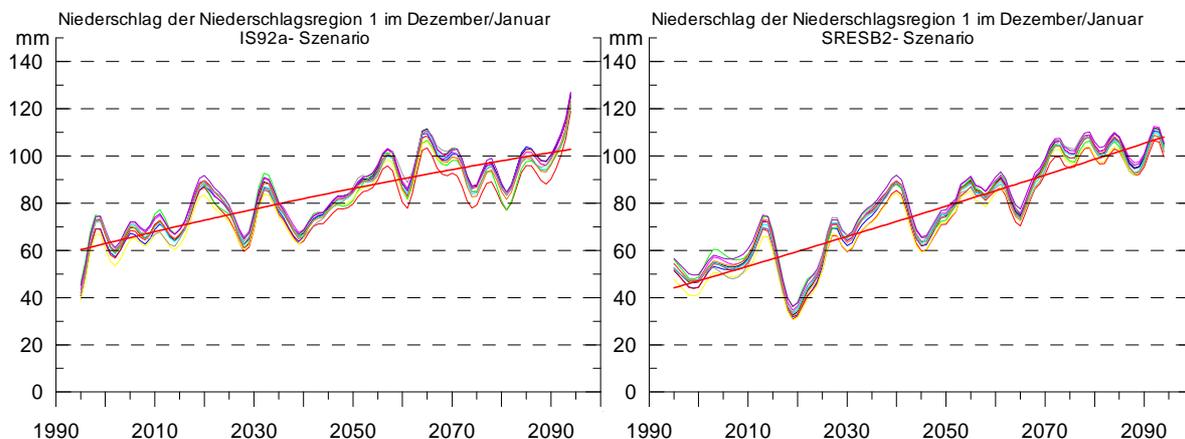


Abb. C.13a – C.13d: Tiefpassgefilterte Zeitreihen (11- jährige Gauß- Filterperiode) und kubischer Trend der statistisch modellierten Niederschläge im Januar/Februar 1990-2100 der Niederschlagsregion 1 (Iberische Halbinsel). Die Abschätzungen basieren auf CCA- Zusammenhängen zwischen Niederschlag und verschiedenen Kombinationen der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa- und 500hPa- geopotentielle Höhen, spezifische Feuchte und Meeresoberflächentemperaturen (SST) des Nordatlantiks. Szenario: SRESB2.

Abb. C.13a:

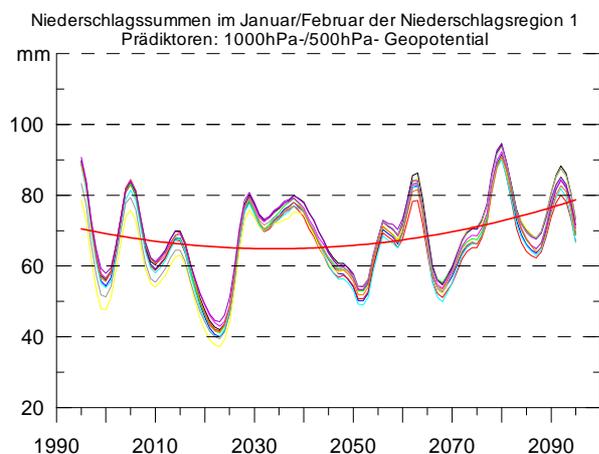


Abb. C.13b:

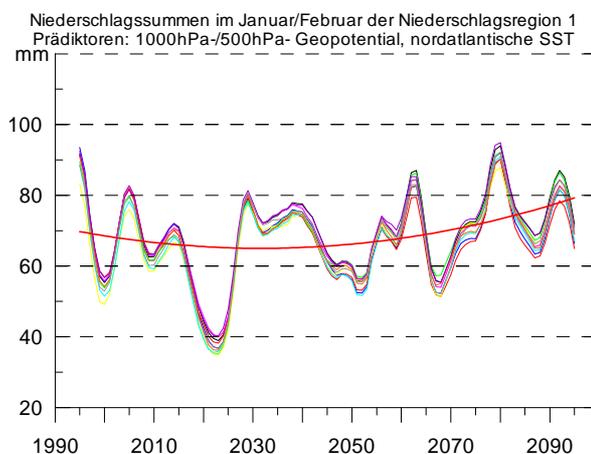


Abb. C.13c:

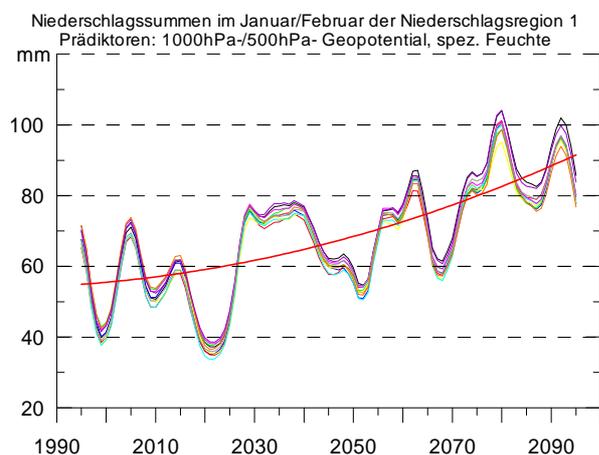


Abb. C.13d:

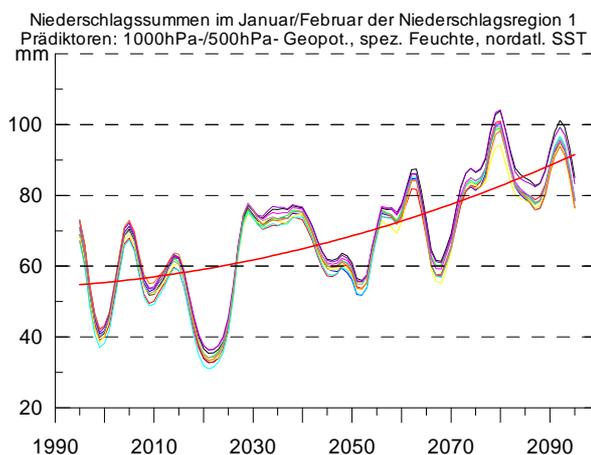


Abb. C.14a – C.14e: Tiefpassgefilterte Zeitreihen und kubischer Trend der statistisch modellierten Niederschläge im Januar/Februar 1990-2100 der Niederschlagsregion 2 (zentral-nördlicher Mittelmeerraum). Die Abschätzungen basieren auf CCA- Zusammenhängen zwischen Niederschlag und verschiedenen Kombinationen der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa- und 500hPa- Geopotential, spezifische Feuchte, Meeresoberflächentemperaturen (SST) des Nordatlantiks und des Mittelmeers. Szenario: SRESB2.

Abb. C.14a:

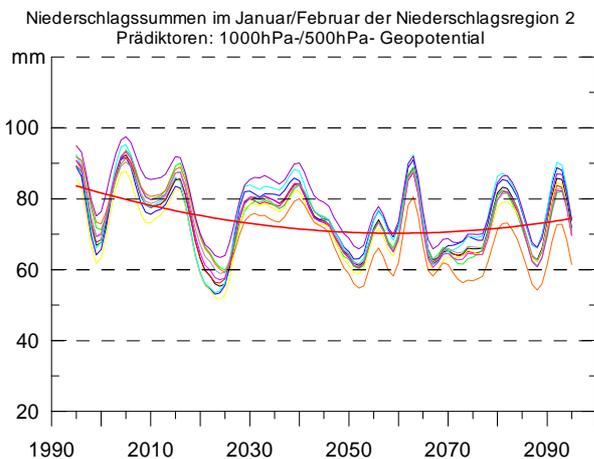


Abb. C.14b:

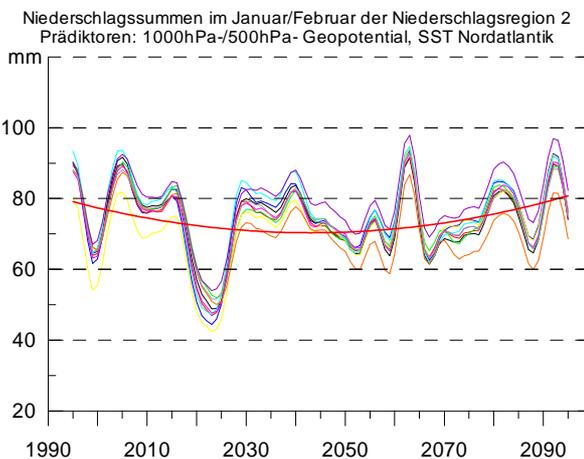


Abb. C.14c:

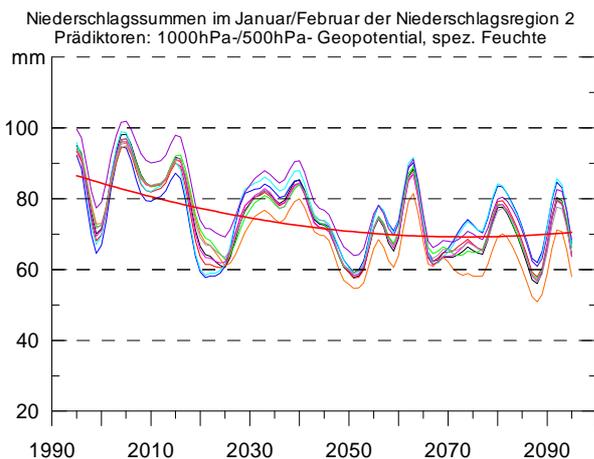


Abb. C.14d:

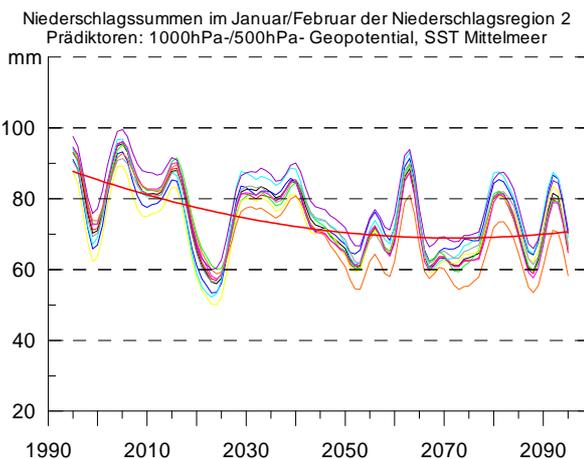


Abb. C.14e:

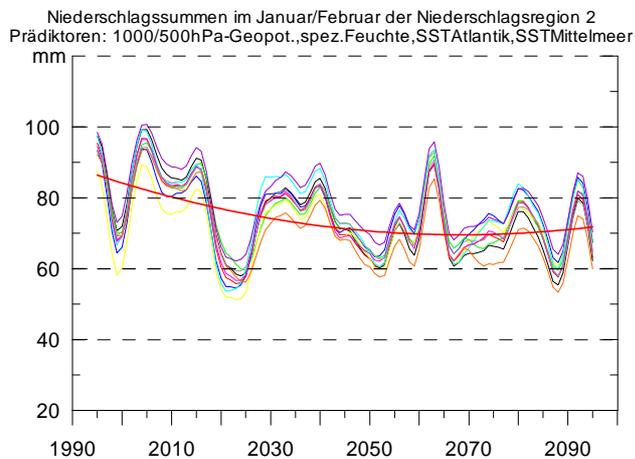


Abb. C.15a - C.15d: Tiefpassgefilterte Zeitreihen und kubischer Trend der statistisch modellierten Niederschläge im Januar/ Februar 1990-2100 der Niederschlagsregion 3 (nordöstlicher Mittelmeer-raum). Die Abschätzungen basieren auf CCA- Zusammenhängen zwischen Niederschlag und verschiedenen Kombinationen der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa- und 500hPa- Geopotential, spezifische Feuchte, Meeresoberflächentemperaturen (SST) des Mittelmeers. Szenario: SRESB2.

Abb. C.15a:

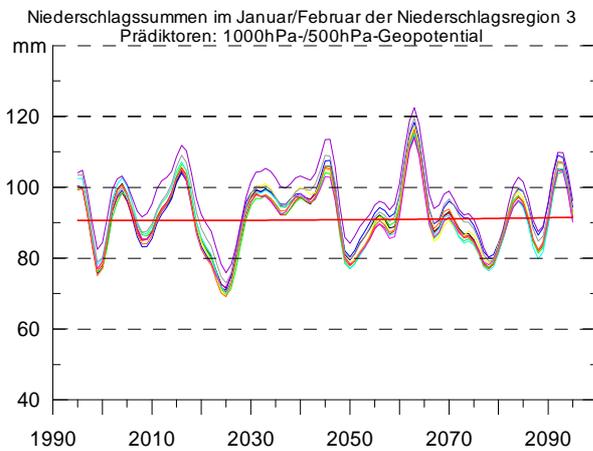


Abb. C.15b:

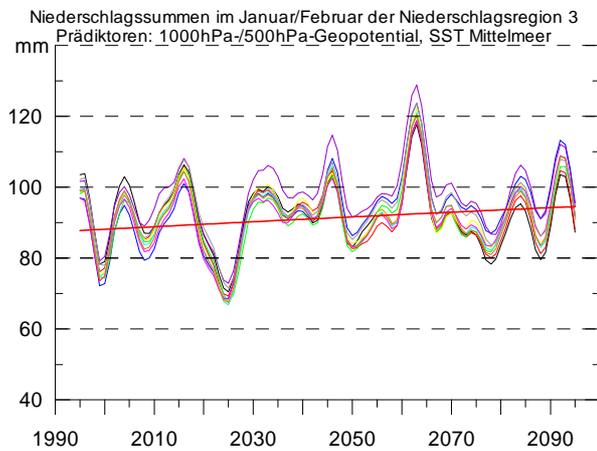


Abb. C.15c:

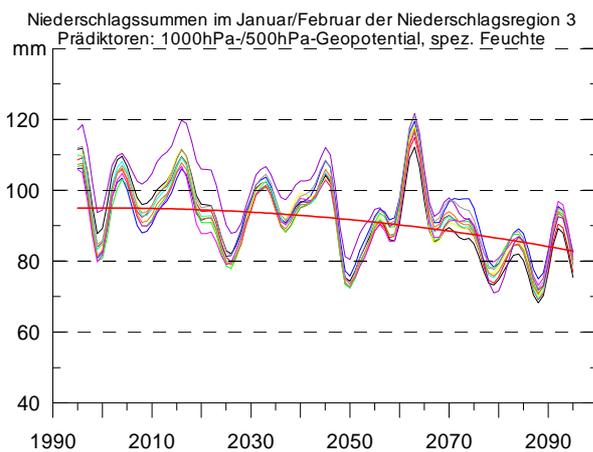


Abb. C.15d:

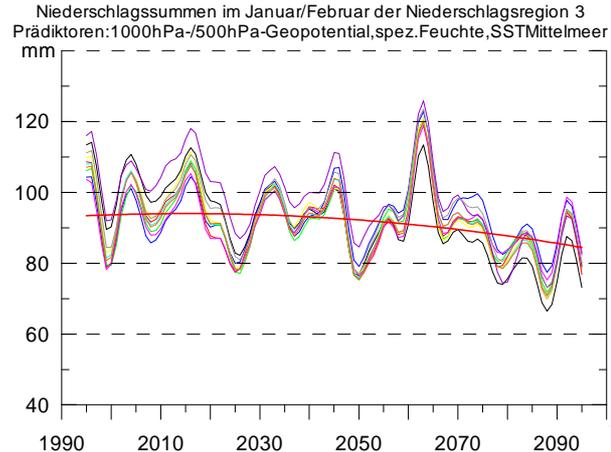


Abb. C.16a und C.16b: Differenz der Mittelwerte der statistisch modellierten Januar/Februar-Niederschläge von 2071-2100 minus 1990-2019 in Millimeter für Griechenland und die Türkei. Abschätzung nach SRESB2- Szenario mit der Methode der Kanonischen Korrelation aus Werten der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/ 500hPa- Geopotential und Meeresoberflächentemperaturen des Mittelmeers (Abb. C.16a), bzw. 1000hPa-/500hPa- Geopotential und spezifische Feuchte (Abb. C.16b).

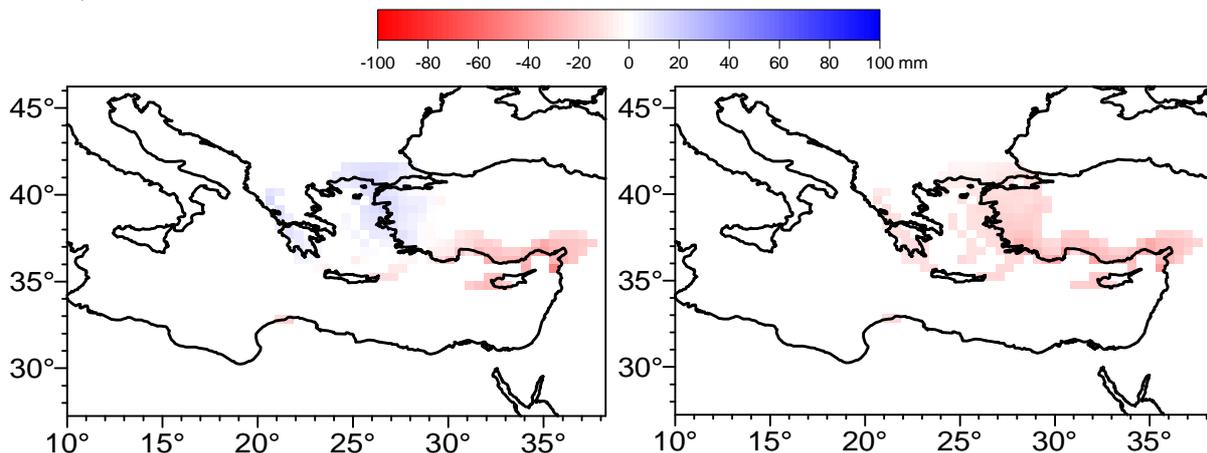


Abb. C.17: Vergleich statistisch modellierter Niederschlags- Mittelwerte der 30-jährigen Zeitintervalle am Anfang und am Ende des Modellzeitraumes 1990-2100 für die Niederschlagsregion 1 (Iberien und Südfrankreich). Linke Seite: absolute Niederschlagsdifferenz von 2071-2100 minus 1990-2019 in mm. Rechte Seite: Niederschlagsdifferenz in Prozent des Mittelwertes von 1990-2019. Abschätzung nach SRESB2-Szenario mit der Methode der Kanonischen Korrelation aus Werten der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/500hPa- geopotentielle Höhen und spezifische Feuchte. Von oben nach unten: Oktober/ November, November/Dezember, Dezember/Januar, Januar/Februar, Februar/März, März/April, April/Mai.

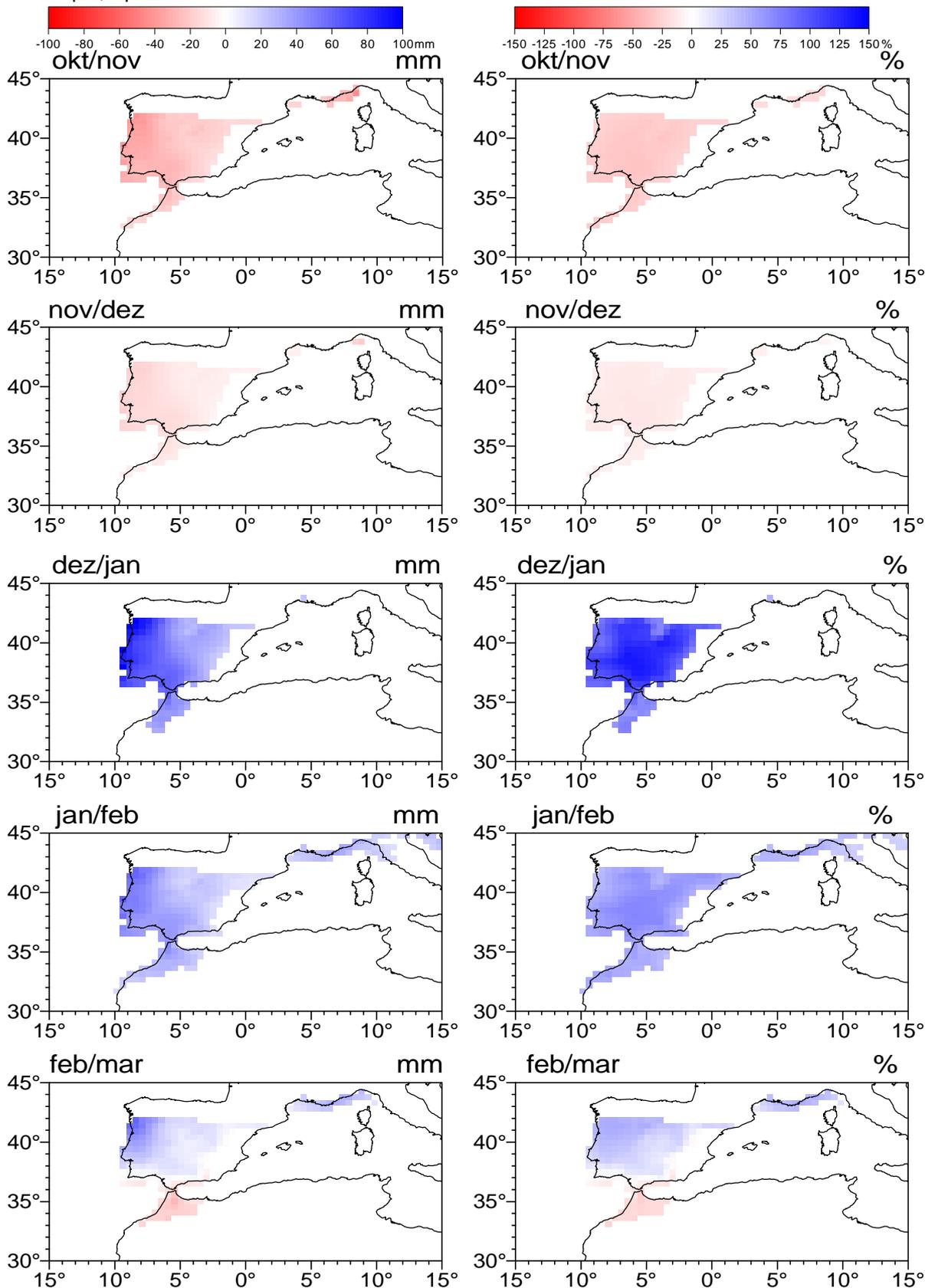


Abb. C.17 Fortsetzung.

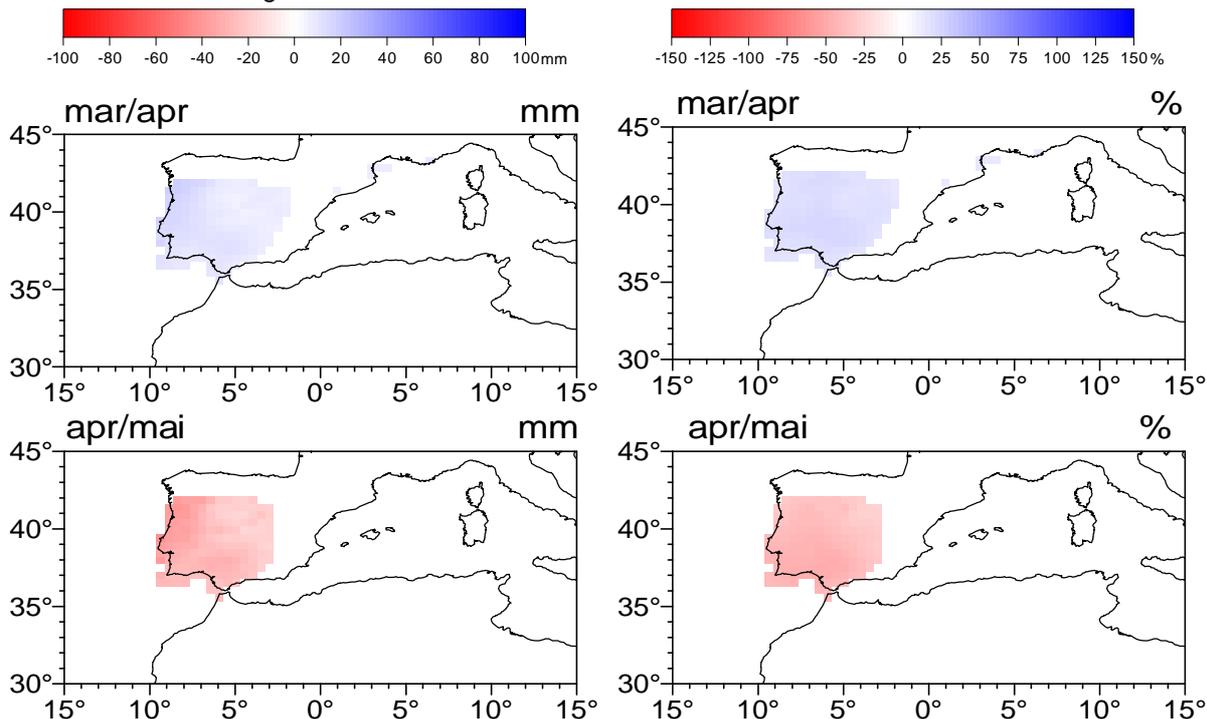


Abb. C.18: Vergleich statistisch modellierter Niederschlags- Mittelwerte der 30-jährigen Zeitintervalle am Anfang und am Ende des Modellzeitraumes 1990-2100 für die Niederschlagsregion 2 (Adriatische und Tyrrhenische Region). Linke Seite: absolute Niederschlagsdifferenz von 2071-2100 minus 1990-2019 in mm. Rechte Seite: Niederschlagsdifferenz in Prozent des Mittelwertes von 1990-2019. Abschätzung nach SRESB2-Szenario mit der Methode der Kanonischen Korrelation aus Werten der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/500hPa- geopotentielle Höhen und spezifische Feuchte. Von oben nach unten: Oktober/November, November/Dezember, Dezember/Januar, Januar/Februar, Februar/März, März/April, April/Mai.

