

Regionale Auswirkungen des globalen Klimawandels

Variabilität trockenheitsrelevanter atmosphärischer Zirkulationstypen und Veränderung der atmosphärischen Zirkulationsdynamik von langanhaltenden Trockenperioden im Süden von Mitteleuropa

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades f
an der Fakultät für Angewandte Informatik
der Universität Augsburg

vorgelegt von

Selina Thanheiser

2022

Erstgutachter:

Prof. Dr. Jucundus Jacobeit

Zweitgutachter:

Prof. Dr. Christoph Beck

Termin der mündlichen Prüfung:

20. Dezember 2023

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	V
Tabellenverzeichnis	IX
Glossar	XIII
Summary	XIV
Zusammenfassung	XVII
1 Einleitung	1
2 Stand der Forschung	4
2.1 Veränderung des Niederschlags in Europa	4
2.2 Veränderung der atmosphärischen Zirkulation in Europa	5
2.3 Veränderung von Trockenheit und Trockenperioden in Europa	9
3 Zielsetzung und Vorgehensweise	12
4 Daten	16
4.1 Beobachtungsdaten	16
4.2 Reanalysedaten	16
4.3 Modelldaten	17
5 Methodik	20
5.1 Hauptkomponentenanalyse	20
5.2 Zirkulationstypklassifikation	21
5.2.1 Auswahl der Klassifikationsmethode	22
5.2.2 Optimierung von Klassifikationen	26
5.2.3 Evaluation der Klassifikation	28
6 Niederschlagsänderungen und Trockenheitstrends im Süden von Mitteleuropa	29
6.1 Niederschlagsregionen im Untersuchungsgebiet	29
6.2 Rezente regionale Niederschlags- und Trockenheitstrends	31
6.3 Künftige regionale Niederschlagsveränderungen und Trockenheitstrends	34
7 Trockenheitsrelevante Zirkulationstypen im Süden von Mitteleuropa	41
7.1 Optimierte Zirkulationstypklassifikation	41
7.2 Ableitung trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen	46
7.3 Variabilität trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen	52
7.3.1 Häufigkeitsänderungen der trockenheitsrelevanten Zirkulationstypen	52
7.3.2 Persistenzänderungen trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen	55
7.3.3 Typinterne Veränderungen trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen	59
7.3.4 Zusammenhänge zwischen dem Auftreten trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen und nordhemisphärischen Telekonnektionsmuster	62

8 Auswirkungen des Klimawandels auf die Variabilität trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen im Süden von Mitteleuropa	66
8.1 Variabilitätsmodi der atmosphärischen Zirkulation in der Reanalyse und den regionalen Klimamodellen	66
8.2 Variabilität trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen in der Klimazukunft	67
8.2.1 Häufigkeitsänderungen trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen in den regionalen Klimamodellen.....	70
8.2.2 Persistenzänderungen trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen in den regionalen Klimamodellen.....	74
8.2.3 Typinterne Veränderungen trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen in den regionalen Klimamodellen.....	76
9 Veränderung der atmosphärischen Zirkulationsdynamik von langanhaltenden Trockenperioden im Süden von Mitteleuropa	82
9.1 Rezente Veränderungen von Trockenperioden.....	83
9.2 Veränderungen von Trockenperioden in der Klimazukunft	90
10 Diskussion.....	96
11 Schlussfolgerungen und Ausblick	106
Literaturverzeichnis	111
Anhang	129

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: WETRAX+ Untersuchungsgebiet innerhalb der äußeren violetten Linie, die die maximale Ausdehnung der Niederschlagsstationen zeigt, deren Daten für die Erstellung des WETRAX+ Niederschlagsdatensatzes herangezogen wurden (2018). Für die äußere Linie besteht ein zeitlich konsistentes Netz mit einer 95-% Datenabdeckung für den Beobachtungszeitraum 1961-2017.....	12
Abbildung 2: COST-Action 733 Domain-Größen in Europa (Philipp et al., 2010).....	27
Abbildung 3: Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität im Untersuchungsgebiet resultierend aus einer s-modalen Hauptkomponentenanalyse auf monatlicher Basis mit gegittertem WETRAX+ Niederschlagsdatensatz (1961-2017).	30
Abbildung 4: Mittlere, tägliche Niederschlagswerte in den Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität und im gesamten Untersuchungsgebiet im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017, gegitterter WETRAX+ Niederschlagsdatensatz.....	31
Abbildung 5: Tage ohne Niederschlag in den Regionen Nord-Stau und Süd zwischen April und September im Beobachtungszeitraum (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Darstellung der zeitlichen Entwicklung mit gleitenden 3-Jahres-Auftrittshäufigkeiten, einer mit dem Gauß'schen Tiefpassfilter über zehn Jahre geglätteten Zeitreihe sowie dem linearen Trend.	33
Abbildung 6: 20. Perzentil des täglichen Niederschlags [mm], April bis September, in den regionalen Cordex- und ReKliEs-De-Klimamodellen für das <i>RCP8.5</i> Szenario im Kontrollzeitraum von 1971 bis 2000 und den Projektionszeiträumen von 2031 bis 2060 sowie von 2071 bis 2100.	35
Abbildung 7: 20. Perzentil des täglichen Niederschlags [mm] von Oktober bis März in den regionalen Cordex- und ReKliEs-De-Klimamodellen für das <i>RCP8.5</i> Szenario im Kontrollzeitraum von 1971 bis 2000 und den Projektionszeiträumen von 2031 bis 2060 sowie von 2071 bis 2100.	36
Abbildung 8: Tägliche Niederschlagssumme [mm] am Beispiel des regionalen Klimamodells MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1 (MPI-RCA), <i>RCP8.5</i> , in den Regionen Nord-Stau und Süd zwischen April und September im Projektionszeitraum (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Darstellung der zeitlichen Entwicklung mit gleitenden 3-Jahressummen des Niederschlags, einer mit dem Gauß'schen Tiefpassfilter über zehn Jahre geglätteten Zeitreihe sowie dem linearen Trend.	37
Abbildung 9: Tage ohne Niederschlag am Beispiel des regionalen Klimamodells MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1 (MPI-RCA), <i>RCP8.5</i> , in den Regionen Nord-Stau und Süd zwischen April und September im Projektionszeitraum (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Darstellung der zeitlichen Entwicklung mit gleitenden 3-Jahres-Auftrittshäufigkeiten, einer mit dem Gauß'schen Tiefpassfilter über zehn Jahre geglätteten Zeitreihe sowie dem linearen Trend.	38

- Abbildung 10: Monatliche *Brier-Skill-Scores* (BSS) für regionale Niederschläge unterhalb des 20. Perzentils des langjährigen, regionalen Niederschlagsmittels auf Basis des WETRAX+ Niederschlagsdatensatzes, Klassifikation: SANDRA, 18 Klassen, gewichtete Parameter: MSLP (1), RHUM700 (2), U-Wind700 (1), V-Wind700 (1), TEMP (3) im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017 für April bis September. 42
- Abbildung 11: Monatliche *Brier-Skill-Scores* (BSS) für regionale Niederschläge unterhalb des 20. Perzentils des langjährigen, regionalen Niederschlagsmittels auf Basis des WETRAX+ Niederschlagsdatensatzes, Klassifikation: SANDRA, 18 Klassen, gewichtete Parameter: MSLP (1), RHUM700 (2), U-Wind700 (1), V-Wind700 (1), TEMP (3) im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017 für Oktober bis März. 43
- Abbildung 12: Regionenspezifischer *Brier-Skill-Score* (BSS) im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017 für April-September und Oktober-März, einer *GWT*- und *DKM*-Klassifikation unter Verwendung des Parameters MSLP, einer *DKM*-Klassifikation mit den gewichteten Parametern MSLP (1), RHUM700 (2), U-Wind700 (1), V-Wind700 (1), TEMP (3) sowie einer auf die Zielvariable *PREC* (18) konditionierten *DKM*-Klassifikation. Schwarze, horizontale Linie: BSS-Mittel aller sechs Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität. 44
- Abbildung 13: Trockenheitsrelevanter Zirkulationstyp (*trrZT*) 14 zwischen April und September im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017. Mittlere Felder aus allen Einzeltagen des Bodenluftdrucks (hPa), der relativen Luftfeuchtigkeit im 700-hPa-Niveau (%), der Temperatur in 2 m Höhe (°C), der zonalen Windkomponente (u-Wind) (m/s) und der meridionalen Windkomponente (v-Wind) (m/s) sowie der Niederschlag (mm) als Mittel aus allen Gitterboxen aller Auftrittstage des *trrZT*. 48
- Abbildung 14: Trockenheitsrelevanter Zirkulationstyp (*trrZT*) 10 zwischen Oktober und März im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017. Mittlere Felder aus allen Einzeltagen des Bodenluftdrucks (hPa), der relativen Luftfeuchtigkeit im 700-hPa-Niveau (%), der Temperatur in 2 m Höhe (°C), der zonalen Windkomponente (u-Wind) (m/s) und der meridionalen Windkomponente (v-Wind) (m/s) sowie der Niederschlag (mm) als Mittel aus allen Gitterboxen aller Auftrittstage des *trrZT*. 50
- Abbildung 15: Relative, monatliche Auftrittshäufigkeit (%) trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (*trrZT*) bezogen auf die gesamte Anzahl an Tagen eines Monats im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017 zwischen April und September. Roter Pfeil: Zunahme aller *trrZT* zusammengenommen, blauer Pfeil: Abnahme aller *trrZT* zusammengenommen (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). 52
- Abbildung 16: Relative, monatliche Auftrittshäufigkeit (%) trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (*trrZT*) bezogen auf die gesamte Anzahl an Tagen eines Monats im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017 zwischen Oktober und März. Roter Pfeil: Zunahme aller *trrZT* zusammengenommen, blauer Pfeil: Abnahme aller *trrZT* zusammengenommen (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). 53

Abbildung 17: Abweichung der mittleren und maximalen jährlichen Persistenz (in Tagen) aller trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) zusammengenommen von der langjährigen mittleren und maximalen Persistenz im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017 für April bis September und Oktober bis März.	57
Abbildung 18: Relative Auftrittshäufigkeiten (%) trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) für das RCP4.5- und RCP8.5 Szenario im regionalen Klimamodell MPI-M-MPI-ESM_r1_RCAv.1 (MPI-RCA).	73
Abbildung 19: Prozentuale Abweichung (%) der mittleren- und maximalen Persistenz der trockenheitsrelevanten Zirkulationstypen (trrZT) in den Projektionszeiträumen für April bis September und Oktober bis März gegenüber dem Kontrollzeitraum von 1971 bis 2000, der sechs regionalen Cordex-Klimamodelle, RCP8.5. Blau: 1. Projektionsperiode 2031-2060, Rot: 2. Projektionsperiode 2071-2100.....	75
Abbildung 20: Typinterne Veränderung des trockenheitsrelevanten Zirkulationstypen (trrZT) 12 im Sommerhalbjahr zwischen April und September im regionalen Klimamodell MPI-M-MPI-ESM_r1_RCAv.1 (MPI-RCA). Bodenluftdruck- (10° West - 20° Ost, 40 - 65° Nord) und Temperaturkompositen (6 - 20° Ost, 45 - 52° Nord) für den Kontrollzeitraum (1971-2000) und die Projektionszeiträume (2031-2060, 2071-2100).	79
Abbildung 21: Typinterne Veränderung des trockenheitsrelevanten Zirkulationstypen (trrZT) 10 im Winterhalbjahr zwischen Oktober und März im regionalen Klimamodell MPI-M-MPI-ESM_r1_RCAv.1 (MPI-RCA). Bodenluftdruck- (10° West - 20° Ost, 35 - 65° Nord) und Temperaturkompositen (6 - 20° Ost, 45 - 52° Nord) für den Kontrollzeitraum (1971-2000) und die Projektionszeiträume (2031-2060, 2071-2100).	80
Abbildung 22: Abweichung der Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationstypen (ZT) in Tagen in rezenten Trockenperioden der Teilzeiträume von 1961 bis 1988 und von 1989 bis 2017 von der langjährigen mittleren Auftrittshäufigkeit im Beobachtungszeitraum zwischen 1961 und 2017, für die Region Nord-West zwischen April und September sowie für die Region Ost zwischen Oktober und März (Wilcoxon-Mann-Whitney-Rangsummentest, U-Test, $\alpha \leq 0.05$). Signifikante Veränderungen sind mit einem Stern markiert. Trockenheitsrelevante Zirkulationstypen (trrZT) sind mit einem roten Kreis markiert.	86
Abbildung 23: Zirkulationstyp (ZT) 8 zwischen April und September (Apr-Sep) und Zirkulationstyp (ZT) 7 zwischen Oktober und März (Okt-Mar). Mittlere Felder aller Einzeltage des Bodenluftdrucks (MSLP), (hPa), 30 West - 40 Ost, 30 - 70 Nord, im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017.	87
Abbildung 24: Abweichung der mittleren und maximalen Persistenz trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) von der langjährigen mittleren Persistenz im Beobachtungszeitraum zwischen 1961 und 2017 in Trockenperioden der Teilzeiträume zwischen 1961 und 1988 sowie zwischen 1989 und 2017, a) April-September und b) Oktober-März (Wilcoxon-Mann-Whitney-Rangsummentest, U-Test, $\alpha \leq 0.05$). Signifikante Veränderungen sind mit einem Stern markiert.....	88

Abbildung 25: Abweichung der mittleren und maximalen Persistenz trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) von der langjährigen mittleren Persistenz in der Projektionsperiode zwischen 2006 und 2100 in Trockenperioden des regionalen Klimamodells MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCav.1 (MPI-RCA) in den beiden Projektionszeiträumen zwischen 2031 und 2060 sowie zwischen 2071 und 2100 a) April-September und b) Oktober-März (Wilcoxon-Mann-Whitney-Rangsummentest, U-Test, $\alpha \leq 0.05$). Signifikante Veränderungen sind mit einem Stern markiert. 93

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Verwendete Reanalysedaten (JRA-55) von 1958 bis 2017.	17
Tabelle 2: Verwendete Daten regionaler Klimamodelle der Euro-Cordex und ReKliEs-De Initiative sowie des globalen Atmosphärenmodells (ECHAM 6), für den Kontrollzeitraum von 1971 bis 2000 sowie den Projektionszeitraum von 2006 bis 2100, für <i>RCP4.5</i> und <i>RCP8.5</i>	17
Tabelle 3: Rezente Niederschlagstrends der täglichen Niederschlagssumme in den Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität im Beobachtungszeitraum für April bis September und Oktober bis März (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Rot: signifikante Abnahme der täglichen Niederschlagssumme, weiß: keine signifikante Veränderung.	32
Tabelle 4: Rezente tägliche Trockenheitstrends anhand von Tagen mit Niederschlag unterhalb des 20. Perzentils, des langjährigen Niederschlagsmittels (1961-2017) sowie anhand von Tagen ohne Niederschlag, in den Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität im Beobachtungszeitraum für April bis September und Oktober bis März (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Rot: signifikante Zunahme der Trockenheitstrends, weiß: keine signifikante Veränderung.	32
Tabelle 5: Regionale Niederschlagstrends im Projektionszeitraum für April bis September und Oktober bis März für das <i>RCP4.5</i> Szenario und das <i>RCP8.5</i> Szenario des regionalen Klimamodells MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1 (MPI-RCA) (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Rot: signifikante Abnahme der täglichen Niederschlagssumme (mm), blau: signifikante Zunahme der täglichen Niederschlagssumme (mm), Trockenheitstrends in Form der Unterschreitungshäufigkeit des 20. Perzentils des langjährigen Niederschlagsmittels im Projektionszeitraum und anhand von Tagen ohne Niederschlag, rot: signifikante Zunahme der Trockenheitstrends, blau: signifikante Abnahme der Trockenheitstrends, weiß: keine Veränderung.	39
Tabelle 6: Kombination und Gewichtung atmosphärischer Variablen der JRA-55 Reanalyse und der WETRAX+-Niederschlagsdaten im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017 für die Zirkulationstypklassifikation mit der besten Abbildungsleistung hinsichtlich des regionalen Niederschlags im Untersuchungsgebiet (Methode: nicht-hierarchische Clusteranalyse, <i>k-means</i> , Algorithmus: DKM, <i>COST733</i>).	43
Tabelle 7: Mittlere und maximale Persistenz (Verweildauer in Tagen) der trockenheitsrelevanten Zirkulationstypen (trrZT) auf im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017 für April bis September und Oktober bis März.	56
Tabelle 8: Veränderung der maximalen- und mittleren Persistenz (Verweildauer in Tagen) trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) im Beobachtungszeitraum für April bis September und Oktober bis März (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Blau: signifikante Persistenzabnahme, weiß: keine signifikante Veränderung.	58

Tabelle 9: Zirkulationstypspezifische Trendanalyse des täglichen regionalen, mittleren Niederschlags (mm) trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) im Beobachtungszeitraum für April bis September und Oktober bis März (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Rot: signifikante Abnahme des typinternen Niederschlags (mm), blau: signifikante Zunahme typinternen Niederschlags (mm), weiß: keine signifikante Veränderung. 60

Tabelle 10: Prozentanteil der Auftrittstage trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017 für Monate mit positiven (+) und negativen (-) Indexwerten des ostatlantischen Musters (EA) und des ostatlantisch-westrussischen Musters (EAWR) sowie der nordatlantischen Oszillation (NAO) und des skandinavischen Telekonnektionsmusters (SCAND). Werte ≥ 60 % sind rot hinterlegt. 63

Tabelle 11: Zusammenhang zwischen der monatlichen Auftrittshäufigkeit und der maximalen Persistenz trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) mit den Indexwerten der nordatlantischen Oszillation (NAO), der ostatlantischen Telekonnektion (EA), der ostatlantisch-westrussischen Telekonnektion (EAWR) und der skandinavischen Telekonnektion (SCAND) für April bis September und Oktober bis März (Spearman Rangkorrelation, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Rot: signifikant positive Korrelation, blau: signifikant negative Korrelation, weiß: keine signifikante Korrelation. 64

Tabelle 12: Vergleich der Varianzerklärungsanteile (%) der fünf führenden Hauptkomponenten (PC) der bodennahen Luftdruckfelder (MSLP) aus der JRA-55 Reanalyse und dem regionalen Klimamodell MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1 (MPI-RCA) im Kontrollzeitraum von 1971 bis 2000. 67

Tabelle 13: Modellranking – Score für die Abweichung der Häufigkeiten trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) für April bis September (Apr-Sep) und Oktober bis März (Okt-Mar) zwischen der JRA-55 Reanalyse und drei Realisationen des globalen Atmosphärenmodells ECHAM6 sowie den regionalen Klimamodellen Cordex- und ReKliEs-De im Kontrollzeitraum von 1971 bis 2000 für Kombinationen der verfügbaren Variablen Bodenluftdruck (hPa), Temperatur (K), relative Luftfeuchtigkeit (%) und Niederschlag (mm). 68

Tabelle 14: Häufigkeitsänderungen der trockenheitsrelevanten Zirkulationstypen (trrZT) innerhalb der regionalen Cordex-Klimamodelle für das RCP8.5 Szenario, zwischen dem Kontrollzeitraum von 1971 bis 2000 und den Projektionszeiträumen von 2031 bis 2060 sowie von 2071 bis 2100 für April bis September und Oktober bis März (Wilcoxon-Mann-Whitney Rangsummentest, $\alpha = 0.05$). Rot: signifikante Zunahme der Häufigkeit trrZT, blau: signifikante Abnahme der Häufigkeit trrZT, weiß: keine signifikante Veränderung. 71

Tabelle 15: Lineare Regressionsanalyse der Auftrittshäufigkeit trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) für April bis September und Oktober bis März im Projektionszeitraum der regionalen Cordex-Klimamodelle für das RCP8.5 Szenario (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Rot: signifikante Zunahme des trrZT, blau: signifikante Abnahme des trrZT, weiß: keine signifikante Veränderung. 72

Tabelle 16: Zirkulationstypspezifische lineare Trendanalyse des bodennahen Luftdrucks (hPa) und der Temperatur (°C) trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) für April bis September und Oktober bis März im Projektionszeitraum des regionalen Klimamodells MPI-M-MPI-ESM_r1_RCAv.1 (MPI-RCA) für das RCP8.5 Szenario. Minimum (min), Maximum (max), Mittel (mean) und Differenz (diff) zwischen Minimal- und Maximalwert der Variablenwerte (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Rot: signifikante Zunahme, blau: signifikante Abnahme, weiß: keine signifikante Veränderung. 77

Tabelle 17: Zirkulationstypspezifische Trendanalyse des regionalen, täglichen, mittleren Niederschlags (mm) trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) für April bis September und Oktober bis März im Projektionszeitraum des regionalen Klimamodells MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1 (MPI-RCA), für das RCP8.5 Szenario (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Rot: signifikante Abnahme des typinternen Niederschlags (mm), blau: signifikante Zunahme des typinternen Niederschlags (mm), weiß: keine signifikante Veränderung. 78

Tabelle 18: Mittlere Dauer in Tagen, mittlere, jährliche Auftrittshäufigkeit und Intensität der Trockenperioden in den Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität und in den Teilzeiträumen von 1961 bis 1988 und von 1989 bis 2017 sowie jeweils die absolute und prozentuale Abweichung zwischen den Teilzeiträumen. Trockenperiode: mindestens ein Monat mit täglichem Gesamtniederschlag (mm) unterhalb des 20. Perzentils der langjährigen, mittleren regionalen Niederschlagssumme, der maximal zehn Tage mit Niederschlägen unterhalb des 50. Perzentils enthalten darf. Intensität: Abweichung des mittleren, monatlichen Niederschlags während der Trockenperiode, bezogen auf die langjährige, mittlere, monatliche Niederschlagssumme im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017. 84

Tabelle 19: Trendanalyse der mittleren Dauer in Tagen der mittleren, jährlichen Häufigkeit und der Intensität regionaler Trockenperioden im Beobachtungszeitraum für April bis September und Oktober bis März (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Trockenperiode: mindestens ein Monat mit täglichem Gesamtniederschlag (mm) unterhalb des 20. Perzentils der langjährigen, mittleren, regionalen Niederschlagssumme, der maximal zehn Tage mit Niederschlägen unterhalb des 50. Perzentils enthalten darf. Intensität: Abweichung des mittleren, monatlichen Niederschlags während der Trockenperiode, bezogen auf die langjährige, mittlere, monatliche Niederschlagssumme. Signifikante Zunahme der Dauer und Häufigkeit: rot, signifikante Abnahme der Dauer und Häufigkeit: blau, signifikante Zunahme der Intensität: rot, signifikante Abnahme der Intensität: blau, keine signifikante Veränderung: weiß. 85

Tabelle 20: Differenz des prozentualen Anteils der Tage innerhalb von Trockenperioden, bezogen auf die gesamte Anzahl der Tage von Trockenperioden, zwischen den Teilzeiträumen von 1961 bis 1988 sowie von 1989 bis 2017, die auf positive bzw. negative Phasen des ostatlantischen Musters (EA), des ostatlantisch-westrussischen Musters (EAWR), der nordatlantischen Oszillation (NAO) und des skandinavischen Telekonnektionsmusters (SCAND) entfallen. 89

Tabelle 21: Mittlere Dauer in Tagen, mittlere, jährliche Auftrittshäufigkeit und Intensität der Trockenperioden in den Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität in den Teilzeiträumen von 2030 bis 2061 und von 2071 bis 2100 sowie jeweils die absolute und prozentuale Abweichung zwischen den Teilzeiträumen. Modell: MPI-M-MPI-ESM_r1_RCAv.1 (MPI-RCA), RCP8.5, Trockenperiode: mindestens ein Monat mit täglichem Gesamtniederschlag (mm) unterhalb des 20. Perzentils der langjährigen, mittleren, regionalen Niederschlagssumme, der maximal zehn Tage mit Niederschlägen unterhalb des 50. Perzentils enthalten darf. Intensität: Abweichung des mittleren, monatlichen Niederschlags während der Trockenperiode bezogen auf die langjährige, mittlere, monatliche Niederschlagssumme der Projektionsperiode. 91

Tabelle 22: Trendanalyse der mittleren Dauer in Tagen, der mittleren, jährlichen Häufigkeit und der Intensität regionaler Trockenperioden für April bis September und Oktober bis März in der Projektionsperiode des regionalen Klimamodells MPI-M-MPI-ESM_r1_RCAv.1 (MPI-RCA), RCP8.5, (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Trockenperiode: mindestens ein Monat mit täglichem Gesamtniederschlag (mm) unterhalb des 20. Perzentils der langjährigen, mittleren regionalen Niederschlagssumme, der maximal zehn Tage mit Niederschlägen unterhalb des 50. Perzentils enthalten darf. Intensität: Abweichung des mittleren, monatlichen Niederschlags, während der Trockenperiode, bezogen auf die langjährige, mittlere, monatliche Niederschlagssumme der Projektionsperiode von 2006 bis 2100. Signifikante Zunahme der Dauer und Häufigkeit: rot, signifikante Abnahme der Dauer und Häufigkeit: blau, signifikante Zunahme der Intensität: rot, signifikante Abnahme der Intensität: blau, keine signifikante Veränderung: weiß. 92

Glossar

BSS	<i>Brier-Skill-Score</i>
EA	Ostatlantische Telekonnektion
EAWR	Ostatlantisch-westrussische Telekonnektion
EC-EARTH	Erdsystemmodell des <i>Irish Centre for High-End Computing</i>
ECHAM6	Globales atmosphärisches Zirkulationsmodell des MPI in CMIP5.
Frühling	Frühjahr: März, April, Mai (MAM).
GPH500	Geopotential (gpm), Niveau 500 hPa
Herbst	September, Oktober, November (SON).
MPI-RCA	regionales Klimamodell: MPI-M-MPI-ESM_LR_r1_RCAv.1
MSLP	<i>Mean Sea Level Pressure</i> (hPa)
NAO	Nordatlantische Oszillation
OMEGA700	Vertikalgeschwindigkeit (hPa/h), Niveau 700 hPa
PREC	Niederschlag (mm)
RHUM700	relative Luftfeuchte (%), Niveau 700 hPa
SAN18	SANDRA-Klassifikation, 18 Klassen
SCAND	Skandinavische Telekonnektion
snr	starkniederschlagsrelevant
Sommer	Juni, Juli August (JJA).
Sommerhalbjahr	Sommermonate: April bis September.
TEMP	Temperatur (°C)
trr	trockenheitsrelevant
Winter	Dezember, Januar, Februar (DJF)
Winterhalbjahr	Wintermonate: Oktober bis März.
ZAMG	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (Österreich)
ZT	Zirkulationstyp

Summary

Climate change is one of the most important topics of current scientific research because its effects are increasingly perceptible. Extreme weather events, such as heavy precipitation, dry periods and heat waves, continue to increase worldwide, making climate change more and more noticeable in Europe as well. In July 2021, floods occurred in western Germany because of heavy precipitation (Fekete und Sandholz 2021). In summer 2003, 2013, 2015 and 2018, persistent drought and exceptionally high temperatures led to agricultural losses in large parts of Europe. Dry conditions are becoming an increasingly relevant factor for society in the context of climate change, even in temperate regions of the world (Meehl et al. 2007). Extreme events, such as long drought periods, heat waves or heavy precipitation, are moving into the focus of current climate research not only because of their immense impact, but also because of their complex causes. Local impacts of global climate change can be studied by changes in large-scale atmospheric circulation (Jacobeit et al. 2017).

This thesis was developed during the WETRAX+ research project - Weather Patterns, Cyclone Tracks and Related Precipitation Extremes (2018-2021). The project is an ongoing project of WETRAX (2012-2015), which developed an optimized circulation type classification for the analysis of heavy precipitation events. In addition to heavy precipitation and methodological extensions, the WETRAX+ project focuses on the analysis of drought and dry periods. This study deals with local impacts of global climate change regarding drought and dry periods in the south of Central Europe. To investigate changes in atmospheric circulation, drought-relevant atmospheric circulation types were derived, and their variability is analyzed based on frequency, persistence, and type-internal changes in the context of climate change. The focus is especially on regional differences resulting from changes in drought relevant circulation types.

The study area covers large regions of southern Germany, Austria, and parts of Switzerland as well as the Czech Republic. Due to its location in the greater Alpine area, it shows a pronounced spatiotemporal precipitation variability. For this area, gridded daily precipitation data from 1961 to 2017 is available from the WETRAX+ project. Precipitation data was regionalized using s-modal principal component analysis, to identify regions of similar precipitation variability, and to investigate regional precipitation- and drought trends. For future climate analysis, precipitation time series from regional climate models of the Cordex and ReKliEs-De Initiative, were used for a historical period (control period) between 1971 and 2000 and the projection period from 2006 to 2100, for RCP4.5 as well as RCP8.5 scenario.

Precipitation decreases widely, between April and September. Between October and March, precipitation tends to increase, especially in the north of the Alps. During summer and winter months, dry days become more frequent. Uncertainties regarding future changes in precipitation are higher in the regions close to the Alps since precipitation is additionally modified by orographic effects. Regional climate models show a continuing development of observed precipitation trends and a tendency to a future intensification of precipitation. In particular, the regions in the southern and eastern parts of the study area are affected by an increase of drought- and extreme precipitation.

Drought-relevant atmospheric circulation types have been derived using an optimized circulation type classification, based on a non-hierarchical cluster analysis, applying the SANDRA algorithm (*simulated annealing and deversified randomisation*) from cost733class software (Philipp et al. 2010). For the classification, observed regional precipitation time series and atmospheric variable fields from JRA-55 re-analysis data were used (Kobayashi et al. 2015). During the optimization process, a suitable combination and weighting of atmospheric parameters, relevant for precipitation in the study area, was explored. A further optimization was performed by including the regional precipitation time series. The performance of the classification and its temporal stability were evaluated using the Brier Skill Score (BSS) (Schiemann und Frei 2010). A combination of sea level pressure, relative humidity, U and V wind components, temperature, and regional precipitation was found to have a high mean BSS value and a high temporal stability.

From April to September and from October to March, each 18 large-scale atmospheric circulation types were derived. A circulation type is considered as drought relevant if at least 20 % of its occurrence days in at least one region of similar precipitation variability are associated with drought. Drought is defined as precipitation below the 20th percentile of the long-term regional precipitation mean, during the observation period (1961-2017), in the summer and winter half-year.

During the summer months, progressive drought in eastern parts of the study area is associated with a more frequent occurrence, of high-pressure areas cut off from the Azores, with a center over eastern Central Europe. Large-scale high-pressure areas over central and southern Europe occur more often during winter months, leading to drought conditions in the entire study area. High pressure areas with centers over Russia, leading to cold and dry conditions in the winter months, decrease. Drought, in the study area, is accompanied by increasingly higher temperatures due to climate change. It intensifies more in the summer month than in the winter months. Drought trends result in the summer half-year, more than in the winter half-year, from a change in circulation type internal parameters. In the winter half-year, they are mainly caused by frequency changes of drought relevant circulation types.

In addition to drought-relevant circulation type variability, heavy precipitation-relevant circulation types were investigated in WETRAX+. They occur more frequently in summer, autumn and winter, and their type-internal precipitation increases mainly in autumn and winter due to climate change, which particularly affects the northern and eastern regions. Drought and heavy precipitation relevant circulation types occur more often due to climate change and lead to more intense drought- and precipitation events.

There is no general definition of dry periods (Heinrich und Gobiet 2012). In this study, a dry period was defined as a period of at least one month with daily precipitation below the 20th percentile of the long-term regional precipitation mean. During this period, 10 days were allowed where precipitation could be above the 20th percentile but must remain below the 50th percentile. In this way, longer dry periods can be identified, allowing a statistical evaluation of circulation dynamics.

The duration and frequency of dry periods increased much more during the observation period between 1961 and 2017 (20%) than the regional climate models projected until the end of the 21st century (6%). The duration of dry periods increases particularly in the summer half-year in the northwest of the study area. In the winter months, dry periods increase in the eastern regions. The intensity of dry periods in

the study area decreases by 20 %. Significant decreases only occur in the winter half-year and mainly affect the northern and western regions. The increase in the duration of dry periods in the Northwest regions during summer months as well as the increase in frequency of dry periods in the eastern regions during winter months, is related to an increased frequency and persistence of drought-relevant circulation types. Circulation types with a high-pressure ridge from the Azores to Central Europe and large-scale high-pressure areas over Central Europe occur more frequently during the summer months. In the winter half-year, large-scale high-pressure areas with a center located in the southeast of Central Europe occur more frequently. Due to climate change, the persistence of large-scale high-pressure areas over Central and Southern Europe is increased during dry periods in summer and winter months.

The influence of northern hemispheric teleconnection patterns on drought in the study area is increasing, with regional differences. Positive EAWR- phases have an increasing impact on dry periods in the region south of the Alps. Negative EAWR-phases have an increasing impact on dry periods in the eastern parts of the study area. The influence of positive NAO phases increases in the southern and eastern regions. In the south of the Alps and in the eastern regions an increasing influence of negative SCAND-phases can be observed. Negative phases of the EA, positive phases of the EAWR and NAO, and negative phases of the SCAND teleconnection pattern are associated with the frequency and persistence of trrZT. An Intensification of teleconnection patterns, caused by climate change could increase the duration and frequency of dry periods in the study area.

Zusammenfassung

Der Klimawandel ist deshalb eines der wichtigsten Themen der aktuellen wissenschaftlichen Forschung, weil seine Auswirkungen immer deutlicher spürbar sind. Extreme Wetterereignisse, wie starke Niederschläge, Trockenperioden und Hitzewellen nehmen weltweit zu und machen den Klimawandel auch in Europa immer deutlicher spürbar. Im Juli 2021 kam es in Nordrhein-Westfalen und Rheinland-Pfalz zu Hochwasser und Überschwemmungen in Folge starker Niederschläge (Fekete und Sandholz 2021). In den Sommermonaten der Jahre 2003, 2013, 2015 und 2018 führten anhaltende Trockenheit und überdurchschnittliche Temperaturen in weiten Teilen Europas zu landwirtschaftlichen Ertragseinbußen. Somit wird Trockenheit im Zuge des Klimawandels selbst in gemäßigten Klimaregionen der Erde zu einem zunehmend relevanten Faktor für die Gesellschaft (Meehl et al. 2007). Extremereignisse, wie langanhaltende Trockenperioden, Hitzewellen oder Starkniederschläge, rücken nicht nur wegen ihrer immensen Auswirkungen, sondern auch wegen ihrer komplexen Verursachungen immer stärker ins Zentrum der aktuellen Klimaforschung. Die lokalen Auswirkungen des globalen Klimawandels lassen sich anhand von Veränderungen der großräumigen atmosphärischen Zirkulation untersuchen (Jacobeit et al. 2017).

Die vorliegende Arbeit ist im Rahmen des Forschungsprojekts WETRAX+ (2018-2021) entstanden. Das Projekt ist eine Weiterführung des WETRAX-Projekts (2012-2015), in dessen Rahmen eine optimierte Zirkulationstypklassifikation zur Untersuchung von starken Niederschlagsereignissen entwickelt wurde. Das WETRAX+-Projekt hat neben Starkniederschlagsereignissen und methodischen Erweiterungen die Analyse von Trockenheit und Trockenperioden zum Inhalt. Diese Forschungsarbeit beschäftigt sich mit den lokalen Auswirkungen des globalen Klimawandels im Hinblick auf Trockenheit und Trockenperioden im Süden von Mitteleuropa. Um Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation zu untersuchen, wurden trockenheitsrelevante atmosphärische Zirkulationstypen abgeleitet und ihre Variabilität anhand von Häufigkeits-, Persistenz- und typinternen Veränderungen im Kontext des Klimawandels analysiert. Der Fokus liegt insbesondere auf den regionalen Unterschieden, die sich aus ihren Veränderungen ergeben.

Das Untersuchungsgebiet umfasst weite Bereiche von Süddeutschland, Österreich sowie angrenzende Teile der Schweiz und die Tschechische Republik. Aufgrund seiner Lage im Großraum der Alpen weist es eine ausgeprägte raumzeitliche Niederschlagsvariabilität auf. Aus dem WETRAX+-Projekt liegen gegitterte, tägliche Niederschlagsdaten von 1961 bis 2017 für das Untersuchungsgebiet vor. Diese wurden mittels einer s-modalen Hauptkomponentenanalyse regionalisiert, um zunächst Niederschlags- und Trockenheitstrends in den resultierenden Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität analysieren zu können. Für die Analysen in der Klimazukunft wurden Niederschlagszeitreihen aus regionalen Klimamodellen der Cordex und ReKliEs-De Initiative, für den historischen Zeitraum (Kontrollzeitraum) zwischen 1971 und 2000 und den Projektionszeitraum von 2006 bis 2100, jeweils für das *RCP4.5* sowie für das *RCP8.5* Szenario verwendet.

Im Zuge der regionalen Niederschlagsanalysen konnten im Sommerhalbjahr verbreitet Abnahmen festgestellt werden, während im Winterhalbjahr tendenzielle Niederschlagszunahmen nördlich der Alpen zu

beobachtet sind. Trockene Tage werden sowohl im Sommer- als auch im Winterhalbjahr zunehmend häufiger. Die Unsicherheiten bezüglich künftiger Niederschlagsänderungen sind in den alpennahen Regionen höher, da der Niederschlag hier zusätzlich durch Stau- und Lееeffekte modifiziert wird. Die regionalen Klimamodelle zeigen eine Fortsetzung der beobachteten Niederschlagsentwicklung sowie eine Tendenz zu künftig intensiveren Niederschlägen. Tage mit schwachen Niederschlägen nehmen ab und niederschlagslose Tage treten häufiger auf. Die Regionen im Süden und Osten sind am stärksten von einer Zunahme extremer Niederschläge betroffen.

Die Ableitung trockenheitsrelevanter atmosphärischer Zirkulationstypen erfolgte durch die Anwendung einer optimierten Zirkulationstypklassifikation, in Form einer nicht-hierarchischen Clusteranalyse, basierend auf dem SANDRA-Algorithmus aus der *cost733class software* (Philipp et al. 2010). Für die Klassifikation wurden die regionalen Niederschlagszeitreihen sowie verfügbare, atmosphärische Variablenfelder der JRA-55-Reanalyse verwendet (Kobayashi et al. 2015). Im Zuge der Optimierung der Zirkulationstypklassifikation wurde unter den Variablenfeldern der Reanalyse nach einer geeigneten Kombination und Gewichtung atmosphärischer Parameter gesucht, bevor die Konditionierung der Klassifikation durch die Aufnahme der regionalen Niederschlagszeitreihen stattfand. Die Überprüfung der Abbildungsleistung und der zeitlichen Stabilität der Klassifikation erfolgte mit dem dichotomen Gütemaß *des Brier-Skill-Scores* (BSS) (Schiemann und Frei 2010).

Eine Kombination aus dem Bodenluftdruck, der relativen Luftfeuchte, der U- und V-Windkomponente, der Temperatur sowie dem regionalen Niederschlag erwies sich als Kombination mit hohem mittleren BSS-Wert und hoher zeitlicher Stabilität. Im Sommerhalbjahr von April bis September und im Winterhalbjahr zwischen Oktober und März wurden je 18 großräumige atmosphärische Zirkulationstypen abgeleitet. Ein Zirkulationstyp gilt als trockenheitsrelevant, wenn mindestens 20 % seiner Auftrittstage in mindestens einer Region ähnlicher Niederschlagsvariabilität mit Trockenheit, das heißt mit Niederschlägen unterhalb des 20. Perzentils des langjährigen regionalen Niederschlagsmittels im Beobachtungszeitraum, bezogen auf das Sommer- bzw. Winterhalbjahr, verbunden sind. Die Zirkulationstypen wurden anschließend, mittels minimaler euklidischer Distanz, auf atmosphärische Felder regionaler Klimamodelle übertragen, um ihre Variabilität im Kontext des Klimawandels zu untersuchen. Vergleichend wurde hierfür das globale Atmosphärenmodell (ECHAM6) herangezogen.

Die zunehmende Trockenheit im Osten des Untersuchungsgebiets steht im Sommerhalbjahr mit einem häufigeren Auftreten von dem Azorenhoch abgeschnürter Hochdruckgebiete mit einem Kern über dem östlichen Mitteleuropa in Verbindung. Im Winterhalbjahr treten großräumige Hochdruckgebiete über Mittel- und Südeuropa häufiger auf, die im gesamten Untersuchungsgebiet zu Trockenheit führen. Hochdruckgebiete mit einem Kern über Russland, die in den Wintermonaten zu kalten und trockenen Bedingungen führen, nehmen ab. Trockenheit im Untersuchungsgebiet, geht im Zuge des Klimawandels mit zunehmend höheren Temperaturen einher, wobei sie sich im Sommerhalbjahr stärker intensiviert als im Winterhalbjahr. Trockenheitstrends resultieren im Sommerhalbjahr mehr als im Winterhalbjahr, aus der Veränderung zirkulationstypinterner Parameter. Im Winterhalbjahr sind sie hauptsächlich auf Änderungen in den Auftrittshäufigkeiten von trockenheitsrelevanten Zirkulationstypen zurückzuführen. Trotz beobachteter und projizierter winterlicher Niederschlagszunahmen in den Regionen nördlich der Alpen, könnten die Regionen im Nordwesten des Untersuchungsgebiets künftig zunehmend häufiger von

Trockenheit betroffen sein, da sich die typinternen Hochdruckzentren trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen klimawandelbedingt in nordwestliche Richtung ausweiten. Neben der Variabilität trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen wurden, im Rahmen des WETRAX+-Projekts, auch starkniederschlagsrelevante Zirkulationstypen untersucht. Sie treten vor allem im Sommer, Herbst und Winter häufiger auf, wobei sich ihr typinterner Niederschlag, klimawandelbedingt, vor allem im Herbst und Winter erhöht, wovon insbesondere die nördlichen und östlichen Regionen des Untersuchungsgebiets betroffen sind. Somit kommt es durch den globalen Klimawandel zu einem häufigeren und intensiveren Auftreten von trockenheitsrelevanten- und starkniederschlagsrelevanten Zirkulationstypen.

Da es für die Definition einer Trockenperiode keine einheitliche Festlegung, bezogen auf die Zeiträumlänge oder die Niederschlagsmenge, gibt (Heinrich und Gobiet 2012), wurde in der vorliegenden Arbeit eine Trockenperiode als Zeitraum von mindestens einem Monat mit täglichen Niederschlägen unterhalb des 20. Perzentils des langjährigen regionalen Niederschlagsmittels im Beobachtungszeitraum definiert. In diesem dürfen zehn Tage liegen, die dem Kriterium nicht entsprechen, an welcher der Niederschlag aber noch unterhalb des 50. Perzentils liegt. Auf diese Weise können länger anhaltende Trockenperioden identifiziert werden, die eine statistische Auswertung der Zirkulationsdynamik ermöglichen.

Die Dauer und die Häufigkeit von Trockenperioden hat sich im Beobachtungszeitraum zwischen 1961 und 2017 wesentlich stärker erhöht (20 %), als es die regionalen Klimamodelle bis zum Ende des 21. Jahrhunderts projizieren (6 %). Die Dauer von Trockenperioden nimmt vor allem im Sommerhalbjahr im Nordwesten des Untersuchungsgebiets zu. In den Wintermonaten ist ein Anstieg der Häufigkeit von Trockenperioden in den östlichen Regionen zu beobachten. Die Intensität der Trockenperioden nimmt im Mittel um 20 % ab. Signifikante Intensitätsabnahmen beziehen sich ausschließlich auf die Wintermonate und die Regionen im Norden und Westen sowie auf den Nordstaubereich der Alpen. Die Zunahme der Dauer der Trockenperioden in den Regionen im Nordwesten in den Sommermonaten steht mit dem häufigeren Auftreten trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen in Zusammenhang, die einen Hochdruckkeil von den Azoren bis nach Mitteleuropa zeigen sowie mit einer Zunahme großräumiger Hochdruckgebiete über Mitteleuropa. Das häufigere Auftreten von Trockenperioden im Winterhalbjahr, in den östlichen Regionen, steht mit einer Zunahme großräumiger Hochdruckgebiete mit einem Zentrum im Südosten von Mitteleuropa in Verbindung. Die Persistenz von großräumigen Hochdruckgebieten mit einem Zentrum über Mittel- und Südeuropa steigt während länger andauernder Trockenperioden sowohl im Sommer- als auch im Winterhalbjahr. Der Einfluss nordhemisphärischer Telekonnektionsmuster auf Trockenperioden nimmt zu, wobei regionale Unterschiede bestehen. Positive Phasen der EAWR-Telekonnektion wirken sich zunehmend auf Trockenperioden in der Region südlich der Alpen aus und der Einfluss negativer EAWR-Phasen nimmt in den östlichen Regionen zu. Der Einfluss positiver NAO-Phasen steigt im Süden und Osten des Untersuchungsgebiets und ein verstärkter Einfluss negativer SCAND-Phasen ist ebenfalls südlich der Alpen und im Osten zu beobachten. Negative Phasen der EA- und positive Phasen der EAWR- und NAO- sowie negative Phasen des SCAND-Telekonnektionsmusters stehen mit dem Auftreten trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen in Verbindung. Da sich die NAO- und SCAND-Telekonnektionen im Zuge des Klimawandels intensivieren, könnte es durch ihre Veränderung künftig zu häufigeren, länger andauernden und intensiveren Trockenperioden im Untersuchungsgebiet kommen.

Danksagung

Ich bedanke mich bei meinem Vater Hürrem Calikusu für die finanzielle Unterstützung, ohne die ich das Studium der Geographie im Jahr 2012 nicht hätte beginnen können. Zudem danke ich meiner Mutter Karin Zißler, für die unzähligen Stunden, die sie dafür aufgewendet hat, seither jede Arbeit von mir zu korrigieren. Ein besonderer Dank gilt meinem Professor Jucundus Jacobeit, ohne dessen fachliche Unterstützung diese Arbeit nicht zu Stande gekommen wäre. Ich bedanke mich herzlich für die Inspiration zu diesem Thema, für die Zeit und für das Vertrauen in mich. Ein besonderer Dank gilt zudem Professor Christoph Beck, für die Besprechungen und Anmerkungen, die mich sowohl inhaltlich als auch persönlich immer weitergebracht haben. Zudem möchte ich mich bei meinem Freund und Mentor Georg Armbruster bedanken, der es immer geschafft hat, mich zu motivieren und zu inspirieren, ebenso wie meine Kollegin und Mentorin Dr. Ulrike Beyer, der ich für ihre Empfehlung danke und durch die ich, zu dieser Arbeit kam. Beiden Mentoren gilt außerdem mein besonderer Dank für ihre intensive Förderung in den letzten Jahren. Darüber hinaus möchte ich meiner Freundin Amelie Haberland ein herzliches Dankeschön dafür aussprechen, dass sie besonders in den schweren Zeiten, immer die richtigen Worte fand, die mir Kraft gegeben haben. Außerdem bedanke ich mich bei meinem Kollegen Dr. Markus Homann, für die gute Zusammenarbeit im WETRAX+ Projekt und die fachliche Unterstützung bei dieser Arbeit sowie Dr. Klaus Haslinger, ebenfalls für seine fachliche Unterstützung beim Thema „Trockenperioden“. Ein herzlicher Dank gilt zudem meiner Kollegin Sally Jahn und meinen Kollegen Reiner Schwandt, Erik Petersen und Dr. Christian Röger, für die Besprechungen und den anregenden, fachlichen und persönlichen Austausch. Schließlich danke ich meinem Partner, Fabian Eichner sowie meiner Freundin Laura Straub, die mich durch alle Phasen der Promotion unterstützend begleitet haben sowie bei Marco Linder und Kevin Bader, für ihre Korrekturen und Anmerkungen.

1 Einleitung

Der Klimawandel ist deshalb eines der wichtigsten Themen der aktuellen wissenschaftlichen Forschung, weil seine Auswirkungen immer deutlicher spürbar sind. Extreme, plötzlich auftretende und fortschreitende negative Umweltveränderungen erhöhen weltweit die Zahl der Menschen, die ihren Lebensraum verlassen (Brasseur et al. 2017). Bangladesch ist beispielsweise durch den Meeresspiegelanstieg, die Schneeschmelze im Himalaya und starke Monsunregen zunehmend von Überschwemmungen betroffen (Hossain et al. 2022). 2021 haben deshalb bereits Millionen Menschen das Land verlassen (Jolly und Ahmad 2019). In anderen Regionen der Erde, wie beispielsweise in Somalia, wird der Klimawandel durch die Zunahme von extremen Dürren und die Ausdehnung der von Desertifikation betroffenen Gebiete, die zu Wassermangel, Ernteauffällen und Hungersnöten führen, immer deutlicher spürbar (Tirado et al. 2015). Weltweit häufen sich, im Zuge des Klimawandels, extreme Wetterereignisse. 2022 kam es in Pakistan nach ausgedehnter Trockenheit zu starkem Monsunregen, wovon mehr als 10 % der pakistanischen Landfläche und rund 30 Millionen Menschen betroffen waren (Wyns 2022). Außergewöhnlich heiße und trockene Wetterbedingungen führten in Australien, zwischen Juni 2019 und März 2020, zu ausgedehnten Waldbränden (Squire et al. 2021). In Europa kam es in den letzten Jahrzehnten häufiger zu Hochwasser und Überschwemmungen, infolge starker Niederschläge, wie beispielsweise im August 2002 an Elbe und Donau, im Juni 2010 und 2013 großräumig und im Juli 2021 im Westen von Deutschland (Fekete und Sandholz 2021). 2003, 2013, 2015 und 2018 führten langanhaltende Trockenheit und überdurchschnittliche Temperaturen in weiten Teilen Europas zu erheblichen landwirtschaftlichen Ertragseinbußen (Potop et al. 2010), und 2022 erfuhr Europa seit dem Frühjahr ausgedehnte Trockenheit. Die Folge waren ebenfalls überdurchschnittlich häufige Waldbrände (EFFIS 2022).

Ein Anstieg der Häufigkeit und Intensität von Trockenheit und Trockenperioden wird in vielen Teilen der Welt beobachtet. Der Westen und zentrale Gebiete von Nordamerika, das südliche Zentralamerika, der Südwesten- und Osten Afrikas, der Osten und Süden Australiens, der Mittelmeerraum sowie West- und Mitteleuropa gehören zu den Regionen, die durch den Klimawandel zunehmend von Trockenheit betroffen sind (IPCC 2021). Ein kontinuierlicher Anstieg der für Trockenheit anfälligen Gebiete ist in Europa spätestens seit den 1980er Jahren zu erkennen (Spinoni et al. 2015). Der Anstieg der Trockenheit wirkt sich neben der Landwirtschaft auf Fließgewässer aus, weshalb Niedrigwasserverhältnisse zunehmend häufiger auftreten. Neben den gewässerökologischen Folgen und den daraus resultierenden Konsequenzen für die Fischerei, sind diese von wasserwirtschaftlichem- und energiewirtschaftlichem Interesse, wenn es um die Energieerzeugung durch Wasserkraft geht, die insbesondere in alpinen Regionen eine hohe Relevanz besitzt, oder um die Kühlung von Atomkraftwerken (Linnerud et al. 2011). Nicht zuletzt ist die Binnenschifffahrt häufiger von Niedrigwasserereignissen betroffen, der mit einem Gesamtgüterverkehr von mehr als 220 Millionen Tonnen, allein auf deutschen Wasserstraßen, eine große Bedeutung zukommt (Müller 2018). Insbesondere in den Sommermonaten wird in vielen Regionen Mitteleuropas eine Zunahme von Trockenheit und ein erhöhtes Dürrierisiko, im Zuge des Klimawandels, erwartet. Somit wird Trockenheit, selbst in gemäßigten Klimaregionen, zu einem zunehmend relevanten Faktor für die Gesellschaft (Meehl et al. 2007).

Extremereignisse wie Starkniederschläge, Trockenperioden oder Hitzewellen haben nicht nur aufgrund ihrer sozioökonomischen Auswirkungen eine besondere Bedeutung, sondern rücken auch wegen ihrer komplexen Verursachungen immer stärker ins Zentrum der aktuellen Klimaforschung. Bei einem kontinuierlichen Anstieg der Treibhausgasemissionen erhöht sich die globale Temperatur bis zum Ende des 21. Jahrhunderts um mindestens 1,5°C gegenüber dem vorindustriellen Niveau (1850-1900). Dies führt zur Erwärmung der Ozeane und der Atmosphäre. Aufgrund des Schmelzens kontinentaler Eismassen und der thermischen Expansion der Ozeane steigt der Meeresspiegel global mehrere Meter an. Durch die Temperaturerhöhung verdunstet mehr Wasser und der atmosphärische Wasserdampfgehalt steigt ebenfalls, wodurch es zu höheren Niederschlagsmengen kommt. Die Intensivierung des globalen Wasserkreislaufs führt weltweit zu einer Zunahme der Intensität und Variabilität von Niederschlagsextremen und Trockenheitsereignissen (IPCC 2021). Da Temperaturunterschiede, die durch eine unterschiedlich starke Einstrahlung und Erwärmung entstehen, der Antrieb für die ozeanische und atmosphärische Zirkulation sind, wird in Europa, wo das Wetter- und Witterungsgeschehen durch wechselnde Zirkulationsmuster geprägt ist, die den Luftmassentransport und so das Niederschlagsgeschehen maßgeblich bestimmen, im Zuge des Klimawandels erwartet, dass sich die Auftrittshäufigkeit und Verweildauer bestimmter Wetterlagen verändern, die zu extremen Niederschlägen führen. Beispielsweise dominierte im Sommer 2018 ein großräumiges Strömungsmuster über Europa, das zu beständigem Hochdruck, vor allem im Norden des Kontinents führte. Diese Situation generierte sich in ihren Grundzügen im Frühling und Sommer 2018 immer wieder. Bei dieser blockierenden Großwetterlage erstreckte sich eine Hochdruckzone vom Azorenhoch bis über die Norwegische See und verhinderte somit das Eindringen kühlerer und feuchter Luft vom Atlantik und der Nordsee nach Mitteleuropa (Mühr et al. 2018). Bereits in den Sommermonaten 2003 häufte sich das Auftreten antizyklonaler Wetterlagen über Mitteleuropa. Anders als im Jahr 2018 begann das Niederschlagsdefizit 2003 erst Ende März, hielt bis zum Sommer an und dauerte bis Jahresende (Fink et al. 2004).

Anhand von Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation, lassen sich die lokalen Auswirkungen des Klimawandels unter anderem im Hinblick auf Extremwetterereignisse untersuchen (Jacobeit et al. 2017). Das Forschungsfeld der synoptischen Klimatologie befasst sich u.a. mit den lokalen Auswirkungen des globalen Klimawandels. Im Fokus synoptischer Untersuchungen stehen die Kategorisierung der großskaligen atmosphärischen Zirkulation und die Analyse der Zusammenhänge zwischen diesen Kategorien und dem lokalen Klimageschehen (Barry und Perry 1973). Yarnal (1993) definiert die synoptische Klimatologie nach den folgenden vier Gemeinsamkeiten: die Klassifizierung der atmosphärischen Zirkulation, die Verbindung verschiedener räumlicher Skalen, die Untersuchung der Auswirkungen der Klimavariabilität auf die Umwelt sowie den Fokus auf der regionalen Skala als Untersuchungsschwerpunkt. Dabei unterscheidet er zwischen dem Ansatz *Umwelt zu Zirkulation*, bei welchem der Wertebereich einer Zielvariablen, wie des Niederschlags oder der Temperatur, in Kategorien unterteilt wird und dem Ansatz *Zirkulation zu Umwelt*, der im Gegensatz dazu Zirkulationsvariablen für die Bestimmung von verschiedenen Klassen heranzieht, wobei die Zielvariable anschließend adressiert wird (Philipp et al. 2016). Ein atmosphärischer Zirkulationstyp (ZT), der aus einer Klassifizierung der atmosphärischen Zirkulation resultiert, umfasst sowohl Variablen der Zirkulationsdynamik, wie den Luftdruck, als auch meteorologische Oberflächenparameter, wie den Niederschlag (Haylock und Goodess 2004).

Zirkulationstypen sind Gegenstand der synoptischen Klimatologie und dienen dazu, die Variabilität des Auftretens bestimmter atmosphärischer Zustände zu untersuchen, um anhand ihrer statistischen Verteilung Rückschlüsse auf Klimaveränderungen ziehen zu können (Homann 2017). In diesem Zusammenhang wurden im bilateralen deutsch-österreichischen WETRAX-Projekt - *Weather Patterns, CycloneTracks and Related Precipitation Extremes* (2012-2015) - starkniederschlagsrelevante Zirkulationstypen (snrZT) für Mitteleuropa abgeleitet und untersucht, ob es künftig, durch Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation und / oder die Zunahme der Temperatur und des dadurch erhöhten atmosphärischen Wasserdampfgehalts, zu einem steigenden Risiko für starke Niederschlagsereignisse kommt (Hofstätter et al. 2015). Der innovative Ansatz war hierbei eine optimierte Zirkulationstypklassifikation, die es ermöglicht, Veränderungen der großräumigen atmosphärischen Zirkulation im Hinblick auf dieses Extremereignis und im Kontext des Klimawandels zu untersuchen. Die Ergebnisse dienen als Grundlage für hydrologisch-wasserwirtschaftliche Klimafolgenanalysen, im Hinblick auf starke Niederschläge und Hochwasserextreme. Es konnte festgestellt werden, dass starkniederschlagsrelevante atmosphärische Zirkulationstypen häufiger auftreten und sich mit zunehmend geringeren Geschwindigkeiten über Mittel- und Osteuropa bewegen, was in diesen Regionen zu extremeren Niederschlägen und zu Hochwasser führt. Besonders starkniederschlagsrelevant für Mitteleuropa sind beispielsweise sogenannte Vb-Zyklone, die an der Alpensüdseite entstehen und sich aus östlicher bzw. südöstlicher Richtung nach Mitteleuropa bewegen. Aktuelle Modellsimulationen zeigen, dass die fortschreitende Oberflächenerwärmung des Mittelmeers Niederschlagsextreme in Mitteleuropa, insbesondere im Zusammenhang mit diesen Vb-Zyklonen, verstärkt (Hofstätter et al. 2015).

Die vorliegende Dissertation ist aus dem Forschungsprojekt WETRAX+ (2018-2021) hervorgegangen. Das Projekt ist eine Weiterführung von WETRAX und beinhaltet, neben Starkniederschlägen und methodischen Erweiterungen, die Analyse von Trockenheit und länger andauernden Trockenperioden. Aus einer optimierten Zirkulationstypklassifikation wurden trockenheitsrelevante Zirkulationstypen (trrZT) für ein Gebiet in Mitteleuropa abgeleitet, um ihre Variabilität im Kontext des Klimawandels zu untersuchen, wobei Veränderungen ihres Auftretens sowie zirkulationstypinterne Veränderungen berücksichtigt wurden. Anhand der trrZT sollen zudem Veränderungen der raum-zeitlichen, atmosphärischen Zirkulationsdynamik regionaler Trockenperioden untersucht werden. Zur Einordnung in den Kontext einer großräumigeren atmosphärischen Zirkulation wird das Auftreten von Trockenperioden und trrZT darüber hinaus im Zusammenhang mit nordhemisphärischen Telekonnektionsmustern betrachtet. Diese Forschungsarbeit soll das Verständnis dafür verbessern, wie sich die großräumige atmosphärische Zirkulation hinsichtlich von Trockenheit und langanhaltenden Trockenperioden durch den Klimawandel verändert. Der Fokus liegt dabei insbesondere auf den regionalen Unterschieden, die sich aus den Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation in dem Untersuchungsgebiet im Süden von Mitteleuropa ergeben. Die Erkenntnisse sollen helfen, klimawandelbedingte Zusammenhänge und Veränderungen besser zu verstehen, um die Entwicklung von Klimawandelanpassungsstrategien hinsichtlich von Trockenheit und langanhaltenden Trockenperioden zu unterstützen.

Da zudem WETRAX-Projekteergebnisse hinsichtlich der Veränderung snrZT in die Interpretationen einfließen, gibt diese Arbeit einen Einblick in die Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation von Trockenheit und Niederschlagsextremen im Süden von Mitteleuropa im Zuge des Klimawandels.

2 Stand der Forschung

Dieses Kapitel enthält zunächst einen Überblick über den Forschungsstand klimawandelbedingter Niederschlags- und Trockenheitsänderungen sowie Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation in Europa, wobei es die wichtigsten Grundlagen umfasst und dazu dient, die Ergebnisse der nachfolgenden Untersuchungen zu bewerten und in die aktuelle Literatur einzuordnen.

2.1 Veränderung des Niederschlags in Europa

Mit zunehmender Trockenheit und steigenden Temperaturen nimmt der Feuchtegehalt der obersten Bodenschichten deutlich ab (Trnka et al. 2015). Da, insbesondere in den Sommermonaten, eine positive Rückkopplung zwischen der Bodenfeuchte und dem Niederschlag besteht, wenn durch einen schwachen Druckgradienten lokale Konvektionsprozesse die Zirkulation bestimmen, führt der Rückgang der Bodenfeuchte zu einer veränderten lokalen Niederschlagscharakteristik (Haslinger und Blöschl 2017). Eine geringere Bodenfeuchte bedingt einen geringeren Fluss latenter Wärme, wodurch die fühlbaren Wärmeflüsse an der Oberfläche und somit die oberflächennahen Temperaturen steigen (Barcikowska et al. 2020). Da sich der globale Temperaturanstieg fortsetzt (Kirtman et al. 2013), steigt auch die Verdunstung (Miralles et al. 2014; Stéfanon et al. 2014). In Mitteleuropa werden intensivere und länger anhaltende Hitzewellen prognostiziert, die zu einem sich fortsetzenden oder zu einem beschleunigten Trockenheitstrend führen (Lhotka et al. 2020).

Die Hauptquelle für Wasserdampf in Europa ist der Nordatlantik. Anomalien in der Meeresoberflächentemperatur haben einen Einfluss auf den Niederschlag. So führen negative Anomalien der Meeresoberflächentemperatur südlich von Grönland, stark positive Anomalien im Bereich Nordsee und negative Anomalien im tropischen Atlantik zu Trockenheit in Mitteleuropa. Ionita et al. (2012) beschreiben, dass die winterliche Meeresoberflächentemperatur einen bedeutenden Einfluss auf die Feuchtebedingungen in Europa in den darauffolgenden Sommermonaten hat. Die Meeresoberflächentemperatur ist ihrerseits abhängig von der Temperatur der Atmosphäre und den Meeresströmungen. Im Atlantik wird ihre Variabilität durch die atlantische multidekadische Oszillation (AMO) beschrieben. Im Gegensatz zur Atmosphäre werden die Dichteunterschiede, die für den Antrieb der Zirkulation der Meere verantwortlich sind, nicht nur durch die Temperatur und den Druck verursacht, sondern sind auch vom Salzgehalt abhängig. Die Durchmischung von Meerwasser kann nur in kalten Regionen stattfinden. Das Oberflächenwasser kann dort, aufgrund der im Wasser gelösten Salze, Temperaturen unter 0°C erreichen und wegen der damit verbundenen höheren Dichte absinken. Dieser Prozess, der von der Temperatur und dem Salzgehalt beeinflusst ist, wird thermohaline Zirkulation genannt. Global betrachtet sind die Absinkprozesse der kalten Gewässer an Nord- und Südpol der Grund für die meridionale Zirkulation der Ozeane, also u.a. für das Nachfließen von warmem Oberflächenwasser aus den Äquatorregionen (Sommer 2013). Im Nordatlantik transportiert die *Meridional Overturning Circulation* (MOC) Wärme aus den Subtropen in hohe Breiten und spielt dabei eine wichtige Rolle für das vergleichsweise milde europäische Klima, im Gegensatz zu Regionen ähnlicher geographischer Breite. Für den Zeitraum von 1993 bis 2010 können wesentliche Transportänderungen in der gesamten Wassersäule des Nordatlantiks sowie ein

Rückgang der Intensität der *Atlantic Meridional Overturning Circulation* (AMOC) festgestellt werden, was auf die höheren Temperaturen der nördlichen Breiten zurückzuführen ist, die eine verminderte Tiefenwasserzirkulation mit sich bringen (Mercier et al. 2015). Im Laufe des 21. Jahrhunderts wird sich die AMOC voraussichtlich weiter abschwächen (IPCC 2021). Die AMO steht mit Schwankungen der AMOC und damit verbundenen Wärmetransportschwankungen im Atlantik in Verbindung. Die Jahre 1921, 1976 und 1990 gehörten mitunter zu den trockensten Jahren der letzten 250 Jahre. Sie standen jeweils mit einer kalten Phase der AMO in Verbindung (Briffa et al. 2009). Mehrjährige Schwankungen wurden zudem im Zusammenhang mit der AMO und der Meereiskonzentration in der Arktis festgestellt (Vene-gas und Mysak 2000). Die Perioden, in denen die Meereiskonzentration niedriger (höher) ist als normalerweise, fallen ungefähr mit Perioden mit positivem (negativem) AMO-Index zusammen. Derzeit wird eine Zunahme des Einflusses der AMO auf den sommerlichen Niederschlag in Westeuropa beobachtet (Wang und Zhang 2013).

Im Zuge des 20. Jahrhunderts konnten vor allem im Frühjahr und Sommer zunehmende Trockenheitstrends in Europa beobachtet werden, die für den Sommer weniger stark ausgeprägt sind als für das Frühjahr. Im Herbst und Winter nimmt der Niederschlag verbreitet zu. Die Trockenheit betrifft insbesondere den Osten und Süden von Mitteleuropa, wohingegen der Norden vermehrt Niederschlagszunahmen erfährt. Ein gleichzeitiges Auftreten von Trockenheit und Starkniederschlag wird im Frühjahr, vor allem im Westen beobachtet (Hänsel et al. 2019). Globale und regionale Modellstudien zeigen, dass die Niederschläge südlich der Alpen im Sommer abnehmen und nördlich der Alpen im Winter künftig zunehmen (Gobiet et al. 2014). Im Herbst werden im Nordwesten Europas vermehrt extreme Niederschlagsereignisse projiziert. In den Höhenlagen der Gebirge wird eine stärkere Erwärmung durch den Eis-Albedo-Effekt, aufgrund des Rückgangs der Gletscher und der Schneedecke erwartet. Es konnte nachgewiesen werden, dass die projizierten Niederschlagsabnahmen im Sommer in Zusammenhang mit dem anthropogenen Klimawandel stehen. Obwohl es einige Modellsimulationen gibt, die die künftige Sommererwärmung sowie die Trockenheit in Mittel- und Südosteuropa überschätzen (Seneviratne et al. 2006) und insbesondere der Alpenraum, wegen seiner komplexen Topographie und der daraus resultierenden, kleinräumigen atmosphärischen Prozesse, für Klimamodellsimulationen eine besondere Herausforderung darstellt, sind die aktuellen regionalen Klimamodelle in der Lage, die Charakteristika des Alpenklimas abzubilden (Jones et al. 1997; Déqué et al. 2007; Gao et al. 2006; Giorgi und Coppola 2007; Faggian und Giorgi 2009).

2.2 Veränderung der atmosphärischen Zirkulation in Europa

Das Wetter- und Witterungsgeschehen in Europa ist durch wechselnde Zirkulationsmuster geprägt, die sich durch eine zonale-, meridionale- oder gemischte Strömung auszeichnen und so den Luftmassen-transport nach Europa maßgeblich bestimmen. Europa liegt in der Westwindzone, zwischen dem subtropischen Hochdruckgürtel und der subpolaren Tiefdruckrinne. In diesem Bereich trifft warme Tropikluft auf kalte Polarluft. Aufgrund der ausgeprägten Temperaturgegensätze bildet sich in einer Höhe von ca. zehn Kilometern der Polarfrontjetstream. Je größer der Temperaturgegensatz ist, desto stärker ist der Jetstream. Wird ein kritischer Schwellenwert im Energieunterschied zwischen höheren und niederen Breiten überschritten, beginnt er zu mäandrieren (Schönwiese 2020). Die wohl bekanntesten

atmosphärischen Aktionszentren sind das Azorenhoch und das Islandtief, da sie das Wetter in Europa maßgeblich beeinflussen. Die Variation ihres Druckunterschieds wird durch die Nordatlantische Oszillation (NAO) beschrieben und kann anhand des zonalen Index, der den zonal gemittelten Druckunterschied zwischen 35°N und 55°N darstellt, quantifiziert werden. Die positive Phase der NAO kennzeichnet sich durch einen hohen Druckunterschied zwischen den Aktionszentren und einen entsprechend hohen zonalen Index. Es resultiert eine starke Westströmung. Eine Wetterlage, die mit dieser zonalen Zirkulation einhergeht, ist zum Beispiel die Westlage, bei der von den Britischen Inseln Tiefdruckgebiete vom Nordatlantik in Richtung Südosteuropa ziehen, wodurch maritime Polarluft nach Mitteleuropa strömt, die im Sommer eine nasse kalte und im Winter eine nasse und milde Witterung verursacht. Nimmt der zonale Index ab, stellt sich eine gemischte Zirkulation, mit zonalen als auch meridionalen Zirkulationskomponenten ein. Bei einer gemischten Zirkulationsform, wie beispielsweise der Südwestlage, kommt es zur Ausbildung eines Tiefdruckgebiets über dem nördlichen Ostatlantik und zur Ausbildung eines Hochdruckgebiets über Südeuropa. Daraus resultiert eine südwestliche Strömung, bei der warme und feuchte subtropische Luft aus dem Azorenraum nach Mitteleuropa gelangt. Bei einem niedrigen zonalen Index, also einem geringen Druckunterschied bzw. einer negativen NAO-Phase, stellt sich eine meridionale Zirkulation ein. Das mitteleuropäische Wetter wird dann z.B. durch kontinentalen und daher trockenen Luftmassenzufluss aus dem Osten Europas und aus Russland geprägt (Ostlage). Bei einer weitgehend meridionalen Zirkulation treten blockierende Wetterlagen, das heißt quasistationäre Antizyklone auf. Zu den wichtigsten blockierenden Wetterlagen zählen die Omega-Lage, das *High-over-Low* sowie quasistationäre Rücken mit großer Amplitude, deren persistentes Auftreten oft mit extremen Wetterphänomenen, wie Temperaturanomalien und Trockenheit in Europa, einhergeht (Bott 2012). Blockierende Wetterlagen in Form anhaltender Hochdrucksysteme spielen sowohl auf globaler als auch auf regionaler Ebene eine wichtige Rolle bei der Entstehung von Trockenperioden (Ionita et al. 2020), denn obwohl sich in einem wärmeren Klima mehr Wasserdampf in der Atmosphäre befindet, steuert letztendlich die atmosphärische Zirkulation die lokale Niederschlagsverteilung. Vor allem die Stabilität und Häufigkeit von Hochdruckwetterlagen bestimmt die Trockenheit in Europa und sie ist dabei nicht nur auf den Sommer begrenzt. So hat zum Beispiel das Jahr 2011 gezeigt, dass selbst hohe Niederschlagsmengen im Sommer und Winter Defizite im Frühjahr und Herbst nicht kompensieren können (Brasseur et al. 2017).

In Europa ist die NAO im Winter für den größten Anteil nichtsaisonalen Schwankungen des Niederschlags verantwortlich. Neben ihr gibt es weitere Telekonnektionsmuster der nordhemisphärisch-troposphärischen Zirkulation der Außertropen, die einen Einfluss auf die Trockenheit in Europa haben, wie zum Beispiel die ostatlantische Telekonnektion (EA). Sie ist, wie die NAO, breitendifferenziert und kann als südwärts verlagertes NAO-Muster aufgefasst werden. Obwohl sie strukturell der NAO ähnelt, unterscheidet sie sich nicht nur in ihrer etwas südlicheren Position, sondern auch in ihrer subtropischen Verbindung, die in den niederen Breitengraden besteht und die durch die Intensität und Lage des subtropischen Rückens moduliert wird. In der positiven Phase kommt es sowohl zu überdurchschnittlichen Temperaturen und Trockenheit in Mittel- und Südeuropa als auch zu überdurchschnittlichen Niederschlägen in Nordeuropa und Skandinavien. Beim ostatlantisch-westrussischen Telekonnektionsmuster, welches auch Nordseemuster genannt wird (EAWR), sind die Variationszentren längendifferenziert. Sie befinden sich im Bereich der Nordsee und in den Regionen um das Kaspische Meer. Die positive Phase

ist mit positiven Luftdruckanomalien über Europa und Trockenheit verbunden (Qian et al. 2000). Die skandinavische Telekonnektion (SCAND), deren Variationszentren sich über Skandinavien und der iberischen Halbinsel befinden, ist in ihrer positiven Phase mit einer blockierenden antizyklonalen Strömung verbunden, was in Mittel- und Südeuropa Trockenheit bedingt (Efthymiadis et al. 2007). Es gibt Hinweise auf eine Intensivierung des SCAND-Musters in den letzten Jahren, die unter anderem durch eine Zunahme der Land-Atmosphären-Interaktion über Eurasien bedingt ist. Der Rückgang der Bodenfeuchtigkeit, in den meisten Landregionen, insbesondere in Osteuropa und Westrussland, schafft günstigere Bedingungen für den sensiblen Wärmestrom als dominierenden Wärmeübertragungsmechanismus von der Landoberfläche in die Atmosphäre (Choi et al. 2020). Eine aktuelle Studie zeigt zudem, dass die beschriebenen Telekonnektionsmuster im Sommer, zumindest teilweise, von der AMO angetrieben werden könnten, worin sich der Einfluss des Atlantiks auf Mitteleuropa widerspiegelt (Gao et al. 2017). Die NAO fluktuiert auf verschiedenen Zeitskalen. Eine Überlagerung der natürlichen NAO-Variabilität durch den anthropogenen Klimawandel wird in etwa ab den 1930er Jahren angenommen (Böhm et al. 2015). Spätestens seit den 1960er Jahren ist ein Trend zu positiven Phasen zu erkennen (Jacobeit et al. 2001) und auch für das 21. Jahrhundert werden vermehrt positive NAO-Phasen projiziert (Endlicher und Gersengarbe 2007; Collins et al. 2013). Die Auswirkung ist eine Zunahme westlicher- und eine Abnahme der östlichen Strömungen, was mit einem häufigeren Auftreten zyklonaler ZT verbunden ist. Diese führen, zusammen mit einem steigenden atmosphärischen Wasserdampfgehalt, zu winterlichen Niederschlagszunahmen in Europa. Jacobeit et al. (2003) analysierten die langzeitliche Variabilität der wichtigsten Modi der atmosphärischen Zirkulation im nordatlantisch-europäischen Raum, nicht nur im Hinblick auf deren Häufigkeitsänderungen, sondern auch im Hinblick auf deren interne Veränderungen, sowohl was die dynamischen Eigenschaften wie die Wirbelgröße und die Intensität anbelangt, als auch die klimatischen Eigenschaften, wie die Temperatur und den Niederschlag während des Auftretens der einzelnen Modi. Sie stellten dabei fest, dass es innerhalb des Musters mit dem russischen Hoch um 1850 zu einer Änderung von östlichen zu westlichen Mustern über Mitteleuropa kam. Zudem deutet die langfristige Entwicklung im Juli auf eine Zunahme antizyklonaler Bedingungen hin. Beck et al. (2007) wiesen nach, dass große Teile der langfristigen Schwankungen des mitteleuropäischen Klimas nicht hinreichend durch Häufigkeitsänderungen von atmosphärischen ZT erklärt werden können. Die Hälfte der Schwankungen oberflächennaher Klimavariablen ist auf typinterne Veränderungen zurückzuführen. Obwohl davon auszugehen ist, dass der Anteil der Änderungen innerhalb der ZT, aufgrund veränderter Randbedingungen des globalen Klimasystems, systematisch zunehmen sollte, konnten sie keinen signifikanten Trend in diese Richtung feststellen. Die Veränderungen der großräumigen atmosphärischen Zirkulation im nordeuropäischen Raum wurden bereits in mehreren Studien, in einem langfristigen Kontext untersucht, beispielsweise von Bárdossy und Caspary (1990), Slonosky et al. (2000), Luterbacher et al. (2000) oder Jacobeit et al. (2003). Bisherige Ergebnisse deuten darauf hin, dass die Veränderungen täglicher Zirkulationsmuster zu der beobachteten langfristigen Erwärmung im mitteleuropäischen Raum beitragen (Philipp et al. 2010) und dass ein großer Teil der Klimaschwankungen, insbesondere die Erwärmungsperioden des 20. Jahrhunderts, weitestgehend auf Veränderungen innerhalb atmosphärischer Zirkulationsmuster zurückgeführt werden können (Beck et al. 2007).

Der globale Temperaturanstieg führt zu einer Expansion der klimatischen Tropen (Collins et al. 2013), die sich jährlich um ca. 0,36 Breitengrade polwärts verlagern. Durch die Ausdehnung der tropischen

Hadley-Zirkulation verlagern sich auch die an die subtropisch- randtropischen Hochdruckgürtel angrenzenden Luftdruck- und Windsysteme in Richtung der Pole, wovon in den mittleren Breiten die Westwindzone und der Polarfrontjetstream betroffen sind (Allen et al. 2012). Die Ausdehnung ist im Sommer und Herbst am stärksten und übertrifft im nordhemisphärischen Herbst fast alle, von Klimamodellen projizierten Trends (Grise et al. 2018). Das Muster dieser Veränderungen manifestiert sich als Luftdruckdipol, mit zyklonalen Anomalien über Grönland und antizyklonalen Anomalien südwestlich der Britischen Inseln, wo es zur Advektion warmer und trockener Luft aus dem östlichen Europa kommt. Ein vermehrtes Auftreten antizyklonaler Muster über der Nordsee und Europa konnte beispielsweise im Frühjahr der Jahre 2007, 2009, 2011, 2015, 2018 und 2019 beobachtet werden. Dieses steht vor allem mit den Niederschlagsabnahmen im April in Zusammenhang. Bisher ist noch nicht abschließend geklärt, ob damit auch das häufigere Auftreten trrZT erklärt werden kann, oder ob dies vielmehr der Ausdruck einer multidekadischen Klimavariabilität ist (Bott 2012; Collins et al. 2013; Horton et al. 2015; Trnka et al. 2015; Lhotka et al. 2020; Ionita et al. 2020; Davini und D'Andrea 2020). Die polwärtige Verlagerung der atmosphärischen Zirkulationssysteme bedingt nördlicher verlaufende Zugbahnen atlantischer Zyklogen, was zu Niederschlagszunahmen im Norden Europas und Niederschlagsabnahmen im Süden Europas führt (Giorgi und Coppola 2007; Kučerová et al. 2017).

Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation, die von Klimamodellen projiziert werden, sind mit großen Unsicherheiten in Bezug auf das Ausmaß verbunden, wie dies bei der Tropenausdehnung der Fall ist. Die Diskrepanz zwischen globalen Klimamodellen und Beobachtungen ist auf die interne Variabilität des Klimasystems zurückzuführen. Aus diesem Grund bestehen Unsicherheiten bei der Simulation der Variabilität von ZT (Grise et al. 2018). Zum Beispiel werden blockierende Hochdrucklagen von Klimasimulationen nur teilweise abgebildet (Kreienkamp et al. 2015). Sowohl ihre Häufigkeit als auch ihre Dauer werden unterschätzt (D'Andrea et al. 1998). Die Regionalisierung globaler Klimaprojektionen ermöglicht es, die Auswirkungen des globalen Klimawandels für einzelne Regionen zu untersuchen. So wächst mit zunehmender räumlicher Auflösung regionaler Klimamodelle und steigenden Rechenkapazitäten das Interesse an einer Bewertung des Klimawandels auf lokaler Ebene (Smiatek et al. 2009). Maraun et al. (2021) zeigen, dass regionale Klimamodelle die Persistenz trrZT unterrepräsentieren und die Anzahl trockener Tage unterschätzen. Als Gründe benennen sie unter anderem den Nieselregeneffekt und eine Verzerrung der Eintrittswahrscheinlichkeiten relevanter ZT. Unsicherheiten ergeben sich beispielsweise auch bei der Simulation sogenannter Rossby-Wellen. Diese planetarischen Wellen entstehen beim Mäandrieren des Polarfrontjetstreams. Der Begriff Rossby-Welle wird für alle atmosphärischen Wellen verwendet, obwohl er sich, in der von Rossby (1939) veröffentlichten Studie, lediglich auf Wellen in einer barotropen Atmosphäre bezieht. Die Rossby-Wellen haben einen maßgeblichen Einfluss auf die Dynamik der Atmosphäre und auf die großräumige atmosphärische Zirkulation. Bei einem geringen zonalen Index ist die Höhenströmung durch starke zyklonische Tröge (*troughs*) und antizyklonische Rücken (*ridges*) gekennzeichnet. Dabei führen *troughs* kalte Luftmassen in niedere Breiten und *ridges* warme Luftmassen in höhere Breiten. Im Süden Europas kann es zu einem *cut-off* kalter Tiefdruckgebiete kommen, während im Norden warme Hochdruckgebiete dominieren. Die heterogene Verteilung der Ozeane und Kontinente sowie die sich aus der Kugelgestalt der Erde ergebenden solaren Einstrahlungsunterschiede führen zu charakteristischen Mustern der Wärmezufuhr in die Atmosphäre, die die räumliche Verteilung planetarer Wellen beeinflusst (diabatisches *Forcing*). Zudem unterliegen sie einem orographischen

Einfluss. Gebirge wie zum Beispiel die *Rocky Mountains*, die sich senkrecht zur hauptsächlichen Windrichtung erstrecken, führen dazu, dass in ihrer Nähe ein Hochdruckgebiet (*ridge*) entsteht und dem Gebirge nachgelagert ein Tiefdruckgebiet (*trough*). In diesen Fällen sind die Rossby-Wellen orographisch induziert. Ihre Entstehung im Bereich von Hochgebirgen geht also vielmehr mit Veränderungen im Energiehaushalt einher, als dass eine mechanische Verursachung vorliegt (orographisches *Forcing*) (Bott 2012). Da es auf der Südhalbkugel weniger Gebirge gibt, tritt das Phänomen stationärer- bzw. sogenannter *standing long waves* nur auf der Nordhalbkugel auf. Derzeit wird ein häufigeres Auftreten der quasistationären Wellen mit hoher Amplitude beobachtet, das auf der Nordhalbkugel verbreitet zu anhaltenden Wetterbedingungen führt (Coumou et al. 2017). Bei einer großen Amplitude reichen die Wellen in Bezug auf die *troughs* weit in niedere Breiten und in Bezug auf die *ridges* weit in hohe Breiten (Bott 2012). Eine aktuelle Studie zeigt, dass bestimmte, wiederkehrende Rossby-Wellenmuster sommerliche Hitze- und Niederschlags extreme, wie sie beispielsweise im Sommer 2018 in Mitteleuropa auftraten, bedingen (Kornhuber et al. 2020).

2.3 Veränderung von Trockenheit und Trockenperioden in Europa

Aufgrund ihrer Abhängigkeit von Raum und Zeit existieren für die Begriffe Dürre, Trockenheit und Trockenperiode keine allgemeinen Definitionen. Die meisten stimmen jedoch darin überein, dass ein Defizit im Niederschlag über eine bestimmte Zeit hinweg besteht, wobei viele neben dem Niederschlag noch weitere Parameter, wie zum Beispiel die Luftfeuchte oder die Temperatur berücksichtigen (Heinrich und Gobiet 2012). Eine allgemeine Definition von Trockenheit im meteorologischen Sinne ist der Mangel an Niederschlägen im Vergleich zum langjährigen Durchschnitt (Hayes et al. 2011). Hydrologische Trockenheit wird als *Regional Drought Area Index* (RDAI) definiert, welcher auf Defiziten beruht, die aus täglichen Abflusszeitreihen abgeleitet werden (Fleig et al. 2010). Die Verwendung von Indizes ist eine gängige Vorgehensweise zur Identifizierung von Trockenperioden. Dürre-Indizes sind quantitative Maße zur Charakterisierung eines Dürreniveaus. Sie kommen durch die Assimilation von Daten einer oder mehrerer Variablen, wie beispielsweise dem Niederschlag, der Temperatur, der Evapotranspiration und dem Abfluss zustande und ermöglichen es, Dürre bzw. Trockenheit in einem einzigen numerischen Wert auszudrücken. Ein Überblick über 74 verschiedene operationelle Dürreindizes findet sich in Zargar et al. (2011). Ein historischer Abriss über die Entwicklung und Verwendung unterschiedlicher Dürreindizes findet sich bei Heim (2002). Nicht zuletzt deshalb, weil Dürre und Trockenheit in Bezug auf meteorologische, hydrologische, landwirtschaftliche und sozioökonomische Bedingungen definiert werden kann, entstand die Vielzahl an Indizes für ihre Bestimmung (Lloyd-Hughes und Saunders 2002). Die meisten basieren auf Monatsdaten oder auf zu längeren Zeitintervallen aggregierten Monatsdaten (Bernhofer et al. 2015). Die weltweit am häufigsten zum Einsatz kommenden Dürre-Indizes sind der *Percent of Normal Index* (PNI), der Dezil-Index, der *Standardized Precipitation Index* (SPI), der *Palmer Drought Severity Index* (PDSI) sowie der *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI) (Zargar et al. 2011). Lloyd-Hughes und Saunders (2002) vergleichen den SPI mit dem PDSI und kommen zu dem Schluss, dass die beiden Indizes auf einer Zeitskala von neun bis zwölf Monaten gleichwertige Ergebnisse liefern. Ferner beschreiben sie, dass sich der Anteil Europas, der im Laufe des 20. Jahrhunderts von extremen Dürreperioden betroffen war, unwesentlich verändert hat. Vicente-Serrano und López-Moreno (2006) sowie Raziei et al. (2012) verwendeten die Aufttrittshäufigkeit von ZT, resultierend aus verschiedenen

Zirkulationstypklassifikationen, um SPI-Variationen in Spanien bzw. im Iran zu untersuchen. Beide Studien dokumentieren eine eindeutige Beziehung zwischen Variationen in den Aufttrittshäufigkeiten von ZT und dem SPI. Beck et al. (2015) zeigen, bei der Untersuchung der Beziehungen der interannuellen Schwankungen des SPI und der großräumigen atmosphärischen Zirkulation, ein Potenzial für das statistische *Downscaling* von mitteleuropäischen Trockenheitsindexvariationen aus der großräumigen Zirkulation. López-Moreno und Vicente-Serrano (2008) analysierten den Effekt von positiven und negativen Phasen der NAO zu Dürreperioden in Europa unter Verwendung des SPI. Dabei stellten sie erhebliche saisonale Unterschiede im Zusammenhang fest. In der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts verstärkt sich der Einfluss der positiven Phasen der NAO auf Dürren in Europa. Im Gegensatz dazu zeigen die negativen Phasen einen schwächeren Einfluss auf den SPI in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts.

Darüber hinaus gibt es auch Studien, die den Zusammenhang zwischen der großräumigen atmosphärischen Zirkulation und der Trockenheit untersuchen und dabei keinen Dürreindex verwenden. So stellen Huth et al. (2008) beispielsweise, bei der Untersuchung der Auswirkungen von Änderungen der atmosphärischen Zirkulation auf Klimatrends in der Tschechischen Republik, neben Erwärmungstrends eine Zunahme der Sonnenscheindauer und eine Abnahme der relativen Luftfeuchtigkeit sowie der Bewölkung hauptsächlich im Winter, Frühling und Sommer fest, während im Herbst eine Abkühlung, eine Verkürzung der Sonnenscheindauer sowie eine Zunahme der relativen Luftfeuchte und der Bewölkung erkannt wurden. In der Tschechischen Republik kann seit Beginn des 20. Jahrhunderts eine zunehmende Tendenz zu längeren und intensiveren Trockenepisoden beobachtet werden (Potop et al. 2010) und auch für die Schweiz konnte im Verlauf des 20. Jahrhunderts eine Zunahme der Häufigkeit von Trockenperioden festgestellt werden, die hauptsächlich die südlichen Landesteile umfasst (Rebetez 1999). Feuchtigkeitsextreme weisen in Europa eine hohe Variabilität auf (Briffa et al. 1994). Spätestens seit den 1950er Jahren ist in Mittel- Ost und Südeuropa ein Anstieg der Häufigkeit von Trockenperioden zu beobachten. Ihre Intensität ist, vor allem in Süd- und Mitteleuropa, angestiegen, während sie in Nordeuropa abgenommen hat (Gudmundsson und Seneviratne 2015; Poljanšek et al. 2017). Während Trockenperioden im Europa des 19. Jahrhunderts zumeist auf unterdurchschnittliche Niederschläge zurückzuführen waren, können sie im 20. Jahrhundert zunehmend mit steigenden Temperaturen in Verbindung gebracht werden (Brázdil et al. 2016). Briffa et al. (2009) zeigen, dass die sommerliche Trockenheit in West- und Mitteleuropa in den letzten Jahrzehnten mit den hohen Sommertemperaturen in Verbindung steht. Faktoren für künftig veränderte Trockenheitsbedingungen sind somit in erster Linie veränderte Niederschlagsregime in Verbindung mit einer erhöhten Evapotranspiration aufgrund höherer Temperaturen sowie ein erhöhter Wasserbedarf (Briffa et al. 2009; Gobiet et al. 2014).

Bei der Untersuchung niederschlagshemmender Prozesse im Alpengroßraum der letzten 210 Jahre identifizierten Haslinger und Blöschl (2017) den Alpenhauptkamm als bedeutende klimatische Trennlinie für Trockenheit und zeigen, dass, obwohl die Temperaturen deutlich angestiegen sind, der Temperaturanstieg offenbar nicht signifikant mit der Dauer oder Intensität von Trockenperioden zusammenhängt. Sie stellen fest, dass länger anhaltende Trockenperioden seit 1870 insgesamt weniger häufig im Großraum der Alpen auftraten. Als zwei wesentliche Trockenheitsphasen benennen sie die 1860er und 1940er Jahre, was auch Untersuchungen der Feuchtigkeitsvariabilität im Alpenraum von van der Schrier

et al. (2007) belegen, und zeigen, dass die Trockenheit der 1860er Jahre vor allem mit der kleinen Eiszeit und einer stärkeren Ausdehnung des arktischen Meereises zusammenhängt, während die Trockenheit der 1940er Jahre mit positiven Anomalien der Meeresoberflächentemperatur im westlichen subtropischen Atlantik zusammenhängt, die ausgeprägte Rossby-Wellenzüge auslösten. Diese führen zu anhaltend positiven EAWR-Phasen, die eine antizyklonale Zirkulation bedingen und einen wichtigen Einflussfaktor auf die Trockenheit im Großraum der Alpen darstellen, was vor allem den Winter und das Frühjahr betrifft. Die Unterschiede der Trockenperioden hängen daher also auch mit unterschiedlichen Manifestationen von großräumigen ZT und deren Persistenz zusammen (Haslinger und Blöschl 2017). Bisher gibt es wenige Studien, die die Veränderungen der Persistenz von ZT formal mit Veränderungen der großräumigen atmosphärischen Zirkulation in Verbindung bringen (Richardson et al. 2019). Die Art und Weise, wie der globale Klimawandel sowohl das Auftreten und die Persistenz als auch die typischeren Veränderungen von atmosphärischen ZT beeinflusst und wie sich dadurch die atmosphärische Zirkulation von Trockenperioden im Zuge des Klimawandels verändert, muss daher noch genauer untersucht werden (Beck et al. 2007), denn selbst bei einer verminderten Treibhausgasemission treten Trockenperioden künftig wahrscheinlich wesentlich häufiger auf, wobei sich ihre räumliche Ausdehnung und Andauer deutlich erhöht (Grillakis 2019). Dabei bestehen große regionale Unterschiede. Trockenperioden nehmen sowohl in einem mittleren- (*RCP4.5*) als auch in einem starken (*RCP8.5*) Treibhausgasszenario im Süden Europas zu, während sie im Norden weniger häufig auftreten. Für den Alpenraum wird davon ausgegangen, dass Trockenperioden bis zum Ende des 21. Jahrhunderts, vor allem in den Sommermonaten zwischen April und September, häufiger auftreten und dabei intensiver werden (Calanca 2007; Gobiet et al. 2014).

3 Zielsetzung und Vorgehensweise

Das Ziel dieser Arbeit ist die Untersuchung der regionalen Unterschiede im Hinblick auf die raumzeitliche Dynamik von Trockenheit und Trockenperioden, die sich aus den Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation durch den globalen Klimawandel ergeben. Das Untersuchungsgebiet liegt im Süden von Mitteleuropa und umfasst weite Teile Süddeutschlands, Österreich sowie angrenzende Regionen der Schweiz und nahezu die gesamte Tschechische Republik (vgl. Abbildung 1).

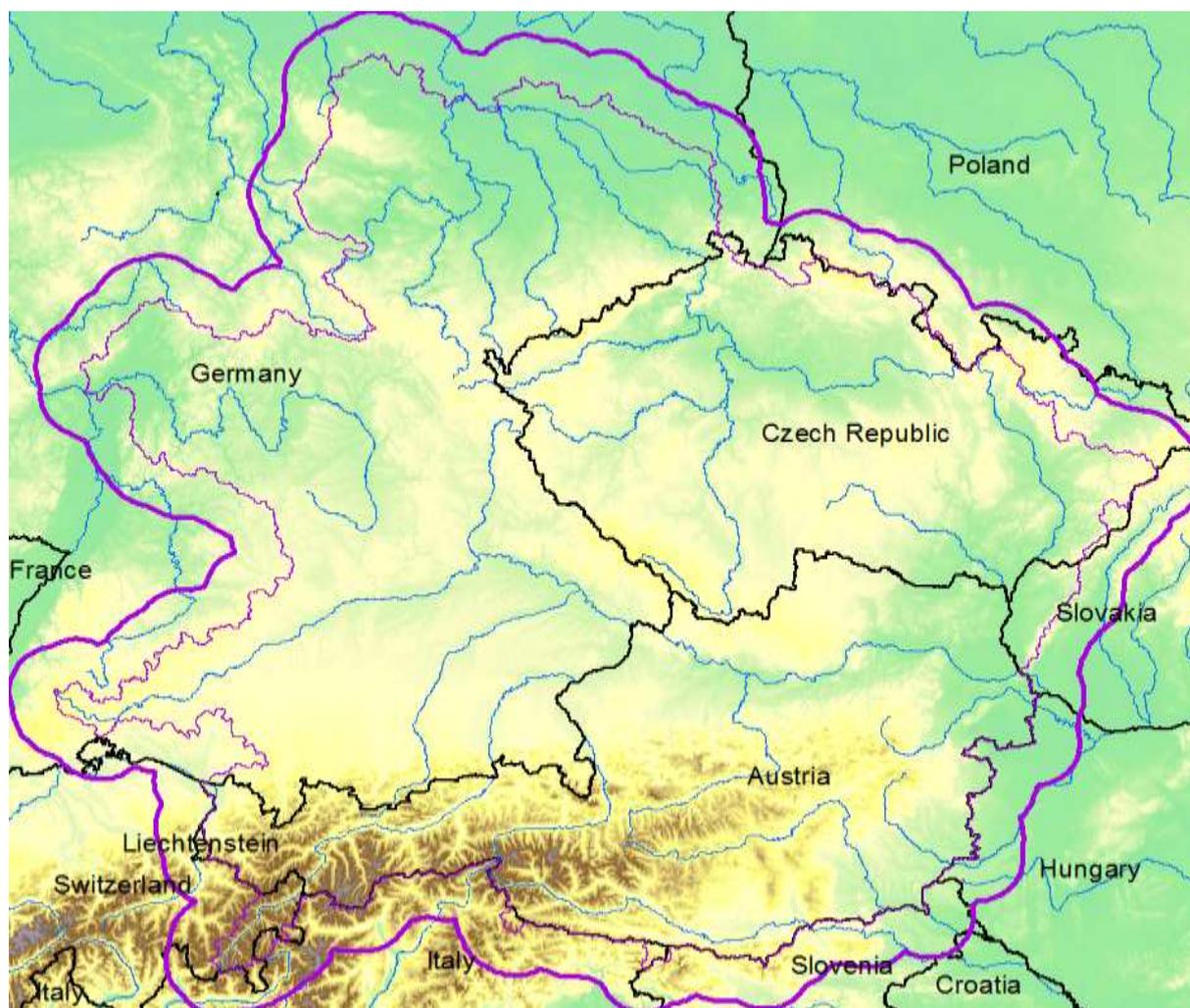


Abbildung 1: WETRAX+ Untersuchungsgebiet innerhalb der äußeren violetten Linie, die die maximale Ausdehnung der Niederschlagsstationen zeigt, deren Daten für die Erstellung des WETARX+ Niederschlagsdatensatzes herangezogen wurden (2018). Für die äußere Linie besteht ein zeitlich konsistentes Netz mit einer 95-% Datenabdeckung für den Beobachtungszeitraum 1961-2017. Innerhalb der inneren violetten Linie liegt die Datenabdeckung über 95 %.

Weite Bereiche der europäischen Alpen liegen innerhalb des Untersuchungsgebiets. Hochgebirge sind klimasensitive Räume. Sie haben nicht nur eine Funktion als Wasserspeicher, sondern weisen wegen ihrer komplexen Topologie auch eine hohe Biodiversität auf. In alpinen Ökosystemen führt der globale Temperaturanstieg zur Veränderung kryosphärischer Prozesse, was sich auf die Hydrologie, die

Geomorphologie und somit auf die Bodenbildung und die Vegetation auswirkt (Löffler et al. 2011). Durch die steigenden Temperaturen kommt es zu einer Verschiebung der Baumgrenze in höhere Lagen und der Rückgang des Permafrosts führt zu einer Zunahme der Felsinstabilität und somit zu einem häufigeren Auftreten großer Felsstürze und Murgänge (Huggel 2009).

Im Zuge der Arbeit sollen die folgenden Forschungsfragen beantwortet werden:

1. Wie verändern sich regionale Niederschlags- und Trockenheitstrends im Zuge des Klimawandels?
2. Wie verändern sich trrZT im Hinblick auf ihre Auftrittshäufigkeit, ihre Persistenz, ihre typinternen Parameter und wie stehen diese Veränderungen in Zusammenhang mit den regionalen Niederschlagsveränderungen und Trockenheitstrends?
3. Wie verändert sich die Dauer, Häufigkeit und Intensität sowie die atmosphärische Zirkulationsdynamik von länger andauernden, regionalen Trockenperioden im Zuge des Klimawandels?
4. Welche Zusammenhänge bestehen zwischen dem Auftreten und der Persistenz trrZT sowie langanhaltender Trockenperioden mit großräumigen atmosphärischen Telekonnektionen der Nordhemisphäre?

Für das Untersuchungsgebiet liegen tägliche, gegitterte Niederschlagsdaten für den Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017 vor (vgl. Kapitel 4.1). Diese werden zunächst mittels einer s-modalen Hauptkomponentenanalyse regionalisiert (vgl. Kapitel 5.1). Die Regionalisierung ist notwendig, da einerseits regionale Unterschiede im Fokus stehen und der Niederschlag andererseits eine ausgeprägte räumliche Variabilität aufweist, was auf die Lage und Topographie des Untersuchungsraumes zurückzuführen ist, der große Bereiche der europäischen Alpen umfasst (Schönwiese 2020). Das Ergebnis der Regionalisierung zeigt Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität im Untersuchungsgebiet. Die Niederschlagszeitreihen dieser Regionen werden anschließend aus den regionalen Cordex und ReKliEs-De Klimamodellen extrahiert (vgl. Kapitel 4.3), sodass sowohl rezente als auch künftige regionale Niederschlagsveränderungen und Trockenheitstrends dargestellt werden können. Neben dem Gesamtniederschlag wird Trockenheit in Form niederschlagsloser Tage sowie anhand von Tagen mit geringen Niederschlägen (unterhalb des 20. Perzentils des jeweiligen langjährigen, mittleren, täglichen Niederschlags) betrachtet. Quantitative Niederschlags- und Trockenheitsveränderungen in den regionalen Klimamodellen werden zwischen dem Kontrollzeitraum von 1971 bis 2000 und zwei Projektionsperioden von 2031 bis 2060 sowie von 2071 bis 2100 berechnet. Die Analysen werden sowohl für ein mittleres Treibhausgasszenario (*RCP4.5*) als auch für ein starkes (*RCP8.5*) Szenario durchgeführt (vgl. Kapitel 6). Trendberechnungen erfolgen mittels linearer Regressionsanalysen. Die Signifikanz wird mit dem parameterfreien Test nach Mann-Kendall überprüft (Mann 1945; Kendall 1975).

