

Berichte des Deutschen Wetterdienstes

**246**

# **Niederschlagsveränderungen in Sachsen von 1901 bis 2100**

**Starkniederschlags- und Trockenheitstrends**

von Stephanie Hänsel, Anne Schucknecht, Falk Böttcher,  
Christian Bernhofer und Jörg Matschullat





# 246

Berichte des Deutschen Wetterdienstes

## **Niederschlagsveränderungen in Sachsen von 1901 bis 2100**

**Starkniederschlags- und Trockenheitstrends**

von Stephanie Hänsel, Anne Schucknecht, Falk Böttcher,  
Christian Bernhofer und Jörg Matschullat

Zitationsvorschlag:

Hänsel, Stephanie; Schucknecht, Anne; Böttcher, Falk; Bernhofer, Christian; Matschullat, Jörg (Hrsg.: Deutscher Wetterdienst): Niederschlagsveränderungen in Sachsen von 1901 bis 2100 : Starkniederschlags- und Trockenheitstrends. - Offenbach am Main: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, 2015. (Berichte des Deutschen Wetterdienstes ; 246)

---

ISSN der Online-Ausgabe: 2194-5969

ISBN 978-3-88148-487-9

---

Nutzungsbedingungen:

Dieses Dokument steht unter folgender Creative Commons-Lizenz:



Sie dürfen das Werk bzw. den Inhalt unter folgenden Bedingungen vervielfältigen, verbreiten und öffentlich zugänglich machen: Sie müssen den Namen des Autors/Rechteinhabers in der von ihm festgelegten Weise nennen. Dieses Werk bzw. dieser Inhalt darf nicht für kommerzielle Zwecke verwendet werden und es darf nicht bearbeitet, abgewandelt oder in anderer Weise verändert werden. Mit der Verwendung dieses Dokumentes erkennen Sie die Nutzungsbedingungen an.

Die in den DWD-Berichten veröffentlichten Texte werden allein von ihren jeweiligen Autoren verantwortet; die darin zum Ausdruck gebrachte Meinung entspricht nicht notwendig der Meinung des Herausgebers (Deutscher Wetterdienst).

---

**Fachliche Durchsicht:** Dr. Andreas Becker

**Herausgeber und Verlag:**

Deutscher Wetterdienst  
Fachinformationsstelle und  
Deutsche Meteorologische Bibliothek  
Frankfurter Straße 135  
63067 Offenbach  
bibliothek@dwd.de  
www.dwd.de

**Anschrift Erstautor:**

Dr. Stephanie Hänsel  
TU Bergakademie Freiberg  
Interdisziplinäres Ökologisches Zentrum  
Brennhausgasse 14  
09599 Freiberg  
stephanie.haensel@ioez.tu-freiberg.de

## Vorwort

Regionale Klimastudien sind neben Untersuchungen zu global gemittelten klimatischen Veränderungen von großer Bedeutung, da sich der globale Temperaturanstieg regional sehr unterschiedlich widerspiegeln kann. Während sich einige Regionen besonders stark erwärmen, sind in anderen sogar Abkühlungen möglich. Regional noch variabler sind die Veränderungen im Niederschlag. Zudem ist die Empfindlichkeit der Gesellschaft gegenüber Niederschlagsextremen in verschiedenen Gebieten unterschiedlich stark ausgeprägt. So fielen beispielsweise am 4. April 2010 in Cherrapunji, Indien, 320 mm Niederschlag. Ein Wert, der dort jedes Jahr mehrfach überschritten wird und keine Katastrophe darstellt. Dagegen gingen die 312 mm Niederschlag (deutscher Tagesniederschlagsrekord), die am 12. August 2002 in Zinnwald/Erzgebirge gemessen wurden, mit einem katastrophalen Hochwasser einher.

Beobachtete und für das 21. Jahrhundert durch regionale Klimaprojektionen simulierte Veränderungen in den Niederschlagsverhältnissen – mit besonderem Fokus auf die Häufigkeit und Intensität von Dürren und Starkniederschlägen – werden in diesem Band für den Freistaat Sachsen dargestellt. Dabei werden insgesamt 200 Jahre Klimageschichte und Klimazukunft abgedeckt und die Konsistenz zwischen den projizierten und den beobachteten Niederschlagstrends diskutiert. Die verwendeten Methoden sowie die Darstellungsweise der Ergebnisse basiert dabei weitgehend auf der Dissertation *Changes in Saxon precipitation characteristics – Trends of extreme precipitation and drought* (HÄNSEL 2009), welche durch die Deutsche Bundesstiftung Umwelt DBU gefördert wurde. Für die Analyse der zukünftig möglichen Niederschlagsentwicklung im Untersuchungsgebiet wurden die im Rahmen des BMBF-Verbundprojektes REGKLAM (Entwicklung und Erprobung eines integrierten regionalen Klimaanpassungsprogramms für die Modellregion Dresden; FKZ: 01LR0802; [www.regklam.de](http://www.regklam.de)) verwendeten Klimamodelldaten genutzt.

Neben drei Projektberichten (HOY & HÄNSEL 2009; HÄNSEL & HOY 2013; MEHLER & HÄNSEL 2013) stellen zwei Bände der REGKLAM-Publikationsreihe den beobachteten (BERNHOFER et al. 2009a) und projizierten (BERNHOFER et al. 2011) Klimawandel in der Modellregion dar. Basierend auf diesen Klimauntersuchungen erfolgten im REGKLAM-Projekt Analysen zu den Auswirkungen dieser Klimaänderungen in verschiedenen Sektoren (z.B.: Gebäude und Stadtplanung: WELLER et al. 2012, 2013; WENDE et al. 2014; Wasserwirtschaft: HÄNSEL et al. 2013; Land- und Forstwirtschaft: REGKLAM-Konsortium 2013), um letztendlich Anpassungsoptionen vorzuschlagen und in ein regionales Klimaanpassungsprogramm (REGKLAM-Konsortium 2013) zu integrieren.

Dieser Band integriert und erweitert die bereits in verschiedenen anderen Publikationen dargestellten methodischen Ansätze und Ergebnisse der Analyse raum-zeitlicher Niederschlagsveränderungen einschließlich der Bewertung ihrer zeitlichen Stabilität sowie der verschiedenen Unsicherheiten von Klimaprojektionsdaten für Sachsen. Damit stellt er eine wertvolle Basis für die Darstellung und Diskussion regionaler Klimaveränderungen auch im Hinblick auf die Auswirkungen und möglichen Anpassungsoptionen der beschriebenen Veränderungen dar, die weit über das eigentliche Untersuchungsgebiet hinaus geht.

Stephanie Hänsel  
Freiberg, 17. März 2015



## Zusammenfassung

Dieser Bericht untersucht die jahreszeitlichen Veränderungen in der Häufigkeitsverteilung des Niederschlags sowie in verschiedenen Indizes zur Charakterisierung von nassen und trockenen Extremen für einen 200 Jahre umfassenden Untersuchungszeitraum (1901–2100). Die Analysen basieren auf Tages- und Monatsniederschlagssummen von Beobachtungsdaten (1901–2012) sowie verschiedenen Ensembles regionaler Klimamodelle (1961–2100). Dabei wurden überwiegend die im BMBF-Verbundprojekt REGKLAM verwendeten regionalen Klimamodelle verwendet, die statistische und dynamische Downscalingverfahren anwenden und alle auf dem Globalmodell ECHAM5 basieren. Vergleichend wurden jedoch auch Regionalmodelle aus dem EU-Projekt ENSEMBLES herangezogen, die verschiedene Globalmodellantriebe nutzen.

Die Untersuchungen erfolgen für ein kleines Gebiet (150 x 150 km) in Mitteleuropa (im Wesentlichen Sachsen, Deutschland), das (in Ost-West-Richtung) im Übergangsbereich zwischen überwiegend maritim und kontinental geprägten Klimaten liegt. In Bezug auf die Trends der Jahresniederschlagssummen liegt das Untersuchungsgebiet (in Nord-Süd-Richtung) im Übergangsbereich zwischen ansteigenden Niederschlagssummen in Nordeuropa und abnehmenden Niederschlagssummen in Südeuropa. Der Untersuchungsschwerpunkt liegt auf den jahreszeitlichen Änderungssignalen, da die Jahrestrends oft vernachlässigbar groß sind und vorangegangene Untersuchungen bereits eine Umverteilung der Niederschläge vom Sommer- in das Winterhalbjahr nachgewiesen haben.

Verschiedene Starkniederschlagsindizes sowie Indizes zur Charakterisierung von Trocken- und Nassperioden werden hinsichtlich ihrer Charakteristika in verschiedenen 30-jährigen Zeitscheiben untersucht und verglichen. Die beobachteten und projizierten Veränderungen werden dabei jeweils in Bezug auf den Referenzzeitraum 1961–1990 diskutiert. Neben diesen Zeitscheibenvergleichen werden auch lineare Trends und ihre zeitliche Stabilität für verschiedene Untersuchungszeiträume mit variierender Datenverfügbarkeit bewertet. Diese Analysen zeigen die große räumliche und zeitliche Variabilität des Niederschlags und insbesondere seiner Extreme, welche die Identifikation von robusten Klimatrends sehr schwierig macht. Die letzten 10 bis 20 Jahre des Beobachtungszeitraumes haben in den meisten Jahreszeiten einen erheblichen Einfluss auf die berechneten Trends vieler Indizes. Diese Spezifik wird im Wesentlichen nicht durch die regionalen Klimaprojektionen und ihre Trends wieder gegeben. Neben der Bewertung von über das Untersuchungsgebiet gemittelten Entwicklungen werden auch räumliche Variationen in den Trends einschließlich ihrer möglichen Höhenabhängigkeit bewertet. Diese Analysen weisen auf eine leichte Abhängigkeit der Trends der Trockenphasendauer und -Intensität von der Höhenlage hin, mit einem deutlicheren Anstieg von Trockenperiodenindizes im Tiefland gegenüber dem Bergland. Damit ist ein potentieller Anstieg von Dürreereignissen, insbesondere in den bereits dürreanfälligen Regionen mit intensiver landwirtschaftlicher Nutzung, verbunden.

Der bereits in den Beobachtungsdaten sichtbare Trend hin zu trockeneren Bedingungen im Sommerhalbjahr ist auch in den Klimamolldaten sichtbar. Jedoch gibt es einige Verschiebungen im Auftretszeitpunkt dieser Niederschlagsabnahmen. Während die Dürretrends in den Beobachtungsdaten während der ersten Vegetationsperiode (April bis Juni) am stärksten ausgeprägt sind, projizieren die regionalen Klimamodelle die größten Niederschlagsabnahmen für den Sommer bzw. für die zweite Vegetationsperiode (Juli bis September). Die Trends in Richtung einer ansteigenden Häufigkeit und Intensität von Starkniederschlägen sind sowohl in den Beobachtungs- als auch in den Klimaprojektionsdaten im Winterhalbjahr am stärksten ausgeprägt. Es gibt auch einige Hinweise auf ansteigende Starkniederschlagshäufigkeiten im Sommer bzw. in der zweiten Vegetationsperiode. Diese Trends sind jedoch weniger robust und tauchen nur in den dynamischen Regionalmodellen auf. Die Analyse verschiedener Ensembles von regionalen Klimamodellen zeigt, dass die Unsicherheiten bei der Projektion der zukünftigen Niederschlagsveränderungen durch die Wahl des Klimamodells (v. a. statistische gegenüber dynamischen Downscalingansätzen) und durch die interne Klimavariabilität (verschiedene Realisierungen eines Klimamodells) deutlich größer sind als die mit der Wahl des Emissionsszenarios verbundenen Unsicherheiten. Nichtsdestotrotz bleibt die Erweiterung der Analysen unter Einbeziehung neuer Klimamodellrechnungen für die "neuen" RCP-Szenarios ein wichtiges Thema für die weitere Bewertung der Robustheit regionaler Niederschlagsveränderungen.

## Summary

This contribution examines seasonal changes in the precipitation frequency distribution as well as in dry and wet extreme indices for a 200-year long study period (1901–2100), based on daily and monthly observation data (1901–2012) as well as on several ensembles of regional climate projections (1961–2100). Most analyses on future climate change are based on regional climate model data used within the joint research project REGKLAM. These include statistical and dynamical downscaling approaches that are all based on the general circulation model ECHAM5. Regional climate models from the EU project ENSEMBLES – using different general circulation models as input – have been used in comparison to the results of the REGKLAM-projections.

The study area represents a comparatively small region (150 x 150 km) in Central Europe (mainly Saxony, Germany) that lies (in West-East direction) within the transition zone between dominantly maritime and continentally-influenced climate regimes. In respect to the average annual precipitation trends this region lies in the transition zone between increasing precipitation totals in northern Europe and decreasing ones in southern Europe. The focus is set on seasonal changes, since annual changes are negligible and observations have already shown a redistribution of precipitation from the summer into the winter months.

Different heavy precipitation indices as well as indices characterizing dry and wet periods, based on daily and monthly precipitation data, are studied and compared regarding their characteristics in several 30-year periods. Observed and projected changes are assessed with respect to the reference period 1961–1990. Linear trends and their temporal stability are assessed besides these time slice comparisons for several study periods of different duration and with varying data availability. These analyses show the strong temporal and spatial variability of precipitation and particularly its extremes, which hampers the identification of robust climate trends. The last 10 to 20 years of observations have a profound impact on most calculated seasonal trends for most indices. These specifics are generally not reflected by the regional climate projections and their respective trends. Next to the evaluation of developments averaged over the entire study area – spatial trend variations, including possible dependencies on altitude, are assessed. These analyses reveal a slight dependence of the dry period trends from altitude with a more pronounced increase in dry period duration and intensity in the lowlands in comparison to the mountainous areas. This potentially increases drought severity particularly in the drought-prone regions under intensive agricultural use.

The trend towards drier conditions during the summer half year – already visible in the observation data – is sustained in the regional climate projections. Nonetheless, there are some shifts in the timing of those precipitation decreases. While the drought trends were strongest during the first vegetation period (April to June) within the observation period, the regional climate models project the strongest precipitation decreases to occur within the summer season and the second vegetation period (July to September), respectively. Trends towards an increase in frequency and magnitude of heavy precipitation events are most substantial during the winter months in both observations and climate projections. There are also some trends towards increased heavy precipitation during summer months – particularly for the second vegetation period. These are less robust, however, and only visible in the dynamical climate models. In the analysis of different ensembles of climate models it becomes obvious that for future precipitation changes the uncertainties due to the climate model choice (particularly statistical vs. dynamical downscaling approaches) and those due to internal climate variability (different realizations of the same climate model) are considerably larger than the uncertainty connected with the chosen emission scenario. Nonetheless, the extension of the analyses towards new climate model runs with the „new“ RCP-scenarios remains an important topic in the evaluation of the robustness of regional precipitation changes.

# Inhalt

<b>Vorwort</b> .....	3
<b>Zusammenfassung</b> .....	5
<b>Summary</b> .....	6
<b>1 Einleitung</b> .....	9
<b>2 Grundlagen und Methoden</b> .....	10
2.1 Globaler und regionaler (Klima)Wandel.....	10
2.1.1 Globaler Wandel.....	10
2.1.2 Regionale Klimaveränderungen.....	11
2.2 Klimamodellierung.....	13
2.2.1 Klimamodelle.....	13
2.2.2 Emissionsszenarios.....	14
2.2.3 Unsicherheiten.....	15
2.3 Definitionen und Indizes.....	18
2.3.1 Grundlagen und Definitionsansätze.....	18
2.3.2 Monatsniederschlags-Indizes.....	21
2.3.3 Tagesniederschlags-Indizes.....	23
2.4 Trendanalyse.....	26
2.4.1 Mittelwertdifferenz.....	26
2.4.2 Lineare Regression.....	26
2.4.3 Mann-Kendall Trendtest.....	27
2.4.4 Signifikanz, Räumliche und zeitliche Repräsentativität.....	28
2.4.5 Mögliche Fehlerquellen.....	29
<b>3 Untersuchungsgebiet und Daten</b> .....	31
3.1 Klimatische Einordnung Sachsens.....	31
3.2 Verwendete Daten.....	32
3.2.1 Beobachtungsdaten.....	32
3.2.2 Regionale Klimaprojektionen des REGKLAM-Projektes.....	36
3.2.3 Regionale Klimaprojektionen des ENSEMBLES-Projektes.....	44
3.2.4 „Einordnung“ des Globalmodells ECHAM5.....	45
<b>4 Niederschlagscharakteristik</b> .....	47
4.1 Mittlerer Niederschlag.....	47
4.1.1 Niederschlagssummen.....	47
4.1.2 Trockenste bzw. nasseste Jahre.....	48
4.1.3 Häufigkeitsverteilung.....	50
4.1.4 Jahresgang.....	51
4.2 Starkniederschlag.....	54
4.2.1 Extremste Niederschlagsereignisse.....	54
4.2.2 Niederschlagsindizes.....	55
4.2.3 Jahreszeitliche Charakteristika.....	56
4.3 Nass- und Trockenperioden (Tagesdaten).....	58
4.3.1 Dauer und Häufigkeit.....	58
4.3.2 Jahreszeitliche Charakteristika.....	58
4.3.3 Extremste Ereignisse.....	61
4.4 Langandauernde Nass- und Trockenphasen (Monatsdaten).....	64

<b>5 Niederschlagsveränderungen</b> .....	66
5.1 Erläuterungen zur Vorgehensweise .....	66
5.2 Niederschlagsanomalien .....	67
5.2.1 Mittlere Niederschlagsentwicklung und Jahresgang .....	67
5.2.2 Häufigkeitsverteilung .....	79
5.2.3 Räumliche Variabilität und Höhenabhängigkeit der Trends .....	83
5.2.4 Vergleich der beiden Indizes SPI und RAI .....	85
5.2.5 Zusammenfassung .....	89
5.3 Starkniederschlag .....	93
5.3.1 Rezente Trends .....	93
5.3.2 Vergleich der Beobachtungs- und Klimaprojektionsdaten im Kontrollzeitraum .....	104
5.3.3 Projizierte Klimaänderungssignale im 21. Jahrhundert .....	109
5.3.4 Konsistenz der beobachteten und projizierten Änderungssignale .....	115
5.3.5 Zusammenfassung .....	116
5.4 Trockentage .....	119
5.4.1 Rezente Trends .....	119
5.4.2 Vergleich zwischen Beobachtungs- und Modelldaten für den Kontrollzeitraum .....	124
5.4.3 Projizierte Klimaänderungssignale im 21. Jahrhundert .....	126
5.4.4 Konsistenz der beobachteten und projizierten Trends .....	129
5.4.5 Zusammenfassung .....	130
5.5 Nass- und Trockenperioden .....	131
5.5.1 Rezente Trends .....	131
5.5.2 Vergleich zwischen Beobachtungs- und Modelldaten für den Kontrollzeitraum .....	139
5.5.3 Projizierte Klimaänderungssignale im 21. Jahrhundert .....	147
5.5.4 Konsistenz der beobachteten und projizierten Trends .....	159
5.5.5 Zusammenfassung .....	161
5.6 Langandauernde Nass- und Trockenphasen .....	162
5.6.1 Rezente Trends .....	162
5.6.2 Vergleich zwischen Beobachtungs- und Modelldaten für den Kontrollzeitraum .....	165
5.6.3 Projizierte Klimaänderungssignale im 21. Jahrhundert .....	167
5.6.4 Konsistenz der beobachteten und projizierten Trends .....	169
5.6.5 Zusammenfassung .....	171
5.7 Vergleich der Ergebnisse zu Trends für Klimamodelle des ENSEMBLES-Projektes .....	172
5.7.1 Einordnung der Untersuchungen .....	172
5.7.2 Modellvalidierung .....	172
5.7.3 Niederschlagstrends .....	176
5.7.4 Starkniederschlagstrends .....	177
5.7.5 Nass- und Trockenperiodentrends .....	179
5.7.6 Konsistenz der projizierten Trends zu den Beobachtungsdaten .....	181
5.7.7 Zusammenfassung .....	182
<b>6 Bewertung und Ausblick</b> .....	183
<b>Literatur</b> .....	187
<b>Abkürzungsverzeichnis</b> .....	193
<b>Abbildungsverzeichnis</b> .....	195
<b>Tabellenverzeichnis</b> .....	204

## 1 Einleitung

Das Klima der Erde oder bestimmter Regionen ist nicht konstant, sondern fortwährenden Veränderungen unterworfen (IPCC 2007). Das Verständnis für Klimaänderungen, insbesondere (jedoch nicht allein) vor dem Hintergrund des anthropogenen Klimawandels, ist zugleich von hoher sozialer und wirtschaftlicher Relevanz. Forschungsprojekte beschäftigen sich intensiv mit klimatischen Veränderungen und deren Folgen auf globaler, kontinentaler und regionaler Ebene (IPCC 2007). In Deutschland zählen dazu die vom BMBF geförderten Klimazwei- und KLIMZUG-Projekte. Im Mittelpunkt des Forschungsinteresses stehen dabei meist Untersuchungen zu Veränderungen in Mittel- und Extremwerten bodennaher Klimatelemente wie Temperatur und Niederschlag, da die extremen Ausprägungen des Wetters mit den offensichtlichsten und schwerwiegendsten Folgen für natürliche Ökosysteme und die menschliche Gesellschaft verbunden sind. Physikalisch betrachtet, ist die steigende Durchschnittstemperatur der Erdoberfläche mit einer Intensivierung des globalen Wasserkreislaufes verbunden. Dadurch sind häufigere und intensivere Starkniederschlagsereignisse möglich und natürlich vorkommende Dürren können durch die gesteigerte Evapotranspiration verschlimmert werden. Dabei sind die Veränderungen des Niederschlags in der Regel räumlich und zeitlich variabler als die der Temperatur (IPCC 2007).

Regional betrachtet sind unterschiedliche Entwicklungen innerhalb eines sich global erwärmenden Klimas möglich (SCHÖNWIESE und RAPP 1997), da die Auswirkungen der globalen Erwärmung durch veränderte Wetterlagen intensiviert, kompensiert oder gar überkompensiert werden können (FRICKE 2003). In diesem Bericht werden die regionalen Veränderungen in der Niederschlagscharakteristik des Freistaates Sachsen für den Zeitraum 1901 bis 2100 analysiert. Dabei liegt der Fokus auf den Extremen der Niederschlagsverteilung, nämlich den Starkniederschlägen und der Trockenheit. Ausgehend von der Untersuchung rezenter Veränderungen anhand von Beobachtungsdaten (1901–2012) werden verschiedene Ensembles regionaler Klimamodelle (1961–2100) genutzt, um die zukünftig zu erwartenden Niederschlagsveränderungen in der Region zu analysieren und mit den bereits beobachteten Trends zu vergleichen. Dabei werden Daten und Ergebnisse des BMBF-Verbundprojektes REGKLAM (Entwicklung und Erprobung eines integrierten regionalen Klimaanpassungsprogramms für die Modellregion Dresden) genutzt.

Aufgrund des globalen Temperaturanstiegs und resultierender veränderter atmosphärischer Zirkulationsverhältnisse zeichnet sich auf regionaler Ebene in Deutschland (z. B. RAPP und SCHÖNWIESE 1996; SCHÖNWIESE und JANOSCHITZ 2005) und auch in Sachsen eine Umverteilung der Niederschläge im Jahresverlauf ab – mit einer Entwicklung zu deutlich trockeneren Verhältnissen im Sommerhalbjahr (FRANKE et al. 2004; HÄNSEL 2009; HÄNSEL et al. 2005, 2009; PETZOLD et al. 2007). Das Untersuchungsgebiet liegt im Übergangsbereich zwischen den eher ozeanisch bzw. kontinental geprägten Klimaten. Dadurch unterscheiden sich seine Niederschlagscharakteristika und -trends zum Teil deutlich von denen der weiter westlich gelegenen Regionen Deutschlands, wo die Jahresniederschlagssummen zwischen 1901 und 2000 um etwa 10 % angestiegen sind (SCHÖNWIESE und JANOSCHITZ 2005). In Sachsen waren dagegen in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts keine deutlichen Veränderungen der Jahresniederschlagssummen erkennbar (FRANKE et al. 2004; HÄNSEL et al. 2005). Selbst bei relativ geringen Niederschlagsveränderungen im Jahresmittel haben Veränderungen im Jahresgang des Niederschlags erhebliche Auswirkungen auf die Wasserverfügbarkeit in den einzelnen Phasen des Jahres (Saisonalität). Dies wird durch die bisherigen Erfahrungen mit deutlichen Dargebotsdefiziten im Raum Sachsen gerade während der Vegetationsperiode untermauert, während in der zweiten Vegetationsperiode eher Starkniederschlagsereignisse mit ihren entsprechenden Folgen (z.B. Überschwemmung natürlicher Gewässer, Überstau städtischer Kanalsysteme, Bodenerosion, etc.). Entsprechende Veränderungen erzeugen einen hohen Anpassungsdruck in verschiedenen Wirtschaftssektoren, wie Wasserver- und -entsorgung, Land- und Forstwirtschaft, Energiewirtschaft, sowie weiteren wassersensitiven Gewerben. Sie betreffen auch Bereiche wie menschliche Gesundheit, Stadtplanung, Naturschutz, Tourismus und Luftreinhaltung. Dabei spielen nicht nur quantitative sondern auch qualitative Aspekte der Wasserverfügbarkeit bzw. -bereitstellung eine Rolle.

## 2 Grundlagen und Methoden

### 2.1 Globaler und regionaler (Klima)Wandel

#### 2.1.1 Globaler Wandel

Die Erde ist ein komplexes System, bestehend aus globalen, miteinander verbundenen physikalischen, chemischen und biologischen Kreisläufen sowie Energieflüssen. Dieses System ist durch Wechselwirkungen, vielfach nichtlinearen Reaktionen und Rückkopplungen sowie bestimmten Schwellenwerten zwischen den unterschiedlichen Komponenten auf einer großen Bandbreite zeitlicher und räumlicher Skalen gekennzeichnet. Innerhalb des Systems können eine Reihe von natürlichen Variabilitätszuständen und Instabilitäten auftreten. Die Menschen, ihre Gesellschaften und Handlungen sind ein integraler Bestandteil des Erdsystems und können Veränderungen des Systems bewirken (JACOBSON et al. 2000; OLDFIELD und STEFFEN 2004; JICKELLS et al. 2005; ALONSO und VALLADARES 2008). In der Geschichte der Erde sind viele Umweltveränderungen auf unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen Skalen aufgetreten. Veränderungen werden als global bezeichnet, wenn sie entweder global auftreten (z. B. Veränderungen der Atmosphäre) oder wenn sie lokal, aber auf der Erde sehr verbreitet auftreten (z. B. Verlust an biologischer Diversität; VITOUSEK 1992).

Sehr lange war der Einfluss des Menschen auf das Erdsystem global gesehen vernachlässigbar bzw. bewegte sich noch innerhalb des natürlichen Variabilitätszustandes des Holozäns (STEFFEN et al. 2007, 2011). Die Qualität menschlicher Einflüsse veränderte sich mit dem Beginn der industriellen Revolution am Ende des 18. Jahrhunderts. Das Aufkommen von auf fossilen Brennstoffen basierenden Energiesystemen und davon abhängenden Technologien veränderte die Lebensbedingungen des Menschen stark, und zugleich ihre Fähigkeit das Erdsystem zu beeinflussen (STEFFEN et al. 2004a). In Folge dessen stiegen die Zahl der Menschen und viele mit menschlichen Aktivitäten verbundene Parameter wie z. B. Wasser- und Düngemittelverbrauch oder Anzahl von Dämmen, Motorfahrzeugen und Telefonen (Übersicht z. B. in STEFFEN et al. 2004b) hyperbolisch an, insbesondere in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts. Dies führte zu beträchtlichen Auswirkungen auf die Umwelt, die sich u.a. in einem deutlichen Anstieg verschiedenster Parameter äußern wie z. B. der Konzentration von Treibhausgasen in der Atmosphäre (wie Kohlenstoffdioxid  $\text{CO}_2$ , Methan  $\text{CH}_4$  und Lachgas  $\text{N}_2\text{O}$ ), dem Anteil überfischter Fischgründe, dem Verlust von tropischem Regenwald und der Anzahl ausgestorbener Arten (Übersicht z. B. in STEFFEN et al. 2004b).

Neben den Auswirkungen menschlicher Aktivitäten auf die Atmosphäre (und damit ihrem Beitrag zum rezenten globalen Klimawandel) verdeutlichen die oben genannten Beispiele von Umweltauswirkungen die weitere Bedeutung des Begriffs globaler Wandel u.a. in Bezug auf die Biosphäre. Die Menschen haben die Struktur und Funktionsweise der weltweiten Ökosysteme in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts schneller und umfangreicher verändert als in irgendeinem vergleichbaren Zeitabschnitt in der menschlichen Geschichte – vor allem um den wachsenden Bedarf an Frischwasser, Nahrung, Brennstoff, Bauholz und Fasern zu decken (MILLENNIUM ECOSYSTEM ASSESSMENT, 2005). Das Ausmaß der Folgen menschlicher Aktivität auf viele Bereiche der Umwelt veranlasste CRUTZEN und STOERMER (2000) eine neue geologische Epoche vorzuschlagen – das „Anthropozän“ – das in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts beginnt. Globale Umweltveränderungen seit Beginn der industriellen Revolution werden im Folgenden als rezenter globaler Wandel bezeichnet.

Der globale Klimawandel ist ein Teilaspekt des beschriebenen globalen Wandels. Der offensichtliche Anstieg in den atmosphärischen Konzentrationen der Treibhausgase Kohlendioxid ( $\text{CO}_2$ ), Methan ( $\text{CH}_4$ ) und Lachgas ( $\text{N}_2\text{O}$ ) ist eine Folge menschlicher Aktivitäten. So sind beispielsweise die Nutzung fossiler Brennstoffe – u.a. für die Energiegewinnung, den Transport oder industrielle Prozesse – sowie Landnutzungsänderungen – also Entwaldung, Landwirtschaft und Urbanisierung – für den Anstieg der Kohlendioxidkonzentrationen verantwortlich. Die Landwirtschaft trägt maßgeblich zu den Anstiegen der atmosphärischen Konzentration von Methan und Lachgas bei (IPCC 2007). Die Konzentration dieser Treibhausgase übersteigt mittlerweile die natürliche Bandbreite vieler tausend Jahre. Entspre-

chend des fünften Berichtes des Weltklimarates ist der menschliche Einfluss äußerst wahrscheinlich (95–100%) der Haupteinfluss für den beobachteten Anstieg der globalen Durchschnittstemperatur seit der Mitte des 20. Jahrhunderts (IPCC 2013). Die mittlere globale Oberflächentemperatur (Land- und Ozeanflächen) ist im Zeitraum 1880–2012 um 0,85 K gestiegen (0,65 bis 1,06 K; linearer Trend). Dabei waren die letzten drei Dekaden sukzessive wärmer als jede vorangegangene seit 1850 (IPCC 2013). Zudem wurden seit etwa 1950 Veränderungen in den extremen Ausprägungen des Wetters beobachtet. So sind die kalten Temperaturextreme zurückgegangen, die heißen Temperaturextreme haben zugenommen, extrem hohe Meeresspiegelstände (z.B. während Sturmfluten) sind ebenso angestiegen wie in einigen Regionen die Häufigkeit von extremen Niederschlägen (IPCC 2013).

Zusammenfassend lässt sich der gegenwärtige globale Wandel wie folgt definieren: Globale Veränderungen umfassen biophysikalische und sozioökonomische Veränderungen, welche die Funktionsweise und Struktur des Erdsystems verändern, einschließlich einer Vielzahl von Veränderungen auf globaler Ebene, z. B. in der Zusammensetzung der Atmosphäre, in den Ökosystemen, in Landnutzung und -bedeckung, im Stickstoff- und Kohlenstoffkreislauf, in der Bevölkerungsentwicklung, in der Urbanisierung, in der Energie, und im Transport. Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Veränderungen und ein oft nicht-lineares Verhalten sind Bestandteile des globalen Wandels (STEFFEN et al. 2007).

### 2.1.2 Regionale Klimaveränderungen

Globale Veränderungen im Klimasystem variieren in ihrer regionalen Ausprägung sehr stark und können auch unter umgekehrten Vorzeichen ablaufen (z. B. beim Niederschlag). Daher weist auch die Klimaentwicklung in Sachsen ihre eigene Charakteristik auf. Die Veränderungen von Temperatur und Niederschlag variieren dabei auch innerhalb von Sachsen sowohl regional als auch saisonal (SMUL 2008).

Im Zeitraum von 1981–2010 stieg im Vergleich zur Referenzperiode 1961–1990 die Jahresmitteltemperatur im Flächenmittel um durchschnittlich 0,6 K (von 8,1°C auf 8,7°C; BERNHOFER et al. 2015a). Die größte Temperaturzunahme trat in den Elbtalniederungen, in den Gebieten des Lößhügellandes sowie in Ostsachsen auf (SMUL 2008; BERNHOFER et al. 2015a). Am stärksten hat die Mitteltemperatur im Frühjahr und Sommer zugenommen (im Flächenmittel +0,8 K), wobei die Zunahme in der zweiten Vegetationsperiode (VP-II, Juli bis September) etwas größer ausfiel als in der ersten (VP-I, April bis Juni; BERNHOFER et al. 2015a). Während im Herbst keine nennenswerten Temperaturänderungen auftraten (SMUL 2008), betrug die Temperaturzunahme im Winter im Flächenmittel 0,7 K. Die letzten Jahre waren zudem durch verschiedene Wärmerekorde gekennzeichnet. Für die Station Dresden-Klotzsche waren dies beispielsweise die Monate Januar 2007 (+5,7 K im Vergleich zur Referenzperiode 1961–1990) und 2008 (+4,3 K), Juli 2006 (+5,5 K), April 2007 (+3,7 K) und 2009 (+4,9 K) sowie die Jahreszeiten Herbst 2006 (+3,0 K), Winter 2006/2007 (+4,4 K) und Frühjahr 2007 (+3,1 K; BERNHOFER et al. 2011).

Bei der Bearbeitung des Niederschlages muss die Erfassungsproblematik dieser meteorologischen Größe beachtet werden. Fallender Niederschlag wurde in der Vergangenheit mehrheitlich durch unterschiedliche Geräte aufgefangen, deren Aufstellung und Konfiguration korrigierbare Fehler nach sich zogen. Schon diese Messfehler, die je nach Niederschlagsart unterschiedlich groß ausfallen, sind geeignet, auf allen räumlichen und zeitlichen Skalen Unsicherheiten beim Änderungsverhalten des Niederschlages auszulösen. Gleiches gilt für standörtliche Veränderungen von Niederschlagsmessstellen selbst über geringe Distanzen. Im Vergleich zur Temperatur ist der Niederschlag durch eine hohe raum-zeitliche Heterogenität gekennzeichnet. Die mittleren jährlichen Niederschlagssummen lagen im Zeitraum 1991–2005 für ganz Sachsen um 3,5–5 % höher als in der Referenzperiode 1961–1990; mit einer größeren Zunahme im Bergland als im Tiefland (SMUL 2008). Die Zunahme des Jahresniederschlages steht allerdings in Zusammenhang mit dem Starkniederschlagsereignis im August 2002, das in seiner Andauer und Niederschlagshöhe deutlich über dem Durchschnitt lag und zudem durch den kurzen Mittelungszeitraum von 15 Jahren überbewertet wird (SMUL 2008). Auch BERNHOFER et al. (2015a) berichteten für den 30-jährigen Zeitraum 1981–2010 eine Zunahme der mittleren Jahresniederschlagssummen um etwa 3 % gegenüber 1961–1990 und diskutieren den Einfluss von Einzelereignissen auf die Niederschlagstrends. Die Extremniederschläge des August 2002 spiegeln sich bei-

spielsweise auch in einem Anstieg der Sommerniederschläge im Zeitraum 1991–2005 gegenüber 1961–1990 wider (SMUL 2008). BERNHOFER et al. (2015a) berechneten für den Sommer im Flächenmittel eine Niederschlagszunahme in der Zeitscheibe 1981–2010 gegenüber 1961–1990 von etwa +6 %. Die Übergangsjahreszeiten zeigen innerhalb von Sachsen eine räumlich differenzierte Niederschlagsentwicklung. Im Frühjahr überwiegen dabei Abnahmetrends (v. a. in West- und Ostachsen sowie im oberen Bergland; Flächenmittel: -4 % in 1981–2010 vs. 1961–1990) und im Herbst Zunahmetrends (v. a. Westsachsen, Bergland und Kammlagen; Flächenmittel: +5 % in 1981–2010 vs. 1961–1990). Der Winter ist in ganz Sachsen durch eine Zunahme der Niederschlagssummen um 3,8–7,3 % (1991–2005 vs. 1961–1990) gekennzeichnet (SMUL 2008). Für den Zeitraum 1981–2010 beschreiben BERNHOFER et al. (2015a) räumlich stark differenzierte Änderungssignale und einen im Flächenmittel geringeren Anstieg von etwa 3 % für den Winter. BERNHOFER et al. (2015a) untersuchten auch die Niederschlagstrends in den beiden Vegetationsperioden und fanden hier die deutlichsten Änderungssignale von jeweils 12 % mit Niederschlagsrückgängen in VP-I und Niederschlagszunahmen in VP-II. Niederschlagsuntersuchungen über weiter als 1961 zurückreichende Zeiträume liefern wiederum andere Zahlen. So beschrieben beispielsweise FRANKE et al. (2006) für den Zeitraum 1951–2000 einen Rückgang der Sommerniederschläge um -10 bis -30 % und für die Mittelgebirge Zunahmen um bis zu 10 %. In diesem Bericht sollen nun jahreszeitlich differenzierte Langzeituntersuchungen des Niederschlags – auch im Hinblick auf die Trendstabilität – vorgenommen werden, um die bisher beschriebenen Niederschlagstrends besser einordnen zu können. Des Weiteren werden die sich hinsichtlich des Auftretens von Extremereignissen abzeichnenden Veränderungen detailliert untersucht und dargestellt.

## 2.2 Klimamodellierung

### 2.2.1 Klimamodelle

Klimamodelle sind – wie alle Modelle – eine Vereinfachung und Verallgemeinerung der Wirklichkeit, in diesem Fall des Klimasystems. Man unterscheidet konzeptionelle Modelle, die komplexe Vorgänge vereinfachen, und realitätsnahe Modelle (Zirkulationsmodelle), die möglichst viele relevante Prozesse einbeziehen, um die Wirklichkeit möglichst genau darzustellen. Die Zirkulationsmodelle sind damit sehr rechenaufwendig. Mit Hilfe von Klimamodellen kann das Klima experimentell untersucht werden, in dem systematisch die Wirksamkeit von Einzelprozessen untersucht wird. Zudem erlauben Modelle die Projektion verschiedener zukünftiger Klimaentwicklungen in Abhängigkeit von bestimmten Annahmen. (VON STORCH et al. 1999).

**Globale Zirkulationsmodelle** unterscheiden sich prinzipiell nicht von Wettervorhersagemodellen; ihr Fokus liegt jedoch nicht auf der Vorhersage des konkreten Wettergeschehens für einen bestimmten Zeitraum, sondern auf der Berechnung statistischer Kenngrößen (z. B. Mittelwerte, Variabilität) und deren Änderung bei sich verändernden Randbedingungen (SMUL 2005). Die vorhandenen meteorologischen bzw. atmosphärischen Modelle wurden in den letzten Jahren stark weiterentwickelt, z. B. durch die Kopplung mit anderen klimarelevanten Teilsystemen, die Verbesserung der Parametrisierung und eine höhere horizontale und vertikale Auflösung. Dadurch hat sich die Modellgüte verbessert und es konnten neue Erkenntnisse über das Klimasystem erlangt werden (RANDALL et al. 2007). Dennoch sind globale Klimamodelle aufgrund ihrer zu geringen räumlichen Auflösung nicht geeignet, das Klima auf regionaler und lokaler Ebene zu simulieren. Um Aussagen über regionale Klimaentwicklungen zu erhalten, werden daher **regionale Klimamodelle** verwendet. Diese räumlich höher aufgelösten Modelle werden i. d. R. von den Ergebnissen globaler Klimamodelle angetrieben. Es wird zwischen verschiedenen Regionalisierungsverfahren (Downscalingansätzen) unterschieden, nämlich dynamischen, statistischen und hybriden Verfahren (SMUL 2005). Im Folgenden werden die für diese Arbeit relevanten Verfahren und die verwendeten Regionalmodelle basierend auf BERNHOFER et al. (2011) kurz vorgestellt. Eine ausführlichere Beschreibung befindet sich in der zitierten Literatur.

**Dynamisch-physikalische Downscalingverfahren** simulieren das Klima einer vorgegebenen Region mit einem hochauflösenden, deterministischen regionalen Klimamodell. Analog zu den Globalmodellen werden die dynamischen und thermodynamischen Prozesse in der Atmosphäre, basierend auf physikalischen Gesetzen, simuliert (BECKER et al. 2008). Einzelne Zeitschritte werden auf einem räumlichen Gitter berechnet, so dass Prozesse, die von der Skala kleiner als das Gitter sind („subskalige Prozesse“), nicht abgebildet werden können. Diese Prozesse werden über Parametrisierungen – Annahmen über ihr Systemverhalten – integriert. Die Daten eines Globalmodells werden für die Initialisierung und den Antrieb an den Außenrändern der Regionalmodelle verwendet – das Regionalmodell ist folglich in ein Globalmodell eingebettet („Nesting“).

In dieser Studie wurden die dynamischen Downscalingverfahren Climate Local Model (CLM; HOLLWEG et al. 2008) und Regionalmodell (REMO; JACOB und PODZUN 1997; JACOB et al. 2008) verwendet; beide werden durch Daten des Globalmodells ECHAM5 (ROECKNER et al. 2003, 2004, 2006) angetrieben. Die räumliche Auflösung der Raster von CLM liegt bei  $0,165^\circ$  und die von REMO bei  $0,088^\circ$ .

**Statistische Downscalingverfahren** nutzen die tatsächlich beobachtete Wetterstatistik zur Ableitung zukünftiger Klimaverhältnisse. In einer an der Gegenwart orientierten „Lernphase“ werden statistische Zusammenhänge gewonnen, die dann unter Verwendung eines Wettergenerators für die Simulation zukünftiger Klimabedingungen genutzt werden. Während die dynamischen Modelle Rasterdaten liefern, erzeugen die statistischen Modelle Punktinformationen, die den Stationen der Beobachtungsdaten entsprechen. Verglichen mit den physikalisch-dynamischen Downscalingverfahren benötigen die statischen Verfahren einen deutlich geringeren Rechenaufwand.

Für diese Studie wurden die Daten der statistischen Downscalingverfahren „Wetterlagenbasierte Regionalisierungsmethode“ für Sachsen (WEREX IV; ENKE et al. 2001; 2005) sowie für Deutschland

2006 (WETTREG 2006, SPEKAT et al. 2007 und WETTREG 2010, KREIENKAMP et al. 2010a, b) verwendet. Alle genannten Verfahren ermitteln statistische Beziehungen zwischen den jeweiligen Wetterlagen und der Ausprägung einzelner Klimatelemente. Diese Beziehungen und die Informationen des Globalmodells ECHAM5 zur Veränderung der Häufigkeit einzelner Wetterlagen werden unter Einbeziehung eines Wettergenerators zur Ableitung synthetischer Zeitreihen genutzt.

**Systematische Modellabweichungen (Bias):** Die von globalen und regionalen Klimamodellen simulierten Klimakenngrößen weichen oft erheblich und systematisch von den Beobachtungsdaten ab. Insbesondere beim Niederschlag treten zum Teil erhebliche systematische Abweichungen zwischen den Modellergebnissen und den Messdaten auf, da die kleinräumigen Prozesse, die zur Niederschlagsbildung führen, aufgrund der „groben“ räumlichen Auflösung der Regionalmodelle nicht abgebildet werden können. Die Korrektur solcher systematischen Abweichungen wird im Allgemeinen als Bias-Korrektur bezeichnet. Die dabei verwendeten Ansätze beruhen auf der Analyse von Klimadaten aus der Vergangenheit und sind in ihrer Übertragbarkeit auf die Zukunft, in ihrer Methodik sowie in ihrer Auswirkung auf die Konsistenz und Unschärfe der erzeugten Eingaben für Wirkmodelle nur in Ansätzen erforscht (NKGCF 2010). Wie Bias-Korrekturen am besten durchzuführen sind, ist daher gegenwärtig noch intensiver Forschungsgegenstand (MUDELSEE et al. 2010).

**Bewertung der Plausibilität:** Inwieweit die Modelle plausible – sprich vertrauenswürdige – Ergebnisse liefern, wird im Rahmen der Validierung der Modelle mit Beobachtungsdatensätzen überprüft. Dieser Bewertung der Plausibilität von Modellen liegt die Annahme zu Grunde, dass eine Projektion, welche die Vergangenheit gut abbildet, auch für die Zukunftsprojektionen belastbar ist. Um dies zu beurteilen, werden verschiedene durch das Modell simulierte Kenngrößen mit Messdaten hinsichtlich verschiedener statistischer Parameter (z. B. Mittelwerte, Häufigkeitsverteilung, Extremwerte, Trends) verglichen. Inwieweit die zugrundeliegende Annahme belastbar ist, kann hingegen kaum abgeschätzt werden. Möglicherweise gelten die im Modell angenommenen Bedingungen und Zusammenhänge in der Zukunft nicht mehr.

### 2.2.2 Emissionsszenarios

Die Simulation möglicher zukünftiger Klimaentwicklungen beruht auf verschiedenen Annahmen und Randbedingungen. Den im vierten Sachstandsbericht des Weltklimarates (IPCC 2007) verwendeten Emissionsszenarios, d.h. Angaben zur Entwicklung der atmosphärischen Konzentration von klimarelevanten Treibhausgasen und Aerosolen, liegen unterschiedliche Annahmen über demografische, technologische, wirtschaftliche, soziale sowie umweltpolitische Entwicklungen zugrunde. Diese sogenannten SRES-Szenarios (Special Report on Emission Scenarios; NAKIĆENOVIĆ und SWART 2000), die keine zukünftigen Klimaschutzmaßnahmen enthalten, gliedern sich in vier verschiedene Szenariofamilien (insgesamt 40 Szenarios) und werden mittels sogenannter Modellgeschichten beschrieben („storylines“). Im Folgenden werden die Szenariofamilien kurz beschrieben (basierend auf IPCC 2007), die den in dieser Studie verwendeten Modellläufen zu Grunde liegen.

Die **Szenariofamilie A1** beschreibt für die Zukunft ein sehr schnelles ökonomisches Wachstum, mit einer Weltbevölkerung, die zur Mitte des 21. Jahrhunderts ihren Höhepunkt erreicht und dann abnimmt, sowie der schnellen Einführung neuer und effizienterer Technologien. Die wichtigsten Themen sind die Annäherung der Regionen, der Aufbau von Know-how, steigende kulturelle und soziale Interaktion, sowie eine deutliche Verminderung regionaler Unterschiede im Pro-Kopf-Einkommen. Die drei A1-Gruppen sind durch einen unterschiedlichen technologischen Schwerpunkt gekennzeichnet: intensive Nutzung fossiler Brennstoffe (A1FI), nicht-fossile Energiequellen (A1T) sowie Ausgeglichenheit über alle Energieträger (A1B).

Die Welt in der **Szenariofamilie A2** ist sehr heterogen. Die wichtigsten Themen sind Autarkie und Bewahrung lokaler Identitäten. Die Geburtenraten verschiedener Regionen nähern sich langsam an, was zu einem kontinuierlichen Anstieg der Weltbevölkerung führt. Die wirtschaftliche Entwicklung ist regional orientiert, das Wachstum des Pro-Kopf-Einkommens und technische Veränderungen unterscheiden sich regional stärker und sind langsamer als in den anderen Szenariofamilien.

Die **Szenariofamilie B1** beschreibt eine sich annähernde Welt mit der gleichen globalen Bevölkerungsentwicklung wie in der A1-Szenariofamilie, aber mit schnellen Veränderungen in den wirtschaftlichen Strukturen hin zu einer Dienstleistungs- und Informationsgesellschaft, mit einem Rückgang in der Materialintensität und der Einführung von sauberen und ressourceneffizienten Technologien. Der Schwerpunkt liegt auf globalen Lösungen in Richtung sozialer, wirtschaftlicher und ökologischer Nachhaltigkeit, einschließlich verbesserter Gerechtigkeit, aber ohne zusätzlichen Klimaschutz.

### 2.2.3 Unsicherheiten

Klimaprojektionen sind durch beträchtliche Unsicherheiten gekennzeichnet (HAWKINS und SUTTON 2009). Im Gegensatz zu Wettervorhersagen liefern Klimaprojektionen keine genauen Vorhersagen oder Prognosen kurzfristiger meteorologischer Verhältnisse, sondern sie projizieren langfristige zukünftige klimatische Verhältnisse. Während das Ziel von Prognosen/Vorhersagen in der möglichst exakten Beschreibung zukünftiger Entwicklungen liegt, kann dies von Klimaprojektionen nicht geleistet werden, da sie auf nicht exakt vorhersagbaren Annahmen beruhen. Klimaprojektionen haben daher nicht den Anspruch, die „tatsächliche Zukunft“ darzustellen, sondern sie beschreiben verschiedene mögliche und grundsätzlich gleichberechtigte Zukünfte. Vor allem für die Entwicklung von Anpassungsstrategien und Handlungsempfehlungen ist das Verständnis dieser Herangehensweise von Klimaprojektionen von besonderer Bedeutung (BERNHOFER et al. 2011).

#### *Quellen von Unsicherheiten*

Es gibt drei wesentliche Quellen für Unsicherheiten von Klimaprojektionen. Die erste ist die interne Variabilität des Klimasystems. Diese umfasst natürliche Schwankungen, die nicht im Zusammenhang mit dem Strahlungsantrieb der Erde stehen (z. B. durch Vulkanausbrüche). Diese Schwankungen können für eine bestimmte Zeit (wie eine Dekade) einen durch anthropogenen Klimawandel verursachten Langzeittrend umkehren. Die zweite Unsicherheitsquelle sind Modellunsicherheiten, die bei gleichem Strahlungsantrieb in verschiedenen Modellen zu unterschiedlichen Klimaveränderungen führen können. Hier spielt auch das begrenzte Wissen zu allen Prozessen und Wechselwirkungen innerhalb des Erdsystems eine Rolle. Die dritte Unsicherheitsquelle umfasst Szenariounsicherheiten. Aufgrund der Ungewissheit der zukünftigen Entwicklung der menschlichen Gesellschaft und somit der zukünftigen Treibhausgasemissionen sind der zukünftige Strahlungsantrieb und damit auch das künftige Klima unsicher. Die relative Bedeutung der einzelnen Unsicherheitsquellen hängt vom Vorlaufzeitraum der Modellläufe sowie der räumlichen und zeitlichen Skala der Mittelwertbildung ab. So dominieren bei Zeithorizonten von vielen Dekaden oder länger auf regionalen oder größeren räumlichen Ebenen die Modell- und Szenariounsicherheiten. Im Gegensatz dazu überwiegen bei Zeitskalen von einer bis zwei Dekaden auf regionaler Ebene die Modellunsicherheit und die interne Variabilität. Generell nimmt die Bedeutung der internen Variabilität mit kleineren räumlichen und kürzeren zeitlichen Skalen zu. (HAWKINS und SUTTON 2009).

Diese Unsicherheiten in der Klimamodellierung lassen sich nur zum Teil verringern und können niemals vollständig überwunden werden. So kann die modellbedingte Variabilität durch Weiterentwicklungen der Klimamodelle und verbesserte Downscalingverfahren verringert werden. Auch die emissionsbedingte Bandbreite kann mit fortschreitender Entwicklung auf einem der angenommenen Pfade eingengt werden. Die auf die natürliche Variabilität des Klimas zurückzuführende Unsicherheit lässt sich jedoch nicht verringern. Daher können Klimaprojektionen nur unter Einbeziehung ihrer Unsicherheiten sinnvoll interpretiert werden. Bei der Bewertung der Auswirkungen des Klimawandels gilt es zu beachten, dass die Unsicherheiten durch die hierarchische Anordnung von Modellen weitergegeben werden. Damit nehmen die Unsicherheiten in der Kaskade Treibhausgasemissionen – Treibhausgaskonzentrationen – globales Klima – regionales Klima – regionale Klimafolgen – regionale Maßnahmen mit jeder weiteren Stufe zu, da jeder Schritt an sich mit Unsicherheiten behaftet ist (VINER 2002). Neben der Länge des Vorhersagezeitraumes, der zeitlichen und räumlichen Auflösung hängt die Aussagekraft von Klimaprojektionen auch vom gewählten Klimaelement ab (BECKER et al. 2008). So sind Veränderungen temperaturabhängiger Größen robuster einzuschätzen als niederschlagsabhängige Größen. Aufgrund ihrer geringen zeitlichen und räumlichen Auflösung liegt die Unsicherheit bei Starkniederschlägen noch einmal höher (BERNHOFER et al. 2011).

### *Umgang mit Unsicherheiten*

Die mit Klimaprojektionen verbundenen Unsicherheiten repräsentieren eine bedeutende Herausforderung für die Klima- und Klimafolgenforschung. Von Seiten der Politik und Verwaltung, der Öffentlichkeit, der Umweltwissenschaft und der Wirtschaft werden große Hoffnungen in die Klimaprojektionen gesetzt. Insbesondere von regionalen Klimaprojektionen mit ihrer hohen räumlichen Auflösung werden detaillierte Aussagen für überschaubare Regionen erwartet. Die praktische Anwendung der Projektionsdaten zeigt jedoch, dass diese Erwartungen aufgrund der hohen Unsicherheiten nicht ohne weiteres erfüllt werden können (NKGCF 2010; BERNHOFER et al. 2011). Im Folgenden werden einige Strategien für den Umgang mit Unsicherheiten im Zusammenhang mit der Auswertung von Klimaprojektionen vorgestellt.

**Ensembleansatz:** Aufgrund der soeben beschriebenen Unsicherheiten, die automatisch mit der Verwendung von Klimaprojektionsdaten verbunden sind, ist von der Verwendung eines einzigen Modells für die Ableitung von Aussagen zu möglichen Auswirkungen des Klimawandels und notwendigen Anpassungsmaßnahmen abzuraten. In der Klimawissenschaft hat sich die Arbeit mit Multimodellansätzen und sogenannten Ensembles durchgesetzt. Durch die Analyse vieler Klimaprojektionen (sog. Ensembles) erhält man eine Bandbreite von Klimaänderungssignalen, innerhalb derer die tatsächliche Klimaänderung mit hoher Wahrscheinlichkeit liegen wird. Die Modellunsicherheit lässt sich dabei durch die Einbeziehung verschiedener Modelle berücksichtigen, die Szenariounsicherheit (Unsicherheit bei den Treibhausgasemissionen) durch die Verwendung verschiedener Szenarios. Die Unsicherheit durch die natürliche Klimavariabilität wird durch unterschiedliche Modellläufe oder Realisierungen – dies sind Klimaprojektionen eines Modells unter einem Emissionsszenario, aber mit verschiedenen Startbedingungen – repräsentiert. Um alle Quellen von Unsicherheiten zu berücksichtigen, müssen Klimaprojektionen unterschiedlicher Modelle und deren Läufe unter verschiedenen Emissionsszenarien ausgewertet werden (BERNHOFER et al. 2011).

Die Bewertung der Ensembleergebnisse erfolgt analog zur Wettervorhersage. Der Grad der Übereinstimmung verschiedener Modelle ist ein Maß für die Robustheit der Modellaussagen. Je größer die Übereinstimmung der Klimaprojektionen (geringe Schwankungsbreite), desto robuster sind die Aussagen. Sind die Übereinstimmungen hingegen gering bzw. die Ergebnisse gegenläufig (große Schwankungsbreite), so sind die Aussagen weniger robust/sicher. Bei der Interpretation von Klimaprojektionen ist zudem zu beachten, dass die Änderungssignale nur dann signifikant sind, wenn ihr Betrag größer als die der modellspezifischen dekadischen Variabilität ist (BERNHOFER et al. 2011).

Für Planungsprozesse stellt die Betrachtung von Bandbreiten klimatischer Änderungssignale eine große Herausforderung dar. Häufig setzen bewährte Planungsmethoden mehr oder weniger konstante Umweltbedingungen voraus und sind daher für Fragestellungen der Klimaanpassung nur eingeschränkt oder nicht nutzbar. Die Komplexität des Sachverhaltes und fehlende klimatische Fachkenntnisse kommen erschwerend hinzu. Zudem können Mängel in der bisherigen Planung und ein unzureichendes Planungsrecht einer Klimawandelanpassung im Wege stehen (KROPP und DASCHKEIT 2008). Aus diesen Gegebenheiten leitet sich die Notwendigkeit für neue und an die Klimawandelfragestellungen angepasste Methoden ab (BERNHOFER et al. 2011).

**Detailgrad und Robustheit:** Alle Klimafolgenuntersuchungen stehen im Spannungsfeld zwischen Detailgrad der Untersuchungen einerseits und Robustheit der abgeleiteten Aussagen andererseits. Während allgemeine Aussagen durch ein hohes Maß an Robustheit gekennzeichnet sind, zeichnen sich sehr differenzierte Fragestellungen mit einem hohen Detailgrad durch eine deutlich geringere Robustheit und damit höhere Fehleranfälligkeit aus. Untersuchungen zu Klimafolgen müssen den Anspruch der eigenen Studien im beschriebenen Spannungsfeld einordnen und bei der Ergebnispräsentation beachten (BERNHOFER et al. 2011).

**Regelmäßige Aktualisierung der Ergebnisse:** Klimafolgenuntersuchungen und daraus resultierende Anpassungsstrategien werden in Zukunft regelmäßig auf Grundlage neuer Datensätze aktualisiert werden müssen, da sich sowohl die globalen Emissionen als auch der Kenntnisstand bei der Klima- und Klimafolgenmodellierung stetig verändern. Diese regelmäßige Aktualisierung entspricht im Prinzip einem rollenden Planungsverfahren, das gegebenenfalls mit einem deutlichen Mehraufwand verbun-

den ist. Die Notwendigkeit der Aktualisierungen richtet sich nach dem Untersuchungsgegenstand und sollte auf der Grundlage tatsächlich beobachteter Entwicklungen und neuester wissenschaftlicher Erkenntnisse eingeschätzt werden. Entsprechende Strukturen und ein kontinuierliches Monitoringsystem sind dafür unabdingbare Voraussetzungen (BERNHOFER et al. 2011).

**Kommunikation:** Die mit Klimaprojektionen verbundenen großen Datenmengen und Unsicherheiten erfordern eine angemessene Kommunikation der Ergebnisse und Risiken. Eine verantwortungsvolle und auf Dialog basierende Kommunikation sollte sich in Form und Inhalt an den fachlichen Bedürfnissen und Besonderheiten der jeweiligen Akteure orientieren, um eine Unter- und Überforderung zu vermeiden (BECKER et al. 2008). Vor allem die Verständigung zwischen Modellentwicklern und Datennutzern ist im Hinblick auf die Verwendbarkeit der Klimaprojektionen bedeutsam und bildet eine wichtige Grundlage für die zielgerichtete und kontinuierliche Weiterentwicklung von Klimamodellen. Die Verwendbarkeit von Klimaprojektionen in Wirkmodellen weist in dieser Hinsicht noch viel Entwicklungspotential auf, um die besonderen Datenanforderungen diese Modelle zu erfüllen. Gleichzeitig ergibt sich aus den Unsicherheiten der Projektionsdaten aber auch eine Notwendigkeit zur Weiterentwicklung der Wirkmodelle, die bisher nur Beobachtungsdaten verwendet haben. Klimaprojektionsdaten sollten daher nicht als reine Datennutzung angesehen werden, sondern eine an der Fragestellung orientierte kritische Prüfung einschließen (BERNHOFER et al. 2011).

## 2.3 Definitionen und Indizes

### 2.3.1 Grundlagen und Definitionsansätze

Die Analyse extremer Wetter- und Klimaereignisse ist mit einigen Herausforderungen verbunden, wobei die erste in ihrer Definition liegt. Es existiert keine universelle Definition von Starkniederschlag oder Dürre. Individuelle Definitionen hängen sehr stark vom Anwendungsgebiet und der Region ab. Grundsätzlich ist ein extremes Wetterereignis ein Ereignis, das an einen bestimmten Ort und zu einer bestimmten Zeit im Jahr selten ist, wobei die Definitionen von „selten“ variieren (IPCC 2007). Eine weitere Herausforderung bei der Analyse extremer Wetterereignisse ist mit der Robustheit und Signifikanz der statistischen Analyse verbunden, die durch die definitionsbedingte Seltenheit extremer Ereignisse eingeschränkt ist. Das Vorhandensein langer und homogener Messreihen ist daher von herausragender Bedeutung für die Klimaforschung.

Aufgrund der Schwierigkeiten in der Definition von Starkniederschlägen und Dürren behilft man sich mit (hydro-meteorologischen) Indizes. Je nach Anwendungszweck gibt es zahlreiche Indizes zur Beschreibung der Intensität und Andauer besonders trockener oder nasser Zustände.

#### *Verwendung von Indizes*

Hinsichtlich der Definition eines extremen Wetterereignisses existieren zwei verschiedene Ansätze. Zum einen kann die Definition auswirkungsbezogen erfolgen und zum anderen im Hinblick auf die Seltenheit des Ereignisses, also mit Bezug auf die Wahrscheinlichkeitsverteilung. Wenn es um die Analyse von Veränderungen in ausgewählten Klimakenngrößen geht, bietet sich das Seltenheitskriterium an. Werden auswirkungsbezogene Indizes verwendet, so können eventuelle Trends auch auf anderweitige Veränderungen in Umwelt und Gesellschaft zurückzuführen sein, welche die Vulnerabilität gegenüber den Klimaeinwirkungen erhöhen. In diesem Heft wird daher der Ansatz der statistischen Definition von Extremereignissen verfolgt. Da es für extreme Wetterphänomene, wie Starkniederschlag und Dürre bzw. Trockenheit keine allgemein anerkannte Definition gibt, wird in der Wissenschaft im Allgemeinen mit Indizes gearbeitet, die für bestimmte Zeitskalen berechnet werden.

Besondere Herausforderungen bei der Trendanalyse extremer Wetterereignisse liegen in der definitionsgemäßen Seltenheit dieser Ereignisse, die das Kollektiv für eine statistisch robuste Analyse stark einschränken. Daher wird hier zumeist mit sogenannten moderaten Extremen gerechnet, die einen Kompromiss zwischen dem Auswirkungsbezug des Ereignisses und einer ausreichend hohen Datendichte für die statistische Trendanalyse darstellt. Nach FRICH et al. (2002) zeigen diese moderaten Extreme Klimaveränderungen robuster an. Zudem ist die Wahl der Indizes stark vom Vorhandensein entsprechender Daten abhängig. Die Zeitreihen zeitlich hochaufgelöster Klimadaten, wie Stunden- und Minutenwerte, deren Extreme zumeist deutlichen Auswirkungsbezug haben, liegen meist erst mit der Einführung elektronischer Messfühler ab den 1990ern vor. Damit sind sie zu kurz für eine Klimatrendanalyse. Vor den 1990ern erfolgte die Niederschlagsmessung meist nur einmal am Tag. Daher erfolgen die Analysen in diesem Band für Tages- und Monatsniederschlagsdaten.

#### *Was ist Dürre?*

Dürre ist ein normales, wiederkehrendes Merkmal des Klimas und kommt in nahezu allen Klimazonen vor. Ihre Eigenschaften können jedoch von einer Region zur anderen variieren. Als eine temporäre Abweichung vom „Klimanormalen“ unterscheidet sich die Dürre von der Aridität, die auf Regionen mit geringen Niederschlägen beschränkt ist und ein permanentes Merkmal von Klima darstellt. Im Allgemeinen werden Dürren also relativ zu einem mittleren Langzeitzustand des Niederschlags bzw. der klimatischen Wasserbilanz definiert.

Weltweit existiert eine Vielzahl unterschiedlicher Dürredefinitionen (Überblick in BERNHOFER et al. 2015b). Alle stimmen jedoch darin überein, dass eine Dürre ein Zustand unzureichender Feuchtebedingungen ist, der durch ein über eine bestimmte Zeitdauer anhaltendes Niederschlagsdefizit verursacht wird (z. B. PALMER 1965; McMAHON und ARENAS 1982; BERAN und RODIER 1985; WILHITE und GLANTZ 1985). Bei der Definition von Dürren treten eine Vielzahl von Schwierigkei-

ten auf. Diese beziehen sich z. B. auf die Zeitdauer, in denen sich die Defizite akkumulieren sowie auf den Zusammenhang dieser Niederschlagsdefizite mit Defiziten in den nutzbaren Wasservorräten und dadurch hervorgerufenen Auswirkungen. Zu den nutzbaren Wasservorräten gehören die Bodenfeuchtigkeit, das Grundwasser, die Schneedecke, der Abfluss und künstliche Wasserspeicher, wie z. B. Talsperren. Der Zeitabschnitt zwischen dem Auftreten eines Niederschlagsereignisses und der Ankunft des Wassers in jedem dieser nutzbaren Speicher variiert sehr stark. Die Zeitdauer, über die sich Niederschlagsdefizite akkumulieren, ist sehr bedeutend und kann für eine funktionelle Untergliederung in verschiedene Dürreotypen genutzt werden.

WILHITE und GLANTZ (1985) kategorisierten die Definitionen in vier grundsätzliche Ansätze: meteorologisch, hydrologisch, landwirtschaftlich und sozioökonomisch. Die ersten drei Ansätze befassen sich mit Wegen, Dürre als ein physisches Phänomen zu messen. Der Vierte betrachtet Dürre im Hinblick auf die ökonomischen Prinzipien von Angebot und Nachfrage. Dabei werden die Effekte der Wasserknappheit verfolgt, während das Wasser durch sozioökonomische Systeme fließt.

Betrachtet man die zeitliche Abfolge einer Dürre, so resultiert der Mangel an Niederschlag zunächst in einer Wasserknappheit für irgendeine Aktivität, eine Gruppe oder einen Umweltsektor. Eine Dürre sollte also relativ zu einem langfristigen mittleren Zustand des Gleichgewichtes zwischen Niederschlag und Evapotranspiration in einem bestimmten Gebiet – einem Zustand der häufig als “normal” wahrgenommen wird – gesehen werden (meteorologische Dürre; Abbildung 2.3-1). Sie ist auch mit dem Zeitpunkt (z. B. prinzipielle Jahreszeit des Auftretens, Verzögerungen des Beginns der Regensaison, Vorkommen des Regens in Beziehung zu den grundsätzlichen Wachstumsstadien des Getreides) und der Effektivität (z. B. Intensität und Zahl der Regenereignisse) des Regens verbunden. Andere meteorologische Größen, wie hohe Temperaturen, starke Winde sowie geringe relative Luftfeuchte und Wolkenbedeckung sind in vielen Regionen der Welt mit Dürren verbunden und können ihre Wirkung verschlimmern.

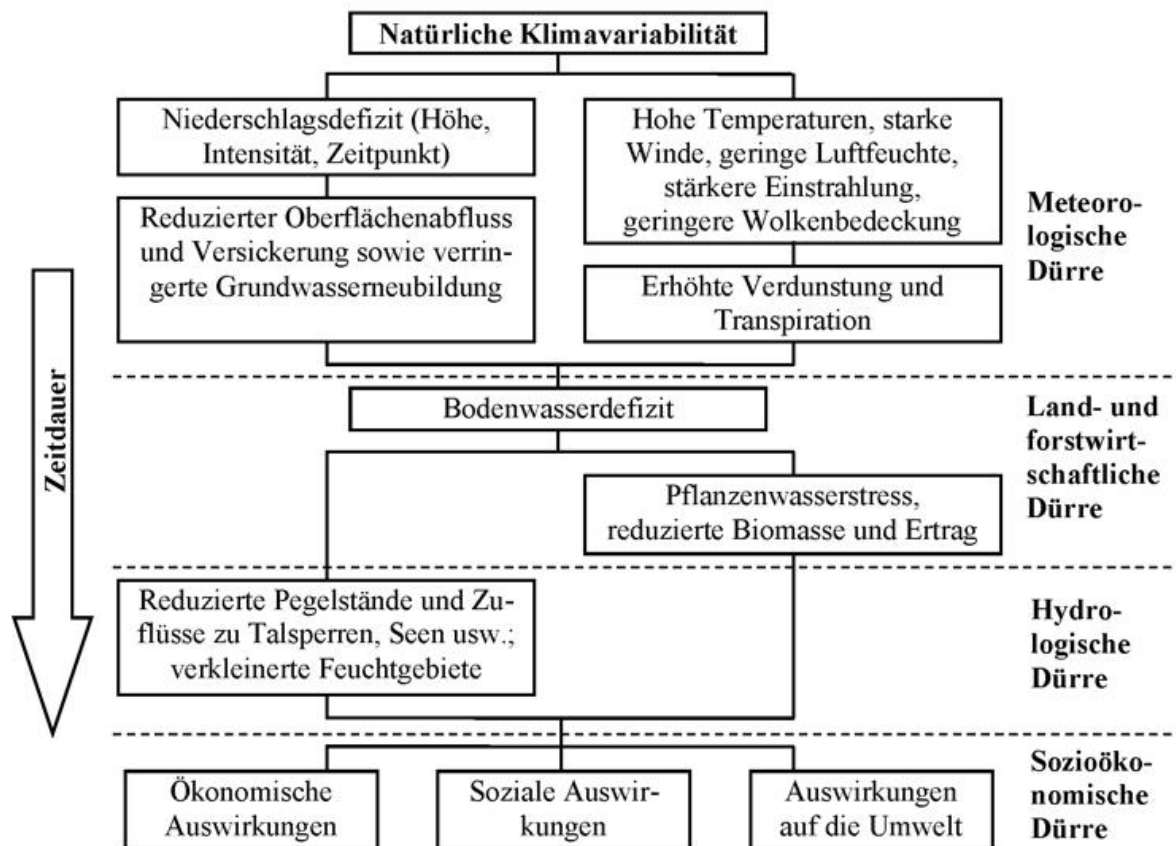


Abbildung 2.3-1: Zeitliche Abfolge eine Dürre (Verändert nach <http://www.drought.unl.edu/whatis/concept.htm>).

Aufgrund seiner starken Abhängigkeit von gespeichertem Bodenwasser ist der landwirtschaftliche Sektor in der Regel zuerst von den Auswirkungen einer Dürre betroffen (Land- und forstwirtschaftliche Dürre, Abbildung 2.3-1). Das Bodenwasser kann sich während ausgedehnter Trockenperioden schnell erschöpfen und nach einiger Zeit ist auch die Forstwirtschaft betroffen. Immer tiefer liegende Bodenwasserspeicher werden entleert. Bestehen die Niederschlagsdefizite weiter, werden die Pegelstände von Flüssen, Seen, Talsperren und Grundwasser sowie die Ausdehnung von Feuchtgebieten verringert (hydrologische Dürre, Abbildung 2.3-1). Schließlich beginnen Menschen, die von diesen Wasserquellen abhängen, die Effekte der Knappheit zu spüren. Zunächst sind jene betroffen, die von Oberflächenwasser (z. B. Talsperren und Seen) abhängen und zuletzt jene, die unterirdisches Wasser (z. B. Grundwasser) nutzen. Eine Kurzzeit-Dürre, die drei bis sechs Monate andauert, hat auf diese Sektoren wahrscheinlich nur geringe Auswirkungen; abhängig von den Eigenschaften des hydrologischen Systems und den Anforderungen der Wassernutzer. Dürren sollten also nicht als ein rein physisches Problem oder natürliches Ereignis betrachtet werden. Ihre Einflüsse auf die Gesellschaft (sozio-ökonomische Dürre, Abbildung 2.3-1) resultieren auch aus dem Zusammenspiel zwischen einem natürlichen Ereignis (weniger Niederschlag als resultierend aus der natürlichen Klimavariabilität erwartet) und den Ansprüchen, die Menschen an die Wasserversorgung haben.

Wenn der Niederschlag zu normalen Verhältnissen zurückkehrt und die meteorologischen Dürrebedingungen abgeklungen sind, wiederholt sich die Abfolge für die Erholung der ober- und unterirdischen Wasserspeicher. Die Bodenwasserreserven werden zuerst wieder aufgefüllt, gefolgt von den Vorflutern, Talsperren und Seen sowie zuletzt dem Grundwasser. Die Dürreauswirkungen können sich im landwirtschaftlichen Sektor, aufgrund seiner Abhängigkeit vom Bodenwasser, schnell vermindern, jedoch in anderen Sektoren, die von gespeichertem Oberflächenwasser oder unterirdischen Wasserquellen abhängen, für Monate oder sogar Jahre andauern. Die Länge einer Erholungsperiode ist eine Funktion der Intensität der Dürre, ihrer Dauer und der Niederschlagsmenge am Ende dieser Episode.

Die Begriffe Dürre und Trockenperiode werden in der englischsprachigen Literatur häufig synonym verwendet. Im deutschen Sprachgebrauch wird der Dürrebegriff jedoch häufig eher auswirkungsbezogen (Auswirkungen der Dürre auf Gesellschaft, Ökonomie und Ökologie) gebraucht, während Trockenperioden sich auf das bloße Auftreten eines im Vergleich zum Klimanormalen zu trockenen Zeitabschnittes beziehen. Da der Fokus dieses Berichtes auf den klimainduzierten Veränderungen in den Niederschlagscharakteristika liegt, wird der Begriff Dürre im Ergebnisteil nicht verwendet – es werden rein niederschlagsbasierte Trockenheitsindizes betrachtet, die unter der meteorologischen Dürredefinition einzuordnen sind.

Aufgrund der starken Skalenabhängigkeit des Dürrephänomens werden zur Charakterisierung der Trockenphasen und ihrer Veränderungen im 20. und 21. Jahrhundert verschiedene meteorologische Trockenheitsindizes genutzt. Diese decken zeitliche Skalen von wenigen Tagen/Wochen bis zu mehreren Monaten/Jahren ab. Detaillierte Analysen der Trockenheitsindizes erfolgen auch hinsichtlich der räumlichen Skalen, d.h. der Größe der von einer Trockenperiode betroffenen Gebiete. Kurzfristige intensive Trockenphasen, besonders solche während der Vegetationsperiode, sind auch auf kleinen räumlichen Skalen für das Agrarmanagement von großer Bedeutung. Länger andauernde Dürreperioden können, insbesondere wenn sie größere (Einzugs)gebiete betreffen, die ober- und unterirdische Wasserversorgung und Wasserqualität auch während des Winterhalbjahres nachhaltig beeinträchtigen. Die zu erwartenden Veränderungen können in Abhängigkeit von der Skaligkeit variieren und demnach zu unterschiedlichen Anpassungsoptionen in den verschiedenen Wirtschaftssektoren führen. Die Auswahl der entsprechenden Dürreindizes ist auf der Grundlage einer Analyse ihrer Leistungsfähigkeit für die verschiedenen Sektoren mit den einzelnen Anwendern abzustimmen.

### ***Bedeutung von Starkniederschlägen und Definitionsansätze***

Starkniederschlagsereignisse haben potentiell ein hohes zerstörerisches Potential, da sie oft mit weiteren extremen Wettererscheinungen (z. B. Sturmböen, Hagel, Blitze, etc.) bzw. Auswirkungen (Überschwemmungen, Bodenerosion, Schäden an landwirtschaftlichen Kulturen, etc.) verbunden sind. Daher ist die Analyse ihrer tatsächlichen und potentiellen Veränderungen von herausragender Bedeutung für die Bewertung der Klimawandelauswirkungen und möglicher Anpassungsoptionen.

Nach DVWK (1997) sind Starkniederschlagsereignisse definiert als seltene, extreme Niederschlagssummen, bezogen auf eine spezifische Dauerstufe. Es werden kurze Dauerstufen zwischen 5 Minuten und 24 Stunden und längere zwischen 24 bis 72 Stunden unterschieden. Aufgrund der schon erwähnten Einschränkungen in der Verfügbarkeit langer Datenreihen konzentrieren sich die Auswertungen in diesem Bericht auf tägliche Niederschlagssummen. Dabei fokussiert dieser Bericht auf die weniger extremen und daher weniger von Zufallseinflüssen abhängenden Indizes. Ein Bezug zu den Klimawirkungen, wie ihn sich viele Praktiker wünschen, ist daher nicht in jedem Fall gegeben. Es erfolgt jedoch ein intensiver Vergleich der verschiedenen – unterschiedlich seltene Ereignisse anzeigenden – Indizes. Dadurch werden Rückschlüsse auf eventuell geänderte Klimawirkungen möglich.

Zur Unterscheidung extremer Ereignisse vom Rest der Verteilung existieren verschiedene Ansätze. In der Regel werden Schwellenwerte definiert, deren Überschreitung ein extremes Ereignis kennzeichnet. Die Festlegung dieser Schwellenwerte erfolgt immer mehr oder weniger willkürlich, wobei ihr jeweiliger Nutzen vom vorherrschenden Klima und der spezifischen Anwendung abhängt. Es werden dabei „feste“ Schwellenwerte – wie 10 oder 20 mm Tagesniederschlagshöhe – und zum anderen relative – auf die Häufigkeitsverteilung des Niederschlags bezogene – Schwellenwerte unterschieden. Der Weltklimarat nutzt z. B. das 10. bzw. das 90. Perzentil zur Definition eines extremen Ereignisses (IPCC 2007). Insbesondere bei der Verwendung fester Schwellenwerte ist zu beachten, dass ein Niederschlagsereignis, das in einer Region als extrem wahrgenommen wird, in einer anderen Region den normalen Klimabedingungen entspricht. Feste Schwellenwerte sind daher in der Regel für Regionen mit geringer räumlicher Klimavariabilität geeignet, während sie für Regionen, die eine Vielzahl von Klimaten umspannen, nicht anwendbar sind (MANTON et al. 2001). Daher ist die Verwendung regionsspezifischer Indizes gefragt. Die Wahl der entsprechenden Indizes muss insbesondere bei der Interpretation der Trendergebnisse und dem Vergleich verschiedener Regionen berücksichtigt werden. Neben den schwellenwertbezogenen Starkniederschlagsindizes existieren weitere Indizes, wie der tägliche Niederschlagsintensitätsindex oder (Mehr)Tagesniederschlagsmaxima innerhalb eines Jahres.

### 2.3.2 Monatsniederschlags-Indizes

#### *Niederschlagsanomalien-Indizes*

Die Charakterisierung besonders nasser und trockener Monate und Jahre sowie der Veränderungen in der Intensität von trockenen und nassen Niederschlagsanomalien erfolgt über den **Rainfall Anomaly Index** (RAI; Van ROOY 1965). Dieser Index bezieht die Rangfolge der Niederschlagswerte ein, um die Größe der positiven und negativen Niederschlagsanomalien zu berechnen. Er wird berechnet, indem 1) vom jeweiligen Monatsniederschlag  $R$  das Monatsmittel  $\bar{R}$  des Referenzzeitraums abgezogen wird, 2) dies durch die Differenz des Mittels der 10 % extremsten Niederschlagsereignisse  $\bar{E}$  und Monatsmittels  $\bar{R}$  geteilt und 3) mit einem Skalierungsfaktor von  $\pm 3$  multipliziert wird:

$$RAI = \pm 3 \frac{R - \bar{R}}{\bar{E} - \bar{R}}$$

Als Referenzzeitraum wird in diesem Bericht für alle Analysen 1961–2000 verwendet. Dies stellt einen Kompromiss dar zwischen den empfohlenen langen Zeiträumen (50 Jahre) für die Charakterisierung der Niederschlagsverteilung und der üblichen 30-jährigen Referenzperiode (zumeist 1961–1990, teilweise auch 1971–2000). Zudem dient der Zeitraum 1961–2000 auch als Validierungszeitraum der Klimamodelle. Für positive Niederschlagsanomalien ist das Vorzeichen des Skalierungsfaktors positiv und die 10 % (vier) größten Niederschlagsereignisse der Zeitreihe werden für die Berechnung genutzt (HÄNSEL et al. 2015). Analog erfolgt die Berechnung für die negativen Anomalien unter Nutzung der zehn Prozent kleinsten Niederschlagssummen der Zeitreihe und mit einem negativen Vorzeichen. Die erhaltenen dimensionslosen Indexwerte können für die einzelnen Stationen anhand des in Tabelle 2.3-1 dargestellten Klassifikationsschemas eingeordnet werden. Für die Einordnung regionaler Mittelwerte sind die Schwellenwerte kleiner zu wählen. Die letztendliche Schwellenwertgröße hängt von der Größe und Heterogenität der betrachteten Region ab. Neben der Berechnung von Monatsniederschlagsanomalien können mittels des RAI auch die Abweichungen von Jahreszeiten und Jahren bewertet werden. Die Berechnung des RAI erfolgt aufgrund des vorherrschenden Jahreszeitenklimas für jeden Monat bzw. jede Jahreszeit separat.

Die Unterschiede zwischen dem RAI und den komplexeren Indizes von PALMER (1965) sowie BHALME und MOOLEY (1980) sind nach Untersuchungen von OLAPIDO (1985) vernachlässigbar. Auch die Unterschiede zum **Standardized Precipitation Index SPI** (Mc KEE 1993) sind sehr gering (HÄNSEL et al. 2015), vor allem wenn eine modifizierte Version des RAI (mRAI) verwendet wird. Dieser mRAI wird mittels des Medianwertes anstelle des arithmetischen Mittelwertes berechnet und der Skalierungsfaktor wird, mit dem Ziel eine möglichst gute Passfähigkeit zum SPI zu erzielen, abgewandelt. HÄNSEL et al. (2015) verwendeten für Sachsen einen Skalierungsfaktor von 1,7 und erreichten dabei für Beobachtungs- und Klimaprojektionsdaten Korrelationen zum SPI auf allen untersuchten Zeitskalen von weit über 0,9. Durch die vorgenommene komplexere Normierung ist der SPI etwas weniger stark zu positiven Niederschlagsanomalien verzerrt. Für beide Indizes sind die Abweichungen von der Normalverteilung statistisch nicht signifikant. In weiteren Untersuchungen wird der SPI ergänzend zum RAI eingesetzt und hinsichtlich der berechneten Trends verglichen.

Der SPI wurde von (Mc KEE et al. 1993) entwickelt und basiert auf der Wahrscheinlichkeitsverteilung des Niederschlags. Mit ihm kann das Niederschlagsdefizit der aktuellen Periode berechnet und sowohl feuchte als auch trockene Perioden analysiert werden. Die Berechnung erfolgt über die Anpassung einer Wahrscheinlichkeitsverteilung an eine Langzeit-Niederschlagsreihe. Diese wird anschließend in eine Normalverteilung transformiert, so dass der Mittelwert des SPI null ist (EDWARDS und Mc KEE 1997). Durch diese Normalisierung können trockenere und nassere Klimaten in gleicher Weise repräsentiert werden. Der SPI wird für unterschiedliche Zeitskalen berechnet und ist somit für verschiedene Anwendungsbereiche geeignet. So können die Auswirkungen des Niederschlagsdefizits in verschiedenen Wasserspeicherkomponenten (Grundwasser, Reservoirspeicherung, Bodenfeuchtigkeit und Abfluss) bewertet werden. Aufgrund dieser Vielseitigkeit schätzen viele Dürreplaner den SPI.

Die Zuordnung von Feuchtigkeitszuständen zu SPI-Werten ist in Tabelle 2.3-1 dargestellt. Sie orientiert sich stärker an der von GUTTMAN (1999) verwendeten Methodik. Mc KEE et al. (1993), die den SPI erstmalig vorschlugen, verwendeten eine etwas andere – nur auf Dürre fokussierende – Einteilung. Auch der RAI war ursprünglich durch Van ROOY (1965) etwas anders klassifiziert worden. Um die Vergleichbarkeit der beiden Indizes sicherzustellen, wurden die Klassen des RAI und des SPI gegenüber den ursprünglich vorgeschlagenen Klassifikationen leicht modifiziert. Dabei sind die RAI-Werte in der Regel etwa doppelt so groß wie die SPI-Werte bzw. bei Verwendung des mRAI gleich groß.

Tabelle 2.3-1: Einteilung der Häufigkeitsklassen des SPI und RAI nach den Originalautoren im Vergleich zur in diesem Bericht verwendeten Einteilung.

Originaldefinition (Mc KEE et al. 1993)		Originaldefinition (Van ROOY 1965)		hier verwendete Klasseneinteilung	
SPI-Wert	Bezeichnung	RAI-Wert	Bezeichnung	SPI/ mRAI	RAI(org.)
-		≥ 3,00	Extrem nass	≥ 2,00	≥ 4,00
-		2,00 bis 2,99	Sehr nass	1,50 bis 1,99	3,00 bis 3,99
-		1,00 bis 1,99	Zu nass	1,00 bis 1,49	2,00 bis 2,99
-		0,50 bis 0,99	Leicht zu nass	0,50 bis 0,99	1,00 bis 1,99
-		-0,49 bis 0,49	Nahe normal	-0,49 bis 0,49	-0,99 bis 0,99
0 bis -0,99	Leichte Dürre	-0,99 bis -0,50	Leicht zu trocken	-0,99 bis -0,50	-1,99 bis -1,00
-1,00 bis -1,49	Mäßige Dürre	-1,99 bis -1,00	Zu trocken	-1,49 bis -1,00	-2,99 bis -2,00
-1,50 bis -1,99	Starke Dürre	-2,99 bis -2,00	Sehr trocken	-1,99 bis -1,50	-3,99 bis -3,00
≤ -2,00	Extreme Dürre	≤ -3,00	Extrem trocken	≤ -2,00	≤ -4,00

Ein Dürreereignis für einen bestimmten Zeitschritt ist durch eine Periode definiert, in der der SPI kontinuierlich negativ ist und mindestens einmal unter -1 sinkt. Ein Dürreereignis beginnt, wenn der SPI-Wert das erste Mal unter Null sinkt und endet, wenn der SPI einen positiven Wert annimmt. Die positive Summe der SPI für alle Monate innerhalb der Dürreperiode wird als Dürrestärke (*drought magnitude*) bezeichnet (Mc KEE et al. 1993, 1995).

### *Dezil-Trocken- und Nassphasen*

Über mehrere Monate bis Jahre andauernde Trockenzeiten, mit auf den jeweiligen Gesamtzeitraum bezogenen deutlich negativen Abweichungen von den normalerweise zu erwartenden Niederschlagssummen, werden auf der Grundlage eines dezilbasierten Systems (GIBBS und MAHER 1967) für 3-Monatsniederschlagssummen berechnet. Dazu wird die Häufigkeitsverteilung des Niederschlags für den Zeitraum 1951–2000 (1961–2000 für die Analysen, welche Klimamodelldaten einbeziehen) in zehn Teile – die Dezile – aufgeteilt. Niederschlagssummen, die in das erste Dezil fallen sind „deutlich kleiner“ und entsprechend solche, die in das zehnte Dezil fallen, „deutlich größer“ als der im Mittel zu erwartende Wert. Fallen die 3-Monats-Niederschlagssummen dagegen in das vierte bis siebente Dezil, so geht man von „normalen“ Niederschlagsverhältnissen aus (KININMONTH et al. 2000). Eine **Dezil-Dürre** beginnt, wenn die 3-Monatsniederschlagssumme in das erste Dezil der Häufigkeitsverteilung fällt, also zu den 10 % kleinsten Werten gehört (KININMONTH et al. 2000; KEYANTASH und DRACUP 2002). Eine solche Trockenperiode endet, wenn der Niederschlag den Bereich zu trockener bzw. mittlerer Niederschlagsverhältnisse verlässt. Zu nasse Verhältnisse werden dabei über zwei Kriterien definiert: 1) der Monatsniederschlag des Vormonates fällt in oder über das 4. Dezil (30. Perzentil) der 3-Monatsniederschlagssummenverteilung oder 2) die Niederschlagssumme der vergangenen drei Monate fällt in oder über das 8. Dezil (70. Perzentil). Insbesondere die erste Abbruchregel kann in Klimaten mit stark ausgeprägtem Jahreszeitenklima (Regenzeit) problematisch sein, da hier hohe Monatsniederschlagssummen für bestimmte Zeiten innerhalb des Jahres charakteristisch sind und ein einzelner Monat mit annähernd normalen Niederschlagsverhältnissen nicht notwendiger Weise ein Dürreereignis beendet. Dies sollte für das Untersuchungsgebiet jedoch kein größeres Problem sein. Obwohl es durch ein Jahreszeitenklima charakterisiert ist, sind die Unterschiede in der Niederschlagsmenge zwischen den Jahreszeiten nicht allzu hoch, wie die Analysen des Jahresgangs in Abschnitt 4.1.1 zeigen. So fallen in weiten Teilen Sachsens knapp 60 % der Jahresniederschläge während des Sommerhalbjahres (April – September; SHJ). Circa ein Drittel der Niederschläge fallen im Sommer, während es in den anderen Jahreszeiten reichlich 20 % sind.

### 2.3.3 Tagesniederschlags-Indizes

#### *Starkniederschlag*

Nationale und regionale Unterschiede in den Beobachtungsstandards des Niederschlags und den Verfahren der Datenqualitätssicherung erschweren die Implementierung eines standardisierten internationalen Referenzsystems für Niederschlagsindizes (NICHOLLS und MURRAY 1999). Daher kann es manchmal schwierig sein, die Ergebnisse von Studien unterschiedlicher Regionen zu vergleichen und die Veränderungen in den regionalen und globalen Niederschlagsmustern, den Niederschlagsintensitäten sowie Extremen zu bewerten. Im Rahmen verschiedener internationaler Workshops (z. B. FOLLAND et al. 1999; NICHOLLS und MURRAY 1999; MANTON et al. 2001) wurden eine Reihe von Indizes für Niederschlagsextremereignisse entwickelt, die weltweit angewendet werden sollten, um eine globale Bewertung der Veränderungen in den extremen Ausprägungen des Niederschlags zu ermöglichen.

Basierend auf Tagesniederschlagsdaten wurden folgende Indizes vorgeschlagen:

- 1) Häufigkeit von Trockentagen ( $R_d \leq 0,1 \text{ mm d}^{-1}$ ),
- 2) Häufigkeit von Nass- ( $R_d \geq 1 \text{ mm d}^{-1}$ ) oder Regentagen ( $R_d \geq 2 \text{ mm d}^{-1}$ , um künstliche Trends aufgrund von Veränderungen in der Messung besonders geringer Niederschlagsmengen zu vermeiden),
- 3) Maximale 5-Tagesniederschlagssumme (als ein Index für Ereignisse, die potentiell zu Überschwemmungen führen),
- 4) Anzahl der Tage mit Niederschlagshöhen von mindestens 10 mm bzw. 20 mm,
- 5) Häufigkeit der Überschreitung spezifischer Schwellenwerte, wie die Zahl an Tagen mit Niederschlägen über dem 90., 95. und 99. Perzentil (z. B. für Kalenderjahre oder Jahreszeiten),
- 6) Variationen in der Größe solcher Schwellenwerte,
- 7) Mittlere Intensität von Ereignissen gleich oder oberhalb eines Schwellenwertes,

- 8) Prozentanteil des Jahres(zeiten)niederschlags, der an Tagen mit Niederschlagshöhen über dem 90., 95. und 99. Perzentil fällt,
- 9) Einfacher täglicher Niederschlagsintensitätsindex (Summe des Niederschlags an Nasstagen geteilt durch die Anzahl der Nasstage),
- 10) Vergleich der Häufigkeitsverteilungen des Tagesniederschlags unter Verwendung eines 30-Jahresfensters, das dekadisch verschoben wird (z. B. 1951–80, 1961–90, 1971–2000) mit Analyse der Veränderungen in den Extremen.

Die Perzentilschwellenwerte werden für die Klimareferenzperiode 1961–1990 berechnet, entweder durch einfaches Auszählen oder durch die Anpassung einer Verteilung, wie z. B. der Gamma-Verteilung. Während NICHOLLS und MURRAY (1999) die Berechnung der Perzentile nur für die Niederschlagstage vornehmen, verwenden MANTON et al. (2001) alle vorhandenen Tage. Hier erfolgt die Perzentilberechnung für das Gesamtkollektiv der Tagesniederschlagsdaten. Die in diesem Bericht verwendeten hydro-meteorologischen Indizes sind in Tabelle 2.3-2 zusammengestellt.

Tabelle 2.3-2: Übersicht über die verwendeten hydrometeorologischen Indizes.

	Akronym	Beschreibung	Einheit
Starkniederschlag	N-10mm	Anzahl der Tage mit mindestens 10 mm Niederschlagshöhe	-
	N-20mm	Anzahl der Tage mit mindestens 20 mm Niederschlagshöhe	-
	N-90P	Anzahl der Tage mit Niederschlag über dem 90. Perzentil	-
	N-95P	Anzahl der Tage mit Niederschlag über dem 95. Perzentil	-
	N-99P	Anzahl der Tage mit Niederschlag über dem 99. Perzentil	-
	Mgt-90P	Größe des 90. Perzentils	mm
	Mgt-95P	Größe des 95. Perzentils	mm
	Mgt-99P	Größe des 99. Perzentils	mm
	Mx-RR	Maximale Tagesniederschlagshöhe im Bezugszeitraum	mm
Trockenperioden	N-TT	Anzahl der Trockentage mit weniger als 1 mm Niederschlagshöhe	-
	N-TP	Anzahl der Trockenperioden	-
	N-TP11d	Anzahl der Trockenperioden mit mindestens 11 Tagen Dauer	-
	AvD-TP	Mittlere Dauer der Trockenperioden	Tage
	MxD-TP	Maximale Länge der Trockenperioden	Tage
Nassperioden	N-NT	Anzahl der Nasstage mit mehr als 1 mm Niederschlagshöhe	-
	N-NP	Anzahl der Nassperioden	-
	N-NP5d	Anzahl der Nassperioden mit mindestens 5 Tagen Dauer	-
	AvD-NP	Mittlere Dauer der Nassperioden	Tage
	MxD-NP	Maximale Länge der Nassperioden	Tage

### *Trocken- und Nassperioden*

Auf der Grundlage von Tagesniederschlagsdaten werden kurzzeitige Trocken- und Nasszeiten (Tage bis Wochen) untersucht, die für landwirtschaftliche Anwendungen relevant sein können. Dabei werden als trockene Tage solche ohne hydrologisch wirksamen Niederschlag (Tagesniederschlagssumme < 1mm) festgelegt, während Nasstage solche mit mehr als 1 mm Tagesniederschlag darstellen. Untersucht werden Veränderungen in der Aufeinanderfolge von trockenen bzw. nassen Tagen – den sogenannten Trocken- bzw. Nassperioden, hinsichtlich von Auftrittshäufigkeit, mittlerer Andauer sowie jährlicher bzw. jahreszeitlicher maximaler Andauer. Untersucht werden ebenso Veränderungen in der Häufigkeitsverteilung der Dauer solcher Ergebnisse. DIETZER (2000) definierte **meteorologische Trockenperioden** als eine Aufeinanderfolge von mindestens elf Trockentagen. Die Häufigkeit solcher, vergleichsweise langer Trockenphasen wird separat untersucht. Eine Zusammenstellung der verwendeten Indizes und deren Abkürzungen befindet sich in Tabelle 2.3-2.

Mit Hilfe der beschriebenen Dürreindizes untersuchte Größen sind die Häufigkeit, Andauer, Intensität und räumliche Ausdehnung von Dürren. Die verwendeten Indizes sind dabei nicht in gleichem Maße

geeignet, Aussagen zu allen vier Parametern vorzunehmen. So ist für die meteorologischen Trockenperioden und Dezil-Dürren die Quantifizierung der Dürreintensität schwierig, da diese sich laut Definition schon auf ausgesprochen trockene Phasen beziehen, in denen z. B. bei den meteorologischen Trockenperioden kaum Niederschlag fällt. Die Intensität solcher Trockenperioden kann ansatzweise über das Verhältnis der Niederschlagssumme zur Länge der Trockenphase betrachtet werden. Allerdings haben die auftretenden geringen Unterschiede meist nur eine geringe Relevanz. Die Dürreintensität auf verschiedenen Zeitskalen kann am besten durch die Niederschlagsanomalienindizes RAI und SPI untersucht werden. Für diese beiden Indizes ist unter Nutzung verschiedener Schwellenwerte auch die Analyse der Häufigkeit besonders trockener Ereignisse möglich.

## 2.4 Trendanalyse

Der Begriff Trend bezieht sich nach RAPP (2000) auf „die langfristige Veränderung einer oder mehrerer Klimaelemente oder daraus abgeleiteter Größen“. Ein Trend repräsentiert damit eine Verschiebung in den mittleren Klimaverhältnissen. Solange die Ursachen und Wechselwirkungen unbekannt sind, erlaubt die Trendanalyse keine Extrapolation in die Vergangenheit oder Zukunft (RAPP 2000). Für Klimauntersuchungen wird das klassische Komponentenmodell von Zeitreihen für die statistische Trendanalyse verwendet.

Die meisten Studien verwenden lineare Trends um die Größe der klimatischen Veränderungen zu quantifizieren, doch Klimaveränderungen müssen nicht linear sein (GRIESER et al. 2000; TRÖMEL 2005). Allerdings zeigen empirische Studien, dass die Linearität von Trends für Zeitskalen von einigen Dekaden bis zu einem Jahrhundert angenommen werden kann (SCHÖNWIESE und JANOSCHITZ 2005). Ein anderes Problem im Zusammenhang mit linearer Regression ist die Annahme der Normalverteilung der Daten, die für Niederschlag im Allgemeinen nicht zutrifft. TRÖMEL (2005) entwickelte eine Methode, die dieses Problem berücksichtigt. Ein Vergleich mit der herkömmlichen Methode zeigte für nicht-normal verteilte Daten eine Überschätzung der Trends durch das lineare Verfahren (SCHÖNWIESE und JANOSCHITZ 2005). Dennoch werden lineare Trends in den Klimawissenschaften verbreitet eingesetzt – auch in dieser Studie. Die Anwendung derselben Methode erleichtert den Ergebnisvergleich zwischen verschiedenen Regionen.

### 2.4.1 Mittelwertdifferenz

Der einfachste Ansatz zur Trendberechnung ist die Subtraktion der Mittelwerte zweier Zeitreihenabschnitte; die Bildung der sogenannten **Mittelwertdifferenz**.

$$\Delta \bar{y} = \bar{y}_2 - \bar{y}_1 = \frac{2}{N} \left( \sum_{t=N/2+1}^N y_t - \sum_{t=1}^{N/2} y_t \right), \text{ mit } N = \text{Anzahl der Zeitreihenwerte.}$$

Rapp (2000) empfiehlt die Verwendung von gleich langen Zeitreihenabschnitten, um alle Zeitreihenwerte mit dem gleichen Gewicht einzubeziehen. Zudem sollten diese zwei Segmente sich nicht überlappen und zusammen die gesamte Untersuchungsperiode abdecken. Wenn die Anzahl der Zeitreihenwerte ungerade ist, wird der mittlere Wert in der Berechnung beider Mittelwerte verwendet.

### 2.4.2 Lineare Regression

**Lineare Trends** können mittels einfacher **linearer Regression** berechnet werden. Diese ermittelt einen eindeutigen funktionalen Zusammenhang, der in einer Beziehungsgleichung beschrieben wird. Eine Gerade wird durch die Zeitreihe  $y_t$  der Länge  $N$  gelegt (SCHÖNWIESE 1992):

$$\hat{y}_n = \alpha + \beta \cdot t_n,$$

mit den Ordinatenwerten der Regressionslinie  $\hat{y}_n$  zu den Zeitpunkten  $t_n$  und den Regressionskoeffizienten  $\alpha$  und  $\beta$ . Die Regressionsgleichung wird mit der „Methode der kleinsten Quadrate“ berechnet, die die quadratische Abweichung der Originaldaten von der Regressionsgeraden minimiert (SCHÖNWIESE 1992; RAPP 2000):

$$\sum_{n=1}^N (y_n - \hat{y}_n)^2 = \text{Min.}$$

Die Eingabevariablen des Regressionsmodells werden als unabhängige Variablen behandelt und der Anstieg  $\beta$  der Regressionslinie wird wie folgt berechnet (SCHÖNWIESE 1992):

$$\beta = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N t_n y_n - \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N t_n \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N y_n}{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N t_n^2 - \left( \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N t_n \right)^2}$$

Es gibt verschiedene Möglichkeiten den Trend  $T$  anzugeben (RAPP 2000):

- (1) über die reine Information der Trendrichtung:  $T = \text{sgn } \beta$ ,
- (2) über den absoluten Trend durch die Berechnung der Differenz aus dem ersten und letzten Ordinatenwert der Regressionsgeraden für den Untersuchungszeitraum:  $T = \Delta \hat{y} = \hat{y}_N - \hat{y}_1 = \beta(N-1)$ , mit der Anzahl an Zeitreihenwerten  $N$  ( $t_n = 1, \dots, N$ ),
- (3) über den standardisierten Trend:  $T = k \cdot \Delta \hat{y} / N$ , für eine Periode  $k = 1, 10, 50$  oder  $100$  Jahre,
- (4) über den relativen Trend:  $T = \Delta \hat{y} / \bar{y}$  beziehungsweise  $T = \Delta \hat{y} / \hat{y}_1$ .

Die Verwendung von standardisierten Trends kann problematisch sein, wenn  $k$  viel länger als der Untersuchungszeitraum ist, weil dies zu einer Extrapolation des Trends über den Beobachtungszeitraum hinaus verleitet. Standardisierte Trends haben sich als nützlich erwiesen, wenn eine einzelne Zeitreihe, die in der Analyse bleiben soll, eine geringfügig kleinere zeitliche Datenverfügbarkeit aufweist als der Großteil der Zeitreihen. Der Vorteil von relativen Trends besteht darin, dass sie den Vergleich von Zeitreihen mit räumlich variierenden Mittelwerten erlauben. Während absolute Trends kleinskalige geografische Abhängigkeiten widerspiegeln, zeigen relative Trends besser großskalige klimatologische Strukturen auf (RAPP 2000).

### 2.4.3 Mann-Kendall Trendtest

Die lineare Regression nimmt normal verteilte Daten und lineare Trends an – eine Voraussetzung, die tägliche und monatliche Niederschlagsdaten normalerweise nicht erfüllen. Daher wird ein verteilungsfreier (nicht-parametrischer) Trendtest, der keine linearen Trends voraussetzt, durchgeführt: der **Mann-Kendall Trendtest**, der von MANN (1945) entwickelt und von KENDALL (1970) modifiziert wurde. Die Testgröße  $Q_s$  berechnet sich durch das Zählen der algebraischen Vorzeichen aller möglichen Differenzen von Zeitreihenwerten  $y$  und die Division der Summe  $S$  durch alle möglichen Kombinationen von Zeitreihenwerten für  $i < j$ :

$$Q_s = \frac{\sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=i+1}^N \text{sgn}(y_j - y_i)}{\frac{1}{2} N(N-1)} = \frac{S}{\frac{1}{2} N(N-1)}$$

Für eine Anzahl von Zeitreihenwerten  $N > 10$  folgt die Testgröße  $Q_s$  annähernd einer Normalverteilung mit einem Mittelwert  $\mu = 0$  und einer Varianz  $\sigma^2 = \frac{2(2N+5)}{9N(N-1)}$ .

Der Trend  $Q$  ergibt sich durch die Standardisierung der Testgröße  $Q_s$ :

$$Q = \frac{Q_s - \mu}{\sigma} = \frac{S}{\sqrt{\frac{1}{18} N(N-1)(2N+5)}}$$

KENDALL (1970) modifizierte den Test für identische Zeitreihenwerte:

$$Q = \frac{S}{\sqrt{\frac{1}{18} \left[ N(N-1)(2N+5) - \sum_i b_i(b_i-1)(2b_i+5) \right]}}$$

mit  $b_i$  als Anzahl von identischen Zeitreihenwerten der Ordinatenwerte  $y_i$  (RAPP 2000).

#### 2.4.4 Signifikanz, Räumliche und zeitliche Repräsentativität

Da Klima in Raum und Zeit sehr variabel ist, können Klimaveränderungen nicht durch die Betrachtung einzelner Datenreihen bestätigt werden. Signifikante Entwicklungen müssen zeitlich stabil sein und flächendeckend auftreten (RAPP 2000). Zur Überprüfung dieser Annahmen wird neben der Signifikanz von Trends auch deren räumliche und zeitliche Repräsentativität bewertet. Die Temperatur zeigt zum Beispiel eine höhere räumliche Repräsentativität als der Niederschlag, was nicht notwendig für die assoziierten Trends gelten muss.

Tabelle 2.4-1: Bewertung der Signifikanz der Mann-Kendall Trendtestgröße  $Q$  durch das Angeben der Vertrauensgrenze  $V$  und der Irrtumswahrscheinlichkeit  $\alpha$  für eine standardnormalverteilte Teststatistik (KLIWA 2002; RAPP 2000).

Signifikanzbewertung	$Q$	$V$	$\alpha$
schwach signifikant	> 1,282	> 80 %	< 0,2
	> 1,645	> 90 %	< 0,1
wahrscheinlich signifikant	> 1,960	> 95 %	< 0,05
	> 2,576	> 99 %	< 0,01
sehr wahrscheinlich signifikant	> 3,290	> 99,9 %	< 0,001

Die **Signifikanz** von Trends wird mit Hilfe des nicht-parametrischen Mann-Kendall Trendtests bewertet. Für die Testgröße  $Q$  sind die in Tabelle 2.4-1 aufgeführten Vertrauensgrenzen  $V$  und Irrtumswahrscheinlichkeiten  $\alpha$  einer Normalverteilung gültig. Die in dieser Studie verwendete Signifikanzbewertung folgt den Vorschlägen des KLIWA-Projektes (KLIWA 2002). Informationen zur Signifikanz von Trends werden durch die Bewertung der räumlichen und zeitlichen Repräsentativität der Trends vervollständigt.

Die **zeitliche Repräsentativität** bezieht sich auf Variationen in den Trendwerten, wenn die Untersuchungsperiode schrittweise verschoben wird (RAPP 2000). Sie kann durch die Berechnung und den Vergleich von Trends von vielen Teilintervallen der Gesamtzeitreihe analysiert werden. Im Allgemeinen steigt die Signifikanz von Trends mit abnehmender Variation, die den Trend überlagert. Daher haben relative hohe oder niedrige Werte am Anfang oder Ende einer Zeitreihe einen besonders großen Einfluss auf Trends – vor allem auf lineare Trends – und können diese verzerren (SCHÖNWIESE und JANOSCHITZ 2005). Dieser Fehlerquelle kann durch das sukzessive Verschieben der Untersuchungsperiode begegnet werden. In dieser Studie wurde diese Art von zeitlich-verschobener Analyse für 50-Jahres-Trends verwendet, um die zeitliche Repräsentativität der Trends zu bewerten. SCHÖNWIESE und JANOSCHITZ (2005) zeigten, dass Trends für Zeitreihen, die kürzer als 30 Jahre sind, dazu tendieren, instabil zu werden.

Die **räumliche Repräsentativität** berücksichtigt die Größe von Trendvariationen von Ort zu Ort. Generell zeigt die Oberflächenlufttemperatur eine höhere räumliche Repräsentativität mit einer geringeren Abnahme bei steigender Entfernung als der Niederschlag (RAPP 2000). Die räumliche Repräsentativität wird durch die Korrelationsanalyse und den Vergleich von Trends an unterschiedlichen Stationen und in unterschiedlichen Regionen untersucht. Die räumliche Repräsentativität wird durch

den zweidimensionalen linearen Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten nach Pearson  $r$  gemessen, der die Ähnlichkeit von Zeitreihen oder charakteristischen Parametern zweier Stationen beschreibt (RAPP 2000). Das Bestimmtheitsmaß  $r^2$  ist der absolute Wert der Varianz von zwei Zeitreihen (SCHÖNWIESE 1992). Ein Korrelationskoeffizient  $r$  von 0.7 und eine erklärte Varianz von demzufolge 50 % ist das Mindestkriterium für eine genügend hohe räumliche Repräsentativität (RAPP 2000).

#### 2.4.5 Mögliche Fehlerquellen

In der Trendanalyse gibt es zahlreiche mögliche Fehlerquellen. Jeder Trend klimatologischer Zeitreihen ist mehr oder weniger fehlerbehaftet (RAPP 2000). Dabei wird zwischen systematischen (korrigierbar) und nicht-systematischen (zufälligen) Fehlern unterschieden. Bekannte Fehlerquellen können durch Korrekturmethode überwunden werden, wohingegen unbekanntes Fehlerquellen zu mindestens bei der Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt werden müssen (RAPP 2000).

**Systematische Fehler** treten zum Beispiel bei der Messung von Niederschlag auf. Solche systematischen Abweichungen vom wahren Wert sind vor allem auf Windeinflüsse zurückzuführen (Über- und Herausblasen von Niederschlag). Andere Fehlerquellen stehen im Zusammenhang mit dem Aufbau und den Eigenschaften des Messinstrumentes, Geräte- und Beobachtungsfehlern (SEVRUK und NE-SPOR 1994). Starker Wind führt zu etwa 10 % geringeren Niederschlagshöhen bei Hellmann-Regenmessern. Bei festem Niederschlag wie Schnee liegen die Verluste sogar noch höher und können bis zu 50 % betragen (GOODISON et al. 1998). Andere Quellen für fehlerhafte Niederschlagsmessungen sind die Benetzungs- und Verdunstungsfehler. Nach RICHTER (1995) liegen diese im Flachland im Bereich von 3 % und können in den Mittelgebirgen sogar doppelt so groß sein. Für Niederschlagstrendanalysen ist eine Korrektur von Niederschlagssummen nicht nötig, da die Nutzung korrigierter Niederschlagswerte die Trends nicht signifikant beeinflusst. Im Gegensatz dazu ist das Korrigieren von Niederschlagssummen bei der Analyse von absoluten Niederschlagssummen wie z. B. bei Wasserhaushaltsstudien unerlässlich (BERNHOFER et al. 2002).

**Datenlücken** können die berechneten Trends stark beeinflussen, in Abhängigkeit von 1) dem zeitlichen Auftreten der Lücken innerhalb der Zeitreihe, 2) dem Ausmaß der Lücken, und 3) den Eigenschaften der Zeitreihe wie Länge, Variabilität und Trends. RAPP (2000) zeigte, dass Lücken an den Enden der Zeitreihe einen viel größeren Einfluss auf den Trend haben als Lücken in der Mitte der Zeitreihe. Außerdem steigt die Gefahr einer Verzerrung des Trends mit der Anzahl aufeinander folgender Datenlücken und mit zunehmender Variabilität der Zeitreihe. Bei der Untersuchung von Trends in den Extremen haben fehlende Daten einen noch viel größeren Einfluss, da Extreme verpasst worden sein könnten (MANTON et al 2001). SCHÖNWIESE und RAPP (1997) fordern eine Datenverfügbarkeit von 90 %, um realistische Trendanalysen durchzuführen.

**Inhomogenitäten** in Zeitreihen können existierende Trends stark verzerren oder einen Trend vortäuschen, wo keiner existiert. Eine Inhomogenität existiert, wenn nicht-meteorologische Ursachen zu Abweichungen in der klimatologischen Zeitreihe führen (z. B. SCHÖNWIESE und JANOSCHITZ 2005). Solche Ursachen können Alterungseffekte der Messinstrumente, Inkonsistenzen bei der Beobachtungspraxis, fehlerhafte Arbeitsinstrumente sowie Veränderungen 1) in der Lage der Station, 2) bei den Messinstrumente, und 3) in der lokalen Umgebung der Station sein (GISLER et al. 1997). Zum Beispiel kann die Verbesserung von Niederschlagsmessgeräten zu höheren gemessenen Niederschlägen führen. Dieser Bias kann zu künstliche Trends bei der Analyse von Veränderungen von Extremniederschlägen führen, besonders bei leichtem Regen oder Schneefall (NICHOLLS und MURRAY 1999). Unterschiede in Zeitreihen von nahe beieinander gelegenen Stationen können auf Homogenitätsprobleme hinweisen, solange nicht alle Stationen von derselben Inhomogenität betroffen sind. Inhomogenitäten selbst können sich als graduelle und abrupte Veränderungen ausdrücken.

Homogenitätstest wurden entwickelt, um solche künstlichen abrupten oder graduellen Veränderungen festzustellen. Die Korrektur von inhomogenen Datenreihen ist über verschiedene Homogenisierungsverfahren möglich. Solch eine Homogenisierung überträgt Informationen von der Referenzreihe auf die zu homogenisierende Zeitreihe. Für Zeitreihenanalysen ist dies nicht sinnvoll, da keine neuen räumlichen Informationen von einem solchen Ansatz abgeleitet werden (RAPP 2000). BERNHOFER

und GOLDBERG (2001) merken an, dass die Homogenisierung in einer konservativen Art angewandt werden soll, um die Verfälschung der Zeitreihe für spätere Analysen zu vermeiden. Homogenisierung sollte vielmehr eine Methode sein, um Zeitreihen zu bewerten statt diese zu „glätten“. Innerhalb des CLISAX Projektes (Statistische Analyse regionaler Klimatrends in Sachsen; BERNHOFER und GOLDBERG 2001), dessen Daten in dieser Studie Verwendung fanden, wurden verschiedene Homogenitätstest angewandt (z. B. die numerischen Ansätze Abbe-, Buishand- und Alexandersontest und einige grafische Verfahren).

**Besonderheiten der Trendanalyse von Ereignissen mit einer bestimmten Dauer.** Trocken- und Nassphasen sind Perioden mit einem definierten Beginn und Ende, der entsprechenden Andauer und weiteren Eigenschaften wie z. B. der Höhe des akkumulierten Niederschlagsdefizits. Sie können statistisch nicht mehr als ein Punkt auf der Zeitachse betrachtet werden, der eine bestimmte Eigenschaft (z. B. Niederschlagshöhe) besitzt. Herkömmliche Zeitreihenanalysen sind daher nur eingeschränkt anwendbar und müssen entsprechend interpretiert werden. Je länger die untersuchten Trocken- bzw. Nassperioden sind, desto problematischer wird ihre für die Zeitreihenanalysen notwendige zeitliche Zuordnung. Für die statistischen Analysen wird die Dauer der Trockenperiode dem Tag ihres Abbruchs zugeordnet. Das kann in einigen Fällen fragwürdig sein. So wird z. B. eine Trockenperiode, die vom 12. März bis 3. April dauert, dem April und somit dem Sommer- anstelle des Winterhalbjahrs zugeordnet. Eine Zuordnung der Trockenperiode zum ersten Tag ihrer Andauer bringt die gleiche Problematik mit sich. Auch eine Zuordnung zum „mittelsten“ Tag bzw. Monat der Trockenperiode oder zu dem Monat bzw. Jahr mit dem größten Anteil an der Trockenperiode ist nicht unproblematisch, da auch diese Ansätze immer nur einen Teil der „Wahrheit“ betrachten können. Ein Monat in dem laut der vorgenommenen Analysen „wenige“ Trockenperioden auftreten (d.h. wenige Trockenperioden enden), ist damit nicht automatisch weniger von Trockenheit betroffen als ein Monat mit „vielen“ (endenden) Trockenperioden. Unter Umständen ist ein solcher Monat besonders stark von Trockenheit betroffen, da die Trockenphasen den Monat überdauern und erst im nächsten Monat enden. Daher wird zusätzlich auch die Zahl der trockenen Tage analysiert. Zudem erfolgen die Analysen von Trockenperiodencharakteristika nur für die Jahreszeiten und (Halb)Jahre, während die Trockentagszahl auch für die Monate berechnet und bewertet wird.

### 3 Untersuchungsgebiet und Daten

#### 3.1 Klimatische Einordnung Sachsens

Sachsen befindet sich im Osten von Deutschland und grenzt im Osten an Polen und im Süden an die Tschechische Republik. Aufgrund seiner Lage in Mitteleuropa ist Sachsen makroklimatisch durch ein Übergangsklima zwischen maritimem westeuropäischen und kontinentalem osteuropäischen Klima gekennzeichnet (Bernhofer et al. 2009a). Nach der aktualisierten Version der Köppen-Geiger-Klimaklassifikation liegt Sachsen im Bereich der warm gemäßigten, voll-humiden Klimate mit warmen Sommern (KOTTEK et al. 2006).

Innerhalb von Sachsen kann man drei verschiedene Klimabezirke unterscheiden: 1) das deutsche Mittelgebirgsklima (Erzgebirge, Vogtland), 2) das deutsche Berg- und Hügellandklima (Mittelgebirgsvorland, Elbsandsteingebirge; Lausitzer Bergland, Zittauer Gebirge) und 3) das ostdeutsche Binnenlandklima (Leipziger Tieflandsbucht, Lausitz, Elbtal; SMUL 2005). Die klimatischen Eigenschaften von Sachsen werden zu einem großen Teil durch das Erzgebirge und andere südliche und westliche Gebirge (Elbsandsteingebirge, Thüringer Wald, Fichtelgebirge und Harz) bestimmt, die den Zustrom südlicher und westlicher Luftmassen hemmen (GOLDSCHMIDT 1950). Nur nördliche und östliche Luftmassen können Sachsen fast ungehindert erreichen. Doch diese Luftmassen sind nur selten mit umfangreichen Niederschlägen verbunden. Die höchsten Niederschlagssummen treten im Zusammenhang mit konvektiven Sommerniederschlägen (Gewittern) und aus westlichen und nordwestlichen Richtungen heranziehenden Wetterfronten auf, die teilweise durch die vorgelagerten Gebirge blockiert werden (GOLDSCHMIDT 1950). Die Regenschatteneffekte der umliegenden Gebirge erklären Sachsens niedrige Niederschlagssummen im Vergleich zu anderen deutschen Gebieten.

Während südwestlichen Windströmungen können Föhneffekte am Erzgebirge auftreten, die zu höheren Temperaturen und niedrigeren Niederschläge im Norden des Erzgebirges führen (SMUL 2005). Die häufig auftretenden Nordwest-Strömungen im Sommer und die damit verbundenen Luveffekte am Nordrand des Erzgebirges führen zu einem Anstieg des sommerlichen Niederschlagsmaximums (Sommerregentyp) – im Gegensatz zu anderen ostdeutschen Mittelgebirgen wie Harz und Thüringer Wald mit einem Niederschlagsmaximum im Winter (Winterregentyp) (SMUL 2005). Der Anteil des Winterniederschlags am Gesamtniederschlag steigt in Sachsen mit zunehmender Höhe (GOLDSCHMIDT 1950).

Die Analyse zukünftig zu erwartender regionaler Niederschlagsveränderungen wird beispielhaft anhand der REGKLAM-Modellregion vorgenommen (blau umrandetes Gebiet in Abbildung 3.2-4). Unter Hinzuziehen des sogenannten erweiterten Datengebietes entspricht dieses Untersuchungsgebiet in etwa dem für die Analyse der rezenten sächsischen Niederschlagsveränderungen verwendeten, jedoch wird die Region im Übergang zu Bayern nicht mit betrachtet.

## 3.2 Verwendete Daten

### 3.2.1 Beobachtungsdaten

Für eine verlässliche Klimatrendanalyse ist das Vorliegen langer und homogener Datenreihen notwendig. Die verwendeten Beobachtungsdaten stammen überwiegend aus der sächsischen Klimadatenbank, die im Rahmen des CLISAX-Projektes für das Sächsische Landesamt für Umwelt und Geologie erstellt wurde (BERNHOFER und GOLDBERG 2001; BERNHOFFER et al. 2001, 2002). Diese Datenbank integriert Klimadaten verschiedener Datenquellen für Sachsen. Der Hauptteil der Daten stammt dabei vom Deutschen Wetterdienst; zusätzliche Datenreihen z. B. der Landestalsperrerverwaltung oder des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie wurden einbezogen. Ergänzungen und Aktualisierungen erfolgten direkt über Daten des Deutschen Wetterdienstes. Es wurden nur Stationen verwendet, die mindestens ab 1951 vorliegen und möglichst wenig Fehlwerte haben.

#### *Sachsen*

Für die Analyse der rezenten Niederschlagsveränderungen in Sachsen während des 20. Jahrhunderts wurden die Daten von 132 Niederschlags- und Klimastationen verwendet (Abbildung 3.2-1). Da nicht für all diese Stationen für den gleichen Zeitraum auch digitale Tagesniederschlagsdaten vorliegen, wurden nur 118 dieser Stationen (umrandete Stationen in Abbildung 3.2-1) für die Analyse von auf Tagesniederschlagssummen basierenden hydro-meteorologischen Indizes verwendet. Die Analyse der zeitlichen Variabilität und Trends der Monatsniederschlagsdaten erfolgt für den Zeitraum 1901–2012. Da vor 1931 nur für sehr wenige Stationen Tagesniederschlagsdaten digital vorliegen, wurden Tagesniederschläge für den Zeitraum 1931–2012 betrachtet. Die digitale Datenverfügbarkeit variiert stark mit der Zeit (Abbildung 3.2-2). Im Zeitraum 1951–2000 haben jedoch fast alle verwendeten Stationen komplette Datenreihen vorliegen – Auswahlkriterium für die Stationswahl war eine Datenverfügbarkeit von mindestens 95 % in diesem Zeitraum. Zumeist fehlen bei einzelnen Stationen nur einige Monate bis Jahre. Vor 1951 ist die digitale Datenverfügbarkeit deutlich geringer – v.a. die beiden Weltkriege zeichnen sich deutlich ab. Auch nach 2000 nimmt die Datenverfügbarkeit wieder deutlich ab, was mit der Schließung von Niederschlagsstationen aufgrund von Kosteneinsparungen und fehlenden Nachfolgern für die Betreuung ehrenamtlicher Stationen zusammenhängt. Diese Veränderungen im Stationskollektiv können sich durchaus auf die regional betrachteten Trends auswirken. Für einzelne Analysen wurde daher vergleichend ein Datensatz von 28 Stationen mit Langzeitdatenreihen von Monatsniederschlagssummen herangezogen (Abbildung 3.2-3). Für diesen Datensatz ist die Datenverfügbarkeit fast über den gesamten Zeitraum > 50 % – zwischen 1921 und 2000 sogar > 80 %.