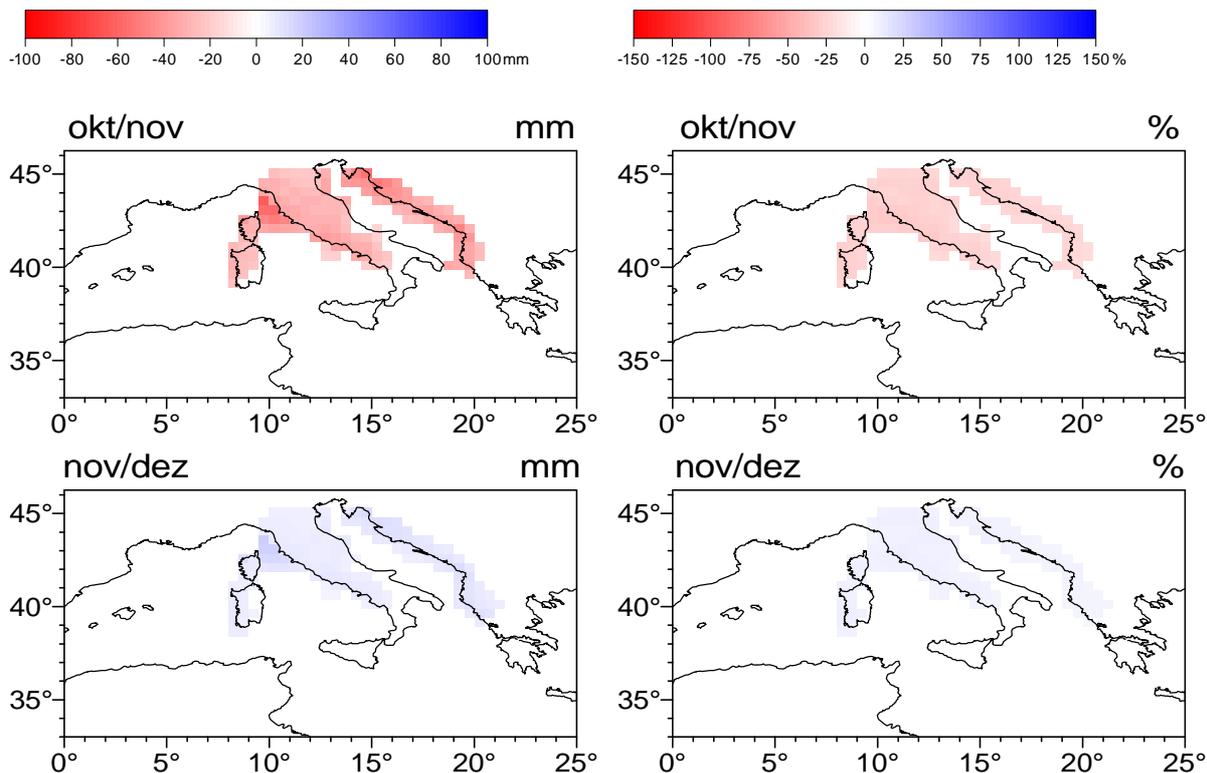


Abb. C.18: Fortsetzung.

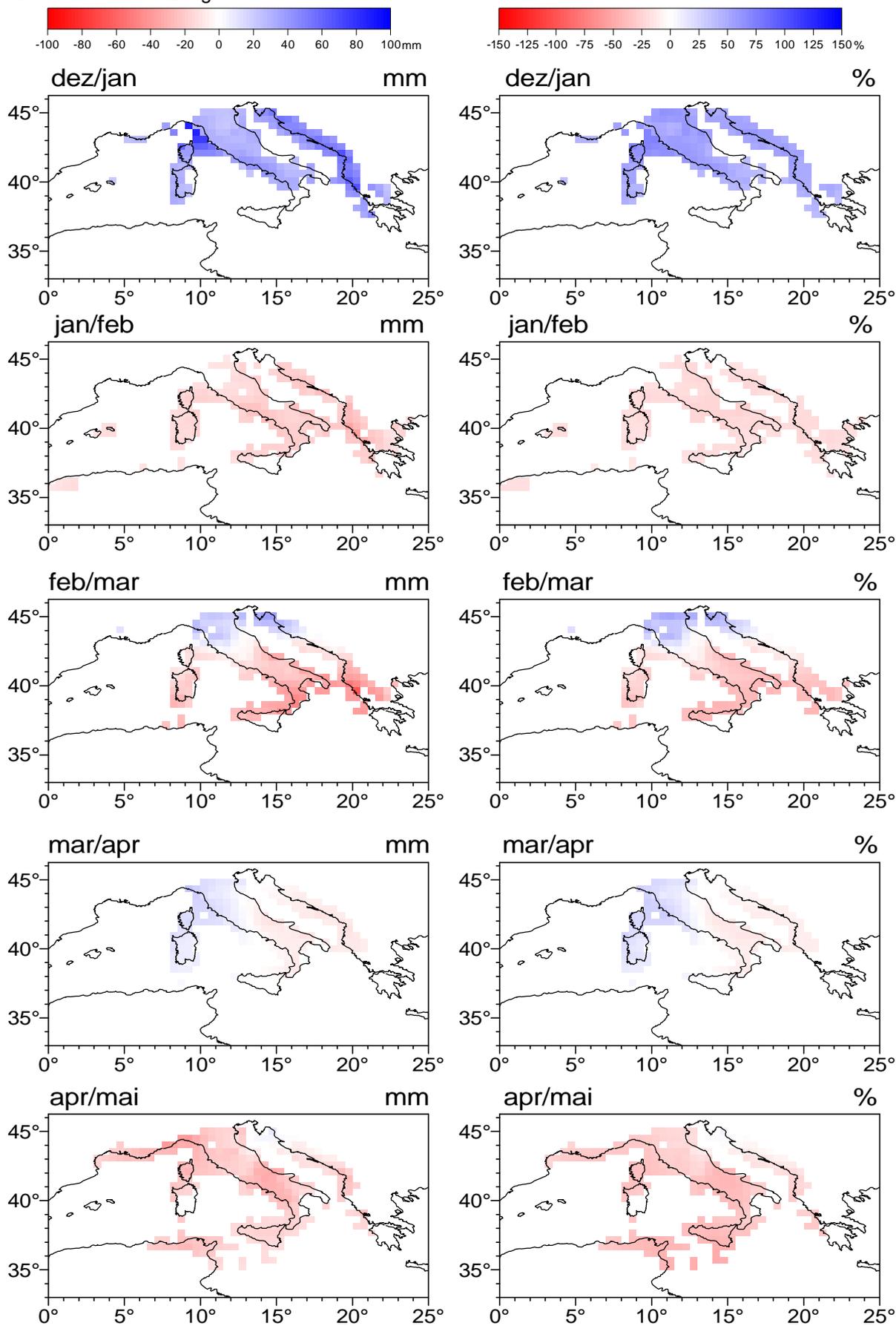


Abb. C.19: Vergleich statistisch modellierter Niederschlags- Mittelwerte der 30-jährigen Zeitintervalle am Anfang und am Ende des Modellzeitraumes 1990-2100 für die Niederschlagsregion 3 (Ägäischer Bereich). Linke Seite: absolute Niederschlagsdifferenz von 2071-2100 minus 1990-2019 in mm. Rechte Seite: Niederschlagsdifferenz in Prozent des Mittelwertes von 1990-2019. Abschätzung nach SRESB2-Szenario mit der Methode der Kanonischen Korrelation aus Werten der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/500hPa- geopotentielle Höhen und spezifische Feuchte. Von oben nach unten: Oktober/ November, November/Dezember, Dezember/Januar, Januar/Februar, Februar/März, März/April, April/Mai.

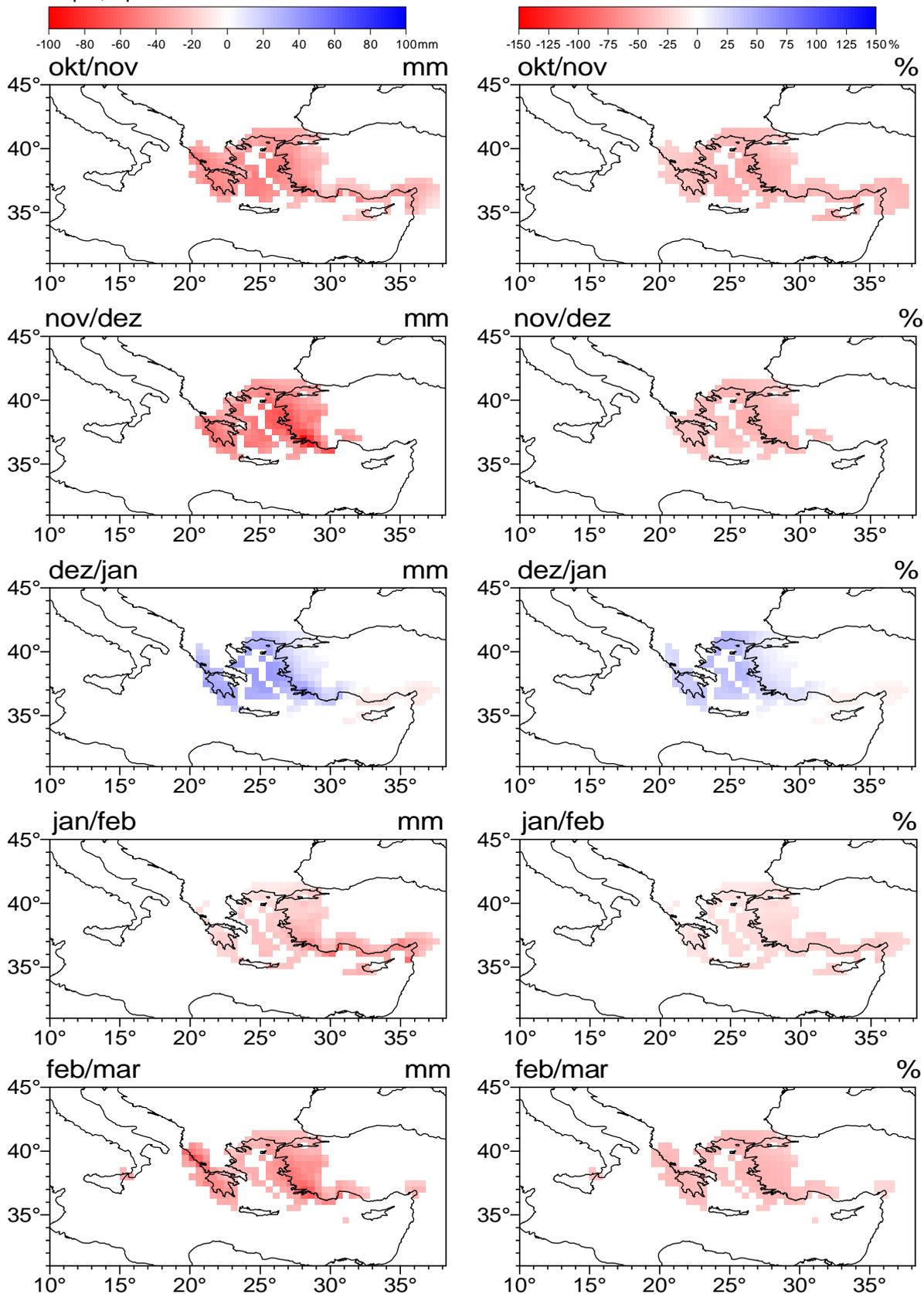


Abb. C.19 Fortsetzung.

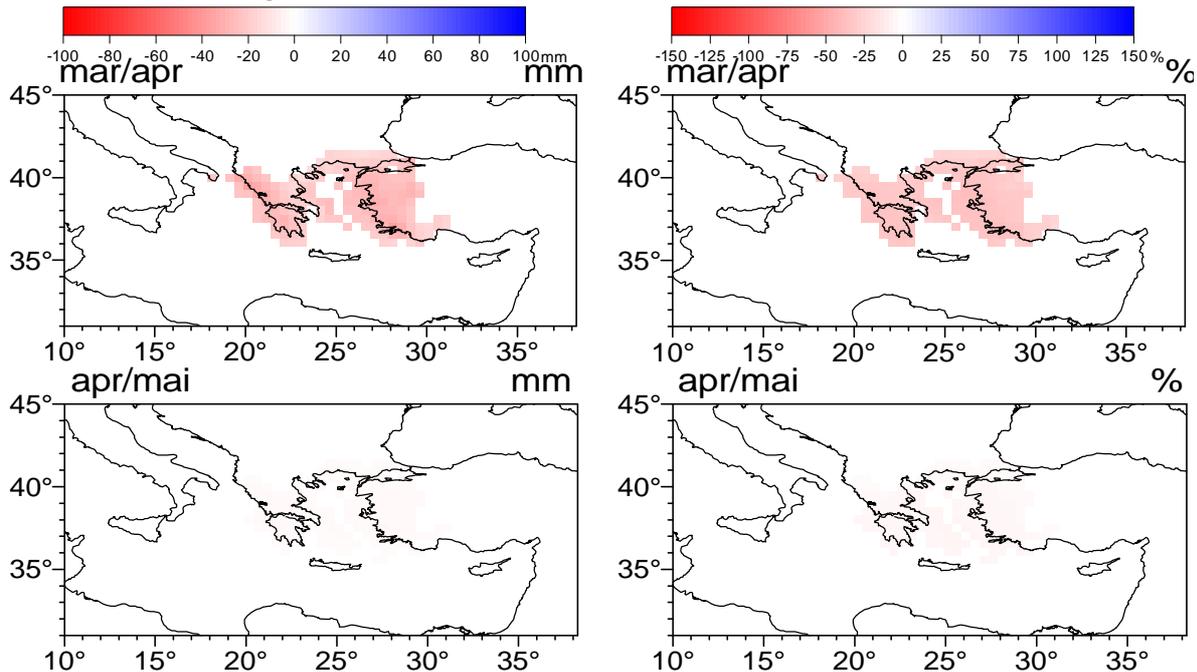


Abb. C.20a – C.20d: Kanonische Zeitkoeffizienten und tiefpassgefilterte Werte (Gauß-Filterperiode 11 Jahre) der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/500hPa- geopotentielle Höhen und spezifische Feuchte für den Modellzeitraum 1995-2095. Die Transformation der SRESB2- Modelldaten in kanonische Zeitkoeffizienten erfolgt gemäß Formel 6-6 und 6-7 (Kapitel 6.3.2). Abb. C.20a: Zeitkoeffizienten des ersten kanonischen Modus für Oktober/November. Abb. C.20b: wie Abb. C.20a, aber für Februar/März. Abb. C.20c: wie Abb. C.20a, aber für Dezember/Januar. Abb. C.20d: Kanonische Zeitkoeffizienten des zweiten kanonischen Modus für Dezember/Januar.

Abb. C.20a:

Kanonische Zeitkoeffizienten der Modellprädiktoren Oktober/November 1995-2095

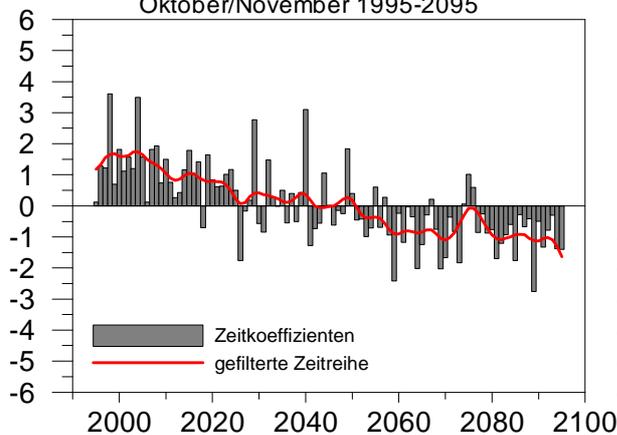


Abb. C.20c:

Kanonische Zeitkoeffizienten der Modellprädiktoren Dezember/Januar 1995-2095 1. kanonische Korrelation

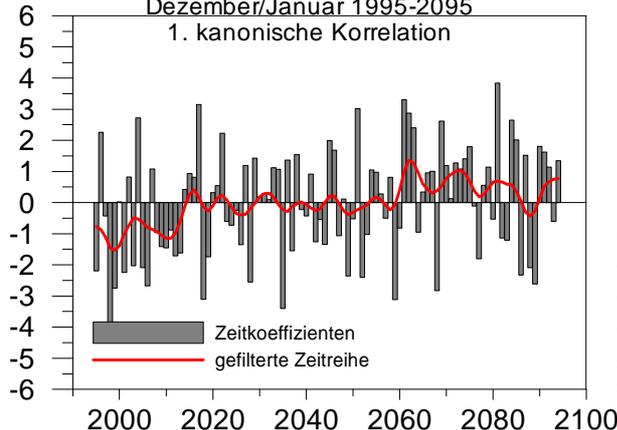


Abb. C.20b:

Kanonische Zeitkoeffizienten der Modellprädiktoren Februar/März 1995-2095

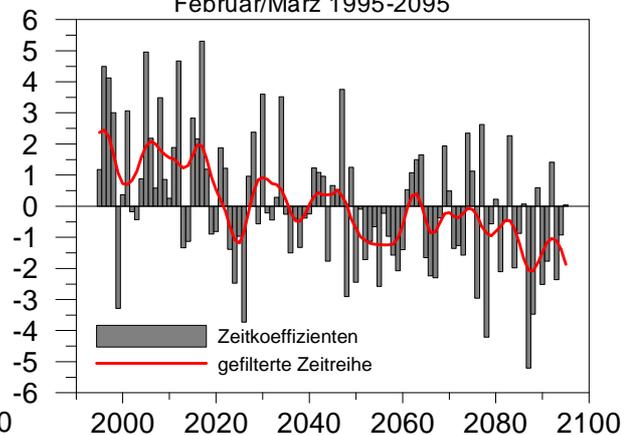


Abb. C.20d:

Kanonische Zeitkoeffizienten der Modellprädiktoren Dezember/Januar 1995-2095 2. kanonische Korrelation

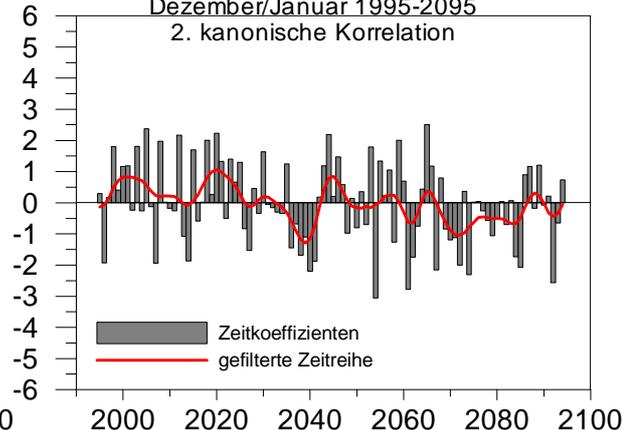


Abb. C.21: Vergleich statistisch modellierter Niederschlagsmittelwerte der 30-jährigen Zeitintervalle am Anfang und am Ende des Modellzeitraumes 1990-2100 für die Niederschlagsregion 4 (Levante). Linke Seite: absolute Niederschlagsdifferenz von 2071-2100 minus 1990-2019 in mm. Rechte Seite: Niederschlagsdifferenz in Prozent des Mittelwertes von 1990-2019. Abschätzung nach SRESB2-Szenario mit der Methode der Kanonischen Korrelation aus Werten der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/500hPa- geopotentielle Höhen und spezifische Feuchte. Von oben nach unten: Oktober/November, Nov./Dezember, Dezember/Januar, Januar/Februar, Februar/März, März/April, April/Mai.

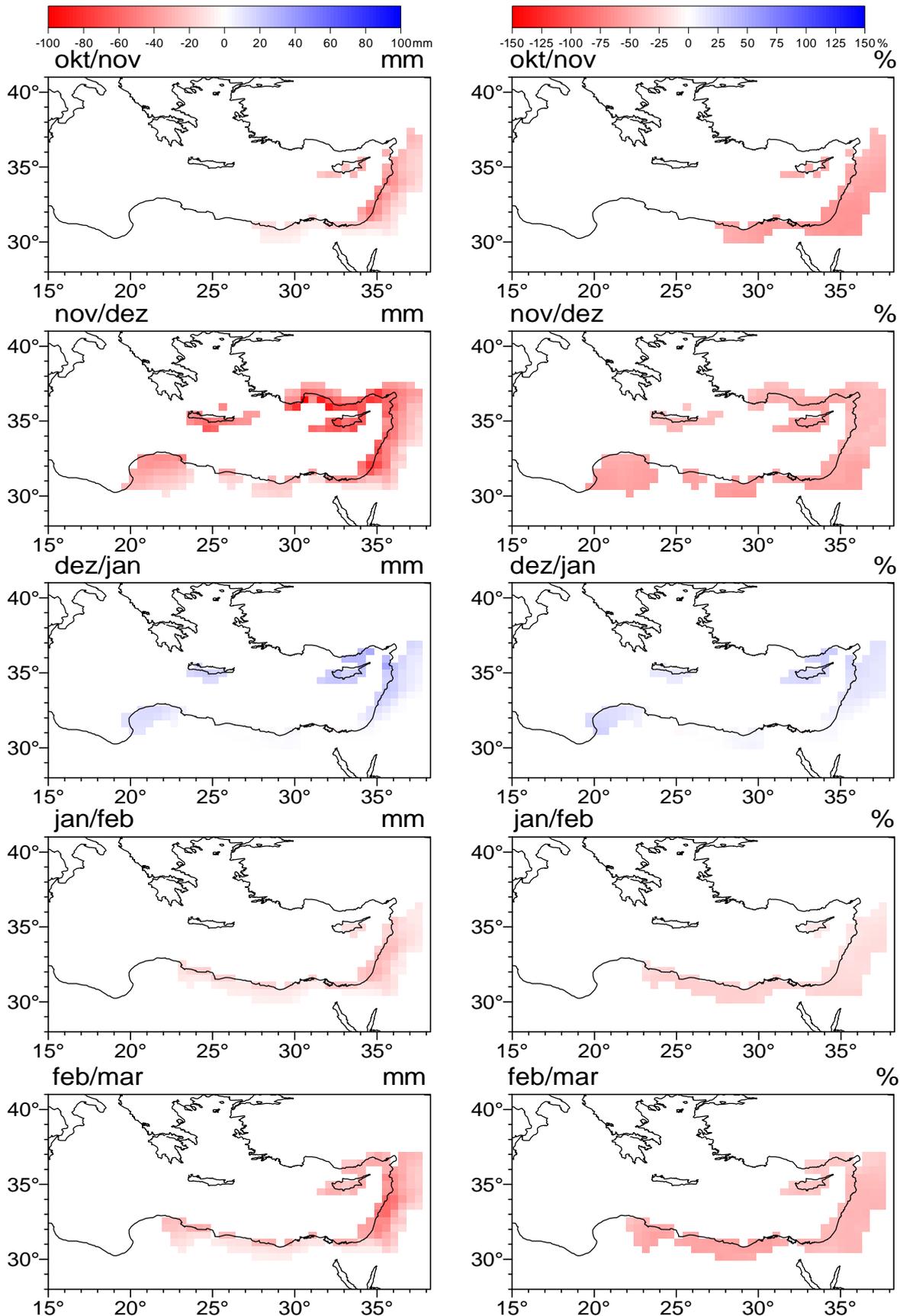


Abb. C.21 Fortsetzung.

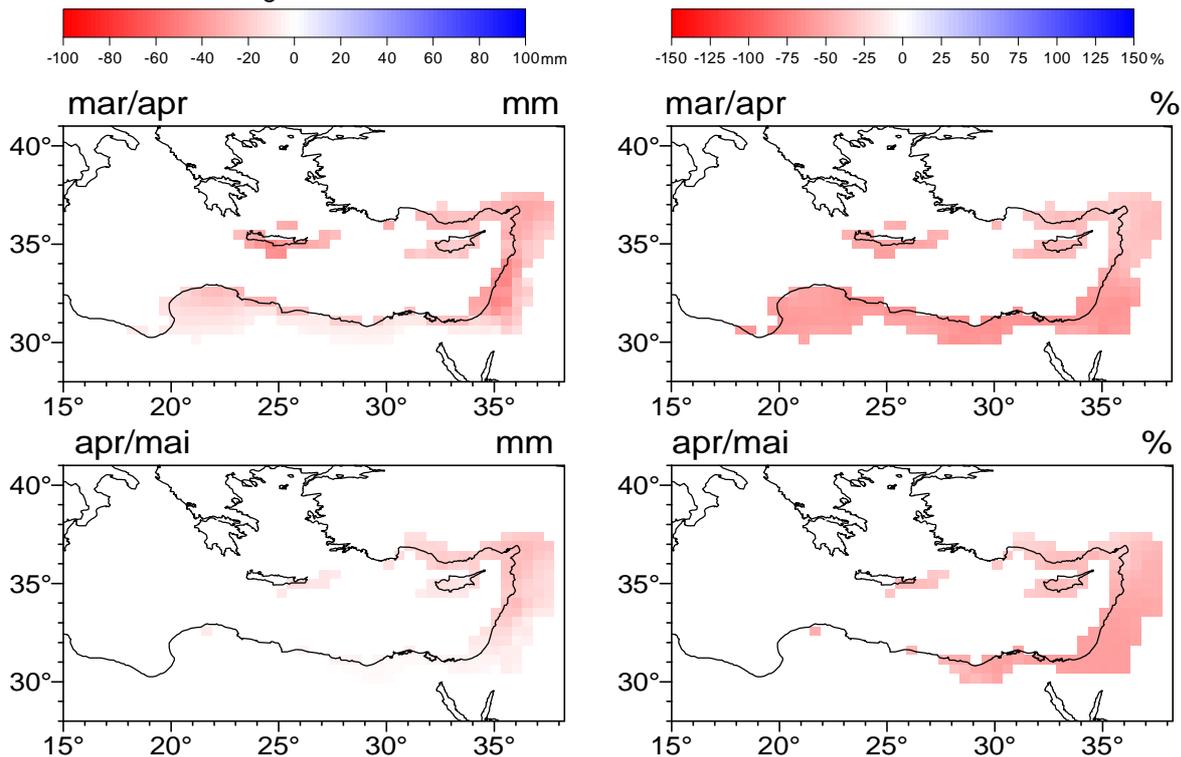


Abb. C.22: Vergleich statistisch modellierter Niederschlagsmittelwerte der 30-jährigen Zeitintervalle am Anfang und am Ende des Modellzeitraumes 1990-2100 für die Niederschlagsregion 5 (Maghreb). Linke Seite: absolute Niederschlagsdifferenz von 2071-2100 minus 1990-2019 in mm. Rechte Seite: Niederschlagsdifferenz in Prozent des Mittelwertes von 1990-2019. Abschätzung nach SRESB2-Szenario mit der Methode der Kanonischen Korrelation aus Werten der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/500hPa- geopotentielle Höhen und spezifische Feuchte. Von oben nach unten: Oktober/November, Nov./Dezember, Dezember/Januar, Januar/Februar, Februar/März, März/April, April/Mai.