Um die Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation im Hinblick auf regionale Trockenheit zu untersuchen, werden trrZT für das Untersuchungsgebiet abgeleitet. Hierfür wird eine optimierte Zirkulationstypklassifikation, in Form einer nicht-hierarchischen Clusteranalyse, unter Verwendung des SANDRA-Algorithmus angewandt (vgl. Kapitel 5.2). Für die Klassifikation werden atmosphärische Variablenfelder der JRA-55-Reanalyse (vgl. Kapitel 4.2) sowie die regionalen Niederschlagszeitreihen verwendet. Zunächst wird unter den verfügbaren atmosphärischen Variablen eine optimale Kombination und

Gewichtung für den Niederschlag relevanter Parameter ermittelt, bevor die Konditionierung der Klassifikation durch die Aufnahme der regionalen Niederschlagszeitreihen stattfindet. In Kapitel 5.2 ist die Methodik grundlegend beschrieben. Die Anwendung der Klassifikation sowie die Ableitung der trrZT sind den Kapiteln 7.1 und 7.2 zu entnehmen.

An die Klassifizierung schließt sich eine Analyse zeitlicher Instationaritäten zwischen den zirkulationstypinternen Parametern und dem regionalen Niederschlag an, bevor die rezente Variabilität der abgeleiteten trrZT untersucht wird. Die Variabilität wird anhand von Häufigkeits-, Persistenz- und typinternen Veränderungen dargestellt. Um die Veränderungen der trrZT in den Kontext einer großräumigeren atmosphärischen Zirkulation einzuordnen, wird ihr Zusammenhang mit Telekonnectionen der Nordhemisphäre, bezogen auf ihre Auftrittshäufigkeit und Persistenz untersucht. Hierfür erfolgt zunächst die Berechnung des Prozentanteils der Auftrittstage der trrZT für Monate mit positiven und negativen Indexwerten der NAO, EA, EAWR und SCAND. Anschließend wird der Zusammenhang des Auftretens der trrZT mit den Telekonnectionen berechnet. Hierfür wird die Spearman-Rangkorrelation verwendet (Bahrenberg et al. 2017), (vgl. Kapitel 7.3).

Die Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation in der Klimazukunft werden anhand der regionalen Klimamodelle abgeschätzt. Hierfür werden die ZT mittels minimaler euklidischer Distanz auf die atmosphärischen Felder der Klimamodelle übertragen (vgl. Kapitel 8). Dabei wird ein „Multi-model“-Ansatz gewählt (Jacob et al. 2014). Die Verwendung mehrerer Modelle ermöglicht es, Unsicherheiten in der Entwicklung des Klimas, die durch verschiedene mathematisch-physikalischen Komponenten der Modelle oder durch zufällige Unterschiede aufgrund der natürlichen Variabilität entstehen, besser zu erfassen. Darüber hinaus kann eine Bandbreite möglicher Klimaentwicklungen aufgezeigt werden (Stevens et al. 2013). Um die Auftrittshäufigkeiten der trrZT im Kontext des Klimawandels zu untersuchen, wird ihre zeitliche Entwicklung sowohl in einem mittleren (*RCP4.5*) als auch in einem starken (*RCP8.5*) Treibhausgasszenario betrachtet.

Bevor die ZT auf Simulationen der Modelle übertragen werden, wird überprüft, ob diese die Variabilität der zirkulationstypinternen Parameter entsprechend wiedergeben. Hierfür wird ebenfalls eine s-modale Hauptkomponentenanalyse angewandt. Sie ermöglicht den Vergleich der führenden Variabilitätsmodi der regionalen Modelle mit jenen der Reanalyse und wird anhand des bodennahen Luftdrucks im Kontrollzeitraum durchgeführt. Bei einer entsprechenden Wiedergabe der Variabilität können die rezent abgeleiteten ZT, mittels minimaler euklidischer Distanz, auf die atmosphärischen Felder der Modelle übertragen werden (vgl. Kapitel 8.1). Dabei werden verschiedene Variablen- und Gewichtekombinationen miteinander verglichen, um eine bestmögliche Übertragung der ZT auf die Modelldaten zu erreichen. Zum Vergleich wird hierfür auch das globale Atmosphärenmodell (ECHAM 6) herangezogen (vgl. Kapitel 4.3). Anschließend wird die Häufigkeit der trrZT in den verschiedenen Datensätzen miteinander verglichen, um zu überprüfen, wie gut diese von den Modellen wiedergegeben wird. Für die regionalen Klimamodelle mit den geringsten Abweichungen wird die Variabilität trrZT in der Klimazukunft, wie im Beobachtungszeitraum, anhand der Veränderungen ihrer Auftrittshäufigkeit, ihrer Persistenz und ihrer typinternen Parameter untersucht. Die Darstellung der Komposita des bodennahen Luftdrucks trrZT in

verschiedenen Modellzeiträumen soll außerdem Aufschluss über ihre klimawandelbedingten räumlichen Veränderungen geben (vgl. Kapitel 8.2).

Die Zielsetzung und Vorgehensweise erlauben somit zudem die Beantwortung der folgenden Fragen:

1. Bestehen zeitliche Instationaritäten zwischen den Variablen der atmosphärischen Zirkulation und dem regionalen Niederschlag?
2. Wie gut reproduzieren die regionalen Klimamodelle die rezenten Modi der Variabilität des bodennahen Luftdrucks aus der Reanalyse?
3. Wie gut lassen sich die aus einer optimierten Zirkulationstypklassifikation abgeleiteten ZT auf ein globales Atmosphärenmodell und auf regionale Klimamodelle übertragen?
4. Wie deutlich sind die Änderungssignale in den Klimamodellen und welche regionalen Unterschiede bestehen diesbezüglich?

Kapitel 9 befasst sich mit länger anhaltenden Trockenperioden im Untersuchungsgebiet. Diese werden in jeder Region ähnlicher Niederschlagsvariabilität bestimmt, um anschließend die Veränderung ihrer Dauer, Häufigkeit und Intensität sowie Veränderungen ihrer atmosphärischen Zirkulationsdynamik im Zuge des Klimawandels zu untersuchen. Außerdem wird das Auftreten der regionalen Trockenperioden in Zusammenhang mit den nordhemisphärischen Telekonnektionsmustern betrachtet. Die Ergebnisse der Untersuchungen werden in Kapitel 10 in den aktuellen wissenschaftlichen Kontext eingeordnet. Kapitel 11 enthält die Schlussfolgerungen und gibt einen Ausblick für künftige Forschungsarbeiten.

4 Daten

Dieses Kapitel enthält einen Überblick über die im Rahmen dieser Forschungsarbeit verwendeten Beobachtungsdaten (vgl. Kapitel 4.1), Reanalysedaten (vgl. Kapitel 4.2) und Klimamodelldaten (vgl. Kapitel 4.3).

4.1 Beobachtungsdaten

Für das Untersuchungsgebiet (vgl. Abbildung 1) liegen tägliche, gegitterte Niederschlagsdaten für den Zeitraum von 1961 bis 2017 vor. Die räumliche Auflösung beträgt 6 km. Die täglichen Werte ergeben sich aus der Niederschlagssumme zwischen sieben Uhr morgens bis sieben Uhr morgens des darauffolgenden Tages. Die Daten basieren auf 1750 Messstationen im Untersuchungsgebiet und wurden von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) für das WETRAX+-Projekt bereitgestellt. Innerhalb der auf Abbildung 1 dargestellten äußeren violetten Linie, die die maximale Ausdehnung der Niederschlagsstationen zeigt, deren Daten für die Erstellung des WETRAX+ Niederschlagsdatensatzes herangezogen wurden, besteht ein zeitlich konsistentes Netz mit einer 95-% Datenabdeckung für den Beobachtungszeitraum 1961-2017. Die Stationsdaten wurden mittels *Kriging* mit externer *Drift* auf die Fläche des Untersuchungsgebiets interpoliert (Diggle und Ribeiro 2007). Bei dieser Interpolationsmethode werden zusätzliche, unabhängige Variablen verwendet, um die räumliche Vorhersage zu verbessern (Hengl et al. 2003). Neben diesem Vorgehen sei das *Universal-Kriging* sowie das *Regressions-Kriging* genannt, die ebenfalls zur Gruppe der sogenannten hybriden, bzw. nicht-stationären geostatistischen Methoden gehören (Wackernagel 2003). Eine detaillierte Beschreibung der Unterschiede dieser Verfahren findet sich in Hengl et al. (2003).

4.2 Reanalysedaten

Die Reanalyse vergangener Beobachtungen zielt darauf ab, hochwertige Klimadatensätze zu erzeugen. Dabei werden weltweit gewonnene Beobachtungsdaten auf ein dreidimensionales Gitter übertragen. So ist es möglich, meteorologische Variablen in einer physikalisch konsistenten, raum-zeitlich regelmäßigen Weise abzubilden und auch solche Variablen zu reproduzieren, für die es nur wenige Beobachtungen gibt (Kobayashi et al. 2015).

Die im Rahmen dieser Forschungsarbeit verwendete Reanalyse (JRA-55) von der *Japan Meteorological Agency (JMA)* ist eine regelmäßig aktualisierte, globale, atmosphärische Reanalyse. Sie reicht bis 1958 zurück (Kobayashi et al. 2015; Harada et al. 2016) und wurde anstelle der ERA-40-Daten (Uppala et al. 2005) verwendet, um zu Beginn der Untersuchungen den gesamten Beobachtungszeitraum zwischen 1961 und 2017 abzudecken und eine Vergleichbarkeit mit den Ergebnissen des WETRAX+-Projekts zu gewährleisten (Hofstätter et al. 2018). Die räumliche Auflösung beträgt 1.25°. Die atmosphärischen Variablen liegen in 6-stündiger Auflösung vor. Tabelle 1 gibt Auskunft über die verwendeten Variablen der JRA-55 Reanalyse, einschließlich der verfügbaren Level.

Tabelle 1: Verwendete Reanalysedaten (JRA-55) von 1958 bis 2017.

Bezeichnung	Variable	Levels [hPa]
MSLP	Luftdruck [hPa]	-
VVEL (OMEGA)	Vertikalgeschwindigkeit [hPa/h]	300, 500, 700, 850
RHUM	Relative Feuchte [%]	300, 500, 700, 850
SHUM	Spezifische Feuchte [g/kg]	300, 500, 700, 850
RVORT	Relative Vorticity [1/s]	300, 500, 700, 850
U-Wind	Zonaler Wind [m/s]	300, 500, 700, 850
V-Wind	Meridionaler Wind [m/s]	300, 500, 700, 850
TEMP	Temperatur [K]	2 m

Quelle: National Center for Atmospheric Research (NCAR), University Corporation for Atmospheric Research (UCAR Research), Data Archive (2018).

4.3 Modelldaten

Für Analysen in der Klimazukunft werden Simulationen des globalen Atmosphärenmodells (ECHAM6) und regionale Klimamodelle der Cordex- und ReKliEs-De Initiative verwendet. Tabelle 2 gibt einen Überblick über die verwendeten Modelldaten.

Tabelle 2: Verwendete Daten regionaler Klimamodelle der Euro-Cordex und ReKliEs-De Initiative sowie des globalen Atmosphärenmodells (ECHAM 6), für den Kontrollzeitraum von 1971 bis 2000 sowie den Projektionszeitraum von 2006 bis 2100, für RCP4.5 und RCP8.5.

Globale Modelle	Regionale Modelle	Vorhandene Variablen (zeitliche Auflösung 24h)	Raumausschnitt	Räumliche Auflösung
Euro-Cordex				
ICHEC-EC-EARTH_r1	RACMO22Ev1	Luftdruck [hPa], Temperatur [°C], Niederschlag [mm]	-44.59 - 64.96 E 21.98 - 72.58 N	0.11°
ICHEC-EC-EARTH_r12	CCLM4-8-17			
ICHEC-EC-EARTH_r12	RACMO22Ev1			
ICHEC-EC-EARTH_r12	RCA4v.1			
MPI-M-MPI-ESM_LR_r1	CCLM4-8-17			
MPI-M-MPI-ESM_LR_r1	RCAv.1a			
ReKliEs-De				
MIROC5_r1	CCLM4-8-17	Luftdruck [hPa], Temperatur [°C], Niederschlag [mm]	-44.59 - 64.96 E 21.98 - 72.58 N	0.11°
ECHAM6				
ECHAM6 r1i1p1-LR		Luftdruck [hPa], Temperatur [°C], Niederschlag [mm], relative Luftfeuchte [%]		1.9°
ECHAM6 r2i1p1-LR				
ECHAM6 r3i1p1-LR				

Quellen: ICHEC-EC-EARTH Consortium, Atmosphere-Ocean Research Institute, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (MIROC5), ECHAM6, Max-Planck-Institut für Meteorologie (2019).

Der Weltklimarat (*Intergovernmental Panel on Climate Change* -IPCC) veröffentlicht ca. alle sieben Jahre einen Weltklimabericht, der den aktuellen Wissensstand der Klimaforschung enthält (Linke et al. 2017). Für diesen wurde ein Modellvergleichsprojekt, CMIP (*coupled model intercomparison project*), von der internationalen Klimamodellierungsgemeinschaft ins Leben gerufen, das es ermöglicht, standardisierte Klimasimulationen mit weitgehend vorgegebenen Randbedingungen für eine optimale Vergleichbarkeit der Ergebnisse zu erreichen. Für das CMIP5 Projekt wurden vier Szenarien als repräsentative Pfade des Strahlungsantriebs der Treibhausgaskonzentrationen von 2005 bis 2100 erstellt (engl.: *Representative Concentration Pathways, RCP*), die in etwa die Bandbreite möglicher, künftiger Emissionspfade abbilden. Die Zahl hinter *RCP* steht für die Zunahme des Strahlungsantriebs (W/m^2) im Jahr 2100, gegenüber dem vorindustriellen Zustand im Jahr 1850 (Moss et al. 2010). Das CMIP6 Modell des Max-Planck-Instituts (MPI) ist das jüngste Erdsystemmodell (ESM) mit interaktivem Kohlenstoffkreislauf, dessen Datenprotokoll Variablen, Metadaten, Dateiformate, Einheiten und zeitliche Aggregationen festlegt, um die Modellvergleichbarkeit zu vereinfachen. Dieses Modell liefert die wissenschaftliche Grundlage für den sechsten Sachstandsbericht (AR6) des IPCC (Arora et al. 2020; IPCC 2021). Das MPI-ESM basiert auf den Komponenten ECHAM6 für die Atmosphäre und dem Ozeanmodell MPIOM sowie dem Land-Biosphärenmodell JSBACH und dem Biogeochemie-Modell HAMMOCC (Giorgetta et al. 2013). Mit dem MPI-ESM wurden 482 Simulationen durchgeführt. Aus den Rohdaten wurden, gemäß des Datenprotokolls von CMIP6, Daten aufbereitet und qualitätsgeprüft und in der so genannten *Earth System Grid Federation* (ESGF) publiziert (Joussaume und Budich 2013). Im MPI-ESM-LR (*LR - low resolution*) wurden Kohlenstoff- und Stickstoffzyklen implementiert und Vegetationsänderungen dynamisch berechnet (Müller et al. 2018). Das *Irish Centre for High-End Computing* (ICHEC) in Galway ist Irlands nationales Zentrum für *High-Performance Computing*. Es stellt Dienstleistungen für die Wissenschaft, die Industrie und den öffentlichen Sektor bereit. Das EC-Earth-Konsortium nahm an CMIP5 teil und beteiligt sich derzeit an CMIP6 mit einem Modell, das biogeochemische Zyklen und die Atmosphärenchemie umfasst. Die aktuelle Version von ICHEC-EC-Earth basiert auf dem integrierten Vorhersagesystem (IFS) des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) und dem Modell des *Nucleus for European Modelling of the Ocean* (NEMO), dem Meereismodell von *Louvainla-Neuve* (LIM3), dem atmosphärischen *Tracer Model Version 5* (TM5), dem Vegetationsmodell *Lund-Potsdam-Jena General Ecosystem Simulator* (LPJ-GUESS) und dem *Pelagic Interactions Scheme for Carbon and Ecosystem Studies* (PISCES), einem Ozean-Biogeochemie-Modell (Nolan und McKinstry 2020). Das *global circulation model* (GCM) *for Interdisciplinary Research on Climate* (MIROC) ist ein Ozean-Atmosphären-Modell, das Zirkulationsmodelle der Atmosphäre und des Ozeans mit Land- und Meereismodulen verbindet. Das Atmosphärenmodell ist das Modell des *CCSR-NIES-Frontier Research Center for Global Change* (FRCGC), das auf einem globalen, spektralen und dynamischen Kern basiert. Das Ozeanmodell ist das *CCSR Ocean Component Model* (COCO) (Watanabe et al. 2010).

In den globalen Modellen enthaltene, großskalige Klimaschwankungen können durch die Regionalisierung von mehreren Simulationen erfasst werden (Bondavalli et al. 2017). Immer häufiger werden international koordinierte Multimodell-Ensembles erstellt, die es zulassen, eine Bandbreite möglicher Klimaentwicklungen aufzuzeigen. Das *World Climate Research Program* (WCRP) wird durch die sogenannte *Cordex-Initiative* koordiniert. Am deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) werden Daten des MPI-ESM mit den regionalen Klimamodellen (engl.: *Regional Climate Model, RCM*) *Cosmo-Model in Climate Mode*

(CCLM), *Regional Atmospheric Climate Model* (RACMO) und *Rosby Centre Regional Atmospheric Climate Model* (RCA) regionalisiert (Legutke et al. 2012). Das regionale Klima-szenarien-Ensemble für Deutschland (ReKliEs-De) stellt Simulationen systematisch für Deutschland bereit, inklusive der nach Deutschland entwässernden Flusseinzugsgebiete (Hübener et al. 2017). Die Cordex- und ReKliEs-De-Klimasimulationen beruhen auf dynamischen und statistischen *Downscaling* Modellen, die von globalen Modellen aus CMIP5 übernommen wurden (Legutke et al. 2012).

Die Modellauswahl erfolgte unter Berücksichtigung der Ergebnisse des bayerischen Klimaprojektionen-Audits, in dessen Rahmen eine Plausibilitätsprüfung regionaler Klimaprojektionen durchgeführt wurde. Diese umfasst sowohl eine qualitative Überprüfung als auch regional differenzierte Analysen. Insgesamt wurden vier Indikatoren für verschiedene Naturräume betrachtet und zur besseren Vergleichbarkeit ein *Scoring*-System herangezogen. Die detaillierten Ergebnisse sind dem Bericht des bayerischen Klimaprojektionsensembles zu entnehmen (Zier et al. 2020). Zudem richtet sich die Modellauswahl nach der Verfügbarkeit, der für die Untersuchung benötigten, atmosphärischen Variablen.

5 Methodik

In diesem Kapitel werden die grundlegenden Methoden erläutert, welche auf die im vorangegangenen Kapitel beschriebenen Daten angewandt werden. In Kapitel 5.1 wird die Methode der Hauptkomponentenanalyse beschrieben, die zur Regionalisierung angewandt wird. Anschließend folgt die Beschreibung der Methode der Zirkulationstypklassifikation sowie eine Beschreibung von generellen Optimierungsmöglichkeiten des Klassifikationsprozesses (vgl. Kapitel 5.2). Eine detaillierte Ausführung der Anwendung dieser Methoden im Kontext der jeweiligen Forschungsfragen ist den nachfolgenden Kapiteln zu entnehmen.

5.1 Hauptkomponentenanalyse

Die Hauptkomponentenanalyse oder Singulärwertzerlegung (engl. *Principal Component Analysis*, PCA) ist ein Verfahren aus der multivariaten Statistik, das dazu dient, umfangreiche Datensätze zu strukturieren und zu vereinfachen. Dabei wird eine Vielzahl an zeitlich und räumlich aufgelösten Daten oder Originalvariablen durch eine geringe Anzahl möglichst aussagekräftiger Hauptkomponenten ersetzt (James und Witten 2013).

Richman (1986) beschreibt detailliert verschiedene Verfahren, von denen die S-, Q-, T- und R-modale Analysen für Regionalisierungen relevant sind. Die R-modale Hauptkomponentenanalyse verarbeitet einen Satz verschiedener Originalvariablen, die räumlich, aber nicht zeitlich aufgelöst sind. Datensätze mit nur einer Originalvariablen, die sowohl zeitlich als auch räumlich aufgelöst ist, wie zum Beispiel der Niederschlag, können in eine s-modale Hauptkomponentenanalyse mit räumlichen Einheiten (Stationen oder Gitterpunkte) als Variablen und Zeiteinheiten als Fälle eingehen (Jacobeit 2010).

Inwieweit ein Wert (bzw. bei den gegitterten Niederschlagsdaten eine Gitterbox) eine Hauptkomponente beeinflusst, wird in Form der Ladung (*Loadings* oder Gewichte) ausgedrückt. Die Ladung kann als der Korrelationskoeffizient zwischen der Zeitreihe der Gitterbox und den scores der Hauptkomponente verstanden werden. Jede Hauptkomponente hat also so viele Ladungen wie Variablen (Gitterboxen). Die Summe der quadrierten Ladungen zwischen den Gitterboxen und einer Hauptkomponente gibt den Anteil an der Gesamtvarianz an, der durch die jeweilige Hauptkomponente erklärt werden kann. Dieser wird auch als Eigenwert bezeichnet. Ziel ist es, die optimale Anzahl an Hauptkomponenten und die optimalen Ladungen jeder Gitterbox auf jede Hauptkomponente zu finden, sodass die Niederschlagsvariabilität im Untersuchungsgebiet durch die Hauptkomponenten optimal abgebildet wird. Die Niederschlagsvariabilität lässt sich als Linearkombination der Hauptkomponenten und der Ladungen, in allgemeiner Form, wie folgt darstellen (Beck 2000):

$$O_i = w_{i1} * HK_1 + w_{i2} * HK_2 + w_{i3} * HK_3 \dots + w_{in} * HK_n + R_i \quad (1)$$

Wobei O die gesamte Varianz der Originalvariable, HK die Hauptkomponenten, w deren Ladungen und R das Residuum darstellen. Die Zeitreihen der Hauptkomponentenwerte (*scores*) bilden die wesentlichen Eigenschaften der Originalvariablen (Niederschlag) ab. In diesem Fall sind *scores* standardisierte

Zeitreihen einer Variablen und enthalten daher keine realen Niederschlagswerte mehr. Das Ergebnis wird durch die orthogonale Varimax-Rotation optimiert. Durch die Maximierung der Varianz unterscheiden sich die Hauptkomponenten in größerem Maße voneinander. Zur Bestimmung der ersten Hauptkomponente wird das Koordinatensystem so weit rotiert, dass die Achse der unabhängigen Variablen die Richtung der größten Varianz aufweist. Die zweite Hauptkomponente deckt die Varianz der Originalvariablen senkrecht (orthogonal) dazu ab. Jede weitere Hauptkomponente deckt die Varianz orthogonal zu vorheriger Hauptkomponente ab, bis nahezu die gesamte Varianz der Originalvariablen durch die Hauptkomponenten erklärt wird. Der Anteil erklärter Varianz erhöht sich dadurch nicht. Da davon auszugehen ist, dass eine begrenzte Anzahl an Hauptkomponenten die Varianz einer Ausgangsvariablen maximal, aber nicht vollständig erklären kann, bleibt ein Rest nicht erklärter Varianz, das sogenannte Residuum (Schönwiese 2013; Homann 2017).

5.2 Zirkulationstypklassifikation

Für die Untersuchung der Dynamik der atmosphärischen Zirkulation gibt es zwei grundlegende Ansätze. Es sind Klassifikationen von dynamischen Modusanalysen abzugrenzen, die empirische orthogonale Faktoren- und Hauptkomponentenanalysen umfassen, bevor auf die Methode der, für diese Arbeit verwendeten Zirkulationstypklassifikation eingegangen wird. Bei einer Klassifikation findet eine strikte Zuordnung einzelner Objekte zu disjunkten Gruppen statt, während bei Modusanalysen generische Zirkulationsmuster anstelle von zusammengesetzten Mustern abgeleitet werden. Obwohl Klassifikationen eine starke Vereinfachung der Realität darstellen, gibt es Anwendungsbereiche, die sie notwendig oder zumindest vorteilhaft erscheinen lassen. Beispielsweise, wenn direkte Beziehungen zwischen der atmosphärischen Zirkulation und einzelnen Extremereignissen oder zirkulationsinterne Charakteristika bestimmt werden sollen (Jacobeit 2010). Eine mathematische Methode zur Erstellung von Klassifizierungen ist die Clusteranalyse (Kaufman und Rousseeuw 2009). Sie eignet sich für die Klassifizierung von Zirkulationsmustern am ehesten und wird daher oft verwendet, was die Vergleichbarkeit der Ergebnisse mit anderen Studien erleichtert. Einer Clusteranalyse geht häufig eine PCA voraus, um der Kollinearität der Eingangsvariablen Rechnung zu tragen (Huth et al. 2008). Zu unterscheiden sind hierarchische und nicht-hierarchische Algorithmen. Erstere beginnen mit jedem Fall in einem Cluster bzw. einer Klasse und erstellen dann eine Abfolge von Partitionen bis schließlich eine Klasse entsteht, die alle Fälle enthält. Bei der nicht-hierarchischen Clusteranalyse muss die Klassenanzahl zuvor festgelegt werden. Im Gegensatz zur hierarchischen können bei der nicht-hierarchischen Clusteranalyse einmal gebildete Cluster wieder getrennt werden, um auf anderen Partitionierungsebenen zu besseren Lösungen zu gelangen (Schönwiese 2013). Die nicht-hierarchische Clusteranalyse ermöglicht eine weitestgehend objektive Gruppierung, deren Schwellenwerte das sekundäre Ergebnis einer Zuordnung sind, womit eine subjektive Definition vermieden wird, wobei der gesamte Klassifizierungsprozess insofern als nicht objektiv anzusehen ist, als dass er auch immer subjektive Entscheidungen der klassifizierenden Person beinhaltet, was die Wahl des Un- bzw. Ähnlichkeitsmaßes innerhalb bzw. zwischen den einzelnen Typen als auch die Klassenanzahl angeht (Huth et al. 2008). Neben der Einteilung subjektiver und objektiver Methoden wurden lange Zeit manuelle von automatisierten Klassifikationsmethoden unterschieden (Yarnal 1993). Hybride Methoden sind jene, bei welchen Typen subjektiv definiert und alle Beobachtungsmuster automatisch zugewiesen werden. Beispiele, die auf einer objektiven Zuordnung einzelner

Zirkulationsfelder zu vordefinierten Zirkulationsfeldern basieren, sind bei Jones et al. (1993), Dittmann et al. (1995), Beck et al. (2001) sowie bei James (2007) zu finden. Zu den hybriden oder gemischten Klassifizierungsansätzen gehören grundsätzlich die Festlegung von Schwellenwertkriterien, der Einsatz von Abstandsmaßen und Verfahren künstlicher Intelligenz wie Entscheidungsbäume oder neuronale Netze. Sie zählen zu den nichtlinearen Methoden und kommen zum Beispiel in Form von selbstorganisierenden Karten (SOMs) zum Einsatz. Bei diesen geht es, im Gegensatz zur Clusteranalyse, nicht hauptsächlich darum, Gruppen zu bilden, sondern Punkte im physikalischen Raum zu finden, die für nahegelegene Beobachtungen repräsentativ sind. Bei *Fuzzy*-Klassifizierungen kann jeder Fall zu mehr als einem Typ gehören, wobei sich die Intensität der Zugehörigkeit unterscheidet. Seltener kommen Klassifizierungs-, Regressionsbäume oder Mischungsmodelle zum Einsatz (Huth et al. 2008). Philipp et al. (2010) unterscheiden Methoden, die auf vordefinierten Typen basieren, von jenen, die abgeleitete Typen generieren. Die Methoden, die auf vordefinierten Typen basieren, können in subjektive, wie jene von Hess und Brezowsky (1952), und schwellenwertbasierte Methoden unterteilt werden, wie jene nach Lamb (1972). Unter den Methoden mit abgeleiteten Typen gibt es PCA-basierte, *Leader*-Algorithmusbasierte sowie Verfahren, die auf iterativen Algorithmen basieren (Philipp et al. 2010).

5.2.1 Auswahl der Klassifikationsmethode

Ziel ist es, eine Klassifikationsmethode auszuwählen, die trockene Wetterlagen präzise abbildet und die es ermöglicht, Rückschlüsse auf zusammenhängende länger andauernde Trockenperioden zu ziehen. Zudem sollte sich die Klassifikationsmethode eignen, trockene Wetterlagen auch in Klimamodelldaten abbilden zu können.

Zahlreiche Klassifizierungsansätze haben dazu geführt, dass ihre Vergleichbarkeit, selbst bei Studien, die sich mit ähnlichen Themen befassen, nur erschwert möglich ist. Das Problem abweichender Klassifikationen sollte durch das COST733-Projekt (*European Cooperation in Science and Technology*) "Harmonisierung und Anwendung von Wettertyp-Klassifikationen für europäische Regionen" bewältigt werden, dessen Hauptziel es war, eine allgemeine numerische Methode zur Bewertung, zum Vergleich und zur Klassifizierung von Wettersituationen in Europa zu entwickeln, die auf jede europäische (Sub-) Region skalierbar ist. Aus dem Projekt resultierte eine Datenbank, die 73 automatisierte und manuelle Zirkulationsklassifikationen für Mitteleuropa umfasst (Fleig et al. 2010).

Bei der Evaluation des Potenzials der Klassifikationen aus dem COST 733-Projekt für die Analyse der regionalen Entwicklung hydrologischer Dürren in Europa konnte festgestellt werden, dass Klassifikationen mit mehreren ZT insgesamt besser abschneiden als jene mit einer geringeren Klassenanzahl. So erreicht die Großwettertypen-Klassifikation (engl.: *Gross-Weather-Types*, GWT), die zu den automatisierten Klassifizierungen zählt, die vordefinierte Typen verwenden, zum Beispiel, bei der Untersuchung der Beziehungen zwischen interannuellen Schwankungen im SPI und der großräumigen atmosphärischen Zirkulation über Mitteleuropa bei 18 und 27 Klassen eine klarere Differenzierung von zyklonalen und antizyklonalen Mustern, die bei einer Klassenanzahl von zehn nicht unterschieden werden (Beck et al. 2015).

Beim Vergleich der Abbildungsleistung der einzelnen Klassifikationen fällt ferner auf, dass ihre relative Einstufung für verschiedene Niederschlagsschwellenwerte und auch für verschiedene Werte der Anzahl der Typen ähnlich ist, was nicht für ihre saisonale und räumliche Abhängigkeit gilt. Die Abbildungsleistung der Klassifikationen ist über die Jahreszeiten hinweg etwas weniger konsistent als über die Anzahl der Klassen und Schwellenwerte (Schiemann und Frei 2010). Geringe Abbildungsleistungen im Osten Europas entstehen vermutlich aufgrund der abnehmenden Exposition gegenüber synoptischen Zirkulationssystemen dieser kontinentalen Regionen (Beck et al. 2015). Zudem hat das Klassifikationsverfahren selbst einen größeren Einfluss auf die Abbildungsleistung als die Inputvariablen (Fleig et al. 2010), wobei die meisten der wichtigsten Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation bei objektiven und subjektiven Methoden ähnlich sind (Kysely und Huth 2006).

Bei einem Vergleich der Abbildungsleistung von insgesamt 71 der automatischen und manuellen Klassifikationen aus dem COST 733-Projekt in Bezug auf ihre Fähigkeit, den Niederschlag im Alpenraum aufzulösen, stellten Schiemann und Frei (2010) fest, dass diese:

- bei automatischen Verfahren insgesamt höher ist als bei manuellen.
- im Wesentlichen immer höher ist für schwache und moderate Niederschläge als für intensive. Das liegt daran, dass der großräumige atmosphärische Zustand einen recht guten Hinweis darauf geben kann, ob Niederschlag überhaupt auftreten wird und daran, dass das Auftreten von starken Niederschlägen von weiteren Eigenschaften der meteorologischen Situation, wie zum Beispiel dem Wärme- und Feuchtigkeitsgehalt der beteiligten Luftmassen, abhängt.
- im Winter besser ist als im Sommer, weil die Niederschläge im Sommer zum großen Teil auf lokale konvektive Prozesse zurückzuführen sind, die von den Klassifikationen nicht erfasst werden.
- im Nordwesten besser ist als im Südosten, weil der Zusammenhang in einer Region mit vorherrschenden West- und Nordwestwinden zwischen der synoptischen Situation und den Niederschlägen an den West- und Nordwesthängen der größten topographischen Barrieren besonders stark ist.
- mit einer höheren Anzahl von Klassen besser ist als bei einer geringeren Klassenanzahl.

Die Klassifikationsmethoden des COST 733-Projekts sind in einem frei zugänglichen Software-Paket mit dem Namen *cost733class* erhältlich. Auf Basis der beschriebenen Studien wurden aus den Klassifikationsmethoden des COST 733-Projekts insgesamt drei automatisierte Methoden für die vorliegende Arbeit ausgewählt, die nachfolgend detailliert beschrieben werden. Sie umfassen zwei optimierungs-basierte Methoden, die auf iterativen Algorithmen beruhen und zum Vergleich eine Methode, die vordefinierte Typen verwendet (Philipp et al. 2016).

Bei der GWT-Klassifikation werden drei prototypische Muster verwendet und die drei entsprechenden Pearson-Korrelationskoeffizienten zwischen jedem Feld im Eingabedatensatz und den drei Prototypen berechnet (Beck et al. 2007). Der erste Prototyp ist ein streng zonales Muster. Der zweite Prototyp ist ein striktes meridionales Muster. Der dritte Prototyp ist ein zyklonales Muster. In Abhängigkeit von den drei Korrelationskoeffizienten und ihrer Kombination wird jedes Eingabefeld einer Klasse zugeordnet. Da es nur eine feste Anzahl von Kombinationen gibt, ist die mögliche Anzahl von Typen 8, 10, 11, 16,

18, 19, 24, 26 oder 27. Bei acht Typen werden die Hauptwindsektoren (N, NE, E, SE, S, SW, W, NW) verwendet. Zwei zusätzliche Typen für rein zyklonale und rein antizyklonale Situationen führen zu zehn Typen und ein indifferenter Typ je nach Zyklonalität zu elf Typen. Für 16 Typen gelten die folgenden Zahlen: 1-8 = zyklonisch, 9-16 = antizyklonisch und für 24: 1-8 = zyklonisch, 9-16 = antizyklonisch, 17-24 = indifferent. Bei Addition von zwei oder drei Zyklizitätstypen ergeben sich 18 oder 19 und 26 oder 27 Typen (Philipp et al. 2010).

Bei der sogenannten *k-means* Clusteranalyse werden ausgehend von einer Startpartition die Objekte (zum Beispiel Tagesdruckmuster) nacheinander von einem Cluster einem anderen zugeordnet, wenn dies die clusterinterne Varianz verringert. Bei jeder Iteration wird also geprüft, ob sich ein Objekt in dem Cluster mit dem ähnlichsten Clusterschwerpunkt befindet. Die Ähnlichkeit ist z.B. definiert als der euklidische Abstand zwischen dem Clusterschwerpunkt und dem betreffenden Objekt. Die Verwendung von euklidischen Abständen wird bevorzugt, weil sie die absoluten Gradienten in täglichen Druckmustern widerspiegeln, was beispielsweise bei korrelationsbasierten Maßen für Unähnlichkeit nicht der Fall ist (Gong und Richman 1995). Nach jeder neuen Zuordnung werden die Clusterschwerpunkte neu berechnet. *means* bezeichnet daher den Durchschnitt jedes Typs, der in der Clusteranalyse als Zentroid bezeichnet wird. Der iterative Optimierungsprozess endet, wenn sich die erklärte Clustervarianz durch eine weitere Umordnung nicht mehr erhöht. Die wesentlichen Nachteile der Methode sind die Abhängigkeit von der Startpartition und der Reihenfolge bei den Neuzuordnungen sowie die fehlende Möglichkeit, sich dem globalen Optimum anzunähern. Zudem neigen bekannte Algorithmen, wie *k-means*, dazu, gleich große Klassen zu bilden, was gegebenenfalls zu einer Verzerrung der Realität führt (Philipp et al. 2007).

Im Vergleich zu *k-means* stellt die DKM-Methode (*discrete k-means*) insofern eine Verbesserung dar, als das für die Identifizierung unähnlicher Muster nicht nur die Summe der Klassenabstände verwendet wird, sondern das Minimum der Abstände maximiert wird und es im Partitionierungsprozess keine Schwellenwerte für die Klassengrenzen gibt. Zudem resultieren auch Klassen mit geringen Häufigkeiten (Philipp et al. 2016). Bei der Klassifizierung von Daten mit großem Stichprobenumfang ergibt sich das Problem einer unbekannt Anzahl von Lösungen, die nicht mehr dadurch verbessert werden können, die Objekte einer weiteren, clusterübergreifenden Neuzuordnung zuzuführen. Dies wird als Konvergenz der Optimierung bezeichnet. Die resultierenden Lösungen heißen lokale Optima und können mehr oder weniger weit von der bestmöglichen Lösung entfernt sein, die als globales Optimum bezeichnet wird. Um die Wahrscheinlichkeit der Konvergenz zu einem lokalen Optimum von geringer Qualität zu verringern, ist es möglich, eine Clusteranalyse mehrfach mit unterschiedlichen Startpartitionen durchzuführen. Dieses Verfahren nennt sich Multistart-Technik. Da die Reihenfolge der Zuordnungen ebenso entscheidend ist wie die Startpartition, kann eine diversifizierte Randomisierung (engl.: *Diversified Randomisation*) angewandt werden. Dabei wird die Clusteranalyse mehrmals mit zufälligen, das heißt randomisierten Startpartitionen durchgeführt. Zusätzlich findet bei diesem iterativen Prozess eine Randomisierung der Reihenfolge der Objekte sowie der Clusternummern statt. Die sich bei diesem Vorgehen ergebenden Optima sind noch immer zufällig und ein Beweis der Annäherung an das globale Optimum ist nicht möglich. Eine Strategie, sich dem globalen Optimum anzunähern, bieten *simulated annealing* Verfahren (Philipp et al. 2007). Sie zählen zu den heuristischen Approximationsverfahren, die vor allem

dann einen Vorteil bieten, wenn subjektive Entscheidungen im Klassifizierungsprozess, wie beispielsweise die Festlegung der Klassenanzahl, notwendig sind (Aickelin und Clark 2011). Das Konzept des *simulated annealing* basiert auf physikalischen Überlegungen aus der Metallurgie, wo durch langsames Abkühlen Partikel einer Schmelze stabile Kristalle bilden. Der effektivste Weg, sich dem globalen Optimum anzunähern, ist die Kombination der Konzepte des *simulated annealing* und der *diversified randomisation*, wie sie in Philipp et al. (2007) durch den *simulated annealing and diversified randomisation* Algorithmus (kurz: SANDRA) erfolgt ist. Bei der SANDRA-Klassifikationsmethode, die ebenfalls zu den nicht-hierarchischen Clusteranalysen zählt, wird nach einer zufälligen Auswahl der Startpartition jedes Objekt durch mehrere Iterationen einem Cluster zugewiesen. In jeder Iteration wird überprüft, ob sich das Objekt in einem geeigneten Cluster befindet. Falls nicht, wird es einem anderen Cluster zugewiesen (Philipp et al. 2007):

$$P = \exp\left(\frac{D_{old} - D_{neu}}{T}\right) \quad (2)$$

P = Wahrscheinlichkeit Clusterzugehörigkeit

D_{old} = euklidische Distanz zwischen einem Objekt und dem aktuellen Cluster

D_{neu} = euklidische Distanz zwischen einem Objekt und einem neuen Cluster

T = Temperaturkontrollparameter

Die Zugehörigkeit zu einem Cluster wird durch die Wahrscheinlichkeit P ausgedrückt, die Werte zwischen 0,0 und 1,0 annimmt. Während D_{old} die euklidische Distanz zwischen einem Objekt und seinem aktuellen Cluster beschreibt, entspricht D_{neu} der euklidischen Distanz zwischen einem Objekt und einem potenziell neuen Cluster. Ferner stellt T den Temperaturkontrollparameter nach Aarts und Korst (1997) dar, der entsprechend dem Abkühlungsfaktor C langsam abnimmt. Letzterer sollte dabei nahe unter 1,0 liegen (Philipp et al. 2007):

$$T_{i+1} = CT_i \quad (3)$$

T_{i+1} = Temperatur nach der Iteration

C = Abkühlungsfaktor

T_i = Temperaturzustand während der Dauer einer Iteration

T_i beschreibt dabei den Temperaturzustand während der Dauer einer Iteration und T_{i+1} die Temperatur nach der Iteration. Innerhalb jeder Iteration wird geprüft, ob jedes Objekt in eines der anderen Cluster verschoben werden kann, deren Reihenfolge bei jeder Prüfung ebenfalls zufällig ist. Dieser Ansatz stellt sicher, dass alle Möglichkeiten geprüft werden, und ermöglicht ein schnelles Abbruchkriterium. Nach jeder Iteration wird T durch Multiplikation mit C reduziert. Der Prozess wird gestoppt, wenn keine richtige Neuordnung mehr möglich ist, das heißt die Konvergenz erreicht ist (Homann 2017, Philipp et al. 2007).

Die SANDRA-Klassifikationsmethode ermöglicht eine Verringerung der Instabilität, die sich aus der Vorauswahl der Klassen ergibt (Huth et al. 2008). Im Vergleich zu *k-means* Methode ist eine Annäherung

an das globale Optimum durch eine bestmögliche Minimierung klasseninterner Differenzen möglich (Hofstätter et al. 2015). So können lokale Optima vermieden werden. Zudem besteht die Möglichkeit, durch die zufällige Auswahl der Startpartition und die Eingruppierung der Objekte durch mehrere Iterationen, Ausreißern im Datensatz weniger Gewicht zukommen zu lassen (Jacobbeit 2010). Darüber hinaus wurde die Methode bereits als überdurchschnittlich performant hinsichtlich der Stratifikation von Niederschlag für den Großraum der Alpen charakterisiert (Philipp et al. 2007), weshalb sie für die nachfolgenden Untersuchungen in der vorliegenden Arbeit verwendet wird.

5.2.2 Optimierung von Klassifikationen

Zu den grundsätzlichen Möglichkeiten, Klassifikationen zu optimieren, zählen Sequenzierungsverfahren, die Verringerung der Variabilität innerhalb der Klassen, die Verbesserung der Algorithmen für die Klassifikationen sowie das Finden der optimalen Klassenanzahl. Bei Sequenzierungsverfahren werden auch Informationen vorangegangener Tage berücksichtigt. Bei der objektiven Anwendung einer sogenannten Hauptmustersequenzanalyse besteht die Idee darin, dass ein Zirkulationsmuster, je nachdem welche Muster ihm voraus gingen, unterschiedliche Auswirkungen auf die Bedingungen an der Erdoberfläche, beispielsweise hinsichtlich des Niederschlags oder der Temperatur, haben kann. Der Grad der Persistenz kann daher eine Zuordnung ähnlicher Muster zu verschiedenen Klassen rechtfertigen. Eine objektive Umsetzung des Verfahrens wird zum Beispiel von Compagnucci et al. (2001) vorgestellt. Hengl et al. (2003) zeigen, dass Sequenzierungsverfahren Klassifizierungen vor allem für die Anwendung statistischer *Downscaling*-Verfahren erheblich verbessern können. Ansätze zur Verringerung der Variabilität innerhalb der ZT sind die Verschiebung des räumlichen Bereichs, der für die Bestimmung der ZT verwendet wird, sowie die Berücksichtigung kleinräumiger Zirkulationskomponenten, die zusätzliche Informationen über Zirkulationsmerkmale für die Unterteilung der ZT liefern, wie zum Beispiel die Wirbelstärke (*Vorticity*) im 700 hPa Niveau. Zudem ist es möglich, die Empfindlichkeit eines korrelationsbasierten Ansatzes für kleinskalige Komponenten zu erhöhen, indem die Korrelationsschwellen in relevanten geographischen Sektoren angehoben werden. Der Nachteil dieser spezifischen Anpassungen besteht in der Reduzierung der Übertragungs- und Anwendungsmöglichkeiten einer Methode auf andere Regionen (Huth et al. 2008). Die im Rahmen dieser Arbeit vorgenommenen Optimierungen sind detailliert in Kapitel 7.1 beschrieben.

Für Klassifikationen können grundsätzlich alle physikalisch messbaren Größen, die die atmosphärische Zirkulation beschreiben, verwendet werden, wenn die Daten in äquidistanten Zeitschritten vorliegen (Jacobbeit 2010). Für Zirkulationstypklassifikationen werden in den meisten Fällen der bodennahe Luftdruck und / oder die Geopotentialhöhen in der unteren bis mittleren Troposphäre bis zu 500 hPa verwendet. In der Regel wird nur auf ein Level für alle *Input*-Variablen zurückgegriffen. Die wenigen Studien, die mehrere Level verwenden, weisen darauf hin, dass aufgrund eines hohen Abhängigkeitsgrades zwischen den Level die Einbeziehung zusätzlicher Level nur wenig zusätzliche Informationen liefert. Atmosphärische ZT, die aus Zirkulationstypklassifikationen resultieren, sind daher Felder des bodennahen Luftdrucks, der geopotentiellen Höhe oder mehrerer Variablen, die die atmosphärische Zirkulation beschreiben (Huth et al. 2008).

Für die Zirkulationstypklassifikationen wird unter den in Tabelle 1 dargestellten, atmosphärischen Variablen nach einer optimalen Kombination und Gewichtung gesucht, um regionale, anhaltende Trockenheit im Untersuchungsgebiet anhand trrZT abzubilden (vgl. Kapitel 7.1) und so die Veränderung der atmosphärischen Zirkulation hinsichtlich von Trockenheit, im Kontext des Klimawandels, untersuchen zu können.

In dieser Arbeit wird die in COST733 definierte Alpen-Domain (D06) gewählt, da sie mit einer Erstreckung von 3° Ost - 20° Ost und 41° Nord -52° Nord das Untersuchungsgebiet abdeckt (vgl. Abbildung 2).

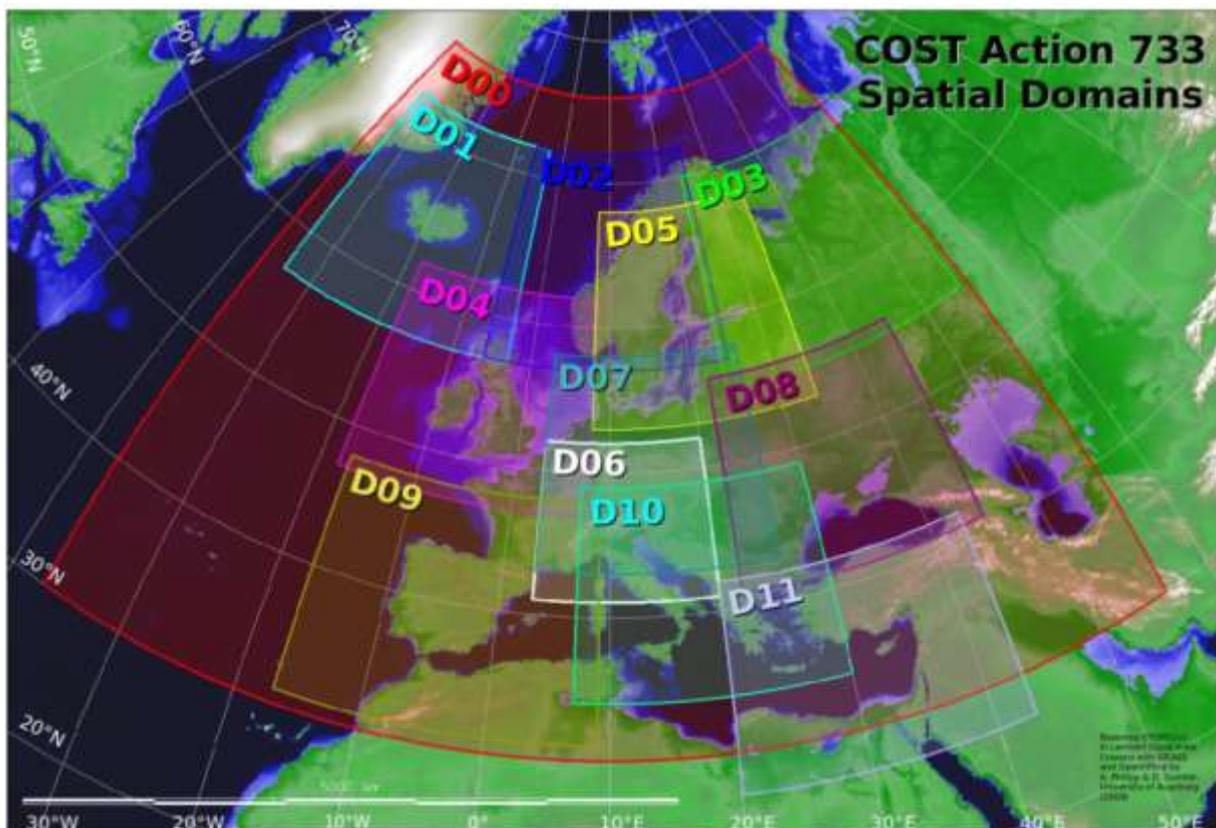


Abbildung 2: COST-Action 733 Domain-Größen in Europa (Philipp et al., 2010).

Da die Auswahl des Raumausschnitts bzw. der Domain einen ähnlich großen Einfluss auf die synoptische Abbildungsleistung der Zirkulationstypklassifikation besitzt wie die Methode selbst, muss bei der Domainauswahl ein Kompromiss gefunden werden. Einerseits soll der Raumausschnitt groß genug sein, um relevante atmosphärische Prozesse im Untersuchungsgebiet ausreichend gut abzubilden, andererseits wächst die Anzahl an Freiheitsgraden mit der Größe des untersuchten Gebiets, was es bei großen Gebieten schwieriger macht, ähnliche Zirkulationszustände zu finden (Matulla et al. 2004). Ferner ist die Auswahl der Domaingröße abhängig von den adressierten Oberflächenvariablen. So sollten, aufgrund des Grades an räumlicher Variabilität, Domaingrößen beispielsweise für die Abbildung des Niederschlags kleiner gewählt werden als für die Temperatur. Mit einer an den Breitengraden, also in West-Ost Richtung, gemessenen Erstreckung von ca. 1300 bis 1800 km ist es grundsätzlich möglich, wesentliche synoptische Prozesse abzudecken (Beck et al. 2013).

5.2.3 Evaluation der Klassifikation

Die Qualität einer Klassifizierung kann als ihre Fähigkeit definiert werden, Entitäten in Gruppen (Klassen) einzuordnen, die ein Maximum an innerer Ähnlichkeit und gleichzeitig ein Maximum an äußerer Unähnlichkeit aufweisen (Beck und Philipp 2010). Zu den grundlegenden Bewertungskriterien von Klassifizierungen gehört ihre Konsistenz, ihre Trennbarkeit, ihre Stabilität in Zeit und Raum, die Struktur ihrer Clusterung sowie ihre Fähigkeit zur Reproduktion vordefinierter Typen. Die Konsistenz beschreibt das Ausmaß, in dem Klassifizierungen, die auf nahe beieinanderliegenden Werten von vordefinierten Parametern basieren, voneinander abweichen bzw. übereinstimmen. Die Trennbarkeit beschreibt den Grad der Ähnlichkeit zwischen den Fällen innerhalb eines Clusters sowie die Unähnlichkeit zwischen den Clustern selbst, und die Struktur der Clusterung zeigt, ob die Methode dazu neigt, bei der Clusterung eine verzerrte Struktur zu erzeugen. Die Reproduktion vordefinierter Typen beschreibt die Fähigkeit der Methode, eine bereits bekannte, den Daten zugrunde liegende Struktur zu erkennen (Huth et al. 2008).

Die Abbildungsleistung der Zirkulationstypklassifikationen für Trockenheit wird mit dem dichotomen Gütemaß *Brier-Skill-Score* (BSS) überprüft. Er zeigt den Verbesserungsgrad einer probabilistischen Prognose im Vergleich zur klimatologischen Prognose und kann für die Überprüfung der Fähigkeit einer Klassifikation, bodennahe Klimaparameter aufzulösen, angewandt werden. Anstelle von absoluten Werten, wie dem Niederschlag können vordefinierte Ereignisse (Trockenheit) betrachtet werden. Je höher der BSS, desto besser ist die Performanz der Klassifikation bezüglich der betrachteten Ereignisse. Der Wertebereich des BSS liegt zwischen 0 und 1. Die Formel zur Berechnung des BSS nach Schiemann & Frei (2010) lautet:

$$BSS = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^I N_i (p_i - \bar{p})^2}{\bar{p}(1-\bar{p})} \quad (4)$$

BSS = *Brier-Skill-Score* $\in [0,1]$

N = Anzahl der Fälle

I = Anzahl der Zirkulationstypen (ZT)

p_i = Wahrscheinlichkeit des Ereignisses für einen Zirkulationstyp i

\bar{p} = klimatologische Häufigkeit des Ereignisses

Dabei beschreibt N die Anzahl der Fälle, während I für die Anzahl der ZT steht. Ferner entspricht p_i der Wahrscheinlichkeit des Ereignisses für einen ZT i und \bar{p} der klimatologischen Häufigkeit des Ereignisses. Je höher der BSS-Wert ist, desto besser ist die Performanz der Klassifikation bezüglich der betrachteten Ereignisse (Homann 2017).

6 Niederschlagsänderungen und Trockenheitstrends im Süden von Mitteleuropa

Die Niederschlagscharakteristik in Europa unterliegt sowohl saisonalen als auch regionalen Einflüssen. Aufgrund der naturräumlichen Gliederung des Untersuchungsgebiets bestehen regionale Unterschiede in der Niederschlagscharakteristik. Orographische Erhebungen, wie die europäischen Alpen im Süden- und die mitteleuropäischen Varisziden im Norden und Osten des Untersuchungsgebiets, verursachen Stau- und Lee-Effekte, wobei der Einfluss letzterer, aufgrund der geringeren Mächtigkeit (Henningsson und Katzung 2007), nicht so stark ausgeprägt ist (vgl. Abbildung 1). Der Norden und Westen erfahren einen stärkeren ozeanischen Einfluss, während das Klima im Süden und Osten kontinentaler geprägt ist. Im Sommer überwiegen konvektive Niederschläge, wie Schauer oder Gewitter, wohingegen im Winter länger anhaltende advektive Niederschläge dominieren (Brasseur et al. 2017). Die Niederschlagscharakteristik ist somit selbst in einem kleineren Untersuchungsgebiet differenziert zu betrachten (Schönwiese 2020). Aus diesem Grund und um regionale Veränderungen aufzeigen zu können, werden für die nachfolgenden Untersuchungen Niederschlagsregionen definiert, anhand derer rezente (vgl. Kapitel 6.2) und künftige (vgl. Kapitel 6.3) Niederschlags- und Trockenheitstrends dargestellt werden. In der Klimazukunft werden unterschiedlich starke Treibhausgasszenarien betrachtet, um den Einfluss des Klimawandels zu untersuchen. Die in diesem Kapitel definierten Niederschlagsregionen stellen zudem die Grundlage der Zirkulationstypklassifikationen dar (vgl. Kapitel 7.1), anhand derer die Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation im weiteren Verlauf der Arbeit untersucht werden.

6.1 Niederschlagsregionen im Untersuchungsgebiet

Die Regionalisierung des Niederschlags erfolgt mittels der s-modalen Hauptkomponentenanalyse (vgl. Kapitel 5.1). Die täglichen, gegitterten Niederschlagsdaten (vgl. Kapitel 4) werden hierfür monatlich aggregiert. Zur Bestimmung der Hauptkomponentenanzahl, die in der vorliegenden Arbeit der Anzahl der Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität entspricht, gibt es keine einheitlichen Vorgaben und eine Vielzahl an Auswahlkriterien. Grundsätzlich sollte eine möglichst geringe Anzahl an Hauptkomponenten einen möglichst großen Anteil der Variabilität erklären. Beim Screekriterium (Ellenbogenkriterium) werden, basierend auf einer graphischen Auswertung, alle Hauptkomponenten ausgewählt bis zu jener, ab der die Varianz nicht mehr wesentlich abnimmt. Beim Kaiser-Kriterium erfolgt die Auswahl aller Hauptkomponenten mit einem Eigenwert größer 1 (Hoffmann und Rödel 2004). Um eine möglichst geringe Anzahl an Hauptkomponenten zu bestimmen, die dennoch einen maximalen Anteil der Gesamtvarianz aller Originalvariablen erklären, werden in Anlehnung an die Arbeiten von Jacobeit (1993), Beck (2000), Philipp et al. (2007) und Rathmann (2008) nur jene Hauptkomponenten ausgewählt, die eine überdurchschnittliche Bedeutung hinsichtlich mindestens einer Originalvariablen im Vergleich zu allen Originalvariablen als auch gegenüber allen anderen Hauptkomponenten besitzen. Jede der Hauptkomponenten entspricht einer Region ähnlicher Niederschlagsvariabilität. Für jede der Regionen wird eine Gebietsniederschlagszeitreihe generiert. Die entsprechenden Gitterboxen gehen, durch ihre jeweilige Ladung gewichtet, in die Niederschlagszeitreihen der einzelnen Regionen ein.

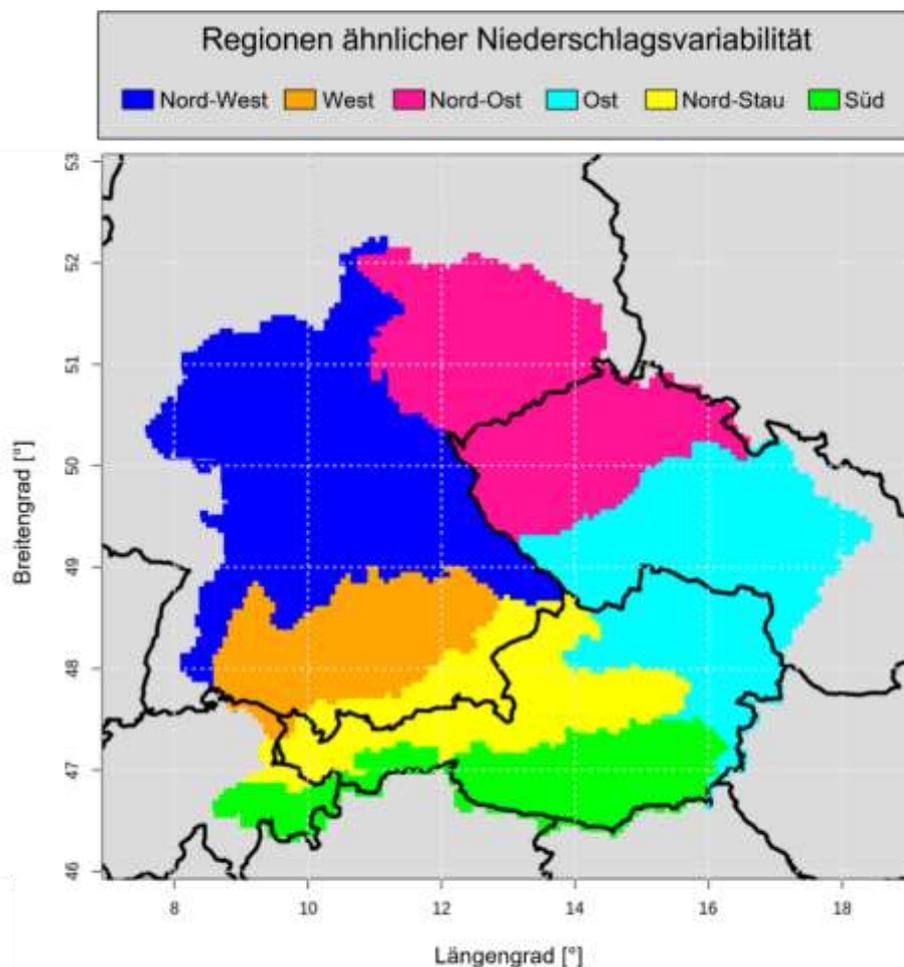


Abbildung 3: Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität im Untersuchungsgebiet resultierend aus einer s-modalen Hauptkomponentenanalyse auf monatlicher Basis mit gegittertem WETRAX+ Niederschlagsdatensatz (1961-2017).

Das Ergebnis der zur Regionalisierung herangezogenen s-modalen Hauptkomponentenanalyse sind sechs Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität, die in Abbildung 3 dargestellt sind. Die Region Süd liegt im Süden von Österreich und erstreckt sich bis in das westliche Graubünden in der Schweiz. Die Region umfasst weite Teile der österreichischen Bundesländer Kärnten und Steiermark. Nördlich dieser Region schließt sich die Region Nord-Stau im Bereich der Alpen an. Sie erstreckt sich bis in den Süden von Bayern und bis in den Westen der schweizerischen Kantone Thurgau und St. Gallen. Nordwestlich davon liegt die Region West, im Südwesten von Bayern und teils im Osten von Baden-Württemberg. Die Region Nord-West umfasst große Bereiche von Bayern, den Nordosten von Baden-Württemberg sowie den Südosten von Hessen und den Süden von Thüringen. Die Region Nord-Ost liegt zu großen Teilen im südlichen Sachsen sowie im Süden von Sachsen-Anhalt und im Norden der Tschechischen Republik. Zur Region Ost gehören Ostösterreich und der Süden der Tschechischen Republik, bis auf einen kleinen Bereich im äußersten Osten der tschechischen Region Mähren-Schlesien. In Abbildung 4 ist der mittlere, monatliche Niederschlag auf täglicher Basis für die einzelnen Niederschlagsregionen und das gesamte Untersuchungsgebiet im Beobachtungszeitraum dargestellt.

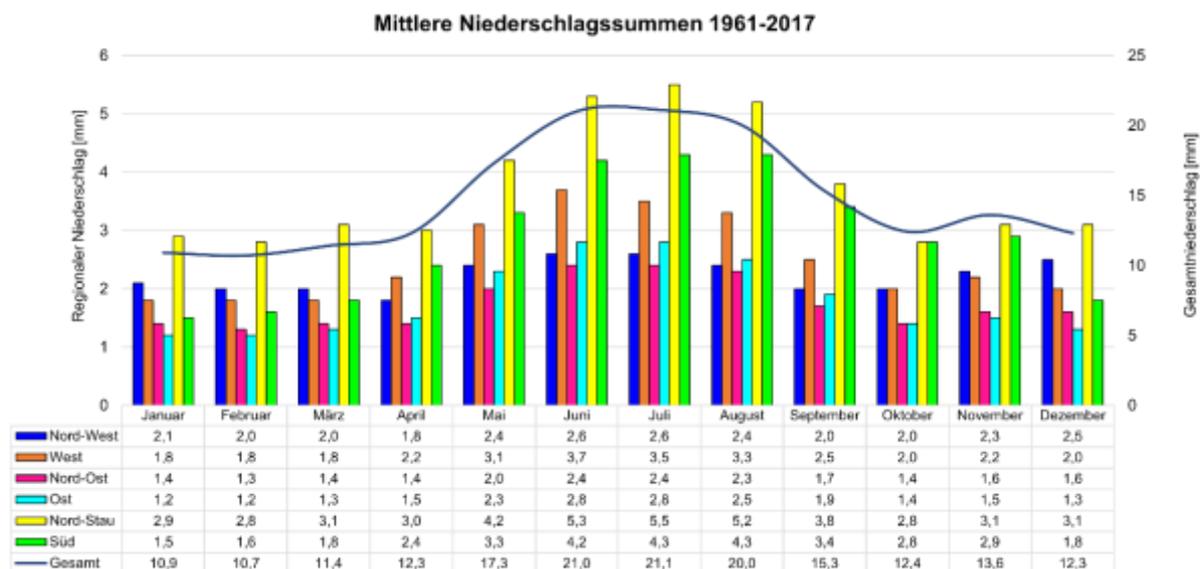


Abbildung 4: Mittlere, tägliche Niederschlagswerte in den Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität und im gesamten Untersuchungsgebiet im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017, gegitterter WETRAX+ Niederschlagsdatensatz.

Die höchsten Niederschlagsmengen fallen in den Sommermonaten zwischen Juni und August in den Regionen Nord-Stau und Süd. Die Region Nord-Stau weist die höchsten Niederschläge und die höchste Niederschlagsvariabilität auf. Zwischen Juni und August bestehen die größten regionalen Unterschiede in den monatlichen Niederschlagsmengen, was auf konvektive Niederschlagsereignisse zurückzuführen ist. Die geringsten Niederschlagsmengen fallen in den beiden östlichen, kontinentaleren Regionen zwischen Oktober und April. Das Ergebnis der Regionalisierung zeigt deutlich die Heterogenität der Niederschlagscharakteristik im Untersuchungsgebiet.

6.2 Rezente regionale Niederschlags- und Trockenheitstrends

Nachfolgend werden rezente Niederschlags- und Trockenheitstrends im Beobachtungszeitraum untersucht. Aufgrund der saisonalen Unterschiede im Niederschlagsgeschehen des Untersuchungsgebiets und der saisonalen Abhängigkeit der Wirksamkeit von Trockenheit werden die folgenden Analysen für die Sommermonate von April bis September und die Wintermonate von Oktober bis März durchgeführt. Die Analyse der Veränderung der großräumigen atmosphärischen Zirkulation erfolgt in der Regel ebenfalls getrennt für das Sommer- und Winterhalbjahr, wie bei Kyselý und Huth (2006), Keevallik und Soomere (2008) oder Trnka et al. (2015), da sich diese Saisonen hinsichtlich der atmosphärischen Zirkulation und den Luftströmungseigenschaften deutlich voneinander unterscheiden (Keevallik und Soomere 2008). Im Nachfolgenden werden die Monate von April bis September als Sommermonate bzw. Sommerhalbjahr bezeichnet und die Monate von Oktober bis März als Wintermonate bzw. Winterhalbjahr. Die jeweiligen Abbildungen und Tabellen enthalten die vollständigen Bezeichnungen und können somit für sich selbst interpretiert werden. Um regionale Niederschlagstrends festzustellen, werden die regionalen Zeitreihen der täglichen Niederschlagssummen (mm) einer linearen Regressionsanalyse unterzogen (Bahrenberg et al. 2017). Die Signifikanz für $\alpha = 0.05$ wird mit dem parameterfreien Test nach Mann-Kendall überprüft (Mann 1945; Kendall 1975). Das Ergebnis ist in Tabelle 3 dargestellt.

Tabelle 3: Rezente Niederschlagstrends der täglichen Niederschlagssumme in den Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität im Beobachtungszeitraum für April bis September und Oktober bis März (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Rot: signifikante Abnahme der täglichen Niederschlagssumme, weiß: keine signifikante Veränderung.

	Nord-West	West	Nord-Ost	Ost	Nord-Stau	Süd
April - September						
Oktober - März						

Die Region südlich der Alpen weist gegenüber dem übrigen Untersuchungsgebiet nördlich der Alpen gegensätzliche Niederschlagstrends auf. In allen Regionen nördlich der Alpen nimmt der Niederschlag im Sommerhalbjahr signifikant ab. Im Winterhalbjahr kann eine signifikante Niederschlagsabnahme nur südlich der Alpen festgestellt werden. Bei der näheren Betrachtung der rezenten Niederschlagsentwicklungen sind im Winterhalbjahr zunehmende Niederschlagstendenzen festzustellen, die, wie Tabelle 3 zu entnehmen, nicht signifikant ausfallen. Ein möglicher Grund, weshalb die winterlichen Niederschlagszunahmen, die im Zuge des Klimawandels insbesondere in Nordeuropa erwartet und bereits beobachtet werden, nicht signifikant ausfallen, ist die Lage des Untersuchungsgebiets im südlichen Mitteleuropa.

In einem nächsten Schritt sollen Trockenheitstrends untersucht werden. Als Schwellenwert für die Trockenheit findet das 20. Perzentil des langjährigen mittleren Niederschlags Verwendung. Dieser Wert wird häufig in der Literatur als Schwellenwert für Trockenheit angegeben (Svoboda et al. 2002; Haslinger et al. 2019a; Buitink et al. 2021). Die Trockenheitstrends werden einerseits anhand von Tagen mit Niederschlag unterhalb des 20. Perzentils des langjährigen Niederschlagsmittels im Beobachtungszeitraum und andererseits anhand von Tagen ohne Niederschlag berechnet (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$).

Tabelle 4: Rezente tägliche Trockenheitstrends anhand von Tagen mit Niederschlag unterhalb des 20. Perzentils, des langjährigen Niederschlagsmittels (1961-2017) sowie anhand von Tagen ohne Niederschlag, in den Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität im Beobachtungszeitraum für April bis September und Oktober bis März (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Rot: signifikante Zunahme der Trockenheitstrends, weiß: keine signifikante Veränderung.

	Nord-West	West	Nord-Ost	Ost	Nord-Stau	Süd
Täglicher Niederschlag < 20. Perzentil						
April - September						
Oktober - März						
Tage ohne Niederschlag						
April - September						
Oktober - März						

Im Sommerhalbjahr nehmen Tage mit Niederschlägen unterhalb des 20. Perzentils des langjährigen Niederschlags signifikant zu, mit Ausnahme der Region südlich der Alpen. Im Winterhalbjahr sind ebenfalls verbreitet Zunahmen zu sehen, wobei diese nicht den Westen des Untersuchungsgebiets betreffen.

Tage ohne Niederschlag treten im Sommerhalbjahr im gesamten Untersuchungsgebiet signifikant häufiger auf. Im Winterhalbjahr ebenfalls, mit Ausnahme der Regionen Nord-Stau und West (Tabelle 4).

In Abbildung 5 ist die zeitliche Entwicklung der Tage ohne Niederschlag exemplarisch für die Regionen Nord-Stau und Süd im Sommerhalbjahr zu sehen. Die Darstellung erfolgt anhand von gleitenden 3-Jahres-Auftretshäufigkeiten und einer mit dem Gauß'schen Tiefpassfilter über zehn Jahre geglätteten Zeitreihe. Die Abbildungen des zeitlichen Verlaufs der niederschlagslosen Tage in den übrigen Regionen und für das Winterhalbjahr sind Anhang 1a-b zu entnehmen.

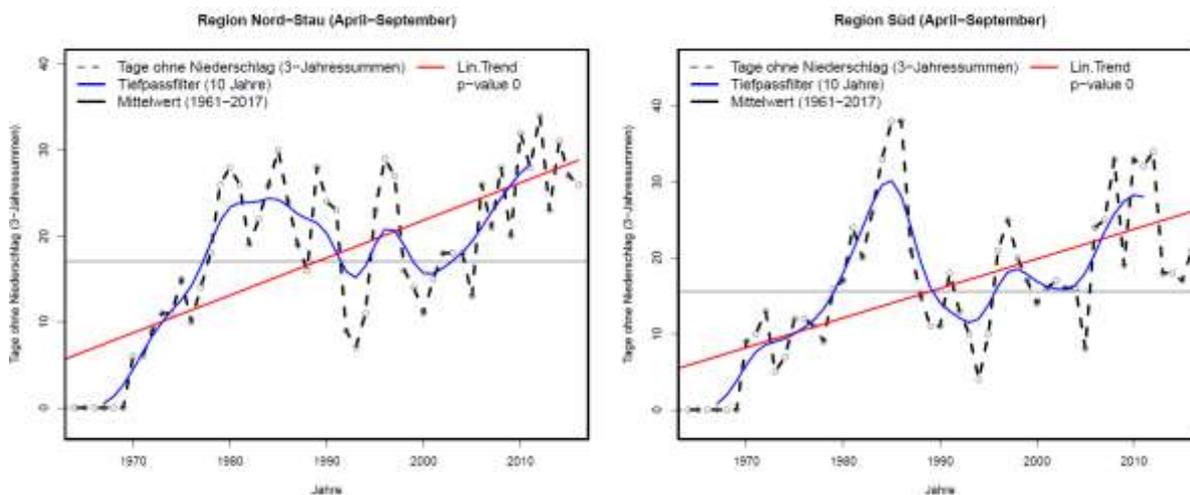


Abbildung 5: Tage ohne Niederschlag in den Regionen Nord-Stau und Süd zwischen April und September im Beobachtungszeitraum (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Darstellung der zeitlichen Entwicklung mit gleitenden 3-Jahres-Auftretshäufigkeiten, einer mit dem Gauß'schen Tiefpassfilter über zehn Jahre geglätteten Zeitreihe sowie dem linearen Trend.

Der Tiefpassfilter macht eine teils ähnlich verlaufende zeitliche Entwicklung der Tage ohne Niederschlag in den Regionen Nord-Stau und Süd deutlich. Ein erhöhtes Vorkommen niederschlagsloser Tage ist in den 1980er Jahren und ab der Mitte der 2000er Jahre zu sehen. Der Trend ist in der Region Nord-Stau stärker ausgeprägt als in der Region Süd. Im Trendverlauf der übrigen Regionen im Sommerhalbjahr sind regionale Unterschiede vor allem zwischen dem Westen und Osten des Untersuchungsgebiets zu erkennen. Im Winterhalbjahr sind die regionalen Unterschiede der zeitlichen Entwicklung wesentlich größer als im Sommerhalbjahr. Die Zunahme der Tage ohne Niederschlag in den Wintermonaten ist in den Regionen im Osten am stärksten ausgeprägt, wobei auch südlich der Alpen sowie in der Region Nord-West ein signifikanter Anstieg zu sehen ist. Auffällig sind der Anstieg der niederschlagslosen Tage in den beiden östlichen Regionen ab dem Jahr 2000 sowie eine abnehmende Tendenz in der Region West in den Wintermonaten (Anhang 1a-b). Diese könnte mit der Exposition der Region gegenüber der Westwindaktivität und der Intensivierung der NAO im Zuge des Klimawandels in Zusammenhang stehen.

6.3 Künftige regionale Niederschlagsveränderungen und Trockenheitstrends

Um künftige Niederschlagsveränderungen und Trockenheitstrends abzuschätzen, werden die Niederschlagsdaten der regionalen Klimamodelle verwendet (vgl. Kapitel 4). Aus den Klimamodellen werden die Niederschlagszeitreihen für die einzelnen Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität extrahiert. Die Zeitreihen enthalten das tägliche Niederschlagsmittel aller Gitterboxen der jeweiligen Region ähnlicher Niederschlagsvariabilität. Wie im Beobachtungszeitraum werden Trockenheitstrends anhand von Unterschreitungshäufigkeiten des 20. regionenspezifischen Perzentils des langjährigen Niederschlagsmittels und niederschlagsloser Tage untersucht.

In einem ersten Schritt soll dargestellt werden, wie sich die täglichen Niederschlagssummen, die Unterschreitungshäufigkeiten des 20. Perzentils des langjährigen mittleren Niederschlags und die niederschlagslosen Tage in den Modellzeiträumen der regionalen Klimamodelle verändern und wie groß die Unsicherheiten sind, die in Form von Unterschieden zwischen den Simulationen deutlich werden. Hierfür zeigen die Boxplots in Anhang 2 die prozentuale Abweichung der täglichen Niederschlagssummen, der Unterschreitungshäufigkeit des 20. Perzentils sowie der Tage ohne Niederschlag für alle regionalen Klimamodelle aus Tabelle 2, zwischen dem historischen Zeitraum von 1971 bis 2000 (Kontrollzeitraum) und den beiden Projektionszeiträumen zwischen 2031 und 2060 sowie zwischen 2071 und 2100, jeweils für das *RCP8.5* Szenario. Die nachfolgenden Analysen beziehen sich zumeist auf das *RCP8.5* Szenario, da es offenbar eine gute Übereinstimmung zwischen den historischen CO₂-Emissionen von 2005 bis 2020 und den *RCP8.5* Gesamtemissionen zeigt (Schwalm et al. 2020).

Beim Vergleich der prozentualen Veränderung der täglichen Niederschlagssummen zwischen dem Kontrollzeitraum und der ersten Projektionsperiode im Sommerhalbjahr fallen leichte Niederschlagszunahmen auf. Diese sind am wenigsten stark in den Regionen West und Nord-Stau ausgeprägt. In der zweiten Projektionsperiode sind Niederschlagsabnahmen insbesondere in den Regionen im Westen sowie in der Region Süd zu sehen, wobei die letztere Region die ausgeprägtesten Abnahmen der täglichen Niederschlagssummen im Sommerhalbjahr aufweist. Der gesamte Interquartilsabstand liegt in der zweiten Projektionsperiode unterhalb der Nulllinie. Mit Ausnahme der Region Süd sind die Unsicherheiten in der zweiten Projektionsperiode höher als in der ersten. In den Wintermonaten sind regionenübergreifend Niederschlagszunahmen zu erkennen, wobei das Signal deutlicher ausfällt als in den Sommermonaten. Mit Ausnahme der Regionen Nord-West und Nord-Stau liegt die gesamte Spannbreite zwischen den Boxplot-Whiskern für die übrigen Regionen vollständig im positiven Bereich. Die Zunahmen sind in der zweiten Projektionsperiode jeweils höher als in der ersten. Die stärksten Zunahmen können im Nord-Osten und Süden festgestellt werden. Im Gegensatz zu den Sommermonaten sind die Unsicherheiten im Winterhalbjahr in der ersten Projektionsperiode höher als in der zweiten und im Sommerhalbjahr insgesamt höher als im Winterhalbjahr, was auf konvektive Niederschläge zurückzuführen ist (Anhang 2a).

Die prozentuale Veränderung der Unterschreitungshäufigkeit des 20. Perzentils des langjährigen Niederschlagsmittels zeigt im Sommerhalbjahr in allen Regionen eine Abnahme. Diese ist in der ersten Projektionsperiode weniger stark ausgeprägt als in der zweiten. Am geringsten sind die Abnahmen der Unterschreitung in den Regionen im Osten, im Nordstaubereich der Alpen sowie in der Region Süd. Die

Unsicherheiten sind im ersten Projektionszeitraum stärker ausgeprägt als im zweiten. Im Winterhalbjahr sind in der ersten Projektionsperiode in den Regionen im Westen sowie in der Region Ost und Nord-Stau leichte Zunahmen zu erkennen. In der zweiten Projektionsperiode nimmt die Unterschreitungshäufigkeit stark ab und deutet somit eine Tendenz zu intensiveren Niederschlägen an. Im Gegensatz zu den Sommermonaten sind die Unsicherheiten hier in der zweiten Projektionsperiode höher als in der ersten (Anhang 2b).

Hinsichtlich der Tage ohne Niederschlag zeigen die regionalen Klimamodelle die größten regionalen Unterschiede bei den Veränderungen zwischen den Modellzeiträumen. Im Sommerhalbjahr der ersten Projektionsperiode sind leichte Zunahmen in allen Regionen zu erkennen, wobei die Unsicherheiten in den Regionen Nord-Stau und Süd diesbezüglich höher sind als im übrigen Untersuchungsgebiet. In der zweiten Projektionsperiode sind die Zunahmen der niederschlagslosen Tage regionenübergreifend höher als in der ersten Projektionsperiode. Vor allem in den Regionen Nord-Stau und Süd sowie in der Region West sind im zweiten Projektionszeitraum starke Zunahmen niederschlagsloser Tage zu erkennen. Die Unsicherheiten sind hierbei in den Regionen Nord-Stau und Süd ebenfalls höher als im restlichen Untersuchungsgebiet. Im Winterhalbjahr nehmen Tage ohne Niederschlag ebenfalls zu, wobei ihre Zunahme weniger stark ausgeprägt ist als in den Sommermonaten. Die Zunahmen sind in der zweiten Projektionsperiode stärker als in der ersten. Eine eindeutige Zunahme in beiden Projektionszeiträumen zeigen die Modelle in der Region Süd. Die Unsicherheiten sind in der zweiten Projektionsperiode höher als in der ersten (Anhang 2c).

Da sich die regionalen Niederschläge und entsprechend auch die Perzentilwerte zwischen den Zeiträumen verändern, sind die Niederschlagswerte für das 20. Perzentil in den Modellzeiträumen im Sommerhalbjahr in Abbildung 6 und für das Winterhalbjahr in Abbildung 7 dargestellt.

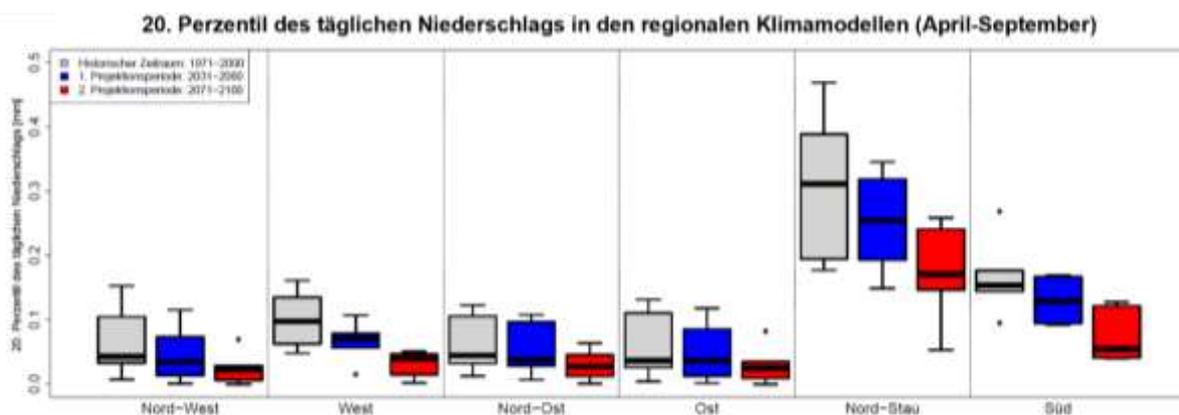


Abbildung 6: 20. Perzentil des täglichen Niederschlags [mm], April bis September, in den regionalen Cordex- und RecliEs-De-Klimamodellen für das *RCP8.5* Szenario im Kontrollzeitraum von 1971 bis 2000 und den Projektionszeiträumen von 2031 bis 2060 sowie von 2071 bis 2100.

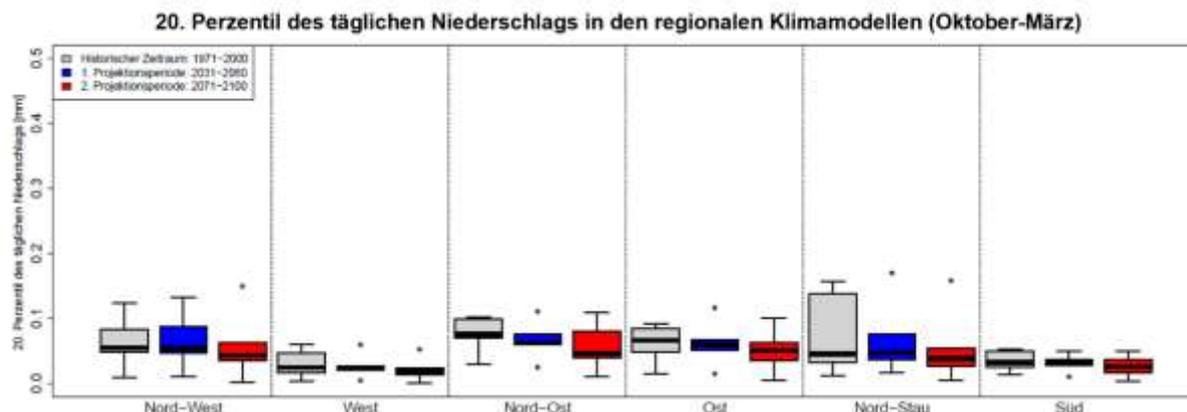


Abbildung 7: 20. Perzentil des täglichen Niederschlags [mm] von Oktober bis März in den regionalen Cordex- und ReKliEs-De-Klimamodellen für das RCP8.5 Szenario im Kontrollzeitraum von 1971 bis 2000 und den Projektionszeiträumen von 2031 bis 2060 sowie von 2071 bis 2100.

Die Klimamodelle zeigen insbesondere in den Regionen Nord-Stau und Süd eine Abnahme der Niederschlagswerte für das 20. Perzentil in den Sommermonaten, wobei für diese Regionen auch die größten Unsicherheiten bestehen, was auf Stau- und Leeeffekte im Bereich der Alpen zurückzuführen ist. Im Westen des Untersuchungsgebiets ist ebenfalls eine leichte Abnahme zu erkennen, wobei diese in der Region West vor allem zwischen der ersten und zweiten Projektionsperiode etwas stärker ausgeprägt ist. Im Osten ist die geringste Veränderung, aber ebenfalls eine leichte Abnahme bis zum zweiten Projektionszeitraum zu erkennen. Die dargestellten Niederschlagsänderungen und die resultierenden Unterschiede in den entsprechenden Perzentilwerten, die insbesondere im Sommerhalbjahr in der Region Nord-Stau deutlich werden, sind der Grund dafür, weshalb kein gemeinsames Perzentil für die Modellzeiträume definiert wurde. In Zusammenhang mit der Abnahme der Unterschreitungshäufigkeit des 20. Perzentils wird deutlich, dass vor allem im Sommerhalbjahr Tage mit schwachen Niederschlägen abnehmen und diese Tage insgesamt mit zunehmend geringeren Niederschlagsmengen verbunden sind.

In einem nächsten Schritt werden modellspezifisch signifikante Niederschlags- und Trockenheitstrends untersucht, um Unterschiede zwischen den einzelnen Modellen aufzuzeigen und modellübergreifende Signale zu ermitteln (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Das Ergebnis der Analyse ist in Anhang 3 dargestellt.

Je Region zeigen ein bis zwei der regionalen Klimamodelle im Sommerhalbjahr des historischen Zeitraums Niederschlagszunahmen. Sie betreffen vor allem die östlichen Regionen sowie die Region Nord-Stau und Süd. In den Sommermonaten der Projektionsperiode sind Niederschlagsabnahmen verbreiteter. Diese betreffen insbesondere die Region Süd. Zunahmen des Niederschlags im Sommerhalbjahr zeigt je nur ein Modell für den Westen des Untersuchungsgebiets und die Region Ost. Im Winterhalbjahr zeigt je Region mindestens eines der regionalen Klimamodelle eine Niederschlagszunahme, mit Ausnahme der Region Süd, für welche gegenläufige Trends festgestellt werden konnten. Im Projektionszeitraum ist für die Wintermonate eine deutliche Zunahme des Niederschlags für alle Regionen zu erkennen (Anhang 3a).

Im historischen Zeitraum sind nur selten signifikante Zu- oder Abnahmen der Unterschreitungshäufigkeit des 20. Perzentils des Niederschlags festzustellen. In den Wintermonaten sind sie teils gegensätzlich gerichtet und stellen somit kein deutliches Klimasignal dar. Im Sommerhalbjahr des Projektionszeitraums resultieren hingegen für jede Region insgesamt sechs regionale Klimamodelle, die eine Zunahme der Unterschreitungshäufigkeit des 20. Niederschlagsperzentils indizieren. Dieses Signal ist im Winterhalbjahr wesentlich schwächer und in der Region Süd noch am stärksten ausgeprägt (Anhang 3b).

Die regionalen Modelle zeigen für Tage ohne Niederschlag im Sommer- und Winterhalbjahr des historischen Zeitraums wenige Veränderungen und in den Sommermonaten teils gegensätzliche Trends. In der Region Süd zeigen zwei der Modelle eine signifikante Zunahme. Im Projektionszeitraum sind die Signale ebenfalls deutlicher. Sowohl für das Sommerhalbjahr als auch für das Winterhalbjahr sind verbreitete Zunahmen an Tagen ohne Niederschlag festzustellen. Während in den Wintermonaten vereinzelte Abnahmen resultieren, sind diese in den Sommermonaten nicht vorhanden (vgl. Anhang 3c).

Die zeitliche Entwicklung der täglichen Niederschlagssummen im Projektionszeitraum soll nachfolgend anhand expliziter Zeitreihen betrachtet werden, um darzustellen, ob die beschriebenen Trends kontinuierlich sind oder ob diese von dekadischen oder multidekadischen Schwankungen überlagert werden. In Abbildung 8 ist hierfür die Niederschlagsentwicklung am Beispiel des regionalen Klimamodells MPI-RCA für ein starkes Treibhausgasszenario (*RCP8.5*) im Sommerhalbjahr in den Regionen Nord-Stau und Süd, also nördlich und südlich der Alpen dargestellt.

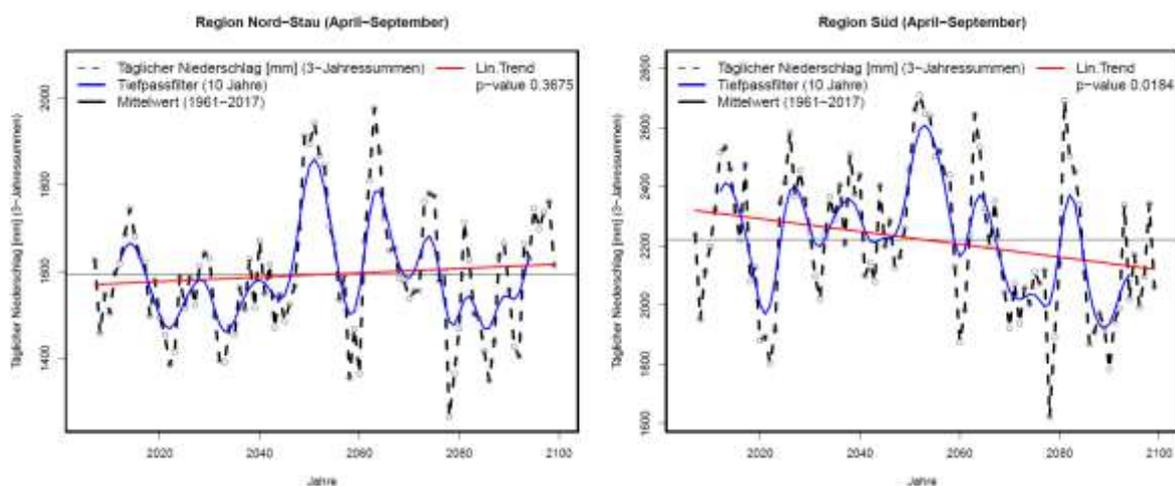


Abbildung 8: Tägliche Niederschlagssumme [mm] am Beispiel des regionalen Klimamodells MPI-MPI-ESM_LR_r1__RCaV.1 (MPI-RCA), *RCP8.5*, in den Regionen Nord-Stau und Süd zwischen April und September im Projektionszeitraum (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Darstellung der zeitlichen Entwicklung mit gleitenden 3-Jahressummen des Niederschlags, einer mit dem Gauß'schen Tiefpassfilter über zehn Jahre geglätteten Zeitreihe sowie dem linearen Trend.

Während in der Region Nord-Stau eine leichte Niederschlagszunahme zu sehen ist, zeigt das regionale Klimamodell in der Region Süd südlich der Alpen in den Sommermonaten der Projektionsperiode eine signifikante Abnahme des täglichen Niederschlags. In der Region Süd sind die täglichen Niederschlagssummen im Mittel höher als nördlich der Alpen und auch die Niederschlagschwankungen sind südlich

der Alpen ausgeprägter. Die zeitliche Entwicklung zeigt eine dekadische Schwankungsüberlagerung der Trends. Aus der zusätzlichen Betrachtung des Winterhalbjahrs geht hervor, dass die Niederschlagschwankungen in den Sommermonaten größer sind als in den Wintermonaten.

Wie für den Beobachtungszeitraum wird die zeitliche Entwicklung der Tage ohne Niederschlag nachfolgend auch im Projektionszeitraum betrachtet. Sie ist Abbildung 9 ebenfalls für die Regionen Nord-Stau und Süd dargestellt. Die Analyse ist für die übrigen Regionen sowie für das Winterhalbjahr Anhang 4a-b zu entnehmen.

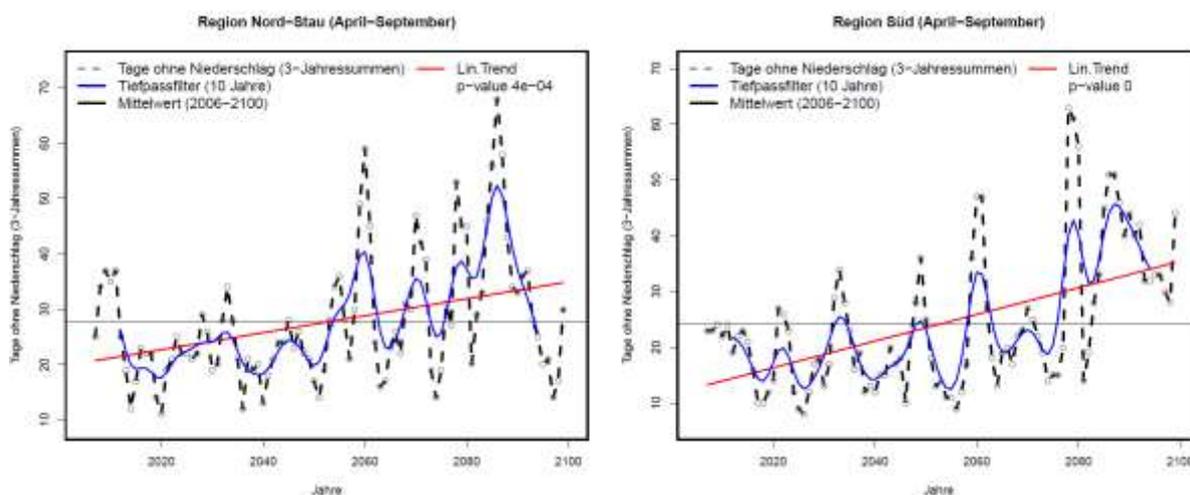


Abbildung 9: Tage ohne Niederschlag am Beispiel des regionalen Klimamodells MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1 (MPI-RCA), RCP8.5, in den Regionen Nord-Stau und Süd zwischen April und September im Projektionszeitraum (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Darstellung der zeitlichen Entwicklung mit gleitenden 3-Jahres-Auftrittshäufigkeiten, einer mit dem Gauß'schen Tiefpassfilter über zehn Jahre geglätteten Zeitreihe sowie dem linearen Trend.

Die Trends der beiden Regionen zeigen einen teils ähnlichen Verlauf. Der Mittelwert der niederschlagslosen Tage ist in der Region Nord-Stau etwas höher. Die Zunahme der Tage ohne Niederschlag ist in der Region Süd stärker. Wie im Beobachtungszeitraum bestehen regionale Unterschiede zwischen dem Westen, Osten und Süden des Untersuchungsgebiets sowohl in den Sommer- als auch in den Wintermonaten. In den Wintermonaten resultieren verbreitet Abnahmen, die in den Regionen West und Ost signifikant ausfallen (vgl. Anhang 4a-b).

Um, in einem letzten Schritt, Niederschlagsveränderungen und Trockenheitstrends in unterschiedlich starken Treibhausgasszenarien zu untersuchen, werden die Niederschlagstrends für das RCP4.5 und das RCP8.5 Szenario am Beispiel des regionalen Klimamodells MPI-RCA verglichen (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Die Ergebnisse sind in Tabelle 5 dargestellt.

Tabelle 5: Regionale Niederschlagstrends im Projektionszeitraum für April bis September und Oktober bis März für das *RCP4.5* Szenario und das *RCP8.5* Szenario des regionalen Klimamodells MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1 (MPI-RCA) (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Rot: signifikante Abnahme der täglichen Niederschlagssumme (mm), blau: signifikante Zunahme der täglichen Niederschlagssumme (mm), Trockenheitstrends in Form der Unterschreitungshäufigkeit des 20. Perzentils des langjährigen Niederschlagsmittels im Projektionszeitraum und anhand von Tagen ohne Niederschlag, rot: signifikante Zunahme der Trockenheitstrends, blau: signifikante Abnahme der Trockenheitstrends, weiß: keine Veränderung.

April-September						
	Nord-West	West	Nord-Ost	Ost	Nord-Stau	Süd
Tägliche Niederschlagssumme [mm]						
<i>RCP4.5</i>	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot
<i>RCP8.5</i>	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot
Unterschreitung des 20. Perzentils						
<i>RCP4.5</i>	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot
<i>RCP8.5</i>	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot
Tage ohne Niederschlag						
<i>RCP4.5</i>	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot
<i>RCP8.5</i>	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot	Rot
Oktober-März						
Tägliche Niederschlagssumme [mm]						
<i>RCP4.5</i>	Blau	Blau	Blau	Blau	Blau	Blau
<i>RCP8.5</i>	Blau	Blau	Blau	Blau	Blau	Blau
Unterschreitung des 20. Perzentils						
<i>RCP4.5</i>	Blau	Blau	Blau	Blau	Blau	Blau
<i>RCP8.5</i>	Blau	Blau	Blau	Blau	Blau	Blau
Tage ohne Niederschlag						
<i>RCP4.5</i>	Blau	Blau	Blau	Blau	Blau	Blau
<i>RCP8.5</i>	Blau	Blau	Blau	Blau	Blau	Blau

Für das Sommerhalbjahr können keine Signifikanz-Unterschiede zwischen den Treibhausgaszenarien festgestellt werden. In beiden Szenarien nimmt der tägliche Niederschlag in allen Regionen ab, während die Trockenheitstrends in allen Regionen häufiger auftreten, wobei sich diese Veränderungen quantitativ durchaus unterschiedlich darstellen können. Die größten Unterschiede ergeben sich für die täglichen Niederschlagssummen der Wintermonate. So zeigt das stärkere Szenario (*RCP8.5*) in allen Regionen eine Zunahme des täglichen Niederschlags, während in einem schwächeren Szenario (*RCP4.5*) nur die Regionen Nord-West, Nord-Stau und Ost von einer Zunahme betroffen sind, womit sich die winterliche Niederschlagszunahme in einem stärkeren Treibhausgaszenario räumlich verbreiteter darstellt als in einem schwächeren. Bei den Trockenheitstrends ergeben sich ebenfalls Unterschiede für die Wintermonate. In einem stärkeren Treibhausklima kommt es vor allem im Westen des Untersuchungsgebiets zu einer Abnahme trockener Tage.

Bezogen auf den Kontrollzeitraum der regionalen Klimamodelle nehmen Tage ohne Niederschlag im Winterhalbjahr in den Regionen Nord-West und West zu. Bezogen auf den gesamten Projektionszeitraum zeigt das betrachtete regionale Klimamodell allerdings einen abnehmenden Trend der Tage ohne Niederschlag in diesen Regionen.