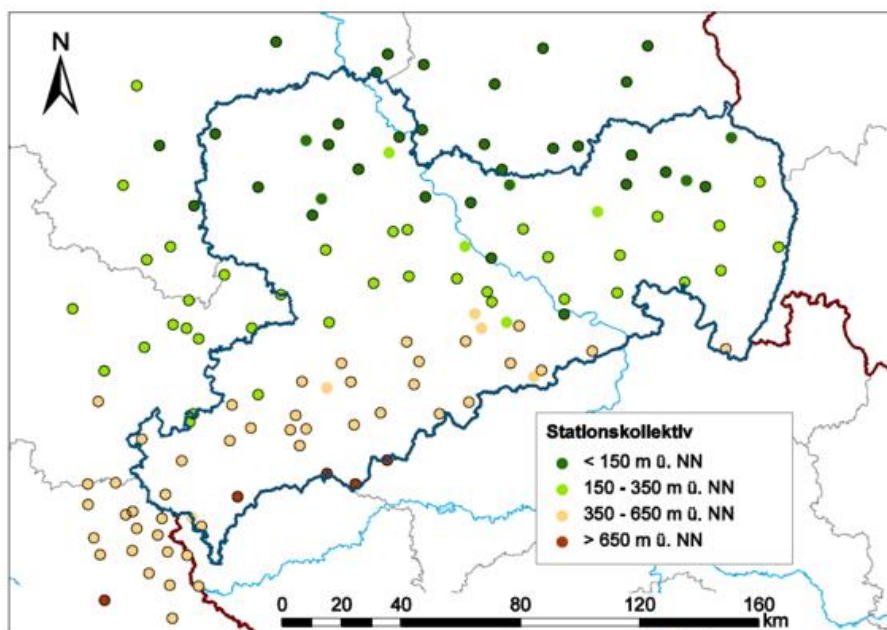


Abbildung 3.2-1: Übersicht über die für die Analyse der rezenten Niederschlagsveränderungen verwendeten Stationen; umrandet sind die Stationen, von denen auch die Tagesniederschlagsdaten verwendet wurden.

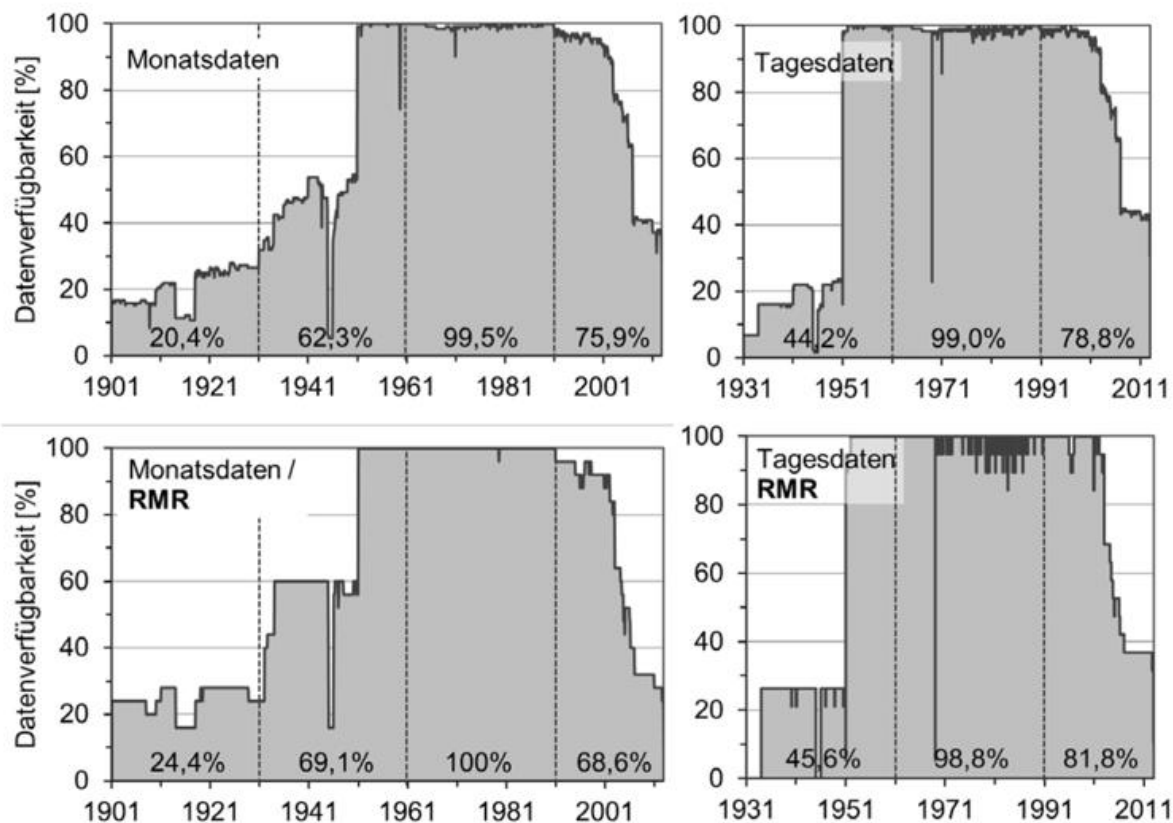


Abbildung 3.2-2: Digitale Datenverfügbarkeit der verwendeten Monats- (links) und Tagesniederschlagsdaten im Gesamtgebiet (oben) und in der REGKLAM-Modellregion Dresden (RMR, 25 Stationen; unten).

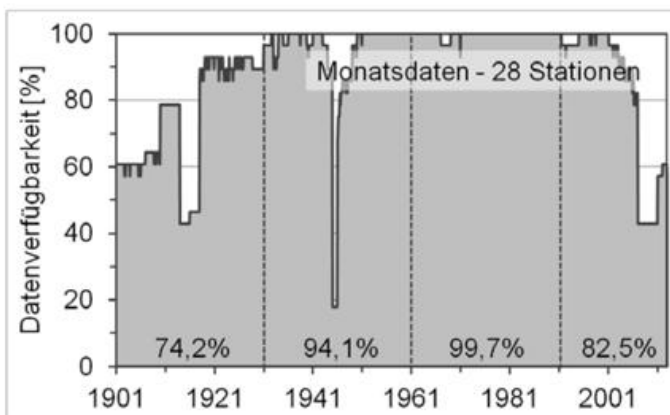


Abbildung 3.2-3: Digitale Datenverfügbarkeit für 28 ausgewählte Langzeitreihen von Monatsniederschlagsdaten im Gesamtgebiet

### REGKLAM-Modellregion

Für die Validierung der für die REGKLAM-Modellregion untersuchten Klimamodelle wurden Niederschlagsdaten aus der REGKLAM-Datenbank verwendet. Dieses Stationskollektiv umfasst 23 Stationen in der REGKLAM-Modellregion und 105 Stationen im erweiterten Datengebiet für den Zeitraum 1951–2010 (Abbildung 3.2-4). Die Validierung der Modelle erfolgte zumeist für den Zeitraum 1961–2000, teilweise auch für 1961–1990. Grundsätzlich ist das Stationskollektiv der REGKLAM-Modellregion sehr ähnlich dem für den längeren Zeitraum für Gesamtsachsen verwendeten, da auch die für das REGKLAM-Projekt aufgebaute Datenbank auf der Sächsischen Klimadatenbank basiert. Damit ist auch der Verlauf der Datenverfügbarkeit ähnlich dem im Gesamtgebiet (Abbildung 3.2-2). Für die Untersuchung der REGKLAM-Modellregion und die Validierung der Klimamodelle wurden auch einige Stationen einbezogen, die kürzere Datenreihen (z. B. ab 1961) haben, um eine gute räumliche Repräsentation des Niederschlags in der Region zu erhalten. Zu diesen Stationen gehört beispielsweise auch Dresden-Klotzsche.

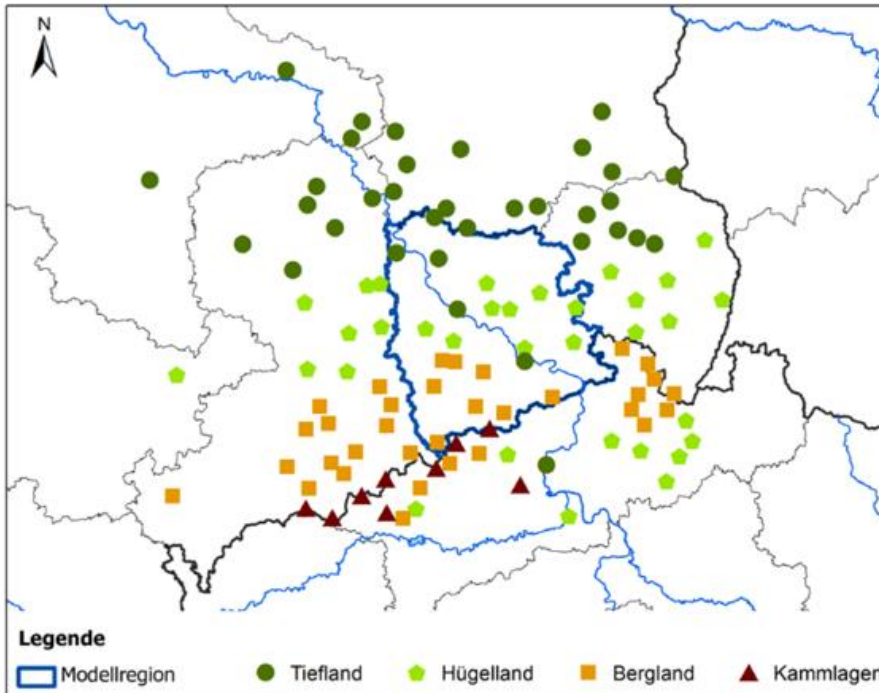


Abbildung 3.2-4: Übersicht der im Rahmen der REGKLAM-Analysen verwendeten Stationen einschließlich ihrer Höhenstufenzuordnung in der REGKLAM-Modellregion (RMR; blau umrandet) und dem erweiterten Datengebiet (EDG).

### Datenqualität

Obwohl innerhalb des CLISAX-Projektes umfangreiche Datenprüfungen und Homogenitätsanalysen erfolgten, verblieben wahrscheinlich einige Fehler in den Daten (BERNHOFER et al. 2001). Einige der Fehlerquellen sind bekannt, jedoch können nicht alle Fehler beseitigt werden. Bei der Interpretation der Ergebnisse der Trendanalyse ist es daher wichtig, das Wissen über systematische Fehler und deren möglichen Einfluss auf die Trends einzubeziehen. Einer dieser systematischen Fehler in den Niederschlagszeitreihen ist die Veränderung in der Systematik der Zuordnung des Niederschlags zu einem Messtag. Dieser Wechsel erfolgte in der ehemaligen Deutschen Demokratischen Republik zum Jahreswechsel 1968/89 und in der Bundesrepublik Deutschland zum Jahreswechsel 1970/71 (BERNHOFER et al. 2001). Aufgrund dieser Veränderung in der Zuordnung fehlen an den meisten Stationen die Werte für den Dezember des Jahres 1968 bzw. 1970. BERNHOFFER und GOLDBERG (2001) stellten zudem Abweichungen zwischen den vom Deutschen Wetterdienst bereitgestellten Monatsniederschlagssummen, den Werten aus Jahrbüchern sowie den aus Tagesdaten aufsummierten Monatsdaten fest. In den meisten Fällen sind diese Diskrepanzen in den Datenreihen verschiedener Quellen – v.a. wenn es große Abweichungen von mehreren mm Niederschlagshöhe betrifft – auf die beschriebene Veränderung der Zuordnungssystematik zurückzuführen. Diese Abweichungen tauchen in der Regel vor 1968 bzw. 1970 auf. Diese Abweichungen können so stark ausgeprägt sein, dass sie die Größe und Signifikanz von Monatsniederschlagstrends erheblich beeinflussen (HÄNSEL 2009). Zum Teil sind geringfügige Abweichungen auch auf das Runden von Monatswerten in einer der Datenquellen zurückzuführen. Um eine möglichst konsistente Datengrundlage sicherzustellen und da die Monatsdaten für einen längeren Zeitraum als die Tagesdaten vorliegen, werden für die Analyse von Monats- und Jahres(zeiten)trends die Monatszeitreihen aus der Sächsischen Klimadatenbank verwendet. Nur in einigen Fällen, wo in der Datenbank keine Monatsdaten, jedoch Tagesniederschläge vorlagen, wurden die Monatsniederschläge über das Aufsummieren der Tagesdaten ergänzt.

Eine Quelle von Inhomogenitäten in den sächsischen Niederschlagsreihen ist die Umstellung auf den Hellmann-Regensammler ab den Jahren 1933/34 (ANTONIK und PELZL 1952). Vor 1933 wurden in Sachsen überwiegend Niederschlagssammler mit 500 oder 1000 cm<sup>2</sup> Sammelfläche (nach Bruhns bzw. Schneider) verwendet (FREYDANK 2014). Diese Instrumente sammelten etwa 10 % mehr Niederschlag als der Hellmann-Regensammler mit seinen 200 cm<sup>2</sup> Sammelfläche (ANTONIK und PELZL 1952; GOLDSCHMIDT 1950; TREMMEL und STELLMACHER 1985). Zumindest für die Tagesniederschlagsanalysen, die erst im Jahr 1931 beginnen, sollte diese Inhomogenität keinen signifikanten Einfluss auf die Trends haben. Die Jahrhunderttrends der Jahres(zeiten)summen können durch diese

Geräteumstellung beeinflusst sein, wenn die nasserer Verhältnisse zu Beginn des 20. Jahrhunderts auf das andere Messgerät zurückzuführen sind. Über eventuelle Anpassungen – im Sinne einer Homogenisierung – der langen Niederschlagsdatenreihen in Sachsen liegen mir keine Informationen vor. Daher sind weitere Untersuchungen zur möglichen Größe des Einflusses auf die Trends angeraten.

### *Niederschlagskorrektur*

Gemessene Niederschlagshöhen sind durch systematische Windfehler sowie Benetzungs- und Verdunstungsverluste des Niederschlagsmessers immer etwas geringer als die tatsächlichen Niederschlagshöhen, wie sie auch von einem dynamischen Klimamodell simuliert werden. Eine Korrektur der gemessenen sowie der mit den statistischen Modellen simulierten Niederschlagshöhen wurde jedoch für die vorliegenden Analysen nicht vorgenommen. Damit werden die tatsächlichen Niederschlagshöhen leicht unterschätzt (im jährlichen Mittel in unserer Region um ca. 10 %). Hier steht jedoch nicht die Gesamtniederschlagsbilanz im Fokus, sondern Veränderungen bei den Minima. Für diese geringen Niederschläge hat das Korrekturverfahren nach RICHTER (1995) bzw. dessen Weiterentwicklung durch ERBE (2002) kaum Auswirkungen auf die tatsächliche Niederschlagshöhe. Zudem würde das Korrekturverfahren eine weitere Quelle von Unsicherheit und potentiellen Fehlern in die Analysen hineinbringen. Eine Vergleichbarkeit der beobachteten und statistisch simulierten Niederschläge mit den Flächendaten der dynamischen Regionalmodelle wäre immer noch nicht gegeben.

### *Einteilung in Regionen*

Neben der Untersuchung und Darstellung von an Einzelstationen beobachteten Niederschlagsveränderungen werden in diesem Bericht auch regionale Zeitreihen und Trends für die rezenten Niederschlagsveränderungen betrachtet. Dazu wurden die Stationen entsprechend ihrer naturräumlichen Zuordnung und der Ähnlichkeit ihrer Niederschlagscharakteristika in neun Unterregionen klassifiziert (Abbildung 3.2-5). Diese auf Naturräumen basierende Zuordnung wurde durch zusätzliche Korrelations- und Clusteranalysen unterstützt (für Details siehe HÄNSEL 2009). Diese Regionen sind das Elbe-Mulde-Tiefland (EMT), das Westliche (WSH) und das Östliche Sächsische Hügelland (ÖSH), Lausitz und Spreewald (LAS), das Erzgebirgsvorland (EVL), Ost- (OEG) und Westerzgebirge (WEG), Vogtland und Thüringer Becher (VTB) sowie das Thüringisch-Fränkische Mittelgebirge (TFM). Die meisten Teilregionen umfassen ca. 15 Stationen. Nur die Regionen EVL und LAS weisen mit 6 bzw. 22 Stationen für die Analysen monatlicher Niederschlagssummen deutlich weniger bzw. mehr Stationen auf (Tabelle 3.2-1). Die Höhenlage der Stationen variiert in einigen Regionen um mehrere Hundert Meter. Am homogensten in Bezug auf die Höhenlage der Stationen sind das Elbe-Mulde-Tiefland mit Stationshöhen zwischen 76 und 155 m ü. NN sowie das Thüringisch-Fränkische Mittelgebirge, dessen Stationen zwischen 474 und 600 m hoch gelegen sind.

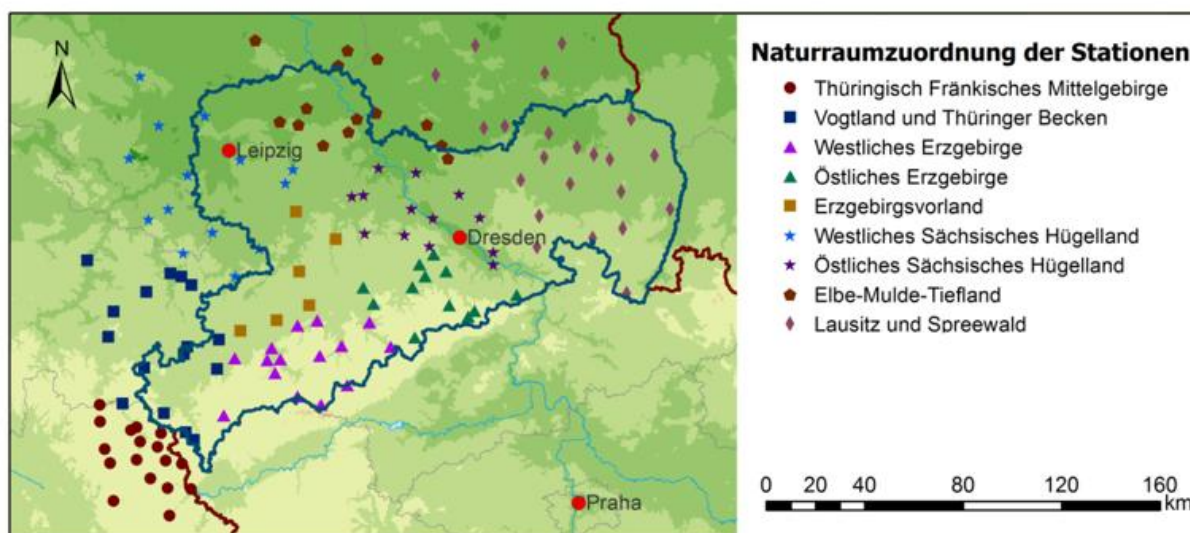


Abbildung 3.2-5: Naturraumzuordnung des Stationskollektives der Beobachtungsdaten.

Tabelle 3.2-1: Übersicht über die neun Teilregionen des Untersuchungsgebietes hinsichtlich der zur Verfügung stehenden Monats- und Tagesniederschlagszeitreihen sowie der Höhenlage über dem Meeresspiegel (Mittelwert und Spannweite).

Region	Abk.	Stationszahl		Mittlere Höhe ü. NN. (m)	
		mon	d	mon	d
Elbe-Mulde Tiefland	EMT	15	12	109 (76–155)	100 (76–145)
Westliches Sächsisches Hügelland	WSH	14	13	168 (82–302)	170 (82–302)
Östliches Sächsisches Hügelland	ÖSH	13	12	183 (110–290)	179 (110–290)
Lausitz und Spreewald	LAS	22	19	181 (69–460)	182 (69–460)
Erzgebirgsvorland	EVL	6	6	318 (192–418)	318 (192–418)
Osterzgebirge	OEG	13	9	431 (214–593)	433 (214–593)
Westerzgebirge	WEG	15	14	557 (391–1213)	566 (391–1231)
Vogtland und Thüringer Becken	VTB	17	16	370 (155–510)	363 (155–510)
Thüringisch-Fränkisches Mittelgebirge	TFM	17	17	548 (474–660)	548 (474–660)
<b>Gesamt</b>		<b>132</b>	<b>118</b>	<b>317 (69–1213)</b>	<b>321 (69–1213)</b>

Abk.: Abkürzung; mon: Monatsdaten; d: Tagesdaten

Die Verringerung des für die Tagesniederschlagsanalysen zur Verfügung stehenden Stationskollektives hat kaum einen Einfluss auf die mittleren Höhenlagen sowie die Spanne der Höhenlagen der jeweiligen Regionen. Besonders deutlich gesunken ist die Zahl der zur Verfügung stehenden Stationen im Osterzgebirge, wo für die Analyse von Tagesniederschlagsdaten nur noch 9 von den ursprünglich 13 Stationen zur Verfügung stehen.

### 3.2.2 Regionale Klimaprojektionen des REGKLAM-Projektes

#### *Grundsätzliche Vorgehensweise*

Die Analysen zur zukünftigen Entwicklung von Trocken- und Nassphasen sowie Starkniederschlägen wurden anhand der Simulationen von fünf regionalen Klimamodellen durchgeführt (Tabelle 3.2-2). Grundsätzlich sind zwei Modellklassen zu unterscheiden: 1) die physikalisch basierten dynamischen Downscalingverfahren (REMO und CLM) sowie 2) die statistisch basierten Downscalingverfahren (WEREX IV, WETTREG 2006 und 2010). Dabei liegen die Daten der dynamischen Modelle als Flächendaten (Raster in unterschiedlicher räumlicher Auflösung) und die der statistischen Modelle als Punktdaten (Stationen entsprechend der Beobachtungsdaten) vor. Die zeitliche Auflösung sämtlicher Modelldaten beträgt einen Tag, wobei einige Modelle Schaltjahre einbeziehen (REMO, CLM, WETTREG 2010) und andere nicht (WEREX IV, WETTREG 2006).

Auswertungen für die Modellregion beziehen sich auf die innerhalb der REGKLAM-Modellregion (RMR) liegenden Datenpunkte bzw. jene Gitterzellen, die Anteil an der Modellregion haben. Für einige Auswertungen wurden zusätzlich Daten im Umland der Modellregion einbezogen (erweitertes Datengebiet EDG). Dabei stand insbesondere die Höhenstufenabhängigkeit der Ergebnisse im Vordergrund. Die Analyse der verschiedenen hydro-meteorologischen Indizes erfolgte hier für jeden Gitterpunkt bzw. jeden Datenpunkt einzeln; anschließend wurden die erhaltenen Änderungssignale über die Region gemittelt. Eine Berechnung der Indizes für den regional gemittelten Niederschlag erscheint wenig sinnvoll, da durch diese räumliche Mittelung die Niederschlagsverteilung stark geglättet und eine realistische Erfassung der Niederschlagsextreme somit unmöglich wird. Dieser Bericht fokussiert nicht auf die mittleren Niederschlagsveränderungen (siehe dazu BERNHOFER et al. 2011), sondern auf die Veränderungen in den seltenen Ereignissen besonders hoher bzw. langanhaltend geringer Niederschläge.

Der regional gemittelte Trend wurde für die stationsbasierten Modelle vereinfachend über die Mittelung aller Datenpunkte innerhalb der Modellregion bzw. des erweiterten Datengebietes berechnet. Vergleichende Analysen der aus den gerasterten Beobachtungsdaten (RaKliDa; BERNHOFER et al.

2009b) ermittelten Niederschlagssummen mit den aus den betrachteten Stationen ermittelten, zeigen gute Übereinstimmungen in Höhe und Trends des Niederschlags. Beim Vergleich der Simulationen der dynamisch-physikalischen Modelle mit denen der statistischen ist immer deren unterschiedliche Skaligkeit mitzudenken. REMO und CLM liefern Niederschlagswerte für eine Fläche (ca. 100–300 km<sup>2</sup>), während WEREX und WETTREG – so wie die Beobachtungsdaten – Punktniederschläge simulieren. Damit ist automatisch eine unterschiedliche Größe der Ereignisse verbunden, auch die zeitliche und räumliche Variabilität des Niederschlags ist beeinflusst. Bei der Validierung der dynamischen Modelle festgestellte Abweichungen zu den stationsbasierten Beobachtungsdaten sind demnach nicht über zu interpretieren.

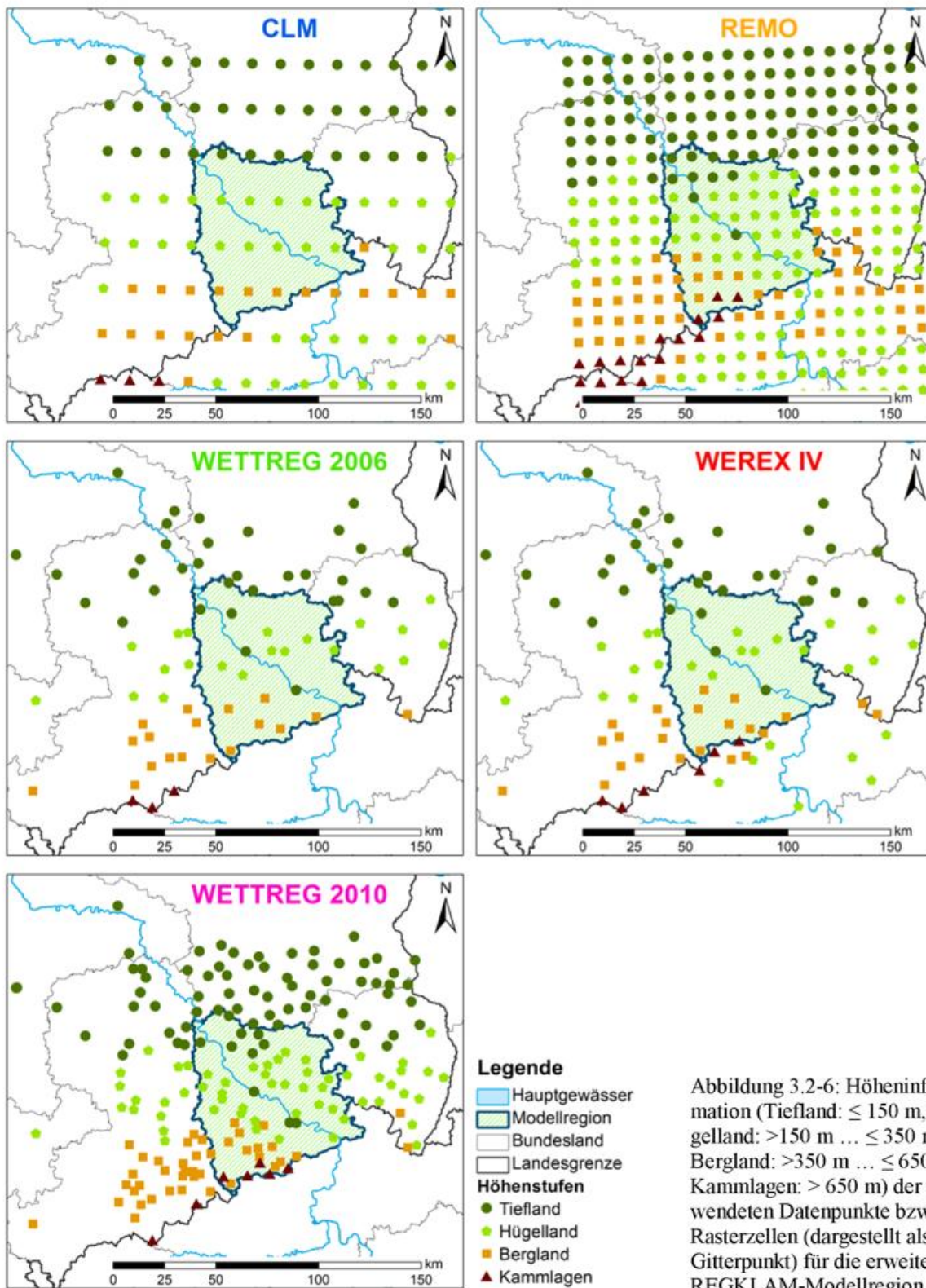
Die Interpolation der Beobachtungsdaten sowie der Simulationsergebnisse der statistischen Modelle und die Umprojektion aller Datensätze auf das gleiche Raster ermöglichten einen exakteren Vergleich der verschiedenen Modelle. Ein solches Vorgehen ginge jedoch mit einer Reihe von mit den Interpolationsmethoden verbundenen Fehlern einher. Daher wird diese Vorgehensweise nur für die Untersuchung der noch gröber aufgelösten Modelle des ENSEMBLES-Projektes angewendet, die für eine zusätzliche Einordnung der mit den fünf für das REGKLAM-Projekt ausgewählten regionalen Klimamodelle verwendet werden. Abweichungen der Modelldaten von den Beobachtungen werden unter dem geschilderten Vorbehalt dokumentiert und die Änderungssignale der Zukunftszeitscheiben werden nicht als absolute Signale, sondern als relative Signale zur jeweiligen Modellreferenz (1961–1990) dargestellt.

Tabelle 3.2-2: Übersicht über die verwendeten Klimamodelle (abgewandelt nach FESKE et al. 2010).

Modell	CLM	REMO	WEREX IV	WETTREG 2006	WETTREG 2010
<b>Betreiber</b>	COSMO	MPI-Met Hamburg	CEC-Potsdam		
<b>Typ</b>	Dynamisches Modell (nicht hydrostatisch) (hydrostatisch)		Statistisch-dynamisches Modell		
<b>Prinzip</b>	numerische Simulation des Atmosphärensystems unter geänderten Randbedingungen		Ableitung von meteorologischen Zeitreihen aus Veränderungen der Häufigkeit von Wetterlagen		
<b>Globalantrieb</b>	ECHAM5/MPI-OM T63, Lauf 1 u. Lauf 2				
<b>Räumliche Auflösung</b>	0,2 x 0,2° (~18 km), Rasterdaten	0,088 x 0,088° (~10 km), Rasterdaten	abhängig von Stationsdichte, Punktdaten		
<b>Zeitliche Auflösung</b>	Tageswerte				
<b>Kontrollläufe</b>	2 x 20C	1 x 20C	3 x 20C	3 x 20C	10 x 20C
<b>Projektionsläufe</b>	2 x A1B	1 x A1B	3 x A1B	3 x A1B	10 x A1B
	2 x B1		3 x B1	3 x B1	10 x B1
			3 x A2	3 x A2	10 x A2

### *Räumliche Auflösung*

Die Lage der innerhalb der REGKLAM-Modellregion liegenden Stationen bzw. Modell-Gitterpunkte (als Mittelpunkt der Rasterzelle) – nachfolgend Datenpunkt genannt – ist in Abbildung 3.2-6 dargestellt. In diesem Bericht werden die Ergebnisse der Regionalmodelle stets durch die gleichen Farben symbolisiert, um eine einfache Zuordnung der jeweiligen Ergebnisse zu erleichtern; REMO wird orange, CLM blau, WEREX IV rot, WETTREG 2006 grün und WETTREG 2010 pink dargestellt.



Durch die unterschiedliche räumliche Auflösung der Modelle wird die Topographie des Untersuchungsgebietes unterschiedlich gut wiedergegeben. Dies wird in Abbildung 3.2-6 durch die Darstellung von vier Höhenstufen verdeutlicht. Probleme hinsichtlich einer Unterschätzung der Höhenlage treten insbesondere im Süden der Modellregion im Erzgebirge auf. Besonders kritisch ist die Wiedergabe der Höheninformation in den Modellen CLM (Gitterauflösung ca. 18 km) und WETTREG 2006 (weniger Datenpunkte als WEREX IV). Dies ist bei der Interpretation der Ergebnisse für die einzelnen Höhenstufen zu berücksichtigen.

### *Ensemblemittelwerte und Szenariovergleich*

Die Modelle wurden unter der Annahme verschiedener SRES-Emissionsszenarios (A1B, B1, A2) gerechnet. Dabei liegen Rechnungen unter dem Szenario A1B für alle Regionalmodelle vor, während Modellläufe unter Annahme des Szenarios A2 auf regionaler Ebene derzeit nur für die statistischen Modelle vorliegen. Der Vergleich der Ergebnisse der verschiedenen Szenarios wird durch die unterschiedliche Zahl vorliegender Modelltypen und Realisierungen erschwert. Um einen realistischen Mittelwert für das jeweilige Szenario zu ermitteln, ist es wichtig, zunächst die Realisierungen eines Modells zu mitteln und anschließend den Durchschnitt aller zur Verfügung stehenden Modelle zu berechnen. Ansonsten würden die Modelle, für welche viele Realisierungen betrachtet wurden – die statistischen Modelle im Allgemeinen und WETTREG 2010 im Besonderen – überrepräsentiert. Fallen für ein Szenario ganze Modelle bzw. Modellfamilien weg – für A2 liegen z. B. keine dynamischen Regionalisierungen mehr vor – bietet sich der Vergleich zu dem für das gleiche Modellkollektiv berechneten Mittelwert des Szenarios A1B an.

Im Wesentlichen werden aufgrund der Vollständigkeit der vorliegenden Modellrechnungen die Ergebnisse der regionalen Klimaprojektionen für das Emissionsszenario A1B dargestellt. Die anderen Emissionsszenarios werden nur vergleichend herangezogen, um die Bandbreite durch unterschiedliche Emissionsentwicklungen bedingten Niederschlagstrends bewerten zu können. Für den Niederschlag ist der Einfluss des Emissionsszenarios jedoch deutlich geringer als für die Temperaturentwicklung.

### *Modellrealisierungen*

Für die statistischen Modelle liegen jeweils zehn Simulationen vor. Aus diesen wurden für WEREX IV und WETTREG 2006 drei Klimaverläufe isoliert – ein mittlerer (normal), ein niederschlagsarmer (trocken) und ein nasser (feucht) Verlauf (SPEKAT et al. 2007). Innerhalb von REGKLAM werden im Normalfall nur diese drei anstelle aller zehn Läufe verwendet. Dieses Vorgehen der Erzeugung einer „künstlichen“ Reihe aus den jeweils trockensten bzw. nassesten Dekaden aller zehn Realisierungen führt zu – im Hinblick auf Wasserbilanzen – unrealistisch trockenen bzw. nassen Gegebenheiten. Kritisch ist auch die Benennung „trocken“ und „feucht“, die das Vorliegen von besonders starken Trends in Richtung Trockenheit bzw. Niederschlagszunahme nahelegt. Da jedoch auch während des Validierungszeitraumes die jeweils trockensten bzw. nassesten Dekaden der zehn Realisierungen selektiert wurden, sind schon die Ausgangsbedingungen – denen gegenüber die Veränderungen im 21. Jahrhundert dargestellt werden – verzerrt. Es gibt nicht eine, sondern drei sich deutlich voneinander unterscheidende Referenzreihen des Niederschlags. So liegt z. B. im Zeitraum 1961–2000 die von WEREX IV simulierte mittlere Jahresniederschlagssumme (unkorrigierter Niederschlag gemittelt aus Datenpunkten!) im „trockenen“ Lauf bei ca. 645 mm, im „normalen“ bei ca. 690 mm und im „feuchten“ bei ca. 720 mm. Daher kann es vorkommen, dass der „feuchte“ Lauf aufgrund seines höheren Ausgangsniveaus den größten Trockenheitstrend aufweist. Die Ergebnisse dieser drei synthetischen Reihen sind demnach mit Vorsicht zu interpretieren. Für das Modell WETTREG 2010 wurde keine derartige Synthese von drei ausgewählten Läufen vorgenommen. Um bei den Auswertungen der Ensembleergebnisse in Abbildungen und Tabellen ein optisches „Übergewicht“ dieser zehn Realisierungen zu vermeiden, werden zumeist nur der Mittelwert sowie das Minimum und das Maximum der zehn Läufe dargestellt.

### *Modellfehler und Inkonsistenzen*

**Modelbias der dynamischen Modelle:** Die physikalisch-dynamischen Modelle überschätzen in der Regel die tatsächlichen Niederschläge. Aufgrund der im Vergleich zu den relevanten atmosphärischen Prozessen der Niederschlagsbildung recht groben Auflösung der Modelle, können diese die relevanten Prozesse nicht physikalisch begründet simulieren. Stattdessen werden Parametrisierungen verwendet, die den Niederschlag aus anderen Größen ableiten. Dabei kommt es zu systematischen Abweichungen (Bias) zwischen Beobachtung und Simulation. Mittels Biaskorrekturverfahren versucht man diese Abweichungen statistisch zu korrigieren, wobei unter Umständen neue systematische Fehler in die Datenreihen hineingebracht werden. BERNHOFER et al. (2011) beschreiben die für CLM und REMO innerhalb von REGKLAM verwendeten Biaskorrekturverfahren. Für den vorliegenden Bericht wurden ausschließlich diese korrigierten Niederschläge ausgewertet, da ansonsten die hier interessierenden Trockenheitsereignisse nicht wiedergegeben werden können. Dabei ist nicht auszuschließen, dass

durch diese Verfahren weitere systematische Fehler in die Datenreihen hineingebracht wurden. Dies ist z. B. bei einem nichtstationären Verhalten des Modellbias zu befürchten.

**Inkonsistenzen in WEREX IV:** Bei der Synthese der drei Realisierungen „normal“, „trocken“ und „feucht“ ist es durch eine spätere Überarbeitung einiger Datenreihen durch den Ersteller des Modells (CEC Potsdam) zu Inkonsistenzen in der Auswahl der trockensten, mittleren und nassesten Dekade aus den zehn Realisierungen gekommen. Während die klimatischen Mittelwerte aller simulierten Datenreihen sowie die berechneten Trends keine Auffälligkeiten zeigen, scheint der simulierte Wetterverlauf an vier Datenpunkten anders zu verlaufen als bei den restlichen. An diesen Datenpunkten (Görlitz, Fichtelberg, Tharandt-Grillenburg und Zinnwald-Georgenfeld) stammen die Datenreihen anscheinend aus einer anderen Modellrealisierung. Abbildung 3.2-7 zeigt dies für die vier betroffenen und fünf weitere Vergleichsdatenpunkte am Beispiel des Niederschlags im Januar 1961. Während fast alle simulierten Datenreihen innerhalb des erweiterten Modellgebietes zur Monatsmitte hohe Niederschläge von mehr als 10 mm und z. T. mehr als 20 mm aufweisen, ist dies für vier Datenpunkte nicht der Fall. Über den gesamten Januar 1961 gemittelt, liegen die Niederschläge im Osterzgebirge (Lauenstein, Altenberg-Kipsdorf, Cesky-Jiretin-Flaje und Neuhausen) zumeist deutlich über 100 mm, während die Datenreihen Zinnwald-Georgenfeld (< 30 mm) und Fichtelberg ( $\approx 30$  mm) eine deutlich geringere Niederschlagssumme aufweisen. Stattdessen verhalten sich diese beiden Datenreihen ähnlich wie die Reihen der Datenpunkte, welche die viel weiter entfernten Stationen Tharandt-Grillenburg und Görlitz repräsentieren.

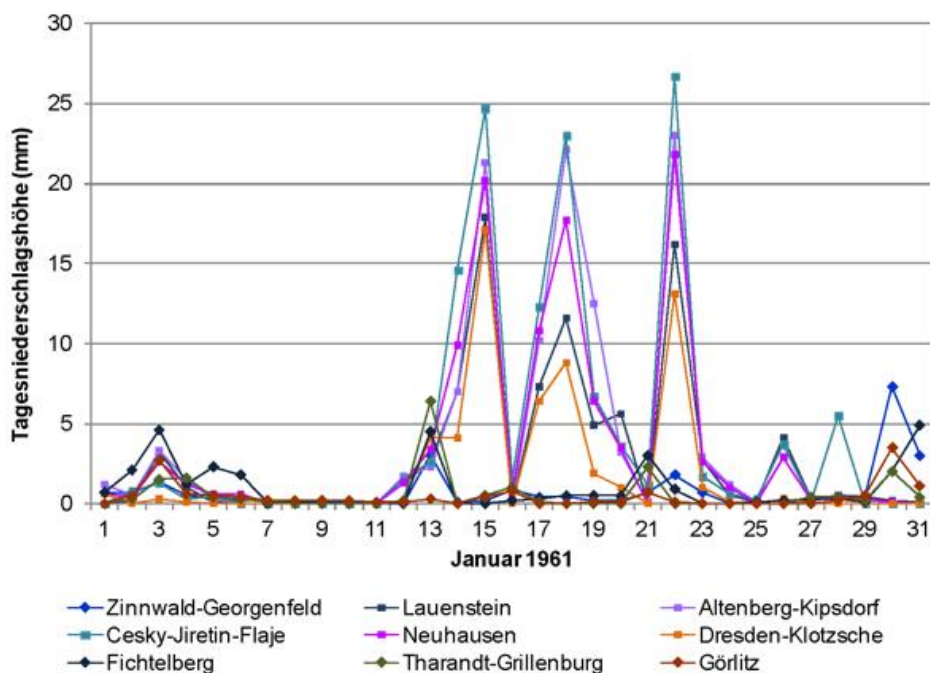


Abbildung 3.2-7: Verlauf der Tagesniederschlagshöhen [mm] an neun ausgewählten Datenpunkten im Januar 1961 in der Modellrealisierung WEREX IV A1B „normal“.

Die Ähnlichkeit in den Niederschlagssummen wird mittels Korrelationsanalysen verdeutlicht. Abbildung 3.2-8 illustriert die Größe der Pearson-Korrelationskoeffizienten aller möglichen Paare an Datenpunkten innerhalb der Realisierung „normal“ des Modells WEREX IV. Die Korrelationen wurden getrennt für das Sommer- und das Winterhalbjahr für die ermittelten Niederschlagsanomalien (RAI-Werte) berechnet. Neben den zu erwartenden Unterschieden in der Größe der Korrelationen für SHJ und WHJ – die geringeren Korrelationen des SHJ sind durch die mit den höheren Temperaturen verbundene größere Atmosphärendynamik zu erklären – wird deutlich, dass die Görlitz, Fichtelberg, Tharandt-Grillenburg und Zinnwald-Georgenfeld repräsentierenden Simulationen sich selbst auf der zeitlich aggregierten Ebene von Halbjahren deutlich von den anderen Datenpunkten unterscheiden (sämtliche Korrelationen < 0.3), während sie untereinander ähnlich sind.

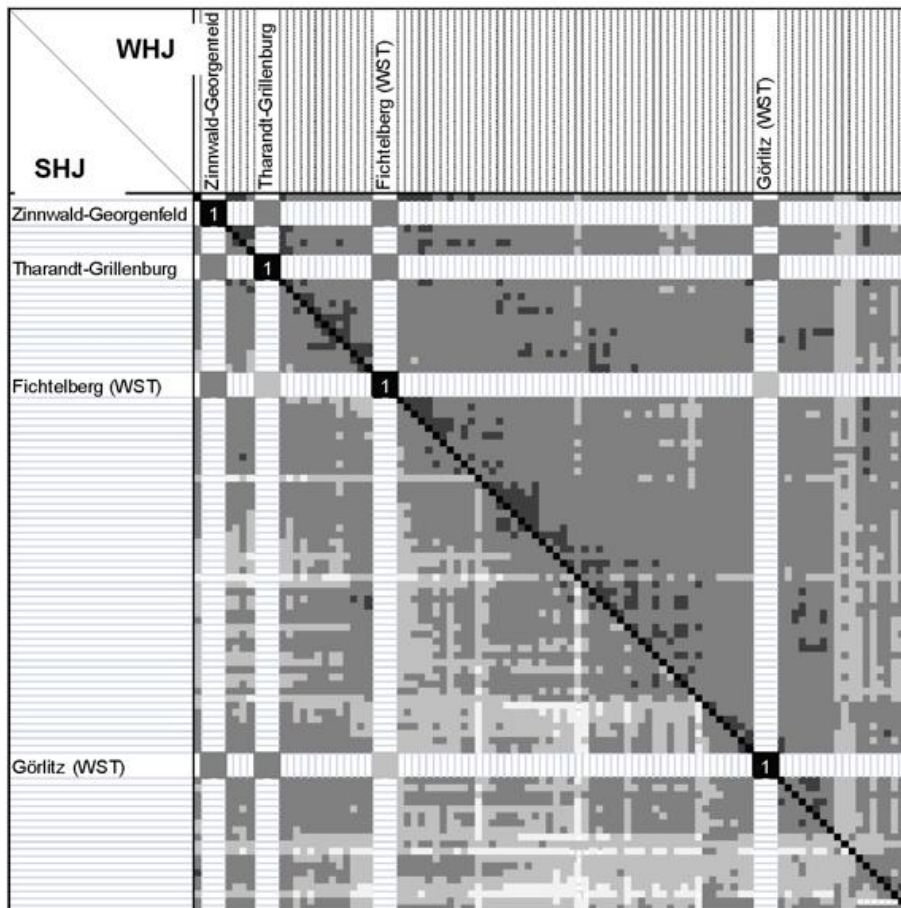


Abbildung 3.2-8: Matrix der Pearson-Korrelationskoeffizienten für die RAI-Halbjahreswerte (WHJ: oberhalb der Diagonalen, SHJ: unterhalb der Diagonalen) aller WEREX IV Datenpunktpaare der Realisierung „trocken“ unter Szenario A1B für 1961–2100; die Grautöne symbolisieren die Größe des Korrelationskoeffizienten (schwarz:  $r=\pm 1$ ; dunkelgrau:  $r>0,7 / r<-0,7$ ; mittelgrau:  $r>0,5 / r<-0,5$ ; hellgrau:  $r>0,3 / r<-0,3$ ; weiß:  $r<0,3 / r>0,3$ ).

Aggregiert man die Daten noch stärker, z. B. über die 40 Jahre des Validierungszeitraums 1961–2000, so verblasen diese Unterschiede. Die Daten des Regionalmodells WEREX IV können also nicht für Analysen verwendet werden, denen tägliche oder monatliche Felder (interpolierter) Daten zugrunde liegen. So erscheint z. B. die Untersuchung der Veränderung in der räumlichen Variabilität der Niederschläge wenig sinnvoll, da etwaige zeitliche Veränderungen durch die starken Unterschiede zwischen den inkonsistent abgeleiteten Datenreihen überdeckt werden. Das in diesem Bericht angewandte Verfahren, erst die Trends für jede Datenreihe einzeln zu untersuchen und am Ende die gefundenen Veränderungen zu mitteln, ist gegenüber den geschilderten Inkonsistenzen wenig anfällig. Die Daten von WEREX IV werden also trotz der geschilderten Probleme mit in die Trendanalysen einbezogen.

Da auch für WETTREG 2006 – nach der gleichen Methodik wie bereits für WEREX IV geschildert – die drei Realisierungen „normal“, „trocken“ und „feucht“ abgeleitet wurden, sind ähnliche Probleme bei der Synthese der Reihen nicht auszuschließen. Analoge Untersuchungen zu den für WEREX IV dargestellten, zeigten keine Auffälligkeiten. Dennoch ist es sicherer diese Daten nicht für Analysen zu verwenden, die räumlich konsistente Felder voraussetzen.

**Inkonsistenzen in WETTREG 2010:** Für WETTREG 2010 wurde die Synthese eines mittleren und zweier extremer Läufe aus den zehn Simulationen nicht vorgenommen, weshalb die soeben für WEREX IV geschilderte Problematik hier unzutreffend ist. Stattdessen werden alle zehn Läufe ausgewertet. Bei Bedarf kann dann das mittlere Änderungssignal sowie die Variabilität aus allen Läufen ausgewertet werden. Dennoch sind die Datenreihen des Modells für einige Untersuchungen mit Vorsicht zu verwenden. Zunächst ist bei Analysen von WETTREG 2010-Daten unter den Szenarios B1 und A2 zu beachten, dass einige Datenpunkte ab 2001 – also für den Projektionszeitraum – keine Daten aufweisen. Dies betrifft beim Niederschlag die Datenpunkte Bahnsdorf, Gollmitz, Hartha-Fördergersdorf,

Klettwitz, Löhsten, Sebnitz, Sonnewalde und Tettau. Es erscheint unplausibel, dass die Daten eines statistischen Modelles nur für den Kontrollzeitraum und nicht für den Projektionszeitraum vorliegen. Es sind Probleme bei der Erstellung der Modelldaten, beim Abspeichern oder beim Datentransfer zu vermuten. Um Verzerrungen zu vermeiden, die aus einem unterschiedlichen Datenkollektiv in Projektions- und Referenzzeitraum herrühren könnten, wurden diese Datenpunkt nicht in die Analyse einbezogen.

Ein weiteres Problem der WETTREG 2010-Daten zeigt sich bei ihrer Verwendung für die Analyse von Nass- und Trockenphasen (Abbildung 3.2-9). Dabei weisen einige Stationen erheblich größere Trends auf, als die jeweiligen Nachbarstationen. Das erscheint nicht plausibel und ist laut CEC Potsdam, dem Entwickler des WETTREG-Modells (freundliche mündliche Mitteilung von Frank Kreienkamp) auf ein Problem in der Nachverarbeitung (post-processing) der Niederschlagsstationsdaten zurückzuführen. Durch dieses Datenbearbeitungsproblem enthalten die Zeitreihen der Niederschlagsstationen in WETTREG 2010 zu viele Tage mit geringem Niederschlag (Werte knapp über einem Millimeter), was zu einer starken Dämpfung des Auftretens von Trockenperioden und einer Überschätzung der Nassperioden führt.

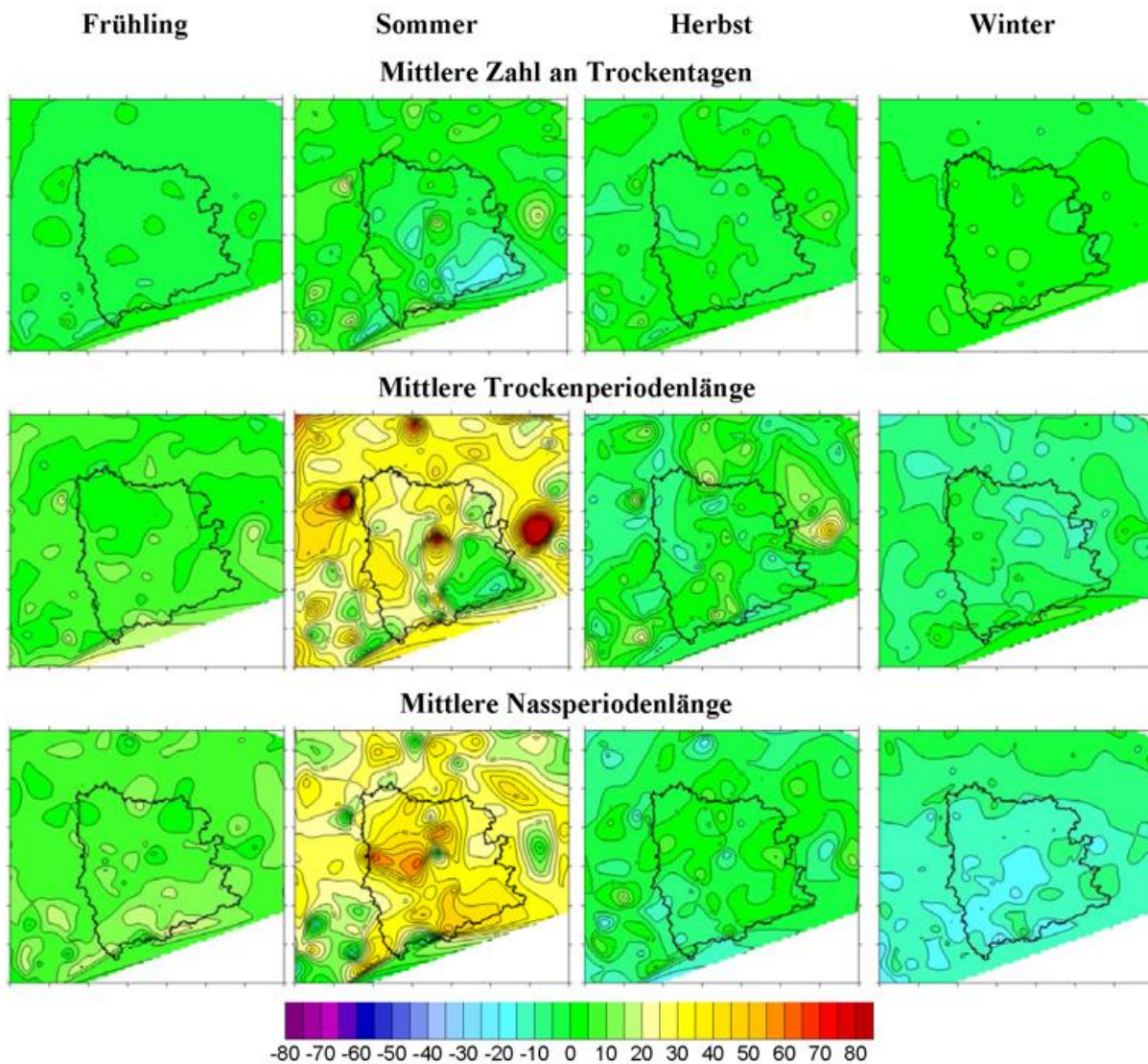


Abbildung 3.2-9: Kartendarstellung (Interpolation über Natural Neighbour mit der Software Golden SURFER) der relativen Änderungssignale (%) der Zahl an Trockentagen (oben) sowie der mittleren Trocken- (Mitte) sowie Nassperiodenlänge (unten) in der Zeitscheibe 2071–2100 gegenüber der Referenzperiode 1961–1990 für das Klimamodell Modell WETTREG 2010 (Mittelwert aus zehn Läufen) unter dem Emissionsszenario A1B.

Dieses Problem tritt vor allem im Sommer auf und äußert sich im Projektionszeitraum in zum Teil entgegen gerichteten Trends für nahegelegene Klima- und Niederschlagsstationen. Dies wird durch Kartendarstellungen der Jahreszeitentrends für die Zahl von Trockentagen und noch deutlicher diejenige der mittleren Trocken- sowie Nassperiodenlänge demonstriert (Abbildung 3.2-9). Dargestellt sind dabei die über die zehn Modellläufe gemittelten und räumlich interpolierten Trendkarten. Die Unstimmigkeiten in den Trocken- und Nassphasentrends sind in den Daten dem Emissionsszenario A1B besonders deutlich, während sie bei B1 am wenigsten deutlich zu Tage treten.

Die Quantifizierung der Unterschiede in den Trends zwischen den Niederschlags- und Klimastationen verdeutlicht das Ausmaß dieses Datenverarbeitungsproblems für spezifische Analysen. Während die Zunahme der mittleren Trockenperiodenlänge zum Ende des 21. Jahrhunderts (2071–2100 vs. 1961–1990) für das Gesamtkollektiv der WETTREG 2010-Datenpunkte bei ca. +30 % liegt, erhöht sich der Zunahmetrend auf ca. 80–110 %, wenn nur die Klimastationen betrachtet werden (Abbildung 3.2-10, links). Diese Zunahmen liegen weit außerhalb der von den anderen Klimamodellen aufgespannten Bandbreite. Für die Nassperioden ist ein entgegen gerichtetes Trendverhalten für die Kollektive der Klimastationen und Niederschlagsstationen sichtbar. Unter Einbeziehung aller Datenpunkte liegen die Sommertrends in einem ähnlichen Bereich wie für die Trockenperioden, nämlich bei im Mittel knapp +30 %, während sie für das Klimastationskollektiv bei ca. -15 % liegen, was innerhalb der Bandbreite der anderen betrachteten Regionalmodelle liegt (Abbildung 3.2-10, rechts). Unter Einbeziehung aller WETTREG 2010-Datenpunkte werden also für den Sommer bei insgesamt abnehmenden Niederschlagssummen sowohl zunehmende Trocken- als auch zunehmende Nassperiodendauern projiziert.

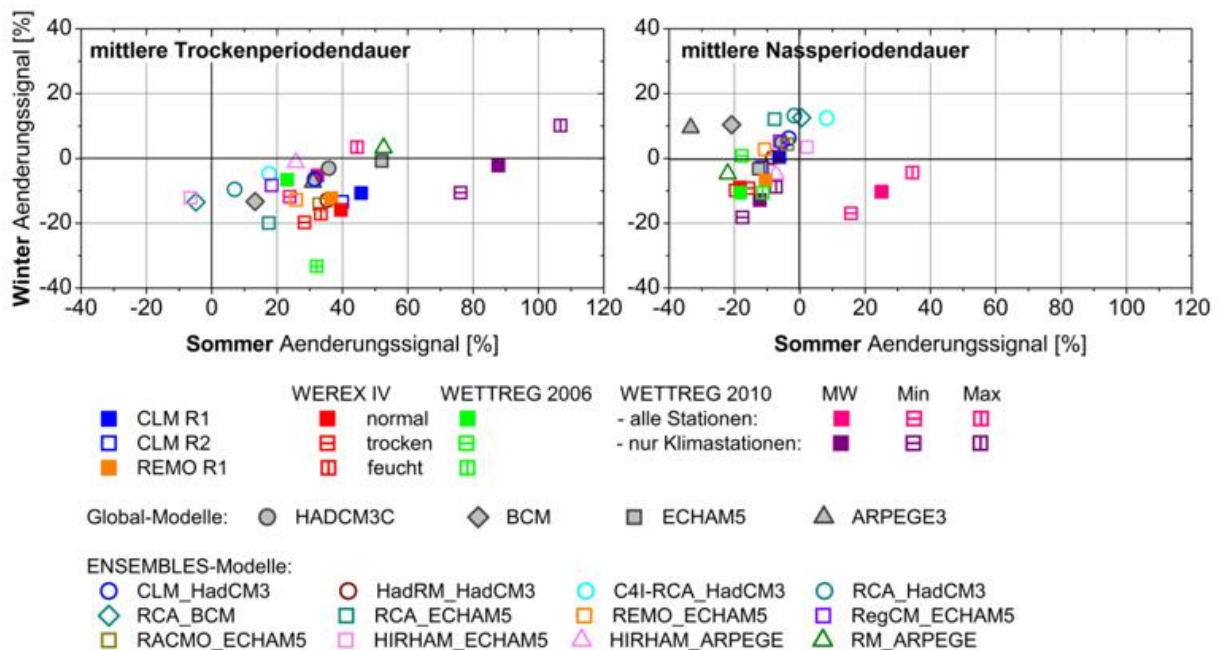


Abbildung 3.2-10: Änderung in der mittleren Andauer von Trockenperioden (links) und Nassperioden (rechts) in der Zeitscheibe 2071–2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961–1990 für den Sommer (x-Achse) und den Winter (y-Achse). Dargestellt sind die relativen Trends (%) für die zehn WETTREG-Realisierungen (als Mittelwert, Minimum und Maximum) für das Klimastationskollektiv (violett) und alle Stationen (pink) im Vergleich zu den neun anderen „REGKLAM-Modellläufen“, vier Globalmodellen und zwölf regionalen Klimamodellen aus dem EU-Projekt ENSEMBLES.

Insgesamt ist die räumliche Konsistenz des Datensatzes aufgrund der geschilderten Problematik nicht gewährleistet. Insbesondere bei der Anwendung in der Impaktforschung (z. B. der hydrologischen Modellierung) kann dies zu Verzerrungen in den Ergebnissen führen und deren Verwertbarkeit einschränken. Die Klimastationen sind als zuverlässiger anzusehen (freundl. mdl. Mitteil. Frank Kreienkamp) und sollten für auf Tageswerten basierende Trockenheitsuntersuchungen verwendet werden. Dieses Stationskollektiv ist jedoch im Vergleich zu den anderen Klimamodellen sehr klein. Zudem weisen die Klimastationen von WETTREG 2010 sehr große Trockenheitstrends auf, die sich deutlich

von den anderen Klimamodellen unterscheiden. Auf der aggregierten Ebene von Monats- und Jahreszeitenniederschläge sowie für die Bewertung von Starkniederschlägen spielen die beschriebenen Probleme im WETTREG 2010 Datensatz keine Rolle. Daher werden für diese Untersuchungen die Ergebnisse von WETTREG 2010 mit dargestellt. Die Darstellung der Ergebnisse der auf Tagesdaten basierenden Untersuchungen trockener Zustände (Trockentagsanzahlen sowie Andauer und Häufigkeit von Trockenperioden) sowie von Nassperioden erfolgt dagegen ausschließlich für die Modelle REMO, CLM, WEREX IV und WETTREG 2006. Die Ergebnisse des statistischen Modells WETTREG 2010 werden aufgrund der geschilderten Problematik an dieser Stelle nicht mit einbezogen.

### 3.2.3 Regionale Klimaprojektionen des ENSEMBLES-Projektes

Zur Einordnung der im REGKLAM-Projekt verwendeten regionalen Klimamodelle hinsichtlich der für das 21. Jahrhundert projizierten Niederschlagsänderungen werden zwölf weitere regionale Klimamodelle aus dem EU-Projekt ENSEMBLES (van der LINDEN und MITCHELL 2009) hinzugezogen (Tabelle 3.2-3), die verschiedene Globalmodellantreiber unter dem Emissionsszenario A1B verwenden. Alle zwölf dynamischen Modelle haben eine räumliche Auflösung von ca. 25 km x 25 km. Das Untersuchungsgebiet umfasst einen etwa 150 x 150 km großen Ausschnitt über der REGKLAM Modellregion (12,7°–14,6° östlicher Länge, 50,4°–51,3° nördlicher Breite), was einer Zahl von 30 Gitterpunkten je Modellkombination entspricht (Abbildung 3.2-11). Die Auswertung der Niederschlagscharakteristik erfolgt für jeden Gitterpunkt separat, dargestellt werden letztendlich jedoch die über alle Gitterpunkte gemittelten Ergebnisse.

Tabelle 3.2-3: Übersicht über die verwendeten regionalen Klimamodelle aus dem EU-Projekt ENSEMBLES.

Institut	Land	Globalmodell	Regionalmodell	Akronym
ETHZ	CH	HadCM3Q0	CLM	CLM_HadCM3
HC	GB	HadCM3Q16	HadRM3Q0	HadRM_HadCM3
C4I	IRL	HadCM3Q16	RCA3.0	C4I-RCA_HadCM3
SMHI	S	HadCM3Q3	RCA3.0	RCA_HadCM3
SMHI	S	BCM	RCA3.0	SMHI-RCA_BCM
SMHI	S	ECHAM5/ MPI-OM	RCA3.0	RCA_MPEH5
MPI	D	ECHAM5/ MPI-OM	REMO	REMO_MPEH5
ICTP	I	ECHAM5/ MPI-OM	RegCM3	RegCM3_MPEH5
KNMI	NL	ECHAM5/ MPI-OM	RACMO2	RACMO_MPEH5
DMI	DK	ECHAM5/ MPI-OM	HIRHAM5	HIRHAM_MPEH5
DMI	DK	CNRM-CM3	HIRHAM5	HIRHAM_CNCM3
CNRM	F	CNRM-CM3	RM5.1	RM_CNCM3

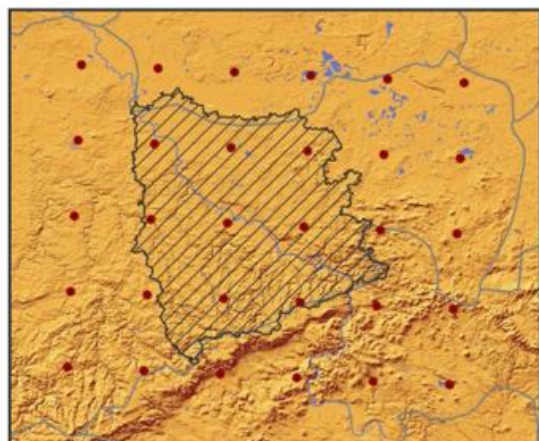


Abbildung 3.2-11: Räumliche Auflösung der ENSEMBLES-Modelle. Die roten Punkte repräsentieren das Zentrum der Gridboxen; die schraffierte Fläche entspricht der REGKLAM-Modellregion (nach SCHWARZAK et al. 2014).

Zur Validierung der regionalen Klimasimulationen aus dem ENSEMBLES-Projekt werden Beobachtungsdaten des Deutschen Wetterdienstes auf ein 25 x 25 km Raster interpoliert. Dazu wird das modellinterne Interpolationsverfahren mit Höhenregression des hydrologischen Modells WASIM-ETH verwendet. Dadurch wird sichergestellt, dass eventuelle Abweichungen zwischen den simulierten und beobachteten Niederschlagscharakteristika nicht auf die Unterschiede in der räumlichen Auflösung zurückzuführen sind. Vergleichend wird auch ein auf Stationsdaten basierender Datensatz herangezogen.

### 3.2.4 „Einordnung“ des Globalmodells ECHAM5

Alle regionalen Klimamodellrechnungen basieren auf dem ersten Lauf (in Einzelfällen auch dem zweiten Lauf) des globalen Zirkulationsmodells ECHAM5/MPI-OM T63L31. Damit ist die Abschätzung der natürlichen Klimavariabilität – repräsentiert durch unterschiedliche Läufe des gleichen Modells unter gleichen Randbedingungen – auf der Grundlage des Globalmodells nur eingeschränkt möglich. Verschiedene globale Klimamodelle geben zudem den räumlichen Verlauf der planetaren Frontalzone unterschiedlich wieder und simulieren damit auch unterschiedliche zeitliche Verschiebungen in deren Verlauf. Der Verlauf der Frontalzone – also die Ausprägung der Westwinddrift – ist wichtig für Betrachtungen des Niederschlags, da in den mittleren Breiten die Niederschläge weitgehend (v.a. im WHJ) an Frontensysteme gebunden sind. Zur Einordnung des verwendeten Globalmodells ECHAM5 ist der Vergleich zum Output anderer Globalmodellen für „unsere Region“ notwendig.

Für mittlere Verhältnisse der Temperatur und des Niederschlags wurden bereits von FESKE et al. (2010) 20 Globalmodelle untersucht. Abbildung 3.2-12 illustriert die jahreszeitlichen Temperatur- und Niederschlagstrends von 20 Globalmodellen in den Zeitscheiben 2021–2050 und 2171–2100. ECHAM5 liegt hinsichtlich der Temperaturtrends im 21. Jahrhundert im Mittelfeld der Globalmodelle, während die simulierten Niederschläge etwas stärker zurückgehen, als bei den meisten anderen Modellen (insbesondere im Sommer).

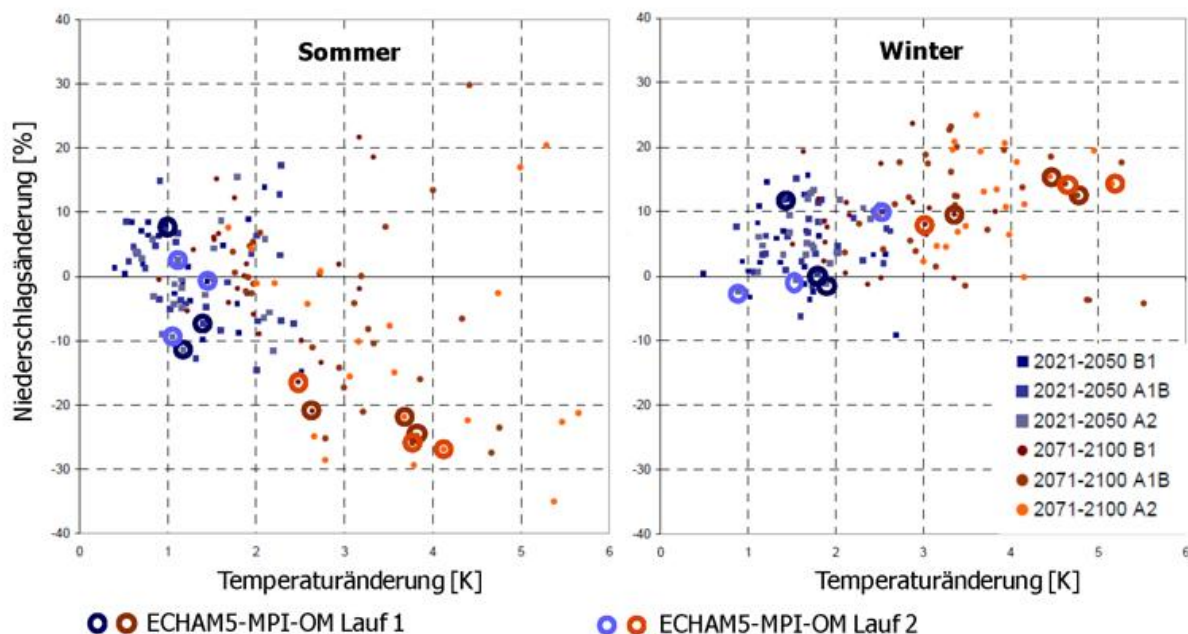


Abbildung 3.2-12: Änderungssignale der Temperatur [K] und des Niederschlags [%] für den Sommer (links) und den Winter (rechts) in den Zeitscheiben 2021–2050 (blaue Quadrate) und 2071–2100 (orange Punkte) von 20 Globalmodellen für drei SRES-Szenarien (B1: dunkle, A1B: mittlere und A2: helle Farbschattierung; die dem Modell ECHAM5 entsprechenden Punkte wurden hervorgehoben (verändert nach FESKE et al. 2010).

Zusätzlich zu diesen auf Monatsdaten basierenden Analysen wurden für neun im 4. Sachstandsbericht des Weltklimarates (IPCC 2007) verwendete Globalmodelle auch die Tagesniederschlagsdaten aus der CERA-Datenbank heruntergeladen. Dabei handelt es sich um Globalmodelle der sogenannten Stream

1 und Stream 2 Generation (Tabelle 3.2-4). Modelle des zweiten Stream (grau hinterlegt) berücksichtigen neben dem anthropogenen Antrieb auch Landnutzungsveränderungen auf der Grundlage des Modells IMAGE 2.4. Das Untersuchungsgebiet der globalen Simulationen umfasst den Bereich von 8°–17° östlicher Länge und 48°–55° nördlicher Breite und deckt somit einen für Globalmodelle notwendigen räumlich weitreichenden Bereich ab.

Die Modelle haben unterschiedliche räumliche Auflösungen, weshalb die Zahl der innerhalb des Untersuchungsgebietes analysierten Gitterpunkte variiert (Abbildung 3.2-13). Die zeitliche Auflösung sowie der Projektionszeitraum der Modelle variieren leicht aufgrund der Verwendung des Gregorianischen- sowie des Haab-Kalenders. So liefern die Modelle EGMAM2, HADCM3 und IPCM4 360 Zeitschritte pro Jahr (30-Tages-Sätze) gegenüber den übrigen Modellen mit 365 bzw. 366 Zeitschritten. Des Weiteren stehen die Simulationen der Modelle BCM, HADCM3 und MPEH5C nur bis 31. bzw. 30. Dezember 2099 zur Verfügung. Die Analysen erfolgten für das Emissionsszenario A1B für jeden Gitterpunkt einzeln. Dargestellt werden dann jedoch die über alle analysierten Gitterpunkte gemittelten Ergebnisse.

Tabelle 3.2-4: Globalmodelle für die Analyse der Tagesniederschlagsdaten (grau: Stream 2 Generation).

Modellname	Institut	Land	GP	Zeitraum
BCM	Bjerknes Centre for Climate Research	Norwegen	12	1960–2099
CNCM3	Center National de Recherche Meteorologiques	Frankreich	12	1960–2100
CNCM33	Center National de Recherche Meteorologiques	Frankreich	12	1960–2100
DMIEH5C	Danish Climate Centre	Dänemark	4	1960–2100
EGMAM2	Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin	Deutschland	4	1960–2100
HADCM3C	UK Met Office	Großbritannien	6	1960–2099
IPCM4	Institut Pierre Simon Laplace	Frankreich	6	1960–2100
MPEH5	Max-Planck-Institut für Meteorologie	Deutschland	15	1960–2100
MPEH5C	Max-Planck-Institut für Meteorologie	Deutschland	4	1960–2099

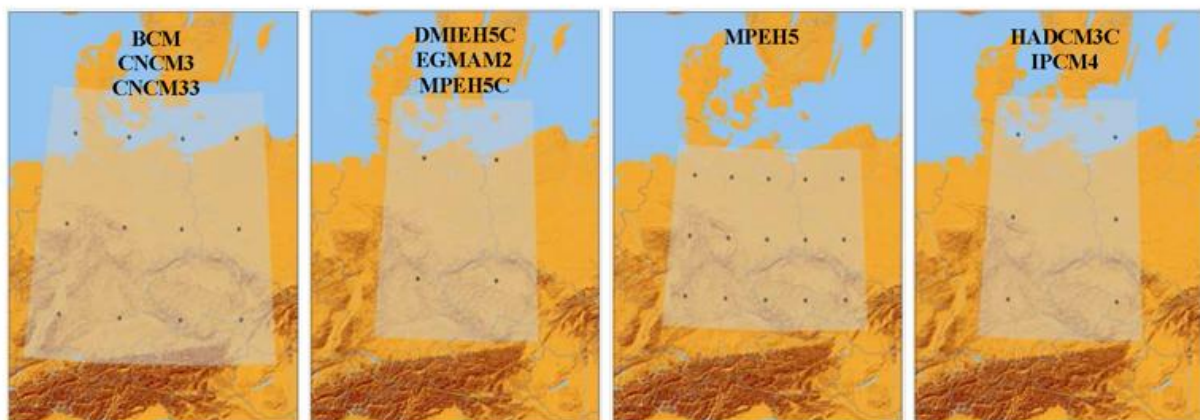


Abbildung 3.2-13: Räumliche Auflösung der globalen Klimamodelle.

## 4 Niederschlagscharakteristik

### 4.1 Mittlerer Niederschlag

#### 4.1.1 Niederschlagssummen

Basierend auf dem betrachteten Stationskollektiv liegen die mittleren Jahressummen des Niederschlags im Untersuchungszeitraum 1951–2000 zwischen etwa 500 mm (Stationen Neutz und Halle-Ammendorf in Region WSH) und circa 1100 mm (Fichtelberg, WEG sowie Bischofsgrün, TFM). Die regionalen Mittelwerte reichen von ca. 570 mm in den Regionen EML und WSH bis zu reichlich 900 mm im Westerzgebirge (Tabelle 4.1-1). Dabei fällt in den meisten Regionen der Unterschied zwischen dem Mittelwert und dem Median recht klein aus, was für eine Normalverteilung der Jahresdaten spricht. Die Unterschiede in der Höhe der Niederschläge sind vor allem auf die Höhenlage der Stationen sowie ihre Lage zu den die Luftströmung beeinflussenden Gebirgsketten zurückzuführen. Über die jeweiligen Regionen gemittelt liegen die Minima der Jahressummen zwischen ca. 450 mm (WSH) und 740 mm (WEG) und die Maxima zwischen etwa 670 mm (EMT) und 1130 mm (WEG). In einzelnen, durch Niederschlagsdefizite gekennzeichneten Jahren können die Jahressummen an Tieflands-Stationen auch unter 300 mm (WSH; 50 % des Normalwertes; z.B. 257 mm im Jahr 1982 an der Station Halle-Ammendorf) betragen. An Gebirgsstationen werden dagegen zum Teil Jahresniederschläge von über 1600 mm erreicht (z.B. 1683,6 mm an der Station Fichtelberg/WEG im Jahr 1965 und 1717,5 mm im Jahr 1922). Es fällt auf, dass die regional gemittelten Jahresniederschlagsmaxima der Region TFM (Thüringisch-Fränkisches Mittelgebirge) in einer ähnlichen Größenordnung liegen, wie die des Westerzgebirges (WEG), obwohl die mittleren Jahresniederschläge um mehr als 110 mm geringer sind.

Tabelle 4.1-1: Regionale Jahres- und Tagesniederschlagssummen (Mittelwert, Minimum, Maximum).

	Jahresniederschlag (1951-2000)						Tagesniederschlag						
	MW	Med.	Min		Max		MW	Max (Reg-MW)		Max (Stat-Max)		Differenz der Zeiträume	
			Reg-MW	Stat-Min	Reg-MW	Stat-Max		1951-2000	1951-2000	1931-2012	1951-2000	1931-2012	Reg-MW
	1951-2000	1951-2000	1931-2012	1951-2000	1931-2012	Reg-MW	Stat-Max						
EMT	578	578	493	321	673	912	1,6	92,5	102,8	115,5	130,8	10,4	50,4
WSH	572	572	458	257	693	990	1,6	84,2	85,5	115,0	115,0	1,3	7,3
ÖSH	627	623	533	312	728	1003	1,7	94,0	134,4	112,0	228,2	40,4	136,2
LAS	663	648	517	313	878	1253	1,8	108,6	110,6	148,7	148,7	2,0	26,9
EVL	720	719	624	408	815	1138	2,0	91,3	101,5	112,3	120,0	10,2	33,0
OEG	839	827	712	453	1004	1418	2,3	100,9	192,0	137,4	267,3	91,1	168,6
WEG	906	887	743	474	1132	1684	2,5	97,0	118,3	122,9	178,8	21,2	98,4
VTB	662	653	543	308	817	1129	1,8	91,6	96,2	144,2	144,2	4,6	33,0
TFM	790	755	600	388	1111	1453	2,2	77,2	79,5	94,5	94,5	2,4	19,0

Med.: Median; Reg-MW: regionaler Mittelwert; Stat-Min/Max: an einer einzelnen Station beobachtetes Minimum/ Maximum

Die Analysen der Jahresniederschläge des Gesamtzeitraumes 1931–2012 (ohne Darstellung) zeigten zumeist nur geringe Abweichungen zu den in Tabelle 4.1-1 für 1951–2000 dargestellten Daten. Da für die Tagesniederschlagsdaten der Einfluss des Untersuchungszeitraumes zum Teil erheblich groß ist, werden in Tabelle 4.1-1 die Ergebnisse für beide Zeiträume gezeigt und miteinander verglichen. Da zum Teil an mehr als der Hälfte der Tage kein Niederschlag fällt, liegt der Median der Tagesniederschlagsdaten bei 0 bzw. 0,1 (nicht dargestellt). Die regionalen Mittelwerte der Tagesniederschlagssumme liegen zwischen 1,6 und 2,5 mm und spiegeln die schon für die Jahressummen diskutierten regionalen Gradienten vom Tiefland im Norden Sachsen zu den Gebirgen im Süden wider. Die in den Regionen im Mittel beobachteten Tagesniederschlagsmaxima weichen deutlich vom diesem Gradienten-

ten der mittleren Niederschlagsverhältnisse ab. Sie sind sehr stark durch einzelne – häufig mit Vb-Wetterlagen verbundene – großräumige Niederschlagsereignisse beeinflusst, die zumeist ein bis zwei der betrachteten Teilregionen besonders stark betreffen. So wurden im Zeitraum 1951–2000 in der Region Lausitz und Spreewald die größten Tagesniederschläge registriert – sowohl an einer einzelnen Station als auch über die Region gemittelt – und das trotz der über die Gesamtregion betrachteten mittleren Jahresniederschläge. Das Bild verschiebt sich etwas, wenn der Betrachtungszeitraum auf 1931–2012 verlängert wird und somit das großräumige Niederschlagsereignis am 12./13. August 2002 mit einbezogen wird. Dadurch steigen in den meisten Regionen die regional gemittelten Tagesniederschlagsmaxima deutlich an. Besonders deutlich ist dieser Effekt im Osterzgebirge (OEG) und dem Östlichen Sächsischen Hügelland (ÖSH), während er im Westlichen Sächsischen Hügelland (WSH), der Lausitz und dem Spreewald (LAS), dem Vogtland und Thüringer Becken (VTB) sowie dem Thüringisch-Fränkischen Mittelgebirge (TFM) nur gering ausgeprägt ist. Betrachtet man den Maximalwert, der je Region an einer einzelnen Station gemessen wurde, so ist der Einfluss des Extremniederschlagsereignisses vom 12. August 2002 noch deutlicher. So wurden v.a. im Osterzgebirge die bisherigen Tagesniederschlagsrekorde an mehreren Stationen mehr als verdoppelt. So wurde Tagesniederschlagsrekordwert an der Station Lauenstein um 168,6 mm von 98,7 mm auf 267,3 mm erhöht. Die Station Zinnwald-Georgenfeld, für welche am 12.08.2002 der deutsche Tagesniederschlagsrekord von 312 mm gemessen wurde, gehört nicht zum hier untersuchten Datenkollektiv, da sie erst ab 1971 Daten verfügbar hat und der Fokus hier auf langen Klimazeitreihen liegt.

#### 4.1.2 Trockenste bzw. nasseste Jahre

Mittels des Niederschlagsanomalienindex RAI wurden die zehn trockensten sowie die zehn nassesten Jahre und Jahreszeiten im Untersuchungsgebiet ermittelt (Tabelle 4.1-2). Dazu wurden die für die einzelnen Stationen ermittelten Niederschlagsanomalien über die Gesamtregion bzw. Teilregionen hinweg gemittelt. Die Verwendung von Niederschlagsanomalien verhindert dabei die Verzerrung der Ergebnisse durch unterschiedliche mittlere Niederschlagshöhen an den einzelnen Stationen.

Die drei nassesten Jahre im Untersuchungsgebiet waren 1926, 2010 und 1941, während 1982, 1943 und 2003 am trockensten waren (Tabelle 4.1-2). Bemerkenswert ist, dass vier der zehn nassesten Jahre nach 1991 aufgetreten sind, dazu gehören neben 2010 auch 2002 und 2007. Trotz der extremen Tagesniederschlagsereignisse im August 2002 liegt die Jahressumme nur auf Rang 5, der Sommer 2002 schafft es sogar überhaupt nicht in die TOP 10 (er liegt auf Rang 11). Unter den nassesten aber auch unter den trockensten Sommern sind besonders viele Jahre zu Beginn des 20. Jahrhunderts vertreten. Dies könnte durch die Veränderungen im Stationskollektiv beeinflusst sein. Mit der geringeren Stationszahl zu Beginn des 20. Jahrhunderts ist es wahrscheinlicher eine über alle vorhandenen Stationen gemittelte große Abweichung vom Normalwert zu erhalten. Um dies zu überprüfen, wurde die für das Gesamtkollektiv von 132 Stationen dargestellte Analyse für 25 ausgewählte lange Zeitreihen wiederholt (Tabelle 4.1-2). In diesem kleineren Stationskollektiv ist jede der Regionen – außer dem Thüringisch-Fränkischen Mittelgebirge (TFM), wo alle Datenreihen frühestens 1931 beginnen – mit zwei bis vier Stationen vertreten. Die Datenverfügbarkeit innerhalb dieser Reihe liegt in der Regel über 70 %. Eine Ausnahme bilden die Jahre des 1. Weltkriegs, 1945 sowie die Jahre nach 2003. Für dieses kleinere Stationskollektiv zeigen sich in den meisten Jahreszeiten nur geringe Abweichungen von den für das Gesamtkollektiv erzielten Ergebnissen. Insbesondere im Sommer hat das gewählte Stationskollektiv jedoch zum Teil erheblichen Einfluss auf die ermittelten Niederschlagsanomaliewerte und die daraus abgeleitete Reihenfolge der Extremjahre. Dies ist höchstwahrscheinlich auf den eher konvektiv geprägten Niederschlagscharakter im Sommer zurückzuführen, der mit kleinräumigeren konvektiven Ereignissen verbunden ist als die überwiegend an Wetterfronten gebundenen und damit großräumiger auftretenden Winterniederschläge.

Die neun Regionen sind sich zumeist recht ähnlich hinsichtlich der besonders trockenen bzw. nassen Jahre (Tabelle 4.1-3). Ebenso wird deutlich, welche Regionen in bestimmten Jahren besonders stark von Trockenheit oder einem Niederschlagsüberschuss betroffen waren. Am deutlichsten unterscheidet sich die südwestlich von Sachsen gelegene Region TFM von den anderen Regionen. Dass liegt zum Teil auch daran, dass die Zeitreihe dieser Region erst 1931 startet und somit, das in der Gesamtregion nasseste Jahr 1926 gar nicht wiedergegeben werden kann. Diese Region liegt zudem durch die Lage

von Erzgebirge und Thüringer Wald bei Südwestanströmung im Luv, während sich die restlichen Regionen eher im Lee befinden. Zusätzlich zur regionalen Betrachtung der nassesten und trockensten Jahre erfolgte auch eine nach Höhenstufen differenzierte Analyse. Dabei weichen die Ergebnisse für die Kammlagen (KL; > 650 m ü. NN) am deutlichsten von den anderen Höhenstufen ab. Die Ergebnisse für die Kammlagen sind jedoch nur eingeschränkt interpretierbar, da nur fünf der 132 Stationen oberhalb von 650 m Höhe liegen und zu Beginn des 20. Jahrhunderts einzig der Fichtelberg als Kammstation zur Verfügung steht. Dass mit steigender Höhe dennoch eine Verschiebung der Einordnung der extremsten Jahre stattfindet, zeigt sich bei der Betrachtung des Berglandes, wo die Reihenfolge der Extremjahre deutlich von derjenigen im Tiefland sowie Hügelland abweicht.

Tabelle 4.1-2: Übersicht über die zehn trockensten und nassesten Jahre bzw. Jahreszeiten im Untersuchungsgebiet unter Nutzung des Niederschlagsanomalienindex RAI für das gesamte Kollektiv von 132 Stationen sowie 25 ausgewählte Stationen mit Langzeitreihen. Die Hintergrundfarbe kennzeichnet die zeitliche Einordnung des Ereignisses (weiß: 1901–1930, hellgrau: 1931–1960, mittelgrau: 1961–1990 und dunkelgrau: 1991–2012).

	nasseste Jahre(szeiten)							trockenste Jahre(szeiten)						
	Jahr	Fhj	Som	Her	Win	VP-I	VP-II	Jahr	Fhj	Som	Her	Win	VP-I	VP-II
Gesamtes Stationskollektiv														
1	1926	1941	1926	1998	1948	1926	1954	1982	1976	1904	1948	1964	1976	1947
2	2010	1965	1954	1952	1987	1927	2010	1943	2012	1911	1953	1973	2000	1904
3	1941	1961	1927	1939	1916	1965	1940	2003	1943	1976	1962	1949	1934	1991
4	1981	1994	2010	2002	2012	1995	1957	1911	1934	1947	1997	1996	1992	1929
5	2002	1915	1912	1981	1946	1961	1905	1976	1990	2003	1959	1972	1957	1982
6	1905	1920	1910	1974	1975	1941	1924	1991	2011	1952	1933	1978	1988	1976
7	1974	1970	1905	1940	1968	1956	2007	1964	2003	1982	1949	1925	1942	1911
8	2007	1927	1955	1960	1967	1916	1906	1963	1918	1962	1945	1943	2003	1971
9	1995	1986	1956	1950	2002	1949	2002	1959	1942	1929	1938	1933	1948	1949
10	1930	1930	1907	2001	1950	1920	1955	1953	1953	1928	1955	1954	1918	1961
25 Stationen mit langen Zeitreihen														
1	1926	1941	1926	1998	1948	1926	1954	1982	1976	1904	1948	1964	1976	1904
2	1941	1965	1954	1952	1987	1927	2010	1943	1943	1911	1953	1973	1992	1947
3	2010	1961	2010	1939	1916	1995	1940	2003	2011	1976	1962	1996	2000	1991
4	1981	1994	1927	2002	1946	1965	1957	1911	1942	1947	1997	1943	1942	1982
5	2002	1915	1912	1981	2012	1941	1924	1976	2003	2003	1959	1949	1934	1929
6	1905	1920	1955	1974	1975	1961	1905	1991	1934	1952	1933	1978	2003	1976
7	1974	1970	2002	1940	1968	1920	2002	1963	1990	1982	1949	1972	1957	1911
8	1995	1927	1956	1960	1967	1932	1955	1972	2012	1962	1945	1925	1988	1971
9	1930	1995	1910	1950	1950	1916	1930	1951	1918	1989	1938	1991	1947	1961
10	1915	1930	1907	2001	1920	1949	1906	1962	1946	1929	1955	1947	1948	1969

Tabelle 4.1-3: Übersicht über die zehn trockensten und nassesten Jahre in den neun Teilregionen (für Abkürzungen siehe Tabelle 3.2-1) sowie den vier Höhenstufen unter Nutzung des Niederschlagsanomalienindex RAI für das gesamte Kollektiv von 132 Stationen.

	Teilregionen										Höhenstufen				
	Ges.	TFM	VTB	WEG	OEG	EVL	WSH	ÖSH	EMT	LAU	TL	HL	BL	KL	
nasseste Jahre	1	1926	2002	2010	1926	1941	1926	2010	1926	2010	1926	2010	1941	1926	1995
	2	2010	1965	1941	1941	1926	1941	1926	1915	1926	2010	1926	2010	1941	1981
	3	1941	1981	1995	1922	2010	1981	1941	2010	1941	1930	1941	1926	1905	2007
	4	1981	2007	1981	1995	2002	2010	2007	1916	1974	1981	1974	1981	1922	2002
	5	2002	1966	2007	1954	1922	2002	1970	1930	2002	1941	1981	1905	1930	1965
	6	1905	1970	1905	2002	1981	1905	2002	1941	1981	1974	2002	1974	2002	1974
	7	1974	1941	1926	2010	1954	1995	1912	1919	1905	1939	1905	2002	2010	1970
	8	2007	1986	1974	1974	1995	1954	1905	1923	1939	1905	1930	1995	1981	2010
	9	1995	1940	1970	1927	1930	1912	1907	2002	1994	1927	2007	2007	1995	1954
	10	1930	1995	1965	1981	1974	1915	1956	1981	1965	1956	1956	1939	1954	2004
trockenste Jahre	1	1982	1953	1964	1943	2003	1982	1982	1982	2003	1982	1982	1982	2003	1959
	2	1943	1964	1948	1982	1943	1943	1911	2003	1911	1943	2003	1943	1911	2003
	3	2003	1949	1982	1959	1982	2003	1991	1943	1976	2003	1976	2003	1943	1951
	4	1911	2003	1991	1911	1972	1951	1976	1911	1982	1976	1943	1911	1964	1964
	5	1976	1976	1943	2003	1904	1991	1904	1976	1943	1963	1911	1991	1982	1985
	6	1991	1959	1911	1985	1911	1911	1964	1991	1963	1929	1991	1976	1959	1953
	7	1964	1933	1947	1951	1962	1976	1962	1963	1991	2006	1963	1962	1953	1963
	8	1963	1991	1962	1964	1976	1964	1943	1972	1929	1972	1904	1963	1976	1982
	9	1959	1943	1959	1942	1959	1959	2003	1962	1904	1991	1929	1904	1991	1972
	10	1953	1942	1976	1929	1963	1962	1917	1964	1947	1911	1953	1964	1972	1962

Ges.: Gesamtkollektiv von 132 Stationen; TL: Tiefland (< 150 m ü. NN; 36 Stationen); HL: Hügelland (150–350 m ü. NN; 41 Stationen); BL: Bergland (350–650 m ü. NN; 50 Stationen); KL: Kammlagen (> 650 m ü. NN; 5 Stationen)

#### 4.1.3 Häufigkeitsverteilung

Unter Nutzung des Niederschlagsanomalienindex RAI wurde für die (Halb-)Jahressummen sowie die Jahreszeiten die Häufigkeitsverteilung des Niederschlags im Zeitraum 1961–2000 berechnet. Für diesen Zeitraum wurde die Normalisierung bei der Niederschlagsanomalienberechnung vorgenommen, so dass Klimatrendeinflüsse auf die Verteilung minimiert werden. Dargestellt wird die Niederschlagsverteilung in Abbildung 4.1-1 unter Nutzung der in Tabelle 2.3-1 dargelegten neun Niederschlagsklassen von extrem nassen über normale bis zu extrem trockenen Verhältnissen. Dabei wurde die Häufigkeitsverteilung zunächst für jede einzelne Station berechnet und anschließend über die Gesamtregion gemittelt. Entsprechend der verwendeten Klassifizierung sind ca. 40 % der Ereignisse als „normal“ einzustufen; in einzelnen Jahreszeiten wie z. B. im Herbst können es auch bis zu 50 % der Ereignisse sein. Durchschnittlich etwa 15 % der Ereignisse weisen leicht zu trockene bzw. zu nasse Verhältnisse auf. Jeweils knapp 10 % sind nasse bzw. trockene Jahre. Sehr nass bzw. trocken sind etwa nur 4 % der Jahre, während die extreme Jahre nur in circa 1 % der Fälle auftreten. Dabei ist in den meisten Jahreszeiten eine leichte Schiefe der Verteilung hin zu trockenen Verhältnissen sichtbar.

Die einfache im Rahmen der RAI-Berechnung vorgenommene Normalisierung gilt als nicht perfekt. Für die nachfolgende Untersuchung der Klimatrends wird sie jedoch als ausreichend betrachtet. Trotz der größeren Häufigkeit der Ereignisse in den beiden nahe „normal“ gelegenen „zu trockenen“ Klassen im Vergleich zu den entsprechenden „zu nassen“ Klassen treten extrem nasse Jahre nach dem RAI etwas häufiger auf als extrem trockene (Abbildung 4.1-1). Dies ist durch die Begrenzung des Niederschlags nach unten (Null = kein Niederschlag) und die möglichen starken Abweichungen vom Normalwert durch einzelne extrem große Niederschlagsereignisse zu erklären. In einzelnen Monaten bzw.

an einzelnen Stationen können die Häufigkeitsverteilungen zum Teil deutlich von den hier für das Gesamtkollektiv gezeigten Verteilungen abweichen.

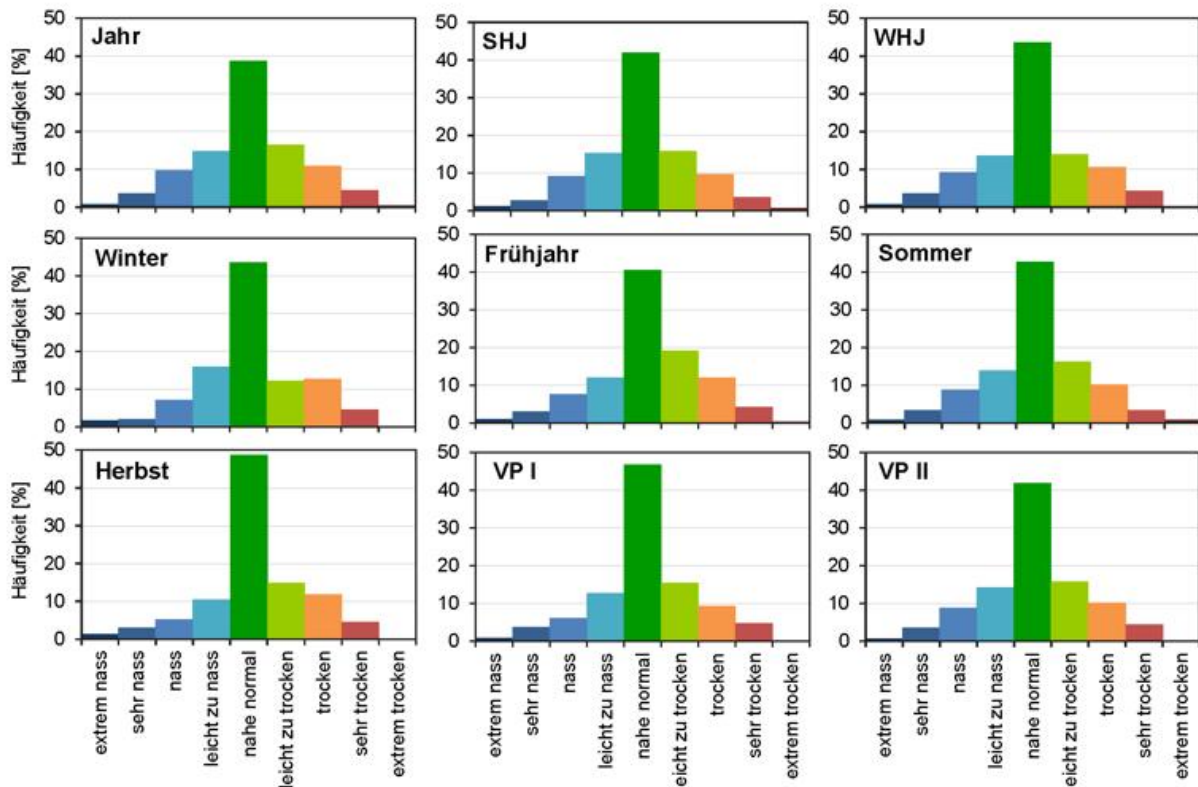


Abbildung 4.1-1: Häufigkeitsverteilung des Niederschlags im Zeitraum 1961–2000 anhand der Niederschlagsklassen des Niederschlagsanomalienindex RAI (siehe Tabelle 2.3-1).

#### 4.1.4 Jahresgang

Der Jahresgang des Niederschlags in Sachsen ist durch ein Sommermaximum und ein kleineres Wintermaximum gekennzeichnet (Abbildung 4.1-2). Die niedrigsten Niederschlagssummen werden normalerweise im Februar beobachtet, während im Juli zumeist die größten Niederschlagshöhen gemessen werden. In den neun Regionen sind leichte Abweichungen in der Ausprägung des Jahresgangs zu beobachten. Die meisten Regionen zeigen einen ausgeprägten Jahresgang mit einem deutlichen Sommermaximum im Juli und einem deutlich kleineren Wintermaximum im Dezember (Abbildung 4.1-2). Abweichend dazu sind die Tieflandsstationen der Regionen EMT und WSH eher durch ein breites Sommermaximum mit ähnlich großen Niederschlagshöhen in allen drei Sommermonaten gekennzeichnet, während das Wintermaximum sehr stark abgeschwächt ist. Die südwestlich von Sachsen gelegene Region TFM fällt durch ihr stark ausgeprägtes Wintermaximum im Dezember auf, das eine ähnliche Größenordnung wie das recht breite Sommermaximum aufweist.

Die Unterschiede in den jahreszeitlichen Niederschlagssummen sind recht gering (Tabelle 4.1-4). Den größten Anteil am Jahresniederschlag hat der Sommer mit ca. 1/3 der Niederschlagssumme. Die anderen Jahreszeiten haben jeweils einen Anteil von etwas über 20 %. Dabei hat der Winter in den meisten Regionen den geringsten Anteil – z. T. auch unter 20 %. Dazu führen v.a. die geringen Februarniederschläge, die auch das sekundäre Niederschlagsmaximum im Dezember nicht ausgleichen kann. Nur in den Erzgebirgsregionen (WEG, OEG) sind die Jahreszeitensummen im Herbst am geringsten und im Thüringisch-Fränkischen Mittelgebirge (TFM) im Frühjahr.

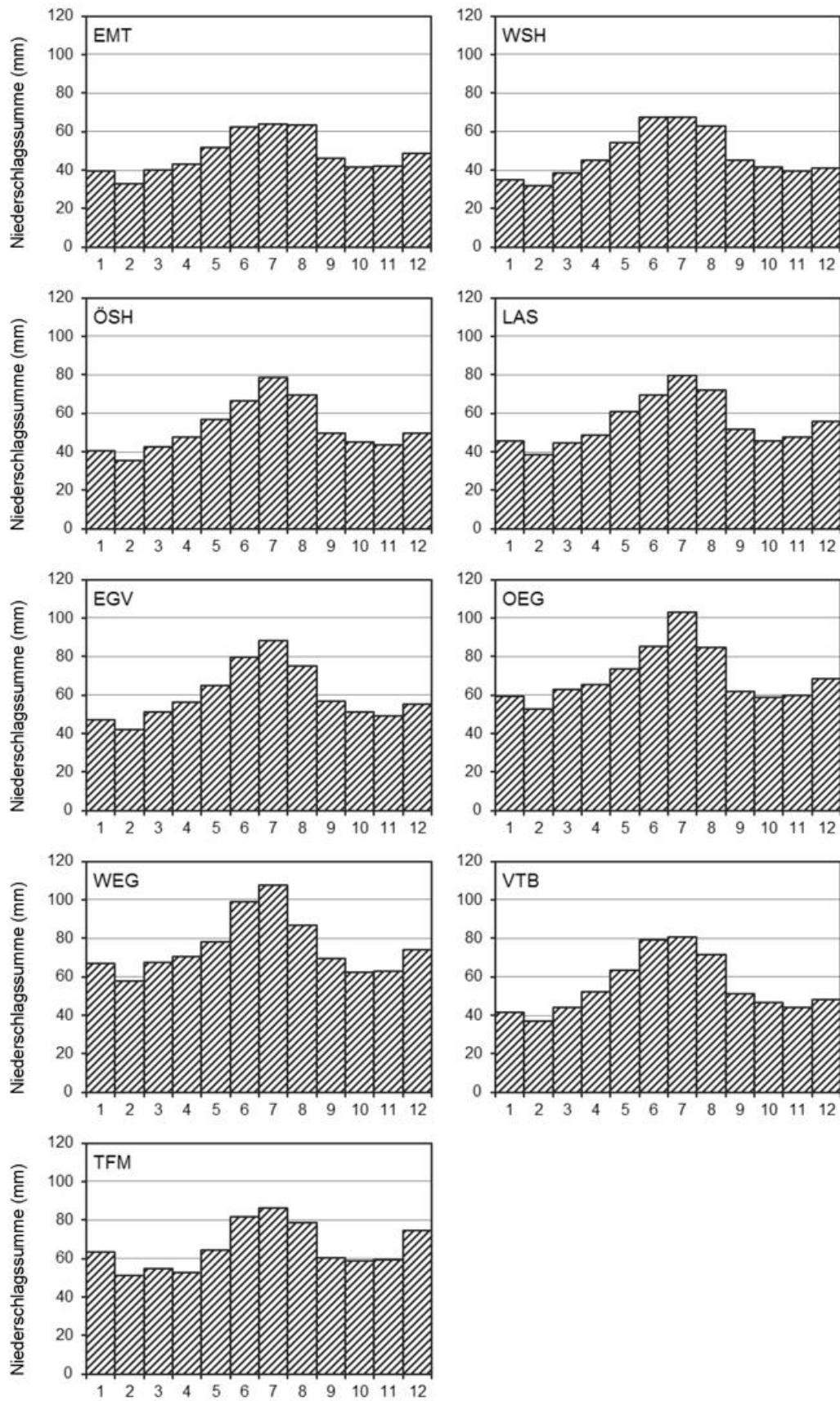


Abbildung 4.1-2: Jahrgang des Niederschlags in den neun Regionen (gemittelt über die jeweiligen Stationen).

Tabelle 4.1-4: Übersicht über die Jahreszeitenniederschlagssummen und ihren Anteil am Jahresniederschlag.

	Niederschlagssumme [mm]						Anteil am Jahresniederschlag [%]					
	Fhj	Som	Her	Win	SHJ	WHJ	Fhj	Som	Her	Win	SHJ	WHJ
EMT	136	190	130	122	332	246	23,5	32,9	22,6	21,0	57,4	42,6
WSH	139	198	127	108	344	229	24,3	34,7	22,1	19,0	60,1	39,9
ÖSH	148	215	139	126	370	257	23,6	34,3	22,1	20,0	59,0	41,0
LAS	155	222	146	141	384	279	23,3	33,5	22,0	21,2	57,9	42,1
EVL	173	244	158	145	423	297	24,0	33,9	21,9	20,1	58,8	41,2
OEG	202	274	181	181	475	363	24,1	32,7	21,6	21,6	56,7	43,3
WEG	216	294	195	199	512	392	23,9	32,5	21,5	22,0	56,6	43,3
VTB	160	232	143	127	399	263	24,2	35,0	21,5	19,2	60,3	39,6
TFM	173	247	179	190	425	363	21,9	31,3	22,6	24,0	53,9	46,0

## 4.2 Starkniederschlag

### 4.2.1 Extremste Niederschlagsereignisse

Generell sind die größten Tagesniederschlagsereignisse in Sachsen zumeist im Juli und August zu beobachten. Die zehn größten Tagesniederschlagsereignisse innerhalb des untersuchten Stationskollektives zwischen 1931 bis 2012 wurden alle am 12. August 2002 an verschiedenen Stationen im Ostererzgebirge (OEG) sowie dem östlichen Sächsischen Hügelland (ÖSH) gemessen (Tabelle 4.2-1). Mit diesen großräumigen Niederschlagsereignissen, welche die bisherigen Stationsmaxima in vielen Fällen zum Teil mehr als verdoppelten, war eine große Flut der Elbe und v.a. seiner im Erzgebirge entspringenden Nebenflüsse verbunden, die als Jahrhundertflut 2002 in die Geschichte einging. Die Niederschlagssumme lag dabei an den hier untersuchten Stationen mit den zehn größten Tagesniederschlagssummen zwischen 180 bis 267 mm. Die Station Zinnwald-Georgenfeld, an der an diesem Augusttag mit 312 mm (354 mm innerhalb von 24 h, gemessen von der Landestalsperrenverwaltung LTV in Altenberg) die größte Niederschlagshöhe gemessen wurde, ist aufgrund der Kürze der dort vorliegenden Zeitreihe (ab 1971) nicht im Stationskollektiv vertreten. Der ebenfalls nicht vom betrachteten Datenkollektiv wiedergegebene Tagesniederschlagsrekord lag bis zum August 2002 bei 260 mm und wurde vom 6. bis 7. Juli 1906 (jeweils 7 Uhr MESZ) in Zeithain gemessen.

In Tabelle 4.2-1 sind ebenfalls die größten zehn Tagesniederschlagswerte, die zwischen 1951 bis 2000 gemessen wurden, aufgeführt. Diese liegen mit 122,9 bis 148,7 mm deutlich unter denjenigen der mit der Jahrhundertflut 2002 verbundenen Ereignisse. Bis auf wenige Ausnahmen sind diese Starkniederschlagsereignisse zwei regionalen Niederschlagsereignissen zuzuordnen. Zum einem den mit einem weiteren Elbehochwasser 1954 verbundenen Starkniederschlägen Anfang Juli 1954 in Erzgebirge und Vogtland und zum anderen mit den Ereignissen am 8. August 1978 in der Region Lausitz und Spree-wald. Alle diese Ereignisse 1954, 1978 und 2002 waren an sogenannte Vb-Wetterlagen gebunden, was die Relevanz dieser Wetter für schadbringende Niederschlagsextreme in Sachsen eindrucksvoll unterstreicht. Lässt man den 12.8.2002 heraus, so schafft es für den gesamten Betrachtungszeitraum 1931–2012 nur ein weiteres Ereignis in die Liste der in Tabelle 4.2-1 für 1951–2000 dargestellten „Top-10“ – nämlich Neuhausen (OEG) mit 132,4 mm am 11.7.1937.

Tabelle 4.2-1: Übersicht der zehn größten Tagesniederschlagsereignisse im untersuchten Stationskollektiv für den Kernuntersuchungszeitraum 1951–2000 sowie den Gesamtuntersuchungszeitraum 1931–2012.

Nr.	1951-2000			1931-2012		
	$P_d$ (mm)	Station	Datum	$P_d$ (mm)	Station	Datum
1	148,7	Drebkau (LAS)	01.07.1954	267,3	Lauenstein (OEG)	12.08.2002
2	144,2	Gera-Untermhaus (VTB)	21.07.1992	228,2	Tanneberg (ÖSH)	12.08.2002
3	137,4	Oederan (OEG)	08.07.1954	220,0	Kipsdorf (OEG)	12.08.2002
4	131,5	Fürstlich-Drehna (LAS)	08.08.1978	217,2	Oberbobritzsch (OEG)	12.08.2002
5	130,6	Cottbus (LAS)	08.08.1978	194,4	Neuhausen (OEG)	12.08.2002
6	129,8	Ruhland (LAS)	08.08.1978	190,0	Eppendorf (OEG)	12.08.2002
7	126,3	Eich (VTB)	09.07.1954	183,8	Graupa (ÖSH)	12.08.2002
8	125,9	Hoyerswerda (LAS)	08.08.1978	183,0	Grumbach (OEG)	12.08.2002
9	125,2	Gera-Leumnitz (VTB)	09.08.1981	182,3	Dippoldiswalde (OEG)	12.08.2002
10	122,9	Kirchberg-Stangengrün (WEG)	09.07.1954	181,3	Oederan (OEG)	12.08.2002

#### 4.2.2 Niederschlagsindizes

Zur weiteren Beschreibung der sächsischen (Stark)Niederschlagscharakteristik werden verschiedene Indizes verwendet, deren Jahreszeitenmittelwerte im Zeitraum 1951–2010 für die neun Regionen in Tabelle 4.2-2 zusammengestellt sind. Die Schwellenwerte von 10 bzw. 20 mm Tagesniederschlag (N-10mm und N-20mm) werden im Jahr (ohne Darstellung) durchschnittlich 17,5- bzw. 4,2-mal überschritten. Deutlich zutage treten dabei die reliefbedingten Unterschiede in der Höhe und Häufigkeit von Starkniederschlägen mit häufigeren bzw. intensiveren Ereignissen in Bergregionen (WEG, OEG, TFM) im Vergleich zum Hügel- oder Tiefland (EMT, WSH, ÖSH).

Das 90. Perzentil liegt im Mittel bei 6 mm Tagesniederschlagshöhe und wird im Jahr durchschnittlich an 36,5 Tagen (also an 10 % der Tage) überschritten. Das 95. Perzentil entspricht im Mittel einer Niederschlagshöhe von knapp 10 mm und das 99. Perzentil liegt bei etwa 20 mm. Damit entsprechen diese Perzentilschwellenwerte über das gesamte Jahr hinweg betrachtet ungefähr den ebenfalls genutzten festen Schwellenwerten von 10 und 20 mm Niederschlagshöhe. Allerdings weisen die Perzentilwerte die schon beschriebenen deutlichen regionalen Schwankungen auf. Im Tiefland (EMT, WSH) liegt das 95. Perzentil nur bei ca. 8 mm, während es im Westerzgebirge (an einzelnen Stationen) Werte von 12 mm und mehr erreicht. Ähnliches ist für das 99. Perzentil zu beobachten, das im regionalen Mittel von reichlich 17 mm im Elbe-Mulde-Tiefland bis zu knapp 25 mm im Westerzgebirge reicht. Die Schwankungen an einzelnen Stationen sind noch deutlich ausgeprägter.

Tabelle 4.2-2: Mittelwerte der Niederschlagsindizes für die vier Jahreszeiten in den neun Regionen (118 Stationen); Zeitraum: 1951–2010.

		EMT	WSH	ÖSH	Lau	EVL	OEG	WEG	VTB	TFM	Mittelwert
Frühling	N-10mm	2,8	3,0	3,4	3,7	4,0	5,4	6,0	3,6	4,1	3,9
	N-20mm	0,6	0,6	0,7	0,8	0,8	1,2	1,3	0,8	0,8	0,8
	Mgt-90P	4,5	4,7	4,9	5,2	5,6	6,8	7,3	5,2	5,8	5,5
	Mgt-95P	7,2	7,4	8,0	8,3	8,8	10,3	11,0	8,2	8,9	8,6
	Mgt-99P	14,6	14,7	15,7	16,3	16,7	19,4	19,4	16,1	16,1	16,4
	Mx-RR	20,1	21,0	21,6	22,2	22,4	26,2	25,9	22,9	22,6	22,7
Sommer	N-10mm	5,1	5,6	6,1	6,3	7,3	8,1	9,1	6,7	7,4	6,8
	N-20mm	1,6	1,7	2,0	2,1	2,2	2,9	3,0	2,1	2,2	2,2
	Mgt-90P	6,1	6,5	6,9	7,1	8,2	8,8	9,6	7,6	8,2	7,6
	Mgt-95P	10,4	10,9	11,8	11,9	13,2	14,8	15,3	12,4	13,0	12,5
	Mgt-99P	22,0	22,7	25,0	25,0	25,4	29,9	29,7	24,3	24,4	25,2
	Mx-RR	31,9	32,0	35,9	36,4	35,0	40,5	40,8	34,0	33,6	35,4
Herbst	N-10mm	2,8	2,8	3,2	3,5	3,9	5,0	5,4	3,3	4,9	3,8
	N-20mm	0,5	0,5	0,7	0,7	0,7	1,2	1,3	0,6	1,0	0,8
	Mgt-90P	4,3	4,2	4,8	5,0	5,3	6,1	6,6	4,7	6,2	5,2
	Mgt-95P	7,1	7,0	7,8	8,1	8,5	9,9	10,4	7,7	9,8	8,5
	Mgt-99P	13,9	14,0	14,9	15,0	16,1	18,4	19,0	15,1	17,6	15,9
	Mx-RR	20,2	20,1	20,7	20,8	21,8	23,8	24,9	21,0	23,7	21,8
Winter	N-10mm	1,6	1,5	1,9	2,3	2,7	4,0	5,0	2,0	4,6	2,9
	N-20mm	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,5	0,8	0,2	0,9	0,4
	Mgt-90P	4,2	3,8	4,3	4,8	4,9	6,1	6,7	4,3	6,4	5,0
	Mgt-95P	6,3	5,7	6,5	7,1	7,4	8,8	9,9	6,4	9,5	7,5
	Mgt-99P	10,5	10,0	11,2	11,9	12,6	15,2	17,0	11,1	15,9	12,8
	Mx-RR	13,3	13,0	14,9	15,0	16,3	19,4	21,9	14,6	20,4	16,5

### 4.2.3 Jahreszeitliche Charakteristika

Die zu beobachtenden Schwankungen in der Höhe und Häufigkeit von Starkniederschlagsereignissen über das Jahr hinweg (Tabelle 4.2-2, Abbildung 4.2-1) hängen mit dem typischen Jahresgang des Niederschlags in den mittleren Breiten zusammen sowie sind auf die unterschiedlichen Niederschlagsarten in Sommer und Winter zurückzuführen. So treten im Sommer deutlich größere Starkniederschlagsereignisse auf als in den anderen Jahreszeiten. Diese treten zumeist im Rahmen konvektiver Niederschläge auf oder sind an großräumige Wetterfronten gebunden, deren Luftmassen aufgrund der höheren Temperaturen im Sommer mehr Feuchtigkeit aufnehmen können. Dementsprechend ist auch die Häufigkeit von Ereignissen über einem bestimmten Schwellenwert im Sommer am größten. So treten z. B. Ereignisse mit mindestens 20 mm Niederschlagshöhe im regionalen Mittel im Sommer mehr als doppelt so häufig auf wie in Frühling oder Herbst und sogar viermal so häufig wie im Winter. Im Sommer liegt das 95./99. Perzentil in allen Regionen über 10/20 mm Niederschlagshöhe, während es im Winter in allen Regionen unter diesem Wert liegt. Trotz des sekundären Niederschlagsmaximums im Jahresgang während der Wintermonate sind in dieser Jahreszeit die Starkniederschläge am wenigsten häufig und intensiv. Dies zeigt sich auch in einem geringen Abstand zwischen der Größe des 99. Perzentils und der maximal beobachteten Tagesniederschlagssumme im Winter, welcher mit 3–5 mm nur etwa halb so groß ist wie im Sommer (ca. 8–11 mm).

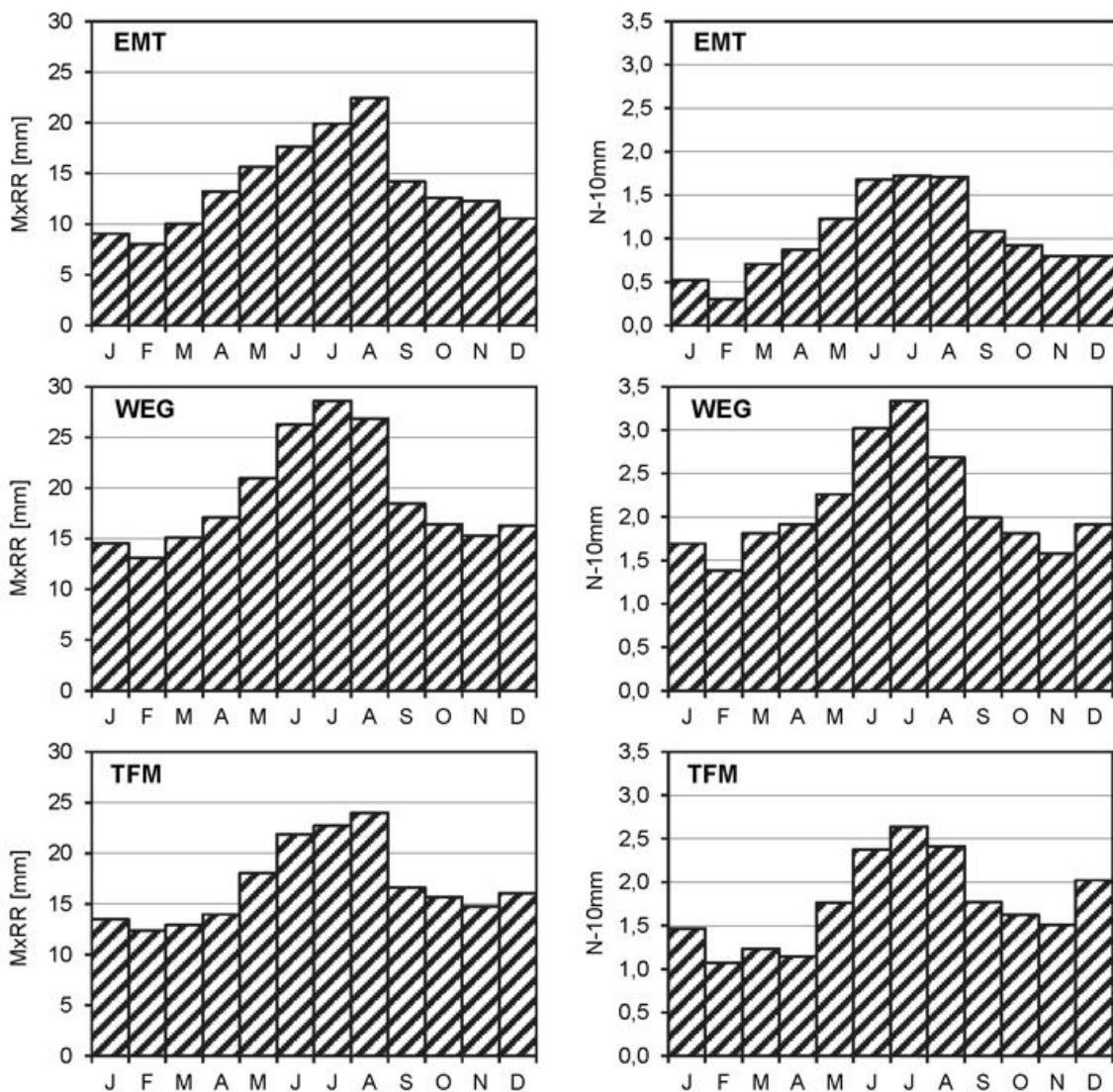


Abbildung 4.2-1: Jahresgang der Größe der maximalen Tagesniederschlagshöhe (MxRR) sowie der Überschreitungshäufigkeit von 10 mm Tagesniederschlagshöhe (N-10mm) in drei Beispielregionen; Zeitraum: 1951–2000.

Der Jahresgang der Häufigkeit und Intensität von Starkniederschlagsereignissen, ist in Abbildung 4.2-1 beispielhaft für die Indizes Mx-RR (maximale Tagesniederschlagshöhe) und N-10mm (Überschreitungshäufigkeit von 10 mm Tagesniederschlagshöhe) für drei der neun Regionen im Zeitraum 1951–2000 dargestellt. Dabei wird deutlich, dass generell im Februar – wo auch die geringsten Niederschlagssummen auftreten – das Starkniederschlagsrisiko am geringsten ist. Am häufigsten treten Starkniederschläge zumeist im Juli auf, während in den meisten Regionen im August die größten Niederschlagsintensitäten erreicht werden. Nur in den Erzgebirgsregionen werden auch im Juli im Mittel größere Maximalniederschläge erreicht als im August. Generell ist der Jahresgang der Starkniederschläge eingipflig und nicht mehr zweigipflig, wie derjenige der Niederschlagssummen. In der Region TFM werden als Einzige auch im Dezember deutlich mehr Starkniederschläge (N-10mm) beobachtet als in den Frühlings- und Herbstmonaten. Dadurch ähnelt der Jahresgang der Starkniederschläge in dieser Region stärker dem der Niederschlagssummen.

Im Vergleich der Regionen zeigt sich, dass sich die Höhenlage stärker auf die Häufigkeit von moderaten Starkniederschlägen auswirkt als auf die maximal beobachteten Intensitäten. Während im West-erzgebirge (WEG) im Juli etwa doppelt so viel Starkniederschlagsereignisse von mindestens 10 mm Höhe auftreten wie im nördlichen Tiefland Sachsens (EMT), beträgt der Unterschied in den durchschnittlichen Maximalwertes des Tagesniederschlags im Juli nur etwa 8 mm. Vergleicht man den August in den Regionen EMT und TFM, so ist die maximale Tagesniederschlagshöhe mit 23 bzw. 24 mm ähnlich groß, während Niederschlagshöhen über 10 mm in der Region TFM mit durchschnittlich 2,4 Ereignissen deutlich häufiger auftreten als in der Region EMT, wo der Mittelwert bei 1,7 Ereignissen liegt.

### 4.3 Nass- und Trockenperioden (Tagesdaten)

#### 4.3.1 Dauer und Häufigkeit

Da im Untersuchungsgebiet Trockentage viel häufiger auftreten als Nasstage – circa 2/3 der Tage weisen Niederschläge von unter 1 mm auf – sind die Trockenperioden deutlich länger als die Nassperioden. Die statistischen Kennwerte der Dauer von Nass- und Trockenphasen sind in Tabelle 4.3-1 aufgeführt. Nassperioden sind im Mittel etwa nur 2 Tage lang, während eine Trockenperiode durchschnittlich circa 4 Tage andauert. Dabei ist der Median sowohl für die Nass- als auch für die Trockenperiodenlängen erheblich kleiner als der Mittelwert. Auch hinsichtlich der – über die Gesamtregion aus den einzelnen Stationsmaxima im Zeitraum 1951–2000 gemittelten – maximal beobachteten Andauer weisen die Trockenperioden mit etwa 53 Tagen erheblich größere Werte auf als Nassperioden mit 15 Tagen. Der große Unterschied zwischen Mittel- und Maximalwert weist auf eine große Variabilität in der Länge solcher Perioden hin. Die große zeitliche Variabilität in den Andauern von Nass- und Trockenperioden wird auch durch die große Standardabweichung bzw. den Interquartilsabstand verdeutlicht. Die Standardabweichung ist bei den Nassperioden nur etwas kleiner als der Mittelwert, bei den Trockenperioden sogar größer.

Trotz der unterschiedlichen Zahl an Trocken- (N-TT) bzw. Nasstagen (N-NT) treten Trocken- (N-TP) und Nassperioden (N-NP) ähnlich häufig auf. Pro Jahr werden etwa je 58 solche Perioden beobachtet. Im Mittel dauert die längste Trockenperiode (MxD-TP) etwa 22 Tage und die längste Nassperiode (MxD-NP) etwa 8 Tage. Länger andauernde Trockenperioden von mindestens 11 Tagen Länge (N-TP11d) treten pro Jahr durchschnittlich etwas weniger fünfmal auf. Länger andauernde Nassperioden einer Dauer von mindestens 5 Tagen (N-NP5d) werden etwa viermal pro Jahr beobachtet.