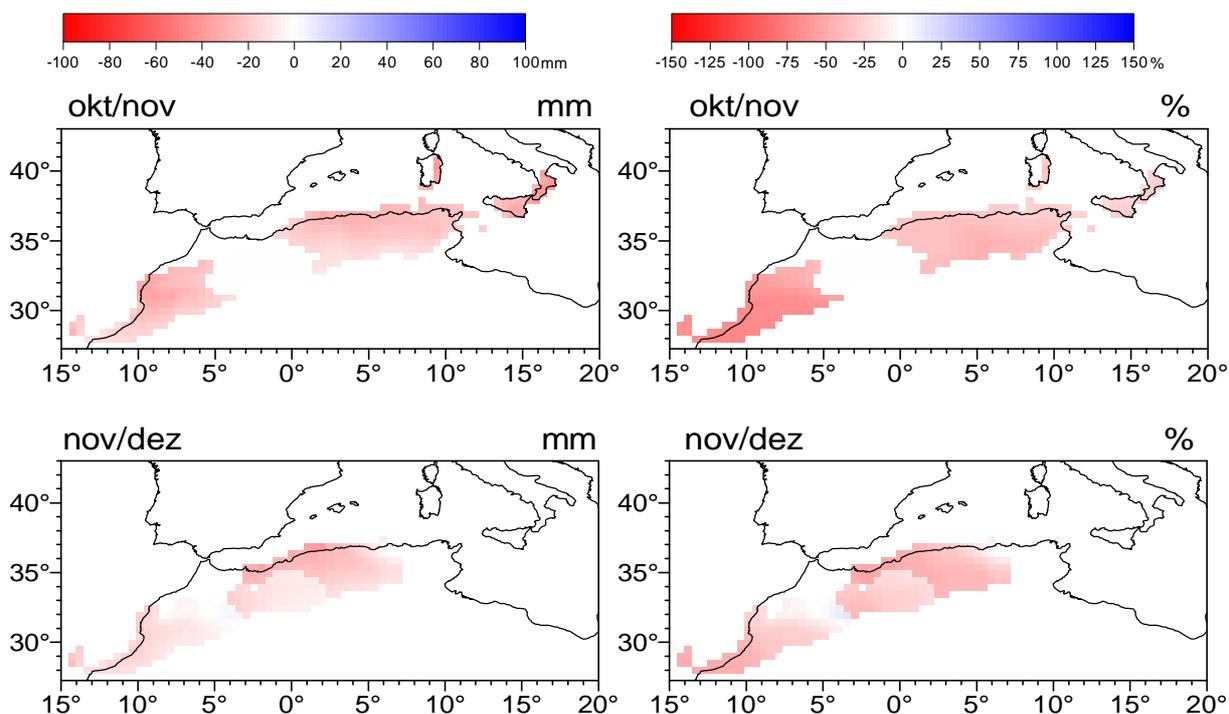


Abb. C.22 Fortsetzung.

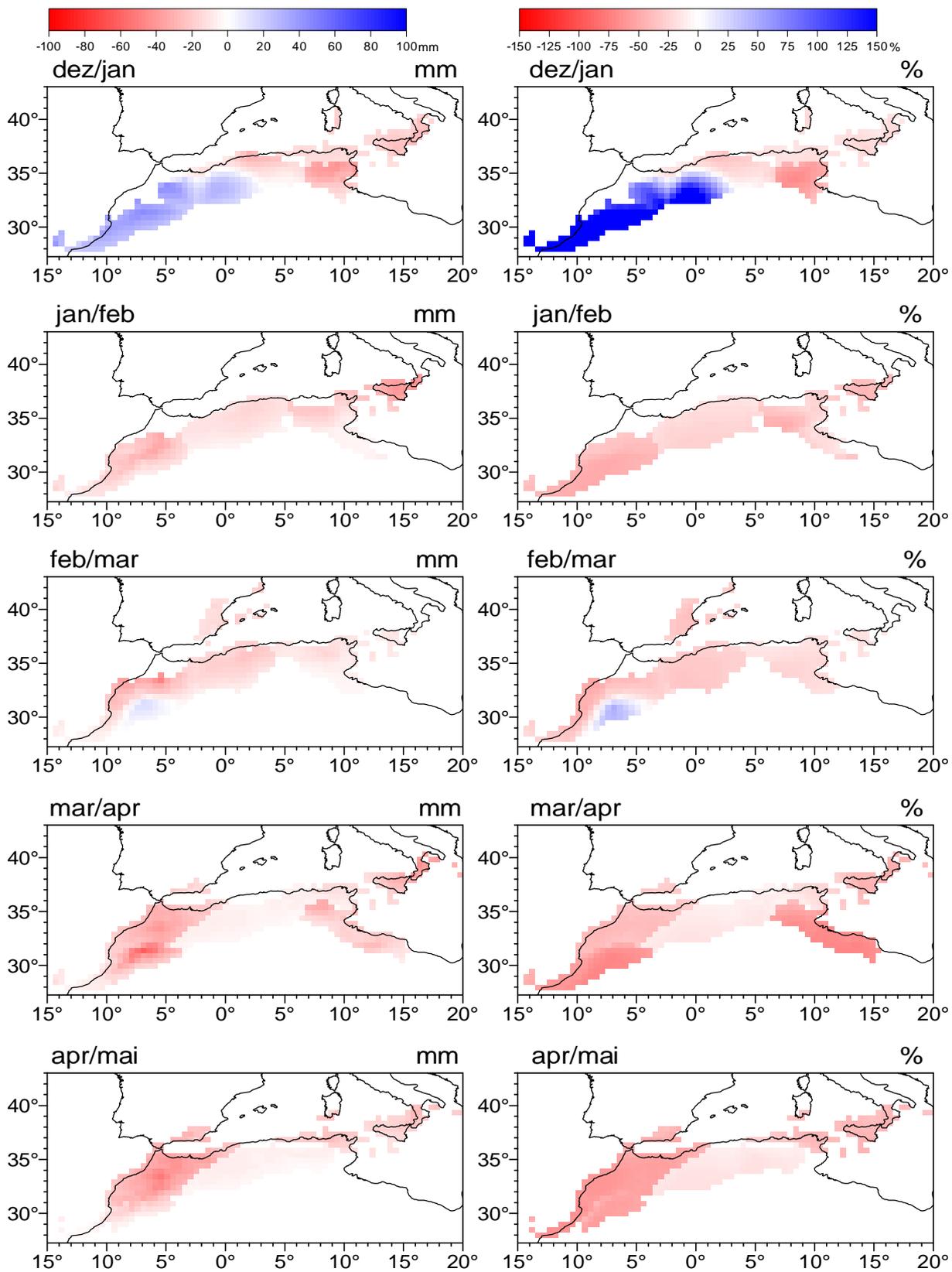


Abb. C.23: Vergleich statistisch modellierter Niederschlagsmittelwerte der 30-jährigen Zeitintervalle am Anfang und am Ende des Modellzeitraumes 1990-2100 für die Niederschlagsregion 6 (Mediterranes Libyen). Linke Seite: absolute Niederschlagsdifferenz von 2071-2100 minus 1990-2019 in mm. Rechte Seite: Niederschlagsdifferenz in Prozent des Mittelwertes von 1990-2019. Abschätzung nach SRESB2-Szenario mit der Methode der Kanonischen Korrelation aus Werten der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/500hPa- geopotentielle Höhen und spezifische Feuchte. Von oben nach unten: Oktober/ November, November/Dezember, Dezember/Januar, Januar/Februar, Februar/März, März/April, April/Mai.

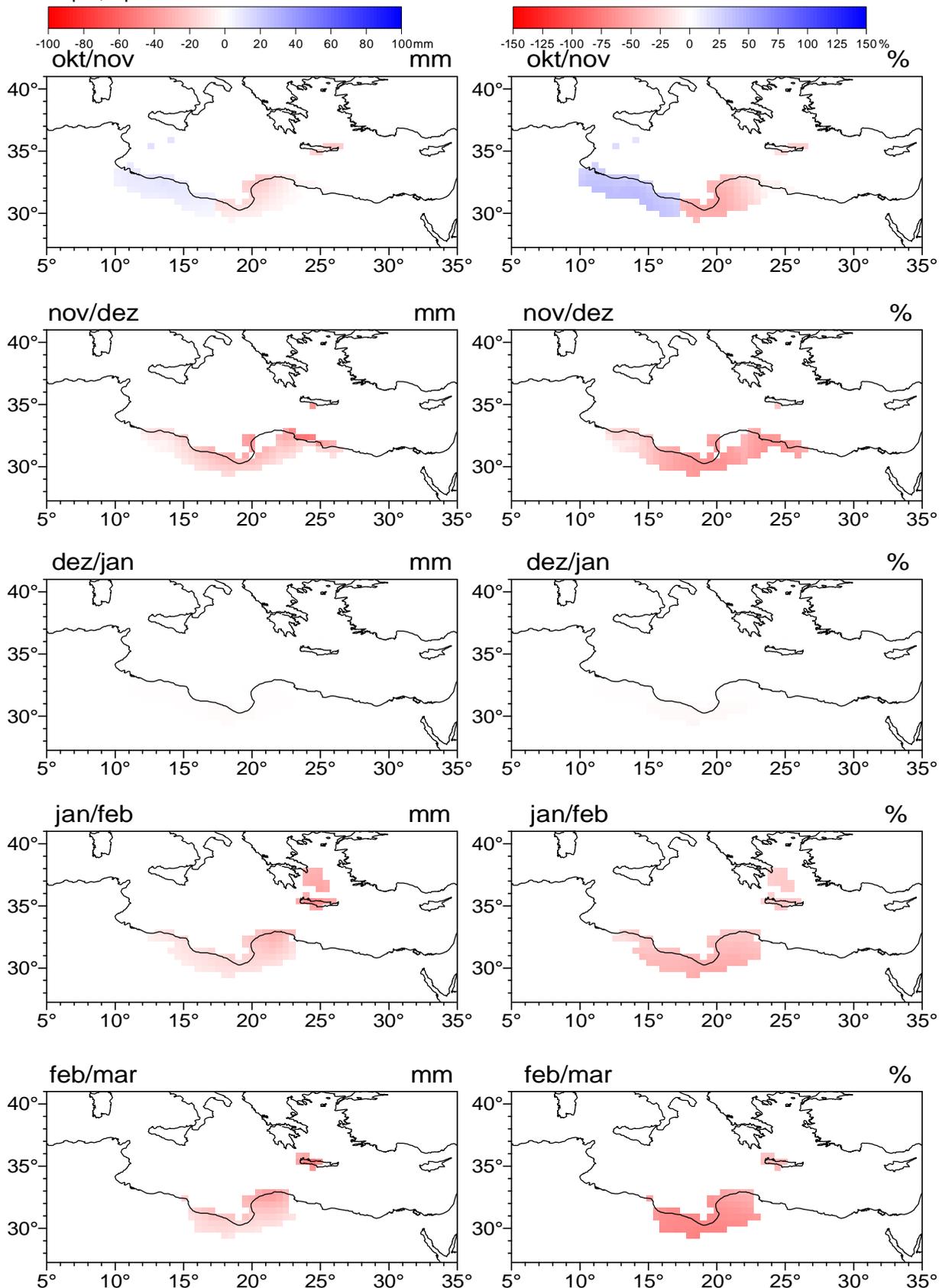


Abb. C.23 Fortsetzung.

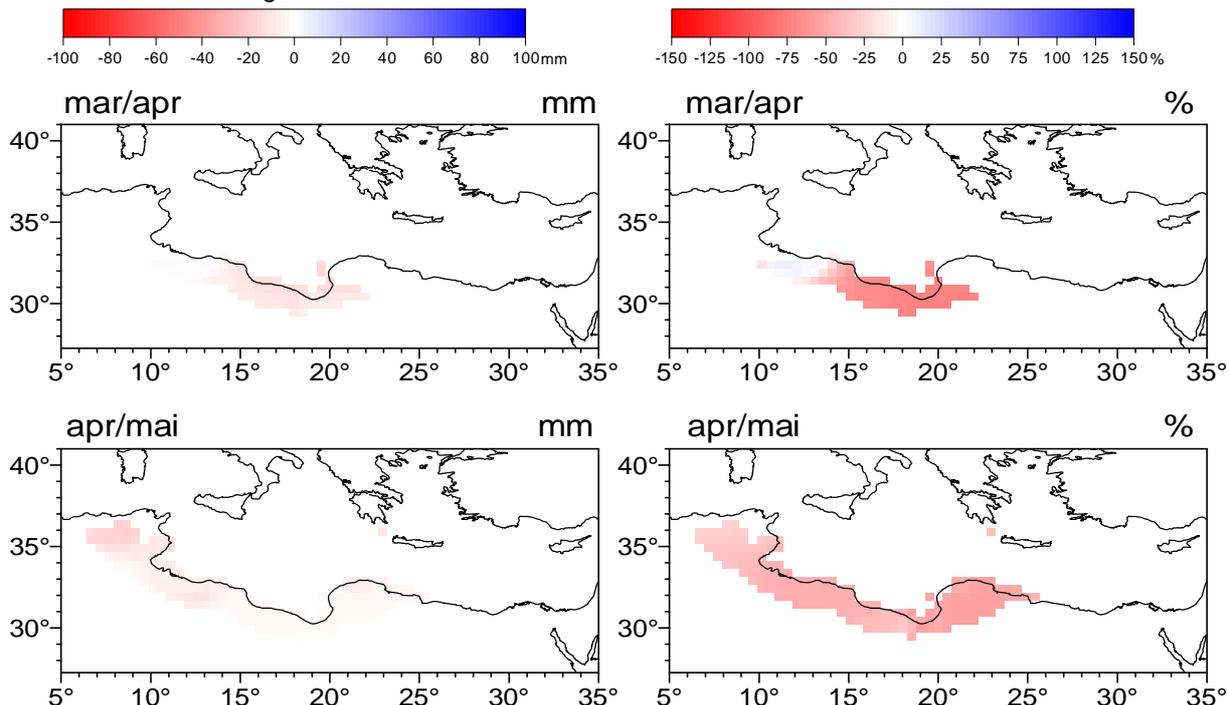


Abb. C.24: Vergleich statistisch modellierter Niederschlagsmittelwerte der 30-jährigen Zeitintervalle am Anfang und am Ende des Modellzeitraumes 1990-2100 für die Niederschlagsregion 7 (Ostspanische Küste). Linke Seite: absolute Niederschlagsdifferenz von 2071-2100 minus 1990-2019 in mm. Rechte Seite: Niederschlagsdifferenz in Prozent des Mittelwertes von 1990-2019. Abschätzung nach SRESB2-Szenario mit der Methode der Kanonischen Korrelation aus Werten der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/500hPa- geopotentielle Höhen und spezifische Feuchte. Von oben nach unten: Oktober/ November, November/Dezember, Dezember/Januar, Januar/Februar, Februar/März, März/April, April/Mai.

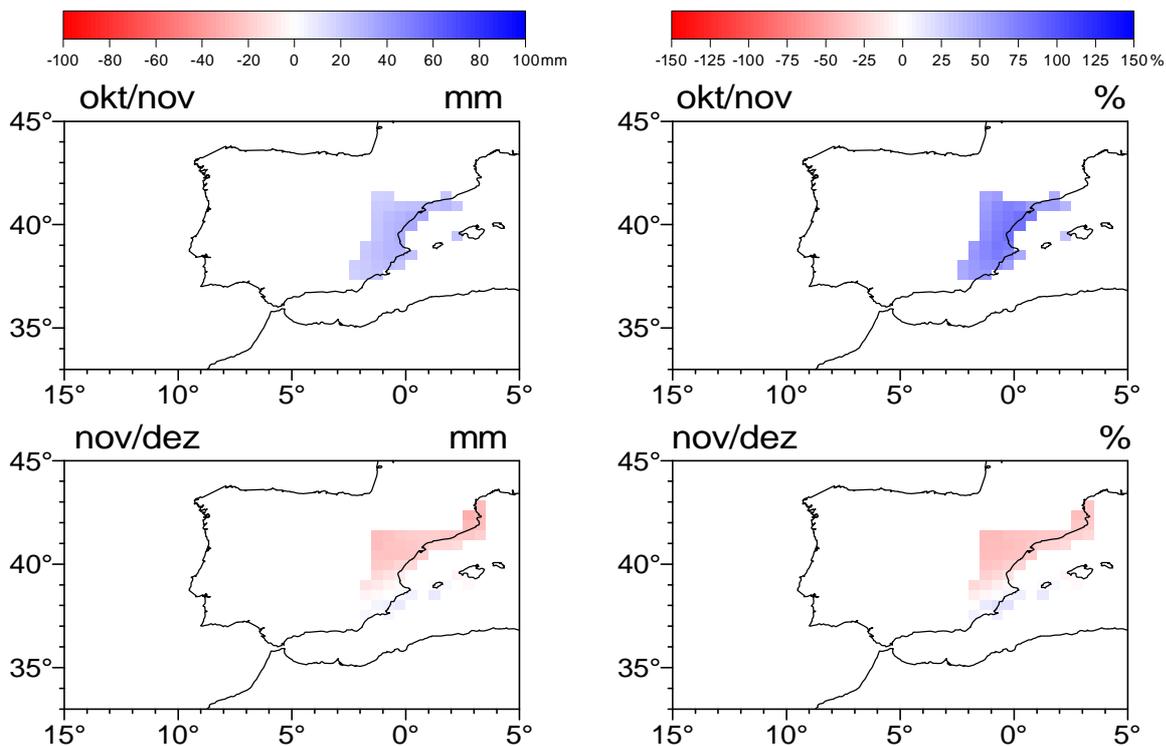


Abb. C.24: Fortsetzung.

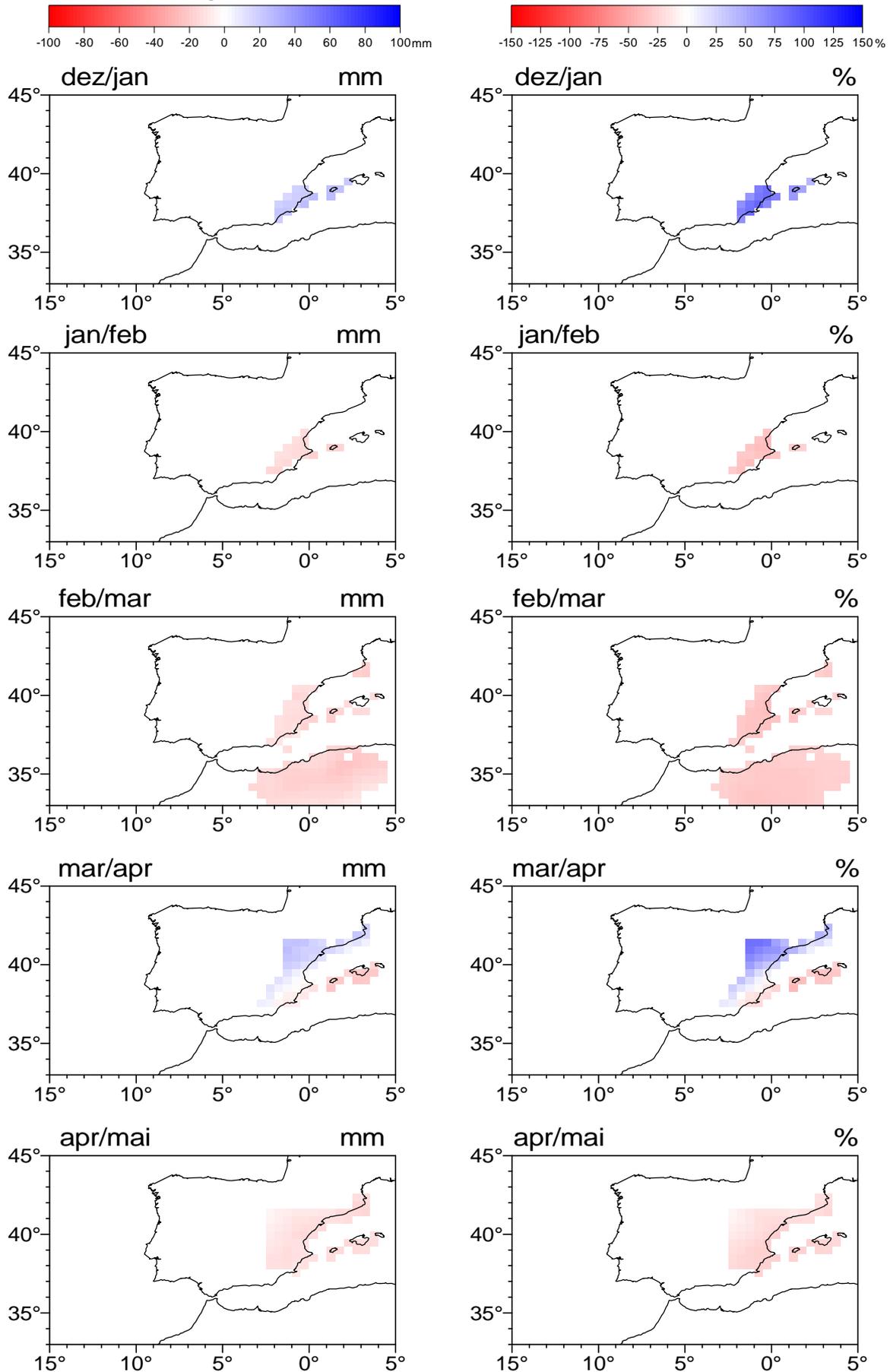


Abb. C.25: Vergleich statistisch modellierter Niederschlagsmittelwerte der 30-jährigen Zeitintervalle am Anfang und am Ende des Modellzeitraumes 1990-2100 für den Mittelmeerraum. Linke Seite: absolute Niederschlagsdifferenz von 2071-2100 minus 1990-2019 in mm. Rechte Seite: Niederschlagsdifferenz in Prozent des Mittelwertes von 1990-2019. Abschätzung nach SRESB2-Szenario mit der Methode der Kanonischen Korrelation aus Werten der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/ 500hPa- geopotentielle Höhen und spezifische Feuchte. Von oben nach unten: Oktober/ November, November/Dezember, Dezember/Januar, Januar/Februar, Februar/März, März/April, April/Mai. Schrägschraffur: Signal/ Rausch-Verhältnis (S/R) größer 1 (Vertrauenswahrscheinlichkeit  $V=68,3\%$ ), Kreuzschraffur:  $S/R > 1,960$  ( $V=95\%$ ).

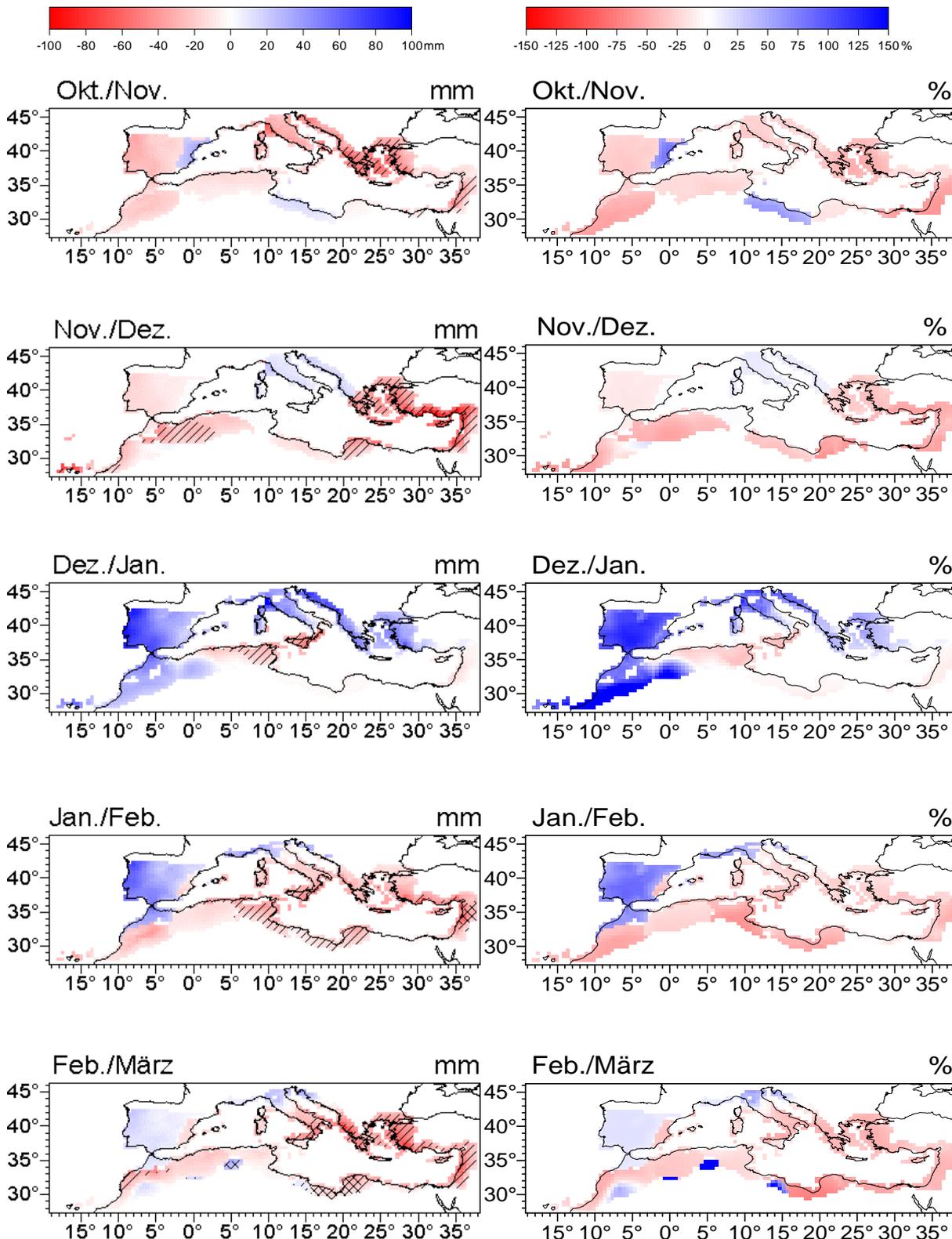
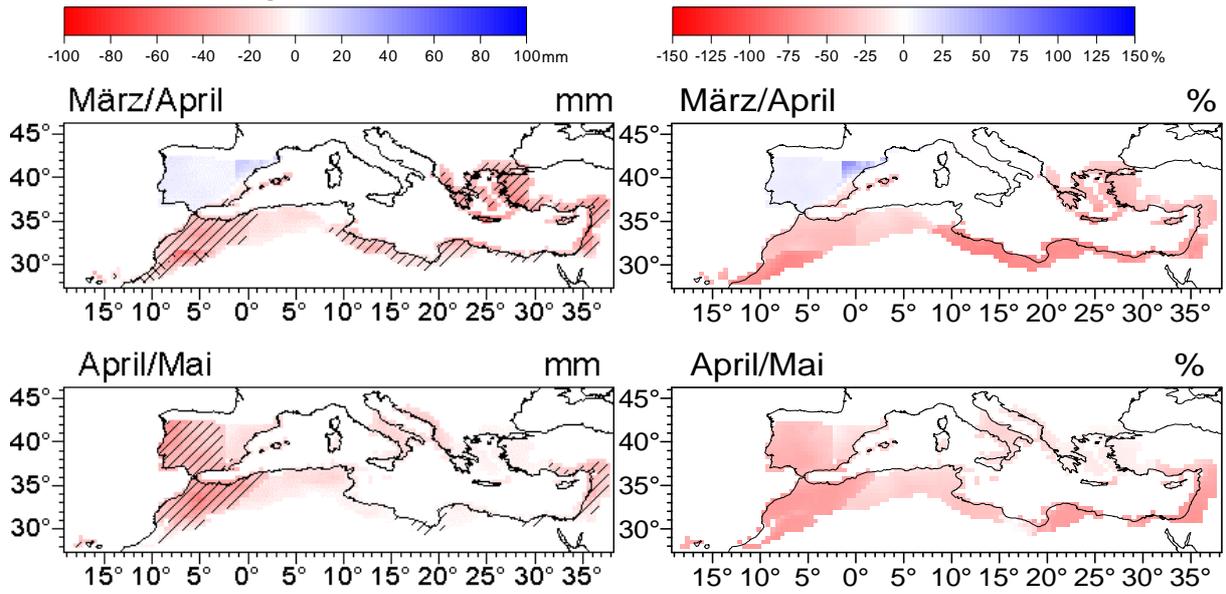


Abb. C.25 Fortsetzung.