Zusammenfassend kann für die rezenten und künftigen regionalen Niederschlagsänderungen und Trockenheitstrends festgehalten werden, dass der Gesamtniederschlag im Sommerhalbjahr verbreitet abnimmt, während trockene Tage sowohl im Sommer- als auch im Winterhalbjahr zunehmend häufiger im gesamten Untersuchungsgebiet beobachtet werden können. Die Trockenheitstrends sind in den östlichen Regionen stärker ausgeprägt als in den westlichen und zeigen im Sommer- und Winterhalbjahr ab den 2000er Jahren einen markanten Anstieg. Vor allem in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts sind eine Intensivierung der Niederschläge und eine Zunahme der Trockenheit im gesamten Untersuchungsgebiet erkennbar, wovon die Sommermonate stärker betroffen sind als die Wintermonate. Tage ohne Niederschlag treten sowohl in einem mittleren Treibhausgasszenario (*RCP4.5*) als auch in einem starken Treibhausgasszenario im Sommerhalbjahr in allen Regionen häufiger auf. Ihre zeitliche Entwicklung zeigt regionale Unterschiede zwischen den Regionen im Westen und Osten sowie nördlich und südlich der Alpen, was auf die geographische Lage des Untersuchungsgebiets und orographische Effekte zurückzuführen ist, die hauptsächlich durch die europäischen Alpen und teilweise durch die Mittelgebirgszüge induziert sind. Die winterlichen Niederschlagszunahmen treten in einem stärkeren Treibhausklima räumlich verbreiteter auf als in einem schwächeren und insbesondere der Westen des Untersuchungsgebiets ist in einem starken Treibhausklima im Winterhalbjahr zunehmend von einer Abnahme der Trockenheitstrends betroffen.

7 Trockenheitsrelevante Zirkulationstypen im Süden von Mitteleuropa

Mit dem Ziel, eine Zirkulationstypklassifikation zu erstellen, die trockenheitsrelevante Zustände der Atmosphäre für das Untersuchungsgebiet präzise abbildet und die es zudem ermöglicht, Rückschlüsse auf zusammenhängende Trockenperioden ziehen zu können, wird eine optimierte Zirkulationstypklassifikation in Form einer nicht-hierarchischen Clusteranalyse, basierend auf dem SANDRA-Algorithmus erstellt. Der Vorteil von optimierungsbasierten Klassifikationen ist die Verwendung mehrerer, für den Niederschlag physikalisch relevanter Variablenfelder, deren Gewichtung sowie die Möglichkeit der Konditionierung auf den regionalen Niederschlag. Eingang in die Klassifizierung finden die atmosphärischen Variablenfelder der JRA-55-Reanalyse sowie die berechneten sechs regionalen Niederschlagszeitreihen, die auf dem WETRAX+ Niederschlagsdatensatz basieren (vgl. Kapitel 4). Die aus der Klassifikation abgeleiteten trrZT werden anschließend hinsichtlich ihrer Variabilität im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017 untersucht. In Kapitel 7.2 werden die trrZT beschrieben, bevor in Kapitel 7.3 ihre Variabilität anhand von Veränderungen der Auftrittshäufigkeit (vgl. Kapitel 7.3.1), Veränderungen der Persistenz (vgl. Kapitel 7.3.2) sowie anhand zirkulationstypinterner Veränderungen (vgl. Kapitel 7.3.3) untersucht wird. In Kapitel 7.3.4 sind Zusammenhänge der Auftrittshäufigkeit und Persistenz trrZT mit atmosphärischen Telekonnektionsmustern der Nordhemisphäre dargestellt.

7.1 Optimierte Zirkulationstypklassifikation

Ziel ist es, die Zirkulationstypklassifikation hinsichtlich der Abbildung des regionalen Niederschlags zu optimieren. Bei optimierungsbasierten Methoden können mehrere Parameter einbezogen werden. Aus den gegitterten (1.25°) und täglich aufgelösten Reanalysedaten werden daher für den Niederschlag relevante, atmosphärische Variablenfelder (vgl. Tabelle 1) für den Beobachtungszeitraum extrahiert und auf den Raumausschnitt: $2.5\text{-}20^\circ$ Ost und $40\text{-}52^\circ$ Nord zugeschnitten, der die im COST 733-Projekt definierte Alpen-Domain 06 darstellt und mit einer Erstreckung von $3\text{-}20^\circ$ Ost und $41\text{-}52^\circ$ Nord das Untersuchungsgebiet abdeckt (vgl. Abbildung 2).

Zunächst werden die verfügbaren atmosphärischen Variablen systematisch miteinander kombiniert, um jene Kombination mit der höchsten Abbildungsleistung hinsichtlich des regionalen Niederschlags zu ermitteln. Da nicht alle physikalisch relevanten atmosphärischen Parameter gleichermaßen Einfluss auf den Niederschlag haben, gehen sie auch nicht gleichgewichtig in die Klassifikation ein. Sie erhalten im Zuge der Optimierung unterschiedliche Gewichte. Aufgrund der zahlreichen Möglichkeiten der Variablen- und Gewichtekombinationen wird für diese Analyse die weniger rechenintensive DKM-Methode (*discrete k-means*) angewendet (vgl. Kapitel 5.2). Den Variablen werden Gewichte zwischen 0 bis 30 zugewiesen. Für alle Variablen- und Gewichtekombinationen wird der BSS ermittelt. Die Analyse zeigt, dass nicht alle für den Niederschlag physikalisch relevanten Variablen auch zu einer hohen Abbildungsleistung des Niederschlags führen. Ein Grund hierfür kann die hohe räumliche Variabilität bestimmter Parameter sein, sodass die Auflösung der Daten nicht hoch genug ist, diese abbilden zu können. Für

einige Kombinationen resultiert eine ähnlich hohe Abbildungsleistung in Form des BSS. Daher werden die Kombinationen in diesem Zuge auch auf ihre zeitliche Stabilität hinsichtlich ihrer Abbildungsleistung überprüft. So kann jene Kombination und Gewichtung atmosphärischer Variablen ermittelt werden, aus der sich der höchste BSS-Wert und die höchste zeitliche Stabilität hinsichtlich der Abbildungsleistung bezogen auf den regionalen Niederschlag ergibt. Die Überprüfung der zeitlichen Stabilität findet anhand einer Kreuzvalidierung statt. Der Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017 wird hierfür in die folgenden fünf Kalibrierungs- bzw. Validierungszeiträume unterteilt: 1961-1971, 1972-1982, 1983-1993, 1994-2004, 2005-2017. Es werden jeweils vier Dekaden für die Kalibrierung und die jeweils übrige fünfte Dekade für die Validierung herangezogen. Als Gütemaß wird ebenfalls der BSS verwendet. Die Analysen werden sowohl jährlich als auch für das Sommer- und Winterhalbjahr durchgeführt, wobei sich für die saisonale Differenzierung insgesamt leicht höhere BSS-Werte ergeben. Unter den zahlreichen Variablen- und Gewichtekombinationen erwies sich die Kombination aus dem Bodenluftdruck (hPa) mit einem Gewicht von eins, der relativen Luftfeuchte im 700-hPa-Niveau mit einem Gewicht von zwei, der U- und V-Windkomponente im 700-hPa-Niveau mit einem Gewicht von jeweils eins und der Temperatur in 2 m Höhe mit einem Gewicht von drei als jene mit einem hohen mittleren BSS-Wert und zeitgleich einer hohen zeitlichen Stabilität, über die Validierungsperioden hinweg. Als hohe BSS-Werte werden in diesem Prozess alle jene eingestuft, die über dem 95. Perzentil aller ermittelten BSS-Werte liegen. Das Ergebnis ist in Form der Spannweite des BSS über die Validierungsperioden und für die Niederschlagsregionen Anhang 5 zu entnehmen. Es werden regionale Unterschiede der BSS-Spannweiten über die Validierungsperioden hinweg deutlich sowie eine hohe zeitliche Stabilität. Die höchsten Werte resultieren für die Region Nord-Stau.

Abbildung 10 und Abbildung 11 zeigen die BSS-Werte der Klassifikation in den Niederschlagsregionen für die einzelnen Monate, um auch saisonale Schwankungen in der Abbildungsleistung darzustellen.

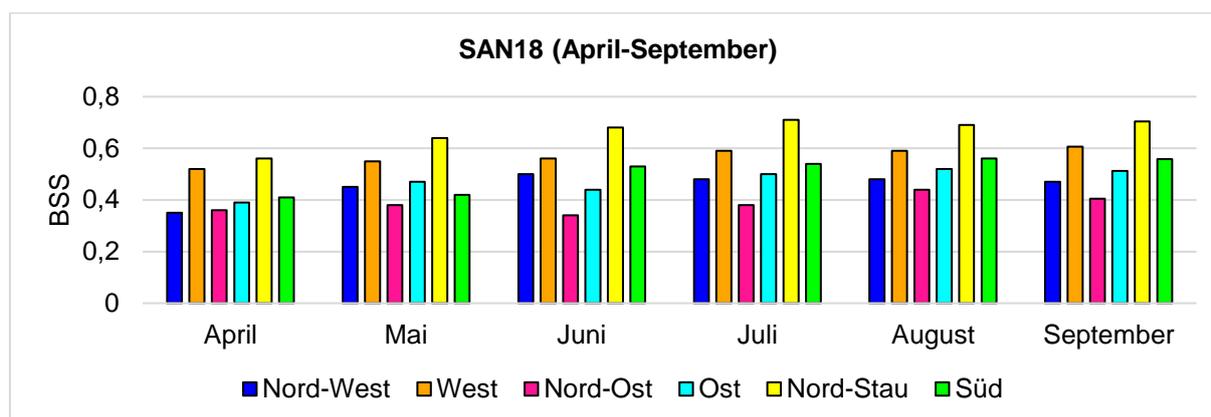


Abbildung 10: Monatliche *Brier-Skill-Scores* (BSS) für regionale Niederschläge unterhalb des 20. Perzentils des langjährigen, regionalen Niederschlagsmittels auf Basis des WETRAX+ Niederschlagsdatensatzes, Klassifikation: SANDRA, 18 Klassen, gewichtete Parameter: MSLP (1), RHUM700 (2), U-Wind700 (1), V-Wind700 (1), TEMP (3) im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017 für April bis September.

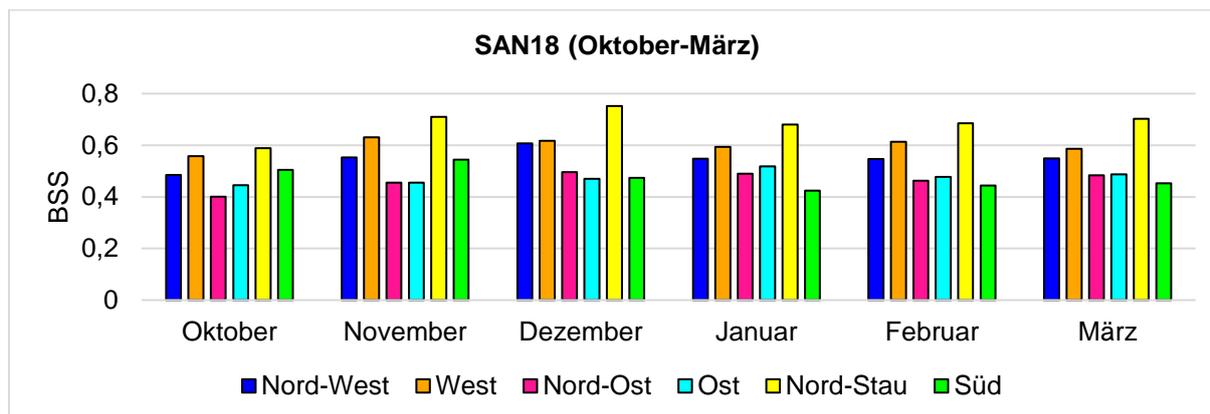


Abbildung 11: Monatliche *Brier-Skill-Scores* (BSS) für regionale Niederschläge unterhalb des 20. Perzentils des langjährigen, regionalen Niederschlagsmittels auf Basis des WETRAX+ Niederschlagsdatensatzes, Klassifikation: SANDRA, 18 Klassen, gewichtete Parameter: MSLP (1), RHUM700 (2), U-Wind700 (1), V-Wind700 (1), TEMP (3) im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017 für Oktober bis März.

Hinsichtlich der Saisonalität fallen die BSS-Werte in den Sommermonaten leicht ab, was mit dem vermehrten Auftreten kleinräumig-konvektiver Starkniederschläge in dieser Jahreszeit zu begründen ist. Der höchste Erklärungsgehalt ergibt sich für den Nord-Stau der Alpen, der niedrigste resultiert für die kontinentaleren Regionen im Osten und Nordosten des Untersuchungsgebiets. Ein möglicher Grund ist die abnehmende Exposition gegenüber synoptischen Zirkulationssystemen dieser Regionen. Insgesamt bestehen keine markanten Differenzen zwischen den einzelnen Monaten. Am deutlichsten treten sie im Nordstaubereich und südlich der Alpen hervor, am geringsten in der Region West. Nachdem die Variablenkombination und Gewichtung mit der insgesamt höchsten Abbildungsleistung und höchsten zeitlichen Stabilität gefunden wurde, findet eine Konditionierung auf den regionalen Niederschlag statt. Tabelle 6 stellt die optimale Variablenkombination, einschließlich der jeweiligen Gewichtungsfaktoren, für die Zirkulationstypklassifikation dar.

Tabelle 6: Kombination und Gewichtung atmosphärischer Variablen der JRA-55 Reanalyse und der WETRAX+-Niederschlagsdaten im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017 für die Zirkulationstypklassifikation mit der besten Abbildungsleistung hinsichtlich des regionalen Niederschlags im Untersuchungsgebiet (Methode: nicht-hierarchische Clusteranalyse, *k-means*, Algorithmus: DKM, COST733).

Variable	Bodenluftdruck	Relative Feuchte	U-Wind	V-Wind	Temperatur	Niederschlag
Einheit	hPa	%	m/s	m/s	K	mm
Bezeichnung	MSLP	RHUM	UCW	VCW	TEMP	PREC
Level	-	700 hPa	700 hPa	700 hPa	2 m	-
Gewicht	1	2	1	1	3	18

Die Aufnahme des Niederschlags erfolgt in Form der regionalen Niederschlagszeitreihen. Die Niederschlagsgewichtung sollte in einem sinnvollen Verhältnis zur Gewichtung der anderen Variablen stehen,

sodass das Ergebnis bei einer zu hohen Gewichtung nicht primär vom Niederschlag abhängt, oder bei einer zu geringen Gewichtung zu wenige Niederschlagsinformationen einfließen. Da nicht nur einzelne Trockentage, sondern vielmehr länger andauernde Trockenperioden untersucht werden sollen, sind für die Überprüfung der Klassifikationen mittels des BSS, im Gegensatz zur Definition der regionalen Trockenheitsrelevanz der ZT (vgl. Kapitel 7.2), Tage mit Unterschreitung des langjährigen regionalen Niederschlagsmittels im Beobachtungszeitraum herangezogen worden.

Abbildung 12 veranschaulicht den Optimierungsprozess und zeigt einen Vergleich der Höhen regionaler und saisonaler BSS-Werte für verschiedene Klassifikationen. Zum Vergleich fand eine Überprüfung der GWT-Methode statt (vgl. Kapitel 5.2). Da bei dieser Methode nur eine Variable klassifiziert werden kann, findet der erste Vergleich lediglich mit dem Bodenluftdruck (MSLP) statt. Ferner sind die beste Kombination atmosphärischer Variablen sowie die Verbesserung der Abbildungsleistung durch die Aufnahme des regionalen Niederschlags für die DKM-Methode zu sehen.

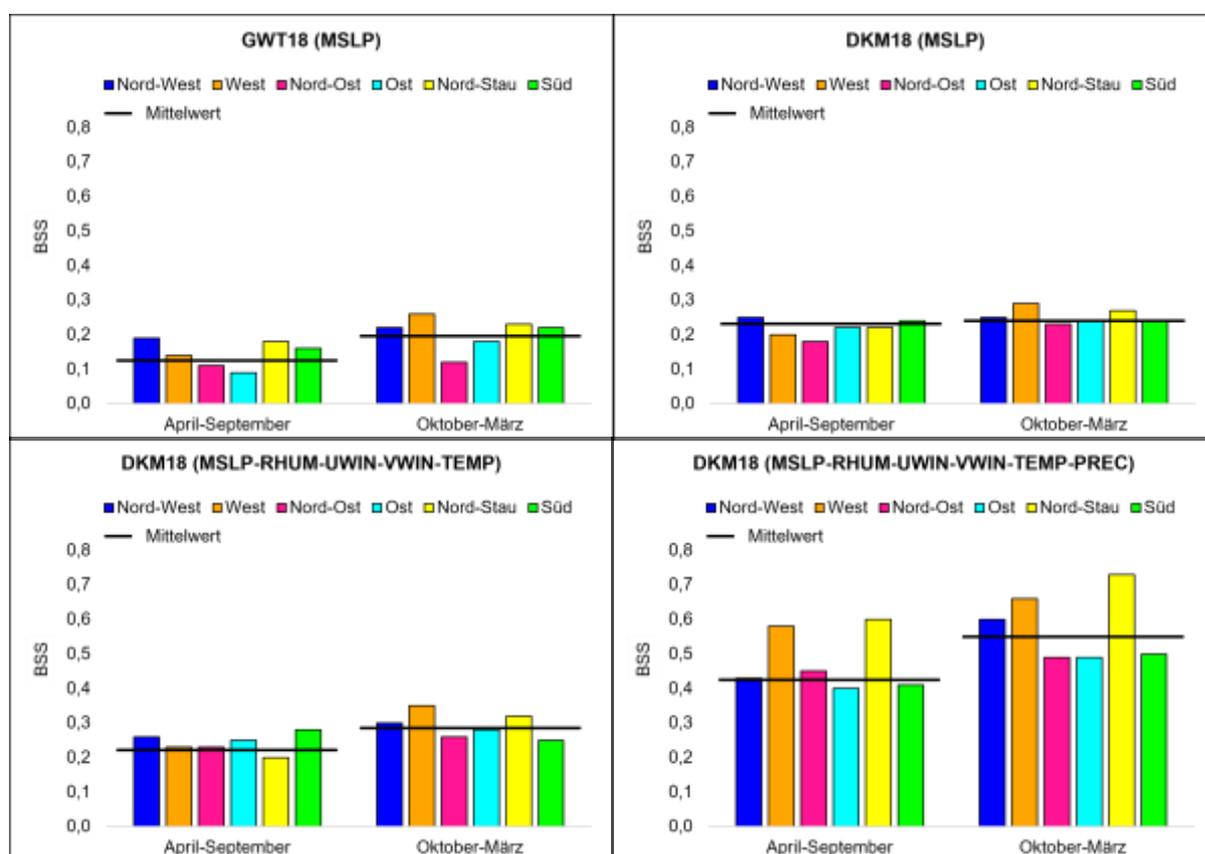


Abbildung 12: Regionenspezifischer *Brier-Skill-Score* (BSS) im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017 für April-September und Oktober-März, einer GWT- und DKM-Klassifikation unter Verwendung des Parameters MSLP, einer DKM-Klassifikation mit den gewichteten Parametern MSLP (1), RHUM700 (2), U-Wind700 (1), V-Wind700 (1), TEMP (3) sowie einer auf die Zielvariable PREC (18) konditionierten DKM-Klassifikation. Schwarze, horizontale Linie: BSS-Mittel aller sechs Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität.

Die BSS-Werte liegen im Sommerhalbjahr bei der GWT-Methode im Mittel bei 0,15 und bei der DKM-Methode mit 0,22 etwas höher. Im Winterhalbjahr sind die Unterschiede zwischen den Methoden etwas

geringer. Bei der GWT-Methode betragen die BSS-Werte 0,21 und bei der DKM-Methode 0,25. Regionale Unterschiede in der Abbildungsleistung fallen bei der DKM-Methode geringer aus. Daher wird sie für weitere Analysen gewählt. Wie zu ersehen, verbessert die Hinzunahme der zusätzlichen Parameter die Leistung der Klassifikation. Die BSS-Werte betragen im Mittel über alle Regionen 0,23 im Sommerhalbjahr und 0,33 im Winterhalbjahr. Die Konditionierung auf den Niederschlag führt zu einer weiteren deutlichen Verbesserung der Abbildungsleistung der Klassifikation, im Sommerhalbjahr auf 0,45 und im Winterhalbjahr auf 0,55. Anschließend wird die konditionierte Klassifikation auf die in Kapitel 5.2 beschriebene SANDRA-Methode übertragen und auf täglicher Basis jeweils für die Sommer- und Wintermonate durchgeführt: MSLP (1), RHUM700 (2), U-Wind700 (1), V-Wind700 (1), TEMP (3), PREC (18). Eine Transferierung zwischen den Methoden ist möglich, da es sich in beiden Fällen um eine nicht-hierarchische Clusteranalyse handelt. Die räumliche Differenzierung bleibt aufgrund der sechs regionalen, aus der s-modalen Hauptkomponentenanalyse (vgl. Kapitel 5.1) resultierenden Niederschlagszeitreihen, die in die Klassifikationen eingehen, erhalten. Für die SANDRA-Klassifikation wird eine mittlere Anzahl von 18 Klassen (SAN18), ein Abkühlungsfaktor (C) von 0,99 sowie eine Anzahl von 1000 Iterationen gewählt. Eine Abkühlungswahrscheinlichkeit von $p = 0,99$ bedeutet, dass in der ersten Iteration 99 % der Objekte zwischen den Clustern ausgetauscht werden und das Verfahren 1000 Mal, mit zufälligen Startpartitionen durchgeführt wird (Philipp et al. 2010). Die Übertragung der Klassifikation auf die SANDRA-Methode führt zu einer weiteren Verbesserung und erhöht die BSS-Werte vor allem im Sommerhalbjahr auf durchschnittlich 0,53 und auf 0,56 im Winterhalbjahr (vgl. Anhang 5).

Die Klassifikation wurde für das Sommer- als auch für das Winterhalbjahr durchgeführt, da sich diese Saisonen in der atmosphärischen Zirkulation und den Luftströmungseigenschaften deutlich voneinander unterscheiden (Keevallik und Soomere 2008). Die BSS-Werte einer Klassifikation auf Jahresbasis lagen im mittleren Bereich der saisonalen Klassifikationen. Bei der Klassifizierung ein- bis viertägiger Sequenzen zeigte sich eine nicht hinreichende Trennschärfe der resultierenden Muster, die durch eine höhere Ähnlichkeit einzelner ZT zum Ausdruck kam. Bei einer gröberen zeitlichen Auflösung können zudem intramonatliche bzw. intrasaisonale Variationen einzelner Druckkonfigurationen nur erschwert analysiert werden (Philipp et al. 2007). Insbesondere deshalb, weil die resultierenden ZT zu einem späteren Zeitpunkt für die Analyse zirkulationsdynamischer Veränderungen von Trockenperioden angewandt werden sollen, wurde eine tägliche Klassifikation gewählt.

Klassifizierungen mit mehreren Klassen erklären in der Regel einen größeren Anteil der beobachteten Klimatrends (Cahynová und Huth 2014). Eine mittlere Anzahl von 18 Klassen erwies sich im Klassifizierungsprozess als optimal hinsichtlich der Differenzierung der resultierenden Zirkulationsklassen, während die Auswahl von 27 Klassen zu einer nicht hinreichenden Trennschärfe der resultierenden ZT geführt hat, was die nachfolgenden Analysen sowie die Ergebnisinterpretation erschwert hätte, ohne zunächst einen wesentlichen Informationsgewinn durch eine höhere Anzahl ähnlicherer ZT zu generieren. Eine höhere Klassenanzahl führt außerdem dazu, dass zu wenige Trockenereignisse auf die einzelnen ZT entfallen, was die anschließende statistische Auswertung erschwert und abhängig von der Länge des Beobachtungszeitraums ist. Bei der Auswahl von neun Klassen ergab sich eine nicht hinreichende

Differenzierung der für Trockenheit im Untersuchungsgebiet zu erwartenden, relevanten, atmosphärischen Situationen. Beispielsweise zeigen sich keine östlich gelegenen Hochdruckgebiete.

Der gesamte Klassifizierungsprozess bleibt bei objektiven oder automatisierten Klassifizierungen insofern nicht objektiv, als dass er auch immer subjektive Entscheidungen beinhaltet, was die Wahl des Un- bzw. Ähnlichkeitsmaßes innerhalb bzw. zwischen den Klassen als auch die Anzahl der Klassen angeht (Huth et al. 2008).

Im Rahmen der Voruntersuchungen wurde für jede der Regionen nach einer geeigneten Klassifizierung gesucht. Unabhängig von den jeweiligen Abbildungsleistungen, die jenen der Klassifizierung über das gesamte Untersuchungsgebiet hinweg ähnlich sind, führt eine regionale Differenzierung der Klassifizierung, ebenso wie eine höhere Klassenanzahl, zu einer hohen Anzahl ähnlicher Typen, die die nachfolgenden Analysen und die Interpretation der Ergebnisse erheblich komplexer gestalten würde, ebenfalls ohne einen wesentlichen Informationsgewinn zu generieren. Die regionale Bedeutsamkeit für Trockenheit der aus der Klassifikation resultierenden Typen ergibt sich durch die Aufnahme der sechs regionalen Niederschlagszeitreihen, anstelle einer gemittelten Zeitreihe für das gesamte Untersuchungsgebiet. Im Rahmen der Voruntersuchungen konnte außerdem festgestellt werden, dass sich für die Zirkulationstypklassifikationen, bei gleicher Variablen- und Gewichtekombination, für einen stationsbasierten Niederschlagsdatensatz und einen aus den Stationsdaten interpolierten gegitterten Niederschlagsdatensatz ähnlich hohe BSS-Werte ergeben. Die Alpen-Domain 06 aus COST733 wurde ausgewählt, da sie das Untersuchungsgebiet räumlich abdeckt. Grundsätzlich hat die Auswahl des Raumausschnitts, wie erwähnt, einen ähnlich großen Einfluss auf die synoptische Abbildungsleistung wie die Klassifikationsmethode selbst, und auch die Persistenz der resultierenden Muster ist von der Größe des Raumausschnitts insofern abhängig, als dass sie mit zunehmender Domaingröße ansteigt. Die ausgewählte Domain ist einerseits groß genug, um relevante atmosphärische Prozesse ausreichend gut abzubilden und andererseits klein genug, um ähnliche Zirkulationszustände zu identifizieren (Matulla et al. 2004).

7.2 Ableitung trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen

Ein ZT gilt als trockenheitsrelevant, wenn mindestens 20 % seiner Auftrittstage in einer Region ähnlicher Niederschlagsvariabilität mit Trockenheit verbunden sind, wobei Trockenheit als Niederschlag unterhalb des 20. Perzentils des langjährigen regionalen Niederschlagsmittels im Beobachtungszeitraum, bezogen auf das Sommer- bzw. Winterhalbjahr, definiert ist. In Anhang 6 ist die Trockenheitsrelevanz der jeweils 18 für das Sommer- und Winterhalbjahr resultierenden ZT für die Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität angegeben. Für den Beobachtungszeitraum wird der Prozentanteil der Tage, an denen beim Auftreten der ZT Trockenheit herrscht, an allen Auftrittstagen dieses ZT berechnet. Der entsprechende Prozentwert gibt also an, wie viele Tage des betreffenden ZT mit regionaler Trockenheit verbunden sind. Da die trrZT in einem späteren Schritt dazu herangezogen werden sollen, die Veränderungen in der Zirkulationsdynamik länger anhaltender Trockenperioden zu untersuchen (vgl. Kapitel 9), wurde für die Definition ihrer Trockenheitsrelevanz das 20. Perzentil und nicht ausschließlich nur Tage ohne Niederschlag gewählt, da es auch innerhalb längerer Phasen von Trockenheit zu geringen Mengen an Niederschlag kommen kann. Als Schwellenwert für die Trockenheit findet das 20. Perzentil

des langjährigen mittleren Niederschlags im Beobachtungszeitraum Verwendung, da dieser Wert häufig in der Literatur als Schwellenwert für Trockenheit Anwendung findet (Svoboda et al. 2002; Haslinger et al. 2019a; Buitink et al. 2021).

Zum Beispiel ziehen Haslinger und Blöschl (2017) das 20. Perzentil als Schwellenwert zur Analyse langanhaltender meteorologischer Trockenperioden im Alpenraum heran. Auf die Verwendung eines Trockenheitsindex wurde verzichtet, da die verschiedenen Indizes empfindlich auf die Entwicklung von Trockenheit auf unterschiedlichen Zeitskalen reagieren (Kingston et al. 2015). So unterschätzt der SPI beispielsweise den Schweregrad von trockenen und nassen Extremen (Naresh et al. 2009). Aus diesem Grund wurden in der vorliegenden Arbeit unterdurchschnittliche Niederschläge zur Bestimmung der Trockenheit herangezogen. Bei der Definition trrZT führten niedrigere Perzentilwerte von 5, 10 oder 15 zu einer Anzahl von ein bis zwei trrZT je Saison, wodurch nicht alle für Trockenheit relevanten atmosphärischen Situationen durch die trrZT widergespiegelt wurden. Bei der Wahl eines höheren Perzentilwertes kann nicht mit Sicherheit davon ausgegangen werden, dass die ZT tatsächlich zu Trockenheit in den einzelnen Regionen führen. Im Gegensatz zur Definition der regionalen Trockenheitsrelevanz der ZT wurden für die Überprüfung der Klassifikation mittels des BSS Tage mit Unterschreitung des regionspezifischen langjährigen Niederschlagsmittels im Beobachtungszeitraum herangezogen, da hierbei nicht nur einzelne Trockenheitstage berücksichtigt werden sollten, sondern vielmehr Phasen länger anhaltender Trockenheit.

Für das Sommer- und Winterhalbjahr konnten somit je vier ZT als trockenheitsrelevant für mindestens eine Region des Untersuchungsgebiets identifiziert werden. Wie die Tabelle in Anhang 6 zeigt, führen sie nicht alle zu Trockenheit im gesamten Untersuchungsgebiet. So ist zum Beispiel der trrZT 3 in den Sommermonaten lediglich in den Regionen Ost und Nord-Stau für Trockenheit verantwortlich. Die trrZT 12 und 14 führen in allen Regionen mit Ausnahme der Region West zu Trockenheit. Der trrZT 16 im Sommerhalbjahr ist für das gesamte Untersuchungsgebiet trockenheitsrelevant. Die für das Winterhalbjahr als trockenheitsrelevant identifizierten ZT 10, 14 und 17 führen in allen Regionen des Untersuchungsgebiets zu Trockenheit. Der trrZT 11 erfüllt das Kriterium von mindestens 20 % trockener Zirkulationstypstage nicht ganz, wird aber in die weiterführenden Betrachtungen mit aufgenommen, da er unter den winterlichen trrZT jener ist, der mit geringen Temperaturwerten verbunden ist, wodurch die Veränderung der atmosphärischen Zirkulation, bezogen auf Trockenheit im Zusammenhang mit niedrigen Temperaturen in den Wintermonaten, untersucht werden kann.

Die Zentroide der 18 ZT sind für das Sommerhalbjahr in Anhang 7 und für das Winterhalbjahr in Anhang 8 als mittlere Felder aus allen Einzeltagen des jeweiligen ZT für den mittleren Bodenluftdruck (a), die relative Luftfeuchte (b), die Temperatur (c) sowie für die zonale Windkomponente (u-Wind) (d), die meridionale Windkomponente (v-Wind) (e) und den Niederschlag in Form von Boxplots als Mittel aus allen Gitterboxen aller Auftrittstage des jeweiligen ZT (f) dargestellt. Positive Werte der u-Wind Komponente (rot) zeigen eine starke zonale Strömung an, positive Werte der v-Wind Komponente (rot) eine starke südliche Meridional Komponente. Exemplarisch sind die Komposita der typinternen Parameter des trrZT 14 im Sommerhalbjahr in Abbildung 13 sowie des trrZT 10 im Winterhalbjahr in Abbildung 14 dargestellt.

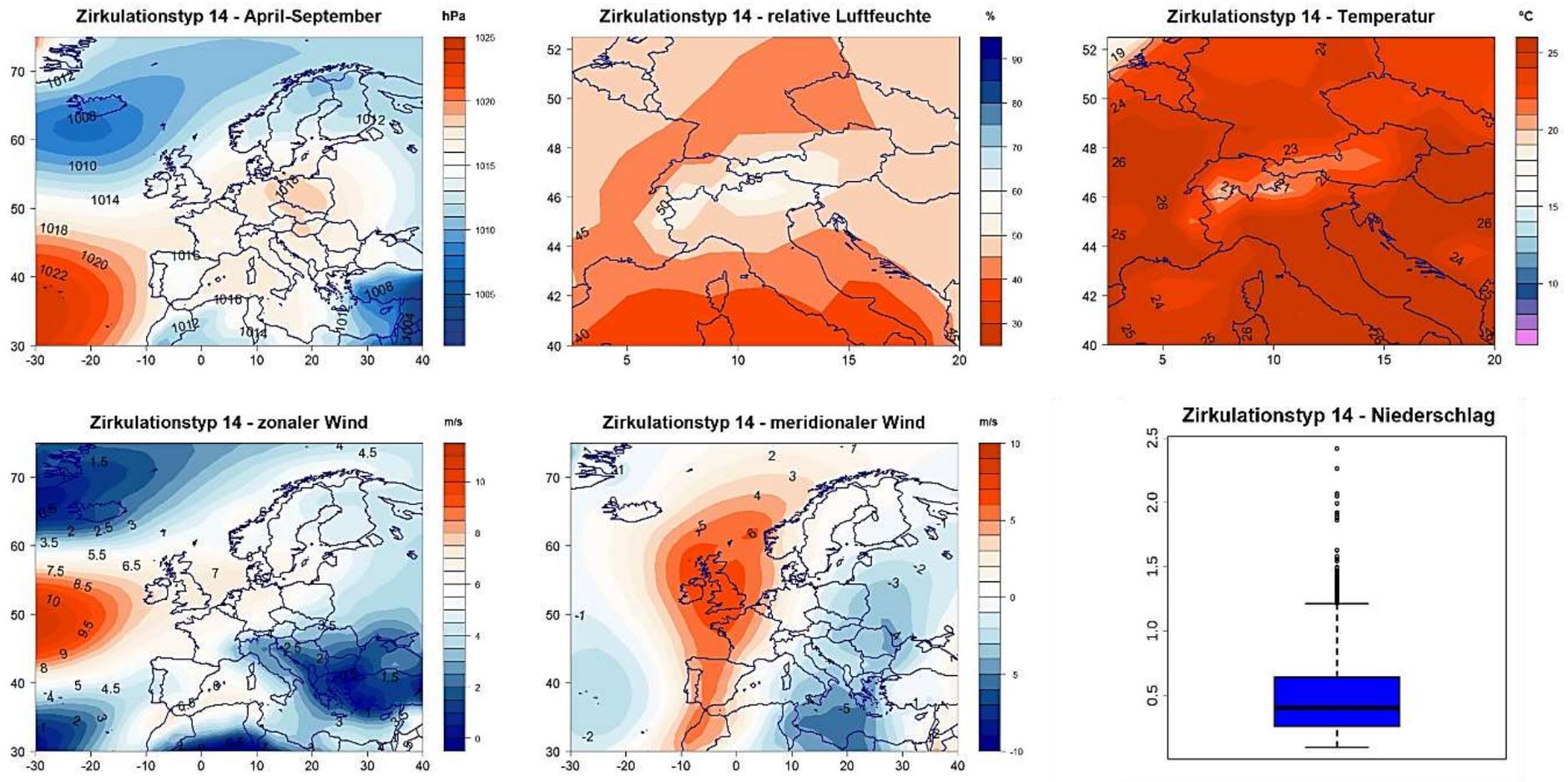


Abbildung 13: Trockenheitsrelevanter Zirkulationstyp (trrZT) 14 zwischen April und September im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017. Mittlere Felder aus allen Einzeltagen des Bodenluftdrucks (hPa), der relativen Luftfeuchtigkeit im 700-hPa-Niveau (%), der Temperatur in 2 m Höhe (°C), der zonalen Windkomponente (u-Wind) (m/s) und der meridionalen Windkomponente (v-Wind) (m/s) sowie der Niederschlag (mm) als Mittel aus allen Gitterboxen aller Auftrittstage des trrZT.

Der trrZT 14 im Sommerhalbjahr zeigt einen schwach ausgeprägten Hochdruckkeil vom Azorenhoch mit einem abgeschnürten Hochdruckzentrum über dem Osten von Mitteleuropa. Die meridionale Windkomponente ist westlich des Untersuchungsgebiets stark ausgeprägt. Temperaturen über 25 °C und Werte der relativen Luftfeuchte von weniger als 40 % betreffen nahezu das gesamte Untersuchungsgebiet. Beim Auftreten des trrZT liegt der tägliche mittlere Niederschlag im Untersuchungsgebiet unter 0,5 mm (vgl. Abbildung 13). Wie bereits erwähnt ist der trrZT für Trockenheit in allen Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität verantwortlich, mit Ausnahme der westlichen Region. Anhang 6 ist zu entnehmen, dass dieser trrZT vor allem in den östlichen Regionen an rund 40 % seiner Auftrittstage sowie in den Regionen Nord-West, Nord-Stau und Süd an rund 30 % seiner Auftrittstage in den Sommermonaten zu Trockenheit führt. In der Region West sind es etwas weniger als 20 %.

Im Gegensatz zu den anderen trrZT im Sommerhalbjahr zeigt der trrZT 3 ein Hochdruckgebiet erst im Azorenraum mit insgesamt geringen Luftdruckunterschieden in Mitteleuropa. Die zyklonale Südwestlage kann den gemischten Zirkulationsformen zugeordnet werden. Die meridionale Windkomponente ist stark ausgeprägt. Die Temperaturen belaufen sich in weiten Teilen des Untersuchungsgebiets auf 20 °C. Die geringsten Werte der relativen Luftfeuchte liegen im Osten des Untersuchungsgebiets bei etwa 50 %. Der trrZT 12 im Sommerhalbjahr zeigt einen Hochdruckkeil von den Azoren über das südliche Großbritannien bis nach Mitteleuropa. Die Temperaturen im Untersuchungsgebiet liegen zwischen 7 und 14 °C, die geringsten Werte der relativen Luftfeuchte finden sich im Westen und nehmen in südöstliche Richtung zu. Der trrZT 16 im Sommerhalbjahr zeigt ein ausgeprägtes Hochdruckgebiet über Mitteleuropa mit Verbindung zum Azorenhoch. Die Temperaturen liegen in weiten Teilen des Untersuchungsgebiets zwischen 15 und 20°C, während die relative Luftfeuchte zwischen 30 und 50 % beträgt. Der typinterne tägliche Niederschlag der trrZT liegt in den Sommermonaten bei weniger als einem mm (vgl. Anhang 7a-f).

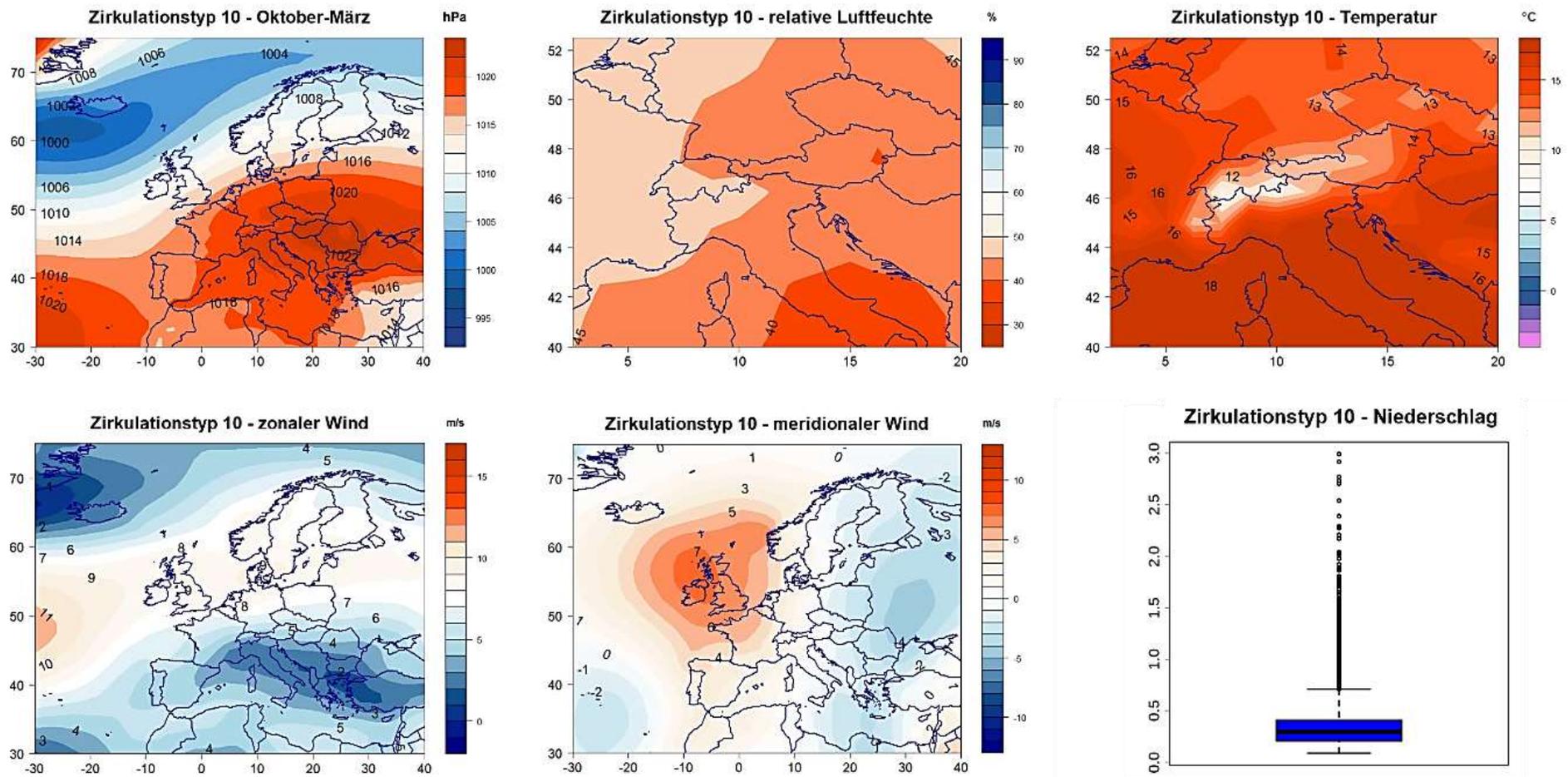


Abbildung 14: Trockenheitsrelevanter Zirkulationstyp (trrZT) 10 zwischen Oktober und März im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017. Mittlere Felder aus allen Einzeltagen des Bodenluftdrucks (hPa), der relativen Luftfeuchtigkeit im 700-hPa-Niveau (%), der Temperatur in 2 m Höhe (°C), der zonalen Windkomponente (u-Wind) (m/s) und der meridionalen Windkomponente (v-Wind) (m/s) sowie der Niederschlag (mm) als Mittel aus allen Gitterboxen aller Auftrittstage des trrZT.

In den Wintermonaten zeigt der trrZT 10 ein ausgedehntes Hochdruckgebiet mit Kern über dem gesamten Südosten von Europa. Er lässt sich durch eine verstärkte südliche Meridional Komponente der Höhenströmung charakterisieren. Die Temperaturen liegen bei 15°C, die relative Luftfeuchte liegt zwischen 30 und 50 % und der mittlere Niederschlag liegt im Untersuchungsgebiet unter 0,5 mm (vgl. Abbildung 14). Aus der Tabelle in Anhang 6 wird ersichtlich, dass dieser trrZT vor allem im Norden und Osten des Untersuchungsgebiets zu Trockenheit führt, wobei sein Auftreten in allen Regionen des Untersuchungsgebiets mit Trockenheit verbunden ist.

Der trrZT 11 im Winterhalbjahr repräsentiert ein weit nach Westen ausgedehntes Hochdruckgebiet mit einem Kern über Russland. Die Temperaturen liegen knapp unter 0 °C und die relative Luftfeuchtigkeit liegt zwischen 50 und 60 %. Der trrZT 14 im Winterhalbjahr zeichnet sich durch ein großräumiges Hochdruckgebiet aus, dessen Zentrum über Mittel- und Südeuropa liegt. Die Temperaturen betragen zwischen 3 und 9°C. Die relative Luftfeuchte liegt verbreitet unter 40 %. Der trrZT 17 im Winterhalbjahr zeigt ebenfalls ein großräumiges Hochdruckgebiet, das sich im direkten Vergleich mit dem trrZT 14 weiter nördlich erstreckt. In weiten Teilen des Untersuchungsgebiets liegen die Temperaturen bei 0 °C und die relative Luftfeuchte beträgt weniger als 40 %. Der typinterne Niederschlag trrZT in den Wintermonaten liegt bei weniger als 0,5 mm (vgl. Anhang 8a-f).

Da die zirkulationstypinternen Parameter selbst dekadischen und multidekadischen Schwankungen unterliegen, bestehen zwischen den Parametern und der atmosphärischen Zirkulation zeitliche Instationaritäten (Beck et al. 2007). Das Vorhandensein von Instationaritäten ist vor allem dann relevant, wenn es um die Übertragung der Beziehungen zwischen großräumigen atmosphärischen Zirkulationsmustern und dem regionalen Klima auf Zeiträume mit veränderten Randbedingungen für die Atmosphäre geht. Zeitliche Instationaritäten können anhand einer dreistufigen, zensierten Quantilregression (*Three-Step Censored Quantile Regression*, kurz: TSCQR) analysiert werden. Für die Analyse der zeitlichen Instationaritäten wurde eine TSCQR angewandt (Friederichs und Hense 2007). Instationaritäten, wie sie bei Beck et al. (2007) für Mitteleuropa oder bei Hertig et al. (2017) für den mediterranen Raum beschrieben sind, konnten dabei nicht festgestellt werden. Der Zusammenhang zwischen den regionalen Niederschlägen und atmosphärischen Variablen verbleibt, über den Beobachtungszeitraum hinweg, stationär. Dies kann sowohl mit der Länge des Beobachtungszeitraums als auch mit der ausgewählten Methode bzw. damit zusammenhängen, dass die ZT relevante zirkulationsdynamische Charakteristika teils nicht erfassen. Eine weitere Möglichkeit zur Untersuchung zeitlicher Instationaritäten besteht in der Anwendung einer sogenannten *change point detection*, wie sie bei Hertig et al. (2017) nachzulesen ist. Dabei handelt es sich um einen statistischen *Downscaling*-Ansatz der Änderungspunkte in den Beziehungen zwischen atmosphärischen Prädiktoren und dem lokalen Niederschlag berücksichtigt, um die Leistung statistischer *Downscaling*-Modelle zu verbessern. In ihrer Studie zeigen Hertig et al. (2017) einen Mehrwert dieses Ansatzes, hinsichtlich der statistischen Modelleleistung, bezogen auf den Winterniederschlag im Mittelmeerraum. Die Anwendung der Methode auf *GCMs* führt zu einer verbesserten Vorhersageeigenschaft der Modelle. Einschränkend sei erwähnt, dass sich im Rahmen des zukünftigen Klimawandels möglicherweise neue atmosphärische Muster entwickeln und dieser *Downscaling*-Ansatz nur Modifikationen bestehender Muster berücksichtigen kann.

7.3 Variabilität trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen

Dieses Kapitel befasst sich mit der rezenten Variabilität trrZT. Diese wird anhand von Häufigkeitsveränderungen (vgl. Kapitel 7.3.1) sowie anhand von Persistenzänderungen (vgl. Kapitel 7.3.2) und zirkulationstypinternen Veränderungen der trrZT (vgl. Kapitel 7.3.3) analysiert. Um die Variabilität trrZT in Zusammenhang mit einer großräumigeren atmosphärischen Zirkulation zu untersuchen, wird ihr Auftreten im Kontext großräumiger atmosphärischer Telekonnektionsmuster der Nordhemisphäre betrachtet (vgl. Kapitel 7.3.4).

7.3.1 Häufigkeitsänderungen der trockenheitsrelevanten Zirkulationstypen

Zunächst wird die mittlere Auftrittshäufigkeit der trrZT auf monatlicher Basis betrachtet, um ihre Auftrittshäufigkeiten innerhalb des Sommer- und Winterhalbjahrs zu veranschaulichen und ihre monatliche Relevanz darzustellen. Hierfür wird ihre relative monatliche Auftrittshäufigkeit im Beobachtungszeitraum für jeden Monat berechnet. Zudem wird die relative monatliche Auftrittshäufigkeit aller trrZT zusammengekommen betrachtet, sodass der Jahresverlauf der insgesamten Häufigkeit trrZT ersichtlich wird. In

Abbildung 15 sind die relativen, monatlichen Auftrittshäufigkeiten (in %) der trrZT auf der y-Achse (links) sowie die monatliche Häufigkeit aller trrZT zusammengekommen auf der Sekundärachse (rechts) für das Sommerhalbjahr zwischen April und September dargestellt. Abbildung 16 ist das Ergebnis für das Winterhalbjahr von Oktober bis März zu entnehmen. Um aufzuzeigen, welche Monate von einer insgesamten Zu- bzw. Abnahme der Häufigkeit trrZT betroffen sind, wurde die Auftrittshäufigkeit aller trrZT zusammengekommen für jeden Monat im Beobachtungszeitraum einer linearen Regressionsanalyse unterzogen (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Da sich dabei keine signifikanten Veränderungen in den einzelnen Monaten ergaben, ist die jeweilige Tendenz in Form roter- (zunehmende Tendenz) bzw. blauer Pfeile (abnehmende Tendenz) für jeden Monat angegeben.

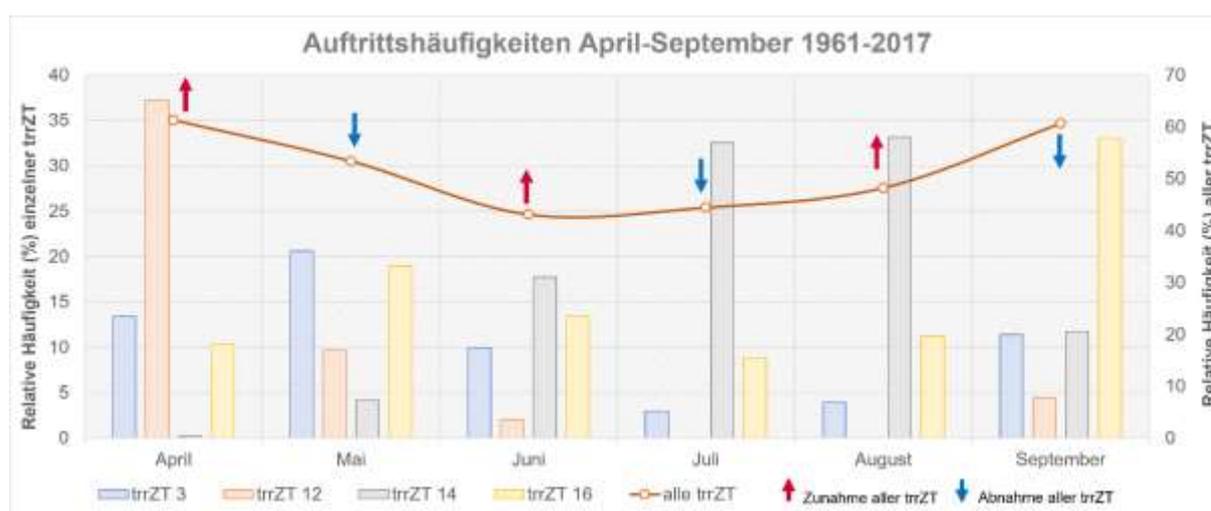


Abbildung 15: Relative, monatliche Auftrittshäufigkeit (%) trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) bezogen auf die gesamte Anzahl an Tagen eines Monats im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017 zwischen April und September. Roter Pfeil: Zunahme aller trrZT zusammengekommen, blauer Pfeil: Abnahme aller trrZT zusammengekommen (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$).

Im Sommerhalbjahr wird deutlich, dass der trrZT 12, mit mehr als 35 % seiner Auftrittstage, insbesondere im April relevant ist. Seine Auftrittshäufigkeit nimmt bis Juni auf rund 2 % ab. Im Juli und August tritt dieser trrZT nicht auf. Im September liegt seine Auftrittshäufigkeit unter 5 %. TrrZT 14 dagegen tritt hauptsächlich in den Monaten Juni, Juli und August auf. Seine Häufigkeit steigt von Mai bis August auf mehr als 30 % und sinkt bis September auf knapp 10 %. Die trrZT 3 und 16 treten in allen Sommermonaten auf, wobei trrZT 3 vor allem im Mai mit knapp 15 % seiner Auftrittstage relevant ist, während trrZT 16 im September mit mehr als 30 % am häufigsten vorkommt. Insgesamt nimmt die Häufigkeit der trrZT von April bis Juni auf knapp unter 40 % ab und steigt bis zum September wieder auf das Aprilniveau von ca. 60 % (vgl. Abbildung 15).

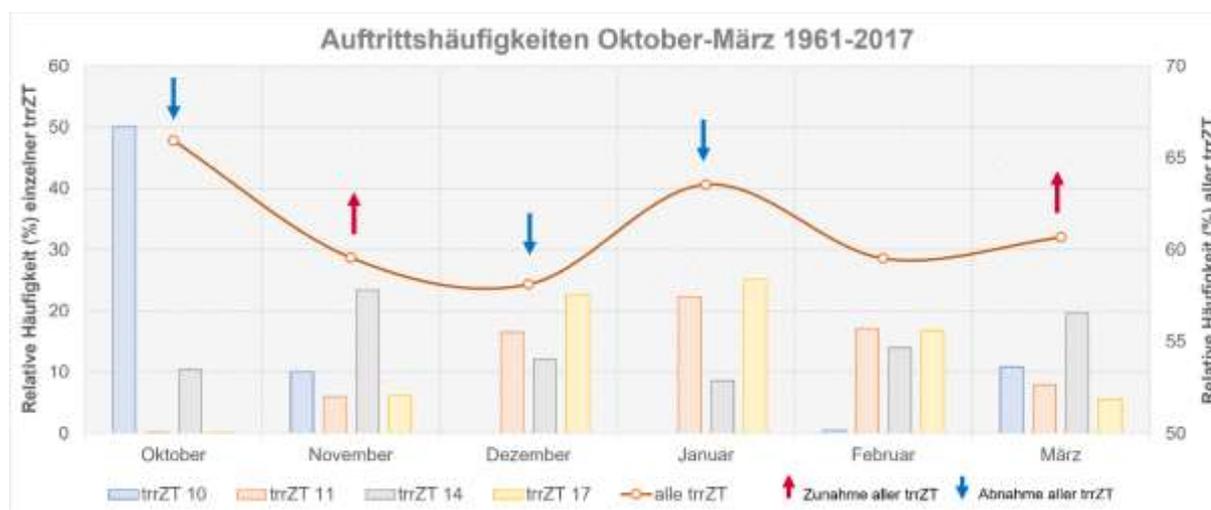


Abbildung 16: Relative, monatliche Auftrittshäufigkeit (%) trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) bezogen auf die gesamte Anzahl an Tagen eines Monats im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017 zwischen Oktober und März. Roter Pfeil: Zunahme aller trrZT zusammengenommen, blauer Pfeil: Abnahme aller trrZT zusammengenommen (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$).

Im Winterhalbjahr wird deutlich, dass der trrZT 10 mit knapp 50 % vor allem im Oktober auftritt, während er im Dezember und Januar nicht vorkommt. Die Auftrittshäufigkeit des trrZT 11, steigt von Oktober bis Januar auf rund 23 % an und sinkt von Februar bis März auf ca. 7 %. Der trrZT 14 ist in allen Monaten des Winterhalbjahrs relevant. Im November (23 %) und März (20 %) tritt er am häufigsten auf. TrrZT 17 ist von Dezember bis Februar relevant. Seine Häufigkeit steigt von Oktober bis Januar auf 25 % an und nimmt bis März wieder bis auf 5 % ab. Die insgesamt Häufigkeit der trrZT im Winterhalbjahr fällt von Oktober bis Dezember von knapp 70 % auf unter 60 %. Im Januar steigt sie auf mehr als 60 % an, bevor sie bis März wieder leicht sinkt (vgl. Abbildung 16).

Im Frühjahr und Herbst sind trrZT somit häufiger als im Sommer und Winter. Die monatlichen Unterschiede in den Auftrittshäufigkeiten aller trrZT zusammengenommen werden im Beobachtungszeitraum zunehmend geringer. In den Monaten März, April Juni, August und November nehmen trrZT tendenziell zu, während ihre Häufigkeit in den Monaten Januar, Mai, Juli, September, Oktober und Dezember eher eine negative Tendenz aufweist. Im Februar ist nahezu keine Veränderung in der insgesamt Auftrittshäufigkeit aller trrZT zusammengenommen zu erkennen.

Um in einem nächsten Schritt Trends in den Auftrittshäufigkeiten der abgeleiteten atmosphärischen ZT festzustellen, werden monatlich aggregierte Zirkulationstypshäufigkeiten einer linearen Regressionsanalyse unterzogen (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Die Darstellung der zeitlichen Entwicklung ihrer Auftrittshäufigkeiten erfolgt anhand von gleitenden 3-Jahres-Auftrittshäufigkeiten sowie einer mit dem Gauß'schen Tiefpassfilter über zehn Jahre geglätteten Zeitreihe für jeweils alle 18 ZT im Sommer- und Winterhalbjahr (vgl. Anhang 9).

Im Sommerhalbjahr ergeben sich insgesamt mehr signifikante Häufigkeitsveränderungen der ZT. Es ist eine signifikante Zunahme eines schwach ausgeprägten Hochdruckkeils vom Azorenhoch mit einem abgeschnürten Hochdruckzentrum über dem östlichen Mitteleuropa zu erkennen (trrZT 14). Zudem ist im Sommerhalbjahr eine Abnahme des trrZT 3, einer zyklonalen Südwestlage zu erkennen. ZT 5, der einen Azorenhochdruckkeil bis in das westliche Mitteleuropa zeigt, nimmt ab, ebenso wie der trrZT 12, der ein westlicher gelegenes Hochdruckzentrum aufweist als trrZT 14. In Kombination mit der Zunahme des trrZT 14 ergibt sich hierdurch die im Osten von Mitteleuropa beobachtete Niederschlagsabnahme in den Sommermonaten. Außerdem ist eine Abnahme ausgedehnter Hochdruckgebiete über Mitteleuropa zu erkennen (trrZT 16). Zudem nehmen von Tiefdruckrinnen abgeschnürte Tiefdruckgebiete im Südosten Europas, sogenannte *cut-off-lows* (ZT 10 und ZT 18) zu (vgl. Anhang 7). Diese Veränderung zeigt eine Tendenz zu extremen Niederschlägen an, da diese meridionalen Zirkulationsmuster meist zu starken Niederschlägen in den südlichen und östlichen Regionen führen (Hofstätter et al. 2015).

Im Winterhalbjahr nehmen die trrZT 10 und 14, die vor allem im Oktober, November und März auftreten, sowie ZT 7, ein Azorenhochdruckkeil, und ZT 18, der einen Trog über Mitteleuropa zeigt (*cut-off-low*), signifikant zu. So lässt sich auch durch die Zirkulationsänderungen im Winterhalbjahr eine Tendenz zu ZT erkennen, die mit extremen Niederschlägen verbunden sind. Zudem nehmen ZT 6, der ein Islandtief mit südwestlicher Anströmung zeigt, und der trrZT 11, dessen Hochdruckgebiet über Russland liegt, im Winterhalbjahr deutlich ab, sodass die für den letzteren ZT typischen, unterdurchschnittlichen Wintertemperaturen in Mitteleuropa wesentlich seltener auftreten (vgl. Anhang 8 und Anhang 9).

Auch wenn für einzelne trrZT keine signifikanten Häufigkeitsveränderungen über das gesamte Sommer- bzw. Winterhalbjahr festgestellt werden können oder signifikante Abnahmen bzw. negative Tendenzen für einzelne trrZT resultieren und auch die Trendanalyse aller trrZT zusammengenommen für keinen Monat signifikant ausfiel, können einzelne Monate dennoch von einer Zunahme bestimmter trrZT betroffen sein. Da es Studien gibt, die im Frühjahr und insbesondere im Monat April eine Zunahme von trockenheitsrelevanten atmosphärischen Zuständen über Europa beschreiben, werden die Veränderungen der monatlichen Auftrittshäufigkeiten der trrZT im Beobachtungszeitraum abschließend anhand der drei folgenden Teilzeiträume analysiert: 1961 bis 1980, von 1981 bis 2000 und von 2001 bis 2017.

Die Analyse zeigt, dass die Abnahme der Häufigkeit des trrZT 3 vor allem die Monate Mai (-8 %), Juni (-4 %) und September (-6 %) zwischen den letzten beiden betrachteten Teilzeiträumen betrifft. Die Abnahme des trrZT 12 findet vor allem im April (-3 %) zwischen den letzten beiden betrachteten Teilzeiträumen und im Mai (-5 %) zwischen dem ersten und dem letzten der betrachteten Teilzeiträume statt. Ferner zeigt die Untersuchung, dass die Zunahme des trrZT 14 vor allem zwischen den letzten beiden

betrachteten Teilzeiträumen stattfindet und insbesondere den Zeitraum von Mai bis September betrifft. Die stärkste Zunahme findet im Juni mit knapp 10 % statt. Die leichte Abnahme des trrZT 16 ist vor allem in den Monaten Juli (-4 %) und August (-6 %) zu beobachten. Auffällig ist, dass der trrZT 16 seit den 2000er Jahren im April um 7 % häufiger auftritt, was ein Hinweis auf die zunehmende Trockenheit in diesem Monat sein könnte.

In den Wintermonaten betrifft die Zunahme des trrZT 10 vor allem die Monate November (9%) und März (5 %) zwischen den letzten beiden Teilzeiträumen. Die Abnahme der Auftrittshäufigkeit des trrZT 11 betrifft hauptsächlich die Monate Dezember (-13 %), Januar (-12 %) und März (-6 %) zwischen dem ersten und letzten betrachteten Teilzeitraum. Trat der trrZT im Januar, zwischen 1961 und 1980, an noch rund 30 % der Tage auf, so waren es zwischen 2001 und 2017 nur noch rund 20 %. Die Zunahme der Häufigkeit des trrZT 14 findet zwischen Dezember (+5 %) und März (+10 %) statt und betrifft vor allem die ersten beiden betrachteten Teilzeiträume. Im Oktober zwischen 2001 und 2017, tritt der trrZT weniger häufig auf (6 %) als im Oktober der Jahrzehnte zuvor (12 %). TrrZT 17 zeigt keine signifikante Häufigkeitsveränderung, er trat allerdings in den letzten Jahrzehnten im November um 7 %, im Januar um 10 % und im Februar ebenfalls um 7 % weniger häufig auf.

Zusammenfassend kann, hinsichtlich der Veränderungen der Auftrittshäufigkeiten der ZT, festgehalten werden, dass in den Sommermonaten sowohl Zunahmen von Tiefdruckrinnen mit abgeschnürten Tiefdruckgebieten im Südosten von Mitteleuropa sowie Abnahmen von Tiefdruckgebieten über Großbritannien und dem Osten von Zentraleuropa zu erkennen sind. Zudem treten Azorenhochdruckkeile, die sich bis in das östliche Mitteleuropa erstrecken, häufiger auf. Insbesondere im April ist in den letzten Jahren eine Zunahme ausgedehnter Hochdruckgebiete über Mitteleuropa mit Verbindung zum Azorenhoch ersichtlich. Im Winterhalbjahr kann eine Abnahme von Tiefdruckgebieten über Island und eine Abnahme von weit nach Westen ausgedehnten Hochdruckgebieten mit Kern über Russland festgestellt werden, wobei sich letztere vor allem auf den Dezember und den Januar konzentriert, während im gesamten Winterhalbjahr Zunahmen von ausgedehnten Hochdruckgebieten über Mitteleuropa und dem östlichen Mitteleuropa resultieren, die mit relativ hohen Temperaturen einhergehen.

Sowohl in den Sommer- als auch in den Wintermonaten konnten trrZT identifiziert werden, die signifikant häufiger auftreten. Bei der Analyse snrZT, im Zuge der WETRAX-Projekte, wurde festgestellt, dass ZT mit zonalem Strömungsmuster und starkem Bodentief über Mitteleuropa sowie Typen mit Zyklonen, die im Bereich der Alpensüdseite entstehen und über den Ostrand der Alpen nach Mitteleuropa ziehen, vor allem im Herbst (SON) und Winter (DJF) starkniederschlagsrelevant für das Untersuchungsgebiet sind und diese zunehmend häufiger auftreten. Im Frühjahr (MAM) und Sommer (JJA) sind es vor allem meridionale snrZT mit einem Tiefdruckzentrum über Südosteuropa bei einer nordöstlichen Anströmung gegen die Alpen, die vor allem in den Regionen im Süden und Osten zu Starkniederschlägen führen (tägliches Niederschlag > 95. Perzentil des langjährigen regionalen Niederschlagsmittels, 1961-2017).

7.3.2 Persistenzänderungen trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen

In diesem Kapitel werden die Persistenz der trrZT, das heißt ihre Verweildauer sowie deren Veränderungen, im Beobachtungszeitraum untersucht. In der Literatur finden sich unterschiedliche Definitionen

für die Persistenz von ZT. Baur et al. (1944) beschrieben, basierend auf subjektiven Klassifikationen, einen ZT, ab einer Verweilzeit von mindestens drei Tagen über einem Gebiet der Größe Europas, als persistent. Ähnliche Definitionen finden sich bei Hess und Brezowsky (1969) sowie bei Kyselý (2007). Lamb (1972) definiert einen ZT ab einer Verweildauer von 25 Tagen als persistent, wobei drei Tage einem anderen ZT angehören dürfen. Bei Richardson et al. (2019) wird die Persistenz nicht direkt als Schwellenwert definiert. Im Fokus steht vielmehr das Erkennen langanhaltender synoptischer Situationen. Es wird davon ausgegangen, dass Persistenzen teilweise durch stratosphärische Prozesse moduliert werden, da Anomalien, die in der Stratosphäre auftreten, dazu neigen, sich mit Vorlaufzeiten von ein bis zwei Wochen in die Troposphäre auszubreiten (Baldwin et al. 1998; Thompson et al. 2002).

Grundsätzlich ist die Persistenz von ZT von der Art der Klassifikation abhängig. Basierend auf objektiven Klassifikationen können Persistenzen mit Längen von mehreren Wochen bis zu einer Jahreszeit erreicht werden. Im Mittel ist die Persistenz bei objektiven Klassifikationen mit 2,3 bis drei Tagen höher als bei den subjektiven Klassifikationen mit durchschnittlich 1,6 Tagen, was darauf zurückzuführen ist, dass bei objektiven Klassifikationen wesentlich mehr Parameter berücksichtigt werden können (Kučerová et al. 2017). Zudem wird die Persistenz durch die Anzahl der Klassen beeinflusst. Je höher diese ist, desto geringer ist die Persistenz der resultierenden ZT. Darüber hinaus ist die Größe des Gebiets, für welches die ZT abgeleitet werden, entscheidend. Bei größeren Gebieten werden in der Regel höhere Persistenzen erreicht. Tabelle 7 enthält die mittlere und maximale Persistenz der trrZT (Verweildauer in Tagen), die auf jährlicher Basis berechnet wurde.

Tabelle 7: Mittlere und maximale Persistenz (Verweildauer in Tagen) der trockenheitsrelevanten Zirkulationstypen (trrZT) auf im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017 für April bis September und Oktober bis März.

	April-September				Oktober-März			
trrZT	3	12	14	16	10	11	14	17
Mittlere Persistenz	1,7	2,2	2,4	2,2	3,9	2,2	2,5	3,1
Maximale Persistenz	4,0	5,3	6,8	6,2	9,5	5,9	6,9	8,3

Im Sommerhalbjahr weist der trrZT 14, mit 2,4 Tagen im Mittel und 6,8 Tagen im Maximum, die höchste Persistenz auf. Im Winterhalbjahr betrifft dies den trrZT 10 mit 3,9 Tagen im Mittel und einer mittleren maximalen Persistenz von 9,5 Tagen. Die mittlere Persistenz der trrZT ist mit rund drei Tagen im Winterhalbjahr um 0,8 Tage höher als im Sommerhalbjahr. Die maximale Persistenz ist mit rund acht Tagen im Winterhalbjahr um ca. zwei Tage höher als im Sommerhalbjahr. Die mittlere jährliche Persistenz aller trrZT zusammengenommen beträgt 2,5 Tage, die maximale jährliche Persistenz aller trrZT zusammengenommen beträgt im Mittel 6,6 Tage. Um Phasen erhöhter Persistenz im Beobachtungszeitraum aufzuzeigen, ist die Abweichung der mittleren- und maximalen Persistenz aller trrZT zusammengenommen in der Abbildung 17 dargestellt. Das Ergebnis für die einzelnen trrZT ist Anhang 10a-d zu entnehmen. Dargestellt sind zudem der lineare Trend und der gleitende Mittelwert über drei Jahre.

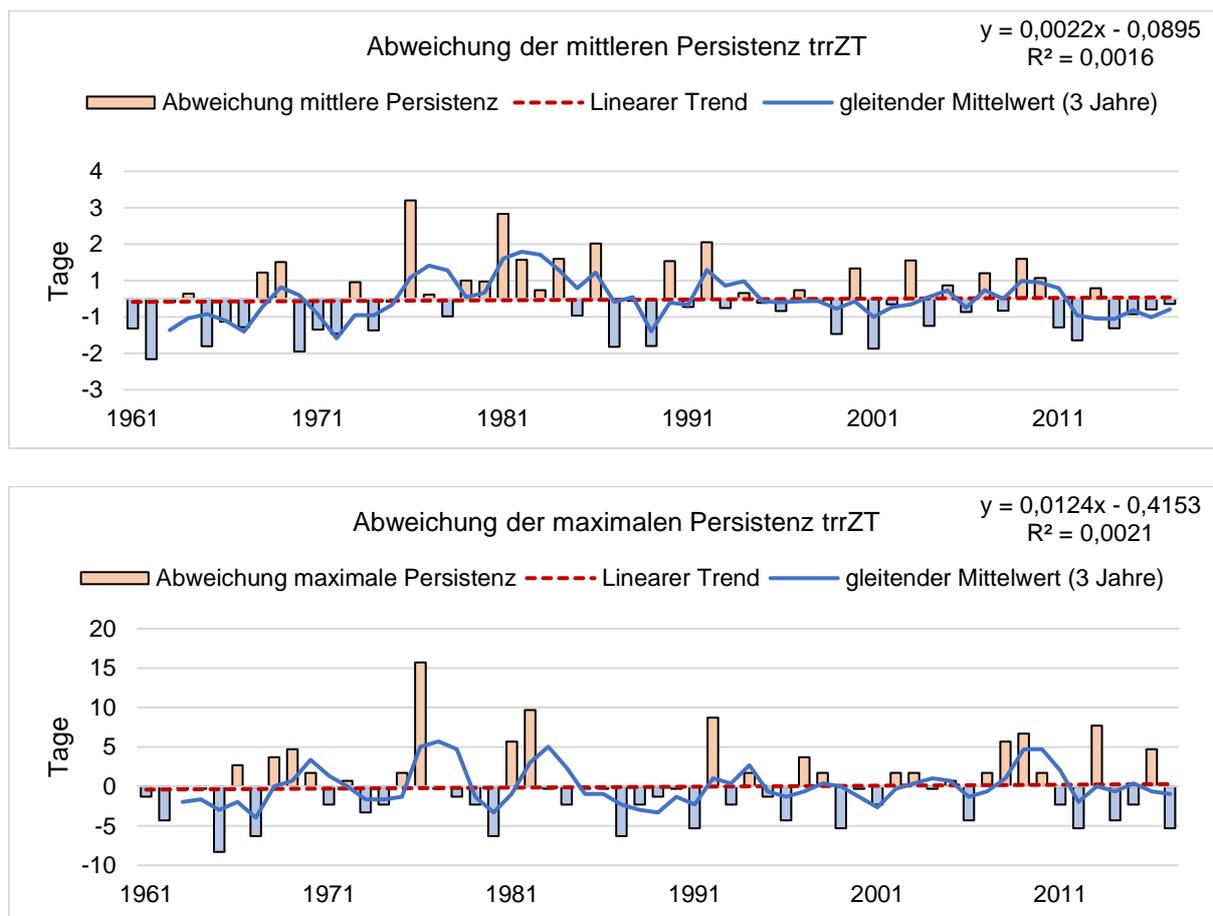


Abbildung 17: Abweichung der mittleren und maximalen jährlichen Persistenz (in Tagen) aller trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) zusammengenommen von der langjährigen mittleren und maximalen Persistenz im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017 für April bis September und Oktober bis März.

Phasen einer erhöhten mittleren- und maximalen Persistenz trrZT können in den 1970er Jahren, Anfang der 1980er und 1990er Jahre sowie in den 2000er Jahren festgestellt werden (vgl. Abbildung 17). Bei den meisten der trrZT sind Phasen einer erhöhten Persistenz in den 1970er, 1980er, 1990er sowie in den 2000er Jahren zu erkennen. Der trrZT 3 im Sommerhalbjahr zeigt Phasen einer erhöhten Persistenz zu Beginn und in der Mitte der 1980er Jahre sowie zu Beginn- und am Ende der 1990er Jahre. Der trrZT 12 im Sommerhalbjahr tritt Ende der 1970er Jahre persistenter auf. Bei dem trrZT 14 sind in den 1970er, 1990er und 2000er Jahren Phasen erhöhter Persistenz zu erkennen. Bei trrZT 16 sind Phasen erhöhter Persistenz in den 1980er, 1990er und Ende der 2000er Jahre zu sehen. Der trrZT 10 im Winterhalbjahr zeigt eine deutlich negative Tendenz seiner Persistenz und Phasen erhöhter Persistenz in den 1960er und 1970er Jahren. TrrZT 11 tritt insgesamt weniger persistent auf und lässt Phasen höherer Persistenz in den 1960er Jahren, zu Beginn der 1970er Jahre sowie Mitte der 1980er Jahre erkennen. Der trrZT 14 im Winterhalbjahr weist eine hohe Persistenz in den 1970er und 1980er Jahren auf und der trrZT 17 zeigt eine erhöhte Persistenz in den 1990er und 2000er Jahren. Es ist zu erkennen, dass die positiven Persistenzabweichungen der trrZT in den letzten zehn Jahren meist deutlich weniger stark ausgeprägt sind als in den 1980er und 1990er Jahren (vgl. Anhang10a-d).

Um Veränderungen der Persistenz trrZT zu untersuchen, werden die für jeden trrZT ermittelten Zeitreihen der mittleren und maximalen Persistenz auf jährlicher Basis im Beobachtungszeitraum einer linearen Regressionsanalyse unterzogen (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Das Ergebnis ist Tabelle 8 zu entnehmen.

Tabelle 8: Veränderung der maximalen- und mittleren Persistenz (Verweildauer in Tagen) trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) im Beobachtungszeitraum für April bis September und Oktober bis März (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Blau: signifikante Persistenzabnahme, weiß: keine signifikante Veränderung.

	April-September				Oktober-März			
trrZT	3	12	14	16	10	11	14	17
Mittlere Persistenz								
Maximale Persistenz								

Die Persistenz der trrZT hat sich in den Sommermonaten des Beobachtungszeitraums nicht signifikant verändert. In den Wintermonaten konnte für die trrZT 10 und 11 eine signifikante Abnahme der mittleren Persistenz festgestellt werden. Bei dem trrZT 11 im Winterhalbjahr nimmt auch die maximale Persistenz signifikant ab. Die Analyse auf monatlicher Basis ergab für keinen trrZT eine signifikante Persistenzänderung und auch die mittlere monatliche Persistenz aller trrZT zusammengenommen verändert sich im Beobachtungszeitraum nicht signifikant.

Im Beobachtungszeitraum können nur wenige Veränderungen festgestellt werden, die sich in vereinzelten Persistenzabnahmen in den Wintermonaten zeigen. Sie betreffen den trrZT 10 sowie den trrZT 11. Die Abweichung der Persistenz aller trrZT zusammengenommen von der langjährigen Persistenz im Beobachtungszeitraum weist keine wesentliche Veränderung, aber eine leicht positive Tendenz auf. In den 1970er, 1990er und 2000er Jahren können Phasen erhöhter Persistenz festgestellt werden. Kyselý und Huth (2006) erkennen ebenfalls einen Anstieg der Persistenz in den 1990er Jahren und Kyselý und Domonkos (2006) von den 1970er Jahren bis in die späten 1980er Jahre. Mehrmonatige Perioden einer erhöhten Persistenz antizyklonaler Zirkulationsmuster wurden im Winter 1962, im Sommer 1968 und im Winter 1990 über Großbritannien festgestellt. In diesen Zeiträumen herrschten trockenere Bedingungen als üblicherweise. Daher können diese teils als meteorologische Dürren bezeichnet werden (Richardson et al. 2019). Die Betrachtung der jährlichen Persistenzabweichungen und -koeffizienten verdeutlicht in den Sommermonaten 1968 eine erhöhte Persistenz trrZT mit einem vom Azorenhoch abgeschnürten Hochdruckkeil. In den Wintermonaten 1962 traten großräumige Hochdruckgebiete über dem südlichen und östlichen Mitteleuropa persistenter auf und in den Wintermonaten 1990 ist eine erhöhte Persistenz großräumiger Hochdruckgebiete über Mittel- und Südeuropa zu erkennen.

Da auch untersucht werden soll, ob trrZT in ihrem Auftreten persistenter werden und nicht ausschließlich über den gesamten Beobachtungszeitraum hinweg, wird der jährliche Persistenzkoeffizient für die trrZT berechnet. Dieser ermöglicht es, die Veränderungen der Persistenz unter Berücksichtigung der Häufigkeitsveränderungen trrZT zu untersuchen. Hierbei beschreibt die relative jährliche Persistenz die jährliche Persistenz eines ZT im Verhältnis zu seiner mittleren jährlichen Persistenz über den gesamten

Beobachtungszeitraum. Die relative jährliche Auftrittshäufigkeit beschreibt die absolute jährliche Auftrittshäufigkeit im Verhältnis zur absoluten Auftrittshäufigkeit eines ZT im gesamten Beobachtungszeitraum. Aus relativer jährlicher Persistenz und relativer jährlicher Auftrittshäufigkeit lässt sich der Persistenzkoeffizient eines ZT für jedes Jahr errechnen. Je höher der Wert ist, desto persistenter ist ein ZT, unabhängig von den Veränderungen seiner Auftrittshäufigkeit. Die Zeitreihen der Persistenzkoeffizienten werden einer linearen Regressionsanalyse unterzogen (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Die Ergebnisse deuten darauf hin, dass trrZT, die zunehmend häufiger auftreten, wie beispielsweise der trrZT 14 im Sommerhalbjahr oder der trrZT 10 im Winterhalbjahr, weniger persistent auftreten, was auf eine Zunahme ihrer Variabilität hindeutet. Da sich bei der Analyse der jährlichen Persistenzkoeffizienten der trrZT keine signifikanten Veränderungen ergeben und die jährlichen Abweichungen der Persistenz bereits dargestellt wurden, wird diese Analyse nicht gezeigt.

7.3.3 Typinterne Veränderungen trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen

Das Auftreten von extremen Wetterereignissen kann nicht nur auf Veränderungen im Auftreten der ZT zurückgeführt werden. Es hängt auch mit internen Veränderungen der ZT zusammen. Diese bestimmen häufig die niederfrequenten Schwankungen im Gesamtaufreten von Niederschlags- und Temperatur-extremen (Jacobeit et al. 2009). Widmann und Schär (1997) zeigen für die Schweiz, Jones und Lister (2009) für die Iberische Halbinsel, dass nicht die gesamte Variabilität des Niederschlags anhand von Häufigkeitsänderungen der ZT erklärt werden kann. Das bedeutet, dass nicht nur die Variabilität der Auftrittshäufigkeit oder der Persistenz von ZT zu veränderten Ausprägungen der regionalen Klimaparameter führen. Etwa 50 % sind auf typinterne Veränderungen der ZT zurückzuführen. Zirkulationstypinterne Veränderungen umfassen einerseits Klimamerkmale, die mit dem Auftreten der ZT verbunden sind, wie beispielsweise Niederschlags- oder Temperaturänderungen, und andererseits dynamische Eigenschaften, die Druckgradienten oder Windkomponenten der ZT betreffend. Neben ihnen wirken Phänomene auf untergeordneter Skala, wie orographisch induzierte Niederschlagssysteme oder die klimatischen Randbedingungen in den Gebieten, in welchen die Advektion stattfindet, wie beispielsweise Jones et al. (1999) für Variationen der nordatlantischen Meeresoberflächentemperatur nachgewiesen haben (Beck et al. 2007). Um typinterne Veränderungen der abgeleiteten trrZT zu untersuchen, wird eine zirkulationstypspezifische lineare Regressionsanalyse der mitklassifizierten atmosphärischen Variablen für deren Minimum-, Maximum-, Mittel- und Differenzwerte durchgeführt (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Die Ergebnisse sind der Tabelle in Anhang 11 zu entnehmen.

Hinsichtlich des bodennahen Luftdrucks gibt es die wenigsten signifikanten Veränderungen typinterner Parameter. Vereinzelt sind Abnahmen festzustellen. Bei trrZT 16 im Sommerhalbjahr und 14 im Winterhalbjahr nimmt der minimale Wert des Bodenluftdrucks ab. Bei letzterem betrifft dies auch den mittleren Wert. Bei dem trrZT 14 im Sommerhalbjahr nimmt der maximale Wert des Bodenluftdrucks ab. Die Differenz zwischen minimalen- und maximalen Werten nimmt bei den trrZT 12 und 16 im Sommerhalbjahr sowie bei dem trrZT 14 im Winterhalbjahr zu. Für den trrZT 11 im Winterhalbjahr resultiert hingegen eine Abnahme der Differenz zwischen minimalen- und maximalen Bodenluftdruckwerten. Der minimale Wert der U-Wind Komponente nimmt bei allen trrZT im Sommerhalbjahr zu. Im Winterhalbjahr ist das bei den trrZT 11 und 17 zu beobachten. Bei trrZT 10 im Winterhalbjahr nehmen die minimalen Werte

hingegen ab. Die Amplitude der U-Wind Komponente nimmt bei trrZT 3 und 12 im Sommerhalbjahr sowie bei trrZT 11 im Winterhalbjahr ab. Die maximalen- und mittleren Werte der V-Wind Komponente sowie die Amplitude nehmen bei dem trrZT 16 im Sommerhalbjahr zu. Bei trrZT 12 und 14 im Sommerhalbjahr sowie bei trrZT 10 und 14 im Winterhalbjahr, betrifft das die minimalen Werte der V-Wind Komponente. Eine Verringerung der Amplitude kann für trrZT 14 im Sommerhalbjahr sowie für trrZT 10 im Winterhalbjahr festgestellt werden. Bei letzterem gilt das auch für die mittleren Werte der V-Wind Komponente. Die minimalen- und mittleren Werte der relativen Luftfeuchtigkeit aller trrZT nehmen ab. Bei trrZT 12 im Sommerhalbjahr betrifft dies auch die maximalen Werte. Es resultiert eine zirkulationstypübergreifende Zunahme der Differenz. Das bedeutet, dass die Amplitude der Werte der relativen Luftfeuchte aller betrachteten trrZT im Beobachtungszeitraum zunimmt, was auf den globalen Temperaturanstieg zurückzuführen ist. In den Sommermonaten überwiegen typinterne Temperaturzunahmen, im Winterhalbjahr sind, weniger verbreitet, Temperaturabnahmen zu erkennen. Die stärkste Temperaturzunahme kann im Sommerhalbjahr bei trrZT 14 festgestellt werden. Auch bei trrZT 12 steigt die maximale Temperatur, während sich die Temperaturamplitude erhöht. Bei trrZT 3 erhöhen sich die mittleren Temperaturwerte. Im Gegensatz zu den anderen trrZT im Sommerhalbjahr resultiert für den trrZT 16 eine Abnahme der minimalen- und mittleren Temperaturwerte. Im Winterhalbjahr nehmen die minimalen Temperaturwerte des trrZT 10 und die maximalen Temperaturwerte der trrZT 14 und 17 ab. Die Amplitude der Temperatur nimmt im Winterhalbjahr bei allen trrZT ab, mit Ausnahme des trrZT 10, bei welchem sich die Temperaturamplitude erhöht. Da, für die Definition der regionalen Trockenheitsrelevanz Zirkulationstypstage mit einer Unterschreitung des 20. Perzentils des regionalen langjährigen Niederschlagsmittels im Beobachtungszeitraum herangezogen wurden, ergeben sich die regionalen Unterschiede der Trockenheitsrelevanz der trrZT (vgl. Anhang 6). So ist es möglich, die Veränderung der Trockenheitsrelevanz der trrZT anhand einer linearen Regressionsanalyse der zirkulationstypspezifischen regionalen Niederschlagszeitreihen zu untersuchen (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Das Ergebnis ist Tabelle 9 zu entnehmen.

Tabelle 9: Zirkulationstypspezifische Trendanalyse des täglichen regionalen, mittleren Niederschlags (mm) trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) im Beobachtungszeitraum für April bis September und Oktober bis März (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Rot: signifikante Abnahme des typinternen Niederschlags (mm), blau: signifikante Zunahme typinternen Niederschlags (mm), weiß: keine signifikante Veränderung.

	Nord-West	West	Nord-Ost	Ost	Nord-Stau	Süd
April-September						
trrZT 3						
trrZT 12						
trrZT 14						
trrZT 16						
Oktober-März						
trrZT 10						
trrZT 11						
trrZT 14						
trrZT 17						

Die Trockenheitsrelevanz der trrZT intensiviert sich vor allem im Sommerhalbjahr und in den nördlichen Regionen des Untersuchungsgebiets. Insbesondere bei den trrZT 3, 14 und 16 kommt es zu einer Intensivierung der Trockenheit durch eine Abnahme des typinternen Niederschlags, die bei dem trrZT 16 nahezu im gesamten Untersuchungsgebiet, mit Ausnahme der westlichsten Region, zu beobachten ist. Die Trockenheitsrelevanz des trrZT 14 steigt in den nördlichen Regionen des Untersuchungsgebiets. Zirkulationstypübergreifend ist insbesondere der Nord-Westen von einer Intensivierung der Trockenheit durch die zirkulationstypinternen Niederschlagsabnahmen betroffen. Der trrZT 3, der im Sommerhalbjahr an rund 18 % seiner Auftrittstage in der Region Nord-Ost und an rund 14 % seiner Auftrittstage in der Region Süd zu Trockenheit führt, zeigt eine Abnahme seines typinternen Niederschlags in diesen Regionen. Im Sommerhalbjahr intensiviert sich die Trockenheit beim Auftreten trrZT hinsichtlich einer Erhöhung der Temperatur sowie einer Abnahme der relativen Luftfeuchtigkeit und des typinternen Niederschlags, insbesondere im Norden des Untersuchungsgebiets. Für die Wintermonate ist keine zirkulationstypinterne Temperaturzunahme und Niederschlagsabnahme zu beobachten. Der typinterne Niederschlag des trrZT 11 erhöht sich in der Region Nord-West im Winterhalbjahr (vgl. Tabelle 9).

Die Trockenheitsrelevanz der trrZT intensiviert sich somit im Sommerhalbjahr stärker als im Winterhalbjahr. In den Sommermonaten sind typinterne Temperaturzunahmen, eine Abnahme der relativen Luftfeuchtigkeit sowie Niederschlagsabnahmen, vor allem im Norden und Osten des Untersuchungsgebiets festzustellen. Im Winterhalbjahr sind, neben der zirkulationstypübergreifenden Abnahme der relativen Luftfeuchtigkeit, vereinzelt Temperaturabnahmen zu erkennen, während sich der zirkulationstypinterne Niederschlag nicht wesentlich verändert. Der bodennahe Luftdruck zeigt vereinzelt Abnahmen und es kann eine zirkulationstypübergreifende Intensivierung beider Windkomponenten im Sommer- und Winterhalbjahr beobachtet werden. Die zirkulationstypübergreifende Zunahme der Temperaturwerte in den Sommermonaten steht, ebenso wie die beobachtete und saisonal unabhängige, typübergreifende Abnahme der relativen Luftfeuchte, mit der globalen Temperaturerhöhung im Zuge des Klimawandels in Zusammenhang und führt zu einer Intensivierung der Trockenheit, insbesondere in den Sommermonaten.

In der vorliegenden Arbeit sind die typinternen Veränderungen anhand von zirkulationstypspezifischen linearen Regressionsanalysen der mitklassifizierten Variablen jeweils für deren Minimum-, Maximum-, Mittel- und Differenzwerte sowie in Kapitel 8.2.3 anhand von Kompositen trrZT, der verfügbaren atmosphärischen Variablen in verschiedenen Modellzeiträumen der Klimazukunft untersucht worden. Barry und Perry (1973) entwickelten eine Methode zur Zerlegung eines klimatischen Unterschiedes zwischen zwei Perioden, der auf veränderten Auftrittshäufigkeiten und zirkulationstypinternen Veränderungen basiert. Dieser Ansatz ist zum Beispiel von Beck (2000) angewandt worden. Darüber hinaus ist es möglich, ein gleitendes Zeitfenster durch den zu analysierenden Zeitraum zu schieben, sodass jedes Zeitintervall mit dem darauffolgenden verglichen werden kann (Beck et al. 2007), um den kontinuierlichen Einfluss der Zirkulationstyphäufigkeiten und der typinternen Veränderungen darzustellen (Homann 2017). Eine weitere Möglichkeit bestünde in einer Überprüfung der Ergebnisse t-modaler Hauptkomponentenanalysen, wie bei Jacobbeit et al. (2003).

7.3.4 Zusammenhänge zwischen dem Auftreten trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen und nordhemisphärischer Telekonnektionsmuster

Das Klima in Europa ist eng mit der Variabilität großräumiger Klimamodi verbunden (Ionita et al. 2012). Ein bekanntes Beispiel dafür, wie große Ozeanflächen durch die Interaktion mit der Atmosphäre die planetarische Zirkulation und somit das Witterungsgeschehen in weit voneinander entfernten Gebieten beeinflussen, ist die *El Niño-Southern Oscillation* (ENSO). Diese Art von Fernwirkung wird Telekonnektion oder Fernkopplung genannt (Lauer und Bendix 2006). Telekonnektionen, wie die ENSO, beschreiben Zusammenhänge im Klimasystem, die über weite Distanzen hinweg bestehen. Dabei handelt es sich um zeitgleiche und signifikante Korrelationen zwischen zeitlichen Schwankungen meteorologischer Parameter an weit voneinander entfernten Orten (Wallace und Gutzler 1981; Rasmusson und Carpenter 1982). Heterogene Telekonnektionen beschreiben Zusammenhänge unterschiedlicher meteorologischer Parameter. Die Telekonnektivität ist ein Maß für die Kopplungsstärke in Bezug auf telekonnektive Wirkungen. Telekonnektionen erklären einen großen Anteil der nichtsaisonalen Schwankungen von Klimavariablen wie des Niederschlags oder der Temperatur (Philipp 2003).

Jacobeit und Homann (2022) untersuchten Niederschlags- und Temperaturanomalien an der Zugspitze in Abhängigkeit der nordatlantisch-europäischen Telekonnektionen NAO, EA, EAWR und SCAND. Die hemisphärisch-kontinentale Variabilität insbesondere des EA- und EAWR-Musters wirkt sich bis auf die lokale Skala hinunter aus und ist für Niederschlags- und Temperaturanomalien in der Zugspitzregion verantwortlich. Zusammenhänge mit der NAO konnten für diesen Untersuchungsraum im Herbst und Winter festgestellt werden. Sie sind positiv für die Temperatur und den Winterniederschlag und negativ für den Niederschlag im Herbst. Für das SCAND-Telekonnektionsmuster bestehen signifikante Zusammenhänge im Frühjahr. Positive Zusammenhänge des EA-Telekonnektionsmusters mit der Temperatur bestehen in allen Jahreszeiten, wohingegen sie mit dem Niederschlag ausschließlich im Sommer und Herbst festgestellt wurden. Im Sommer resultieren invertierte Zusammenhänge, die sich auf die Ausweitung des Einflusses des südlichen Variationszentrums im westlichen Mitteleuropa zurückführen lassen. Positive EA-Phasen führen zur Advektion warmer Luftmassen aus dem Süden und Südwesten, was zu höheren Temperaturen in Mitteleuropa führt, während negative Phasen der EA-Telekonnektion zu geringen Temperaturen führen. Außer im Winter führen positive Phasen des Musters zu trockenen Anomalien in Mitteleuropa (Moore und Renfrew 2012). Positive EAWR-Phasen führen zu hohen Temperaturen in Mitteleuropa, während der Einfluss auf den Niederschlag saisonalen Variationen unterliegt (Barnston und Livezey 1987).

Das Auftreten von atmosphärischen ZT kann durch großräumige atmosphärische Telekonnektionsmuster moduliert werden. Studien, die einen Zusammenhang der NAO mit Veränderungen in den Auftrittshäufigkeiten von ZT aufzeigen, sind zum Beispiel Stefanicki et al. (1998) und Richardson et al. (2019).

Im Nachfolgenden wird daher untersucht, inwieweit ein Zusammenhang zwischen den Telekonnektionen NAO, EA, EAWR und SCAND und dem Auftreten sowie der Persistenz der trrZT besteht. Der Einfluss der ENSO wird für den Großraum der Alpen als schwach bezeichnet, weshalb er bei den nachfolgenden Analysen nicht berücksichtigt wird (Efthymiadis et al. 2007).

Die Untersuchung dient dazu, das Auftreten der regional wirksamen trrZT im Kontext einer großräumigeren Zirkulation einzuordnen, wobei berücksichtigt werden muss, dass die Telekonnektionen selbst einer intersaisonalen bis interanuellen Persistenzvariabilität unterliegen, von welcher vor allem die winterlichen Ausprägungen, meist in der Mitte ihrer aktiven Phasen betroffen sind (Barnston und Livezey 1987). Dabei soll die Frage beantwortet werden, ob die Telekonnektionsmuster des nordatlantisch-europäischen Raums Auswirkungen auf das Auftreten und die Persistenz der trrZT haben. Hierfür wird zunächst der Prozentanteil der Auftrittstage der trrZT für Monate mit positiven und negativen Indexwerten der NAO, EA, EAWR und SCAND berechnet (vgl. Tabelle 10).

Tabelle 10: Prozentanteil der Auftrittstage trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017 für Monate mit positiven (+) und negativen (-) Indexwerten des ostatlantischen Musters (EA) und des ostatlantisch-westrussischen Musters (EAWR) sowie der nordatlantischen Oszillation (NAO) und des skandinavischen Telekonnektionsmusters (SCAND). Werte $\geq 60\%$ sind rot hinterlegt.

	April-September							
	EA -	EA +	EAWR -	EAWR +	NAO -	NAO +	SCAND -	SCAND +
trrZT 3	54	46	51	49	55	45	31	69
trrZT 12	63	37	51	49	44	56	47	53
trrZT 14	38	62	53	47	48	52	60	40
trrZT 16	57	43	46	54	43	57	51	49
	Oktober-März							
	EA -	EA +	EAWR -	EAWR +	NAO -	NAO +	SCAND -	SCAND +
trrZT 10	32	68	56	45	36	64	66	34
trrZT 11	70	30	59	41	76	25	44	56
trrZT 14	47	53	39	61	33	67	55	45
trrZT 17	71	29	35	65	59	41	59	41

Im Sommerhalbjahr stehen 69 % der Auftrittstage des trrZT 3 mit einem positiven SCAND-Index in Verbindung. 63 % der Tage des trrZT 12 entfallen auf negative EA-Phasen. TrrZT 14 tritt zu rund 60 % bei einem negativen SCAND-Index und einem positiven EA-Index auf. Im Winterhalbjahr sind insgesamt höhere Werte zu sehen. 66 % der Auftrittstage des trrZT 10 entfallen auf negative SCAND-Phasen und 64 % bzw. 68 % auf positive NAO- bzw. EA-Phasen. 76 % der Auftrittstage des trrZT 11 entfallen auf negative NAO-Phasen und 70 % der Auftrittstage auf Phasen mit einem negativen EA-Index. Der trrZT 14 tritt zu je mehr als 60 % in positiven NAO- und EAWR-Phasen auf. Der trrZT 17 tritt an mehr als 70 % seiner Auftrittstage in negativen EA-Indexphasen auf und zu 65 % bei einem positiven EAWR-Index. Die erste Analyse zeigt, für das Winterhalbjahr deutlicher als für das Sommerhalbjahr, dass offenbar einige der trrZT vermehrt mit positiven bzw. negativen Phasen der Telekonnektionen in Verbindung stehen. Das liegt daran, dass die Telekonnektionsmuster zu bestimmten Strömungsverhältnissen führen, die ihrerseits durch die trrZT repräsentiert sind. In einem nächsten Schritt wird der Zusammenhang zwischen der Auftrittshäufigkeit und Persistenz der trrZT mit den Telekonnektionsmustern berechnet.

Da weder für die Indexwerte der Telekonnektionen noch für die Auftrittshäufigkeit oder die Persistenz der trrZT eine Normalverteilung vorliegt, wird für diese Analyse die Spearman-Rangkorrelation verwendet (1961-2017, $\alpha = 0.05$), (Bahrenberg et al. 2017).

Tabelle 11: Zusammenhang zwischen der monatlichen Auftrittshäufigkeit und der maximalen Persistenz trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) mit den Indexwerten der nordatlantischen Oszillation (NAO), der ostatlantischen Telekonnektion (EA), der ostatlantisch-westrussischen Telekonnektion (EAWR) und der skandinavischen Telekonnektion (SCAND) für April bis September und Oktober bis März (Spearman Rangkorrelation, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Rot: signifikant positive Korrelation, blau: signifikant negative Korrelation, weiß: keine signifikante Korrelation.

	Auftrittshäufigkeit					Persistenz			
	EA	EAWR	NAO	SCAND		EA	EAWR	NAO	SCAND
	April-September					April-September			
trrZT 3			blau	rot					rot
trrZT 12	blau			blau		blau	rot		
trrZT 14	rot	rot	rot	blau		rot	rot	rot	blau
trrZT 16	blau		rot	blau				rot	blau
	Oktober-März					Oktober-März			
trrZT 10	rot		rot	blau		rot		rot	blau
trrZT 11	blau		blau	rot		blau		blau	rot
trrZT 14	rot	rot	rot	blau			rot	rot	blau
trrZT 17	blau	rot		blau		blau	rot		

Es besteht ein Zusammenhang des Auftretens und der Persistenz von trrZT 3 in den Sommermonaten mit positiven Phasen des SCAND-Telekonnektionsmusters. Eine positive Phase dieser Telekonnektion ist mit einer blockierenden antizyklonalen Strömung verbunden, die in Mitteleuropa zu unterdurchschnittlichen Niederschlägen führt. Der trrZT 12 im Sommerhalbjahr, der einen Hochdruckkeil vom Azorenhoch bis nach Mitteleuropa beschreibt, steht in einem Zusammenhang mit negativen Phasen der EA-Telekonnektion, hauptsächlich seine Auftrittshäufigkeit betreffend. Das EA-Telekonnektionsmuster wird zudem teilweise durch den Einfluss der NAO moduliert. Im Sommerhalbjahr wäre es möglich, dass sich der negative Zusammenhang verstärkt, wenn beide Modi das gleiche Vorzeichen besitzen (Rodrigo 2021). Die Auftrittshäufigkeit und Persistenz des trrZT 14 im Sommerhalbjahr steht in Zusammenhang mit positiven EA-Phasen. Der trrZT 16 im Sommerhalbjahr steht, seine Häufigkeit und Persistenz betreffend, in Zusammenhang mit negativen Phasen der SCAND-Telekonnektion.