Tabelle 4.3-1: Dauer von Trocken- und Nassperioden (in Tagen) in den neun Teilregionen im Zeitraum 1951–2000 (für das Stationsmaximum 1931-2012).

	EMT	WSH	ÖSH	LAU	EVL	OEG	WEG	VTB	TFM	Mittelwert
<b>Nassperioden</b>										
<b>Mittelwert</b>	1,8	1,8	1,9	1,9	2,0	2,1	2,2	1,9	2,2	2,0
<b>Median</b>	1,0	1,0	1,0	1,2	1,0	1,3	1,8	1,1	1,7	1,3
<b>Std.-Abw.</b>	1,2	1,2	1,4	1,4	1,5	1,6	1,8	1,4	1,7	1,5
<b>IQR</b>	1,0	1,0	1,0	1,2	1,2	1,5	2,0	1,2	1,9	1,4
<b>Maximum</b>	11,5	12,6	12,3	16,8	16,0	17,9	18,4	14,6	16,9	15,4
<b>Stationsmaximum</b>	15	20	15	26	24	24	26	17	23	26
<b>Trockenperioden</b>										
<b>Mittelwert</b>	4,5	4,5	4,4	4,3	4,1	4,0	3,8	4,2	4,1	4,2
<b>Median</b>	3,0	3,0	3,0	2,9	2,8	2,6	2,3	2,9	2,9	2,8
<b>Std.-Abw.</b>	4,8	4,6	4,6	4,5	4,3	4,1	3,9	4,3	4,2	4,4
<b>IQR</b>	4,9	4,7	4,7	4,5	4,0	4,0	3,8	4,5	4,1	4,4
<b>Maximum</b>	51,8	53,9	58,2	54,6	58,0	57,3	45,4	54,8	51,2	53,4
<b>Stationsmaximum</b>	64	64	64	66	64	64	63	63	63	66

#### 4.3.2 Jahreszeitliche Charakteristika

Die Zahl von Trocken- bzw. Nasstagen schwankt im Jahresverlauf (Abbildung 4.3-1) und mit ihnen die statistischen Kennwerte der Häufigkeit und Dauer von Trocken- und Nassperioden (Tabelle 4.3-2). Dabei ist die Zahl trockener Tage im Tiefland (z. B. EMT) deutlich größer als in den Gebirgsregionen (WEG, OEG, TFM). Im Mittel treten in der REGKLAM-Modellregion 244 trockene Tage pro Jahr auf, die etwa zu gleichen Teilen auf SHJ und WHJ verteilt sind. Am häufigsten sind Trockentage während des Herbstes (ca. 64 d), während sie im Winter die geringste Häufigkeit (ca. 58 d) aufweisen. Die

wenigsten Trockentage treten im Mittel im Juni sowie im Dezember auf, wobei der Minimalwert im Tief- und Hügelland eher im Dezember erreicht wird, während in den Gebirgslagen trockene Tage im Juni und Dezember ähnlich häufig auftreten. Die größere Zahl an trockenen Tagen im Herbst – insbesondere im Oktober – führt dazu, dass in dieser Jahreszeit im Mittel die längsten Trockenperioden beobachtet werden. Der Verlauf der Nassstage ist dem der Trockentage entgegengesetzt.

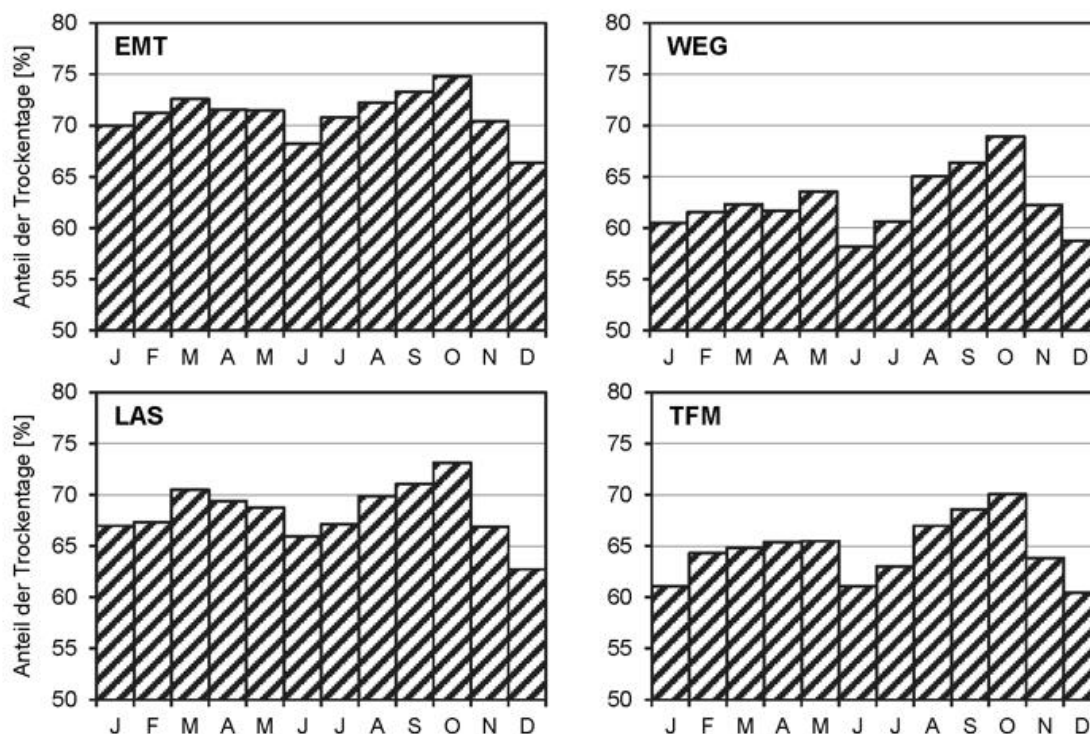


Abbildung 4.3-1: Jahresgang der Häufigkeit von Trockentagen (in Prozent der Tage des jeweiligen Monats) in vier Beispielregionen.

Nass- und Trockenperioden (N-NP u. N-TP) treten besonders häufig im Sommer auf (ca. 16-mal), während ihre Häufigkeit im Herbst und Winter (ca. 14-mal) kleiner ist (Tabelle 4.3-2). Dies ist durch die längeren Andauern – sowohl im Mittel als auch als Maximalwert – dieser Phasen im Herbst und Winter im Vergleich zum Sommer zu erklären. Durch die häufig von Konvektion geprägten Witterungsverhältnisse während des Sommers werden Trockenperioden häufiger unterbrochen bzw. treten einzelne Niederschlagsereignisse auf, die auch als kurze Nassperioden interpretiert werden können. In den einzelnen Jahreszeiten liegen die jährlichen Maximalwerte der Andauer bei ca. 15 Tagen für Trocken- (MxD-TP) und reichlich 5 Tagen für Nassperioden (MxD-NP). Dabei schwanken die jährlichen maximalen Trockenperiodenlängen zwischen etwa 13 Tagen im Sommer bis zu reichlich 17 Tagen im Herbst. Dementsprechend ist auch die Häufigkeit von mindestens 11 Tagen andauernden Trockenperioden (N-TP11d) im Sommer (0,9 Ereignisse) am kleinsten und im Herbst (1,4 Ereignisse) am größten. Die maximale Nassperiodenlänge ist vom Frühling bis zum Herbst mit reichlich 5 Tagen ähnlich groß, während sie im Winter um etwa einen Tag länger ist. Im Winter treten dann auch mindestens fünf Tage andauernde Nassperioden (N-NP5d) am häufigsten auf.

Wie schon für die Niederschläge im Allgemeinen beschrieben, hängt die Zahl trockener Tage und somit die Andauer von Trockenperioden von der Lage der Stationen ab (Höhe ü. NN, Luv/Lee von Hauptwindströmungen, etc.). Die meisten Trockentage sowie die längsten Trockenperioden treten im Tief- bis Hügelland (EMT, WSH, ÖSH, LAS) auf, während trockene Tage im Gebirge (WEG, EEG, TFM) deutlich weniger häufig sind (Tabelle 4.3-2). Die Häufigkeit von Trockenperioden ist in den Gebirgsregionen größer als in den tiefer gelegenen Regionen. Hier überwiegt das kürzere Auftreten solcher Phasen die etwas geringe Anzahl von Trockentagen auf. Auch die Nassperiodenhäufigkeit ist in den Gebirgsregionen am größten. Aufgrund der insgesamt sehr kurzen Nassperioden kann das Plus an Niederschlagstagen in den Gebirgsregionen nicht nur die mittlere und maximale Dauer von Nass-

phasen verlängern sondern auch zu etwas mehr Ereignissen als im Tiefland führen. Die Häufigkeit von mind. 11 Tagen andauernden Trockenperioden ist in den Tief- und Hügellandsregionen (EMT, WSH, ESH, LAU) im Frühjahr ähnlich groß wie im Herbst und im Sommer ähnlich groß wie im Winter (Tabelle 4.3-2). In den Gebirgsregionen (WEG, OEG, TFM) treten lange Trockenperioden (N-TP11d) jedoch im Sommer an wenigsten und im Herbst am häufigsten auf; eine Charakteristik, die bereits für das Gesamtgebiet beschrieben wurde.

Tabelle 4.3-2: Charakterisierung der jahreszeitlichen Trocken- und Nassperiodencharakteristika (Häufigkeit und Dauer; Abkürzungen der Indizes siehe Tabelle 2.3-2) in den neun Teilregionen (Abkürzungen in Tabelle 3.2-1).

		EMT	WSH	ÖSH	LAU	EVL	OEG	WEG	VTB	TFM	Alle
<b>N-TT</b>	<b>Fhj</b>	66,1	65,4	64,6	64,0	61,2	59,0	57,5	62,0	60,0	62,3
	<b>Som</b>	64,8	63,4	63,0	62,2	60,0	58,4	56,4	60,3	58,6	60,8
	<b>Her</b>	66,3	66,9	65,5	64,0	63,2	61,1	60,0	64,9	61,4	63,7
	<b>Win</b>	62,1	63,9	61,1	58,9	59,3	55,1	54,0	60,9	55,6	58,9
<b>N-TP</b>	<b>Fhj</b>	14,1	14,5	14,2	14,3	15,0	15,1	15,2	15,1	14,8	14,7
	<b>Som</b>	15,6	15,8	15,9	16,0	16,2	16,7	16,6	16,3	16,1	16,1
	<b>Her</b>	13,7	13,5	13,7	13,9	14,2	14,3	14,2	13,8	13,7	13,9
	<b>Win</b>	14,1	14,0	14,0	14,2	14,1	14,2	14,0	14,0	13,0	13,9
<b>N-NP</b>	<b>Fhj</b>	13,9	14,2	14,0	14,2	14,8	15,0	15,1	14,9	14,6	14,5
	<b>Som</b>	15,3	15,7	15,7	15,9	16,2	16,6	16,6	16,3	16,1	16,0
	<b>Her</b>	13,5	13,3	13,5	13,7	14,0	14,1	14,2	13,7	13,7	13,7
	<b>Win</b>	13,8	13,7	13,8	14,0	14,0	14,0	13,8	13,7	12,9	13,7
<b>N-TP11d</b>	<b>Fhj</b>	1,6	1,4	1,5	1,4	1,1	1,1	0,9	1,2	1,1	1,3
	<b>Som</b>	1,3	1,1	1,1	1,0	0,9	0,8	0,6	0,8	0,8	0,9
	<b>Her</b>	1,6	1,5	1,6	1,5	1,4	1,3	1,2	1,5	1,4	1,4
	<b>Win</b>	1,3	1,1	1,3	1,1	1,2	1,0	0,9	1,1	1,1	1,1
<b>N-NP5d</b>	<b>Fhj</b>	0,6	0,6	0,7	0,8	1,0	1,1	1,4	0,9	1,2	0,9
	<b>Som</b>	0,5	0,6	0,7	0,6	0,9	0,9	1,3	0,9	1,1	0,8
	<b>Her</b>	0,5	0,5	0,7	0,8	0,9	1,0	1,3	0,7	1,2	0,8
	<b>Win</b>	0,8	0,7	0,9	1,2	1,2	1,5	2,0	1,1	2,0	1,3
<b>AvD-TP</b>	<b>Fhj</b>	5,0	4,8	4,8	4,7	4,3	4,1	3,9	4,3	4,3	4,5
	<b>Som</b>	4,4	4,2	4,2	4,1	3,8	3,6	3,5	3,8	3,7	3,9
	<b>Her</b>	5,2	5,4	5,2	5,0	4,7	4,6	4,4	5,0	4,7	4,9
	<b>Win</b>	4,7	4,8	4,6	4,4	4,5	4,0	4,1	4,6	4,5	4,5
<b>AvD-NP</b>	<b>Fhj</b>	1,8	1,8	1,9	1,9	2,0	2,2	2,3	2,0	2,1	2,0
	<b>Som</b>	1,7	1,8	1,8	1,8	1,9	2,0	2,1	1,9	2,1	1,9
	<b>Her</b>	1,8	1,7	1,8	1,9	1,9	2,1	2,2	1,8	2,1	1,9
	<b>Win</b>	2,0	1,8	2,1	2,2	2,2	2,4	2,6	2,1	2,7	2,2
<b>MxD-TP</b>	<b>Fhj</b>	16,5	15,8	16,4	15,9	14,7	14,1	13,4	14,5	14,4	15,1
	<b>Som</b>	14,6	13,8	13,7	13,7	12,4	12,1	11,5	12,3	11,8	12,9
	<b>Her</b>	18,4	18,3	17,9	17,3	17,0	16,1	16,0	17,1	16,6	17,2
	<b>Win</b>	15,4	16,0	14,6	14,7	14,6	13,1	13,0	15,1	14,3	14,6
<b>MxD-NP</b>	<b>Fhj</b>	4,6	4,7	5,0	5,0	5,4	5,9	6,2	5,2	5,6	5,3
	<b>Som</b>	4,5	4,8	4,8	4,8	5,5	5,6	6,3	5,3	5,7	5,2
	<b>Her</b>	4,5	4,4	4,8	5,1	5,3	5,8	6,2	4,9	5,9	5,2
	<b>Win</b>	5,2	4,8	5,5	6,1	6,1	7,2	7,9	5,8	7,4	6,3

Die kumulative Häufigkeitsverteilung der Nass- bzw. Trockenperiodendauern ist in Abbildung 4.3-2 bis zu einer Dauer von 21 Tagen für die vier Jahreszeiten dargestellt. Nassperioden sind bereits ab einer Länge von 10 Tagen sehr selten und auch Trockenperioden, die länger als drei Wochen andauern treten nur selten auf. Deutlich zu erkennen sind die jahreszeitlichen Unterschiede in der Dauer v.a. bei den Trockenperioden. 70 % (Frühjahr) bis 80 % (Sommer) aller Trockenperioden sind bis zu 5 Tage lang, während dies auf etwa 95 % aller Nassperioden zutrifft.

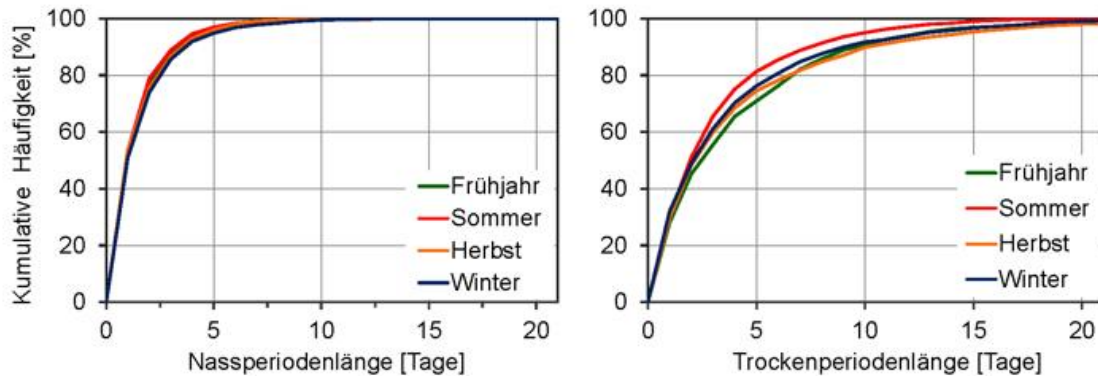


Abbildung 4.3-2: Häufigkeitsverteilung der Andauer von Nass- und Trockenperioden für die vier Jahreszeiten im Zeitraum 1961–1990.

#### 4.3.3 Extremste Ereignisse

Die längsten im Untersuchungsgebiet beobachteten Trocken- und Nassphasen sind in Tabelle 4.3-3 aufgelistet. Zumeist treten besonders persistente nasse Verhältnisse im Winter auf. Die längste Nassperiode trat mit einer Dauer von 26 Tagen an den Stationen Tannenberg (WEG) und Polenz (LAS) auf und zwar vom 24. November bis 19. Dezember 1974. In diesem Zeitraum wurden auch an anderen Stationen lange Nassperioden beobachtet. Dazu gehören mit 25 Tagen Rittersgrün (WEG), mit 24 Tagen Oederan (OEG) und Ruhland (LAS) sowie mit 23 Tagen Schöneck-Kottenheide (WEG), Neuhausen und Eppendorf (beide OEG). Andere Zeiträume mit besonders langen Nassperioden waren zwischen dem 15. Dezember 1986 und dem 12. Januar 1987 (Schöneck-Kottenheide/ WEG, Zwickau-Planitz/ EVL und Bockau/ WEG), vom 25. Januar bis zum 17. Februar des Jahres 1935 (Fichtelberg/ WEG) sowie vom 18. September bis zum 10. Oktober des Jahres 1952 (Markleuthen/ TFM). Bei dieser Auflistung fällt auf, dass die meisten der besonders langen Nassphasen im Erzgebirge – insbesondere im Westerzgebirge – aufgetreten sind, wo auch die größten Niederschlagssummen und längsten mittleren Nassperiodendauern beobachtet wurden. Doch auch in der Lausitz besteht das Potential zu langandauernden Nassphasen. Langandauernde Nassperioden sind oft mit Starkniederschlagsereignissen und erheblichen Niederschlagssummen verbunden.

Die mit 64 bis 66 Tagen am längsten andauernden Trockenperioden wurden alle zwischen dem 17. August und dem 21. Oktober des Jahres 1959 beobachtet. An 45 der 118 Stationen waren die Trockenperioden in diesem Zeitraum mindestens 60 Tage lang und auch an den restlichen Stationen wurden sehr lange (> 30 Tage) bzw. mehrere lange Trockenperioden (> 14 Tage) beobachtet. In Summe sind während dieser reichlich 2 Monate nur wenige Millimeter Niederschlag gefallen und auch an Stationen, wo durch die Überschreitung des Schwellenwertes von 1 mm Tagesniederschlagshöhe die Trockenperiode unterbrochen wurde ist von extrem trockenen Verhältnissen während des gesamten Zeitraums auszugehen. Besonders stark betroffen von dieser Trockenheit waren der Norden und der Osten Sachsens – bis ins Osterzgebirge hinein.

Die in den vorliegenden Zeitreihen mit Abstand längste Trockenperiode (87 Tage) ist wahrscheinlich auf nicht dokumentierte Datenausfälle zurückzuführen. An der Station Mücheln/ Geiseltal (WSH) wurde zwischen dem 7. August und dem 1. November 1953 kein Niederschlag registriert (nicht als Fehlwerte gekennzeichnet). An benachbarten Stationen sind die Niederschlagssummen für diesen knapp drei Monate langen Zeitraum zwar auch vergleichsweise gering, jedoch mit etwa 40 bis

100 mm deutlich von komplett trockenen Verhältnissen entfernt. Auch in anderen Zeiträumen stimmen die an der Station Mücheln/ Geiseltal beobachteten Trockenperioden nicht mit denen nahegelegener Stationen überein. Hier scheint eine genaue Überprüfung der Tagesniederschlagsdaten angeraten. Für die weiteren Trocken- und Nassperiodenuntersuchungen wurde diese Station nicht mit verwendet.

Tabelle 4.3-3: Übersicht über die zehn längsten Nass- und Trockenperioden im Untersuchungsgebiet; 1931–2012.

	<b>Dauer</b> [d]	<b>Beginn</b>	<b>Ende</b>	<b>Station (Region)</b>	<b>ΣP</b> [mm]	<b>Max P<sub>d</sub></b> [mm]	<b>Tag</b>
<b>„10“ längste Nassperioden</b>							
1	26	24.11.1974	19.12.1974	Tannenberg (WEG)	237,5	60	06.12.1974
				Polenz (LAS)	189,8	36,5	07.12.1974
3	25	25.11.1974	19.12.1974	Rittersgrün (WEG)	236,8	43,5	07.12.1974
		16.12.1986	09.01.1987	Schöneck-Kottenheide (WEG)	232,0	25,1	28.12.1987
5	24	25.01.1935	17.02.1935	Fichtelberg (WEG)	178,2	21,1	31.01.1935
		26.11.1974	19.12.1974	Oederan (OEG)	161,7	36,7	07.12.1974
		20.12.1986	12.01.1987	Zwickau-Planitz (EVL)	136,0	16,2	01.01.1987
		26.11.1974	19.12.1974	Ruhland (LAS)	129,2	27,2	07.12.1974
9	23	27.11.1974	19.12.1974	Schöneck-Kottenheide (WEG)	286,9	78,9	07.12.1974
				Neuhausen (OEG)	238,3	51,5	06.12.1974
				Eppendorf (OEG)	193,4	42	07.12.1974
		15.12.1986	06.01.1987	Bockau (WEG)	158,3	19,8	28.12.1986
		18.09.1952	10.10.1952	Marktleuthen (TFM)	69,0	7,4	05.10.1952
<b>„10“ längste Trockenperioden</b>							
1	66	17.08.1959	21.10.1959	Oppach (LAS)	2,7	0,9	28.08.1959
				Drebkau (LAS)	1,6	0,7	24.09.1959
3	65	17.08.1959	20.10.1959	Lohsa (LAS)	1,8	0,8	21.09. & 20.10.1959
4	64	17.08.1959	19.10.1959	Ruhland (LAS)	1,5	0,8	22.09.1959
				Cottbus (LAS)	1,4	0,7	24.09.1959
				Fürstlich-Drehna (LAS)	1,1	0,8	24.09.1959
				Doberlug-Kirchhain (LAS)	1,5	0,7	05.09.1959
				Hirschfeld (EMT)	0,7	0,5	22.09.1959
				Annaburg (EMT)	1,2	0,6	22.09.1959
				Wittenberg (EMT)	1,6	0,7	29.08.1959
				Radis (EMT)	0,9	0,6	22.09.1959
				Coswig (ÖSH)	1,8	0,6	17.08.1959
				Riesa (ÖSH)	1,1	0,7	28.08.1959
				Ostrau (ÖSH)	0,5	0,5	28.08.1959
				Obersteina (ÖSH)	1,8	0,8	22.09.1959
				Lützen (WSH)	1,6	0,8	28.08.1959
				Gröben (WSH)	1,3	0,5	17.08.1959
				Altmörsitz (WSH)	1,3	0,9	17.08.1959
				Osterfeld (WSH)	1,5	0,7	17.08.1959
				Gössnitz (WSH)	3,0	0,8	17.08.1959
				Colditz (EVL)	1,7	0,8	17.08.1959
				Dippoldiswald (OEG)	2,9	0,9	23.09.1959
				Tharandt (OEG)	0,6	0,3	22.09.1959
				Oberbobritzsch (OEG)	2,0	0,9	17.08.1959
		19.08.1959	21.10.1959	Bischofswerda (LAS)	0,9	0,4	20.10.1959
				Luga (LAS)	1,3	0,7	20.10.1959
				Graupa (ÖSH)	1,6	0,9	28.08.1959

Andere Zeiträume in denen an einer Vielzahl von Stationen besonders langandauernde trockene Verhältnisse beobachtet wurden, sind:

- |                         |  |
|-------------------------|--|
| 27.09.1943 – 11.11.1943 | 45 Tage: Grimma/ WSH; 43 Tage: Selb/ TFM, Hohenberg (Eger)/ TFM; 42 Tage: Marktredwitz/ TFM, Kipsdorf (Kurort)/ OEG; etc.          |
| 30.10.1953 – 22.12.1953 | 54 Tage: Selb/ TFM, Hirschberg/ VTB; 50 Tage: Hof-Stadt/ TFM; etc.   |
| 24.09.1962 – 20.11.1962 | 58 Tage: Mockrehna, Koszdorf, Radis [alle EMT], Colditz/ EVL, Doberlug-Kirchhain/ LAS; 53 Tage: Wittenberg/ EMT, Ostrau/ ÖSH; etc. |
| 25.11.1972 – 14.01.1973 | 51 Tage: Jena-Sternwarte, Münchenbernsdorf, Gera-Untermhaus, Ronneburg [alle VTB], Burgstädt/ EVL; etc.                            |
| 25.12.1995 – 12.02.1996 | 51 Tage: Rosswein/ ÖSH; 50 Tage: Gera-Leumnitz/ VTB, Chemnitz/ EVL, Görlitz/ LAS, Pirna, Obersteina [beide ÖSH]; etc.              |

Hinsichtlich dieser Zeiträume fällt auf, dass auch die längsten Trockenperioden ähnlich den Nassperioden im Herbst bis Winter auftreten. Dies hängt mit den sich in diesem Zeitraum oft einstellenden stabilen Wetterlagen und dem geringen konvektiven Potential zusammen.

#### 4.4 Langandauernde Nass- und Trockenphasen (Monatsdaten)

Mittels des Dezil-Index ermittelte Nass- und Trockenphasen sind zwischen drei Monaten und mehreren Jahren lang. Die im Folgenden dargestellten Analysen der Dezil-Nass- und Trockenphasen wurden in HÄNSEL (2014) *Introducing the decile concept for studying the spatiotemporal characteristics and variability of long-lasting dry and wet periods* veröffentlicht. Im Mittel treten innerhalb von zehn Jahren vier Dezil-Trocken bzw. Nassphasen auf, die durchschnittlich elf Monate lang sind (Tabelle 4.4-1). Der Median der Dezilphasendauer ist etwa um zwei Monate kleiner als der Mittelwert, was auf eine rechtsschiefe Verteilung hinweist. Die Dauer solcher Ereignisse variiert stark; sowohl Standardabweichung als auch Interquartilsabstand liegen bei ca. 7–8 Monaten. Entsprechend der Definition, dass eine Dezil-Nass- bzw. Trockenphase beginnt, wenn die Dreimonatsniederschlagssumme zu den 10 % größten bzw. kleinsten Werten in der Verteilung gehört, würde man eine Häufigkeit von 12 Ereignissen innerhalb von 10 Jahren erwarten. Die beobachtete deutlich geringere Häufigkeit solcher Ereignisse ist durch ihre Andauer über mehrere Monate zu erklären. Eine Nass- bzw. Trockenphasen kann mehrere Werte beinhalten, welche Startpunkt eines neuen Ereignisses sein könnten. Dies zeigt sich deutlich in der beobachteten Abhängigkeit zwischen Dauer und Häufigkeit von Dezilphasen: je länger die Ereignisse andauern desto weniger von ihnen werden beobachtet.

Tabelle 4.4-1: Übersicht über die statistischen Kennzahlen von Dezil-Nass- (DNP) und Trockenperioden (DTP) gemittelt über 130 Stationen; Zeitraum 1961–2010.

	Häufigkeit	Dauer (Monate)						Räumliche Abdeckung(%)
		MW (95 % CI)	s	Median	IQR	Max		
DTP	4.0	11.0 (10.7–11.3)	7.5	9	8	45	35.6	
DNP	4.1	10.7 (10.4–11.0)	7.7	8	7	56	38.4	

Der Vergleich der kumulativen Häufigkeitsverteilungen von Nass- und Trockenphasen zeigt große Ähnlichkeiten, auch wenn die Kurve der Nassphasen bis zu einer Dauer von 15 Monaten etwas steiler ansteigt (Abbildung 4.4-1). Bei Nass- und Trockenphasen treten nur wenige Ereignisse mit der Mindestdauer von 3 Monaten auf. Am häufigsten sind Dezilphasen mit einer Länge von fünf Monaten (ca. 15 % der Trocken und 20 % der Nassphasen). Etwa 10 % der Trockenphasen/ Nassphasen dauern mindestens 20/ 21 Monate an.

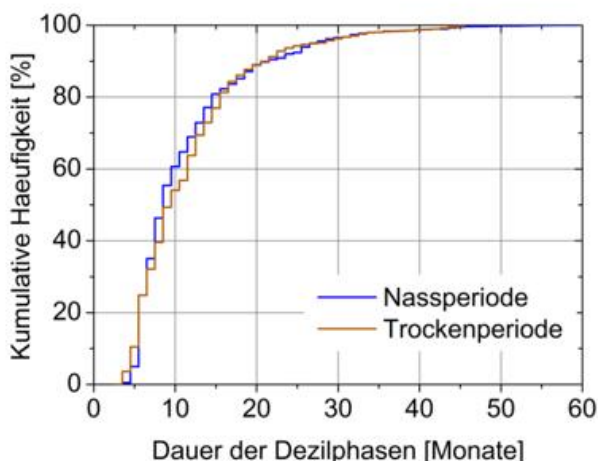


Abbildung 4.4-1: Kumulative Häufigkeitsverteilung der zwischen 1961 und 2010 beobachteten Andauern von Dezil-Trockenphasen und -Nassphasen.

Die am längsten andauernden Ereignisse im Untersuchungsgebiet waren eine Dezil-Trockenperiode mit 45 Monaten und eine Dezil-Nassperiode mit 56 Monaten. Die längste Dezil-Trockenperiode wurde von Mitte 1961 bis Anfang 1965 an verschiedenen Stationen beobachtet, während die längste Dezil-Nassphase an nur einer Station beobachtet wurde und zwar in Boerln (EMT) von Januar 1965 bis August 1968. Während dieser Phasen der längsten Dezilperioden wiesen auch andere Stationen besonders

langandauernde oder häufige Nass- bzw. Trockenphasen auf. Dieses zeitlich gehäufte Auftreten von Dezil-Nass- bzw. Trockenphasen wird besonders deutlich in Abbildung 4.4-2. Hier ist das Auftreten solcher Phasen in Zeit (x-Achse; monatliche Auflösung) und Raum (y-Achse; einzelne Stationen pro Region) dargestellt.

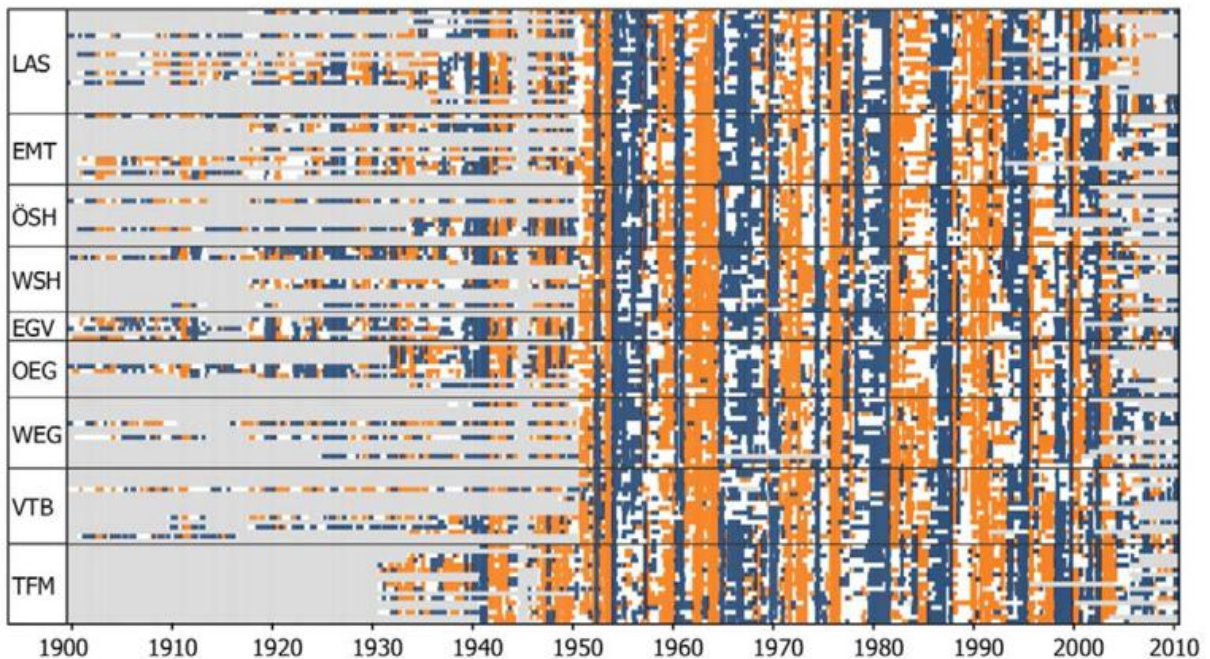


Abbildung 4.4-2: Auftreten von Deziltrocken- (orange) und -Nassphasen (blau) zwischen 1900 und 2012 an 130 Stationen in den neun Teilregionen (für die Regionsabkürzungen siehe Tabelle 3.2-1). Grau gekennzeichnet sind Fehldaten in den Stationszeitreihen, violett mögliche Überlappungen von Nass- und Trockenphasen.

Das Untersuchungsgebiet ist in den meisten Jahren recht homogen im Hinblick auf die Langzeitabweichungen des Niederschlags (Abbildung 4.4-3). Besonders trockene Zeitabschnitte in denen Dezil-Trockenphasen an einem Großteil der Stationen besonders häufig und langanhaltend auftraten waren 1942–1953, 1959–1964, 1971–1977, 1982–1986 und 1989–1993. Nassphasen waren dagegen besonders häufig und lang in den Zeitabschnitten 1922–1930, 1939–1941, 1954–1958, 1965–1971 und 1978–1981. Dabei scheinen diese Phasen langandauern trockener bzw. nasser Verhältnisse ab den 1990er Jahren schneller zu alternieren als in den ca. 50 Jahren zuvor. Auch vor den 1940er Jahren sind solche Zeitabschnitte mit verstärktem Auftreten von Nass- bzw. Trockenphasen kürzer. Die Muster sind jedoch aufgrund der geringeren Datenverfügbarkeit nicht ganz so gut sichtbar, wie nach 1940.

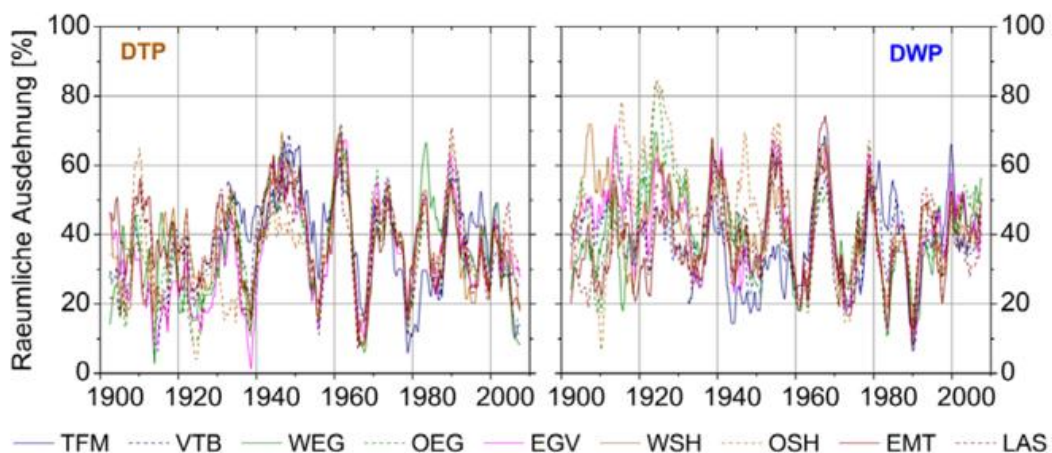


Abbildung 4.4-3: Zeitlicher Verlauf der räumlichen Ausbreitung der beobachteten Dezil-Nass- und Trockenphasen in den neun Teilregionen; Zeitraum 1901–2012 (nach HÄNSEL 2014).

## 5 Niederschlagsveränderungen

### 5.1 Erläuterungen zur Vorgehensweise

In diesem Kapitel werden die beobachteten und projizierten Niederschlagsveränderungen dargestellt. Dabei ist zu beachten, dass die hier verwendeten Klimaprojektionsdaten – die im Rahmen des BMBF-Verbundprojektes REGKLAM analysiert wurden – nicht das gesamte für die Beobachtungsdaten genutzte Untersuchungsgebiet abdecken. Für die Beobachtungsdaten erfolgen die Analysen für Sachsen und angrenzende Regionen benachbarter Bundesländer, wie Bayern im Südwesten, Thüringen im Westen und Sachsen-Anhalt sowie Brandenburg im Norden Sachsens. Dabei werden zum Teil räumlich differenzierte Analysen für neun Teilregionen des Untersuchungsgebietes vorgenommen.

Die Auswertungen der Klimamodellläufe erfolgen zumeist für die REGKLAM-Modellregion Dresden, die Stationen aus vier Teilregionen (EMT, ÖSH, OEG und LAS) einschließt. Die in Kapitel 4 sowie in den folgenden Abschnitten des Kapitels 5 dargestellten Untersuchungen zeigen, dass sich die meisten Regionen hinsichtlich ihrer Niederschlagscharakteristik und der beobachteten Niederschlagstrends ähneln. Dies rechtfertigt die beispielhafte Auswertung von Klimaprojektionsdaten für eine kleinere Region. Die Region TFM (Thüringisch-Fränkisches Mittelgebirge), die zum Teil andere Charakteristika und Trends aufweist als der Rest der Teilregionen, wurde bei den Klimaprojektionsdaten nicht mit einbezogen. Im Rahmen der hier dargestellten Analysen lässt sich also nicht nachvollziehen, inwieweit die „Sonderstellung“ dieser Region auch von den Klimaprojektionsdaten wiedergegeben und aufrechterhalten wird.

Um auch bei den Klimaprojektionsdaten räumlich differenzierte Aussagen zu den Niederschlagstrends vornehmen zu können, wie z. B. Abhängigkeiten von der Höhenlage, erfolgen zusätzlich zu den über die REGKLAM-Modellregion gemittelten Analysen auch Auswertungen für das sogenannte erweiterte Datengebiet der REGKLAM-Modellregion, das ähnlich dem Beobachtungsdatensatz im Norden bis nach Brandenburg und Sachsen-Anhalt hineinreicht und auch Westsachsen mit abdeckt. Nur die Region TFM bleibt weiterhin ausgeschlossen.

Die Konsistenz der Trendentwicklungen in den Beobachtungs- und Klimaprojektionsdaten wird für die REGKLAM-Modellregion bewertet. Dazu wird der Beobachtungsdatensatz entsprechend „ausgedünnt“. Dies kann teilweise problematisch sein, da innerhalb der REGKLAM-Modellregion nur wenige Langzeitreihen ab dem Beginn des 20. Jahrhunderts vorliegen (Abbildung 3.2-2).

In den Abbildungen der Klimaprojektionsdaten werden die einzelnen Modelle jeweils durch eine bestimmte Farbe dargestellt. Diese im REGKLAM-Projekt eingeführte Vorgehensweise ermöglicht es dem Betrachter, schnell das Verhalten einzelner Modelle einzuschätzen und miteinander zu vergleichen. In diesem Kapitel werden die Ergebnisse des Regionalmodells CLM in Blau, REMO in Orange, WEREX IV in Rot, WETTREG 2006 in Grün und WETTREG 2010 in Pink dargestellt. Die einzelnen Realisierungen sind durch Symbole gekennzeichnet (Strich, Kreis und Dreieck). Damit die zehn Realisierungen von WETTREG 2010 nicht die Ergebnisse aller anderen Modelle überdecken werden für dieses Regionalmodell zumeist nur der Lauf mit dem kleinsten, mittleren und größten Trend im Zeitraum 1961–2100 bzw. Minimum, Mittelwert und Maximum aus allen 10 Realisierungen dargestellt.

## 5.2 Niederschlagsanomalien

### 5.2.1 Mittlere Niederschlagsentwicklung und Jahresgang

#### Rezente Veränderungen

Anhand des Niederschlagsanomalien-Index RAI werden die beobachteten Veränderungen der mittleren Niederschlagsverhältnisse in Sachsen analysiert. Über den gesamten Untersuchungszeitraum und das gesamte Untersuchungsgebiet hinweg betrachtet haben sich die mittleren Jahresniederschlagssummen kaum verändert (Abbildung 5.2-1). Dagegen ist zwischen 1931 und 2012 ein deutlicher Niederschlagsanstieg zu verzeichnen, der sich ab 1951 betrachtet noch intensiviert hat. Als statistisch signifikant sind diese Entwicklungen jedoch nicht zu bewerten (Tabelle 5.2-1), wobei es keine Rolle spielt, ob direkt die Trends der Niederschlagssummen oder jene des Niederschlagsanomalienindex RAI betrachtet werden. Seit etwa 1990 traten deutlich mehr als „nasser als normal“ klassifizierte Jahre auf. Dies war auch zu Beginn des 20. Jahrhunderts bis ca. 1940 schon einmal der Fall. Diese nassen Jahre führen zu Niederschlagszunahmetrends für Betrachtungen ab 1930 bzw. 1951 bis 2012 im Vergleich zu gleichbleibenden Niederschlagsverhältnissen bei Trendanalysen bis zum Jahr 2000.

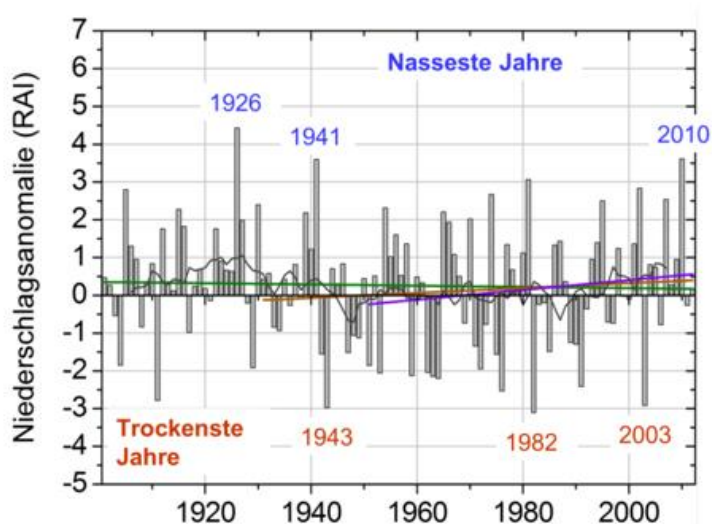


Abbildung 5.2-1: Zeitreihen der über das Untersuchungsgebiet gemittelten Jahresniederschlagsanomalien (mittels RAI) von 1901 bis 2012 mit linearen Trends für die Zeiträume 1901–2012 (grün), 1931–2012 (orange) und 1951–2012 (violett) sowie Verdeutlichung der nassensten und trockensten drei Jahre.

Tabelle 5.2-1: Mann-Kendall-Trendwerte der Niederschlagsanomaliewerte (mittels RAI) sowie der Jahresniederschlagssummen in sechs Analysezeiträumen für das Jahr die Halbjahre, die Jahreszeiten und die Vegetationsperioden (Schattierung verdeutlicht die Richtung und Signifikanz der Trends, blau: Niederschlagszunahme, rot: Niederschlagsabnahme; siehe Legende rechts in der Tabelle)

		Jahr	SHJ	WHJ	Fhj	Som	Her	Win	VP-I	VP-II	Signifikanzniveau
RAI-Werte	1901-2000	-1,05	-1,89	0,21	0,10	-1,66	-1,00	0,60	-0,47	-1,72	
	1901-2012	-0,30	-1,53	1,10	-0,08	-1,20	-0,05	1,48	-1,43	-0,80	p < 0,001
	1931-2000	0,03	-1,17	0,77	0,64	-0,86	-0,02	1,52	-0,69	-0,37	p < 0,01
	1931-2012	0,83	-0,65	1,68	0,40	-0,25	1,00	2,27	-1,61	0,66	p < 0,05
	1951-2000	-0,01	-1,10	1,66	0,26	-0,31	0,76	1,45	-1,10	0,46	p < 0,1
	1951-2012	0,78	-0,43	2,42	-0,02	0,31	1,67	2,10	-2,03	1,48	p < 0,2
Niederschlag	1901-2000	-0,32	-1,31	0,92	0,23	-1,04	-0,68	1,08	-0,11	-1,26	nicht signifikant
	1901-2012	0,47	-0,95	1,91	0,07	-0,62	0,27	1,98	-1,05	-0,36	p < 0,2
	1931-2000	-0,01	-0,97	0,74	0,55	-0,57	-0,21	1,40	-0,64	-0,29	p < 0,1
	1931-2012	0,85	-0,48	1,74	0,30	-0,02	0,82	2,16	-1,52	0,72	p < 0,05
	1951-2000	-0,01	-1,15	1,65	0,19	-0,26	0,68	1,40	-1,18	0,43	p < 0,01
	1951-2012	0,84	-0,48	2,50	-0,08	0,32	1,60	2,05	-2,06	1,40	p < 0,001

Jahreszeitlich betrachtet stellen sich die Niederschlagstrends deutlich differenzierter dar (Abbildung 5.2-2). Die Zunahme der Jahressummen ist hauptsächlich auf die Zunahme der Niederschläge im Herbst und Winter zurückzuführen, wobei die Wintertrends in fast allen betrachteten Zeitscheiben zumindest schwach signifikant sind (Tabelle 5.2-1). Auch die Trends dieser beiden Jahreszeiten intensivieren sich in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts. Für das Frühjahr wurden über das gesamte Untersuchungsgebiet hinweg keine signifikanten Veränderungen festgestellt. Im Sommer sind die Niederschläge zurückgegangen. Hier ist der Trend jedoch über den gesamten Untersuchungszeitraum am stärksten ausgeprägt (schwach statistisch signifikant,  $p < 0,2$ , Tabelle 5.2-1), während für den Zeitraum 1951–2012 keine Veränderungen registriert werden. In den Niederschlagsanomalien des Sommers fallen zudem zwei Zeiträume mit über mehrere Jahre anhaltenden positiven Niederschlagsanomalien auf und zwar in den 1920er und in den 1950ern.

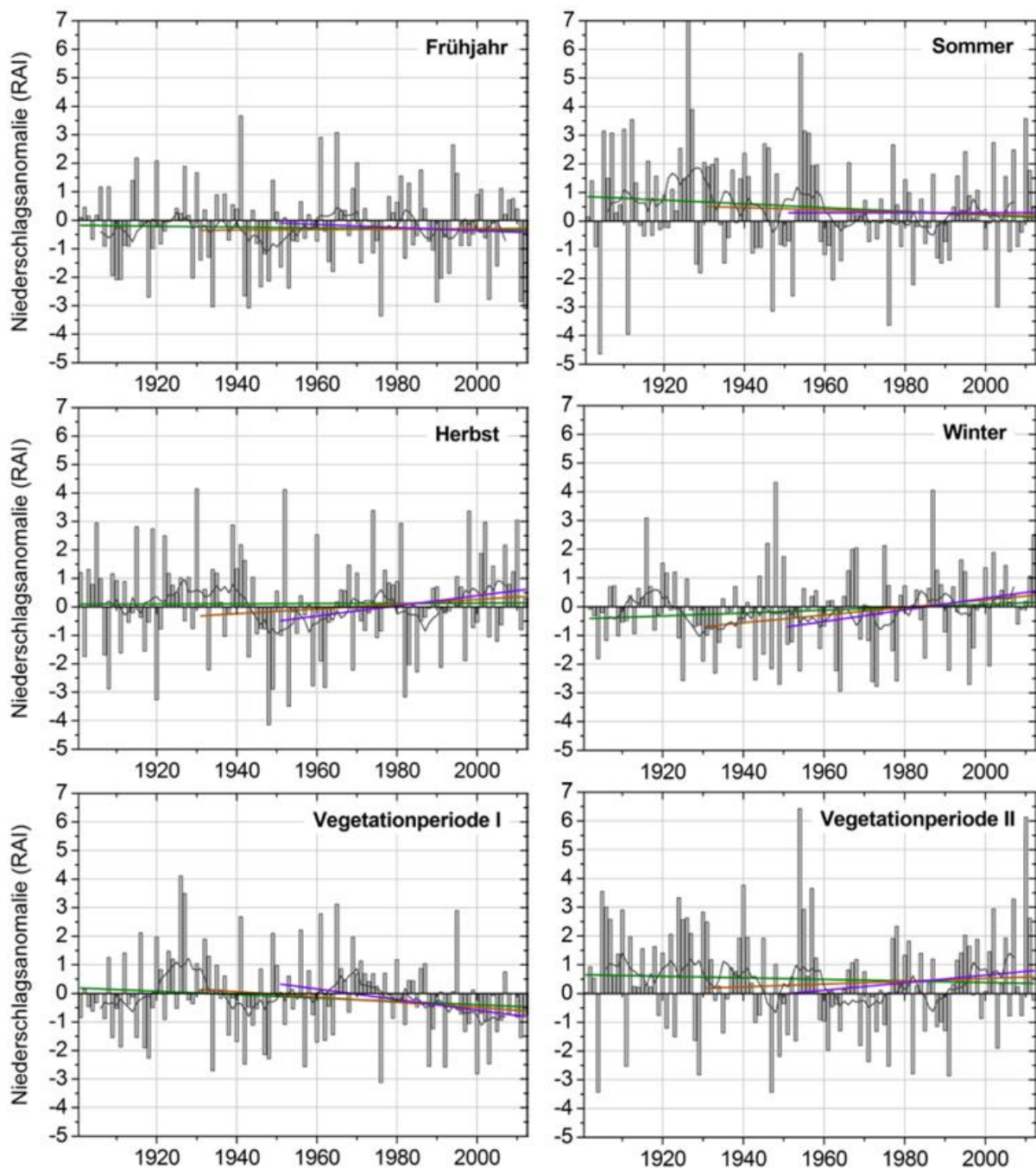


Abbildung 5.2-2: wie Abbildung 5.2-1 jedoch für die Jahreszeitenniederschlagsanomalien.

Betrachtet man anstelle von Frühjahr und Sommer die beiden Vegetationsperioden, so ergeben sich trotz der Verschiebung des Mittelungszeitraums um nur einen Monat deutlich verschiedene Trends (Abbildung 5.2-2). Dabei ist VP-I als der Zeitraum von April bis Juni und VP-II als der Zeitraum von Juli bis September definiert, unabhängig von der tatsächlichen Andauer der Vegetationsperiode in den Einzeljahren. Zwischen 1901 und 2012 ist der Niederschlag in beiden Vegetationsperioden leicht zurückgegangen. Die Niederschlagstrends der Vegetationsperioden für die kürzeren Zeiträume 1931–2012 und 1951–2012 sind einander jedoch entgegen gesetzt. Während die Niederschläge in VP-I deutlich abgenommen haben (schwach statistisch signifikant bei Betrachtungen bis 2012,  $p < 0,2$ , Tabelle 5.2-1), sind in den letzten Dekaden in VP-II mehr Niederschläge gefallen als zuvor (schwach signifikante Zunahme in 1951–2012, Tabelle 5.2-1). Etwa seit den 1990er Jahren wurden für VP-I/ VP-II fast ausschließlich negative/ positive Niederschlagsanomalien registriert.

Der deutliche Unterschied zwischen den Trends des Frühjahrs und VP-I ist auf die inversen Trends von März und April zurück zu führen (Tabelle 5.2-2). Der März zeigt neben dem November und dem Dezember die größten Niederschlagsanstiegstrends, welche zumindest für die Trendanalysen ab 1931 statistisch schwach signifikant sind. Dagegen sind im April die Niederschlagssummen deutlich zurück gegangen (signifikant bei Betrachtungen bis 2012). Zusammen mit den etwas geringeren (nichtsignifikanten) Niederschlagsabnahmen im Mai und Juni ergibt dies deutliche Abnahmetrends für VP-I. Dagegen führen die positiven Niederschlagstrends in August und v. a. September in den Zeiträumen 1931–2012 und 1951–2012 zu Zunahmetrends der Niederschlagssummen in VP-II.

Tabelle 5.2-2: Lineare Trends sowie Trends signifikanz nach Mann-Kendall ( $p < 0,2$ : •,  $p < 0,1$ : +,  $p < 0,05$ : \*,  $p < 0,01$ : \*\*) der Monatsniederschlagsanomalien (mittels RAI) für sechs verschiedene Untersuchungszeiträume (Schattierung verdeutlicht die Größe der Trends, blau: Niederschlagszunahme, rot: Niederschlagsabnahme).

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
1901–2000	-0,4	0,0	0,5	-0,3	-0,2	-0,2	-0,8•	-0,5•	-0,4	-0,6	0,1	0,4
1901–2012	0,0	0,1	0,4	-0,9+	0,0	-0,6	-0,4	-0,2•	0,1	-0,6	0,7	0,8•
1931–2000	-0,2	-0,6	1,2•	-0,1	-0,5	-0,2	-0,7	-0,3	0,2	-0,8	0,8•	1,4*
1931–2012	0,3	-0,5	1,0•	-0,9•	-0,2	-0,6•	-0,1	0,1	0,8•	-0,6	1,5*	1,7**
1951–2000	-0,1	0,6	1,1	-0,5	-0,6	-0,5	-0,7	0,2	0,0	-0,3	1,3•	0,7
1951–2012	0,6	0,5	0,7	-1,3*	-0,1	-0,9	0,2	0,6	0,8•	-0,2	2,0*	1,0•

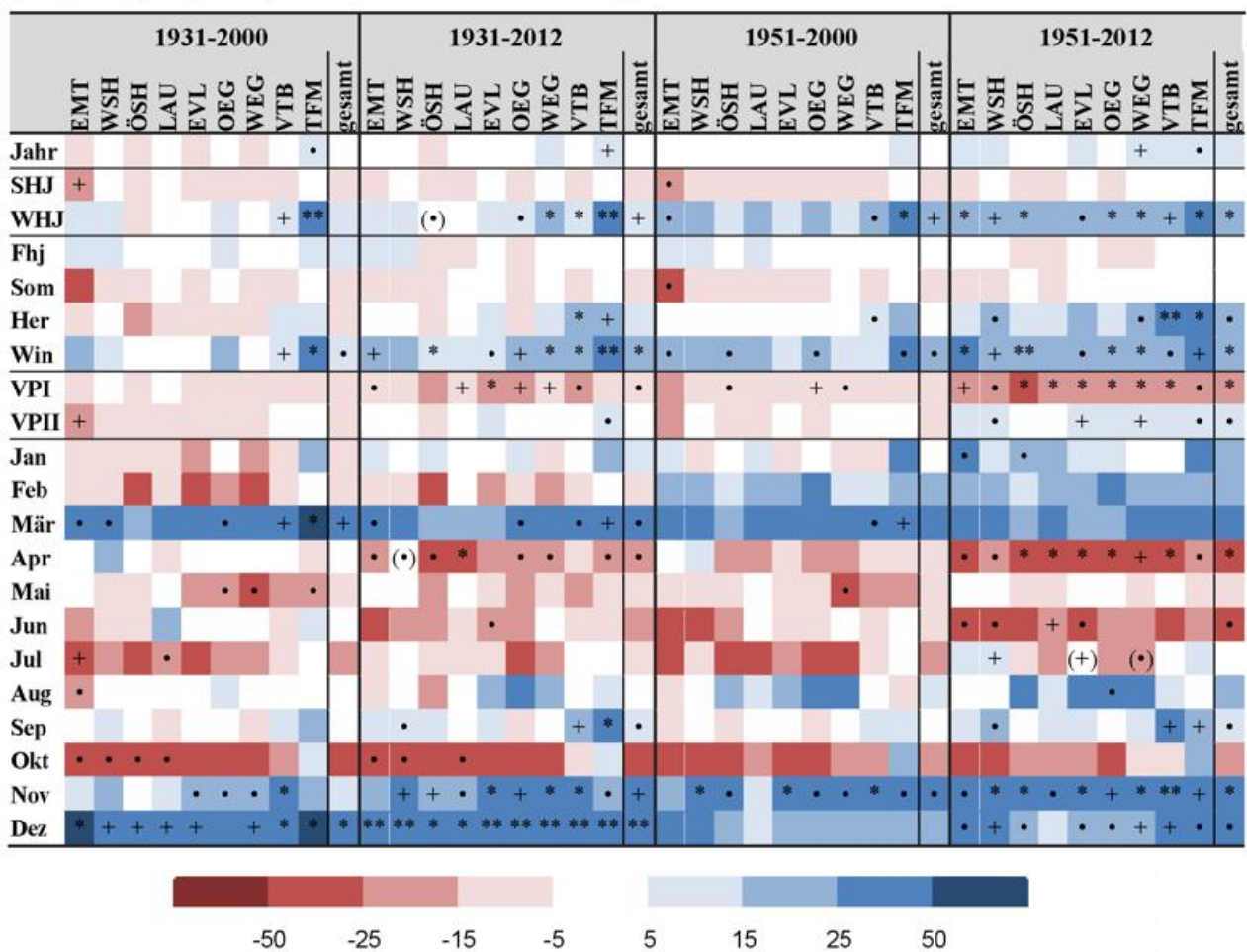
### Zeitliche Stabilität und räumliche Charakteristika der beobachteten Trends

Insgesamt sind die beobachteten Trends sehr stark vom Untersuchungszeitraum abhängig und insbesondere die letzten 10 bis 20 Jahre haben in vielen Fällen einen enormen Einfluss auf die Trends. Für die Monatsniederschlagstrends (mittels RAI) ist dieser Einfluss der Jahre des 21. Jahrhunderts in Tabelle 5.2-2 dargestellt. Einen geringen Einfluss haben die letzten zwölf Jahre des Untersuchungszeitraums nur in den Monaten Februar, März und Oktober. In allen anderen Monaten führt die Einbeziehung dieser zwölf Jahre zu einer Intensivierung oder Abschwächung der Trends; teilweise sogar zu einer Trendumkehr. Für die Zeiträume 1931–2012 und 1951–2012 sind mehr signifikante Trends zu verzeichnen als für die Analysen bis zum Jahr 2000. Eine Intensivierung der Niederschlagsrückgänge ist im April und Juni zu beobachten. Für die meisten Monate waren die letzten 12 Jahre jedoch eher mit größeren Niederschlagszunahmen (Januar, August, September, November und Dezember) bzw. einer Abschwächung negativer Niederschlagstrends (Mai und Juli) verbunden. In allen sechs Untersuchungszeiträumen positive Niederschlagstrends wurden für den März, den November sowie den Dezember beobachtet, während der April, der Juni und der Oktober in allen Zeiträumen negative Niederschlagstrends aufweisen. In den anderen Monaten hängt die Trendrichtung vom Untersuchungszeitraum ab, weshalb die Trends als wenig stabil zu betrachten sind.

In Tabelle 5.2-3 werden die regionalen Niederschlagstrends für alle Monate und Jahreszeiten für vier verschiedene Betrachtungszeiträume miteinander verglichen, wobei die Größe der Trends anhand von neun Farbstufen sowie die Signifikanz der Trends nach Mann-Kendall-Trendtest durch Symbole verdeutlicht werden. Dabei ist zu beachten, dass sich die Signifikanzinformation des nicht-parametrischen

Mann-Kendall-Trendtestes nicht direkt auf die Größe des linearen Trends beziehen lässt. In Einzelfällen zeigt der Mann-Kendall-Trendtest schwach signifikante Trends an, obwohl der relative lineare Trend kleiner als  $\pm 5\%$  ist bzw. der Mann-Kendall-Trend hat ein anderes Vorzeichen als der lineare Trend – in Tabelle 5.2-3 ist dies durch Klammern um das Signifikanzsymbol gekennzeichnet. Die generelle Trendentwicklung ist in den einzelnen Regionen oft sehr ähnlich auch wenn die Signifikanz der regionalen Trends unterschiedlich ist. Für die Gesamtregion signifikante Entwicklungen zeigen sich oft in mehreren regionalen signifikanten Trends (zumeist mind. 3 von 9 Regionen; Ausnahme: Wintertrend für 1931–2000 ist nur in den Regionen VTB und TFM signifikant). Regionale Betrachtungen für die Trends ab 1901 werden nicht vorgenommen, da in den einzelnen Regionen zu Beginn des 20. Jahrhunderts zu wenige Stationen vorliegen.

Tabelle 5.2-3: Regionale Niederschlagstrends (relative lineare Trends; Farbskala zur Verdeutlichung der Trendrichtung und -größe siehe Legende) und Trendsignifikanz (Mann-Kendall-Trendtest: ( $p < 0,2$ : •,  $p < 0,1$ : +,  $p < 0,05$ : \*,  $p < 0,01$ : \*\*)) für vier verschiedene Betrachtungszeiträume.



In den Kartendarstellungen von Abbildung 5.2-3 sind die linearen Stationstrends des RAI für den Sommer und Winter sowie die beiden Vegetationsperioden für die beiden Zeiträume mit der größten Datenverfügbarkeit 1951–2000 und 1951–2012 dargestellt. In den meisten Fällen sind sich die Regionen sehr ähnlich hinsichtlich der generellen Niederschlagsentwicklung. Zum Teil weisen einzelne Regionen etwas größere Trends auf als andere und in einigen Fällen sind in den Regionen auch Entwicklungen in entgegengesetzter Richtung beobachtet wurden. Es fällt auf, dass die Niederschläge während des Winters bzw. WHJs im Thüringisch-Fränkischen Mittelgebirge (TFM) besonders stark angestiegen sind, während die Niederschlagsabnahmen im Sommer – zumindest bis zum Jahr 2000 – im Elbe-Mulde Tiefland (EMT) am stärksten ausgeprägt sind.

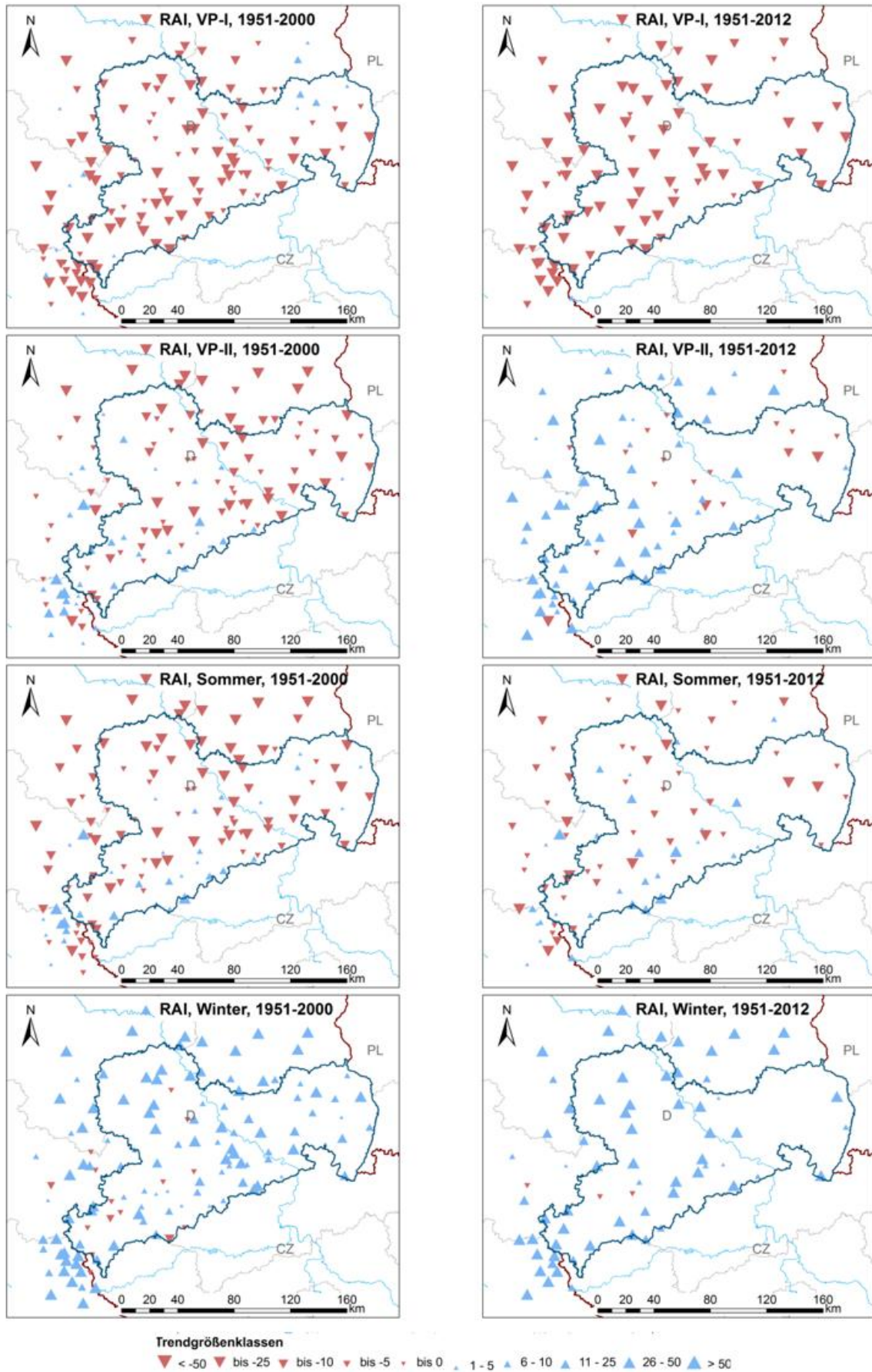


Abbildung 5.2-3: Trendkarten der RAI-Veränderungen in den beiden Vegetationsperioden sowie im Sommer und Winter für die Zeiträume 1951–2000 und 1951–2012.

Der starke Trend zu mehr Trockenheit in VP-I ist in allen Regionen im Zeitraum 1951–2012 besonders deutlich ausgeprägt. Der für das Gesamtgebiet beschriebene Anstieg der Niederschlagssummen in VP-II, wird erst im Zeitraum 1951–2012 in einem Großteil der Regionen sichtbar. In den einzelnen Monaten sind die regionalen Schwankungen in der Trendmagnitude größer als für die Jahreszeiten. Dennoch ähneln die Entwicklungen in den Einzelregionen zumeist dem über das Gesamtgebiet gemittelten Trend. Eine Ausnahme davon stellt z. B. das Thüringisch-Fränkische Mittelgebirge (TFM) im Oktober dar, die in allen Betrachtungszeiträumen positiv verläuft, während der Niederschlag in den restlichen Regionen abgenommen hat. Dies könnte – ebenso wie die im Vergleich zu den anderen Regionen zumeist größeren Niederschlagsanstiegstrends im Dezember und Januar – mit Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation zusammenhängen. Die größtenteils in Bayern liegende Region TFM bekommt bei süd(west)licher Anströmung mehr Niederschläge als die restlichen Regionen Sachsens, welche im Lee der Gebirge (z. B. Erzgebirge, Thüringer Wald, Thüringisch-Fränkisches Mittelgebirge) liegen.

Die beobachteten Niederschlagsänderungen lassen sich zum Teil durch Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation, wie sie beispielsweise durch die Großwetterlagen beschrieben werden, erklären. Der von Ende März bis Mitte Mai zunehmende Hochdruckeinfluss (Zunahme antizyklonaler Wetterlagen) erklärt den Niederschlagsrückgang im April sowie VP-I. Die Niederschlagszunahme in VP-II bzw. dem Sommer bis in den Herbst hinein hängt hingegen wahrscheinlich mit einer Zunahme des Tiefdruckeinflusses (z. B. Trog Mitteleuropa) zusammen. Die Niederschlagszunahme im März ist zumindest teilweise durch die Zunahme der zyklonalen Westlage zu erklären (SMUL 2014).

#### *Vergleich zwischen Beobachtungs- und Modelldaten für den Kontrollzeitraum 1961–2000*

Da die Niederschlagsanomalien für den Kontrollzeitraum 1961–2000 standardisiert wurden, ist der Mittelwert der Niederschlagsanomalien für diesen Zeitraum für alle Modelle Null – also gleich dem Mittelwert für diesen Zeitraum. Eine Darstellung der Modellvalidierungsergebnisse erübrigt sich somit. Stattdessen werden bei der Darstellung der Ergebnisse der regionalen Klimaprojektionen die Beobachtungsdaten mit dargestellt, um einen Vergleich des generellen Verlaufs der Niederschlagsentwicklung zwischen Modellen und Beobachtung zu ermöglichen. Durch die Verwendung des Konzeptes von Niederschlagsanomalien können auch Modelle mit unterschiedlichem Bias der Niederschlagssummen zu den Beobachtungsdaten miteinander verglichen werden.

Bei allen weiteren Darstellungen von Klimaprojektionsergebnissen ist zu beachten, dass die Klimamodellauswertungen zumeist für die REGKLAM-Modell-Region (RMR) dargestellt werden, die nur eine Teilregion des bisher anhand der Beobachtungsdaten analysierten Untersuchungsgebietes darstellt. Grundsätzlich sind die Niederschlagstrends der REGKLAM-Modellregion jedoch denen des Gesamtuntersuchungsgebietes sehr ähnlich.

#### *Projizierte Klimaänderungssignale im 21. Jahrhundert*

Abbildung 5.2-4 zeigt die über die REGKLAM-Modellregion gemittelten (Mittelwert der Daten- bzw. Gitterpunkte) jährlichen und jahreszeitlichen Niederschlagsanomalien (mittels des RAI) der Beobachtungsdaten und von 19 regionalen Klimaprojektionen unter dem Szenario A1B. Selbst unter Verwendung eines 11-Jahres-Filters weisen die simulierten Niederschlagszeitreihen eine erhebliche dekadische Variabilität auf, welche die berechneten Trends sehr stark beeinflusst. Bei der Interpretation der Trends ist dieser Umstand zu berücksichtigen.

In den Analysen zeigen die beiden Modellklassen – physikalisch-dynamische und statistische Downscalingansätze – oft ein deutlich unterschiedliches Trendverhalten. Während die physikalisch basierten Klimamodelle CLM und REMO leicht ansteigende Jahresniederschlagssummen simulieren, projizieren die statistischen Regionalisierungsmethoden WEREX IV und WETTREG Niederschlagsabnahmen. Hinsichtlich der jahreszeitlichen Niederschlagsentwicklung sind die deutlichsten und über alle Projektionen hinweg einheitlichsten Entwicklungen für den Sommer bzw. VP-II. Ab der Mitte des 21. Jahrhunderts liegen die tiefpassgefilterten RAI-Werte (11-jähriges gleitendes Mittel) nahezu aller Modellrealisierungen permanent unterhalb der Nulllinie – also im Bereich trockener Bedingungen. Für

das Frühjahr bzw. VP-I zeigt sich ähnlich wie für die Jahresniederschläge eine Zweiteilung der Ergebnisse in Bezug auf die Modellklassen: die beiden dynamischen Modelle simulieren eher nassere Bedingungen, während die statistischen Modelle zumeist Niederschlagsabnahmen projizieren. Diese sind jedoch nicht so stark ausgeprägt wie für den Sommer. Die Ergebnisse für den Herbst sind ähnlich denen des Frühjahrs mit einem unterschiedlichen Verhalten der beiden Modellklassen, jedoch ist der Trend zur Trockenheit in den meisten statistischen Modellen etwas stärker ausgeprägt als im Frühjahr. REMO und der erste CLM-Lauf simulieren starke Niederschlagszunahmen zur Mitte des 21. Jahrhunderts. Zum Ende des 21. Jahrhunderts befinden sich diese Zeitreihen jedoch wieder auf „Normalniveau“.

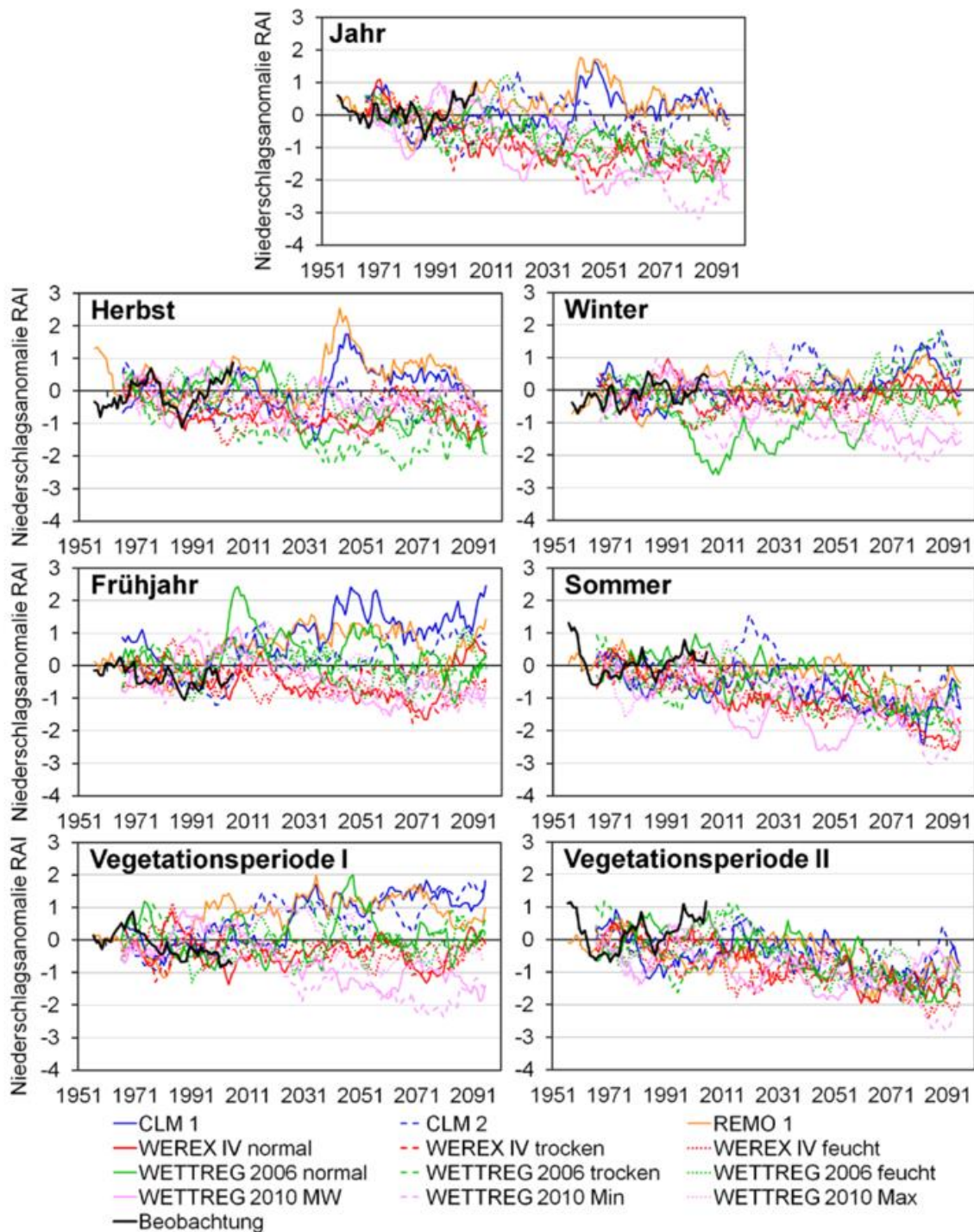


Abbildung 5.2-4: Verlauf (11-jähriges gleitendes Mittel) der über die RMR gemittelten jährlichen und jahreszeitlichen Niederschlagsanomalien (mittels RAI) für die Beobachtungen (1951–2010) und fünf regionale Klimamodelle (CLM, REMO, WEREX IV, WETTREG 2006 und 2010; 1961–2100) unter dem Szenario A1B.

Die Ergebnisse für den Winter unterscheiden sich für das Modell WETTREG 2010 deutlich von denen der anderen Projektionen. Während die meisten Modelle zum Ende des 21. Jahrhunderts hin leicht ansteigende bzw. nahezu gleichbleibende Niederschlagssummen projizieren, liegen alle Realisierungen von WETTREG 2010 deutlich im Bereich trockener Niederschlagsbedingungen. Dabei ist der durch WETTREG 2010 für den Winter simulierte Niederschlagsrückgang mindestens ebenso groß und teilweise sogar etwas größer als der für den Sommer projizierte. Das hat starke Auswirkungen auf die projizierten Jahresniederschlagssummen und somit den Wasserhaushalt. Während die meisten Modelle geringe Veränderungen bzw. leichte Rückgänge des Jahresniederschlags simulieren, projiziert WETTREG 2010 einen dramatischen Rückgang im Wasserdargebot. Inwieweit dieses Verhalten realistisch ist bleibt abzuwarten.

Nachdem in Abbildung 5.2-4 die unter dem Emissionsszenario A1B projizierten Entwicklungen der verschiedenen Modellläufe gegenübergestellt wurden, werden in Abbildung 5.2-5 die mittleren Entwicklungen für die drei Emissionsszenarios A1B, B1 und A2 verglichen. Zu beachten ist dabei die unterschiedliche Zahl an Klimaprojektionen, die pro Modell vorliegen und die letztendlich in die jeweiligen Szenariomittelwerte eingegangen sind. Die Zahl der berücksichtigten Klimaprojektionen liegt dabei zwischen 16 für das Szenario A2 und 19 für das Szenario A1B. Auch wenn diese Unterschiede auf den ersten Blick klein erscheinen mögen, so sind sie doch von großer Bedeutung, da ganze Modelle bzw. Modellfamilien aus der Analyse „herausfallen“. So liegen für das Szenario A2 nur noch statistische Klimaprojektionen vor. Da die statistischen und dynamischen Modelle zum Teil unterschiedliche Zukunftstrends simulieren, kann es durch die Nichtberücksichtigung einer der beiden Modellfamilien zu einer Über- oder Unterschätzung der Entwicklungen kommen. Um dennoch einen Vergleich der Szenarios zu ermöglichen, wurde für das Szenario A1B zusätzlich ein zweiter Mittelwert dargestellt, der aus den gleichen Projektionen berechnet wurde wie für Szenario A2. Um eine Überbewertung der Modelle mit vielen Realisierungen zu vermeiden, wurde bei der Berechnung des Szenariomittels zunächst ein Mittelwert für jedes Modell (aus den jeweiligen 1 bis 10 Realisierungen) ermittelt.

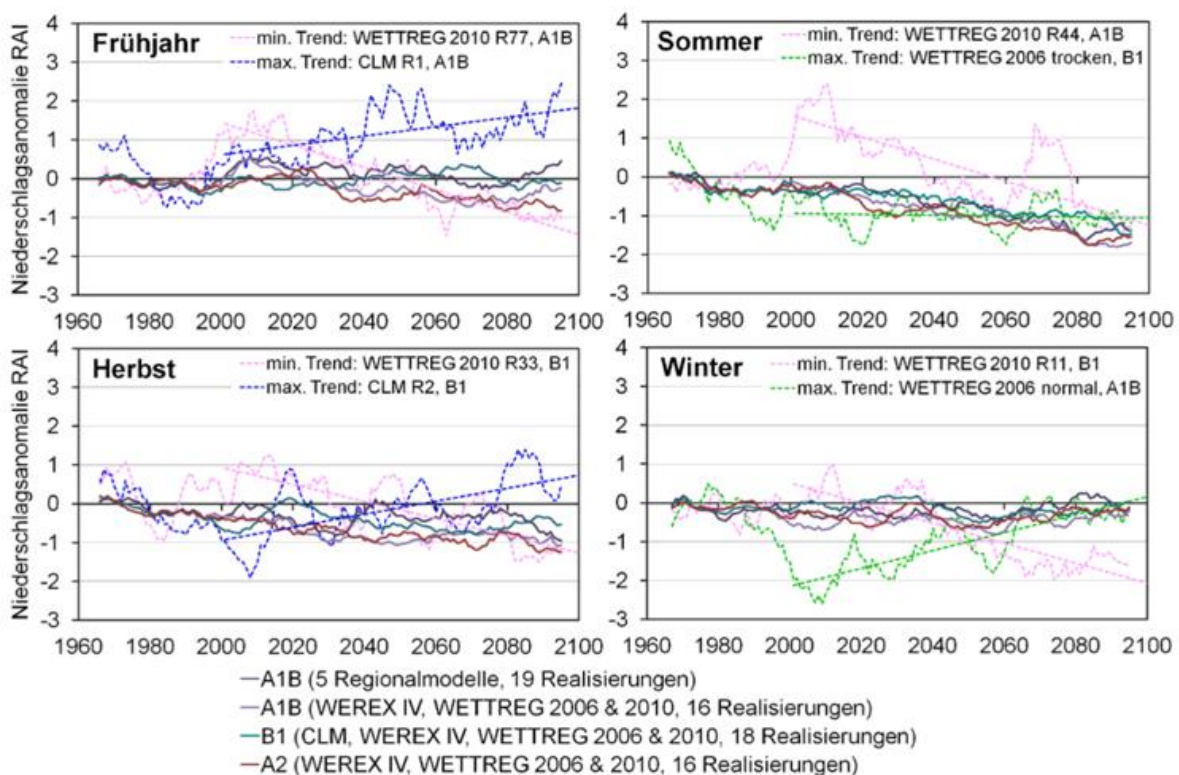


Abbildung 5.2-5: Mittlere jahreszeitliche Niederschlagsanomalie (11-jähriges gleitendes Mittel) für die drei Szenarios A1B (19 Realisierungen), B1 (18 Realisierungen; ohne REMO) und A2 (16 Realisierungen; ohne REMO und CLM) im Zeitraum 1961–2100; zusätzlich ist jeweils die Klimaprojektion mit dem minimalen und den maximalen Änderungssignal (linearer Trend für 2001–2100) dargestellt.

Die Modellmittelwerte wurden anschließend zum Szenariomittelwert zusammengerechnet. Das in Abbildung 5.2-5 dargestellte Szenariomittel ist also eine stark aggregierte Größe, was ihre geringe zeitliche Variabilität erklärt. Die noch vorhandene zeitliche Variabilität ist wahrscheinlich auf die Vorgaben des alle regionalen Klimamodelle antreibenden Globalmodells zurückzuführen.

Insgesamt sind die Unterschiede zwischen den verschiedenen Emissionsszenarios im Vergleich zu den bereits in Abbildung 5.2-4 beschriebenen Modellunterschieden gering. Zumindest beim Blick auf das Ende des 21. Jahrhunderts liegt das Szenario B1 oft näher an den normalen Bedingungen – also Null – als die beiden anderen Szenarios. Dieses Verhalten zeigt sich jedoch nicht über die gesamte Zeitreihe hinweg und könnte auch zufallsbedingt sein. Werden für die Szenarios A2 und A1B die gleichen Modellrealisierungen (nur statistische Modelle) einbezogen, so liegen die Reihen deutlich näher zusammen, als wenn A1B unter Einbeziehung der dynamischen Modelle dargestellt wird. Die oft größeren Änderungssignale des Szenarios A2 im Vergleich zu A1B sind also wahrscheinlich auf die ausschließliche Betrachtung statistischer Modelle zurückzuführen, während die dynamischen Modelle unter A1B die Trends mit ihren zum Teil gegenläufigen Entwicklungen abmildern. Im Winter liegen die Szenariomittelwerte besonders eng zusammen. Durch die Einbeziehung von WETTREG 2010 liegen alle geglätteten Szenariomittelwertreihen des Winters während des 21. Jahrhunderts tendenziell im Bereich trockener Bedingungen, obwohl die anderen Modelle eher gleichbleibende Niederschlagsverhältnisse oder Niederschlagszunahmen simulieren. Im Frühjahr und Herbst zeigt Szenario A1B unter Einbeziehung aller Projektionen nur geringe Änderungssignale (ähnlich wie B1), während die Betrachtung rein statistisch basierter Projektionen deutliche Niederschlagsrückgänge (ähnlich wie A2) liefert. Die Unterschiede in den dargestellten Szenariomittelwerten sind also wahrscheinlich eher auf das unterschiedliche Kollektiv an in den Mittelwert einbezogenen Klimaprojektionen zurückzuführen, als auf tatsächliche Unterschiede der Emissionsszenarios.

Zusätzlich zu den Szenariomittelwerten sind in Abbildung 5.2-5 auch die Zeitreihen von zwei Modellrealisierungen (ebenfalls über 11 Jahre gleitend gemittelt) inklusive ihres linearen Trends für den Zeitraum 2001–2100 abgebildet. Ausgewählt wurden diese beiden Realisierungen nach der Größe ihres Trends im 21. Jahrhundert (2001–2100). Sie stellen den für die jeweilige Jahreszeit berechneten minimalen (größter negativer bzw. kleinster positiver) und den maximalen (kleinster negativer bzw. größter positiver) Trend dar und verdeutlichen somit die Bandbreite der Änderungssignale. Für alle Jahreszeiten außer dem Sommer treten in einzelnen Modellrealisierungen ähnliche große Änderungssignale in Richtung trockener sowie nasser Bedingungen auf. Dagegen ist der größte Sommertrend gleich Null – also keine Veränderung. Die betreffende Modellrealisierung (WETTREG 2006, trocken, B1) weist jedoch während des 20. Jahrhunderts einen ausgeprägten Trend zu Trockenheit auf. Dadurch liegt das Ausgangsniveau für die Berechnung des Trends für das 21. Jahrhundert schon im Bereich deutlich zu geringer Niederschlagssummen.

Der für das 21. Jahrhundert berechnete lineare Trend kann in Einzelfällen auch irreführend sein, wie das Beispiel des trockenen Laufs WETTREG 2006 unter Szenario B1 im Sommer zeigt (Abbildung 5.2-5). Eine Über- bzw. Unterschätzung der tatsächlichen Entwicklung oder gar eine Trendumkehr ist möglich, wenn die Simulationen schon während des 20. Jahrhunderts große Veränderungen aufweisen (die oft nicht den tatsächlich beobachteten Entwicklungen entsprechen) und sich diese Veränderungen im 21. Jahrhundert nicht in dem Ausmaß fortsetzen. Abhilfe kann hier die zusätzliche Betrachtung von Trends für den gesamten simulierten Zeitraum 1961–2100 (Validierungs- und Projektionszeitraum) schaffen (z. B. in Abbildung 5.2-6).

Während die Abbildung 5.2-4 und 5.2-5 mittlere Entwicklungen der Niederschlagsanomalien für die gesamte REGKLAM-Modellregion aufzeigen, illustriert Abbildung 5.2-6, inwieweit die Entwicklungen innerhalb eines Modelles räumlich einheitlich verlaufen oder es kleinregionale Unterschiede in der Trendrichtung gibt. Im Allgemeinen weist ein Großteil der Daten- bzw. Gitterpunkte Trends in die gleiche Richtung auf; besonders deutlich im Sommer. Zu beachten ist, dass diese Abbildung nur die Trendrichtung und nicht die Größe der Trends einbezieht. Selbst wenn alle Datenpunkte einen Trend zu trockeneren oder nasserem Bedingungen anzeigen, kann das absolute Änderungssignal gering sein. Bei nur sehr kleinen Änderungssignalen steigt jedoch die Wahrscheinlichkeit, dass einzelne Daten- bzw. Gitterpunkte zufällig einen gegenläufigen Trend aufweisen.

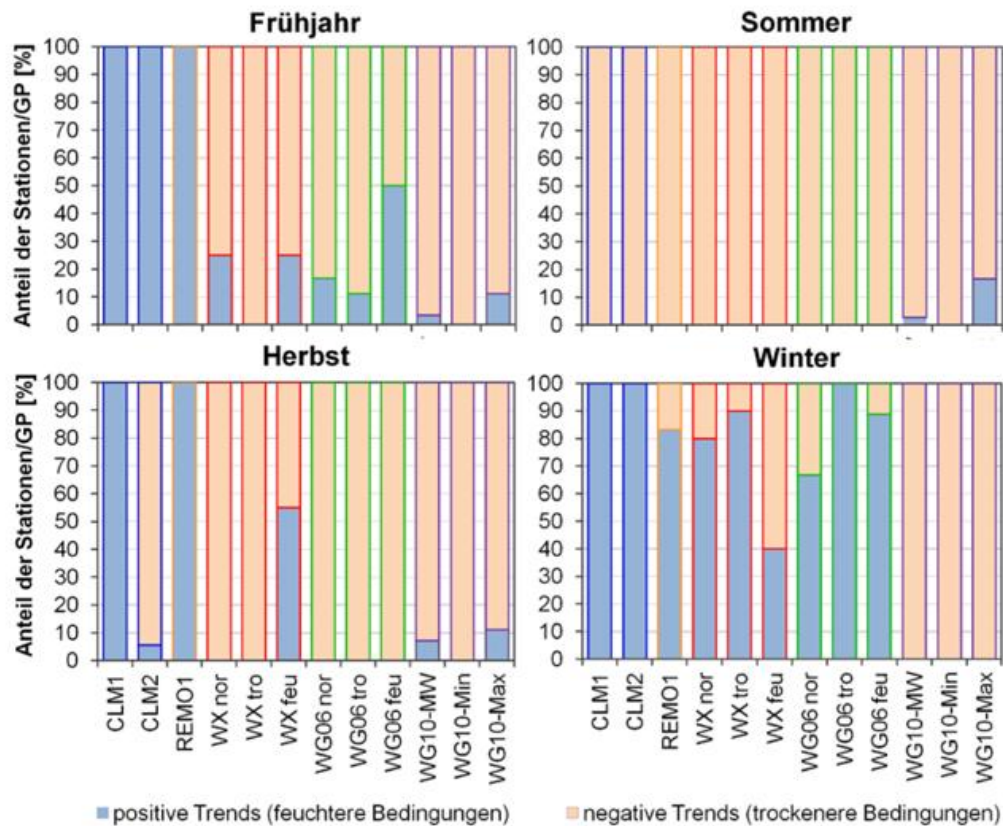


Abbildung 5.2-6: Prozentualer Anteil der Daten- bzw. Gitterpunkte (GP) innerhalb der REGKLAM-Modellregion mit positiven bzw. negativen linearen Trends für den Zeitraum 1961–2100; Szenario A1B.

Inwieweit Veränderungen im Jahrgang der Niederschläge – auf der Grundlage von Monatswerten – zu erwarten sind, wird in Abbildung 5.2-7 illustriert. Hier werden die über die REGKLAM-Modellregion gemittelten monatlichen Änderungssignale der Niederschlagsanomalien für 19 regionale Klimaprojektionen unter dem Szenario A1B für die Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 im Vergleich zur Referenzperiode 1961–1990 dargestellt. Bereits zur Mitte des 21. Jahrhunderts weist der Großteil der Projektionen abnehmende Niederschläge in den Monaten Juni bis November auf. Am einheitlichsten ist dabei die Entwicklung im September, in dem nur das Modell REMO einen Niederschlagsanstieg simuliert. Dagegen sind die Entwicklungen in den verschiedenen Klimaprojektionen für die Monate Februar bis Mai sehr unterschiedlich, so dass keine klare Tendenz zu einem Anstieg oder Rückgang der Niederschläge sichtbar wird.

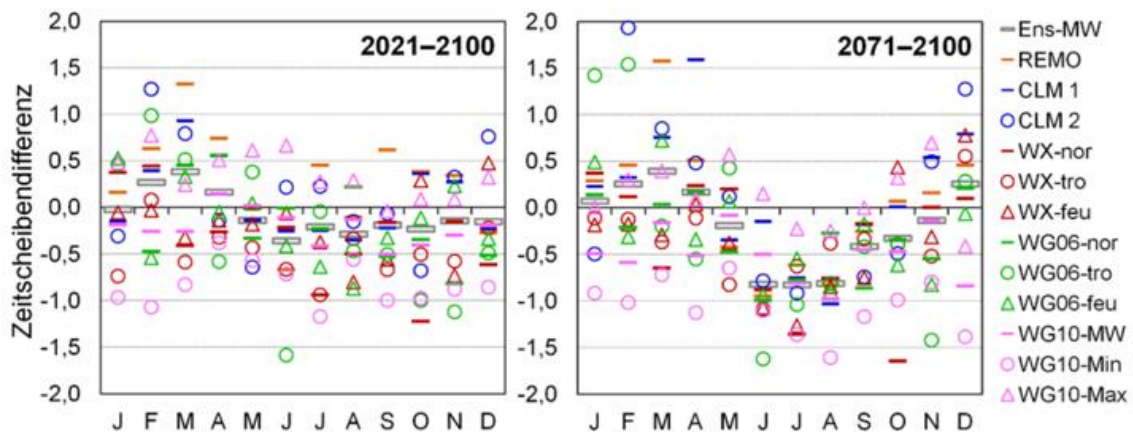


Abbildung 5.2-7: Jahrgang der Änderungssignale der monatlichen RAI-Mittelwerte für die REGKLAM-Modellregion in den Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 im Vergleich zur Referenzperiode 1961–1990.

Zum Ende des 21. Jahrhunderts zeigen mehr Modelle negative Trends und die Veränderungen werden größer. In den Monaten Juli bis September sind nun alle Änderungssignale negativ, so dass anhand des vorliegenden Szenarios recht robust von einem Niederschlagsrückgang in diesen Monaten ausgegangen werden kann. In den angrenzenden Monaten Juni und Oktober sind zudem nur sehr wenige positive Trends sichtbar, so dass für den Zeitraum von Juni bis Oktober zum Ende des 21. Jahrhunderts wahrscheinlich mit deutlichen Niederschlagsrückgängen zu rechnen ist. Diese Entwicklung würde zu einer Abschwächung des bisher für das Untersuchungsgebiet typischen sommerlichen Niederschlagsmaximums und einer gleichmäßigeren Niederschlagsverteilung über das Jahr hinweg führen. Abbildung 5.2-7 zeigt auch, dass WETTREG 2010 in einigen Monaten – insbesondere den Wintermonaten – eine andere Richtung der Niederschlagsentwicklung – trockener anstelle von nasser – simuliert als die vier anderen Regionalmodelle.

### *Konsistenz der beobachteten und projizierten Änderungssignale*

In den vorangegangenen Abschnitten wurde gezeigt, welche Niederschlagsveränderungen in den Beobachtungsdaten sichtbar werden. Dabei fiel die große zeitliche Variabilität des Niederschlags selbst bei langen Zeitskalen von mehr als 30 Jahren auf. Dies erschwerte die Identifikation langanhaltender, robuster Niederschlagstrends. Um die Landzeittrends ebenso wie die langzeitliche Variabilität des Niederschlags zu verdeutlichen, werden in Abbildung 5.2-8 die über 30 Jahre geglätteten Niederschlagszeitreihen dargestellt. Dabei wird der Niederschlagsanomalien-Index RAI verwendet, der ein problemloses „Zusammenfügen“ mit den Niederschlagszeitreihen der Klimaprojektionsdaten ermöglicht, die zum Teil einen erheblichen Bias zu den Beobachtungsdaten aufweisen. Es ist zu beachten, dass in diesem Abschnitt nur die Beobachtungsdaten für die REGKLAM-Modellregion in die Abbildungen einfließen und somit bestimmte Entwicklungen, wie die über die Gesamtregion hinweg beobachteten Niederschlagsanstiege im Herbst und Winter weniger deutlich bzw. gar nicht auftreten. Die zukünftige Niederschlagsentwicklung wird durch den Ensemblemittelwert aus fünf regionalen Klimamodellen mit zwischen ein und zehn Realisierungen unter dem Emissionsszenario A1B angenähert. Die bisher dargelegte große Bandbreite möglicher zukünftiger Niederschlagsentwicklungen in den Klimaprojektionsdaten wird in Abbildung 5.2-8 durch die zusätzliche Darstellung der geglätteten Zeitreihen des Modells mit dem kleinsten und größten Trends innerhalb des Zeitraums 1961–2100 symbolisiert.

Der in den Beobachtungsdaten sichtbare Rückgang der Jahresniederschlagssummen setzt sich in den Klimaprojektionsdaten fort. Die jüngsten Anstiege in den Jahresniederschlägen zum Ende des 20. bzw. Anfang des 21. Jahrhunderts werden von den wenigsten Klimaprojektionen abgebildet. Es bleibt abzuwarten inwieweit diese beobachteten Niederschlagsanstiege der letzten Jahrzehnte Teil der natürlichen Klimavariabilität sind und ob die Langzeitentwicklung des Niederschlags, wie von den Modellen im Mittel projiziert, weiterhin in Richtung trockenerer Verhältnisse geht. Die Entwicklung im Sommer ist der des Gesamtjahres sehr ähnlich, sowohl für die Beobachtungs- als auch für die Klimaprojektionsdaten. Der Trend hin zu trockeneren Verhältnissen ist jedoch in den Klimaprojektionen für den Sommer einheitlicher als für das gesamte Jahr, wengleich bedingt durch die winterlichen Niederschlagsrückgänge in WETTREG 2010 der Niederschlagsrückgang im Jahr potentiell größer ausfallen kann als im Sommer. Die Entwicklungen im Frühjahr, Herbst und Winter sind sowohl in den Beobachtungs- als auch den Klimaprojektionsdaten weniger eindeutig. Der für VP-I beobachtete Niederschlagsrückgang setzt sich in den Klimaprojektionsdaten nicht fort. Diese zeigen im Mittel gleichbleibende Niederschlagssummen in VP- I an. Wenn man die jüngsten (nach 2000) Niederschlagszunahmen in VP-II vernachlässigt, so setzten die regionalen Klimaprojektionen im Mittel den beobachteten Niederschlagsrückgang in VP-II fort. Ähnlich wie beim Sommer bleibt hier abzuwarten, inwieweit die in den letzten beiden Dekaden beobachtete Trendumkehr in den Niederschlagssummen Bestandteil der natürlichen Klimavariabilität ist oder ob die jüngsten Niederschlagsveränderungen (sowie deren Ursachen) von den Modellen nicht abgebildet werden können.

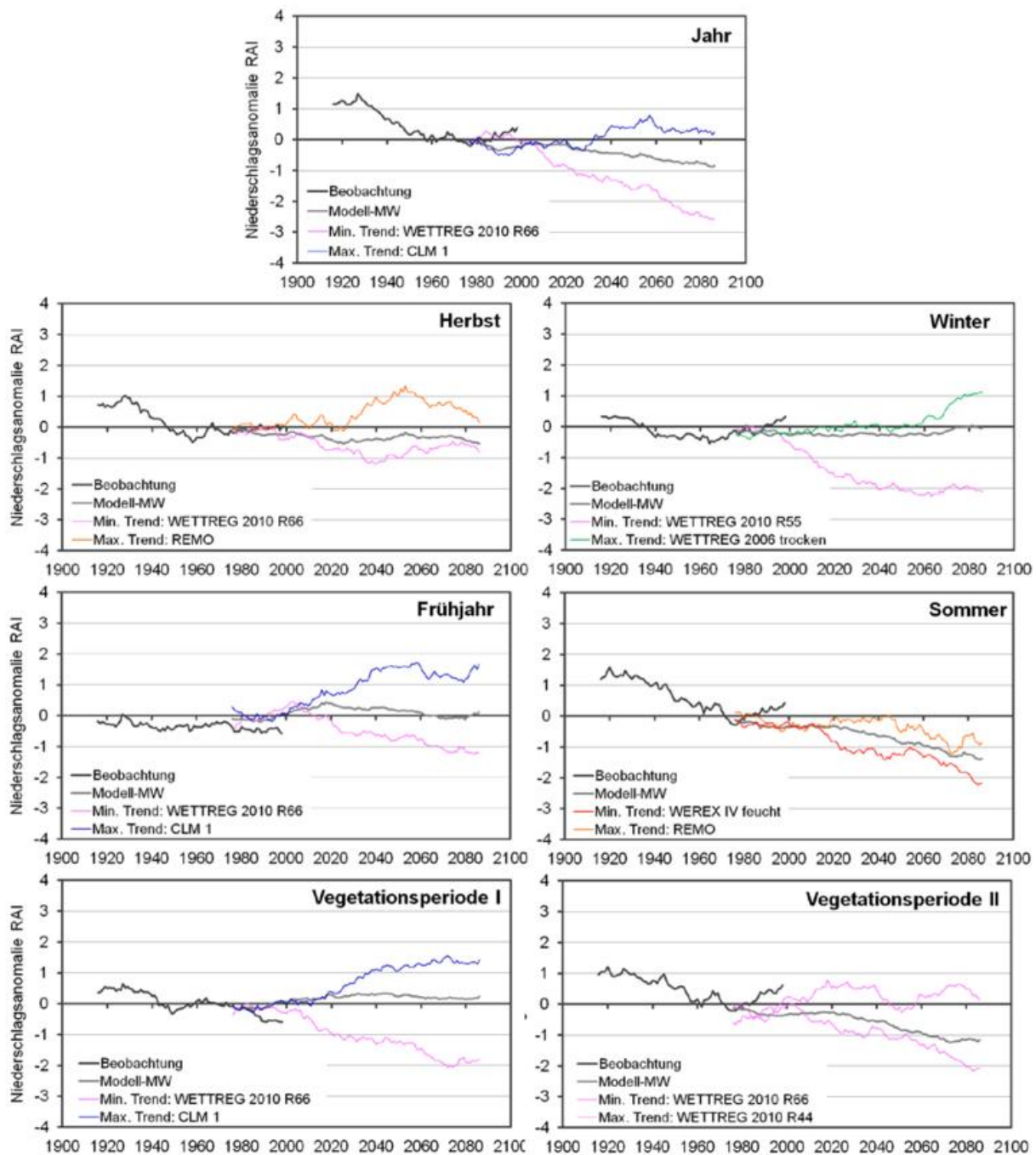


Abbildung 5.2-8: Verlauf der über 30 Jahre geglätteten Niederschlagsanomaliewerte (mittels RAI).

Die Veränderungen im Jahresgang werden in Abbildung 5.2-9 über den Vergleich von jeweils drei 30-Jahreszeiträumen der Beobachtungs- (1901–1930, 1931–1960, 1991–2012) und Klimamodelldaten (1991–2020, 2021–2050, 2071–2100) mit dem Referenzzeitraum 1961–1990 dargestellt. Dabei ist festzustellen, dass die Niederschlagsentwicklung der einzelnen Monate schon in der Vergangenheit oft nicht konsistent in eine Richtung ging. Insbesondere die letzte Zeitscheibe 1991–2012 zeigte oft ein abweichendes Verhalten zu den beiden vorangegangenen. Dies trifft insbesondere auf die Monate Juli bis Oktober zu, wo in der letzten Zeitscheibe die Niederschläge angestiegen sind, während bis zum Referenzzeitraum die Niederschlagssummen abgenommen haben und auch die Klimamodelle im Mittel abnehmende Niederschläge simulieren. Die geringsten Veränderungen in allen betrachteten Zeitscheiben wurden in den Beobachtungs- sowie Klimaprojektionsdaten für den Mai registriert. Die über die verschiedenen regionalen Klimaprojektionen gemittelten Änderungssignale sind zumeist kleiner als die beobachteten Änderungssignale. Dies ist auf die Mittelung über eine Vielzahl von zum Teil inversen Trend zurückzuführen.

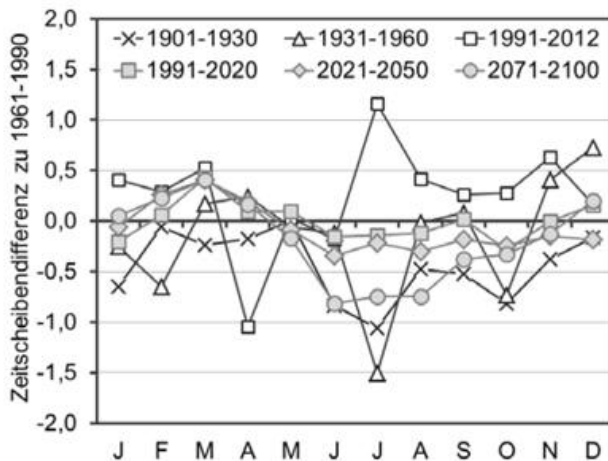


Abbildung 5.2-9: Veränderungen im Jahresgang des Niederschlags für sechs 30-Jahreszeitscheiben in den Beobachtungs- (1901–1930, 1931–1960, 1991–2012; dunkelgraue Linien und Symbole) und Klimaprojektionsdaten (1991–2020, 2021–2050, 2071–2100; hellgrau gefüllte Symbole) gegenüber der jeweiligen Referenzperiode 1961–1990.

### 5.2.2 Häufigkeitsverteilung

Nach der Beschreibung der mittleren Niederschlagsveränderungen sollen nun Veränderungen in der Häufigkeitsverteilung des Niederschlags untersucht werden. Dazu werden die Niederschlagsanomalien entsprechend ihrer Größe in neun Niederschlagsklassen (von 1 – „extrem feucht“ über 5 – „normal“ bis 9 – „extrem trocken“) eingeteilt. Für jeweils zwei Zeitscheiben für die Beobachtungsdaten (1931–1960 und 1991–2012) sowie die Klimaprojektionsdaten (2021–2050 und 2071–2100) werden die Änderungen gegenüber der Referenzzeitscheibe 1961–1990 untersucht. Die Häufigkeiten und deren Änderungen werden dabei für alle Stationen im Gesamtuntersuchungsgebiet (Beobachtungen) sowie für alle Daten- bzw. Gitterpunkte der REGKLAM-Modellregion (Klimaprojektionen) berechnet und die individuellen Häufigkeitsverteilungen zu einem regionalen Mittel zusammengefasst.

#### *Beobachtete Veränderungen*

Über alle Zeitscheiben hinweg konsistente Verschiebungen in der Häufigkeitsverteilung sind für die Jahreszeiten kaum sichtbar (Abbildung 5.2-10). Die Winter waren zu Beginn des 20. Jahrhunderts (1901–1930) deutlich zu nass; die trockenen Klassen waren etwa nur halb so häufig besetzt. Danach sank die Häufigkeit nasser, und stieg die Häufigkeit trockener Klassen, so dass zu trockene und zu nasse Verhältnisse ähnlich häufig vorkamen. Die für den letzten Zeitraum (1991–2012) beobachtete Häufigkeitsverteilung ähnelt derjenigen des ersten Zeitraumes. Im Frühjahr sind einige Schwankungen in der Häufigkeitsverteilung sichtbar; generell dominieren jedoch in allen Zeitscheiben die zu trockenen Klassen. Der Sommer ist durch eine große Häufigkeit extremer Niederschlagssummen in den ersten beiden Zeitscheiben bis 1960 gekennzeichnet. Generell hat im Sommer und im Herbst die Häufigkeit der normalen Klasse zugenommen und die der extremeren Klassen abgenommen. Die VP-I ist durch einen starken Anstieg der Häufigkeit leicht bis sehr trockener Verhältnisse in der letzten Zeitscheibe gekennzeichnet, während nasse Verhältnisse sehr stark abgenommen haben. Dagegen ist die Häufigkeit von als „normal“ klassifizierten Jahren ähnlich groß wie in den beiden ersten Zeitscheiben. Die VP-II ist von der ersten bis zur dritten Zeitscheibe trockener geworden, was sich in einem Rückgang „nasser“ Bedingungen, einem Anstieg „normaler“ Bedingungen und einer Zunahme leicht zu trockener bis trockener Verhältnisse äußert. Erst in der letzten Zeitscheibe hat die Häufigkeit feuchter Klassen wieder zugenommen und die trockener Klassen abgenommen, was zu den beschriebenen positiven Niederschlagstrends in den Zeiträumen 1931–2012 und 1951–2012 führt.

#### *Vergleich zwischen Beobachtungs- und Modelldaten für den Kontrollzeitraum 1961–2000*

Die beobachtete Verteilung der Niederschlagsanomalien in den Klassen von extrem feucht bis extrem trocken wird von den meisten Modellen annähernd wiedergegeben (Abbildung 5.2-11). Im Vergleich zu den bisher beobachteten Veränderungen in der Häufigkeitsverteilung sind die Variationen jedoch erheblich, so dass in Einzelfällen zu Verzerrungen der Ergebnisse kommen kann, beispielsweise aufgrund zu geringer Häufigkeiten in den Klassen sehr bzw. extrem nass. Die Häufigkeitsverteilungen

innerhalb des zehn Jahre kürzeren Referenzzeitraums 1961–1990, der als Bezug für die folgende Darstellung der Änderungssignale dient, ähnelt sehr denen in Abbildung 5.2-11 für den Validierungszeitraums dargestellten. Die für die Beobachtungsdaten charakteristische Schiefe der Verteilung hin zu einer größeren Häufigkeit zu trockener Bedingungen bleibt in den Modellen weitgehend erhalten. Die im Rahmen der RAI-Berechnung vorgenommene Normalisierung ist – wie schon für die Beobachtungsdaten festgestellt – nicht „perfekt“. Sie wird jedoch für die nachfolgenden Analysen der Änderungssignale der regionalen Klimaprojektionen als ausreichend bewertet.

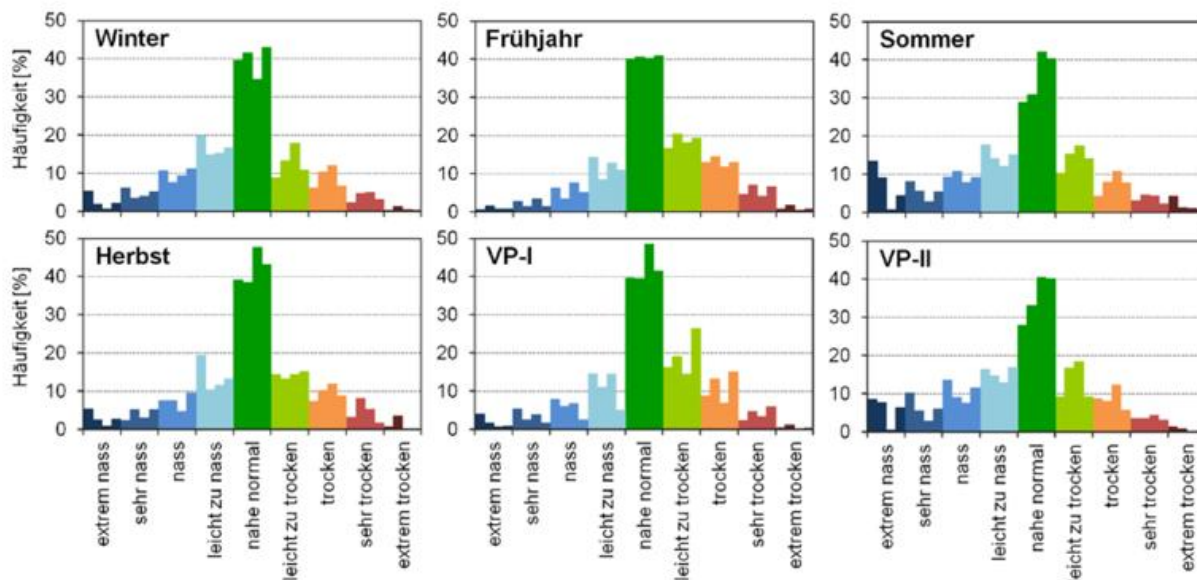


Abbildung 5.2-10: Häufigkeitsverteilung des Niederschlags in den Jahreszeiten für die neun Niederschlagsklassen des Niederschlagsanomalien-Index RAI für die vier Zeiträume 1901–1930 (1. Säule), 1931–1960 (2. Säule), 1961–1990 (3. Säule) und 1991–2012 (4. Säule).

### Projizierte Klimaänderungssignale im 21. Jahrhundert

Die Änderungen der Häufigkeitsverteilung des Niederschlags werden anhand von zwei Zeitscheiben beschrieben, welche die Veränderungen zur Mitte (2021–2050) und zum Ende (2071–2100) des 21. Jahrhunderts repräsentieren (Abbildung 5.2-12). Dargestellt sind jeweils die absoluten Änderungen in der relativen Klassenhäufigkeit – eine Änderung von 10 % in der Klasse extrem trockener bzw. nasser Bedingungen, die im Referenzzeitraum nur in ca. 0,5 bis 2 Prozent der Fälle auftraten, entspricht demnach einem riesigen Änderungssignal (mehr als ein Verhundertfachen der Ausgangshäufigkeit).

Die Änderungssignale der Modelle für das Frühjahr und den Winter in der Zeitscheibe 2021–2050 sind nahezu symmetrisch um Null verteilt. Obwohl einzelne Modellprojektionen durchaus erheblich große Änderungssignale in einzelnen Häufigkeitsklassen simulieren, kann für diesen Zeitraum keine robuste (im Sinne von über die Modellrealisierungen einheitliche Trendrichtung) Änderung festgestellt werden. Zum Ende des 21. Jahrhunderts hin verschieben sich in einigen Häufigkeitsklassen die Änderungssignale v.a. im Frühjahr stärker in eine einheitliche Richtung. Dies betrifft für das Frühjahr z. B. die Klassen „trocken“ und „sehr trocken“, die tendenziell häufiger auftreten. Dagegen werden für sämtliche „nassen“ Klassen mehr Ab- als Zunahmen der Auftrittshäufigkeit simuliert. Für den Winter wird v.a. in der Zeitscheibe 2071–2100 die Sonderstellung von WETTREG 2010 deutlich. Während vier der fünf Modelle überwiegend Zunahmen in den Klassen von „normal“ bis „extrem nass“ verzeichnen und für die trockenen Klassen zum Teil erhebliche Rückgänge projizieren, zeigen die WETTREG 2010 Realisierungen in allen Häufigkeitsklassen ein inverses Verhalten.

Für den Sommer und den Herbst zeigen sich zur Mitte des 21. Jahrhunderts Tendenzen zu einer Häufung trockener Ereignisse, während die Häufigkeit in den nassen Klassen – insbesondere von „leicht zu nass“ bis „sehr nass“ – tendenziell abnimmt. Diese Entwicklung intensiviert sich zum Ende des 21. Jahrhunderts hin und ist im Sommer deutlich stärker ausgeprägt als im Herbst. „Sehr trockene“

und „extrem trockene“ Bedingungen können absolut um ca. 20 % zunehmen, während sie in der Vergangenheit nur ca. 5 % der Fälle ausmachten. Der Rückgang bei den zu feuchten Klassen ist weniger stark ausgeprägt – die Häufigkeit „sehr nasser“ und „extrem nasser“ Verhältnisse nimmt nur um ca. 5–10 % ab. Stattdessen ist auch in der Klasse „normaler Niederschlagsbedingungen“ in allen Projektionen ein zum Teil erheblicher Rückgang der Häufigkeiten zu verzeichnen.

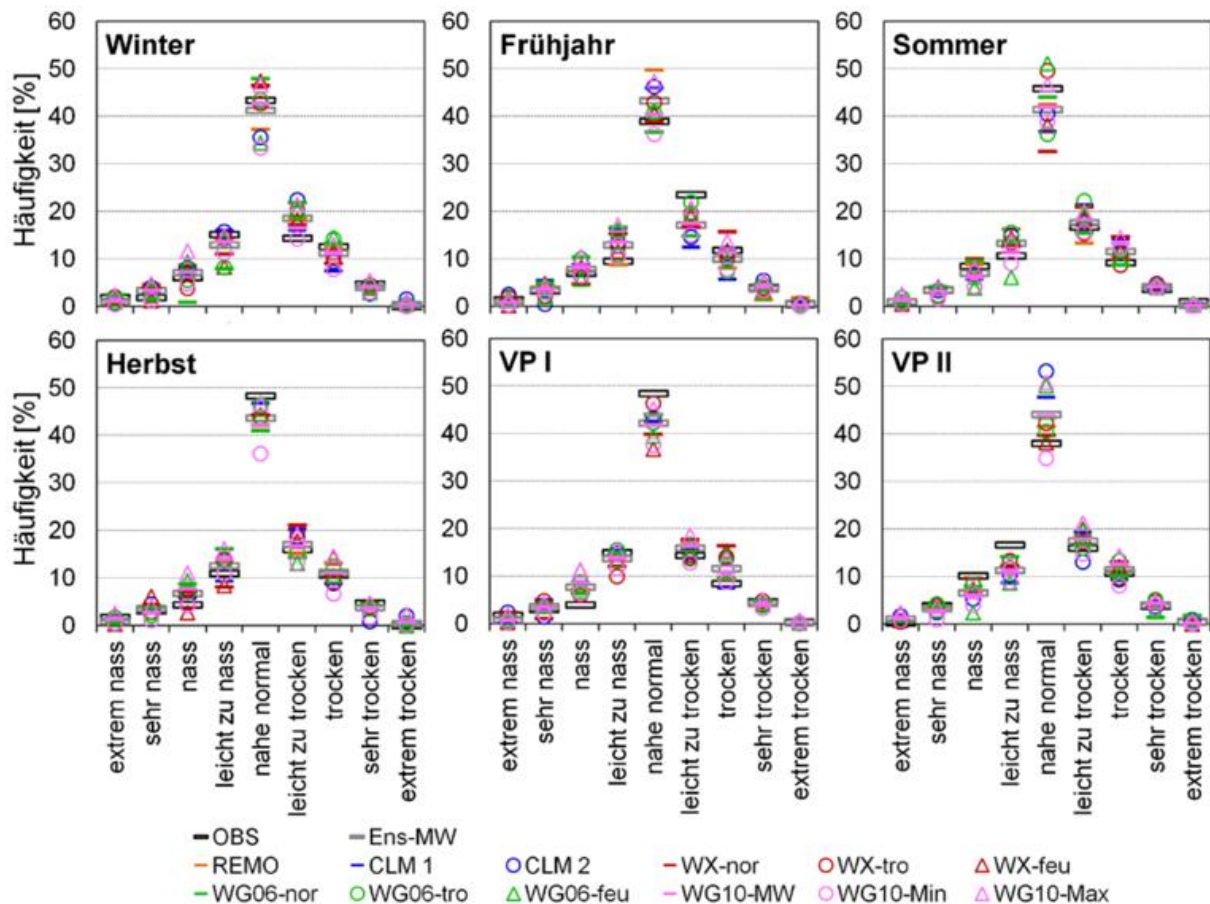


Abbildung 5.2-11: Häufigkeitsverteilung der jahreszeitlichen Niederschlagsanomaliewerte (RAI) für den Zeitraum 1961–2000; ermittelt aus den individuellen Häufigkeitsverteilungen aller Daten- bzw. Gitterpunkte der REGKLAM-Modellregion.

Da in Abbildung 5.2-5 bereits gezeigt wurde, dass die Wahl des Emissionsszenarios im Vergleich zur Wahl des regionalen Klimamodells nur einen geringen Einfluss auf die Trendergebnisse hat, wird für die Häufigkeitsverteilungen auf diese Darstellung verzichtet. Sämtliche Szenariomittelwerte sind aufgrund der großen Bandbreite der Signale einzelner Klimaprojektion im Vergleich zu diesen Signalen (zumeist ca.  $\pm 10\%$ , vereinzelt auch  $\pm 20\%$ ) klein – die Veränderung in der relativen Klassenhäufigkeit betragen  $< \pm 10\%$ , zumeist sogar  $< \pm 5\%$ . Die größten Änderungssignale über alle Szenarios hinweg treten dabei in der Zeitscheibe 2071–2100 für die drei „trockensten Klassen“ des Sommers auf. Deren Häufigkeit steigt in Abhängigkeit des Szenarios bzw. der einfließenden Modelle zwischen 12,5 % (B1; ohne REMO) und 23,2 % (A1B, nur statistische Modelle). Dies entspricht zum Teil mehr als einer Verdoppelung der ursprünglichen Häufigkeit (ca. 15 %).

Die Szenariomittelwerte liegen zumeist sehr dicht zusammen, wobei oft das Änderungssignal für Szenario B1 tendenziell am kleinsten und dasjenige für A2 am größten ist. Dies kann jedoch auch auf die unterschiedliche Zahl an in die Szenariomittelwertbildung eingeflossenen Modellen bzw. Modellklassen (statistisch vs. dynamisch) zurückzuführen sein. Dafür spricht, dass die Werte für A1B und A2, die für das gleiche Kollektiv an ausschließlich statistischen Klimaprojektionen berechnet wurden, oft sehr dicht zusammen liegen.

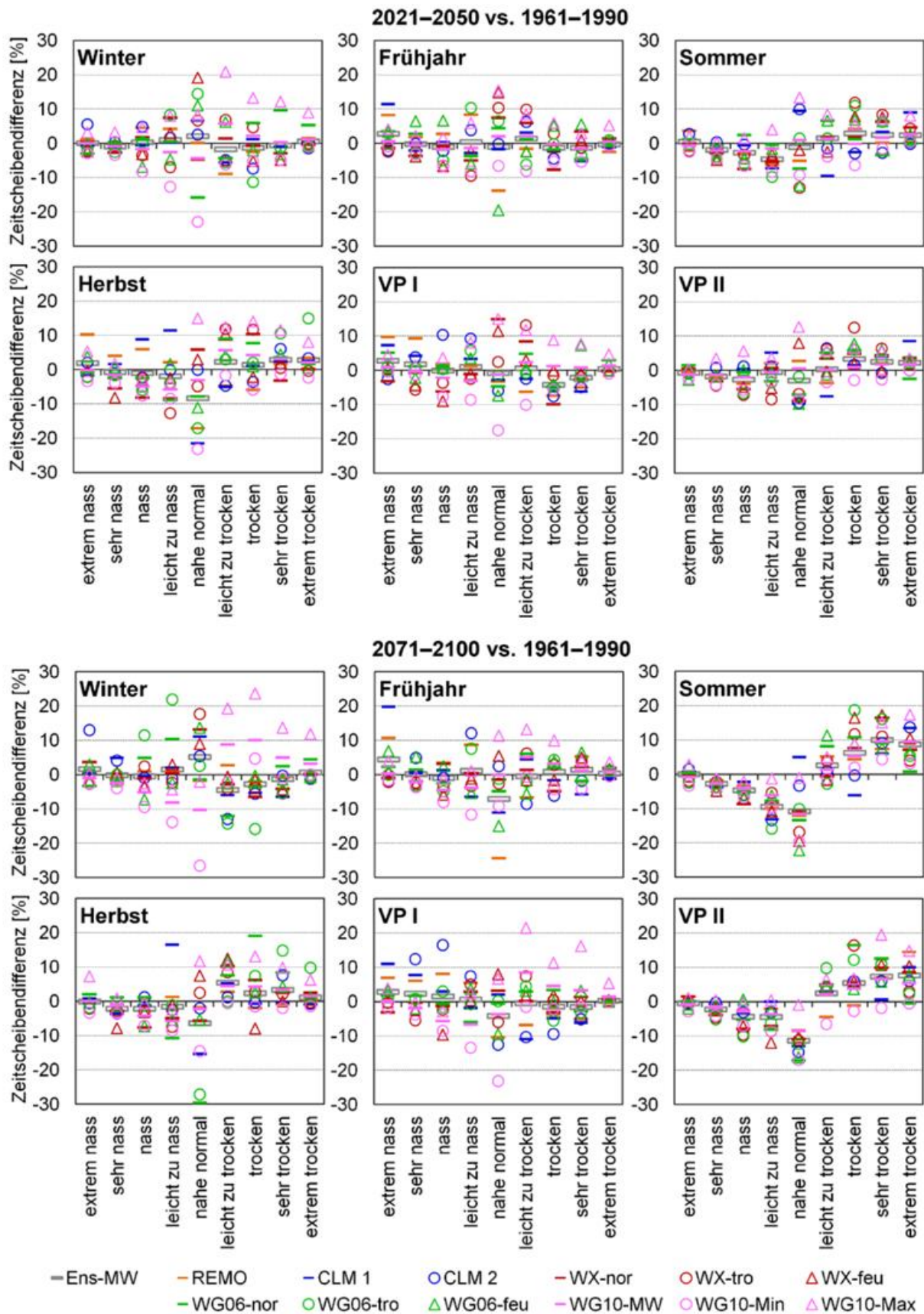


Abbildung 5.2-12: Änderungssignale (absolut) von 19 regionalen Klimaprojektionen (fünf Modelle) unter dem Szenario A1B für die neun RAI-Klassen der Zeitscheiben 2021–2050 (oben) und 2071–2100 (unten) gegenüber dem Referenzzeitraum 1961–1990 für die REGKLAM-Modellregion, ermittelt aus den individuellen Änderungssignalen aller Daten- bzw. Gitterpunkte.