## Anhang D

### Abbildungen:

Abb. D.1: Generalisierte Temperaturregionen, definiert durch Ladungen >0.5 der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse der Temperatur der Monate Oktober/November 1948-1998 .....	242
Abb. D.2: Generalisierte Temperaturregionen, definiert durch Ladungen >0.5 der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse der Temperatur der Monate November/Dezember 1948-1998 .....	242
Abb. D.3: Generalisierte Temperaturregionen, definiert durch Ladungen >0.5 der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse der Temperatur der Monate Dezember/Januar 1948-1998.....	243
Abb. D.4: Generalisierte Temperaturregionen, definiert durch Ladungen >0.5 der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse der Temperatur der Monate Januar/Februar 1948-1998.....	243
Abb. D.5: Generalisierte Temperaturregionen, definiert durch Ladungen >0.5 der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse der Temperatur der Monate Februar/März 1948-1998.....	244
Abb. D.6: Generalisierte Temperaturregionen, definiert durch Ladungen >0.5 der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse der Temperatur der Monate März/April 1948-1998 .....	244
Abb. D.7: Generalisierte Temperaturregionen, definiert durch Ladungen >0.5 der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse der Temperatur der Monate April/Mai 1948-1998 .....	245
Abb. D.8: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien für den westlichen Mittelmeerraum. Dezember/Januar 1948/49-1958/59, 1964/65-1997/98.....	262
Abb. D.9: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien für den zentral- nördlichen Mittelmeerraum. Januar/Februar 1948, 1954-1998 .....	262
Abb. D.10: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien für den östlichen Mittelmeerraum. Oktober/November 1948-1953, 1959-1998.....	262
Abb. D.11: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien für das westliche und zentrale Nordafrika. Dezember/Januar 1948/49-1973/74, 1979/80-1997/98.....	262
Abb. D.12: Ladungsmuster der kanonischen Korrelationsanalyse der Temperatur des westlichen Mittelmeerraumes und den großskaligen Einflussgrößen 1000hPa- und 500hPa- geopotentielle Höhen. Untersuchungsmonate: Februar/März 1948-1958,1964-1998.....	263
Abb. D.13: Kanonische Zeitkoeffizienten der kanonischen Ladungsmuster von Abb. D.12 .....	263

Abb. D.14: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. D.12 .....	264
Abb. D.15: Ladungsmuster der kanonischen Korrelationsanalyse der Temperatur des westlichen Mittelmeerraumes und den großskaligen Einflussgrößen 1000hPa- und 500hPa- geopotentielle Höhen und Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks. Untersuchungsmonate: Januar/Februar 1948-1983,1989-1998 .....	264
Abb. D.16: Kanonische Zeitkoeffizienten der kanonischen Ladungsmuster von Abb. D.15 .....	265
Abb. D.17: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. D.15 .....	265
Abb. D.18: Ladungsmuster der kanonischen Korrelationsanalyse der Temperatur des östlichen Mittelmeerraumes und den großskaligen Einflussgrößen 1000hPa- und 500hPa- geopotentielle Höhen. Untersuchungsmonate: Dezember/Januar 1948-1968, 1974-1998 .....	266
Abb. D.19: Kanonische Zeitkoeffizienten der kanonischen Ladungsmuster von Abb. D.18 .....	266
Abb. D.20: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. D.18. ....	267
Abb. D.21: Ladungsmuster der kanonischen Korrelationsanalyse der Temperatur im zentral-nördlichen Mittelmeerraum und den großskaligen Einflussgrößen 1000hPa- und 500hPa- geopotentielle Höhen. Untersuchungsmonate: Januar/Februar 1948-1988,1994-1998 .....	267
Abb. D.22: Kanonische Zeitkoeffizienten der kanonischen Ladungsmuster von Abb. D.21. ....	268
Abb. D.23: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. D.21 .....	268
Abb. D.24: Ladungsmuster der kanonischen Korrelationsanalyse der Temperatur im zentral-nördlichen Mittelmeerraum und den großskaligen Einflussgrößen 1000hPa- und 500hPa- geopotentielle Höhen. Untersuchungsmonate: April/Mai 1948-1963,1969-1998.....	269
Abb. D.25: Kanonische Zeitkoeffizienten der kanonischen Ladungsmuster von Abb. D.24. ....	269
Abb. D.26: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. D.24 .....	270
Abb. D.27: Ladungsmuster der kanonischen Korrelationsanalyse der Temperatur im nordafrikanischen Raum und den großskaligen Einflussgrößen 1000hPa- und 500hPa- geopotentielle Höhen. Untersuchungsmonate: Januar/Februar 1948-1983,1989-1998 .....	270
Abb. D.28: Kanonische Zeitkoeffizienten der kanonischen Ladungsmuster von Abb. D.27 .....	271
Abb. D.29: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. D.27. ....	271
Abb. D.30: Vergleich der Mittelwerte der 30- jährigen Subintervalle am Anfang (1990-2019) und am Ende (2071-2100) des Modellzeitraums 1990-2100.....	272

Abb. D.31a- D.31e: Tiefpassgefilterte Zeitreihen und kubischer Trend der Temperatur 1990-2100, modelliert aus Werten der 1000hPa-/500hPa-geopotentielle Höhen der ECHAM4/OPYC3- Simulation mit transientem Anstieg der äquivalenten CO <sub>2</sub> - Konzentration nach SRESB2- Szenario .....	273
Abb. D.32a-D.32b: Tiefpassgefilterte Zeitreihen (11- jährige Gauß- Filterperiode) und kubischer Trend der westmediterranen Temperatur (Region 2 in Abb. D.4) im Zeitraum 1990-2100. ....	274
Abb. D.33a-D.33b: Tiefpassgefilterte Zeitreihen (11- jährige Gauß- Filterperiode) und kubischer Trend der Temperatur Siziliens (Region 5 in Abb. D.4) im Zeitraum 1990-2100. ....	274

### **Tabellen:**

Tab. D.1: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen der mediterranen Temperatur im Oktober/November und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützter und modellierter Temperatur in Kalibrierung bzw. Verifikation .....	246
Tab. D.2: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen der mediterranen Temperatur im November/Dezember und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützter und modellierter Temperatur in Kalibrierung bzw. Verifikation .....	248
Tab. D.3: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen der mediterranen Temperatur im Dezember/Januar und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützter und modellierter Temperatur in Kalibrierung bzw. Verifikation .....	250
Tab. D.4: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen der mediterranen Temperatur im Januar/Februar .....	252
Tab. D.5: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen der mediterranen Temperatur im Februar/März und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützter und modellierter Temperatur in Kalibrierung bzw. Verifikation.....	253
Tab. D.6: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen der mediterranen Temperatur im März/April und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützter und modellierter Temperatur in Kalibrierung bzw. Verifikation.....	255
Tab. D.7: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen der mediterranen Temperatur im April/Mai und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützter und modellierter Temperatur in Kalibrierung bzw. Verifikation.....	257
Tab. D.8: Korrelationskoeffizienten zwischen modellierter und beobachtungsgestützter Temperatur in den 10 Kalibrierungs- bzw. Verifikationszeiträumen für jede Temperaturregion der Monatskombination Januar/Februar .....	259

Abb. D.1: Generalisierte Temperaturregionen (Regionen ähnlicher Temperaturvariabilität), definiert durch Ladungen  $>0.5$  der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse der Temperaturgitterfelder ( $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ ) der Monate Oktober/November 1948-1998. Für jede Temperaturregion können die Kenndaten der Hauptkomponentenanalysen und die Modellgüte in Kalibrierung bzw. Verifikation Tabelle D.1 entnommen werden. Die Nummern der Regionen in dieser Abb. entsprechen dabei den Nummern in der Zeile Temperaturregion in Tab. D.1.

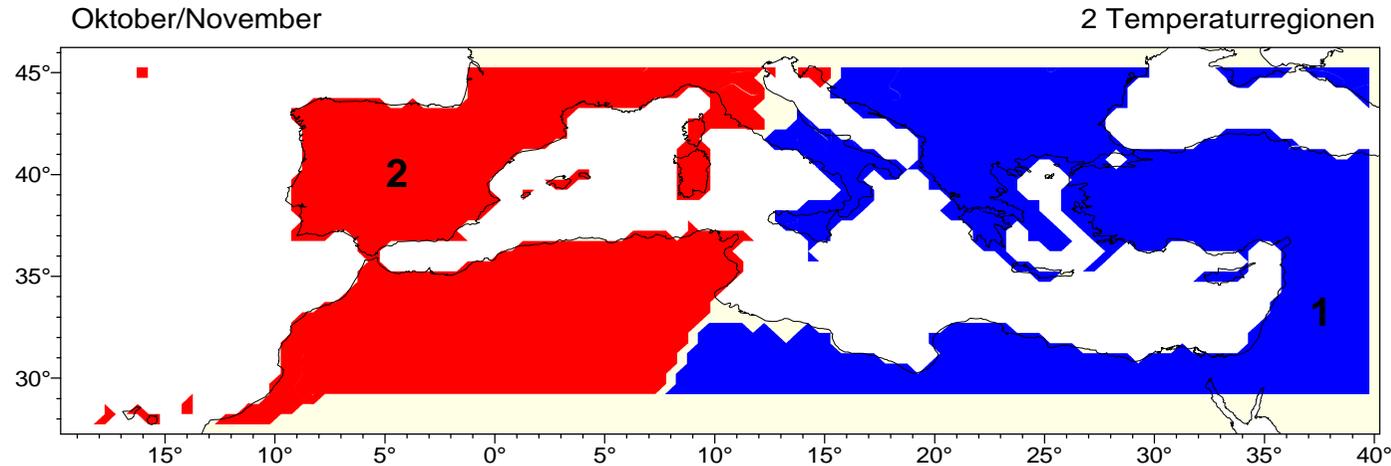


Abb. D.2: Generalisierte Temperaturregionen (Regionen ähnlicher Temperaturvariabilität), definiert durch Ladungen  $>0.5$  der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse der Temperaturgitterfelder ( $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ ) der Monate November/Dezember 1948-1998. Für jede Temperaturregion können die Kenndaten der Hauptkomponentenanalysen und die Modellgüte in Kalibrierung bzw. Verifikation Tabelle D.2 entnommen werden. Die Nummern der Regionen in dieser Abb. entsprechen dabei den Nummern in der Zeile Temperaturregion in Tab. D.2.

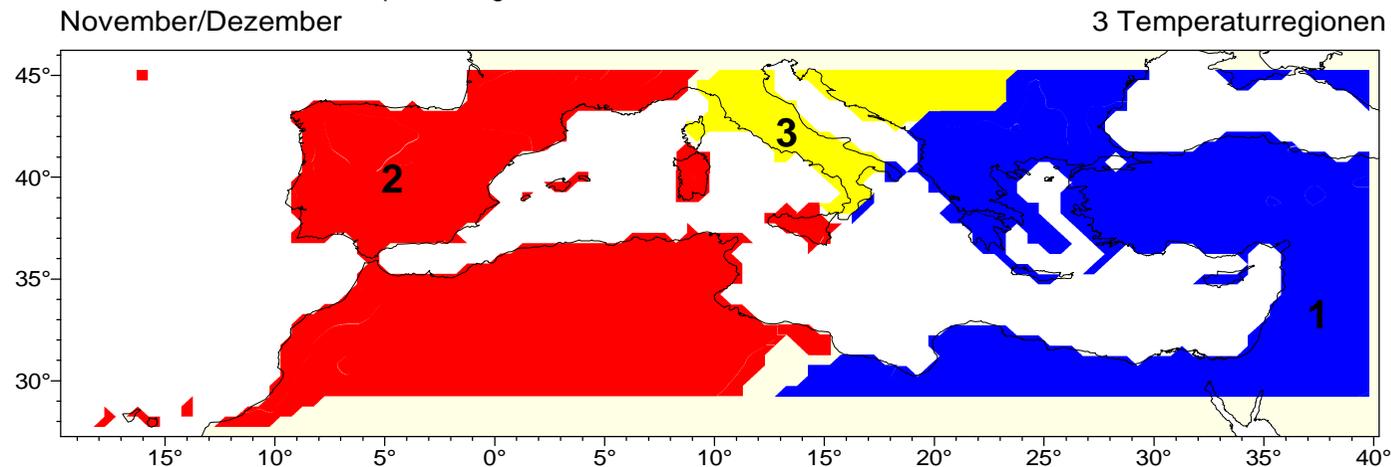


Abb. D.3: Generalisierte Temperaturregionen (Regionen ähnlicher Temperaturvariabilität), definiert durch Ladungen  $>0.5$  der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse der Temperaturgitterfelder ( $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ ) der Monate Dezember/Januar 1948-1998. Für jede Temperaturregion können die Kenndaten der Hauptkomponentenanalysen und die Modellgüte in Kalibrierung bzw. Verifikation Tabelle D.3 entnommen werden. Die Nummern der Regionen in dieser Abb. entsprechen dabei den Nummern in der Zeile Temperaturregion in Tab. D.3.

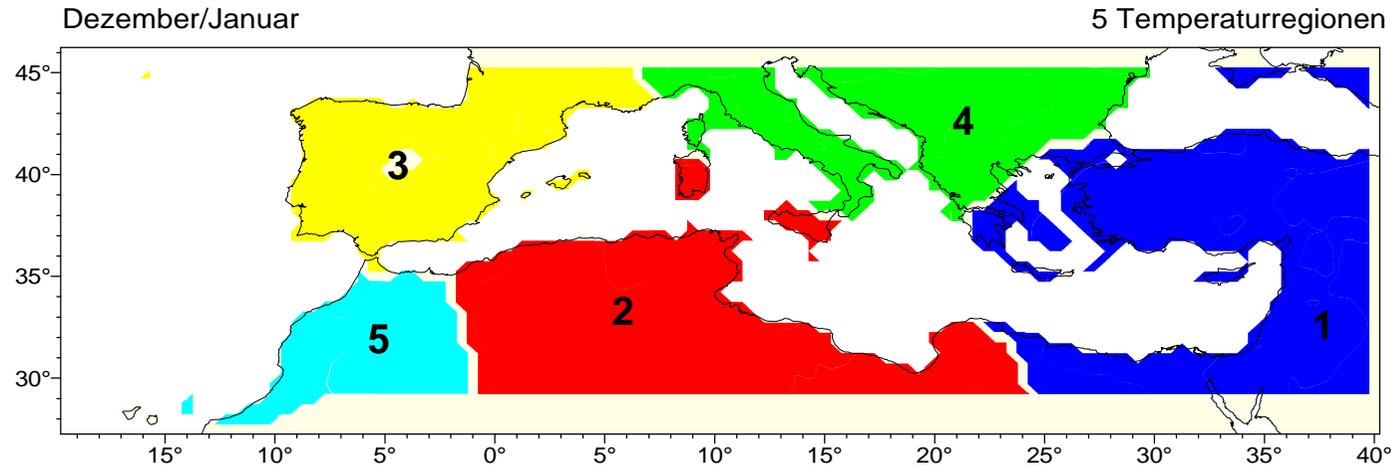


Abb. D.4: Generalisierte Temperaturregionen (Regionen ähnlicher Temperaturvariabilität), definiert durch Ladungen  $>0.5$  der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse der Temperaturgitterfelder ( $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ ) der Monate Januar/Februar 1948-1998. Für jede Temperaturregion können die Kenndaten der Hauptkomponentenanalysen Tabelle D.4 entnommen werden. Die Nummern der Regionen in dieser Abb. entsprechen dabei den Nummern in der Zeile Temperaturregion in Tab. D.4. Tabelle D.8 enthält für verschiedene Prädiktorenkombinationen die Modellgüte in Kalibrierung bzw. Verifikation.

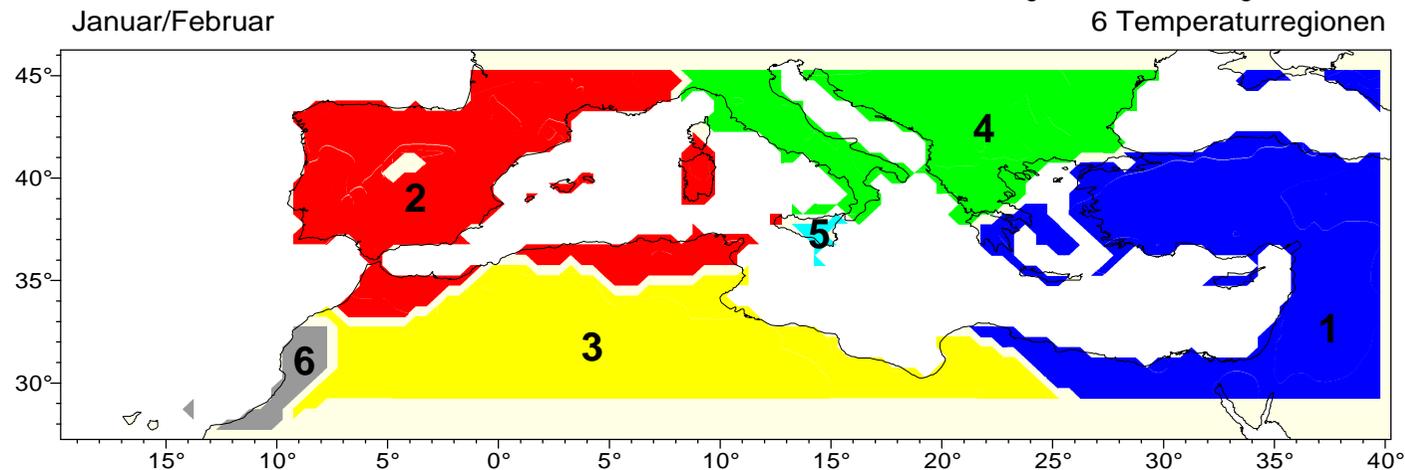


Abb. D.5: Generalisierte Temperaturregionen (Regionen ähnlicher Temperaturvariabilität), definiert durch Ladungen  $>0.5$  der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse der Temperaturgitterfelder ( $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ ) der Monate Februar/März 1948-1998. Für jede Temperaturregion können die Kenndaten der Hauptkomponentenanalysen und die Modellgüte in Kalibrierung bzw. Verifikation Tabelle D.5 entnommen werden. Die Nummern der Regionen in dieser Abb. entsprechen dabei den Nummern in der Zeile Temperaturregion in Tab. D.5.

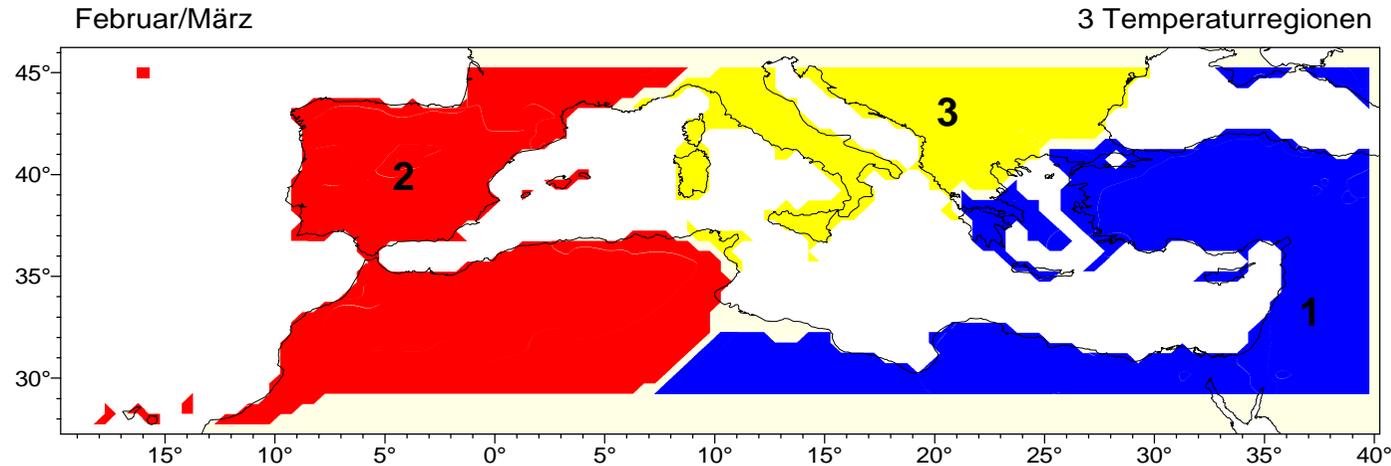


Abb. D.6: Generalisierte Temperaturregionen (Regionen ähnlicher Temperaturvariabilität), definiert durch Ladungen  $>0.5$  der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse der Temperaturgitterfelder ( $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ ) der Monate März/April 1948-1998. Für jede Temperaturregion können die Kenndaten der Hauptkomponentenanalysen und die Modellgüte in Kalibrierung bzw. Verifikation Tabelle D.6 entnommen werden. Die Nummern der Regionen in dieser Abb. entsprechen dabei den Nummern in der Zeile Temperaturregion in Tab. D.6.

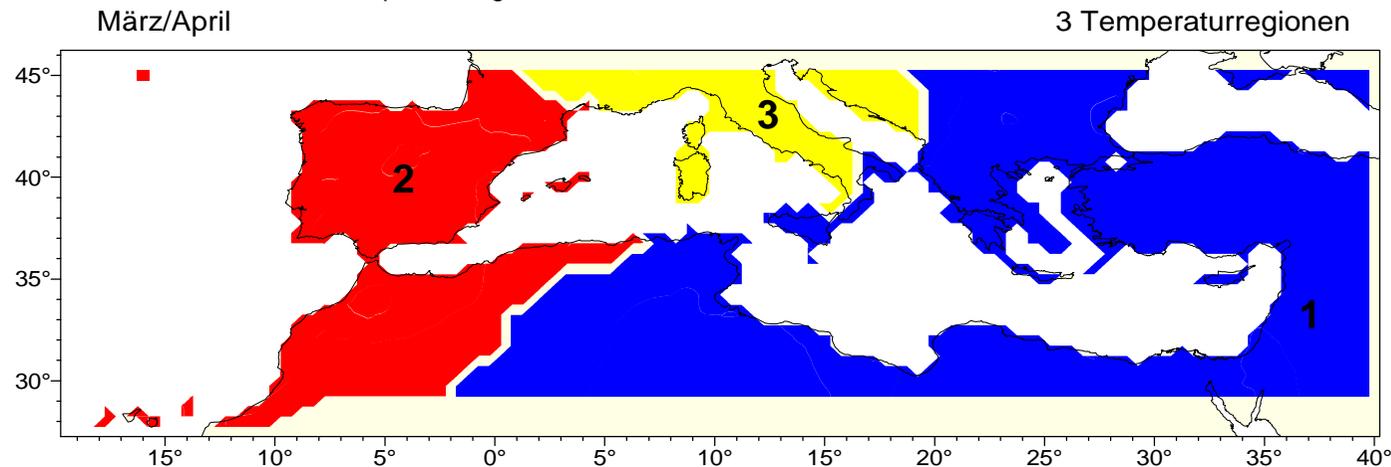
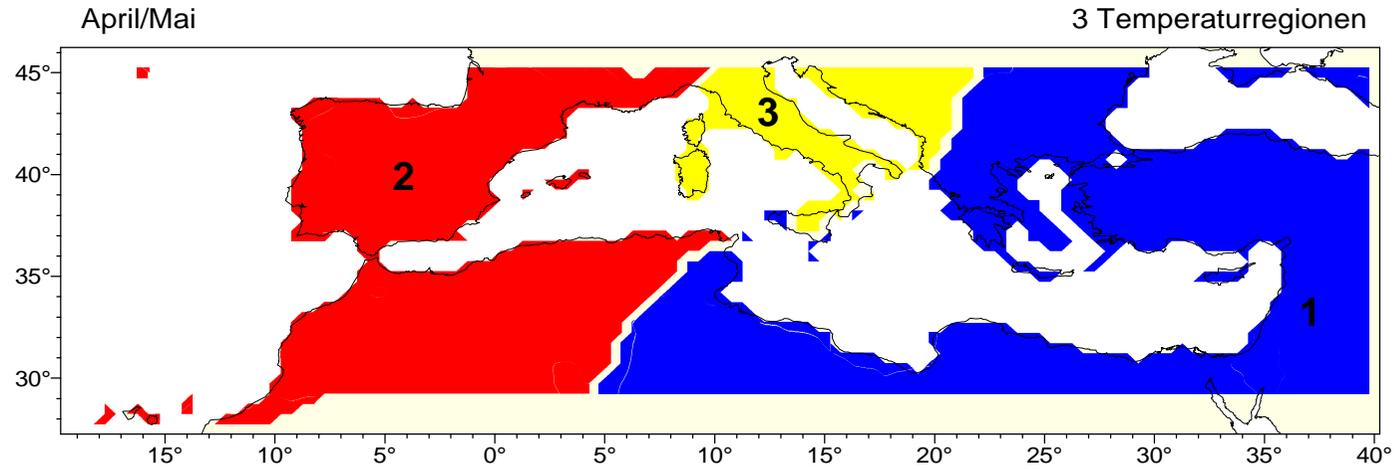


Abb. D.7: Generalisierte Temperaturregionen (Regionen ähnlicher Temperaturvariabilität), definiert durch Ladungen  $>0.5$  der s-modalen, Varimax-rotierten Hauptkomponentenanalyse der Temperaturgitterfelder ( $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ ) der Monate April/Mai 1948-1998. Für jede Temperaturregion können die Kenndaten der Hauptkomponentenanalysen und die Modellgüte in Kalibrierung bzw. Verifikation Tabelle D.7 entnommen werden. Die Nummern der Regionen in dieser Abb. entsprechen dabei den Nummern in der Zeile Temperaturregion in Tab. D.7.



Tab. D.1: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen der mediterranen Temperatur-Gitterfelder im Oktober/November 1948-1998 und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungs-gestützter und statistisch modellierter Temperatur in Kalibrierung bzw. Verifikation (10 verschiedene Varianten) zu den kanonischen Korrelationsanalysen mit den großskaligen Einflussgrößen 1000hPa/500hPa-geopotentielle Höhen.