Im Winterhalbjahr besteht für trrZT 10 ein Zusammenhang mit positiven EA- und NAO-Phasen sowie mit negativen Phasen der SCAND-Telekonnektion hinsichtlich seiner Auftrittshäufigkeit und Persistenz. Bei trrZT 11 besteht ein Zusammenhang der Auftrittshäufigkeit und der Persistenz mit negativen Phasen der EA und NAO sowie mit positiven Phasen der SCAND-Telekonnektion. Für die Auftrittshäufigkeit des trrZT 14 im Winterhalbjahr besteht ein Zusammenhang mit positiven Phasen der EA-, der EAWR- und

der NAO sowie mit negativen Phasen der SCAND-Telekonnektion. Für seine Persistenz ist das, mit Ausnahme der EA ebenso der Fall. Bei trrZT 17 im Winterhalbjahr besteht ein Zusammenhang seiner Auftretshäufigkeit mit negativen Phasen der EA- und positiven Phasen der EAWR-Telekonnektion. Ein Zusammenhang mit negativen SCAND-Phasen besteht für seine Auftretshäufigkeit nicht, aber für seine Persistenz.

Zusammenfassend kann hinsichtlich der rezenten Variabilität trrZT festgehalten werden, dass im Sommerhalbjahr vermehrt vom Azorenhoch abgeschnürte Hochdruckgebiete mit Zentrum im östlichen Mitteleuropa auftreten, während im Winterhalbjahr ausgedehnte Hochdruckgebiete über Mittel- und Südeuropa sowie über dem Südosten Europas in ihrer Auftretshäufigkeit zunehmen. Vor allem trrZT, die mit höheren Temperaturen verbunden sind, treten zunehmend häufiger auf, während sich die Persistenz trrZT kaum verändert. Der typinterne Niederschlag nimmt im Sommerhalbjahr ab, die relative Luftfeuchtigkeit über das gesamte Jahr hinweg, während sich die Temperatur beim Auftreten der trrZT vor allem in den Sommermonaten erhöht. Somit intensiviert sich die Trockenheit beim Auftreten trrZT, im Sommerhalbjahr stärker als im Winterhalbjahr, und geht mit zunehmend höheren Temperaturen einher. Negative Phasen der EA-, positive Phasen der EAWR- und NAO- sowie negative Phasen des SCAND-Telekonnektionsmusters stehen in besonderem Maße mit dem Auftreten trrZT im Untersuchungsgebiet in Verbindung, was sich aus der Lage ihrer Variationszentren und der Lage der typinternen Hochdruckzentren trrZT ergibt.

8 Auswirkungen des Klimawandels auf die Variabilität trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen im Süden von Mitteleuropa

In diesem Kapitel werden künftige Veränderungen und der Einfluss des Klimawandels auf die Variabilität der trrZT untersucht. Für die Analysen in der Klimazukunft werden sowohl Simulationen des globalen Atmosphärenmodells (ECHAM6) als auch regionale Klimamodelle der Cordex- und RecliEs-De Initiative verwendet (vgl. Kapitel 4). Um zunächst zu überprüfen, inwieweit die führenden atmosphärischen Muster der Reanalysedaten von den Modellen reproduziert werden, findet ein Vergleich mit jenen der Modelldaten statt. Anschließend werden die rezenten ZT aus dem Beobachtungszeitraum auf die täglichen atmosphärischen Felder der Modelle übertragen. Die Zuordnung wird mit verschiedenen Variablenkombinationen durchgeführt, um zu prüfen, ob beispielsweise der bodennahe Luftdruck ausreichend für eine adäquate Zuordnung der ZT ist und um aufzuzeigen, inwieweit die Informationen zusätzlicher und in die Klassifizierung eingegangener Variablen das Ergebnis verbessern. Aus der Zuordnung resultiert jeweils eine Zeitreihe von ZT für jeden Tag des historischen Zeitraums von 1971 bis 2000 (Kontrollzeitraum) und des Projektionszeitraums der Modelle von 2006 bis 2100. Anschließend werden die Häufigkeiten der ZT in den Modellen mit den Häufigkeiten der ZT in der Reanalyse im Kontrollzeitraum verglichen, um abzuschätzen, ob diese, von den Modellen entsprechend wiedergegeben werden. Die weiterführenden Analysen beziehen sich dann auf jene Modellfamilie und jenes regionale Modell, das die geringsten Abweichungen der Häufigkeiten der ZT im Vergleich zur Reanalyse zeigt. Für dieses Modell wird der Vergleich der Variabilitätsmodi des bodennahen Luftdrucks beispielhaft in Kapitel 8.1 aufgezeigt. Kapitel 8.2 befasst sich mit der Variabilität trrZT in der Klimazukunft und stellt diese, wie für den Beobachtungszeitraum, anhand ihrer Häufigkeitsänderungen (vgl. Kapitel 8.2.1), Veränderungen ihrer Persistenz (vgl. Kapitel 8.2.2) sowie ihrer typinternen Veränderungen dar (vgl. Kapitel 8.2.3).

8.1 Variabilitätsmodi der atmosphärischen Zirkulation in der Reanalyse und den regionalen Klimamodellen

In einem ersten Schritt wird die Güte der Abbildung der atmosphärischen Zirkulation in den Modelldaten beurteilt. Hierfür werden die führenden Variabilitätsmodi der Modelle mit jenen der Reanalysedaten im Kontrollzeitraum von 1971 bis 2000 verglichen (James 2006). Die räumlichen Ausprägungsformen sowie die Varianzerklärungsanteile der jeweiligen führenden atmosphärischen Muster werden durch eine s-modale Hauptkomponentenanalyse des bodennahen Luftdrucks der Reanalyse (JRA-55) und der regionalen Cordex-Klimamodelle für den Raumausschnitt 40 - 65 Nord, 20 West - 20 Ost ermittelt. Hierfür werden die Modelldaten auf die Auflösung von 1.25°, entsprechend der JRA-55 Reanalysedaten, extrapoliert. Die Untersuchung findet auf Jahresbasis statt, um zu beurteilen, inwiefern die Saisonalität von den Modellen wiedergegeben wird. Da zwischen den regionalen Klimamodellen keine großen Unterschiede bestehen, werden die Variabilitätsmodi nachfolgend beispielhaft für das regionale Klimamodell dargestellt, für das bei den anschließenden Analysen die geringsten Abweichungen in den Häufigkeiten

der ZT, beim Vergleich mit der Reanalyse bestehen (vgl. Tabelle 13). Anhang 12 zeigt die fünf führenden Variabilitätszentren des bodennahen Luftdrucks für die Reanalysedaten und das regionale Klimamodell MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1 (MPI-RCA). Diese ergeben sich aus den Korrelationskoeffizienten der Gitterboxzeitreihen und dem Zeitkoeffizienten des räumlichen Musters. Die Beschränkung auf die jeweils fünf führenden Hauptkomponenten findet statt, um wesentliche Unterschiede erkennen zu können. Es bestehen nicht unerhebliche Unterschiede in den Zeitkoeffizienten zwischen der Reanalyse und dem Modell. Das bedeutet, dass das regionale Klimamodell die Reanalyse zeitlich weniger konsistent abbildet. Meridionale Lagen werden vom Modell gut erfasst. Da die Variabilitätszentren eine ähnliche räumliche Positionierung aufweisen, werden die räumlichen Muster der atmosphärischen Zirkulation aus der Beobachtung im Modell gut wiedergegeben (Hofstätter et al. 2015). Ferner wird die erklärte Varianz der fünf führenden Muster des Modells mit der Reanalyse verglichen. Tabelle 12 sind die Varianzerklärungsanteile (in %) der fünf führenden Hauptkomponenten (PCs) der bodennahen Luftdruckfelder (MSLP) aus der JRA-55-Reanalyse und dem Klimamodell MPI-RCA im Kontrollzeitraum zu entnehmen.

Tabelle 12: Vergleich der Varianzerklärungsanteile (%) der fünf führenden Hauptkomponenten (PC) der bodennahen Luftdruckfelder (MSLP) aus der JRA-55 Reanalyse und dem regionalen Klimamodell MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1 (MPI-RCA) im Kontrollzeitraum von 1971 bis 2000.

Datensätze	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	Erklärte Varianz gesamt
JRA-55 Reanalyse	38,5	26,3	15,4	6,1	3,4	89,7
MPI-RCA Modell	44,3	23,3	15,3	6,1	3,2	92,2

Der Varianzerklärungsanteil der fünf führenden Muster liegt jeweils bei rund 90 %. Die räumlichen Positionen der Zentren sowie die Korrelationskoeffizienten sind größtenteils mit jenen der Reanalyse vergleichbar. Eine visuelle Untersuchung individueller synoptischer Muster in den Klimamolldaten ergab, dass diese jenen der Reanalyse ähnlich sind, weshalb davon auszugehen ist, dass bestehende Muster des bodennahen Luftdrucks von den regionalen Klimamodellen entsprechend erfasst werden (James 2006).

8.2 Variabilität trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen in der Klimazukunft

Um die künftige Variabilität trrZT, analog zum Beobachtungszeitraum, anhand von Häufigkeitsänderungen (Kapitel 8.2.1), Veränderungen der Persistenz (Kapitel 8.2.2) sowie anhand von typinternen Veränderungen (Kapitel 8.2.3) zu untersuchen, werden die rezenten ZT auf die Molldaten der Klimazukunft übertragen. Hierfür werden die übrigen, verfügbaren und in die Klassifikation eingegangenen atmosphärischen Variablen der Modelle auf die Auflösung der JRA-55 Reanalyse von 1.25° extrapoliert und auf den Raumausschnitt des Untersuchungsgebiets zugeschnitten. Die Werte der atmosphärischen Variablen werden standardisiert und die Felder gehen entsprechend der Zirkulationstypklassifikation (vgl. Kapitel 7.1) gewichtet in den Zuordnungsprozess ein. Die Zuordnung der ZT erfolgt mittels minimaler euklidischer Distanz und mit unterschiedlichen Kombinationen der gewichteten Parameter. Daraus resultieren tägliche Zirkulationstypkataloge der Modellzeiträume für jedes Modell. Um abzuschätzen, wie

gut sich die ZT auf einzelne Modelle übertragen lassen, werden die atmosphärischen Felder verschiedener globaler und regionaler Modelle verwendet. Zur Feststellung, welche Modellfamilie und welche Simulation die geringsten Abweichungen der Zirkulationstyphäufigkeiten, im Vergleich zur Reanalyse zeigt, wurde ein zweistufiges *Scoring*-System verwendet. Zunächst wird berechnet, welche Simulation innerhalb einer Modellfamilie die Häufigkeiten der ZT am besten abbildet. Da dies noch kein Garant dafür ist, dass die Simulation modellfamilienübergreifend die geringsten Abweichungen aufweist, wird in einem zweiten Schritt die Differenz der Häufigkeiten zur Reanalyse von allen Simulationen berechnet und über alle trrZT summiert. Der Quotient aus dem ersten und zweiten *Scoring*-Ergebnis ist in Tabelle 13 für die trrZT im Sommer- und Winterhalbjahr als Mittelwert angegeben. Je geringer das Ergebnis, desto mehr ZT werden innerhalb der Modellfamilie abgebildet und desto geringer sind die Abweichungen der Zirkulationstyphäufigkeiten einer Simulation zur Reanalyse.

Tabelle 13: Modellranking – *Score* für die Abweichung der Häufigkeiten trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) für April bis September (Apr-Sep) und Oktober bis März (Okt-Mar) zwischen der JRA-55 Reanalyse und drei Realisationen des globalen Atmosphärenmodells ECHAM6 sowie den regionalen Klimamodellen Cordex- und ReKliEs-De im Kontrollzeitraum von 1971 bis 2000 für Kombinationen der verfügbaren Variablen Bodenluftdruck (hPa), Temperatur (K), relative Luftfeuchtigkeit (%) und Niederschlag (mm).

Modell	Variablen	Score (Apr-Sep)	Score (Okt-Mar)
ECHAM6-1	Bodenluftdruck (hPa) Temperatur (K)	908	3300
ECHAM6-2		172	65
ECHAM6-3		86	268
ECHAM6-1	Bodenluftdruck (hPa) Temperatur (K) Relative Luftfeuchte (%)	466	789
ECHAM6-2		101	86
ECHAM6-3		92	144
ICHEC-EARTH-CCLM	Bodenluftdruck (hPa) Temperatur (K)	1306	2526
ICHEC-EARTH-RACMO22r1		69	379
ICHEC-EARTH-RCA4		124	172
ICHEC-EARTH-RACMO12		113	346
MPI-CCLM		179	271
MPI-RCA		215	169
ICHEC-EARTH-CCLM	Bodenluftdruck (hPa) Temperatur (K) Niederschlag (mm)	800	337
ICHEC-EARTH-RACMO22r1		145	290
ICHEC-EARTH-RCA4		104	44
ICHEC-EARTH-RACMO12		165	190
MPI-CCLM		144	458
MPI-RCA		90	104
MIROC-CCLM	Bodenluftdruck (hPa) Temperatur (K)	103	341
MIROC-CCLM	Bodenluftdruck (hPa) Temperatur (K) Niederschlag (mm)	316	472

Die Farbblöcke zeigen die Modellfamilien, innerhalb derer die verschiedenen Variablenkombinationen durch helle und dunkle Farbtöne gekennzeichnet sind. Die Zuordnung der ZT fand für alle Simulationen zunächst mit einer Kombination aus dem bodennahen Luftdruck und der Temperatur statt. Im Anschluss daran bei ECHAM6 zusätzlich mit Feldern der relativen Luftfeuchte und bei den regionalen Klimamodellen zusätzlich mit dem Niederschlag.

Es konnten teils größere Abweichungen der Häufigkeiten der trrZT zwischen der Reanalyse und den Modelldaten im Zeitraum von 1971 bis 2000 festgestellt werden. Diese sind im Winterhalbjahr deutlich höher als im Sommerhalbjahr. Mögliche Gründe hierfür sind die größere Ähnlichkeit der rezenten trrZT in den Wintermonaten im Vergleich zu den Sommermonaten sowie der Gewichtungsfaktor für die Temperatur. Bei dem globalen Modell ECHAM6 führt die Hinzunahme zusätzlicher Variablen zu einer leicht verbesserten Darstellung der Häufigkeiten. Bei den regionalen Klimamodellen bedingt die Hinzunahme des Niederschlags nur im Winterhalbjahr eine verbesserte Zuordnung (vgl. Tabelle 13). Es wurde zudem festgestellt, dass die trrZT 12 und 14 im Sommerhalbjahr sowie die trrZT 10 und 11 im Winterhalbjahr, jeweils modellübergreifend, leicht überrepräsentiert sind, während die trrZT 3 und 16 im Sommerhalbjahr sowie die trrZT 14 und 17 im Winterhalbjahr in den Modellen je leicht unterrepräsentiert sind (nicht gezeigt). Die Abweichungen der Häufigkeiten der ZT können grundsätzlich durch die unterschiedliche räumliche Auflösung der Daten, die den größten Einfluss auf die Simulation der synoptischen Variabilität hat, erklärt werden. Zudem spielt die Länge des (Kontroll-) Zeitraums, in dem sich die Datensätze überschneiden, eine entscheidende Rolle. Je länger dieser ist, desto geringer sind in der Regel die daraus resultierenden Häufigkeitsabweichungen der ZT (James 2006).

Insgesamt weisen die regionalen Klimamodelle der Cordex-Familie mit zusätzlicher Niederschlagsinformation (hellgrün hinterlegte Modelle und Zuordnung, vgl. Tabelle 13) die geringsten Abweichungen bezüglich der Häufigkeiten auf und geben somit die Häufigkeitsverteilung der ZT annähernd realistisch wieder (James 2006). Daher werden diese für die weiterführenden Analysen der künftigen Variabilität trrZT herangezogen. Da das regionale Klimamodell MPI-RCA innerhalb der Modell- und Zuordnungsfamilie im Sommer- und Winterhalbjahr die geringsten Häufigkeitsabweichungen trrZT aufweist und die führenden Modi der atmosphärischen Zirkulation dieses Modells, wie in Kapitel 8.1 dargestellt, jenen der Reanalyse entsprechen, wird dieses, für die Untersuchung typinterner Veränderungen trrZT in der Klimazukunft verwendet (vgl. Kapitel 8.2.3).

Für die Analysen wurden die atmosphärischen ZT in einem Datensatz bestimmt (JRA-55) und anschließend auf einen anderen Datensatz (Klimamodelle) übertragen, wie beispielsweise bei Kidson und Waterson (1995) oder McKendry et al. (2006). Der Hauptgrund für die Wahl dieses Ansatzes, ist die optimierte Zirkulationstypklassifikation, die verschiedene atmosphärische Parameter umfasst, die nicht vollumfänglich für die regionalen Klimamodelle zur Verfügung stehen. Wie dargelegt, kommt es bei diesem Verfahren zu von dem Beobachtungszeitraum abweichenden Häufigkeitsverteilungen der ZT. Grundsätzlich muss beachtet werden, dass es sich beim Vergleich der Variabilitätsanalysen einerseits um beobachtete und andererseits um modellierte handelt, was bei der Ergebnisinterpretation berücksichtigt werden muss. Neben diesem Ansatz gibt es noch drei weitere Möglichkeiten, Zirkulationsmuster in

unterschiedlichen Datensätzen zu vergleichen. Eine häufig gewählte Methode ist die Klassifizierung der Modelldaten analog zum Beobachtungszeitraum und ein anschließender Vergleich der resultierenden ZT miteinander. Bei diesem Vorgehen werden ZT in jedem der Datensätze separat bestimmt, wie beispielsweise bei Crane und Barry (1988). Der Vorteil dabei ist, dass für beide Datensätze dominante Muster identifiziert werden können. Für diesen Ansatz ist die Datenverfügbarkeit der Modelle unzureichend, da nicht alle der für die Klassifikation verwendeten Variablenfelder auch für die Modelle verfügbar sind. Ein Nachteil besteht in der Schwierigkeit des Vergleichs der ZT für die Klimazukunft mit jenen ZT aus der Beobachtung, das heißt bei der Eindeutigkeit der resultierenden Klassen. Eine weitere Möglichkeit ist die Zuordnung unabhängiger, vordefinierter Muster zu beiden Datensätzen, wie beispielsweise bei James (2006) oder Ringer et al. (2006), wo der Großwetterlagenkatalog nach Hess und Brezowsky (1969) Anwendung fand. Der Nachteil dieser Methode ist, dass möglicherweise nicht die tatsächliche Struktur der Datensätze wiedergespiegelt werden kann. Ferner ist es möglich, durch eine Verkettung beider Datensätze, zu einem einzigen Datensatz zu gelangen, für den ZT bestimmt werden. Dieses Vorgehen kommt zum Beispiel beim Einsatz von *self organizing maps* (kurz: SOMs) zur Anwendung, wie beispielsweise bei Cassano et al. (2006). Bei diesem Vorgehen müssten ebenfalls alle in die Klassifikation eingegangenen Parameter in entsprechender Auflösung für die Modelle vorliegen. Diese Arbeit hat gezeigt, dass die räumlichen Positionen der führenden Luftdruckmodi der Reanalysedaten von den regionalen Klimamodellen wiedergegeben werden, weshalb davon ausgegangen werden kann, dass die rezenten ZT in den Klimamodellen entsprechend abgebildet werden, auch wenn bezüglich der Häufigkeitsverteilungen modellspezifische Abweichungen zur Reanalyse bestehen.

8.2.1 Häufigkeitsänderungen trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen in den regionalen Klimamodellen

In diesem Kapitel wird untersucht, wie sich die Auftrittshäufigkeiten der trrZT in der Klimazukunft verändern. Zunächst werden die Veränderungen innerhalb der Klimamodelle zwischen dem Kontrollzeitraum und verschiedenen Projektionszeiträumen dargestellt, bevor anschließend lineare Trends der Auftrittshäufigkeiten über die gesamte Projektionsperiode hinweg dargestellt werden.

Um aufzuzeigen, wie sich die Auftrittshäufigkeiten der trrZT innerhalb der regionalen Klimamodelle verändern, wird die prozentuale Häufigkeitsabweichung der trrZT zwischen den Projektionszeiträumen von 2031 bis 2060 sowie von 2071 bis 2100 und dem Kontrollzeitraum von 1971 bis 2000 für die regionalen Cordex-Klimamodelle berechnet (hellgrün hinterlegte Modelle und Zuordnung, vgl. Tabelle 13). So ist es möglich, einerseits eindeutige bzw. modellübergreifende Signale zu ermitteln und andererseits eine Bandbreite möglicher Entwicklungen aufzuzeigen. Die Signifikanz der Änderung der Häufigkeit wird mit dem Wilcoxon-Mann-Whitney-Rangsummentest überprüft (U-Test, $\alpha = 0.05$). Die Formel nach Wilks (2011) lautet:

$$R1 + R2 = 1 + 2 + 3 + \dots + n = \frac{(n)(n+1)}{2} \quad (5)$$

$R1$ und $R2$ sind die zu vergleichenden Stichproben, n ist die Anzahl der Beobachtungen. Die Werte der Stichproben werden aufsteigend geordnet und die jeweiligen Rangsummen berechnet. Sie unterscheiden sich, wenn in den beiden Stichproben unterschiedliche Verteilungen vorliegen (Wilks 2011). In Tabelle 14 ist das Ergebnis der Untersuchung dargestellt.

Tabelle 14: Häufigkeitsänderungen der trockenheitsrelevanten Zirkulationstypen (trrZT) innerhalb der regionalen Cordex-Klimamodelle für das RCP8.5 Szenario, zwischen dem Kontrollzeitraum von 1971 bis 2000 und den Projektionszeiträumen von 2031 bis 2060 sowie von 2071 bis 2100 für April bis September und Oktober bis März (Wilcoxon-Mann-Whitney Rangsummentest, $\alpha = 0.05$). Rot: signifikante Zunahme der Häufigkeit trrZT, blau: signifikante Abnahme der Häufigkeit trrZT, weiß: keine signifikante Veränderung.

2031-2060	April-September				Oktober-März			
Klimamodell	trrZT 3	trrZT 12	trrZT 14	trrZT 16	trrZT 10	trrZT 11	trrZT 14	trrZT 17
ICHEC-EARTH-CCLM								
ICHEC-EARTH-RACMO22r1								
ICHEC-EARTH-RCA4								
ICHEC-EARTH-RACMO _{r12}								
MPI-CCLM								
MPI-RCA								
2071-2100	April-September				Oktober-März			
Klimamodell	trrZT 3	trrZT 12	trrZT 14	trrZT 16	trrZT 10	trrZT 11	trrZT 14	trrZT 17
ICHEC-EARTH-CCLM								
ICHEC-EARTH-RACMO22r1								
ICHEC-EARTH-RCA4								
ICHEC-EARTH-RACMO _{r12}								
MPI-CCLM								
MPI-RCA								

Im ersten Projektionszeitraum sind wenige Veränderungen zu erkennen. Beim Modell ICHEC-EARTH-RACMO_{r12} sind die meisten Veränderungen im ersten Projektionszeitraum ersichtlich. Die trrZT 3 und 16 im Sommerhalbjahr sowie die trrZT 11 und 14 im Winterhalbjahr nehmen zu, während der trrZT 17 im Winterhalbjahr eine Abnahme zeigt. Im zweiten Projektionszeitraum sind deutliche, modellübergreifende Signale zu erkennen. Der trrZT 14 im Sommerhalbjahr und der trrZT 10 im Winterhalbjahr nehmen zu, während der trrZT 12 im Sommerhalbjahr und der trrZT 11 im Winterhalbjahr modellübergreifend abnehmen. Zudem zeigen drei der Modelle eine Abnahme des trrZT 16 im Sommerhalbjahr und eines der Modelle eine Zunahme des trrZT 14 im Winterhalbjahr (MPI-RCA).

Die Häufigkeitsänderungen der trrZT in der Klimazukunft sollen nicht nur bezogen auf den historischen Zeitraum betrachtet werden. In einem nächsten Schritt werden daher die Veränderungen ihrer Auftrittshäufigkeiten im gesamten Projektionszeitraum von 2006 bis 2100 dargestellt. Hierfür werden die Zeitreihen der ZT der Cordex-Klimamodelle für das RCP8.5 Treibhausgasszenario einer linearen Regressionsanalyse unterzogen (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Die Ergebnisse sind in Tabelle 15 dargestellt.

Tabelle 15: Lineare Regressionsanalyse der Auftrittshäufigkeit trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) für April bis September und Oktober bis März im Projektionszeitraum der regionalen Cordex-Klimamodelle für das *RCP8.5* Szenario (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Rot: signifikante Zunahme des trrZT, blau: signifikante Abnahme des trrZT, weiß: keine signifikante Veränderung.

2006-2100	April-September				Oktober-März			
Klimamodell	trrZT 3	trrZT 12	trrZT 14	trrZT 16	trrZT 10	trrZT 11	trrZT 14	trrZT 17
ICHEC-EARTH-CCLM		rot	blau	blau				rot
ICHEC-EARTH-RACMO22r1		rot	blau	blau				rot
ICHEC-EARTH-RCA4		rot	rot				rot	
ICHEC-EARTH-RACMO12	blau	rot		rot				rot
MPI-CCLM		rot		rot		blau	rot	
MPI-RCA		blau	rot	blau	rot	blau	rot	blau

Im Sommerhalbjahr sind in den regionalen Klimamodellen insgesamt mehr signifikante Veränderungen der Auftrittshäufigkeit trrZT als im Winterhalbjahr zu erkennen. Ein deutlich positives Signal ist bei dem trrZT 12 zu erkennen, dessen Häufigkeit sich im Vergleich zum historischen Zeitraum in den Klimamodell- und Beobachtungsdaten jedoch verringert (vgl. Tabelle 14) und der im Beobachtungszeitraum ebenfalls abnimmt (vgl. Anhang 9). Gegenteiliges ist bei trrZT 14 der Fall. Der ZT zeigt im Beobachtungszeitraum einen signifikant positiven Trend und in der zweiten Projektionsperiode im Vergleich zum Kontrollzeitraum modellübergreifende Zunahmen seiner Häufigkeit, aber gegensätzliche Trends signale.

Im Winterhalbjahr zeigen zwei der Modelle eine Abnahme des trrZT 11 und somit eine Fortsetzung des beobachteten Trends. Ein etwas deutlicheres Signal ist für den trrZT 14 im Winterhalbjahr zu erkennen. Seine Häufigkeit erhöht sich im Vergleich zum Kontrollzeitraum nicht deutlich aber zumindest drei der regionalen Klimamodelle zeigen einen signifikant positiven Trend im Projektionszeitraum. Dies ist auch für den trrZT 17 erkennbar, dessen Häufigkeit sich gegenüber dem Kontrollzeitraum nicht erhöht.

Nachfolgend wird der Einfluss der Treibhausgaskonzentration auf die Auftrittshäufigkeiten der trrZT untersucht. Zur Abschätzung der Unterschiede in den Auftrittshäufigkeiten trrZT sind in Abbildung 18 die relativen Häufigkeiten der trrZT für das *RCP4.5*- und das *RCP8.5* Szenario im Zeitraum von 2006 bis 2100, am Beispiel des regionalen Klimamodells MPI-RCA dargestellt.

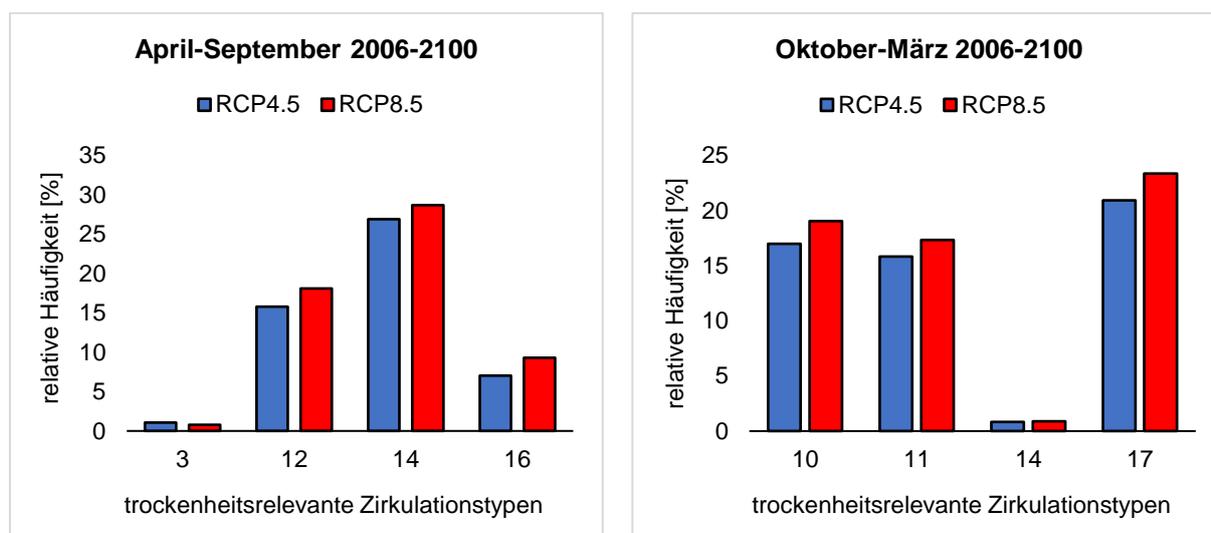


Abbildung 18: Relative Auftrittshäufigkeiten (%) trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) für das RCP4.5- und RCP8.5 Szenario im regionalen Klimamodell MPI-M-MPI-ESM_r1_RCAv.1 (MPI-RCA).

Mit Ausnahme des trrZT 3 im Sommerhalbjahr zeigt das Klimamodell beim stärkeren RCP8.5 für alle trrZT etwas höhere Auftrittshäufigkeiten. Zirkulationstypübergreifend liegen die Abweichungen zwischen dem mittleren RCP4.5- und dem stärkeren RCP8.5 Treibhausgasszenario in etwa bei 2 % im Sommerhalbjahr und bei rund 6 % im Winterhalbjahr, was bedeutet, dass trrZT in einem stärkeren Treibhausklima im Winterhalbjahr tendenziell etwas häufiger auftreten als im Sommerhalbjahr.

Im Anschluss werden lineare Trends der Auftrittshäufigkeiten der trrZT in unterschiedlich starken Treibhausgasszenarien dargestellt. Hierfür werden monatlich aggregierte Zirkulationstyphäufigkeiten des regionalen Klimamodells MPI-RCA im Projektionszeitraum von 2006 bis 2100, für die Treibhausgasszenarien RCP4.5 und RCP8.5 einer linearen Regressionsanalyse unterzogen (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Obwohl signifikante Trends für RCP8.5 bereits in Tabelle 15 dargestellt sind, erfolgt die Darstellung ihrer zeitlichen Entwicklung analog zum Beobachtungszeitraum anhand von gleitenden 3-Jahres-Auftrittshäufigkeiten und einer mit dem Gauß'schen Tiefpassfilter über zehn Jahre geglätteten Zeitreihe. Das Ergebnis ist für das RCP4.5 Szenario in Anhang 13a-b und für das RCP8.5 Szenario in Anhang 13c-d dargestellt.

Im Sommerhalbjahr setzt sich die beobachtete Zunahme des trrZT 14 fort, der einen Hochdruckkeil vom Azorenhoch mit einem abgeschnürten Hochdruckzentrum über dem östlichen Mitteleuropa zeigt. TrrZT 12, dessen Hochdruckzentrum im Vergleich zu trrZT 14 etwas westlicher gelegen ist, nimmt wie im Beobachtungszeitraum ab. Die Häufigkeit des trrZT 12 zeigt gegenüber dem Kontrollzeitraum eine Abnahme, die sich modellübergreifend auf die zweite Projektionsperiode bezieht. Die meisten der regionalen Klimamodelle zeigen für den gesamten Projektionszeitraum allerdings einen signifikant positiven Trend des trrZT. Dieser vollzieht sich hauptsächlich im ersten Projektionszeitraum. Außerdem resultiert eine Abnahme des trrZT 16 in den Sommermonaten, der ein ausgedehntes Hochdruckgebiet über Mitteleuropa mit Verbindung zum Azorenhoch zeigt. Für die Veränderung sind in den Modellen keine deutlichen Signale, sondern gegensätzliche Trends zu erkennen. Seine Abnahme vollzieht sich tendenziell

erst in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts. Darüber hinaus zeigt das regionale Modell Abnahmen von abgeschnürten Tiefdruckgebieten im südöstlichen und südlichen Mitteleuropa, der ZT 10 und 11 (*cut-off-lows*). Im Winterhalbjahr nehmen sowohl trrZT 11, ein nach Westen ausgedehntes Hochdruckgebiet mit Kern über Russland, und trrZT 17, ein großräumiges Hochdruckgebiet über Mitteleuropa, ab, während der trrZT 10 signifikant zunimmt. Er geht im Winterhalbjahr mit wesentlich höheren Temperaturen einher und zeigt ein ausgedehntes Hochdruckgebiet mit einem Kern über dem gesamten Südosten von Europa. Die Abnahme des trrZT 11 und die Zunahme des trrZT 10 beziehen sich modellübergreifend auf die zweite Projektionsperiode, wobei für beide ZT keine modellübergreifenden Trends im gesamten Projektionszeitraum festgestellt werden können. TrrZT 14, der ein großräumiges Hochdruckgebiet mit Zentrum über Mittel- und Südeuropa zeigt, weist keine deutliche Häufigkeitsänderung in den regionalen Modellen auf. Drei der Modelle zeigen für ihn positive Trends im Projektionszeitraum. Im Winterhalbjahr ist zudem eine Zunahme der ZT 4 und ZT 13 zu erkennen, die je ein stärker und schwächer ausgeprägtes Tiefdruckgebiet (*cut-off-low*) im Süden von Mitteleuropa darstellen.

Es wird deutlich, dass sich die Trends in dem stärkeren Treibhausgasszenario intensivieren. Das ist vor allem bei den trrZT 12, 14 und 16 im Sommerhalbjahr sowie bei den trrZT 10, 11 und 14 im Winterhalbjahr der Fall. Für den trrZT 3 im Sommerhalbjahr und den trrZT 17 im Winterhalbjahr sind gegenläufige Trends zu erkennen. Beide nehmen beim schwächeren Treibhausgasszenario (*RCP4.5*) leicht zu. Für das stärkere Szenario (*RCP8.5*) hingegen kann bei dem trrZT 3 im Sommerhalbjahr eine leichte und bei dem trrZT 17 im Winterhalbjahr eine signifikante Abnahme der Auftrittshäufigkeit festgestellt werden. Insgesamt nehmen trrZT in einem stärkeren Treibhausklima (*RCP8.5*) stärker zu als in einem schwächeren (*RCP4.5*), wobei die Veränderungen im Winterhalbjahr überwiegen und die zeitliche Entwicklung in einem starken Treibhausklima insgesamt mit ausgeprägteren Schwankungen verläuft. Interessanterweise sinkt die Häufigkeit jener trrZT, die mit den höchsten regionalen Anteilswerten der Trockenheitsrelevanz einhergehen, trrZT 16 im Sommerhalbjahr und trrZT 17 im Winterhalbjahr (vgl. Anhang 6). Eine Zunahme wird bei jenen trrZT beobachtet, deren regionale Anteilswerte im Vergleich geringer sind, wie bei trrZT 14 im Sommerhalbjahr und trrZT 10 bzw. trrZT 14 im Winterhalbjahr. Diese Veränderung deutet eine Zunahme der Variabilität der atmosphärischen Zirkulation im Hinblick auf regionale Trockenheit an.

8.2.2 Persistenzänderungen trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen in den regionalen Klimamodellen

Im Beobachtungszeitraum konnten keine wesentlichen Veränderungen der Persistenz trrZT festgestellt werden. Im Winterhalbjahr sind vereinzelt Abnahmen der Persistenz beobachtet worden. Nachfolgend werden Veränderungen der Persistenz trrZT in der Klimazukunft untersucht. Hierfür sind Abbildung 19 die prozentuale Abweichung der mittleren- und maximalen Persistenz der trrZT zwischen dem Kontrollzeitraum von 1971 bis 2000 und den Projektionszeiträumen von 2031 bis 2060 sowie von 2071 bis 2100 der regionalen Cordex-Klimamodelle zu entnehmen.

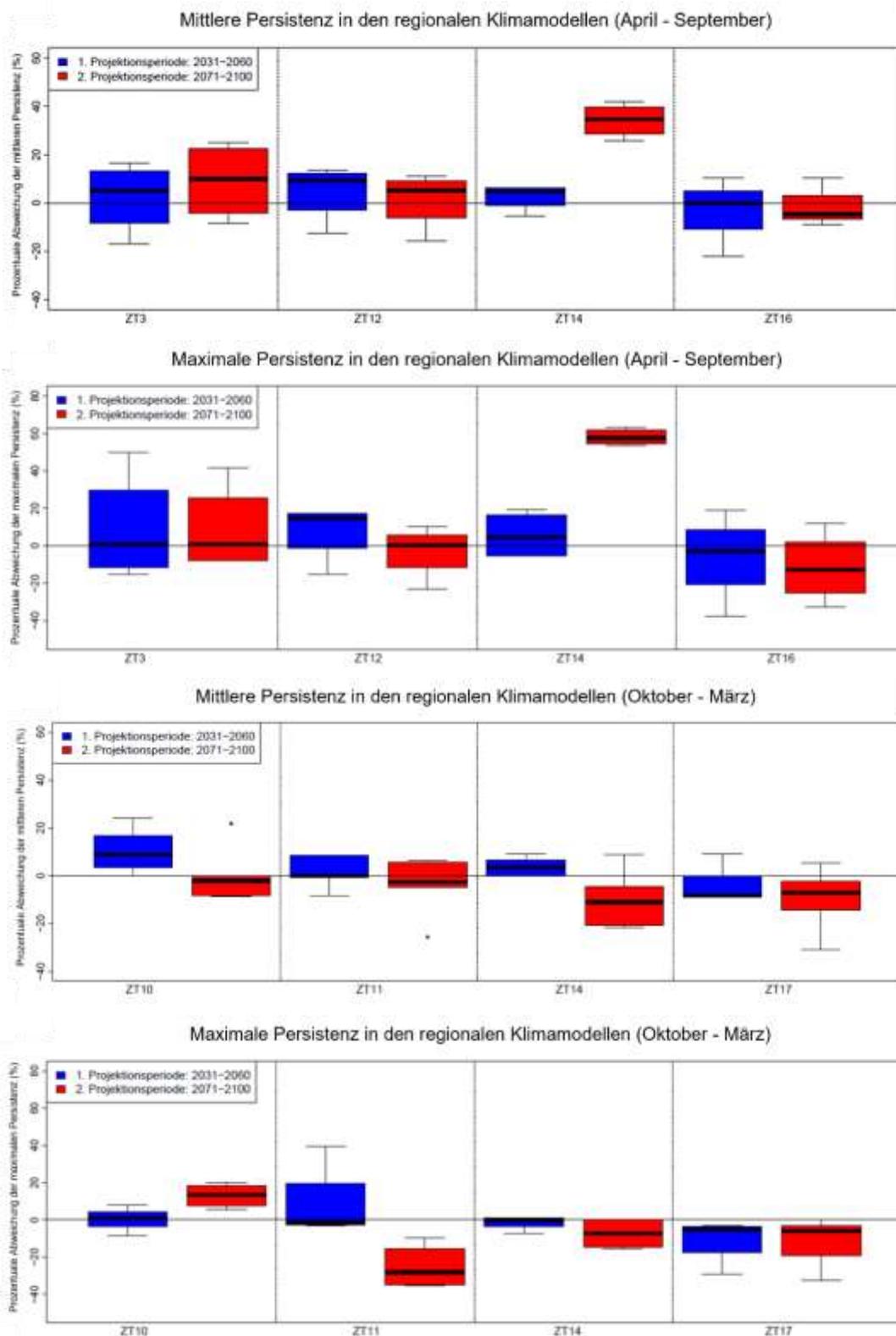


Abbildung 19: Prozentuale Abweichung (%) der mittleren- und maximalen Persistenz der trockenheitsrelevanten Zirkulationstypen (trZT) in den Projektionszeiträumen für April bis September und Oktober bis März gegenüber dem Kontrollzeitraum von 1971 bis 2000, der sechs regionalen Cordex-Klimamodelle, RCP8.5. Blau: 1. Projektionsperiode 2031-2060, Rot: 2. Projektionsperiode 2071-2100.

Insgesamt lassen sich die deutlichsten Änderungssignale im zweiten Projektionszeitraum erkennen. So nehmen bei dem trrZT 14 im Sommerhalbjahr die mittlere- (25-43 %) und maximale (50-70 %) Persistenz deutlich zu. Für trrZT 3 und 12 im Sommerhalbjahr lassen sich keine eindeutigen Signale, jedoch eine leichte Zunahme der mittleren Persistenz gegenüber dem Kontrollzeitraum erkennen. Der trrZT 16 zeigt vor allem im zweiten Projektionszeitraum bei der Mehrheit der Modelle eine Abnahme der mittleren Persistenz um 10 % und bei der maximalen Persistenz um bis zu 30 %. Bei dem trrZT 10 im Winterhalbjahr nehmen sowohl die mittlere als auch die maximale Persistenz zu, die maximale um bis zu 20 % bis zur zweiten Projektionsperiode. Für den trrZT 11 im Winterhalbjahr zeigen die regionalen Klimamodelle eine Abnahme der maximalen Persistenz (-35 %), vor allem im zweiten Projektionszeitraum. Bei dem trrZT 14 im Winterhalbjahr nimmt die mittlere Persistenz im ersten Projektionszeitraum leicht zu (10 %), während bei der maximalen Persistenz eine deutliche Abnahme im zweiten Projektionszeitraum zu erkennen ist (-30 %). Die Persistenz des trrZT 17 im Winterhalbjahr nimmt leicht ab (-10 %). Es sind wenige Unterschiede hinsichtlich der Veränderungen der mittleren und maximalen Persistenz trrZT zu erkennen. Für die Sommermonate resultieren vermehrt Zunahmen und positive Abweichungen bestehen vor allem in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts. Im Winterhalbjahr sind Persistenzabnahmen der trrZT verbreiteter.

8.2.3 Typinterne Veränderungen trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen in den regionalen Klimamodellen

Um künftige typinterne Veränderungen der trrZT zu untersuchen, werden die internen Parameter einer linearen Regressionsanalyse unterzogen, bevor ihre Komposita für unterschiedliche Modellzeiträume visualisiert werden. Zur Analyse typinterner Veränderungen trrZT in der Klimazukunft wird, analog zum Beobachtungszeitraum (vgl. Kapitel 7.3.3), eine zirkulationstypspezifische lineare Regressionsanalyse der aus dem Modell verfügbaren (vgl. Kapitel 4) und mitklassifizierten atmosphärischen Variablen (vgl. Kapitel 7.1) für deren jeweilige Minimum-, Maximum-, Mittel- und Differenzwerte der entsprechenden Zirkulationstypstage im Projektionszeitraum durchgeführt (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Die Ergebnisse sind für das ausgewählte regionale Klimamodell MPI-RCA in Tabelle 16 dargestellt.

Im Sommerhalbjahr ergibt die Trendanalyse des bodennahen Luftdrucks für den trrZT 3 eine Zunahme der minimalen- und mittleren Werte sowie eine Abnahme der Differenz. Bei dem trrZT 12 erhöhen sich die maximalen Werte des Bodenluftdrucks sowie die Differenz. Die trrZT 14 und 16 betreffend, ist eine Erhöhung der minimalen, mittleren- und maximalen Werte des bodennahen Luftdrucks zu erkennen, wobei sich die Amplitude nicht signifikant verändert. Im Winterhalbjahr konnte für den trrZT 10 eine Erhöhung der Differenz zwischen den minimalen und maximalen Werten des Bodenluftdrucks, resultierend aus einer Ab- und Zunahme der minimalen und maximalen Werte festgestellt werden. Bei trrZT 11 sind Abnahmen der mittleren und maximalen Luftdruckwerte sowie eine sich daraus ergebende Abnahme der Differenz zu erkennen. Der trrZT 14 zeigt keine Veränderung der bodennahen Luftdruckwerte. Für trrZT 17 resultiert eine Zunahme der minimalen und mittleren bodennahen Luftdruckwerte sowie eine daraus hervorgehende Abnahme der Amplitude.

Die Temperatur des trrZT 3 im Sommerhalbjahr verändert sich nicht signifikant. Bei trrZT 12 nehmen minimale und mittlere Werte der Temperatur zu, was zu einer Verringerung der Amplitude führt. Der trrZT 14 zeigt eine Zunahme aller Temperaturwerte, während sich die Amplitude verringert. Bei trrZT 16 nehmen die minimalen Werte der Temperatur zu, was ebenfalls zu einer Verringerung der Temperaturamplitude bei diesem trrZT führt. Die minimalen und mittleren Temperaturwerte des trrZT 10 nehmen zu und führen zu einer signifikanten Veränderung der Differenz. Bei trrZT 11 erhöhen sich alle Temperaturwerte, was ebenfalls zu einer Verringerung der Temperaturamplitude führt. Bei trrZT 14 steigen lediglich die minimalen Werte der Temperatur. Wie bei trrZT 11, nehmen auch bei trrZT 17 alle Temperaturwerte zu, was ebenfalls zu einer Verringerung der Temperaturamplitude führt (vgl. Tabelle 16).

Tabelle 16: Zirkulationstypspezifische lineare Trendanalyse des bodennahen Luftdrucks (hPa) und der Temperatur (°C) trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) für April bis September und Oktober bis März im Projektionszeitraum des regionalen Klimamodells MPI-M-MPI-ESM_r1_RCAv.1 (MPI-RCA) für das RCP8.5 Szenario. Minimum (min), Maximum (max), Mittel (mean) und Differenz (diff) zwischen Minimal- und Maximalwert der Variablenwerte (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Rot: signifikante Zunahme, blau: signifikante Abnahme, weiß: keine signifikante Veränderung.

trrZT	Bodenluftdruck				Temperatur			
	min	mean	max	diff	min	mean	max	diff
April-September								
3								
12								
14								
16								
Oktober-März								
10								
11								
14								
17								

Zusammenfassend nimmt der zirkulationstypinterne bodennahe Luftdruck der trrZT, in einem starken Treibhausgasszenario (RCP8.5) insbesondere in den Sommermonaten zu, während sich die typinterne Temperatur sowohl im Sommer-als auch im Winterhalbjahr erhöht, wobei sich ihre Amplitude verringert.

Im Zuge des WETRAX+-Projektes erfolgte eine modellübergreifende, quantitative und regional differenzierte Analyse der typinternen Niederschlagsveränderungen trrZT in beiden Projektionszeiträumen. Dabei wurde festgestellt, dass typinterne Niederschlagsabnahmen in der Klimazukunft insbesondere im Sommerhalbjahr in den Regionen im Norden und Westen des Untersuchungsgebiets stattfinden, wobei das vor allem die trrZT 14 und 16 modellübergreifend in beiden Projektionsperioden betrifft. Die typinternen Niederschlagsabnahmen belaufen sich dabei im Vergleich zum Kontrollzeitraum auf rund -20%. Im Winterhalbjahr sind zirkulationstypübergreifend Zunahmen von teils mehr als 20 % in allen Regionen zu erkennen. Die trrZT werden nachfolgend, analog zum Beobachtungszeitraum (vgl. Kapitel 7.3.3),

hinsichtlich ihrer regionalen Niederschlagsveränderungen im gesamten Projektionszeitraum untersucht. Die Analyse wird anhand einer linearen Regressionsanalyse des typinternen regionalen Niederschlags durchgeführt (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). In Tabelle 17 sind die Ergebnisse dargestellt.

Tabelle 17: Zirkulationstypspezifische Trendanalyse des regionalen, täglichen, mittleren Niederschlags (mm) trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) für April bis September und Oktober bis März im Projektionszeitraum des regionalen Klimamodells MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1 (MPI-RCA), für das RCP8.5 Szenario (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Rot: signifikante Abnahme des typinternen Niederschlags (mm), blau: signifikante Zunahme des typinternen Niederschlags (mm), weiß: keine signifikante Veränderung.

	Nord-West	West	Nord-Ost	Ost	Nord-Stau	Süd
April-September						
trrZT 3						
trrZT 12						
trrZT 14						
trrZT 16						
Oktober-März						
trrZT 10						
trrZT 11						
trrZT 14						
trrZT 17						

Es ist ersichtlich, dass die Trockenheitsrelevanz der trrZT 12 und 14 im Sommerhalbjahr zunimmt. Der zirkulationstypspezifische Niederschlag nimmt bei dem trrZT 12 in den Regionen Ost und Nord-Stau ab. Bei dem trrZT 14 resultieren Niederschlagsabnahmen in den Regionen Nord-West, Süd und West. Der beobachtete Trend der zirkulationstypspezifischen Niederschlagsabnahme des trrZT 14 in der Region Nord-West (vgl. Tabelle 9) setzt sich in der Klimazukunft fort. Zudem zeigt sich eine Ausweitung der Trockenheitsrelevanz des trrZT 14 im Sommerhalbjahr in der Region West, in der dieser bisher an rund 18 % seiner Auftrittstage für Trockenheit relevant war (vgl. Anhang 6). Gegenteiliges ist bei trrZT 11 und der Region Nord-West im Winterhalbjahr der Fall. Der ZT erfüllt in dieser Region während der Beobachtungsperiode, den Schwellenwert zur Trockenheitsrelevanz nicht ganz. Bei einer typinternen Niederschlagszunahme, wie sie das regionale Klimamodell zeigt, ist es möglich, dass dieser trrZT, in der Region Nord-West unter den Bedingungen eines fortschreitenden Klimawandels seltener zu Trockenheit führen wird (vgl. Tabelle 17).

Zur visuellen Darstellung künftiger typinterner Veränderungen, sind zirkulationstypspezifische Komposita des bodennahen Luftdrucks und der Temperatur sowohl für den Kontrollzeitraum (1971-2000) als auch für die beiden Projektionsperioden (2031-2060, 2071-2100) am Beispiel des ausgewählten regionalen Klimamodells MPI-RCA für das RCP8.5 Szenario für das Sommerhalbjahr Anhang 14a-c und für das Winterhalbjahr Anhang 14d-f zu entnehmen. Die Komposita in Abbildung 20 und Abbildung 21 zeigen exemplarisch den trrZT 12 im Sommerhalbjahr und den trrZT 10 im Winterhalbjahr.

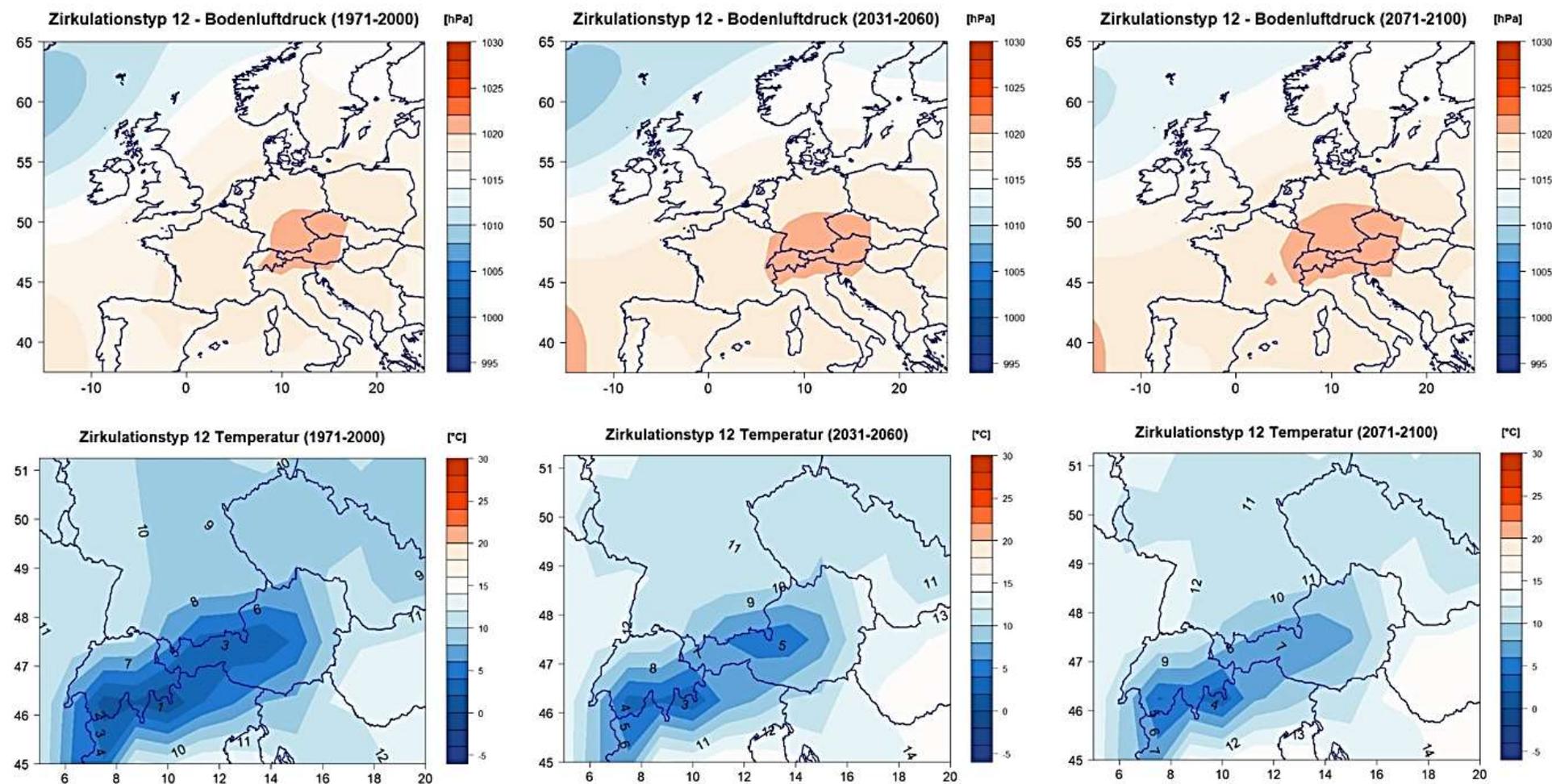


Abbildung 20: Typinterne Veränderung des trockenheitsrelevanten Zirkulationstypen (trrZT) 12 im Sommerhalbjahr zwischen April und September im regionalen Klimamodell MPI-M-MPI-ESM_r1_RCAv.1 (MPI-RCA). Bodenluftdruck- (10° West - 20° Ost, 40 - 65° Nord) und Temperaturkompositen (6 - 20° Ost, 45 - 52° Nord) für den Kontrollzeitraum (1971-2000) und die Projektionszeiträume (2031-2060, 2071-2100).

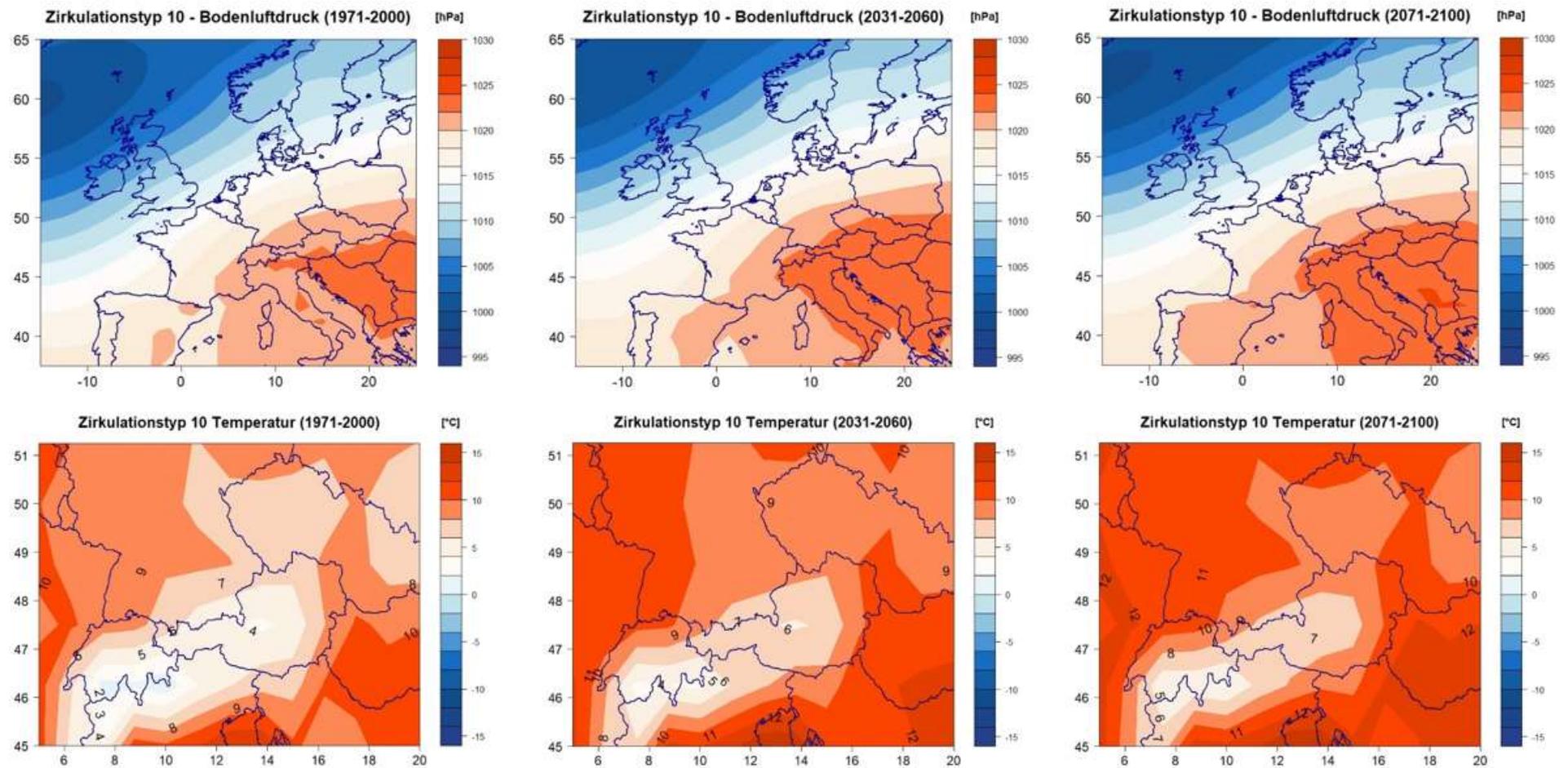


Abbildung 21: Typinterne Veränderung des trockenheitsrelevanten Zirkulationstypen (trrZT) 10 im Winterhalbjahr zwischen Oktober und März im regionalen Klimamodell MPI-M-MPI-ESM_r1_RCAv.1 (MPI-RCA). Bodenluftdruck- (10° West - 20° Ost, 35 - 65° Nord) und Temperaturkompositen (6 - 20° Ost, 45 - 52° Nord) für den Kontrollzeitraum (1971-2000) und die Projektionszeiträume (2031-2060, 2071-2100).

Insbesondere die westliche Erstreckung des internen Hochdruckzentrums von trrZT 12 weitet sich bis zur zweiten Projektionsperiode aus (6° - 10° Ost). Es wurde bereits gezeigt, dass sich die bodennahen Luftdruckwerte sowie die typinterne Temperatur des trrZT erhöhen. Die Kompositen verdeutlichen, dass sich die Gebiete, die von höheren Temperaturen betroffen sind (bis zu 12°C), sowohl südlich als auch nördlich der Alpen ausweiten. Die Temperaturzunahme des trrZT, der hauptsächlich im April und Mai auftritt, liegt zwischen ein und zwei Grad (vgl. Abbildung 20). Im Sommerhalbjahr wird bei der visuellen Betrachtung der Kompositen des bodennahen Luftdrucks der übrigen trrZT ersichtlich, dass sich dieser bei trrZT 3 vor allem bis zur zweiten Projektionsperiode erhöht. Bei trrZT 14 und deutlicher bei trrZT16 ist in den Sommermonaten eine Ausdehnung des Hochdruckzentrums in nördliche und in beiden Fällen stärker in westliche Bereiche zu erkennen (trrZT 16: 6 - 9° Ost) (vgl. Anhang 14a-c).

Im Winterhalbjahr zeigen die Kompositen des trrZT 10 eine nordwestliche Ausdehnung des typinternen Hochdruckzentrums (10 - 12° Ost und 47 - 48° Nord). Bei trrZT 10, wird ein starker Temperaturanstieg im Untersuchungsgebiet bis zum Ende des 21. Jahrhunderts deutlich (vgl. Abbildung 21). Bei trrZT 11 wurde eine Abnahme der mittleren und maximalen Bodenluftdruckwerte in der Klimazukunft festgestellt. Die Kompositen des trrZT zeigen bis zum Ende des 21. Jahrhunderts dennoch eine nordwestliche Ausweitung der Gebiete, die von höherem Luftdruck betroffen sind. Bei trrZT 14 im Winterhalbjahr wird ebenfalls eine nordwestliche, aber hauptsächlich nördliche Ausweitung des Hochdruckzentrums sowie eine Intensivierung vor allem im zweiten Projektionszeitraum ersichtlich (44 - 47° Nord). Für trrZT 17 kann ebenfalls eine Intensivierung der bodennahen Luftdruckwerte festgestellt werden, während sich seine nördliche Erstreckung zunächst etwas verringert, weitet sie sich bis zum Ende des 21. Jahrhunderts ebenfalls in nordwestliche Richtung aus (vgl. Anhang 14d-f).

Die Analyse künftiger typinternen Veränderungen der trrZT ergab, dass diese klimawandelbedingt, bei ihrem Auftreten mit immer höheren Temperaturen verbunden sind, während sich ihre Temperaturamplitude verringert. In den Sommermonaten nimmt der bodennahe Luftdruck der trrZT bis zum Ende des 21. Jahrhunderts stetig zu. Bei den meisten der trrZT resultiert eine größere räumliche Ausdehnung des Hochdruckzentrums, die sich in einer größeren nord-westlichen Erstreckung darstellt. Die räumliche Ausdehnung des Gebiets, in dem höhere Temperaturen herrschen, wird für die meisten der untersuchten trrZT bis zum Ende des 21. Jahrhunderts kontinuierlich größer. Insbesondere im Sommerhalbjahr nimmt der typinterne, regionale, tägliche Niederschlag ab. Die regionale Trockenheitsrelevanz, hinsichtlich des typinternen Niederschlags der trrZT intensiviert sich in den Sommermonaten im Westen und Nordwesten und nimmt in den Wintermonaten im Nordwesten des Untersuchungsgebiets ab. Zusammenfassend kann hinsichtlich der Variabilität trrZT bis zum Ende des 21. Jahrhunderts festgehalten werden, dass diese in einem stärkeren Treibhausgasszenario (*RCP8.5*) häufiger auftreten als in einem schwächeren (*RCP4.5*) und sich die Temperatur bei ihrem Auftreten kontinuierlich erhöht. Vor allem im Sommerhalbjahr intensiviert sich der bodennahe Luftdruck beim Auftreten der trrZT, in der Klimazukunft eines starken Treibhausgasszenarios (*RCP8.5*). Die Zentren hohen Luftdrucks weiten sich im Zuge des Klimawandels in den Norden und Westen des Untersuchungsgebiets aus, wodurch sich ihre Trockenheitsrelevanz in diesen Regionen intensiviert. Zudem ist eine Zunahme der Persistenz trrZT vor allem in den Sommermonaten ab der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts zu beobachten.

9 Veränderung der atmosphärischen Zirkulationsdynamik von langanhaltenden Trockenperioden im Süden von Mitteleuropa

Trockenperioden können als Zeiträume trockenen Wetters bezeichnet werden, die lange genug sind, um ein schwerwiegendes hydrologisches Ungleichgewicht zu verursachen. Meist beginnen sie als meteorologische Trockenperioden in Form eines anhaltenden Niederschlagsdefizits und wirken sich anschließend auf die Bodenfeuchte und den Abfluss von Fließgewässern aus. Daraus können hydrologische Trockenperioden in Form einer Abnahme der Wasserversorgung resultieren, die in landwirtschaftliche und ökologische Trockenperioden münden (Williams et al. 2013; Grossiord 2020). Eine Schwierigkeit besteht darin, den genauen Eintrittszeitpunkt festzustellen (Maybank et al. 1995). Im Gegensatz zu Starkniederschlägen schreiten Trockenperioden langsam voran. Ihre Entwicklung kann mehrere Monate bis Jahre dauern (Otkin et al. 2018). Ihre Entstehung ist durch eine Vielzahl an Dynamiken und Zusammenhängen im Klimasystem zu begründen, wie beispielsweise die interne atmosphärische Variabilität oder Telekonnektionen (Wilhite und Glantz 1985; Cook et al. 2018).

Für die Definition einer Trockenperiode gibt es keine einheitliche Festlegung, was die Zeitraumlänge oder die Niederschlagsmenge angeht. Da die Auswirkungen einer Trockenperiode durch den Wasserbedarf gesteuert werden, hat eine gleiche Trockenperiodenlänge in verschiedenen Jahreszeiten und in verschiedenen Regionen eine unterschiedlich hohe Relevanz. Aufgrund ihrer Abhängigkeit von Raum und Zeit existieren für die Begriffe Dürre, Trockenheit und Trockenperiode somit keine allgemeinen Definitionen. Die meisten stimmen darin überein, dass ein Defizit im Niederschlag über eine bestimmte Zeit besteht, wobei viele neben dem Niederschlag noch weitere Parameter wie beispielsweise die Luftfeuchte oder auch die Temperatur berücksichtigen (Heinrich und Gobiet 2012). Während Aridität den permanenten Zustand eines Klimas in dem Sinne beschreibt, dass die potentielle Verdunstung größer ist als der Niederschlag (Schönwiese 2020), bezieht sich Trockenheit im Sinne des international gebräuchlichen Begriffs „*drought*“ auf ein anomales Klimaphänomen. Der Begriff „*dry spell*“ bezeichnet eine Periode von außergewöhnlich trockenem Wetter, für den es in einzelnen Ländern unterschiedlich hohe Schwellenwerte und Zeiträume gibt (Nobilis und Godina 2006). So gibt es für Trockenperioden im Untersuchungsgebiet zahlreiche Definitionen. Einige sollen nachfolgend erwähnt werden, um die Vielfalt derselben zu veranschaulichen. In Österreich beispielsweise ist eine Trockenperiode ein Zeitabschnitt von mindestens sechs Tagen mit Niederschlägen $\leq 0,2$ mm/d (Nobilis und Godina 2006). In der Schweiz ist eine Trockenperiode als Zeitraum von zehn Tagen mit Niederschlägen $\leq 0,5$ mm/d definiert (Gyalistras 2000). In Deutschland ist eine Trockenperiode ein Monat mit Niederschlägen ≤ 40 mm oder eine akkumulierte Niederschlagssumme an 30 bzw. 60 Tagen von höchstens zehn bzw. 20 mm (Kreienkamp et al. 2015). Der hydrometeorologische Atlas Deutschland (HAD) bezieht sich zur Definition einer Trockenperiode auf einen Zeitraum von mindestens elf aufeinander folgenden Tagen, wobei die Niederschlagshöhe an allen Tagen ≤ 1.0 mm beträgt (Bernhofer et al. 2005).

Nun ist es wahrscheinlich, dass sich elf aufeinanderfolgende Tage mit Niederschlägen ≤ 1.0 mm in Abhängigkeit von der geographischen Lage und der Saison nicht zwangsläufig auf das hydrologische Gleichgewicht einer Region auswirken und nicht in jedem Fall zu schwerwiegenden landwirtschaftlichen oder ökologischen Beeinträchtigungen führen, da die Wirksamkeit einer Trockenperiode neben der geographischen Lage und der Saison zusätzlich von den Wetterverhältnissen der Monate vor Beginn einer Trockenperiode abhängig ist.

Um die Fragen zu beantworten, ob bzw. inwieweit sich die Dauer, Häufigkeit, Intensität und atmosphärische Zirkulation von Trockenperioden im Untersuchungsgebiet im Zuge des Klimawandels verändert, werden zunächst regionale Trockenperioden im Beobachtungszeitraum ermittelt. Die Analyse ihrer Zirkulationsdynamik erfolgt anschließend anhand von Häufigkeits- und Persistenzveränderungen der trrZT (vgl. Kapitel 9.1). Zudem werden die Zusammenhänge der regionalen Trockenperioden mit den, in Kapitel 7.3.4 beschriebenen Telekonnektionsmustern aufgezeigt. Am Beispiel des regionalen Klimamodells MPI-RCA werden die künftigen Veränderungen der regionalen Trockenperioden, in einem starken Treibhausgasszenario (*RCP8.5*), untersucht (vgl. Kapitel 9.2).

9.1 Rezente Veränderungen von Trockenperioden

Da sich die nachfolgenden Untersuchungen auf langanhaltende Trockenperioden beziehen, werden für ihre Bestimmung unterdurchschnittliche Niederschlagssummen verwendet und anstelle eines Trockenheitsindex regionenspezifische Niederschlagsquantile berechnet. Der Vorteil gegenüber dem Index besteht, unter anderem in einer erleichterten Bewertung der Schwere eines Ereignisses (Haslinger et al. 2019b), die von einem Index wie dem SPI teils unterschätzt wird (Naresh et al. 2009). Als Schwellenwert für die Trockenheit wird, wie bei der Definition trrZT, das 20. Perzentil des langjährigen, mittleren, regionalen Niederschlags festgelegt. Da traditionelle Trockenheitsindizes meist auf festen Zeitfenstern basieren, besteht der Vorteil dieser Methode zudem in der Möglichkeit, Trockenperioden unterschiedlicher Dauer objektiv beurteilen zu können (Haslinger und Blöschl 2017).

Zur Bestimmung eines exakten Eintritts- und Endtermins mehrmonatiger Trockenperioden werden für jede Niederschlagsregion tägliche Niederschläge unterhalb des 20. Perzentils des langjährigen, mittleren Niederschlags im Beobachtungszeitraum gekennzeichnet. Da durch diese Definition aufgrund der täglichen Auflösung der Daten zunächst ausschließlich kürzere Perioden von weniger als einem Monat resultieren, wurde das Kriterium erweitert. Innerhalb der Trockenperioden mit einer Länge von mindestens einem Monat dürfen daher maximal zehn Tage liegen, die dem Kriterium (täglich Niederschlag $<$ des 20. Perzentils) nicht entsprechen, an welchen der Niederschlag aber unterhalb des 50. Perzentils liegen muss. Auf diese Weise können einerseits länger anhaltende Trockenperioden identifiziert werden, die eine statistische Auswertung der Zirkulationsdynamik ermöglichen und andererseits kann damit teils ausgeschlossen werden, dass durch sommerliche konvektive Wetterereignisse sonst trockene Perioden nicht berücksichtigt würden.

Auf die Verwendung einer bereits bestehenden Definition von Trockenperioden wie beispielsweise jene des HDA wurde verzichtet, da die resultierenden Perioden zu kurz für die Analyse der Veränderung der atmosphärischen Zirkulation waren und die vielfältigen Definitionen im Untersuchungsgebiet die Begründung für die Wahl einer bestimmten Definition zudem erschwert hätten. Es bleibt zu erwähnen, dass die Voruntersuchungen regionaler Trockenperioden mittels der Definition des HDA zeigten, dass die Trockenperioden, mit Ausnahme der Region südlich der Alpen und regional unterschiedlich langer Verzögerung zumeist alle Regionen des Untersuchungsgebiets betreffen und dass die Wahl der Definition, neben der Datenverfügbarkeit, von der Fragestellung abhängig ist.

Um die Veränderungen der Trockenperioden zu untersuchen, werden ihre Dauer in Tagen, ihre jährliche Auftretshäufigkeit sowie ihre Intensität, in der Form der Abweichung des mittleren, monatlichen Niederschlags, bezogen auf den mittleren, monatlichen Niederschlag im Beobachtungszeitraum einer linearen Regressionsanalyse unterzogen (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Dabei ergaben sich für die Region Ost eine signifikante Zunahme der Dauer und Häufigkeit von Trockenperioden. Dieses Ergebnis stimmt mit den von Haslinger et al. (2019b) für den Alpengroßraum durchgeführten Analysen überein. Bei der Betrachtung der durchschnittlichen Dauer, Häufigkeit und Intensität in zwei Teilzeiträumen von 1961 bis 1988 und von 1989 bis 2017 wird allerdings deutlich, dass sich sowohl die Dauer als auch die Häufigkeit der Trockenperioden teils deutlich erhöht, während ihre Intensität abnimmt, obwohl dahingehend, wie beschrieben, zunächst meist keine signifikanten Trends festgestellt werden konnten (vgl. Tabelle 18).

Tabelle 18: Mittlere Dauer in Tagen, mittlere, jährliche Auftretshäufigkeit und Intensität der Trockenperioden in den Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität und in den Teilzeiträumen von 1961 bis 1988 und von 1989 bis 2017 sowie jeweils die absolute und prozentuale Abweichung zwischen den Teilzeiträumen. Trockenperiode: mindestens ein Monat mit täglichem Gesamtniederschlag (mm) unterhalb des 20. Perzentils der langjährigen, mittleren regionalen Niederschlagssumme, der maximal zehn Tage mit Niederschlägen unterhalb des 50. Perzentils enthalten darf. Intensität: Abweichung des mittleren, monatlichen Niederschlags während der Trockenperiode, bezogen auf die langjährige, mittlere, monatliche Niederschlagssumme im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017.

	Nord-West	West	Nord-Ost	Ost	Nord-Stau	Süd	Mittelwerte
Dauer in Tagen							
1961-1988	75	112	92	90	82	90	90
1989-2017	112	114	95	110	88	105	104
Abweichung	37	2	3	20	6	15	14
%	+49	+2	+3	+22	+8	+17	+17
Jährliche mittlere Häufigkeit							
1961-1988	1,1	1,3	1,3	1,3	1,3	1,1	1,2
1989-2017	1,4	1,5	1,4	1,5	1,4	1,3	1,4
Abweichung	0,4	0,3	0,0	0,2	0,1	0,3	0,2
%	+33	+22	+3	+13	+7	+24	+17

	Nord-West	West	Nord-Ost	Ost	Nord-Stau	Süd	Mittelwerte
Intensität in mm							
1961-1988	-1,3	-1,5	-0,7	-0,7	-1,5	-1,5	-1,2
1989-2017	-0,8	-1,4	-0,6	-0,4	-1,4	-1,4	-1,0
Abweichung	0,5	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2
%	-37	-10	-9	-36	-10	-10	-18

Die Dauer der Trockenperioden steigt im Mittel zwischen den Teilzeiträumen von 90 auf 104 Tage. Im zweiten Teilzeitraum, von 1989 bis 2017, dauern Trockenperioden somit 14 Tage länger an als im ersten Teilzeitraum von 1961 bis 1988, was einer Erhöhung ihrer Dauer von 17 % entspricht. Insbesondere in der Region Nord-West ist eine Erhöhung der Dauer um rund 50 % zu erkennen, wobei die Trockenperioden im zweiten Teilzeitraum mit 112 Tagen mehr als einen Monat länger andauern. In der Region Ost, für die eine signifikante Zunahme der Dauer von Trockenperioden festgestellt wurde, ist eine Zunahme um mehr als 20 % zwischen den beiden Teilzeiträumen zu verzeichnen. Ein ähnlich hoher Wert ergibt sich für die Region Süd. Die Häufigkeit der Trockenperioden nimmt ebenfalls um 17 % zu, insbesondere im Westen (22-33 %) sowie südlich der Alpen (24 %), die Intensität nimmt in allen Regionen im Mittel um 18 % ab. Die Trendanalyse ergab, wie beschrieben, keine signifikante Veränderung der Intensität von Trockenperioden im Beobachtungszeitraum. Ein möglicher Grund hierfür ist die jährliche Betrachtung, die die winterlichen Niederschlagszunahmen umfasst, weshalb die Trendanalysen zusätzlich differenziert für das Sommer- und Winterhalbjahr durchgeführt werden (vgl. Tabelle 19).

Tabelle 19: Trendanalyse der mittleren Dauer in Tagen der mittleren, jährlichen Häufigkeit und der Intensität regionaler Trockenperioden im Beobachtungszeitraum für April bis September und Oktober bis März (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Trockenperiode: mindestens ein Monat mit täglichem Gesamtniederschlag (mm) unterhalb des 20. Perzentils der langjährigen, mittleren, regionalen Niederschlagssumme, der maximal zehn Tage mit Niederschlägen unterhalb des 50. Perzentils enthalten darf. Intensität: Abweichung des mittleren, monatlichen Niederschlags während der Trockenperiode, bezogen auf die langjährige, mittlere, monatliche Niederschlagssumme. Signifikante Zunahme der Dauer und Häufigkeit: rot, signifikante Abnahme der Dauer und Häufigkeit: blau, signifikante Zunahme der Intensität: rot, signifikante Abnahme der Intensität: blau, keine signifikante Veränderung: weiß.

	Nord-West	West	Nord-Ost	Ost	Nord-Stau	Süd
Dauer in Tagen						
April-September						
Oktober-März						
Jährliche mittlere Häufigkeit						
April-September						
Oktober-März						

	Nord-West	West	Nord-Ost	Ost	Nord-Stau	Süd
Intensität in %						
April-September						
Oktober-März						

Die Analyse zeigt, dass sich die Abnahme der Intensität auf das Winterhalbjahr beschränkt. Mit Ausnahme der Regionen Ost und Süd nimmt die Intensität der Trockenperioden im Winterhalbjahr signifikant ab, während im Sommerhalbjahr keine signifikanten Veränderungen der Intensität festgestellt werden können. Ferner ist zu sehen, dass sich die beobachtete Zunahme der Dauer von Trockenperioden in der Region Nord-West insbesondere auf das Sommerhalbjahr bezieht, während die Zunahme der Häufigkeit in der Region Ost nur in den Wintermonaten signifikant ausfällt. Zudem zeigt sich, dass die Zunahme der Häufigkeit von Trockenperioden in der Region Nord-Stau im Sommerhalbjahr signifikant ausfällt.

Die Veränderung der Zirkulationsdynamik der Trockenperioden wird anhand von Häufigkeits- und Persistenzänderungen der atmosphärischen ZT untersucht. Hierfür wird die Abweichung der Auftretshäufigkeiten der ZT während der Trockenperioden in den beiden Teilzeiträumen bezogen auf deren langjährige, mittlere Auftretshäufigkeit im gesamten Beobachtungszeitraum dargestellt. Die Signifikanz der Häufigkeitsveränderung zwischen den zwei Teilzeiträumen wird mit dem U-Test für $\alpha = 0.05$ überprüft und ist mit einem Stern markiert. Die Analyse wird in Abbildung 22 beispielhaft für jene Regionen gezeigt, für die die meisten Veränderungen resultieren. Dies betrifft die Region Nord-West im Sommerhalbjahr sowie die Region Ost im Winterhalbjahr. Die Ergebnisse für die übrigen Regionen sind Anhang 15a für das Sommerhalbjahr und Anhang 15b für das Winterhalbjahr zu entnehmen.

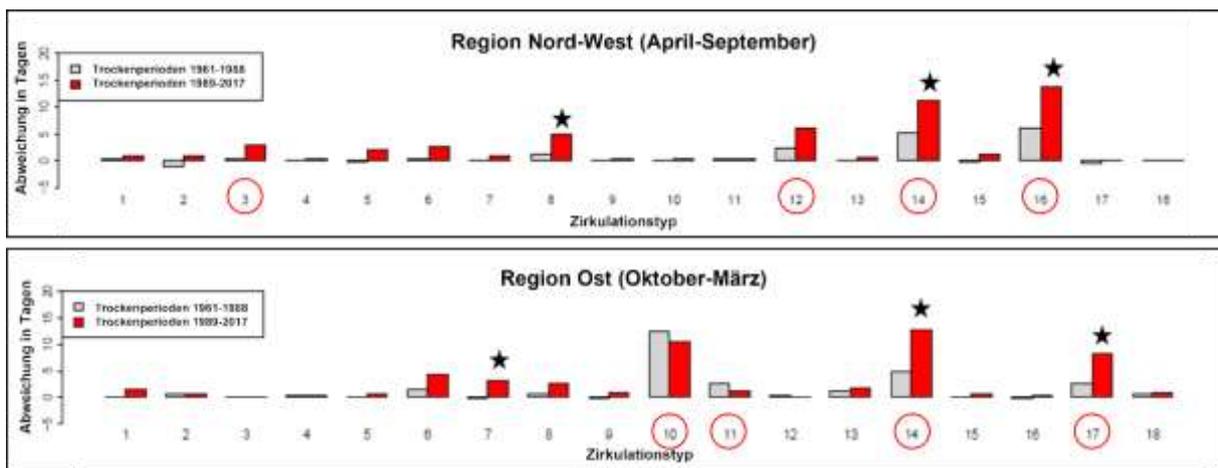


Abbildung 22: Abweichung der Auftretshäufigkeiten der Zirkulationstypen (ZT) in Tagen in rezenten Trockenperioden der Teilzeiträume von 1961 bis 1988 und von 1989 bis 2017 von der langjährigen mittleren Auftretshäufigkeit im Beobachtungszeitraum zwischen 1961 und 2017, für die Region Nord-West zwischen April und September sowie für die Region Ost zwischen Oktober und März (Wilcoxon-Mann-Whitney-Rangsummentest, U-Test, $\alpha \leq 0.05$). Signifikante Veränderungen sind mit einem Stern markiert. Trockenheitsrelevante Zirkulationstypen (trrZT) sind mit einem roten Kreis markiert.

Eine signifikante Zunahme ist bei den trrZT 14 und 16 im Sommerhalbjahr sowie bei den trrZT 14 und 17 im Winterhalbjahr zu sehen. Im Sommerhalbjahr treten, insbesondere die trrZT 14 und 16, häufiger während Trockenperioden auf als im langjährigen Mittel, wobei regionale Unterschiede deutlich werden. TrrZT 14 tritt, mit Ausnahme der Regionen Nord-Ost und Süd, zunehmend häufiger während Trockenperioden im zweiten Teilzeitraum auf. Der trrZT 16 ist in den Regionen Nord-West und Nord-Stau signifikant häufiger zu erkennen, während er in den übrigen Regionen eine leichte Abnahme zeigt. In den Sommermonaten finden die meisten Häufigkeitsänderungen atmosphärischer ZT während Trockenperioden im Nordwesten des Untersuchungsgebiets statt (vgl. Abbildung 22). So kann auch eine Zunahme des ZT 8, ein Hochdruckkeil, der sich von den Azoren bis ins südwestliche Europa erstreckt, beobachtet werden (vgl. Abbildung 23). Im Beobachtungszeitraum führt dieser an rund 4 % seiner Auftrittstage zu Trockenheit in der Region Nord-West und an rund 6 % seiner Auftrittstage in der Region Nord-Ost (vgl. Anhang 6).

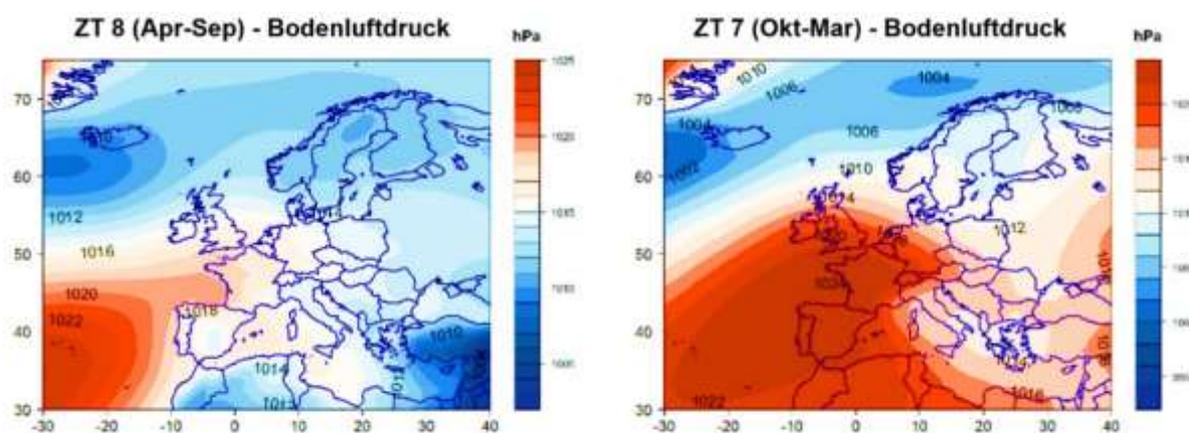


Abbildung 23: Zirkulationstyp (ZT) 8 zwischen April und September (Apr-Sep) und Zirkulationstyp (ZT) 7 zwischen Oktober und März (Okt-Mar). Mittlere Felder aller Einzeltage des Bodenluftdrucks (MSLP), (hPa), 30 West - 40 Ost, 30 - 70 Nord, im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017.

Im Winterhalbjahr treten die trrZT 10, 14 und 17 wesentlich häufiger während Trockenperioden auf als im langjährigen Mittel. Eine signifikante Zunahme kann regionenübergreifend für den trrZT 14 festgestellt werden, während der trrZT 17 in den Regionen West, Ost und Süd häufiger auftritt. Auffällig ist zudem die signifikante Zunahme des ZT 7 in der Region Ost, der einen ausgedehnten Azorenhochdruckkeil zeigt, der sich über den gesamten Südwesten Europas bis in jene Regionen erstreckt, die nördlich des Untersuchungsgebiets liegen (vgl. Abbildung 23). Dieser ZT nimmt im Beobachtungszeitraum in seiner Auftrittshäufigkeit signifikant zu und das regionale Klimamodell MPI-RCA zeigt, dass sich diese Zunahme in einem starken Treibhausgasszenario (*RCP8.5*) fortsetzen wird. Der ZT 8 im Sommerhalbjahr nimmt zwar im Beobachtungszeitraum nicht signifikant zu, aber das regionale Modell zeigt auch für ihn eine signifikante Zunahme der Häufigkeit in der Klimazukunft bei einem starken Treibhausgasszenario (vgl. Anhang 13). Die Betrachtung ihrer typinternen Veränderungen verdeutlicht, dass ähnlich wie bei den trrZT eine Abnahme der relativen Luftfeuchte und eine Zunahme der Temperatur bei ihrem Auftreten im Beobachtungszeitraum resultiert, was darauf schließen lässt, dass sich die Trockenheit auch bei ihrem Auftreten intensiviert. Der typinterne Niederschlag zeigt in den Sommermonaten für

den ZT 8 keine signifikante Veränderung, aber eine negative Tendenz in den beiden östlichen Regionen. Im Winterhalbjahr nimmt der typinterne Niederschlag des ZT 7 im Nordwesten signifikant ab und zeigt im übrigen Untersuchungsgebiet eine negative Tendenz, mit Ausnahme der Region Ost (nicht gezeigt). Im Winterhalbjahr sind die meisten signifikanten Häufigkeitsänderungen atmosphärischer ZT während Trockenperioden in der Region Ost erkennbar (vgl. Abbildung 22). Die beschriebenen Häufigkeitsänderungen zwischen den betrachteten Teilzeiträumen liegen zwischen zwei und sechs Tagen. Auf eine prozentuale Darstellung derselben wurde aus Gründen der Anschaulichkeit verzichtet, da die Häufigkeitsänderungen der einzelnen ZT meist erhebliche Unterschiede aufweisen.

Die Veränderung der Persistenz trrZT während Trockenperioden ist in Abbildung 24 als Abweichung der mittleren und maximalen Persistenz trrZT in Trockenperioden von der langjährigen, mittleren bzw. maximalen Persistenz im Beobachtungszeitraum (vgl. Tabelle 7) in den Teilzeiträumen von 1961 bis 1988 und von 1989 bis 2017 für April-September (a) und Oktober-März (b) dargestellt.

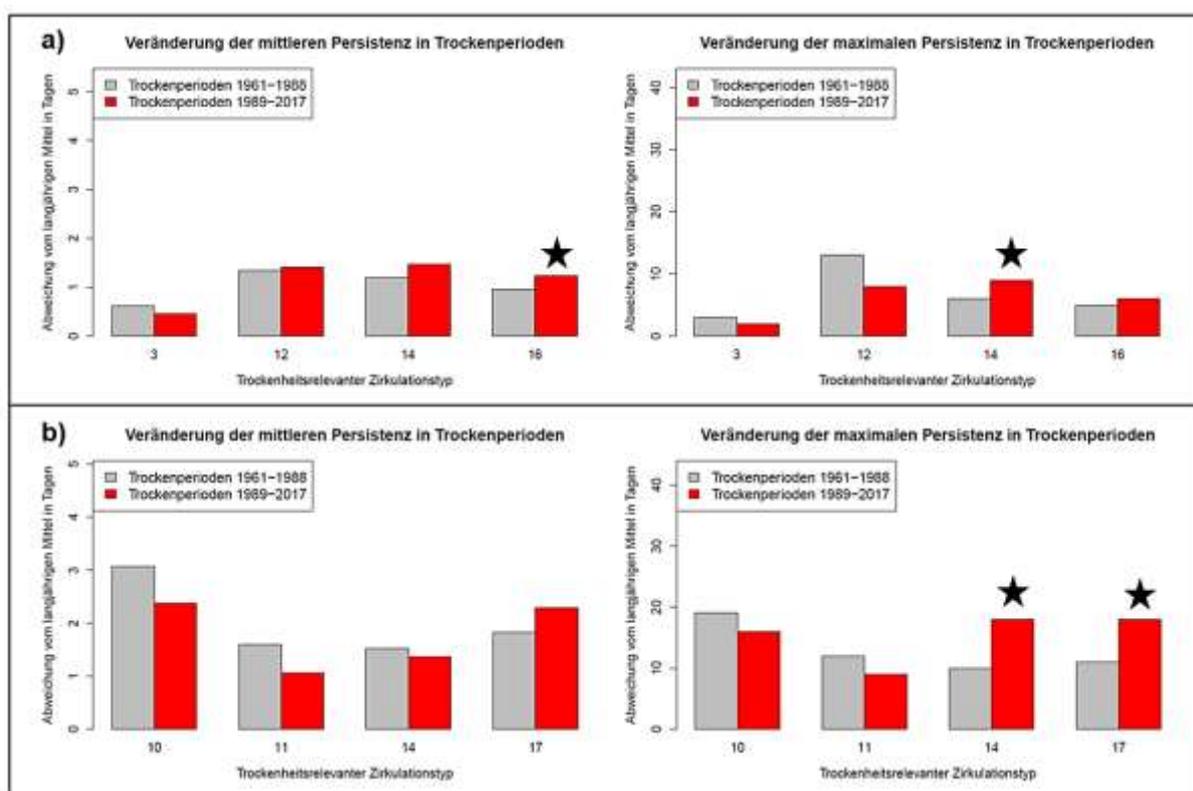


Abbildung 24: Abweichung der mittleren und maximalen Persistenz trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) von der langjährigen mittleren Persistenz im Beobachtungszeitraum zwischen 1961 und 2017 in Trockenperioden der Teilzeiträume zwischen 1961 und 1988 sowie zwischen 1989 und 2017, a) April-September und b) Oktober-März (Wilcoxon-Mann-Whitney-Rangsummentest, U-Test, $\alpha \leq 0.05$). Signifikante Veränderungen sind mit einem Stern markiert.

Sowohl im Sommer- als auch im Winterhalbjahr ist die Persistenz der trrZT während den Trockenperioden höher als im langjährigen Mittel. Eine signifikante Zunahme konnte für die mittlere Persistenz des trrZT 16 und für die maximale Persistenz des trrZT 14 in den Sommermonaten festgestellt werden. Im

Winterhalbjahr ist eine signifikante Zunahme der maximalen Persistenz der trrZT 14 und 17 während Trockenperioden zu erkennen. Zusätzlich wurde auch die Veränderung der Persistenz aller trrZT zusammengenommen betrachtet, für die sich keine signifikanten Veränderungen ergaben (nicht gezeigt).

Nachfolgend wird das Auftreten von Trockenperioden in Zusammenhang mit den in Kapitel 7.3.4 beschriebenen Telekonnektionen betrachtet. Hierfür wird der Prozentanteil der Tage einer Trockenperiode für die einzelnen Niederschlagsregionen an positiven bzw. negativen Phasen der Telekonnektionen betrachtet. Tabelle 20 enthält die Differenz des prozentualen Anteils der Tage in Trockenperioden zwischen dem ersten Teilzeitraum von 1961 bis 1988 und zweiten Teilzeitraum von 1989 bis 2017.

Tabelle 20: Differenz des prozentualen Anteils der Tage innerhalb von Trockenperioden, bezogen auf die gesamte Anzahl der Tage von Trockenperioden, zwischen den Teilzeiträumen von 1961 bis 1988 sowie von 1989 bis 2017, die auf positive bzw. negative Phasen des ostatlantischen Musters (EA), des ostatlantisch-westrussischen Musters (EAWR), der nordatlantischen Oszillation (NAO) und des skandinavischen Telekonnektionsmusters (SCAND) entfallen.

	EA -	EA +	EAWR -	EAWR +	NAO -	NAO +	SCAND -	SCAND +
Nord-West	- 17	+ 14	- 4	+ 1	- 3	+ 1	+ 3	- 7
West	- 9	+ 15	+ 3	+ 1	- 1	+ 6	+ 11	- 5
Nord-Ost	- 18	+ 16	+ 7	- 9	- 4	+ 1	+ 4	- 6
Ost	0	+ 21	+ 16	+ 6	+ 7	+ 14	+ 15	+ 7
Nord-Stau	- 7	+ 10	+ 8	- 7	- 6	+ 8	+ 9	- 8
Süd	+ 3	+ 21	+ 8	+ 15	0	+ 23	+ 16	+ 7

Der prozentuale Anteil der Tage von Trockenperioden, die auf positive EA-Phasen fallen, steigt im gesamten Untersuchungsgebiet zwischen dem ersten- und zweiten Teilzeitraum um 14 bis 21 %. Zudem sind Zunahmen in negativen SCAND- und EAWR-Phasen sowie in positiven NAO-Phasen zu sehen, wobei sich letztere auf die Region Ost und die Region südlich der Alpen beziehen. Prozentual entfallen mehr Trockenperiodentage auf negative bzw. positive Phasen dieser Muster, weshalb sich der Einfluss dieser Telekonnektionsmuster auf Trockenperioden im Untersuchungsgebiet erhöht.

Sowohl die Dauer als auch die Häufigkeit von Trockenperioden hat im Beobachtungszeitraum um rund 20 % zugenommen. In der östlichsten Region findet ein signifikanter Anstieg der Dauer und Häufigkeit der Trockenperioden bei jährlicher Betrachtung statt. Die saisonal differenzierte Trendanalyse zeigt, dass die Häufigkeit insbesondere in den Wintermonaten ansteigt. Zudem wird ein Anstieg der Dauer in der Region Nord-West sowie der Häufigkeit in der Region Nord-Stau in den Sommermonaten deutlich. Die Intensität nimmt im Winterhalbjahr im Norden und Westen des Untersuchungsgebiets signifikant ab. Im Sommerhalbjahr nehmen Hochdruckgebiete im östlichen Mitteleuropa (trrZT 14) während Trockenperioden zu, deren Persistenz sich während der Trockenperioden erhöht. Im Winterhalbjahr treten großräumige Hochdruckgebiete mit Kern über Mittel- und Südosteuropa (trrZT 10, 14 und 17) häufiger und persistenter während Trockenperioden auf. Die regionalen Trockenperioden stehen zunehmend in Zusammenhang mit positiven Phasen der EA und NAO sowie mit negativen Phasen des SCAND- und

EAWR-Telekonnektionsmusters, die ihrerseits, wie beschrieben, sowohl mit dem Auftreten als auch mit der Persistenz der trrZT verbunden sind (vgl. Kapitel 7.3.4).

Für die Untersuchung der atmosphärischen Zirkulationsdynamik von Trockenperioden wurde außerdem eine nicht-hierarchische Clusteranalyse (Algorithmus: *k-means*) auf die Zirkulationstyphäufigkeiten der regionalen Trockenperioden angewandt. Diese sollte Aufschluss darüber geben, ob zum Beispiel länger andauernde oder intensivere Trockenperioden mit dem Auftreten bestimmter trrZT bzw. trrZT-Kombinationen in Verbindung stehen. Möglicherweise ist die Anzahl der trrZT zu gering, sodass hierbei keine auffälligen Muster entdeckt werden konnten. Dies könnte allerdings auch mit der Länge des Beobachtungszeitraums sowie mit der Definition der Trockenperioden in Zusammenhang stehen.

Im WETRAX+-Projekt wurden die rezent abgeleiteten ZT zur Charakterisierung historischer Trockenperioden, auf einen historischen Zeitraum übertragen. Für die Untersuchungen wurden bodennahe Luftdruckfelder des EMULATE-Projekts, *European and North Atlantic daily to Multidecadal climate variability* verwendet (1850-2003) (Ansell et al. 2006). Langanhaltende Trockenperioden wurden anhand ausgewählter Niederschlagsstationen im Untersuchungsgebiet, der HISTALP-Daten, *historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region*, definiert (1760-2025), die von der österreichischen Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) bereitgestellt werden (Auer et al. 2007).

Obwohl Abweichungen der Häufigkeiten der ZT zur Reanalyse bestehen, konnte dabei festgestellt werden, dass sommerliche Trockenperioden in den 1850er bis 1890er Jahren mit dem häufigeren Auftreten von ausgedehnten Hochdruckgebieten über Süd- und Mitteleuropa in Zusammenhang standen, wohingegen Trockenperioden in den Sommermonaten zwischen 1900 und 1960 häufiger mit trrZT in Zusammenhang standen, deren Hochdruckzentren sich vom Azorenhoch bis ins östliche Mitteleuropa erstrecken. Insgesamt deuten die Analysen darauf hin, dass trotz der beobachteten Zunahme des trrZT 14, der in den Sommermonaten ein vom Azorenhoch abgeschnürtes Hochdruckgebiet im östlichen Mitteleuropa zeigt, während sommerlicher Trockenperioden sowohl im historischen Zeitraum als auch im Beobachtungszeitraum tendenziell trrZT 16 häufiger und persistenter während langanhaltender Trockenperioden auftritt. Dieser zeigt ein ausgeprägtes Hochdruckgebiet über Mitteleuropa mit Verbindung zum Azorenhoch. Der ZT nimmt sowohl im Beobachtungszeitraum als auch im Projektionszeitraum ab, während seine Persistenz, im Beobachtungszeitraum zunimmt. Seine Auftrittshäufigkeit hat sich in den letzten Jahrzehnten des Beobachtungszeitraums von Juni, Juli und August in den April verlagert. Bei einer auf die Zirkulationstyphäufigkeiten von Trockenperioden im historischen Zeitraum angewandten Clusteranalyse ergaben sich keine auffälligen Muster. Dies liegt möglicherweise an der Anzahl trrZT.

9.2 Veränderungen von Trockenperioden in der Klimazukunft

In diesem Kapitel werden die Analysen der Veränderungen von Trockenperioden, analog zum Beobachtungszeitraum, beispielhaft am regionalen Klimamodell MPI-RCA für die Klimazukunft in einem starken Treibhausgasszenario (*RCP8.5*) aufgezeigt. Die durchgeführte, lineare Regressionsanalyse der Dauer, Häufigkeit und Intensität von Trockenperioden im Projektionszeitraum ergab eine signifikante Zunahme

ihrer Dauer in den Regionen West und Nord-Ost (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Tabelle 21 sind die mittlere Dauer der Trockenperioden in Tagen, die mittlere, jährliche Auftrittshäufigkeit sowie die Intensität der regionalen Trockenperioden in den Teilzeiträumen von 2030 bis 2061 und 2071 bis 2100 zu entnehmen und jeweils die absolute und prozentuale Abweichung zwischen den Teilzeiträumen.