### Konsistenz der beobachteten und projizierten Änderungssignale

Die zeitlichen Veränderungen in der Häufigkeitsverteilung des Niederschlags in der REGKLAM-Modellregion werden in Abbildung 5.2-13 für sechs nicht überlappende 30-Jahreszeitscheiben dargestellt. Zwei der Zeitscheiben (1961–1990 und 1991–2012 bzw. 1991–2020) liegen sowohl in den Beobachtungs- als auch den Klimaprojektionsdaten vor und erlauben den Vergleich der Performance der Klimamodelle. Anstelle der gesamten Häufigkeitsverteilung wird vereinfachend nur die Häufigkeit zu nasser ( $RAI > 2$ ) und zu trockener ( $RAI < -2$ ) Verhältnisse dargestellt. Die Zeitscheibe 1961–1990 ist nur 10 Jahre kürzer als der für die Normierung der Niederschlagsanomalien verwendete Zeitraum 1961–2000. Daher ist es nicht verwunderlich, dass in dieser Zeitscheibe die Häufigkeit zu nasser bzw. zu trockener Verhältnisse in den einzelnen Jahreszeiten ähnlich groß ist, nämlich etwa 10 % für die zu nassen und ca. 15 % für die zu trockenen Verhältnisse. Zudem liegen auch die aus den Klimaprojektionen berechneten Häufigkeiten in diesem Größenbereich. In den meisten Fällen verläuft die jüngste Entwicklung von 1961–1990 zu 1991–2012/2020 in den Klimamodellen im Mittel in die entgegen gesetzte Richtung wie in den Beobachtungsdaten. Eine Ausnahme stellt nur der Winter dar, wo sowohl zu nasse, als auch zu trockene Verhältnisse in den Beobachtungen und Klimamodellen etwas seltener geworden sind.

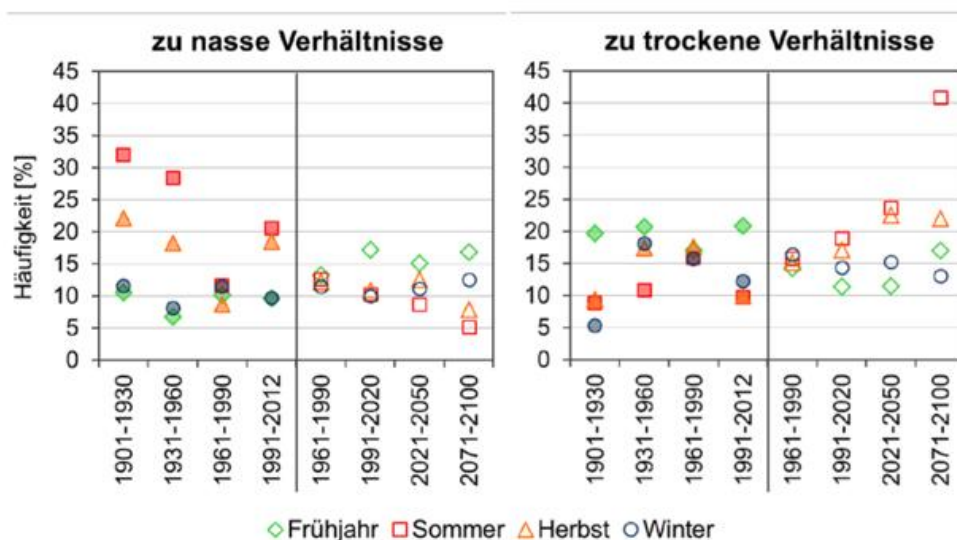


Abbildung 5.2-13: Veränderung in der Häufigkeit zu nasser ( $RAI > 2$ ) und zu trockener ( $RAI < -2$ ) Jahreszeiten in acht 30-Jahreszeitscheiben der Beobachtungs- (ausgefüllte Symbole) und Klimaprojektionsdaten (als Mittelwert der einzelnen Klimaprojektionen unter dem Szenario A1B) in der REGKLAM-Modellregion Dresden.

Für den Sommer und das Frühjahr kehrt sich nach 1961–1990 die bis dahin im 20. Jahrhundert beobachtete Entwicklung um und es werden wieder häufiger zu nasse und seltener zu trockene Verhältnisse beobachtet. In den Klimamodellen scheint sich jedoch eher der bis zur Klimanormalperiode beobachtete Trend fortzusetzen mit einer leicht abnehmenden Häufigkeit „zu nasser“ Verhältnisse im Sommer, bei gleichzeitiger, sehr starker Zunahme zu trockener Verhältnisse. Zum Ende des 21. Jahrhunderts fallen über alle regionalen Klimaprojektionen hinweg gemittelt etwa 40 % der Sommer in die zu trockene bis extrem trockene Klasse. In einzelnen Klimaprojektionen werden noch deutlich größere Häufigkeiten simuliert. Generell zeigt der Herbst ein ähnliches, jedoch leicht abgeschwächtes Verhalten wie der Sommer – sowohl in den Beobachtungs- als auch den Klimaprojektionsdaten. Im Winter und Frühjahr dagegen schwankt die Häufigkeit zu trockener bzw. zu nasser Verhältnisse leicht von Zeitscheibe zu Zeitscheibe – ausgeprägte Trends fehlen jedoch.

### 5.2.3 Räumliche Variabilität und Höhenabhängigkeit der Trends

Bisher wurden überwiegend für die verschiedenen Teilregion gemittelte Änderungssignale dargestellt und diskutiert. In diesem Abschnitt wird untersucht, inwieweit es innerhalb des Untersuchungsgebietes kleinregionale Unterschiede in den Trends gibt, z. B. in Abhängigkeit von den Höhenstufen. Zur Untersuchung inwieweit die Größe der Trends durch die Höhenlage der Stationen beeinflusst werden

die nachfolgenden Analysen für die vier Höhenstufen (Tiefland: < 150 m, Hügelland: 150–350 m, Bergland: 350–650 m und Kammlagen: > 650 m) vorgenommen. Es werden die in den Beobachtungs- und Klimaprojektionsdaten sichtbaren Abhängigkeiten sofort gemeinsam diskutiert, wobei die Auswertungen für die erweiterte REGKLAM-Modellregion erfolgen – das entspricht in etwa den Beobachtungsdatensatz ohne die Region TFM. Außerdem wird die Standardabweichung der Niederschlagsanomalien innerhalb der REGKLAM-Modellregion als Maß für die räumliche Variabilität herangezogen. Aufgrund der geringen Datenverfügbarkeit vor 1951 werden diese Untersuchungen nur für den Zeitraum ab 1951 vorgenommen.

### Vergleich der Beobachtungs- und Klimaprojektionsdaten im Kontrollzeitraum

Die räumliche Standardabweichung der Niederschlagsanomalien innerhalb der REGKLAM-Modellregion ist mit ca. 0,65 deutlich kleiner als die zeitliche Standardabweichung (Variabilität der RAI-Werte innerhalb von 30 Jahren), von ca. 1,6. Die räumliche Variabilität des Niederschlags ist prinzipiell im Sommer höher als im Winter. Dies wird auch durch die Standardabweichung der Modell-RAI-Werte tendenziell wiedergegeben (Abbildung 5.2-14). REMO zeigt – wohl aufgrund der höchsten Anzahl an einbezogenen Datenpunkten (76 Gitterpunkte) – im Jahr, SHJ und Sommer die größten räumlichen Standardabweichungen, während für CLM– das Modell mit der geringsten Zahl an Datenpunkten (18 Gitterpunkte) – v.a. im Sommer eher geringere Standardabweichungen berechnet werden. Generell liegt die räumliche Variabilität der simulierten Daten recht nahe an der beobachteten.

### Veränderungen in Beobachtungs- und Projektionsdaten

Für die Zukunft simulieren fast alle betrachteten Klimamodellrealisierungen in allen Jahreszeiten eine zum Teil erhebliche Zunahme der räumlichen Variabilität des Niederschlags (Abbildung 5.2-14 und Abbildung 5.2-15). Zur Mitte des 21. Jahrhunderts ist diese Änderung noch recht gering (meist < 0,1) – zum Ende des 21. Jahrhunderts werden v.a. durch WETTREG 2010 erhebliche größere räumliche Standardabweichungen als in der Referenzperiode simuliert. Diese Entwicklung ist im Sommer und Herbst besonders stark ausgeprägt, doch auch in den beiden anderen Jahreszeiten zeigen einzelne Modellrealisierungen starke zeitliche Schwankungen in der räumlichen Variabilität, die zum Ende des 21. Jahrhunderts einen Höhepunkt erreicht. Besonders auffällig in den Zeitreihen der räumlichen Standardabweichungen für die Klimaprojektionen sind die zum Teil erheblichen dekadischen Schwankungen in der räumlichen Variabilität, die bei den beiden dynamischen Modellen oft besonders stark ausgeprägt sind (Abbildung 5.2-15). Weiterhin fällt auf, dass sich die beiden CLM-Realisierungen sehr unterschiedlich verhalten – insbesondere im Frühjahr und Winter. Dies lässt einen großen Einfluss der natürlichen Klimavariabilität auf die erzielten Ergebnisse vermuten. Besonders starke Zunahmen in der räumlichen Variabilität zeigen die Modellrealisierungen CLM-1 und WETTREG 2006 feucht während des Frühjahrs, WETTREG 2010 44 und REMO während des Sommers, WETTREG 2010 33 während des Herbstes und WETTREG 2006 normal und CLM-2 während des Winters.

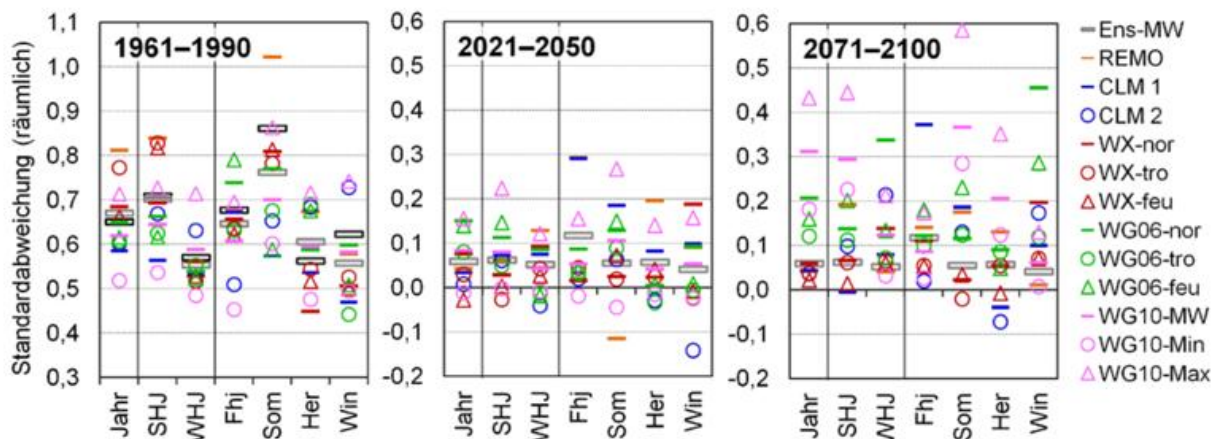


Abbildung 5.2-14: Räumliche Variabilität (Standardabweichung) des Niederschlags innerhalb der REGKLAM-Modellregion für 19 regionale Klimaprojektionen im Referenzzeitraum 1961–1990 (links) sowie Änderungssignale unter dem Szenario A1B in den Zeitscheiben 2021–2050 (Mitte) und 2071–2100 (rechts).

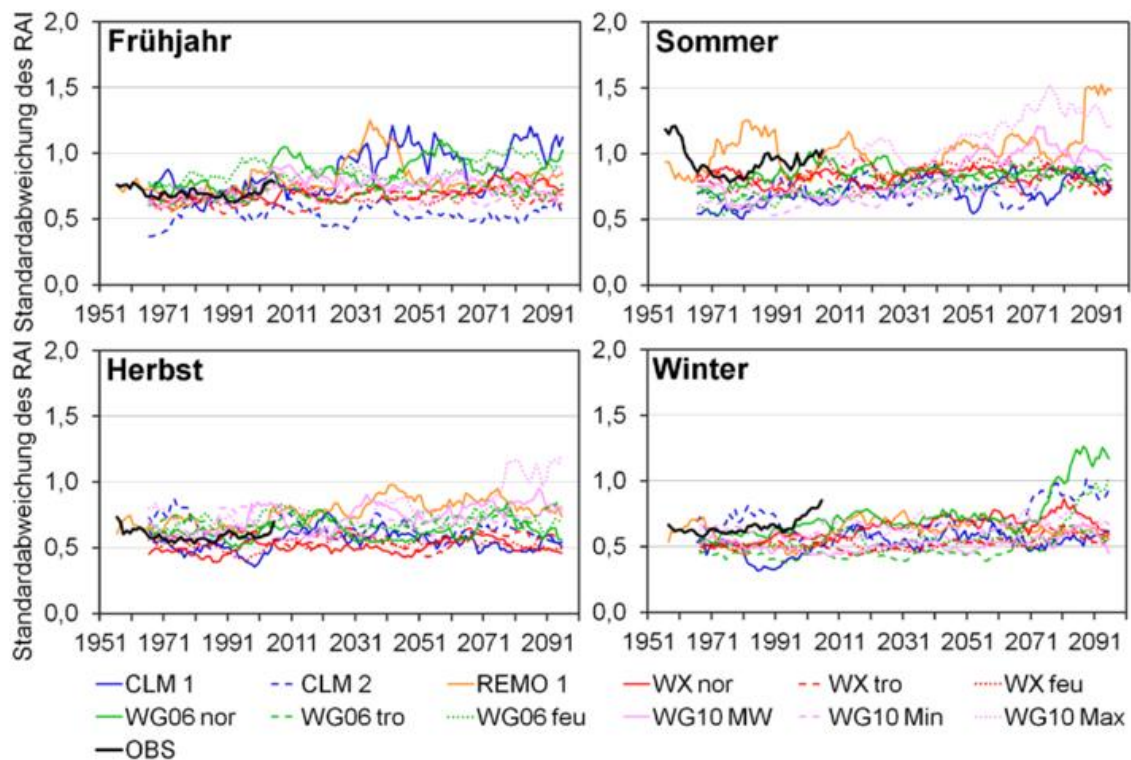


Abbildung 5.2-15: Verlauf (11-jähriges gleitendes Mittel) der jahreszeitlichen Niederschlagsanomalien (RAI) für die Beobachtungsdaten (1951–2010) sowie für fünf regionale Klimamodelle (19 Realisierungen, 1961–2100) unter Szenario A1B.

Für das Szenario A1B wird der Verlauf der RAI-Mittelwerte für alle 19 Realisierungen für vier Höhenstufen miteinander verglichen (Abbildung 5.2-16). Grundsätzlich verlaufen die Kurven der verschiedenen Höhenstufen sehr ähnlich. Nur im Winter ist ab ca. dem Jahr 2040 eine deutliche Differenzierung in Abhängigkeit von den Höhenstufen zu sehen. Für das Tiefland wird im Modellmittel der größte Niederschlagsanstieg simuliert, während sich die Niederschläge in den Kammlagen kaum verändern. Diese Entwicklung ist hauptsächlich auf das Modell WETTREG 2010 zurückzuführen, das im Winter große negative Trends für die Kammlagen simuliert (Mittelwert der zehn Realisierungen:  $-1,99$ ), während die Trends für das Tiefland um Null schwanken (MW:  $-0,13$ ). Die anderen Modelle zeigen eher einen Anstieg der winterlichen Niederschläge in allen Höhenstufen, wobei dieser Anstieg im Tiefland am größten (MW:  $+1,29$ ) und in den Kammlagen am geringsten ( $+0,58$ ) ausfällt. Die unterschiedlichen Ergebnisse der verschiedenen Modelle hinsichtlich der höhenstufenabhängigen Veränderung des Niederschlags erschweren die Interpretation.

#### 5.2.4 Vergleich der beiden Indizes SPI und RAI

Der hier genutzte Index RAI zur Beschreibung von Niederschlagsanomalien liefert recht vergleichbare Ergebnisse wie der in internationalen Publikationen häufig verwendete *Standardized Precipitation Index* SPI. Die Ähnlichkeit beider Niederschlagsanomalienindizes – häufig auch als Dürreindizes bezeichnet – wurde für die Beobachtungsdaten (1951–2010) und die Klimaprojektionsdaten für 12 Läufe von fünf regionalen Klimamodellen unter dem Szenario A1B (1961–2100) untersucht und in der Veröffentlichung *The modified Rainfall Anomaly Index (mRAI) – An alternative to the Standardized Precipitation Index (SPI) in evaluating future extreme precipitation characteristic?* (HÄNSEL et al. 2014) ausführlich diskutiert. Dazu wurde eine modifizierte Version des RAI verwendet, der dem Wertespektrum des SPI besser entspricht und somit auch die gleichen Klassen(grenzen) zur Bewertung der Häufigkeitsverteilung und ihrer Veränderungen verwendet werden können. Die Modifikation liegt dabei 1) in der Verwendung des Medianwertes anstelle des arithmetischen Mittelwertes zur Bestimmung des „normalen Niederschlags“ und 2) in der Verwendung eines anderen Skalierungsfaktors (1,7 anstelle von 3,0).

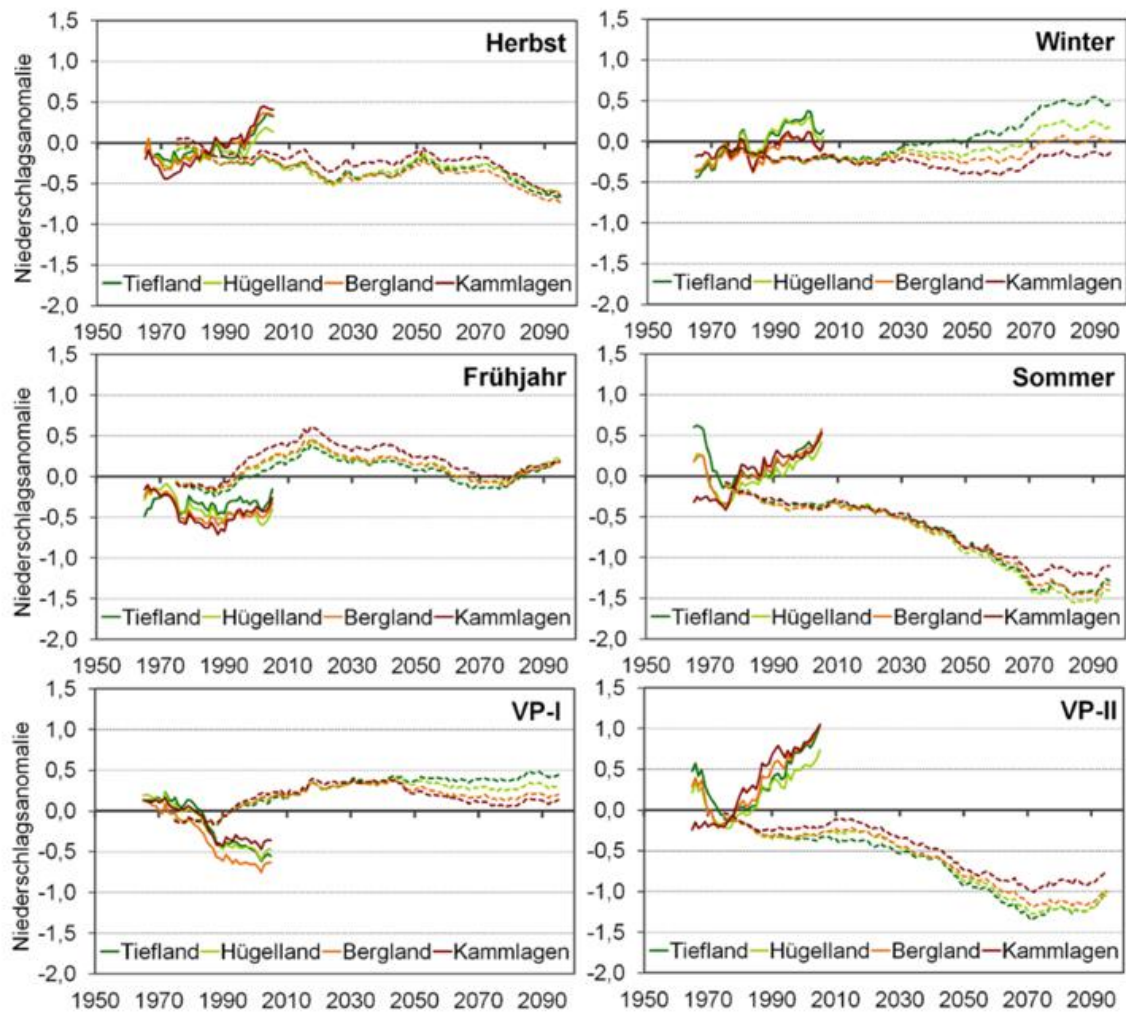


Abbildung 5.2-16: Verlauf (30-jähriges gleitendes Mittel) der mittleren jahreszeitlichen Niederschlagsanomalien (RAI) für vier Höhenstufen (Tiefland, Hügelland, Bergland und Kammlagen) in den Beobachtungsdaten (durchgezogene Linien) und in den Klimaprojektionen unter Szenario AIB (gestrichelte Linien).

Diese modifizierte Version des RAI (mRAI) korreliert auf allen untersuchten Zeitskalen (1 bis 12 Monate) sehr gut mit dem SPI und das sowohl auf der Basis von Stationsdaten als auch für die über die REGKLAM-Modellregion gemittelten Werte (Abbildung 5.2-17 für Monatsdaten). Dabei liegen alle Pearson-Produktmomentkorrelations-Koeffizienten deutlich über 0,9 – die meisten sogar über 0,95. Die Spearman-Rangkorrelationskoeffizienten sind sogar noch größer ( $> 0,99$ ), da der Zusammenhang zwischen den SPI und mRAI nicht vollständig linear verläuft.

Auch für die Klimamodelldaten bleiben die Korrelationen zwischen SPI und mRAI über den gesamten Zeitraum hoch. Beispielhaft sind in Abbildung 5.2-18 die Zeitreihen des Regionalmodells REMO für den März (geringste Korrelation aller RCMs in 2061–2100) und den Juni (höchste Korrelation aller RCMs in 1961–2000) dargestellt. Die größten Abweichungen zwischen mRAI und SPI treten für die Beobachtungs- und Klimamodelldaten im Bereich der Extreme (Indexwerte  $> 2$  bzw.  $< -2$ ) auf, wobei der SPI zumeist kleinere Werte als der mRAI liefert. So traten beispielsweise im September 1960 und im April 2007 sehr kleine SPI-Werte von  $-4,6$  und  $-5,0$  auf. Die mRAI-Werte waren nur etwa halb so groß. Sie lagen nichtsdestotrotz im Bereich extremer Trockenheit. Deshalb sind diese Abweichungen für die Untersuchung von Klimatrends in den Häufigkeitsklassen der Niederschlagsverteilung wenig relevant. In den beiden genannten Monaten betrug die über die REGKLAM-Modellregion gemittelte Niederschlagssumme nur  $1,0$  bzw.  $0,8$  mm (an vielen Stationen wurde gar kein Niederschlag registriert). Für solche geringen Niederschläge reagiert der SPI aufgrund der zugrundeliegenden Gamma-Verteilung sehr sensitiv. Es wurde nicht getestet, ob andere Verteilungsfunktionen für die vorliegenden Daten besser geeignet sind, als die in meisten Fällen verwendete Gamma-Verteilung.

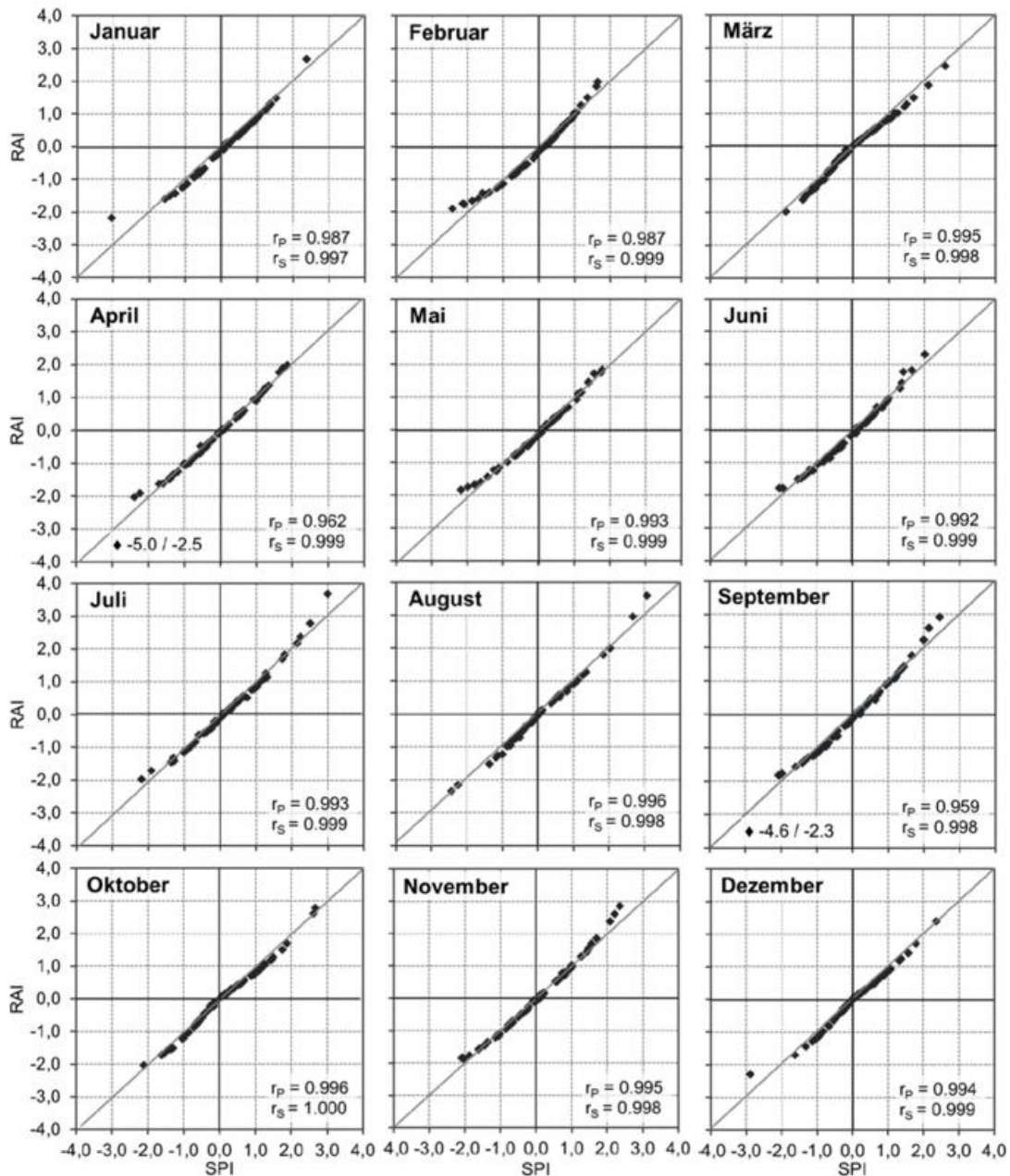


Abbildung 5.2-17: X-Y-Scatterplots des SPI-1 und mRAI-1 für alle Monate im Zeitraum 1951–2010 einschließlich Angabe der Pearson- ( $r_p$ ) und Spearman- ( $r_s$ ) Korrelationskoeffizienten (nach HÄNSEL et al. 2015).

Es wurden keine statistisch signifikanten Abweichungen der Häufigkeitsverteilungen von SPI und mRAI voneinander sowie von der Normalverteilung festgestellt. Für den Modellvalidierungszeitraum 1961–2000 sind in Abbildung 5.2-19 die Häufigkeitsverteilungen der beiden Indizes für die Beobachtungsdaten und alle 12 betrachteten Modellläufe für den Januar und den Juli miteinander verglichen. Grundsätzlich stimmen die Häufigkeiten der SPI- und mRAI-Indexwerte in den einzelnen Häufigkeitsklassen recht gut überein (Abbildung 5.2-19). Es sind jedoch in Beobachtungs- und Klimamodelldaten für einige Klassen systematische Abweichungen sichtbar. So ist die Häufigkeit der RAI-Indexwerte in den Klassen „leicht“ bis „mäßig feucht“ etwas geringer als die der SPI-Werte, während in den Klassen „mäßig“ bis „stark trocken“ der RAI etwas größere Häufigkeiten aufweist. In den anderen Monaten ist die Übereinstimmung der Indizes ähnlich groß und in den meisten Monaten sind auch die gleichen systematischen Abweichungen in den Häufigkeitsklassen sichtbar. Diese (nichtsignifikanten) Abweichungen zwischen SPI und mRAI haben jedoch kaum Einfluss auf die Größe (Abbildung 5.2-20 für die Monatsdaten und Tabelle 5.2-4 für die Jahreszeiten) und die Signifikanz der Trends (Tabelle 5.2-5).

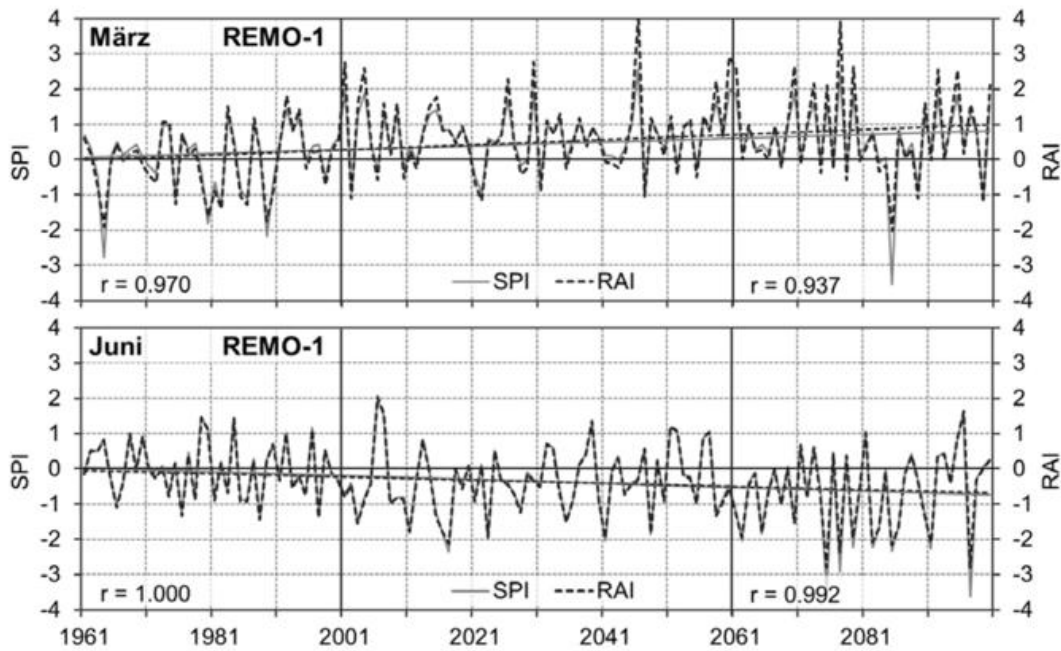


Abbildung 5.2-18: Zeitreihen des über die REGKLAM-Modellregion gemittelten SPI-1 und mRAI-1 in den Monaten März und April für das Regionalmodell REMO im Zeitraum 1961–2100 einschließlich linearer Trends über den Gesamtzeitraum und Pearson-Korrelationskoeffizienten in den Teilabschnitten 1961–2000 und 2061–2100 (nach HÄNSEL et al. 2015).

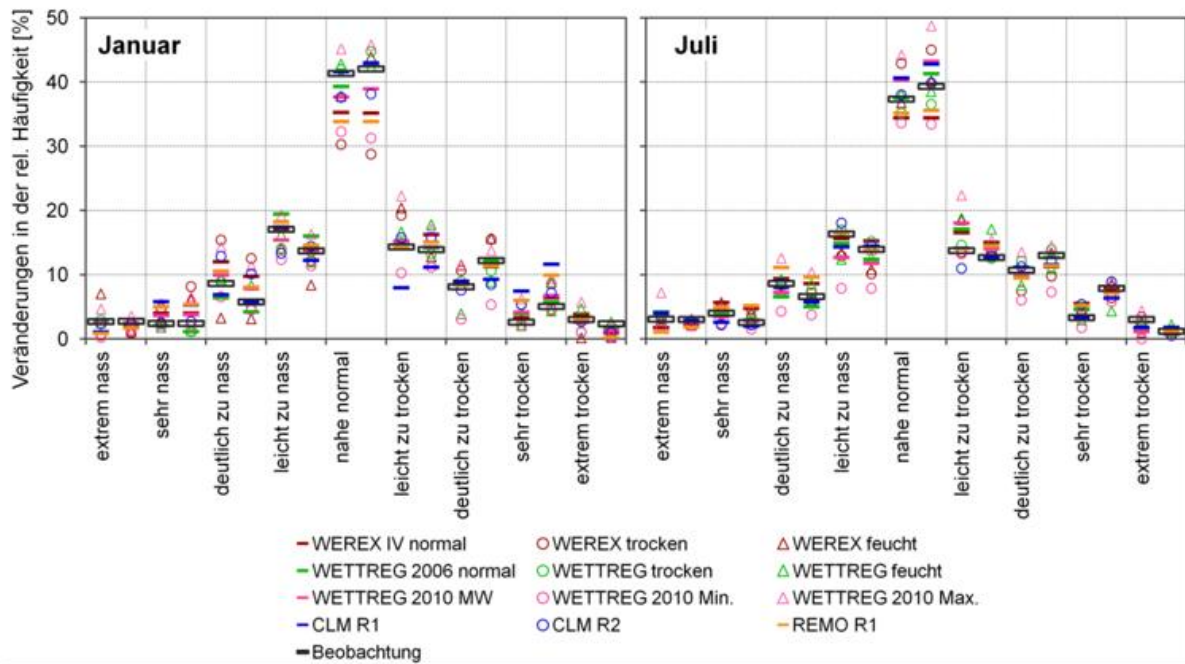


Abbildung 5.2-19: Häufigkeitsverteilung des Monatsniederschlags für Januar und Juli, basierend auf dem SPI (linke Säule in jeder Klasse) und dem mRAI (rechte Säule in jeder Klasse) für die Beobachtungsdaten sowie für 12 regionale Klimaprojektionen unter dem Emissionsszenario A1B, gemittelt über das Untersuchungsgebiet (nach HÄNSEL et al. 2015).

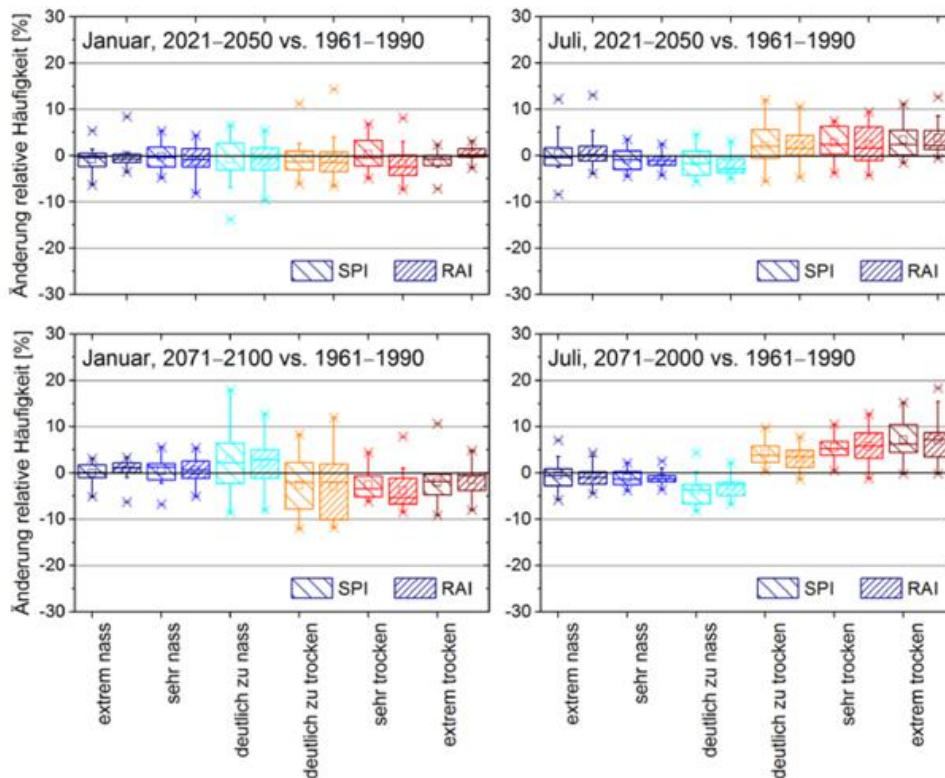


Abbildung 5.2-20: Änderungen in den extremeren Klassen der Häufigkeitsverteilung von SPI-I und mRAI-I, gemittelt über die REGKLAM-Modellregion während der Monate Januar (links) und Juli (rechts) für ein Ensemble von 12 regionalen Klimaprojektionen unter dem Emissionsszenario A1B für die Zeitscheiben 2021–2050 (obere Teilabbildungen) und 2071–2100 (untere Teilabbildungen) gegenüber der Referenzperiode 1961–1990 (nach HÄNSEL et al. 2015).

### 5.2.5 Zusammenfassung

Die Jahresniederschlagssummen haben sich im Untersuchungsgebiet im Langzeittrend (seit 1901) kaum verändert – saisonal betrachtet zeigen sich dagegen differenzierte Entwicklungen. Bei der Betrachtung ab 1951 zeigt sich ein leichter Anstieg der Jahresniederschlagssummen, wobei die Zunahmen v.a. im WHJ bzw. in Herbst und Winter auftraten. Für das Frühjahr wurden für alle Betrachtungszeiträume recht kleine und räumlich variable Trends beobachtet. Im Sommer haben die Niederschläge seit 1901 abgenommen; in den jüngeren Analysezeiträumen hat sich diese Abnahme jedoch abgeschwächt. Im Langzeittrend haben die Niederschlagssummen auch in den beiden Vegetationsperioden abgenommen; besonders stark in VP-I. In den letzten Dekaden haben die Niederschläge in VP-II jedoch wieder zugenommen, während sich in VP-I die Abnahmetrends intensiviert haben. Für beide Vegetationsperioden wurden seit den 90er Jahren fast ausschließlich negative (VP-I) bzw. positive (VP-II) Niederschlagsanomalien registriert. Niederschlagsveränderungen sind nicht nur in den mittleren Niederschlagssummen, sondern auch in der Häufigkeitsverteilung sichtbar. Jedoch sind die beobachteten Verschiebungen in den Häufigkeitsklassen des Niederschlags über die vier betrachteten Zeitscheiben (1901–1930, 1931–1960, 1961–1990 und 1991–2012) hinweg oft nicht konsistent. Dieses Ergebnis kann jedoch auch durch die unterschiedliche Datenverfügbarkeit in den jeweiligen Zeitscheiben in Kombination mit räumlichen Trendunterschieden im Untersuchungsgebiet beeinflusst sein. In einigen Jahreszeiten und Analysezeiträumen zeigen sich deutliche regionale Differenzierungen in der Trendgröße und z. T. auch Trendrichtung. So haben die Niederschläge während des WHJs im Südwesten des Untersuchungsgebietes (Region TFM) am stärksten zugenommen. Die Sommerniederschläge haben bis zum Jahr 2000 im nördlichen Tiefland Sachsen am stärksten abgenommen, im Erzgebirge dagegen leicht zugenommen.

Tabelle 5.2-4: Vergleich der regional gemittelten Änderungssignale von SPI und mRAI für den Zeitraum 2071–2100 gegenüber 1961–1990 für die absoluten Änderungssignale der Indizes sowie die nassen und trockenen Extreme von 12 regionalen Klimaprojektionen unter dem Emissionsszenario A1B. Die Hintergrundfarbe illustriert die Richtung (rot = Niederschlagsrückgang bzw. weniger/mehr nasse/trockene Extreme, weiß = keine Veränderung, blau = Niederschlagsanstieg bzw. mehr/weniger nasse/trockene Extreme) und die Größe der Trends.

Zeitskala	3 Monate								6 Monate			
	Frühjahr		Sommer		Herbst		Winter		SHJ		WHJ	
Index	SPI	mRAI	SPI	mRAI	SPI	mRAI	SPI	mRAI	SPI	mRAI	SPI	mRAI
<b>Veränderungen in den mittleren Indexwerten zwischen 2071–2100 und 1961–1990</b>												
CLM R1	0.61	0.77	-0.70	-0.67	0.08	0.06	0.43	0.43	0.08	0.06	0.43	0.43
CLM R2	0.37	0.35	-0.92	-0.84	-0.25	-0.25	0.55	0.64	-0.25	-0.25	0.55	0.64
REMO R1	0.42	0.44	-0.78	-0.65	0.02	0.02	0.38	0.38	0.02	0.02	0.38	0.38
WX-nor	-0.08	-0.08	-0.91	-0.95	-0.59	-0.54	0.17	0.16	-0.59	-0.54	0.17	0.16
WX-tro	-0.47	-0.46	-0.79	-0.73	-0.39	-0.39	0.10	0.08	-0.39	-0.39	0.10	0.08
WX-feu	-0.23	-0.22	-1.20	-1.18	-0.22	-0.19	0.02	0.01	-0.22	-0.19	0.02	0.01
WG06-nor	-0.11	-0.10	-0.67	-0.63	-0.62	-0.52	0.02	-0.05	-0.62	-0.52	0.02	-0.05
WG06-tro	-0.09	-0.09	-1.06	-1.07	-0.83	-0.77	0.83	0.76	-0.83	-0.77	0.83	0.76
WG06-feu	0.10	0.13	-0.72	-0.67	-0.47	-0.45	-0.04	-0.01	-0.47	-0.45	-0.04	-0.01
WG10-MW	-0.33	-0.23	-0.56	-0.79	-0.56	-0.28	-0.47	-0.59	-0.51	-0.78	-0.45	-0.51
WG10-Min	-0.64	-0.48	-1.01	-1.33	-0.81	-0.74	-0.77	-0.91	-0.89	-1.39	-0.71	-0.95
WG10-Max	-0.01	-0.05	-0.22	-0.29	-0.20	-0.05	-0.15	-0.31	-0.29	-0.40	-0.24	-0.19
A1B-MW	0.08	0.10	-0.83	-0.79	-0.28	-0.26	0.13	0.13	-0.28	-0.26	0.13	0.13
<b>Nasse Extreme: Veränderungen in der Überschreitungshäufigkeit eines SPI/mRAI &gt; 1.5 [%]</b>												
CLM R1	19.76	19.44	-3.93	-3.46	-5.00	-3.79	5.48	5.82	-4.52	-3.82	5.36	9.57
CLM R2	3.57	3.66	-0.60	-4.63	-3.10	-4.07	13.69	13.85	-4.88	-5.34	5.83	5.72
REMO R1	14.34	13.12	-1.54	-2.07	0.00	-0.31	2.68	2.13	-0.48	-0.70	9.78	8.72
WX-nor	-1.67	-3.62	-5.00	-5.48	-8.50	-7.33	-1.48	-1.64	-2.33	-2.89	-3.49	-2.54
WX-tro	-6.33	-6.29	-7.00	-5.63	-7.33	-6.65	-3.09	-2.80	-6.00	-5.43	-4.90	-6.70
WX-feu	-4.67	-3.68	-7.83	-7.82	-11.83	-9.82	-3.28	-2.33	-1.83	-2.75	-8.05	-8.35
WG06-nor	3.52	2.84	-3.33	-4.02	4.07	4.74	-0.24	-5.15	-6.48	-6.69	1.60	-0.43
WG06-tro	-4.63	-6.63	-8.15	-7.41	-3.89	-3.64	8.56	3.11	-7.78	-6.47	8.52	5.51
WG06-feu	14.81	13.95	-5.37	-2.41	-2.41	-3.64	-1.63	-1.16	-3.33	-1.11	-3.94	-3.30
WG10-MW	-3.14	-3.17	-6.45	-5.37	-2.15	-2.18	-4.72	-4.68	-6.21	-5.81	-3.95	-4.06
WG10-Min	-7.24	-6.00	-10.19	-7.75	-8.40	-7.13	-6.97	-6.41	-8.46	-8.26	-10.02	-8.56
WG10-Max	0.77	1.60	-2.50	-2.18	7.63	6.43	-1.54	-2.44	1.22	1.82	1.48	1.62
A1B-MW	4.64	4.07	-4.49	-4.48	-3.23	-3.04	1.43	0.79	-4.13	-3.91	1.60	1.41
<b>Trockene Extreme: Veränderungen in der Unterschreitungshäufigkeit eines SPI/mRAI &lt; -1.5 [%]</b>												
CLM R1	-10.48	-8.31	19.29	17.83	-0.48	-0.24	-7.50	-7.14	10.95	10.31	-10.36	-10.36
CLM R2	-4.29	-5.34	23.69	22.50	3.33	4.14	-2.74	-3.55	15.24	12.72	-6.07	-6.14
REMO R1	5.96	5.90	19.52	18.12	-0.96	-1.66	-2.94	-3.31	17.89	17.11	-4.39	-4.89
WX-nor	4.00	3.40	23.83	27.77	5.67	5.87	-4.77	-2.87	15.17	13.92	11.53	6.73
WX-tro	6.50	7.63	20.50	21.08	2.17	1.01	-8.66	-8.28	23.33	22.90	-8.14	-7.12
WX-feu	7.33	7.20	32.83	33.29	-1.17	-4.23	-4.03	-3.59	33.00	31.27	-5.08	-5.91
WG06-nor	-1.85	-3.12	16.67	14.66	16.67	13.26	5.48	8.17	18.15	16.19	5.50	4.02
WG06-tro	0.19	-1.48	24.26	29.71	29.07	29.27	-6.90	-6.13	20.37	20.52	2.08	1.97
WG06-feu	7.41	7.78	15.00	16.05	4.44	5.74	0.24	0.66	15.37	20.04	4.66	1.20
WG10-MW	1.87	1.56	20.47	21.81	5.01	4.78	9.41	9.12	18.51	18.92	7.31	6.85
WG10-Min	-4.62	-5.25	6.35	6.70	-4.49	-4.31	1.20	0.79	7.82	7.92	1.70	1.03
WG10-Max	6.09	6.68	34.87	37.49	15.58	16.06	26.26	27.68	43.40	44.47	23.00	22.61
A1B-MW	1.66	1.56	21.17	21.52	4.88	4.41	-0.97	-0.71	18.26	17.83	-0.36	-1.20

Tabelle 5.2-5: Mann\_Kendall Trends für die regional gemittelten SPI und mRAI-Werte von 12 regionalen Klimaprojektionen unter dem Emissionsszenario A1B für den Zeitraum 2001–2100. Die Hintergrundfarbe illustriert die Richtung (blau: Niederschlagsanstieg, orange: Niederschlagsabnahme) und die Signifikanz der Trends (je dunkler die Farbe, desto größer die statistische Signifikanz; sie Legende unterhalb der Tabelle; nach HÄNSEL et al. 2015).

2001–2100	REMO R1	CLM R1	CLM R2	WX- nor	WX- tro	WX- feu	WG06- nor	WG06- tro	WG06- feu	WG10- MW	WG10- Min	WG10- Max	
Jan	SPI	0.62	0.24	-2.53	0.75	-1.44	-1.89	-0.36	4.90	2.45	-3.16	-5.46	0.23
	RAI	0.13	-0.52	-2.20	0.80	-1.80	-2.61	-0.99	3.47	1.82	-4.18	-6.78	-2.07
Feb	SPI	-0.25	0.33	4.83	0.49	-0.83	-2.03	-2.56	4.72	-1.00	-3.92	-6.73	-0.36
	RAI	0.10	1.22	6.06	0.67	-0.24	-2.48	-2.07	4.22	-1.49	-4.10	-6.92	-1.13
Mrz	SPI	7.81	5.74	6.75	-1.20	-0.24	-0.20	1.54	1.04	3.54	-0.11	-2.11	2.00
	RAI	8.15	6.44	6.73	-1.14	-0.29	0.18	1.83	1.66	3.81	0.37	-2.29	2.48
Apr	SPI	4.46	6.81	3.10	1.01	0.35	1.69	1.87	-1.58	-0.67	-0.74	-2.95	2.14
	RAI	4.20	7.68	3.70	0.98	0.46	2.33	1.91	-0.96	-0.80	-0.81	-3.14	1.55
Mai	SPI	-1.86	-0.55	-0.19	-0.67	-2.64	-2.65	-0.81	2.91	-0.49	-1.05	-2.70	1.94
	RAI	-2.01	-0.98	0.07	-0.47	-2.99	-3.43	-1.21	2.41	-0.06	-1.60	-2.97	1.31
Jun	SPI	-2.21	0.13	-0.19	-2.53	-3.32	-3.11	-3.75	-5.88	-1.29	-1.37	-4.37	3.37
	RAI	-2.44	-0.14	-0.02	-2.31	-4.47	-3.32	-3.75	-6.34	-2.32	-1.47	-4.63	2.83
Jul	SPI	1.17	0.95	-0.24	-2.76	0.95	-1.47	-0.29	1.55	-0.18	-0.03	-0.80	1.86
	RAI	2.53	0.51	-0.27	-2.75	1.35	-2.14	-0.50	1.32	-0.30	0.29	-1.32	4.38
Aug	SPI	1.05	0.82	0.41	-0.49	1.76	0.81	2.88	0.48	-0.88	-0.15	-2.33	1.81
	RAI	1.57	1.67	1.45	-0.30	2.60	0.81	3.84	0.96	-0.53	1.61	-1.10	3.19
Sep	SPI	-2.65	-1.95	-2.38	-0.57	-2.67	-3.11	-5.62	-4.07	-1.34	-2.84	-5.19	-0.82
	RAI	-0.75	-1.31	-0.57	-0.64	-1.73	-2.39	-4.66	-3.45	-1.03	-2.75	-4.57	-1.81
Okt	SPI	7.32	6.80	3.04	-1.52	4.16	8.14	2.85	1.24	1.79	3.92	1.72	6.71
	RAI	7.50	8.07	3.93	-1.50	5.42	8.85	3.88	1.69	3.28	4.47	2.90	7.27
Nov	SPI	2.16	3.50	1.50	-0.04	-2.36	-0.59	-4.34	-5.96	-4.33	-0.55	-3.28	2.18
	RAI	2.18	3.61	2.53	-0.02	-2.57	-1.26	-3.96	-5.30	-3.83	-0.74	-3.87	2.64
Dez	SPI	3.15	3.81	6.59	0.77	4.82	4.93	3.84	3.65	3.86	-0.42	-3.98	3.41
	RAI	3.13	4.03	6.74	0.76	4.94	5.84	3.43	3.29	3.88	-0.77	-3.48	3.56



Betrachtet man die Änderungen im Jahresverlauf auf der Basis von Monatsniederschlägen, so zeigen die Monate März, November und Dezember die deutlichsten Niederschlagszunahmen, während die Niederschläge in den Monaten April bis Juni sowie im Oktober (außer Region TFM) am deutlichsten abgenommen haben. Dabei sind die Trends für April bis Juni zeitlich deutlich variabler als jene für die Monate des WHJs. Generell sind die Niederschlagstrends zeitlich nicht stabil – insbesondere die letzten 10 bis 20 Jahre haben einen großen Einfluss auf die Trends und führen je nach Jahreszeit oft zu einer Intensivierung, Abschwächung oder gar Trendumkehr. Den deutlichsten Einfluss haben die Jahre 2001–2012 auf die Trends ab 1951 in VP-II mit einer Umkehr von leichten Niederschlagsabnahmen hin zu nahezu flächendeckenden Niederschlagszunahmen.

Durch die Verwendung eines Niederschlagsanomalienindex, der für den Validierungszeitraum eines jeden Modelles angewendet wird, fallen mittlere Abweichungen der durch die Regionalmodelle simulierten Niederschläge von den beobachteten (Bias) weniger ins Gewicht, als wenn mit den absoluten Niederschlagswerten gerechnet wird. Dies ermöglicht eine vom unterschiedlichen Modell-Bias unabhängige Untersuchung von Änderungssignalen in den simulierten Niederschlägen. Da viele Impaktmodelle jedoch „tatsächliche“ Niederschlagswerte benötigen, bleiben die zum Teil erheblichen Ab-

weichungen der Modelle (vor allem der dynamischen Modelle) von den Beobachtungen von großer praktischer Relevanz.

Die Trends des Niederschlags hängen stark vom gewählten Regionalmodell ab. Die Wahl des Emissionsszenarios spielt dagegen eher eine untergeordnete Rolle. Trockenere Verhältnisse in den Sommer- bis Herbstmonaten – also auch der VP-II – deuten sich bereits zur Mitte des 21. Jahrhunderts an und sind zum Ende des 21. Jahrhunderts deutlich stärker ausgeprägt. Dagegen ist die Entwicklung während des Frühjahrs und Winters in den verschiedenen Projektionen deutlich uneinheitlicher. Während im Frühjahr vor allem die dynamischen Modelle zu- und die statistischen abnehmende Niederschläge simulieren, unterscheidet sich im Winter das Modell WETTREG 2010 – mit seinen zum Teil erheblichen Niederschlagsabnahmen – deutlich von den anderen Modellen. Generell ähneln sich die Änderungssignale von Frühling und VP-I. Die beschriebene mittlere Veränderung in der REGKLAM-Modellregion ist über die einzelnen Datenpunkte hinweg größtenteils recht einheitlich (generelle Trendrichtung). Im Jahresverlauf simulieren die dynamischen Klimamodelle signifikante Niederschlagszunahmen für die Monate März, April und Oktober bis Dezember. Die statistischen Modelle zeigen v. a. in den Monaten Oktober und Dezember signifikante Zunahmen. Signifikante Niederschlagsabnahmen werden von den meisten Modellen für den Juni und den September simuliert. In den anderen Monaten sind die Entwicklungen zwischen den einzelnen Modellen oft deutlich heterogener.

Die deutlichsten Veränderungen in der Häufigkeitsverteilung des Niederschlags werden für den Sommer sowie die VP-II simuliert. Hier wird insbesondere für die Trockenheitsklassen „deutlich zu trocken“ bis „extrem trocken“ mit einer Häufigkeit von ca. 15 % in der Vergangenheit, im Mittel mehr als eine Verdoppelung der Häufigkeit bis zum Ende des 21. Jahrhunderts projiziert. Dagegen nehmen „normale“ bis „sehr nasse“ Verhältnisse deutlich ab. Die im Mittel geringsten Änderungssignale treten für den Winter auf. Dies ist auf den unterschiedlichen Charakter der Modelle zurückzuführen. Während der Großteil der Modelle in der Zeitscheibe 2071–2100 leichte Abnahmen „trockener“ sowie Zunahmen „normaler“ bis „nasser“ Klassen projiziert, sind die von WETTREG 2010 simulierten Entwicklungen dem entgegengesetzt. Frühjahr und Herbst zeigen eine Tendenz zur Zunahme „trockener“ Klassen. Diese Änderungssignale sind jedoch deutlich kleiner und über die verschiedenen Projektionen hinweg heterogener. Die Betrachtung verschiedener Emissionsszenarios zeigt, dass B1 oftmals etwas geringere Änderungssignale als A1B und A2 aufweist. Die Unterschiede sind jedoch im Vergleich zur modellinternen Variabilität (verschiedene Modellrealisierungen) sowie der Variabilität zwischen verschiedenen Modellen gering.

Die räumliche Variabilität des Niederschlags wird von den Modellen zufriedenstellend wiedergegeben. Sie nimmt in den Modellsimulationen – v.a. in denen von REMO und WETTREG 2010 – im Sommer und Herbst tendenziell zu. Vor allem die deutlich zu trockenen Bedingungen ( $RAI < -2$ ) nehmen im Sommer im Tiefland etwas stärker zu als im Bergland. Prinzipiell sind die für verschiedene Höhenstufen projizierten Änderungen der mittleren Niederschlags und der Niederschlagsverteilung stark vom gewählten Modell abhängig – v.a. im Winter.

Der Vergleich des hier verwendeten Niederschlagsanomalien-Index RAI mit dem international für Klima(wandel)studien sehr häufig verwendeten *Standardized Precipitation Index* SPI zeigt sehr gute Übereinstimmungen in den Werten und Trends, v. a. wenn eine modifizierte Version des RAI (mRAI, HÄNSEL et al., 2015) verwendet wird. Der mRAI ist demnach in der Bewertung der Trends von (extremen) Niederschlägen in Klimamodellensembles eine Alternative für den berechnungsintensiveren SPI.

## 5.3 Starkniederschlag

### 5.3.1 Rezente Trends

#### *Zeitliche Variabilität und Trends*

Veränderungen in der Häufigkeit von Starkniederschlagsereignissen wurden anhand absoluter (N-10mm, N-20mm) und relativer (N-90P, N-95P, N-99P) Indizes untersucht. Dargestellt und diskutiert werden exemplarisch die Variabilität und die Jahreszeitentrends der Überschreitungshäufigkeit des 95. Perzentils (N-95P) in Sachsen und Umgebung. Die anderen Indizes werden vergleichend dazu interpretiert. Die Häufigkeit von Starkniederschlägen ist in allen Jahreszeiten zeitlich und räumlich sehr variabel; für den Index N-95P schwankt sie pro Station und Jahr zwischen Null und etwas mehr als 15 Ereignissen pro Jahreszeit (Abbildung 5.3-1).

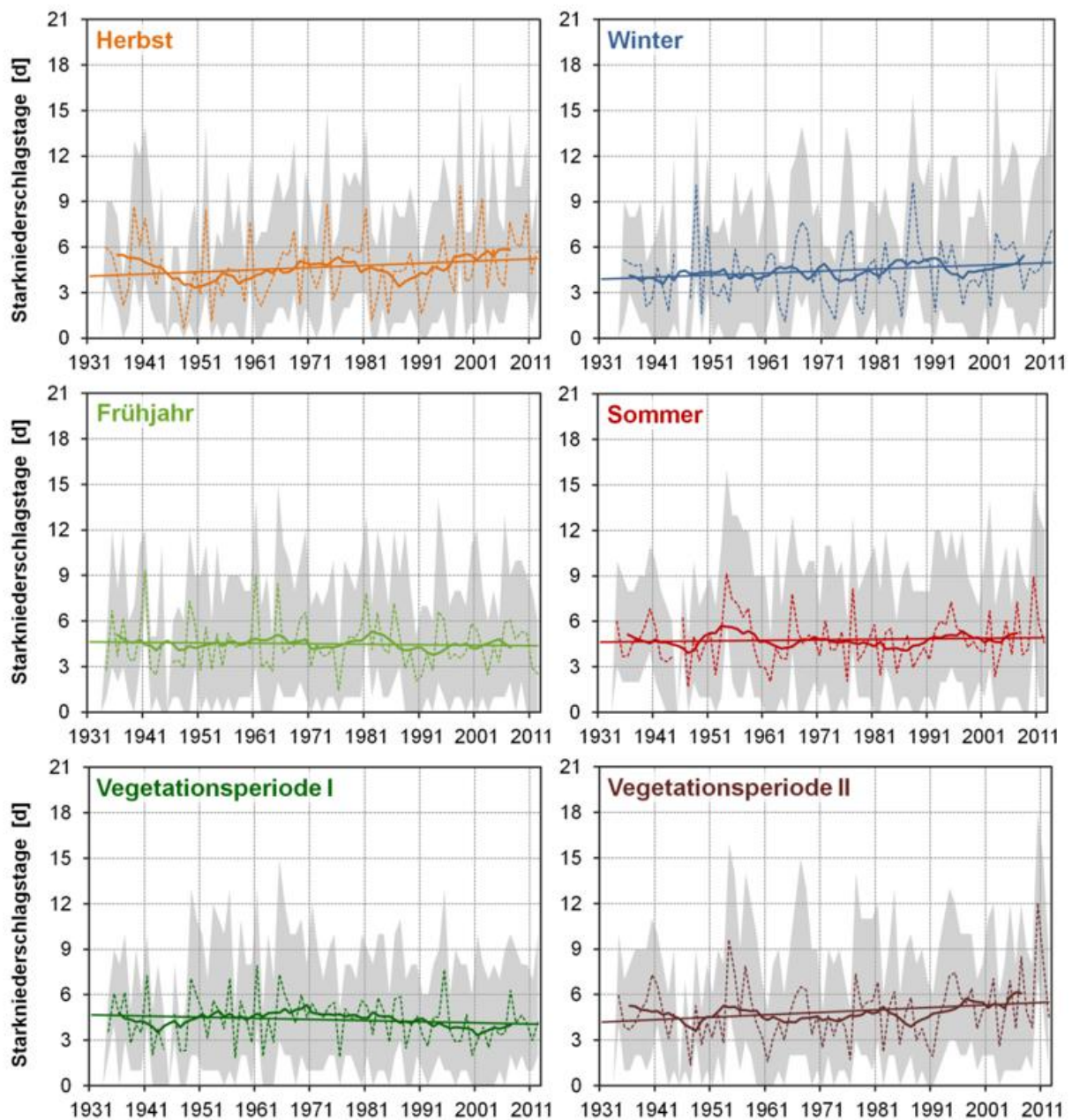


Abbildung 5.3-1: Zeitliche (gestrichelte Linie = Originalzeitreihe, fette Linie = 11-jähriges gleitendes Mittel) und räumliche (graues Band = Bandbreite der Stationswerte) Variabilität und Veränderung (lineare Regression) der jahreszeitlichen Starkniederschlagshäufigkeit (N-95P: Überschreitungshäufigkeit des 95. Perzentils); 1931–2012.

Für den Herbst und den Winter ist im Zeitraum 1931–2012 ein Anstieg der Überschreitungshäufigkeit des 95. Perzentils von ca. vier auf etwa fünf Ereignisse beobachtet worden (Abbildung 5.3-1). Dies ist im Einklang mit dem generellen Anstieg der Niederschlagssummen in diesen Jahreszeiten. Der Anstieg verläuft dabei für den Winter vergleichsweise kontinuierlich, während im Herbst der Anstieg in zwei Phasen erfolgte (Mitte der 1940er bis ca. 1980 und ab den 1990ern). Für das Frühjahr und den Sommer sind im Gesamtuntersuchungszeitraum keine Veränderungen in der Starkniederschlagshäufigkeit festzustellen. Dies liegt an den Monatstrends des März (Anstieg von im Mittel +35 %) und des Junis (Rückgang von ca. -34 %), welche sich deutlich vom Rest dieser Jahreszeit unterscheiden (Abbildung 5.3-2). Dementsprechend führt die Verschiebung des Analysefensters um einen Monat – was der Betrachtung der beiden Vegetationsperioden entspricht – zu einer deutlichen Beeinflussung der Änderungssignale. In VP-I hat die Starkniederschlagshäufigkeit abgenommen (v.a. ab den 1970er Jahren), während sie in VP-II zugenommen hat (insbesondere im 21. Jahrhundert; Abbildung 5.3-1).

Generell gibt es große Ähnlichkeiten in den Trends der Intensität von Starkniederschlagsereignissen und denen ihrer Häufigkeit. Veränderungen in der Starkniederschlagsintensität werden hier basierend auf dem maximal beobachteten Starkniederschlag pro Jahr(eszeit) diskutiert (Mx-RR). Vergleichend dazu werden für die Jahreszeiten auch Veränderungen in der Größe des 90., 95. und 99. Perzentils (Mgt-95/95/99P) betrachtet. Die zeitliche und räumliche Variabilität des absoluten Index Mx-RR ist – anders als diejenige relativer Indizes wie beispielsweise die Größe des 95. oder 99. Perzentils – stark von der Jahreszeit abhängig; mit den geringsten Werten sowie der geringsten Variabilität im Winter und deutlich größeren Werten mit einer ausgeprägten räumlichen Variabilität im Sommer bzw. VP-II (Abbildung 5.3-3). In den Zeitreihen treten Einzelereignisse mit – über die gesamte Region gemittelt – sehr hohen Tagesniederschlagsmaxima deutlich heraus, wie der Herbst 1952, der Winter 1948, die Frühjahre 1941 und 1978 sowie die Sommer 1954, 1978 und insbesondere 2002. Im Verhältnis zur beobachteten zeitlichen und räumlichen Variabilität der Starkniederschlagsintensität sind die beobachteten Jahreszeitentrends recht gering (Abbildung 5.3-3). Für die VP-II ist über den gesamten Betrachtungszeitraum ein leichter Anstieg der maximalen Tagesniederschlagshöhe sichtbar, wobei der Trend durch den im August 2002 beobachteten Extremwert beeinflusst ist.

Betrachtet man die Veränderungen der Starkniederschlagshäufigkeit im Jahresgang für den Zeitraum 1951–2000, so zeigen sich in den Monaten August bis März tendenziell ansteigende Trends zwischen im Mittel 19 % (August) und 46 % (November; Abbildung 5.3-2). Eine Ausnahme stellen nur der Januar (-17 %) und der Oktober (-29 %) mit deutlichen Rückgängen in einem Großteil der Teilregionen dar. Abgenommen hat die Starkniederschlagshäufigkeit zwischen April (-19 %) und Juli (-21 %) mit dem größten und regional einheitlichsten Rückgang im Juni (-34 %). Die Änderungssignale der Starkniederschlagsintensität für die einzelnen Monate im Jahresgang fallen zumeist weniger groß aus als die der Starkniederschlagshäufigkeit; die generelle Richtung der Trends ist jedoch ähnlich (Abbildung 5.3-2).

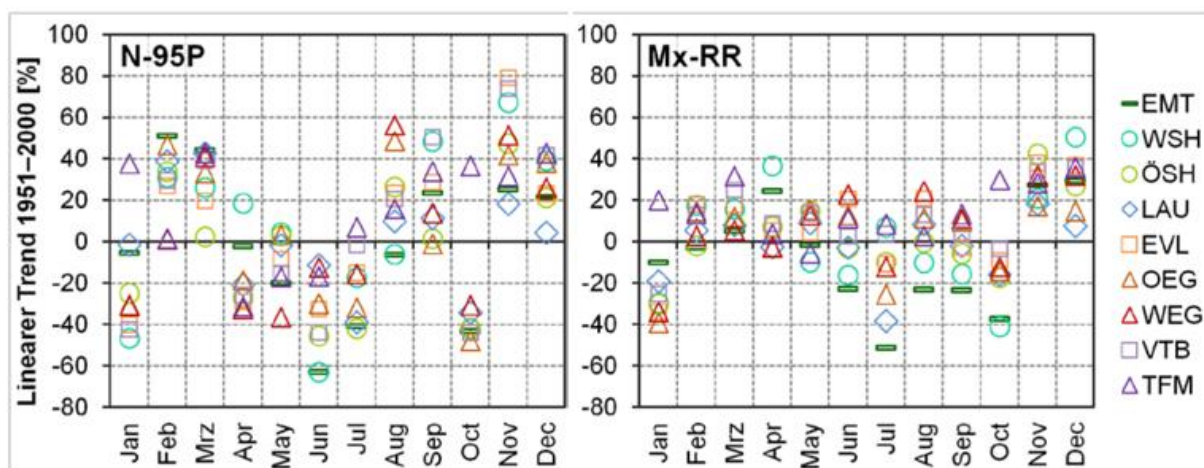


Abbildung 5.3-2: Veränderungen (relative lineare Trends für 1951–2000 in Prozent) der Starkniederschlagshäufigkeit (N-95P) und der Starkniederschlagsintensität (Mx-RR) im Jahresgang.

Am deutlichsten hat die maximale Tagesniederschlagshöhe im Zeitraum 1951–2000 in den Monaten November (+28 %), Dezember (+29 %), Februar (+9 %) und März (+15 %) zugenommen. Der Rückgang ist im Januar (-20 %), Juli (-14 %) und Oktober (-12 %) am größten (Abbildung 5.3-2). Die Trends in den anderen Monaten sind kleiner als  $\pm 10\%$  und weisen große räumliche Unterschiede auf, so auch im Juni, in dem die Starkniederschlagshäufigkeit besonders deutlich abgenommen hatte. Auffällig ist, dass sich die maximale Tagesniederschlagshöhe im August und September im Zeitraum 1951–2000 kaum verändert hat, obwohl die Starkniederschlagshäufigkeit zugenommen hat. Andererseits zeigen die Monate April und Mai eine Tendenz zum Anstieg der Starkniederschlagshöhen bei abnehmender Häufigkeit von Starkniederschlagsereignissen.

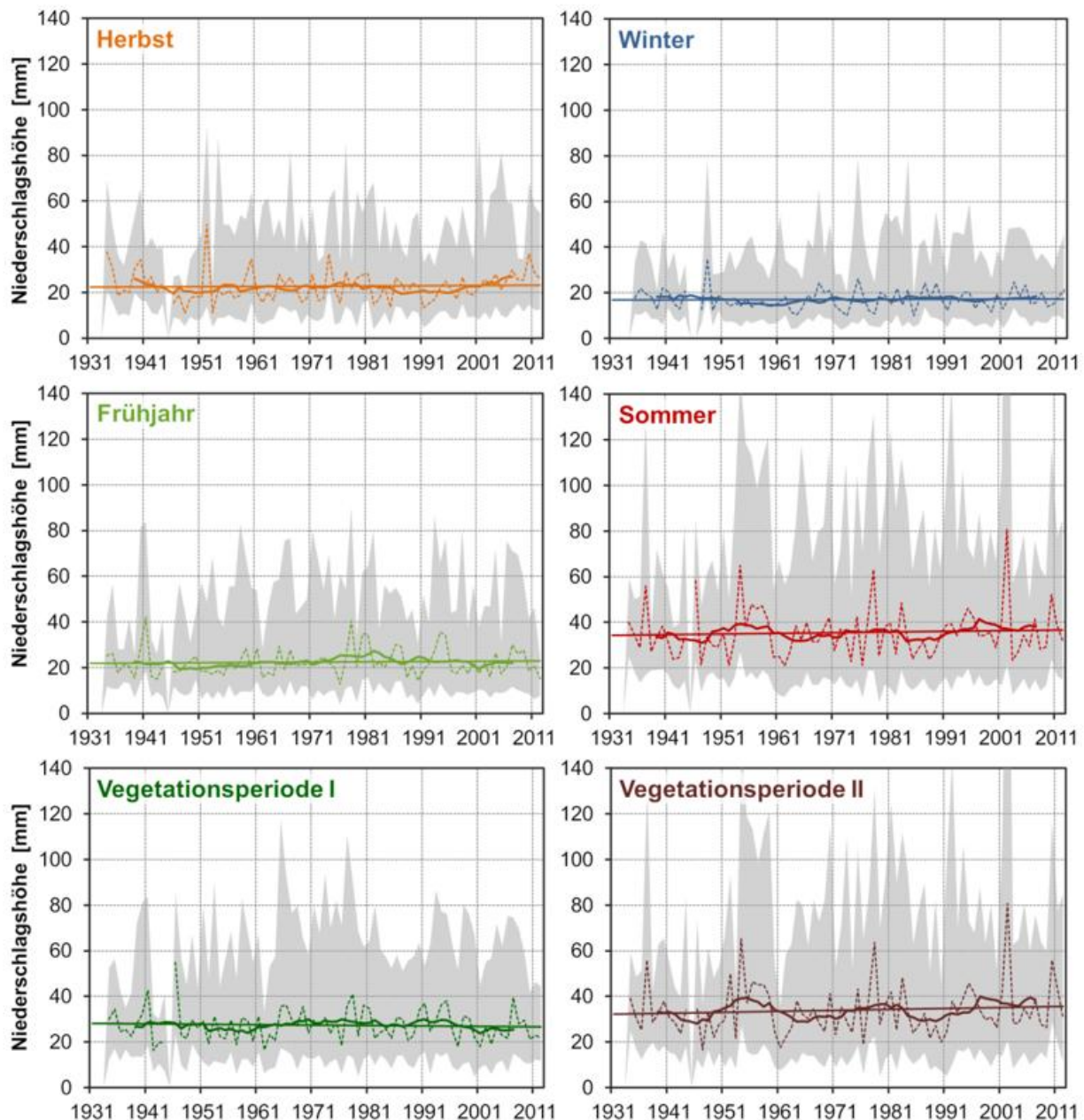


Abbildung 5.3-3: Zeitliche (gestrichelte Linie = Originalzeitreihe, fette Linie = 11-jähriges gleitendes Mittel) und räumliche (graues Band = Bandbreite der Stationswerte) Variabilität und Veränderung (lineare Regression) der jahreszeitlichen Starkniederschlagsintensität (Mx-RR: maximale Tagesniederschlagssumme im Betrachtungszeitraum) im Zeitraum 1931–2012.

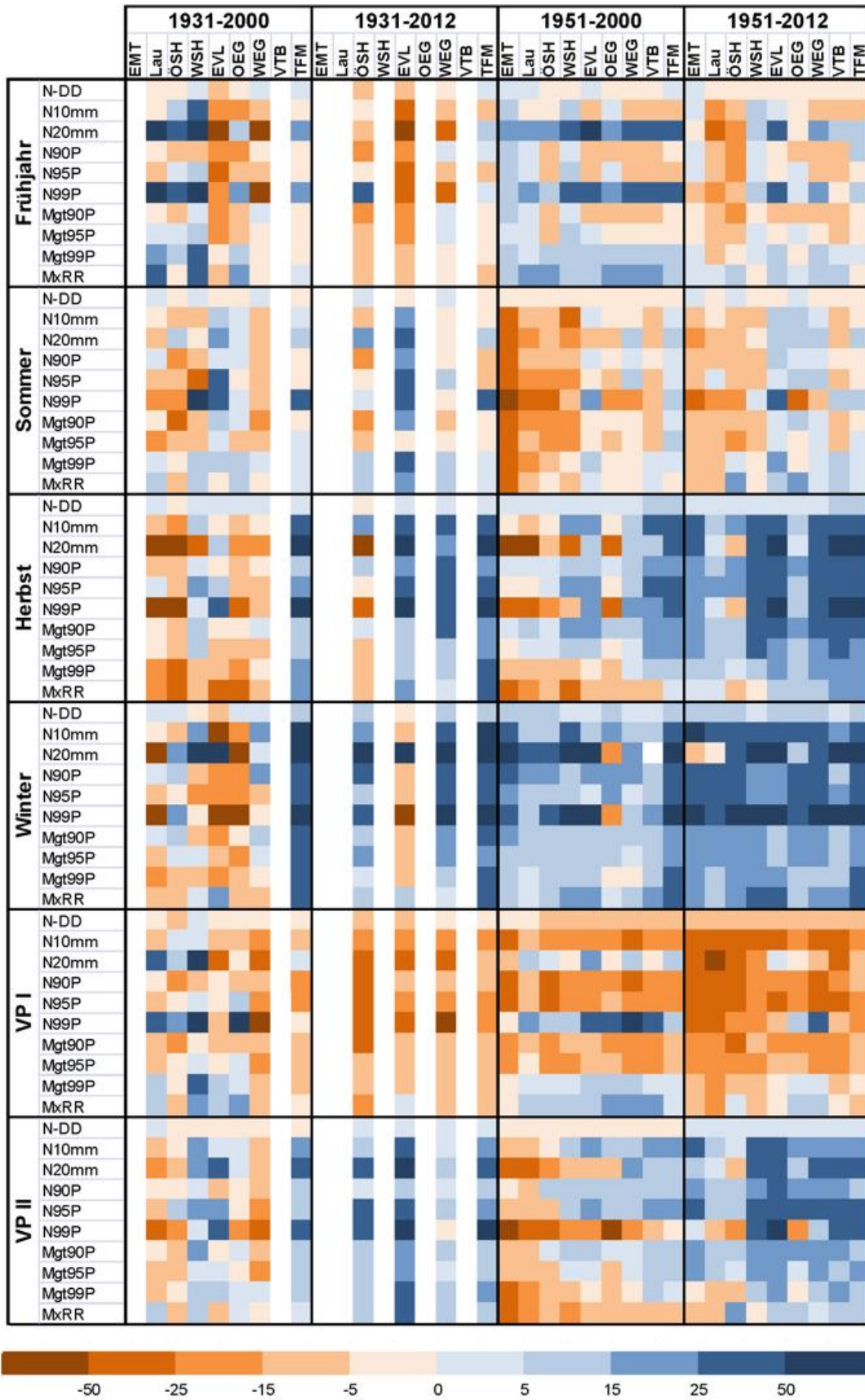


Abbildung 5.3-4: Vergleich der regionalen Starkniederschlagstrends für die Jahreszeiten und Vegetationsperioden unter Nutzung von zehn (Stark)Niederschlagsindizes für vier Analysezeiträume.

Die Trends der anderen die Häufigkeit von Starkniederschlagsereignissen bewertenden Indizes ähneln generell denen des 95. Perzentils (Abbildung 5.3-4). Die besonders extremen Ereignisse (N-20mm und N-99P) zeigen jedoch im Vergleich zu den moderaten Extremen (N-10mm, N-90P und N95P) häufig größere und zum Teil sogar entgegen gerichtete Trends der Häufigkeit. So hat die Häufigkeit extremer Starkniederschläge im Zeitraum 1951–2000 im Frühjahr deutlich zugenommen (+31 % für N-99P im Vergleich zu -2 % für N-95P). Dies zeigt sich auch in VP-I mit +24 % (N-99P) im Vergleich zu -19 % (N-95P). Auch im Winter fällt die Zunahme mit +37 % deutlich größer aus als für die moderaten Extreme (+16 %). Dagegen ist im Sommer die Häufigkeit extremer Starkniederschläge (N-99P: -17 %) etwas stärker zurückgegangen als die der moderaten Extreme (N-95P: -11 %,) und im Herbst sowie VP-II sind Rückgänge (-3 %, -26 %) anstelle von Zunahmetrends (+12 %, +5 %) beobachtet wurden. Diese über die Region gemittelten Trendangaben unterliegen deutlichen räumlichen Variationen, auf die im Abschnitt *Räumliche Variabilität* genauer eingegangen wird. Zudem hängen die Trends aufgrund der ausgeprägten zeitlichen Variabilität der Starkniederschlagshäufigkeit stark vom betrachteten Analysezeitraum ab. Dies wird im Abschnitt *Zeitliche Trendstabilität* näher diskutiert.

Abbildung 5.3-5 ermöglicht den Vergleich der Monatstrends aller verwendeten Indizes der Starkniederschlagshäufigkeit (jeweils Spalte 2 bis 6) und der Starkniederschlagsintensität (jeweils Spalte 7) für die Analysezeiträume 1951–2000 und 1951–2012. Vergleichend sind zudem die Trends der Trocken-tagshäufigkeit (Spalte 1) dargestellt.

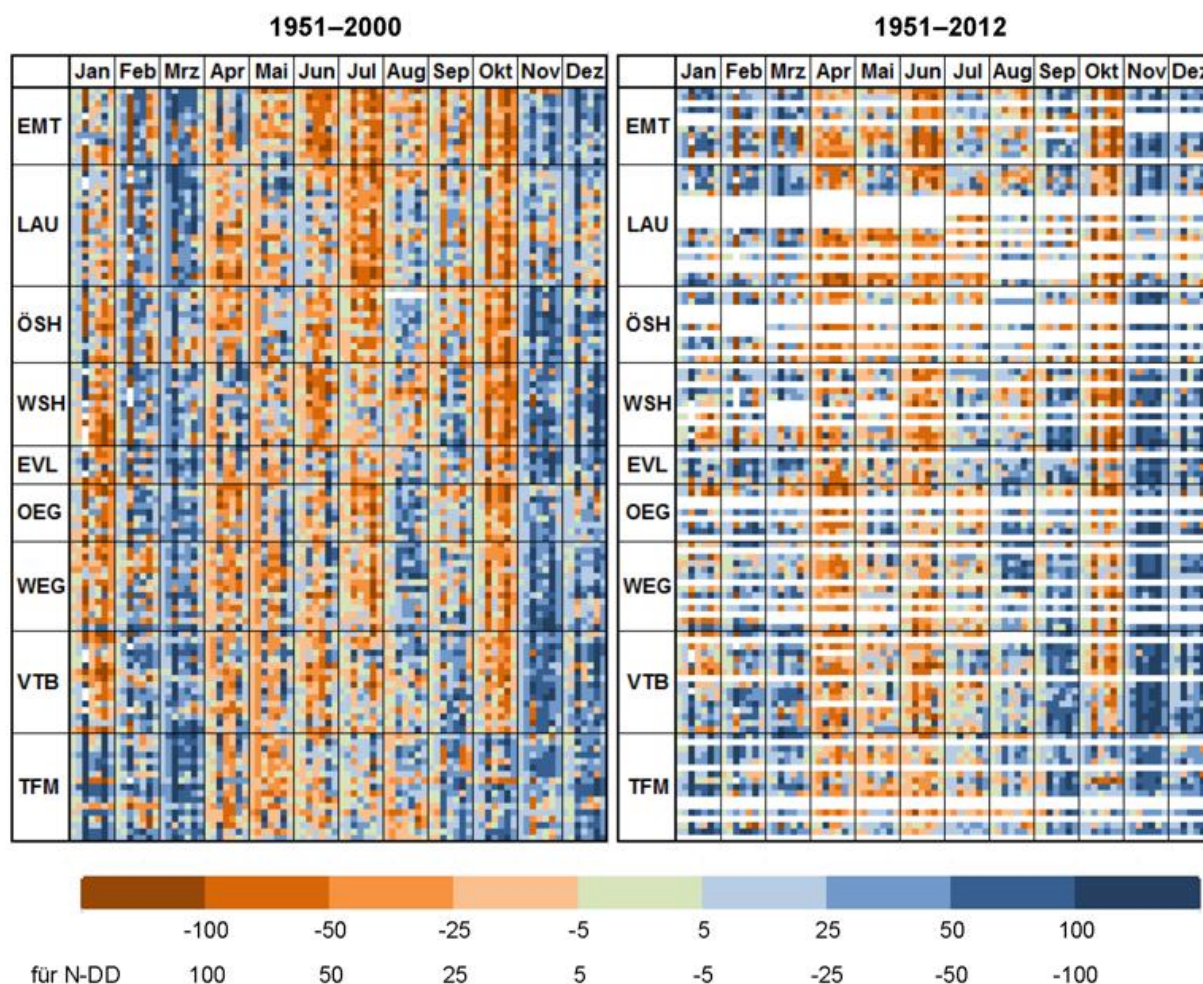


Abbildung 5.3-5: Übersicht über die monatlichen Starkniederschlagstrends an 118 Stationen in neun Regionen (Regionsabkürzungen siehe Tabelle 3.2-1) für sieben (Stark)Niederschlagsindizes (jeweils Spalte 1: N-DD, 2: N-10mm, 3: N-20mm, 4: N-90P, 5: N-95P, 6: N-99P, 7: Mx-RR; für Abkürzungen der Indizes siehe Tabelle 2.3-2) in den Analysezeiträumen 1951–2000 (links) und 1951–2012 (rechts).

Den Trends der Trockentagshäufigkeit am ähnlichsten sind zumeist diejenigen der Überschreitungshäufigkeit von 10 mm Tagesniederschlagshöhe (2. Spalte). Die größten relativen Trends werden zumeist für die Indizes N-20mm (3. Spalte) und N-99P (6. Spalte) beobachtet. Die Monatstrends solcher extremer Ereignisse sind jedoch sehr stark durch zufällige Ereignisse beeinflusst und sollten daher nicht überinterpretiert werden. Über alle betrachteten Indizes hinweg am einheitlichsten sind die Zunahmetrends im Zeitraum 1951–2000 für den Februar, März, November und Dezember. Verlängert man den Analysezeitraum um 12 Jahre, dann zeigen auch Januar und September überwiegend Anstiege der Starkniederschlagshäufigkeit. Überwiegend abgenommen haben die Starkniederschlagsereignisse seit 1951 im April, Juni, Juli und Oktober, wobei die Verlängerung des Analysezeitraums bis 2012 zu einer Intensivierung der Apriltrends und einer Abschwächung bis Umkehr der Julitrends führt. Die Abbildung 5.3-5 gibt zudem einen ersten Überblick über die räumliche Variabilität der Trends.

### *Räumliche Variabilität der Starkniederschläge*

Bedingt durch das räumlich oft stark begrenzte Auftreten individueller Starkniederschlagsereignisse unterliegen die berechneten Trends großen räumlichen Variationen. Insbesondere die Region TFM zeigt in einigen Monaten größere oder gar entgegen gerichtete Trends (z. B. Januar und Oktober mit Zunahmetrends) zu den anderen Regionen (Abbildung 5.3-5). Dabei hat die Starkniederschlagshäufigkeit über das gesamte Jahr betrachtet in dieser Region am stärksten zugenommen – insbesondere im Herbst und im Winter (Abbildung 5.3-4). Im nördlichen Tiefland Sachsens (Region EMT und z. T. auch WSH) sind im Zeitraum 1951–2000 die Abnahmen in der maximalen Starkniederschlagshöhe zwischen Juni und Oktober bzw. im Sommer am größten ausgefallen (Abbildung 5.3-2, und 5.3-4). Ab 1951 hat die Häufigkeit von Starkniederschlagsereignissen im August insbesondere im Erzgebirge (WEG, OEG) zugenommen, während die Trends in den anderen Regionen eher gleichbleibende bis abnehmende Häufigkeiten anzeigen. Im Osten Sachsens (LAS, ÖSH, OEG) sind im Zeitraum 1951–2012 die Zunahmen der Starkniederschlagshäufigkeit und -intensität im Herbst und in VP-II weniger groß ausgefallen als in den westlicher gelegenen Teilregionen (Abbildung 5.3-4). Je nachdem, welchen Analysezeitraum und welchen Index man betrachtet, fallen weitere regionale Charakteristika auf, die darauf hindeuten, dass selbst Trends über 50, 60 oder 70 Jahre stark von regionalen Einzelereignissen beeinflusst sind.

Exemplarisch sind für die beiden Vegetationsperioden sowie Herbst und Winter sowie die Trendkarten der Starkniederschlagshäufigkeit (N-95P) und der Starkniederschlagsintensität (Mx-RR) für die Zeiträume 1951–2000 (Abbildung 5.3-6) und 1951–2012 (Abbildung 5.3-7) dargestellt. Bis auf den Winter (überwiegend Zunahmen) zeigen die beiden Indizes in der Zeitscheibe 1951–2000 entgegen gerichtete Trends, während ihre Trends für den 12 Jahre längeren Zeitraum mit Ausnahme von VP-I in die gleiche Richtung zeigen. Der Einfluss der ersten 12 Jahre des 21. Jahrhunderts auf die Trends ist dabei für den Index Mx-RR in der VP-II sowie im Herbst am größten. Hier führen eine Reihe von besonders großen Tagesniederschlägen an vielen Stationen zu einer Trendumkehr von Abnahme- hin zu Zunahmetrends. Für den Index N-95P ist der Einfluss der Jahre ab 2001 auf die Trends ab 1950 weniger stark ausgeprägt. In VP-I bleibt es bei negativen Trends, die nun auch Nordostsachsen betreffen. In VP-II wird die räumliche Zweiteilung Sachsens – Zunahmetrends im Südosten und Abnahmetrends im Nordosten – aufgehoben und es überwiegen in ganz Sachsen Zunahmen der Starkniederschlagshäufigkeit. Im Herbst und Winter ist durch die Verlängerung der Zeitreihen eine leichte Intensivierung der Zunahmetrends zu verzeichnen.

Wie groß die räumliche Variabilität der Indexwerte über die Gesamtregion ist, hängt generell vom regionalen Mittelwert des jeweiligen Jahres ab. Geringe mittlere Starkniederschlagshäufigkeiten- und -intensitäten treten nur auf, wenn über die gesamte Region hinweg kaum Ereignisse bzw. geringe Intensitäten beobachtet wurden – also die räumliche Variabilität gering ist (Abbildung 5.3-8). Die größten mittleren Indexwerte sind dagegen mit einer großen räumlichen Spannweite der Stationswerte verbunden. Die Größe der Korrelation hängt vom betrachteten Index und der Jahreszeit ab. Generell sind die Korrelationen für die Häufigkeit besonders extremer Starkniederschläge (N-99P) sowie die maximale Niederschlagshöhe (MxRR) größer als für die Häufigkeit moderater Extreme (N-95P) – eine Ausnahme stellen nur die vergleichsweise geringen Korrelationen für die maximale Tagesniederschlagshöhe im Herbst dar. Über alle betrachteten Indizes hinweg sind die Korrelationen im Winter zumeist besonders groß.

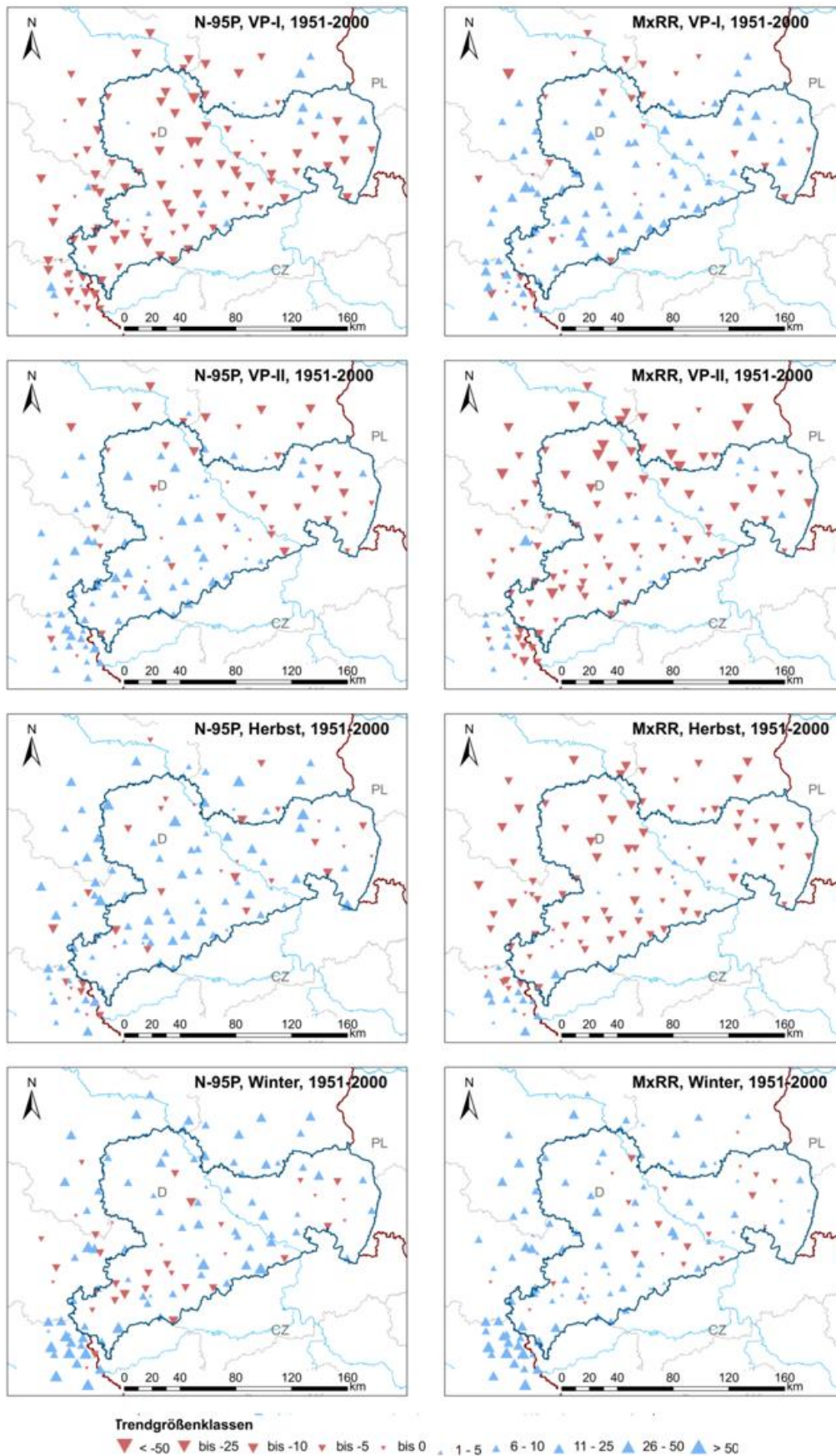


Abbildung 5.3-6: Trendkarten der Starkniederschlagshäufigkeit (N-95P; links) und der Starkniederschlagsintensität (MxRR; rechts) in den beiden Vegetationsperioden sowie im Herbst und im Winter für den Zeitraum 1951–2000.

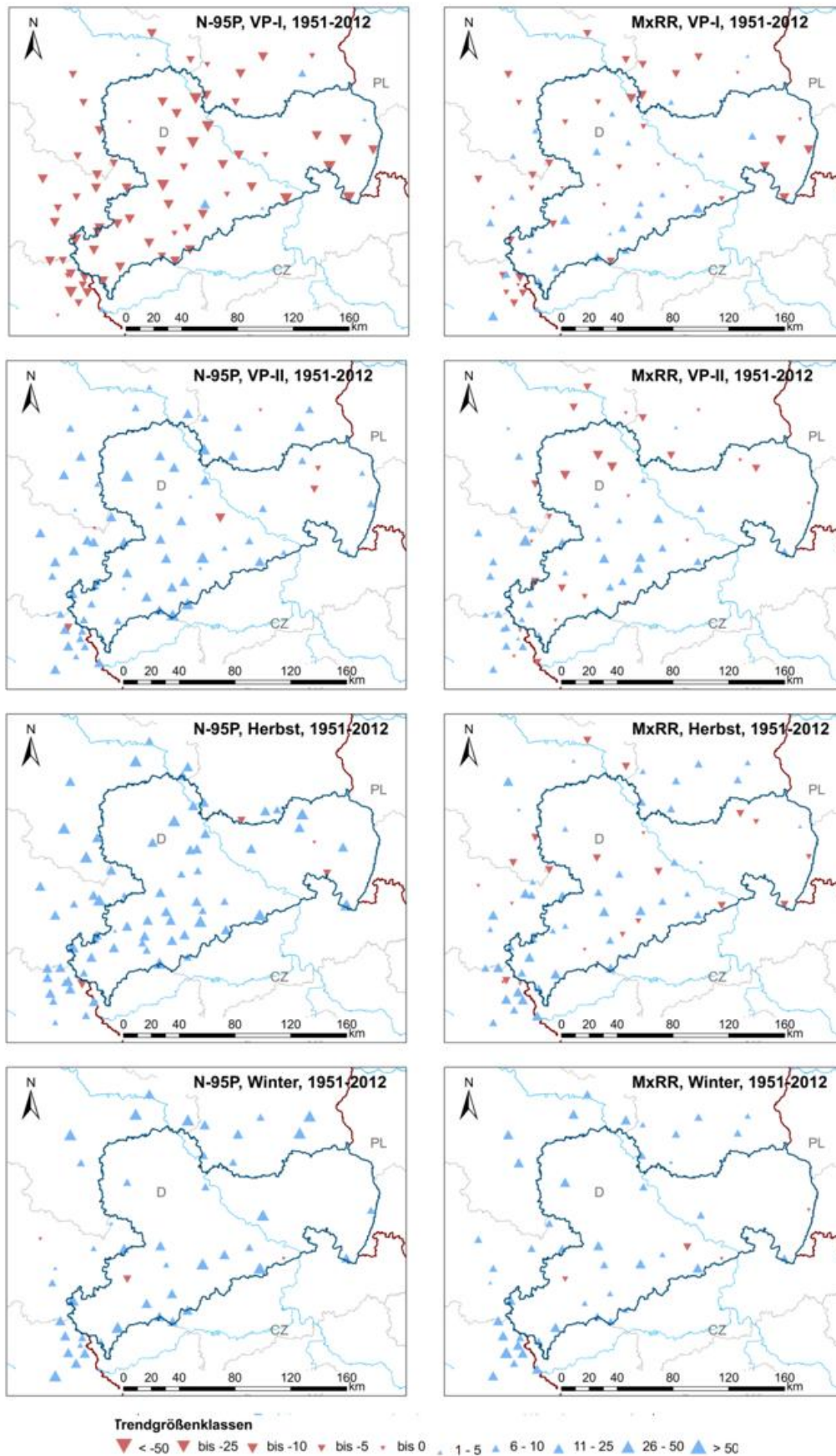


Abbildung 5.3-7: wie Abbildung 5.3-6, jedoch für den Zeitraum 1951–2012.

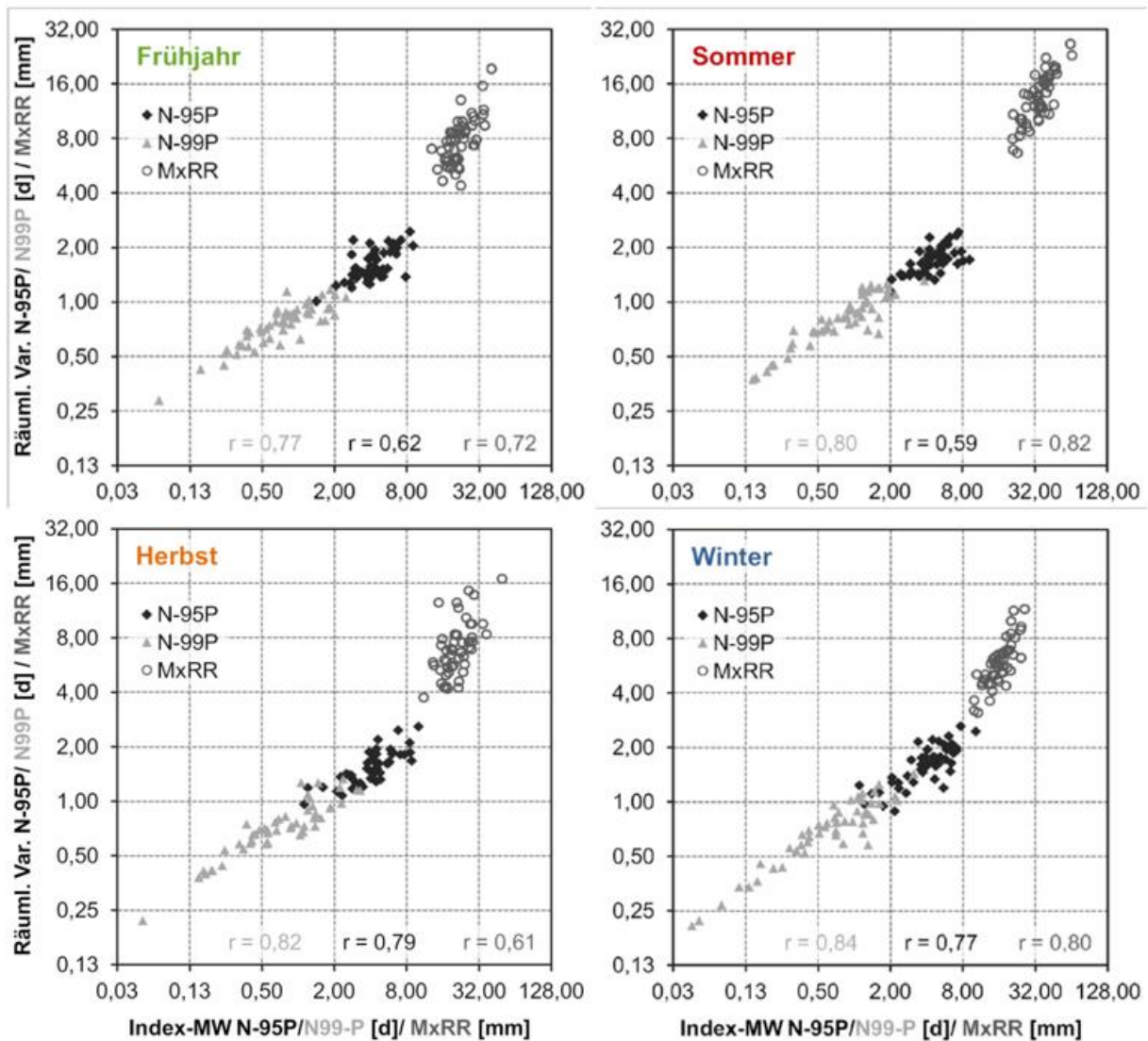


Abbildung 5.3-8: Zusammenhang zwischen der räumlichen Variabilität (gemessen als Standardabweichung der Stationswerte) der Starkniederschlagsindizes N-95P, N-99P und MxRR und den jeweiligen Jahresmittelwerten der Region im Zeitraum 1951–2000.

Betrachtet man die zeitlichen Veränderungen in der räumlichen Variabilität der Starkniederschlags-häufigkeit und -intensität (Abbildung 5.3-9), so erkennt man zu den meisten Jahreszeiten deutliche Schwankungen und bei nahezu allen Indizes und Jahreszeiten ab etwa den 1970er bis 1980er Jahren eine Tendenz zum Anstieg der räumlichen Variabilität (gemessen als Standardabweichung der Stationswerte). Im Allgemeinen ist der Verlauf der räumlichen Standardabweichung für die Überschreitungshäufigkeit des 95. und des 99. Perzentils sehr ähnlich, während die Variabilität der maximalen Tagesniederschlagshöhe in den meisten Jahreszeiten deutlich abweicht. Für den Herbst fällt auf, dass der zeitliche Verlauf der räumlichen Variabilität aller drei dargestellten Starkniederschlagsindizes sehr ähnlich ist – mit hohen Werten in den 1930ern, deutlichen Rückgängen in den 1940ern, in etwa gleichbleibenden Werten zwischen 1950 und 1990 und einem deutlichen Anstieg der Variabilität in den letzten 20–30 Jahren. Im Winter ist zumindest der Verlauf der räumlichen Variabilität von N-95P ähnlich, wie der soeben für den Herbst erläuterte – allerdings setzt der Anstieg schon etwas früher ein. Tendenziell hat die räumliche Variabilität – zumindest bei einer Betrachtung ab 1951 – im Herbst und im Winter zugenommen. Abnahmetendenzen sind dagegen für die VP-I (weniger ausgeprägt im Frühjahr) beobachtet wurden. Einen deutlichen Zunahmetrend zeigt nur die Zeitreihe der Variabilität des maximalen Tagesniederschlags im Sommer bzw. in VP-II. Generell sind die Trends jedoch im Vergleich zur Variabilität der Zeitreihe klein.

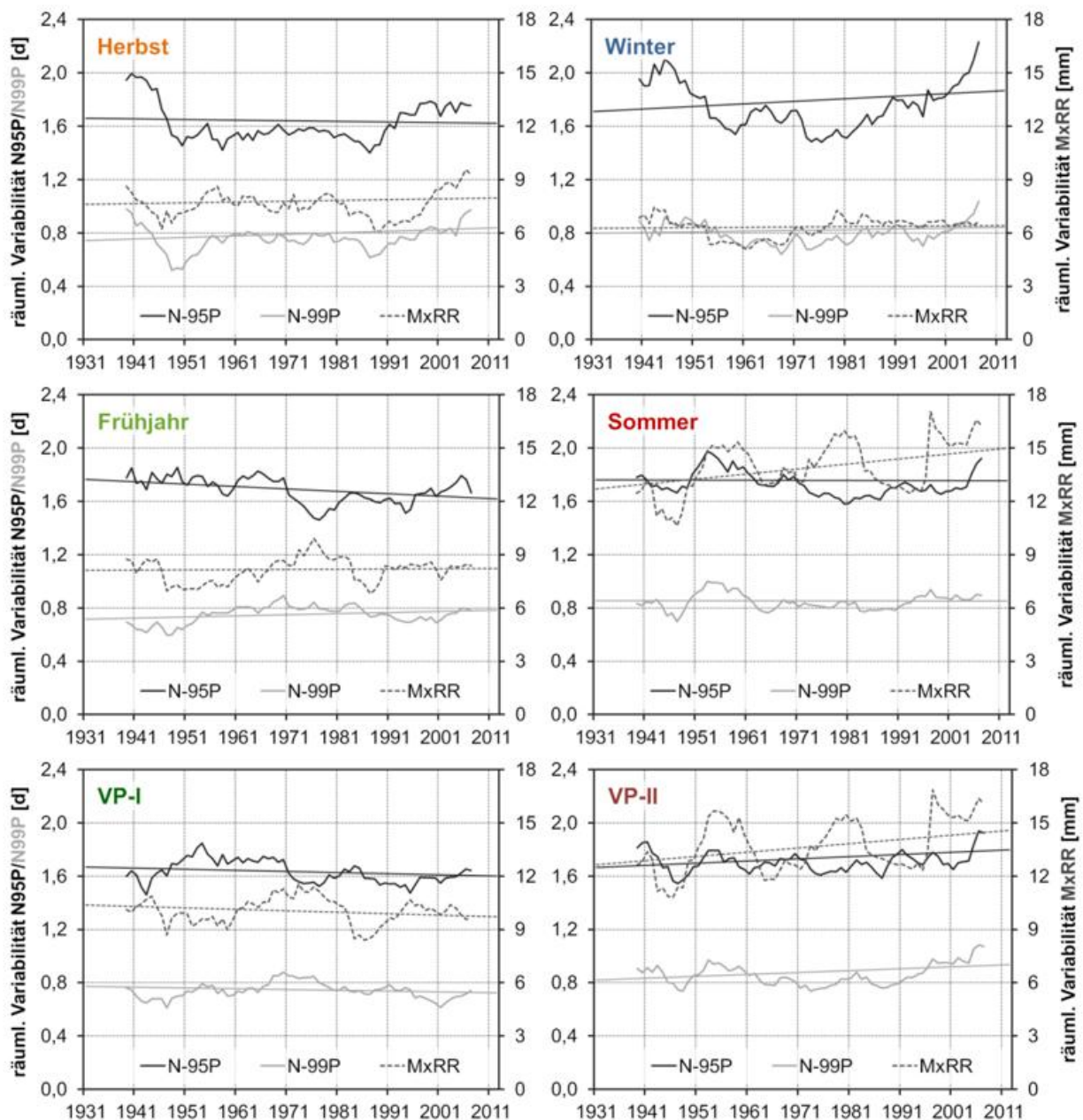


Abbildung 5.3-9: Zeitlicher Verlauf (11-jähriges gleitendes Mittel) und Trends (lineare Regression) der räumlichen Variabilität (gemessen als Standardabweichung über alle verfügbaren Stationen) für drei Starkniederschlagsindizes (N-95P, N-99P und MxRR) in Sachsen; 1931–2012.

### Zeitliche Stabilität der Trends

Wie bereits beschrieben, unterliegen die Starkniederschlagshäufigkeiten und -intensitäten nicht nur einer großen räumlichen sondern auch zeitlichen Variabilität. Daher sind die berechneten Trends stark vom Analysezeitraum abhängig und zeitlich wenig stabil. Vor allem die Einbeziehung der ersten 12 Jahre des 21. Jahrhunderts beeinflusst die Größe und zum Teil die Richtung der Trends sehr stark. In den meisten Jahreszeiten führt das Hinzuziehen dieser Jahre zu positiveren bzw. positiven anstelle von negativen Starkniederschlagstrends (Abbildung 5.3-4). Eine Ausnahme davon stellen nur VP-I sowie weniger ausgeprägt das Frühjahr dar, wo sich die Abnahmetrends in jüngster Zeit intensivieren. Die Betrachtung von Monatswerten (ab 1951) zeigt, dass der Einfluss der letzten 12 Jahre in den Monaten Januar, Juli, August und September (negativ  $\rightarrow$  positiv bzw. positiver), April und Juni (negativer bzw. positiv  $\rightarrow$  negativ) sowie November und Dezember (positiver) am deutlichsten zu Tage tritt (Abbildung 5.3-5). Dabei treten immer auch regionale Variationen und Besonderheiten auf. Vor 1931 sind die Trends der Gesamtregion etwas in Richtung der Region TFM verzerrt, da hier die meisten

Daten vorliegen. In den meisten Regionen sind vor 1951 weniger als drei Stationen verfügbar, so dass keine separaten subregionalen Trends berechnet wurden.

In Abbildung 5.3-10 ist der Verlauf der 50-Jahrestrends (als relative lineare Trends) im Untersuchungsgebiet für neun Starkniederschlagsindizes in den vier Jahreszeiten und beiden Vegetationsperioden dargestellt, beginnend mit dem Trendwert für 1931–1980 bis zu dem für 1963–2012. In den meisten Jahreszeiten sind deutliche Gemeinsamkeiten im Verlauf der Trendwerte für die verschiedenen Indizes zu erkennen, wobei die Trends für die Überschreitungshäufigkeit des 99. Perzentils (N-99P) und die Häufigkeit von Tagen mit mind. 20 mm Niederschlagshöhe (N-20mm) zumeist deutlich größer sind als die der restlichen Indizes. Besonders ähnlich sind die Trend der Indizes N-90P, N-95P, N-10mm, Mgt-90P und Mgt-95P. Generell ähneln die Trends der Indizes zur Charakterisierung der Starkniederschlagshäufigkeit denen, welche die Starkniederschlagsintensität beschreiben. Deutliche Unterschiede in der Trendrichtung, wie sie in den Trendkarten des Zeitraum 1951–2000 (Abbildung 5.3-6) für den Herbst und die beiden Vegetationsperioden sichtbar werden, sind eher die Ausnahme.

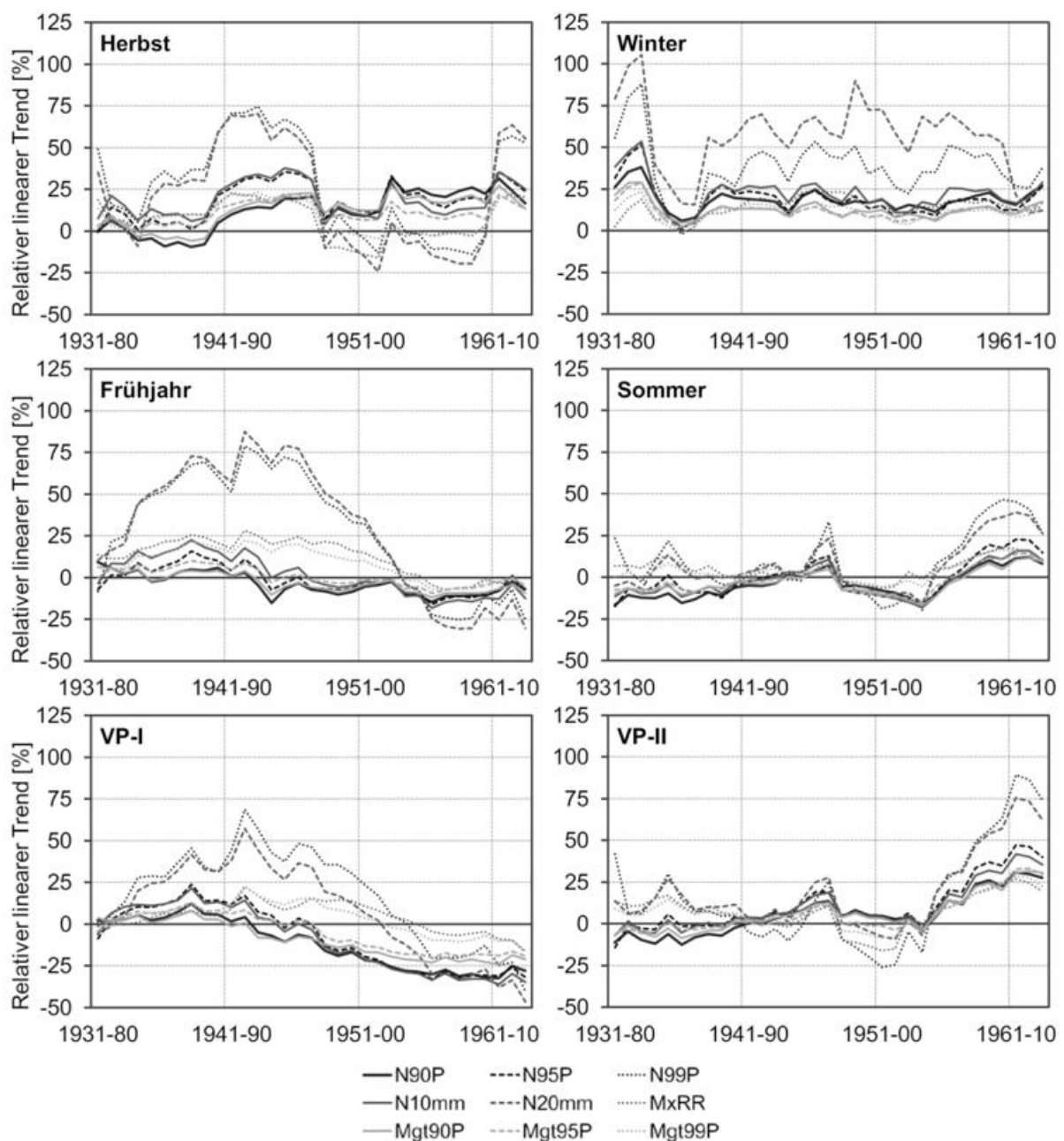


Abbildung 5.3-10: Zeitlicher Verlauf der jahreszeitlichen 50-Jahrestrends (relative linear Trends) von neun Starkniederschlagsindizes von 1931–1980 bis 1963–2012.

Der Großteil der 50-Jahrestrendwerte liegt im Bereich von -25 % bis +25 %. Größere Trends – für andere Indizes abgesehen von N-99P und N-20mm – wurden phasenweise im Herbst und Winter (Zunahmen) sowie zum Ende des Untersuchungszeitraumes hin in beiden Vegetationsperioden (Abnahme vom mehr als -25 % in der VP-I seit 1953–2002; Zunahme um mehr als +25 % in der VP-II seit ca. 1958–2007) beobachtet (Abbildung 5.3-10). Über das Untersuchungsgebiet zeitlich am stabilsten sind die Starkniederschlagstrends des Winters (50-Jahrestrendwerte fast aller Indizes liegen im Untersuchungszeitraum über Null) – nur Mitte der 1930er Jahre beginnende Trends zeigen einen „Einbruch“ der Zunahmetrends. Dies kann aber auch mit der geringeren Datenverfügbarkeit und dem räumlichen Bias der Indexwerte Richtung der Region TFM im Zeitraum vor 1950 zusammen hängen. Auch im Herbst liegen die meisten 50-Jahrestrends der untersuchten Indizes im positiven Bereich. Hier gab es jedoch v.a. für die Indizes N-20mm und N-99P zwischen 1948–1997 bis 1959–2008 einen „Einbruch“ der positiven Trendwerte in den negativen Bereich. Am meisten verändert haben sich die 50-Jahrestrends in den beiden Vegetationsperioden (Abbildung 5.3-10) – d.h. diese sind zeitlich am instabilsten. Während sich die Trends in VP-I von leicht positiven zu deutlich negativen Werten entwickelten, stiegen die Trends in VP-II von leicht negativen auf deutlich positive Werte. Dies gilt insbesondere für die moderaten Extreme (N-10mm, N-90P, N-95P, Mgt-90P und Mgt-95P). In VP-I ist diese Entwicklung gradueller als in VP-II und setzte etwa bei den in den 1940er Jahren beginnenden Trends ein, wohingegen die Trendwerte in VP-II erst seit 1955–2004 sprunghaft in den positiven Bereich kletterten.

Die räumlichen Charakteristika der 50-Jahrestrends sind für die Jahreszeiten für verschiedene Indizes der Starkniederschlagshäufigkeit in Abbildung 5.3-11 und solche der Starkniederschlagsintensität in Abbildung 5.3-12 illustriert. In den meisten Regionen sind erst ab 1951 für mindestens drei Stationen Daten verfügbar (Trendberechnung für Zeiträume mit mind. 90 % Datenverfügbarkeit). Ausnahmen stellen nur die Regionen VTB und ÖSH dar, wofür auch vor 1951 beginnende Trendanalysezeiträume dargestellt werden konnten. Gemeinsamkeiten in den regionalen Trendgrößen und -richtungen sind in allen Jahreszeiten v.a. zwischen den moderaten Extreme beschreibenden Indizes N-10mm und N-95P sowie zwischen den die extremeren Starkniederschlagsereignisse beschreibenden Indizes N-20mm und N-99P sichtbar (Abbildung 5.3-11). Dabei verlaufen die Entwicklungen der Starkniederschlagshäufigkeit für die moderaten Extreme räumlich einheitlicher als für die extremeren Ereignisse.

In allen dargestellten Indizes und dem Großteil der betrachteten Regionen ist für den Sommer ab ca. 1957–2006 ein Umbruch von Rückgangs- hin zu Zunahmetrends ersichtlich (Abbildung 5.3-11 und 5.3-12). In der Region TFM sowie abgeschwächt auch in den Regionen WEG und EVL sind die Sommertrends der Starkniederschlagshäufigkeit auch zuvor schon (z. T. durchgehend) im positiven Bereich. Im Frühling zeigen zeitweise die Regionen WSH und EMT Tendenzen zur Zunahme moderater Starkniederschlagsereignisse (Häufigkeit und Intensität), während in den anderen Regionen Abnahmetrends dominierten. Dagegen ist für die extremeren Starkniederschlagsereignisse ein deutlicher zeitlicher Umbruch der Frühjahrestrends (ca. 1955–2004) von positiven zu negativen Trends sichtbar. Nur im Erzgebirge (v.a. WEG und EVL) sowie für den Index Mx-RR in der Region ÖSH bleiben die Trends auch weiterhin überwiegend im positiven Bereich. Im Herbst verhält sich v.a. der Norden und Osten Sachsens (OEG, ÖSH, EMT, LAS) anders als der Westen und Süden (Starkniederschlagsabnahmen vs. -zunahmen) – insbesondere wenn die extremsten Ereignisse betrachtet werden. Erst ab 1961–2010 wurden regionenübergreifend positive Trends berechnet. Im Winter sind die Entwicklungen zumeist zeitlich und räumlich recht einheitlich. Auffällig sind für den Index N-20mm nur das entgegen den Zunahmetrends der restlichen Regionen gerichtete Trendverhalten des Osterzgebirges (OEG) und das Auftreten von Abnahmetrends seit ca. 1957–2006 in den nordöstlichen Regionen EMT und LAS.

### 5.3.2 Vergleich der Beobachtungs- und Klimaprojektionsdaten im Kontrollzeitraum

Die Berechnung der Starkniederschlagsindizes für die Klimaprojektionsdaten im Validierungszeitraum 1961–2000 zeigt, dass alle verwendeten Klimamodelle die grundsätzlichen Jahreszeitencharakteristika – häufigste und intensivste Starkniederschlagsereignisse im Sommer und geringste Starkniederschlagsaktivität im Winter – richtig wiedergeben (Abbildung 5.3-13). Erwartungsgemäß sind die Werte für VP-II etwas geringer als für den Sommer und die der VP-I etwas größer als für das Frühjahr. In

Abhängigkeit vom gewählten Index und der jeweiligen Jahreszeit zeigen die Modellläufe unterschiedlich große Abweichungen von den Beobachtungsdaten. Die jeweiligen prozentualen Abweichungen vom beobachteten Indexmittelwert im Zeitraum 1961–2000 sind in Abbildung 5.3-14 dargestellt. Der Großteil der Modellläufe (87 %) weist Abweichungen von weniger als  $\pm 20\%$  auf; für mehr als 60% liegen die Abweichungen sogar im Bereich von  $\pm 10\%$ . Dabei weichen die Modelle – insbesondere die auf statistischen Downscalingansätzen beruhenden – häufiger nach unten als nach oben ab (Abbildung 5.3-14). Vor allem die Häufigkeit von Starkniederschlägen (N-10mm, N-20mm) wird durch die statistischen Modelle zum Teil erheblich unterschätzt.