### **Oktober/November**

#### **Kalibrierung: 1948,1954-1998, Verifikation: 1949-1953**

Temperaturregion	1	2				
Anzahl Gitterboxen	1222	1084				
Anzahl Hauptkomp.	1	1				
erklärte Varianz	89,68	89,37				
Korr.koef. Kalib.	0,930	0,923				
Korr.koef. Verif.	0,932	0,907				

#### **Kalibrierung: 1948-1953,1959-1998, Verifikation: 1954-1958**

Temperaturregion	1	2				
Anzahl Gitterboxen	1249	1097				
Anzahl Hauptkomp.	1	1				
erklärte Varianz	89,38	89,19				
Korr.koef. Kalib.	0,929	0,920				
Korr.koef. Verif.	0,939	0,901				

#### **Kalibrierung: 1948-1958, 1964-1998, Verifikation: 1959-1963**

Temperaturregion	1	2				
Anzahl Gitterboxen	1226	1045				
Anzahl Hauptkomp.	1	1				
erklärte Varianz	89,84	89,49				
Korr.koef. Kalib.	0,932	0,921				
Korr.koef. Verif.	0,878	0,911				

#### **Kalibrierung: 1948-1963,1969-1998, Verifikation: 1964-1968**

Temperaturregion	1	2				
Anzahl Gitterboxen	1231	1048				
Anzahl Hauptkomp.	1	1				
erklärte Varianz	89,85	89,53				
Korr.koef. Kalib.	0,932	0,921				
Korr.koef. Verif.	0,908	0,905				

#### **Kalibrierung: 1948-1968,1974-1998, Verifikation: 1969-1973**

Temperaturregion	1	2				
Anzahl Gitterboxen	1216	1104				
Anzahl Hauptkomp.	1	1				
erklärte Varianz	89,66	89,39				
Korr.koef. Kalib.	0,929	0,919				
Korr.koef. Verif.	0,934	0,927				

#### **Kalibrierung: 1948-1973,1979-1998, Verifikation: 1974-1978**

Temperaturregion	1	2				
Anzahl Gitterboxen	1233	1052				
Anzahl Hauptkomp.	1	1				
erklärte Varianz	89,72	89,52				
Korr.koef. Kalib.	0,929	0,920				
Korr.koef. Verif.	0,927	0,918				

#### **Kalibrierung: 1948-1978,1984-1998, Verifikation: 1979-1983**

Temperaturregion	1	2				
Anzahl Gitterboxen	1168	1060				
Anzahl Hauptkomp.	1	1				
erklärte Varianz	89,84	89,84				
Korr.koef. Kalib.	0,930	0,923				
Korr.koef. Verif.	0,948	0,892				

Tab. D.1 Fortsetzung.

**Oktober/November****Kalibrierung: 1948-1983,1989-1998, Verifikation: 1984-1988**

Temperaturregion	1	2				
Anzahl Gitterboxen	1300	1063				
Anzahl Hauptkomp.	1	1				
erklärte Varianz	89,12	89,62				
Korr.koef. Kalib.	0,927	0,921				
Korr.koef. Verif.	0,941	0,939				

**Kalibrierung: 1948-1988,1994-1998, Verifikation: 1989-1993**

Temperaturregion	1	2				
Anzahl Gitterboxen	1161	1083				
Anzahl Hauptkomp.	1	1				
erklärte Varianz	90,04	90,07				
Korr.koef. Kalib.	0,932	0,923				
Korr.koef. Verif.	0,936	0,888				

**Kalibrierung: 1948-1993, Verifikation: 1994-1998**

Temperaturregion	1	2				
Anzahl Gitterboxen	1200	1067				
Anzahl Hauptkomp.	1	1				
erklärte Varianz	89,60	89,42				
Korr.koef. Kalib.	0,931	0,923				
Korr.koef. Verif.	0,917	0,883				

Tab. D.2: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen der mediterranen Temperatur-Gitterfelder im November/Dezember 1948-1998 und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützter und statistisch modellierter Temperatur in Kalibrierung bzw. Verifikation (10 verschiedene Varianten) zu den kanonischen Korrelationsanalysen mit den großskaligen Einflussgrößen 1000hPa/ 500hPa-geopotentielle Höhen.

### **November/Dezember**

#### **Kalibrierung: 1948,1954-1998, Verifikation: 1949-1953**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	975	1102	218			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	89,89	85,48	91,21			
Korr.koef. Kalib.	0,907	0,881	0,892			
Korr.koef. Verif.	0,898	0,838	0,842			

#### **Kalibrierung: 1948-1953,1959-1998, Verifikation: 1954-1958**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	990	1102	168			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	86,66	84,87	91,82			
Korr.koef. Kalib.	0,906	0,883	0,898			
Korr.koef. Verif.	0,903	0,747	0,769			

#### **Kalibrierung: 1948-1958, 1964-1998, Verifikation: 1959-1963**

Temperaturregion	2	1	3			
Anzahl Gitterboxen	1143	990	191			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	85,14	86,43	90,78			
Korr.koef. Kalib.	0,877	0,901	0,880			
Korr.koef. Verif.	0,865	0,898	0,871			

#### **Kalibrierung: 1948-1963,1969-1998, Verifikation: 1964-1968**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	971	1057	198			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	86,80	84,83	90,76			
Korr.koef. Kalib.	0,904	0,875	0,889			
Korr.koef. Verif.	0,925	0,854	0,799			

#### **Kalibrierung: 1948-1968,1974-1998, Verifikation: 1969-1973**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1019	1149	180			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	86,17	84,33	90,96			
Korr.koef. Kalib.	0,903	0,874	0,884			
Korr.koef. Verif.	0,924	0,906	0,898			

#### **Kalibrierung: 1948-1973,1979-1998, Verifikation: 1974-1978**

Temperaturregion	2	1	3			
Anzahl Gitterboxen	1155	978	201			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	85,47	86,54	91,24			
Korr.koef. Kalib.	0,885	0,902	0,889			
Korr.koef. Verif.	0,782	0,920	0,885			

#### **Kalibrierung: 1948-1978,1984-1998, Verifikation: 1979-1983**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1063	1152	88			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	86,43	84,40	92,90			
Korr.koef. Kalib.	0,906	0,877	0,899			
Korr.koef. Verif.	0,845	0,854	0,687			

Tab. D.2 Fortsetzung.

**November/Dezember****Kalibrierung: 1948-1983,1989-1998, Verifikation: 1984-1988**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	985	1112	188			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	86,62	85,14	91,19			
Korr.koef. Kalib.	0,907	0,879	0,892			
Korr.koef. Verif.	0,905	0,892	0,875			

**Kalibrierung: 1948-1988,1994-1998, Verifikation: 1989-1993**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	976	1112	207			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	86,80	85,36	90,44			
Korr.koef. Kalib.	0,904	0,878	0,886			
Korr.koef. Verif.	0,914	0,764	0,840			

**Kalibrierung: 1948-1993, Verifikation: 1994-1998**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1010	1041	155			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	86,75	84,67	92,01			
Korr.koef. Kalib.	0,906	0,879	0,894			
Korr.koef. Verif.	0,857	0,804	0,733			

Tab. D.3: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen der mediterranen Temperatur-Gitterfelder im Dezember/Januar 1948-1998 und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützter und statistisch modellierter Temperatur in Kalibrierung bzw. Verifikation (10 verschiedene Varianten) zu den kanonischen Korrelationsanalysen mit den großskaligen Einflussgrößen 1000hPa/500hPa-geopotentielle Höhen.

### **Dezember/Januar**

#### **Kalibrierung: 1948,1954-1998, Verifikation: 1949-1953**

Temperaturregion	3+5	1	4	2		
Anzahl Gitterboxen	878	729	461	286		
Anzahl Hauptkomp.	2	1	2	1		
erklärte Varianz	82,96	77,22	83,32	83,72		
Korr.koef. Kalib.	0,768	0,824	0,778	0,799		
Korr.koef. Verif.	0,615	0,851	0,764	0,645		

#### **Kalibrierung: 1948-1953,1959-1998, Verifikation: 1954-1958**

Temperaturregion	1	2	3	4	5	
Anzahl Gitterboxen	695	621	396	417	216	
Anzahl Hauptkomp.	1	2	1	2	1	
erklärte Varianz	78,85	89,06	77,02	83,78	83,68	
Korr.koef. Kalib.	0,833	0,813	0,731	0,769	0,825	
Korr.koef. Verif.	0,658	0,652	0,608	0,542	0,773	

#### **Kalibrierung: 1948-1958, 1964-1998, Verifikation: 1959-1963**

Temperaturregion	1	2	3	4	5	
Anzahl Gitterboxen	698	627	421	377	222	
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1	1	1	
erklärte Varianz	78,83	80,61	78,03	74,41	84,18	
Korr.koef. Kalib.	0,826	0,784	0,719	0,716	0,819	
Korr.koef. Verif.	0,715	0,476	0,660	0,873	0,590	

#### **Kalibrierung: 1948-1963,1969-1998, Verifikation: 1964-1968**

Temperaturregion	1	3	2	4	5	
Anzahl Gitterboxen	691	455	576	417	207	
Anzahl Hauptkomp.	1	1	2	1	1	
erklärte Varianz	78,17	77,91	89,33	74,49	84,42	
Korr.koef. Kalib.	0,824	0,720	0,802	0,722	0,822	
Korr.koef. Verif.	0,901	0,602	0,826	0,818	0,832	

#### **Kalibrierung: 1948-1968,1974-1998, Verifikation: 1969-1973**

Temperaturregion	1	2	3	4	5	
Anzahl Gitterboxen	690	620	395	421	219	
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1	1	1	
erklärte Varianz	79,42	81,24	78,88	76,45	83,86	
Korr.koef. Kalib.	0,839	0,778	0,739	0,762	0,822	
Korr.koef. Verif.	0,818	0,574	0,383	0,260	0,742	

#### **Kalibrierung: 1948-1973,1979-1998, Verifikation: 1974-1978**

Temperaturregion	1	2	3	4	5	
Anzahl Gitterboxen	684	649	397	431	182	
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1	1	1	
erklärte Varianz	79,42	81,46	79,22	76,09	84,44	
Korr.koef. Kalib.	0,834	0,783	0,716	0,757	0,807	
Korr.koef. Verif.	0,810	0,688	0,668	0,357	0,796	

#### **Kalibrierung: 1948-1978,1984-1998, Verifikation: 1979-1983**

Temperaturregion	1	2	3	4	5	
Anzahl Gitterboxen	712	561	463	392	218	
Anzahl Hauptkomp.	1	2	1	1	1	
erklärte Varianz	78,91	88,87	77,80	75,54	84,76	
Korr.koef. Kalib.	0,829	0,803	0,746	0,745	0,822	
Korr.koef. Verif.	0,871	0,845	0,503	0,670	0,882	

Tab. D.3 Fortsetzung.

**Dezember/Januar****Kalibrierung: 1948-1983,1989-1998, Verifikation: 1984-1988**

Temperaturregion	1	2	3	4	5	
Anzahl Gitterboxen	702	632	413	415	180	
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1	1	1	
erklärte Varianz	79,59	81,24	77,84	74,80	84,56	
Korr.koef. Kalib.	0,833	0,775	0,729	0,746	0,817	
Korr.koef. Verif.	0,569	0,581	0,497	0,821	0,553	

**Kalibrierung: 1948-1988,1994-1998, Verifikation: 1989-1993**

Temperaturregion	1	2	3	4	5	
Anzahl Gitterboxen	674	628	409	424	210	
Anzahl Hauptkomp.	1	2	1	1	1	
erklärte Varianz	78,91	88,44	77,90	75,94	85,95	
Korr.koef. Kalib.	0,828	0,806	0,720	0,764	0,815	
Korr.koef. Verif.	0,813	0,855	0,770	0,452	0,813	

**Kalibrierung: 1948-1993, Verifikation: 1994-1998**

Temperaturregion	1	2	3	4	5	
Anzahl Gitterboxen	697	614	399	425	210	
Anzahl Hauptkomp.	1	2	1	2	1	
erklärte Varianz	78,56	88,25	77,62	84,33	83,30	
Korr.koef. Kalib.	0,838	0,802	0,720	0,781	0,808	
Korr.koef. Verif.	0,783	0,737	0,406	0,510	0,773	

Tab. D.4: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen der mediterranen Temperatur-Gitterfelder im Januar/Februar 1948-1998 (Ergebnisse der Kanonischen Korrelationsanalysen dieser Monatskombination: siehe Tab. D.8)

### **Januar/Februar**

#### **Kalibrierung: 1948,1954-1998, Verifikation: 1949-1953**

Temperaturregion	1	2	3	4	5	6
Anzahl Gitterboxen	667	598	607	424	17	24
Anzahl Hauptkomp.	2	1	1	1	1	1
erklärte Varianz	84,46	78,40	82,12	78,39	93,28	95,95

#### **Kalibrierung: 1948-1953,1959-1998, Verifikation: 1954-1958**

Temperaturregion	1	3	2	4	5	6
Anzahl Gitterboxen	664	621	580	412	50	28
Anzahl Hauptkomp.	2	1	1	1	1	1
erklärte Varianz	84,45	81,69	74,70	75,10	82,09	95,69

#### **Kalibrierung: 1948-1958, 1964-1998, Verifikation: 1959-1963**

Temperaturregion	1	2	3	4	5	6
Anzahl Gitterboxen	659	589	597	426	18	53
Anzahl Hauptkomp.	2	1	1	1	1	1
erklärte Varianz	84,87	79,33	83,53	78,54	92,11	89,44

#### **Kalibrierung: 1948-1963,1969-1998, Verifikation: 1964-1968**

Temperaturregion	1	3	2	4	5	
Anzahl Gitterboxen	679	664	562	394	47	
Anzahl Hauptkomp.	2	1	1	1	1	
erklärte Varianz	83,84	80,28	78,84	76,26	85,79	

#### **Kalibrierung: 1948-1968,1974-1998, Verifikation: 1969-1973**

Temperaturregion	2	1	3	4	5	6
Anzahl Gitterboxen	741	656	481	439	16	20
Anzahl Hauptkomp.	1	2	1	1	1	1
erklärte Varianz	76,08	84,81	83,96	77,65	92,60	97,42

#### **Kalibrierung: 1948-1973,1979-1998, Verifikation: 1974-1978**

Temperaturregion	1	2	3	4	5	
Anzahl Gitterboxen	665	595	636	419	32	
Anzahl Hauptkomp.	2	1	1	1	1	
erklärte Varianz	84,12	78,73	80,08	78,26	82,82	

#### **Kalibrierung: 1948-1978,1984-1998, Verifikation: 1979-1983**

Temperaturregion	2	1	3	4	5	
Anzahl Gitterboxen	776	665	467	428	13	
Anzahl Hauptkomp.	1	2	1	1	1	
erklärte Varianz	75,37	85,21	83,38	77,69	94,34	

#### **Kalibrierung: 1948-1983,1989-1998, Verifikation: 1984-1988**

Temperaturregion	1	2	3	4	5	6
Anzahl Gitterboxen	663	641	564	436	13	30
Anzahl Hauptkomp.	2	1	1	1	1	1
erklärte Varianz	84,86	77,13	82,63	78,13	92,49	96,46

#### **Kalibrierung: 1948-1988,1994-1998, Verifikation: 1989-1993**

Temperaturregion	2	1	3	4	5	6
Anzahl Gitterboxen	656	647	566	430	16	34
Anzahl Hauptkomp.	1	2	1	1	1	1
erklärte Varianz	76,50	84,95	81,89	77,38	88,51	95,80

#### **Kalibrierung: 1948-1993, Verifikation: 1994-1998**

Temperaturregion	1	2	3	4	5	6
Anzahl Gitterboxen	670	564	612	425	17	54
Anzahl Hauptkomp.	2	1	1	1	1	1
erklärte Varianz	84,82	78,07	81,69	77,41	92,20	92,42

Tab. D.5: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen der mediterranen Temperatur-Gitterfelder im Februar/März 1948-1998 und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungs-gestützter und statistisch modellierter Temperatur in Kalibrierung bzw. Verifikation (10 verschiedene Varianten) zu den kanonischen Korrelationsanalysen mit den großskaligen Einflussgrößen 1000hPa/500hPa-geopotentielle Höhen.

### **Februar/März**

#### **Kalibrierung: 1948,1954-1998, Verifikation: 1949-1953**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	916	913	517			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	80,40	79,76	83,59			
Korr.koef. Kalib.	0,856	0,807	0,840			
Korr.koef. Verif.	0,832	0,790	0,782			

#### **Kalibrierung: 1948-1953,1959-1998, Verifikation: 1954-1958**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	902	894	475			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	81,68	79,10	82,67			
Korr.koef. Kalib.	0,867	0,809	0,838			
Korr.koef. Verif.	0,773	0,915	0,853			

#### **Kalibrierung: 1948-1958, 1964-1998, Verifikation: 1959-1963**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	881	969	505			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	80,96	79,37	83,81			
Korr.koef. Kalib.	0,862	0,819	0,852			
Korr.koef. Verif.	0,878	0,836	0,776			

#### **Kalibrierung: 1948-1963,1969-1998, Verifikation: 1964-1968**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	907	1022	434			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	81,00	79,12	84,15			
Korr.koef. Kalib.	0,862	0,813	0,841			
Korr.koef. Verif.	0,877	0,820	0,884			

#### **Kalibrierung: 1948-1968,1974-1998, Verifikation: 1969-1973**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	871	1039	453			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	82,42	79,97	84,94			
Korr.koef. Kalib.	0,875	0,819	0,860			
Korr.koef. Verif.	0,844	0,587	0,532			

#### **Kalibrierung: 1948-1973,1979-1998, Verifikation: 1974-1978**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	890	982	471			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	80,30	79,75	84,33			
Korr.koef. Kalib.	0,857	0,827	0,853			
Korr.koef. Verif.	0,902	0,791	0,855			

#### **Kalibrierung: 1948-1978,1984-1998, Verifikation: 1979-1983**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	880	956	492			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	80,29	78,76	82,96			
Korr.koef. Kalib.	0,850	0,806	0,834			
Korr.koef. Verif.	0,932	0,852	0,924			

Tab. D.5 Fortsetzung.

**Februar/März****Kalibrierung: 1948-1983,1989-1998, Verifikation: 1984-1988**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	947	967	449			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	80,89	79,55	85,38			
Korr.koef. Kalib.	0,864	0,828	0,857			
Korr.koef. Verif.	0,642	0,654	0,765			

**Kalibrierung: 1948-1988,1994-1998, Verifikation: 1989-1993**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	891	974	462			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	80,21	78,73	83,19			
Korr.koef. Kalib.	0,853	0,810	0,838			
Korr.koef. Verif.	0,919	0,904	0,947			

**Kalibrierung: 1948-1993, Verifikation: 1994-1998**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	944	927	484			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	80,81	79,63	83,67			
Korr.koef. Kalib.	0,860	0,821	0,841			
Korr.koef. Verif.	0,754	0,717	0,751			

Tab. D.6: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen der mediterranen Temperatur-Gitterfelder im März/April 1948-1998 und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützter und statistisch modellierter Temperatur in Kalibrierung bzw. Verifikation (10 verschiedene Varianten) zu den kanonischen Korrelationsanalysen mit den großskaligen Einflussgrößen 1000hPa/ 500hPa-geopotentielle Höhen.

**März/April****Kalibrierung: 1948,1954-1998, Verifikation: 1949-1953**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1431	646	286			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	85.16	78.09	89.67			
Korr.koef. Kalib.	0.898	0.808	0.883			
Korr.koef. Verif.	0.907	0.744	0.878			

**Kalibrierung: 1948-1953,1959-1998, Verifikation: 1954-1958**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1479	643	241			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	85.11	77.67	90.32			
Korr.koef. Kalib.	0.898	0.800	0.890			
Korr.koef. Verif.	0.889	0.748	0.724			

**Kalibrierung: 1948-1958, 1964-1998, Verifikation: 1959-1963**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1520	654	189			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	84.64	77.55	89.71			
Korr.koef. Kalib.	0.895	0.811	0.879			
Korr.koef. Verif.	0.891	0.754	0.827			

**Kalibrierung: 1948-1963,1969-1998, Verifikation: 1964-1968**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1445	671	247			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	84.94	77.81	90.28			
Korr.koef. Kalib.	0.895	0.800	0.884			
Korr.koef. Verif.	0.920	0.708	0.942			

**Kalibrierung: 1948-1968,1974-1998, Verifikation: 1969-1973**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1598	653	112			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	84.49	77.40	91.71			
Korr.koef. Kalib.	0.891	0.794	0.883			
Korr.koef. Verif.	0.846	0.809	0.741			

**Kalibrierung: 1948-1973,1979-1998, Verifikation: 1974-1978**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1472	632	259			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	85.16	78.07	90.24			
Korr.koef. Kalib.	0.896	0.805	0.883			
Korr.koef. Verif.	0.912	0.815	0.889			

**Kalibrierung: 1948-1978,1984-1998, Verifikation: 1979-1983**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1463	676	224			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	85.17	78.20	91.39			
Korr.koef. Kalib.	0.897	0.811	0.899			
Korr.koef. Verif.	0.889	0.739	0.828			

Tab. D.6 Fortsetzung.

**März/April****Kalibrierung: 1948-1983,1989-1998, Verifikation: 1984-1988**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1464	542	357			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	84.78	77.64	86.46			
Korr.koef. Kalib.	0.892	0.803	0.866			
Korr.koef. Verif.	0.925	0.771	0.906			

**Kalibrierung: 1948-1988,1994-1998, Verifikation: 1989-1993**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1444	681	238			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	85.05	78.11	90.96			
Korr.koef. Kalib.	0.896	0.803	0.892			
Korr.koef. Verif.	0.914	0.570	0.780			

**Kalibrierung: 1948-1993, Verifikation: 1994-1998**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1387	618	358			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	85.71	78.97	87.84			
Korr.koef. Kalib.	0.902	0.835	0.879			
Korr.koef. Verif.	0.927	0.499	0.766			

Tab. D.7: Ergebnisse der s-modalen Hauptkomponentenanalysen der mediterranen Temperatur-Gitterfelder im April/Mai 1948-1998 und Korrelationskoeffizienten zwischen beobachtungsgestützter und statistisch modellierter Temperatur in Kalibrierung bzw. Verifikation (10 verschiedene Varianten) zu den kanonischen Korrelationsanalysen mit den großskaligen Einflussgrößen 1000hPa/ 500hPa-geopotentielle Höhen.

**April/Mai****Kalibrierung: 1948,1954-1998, Verifikation: 1949-1953**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1241	912	210			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	88.94	87.26	95.11			
Korr.koef. Kalib.	0.920	0.908	0.948			
Korr.koef. Verif.	0.905	0.808	0.897			

**Kalibrierung: 1948-1953,1959-1998, Verifikation: 1954-1958**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1276	931	156			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	88.13	85.77	95.60			
Korr.koef. Kalib.	0.916	0.902	0.948			
Korr.koef. Verif.	0.934	0.937	0.931			

**Kalibrierung: 1948-1958, 1964-1998, Verifikation: 1959-1963**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1253	918	192			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	88.15	86.54	95.36			
Korr.koef. Kalib.	0.917	0.902	0.951			
Korr.koef. Verif.	0.932	0.906	0.905			

**Kalibrierung: 1948-1963,1969-1998, Verifikation: 1964-1968**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1197	914	252			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	88.30	85.95	94.92			
Korr.koef. Kalib.	0.918	0.901	0.949			
Korr.koef. Verif.	0.901	0.900	0.954			

**Kalibrierung: 1948-1968,1974-1998, Verifikation: 1969-1973**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1249	963	151			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	88.18	86.47	95.73			
Korr.koef. Kalib.	0.915	0.903	0.947			
Korr.koef. Verif.	0.908	0.902	0.924			

**Kalibrierung: 1948-1973,1979-1998, Verifikation: 1974-1978**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1189	898	276			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	88.48	86.54	94.19			
Korr.koef. Kalib.	0.916	0.902	0.945			
Korr.koef. Verif.	0.942	0.904	0.961			

**Kalibrierung: 1948-1978,1984-1998, Verifikation: 1979-1983**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1301	956	106			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	88.46	86.74	96.16			
Korr.koef. Kalib.	0.919	0.903	0.950			
Korr.koef. Verif.	0.903	0.885	0.940			

Tab. D.7 Fortsetzung.

**April/Mai****Kalibrierung: 1948-1983,1989-1998, Verifikation: 1984-1988**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1124	873	366			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	88.86	87.08	93.54			
Korr.koef. Kalib.	0.918	0.906	0.943			
Korr.koef. Verif.	0.918	0.761	0.939			

**Kalibrierung: 1948-1988,1994-1998, Verifikation: 1989-1993**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1335	914	114			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	88.26	86.06	95.64			
Korr.koef. Kalib.	0.920	0.900	0.953			
Korr.koef. Verif.	0.886	0.924	0.914			

**Kalibrierung: 1948-1993, Verifikation: 1994-1998**

Temperaturregion	1	2	3			
Anzahl Gitterboxen	1133	910	320			
Anzahl Hauptkomp.	1	1	1			
erklärte Varianz	87.98	86.56	94.06			
Korr.koef. Kalib.	0.914	0.907	0.945			
Korr.koef. Verif.	0.950	0.851	0.956			

Tab. D.8: Korrelationskoeffizienten zwischen mit verschiedenen Pädiktoren (1000hPa-/500hPa- geopotentielle Höhen, Meeresoberflächentemperaturen (SST) des Nordatlantiks und des Mittelmeers) modellierter und beobachtungsgestützter Temperatur jeder Temperaturregion der Monatskombination Januar/Februar in den 10 Kalibrierungs- bzw. Verifikationszeiträumen. Methode: Kanonische Korrelation. Die räumliche Lage der Regionen kann Abb. D.4 entnommen werden. Blaue Zahlen geben die höchste Korrelation je Zeile in der Verifikation an.

Januar/Februar <b>Region 1</b>	1000hPa-/500hPa-Geopotential		1000hPa-/500hPa-Geopotential, SST Nordatl.,SST Mittelmeer		1000hPa-/500hPa-Geopotential, SST Nordatlantik		1000hPa-/500hPa-Geopotential, SST Mittelmeer	
	Kalib.	Verif.	Kalib.	Verif.	Kalib.	Verif.	Kalib.	Verif.
<b>östlicher Mittelmeerraum</b>								
Verifikation 1949-1953	0,838	0,826	0,871	0,857	0,859	0,875	0,858	0,824
Verifikation 1954-1958	0,825	0,811	0,865	0,809	0,845	0,802	0,840	0,788
Verifikation 1959-1963	0,827	0,789	0,874	0,762	0,852	0,759	0,845	0,797
Verifikation 1964-1968	0,824	0,852	0,868	0,849	0,853	0,853	0,842	0,841
Verifikation 1969-1973	0,836	0,818	0,874	0,705	0,856	0,803	0,853	0,652
Verifikation 1974-1978	0,814	0,888	0,868	0,829	0,841	0,844	0,838	0,846
Verifikation 1979-1983	0,835	0,749	0,875	0,706	0,858	0,683	0,851	0,706
Verifikation 1984-1988	0,832	0,239	0,876	0,337	0,855	0,150	0,852	0,469
Verifikation 1989-1993	0,826	0,712	0,869	0,391	0,847	0,465	0,845	0,577
Verifikation 1994-1998	0,835	0,407	0,881	0,225	0,861	0,403	0,854	0,247

Januar/Februar <b>Region 2</b>	1000hPa-/500hPa-Geopotential		1000hPa-/500hPa-Geopotential, SST Nordatl.,SST Mittelmeer		1000hPa-/500hPa-Geopotential, SST Nordatlantik		1000hPa-/500hPa-Geopotential, SST Mittelmeer	
	Kalib.	Verif.	Kalib.	Verif.	Kalib.	Verif.	Kalib.	Verif.
<b>westlicher Mittelmeerraum</b>								
Verifikation 1949-1953	0,703	0,729	0,779	0,650	0,749	0,771	0,751	0,560
Verifikation 1954-1958	0,689	0,766	0,751	0,708	0,738	0,641	0,723	0,780
Verifikation 1959-1963	0,717	0,694	0,786	0,656	0,769	0,678	0,745	0,720
Verifikation 1964-1968	0,706	0,828	0,780	0,799	0,755	0,822	0,750	0,817
Verifikation 1969-1973	0,723	0,285	0,791	0,362	0,773	0,444	0,763	0,203
Verifikation 1974-1978	0,720	0,638	0,793	0,604	0,770	0,670	0,758	0,555
Verifikation 1979-1983	0,711	0,470	0,783	0,598	0,768	0,616	0,739	0,474
Verifikation 1984-1988	0,701	0,616	0,768	0,817	0,748	0,795	0,738	0,554
Verifikation 1989-1993	0,715	0,495	0,787	0,701	0,767	0,690	0,754	0,552
Verifikation 1994-1998	0,706	0,673	0,798	0,597	0,764	0,706	0,763	0,544

Tab. D.8 Fortsetzung.