Tabelle 21: Mittlere Dauer in Tagen, mittlere, jährliche Auftrittshäufigkeit und Intensität der Trockenperioden in den Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität in den Teilzeiträumen von 2030 bis 2061 und von 2071 bis 2100 sowie jeweils die absolute und prozentuale Abweichung zwischen den Teilzeiträumen. Modell: MPI-M-MPI-ESM_r1_RCAv.1 (MPI-RCA), RCP8.5, Trockenperiode: mindestens ein Monat mit täglichem Gesamtniederschlag (mm) unterhalb des 20. Perzentils der langjährigen, mittleren, regionalen Niederschlagssumme, der maximal zehn Tage mit Niederschlägen unterhalb des 50. Perzentils enthalten darf. Intensität: Abweichung des mittleren, monatlichen Niederschlags während der Trockenperiode bezogen auf die langjährige, mittlere, monatliche Niederschlagssumme der Projektionsperiode.

	Nord-West	West	Nord-Ost	Ost	Nord-Stau	Süd	Mittelwert
Dauer in Tagen							
2030-2061	122	122	99	128	146	160	129
2071-2100	122	137	121	122	144	175	137
Abweichung	0	15	23	-6	-1	15	8
%	0	12	23	-4	-1	10	6
Jährliche mittlere Häufigkeit							
2030-2061	1,3	1,3	1,0	1,4	1,5	1,7	1
2071-2100	1,4	1,4	1,2	1,5	1,5	1,6	1
Abweichung	0,0	0,1	0,2	0,1	0,0	-0,1	0
%	3	6	24	6	2	-4	6
Intensität in mm							
2030-2061	-0,7	-0,5	-1,5	-0,6	-0,5	-0,5	-1
2071-2100	-0,9	-0,3	-1,1	-0,6	-0,3	-0,3	-1
Abweichung	-0,2	0,2	0,4	0,0	0,2	0,2	0
%	28	-44	-27	-1	-44	-44	-22

Die Betrachtung zweier Teilzeiträume, für die in der Klimazukunft die Projektionsperioden herangezogen wurden, zeigt, dass die Dauer von Trockenperioden auch in der Region südlich der Alpen um 10 % zunimmt. Im regionalen Mittel nimmt die Dauer zwischen den beiden Projektionsperioden um 8 Tage zu. Zudem kann für die Häufigkeit, vor allem in der Region Nord-Ost, ein deutlicher Anstieg von mehr als 20 % festgestellt werden. Wie im Beobachtungszeitraum nimmt die Intensität von Trockenperioden in der Klimazukunft im Mittel um rund 20 % zu. Im Gegensatz zum Beobachtungszeitraum kann in der Region Nord-West eine Zunahme der Intensität von Trockenperioden um knapp 30 % festgestellt werden (vgl. Tabelle 21).

Die in einem ersten Schritt durchgeführte lineare Regressionsanalyse der Dauer, Häufigkeit und Intensität von Trockenperioden auf Jahres Basis ergab eine signifikante Zunahme der Dauer von Trockenperioden in den Regionen West und Nord-Ost (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Tabelle 22 ist die saisonal differenzierte Trendanalyse der Dauer, Häufigkeit und Intensität von Trockenperioden zu entnehmen.

Tabelle 22: Trendanalyse der mittleren Dauer in Tagen, der mittleren, jährlichen Häufigkeit und der Intensität regionaler Trockenperioden für April bis September und Oktober bis März in der Projektionsperiode des regionalen Klimamodells MPI-M-MPI-ESM_r1_RCAv.1 (MPI-RCA), RCP8.5, (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Trockenperiode: mindestens ein Monat mit täglichem Gesamtniederschlag (mm) unterhalb des 20. Perzentils der langjährigen, mittleren regionalen Niederschlagssumme, der maximal zehn Tage mit Niederschlägen unterhalb des 50. Perzentils enthalten darf. Intensität: Abweichung des mittleren, monatlichen Niederschlags, während der Trockenperiode, bezogen auf die langjährige, mittlere, monatliche Niederschlagssumme der Projektionsperiode von 2006 bis 2100. Signifikante Zunahme der Dauer und Häufigkeit: rot, signifikante Abnahme der Dauer und Häufigkeit: blau, signifikante Zunahme der Intensität: rot, signifikante Abnahme der Intensität: blau, keine signifikante Veränderung: weiß.

	Nord-West	West	Nord-Ost	Ost	Nord-Stau	Süd
Dauer in Tagen						
April-September						
Oktober-März						
Jährliche mittlere Häufigkeit						
April-September						
Oktober-März						
Intensität in %						
April-September						
Oktober-März						

Es wird deutlich, dass die Dauer der Trockenperioden in den Regionen Nord-West, West und Nord-Stau ausschließlich in den Sommermonaten signifikant zunimmt. Ihre Häufigkeitszunahme fällt in der Region Nord-Ost im Winterhalbjahr signifikant aus. Wie im Beobachtungszeitraum, findet die Abnahme der Intensität der Trockenperioden ausschließlich im Winterhalbjahr statt, während im Sommerhalbjahr keine signifikanten Intensitätsänderungen resultieren. Da die Intensität der Trockenperioden in der Region Nord-West ausschließlich in den Wintermonaten signifikant abnimmt, bezieht sich ihre Zunahme auf die Sommermonate. Diese könnte mit der nordwestlichen Ausdehnung der Hochdruckzentren der trrZT in Zusammenhang stehen. Intensitätsabnahmen der Trockenperioden lassen sich durch eine Zunahme positiver NAO-Phasen erklären, die hauptsächlich im Winterhalbjahr im Norden höhere Niederschläge bedingen.

Analog zum Beobachtungszeitraum erfolgt die Analyse der Veränderung der Zirkulationsdynamik künftiger Trockenperioden durch Häufigkeits- und Persistenzänderungen der ZT zwischen den beiden

Projektionsperioden. Das Ergebnis der Häufigkeitsänderungen ist in Anhang 15c für das Sommerhalbjahr und in Anhang 15d für das Winterhalbjahr als Abweichung der Auftrittshäufigkeiten der ZT (in Tagen) in den regionalen Trockenperioden von der langjährigen, mittleren Auftrittshäufigkeit über den gesamten Projektionszeitraum von 2006 bis 2100 dargestellt. Signifikante Veränderungen zwischen den Projektionsperioden sind mit einem Stern markiert (U-Test, $\alpha = 0.05$).

Die Veränderung der Zirkulation künftiger Trockenperioden zeigt im Sommerhalbjahr, dass insbesondere der trrZT 14 regionenübergreifend häufiger während Trockenperioden auftritt. Dieser trrZT zeigt insgesamt eine starke Zunahme seiner Häufigkeit in der Klimazukunft, die sich vor allem auf die zweite Projektionsperiode bezieht (vgl. Kapitel 8.2.1). Die trrZT 12 und 16 nehmen in ihrer Häufigkeit während Trockenperioden in allen Regionen ab. Im Winterhalbjahr nimmt vor allem die Häufigkeit des trrZT 10 während künftiger Trockenperioden regionenübergreifend zu. Der trrZT 11 dagegen zeigt in allen Regionen eine Abnahme seiner Häufigkeit während künftiger Trockenperioden. Bei trrZT 17 ist, mit Ausnahme der Regionen im Osten des Untersuchungsgebiets, ebenfalls eine Abnahme seiner Auftrittshäufigkeit, während künftiger Trockenperioden zu erkennen. Abbildung 25 ist das Ergebnis der Persistenzänderungen trrZT während künftiger Trockenperioden im Sommer- und Winterhalbjahr zu entnehmen.

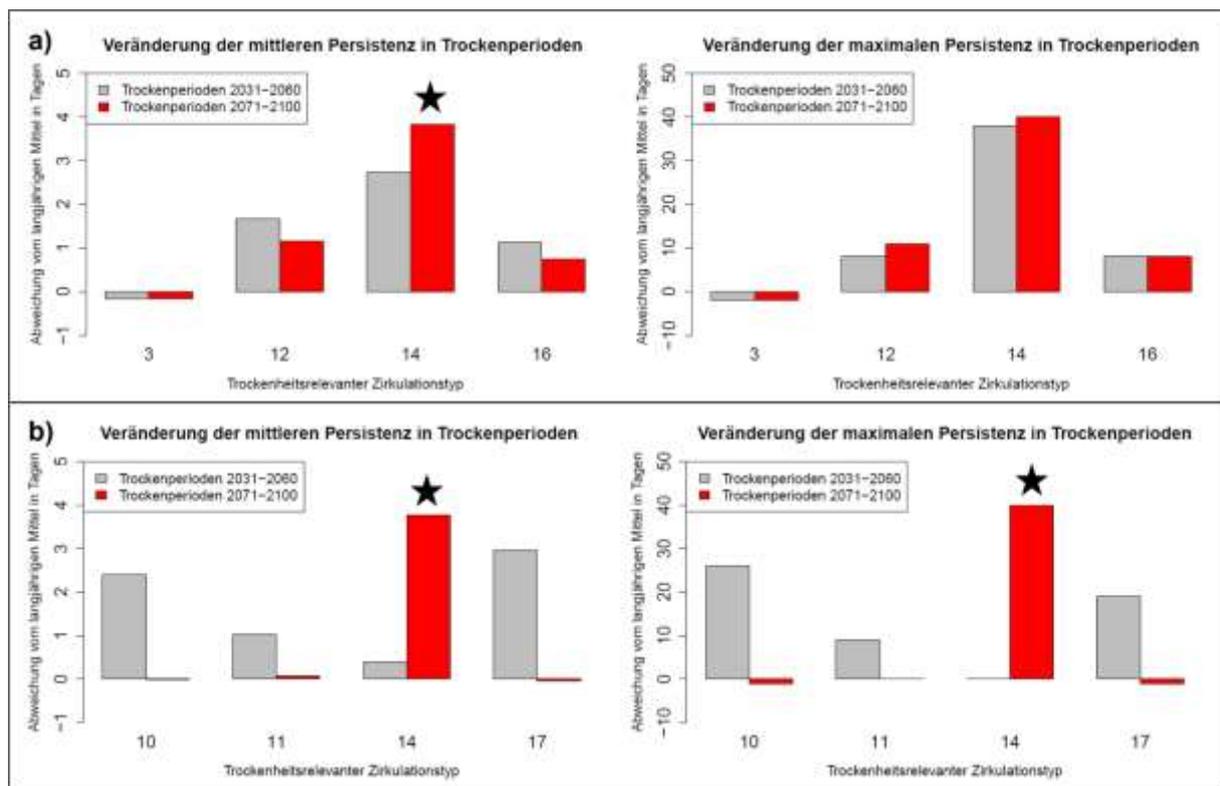


Abbildung 25: Abweichung der mittleren und maximalen Persistenz trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) von der langjährigen mittleren Persistenz in der Projektionsperiode zwischen 2006 und 2100 in Trockenperioden des regionalen Klimamodells MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCav.1 (MPI-RCA) in den beiden Projektionszeiträumen zwischen 2031 und 2060 sowie zwischen 2071 und 2100 a) April-September und b) Oktober-März (Wilcoxon-Mann-Whitney-Rangsummentest, U-Test, $\alpha \leq 0.05$). Signifikante Veränderungen sind mit einem Stern markiert.

Wie im Beobachtungszeitraum ist die Persistenz der trrZT während Trockenperioden zumeist höher als im langjährigen Mittel. Im Sommerhalbjahr erhöht sich die mittlere Persistenz des trrZT 14 während Trockenperioden signifikant. Im Winterhalbjahr ist das sowohl bei der mittleren als auch bei der maximalen Persistenz des trrZT 14 der Fall. Zudem fällt eine leichte Abnahme der maximalen Persistenz der trrZT 10 und 17 im Winterhalbjahr auf (vgl. Abbildung 25). Die Persistenz aller trrZT zusammengenommen verändert sich, wie im Beobachtungszeitraum, nicht signifikant (nicht gezeigt).

Im Projektionszeitraum nimmt die Dauer der Trockenperioden bei einer jährlichen Betrachtung in den Regionen West und Nord-Ost signifikant zu. Die saisonal differenzierte Analyse zeigt im Sommerhalbjahr eine signifikante Zunahme in den Regionen Nord-West, West und Nord-Stau. Im Mittel erhöht sich die Dauer zwischen den Projektionsperioden, um 8 Tage. Insgesamt nehmen die Dauer und die Häufigkeit der Trockenperioden zwischen den Projektionsperioden um jeweils 6 % zu. Die Intensitätsabnahme betrifft, wie im Beobachtungszeitraum, ausschließlich die Wintermonate. Hinsichtlich der Veränderung der Zirkulationsdynamik von Trockenperioden zeigt das regionale Klimamodell eine Fortsetzung der beobachteten Trends bis zum Ende des 21. Jahrhunderts in einem starken Treibhausgasszenario (*RCP8.5*).

TrrZT 14, der in den Sommermonaten einen Hochdruckkeil vom Azorenhoch, mit einem abgeschnürten Hochdruckzentrum über dem östlichen Mitteleuropa zeigt, tritt immer häufiger und persistenter während Trockenperioden auf. Im Winterhalbjahr tritt trrZT 10, ein Hochdruckgebiet mit Kern über dem gesamten Südosten Europas, häufiger aber weniger persistent während Trockenperioden auf.

Für die rezenten und künftigen Veränderungen von Trockenperioden kann festgehalten werden, dass sich ihre Dauer, Häufigkeit und Intensität bei einer Betrachtung über das gesamte Jahr hinweg, zumeist nicht signifikant verändert. Erst die Analyse der Veränderungen im Sommer- und Winterhalbjahr macht deutlich, dass ihre Intensität ausschließlich im Winterhalbjahr abnimmt, während in den Sommermonaten keine signifikanten Veränderungen der Intensität, aber tendenzielle Zunahmen festzustellen sind (nicht gezeigt). Die Betrachtung der Veränderungen anhand zweier Teilzeiträume zeigt, im Beobachtungszeitraum deutlicher als in der Projektionsperiode, dass sich die Dauer und die Häufigkeit von Trockenperioden erhöht. Deutliche Zunahmen betreffen vor allem die Dauer von Trockenperioden im Sommerhalbjahr in den nördlichen und westlichen Regionen. Trockenperioden stehen zunehmend mit positiven Phasen der EA- und NAO- sowie mit negativen Phasen des SCAND- und EAWR-Telekonnektionsmusters in Zusammenhang, die ihrerseits mit dem Auftreten der trrZT verbunden sind. Häufigkeitsänderungen atmosphärischer ZT während Trockenperioden finden im Sommerhalbjahr vermehrt in der Region Nord-West und im Winterhalbjahr in der Region Ost statt. Im Sommerhalbjahr tritt derjenige trrZT häufiger und persistenter während Trockenperioden auf, der ein vom Azorenhoch abgeschnürtes Hochdruckgebiet im östlichen Mitteleuropa zeigt (trrZT 14). Eine Erhöhung der Persistenz trrZT während Trockenperioden im Sommerhalbjahr ist zudem bei trrZT 16 zu beobachten, der ein ausgedehntes Hochdruckgebiet über Mitteleuropa zeigt. Im Winterhalbjahr treten Hochdruckgebiete mit Kern über dem gesamten Südosten Europas (trrZT 10) häufiger während Trockenperioden auf. Eine Zunahme der Persistenz in Trockenperioden des Winterhalbjahrs kann zudem bei großräumigen Hochdruckgebieten mit

Zentrum über Mittel- und Südeuropa (trrZT 14 und trrZT 17) festgestellt werden. Das regionale Klimamodell zeigt, dass sich diese Veränderungen bis zum Ende des 21. Jahrhunderts in einem starken Treibhausgasszenario (*RCP8.5*) größtenteils fortsetzen werden.

Neben den Veränderungen der trrZT ist im Beobachtungszeitraum auch eine signifikante Zunahme der Auftrittshäufigkeiten von ZT in Trockenperioden zu erkennen, die nicht als trockenheitsrelevant definiert wurden. Dies betrifft im Sommerhalbjahr ZT 8 und im Winterhalbjahr ZT 7. Beide zeigen einen Hochdruckkeil vom Azorenhoch bis nach Mitteleuropa, der sich in den Sommermonaten weiter als in den Wintermonaten in den Bereich des Untersuchungsgebiets und in die Gebiete nördlich davon erstreckt, und wodurch der zunehmende Einfluss des Azorenhochs auf Trockenperioden im Untersuchungsgebiet deutlich wird. Da sich die typinterne Temperatur des trrZT 14 im Sommerhalbjahr und des trrZT 10 im Winterhalbjahr im Beobachtungszeitraum erhöht hat und in einem künftig wärmeren Klima weiter erhöhen wird und zudem die relative Luftfeuchtigkeit der trrZT abnimmt (vgl. Anhang 11 und Tabelle 15), ist davon auszugehen, dass sich die Intensität von Trockenperioden, unabhängig von der Niederschlagsmenge, erhöht hat und sich bis zum Ende des 21. Jahrhunderts weiter erhöhen wird.

10 Diskussion

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit in den aktuellen Forschungskontext eingeordnet. Zunächst sind allgemeine Niederschlagsveränderungen und Trockenheitstrends im Untersuchungsgebiet beschrieben, die anschließend in Zusammenhang mit den Veränderungen der Variabilität trrZT betrachtet werden, bevor auf Veränderungen von langanhaltenden Trockenperioden und auf den Zusammenhang von Trockenheit und atmosphärischen Telekonnektionen im Untersuchungsgebiet eingegangen wird.

Die beobachteten sommerlichen Niederschlagsabnahmen sowie die zunehmenden Trockenheitstrends betreffen den gesamten Untersuchungsraum und insbesondere die östlichen Regionen sowie die Region südlich der Alpen. Die zunehmende Trockenheit im Sommerhalbjahr zwischen April und September, ist einerseits auf lokale Rückkopplungsprozesse aufgrund steigender Temperaturen zurückzuführen (Ionita et al. 2012) und resultiert andererseits aus Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation. Zu den erwähnten Rückkopplungsmechanismen, die insbesondere sommerliche Trockenheitstrends intensivieren, gehört zum Beispiel der Anstieg des atmosphärischen Sättigungsdampfdrucks, durch welchen höhere Schwellenwerte bei der Niederschlagsbildung erreicht werden müssen, was Trockenheit positiv begünstigt (Hattermann et al. 2013; Haslinger und Blöschl 2017). Eine ausführlichere Beschreibung lokaler Rückkopplungsmechanismen findet sich in Kapitel 2.3, während nachfolgend hauptsächlich Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation diskutiert werden sollen. Durch den globalen Temperaturanstieg kommt es zur Expansion der klimatischen Tropen und dadurch zu einer polwärtigen Verlagerung des subtropisch-randtropischen Hochdruckgürtels und der angrenzenden Windsysteme, wodurch sich die Niederschlagsabnahmen und die zunehmende Trockenheit in der Region südlich der Alpen im Allgemeinen erklären lassen (Grise et al. 2018). Ein Grund, weshalb die in der Literatur erwähnten, winterlichen Niederschlagszunahmen, zum Beispiel bei Hänsel et al. (2019), im Beobachtungszeitraum nicht signifikant ausfallen, kann durch die Lage des Untersuchungsgebiets im südlichen Mitteleuropa begründet werden. Bei der Betrachtung der regionalen Niederschlagszeitreihen sind allerdings tendenzielle Niederschlagszunahmen im Winterhalbjahr nördlich der Alpen zu beobachten, welche sich im stärkeren Treibhausgasszenario (*RCP8.5*) räumlich verbreiteter fortsetzen als in dem schwächeren (*RCP4.5*) und die insbesondere den Nordwesten betreffen. Die winterliche Niederschlagszunahme lässt sich einerseits auf einen erhöhten atmosphärischen Wasserdampfgehalt zurückführen und steht im Winterhalbjahr andererseits mit häufiger auftretenden positiven NAO-Phasen in Verbindung, die zu einer Zunahme des Auftretens zyklonaler ZT führen, was mit höheren Niederschlagsmengen in Mitteleuropa verbunden ist (Endlicher und Gerstengarbe 2007; Collins et al. 2013). Im WETRAX+-Projekt wurden, vor allem im Winter, positive Trends für zonale ZT festgestellt. Ebenso wie die polwärtige Verlagerung der Zirkulationssysteme führen positive NAO-Phasen zu tendenziell nördlicher verlaufenden Zugbahnen atlantischer Zyklonen, was die beobachteten winterlichen Niederschlagszunahmen in den nördlicheren Regionen sowie die winterlichen Niederschlagsabnahmen südlich der Alpen erklärt. Die Zunahme positiver NAO-Phasen und die Exposition der westlichsten Region

gegenüber einer zunehmenden Westwindaktivität könnte erklären, weshalb in der Region West im Winterhalbjahr keine Zunahme der Trockenheit zu beobachten ist.

Extreme Nicht-Niederschläge in Form von niederschlagslosen Tagen nehmen sowohl im Sommer- als auch im Winterhalbjahr zu. Ihre Zunahme ist in den Sommermonaten stärker ausgeprägt. Die regionalen Klimamodelle zeigen, dass sich der tägliche Gesamtniederschlag im Sommerhalbjahr nicht wesentlich verändert, während er im Winterhalbjahr regionenübergreifend rund 10 % zunimmt. Tage mit geringen Niederschlägen nehmen im Sommer- und Winterhalbjahr ab, während Tage ohne Niederschlag in beiden Saisonen häufiger auftreten. Die Veränderung ist in den Sommermonaten und in der zweiten Projektionsperiode von 2071 bis 2100 stärker ausgeprägt als in den Wintermonaten und der ersten Projektionsperiode von 2031 bis 2060 und sie deutet eine Tendenz zu künftig intensiveren Niederschlägen an, die in einem künftig wärmeren Klima aufgrund von Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation sowie aufgrund der Intensivierung des globalen Wasserkreislaufs erwartet werden (Gobiet et al. 2014). Im Zuge des WEXTRAX+-Projekts wurde im Sommer und Herbst der Klimazukunft ein deutlich positives Signal für die Auftrittshäufigkeit von starken Niederschlagsereignissen im Norden und Osten sowie im Süden der Alpen festgestellt. Die Zunahme beider Niederschlagsextreme erklärt, weshalb sich die Gesamtniederschlagsmenge in den regionalen Klimamodellen im Sommerhalbjahr nicht wesentlich verändert. Die Ergebnisse stimmen mit den Untersuchungen von Kreienkamp et al. (2015) und Gobiet et al. (2014) oder Hänsel et al. (2019) überein, die eine rezente und künftige Zunahme der Niederschlagsextreme in Mitteleuropa beschreiben. Ein solches Bild zeichnete sich beispielsweise in den Sommermonaten 2022 in Deutschland ab. Eine hohe Anzahl niederschlagsloser Tage führte gebietsweise zu Niederschlagsdefiziten über 90 %. Unterbrochen wurde die anhaltende Trockenheit von überwiegend konvektiven starken Niederschlagsereignissen, die teils mehr als die doppelte mittlere Monatssumme an Niederschlägen verursachten (Müller et al. 2022).

Die Dauer und die Häufigkeit von anhaltenden Trockenperioden haben sich im Beobachtungszeitraum zwischen 1961 und 2017 wesentlich stärker erhöht (20 %), als es die regionalen Klimamodelle bis zum Ende des 21. Jahrhunderts projizieren (6 %). Dies könnte einerseits mit einer Unterschätzung der niederschlagsloser Tage in den regionalen Klimamodellen in Zusammenhang stehen (Maraun et al. 2021) und sich andererseits aus der Intensivierung der Niederschläge ergeben, sodass die für den Beobachtungszeitraum verwendete Definition von Trockenperioden an die künftigen Niederschlagsveränderungen anzupassen wäre. Beispielsweise könnte anstelle des 50. Perzentils ein höherer Perzentilwert herangezogen werden, um die künftige Intensivierung der Niederschläge bei der Untersuchung von länger andauernden Trockenperioden auf täglicher Basis zu berücksichtigen, vor allem hinsichtlich konvektiver Niederschlagsereignisse in den Sommermonaten.

Eine Besonderheit hinsichtlich der Veränderung langanhaltender Trockenperioden macht erst die Betrachtung der zwei Teilzeiträume von 1961 bis 1988 und von 1989 bis 2017 deutlich. Die Dauer stieg im regionalen Mittel von 90 auf 104 Tage. Dieses Ergebnis stimmt nicht mit den Analysen von Haslinger und Blöschl (2017) überein, die im Zeitraum von 1801 bis 2010 weder eine signifikante Erhöhung der Dauer noch der Häufigkeit von anhaltenden Trockenperioden im Alpenraum festgestellt haben. Die Zunahme der Dauer und Häufigkeit der Trockenperioden in den östlichen Regionen kann von Haslinger

et al. (2019b) bestätigt werden. Die Erhöhung der Dauer und Häufigkeit in der Klimazukunft stimmt mit den Ergebnissen der Analysen von Calanca (2007) und Gobiet et al. (2014) überein. Die Intensität von langanhaltenden Trockenperioden nimmt im regionalen Mittel um 20 % ab. Die saisonale Betrachtung der Veränderung zeigt, dass sich die Intensitätsabnahme ausschließlich auf die Wintermonate und vor allem auf die Regionen nördlich der Alpen bezieht. Die winterlichen Intensitätsabnahmen ergeben sich aus den winterlichen Niederschlagszunahmen. Eine Intensitätsabnahme von Trockenperioden im Winterhalbjahr im Norden Europas wird beispielsweise auch von Gudmundsson und Seneviratne (2015) oder Poljanšek et al. (2017) beschrieben. Da sich die Temperatur im Zuge des Klimawandels stetig erhöht, ist vor allem in den Sommermonaten zwischen April und September von intensiveren Trockenperioden auszugehen. Diese Veränderung wurde von Haslinger und Blöschl (2017) im Großraum der Alpen ebenfalls nicht beobachtet, wird aber unter anderem von Calanca (2007) und Gobiet et al. (2014) in der Klimazukunft erwartet. Die unterschiedlichen Ergebnisse im Hinblick auf die Veränderung von länger anhaltenden Trockenperioden sind einerseits auf unterschiedliche Untersuchungsräume- und Zeiträume sowie auf die verwendeten Daten und deren räumliche sowie zeitliche Auflösung zurückzuführen. Andererseits können verschiedene Definitionen von Trockenperioden ein Grund dafür sein, dass die Ergebnisse voneinander abweichen. In Abhängigkeit vom gewählten Schwellenwert für Trockenheit verändern sich Länge und Häufigkeit der betrachteten Trockenperioden. Während Haslinger und Blöschl (2017) monatlich aggregierte Niederschlagswerte heranzogen, fand die Analyse der Trockenperioden in der vorliegenden Arbeit auf täglicher Basis statt, da die zirkulationsdynamische Veränderung derselben ebenfalls täglich erfolgen sollte. Zudem betrachteten sie einen wesentlich längeren Zeitraum von mehr als 200 Jahren in einem teilweise südlicher gelegenen Untersuchungsraum. Daraus können sich die Unterschiede in den Ergebnissen bezüglich der Veränderungen von Trockenperioden ergeben. Spinoni et al. (2018) beschreiben, dass Projektionen von Trockenheitsindizes, die die potenzielle Evapotranspiration berücksichtigen, eine deutlich stärkere Zunahme der von Trockenheit betroffenen Gebiete zeigen. Somit sind die Ergebnisse sowohl vom gewählten Schwellenwert für Trockenheit bzw. dem ausgewählten Trockenheitsindex, der räumlichen Auflösung der Daten im Untersuchungsgebiet sowie von der betrachteten Zeitskala abhängig. Grundsätzlich ist ein direkter Vergleich extremer Ereignisse aufgrund von unterschiedlichen Definitionen und Schwellenwerten kaum möglich (Kasang 2011).

Die im Zuge des globalen Klimawandels zu erwartenden Niederschlagsveränderungen in Mitteleuropa spiegeln sich in Form sommerlicher Niederschlagsabnahmen vor allem im Osten und winterlicher Niederschlagszunahmen im Norden und Westen sowie durch eine Zunahme der Trockenheit und extremer Niederschlagsereignisse im Untersuchungsgebiet wider. Unsicherheiten hinsichtlich künftiger Niederschlagsveränderungen und Trockenheitstrends bestehen in den regionalen Klimamodellen, insbesondere in den alpennahen Regionen, da der Niederschlag in diesen Gebieten durch Stau- und Leeeffekte modifiziert wird. Beim Gesamtniederschlag sind die Unsicherheiten in den Sommermonaten höher als in den Wintermonaten, was auf konvektive Niederschläge in den Sommermonaten zurückzuführen ist. Mit den aktuellen regionalen Klimamodellen ist es zwar grundsätzlich möglich, das Klima im Großraum der Alpen abzubilden, dennoch gibt es auch Studien, die aufzeigen, dass noch Hindernisse für die Ableitung zuverlässiger Trends aus regionalen Klimamodellen bestehen, da diese an eine hochvariable alpine Niederschlags- und Temperaturverteilung angepasst werden müssen (Smiatek et al. 2009). Es

gibt sowohl Modellsimulationen, die die künftige Sommererwärmung und die Trockenheit in Mittel- und Südosteuropa überschätzen (Seneviratne et al. 2006) als auch regionale Klimamodelle, die die Anzahl der trockenen Tage unterschätzen (Maraun et al. 2021). Im Zusammenhang mit den dargestellten künftigen Niederschlags- und Trockenheitstrends bleibt ferner zu berücksichtigen, dass es in der Klimazukunft zu räumlichen Verschiebungen der Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität im Untersuchungsgebiet kommen kann (Homann 2017).

Das Ziel dieser Arbeit ist die Untersuchung der regionalen Unterschiede im Hinblick auf die raumzeitliche Dynamik von Trockenheit und Trockenperioden, die sich aus Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation im Zuge des globalen Klimawandels ergeben. Sie wurden anhand der Variabilität von trrZT untersucht. Hierfür wurden die rezent abgeleiteten ZT aus dem Beobachtungszeitraum zwischen 1961 und 2017, auf atmosphärische Felder der regionalen Cordex- und ReKliEs-De Klimamodelle übertragen. Die Überprüfung der Wiedergabe der führenden atmosphärischen Zirkulationsmodi aus der Reanalyse, wurde mittels s-modaler Hauptkomponentenanalyse durchgeführt und ergab eine hinreichende Übereinstimmung derselben (vgl. Kapitel 8.1). Bei der Übertragung der ZT auf die Modellsimulationen ergaben sich allerdings Unterschiede der Zirkulationstyphäufigkeiten zwischen der Reanalyse und den Modellen im Kontrollzeitraum von 1971 bis 2000 (vgl. Kapitel 8.2). Daher müssen die Ergebnisse künftiger Zirkulationsänderungen unter Berücksichtigung der abweichenden Zirkulationstyphäufigkeiten betrachtet werden. Diese sind im Winterhalbjahr höher als im Sommerhalbjahr und resultieren möglicherweise aus der größeren Ähnlichkeit der trrZT im Winterhalbjahr gegenüber dem Sommerhalbjahr oder aus der nicht hinreichenden Verfügbarkeit der atmosphärischen Variablen, die in die Klassifikation eingegangen sind (vgl. Kapitel 8.2). Zudem zeigen beispielsweise Maraun et al. (2021), dass trrZT in regionalen Klimamodellen unterrepräsentiert sind. Bei Betrachtung der internen Luftdruckkompositen trrZT in den Modellzeiträumen der Klimazukunft wird deutlich, dass die Abbildung des trrZT 14 im Sommerhalbjahr offenbar durch den orographischen Einfluss des Alpenhauptkamms vom regionalen Klimamodell (MPI-RCA) nicht vollumfänglich wiedergegeben wird. Die nachfolgenden Ausführungen hinsichtlich künftiger Zirkulationsänderungen sind aus diesen Gründen als Abschätzungen aufzufassen.

Es konnte festgestellt werden, dass im Sommerhalbjahr vom Azorenhoch abgeschnürte Hochdruckgebiete, mit Zentrum über dem östlichen Mitteleuropa im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017, zunehmend häufiger auftreten (trrZT 14). Dieser trrZT führt, außer im Westen, in allen Regionen zu Trockenheit und steht insbesondere mit den im Osten beobachteten Trockenheitstrends in Verbindung. Eine Zunahme der Trockenheit im Osten Mitteleuropas wird unter anderem von Ionita et al. (2012) und Brasseur et al. (2017) beschrieben. Da sich der Hochdruckeinfluss des trrZT von den Azoren bis in den Osten von Mitteleuropa erstreckt, kommt es zu einer Blockierung atlantischer, feuchter Luftmassen und zu trockenen Bedingungen im Untersuchungsgebiet. Die Klimamodelle zeigen eine Zunahme der Trockenheitsrelevanz dieses ZT in der Region im Westen, was mit einer Ausdehnung des Azorenhochs in Zusammenhang stehen könnte (Cresswell-Clay et al. 2022). Die Zunahme der Auftrittshäufigkeit trrZT im Sommerhalbjahr stimmt mit den Untersuchungsergebnissen von Jacobbeit et al. (2017) überein, die im Sommer ein verstärktes Auftreten antizyklonaler Bedingungen in Mitteleuropa beschreiben. Der trrZT 12 im Sommerhalbjahr mit einem westlicher gelegenen Hochdruckzentrum nimmt dagegen vor allem im Mai ab, während die Zunahme östlich gelegener Hochdruckgebiete (trrZT 14) vornehmlich zwischen

Juni und August stattfindet. Ionita et al. (2020) bringen sommerliche Niederschlagsabnahmen und überdurchschnittliche Temperaturen in Mitteleuropa mit der Zunahme des Auftretens eines Hochdrucksystems südwestlich der Britischen Inseln bzw. im Bereich der Nordsee in Verbindung. Es führt zur Advektion warmer und trockener Luft aus dem Osten Europas und zu einer nördlichen Ablenkung atlantischer Zyklonen. Diese Veränderung ist offenbar auf die polwärtige Verlagerung der Zirkulationssysteme zurückzuführen (Collins et al. 2013) und war auch in den Sommermonaten 2022 mehrmals zu beobachten. Anfang Juni und Ende August bildete sich über der Nordsee ein abgeschlossenes, blockierendes Hochdruckgebiet, dessen Keil sich süd-ostwärts nach Mitteleuropa erstreckte und das mehrere Tage anhielt. Die Folgen in Deutschland waren eine hohe Sonnenscheindauer, überdurchschnittlich hohe Temperaturen und anhaltende Trockenheit (Müller et al. 2022). Dieses Muster könnte, wie die beobachtete Zunahme der Trockenheit im April, welche zum Beispiel bei Ionita et al. (2020), beschrieben wird, in Zusammenhang mit den ausgedehnten und intensiven Hochdruckgebieten stehen, die sich von den Azoren aus südwestlicher Richtung über die südlichen Britischen Inseln in das südöstliche Mitteleuropa erstrecken, ähnlich wie beispielsweise trrZT 16 (vgl. Anhang 7a). Der trrZT zeigt in diesen Regionen sein Hochdruckzentrum. Seine Auftrittshäufigkeit verschiebt sich im Beobachtungszeitraum von Juni, Juli und August in den April. Obwohl für diesen ZT insgesamt eine negative Tendenz festzustellen ist, tritt er im April der letzten Jahrzehnte häufiger auf als in den Jahrzehnten zuvor und könnte daher mit der Zunahme der Trockenheit in diesem Monat in Verbindung stehen. Zudem tritt dieser trrZT während sommerlicher Trockenperioden zunehmend häufiger und persistenter auf. Unter allen anderen trrZT im Sommerhalbjahr führt dieser trrZT in der Region West zu Trockenheit, die im Sommerhalbjahr, wie das übrige Untersuchungsgebiet, eine Zunahme der niederschlagslosen Tage erfährt. Der trrZT 3 zeigt eine zyklonale Südwestlage, die ausschließlich in den Regionen Ost und Nord-Stau zu Trockenheit führt und insgesamt weniger häufig auftritt, dennoch erhöht sich in diesen Regionen die Anzahl der Tage ohne Niederschlag, was mit der Zunahme der Häufigkeit des trrZT 14 in Verbindung stehen könnte. Die regionalen Klimamodelle zeigen für die meisten der trrZT eine modellübergreifende Fortsetzung der beobachteten Veränderungen, spätestens ab der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts. Auffällig ist die Zunahme der westlicher gelegeneren Hochdruckzentren (trrZT 12) im Sommerhalbjahr in der ersten Projektionsperiode. Sie steht im Gegensatz zu den beobachteten Veränderungen. Im zweiten Projektionszeitraum ist allerdings eine deutliche Abnahme des trrZT zu erkennen. Die sommerlichen Abnahmen der westlicher gelegeneren Hochdruckgebiete setzen sich in dem starken Treibhausgasszenario (RCP8.5) erst ab der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts fort. So könnte es zunächst zu einem Anstieg westlich gelegener Hochdruckzentren kommen, wobei sich die beobachtete Zunahme der östlicher gelegener Hochdruckzentren spätestens ab der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts fortsetzt und erstere mit einer Expansion des Azorenhochs in Verbindung stehen könnte (Cresswell-Clay et al. 2022).

Die Ergebnisse des WETRAX+-Projekts zeigen, dass snrZT im Frühjahr und Sommer ebenfalls häufiger auftreten. Beispielsweise nehmen snrZT mit meridionalen Strömungsmuster und einem Tiefdruckzentrum über Südosteuropa bei einer nordöstlichen Anströmung gegen die Alpen zu. Außer im Nordwesten führen diese im gesamten Untersuchungsgebiet zu starken Niederschlägen über dem 95. Perzentil des langjährigen, regionalen Niederschlagsmittels und vermehrt im Osten und Süden. Insbesondere im Juni,

Juli und August häuft sich somit das Auftreten atmosphärischer ZT, die zu extremen Niederschlägen führen, wovon insbesondere die östlichen Regionen sowie die Region südlich der Alpen betroffen sind.

Im Winterhalbjahr nehmen Hochdruckgebiete über Russland ab, die im Untersuchungsgebiet mit Trockenheit und niedrigen Temperaturen einhergehen (trrZT 11), während großräumige Hochdruckgebiete über Mittel- und Südeuropa (trrZT 14) sowie über dem Südosten von Europa (trrZT 10) deutlich häufiger auftreten. Sie stehen mit höheren Temperaturen in Verbindung, weshalb Trockenheit im Winterhalbjahr zunehmend mit höheren Temperaturen verbunden ist. Die Zunahme trrZT im Winterhalbjahr steht mit den beobachteten Trockenheitstrends in Zusammenhang und erklärt, weshalb die Trockenheitstrends in den südlichen und östlichen Regionen im Winterhalbjahr stärker ausgeprägt sind als in den nördlichen und westlichen Regionen. Die Beobachtung zeigt, dass die Hochdruckgebiete über Mittel- und Südeuropa (trrZT 14) stärker zunehmen als jene im Südosten von Europa (trrZT 10). In der Klimazukunft hingegen nehmen Hochdruckgebiete im Südosten Europas deutlicher zu (trrZT 10). In den regionalen Klimamodellen ist ein positives Trendsignal großräumiger Hochdruckgebiete über Mittel- und Südeuropa (trrZT 14) zu erkennen, aber keine signifikante Häufigkeitszunahme in den beiden Projektionsperioden, gegenüber dem historischen Zeitraum. Wie im Sommerhalbjahr lässt sich auch im Winterhalbjahr eine Tendenz zu extremniederschlagsrelevanten atmosphärischen ZT erkennen. Im WETRAX+-Projekt wurde aufgezeigt, dass im Herbst und Winter snrZT mit zonalem Strömungsmuster und starkem Bodentief über Mitteleuropa sowie snrZT mit Zyklonen, die im Bereich der Alpensüdseite entstehen und über den Ostrand der Alpen nach Europa ziehen (Vb), zunehmend häufiger auftreten und zu einer Zunahme starker Niederschläge im Untersuchungsgebiet führen. Diese Forschungsarbeit zeigt, in Kombination mit den Projektergebnissen aus WETRAX+, dass atmosphärische ZT, die zu extremen Niederschlägen führen, im Zuge des Klimawandels zunehmend häufiger auftreten, wobei ihre Zunahme mit zunehmendem Treibhausgasantrieb steigt und sie eine größere Schwankungsbreite ihrer Auftrittshäufigkeiten zeigen, was auf eine Zunahme ihrer Variabilität hindeutet. Diese ergibt sich, bei den trrZT, darüber hinaus auch aus ihren Häufigkeitsänderungen unter Berücksichtigung der regionalen Anteilswerte ihrer Trockenheitsrelevanz. TrrZT mit höheren Anteilswerten nehmen ab. Das betrifft insbesondere großräumige Hochdruckgebiete über Mittel- und Südeuropa, wie trrZT 16 im Sommerhalbjahr und trrZT 17 im Winterhalbjahr, während trrZT mit geringeren regionalen Anteilswerten der Trockenheitsrelevanz zunehmen. Das betrifft insbesondere jene trrZT mit östlicher gelegenen Hochdruckzentren, wie trrZT 14 im Sommerhalbjahr und trrZT 14 im Winterhalbjahr. Zudem konnte beobachtet werden, dass sich die Persistenz jener trrZT leicht erhöht, die weniger häufig auftreten, wie trrZT 16 im Sommerhalbjahr und trrZT 11 im Winterhalbjahr, während trrZT mit positivem Trend ihrer Auftrittshäufigkeit weniger persistent auftreten, wie trrZT 14 im Sommerhalbjahr und trrZT 11 im Winterhalbjahr, was ebenfalls auf eine Zunahme der Variabilität ihres Auftretens hindeutet, die sich schon im Beobachtungszeitraums abzeichnet.

In den 1960er und 1990er Jahren wurde ein häufigeres und persistenteres Auftreten von antizyklonalen Situationen in den Wintermonaten über Mitteleuropa erkannt (Kysely und Huth 2006). Die vorliegende Arbeit bestätigt diese Ergebnisse und zeigt in den Wintermonaten der 1960er Jahren Hochdruckgebiete über Südosteuropa (trrZT 10) persistenter in ihrem Auftreten, während in den 1990er Hochdruckgebiete über Süd- und Mitteleuropa persistenter auftraten (trrZT 17). Die Persistenz der trrZT verändert sich im

Beobachtungszeitraum nicht wesentlich. Im Winterhalbjahr sind vereinzelte Abnahmen der Persistenz trrZT zu erkennen, die mit der Zunahme positiver NAO-Phasen in Verbindung stehen könnten. In einem voranschreitenden Treibhausklima erhöht sich die Persistenz trrZT in den Sommermonaten der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts. Die Persistenz von snrZT verändert sich, wie bei den trrZT, im Beobachtungszeitraum nicht wesentlich. In einem starken Treibhausgasszenario (RC8.5) erhöht sie sich in beiden Projektionsperioden, bei snrZT mit zonalem Strömungsmuster im Winter, was ebenfalls mit der Zunahme positiver NAO-Phasen in Verbindung stehen könnte. Simulationen sind häufig nicht in der Lage, die Statistik der Persistenz aus den Beobachtungen exakt zu reproduzieren, was darauf hindeutet, dass die Persistenz ein physikalisches Phänomen ist. Sie wird durch niederfrequente Prozesse, wie zum Beispiel durch großräumige atmosphärische Telekonnektionsmuster und Land-Atmosphären-Interaktionen moduliert (Richardson et al. 2019). Einige Studien gehen davon aus, dass die Persistenz von ZT teilweise durch stratosphärische Prozesse moduliert wird (Thompson et al. 2002; Collins et al. 2013; Richardson et al. 2019). Stratosphärische Anomalien in der nördlichen Hemisphäre weisen eine ähnliche Oberflächensignatur auf wie einige der nordhemisphärischen Telekonnektionsmuster, darunter zum Beispiel die NAO (Thompson et al. 2002; Baldwin und Dunkerton, 1998). Jacobbeit und Homann (2022) stellten einen Zusammenhang zwischen der Temperatur und dem Niederschlag in der Zugspitzregion insbesondere mit dem EA- und dem EAWR-Muster fest. Haslinger et al. (2019a) weisen auf einen Zusammenhang zwischen Trockenheit im Großraum der Alpen und positiven Phasen der EAWR-Telekonnektion hin. Eine Zunahme des Einflusses der NAO auf Trockenheit im südlichen Europa wurde beispielsweise von Vicente-Serrano und López-Moreno (2006) festgestellt. Ionita et al. (2020) zeigen, dass die Auswirkungen der NAO auf den Niederschlag im nördlichen und östlichen Europa ausgeprägt sind.

Im Zuge dieser Arbeit konnte ein signifikanter Zusammenhang zwischen der Auftrittshäufigkeit und Persistenz trrZT und Phasen der EA-, positiven Phasen der EAWR- und NAO- sowie negativen Phasen der SCAND-Telekonnektion festgestellt werden. Zudem erhöht sich der Einfluss nordhemisphärischer Telekonnektionsmuster auf langanhaltende Trockenperioden im Untersuchungsgebiet, wobei regionale Unterschiede deutlich werden.

Positive EAWR-Phasen wirken sich zunehmend auf Trockenperioden südlich der Alpen aus und der Einfluss negativer EAWR-Phasen nimmt in den östlichen Regionen zu, da in negativen Phasen in den Sommermonaten positive Luftdruckanomalien über weiten Bereichen des östlichen Eurasiens herrschen, deren Einfluss sich offenbar bis in das östliche Untersuchungsgebiet erstreckt. In ihrer positiven Phase kommt es unter anderem in Westeuropa und der Mittelmeerregion zu Trockenheit, da bei positiven EAWR-Phasen, positive Luftdruckanomalien, vom Bereich der Nordsee bis ins südwestliche Mitteleuropa auftreten, die vor allem in den Wintermonaten mit der Lage der internen Hochdruckzentren der trrZT 14 und 17 in Verbindung stehen, worauf sich der positive Zusammenhang des Auftretens, der trrZT mit der Telekonnektion im Winterhalbjahr zurückführen lässt. Ähnliches, wenn auch nicht gleichermaßen stark ausgeprägt, ist für die Lage des internen Hochdruckzentrums des trrZT 14 in den Sommermonaten zu erkennen (Barnston und Livezey 1987).

Für das EA-Muster konnten sowohl negative als auch positive Zusammenhänge mit dem Auftreten trrZT im Sommer- und Winterhalbjahr festgestellt werden. Im Sommerhalbjahr stehen positive EA-Phasen mit der Auftrittshäufigkeit der trrZT 14 und 16 in Verbindung, während negative EA-Phasen mit dem Auftreten des trrZT 12 in Zusammenhang stehen. Die Unterschiede ergeben sich aus der westlicher gelegenen Position der internen Hochdruckzentren der trrZT 12 und 16 im Vergleich zu trrZT 14, die sich im Sommerhalbjahr mit der Lage positiver Luftdruckanomalien der EA-Telekonnektion im Südwesten Europas überschneiden. Der trrZT 14 steht mit positiven Phasen der EA-Telekonnektion in Verbindung, was sich aus der Lage des östlich abgeschnürten Hochdruckgebiets des trrZT 14 ergibt, das mit positiven Luftdruckanomalien der positiven EA-Phase im nordöstlichen Mitteleuropa in Zusammenhang steht.

Ein verstärkter Einfluss negativer Phasen der SCAND-Telekonnektion ist ebenfalls in der Region südlich der Alpen sowie in den östlichen Regionen zu beobachten. Dieser ergibt sich aus der Lage des südlichen Variationszentrums der SCAND-Telekonnektion im Bereich der Azoren und des südwestlichen Mitteleuropas sowie aus der Lage der typinternen Hochdruckzentren der trrZT, deren Einfluss sich, im Sommerhalbjahr vom Azorenhoch bis in das Untersuchungsgebiet erstreckt (trrZT 12, 14, 16). Im Winterhalbjahr liegen die Hochdruckzentren der trrZT 10, 14 und 17 unmittelbar im Bereich der positiven Luftdruckanomalien einer negativen Phase der SCAND-Telekonnektion über dem westlichen Mitteleuropa, was den signifikanten Zusammenhang des Auftretens der trrZT mit negativen Phasen dieser Telekonnektion erklärt.

Der Einfluss positiver NAO-Phasen steigt in den Regionen im Süden und Osten des Untersuchungsgebiets. Der Zusammenhang positiver NAO-Phasen und Trockenheit südlich des Alpenhauptkamms, ist in den Wintermonaten mit den bereits erwähnten, nördlicher verlaufender Zugbahnen atlantischer Zyklonen zu erklären. Der signifikante Zusammenhang der positiven NAO-Phasen mit dem Auftreten der trrZT 10 und 14 ergibt sich aus der Lage der typinternen Hochdruckzentren sowie aus der Lage des südlichen Variationszentrums der Telekonnektion im Bereich der Azoren südwestlich des Untersuchungsgebiets. Im Sommerhalbjahr kann ein signifikant positiver Zusammenhang der NAO mit den trrZT 14 und 16 beobachtet werden, der sich ebenfalls aus der Lage der Hochdruckzentren der trrZT und des südlichen Variationszentrums der Telekonnektion im Bereich der Azoren ergibt. Die positiven Phasen der NAO führen im Sommerhalbjahr vor allem im Norden Europas zu Trockenheit. Da für die NAO im Winterhalbjahr häufiger positive Phasen erwartet werden, die in der Region südlich der Alpen, zu einer zunehmenden Trockenheit führen, und auch für das SCAND-, das EA- und EAWR-Muster im Zuge des Klimawandels Hinweise auf eine Intensivierung bestehen, könnte es durch ihre Veränderungen im Untersuchungsgebiet zu einem häufigeren Auftreten von länger andauernden Trockenperioden kommen, die insbesondere die Region südlich der Alpen und die Regionen im Osten betreffen (Choi et al. 2020).

Die regional differenzierte Untersuchung der Veränderungen von langanhaltenden Trockenperioden hat gezeigt, dass sich ihre Dauer und Häufigkeit bei jährlicher Betrachtung vor allem im Nordosten erhöht. Die saisonal differenzierte Analyse verdeutlicht, dass die Häufigkeit der Trockenperioden in dieser Region im Winterhalbjahr signifikant ansteigt. Im Sommerhalbjahr ist ein Anstieg der Dauer von Trockenperioden in den Regionen im Norden und Westen sowie in der Region Nord-Stau zu beobachten. Diese

Veränderungen stehen mit Veränderungen der atmosphärischen Zirkulationsdynamik der Trockenperioden in Zusammenhang, die nachfolgend dargelegt werden sollen.

In den Sommermonaten treten vor allem trrZT häufiger und persistenter während Trockenperioden auf, die einen Hochdruckkeil vom Azorenhoch mit abgeschnürtem Hochdruckzentrum im östlichen Mitteleuropa zeigen (trrZT 14). Im Winterhalbjahr nehmen vor allem Hochdruckgebiete mit Kern über dem gesamten Südosten Europas während Trockenperioden zu (trrZT 10). Die Persistenz trrZT ist während länger andauernder Trockenperioden um rund zwei Tage höher als im langjährigen Mittel. Eine Zunahme der Persistenz trrZT während Trockenperioden kann im Sommerhalbjahr (trrZT 16) und im Winterhalbjahr (trrZT 10) bei großräumigen Hochdruckgebieten mit Zentrum über Mittel- und Südeuropa festgestellt werden. Das regionale Klimamodell zeigt, dass sich diese Veränderungen bis zum Ende des 21. Jahrhunderts in einem starken Treibhausgasszenario (*RCP8.5*) größtenteils fortsetzen werden und sich die mittlere Persistenz der trrZT während Trockenperioden im Zuge des Klimawandels erhöht. Darüber hinaus sind die meisten Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation während Trockenperioden im Sommerhalbjahr in der Region Nord-West und im Winterhalbjahr in der Region Ost zu beobachten. Atmosphärische ZT mit einem Hochdruckkeil vom Azorenhoch bis nach Mitteleuropa (ZT 8) treten im Sommerhalbjahr häufiger während Trockenperioden in der Region Nord-West auf und führen zu einer Zunahme ihrer Dauer. Gleichzeitig erhöht sich die Häufigkeit von trrZT, die großräumige Hochdruckgebiete über Mitteleuropa zeigen (trrZT 16). Im Winterhalbjahr treten außerdem atmosphärische ZT häufiger während Trockenperioden in der Region Ost auf, bei welchen sich ein Hochdruckkeil vom Azorenhoch bis in östliche Bereiche Mitteleuropas erstreckt (ZT 7). Zudem erhöht sich die Häufigkeit großräumiger Hochdruckgebiete mit einem Zentrum im Südosten von Mitteleuropa (trrZT 10) während winterlicher Trockenperioden, was zu einer Zunahme ihrer Häufigkeit im Osten führt.

Niederschlagsveränderungen lassen sich nur teilweise durch eine veränderte Auftrittshäufigkeit von ZT erklären. Insbesondere im Frühling, Sommer und Herbst werden die beobachteten Klimatrends offenbar nicht hauptsächlich durch Veränderungen der Auftrittshäufigkeit von atmosphärischen ZT, sondern vermehrt durch ihre zirkulationstypinternen Änderungen verursacht (Cahynová und Huth 2014). Die typinterne Temperatur der trrZT nimmt in den Sommermonaten zu, während in den Wintermonaten vereinzelt Temperaturabnahmen zu beobachten sind. In einem künftig wärmeren Klima werden auch für das Winterhalbjahr typinterne Temperaturzunahmen projiziert. Ein Grund, weshalb im Winterhalbjahr typinterne Temperaturabnahmen beobachtet wurden, könnten Variationen der Rossby-Wellen sein, da zyklonale Phasen (*troughs*) mit einer südlichen Ausdehnung polarer Luftmassen in Verbindung stehen (Collins et al. 2013). Die nördliche Erstreckung des trrZT 14 sowie die nordöstliche Erstreckung des trrZT 10 im Winterhalbjahr könnte jeweils ein Grund dafür sein, weshalb keine Temperaturzunahme der trrZT in den Wintermonaten beobachtet werden konnte. Ferner wird diskutiert, dass bestimmte Rossby-Wellen mit der Persistenz atmosphärischer ZT in Zusammenhang stehen, die zu Extremereignissen in Mitteleuropa führen. Kornhuber et al. (2020) beschreiben in diesem Zusammenhang, dass die sommerlichen Hitze- wellen und Überschwemmungen 2018 mit bestimmten Rossby-Wellenmustern in Verbindung stehen.

Im Beobachtungszeitraum konnte eine Abnahme der typinternen relativen Luftfeuchtigkeit $trrZT$ sowohl im Sommer- als auch im Winterhalbjahr festgestellt werden, da die Luft bei höheren Temperaturen mehr Feuchtigkeit aufnehmen kann, nimmt die relative Luftfeuchtigkeit ab und die Trockenheit intensiviert sich (Schönwiese 2020). Eine Intensivierung der Trockenheitsrelevanz der $trrZT$ ist in den Sommermonaten im Norden und Osten, zudem aufgrund zirkulationstypinterner Niederschlagsabnahmen, zu beobachten und wird vom dem regionalen Klimamodell MPI-RCA in dem starken *RCP8.5*-Treibhausgasszenario im Norden und Westen des Untersuchungsgebiets sowie südlich der Alpen projiziert. Somit geht Trockenheit bei ihrem Auftreten im Untersuchungsgebiet im Zuge des Klimawandels mit zunehmend höheren Temperaturen einher und intensiviert sich in den Sommermonaten stärker als in den Wintermonaten, aufgrund von typinternen Veränderungen der $trrZT$. Zudem projizieren die regionalen Klimamodelle im Sommerhalbjahr eine zirkulationstypübergreifende Erhöhung der typinternen bodennahen Luftdruckwerte sowie eine nordwestliche Ausdehnung der Hochdruckzentren, die sowohl im Sommer- als auch im Winterhalbjahr stattfindet. Während die nördliche Ausdehnung der typinternen Hochdruckzentren grundsätzlich mit der polwärtigen Verlagerung der atmosphärischen Zirkulationssysteme in Zusammenhang stehen könnte, könnte die westliche Ausdehnung mit der verstärkten Ausdehnung des Azorenhochs in Verbindung stehen (Cresswell-Clay et al. 2022). Zudem wäre es möglich, dass es in den Wintermonaten durch einen Zusammenschluss von westlich und östlich gelegenen Hochdruckgebieten zu der insgesamt westlicheren Erstreckung der typinternen Hochdruckzentren der $trrZT$ kommt. Dies könnte darauf zurückzuführen sein, dass die zonale Strömungskomponente über dem nördlichen Atlantik im Winterhalbjahr stärker ausgeprägt ist als über Mittel- und Osteuropa, wo in den Wintermonaten Kältehochs dominieren (zum Beispiel bei $trrZT$ 10) (Endlicher und Gerstengarbe 2007). $TrrZT$, die eine nördliche Ausdehnung erfahren ($trrZT12$ im Sommerhalbjahr und $trrZT$ 17 im Winterhalbjahr), nehmen in ihrer Auftrittshäufigkeit sowohl im Beobachtungszeitraum als auch in den regionalen Klimamodellen ab, während $trrZT$, deren Hochdruckzentrum eine nordwestliche Ausdehnung zeigen, grundsätzlich häufiger auftreten ($trrZT$ 14 im Sommerhalbjahr sowie $trrZT$ 10 und 14 im Winterhalbjahr), weshalb sich wahrscheinlich insbesondere die westliche Ausdehnung typinternen Hochdruckzentren $trrZT$ in der Klimazukunft fortsetzen wird.

11 Schlussfolgerungen und Ausblick

Die in Mitteleuropa im Zuge des Klimawandels zu erwartenden Niederschlagsveränderungen spiegeln sich im Untersuchungsgebiet wider. Sie zeigen sich in sommerlichen Niederschlagsabnahmen und winterlichen Niederschlagszunahmen nördlich der Alpen und in einer winterlichen Niederschlagsabnahme südlich des Alpenhauptkamms. Diese Forschungsarbeit hat gezeigt, dass Trockenheit und langanhaltende Trockenperioden im Untersuchungsgebiet häufiger auftreten. Zunehmende Trockenheitstrends sind sowohl in den Sommermonaten zwischen April und September als auch in den Wintermonaten zwischen Oktober und März zu beobachten. Im Beobachtungszeitraum zwischen 1961 und 2017 ist die Zahl der niederschlagslosen Tage sowohl im Sommer- als auch im Winterhalbjahr nahezu im gesamten Untersuchungsgebiet signifikant angestiegen. Die Dauer und Häufigkeit langhaltender Trockenperioden haben sich in diesem Zeitraum um rund 20 % erhöht. Am stärksten von der Zunahme der Trockenheit betroffenen sind die Regionen im Süden und Osten des Untersuchungsgebiets.

Die zunehmende Trockenheit im östlichen Untersuchungsgebiet sowie die verbreiteten sommerlichen Trockenheitstrends stehen mit einer Zunahme vom Azorenhoch abgeschnürter Hochdruckgebiete mit einem Zentrum im östlichen Mitteleuropa in Verbindung. Im Winterhalbjahr treten großräumige Hochdruckgebiete über Mittel- und Südeuropa sowie über Südosteuropa zunehmend häufiger auf. Sie stehen mit den Trockenheitstrends in den Wintermonaten, insbesondere im Süden und Osten, in Verbindung. Weit nach Westen ausgedehnte Hochdruckgebiete mit Kern über Russland, die in den Wintermonaten zu trockenen und kalten Bedingungen führen, treten deutlich seltener auf. Die regionalen Klimamodelle zeigen eine Fortsetzung dieser beobachteten Veränderungen bis zum Ende des 21. Jahrhunderts, wobei trrZT in einem stärkeren Treibhausgasszenario (*RCP8.5*) häufiger auftreten als in einem schwächeren (*RCP4.5*). In einem stärkeren Treibhausklima zeigt ihre zeitliche Entwicklung einen steileren Trendverlauf bei insgesamt größeren Schwankungen ihrer Auftrittshäufigkeit, was auf eine Zunahme der Variabilität ihres Auftretens im Zuge des Klimawandels hindeutet. Diese ergibt sich auch aus den Häufigkeitsänderungen der trrZT unter Berücksichtigung ihrer regionalen Anteilswerte bezüglich ihrer Trockenheitsrelevanz. TrrZT mit höheren Anteilswerten nehmen ab, was insbesondere großräumige Hochdruckgebiete über Mittel- und Südeuropa betrifft, während trrZT mit geringeren regionalen Anteilswerten der Trockenheitsrelevanz zunehmen. Das betrifft vor allem trrZT mit östlicher gelegenen Hochdruckzentren. Zudem wurde beobachtet, dass sich die Persistenz jener trrZT leicht erhöht, die weniger häufig auftreten, während trrZT mit positivem Trend ihrer Auftrittshäufigkeit weniger persistent auftreten, was ebenfalls auf eine Zunahme ihrer Variabilität hindeutet, die sich schon während des Beobachtungszeitraums abzeichnet.

Trockenheit intensiviert sich beim Auftreten der trrZT im Sommerhalbjahr stärker als im Winterhalbjahr durch eine zirkulationstypinterne Temperaturzunahme und Abnahme der relativen Luftfeuchte. Im Sommerhalbjahr sind vor allem die nördlichen und östlichen Regionen von einer Intensivierung der Trockenheit betroffen. Im Winterhalbjahr treten dagegen trrZT, die mit hohen Temperaturen einhergehen, häufiger auf, wobei sich ihre typinterne Temperatur nicht signifikant erhöht. Somit kann die sommerliche Intensivierung der Trockenheit, neben lokalen Einflüssen, auf typinterne Veränderungen zurückgeführt

werden, während sie im Winterhalbjahr vermehrt mit den veränderten Aufttrittshäufigkeiten trrZT in Verbindung gebracht werden kann. Da in einem künftig wärmeren Klima auch im Winterhalbjahr eine typinterne Temperaturzunahme trrZT zu erwarten ist, geht Trockenheit im Untersuchungsgebiet somit im Zuge des Klimawandels mit zunehmend höheren Temperaturen einher.

Die Dauer und die Häufigkeit von Trockenperioden haben sich über den Beobachtungszeitraum hinweg wesentlich stärker erhöht, als es die regionalen Klimamodelle bis zum Ende des 21. Jahrhunderts projizieren (6 %). Aufgrund des deutlichen Unterschieds zum Beobachtungszeitraum ist von einer Unterschätzung der Trockenperiodendauer- und Häufigkeit auszugehen, die sich aus der Niederschlagsintensivierung im Zusammenhang mit der angewendeten Definition für Trockenperioden ergeben könnte. In den Sommermonaten erhöht sich die Dauer der Trockenperioden im Nordwesten des Untersuchungsgebiets und im Winterhalbjahr ist ein Anstieg ihrer Häufigkeit im Osten zu beobachten. Es konnte festgestellt werden, dass diese Veränderungen mit Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation in Zusammenhang stehen. TrrZT treten sowohl häufiger als auch persistenter während Trockenperioden auf als im langjährigen Mittel des Beobachtungszeitraums. In den Sommermonaten ist ein zunehmender Einfluss des Azorenhochs im Nordwesten zu beobachten. Atmosphärische ZT, die einen Hochdruckkeil vom Azorenhoch bis ins östliche Mitteleuropa zeigen, treten signifikant häufiger auf und bedingen eine längere Andauer der sommerlichen Trockenperioden im Nordwesten. Aufgrund typinterner Veränderungen der trrZT könnte sich ihr Einfluss in nordwestliche Richtung ausdehnen und intensivieren. In den Wintermonaten kommt es durch das häufigere Auftreten von großräumigen Hochdruckgebieten mit Zentrum über dem Südosten Mitteleuropas, im Süden und Osten häufiger zu langanhaltenden Trockenperioden und auch in den Wintermonaten wird ein zunehmender Einfluss des Azorenhochs auf Trockenperioden ersichtlich. Großräumige Hochdruckgebiete mit einem Zentrum über Mittel- und Südeuropa, die im gesamten Untersuchungsgebiet zu Trockenheit führen, treten sowohl im Sommerhalbjahr als auch im Winterhalbjahr zunehmend persistenter während Trockenperioden auf.

Im Zuge dieser Arbeit konnte ein signifikanter Zusammenhang der Aufttrittshäufigkeit und Persistenz von trrZT mit Telekonnektionsmustern der Nordhemisphäre festgestellt werden. Er ergibt sich aus der Lage der Variationszentren der Telekonnektionen und der Lage der zirkulationstypinternen Hochdruckzentren der trrZT. Das Auftreten der trrZT steht mit positiven und negativen Phasen der EA-, mit positiven Phasen der EAWR- und NAO- sowie mit negativen Phasen der SCAND-Telekonnektion in Verbindung. Der Einfluss dieser nordhemisphärischen Telekonnektionen auf langanhaltende Trockenperioden im Untersuchungsgebiet erhöht sich. Positive EAWR-Phasen wirken sich zunehmend auf Trockenperioden in der Region südlich der Alpen aus und der Einfluss negativer EAWR-Phasen nimmt in den östlichen Regionen zu. Der Einfluss positiver NAO- und negativer SCAND-Phasen steigt ebenfalls im Süden und Osten. Dies könnte sich aus einer Intensivierung und Verlagerung ihrer Variationszentren aufgrund der globalen Erwärmung ergeben (Choi et al. 2020). Die klimawandelbedingten Veränderungen der großräumigen atmosphärischen Zirkulation spiegeln sich in den typinternen Veränderungen der trrZT wider, deren interne Hochdruckzentren im Zuge des Klimawandels eine nordwestliche Ausdehnung erfahren. Während ihre nördliche Ausdehnung mit der polwärtigen Verlagerung atmosphärischer Zirkulationssysteme in Zusammenhang steht, kann ihre westliche Ausdehnung auf eine Expansion des Azorenhochs zurückgeführt werden. In den Wintermonaten könnte diese zudem durch den Zusammenschluss östlich

und westlich gelegener Hochdruckgebiete entstehen (Cresswell-Clay et al. 2022). So könnten Regionen im Nordwesten des Untersuchungsgebiets, trotz projizierter winterlicher Niederschlagszunahmen, künftig häufiger von Trockenheit in den Wintermonaten betroffen sein. In den Sommermonaten ist die nordwestliche Ausweitung der typinternen Hochdruckzentren ebenfalls zu erkennen. In dieser zeigt sich der zunehmende Einfluss des Azorenhochs im Untersuchungsgebiet, der mit den sommerlichen Trockenheitstrends in Verbindung steht. Die stärkste Intensivierung der Trockenheitsrelevanz trrZT ist im Sommerhalbjahr daher im Nordwesten zu beobachten. Aufgrund der Veränderungen von atmosphärischen Telekonnektionsmustern könnte es im Untersuchungsgebiet künftig häufiger zu länger andauernden Trockenperioden kommen, die sich aufgrund typinterner Veränderungen trrZT intensivieren.

Die beobachteten winterlichen Niederschlagszunahmen lassen sich grundsätzlich durch einen erhöhten atmosphärischen Wasserdampfgehalt erklären. Aufgrund der Erwärmung findet mehr Verdunstung statt und die Wasserdampfkapazität der Atmosphäre steigt an, wodurch sich die Niederschlagsmenge erhöht (Kasang 2011). Im Untersuchungsgebiet lassen sich die winterlichen Niederschlagszunahmen nördlich der Alpen neben einer Erhöhung des atmosphärischen Wasserdampfgehalts mit dem häufigeren Auftreten positiver NAO-Phasen erklären, die mit einer Zunahme des Auftretens atlantischer Zyklonen im Bereich des Untersuchungsgebiets in Zusammenhang stehen und die zu tendenziell nördlicher verlaufenden Zyklonenzugbahnen führen. Daraus ergeben sich zunehmende Trockenheitstrends im Winterhalbjahr südlich der Alpen sowie eine Abnahme der Trockenheit in den westlichen Gebieten aufgrund ihrer Exposition gegenüber einer zunehmenden Westwindaktivität. Dies ist auch der Grund dafür, weshalb die Intensitätsabnahme der Trockenperioden, die ausschließlich in den Wintermonaten stattfindet, in der Region Nord-West am stärksten ausgeprägt ist. Ferner sind die Lage des Untersuchungsgebiets im südlichen Mitteleuropa sowie die nördlicher verlaufenden Zyklonenzugbahnen Gründe, weshalb die in der Literatur häufig erwähnten, winterlichen Niederschlagszunahmen, welche in den Regionen nördlich der Alpen zu beobachten sind, nicht signifikant ausfallen. Die regionalen Klimamodelle zeigen, dass sich die winterlichen Niederschlagszunahmen in einem starken Treibhausgaszenario (*RCP8.5*) räumlich verbreiteter fortsetzen als in dem schwächeren (*RCP4.5*). Niederschlagslose Tage nehmen sowohl im Sommer- als auch im Winterhalbjahr, unabhängig vom Treibhausgasantrieb, im gesamten Untersuchungsgebiet bis Ende des 21. Jahrhunderts signifikant zu. Gleichzeitig kann eine Abnahme der Tage mit geringen Niederschlägen festgestellt werden, woraus sich eine Tendenz zu extremen Niederschlägen in der Klimazukunft ableiten lässt. Die größten Unsicherheiten hinsichtlich von künftigen Niederschlagsänderungen bestehen in den alpennahen Regionen Nord-Stau und Süd, da orographische Effekte den Niederschlag in diesen Regionen modifizieren.

Die Ergebnisse aus dem WETRAX+-Projekt zeigen ein häufigeres und persistenteres Auftreten snrZT mit zonalem Strömungsmuster im Winter, was mit der Zunahme positiver NAO-Phasen in Zusammenhang steht und in Kombination mit dem erhöhten atmosphärischen Wasserdampfgehalt zu winterlichen Niederschlagszunahmen insbesondere im Norden und Westen des Untersuchungsgebiets führt. Das Auftreten snrZT begrenzt sich allerdings nicht nur auf den Winter. SnrZT treten auch im Sommer, Herbst und Frühjahr häufiger auf und führen zu einer Zunahme starker Niederschlagsereignisse über dem 95. Perzentil des langjährigen Niederschlagsmittels im Beobachtungszeitraum, vor allem im Süden und Osten des Untersuchungsgebiets. In den Sommermonaten ist eine Zunahme von snrZT mit meridionalem

Strömungsmuster und einem Tiefdruckzentrum über Südosteuropa bei einer nordöstlichen Anströmung gegen die Alpen zu erkennen. Der typinterne Niederschlag der *snrZT* nimmt klimawandelbedingt hauptsächlich im Herbst und Winter zu. Da die Niederschlagszunahme im Herbst und Winter kein zirkulationstypspezifisches Phänomen ist, lässt sie sich mit der generellen Temperatur- und der damit verbundenen Wasserdampfkapazitätserhöhung der Atmosphäre begründen. So ist im Zuge des globalen Klimawandels davon auszugehen, dass Situationen wie im Sommer 2022 in Deutschland, wo anhaltende Trockenheit von starken Niederschlagsereignissen unterbrochen wurde, künftig häufiger auftreten, wobei sich die Niederschlagsextreme in beide Richtungen intensivieren.

Da in Mitteleuropa im Zuge des Klimawandels häufiger intensive Hitzewellen erwartet werden (Lhotka et al. 2020), könnte in künftigen Forschungen der Zusammenhang von *trrZT* und Trockenperioden mit Hitzeextremen untersucht werden. Ihr gemeinsames Auftreten wirkt sich vor allem in den Sommermonaten auf den Wasserverbrauch und die landwirtschaftliche Produktion aus. Die Hitzewelle im Sommer 2003 beispielsweise gilt als eine der schwersten Naturkatastrophen der jüngeren Geschichte Europas. Wie die Hitzewelle in Moskau 2010 forderte sie tausende hitzebedingte Todesopfer (Kornhuber et al. 2020). Manning et al. (2018) identifizierten bereits mehrere Hotspots in Mitteleuropa für diese Events. Die Kombination von Temperaturextremen und *trrZT* wurde im Rahmen dieser Arbeit testweise durchgeführt. Um die Beziehung zwischen dem Auftreten *trrZT* und Hitze- sowie Kälteextremen zu bewerten, wurden die Temperaturdaten verschiedener Messstationen im Untersuchungsgebiet herangezogen. Die Ergebnisse deuten darauf hin, dass in den Sommermonaten vom Azorenhoch abgeschnürte Hochdruckgebiete mit einem Zentrum im östlichen Mitteleuropa zunehmend mit Hitzeereignissen in Zusammenhang stehen. In den Wintermonaten sind nach Westen ausgedehnte Hochdruckgebiete mit einem Kern über Russland, verantwortlich für extreme Kälte im Untersuchungsgebiet. Sowohl im Sommer- als auch im Winterhalbjahr konnten *trrZT* mit einem hohen Anteil ihres Auftretens an saisonalen Temperaturanomalien identifiziert werden.

Die Anwendung einer Clusteranalyse der Auftrittshäufigkeiten atmosphärischer ZT während Hitzewellen und anhaltenden Trockenperioden könnte, ebenso wie eine höhere Zirkulationstypanzahl, im Zuge künftiger Forschungen möglicherweise detaillierte Einblicke in die zirkulationsdynamischen Veränderungen von Extremereignissen wie Trockenperioden oder Hitzewellen liefern. Sie könnte aufzeigen, ob länger andauernde oder intensivere Trockenperioden und Hitzewellen mit dem Auftreten oder einer Kombination bestimmter, relevanter ZT verbunden sind und wie sich dies im Zuge des Klimawandels verändert. In Zusammenhang mit Extremereignissen sollte zudem berücksichtigt werden, dass deren Analyse in einem historischen Kontext Veränderungen durch den Klimawandel noch deutlicher aufzeigen könnte. Die im Zuge des WETRAX+-Projekts durchgeführte, zirkulationsdynamische Charakterisierung historischer Trockenperioden hat zum Beispiel gezeigt, dass anhaltende Trockenperioden in den Sommermonaten der 1850er bis 1890er Jahre vermehrt mit dem Auftreten von ausgedehnten Hochdruckgebieten über Süd- und Mitteleuropa in Zusammenhang standen, während die Trockenperioden der letzten Jahrzehnte von einem häufigeren Auftreten vom Azorenhoch abgeschnürter Hochdruckgebiete mit einem Zentrum im östlichen Mitteleuropa geprägt sind. Da die Häufigkeit der ZT in verschiedenen Datensätzen teils größere Abweichungen aufwies, wäre es im Zuge künftiger Forschungsarbeiten möglich, ZT für einen längeren Zeitraum abzuleiten.

Darüber hinaus kann eine qualitative Analyse die Zirkulationsveränderungen langanhaltender Trockenperioden der letzten Jahre aufzeigen, um diese in einem historischen Kontext beurteilen zu können. In künftigen Studien sollten ferner die Bedingungen vor dem Eintreten der Trockenperioden Berücksichtigung finden, da die Trockenheit in den Sommermonaten wesentlich von den Feuchtigkeitsbedingungen der vorangegangenen Wintermonate abhängig ist (Ionita et al. 2012).

Im Zuge der WETRAX-Projekte wurden *snrZT* und ihr Zusammenhang mit Hochwasserereignissen untersucht. Dabei wurde festgestellt, dass sowohl abgeschnürte Tiefdruckgebiete und meridionale Tröge sowie südöstlich ausgeweitete Subpolartiefs eine besondere Relevanz für Hochwasserereignisse im Untersuchungsgebiet aufweisen und dass diese in einem künftig wärmeren Klima zunehmend häufiger auftreten, während sich ihr typinterner Niederschlag intensiviert. In diesem Zusammenhang könnte auch das Auftreten und die Persistenz *trrZT* in Kombination mit Abflussdaten Inhalt künftiger Forschungsarbeiten sein, um Niedrigwasserereignisse im Kontext des Klimawandels zu untersuchen, die vor allem im Sommerhalbjahr zunehmend an Bedeutung gewinnen (Müller 2018). Im Zuge dieser Arbeit wurde das Auftreten *trrZT* anhand von Abflussdaten der Isar, die durch das Bayerische Landesamt für Umwelt (2020) bereitgestellt werden, exemplarisch untersucht. Für ein Niedrigwasserereignis zwischen Juli und September 1962 konnte ein überdurchschnittlich häufiges Auftreten *trrZT* festgestellt werden, was das Potential für künftige Forschungsarbeiten in diese Richtung zeigt.

Darüber hinaus könnte ein Vergleich der Ergebnisse des dynamischen und statistischen *Downscalings* zeigen, inwieweit die Anwendung regionaler Klimamodelle die Abschätzungen künftiger Klimaänderungen verbessert. Homann (2017) zeigte in seiner im Zuge des WETRAX-Projekts entstandenen Dissertation ein Potential für das statistische *Downscaling* starker Gebietsniederschläge anhand *snrZT*. In der vorliegenden Arbeit wurden regionale Klimamodelle für die Abschätzung künftiger Niederschlagsveränderungen herangezogen. In diesem Zusammenhang könnten großräumige atmosphärische *ZT* aus globalen und regionalen Modellen abgeleitet werden, um diese miteinander zu vergleichen und somit den potenziellen Mehrwert der regionalen Klimamodelle aufzuzeigen. Ferner besteht die Möglichkeit, das statistische *Downscaling* an die Ableitung der atmosphärischen *ZT* aus regionalen Klimamodellen anzuschließen, um künftige Veränderungen extremer Niederschlagsereignisse zu untersuchen. Eine Studie hierzu ist von Spak et al. (2007) für die oberflächennahe Temperatur in Nordamerika durchgeführt worden. Sie kamen zu dem Ergebnis, dass die Simulationsfähigkeit der beiden Methoden zwar ähnlich ist, sie prognostizieren für den Zeitraum von 2000 bis 2087 eine ähnliche durchschnittliche Erwärmung, unterscheiden sich aber wesentlich in den räumlichen Temperaturmustern voneinander. Im Projekt EU-COST-Aktion VALUE wurde ein umfassender Validierungsrahmen für *Downscaling*-Methoden entwickelt (Hertig et al. 2019). Dabei konnte festgestellt werden, dass die betrachteten *RCMs* einen erheblichen Mehrwert insbesondere hinsichtlich des Niederschlags erbringen. Aus den Validierungsergebnissen wird deutlich, dass es keine optimale Methode für alle Aspekte von Extremereignissen gibt. Je nach spezifischem Phänomen sollte im Zuge künftiger Untersuchungen eine geeignete Methode ausgewählt werden.

Literaturverzeichnis

Aarts, E., Korst, J. (1997): Simulated annealing and Boltzmann machines. A stochastic approach to combinatorial optimization and neural computing. Wiley-Interscience series in discrete mathematics and optimization. Reprinted. Chichester: Wiley.

Aickelin, U., Clark, A. (2011): Heuristic optimisation. In: *Journal of the Operational Research Society* 62 (2), S. 251–252. DOI: 10.1057/jors.2010.160.

Allen, R. J., Sherwood, S. C., Norris, J. R., Zender, C. S. (2012): Recent Northern Hemisphere tropical expansion primarily driven by black carbon and tropospheric ozone. In: *Nature* 485 (7398), S. 350–354. DOI: 10.1038/nature11097.

Arora, V. K., Katavouta, A. W. R. G., Jones, C. D., Brovkin, V., Friedlingstein, P., Schwinger, J., Bopp, L., Boucher, O., Cadule, P., Chamberlain, M. A., C. James, Delire, C., Fisher, R. A., Hajima, Tomohiro, T., Joetzjer, E., Kawamiya, M., Koven, C. D., Krasting, J.P. & Ziehn, T. (2020): Carbon–concentration and carbon–climate feedbacks in CMIP6 models and their comparison to CMIP5 models. In: *Biogeosciences* 17 (16), S. 4173–4222. DOI: 10.5194/bg-17-4173-2020.

Auer, I., Böhm, R., Jurkovic, A., Lipa, W., Orlik, A., Potzmann, R., Schöner, W., Ungersböck, M., Matulla, C., Briffa, K., Jones, P., Efthymiadis, D., Brunetti, M., Nanni, T., Maugeri, M., Mercalli, L., Mestre, O., Moisselin, J.-M., Begert, M., Müller-Westermeier et al. (2007): HISTALP—historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. In: *Int J Climatol* 27 (1), S. 17–46. DOI: 10.1002/joc.1377.

Bahrenberg, G., Giese, E., Mevenkamp, N., Nipper, J. (2017): Statistische Methoden in der Geographie. 6. durchgesehene und überarbeitete Auflage. Stuttgart: Borntraeger (Studienbücher der Geographie).

Baldwin, M. P., Dunkerton, T. J. (1998): Quasi-biennial modulation of the southern hemisphere stratospheric polar vortex. In: *Geophysical Research Letters* 25 (17), S. 3343–3346. DOI: 10.1029/98GL02445.

Barcikowska, M. J., Kapnick, S. B., Krishnamurty, L., Russo, S., Cherchi, A. & Folland, C. K. (2020): Changes in the future summer Mediterranean climate: contribution of teleconnections and local factors. In: *Earth System Dynamics* 11 (1), S. 161–181. DOI: 10.5194/esd-11-161-2020.

Bárdossy, A., Caspary, H. J. (1990): Detection of climate change in Europe by analyzing European atmospheric circulation patterns from 1881 to 1989. In: *Theor Appl Climatol* (42), S. 155–167.

Barnston, A. G., Livezey, R. E. (1987): Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. In: *Monthly Weather Review* 115 (6), S. 1083–1126. DOI: 10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2.

Barry, R. G., Perry, A. H. (1973): Synoptic climatology: methods and applications. London: Methuen.

- Baur, F., Hess, P., Nagel, H. (1944): Kalender der Grosswetterlagen Europas 1881-1939. Bad Homburg, S. 35.
- Beck, C. (2000): Zirkulationsdynamische Variabilität im Bereich Nordatlantik-Europa seit 1780. In: *Würzburger Geographische Arbeiten* (95), S. 1–374.
- Beck, C., Jacobeit, J., Jones, P. D. (2007): Frequency and within-type variations of large-scale circulation types and their effects on low-frequency climate variability in central europe since 1780. In: *International Journal of Climatology* 27 (4), S. 473–491. DOI: 10.1002/joc.1410.
- Beck, C., Philipp, A. (2010): Evaluation and comparison of circulation type classifications for the European domain. In: *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 35 (9-12), S. 374–387. DOI: 10.1016/j.pce.2010.01.001.
- Beck, C., Jacobeit, J., Philipp, A. (2001): Variability of North-Atlantic-European Circulation Patterns Since 1780 and Corresponding Variations in Central European Climate. Detecting and Modelling Regional Climate Change. In: *India, M.B., Bonillo, D.L. (Hrsg.)* (6), S. 321–331. DOI: 10.1007/978-3-662-04313-4_27.
- Beck, C., Philipp, A., Jacobeit, J. (2015): Interannual drought index variations in Central Europe related to the large-scale atmospheric circulation—application and evaluation of statistical downscaling approaches based on circulation type classifications. In: *Theoretical and Applied Climatology* 121 (3-4), S. 713–732. DOI: 10.1007/s00704-014-1267-z.
- Beck, C., Philipp, A., Streicher, F. (2013): The effect of domain size on the relationship between circulation type classifications and surface climate. In: *International Journal of Climatology* 36 (7), S. 2692–2709. DOI: 10.1002/joc.3688.
- Bernhofer, C., Goldberg, V., Franke J. (2005): REKLI II – Optimierung der Klimadatenbank REKLI für Auswertungen im Bereich der Wasserwirtschaft. Abschlussbericht zum Forschungsvorhaben des Ministeriums für Landwirtschaft, Naturschutz und Umwelt. Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie.
- Bernhofer, C., Hänsel, S., Schaller, A., Pluntke T. (2015): Charakterisierung von meteorologischer Trockenheit. Untersuchungen zur Erfassung und Charakterisierung von meteorologischer Trockenheit. Dresden (2015).
- Böhm, O., Jacobeit, J., Glaser, R., Wetzel, K.-F. (2015): Flood sensitivity of the Bavarian Alpine Foreland since the late Middle Ages in the context of internal and external climate forcing factors. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 19 (12), S. 4721–4734. DOI: 10.5194/hess-19-4721-2015.
- Bondavalli, A., Bouchenak, S., Kopetz, H. (2017): Cyber-Physical Systems of Systems: Foundations - A Conceptual Model and Some Derivations: The AMADEOS Legacy. Programming and Software Engineering. Lecture Notes in Computer Science: Springer (10099).

- Bott, A. (2012): Synoptische Meteorologie. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Brasseur, G., Jacob, D., Schuk-Zöller, S. (2017): Klimawandel in Deutschland. Entwicklung, Folgen, Risiken und Perspektiven: Springer Berlin Heidelberg.
- Brázdil, R., Raška, P., Trnka, M., Zahradníček, P., Valášek, H., Dobrovolný, P. et al. (2016): The Central European drought of 1947: causes and consequences, with particular reference to the Czech Lands. In: *Climate Research* 70 (2), S. 161–178. DOI: 10.3354/cr01387.
- Briffa, K. R., Jones, P. D., Hulme, M. (1994): Summer moisture variability across Europe, 1892–1991: An analysis based on the palmer drought severity index. In: *International Journal of Climatology* 14 (5), S. 475–506. DOI: 10.1002/joc.3370140502.
- Briffa, K. R., van der Schrier, G., Jones, P. D. (2009): Wet and dry summers in Europe since 1750: evidence of increasing drought. In: *International Journal of Climatology* 29 (13), S. 1894–1905. DOI: 10.1002/joc.1836.
- Buitink, J., van Hateren, T. C., Teuling, A. J. (2021): Hydrological System Complexity Induces a Drought Frequency Paradox. In: *Frontiers in Water* 3 (640976). DOI: 10.3389/frwa.2021.640976.
- Cahynová, M., Huth, R. (2014): Atmospheric circulation influence on climatic trends in Europe: an analysis of circulation type classifications from the COST733 catalogue. In: *International Journal of Climatology* 36 (7), S. 2743–2760. DOI: 10.1002/joc.4003.
- Calanca, P. (2007): Climate change and drought occurrence in the Alpine region: How severe are becoming the extremes? In: *Global and Planetary Change* 57 (1-2), S. 151–160. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2006.11.001.
- Cassano, J., Uotila, J., Lynch, A. (2006): Changes in synoptic weather patterns in the polar regions in the twentieth and twenty-first centuries, part 1: Arctic. In: *International Journal of Climatology* 26 (8), S. 1027–1049. DOI: 10.1002/joc.1306.
- Choi, N., Lee, M-I., Cha, D-H., Lim, Y-K., Kim, K-M. (2020): Decadal Changes in the Interannual Variability of Heat Waves in East Asia Caused by Atmospheric Teleconnection Changes. In: *Journal of Climate* 33 (4), S. 1505–1522. DOI: 10.1175/JCLI-D-19-0222.1.
- Collins, M., Knutt, R., Arblaster, J., Dufresne L.J., Fichefet, T., Friedlingstein, R., Gao, X., Gutowski, W.J., Johns, T., Krinner, G., Mxolisi, S., Tebaldi, C., Weaver, A.J., Wehner, M.F. Allen, M.R., Andrews, T., Beyerle, U., Bitz, C.M., Bony, S., Ben, B. & Booth, B. (2013): Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. In: *Climate Change 2013 - The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, S. 1029–1136.

- Compagnucci, R. H., Arneo, D., Canziani, P. O. (2001): Principal sequence pattern analysis: a new approach to classifying the evolution of atmospheric systems. In: *International Journal of Climatology* 21 (2), S. 197–217. DOI: 10.1002/joc.601.
- Cook, B. I., Mankin, J. S., Anchukaitis, K. J. (2018): Climate Change and Drought: From Past to Future. In: *Current Climate Change Reports* 4 (2), S. 164–179. DOI: 10.1007/s40641-018-0093-2.
- Coumou, D., Kornhuber, K., Lehmann, J., Petoukhov, V. (2017): Weakened Flow, Persistent Circulation, and Prolonged Weather Extremes in Boreal Summer. In: *Climate Extremes: Patterns and Mechanisms, Geophysical Monograph* 1 (226), S. 61–73. DOI: 10.1002/9781119068020.ch4.
- Crane, R. G., Barry, R. G. (1988): Comparison of the MSL synoptic pressure patterns of the Arctic as observed and simulated by the GISS General Circulation Model. In: *Meteorology and Atmospheric Physics* 39 (3-4), S. 169–183. DOI: 10.1007/BF01030295.
- Cresswell-Clay, N., Ummenhofer, C. C., Thatcher, D. L., Wanamaker, A. D., Denniston, R. F., Asmerom, Y., Polyak, V. J. (2022): Twentieth-century Azores High expansion unprecedented in the past 1,200 years. In: *Nature Geosci* 15 (7), S. 548–553. DOI: 10.1038/s41561-022-00971-w.
- D’Andrea, F., Tibaldi, S., Blackburn, M., Boer, G., Déqué, M., Dix, M. R. et al. (1998): Northern Hemisphere atmospheric blocking as simulated by 15 atmospheric general circulation models in the period 1979-1988. In: *Climate Dynamics* 14 (6), S. 385–407. DOI: 10.1007/s003820050230.
- Davini, P., D’Andrea, F. (2020): From CMIP3 to CMIP6: Northern Hemisphere Atmospheric Blocking Simulation in Present and Future Climate. In: *Journal of Climate* 33 (23), S. 10021–10038. DOI: 10.1175/JCLI-D-19-0862.1.
- Déqué, M., Rowell, D. P., Lüthi, D., Giorgi, F., Christensen, J. H., Rockel, B. et al. (2007): An intercomparison of regional climate simulations for Europe: assessing uncertainties in model projections. In: *Climatic Change* 81 (S1), S. 53–70. DOI: 10.1007/s10584-006-9228-x.
- Diggle, P. J., Ribeiro, P. J. (2007): Geostatistical design. In: *Model-based Geostatistics*: Springer, New York, NY, S. 199–212.
- Dittmann, E., Barth, S., Lang, J., Müller-Westermeier, G. (1995): Objektive Wetterlagenklassifikation. Offenbach am Main: Deutscher Wetterdienst (Berichte des Deutschen Wetterdienstes, 197).
- EFFIS (2022): Statistics Portal. Estimates. European Forest Fire Information System. Online verfügbar unter <https://effis.jrc.ec.europa.eu/>, zuletzt geprüft am 10.10.2022.
- Efthymiadis, D., Jones, P. D., Briffa, K. R., Böhm, R. & Maugeri, M. (2007): Influence of large-scale atmospheric circulation on climate variability in the Greater Alpine Region of Europe. In: *Journal of Geophysical Research* 112 (D12). DOI: 10.1029/2006JD008021.

Endlicher, W., Gerstengarbe, F. (Hg.) (2007): Der Klimawandel. Einblicke, Rückblicke und Ausblicke: Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung.

Faggian, P., Giorgi, F. (2009): An analysis of global model projections over Italy, with particular attention to the Italian Greater Alpine Region (GAR). In: *Climatic Change* 96 (1-2), S. 239–258. DOI: 10.1007/s10584-009-9584-4.

Fekete, A., Sandholz, S. (2021): Here Comes the Flood, but Not Failure? Lessons to Learn after the Heavy Rain and Pluvial Floods in Germany 2021. In: *Water* 13 (21), S. 3016. DOI: 10.3390/w13213016.

Fink, A. H., Brücher, T., Krüger, A., Leckebusch C. G., Pinto J. G., Ulbrich U (2004): The 2003 European summer heatwaves and drought – synoptic diagnosis and impacts. In: *Weather* (59), Artikel 8, S. 209–216.

Fleig, A. K., Tallaksen, L. M., Hisdal, H., Stahl, K. & Hannah, D. M. (2010): Inter-comparison of weather and circulation type classifications for hydrological drought development. In: *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 35 (9-12), S. 507–515. DOI: 10.1016/j.pce.2009.11.005.

Friederichs, P., Hense, A. (2007): Statistical Downscaling of Extreme Precipitation Events Using Censored Quantile Regression. In: *Mon. Wea. Rev.* 135 (6), S. 2365–2378. DOI: 10.1175/MWR3403.1.

Gao, T., Yu, J.-Y., Paek, H. (2017): Impacts of four northern-hemisphere teleconnection patterns on atmospheric circulations over Eurasia and the Pacific. In: *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie* B129 (3-4), S. 815–831. DOI: 10.1007/s00704-016-1801-2.

Gao, X., Pal, J. S., Giorgi, F. (2006): Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation. In: *Geophysical Research Letters* 33 (3). DOI: 10.1029/2005GL024954.

Giorgetta, M. A., Jungclaus, J., Reick, C. H., Legutke, S., Bader, J., Böttinger, M., Brovkin, V., Crueger, T., Esch, M., Fieg, K., Glushak, K., Gayler, V., Haak, H., Hollweg, H-D., Ilyina, T., Kinne, S., Kornblueh, L., Matei, D., Mauritsen, T. & Mikolajewicz, U. (2013): Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project phase 5. In: *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 5 (3), S. 572–597. DOI: 10.1002/jame.20038.

Giorgi, F., Coppola, E. (2007): European climate-change oscillation (ECO). In: *Geophysical Research Letters* 34 (21). DOI: 10.1029/2007GL031223.

Gobiet, A., Kotlarski, S., Beniston, M., Heinrich, G., Rajczak, J. & Stoffel, M. (2014): 21st century climate change in the European Alps—a review. In: *The Science of the total environment* 493, S. 1138–1151. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2013.07.050.

Gong, X., Richman, M. B. (1995): On the Application of Cluster Analysis to Growing Season Precipitation Data in North America East of the Rockies. In: *Journal of Climate* 8 (4), S. 897–931. DOI: 10.1175/1520-0442(1995)008<0897:OTAOCA>2.0.CO;2.

- Grillakis, M. G. (2019): Increase in severe and extreme soil moisture droughts for Europe under climate change. In: *The Science of the total environment* 660, S. 1245–1255. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2019.01.001.
- Grise, K. M., Davis, S. M., Staten, P. W., Ori, A. (2018): Regional and Seasonal Characteristics of the Recent Expansion of the Tropics. In: *Journal of Climate* 31 (17), S. 6839–6856. DOI: 10.1175/JCLI-D-18-0060.1.
- Grossiord, C. (2020): Having the right neighbors: how tree species diversity modulates drought impacts on forests. In: *New Phytologist* 228 (1), S. 42–49. DOI: 10.1111/nph.15667.
- Gudmundsson, L., Seneviratne, S. I. (2015): A Comprehensive Drought Climatology for Europe (1950–2013). In: *Drought: Research and Science-Policy Interfacing*, S. 31–37.
- Gyalistras, D. (2000): Trockenheit in der Schweiz. Trends im 20. Jahrhundert und Szenarien für die Zukunft. Geographisches Institut der Universität Bern. Bern (OcCC/ProClim- Workshop).
- Hänsel, S., Ustrnul, Z., Łupikasza, E., Skalak, P. (2019): Assessing seasonal drought variations and trends over Central Europe. In: *Advances in Water Resources* 127, S. 53–75. DOI: 10.1016/j.adwa-tres.2019.03.005.
- Harada, Y., Kamahori, H., Kobayashi, C., Endo, H., Kobayashi, S., Ota, Y., Onoda, H., Onogi, K., Miyaoka, K. & Takahshi, K. (2016): The JRA-55 Reanalysis: Representation of Atmospheric Circulation and Climate Variability. In: *Journal of the Meteorological Society of Japan* 94 (3), S. 269–302. DOI: 10.2151/jmsj.2016-015.
- Haslinger, K., Blöschl, G. (2017): Space-Time Patterns of Meteorological Drought Events in the European Greater Alpine Region Over the Past 210 Years. In: *Water Resources Research* 53 (11), S. 9807–9823. DOI: 10.1002/2017WR020797.
- Haslinger, K., Hofstätter, M., Kroisleitner, C., Schöner, W., Laaha, G., Holawe, F., Blöschl, G. (2019a): Disentangling Drivers of Meteorological Droughts in the European Greater Alpine Region During the Last Two Centuries. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 124 (23), S. 12404–12425. DOI: 10.1029/2018JD029527.
- Haslinger, K., Holawe, F., Blöschl, G. (2019b): Spatial characteristics of precipitation shortfalls in the Greater Alpine Region—a data-based analysis from observations. In: *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie* B36 (1-2), S. 717–731. DOI: 10.1007/s00704-018-2506-5.
- Hattermann, F., Kundzewicz, Z. W., Huang, S., Vetter, T., Gerstengarbe, F-W., Werner, P. (2013): Climatological drivers of changes in flood hazard in Germany. In: *Acta Geophysica* 61 (2), S. 463–477. DOI: 10.2478/s11600-012-0070-4.

- Hayes, M., Svoboda, M., Wall, N., Widhalm, M. (2011): The Lincoln Declaration on Drought Indices: Universal Meteorological Drought Index Recommended. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 92 (4), S. 485–488. DOI: 10.1175/2010BAMS3103.1.
- Haylock, M. R., Goodess, C. M. (2004): Interannual variability of European extreme winter rainfall and links with mean large-scale circulation. In: *International Journal of Climatology* 24 (6), S. 759–776. DOI: 10.1002/joc.1033.
- Heim, R. (2002): A Review of Twentieth-Century Drought Indices Used in the United States. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 83 (8), S. 1149–1166. DOI: 10.1175/1520-0477-83.8.1149.
- Heinrich, G., Gobiet, A. (2012): The future of dry and wet spells in Europe: a comprehensive study based on the ENSEMBLES regional climate models. In: *International Journal of Climatology* 32 (13), S. 1951–1970. DOI: 10.1002/joc.2421.
- Hengl, T., Heuvelink, G., Stein, A. (2003): Comparison of kriging with external drift and regression-kriging. Technical Note. International Institute for Geo-information Science and Earthobservation (ITC) Enschede, Netherlands, S. 1–17.
- Henningsen, D., Katzung, G. (2007): Einführung in die geologie Deutschlands. 7., überarbeitete und erweiterte Auflage, 107 überwiegend farbige Abbildungen, 13 Tabellen. Heidelberg: Spektrum.
- Hertig, E., Maraun, D., Bartholy, J., Pongracz, R., Vrac, M., Mares, I., Gutiérrez, J. M., Wibig, J., Casanueva, A. S., Pedro M. M. (2019): Comparison of statistical downscaling methods with respect to extreme events over Europe: Validation results from the perfect predictor experiment of the COST Action VALUE. In: *Int J Climatol* 39 (9), S. 3846–3867. DOI: 10.1002/joc.5469.
- Hertig, E., Merckenschlager, C., Jacobeit, J. (2017): Change points in predictors-predictand relationships within the scope of statistical downscaling. In: *International Journal of Climatology* 37 (3), S. 1619–1633. DOI: 10.1002/joc.4801.
- Hess, P., Brezowsky, H. (1952): Katalog der Großwetterlagen Europas. Deutscher Wetterdienst (Hrsg.). Bad Kissingen.
- Hess, P., Brezowsky, H. (1969): Katalog der grosswetterlagen Europas. 2. neu bearbeitete und ergänzte Auflage. In: *Berichte Deutscher Wetterdienst* (15), S. 113.
- Hoffmann, T., Rödel, R. (2004): Leitfaden für die statistische Auswertung geographischer Daten. Greifswalder Geographische Arbeiten (33). Ernst-Moritz-Arndt-Universität. Greifswald.
- Hofstätter, M., Jacobeit, J., Homann, M., Lexer, A., Chimani, B., Philipp, A. et al. (2015): Wettrax: Weather patterns, cyclonetracks and related precipitation extremes. Auswirkungen des Klimawandels auf großflächige Starkniederschläge in Mitteleuropa: Analyse der Veränderungen von Zugbahnen und Großwetterlagen. In: *Geographice Augustana* (19).

Hofstätter, M., Lexer, A., Homann, M., Blöschl, G. (2018): Large-scale heavy precipitation over central Europe and the role of atmospheric cyclone track types. In: *International Journal of Climatology* 38 (Suppl Suppl 1), e497-e517. DOI: 10.1002/joc.5386.

Homann, M. (2017): Auswirkungen des Klimawandels auf atmosphärische Zirkulationstypen und starke Gebietsniederschläge im südlichen Mitteleuropa. Dissertation an der Fakultät für Angewandte Informatik der Universität Augsburg.

Horton, D. E., Johnson, N. C., Singh, D., Swain, D. L., Rajaratnam, B., Diffenbaugh, N. S. (2015): Contribution of changes in atmospheric circulation patterns to extreme temperature trends. In: *Nature* 522 (7557), S. 465–469. DOI: 10.1038/nature14550.

Hossain, M. S., Alam, G. M. M., Fahad, S., Sarker, T., Moniruzzaman, Md, Rabbany, Md. G. (2022): Smallholder farmers' willingness to pay for flood insurance as climate change adaptation strategy in northern Bangladesh. In: *Journal of Cleaner Production* 338, S. 130584. DOI: 10.1016/j.jclepro.2022.130584.

Hübener, H., Bülow, K., Fooker, C., Früh, B., Hoffmann, P., Höpp, S., Keuler, K., Menz, C., Mohr, V., Radtke, K., Ramthun, H., Spekat, A., Steger, C., Toussaint, F., Warrach-Sagi, K. & Woldt, M. (2017): ReKliEs-De Ergebnisbericht. DOI: 10.2312/WDCC/REKLIESDE_ERGEBNISBERICHT.

Huggel, C. (2009): Recent extreme slope failures in glacial environments: effects of thermal perturbation. In: *Quaternary Science Reviews* 28 (11-12), S. 1119–1130. DOI: 10.1016/j.quascirev.2008.06.007.

Huth, R., Beck, C., Philipp, A., Demuzere, M., Ustrnul, Z., Cahynová, M. et al. (2008): Classifications of atmospheric circulation patterns: recent advances and applications. In: *Annals of the New York Academy of Sciences* 1146, S. 105–152. DOI: 10.1196/annals.1446.019.

Ionita, M., Lohmann, G., Rimbu, N., Chelcea, S., Dima, M. (2012): Interannual to decadal summer drought variability over Europe and its relationship to global sea surface temperature. In: *Climate Dynamics* 38 (1-2), S. 363–377. DOI: 10.1007/s00382-011-1028-y.

Ionita, M., Nagavciuc, V., Kumar, R., Rakovec, O. (2020): On the curious case of the recent decade, mid-spring precipitation deficit in central Europe. In: *npj Climate and Atmospheric Science* 3 (1). DOI: 10.1038/s41612-020-00153-8.

IPCC (Hg.) (2021): Summary for Policymakers. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Unter Mitarbeit von Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A., Connors S. L., Péan C., Berger S. et al. Cambridge: Cambridge University Press (Climate Change 2021).

- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B., Bouwer, L. M., Braun, A., Colette, A., Déqué, M., Georgievski, G., Georgopoulou, E., Gobiet, A., Menut, L., Nikulin, G., Haensler, A., Hempelmann, N., Jones, C., Keuler, K., Kovats, S. & Kröner, N. (2014): EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. In: *Regional Environmental Change* 14 (2), S. 563–578. DOI: 10.1007/s10113-013-0499-2.
- Jacobeit, J. (1993): Regionale Unterschiede im atmosphärischen Zirkulationsgeschehen bei globalen Klimaveränderungen. In: *Die Erde* 124 (1), S. 63–77.
- Jacobeit, J. (2010): Classifications in climate research. In: *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 35 (9-12), S. 411–421. DOI: 10.1016/j.pce.2009.11.010.
- Jacobeit, J., Homann, M. (2022): Temperature and precipitation anomalies at Mount Zugspitze in relation to large-scale atmospheric circulation patterns and North-Atlantic European modes of variability. In: *Science at the Environmental Research Station Schneefernerhaus/Zugspitze* (Hrsg. M. Bittner), Chapter 7, 112-129.
- Jacobeit, J., Homann, M., Philipp, A. & Beck, C. (2017): Atmospheric circulation types and extreme areal precipitation in southern central Europe. In: *Advances in Science and Research* 14, S. 71–75. DOI: 10.5194/asr-14-71-2017.
- Jacobeit, J., Jönsson, P., Bärring, L., Beck, C., Ekström, M. (2001): Zonal Indices for Europe 1780–1995 and Running Correlations with Temperature. In: *Climatic Change* 48 (1), S. 219–241. DOI: 10.1023/A:1005619023045.
- Jacobeit, J., Rathmann, J., Philipp, A., Jones, P. D. (2009): Central European precipitation and temperature extremes in relation to large-scale atmospheric circulation types. In: *Meteorologische Zeitschrift* 18 (4), S. 397–410. DOI: 10.1127/0941-2948/2009/0390.
- Jacobeit, J., Wanner, H., Luterbacher, J., Beck, C., Philipp, A., Sturm, K. (2003): Atmospheric circulation variability in the North-Atlantic-European area since the mid-seventeenth century. In: *Climate Dynamics* 20 (4), S. 341–352. DOI: 10.1007/s00382-002-0278-0.
- James, G., Witten, D. (2013): *An introduction to statistical learning: with applications in R*. New York.
- James, P. M. (2006): An assessment of European synoptic variability in Hadley Centre Global Environmental models based on an objective classification of weather regimes. In: *Climate Dynamics* 27 (2-3), S. 215–231. DOI: 10.1007/s00382-006-0133-9.
- James, P. M. (2007): An objective classification method for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen over Europe. In: *Theoretical and Applied Climatology* 88 (1-2), S. 17–42. DOI: 10.1007/s00704-006-0239-3.
- Jolly, S., Ahmad, N. (2019): *Climate Refugees in South Asia*. Singapore: Springer.

- Jones, P. D., Lister, D. H. (2009): The influence of the circulation on surface temperature and precipitation patterns over Europe. In: *Climate of the Past* 5 (2), S. 259–267. DOI: 10.5194/cp-5-259-2009.
- Jones, P. D., Horton, E. B., Folland, C. K., Hulme, M., Parker, D. E., Basnett, T. A. (1999): The use of indices to identify changes in climate extremes. In: *Climatic Change* 42 (1), S. 131–149. DOI: 10.1023/A:1005468316392.
- Jones, P. D., Hulme, M., Briffa, K. R. (1993): A comparison of Lamb circulation types with an objective classification scheme. In: *International Journal of Climatology* 13 (6), S. 655–663. DOI: 10.1002/joc.3370130606.
- Jones, R. G., Murphy, J. M., Noguer, M., Keen, A. B. (1997): Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. II: Comparison of driving and regional model responses to a doubling of carbon dioxide. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 123 (538), S. 265–292. DOI: 10.1002/qj.49712353802.
- Joussaume, S., Budich, R. (2013): The Infrastructure Project of the European Network for Earth System Modelling: IS-ENES. In: *Earth System Modelling - Volume 1*: Springer, Berlin, Heidelberg, S. 5–9.
- Kasang, D. (2011): Veränderung regionaler Niederschlagsextreme. Wissenschaftliche Fakten. Unter Mitarbeit von J. L. Lozan, H. Graßl, P. Hupfer, L. Menzel und C. D. Schönwiese. 3. Auflage. Hamburg.
- Kaufman, L., Rousseeuw, P. J. (2009): *Finding Groups in Data. An Introduction to Cluster Analysis*: John Wiley & Sons.
- Keevallik, S., Soomere, T. (2008): Shifts in early spring wind regime in North-East Europe (1955–2007). In: *Climate of the Past* 4 (3), S. 147–152. DOI: 10.5194/cp-4-147-2008.
- Kendall, M. G. (1975): *Rank correlation methods*. 4. überarbeitete und verbesserte Auflage. London: Griffin.
- Kidson, J. W., Watterson, I. G. (1995): A synoptic climatological evaluation of the changes in the CSIRO nine-level model with doubled CO₂ in the New Zealand region. In: *Int J Climatol* 15 (11), S. 1179–1194. DOI: 10.1002/joc.3370151102.
- Kingston, D. G., Stagge, J. H., Tallaksen, L. M., Hannah, D. M. (2015): European-Scale Drought: Understanding Connections between Atmospheric Circulation and Meteorological Drought Indices. In: *Journal of Climate* 28 (2), S. 505–516. DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00001.1.
- Kirtman, B., Power, S. B., Adedoyin, A. J., Boer, G. J., Bojariu, R., Camilloni, I., Doblas-Reyes, F., Fiore, A. M., Kimoto, M., Meehl, G., Prather, M., Sarr, A., Schar, C., Sutton, R., van Oldenborgh, G. J., Vecchi, G., Wang, H.-J., Stocker, T. F., Qin, D. & Plattner, G.-K. (2013): Near-term climate change: projections and predictability. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. IPCC Working Group I Contribution to AR5*.

- Kobayashi, S., Ota, Y., Harada, Y., Ebita, A., Moriya, M., Onoda, H. et al. (2015): The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. In: *Journal of the Meteorological Society of Japan* 93 (1), S. 5–48. DOI: 10.2151/jmsj.2015-001.
- Kornhuber, K., Coumou, D., Vogel, E., Lesk, C., Donges, J. F., Lehmann, J., Horton, R. M. (2020): Amplified Rossby waves enhance risk of concurrent heatwaves in major breadbasket regions. In: *Nature Climate Change* 10 (1), S. 48–53. DOI: 10.1038/s41558-019-0637-z.
- Kreienkamp, F., Spekat, A., Enke W. (2015): KLIWETT – Klimawandel und Wetterlagen. Einfluss auf Witterungsextreme und die Immissionssituation in Sachsen. Climate and Environment Consulting Potsdam GmbH. DOI: 10.4126/98-006304428.
- Krysanova, V., Vetter, T., Hattermann, F. (2008): Detection of change in drought frequency in the Elbe basin: comparison of three methods. In: *Hydrological Sciences Journal* 53 (3), S. 519–537. DOI: 10.1623/hysj.53.3.519.
- Kučerová, M., Beck, C., Philipp, A., Huth, R. (2017): Trends in frequency and persistence of atmospheric circulation types over Europe derived from a multitude of classifications. In: *International Journal of Climatology* 37 (5), S. 2502–2521. DOI: 10.1002/joc.4861.
- Kyselý, J. (2007): Implications of enhanced persistence of atmospheric circulation for the occurrence and severity of temperature extremes. In: *International Journal of Climatology* 27 (5), S. 689–695. DOI: 10.1002/joc.1478.
- Kyselý, J., Domonkos, P. (2006): Recent increase in persistence of atmospheric circulation over Europe: comparison with long-term variations since 1881. In: *International Journal of Climatology* 26 (4), S. 461–483. DOI: 10.1002/joc.1265.
- Kyselý, J., Huth, R. (2006): Changes in atmospheric circulation over Europe detected by objective and subjective methods. In: *Theoretical and Applied Climatology* 85 (1-2), S. 19–36. DOI: 10.1007/s00704-005-0164-x.
- Lamb, H. H. (1972): British Isles weather types and a register of the daily sequence of circulation patterns 1861-1971. London: H.M. Stationery Off (Geophysical memoirs. Great Britain. Meteorological Office, 116).
- Lauer, W., Bendix, J. (2006): Klimatologie. Das Geographische Seminar. 2. neubearbeitete und korrigierte Auflage. Braunschweig: Westermann.
- Legutke, S., Kindermann, S., Glushak, K., Böttinger, M., Lautenschlager, M. (2012): CMIP5 - Klimasimulationen und Datenbasis für den nächsten Weltklimabericht. Forschungsbericht. Hamburg.
- Lhotka, O., Trnka, M., Kyselý, J., Markonis, Y., Balek, J., Možný, M. (2020): Atmospheric Circulation as a Factor Contributing to Increasing Drought Severity in Central Europe. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 125 (18). DOI: 10.1029/2019JD032269.

- Linke, C., Kreienkamp, F., Zimmer, M. [Hrsg.] (2017): Leitlinien zur Interpretation regionaler Klimamodell-
daten. Bund- Länder- Fachgespräch - Interpretation regionaler Klimamodell-
daten. Essen.
- Linnerud, K., Mideksa, T. K., Eskeland, G. S. (2011): The Impact of Climate Change on Nuclear Power
Supply. In: *The Energy Journal* 32 (1). DOI: 10.5547/ISSN0195-6574-EJ-Vol32-No1-6.
- Lloyd-Hughes, B., Saunders, M. A. (2002): A drought climatology for Europe. In: *International Journal
of Climatology* 22 (13), S. 1571–1592. DOI: 10.1002/joc.846.
- Löffler, J., Anschlag, K., Baker, B., Finch, O-D., Wundram, D., Diekkrüger, B., Schröder, B., Pape, R &
Lundberg, A. (2011): Mountain ecosystem response to global change. In: *Erdkunde* 65 (2), S. 189–213.
DOI: 10.3112/erdkunde.2011.02.06.
- Luterbacher, J., R. Rickli, C. Tinguely, E. Xoplaki, E. Schüpbach, D. Dietrich et al. (2000): Monthly mean
pressure reconstruction for the Late Maunder Minimum Period (AD 1675–1715). In: *International Journal
of Climatology* 20 (10), S. 1049–1066. DOI: 10.1002/1097-0088(200008)20:10<1049::AID-
JOC521>3.0.CO;2-6.
- López-Moreno, J. I., Vicente-Serrano, S. M. (2008): Positive and Negative Phases of the Wintertime
North Atlantic Oscillation and Drought Occurrence over Europe: A Multitemporal-Scale Approach. In:
Journal of Climate 21 (6), S. 1220–1243. DOI: 10.1175/2007JCLI1739.1.
- Mann, H. B. (1945): Nonparametric Tests Against Trend. In: *Econometrica* 13 (3), S. 245. DOI:
10.2307/1907187.
- Manning, C., Widmann, M., Bevacqua, E., van Loon, A. F., Maraun, D., Vrac, M. (2018): Soil Moisture
Drought in Europe: A Compound Event of Precipitation and Potential Evapotranspiration on Multiple
Time Scales. In: *Journal of Hydrometeorology* 19 (8), S. 1255–1271. DOI: 10.1175/JHM-D-18-0017.1.
- Maraun, D., Truhetz, H., Schaffer, A. (2021): Regional Climate Model Biases, Their Dependence on
Synoptic Circulation Biases and the Potential for Bias Adjustment: A Process-Oriented Evaluation of the
Austrian Regional Climate Projections. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 126 (6). DOI:
10.1029/2020JD032824.
- Matulla, C., Haas, P., Wagner, S., Zorita, E., Formayer, H., Kromp-Kolb, H. (2004): Anwendung der
Analogmethode in komplexem Terrain: Klimaänderungsszenarien auf Tagesbasis für Österreich. In:
GKSS Report, S. 11.
- Maybank, J., Bonsai, B., Jones, K., Lawford, R., O'Brien, E. G., Ripley, E. A. & Wheaton, E. (1995):
Drought as a natural disaster. In: *Atmosphere-Ocean* 33 (2), S. 195–222. DOI:
10.1080/07055900.1995.9649532.
- McKendry, I. G., Stahl, K., Moore, R. D. (2006): Synoptic sea-level pressure patterns generated by a
general circulation model: comparison with types derived from NCEP/NCAR re-analysis and

implications for downscaling. In: *International Journal of Climatology* 26 (12), S. 1727–1736. DOI: 10.1002/joc.1337.

Meehl, G., Stocker, T. F., Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z. et al. (2007): Global climate projections. *Climate Change 2007: the Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press.

Mercier, H., Lherminier, P., Sarafanov, A., Gaillard, F., Daniault, N., Desbruyères, D., Falina, A., Ferron, B., Gourcuff, C., Huck, T. & Thierry, V. (2015): Variability of the meridional overturning circulation at the Greenland–Portugal OVIDE section from 1993 to 2010. In: *Progress in Oceanography* 132, S. 250–261. DOI: 10.1016/j.pocean.2013.11.001.

Miralles, D. G., Teuling, A. J., van Heerwaarden, C. C., Vilà-Guerau de Arellano, J. (2014): Mega-heat-wave temperatures due to combined soil desiccation and atmospheric heat accumulation. In: *Nature Geoscience* 7 (5), S. 345–349. DOI: 10.1038/ngeo2141.

Moore, G. W. K., Renfrew, I. A. (2012): Cold European winters: interplay between the NAO and the East Atlantic mode. In: *Atmospheric Science Letters* 13 (1), S. 1–8. DOI: 10.1002/asl.356.

Moss, R. H., Edmonds, J. A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., van Vuuren, D. P. et al. (2010): The next generation of scenarios for climate change research and assessment. In: *Nature* 463 (7282), S. 747–756. DOI: 10.1038/nature08823.

Mühr, B., Kubisch, S., Marx, A., Stötzer, J., Wisotzky, C., Latt, C. et al. (2018): Dürre & Hitzewelle Sommer 2018 (Deutschland). CEDIM Forensic Disaster Analysis Group (FDA). KIT. Center for Disaster Management and Risk Reduction Technology. Karlsruhe (1).

Müller, H-M. (2018): Handwörterbuch der Stadt- und Raumentwicklung. Binnenschifffahrt. In: *Akademie für Raumforschung und Landesplanung, Hannover*, S. 243–251.

Müller, S., Plückhahn, L., Kügler, M., Eckert, A., Hammer, G., Sprotte, B., Walter, A. (2022): Monatlicher Klimastatus Deutschland. Juni, Juli und August 2022. Klima und Umwelt. Deutscher Wetterdienst (Hrsg.). Offenbach am Main.

Müller, W. A., Jungclaus, J. H., Mauritsen, T., Baehr, J., Bittner, M., Budich, R. et al. (2018): A Higher-resolution Version of the Max Planck Institute Earth System Model (MPI-ESM1.2-HR). In: *J. Adv. Model. Earth Syst.* 10 (7), S. 1383–1413. DOI: 10.1029/2017MS001217.

Naresh K. M., Murthy, C. S., Sessa Sai, M. V. R., Roy, P. S. (2009): On the use of Standardized Precipitation Index (SPI) for drought intensity assessment. In: *Meteorological Applications* 16 (3), S. 381–389. DOI: 10.1002/met.136.

Nobilis, F., Godina, R. (2006): Extreme Trockenheit in Österreich. In: *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft* 58 (3-4), S. 51–58. DOI: 10.1007/BF03165684.

Nolan, P., McKinstry, A. (2020): EC-Earth Global Climate Simulations -Ireland's Contributions to CMIP6. EPA Research Report. Galway: EarthArXiv (310).

Otkin, J. A., Svoboda, M., Hunt, E. D., Ford, T. W., Anderson, M. C., Hain, C., Basara, J. B. (2018): Flash Droughts: A Review and Assessment of the Challenges Imposed by Rapid-Onset Droughts in the United States. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 99 (5), S. 911–919. DOI: 10.1175/BAMS-D-17-0149.1.

Philipp, A. (2003): Zirkulationsdynamische Telekonnektivität des Sommerniederschlags im südhemisphärischen Afrika. Dissertation zur Erlangung des naturwissenschaftlichen Doktorgrades der Bayerischen Julius–Maximilians–Universität Würzburg. Würzburg.

Philipp, A., Bartholy, J., Beck, C., Ericum, M., Esteban, P., Fettweis, X., Huth, R., James, P., Jourdain, S., Kreienkamp, F., Krennert, T., Lykoudis, S., Michalides, S. C., Pianko-Kluczynska, K., Post, P., Álvarez, D. R., Schiemann, R., Spekat, A. & Tymvios, F. S. (2010): Cost733cat – A database of weather and circulation type classifications. In: *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 35 (9-12), S. 360–373. DOI: 10.1016/j.pce.2009.12.010.

Philipp, A., Beck, C., Huth, R., Jacobeit, J. (2016): Development and comparison of circulation type classifications using the COST 733 dataset and software. In: *International Journal of Climatology* 36 (7), S. 2673–2691. DOI: 10.1002/joc.3920.

Philipp, A., Della-Marta, P. M., Jacobeit, J., Fereday, D. R., Jones, P. D., Moberg, A. & Wanner, H. (2007): Long-Term Variability of Daily North Atlantic–European Pressure Patterns since 1850 Classified by Simulated Annealing Clustering. In: *Journal of Climate* 20 (16), S. 4065–4095. DOI: 10.1175/JCLI4175.1.

Poljanšek, K., Marin F. M., Groeve, T., Clark, I. (2017): Science for disaster risk management 2017. Knowing better and losing less. Hg. v. European Commission. Disaster Risk Management Knowledge Centre. Brussels.

Potop, V., Türkott, L., Kožnarová, V., Možný, M. (2010): Drought episodes in the Czech Republic and their potential effects in agriculture. In: *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, B99 (3-4), S. 373–388. DOI: 10.1007/s00704-009-0148-3.

Qian, B., Corte-Real, J., Xu, H. (2000): Is the North Atlantic Oscillation the most important atmospheric pattern for precipitation in Europe? In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 105 (D9), S. 11901–11910. DOI: 10.1029/2000JD900102.

Rasmusson, E. M., Carpenter, T. H. (1982): Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño. In: *Monthly Weather Review* 110 (5), S. 354–384. DOI: 10.1175/1520-0493(1982)110<0354:VITSST>2.0.CO;2.

Rathmann, J. (2008): Klima- und Zirkulationsvariabilität im südhemisphärischen Afrika seit Beginn des 20. Jahrhunderts. Dissertation zur Erlangung des naturwissenschaftlichen Doktorgrades.

Raziei, T., Bordi, I., Pereira, L. S., Corte-Real, J., Santos, J. A. (2012): Relationship between daily atmospheric circulation types and winter dry/wet spells in western Iran. In: *International Journal of Climatology* 32 (7), S. 1056–1068. DOI: 10.1002/joc.2330.

Rebetez, M. (1999): Twentieth century trends in droughts in southern Switzerland. In: *Geophysical Research Letters* 26 (6), S. 755–758. DOI: 10.1029/1999GL900075.

Richardson, D., Kilsby, C. G., Fowler, H. J. & Bárdossy, A. (2019): Weekly to multi-month persistence in sets of daily weather patterns over Europe and the North Atlantic Ocean. In: *International Journal of Climatology* 39 (4), S. 2041–2056. DOI: 10.1002/joc.5932.

Richman, M. B. (1986): Rotation of principal components. In: *Journal of Climatology* 6 (3), S. 293–335. DOI: 10.1002/joc.3370060305.

Ringer, M. A., Martin, G. M., Greeves, C. Z., Hinton, T. J., James, P. M., v. d. Pope, Scaife, A. A., Stratton, R. A., Inness, P. M., Slingo, J. M. & Yang, G.-Y. (2006): The Physical Properties of the Atmosphere in the New Hadley Centre Global Environmental Model (HadGEM1). Part II: Aspects of Variability and Regional Climate. In: *Journal of Climate* 19 (7), S. 1302–1326. DOI: 10.1175/JCLI3713.1.

Rodrigo, F. S. (2021): Exploring Combined Influences of Seasonal East Atlantic (EA) and North Atlantic Oscillation (NAO) on the Temperature-Precipitation Relationship in the Iberian Peninsula. In: *Geosciences* 11 (5), S. 211. DOI: 10.3390/geosciences11050211.

Rossby, C.-G. (1939): Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action. In: *Journal of Marine Research* 2 (1), S. 38–55. DOI: 10.1357/002224039806649023.

Schiemann, R., Frei, C. (2010): How to quantify the resolution of surface climate by circulation types: An example for Alpine precipitation. In: *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 35 (9-12), S. 403–410. DOI: 10.1016/j.pce.2009.09.005.

Schönwiese, C-D. (2013): *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. 5., vollständige, verbesserte und erweiterte Auflage. Berlin: Borntraeger.

Schönwiese, C-D. (2020): *Klimatologie*. 5. überarbeitete und aktualisierte Auflage. Stuttgart: Ulmer, UTB GmbH (1793).

Schwalm, C. R., Glendon, S., Duffy, P. B. (2020): RCP8.5 tracks cumulative CO₂ emissions. In: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 117 (33), S. 19656–19657. DOI: 10.1073/pnas.2007117117.

Seneviratne, S. I., Lüthi, D., Litschi, M., Schär, C. (2006): Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. In: *Nature* 443 (7108), S. 205–209. DOI: 10.1038/nature05095.

Slonosky, V. C., Jones, P. D., Davies, T. D. (2000): Variability of the surface atmospheric circulation over Europe, 1774–1995. In: *International Journal of Climatology* 20 (15), S. 1875–1897. DOI: 10.1002/1097-0088(200012)20:15<1875::AID-JOC593>3.0.CO;2-D.

Smiatek, G., Kunstmann, H., Knoche, R., Marx, A. (2009): Precipitation and temperature statistics in high-resolution regional climate models: Evaluation for the European Alps. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 114 (D19). DOI: 10.1029/2008JD011353.

Sommer, U. (2013): *Biologische Meereskunde*. 2. überarbeitete Auflage 2005, veränderter Nachdruck 2016. Berlin, Heidelberg: Springer.

Spak, S., Holloway, T., Lynn, B., Goldberg, R. (2007): A comparison of statistical and dynamical downscaling for surface temperature in North America. In: *Journal of Geophysical Research* 112 (D8). DOI: 10.1029/2005JD006712.

Spinoni, J., Naumann, G., Vogt, J. V., Barbosa, P. (2015): The biggest drought events in Europe from 1950 to 2012. In: *Journal of Hydrology: Regional Studies* 3, S. 509–524. DOI: 10.1016/j.ejrh.2015.01.001.

Spinoni, J., Vogt, J. V., Naumann, G., Barbosa, P., Dosio, A. (2018): Will drought events become more frequent and severe in Europe? In: *International Journal of Climatology* 38 (4), S. 1718–1736. DOI: 10.1002/joc.5291.

Squire, D. T., Richardson, D., Risbey, J. S., Black, A. S., Kitsios, V., Matear, R. J. et al. (2021): Likelihood of unprecedented drought and fire weather during Australia's 2019 megafires. In: *npj Climate and Atmospheric Science* 4 (64), S. 2397–3722. DOI: 10.1038/s41612-021-00220-8.

Stefanicki, G., Talkner, P., Weber, R. O. (1998): Frequency Changes of Weather Types in the Alpine Region since 1945. In: *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, B60 (1-4), S. 47–61. DOI: 10.1007/s007040050033.

Stéfanon, M., Drobinski, P., D'Andrea, F., Lebeaupin-Brossier, C., Bastin, S. (2014): Soil moisture-temperature feedbacks at meso-scale during summer heat waves over Western Europe. In: *Climate Dynamics* 42 (5-6), S. 1309–1324. DOI: 10.1007/s00382-013-1794-9.

Stevens, B., Giorgetta, M., Esch, M., Mauritsen, T., Crueger, T., Rast, S., Salzmann, M., Schmidt, H., Bader, J., Block, K., Brokopf, R., Fast, I., Kinne, S., Kornblüeh, L., Lohmann, U., Pincus, R., Reichler, T., & Roeckner, E. (2013): Atmospheric component of the MPI-M Earth System Model: ECHAM6. In: *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 5 (2), S. 146–172. DOI: 10.1002/jame.20015.

- Svoboda, M., LeCompte, D., Hayes, M., Heim, R., Gleason, K., Angel, J., Rippey, B., Tinker, R., Palecki, M., Stooksbury, D., Miskus, D. & Stephens, S. (2002): The drought monitor. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 83 (8), S. 1181–1190. DOI: 10.1175/1520-0477-83.8.1181.
- Thompson, D. W. J., Baldwin, M. P., Wallace, J. M. & Gutzler, D. S. (2002): Stratospheric Connection to Northern Hemisphere Wintertime Weather: Implications for Prediction. In: *Journal of Climate* 15 (12), S. 1421–1428. DOI: 10.1175/1520-0442(2002)015<1421:SCTNHW>2.0.CO;2.
- Tirado, M. C., Hunnes, D., Cohen, M. J., Lartey, A. (2015): Climate Change and Nutrition in Africa. In: *Journal of Hunger & Environmental Nutrition* 10 (1), S. 22–46. DOI: 10.1080/19320248.2014.908447.
- Trnka, M., Brázdil, R., Možný, M., Štěpánek, P., Dobrovolný, P., Zahradníček, P., Balek, J., Semerádová, D., Dubrovský, M., Hlavinka, P., Eitzinger, J., Wardlow, B., Svoboda, M., Hayes, M. & Žalud, Z. (2015): Soil moisture trends in the Czech Republic between 1961 and 2012. In: *International Journal of Climatology* 35 (13), S. 3733–3747. DOI: 10.1002/joc.4242.
- Uppala, S. M., Kållberg, P. W., Simmons, A. J., Andrae, U., Da Bechtold, V. Costa, Fiorino, M., Gibson, J. K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G. A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R. P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M. A., Beljaars, A. C. M. & van Berg (2005): The ERA-40 re-analysis. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131 (612), S. 2961–3012. DOI: 10.1256/qj.04.176.
- Van der Schrier, G., Efthymiadis, D., Briffa, K. R., Jones, P. D. (2007): European Alpine moisture variability for 1800–2003. In: *International Journal of Climatology* 27 (4), S. 415–427. DOI: 10.1002/joc.1411.
- Venegas, S. A., Mysak, L. A. (2000): Is There a Dominant Timescale of Natural Climate Variability in the Arctic? In: *Journal of Climate* 13 (19), S. 3412–3434. DOI: 10.1175/1520-0442(2000)013<3412:IT-ADTO>2.0.CO;2.
- Vicente-Serrano, S. M., López-Moreno, Juan I. (2006): The influence of atmospheric circulation at different spatial scales on winter drought variability through a semi-arid climatic gradient in Northeast Spain. In: *International Journal of Climatology* 26 (11), S. 1427–1453. DOI: 10.1002/joc.1387.
- Wackernagel, H. (2003): *Multivariate geostatistics. An Introduction with Applications*. 3. Auflage. New York, London: Springer.
- Wallace, J. M., Gutzler, D. S. (1981): Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. In: *Monthly Weather Review* 109 (4), S. 784–812. DOI: 10.1175/1520-0493(1981)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2.
- Wang, C., Zhang, L. (2013): Multidecadal Ocean Temperature and Salinity Variability in the Tropical North Atlantic: Linking with the AMO, AMOC, and Subtropical Cell. In: *Journal of Climate* 26 (16), S. 6137–6162. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00721.1.

Watanabe, Masahiro, Suzuki, Tatsuo, O'ishi, Ryouta, Komuro, Yoshiki, Watanabe, Shingo, Emori, Seita et al. (2010): Improved Climate Simulation by MIROC5: Mean States, Variability, and Climate Sensitivity. In: *J. Climate* 23 (23), S. 6312–6335. DOI: 10.1175/2010JCLI3679.1.

Widmann, M., Schär, C. (1997): A principal component and long-term trend analysis of daily precipitation in Switzerland. In: *International Journal of Climatology* 17 (12), S. 1333–1356. DOI: 10.1002/(SICI)1097-0088(199710)17:12<1333::AID-JOC108>3.0.CO;2-Q.

Wilhite, D. A., Glantz, M. H. (1985): Understanding the Drought Phenomenon: The Role of Definitions. In: *Water International* 10 (3), S. 111–120. DOI: 10.1080/02508068508686328.

Wilks, D. S. (2011): *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. New York: Academic Press (100).

Williams, A., Allen, C. D., Macalady, A. K., Griffin, D., Woodhouse, C. A., Meko, D. M., Swetnam, T. W., Rauscher, S. A., Seager, R., Grissino-Mayer, H. D., Dean, J. S., Cook, E. R., Gangodagamage, C., Cai, M., McDowell & Nate G. (2013): Temperature as a potent driver of regional forest drought stress and tree mortality. In: *Nature Climate Change* 3 (3), S. 292–297. DOI: 10.1038/nclimate1693.

Wyns, A. (2022): Disaster diplomacy in the wake of the 2022 Pakistan floods. In: *The Lancet Planetary Health* 6 (11), e855-e856. DOI: 10.1016/S2542-5196(22)00240-6.

Yarnal, B. (1993): *Synoptic climatology in environmental analysis*. Studies in climatology series. London: Belhaven Press.

Ye, H., Fetzer, E. J. (2010): Atmospheric moisture content associated with surface air temperatures over northern Eurasia. In: *International Journal of Climatology* 30 (10), S. 1463–1471. DOI: 10.1002/joc.1991.

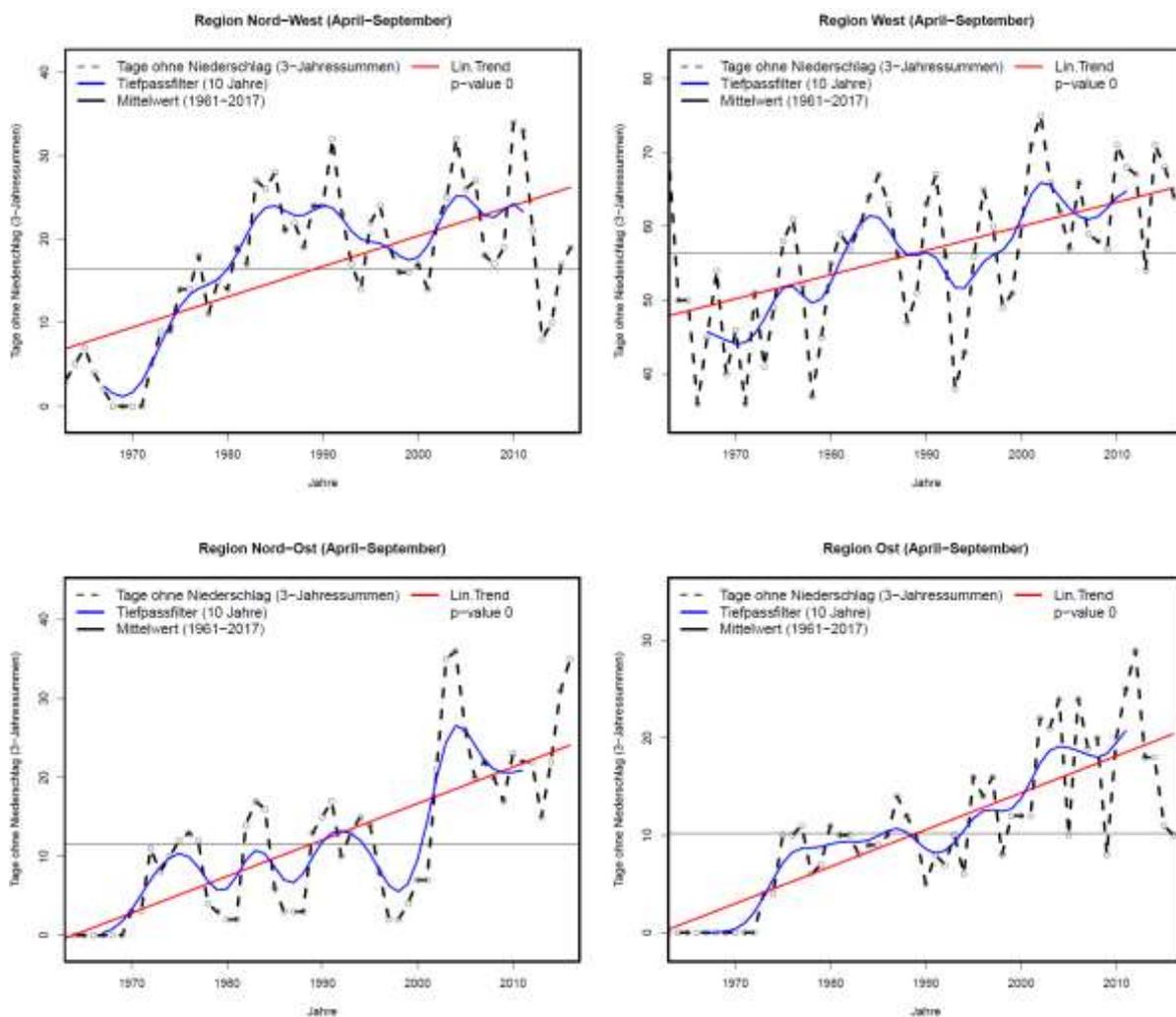
Zargar, A., Sadiq, R., Naser, B., Khan, F. I. (2011): A review of drought indices. In: *Environmental Reviews* 19 (1), S. 333–349. DOI: 10.1139/A11-013.

Zier, C., Müller, C., Komischke, H., Steinbauer, A. & Bäse, F. (2020): *Das Bayerische Klimaprojektion-ensemble*. Audit und Ensemblebildung. UmweltSpezial. Augsburg.

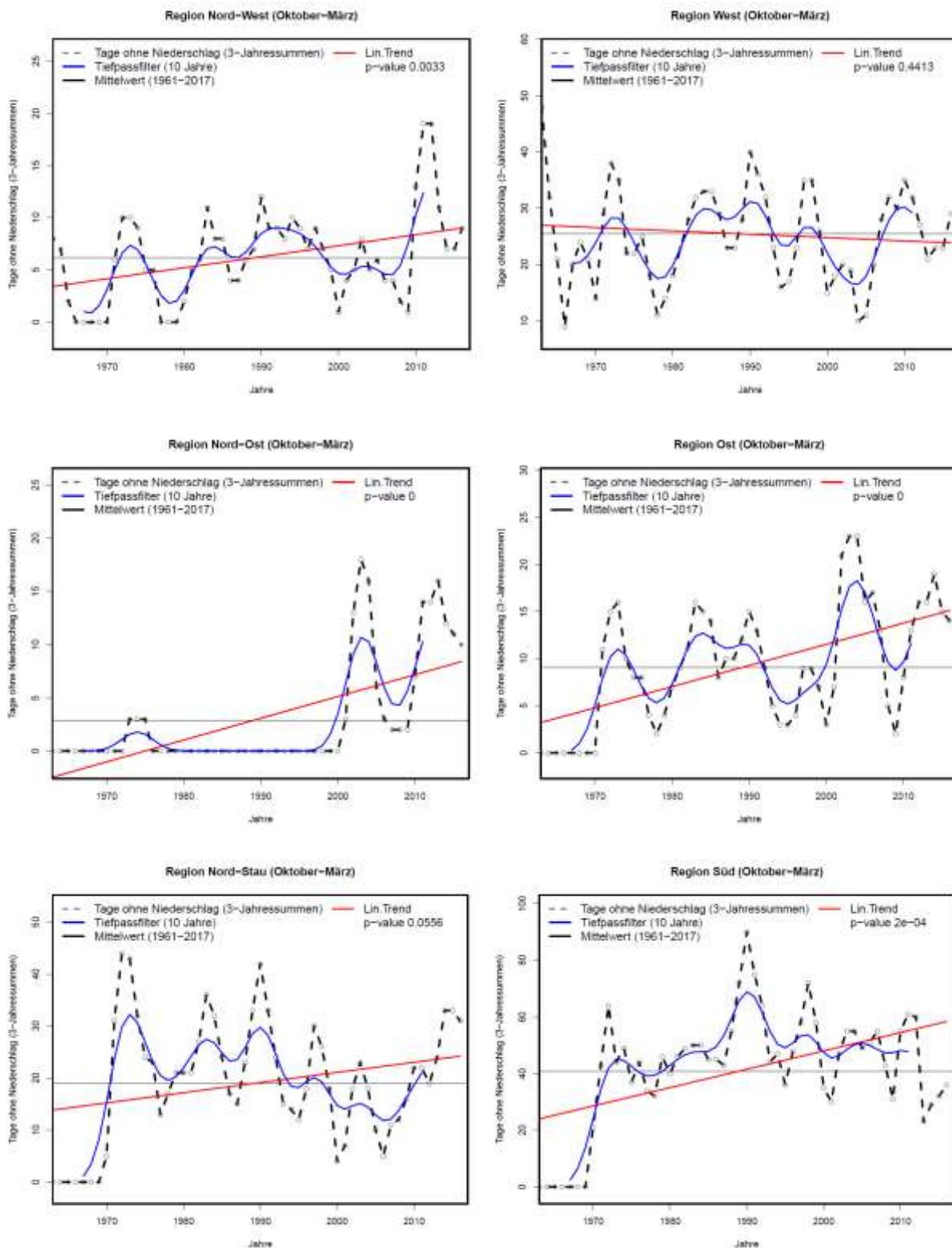
Anhang

Anhang 1: Tage ohne Niederschlag in den Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität für April-September und Oktober-März im Beobachtungszeitraum (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Die Darstellung der zeitlichen Entwicklung mit gleitenden 3-Jahres-Auftrittshäufigkeiten, einer mit dem Gauß'schen Tiefpassfilter über zehn Jahre geglätteten Zeitreihe sowie dem linearen Trend.

Anhang 1a: Tage ohne Niederschlag in den Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität für April-September im Beobachtungszeitraum (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Die Darstellung der zeitlichen Entwicklung mit gleitenden 3-Jahres-Auftrittshäufigkeiten, einer mit dem Gauß'schen Tiefpassfilter über zehn Jahre geglätteten Zeitreihe sowie dem linearen Trend.

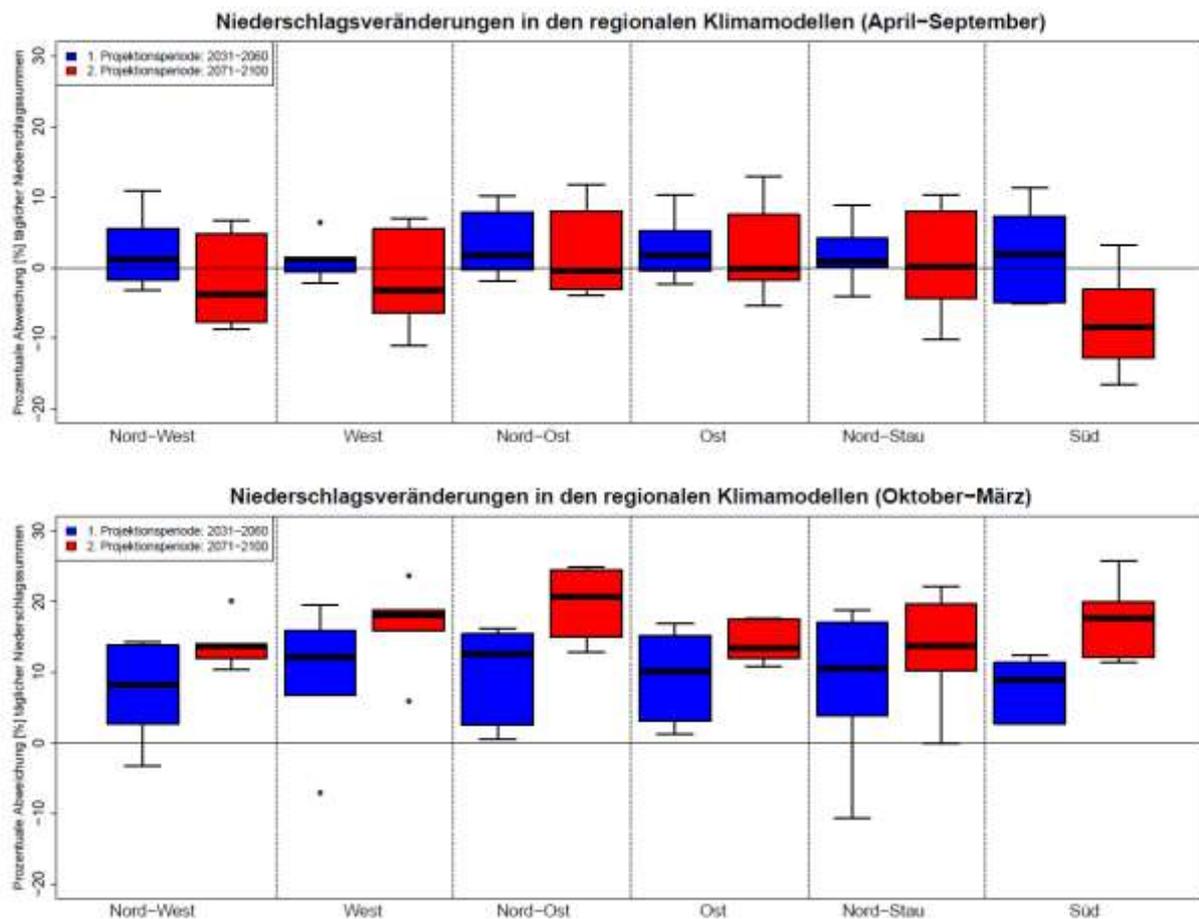


Anhang 1a: Tage ohne Niederschlag in den Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität, April-September, im Beobachtungszeitraum (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Die Darstellung der zeitlichen Entwicklung mit gleitenden 3-Jahres-Auftretthäufigkeiten, einer mit dem Gauß'schen Tiefpassfilter über zehn Jahre geglätteten Zeitreihe sowie dem linearen Trend.

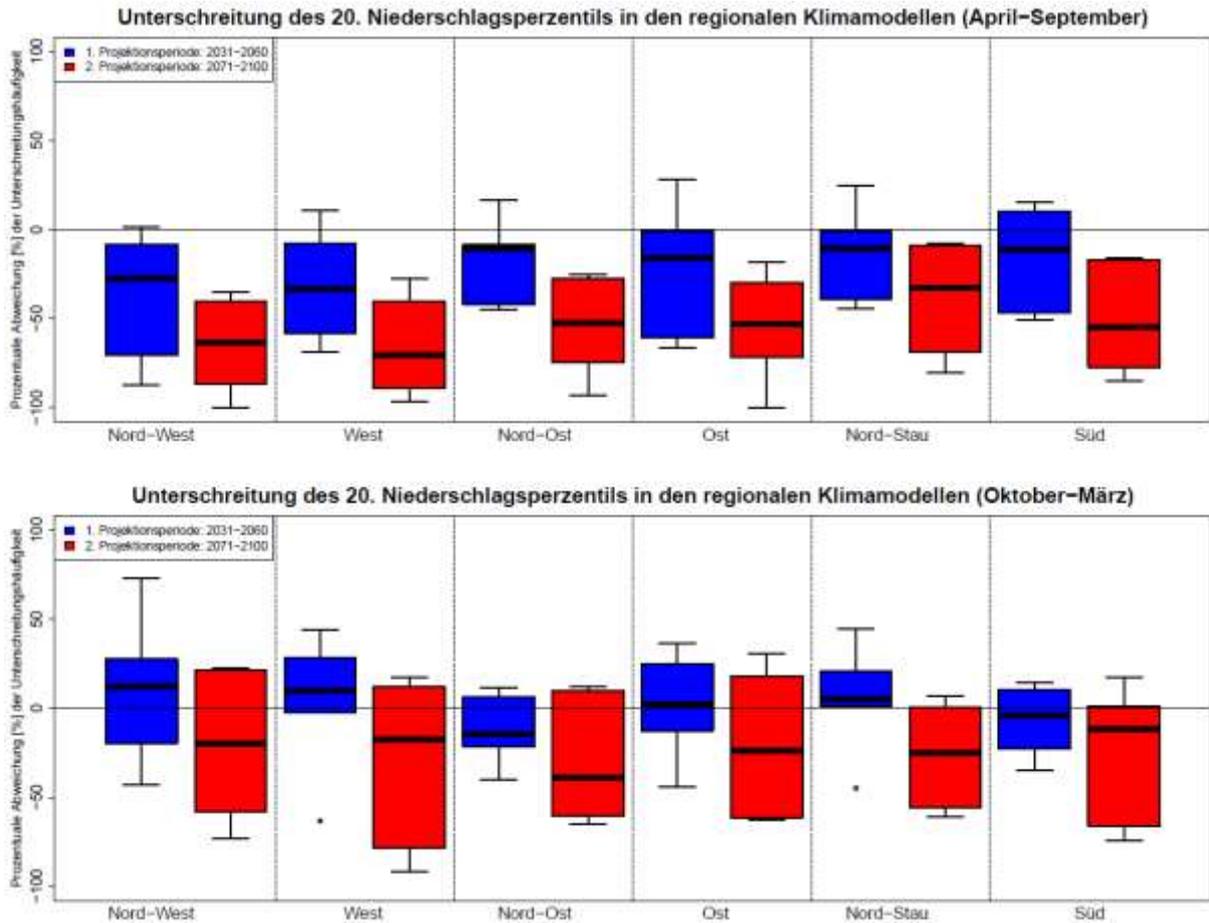


Anhang 2: Prozentuale Niederschlagsveränderungen zwischen dem Kontrollzeitraum von 1971 bis 2000 und den Projektionszeiträumen von 2031-2060 sowie von 2071-2100, für April-September und Oktober-März, in den regionalen Cordex- und RecliEs-De-Klimamodellen, für das *RCP8.5* Szenario.

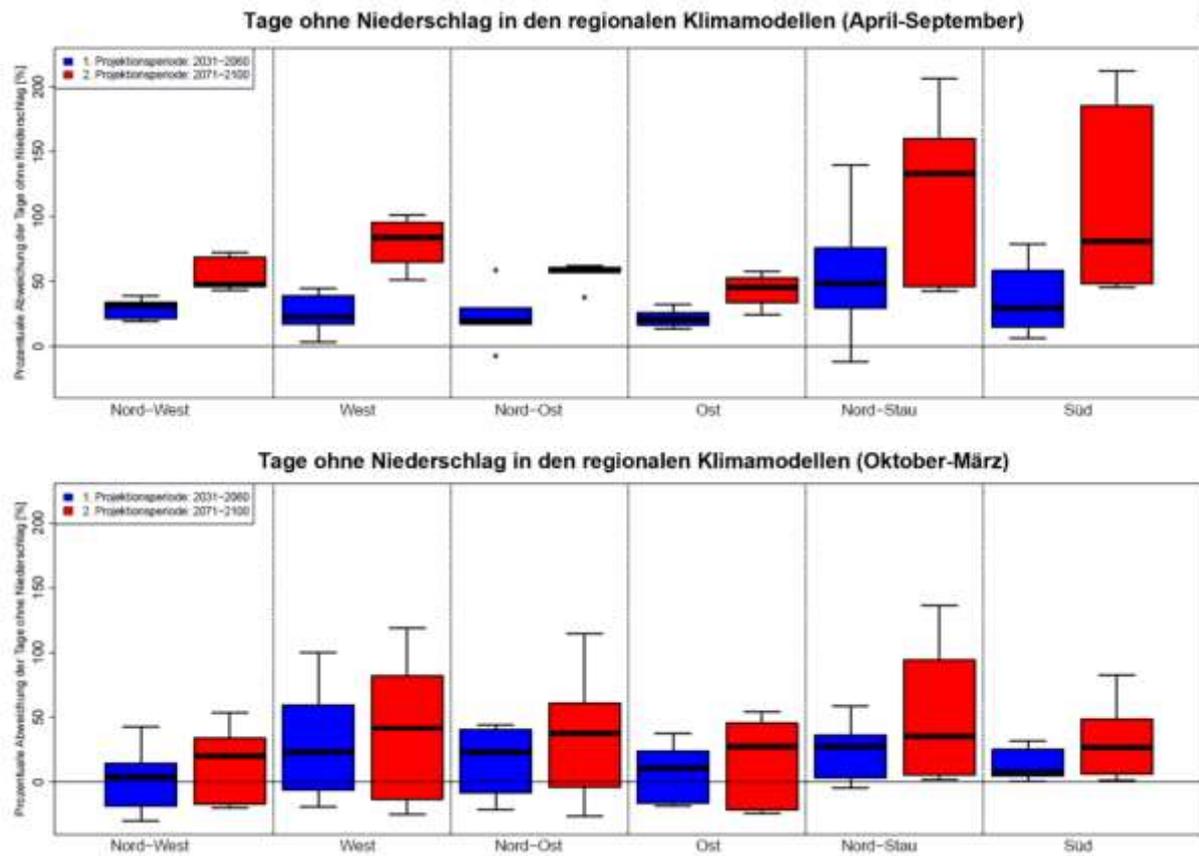
Anhang 2a: Prozentuale Abweichung der täglichen Niederschlagssummen [mm] zwischen dem Kontrollzeitraum von 1971 bis 2000 und den Projektionszeiträumen von 2031-2060 sowie von 2071-2100, April-September und Oktober-März in den regionalen Cordex- und RecliEs-De-Klimamodellen, für das *RCP8.5* Szenario.



Anhang 2b: Prozentuale Abweichung der Unterschreitungshäufigkeit des 20. Perzentils des langjährigen regionalen Niederschlags [mm] zwischen dem Kontrollzeitraum von 1971-2000 und den Projektionszeiträumen von 2031-2060 sowie von 2071-2100, April-September und Oktober-März, in den regionalen Cordex- und ReklEs-De-Klimamodellen, für das RCP8.5 Szenario.



Anhang 2c: Prozentuale Abweichung der Tage ohne Niederschlag zwischen dem Kontrollzeitraum von 1971 bis 2000 und den Projektionszeiträumen von 2031-2060 sowie von 2071-2100, April-September und Oktober-März, in den regionalen Cordex- und RecliEs-De-Klimamodellen für das RCP8.5 Szenario.



Anhang 3: Anzahl signifikanter Trends der täglichen Niederschlagssummen [mm], der Unterschreitungshäufigkeit des 20. Niederschlagsperzentils sowie der Tage ohne Niederschlag in den regionalen Cordex- und ReKliEs-De-Klimamodellen für das RCP8.5 Szenario, für die Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität im historischen Modellzeitraum von 1971-2000 und der Projektionsperiode von 2006-2100 für April-September und Oktober-März (Mann-Kendall Test, $\alpha = 0.05$).

Anhang 3a: Anzahl signifikanter Trends der täglichen Niederschlagssummen [mm] in den regionalen Klimamodelldaten für die Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität im historischen Modellzeitraum, 1971-2000 und der Projektionsperiode, 2006-2100, April-September und Oktober-März (Mann-Kendall Test, $\alpha = 0.05$). Rot: signifikante Abnahme des täglichen Niederschlags, blau: Zunahme des täglichen Niederschlags, weiß: keine signifikante Veränderung.

April-September	Nord-West	West	Nord-Ost	Ost	Nord-Stau	Süd
Historischer Zeitraum 1971-2000						
EC-EARTH_r12_CCLM4-8-17						
EC-EARTH_r12_RACMO22Ev1						
EC-EARTH_r12_RCA4v.1						
EC-EARTH_r1_RACMO22Ev1						
MPI-ESM_LR_r1_CCLM4-8-17						
MPI-ESM_LR_r1_RCAv.1						
MIROC5_r1_CCLM4-8-17						
Projektionsperiode 2006-2100						
EC-EARTH_r12_CCLM4-8-17						
EC-EARTH_r12_RACMO22Ev1						
EC-EARTH_r12_RCA4v.1						
EC-EARTH_r1_RACMO22Ev1						
MPI-ESM_LR_r1_CCLM4-8-17						
MPI-ESM_LR_r1_RCAv.1						
MIROC5_r1_CCLM4-8-17						

Oktober-März	Nord-West	West	Nord-Ost	Ost	Nord-Stau	Süd
Historischer Zeitraum 1971-2000						
EC-EARTH_r12_CCLM4-8-17						
EC-EARTH_r12_RACMO22Ev1						
EC-EARTH_r12_RCA4v.1						
EC-EARTH_r1_RACMO22Ev1						
MPI-ESM_LR_r1_CCLM4-8-17						
MPI-ESM_LR_r1_RCAv.1						
MIROC5_r1_CCLM4-8-17						
Projektionsperiode 2006-2100						
EC-EARTH_r12_CCLM4-8-17						
EC-EARTH_r12_RACMO22Ev1						
EC-EARTH_r12_RCA4v.1						
EC-EARTH_r1_RACMO22Ev1						
MPI-ESM_LR_r1_CCLM4-8-17						
MPI-ESM_LR_r1_RCAv.1						
MIROC5_r1_CCLM4-8-17						

Anhang 3b: Anzahl signifikanter Trends der Unterschreitungshäufigkeit des 20. Niederschlagsperzentils in den regionalen Klimamodelldaten für die Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität im historischen Modellzeitraum von 1971-2000 und der Projektionsperiode von 2006-2100, April-September und Oktober-März (Mann-Kendall Test, $\alpha = 0.05$). Rot: signifikante Zunahme der Unterschreitungshäufigkeit des 20. Niederschlagsperzentils, blau: signifikante Abnahme der Unterschreitungshäufigkeit des 20. Niederschlagsperzentils, weiß: keine signifikante Veränderung.

April-September	Nord-West	West	Nord-Ost	Ost	Nord-Stau	Süd
Historischer Zeitraum 1971-2000						
EC-EARTH_r12__CCLM4-8-17						
EC-EARTH_r12__RACMO22Ev1						
EC-EARTH_r12__RCA4v.1						
EC-EARTH_r1__RACMO22Ev1						
MPI-ESM_LR_r1__CCLM4-8-17						
MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1						
MIROC5_r1__CCLM4-8-17						
Projektionsperiode 2006-2100						
EC-EARTH_r12__CCLM4-8-17						
EC-EARTH_r12__RACMO22Ev1						
EC-EARTH_r12__RCA4v.1						
EC-EARTH_r1__RACMO22Ev1						
MPI-ESM_LR_r1__CCLM4-8-17						
MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1						
MIROC5_r1__CCLM4-8-17						

Oktober-März	Nord-West	West	Nord-Ost	Ost	Nord-Stau	Süd
Historischer Zeitraum 1971-2000						
EC-EARTH_r12__CCLM4-8-17						
EC-EARTH_r12__RACMO22Ev1						
EC-EARTH_r12__RCA4v.1						
EC-EARTH_r1__RACMO22Ev1						
MPI-ESM_LR_r1__CCLM4-8-17						
MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1						
MIROC5_r1__CCLM4-8-17						
Projektionsperiode 2006-2100						
EC-EARTH_r12__CCLM4-8-17						
EC-EARTH_r12__RACMO22Ev1						
EC-EARTH_r12__RCA4v.1						
EC-EARTH_r1__RACMO22Ev1						
MPI-ESM_LR_r1__CCLM4-8-17						
MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1						
MIROC5_r1__CCLM4-8-17						

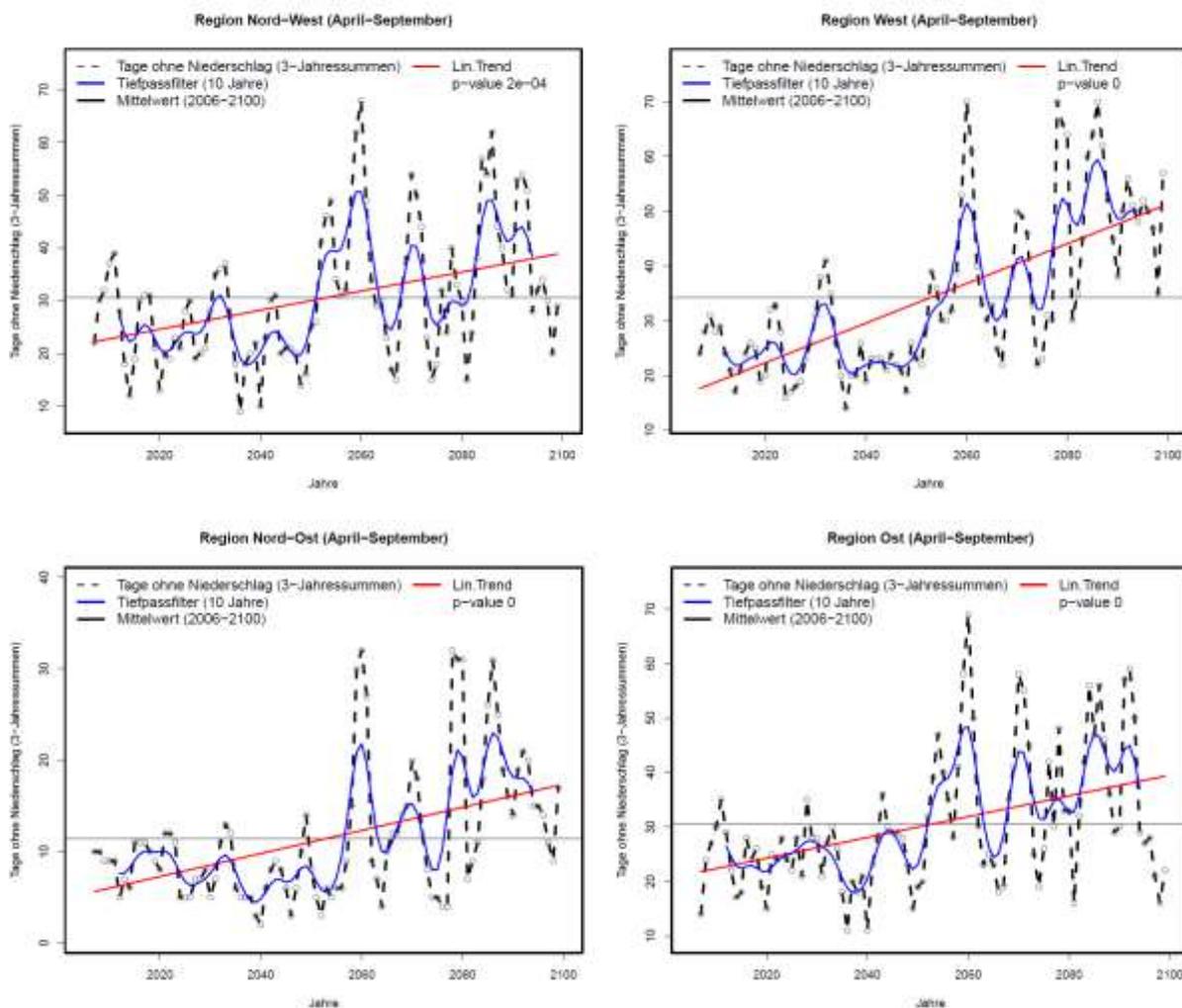
Anhang 3c: Anzahl signifikanter Trends der Tage ohne Niederschlag in den regionalen Klimamodelldaten für die Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität im historischen Modellzeitraum von 1971-2000 und der Projektionsperiode von 2006-2100, April-September und Oktober-März (Mann-Kendall Test, $\alpha = 0.05$). Rot: signifikante Zunahme der Tage ohne Niederschlag, blau: signifikante Abnahme der Tage ohne Niederschlag, weiß: keine signifikante Veränderung.

April-September	Nord-West	West	Nord-Ost	Ost	Nord-Stau	Süd
Historischer Zeitraum 1971-2000						
EC-EARTH_r12_CCLM4-8-17			blau			
EC-EARTH_r12_RACMO22Ev1				blau	blau	
EC-EARTH_r12_RCA4v.1						
EC-EARTH_r1_RACMO22Ev1	rot		rot	rot	rot	
MPI-ESM_LR_r1_CCLM4-8-17						
MPI-ESM_LR_r1_RCAv.1	blau					
MIROC5_r1_CCLM4-8-17						
Projektionsperiode 2006-2100						
EC-EARTH_r12_CCLM4-8-17	rot	rot	rot	rot	rot	rot
EC-EARTH_r12_RACMO22Ev1	rot	rot	weiß	rot	rot	weiß
EC-EARTH_r12_RCA4v.1	rot	rot	rot	rot	rot	rot
EC-EARTH_r1_RACMO22Ev1	rot	rot	rot	rot	rot	weiß
MPI-ESM_LR_r1_CCLM4-8-17						
MPI-ESM_LR_r1_RCAv.1						
MIROC5_r1_CCLM4-8-17	rot	rot	rot	rot	rot	rot

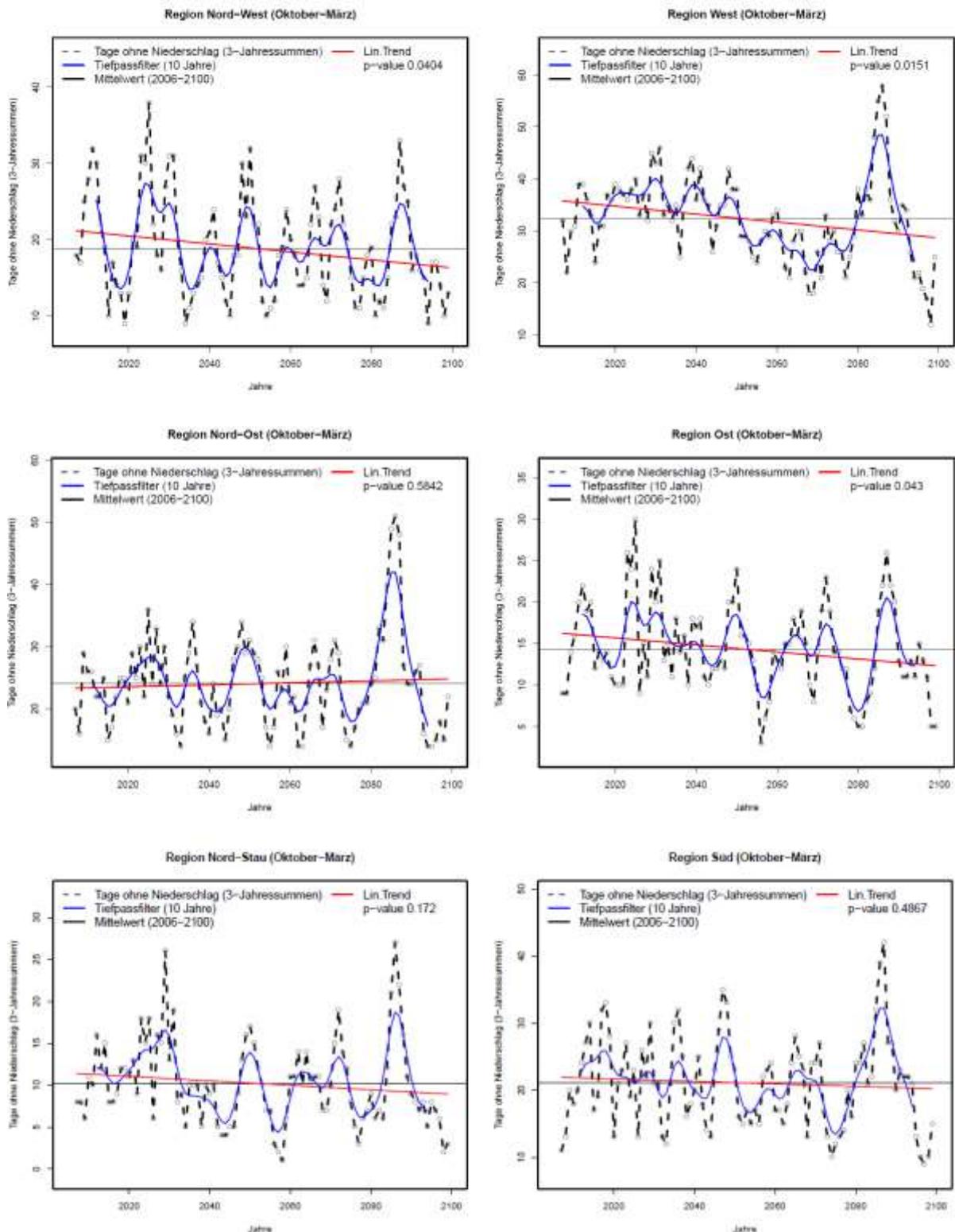
Oktober-März	Nord-West	West	Nord-Ost	Ost	Nord-Stau	Süd
Historischer Zeitraum 1971-2000						
EC-EARTH_r12_CCLM4-8-17						
EC-EARTH_r12_RACMO22Ev1						
EC-EARTH_r12_RCA4v.1					blau	
EC-EARTH_r1_RACMO22Ev1	rot	rot		rot	rot	
MPI-ESM_LR_r1_CCLM4-8-17						rot
MPI-ESM_LR_r1_RCAv.1						
MIROC5_r1_CCLM4-8-17						rot
Projektionsperiode 2006-2100						
EC-EARTH_r12_CCLM4-8-17	rot	rot	rot	rot	rot	rot
EC-EARTH_r12_RACMO22Ev1	rot	rot	rot	rot	rot	rot
EC-EARTH_r12_RCA4v.1	rot	blau	blau		blau	
EC-EARTH_r1_RACMO22Ev1				rot	rot	
MPI-ESM_LR_r1_CCLM4-8-17			rot	rot	rot	
MPI-ESM_LR_r1_RCAv.1	blau	rot	rot	blau	weiß	rot
MIROC5_r1_CCLM4-8-17		rot	rot		rot	rot

Anhang 4: Tage ohne Niederschlag von April bis September und Oktober bis März im Projektionszeitraum des regionalen Klimamodells MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1 für das Szenario RCP8.5 (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Die Darstellung der zeitlichen Entwicklung mit gleitenden 3-Jahres-Auftretthäufigkeiten, einer mit dem Gauß'schen Tiefpassfilter über zehn Jahre geglätteten Zeitreihe sowie dem linearen Trend.

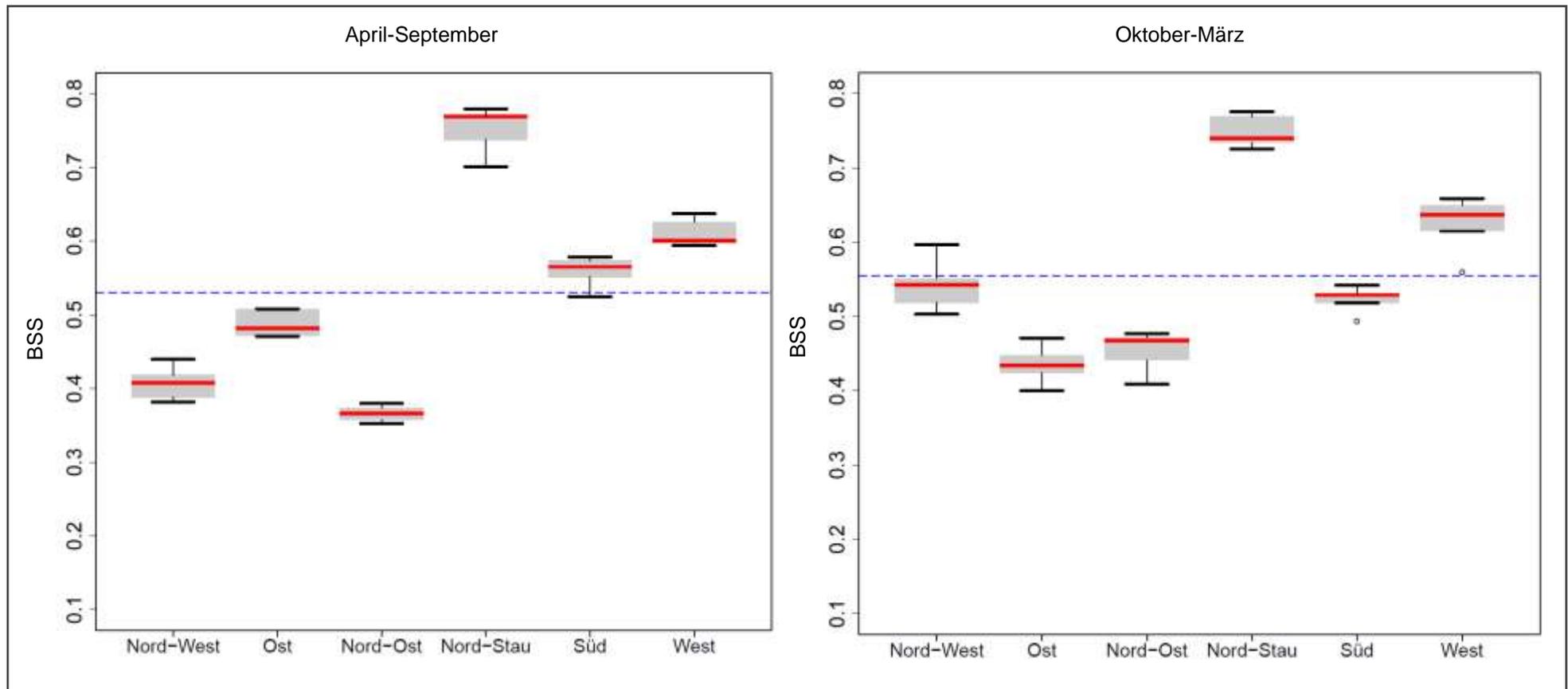
Anhang 4a: Tage ohne Niederschlag zwischen April und September im Projektionszeitraum des regionalen Klimamodells MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1 für das Szenario RCP8.5 (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Die Darstellung der zeitlichen Entwicklung mit gleitenden 3-Jahres-Auftretthäufigkeiten, einer mit dem Gauß'schen Tiefpassfilter über zehn Jahre geglätteten Zeitreihe sowie dem linearen Trend.



Anhang 4b: Tage ohne Niederschlag zwischen Oktober-März im Projektionszeitraum des regionalen Klimamodells MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1 für das Szenario *RCP8.5* (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Die Darstellung der zeitlichen Entwicklung mit gleitenden 3-Jahres-Auftrettsfrequenzen, einer mit dem Gauß'schen Tiefpassfilter über zehn Jahre geglätteten Zeitreihe sowie dem linearen Trend.



Anhang 5: Abbildungsleistung der Zirkulationstypklassifikationen, April-September und Oktober-März, 1961-2017, hinsichtlich von Trockenheit. SAN18 MSLP(1), RHUM700(2), UCW700(1), VCW700(1), TEMP(3), PREC (18), cost733class, JRA-55 und WETRAX+-Niederschlagsdaten. Abbildungsleistung in Form des *Brier-Skill-Scores* (BSS) nach Schiemann & Frei (2010) (y-Achse), in den sechs Regionen ähnlicher Niederschlagsvariabilität (x-Achse). Die Boxplots enthalten die BSS-Spannweite über die folgenden Validierungszeiträume hinweg: 1961-1971, 1972-1982, 1983-1993, 1994-2004, 2005-2017.

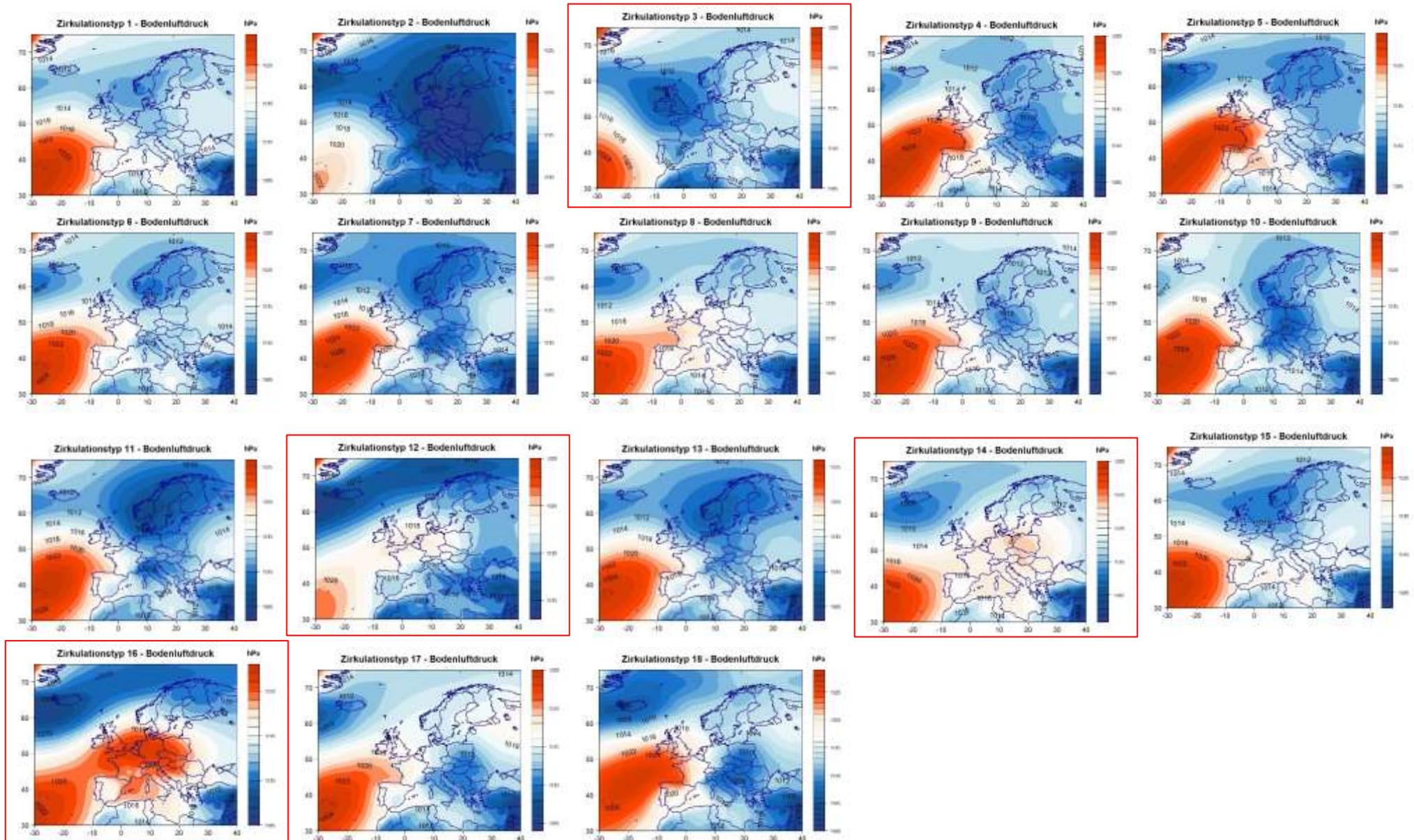


Anhang 6: Prozentanteil der Zirkulationstyp-Tage von April bis September und Oktober bis März, die in den Niederschlagsregionen mit Trockenheit, täglicher Niederschlag unterhalb des 20. Perzentils des langjährigen Niederschlagsmittels im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017, verbunden sind. Werte > 20 rot hinterlegt, trockenheitsrelevante Zirkulationstypen (trrZT) sind rot hervorgehoben.

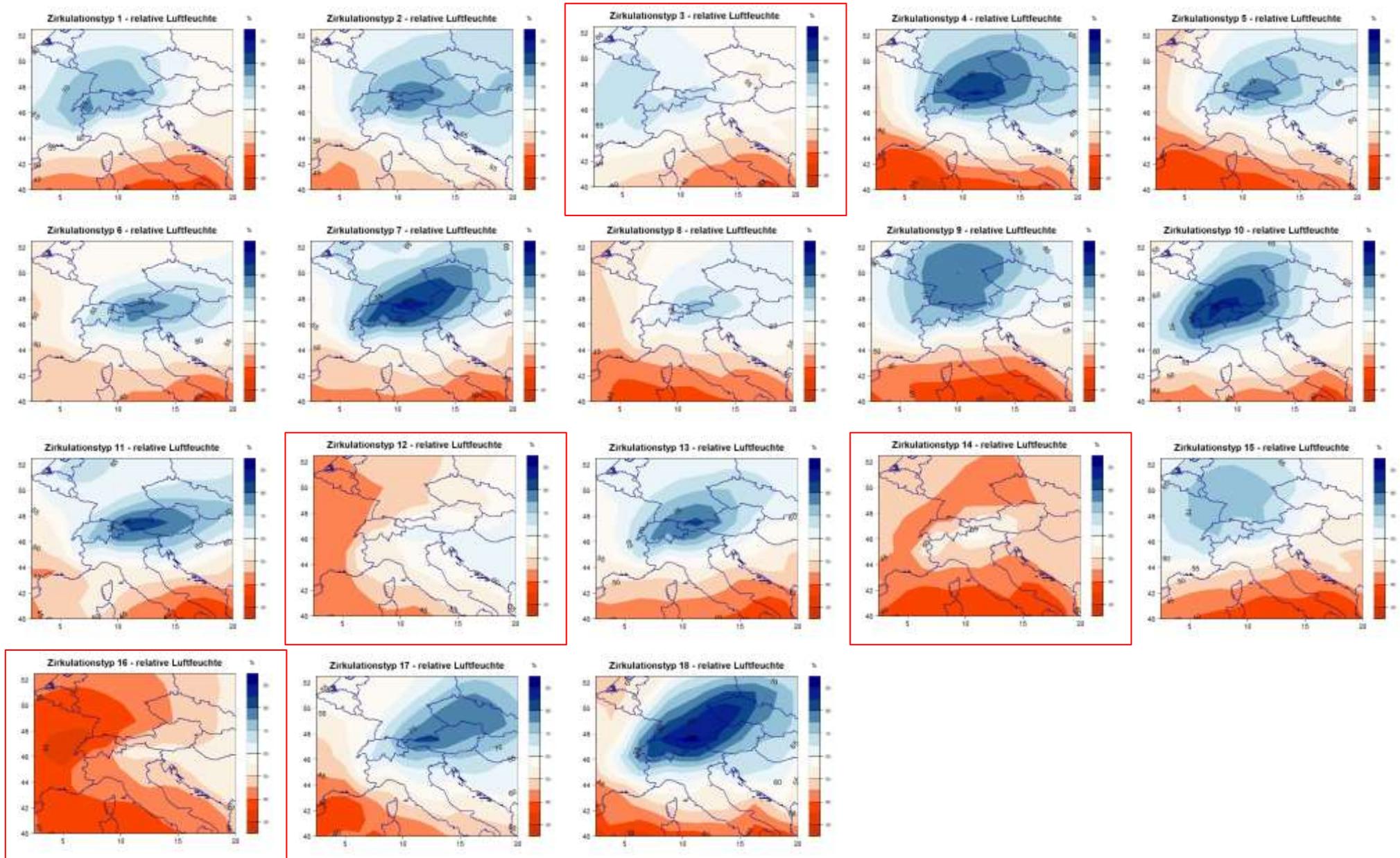
Region	Nord-West	West	Nord-Ost	Ost	Nord-Stau	Süd
April-September						
ZT 1	0.00	0.00	1.21	2.17	0.00	0.48
ZT 2	0.32	0.32	1.60	0.96	0.64	0.64
trrZT 3	8.89	5.74	18.61	21.85	21.76	13.98
ZT 4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZT 5	0.00	0.00	0.20	0.20	0.00	0.00
ZT 6	4.07	0.81	8.55	1.83	0.00	0.00
ZT 7	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZT 8	3.54	1.06	6.11	1.86	0.00	0.80
ZT 9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.03
ZT 10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZT 11	0.69	0.00	3.45	0.69	0.00	0.00
trrZT 12	27.97	17.19	22.85	22.74	24.70	29.05
ZT 13	0.32	0.00	0.95	0.00	0.00	0.00
trrZT 14	34.56	17.80	38.17	43.40	33.98	31.75
ZT 15	0.00	0.00	0.67	6.41	2.53	6.58
trrZT 16	45.70	28.12	38.95	36.91	42.02	46.06
ZT 17	0.82	0.00	0.82	0.00	0.00	1.23
ZT 18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Oktober-März						
ZT 1	0.00	0.00	1.42	1.42	0.00	0.24
ZT 2	0.00	0.00	0.40	0.00	0.00	0.00
ZT 3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZT 4	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZT 5	0.00	0.00	0.55	0.00	0.00	0.00
ZT 6	10.11	12.95	17.58	15.31	14.18	1.51
ZT 7	0.00	0.00	0.48	0.12	0.00	0.00
ZT 8	0.00	1.02	0.17	3.24	2.73	7.50
ZT 9	0.00	0.35	0.00	0.00	0.35	1.40
trrZT 10	37.90	23.24	38.14	40.06	33.81	25.64
ZT 11	19.81	13.65	19.59	13.24	12.25	5.67
ZT 12	0.00	0.00	1.49	0.75	0.00	0.00
ZT 13	3.03	3.84	8.69	3.84	0.20	0.00
trrZT 14	33.42	29.32	32.43	34.28	33.09	30.24
ZT 15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZT 16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
trrZT 17	47.03	39.44	42.75	38.92	36.29	31.03
ZT 18	0.00	1.65	4.40	3.85	0.00	0.00

Anhang 7: Zirkulationstypen der optimierten Zirkulationstypklassifikation im Sommerhalbjahr.

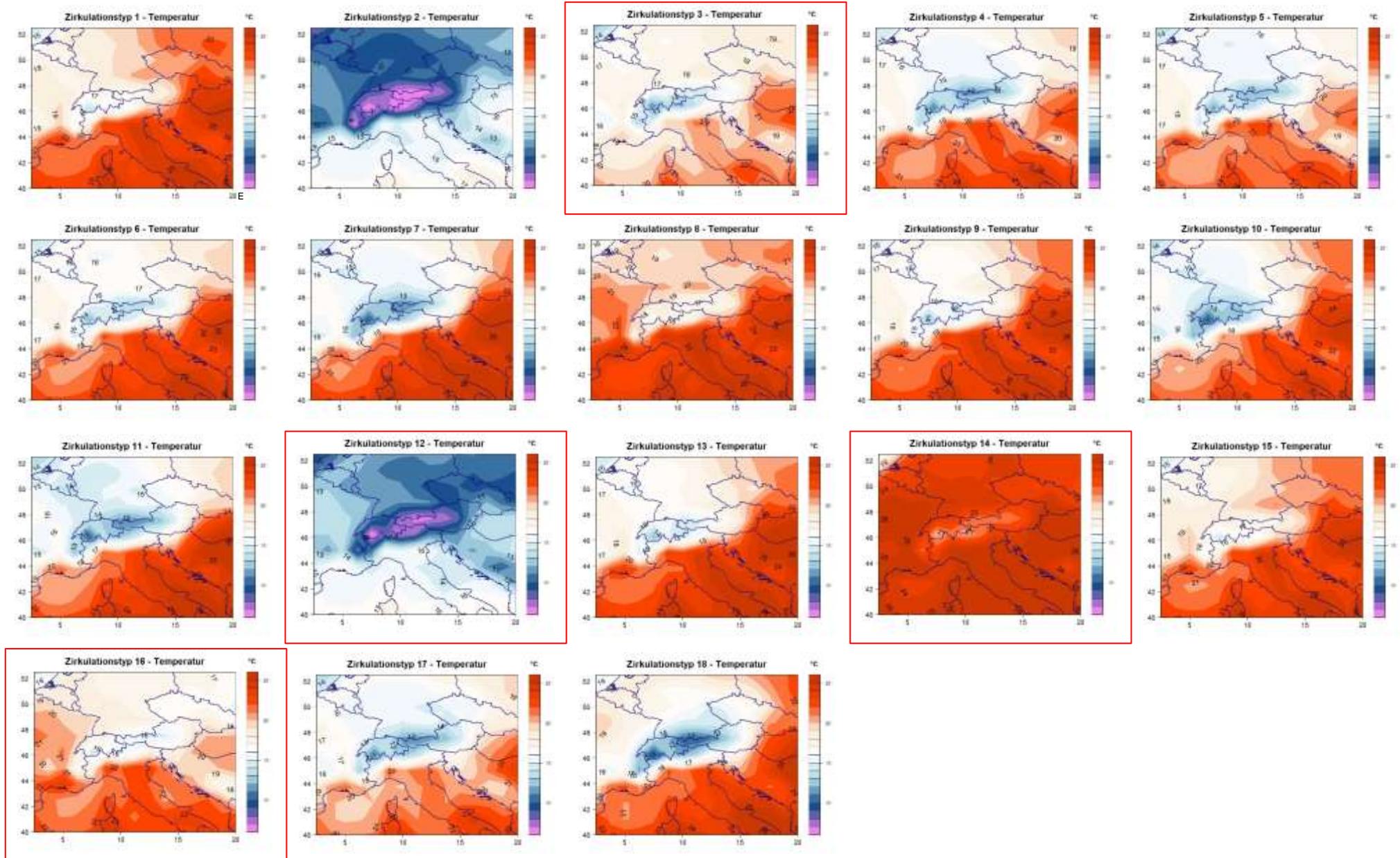
Anhang 7a: Zentroide des mittleren Bodenluftdrucks (MSLP), (hPa), (30 West - 40 Ost, 30 - 70 Nord), der Zirkulationstypen, April-September, als mittlere Felder aller Einzeltage, 1961-2017, SAN18 MSLP (1), RHUM700 (2), U-Wind700 (1), V-Wind700 (1), TEMP (3), PREC (18), rot = trockenheitsrelevanter Zirkulationstyp.



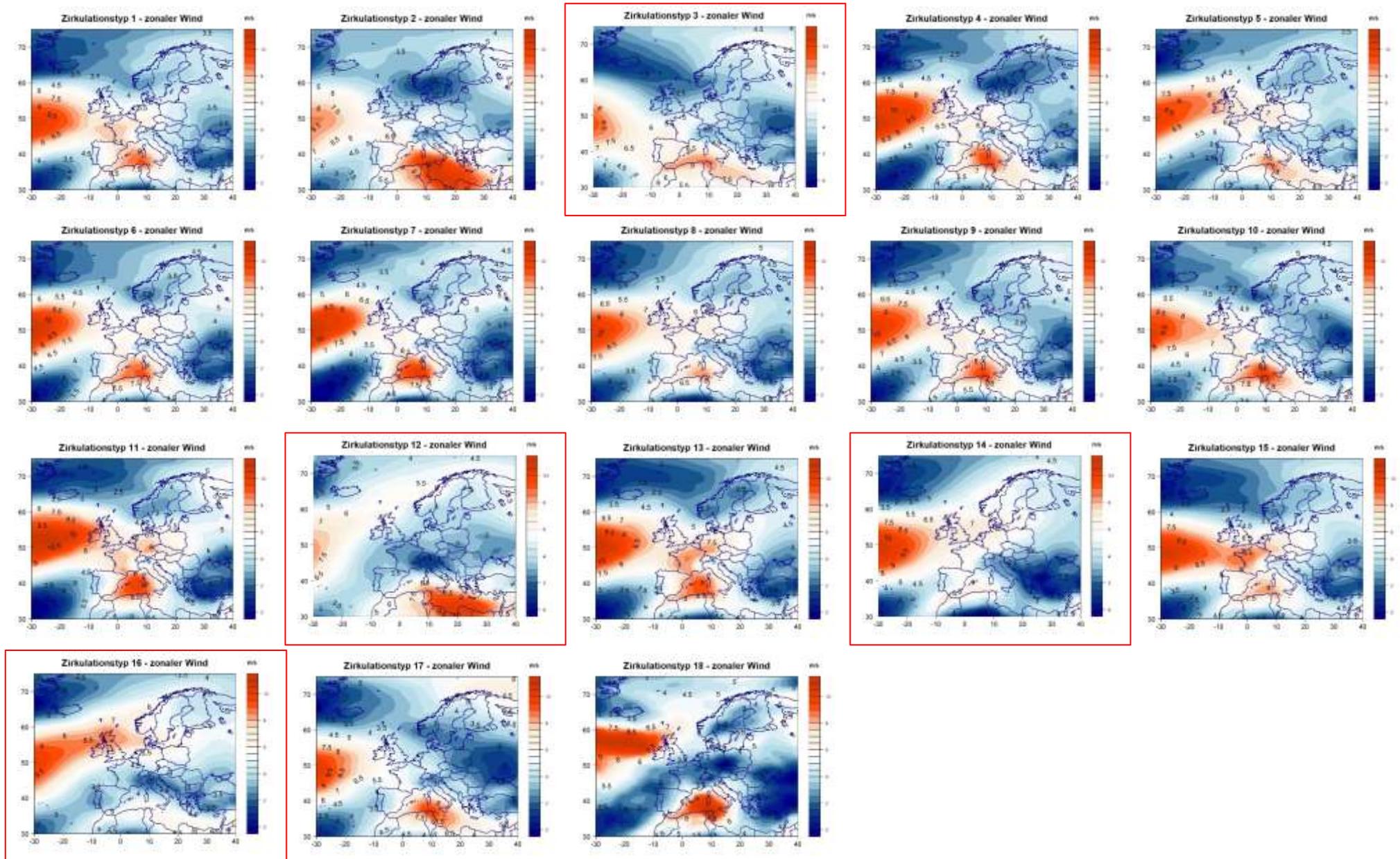
Anhang 7b: Zentroide der relativen Luftfeuchte (RHUM700), (%), (5 - 20 Ost, 40 - Nord), der Zirkulationstypen, April-September, als mittlere Felder aller Einzeltage, 1961-2017, SAN18 MSLP (1), RHUM700 (2), U-Wind700 (1), V-Wind700 (1), TEMP (3), PREC (18), rot = trockenheitsrelevanter Zirkulationstyp.



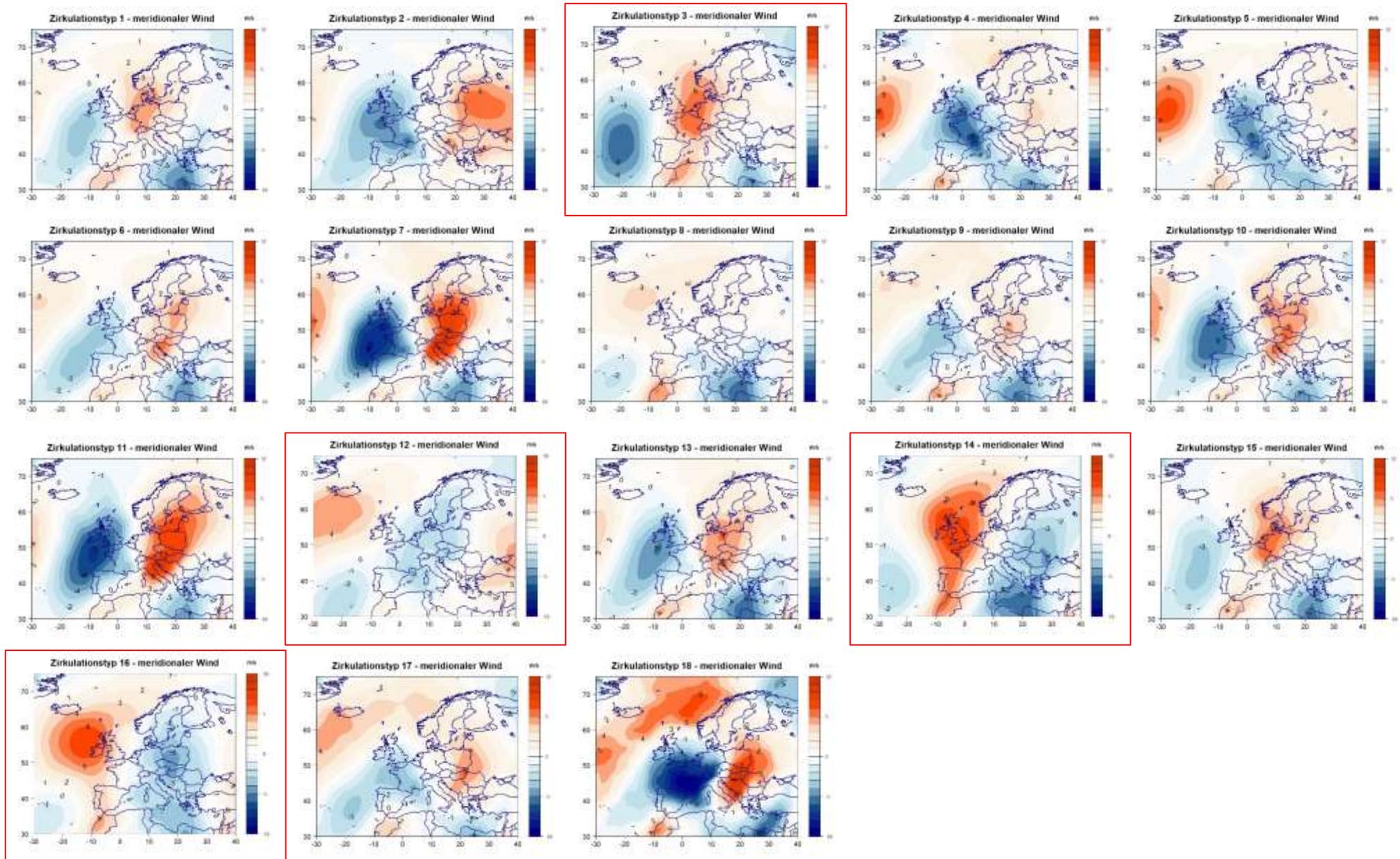
Anhang 7c: Zentroide der Temperatur 2m, (TEMP), (°C), (5 - 20 Ost, 40 - 52 Nord), der Zirkulationstypen, April-September, als mittlere Felder aller Einzeltage, 1961-2017, SAN18 MSLP (1), RHUM700 (2), U-Wind700 (1), V-Wind700 (1), TEMP (3), PREC (18), rot = trockenheitsrelevanter Zirkulationstyp.



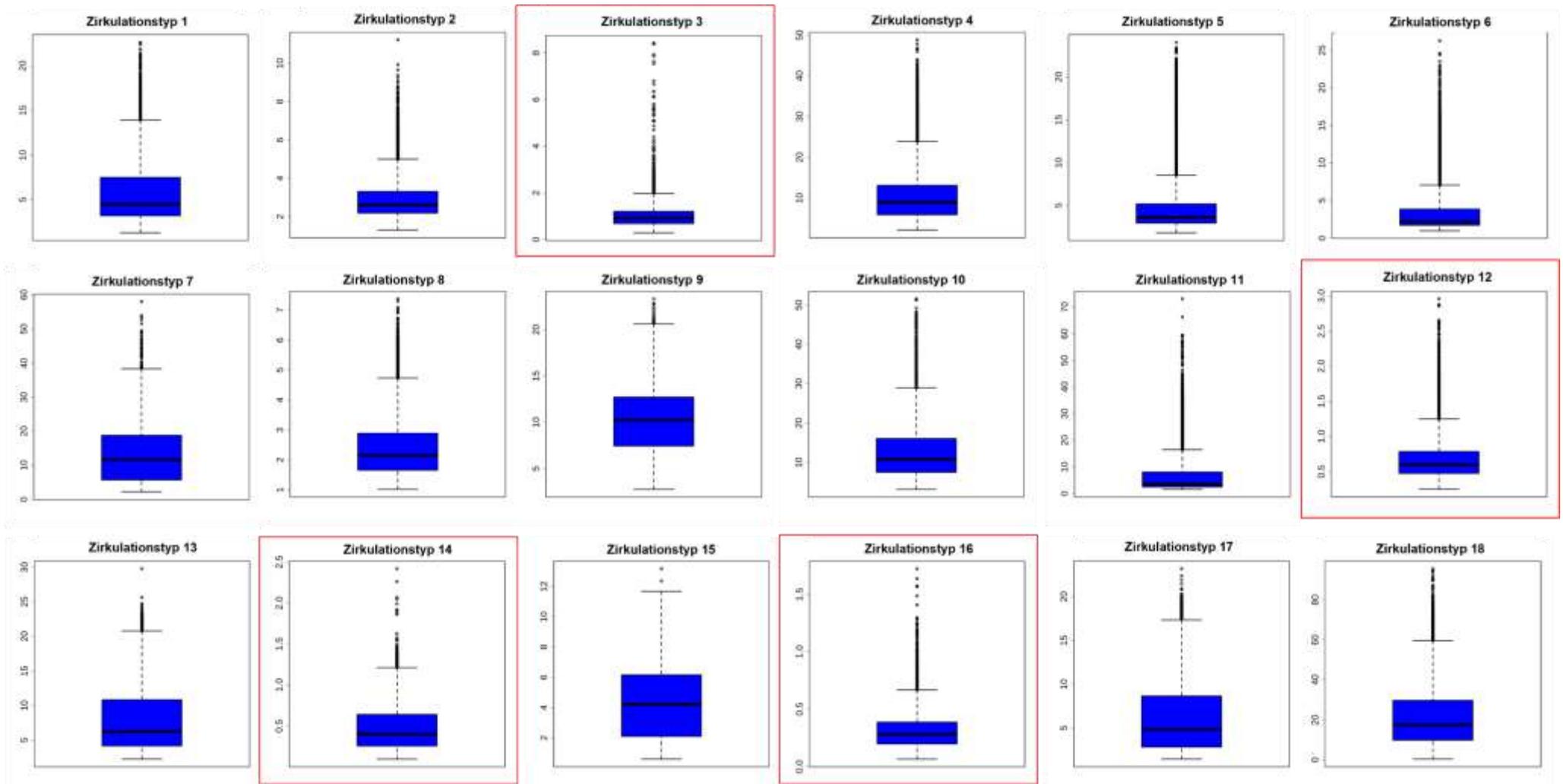
Anhang 7d: Zentroide der u-Wind Komponente (U-Wind, 700 hPa), (m/s), (30 West - 40 Ost, 30 - 70 Nord), der Zirkulationstypen, April-September, als mittlere Felder aller Einzeltage, 1961-2017, SAN18 MSLP (1), RHUM700 (2), U-Wind700 (1), V-Wind700 (1), TEMP (3), PREC (18), rot = trockenheitsrelevanter Zirkulationstyp.



Anhang 7e: Zentroide der v-Wind Komponente (V-Wind, 700 hPa), (m/s), (30 West - 40 Ost, 30 - 70 Nord), der Zirkulationstypen, April-September, als mittlere Felder aller Einzeltage, 1961-2017, SAN18 MSLP (1), RHUM700 (2), U-Wind700 (1), V-Wind700 (1), TEMP (3), PREC (18), rot = trockenheitsrelevanter Zirkulationstyp.

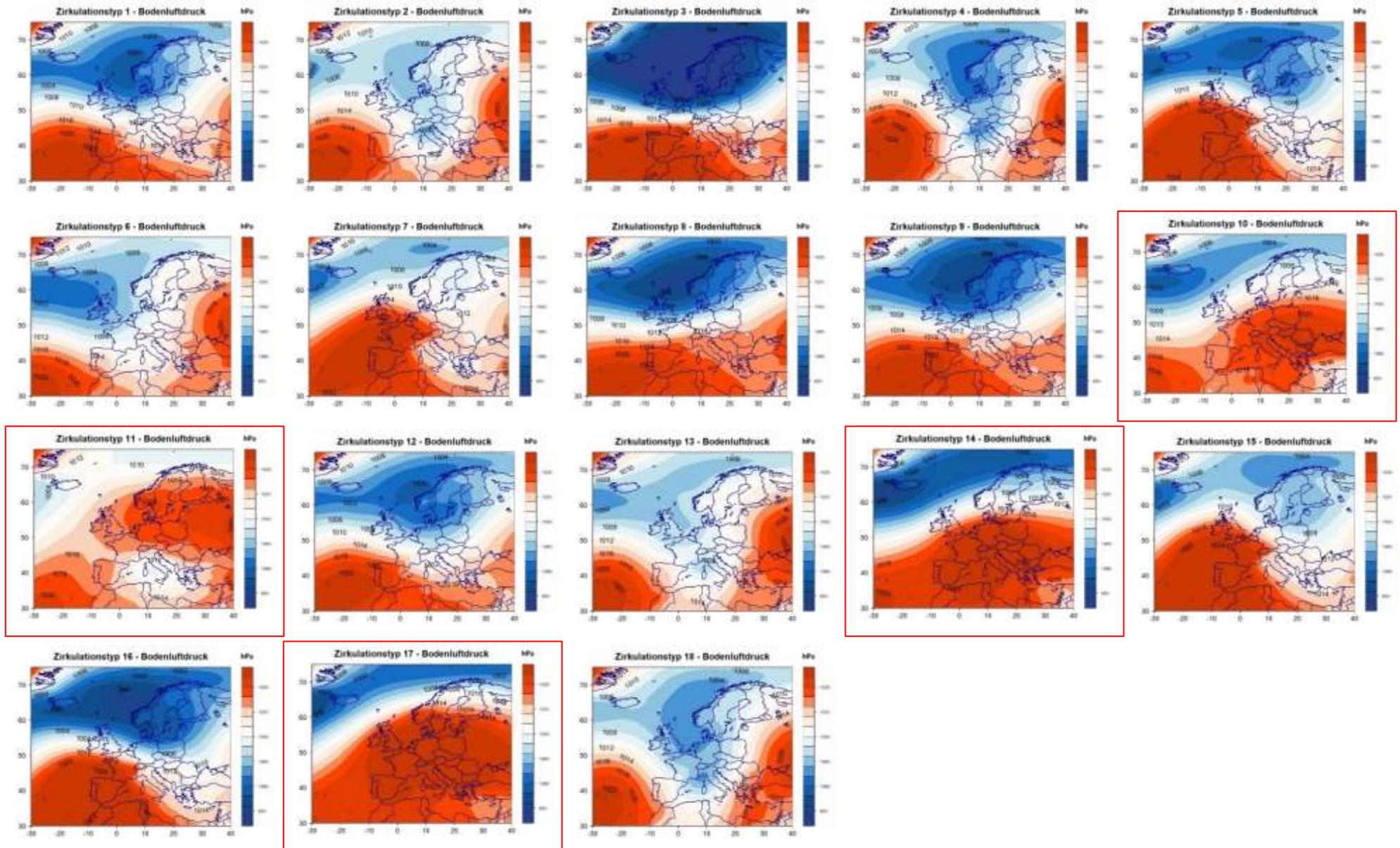


Anhang 7f: Täglicher Niederschlag (PREC), (mm), aus WETRAX+, als Mittel aus allen Gitterboxen aller Auftrittstage des jeweiligen Zirkulationstyps, April-September, 1961-2017, SAN18 MSLP (1), RHUM700 (2), U-Wind700 (1), V-Wind700 (1), TEMP (3), PREC (18), rot = trockenheitsrelevanter Zirkulationstyp.

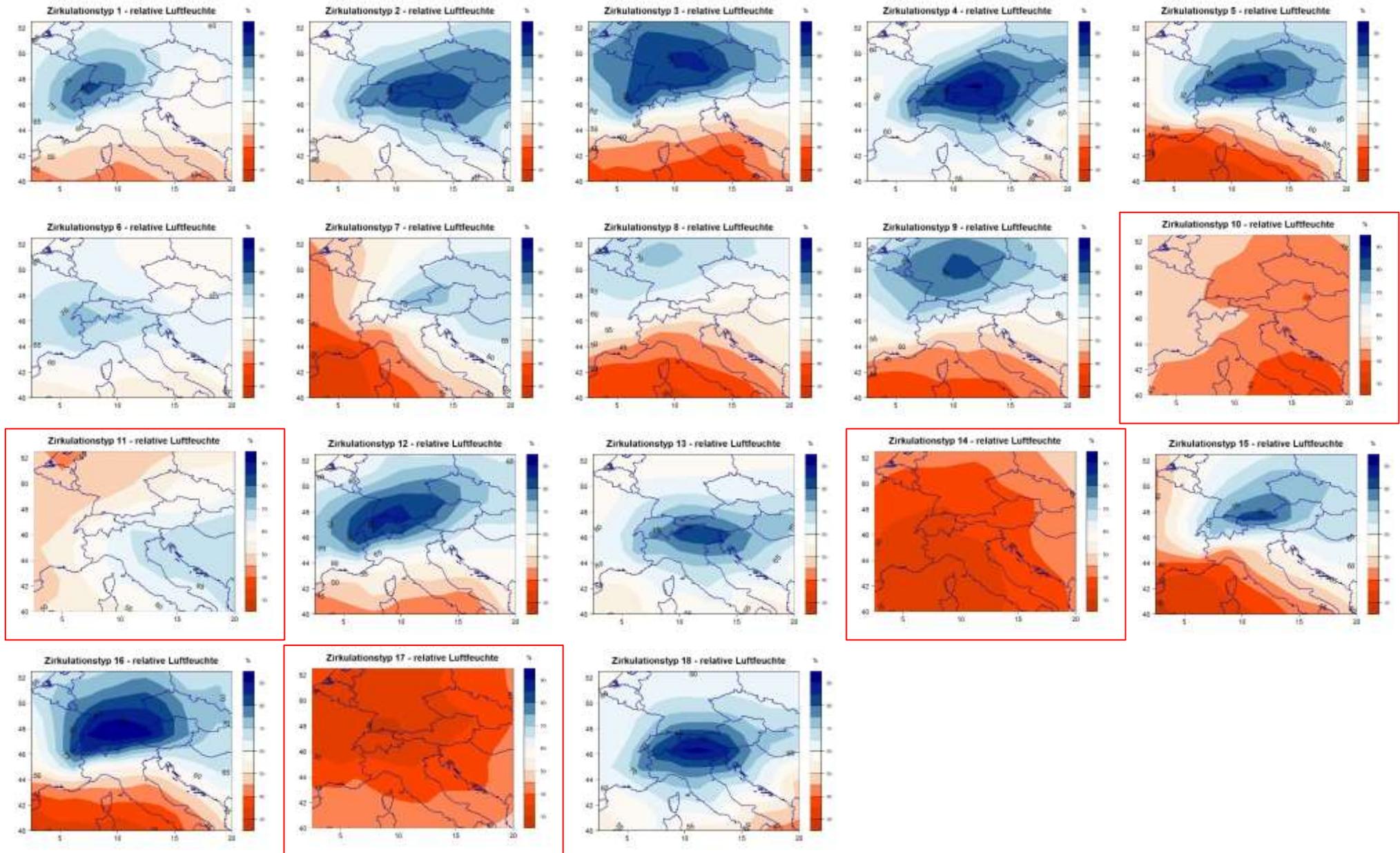


Anhang 8: Zirkulationstypen der optimierten Zirkulationstypklassifikation im Winterhalbjahr.

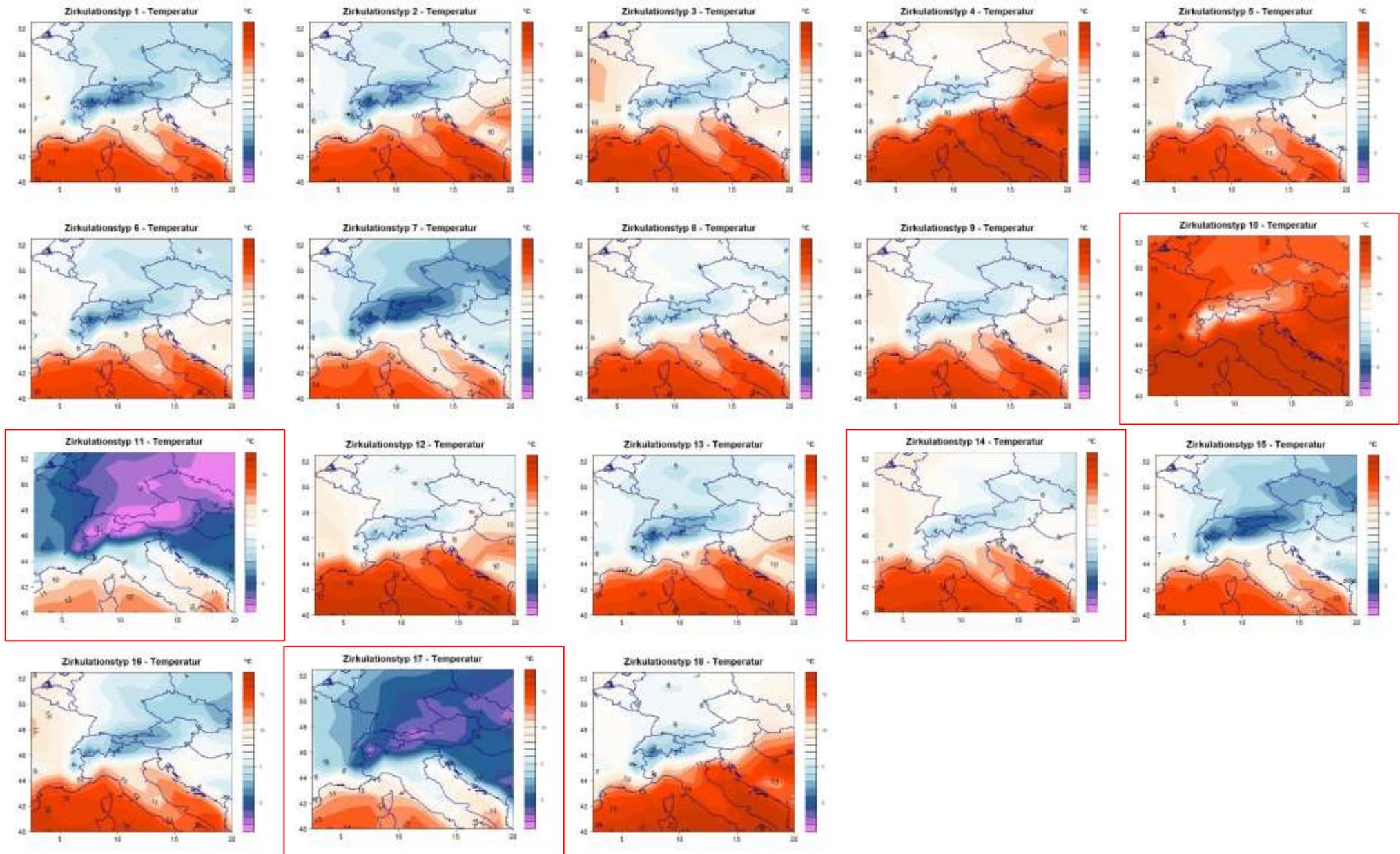
Anhang 8a: Zentroide des mittleren Bodenluftdrucks, (MSLP), (hPa), (30 West - 40 Ost, 30 - 70 Nord), der Zirkulationstypen, Oktober-März, als mittlere Felder aller Einzeltage, 1961-2017, SAN18 MSLP (1), RHUM700 (2), U-Wind700 (1), V-Wind700 (1), TEMP (3), PREC (18), rot = trockenheitsrelevanter Zirkulationstyp.



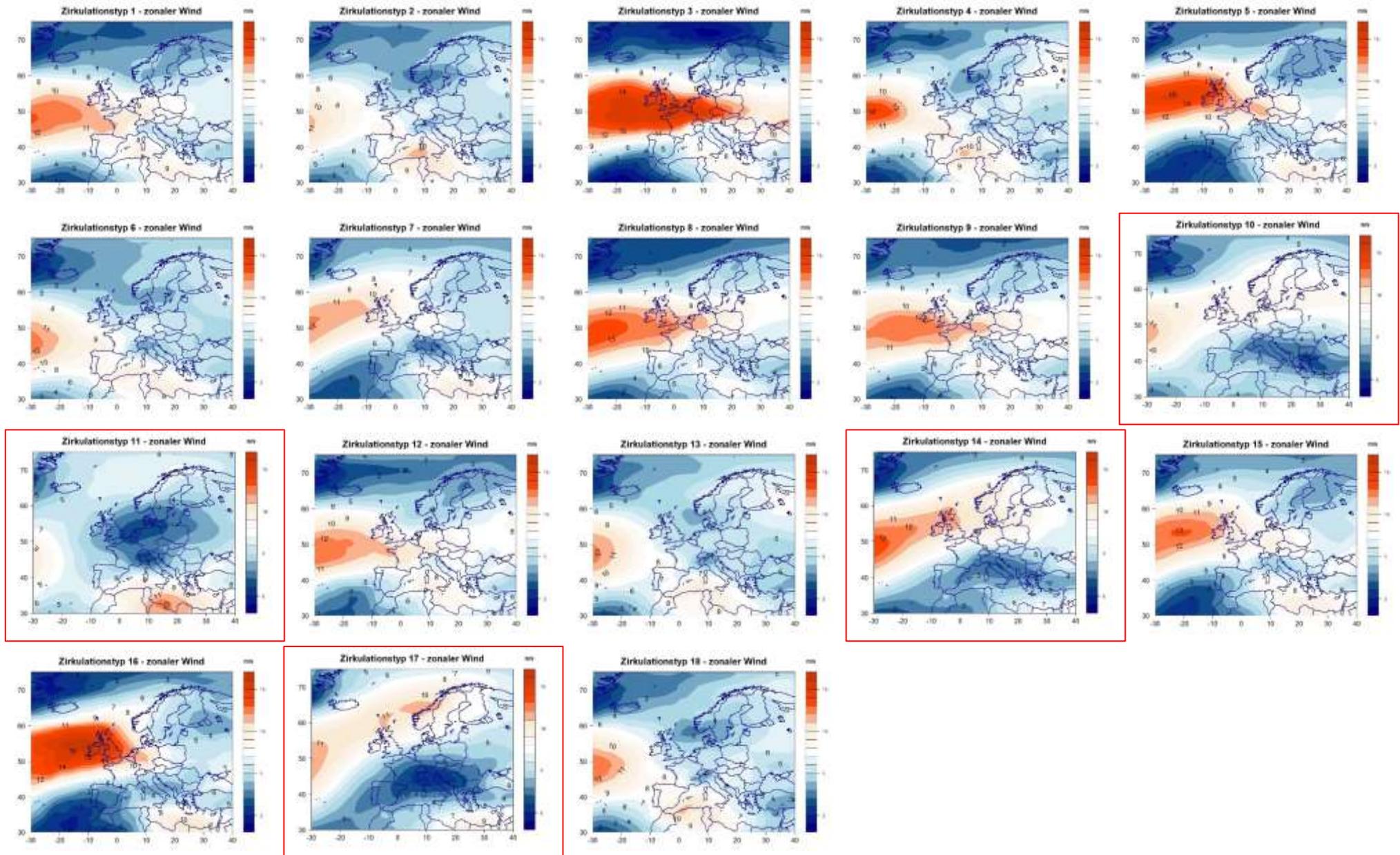
Anhang 8b: Zentroide der relativen Luftfeuchte, (RHUM, 700 hPa), (%), (5 - 20 Ost, 40 - 52 Nord), der Zirkulationstypen, Oktober-März, als mittlere Felder aller Einzeltage, 1961-2017, SAN18 MSLP (1), RHUM700 (2), U-Wind700 (1), V-Wind700 (1), TEMP (3), PREC (18), rot = trockenheitsrelevanter Zirkulationstyp.



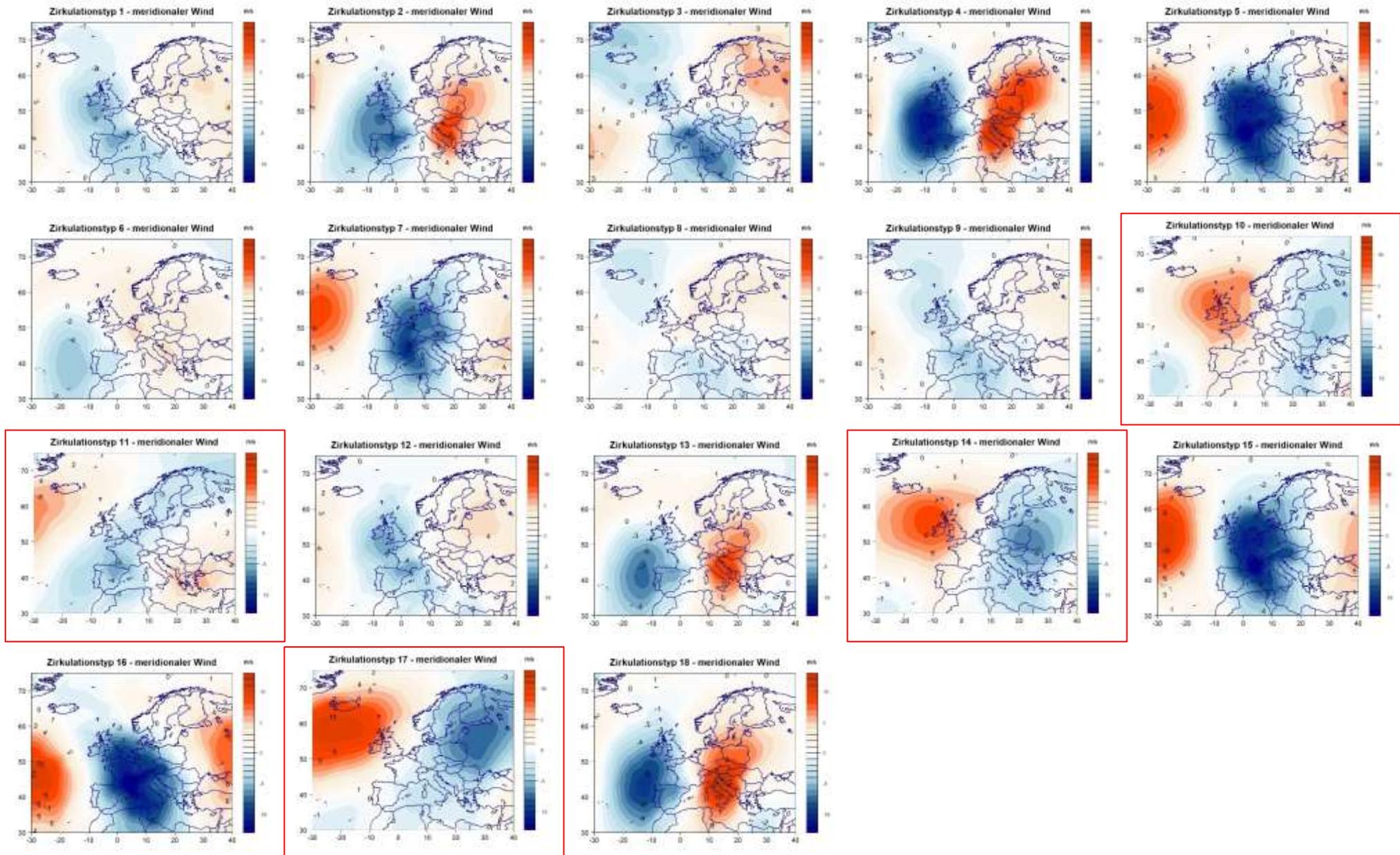
Anhang 8c: Zentroide der Temperatur 2 m (TEMP), (°C), (5 - 20 Ost, 40 - 52 Nord), der Zirkulationstypen (ZT), Oktober-März, als mittlere Felder aller Einzeltage, 1961-2017, SAN18 MSLP (1), RHUM700 (2), U-Wind700 (1), V-Wind700 (1), TEMP (3), PREC (18), rot = trockenheitsrelevanter Zirkulationstyp.



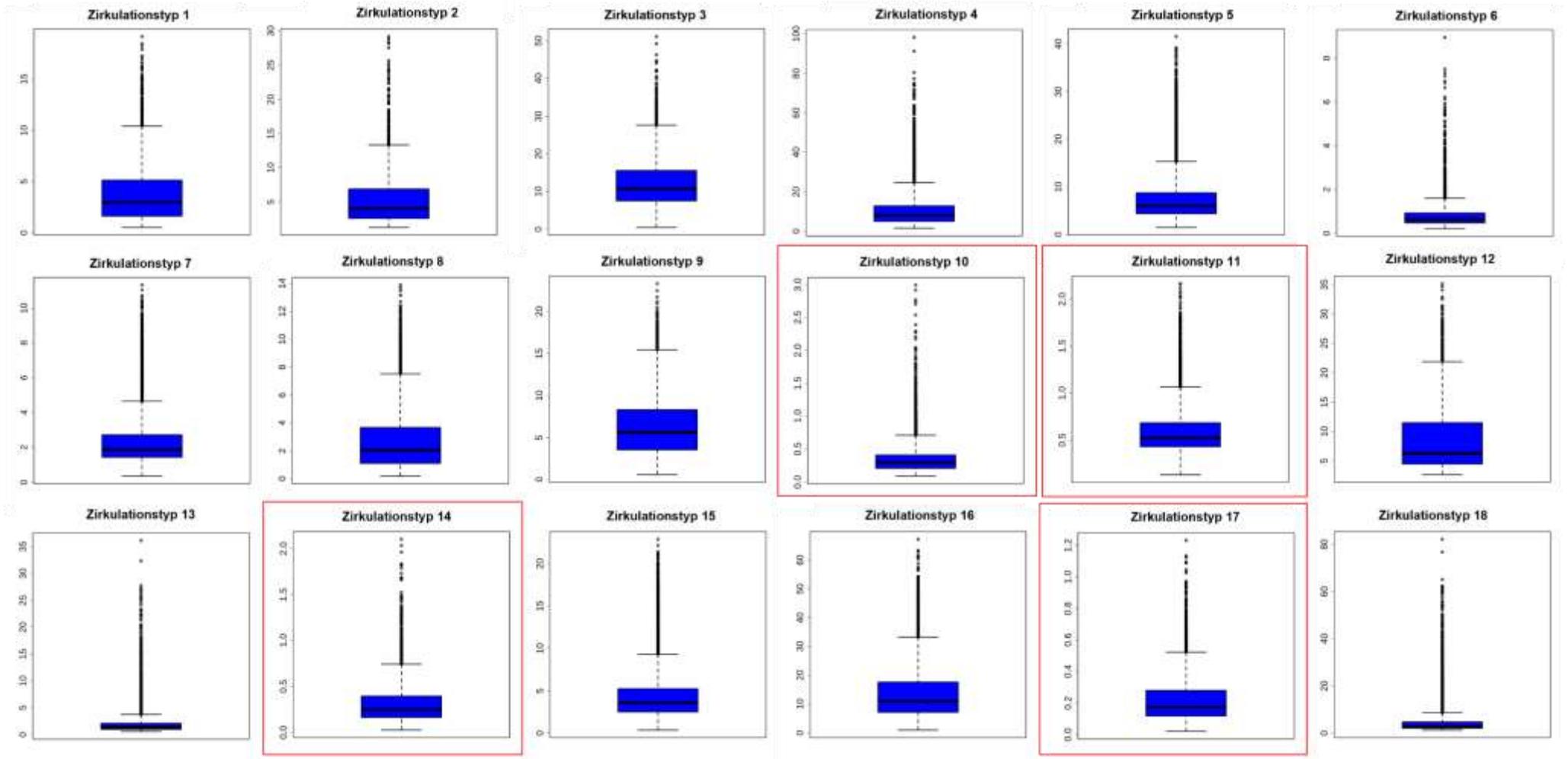
Anhang 8d: Zentroide der u-Wind Komponente (U-Wind, 700 hPa), (m/s), (30 West - 40 Ost, 30 - 70 Nord), der Zirkulationstypen, Oktober-März, als mittlere Felder aller Einzeltage, 1961-2017, SAN18 MSLP (1), RHUM700 (2), U-Wind700 (1), V-Wind700 (1), TEMP (3), PREC (18), rot = trockenheitsrelevanter Zirkulationstyp.



Anhang 8e: Zentroide der v-Wind Komponente (V-Wind, 700 hPa), (m/s), (30 West - 40 Ost, 30 - 70 Nord), der Zirkulationstypen, Oktober-März, als mittlere Felder aller Einzeltage, 1961-2017, SAN18 MSLP (1), RHUM700 (2), U-Wind700 (1), V-Wind700 (1), TEMP (3), PREC (18), rot = trockenheitsrelevanter Zirkulationstyp.

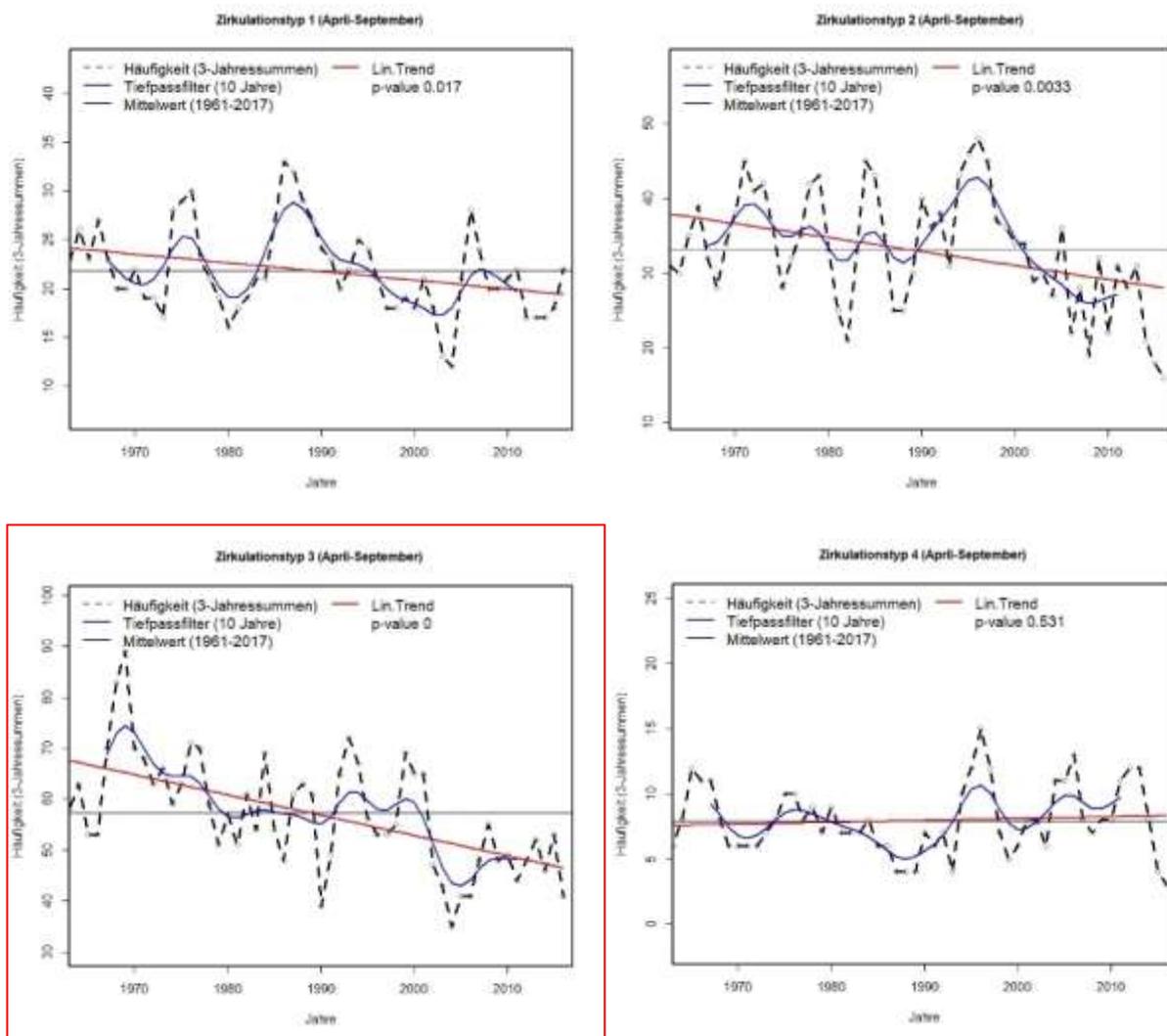


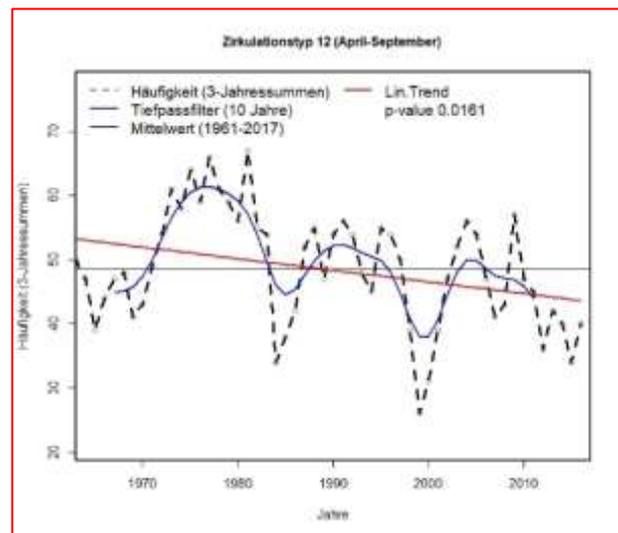
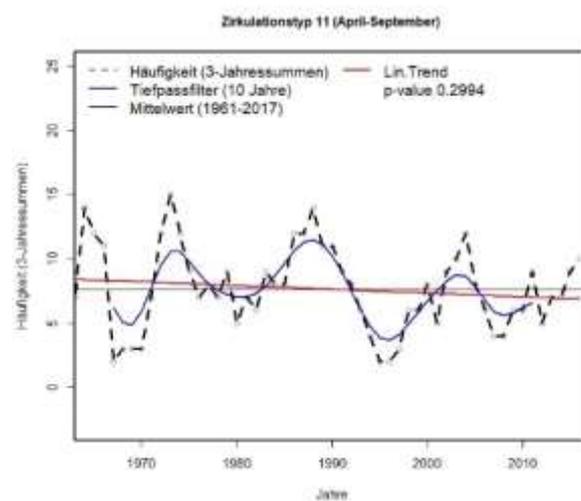
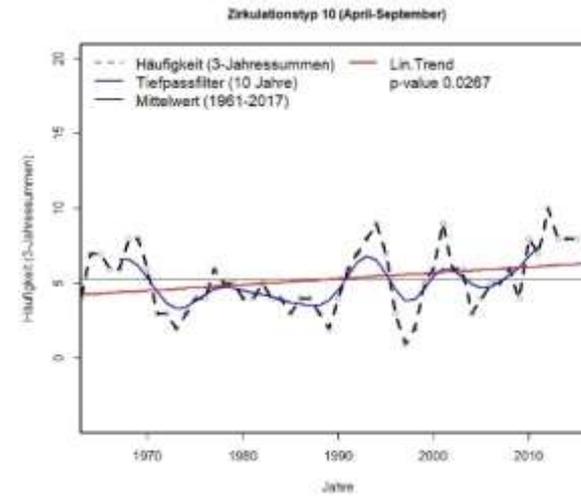
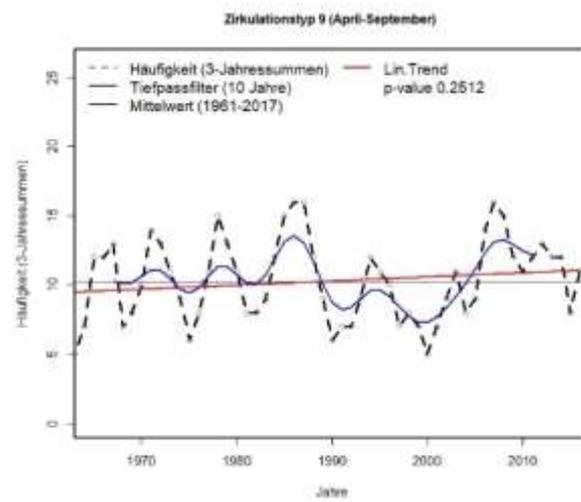
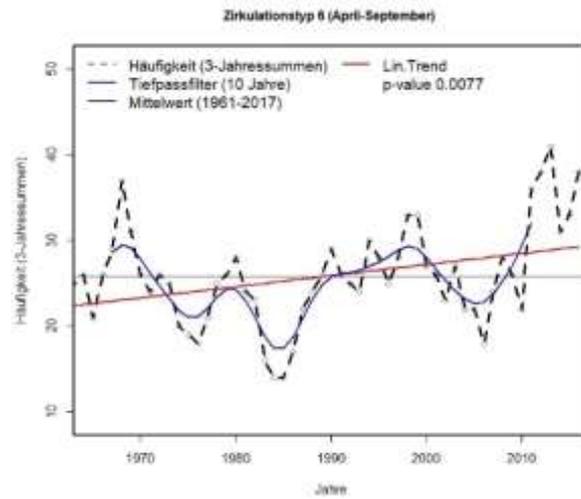
Anhang 8f: Täglicher Niederschlag (PREC), (mm), aus WETRAX+, als Mittel aus allen Gitterboxen aller Auftrittstage des jeweiligen Zirkulationstyps, Oktober-März, 1961-2017, SAN18 MSLP (1), RHUM700 (2), U-Wind700 (1), V-Wind700 (1), TEMP (3), PREC (18), rot = trockenheitsrelevanter Zirkulationstyp.

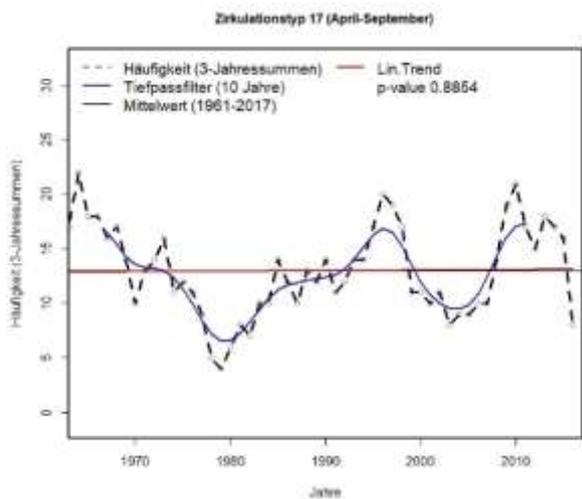
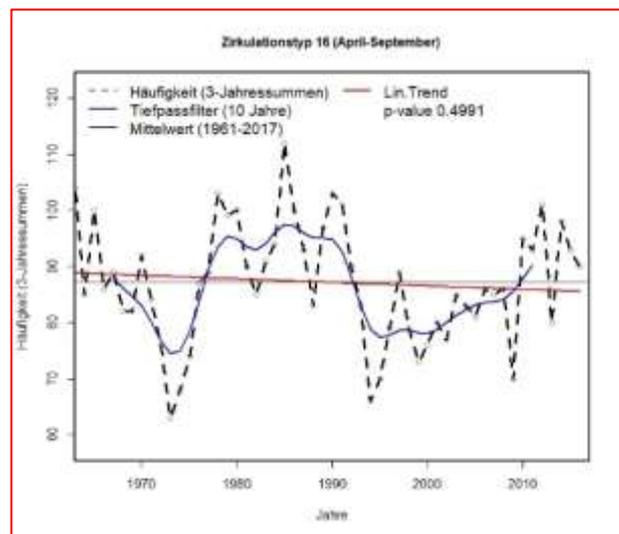
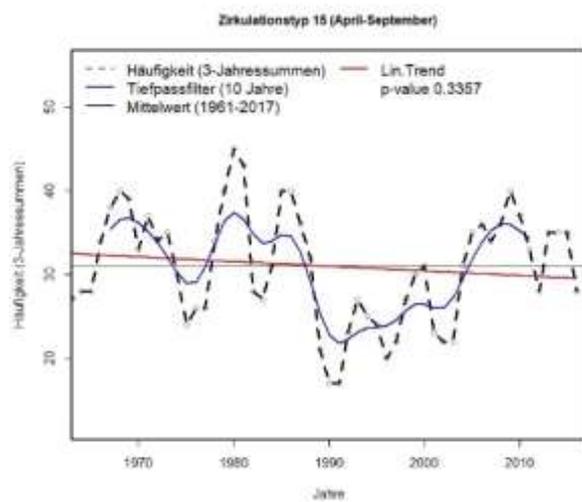
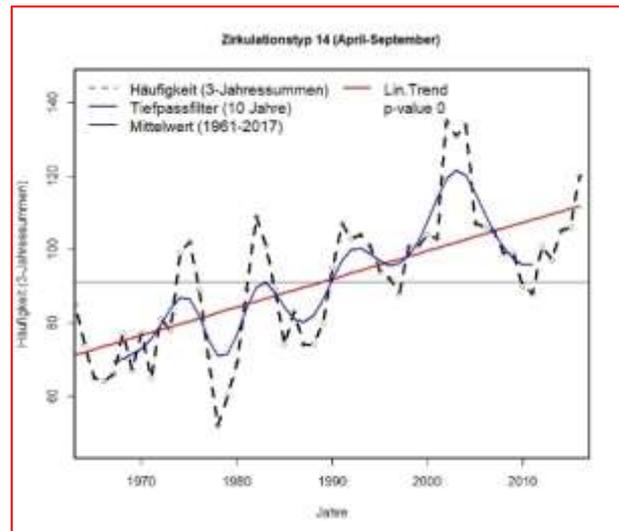
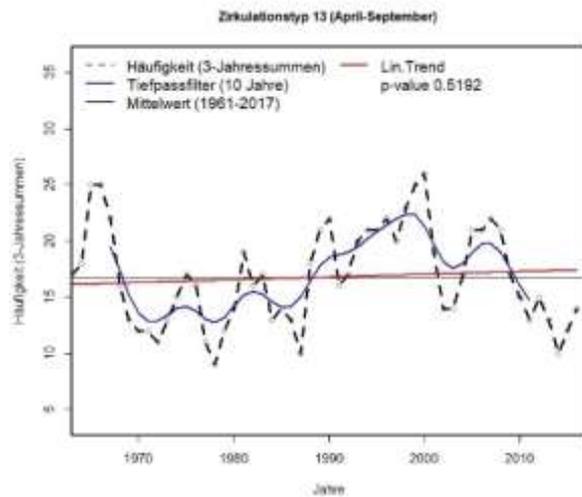


Anhang 9: Trendanalyse der Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationstypen für April bis September und Oktober bis März (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Darstellung der zeitlichen Entwicklung mit gleitenden 3-Jahres-Auftrittshäufigkeiten, einer mit dem Gauß'schen Tiefpassfilter über zehn Jahre geglätteten Zeitreihe sowie dem linearen Trend.

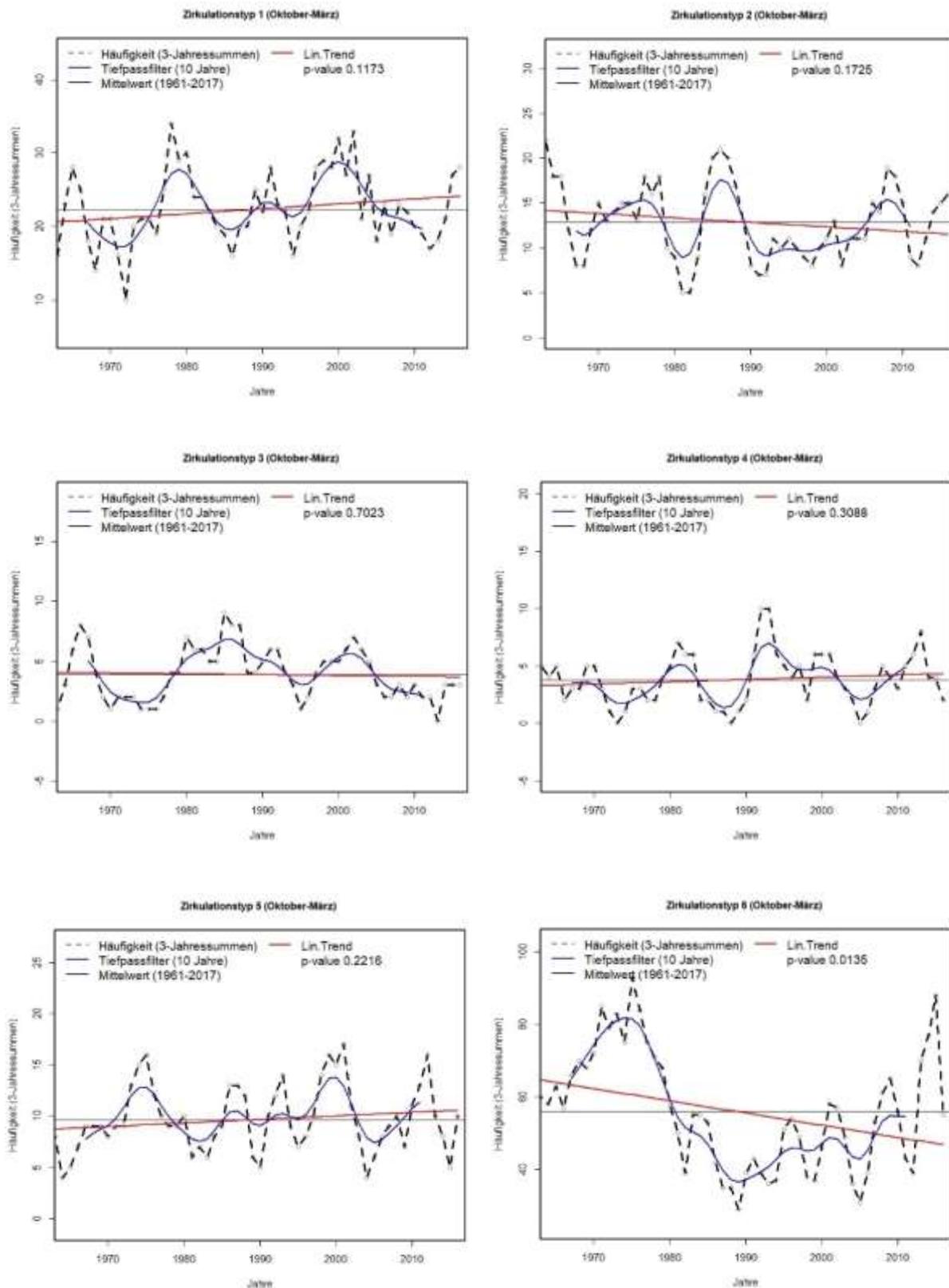
Anhang 9a: Trendanalyse der Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationstypen für April bis September (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Darstellung der zeitlichen Entwicklung mit gleitenden 3-Jahres-Auftrittshäufigkeiten, einer mit dem Gauß'schen Tiefpassfilter über zehn Jahre geglätteten Zeitreihe sowie dem linearen Trend. Rot: trockenheitsrelevanter Zirkulationstyp.

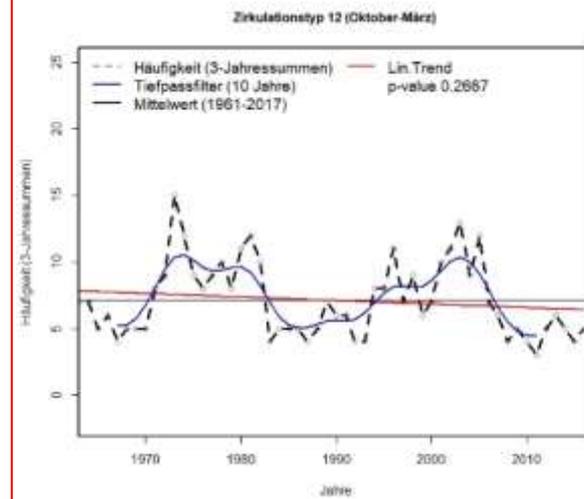
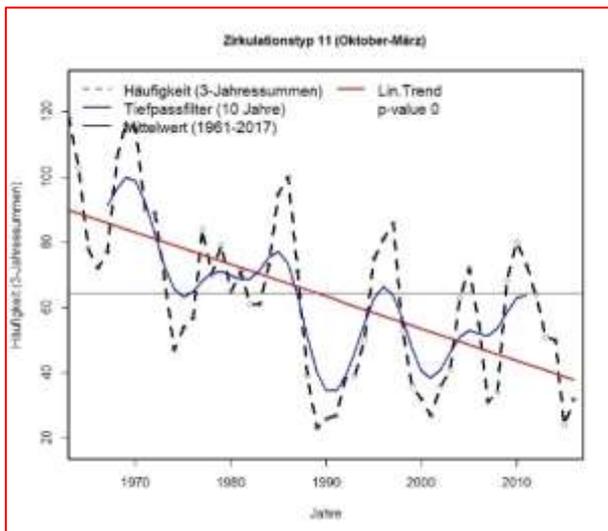
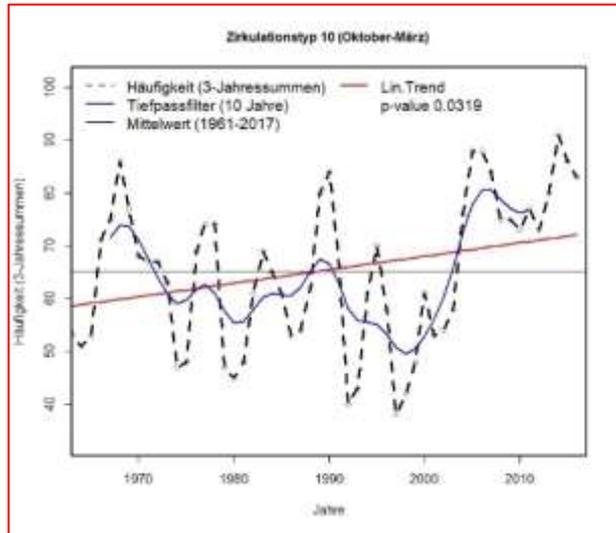
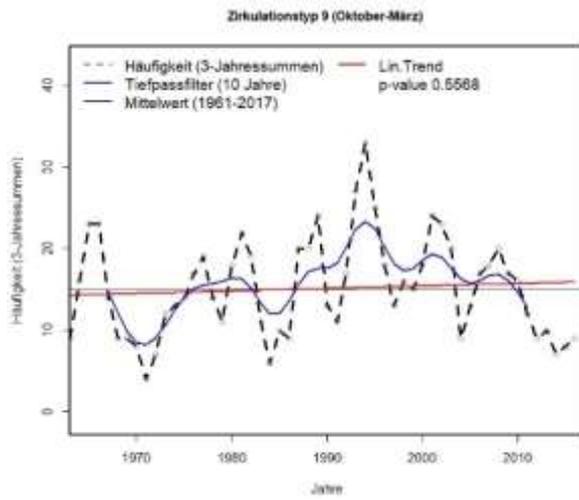
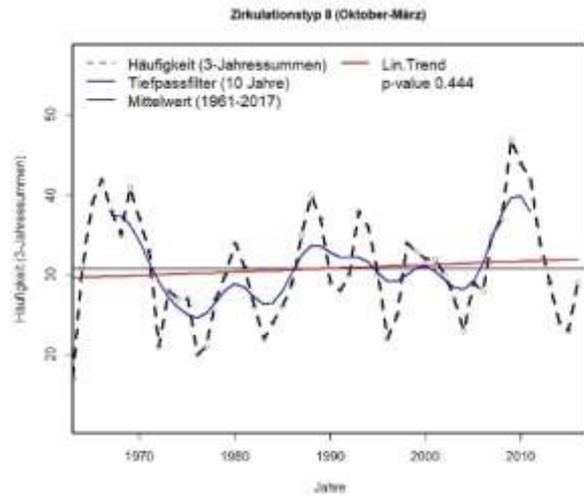
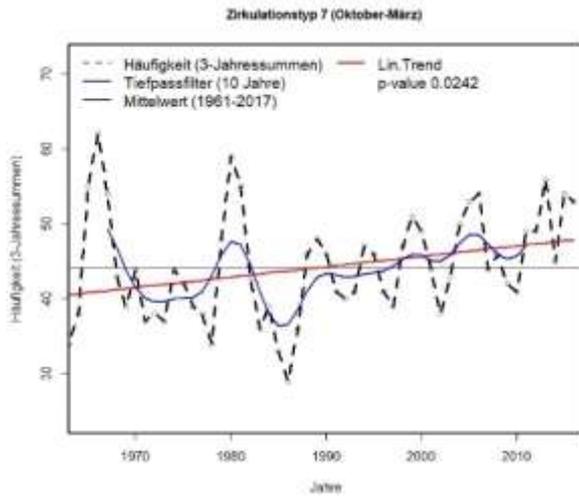


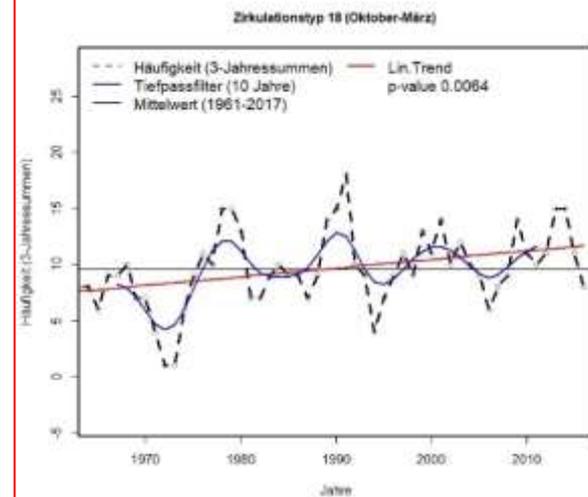
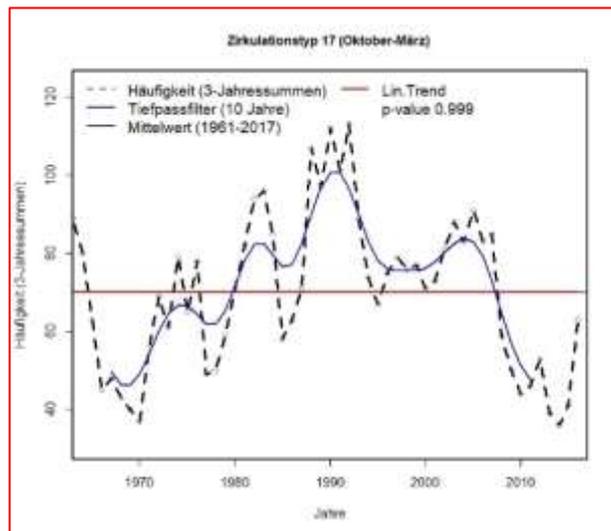
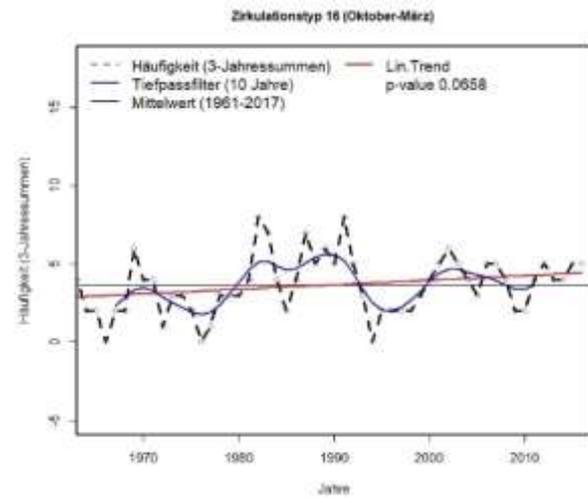
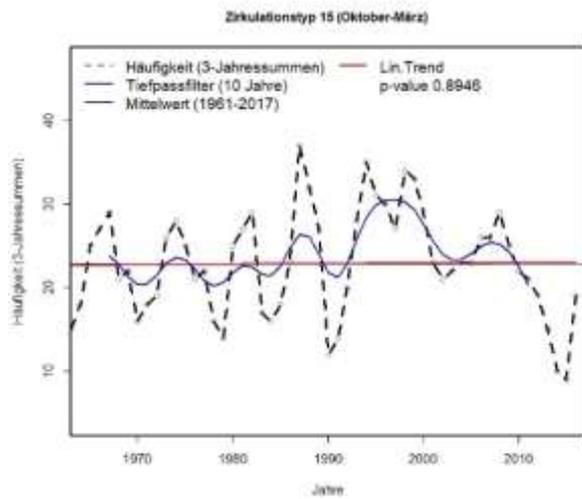
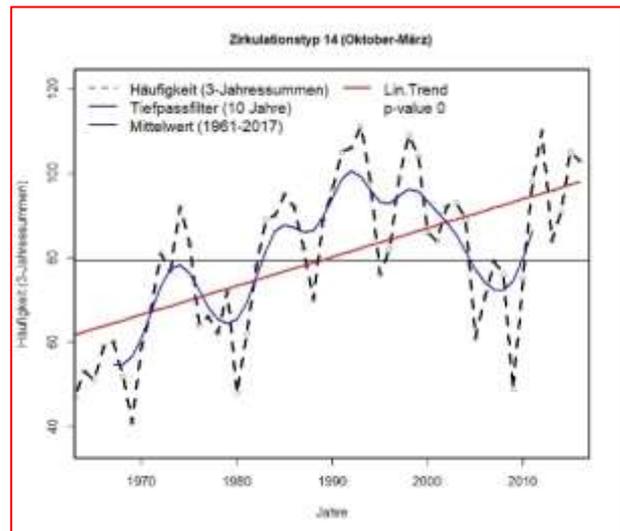




Anhang 9b: Trendanalyse der Auftretshäufigkeiten der Zirkulationstypen für Oktober bis März (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Darstellung der zeitlichen Entwicklung mit gleitenden 3-Jahres-Auftretshäufigkeiten, einer mit dem Gauß'schen Tiefpassfilter über zehn Jahre geglätteten Zeitreihe sowie dem linearen Trend. Rot: trockenheitsrelevanter Zirkulationstyp.

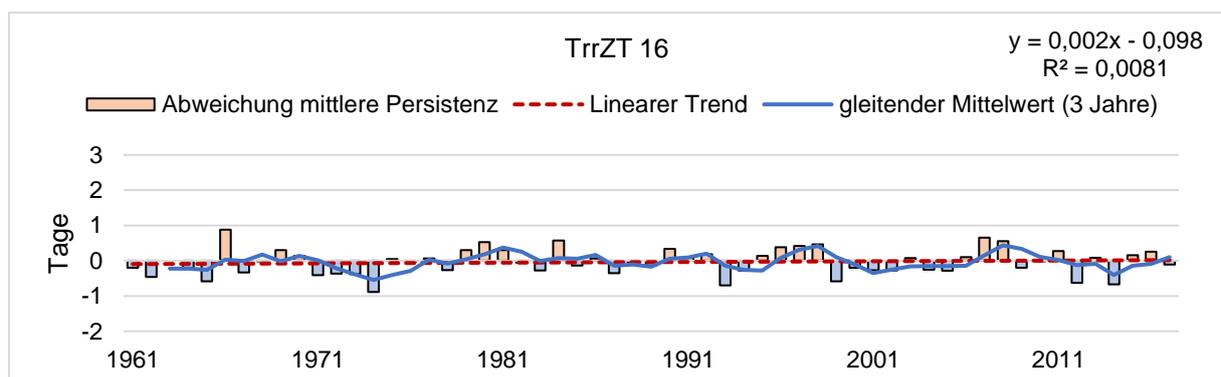
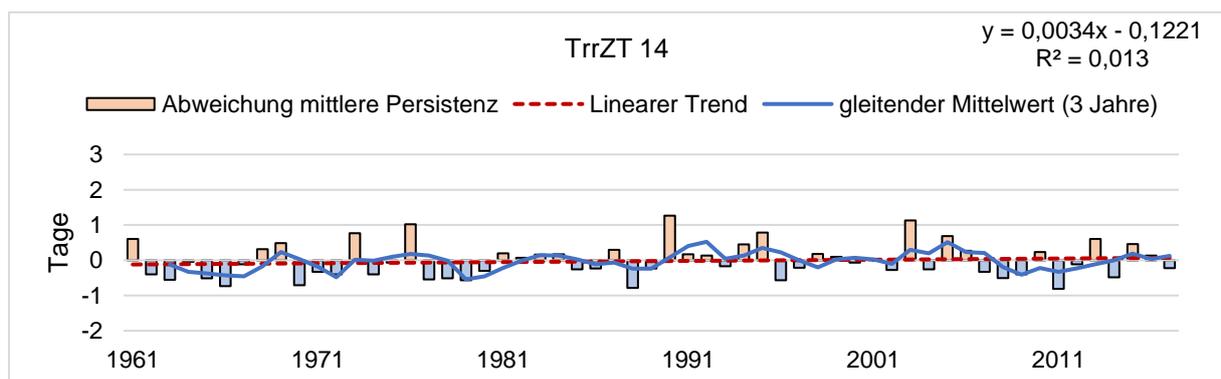
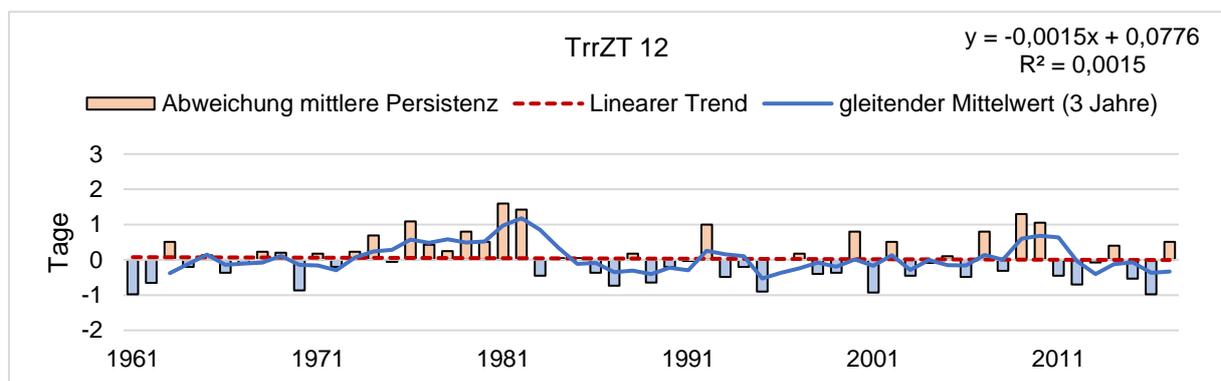
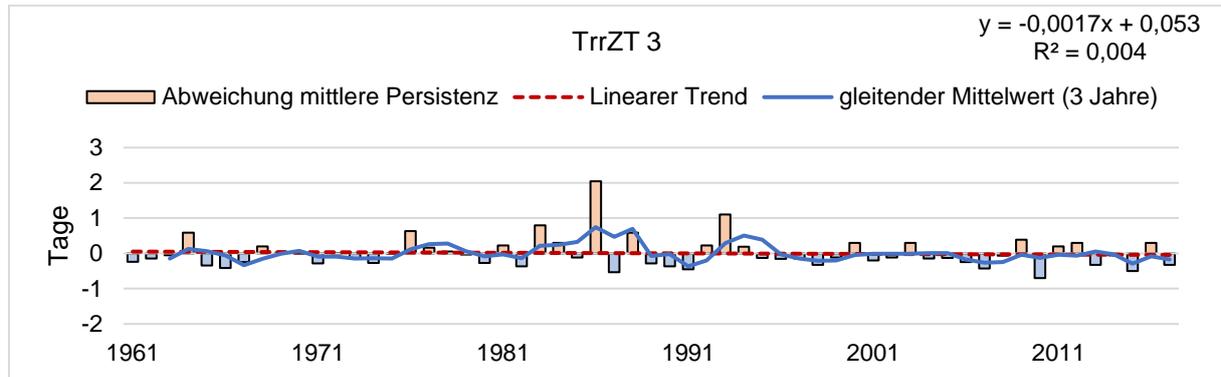




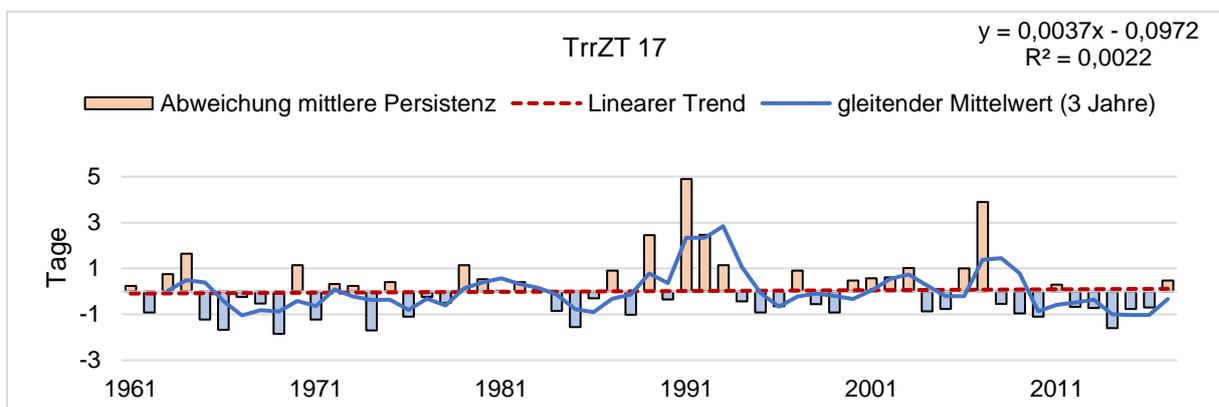
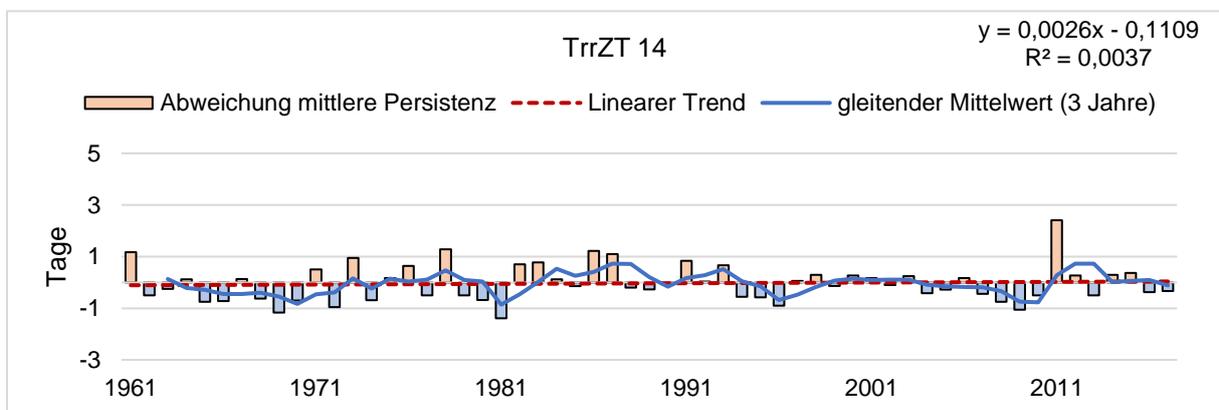
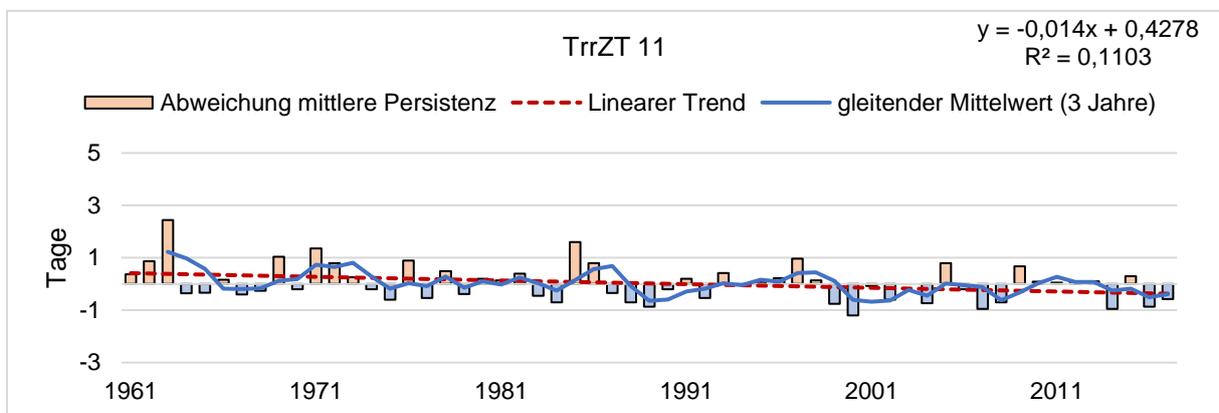
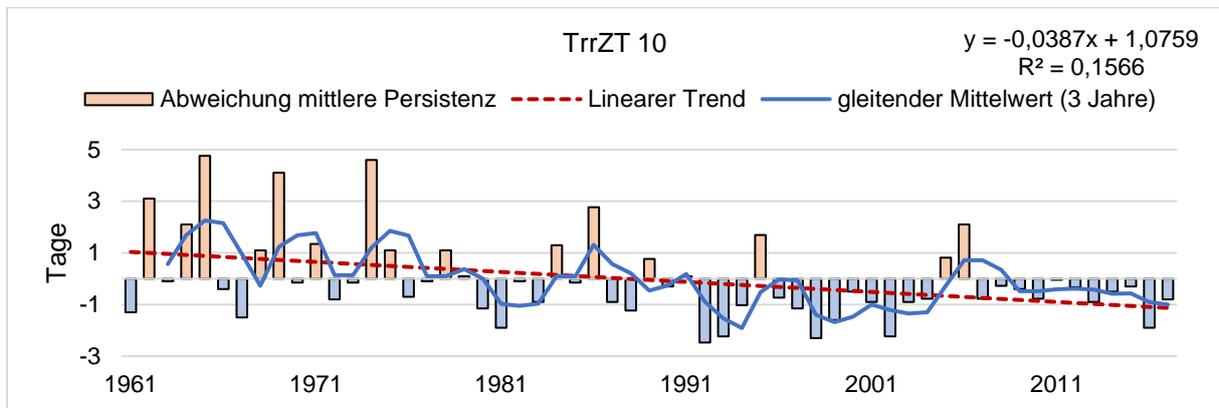


Anhang 10: Abweichung der mittleren und maximalen jährlichen Persistenz (Verweildauer in Tagen) trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) für April bis September und Oktober bis März, von der langjährigen mittleren und maximalen Persistenz im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017.

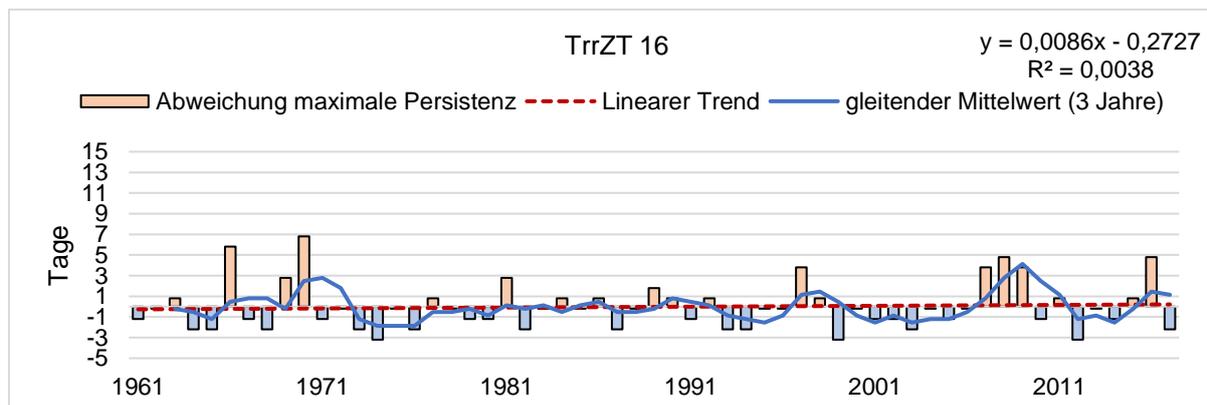
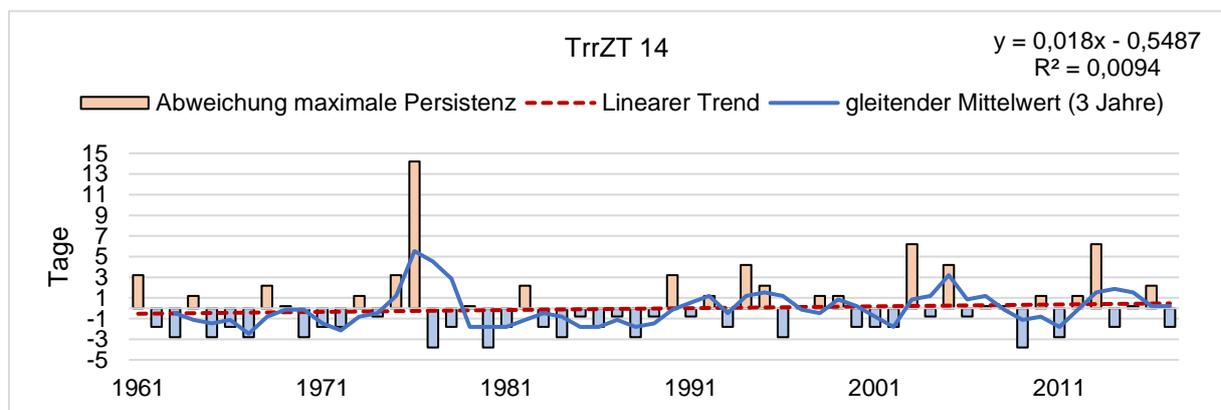
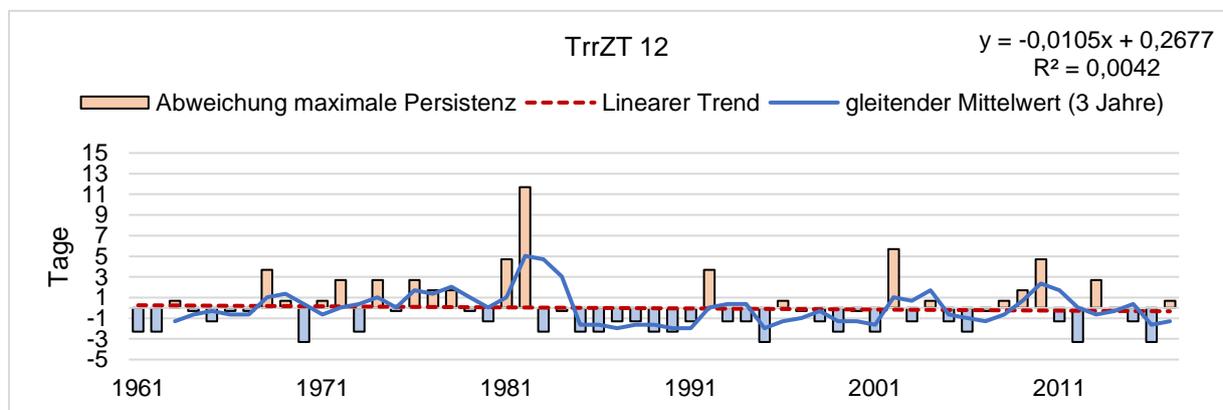
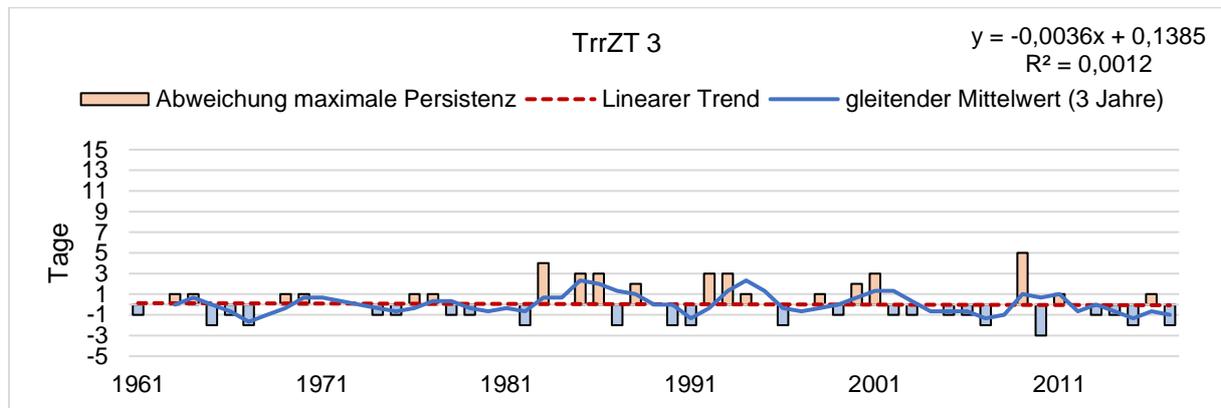
Anhang 10a: Abweichung der mittleren jährlichen Persistenz (Verweildauer in Tagen) trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) zwischen April und September, von der langjährigen mittleren Persistenz im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017.



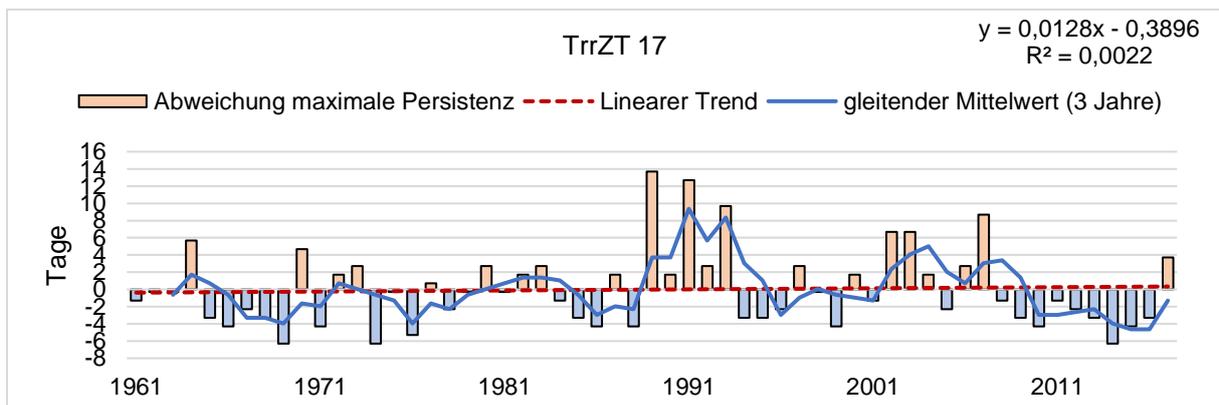
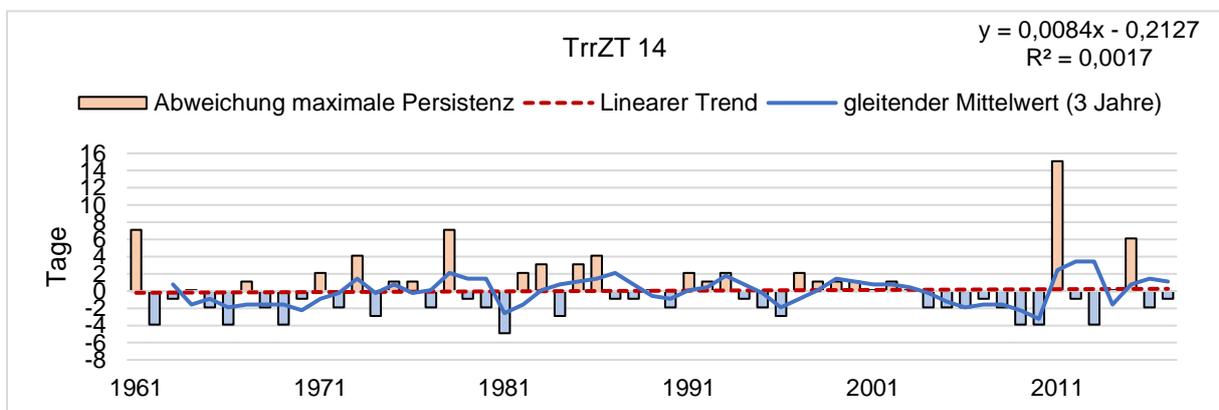
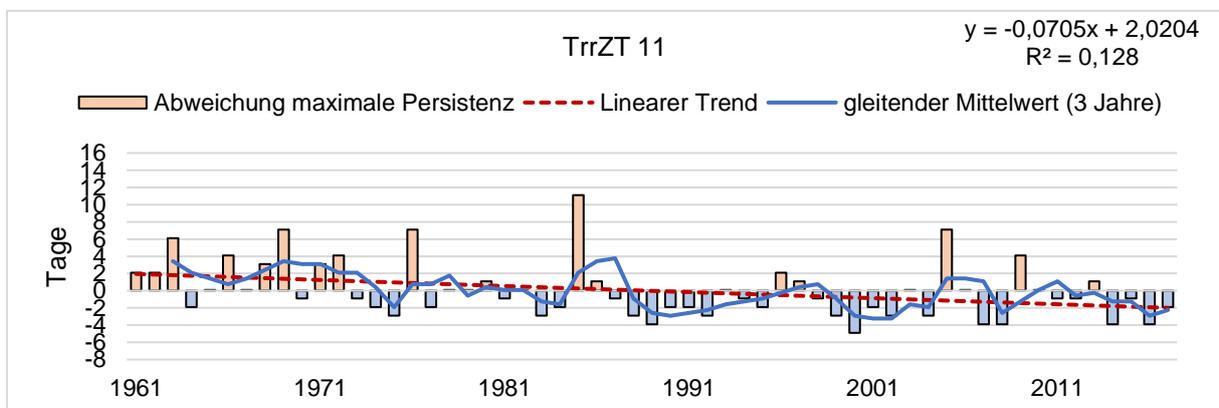
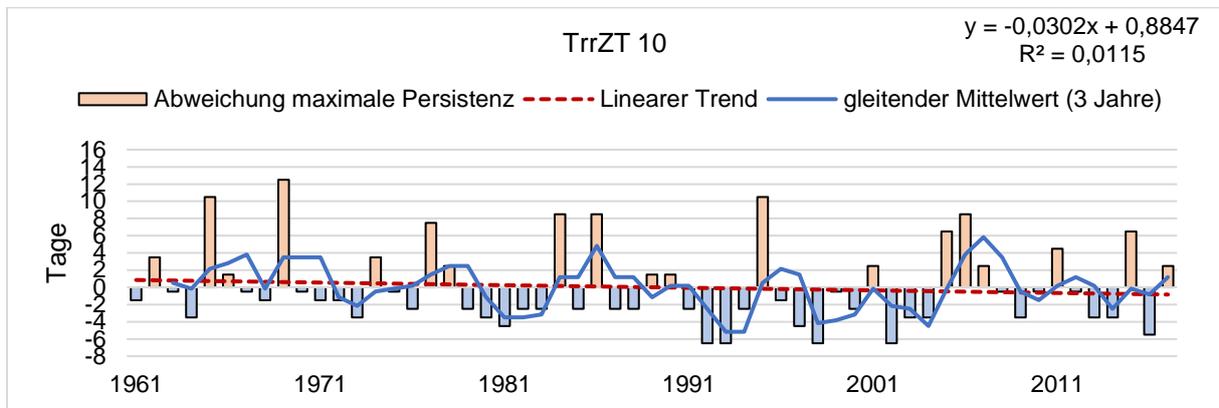
Anhang 10b: Abweichung der mittleren jährlichen Persistenz (Verweildauer in Tagen) trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) zwischen Oktober und März, von der langjährigen mittleren Persistenz im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017.



Anhang 10c: Abweichung der maximalen jährlichen Persistenz (Verweildauer in Tagen) trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) zwischen April und September, von der langjährigen maximalen Persistenz im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017.



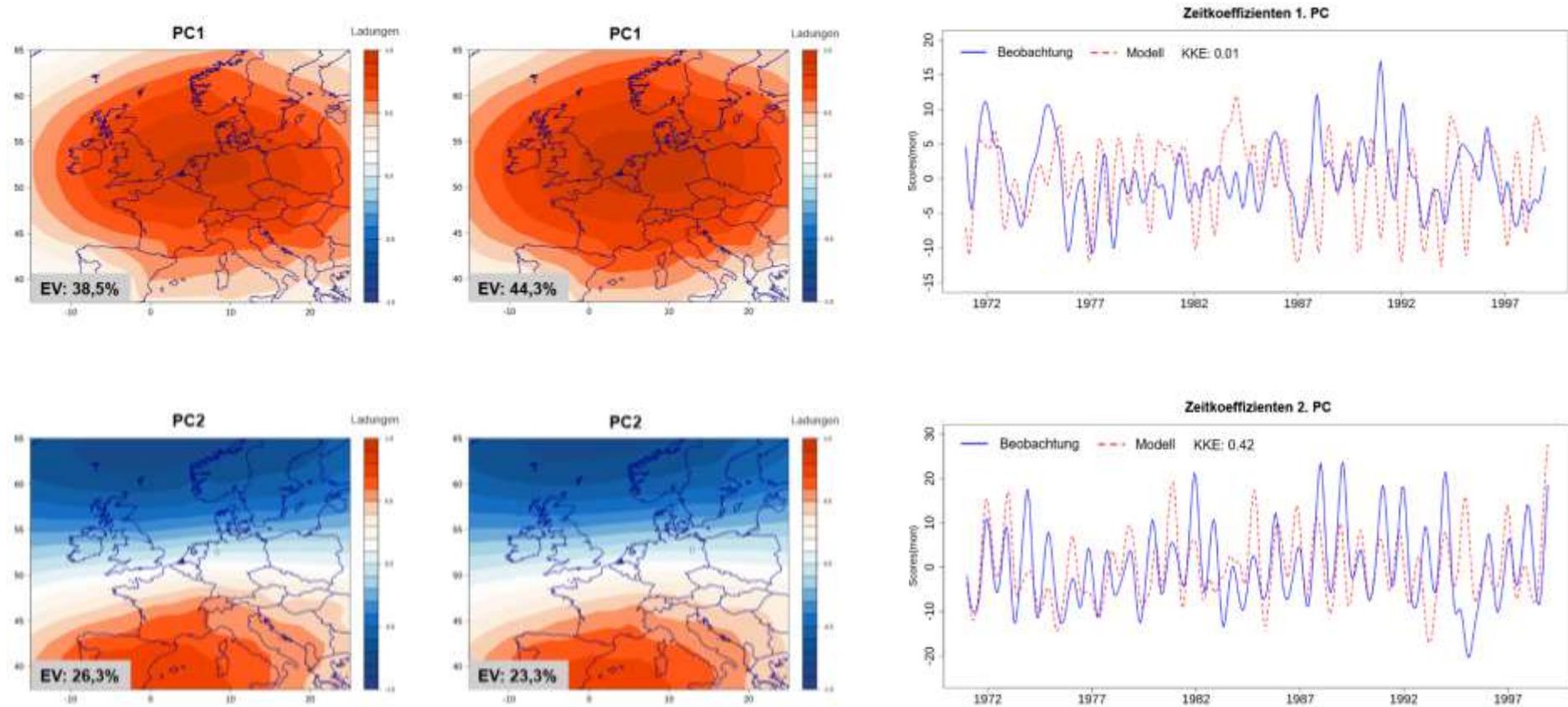
Anhang 10d: Abweichung der maximalen jährlichen Persistenz (Verweildauer in Tagen) trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) zwischen Oktober und März, von der langjährigen maximalen Persistenz im Beobachtungszeitraum von 1961 bis 2017.

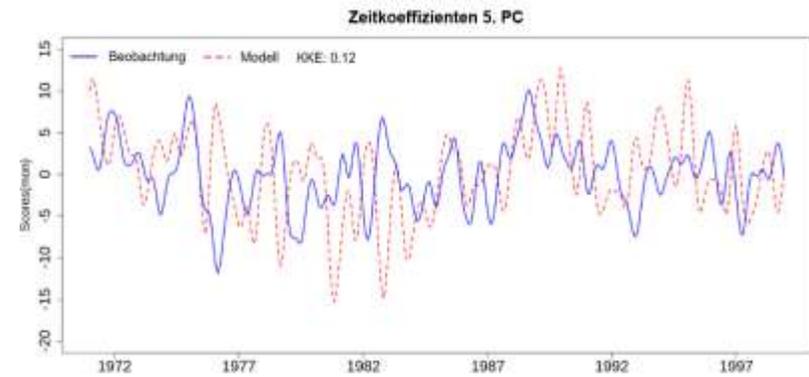
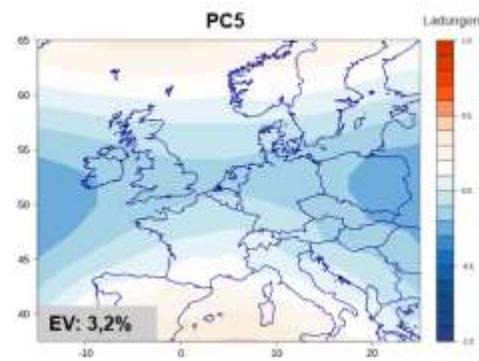
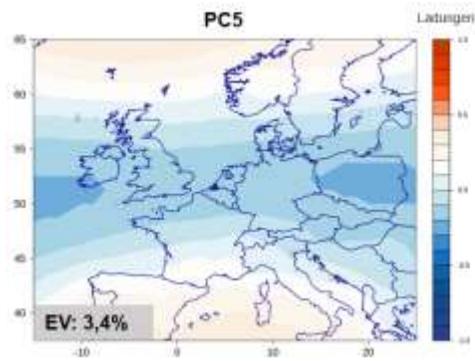
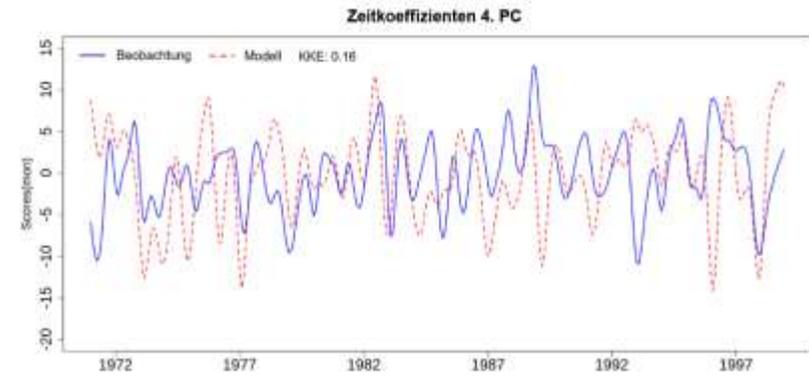
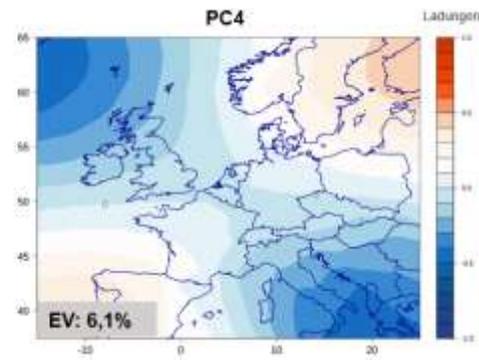
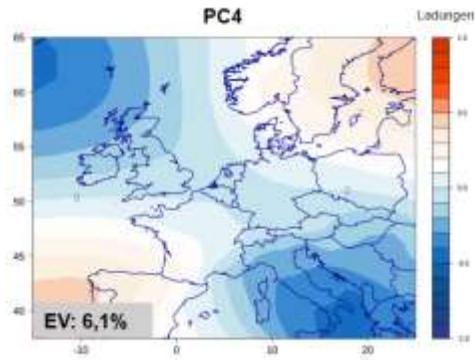
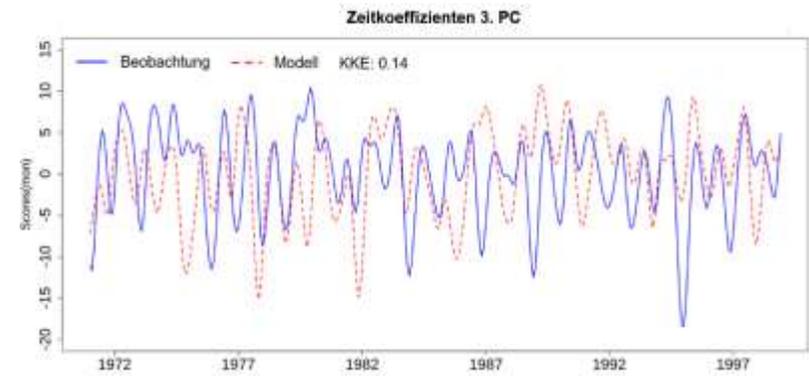
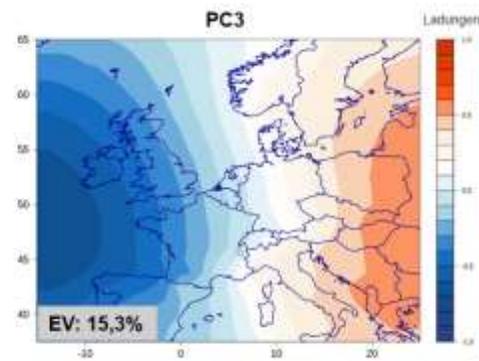
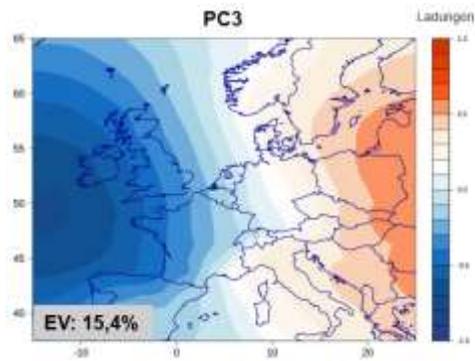


Anhang 11: Zirkulationstypspezifische lineare Trendanalyse, mitklassifizierter atmosphärischen Variablen: mittlerer Bodenluftdruck (hPa), relative Luftfeuchte (%), Temperatur (°C) sowie für die zonale Windkomponente (u-Wind) (m/s), die meridionale Windkomponente (v-Wind) (m/s). Minimum (min), Maximum (max), Mittel (mean) und Differenz (diff) zwischen Minimal- und Maximalwert der jeweiligen Variablen, für die Auftrittstage trockenheitsrelevanter Zirkulationstypen (trrZT) von April bis September und Oktober bis März (Mann-Kendall Test, 1961-2017, $\alpha = 0.05$). Rot: signifikante Zunahme der Variablenwerte, blau: signifikante Abnahme der Variablenwerte, weiß: keine signifikante Veränderung.

trrZT	Bodenluftdruck				relative Luftfeuchte				Temperatur				U-Wind				V-Wind			
	min	max	mean	diff	min	max	mean	diff	min	max	mean	diff	min	max	mean	diff	min	max	mean	diff
April-September																				
3					blau		blau	rot			rot		rot				blau			
12				rot	blau		blau	rot		rot		rot	rot					rot		
14		blau			blau		blau	rot	rot	rot	rot	rot	rot	rot	blau	blau	rot			blau
16	blau			rot	blau		blau	rot	blau		blau		rot		rot			rot	rot	rot
Oktober-März																				
10					blau		blau	rot	blau			rot	blau				rot		blau	blau
11				blau	blau		blau	rot				blau	rot		rot	blau				
14	blau		blau	rot	blau		blau	rot		blau		blau					rot			
17					blau		blau	rot		blau		blau	rot							

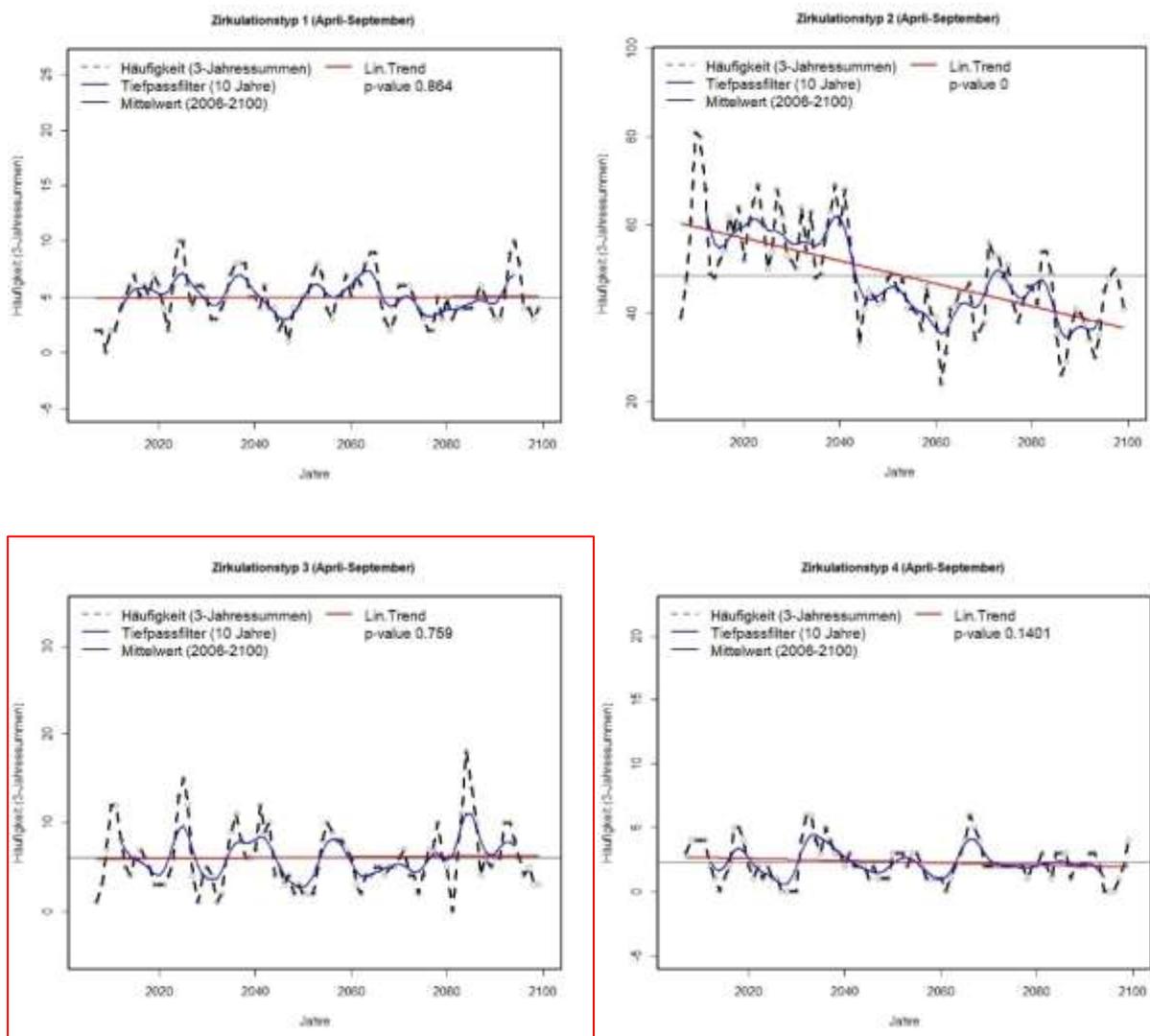
Anhang 12: Räumliche Muster (Ladungen) der ersten fünf führenden Hauptkomponenten (PCs) der Luftdruckfelder, aus der JRA-55-Reanalyse (linke Spalte) und dem regionalen Klimamodell MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1 (MPI-RCA), (rechte Spalte), (20° West - 30° Ost, 35 - 65° Nord), im Kontrollzeitraum (1971-2000) unter Angabe des jeweiligen Erklärungsanteils (EV) an der Gesamtvarianz und der zugehörigen Zeitkoeffizienten, Korrelationskoeffizient (KKE).

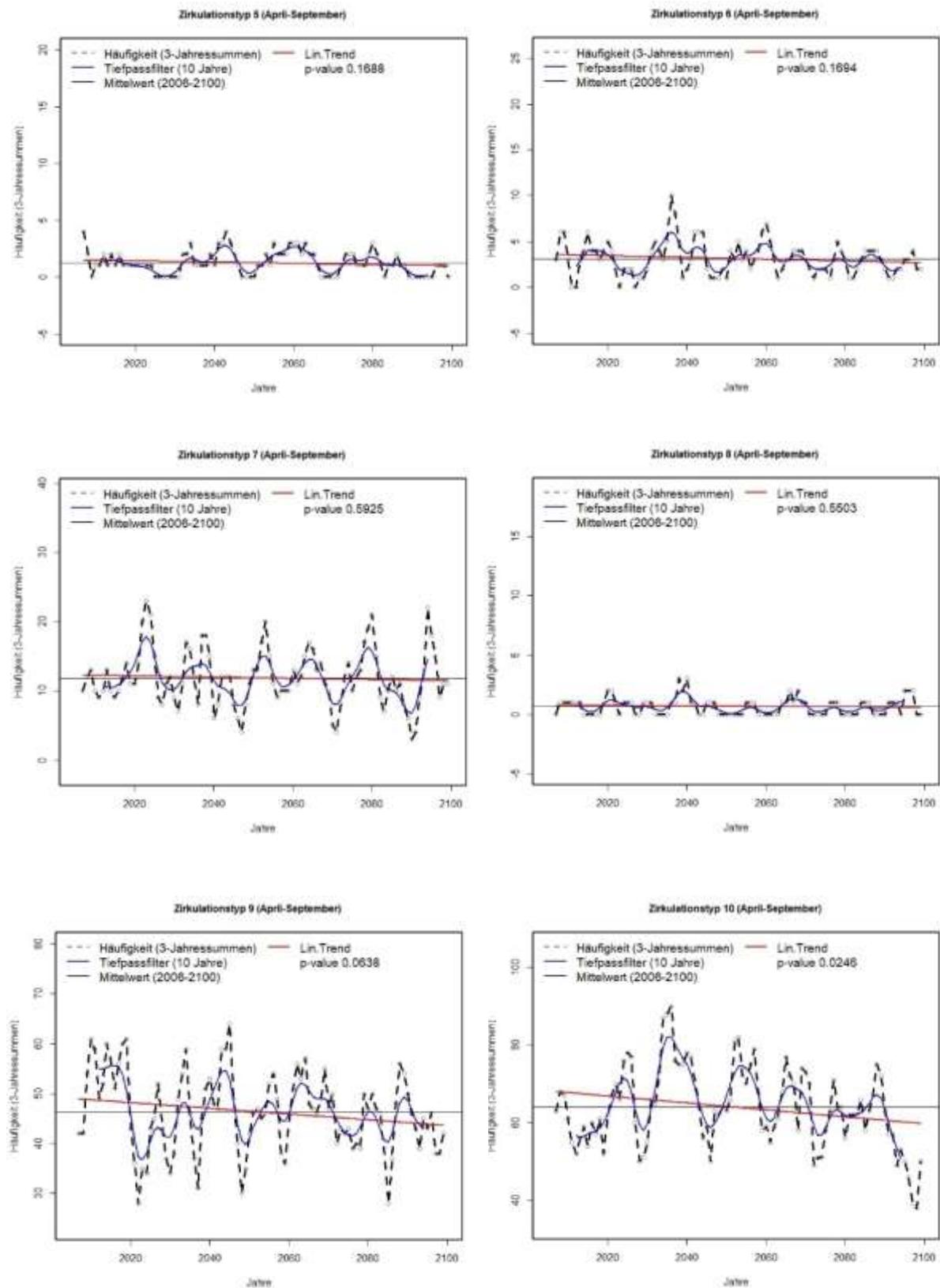


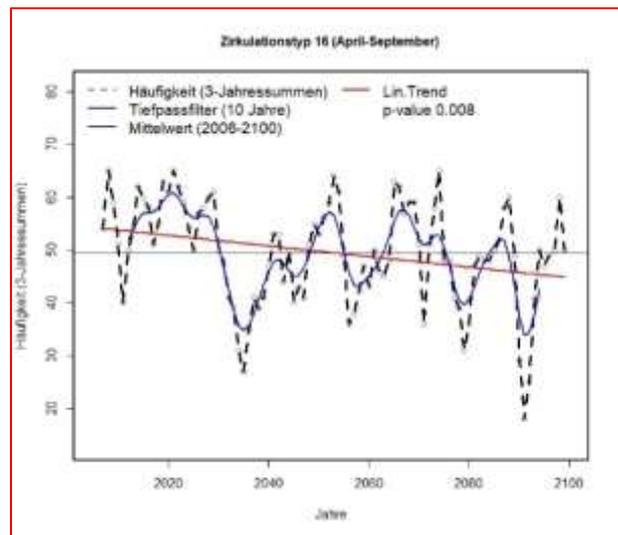
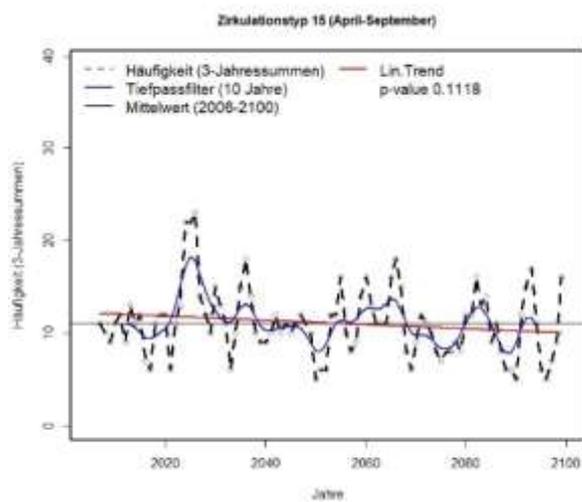
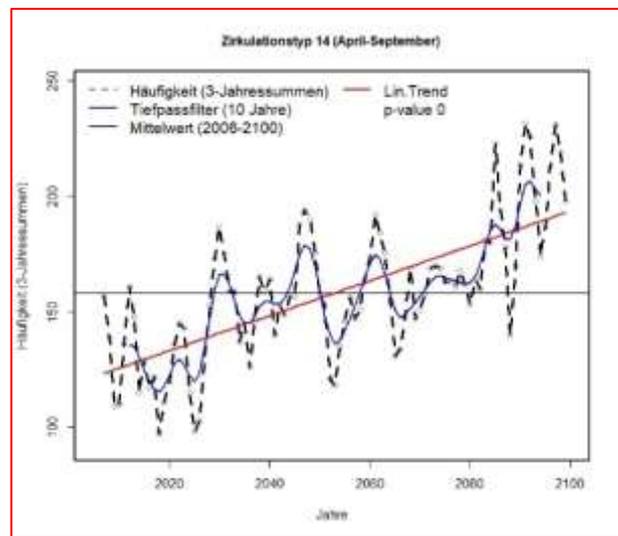
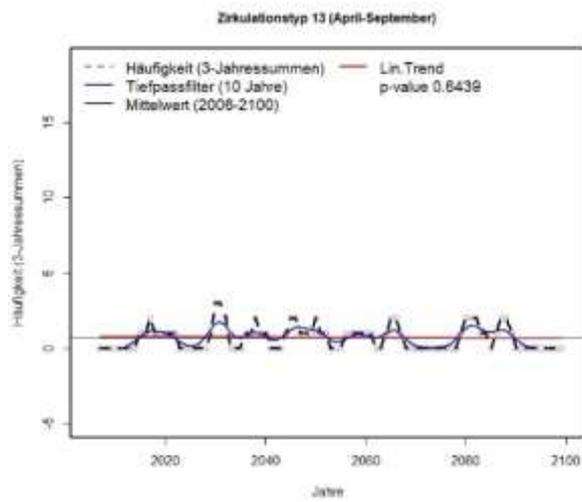
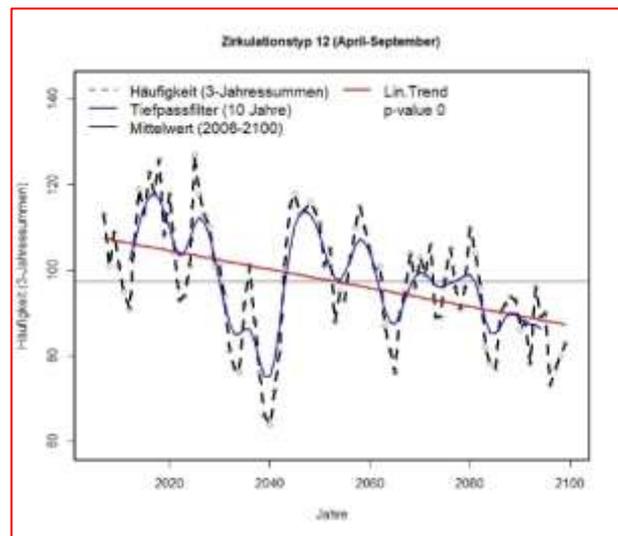
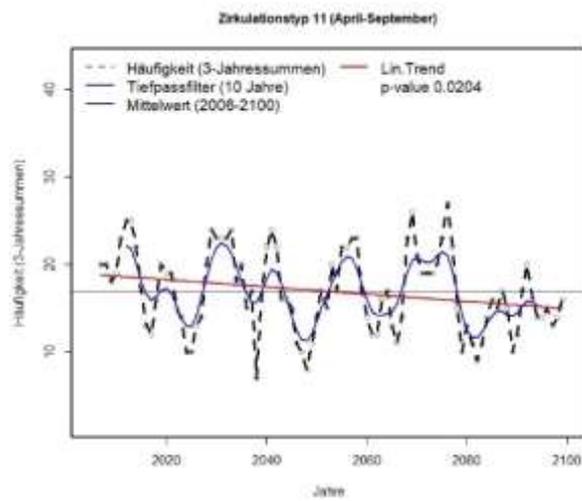


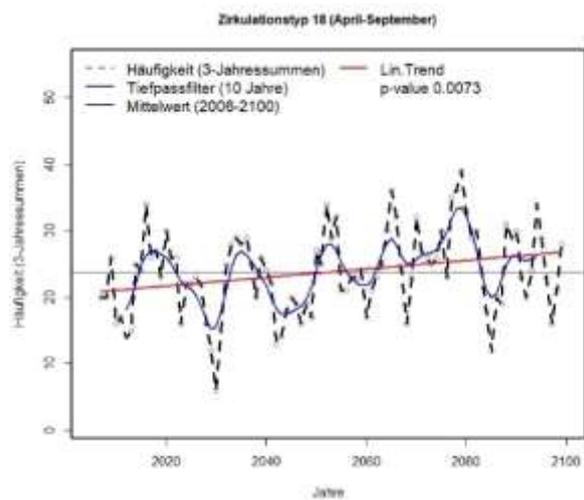
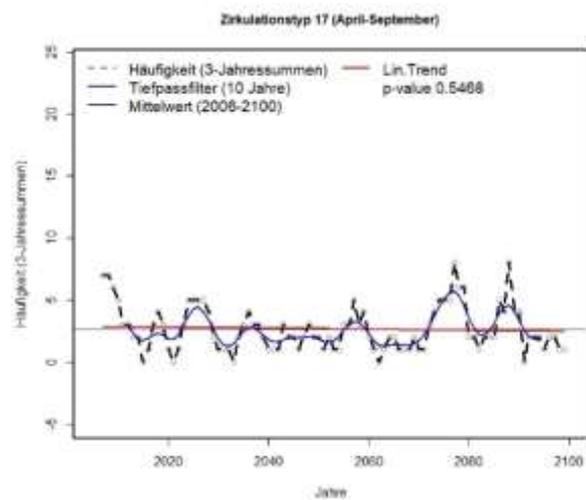
Anhang 13a: Trendanalyse der Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationstypen für April bis September und Oktober bis März (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Dargestellt wird die monatlich aufsummierte und zu gleitenden Dreijahreswerten aggregierte Zirkulationstyphäufigkeit sowie ihr linearer Trend für das Szenario *RCP4.5* des regionalen Klimamodells MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1.

Anhang 13a: Trendanalyse der Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationstypen für April bis September (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Dargestellt wird die monatlich aufsummierte und zu gleitenden Dreijahreswerten aggregierte Zirkulationstyphäufigkeit sowie ihr linearer Trend für das Szenario *RCP4.5* des regionalen Klimamodells MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1. Rot: trockenheitsrelevanter Zirkulationstyp.

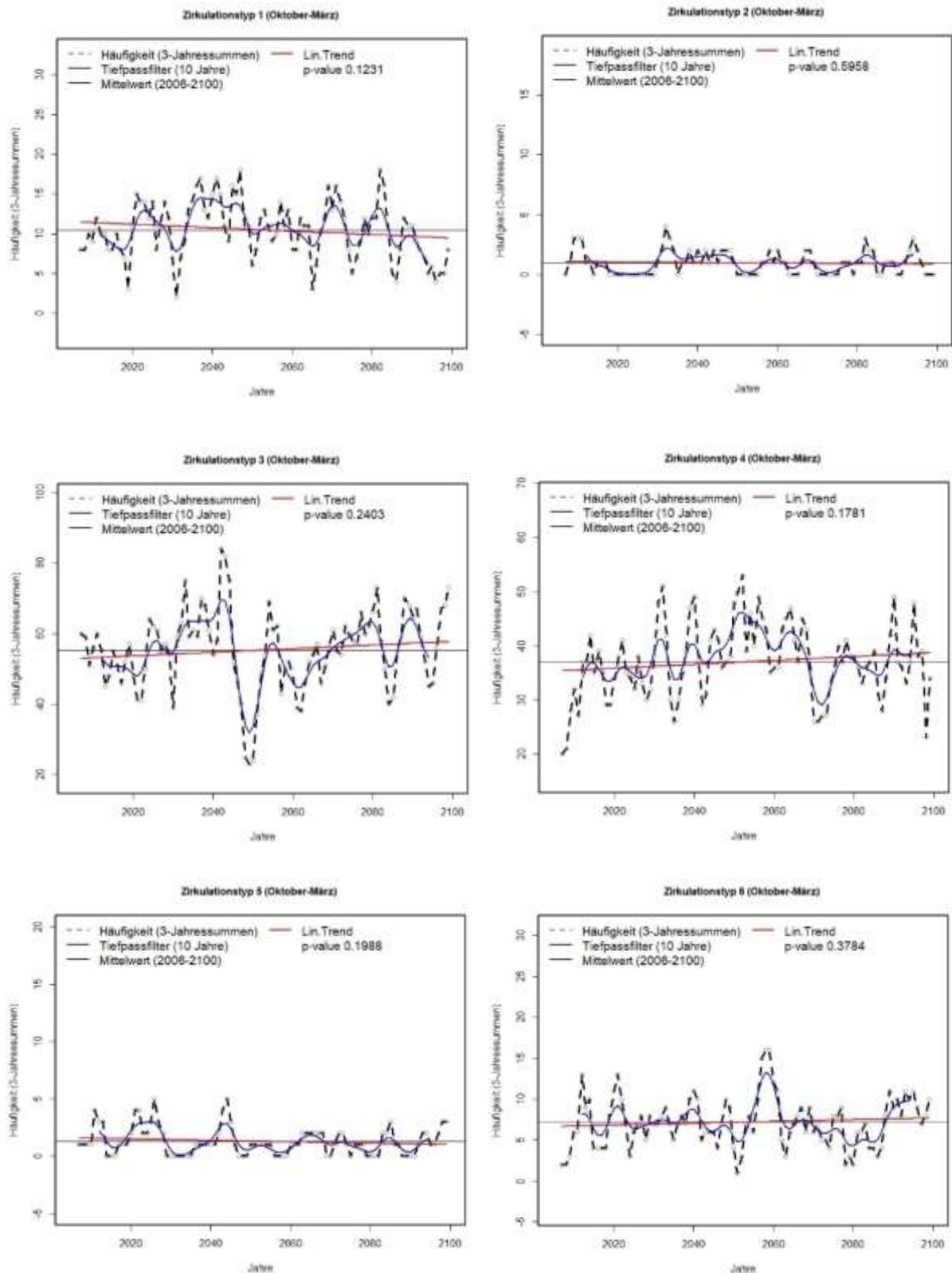


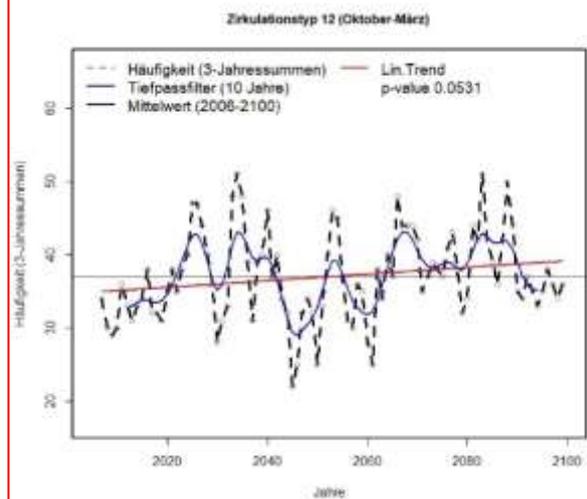
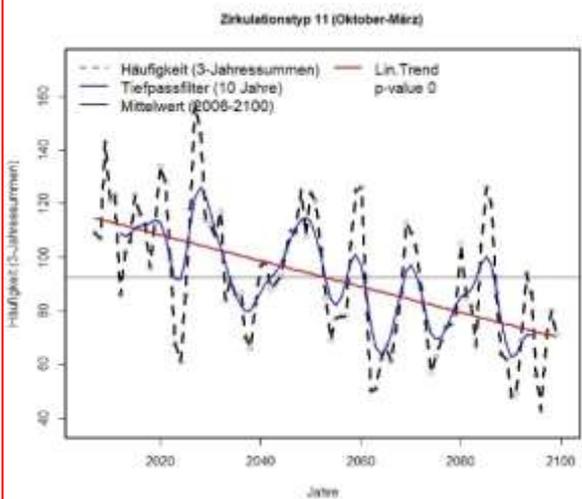
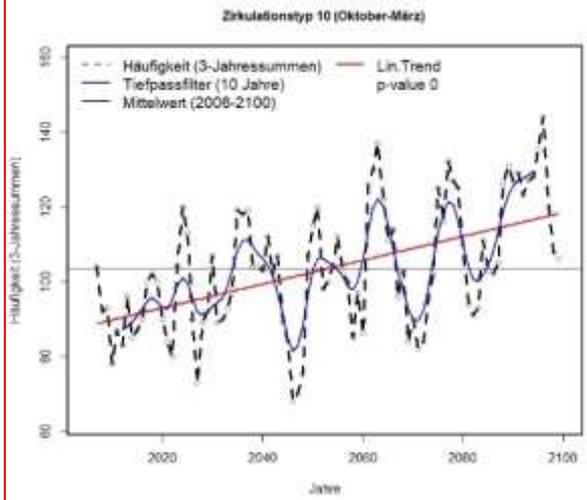
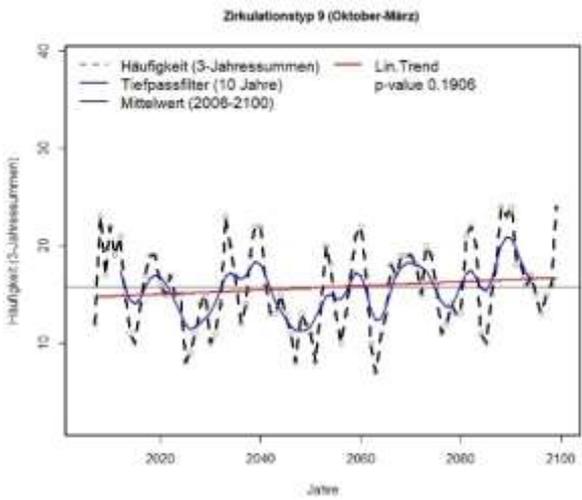
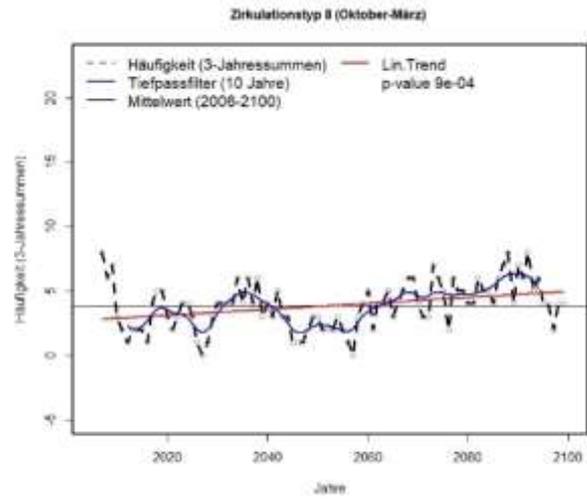
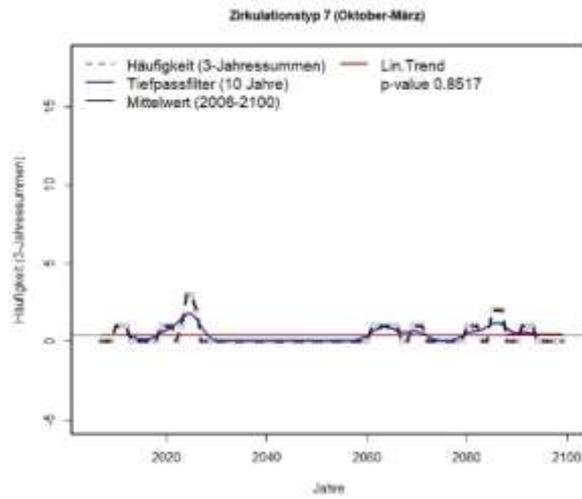


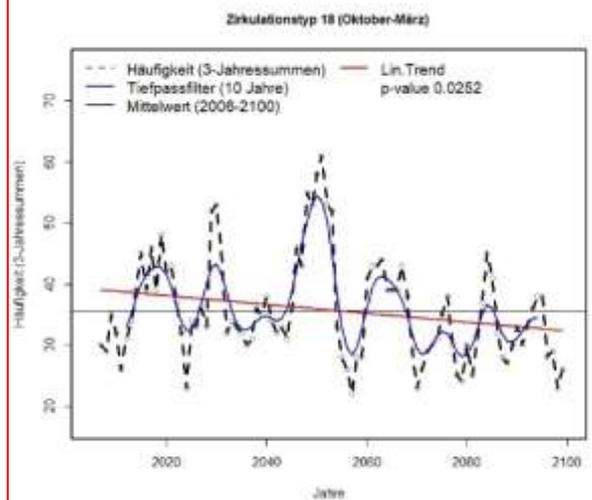
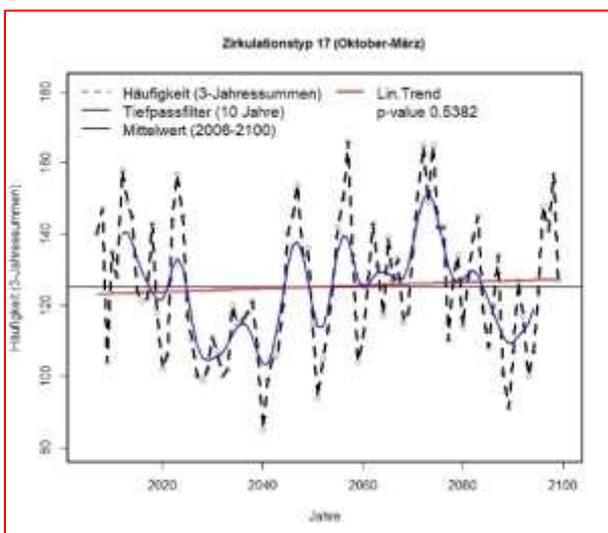
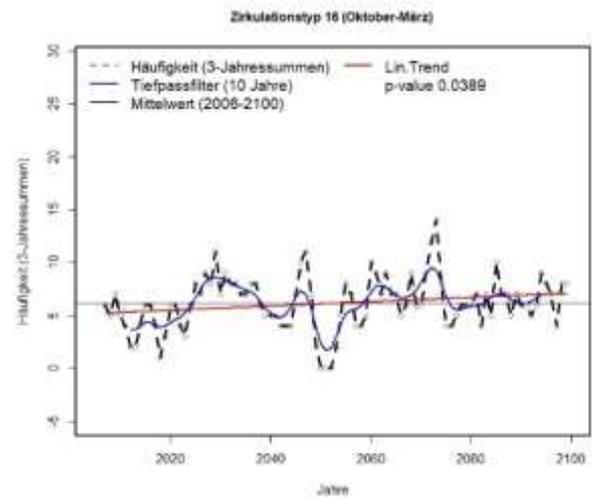
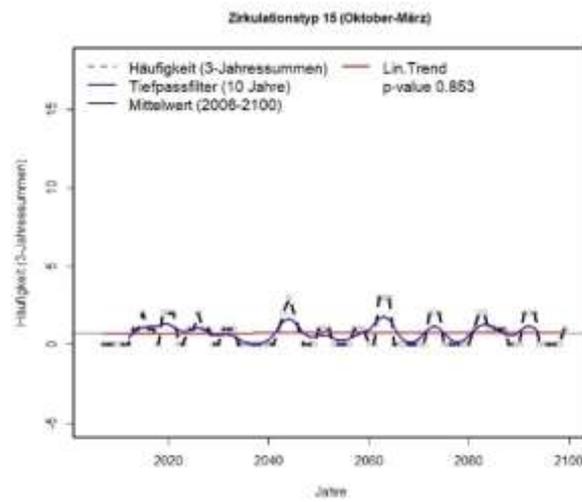
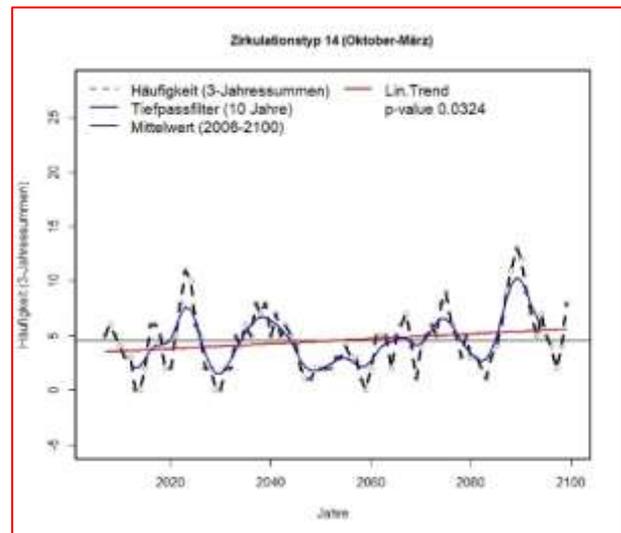
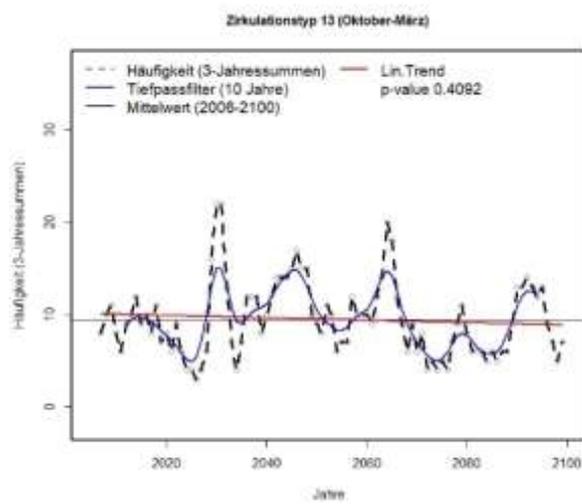




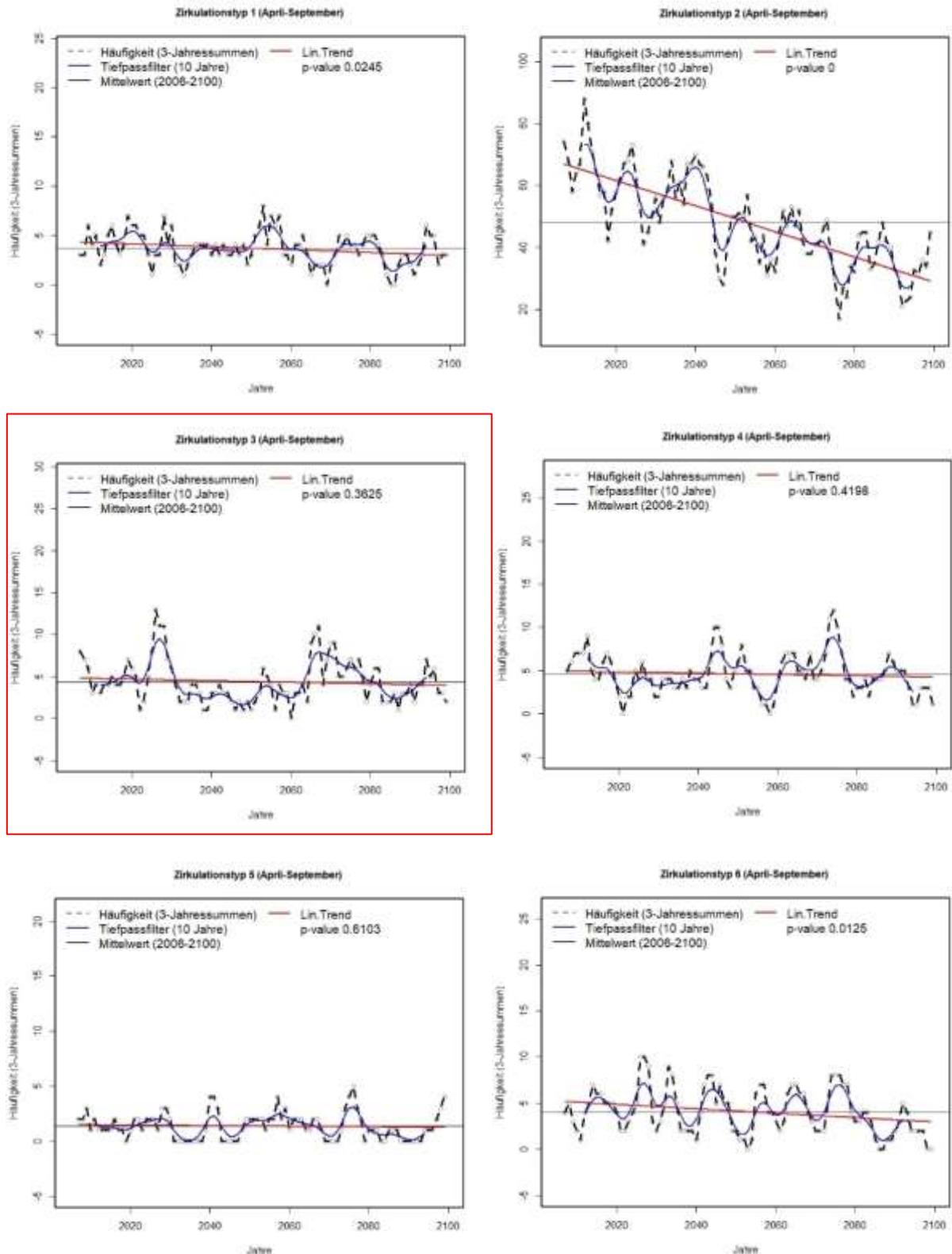
Anhang 13b: Trendanalyse der Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationstypen für Oktober bis März (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Dargestellt wird die monatlich aufsummierte und zu gleitenden Dreijahreswerten aggregierte Zirkulationstyphäufigkeit sowie ihr linearer Trend für das Szenario RCP4.5 des regionalen Klimamodells MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1. Rot: trockenheitsrelevanter Zirkulationstyp.

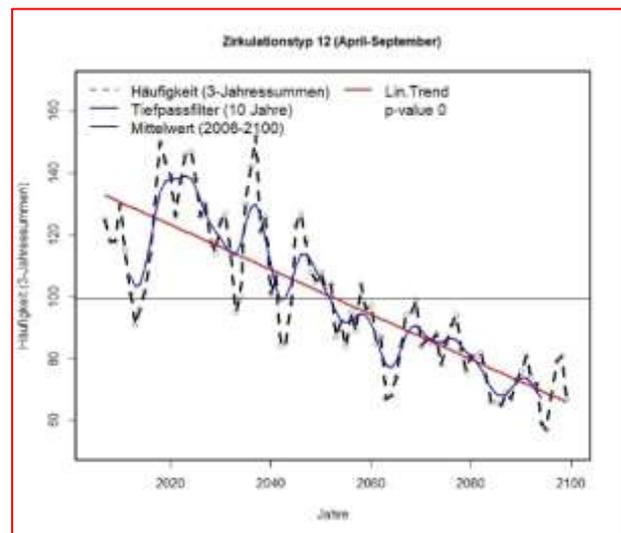
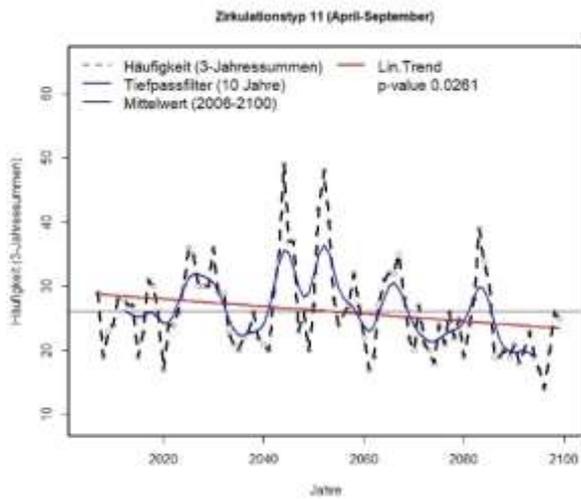
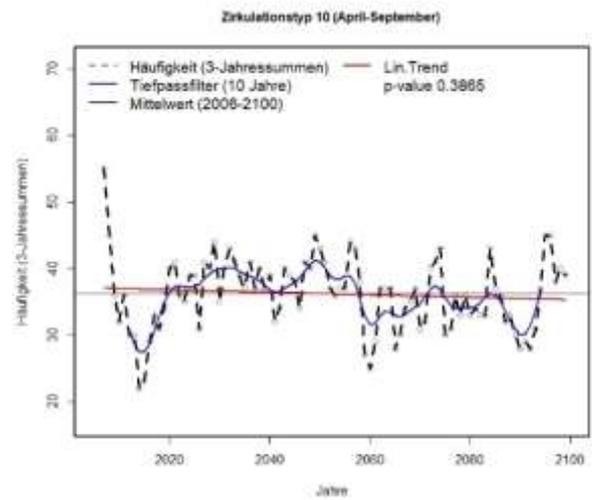
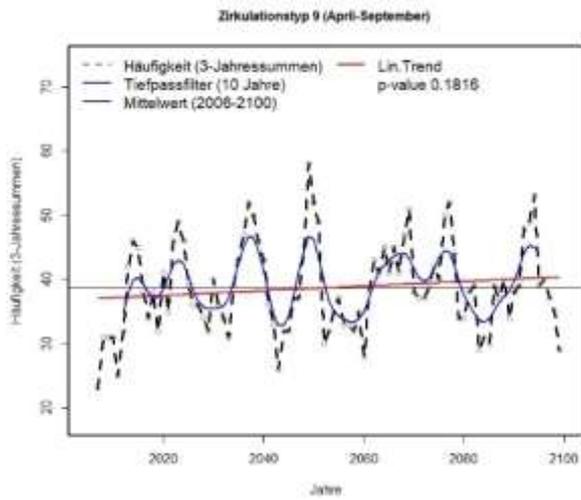


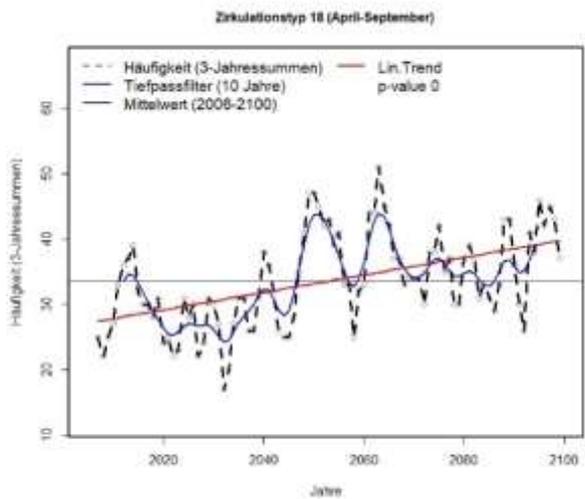
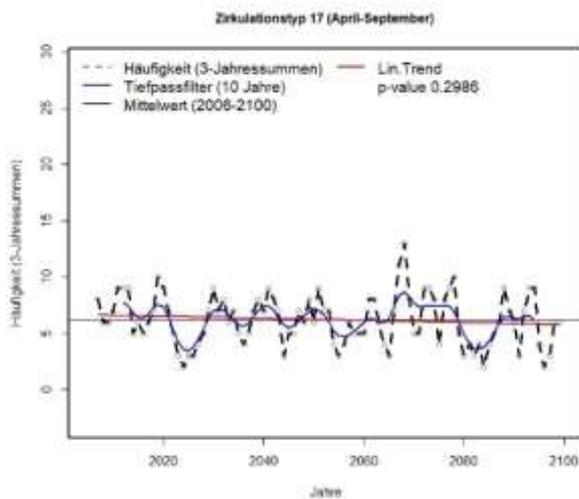
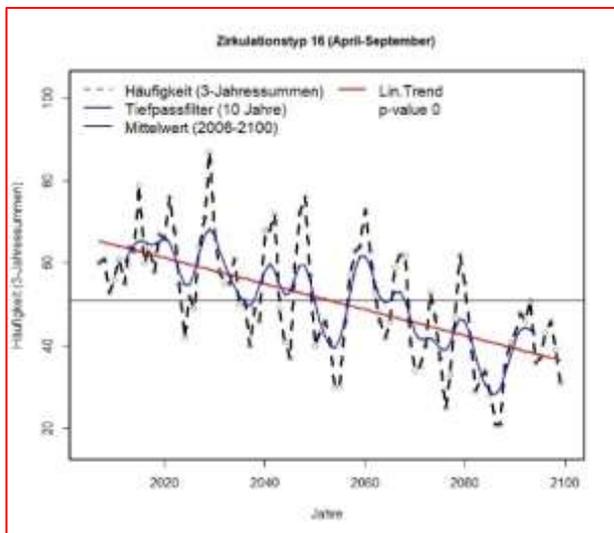
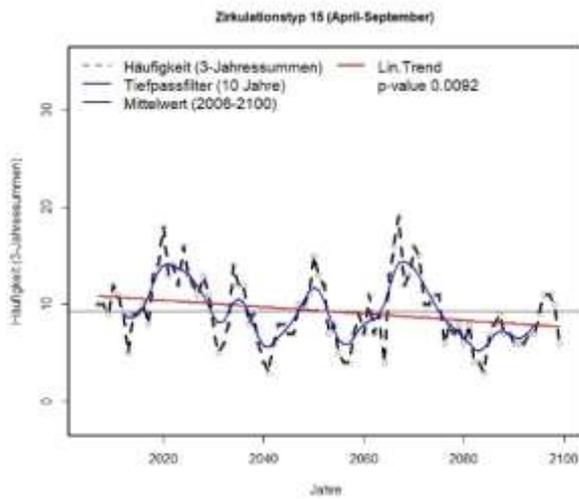
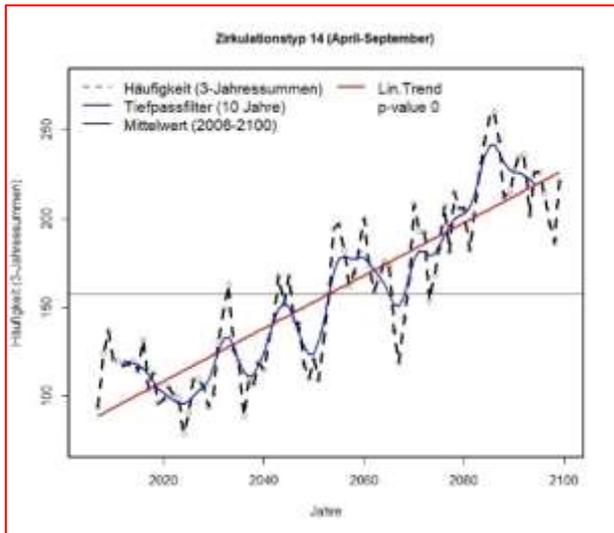
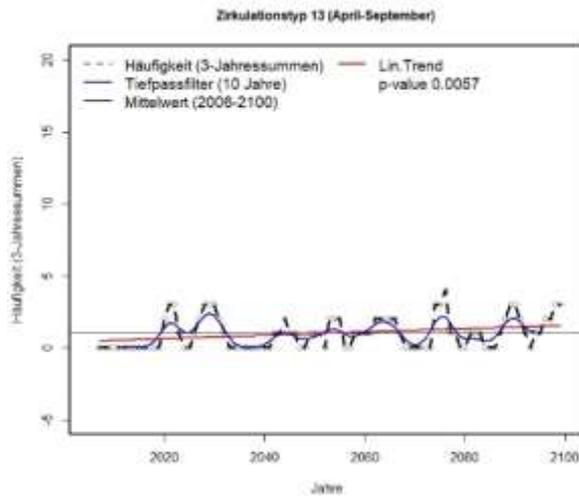




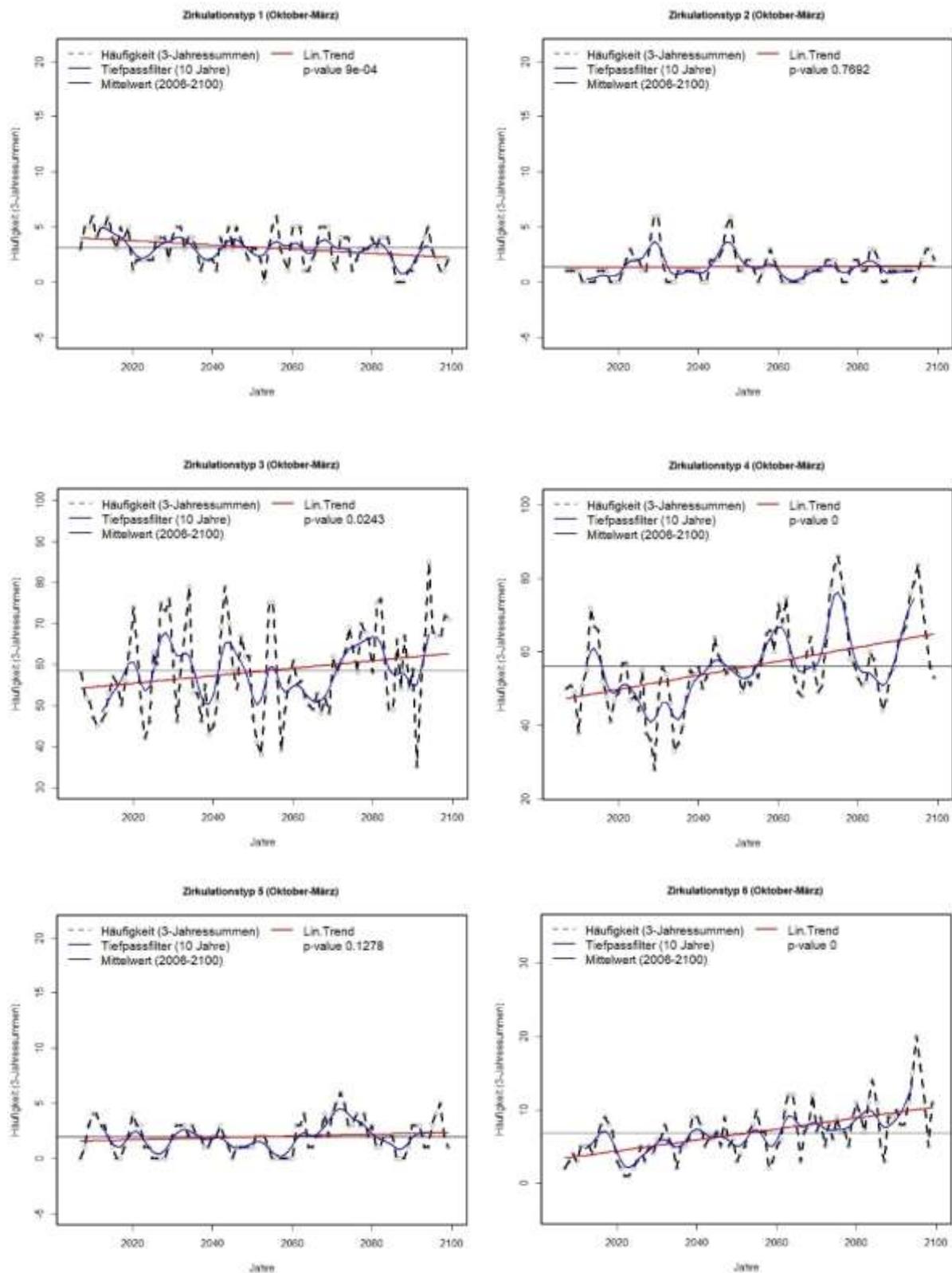
Anhang 13c: Trendanalyse der Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationstypen für April bis September (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Dargestellt wird die monatlich aufsummierte und zu gleitenden Dreijahreswerten aggregierte Zirkulationstyphäufigkeit sowie ihr linearer Trend für das Szenario RCP8.5 des regionalen Klimamodells MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1. Rot: trockenheitsrelevanter Zirkulationstyp.

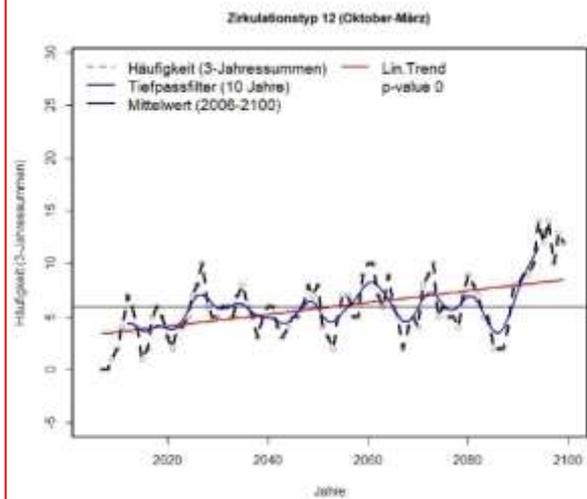
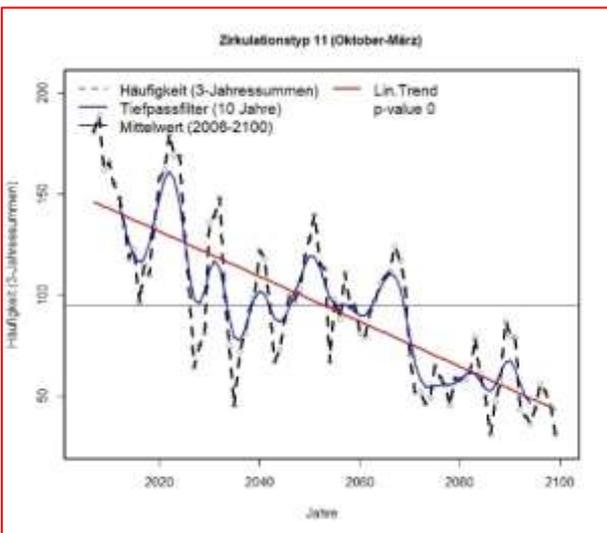
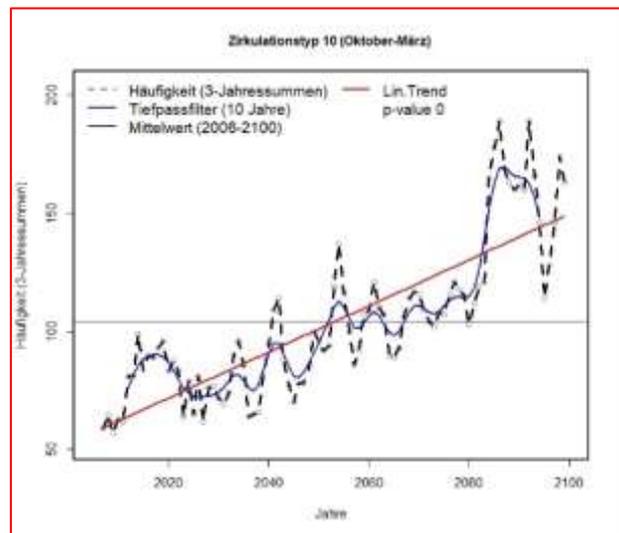
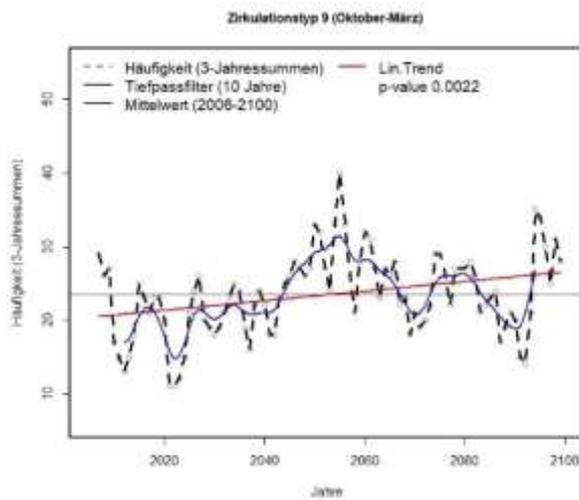
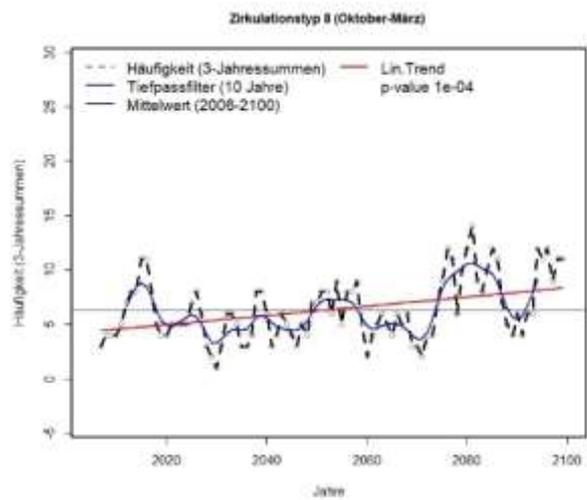
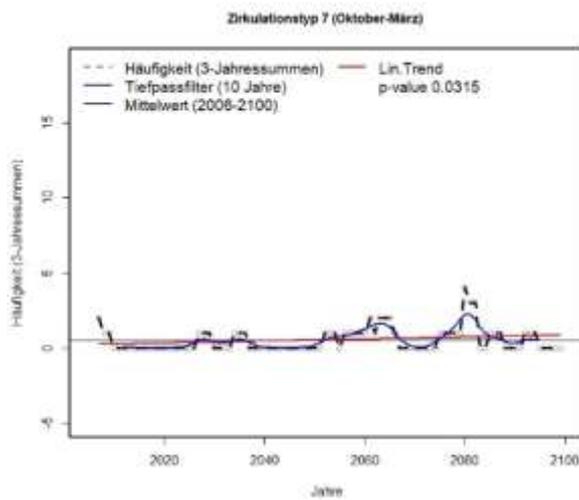


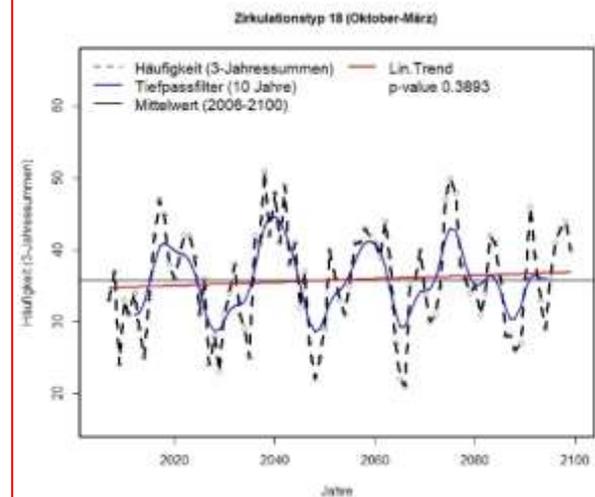
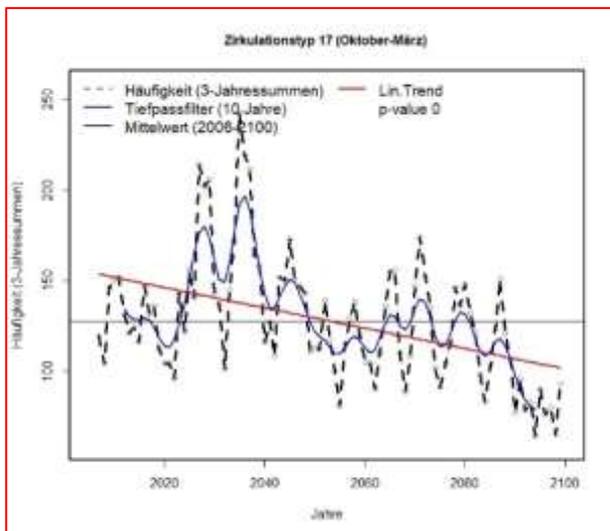
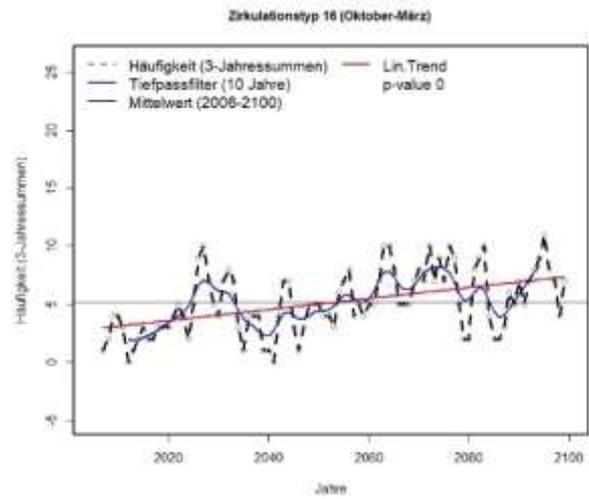
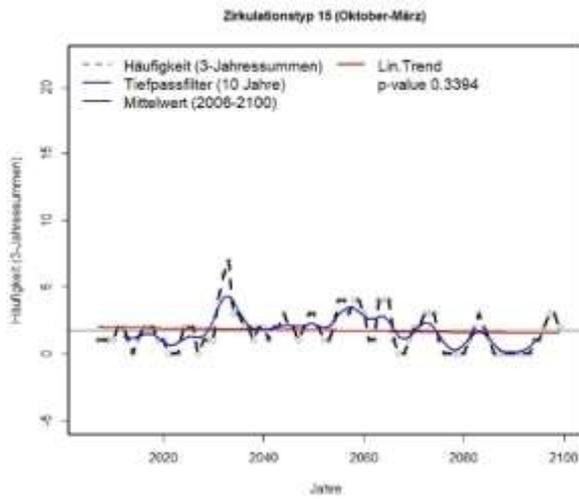
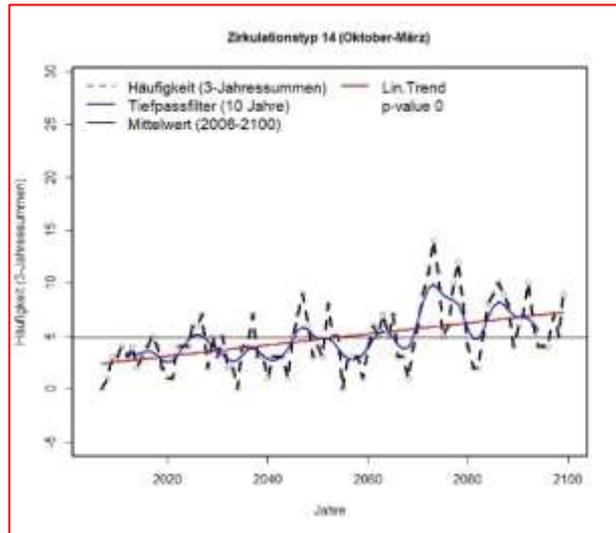
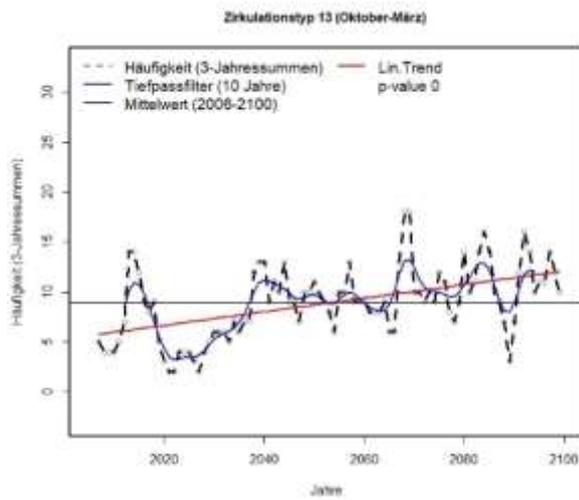




Anhang 13d: Trendanalyse der Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationstypen für Oktober bis März (Mann-Kendall Test, 2006-2100, $\alpha = 0.05$). Dargestellt wird die monatlich aufsummierte und zu gleitenden Dreijahreswerten aggregierte Zirkulationstyphäufigkeit sowie ihr linearer Trend für das Szenario RCP8.5 des regionalen Klimamodells MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1. Rot: trockenheitsrelevanter Zirkulationstyp.

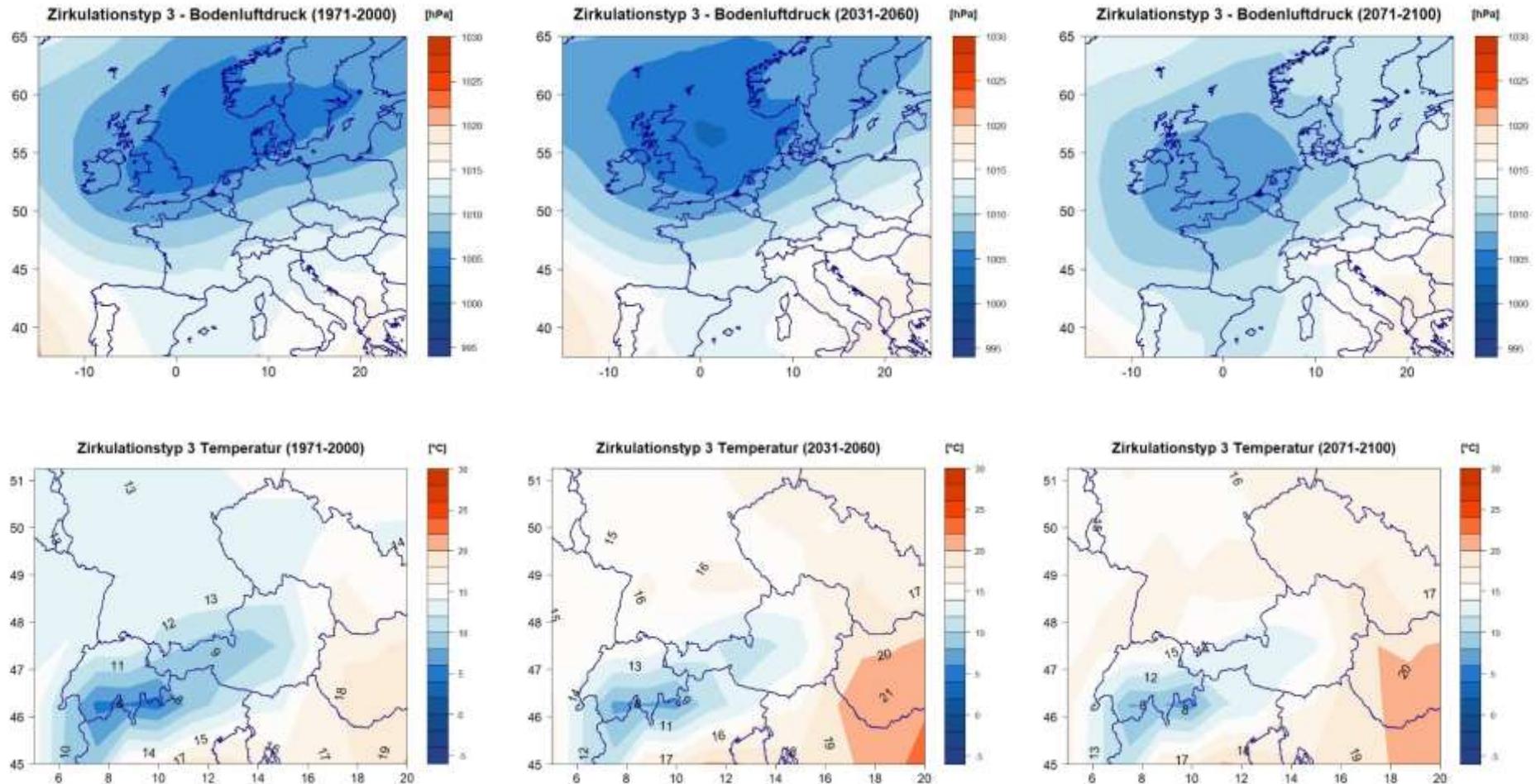




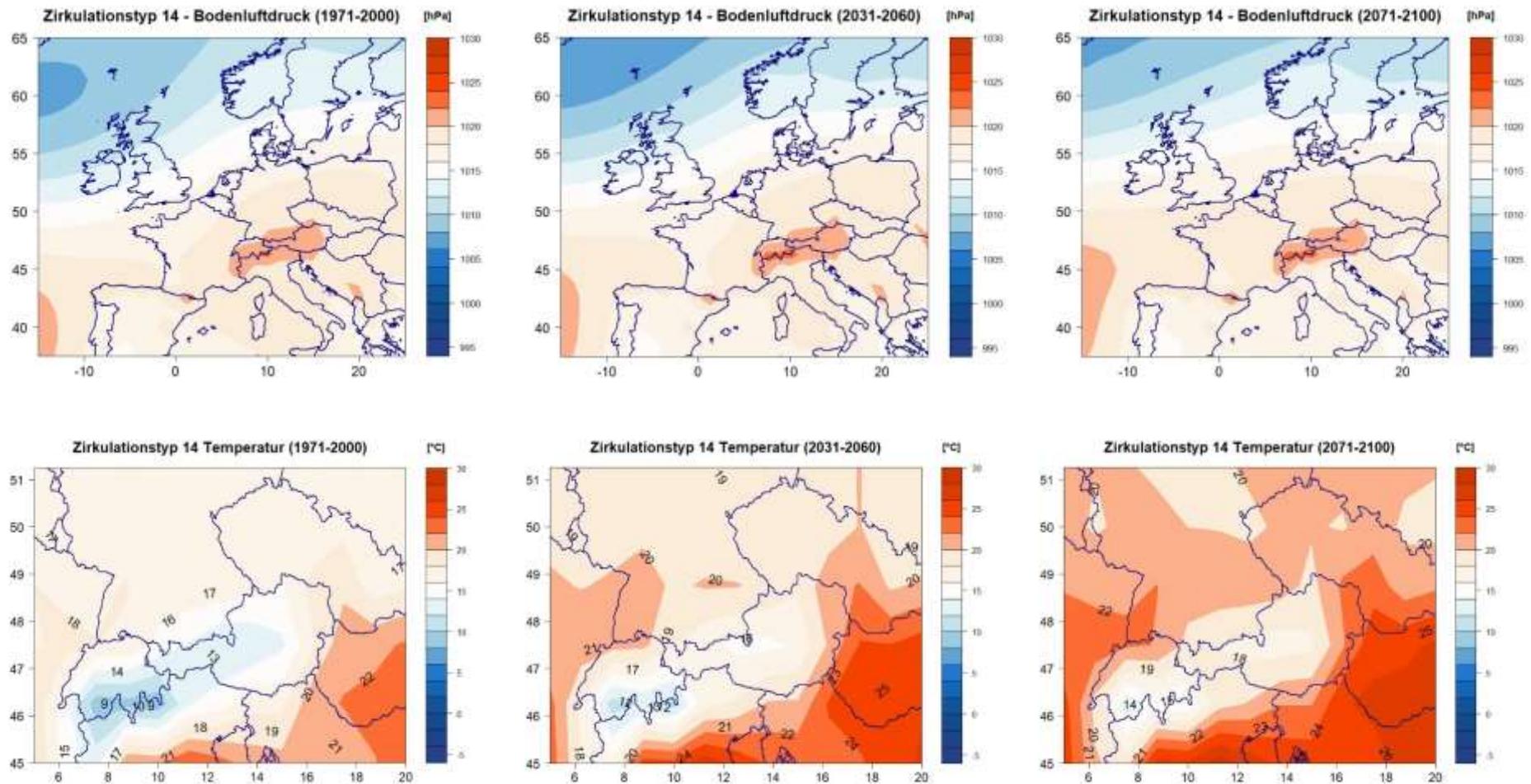


Anhang 14a: Typinterne Veränderung der trockenheitsrelevanten Zirkulationstypen im Sommerhalbjahr.

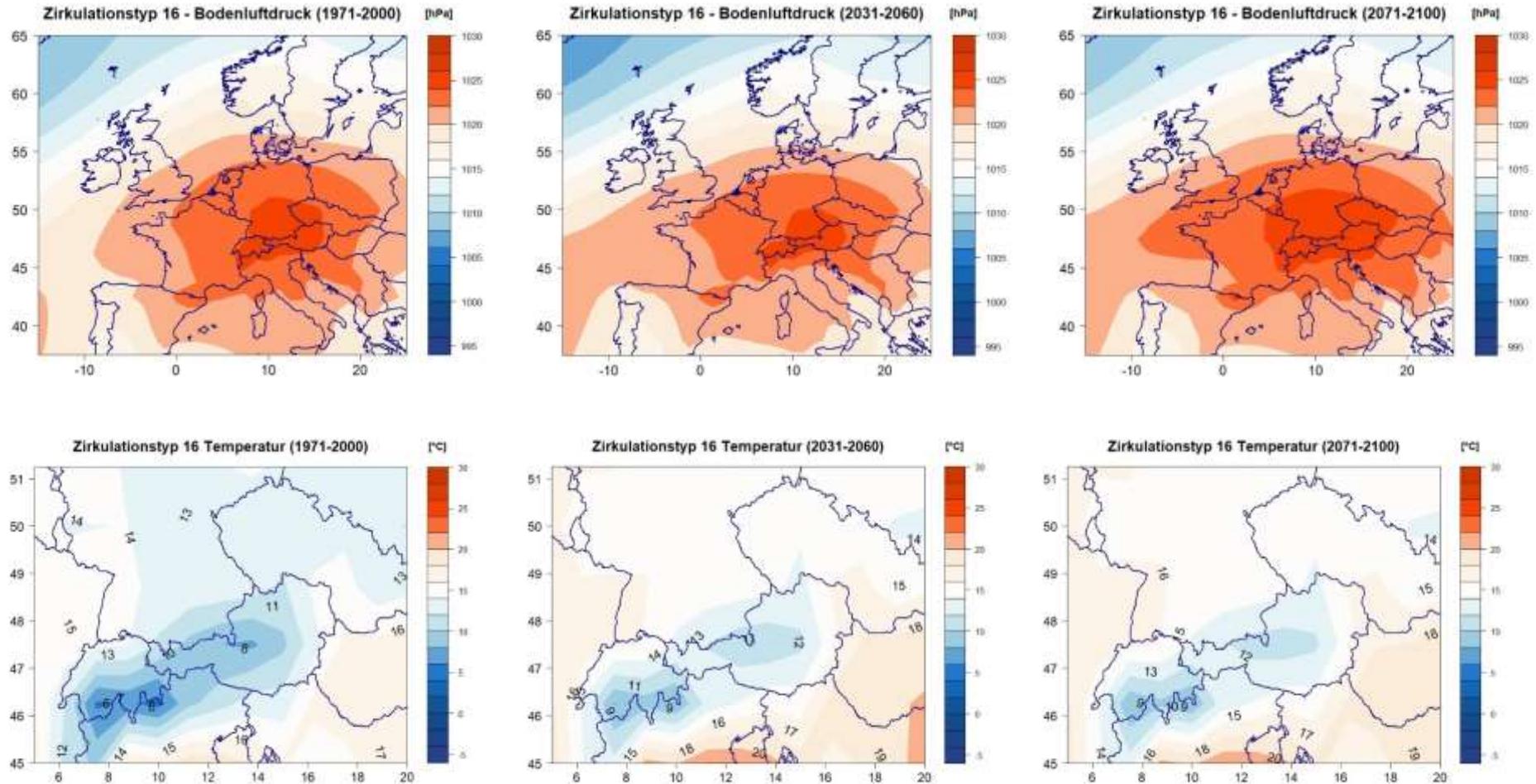
Anhang 14a: Typinterne Veränderung des trockenheitsrelevanten Zirkulationstypen 3 (trrZT3), April-September im regionalen Klimamodell MPI-M-MPI-ESM_r1_RCAv.1 (MPI-RCA). Bodenluftdruck- (hPa), (10° West - 20° Ost, 35 - 65° Nord) und Temperaturkompositen (°C) (6 - 20° Ost, 45 - 52° Nord) im Kontrollzeitraum von 1971-2000 und den Projektionszeiträumen von 2031-2060 und 2071-2100.



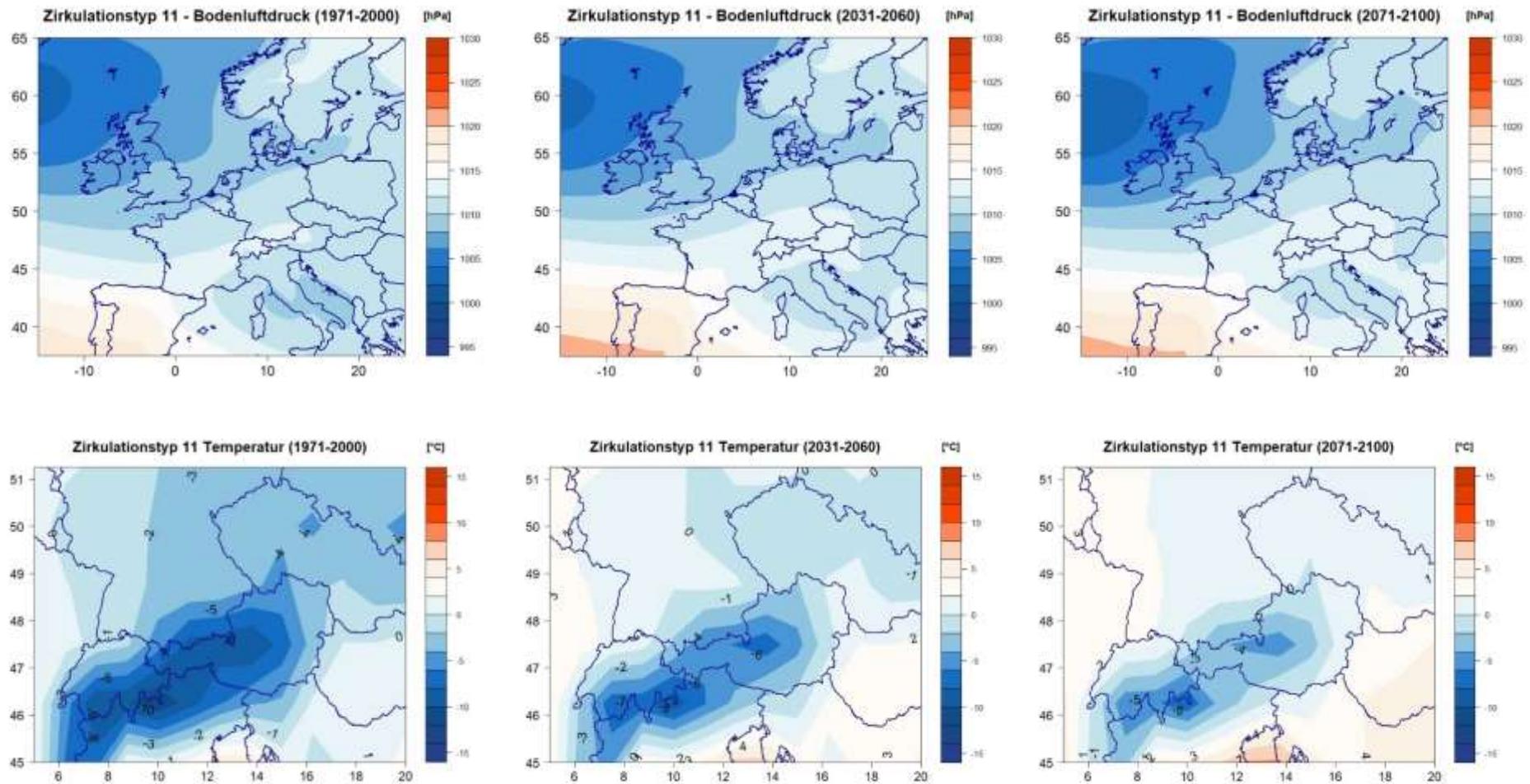
Anhang 14b: Typinterne Veränderung des trockenheitsrelevanten Zirkulationstypen 14 (trrZT 14), April-September im regionalen Klimamodell MPI-M-MPI-ESM_r1_RCAv.1 (MPI-RCA). Bodenluftdruck- (hPa), (10° West - 20° Ost, 35 - 65° Nord) und Temperaturkompositen (°C) (6 - 20° Ost, 45 - 52° Nord) im Kontrollzeitraum von 1971-2000 und den Projektionszeiträumen von 2031-2060 und 2071-2100.



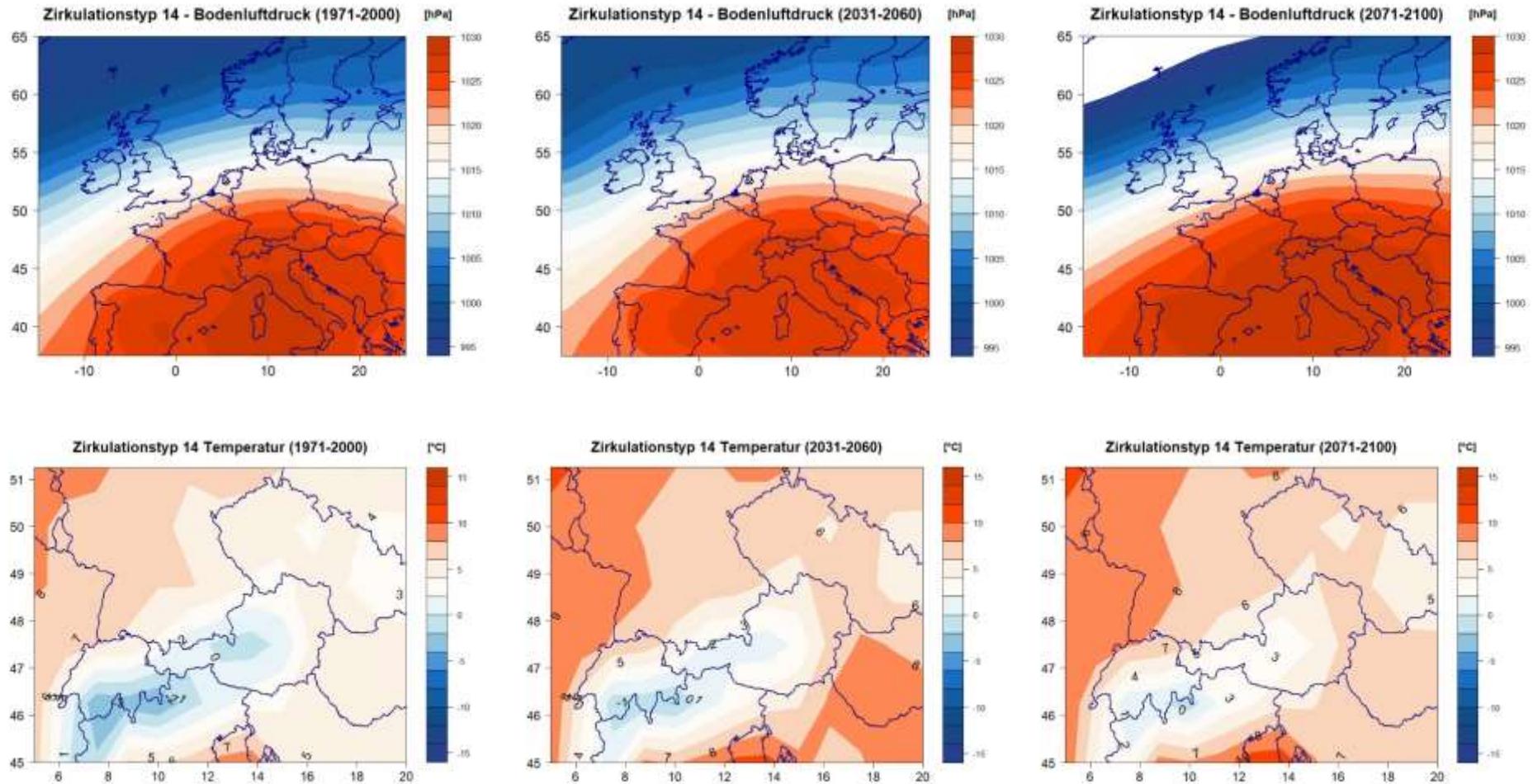
Anhang 14c: Typinterne Veränderung des trockenheitsrelevanten Zirkulationstypen 16 (trrZT 16), April-September im regionalen Klimamodell MPI-M-MPI-ESM_r1_RCAv.1 (MPI-RCA). Bodenluftdruck- (hPa), (10° West - 20° Ost, 35 - 65° Nord) und Temperaturkompositen (°C) (6 - 20° Ost, 45 - 52° Nord) im Kontrollzeitraum von 1971-2000 und den Projektionszeiträumen von 2031-2060 und 2071-2100.



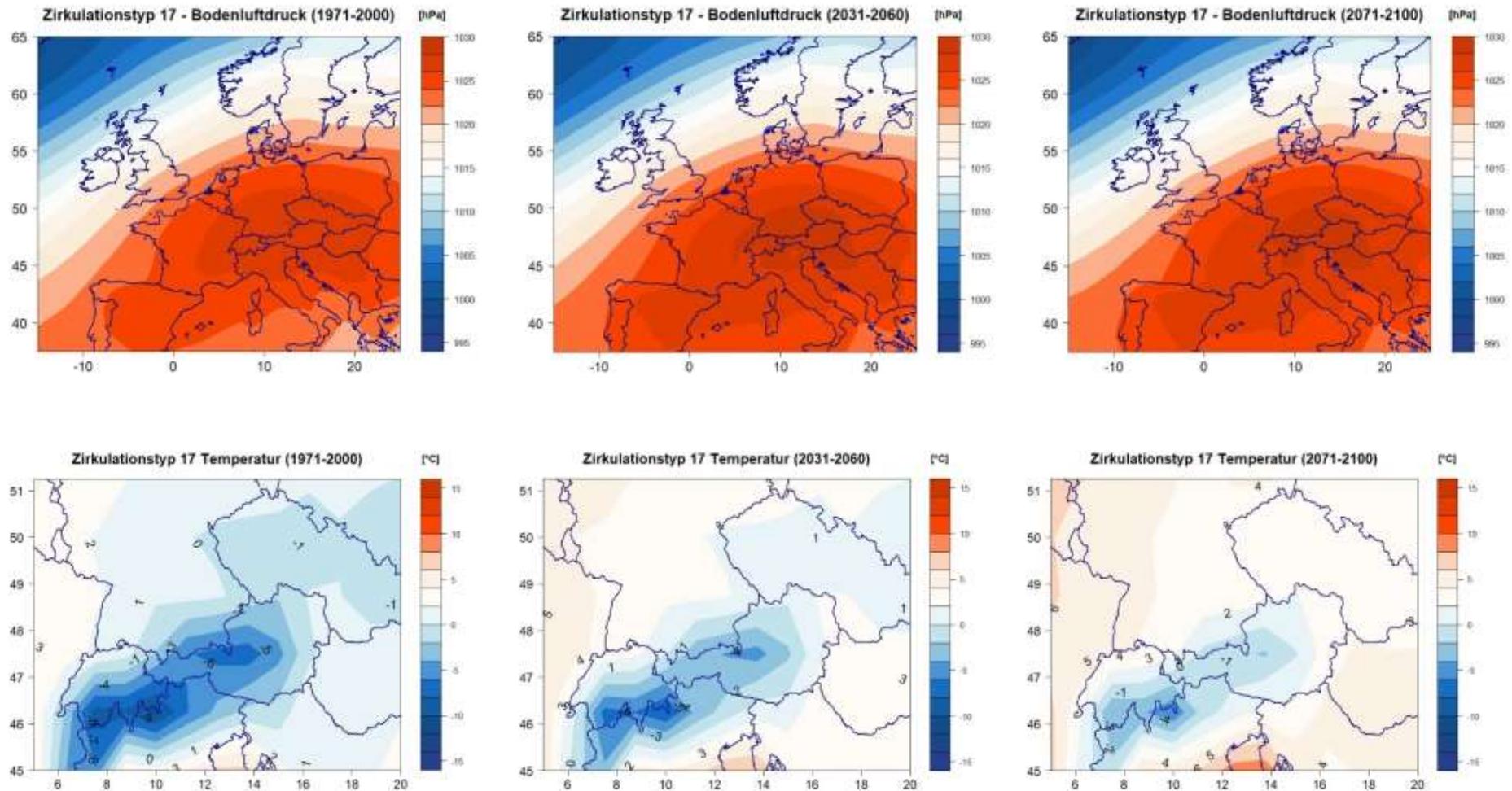
Anhang 14d: Typinterne Veränderung des trockenheitsrelevanten Zirkulationstypen 11 (trrZT 11), Oktober-März im regionalen Klimamodell MPI-M-MPI-ESM_r1_RCAv.1 (MPI-RCA). Bodenluftdruck- (hPa), (10° West - 20° Ost, 35 - 65° Nord) und Temperaturkompositen (°C) (6 - 20° Ost, 45 - 52° Nord) im Kontrollzeitraum von 1971-2000 und den Projektionszeiträumen von 2031-2060 und 2071-2100.



Anhang 14e: Typinterne Veränderung des trockenheitsrelevanten Zirkulationstypen 14 (trrZT 14), Oktober-März im regionalen Klimamodell MPI-RCA. MPI-M-MPI-ESM_r1_RCAv.1 (MPI-RCA). Bodenluftdruck- (hPa), (10° West - 20° Ost, 35 - 65° Nord) und Temperaturkompositen (°C) (6 - 20° Ost, 45 - 52° Nord) im Kontrollzeitraum von 1971-2000 und den Projektionszeiträumen von 2031-2060 und 2071-2100.

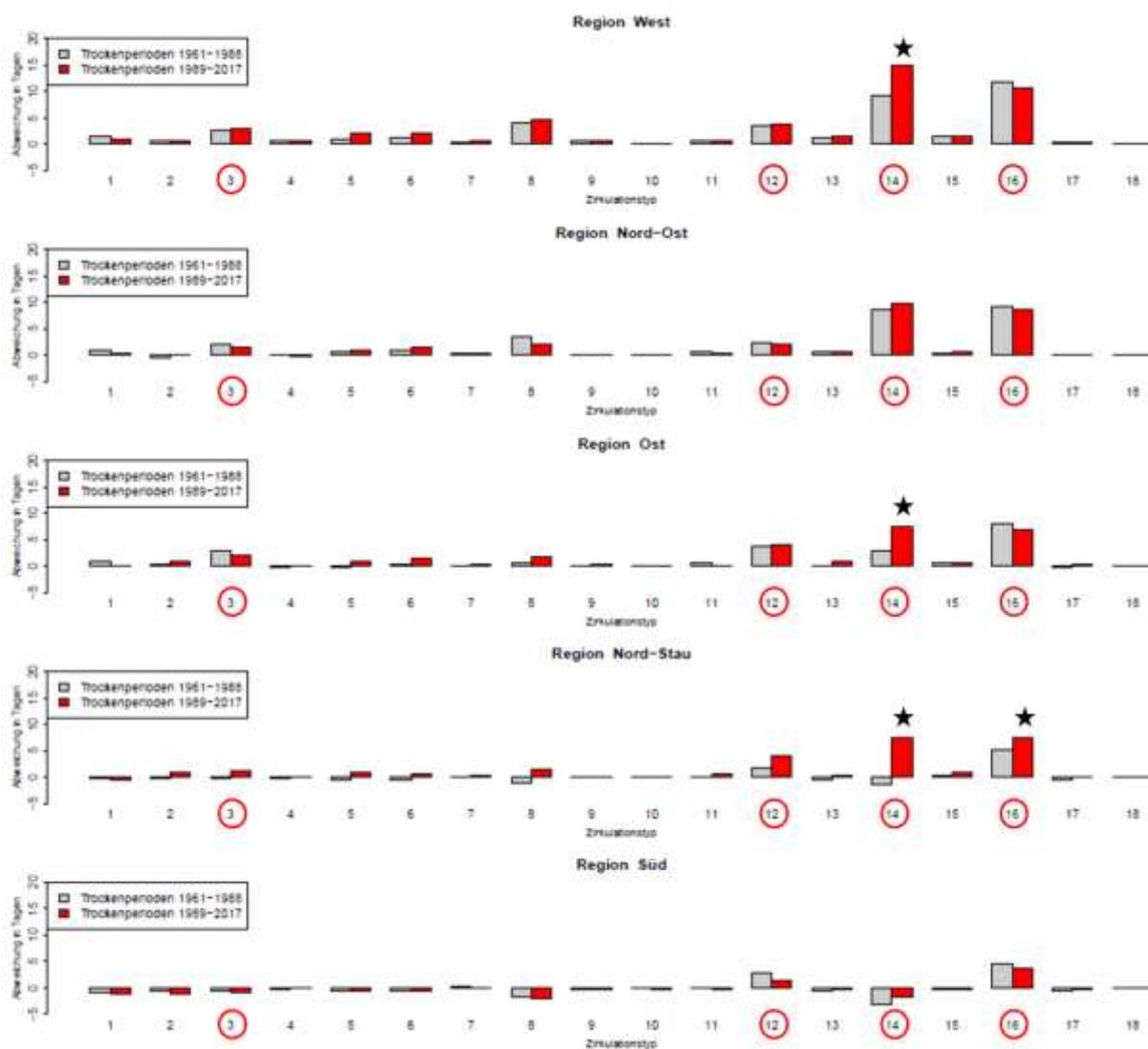


Anhang 14f: Typinterne Veränderung des trockenheitsrelevanten Zirkulationstypen 17 (trrZT 17), Oktober-März im regionalen Klimamodell MPI-M-MPI-ESM_r1_RCAv.1 (MPI-RCA). Bodenluftdruck- (hPa), (10° West - 20° Ost, 35 - 65° Nord) und Temperaturkompositen (°C) (6 - 20° Ost, 45 - 52° Nord) im Kontrollzeitraum von 1971-2000 und den Projektionszeiträumen von 2031-2060 und 2071-2100.

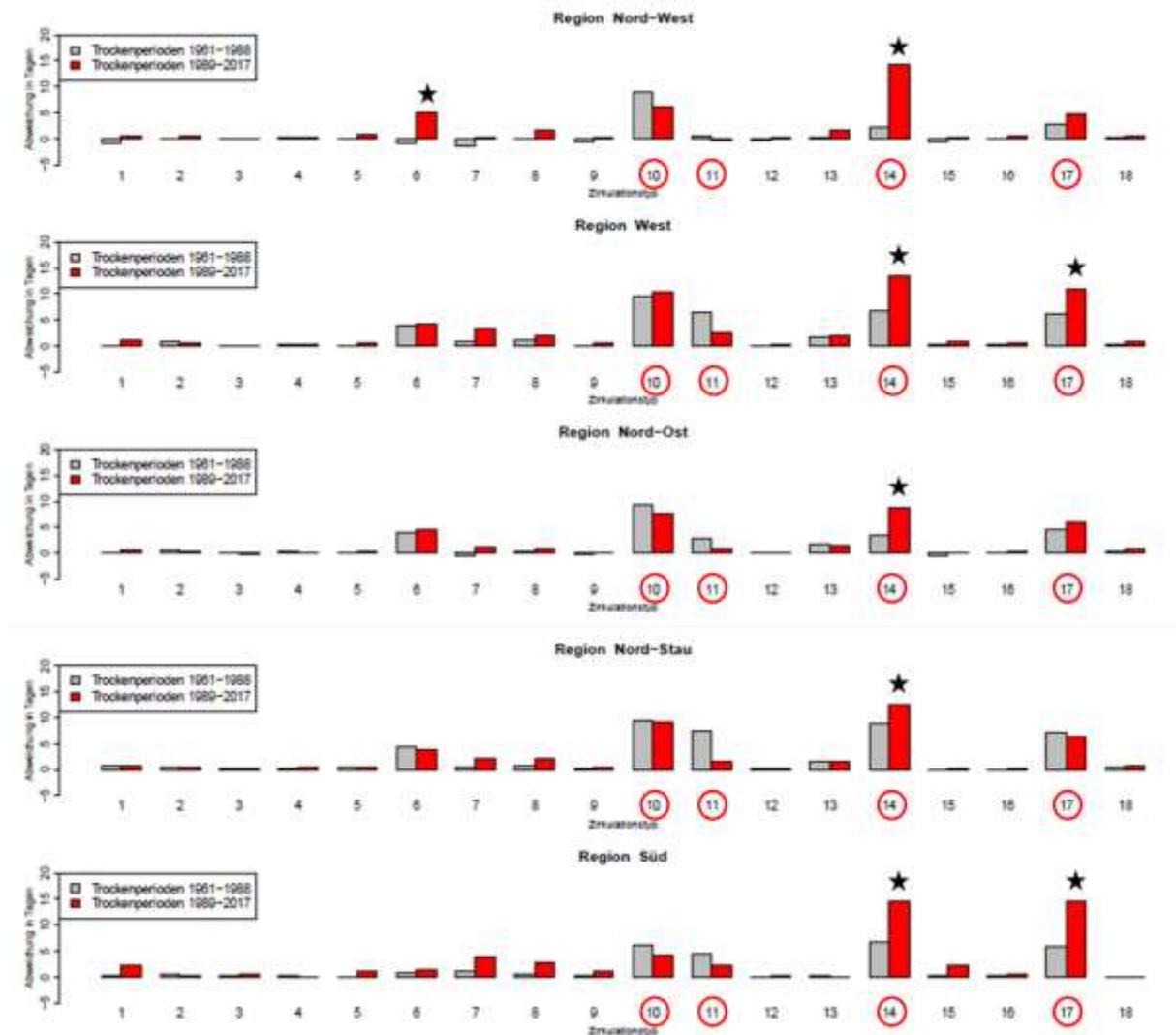


Anhang 15: Abweichung der Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationstypen (ZT) in Tagen, in rezenten Trockenperioden für April bis September und Oktober bis März der Teilzeiträume von 1961 bis 1988 und von 1989 bis 2017, von der langjährigen mittleren Auftrittshäufigkeit im Beobachtungszeitraum. Signifikante Veränderungen für $\alpha \leq 0.05$ sind mit einem Stern markiert (Wilcoxon-Mann-Whitney-Rangsummentest). Trockenheitsrelevante Zirkulationstypen (trrZT) sind mit einem roten Kreis markiert.

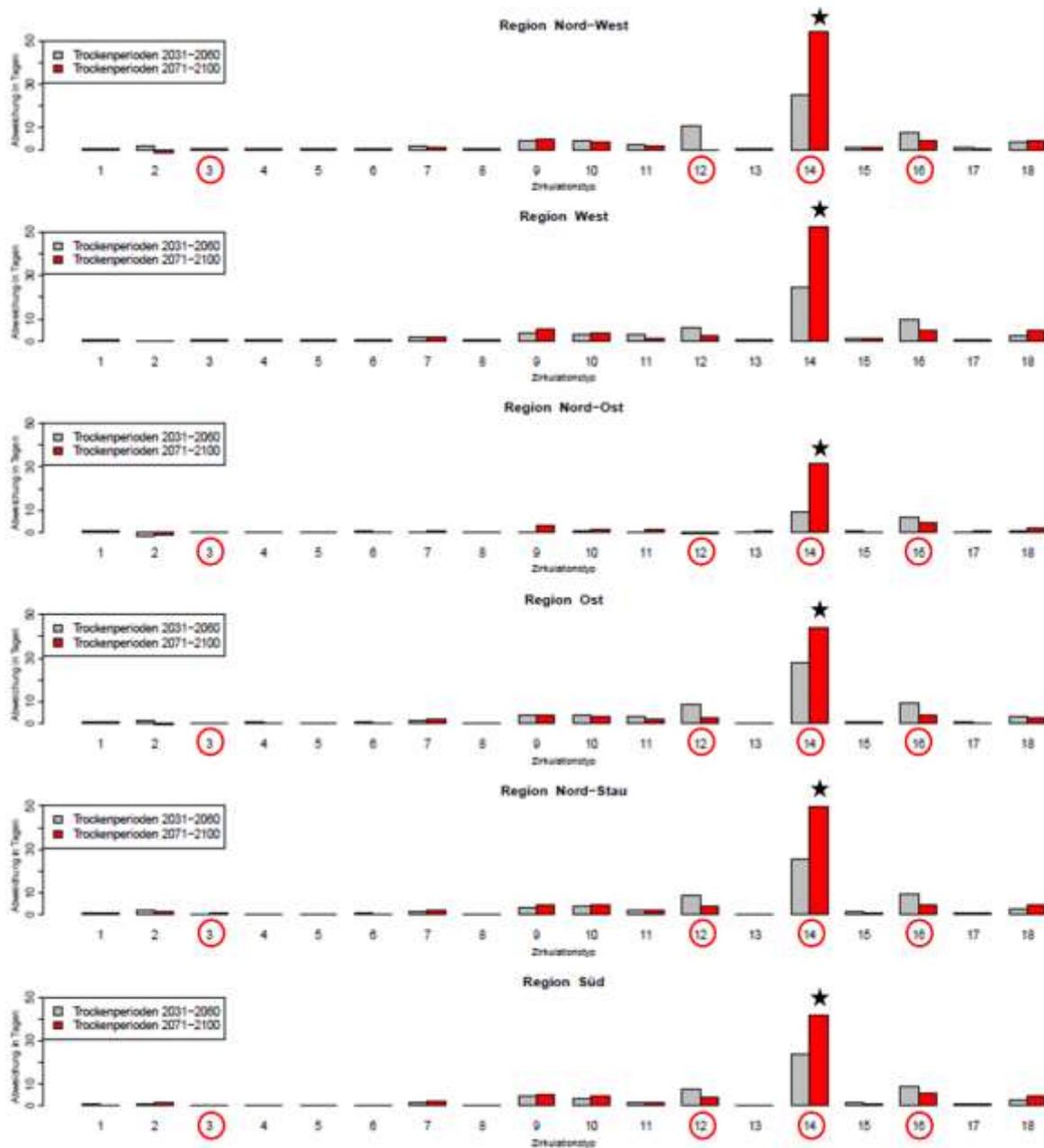
Anhang 15a: Abweichung der Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationstypen (ZT) in Tagen, in rezenten Trockenperioden für April bis September und Oktober bis März der Teilzeiträume von 1961 bis 1988 und von 1989 bis 2017, von der langjährigen mittleren Auftrittshäufigkeit im Beobachtungszeitraum. Signifikante Veränderungen für $\alpha \leq 0.05$ sind mit einem Stern markiert (Wilcoxon-Mann-Whitney-Rangsummentest). Trockenheitsrelevante Zirkulationstypen (trrZT) sind mit einem roten Kreis markiert.



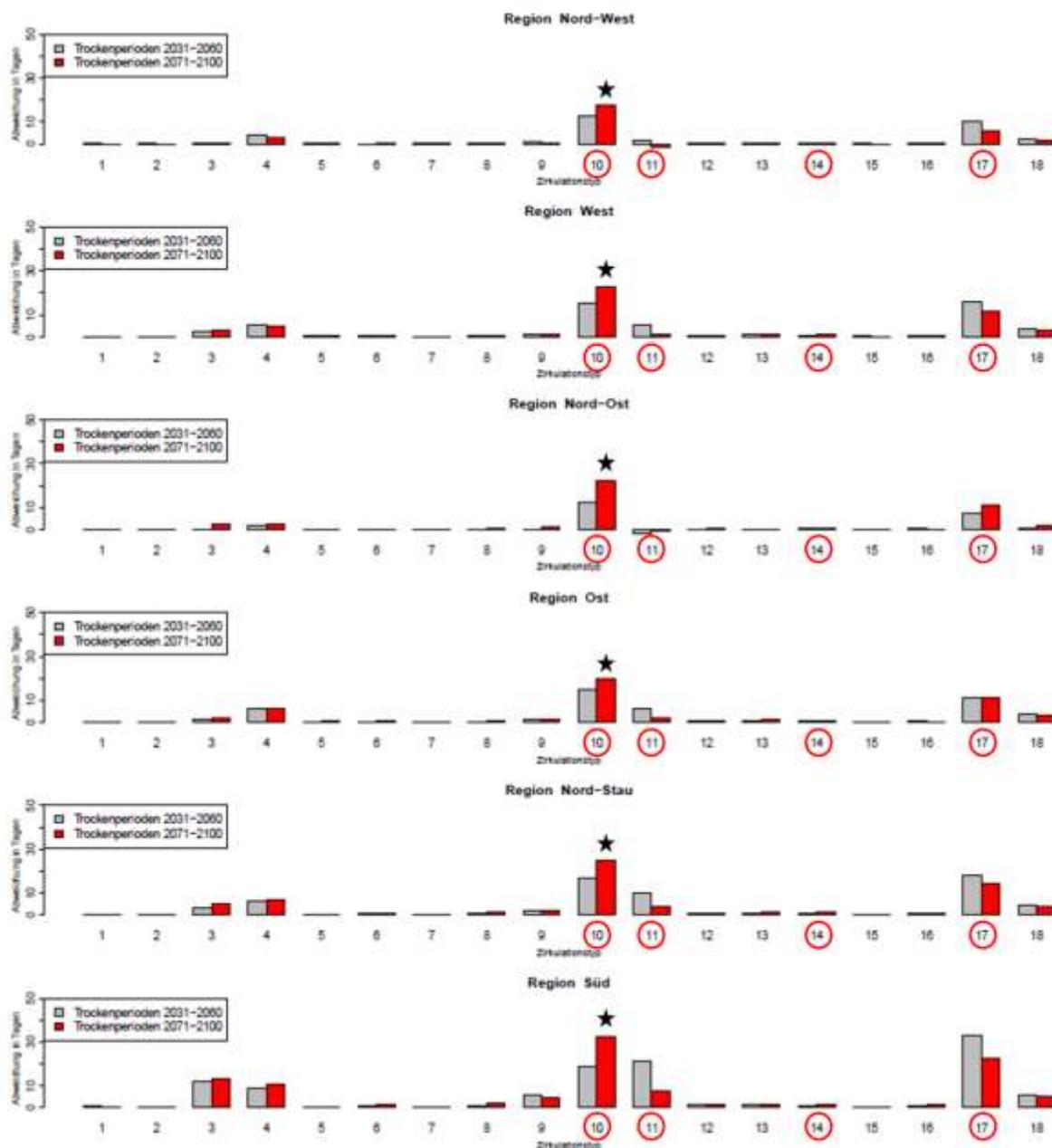
Anhang 15b: Abweichung der Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationstypen (ZT) in Tagen, in rezenten Trockenperioden für Oktober bis März der Teilzeiträume von 1961 bis 1988 und von 1989 bis 2017, von der langjährigen mittleren Auftrittshäufigkeit im Beobachtungszeitraum. Signifikante Veränderungen für $\alpha \leq 0.05$ sind mit einem Stern markiert (Wilcoxon-Mann-Whitney-Rangsummentest). Trockenheitsrelevante Zirkulationstypen (trrZT) sind mit einem roten Kreis markiert.



Anhang 15c: Abweichung der Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationstypen (ZT) in Tagen, in künftigen Trockenperioden für April bis September im regionalen Klimamodell MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCav.1 (MPI-RCA), in der ersten Projektionsperiode von 2031 bis 2060 und in der zweiten Projektionsperiode von 2071 bis 2100, von der langjährigen mittleren Auftrittshäufigkeit (Wilcoxon-Mann-Whitney-Rangsummentest, U-Test, $\alpha \leq 0.05$). Signifikante Veränderungen sind mit einem Stern markiert. Trockenheitsrelevante Zirkulationstypen (trrZT) sind mit einem roten Kreis markiert.



Anhang 15d: Abweichung der Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationstypen (ZT) in Tagen, in künftigen Trockenperioden für Oktober bis März im regionalen Klimamodell MPI-M-MPI-ESM_LR_r1__RCAv.1 (MPI-RCA), in der ersten Projektionsperiode von 2031 bis 2060 und in der zweiten Projektionsperiode von 2071 bis 2100, von der langjährigen mittleren Auftrittshäufigkeit (Wilcoxon-Mann-Whitney-Rangsummentest, U-Test, $\alpha \leq 0.05$). Signifikante Veränderungen sind mit einem Stern markiert. Trockenheitsrelevante Zirkulationstypen (trrZT) sind mit einem roten Kreis markiert.



Eidesstattliche Erklärung

Ich versichere, dass ich die vorliegende Arbeit ohne fremde Hilfe und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Quellen angefertigt habe, und dass die Arbeit in gleicher oder ähnlicher Form noch keiner anderen Prüfungsbehörde vorgelegen hat. Alle Ausführungen der Arbeit, die wörtlich oder sinngemäß übernommen wurden, sind als solche gekennzeichnet.

S. Thanheiser

Thanheiser Selina

Augsburg, 12. Dezember 2022