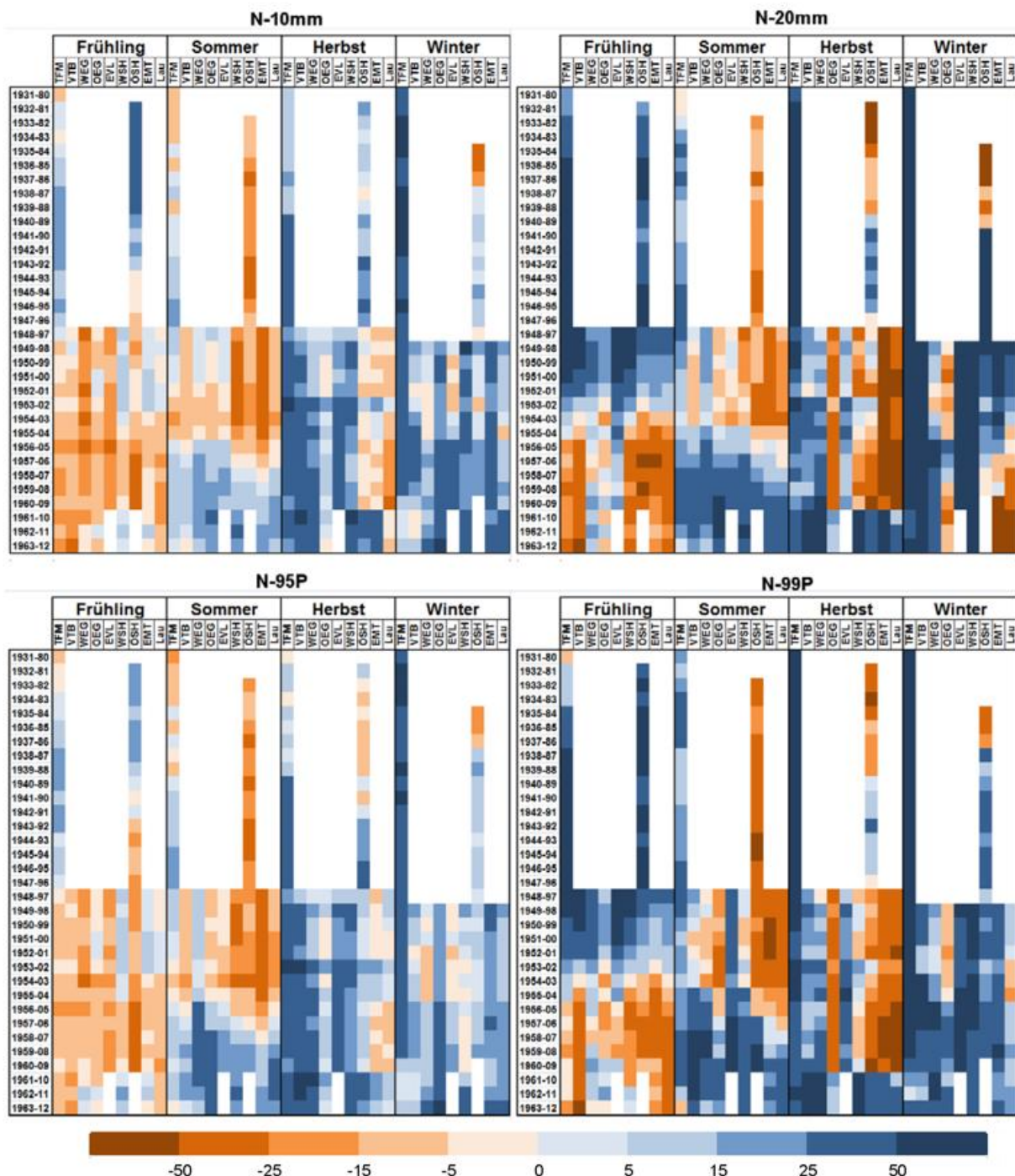


Abbildung 5.3-11: Regionale (Regionsabk rzigungen siehe Tabelle 3.2-1), jahreszeitliche 50-Jahrestrends für vier Indizes der Starkniederschlagshäufigkeit (N-10mm, N-20mm, N-95P und N-99P) im Zeitraum 1931–2012.

Vergleichsweise gut werden oft die besonders extreme Ereignisse widerspiegelnden Indizes  $M_x$ -RR und Mgt-99P. Im Frühjahr, Herbst und VP-I liegt für diese Indizes die Gesamtspannweite der Abweichungen von den Beobachtungsdaten über alle Modellläufe bei ca. 20 bis 30 %. Am deutlichsten wird die Starkniederschlagshäufigkeit und -intensität im Frühjahr und in VP-I unterschätzt. In den anderen Jahreszeiten werden die Beobachtungen im Ensemblemittel gut wiedergegeben. Ausnahmen stellen dabei nur der Index N-10mm für den Sommer, den Herbst und die VP-II sowie der Index N-20mm für den Winter dar – jeweils deutliche Unterschätzung insbesondere durch die statistischen Downscalingansätze.

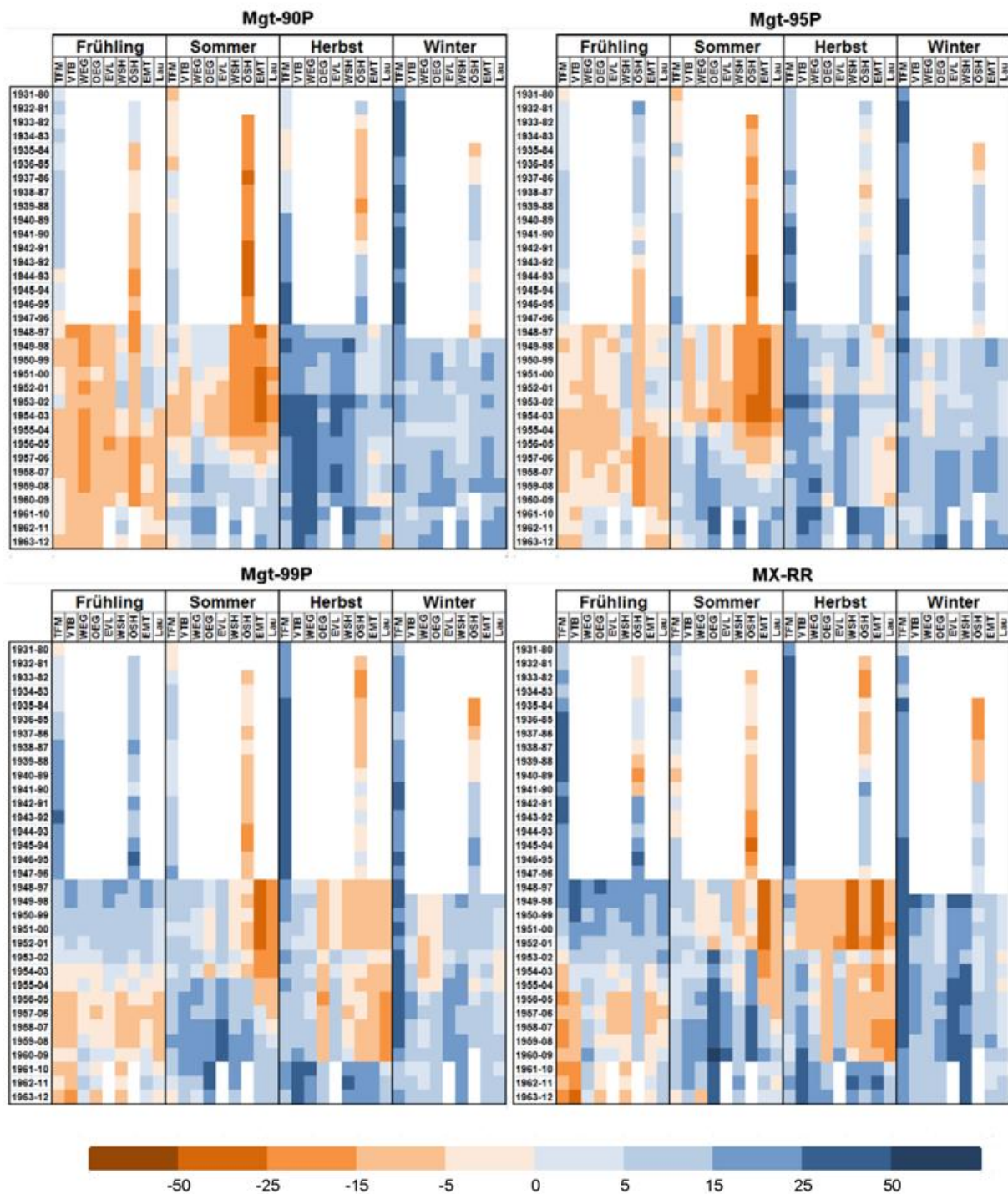


Abbildung 5.3-12: Regionale (Regionsabkürzungen siehe Tabelle 3.2-1), jahreszeitliche 50-Jahrestrends für Indizes der Starkniederschlagsintensität (Mgt-90P, Mgt-95P, Mgt-99P und  $M_x$ -RR) im Zeitraum 1931–2012.

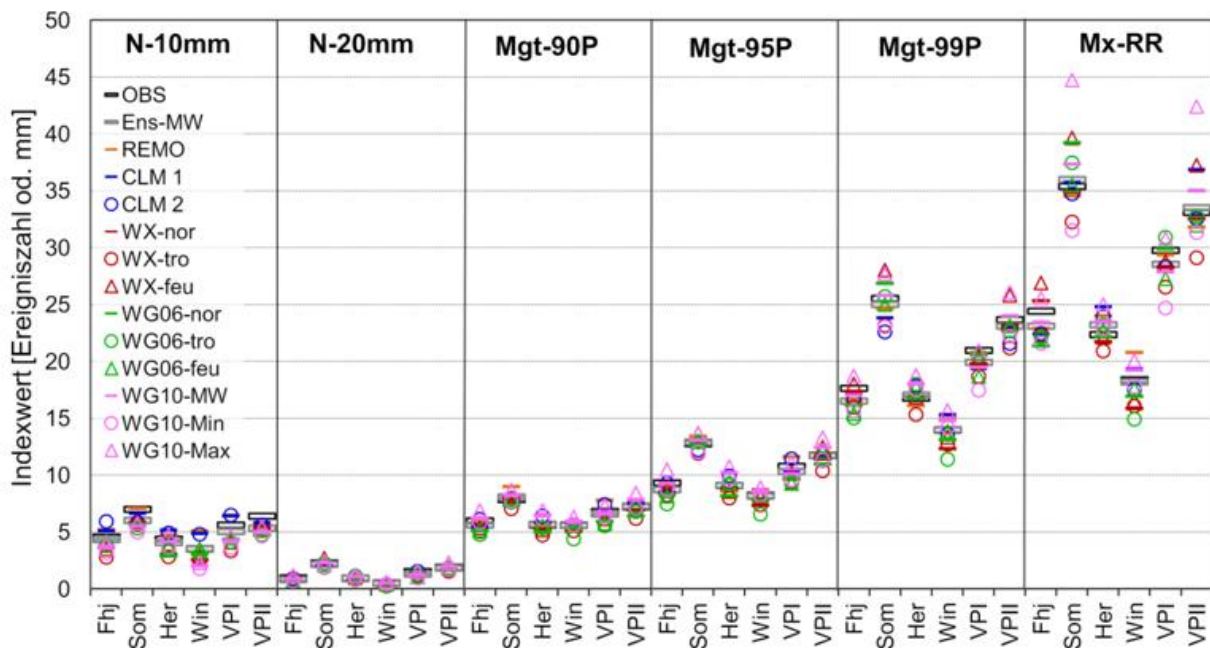


Abbildung 5.3-13: Validierung der fünf regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WX – WEREX IV, WG06 – WETTREG 2006 und WG10 – WETTREG 2010; ENS-MW: Ensemble Mittelwert) gegenüber den Beobachtungen (OBS) im Zeitraum 1961–2000 für sechs Starkniederschlagsindizes in den Jahreszeiten.

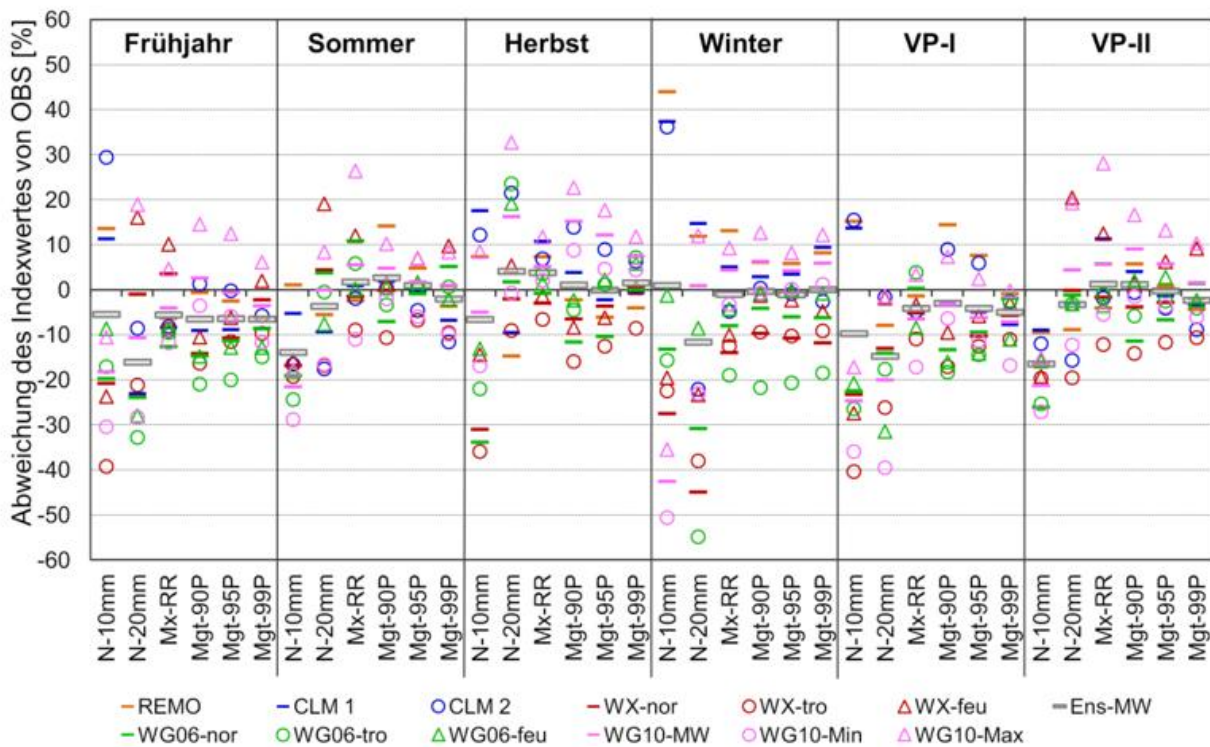


Abbildung 5.3-14: Vergleich der für die Modellläufe (CLM, REMO, WX – WEREX IV, WG06 – WETTREG 2006 und WG10 – WETTREG 2010; ENS-MW: Ensemble Mittelwert) berechneten Abweichungen (in Prozent) der Indexwerte von den Beobachtungsdaten (OBS) in den Jahreszeiten für die Periode 1961–2000.

Für einzelne Modelle sind die Abweichungen jedoch zum Teil erheblich und können bis zu etwa  $\pm 50\%$  reichen. In einigen Jahreszeiten zeigt sich für einige Indizes (meist die auf absoluten Schwellwerten beruhenden Überschreitungshäufigkeiten; N-10mm und N-20mm) eine deutliche Separierung der Läufe einzelner Klimamodelle. So ist beispielsweise die Abweichung der simulierten Überschrei-

tungshäufigkeit von 10 mm Tagesniederschlagshöhe (N-10mm) von den Beobachtungen im Winter für den Ensemblemittelwert nahe Null. Die Spannweite der einzelnen Modelle ist jedoch sehr groß; mit den größten Überschätzungen durch REMO (44 %), ebenfalls großen Überschätzungen durch CLM (37 %) und Unterschätzungen durch die statistischen Modelle WETTREG 2006 (-10 %), WEREX IV (-23 %) und insbesondere WETTREG 2010 (-43 %). Es fällt auf, dass die Überschreitungshäufigkeit von 20 mm im Winter durch WETTREG 2010 und REMO realistischer wiedergegeben wird als die von 10 mm, während die statistischen Modelle WEREX IV und WETTREG 2006 noch größere Unterschätzungen simulieren.

Vergleicht man den durch die regionalen Klimamodelle simulierten Jahresgang der Größe verschiedener Starkniederschlagsindizes mit dem beobachteten, so erkennt man in Abhängigkeit vom Index mehr oder weniger starke Unterschiede zwischen den Modellklassen (dynamisch und statistisch; Abbildung 5.3-15). Wie schon auf der Basis von Jahreszeitenwerten festgestellt, sind die Unterschiede für den Index N-10mm am größten. In fast allen Monaten überschätzen die dynamischen Modelle die Überschreitungshäufigkeit von 10 mm Tagesniederschlagshöhe (besonders ausgeprägt im Dezember), während die statistischen Modelle die beobachteten Häufigkeiten unterschätzen (insbesondere von Mai bis September). Ausnahmen bilden nur die Monate März, August und September. Im März liegen auch die statistischen Modelle nahe an den Beobachtungen; der August zeigt Unterschätzungen durch alle Modellläufe und im September, unterschätzt REMO die Auftrittshäufigkeit solcher Ereignisse. Für den extremen Schwellenwert von 20 mm Tagesniederschlagshöhe sind die Modellklassen nicht mehr voneinander separiert. Hier tendieren die dynamischen Modelle in einigen Monaten (z. B. März, April, August) sogar zu einer deutlicheren Unterschätzung der Auftrittshäufigkeit solcher Starkniederschlagsereignisse als die statistischen Modelle.

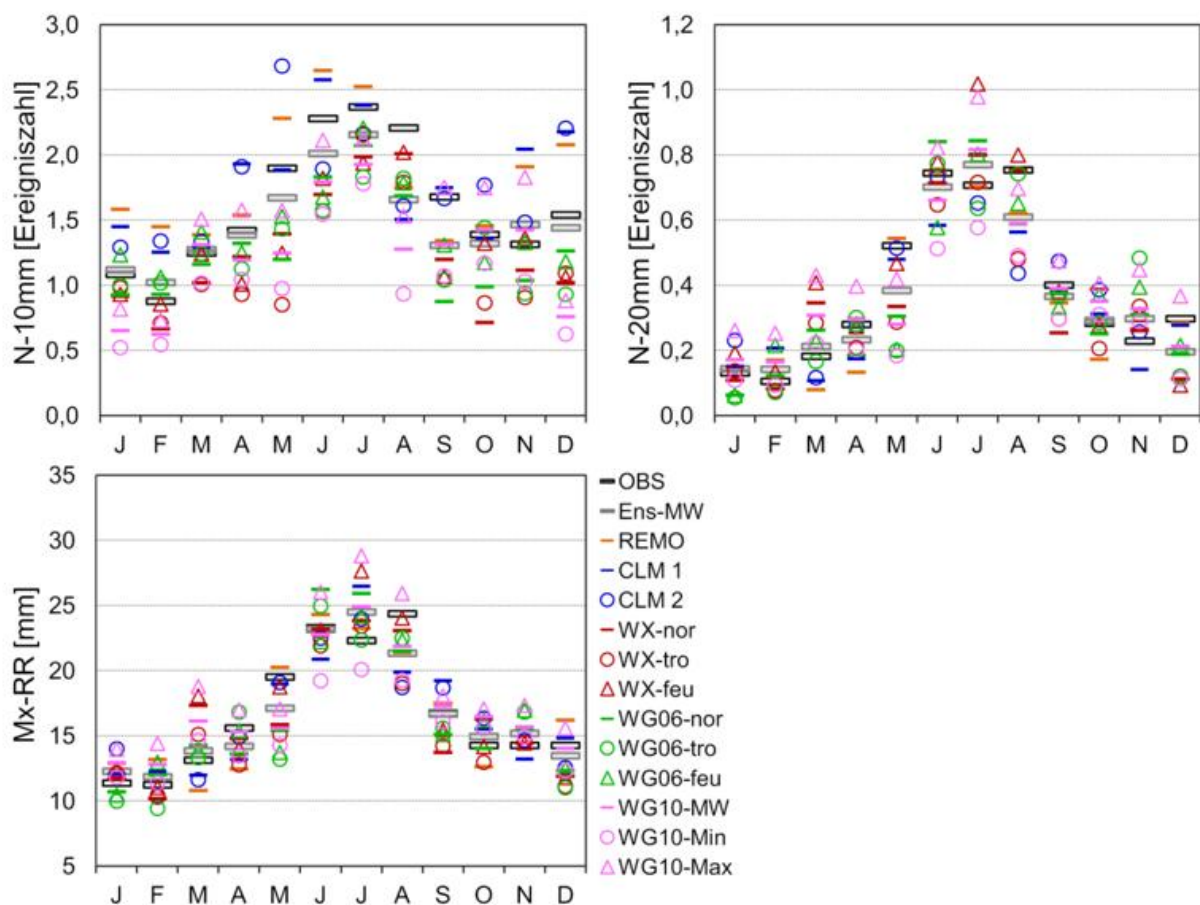


Abbildung 5.3-15: Validierung der fünf regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WX – WEREX IV, WG06 – WETTREG 2006 und WG10 – WETTREG 2010; ENS-MW: Ensemble Mittelwert) gegenüber den Beobachtungen (OBS) im Zeitraum 1961–2000 für drei Starkniederschlagsindizes im Jahresgang.

Auch für den Index N-20mm sind die negativen Abweichungen der Modellläufe von den Beobachtungswerten im August besonders groß und auch im Mai unterschätzt ein Großteil der (statistischen) Modellläufe die beobachtete Häufigkeit (Abbildung 5.3-15). Diese Charakteristik zeigt sich auch für den Index Mx-RR. Die meisten Klimaprojektionen simulieren die größten Tagesniederschlagshöhen für den Juli (Überschätzung der Beobachtungswerte), während in der Vergangenheit die größten Tagessummen im August auftraten (z. T. deutliche Unterschätzung durch Großteil der Modellläufe). Ansonsten geben die Klimamodelle den generellen Jahresgang gut wieder – beispielsweise mit den geringsten Tagesniederschlagshöhen im Januar und Februar.

Auch die Höhenabhängigkeit der Starkniederschlagsindizes bleibt in den Klimamodellen grundsätzlich erhalten (Abbildung 5.3-16). Problematisch ist die Bewertung der Kammlagen, die einen geringen Flächenanteil aufweisen und dadurch stärker von Zufallseinflüssen betroffen sind als die anderen drei betrachteten Höhenstufen. Für die Modelle CLM und WETTREG 2006 werden die Kammlagen aufgrund der geringen Zahl an Datenpunkten in dieser Höhenstufe nicht bewertet. Da diese beiden Modelle in den anderen Höhenstufen – v.a. im Sommer und Herbst – oft die größten Werte der Starkniederschlagsindizes aufweisen, kommt es im Ensemblemittel nun zu einer deutlichen Unterschätzung der beobachteten Starkniederschlagsintensität und -häufigkeit in den Kammlagen für die meisten Jahreszeiten. Für den Winter fällt auf, dass hier sowohl in den Beobachtungs- als auch den Klimaprojektionsdaten die größten Indexwerte für das Bergland erzielt werden und die Werte für die Kammlagen wieder abnehmen. In den anderen Jahreszeiten tritt ein kontinuierlicher Anstieg der Größe der Starkniederschlagsindizes vom Tiefland in die Kammlagen hinein auf. Hinsichtlich ihrer Charakteristik in der jahreszeitlichen Größe der Indexwerte ähneln sich die Indizes N-10mm und Mgt-95P sehr stark, während die Simulationen für die maximale Tagesniederschlagshöhe Mx-RR mehr Abweichungen zeigen.

### 5.3.3 Projizierte Klimaänderungssignale im 21. Jahrhundert

Hinsichtlich der zukünftig zu erwartenden Starkniederschlagshäufigkeiten und -intensitäten sind sich die innerhalb des Projektes REGKLAM verwendeten regionalen Klimamodelle recht uneins, so dass im Ensemblemittel die Änderungssignale zumeist nahe Null sind – also keine Veränderung in den Starkniederschlägen anzeigen. Während die dynamischen Modelle CLM und REMO in den meisten Jahreszeiten (außer dem Sommer) zunehmende Starkniederschläge projizieren, tendieren die statistischen Modelle zu abnehmenden Starkniederschlagsereignissen in allen Jahreszeiten (Abbildung 5.3-17 bis Abbildung 5.3-19). Vor allem das Modell WETTREG 2010 zeigt große Abnahmen der Starkniederschläge – auch im Winter, während die anderen Modelle v. a. zum Ende des 21. Jahrhunderts hin deutliche Zunahmen der Starkniederschlagshäufigkeit und -intensität simulieren. Dies passt zur allgemeinen simulierten Niederschlagsentwicklung der Klimamodelle, bei denen WETTREG 2010 mit seinen abnehmenden Winterniederschlagssummen heraussticht. WETTREG 2010 fällt auch durch die große Bandbreite der durch die zehn untersuchten Realisierungen abgedeckten Trends auf – die Entwicklung der Starkniederschlagsereignisse unterliegt also einer großen natürlichen Variabilität. Für die anderen Modelle wurde eine deutlich kleinere Anzahl an Realisierungen betrachtet. Dies kann auch eine Erklärung für die vergleichsweise große Bandbreite sein.

Im Allgemeinen sind die Trends der verschiedenen Starkniederschlagsindizes auch in den Klimaprojektionsdaten sehr ähnlich (z. B. Abbildung 5.3-17). Dies trifft vor allem auf die moderaten Extreme (z. B. N-10mm und N-95P) zu. Vor allem im Sommer und Herbst simuliert ein Großteil der (statistischen) Klimamodelle abnehmende Starkniederschlagshäufigkeiten. Dieser Rückgang ist für den Index N-10mm im Sommer sowie in VP-II zum Ende des 21. Jahrhunderts am stärksten ausgeprägt (Abnahme im Ensemblemittel um 1,0 bis 1,3 Ereignisse; einzelne Klimamodellläufe auch bis -2,7 Ereignisse). Für die Häufigkeit extremerer Starkniederschlagsereignisse (N-99P) und die maximale Tagesniederschlagshöhe (Mx-RR) zeigen einige Modellläufe auch positive Trends, so dass das Ensemblemittel um Null liegt.

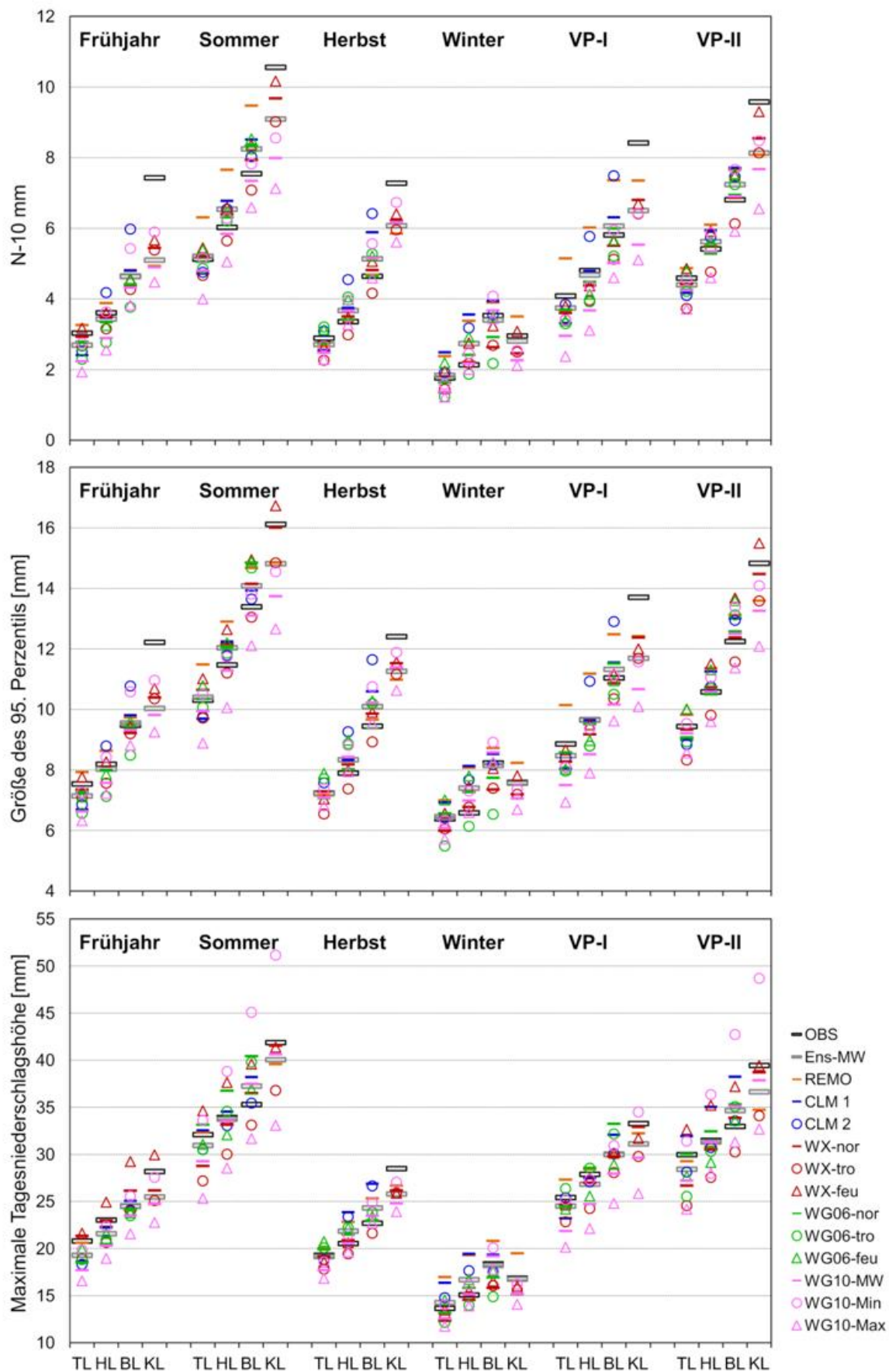


Abbildung 5.3-16: Wiedergabe der Höhenabhängigkeit (TL: Tiefland, HL: Hügelland, BL: Bergland, KL: Kammlagen) von drei Starkniederschlagsindizes (N-10mm, Mgt-95P und MxRR) durch die regionalen Klima-projektionen im Zeitraum 1961–2000.

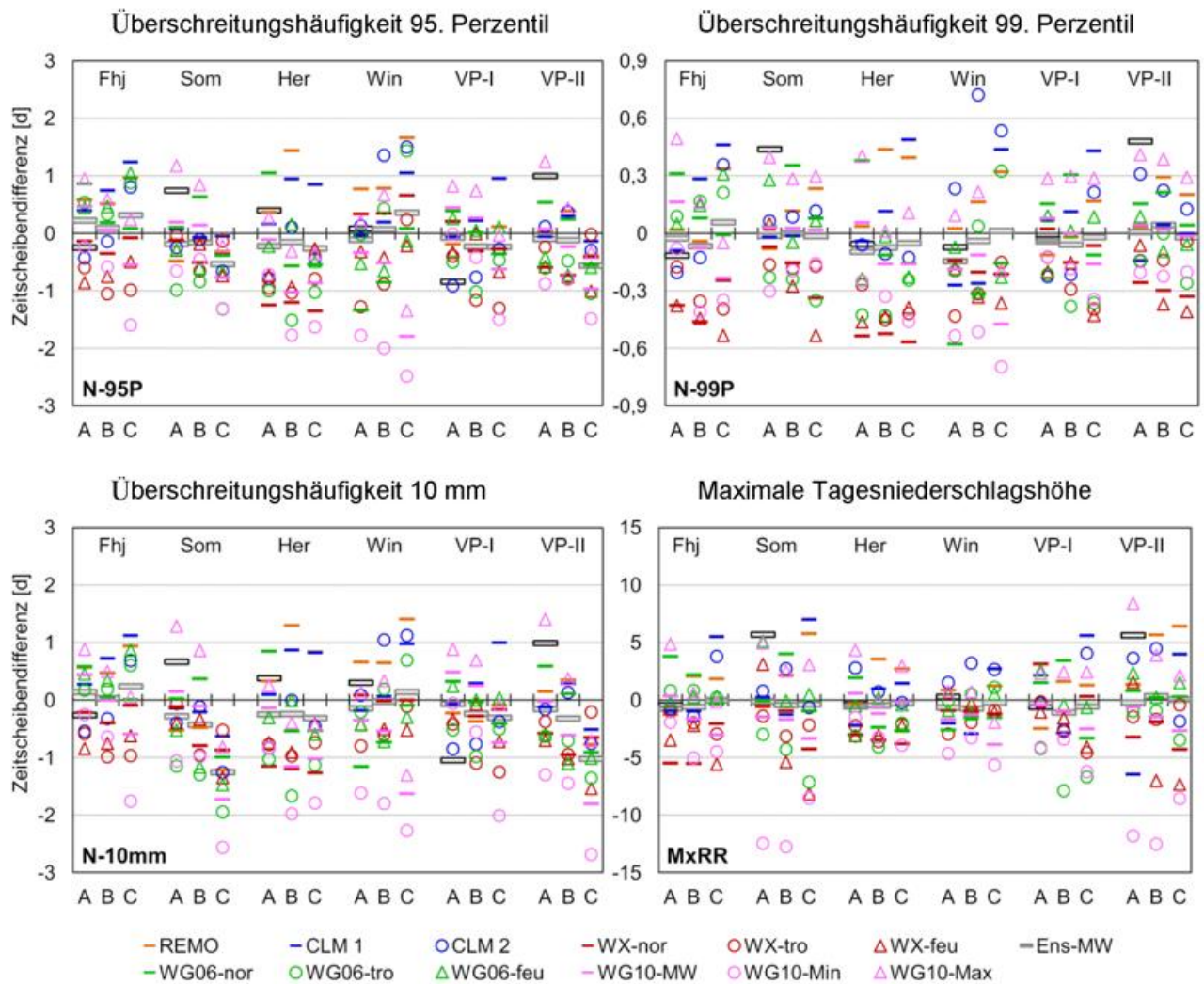


Abbildung 5.3-17: Änderungssignale für vier Starkniederschlagsindizes in den Beobachtungsdaten für 1991–2012 (Zeitscheibe A) sowie von fünf regionalen Klimamodellen unter dem Emissionsszenario A1B für drei Zeitscheiben (A: 1991–2020, B: 2021–2050, C: 2071–2100) gegenüber der Referenzperiode 1961–1990.

Das Modell WEREX IV fällt durch seine über alle betrachteten Indizes und Zeitscheiben hinweg im Durchschnitt am größten simulierten Abnahmen in der Häufigkeit und Intensität von Starkniederschlagsereignissen auf (Abbildung 5.3-17). Nur im Winter in der Zeitscheibe 2071–2100 zeigt WETTREG 2010 deutlich größere Abnahmesignale – v.a. für die moderaten Extreme. Das Modell WETTREG 2006 fällt durch positive Starkniederschlagstrends in allen drei betrachteten Zeitscheiben im Frühjahr (weniger in der VP-I) auf. Trotz des prinzipiell gleichen Downscaling-Ansatzes der Modelle WEREX IV, WETTREG 2006 und WETTREG 2010 unterscheiden sich die simulierten Starkniederschlagstrends zum Teil erheblich. Die im Lauf der Modellentwicklung vorgenommenen Anpassungen in der Wetterlagenklassifizierung haben also einen erheblichen Einfluss auf die für das 21. Jahrhundert simulierten Starkniederschlagstrends.

Betrachtet man nicht die Zeitscheibendifferenzen zur Referenzperiode sondern die linearen Trends für das 21. Jahrhundert (2001–2100), so unterscheidet sich das Modell WETRREG 2010 hinsichtlich der simulierten Starkniederschlagstrends noch deutlicher von den anderen Modellen (Abbildung 5.3-18 und Abbildung 5.3-19). Im Jahresverlauf weist es in fast allen Monaten und für alle untersuchten Starkniederschlagsindizes die größten Rückgangstrends auf (Abbildung 5.3-18). Besonders einheitlich – d. h. über alle zehn Modellrealisierungen hinweg ähnlich – sind die von WETTREG 2010 simulierten Starkniederschlagsabnahmen für die moderaten Starkniederschlagsereignisse im April bis Juni sowie im August, November und insbesondere Dezember (ca. -30 bis -90 %). Für die extremeren Indizes (N-99P und Mx-RR) liegt zumeist wenigstens eine Realisierung von WETTREG 2010 im positiven Bereich. Abgesehen von WETTREG 2010 simulieren nahezu alle anderen Modellläufe zuneh-

mende Starkniederschläge in den Wintermonaten Dezember bis Februar. Im November weist neben WETTREG 2010 insbesondere WETTREG 2006 negative Trends auf, während die anderen Modelle noch im positiven Bereich liegen. Dagegen simulieren die meisten Modelle abnehmende Starkniederschlagshäufigkeiten – insbesondere für die moderaten Extreme – in den klassischen Sommermonaten Juli bis August. Das Regionalmodell REMO tendiert in den Sommermonaten (v. a. Juni und Juli) eher zu einer Intensivierung der Extremniederschläge, denn zu einer Häufung moderater Starkniederschlagsereignisse.

Generell liegt das Ensemblemittel der monatlichen Starkniederschlagstrends aufgrund der großen Bandbreite der Trends der einzelnen Klimamodellrealisierungen im Bereich von  $\pm 30\%$  – in etwa 50 % der Fälle (für die Indizes N-10/20mm, N-90/95/99P und Mx-RR) sogar im Bereich  $\pm 10\%$  (Abbildung 5.3-18). Die größten Trends werden dabei für einzelne Modellrealisierungen (+333 % für WETTREG 2006 trockenem im Dezember; -241 % für die Realisierung 33 von WETTREG 2010 im Februar) sowie das Ensemblemittel (+48 % im Dezember) für den Index N-20mm erreicht (ohne Abbildung).

Eine Verstärkung des bereits beobachteten Höhengradienten der Häufigkeit und Intensität von Starkniederschlagsereignissen ist in den regionalen Klimaprojektionen nicht sichtbar (Abbildung 5.3-19). Für die meisten Klimamodelle ist in einem Großteil der Jahreszeiten keine konsistente Intensivierung oder Abschwächung der Trends in Abhängigkeit von der Höhenstufe der Datenpunkte sichtbar. Eine Tendenz zur Höhenstufenabhängigkeit der Trends moderater Starkniederschlagsereignisse (für WETTREG 2010 auch Mx-RR) ist am ehesten im Sommer sowie den beiden Vegetationsperioden für die Modelle WEREX IV und WETTREG 2010 zu erkennen, wo die Trends mit zunehmender Höhenlage weniger stark negativ sind bzw. größere positive Werte annehmen.

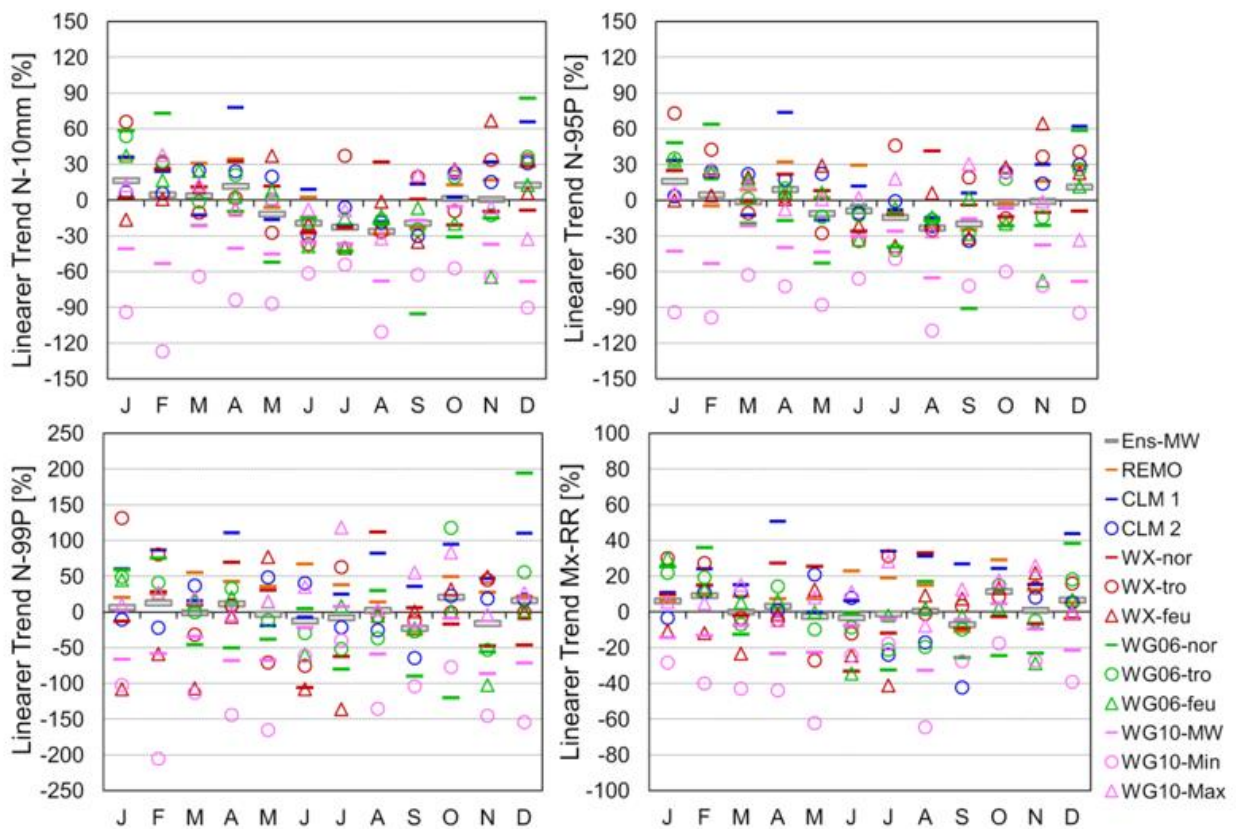


Abbildung 5.3-18: Veränderungen (relative lineare Trends für 2001–2100) der Starkniederschlagshäufigkeit (N-95P und N-99P) und der Starkniederschlagsintensität (Mx-RR) im Jahresgang.

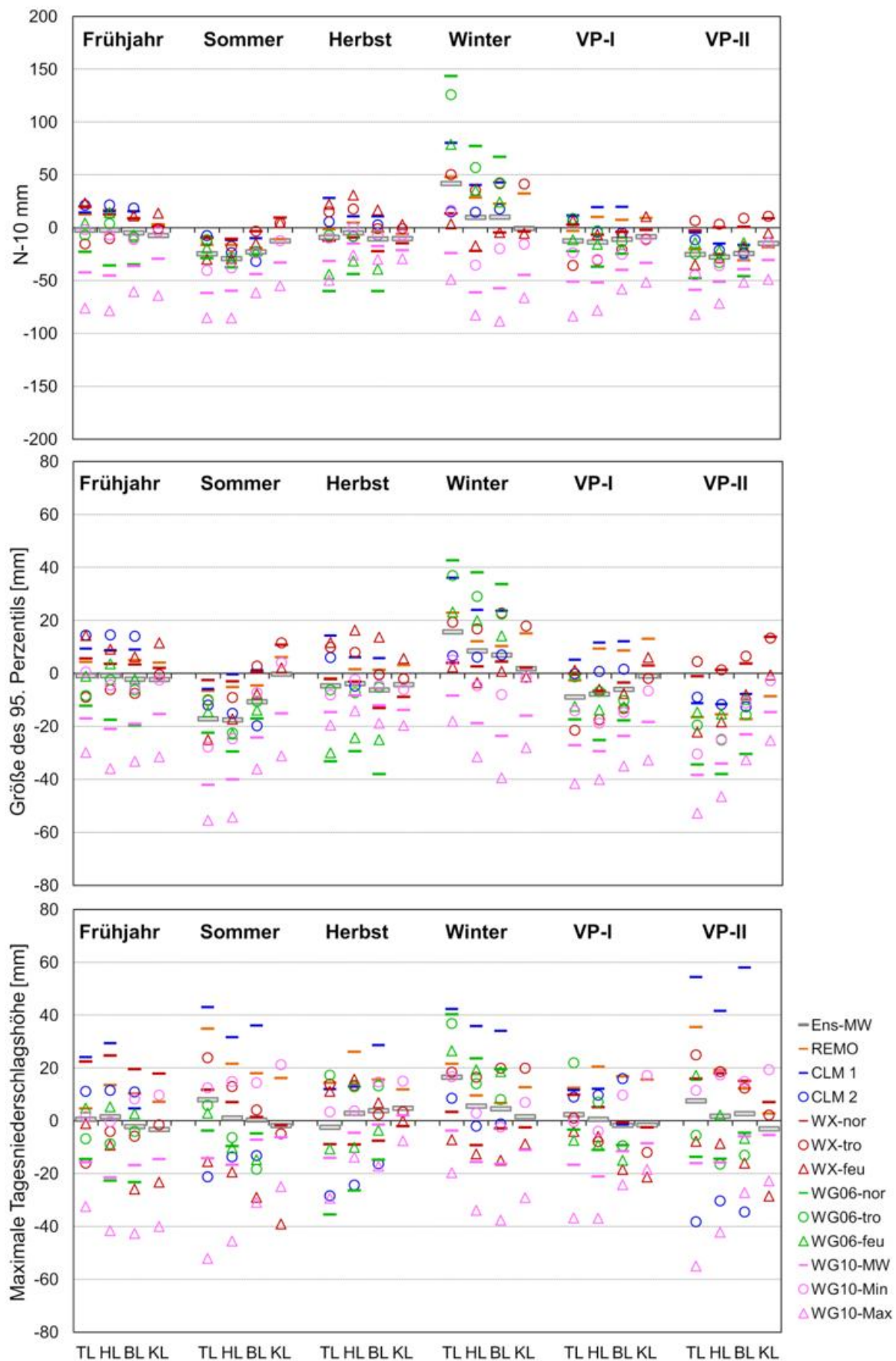


Abbildung 5.3-19: Höhenabhängigkeit (TL: Tiefland, HL: Hügelland, BL: Bergland, KL: Kammlagen; Höhenstufeneinteilung siehe Abbildung 3.2-6) der Starkniederschlagstrends (relative lineare Trends für 2001–2100) am Beispiel der Indizes N-10mm, Mgt-95P und Mx-RR.

Die Abhängigkeit der im Ensemblemittel simulierten Starkniederschlagstrends in den Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 vom gewählten Emissionsszenario ist am Beispiel der Indizes N-95P, N-99P und Mx-RR in Abbildung 5.3-20 dargestellt. Mitte des 21. Jahrhunderts ist der Unterschied zwischen den Emissionsszenarios noch recht klein. Die größten Unterschiede treten dabei im Herbst auf – sie sind jedoch eher auf die unterschiedliche Zahl an Ensemblemitgliedern und den Ausfall einzelner Modellklassen zurückzuführen als auf wirkliche Unterschiede in den Treibhausgasemissionen, wie der Vergleich des Szenariomittels von A1B für alle Modelle im Vergleich zur Betrachtung nur der statistischen Modelle zeigt. Zum Ende des 21. Jahrhunderts werden die Unterschiede zwischen den Ensemblemittelwerten der verschiedenen Emissionsszenarios etwas größer. Die Unterschiede sind jedoch immer noch weitgehend auf die unterschiedliche Zusammensetzung der Ensembles zurückzuführen.

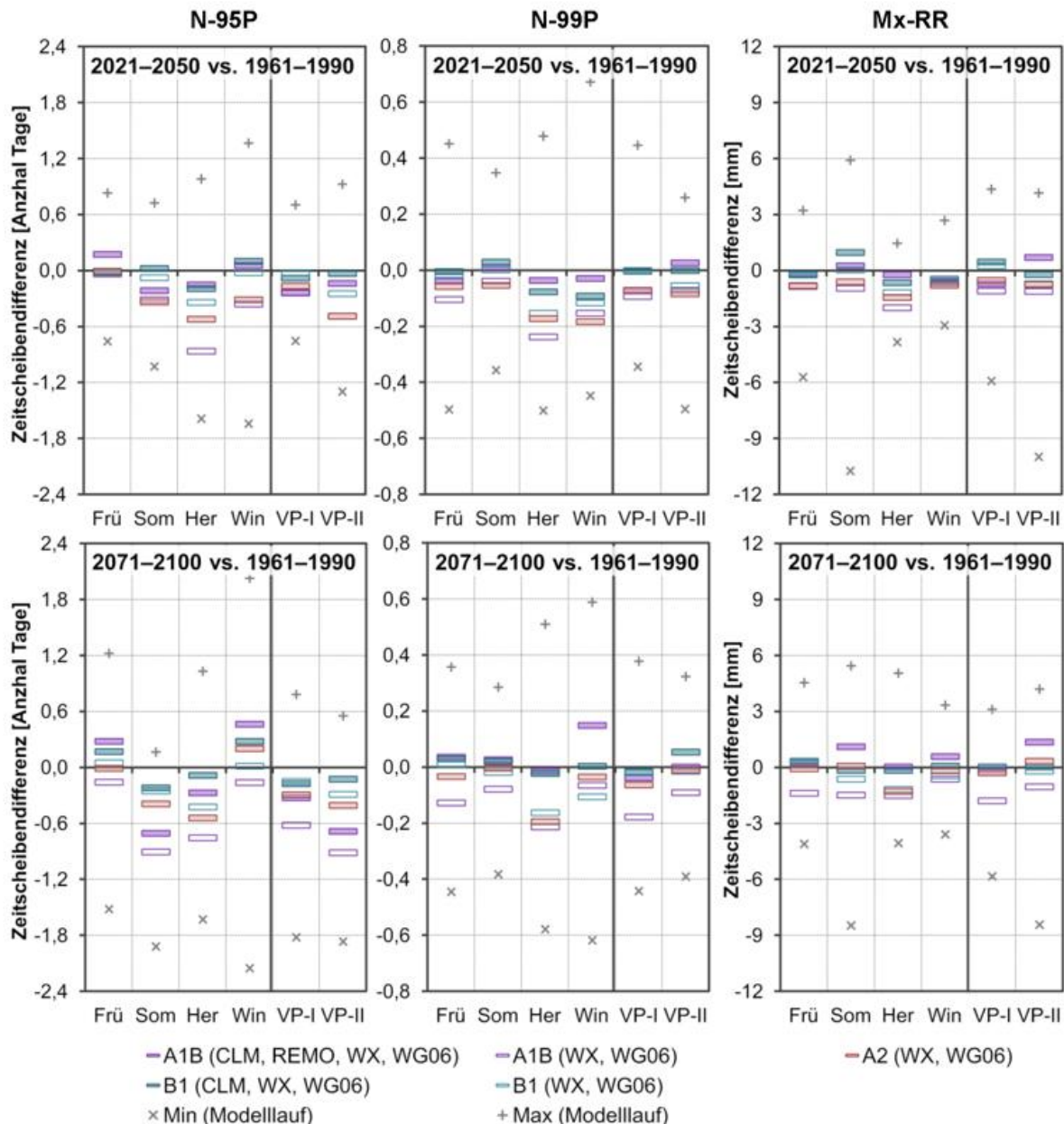


Abbildung 5.3-20: Abhängigkeit der Starkniederschlagstrends (Zeitscheibendifferenzen für 2021–2050 und 2071–2100 vs. 1961–1990) von der Wahl des Emissionsszenarios am Bsp. der Indizes N-95P, N-99P und Mx-RR.

### 5.3.4 Konsistenz der beobachteten und projizierten Änderungssignale

Für die Starkniederschlagsindizes ist das beobachtete und projizierte Trendverhalten als wenig konsistent zu bewerten. Schon der Vergleich der Zeitscheibendifferenzen von 1991–2012 für die Beobachtungen und 1991–2020 für die Klimamodelldaten gegenüber der Referenzperiode 1961–1990 zeigt, dass die Klimaprojektionen die jüngsten Veränderungen in der Häufigkeit und Intensität von Starkniederschlägen nicht nachvollziehen können (Abbildung 5.3-17). Vor allem die deutliche Häufung und Intensivierung von Starkniederschlägen im Sommer bzw. in VP-II wird durch die Klimamodelle nicht abgebildet – diese tendieren eher zur Projektion abnehmender Starkniederschläge im Sommer.

Der über 30 Jahre geglättete Verlauf der Intensität von Starkniederschlagsereignissen (Mx-RR) sowie ihrer Häufigkeit (N-95P und N-99P) ist für die vier Jahreszeiten in Abbildung 5.3-21 sowie Abbildung 5.3-22 dargestellt. Da die Analyse des Jahresganges zeigte, dass die Modelle die deutlichsten Entwicklungen für die Sommer- (und Winter-)monate simulieren, wird auf die entsprechende Darstellung für die Vegetationsperioden verzichtet. Diese bilden im Wesentlichen das Frühjahr (VP-I) und den Sommer (VP-II) ab und weisen nicht die für die Beobachtungen charakteristischen Unterschiede in den Vegetationsperioden-Trends (Abnahme in VP-I und Zunahme in VP-II) auf. Die Klimamodelle tendieren eher zur Simulation leicht zunehmender Starkniederschlagshäufigkeiten im Frühjahr und Abnahmetrends im Sommer (Abbildung 5.3-22). Selbst über die 30 Jahre gemittelt weisen die Starkniederschlagsindizes für einzelne Modellläufe große zeitliche Schwankungen auf – so z. B. WETTREG 2010 R66 für den Index N-99P im Frühjahr oder CLM R1 für den Index N-99P im Herbst und Winter. Die zeitliche Stabilität der Starkniederschlagstrends ist daher sowohl in den Beobachtungen als auch den Klimaprojektionen als gering einzustufen. Zufallsaspekte spielen eine große Rolle und beeinflussen die berechneten Trends – insbesondere jene der extremsten Ereignisse. Daher sind robuste Ergebnisse zum zukünftigen Starkniederschlagsverhalten in der Region auf der bisherigen Datengrundlage nicht ableitbar.

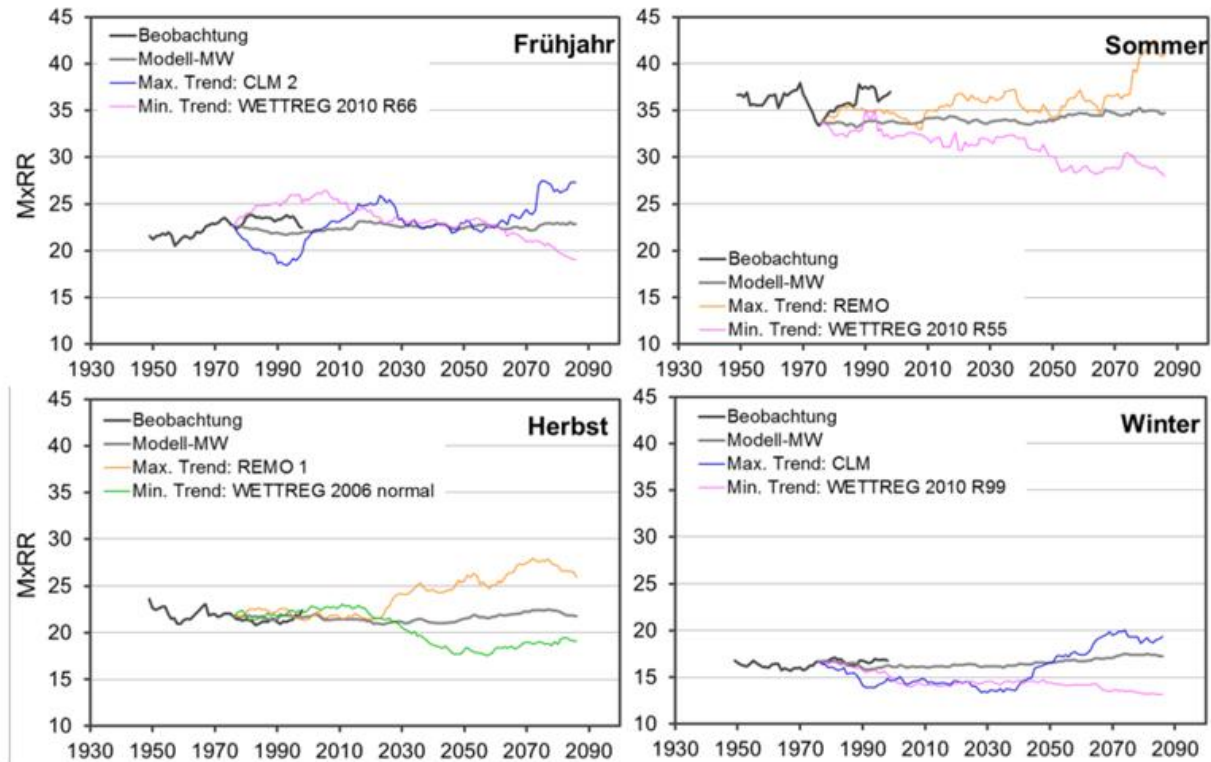


Abbildung 5.3-21: Verlauf der über 30-Jahre geglätteten jahreszeitlichen Tagesniederschlagsmaxima in den Beobachtungsdaten (1933–2012) und dem Mittel aus fünf regionalen Klimamodellen unter dem Emissionsszenario A1B (1961–2100; die Modelle wurden auf den Wert der Beobachtungsdaten in der Klimanormalperiode 1961–1990 normiert) inklusive Angabe der beiden Modelle mit den größten/kleinsten Änderungssignalen für 1961–2100 (lineare Regression).

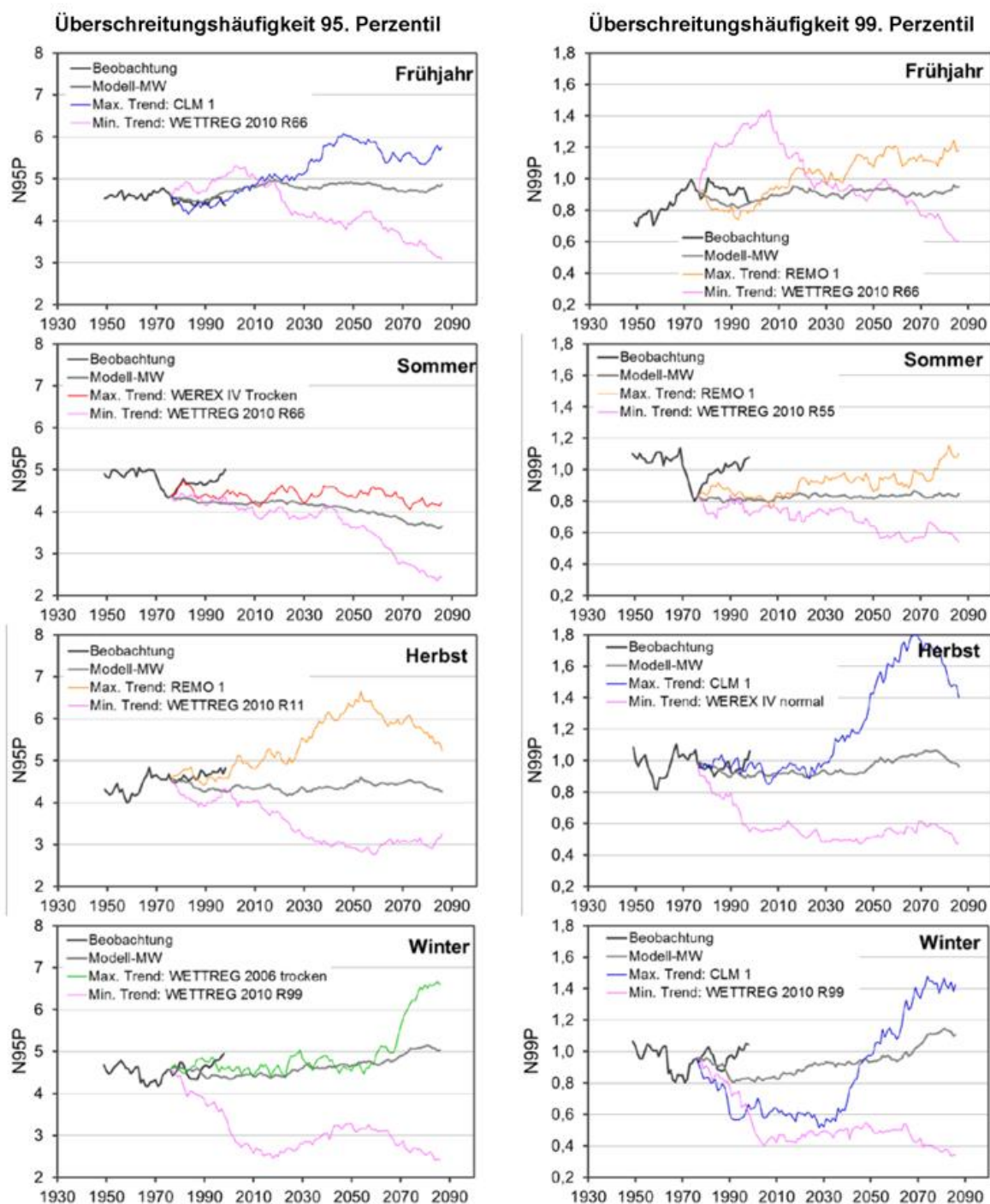


Abbildung 5.3-22: Verlauf der über 30-Jahre geglätteten jahreszeitlichen Überschreitungshäufigkeiten des 95. (links) und des 99. Perzentils (rechts) in den Beobachtungsdaten (1933–2012) und dem Mittel aus fünf regionalen Klimamodellen unter dem Emissionsszenario A1B (1961–2100; die Modelle wurden auf den Wert der Beobachtungsdaten in der Klimanormalperiode 1961–1990 normiert) inklusive Angabe der beiden Modelle mit den größten/kleinsten Änderungssignalen für 1961–2100 (lineare Regression).

### 5.3.5 Zusammenfassung

Entsprechend der für Herbst und Winter beobachteten Zunahme der Niederschlagssummen hat in diesen Jahreszeiten auch die Starkniederschlagshäufigkeit und -intensität am deutlichsten zugenommen. Die Trends der maximalen Tagesniederschlagshöhe sind im Vergleich zur Variabilität der Zeitreihe zumeist recht klein – grundsätzlich zeigen sich jedoch oft ähnliche Tendenzen wie für die Starkniederschlagshäufigkeit. In Frühjahr und Sommer zeigen sich kaum regional einheitliche Änderungssignale in der Häufigkeit von Starkniederschlägen. Die Betrachtung der Vegetationsperioden enthüllt jedoch

wie für die Niederschlagssummen unterschiedliche Trends in VP-I (Abnahmen) und VP-II (Zunahmen, v.a. ab Mitte der 1990er).

Die Analyse der Veränderungen im Jahresgang zeigt, dass die Starkniederschlagshäufigkeit v.a. von April bis Juli (stärkster Rückgang im Juni) sowie (außer in der Region TFM) im Oktober und Januar abgenommen hat. Am deutlichsten zugenommen hat die Starkniederschlagshäufigkeit über alle Regionen hinweg im November und Dezember. Auch in Februar, März, August und September hat in den meisten Regionen die Häufigkeit und (bis auf Aug. und Sep) die Intensität von Starkniederschlägen zugenommen.

Im Vergleich der verschiedenen betrachteten Starkniederschlagsindizes zeigen sich viele Gemeinsamkeiten in der generellen Trendrichtung. Jedoch zeigen die extremeren Ereignisse, wie sie durch die Indizes N-20mm, N-99P, Mgt-99P und Mx-RR wiedergegeben werden, in einigen Jahreszeiten und Betrachtungszeiträumen größere (z. B. im Winter größere Zunahme für die extremeren Ereignisse und im Sommer größerer Rückgang) – z. T. jedoch auch entgegen gerichtete – Trends (z. B. Zunahme statt Abnahme im Frühjahr/ VP-I; Abnahme statt Zunahme im Herbst/ VP-II) zu den moderateren Extremen (N-10mm, N-90P, N-95P, Mgt-90P und Mgt-95P).

Bedingt durch das räumlich oft stark begrenzte Auftreten individueller Starkniederschlagsereignisse und die große zeitliche Variabilität in der Größe der Starkniederschlagsindizes unterliegen die berechneten Trends großen räumlichen und zeitlichen Variationen. Insbesondere die Region TFM, welche in einigen Monaten schon für die Niederschlagssummen ein anderes Verhalten zeigte, fällt durch oft größere (z. B. im Winter) oder den anderen Regionen entgegen gerichtete (z. B. Januar und Oktober) Starkniederschlagstrends auf. Die Starkniederschlagshäufigkeit im August hat im Erzgebirge am deutlichsten zugenommen, was wahrscheinlich zum Teil auf Einzelereignisse nach 2000, wie z. B. die Starkniederschläge um den 12. August 2002 zurückzuführen ist.

Wie schon für die Niederschlagssummen beschrieben, hat die Einbeziehung der ersten 12 Jahre des 21. Jahrhunderts einen großen Einfluss auf die Größe der ab 1951 berechneten Trends, insbesondere für den Index Mx-RR. Im Herbst sowie in VP-II führt die Einbeziehung dieser Jahre zu einer Umkehr der Trends der maximalen Tagesniederschlagshöhe von Abnahme- hin zu Zunahmetrends. Für die Starkniederschlagshäufigkeit sind die Zunahmetrends für Herbst und Winter im Zeitraum 1951–2012 größer als für 1951–2000. Dagegen intensivieren sich durch die Verlängerung des Analysezeitraumes die Abnahmetrends in VP-I.

Die Validierung der regionalen Klimamodelle zeigt, dass diese in der Lage sind, die grundsätzlichen jahreszeitlichen Charakteristika der Starkniederschlagsindizes nachzubilden. Vor allem in Bezug auf die Überschreitungshäufigkeit fester Schwellenwerte (insb. N-10mm) sind deutliche Unterschiede zwischen den dynamischen (Überschätzung in allen Jahreszeiten außer Sommer und VP-II) und statistischen Modellen (Unterschätzung der Indexgröße mit Ausnahme des Herbstes für WETTREG 2010) sichtbar. Generell wird die Starkniederschlagshäufigkeit und -intensität im Frühjahr bzw. in VP-I durch einen Großteil der Modelle unterschätzt, während in den anderen Jahreszeiten die beobachteten Indexwerte (mit Ausnahme von N-10mm und N-20mm) zumindest im Ensemblemittel recht gut getroffen werden. Auch die Höhenabhängigkeit der Starkniederschlagsindizes bleibt in den Klimamodellen grundsätzlich erhalten, wobei die Kammlagen in den Regionalmodellen CLM und WETTREG 2010 aufgrund der geringen Zahl an Datenpunkten nicht bewertbar sind.

Hinsichtlich der zukünftig zu erwartenden Starkniederschlagshäufigkeiten und -intensitäten sind sich die regionalen Klimamodelle recht uneins – im Ensemblemittel sind die Änderungssignale zumeist nahe Null. Dabei simulieren die dynamischen Modelle zumeist (Ausnahme: Sommer) zunehmende Starkniederschläge, während die statistischen Modelle (insb. WETTREG 2010) zu Rückgangstrends in allen Jahreszeiten tendieren. Wie für die Beobachtungsdaten sind die Trends der unterschiedlichen Starkniederschlagsindizes dabei oft recht ähnlich. Jedoch zeigen sich die im Sommer für moderate Niederschlagsextreme beobachteten Abnahmen in den extremeren Indizes nicht so ausgeprägt (v.a. die dynamischen Modelle tendieren zu Zunahmen).

Hinsichtlich des Höhengradienten in den Starkniederschlagsereignissen ist in den Modellergebnissen keine konsistente Intensivierung oder Abschwächung sichtbar. Der Einfluss des Emissionsszenarios auf die Starkniederschlagstrends erscheint vernachlässigbar gering.

Generell ist die von den Klimamodellen projizierte jahreszeitliche Entwicklung wenig konsistent mit den beobachteten Trends. Dies ist zumindest teilweise auf die große zeitliche Variabilität der Starkniederschlagsindizes (selbst bei einer Mittelwertbildung über 30 Jahre) zurück zu führen. Zum anderen ist der durch die Klimamodelle aufgespannte „Entwicklungskorridor“ zumeist sehr groß und die Veränderungen im Ensemblemittel dementsprechend gering. Entsprechend lassen sich anhand des verwendeten Ensembles regionaler Klimamodelle für die Zielregion keine robusten Aussagen zur zukünftigen Entwicklung der Starkniederschläge ableiten.

## 5.4 Trockentage

### 5.4.1 Rezente Trends

#### *Zeitliche Variabilität und Veränderungen im Jahresgang*

Über das gesamte Jahr hinweg betrachtet hat sich die Zahl trockener Tage im Untersuchungsgebiet kaum verändert. Die leichte Tendenz zur Abnahme in der Größenordnung von 1–2 % passt zu der ebenfalls sehr kleinen mittleren Niederschlagszunahme ab 1931. Die saisonalen Unterschiede in den Niederschlagstrends spiegeln sich auch in der Trockentagshäufigkeit wider, wobei die Trends zumeist recht klein bleiben (Abbildung 5.4-1) bzw. deutlich vom Untersuchungszeitraum abhängen. Abgenommen hat die Zahl der Trockentage im Winter, wo auch die größten Niederschlagszunahmen beobachtet wurden. Ein deutlicher Anstieg der Trockentagshäufigkeit wurde dagegen in VP-I beobachtet; passend zu den deutlichen Niederschlagsabnahmen in diesem Zeitabschnitt.

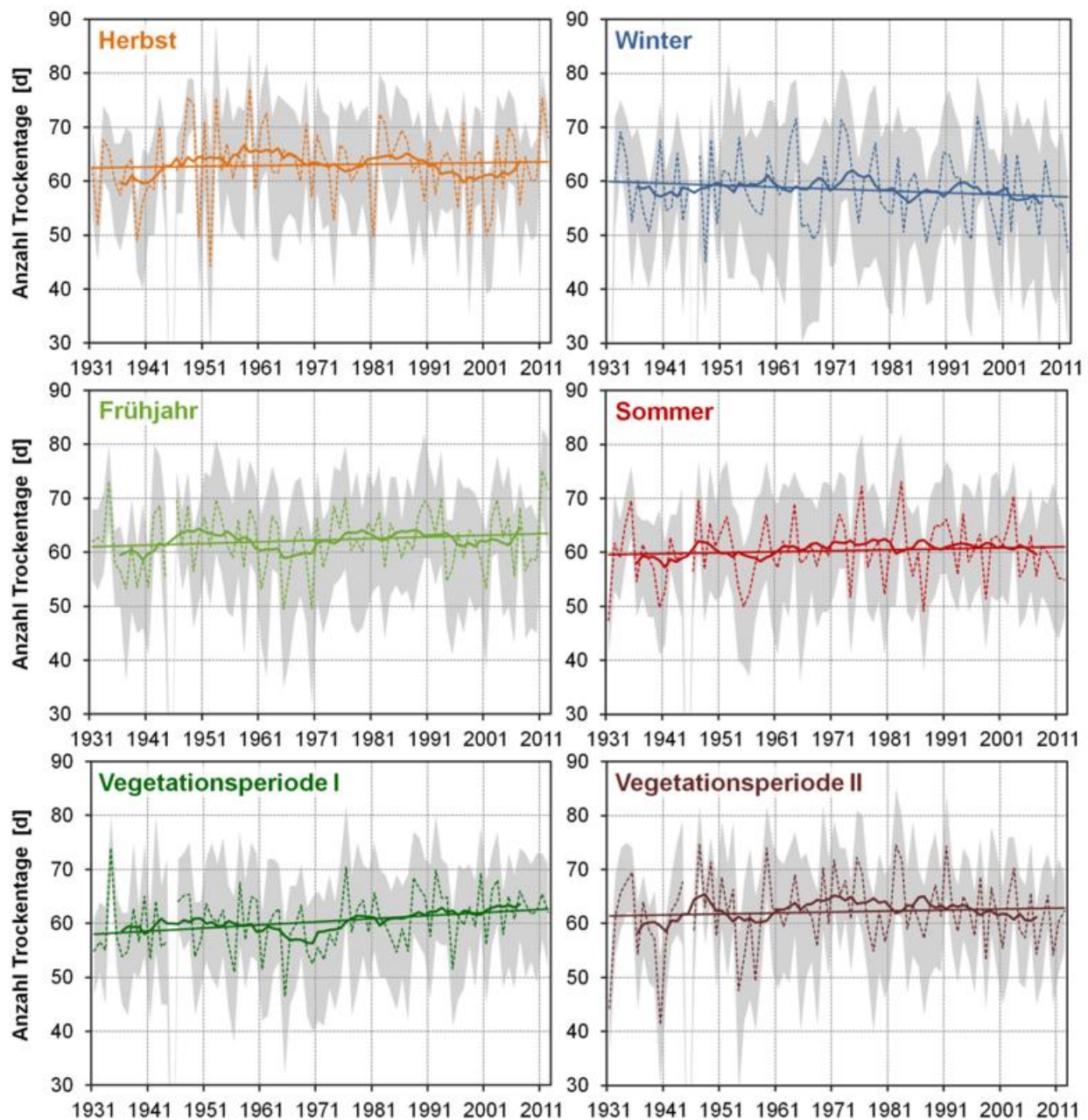


Abbildung 5.4-1: Zeitliche Variabilität (gepunktete Linie: Originalzeitreihe des regionalen Mittelwertes; dicke Linie: 11-jähriges gleitendes Mittel) und Trends (linearer Trend 1931–2012) der jahreszeitlichen Anzahl von Trockentagen in Sachsen. Das graue Band verdeutlicht die räumliche Variabilität der Trockentagshäufigkeit.

In Abbildung 5.4-1 fällt auf, dass die räumliche Variabilität der Trockentagshäufigkeit (gemessen als Differenz zwischen der größten und kleinsten gemessenen Trockentagsanzahl) in allen Jahreszeiten ähnlich groß ist (im Langzeitmittel ca. 20 Tage). Nur im Winter ist sie mit durchschnittlich 25 Tagen deutlich größer. Zudem ist die räumliche Variabilität in den sehr trockenen Jahren besonders klein. Inwieweit in den einzelnen Jahreszeiten ein Zusammenhang zwischen der Trockentagshäufigkeit und ihrer räumlichen Variabilität besteht, ist in Abbildung 5.4-2 dargestellt. In allen Untersuchungszeiträumen ist die räumliche Variabilität der Trockentagshäufigkeit (gemessen als Standardabweichung der Stationswerte) negativ mit der mittleren regionalen Trockentagszahl korreliert. Diese Korrelation ist im Herbst am stärksten ausgeprägt und im Sommer am geringsten. Eine große Zahl an Trockentagen über eine große Region hinweg wird also am ehesten während stark antizyklonal geprägter Wetterungsabschnitte im Herbst erreicht, während konvektive Niederschläge im Sommer zu einer größeren Variabilität in der räumlichen Spannweite der Trockentagshäufigkeiten führen.

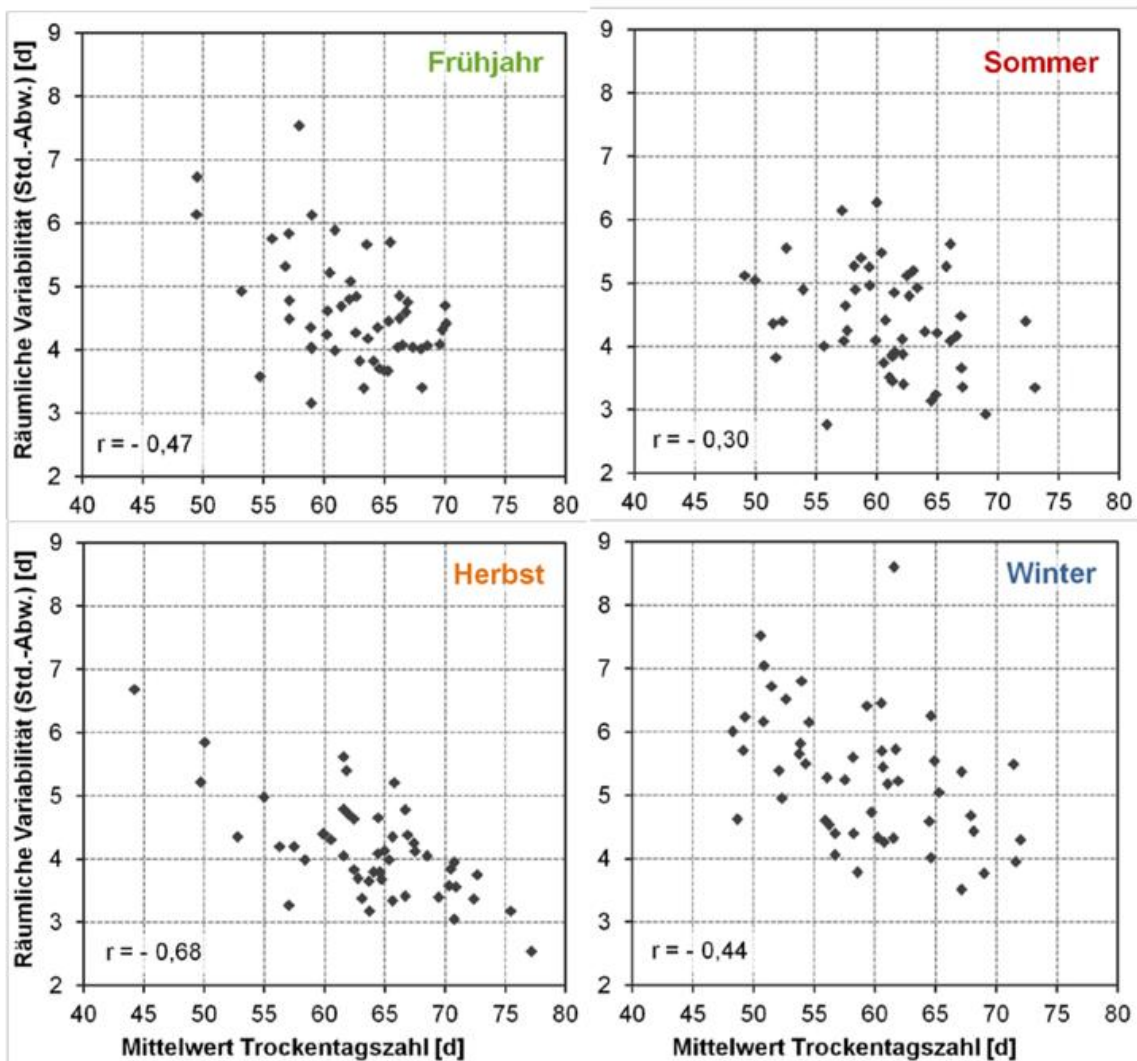


Abbildung 5.4-2: Zusammenhang zwischen der räumlichen Variabilität (gemessen als Standardabweichung der Stationswerte) der Trockentagshäufigkeit und der mittleren Anzahl an Trockentagen in Sachsen im Zeitraum 1951–2000.

Die deutlichen Rückgänge der Trockentagshäufigkeit im Winter ist vor allem auf die Entwicklung im Monat Dezember zurück zu führen (Tabelle 5.4-1). Für das WHJ fällt der Rückgang noch größer aus, da dann auch die deutlichen Abnahmen in der Zahl trockener Tage im März und im November mit berücksichtigt werden. Am deutlichsten zugenommen hat die Zahl trockener Tage in den Monaten April und Mai. In allen anderen Monaten sind die Trends zumeist deutlich kleiner bzw. stärker vom Untersuchungszeitraum abhängig.

Tabelle 5.4-1: Monatliche Trends (als relative lineare Trends in Prozent) der Trockentagshäufigkeit in Sachsen (regionales Mittel) für sechs verschiedene Analysezeiträume.

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
1931-2000	1,9	3,9	-11,1	4,6	8,1	-5,8	2,0	6,2	-2,0	4,6	-7,9	-17,1
1931-2012	0,1	5,5	-11,3	10,1	5,0	0,8	-3,0	2,5	-1,3	1,9	-7,1	-21,2
1941-2000	-1,2	3,4	-16,2	1,5	11,0	1,8	-1,2	3,0	-4,3	-8,1	-4,9	-11,6
1941-2012	-3,1	6,5	-12,2	8,2	7,8	8,0	-6,3	-0,7	-3,1	-7,5	-2,3	-17,4
1951-2000	-1,2	-5,2	-16,2	5,6	12,7	-0,1	2,4	5,1	1,2	-3,3	-10,6	-7,6
1951-2012	-5,3	-5,0	-13,0	11,9	6,8	5,2	-1,7	-0,5	0,6	-4,1	-10,5	-11,5

### Räumliche Variabilität

Die bisher beschriebenen mittleren Veränderungen im Untersuchungsgebiet sind in einigen Teilregionen stärker ausgeprägt als in anderen. Beispielhaft für den Untersuchungszeitraum 1951–2000 sind die linearen Monatstrends aller neun Teilregionen in Abbildung 5.4-3 dargestellt. In den Monaten Februar, März, November und Dezember hat in diesem Zeitraum die Zahl trockener Tage in allen Regionen abgenommen und in den Monaten April, Mai und August zugenommen. In den anderen Monaten bewegen sich die regionalen Trends zumeist in der Größenordnung von  $\pm 5\%$ . Es fällt auf, dass sich die Region TFM (violette Dreiecke) oft im Randbereich der Bandbreite der regionalen Trends bewegt – also ein etwas anderes Trendverhalten zeigt. So fallen beispielsweise der Anstieg der Zahl trockener Tage im August und der Rückgang im Oktober besonders groß aus, während für den April, wo die anderen Regionen Zunahmen im Bereich von  $+5\text{--}10\%$  zeigen, keine Veränderungen beobachtet wurden. Der Anstieg der Zahl trockener Tage im April und Mai fällt im Erzgebirge (OEG, WEG) am größten aus und auch die Rückgänge im März sind im Gebirge (OEG, WEG und TFM) am größten.

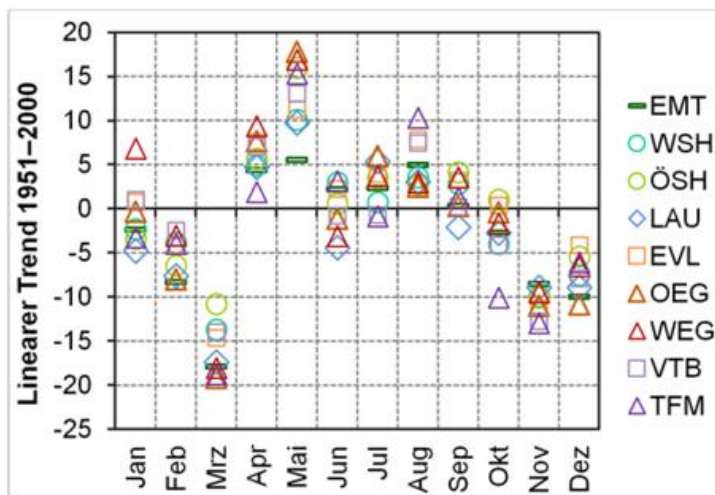


Abbildung 5.4-3: Trockentagshäufigkeit (lineare Monatstrends in %) in den neun Regionen für 1951–2000 (Regionsbezeichnungen siehe Tabelle 3.2-1).

Für die beiden Vegetationsperioden und den Winter werden die Trendkarten der Zeiträume 1951–2000 und 1951–2012 in Abbildung 5.4-4 miteinander verglichen. In VP-I zeigen fast alle Stationen für beide Zeiträume positive Trends. Die Stationstrends in VP-II sind zumeist kleiner als in der ersten und es gibt mehr Stationen mit negativen Trends, insbesondere im Zeitraum 1951–2012. Im Winter (sowie im Herbst; ohne Darstellung) hat die Zahl von Trockentage an fast allen Stationen abgenommen. Die Frühjahrstrends (ohne Darstellung) ähneln denen von VP-I, jedoch zeigen mehr Stationen – v. a. im Norden und Südwesten – Rückgangstrends. Die Sommertrends sind denen von VP-II sehr ähnlich.

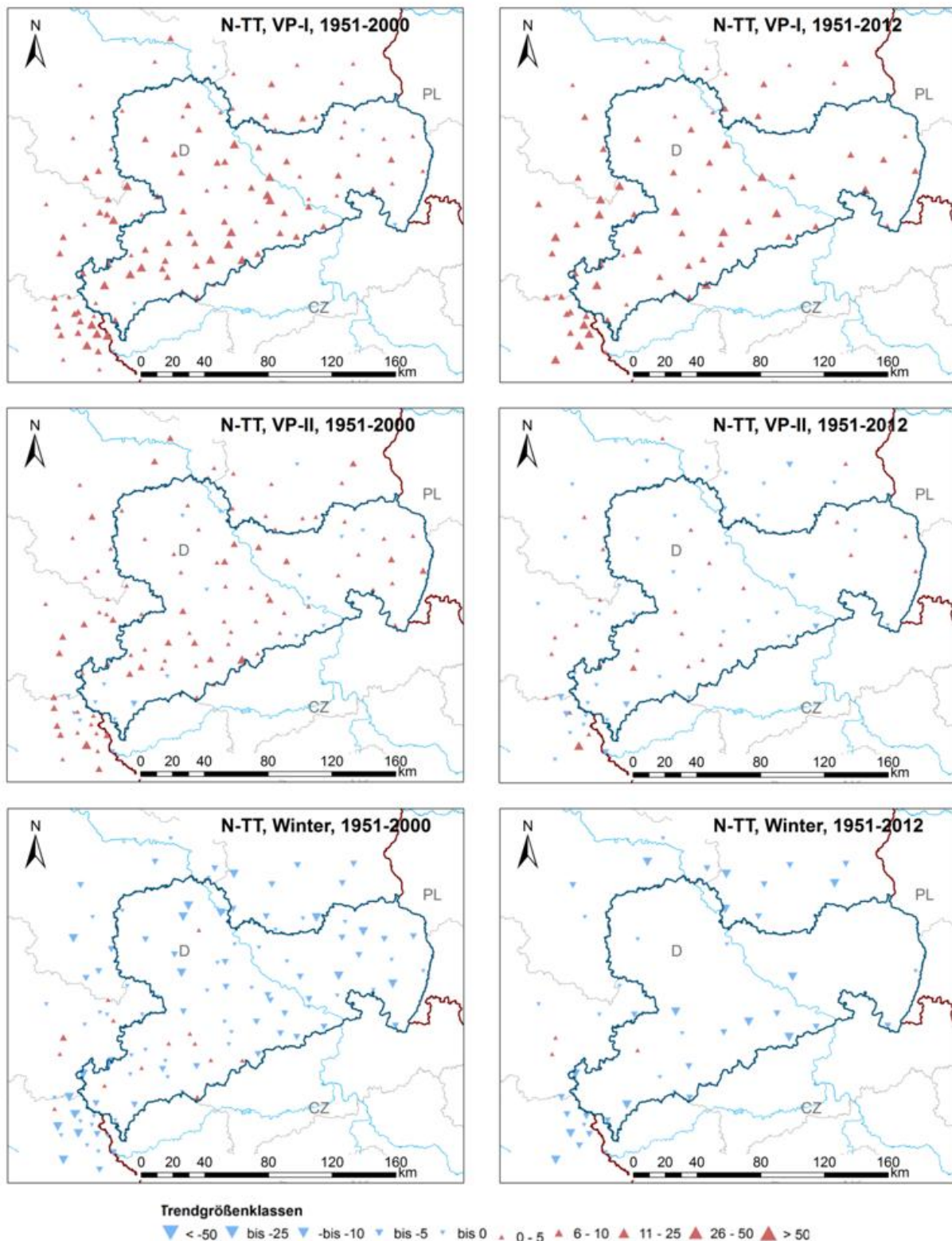


Abbildung 5.4-4: Trendkarten der Trockentagshäufigkeit in den beiden Vegetationsperioden und im Winter für die Zeiträume 1951–2000 und 1951–2012.

Die räumliche Variabilität der Zahl trockener Tage hat in fast allen Jahreszeiten abgenommen (Abbildung 5.4-5). Geschätzt wurde die räumliche Variabilität zum einen durch die regionale Spannweite der Trockentagszahlen (maximaler Stationswert minus minimaler Stationswert) und zum anderen durch die Standardabweichung über alle verfügbaren Stationswerte. Die Standardabweichung ist dabei aufgrund der zeitlichen Schwankungen in der Datenverfügbarkeit ein zuverlässigerer Indikator.

Vor allem vor 1950 und zum Teil auch nach 2000 wird die räumliche Variabilität unter Verwendung der Spannweite unterschätzt, da hier zum Teil nicht für alle Regionen Stationen verfügbar sind. Diese Unterschätzung zwischen 1930 und 1950 bedingt Zunahmetrends der räumlichen Variabilität im Zeitraum 1931–2012, die sich unter Verwendung der Standardabweichung nicht bestätigen. Bis auf den Winter, wo keine Veränderungen festgestellt wurden, ist die räumliche Variabilität der Trockentagszahl in allen Jahreszeiten rückläufig.

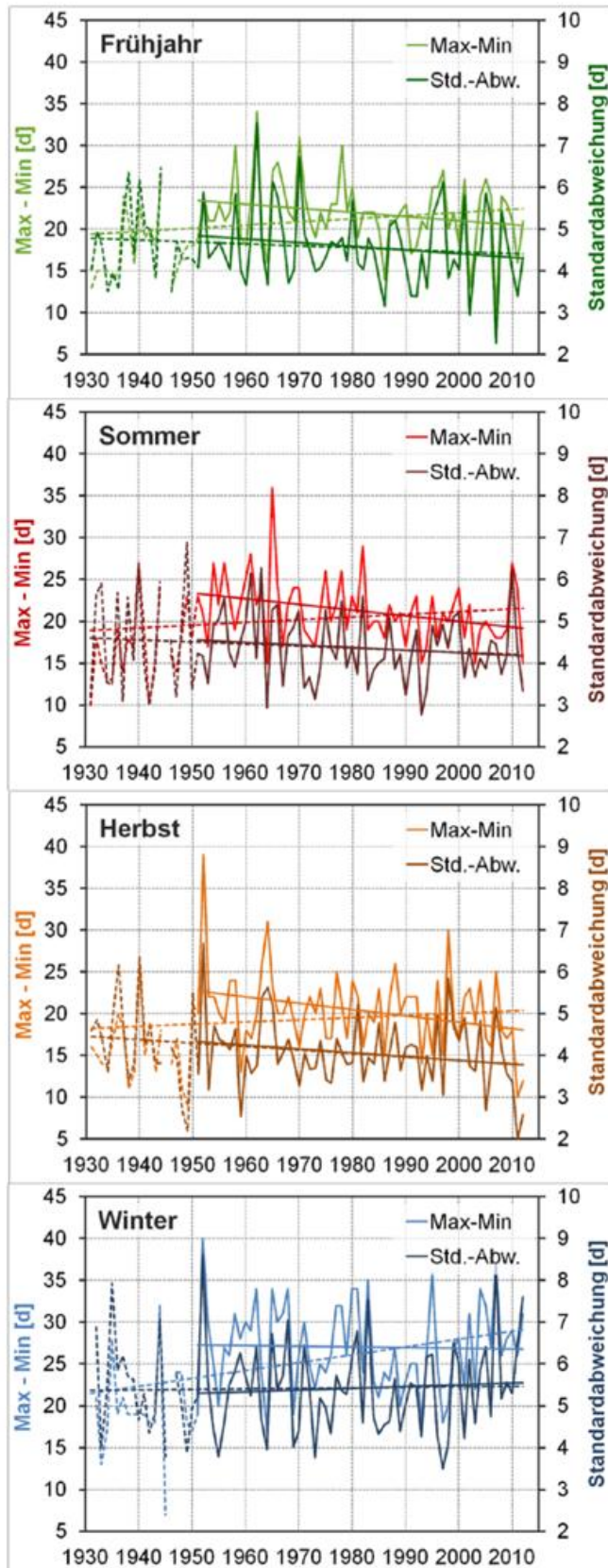


Abbildung 5.4-5: Zeitlicher Verlauf und Trends (lineare Regression für 1931–2012 und 1951–2012) der räumlichen Variabilität der Trockentagshäufigkeit gemessen als regionale Spannweite (maximaler minus minimaler Stationswert) und als Standardabweichung (über alle verfügbaren Stationen) in Sachsen, 1931–2012.

### Zeitliche Stabilität der Trends

Wie durch den Vergleich der Trends für unterschiedliche Analysezeiträume schon deutlich wurde (Abbildung 5.4-4, Tabelle 5.4-1), sind die Trends der Trockentagsanzahl zeitlich nicht stabil. Dies wird auch durch die gleitenden 50-Jahres-Trendanalysen in Abbildung 5.4-6 deutlich. Die Trends des Frühjahrs schwanken um Null. Die 50-Jahrestrends von VP-I unterscheiden sich deutlicher von den Frühlingstrends – über den gesamten Analysezeitraum sind die Trendwerte von ca. -5 % (1931–2000) auf etwa +10 % (1963–2012) angestiegen. Der Verlauf der 50-Jahrestrends des Sommers und der VP-II ist recht ähnlich – die Trendwerte sind zumeist im geringfügig positiven Bereich und erst für die jüngsten Analysezeiträume (ab 1956–2005) wurden Rückgangstrends in der Zahl trockener Tage beobachtet. Die Herbsttrendwerte sind von Werten um Null bis auf ca. -10 % (1953–2002) abgesunken, während die Wintertrends im negativen Bereich schwanken – mit dem geringsten Wert im letzten Analysezeitraum 1963–2012.

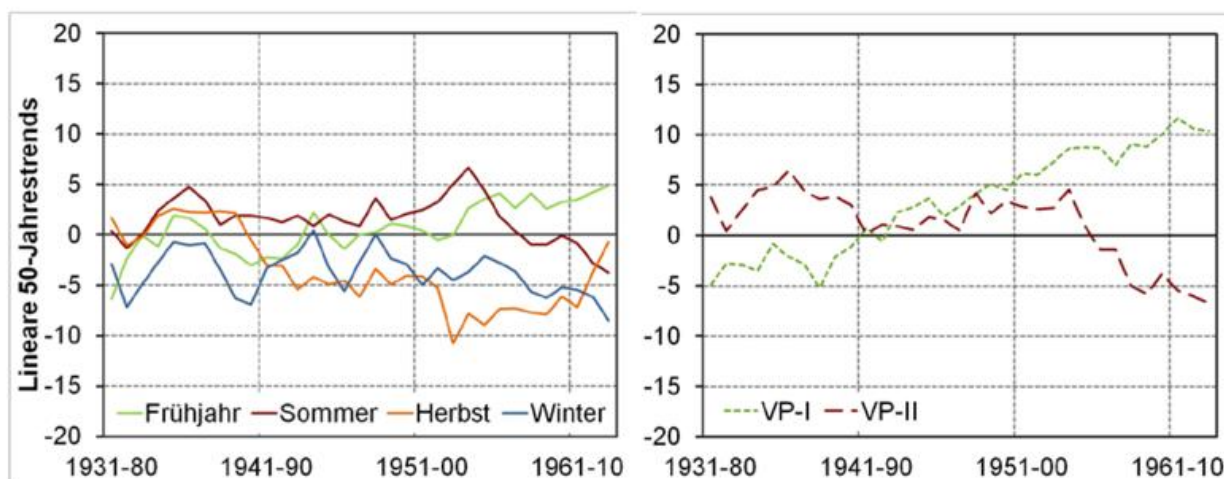


Abbildung 5.4-6: Gleitende Analyse der linearen 50-Jahrestrends der Jahreszeiten (links) und Vegetationsperioden (rechts) für Sachsen von 1931–1980 bis 1963–2012.

#### 5.4.2 Vergleich zwischen Beobachtungs- und Modelldaten für den Kontrollzeitraum

Die Niederschläge der dynamischen Regionalmodelle sind insbesondere auf der Basis von Tagesdaten nur eingeschränkt mit den auf Stationsbasis vorgenommenen Niederschlagsbeobachtungen zu vergleichen (BERNHOFER et al. 2011). Sie liefern grundsätzlich höhere Niederschlagswerte als die Beobachtungen, weshalb auf die Modelldaten Biaskorrekturen angewendet wurden (BERNHOFER et al. 2011). Trotz der Biaskorrekturen, die v.a. bei CLM auf der aggregierten Ebene von Jahresniederschlägen recht erfolgreich sind, überschätzen die dynamischen Modelle den Niederschlag vor allem in den Sommermonaten. Damit geht tendenziell eine Unterschätzung der Trockentage durch die Modelle REMO und CLM einher (Abbildung 5.4-7 und 5.4-8) – pro Jahr um bis zu mehr als 20 Tage. Dabei fällt die Unterschätzung im Sommer(halb)jahr zumeist größer aus als im WHJ (Abbildung 5.4-8). Zudem fällt auf, dass der zweite Lauf von CLM die Trockentagshäufigkeit in fast allen Monaten stärker unterschätzt als der erste Lauf. Grundsätzlich liegen die statistischen Modelle näher an den Beobachtungen als die dynamischen Modelle.

Im Sommer neigen jedoch alle Modelle zu einer leichten Unterschätzung der Häufigkeit von Trockentagen. Zudem erkennt man bei den statistischen Modellen in der Referenzperiode die der Namensgebung der Läufe entsprechenden Unterschiede zwischen der trockenen, normalen und feuchten Realisierung (Abbildung 5.4-7). Vor allem für das Modell WETTREG 2006 fällt der trockene Lauf im Tief- und Hügelland deutlich trockener aus als die Beobachtung. Im feuchten Lauf wird die Trockentagshäufigkeit um ca. 10 Tage unterschätzt. Die normale Realisierung gibt die beobachteten Verhältnisse zumeist recht gut wieder.

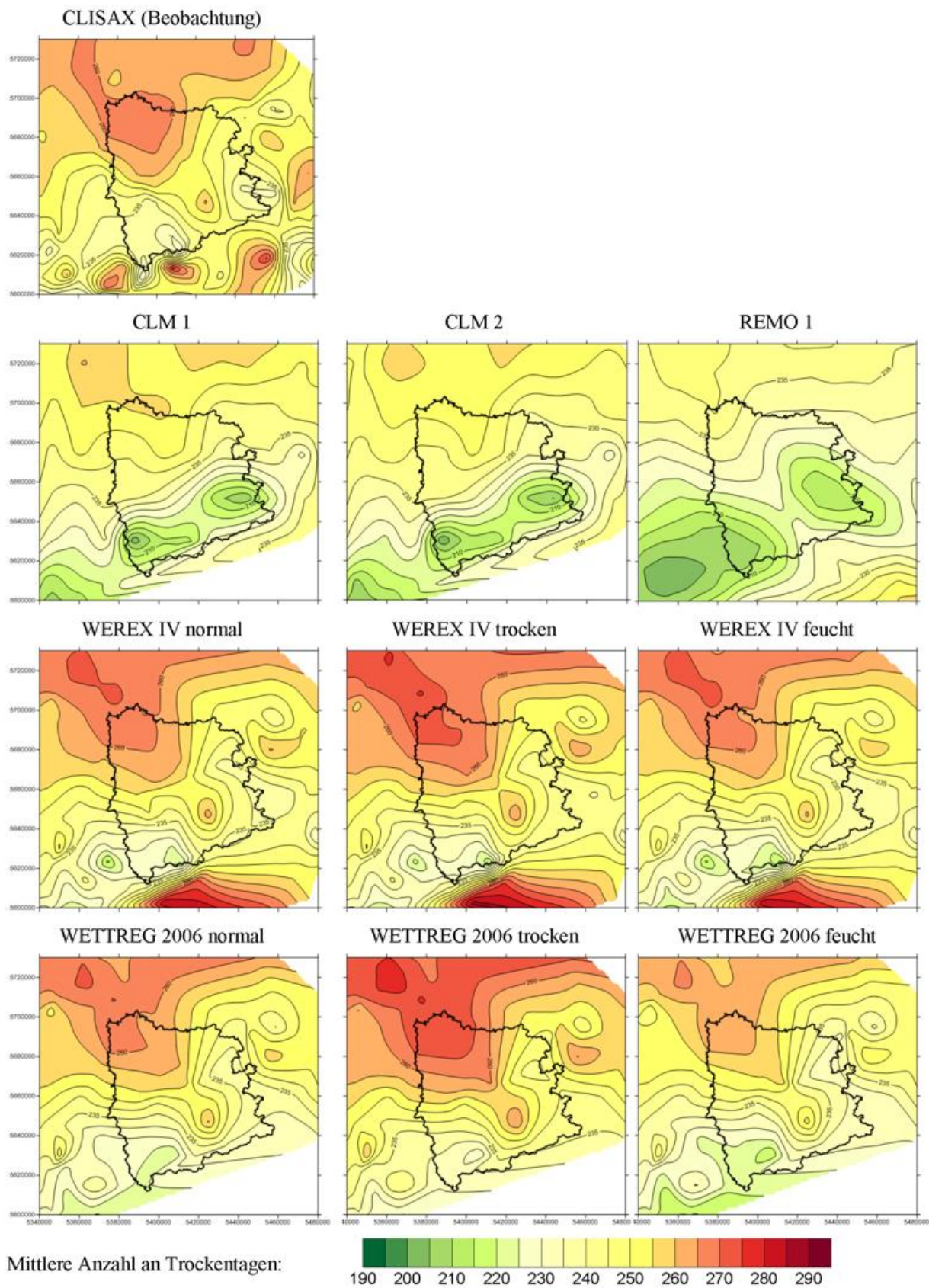


Abbildung 5.4-7: Kartendarstellung der mittleren Zahl an Trockentagen pro Jahr für die Beobachtungsdaten und alle Modellläufe; Referenzzeitraum 1961–1990.

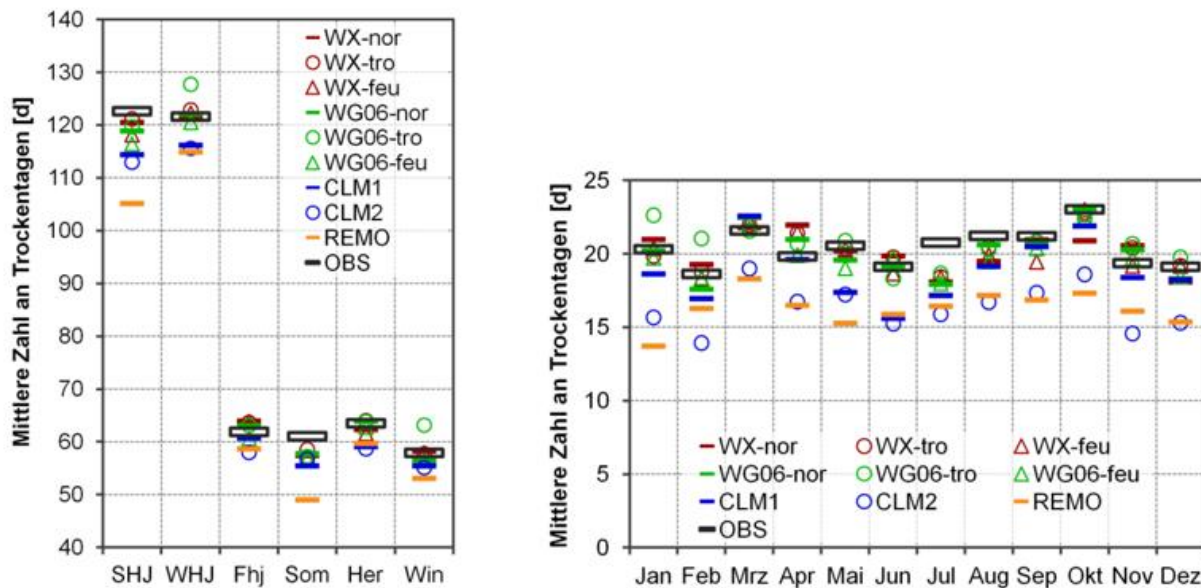


Abbildung 5.4-8: Mittlere Zahl an Trockentagen in der REGKLAM-Modellregion für die Halbjahre und die Jahreszeiten (links) sowie die Monate im Jahresgang (rechts), Referenzzeitraum 1961–1990.

### 5.4.3 Projizierte Klimaänderungssignale im 21. Jahrhundert

Bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts projizieren die Modelle für die REGKLAM-Modellregion (Mittelwert aus den Daten- bzw. Gitterpunkten) leichte Anstiege in der Häufigkeit trockener Tage pro Jahr, die sich zum Ende des 21. Jahrhunderts noch deutlich verstärken. Für die Zeitscheibe 2071–2100 liegen die Veränderung im Bereich von ca. +1 bis +6 %; entsprechend einer Zunahme von ca. 2 bis 15 Tagen bei einer mittleren Trockentagshäufigkeit von 244 Tagen pro Jahr. Diese Anstiege sind insbesondere auf die Veränderungen innerhalb des SHJs zurückzuführen (ca. +5–11,5 %; 5–14 d) und treten in den Sommermonaten (Juni bis August) am deutlichsten hervor (ca. +10–19 %, 6–12 d; Abbildung 5.4-9 und 5.4-11). Für das WHJ sind weder für die Mitte noch für das Ende des 21. Jahrhunderts klare Änderungssignale sichtbar. Die Modelle projizieren für die Zeitscheibe 2071–2100 Änderungssignale im Bereich von etwa -4 % bis +2 % (ca. -5 bis +3 d). Für den Winter (Dezember bis Februar) simulieren die meisten Modelle einen Rückgang trockener Tage von im Mittel ca. -3 % (-2 d) und maximal ca. -13 % (-7,5 d). Nur drei Modellläufe (REMO 1, A1B sowie WETTREG 2006 normal, A1B und B1) projizieren Zunahmen von bis zu ca. +4 % (+2 d).

Der Einfluss der SRES-Emissionsszenarios auf die Größe der Veränderungen ist bei den Trockentagen weniger stark ausgeprägt als bei der Temperatur. Tendenziell nimmt die Häufigkeit trockener Tage unter den Szenarios A1B und A2 etwas stärker zu als unter dem moderateren Szenario B1 (Abbildung 5.4-10). Der Einfluss des Emissionsszenarios tritt dabei im zweiten Projektionszeitraum deutlicher zu Tage. Liegen die Ensembledittelwerte für die Szenarios A1B und A2 weit auseinander, wie beispielsweise im Frühjahr, dann ist dies auf das entgegengesetzte Trendverhalten der dynamischen im Vergleich zu den statistischen Klimamodellen zurückzuführen, welche für das Szenario A2 nicht vorliegen.

Veränderungen im Jahresgang der Anzahl von Trockentagen sind in Abbildung 5.4-11 anhand relativer linearer Trends für den Zeitraum 2001–2100 illustriert. Für die Monate Februar bis März sind im Ensembledittel keine Veränderungen in der Trockentagsanzahl sichtbar. Der Januar und der Dezember zeigen einen leichten Rückgang in der Zahl trockener Tage. In allen anderen Monaten projiziert das verwendete Klimamodellensemble Zunahmen in der Zahl trockener Tage, wobei von Mai bis September alle Klimamodelle positive Trends simulieren, mit den größten Zunahmen im Juli.

Bisher wurden für die REGKLAM-Modellregion gemittelte Werte dargestellt und diskutiert. Um eventuelle räumliche Differenzierungen in den Trendsignalen zu verdeutlichen wurden mittels des Programms SURFER ähnlich wie für die Modellvalidierung interpolierte Karten erzeugt (Abbildung 5.4-12). Dabei wird jeweils der Mittelwert aus allen Modellmittelwerten für das Szenario

A1B sowie das kleinste und größte Änderungssignal aus allen Modellen und Szenarios dargestellt. Für alle Kartendarstellungen in diesem Kapitel wurde die gleiche Farbskala der Trends verwendet. Dabei wurden für Signale im Bereich von  $\pm 10\%$  grüne Farbtöne verwendet, die für positive Trends über Gelb und Orange in Rot übergehen und für negative Trends über Blau und Violett ins Pink.

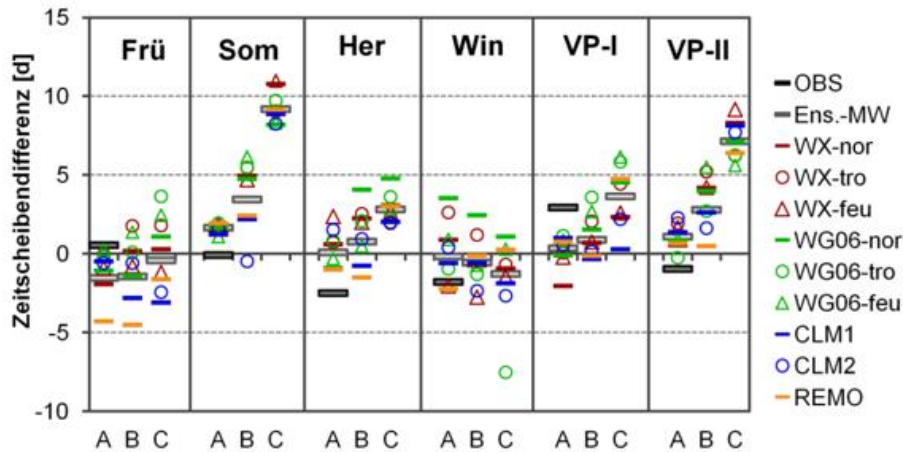


Abbildung 5.4-9: Änderungssignale der Trockentagshäufigkeit gegenüber der Referenzperiode 1961–1990 in den Beobachtungsdaten für 1991–2012 (Zeitscheibe A) sowie in fünf regionalen Klimamodellen unter dem Emissionsszenario A1B für drei Zeitscheiben (A: 1991–2020, B: 2021–2050, C: 2071–2100).

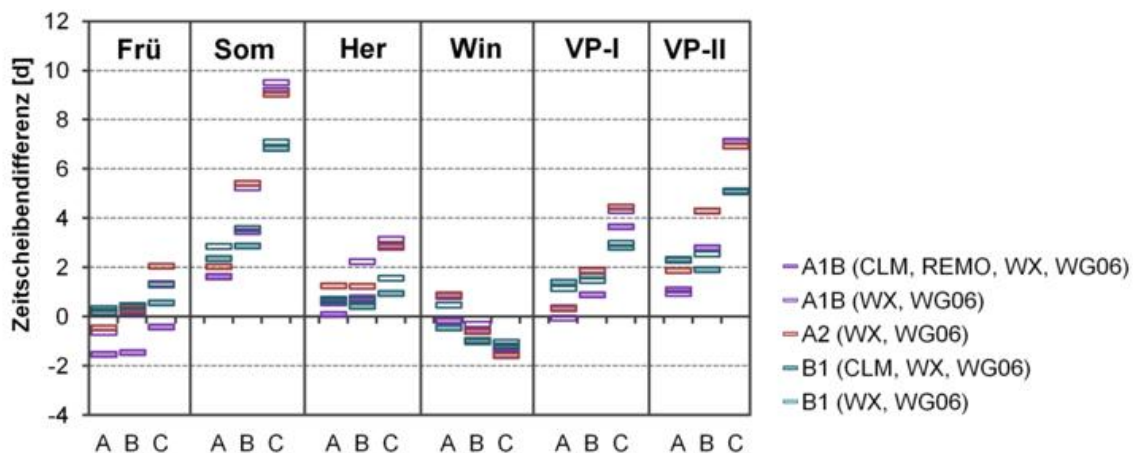


Abbildung 5.4-10: Änderungssignale des Ensemblemittels der Trockentagshäufigkeit gegenüber der Referenzperiode 1961–1990 unter den Emissionsszenarios A1B, B1 und A2 (unter Einbeziehung unterschiedlicher regionaler Klimamodelle) für drei Zeitscheiben (A: 1991–2020, B: 2021–2050, C: 2071–2100).

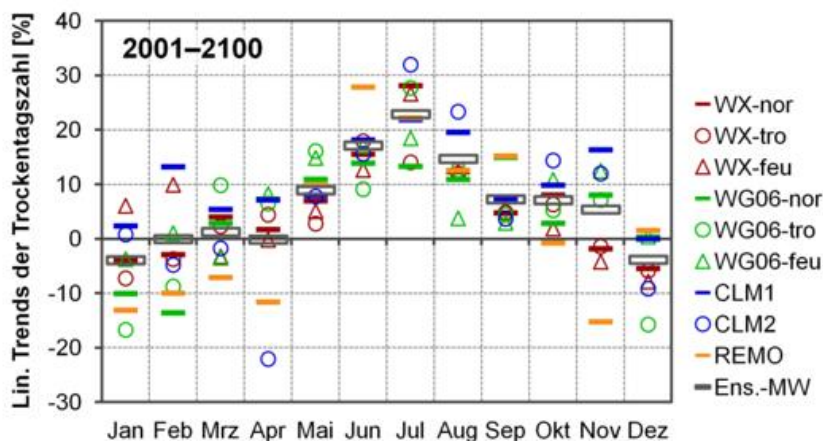


Abbildung 5.4-11: Relative lineare Trends der Trockentagshäufigkeit in vier regionalen Klimamodellen unter dem Emissionsszenario A1B für drei Zeitscheiben (A: 1991–2020, B: 2021–2050, C: 2071–2100) gegenüber der Referenzperiode 1961–1990.

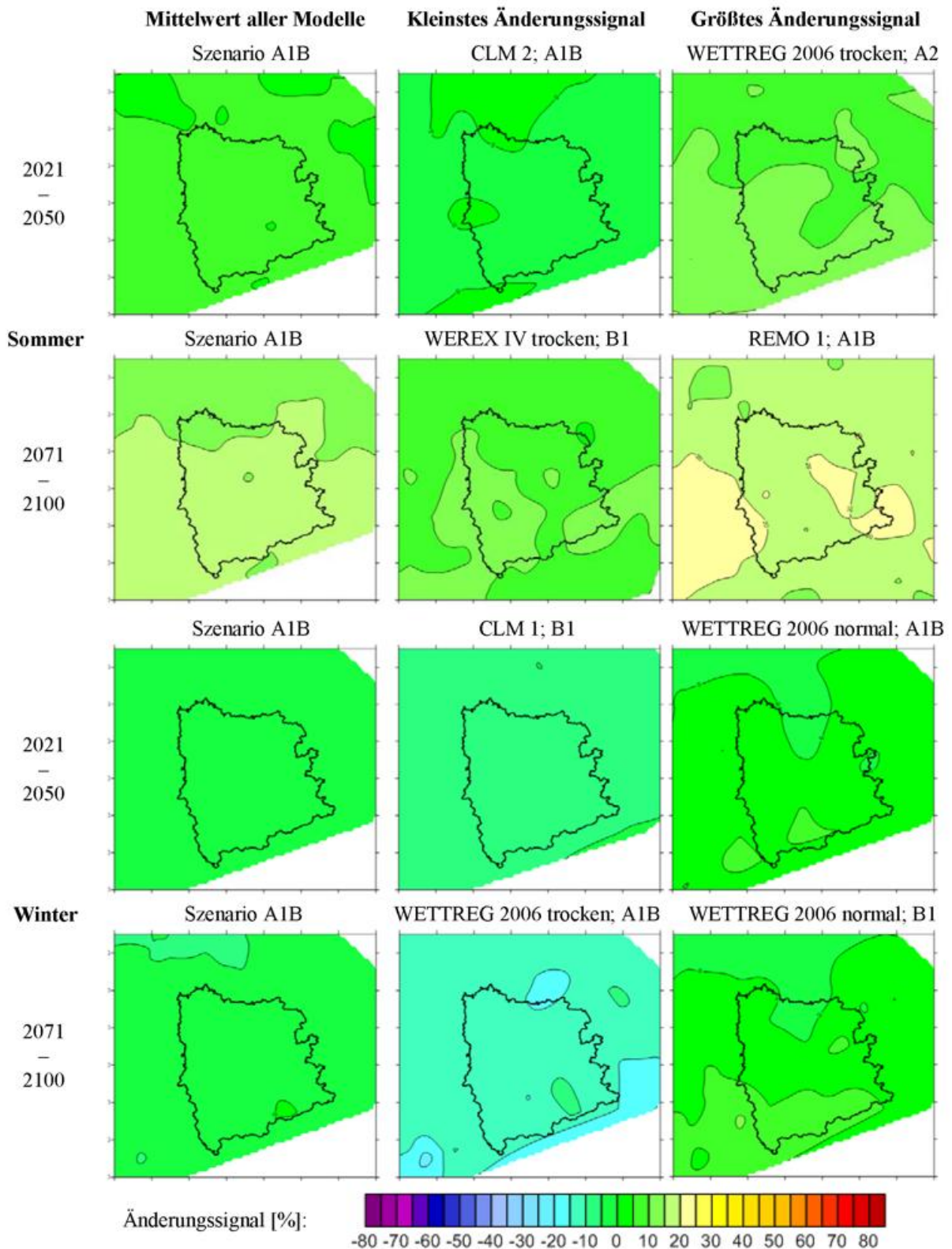


Abbildung 5.4-12: Karten der relativen Änderungssignale (in Prozent) der mittleren Zahl an Trockentagen in den Halbjahren für die Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 als Ensemblemittelwert (4 Modelle, 9 Realisierungen) unter dem Emissionsszenario A1B sowie jeweils des Modelles mit dem größten und kleinsten Änderungssignal aus allen Szenarios.

Die Jahreszeiten (Abbildung 5.4-12) und Halbjahre (ohne Darstellung) zeigen kaum konsistente räumliche Differenzierungen in den Änderungssignalen (bei einer Schrittweite des Änderungssignals von 2,5 %). Dies trifft insbesondere für die aus allen Modellen unter dem Szenario A1B gemittelten Änderungssignale zu. Die beobachteten Unterschiede in der Trockentagshäufigkeit zwischen Tiefland und

Mittelgebirge bleiben laut der Modelle also auch in Zukunft bestehen. Auffällig in den Kartendarstellungen sind die geringen Unterschiede in der Größe der Änderungssignale für die beiden Zeithorizonte 2021–2050 und 2071–2100 während des Winters. Dagegen wird für den Sommer die schon beschriebene Intensivierung der Zunahme trockener Tage zum Ende des 21. Jahrhunderts hin deutlich.

#### 5.4.4 Konsistenz der beobachteten und projizierten Trends

Die regionalen Klimamodelle geben die innerhalb des Zeitraumes 1961–2012 (z. B. Zeitscheibendifferenz 1991–2012 bzw. 1991–2020 vs. 1961–1990, Abbildung 5.4-9) beobachteten Jahreszeitentrends für die Anzahl trockener Tage nicht wieder. Während die Zahl trockener Tage im Herbst und im Winter in den Beobachtungsdaten abnahm, zeigen die Modelle keine Veränderungen. Stattdessen zeigen die Modelle einen Anstieg der Trockentagszahl im Sommer, der in den Beobachtungsdaten in jüngster Zeit nicht mehr vorliegt. Zudem zeigen sich Verschiebungen im Zeitraum mit dem stärksten Anstieg der Häufigkeit zwischen den Beobachtungs- und Klimamodelldaten (Abbildung 5.4-13). Während in den Beobachtungsdaten die Zahl trockener Tage im Frühjahr bzw. in VP-I am stärksten zunahm, projiziert das Klimamodellensemble die größten und über das Klimamodellensemble hinweg einheitlichsten Zunahmen für den Sommer bzw. die VP-II. Die beobachtete Abnahme der Trockentagsanzahl im Winter wird von den Klimamodellen im Mittel fortgesetzt – jedoch mit geringerem Abnahmetrend.

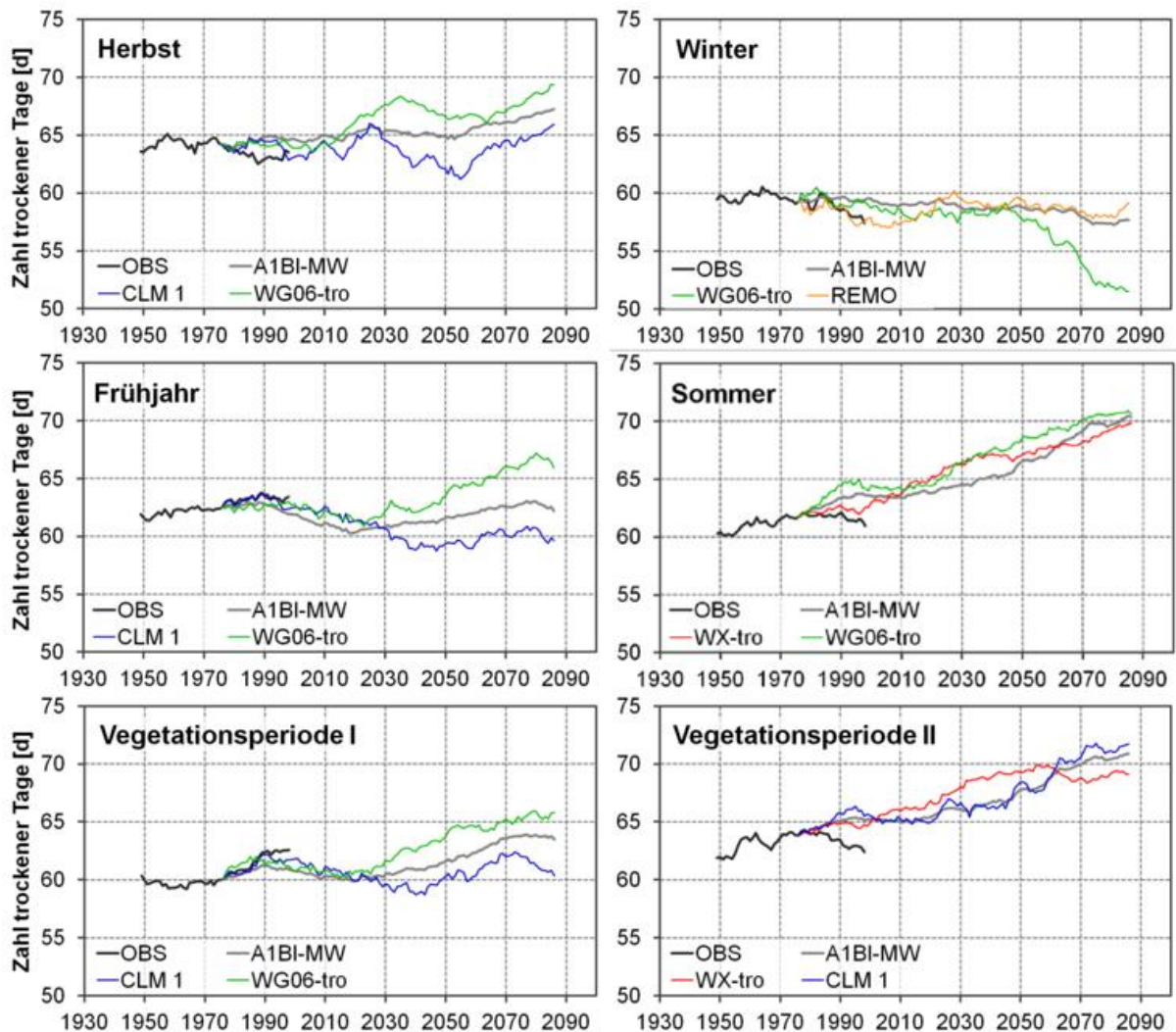


Abbildung 5.4-13: Zeitliche Variabilität der über 30-Jahre geglätteten jahreszeitlichen Trockentagshäufigkeiten in den Beobachtungsdaten (1933–2012) und dem Ensemblemittelwert (vier Regionalmodelle, 9 Realisierungen) unter dem Emissionsszenario A1B (1961–2100; die Modelle wurden auf den Wert der Beobachtungsdaten in der Klimanormalperiode 1961–1990 normiert) inklusive Angabe der beiden Modellläufe mit den größten/kleinsten Änderungssignalen für 1961–2100 (lineare Regression).