Januar/Februar <b>Region 3</b> nordafrikanische Region	1000hPa-/500hPa-Geopotential		1000hPa-/500hPa-Geopotential, SST Nordatl.,SST Mittelmeer		1000hPa-/500hPa-Geopotential, SST Nordatlantik		1000hPa-/500hPa-Geopotential, SST Mittelmeer	
	Kalib.	Verif.	Kalib.	Verif.	Kalib.	Verif.	Kalib.	Verif.
Verifikation 1949-1953	0,729	0,461	0,845	0,637	0,823	0,689	0,805	0,435
Verifikation 1954-1958	0,744	0,831	0,835	0,715	0,827	0,772	0,776	0,686
Verifikation 1959-1963	0,746	0,662	0,846	0,728	0,838	0,741	0,777	0,700
Verifikation 1964-1968	0,721	0,824	0,834	0,853	0,821	0,861	0,787	0,850
Verifikation 1969-1973	0,753	0,668	0,864	0,817	0,846	0,875	0,813	0,525
Verifikation 1974-1978	0,720	0,919	0,836	0,895	0,821	0,912	0,773	0,883
Verifikation 1979-1983	0,729	0,887	0,841	0,862	0,837	0,884	0,771	0,829
Verifikation 1984-1988	0,749	0,750	0,844	0,775	0,831	0,883	0,794	0,587
Verifikation 1989-1993	0,736	0,675	0,843	0,778	0,834	0,761	0,783	0,731
Verifikation 1994-1998	0,748	0,290	0,866	0,566	0,844	0,605	0,818	0,377

Januar/Februar <b>Region 4</b> zentral-nördlicher MMR	1000hPa-/500hPa-Geopotential		1000hPa-/500hPa-Geopotential, SST Nordatl.,SST Mittelmeer		1000hPa-/500hPa-Geopotential, SST Nordatlantik		1000hPa-/500hPa-Geopotential, SST Mittelmeer	
	Kalib.	Verif.	Kalib.	Verif.	Kalib.	Verif.	Kalib.	Verif.
Verifikation 1949-1953	0,760	0,771	0,815	0,549	0,807	0,571	0,775	0,701
Verifikation 1954-1958	0,725	0,801	0,765	0,766	0,756	0,841	0,742	0,680
Verifikation 1959-1963	0,747	0,630	0,802	0,662	0,792	0,613	0,767	0,655
Verifikation 1964-1968	0,715	0,827	0,788	0,809	0,773	0,838	0,741	0,774
Verifikation 1969-1973	0,764	0,423	0,814	0,387	0,805	0,505	0,786	0,318
Verifikation 1974-1978	0,763	0,562	0,808	0,453	0,790	0,546	0,786	0,469
Verifikation 1979-1983	0,744	0,640	0,800	0,656	0,790	0,649	0,765	0,650
Verifikation 1984-1988	0,753	0,598	0,804	0,654	0,792	0,589	0,772	0,652
Verifikation 1989-1993	0,757	0,730	0,803	0,789	0,794	0,806	0,774	0,724
Verifikation 1994-1998	0,734	0,518	0,817	0,262	0,805	0,513	0,772	0,146

Tab. D.8 Fortsetzung.

Januar/Februar <b>Region 5</b> Sizilien	1000hPa-/500hPa-Geopotential		1000hPa-/500hPa-Geopotential, SST Nordatl.,SST Mittelmeer		1000hPa-/500hPa-Geopotential, SST Nordatlantik		1000hPa-/500hPa-Geopotential, SST Mittelmeer	
	Kalib.	Verif.	Kalib.	Verif.	Kalib.	Verif.	Kalib.	Verif.
Verifikation 1949-1953	0,806	0,628	0,868	0,827	0,827	0,816	0,840	0,759
Verifikation 1954-1958	0,745	0,820	0,794	0,842	0,771	0,741	0,771	0,880
Verifikation 1959-1963	0,808	0,561	0,862	0,678	0,835	0,724	0,835	0,583
Verifikation 1964-1968	0,771	0,887	0,823	0,687	0,794	0,766	0,801	0,758
Verifikation 1969-1973	0,814	0,776	0,875	0,463	0,846	0,547	0,851	0,622
Verifikation 1974-1978	0,758	0,767	0,809	0,569	0,782	0,660	0,791	0,612
Verifikation 1979-1983	0,808	0,593	0,875	0,613	0,851	0,628	0,834	0,553
Verifikation 1984-1988	0,809	0,500	0,862	0,744	0,834	0,667	0,842	0,628
Verifikation 1989-1993	0,797	0,804	0,856	0,800	0,823	0,863	0,833	0,744
Verifikation 1994-1998	0,801	0,320	0,871	0,129	0,836	0,292	0,840	0,094

Januar/Februar <b>Region 6</b> Atlantikküste Marokko	1000hPa-/500hPa-Geopotential		1000hPa-/500hPa-Geopotential, SST Nordatl.,SST Mittelmeer		1000hPa-/500hPa-Geopotential, SST Nordatlantik		1000hPa-/500hPa-Geopotential, SST Mittelmeer	
	Kalib.	Verif.	Kalib.	Verif.	Kalib.	Verif.	Kalib.	Verif.
Verifikation 1949-1953	0,717	0,639	0,797	0,758	0,780	0,813	0,763	0,581
Verifikation 1954-1958	0,726	0,905	0,804	0,809	0,781	0,845	0,770	0,818
Verifikation 1959-1963	0,729	0,633	0,829	0,553	0,821	0,540	0,778	0,668
Verifikation 1964-1968								
Verifikation 1969-1973	0,741	0,607	0,822	0,746	0,797	0,827	0,795	0,480
Verifikation 1974-1978								
Verifikation 1979-1983								
Verifikation 1984-1988	0,724	0,830	0,811	0,508	0,793	0,706	0,771	0,536
Verifikation 1989-1993	0,769	0,200	0,850	0,534	0,831	0,423	0,811	0,347
Verifikation 1994-1998	0,721	0,717	0,837	0,843	0,802	0,861	0,799	0,792

Abb.D.8: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien für den westlichen Mittelmeerraum (Temperaturregion 3 in Abb. D.3). Dezember/Januar 1948/49-1958/59, 1964/65-1997/98 (Kalibrierungszeitraum).

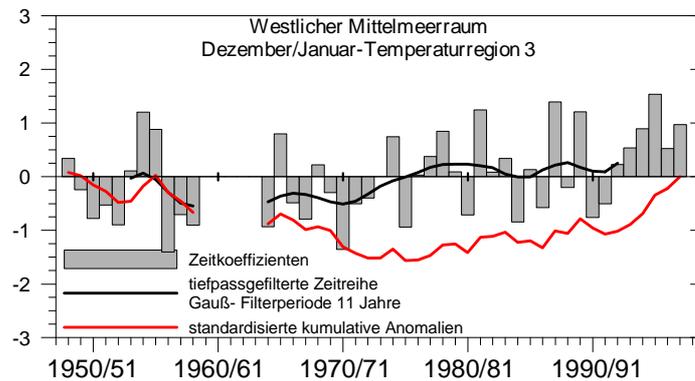


Abb. D.9: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien für den zentral- nördlichen Mittelmeerraum (Temperaturregion 4 in Abb. D.4). Januar/Februar 1948, 1954-1998 (Kalibrierungszeitraum).

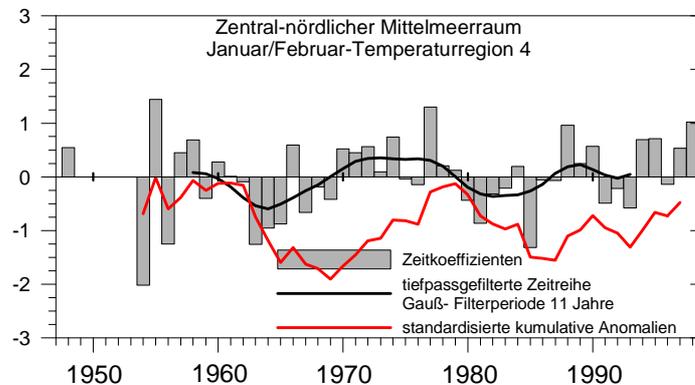


Abb. D.10: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien für den östlichen Mittelmeerraum (Temperaturregion 1 in Abb. D.1). Oktober/November 1948-1953, 1959-1998 (Kalibrierungszeitraum).

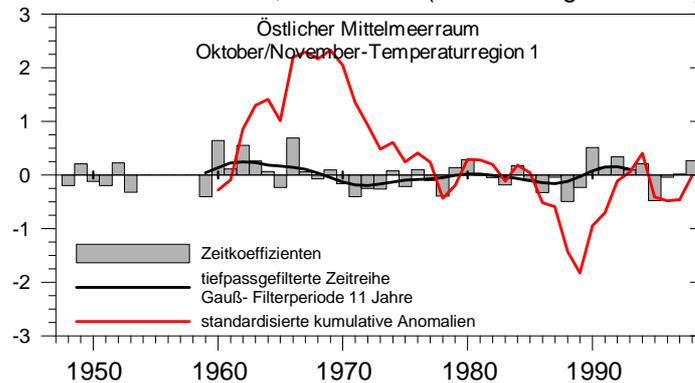


Abb. D.11: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenwerte), tiefpassgefilterte Zeitreihe und standardisierte kumulative Anomalien für das westliche und zentrale Nordafrika (Temperaturregion 2 in Abb. D.3). Dezember/Januar 1948/49-1973/74, 1979/80-1997/98 (Kalibrierungszeitraum).

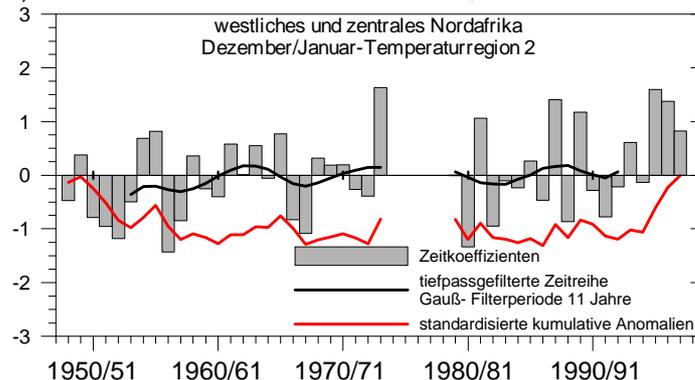


Abb. D.12: Ladungsmuster der kanonischen Korrelationsanalyse der Temperatur des westlichen Mittelmeerraumes und der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa- und 500hPa- geopotentielle Höhen. Positive Korrelationskoeffizienten: graue Flächen und schwarze Linien, negative Korrelationskoeffizienten: rote Flächen und rote Linien. Kanonischer Korrelationskoeffizient  $r=0,92$ . EV= durch das Muster erklärte Varianz des jeweiligen Datensatzes. Untersuchungsmonate: Februar/März 1948-1958,1964-1998 (Kalibrierungszeitraum).

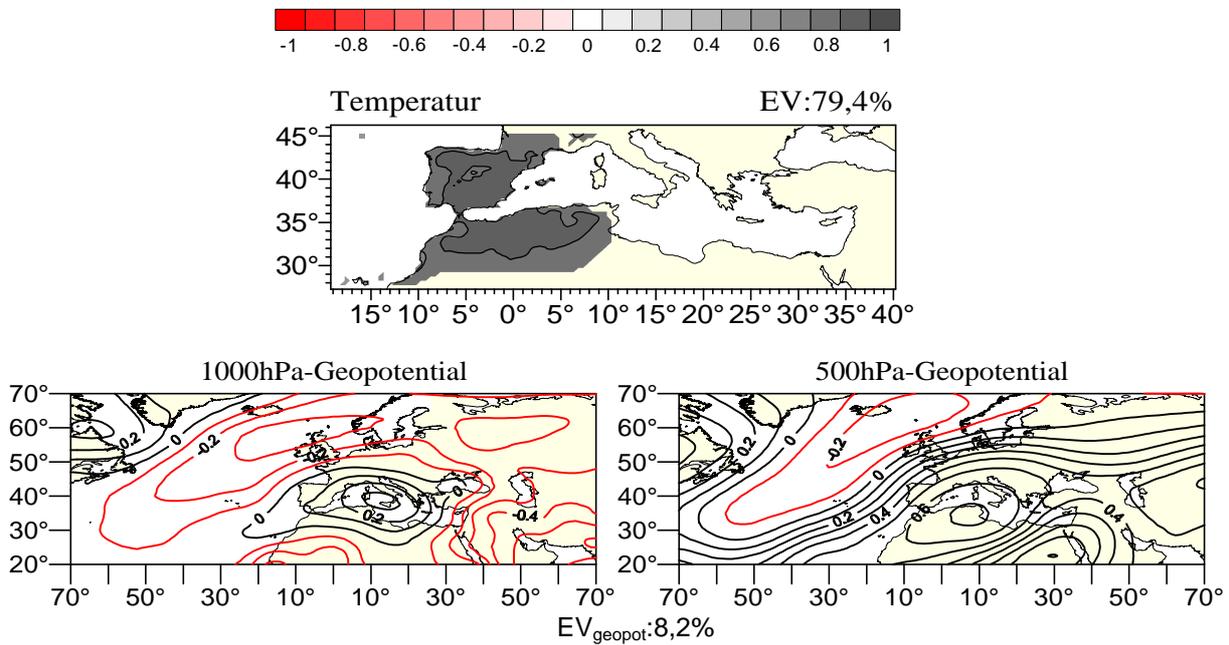


Abb. D.13: Kanonische Zeitkoeffizienten der kanonischen Ladungsmuster von Abb. D.12. Prädiktoren: geopotentielle Höhen der 1000hPa-/500hPa- Niveaus.

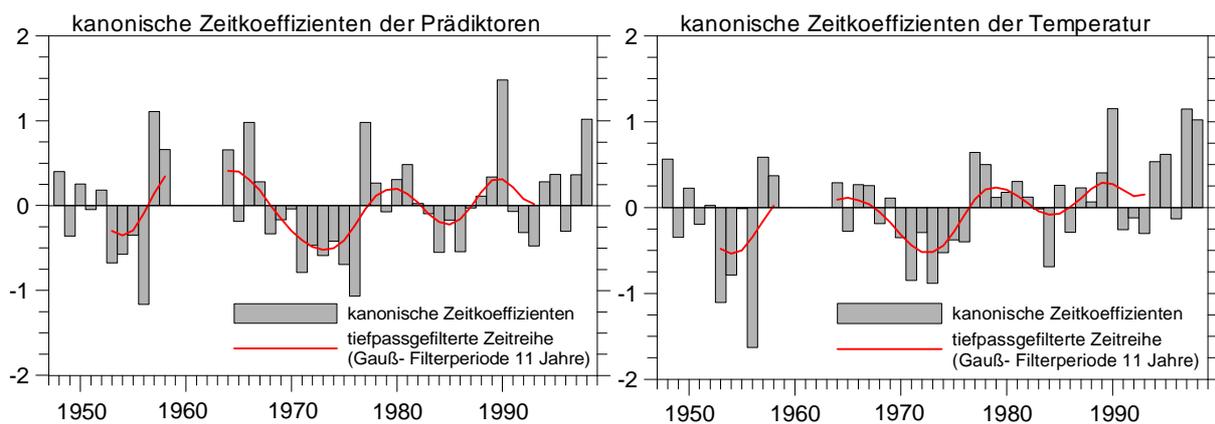


Abb. D.14: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. D.12. Von oben nach unten: Kompositen der Temperatur in Grad Celcius, Kompositen des 1000hPa- Geopotentials in gpm, Kompositen des 500hPa- Geopotentials in gpm. Linke Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten größer eins, rechte Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten kleiner minus eins.

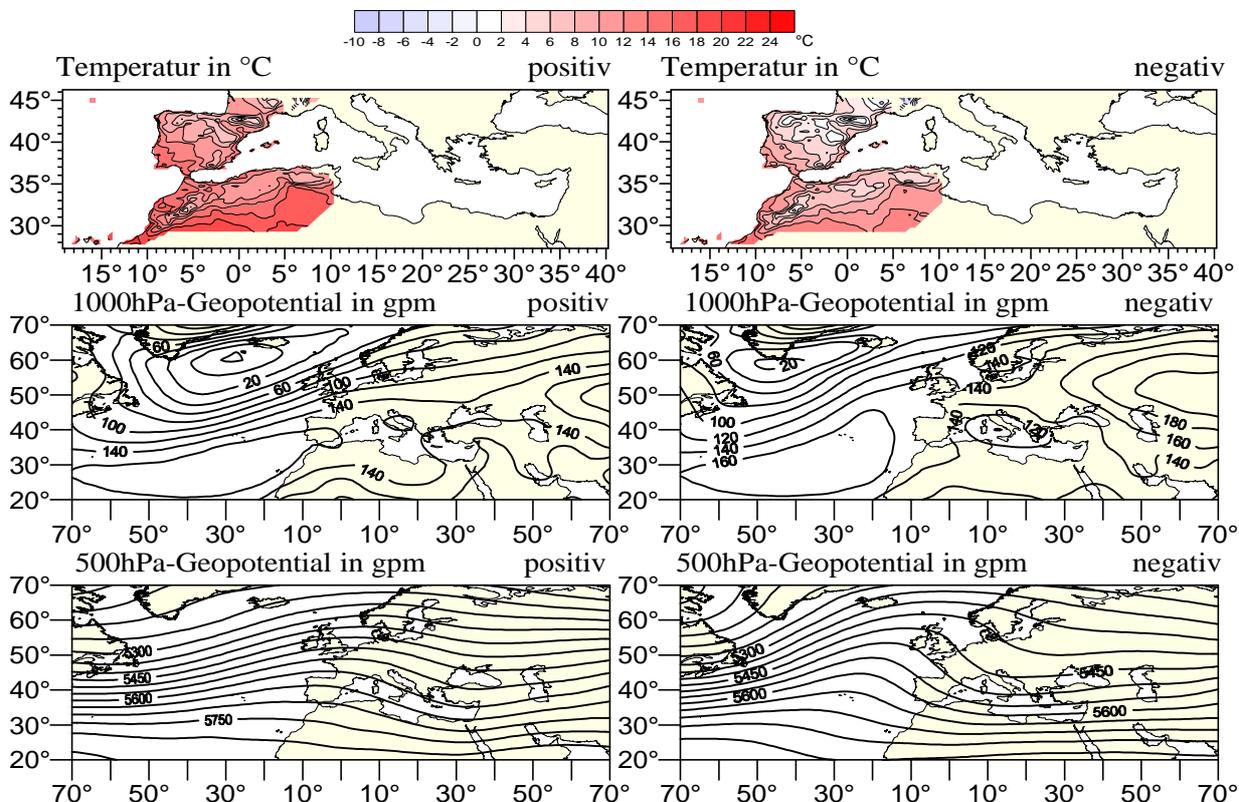


Abb. D.15: Ladungsmuster der kanonischen Korrelationsanalyse der Temperatur des westlichen Mittelmeerraumes und den großskaligen Einflussgrößen 1000hPa- und 500hPa- geopotentielle Höhen und Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantik. Positive Korrelationskoeffizienten: graue Flächen und schwarze Linien, negative Korrelationskoeffizienten: rote Flächen und rote Linien. Kanonischer Korrelationskoeffizient  $r=0,85$ . EV= durch das Muster erklärte Varianz des jeweiligen Datensatzes. Untersuchungsmonate: Januar/Februar 1948-1983,1989-1998 (Kalibrierungszeitraum).

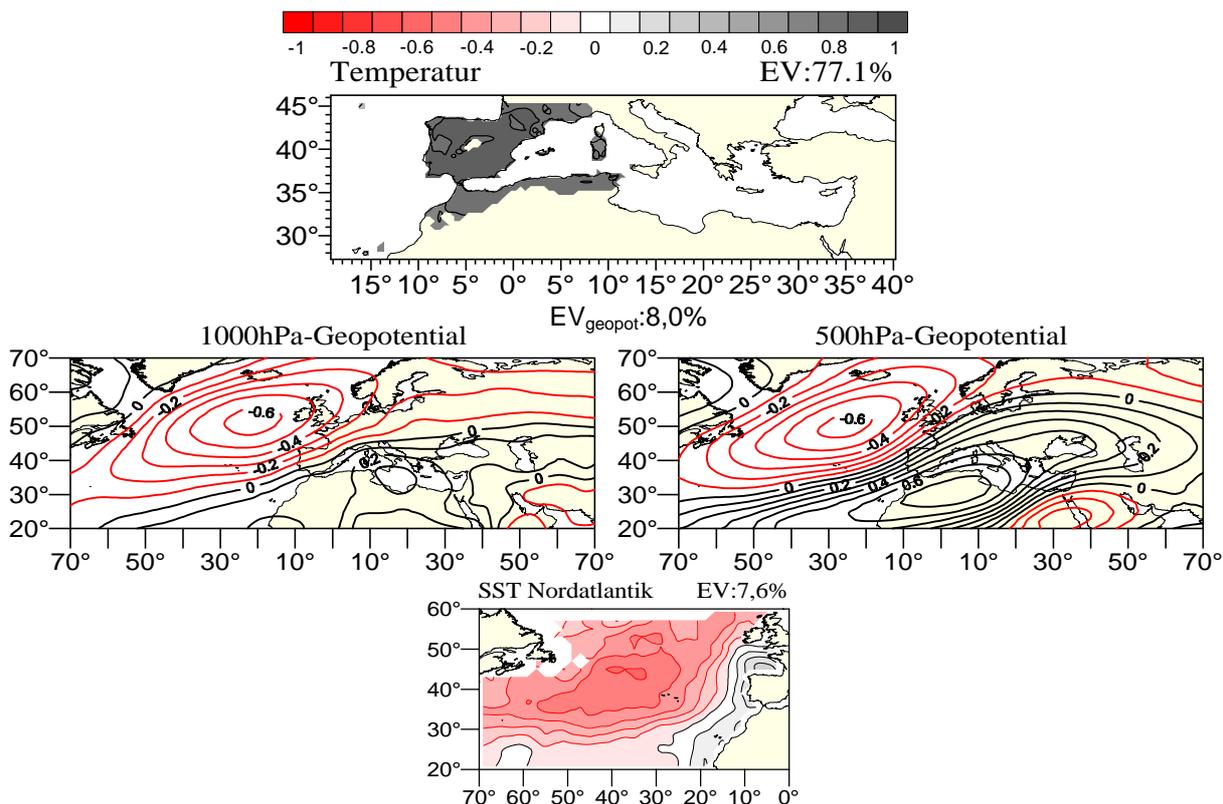


Abb. D.16: Kanonische Zeitkoeffizienten der kanonischen Ladungsmuster von Abb. D.15. Die Zeitkoeffizienten der Prädiktoren setzen sich aus den Einzelwerten der 1000hPa-, 500hPa-geopotentiellen Höhen und der Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks zusammen.

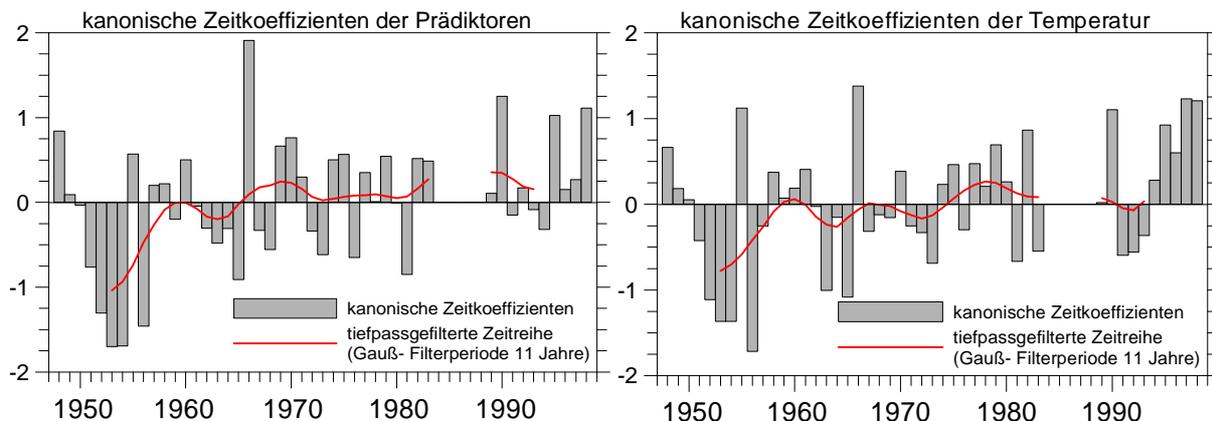


Abb. D.17: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. D.15. Von oben nach unten: Kompositen der Temperatur in Grad Celcius, Kompositen des 1000hPa- Geopotentials in gpm, Kompositen des 500hPa- Geopotentials in gpm, Kompositen der Meeresoberflächentemperaturen des Nordatlantiks in Grad Celcius. Linke Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten größer eins, rechte Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten kleiner minus eins.