#### 5.4.5 Zusammenfassung

In den letzten 80 Jahren hat sich die Zahl trockener Tage über das gesamte Jahr betrachtet kaum verändert und auch in Zukunft werden laut der verwendeten Klimaprojektionsdaten die jährlichen Veränderungen gering bleiben. In den einzelnen Jahreszeiten wurden und werden durchaus erhebliche Veränderungen in der Zahl trockener Tage beobachtet und projiziert. In der Vergangenheit waren diese Veränderungen in VP-I (Zunahmetrend, v. a. im April und Mai) und im Winter (Abnahmetrend, v. a. im Dezember) am stärksten ausgeprägt und am zeitlich stabilsten. Auch der März fiel durch eine sehr große Abnahme der Häufigkeit trockener Tage in allen Teilregionen auf. In den Klimaprojektionen zeigt sich für den März im Mittel keine Veränderung innerhalb des 21. Jahrhunderts und die Zunahme der Trockentage ist in den Monaten Juni bis August am stärksten ausgeprägt. In Bezug auf die Fähigkeit der regionalen Klimamodelle, die beobachteten Trockentagshäufigkeiten realistisch zu simulieren, ist anzumerken, dass die Modelle im Sommer eher zur Unterschätzung und im Winter zur leichten Überschätzung der Häufigkeit trockener Tage tendieren. Generell fällt die Unterschätzung bei den dynamischen Modellen größer aus. Dennoch sind alle Modelle grundsätzlich in der Lage die räumlichen Muster der beobachteten Trockentagsanzahl wiederzugeben. Eine ausgeprägte räumliche Differenzierung der Trends ist nicht sichtbar.

## 5.5 Nass- und Trockenperioden

### 5.5.1 Rezente Trends

#### *Zeitliche Variabilität und Veränderungen im Jahresgang*

Mit der jährlich nahezu gleichbleibenden Zahl an Trockentagen zeigt auch die jährliche Zahl und Andauer von Trocken- und Nassperioden in Sachsen kaum eine Veränderung – einzig die Andauer von Trockenperioden (insb. die maximale) ist zurückgegangen (Tabelle 5.5-1). Mit den abnehmenden Niederschlagssummen im SHJ hat die (mittlere und maximale) Dauer von Trockenperioden zu- und die der Nassperioden abgenommen (Abbildung 5.5-1, links). Die WHJ-trends sind dem entgegengesetzt mit längeren Nass- und kürzeren Trockenperioden. Im Vergleich der beiden Vegetationsperioden sind die Trends zumeist in der VP-I etwas stärker ausgeprägt (größere Zunahme der maximalen Trockenperiodenlänge und größere Abnahme der mittleren Nassperiodenlänge; Abbildung 5.5-1, rechts). In VP-I war auch der Zunahme der Häufigkeit trockener Tage am stärksten ausgeprägt.

Die Zahl von Trocken- und Nassperioden – so wie sie hier definiert wurden (ohne Mindestlänge) – ist nur in Kombination mit der Dauer der Ereignisse ein sinnvoller Index für die Untersuchung von Klimaveränderungen. Entsprechend der Definition von Tagen  $\leq 1$  mm (TP) bzw.  $> 1$  mm (NP) wechseln sich Nass- und Trockenperioden in ihrem Auftreten ab und ihre Anzahl ist in der jeweiligen Jahreszeit ähnlich groß. Somit sind die Trends der Nass- und Trockenperiodenanzahl mehr oder weniger identisch (Abbildung 5.5-2, Tabelle 5.5-1). So hat beispielsweise im SHJ die Zahl von Trocken- und Nassperioden abgenommen, während die Dauer von Trockenperioden zu- und die von Nassperioden abnahm. Im WHJ war dagegen die steigende Häufigkeit von Nass- und Trockenperioden mit abnehmenden Trockenperiodenlängen und zunehmender Nassperiodendauer verbunden. Hinsichtlich der Jahreszeitrends ist festzustellen, dass die Frühjahrestrends der Trocken- und Nassperiodendauer anscheinend stark von dem Abnahmetrend der Trockentagshäufigkeit im März beeinflusst sind. Während die Dauer von Trocken- und Nassperioden im Frühling des Zeitraums 1951–2000 leicht zurückgegangen ist, wurden für VP-I Trends zu längeren Trocken- und kürzeren Nassperioden beobachtet (Tabelle 5.5-1).

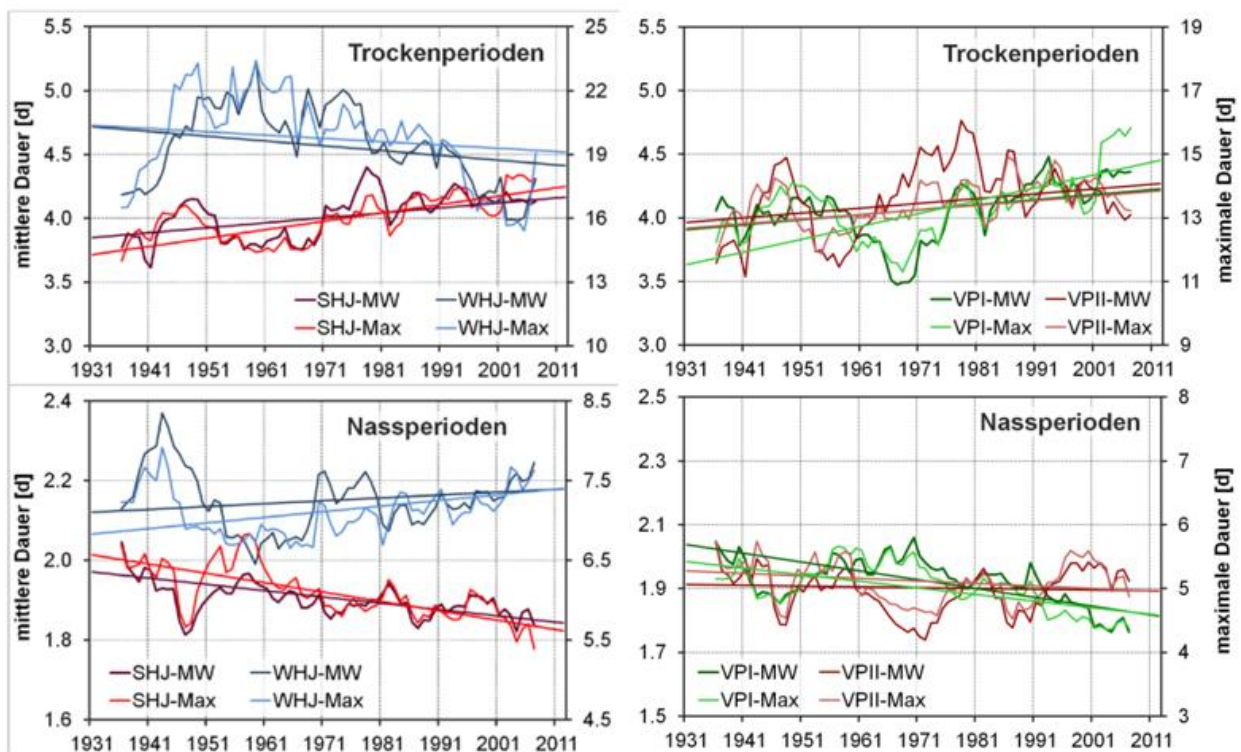
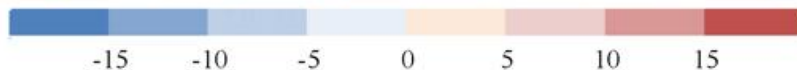


Abbildung 5.5-1: Zeitliche Variabilität (11-jähriges gleitendes Mittel) und Trends (linearer Trend 1931–2012) der Andauer (mittlere Dauer: dunkle Farbabstufung, maximale Dauer: hellere Farbabstufung) von Trocken- (oben) und Nassperioden (unten) in den Halbjahren (rechts; SHJ in rot, WHJ in blau) und Vegetationsperioden (links; VP-I in grün, VP-II in rot) in Sachsen (Mittelwert der Stationswerte); Zeitraum: 1931–2012.

Tabelle 5.5-1: Lineare Jahres(zeiten)trends der Trocken- und Nassperioden (N: Anzahl von Ereignissen, AvD: mittlere Andauer, MxD: maximale Andauer) für sechs verschiedene Analysezeiträume.

Trends	Start Ende	Trockenperioden						Nassperioden					
		1931		1941		1951		1931		1941		1951	
		2000	2012	2000	2012	2000	2012	2000	2012	2000	2012	2000	2012
Jahr	N	-2.2	-2.1	1.3	2.2	0.9	1.5	-2.4	-2.3	1.4	2.5	0.7	1.7
	AvD	1.6	0.9	-4.0	-4.1	-2.8	-4.0	3.0	4.4	2.3	1.5	2.1	3.1
	MxD	3.2	4.5	-14.6	-12.3	-12.6	-10.9	4.8	8.9	3.3	8.1	3.2	5.7
SHJ	N	-5.3	-3.9	-4.6	-1.5	-6.5	-3.7	-5.0	-4.4	-5.0	-2.3	-7.8	-5.3
	AvD	5.5	5.5	4.6	3.6	11.1	9.3	0.6	-0.2	0.9	-2.3	-2.6	-3.3
	MxD	7.4	7.5	2.1	4.5	15.5	18.3	-3.7	-8.1	-4.1	-8.1	-12.5	-13.9
WHJ	N	2.2	0.0	8.8	7.0	9.4	6.6	1.1	0.0	9.4	9.2	10.4	9.0
	AvD	-2.4	-4.5	-14.2	-14.7	-18.5	-19.4	4.7	10.1	3.5	5.2	6.3	8.2
	MxD	-8.5	-6.0	-29.4	-24.5	-23.9	-20.9	8.4	18.6	9.7	16.5	13.0	14.8
Fhj	N	-4.3	-5.9	-1.2	-5.3	-1.4	-2.3	-4.1	-5.7	-0.2	-3.8	-0.5	-1.5
	AvD	0.9	6.1	-6.5	2.8	-3.5	3.3	4.3	2.1	4.9	1.6	-0.1	-4.2
	MxD	2.6	7.9	-8.8	1.7	-7.8	1.2	0.1	-0.9	4.1	5.5	-5.2	-11.2
Som	N	-4.1	-0.1	-2.2	4.8	-3.5	2.2	-4.4	-0.5	-4.0	3.2	-6.0	0.7
	AvD	9.2	4.7	8.8	1.0	11.2	2.1	2.3	0.7	-1.0	-4.5	-1.3	-3.0
	MxD	8.4	0.8	6.1	-0.1	17.1	9.1	5.8	-4.6	-4.5	-14.6	-4.6	-10.5
Her	N	4.5	0.5	13.4	8.4	6.3	0.9	5.2	0.0	14.0	7.9	6.8	1.3
	AvD	-7.8	-6.4	-24.8	-19.9	-18.5	-14.3	-1.9	3.8	0.3	4.2	5.2	12.9
	MxD	-11.7	-15.2	-32.9	-35.7	-32.1	-35.1	9.9	18.0	15.2	19.3	16.2	23.2
Win	N	-2.3	-4.0	-0.9	-0.6	3.9	5.5	-4.4	-4.7	-0.7	2.0	4.3	6.8
	AvD	4.7	2.5	1.6	-1.6	-4.1	-9.8	9.2	13.4	6.1	4.8	4.7	4.8
	MxD	-0.7	5.5	-2.7	5.3	-0.5	4.2	12.5	17.1	5.9	7.3	2.4	3.8
VP-I	N	-5.5	-5.1	-7.1	-5.0	-5.7	-3.5	-4.4	-6.7	-6.3	-8.1	-6.7	-6.3
	AvD	1.5	6.3	7.5	12.3	9.3	11.2	-0.4	-5.5	-3.7	-8.9	-8.2	-12.9
	MxD	3.8	8.8	4.7	13.1	8.8	16.8	-0.5	-4.5	-9.1	-11.7	-20.8	-26.5
VP-II	N	-6.2	-3.5	-3.2	1.9	-8.8	-4.9	-6.3	-3.6	-4.1	1.4	-10.5	-5.7
	AvD	8.1	2.8	2.2	-5.2	14.3	7.2	3.1	5.5	5.1	4.5	3.4	6.6
	MxD	3.3	-2.3	-5.6	-12.0	13.3	9.6	3.9	-0.6	4.5	-1.8	-0.7	3.8



Die Trends für VP-II ähneln im Wesentlichen den Sommertrends (Tabelle 5.5-1). In VP-II gibt es jedoch eine Tendenz zur Zunahme der mittleren Dauer von Nassperioden, während die Trockenperiodendauer deutlich zugenommen hat. Die für das WHJ beobachtete Abnahme der Trockenperioden- und Zunahme der Nassperiodendauer ist vor allem auf Entwicklungen im Herbst zurückzuführen.

### Räumliche Variabilität

Wie für die Trockentage wurde auch für die Dauer von Trockenperioden der Zusammenhang zwischen dem räumlichen Mittelwert und der räumlichen Variabilität (gemessen als Standardabweichung) untersucht (Abbildung 5.5-3). Im Gegensatz zur Trockentagshäufigkeit mit ihren negativen Korrelationen zeigen sich starke positive Korrelationen – je länger die Trocken- und Nassperioden also im Mittel sind, desto stärker schwankt die Länge solcher Perioden im Untersuchungsgebiet. Dies ist durch den Einfluss von einzelnen sehr langen, nur an ausgewählten Stationen beobachteten Ereignissen auf die Mittelwertbildung zu erklären. Für die Trockenperioden ist die Korrelation im Sommer (Pearson-Produktmomentkorrelationskoeffizient  $r = 0,80$ ) am geringsten und im Herbst am größten ( $r = 0,93$ ), während für die Nassperioden kaum saisonale Unterschiede beobachtet werden (jeweils knapp 0,8).

In den Trends der mittleren und maximalen Trocken- und Nassperiodendauer zeigen sich zum Teil deutliche regionale Gradienten (Abbildung 5.5-2). So ist der Trend zu längeren Trockenperioden im Sommer(halbjahr) sowie in VP-II in den nördlichen Tieflands- (EMT) und Hügellandsregionen (ÖSH, LAS) an stärksten ausgeprägt. Der Rückgang in der maximalen Nassperiodendauer ist im Sommer(halbjahr), dem Frühjahr sowie den beiden Vegetationsperioden im Westerzgebirge (WEG) am größten. Weitere räumliche Differenzierungen in der Größe und Richtung der Trends sind in Trendkarten (Abbildung 5.5-4 und 5.5-5) für die Vegetationsperioden sowie den Herbst und den Winter sichtbar. In VP-I hat an fast allen Stationen die maximale Trockenperiodenlänge zu- und die maximale Nassperioden abgenommen. Dabei sind die Trends für den Zeitraum 1951–2012 (Abbildung 5.5-5) etwas einheitlicher und somit im Mittel größer als für 1951–2000 (Abbildung 5.5-4). Auch in VP-II hat die maximale Trockenperiodenlänge in beiden Zeiträumen zumeist zugenommen, jedoch zeigen einige Stationen im Südwesten Trends zur Abnahme der maximalen Trockenperiodenlänge. Die maximale Länge der Nassperioden zeigt noch größere räumliche Unterschiede mit Zunahmetrends im Norden (Regionen WSH, ÖSH, EMT und LAS) und Abnahmetrends im gebirgigen Süden Sachsens (VTB, WEG, OEG, EVL). In der Region (TFM) ganz im Südwesten des Untersuchungsgebietes treten sowohl Zu- als auch Abnahmen auf. Die Zahl trockener Tage hatte v. a. im Herbst und Winter abgenommen. Dies äußert sich für den Herbst in räumlich sehr homogenen Abnahmen in der maximalen Trockenperiodendauer und Zunahmen in der maximalen Nassperiodenlänge in den Zeiträumen 1951–2000 und 1951–2012. Für den Winter sind die Ergebnisse weniger einheitlich. Sowohl die Trends der maximalen Länge von Nass- als auch die der Trockenperioden unterliegt starken regionalen Variationen.

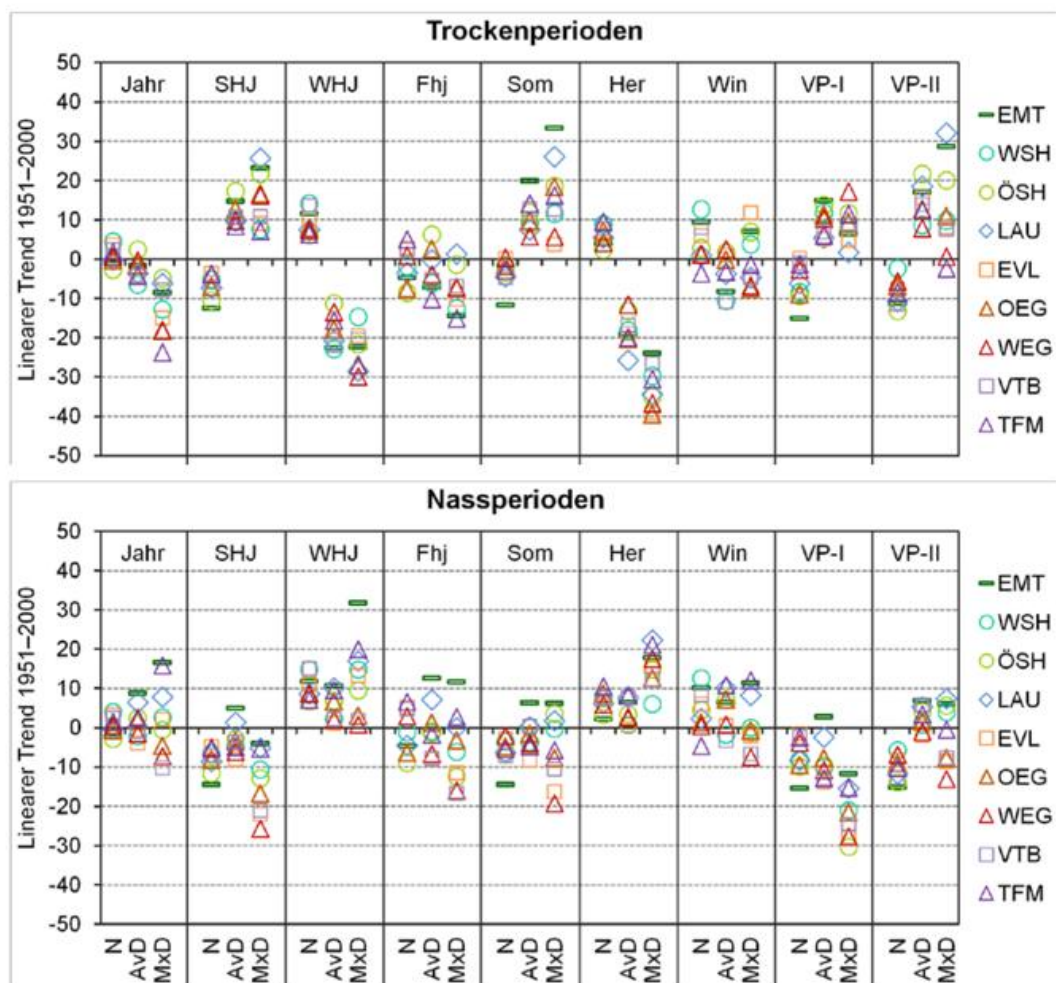


Abbildung 5.5-2: Lineare Trocken- (oben) und Nassperiodentrends (unten; N: Anzahl, AvD: mittlere Andauer, MxD: maximale Andauer) für die Jahreszeiten und die (Halb)Jahre den neun Regionen für 1951–2000 (Regionsbezeichnungen siehe Tabelle 3.2-1).

Es fällt auf, dass im Norden des Untersuchungsgebietes im Winter die maximale Länge von Trocken- und Nassperioden gleichzeitig zugenommen hat (in beiden Zeiträumen). Währenddessen hat im Osten im Zeitraum 1951–2000 die maximale Länge von Trockenperioden ab-, die der Nassperioden jedoch zugenommen. Die Frühjahrstrends (ohne Darstellung) sind über den Großteil des Untersuchungsgebietes hinweg eher negativ für die Trocken- und die Nassperioden. Im Zeitraum 1951–2000 hat die maximale Länge von Nassperioden im Norden Sachsens zugenommen. In dem zwölf Jahre längeren Zeitraum 1951–2012 sind dann nahezu alle Trends negativ. Die Sommertrends (ohne Darstellung) ähneln in ihrer räumlichen Verteilung denen von VP-II, jedoch treten im Sommer an mehr Stationen Abnahmetrends der maximalen Nassperiodenlänge auf, als in VP-II. Zudem zeigen im Südwesten mehr Stationen im Sommer positive anstelle von negativen bzw. größere positive Trends der maximalen Trockenperiodenlänge als in VP-II.

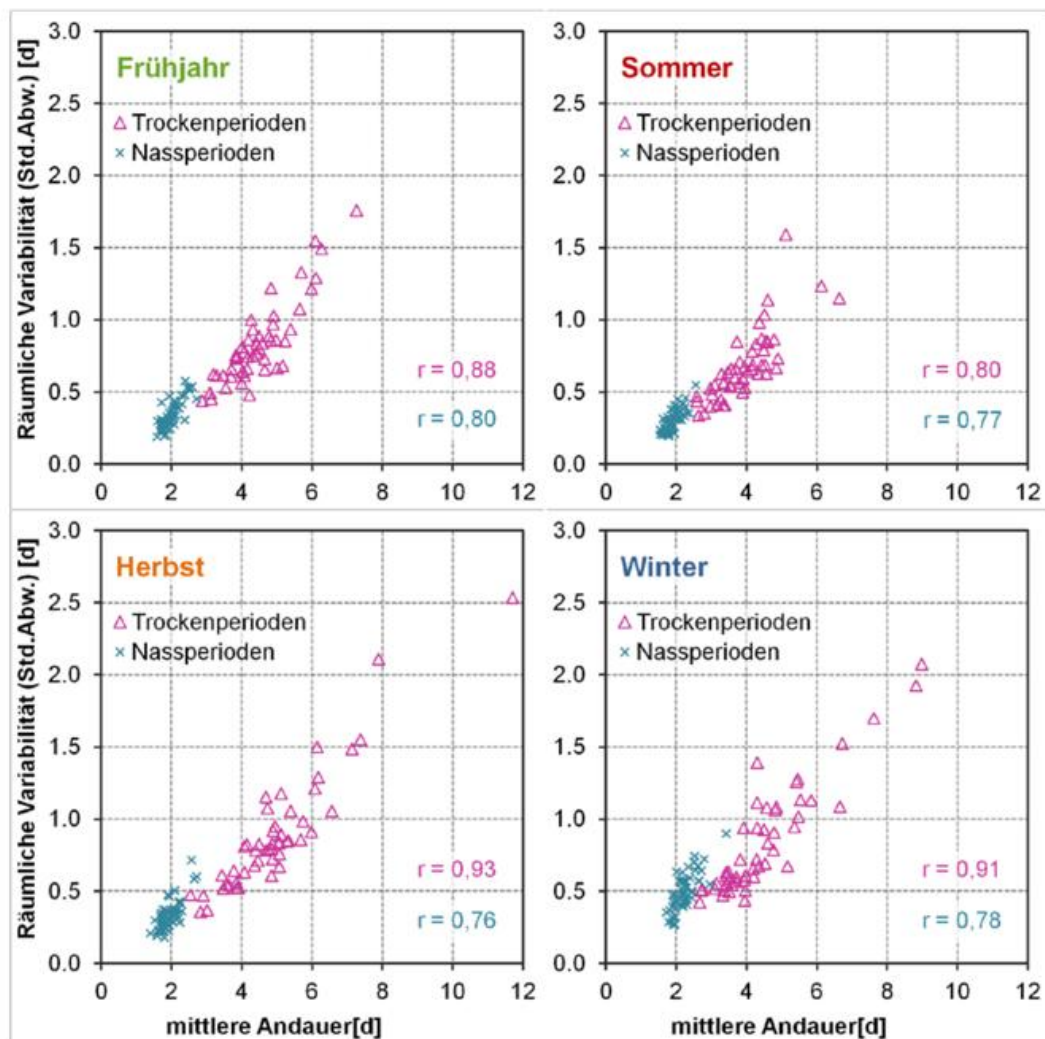


Abbildung 5.5-3: Zusammenhang zwischen der räumlichen Variabilität der mittleren Trocken- und Nassperiodendauer und dem räumlichen Mittelwert der mittleren Andauer in Sachsen im Zeitraum 1951–2000.

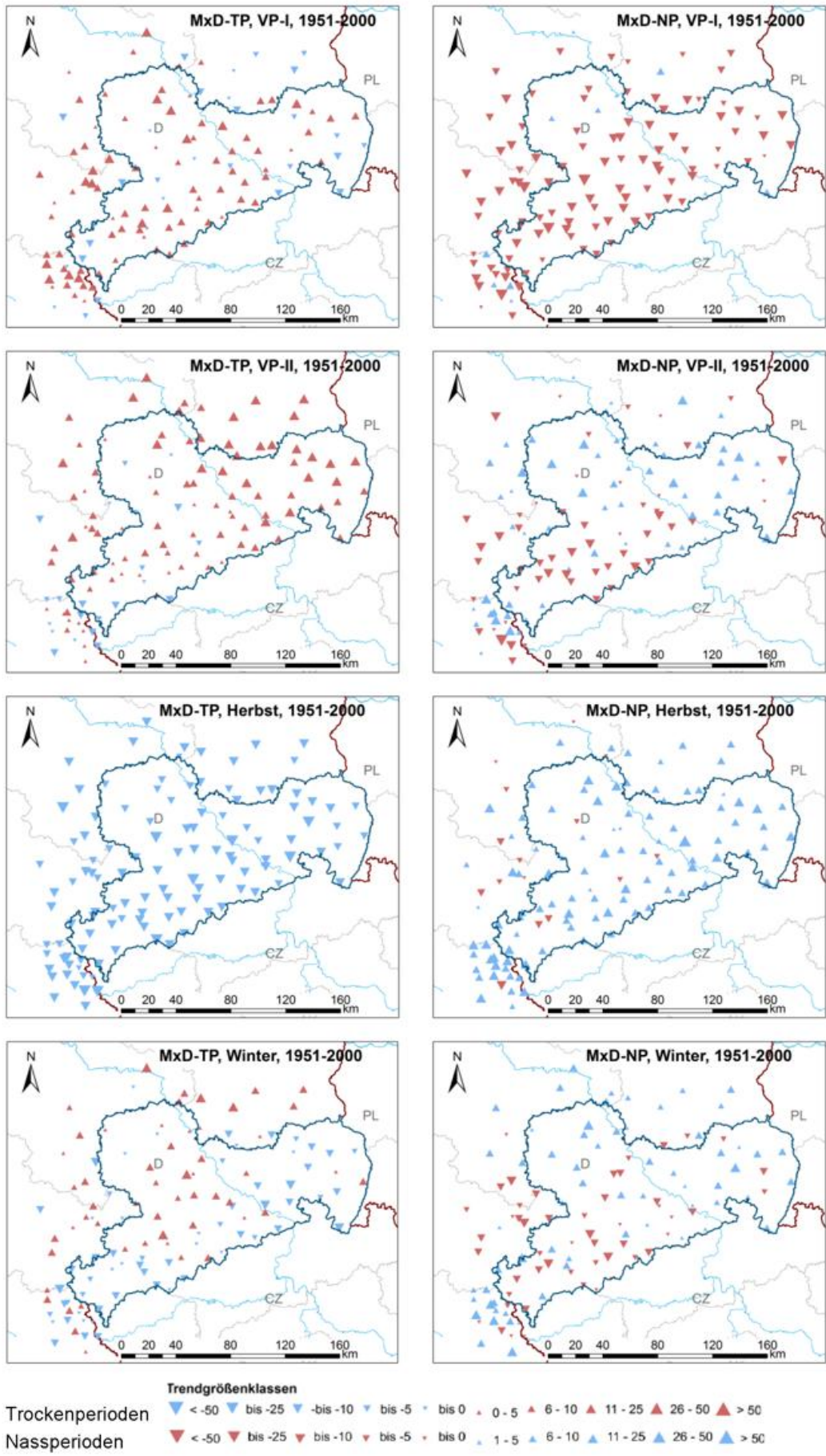


Abbildung 5.5-4: Trendkarten der maximalen Trocken- (links) und Nassperiodenlänge (rechts) in den beiden Vegetationsperioden sowie im Herbst und im Winter für den Zeitraum 1951–2000.

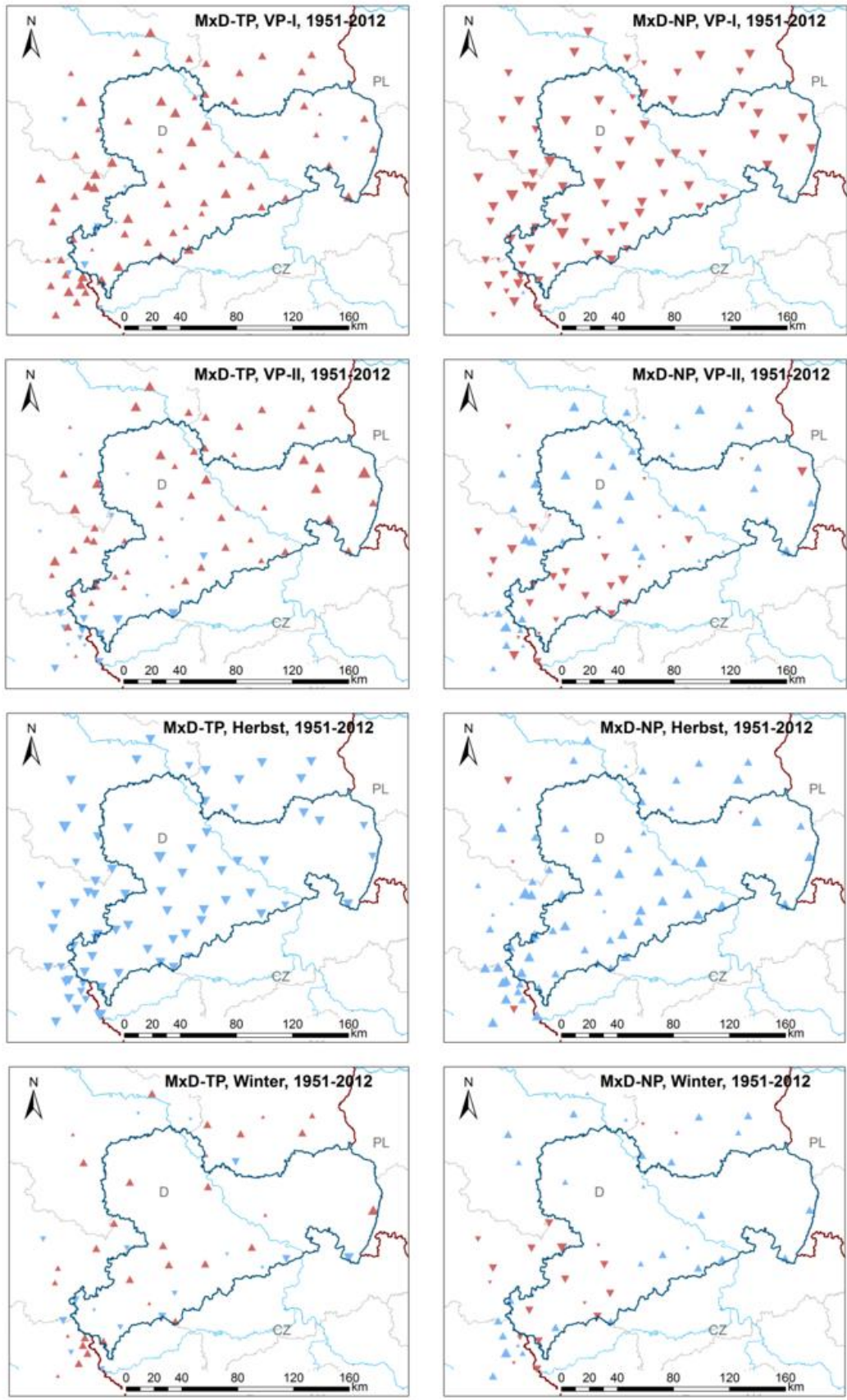


Abbildung 5.5-5: wie Abbildung 5.5-4, jedoch für den Zeitraum 1951–2012.

Die räumliche Variabilität der Dauer von Trockenperioden hat in VP-II (Abbildung 5.5-6) sowie im Frühjahr und Sommer(halbjahr; ohne Darstellung) zugenommen. Dagegen hat ihre räumliche Variabilität im Herbst und Winter tendenziell abgenommen. Die Nassperiodendauer zeigt zumeist inverse Trends. In einigen Jahreszeiten fällt auf, dass sich die Trends der mittleren und maximalen Andauern hinsichtlich der Trendgröße und z. T. auch hinsichtlich des Vorzeichens unterscheiden. So hat in VP-I v.a. die maximale Trockenperiodenlänge zugenommen, während im Winter v.a. ihre mittlere Andauer abgenommen hat. Bei den Nassperioden ist der positive Trend im Herbst für die maximale und im Winter für die mittlere Andauer größer.

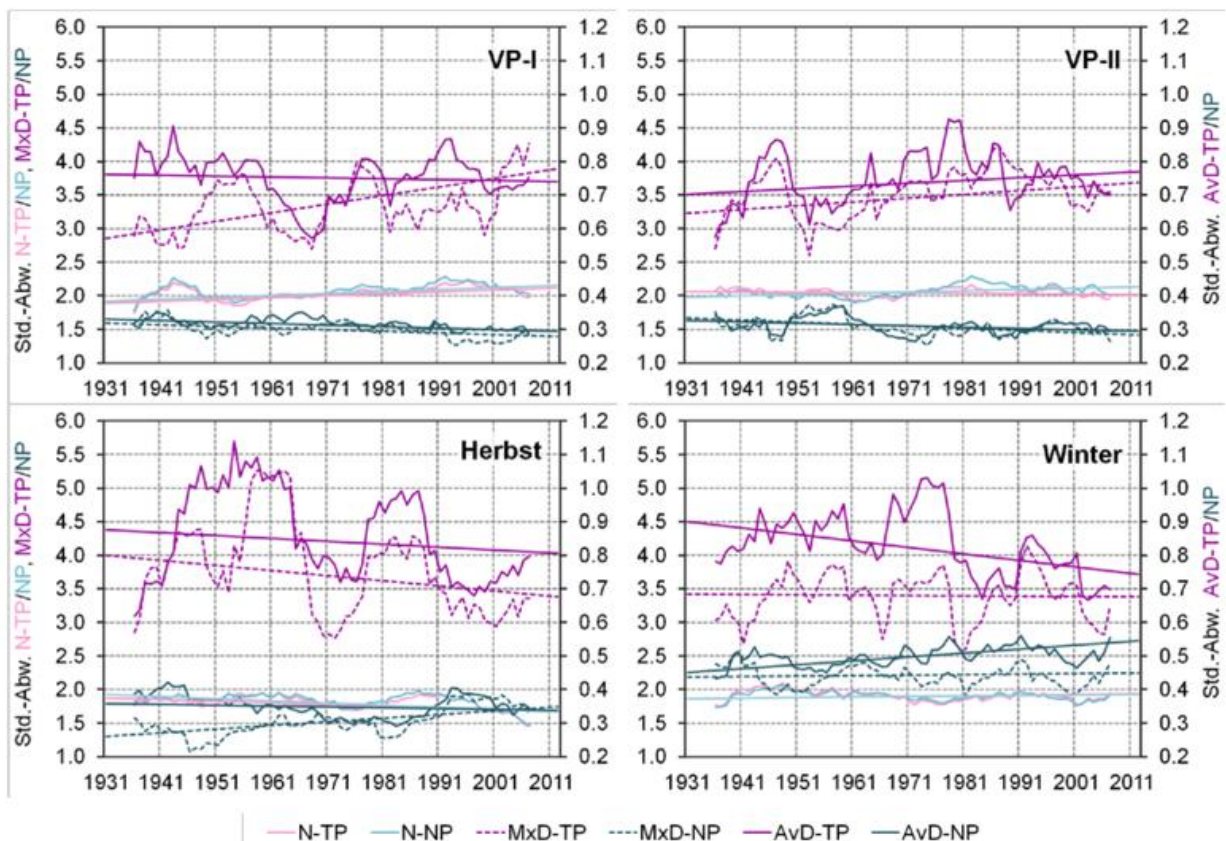


Abbildung 5.5-6: Zeitlicher Verlauf (11-jähriges gleitendes Mittel) und Trends (lineare Regression für 1931–2012) der räumlichen Variabilität (gemessen als Standardabweichung über alle verfügbaren Stationen) von Anzahl sowie mittlerer und maximaler Dauer von Trocken- und Nassperioden in den beiden Vegetationsperioden sowie Herbst und Winter in Sachsen; 1931–2012.

### Zeitliche Stabilität der Trends

Dass die Niederschlagstrends und diejenigen verschiedener Niederschlagsindizes ausgeprägten zeitlichen Schwankungen unterliegen, und selbst 50-Jahrestrends als zeitlich nicht stabil zu betrachten sind, wurde in den vorangegangenen Kapitel schon mehrfach illustriert. Auch die Trends der Andauer von Trocken- und Nassperioden zeigen ausgeprägte Langzeitvariationen (Abbildung 5.5-7). Wie schon für die Trockentage beschrieben (Abbildung 5.4-6) schwanken die Trends des Frühjahrs um Null (ca.  $\pm 10\%$ ). Dagegen ist in der um nur einen Monat verschobenen VP-I ein Anstieg der Trendwerte der mittleren und maximalen Trockenperiodendauer von ca.  $-10\%$  auf etwa  $+20\%$  sichtbar. Die in VP-I zunehmenden Trockentage ordnen sich also zu längeren Trockenperioden. Dies geht mit einem (zunehmenden) Rückgang in der Häufigkeit solcher Phasen sowie abnehmenden Nassperiodendauern einher. Der Verlauf der 50-Jahrestrends des Sommers und von VP-II ist recht ähnlich (v. a. für die mittlere Trockenperiodenlänge). Die Trendwerte der mittleren TP-dauer sind zumeist im geringfügig positiven Bereich und erst für die jüngsten Analysezeiträume (ab 1959–2008) sind Abnahmetrends beobachtet worden.

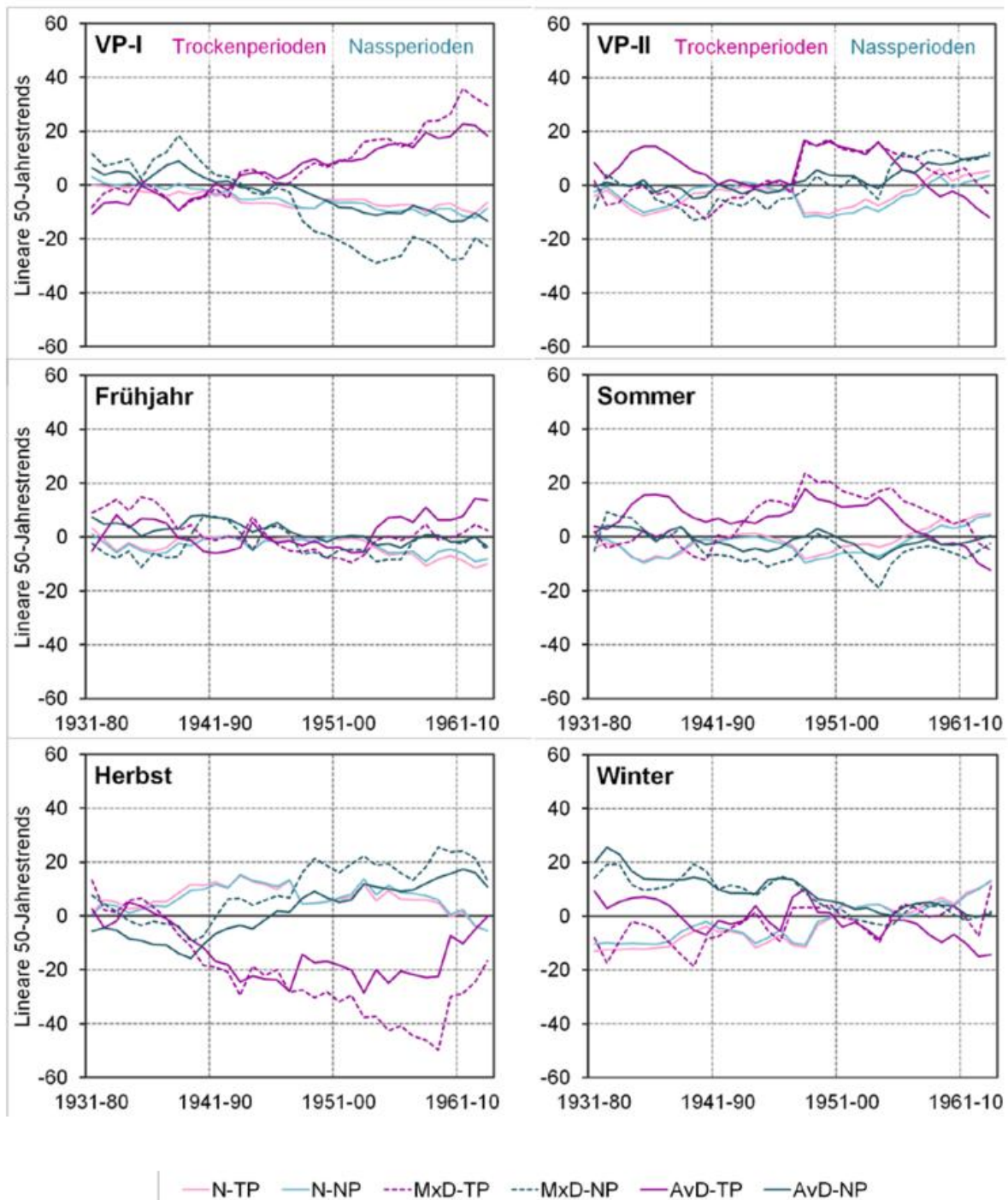


Abbildung 5.5-7: Gleitende Analyse der linearen 50-Jahrestrends (1931–1980 bis 1963–2012) der Anzahl und Dauer von Trocken- und Nassperioden für die Vegetationsperioden und Jahreszeiten für Sachsen.

Im Herbst sind mit den in den jüngeren Analysezeiträumen größer werdenden Abnahmetrends der Trockentagshäufigkeit auch die Trends der mittleren und maximalen Trockenperiodenlänge negativer geworden. Analog sind die Trends der Nassperiodenlänge tendenziell größer (positiver) geworden. Im Winter hat sich der Trend der Anzahl von Nass und Trockenperioden von negativen Trendwerten (ca. -10 %) hin zu positiven Trendwerten in den letzten Analysezeiträumen (etwa +10 %) verschoben. Diese Entwicklung geht einher mit abnehmenden Trendwerten der Nassperiodendauer von ca. +20 % auf ca. 0 %.

## 5.5.2 Vergleich zwischen Beobachtungs- und Modelldaten für den Kontrollzeitraum

Die durchschnittlich 244 trockenen Tage pro Jahr ordnen sich in der REGKLAM-Modellregion im Mittel zu 59 Trockenphasen an, die durchschnittlich 4,2 Tage lang sind. Nassperioden treten mit ca. 58-mal pro Jahr ähnlich häufig auf, wie Trockenperioden. Jedoch sind sie mit durchschnittlich 2,0 Tagen nur etwa halb so lang wie Trockenperioden. Die maximale Dauer von Trockenperioden betrug im Zeitraum 1961–1990 im Mittel 21,2 Tage und die von Nassperioden im Mittel nur 7,7 Tage. Erwartungsgemäß werden diese Charakteristika durch die statistischen Modelle besser wiedergegeben als durch die dynamischen. REMO und CLM überschätzen trotz ihrer Unterschätzung der Zahl trockener Tage die Häufigkeit von Trockenphasen. Dies liegt an den deutlich kürzeren Trockenphasen, die diese Modelle generieren. Im Mittel sind die Trockenphasen pro Jahr in den dynamischen Modellen nur 3,5 bis 3,8 Tage lang (etwa 10–17 % Unterschätzung). Hinsichtlich der maximalen Trockenphasenlänge liegen die dynamischen Modelle mit 19 d (CLM 2) bis 21 d (REMO 1) näher an den Beobachtungen (1–10 % Unterschätzung). Auch die Anzahl der Nassphasen wird durch die dynamischen Modelle etwas überschätzt, was diesmal durch den „Überschuss“ an simulierten Nasstagen zu erklären ist. Die mittlere Länge der Nassphasen wird vor allem durch die statistisch basierten Klimaprojektionen recht gut wiedergegeben, ihre maximale Länge jedoch durch alle Modelle – insbesondere die dynamischen – überschätzt.

In Form einer kumulativen Häufigkeitsverteilung ist die Häufigkeit von Trocken- und Nassphasen in Abhängigkeit von ihrer Länge in Abbildung 5.5-8 dargestellt. Reichlich 80 % aller Trockenphasen sind kürzer als eine Woche und ca. 60 % höchstens drei Tage lang. Circa die Hälfte der Nassperioden besteht nur aus einem einzigen Niederschlagstag und nur etwa 7 % der Nassperioden sind länger als 3 Tage. Die größten Abweichungen der Modelle von den beobachteten Häufigkeiten sind für Trockenperiodenlängen zwischen ein und zwölf Tagen und Nassperiodenlängen zwischen ein und vier Tagen sichtbar.

CLM und vor allem REMO überschätzen die Trockenphasen- bzw. unterschätzen die Nassphasenhäufigkeit in diesem Bereich deutlich. Abweichungen für die deutlich selteneren längeren Trocken- und Nassphasen sind in Abbildung 5.5-11 dargestellt. Auch hier sind Unterschätzungen der Häufigkeit langer Trockenperioden bzw. Überschätzungen der Häufigkeit langer Nassperioden durch die dynamischen Modelle REMO und CLM sichtbar.

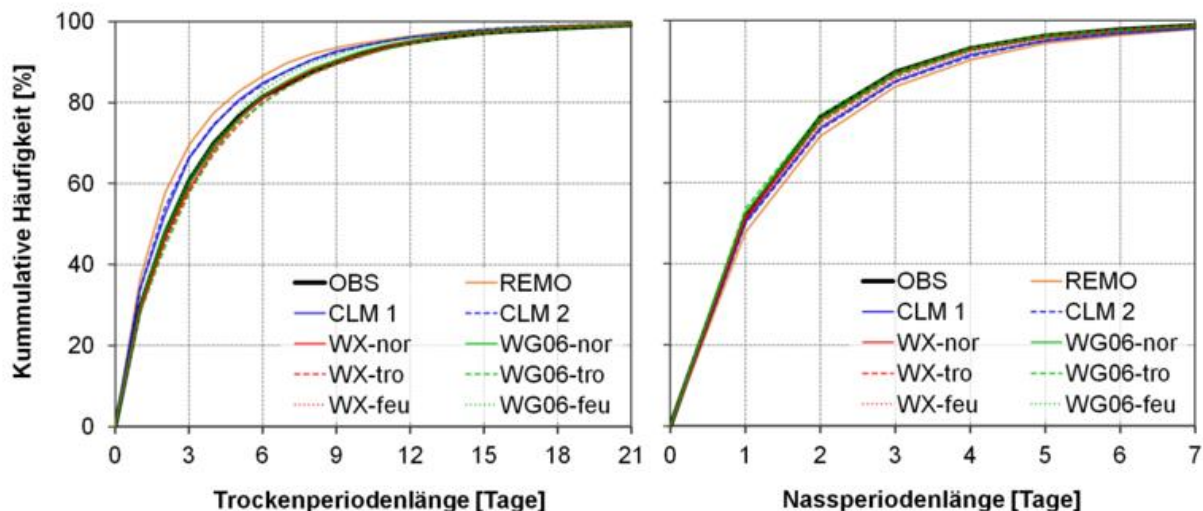


Abbildung 5.5-8: Kumulative Häufigkeitsverteilung der jährlichen Andauer von Trockenphasen bis zu einer Dauer von drei Wochen (links) und Nassphasen bis zu einer Dauer von einer Woche (rechts) für die Beobachtungsdaten (OBS) und neun regionale Klimaprojektionen, Referenzzeitraum 1961–1990.

**Jahreszeitliche Betrachtung:** Die meisten Trocken- und Nassphasen treten im Sommer(halbjahr) auf (Abbildung 5.5-9). Sie sind mit durchschnittlich 3,9 d für die Trockenperioden und 2,0 d für die Nassperioden jedoch deutlich kürzer als im Winter (4,3 d bzw. 2,3 d) und den Übergangsjahreszeiten (Frühjahr: 4,4 d/ 2,1 d; Herbst: 4,8 d/ 2,1 d; Abbildung 5.5-10, links). Die längsten Trockenphasen sind während der Herbstmonate zu erwarten ( $\bar{\varnothing}$ : 16,6 d gegenüber 12,9 d im Sommer) und die längsten Nassphasen im Winter ( $\bar{\varnothing}$ : 6,7 d gegenüber 5,0 d im Sommer). Diese Charakteristika der Beobachtungsdaten werden nicht durch alle Modelle korrekt wiedergegeben.

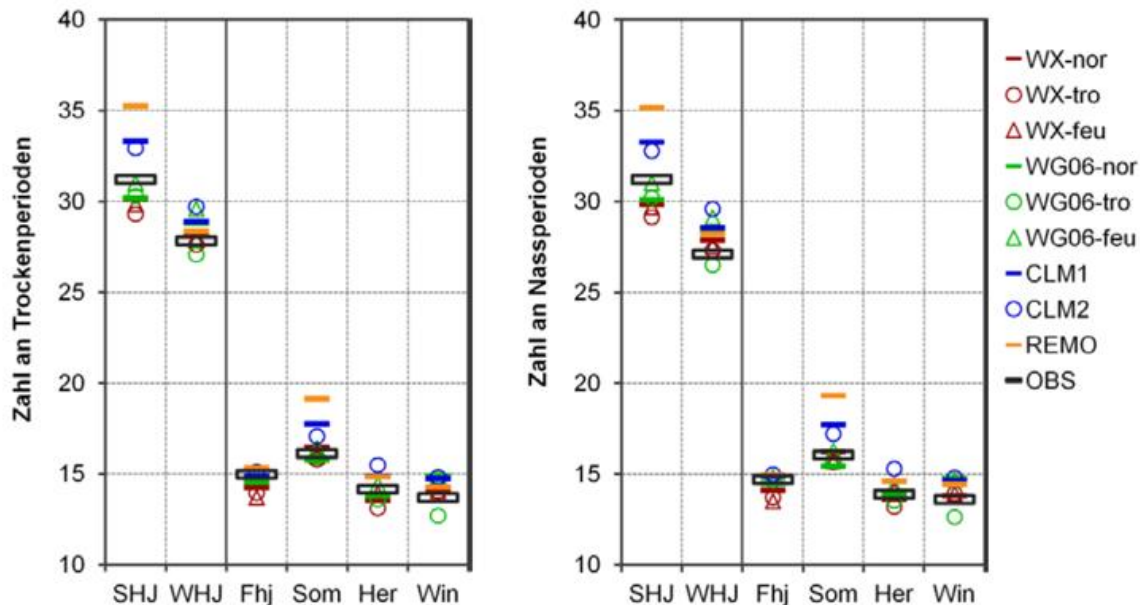


Abbildung 5.5-9: Mittlere Zahl an Trockenphasen (links) und Nassphasen (rechts) in der REGKLAM-Modellregion für die Halbjahre und die Jahreszeiten für die Beobachtungsdaten (OBS) und neun regionale Klimaprojektionen; Referenzzeitraum 1961–1990.

Grundsätzlich simulieren die Modelle für das Frühjahr, den Herbst und den Winter ähnliche Häufigkeiten (Abbildung 5.5-9, links) und tendenziell auch mittlere Andauern von Trockenphasen (Abbildung 5.5-10, oben links). Nur der Sommer unterscheidet sich mit häufigeren jedoch kürzeren Trockenphasen deutlich vom Rest des Jahres. Das entspricht im Wesentlichen den beobachteten Gegebenheiten. Auch die größere Häufigkeit von Nassphasen im Sommer im Vergleich zu anderen Jahreszeiten wird von den Modellen im Mittel richtig wiedergegeben (Abbildung 5.5-9, rechts). Jedoch tendieren die Modelle zu einer Überschätzung der Länge solcher nasser Phasen (Abbildung 5.5-10, unten).

Wie schon für das gesamte Jahr beschrieben, liegen die statistischen Modelle auch für die Jahreszeiten bzw. Halbjahre im Allgemeinen näher an den Beobachtungen als die dynamischen Modelle. So liegen generell einige der Läufe der statistischen Modelle über dem Beobachtungswert und einige darunter. Auffällig ist, dass alle drei WEREX IV-Läufe die Häufigkeit (Abbildung 5.5-9, links) sowie maximale Länge (Abbildung 5.5-10, oben rechts) von Trockenphasen im Frühjahr unterschätzen, während sie deren mittlere Andauer (Abbildung 5.5-10, oben links) überschätzen. CLM und REMO unterschätzen die mittlere Trockenphasendauer in allen Jahreszeiten, während sie tendenziell zu viele Trockenphasen generieren. REMO zeigt insbesondere im Sommer große Überschätzungen der Häufigkeit von Trockenphasen, gepaart mit einer noch stärkeren Unterschätzung ihrer Andauer. Die maximale Dauer von Trockenphasen im Herbst wird jedoch durch fast alle Modelle unterschätzt (Abbildung 5.5-10, oben rechts). Dagegen überschätzen die Modelle die mittlere und maximale Dauer von Nassphasen im Sommer(halbjahr) und im Herbst – CLM und REMO auch im Frühjahr und Winter (Abbildung 5.5-10, unten). Die statistischen Modelle WEREX IV und WETTREG 2006 unterschätzen die mittlere und maximale Länge nasser Phasen im Winter(halbjahr).

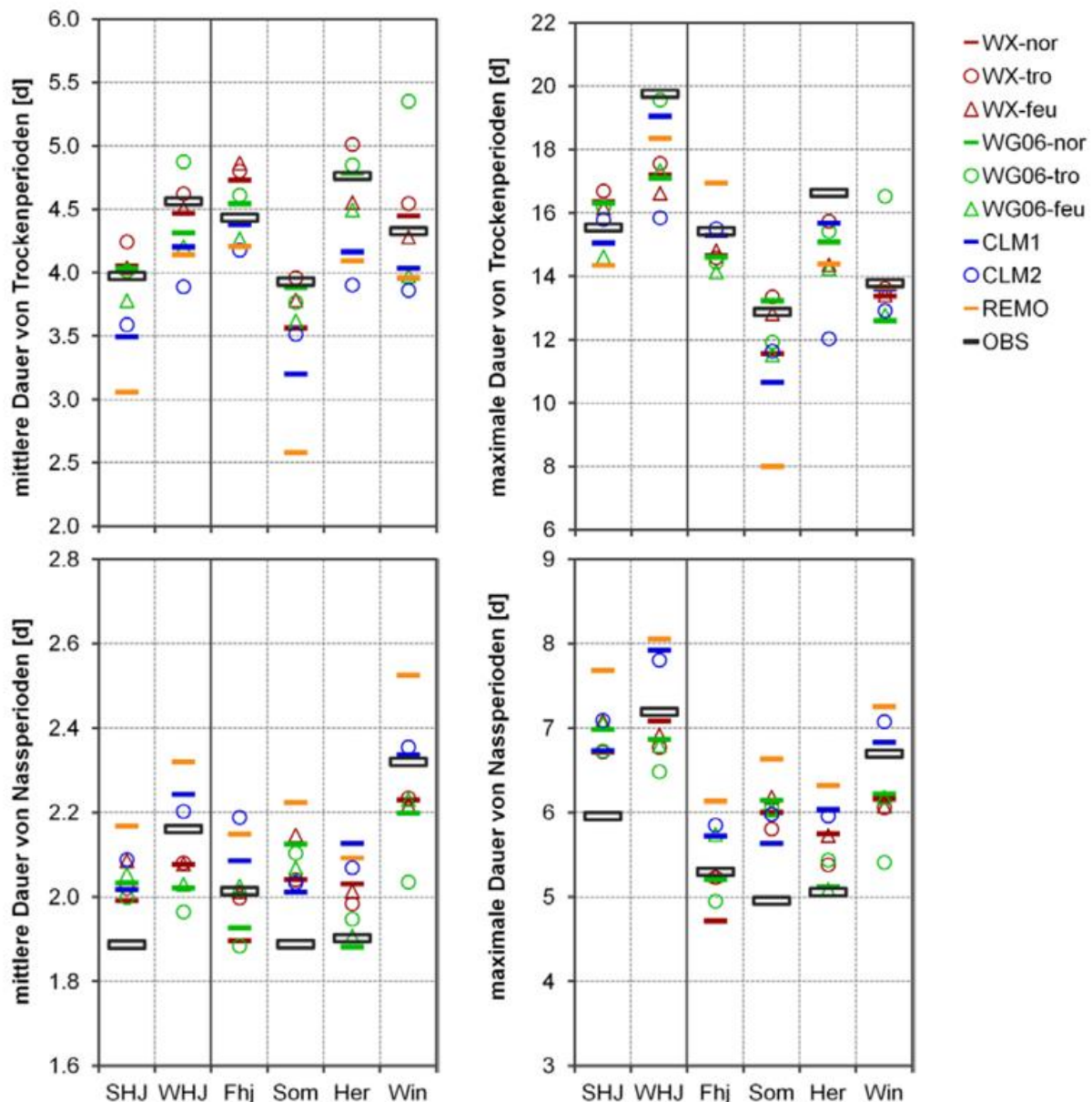


Abbildung 5.5-10: Mittlere (links) und maximale (rechts) Länge von Trockenphasen (oben) und Nassphasen (unten) in der REGKLAM-Modellregion für das Jahr, die Halbjahre und die Jahreszeiten für die Beobachtungsdaten (OBS) und neun regionale Klimaprojektionen, Referenzzeitraum 1961–1990.

**Länger andauernde Nass- und Trockenphasen:** Als meteorologische Trockenperioden werden solche mit einer Dauer von mindestens 11 Tagen bezeichnet. Zusätzlich werden auch Trockenperioden mit einer Länge von zwei und drei Wochen betrachtet. Für die Nassperioden werden entsprechend Phasen mit einer Mindstdauer von drei, fünf, sieben und elf Tagen analysiert. Im WHJ unterschätzen fast alle Modellläufe die beobachteten Häufigkeiten langer Trockenperioden (Abbildung 5.5-11 oben), während die Häufigkeit längerer nasser Phasen zumindest im Ensemblemittel recht gut wiedergegeben wird (Abbildung 5.5-11 unten). Dagegen überschätzen alle betrachteten regionalen Klimaprojektionen die Häufigkeit längerer Nassphasen während des SHJs. Die Häufigkeit längerer trockener Phasen wird im SHJ durch die statistischen Modelle – insbesondere WEREX IV – tendenziell überschätzt und durch die dynamischen Modelle unterschätzt. Dagegen wird die Häufigkeit längerer nasser Phasen während des WHJs durch die statistischen Modelle unter- und die dynamischen Modelle überschätzt.

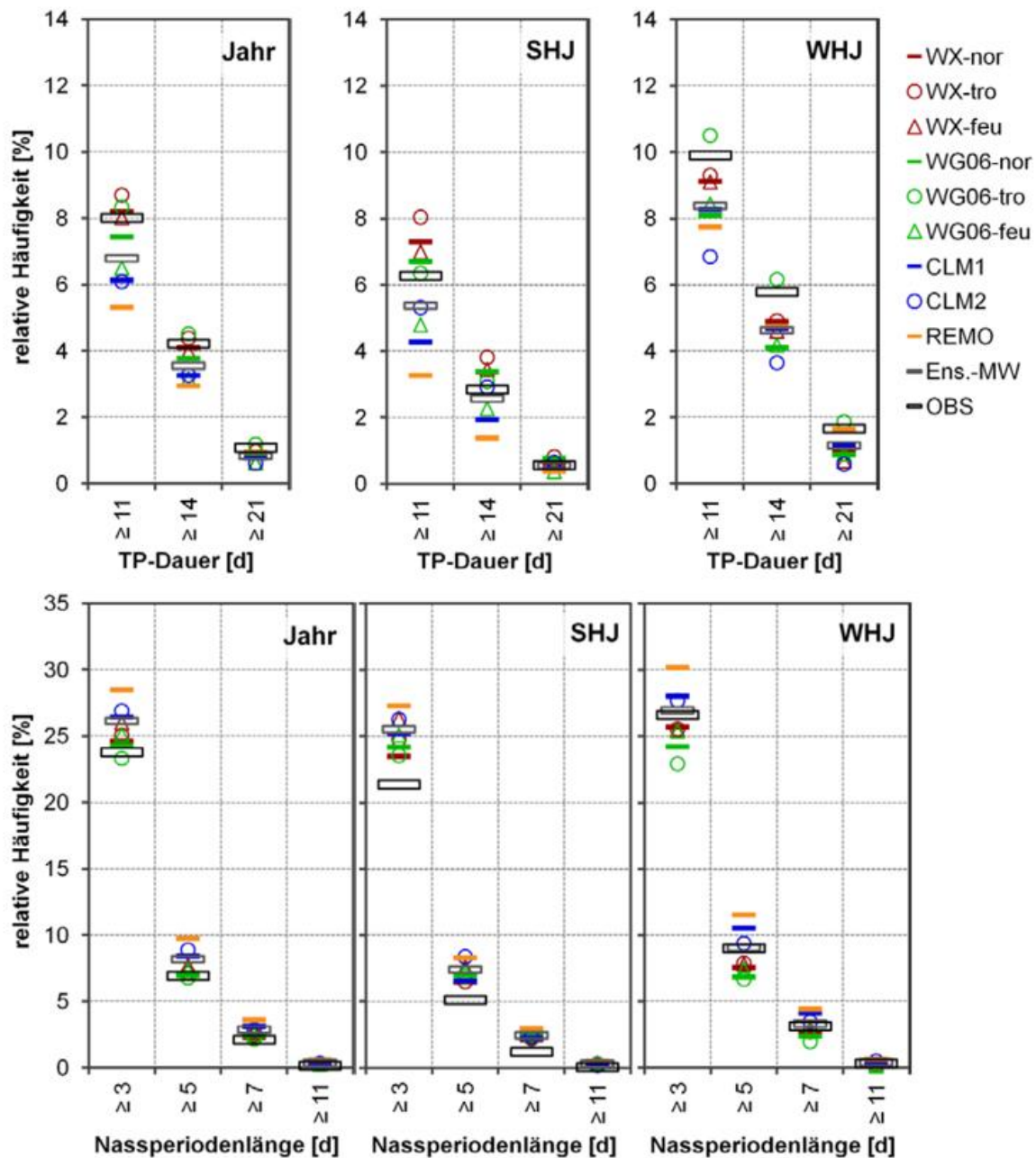


Abbildung 5.5-11: Überschreitungshäufigkeit verschiedener Trockenphasen- (oben) und Nassphasenandauern (unten) in der REGKLAM-Modellregion für das Jahr und die Halbjahre für die Beobachtungsdaten (OBS) und neun regionale Klimaprojektionen sowie den Ensemble-Mittelwert (Ens.-MW), Referenzzeitraum 1961–1990.

**Räumliche Charakteristika:** Die Abbildungen 5.5-12 bis 5.5-14 zeigen Kartendarstellungen der jährlichen Häufigkeit sowie mittlere und maximale Andauer von Trockenphasen für den Referenzzeitraum 1961–1990 (für mehr Informationen zur Methodik und Interpretierbarkeit der Karten siehe Abschnitt 5.4.3). Für die Nassperioden sind die Karten nicht dargestellt, da die räumlichen Muster in den Beobachtungs- und Klimamolldaten den für die Trockenperioden gezeigten stark ähneln. Sowohl die Trocken- als auch die Nassperioden sind im Erzgebirge (südliche Grenze des Untersuchungsgebietes) deutlich häufiger als im nördlichen Tiefland.

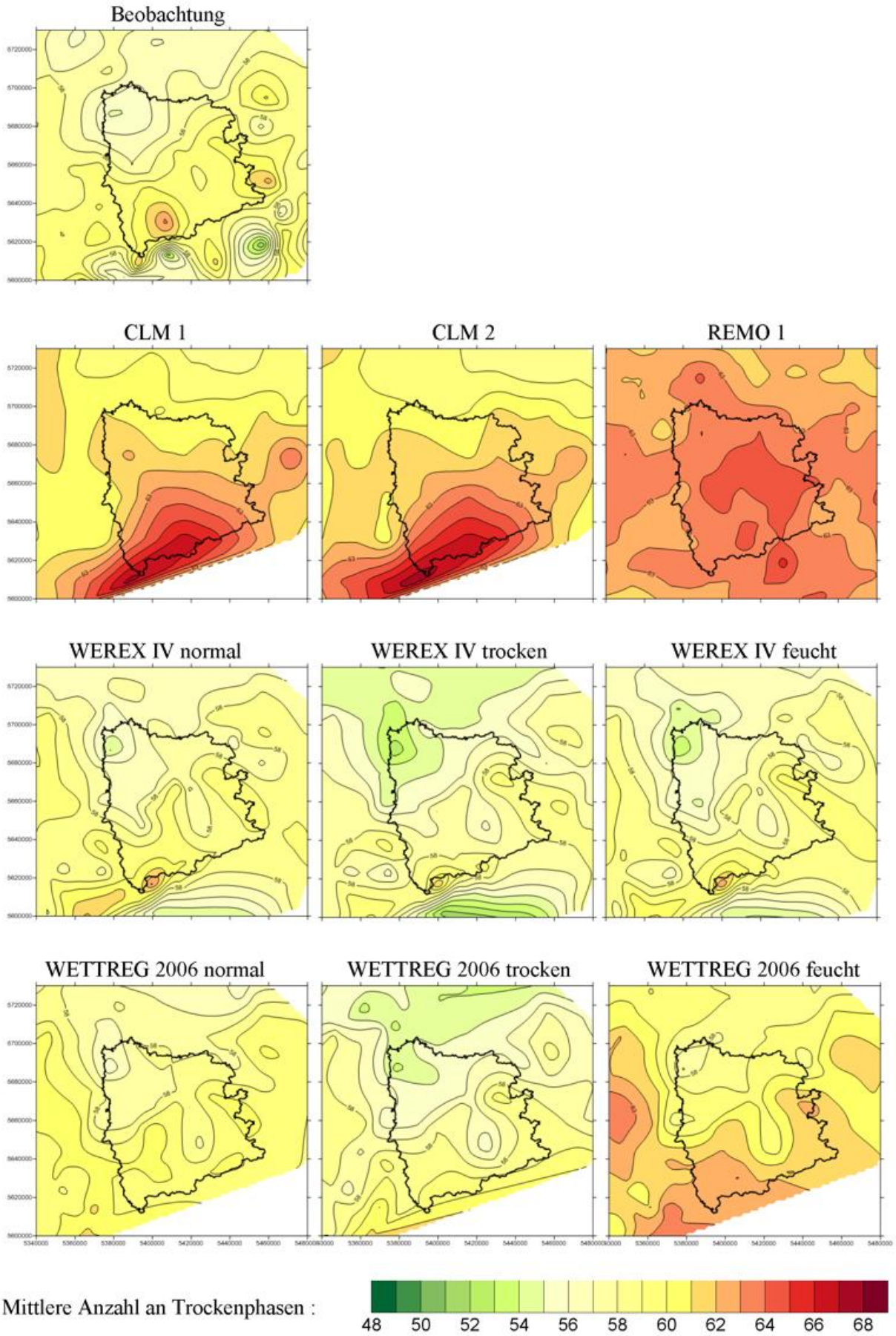


Abbildung 5.5-12: Kartendarstellung der mittleren Zahl an Trockenphasen pro Jahr für die Beobachtungsdaten und neun Modellläufe; Referenzzeitraum 1961–1990.

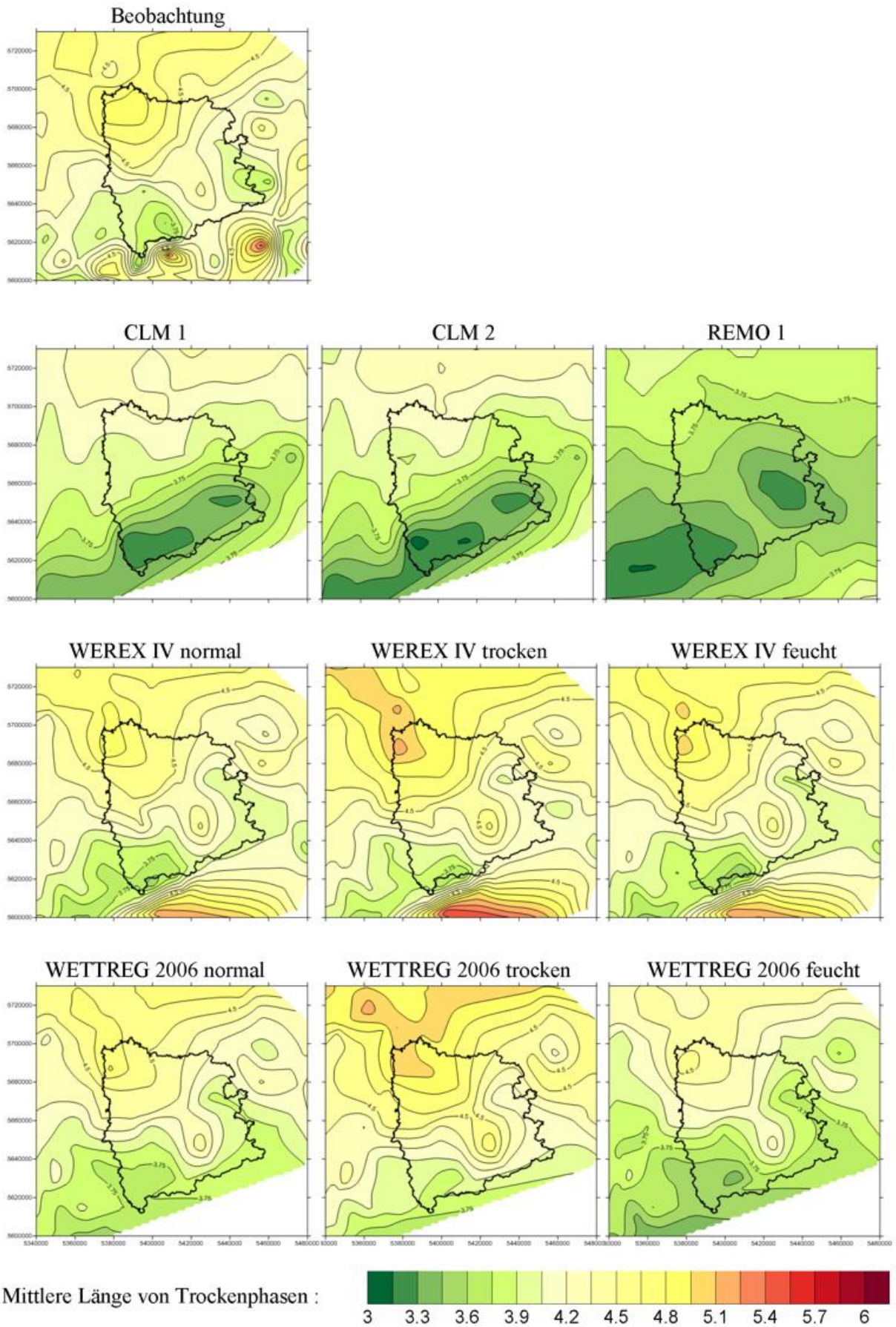


Abbildung 5.5-13: wie Abbildung 5.5-12, jedoch für die mittlere Länge von Trockenphasen.

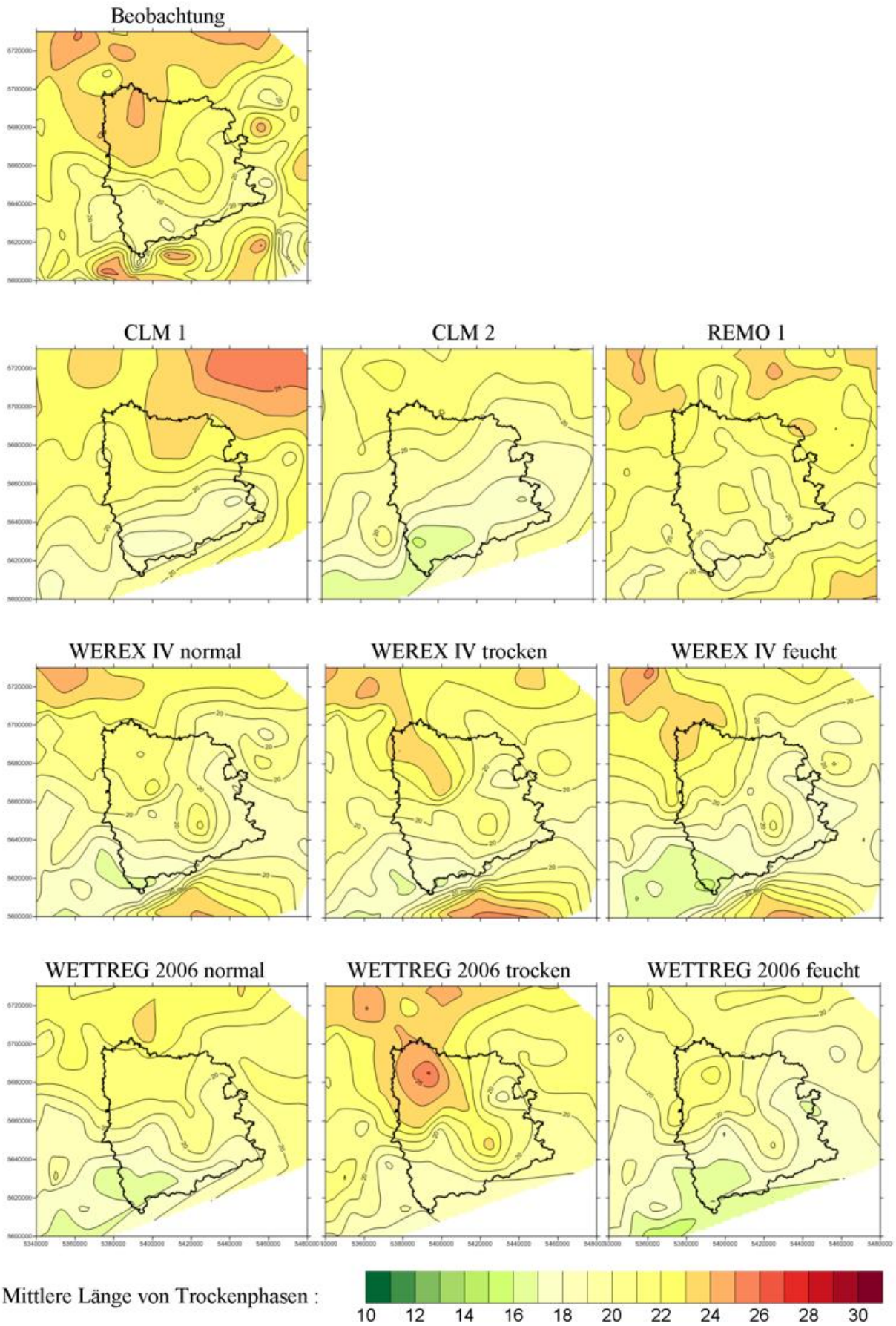


Abbildung 5.5-14: wie Abbildung 5.5-12, jedoch für die maximale Länge von Trockenphasen.

Grundsätzlich spiegeln sich die im Tiefland häufigeren Trockentage in längeren Trockenphasen wieder. Die Zunahme der Trockenphasendauer ist dabei überproportional groß, so dass im Tiefland weniger Trockenphasen beobachtet wurden als im Bergland. Dieses Verhalten wird durch alle Modelle in seinen Grundzügen wiedergegeben. Eine Ausnahme davon stellt das Modell REMO dar, das kein sinnvoll interpretierbares räumliches Muster der Trocken- (sowie Nass)phasenzahl liefert. Für die mittlere (weniger die maximale) Andauer von Trockenperioden simuliert auch REMO die erwarteten höhenlagenbedingten Unterschiede. Auffällig ist, dass REMO trotz seiner im Vergleich zu CLM höheren räumlichen Auflösung geringere räumliche Unterschiede simuliert als CLM. Auch für die Nassperioden geben die Modelle die grundsätzlichen räumlichen Charakteristika wieder, wie beispielsweise die im Bergland im Vergleich zum Tiefland längeren Nassphasen.

Die Kartendarstellungen zeigen eine deutliche Unterschätzung der maximalen Trockenperiodenlänge in allen Höhenlagen mit Ausnahme der trockenen Läufe der beiden statistischen Modelle. Die Karten für die Halbjahre (nicht dargestellt) ähneln in ihren Aussagen denen für das gesamte Jahr. Auffällig ist für das Modell CLM die stärkere räumliche Differenzierung der Häufigkeit und mittleren Andauer von Trockenphasen innerhalb des WHJs im Vergleich zum SHJ.

**Höhenabhängigkeit des Auftretens längerer Nass- und Trockenphasen:** Die Häufigkeit länger andauernder Trocken- und Nassphasen, wie sie in Abbildung 5.5-11 gemittelt über die REGKLAM-Modellregion für das Jahr und die Halbjahre gezeigt wurde, hängt von der Höhenlage der Stationen ab. So treten im Tiefland über das gesamte Jahr betrachtet in 10,2 % der Fälle meteorologische Trockenperioden ( $\geq 11$  d) auf, während es in den Kammlagen nur 6,1 % sind (Abbildung 5.5-15, links). Demensprechend ist die Häufigkeit langer Nassphasen in den niederschlagsreicheren Berg- (8,6 %) und Kammlagen (9,8 %) deutlich höher als im Tiefland (4,9 %; Abbildung 5.5-15, links). Diese Unterschiede zeigen sich in allen betrachteten Dauerstufen. Grundsätzlich geben die Klimamodelle die beobachtete Höhenabhängigkeit der Überschreitungshäufigkeiten richtig wieder. Jedoch sind auf allen Höhenstufen die schon beschriebenen Unterschätzungen der Trockenperiodenhäufigkeit sowie Überschätzungen der Nassperiodenhäufigkeit sichtbar. Vor allen für die Nassperioden liegt z. T. die gesamte Spannweite der Klimamodellwerte oberhalb der Beobachtungswerte.

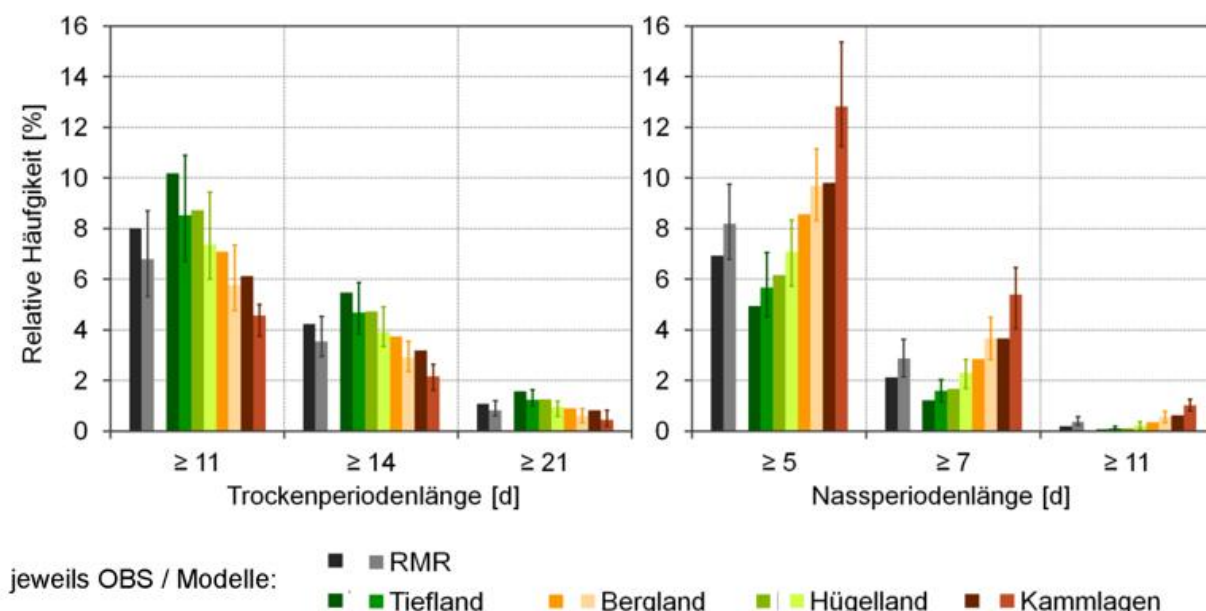


Abbildung 5.5-15: Jährliche Überschreitungshäufigkeit verschiedener Trocken- (links) und Nassperiodenlängen (rechts) für die Beobachtungsdaten (jeweils linke Säule) und die Klimamodelldaten (jeweils rechte Säule; Angabe des Mittelwertes aus 9 regionalen Klimaprojektionen sowie der Gesamtspannweite) für die REGKLAM-Modellregion (RMR) und vier Höhenstufen im erweiterten Datengebiet; Referenzzeitraum: 1961–1990.

### 5.5.3 Projizierte Klimaänderungssignale im 21. Jahrhundert

#### *Jährliche und saisonale Trends*

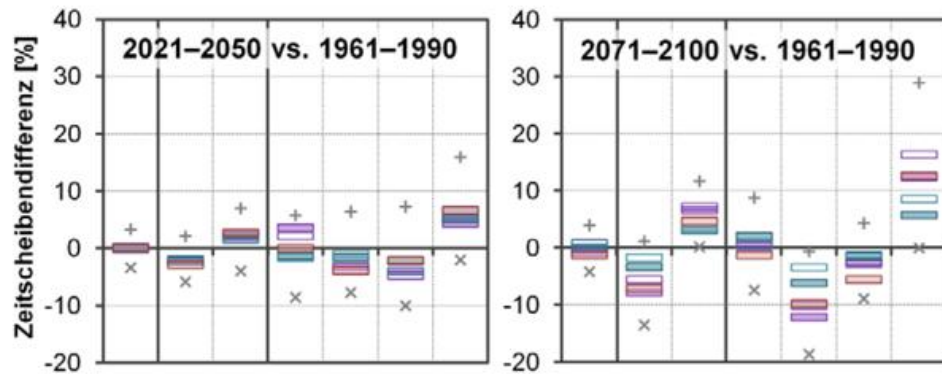
Über das gesamte Jahr betrachtet simulieren die Modelle sowohl für die Mitte als auch das Ende des 21. Jahrhunderts kaum Veränderungen in der Häufigkeit von Trockenphasen (Abbildung 5.5-16, oben) und dementsprechend auch in der Häufigkeit von Nassperioden. Die folgenden Beschreibungen der projizierten Trends erfolgen zunächst für das Emissionsszenario A1B – doch auch die Änderungssignale unter den anderen SRES-Szenarios sind den geschilderten Projektionen sehr ähnlich. Die Änderungssignale der Trocken- und Nassperiodenhäufigkeit sind für die Zeitscheibe 2071–2100 im Bereich von  $\pm 4\%$  (etwa  $\pm 2,5$  Ereignisse). Auch die Änderungen der mittleren und maximalen Andauer von Trocken- und Nassperioden sind über das gesamte Jahr gesehen im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961–1990 recht gering. Tendenziell simulieren die Modelle etwas längere Trockenphasen (bis knapp  $+10\%$ ) und kürzere Nassphasen (bis ca.  $-12\%$ ), v.a. zum Ende des 21. Jahrhunderts hin. Es gibt jedoch immer auch Modellläufe mit gegenläufigen Trends.

Betrachtet man die Halbjahre bzw. Jahreszeiten ergibt sich ein deutlich differenzierteres Bild. Während des SHJs und insbesondere in den Sommermonaten nimmt die Häufigkeit trockener und nasser Phasen in den Projektionen deutlich ab (bis zu  $-19\%$  bzw. drei Ereignisse weniger im Sommer für 2071–2100), während im Winter(Halbjahr) Zunahmen überwiegen (bis  $+29\%$  bzw. vier Trockenphasen mehr im Winter für 2071–2100). Grundsätzlich sind die im Weiteren beschriebenen Veränderungen zum Ende des 21. Jahrhunderts (2071–2100) hin deutlich stärker ausgeprägt, als in der die Mitte des 21. Jahrhunderts charakterisierenden Zeitscheibe 2021–2050.

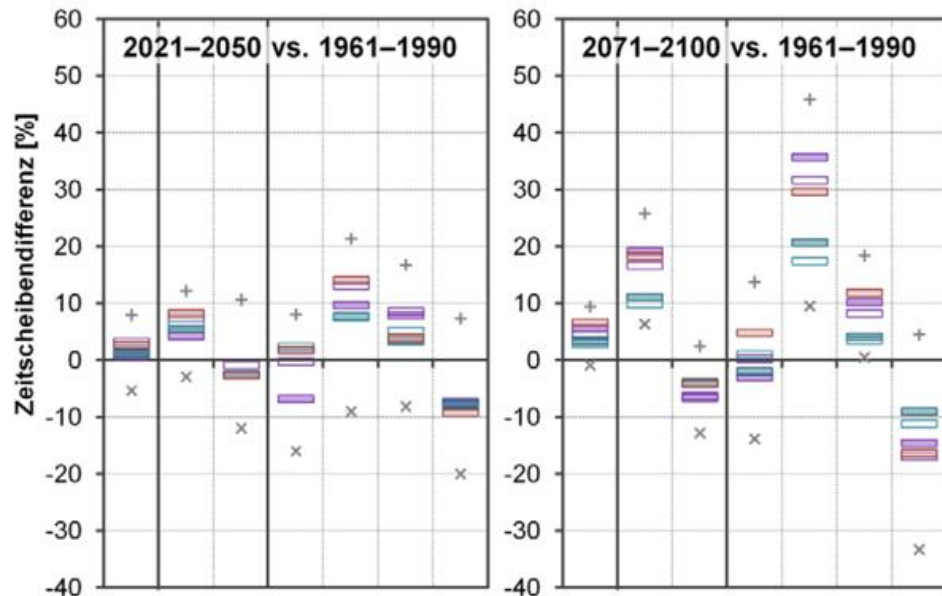
Da im Sommer(Halbjahr) die Trockentage zunehmen (Abschnitt 5.4.3), muss deren Länge bei sinkender Zahl an Trockenphasen zunehmen. Insgesamt nimmt also die Persistenz trockener Zustände im Sommer zu und zwar so stark, dass die der Nassperioden etwas abnimmt. Während die Schwankungsbreite der Änderungssignale in den Projektionen für den Sommer in der Zeitscheibe 2021–2050 noch bei etwa  $-9\%$  bis  $+21\%$  liegt, verstärkt sich die Verlängerung von Trockenphasendauern in der zweiten Zeitscheibe 2071–2100 auf  $10\text{--}46\%$ . Bei einer mittleren Andauer sommerlicher Trockenphasen von  $3,9$  d entsprechen  $10\%$  einem Plus von ca.  $0,4$  d und  $46\%$  einem Plus von  $1,8$  d. Die Änderung der mittleren Nassperiodenlänge fällt mit  $0\%$  bis  $-16\%$  in der Mitte des 21. Jahrhunderts und  $-4\%$  bis  $-20\%$  zum Ende des Projektionszeitraums geringer aus als bei den Trockenperioden. Auch im Herbst nimmt die Anzahl von Trocken- und Nassphasen tendenziell ab, während die Trockenperiodenlänge zu- und die Nassperiodendauer abnimmt. Diese Entwicklungen sind jedoch nicht so stark ausgeprägt wie für den Sommer. So nimmt die Häufigkeit von Trockenphasen im Herbst zum Ende des 21. Jahrhunderts hin um bis zu  $9\%$  ab (ca.  $1,2$  Trockenphasen weniger). Einzelne Projektionen zeigen jedoch auch leichte Anstiege der Trockenphasenhäufigkeit um bis zu ca.  $4\%$ . Die mittlere Dauer von Trockenphasen im Herbst nimmt in den Modellen zum Ende des 21. Jahrhunderts hin um  $1\text{--}18\%$  zu. Die Trends der mittleren Nassperiodenlänge liegen zwischen  $-12\%$  und  $+5\%$ . Im Herbst traten im Referenzzeitraum 1961–1990 die mit durchschnittlich  $4,8$  Tagen Dauer längsten Trockenphasen auf. Eine Verlängerung um  $18\%$  entspricht im Mittel  $0,9$  d längeren Trockenphasen. Damit könnten die Trockenphasen in der Zeitscheibe 2071–2100 die größte mittlere Andauer im Sommer und nicht mehr im Herbst haben. Für den Winter projizieren die Modelle bei steigender Zahl von Trocken- und Nassperioden ( $0$  bis  $+31\%$ ) eine Abnahme in der Andauer von Trocken- (bis zu  $-1,4$  Tage;  $-33\%$  bis  $+4\%$  für 2071–2100) und Nassperioden (bis zu  $-0,3$  Tage;  $-13\%$  bis  $+6\%$  für 2071–2100). Für das Frühjahr lassen die Modelle weder für die Häufigkeit noch für die Länge von Trocken- und Nassperioden eine eindeutige Richtung erkennen. Die Anzahl von Ereignissen kann um circa  $\pm 9\%$  zu- bzw. abnehmen und ihre mittlere Länge sich um etwas mehr als  $\pm 10\%$  verändern.

Hinsichtlich der maximalen Andauer von Trocken- und Nassperioden ist festzustellen, dass die Ergebnisse tendenziell denen für die mittlere Periodenlänge ähneln, jedoch häufig eine etwas größere Bandbreite der Modellergebnisse aufweisen. Auffällig ist, dass trotz der deutlichen Verlängerung der mittleren Andauer von Trockenphasen im Herbst das Signal weniger deutlich ausfällt (für 2071–2100 im Mittel ca.  $+2\%$ , gesamte Bandbreite: etwa  $-8\%$  bis  $+26\%$ ). Für den Sommer liegen die Ergebnisse dagegen in einem ähnlichen Bereich wie für die mittlere Dauer von Trockenphasen.

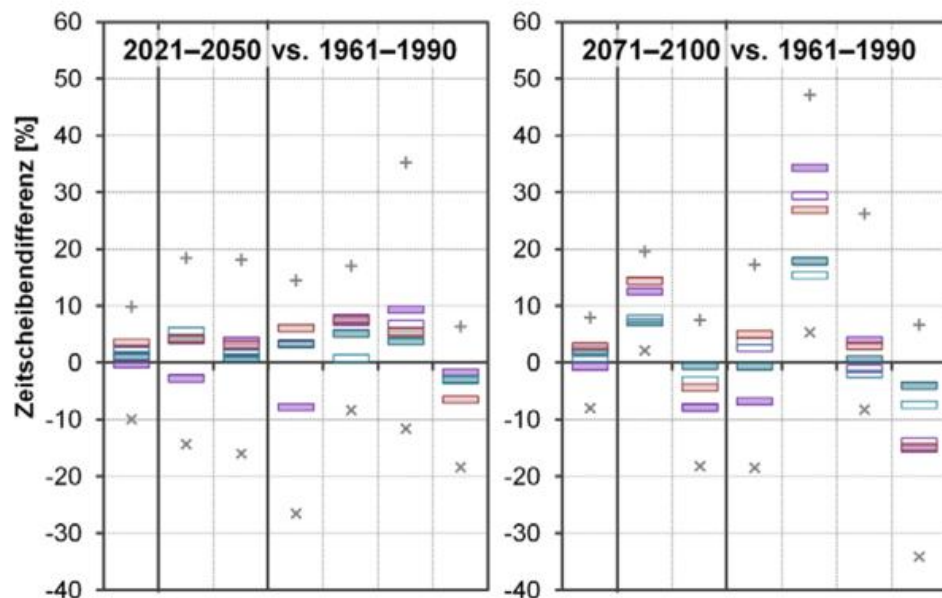
Häufigkeit von  
Trockenphasen



Mittlere Andauer  
von Trockenphasen



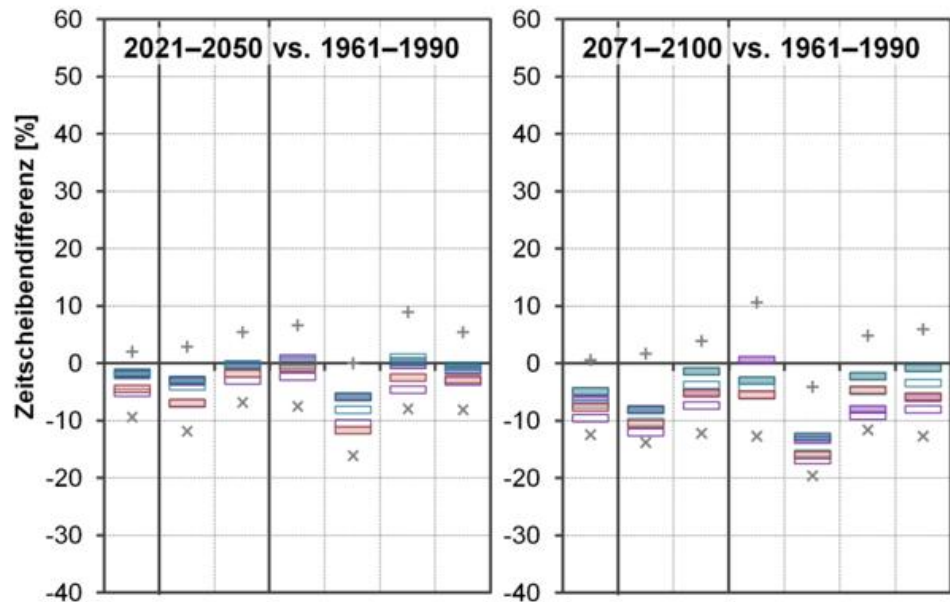
Maximale Andauer  
von Trockenphasen



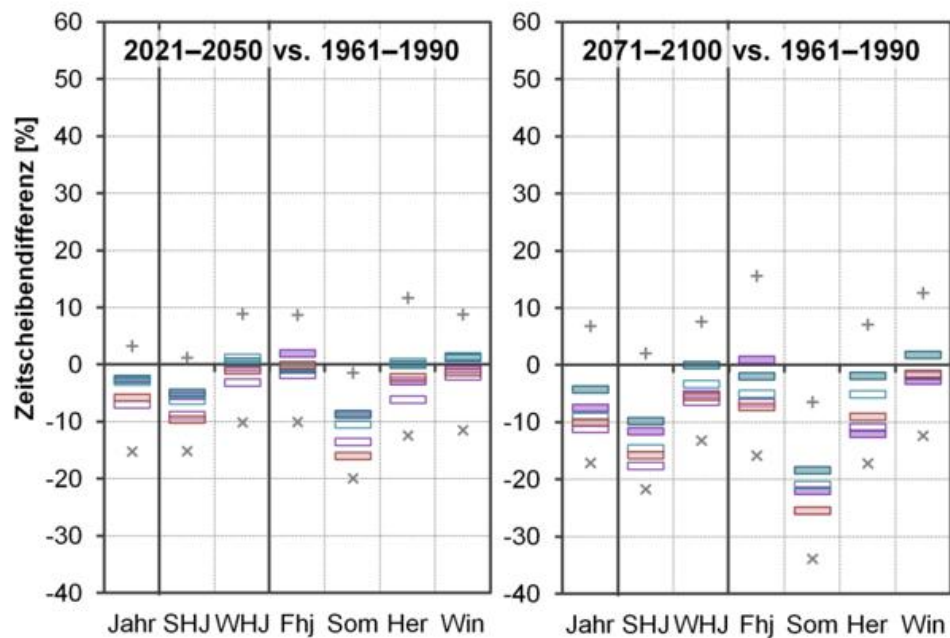
- A1B (CLM, REMO, WX, WG06)    - A1B (WX, WG06)    - A2 (WX, WG06)  
 - B1 (CLM, WX, WG06)        - B1 (WX, WG06)  
 x Min (Modelllauf)                + Max (Modelllauf)

Abbildung 5.5-16: Mittlere (für die drei Szenarien) sowie minimale und maximale (aus allen Modellen und Szenarien) saisonale Änderungssignale der Häufigkeit von Trockenphasen (oben) sowie ihrer mittleren (Mitte) und maximalen (unten) Andauer für die Zeitscheiben 2021–2050 (links) und 2071–2100 (rechts).

Mittlere Andauer von Nassphasen



Maximale Andauer von Nassphasen



- A1B (CLM, REMO, WX, WG06)    — A1B (WX, WG06)    — A2 (WX, WG06)
- B1 (CLM, WX, WG06)        — B1 (WX, WG06)
- × Min (Modelllauf)            + Max (Modelllauf)

Abbildung 5.5-17: Mittlere (für die drei Szenarien) sowie minimale und maximale (aus allen Modellen und Szenarien) saisonale Änderungssignale der Häufigkeit von Trockenphasen (oben) sowie ihrer mittleren (Mitte) und maximalen (unten) Andauer für die Zeitscheiben 2021–2050 (links) und 2071–2100 (rechts).

### Charakteristika der Klimamodelle

Hinsichtlich der für das 21. Jahrhundert projizierten Trends (2001–2100) sind die dynamischen und statistischen Klimamodelle nicht so deutlich voneinander separiert (Abbildung 5.5-18), wie dies in der Modellvalidierung der Fall war. Die sommerliche Zunahme der Trockenperiodenlänge bzw. Abnahme der Nassperiodenlänge wird durch beiden Modellklassen in ähnlicher Größenordnung simuliert. Zum Teil liegen die Trends der beiden CLM-Läufe deutlich weiter auseinander als CLM im Vergleich zu den statistischen Klimamodellen. Für die mittlere und maximale Nassperiodenlänge unterscheidet sich das Trendsignal des ersten Laufs von CLM deutlich von denen der anderen Klimaprojektionen (Zunahme anstelle von Abnahme) – für die Trockenperiodendauer ist dergleichen nicht zu beobachten.

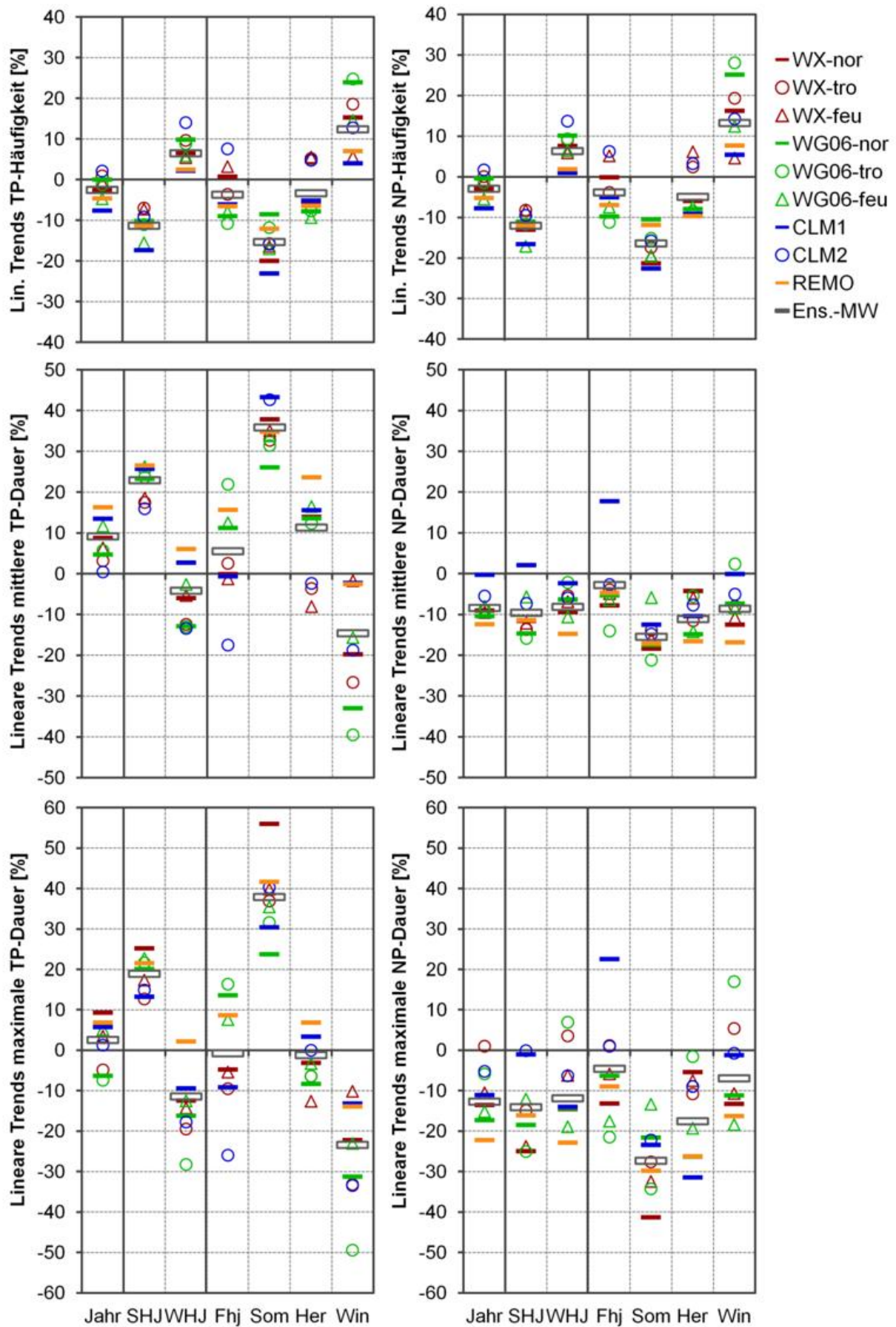


Abbildung 5.5-18: Lineare Trends der Anzahl sowie mittleren und maximalen Andauer von Trocken (links) und Nassperioden (rechts) für das 21. Jahrhundert (2001–2100) für neun regionale Klimaprojektionen (vier Regionalmodelle) unter dem Emissionsszenario A1B.

### *Einfluss des Emissionsszenarios*

In der Zeitscheibe 2021–2050 ist der Einfluss des sozioökonomischen Szenarios auf die Ergebnisse noch recht gering (Abbildung 5.5-16 für die Trocken- und Abbildung 5.5-17 für die Nassperioden). Zum Ende des 21. Jahrhunderts sind die Änderungssignale für die Szenarien A1B und A2 zumeist größer als für das moderate Szenario B1. Dies trifft insbesondere auf die Jahreszeiten Sommer, Herbst und Winter sowie das SHJ zu. So liegen beispielsweise die mittleren Änderungssignale der B1-Projektionen für die mittlere sommerliche Trockenphasendauer bei ca. +20 % und die der A1B-Projektionen bei ca. +35 %. Dass die mittleren Änderungen für das Szenario A2 mit ca. +30 % etwas unterhalb derer des Szenarios A1B liegen, ist wahrscheinlich durch die geringere Anzahl vorliegender Projektionen für das Szenario A2 zu erklären. Während A1B Simulationen für alle vier Modelle vorliegen, können für A2 nur die statistischen Modelle einbezogen werden. Die statistischen Modelle weisen für diese Kenngröße jedoch geringere Änderungssignale als die dynamischen Modelle auf. So ist das mittlere Änderungssignal der statistischen Modelle unter dem Szenario A1B kleiner als das mittlere Änderungssignal über alle Modelle.

Die größten Unterschiede zwischen den Emissionsszenarios wurden für die mittlere und maximale Trockenperiodenlänge im Sommer beobachtet. In den anderen Jahreszeiten und für die Nassperioden bleiben die Szenariounterschiede zumeist sehr klein.

### *Veränderungen längerer Nass- und Trockenphasen*

Über das gesamte Jahr betrachtet, zeigen die Projektionen keine konsistenten Signale hinsichtlich einer Veränderung in der Häufigkeit meteorologischer Trockenperioden (ohne Darstellung). In der Zeitscheibe 2071–2100 wird zumindest für die Szenarios A1B und A2 eine leichte Verschiebung in Richtung häufigerer meteorologischer Trockenperioden sichtbar. In den Halbjahren zeigt sich wiederum ein differenzierteres Bild mit überwiegend häufiger werdenden Trockenphasen im SHJ, während im WHJ eher Rückgänge überwiegen (Abbildung 5.5-22). Für die länger andauernden Nassphasen von mind. 5 Tagen Andauer ist dagegen keine deutliche jahreszeitliche Differenzierung der Trends sichtbar. In beiden Halbjahren sind die Änderungssignale im Mittel im negativen Bereich.

Während für das SHJ die Änderungssignale in der Zeitscheibe 2021–2050 noch im Bereich von -0,7 % bis +2,3 % (-0,2 bis +0,7 Trockenperioden) liegen, sind sie in der Zeitscheibe 2071–2100 mit 0 % bis 5,5 % (bis zu +1,7 Perioden) deutlich größer. Auch für die mindestens zwei bzw. drei Wochen andauernden Trockenphasen projizieren die Modelle v.a. zum Ende des 21. Jahrhunderts ein deutlich häufigeres Auftreten. So liegen die Häufigkeitsprojektionen der mindestens zweiwöchigen Trockenperioden für 2071–2100 bei 0,5 % bis 2,9 %. Bei einer Ausgangshäufigkeit solcher Perioden von 2,4 % in 1961–1990 entspräche dieser Anstieg also im Maximalfall mehr als einer Verdopplung. Für die noch selteneren dreiwöchigen Trockenphasen lassen die Projektionen für das Ende des 21. Jahrhunderts sogar nahezu eine Verdreifachung des Ausgangsniveaus (0,5 %) als möglich erscheinen.

### *Räumliche Variabilität der Trends*

Inwieweit innerhalb der REGKLAM-Modellregion räumlich differenzierte Änderungssignale projiziert werden, wird am Beispiel der Trockenperioden für die Halbjahre dargestellt (Anzahl: Abbildung 5.5-19, mittlere Dauer: Abbildung 5.5-20, maximale Dauer: Abbildung 5.5-21). Vor allem für einzelne Projektionen sind die räumlichen Differenzierungen in den Karten kaum sinnvoll zu interpretieren. In einigen für das Szenario A1B aus allen Modellen gemittelten Karten sind v.a. im Sommer(Halbjahr) Differenzierungen in Richtung größerer Zunahme der mittleren Trockenphasenlänge und stärkere Abnahme der Zahl von Trockenphasen in den nördlichen Tieflandsbereichen sichtbar. Es ist also möglich, dass sich der Gradient in der Trockenheitsgefährdung zwischen Tief- und Bergland noch intensiviert. Für die maximale Andauer von Trockenperioden scheint der zufallsbedingte Einfluss einzelner besonders langer Trockenphasen zu groß für eine sinnvoll räumliche Differenzierung der Trends zu sein – hier zeigen sich die auffälligsten kleinräumigen Differenzierungen.

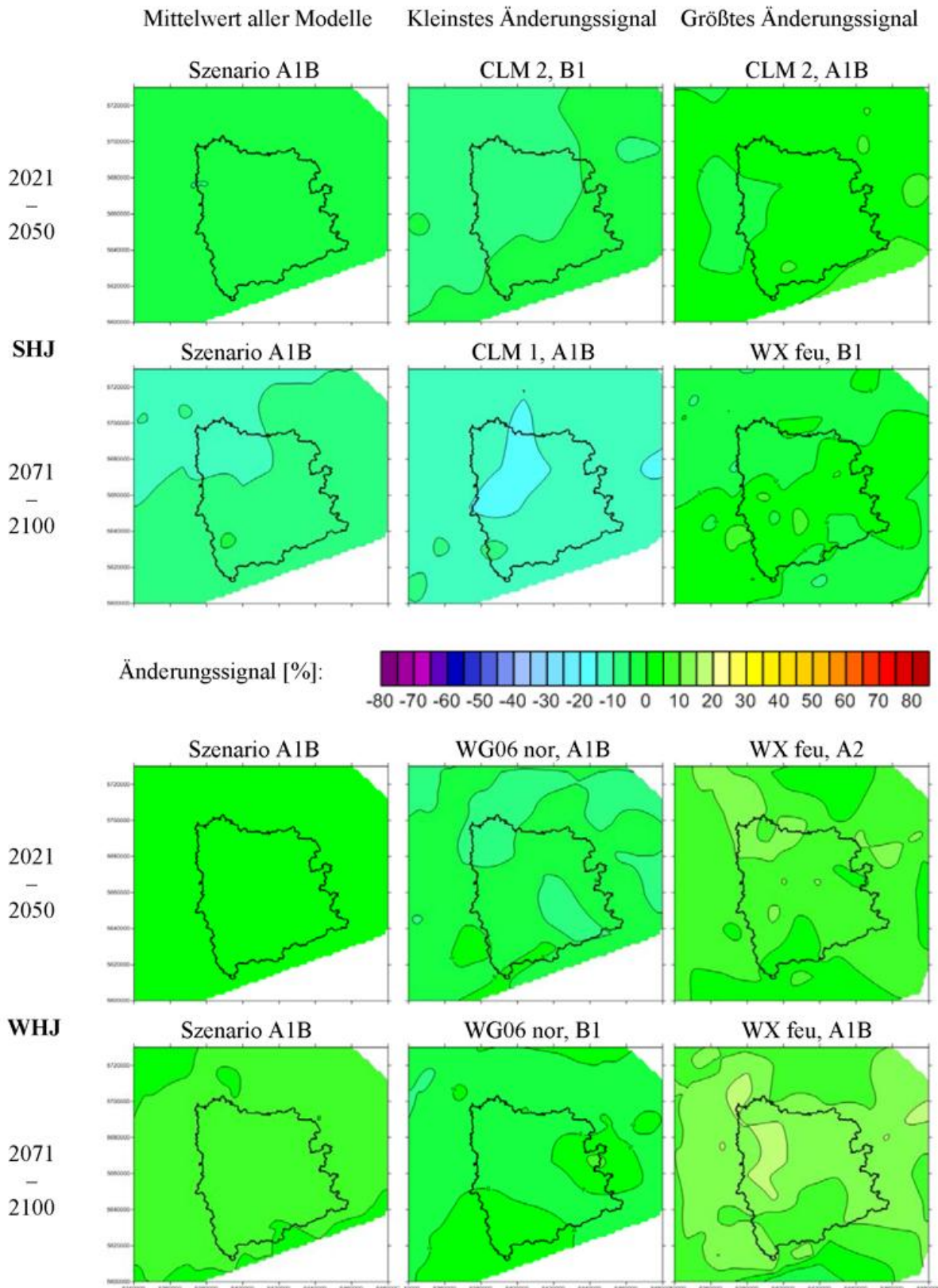


Abbildung 5.5-19: Kartendarstellung der relativen Änderungssignale (in Prozent) der mittleren Zahl an Trockenphasen im SHJ und Winterhalbjahr für die Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 als mittleres Änderungssignal aus allen Modellen (zunächst Mittelung der Modellrealisierungen und danach der Modelle) für das Szenario A1B sowie des größten und kleinsten Änderungssignals aus allen Modellen und Szenarios.

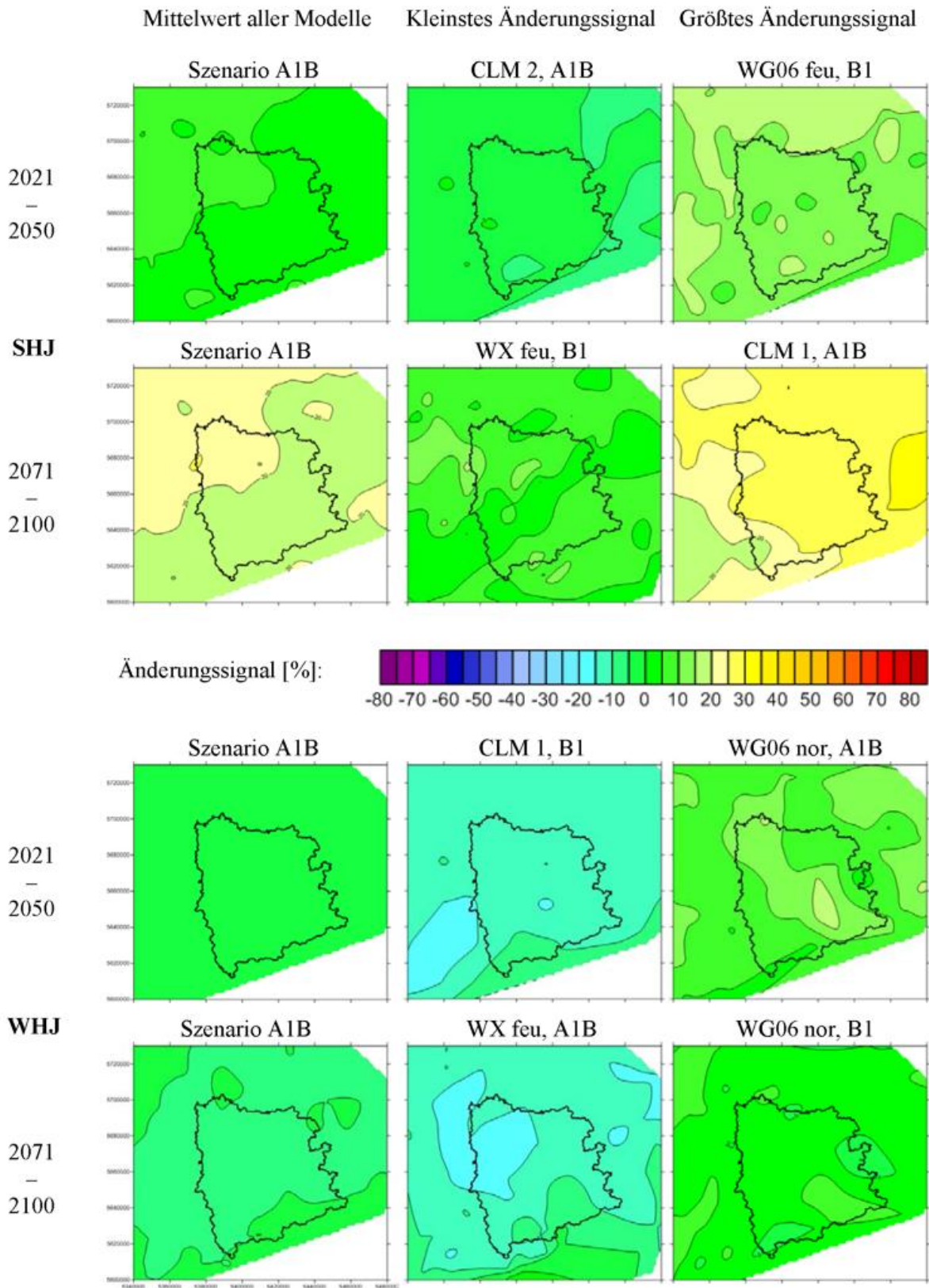


Abbildung 5.5-20: wie Abbildung 5.5-19 jedoch für die mittlere Länge von Trockenphasen.

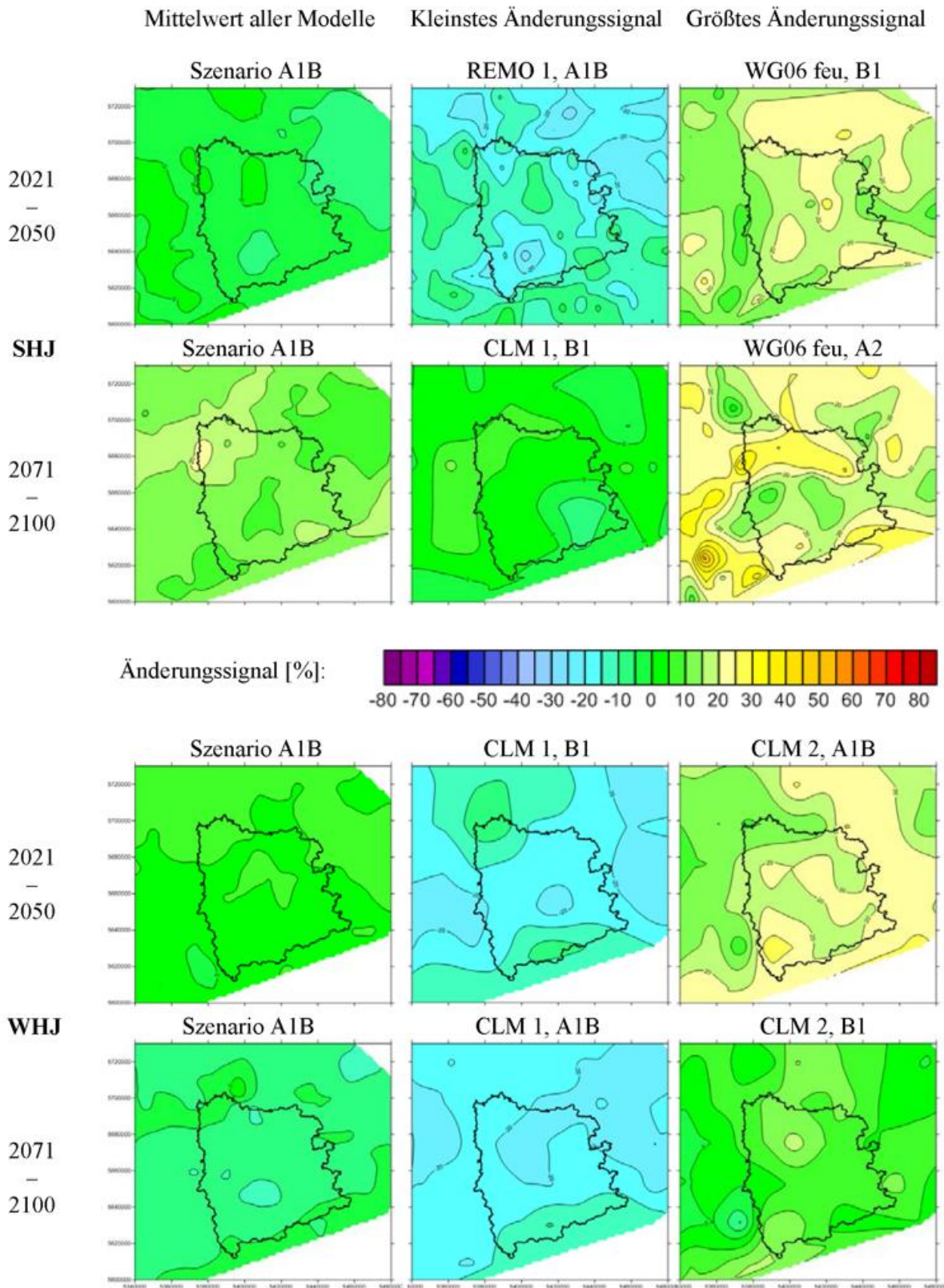


Abbildung 5.5-21: wie Abbildung 5.5-19 jedoch für die maximale Länge von Trockenphasen.

### Höhenstufenabhängigkeit

Die Höhenabhängigkeit der Trends wird am Beispiel der länger andauernden Trocken- und Nassperioden von mind. 11 bzw. 5 Tagen Länge illustriert (Abbildung 5.5-22). Dargestellt sind jeweils die mittlere Änderung über alle Szenarios und Modellrealisierungen hinweg (A1B: 4 Modelle mit 9 Realisierungen, B1: 3 Modelle mit 8 Realisierungen und A2: 2 Modelle mit 6 Realisierungen) sowie die Gesamtbandbreite der Änderungssignale. Dabei sind insbesondere die Ergebnisse für die Kammlagen nur eingeschränkt interpretierbar, da hier für die Modelle CLM und WETTREG 2006 nur sehr wenige Gitter- bzw. Datenpunkte mit einer Höhenlage > 650 m verfügbar sind.

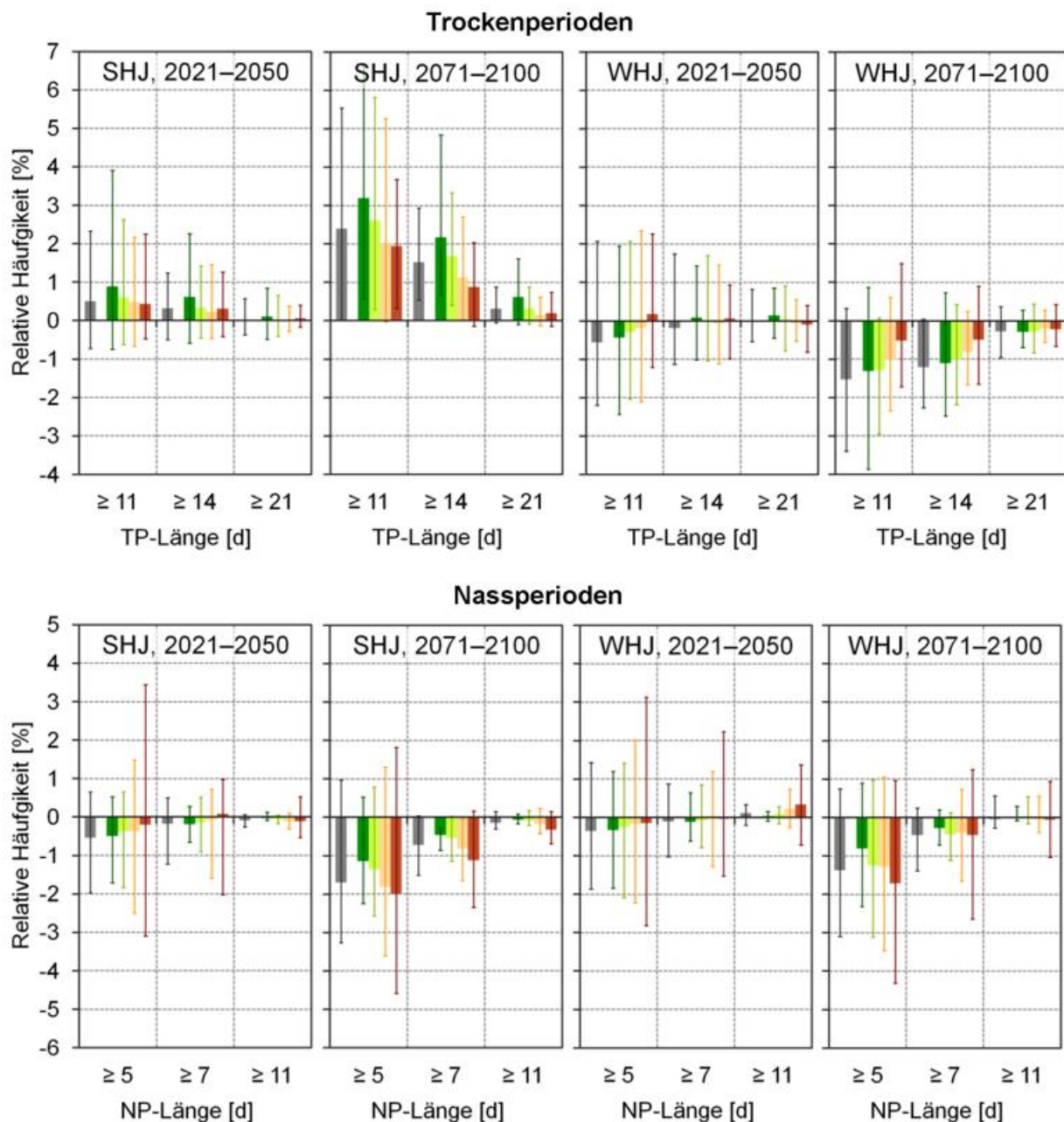


Abbildung 5.5-22: Mittlere halbjährliche Änderungssignale der Überschreitungshäufigkeit verschiedener Trocken- (oben) und Nassperiodenlängen (unten) inklusive Angabe der Spannweite der Modellergebnisse (23 regionale Klimaprojektionen unter den Emissionsszenarios A1B, B1 und A2) für die Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961–1990 in Abhängigkeit von den Höhenstufen für das erweiterte Datengebiet.