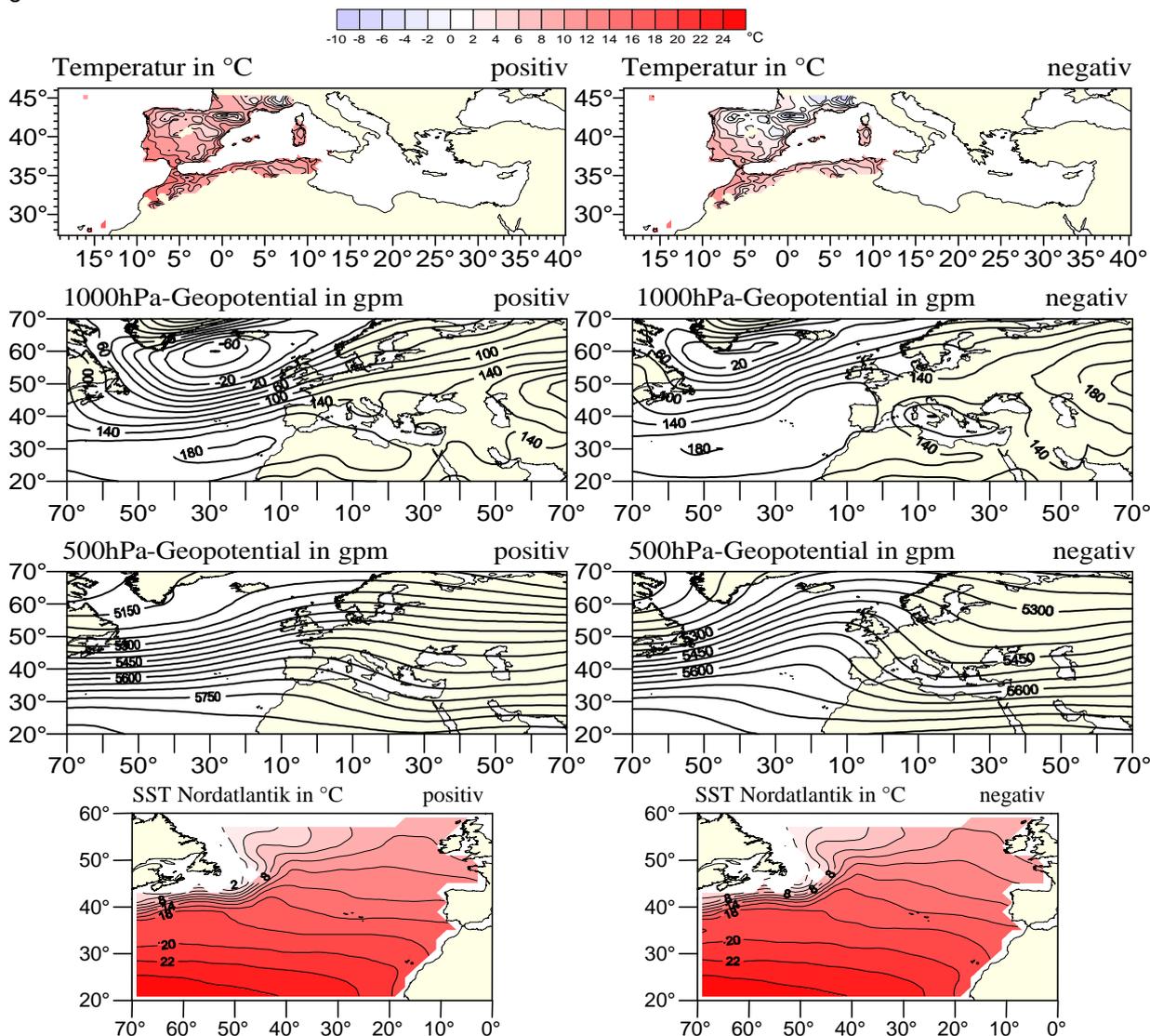


Abb. D.18: Ladungsmuster der kanonischen Korrelationsanalyse der Temperatur des östlichen Mittelmeerraumes und den großskaligen Einflussgrößen 1000hPa- und 500hPa- geopotentielle Höhen. Positive Korrelationskoeffizienten: graue Flächen und schwarze Linien, negative Korrelationskoeffizienten: rote Flächen und rote Linien. Kanonischer Korrelationskoeffizient  $r=0,94$ . EV= durch das Muster erklärte Varianz des jeweiligen Datensatzes. Untersuchungsmonate: Dezember/Januar 1948-1968,1974-1998 (Kalibrierungszeitraum).

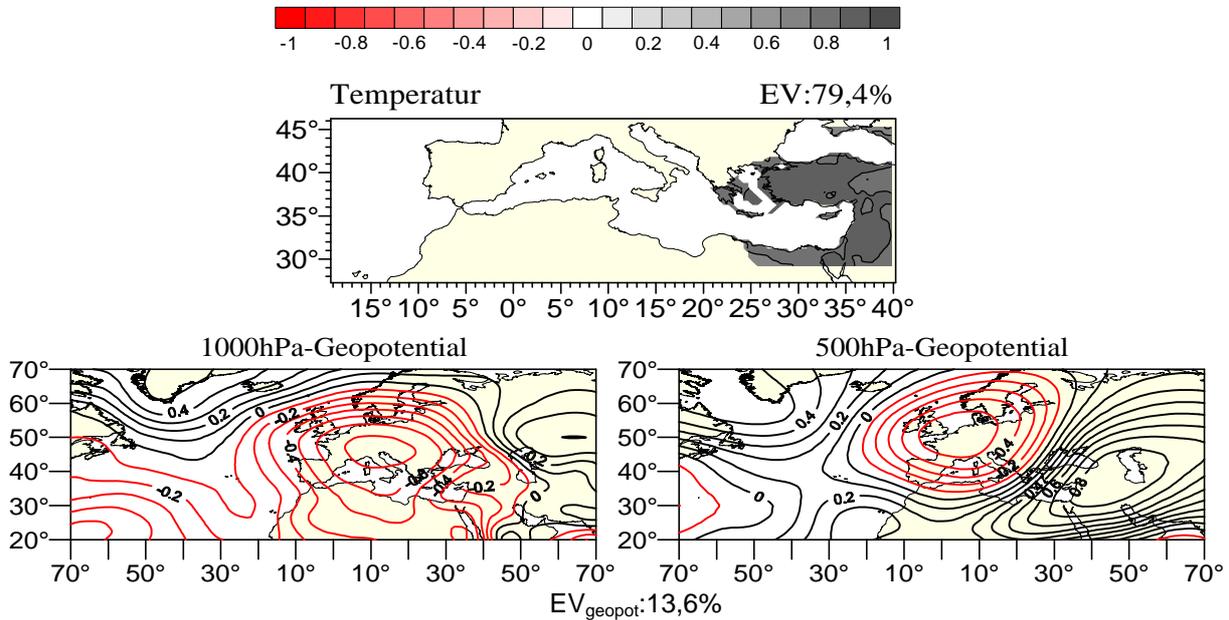


Abb. D.19: Kanonische Zeitkoeffizienten der kanonischen Ladungsmuster von Abb. D.18. Prädiktoren: geopotentielle Höhen der 1000hPa-/500hPa- Niveaus.

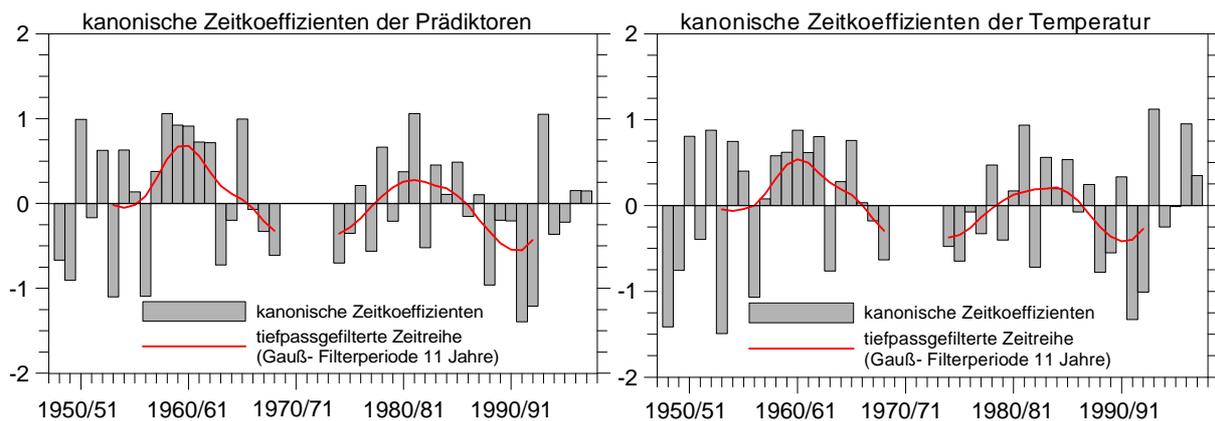


Abb. D.20: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. D.18. Von oben nach unten: Kompositen der Temperatur in Grad Celcius, Kompositen des 1000hPa- Geopotentials in gpm, Kompositen des 500hPa- Geopotentials in gpm. Linke Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten größer eins, rechte Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten kleiner minus eins.

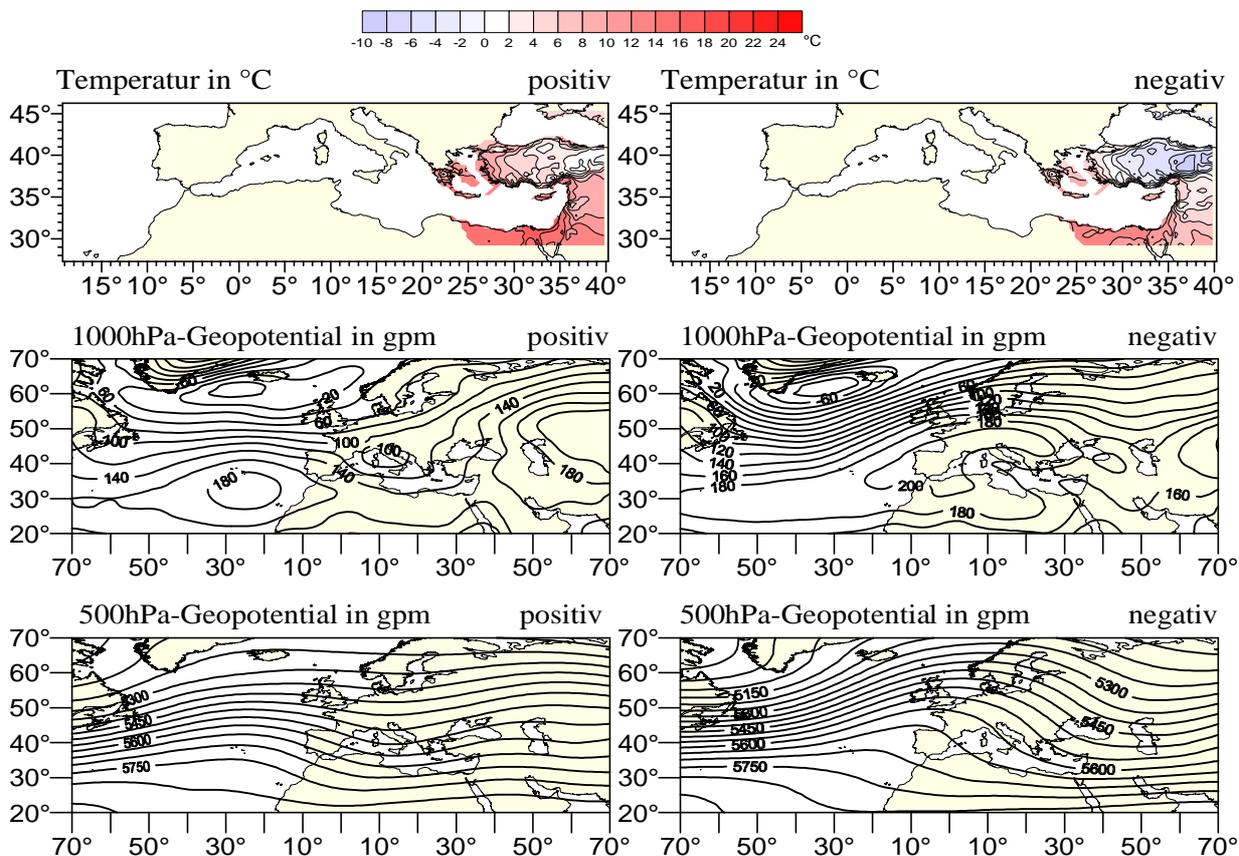


Abb. D.21: Ladungsmuster der kanonischen Korrelationsanalyse der Temperatur im zentral-nördlichen Mittelmeerraum und den großskaligen Einflussgrößen 1000hPa- und 500hPa- geopotentielle Höhen. Positive Korrelationskoeffizienten: graue Flächen und schwarze Linien, negative Korrelationskoeffizienten: rote Flächen und rote Linien. Kanonischer Korrelationskoeffizient  $r=0,86$ . EV= durch das Muster erklärte Varianz des jeweiligen Datensatzes. Untersuchungsmonate: Januar/Februar 1948-1988,1994-1998 (Kalibrierungszeitraum).

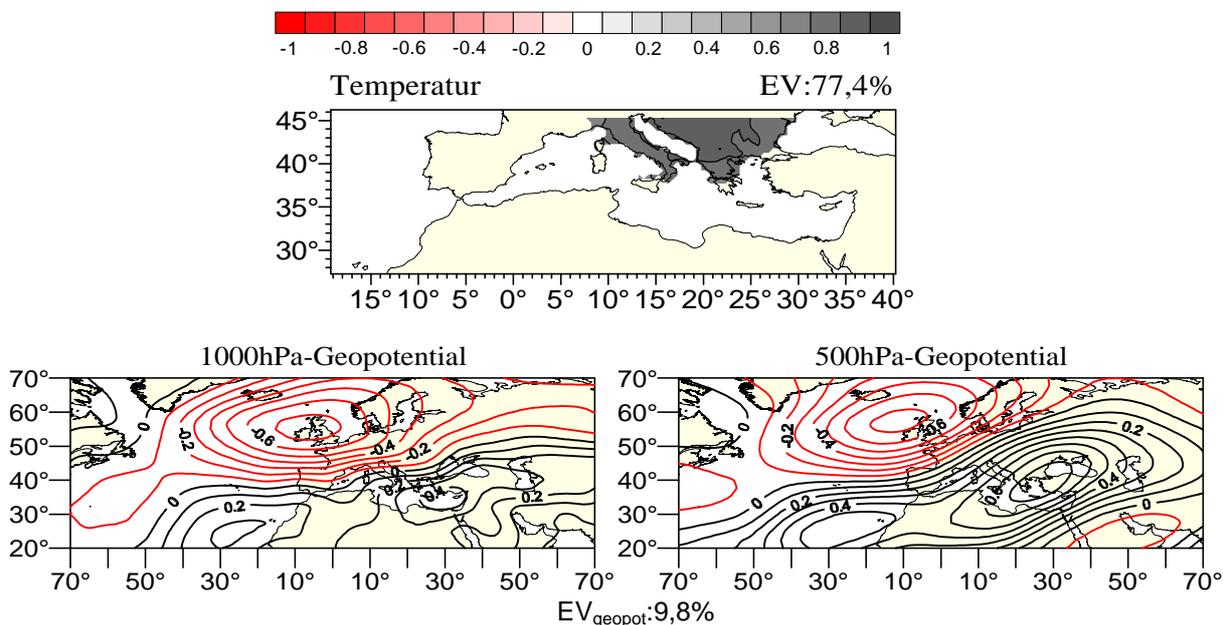


Abb. D.22: Kanonische Zeitkoeffizienten der kanonischen Ladungsmuster von Abb. D.21. Prädiktoren: geopotentielle Höhen der 1000hPa-/500hPa- Niveaus.

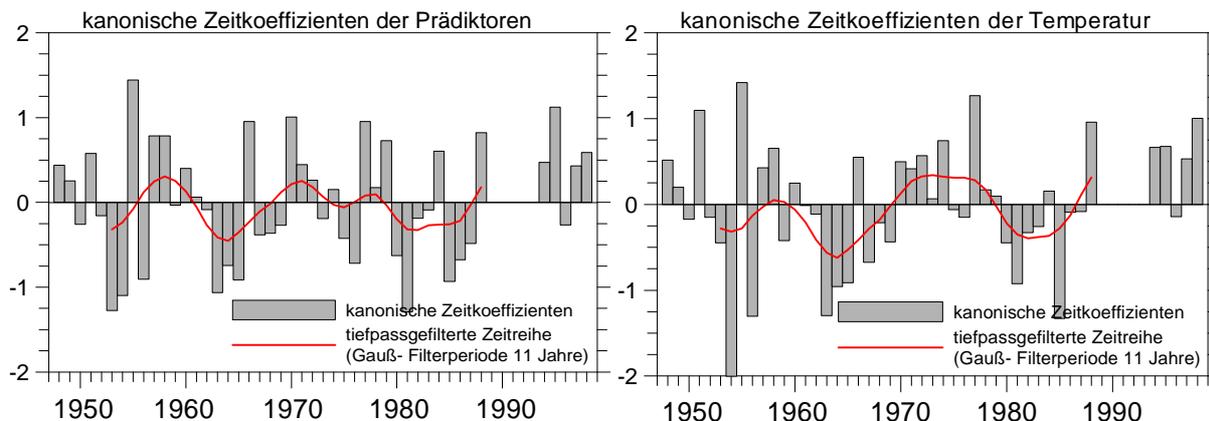


Abb. D.23: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. D.21. Von oben nach unten: Kompositen der Temperatur in Grad Celcius, Kompositen des 1000hPa- Geopotentials in gpm, Kompositen des 500hPa- Geopotentials in gpm. Linke Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten größer eins, rechte Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten kleiner minus eins.

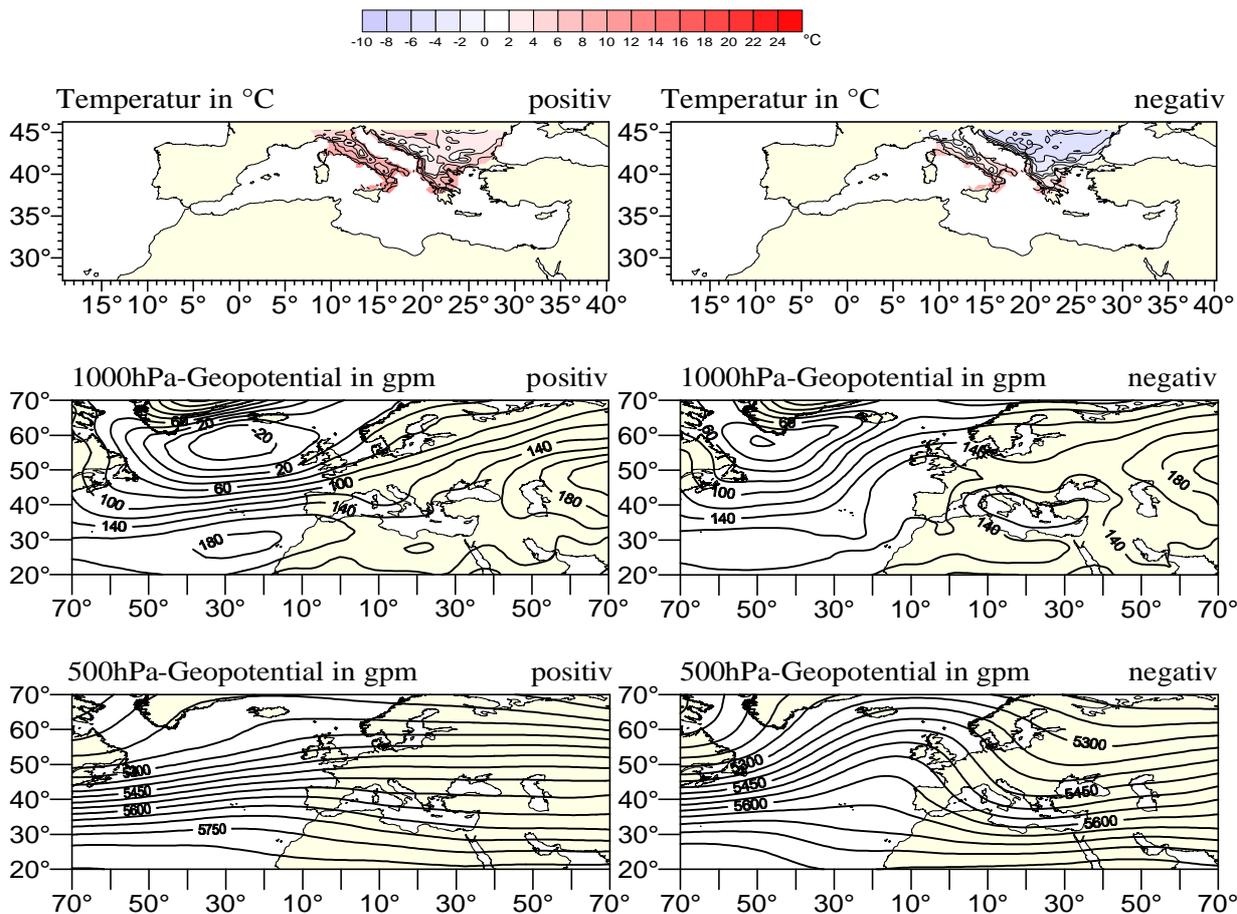


Abb. D.24: Ladungsmuster der kanonischen Korrelationsanalyse der Temperatur im zentral-nördlichen Mittelmeerraum und den großskaligen Einflussgrößen 1000hPa- und 500hPa- geopotentielle Höhen. Positive Korrelationskoeffizienten: graue Flächen und schwarze Linien, negative Korrelationskoeffizienten: rote Flächen und rote Linien. Kanonischer Korrelationskoeffizient  $r=0,97$ . EV= durch das Muster erklärte Varianz des jeweiligen Datensatzes. Untersuchungsmonate: April/Mai 1948-1963, 1969-1998 (Kalibrierungszeitraum).

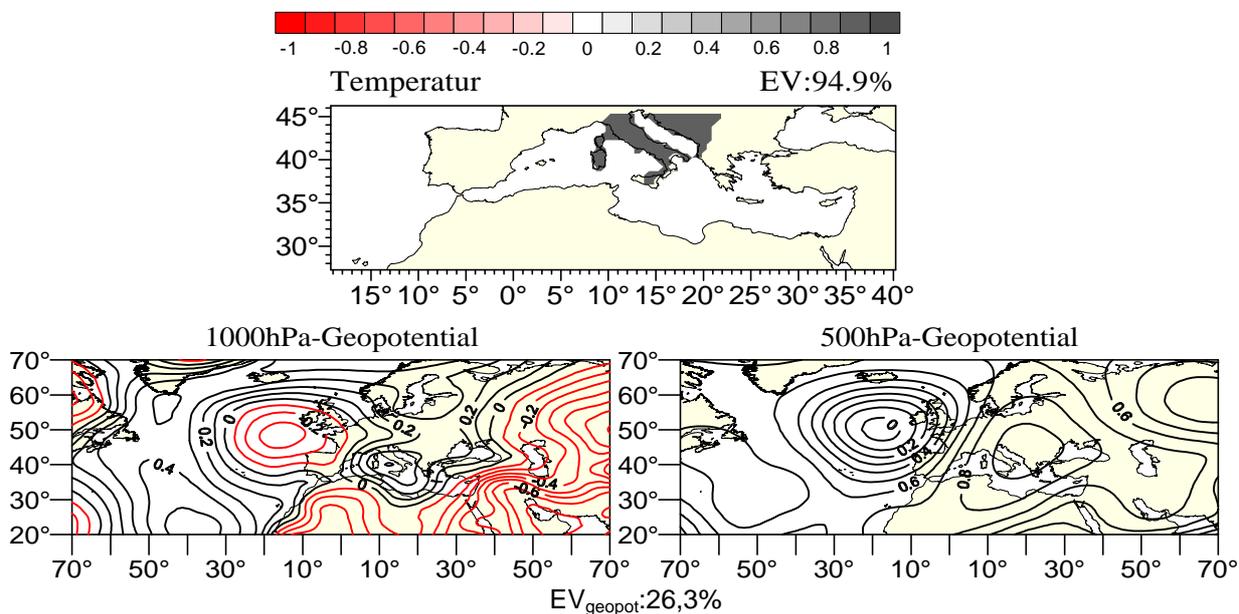


Abb. D.25: Kanonische Zeitkoeffizienten der kanonischen Ladungsmuster von Abb. D.24. Prädiktoren: geopotentielle Höhen der 1000hPa-/500hPa- Niveaus.

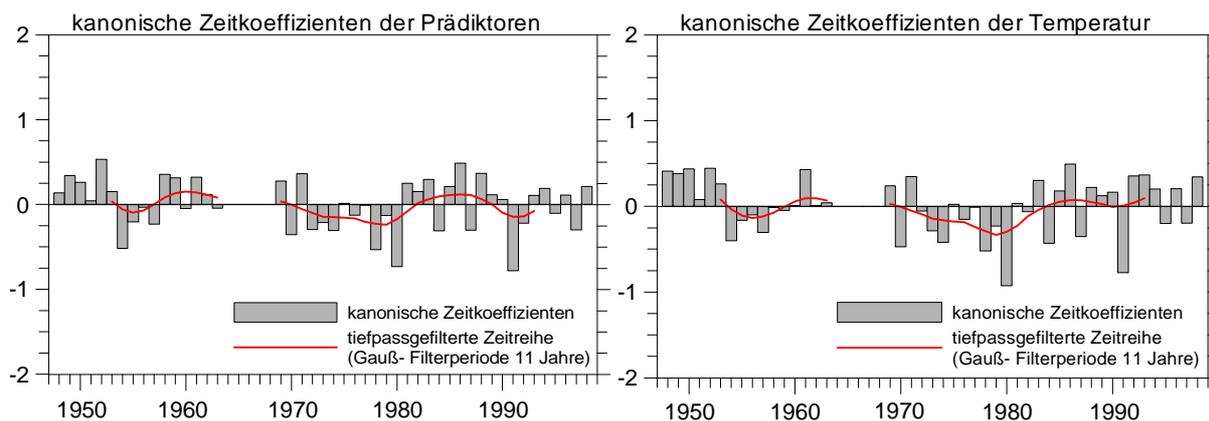


Abb. D.26: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. D.24. Von oben nach unten: Kompositen der Temperatur in Grad Celcius, Kompositen des 1000hPa- Geopotentials in gpm, Kompositen des 500hPa- Geopotentials in gpm. Linke Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten größer eins, rechte Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten kleiner minus eins.