Die für das SHJ projizierten Anstiege in der Häufigkeit meteorologischer Trockenperioden (Dauer von mind. 11 Tagen) fallen v. a. in der Zeitscheibe 2071–2100 im Tiefland höher aus als im Bergland oder den Kammlagen (Abbildung 5.5-22, oben). Für die ohnehin schon häufiger von Trockenperioden betroffenen Bereiche des Tief- und Hügellands projizieren die Modelle also die größten Anstiege in der Häufigkeit längerer Trockenperioden – sprich der vorhandene Höhengradient intensiviert sich. Dies trifft auch für die zwei- bzw. drei Wochen andauernden Trockenphasen zu. Der Höhengradient der Trockenperiodenhäufigkeit im WHJ ist weniger intensiv ausgeprägt, wobei auch die Trends insgesamt kleiner sind. Tendenziell nimmt die Häufigkeit meteorologischer Trockenperioden im Tiefland stärker ab als im Bergland, was im Winter einer Verringerung des existierenden Höhengradienten entspricht.

Höhengradienten in den Trends längerer Nassperioden sind vor allem zum Ende des 21. Jahrhunderts hin sichtbar. Das Klimamodellensemble projiziert für beide Halbjahre einen größeren Rückgang in der Häufigkeit mindestens fünf, sieben oder elf Tage andauernder Nassperioden in den Kammlagen im Vergleich zum Tiefland. Allerdings ist die Bandbreite der Trendsignale für die Kammlagen auch am größten.

### *Änderungen in der Häufigkeits-Dauer-Beziehung*

Um zu sehen, für welche Trockenphasenlängen die größten Veränderungen projiziert werden, wurden Verschiebungen in der Häufigkeit verschiedener Trockenphasendauern analysiert. Von besonderem Interesse waren dabei einzelne Trockentage, kurze Trockenphasen von 2–4 Tagen sowie längere Trockenphasen von 5–7 und 8–10 Tagen Dauer. Die Ergebnisse für noch längere Trockenphasen ab 11 Tagen Länge wurden bereits im vorhergehenden Abschnitt diskutiert. Abbildung 5.5-23 zeigt die Ergebnisse für die Analyse der Trockenperioden und Abbildung 5.5-24 die für die Nassperioden, jeweils für das Jahr und die beiden Halbjahre. Dabei sind die Zeitscheibendifferenzen als absolute Änderungssignale dargestellt, da einzelne Klassen langer Trockenphasenandauern in der Referenzperiode nicht belegt waren und somit keine relativen Änderungssignale berechnet werden können. Die prozentualen Änderungssignale sind also immer relativ zur Häufigkeit dieser Klasse im Referenzzeitraum zu sehen.

Knapp 29 % der Trockenphasen bestanden im Referenzzeitraum 1961–1990 aus nur einem Trockentag. Dabei gab es kaum Unterschiede zwischen den beiden Halbjahren. Einzelne Trockentage nehmen über das gesamte Jahr gesehen in der Zeitscheibe 2021–2050 um bis zu -3,3 % ab, in der Zeitscheibe 2071–2100 sogar um bis zu -4,6 % (Abbildung 5.5-23). Diese Abnahmen beruhen überwiegend auf Veränderungen während des SHJ. So werden für das SHJ für die Mitte des 21. Jahrhunderts Abnahmen von bis zu -6,2 % und für das Ende des 21. Jahrhunderts gar von bis zu -7,5 % projiziert. Für das WHJ liegen die mittleren Änderungssignale für die drei Szenarios zumeist in positiven Bereich (ca. 0–1 %, maximal ca. 4 %). Es sind jedoch auch Rückgänge im Bereich von etwa -2,5 % möglich.

Circa 40 % der Trockenphasen sind zwischen zwei und vier Tagen lang, wobei dieser Anteil im SHJ etwas höher liegt als im WHJ. Die Modelle projizieren tendenziell eine Zunahme solch kurzer Trockenphasen (Jahr: ca. +2 %) insbesondere im WHJ (bis +2,3 % in 2021–2050 und bis +3,5 % in 2071–2100). Es gibt jedoch auch einige Modellläufe, die zum Teil deutliche Abnahmen simulieren (bis ca. -3 % für das SHJ in 2071–2100). Da diese Trockenphasen kürzer sind als der Mittelwert aller Trockenphasen, führt ihre Zunahme tendenziell zu einer Verkürzung der mittleren Trockenphasendauer.

Trockenphasen von fünf bis sieben Tagen Dauer machen ca. 15 % aller Trockenphasen aus. Der Anteil ist im SHJ mit knapp 16 % größer als im WHJ mit ca. 14 %. Im Mittel werden während des SHJs Zunahmen in der Häufigkeit 5–7 Tage andauernder Trockenphasen projiziert (im Bereich von +2 % in 2071–2100, maximal: +3 %). Im WHJ überwiegen negative Trends; doch auch hier sind erhebliche positive Trends möglich. Acht bis zehn Tage andauernde Trockenphasen hatten im Referenzzeitraum 1961–1990 in beiden Halbjahren eine Häufigkeit von ca. 7,5 %. In den Klimaprojektionen steigen sie im Jahresmittel um ca. +1 % an (für 2021–2050 etwas geringer). Dieser Anstieg ist vor allem auf das SHJ zurückzuführen, wo die Veränderungen noch etwas stärker ausgeprägt sein. Auch hier liefern wieder einzelne Projektionen negative Trends. Nur knapp 9 % aller Trockenphasen dauern länger als zehn Tage an. Die einzelnen dargestellten Klassen weisen demnach in der Referenzperiode sehr geringe Häufigkeiten auf. Demzufolge sind auch klein erscheinende Trends im Bereich vom 0,5 % bis 1 %

als erheblich einzuschätzen. Während des SHJ nehmen nahezu alle Klassen von Trockenphasenlängen ab 11 Tagen in ihrer Häufigkeit zu, während für das WHJ Abnahmen überwiegen.

Etwa 52 % der Nassperioden eines Jahres bestanden im Referenzzeitraum 1961–1990 aus nur einem Tag. Solche Ereignisse treten zur Mitte des 21. Jahrhunderts um etwa 1 % und zum Ende des 21. Jahrhunderts um etwa 3 % häufiger auf, wobei die Anstiege insbesondere auf das SHJ zurückzuführen sind (Abbildung 5.5-24).

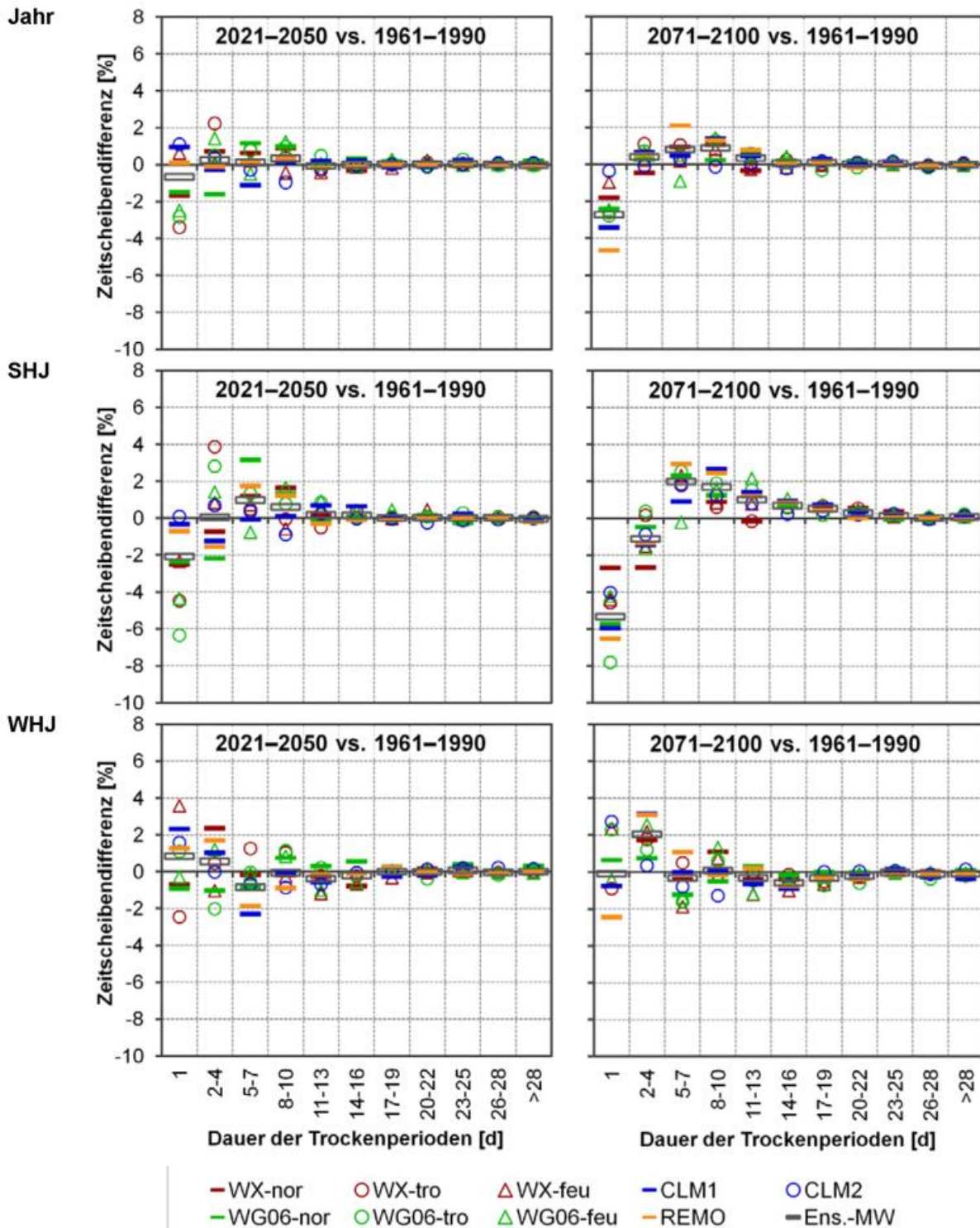


Abbildung 5.5-23: Veränderungen in der Häufigkeit von unterschiedlich langen Trockenperioden im Jahr (oben) und in den Halbjahren (Mitte: SHJ, unten: WHJ) für ein Ensemble aus vier regionalen Klimamodellen (neun Modellläufe) unter dem Szenario A1B in den Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 vs. 1961–1990.

Bei der Analyse der Veränderungen in der Häufigkeits-Dauer-Beziehung von Nassperioden zeigen sich zum Teil deutliche Differenzierungen in den projizierten Trends beider Modellklassen. So zeigen die dynamischen Modelle in der ersten Zeitscheibe eine leichte Abnahme der Häufigkeit einzelner Nasstage um ca. -1 % und dafür Zunahmen in der Häufigkeit von 2–3 Tagen langen Nassperioden. Die Trends der statistischen Modelle sind dem entgegen gesetzt. Im Jahresmittel sind knapp 36 % der Nassperioden 2–3 Tage lang. Die Modelle projizieren insbesondere in der zweiten Zeitscheibe eine Zunahme der Klassenhäufigkeit um ca. 1 % im WHJ (v. a. dynamische Modelle; Abnahmetrends bei den statistischen Modellen) und Abnahmen im Bereich von knapp -2 % im SHJ (v.a. statistische Modelle). Etwas längere Nassperioden einer Dauer von 4 bis 5 Tagen (Häufigkeit im Referenzzeitraum ca. 9 %) zeigen in dem vorliegenden Klimaprojektionsensemble die deutlichsten Veränderungen. Für sie wird von nahezu allen Modellläufen eine abnehmende Häufigkeit in beiden Halbjahren projiziert und zwar im Bereich von -1 % für 2021–2050 und -1,7 % für 2071–2100. Auch die Häufigkeit noch längerer Nassperioden nimmt in den Klimaprojektionsdaten tendenziell ab.

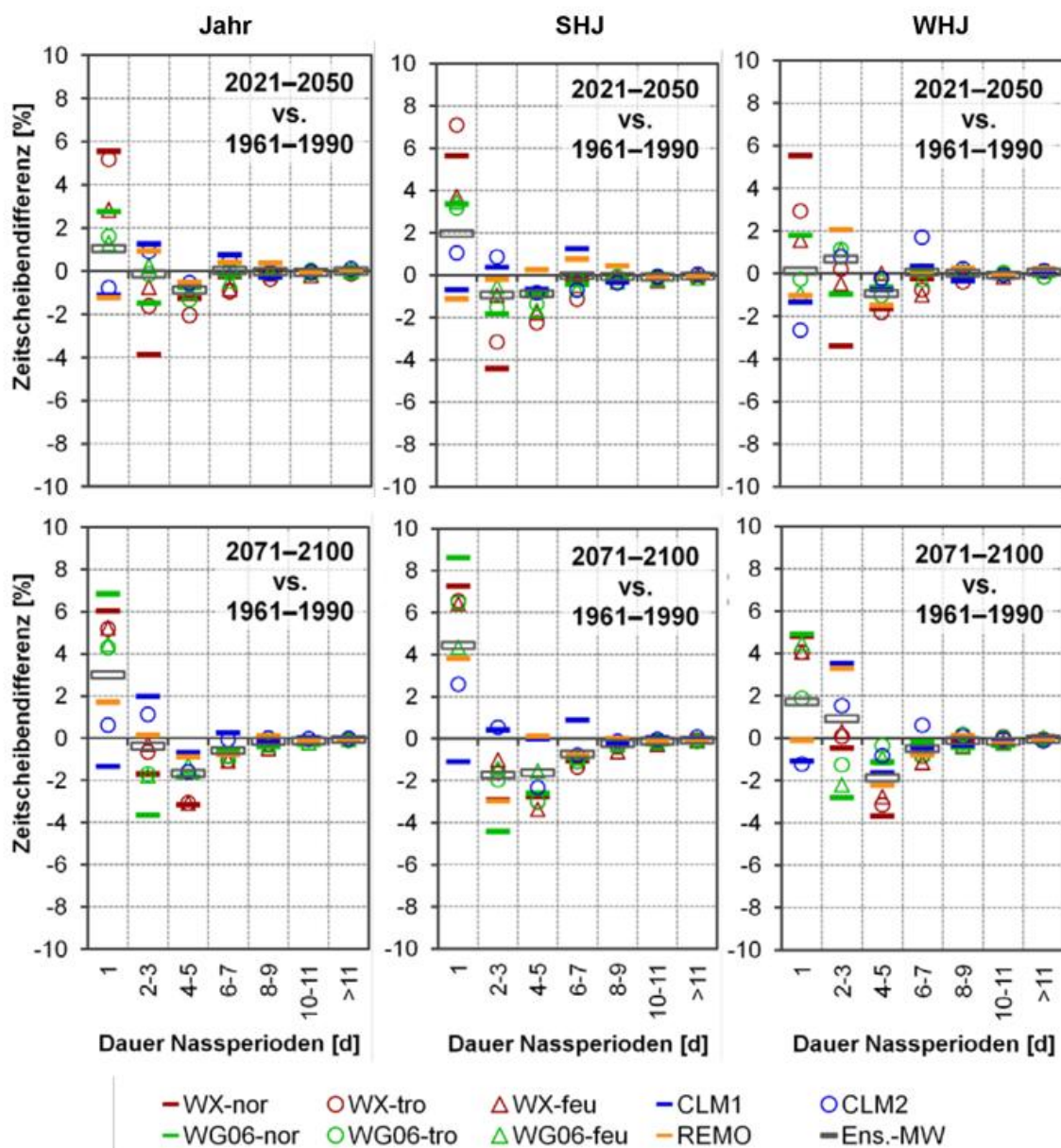


Abbildung 5.5-24: wie Abbildung 5.5-23, jedoch für die Nassperioden.

#### 5.5.4 Konsistenz der beobachteten und projizierten Trends

Inwieweit die durch die Klimamodelle projizierten Veränderungen in der mittleren und maximalen Andauer von Trocken- und Nassperioden die in den Klimadaten beobachteten Trends fortsetzen, ist in Abbildung 5.5-25 für die Trocken- und in Abbildung 5.5-26 für die Nassperioden dargestellt. Im Sommer und Winter schließt sich die (auf den beobachteten Wert in der Klimanormalperiode 1961–1990 normierte) Zeitreihe des Ensemblemittelwertes der Trockenperiodendauer gut an den beobachteten Zunahmetrend im Sommer und die Abnahmetendenz im Winter an. In den Übergangsjahreszeiten und auch bei der Betrachtung der Halbjahre sind die Übereinstimmungen weniger gut. Insbesondere der beobachtete Abnahmetrend der mittleren und maximalen Trockenperiodendauer im Herbst wird durch die Klimamodelle nicht nachvollzogen. Stattdessen zeigen die Modelle im Mittel einen leichten Anstieg in der Trockenperiodendauer. Der Verlauf der über 30-Jahre geglätteten beobachteten mittleren und maximalen Andauer beobachteter Trockenperioden ist sehr ähnlich (Abbildung 5.5-25). In den Klimaprojektionsdaten geht der Verlauf von mittlerer und maximaler Trockenperiodenlänge im 21. Jahrhundert dagegen z. T. deutlich auseinander. Dies trifft vor allem auf den Sommer und noch stärker auf die beiden Halbjahre zu. Somit fällt die über die Klimaprojektionen unter dem Emissionsszenario A1B gemittelte Zunahmetrend der maximalen Trockenperiodendauer geringer aus als der bereits beobachtete. Der Ensemblemittelwert ist zum Ende des 21. Jahrhunderts für das SHJ etwa auf dem gleichen Niveau (ca. 18 Tage), wie schon zu Beginn des 21. Jahrhunderts in den Beobachtungen.

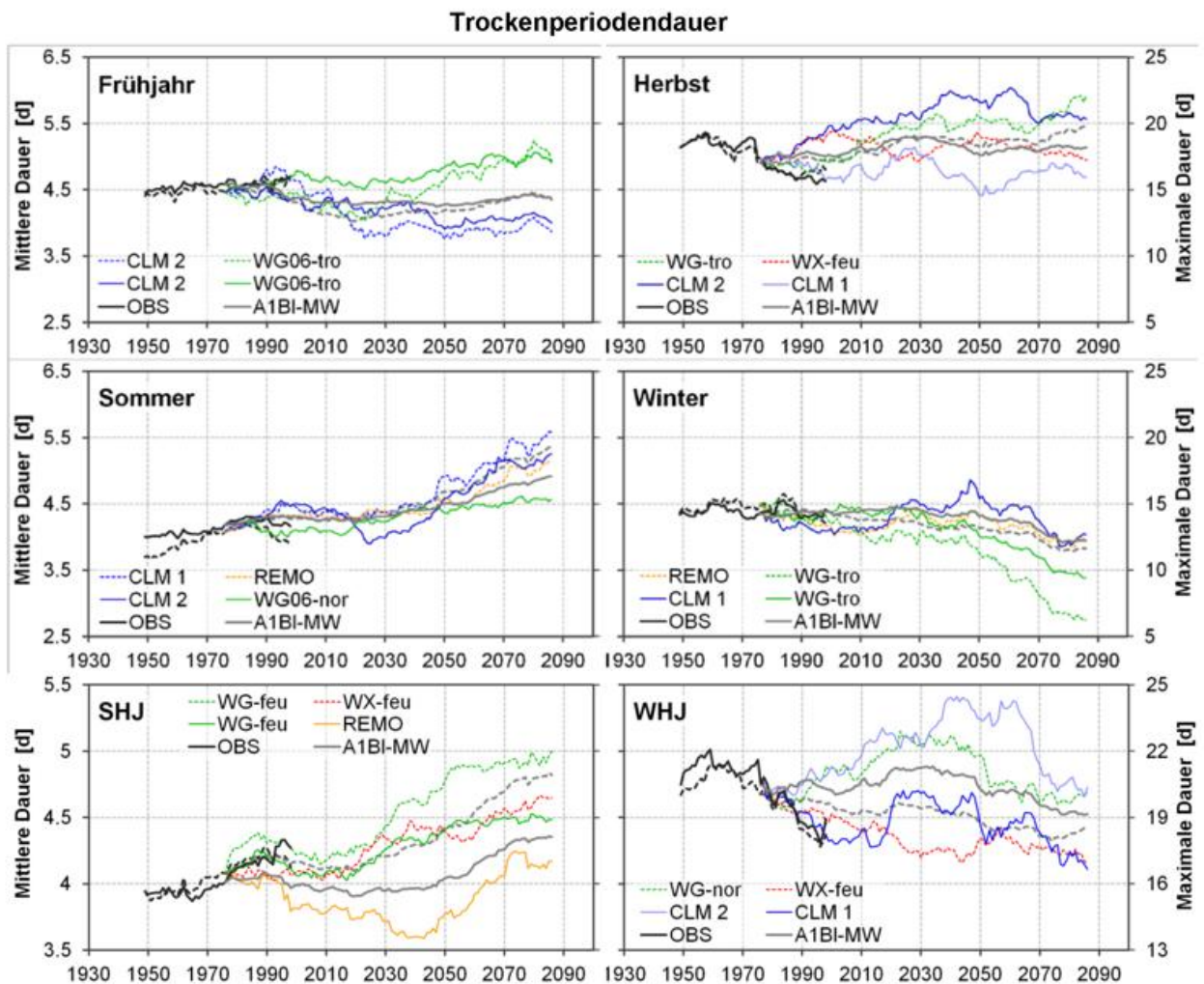


Abbildung 5.5-25: Verlauf (30-jähriges gleitendes Mittel) der jahreszeitlichen Andauer von Trockenperioden (mittlere/maximale Dauer: gestrichelte/durchgezogene Linien) in den Beobachtungsdaten (1933–2012) und dem Ensemblemittelwert (vier Regionalmodelle, 9 Realisierungen) unter dem Emissionsszenario A1B (1961–2100; Normierung der Modelle auf den Wert der Beobachtungsdaten in der Klimanormalperiode 1961–1990 inkl. Angabe der beiden Modellläufe mit den größten/kleinsten Änderungssignalen (lineare Regression) für 1961–2100.

Würde die maximale Trockenperiodendauer auch in Zukunft in dem gleichen Verhältnis wie die mittlere Dauer ansteigen, so wäre im SHJ zum Ende des 21. Jahrhunderts eine durchschnittliche maximale Trockenperiodenlänge von ca. 21 Tagen zu erwarten. Für die Nassperioden ist eine solche Differenzierung der Trends von mittlerer und maximaler Andauer nicht zu beobachten (Abbildung 5.5-26).

Für die Nassperioden passen die beobachteten und die Klimamodelltrends im Sommer am besten zusammen (Abbildung 5.5-26). Der leichte Abnahmetrend der mittleren und maximalen Nassperiodenlänge im Sommer (Halbjahr) wird durch die Klimaprojektionen fortgesetzt und verstärkt sich in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts. Im Frühjahr setzt das Klimamodellensemble den Verlauf der mittleren Nassperiodenlänge recht gut fort (eher Langzeitvariationen denn Langzeitrends). Die maximale Nassperiodendauer hatte in den Beobachtungsdaten jedoch deutlich abgenommen, was durch die Klimamodelle nicht wiedergegeben wird. Hier folgt der Verlauf der maximalen Nassperiodenlänge eher dem der mittleren Andauer. Am wenigsten passen Klimamodelle und Beobachtungen im Herbst zusammen. Dort war in den letzten Jahrzehnten die mittlere und maximale Dauer von Nassperioden deutlich angestiegen, die Klimamodelle simulieren jedoch eher Abnahmen. Auch im Winter zeigt das Klimamodellensemble für das 21. Jahrhundert andere Trends als im 20. Jahrhundert beobachtet wurden. In den Beobachtungen ist die mittlere und maximale Nassperiodenlänge im Winter angestiegen mit einer Stagnation der Änderungssignale in den jüngsten Dekaden. Die Klimamodelle projizieren bis etwa 2050 mehr oder weniger gleichbleibende Nassperiodendauern und zum Ende des 21. Jahrhunderts hin einen Rückgang bis etwa auf das Ausgangsniveau zu Beginn der Analysen zurück.

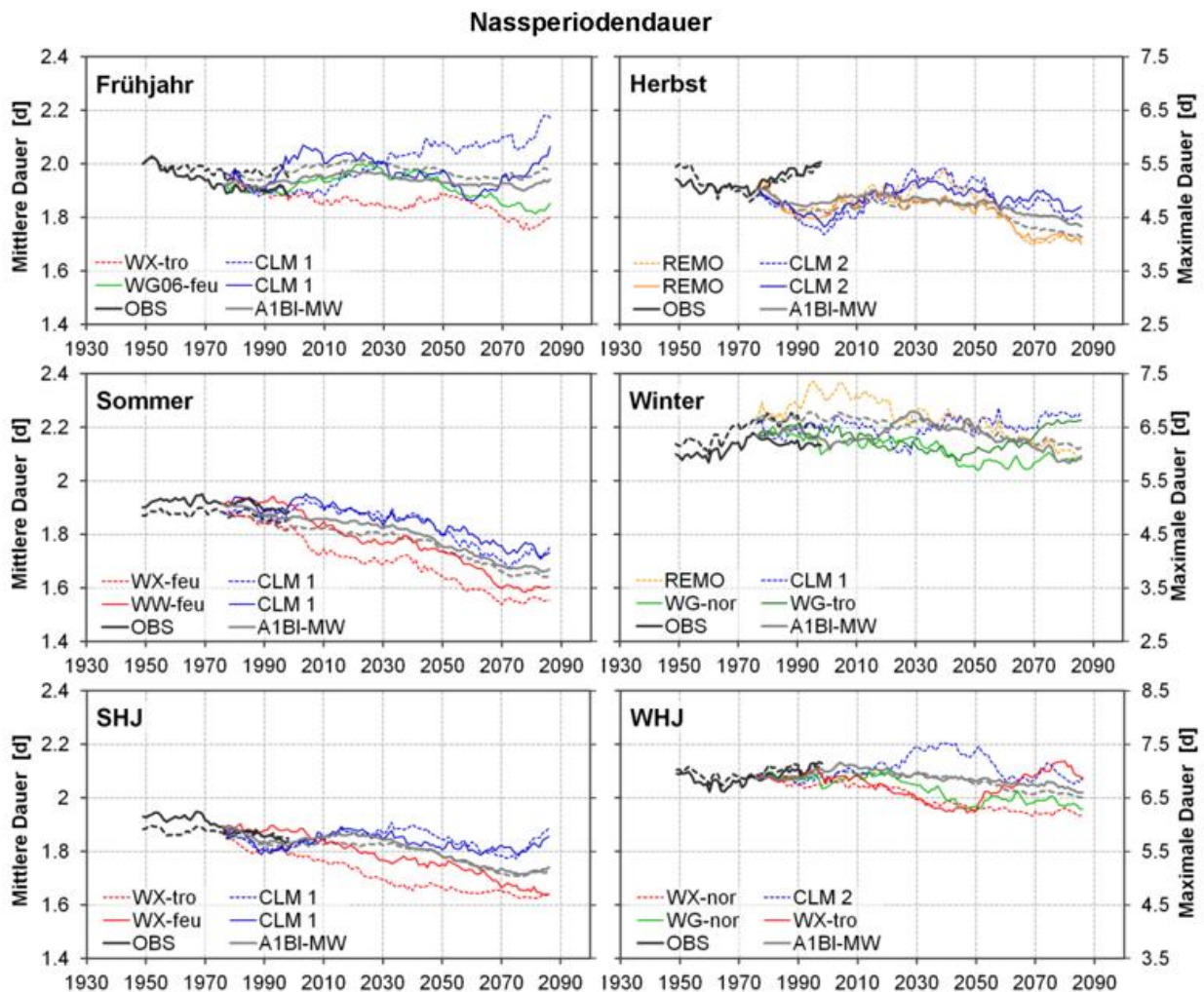


Abbildung 5.5-26: wie Abbildung 5.5-25, jedoch für die Nassperiodendauer (mittlere/maximale Dauer: gestrichelte/durchgezogene Linien).

### 5.5.5 Zusammenfassung

In den Beobachtungsdaten zeigt sich eine Zunahme der Dauer von Trockenperioden bzw. eine Abnahme der Nassperiodendauer im SHJ. Diese Entwicklung ist in VP-I für die maximale Trockenperiodendauer am stärksten ausgeprägt. Für das WHJ wurden dem SHJ entgegen gerichtete Trends berechnet. Die Trockenperiodendauer hat dabei im Herbst (ab 1941 bzw. ab 1951) am stärksten abgenommen. Generell hängen die Trends stark von Start- und Endzeitpunkt der Analyse ab, weshalb die zeitliche Stabilität der Jahreszeitentrends von Trocken- und Nassperiodenindizes als gering einzustufen ist. Vor allem für VP-I haben sich die Trockenheitstrends in den jüngeren Zeiträumen intensiviert. In einigen Jahreszeiten zeigen sich in den Trends auch deutliche regionale Gradienten. So sind z. B. die Trockenheitstrends während des SHJ im nördlichen Tiefland sowie den östlichen Hügelländern Sachsen am stärksten ausgeprägt.

In Bezug auf die Modellvalidierung schneiden die statistischen Modelle erwartungsgemäß besser ab als die dynamischen Modelle, da ja der statistische Zusammenhang zwischen den Wetterlagen und den regionalen Klimakenngrößen für den Validierungszeitraum erstellt wurde. Die dynamischen Modelle überschätzten im Referenzzeitraum 1961–1990 die beobachtete Häufigkeit von Trocken- und Nassphasen – insbesondere im Sommer für die Trocken- und im Winter für die Nassphasen. Speziell die Häufigkeit von Trockenphasen mit nur kurzer bis mittlerer Dauer wird deutlich überschätzt. Dies führt zusammen mit der Unterschätzung in der Trockentagshäufigkeit zu einer deutlichen Unterschätzung der mittleren Länge von Trockenphasen. Dagegen wird die maximale Nassperiodenlänge und die Häufigkeit langandauernder Nassphasen überschätzt – v. a. durch dynamische Modelle (im Sommer durch alle Modelle). Für das Winter[halb]jahr unterschätzen die statistischen Klimamodelle die Nassperiodendauer. Dennoch sind alle Modelle grundsätzlich in der Lage, die räumlichen Muster und den Höhengradienten der beobachteten Häufigkeit und Länge von Trocken- und Nassphasen in ihren Grundzügen wiederzugeben. In Bezug auf die meteorologischen Trockenperioden von mindestens 11 Tagen Dauer geben die Modelle die größere Häufigkeit während des WHJ im Vergleich zum SHJ korrekt wieder. Sie neigen jedoch im Winter eher zu einer Unterschätzung der beobachteten Häufigkeit, während im Sommer v. a. die statistischen Modelle die Häufigkeit tendenziell überschätzen.

Für das 21. Jahrhundert projizieren die Modelle eine Zunahme der mittleren und maximalen Länge von Trockenphasen insbesondere im Sommer(Halb)jahr, die sich von der Mitte zum Ende des 21. Jahrhunderts hin intensiviert. Tendenziell sind diese Zunahmen im Tiefland stärker ausgeprägt als im Bergland. Die Zunahme in der Länge von Trockenphasen geht mit einer generellen Abnahme ihrer Häufigkeit einher. Einzelne Trockentage nehmen besonders stark ab, während länger andauernde Trockenphasen deutlich häufiger werden. So ist bis zum Ende des 21. Jahrhunderts eine Verdopplung bis Verdreifachung der Häufigkeit von mind. zwei bzw. drei Wochen langen Trockenperioden möglich. Im WHJ nimmt die mittlere und maximale Länge von Trockenphasen tendenziell ab und ihre Häufigkeit zu – insbesondere die kurzer Trockenphasen von 1–4 Tagen Länge. Der Herbst zeigt ein ähnliches Verhalten wie der Sommer, jedoch sind die Zunahmen in der Trockenphasenlänge weniger stark ausgeprägt. Das Frühjahr zeigt keine konsistenten Änderungssignale. Für die Andauer der Nassphasen simulieren die Modelle in allen Jahreszeiten überwiegend Abnahmen – besonders ausgeprägt im SHJ. Im Winter zeigt sich die größere Häufigkeit an Nasstagen eher in einer Zunahme der Zahl von Nassperioden als in einer Zunahme ihrer Andauer. Am besten überein stimmen die beobachteten und projizierten Trocken- und Nassperiodentrends im Sommer(halb)jahr mit deutlichen Zu-/Abnahmen der Trocken-/Nassperiodendauer. Dagegen wird die beobachtete Ab-/Zunahme der Trocken-/Nassperiodendauer im Herbst durch die regionalen Klimaprojektionen nicht nachvollzogen.

In den Projektionen ist eine Tendenz zu einer Verstärkung des Höhengradienten in der Trockenperiodenhäufigkeit (weniger stark ausgeprägt für die Nassperioden) erkennbar. Hinsichtlich der verschiedenen Emissionsszenarios fallen die Unterschiede recht gering aus – nur für das SHJ ist zum Ende des 21. Jahrhunderts unter den Szenarien A1B und A2 mit deutlich häufigeren meteorologischen Trockenperioden zu rechnen als unter dem Szenario B1.

## 5.6 Langandauernde Nass- und Trockenphasen

### 5.6.1 Rezente Trends

Die im Folgenden beschriebenen beobachteten Trends in den Dezil-Trocken- und Nasseperioden-Charakteristika wurden in HÄNSEL (2014) *Introducing the decile concept for studying the spatiotemporal characteristics and variability of long-lasting dry and wet periods* veröffentlicht.

Die **Häufigkeit** von Dezilperioden schwankt mit der Zeit sehr stark – auch auf der Zeitskala von Dekaden (Abbildung 5.6-1, oben). Während der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts hat sowohl die Häufigkeit der Dezil-Trockenperioden als auch die der Nasseperioden zugenommen. In den 1950er und 1960er Jahren nahm die Häufigkeit von Dezil-Nass- und -Trockenphasen deutlich ab – bis unterhalb des Ausgangsniveaus zu Beginn des 20. Jahrhunderts. Danach stieg die Zahl der langandauernden Trockenphasen wieder auf das Niveau an – blieb jedoch unter dem Peak in der 1950er Jahren. Die Häufigkeit der Nasseperioden blieben bis in die 1980 auf niedrigem Niveau und stieg erst in den 1990ern wieder deutlich an. Die für den Gesamtzeitraum 1901–2010 berechneten linearen Trends sind sowohl für die Häufigkeit der Dezil-Trockenperioden als auch für die der Nasseperioden negativ – die Abnahme über die 110 Jahre beträgt ungefähr ein Ereignis von ca. 5 auf 4 Ereignisse. Dabei spielt es kaum eine Rolle, ob die Anzahl der in dem jeweiligen Betrachtungszeitraum beginnenden oder die der jeweils endenden Dezilperioden betrachtet wird.

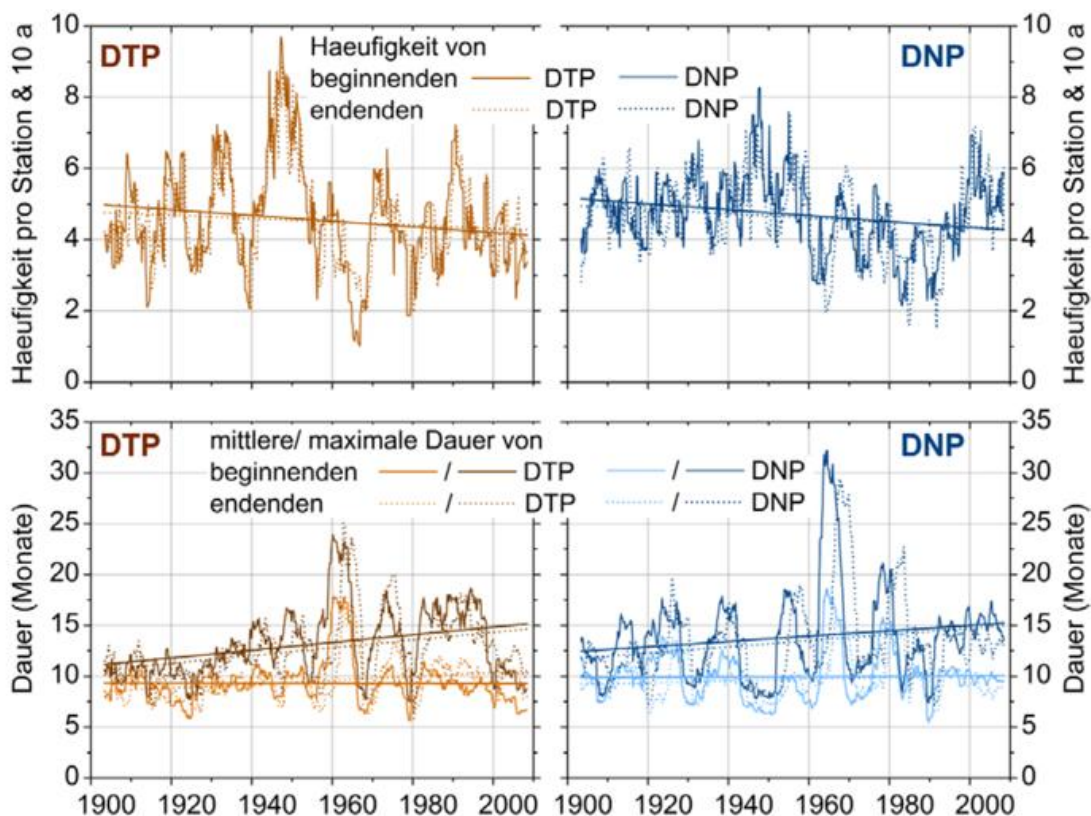


Abbildung 5.6-1: Variabilität (60-monatiger gleitender Mittelwert, zentriert) und Trends (einfache lineare Regression) der Häufigkeit (oben) und Dauer (unten; mittlere Dauer in hellen und maximale Dauer in dunklen Farben) von Deziltrocken- (DTP: links, orange) und Nasseperioden (DNP: rechts, blau), welche in dem 60-Monatsfenster beginnen (durchgezogene Linien) bzw. enden (gepunktete Linien); Zeitraum: 1901–2010 (nach HÄNSEL 2014).

Die **Dauer** von Dezil-Trocken- und Nasseperioden variiert ebenso wie ihre Häufigkeit sehr stark von Jahr zu Jahr und Dekade zu Dekade, sowohl in der mittleren als auch in der maximalen Länge (Abbildung 5.6-1, unten). Die Dauer von Dezil-Trockenperioden war während der frühen 1960er Jahre am größten, als ihre Häufigkeit sehr gering war. Der Anstieg der mittleren und maximalen Trockenpe-

riodenlänge war bis in die 1960er sehr stark ausgeprägt und nahm danach wieder deutlich ab. Die linearen Trends der maximalen Trockenperiodenlänge über den gesamten Untersuchungszeitraum (1901–2010) sind stark von diesem Peak beeinflusst und zeigen eine Zunahme von etwa 3 Monaten. Dagegen zeigen die linearen Trends der mittleren Trockenperiodenlänge keine Veränderungen über den Gesamtzeitraum an. Insgesamt sind diese Trends als wenig robust einzuschätzen, da die Dauer solcher Dezil-Phasen recht lang im Vergleich zur Länge des Untersuchungszeitraums sind – v.a. die der maximalen Dezil-Perioden. Ab den 1990ern war die Dauer der Nassperioden auf leicht erhöhtem Niveau stabil, während die der Trockenperioden (insbesondere die maximale Andauer) deutlich abgenommen hat. Gleichzeitig nahm auch die Häufigkeit von Dezil-Trockenphasen ab, was über das gesamte Jahr betrachtete auf einen generellen Rückgang langandauernder trockener Verhältnisse in den letzten 20 Jahren hinweist.

Der Vergleich von drei 30-jährigen Subintervallen (1921–1950, 1951–1980 und 1981–2010) zeigt einen statistisch signifikanten (Konfidenzniveau: 95 %) Anstieg der Dezil-Trockenperiodendauer vom ersten zu den beiden folgenden 30-Jahreszeiträumen (ohne Darstellung). Dabei ist jedoch die mittlere Trockenperiodendauer im Intervall 1981–2010 signifikant kleiner als die im Zeitraum 1951–1980. Auch die Nassperiodenlänge war im Zeitraum 1951–1980 länger als in den beiden anderen 30-Jahresintervallen – jedoch ist nur der Unterschied zur Zeitscheibe 1921–1950 statistisch signifikant.

Neben der Häufigkeit und der Andauer von Dezil-Phasen wird auch deren **räumliche Abdeckung** betrachtet. Sie wird durch den Prozentanteil der von einer Trocken- bzw. Nassperiode betroffenen Stationen angenähert. Die räumliche Abdeckung unterliegt starken dekadischen Schwankungen. Ihre Langzeitänderungen – illustriert durch lineare Regressionslinien – liegen im Bereich von +5 % für die Trocken- und -5 % für die Nassperioden (Abbildung 5.6-2). Dabei fällt auf, dass die räumliche Abdeckung von Nass- und Trockenphasen zu Beginn des 21. Jahrhunderts in einem ähnlichen Wertebereich liegt, wie diejenige zu Beginn des 20. Jahrhunderts.

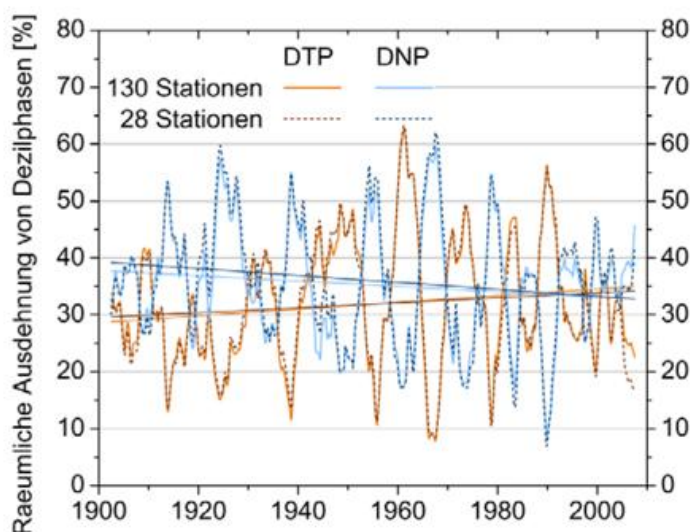









Abbildung 5.6-2: Variabilität (60-monatiger gleitender Mittelwert) und Trends (einfache lineare Regression) der räumlichen Abdeckung von Deziltrocken- (DTP: orange) und Nassperioden (DNP: blau) innerhalb des Zeitraums 1901–2010 für alle 130 Stationen (durchgezogene Linie) und 28 ausgewählte Stationen mit Langzeitreihen (gepunktete Linie; nach HÄNSEL 2014).

Die Zuverlässigkeit der beschriebenen Langzeittrends wird durch die schlechte Datenverfügbarkeit zu Beginn des 20. Jahrhunderts eingeschränkt. Durch die geringere Stationszahl haben zufallsbedingte andersartige Charakteristika von Einzelstationen (z. B. keine Trockenperiode angezeigt, während Nachbarstationen dies tun würden bzw. umgekehrt) einen größeren Einfluss auf den berechneten Prozentsatz von durch Dürre- bzw. Nassphasen betroffenen Stationen. Um zu testen, wie sensitiv die Langzeittrends hinsichtlich der Wahl des Stationskollektives sind, wurde die Analyse für ein kleineres Kollektiv von 28 Stationen mit hoher Datenverfügbarkeit wiederholt. Abbildung 5.6-2 und Tabelle 5.6-1 zeigen, dass die Wahl des Stationskollektives zumeist nur einen geringen Einfluss auf die Trends hat. Es gibt keine Hinweise darauf, dass systematische Abweichungen zwischen dem Gesamt- und dem Teildatensatz auftreten, die auf die ungleiche Verteilung der Stationsverfügbarkeit innerhalb des Untersuchungszeitraumes zurückzuführen sind.

**Zeitliche Stabilität der Trends:** Aufgrund der starken interdekadischen Variabilität der räumlichen Abdeckung sind ihre linearen Trends sehr stark vom gewählten Untersuchungszeitraum abhängig. So sind die Trends der letzten 60 Jahre (1951–2010) denen des Gesamtuntersuchungszeitraumes (1901–2010) entgegen gesetzt – mit einer deutlich abnehmenden räumlichen Abdeckung von Trockenperioden und leicht ansteigenden Trends für die Nassperioden (Tabelle 5.6-1). Einen großen Einfluss auf die Größe und Richtung der Trends haben insbesondere die Jahre nach 2000. So werden die positiven Dezil-Trockenperiodentrends für die Jahreswerte der räumlichen Abdeckung von 1901–2000 durch das Hinzuziehen der letzten 10 Untersuchungsjahre stark abgeschwächt bzw. die negativen Trockenperiodentrends des Zeitraums 1951–2000 deutlich intensiviert.

Tabelle 5.6-1: Relative lineare Jahres und Halbjahrestrends des Niederschlags (RR) und der räumlichen Abdeckung von Deziltrockenperioden (DTP) und Nassperioden (DNP) für sechs verschiedene Analysezeiträume von 50 bis 110 Jahren Länge für zwei verschiedene Stationskollektive (130 vs. 28 Stationen). Die Hintergrundfarben (siehe Legende) illustrieren die Größe und Richtung der Trends (nach HÄNSEL 2014).

	Jahr						SHJ						WHJ					
	RR		DTP		DNP		RR		DTP		DNP		RR		DTP		DNP	
	130	28	130	28	130	28	130	28	130	28	130	28	130	28	130	28	130	28
1901–2000	-6	-6	26	28	-18	-19	-10	-10	29	30	-30	-32	1	1	23	25	-6	-7
1931–2000	-3	-4	-2	5	-6	-13	-9	-10	9	18	-21	-30	8	5	-13	-8	8	3
1951–2000	1	0	-8	-7	-13	-16	-7	-7	10	9	-26	-27	17	15	-26	-24	-1	-5
1901–2010	-3	-4	6	12	-4	-8	-10	-11	13	16	-20	-22	7	6	-2	7	11	7
1931–2010	1	-1	-27	-15	13	4	-9	-10	-12	-1	-5	-13	13	11	-42	-29	29	20
1951–2010	5	4	-39	-31	13	8	-7	-7	-18	-15	-2	-4	21	19	-61	-48	27	18

Trendgröße und -richtung		für DTP	für DNP	für RR
	große	< -50 %	> 50 %	> 25 %
	deutliche	-50 % bis -25 %	25 % bis 50 %	15 % bis 25 %
	kleine	-25 % bis -10 %	10 % bis 25 %	5 % bis 15 %
	Vernachlässigbare Änderungen	-10 % bis 10 %		-5 % bis 5 %
	kleine	10 % bis 25 %	-25 % bis -10 %	-15 % bis -5 %
	deutliche	25 % bis 50 %	-50 % bis -25 %	-25 % bis -15 %
	große	> 50 %	< -50 %	< -25 %

Die Instabilität der Dezil-Phasentrends wird auch durch Abbildung 5.6-3 illustriert. Hier sind 50-Jahrestrends gleitend für den Gesamtzeitraum berechnet und dargestellt worden. Der erste Wert in der Abbildung ist also der Trendwert für 1901–1950 und der Letzte der Trendwert für 1961–2010. Die Trends der räumlichen Abdeckung von Dezil-Trockenperioden gehen von großen positiven Trendwerten (z. B. +84 % für 1915–1964) auf große negative Trendwerte (z. B. -50 % für 1961–2010) zurück. Dagegen steigen die Trends der räumlichen Abdeckung von Nassperioden von großen negativen (z. B. -55 % für 1915–1964) auf leicht positive Trends (z. B. +17 % für 1961–2010). Trotz dieser beschriebenen allgemeinen Tendenz der Trendumkehr gibt es zusätzlich eine große Variabilität in der Trendgröße ( $\pm 20$  %) von einem 50-Jahreszeitraum zum nächsten. Offensichtlich sind 50 Jahre viel zu kurz für die Analyse von Veränderungen in den langandauernden Dezil-Trocken- und Nassphasen. Es ist davon auszugehen, dass viele der beschriebenen Trends – v.a. die mit 50–60 Jahren recht kurzen – wahrscheinlich „nur“ das Ergebnis der enormen inter-dekadischen Variabilität sind.

**Abhängigkeit der Trends vom betrachteten Halbjahr:** Da sich die Halbjahre im Untersuchungsgebiet hinsichtlich der Richtung der beobachteten Niederschlagstrends unterscheiden, wird im Folgenden untersucht, ob sich diese Unterschiede auch in den Dezil-Trocken- und Nassperiodentrends widerspiegeln. Dabei muss man im Hinterkopf behalten, dass die Halbjahreswerte der betrachteten räumlichen

Abdeckung für die beiden Halbjahre nicht statistisch voneinander unabhängig sind, da sich Dezil-Trocken- bzw. Nassperioden normalerweise über verschiedene Jahreszeiten und Jahre hinweg erstrecken. Trotz dieser unvermeidbaren Abhängigkeiten zeigen sich dennoch deutliche Unterschiede in den Halbjahrestrends der räumlichen Abdeckung von Dezilperioden (Tabelle 5.6-1). Im SHJ sind Trends zu trockeneren Bedingungen sichtbar (ansteigende räumliche Abdeckung von Trockenperioden und Abnahme derjenigen von Nassperioden), während für das WHJ eher Trends in Richtung nasserer Bedingungen auftreten. Dies ist besonders deutlich für die Trends ab 1931 bzw. 1951, während die Langzeittrends der Trockenperiodenabdeckung ab 1901 für beide Halbjahre ähnlich groß sind.

Bei der Betrachtung der zeitlichen Stabilität der Halbjahrestrends im Rahmen der gleitenden Analyse von 50-Jahres-Trends (Abbildung 5.6-3) ähneln die Trendwerte von SHJ und WHJ zu Beginn des 20. Jahrhunderts sehr stark denen des Gesamtjahres. Erst die Halbjahrestrendwerte nach demjenigen für 1940–1989 weichen systematisch immer mehr von den Jahrestrends ab. Die räumliche Abdeckung von Trockenperioden nahm während des WHJs viel stärker ab als während des Sommers wo die Trendwerte nach 1940–1989 häufig im positiven Bereich liegen. Dementsprechend nahm die räumliche Abdeckung von Nassperioden in den jüngsten 50-Jahreszeiträumen im WHJ deutlich stärker zu, während die SHJ-Trends negativ wurden, wie sie es schon für die ersten Trendanalysezeiträume zu Beginn des 20. Jahrhundert waren. Diese Beobachtungen hängen sehr wahrscheinlich mit den entgegen gerichteten Niederschlagstrends in den beiden Halbjahren im Untersuchungsgebiet zusammen (Tabelle 5.6-1).

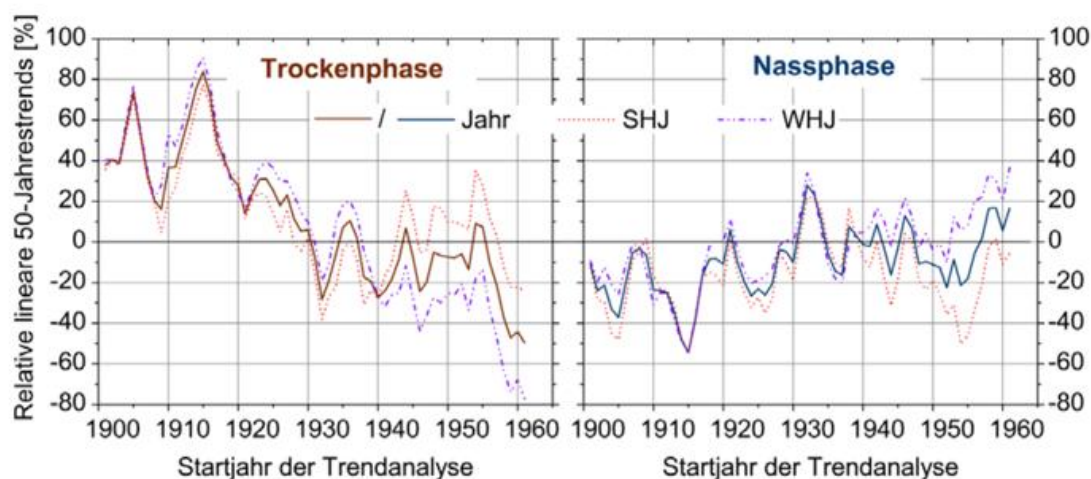


Abbildung 5.6-3: Gleitende 50-Jahres-Trendanalyse (sechzig Trendwerte für 50-Jahreszeiträume; Startjahr auf der x-Achse) für die Jahres und Halbjahreswerte (SHJ: rote gepunktete Linie, WHJ: violette gestrichelte Linie) der räumlichen Abdeckung von Deziltrocken- (links) und Nassphasen (rechts) für 1901–2010 (von 1901–1950 bis 1961–2010; nach HÄNSEL 2014).

### 5.6.2 Vergleich zwischen Beobachtungs- und Modelldaten für den Kontrollzeitraum

**Vorbemerkung:** Die hier miteinander verglichenen Datensätze unterscheiden sich hinsichtlich der Dezil-Perioden-Berechnung leicht von dem für die Beschreibung der beobachteten Variabilität und Trends verwendeten. Hier wurde die Dauer der Trocken- und Nassphasen unkorrigiert übernommen, d.h. die Dezil-Perioden beginnen jeweils mit dem 3. Monat der 3-Monatsniederschlagssumme, die den jeweiligen Schwellenwert über- bzw. unterschreitet. Dadurch sind die Dezil-Perioden um zwei Monate kürzer und auch die zeitlich gemittelte räumliche Abdeckung ist etwas geringer. Für die Validierung der Modelle wurde jedoch ein Beobachtungsdatensatz verwendet, der ebenfalls nicht hinsichtlich der Dezil-Periodendauer korrigiert wurde, wodurch die Vergleichbarkeit sichergestellt ist.

Wie schon anhand des Niederschlagsanomalien-Index RAI beschrieben, können die Klimamodelle den beobachteten Verlauf der Niederschlagsvariabilität nicht nachbilden. Sie weisen jedoch ähnlich wie die Beobachtungsdaten Phasen mit häufigeren und/oder längeren Nass- bzw. Trockenphasen auf, während in anderen Zeiträumen weder Nass- noch Trockenphasen auftreten (Abbildung 5.6-4). Auf-

fällig ist, dass die regionalen Klimaprojektionen ein recht unterschiedliches langzeitliches Niederschlagsverhalten simulieren, obwohl sie alle von dem gleichen Globalmodelllauf angetrieben werden. Etwas stärkere Gemeinsamkeiten in den raumzeitlichen Mustern des Auftretens von Nass- und Trockenphasen zeigen noch die beiden dynamischen Modelle CLM und REMO.

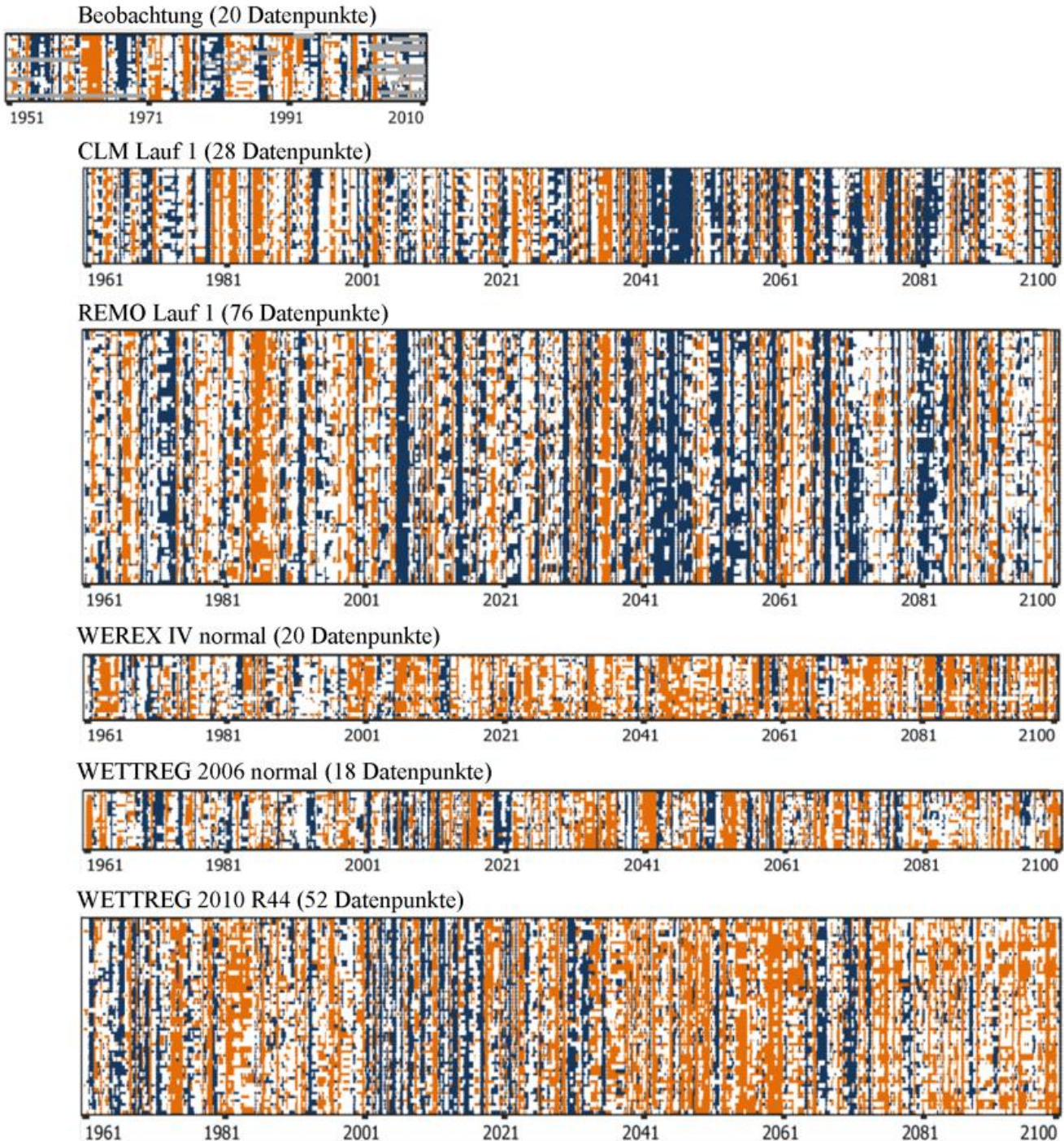


Abbildung 5.6-4: Auftreten von Dezil-Trocken- (orange) und Nassphasen (blau) in der REGKLAM-Modellregion für die Beobachtungs- (1951–2010) und ausgewählte Projektionsdaten (1961–2100) angetrieben durch den ersten Lauf von ECHAM5 unter dem Szenario A1B; grau: keine Niederschlagsdaten vorhanden.

Im Validierungszeitraum wurde ein Anteil von ca. 32/30 % Datenpunkten beobachtet, die im Mittel von Dezil-Trocken-/Nassphasen betroffen sind (Abbildung 5.6-5). Alle betrachteten regionalen Klimaprojektionen simulieren eine geringere räumliche Ausdehnung von Dezil-Nassperioden (zwi-

schen ca. 22,5 und 29,5 %), während die räumliche Abdeckung von Dezil-Trockenperioden (zwischen 27,5 % und 36 %) etwas besser wiedergegeben wird.

Tendenziell überschätzen die regionalen Klimamodelle die Häufigkeit langandauernder Nass- und Trockenphasen, während sie deren Andauer unterschätzen (Abbildung 5.6-5). Anscheinend haben die Klimamodelle Schwierigkeiten, die Persistenz von Abweichungen vom Normalniederschlag realistisch zu simulieren, und schwanken schneller zwischen nassen und trockenen Phasen, als dies in der Vergangenheit beobachtet wurde. Dies betrifft insbesondere die Trockenperioden, die in den Beobachtungsdaten deutlich persistenter waren als die Nassphasen, während die Klimamodelle im Mittel ähnlich große mittlere und maximale Trocken- und Nassperiodenlängen simulieren.

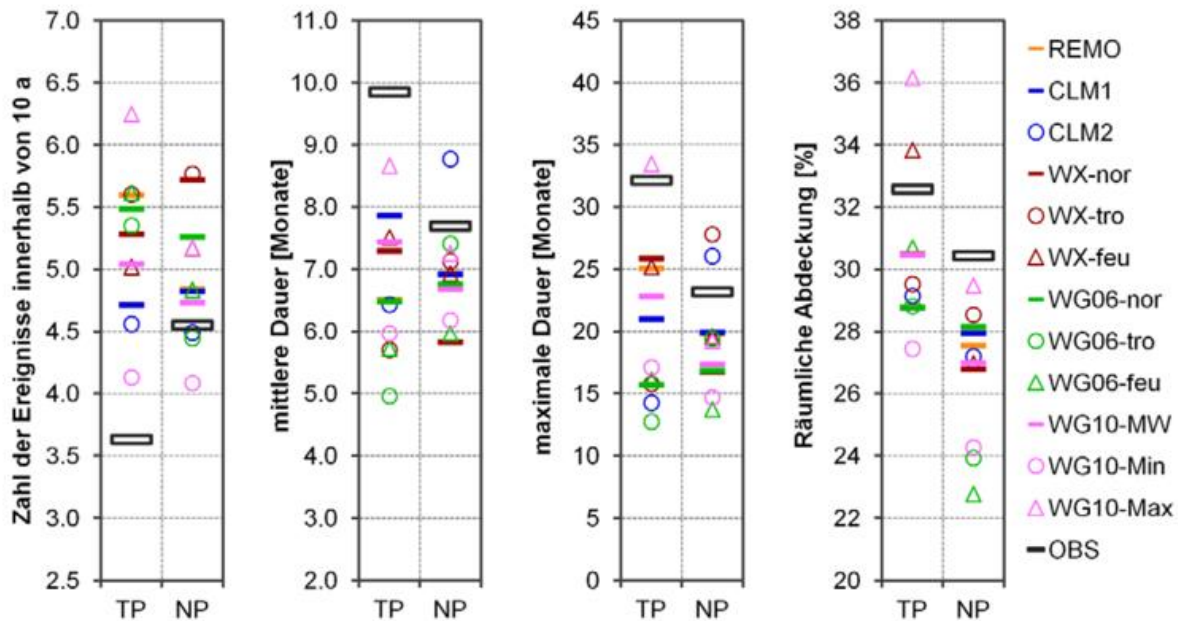


Abbildung 5.6-5: Validierung der regionalen Klimamodellläufe hinsichtlich der Charakteristika von Dezil-Perioden (TP: Trockenperioden, NP: Nassperioden) gegenüber den Beobachtungsdaten (OBS) für die REG-KLAM-Modellregion im Zeitraum 1961–1990 (bzw. 1961–2000 für die räumliche Abdeckung).

### 5.6.3 Projizierte Klimaänderungssignale im 21. Jahrhundert

Die von den Modellen projizierten Veränderungen in Häufigkeit, Andauer und räumlicher Ausdehnung von langandauernden Trocken- und Nassphasen hängen sehr stark von der jeweiligen Modellklasse (dynamisch, statistisch) ab. Schon in den beispielhaften Darstellungen des raum-zeitlichen Auftretens von Nass- und Trockenphasen (Abbildung 5.6-4) werden bei den dynamischen Modellen (CLM und REMO) häufigere Nassphasen im 21. Jahrhundert deutlich, während die statistischen Modelle ein deutliches Übergewicht an Trockenphasen aufweisen.

Im Mittel über alle betrachteten regionalen Klimaprojektionen nimmt die Häufigkeit von Dezil-Trockenperioden im 21. Jahrhundert leicht zu (v.a. in WETTREG 2006; Abbildung 5.6-6). Die Dezil-Trockenphasen nehmen in den statistischen Projektionen nicht nur in ihrer Häufigkeit (ca. +1 Ereignis in 10 Jahren) sondern auch in ihrer mittleren Dauer (MW A1B ca. +2 Monate) tendenziell zu. Dabei sind die mittleren Änderungssignale für die beiden betrachteten Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 ähnlich groß. Die dynamischen Modelle zeigen keine einheitlichen Veränderungen in der Häufigkeit von Dezil-Phasen, wohl jedoch eine Abnahme der mittleren (-0,9/-1,4 Monate in 2021–2050/2071–2100) und maximalen (-3,9/-6,5 Monate) Trockenperiodendauer.

Für die Nassperiodenhäufigkeit sind keine konsistenten Änderungssignale sichtbar (Abbildung 5.6-6). Von den dynamischen Modellen werden für das 21. Jahrhundert ca. +1,7 Ereignisse mehr simuliert als in 1961–1990 und von den statistischen im Durchschnitt ein Ereignis weniger (größte Trends durch

WEREX IV in 2021–2050 und WETTREG 2010 in 2071–2100). Für die mittlere und maximale Dauer von Dezil-Nassperioden projizieren die Modelle v.a. für das Ende des 21. Jahrhunderts eine leichte Annahme von im Mittel -1,2 bzw. -3,4 Monaten, die in den statistischen Regionalmodellen stärker ausfällt als in den dynamischen. Die Bandbreite der durch die 18 regionalen Klimaprojektionen aufgezeigten Trends ist jedoch im Vergleich zu den beschriebenen mittleren Ensembleänderungen erheblich groß. Somit sind die Veränderungen als wenig robust zu verstehen.

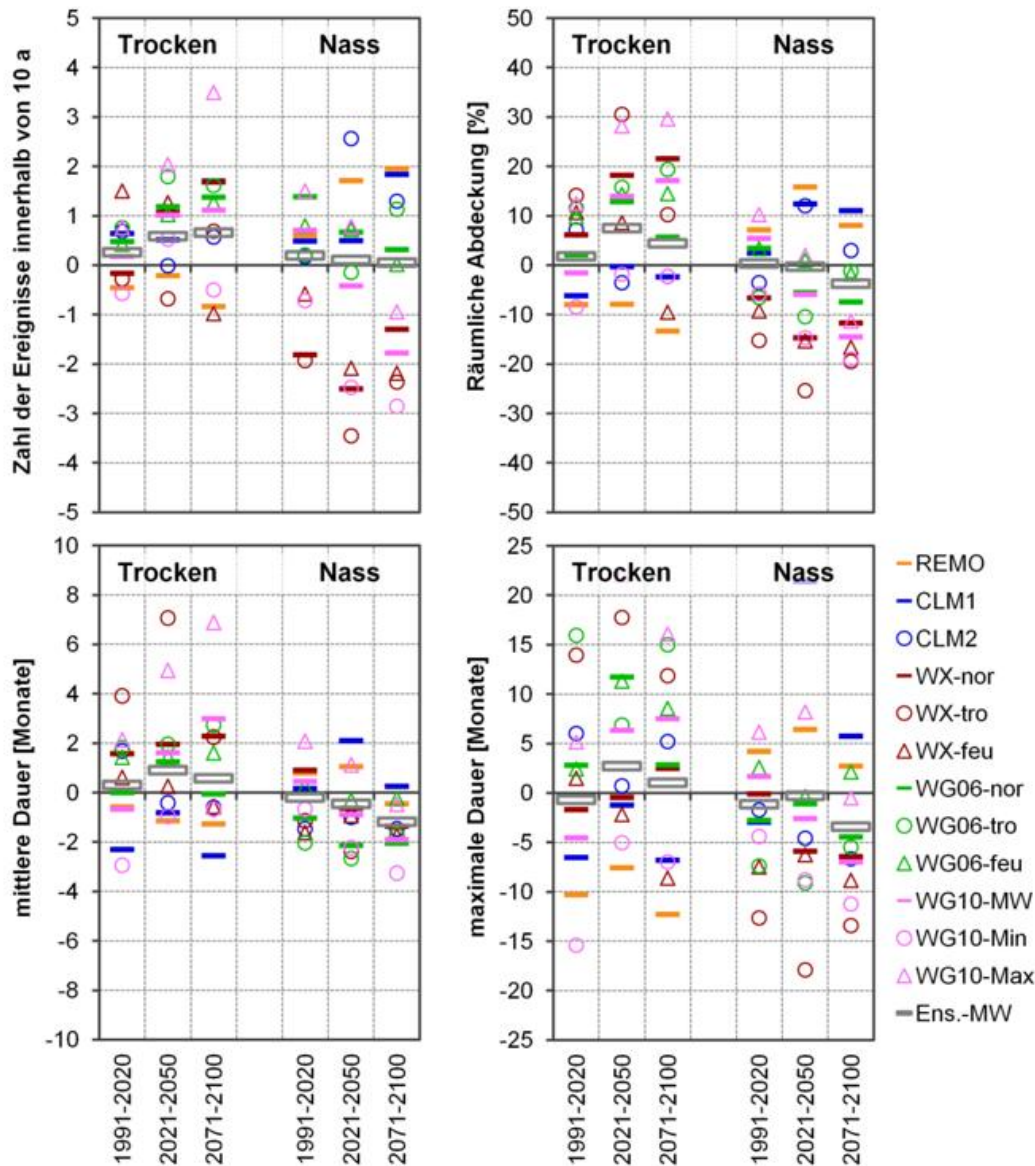


Abbildung 5.6-6: Änderungssignale der von 18 regionalen Klimaprojektionen unter dem Emissionsszenario A1B in den Zeitscheiben 1991–2020, 2021–2050 und 2071–2100 simulierten Dezil-Perioden-Charakteristika (Häufigkeit, räumliche Abdeckung sowie mittlere und maximale Andauer) in der REGKLAM-Modellregion (jeweils regionaler Mittelwert).

Der Anteil an von Dezil-Trockenphasen betroffenen Datenpunkten steigt in den meisten (außer REMO und CLM) Projektionen an (Abbildung 5.6-6). Für das Szenario A1B beträgt der über die statistischen Modelle gemittelte Anstieg in den Zeitscheiben 2021–2050 sowie 2071–2100 ca. +15 %, während die dynamischen Modelle einen Rückgang von durchschnittlich -5 % simulieren. Invers dazu verhalten sich die Trends der Dezil-Nassphasen. Während die statistischen Modelle im Mittel einen Rückgang der von Nassphasen betroffenen Datenpunkte um ca. -10 % projizieren, tendieren die dynamischen Modelle zu einem Anstiegstrend in ähnlicher Größenordnung. Betrachtet man die dekadeweise Entwicklung des mittleren Anteils an von Dezil-Trocken- bzw. Nassphasen betroffenen Datenpunkten

(Abbildung 5.6-7), so zeigt sich, dass die beschriebene Veränderung nicht „linear“ erfolgt, sondern sich ca. ab 2031–2040 in einer Verschiebung des mittleren Niveau äußert – sowohl bei den dynamischen als auch den statistischen Modellen. Ab dieser Zeitscheibe sind die Realisierungen der dynamischen und statistischen Modelle zumeist deutlich voneinander separiert. Die dynamischen Modelle simulieren mittlere Trockenphasenabdeckungen von zumeist < 30 % und die statistischen von zumeist > 40 %, während Nassphasen ab 2031–2040 durchschnittlich an > 40 % der Gitterpunkte in den dynamischen Projektionen und an < 30 % der Datenpunkte in den statistischen Projektionen auftreten. Für einige WETTREG 2010-Läufe sinkt der Anteil der von Langzeitnassphasen betroffenen Datenpunkte Ende des 21. Jahrhunderts sogar auf nur etwa 10 %.

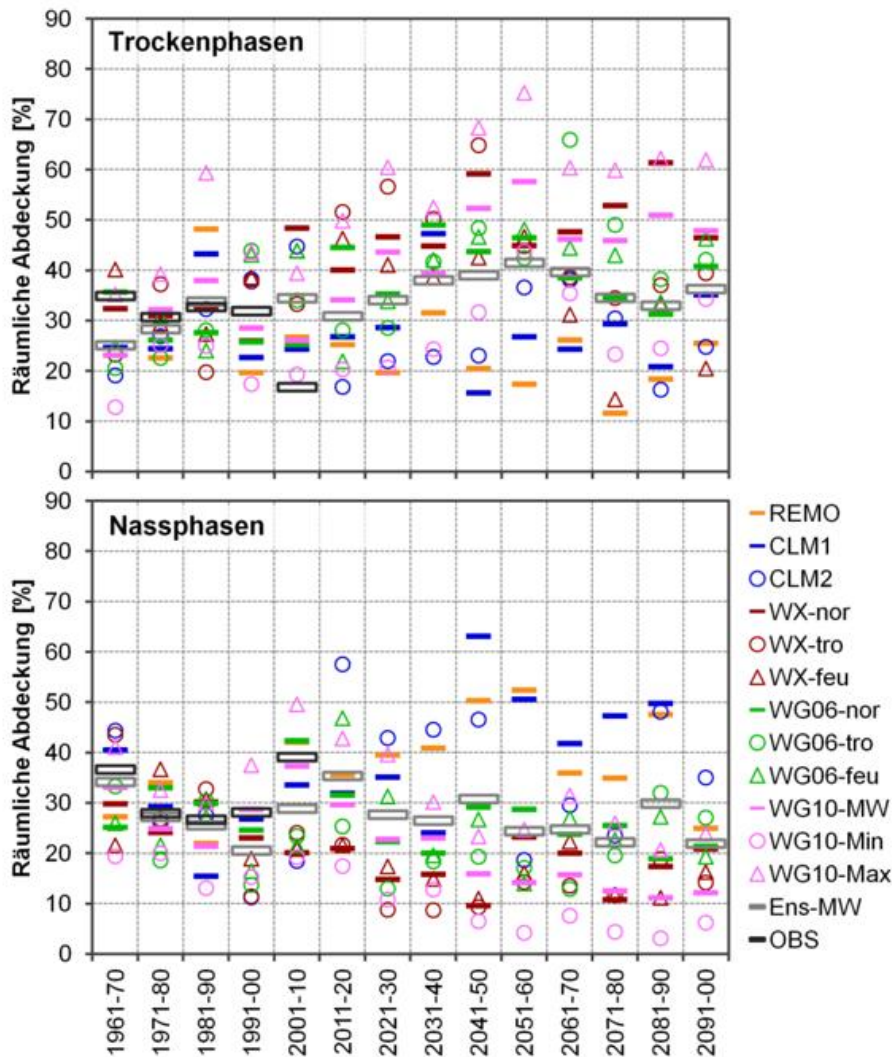


Abbildung 5.6-7: Dekadische Mittelwerte der räumlichen Ausdehnung von Dezil-Trockenphasen (oben) und Nassphasen (unten) in der REGKLAM-Modellregion für Beobachtungsdaten und 18 regionale Klimaprojektionen unter dem Szenario A1B; 1961–2100.

#### 5.6.4 Konsistenz der beobachteten und projizierten Trends

Die Dezil-Phasen variieren von Dekade zu Dekade sehr stark in ihrer Häufigkeit, Andauer und räumlichen Ausdehnung wie in der Analyse der Beobachtungsdaten gezeigt. Deshalb kann kaum von robusten Trends sondern eher von einer Langzeitvariation der Dezilperioden-Charakteristika gesprochen werden. In Abbildung 5.6-8 sind die 30-jährigen gleitenden Mittelwert des Prozentanteils von Stationen, die von einer Dezil-Trocken- bzw. Nassperiode betroffen sind, dargestellt und zwar für die Beobachtungsdaten (1900–2010), den Mittelwert der regionalen Klimaprojektionen (19 Realisationen von 5 Modellen für 1961–2100) unter dem Emissionsszenario A1B sowie die Modellläufe mit dem jeweils kleinsten und größten Änderungssignal zum Ende des 21. Jahrhunderts im Vergleich zu 1961–1990.

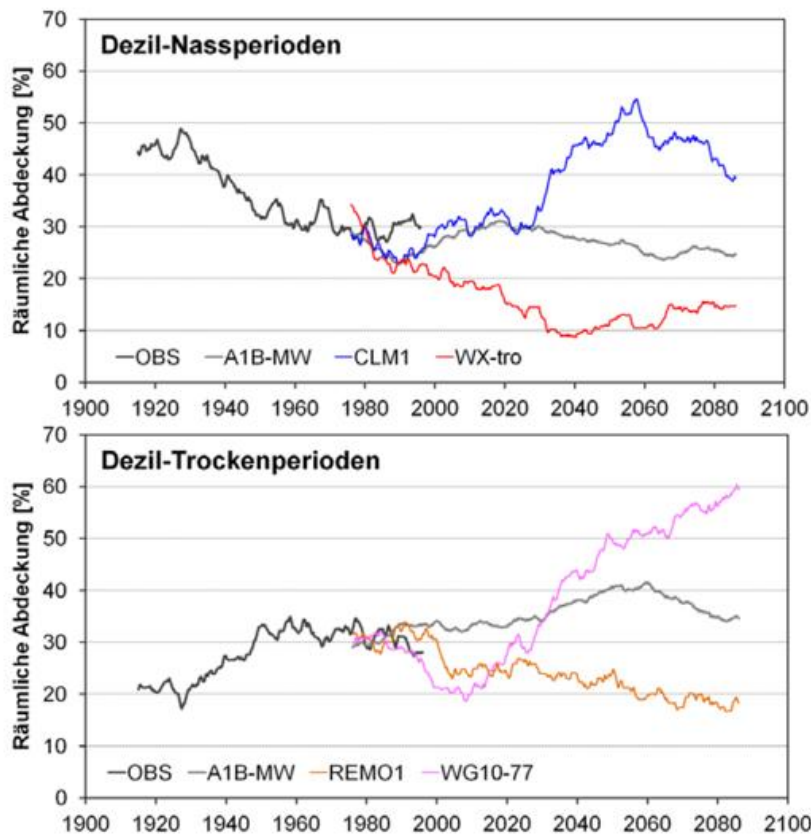


Abbildung 5.6-8: Zeitlicher Verlauf (30-jähriges gleitendes Mittel) der beobachteten (1900–2010) und unter dem Emissionsszenario A1B durch ein Ensemble aus 5 Klimamodellen (19 Realisierungen) projizierten (1961–2100) prozentualen Anteile der von Dezil-Dürren (oben) und Nassphasen (unten) betroffenen Stationen (bezeichnet als „räumliche Abdeckung“). Die Ergebnisse für die Klimaprojektionsdaten sind als Mittelwert über alle Modelle (A1B-MW) sowie für den Modelllauf mit dem geringsten und größten Änderungssignal zum Ende des 21. Jahrhunderts dargestellt.

Im Mittel führen die Regionalmodelle die beobachteten Veränderungen in der Dezil-Trockenperiodenabdeckung recht gut weiter (Abbildung 5.6-8, oben) – zunächst bleibt der von Dezil-Trockenperioden betroffene Anteil von Stationen recht konstant auf dem in den letzten 60 Jahren beobachteten Niveau und befindet sich nach einem leichten Anstieg zur Mitte des 21. Jahrhunderts am Ende dieses Jahrhunderts wieder auf ähnlichem Niveau, wie zum Ende des 20. Jahrhunderts. Die einzelnen Modellläufe – und v.a. die beiden Modellklassen der statistischen und dynamischen Downscalingansätze – unterscheiden sich jedoch recht stark in den projizierten Veränderungen und vor allem in deren zeitlichen Verläufen. Das Modell REMO setzt den in den letzten 20 Jahren begonnenen Rückgangstrend im Anteil dürrebetreffener Stationen fort und erreicht zum Ende des 21. Jahrhunderts räumliche Abdeckungen von im Langzeitmittel unter 20 %. Die beiden CLM-Realisierungen (ohne Darstellung) liegen ebenfalls den Großteil der Zeit unterhalb des Langzeitmittels des Szenariomittelwertes und erreichen zum Ende des 21. Jahrhunderts eine räumlichen Trockenperiodenabdeckung von ca. 25 %. Den größten Anteil dürrebetreffener Stationen erreicht zum Ende des 21. Jahrhunderts mit etwa 60 % der Modelllauf 77 des statistischen Klimamodells WETTREG 2010. Auch der Großteil der anderen statistischen Klimamodellläufe liegt etwa ab der Hälfte des 21. Jahrhunderts überwiegend oberhalb des Ensemblemittelwertes – zum Teil werden dabei Werte über 60 % dürrebetreffener Stationen erreicht. Dies erscheint im Vergleich zu dem im 20. Jahrhundert beobachteten Anstieg von etwa 20 % auf 30 % sehr hoch und würde eine Verdreifachung der bisherigen Trendgröße entsprechen.

Auch der Anteil der von Dezil-Nassperioden betroffenen Datenpunkte schwankt über sämtliche Klimamodellläufe des Emissionsszenarios A1B gemittelt nur recht wenig und liegt zum Ende des 21. Jahrhunderts etwas auf dem Niveau wie zum Ende des 20. Jahrhunderts (Abbildung 5.6-8, unten). Diese Entwicklung ist konsistent mit den über die letzten 50 Jahre recht konstanten Langzeitmittelwerten der räumlichen Abdeckung von Nassphasen. Der in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts beobachtete deutliche Rückgang der Nassperiodenabdeckung von ca. 45 % auf 30 % wird durch den trockenen Modelllauf von WEREX IV fortgesetzt bis auf einen Anteil von Nassperioden betroffenen Datenpunkten von im Mittel 10 % zur Mitte des 21. Jahrhunderts., wo sich die räumliche Abdeckung von Nassphasen auf niedrigem Niveau stabilisiert. Wie schon für die Trockenphasen beschrieben,

ähneln die generellen Entwicklungen der dynamischen/statistischen Klimamodelle einander – sie liegen zumeist oberhalb/unterhalb des Ensemblemittelwertes.

Generell sind die durch die statistischen Klimamodelle aufgezeigten Entwicklungen konsistenter mit den beobachteten Langzeittrends der Dezil-Trocken- und Nassphasen. Das jüngste (in den letzten reichlich 20 Jahren) – den Langzeittrends entgegen gesetzte Verhalten – der Dezilperioden-Charakteristika wird jedoch zum Teil durch die dynamischen Modelle besser eingefangen.

#### 5.6.5 Zusammenfassung

In den letzten 110 Jahren wurde eine Zunahme der Dauer und der räumlichen Abdeckung von mind. drei Monate lang andauernden Trockenphasen beobachtet, während der Anteil von durch Dezil-Nassperioden betroffenen Stationen zurückgegangen ist. Diese Entwicklungen sind jedoch zeitlich nicht stabil und in den letzten 20–30 Jahren wurde eine Abschwächung bzw. Umkehr dieser Trends beobachtet. Generell ist die Trendanalyse von solch langen Ereignissen als kritisch zu bewerten, da ihre Andauer im Vergleich zum Analysezeitraum durchaus erheblich lang sein kann.

Hinsichtlich der verwendeten Klimamodelle ist festzustellen, dass alle Modelle dazu tendieren die beobachtete Persistenz trockener und nasser Zustände zu unterschätzen. Zudem simulieren sie im Mittel ähnlich lange Trocken- und Nassperioden, obwohl die Trockenperioden in den Beobachtungsdaten im Mittel (und auch als Maximalwert) deutlich länger sind als die Nassperioden. Die Klimamodelle simulieren jedoch – trotz einer leichten Unterschätzung in der Größe – korrekt eine größere räumliche Ausdehnung von Trocken- im Vergleich zu Nassperioden.

In den durch die Klimamodelle für das 21. Jahrhundert aufgezeigten Entwicklungen der Dezil-Perioden-Charakteristika spiegeln sich die generellen Niederschlagsentwicklungen und v.a. die Unterschiede in den beiden Modellklassen wieder. Die durch dynamische Regionalmodelle projizierte leichte Niederschlagszunahme äußert sich in einem zunehmenden Anteil von durch Nassphasen betroffenen Datenpunkten sowie etwas häufigeren und längeren Nassphasen, während für die Trockenphasen in diesen Modellen gegenläufige Tendenzen verzeichnet werden. Die zum Teil deutlichen Niederschlagsabnahmen in den statistischen Klimaprojektionen äußern sich dementsprechend in einer Tendenz der Zunahme von Häufigkeit, Dauer und räumlicher Erstreckung von Trockenphasen sowie einer abnehmenden Dauer und räumlichen Erstreckung von Nassphasen. Im Mittel zeigen sich über die betrachteten Klimamodelle hinweg keine robusten Veränderungen in der Häufigkeit, Andauer oder räumlichen Erstreckung langandauernder Dezil-Trocken- bzw. -Nassphasen.

## 5.7 Vergleich der Ergebnisse zu Trends für Klimamodelle des ENSEMBLES-Projektes

### 5.7.1 Einordnung der Untersuchungen

Die Veränderungen in den Starkniederschlagsereignissen sowie Trocken- und Nassperiodenindizes, wie sie von zwölf regionalen Klimamodellen des EU-Projektes ENSEMBLES für das Untersuchungsgebiet des REGKLAM-Projektes simuliert wurden, sind in der Veröffentlichung *Projected changes in extreme precipitation characteristics for Central Eastern Germany (21<sup>st</sup> Century, model-based analysis* von SCHWARZAK et al. (2014) dargestellt. Hier werden die Ergebnisse dieser Veröffentlichung im Vergleich zu den im REGKLAM-Projekt genutzten regionalen Klimaprojektionen dargestellt und diskutiert. Zudem werden auch neun globale Klimaprojektionen in den Vergleich einbezogen (MEHLER & HÄNSEL 2013). Dieses Vorgehen ermöglicht eine Abschätzung der Robustheit der durch die REGKLAM-Projektionen gelieferten Aussagen für das Untersuchungsgebiet, welche auf nur einem globalen Klimamodell (ECHAM5) beruhen. Alle Analysen erfolgen für das SRES-Emissionsszenario A1B, da die bisherigen Untersuchungen anhand der REGKLAM-Klimamodelle keine signifikanten Unterschiede im projizieren (Extrem-)Niederschlagsverhalten zwischen den verschiedenen Emissionsszenarios zeigten. Die interne Klimavariabilität (zwischen verschiedenen Realisierungen eines Modells) sowie die Unsicherheit aufgrund des gewählten Klimamodells (Modellunsicherheit aufgrund des unvollständigen Verständnisses des Klimasystems sowie notwendiger Vereinfachungen und Parametrisierungen) sind deutlich größer als die Variationen zwischen den verschiedenen Emissionsszenarios.

### 5.7.2 Modellvalidierung

Der für das Untersuchungsgebiet typische Jahresgang mit den größten Niederschlagssummen im Sommer und einem zweiten Niederschlagsmaximum im Winter wird nicht durch alle ENSEMBLES-RCMs korrekt wieder gegeben (Abbildung 5.7-1). Einige Modelle (z. B. HIRHAM\_ARPEGE, RM\_ARPEGE ab August) simulieren für die Sommermonate und zum Teil auch den September zu geringe Niederschläge, während die Modelle im Allgemeinen die beobachteten Niederschlagssummen überschätzen. Die Simulationen von REMO\_ECHAM5 und RACMO\_ECHAM5 stimmen im Mittel am besten mit den Beobachtungen überein und zeigen damit auch die besten Übereinstimmungen mit den REGKLAM-Klimaprojektionen.

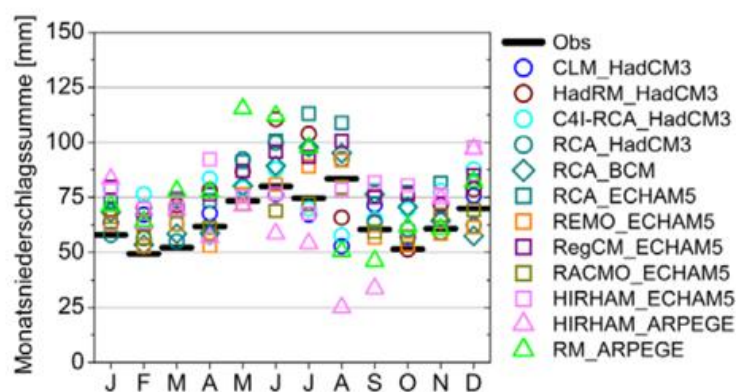


Abbildung 5.7-1: Jahresgang der Monatsniederschlagssummen in den 12 ENSEMBLES-Projektionen im Vergleich zum EOBS-Datensatz für den Zeitraum 1961–1990 (nach SCHWARZAK et al. 2014)

Trotz der generellen Überschätzung der beobachteten Niederschlagssummen geben die Modelle die Häufigkeit und Intensität von Starkniederschlägen in den Jahreszeiten einigermaßen gut wieder (Abbildung 5.7-2). Einige Modelle unterschätzen die Starkniederschläge trotz einer Überschätzung der Niederschlagssummen. Die Modelle, die im Sommer die Niederschlagssummen unterschätzen, haben meist auch geringere Werte für die Starkniederschlagsindizes als beobachtet (z. B. HIRHAM\_ARPEGE). Am deutlichsten überschätzt werden die Häufigkeit und Größe von Starkniederschlagsereignissen mit Ausnahme des Sommers durch die Modellkombination HIRHAM\_ECHAM5. Im Sommer überschätzt dagegen das BCM-angetriebene Regionalmodell RCM die Starkniederschläge am deutlichsten, obwohl es in den anderen Jahreszeiten eher zu Unterschätzungen neigt und auch in den

Überschätzungen der sommerlichen Niederschlagssummen vergleichsweise moderat ist. Insgesamt weichen die ENSEMBLES-RCMs deutlich stärker von den Beobachtungsdaten ab (27/56 % der RCMs weichen um mehr als 20/10 % ab) als die REGKLAM-Modelle (3/16 % der Modellläufe weichen um mehr als 20/10 % ab).

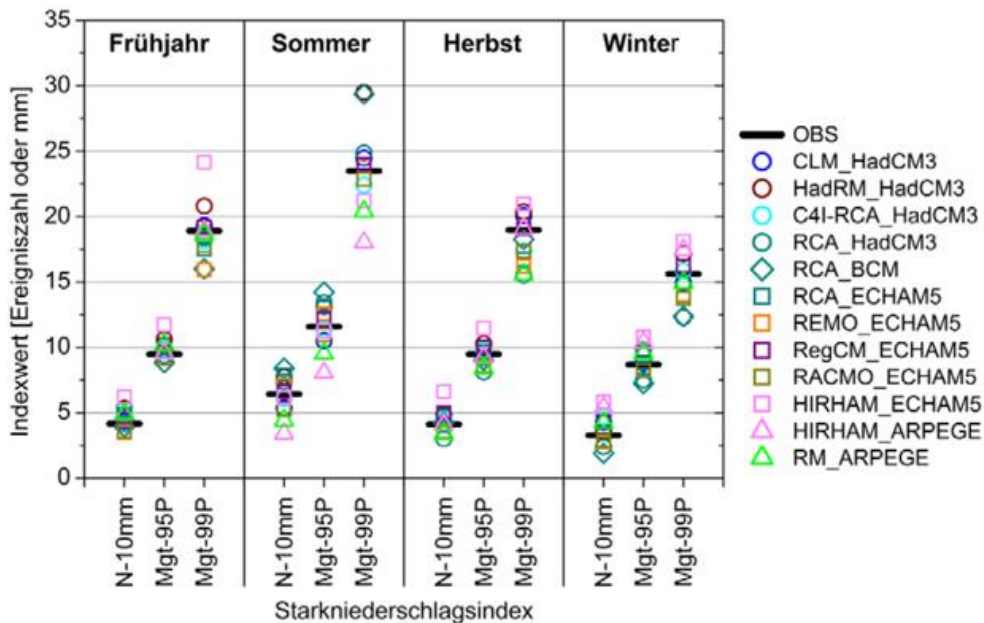


Abbildung 5.7-2: Vergleich der durch die ENSEMBLES-Modelle simulierten Jahreszeitenwerte für drei Starkniederschlagsindizes mit den Beobachtungsdaten; Zeitraum 1961–1990 (nach SCHWARZAK et al. 2014).

Entsprechend der deutlichen Überschätzungen der Niederschlagssummen simuliert ein Großteil der ENSEMBLES-Projektionen – insbesondere im Winter – zu wenige trockene Tage und somit zumeist auch deutlich zu kurze Trockenperioden (Abbildung 5.7-3). In dieser Abbildung sind zwei Datenpunkte für die Beobachtungen eingetragen – einer für die ENSEMBLES-Modelle (OBS-E) und einer für die REGKLAM-Projektionen (OBS-R). Diese unterscheiden sich durch die unterschiedliche räumliche Auslösung der verwendeten Beobachtungsdatensätze und geringfügig auch in der Größe des von den Datenpunkten abgedeckten Untersuchungsgebietes. Für die zum Vergleich ebenfalls mit dargestellten Globalmodelldaten ist kein entsprechender Beobachtungsdatensatz abgebildet, was die Modellvalidierung für die GCMs einschränkt.

Im Sommer unterschätzen alle REGKLAM-Projektionen und ein Großteil (8 von 12) der ENSEMBLES-Modelle die beobachtete Zahl an Trockentagen (Abbildung 5.7-3). Dabei ist jedoch die Spannweite der Abweichung für die ENSEMBLES-Modelle deutlich größer als für die REGKLAM-Modelle. Insbesondere die Modelle RCA\_ECHAM5, RM-ARPEGE und RegCM\_ECHAM5 weisen eine sehr geringe Anzahl an Trockentagen (weniger als die Hälfte statt etwa 2/3 der Tage) und zu kurze Trockenperioden (< 3 d anstelle von etwa 3,5 d) auf, während das Modell HIRHAM-ARPEGE für den Sommer fast 70 trockene Tage und im Mittel 5,5 Tage lange Trockenperioden simuliert. Einige Regionalmodelle des ENSEMBLES-Projektes simulieren für den Sommer ähnlich lange Trockenperioden, obwohl sie sich in der simulierten Anzahl trockener Tage um mehr als 10 Tage unterscheiden (z. B. RM-ARPEGE und REMO\_ECHAM5 bzw. HIRHAM\_ECHAM). Im Winter ist der Zusammenhang zwischen der simulierten Anzahl an trockenen Tagen und der mittleren Trockenperiodendauer stärker ausgeprägt. Modelle mit den deutlichsten Unterschätzungen der Trockentagsanzahl unterschätzen auch die Trockenperiodenlänge am meisten. Die größte Unterschätzung liefert dabei das Modell C4I-RCA\_HadCM3. Generell liegen die REGKLAM-Modelle im Winter deutlich näher an den Beobachtungen als die ENSEMBLES-Modelle, welche die beobachtete Charakteristik von längeren Trockenperioden im Winter im Vergleich zum Sommer wiedergeben.

Der Vergleich der für die Jahreszeiten berechneten Trocken- und Nassperiodenindizes zwischen den ENSEMBLES-Simulationen und den Beobachtungsdaten zeigt, dass die Trockenperiodendauer sowie

die Anzahl langer Trockenperioden nicht nur im Winter durch die Mehrzahl der Modelle (Ausnahme: HIRHAM\_ARPEGE mit deutlichen Überschätzungen und RM-ARPEGE mit sehr guten Übereinstimmungen zu den Beobachtungsdaten im Herbst) unterschätzt wird, sondern auch im Frühjahr und Herbst (Abbildung 5.7-4). Der Vergleich der für die Jahreszeiten berechneten Trocken- und Nassperiodenindizes zwischen den ENSEMBLES-Simulationen und den Beobachtungsdaten zeigt, dass die Trockenperiodendauer sowie die Anzahl langer Trockenperioden nicht nur im Winter durch die Mehrzahl der Modelle (Ausnahme: HIRHAM\_ARPEGE mit deutlichen Überschätzungen und RM-ARPEGE mit sehr guten Übereinstimmungen zu den Beobachtungsdaten im Herbst) unterschätzt wird, sondern auch im Frühjahr und Herbst (Abbildung 5.7-4). Für die Nassperioden werden meist inverse Charakteristika simuliert, nämlich Über- anstelle von Unterschätzungen. In Frühling, Herbst und am stärksten im Winter simulieren die regionalen Klimamodelle zu viele Nassperioden. Dennoch geben die Modelle die mittlere und maximale Länge von Trockenperioden im Winter vergleichsweise gut wieder, während sie diese im Frühjahr und Herbst tendenziell überschätzten. Im Sommer ist die Spannweite der Modelle hinsichtlich der simulierten Nassperiodendauer besonders groß und reicht von deutlichen Unter- bis hin zu extremen Überschätzungen (mehr als das Doppelte des Beobachtungswertes). Das Modell RM\_ARPEGE, das deutlich zu lange Nassperioden simuliert, unterscheidet sich dabei im Frühjahr und Sommer am deutlichsten vom Rest der Regionalmodelle.

Die Modelle RCA\_ECHAM5 und RegCM\_ECHAM5 unterschätzen die Trockenperiodendauer (AvD-TP and MxD-TP) in allen Jahreszeiten deutlich, während die meisten anderen Modelle zumindest im Sommer eine vergleichsweise gute Performance zeigen (Abbildung 5.7-4). Das Modell REMO\_ECHAM5 lag bezogen auf die Trockentagsanzahl und die Trockenperiodendauer über alle Jahreszeiten hinweg betrachtet den Beobachtungen am nächsten. Andere Modelle zeigten nur in bestimmten Jahreszeiten gute Übereinstimmungen, wie HadRM\_HadCM3 im Sommer und Herbst und RACMO\_ECHAM5 im Frühjahr und Sommer.

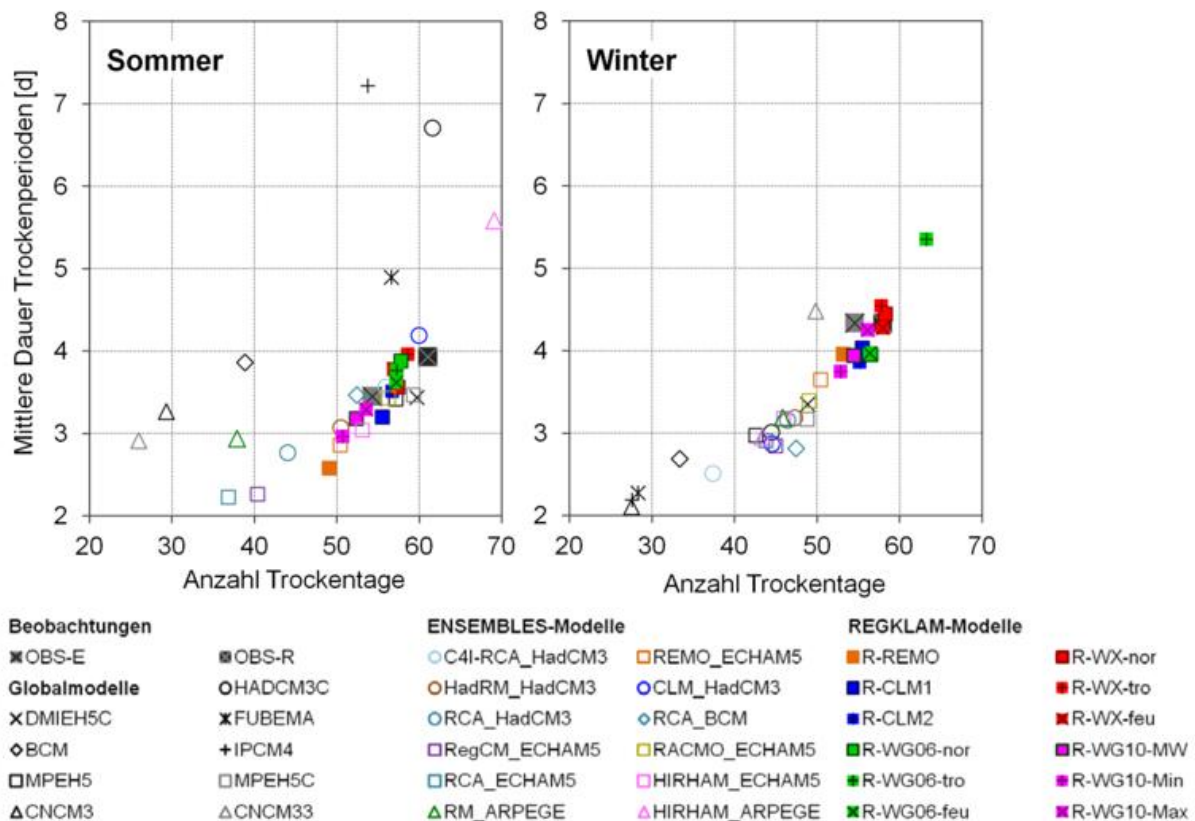


Abbildung 5.7-3: Zusammenhang zwischen der durch neun Globalmodelle, 12 Regionalmodelle des ENSEMBLES-Projektes und 12 regionale Klimamodellläufe des REGKLAM-Projektes simulierten Anzahl an Trockentagen und der mittleren Andauer von Trockenperioden im Sommer und im Winter des Zeitraums 1961–1990 im Vergleich zu zwei Beobachtungsdatensätzen (OBS-E: Rasterdatensatz in der gleichen Auflösung wie die ENSEMBLES-RCMs, OBS-R: im REGKLAM-Projekt verwendeter Stationsdatensatz).

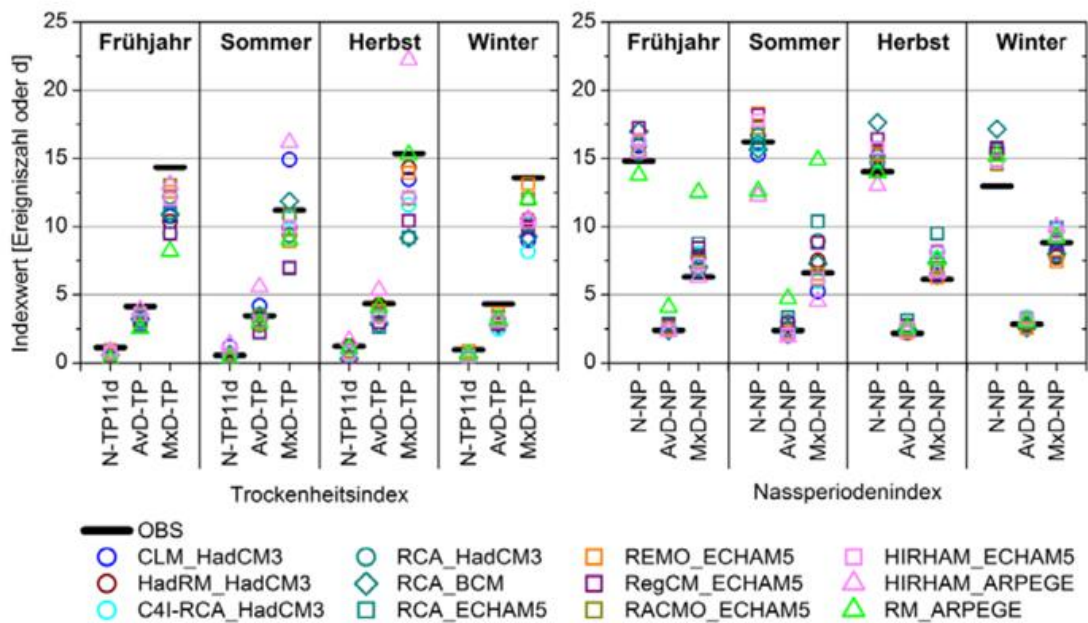


Abbildung 5.7-4: Vergleich der durch die ENSEMBLES-Modelle simulierten Jahreszeitenwerte für jeweils drei die Trocken- und Nassperioden charakterisierende Indizes mit den Beobachtungsdaten; Zeitraum 1961–1990 (nach SCHWARZAK et al. 2014).

Die Unterschätzung der Dauer von Trockenperioden und die Überschätzung der Nassperiodendauer wird in Abbildung 5.7-5 anhand der Dauer-Häufigkeits-Beziehung verdeutlicht. Vor allem im Winter, für den die REGKLAM-Modelle recht gute Ergebnisse lieferten, sind die Unterschätzungen der ENSEMBLES-Modelle in der Häufigkeit verschieden langer Trockenperioden erheblich.

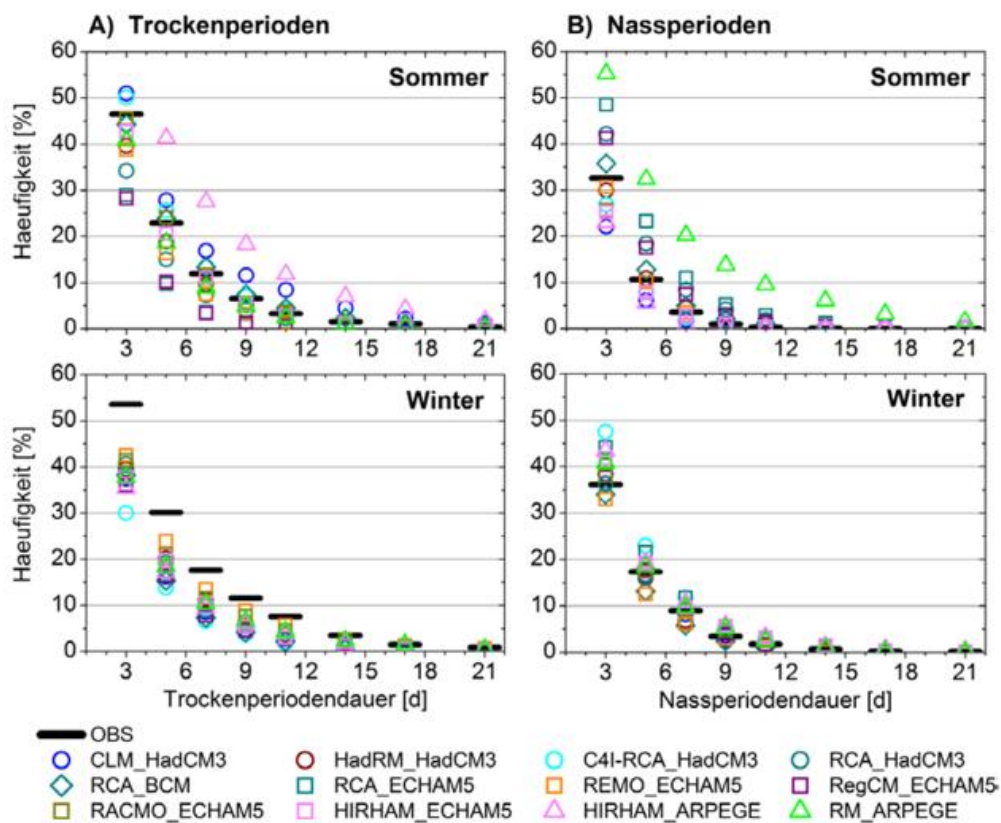


Abbildung 5.7-5: Validierung der durch die ENSEMBLES-Modelle simulierten Überschreitungshäufigkeiten verschiedener a) Trocken- und b) Nassperiodendauern im Zeitraum 1961–1990 (nach SCHWARZAK et al. 2014).

### 5.7.3 Niederschlagstrends

Um eventuelle Unterschiede im projizierten Extremverhalten des Niederschlags durch die beiden Klimamodellkollektive besser bewerten zu können, werden im Folgenden zunächst kurz die simulierten Veränderungen in den Niederschlagssummen verglichen (Abbildung 5.7-6). Die Regionalmodelle werden dabei durch die Farbe der Symbole und die antreibenden Globalmodelle durch die Form des Symbols (z. B. Quadrat für ECHAM5) verdeutlicht. In allen vier Jahreszeiten sind deutliche Unterschiede zwischen den im REGKLAM-Projekt verwendeten Modellen (ausgefüllte bzw. fette Symbole) und denen des ENSEMBLES-Projektes sichtbar. Diese Unterschiede sind zumeist zum Ende des 21. Jahrhunderts hin besonders deutlich und haben ihre Ursache v. a. in den unterschiedlichen Trends der dynamischen und statistischen Downscalingverfahren.

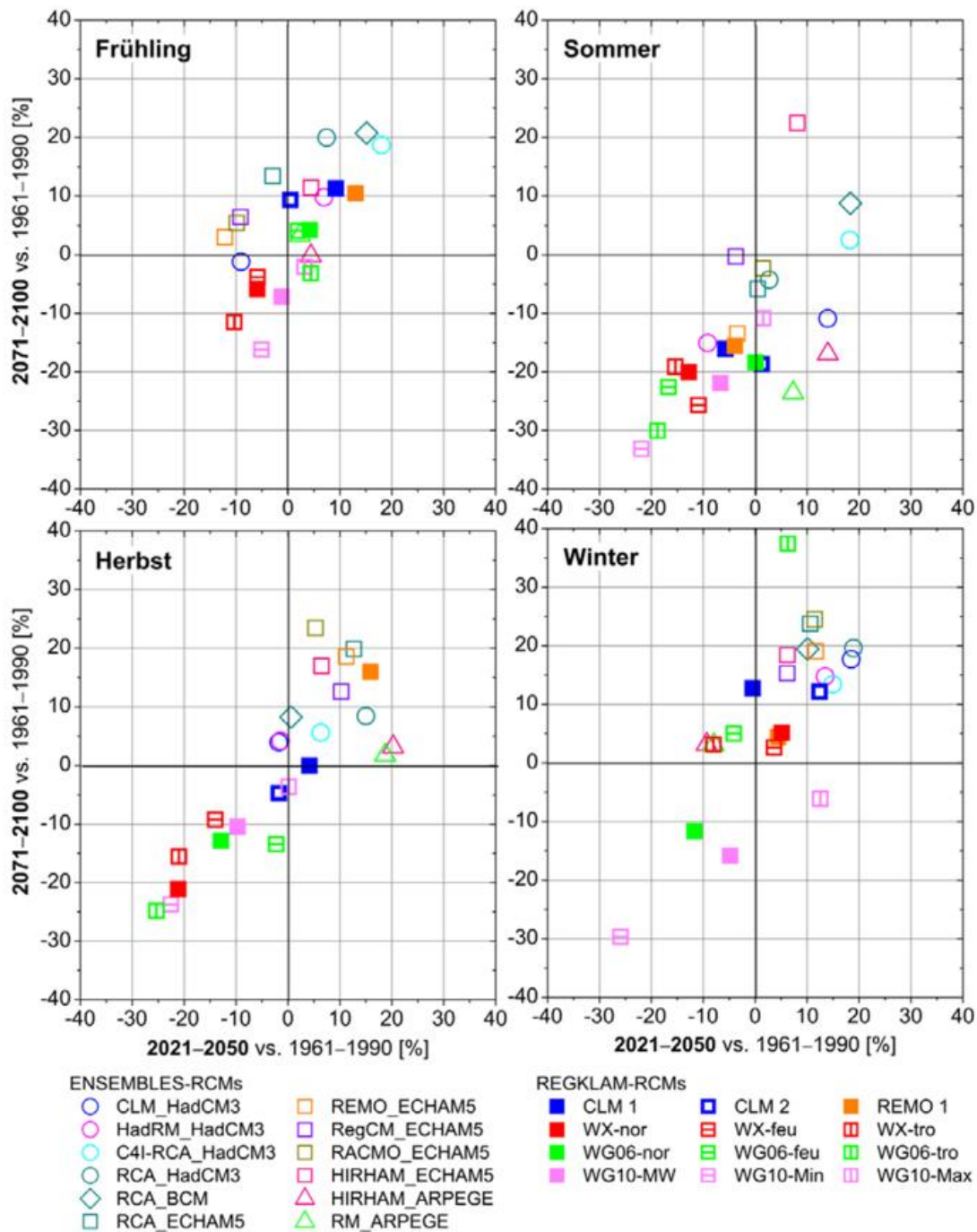


Abbildung 5.7-6: Veränderungen in den Niederschlagssummen der vier Jahreszeiten im Vergleich der Zeitscheiben 2021-2050 (x-Achse) und 2071-2100 (y-Achse) gegenüber der Referenzperiode 1961-1990 für 12 regionale Klimamodelle des ENSEMBLES-Projektes und 12 regionale Klimaprojektionen des REGKLAM-Projektes.

Im EU-Projekt ENSEMBLES wurden nur dynamische Klimamodelle verwendet, unter anderem auch die beiden in REGKLAM verwendeten Modelle CLM und REMO. Dementsprechend liegen die Trends der REGKLAM-Projektionen dieser beiden Modelle im (Rand)Bereich der ENSEMBLES-Projektionen, während sich die statistischen Klimamodelle oft deutlich vom Rest des Ensembles unterscheiden (Abbildung 5.7-6). Im Frühjahr liegen in der Zeitscheibe 2071–2100 die Projektionen von WEREX IV und WETTREG 2010 mit Niederschlagsabnahmen von -2 % bis -16 % außerhalb der Bandbreite der ENSEMBLES-Modelle (ca. 0–20 %). Im Sommer und Herbst unterscheiden sich die beiden Klimamodell-Kollektive schon zur Mitte des 21. Jahrhunderts mit Niederschlagsabnahmen für die REGKLAM-Projektionen (Sommer: -22 % bis +2 %; Herbst: -25 % bis +4 %) und Niederschlagszunahmen für die ENSEMBLES-Modelle (Sommer: -9 % bis +18 %; Herbst: -2 % bis +20 %). Zum Ende des 21. Jahrhunderts intensivieren sich in den REGKLAM-Modellen die Niederschlagsabnahmen (Sommer: -33 % bis -11%; Herbst: -25 % bis -1%), während die ENSEMBLES-Modelle für den Herbst ähnlich große Zunahmen wie für 2021–2050 (2–23 %) und für den Sommer überwiegend abnehmende Niederschlagssummen (-24 % bis +22 %) simulieren. Im Winter liegen die ENSEMBLES-Projektionen in beiden Zeitscheiben im Bereich von Niederschlagszunahmen von ca. 5–20 % (Ausnahmen: ARPEGE getriebene RCMs in der Zeitscheibe 2021–2050), während die REGKLAM-Modelle eine große Bandbreite von Abnahmen bis Zunahmen (2021–2050: -26 % bis +13 %, 2071–2100: -30 % bis +37 %) simulieren.

Als über das gesamte Ensemble an regionalen Klimaprojektionen hinweg recht robuste Entwicklung kann die Niederschlagsabnahme im Sommer zum Ende des 21. Jahrhunderts betrachtet werden. Für den Winter überwiegen (mit Ausnahme des Modells WETTREG 2010) v. a. in 2071–2100 die Zunahmen in den Niederschlagssummen. Aufgrund der geschilderten Unterschiede in der durch die statistischen und dynamischen Downscalingansätze simulierten Niederschlagstrends, sind auch für die Starkniederschlags- und Trockenheitsindizes deutliche Unterschiede in den projizierten Trends zu erwarten. Diese werden in den folgenden Abschnitten näher beschrieben.

#### 5.7.4 Starkniederschlagstrends

Im Gegensatz zu den bisher anhand der REGKLAM-Modelle dargestellten Trends, zeigen die ENSEMBLES-Projektionen schon zur Mitte des 21. Jahrhunderts eine Tendenz zur Zunahme der Häufigkeit von Starkniederschlagsereignissen – v. a. im Herbst und Winter (Abbildung 5.7-7a). Für die Zeitscheibe 2071–2100 simulieren alle zwölf ENSEMBLES-RCMs zunehmende Starkniederschlagshäufigkeiten im Frühjahr, Herbst und Winter. Auch im Sommer liegen die Trends zumindest für die Häufigkeit besonders extremer Starkniederschlagsereignisse (N-99P) zumeist im positiven Bereich.

Die vergleichende Darstellung der Sommer- und Wintertrends der Starkniederschlagshäufigkeit (N-95P und N-99P) in der Zeitscheibe 2071–2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961–1990 für die REGKLAM- und die ENSEMBLES-Modelle zeigt, dass sich das Kollektiv der statistischen Downscalingverfahren (WEREX und WETTREG in REGKLAM) deutlich von dem der dynamischen Klimamodelle (CLM und REMO in REGKLAM und sämtliche ENSEMBLES-RCMs) unterscheidet (Abbildung 5.7-8). Auch die zusätzlich dargestellten neun Globalmodelle simulieren zumindest für den Winter zum Teil erhebliche Zunahmen in der Starkniederschlagshäufigkeit, die im Mittel größer ausfallen als für die ENSEMBLES-RCMs. Dagegen simulieren die Globalmodelle für den Sommer tendenziell abnehmende Starkniederschlagshäufigkeiten – unabhängig von deren Intensität (N-95P und N-99P), während die ENSEMBLES-RCMs in Richtung Zunahme intensiver Starkniederschläge tendieren. Die Häufigkeit extremer Starkniederschläge (N-99P) nimmt im Winter 2071–2100 im Vergleich zu 1961–1990 nur in den statistischen Regionalmodellen ab (v.a. WEREX IV und WETTREG 2010), wobei WEREX IV auch für den Sommer deutliche Abnahmen der Starkniederschlagshäufigkeit simuliert, während zumindest ein Teil der Realisierungen von WETTREG-2010 im Bereich positiver Sommertrends liegt.

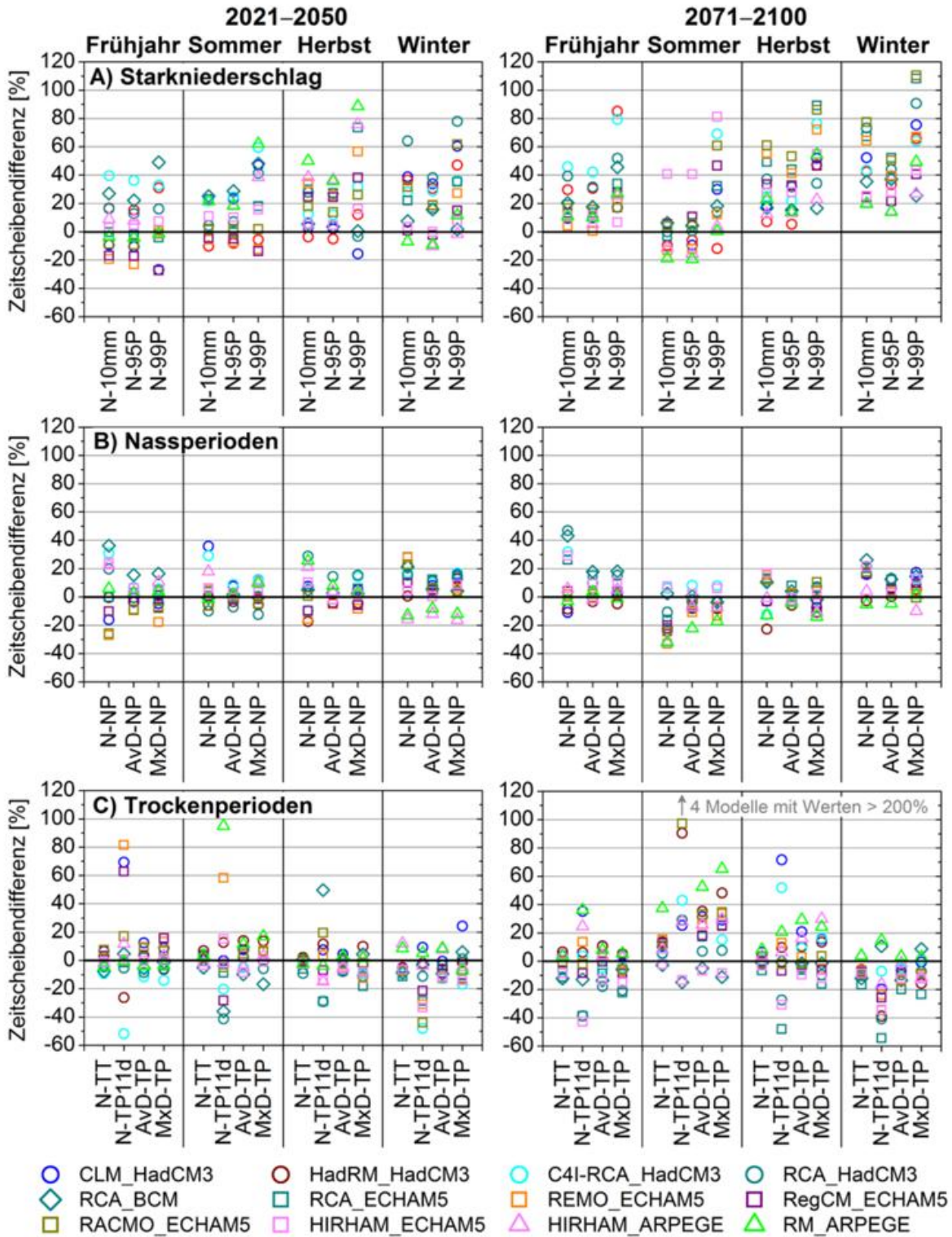


Abbildung 5.7-7: Jahreszeitliche Änderungssignale in ausgewählten A) Starkniederschlags-, B) Nassperioden- und C) Trockenperioden-Indizes in den Zeitscheiben 2021–2050 (links) und 2071–2100 (rechts) im Vergleich zu 1961–1990 (nach SCHWARZAK et al. 2014).

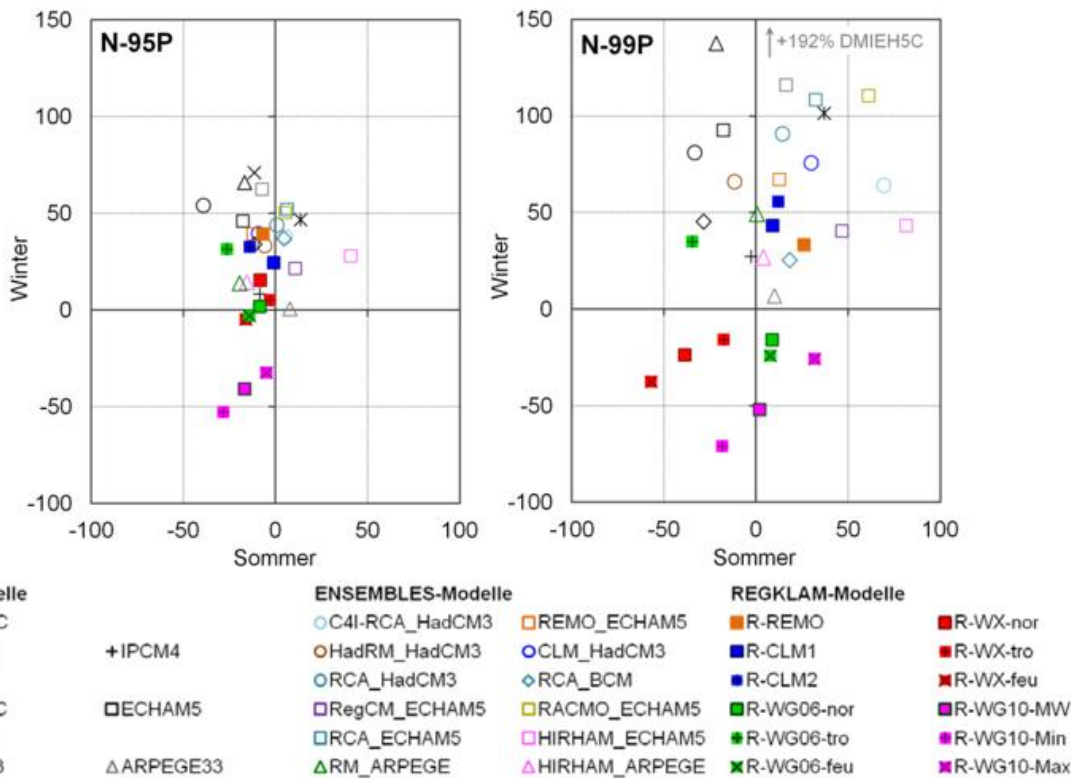


Abbildung 5.7-8: Relative Änderungssignale in der Zeitscheibe 2071–2100 (vs. 1961–1990) der Starkniederschlagsindizes N-95P (links) und N-99P (rechts) für den Sommer (x-Achse) und den Winter (y-Achse) basierend auf neun globalen Klimamodellen, zwölf regionalen Klimaprojektionen des ENSEMBLES-Projektes und zwölf regionalen Klimamodellläufen (5 Modelle) des REGKLAM-Projektes.

### 5.7.5 Nass- und Trockenperiodentrends

Die von den ENSEMBLES-Modellen simulierten Änderungssignale in den Nass- (Abbildung 5.7-7b) und Trockenperiodenindizes (Abbildung 5.7-7c) sind weniger einheitlich in der angezeigten Trendrichtung als diejenigen für die Starkniederschlagsindizes (Abbildung 5.7-7a). Tendenziell passen die Trendrichtungen der verschiedenen Indizes vor allem gegen Ende des 21. Jahrhunderts zusammen, wenn die Veränderungen im Allgemeinen stärker ausgeprägt sind als zur Mitte des 21. Jahrhunderts. So ist der Winter in 2071–2100 bei ansteigenden Starkniederschlägen (etwa 20–80 %) durch eine leichte Zunahme der Häufigkeit und Dauer von Nassperioden (bis ca. 20 %) bei einem Rückgang der Trockenperiodenhäufigkeit und -Dauer in ähnlicher Größenordnung (bis ca. -20 %) gekennzeichnet. Dabei nimmt in den Regionalmodellen die Häufigkeit langer Trockenphasen ( $\geq 11$  Tage Dauer) besonders deutlich ab. Für den Frühling simulieren die ENSEMBLES-Modelle bei ansteigenden Starkniederschlägen (bis etwa 50 %) tendenziell zunehmende Nassperiodenlängen (ca. bis 20 %) und zumeist abnehmende Trockenperiodenhäufigkeiten und -andauern (etwa -20 % bis +10 %). Für den Herbst, wo die Starkniederschlagstrends (ca. +5–60 %) im Mittel etwas größer sind als im Frühjahr zeigen die ENSEMBLES-Modelle keine einheitliche Entwicklung der Nassperiodendauern und -Häufigkeiten an (ca.  $\pm 10$  %), während es eine leichte Zunahme der Trockenperiodenhäufigkeit und -dauern gibt (ca. -10 % bis +20 %). Die simulierten Trends für den Sommer zeigen, dass in den Projektionen die Häufigkeit extremer Starkniederschläge gleichzeitig mit der Häufigkeit langer Trockenperioden bzw. mit der Dauer von Trockenperioden zunehmen kann. Dies entspricht einem insgesamt extremeren Klima, wo längere Trockenphasen immer mal wieder durch extreme Starkniederschlagsereignisse unterbrochen werden – mit den entsprechenden Auswirkungen in der Umwelt und Wirtschaft (z. B. verstärkte Bodenerosion auf ausgetrockneten Böden, steigende Dürregefährdung in Land- und Forstwirtschaft und zunehmende Überschwemmungssituationen in kleinen Einzugsgebieten). Durch die geringere Zahl an „normalen“ sprich moderaten Niederschlagsereignissen sinkt dabei in der Mehrzahl der Modelle die Gesamtsumme des Sommerniederschlags.

Im Vergleich der Ergebnisse der Globalmodelle sowie der ENSEMBLES-RCMs mit den Klimaprojektionen des REGKLAM-Projektes zeigt sich für den Sommer und den Winter zumeist eine recht gute Übereinstimmung in den simulierten Trends für die maximale Trocken- und Nassperiodendauer zum Ende des 21. Jahrhunderts (Abbildung 5.7-9). Zumindest für die Trends der maximale Trockenperiodendauer ist dabei für das Ende des 21. Jahrhunderts trotz der Separierung der REGKLAM-Projektionen von den ENSEMBLES-Modellen hinsichtlich der Niederschlagstrends (stärkere Abnahme der Niederschlagssumme im Sommer sowie geringere Niederschlagszunahme bis -abnahme im Winter in den REGKLAM-RCMs) keine Separierung zwischen den REGKLAM- und den ENSEMBLES-Modellen sichtbar. Tendenziell abnehmenden Trockenperiodendauern im Winter (bis ca. -20 %) stehen um bis zu etwa 50 % längere Trockenperioden gegenüber. Für den Winter simulieren die REGKLAM-Modelle mit Ausnahme von WETTREG 2010 etwas größere Abnahmen der Nassperiodendauer im Sommer (ca. -10 % bis -30 %) als die ENSEMBLES-Projektionen (etwa -15 % bis +10 %) sowie leichte Abnahmen im Winter (bis ca. -10 %), wo der Großteil der ENSEMBLES- und Globalmodelle Zunahmen (bis knapp 20 %) simuliert. Zu beachten ist hierbei, dass die für das Modell WETTREG 2010 dargestellten Trends unter Vorbehalt zu sehen sind, da es Unstimmigkeiten in den Trends der Klima- und Niederschlagsstationen gibt. Hier ist jeweils der mittlere Trend über alle Datenpunkte dargestellt. Für die maximale Trockenperiodendauer ergibt sich bei der ausschließlichen Betrachtung der Klimastationen im Modell WETTREG 2010 eine deutliche Intensivierung der Zunahmetrends im Sommer (ca. 85–105 %), während die Trends der maximalen Nassperiodendauer für das Klimastationskollektiv zumindest für den Sommer gut innerhalb des durch die anderen Klimaprojektionen aufgespannten Bereichs liegen (Abbildung 3.2-10 für die mittlere Dauer von Nass- und Trockenperioden).

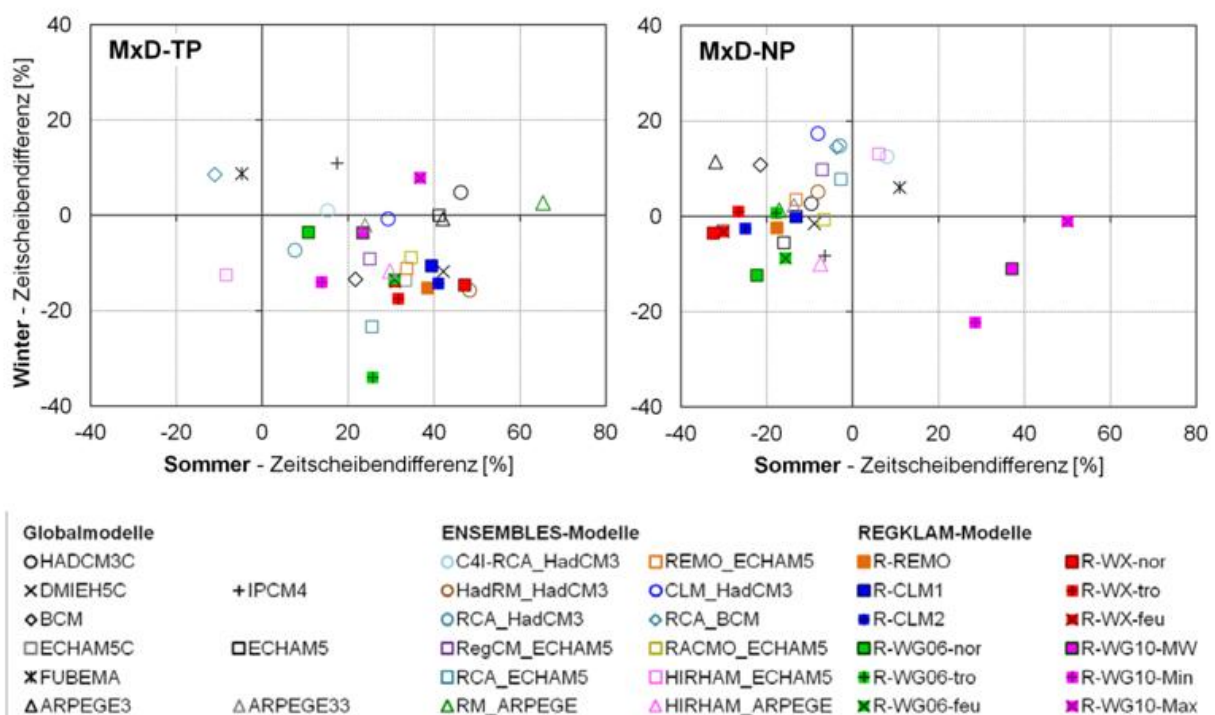


Abbildung 5.7-9: Änderungen (in %) in der maximalen Andauer von Trockenperioden (links) und Nassperioden (rechts) in der Zeitscheibe 2071–2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961–1990 für den Sommer (x-Achse) und den Winter (y-Achse) basierend auf neun globalen Klimamodellen, zwölf regionalen Klimaprojektionen des ENSEMBLES-Projektes und zwölf regionalen Klimamodellläufen (5 Modelle) des REGKLAM-Projektes.

Die für die mittlere und maximale Andauer projizierten Änderungen sind auch in den Darstellungen der Häufigkeit verschiedener Trocken- und Nassperiodendauern sichtbar (Abbildung 5.7-10). Wie die REGKLAM-Modelle (Abbildung 5.5-23 für die Halbjahre) simulieren die ENSEMBLES-RCMs und die Globalmodelle eine zunehmende Häufigkeit längerer Trockenperioden im Sommer und eine Tendenz zur Abnahme im Winter. Für die Nassperioden zeigen Global- und ENSEMBLES-Modelle den

Trockenperioden entgegen gerichtete Tendenzen hin zur Abnahme der Häufigkeit langer Nassperioden im Sommer (Abbildung 5.7-10). Die großen Abnahmesignale auch für sehr lange Nassperiodendauern von zwei bis fünf Wochen, weisen auf eine extreme Überschätzung der Nassperiodendauern durch die Globalmodelle im Validierungszeitraum hin (die längste beobachtete Nassperiode war gerade einmal 26 Tage lang), was höchstwahrscheinlich mit der groben räumlichen Auflösung der Globalmodelle und der daraus resultierenden starken Überschätzung nasser Tage zusammenhängt.

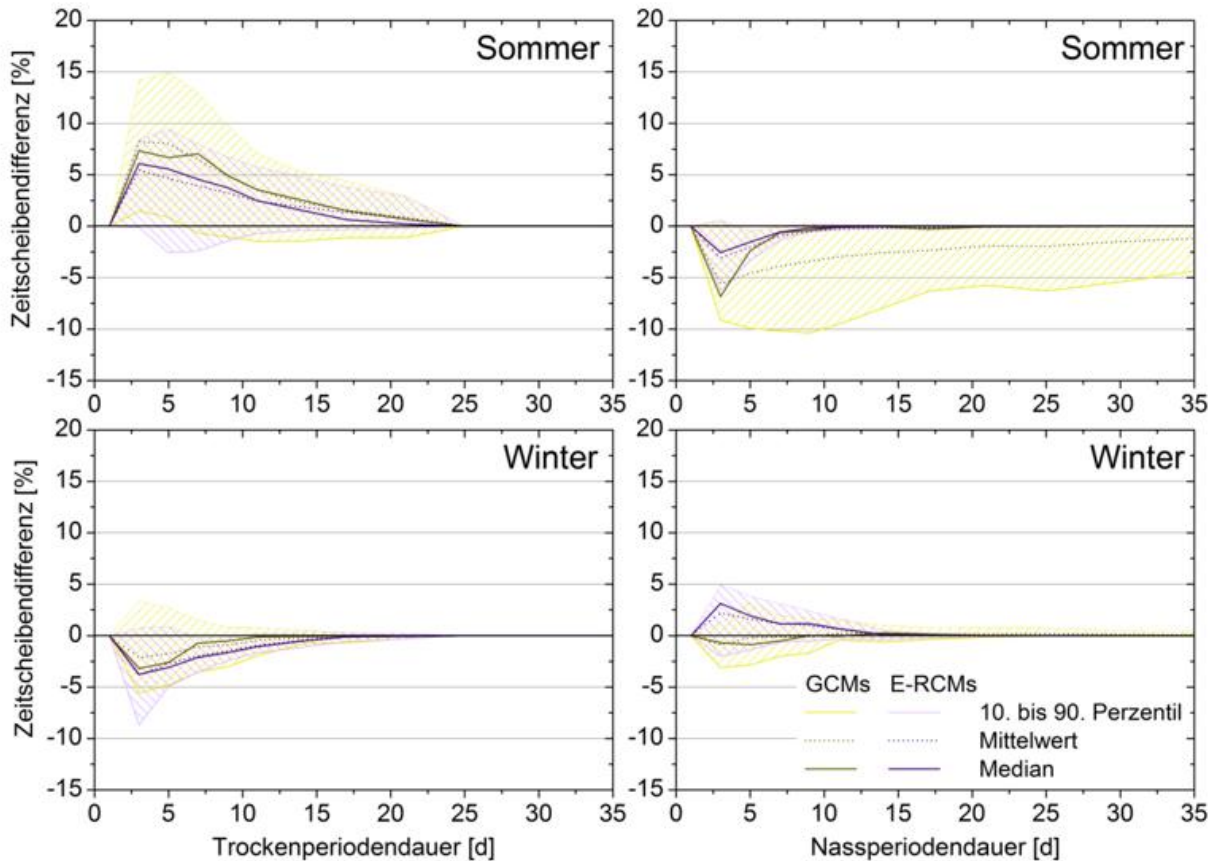


Abbildung 5.7-10: Änderung in der Häufigkeit verschiedener Andauern von Trockenperioden (links) und Nassperioden (rechts) in der Zeitscheibe 2071–2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961–1990 für den Sommer (oben) und den Winter (unten) basierend auf neun globalen Klimamodellen und zwölf regionalen Klimaprojektionen des ENSEMBLES-Projektes.

### 5.7.6 Konsistenz der projizierten Trends zu den Beobachtungsdaten

Wie schon für die REGKLAM-Klimaprojektionen beschrieben, sind die durch die Klimamodelle simulierten Trends für den Großteil der untersuchten Niederschlagsindizes nicht konsistent zu den beobachteten Änderungssignalen. Dies betrifft insbesondere den Zeitpunkt des Auftretens von Trockenheitstrends. So wird in den Beobachtungsdaten v. a. VP-I (April bis Juni) trockener, während in VP-II (Juli bis September) die (Stark)Niederschläge zunehmen. In den Klimamodelldaten (Globalmodelle, ENSEMBLES-Modelle und REGKLAM-Projektionen) werden die größten Niederschlagsabnahmen und Trockenheitstrends zumeist für den Sommer (Juni bis August) projiziert, während in den anderen Jahreszeiten (einschließlich des Frühjahrs) überwiegend positive (Stark)Niederschlagstrends simuliert werden.

Dabei führen v.a. die Jahre des 21. Jahrhunderts in den Beobachtungsdaten zu einer Intensivierung oder auch einer Umkehr der berechneten Trends, was durch die Klimamodelle nicht nachvollzogen wird. Diese passen besser zu den bis 1990 bzw. 2000 beschriebenen Niederschlagstrends. Dies ist wahrscheinlich auf die Tatsache zurückzuführen, dass die Klimamodelle Klimabeobachtungsdaten nur bis zum Jahr 2000 einbeziehen. Die jüngsten Niederschlagsentwicklungen im Untersuchungsgebiet

sind demnach eine ungewöhnliche, neue Entwicklung von der noch abzuklären ist, inwieweit sie nur einer zeitweiligen Klimaschwankung zuzuordnen ist oder beispielsweise aufgrund von Umstellungen in der atmosphärischen Zirkulation zu langfristigen Veränderungen führt. Neuere Klimamodellgenerationen können diese Entwicklungen unter Einbeziehung neuerer Beobachtungsdaten und neuester Erkenntnisse zur Klimaphysik (z. B. zu Zusammenhängen zwischen der atmosphärischen Zirkulation und dem Auftreten von Niederschlagsextremen) möglicherweise korrekter wiedergeben.

### 5.7.7 Zusammenfassung

Die vergleichend zu den im REGKLAM-Projekt verwendeten regionalen Klimamodellen untersuchten globalen Klimamodelle sowie regionalen Klimasimulationen aus dem EU-Projekt ENSEMBLES erlauben eine Einordnung der auf nur einem Globalmodell beruhenden REGKLAM-Projektionen sowie eine weitergehende Abschätzung ihrer Unsicherheiten. Sämtliche Analysen erfolgten ausschließlich für das Emissionsszenario A1B, da die vorrangegangenen Untersuchungen im REGKLAM-Projekt für die Niederschlagstrends im 21. Jahrhundert eine vergleichsweise geringe Sensitivität gegenüber dem gewählten Emissionsszenario zeigten. Die Unterschiede zwischen einzelnen Läufen eines Modells (interne Klimavariabilität) sowie zwischen unterschiedlichen Klimamodellen (Modellunsicherheit aufgrund unvollständigen Prozessverständnisses, verschiedenen Ansätze zur Implementierung des vorhandenen Wissens bzw. notwendiger Vereinfachungen) sind deutlich größer als die zwischen den Läufen unter verschiedenen Emissionsszenarios.

Die ENSEMBLES-RCMs und v. a. die Globalmodelle haben eine geringere räumliche Auflösung als die REGKLAM-Projektionen, was sich auch in größeren Abweichungen von den Beobachtungsdaten im Modellvalidierungszeitraum widerspiegelt. Die Niederschlagssummen werden zum Teil erheblich überschätzt und somit die Trockenindizes in ihrer Größe unterschätzt. Zudem haben einige der GCMs und ENSEMBLES-RCMs Schwierigkeiten, den typischen Jahresgang des Niederschlags im Untersuchungsgebiet nachzuvollziehen. Inwieweit solche Modelle mit großen Schwierigkeiten in der Beschreibung des Realklimas realistische Projektionen der regionalen Klimazukunft liefern, ist fragwürdig und es wäre zu überlegen, solche für die Zielregion „schlecht performenden“ Modelle (z. B. die beiden auf dem GCM ARPEGE basierenden RCMs RM und HIRHAM) aus der Analyse auszuschließen. Trotz der Abweichungen im Validierungszeitraum simuliert der Großteil der Modelle ähnliche Niederschlagstrends für das Ende des 21. Jahrhunderts mit zunehmenden Niederschlagssummen in Frühling, Herbst und Winter sowie Niederschlagsabnahmen im Sommer. Unterschiede zu den REGKLAM-Projektionen sind vor allem auf die statistischen Downscalingverfahren zurückzuführen, die im Sommer größere Abnahmetrends simulieren als die ENSEMBLES-Modelle und auch für den Herbst überwiegend Abnahmetrends zeigen (WETTREG 2010 auch für den Winter).

Entsprechend der allgemeinen Niederschlagsentwicklung tendieren die ENSEMBLES-Modelle zur Zunahme von Starkniederschlagshäufigkeit und Intensität in fast allen Jahreszeiten (im Sommer nur die extremsten Ereignisse über dem 99. Perzentil), während sie für den Sommer v. a. eine Intensivierung und Verlängerung von trockenen Zuständen simulieren. Dagegen zeigten die REGKLAM-Projektionen in Bezug auf eine Vielzahl von Starkniederschlagsindizes keine konsistenten Änderungssignale. Die Trockenheitstrends der ENSEMBLES-Modelle sind denen der REGKLAM-Modelle ähnlicher als die Nassperiodentrends, wo die REGKLAM-Modelle für den Sommer deutlichere Abnahmen der Nassperiodendauer projizieren. Als robusteste Entwicklungen über das gesamte Ensemble an globalen und regionalen Klimamodellen hinweg können die Intensivierung von Sommertrockenheit sowie die (Stark)Niederschlagszunahme im Winter betrachtet werden. Diese Entwicklungen sind auch am ehesten konsistent zu den bereits in den Beobachtungsdaten sichtbaren Trends – zumindest denen bis zum Jahr 2000.

## 6 Bewertung und Ausblick

In diesem Bericht wurden die beobachteten und projizierten Niederschlagsentwicklungen für den Freistaat Sachsen bzw. die Modellregion des BMBF-Verbundprojektes REGKLAM für einen 200 Jahre umfassenden Zeitraum dargestellt und vergleichend interpretiert. Diese Vorgehensweise kombiniert eine Reihe von potentiellen Fehlerquellen miteinander, wie z. B. Messfehler des Niederschlags, sich zeitlich verändernde Stationskollektive in den Beobachtungsdaten und die generellen Unsicherheit der Klimamodellierung. Das muss bei der Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt werden.

**Rezente und projizierte Trends:** Unter Verwendung verschiedener auf Tages-, Monats- und Jahreszeitenniederschlagssummen basierender Indizes wurden im Untersuchungsgebiet Veränderungen in der Häufigkeit und Intensität von Starkniederschlägen sowie der Häufigkeit, Andauer und räumlichen Charakteristika von Trockenheit und Nassphasen analysiert. Dabei spiegeln sich die für die mittleren Niederschlagssummen beschriebenen Veränderungen oft auch in den verschiedenen Indizes wieder – mit einem Anstieg bei den Trockenheit beschreibenden Kennzahlen während des Sommers und eher abnehmendem Trockenheitsrisiko bzw. zunehmenden Starkniederschlägen während des Winters.

Aufgrund der bereits in der Vergangenheit beobachteten unterschiedlichen Entwicklung in den einzelnen Jahreszeiten bei nahezu gleichbleibenden Jahresniederschlagssummen bietet sich eine jahreszeitlich differenzierte Trendanalyse an. In der Vergangenheit nahm mit den ansteigenden Niederschlagssummen im Herbst und Winter auch die Häufigkeit und Intensität von Starkniederschlagsereignissen zu – am deutlichsten war diese Entwicklung im November und Dezember. Die Starkniederschlagstrends des Frühjahrs und Sommers sind räumlich indifferent. Die Verschiebung des Betrachtungszeitraumes um einen Monat enthüllt jedoch Abnahmetrends für die erste Vegetationsperiode (Apr–Jun) und Zunahmetrends für VP-II (Jul–Sep) – v.a. ab der Mitte des 1990er Jahre. Die Rückgänge fielen dabei im Juni am größten aus, während August und September durch eine Zunahme der Starkniederschlagshäufigkeit geprägt sind. Die Klimamodelle simulieren nur in begrenztem Maß eine Fortsetzung dieser beobachteten Niederschlagsveränderungen und vor allem für die Starkniederschläge sind (aufgrund gegenläufiger Entwicklungen in einzelnen Modellklassen) die Änderungen im Ensemblemittel gering.

Die dynamischen Modelle (CLM, REMO) setzen den beobachteten Anstieg der Winterniederschlagssummen fort, die statistischen Ansätze WEREX IV und WETTREG 2006 projizieren nahezu gleichbleibende Niederschlagssummen. Grundsätzlich tendieren diese vier Modelle zu einem Rückgang in der Häufigkeit und Andauer trockener Zustände in den Wintermonaten, während WETTREG 2010 deutliche Niederschlagsrückgänge und damit verstärkt trockenere Zustände (basierend auf monatlichen Indizes) simuliert. Die größte „Einigkeit“ in den Modellergebnissen ist während des Sommer(halbjahr)s zu beobachten, in dem die projizierten Niederschlagsabnahmen mit einer stark ansteigenden Häufigkeit von extrem trockenen Zuständen sowie deutlich längeren Trockenperioden verbunden sind. In Abhängigkeit vom untersuchten Index und der Seltenheit der damit beschriebenen Zustände wird eine Verdopplung bis Verfünfachung extremer Trockenheit simuliert. Dabei lagern sich die häufigeren Trockentage eher zu längeren Trockenphasen zusammen, als dass deren Häufigkeit ansteigt. Auch die Trends für den Herbst sind eher in Richtung trockenerer Verhältnisse gerichtet, während die des Frühjahrs recht inhomogen über die verschiedenen Modellklassen ausfallen. Generell sind die Veränderungen zum Ende des 21. Jahrhundert stärker ausgeprägt als zu dessen Mitte. Hinsichtlich der zukünftig zu erwartenden Starkniederschlagshäufigkeiten und -intensitäten weist das REGKLAM-Modellensemble keine einheitliche Entwicklung auf. Die dynamischen Modelle simulieren für Frühjahr, Herbst und Winter eher zunehmende Starkniederschläge, die statistischen Modelle dagegen Rückgänge für alle Jahreszeiten. In den Klimamodelldaten zeigen sich nicht die für die Beobachtungsdaten charakteristischen Trendunterschiede zwischen Frühling und VP-I bzw. Sommer und VP-II.

Veränderungen in den über mehrere Monate andauernden Nass- und Trockenphasen, wie sie durch die Dezil-Phasen beschrieben werden, sind für die zur Verfügung stehenden Zeithorizonte statistisch nicht robust zu beschreiben und stark von der natürlichen Klimavariabilität beeinflusst. Tendenziell nahm die Dauer, Häufigkeit und räumliche Ausdehnung langandauernder Trockenphasen im 20. Jahrhundert eher zu und die der Nassphasen eher ab. Problematisch bei der Bewertung der Veränderungen langan-

dauernder Phasen im 21. Jahrhundert ist die Tendenz der Klimamodelle zur deutlichen Unterschätzung der Persistenz von mehrere Monate bis Jahre andauernden Niederschlagsdefiziten bzw. -überschüssen im Modellvalidierungszeitraum. Dies deutet auf generelle Probleme in der Simulation der atmosphärischen Zirkulation und ihrer Persistenz in den Modellen hin, welche das Vertrauen in die Ergebnisse für das 21. Jahrhundert schwächt.

**Räumliche und zeitliche Variabilität:** Aufgrund der großen zeitlichen und räumlichen Variabilität des Niederschlags und insbesondere seiner extremen Ausprägungen sind die resultierenden Trends zeitlich oft nicht stabil und zum Teil mit deutlichen regionalen Variationen verbunden. Dabei ist es insbesondere ab den 1990er Jahren in vielen Jahreszeiten zu einer deutlichen Veränderung der Trends (Intensivierung, Abschwächung oder Trendumkehr) gekommen. Besonders deutlich wird dies zumeist in den beiden Vegetationsperioden. Es ist noch nicht abzuschätzen, inwieweit es sich dabei um eine natürliche Klimaschwankung oder um langfristige Änderungen der regionalen Niederschlagscharakteristika handelt. Insbesondere für die regionalen Klimaprojektionen ist die Bandbreite der Ergebnisse in den meisten Fällen erheblich, wodurch potentielle Änderungssignale zum Teil schwer von der großen natürlichen Variabilität des Niederschlags zu unterscheiden sind.

In einigen Jahreszeiten und Analysezeiträumen zeigen sich deutliche regionale Differenzierungen in der Trendgröße und z. T. auch Trendrichtung. So haben die Niederschläge während des WHJs im Südwesten des Untersuchungsgebietes (Region TFM) am stärksten zugenommen. Die Sommerniederschläge haben bis zum Jahr 2000 im nördlichen Tiefland Sachsen am stärksten abgenommen, im Erzgebirge dagegen leicht zugenommen. Auch in den Klimaprojektionsdaten deuten sich teilweise leichte räumliche Abhängigkeiten der Trends, z. B. von der Höhenlage, an. So fallen z. B. die projizierten Zunahmen in der Länge von Trockenperioden während des Sommers im Tiefland etwas größer aus als im Bergland. Auch unter Nutzung des RAI zeigt sich zum Ende des 21. Jahrhunderts hin eine leichte Zunahme der räumlichen Variabilität des Niederschlags – insbesondere in den WETTREG 2010-Läufen während des Sommer(halb)jahres. Dies könnte auf einen in Zukunft anwachsenden Einfluss kleinräumiger konvektiver Niederschlagsereignisse hindeuten. Insgesamt sind diese Veränderungen in der räumlichen Variabilität jedoch als wenig robust zu bewerten und treten hinter der beobachteten zeitlichen Variabilität zurück. Für die Starkniederschlagsereignisse war eine Intensivierung oder Abschwächung des Höhengradienten nicht sichtbar.

**Dynamische vs. statistische Downscalingverfahren:** Die Wahl des regionalen Downscalingansatzes hat einen großen Einfluss auf die Ergebnisse – größer als die Wahl des Emissionsszenarios. Besonders deutlich wird die Bedeutung der Wahl des Regionalmodells im Vergleich der dynamischen und statistischen Downscalingansätze. Schon hinsichtlich des Bias zu den Beobachtungsdaten im Validierungszeitraum zeigen sich deutliche Unterschiede. Das ist besonders für die Verwendung der Regional Klimamodelle für den Antrieb eines Impaktmodelles von Bedeutung. Nach der Argumentation der Modellentwickler sind die statistischen Ansätze spezifischer auf die Zielregion und deren Besonderheiten zugeschnitten, weshalb sie das Potential haben die potentielle Klimaentwicklung besser zu beschreiben, als die gröber aufgelösten dynamischen Klimamodelle. Da die statistischen Verfahren auf den beobachteten Zusammenhängen und somit auch den beobachteten Trends basierend, tendieren sie stärker dazu die in der Vergangenheit beobachteten Entwicklungen in die Zukunft fortzusetzen, auch wenn vielleicht die Prozesse gar nicht mehr wirken, die zu der Veränderung führten. Zudem können die statistischen Ansätze neue (bzw. in ihrer Relevanz zunehmende) Prozesse nicht abbilden, weshalb in einem Ensemble dynamische und statistische Verfahren einbezogen werden sollten.

Konkrete Unterschiede in den projizierten Niederschlagsentwicklungen zwischen dynamischen und statischen Klimamodellen werden im folgenden Abschnitt im Rahmen des Vergleichs der beiden Modellensembles der Projekte REGKLAM und ENSEMBLES beschrieben.

**Ergebnisse der REGKLAM vs. der ENSEMBLES-Modelle:** Die Wahl des Klimamodells bzw. die Zusammenstellung des Klimamodellensembles hat einen bedeutsamen Einfluss auf die Aussagen zur projizierten Veränderung in den mittleren und extremen Niederschlagsbedingungen. Auch der Einfluss der unterschiedlichen räumlichen Auflösung der Modelle ist nicht zu vernachlässigen und zeigt sich in größeren Abweichungen von den Beobachtungsdaten für die etwas gröber aufgelösten ENSEMBLES-

RCMs. Es bleibt zu diskutieren inwieweit Klimamodelle, welche den typischen Jahresgang des Niederschlags im Zielgebiet nicht korrekt wiedergeben (z.B. die auf dem GCM ARPEGE basierenden RCMs RM und HIRHAM), aus dem Ensemble ausgeschlossen werden sollten. Generell ist die Annahme, dass ein in der Vergangenheit gut performendes Modell auch unter den in der Zukunft veränderten Klimabedingungen gut „funktioniert“, nicht nachzuweisen. Bei grundsätzlichen Modellproblemen im Validierungszeitraum ist es jedoch noch fragwürdiger, inwieweit das Modell die Klimazukunft realistisch abbilden kann. Da die Unterschiede zwischen einzelnen Läufen eines Modells (interne Klimavariabilität) sowie zwischen unterschiedlichen Klimamodellen (Modellunsicherheit) deutlich größer sind, als die zwischen den Klimamodellen unter verschiedenen Emissionsszenarios, wurden nur die Modellergebnisse unter dem Emissionsszenario A1B in den Vergleich einbezogen.

Die überwiegend auf dynamischen Downscalingverfahren beruhenden ENSEMBLES-Modelle simulierten für alle Jahreszeiten mit Ausnahme des Sommers zunehmende Niederschlagssummen sowie Starkniederschlagsereignisse, während die REGKLAM-RCM abnehmende Niederschläge für den Herbst und Sommer projizieren und im Ensemblemittel keine Veränderungen in den Starkniederschlägen anzeigen. Dabei sind die Unterschiede zwischen den beiden Klimamodellensembles im Wesentlichen auf die im REGKLAM-Projekt verwendeten statistischen Downscalingverfahren (WETTREG und WEREX) zurückzuführen. Diese sind enger an die regionale Klimavergangenheit geknüpft und tendieren dazu in der Vergangenheit beobachtete Trends in die Zukunft fortzusetzen. Als robusteste Entwicklung über alle betrachteten globalen und regionalen Klimamodelle hinweg kann die Intensivierung der Sommertrockenheit betrachtet werden – mit einigen Einschränkungen (z.B. WETTREG 2010) auch die Zunahme der (Stark)Niederschläge im Winter. Diese Entwicklungen sind auch am ehesten konsistent zu den bereits in den Beobachtungsdaten sichtbaren Trends – zumindest denen bis zum Jahr 2000.

**Wahl des passenden Index:** Generell zeigten die Untersuchungen für eine Vielzahl der untersuchten Starkniederschlags-, sowie Trocken- und Nassperiodenindizes eine gute Übereinstimmung der Trends – zumindest bezüglich der Trendrichtung. In einigen Jahreszeiten wurden für einzelne Indizes jedoch auch von den allgemeinen Niederschlagstrends abweichende Entwicklungen registriert. Daher kann die Beschränkung auf einen einzigen Index zu Fehlinterpretationen für eine spezifische Anwendung führen. Insbesondere die extremen Starkniederschläge zeigten in vielen Jahreszeiten größere oder entgegengesetzte Trends zu den eher moderate Extreme beschreibenden Indizes. Gleichzeitig sind diese extremere Ereignisse beschreibenden Indizes jedoch auch oft größeren räumlichen und zeitlichen Schwankungen unterworfen und die statistische Sicherheit der Trendberechnungen nimmt auch aufgrund der sinkenden Ereigniszahl ab. Auch die Trends der maximalen Trocken- und Nassperiodendauer müssen nicht immer mit den Trends der Niederschlagssummen bzw. denen der Starkniederschlagsindizes übereinstimmen. So kann beispielsweise eine steigende Anzahl an Trockentagen zu einen zu mehr Trockenperioden (bei nahezu gleichbleibender Länge) bzw. zu längeren Trockenperioden (bei abnehmender oder gleichbleibender Häufigkeit) führen, je nachdem, wie sich gleichzeitig die Nassperiodendauer und -häufigkeit verändert.

Für den Sommer ist in den Beobachtungsdaten, und auch in den Klimaprojektionsdaten, eine zeitgleiche Zunahme der Häufigkeit extremer Starkniederschläge (z. B. N-99P ab ca. 1956–2005 in den Beobachtungsdaten und für das Ende des 21. Jahrhunderts in den Projektionsdaten des ENSEMBLES-Projektes) und der maximalen Andauer von Trockenperioden (MxD-TP) sichtbar. Diese Häufung bzw. Intensivierung von Extremen an beiden Enden der Häufigkeitsverteilung des Niederschlags ist zwangsweise mit einer Abnahme „normaler“ Niederschlagsereignisse gekoppelt und hat potentiell große Auswirkungen auf viele Bereiche von Umwelt und Gesellschaft. Beispielhaft genannt sei hier nur die Bodenerosion, die beim Auftreffen von intensiven Starkniederschlägen auf ausgetrocknete Böden intensiviert werden kann.

Der Vergleich des hier verwendeten Niederschlagsanomalien-Index RAI mit dem international für Klima(wandel)studien sehr häufig verwendeten *Standardized Precipitation Index* SPI zeigt sehr gute Übereinstimmungen in den Werten und Trends, v. a. wenn eine modifizierte Version des RAI (mRAI, HÄNSEL et al., 2015) verwendet wird. Der mRAI ist demnach in der Bewertung der Trends von (extremen) Niederschlägen in Klimamodellensembles eine Alternative für den berechnungsintensiveren SPI.

**Weiterführende Analysen:** Aufgrund der beschriebenen starken zeitlichen Variabilität des Niederschlags und seiner Trends (selbst 50-Jahrestrends zeigen eine erhebliche Variabilität mit einer Trendumkehr oder Intensivierung in jüngster Zeit) ist in den nächsten Jahrzehnten eine Fortführung der auf qualitativ hochwertigen (lückenlos, homogen, etc.) und langen Beobachtungsdatensätzen beruhenden Analysen notwendig, um Oszillationen in den Niederschlagscharakteristika besser von gerichteten (linearen) Entwicklungen unterscheiden zu können. Diese Analysen sollten zudem durch Studien zu den Ursachen der beobachteten Veränderungen in den mittleren und extremen Niederschlagscharakteristika ergänzt werden. Für die räumlich detailliertere Beschreibung und Analyse von Niederschlagsereignissen bietet sich die Verwendung von Rasterdaten an, wie sie für das Untersuchungsgebiet beispielsweise durch den RaKliDa-Datensatz ([http://141.30.160.224/RaKliDa\\_WebServlet/](http://141.30.160.224/RaKliDa_WebServlet/)) zur Verfügung gestellt wird. Zu beachten ist dabei jedoch die Einführung neuer Unsicherheiten in die Analyse durch den verwendeten Regionalisierungsalgorithmus.

In Zukunft sollten neuere Klimamodellrechnungen in die Analyse einbezogen werden, da die ständige Weiterentwicklung der Klimamodelle die modellbedingten Unsicherheiten potentiell verringert. Zudem wurden mit dem fünften Sachstandsbericht des IPCC (2013) die hier verwendeten SRES-Emissionsszenarios von den *Representative Concentration Pathways* abgelöst. Auch wenn die bisherigen Analysen darauf hindeuten, dass der Einfluss des Emissionsszenarios auf die regionalen Niederschlagstrends deutlich geringer ausfällt als für die Temperaturtrends, so sollte dies für die RCPs geprüft werden.

**Anwendungsbezug der Ergebnisse:** Die Ergebnisse regionaler Klimastudien, wie der hier vorliegenden, sind neben anderen Größen wie Demographie, Ökonomie und Landnutzung ein wichtiger Input für viele weitergehende Untersuchungen zu konkreten Klimafolgen und letzten Endes für die Entwicklung von Klimaanpassungsmaßnahmen. Dabei werden oft die inhärenten Unsicherheiten dieser Studien, welche die Grundlage gesellschaftlicher Entscheidungen darstellen, als Hemmnis thematisiert. Hier ist ein enger Dialog zwischen Wissenschaft und Verwaltung bzw. Politik notwendig, um die Unsicherheiten korrekt einzuordnen und wichtige Entscheidungen nicht aufgrund einer als unzureichend empfundenen Entscheidungsgrundlage zu vertagen. Analysen zu Niederschlagsveränderungen – sowohl beobachtungs- als auch modellbasiert – werden auch in den kommenden Jahrzehnten mit Unsicherheiten behaftet bleiben, doch dies trifft ebenso auf alle anderen gesellschaftlichen Handlungsbereiche (z.B. Demographie, Landnutzungswandel, etc.) zu.

Folgen der projizierten Veränderungen der Temperatur (Zunahme) und der Niederschlagsverteilung bzw. des Wasserhaushaltes (Niederschlagsabnahme im SHJ, Zunahme der potentiellen Evapotranspiration, Zunahmen in der Häufigkeit und Intensität von Starkniederschlagsereignissen) sind nach REGKLAM-Konsortium (2013) beispielsweise:

- 1) Beeinflussung der Hydrologie, des Chemismus und der Struktur von Oberflächengewässern und Grundwasserkörpern und damit auch die Lebensgemeinschaften an und in diesen Gewässern.
- 2) Destabilisierung des städtischen Wasserhaushaltes, wodurch u.a. das Stadtgrün als wichtiges Element für Anpassungsoptionen in seiner Vitalität und damit Regulationsfunktion beeinträchtigt wird.
- 3) Potentielle Zunahme von Hochwasserereignissen sowie Überstauereignissen in städtischen Kanalnetzen. Dies kann Menschen gefährden und Schäden an Gebäuden und Infrastruktur verursachen. Daher werden bauliche und freiraumplanerische Maßnahmen für die kurzfristige Speicherung und Ableitung von Oberflächenwasser zunehmend erforderlich.
- 4) Landwirtschaftliche Ertragseinbußen in Trockenjahren, insbesondere bei Feldfrüchten mit hohem Wasserbedarf (z.B. Mais, Kartoffeln, Rüben).
- 5) Beeinträchtigung der Bodenfruchtbarkeit durch Bodenerosionsereignisse und negative Umweltauswirkungen in Oberflächengewässern und Siedlungsbereichen durch Stoff-/ Sedimenteinträge.
- 6) Standortveränderungen in der Forstwirtschaft einschließlich eines steigenden Risikos von destruktiven Buchdruckerkalamitäten und häufigeren Schäden durch Nassschnee-Ereignisse mit Schäden durch Schneedruck und Schneebruch.
- 7) Verringerung der Versorgungssicherheit mit Energie und Wasser im industriellen Bereich.

## Literatur

- ALONSO, B., VALLADARES, F., 2008: International efforts on global change research. In Chuvieco, E. (ed.), *Earth observation of global change – the role of satellite remote sensing in monitoring the global environment*. Springer, Amsterdam, 1-21.
- ANTONIK, B., PELZL, E., 1952: Zur Vergleichbarkeit der Niederschlagswerte von Sachsen vor 1935 mit den Werten der angrenzenden Gebiete. *Ber. Dtsch. Wetterd. US-Zone* 7, 42, 169-171.
- BECKER, P., DEUTSCHLÄNDER, T., KOSSMANN, M., NAMYSLO, J., KNIERIM, A., 2008: Klimaszenarien und Klimafolgen. Bundesinstitut für Bau-, Stadt- und Raumforschung (BBSR), *Informationen zur Raumentwicklung* 6-72008.
- BERAN, M.A., RODIER, J.A., 1985: Hydrological aspects of drought. *UNESCO-WMO Studies and Reports in Hydrology* 39, 149 pp.
- BERNHOFER, C., GOLDBERG, V., 2001: CLISAX - Statistische Untersuchungen regionaler Klimatrends in Sachsen. Abschlussbericht zum Forschungs- und Entwicklungsvorhaben des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie, AZ 3-8802.3521/48. *TU Dresden*, Tharandt.
- BERNHOFER, C., QUECK, R., SCHNEIDER, F., 2001: CLISAX – Statistische Untersuchungen regionaler Klimatrends in Sachsen. Zwischenbericht 1 zum Forschungs- und Entwicklungsvorhaben des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie, *TU Dresden*, Tharandt.
- BERNHOFER, C., GOLDBERG, V., FRANKE, J., 2002: CLISAX II – Assimilation von standardisierten und abgeleiteten Klimadaten für die Region Sachsen und Ausbau der Sächsischen Klimadatenbank. Dresden, Vorläufiger Abschlussbericht zum Forschungs- und Entwicklungsvorhaben des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie, AZ 13-8802.2521/50. *TU Dresden*, Tharandt.
- BERNHOFER, C., MATSCHULLAT, M., BOBETH, A. (Hrsg.), 2009a: Das Klima in der REGKLAM-Modellregion Dresden. REGKLAM-Publikationsreihe, Heft 1, *Rhombos-Verlag*, Berlin, 128 pp.
- BERNHOFER, C., FRANKE, J., KURBJUHN, C., HUPE, F., 2009b: Ableitung von Rasterdaten aus gemessenen und projizierten Klimazeitreihen für den Freistaat Sachsen. Abschlußbericht zum Forschungs- und Entwicklungsvorhaben des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (AZ: 24-8802.26/22/1).
- BERNHOFER, C., MATSCHULLAT, J., BOBETH, A. (Hrsg.), 2011: Klimaprojektionen für die Modellregion Dresden. REGKLAM-Publikationsreihe, Heft 2, *Rhombos-Verlag*, Berlin. 120 S.
- BERNHOFER, C., FRANKE, J., DONIX, T., KÖRNER, P., FISCHER, S., SCHALLER, A., KIRSTEN, L., PRASSE, H., KOSTROWSKI, D., 2015a: Analyse der Klimaentwicklung in Sachsen. Schriftenreihe des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Heft 3/2015, Dresden. 195 pp. <https://publikationen.sachsen.de/bdb/artikel/23868>
- BERNHOFER, C., HÄNSEL, S., SCHALLER, A., PLUNTKE, T., 2015b: Untersuchungen zur Erfassung und Charakterisierung von meteorologischer Trockenheit. Schriftenreihe des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Heft 4/2015, Dresden
- BHALME, H.N., MOOLEY, D.A., 1980: Large scale droughts/floods and monsoon circulation. *Mon. Weather Rev.* 108(8), 1197-1211.
- CRUTZEN, P.J., STOERMER, E.F., 2000: The Anthropocene. *Global Change Newsletter* 41, 17-18.
- DIETZER, B., 2000: Langzeitverhalten extremer Niederschlagsereignisse – Ergebnisse aus KLIWA. In *KLIWA-Berichte* Heft 1 Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft, 46-67 DVWK Schriften, 1997: Starkniederschläge in der Bundesrepublik Deutschland. *Paul Parey Verlag*, Projekt KOSTRA.
- EDWARDS, D.C., MCKEE, T.B., 1997: Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales. *Climatology Report* Number 97-2, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- ENKE, W., KÜCHLER, W., SOMMER, W., 2001: Klimaprognose für Sachsen – Regionalisierung von Klimamodell-Ergebnissen mittels des statistischen Verfahrens der Wetterlagen-Klassifikation und nachgeordneter multipler Regressionsanalyse für Sachsen. Zusammenfassender Bericht, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie
- ENKE, W., SCHNEIDER, F., DEUTSCHLÄNDER, T., 2005: A novel scheme to derive optimized circulation pattern classifications for downscaling and forecast purposes. *Theor. Appl. Climatol.* 82, 51-63.

- ERBE, S., 2002: Untersuchungen zur räumlichen Verteilung und zum Trend korrigierter Niederschläge in Sachsen im Zeitraum 1971–2000. Unveröffentlichte Diplomarbeit, *TU Dresden*, Fakultät für Forst-, Geo- und Hydrowissenschaften, Institut für Geographie, 65 pp.
- FESKE, N., FRANKÉ, J., HEIDENREICH, M., KÜCHLER, W., MELLENTIN, U., BERNHOFER, C., FOLTYN, M. (2010): Klimaprojektionen für REGKLAM, Leitfaden und nutzerorientierter Ergebniskatalog für die Verwendung und Interpretation von Klimaprojektionsdaten. Bericht REGKLAM – gefördert vom BMBF (FKZ 01LR0802)
- FREYDANK, E., 2014: 150 Jahre Staatliche Wetter- und Klimabeobachtungen in Sachsen. Tharandter Klimaprotokolle – Teil 1, Band 21, Technische Universität Dresden, Institut für Hydrologie und Meteorologie, 298 pp.
- FOLLAND, C.K., HORTON, E.B., SCHOLEFIELD, P. (Hrsg.), 1999: Report of WMO Working Group on Climate Change. Detection Task Group on Climate Change Indices, Bracknell, 1 September 1998, WMO TD 930.
- FRANKE, J., GOLDBERG, V., EICHELMANN, U., FREYDANK, E., BERNHOFER, C., 2004: Statistical analysis of regional climate trends in Saxony, Germany. *Clim. Res.* **47**, 145–150.
- FRANKE, J., GOLDBERG, V., MELLENTIN, U., BERNHOFER, C., 2006: Risiken des regionalen Klimawandels in Sachsen, Sachsen-Anhalt und Thüringen. *Wiss. Zeitschrift der TU Dresden* **55**: 97–105.
- FRICH, P., ALEXANDER, L.V., DELLA-MARTA, P., GLEASON, B., HAYLOCK, M., KLEIN TANK, A.M.G., PETERSON, T., 2002: Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Clim. Res.* **19**, 193–212.
- FRICKE, W., 2003: Sind veränderte Wetterlagen die Ursache für zunehmende Starkniederschläge in Deutschland? In: *Terra Nostra*, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung 2003/6, 6. Deutsche Klimatagung – Klimavariabilität, 22.–25. September 2003, Potsdam
- GIBBS, W.J., MAHER, J.V., 1967: Rainfall deciles as drought indicators. *Bureau of Meteorology Bulletin* **48**. Melbourne: Bureau of Meteorology. 37 pp.
- GISLER, O., BAUDENBACHER, M., BOSSHARD, W., 1997: Homogenisierung schweizerischer klimatologischer Messreihen des 19. und 20. Jahrhunderts. Schlussbericht NFP 31, vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich.
- GOLDSCHMIDT, J., 1950: Das Klima von Sachsen. Abhandlungen des Meteorologischen Dienstes der Deutschen Demokratischen Republik, 5, *Akademie Verlag*, Berlin.
- GOODISON, B.E., LOUIE, P.Y.T., YANG, D., 1998: WMO solid precipitation measurement inter-comparison. final report, *WMO/TD-No. 872*, 212 pp, World Meteorological Organization, Geneva.
- GRIESER, J., STAEGER, T., SCHÖNWIESE, C.-D., 2000: Statistische Analyse zur Früherkennung globaler und regionaler Klimaänderungen aufgrund des anthropogenen Treibhauseffektes. Bericht Nr. 103, Inst. Meteorol. Geophys. *Univ. Frankfurt/M.*
- GUTTMAN, N.B., 1999: Accepting the standardized precipitation index: A calculation algorithm. *J. Amer. Water Resour. Assoc.* **35**, 311–322.
- HÄNSEL, S., 2009: Changes in Saxon precipitation characteristics – Trends of extreme precipitation and drought. Dissertation. *TU Bergakademie Freiberg*, Cuviller Verlag, 272 pp.
- HÄNSEL, S.; 2014: Introducing the decile concept for studying the spatiotemporal characteristics and variability of long-lasting dry and wet periods. *Theor. Appl. Climatol.* **118**(1–2), 223–35.
- HÄNSEL, S., HOY, A., 2013: Atmosphärische Zirkulationsmuster sowie Trocken- und Nassphasen in regionalen Klimaprojektionen, Endbericht des REGKLAM-Teilprojektes 2.1b (gefördert vom BMBF, FKZ 01LR0802), *TU Bergakademie Freiberg*, Freiberg, 137 pp.
- HÄNSEL, S., KÜCHLER, W., MATSCHULLAT, J., 2005: Regionaler Klimawandel in Sachsen: Extreme Niederschlagsereignisse und Trockenperioden 1934–2000. *UWSF – Z. Umweltchem. Ökotox.* **17/3**, 159–165.
- HÄNSEL, S., PETZOLD, S., MATSCHULLAT, J., 2009: Precipitation trend analysis for Central Eastern Germany 1851–2006. In: Střelcová K, Mátyás C, Kleidon A, Lapin M, Matejka F, Blaženeč M, Škvarenina J, Holécy J (eds). *Bioclimatology and Natural Hazards*, Springer, 29–38.
- HÄNSEL, S., ULLRICH, K., SOMMER, T., BENNING, R., PRANGE, N., MATSCHULLAT, J. (Hrsg.), 2013: Regionaler Wasserhaushalt im Wandel. Klimawirkungen und Anpassungsoptionen in der Modellregion Dresden. REGKLAM-Publikationsreihe, Heft 5, *Rhombos-Verlag*, Berlin, 192 pp.
- HÄNSEL, S., SCHUCKNECHT A., MATSCHULLAT, J., 2015: The modified Rainfall Anomaly Index (mRAI)—is this an alternative to the Standardised Precipitation Index (SPI) in evaluating fu-

- ture extreme precipitation characteristics? *Theor. Appl. Climatol.*, onlinefirst, 1–18. doi:10.1007/s00704-015-1389-y.
- HAWKINS, E., SUTTON, R., 2009: The potential to narrow uncertainty in regional climate projections. *B. Am. Meteorol. Soc.* **90**, 1095-1107
- HOLLWEG, H.-D., BÖHM, U., FAST, I., HENNEMUTH, B., KEULER, K., KEUP-THIEL, E., LAUTENSCHLAGER, M., LEGUTKE, S., RADTKE, K., ROCKEL, B., SCHUBERT, M., WILL, A., WOLDT, M., WUNRAM, C., 2008: Ensemble simulations over Europe with the Regional Climate Model CLM forced with IPCC AR4 global scenarios. *Max Planck Institut für Meteorologie, Hamburg*
- HOY, A., HÄNSEL, S., 2009: Entwicklung von Häufigkeit, Intensität, Andauer und räumlicher Ausdehnung von Dürreperioden, Zwischenbericht des REGKLAM-Teilprojektes 2.1b (gefördert vom BMBF, FKZ 01LR0802), *TU Bergakademie Freiberg, Freiberg*, 92 pp.
- IPCC, 2007: Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Hrsg.)]. *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*, 996 pp.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013: The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [STOCKER, T.F., QIN, D., PLATTNER, G.-K., TIGNOR, M., ALLEN, S.K., BOSCHUNG, J., NAUELS, A., XIA, Y., BEX, V., MIDGLEY, P.M. (Hrsg.)]. *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*, 1535 pp.
- JACOB, D., PODZUN, R., 1997: Sensitivity studies with the regional climate model REMO. *Meteorol. Atmos. Phys.* **63**, 119-129.
- JACOB, D., GÖTTEL, H., KOTLARSKI, S., LORENZ, P., SIECK, K., 2008: Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland - Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland. Endbericht zum FuE-Vorhaben FKZ: 20441138 des Umweltbundesamtes. *Umweltbundesamt, Dessau-Roßlau*, 154 pp.
- JACOBSON, M.C., CHARLSON, R.J., RODHE, H., ORIANI, G.H. (Hrsg.), 2000: Earth system science – from biogeochemical cycles to global change. *Academic Press, San Diego*.
- JICKELLS, T.D., AN, Z.S., ANDERSEN, K.K., BAKER, A.R., BERGAMETTI, G., BROOKS, N., CAO, J.J., BOYD, P.W., DUCE, R.A., HUNTER, K.A., KAWAHATA, H., KUBILAY, N., LAROCHE, J., LISS, P.S., MAHOWALD, N., PROSPERO, J.M., RIDGWELL, A.J., TEGEN, I., TORRES, R., 2005: Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate. *Science* **308**, 67-71.
- KENDALL, M.G., 1970: Rank correlation methods. *Griffin, London*, 4. Aufl.
- KEYANTASH, J., DRACUP, J.A., 2002: The quantification of drought: An evaluation of drought indices. *B. Am. Meteorol. Soc.*, August 2002, 1167-1180
- KININMONTH, W.R., VOICE, M.E., BEARD, G.S., DE HOEDT, G.C., MULLEN, C.E., 2000: Australian climate services for drought management. In: WILHITE, D.A. (Hrsg.) Drought, a global assessment. *Routledge*, pp. 210-222.
- KLIWA, 2002: Langzeitverhalten der Hochwasserabflüsse in Baden-Württemberg und Bayern. KLIWA-Projekt A.2.1.3. Analyse zum Langzeitverhalten der Hochwasserabflüsse, *KLIWA-Berichte, Heft 2*.
- KOTTEK, M., J. GRIESER, C. BECK, B. RUDOLF, RUBEL, F., 2006: World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorol. Z.* **15**, 259-263.
- KREIENKAMP, F., SPEKAT, A., ENKE, W., 2010a: Ergebnisse eines regionalen Szenarienlaufs für Deutschland mit dem statistischen Modell WETTREG 2010. Climate & Environment Consulting Potsdam GmbH. Bericht an Umweltbundesamt, 48 pp.
- KREIENKAMP, F., SPEKAT, A., ENKE, W., 2010b: Weiterentwicklung von WETTREG bezüglich neuartiger Wetterlagen. Climate & Environment Consulting Potsdam GmbH, Potsdam.
- KROPP, J., DASCHKEIT, A., 2008: Anpassung und Planungshandeln im Licht des Klimawandels. Bundesinstitut für Bau-, Stadt- und Raumforschung (BBSR), *Informationen zur Raumentwicklung: Heft 6-72008*.
- LINDEN van der, P., MITCHELL, J.F.B., (Hrsg.), 2009: ENSEMBLES: Climate change and its impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project. Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK, 160 pp.

- MANN H.B., 1945: Nonparametric test against trends. *Econometria* **13**, 245-259
- MANTON MJ, DELLA-MARTA PM, HAYLOCK MR, HENNESSY KJ und 23 andere, 2001: Trends in extreme daily rainfall and temperature in southeast Asia and the South Pacific: 1961–1998. *Int. J. Climatol.* **21**, 269-284.
- McKEE, T.B., DOESKEN, N.J., KLEIST, J., 1993: The relationship of drought frequency and duration to time scales. Preprints, 8th Conference on Applied Climatology, 179-184. January 17-22, Anaheim, California.
- McKEE, T.B., DOESKEN, N.J., KLEIST, J., 1995: Drought monitoring with multiple time scales. Preprints, 9th Conference on Applied Climatology, 233-236. January 15-20, Dallas, Texas.
- McMAHON, T.A., ARENAS, A.D., 1982: Methods of computation of low streamflow. Paris, *UNESCO Studies and Reports in Hydrology* **36**, 107 pp
- MEHLER, S., HÄNSEL, S., 2013: Analyse extremer Niederschlagsereignisse auf Basis von globalen und regionalen Klimaprojektionen. Ensemble-Simulationen für die REGKLAM-Modellregion. Zusatzbericht des REGKLAM-Teilprojektes 2.1b (gefördert vom BMBF, FKZ 01LR0802), *TU Bergakademie Freiberg*, Freiberg, 59 pp.
- MILLENNIUM ECOSYSTEM ASSESSMENT, 2005: Ecosystems and human well-being: Synthesis. *Island Press*, Washington, DC.
- MUDELSEE, M., CHIRILA, D., DEUTSCHLÄNDER, T., DÖRING, C., HAERTER, J.O., HAGEMANN, S., HOFFMANN, H., JACOB, D., KRAHE, P., LOHMANN, G., MOSELEY, C.H., NILSON, N., PANFEROV, O., RATH, T., TINZ, B., 2010: Climate model bias correction und die Deutsche Anpassungsstrategie. *Mitt. DMG* **3**, 2-7.
- NAKIČENović, N., SWART, R. (Hrsg.), 2000: Special report on emissions scenarios. A special report of working group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 599 pp.
- NICHOLLS, N., MURRAY, W., 1999: Workshop on indices an indicators for climate extremes, Breakout group B: Precipitation. *Climatic Change* **42**(1), 23-29
- NKGCF: Nationales Komitee für Global Change Forschung, 2010: Regionale Klimamodelle – Potentiale, Unsicherheiten und Perspektiven. Positionspapier. 4 pp. [http://www.dkn-future-earth.org/data/mediapool/position\\_reg\\_cli\\_mo\\_deutsch\\_1.pdf](http://www.dkn-future-earth.org/data/mediapool/position_reg_cli_mo_deutsch_1.pdf)
- OLAPIDO, E.O., 1985: A comparative performance of three meteorological drought indices. *J. Climatol.* **5**, 655-664.
- OLDFIELD, F., STEFFEN, W., 2004: The Earth system. In: STEFFEN, W., SANDERSON, R.A., TYSON, P.D., JÄGER, J., MATSON, P.A., MOORE III, B., OLDFIELD, F., RICHARDSON, K., SCHELLNHUBER, H.J., TURNER II, B.L., WASSON, R.J. (Hrsg.), *Global change and the Earth system: A planet under pressure*. IGBP Global change series. *Springer Verlag*, Berlin, 7.
- PALMER, W.C., 1965: Meteorological drought. Research Paper No. 45, U.S. Department of Commerce Weather Bureau, Washington, D.C.
- PETZOLD, S., HÄNSEL, S., MATSCHULLAT, J., 2007: EXTROSA III. Veränderungen in der Niederschlagscharakteristik sächsischer Regionen, Abschlussbericht zum Forschungs- und Entwicklungsvorhaben des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie, Aktenzeichen: 13-0345.42/364, *TU Bergakademie Freiberg*, Freiberg.
- RANDALL, D.A., WOOD, R.A., BONY, S., COLMAN, R., FICHEFET, T., FYFE, J., KATTSOV, V., PITMAN, A., SHUKLA, J., SRINIVASAN, J., STOUFFER, R.J., SUMI, A., TAYLOR, K.E., 2007: Climate models and their evaluation. In: *Climate Change 2007: The physical science basis*. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [SOLOMON, S., QIN, D., MANNING, M., CHEN, Z., MARQUIS, M., AVERYT, K.B., TIGNOR, M., MILLER, H.L. (Hrsg.)]. *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA
- RAPP, J., 2000: Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. Berichte des deutschen Wetterdienstes, Nr. 212, *Deutscher Wetterdienst*, Offenbach. 145 pp.
- RAPP, J., SCHÖNWIESE C.-D., 1996: Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990. Frankfurter Geowiss. Arb., Band B5, *Univ. Frankfurt/M.*, 2. Aufl. 255 pp.
- REGKLAM-Konsortium (Hrsg.), 2013: Integriertes Regionales Klimaanpassungsprogramm für die Region Dresden. Grundlagen, Ziele und Maßnahmen. REGKLAM-Publikationsreihe, Heft 7, *Rhombos-Verlag*, Berlin. 332 pp.

- RICHTER, D., 1995: Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 194, *Deutscher Wetterdienst*, Offenbach am Main, 93 pp.
- ROECKNER, E., BÄUML, G., BONAVENTURA, L., BROKOPF, R., ESCH, M., GIORGETTA, M., HAGEMANN, S., KIRCHNER, I., KORNBLUEH, L., MANZINI, E., RHODIN, A., SCHLESE, U., SCHULZWEIDA, U., TOMPKINS, A., 2003: The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I – model description. *Max Planck Institut für Meteorologie*, Hamburg, 127 pp.
- ROECKNER, E., BROKOPF, R., ESCH, M., GIORGETTA, M., HAGEMANN, S., KORNBLUEH, L., MANZINI, E., SCHLESE, U., SCHULZWEIDA, U., 2004: The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part II – Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution. *Max Planck Institut für Meteorologie*, Hamburg, 55 pp.
- ROECKNER, E., BROKOPF, R., ESCH, M., GIORGETTA, M., HAGEMANN, S., KORNBLUEH, L., MANZINI, E., SCHLESE, U., SCHULZWEIDA, U., 2006: Sensitivity of Simulated Climate to Horizontal and Vertical Resolution in the ECHAM5 Atmosphere Model. *J. Climate* **19**, 3771-3791.
- SCHÖNWIESE, C.-D., 1992: Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler, *Gebrüder Borntraeger*, Berlin
- SCHÖNWIESE, C.-D., RAPP, J., 1997: Climate trend atlas of Europe based on observations 1891-1990. *Kluwer*, Dordrecht. 228 pp.
- SCHÖNWIESE, C.-D., JANOSCHITZ, R., 2005: Klima-Trendatlas Deutschland 1901-2000. Bericht Nr. 4, Inst. Atmosphäre Umwelt, *Univ. Frankfurt/Main*.
- SCHWARZAK, S., HÄNSEL, S., MATSCHULLAT, J., 2014: Projected changes in extreme precipitation characteristics for Central Eastern Germany (21st Century, model-based analysis). *Int. J. Climatol.*, onlinefirst, doi:10.1002/joc.4166.
- SEVRUK, B., NESPOR, V., 1994: The effect of dimensions and shape of precipitation gauges on the wind-induced error. In: DESBOIS, M. DESALMAND, F. (Hrsg.), *Global Precipitation and Climate Change*, NATO ASI Series, I26, *Springer Verlag*, Berlin, pp. 231-246
- SMUL: Sächsisches Staatsministerium für Umwelt und Landwirtschaft, 2005: Klimawandel in Sachsen. Sachstand und Ausblick. Eigenverlag, Dresden, 111 pp.
- SMUL: Sächsisches Staatsministerium für Umwelt und Landwirtschaft, 2008: Sachsen im Klimawandel, Eigenverlag, Dresden. 211 pp.
- SMUL: Sächsisches Staatsministerium für Umwelt und Landwirtschaft, 2014: Der Klimawandel im böhmisch-sächsischen Grenzraum. Eigenverlag, Dresden, 140 pp.
- SPEKAT, A., ENKE, W., KREIENKAMP, F., 2007: Neuentwicklung von regional hoch aufgelösten Wetterlagen für Deutschland und Bereitstellung regionaler Klimaszenarios auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit dem Regionalisierungsmodell WETTREG auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit ECHAM5/MPI-OM T63 L31 2010 bis 2100 für die SRES-Szenarios B1, A1B und A2. Endbericht, Umweltbundesamt.
- STEFFEN, W., SANDERSON, R.A., TYSON, P.D., JÄGER, J., MATSON, P.A., MOORE III, B., OLDFIELD, F., RICHARDSON, K., SCHELLNHUBER, H.J., TURNER, B.L., WASSON, R.J. 2004a. An integrated Earth System. In: *Global change and the earth system: A planet under pressure*. IGBP Global change series. *Springer Verlag*, Berlin, 1-10.
- STEFFEN, W., SANDERSON, R.A., TYSON, P.D., JÄGER, J., MATSON, P.A., MOORE III, B., OLDFIELD, F., RICHARDSON, K., SCHELLNHUBER, H.-J., TURNER, B.L., WASSON, R.J. 2004b. The Anthropocene era: How humans are changing the Earth system. In: *Global change and the earth system: A planet under pressure*. IGBP Global change series. *Springer Verlag*, Berlin, 81-141.
- STEFFEN, W., CRUTZEN, P.J., MCNEILL, J.R., 2007: The Anthropocene: Are humans now overwhelming the great forces of nature? *Ambio* **36**, 614-621.
- STEFFEN, W., PERSSON, Å., DEUTSCH, L., ZALASIEWICZ, J., WILLIAMS, M., RICHARDSON, K., CRUMLEY, C., CRUTZEN, P., FOLKE, C., GORDON, L., MOLINA, M., RAMANATHAN, V., ROCKSTRÖM, J., SCHEFFER, M., SCHELLNHUBER, H.J., SVEDIN, U., 2011: The Anthropocene: from global change to planetary stewardship. *Ambio* **40**, 739-761.
- TREMMEL, J., STELLMACHER, R., 1985: Die Niederschlagsmessungen in Sachsen — ein Beitrag zur Homogenisierung von Niederschlagsreihen. *Meteorol. Z.* **35/1**, pp. 45-48.
- TRÖMEL, S., 2005: Statistische Modellierung von Klimazeitreihen. Dissertation; Bericht Nr. 2, Inst. Atmosphäre Umwelt, *Univ. Frankfurt/Main*.
- van ROOY, M.P., 1965: A rainfall anomaly index independent of time and space, *Notos* **14**, 43-48.

- VINER, D., 2002: A qualitative assessment of the sources of uncertainty in climate change impacts assessment studies: A short discussion paper, In: BENISTON, M. (Hrsg.) Climatic Change: Implications for the hydrological cycle and for water management, *Advances in Global Change Research*, Vol. 10, Springer Netherlands, 139-151.
- VITOUSEK, P., 1992: Global environmental change: An introduction. *Annu. Rev. Ecol. Syst.* **23**, 1-14.
- von STORCH, H., GÜSS, S., HEIMANN, M., 1999: Das Klimasystem und seine Modellierung: Eine Einführung. Springer Verlag, Berlin.
- WELLER, B., NAUMANN, T., JAKUBETZ, S. (Hrsg.), 2012: Gebäude unter den Einwirkungen des Klimawandels. REGKLAM-Publikationsreihe, Heft 3, Rhombos-Verlag, Berlin. 154 pp.
- WELLER, B., FAHRION, M.-S., NAUMANN, T. (Hrsg.), 2013: Gebäudeertüchtigung im Detail für den Klimawandels. REGKLAM-Publikationsreihe, Heft 4, Rhombos-Verlag, Berlin. 158 pp.
- WENDE, W., RÖBLER, S., KRÜGER, T., (Hrsg.), 2014: Grundlagen für eine klimawandelangepasste Stadt- und Freiraumplanung. REGKLAM Publikationsreihe, Heft 6. Rhombos-Verlag, Berlin. 89 pp.
- WILHITE, D.A., 2000: Drought as a Natural Hazard – Concepts and definition. In: WILHITE D.A. (Hrsg.) Drought – A Global Assessment. Vol. I, Routledge Hazards and Disasters Series, Routledge, London.
- WILHITE, D.A., GLANTZ, M.H., 1985: Understanding the drought phenomenon: The role of definitions. *Water Int.* **10**(3), 111-120.

## Abkürzungsverzeichnis

AvD-NP	mittlere Dauer der Nassperioden im Betrachtungszeitraum (Nassperiodenindex)
AvD-TP	mittlere Dauer der Trockenperioden im Betrachtungszeitraum (Trockenheitsindex)
BL	Bergland
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
CLM	<i>climate local model</i> im Klimamode (regionales Klimamodell)
ECHAM	Globalmodell des Max Plank Institutes Hamburg
EDG	Erweitertes Datengebiet (des REGKLAM-Projektes)
EMT	Elbe-Mulde-Tiefland (eine von neun untersuchten Teilregionen)
ENS	Ensemble (von Klimamodellen)
ENSEMBLES	Projekt im 6. EU-Rahmenprogramm
EGV	Erzgebirgsvorland (eine von neun untersuchten Teilregionen)
Fhj	Frühjahr
GCM	globales Klimamodell (wörtlich: <i>general circulation model</i> – Allgemeines Zirkulationsmodell)
Her	Herbst
HL	Hügelland
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i> (Zwischenstaatliches Expertengremium zum Klimawandel, auch Weltklimarat genannt)
KL	Kammlagen
LAS	Lausitz und Spreewald (eine von neun untersuchten Teilregionen)
Mgt-90/95/99P	Größe des 90./95./99. Perzentils der Tagesniederschlagshöhe (Starkniederschlagsindex)
mRAI	modifizierte Version des RAI nach HÄNSEL et al. (2015)
MxD-NP	maximale Dauer der Nassperioden im Betrachtungszeitraum (Nassperiodenindex)
MxD-TP	maximale Dauer der Trockenperioden im Betrachtungszeitraum (Trockenheitsindex)
Mx-RR	Maximale Tagesniederschlagssumme (Starkniederschlagsindex)
MW	Mittelwert
N-10/20mm	Überschreitungshäufigkeit von 10/20 mm Tagesniederschlagshöhe (Starkniederschlagsindex)
N-90/95/99P	Überschreitungshäufigkeit des 90./95./99. Perzentils der Tagesniederschlagshöhe (Starkniederschlagsindex)
N-NP	Zahl der Nassperioden (Nassperiodenindex)
N-TT	Zahl der Trockentage (Trockenheitsindex)
N-TP	Zahl der Trockenperioden (Trockenheitsindex)
OBS	Beobachtungsdaten ( <i>observations</i> )
OEG	Osterzgebirge (eine von neun untersuchten Teilregionen)
ÖSH	Östliches Sächsisches Hügelland (eine von neun untersuchten Teilregionen)
RAI	<i>Rainfall Anomaly Index</i> (Niederschlagsanomalienindex nach van ROOY 1965)
RCM	regionales Klimamodell
RCP	<i>Representative Concentration Pathway</i> (“neue” Emissionsszenarios)
REGKLAM	Name eines BMBF-geförderten Verbundprojektes (Entwicklung und Erprobung eines regionalen integrierten Klimaanpassungsprogramms)
REMO	Regionalmodell des Max Plank Institutes Hamburg
RMR	REGKLAM-Modellregion (Untersuchungsgebiet des BMBF-Verbundprojektes REGKLAM)
SHJ	Sommerhalbjahr

Som	Sommer
SPI	<i>Standardized Precipitation Index</i> (Niederschlagsanomalienindex nach McKEE et al. 1993)
SRES	Special report on emission scenarios ("alte" Emissionsszenarios)
TFM	Thüringisch Fränkisches Mittelgebirge (eine von neun untersuchten Teilregionen)
TL	Tiefland
VTB	Vogtland und Thüringer Becken (eine von neun untersuchten Teilregionen)
VP-I	Vegetationsperiode I (April bis Juni)
VI-II	Vegetationsperiode II (Juli bis September)
WEREX	Wetterlagenbasierte Regionalisierungsmethode Sachsen (regionales Klimamodell)
WETTREG	Wetterlagenbasierte Regionalisierungsmethode Deutschland (regionales Klimamodell)
WEG	Westerzgebirge (eine von neun untersuchten Teilregionen)
WHJ	Winterhalbjahr
Win	Winter
WSH	Westliches Sächsisches Hügelland (eine von neun untersuchten Teilregionen)

## Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2.3-1: Zeitliche Abfolge eine Dürre (Verändert nach <a href="http://www.drought.unl.edu/whatis/concept.htm">http://www.drought.unl.edu/whatis/concept.htm</a> ). .....	19
Abbildung 3.2-1: Übersicht über die für die Analyse der rezenten Niederschlagsveränderungen verwendeten Stationen; umrandet sind die Stationen, von denen auch die Tagesniederschlagsdaten verwendet wurden. ....	32
Abbildung 3.2-2: Digitale Datenverfügbarkeit der verwendeten Monats- (links) und Tagesniederschlagsdaten im Gesamtgebiet (oben) und in der REGKLAM-Modellregion Dresden (RMR, 25 Stationen; unten). ....	33
Abbildung 3.2-3: Digitale Datenverfügbarkeit für 28 ausgewählte Langzeitreihen von Monatsniederschlagsdaten im Gesamtgebiet .....	33
Abbildung 3.2-4: Übersicht der im Rahmen der REGKLAM-Analysen verwendeten Stationen einschließlich ihrer Höhenstufenzuordnung in der REGKLAM-Modellregion (RMR; blau umrandet) und dem erweiterten Datengebiet (EDG). ....	34
Abbildung 3.2-5: Naturraumzuordnung des Stationskollektives der Beobachtungsdaten. ....	35
Abbildung 3.2-6: Höheninformation (Tiefeland: $\leq 150$ m, Hügelland: $>150$ m ... $\leq 350$ m, Bergland: $>350$ m ... $\leq 650$ m, Kammlagen: $> 650$ m) der verwendeten Datenpunkte bzw. Rasterzellen (dargestellt als Gitterpunkt) für die erweiterte REGKLAM-Modellregion. ....	38
Abbildung 3.2-7: Verlauf der Tagesniederschlagshöhen [mm] an neun ausgewählten Datenpunkten im Januar 1961 in der Modellrealisierung WEREX IV A1B „normal“ .....	40
Abbildung 3.2-8: Matrix der Pearson-Korrelationskoeffizienten für die RAI-Halbjahreswerte (WHJ: oberhalb der Diagonalen, SHJ: unterhalb der Diagonalen) aller WEREX IV Datenpunktpaare der Realisierung „trocken“ unter Szenario A1B für 1961–2100; die Grautöne symbolisieren die Größe des Korrelationskoeffizienten (schwarz: $r=\pm 1$ ; dunkelgrau: $r>0,7 / r<-0,7$ ; mittelgrau: $r>0,5 / r<-0,5$ ; hellgrau: $r>0,3 / r<-0,3$ ; weiß: $r<0,3 / r>-0,3$ ). ....	41
Abbildung 3.2-9: Kartendarstellung (Interpolation über Natural Neighbour mit der Software Golden SURFER) der relativen Änderungssignale (%) der Zahl an Trockentagen (oben) sowie der mittleren Trocken- (Mitte) sowie Nassperiodenlänge (unten) in der Zeitscheibe 2071–2100 gegenüber der Referenzperiode 1961–1990 für das Klimamodell Modell WETTREG 2010 (Mittelwert aus zehn Läufen) unter dem Emissionsszenario A1B. ....	42
Abbildung 3.2-10: Änderung in der mittleren Andauer von Trockenperioden (links) und Nassperioden (rechts) in der Zeitscheibe 2071–2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961–1990 für den Sommer (x-Achse) und den Winter (y-Achse). Dargestellt sind die relativen Trends (%) für die zehn WETTREG-Realisierungen (als Mittelwert, Minimum und Maximum) für das Klimastationskollektiv (violett) und alle Stationen (pink) im Vergleich zu den neun anderen „REGKLAM-Modellläufen“, vier Globalmodellen und zwölf regionalen Klimamodellen aus dem EU-Projekt ENSEMBLES. ....	43
Abbildung 3.2-11: Räumliche Auflösung der ENSEMBLES-Modelle. Die roten Punkte repräsentieren das Zentrum der Gridboxen; die schraffierte Fläche entspricht der REGKLAM-Modellregion (nach SCHWARZAK et al. 2014). ....	44
Abbildung 3.2-12: Änderungssignale der Temperatur [K] und des Niederschlags [%] für den Sommer (links) und den Winter (rechts) in den Zeitscheiben 2021–2050 (blaue Quadrate) und 2071–2100 (orange Punkte) von 20 Globalmodellen für drei SRES-Szenarien (B1: dunkle, A1B: mittlere und A2: helle Farbschattierung; die dem Modell ECHAM5 entsprechenden Punkte wurden hervorgehoben (verändert nach FESKE et al. 2010). ....	45
Abbildung 3.2-13: Räumliche Auflösung der globalen Klimamodelle. ....	46
Abbildung 4.1-1: Häufigkeitsverteilung des Niederschlags im Zeitraum 1961–2000 anhand der Niederschlagsklassen des Niederschlagsanomalienindex RAI (siehe Tabelle 2.3-1). ....	51

Abbildung 4.1-2: Jahresgang des Niederschlags in den neun Regionen (gemittelt über die jeweiligen Stationen).....	52
Abbildung 4.2-1: Jahresgang der Größe der maximalen Tagesniederschlagshöhe (MxRR) sowie der Überschreitungshäufigkeit von 10 mm Tagesniederschlagshöhe (N-10mm) in drei Beispielregionen; Zeitraum: 1951–2000.....	56
Abbildung 4.3-1: Jahresgang der Häufigkeit von Trockentagen (in Prozent der Tage des jeweiligen Monats) in vier Beispielregionen. ....	59
Abbildung 4.3-2: Häufigkeitsverteilung der Andauer von Nass- und Trockenperioden für die vier Jahreszeiten im Zeitraum 1961–1990. ....	61
Abbildung 4.4-1: Kumulative Häufigkeitsverteilung der zwischen 1961 und 2010 beobachteten Andauern von Dezil-Trockenphasen und -Nassphasen.....	64
Abbildung 4.4-2: Auftreten von Deziltrocken- (orange) und -Nassphasen (blau) zwischen 1900 und 2012 an 130 Stationen in den neun Teilregionen (für die Regionsabkürzungen siehe Tabelle 3.2-1). Grau gekennzeichnet sind Fehlzeiten in den Stationszeitreihen, violett mögliche Überlappungen von Nass- und Trockenphasen. ....	65
Abbildung 4.4-3: Zeitlicher Verlauf der räumlichen Ausbreitung der beobachteten Dezil-Nass- und Trockenphasen in den neun Teilregionen; Zeitraum 1901–2012 (nach HÄNSEL 2014).....	65
Abbildung 5.2-1: Zeitreihen der über das Untersuchungsgebiet gemittelten Jahresniederschlagsanomalien (mittels RAI) von 1901 bis 2012 mit linearen Trends für die Zeiträume 1901–2012 (grün), 1931–2012 (orange) und 1951–2012 (violett) sowie Verdeutlichung der nassesten und trockensten drei Jahre.....	67
Abbildung 5.2-2: wie Abbildung 5.2-1 jedoch für die Jahreszeitenniederschlagsanomalien. ....	68
Abbildung 5.2-3: Trendkarten der RAI-Veränderungen in den beiden Vegetationsperioden sowie im Sommer und Winter für die Zeiträume 1951–2000 und 1951–2012. ....	71
Abbildung 5.2-4: Verlauf (11-jähriges gleitendes Mittel) der über die RMR gemittelten jährlichen und jahreszeitlichen Niederschlagsanomalien (mittels RAI) für die Beobachtungen (1951–2010) und fünf regionale Klimamodelle (CLM, REMO, WEREX IV, WETTREG 2006 und 2010; 1961–2100) unter dem Szenario A1B. ....	73
Abbildung 5.2-5: Mittlere jahreszeitliche Niederschlagsanomalie (11-jähriges gleitendes Mittel) für die drei Szenarios A1B (19 Realisierungen), B1 (18 Realisierungen; ohne REMO) und A2 (16 Realisierungen; ohne REMO und CLM) im Zeitraum 1961–2100; zusätzlich ist jeweils die Klimaprojektion mit dem minimalen und den maximalen Änderungssignal (linearer Trend für 2001–2100) dargestellt. ....	74
Abbildung 5.2-6: Prozentualer Anteil der Daten- bzw. Gitterpunkte (GP) innerhalb der REGKLAM-Modellregion mit positiven bzw. negativen linearen Trends für den Zeitraum 1961–2100; Szenario A1B. ....	76
Abbildung 5.2-7: Jahresgang der Änderungssignale der monatlichen RAI-Mittelwerte für die REGKLAM-Modellregion in den Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 im Vergleich zur Referenzperiode 1961–1990. ....	76
Abbildung 5.2-8: Verlauf der über 30 Jahre geglätteten Niederschlagsanomaliewerte (mittels RAI). ....	78
Abbildung 5.2-9: Veränderungen im Jahresgang des Niederschlags für sechs 30-Jahreszeitscheiben in den Beobachtungs- (1901–1930, 1931–1960, 1991–2012; dunkelgraue Linien und Symbole) und Klimaprojektionsdaten (1991–2020, 2021–2050, 2071–2100; hellgrau gefüllte Symbole) gegenüber der jeweiligen Referenzperiode 1961–1990. ....	79
Abbildung 5.2-10: Häufigkeitsverteilung des Niederschlags in den Jahreszeiten für die neun Niederschlagsklassen des Niederschlagsanomalien-Index RAI für die vier Zeiträume 1901–1930 (1. Säule), 1931–1960 (2. Säule), 1961–1990 (3. Säule) und 1991–2012 (4. Säule).....	80

Abbildung 5.2-11: Häufigkeitsverteilung der jahreszeitlichen Niederschlagsanomaliewerte (RAI) für den Zeitraum 1961–2000; ermittelt aus den individuellen Häufigkeitsverteilungen aller Daten- bzw. Gitterpunkte der REGKLAM-Modellregion. ....	81
Abbildung 5.2-12: Änderungssignale (absolut) von 19 regionalen Klimaprojektionen (fünf Modelle) unter dem Szenario A1B für die neun RAI-Klassen der Zeitscheiben 2021–2050 (oben) und 2071–2100 (unten) gegenüber dem Referenzzeitraum 1961–1990 für die REGKLAM-Modellregion, ermittelt aus den individuellen Änderungssignalen aller Daten- bzw. Gitterpunkte. ....	82
Abbildung 5.2-13: Veränderung in der Häufigkeit zu nasser (RAI > 2) und zu trockener (RAI < 2) Jahreszeiten in acht 30-Jahreszeitscheiben der Beobachtungs- (ausgefüllte Symbole) und Klimaprojektionsdaten (als Mittelwert der einzelnen Klimaprojektionen unter dem Szenario A1B) in der REGKLAM-Modellregion Dresden. ....	83
Abbildung 5.2-14: Räumliche Variabilität (Standardabweichung) des Niederschlags innerhalb der REGKLAM-Modellregion für 19 regionale Klimaprojektionen im Referenzzeitraum 1961–1990 (links) sowie Änderungssignale unter dem Szenario A1B in den Zeitscheiben 2021–2050 (Mitte) und 2071–2100 (rechts). ....	84
Abbildung 5.2-15: Verlauf (11-jähriges gleitendes Mittel) der jahreszeitlichen Niederschlagsanomalien (RAI) für die Beobachtungsdaten (1951–2010) sowie für fünf regionale Klimamodelle (19 Realisierungen, 1961–2100) unter Szenario A1B. ....	85
Abbildung 5.2-16: Verlauf (30-jähriges gleitendes Mittel) der mittleren jahreszeitlichen Niederschlagsanomalien (RAI) für vier Höhenstufen (Tiefeland, Hügelland, Bergland und Kammlagen) in den Beobachtungsdaten (durchgezogene Linien) und in den Klimaprojektionen unter Szenario A1B (gestrichelte Linien). ....	86
Abbildung 5.2-17: X-Y-Scatterplots des SPI-1 und mRAI-1 für alle Monate im Zeitraum 1951–2010 einschließlich Angabe der Pearson- ( $r_p$ ) und Spearman- ( $r_s$ ) Korrelationskoeffizienten (nach HÄNSEL et al. 2015). ....	87
Abbildung 5.2-18: Zeitreihen des über die REGKLAM-Modellregion gemittelten SPI-1 und mRAI-1 in den Monaten März und April für das Regionalmodell REMO im Zeitraum 1961–2100 einschließlich linearer Trends über den Gesamtzeitraum und Pearson-Korrelationskoeffizienten in den Teilabschnitten 1961–2000 und 2061–2100 (nach HÄNSEL et al. 2015). ....	88
Abbildung 5.2-19: Häufigkeitsverteilung des Monatsniederschlags für Januar und Juli, basierend auf dem SPI (linke Säule in jeder Klasse) und dem mRAI (rechte Säule in jeder Klasse) für die Beobachtungsdaten sowie für 12 regionale Klimaprojektionen unter dem Emissionsszenario A1B, gemittelt über das Untersuchungsgebiet (nach HÄNSEL et al. 2015). ....	88
Abbildung 5.2-20: Änderungen in den extremeren Klassen der Häufigkeitsverteilung von SPI-1 und mRAI-1, gemittelt über die REGKLAM-Modellregion während der Monate Januar (links) und Juli (rechts) für ein Ensemble von 12 regionalen Klimaprojektionen unter dem Emissionsszenario A1B für die Zeitscheiben 2021–2050 (obere Teilabbildungen) und 2071–2100 (untere Teilabbildungen) gegenüber der Referenzperiode 1961–1990 (nach HÄNSEL et al. 2015). ....	89
Abbildung 5.3-1: Zeitliche (gestrichelte Linie = Originalzeitreihe, fette Linie = 11-jähriges gleitendes Mittel) und räumliche (graues Band = Bandbreite der Stationswerte) Variabilität und Veränderung (linearere Regression) der jahreszeitlichen Starkniederschlagshäufigkeit (N-95P: Überschreitungshäufigkeit des 95. Perzentils); 1931–2012. ....	93
Abbildung 5.3-2: Veränderungen (relative lineare Trends für 1951–2000 in Prozent) der Starkniederschlagshäufigkeit (N-95P) und der Starkniederschlagsintensität (Mx-RR) im Jahresgang. ....	94

Abbildung 5.3-3: Zeitliche (gestrichelte Linie = Originalzeitreihe, fette Linie = 11-jähriges gleitendes Mittel) und räumliche (graues Band = Bandbreite der Stationswerte) Variabilität und Veränderung (lineare Regression) der jahreszeitlichen Starkniederschlagsintensität (Mx-RR: maximale Tagesniederschlagssumme im Betrachtungszeitraum) im Zeitraum 1931–2012.....	95
Abbildung 5.3-4: Vergleich der regionalen Starkniederschlagstrends für die Jahreszeiten und Vegetationsperioden unter Nutzung von zehn (Stark)Niederschlagsindizes für vier Analysezeiträume.....	96
Abbildung 5.3-5: Übersicht über die monatlichen Starkniederschlagstrends an 118 Stationen in neun Regionen (Regionsabkürzungen siehe Tabelle 3.2-1) für sieben (Stark)Niederschlagsindizes (jeweils Spalte 1: N-DD, 2: N-10mm, 3: N-20mm, 4: N-90P, 5: N-95P, 6: N-99P, 7: Mx-RR; für Abkürzungen der Indizes siehe Tabelle 2.3-2) in den Analysezeiträumen 1951–2000 (links) und 1951–2012 (rechts).....	97
Abbildung 5.3-6: Trendkarten der Starkniederschlagshäufigkeit (N-95P; links) und der Starkniederschlagsintensität (MxRR; rechts) in den beiden Vegetationsperioden sowie im Herbst und im Winter für den Zeitraum 1951–2000.....	99
Abbildung 5.3-7: wie Abbildung 5.3-6, jedoch für den Zeitraum 1951–2012.....	100
Abbildung 5.3-8: Zusammenhang zwischen der räumlichen Variabilität (gemessen als Standardabweichung der Stationswerte) der Starkniederschlagsindizes N-95P, N-99P und MxRR und den jeweiligen Jahresmittelwerten der Region im Zeitraum 1951–2000.....	101
Abbildung 5.3-9: Zeitlicher Verlauf (11-jähriges gleitendes Mittel) und Trends (lineare Regression) der räumlichen Variabilität (gemessen als Standardabweichung über alle verfügbaren Stationen) für drei Starkniederschlagsindizes (N-95P, N-99P und MxRR) in Sachsen; 1931–2012.....	102
Abbildung 5.3-10: Zeitlicher Verlauf der jahreszeitlichen 50-Jahrestrends (relative linear Trends) von neun Starkniederschlagsindizes von 1931–1980 bis 1963–2012.....	103
Abbildung 5.3-11: Regionale (Regionsabkürzungen siehe Tabelle 3.2-1), jahreszeitliche 50-Jahrestrends für vier Indizes der Starkniederschlagshäufigkeit (N-10mm, N-20mm, N-95P und N-99P) im Zeitraum 1931–2012.....	105
Abbildung 5.3-12: Regionale (Regionsabkürzungen siehe Tabelle 3.2-1), jahreszeitliche 50-Jahrestrends für Indizes der Starkniederschlagsintensität (Mgt-90P, Mgt-95P, Mgt-99P und Mx-RR) im Zeitraum 1931–2012.....	106
Abbildung 5.3-13: Validierung der fünf regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WX – WEREX IV, WG06 – WETTREG 2006 und WG10 – WETTREG 2010; ENS-MW: Ensemble Mittelwert) gegenüber den Beobachtungen (OBS) im Zeitraum 1961–2000 für sechs Starkniederschlagsindizes in den Jahreszeiten.....	107
Abbildung 5.3-14: Vergleich der für die Modellläufe (CLM, REMO, WX – WEREX IV, WG06 – WETTREG 2006 und WG10 – WETTREG 2010; ENS-MW: Ensemble Mittelwert) berechneten Abweichungen (in Prozent) der Indexwerte von den Beobachtungsdaten (OBS) in den Jahreszeiten für die Periode 1961–2000.....	107
Abbildung 5.3-15: Validierung der fünf regionalen Klimamodelle (CLM, REMO, WX – WEREX IV, WG06 – WETTREG 2006 und WG10 – WETTREG 2010; ENS-MW: Ensemble Mittelwert) gegenüber den Beobachtungen (OBS) im Zeitraum 1961–2000 für drei Starkniederschlagsindizes im Jahresgang.....	108
Abbildung 5.3-16: Wiedergabe der Höhenabhängigkeit (TL: Tiefland, HL: Hügelland, BL: Bergland, KL: Kammlagen) von drei Starkniederschlagsindizes (N-10mm, Mgt-95P und MxRR) durch die regionalen Klimaprojektionen im Zeitraum 1961–2000.....	110
Abbildung 5.3-17: Änderungssignale für vier Starkniederschlagsindizes in den Beobachtungsdaten für 1991–2012 (Zeitscheibe A) sowie von fünf regionalen	

Klimamodellen unter dem Emissionsszenario A1B für drei Zeitscheiben (A: 1991–2020, B: 2021–2050, C: 2071–2100) gegenüber der Referenzperiode 1961–1990.....	111
Abbildung 5.3-18: Veränderungen (relative lineare Trends für 2001–2100) der Starkniederschlagshäufigkeit (N-95P und N-99P) und der Starkniederschlagsintensität (Mx-RR) im Jahresgang.....	112
Abbildung 5.3-19: Höhenabhängigkeit (TL: Tiefland, HL: Hügelland, BL: Bergland, KL: Kammlagen; Höhenstufeneinteilung siehe Abbildung 3.2-6) der Starkniederschlagstrends (relative lineare Trends für 2001–2100) am Beispiel der Indizes N-10mm, Mgt-95P und Mx-RR.....	113
Abbildung 5.3-20: Abhängigkeit der Starkniederschlagstrends (Zeitscheibendifferenzen für 2021–2050 und 2071–2100 vs. 1961–1990) von der Wahl des Emissionsszenarios am Bsp. der Indizes N-95P, N-99P und Mx-RR.....	114
Abbildung 5.3-21: Verlauf der über 30-Jahre geglätteten jahreszeitlichen Tagesniederschlagsmaxima in den Beobachtungsdaten (1933–2012) und dem Mittel aus fünf regionalen Klimamodellen unter dem Emissionsszenario A1B (1961–2100; die Modelle wurden auf den Wert der Beobachtungsdaten in der Klimanormalperiode 1961–1990 normiert) inklusive Angabe der beiden Modelle mit den größten/kleinsten Änderungssignalen für 1961–2100 (lineare Regression).....	115
Abbildung 5.3-22: Verlauf der über 30-Jahre geglätteten jahreszeitlichen Überschreitungshäufigkeiten des 95. (links) und des 99. Perzentils (rechts) in den Beobachtungsdaten (1933–2012) und dem Mittel aus fünf regionalen Klimamodellen unter dem Emissionsszenario A1B (1961–2100; die Modelle wurden auf den Wert der Beobachtungsdaten in der Klimanormalperiode 1961–1990 normiert) inklusive Angabe der beiden Modelle mit den größten/kleinsten Änderungssignalen für 1961–2100 (lineare Regression).....	116
Abbildung 5.4-1: Zeitliche Variabilität (gepunktete Linie: Originalzeitreihe des regionalen Mittelwertes; fette Linie: 11-jähriges gleitendes Mittel) und Trends (linearer Trend 1931–2012) der jahreszeitlichen Anzahl von Trockentagen in Sachsen. Das graue Band verdeutlicht die räumliche Variabilität der Trockentagshäufigkeit.....	119
Abbildung 5.4-2: Zusammenhang zwischen der räumlichen Variabilität (gemessen als Standardabweichung der Stationswerte) der Trockentagshäufigkeit und der mittleren Anzahl an Trockentagen in Sachsen im Zeitraum 1951–2000.....	120
Abbildung 5.4-3: Trockentagshäufigkeit (lineare Monatstrends in %) in den neun Regionen für 1951–2000 (Regionsbezeichnungen siehe Tabelle 3.2-1).....	121
Abbildung 5.4-4: Trendkarten der Trockentagshäufigkeit in den beiden Vegetationsperioden und im Winter für die Zeiträume 1951–2000 und 1951–2012.....	122
Abbildung 5.4-5: Zeitlicher Verlauf und Trends (lineare Regression für 1931–2012 und 1951–2012) der räumlichen Variabilität der Trockentagshäufigkeit gemessen als regionale Spannweite (maximaler minus minimaler Stationswert) und als Standardabweichung (über alle verfügbaren Stationen) in Sachsen; 1931–2012.....	123
Abbildung 5.4-6: Gleitende Analyse der linearen 50-Jahrestrends der Jahreszeiten (links) und Vegetationsperioden (rechts) für Sachsen von 1931–1980 bis 1963–2012.....	124
Abbildung 5.4-7: Kartendarstellung der mittleren Zahl an Trockentagen pro Jahr für die Beobachtungsdaten und alle Modellläufe; Referenzzeitraum 1961–1990.....	125
Abbildung 5.4-8: Mittlere Zahl an Trockentagen in der REGKLAM-Modellregion für die Halbjahre und die Jahreszeiten (links) sowie die Monate im Jahresgang (rechts), Referenzzeitraum 1961–1990.....	126
Abbildung 5.4-9: Änderungssignale der Trockentagshäufigkeit gegenüber der Referenzperiode 1961–1990 in den Beobachtungsdaten für 1991–2012 (Zeitscheibe A) sowie in fünf	

regionalen Klimamodellen unter dem Emissionsszenario A1B für drei Zeitscheiben (A: 1991–2020, B: 2021–2050, C: 2071–2100).....	127
Abbildung 5.4-10: Änderungssignale des Ensemblemittelmittels der Trockentagshäufigkeit gegenüber der Referenzperiode 1961–1990 unter den Emissionsszenarios A1B, B1 und A2 (unter Einbeziehung unterschiedlicher regionaler Klimamodelle) für drei Zeitscheiben (A: 1991–2020, B: 2021–2050, C: 2071–2100).....	127
Abbildung 5.4-11: Relative lineare Trends der Trockentagshäufigkeit in vier regionalen Klimamodellen unter dem Emissionsszenario A1B für drei Zeitscheiben (A: 1991–2020, B: 2021–2050, C: 2071–2100) gegenüber der Referenzperiode 1961–1990.....	127
Abbildung 5.4-12: Karten der relativen Änderungssignale (in Prozent) der mittleren Zahl an Trockentagen in den Halbjahren für die Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 als Ensemblemittelwert (4 Modelle, 9 Realisierungen) unter dem Emissionsszenario A1B sowie jeweils des Modelles mit dem größten und kleinsten Änderungssignal aus allen Szenarios.....	128
Abbildung 5.4-13: Zeitliche Variabilität der über 30-Jahre geglätteten jahreszeitlichen Trockentagshäufigkeiten in den Beobachtungsdaten (1933–2012) und dem Ensemblemittelwert (vier Regionalmodelle, 9 Realisierungen) unter dem Emissionsszenario A1B (1961–2100; die Modelle wurden auf den Wert der Beobachtungsdaten in der Klimanormalperiode 1961–1990 normiert) inklusive Angabe der beiden Modellläufe mit den größten/kleinsten Änderungssignalen für 1961–2100 (lineare Regression). ....	129
Abbildung 5.5-1: Zeitliche Variabilität (11-jähriges gleitendes Mittel) und Trends (linearer Trend 1931–2012) der Andauer (mittlere Dauer: dunkle Farbabstufung, maximale Dauer: hellere Farbabstufung) von Trocken- (oben) und Nassperioden (unten) in den Halbjahren (rechts; SHJ in rot, WHJ in blau) und Vegetationsperioden (links; VP-I in grün, VP-II in rot) in Sachsen (Mittelwert der Stationswerte); Zeitraum: 1931–2012.....	131
Abbildung 5.5-2: Lineare Trocken- (oben) und Nassperiodentrends (unten; N: Anzahl, AvD: mittlere Andauer, MxD: maximale Andauer) für die Jahreszeiten und die (Halb)Jahre den neun Regionen für 1951–2000 (Regionsbezeichnungen siehe Tabelle 3.2-1). ....	133
Abbildung 5.5-3: Zusammenhang zwischen der räumlichen Variabilität der mittleren Trocken- und Nassperiodendauer und dem räumlichen Mittelwert der mittleren Andauer in Sachsen im Zeitraum 1951–2000. ....	134
Abbildung 5.5-4: Trendkarten der maximalen Trocken- (links) und Nassperiodenlänge (rechts) in den beiden Vegetationsperioden sowie im Herbst und im Winter für den Zeitraum 1951– 2000.....	135
Abbildung 5.5-5: wie Abbildung 5.5-4, jedoch für den Zeitraum 1951–2012.....	136
Abbildung 5.5-6: Zeitlicher Verlauf (11-jähriges gleitendes Mittel) und Trends (lineare Regression für 1931–2012) der räumlichen Variabilität (gemessen als Standardabweichung über alle verfügbaren Stationen) von Anzahl sowie mittlerer und maximaler Dauer von Trocken- und Nassperioden in den beiden Vegetationsperioden sowie Herbst und Winter in Sachsen; 1931–2012.....	137
Abbildung 5.5-7: Gleitende Analyse der linearen 50-Jahrestrends (1931–1980 bis 1963–2012) der Anzahl und Dauer von Trocken- und Nassperioden für die Vegetationsperioden und Jahreszeiten für Sachsen. ....	138
Abbildung 5.5-8: Kumulative Häufigkeitsverteilung der jährlichen Andauer von Trockenphasen bis zu einer Dauer von drei Wochen (links) und Nassphasen bis zu einer Dauer von einer Woche (rechts) für die Beobachtungsdaten (OBS) und neun regionale Klimaprojektionen, Referenzzeitraum 1961–1990. ....	139
Abbildung 5.5-9: Mittlere Zahl an Trockenphasen (links) und Nassphasen (rechts) in der REGKLAM-Modellregion für die Halbjahre und die Jahreszeiten für die Beobachtungsdaten (OBS) und neun regionale Klimaprojektionen; Referenzzeitraum 1961–1990. ....	140

Abbildung 5.5-10: Mittlere (links) und maximale (rechts) Länge von Trockenphasen (oben) und Nassphasen (unten) in der REGKLAM-Modellregion für das Jahr, die Halbjahre und die Jahreszeiten für die Beobachtungsdaten (OBS) und neun regionale Klimaprojektionen, Referenzzeitraum 1961–1990. ....	141
Abbildung 5.5-11: Überschreitungshäufigkeit verschiedener Trockenphasen- (oben) und Nassphasenandauern (unten) in der REGKLAM-Modellregion für das Jahr und die Halbjahre für die Beobachtungsdaten (OBS) und neun regionale Klimaprojektionen sowie den Ensemble-Mittelwert (Ens.-MW), Referenzzeitraum 1961–1990. ....	142
Abbildung 5.5-12: Kartendarstellung der mittleren Zahl an Trockenphasen pro Jahr für die Beobachtungsdaten und neun Modellläufe; Referenzzeitraum 1961–1990. ....	143
Abbildung 5.5-13: wie Abbildung 5.5-12, jedoch für die mittlere Länge von Trockenphasen. ....	144
Abbildung 5.5-14: wie Abbildung 5.5-12, jedoch für die maximale Länge von Trockenphasen. ....	145
Abbildung 5.5-15: Jährliche Überschreitungshäufigkeit verschiedener Trocken- (links) und Nassperiodenlängen (rechts) für die Beobachtungsdaten (jeweils linke Säule) und die Klimamodelldaten (jeweils rechte Säule; Angabe des Mittelwertes aus 9 regionalen Klimaprojektionen sowie der Gesamtspannweite) für die REGKLAM-Modellregion (RMR) und vier Höhenstufen im erweiterten Datengebiet; Referenzzeitraum: 1961–1990. ....	146
Abbildung 5.5-16: Mittlere (für die drei Szenarien) sowie minimale und maximale (aus allen Modellen und Szenarien) saisonale Änderungssignale der Häufigkeit von Trockenphasen (oben) sowie ihrer mittleren (Mitte) und maximalen (unten) Andauer für die Zeitscheiben 2021–2050 (links) und 2071–2100 (rechts). ....	148
Abbildung 5.5-17: Mittlere (für die drei Szenarien) sowie minimale und maximale (aus allen Modellen und Szenarien) saisonale Änderungssignale der Häufigkeit von Trockenphasen (oben) sowie ihrer mittleren (Mitte) und maximalen (unten) Andauer für die Zeitscheiben 2021–2050 (links) und 2071–2100 (rechts). ....	149
Abbildung 5.5-18: Lineare Trends der Anzahl sowie mittleren und maximalen Andauer von Trocken (links) und Nassperioden (rechts) für das 21. Jahrhundert (2001–2100) für neun regionale Klimaprojektionen (vier Regionalmodelle) unter dem Emissionsszenario A1B. ....	150
Abbildung 5.5-19: Kartendarstellung der relativen Änderungssignale (in Prozent) der mittleren Zahl an Trockenphasen im SHJ und Winterhalbjahr für die Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 als mittleres Änderungssignal aus allen Modellen (zunächst Mittelung der Modellrealisierungen und danach der Modelle) für das Szenario A1B sowie des größten und kleinsten Änderungssignals aus allen Modellen und Szenarios. ....	152
Abbildung 5.5-20: wie Abbildung 5.5-19 jedoch für die mittlere Länge von Trockenphasen. ....	153
Abbildung 5.5-21: wie Abbildung 5.5-19 jedoch für die maximale Länge von Trockenphasen. ....	154
Abbildung 5.5-22: Mittlere halbjährliche Änderungssignale der Überschreitungshäufigkeit verschiedener Trocken- (oben) und Nassperiodenlängen (unten) inklusive Angabe der Spannweite der Modellergebnisse (23 regionale Klimaprojektionen unter den Emissionsszenarios A1B, B1 und A2) für die Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961–1990 in Abhängigkeit von den Höhenstufen für das erweiterte Datengebiet. ....	155
Abbildung 5.5-23: Veränderungen in der Häufigkeit von unterschiedlich langen Trockenperioden im Jahr (oben) und in den Halbjahren (Mitte: SHJ, unten: WHJ) für ein Ensemble aus vier regionalen Klimamodellen (neun Modellläufe) unter dem Szenario A1B in den Zeitscheiben 2021–2050 und 2071–2100 vs. 1961–1990. ....	157
Abbildung 5.5-24: wie Abbildung 5.5-23, jedoch für die Nassperioden. ....	158
Abbildung 5.5-25: Verlauf (30-jähriges gleitendes Mittel) der jahreszeitlichen Andauer von Trockenperioden (mittlere/maximale Dauer: gestrichelte/durchgezogene Linien) in den Beobachtungsdaten (1933–2012) und dem Ensemblemittelwert (vier Regionalmodelle, 9	

Realisierungen) unter dem Emissionsszenario A1B (1961–2100; Normierung der Modelle auf den Wert der Beobachtungsdaten in der Klimanormalperiode 1961–1990) inkl. Angabe der beiden Modellläufe mit den größten/kleinsten Änderungssignalen (lineare Regression) für 1961–2100.....	159
Abbildung 5.5-26: wie Abbildung 5.5-25, jedoch für die Nassperiodendauer (mittlere/maximale Dauer: gestrichelte/durchgezogene Linien). .....	160
Abbildung 5.6-1: Variabilität (60-monatiger gleitender Mittelwert, zentriert) und Trends (einfache linear Regression) der Häufigkeit (oben) und Dauer (unten; mittlere Dauer in hellen und maximale Dauer in dunklen Farben) von Deziltrocken- (DTP: links, orange) und Nassperioden (DNP: rechts, blau), welche in dem 60-Monatsfenster beginnen (durchgezogene Linien) bzw. enden (gepunktete Linien); Zeitraum: 1901–2010 (nach HÄNSEL 2014).....	162
Abbildung 5.6-2: Variabilität (60-monatiger gleitender Mittelwert) und Trends (einfache linear Regression) der räumlichen Abdeckung von Deziltrocken- (DTP: orange) und Nassperioden (DNP: blau) innerhalb des Zeitraums 1901–2010 für alle 130 Stationen (durchgezogene Linie) und 28 ausgewählte Stationen mit Langzeitreihen (gepunktete Linie; nach HÄNSEL 2014). .....	163
Abbildung 5.6-3: Gleitende 50-Jahres-Trendanalyse (sechzig Trendwerte für 50-Jahreszeiträume; Startjahr auf der x-Achse) für die Jahres und Halbjahreswerte (SHJ: rote gepunktete Linie, WHJ: violette gestrichelte Linie) der räumlichen Abdeckung von Deziltrocken- (links) und Nassphasen (rechts) für 1901–2010 (von 1901–1950 bis 1961–2010; nach HÄNSEL 2014).....	165
Abbildung 5.6-4: Auftreten von Dezil-Trocken- (orange) und Nassphasen (blau) in der REGKLAM-Modellregion für die Beobachtungs- (1951–2010) und ausgewählte Projektionsdaten (1961–2100) angetrieben durch den ersten Lauf von ECHAM5 unter dem Szenario A1B; grau: keine Niederschlagsdaten vorhanden. ....	166
Abbildung 5.6-5: Validierung der regionalen Klimamodellläufe hinsichtlich der Charakteristika von Dezil-Perioden (TP: Trockenperioden, NP: Nassperioden) gegenüber den Beobachtungsdaten (OBS) für die REGKLAM-Modellregion im Zeitraum 1961–1990 (bzw. 1961–2000 für die räumliche Abdeckung).....	167
Abbildung 5.6-6: Änderungssignale der von 18 regionalen Klimaprojektionen unter dem Emissionsszenario A1B in den Zeitscheiben 1991–2020, 2021–2050 und 2071–2100 simulierten Dezil-Perioden-Charakteristika (Häufigkeit, räumliche Abdeckung sowie mittlere und maximale Andauer) in der REGKLAM-Modellregion (jeweils regionaler Mittelwert). .....	168
Abbildung 5.6-7: Dekadische Mittelwerte der räumlichen Ausdehnung von Dezil-Trockenphasen (oben) und Nassphasen (unten) in der REGKLAM-Modellregion für Beobachtungsdaten und 18 regionale Klimaprojektionen unter dem Szenario A1B; 1961–2100. ....	169
Abbildung 5.6-8: Zeitlicher Verlauf (30-jähriges gleitendes Mittel) der beobachteten (1900–2010) und unter dem Emissionsszenario A1B durch ein Ensemble aus 5 Klimamodellen (19 Realisierungen) projizierten (1961–2100) prozentualen Anteile der von Dezil-Dürren (oben) und Nassphasen (unten) betroffenen Stationen (bezeichnet als „räumliche Abdeckung“). Die Ergebnisse für die Klimaprojektionsdaten sind als Mittelwert über alle Modelle (A1B-MW) sowie für den Modelllauf mit dem geringsten und größten Änderungssignal zum Ende des 21. Jahrhunderts dargestellt.....	170
Abbildung 5.7-1: Jahresgang der Niederschlagssummen in den 12 ENSEMBLES-Projektionen im Vergleich zum EOBS-Datensatz für den Zeitraum 1961–1990 (nach SCHWARZAK et al. 2014) .....	172
Abbildung 5.7-2: Vergleich der durch die ENSEMBLES-Modelle simulierten Jahreszeitenwerte für drei Starkniederschlagsindizes mit den Beobachtungsdaten; Zeitraum 1961–1990 (nach SCHWARZAK et al. 2014). .....	173

Abbildung 5.7-3: Zusammenhang zwischen der durch neun Globalmodelle, 12 Regionalmodelle des ENSEMBLES-Projektes und 12 regionale Klimamodellläufe des REGKLAM-Projektes simulierten Anzahl an Trockentagen und der mittleren Andauer von Trockenperioden im Sommer und im Winter des Zeitraums 1961–1990 im Vergleich zu zwei Beobachtungsdatensätzen (OBS-E: Rasterdatensatz in der gleichen Auflösung wie die ENSEMBLES-RCMs, OBS-R: im REGKLAM-Projekt verwendeter Stationsdatensatz). .....	174
Abbildung 5.7-4: Vergleich der durch die ENSEMBLES-Modelle simulierten Jahreszeitenwerte für jeweils drei die Trocken- und Nassperioden charakterisierende Indizes mit den Beobachtungsdaten; Zeitraum 1961–1990 (nach SCHWARZAK et al. 2014).....	175
Abbildung 5.7-5: Validierung der durch die ENSEMBLES-Modelle simulierten Überschreitungshäufigkeiten verschiedener a) Trocken- und b) Nassperiodendauern im Zeitraum 1961–1990 (nach SCHWARZAK et al. 2014). .....	175
Abbildung 5.7-6: Veränderungen in den Niederschlagssummen der vier Jahreszeiten im Vergleich der Zeitscheiben 2021–2050 (x-Achse) und 2071–2100 (y-Achse) gegenüber der Referenzperiode 1961–1990 für 12 regionale Klimamodelle des ENSEMBLES-Projektes und 12 regionale Klimaprojektionen des REGKLAM-Projektes.....	176
Abbildung 5.7-7: Jahreszeitliche Änderungssignale in ausgewählten A) Starkniederschlags-, B) Nassperioden- und C) Trockenperioden-Indizes in den Zeitscheiben 2021–2050 (links) und 2071–2100 (rechts) im Vergleich zu 1961–1990 (nach SCHWARZAK et al. 2014).....	178
Abbildung 5.7-8: Relative Änderungssignale in der Zeitscheibe 2071–2100 (vs. 1961–1990) der Starkniederschlagsindizes N-95P (links) und N-99P (rechts) für den Sommer (x-Achse) und den Winter (y-Achse) basierend auf neun globalen Klimamodellen, zwölf regionalen Klimaprojektionen des ENSEMBLES-Projektes und zwölf regionalen Klimamodellläufen (5 Modelle) des REGKLAM-Projektes.....	179
Abbildung 5.7-9: Änderungen (in %) in der maximalen Andauer von Trockenperioden (links) und Nassperioden (rechts) in der Zeitscheibe 2071–2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961–1990 für den Sommer (x-Achse) und den Winter (y-Achse) basierend auf neun globalen Klimamodellen, zwölf regionalen Klimaprojektionen des ENSEMBLES-Projektes und zwölf regionalen Klimamodellläufen (5 Modelle) des REGKLAM-Projektes.....	180
Abbildung 5.7-10: Änderung in der Häufigkeit verschiedener Andauern von Trockenperioden (links) und Nassperioden (rechts) in der Zeitscheibe 2071–2100 im Vergleich zum Referenzzeitraum 1961–1990 für den Sommer (oben) und den Winter (unten) basierend auf neun globalen Klimamodellen und zwölf regionalen Klimaprojektionen des ENSEMBLES-Projektes.....	181

## Tabellenverzeichnis

Tabelle 2.3-1: Einteilung der Häufigkeitsklassen des SPI und RAI nach den Originalautoren im Vergleich zur in diesem Bericht verwendeten Einteilung.....	22
Tabelle 2.3-2: Übersicht über die verwendeten hydrometeorologischen Indizes.....	24
Tabelle 2.4-1: Bewertung der Signifikanz der Mann-Kendall Trendtestgröße $Q$ durch das Angeben der Vertrauensgrenze $V$ und der Irrtumswahrscheinlichkeit $\alpha$ für eine standardnormalverteilte Teststatistik (KLIWA 2002; RAPP 2000).....	28
Tabelle 3.2-1: Übersicht über die neun Teilregionen des Untersuchungsgebietes hinsichtlich der zur Verfügung stehenden Monats- und Tagesniederschlagszeitreihen sowie der Höhenlage über dem Meeresspiegel (Mittelwert und Spannweite).....	36
Tabelle 3.2-2: Übersicht über die verwendeten Klimamodelle (abgewandelt nach FESKE et al. 2010). .....	37
Tabelle 3.2-3: Übersicht über die verwendeten regionalen Klimamodelle aus dem EU-Projekt ENSEMBLES. ....	44
Tabelle 3.2-4: Globalmodelle für die Analyse der Tagesniederschlagsdaten (grau: Stream 2 Generation).....	46
Tabelle 4.1-1: Regionale Jahres- und Tagesniederschlagssummen (Mittelwert, Minimum, Maximum).....	47
Tabelle 4.1-2: Übersicht über die zehn trockensten und nassesten Jahre bzw. Jahreszeiten im Untersuchungsgebiet unter Nutzung des Niederschlagsanomalienindex RAI für das gesamte Kollektiv von 132 Stationen sowie 25 ausgewählte Stationen mit Langzeitreihen. Die Hintergrundfarbe kennzeichnet die zeitliche Einordnung des Ereignisses (weiß: 1901–1930, hellgrau: 1931–1960, mittelgrau: 1961–1990 und dunkelgrau: 1991–2012).....	49
Tabelle 4.1-3: Übersicht über die zehn trockensten und nassesten Jahre in den neun Teilregionen (für Abkürzungen siehe Tabelle 3.2-1) sowie den vier Höhenstufen unter Nutzung des Niederschlagsanomalienindex RAI für das gesamte Kollektiv von 132 Stationen. ....	50
Tabelle 4.1-4: Übersicht über die Jahreszeitenniederschlagssummen und ihren Anteil am Jahresniederschlag.....	53
Tabelle 4.2-1: Übersicht der zehn größten Tagesniederschlagsereignisse im untersuchten Stationskollektiv für den Kernuntersuchungszeitraum 1951–2000 sowie den Gesamtuntersuchungszeitraum 1931–2012.....	54
Tabelle 4.2-2: Mittelwerte der Niederschlagsindizes für die vier Jahreszeiten in den neun Regionen (118 Stationen); Zeitraum: 1951–2010. ....	55
Tabelle 4.3-1: Dauer von Trocken- und Nassperioden (in Tagen) in den neun Teilregionen im Zeitraum 1951–2000 (für das Stationsmaximum 1931–2012).....	58
Tabelle 4.3-2: Charakterisierung der jahreszeitlichen Trocken- und Nassperiodencharakteristika (Häufigkeit und Dauer; Abkürzungen der Indizes siehe Tabelle 2.3-2) in den neun Teilregionen (Abkürzungen in Tabelle 3.2-1).....	60
Tabelle 4.3-3: Übersicht über die zehn längsten Nass- und Trockenperioden im Untersuchungsgebiet; 1931–2012. ....	62
Tabelle 4.4-1: Übersicht über die statistischen Kennzahlen von Dezil-Nass- (DNP) und Trockenperioden (DTP) gemittelt über 130 Stationen; Zeitraum 1961–2010. ....	64
Tabelle 5.2-1: Mann-Kendall-Trendwerte der Niederschlagsanomaliewerte (mittels RAI) sowie der Jahresniederschlagssummen in sechs Analysezeiträumen für das Jahr die Halbjahre, die Jahreszeiten und die Vegetationsperioden (Schattierung verdeutlicht die Richtung und Signifikanz der Trends, blau: Niederschlagszunahme, rot: Niederschlagsabnahme; siehe Legende rechts in der Tabelle).....	67

Tabelle 5.2-2: Lineare Trends sowie Trendsignifikanz nach Mann-Kendall ( $p < 0,2$ : •, $p < 0,1$ : +, $p < 0,05$ : *, $p < 0,01$ : **) der Monatsniederschlagsanomalien (mittels RAI) für sechs verschiedene Untersuchungszeiträume (Schattierung verdeutlicht die Größe der Trends, blau: Niederschlagszunahme, rot: Niederschlagsabnahme).....	69
Tabelle 5.2-3: Regionale Niederschlagstrends (relative lineare Trends; Farbskala zur Verdeutlichung der Trendrichtung und -größe siehe Legende) und Trendsignifikanz (Mann-Kendall-Trendtest: ( $p < 0,2$ : •, $p < 0,1$ : +, $p < 0,05$ : *, $p < 0,01$ : **)) für vier verschiedene Betrachtungszeiträume.....	70
Tabelle 5.2-4: Vergleich der regional gemittelten Änderungssignale von SPI und mRAI für den Zeitraum 2071–2100 gegenüber 1961–1990 für die absoluten Änderungssignale der Indizes sowie die nassen und trockenen Extreme von 12 regionalen Klimaprojektionen unter dem Emissionsszenario A1B. Die Hintergrundfarbe illustriert die Richtung (rot = Niederschlagsrückgang bzw. weniger/mehr nasse/trockene Extreme, weiß = keine Veränderung, blau = Niederschlagsanstieg bzw. mehr/weniger nasse/trockene Extreme) und die Größe der Trends.....	90
Tabelle 5.2-5: Mann_Kendall Trends für die regional gemittelten SPI und mRAI-Werte von 12 regionalen Klimaprojektionen unter dem Emissionsszenario A1B für den Zeitraum 2001–2100. Die Hintergrundfarbe illustriert die Richtung (blau: Niederschlagsanstieg, orange: Niederschlagsabnahme) und die Signifikanz der Trends (je dunkler die Farbe, desto größer die statistische Signifikanz; sie Legende unterhalb der Tabelle; nach HÄNSEL et al. 2015). .....	91
Tabelle 5.4-1: Monatliche Trends (als relative lineare Trends in Prozent) der Trockentagshäufigkeit in Sachsen (regionales Mittel) für sechs verschiedene Analysezeiträume.....	121
Tabelle 5.5-1: Lineare Jahres(zeiten)trends der Trocken- und Nassperioden (N: Anzahl von Ereignissen, AvD: mittlere Andauer, MxD: maximale Andauer) für sechs verschiedene Analysezeiträume.....	132
Tabelle 5.6-1: Relative lineare Jahres und Halbjahrestrends des Niederschlags (RR) und der räumlichen Abdeckung von Deziltrockenperioden (DTP) und Nassperioden (DNP) für sechs verschiedene Analysezeiträume von 50 bis 110 Jahren Länge für zwei verschiedene Stationskollektive (130 vs. 28 Stationen). Die Hintergrundfarben (siehe Legende) illustrieren die Größe und Richtung der Trends (nach HÄNSEL 2014). .....	164

## Berichte des Deutschen Wetterdienstes

Nr. 245 P. Winkler:

Untersuchung zu historischen und neuzeitlichen Dampfdruckmessungen am Observatorium Hohenpeißenberg

Nr. 244 Ch. Brendel; E. Brisson; F. Heyner; E. Weigl; B. Ahrens:

Bestimmung des atmosphärischen Konvektionspotentials über Thüringen

Nr. 243 K. Hoffmann; W. Bivour; B. Früh; M. Koßmann; P.-H. Voß:

Klimauntersuchungen in Jena für die Anpassung an den Klimawandel und seine erwarteten Folgen - ein Ergebnisbereich

Nr. 242 C. Stein; G. Maliltz:

Das Hochwasser an Elbe und Donau im Juni 2013: Wetterentwicklung und Warnmanagement des DWD: Hydrometeorologische Rahmenbedingungen

Nr. 241 A. Hoff; C. Drüe; H.-R. Sonnabend:

Messphysik und Datenverarbeitung der Verkehrsflugzeuge als meteorologische Sensorträger

Nr. 240 U. Sievers:

Das kleinskalige Strömungsmodell MUKLIMO\_3. - Teil 1: Theoretische Grundlagen, PC-Basisversion und Validierung

Nr. 239 F. Herbert:

Die Erschließung der Rossby-Welle durch Lärmfilterung

Nr. 238 G. Augter:

Vergleich der Referenzmessungen des Deutschen Wetterdienstes mit automatisch gewonnenen Messwerten

Nr. 237 B. Früh, M. Koßmann, M. Roos:

Frankfurt am Main im Klimawandel: Eine Untersuchung zur städtischen Wärmebelastung

Nr. 236 G. Augter, M. Roos:

Berechnung von Sturmintensitäten für Deutschland

Nr. 235 U. Maier, G. Müller-Westermeier:

Verifikation klimatologischer Rasterfelder

Nr. 234 W. Riecke, G. Rosenhagen:

Das Klima in Hamburg: Entwicklung in Hamburg und der Metropolregion

Nr. 233 P. Winkler:

Wissenschaftshistorische Untersuchungen zur Geschichte und insbesondere zur Datenqualität der langen meteorologischen Reihen des Observatoriums Hohenpeißenberg

Gesamtliste der „Berichte des Deutschen Wetterdienstes“ unter [www.dwd.de/bibliothek](http://www.dwd.de/bibliothek).



**Deutscher Wetterdienst**

Fachinformationsstelle und Deutsche Meteorologische Bibliothek  
Frankfurter Straße 135  
63067 Offenbach