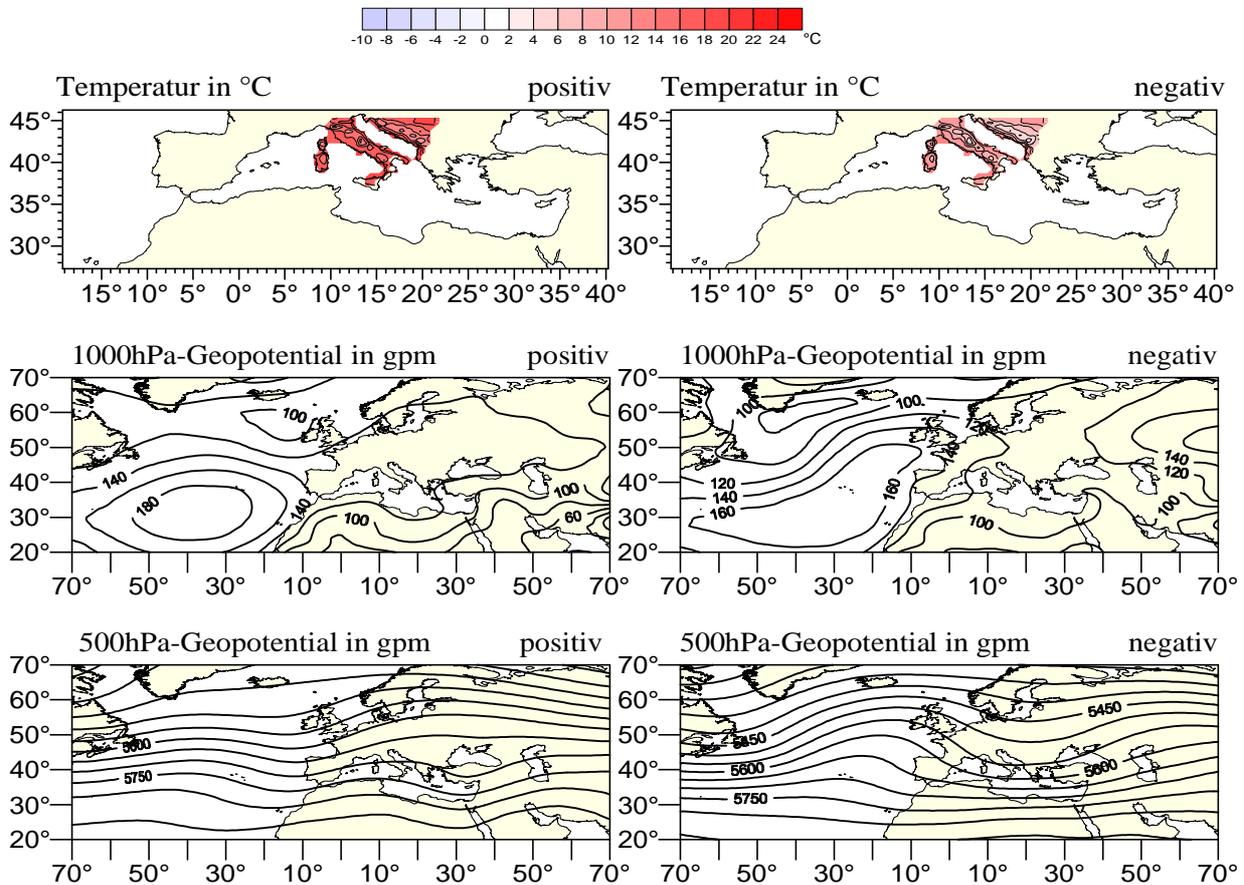


Abb. D.27: Ladungsmuster der kanonischen Korrelationsanalyse der Temperatur im nordafrikanischen Raum und den großskaligen Einflussgrößen 1000hPa- und 500hPa- geopotentielle Höhen. Positive Korrelationskoeffizienten: graue Flächen und schwarze Linien, negative Korrelationskoeffizienten: rote Flächen und rote Linien. Kanonischer Korrelationskoeffizient  $r=0,82$ . EV= durch das Muster erklärte Varianz des jeweiligen Datensatzes. Untersuchungsmonate: Januar/Februar 1948-1983,1989-1998.

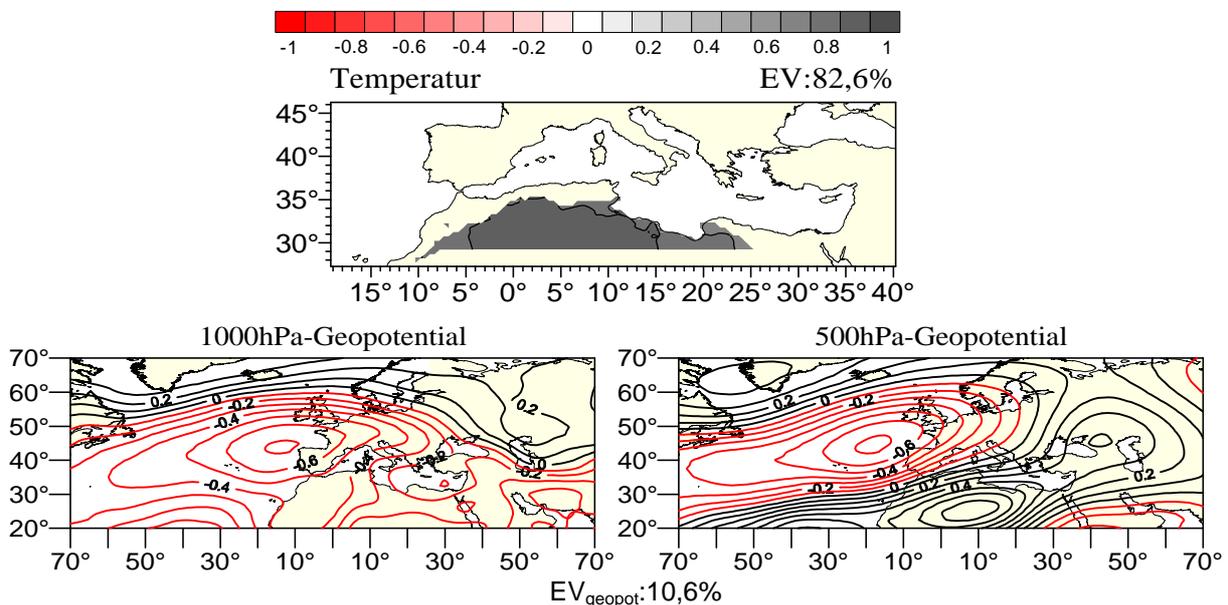


Abb. D.28: Kanonische Zeitkoeffizienten der kanonischen Ladungsmuster von Abb. D.27 Prädiktoren: geopotentielle Höhen der 1000hPa-/500hPa- Niveaus.

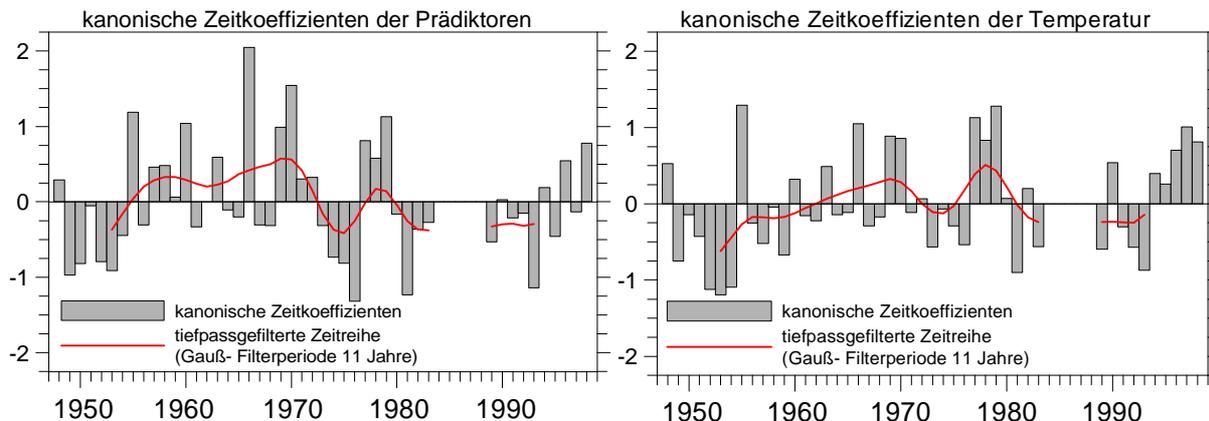


Abb. D.29: Mit dem Betrag der kanonischen Zeitkoeffizienten gewichtete Kompositen zu den kanonischen Ladungsmustern der Abb. D.27. Von oben nach unten: Kompositen der Temperatur in Grad Celcius, Kompositen des 1000hPa- Geopotentials in gpm, Kompositen des 500hPa- Geopotentials in gpm. Linke Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten größer eins, rechte Seite: gemittelte Felder der Monate mit kanonischen Zeitkoeffizienten kleiner minus eins.

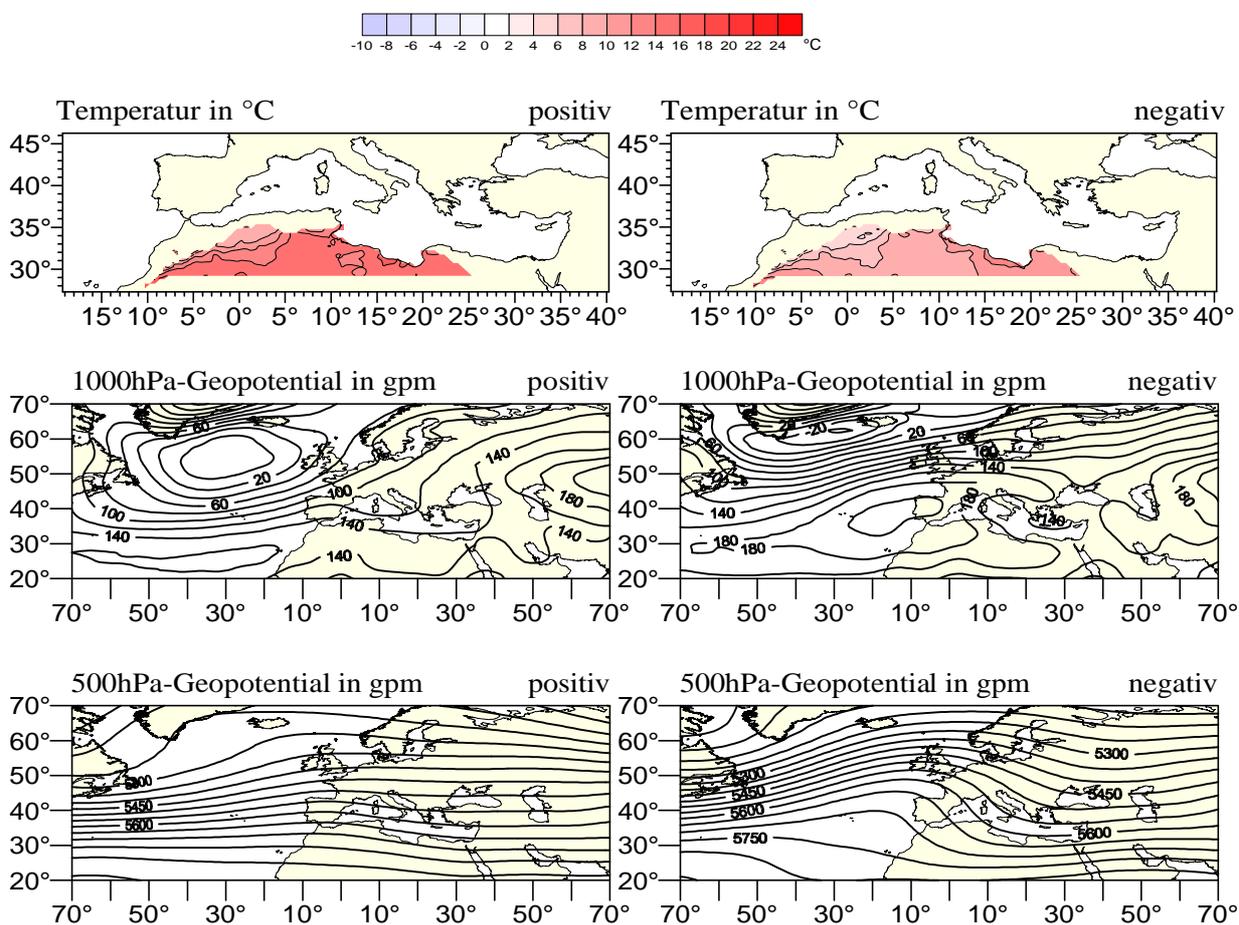


Abb. D.30: Vergleich der Mittelwerte der 30- jährigen Subintervalle am Anfang (1990-2019) und am Ende (2071-2100) des Modellzeitraums 1990-2100: Absolute Temperaturdifferenz in Grad Celcius. Abschätzung nach SRESB2- Szenario mit der Methode der Kanonischen Korrelation aus Werten der großskaligen Einflussgrößen 1000hPa-/500hPa- geopotentielle Höhen. Schraffierte Flächen: Temperaturdifferenz ist mit Vertrauenswahrscheinlichkeit von 95% signifikant (Signal/Rausch-Verhältnis größer 1,960). Linke Seite von oben nach unten: Oktober/November, November/Dezember, Dezember/Januar, Januar/Februar, Februar/März. Rechte Seite von oben nach unten: März/April, April/Mai.

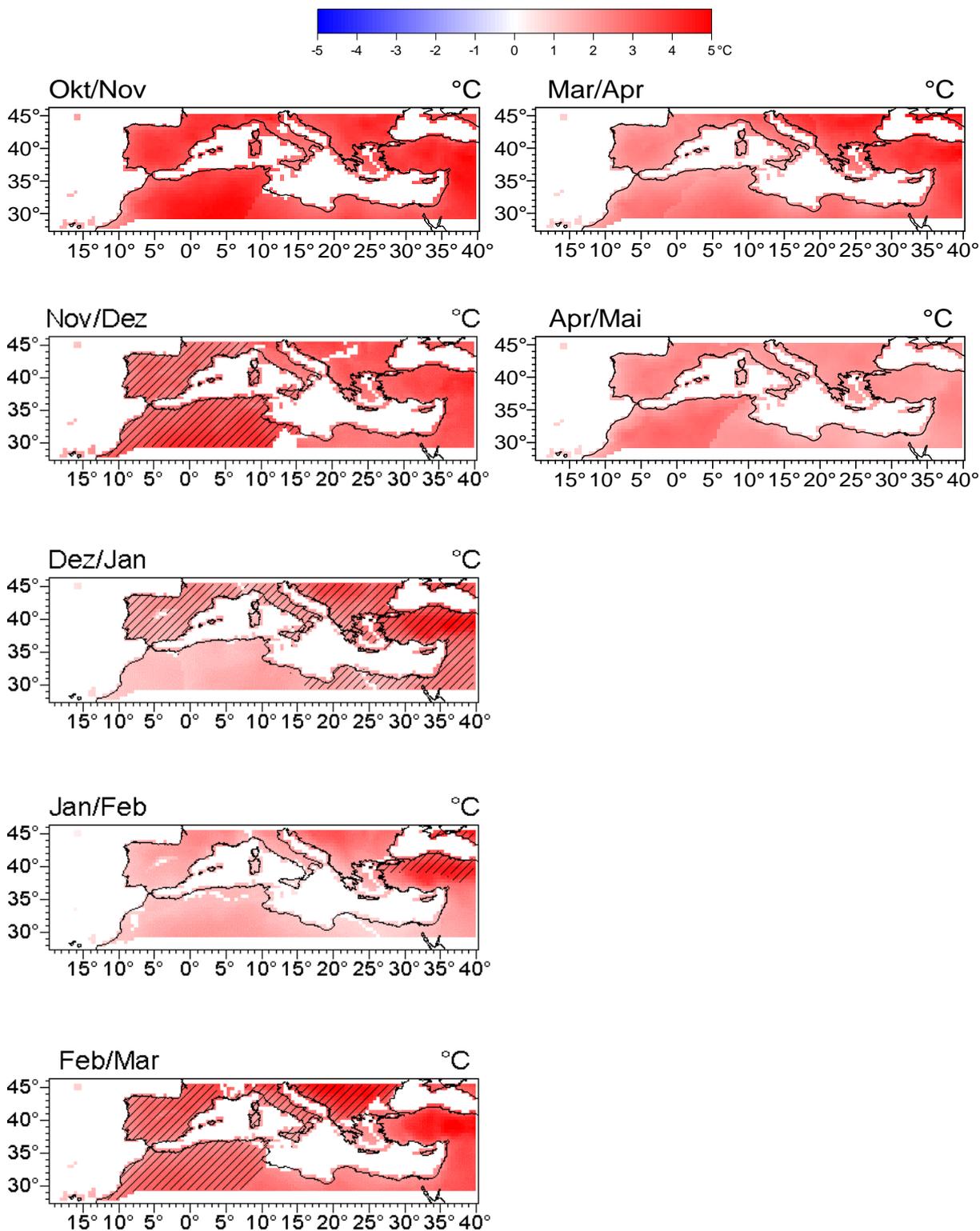


Abb. D.31a- D.31e: Tiefpassgefilterte Zeitreihen (11-jährige Gauß-Filterperiode) und kubischer Trend der Temperatur 1990-2100, statistisch modelliert mit Werten der Prädiktoren 1000hPa-/500hPa-geopotentielle Höhen aus der ECHAM4/OPYC3- Simulation mit transientem Anstieg der äquivalenten CO<sub>2</sub>-Konzentration nach SRESB2- Szenario. Der kubische Trend stammt von dem Modell mit der höchsten Korrelation zwischen statistisch modellierter und beobachtungsgestützter Temperatur in der Verifikationsperiode. Abb. D.31a: Östlicher Mittelmeerraum (MMR), Dezember/Januar (Region 1 in Abb. D.3), Abb. D.31b: Westlicher MMR, Februar/März (Region 2 in Abb. D.5), Abb. D.31c: Zentralnördlicher MMR, Dezember/Januar (Region 4 in Abb. D.3), Abb. D.31d: Zentralnördlicher MMR, Februar/März (Region3 Abb.D.5) D.31e: Nordafrikanische Region, Januar/Februar (Region3 in Abb. D.4).

- Verifikation 1949-1953
- Verifikation 1954-1958
- Verifikation 1959-1963
- Verifikation 1964-1968
- Verifikation 1969-1973
- Verifikation 1974-1978
- Verifikation 1979-1983
- Verifikation 1984-1988
- Verifikation 1989-1993
- Verifikation 1994-1998
- kubischer Trend

Abb. D.31a:

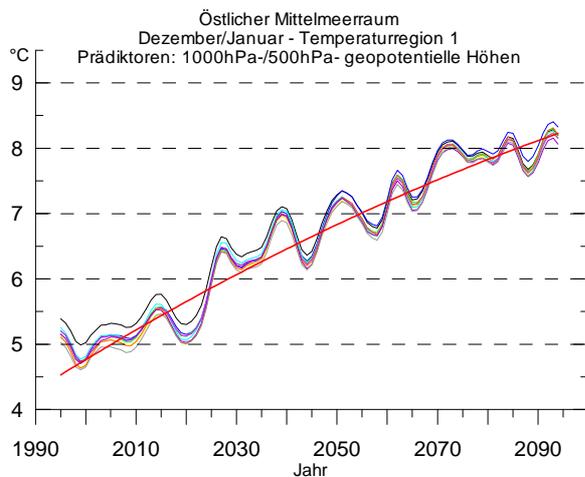


Abb. D.31b

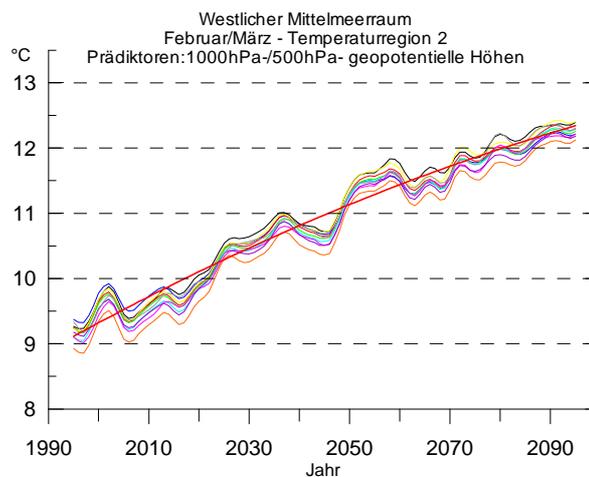


Abb. D.31c:

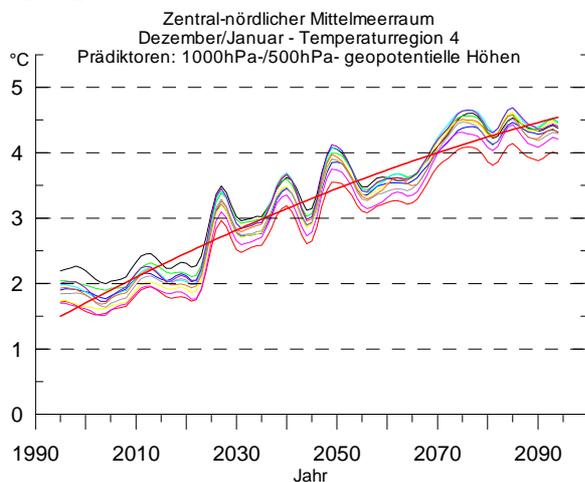


Abb. D.31d:

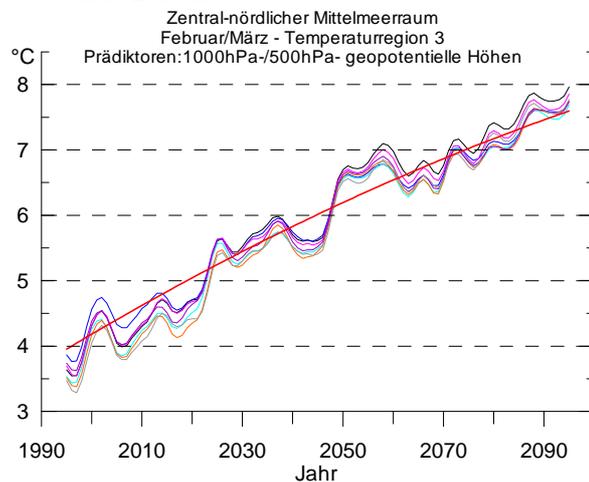


Abb. D.31e:

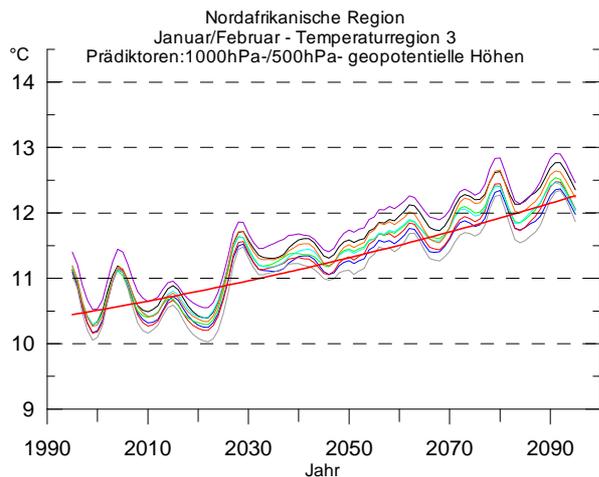


Abb. D.32a-D.32b: Tiefpassgefilterte Zeitreihen (11-jährige Gauß-Filterperiode) und kubischer Trend der westmediterranen Temperatur (Region 2 in Abb. D.4) im Zeitraum 1990-2100. Methode: Kanonische Korrelation. Szenario: SRESB2. Abb. D.32a: modelliert aus Werten des 1000hPa/500hPa-Geopotentials. Abb. D.32b: modelliert aus Werten des 1000hPa-/500hPa-Geopotentials und der nordatlantischen Meeresoberflächentemperaturen (SST). Der kubische Trend stammt von dem Modell mit der höchsten Korrelation zwischen statistisch modellierter und beobachtungsgestützter Temperatur in der Verifikationsperiode.

- Verifikation 1949-1953
- Verifikation 1954-1958
- Verifikation 1959-1963
- Verifikation 1964-1968
- Verifikation 1969-1973
- kubischer Trend
- Verifikation 1974-1978
- Verifikation 1979-1983
- Verifikation 1984-1988
- Verifikation 1989-1993
- Verifikation 1994-1998

Abb. D.32a:

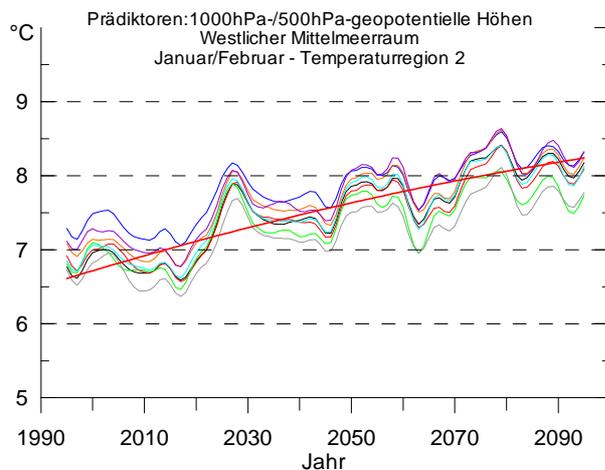


Abb. D.32b:

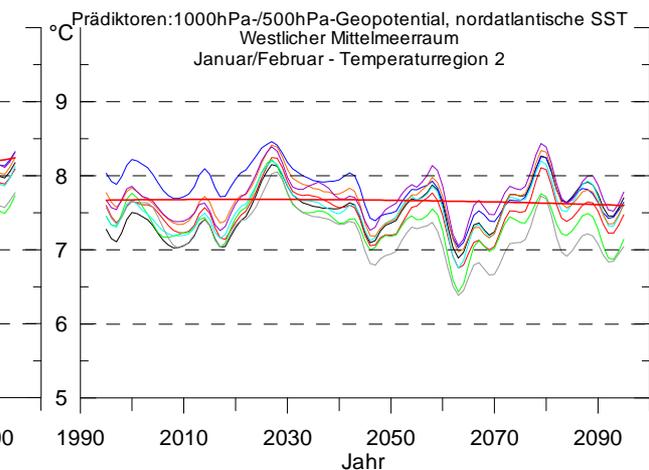


Abb. D.33a-D.33b: Tiefpassgefilterte Zeitreihen (11-jährige Gauß-Filterperiode) und kubischer Trend der Temperatur Siziliens (Region 5 in Abb. D.4) im Zeitraum 1990-2100. Methode: Kanonische Korrelation. Szenario: SRESB2. Abb. D.33a: modelliert aus Werten des 1000hPa/500hPa-Geopotentials. Abb. D.33b: modelliert aus Werten des 1000hPa-/500hPa-Geopotentials und der nordatlantischen Meeresoberflächentemperaturen (SST). Der kubische Trend stammt von dem Modell mit der höchsten Korrelation zwischen statistisch modellierter und beobachtungsgestützter Temperatur in der Verifikationsperiode.

- Verifikation 1949-1953
- Verifikation 1954-1958
- Verifikation 1959-1963
- Verifikation 1964-1968
- Verifikation 1969-1973
- kubischer Trend
- Verifikation 1974-1978
- Verifikation 1979-1983
- Verifikation 1984-1988
- Verifikation 1989-1993
- Verifikation 1994-1998

Abb. D.33a:

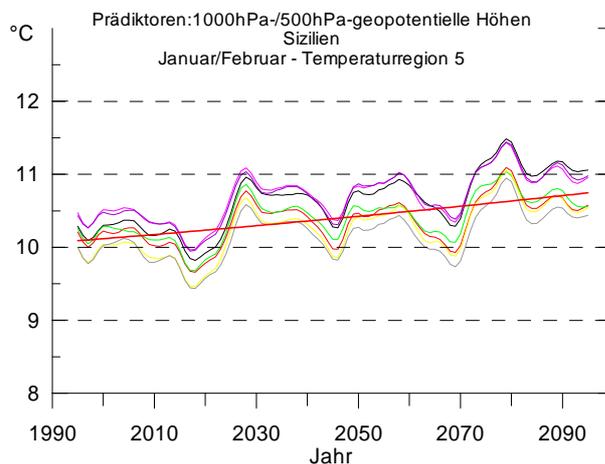


Abb. D.33b:

