

Blockierende Wetterlagen

Schriftenreihe, Heft 9/2024



Klimatologien für Wetterextreme aus quasi-stationären atmosphärischen Zuständen für Sachsen (Blockierende Wetterlagen)

Endbericht

M.Sc. Richard Lohmann, Prof. Dr. Bodo Ahrens
Goethe-Universität Frankfurt
(Institut für Atmosphäre und Umwelt)
Mai 2024
Projektlaufzeit: 13.3.2020 - 15.11.2023

im Auftrag des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie



Zusammenfassung

Blockierende Wetterlagen (kurz: *blocking*) beschreiben quasi-stationäre Hochdruckgebiete in mittleren und hohen Breiten. Im Bereich des Hochs wird die in mittleren Breiten typischerweise vorherrschende westliche Grundströmung unterbrochen oder aufgeteilt. Da das Phänomen *blocking* einerseits noch nicht vollständig verstanden ist, aber andererseits ursächlich bzw. verstärkend für verschiedene Wetter- und Klimaextreme ist, besteht ein starkes Forschungsinteresse. In diesem Projekt wurden (a) die Häufigkeit von blockierenden Wetterlagen in Vergangenheit und Zukunft anhand von Reanalysen (d.h. bestmöglicher Beschreibung des vergangenen Wetters) und CMIP6-Klimasimulationen untersucht, (b) die statistischen Beziehungen zwischen großskaligen Treibern und *blocking* untersucht (z.B. zwischen der eurasischen Schneebedeckung und der Häufigkeit von *blocking*), und (c) die statistischen Beziehungen von *blocking* und Wetter- und Klimaextremereignissen in Vergangenheit und Zukunft hergestellt.

In der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts zeigen verschiedene Reanalysen große Unterschiede bezüglich der Anzahl der *blocking*-Tage (ca. 25 bzw. 35 Tage/Jahr in Mitteleuropa). Diese Unsicherheit ist eine Folge der dünnen Beobachtungsdatenlage in jenem Zeitraum. Die Reanalysen zeigen ab etwa der Mitte des letzten Jahrhunderts eine gute Übereinstimmung mit leichter, nicht signifikanter Zunahme der Anzahl jährlicher *blocking*-Tage. Die Zahl der Tage mit *blocking* nahm im Frühling und Sommer tendenziell zu und im Herbst und Winter eher ab bzw. blieb konstant. Zudem zeigte sich eine hohe (multi)jährliche Variabilität der Anzahl der *blocking*-Tage (von weniger als 20 bis zu mehr als 55 Tagen/Jahr in Mitteleuropa). Das untersuchte Ensemble der neuen CMIP6-Klimasimulationen zeigt im Mittel eine ähnliche Anzahl von *blocking*-Tagen ab Mitte des letzten Jahrhunderts und keinen signifikanten Trend im gesamten historischen Klimazeitraum. Die Bandbreite zwischen verschiedenen Klimamodellen und -simulationen ist allerdings erheblich und auch die saisonalen Trends der Reanalysen werden in den Klimasimulationen nicht abgebildet. Die CMIP6-Klimamodelle unter Annahme des pessimistischsten Treibhausgasemissionsszenarios (SSP5-8.5, „der fossile Weg“) projizieren im Ensemblemittel eine Abnahme der *blocking*-Häufigkeit. Dieser Abnahmetrend ist jedoch aufgrund der Unterschiede zwischen Reanalysen und historischen CMIP6-Simulationen unsicher.

Mögliche Ursache für die zeitliche Variabilität der Häufigkeit blockierender Wetterlagen sind Änderungen großskaligen Treiber des Wettergeschehens wie die Meeresoberflächentemperatur (SST) im Nordatlantik, die Schneebedeckung in Eurasien und die Meereisbedeckung in der Barents-Kara-See. Beispielsweise gab es in Jahren mit negativen SST-Anomalien im Nordatlantik südlich von Grönland weniger *blocking* über dem Atlantik, aber mehr *blocking* über Teilen Eurasiens. Eine erhöhte *blocking*-Frequenz im Frühling über Eurasien ließ sich auch in Jahren mit einer verringerten eurasischen Schneebedeckung feststellen. Die Unterschiede lagen bei ca. 5 Tagen/Jahreszeit (also ca. $\pm 5\%$). In den CMIP6-Simulationen des historischen Klimas besteht das Problem, dass diese die großskaligen Treiber selbst, aber auch den Einfluss der Treiber auf *blocking* unterschiedlich und damit unsicher abbilden. Auch in den SSP5-8.5-Zukunftsszenarien zeigen die Modelle eine deutliche Streuung. Dies erschwert eine Aussage über die zukünftige Treiber- und damit die *blocking*-Entwicklung. Eine Extrapolation des Reanalysetrends und das CMIP6-Ensemble machen eine signifikante Zunahme von *blocking* im Jahresmittel unwahrscheinlich. Eine gesicherte Aussage über saisonale Trends kann nicht gemacht werden. Die Extrapolation der Reanalysen könnte auf eine Zunahme von *blocking* im Frühling und Sommer hinweisen.

Die Untersuchungen bestätigten einen starken Zusammenhang von *blocking* und Hitzewellen. Dabei war eine sommerliche Hitzewelle in Deutschland 8–9-mal häufiger bei *blocking* in Mitteleuropa als ohne. Bei starken Hitzewellen war der Zusammenhang noch stärker ausgeprägt und eine Hitzewelle 30–60-mal häufiger, wenn *blocking* aufgetreten ist. Bei Starkregen ergaben sich regionale Unterschiede: Starkregen in Westdeutschland war etwas häufiger bei *blocking* in Skandinavien und in Ostdeutschland bevorzugt bei *blocking* in Osteuropa (in der höchstaufgelösten Reanalyse ERA5 war Starkregen 3,5-mal häufiger an blockierten als nicht blockierten Tagen). Auch die Wahrscheinlichkeit für Flauten wird durch *blocking* erhöht. Insbesondere im Winter (Okt.-Feb.) war eine Flaute bei *blocking* im nördlichen Mitteleuropa bis Nordsee um den Faktor drei wahrscheinlicher als ohne *blocking*. Unter Annahme der diskutierten *blocking*-Trends ist eine Zunahme der Winterflauten nicht zu erwarten, sommerliche Starkniederschläge und Hitzewellen könnten durch *blocking* häufiger werden. Dazu kommen weitere verstärkende Faktoren wie etwa stärker konvektive (und damit lokal intensivierte) Starkniederschläge und trockenere Böden (und damit verringerte Verdunstungskühlung) bei Hitzewellen in einem sich erwärmenden Klima. Der Zusammenhang zwischen *blocking* und Extremen wird in den CMIP6-Klimasimulationen wider Erwarten (aufgrund der immer noch groben Gitterauflösung der Modelle) vergleichsweise robust abgebildet (was einen mechanistischen Zusammenhang zwischen *blocking* und den diskutierten Extremen untermauert). Aufgrund der zusätzlichen Unsicherheiten in der Abbildung der Treiber und des *blockings*, bestehen aber zwischen den Klimaprojektionen verschiedener Modelle erhebliche Unterschiede. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass die extremen, besonders pessimistischen Projektionen des Klimamodellensembles realisiert werden.

Unabhängig von der Entwicklung der *blocking*-Frequenz in der Zukunft müssen Bundesländer und Kommunen sich in der Zukunft auf eine Zunahme von Extremereignissen einstellen. Dies betrifft sowohl Hitzewellen als auch Starkregen. Da die Trends der *blocking*-Frequenz in der Zukunft unsicher sind und eine Fortsetzung des Trends aus der Vergangenheit eine weitere Zunahme im Frühling und Sommer in der Zukunft zur Folge hätte und damit durch *blocking* verstärkte Häufigkeiten von Hitzewellen und Starkniederschlägen, muss angenommen werden, dass dann die extremsten Berechnungen des CMIP6-Ensembles eintreten können oder dass diese möglicherweise noch übertroffen werden. Dementsprechend sollten sich Akteure der Klimaanpassung beim Entwurf von Anpassungsstrategien an den simulierten extremen Extremen, d.h. an der gesamten Bandbreite des verfügbaren Ensembles der Klimaprojektionen, und nicht an Mittelwerten des Ensembles orientieren.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	12
2	Identifikation blockierender Wetterlagen	14
3	CMIP6-Evaluationsstrategie	19
4	Blockierende Wetterlagen in CMIP6-Simulationen des historischen Klimas	20
5	Blockierende Wetterlagen in der Zukunft	26
6	Blockierende Wetterlagen und großskalige Treiber	30
6.1	Erstellung der Treiberklimatologien.....	32
6.1.1	Atlantische Multidekadenvariabilität und Atlantisches Erwärmungsloch.....	32
6.1.2	Madden-Julian-Oszillation.....	33
6.1.3	Saisonale Schnee- und Eisbedeckung.....	33
6.2	Zeitliche Entwicklung der Treiber und blockierende Wetterlagen.....	34
6.2.1	Atlantische Multidekadenvariabilität und Atlantisches Erwärmungsloch.....	34
6.2.2	Madden-Julian-Oszillation.....	46
6.2.3	Saisonale Schnee- und Eisbedeckung.....	48
6.2.4	Kombination von mehreren Treibern.....	59
6.2.5	Fazit zu Treibern und <i>blocking</i>	60
7	Klimaextreme	62
7.1	Temperaturextreme.....	62
7.1.1	Sommerhitzewellen.....	62
7.1.2	Winterhitzewellen.....	64
7.2	Niederschlagsextreme.....	65
7.3	Flauten.....	69
8	Klimaextreme und blockierende Wetterlagen	71
8.1	Temperaturextreme und blockierende Wetterlagen.....	71
8.1.1	Sommerhitzewellen und blockierende Wetterlagen.....	71
8.1.2	Winterhitzewellen und blockierende Wetterlagen.....	76
8.2	Niederschlagsextreme (u.a. durch Vb-Tiefdruckgebiete) und blockierende Wetterlagen.....	79
8.3	Flauten und blockierende Wetterlagen.....	89
8.4	Fazit zu <i>blocking</i> und Extremen in Deutschland.....	92
9	Handlungsempfehlung	94
10	Fazit und Ausblick	95
	Literaturverzeichnis	97

Diesem Bericht ist ein Anhang in einem zweiten Dokument beigelegt.

Abbildungsverzeichnis

- Abbildung 1: Mittlere *blocking*-Frequenz in ERA5 im Zeitraum 1961-2010 unter Verwendung des HGHA-DAV12 (a-c) und DAV12 (d-f). Die Mittelwerte zeigen jährliche (a,d) bzw. saisonale *blocking*-Frequenz für den Winter (b,e) sowie den Sommer (c,f). Die kleinen Boxen in (a) zeigen die Regionen, für die Zeitserien der *blocking*-Frequenz erstellt wurden, die große Box den Ausschnitt, für den Anzahl, Dauer und räumliche Ausdehnung der *blocking*-Ereignisse untersucht wurden. 15
- Abbildung 2: Zeitliche Entwicklung der jährlichen *blocking*-Frequenz in verschiedenen Regionen (s. Abbildung 1a, (a,e) Grönland, (b,f) Mitteleuropa, (c,g) Skandinavien, (d,h) Osteuropa) in Abhängigkeit vom *blocking*-Index (a-d) HGHA-DAV12, (e-h) DAV12). Dicke Linien zeigen lineare, gestrichelte Linien gleitende Trends. 17
- Abbildung 3: Saisonale Trends der *blocking*-Frequenz in Mitteleuropa (45°-60°N, 0°-20°O) auf Basis von 20CR mit HGHA-DAV12 (links) und DAV12 (rechts). 17
- Abbildung 4: Zeitliche Entwicklung der Anzahl pro Jahr (a,d), der mittleren Dauer (b,e) und der mittleren räumlichen Ausdehnung (c,f) der *blocking*-Ereignisse mit HGHA-DAV12 (a-c) und DAV12 (d-f). Es wurden alle *blocks in der Region* zwischen 45° und 75°N sowie 60°W und 60°O berücksichtigt. 18
- Abbildung 5: Abweichung der *blocking*-Frequenz im CMIP6-Ensemble-Mittel von der 20CR-Reanalyse im Zeitraum 1900-2010 (a-c) und von der ERA5-Reanalyse im Zeitraum 1961-2010 (d-f), bezogen auf das ganze Jahr (a,d), Winter (b,e) und Sommer (c,f)..... 21
- Abbildung 6: Zeitliche Entwicklung der *blocking*-Frequenz in verschiedenen Regionen im europäisch-atlantischen Raum. Die rote Linie kennzeichnet das CMIP6-Ensemble-Mittel, die blaue die 20CR-Reanalyse, der graue Bereich die Bandbreite des Ensembles. 22
- Abbildung 7: Zeitserien der jährlichen *blocking*-Frequenz in Grönland in CMIP6-Simulationen. Zur besseren Übersichtlichkeit sind die Ergebnisse auf vier Graphen aufgeteilt. 23
- Abbildung 8: Zeitliche Entwicklung der Anzahl pro Jahr (a), der mittleren Dauer (b) und der mittleren räumlichen Ausdehnung (c) der *blocking*-Ereignisse für die 20CR-Reanalyse (blau), das CMIP6-Ensemblemittel (rot), und die Bandbreite des Ensembles (grau). Es wurden alle *blocks in der Region* zwischen 45° und 75°N sowie 60°W und 60°O berücksichtigt..... 23
- Abbildung 9: Boxplots der *blocking*-Trends (jährliche, winterliche und sommerliche Trends) in den Regionen. Die drei horizontalen Linien zeigen das erste und dritte Quartil, sowie den Median. Striche zeigen den Ensemble-Range, sind aber auf das 1,5-fache des Interquartilsabstands begrenzt. Trendwerte außerhalb dieses Bereichs sind durch Punkte gekennzeichnet. 25
- Abbildung 10: Änderung der *blocking*-Frequenz im Mittel des gewählten CMIP6-Sub-Ensembles zwischen den Zeiträumen 2051-2100 und 1961-2010 im SSP5-8.5-Szenario im ganzen Jahr (a), Winter (b) und Sommer (c). Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau. 27
- Abbildung 11: Zeitliche Entwicklung der *blocking*-Frequenz in verschiedenen Regionen im europäisch-atlantischen Raum im gewählten CMIP6-Sub-Ensemble des SSP5-8.5-Szenarios. Die rote Linie kennzeichnet das Ensemble-Mittel, der graue Bereich die Bandbreite des Ensembles. 27

Abbildung 12: Zeitliche Entwicklung der Anzahl pro Jahr (a), der mittleren Dauer (b) und der mittleren räumlichen Ausdehnung (c) der <i>blocking</i> -Ereignisse für das CMIP6-Subensemblemittel (rot) im SSP5-8.5 Szenario, und die Bandbreite des Ensembles (grau). Es wurden alle <i>blocks in der Region</i> zwischen 45° und 75°N sowie 60°W und 60°O berücksichtigt.....	28
Abbildung 13: Boxplots der <i>blocking</i> -Trends (jährliche, winterliche und sommerliche Trends) in den Regionen in den Simulationen des CMIP6-Subensembles im Szenario SSP5-8.5. Die drei horizontalen Linien zeigen das erste und dritte Quartil, sowie den Median. Striche zeigen den Ensemble-Range, sind aber auf das 1,5-fache des Interquartilsabstands begrenzt. Trendwerte außerhalb dieses Bereichs sind durch Punkte gekennzeichnet.	29
Abbildung 14: AMV in Reanalysen (links) und CMIP6-Simulationen (rechts). Zur besseren Übersichtlichkeit wird bei den CMIP6-Simulationen nur das 11-jährige gleitende Mittel gezeigt.....	35
Abbildung 15: Differenz der saisonalen <i>blocking</i> -Frequenz zwischen Jahren mit positiver und negativer AMV (1961-2010) in ERA5 im Winter (a), Frühling (b), Sommer (c) und Herbst (d). Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau.....	37
Abbildung 16: Differenz der Winter- <i>blocking</i> -Frequenz zwischen Jahren mit positiver und negativer AMV (1961-2010) in ausgewählten CMIP6-Simulationen. Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau.	38
Abbildung 17: AMV in SSP5-8.5-Szenario. Zur besseren Übersichtlichkeit wird nur das 11-jährige gleitende Mittel gezeigt.	38
Abbildung 18: Differenz der Winter- <i>blocking</i> -Frequenz zwischen Jahren mit positiver und negativer AMV (2051-2100) in ACCESS-CM2 und MPI-ESM1-2-HR im SSP5-8.5-Szenario. Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau.	39
Abbildung 19: SST-Trend in Nordhemisphäre (1900-2010), hochgerechnet auf 100 Jahre in ERA-20C-Reanalyse (oben) und CMIP6-Ensemblemittel (unten).....	40
Abbildung 20: Differenz zwischen Abweichung der SST im Erwärmungsloch (45°-60°N, 50°-15°W) vom Mittel des Zeitraums 1981-2010 und Abweichung der globalen SST vom Mittel des Zeitraums 1981-2010 in den Monaten Dezember bis Februar (a,b) und Juni bis August (c,d) in Reanalysen (a,c) und CMIP6-Simulationen (b,d). Zur besseren Übersichtlichkeit wird bei den Simulationen nur das 11-jährige gleitende Mittel gezeigt.	41
Abbildung 21: Differenz der saisonalen <i>blocking</i> -Frequenz zwischen Jahren mit schwach und stark ausgeprägtem Erwärmungsloch im ersten Monat einer Jahreszeit (1961-2010) in ERA5-Reanalyse. Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau. (a) Dezember-Winter, (b) März-Frühling, (c) Juni-Sommer, (d) September-Herbst. Die Box in (a) kennzeichnet die Region, in der die SST-Anomalien betrachtet werden.	42
Abbildung 22: Differenz der Winter- <i>blocking</i> -Frequenz zwischen Jahren mit schwach und stark ausgeprägtem Erwärmungsloch im Dezember (1961-2010) in ausgewählten CMIP6-Simulationen. Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau.	44
Abbildung 23: SST-Trend in Nordhemisphäre (2015-2100), hochgerechnet auf 100 Jahre in SSP5-8.5-Szenario im Ensemblemittel.	44

Abbildung 24: Differenz zwischen Abweichung der SST im Erwärmungsloch (45°-60°N, 50°-15°W) vom Mittel des Zeitraums 1981-2010 und Abweichung der globalen SST vom Mittel des Zeitraums 1981-2010 in den Monaten Dezember bis Februar (links) und Juni bis August (rechts) in SSP5-8.5-Szenario. Zur besseren Übersichtlichkeit wird nur das 11-jährige gleitende Mittel gezeigt.	45
Abbildung 25: Differenz der Winter- <i>blocking</i> -Frequenz zwischen Jahren mit schwach und stark ausgeprägtem Erwärmungsloch im Dezember (2051-2100) in NorESM2-LM (links) und Differenz der Sommer- <i>blocking</i> -Frequenz zwischen Jahren mit schwach und stark ausgeprägtem Erwärmungsloch im Juni in ACCESS-CM2 (rechts), jeweils im SSP5-8.5-Szenario. Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau.....	46
Abbildung 26: Amplitude der Madden-Julian-Oszillation (nach Oliver und Thompson, 2012) in 20CR. Die dickeren Linien kennzeichnen das gleitende 11-jährige Mittel.	47
Abbildung 27: Abweichungen der <i>blocking</i> -Frequenz vom langjährigen Mittel (1961-2010) in 20CR-Reanalyse während MJO-Phasen 2 (links), 5 (Mitte) und 7 (rechts). Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau.	48
Abbildung 28: Mittlere Schneebedeckung im März über Eurasien (40°-80°N, 0°-120°O) in Reanalysen (a) und CMIP6-Simulationen (b,c). Zur besseren Übersichtlichkeit werden die Zeitserien der CMIP6-Simulationen in 2 Graphen gezeigt.....	49
Abbildung 29: Differenz der Frühlings- <i>blocking</i> -Frequenz zwischen Jahren mit hoher und niedriger Schneebedeckung in Eurasien im März (1961-2010) in ERA5-Reanalyse (links), CNRM-CM6-1 (Mitte) und MPI-ESM1-2-HR (rechts). Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau. Die Box in der linken Abbildung kennzeichnet die Region, in der die Schneebedeckung betrachtet wird.	50
Abbildung 30: Mittlere Schneebedeckung im März über Eurasien (40°-80°N, 0°-120°O) in SSP5-8.5-Szenario. Zur besseren Übersichtlichkeit werden die Zeitserien in 2 Graphen gezeigt.....	51
Abbildung 31: Differenz der Frühlings- <i>blocking</i> -Frequenz zwischen Jahren mit hoher und niedriger Schneebedeckung in Eurasien im März (2051-2100) in CNRM-CM6-1 (links) und NorESM2-LM im SSP5-8.5-Szenario. Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau.	51
Abbildung 32: Differenz in der mittleren Schneebedeckung westlich (50°-60°N, 30°-60°O) und östlich (55°-70°N, 65°-115°O) des Urals in Reanalysen (a) und CMIP6-Simulationen (b-d) im November. Zur besseren Übersichtlichkeit werden die Zeitserien der CMIP6-Simulationen in 3 Graphen gezeigt.....	52
Abbildung 33: Differenz der <i>blocking</i> -Frequenz der Monate Januar bis März zwischen Jahren mit großen und kleinen Unterschieden der Schneebedeckung westlich (50°-60°N, 30°-60°O) und östlich (55°-70°N, 65°-115°O) des im November in ERA5 (links), CNRM-CM6-1 (Mitte) sowie IPSL-CM6A-LR (rechts). Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau. Die beiden Boxen in der linken Abbildung kennzeichnen die Regionen, zwischen denen die Differenz der Schneebedeckung berechnet wird.....	54
Abbildung 34: Wie in Abbildung 32 die Differenz in der mittleren Schneebedeckung, aber in CMIP6-Simulationen einer SSP5-8.5-Zukunft.	55
Abbildung 35: Wie Abbildung 33, aber für CNRM-CM6-1 (links) und IPSL-CM6A-LR (rechts) in einer SSP5-8.5-Zukunft.....	56

Abbildung 36: Eisbedeckung in der Barents-Karasee (68° - 85° N, 25° - 100° O) in den Monaten März bis Mai in Reanalysen (a) und CMIP6-Simulationen (b,c). Zur besseren Übersichtlichkeit werden die Zeitserien der CMIP6-Simulationen in 2 Graphen gezeigt.....	57
Abbildung 37: Differenz der Sommer- <i>blocking</i> -Frequenz zwischen Jahren mit hoher und niedriger Eisbedeckung in der Barents-Karasee (68° - 85° N, 25° - 100° O, gekennzeichnet durch Box in der linken Abbildung) in den Monaten März bis Mai (1961-2010) in ERA5 (links), IPSL-CM6A-LR (Mitte) und NorESM-LM (rechts). Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau.	58
Abbildung 38: Wie Abbildung 36, aber in CMIP6-Simulationen einer SSP5-8.5-Zukunft.....	58
Abbildung 39: Wie Abbildung 37, aber in Simulationen mit ACCESS-CM2 (links), MPI-ESM1-2-HR (Mitte) und NorESM2-LM (rechts) einer SSP5-8.5-Zukunft.	59
Abbildung 40: Differenz der Frühlings- <i>blocking</i> -Frequenz zwischen Jahren mit hoher Schneebedeckung in Eurasien sowie schwach ausgeprägtem Erwärmungsloch im März und Jahren mit niedriger Schneebedeckung sowie stark ausgeprägtem Erwärmungsloch im März in ERA5 (links). Differenz der <i>blocking</i> -Frequenz der Monate Januar bis März zwischen Jahren mit großen Unterschieden der Schneebedeckung westlich und östlich des Urals im November sowie positiver AMV und Jahren mit kleinen Unterschieden der Schneebedeckung westlich und östlich des Urals im November sowie negativer AMV (1961-2010) in ERA5 (rechts). Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau.	60
Abbildung 41: Anzahl der Tage mit Hitzewellen im Sommerhalbjahr (April bis September) in Reanalysen (links) und CMIP6-Simulationen (rechts) in der Mitte Deutschlands (51° N, 10° O). Aufgrund unterschiedlicher Rechengitter der Modelle können die Koordinaten des gewählten Punktes leicht abweichen.	63
Abbildung 42: Wie Abbildung 41, aber für die Magnitude der stärksten Hitzewelle eines Jahres.	63
Abbildung 43: Wie Abbildung 41, aber für Anzahl der Tage mit Hitzewellen im Sommerhalbjahr (April bis September, links) und Magnitude der stärksten Hitzewelle eines Jahres (rechts) im CMIP6-Szenario SSP5-8.5.....	64
Abbildung 44: Wie Abbildung 41, aber für Anzahl der Tage mit Hitzewellen im Winterhalbjahr (Oktober bis März) in Reanalysen (links) und CMIP6-Simulationen (rechts).	64
Abbildung 45: Wie Abbildung 41, aber für Anzahl der Tage mit Hitzewellen im Winterhalbjahr (Oktober bis März) im CMIP6-Szenario SSP5-8.5.	65
Abbildung 46: Anzahl der Starkregen-Tage pro Jahr in Reanalysen (links) und CMIP6-Simulationen (rechts) in der Mitte Deutschlands (51° N, 10° O). Aufgrund unterschiedlicher Gitter der Modelle können die genauen Koordinaten des gewählten Punktes leicht abweichen.	66
Abbildung 47: Wie Abbildung 46, aber im CMIP6-Szenario SSP5-8.5.....	67
Abbildung 48: Anzahl Vb-Tiefdruckgebiete pro Jahr in ERA5, CCLM-ERA-20C und CCLM-EC-Earth3-Veg.	68
Abbildung 49: Anzahl Vb-Tiefdruckgebiete pro Jahr in CCLM-EC-Earth3-Veg im SSP5-8.5-Szenario.	68

Abbildung 50: Anzahl der Flaute-Tage pro Jahr in Reanalysen (links) und CMIP6-Simulationen (rechts) in der Mitte Deutschlands (51°N, 10°O). Aufgrund unterschiedlicher Gitter der Modelle können die genauen Koordinaten des gewählten Punktes leicht abweichen.	70
Abbildung 51: Wie Abbildung 50, aber im CMIP6-Szenario SSP5-8.5.	70
Abbildung 52: Häufigkeit der Wetterlagen nach Hess & Brezowsky an Tagen mit Hitzewelle im Sommerhalbjahr (April-September, 1961-2010) in der Mitte Deutschlands in ERA5-Reanalyse (links) und NorESM-LM (rechts). Wetterlagen mit einer Häufigkeit unter 5% werden zur besseren Übersichtlichkeit unter „Other“ zusammengefasst.	72
Abbildung 53: Häufigkeit von Hitzewellen im Fall von <i>blocking</i> und von <i>blocking</i> während Hitzewellen am markierten Punkt im Sommerhalbjahr (April-September, 1961-2010) in ERA5 (rechts).	72
Abbildung 54: Wie Abbildung 52, aber für Tage mit Hitzewelle im Winterhalbjahr (Oktober-März, 1961-2010).	77
Abbildung 55: Häufigkeit von Hitzewellen während <i>blocking</i> (links) und von <i>blocking</i> während Hitzewellen (rechts) am markierten Punkt im Winterhalbjahr (Oktober-März, 1961-2010) in ERA5.	77
Abbildung 56: Wie Abbildung 52, aber für Tage mit Starkregen in West- und Ostdeutschland (1961-2010) in ERA5-Reanalyse (a,c) und NorESM (b,d).	80
Abbildung 57: Häufigkeit von <i>blocking</i> während Starkregen in Westdeutschland (links) und Ostdeutschland (rechts) (1961-2010) in ERA5 (oben) bzw. NorESM (unten).	81
Abbildung 58: Häufigkeit von Vb-Tiefs im Fall von <i>blocking</i> (1961-2010) in ERA5 (a) und CCLM-EC-Earth3-Veg (b). Häufigkeit von <i>blocking</i> während Vb in ERA5 (c) und CCLM-EC-Earth3-Veg (d).	85
Abbildung 59: Dichtefunktion der Vb-Tiefs (1961-2010), während deren Lebenszyklus <i>blocking</i> weder in Osteuropa noch in Skandinavien noch über dem Nordatlantik für ERA5 (a) und CCLM-EC-Earth3-Veg (b) bzw. <i>blocking</i> in Osteuropa und Skandinavien aufgetreten ist für ERA5 (c) und CCLM-EC-Earth3-Veg (d).	87
Abbildung 60: Dichtefunktion der Vb-Tiefs in CCLM-EC-Earth3-Veg im SSP5-8.5-Szenario (2051-2100), während deren Lebenszyklus <i>blocking</i> weder in Osteuropa noch in Skandinavien noch über dem Nordatlantik (links) bzw. <i>blocking</i> in Osteuropa und Skandinavien (rechts) aufgetreten ist.	89
Abbildung 61: Wie Abbildung 52, aber für Tage mit Flaute (1961-2010) in der Mitte Deutschlands in ERA5-Reanalyse (links) und NorESM (rechts).	89
Abbildung 62: Häufigkeit einer Flaute am markierten Punkt im Fall von <i>blocking</i> (1961-2010) in ERA5 (links). Häufigkeit von <i>blocking</i> während einer Flaute am Punkt in ERA5 (rechts).	90

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Trends der <i>blocking</i> -Frequenz der einzelnen CMIP6-Simulationen in den einzelnen Regionen im Zeitraum 1961-2010, hochgerechnet auf 100 Jahre. Zusätzlich wird als Referenz der Trend im Mittel der Reanalysen gezeigt (fett). Kursive Werte kennzeichnen auf dem 5%-Niveau signifikante Abweichungen der Trends in den CMIP6-Simulationen vom Trend der Reanalysen.	25
Tabelle 2: Korrelationen zwischen der AMV in den Reanalysen.	34
Tabelle 3: Differenz zwischen Maximum und Minimum der AMV (1900-2010) in Reanalysen und CMIP6-Simulationen. Zusätzlich ist der Wert der hundertjährigen Reanalysen angegeben (fett markiert).	35
Tabelle 4: Korrelationen zwischen den SST-Anomalien im Atlantischen Erwärmungsloch (45°-60°N, 50°-15°W) in den Reanalysen.	39
Tabelle 5: Korrelationen zwischen der Schneebedeckung in Eurasien im März in den Reanalysen.	49
Tabelle 6: Korrelationen zwischen der Schneebedeckung in Eurasien im November in den Reanalysen.	53
Tabelle 7: Korrelationen zwischen den Eisbedeckungen in den Reanalysen.	57
Tabelle 8: Übersicht über die untersuchten Zusammenhänge zwischen Treibern und <i>blocking</i> und den daraus abgeleiteten, extrapolierten Trends der <i>blocking</i> -Frequenz in der Zukunft.	60
Tabelle 9: Übersicht über die Rankings der einzelnen CMIP6-Simulationen für alle Treiber. Die Zahlen geben die Platzierung im jeweiligen Ranking an. „-“ bedeutet, dass das entsprechende Modell an dem Ranking nicht teilnehmen konnte, da der untersuchte Parameter nicht verfügbar ist. Die Auflistung in dieser Tabelle erfolgt alphabetisch.	61
Tabelle 10: Übersicht über die bedingten Häufigkeiten bei Hitzewellen in der Mitte Deutschlands im Sommerhalbjahr (April-September, 1961-2010) in Reanalysen und CMIP6-Simulationen.	74
Tabelle 11: Wie Tabelle 10, aber für starke Hitzewellen (Magnitude > 1,5).	75
Tabelle 12: Wie Tabelle 10, aber für Hitzewellen im CMIP6-Szenario SSP5-8.5 (2051-2100).	75
Tabelle 13: Wie Tabelle 12, aber für starke Hitzewellen (Magnitude > 5).	76
Tabelle 14: Übersicht über die bedingten Häufigkeiten bei Hitzewellen in der Mitte Deutschlands im Winterhalbjahr (Oktober-März, 1961-2010) in Reanalysen und CMIP6-Simulationen.	78
Tabelle 15: Wie Tabelle 14, aber im CMIP6-Szenario SSP5-8.5 (2051-2100).	79
Tabelle 16: Übersicht über die bedingten Häufigkeiten bei Starkregen in West- und Ostdeutschland in Reanalysen und CMIP6-Simulationen (1961-2010). Die mit OE überschriebenen Spalten beschreiben <i>blocking</i> in Osteuropa und die mit Skan überschriebenen Spalten <i>blocking</i> in Skandinavien. Index SR steht für Starkregen.	82
Tabelle 17: Wie Tabelle 16, aber im CMIP6-Szenario SSP5-8.5 (2051-2100).	83
Tabelle 18: Übersicht über die bedingten Häufigkeiten bei Vb in ERA5, CCLM-ERA-20C und CCLM-EC-Earth3-Veg (1961-2010).	86
Tabelle 19: Übersicht über die bedingten Häufigkeiten bei Vb in CCLM-EC-Earth3-Veg im SSP5-8.5-Szenario (2051-2100).	88
Tabelle 20: Übersicht über die bedingten Häufigkeiten bei Flauten in der Mitte Deutschlands in Reanalysen und CMIP6-Simulationen (1961-2010).	91
Tabelle 21: Wie Tabelle 20, aber für Oktober bis Februar.	91
Tabelle 22: Wie Tabelle 21 in den Monaten Oktober-Februar, aber im CMIP6-Szenario SSP5-8.5 (2051-2100).	92

1 Einleitung

Im Projekt sollten anhand neuer Projektionen aus dem aktuellen Klimavergleichsprojekt CMIP6 (Eyring et al., 2016) die Veränderungen von Klimaextremen in Deutschland untersucht werden. In den letzten Jahrzehnten wurde bereits eine deutliche Zunahme von Hitzewellen (Russo et al., 2014) und extremen Niederschlagsereignissen, die vermehrt zu Hochwasserereignissen geführt haben (Blöschl et al., 2020), registriert. Mittels der sogenannten Attributionsforschung¹ wurde für viele Extremereignisse der letzten Jahre gezeigt, dass diese durch den anthropogenen Klimawandel begünstigt wurden. So wurde die Wahrscheinlichkeit für Hitzewellen wie im Sommer 2019 um mehr als den Faktor 10 erhöht (Vautard et al., 2020). Bei dem Starkregen, der im Sommer 2021 zur Ahrtalflut führte, liegt der Faktor bei 1,2 bis 9 (Tradosky et al., 2023). Eine globale Untersuchung von Hitzewellen kam zu dem Ergebnis, dass Hitzewellen vor allem in mittleren Breiten zunehmen (Russo et al., 2014). Einiges deutet darauf hin, dass diese Zunahme nicht allein durch die thermodynamische Änderung (allgemeine Erwärmung durch erhöhte Treibhausgaskonzentration) im Zuge des Klimawandels erklärt werden kann, sondern dass Änderungen der atmosphärischen Dynamik eine Rolle spielen (Rousi et al., 2022).

Allerdings ist die Darstellung der atmosphärischen Dynamik in globalen Klimamodellen mit Unsicherheiten verbunden (Shepherd, 2014; Oudar et al., 2020). Während einige Modelle des CMIP5-Ensembles die Zirkulation in Europa, ausgedrückt als Häufigkeit von Wetterlagen, im Rahmen der Unsicherheiten der Reanalysen darstellen können (mittlere Abweichung von 10-20%), zeigen andere Modelle Abweichungen von bis zu 50% (Stryhal und Huth, 2018). Aus diesem Grund wurde im Projekt zunächst untersucht, wie gut die verschiedenen CMIP6-Simulationen bestimmte Zirkulationsmuster, die im Zusammenhang mit Extremereignissen stehen, darstellen können. Von besonderem Interesse waren hierbei blockierende Wetterlagen, die im Sommer zu Hitzewellen führen können, und so genannte Vb-Wetterlagen, die ergiebige Niederschläge in Mitteleuropa verursachen können. Blockierende Wetterlagen (engl. „*blocking*“ oder "*block*") sind langanhaltende, stationäre Witterungsperioden, die häufig mit Wetterextremen wie Hitzewellen oder Dürren einhergehen. Während solcher Perioden kommt die für mittlere Breiten typische, großskalige Westanströmung zum Erliegen. Anstatt eines zonalen Strömungsbildes ist der Jetstream (deutsch: Strahlstrom) stark meridional ausgelenkt und es kann sich ein starkes, blockierendes Hochdruckgebiet bilden. Theorien zur Entstehung und Erhaltung von *blocking* werden in Anhang D beschrieben. Beispiele für Hitzewellen, die durch eine blockierende Wetterlage verursacht wurden, sind die europäischen Hitzewellen im Sommer 2003 und 2018. Allerdings ist bisher keine eindeutige Zunahme von blockierenden Wetterlagen auf der gesamten Nordhalbkugel, sondern lediglich in einzelnen Regionen und Jahreszeiten (zum Beispiel Skandinavien im Sommer) diagnostiziert worden (Barnes et al., 2014, sowie Rohrer et al., 2018). Beide Studien weisen auf die hohe dekadische Variabilität blockierender Wetterlagen hin und untersuchen lediglich den Zeitraum 1980–2010. Aus diesem Grund wird im Projekt die Frequenz von blockierenden Wetterlagen in 100-jährigen Reanalysen untersucht.

Globale Klimamodelle können die Frequenz von blockierenden Wetterlagen bisher nur eingeschränkt darstellen (Rohrer et al., 2018). Für die Häufigkeit blockierender Wetterlagen zeigen globale Klimamodelle eine leichte Abnahme in der Zukunft (Davini und D'Andrea, 2020). Dies ist allerdings mit großen Unsicherheiten verbunden. Ein Argument für eine Zunahme blockierender Wetterlagen ist, dass die im Vergleich

¹ <https://www.worldweatherattribution.org/>

zum globalen Mittel stärkere Erwärmung in der Arktis zu einem schwächeren Temperaturgradienten zwischen den Tropen und der Arktis führt, was wiederum den Jetstream abschwächen und zu einer Zunahme von stationären Strömungsverhältnissen in mittleren Breiten führen könnte. Andererseits zeigen Beobachtungen und Klimamodelle ebenfalls eine verstärkte Erwärmung in der höheren tropischen Troposphäre (verursacht durch Freisetzung latenter Wärme durch verstärkte hochreichende Konvektion aufgrund eines intensiveren Wasserkreislaufs), welche wiederum den Temperaturgradienten zwischen Tropen und Arktis auf dem Niveau der Tropopause verstärkt. Auch die Ursachen für die Langlebigkeit von blockierenden Wetterlagen sind noch nicht vollständig verstanden (Gessner, 2018). Eine weitere Schwierigkeit ist, dass unterschiedliche in der Literatur verwendete *blocking*-Diagnostiken das Ergebnis der *blocking*-Statistik stark beeinflussen.

Ein Ziel dieses Projekts bestand darin, statistische Aussagen über zukünftige Extremereignisse wie Hitzewellen, Starkregen (insbesondere durch Vb-Tiefs) und Flauten zu erstellen. Um das Auftreten dieser Extreme besser einschätzen zu können, wurde der Einfluss von *blocking* auf Extremereignisse untersucht. Da *blocking* und zu *blocking* führende Prozesse auch in den neuesten CMIP6-Klimasimulationen (aufgrund des immer noch groben Rechengitters von ca. 100 km Gitterdistanz) noch nicht vollständig abbildbar sind, wurden zudem großskalige Faktoren, die das Auftreten von *blocking* begünstigen oder unterbinden („Treiber“), untersucht. Dazu wurden zunächst die Zusammenhänge zwischen Treibern, *blocking* und Extremen in Reanalysen untersucht. Anschließend wurde die Darstellung dieser Zusammenhänge in den Reanalysen mit der Darstellung dieser Zusammenhänge in CMIP6-Simulationen verglichen. Der letzte Schritt bestand darin, die Simulation dieser Zusammenhänge für die Zukunft anhand eines Klimaszenarios (SSP5-8.5) zu untersuchen.

In diesem Bericht werden die Ergebnisse des Projekts beschrieben. In Kapitel 2 werden Indikatoren für blockierende Wetterlagen eingeführt und auf Reanalysen angewendet. Anhand der Ergebnisse in Kapitel 2 wird ein Indikator ausgewählt und im Folgenden auf CMIP6-Simulationen in Vergangenheit (Kapitel 4) und Zukunft (Kapitel 5) angewendet. Wie die CMIP6-Simulationen am besten evaluiert und einzelne Simulationen für weitere Untersuchungen ausgewählt werden, wird zuvor in Kapitel 3 beschrieben. Kapitel 6 setzt großskalige Treiber in Bezug zu blockierenden Wetterlagen sowohl in Reanalysen als auch in CMIP6-Simulationen. Anschließend werden in Kapitel 7 verschiedene Klimaextreme eingeführt, die dann in Kapitel 8 in Bezug zu blockierenden Wetterlagen in Reanalysen und CMIP6-Simulationen gesetzt werden.

2 Identifikation blockierender Wetterlagen

Blockierende Wetterlagen werden mittels sogenannter *blocking*-Indizes quantitativ erfasst. Auf Basis von zweidimensionalen Feldern, die die Strömungsverhältnisse charakterisieren, wird beurteilt, ob an einem bestimmten Ort zu einem bestimmten Zeitpunkt ein *block* vorliegt. Zur Identifikation wird entweder die geopotentielle Höhe im 500hPa-Niveau, die potentielle Temperatur an der dynamischen Tropopause, die potentielle Vorticity oder eine Kombination dieser Felder verwendet. Anschließend werden weitere Kriterien überprüft, die sich auf die minimale räumliche Ausdehnung des blockierten Gebietes und die minimale Lebenszeit des *blocks* beziehen. Da keine einheitliche Definition einer blockierenden Wetterlage existiert, variieren auch die existierenden Indizes. Wir haben daher analog zu anderen Studien (z.B. Rohrer et al. 2018) mehrere gebräuchliche Indizes verwendet, um robustere Ergebnisse zu erzielen.

Zunächst lassen sich die Indizes danach unterteilen, ob sie auf absoluten Werten oder Abweichungen vom klimatologischen Mittel basieren. Bei den Indizes, die auf absoluten Werten basieren, wird zumeist ein meridionaler Gradient der geopotentiellen Höhe betrachtet. In der einfachsten Variante (Tibaldi und Molteni, 1990) wird der meridionale Gradient für eine festgelegte geographische Breite im 500hPa-Höheniveau berechnet. Wir haben eine zweidimensionale Erweiterung dieses Index nach Davini et al. (2012) benutzt. Die auf Tibaldi und Molteni basierenden Indizes sind die am häufigsten in der Literatur verwendeten, was eine umfassende Überprüfung unserer Ergebnisse erlaubt. Der Davini-Index wird im Folgenden als DAV12 bezeichnet. Als Index, der mit relativen Anomalien arbeitet, wurde ein hybrider Index implementiert, der den DAV12 mit der Detektion positiver Geopotential-Anomalien kombiniert. Dadurch wird eine größere Fläche des blockierten Hochdruckgebiets als *block* identifiziert und nicht nur das Zentrum wie beim DAV12, wodurch ein umfassenderer Überblick über die räumliche Ausdehnung oder Flächenänderung der *blocks* möglich ist. Dies ist vorteilhaft, wenn der Zusammenhang zwischen *blocking* und Extremereignissen untersucht wird. Dieser hybride Index wird in Richling (2020) beschrieben und im Folgenden als HGHA-DAV12 bezeichnet. Bei diesem Index muss noch beachtet werden, dass der mittlere nordhemisphärische Anstieg der geopotentiellen Höhe durch den globalen Temperaturanstieg herausgerechnet werden muss. Andernfalls würden die *blocking*-Zeitreihen in erster Linie den thermischen Effekt des Temperaturanstiegs und nicht Änderungen der atmosphärischen Dynamik widerspiegeln. Dies erfolgt durch Verwendung eines gleitenden Klimamittels in der Anomalieberechnung. Außerdem werden Tage nur als blockiert gezählt, wenn die blockierende Lage mindestens fünf Tage anhält. Eine detaillierte Beschreibung dieser beiden Indizes ist in Anhang A zu finden. Im Folgenden werden diese beiden Indizes bezüglich der räumlichen Verteilungen und Trends miteinander verglichen. Eine wichtige betrachtete Information ist dabei die *blocking*-Frequenz (die Anzahl der Tage pro Jahr mit *blocking*) am betrachteten Ort bzw. als mittlere Frequenz im betrachteten Gebiet.

Es wurden noch zwei weitere Indizes implementiert, um ein umfassenderes Bild über blockierende Wetterlagen zu erhalten. Auch diese werden in Anhang A detaillierter beschrieben. Der erste Index basiert auf Schwierz et al. (2004) und definiert das Auftreten blockierender Wetterlagen auf Basis von Anomalien der potentiellen Vorticity (PV), während der zweite von Masato et al. (2012) anhand der potentiellen Temperatur an der dynamischen Tropopause berechnet wird. Aufgrund schlechter Datenverfügbarkeit zur Berechnung oder fehlender Konsistenz zwischen den Reanalysen haben sich diese Indizes als ungeeignet für dieses Projekt erwiesen und werden nicht weiter diskutiert. Detailliertere Ergebnisse zu diesen Indizes und deren Defizite werden in Anhang A aufgeführt.

Vergleich zwischen HGHA-DAV12 und DAV12

Räumliche Verteilung

Auf Basis der Indizes HGHA-DAV12 und DAV12 wird nun die Häufigkeit blockierender Wetterlagen in drei Reanalysen verglichen. Eine Übersicht über die Eigenschaften der verwendeten Reanalysen findet sich in Anhang B. Die 100-jährigen Reanalysen (ERA-20C und 20CR) wurden für den Zeitraum 1900-2010 bzw. 1900-2015 ausgewertet, die ERA5-Reanalyse für den Zeitraum 1940-2022. Abbildung 1 zeigt die Unterschiede der räumlichen Verteilungen zwischen beiden Indizes für das ganze Jahr sowie Winter (DJF) und Sommer (JJA) im Zeitraum 1961-2010 anhand der ERA5-Reanalyse. Die Zentren der *blocking*-Aktivität liegen zum einen im Bereich des Nordatlantik sowie Europa und zum anderen im nördlichen Pazifik. Es fällt auf, dass der HGHA-DAV12 ein größeres Maximum im europäisch-atlantischen Raum hat, während der DAV12 ein Maximum bei Grönland und eins in Europa hat (Abbildung 1a,d). Generell werden mit dem HGHA-DAV12 höhere Werte erreicht, da eine größere Fläche der Antizyklone erfasst wird. Der HGHA-DAV12 detektiert in Nordeuropa *blocking*-Frequenzen von bis zu 15% im Jahresmittel, was ca. 55 Tagen pro Jahr entspricht. Mit dem DAV12 liegt die *blocking*-Frequenz in Nordeuropa bei ca. 10% (ca. 35 Tagen pro Jahr). Außerdem detektiert der DAV12 die höchsten Werte im Nordpazifik und der HGHA-DAV12 im Bereich des europäischen Maximums. Sowohl Größenordnung als auch räumliche Verteilung stimmen für den DAV12 gut mit Rohrer et al. (2019) und Davini und D'Andrea (2020) überein, die den DAV12 bzw. eine zweidimensionale Erweiterung des Index von Tibaldi und Molteni verwendet haben.

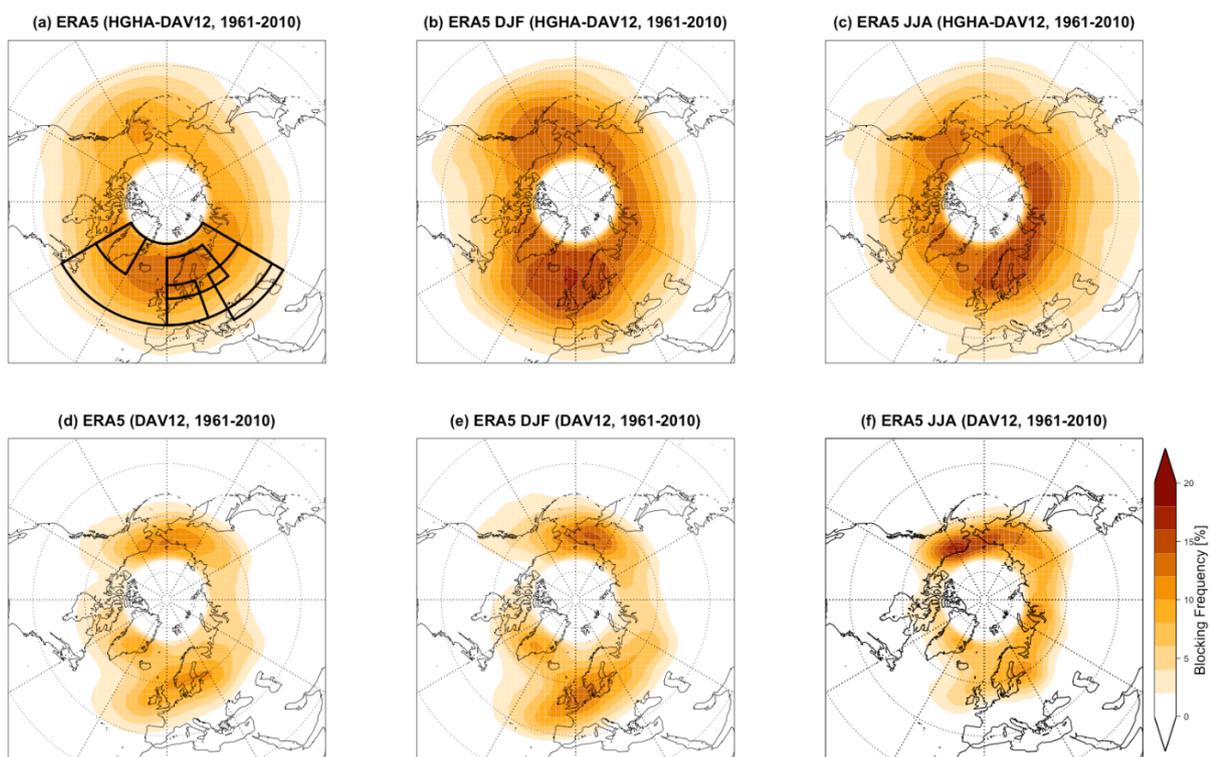


Abbildung 1: Mittlere *blocking*-Frequenz in ERA5 im Zeitraum 1961-2010 unter Verwendung des HGHA-DAV12 (a-c) und DAV12 (d-f). Die Mittelwerte zeigen jährliche (a,d) bzw. saisonale *blocking*-Frequenz für den Winter (b,e) sowie den Sommer (c,f). Die kleinen Boxen in (a) zeigen die Regionen, für die Zeitserien der *blocking*-Frequenz erstellt wurden, die große Box den Ausschnitt, für den Anzahl, Dauer und räumliche Ausdehnung der *blocking*-Ereignisse untersucht wurden.

Die räumlichen Muster im Winter (Abbildung 1b,e) ähneln den Mustern im Jahresmittel, sind aber etwas ausgeprägter. Im Sommer (Abbildung 1c,f) verschiebt sich das europäische *blocking*-Maximum auf den eurasischen Kontinent, während über dem Atlantik weniger *blocking* detektiert wird. Beim DAV12 fällt auf, dass im Pazifik die *blocking*-Frequenz deutlich erhöht ist.

Regionale jährliche Trends

Im Folgenden liegt der Fokus auf der zeitlichen Entwicklung blockierender Wetterlagen in vier kleineren Ausschnitten, die in Abbildung 1a eingezeichnet sind. Die Ausschnitte liegen in Mitteleuropa (45°-60°N, 0°-20°O), Grönland (60°-75°N, 60°-30°W), Skandinavien (55°-70°N, 0°-40°O) und Osteuropa (40°-60°N, 30°-60°O). Ziel dieser kleinräumigeren Untersuchung ist es, Trends exakter zu erfassen und bessere Aussagen über Extremereignisse anhand der Trends treffen zu können. Abbildung 2 zeigt vor 1950 große Unterschiede zwischen den *blocking*-Frequenzen in den Reanalysen ERA-20C und 20CR: ERA-20C zeigt in allen Regionen eine deutliche Zunahme der *blocking*-Frequenz, 20CR zeigt keine oder nur eine leichte (Grönland, HGHA-DAV12) Zunahme. Diese erheblichen Unterschiede lassen sich auf eine geringere Datenverfügbarkeit zu Beginn des letzten Jahrhunderts in Kombination mit unterschiedlichen Datenassimilationsschemen zurückführen. Da 20CR, wie in Anhang B beschrieben, aus einem Ensemble von insgesamt 80 Realisierungen, von denen hier 25 verwendet wurden, besteht, während ERA-20C nur aus einer glättenden Realisierung besteht, ist davon auszugehen, dass 20CR die Dynamik des *blockings* besser abbildet. Mit HGHA-DAV12 sind die Unterschiede zwischen ERA-20C und 20CR deutlich stärker ausgeprägt als mit DAV12, da die geopotentielle Höhe bei der Berechnung des HGHA-DAV12 mehrfach einfließt und sich somit Abweichungen der geopotentiellen Höhe in den Reanalysen verstärken. Ab ca. 1950 stimmen die drei verwendeten Reanalysen gut überein.

Nach 1950 ergeben sich mit HGHA-DAV12 leicht unterschiedliche Trends der *blocking*-Frequenz. Von ca. 1960-1980 ist in allen betrachteten Regionen außer Osteuropa eine Stagnation bzw. ein leichter Rückgang feststellbar, der in Grönland am stärksten ausgeprägt ist. Danach lassen sich größere Unterschiede erkennen: in Grönland setzte sich der Rückgang fort, in Mitteleuropa blieben die Werte im Mittel konstant, in Skandinavien stiegen sie wieder an und in Osteuropa setzte sich der leichte Anstieg fort. Der DAV12 zeigt für Mitteleuropa nach 1950 eine *blocking*-Frequenz auf konstantem mittlerem Niveau. In allen anderen Regionen zeigt der DAV12 einen Anstieg bis ca. in die 1970er und danach einen Rückgang. Dabei war der Rückgang in Grönland besonders stark, in Skandinavien leicht ausgeprägt.

Die *blocking*-Frequenz zeigt eine hohe jährliche und dekadische Variabilität. Dies erschwert in Kombination mit der geringeren Datenverfügbarkeit vor 1950 die Detektion verlässlicher Trends. Signifikante Trends der jährlichen *blocking*-Frequenz lassen sich nur für den kompletten Zeitraum seit 1900 in ERA-20C feststellen, die jedoch wahrscheinlich auf die Reanalysequalität vor etwa 1950 zurückzuführen sind. Betrachtet man den Zeitraum 1961-2010, für den später die Trends in den Reanalysen mit den Trends in den CMIP6-Simulationen verglichen werden, lassen sich unabhängig vom gewählten Index in allen Regionen keine signifikanten Trends der jährlichen *blocking*-Frequenz feststellen.

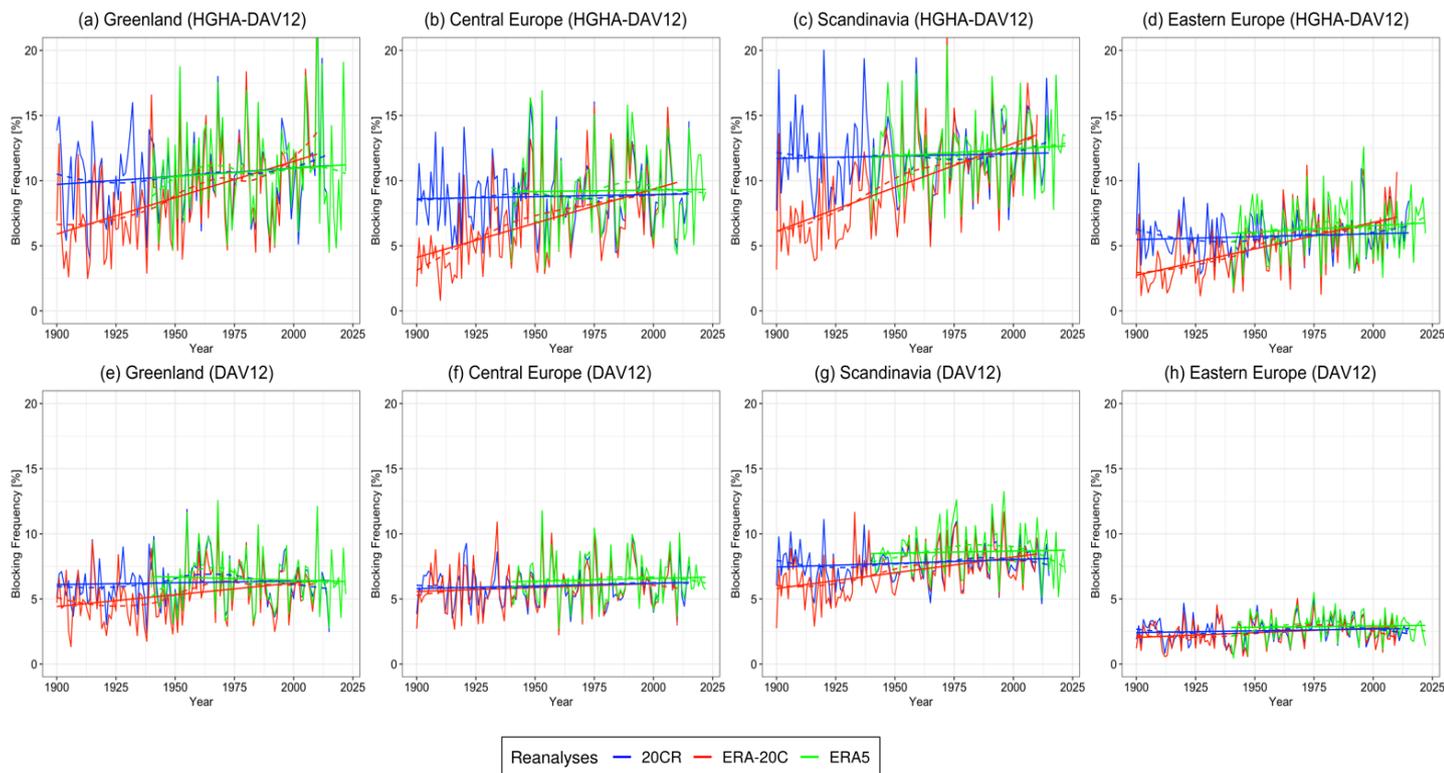


Abbildung 2: Zeitliche Entwicklung der jährlichen *blocking*-Frequenz in verschiedenen Regionen (s. Abbildung 1a, (a,e) Grönland, (b,f) Mitteleuropa, (c,g) Skandinavien, (d,h) Osteuropa) in Abhängigkeit vom *blocking*-Index (a-d) HGHA-DAV12, (e-h) DAV12). Dicke Linien zeigen lineare, gestrichelte Linien gleitende Trends.

Regionale saisonale Trends

In Mitteleuropa stieg die *blocking*-Frequenz in Frühling und Sommer an, während ein Rückgang bzw. eine Stagnation im Herbst und Winter berechnet wurden (Abbildung 3).

Dies gilt für beide Indizes, wobei mit dem HGHA-DAV12 der Anstieg im Sommer stärker ausgeprägt und mit dem DAV12 der stärkste Anstieg im Frühling feststellbar ist. Die Trends für die anderen Regionen und Reanalyses sind in Anhang C zu finden.

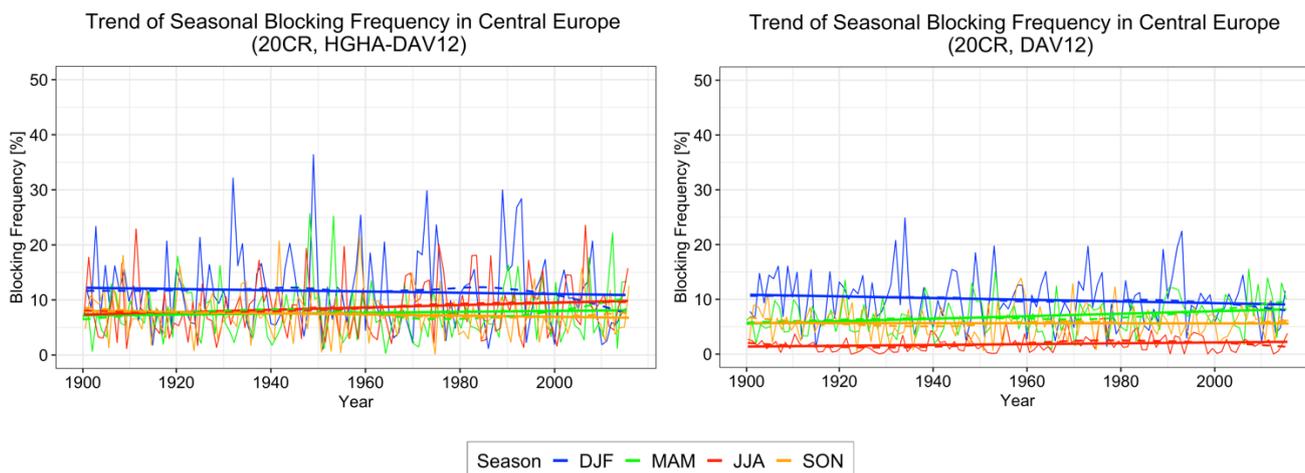


Abbildung 3: Saisonale Trends der *blocking*-Frequenz in Mitteleuropa (45°-60°N, 0°-20°O) auf Basis von 20CR mit HGHA-DAV12 (links) und DAV12 (rechts).

Analyse weiterer *blocking*-Eigenschaften

Um die Trends nach 1950 besser zu verstehen, wurden zusätzlich zur *blocking*-Frequenz noch die Anzahl der Ereignisse pro Jahr, die Dauer und räumliche Ausdehnung der *blocking* Ereignisse untersucht. Für diese Analyse wurden alle *blocks* betrachtet, die zwischen 45° und 75°N sowie 60°W und 60°O aufgetreten sind. Wie Abbildung 4 zeigt, änderte sich die mittlere Anzahl der Ereignisse nach 1950 nicht ausgeprägt (mit HGHA-DAV12 leicht zu-, mit DAV12 leicht abnehmende Anzahl). Die leichte Abnahme mit HGHA-DAV12 wurde durch eine Zunahme der *block*-Dauer kompensiert (ca. 1 Tag in 50 Jahren bzw. etwa um 10% in ERA5). Die räumliche Ausdehnung änderte sich nur sehr gering. Bei den absoluten Werten zeigt sich der Einfluss der unterschiedlichen Indexdefinitionen deutlich.

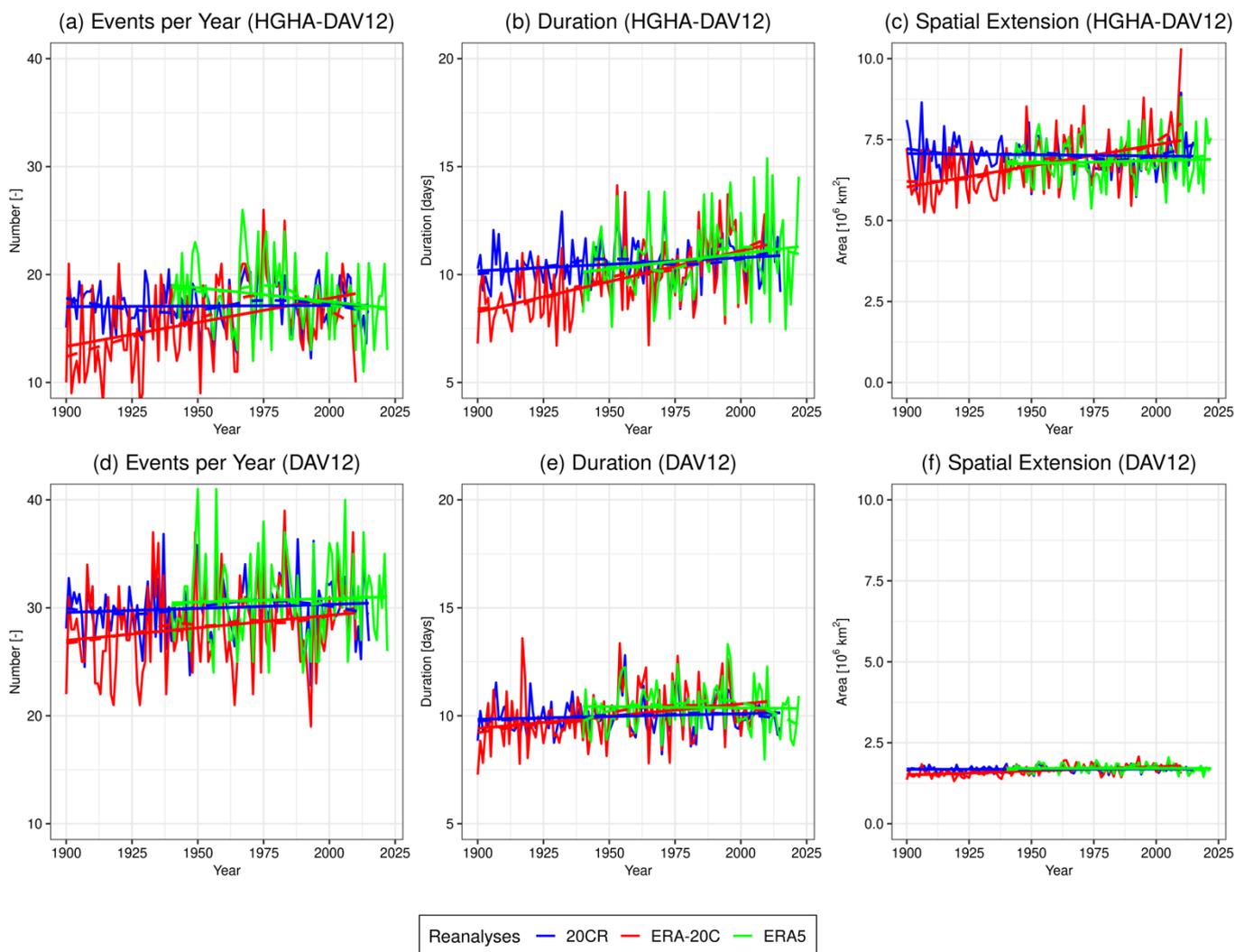


Abbildung 4: Zeitliche Entwicklung der Anzahl pro Jahr (a,d), der mittleren Dauer (b,e) und der mittleren räumlichen Ausdehnung (c,f) der *blocking*-Ereignisse mit HGHA-DAV12 (a-c) und DAV12 (d-f). Es wurden alle *blocks* in der Region zwischen 45° und 75°N sowie 60°W und 60°O berücksichtigt.

Aufgrund der zu Beginn des Kapitels erwähnten Vorteile des HGHA-DAV12, die aus dem Erfassen der kompletteren Fläche des Hochs resultieren, ist der HGHA-DAV12 von den vier getesteten Indizes der am besten geeignete und wird deshalb für weitere Untersuchungen verwendet.

3 CMIP6-Evaluationsstrategie

Da jedes Klimamodell Stärken und Schwächen hat, werden für die Projektion von Klimaänderungen Ensembles von Modellen betrachtet, um die resultierenden Unsicherheiten einschätzen zu können. Hier wurde eine Evaluationsstrategie für die CMIP6-Klimamodelle entwickelt, um Modelle zu identifizieren, die einen bestimmten Prozess (hier: blockierende Wetterlage) möglichst gut darstellen. Diese Modelle wurden dann für weitergehende Untersuchungen zur Beziehung zwischen großskaligen Treibern und blockierenden Wetterlagen sowie zwischen blockierenden Wetterlagen und Extremereignissen verwendet. Verwendet wurden übliche Gütemaße wie der Mittlere Fehler (Bias), der Mittlere Absolute Fehler (Mean Absolute Error, MAE), der Mittlere Quadratische Fehler (Mean Square Error, MSE) oder die Wurzel daraus (Root Mean Square Error, RMSE). Eine Evaluation für CMIP6-Simulationen über Europa wurde bereits in Palmer et al. (2023) mittels RMSE durchgeführt. Dabei wurden weitere Prozesse außer dem *blocking* betrachtet und leider für das *blocking* die Evaluation mangels ausreichender Datenverfügbarkeit für den verwendeten Index nicht durchgehend für alle Modelle durchgeführt. In diesem Projekt wurden zusätzlich noch abweichende Trends als Qualitätskriterium betrachtet.

Sobolowski et al. (2023) haben weitere wichtige Kriterien für die Klimamodellqualität je nach Aufgabenstellung beschrieben: die Datenverfügbarkeit für die Vergangenheit und die Zukunft muss gewährleistet sein und Modelle unterschiedlicher Modellfamilien sollten berücksichtigt werden, um Fehlerredundanz zu vermeiden. Eine Übersicht über die Modellfamilien ist in Abbildung 5 in Brunner et al. (2020) zu finden.

4 Blockierende Wetterlagen in CMIP6-Simulationen des historischen Klimas

Dieses Kapitel vergleicht die Darstellung von *blocking* in CMIP6-Simulationen mit der Darstellung in den Reanalysen. In der Literatur gibt es zwei Arbeiten, die *blocking* in CMIP6-Simulationen mit zweidimensionalen Erweiterungen des Index von Tibaldi und Molteni evaluieren (Schiemann et al. 2019 sowie Davini und D'Andrea 2020). Auf diese beziehen wir uns bei der Interpretation der Ergebnisse. Zu beachten ist, dass beide Veröffentlichungen die *blocking*-Frequenz nur für die zweite Hälfte des 20. Jh. untersuchen. Eine Evaluation der CMIP6-Simulationen für das gesamte 20. Jh. wurde bisher nicht durchgeführt. Es wurde die *blocking*-Frequenz für 20 Modelle berechnet (siehe Übersicht in Anhang E), wovon 17 Modelle das gesamte 20. Jh. abdecken. Zunächst werden die mittleren Abweichungen der *blocking*-Frequenz zwischen Reanalysen und Klimasimulationen untersucht. Anschließend liegt der Fokus auf den Trends.

Räumliche Verteilung

Abbildung 5a-c zeigt die mittlere Abweichung der *blocking*-Frequenz zwischen dem CMIP6-Ensemble-Mittel und 20CR im Zeitraum 1900-2010. Im Jahresmittel (Abbildung 5a) kann man erkennen, dass die *blocking*-Frequenz insgesamt gut getroffen wird und es nur geringe Abweichungen gibt (im Nordpazifik eine absolute Überschätzung von ca. 1% bzw. eine relative Überschätzung von ca. 10% und eine entsprechende Unterschätzung im Nordatlantik). Im Winter (Abbildung 5b) ist die Überschätzung stärker ausgeprägt und erreicht Werte bis zu 2% im Pazifik. Gleichzeitig nimmt über dem Nordatlantik die Unterschätzung leicht zu und liegt bei bis zu 1,5%. Im Sommer (Abbildung 5c) wird die Häufigkeit blockierender Wetterlagen in weiten Teilen Eurasiens nicht mehr über-, sondern unterschätzt, während in Skandinavien die Unterschätzung etwas stärker ausgeprägt ist als im Jahresmittel.

Der Vergleich mit ERA5 während der Periode 1961-2010 (Abbildung 5d-f) zeigt, dass die Gebiete mit einer Überschätzung blockierender Wetterlagen deutlich geringer geworden sind und dafür vermehrt eine Unterschätzung festgestellt werden kann. Im Jahresmittel ist die stärkste Unterschätzung über dem Nordatlantik mit maximal 2% (entspricht ca. 6 Tagen) aber noch moderat. In den übrigen Regionen der Nordhemisphäre wird die *blocking*-Frequenz gut getroffen. Im Winter (Abbildung 5e) ist die Unterschätzung über dem Nordatlantik mit einem Bias von bis zu 4% deutlich stärker ausgeprägt. Im Pazifik wird die Häufigkeit blockierender Wetterlagen dagegen leicht überschätzt. Vergleicht man diese Ergebnisse mit den Abweichungen unter Verwendung des DAV12 in Davini und D'Andrea (2020), fällt auf, dass die Unterschätzung bei Verwendung des HGHA-DAV12 insgesamt etwas schwächer ist und im Pazifik komplett verschwindet. Im Sommer ist die stärkste Unterschätzung nicht mehr über dem Atlantik, sondern über Eurasien zu finden, insbesondere nördlich von 60°N. Verglichen mit dem DAV12 in Davini et al. (2020) ist der Bias über Eurasien etwas und über dem Nordpazifik deutlich kleiner. Somit schneiden die CMIP6-Simulationen beim Vergleich der mittleren *blocking*-Frequenz zu den Reanalysen besser ab, wenn der HGHA-DAV12 statt des DAV12 verwendet wird. Dies trifft auf Sommer- und Winter-*blocking* zu. Die Unterschätzung von Sommer-*blocking* in Eurasien ist wegen des Einflusses von *blocking* auf Hitze- und Trockenperioden relevant, da eine Unterschätzung von *blocking* eine Unterschätzung von Hitzewellen zur Folge hätte. Der Grund für den größeren Bias in der 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts ist, dass die Modelle im Mittel nicht den sommerlichen Positivtrend der *blocking*-Frequenz simulieren können, wie im Folgenden gezeigt wird.

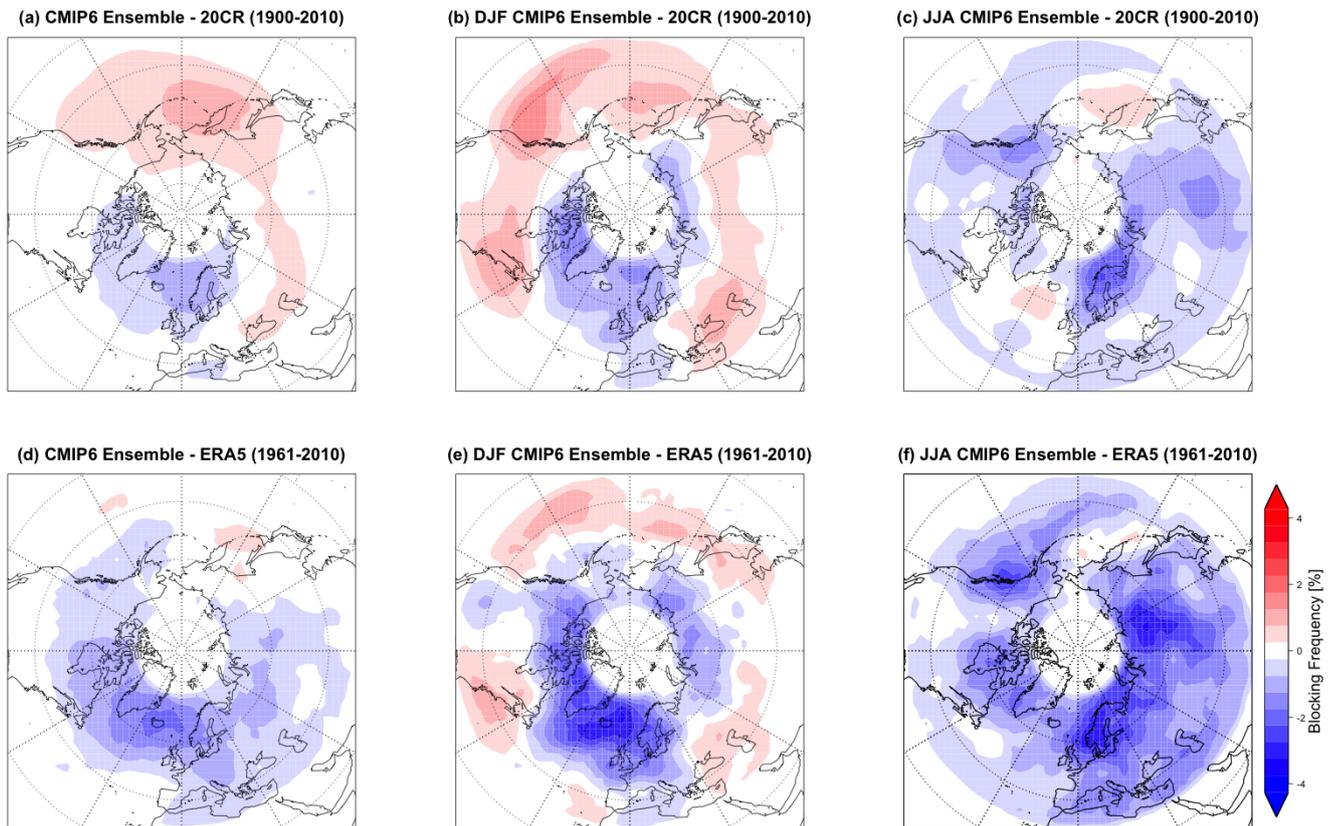


Abbildung 5: Abweichung der *blocking*-Frequenz im CMIP6-Ensemble-Mittel von der 20CR-Reanalyse im Zeitraum 1900-2010 (a-c) und von der ERA5-Reanalyse im Zeitraum 1961-2010 (d-f), bezogen auf das ganze Jahr (a,d), Winter (b,e) und Sommer (c,f).

Trends

Die Betrachtung der zeitlichen Entwicklung der jährlichen blocking-Frequenz in den in Kapitel 2 eingeführten Regionen zeigt, dass nach 1990-2000 die blocking-Frequenz in Grönland, Mitteleuropa und Skandinavien in 20CR tendenziell höher als im CMIP6-Ensemble-Mittel ist, sich die Reanalyse aber zumeist innerhalb der Bandbreite des CMIP6-Ensembles befindet.

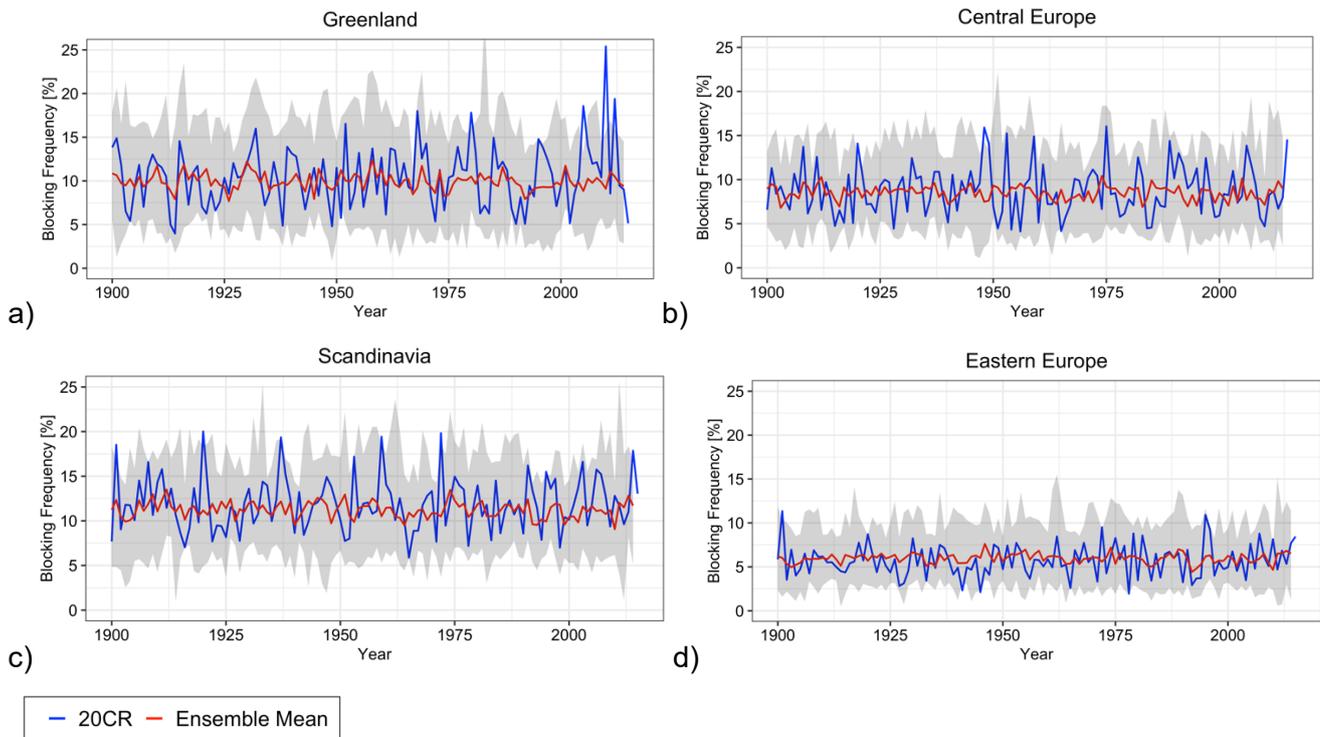


Abbildung 6: Zeitliche Entwicklung der blocking-Frequenz in verschiedenen Regionen im europäisch-atlantischen Raum. Die rote Linie kennzeichnet das CMIP6-Ensemble-Mittel, die blaue die 20CR-Reanalyse, der graue Bereich die Bandbreite des Ensembles.

Abbildung 7 zeigt die zeitliche Entwicklung einzelner CMIP6-Realisierungen am Beispiel der Region Grönland. Es fällt wie bei den Reanalysen die große (multi)jährige Variabilität auf. Außerdem fällt auf, dass einige Modelle einen abnehmenden Trend der *blocking*-Frequenz realisieren, während die Reanalyse einen eher schwach positiven Trend zeigt. Die interannuellen Schwankungen werden von den meisten Simulationen gut getroffen, die (multi)dekadische Variabilität dagegen tendenziell unterschätzt, auch wenn einige Simulationen gewisse Schwankungen zeigen.

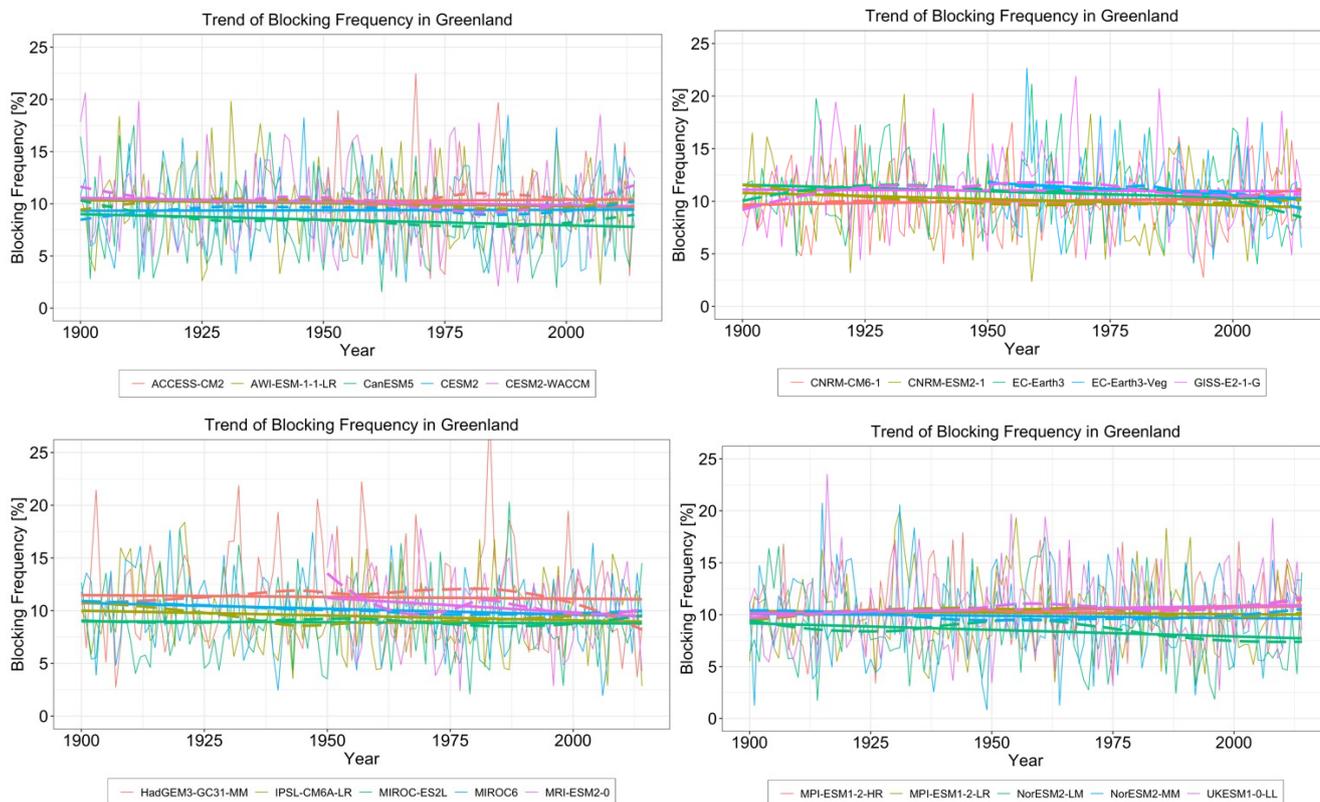


Abbildung 7: Zeitserien der jährlichen *blocking*-Frequenz in Grönland in CMIP6-Simulationen. Zur besseren Übersichtlichkeit sind die Ergebnisse auf vier Graphen aufgeteilt.

Analog zu den Reanalysen wurden für die CMIP6-Simulationen die *blocking*-Ereignisse auf Anzahl, Dauer und räumliche Ausdehnung untersucht. Betrachtet man die Anzahl der Ereignisse in Abbildung 8a, erkennt man, dass das Ensemble-Mittel gut in die Variabilität der Reanalyse eingebettet ist. Zudem liegt die Reanalyse innerhalb der Bandbreite des Ensembles. Dies gilt auch für die Fläche in Abbildung 8c, wobei diese tendenziell von den Klimasimulationen leicht überschätzt wird. Die mittlere Dauer der *blocking*-Ereignisse stimmt bis ca. 1980 gut mit 20CR überein (Abbildung 8b). Anschließend wird die Dauer jedoch unterschätzt, sodass hier eine mögliche Erklärung für die Unterschätzung der *blocking*-Frequenz ab diesem Zeitpunkt in Skandinavien und Grönland liegen kann.

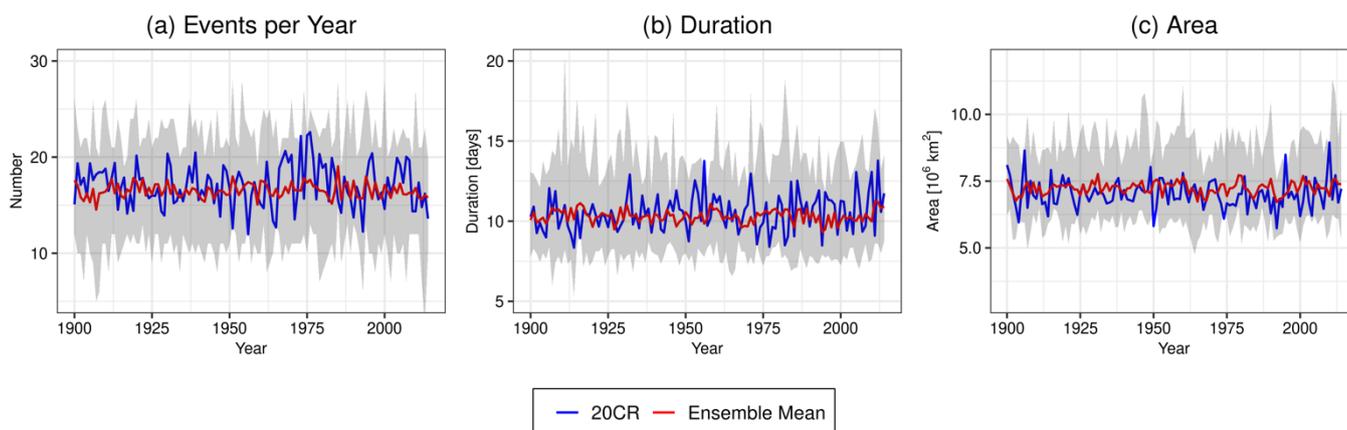


Abbildung 8: Zeitliche Entwicklung der Anzahl pro Jahr (a), der mittleren Dauer (b) und der mittleren räumlichen Ausdehnung (c) der *blocking*-Ereignisse für die 20CR-Reanalyse (blau), das CMIP6-Ensemblemittel (rot), und die Bandbreite des Ensembles (grau). Es wurden alle *blocks in der Region* zwischen 45° und 75°N sowie 60°W und 60°O berücksichtigt.

Abbildung 9 vergleicht die Trendstatistik der CMIP6-Simulation mit den Trends der drei Reanalysen im Jahresmittel sowie in den Jahreszeiten Winter und Sommer im Zeitraum 1961-2010 mittels Boxplots. Der Median des Trends der Simulationen liegt für alle Regionen und Jahreszeiten nahe 0. Die meisten Simulationen unterschätzen somit die Zunahme von Sommer-*blocking* (insbesondere in Osteuropa, wo bis auf eine Simulation (CESM2) alle den Positivtrend deutlich unterschätzen), aber auch die Abnahme des Winter-*blockings* in Osteuropa. Auffällig ist noch die große Bandbreite zwischen den Reanalysen bei blockierenden Wetterlagen im Sommer in Grönland, was durch die ERA-20C-Reanalyse verursacht wird, die nach oben ausreißt, sowie im Winter in Osteuropa, wo ERA5 nach unten ausreißt und auf dem 5%-Niveau einen signifikanten Negativtrend zeigt.

Insgesamt kann festgehalten werden, dass die Modelle die Häufigkeit von blockierenden Wetterlagen unter Verwendung des HGHA-DAV12 im Vergleich zu den Reanalysen relativ gut simulieren können. Die Trends in den Simulationen stimmen jedoch im Allgemeinen nicht mit den detektierten Trends in den Reanalysen überein, insbesondere im Sommer. Dies ist bei der Bewertung der projizierten Trends in der Zukunft zu beachten.

Die allgemeine Unterschätzung der Positivtrends zeigt sich auch bei Betrachtung der einzelnen Simulationen in Tabelle 1. Zudem ergeben sich auch innerhalb einer Simulation teils deutliche Unterschiede zwischen den Regionen. Signifikant negative Abweichungen der Trends zu den Reanalysen findet man in Skandinavien beim CanESM, EC-Earth3-Veg, HadGEM, NorESM-MM und UKESM, zudem in Mitteleuropa beim NorESM-MM. Alle vier Regionen zusammen betrachtet findet man die geringsten Abweichungen (alphabetisch aufgelistet) beim ACCESS, beiden CESM2, dem CNRM-CM6-1, dem IPSL, beiden MPI und dem NorESM2-LM (Ausnahme Grönland-Trend). Diese Modelle werden als beste Modelle bzgl. Abbildung von *blocking* zur engeren Auswahl gewählt. Da die ausgewählten Modelle möglichst aus unterschiedlichen Modellgruppen kommen sollen, wird von den beiden CESM2 das CESM2-WACCM und von beiden MPI das MPI-HR gewählt, da diese beiden Modelle besser abschneiden als das jeweils andere aus derselben Gruppe. Zusätzlich zu diesen 6 Modellen wird noch das EC-Earth3-Veg für die Untersuchung der Beziehung zwischen Treibern und *blocking* sowie *blocking* und Extremen verwendet, da es als antreibendes Modell für eine COSMO-CLM-Simulation² verwendet wurde und dadurch eine regionale Klimasimulation in hoher Auflösung (0,11°) in die Untersuchungen integriert werden kann. Die ausgewählten Modelle sind somit ACCESS-CM2, CESM2-WACCM, CNRM-CM6-1, EC-Earth3-Veg, IPSL-CM6A-LR, MPI-ESM1-2-HR und NorESM2-LM. Aus Abbildung 5 in Brunner et al. (2020) folgt, dass bis auf das CESM2-WACCM und das NorESM2-LM die sieben ausgewählten Modelle aus sechs unterschiedlichen Modellfamilien kommen, sodass eine hohe Modelldiversität besteht.

² <https://www.clm-community.eu/>

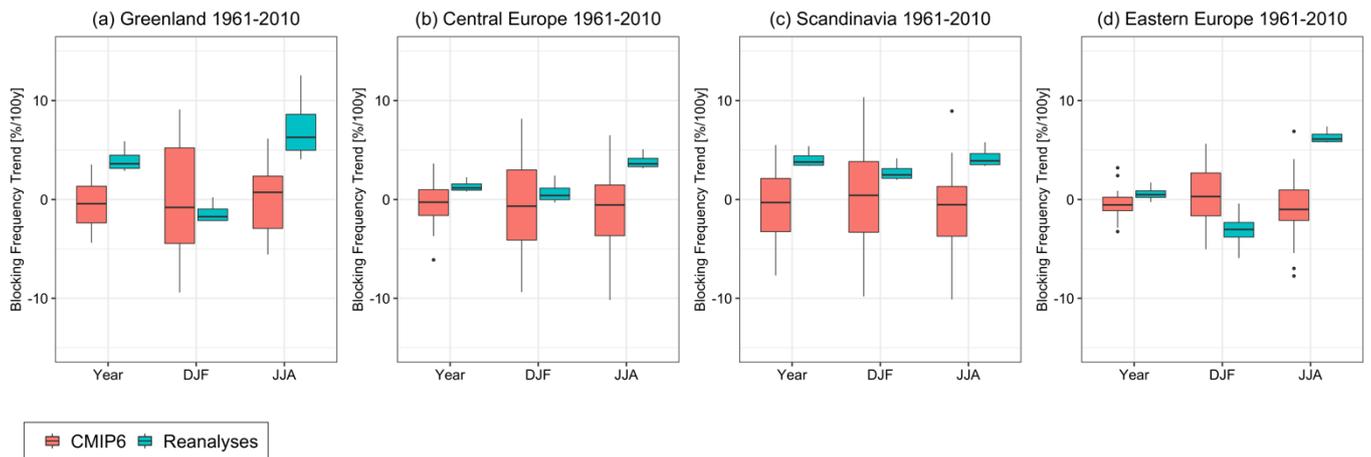


Abbildung 9: Boxplots der *blocking*-Trends (jährliche, winterliche und sommerliche Trends) in den Regionen. Die drei horizontalen Linien zeigen das erste und dritte Quartil, sowie den Median. Striche zeigen den Ensemble-Range, sind aber auf das 1,5-fache des Interquartilsabstands begrenzt. Trendwerte außerhalb dieses Bereichs sind durch Punkte gekennzeichnet.

Tabelle 1: Trends der *blocking*-Frequenz der einzelnen CMIP6-Simulationen in den einzelnen Regionen im Zeitraum 1961-2010, hochgerechnet auf 100 Jahre. Zusätzlich wird als Referenz der Trend im Mittel der Reanalyses gezeigt (fett). Kursive Werte kennzeichnen auf dem 5%-Niveau signifikante Abweichungen der Trends in den CMIP6-Simulationen vom Trend der Reanalyses.

Modell	Trend [%/100y]			
	Grönland	Mitteleuropa	Skandinavien	Osteuropa
ACCESS-CM2	-0,41	3,63	3,19	-1,36
AWI-ESM-1-1-LR	-2,38	-0,17	0,87	-0,53
CanESM5	1,73	-1,46	-3,59	-1,06
CESM2	1,22	1,02	0,31	-0,57
CESM2-WACCM	2,00	2,16	5,50	3,20
CNRM-CM6-1	3,52	-2,12	-0,85	0,87
CNRM-ESM2-1	-1,70	-0,79	1,84	-0,71
EC-Earth3	-3,98	0,01	-3,15	-2,50
EC-Earth3-Veg	0,05	-2,41	-4,15	-2,31
GISS-E2-1-G	-3,77	-0,55	-0,58	0,41
HadGEM-GC31-MM	-0,67	-3,71	-7,69	0,06
IPSL-CM6A-LR	2,62	3,13	3,86	-0,45
MIROC-ES2L	-0,45	-0,39	-1,95	-0,38
MIROC6	-0,11	0,02	-1,31	-0,95
MPI-ESM1-2-HR	1,70	2,01	3,28	0,19
MPI-ESM1-2-LR	-2,67	0,97	1,86	0,31
MRI-ESM2-0	0,39	-0,80	-0,04	-0,63
NorESM2-LM	-4,38	0,06	2,92	2,41
NorESM2-MM	-0,97	-6,11	-4,67	-2,86
UKESM1-0-LL	-2,38	-2,26	-6,03	-3,25
Reanalyses	4,00	1,34	4,09	0,60

5 Blockierende Wetterlagen in der Zukunft

Nachdem im letzten Kapitel *blocking* in den historischen CMIP6-Simulationen untersucht wurde, folgt die Betrachtung der Zukunftsszenarien in den CMIP6-Simulationen. Die verschiedenen Szenarien beruhen dabei auf verschiedenen sozioökonomischen Entwicklungspfaden (engl.: *shared socioeconomic pathways*) (Eyring et al., 2018). Daher beginnen die Namen der Szenarien mit SSP. Zur weiteren Bezeichnung folgt eine dreistellige Nummer. Die erste Ziffer beschreibt dabei die Art der sozioökonomischen Entwicklung (z.B. „Der Mittelweg“, „Der konfliktreiche Weg“ oder „Der fossile Weg“). Im Projekt wurde das pessimistische Szenario SSP5-8.5 („Der fossile Weg“ mit einem Strahlungsantrieb von $8,5 \text{ W/m}^2$ zum Ende des Jhdts.) für den Zeitraum 2015-2100 untersucht. Dabei wird zunächst die räumliche Verteilung der Veränderung der Häufigkeit blockierender Wetterlagen gezeigt, bevor auf die Trends in den verschiedenen Regionen eingegangen wird. In diesem Kapitel wird das im letzten Kapitel ausgewählte Sub-Ensemble der CMIP6-Modelle betrachtet: ACCESS-CM2, CESM2-WACCM, CNRM-CM6-1, IPSL-CM6A-LR, MPI-ESM1-2-HR und NorESM2-LM.

Räumliche Verteilung

Im Mittel des Sub-Ensembles wird vom Zeitraum 1961-2010 zum Zeitraum 2051-2100 eine leichte, aber auf dem 5%-Niveau signifikante Abnahme blockierender Wetterlagen simuliert, wobei die stärksten Abnahmen mit bis zu 1,5% (absolute Abnahme) überwiegend über den Ozeanen auftreten (siehe Abbildung 10a). Bei einer mittleren *blocking*-Frequenz von etwas über 10% in dieser Region entspricht dies einer relativen Änderung von 10-15%. Eine Ausnahme stellen Teile Skandinaviens und Nordosteuropas dar, wo keine Änderung oder teils eine leichte, nicht signifikante Zunahme der *blocking*-Frequenz simuliert wird. Im Vergleich zum Ensemble aller verfügbaren Simulationen (siehe Abbildung 17a in Anhang E) ist der projizierte Rückgang schwächer ausgeprägt und im Ensemble aller Simulationen ist auch keine Region mit projizierter Zunahme erkennbar. Die stärksten Rückgänge im Sub-Ensemble werden vom IPSL simuliert (siehe Einzelbetrachtung in Abbildung 18 in Anhang E), im kompletten Ensemble zudem im CanESM, beiden EC-Earth und beiden britischen Modellen (HadGEM, UKESM), was die Unterschiede zwischen vollständigem und Sub-Ensemble erklärt. Die deutlichsten Zunahmen werden in beiden NorESM simuliert, wobei nur das NorESM-LM ins Sub-Ensemble einfließt. Leichte Zunahmen zumindest in Teilen Europas werden auch in anderen Modellen wie beiden CNRM, dem ACCESS oder beiden CESM simuliert. Somit simulieren die Modelle mit den geringsten Abweichungen in der Historie im Vergleich zu den Reanalysen überwiegend für die Zukunft nur einen leichten Rückgang der *blocking*-Frequenz oder regional sogar eine Zunahme.

Betrachtet man den Winter (Abbildung 10b), wird die stärkste Abnahme im Nordatlantik um Grönland und im östlichen Eurasien mit bis zu 2,5% projiziert. Die projizierte Abnahme im Bereich von Grönland ist ähnlich zu der Abnahme in Davini et al. (2020) unter Verwendung des DAV12, über Europa und rund um den Nordpazifik ist die Abnahme in Davini et al. (2020) aber stärker ausgeprägt als unter Verwendung des HGHA-DAV12. Von Skandinavien über Osteuropa bis nach Zentralasien soll es nur geringfügige Änderungen der *blocking*-Frequenz geben, in Teilen Osteuropas sogar eine leichte Zunahme. Im Sommer (Abbildung 10c) werden die stärksten Abnahmen westlich der Britischen Inseln und über Eurasien simuliert. Im Bereich von Grönland wird im Gegensatz zum Winter nur eine leichte Abnahme projiziert. Der größte Unterschied zu Davini et al. (2020) ist, dass dort in der Ural-Region eine leichte Zunahme von Sommer-*blocking* beschrieben wird, während unter Verwendung des HGHA-DAV12 in der Ural-Region einer der Schwerpunkte der simulierten Abnahme liegt. Allgemein ist auch im Winter und Sommer die projizierte Abnahme im Sub-Ensemble schwächer als im vollständigen Ensemble und Flächen mit projizierter Zunahme der *blocking*-Frequenz sind größer.

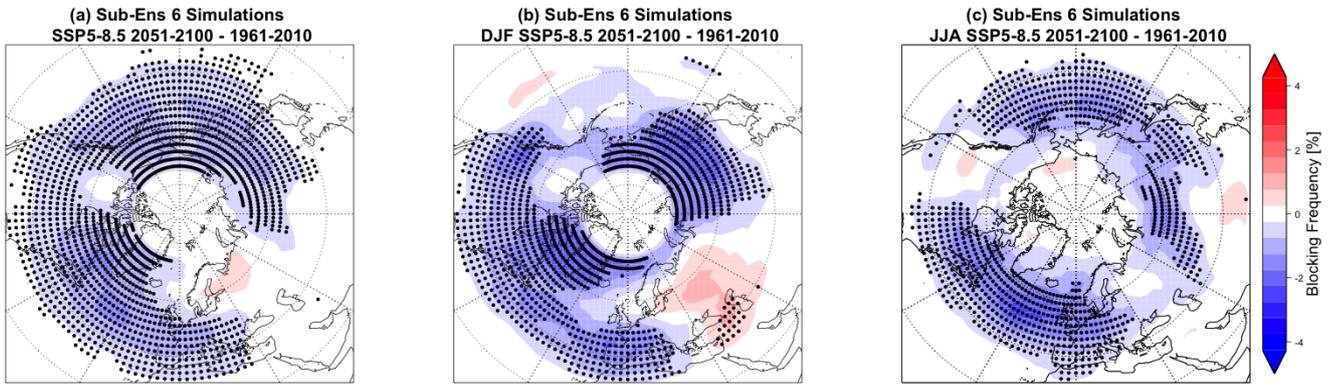


Abbildung 10: Änderung der *blocking*-Frequenz im Mittel des gewählten CMIP6-Sub-Ensembles zwischen den Zeiträumen 2051-2100 und 1961-2010 im SSP5-8.5-Szenario im ganzen Jahr (a), Winter (b) und Sommer (c). Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau.

Trends

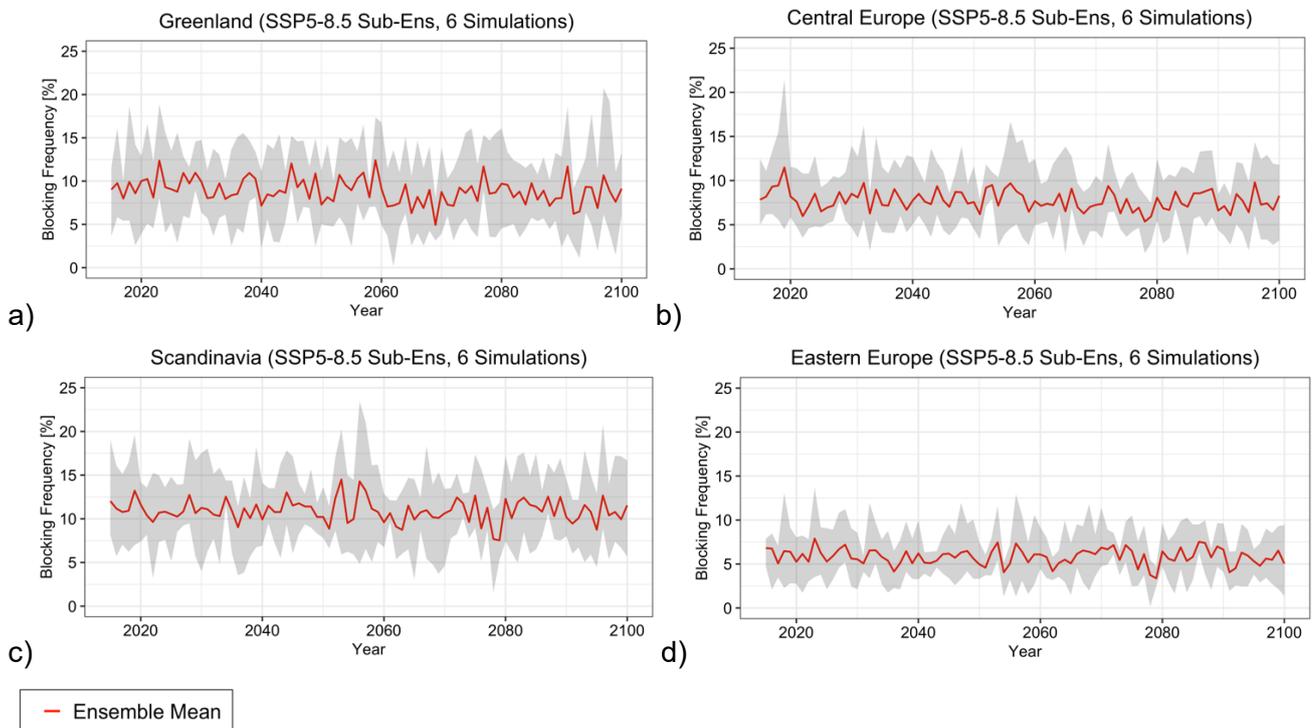


Abbildung 11: Zeitliche Entwicklung der *blocking*-Frequenz in verschiedenen Regionen im europäisch-atlantischen Raum im gewählten CMIP6-Sub-Ensemble des SSP5-8.5-Szenarios. Die rote Linie kennzeichnet das Ensemble-Mittel, der graue Bereich die Bandbreite des Ensembles.

Betrachtet man die zeitliche Entwicklung der *blocking*-Frequenz im Ensemble-Mittel (Abbildung 11), lässt sich ein West-Ost-Gefälle bei der Stärke des Negativtrends erkennen. Während in Grönland die Abnahme im Ensemble-Mittel am stärksten ausgeprägt ist, ist die Abnahme in Mitteleuropa nur sehr schwach ausgeprägt. In Skandinavien und Osteuropa lässt sich kein Trend erkennen. Verglichen mit dem vollständigen Ensemble (Abbildung 19 in Anhang E) ist die *blocking*-Frequenz in allen Regionen etwas höher und der Negativtrend etwas schwächer ausgeprägt.

Bei Betrachtung der Anzahl pro Jahr, mittlere Dauer und räumliche Ausdehnung der *blocking*-Ereignisse (Abbildung 12), fällt auf, dass die Anzahl, die zwischen 45° und 75°N sowie 60°W und 60°O auftreten, leicht abnimmt, während die mittlere Dauer keinen Trend zeigt und die räumliche Ausdehnung leicht zunimmt. Die projizierte Abnahme im *blocking* ist also darauf zurückzuführen, dass die Modelle insgesamt weniger Ereignisse simulieren. Da in den Reanalysen aber vor allem bei der Dauer der *blocking*-Ereignisse ein positiver Trend sichtbar ist, muss angezweifelt werden, dass es in der Zukunft bei der Dauer der Ereignisse keinen Trend geben wird, was dann auch Auswirkungen auf die Trends der *blocking*-Frequenz hat. Im vollständigen Ensemble (Abbildung 20 in Anhang E) ist der Negativtrend bei der Dauer der Tage deutlich ausgeprägt und bei der räumlichen Ausdehnung kein Trend erkennbar.

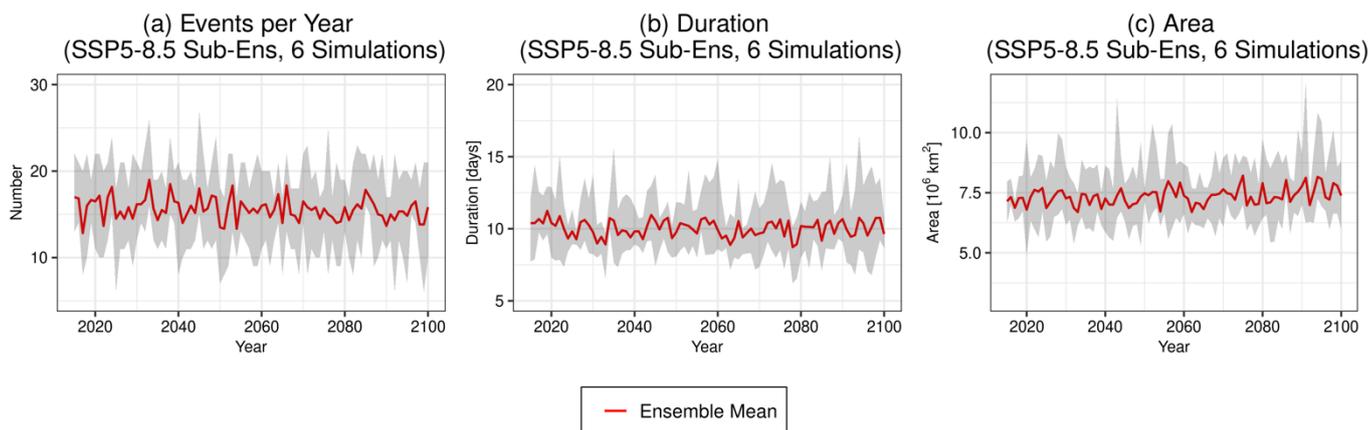


Abbildung 12: Zeitliche Entwicklung der Anzahl pro Jahr (a), der mittleren Dauer (b) und der mittleren räumlichen Ausdehnung (c) der *blocking*-Ereignisse für das CMIP6-Subensembelmittel (rot) im SSP5-8.5 Szenario, und die Bandbreite des Ensembles (grau). Es wurden alle *blocks in der Region* zwischen 45° und 75°N sowie 60°W und 60°O berücksichtigt.

Es folgt die Betrachtung der Bandbreite der Trends im Zeitraum 1961-2100, um abschätzen zu können, wie gut die Simulationen übereinstimmen und wie vertrauenswürdig die Trends somit sind. Die Boxplots in Abbildung 13 zeigen, dass in allen Regionen außer Skandinavien die Modelle mehrheitlich einen negativen Trend der *blocking*-Frequenz im Jahresmittel simulieren (negativer Median). In Grönland simulieren alle Modelle einen negativen Trend, während in Osteuropa der Negativtrend nur minimal ausgeprägt und in Skandinavien nahe 0 ist. Im Winter ist der projizierte Negativtrend wiederum am deutlichsten in Grönland und in allen Simulationen. Beim Blick auf den Trend in den anderen drei Regionen fällt der große Unsicherheitsbereich auf, da einige Modelle eine Zunahme und andere eine Abnahme von blockierenden Wetterlagen im Winter simulieren. Im Sommer projizieren die Modelle in den vier betrachteten Regionen mehrheitlich eine leichte Abnahme der *blocking*-Frequenz. In Mitteleuropa wird die stärkste Abnahme projiziert. Es gibt einzelne Ausreißer in beide Richtungen, so in Grönland nach oben. Da es bereits erhebliche Unterschiede zwischen den historischen CMIP6-Simulationen und den Reanalysen gibt, ist es schwierig, eine fundierte Aussage über das zukünftige Auftreten von blockierenden Wetterlagen im Sommer zu treffen. Verglichen mit dem vollständigen Ensemble (Abbildung 21 in Anhang E) sind die Negativtrends etwas schwächer.

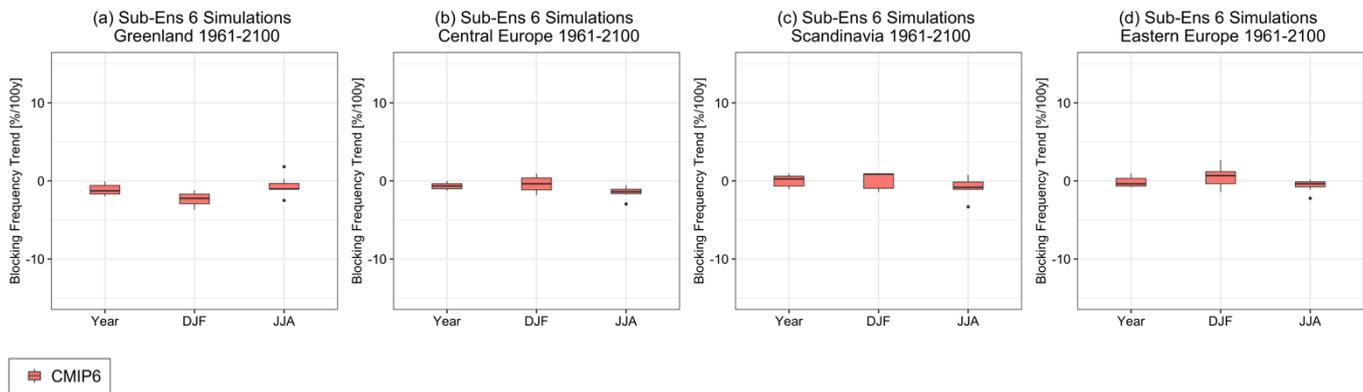


Abbildung 13: Boxplots der *blocking*-Trends (jährliche, winterliche und sommerliche Trends) in den Regionen in den Simulationen des CMIP6-Subensembles im Szenario SSP5-8.5. Die drei horizontalen Linien zeigen das erste und dritte Quartil, sowie den Median. Striche zeigen den Ensemble-Range, sind aber auf das 1,5-fache des Interquartilsabstands begrenzt. Trendwerte außerhalb dieses Bereichs sind durch Punkte gekennzeichnet.

Abschließend kann für dieses Kapitel festgehalten werden, dass die Modelle sowohl im Jahresmittel als auch im Sommer und Winter im Ensemblemittel im Allgemeinen einen leichten Rückgang der Häufigkeit blockierender Wetterlagen simulieren. Im Winter soll der stärkste Rückgang über dem Atlantik bei Grönland stattfinden, im Sommer bei den Britischen Inseln und in Teilen Eurasiens. Die stärkere Abnahme über dem Atlantik im Winter im Vergleich zu anderen Regionen könnte ein Indiz für stärkere Tiefdrucktätigkeit über dem Atlantik sein, was in Mitteleuropa mildere Winter zur Folge hätte. Ein möglicher Mechanismus könnte die Abschwächung der thermohalinen Zirkulation sein, die mit einer Abkühlung des Nordatlantiks südlich von Grönland einhergeht, was die Tiefdrucktätigkeit fördert (Woollings et al., 2012). Auf diesen Zusammenhang wird im Folgenden in Kapitel 6.2.1 eingegangen. Der Winter-Trend ist vor allem für den Atlantik und Westeuropa recht plausibel, da in den Reanalysen ein Rückgang der winterlichen *blocking*-Frequenz für Grönland in den letzten Jahrzehnten bereits sichtbar ist und dies mit dem hier beschriebenen Mechanismus erklärt werden kann. Die projizierte Abnahme im Sommer im Ensemblemittel muss jedoch angezweifelt werden, da in den historischen CMIP6-Simulationen kein Trend sichtbar ist, was nicht zu dem in den Reanalysen gezeigten Anstieg der *blocking*-Frequenz im Sommer passt. Zudem streut das Ensemble stark. Durch Auswahl eines Sub-Ensembles wurden die Negativtrends leicht abgeschwächt oder regional (*Winter-blocking* in Osteuropa) in Positivtrends gedreht.

6 Blockierende Wetterlagen und großskalige Treiber

Wir beschreiben zunächst den aktuellen Wissensstand zu den großskaligen Treibern von blockierenden Wetterlagen. Die atmosphärische Zirkulation wird von großskaligen Oszillationen/Treibern auf Zeiträumen von Wochen bis zu Jahrzehnten beeinflusst. Viele dieser Oszillationen werden durch Wechselwirkungen des Ozeans und (in geringerem Ausmaß) der Landoberfläche mit der Atmosphäre verursacht. Im Folgenden geben wir eine Übersicht über den aktuellen Wissensstand zum Einfluss der (nach Bridgman und Oliver, 2006) bekanntesten Oszillationen auf blockierende Wetterlagen:

- **El-Nino-Southern-Oszillation (ENSO):** Die ENSO bezeichnet eine Oszillation der Luftdruck- und Oberflächenwassertemperaturanomalien im äquatorialen Pazifikraum mit einer Dauer von 2-3 Jahren. Welchen Einfluss die ENSO auf die *blocking*-Frequenz ausübt ist unsicher. Während in Wiedenmann et al. (2002) von einer erhöhten *blocking*-Frequenz auf der Nordhalbkugel (Südhalbkugel) während La Nina (El Nino) Ereignissen berichtet wird, finden Barriopedro et al. (2006) und Mokhov et al. (2013) keine ENSO-Abhängigkeit der *blocking*-Frequenz.
- **Nordatlantische Oszillation (NAO) und Arktische Oszillation (AO):** Diese Oszillationen sind definiert über Luftdruckunterschiede zwischen mittleren und hohen Breiten und kennzeichnen dadurch die Stärke der Zonalzirkulation in mittleren Breiten. Während die AO die Auslenkung des Jetstream über die gesamte Ost-West-Richtung beschreibt, ist die NAO auf den Atlantik fokussiert. *blocking* im Nordatlantik (Grönland bis Europa) ist vor allem im Winter mit der Nordatlantischen Oszillation (NAO) korreliert (Woollings et al., 2008). Während negativer NAO-Phasen ist die *blocking*-Frequenz in Grönland und Skandinavien erhöht. In der Literatur wird, vor allem im Zusammenhang mit saisonaler Vorhersage, die Wechselwirkung der Schneebedeckung in Eurasien mit der NAO/AO diskutiert. Einerseits wurde beobachtet, dass positive Anomalien der eurasischen Schneebedeckung im Sommer (Saunders et al., 2003), aber auch im November (Wegmann et al., 2020) negative NAO/AO Phasen im darauffolgenden Winter auslösen können, andererseits wurde die NAO/AO Phase als Treiber für die Schneebedeckung im Frühjahr ausgemacht (Hori und Yasunari, 2003). Die Wirkung der Schneebedeckung auf die NAO/AO wird dabei der Ausdehnung des Sibirienhochs zugesprochen, allerdings sind die genauen Mechanismen dieser Wechselwirkung noch unklar. Aus diesem Grund wurde im Projekt auch die **Schneebedeckung in Eurasien** als potentieller Treiber für *blocking* untersucht. Im Zusammenhang mit der Untersuchung der Schneebedeckung ist der Fokus auch auf die **Meereisbedeckung in der Barents-Kara-See** gefallen. Abhängig von Jahreszeit und Witterung sind weite Teile des untersuchten Gebietes entweder von Eis bedeckt oder eisfrei. Da das Vorhandensein von offenem Wasser oder Eis maßgeblich den Strahlungs- und Energiehaushalt beeinflusst, wird durch die Ausdehnung der Eisfläche die Zirkulation beeinflusst, was Auswirkungen auf die Druckverteilung und somit auf die Häufigkeit von *blocking* und Hitzewellen im Sommer in Osteuropa hat (Zhang et al., 2020).

■ **Atlantische Multidekadenvariabilität (AMV) und SST-Anomalien im Nordatlantik:** Die Atlantische Multidekadenvariabilität (AMV) bezeichnet eine Variabilität der Meeresoberflächentemperaturen (SST) im Atlantik. Als Ursache dieser Variabilität wird oftmals die Schwankung der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik genannt (Zhang et al., 2019). Allerdings gibt es Studien, die stattdessen externe Antriebe für die Schwankung wie Vulkanismus verantwortlich machen (Mann et al., 2021). Positive Phasen der AMV (=erhöhte Meeresoberflächentemperatur im Nordatlantik) sind durch verstärkten Transport von warmem, salzhaltigem Wasser aus den Tropen nach Norden gekennzeichnet. Dies hat zur Folge, dass als Kompensation der meridionale Wärmetransport in der Atmosphäre abnimmt (Bjerknes, 1964). Dies würde die *blocking*-Frequenz erhöhen. Ausgangspunkt war die Entdeckung multidekadischer Variabilität der atlantischen *blocking*-Frequenz (Häkkinen 2011). Es wird angenommen, dass eine positive AMV (erhöhte SST im westlichen Nordatlantik) mit einer Zeitverzögerung von 3-7 Jahren zu höherem Wärmefluss in die Atmosphäre führt (Kwon et al., 2020). Dies senkt den mittleren, meridionalen Temperaturgradienten in der Atmosphäre und hemmt dadurch die Bildung von Tiefdruckgebieten. Novak et al. (2015) haben gezeigt, dass abgeschwächte Tiefdruckbildung im Westatlantik und der damit verbundene, verminderte meridionale Eddy-Wärmefluss zu einer Verlagerung des Jetstream nach Süden führt. Je weiter südlich der Jetstream verläuft, desto wahrscheinlicher wird zyklonale Rossbywellenbrechung auf der Nordseite des Jetstream. Es wird also angenommen, dass eine positive AMV zu mehr *blocking* auf dekadischer Zeitskala führt. Aus diesem Grund wurde die AMV als potentieller großskaliger Treiber im Projekt untersucht. Verschiedene Studien haben gezeigt, dass ein positiver AMV-Index tendenziell negativen Werten des NAO-Index im Winter vorangeht (z.B. Gastineau und Frankignoul, 2015). In Europa ist eine positive AMV mit regenreichen Sommern verbunden (Knight et al., 2006). Viele globale Zirkulationsmodelle unterschätzen die Stärke der thermohalinen Zirkulation und zusätzlich ihre multidekadische Variabilität (Danabasoglu et al., 2014). Da nach Zhang et al. (2019) die AMV von der thermohalinen Zirkulation beeinflusst wird, sind die Unsicherheiten in der Darstellung der thermohalinen Zirkulation in Klimasimulationen bei der späteren Verwendung des AMV-Index als Prädiktor zu berücksichtigen.

Im Rahmen der Untersuchung von SST-Anomalien über dem Nordatlantik fiel zudem der Fokus auf ein Gebiet südlich von Grönland (45°-60°N, 50°-15°W). Dieses Gebiet südlich von Grönland wird Atlantisches Erwärmungsloch („Atlantic Warming Hole“) bezeichnet. Dieser Begriff ist in der Literatur recht weit verbreitet und wird zum Beispiel in Duchez et al. (2016), Haarmsma et al. (2015) oder Liu et al. (2020) verwendet. Der Begriff lässt sich darauf zurückzuführen, dass in diesem Gebiet die SST keinen positiven, sondern leicht negativen Erwärmungstrend zeigte (Abbildung 1 in Caesar et al., 2018). Es existieren verschiedene Theorien über die Ursache des Erwärmungslochs. So schreiben zum Beispiel Caesar et al. (2018), dass die Phase der AMV die SST im Erwärmungsloch teilweise beeinflusst. Als wichtigerer Faktor wird jedoch von den meisten Autoren die Abschwächung der Thermohalinen Zirkulation (*Atlantic Meridional Overturning Circulation*, AMOC) gesehen (Caesar et al, 2018; Liu et al, 2020; Haarmsma et al, 2015). Ein weiterer Erklärungsansatz ist der Eintrag von kälter temperierten Wassermassen aus der Arktis, bedingt durch Schmelzen von Meereis (Oltmanns et al., 2024). Es gibt allerdings auch die Theorie, dass eine Intensivierung der Westwinde in dieser Region durch externe Antriebe vermehrt Kaltluftadvektion vom nordamerikanischen Kontinent bewirkt, was zu einer Abkühlung der Meeresoberfläche in dieser Region führt (He et al., 2022). Durch den negativen Temperaturtrend verstärkt sich der Temperaturgradient im Ozean zu angrenzenden Gebieten. Dies bewirkt stärkere Zyklonogeneseprozesse, die zu einer Abnahme der *blocking*-Frequenz im Nordatlantik führen (Woolings et al., 2012). Intensive negative Temperaturanomalien werden mit Extremereignissen wie der Hitzewelle im Sommer 2015 (Duchez et al., 2016) und der Zunahme von sommerlichen Hochdrucklagen und *blocks* über Westeuropa (Haarmsma et al., 2015) in Verbindung gebracht.

- **Madden-Julian Oszillation (MJO):** Die *blocking*-Frequenz korreliert mit der Madden-Julian-Oszillation (MJO) vor allem im Pazifik aber auch im Atlantik (Henderson et al., 2016). Die Madden-Julian-Oszillation bezeichnet einen tropischen Variabilitätsmodus mit einer Periode von 30-60 Tagen. Sie besteht aus einem Gebiet erhöhter konvektiver Aktivität, das sich vom indischen Ozean mit ca. 5 m/s ostwärts bis zum Pazifik verlagert. Diese Verlagerung wird typischerweise in 8 Phasen unterteilt, wobei die Region verstärkter Konvektion zu Beginn (Phase 1) über dem indischen Ozean, im Mittelteil (Phase 3-5) über Indonesien und am Ende (Phase 7-8) über dem Pazifik liegt. Die erhöhte Freisetzung latenter Wärme im Gebiet verstärkter Konvektion und die östlich und westlich davon gelegenen Gebiete antizyklonaler Rossbywirbel führen zur Entwicklung von sogenannten „Wellenzügen“ (engl. „wave trains“). Diese bewirken Veränderungen von Lage und Amplitude des Subtropenjets, wodurch wiederum die *blocking*-Frequenz beeinflusst wird. Zu betonen ist, dass die MJO kein regelmäßiges Phänomen ist, sondern unregelmäßig und in wechselnder Intensität auftritt. Henderson et al. (2016) berichten, dass eine erhöhte *blocking*-Frequenz im Atlantik auf Phase 7 der MJO folgt, während die *blocking*-Frequenz nach Phase 3 vermindert ist. Obwohl die MJO ein intrasaisonales Phänomen ist und daher vor allem in der saisonalen Vorhersage eine Rolle spielt, wird seit kurzem auch verstärkt ihre langfristige Veränderung untersucht. Dasgupta et al. (2020) finden einen Anstieg der MJO-Intensität um 22–27% im Zeitraum 1905-2015, sowie multidekadische Schwankungen in der MJO-Häufigkeit.
- **Pazifik-Nordamerika-Oszillation (PNA):** Diese Oszillation beschreibt Luftdruckschwankungen zwischen dem Pazifik und Nordamerika, die auf einer Zeitskala von Tagen bis Wochen variieren. Sie korreliert mit der *blocking*-Frequenz im nordpazifischen *blocking*-Maximum (Renwick et al., 1996) und beeinflusst die Position von *blocks* im Pazifik und in Nordamerika (Mullen, 1989, Chen & Yoon, 2002).

Andere Indizes wie **Antarktische Oszillation (AAO)** und **Quasi-Biennale Oszillation (QBO)** werden in der Literatur nicht in Zusammenhang mit *blocking* gebracht und daher nicht diskutiert. Da ENSO und PNA vor allem die *blocking*-Frequenz auf der Südhalbkugel bzw. über Nordamerika beeinflussen, werden aus den diskutierten Treibern die AMV/ SST-Anomalien südlich von Grönland, die MJO sowie die Schnee- und Eisbedeckung als zunächst vielversprechendste Treiber ausgewählt. In den folgenden Abschnitten wird die Berechnung dieser Indizes, sowie deren Trends und Variabilität auf Basis der Reanalysedaten diskutiert und anschließend mit den ausgewählten CMIP6-Simulationen verglichen.

6.1 Erstellung der Treiberklimatologien

In diesem Abschnitt werden die zur Berechnung der Treiberklimatologien benötigten Felder und die Berechnungsmethoden beschrieben. Für jeden Datensatz wurde eine eigene Treiberklimatologie erstellt.

6.1.1 Atlantische Multidekadenvariabilität und Atlantisches Erwärmungsloch

Zur Berechnung der AMV und der SST-Anomalien wurden die monatlichen Daten der Meeresoberflächentemperatur von ERA5, ERA-20C und 20CR sowie der CMIP6-Simulationen von den Servern der bereitstellenden Wetter- und Klimazentren heruntergeladen.

AMV

Die AMV wird typischerweise als Anomalie der Meeresoberflächentemperatur im Nordatlantik berechnet. Die Meeresoberflächentemperatur wird dabei um das allgemeine Erwärmungssignal bereinigt (entweder linear oder mithilfe nichtlinearer Methoden). Zur Berechnung der AMV in den Reanalysen und Modellen wird die Meeresoberflächentemperatur (SST) im Nordatlantik (im Bereich von 80°W bis 0° und 0° bis 60° N) verwendet. Wir haben den AMV-Index als Abweichung des jährlichen Mittelwerts der Nordatlantik-SST vom jährlichen Mittelwert des globalen Mittels zwischen 60°S und 60°N berechnet. Um diese Differenz zu normieren, wurde von jedem Jahreswert der zeitliche Mittelwert dieser Differenz im Zeitraum 1981-

2010 subtrahiert. Durch Subtraktion des globalen Jahresmittels wurde der globale Erwärmungstrend herausgerechnet. Dies kann durch folgende Formel beschrieben werden:

$$AMV = (SST_{\text{Nordatlantik}} - \overline{SST_{\text{Nordatlantik}}}) - (SST_{\text{global}} - \overline{SST_{\text{global}}})$$

SST-Anomalien im Nordatlantik (Erwärmungsloch)

Zur Ermittlung der SST-Anomalien wurde die Differenz zwischen der Abweichung der monatlichen SST im Bereich des Erwärmungslochs (45°-60°N, 50°-15°W) vom Mittel des Zeitraums 1981-2010 und der Abweichung der globalen SST zwischen 60°S und 60°N vom Mittel des Zeitraums 1981-2010 berechnet, wobei für beide SSTs zunächst das Flächenmittel berechnet wurde, was durch folgende Formel, analog zur Berechnung der AMV, beschrieben werden kann:

$$SST_{\text{Anom}} = (SST_{\text{Erwärmungsloch}} - \overline{SST_{\text{Erwärmungsloch}}}) - (SST_{\text{global}} - \overline{SST_{\text{global}}})$$

Dabei gilt, dass das Erwärmungsloch umso stärker ausgeprägt ist, je negativer die Differenz ist.

6.1.2 Madden-Julian-Oszillation

Typischerweise wird die Phase und Intensität der MJO über die Variabilität der zonalen Windrichtung in der unteren und der oberen Troposphäre (im 850 hPa und 200 hPa Niveau), sowie der ausgehenden, langwelligen Strahlung berechnet. Am gebräuchlichsten ist der von Wheeler und Hendon (2004) entwickelte Index, der auf einer EOF-Analyse dieser 3 Felder basiert (im Folgenden mit WH04 abgekürzt). Für die Beschreibung des aktuellen Zustands der MJO und die saisonale Vorhersage werden üblicherweise Satellitendaten verwendet, allerdings gibt es verschiedene Ansätze, den Index auf Basis der langjährigen Reanalysen für klimatologische Fragestellungen zu erweitern. Oliver und Thompson (2012) rekonstruieren den WH04 Index mittels multivarianter linearer Regression ausschließlich auf Basis des bodennahen Luftdrucks, sodass eine Berechnung der MJO auch für die erste Hälfte des 20. Jh. möglich wird. Der mit dieser Methode auf Basis der 20CR-Reanalyse berechnete Index wird von den Autoren frei zur Verfügung gestellt³ und wird im nächsten Abschnitt ausgewertet.

6.1.3 Saisonale Schnee- und Eisbedeckung

Saisonale Schneebedeckung

Die Daten der monatlichen Schneebedeckung wurden für die Reanalyse 20CR und die CMIP6-Simulationen von den Servern der bereitstellenden Wetter- und Klimazentren heruntergeladen. Die ERA-20C- und ERA5-Reanalysen stellen statt der Schneebedeckung die Schneehöhe als Variable bereit. Diese Daten wurden ebenfalls heruntergeladen und anschließend in Schneebedeckung umgerechnet. Dazu wurde ein Schwellwert von 0,0075 m der äquivalenten Wasserhöhe festgelegt, der überschritten werden muss. Im Kapitel 6.2.3 werden die Zeitserien der Schneebedeckung zu verschiedenen Monaten über diversen Ausschnitten in Eurasien diskutiert.

³ <https://ecjoliver.weebly.com/mjo-reconstruction.html>

Saisonale Eisbedeckung

Bei der Untersuchung der Auswirkungen der Meereisbedeckung wurde die Eisbedeckung in der Barents-Karasee (68°-85°N, 25°-100°O) betrachtet. Zur näheren Untersuchung des Zusammenhangs zwischen Eisbedeckung und *blocking* wurde die Eisbedeckung in verschiedenen Monaten analysiert. Daten zur Eisbedeckung sind bei ERA-20C und ERA5 sowie den CMIP6-Simulationen direkt verfügbar, während bei 20CR nur die Dicke der Eisschicht verfügbar ist, sodass diese in Eisbedeckung umgerechnet werden musste. Dazu wurde ein Grenzwert von 0,1 m festgelegt, der überschritten werden muss.

6.2 Zeitliche Entwicklung der Treiber und blockierende Wetterlagen

Im Folgenden wird die zeitliche Entwicklung der Treiber in den Reanalysen und CMIP6-Simulationen für Historie und Zukunft (SSP5-8.5-Szenario) untersucht. Anschließend werden Beziehungen zwischen den Treibern und *blocking* in den Zeiträumen 1961-2010 und 2051-2100 (SSP5-8.5-Szenario) untersucht. Dazu wurde jeweils die mittlere *blocking*-Frequenz in den Jahren, wo der Treiber positive oder negative Anomalien aufwies, berechnet. Anschließend wurde die Differenz dieser beiden Komposita der *blocking*-Frequenz berechnet. Negative Anomalien wurden als Unterschreiten des 25. Perzentils definiert, positive Anomalien als Überschreiten des 75. Perzentils. Um zu verhindern, dass überlagerte Trends bei den Zeitserien von Treibern und blockierenden Wetterlagen die Untersuchungsergebnisse beeinflussen, wurden langfristige Trends der Zeitserien linear genähert und herausgefiltert. Die Untersuchungen wurden für die Reanalysen und für die am Ende von Kapitel 4 ausgewählten Klimamodelle (ACCESS-CM2, CESM2-WACCM, CNRM-CM6-1, EC-Earth3-Veg, IPSL-CM6A-LR, MPI-ESM1-2-HR und NorESM2-LM) durchgeführt. Um ein umfassenderes Bild zu erhalten und eventuelle systematische Fehler in der Implementierung von Prozessen in den Modellen zu identifizieren, wurden von einzelnen Modellen (CESM-WACCM, CNRM-CM6 und NorESM-LM) mehrere Realisierungen der historischen Periode betrachtet. Dabei handelt es sich um Modelle, die beim Vergleich der räumlichen Muster der *blocking*-Frequenz-Anomalien mit ERA5 am besten abgeschnitten haben. Zur besseren Übersichtlichkeit beschränken wir uns auf die Relationen zwischen Treibern und *blocking*, wo in den Reanalysen die *blocking*-Frequenz in Abhängigkeit vom Zustand des Treibers signifikante Unterschiede zeigt. In Einzelfällen konnten aufgrund fehlender Daten einzelner Treiber nicht alle Klimamodelle in die Untersuchung miteinbezogen werden.

6.2.1 Atlantische Multidekadenvariabilität und Atlantisches Erwärmungsloch

Atlantische Multidekadenvariabilität

Die AMV hatte in der Mitte des 20. Jh. eine positive Phase (ca. 1920-1965), während eine neutrale Phase am Anfang und eine negative Phase am Ende des Jahrhunderts vorlagen (Abbildung 14 links). Ab ca. 1995 befand sich die AMV wiederum in der positiven Phase. Seit ca. 2010 erfolgt ein Rückgang mit Übergang in die negative Phase. Die verschiedenen Reanalysen stimmen gut überein (Tabelle 2).

Tabelle 2: Korrelationen zwischen der AMV in den Reanalysen.

ERA-20C / ERA5	ERA-20C / 20CR	20CR / ERA5
0,99	0,95	0,96

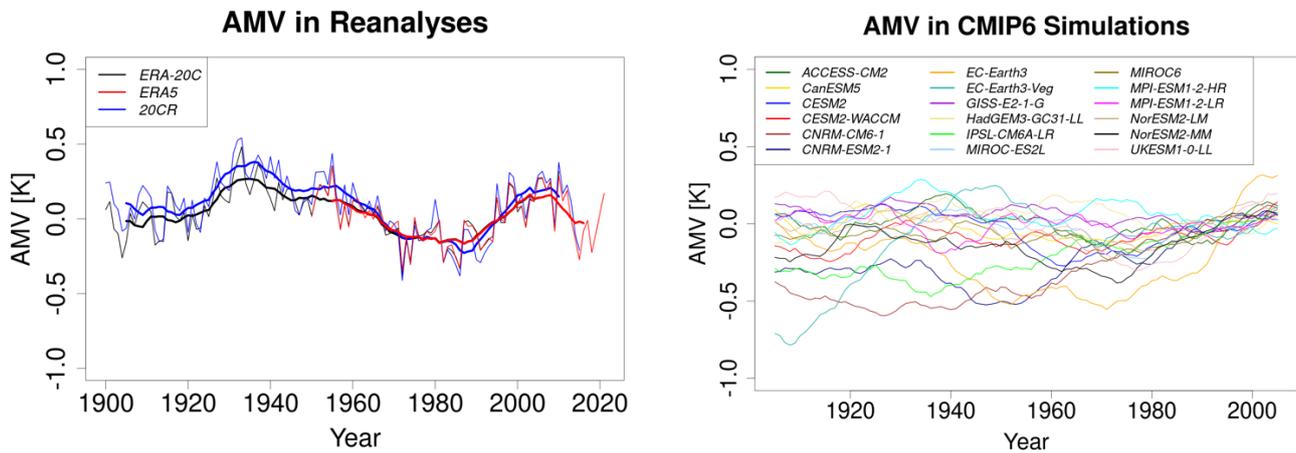


Abbildung 14: AMV in Reanalyses (links) und CMIP6-Simulationen (rechts). Zur besseren Übersichtlichkeit wird bei den CMIP6-Simulationen nur das 11-jährige gleitende Mittel gezeigt.

Wenn man nun die Reanalyses mit den Klimasimulationen vergleicht, muss beachtet werden, dass die Simulationen nicht in Phase sind. Das heißt, der absolute Zeitpunkt von Maxima und Minima sagt nichts über die Qualität der AMV-Simulationen aus. Der Vergleich der Werte in Tabelle 3 zeigt, dass die Differenzen zwischen Maximum und Minimum der AMV zwischen den einzelnen Simulationen sehr unterschiedlich sind. So liegt der Faktor drei zwischen kleinster (GISS) und größter (EC-Earth3-Veg) Differenz. Schlecht gelingt die Abbildung des niederfrequenten, oszillationsähnlichen Musters der Schwankungen. Man kann in Abbildung 14 rechts erkennen, dass einige Simulationen zwar ein oszillationsartiges Muster mit einer Periode von mehreren Jahrzehnten zeigen, bei einigen Simulationen ist die Phase des Anstiegs oder Abfalls der AMV aber viel zu lang. So sind zum Beispiel beim IPSL oder den beiden CNRM kontinuierliche Anstiege von ungefähr 1940 bis zum Ende des Betrachtungszeitraums 2010 zu erkennen. Auch das EC-Earth3-Veg zeigt viel zu starke Schwankungen. In den hundertjährigen Reanalyses sind die beiden Phasen des Anstiegs mit ca. 20 Jahren (1915-1935 und 1985-2005) deutlich kürzer. Bei der ersten Periode ist jedoch zu beachten, dass es vor 1900 keine Daten gibt, sodass unklar ist, ob die niedrigen Werte vor 1915 ein lokales Minimum in einem längeren Anstieg sind oder ob es sich um das globale Minimum einer AMV-Phase ähnlich wie rund um 1995 handelt. Es bestätigt sich auch für CMIP6 die These von Danabasoglu et al. (2014), dass viele globale Klimamodelle Probleme mit der korrekten Darstellung von Stärke und Variabilität (Periode) der Temperaturanomalien im Nordatlantik haben.

Tabelle 3: Differenz zwischen Maximum und Minimum der AMV (1900-2010) in Reanalyses und CMIP6-Simulationen. Zusätzlich ist der Wert der hundertjährigen Reanalyses angegeben (fett markiert).

Modell	AMV-Amplitude [K]	Modell	AMV-Amplitude [K]
ACCESS-CM2	0,71	CanESM5	0,82
CESM2	0,73	CESM2-WACCM	0,82
CNRM-CM6-1	1,06	CNRM-ESM2-1	0,99
EC-Earth3	1,22	EC-Earth3-Veg	1,47
GISS-E2-1-G	0,49	HadGEM-GC31-LL	0,93
IPSL-CM6A-LR	0,83	MIROC-ES2L	0,78
MIROC6	0,65	MPI-ESM1-2-HR	0,96
MPI-ESM1-2-LR	0,72	NorESM2-LM	0,90
NorESM2-MM	0,82	UKESM1-0-LL	0,82
ERA-20C	0,86	20CR	0,95

Um den Einfluss der AMV auf das Auftreten blockierender Wetterlagen zu untersuchen, wurde die Differenz der *blocking*-Frequenz in den jeweiligen Jahreszeiten zwischen Jahren mit positiven und negativen AMV-Anomalien untersucht. Die Beziehungen werden am Beispiel der ERA5-Reanalyse in Abbildung 15 gezeigt. Die beiden anderen Reanalysen liefern ähnliche Ergebnisse.

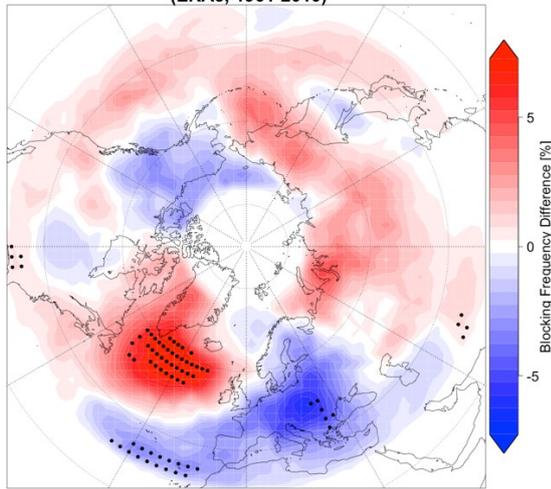
Winter: Im Nordatlantik südlich von Grönland und Island ein größeres Gebiet mit signifikant vermehrtem *blocking* in Jahren mit positiver AMV. Gleichzeitig weniger *blocking* über weiten Teilen Europas (teilweise signifikant). Dieses Muster stimmt mit den Ergebnissen von Kwon et al. (2020) und Häkkinen et al. (2011) überein, und würde bspw. das Auftreten von Kaltlufteinbrüchen nach Europa begünstigen. Auch kann die multidekadische winterliche Variabilität der *blocking*-Frequenz in Grönland (Abbildung 2) mindestens teilweise durch die AMV erklärt werden.

Frühling und Sommer: Im atlantischen und eurasischen Raum ähnliche räumliche Muster der *blocking*-Frequenzunterschiede wie im Winter, aber insbesondere über Europa schwächer ausgeprägt und eine Verschiebung der Muster nach West. Im Frühling verschiebt sich zudem das Maximum der positiven Differenzen nach Westen in Richtung Nordamerika. Die negativen Abweichungen über Europa implizieren ein vermindertes Auftreten von blockierenden Wetterlagen in Europa während der positiven AMV-Phase, was die Wahrscheinlichkeit für mehr Niederschläge erhöhen würde. Somit stehen die Ergebnisse in Übereinstimmung mit Knight et al. (2006), dass insbesondere im Sommer mehr Niederschläge während der positiven AMV-Phase auftreten, auch wenn die Abweichungen über Europa im Sommer nicht signifikant sind.

Herbst: Vermehrtes *blocking* in den Untersuchungsgebieten, außer Grönland, während positiver AMV-Phase. Dies steht nicht im Einklang mit Knight et al. (2006), wo auch im Herbst eine positive AMV mit positiven Niederschlagsabweichungen und negativen Bodendruckabweichungen in Verbindung gebracht wird.

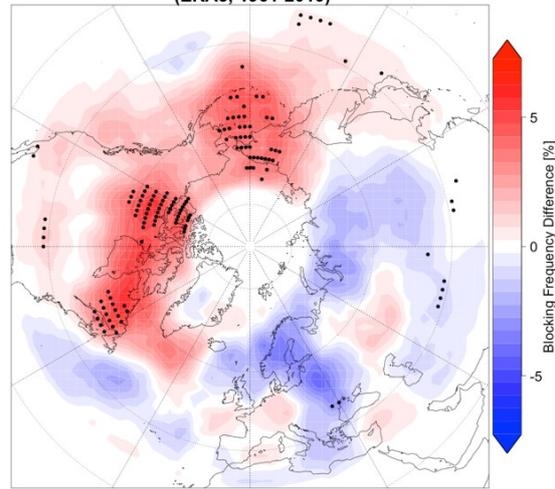
Da die AMV seit ca. 2010 zurückgeht, ist zu erwarten, dass in den kommenden Jahren *blocking* im Winter im Nordatlantik ab- und in Europa zunimmt. Im Frühling/Sommer nimmt skandinavisches und im Frühling auch osteuropäisches *blocking* zu. Im Herbst nimmt *blocking* in Europa ab.

Winter BF Difference between High and Low AMV Years
(ERA5, 1961-2010)



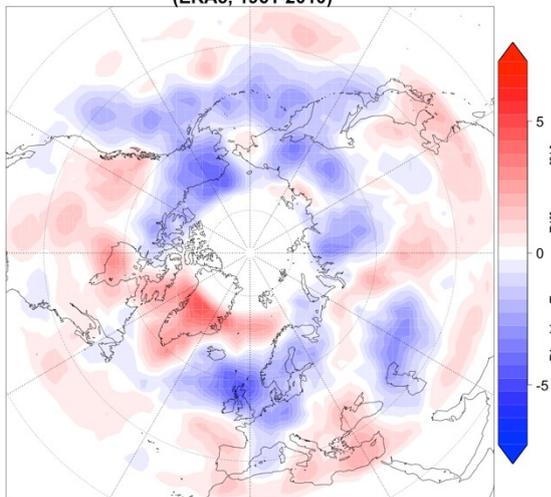
a)

Spring BF Difference between High and Low AMV Years
(ERA5, 1961-2010)



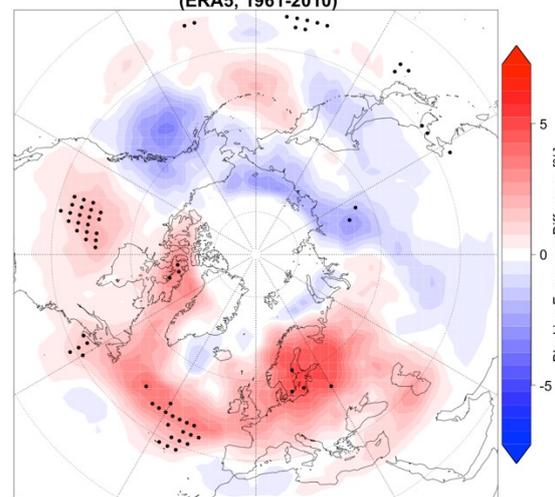
b)

Summer BF Difference between High and Low AMV Years
(ERA5, 1961-2010)



c)

Autumn BF Difference between High and Low AMV Years
(ERA5, 1961-2010)



d)

Abbildung 15: Differenz der saisonalen *blocking*-Frequenz zwischen Jahren mit positiver und negativer AMV (1961-2010) in ERA5 im Winter (a), Frühling (b), Sommer (c) und Herbst (d). Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau.

Der Einfluss von der AMV auf *blocking* in ausgewählten CMIP6-Simulationen wird beispielhaft für den Winter gezeigt. Vergleicht man die Kompositen der Simulationen mit dem Komposit von ERA5, fallen erhebliche Abweichungen auf. So ist das ACCESS (Abbildung 16 links) das einzige Modell mit einer großflächig signifikant positiven Abweichung der *blocking*-Frequenz bei positiver AMV bei Grönland und Island, jedoch sind die positiven Differenzen nach Osten verschoben. Bei anderen Modellen wie dem NorESM-LM (Abbildung 16 Mitte) sind die Differenzen zu schwach ausgeprägt. Zudem gibt es Modelle wie das MPI-HR (Abbildung 16 rechts), wo die räumliche Verteilung überhaupt nicht mit ERA5 übereinstimmt. Dies deutet darauf hin, dass die Klimamodelle Schwierigkeiten in der Abbildung des Zusammenhangs zwischen der AMV und der Häufigkeit blockierender Wetterlagen im Winter haben. Hier könnte auch eine Ursache liegen, dass die multidekadische Variabilität von *blocking* unterschätzt wird. Eine Übersicht über alle Simulationen ist in Anhang Fa in Abbildung 22 zu finden. In Anhang Fa lässt sich in Abbildung 23 zudem erkennen, dass bei Modellen mit mehreren Realisierungen die räumliche Verteilung der *blocking*-Frequenz-Anomalien stark streut.

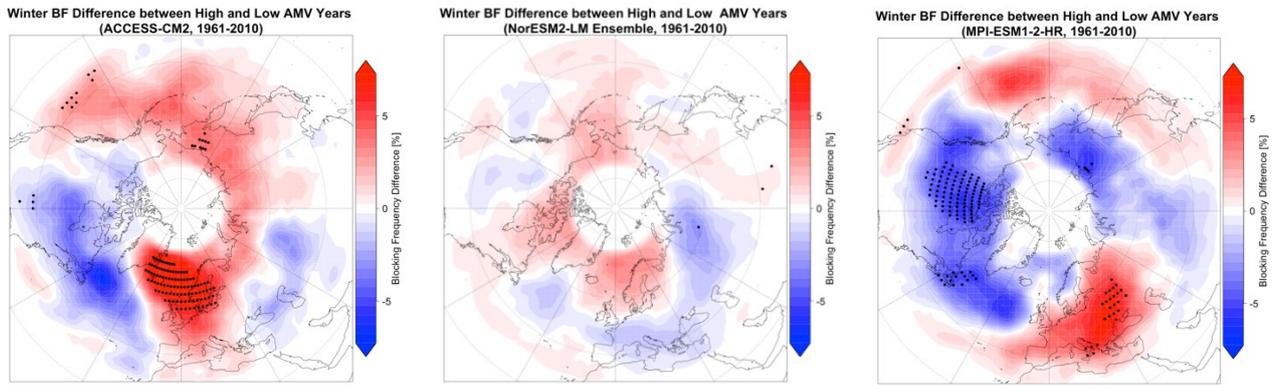


Abbildung 16: Differenz der Winter-*blocking*-Frequenz zwischen Jahren mit positiver und negativer AMV (1961-2010) in ausgewählten CMIP6-Simulationen. Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau.

Zur Vollständigkeit wird nun die AMV in der Zukunft im SSP5-8.5-Szenario betrachtet (Abbildung 17). Die Entwicklung verläuft in den einzelnen Simulationen sehr unterschiedlich. Während einige Modelle weiterhin ein oszillationsartiges Muster ohne Trend simulieren, berechnen das CanESM5 und das EC-Earth einen leichten Positivtrend und das GISS sowie beide CESM-Modelle einen deutlichen Negativtrend. Wenn in den Modellen mit dem Negativtrend eine starke Kopplung mit der thermohalinen Zirkulation besteht, könnte deren Abschwächung eine Ursache für den simulierten Rückgang sein. Ob dieser Zusammenhang aber so existiert, ist, wie in Kapitel 6.1.1 erwähnt, unklar. Dies zeigt, dass unklar ist, ob in einem wärmeren Klima die AMV als Oszillation fortbesteht wie in der Vergangenheit oder ob der Atlantik zwischen 0° und 60°N sowie 80°W und 0° sich relativ zum globalen Mittel stärker erwärmt oder sogar abkühlt.

AMV in CMIP6 Szenario SSP5-8.5

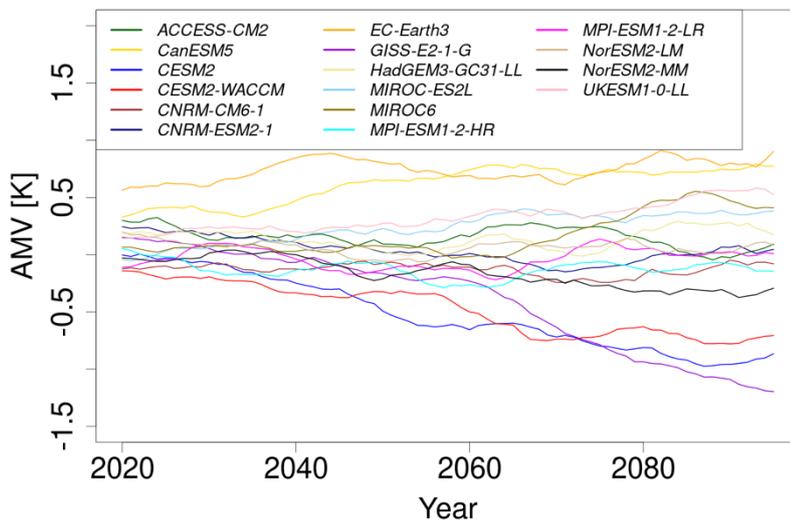


Abbildung 17: AMV in SSP5-8.5-Szenario. Zur besseren Übersichtlichkeit wird nur das 11-jährige gleitende Mittel gezeigt.

Untersucht man nun den Zusammenhang zwischen der AMV und Winter-*blocking* in der Zukunft, ergibt sich in den fünf untersuchten Simulationen (SSTs waren für EC-Earth3-Veg und IPSL nicht verfügbar) kein eindeutiges Bild. Dies betrifft sowohl den Vergleich zwischen den einzelnen Simulationen als auch den Vergleich zur Historie. So werden im ACCESS (Abbildung 18 links), das in der historischen Simulation noch deutlich positive Abweichungen über dem Nordatlantik bei positiver AMV gezeigt hat, im Allgemeinen nur geringe Unterschiede der *blocking*-Frequenz zwischen positiver und negativer AMV simuliert. Beim MPI-ESM1-2-HR (Abbildung 18 rechts) dreht sich das Muster aus der Historie dagegen um und das Muster ähnelt nun ERA5, obgleich die Anomalien in der Reanalyse stärker ausgeprägt sind. Eine Übersicht über alle Simulationen ist in Anhang Fa in Abbildung 24 zu finden.

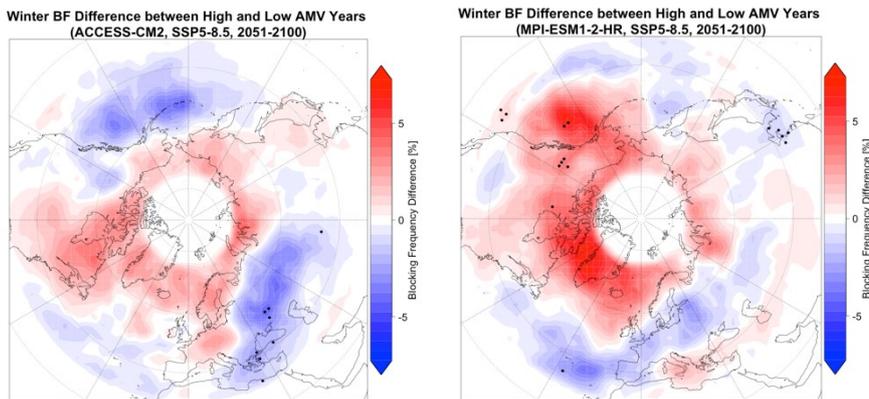


Abbildung 18: Differenz der Winter-*blocking*-Frequenz zwischen Jahren mit positiver und negativer AMV (2051-2100) in ACCESS-CM2 und MPI-ESM1-2-HR im SSP5-8.5-Szenario. Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau.

Atlantisches Erwärmungsloch

Im Allgemeinen hat sich die SST des Nordatlantiks im 20. Jahrhundert erhöht, nur südlich von Grönland ist die SST zurückgegangen. Dieses Erwärmungsloch ist in Abbildung 19 oben gut erkennbar. Betrachtet man die Zeitreihen der SST-Abweichungen im Erwärmungsloch für die Hauptjahreszeiten Winter und Sommer in den Reanalysen (Abbildung 20), fällt auf, dass im Winter die negativen Abweichungen deutlicher ausgeprägt sind als im Sommer. Es lässt sich dabei Variabilität auf zwei Zeitskalen ausmachen. Einerseits existieren starke Schwankungen zwischen aufeinanderfolgenden Jahren (1-1,5 K), andererseits fallen auch multidekadische Schwankungen auf, die Ähnlichkeiten zur AMV (Abbildung 14 links) haben. Die Ähnlichkeiten zur AMV stehen in Einklang mit Caesar et al. (2018), die den Einfluss der AMV auf die SST im Erwärmungsloch erwähnen. Die Korrelation der SST-Zeitserien zwischen den Reanalysen ist mit Werten von mindestens 0,93 sehr hoch (Tabelle 4), was für eine sehr gute Übereinstimmung bei der Berechnung der SST spricht.

Tabelle 4: Korrelationen zwischen den SST-Anomalien im Atlantischen Erwärmungsloch (45°-60°N, 50°-15°W) in den Reanalysen.

	ERA-20C / ERA5	ERA-20C / 20CR	20CR / ERA5
Sommer	0,99	0,96	0,98
Winter	0,99	0,93	0,97

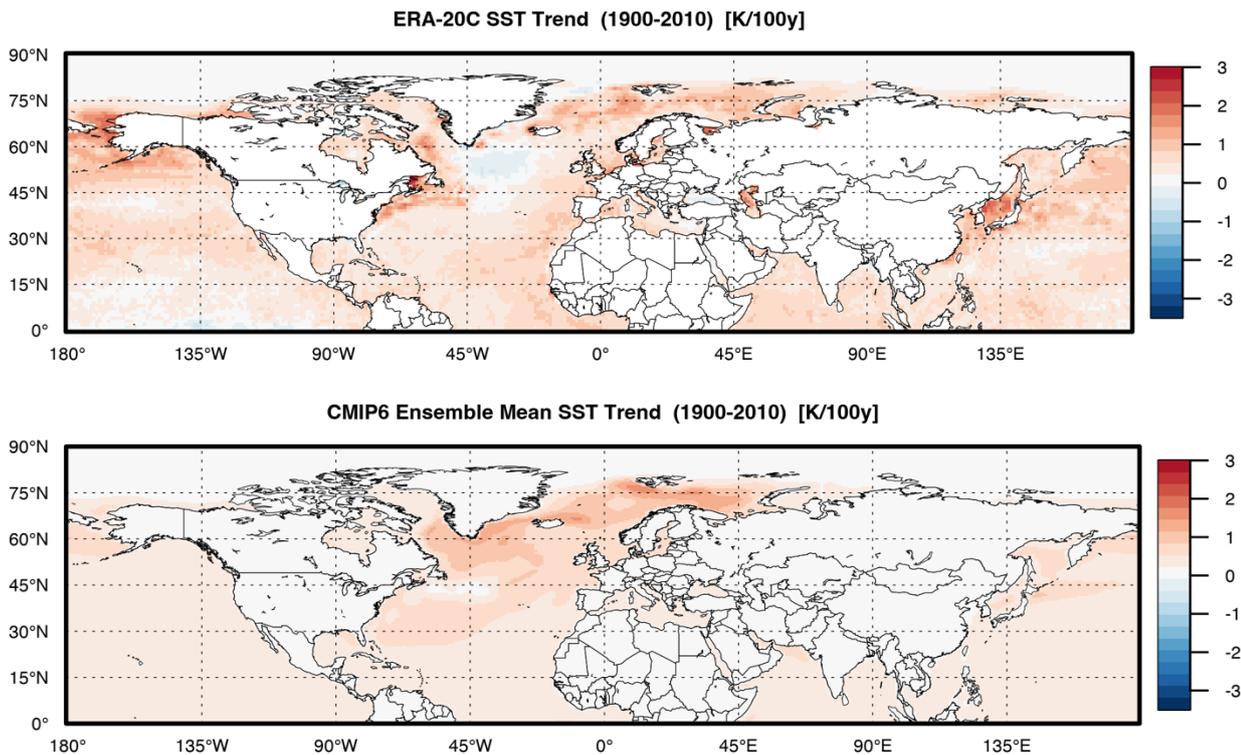


Abbildung 19: SST-Trend in Nordhemisphäre (1900-2010), hochgerechnet auf 100 Jahre in ERA-20C-Reanalyse (oben) und CMIP6-Ensemblemittel (unten).

Vergleicht man nun den globalen SST-Trend im Ensemble-Mittel der historischen CMIP6-Simulationen mit ERA-20C im Zeitraum 1900 bis 2010 (Abbildung 19), erkennt man, dass das Erwärmungsloch im Ensemble-Mittel nicht sichtbar ist. Die meisten Modelle simulieren also auch südlich von Grönland eine deutliche Erwärmung. Dabei handelt es sich um die Modelle, die auch bei der AMV deutlich positive Trends simulieren (siehe Abbildung 14 rechts). Dies deutet darauf hin, dass in diesen Modellen ein stark ausgeprägter Zusammenhang zwischen SST-Anomalien im Erwärmungsloch und der AMV besteht. Nur wenige Modelle (z.B. beide MPI) simulieren einen negativen Trend. Qasmi (2023) führt die Abweichungen zwischen CMIP6-Simulationen und Beobachtungen auf fehlerhafte Rückkopplungsmechanismen in den Simulationen zurück. So führt ein negativer Strahlungsantrieb durch Aerosole, der im Allgemeinen zu niedrigeren SST führt, südlich von Grönland zu einer zu starken Erwärmung. Der positive Strahlungsantrieb durch Treibhausgase führt dagegen zu einer allgemeinen Erwärmung der Ozeane und einer Abkühlung südlich von Grönland, wobei die Abkühlung in den Simulationen unterschätzt wird. Dies resultiert in Summe in einem fehlenden Negativtrend im Ensemble-Mittel. Eine Übersicht über die SST-Trends in den ausgewählten CMIP6-Simulationen ist in Anhang Fb in Abbildung 25 zu finden.

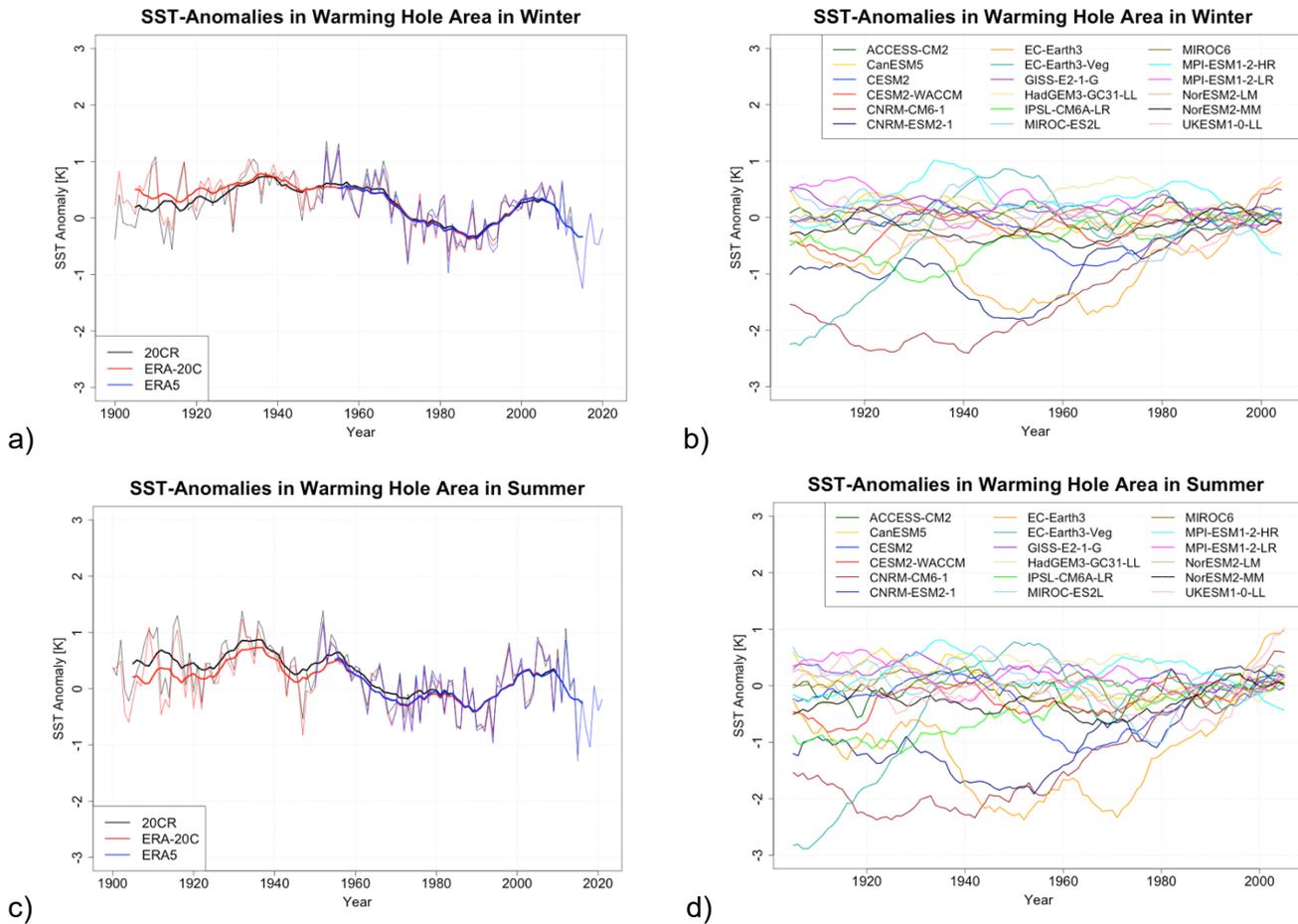


Abbildung 20: Differenz zwischen Abweichung der SST im Erwärmungsloch (45° - 60° N, 50° - 15° W) vom Mittel des Zeitraums 1981-2010 und Abweichung der globalen SST vom Mittel des Zeitraums 1981-2010 in den Monaten Dezember bis Februar (a,b) und Juni bis August (c,d) in Reanalysen (a,c) und CMIP6-Simulationen (b,d). Zur besseren Übersichtlichkeit wird bei den Simulationen nur das 11-jährige gleitende Mittel gezeigt.

Es wurde die Differenz der mittleren *blocking*-Differenz zwischen Jahren mit schwach und stark ausgeprägten Erwärmungsloch berechnet. Verwendet man die SST des jeweils ersten Monats einer Jahreszeit als Prädiktor für diese (zum Beispiel Juni für den Sommer), so lassen sich vor allem für Winter und Frühling größere Unterschiede zwischen Jahren mit schwach und stark ausgeprägtem Erwärmungsloch feststellen. Betrachtet man die SST-Anomalien im Monat davor, sind die räumlichen Muster der Differenzen sehr ähnlich, die Amplituden aber teilweise schwächer ausgeprägt. Im Folgenden werden die Beziehungen zunächst für die ERA5-Reanalyse gezeigt (Abbildung 21).

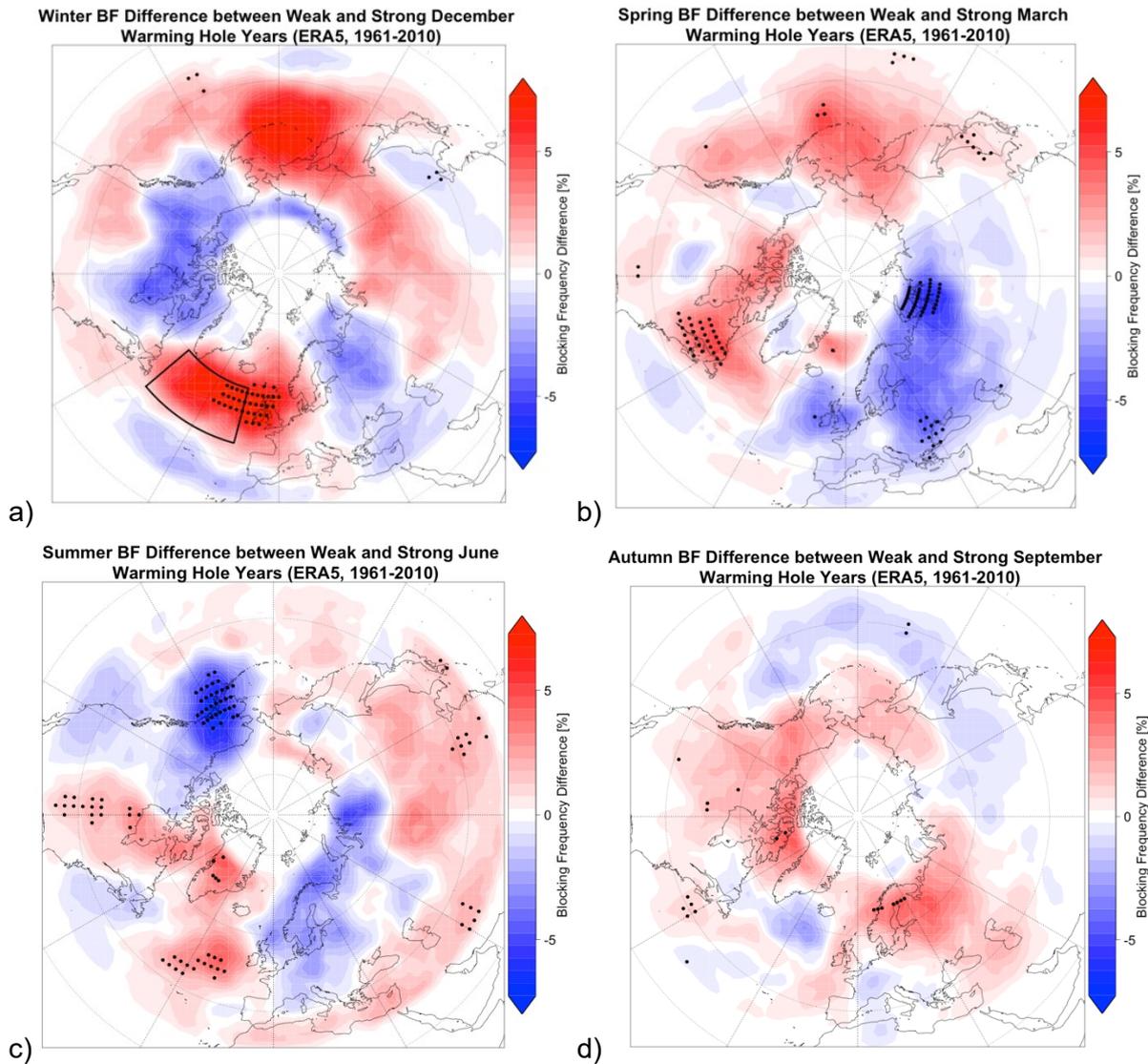


Abbildung 21: Differenz der saisonalen *blocking*-Frequenz zwischen Jahren mit schwach und stark ausgeprägtem Erwärmungsloch im ersten Monat einer Jahreszeit (1961-2010) in ERA5-Reanalyse. Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau. (a) Dezember-Winter, (b) März-Frühling, (c) Juni-Sommer, (d) September-Herbst. Die Box in (a) kennzeichnet die Region, in der die SST-Anomalien betrachtet werden.

Winter: Im Nordatlantik zwischen Grönland und den Britischen Inseln ist die *blocking*-Frequenz bei einem schwach ausgeprägten Erwärmungsloch um ca. 5% signifikant höher als bei einem stark ausgeprägten Erwärmungsloch. Über Osteuropa ist die *blocking*-Frequenzdifferenz nicht signifikant negativ. Dies impliziert bei ausgeprägtem Erwärmungsloch eine erhöhte Tiefdrucktätigkeit über dem Atlantik, aber tendenziell mehr *blocking* über Osteuropa. Über Mitteleuropa würden am Rand des *blocks* mit einer südlichen Strömung sehr milde Luftmassen herangeführt werden. Über Westeuropa würde am Rand der Zone mit erhöhter Tiefdrucktätigkeit das Sturmrisiko steigen, was im Einklang mit Woolings et al. (2012) steht.

Frühling: Die negativen Differenzen weiten sich auf weite Teile Eurasiens aus. Weite Teile Europas würden im Fall eines stark ausgeprägten Erwärmungslochs ein vermehrtes Auftreten blockierender Wetterlagen erfahren. Dies würde zu verstärkter Trockenheit führen und könnte dann wiederum durch reduzierte Bodenfeuchte und daraus resultierender fehlender Verdunstungskälte die Wahrscheinlichkeit von Hitzeperioden im Sommer erhöhen.

Sommer: Bei schwach ausgeprägtem Erwärmungsloch liegt der Schwerpunkt der negativen Differenzen über Mitteleuropa und Skandinavien. Es besteht die Tendenz, dass bei einem schwach ausgeprägten Erwärmungsloch weniger und bei starker Ausprägung vermehrt *blocking* in Europa auftritt. Mitteleuropa würde bei letzterer Konstellation im Zentrum der Antizyklone liegen, was das Auftreten von Hitzewellen fördern würde. Allerdings kann sich die Position der *blocks* auch nach Westen oder Osten verschieben. So wird in Haarsma et al. (2015) ein Zusammenhang zwischen negativen SST-Anomalien infolge der AMOC-Abschwächung und deutlich erhöhtem Bodendruck über Westeuropa gesehen. In einigen Fällen, wie 2015, lag im Fall eines stark ausgeprägten Erwärmungslochs, der Hochdruckschwerpunkt über Osteuropa, was zu Hitzewellen in Mitteleuropa geführt hat (Duchez et al., 2016).

Herbst: Schwächster Einfluss auf die *blocking*-Frequenz. Auffällig ist, dass in allen Jahreszeiten Ähnlichkeiten zu den *blocking*-Differenzen zwischen positiver und negativer AMV-Phase bestehen (Abbildung 15), was bestätigt, dass beide Phänomene sich gegenseitig beeinflussen.

Es lässt sich festhalten, dass die SST-Anomalien im Atlantischen Erwärmungsloch einen starken Treiber für *blocking* mit hoher Vorhersagekraft darstellen, insbesondere im Winter und Frühling. Begünstigt wird dies auch durch die Tatsache, dass Ozeane sehr träge auf Temperaturänderungen in der Luft reagieren, sodass sich nicht innerhalb von wenigen Wochen Temperaturanomalien signifikant verändern. Am schwächsten ist die Vorhersagekraft im Herbst, weshalb diese Jahreszeit im Folgenden nicht weiter betrachtet wird.

Betrachtet man nun die Beziehungen zwischen SST-Anomalien und *blocking* in den ausgewählten CMIP6-Simulationen, lässt sich erkennen, dass auch hier teilweise erhebliche Unterschiede zwischen den Simulationen bestehen. So wird die Differenz der Winter-*blocking*-Frequenz zwischen Jahren mit schwach und stark ausgeprägtem Erwärmungsloch im Dezember zum Beispiel vom NorESM-LM recht realistisch dargestellt (Abbildung 22 links), auch wenn die Anomalien etwas zu stark ausgeprägt sind. Bei anderen Simulationen ähnelt sich das räumliche Muster den Reanalysen, wobei es jedoch zu räumlichen Verschiebungen kommt (z.B. CNRM-CM6 mit einer Verschiebung um 30-40 Grad nach Westen, Abbildung 22 Mitte). Beim EC-Earth3-Veg sind die Muster sogar entgegengesetzt zu den Reanalysen (Abbildung 22 rechts). Für die beiden anderen Jahreszeiten Frühling und Sommer ergibt sich ein ähnliches Bild, dass es Modelle gibt, die ein ähnliches Differenzmuster wie die Reanalysen simulieren, aber auch Modelle, die stark abweichen. Im Frühling zeigt das CNRM-CM6 ein realistisches Bild im europäisch-atlantischen Raum, im Sommer das ACCESS und das MPI-HR, wobei das ACCESS über Europa eine zu große Differenz aufweist. Eine ausführliche Darstellung aller Beziehungen für alle Simulationen ist in Anhang Fb zu finden. Die Modelle simulieren teilweise die Beziehungen, die in ERA5 gefunden wurden, zeigen teilweise aber auch erhebliche Abweichungen. Zudem gibt es bei Modellen, für die mehrere Realisierungen untersucht wurden, teils erhebliche Unterschiede zwischen den Realisierungen. Dies deutet auf eine unzureichende Implementierung der Prozesse und Wechselwirkungen zwischen SST-Anomalien und *blocking* in den Modellen hin.

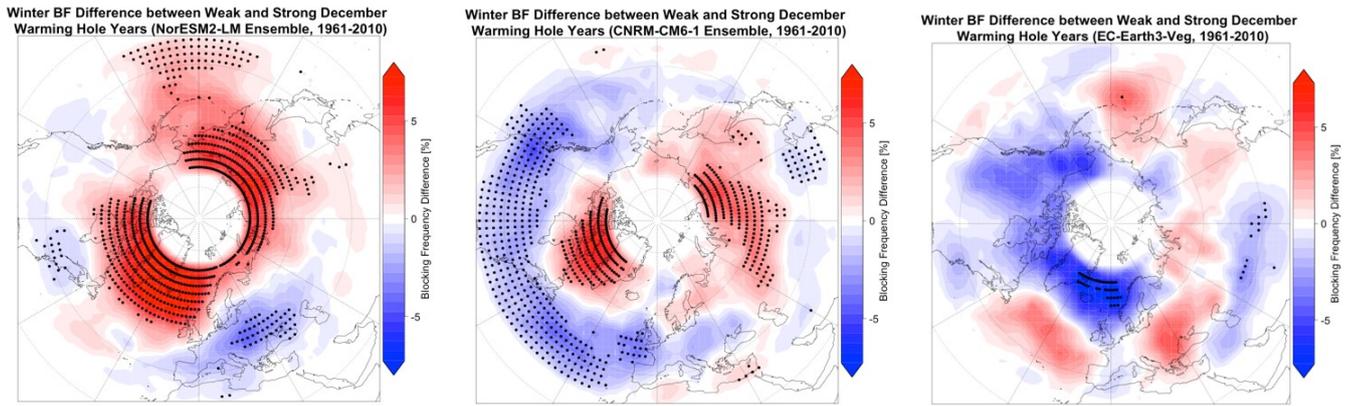


Abbildung 22: Differenz der Winter-blocking-Frequenz zwischen Jahren mit schwach und stark ausgeprägtem Erwärmungsloch im Dezember (1961-2010) in ausgewählten CMIP6-Simulationen. Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau.

Abbildung 23 zeigt den mittleren globalen SST-Trend im Zeitraum 2015-2100 in Simulationen des Szenarios SSP5-8.5. Nun ist das Erwärmungsloch sichtbar. Im Vergleich zur Reanalyse ist es allerdings leicht nach Norden verschoben und liegt bei Island. Betrachtet man nun die Zeitserien der einzelnen Simulationen in Abbildung 24, fällt auf, dass die SST-Anomalien bei der Mehrheit der Simulationen einen Negativtrend zeigen, insbesondere im Winter. Im Winter sind am Ende des 21. Jahrhunderts die SST-Anomalien nur beim CanESM und EC-Earth positiv, wobei das EC-Earth auch einen leichten Negativtrend zeigt (Abbildung 24 links). Im Sommer ist das Bild weniger klar, da einige Modelle positive Werte aufweisen, das Erwärmungsloch also „aufgefüllt“ ist. Aber auch hier hat die Mehrheit der Modelle negative Anomalien. Bei einigen Modellen wie den beiden CESM und dem GISS sind die Anomalien deutlich negativ, was auf ein stark ausgeprägtes Erwärmungsloch hinweist. Somit kann festgehalten werden, dass die Modelle in der Lage sind, das Erwärmungsloch als Folge der globalen Erwärmung zu simulieren, dass allerdings das Auftreten des Erwärmungslochs als Folge der globalen Erwärmung in den meisten Modellen später erfolgt als in der Realität festgestellt wurde.

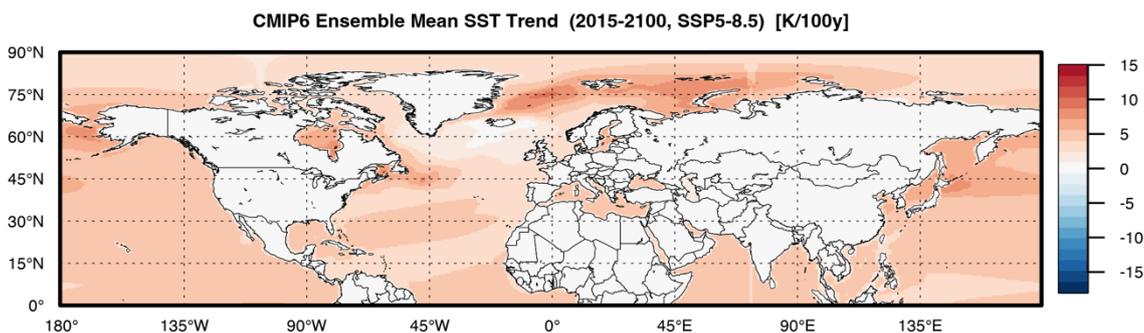


Abbildung 23: SST-Trend in Nordhemisphäre (2015-2100), hochgerechnet auf 100 Jahre in SSP5-8.5-Szenario im Ensemblemittel.

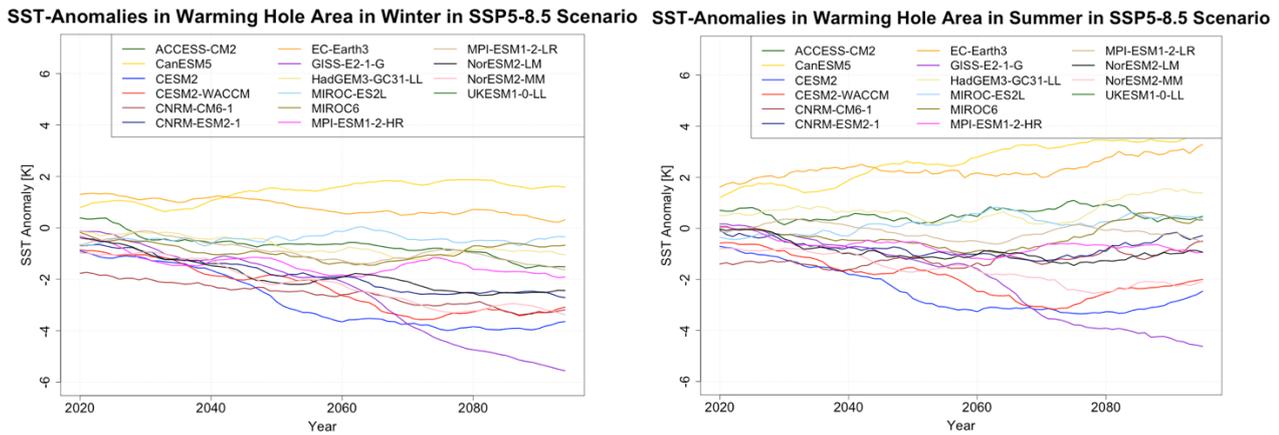
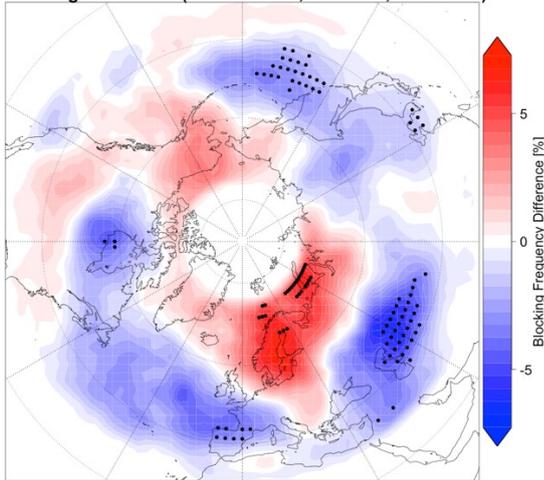


Abbildung 24: Differenz zwischen Abweichung der SST im Erwärmungsloch (45° - 60° N, 50° - 15° W) vom Mittel des Zeitraums 1981-2010 und Abweichung der globalen SST vom Mittel des Zeitraums 1981-2010 in den Monaten Dezember bis Februar (links) und Juni bis August (rechts) in SSP5-8.5-Szenario. Zur besseren Übersichtlichkeit wird nur das 11-jährige gleitende Mittel gezeigt.

Untersucht man nun die Differenz der Winter-*blocking*-Frequenz zwischen Jahren mit schwach und stark ausgeprägtem Erwärmungsloch im Dezember im SSP5-8.5-Szenario, stellt man fest, dass die meisten Simulationen größere Unterschiede zur Historie zeigen, ohne dass sich ein einheitliches Muster ergibt. So zeigt das NorESM-LM beispielsweise positive Differenzen von Skandinavien bis Sibirien (Abbildung 25 links), während in der Historie in diesem Bereich negative Differenzen dominieren. Bei der Differenz der *blocking*-Frequenz im Frühling zwischen Jahren mit schwach und stark ausgeprägtem Erwärmungsloch im März gibt es eine Tendenz zu positiven Differenzen der *blocking*-Frequenz in der Mehrheit der Simulationen. Dies würde bei einem schwach ausgeprägten Erwärmungsloch mehr *blocking* und bei einem stark ausgeprägten Erwärmungsloch weniger *blocking* bedeuten. Im Sommer gleichen sich die Differenzmuster ebenfalls an, ähneln nun aber über Europa ERA5. Dies würde mehr *blocking* über Teilen Europas bei einem stark ausgeprägten Erwärmungsloch bedeuten. Beispielhaft hierfür wird das ACCESS gezeigt (Abbildung 25 rechts). Eine Übersicht über die Differenzen der *blocking*-Frequenz zwischen schwach und stark ausgeprägtem Erwärmungsloch in allen Simulationen ist in Anhang Fb zu finden.

Insgesamt lässt sich festhalten, dass auch bei den SST-Anomalien die Modelle große Schwierigkeiten haben, den Zusammenhang, der in den Reanalysen abgebildet ist, zu simulieren. Einzelnen Modellen gelingt dies für einzelne Jahreszeiten. Dies erschwert die Bewertung der gefundenen Ergebnisse für die Zukunft. Somit lässt sich nicht sagen, ob beispielsweise die gefundenen Differenzmuster in Europa im Sommer ein Hinweis darauf sind, dass es bei einem stärkeren Erwärmungsloch zu mehr blockierenden Wetterlagen kommt. Dieses Ergebnis würde allerdings zu den Ergebnissen aus den Reanalysen passen, sofern deren statistischer Zusammenhang auch in der Zukunft besteht.

Winter BF Difference between Weak and Strong December Warming Hole Years (NorESM2-LM, SSP5-8.5, 2051-2100)



Summer BF Difference between Weak and Strong June Warming Hole Years (ACCESS-CM2, SSP5-8.5, 2051-2100)

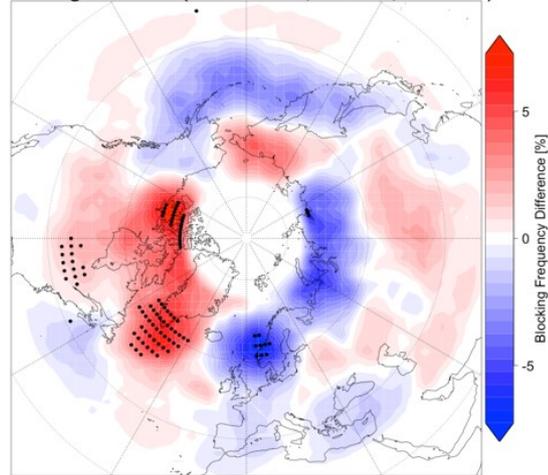


Abbildung 25: Differenz der Winter-blocking-Frequenz zwischen Jahren mit schwach und stark ausgeprägtem Erwärmungsloch im Dezember (2051-2100) in NorESM2-LM (links) und Differenz der Sommer-blocking-Frequenz zwischen Jahren mit schwach und stark ausgeprägtem Erwärmungsloch im Juni in ACCESS-CM2 (rechts), jeweils im SSP5-8.5-Szenario. Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau.

6.2.2 Madden-Julian-Oszillation

In Übereinstimmung mit anderen Studien (Wang et al., 2021; Fu et al., 2019) zeigt die Amplitude der MJO auf Basis der 20CR-Reanalyse einen ansteigenden Trend (Abbildung 26). So stieg die mittlere Amplitude der MJO am Ende des Beobachtungszeitraums (1996-2015) im Vergleich zum Beginn des Jahrhunderts (1905-1924) um 25%. Der Anstieg erfolgte vor allem im Zeitraum 1900-1980, erreichte danach ein Plateau und fiel ab 2000 leicht ab. Im Hinblick auf die jahreszeitliche Entwicklung der MJO, fanden wir im Widerspruch zu Wang et al. (2020), welche eine stärkere Zunahme im Winter fanden, einen stärkeren Anstieg in den Sommermonaten. Ob die MJO auf dekadischen Zeitskalen variiert, wurde mittels Spektralanalyse untersucht. Ähnlich wie Wang et al. (2020) fanden wir ein verstärktes Signal im Bereich einer Periodizität von 12-20 Jahren, welches allerdings schwächer ausgeprägt ist als in besagter Studie.

Timeseries of MJO-Amplitude

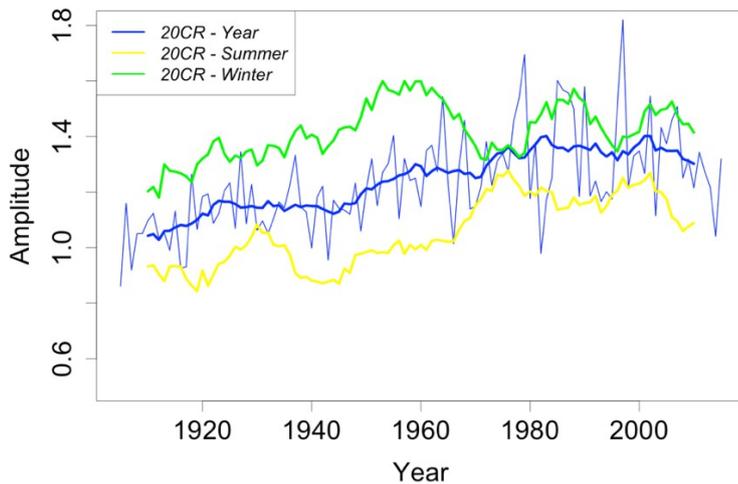


Abbildung 26: Amplitude der Madden-Julian-Oszillation (nach Oliver und Thompson, 2012) in 20CR. Die dickeren Linien kennzeichnen das gleitende 11-jährige Mittel.

Im Folgenden wird die Beziehung zwischen den Abweichungen der *blocking*-Frequenz vom langjährigen Mittel und den einzelnen Phasen untersucht. Dazu wurde für jeden Gitterpunkt die mittlere *blocking*-Frequenz der Tage, an denen sich die MJO in der entsprechenden Phase befindet, berechnet. Anschließend wurde von diesem Mittel das Klimamittel abgezogen. Es wurden alle Monate eines Jahres berücksichtigt. Erste Ergebnisse zeigten, dass die Abweichungen der *blocking*-Frequenz vom Klimamittel stärker ausgeprägt sind, wenn nur die Tage betrachtet werden, an denen die Amplitude >1 ist, wobei die Amplitude ein Maß für die Stärke der Konvektion ist. Deshalb wurden, analog zu Henderson et al. (2016), nur diese Tage betrachtet. Die Berechnungen ergaben, dass es während der Phasen 1-4 über dem europäisch-atlantischen Raum keine klare Tendenz für Anomalien der *blocking*-Frequenz gibt und die Anomalien regional auftreten (siehe Abbildung 27 links, beispielhaft für Phase 2). So stehen während Phase 2 positiven Abweichungen über Mittel- und Osteuropa negative Abweichungen bei Grönland gegenüber. Während Phase 3 sind nur geringe Anomalien festzustellen. Aufgrund der regionalen Beschränkung der Abweichungen kann bezweifelt werden, dass diese in direktem Zusammenhang zur MJO stehen. Während Phase 5 ändert sich das Anomalienmuster und es treten großskalige Abweichungen auf. So tritt über dem Norden Russlands zwischen 30° und 120° O deutlich häufiger *blocking* auf, während sich nördlich und südlich des $60.$ Breitengrades eine Zone mit negativen Abweichungen von 45° W bis 50° O erstreckt und somit auch West-, Mittel- und Osteuropa berührt (siehe Abbildung 27 Mitte). Besonders stark ausgeprägt sind die negativen Anomalien über dem Atlantik zwischen Grönland und Skandinavien. Während der Phasen 7 und 8 treten im europäisch-atlantischen Raum großflächig teils deutlich positive Abweichungen der *blocking*-Frequenz auf. Besonders deutlich ist die Amplitude der Abweichungen während Phase 7 im Bereich der Britischen Inseln, wo die absolute Abweichung der *blocking*-Frequenz bis zu 5% vom langjährigen Mittel beträgt (siehe Abbildung 27 rechts).

Damit bestehen gewisse Unterschiede zu Henderson et al. (2016). Während dort ab Tag 5 nach Phase 3 südlich von Grönland blockierende Wetterlagen seltener auftreten als im Klimamittel, ist eine negative Abweichung in dieser Untersuchung in Phase 2 und 5 sichtbar. Außerdem ist in Henderson et al. (2016) die positive Abweichung südlich von Grönland erst 5 Tage nach Phase 7 im Ansatz erkennbar und nimmt

auch erst anschließend zu, während wir bereits in Phase 7 eine positive Anomalie in dieser Region feststellen konnten. Konsistent ist dagegen die Darstellung der positiven Anomalien ab Phase 6 mit Schwerpunkt bei den Britischen Inseln. Mögliche Ursachen für die Unterschiede könnten sein, dass Henderson et al. (2016) nur die Monate Dezember bis Februar und nicht das ganze Jahr betrachteten sowie, dass andere Methoden zur Berechnung von *blocking* und MJO verwendet wurden. Henderson et al. (2016) verwendeten den *blocking*-Index von Masato et al. (2012) sowie den originalen MJO-Index von Wheeler und Hendon (2004), während wir den HGHA-DAV12 sowie die vereinfachte Version des MJO-Index von Oliver und Thompson (2012) benutzten. Eine weitere Betrachtung der MJO in CMIP6-Simulationen erfolgte nicht, da die MJO nicht direkt verfügbar ist, sondern berechnet werden muss, was den Rahmen dieses Projekts gesprengt hätte. Studien zeigen aber, dass die Darstellung der MJO und damit verbundene Auswirkungen auf die globale Zirkulation in CMIP6-Simulationen nicht zufriedenstellend ist. So zeigen Lin et al. (2024) eine zu schnelle Propagation der MJO in der Mehrheit der untersuchten CMIP6-Simulationen. Außerdem wird das verstärkte Auftreten der negativen NAO-Phase (und damit die Tendenz zu mehr Grönland- und Skandinavien-*blocking*) nach Phase 6 in CMIP6-Simulationen unterschätzt (Skinner et al., 2022).

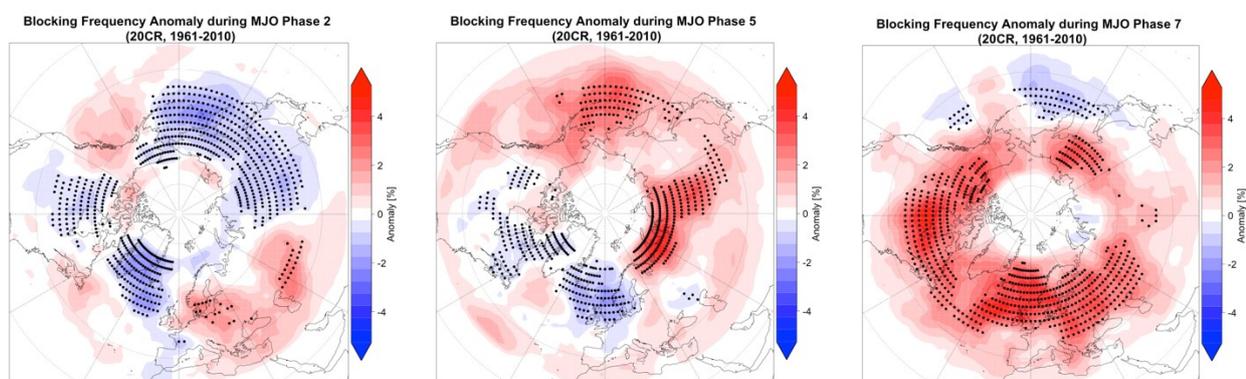


Abbildung 27: Abweichungen der *blocking*-Frequenz vom langjährigen Mittel (1961-2010) in 20CR-Reanalyse während MJO-Phasen 2 (links), 5 (Mitte) und 7 (rechts). Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau.

6.2.3 Saisonale Schnee- und Eisbedeckung

Die mittlere, jährliche Schneebedeckung für den März in Eurasien (40° - 80° N, 0° - 120° O) in den Reanalysen ist in Abbildung 28a dargestellt. Die Schneebedeckung nahm seit 1980 ab. Dabei war der Rückgang in 20CR und ERA-20C schwächer ausgeprägt als in ERA5. Außerdem setzte sich der Rückgang in den Jahren nach 2015, die nur von ERA5 abgedeckt wurden, fort, wobei 2020 ein Minimum erreicht wurde. Es fällt eine hohe interannuelle Variabilität mit Unterschieden von bis zu 10% an schneebedeckter Fläche auf. Bei Schneebedeckungen zwischen 50-80% entspricht dies relativen Schwankungen zwischen 12 und 20%. Auffällig ist zudem, dass mit Beginn des Rückgangs um 1980 die Schwankungen zwischen den Jahren zunahm. Alle drei Reanalysen stimmen im zeitlichen Verlauf gut überein. Lediglich bei ERA5 und ERA-20C fällt auf, dass beide bis zu Beginn der 1980er-Jahre sehr ähnliche Werte hatten, während ERA5 anschließend leicht abfiel. Der Korrelationskoeffizient liegt zwischen 0,8 und 0,9 (Tabelle 5). Die Schneebedeckung ist in 20CR generell am höchsten. Die Reanalysen liegen bis zu 20% auseinander.

Vergleicht man die CMIP6-Simulationen (Abbildung 28b,c) mit den Reanalysen (Abbildung 28a), fällt auf, dass in vielen Simulationen die interannuelle Variabilität leicht unterschätzt wird. Besonders negativ fällt hier das EC-Earth auf, wo die Schwankungen nur sehr gering sind. Andere Modelle wie das HadGEM oder MIROC6 simulieren die Variabilität realistischer. Unterschätzt wird dagegen die Abnahme der Schneebedeckung ab ungefähr 1980. Die Mehrheit der Modelle simuliert zwar den Zeitpunkt des Beginns der Abnahme relativ gut, der folgende Negativtrend ist allerdings weniger ausgeprägt als in der Realität. Zudem fällt auf, dass die systematischen Unterschiede zwischen den einzelnen Simulationen bis zu 40% betragen. Im Folgenden wird die zeitliche Entwicklung der Schneebedeckung in Beziehung zu der *blocking*-Frequenz auf der Nordhemisphäre gesetzt. Dies wird anschließend für die Differenz der November-Schneebedeckung westlich und östlich des Urals wiederholt.

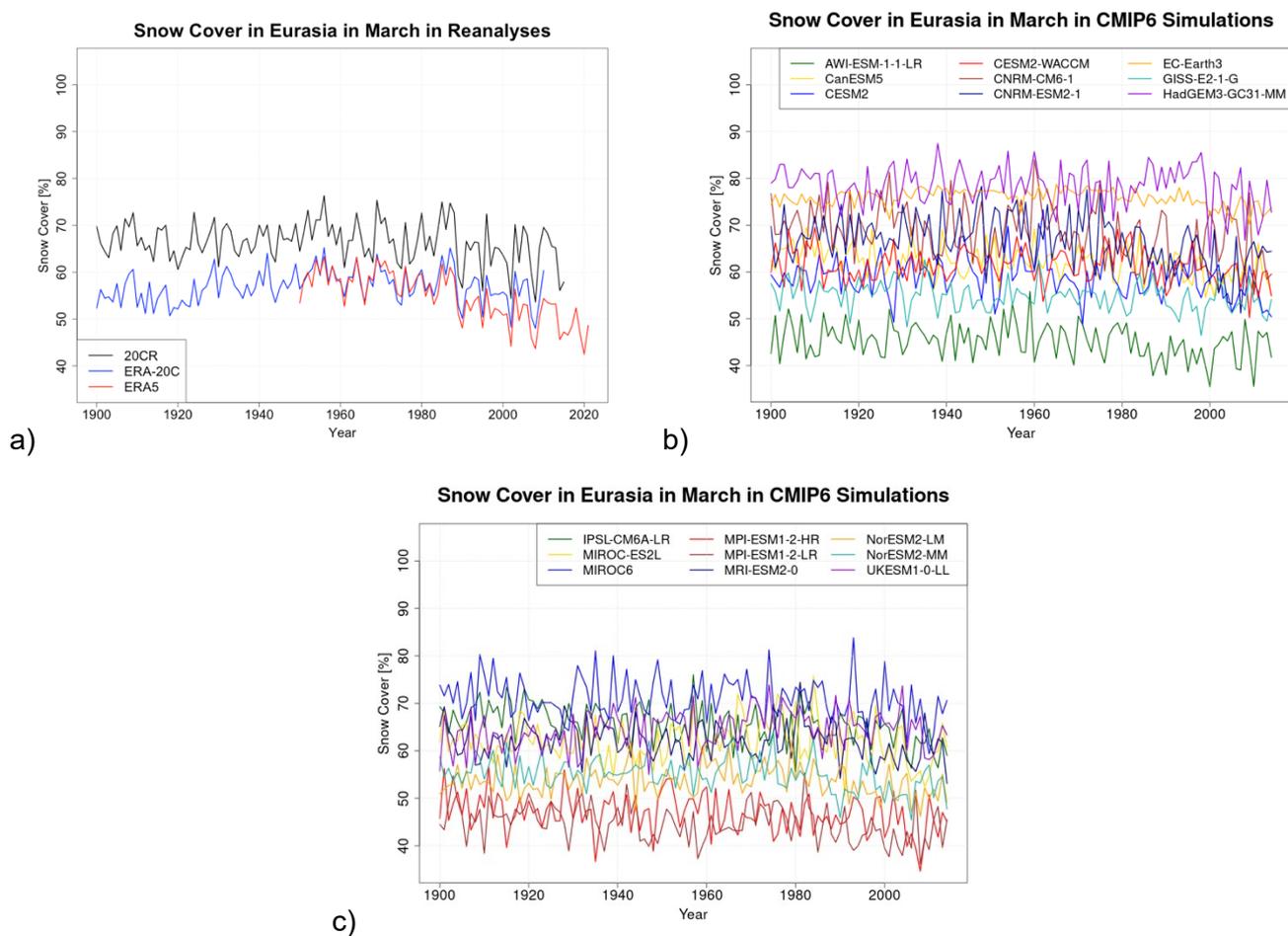


Abbildung 28: Mittlere Schneebedeckung im März über Eurasien (40°-80°N, 0°-120°O) in Reanalysen (a) und CMIP6-Simulationen (b,c). Zur besseren Übersichtlichkeit werden die Zeitserien der CMIP6-Simulationen in 2 Graphen gezeigt.

Tabelle 5: Korrelationen zwischen der Schneebedeckung in Eurasien im März in den Reanalysen.

ERA-20C / ERA5	ERA-20C / 20CR	20CR / ERA5
0,88	0,84	0,85

Um herauszufinden, in welchen Monaten die Schneebedeckung am besten als Prädiktor für blockierende Wetterlagen auf der Nordhalbkugel geeignet ist, wurden beginnend vom Monat Januar die mittleren Differenzen der *blocking*-Frequenz zwischen Jahren mit hoher und niedriger Schneebedeckung in der Eurasien-Domain berechnet. Die Ergebnisse zeigen, dass die Schneebedeckung in den Monaten Februar und

März die größten Unterschiede nach sich zieht, wobei die räumlichen Muster ähnlich und im März die Unterschiede stärker ausgeprägt sind. Für den März werden deshalb die Ergebnisse, beispielhaft für ERA5, in Abbildung 29 links gezeigt (die anderen Reanalysen zeigen ein ähnliches räumliches Muster) und mit CMIP6-Simulationen verglichen. Über Europa fallen große Gebiete mit teils signifikant negativen Differenzen zwischen Jahren mit hoher und niedriger Schneebedeckung auf, die sich von der Biskaya über Mitteleuropa bis nach Sibirien erstrecken. Positive Differenzen sind dagegen von Grönland bis in den Norden Skandinaviens zu erkennen. Dies impliziert, dass auf negative Anomalien bei der Schneebedeckung über Eurasien am Ende des Winters und Beginn des Frühlings verstärktes Auftreten von *blocking* von Westeuropa bis Westrussland in den Frühlingsmonaten folgt.

Die Mehrheit der historischen CMIP6-Simulationen (die Schneebedeckung ist für das ACCESS und EC-Earth3-Veg nicht verfügbar) gibt die Anomalienmuster im europäisch-atlantischen Raum gut wieder. Als Beispiel für eine Simulation mit einer guten Übereinstimmung kann das CNRM-CM6 verwendet werden (Abbildung 29 Mitte). Ein Beispiel für eine Simulation, die schlecht abschneidet, ist das MPI-HR (Abbildung 29 rechts). Bei Betrachtung dieser Simulation fällt auf, dass die negativen Differenzen über Eurasien deutlich unterschätzt und positive Differenzen überschätzt werden. Insgesamt zeigt es deutlich schwächere Differenzen als ERA5, obwohl die räumliche Verteilung nicht komplett abweicht. Eine Übersicht über alle Simulationen ist in Anhang Fc zu finden. Dort lässt sich auch erkennen, dass bei Modellen mit mehreren Realisierungen die einzelnen Realisierungen relativ gut übereinstimmen. Dies deutet darauf hin, dass im Gegensatz zu anderen Treibern der Einfluss von der Schneebedeckung zu Beginn des Frühlings auf Frühlings-*blocking* relativ gut erfasst wird.

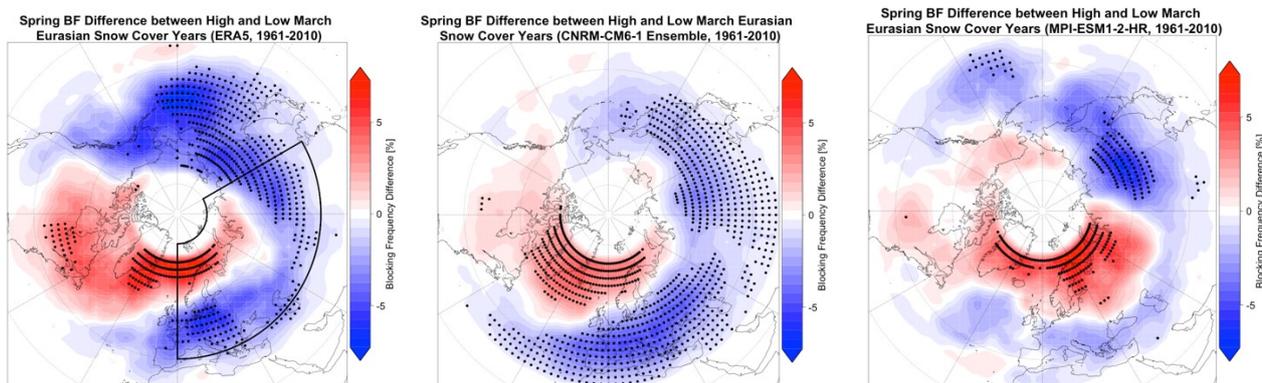


Abbildung 29: Differenz der Frühlings-*blocking*-Frequenz zwischen Jahren mit hoher und niedriger Schneebedeckung in Eurasien im März (1961-2010) in ERA5-Reanalyse (links), CNRM-CM6-1 (Mitte) und MPI-ESM1-2-HR (rechts). Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau. Die Box in der linken Abbildung kennzeichnet die Region, in der die Schneebedeckung betrachtet wird.

Für die Zukunft simulieren die Modelle im SSP5-8.5-Szenario eine allgemeine Abnahme der Schneebedeckung (Abbildung 30). Auffällig ist, dass in den Simulationen, wo die Schneebedeckung zu Beginn des 21. Jahrhunderts noch relativ hoch liegt, die simulierte Abnahme stärker ausgeprägt ist. Bei der jährlichen Variabilität ergeben sich keine großen Änderungen.

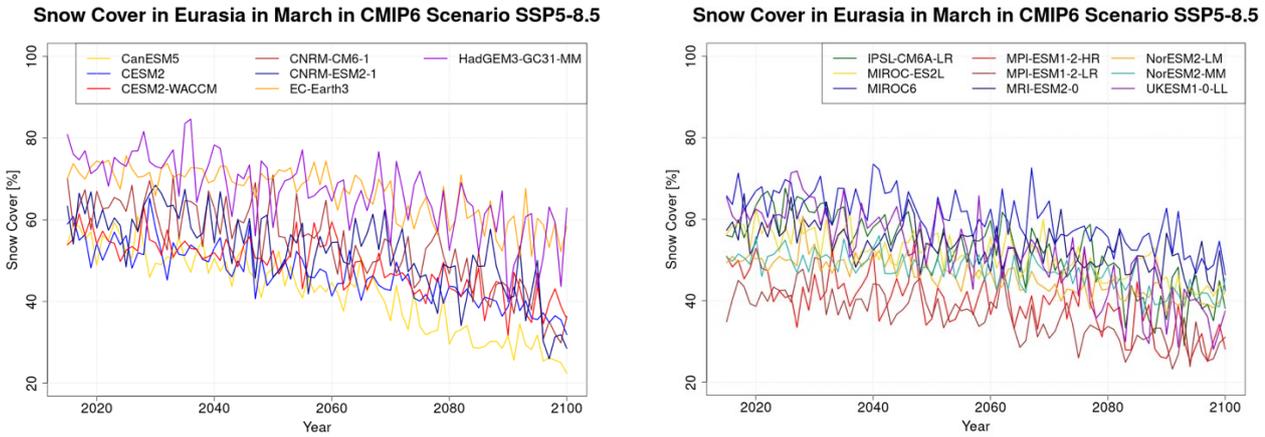


Abbildung 30: Mittlere Schneebedeckung im März über Eurasien (40°-80°N, 0°-120°O) in SSP5-8.5-Szenario. Zur besseren Übersichtlichkeit werden die Zeitserien in 2 Graphen gezeigt.

Für die Zukunft simulieren die Modelle eine Abnahme der Vorhersagekraft der Schneebedeckung im März auf *blocking* im Frühling. Dies wird dadurch deutlich, dass die Differenzen der *blocking*-Frequenz zwischen Jahren mit hoher und niedriger Schneebedeckung in allen untersuchten Simulationen im Szenario niedriger als in der Historie sind. Dies wird beispielhaft für das CNRM-CM6 und das NorESM-LM in Abbildung 31 gezeigt. In beiden Simulationen werden die Gebiete mit negativer Differenz der *blocking*-Frequenz kleiner und teilweise erscheinen auch positive Differenzen über Eurasien wie im NorESM-LM, die allerdings nicht signifikant sind. Eine Übersicht über alle Simulationen ist in Anhang Fc in Abbildung 36 zu finden.

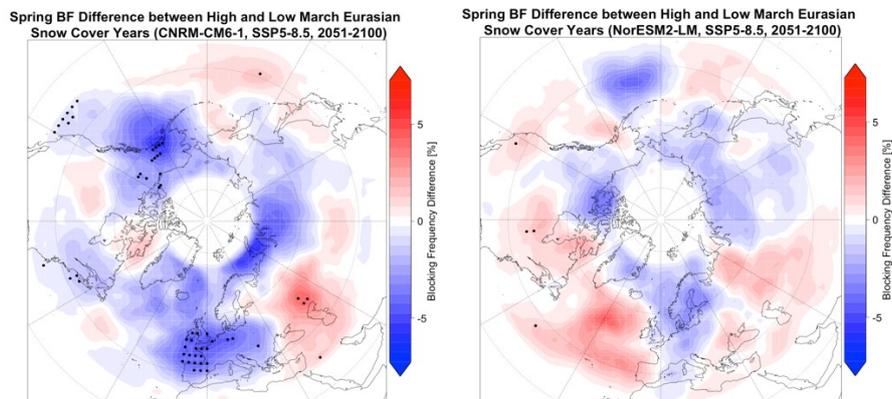


Abbildung 31: Differenz der Frühlings-*blocking*-Frequenz zwischen Jahren mit hoher und niedriger Schneebedeckung in Eurasien im März (2051-2100) in CNRM-CM6-1 (links) und NorESM2-LM im SSP5-8.5-Szenario. Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau.

Als Treiber für die *blocking*-Frequenz im Winter kann die Schneebedeckung über Teilen Eurasiens im November verwendet werden. Jedoch reicht es dieses Mal nicht, eine Region zu betrachten, sondern es müssen die Unterschiede in der Schneebedeckung westlich und östlich des Urals betrachtet werden. In Wegmann et al. (2020) wird erwähnt, dass große Unterschiede in der Schneebedeckung westlich und östlich des Urals im November bevorzugt zu einer negativen NAO-Phase im folgenden Winter führen, was gleichbedeutend mit verstärktem Auftreten von *blocking* über dem Nordatlantik ist. Systematisches Testen hat ergeben, dass für das Gebiet westlich des Urals am besten eine Region in Osteuropa und Westrussland (50°-60°N, 30°-60°O) geeignet ist, während östlich des Urals ein größerer Teil Sibiriens (55°-70°N, 65°-115°O)

eine hohe Vorhersagekraft hat. Betrachtet man die Zeitserien der Reanalysen in Abbildung 32a, fällt die sehr hohe interannuelle Variabilität der Differenz der Schneebedeckung (zwischen 10 und 80% bedeckter Fläche) auf. Zudem ist auch ein multidekadisches Muster erkennbar, wo zwischen 1920 und 1940 sowie nach 2000 die Schneebedeckung östlich des Urals deutlich höher war. Der Positivtrend seit 1980 könnte darauf zurückzuführen sein, dass westlich des Urals die Schneebedeckung schneller abnimmt als östlich in der kontinentalen Region. Mit Werten um 0,9 ist die Korrelation der Schneebedeckung zwischen den Reanalysen hoch, wie in Tabelle 6 gezeigt. Der Vergleich der Reanalysen mit den CMIP6-Simulationen offenbart, dass die meisten Simulationen die Größenordnung der Unterschiede in der Schneebedeckung recht gut erfassen. Allerdings gibt es auch Simulationen, die die Unterschiede in der Schneebedeckung zwischen Westen und Osten deutlich unterschätzen und nahe 0 oder sogar im Negativen liegen (EC-Earth, HadGEM, UKESM), wie in Abbildung 32c und d zu erkennen ist. Dies würde einen höheren Anteil an schneebedeckter Fläche westlich des Urals als östlich bedeuten. Beim EC-Earth fällt zudem erneut die Unterschätzung der jährlichen Variabilität auf. Bei einigen Simulationen ist zudem ebenfalls ein Positivtrend nach 1980 erkennbar.

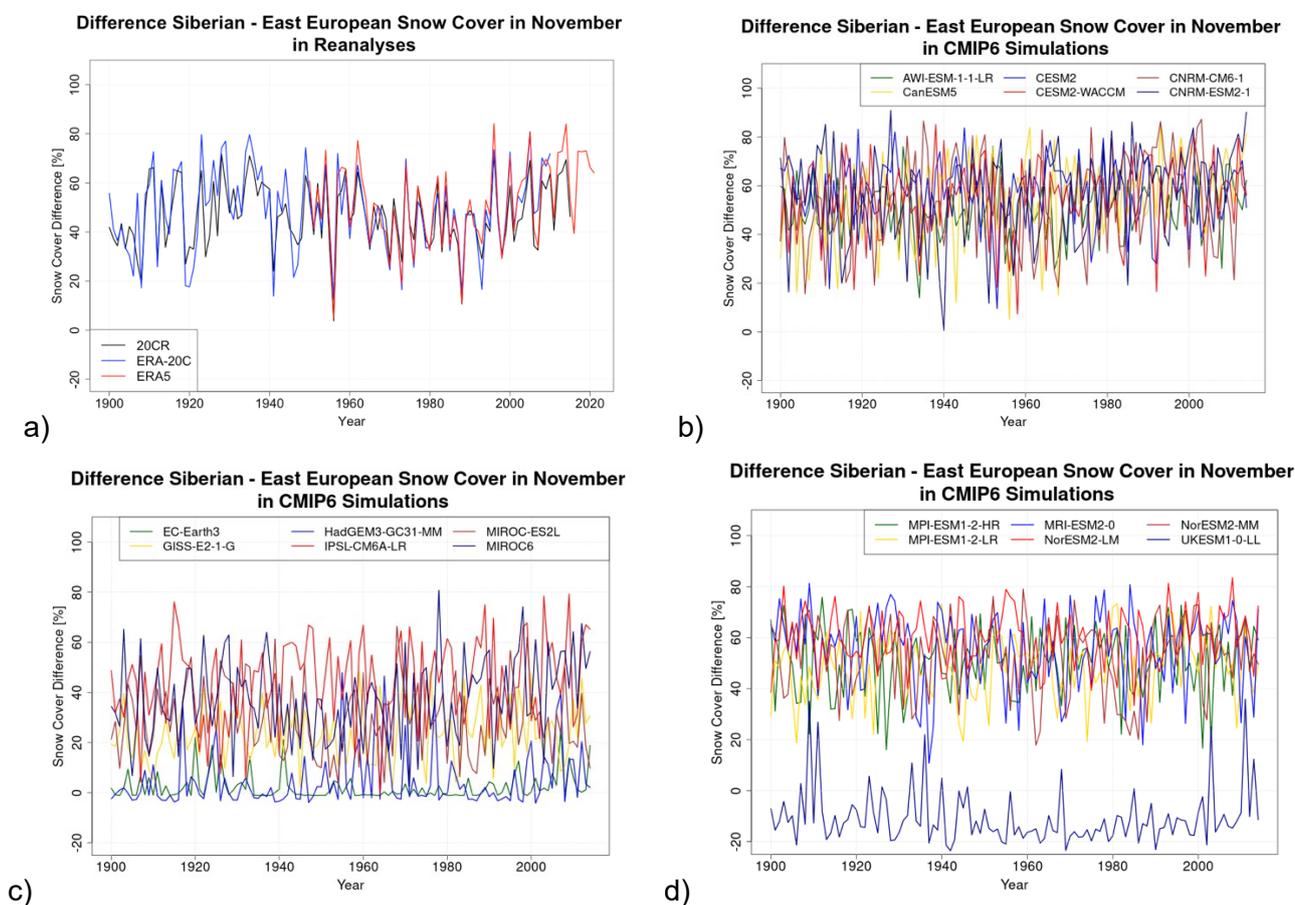


Abbildung 32: Differenz in der mittleren Schneebedeckung westlich (50°-60°N, 30°-60°O) und östlich (55°-70°N, 65°-115°O) des Urals in Reanalysen (a) und CMIP6-Simulationen (b-d) im November. Zur besseren Übersichtlichkeit werden die Zeitserien der CMIP6-Simulationen in 3 Graphen gezeigt.

Tabelle 6: Korrelationen zwischen der Schneebedeckung in Eurasien im November in den Reanalysen.

ERA-20C / ERA5	ERA-20C / 20CR	20CR / ERA5
0,93	0,85	0,94

Untersucht man nun die Differenz der *blocking*-Frequenz der Monate Januar bis März zwischen Jahren mit großen und kleinen Unterschieden der Schneebedeckung westlich und östlich des Urals, ergibt sich ein Muster mit signifikant positiven Differenzen der *blocking*-Frequenz über dem Nordatlantik von Grönland bis vor die Westküste Skandinaviens und signifikant negativen Differenzen über Osteuropa (siehe Abbildung 33 links). Dies bedeutet, dass große Unterschiede in der Schneebedeckung westlich und östlich des Urals mit einer erhöhten *blocking*-Frequenz über dem Nordatlantik einhergehen. Gleichzeitig ist über Osteuropa weniger *blocking* zu beobachten. Dieses Muster fördert Vorstöße kontinentaler Kaltluft aus Nordosten nach Mitteleuropa. Betrachtet man die Unterschiede in der Schneebedeckung in den Monaten Oktober und Dezember, so ist dieses Differenzmuster im Oktober nicht erkennbar und im Dezember schwächer ausgeprägt, insbesondere in Osteuropa. Dies bedeutet, dass die Unterschiede in der Schneebedeckung westlich und östlich des Urals im November die höchste Vorhersagekraft für *blocking* haben. Der Vergleich von mehreren Drei-Monats-Zeiträumen hat erbracht, dass für die Periode Januar-März der Zusammenhang am stärksten ausgeprägt ist. Ein möglicher Grund für die geringe Auswirkung der November-Schneebedeckung auf die *blocking*-Frequenz im Dezember ist eine Wechselwirkung mit dem stratosphärischen Polarwirbel, der als Empfänger des Schneesignals von Wegmann et al. (2020) aufgeführt wird. Da es jeweils zwei bis drei Wochen dauert, bis ein Signal aus der Troposphäre den Polarwirbel beeinflusst und diese Veränderung sich vom Polarwirbel auf die Troposphäre überträgt, ist dieser Erklärungsansatz plausibel.

Untersucht man nun die in ERA5 betrachtete Beziehung in den ausgewählten CMIP6-Simulationen, findet man, dass diese die Beziehung zwischen der Schneebedeckung im November und *blocking* im Zeitraum Januar bis März nicht wiedergeben können. Teilweise dreht sich die räumliche Verteilung der Differenzen der *blocking*-Frequenz sogar um wie beim CNRM-CM6 (Abbildung 33 Mitte). Ausnahmen stellen das IPSL und die 1. Realisierung des CESM-WACCM (siehe Anhang) dar, wo die räumliche Verteilung relativ gut mit ERA5 übereinstimmt, auch wenn die Signifikanz der Differenzen relativ stark unterschätzt wird wie beispielhaft für das IPSL gezeigt wird (Abbildung 33 rechts). Eine Übersicht über die Beziehungen zwischen der Schneebedeckung im November und blockierenden Wetterlagen in den Monaten Januar bis März ist in Anhang Fc in Abbildung 37 zu finden. Eine mögliche Unsicherheitsquelle ist, dass nach der Erklärung von Wegmann et al. (2020) der Prozess über die Stratosphäre läuft. Da Wechselwirkungen mit der Stratosphäre sehr komplex sind und die vertikale Auflösung der Stratosphäre in Klimamodellen allgemein relativ niedrig ist, überrascht es nicht besonders, dass die Beziehung zwischen der Schneebedeckung im November und blockierenden Wetterlagen im Zeitraum Januar bis März in den Modellen unzureichend und innerhalb eines Modells inkonsistent simuliert wird.

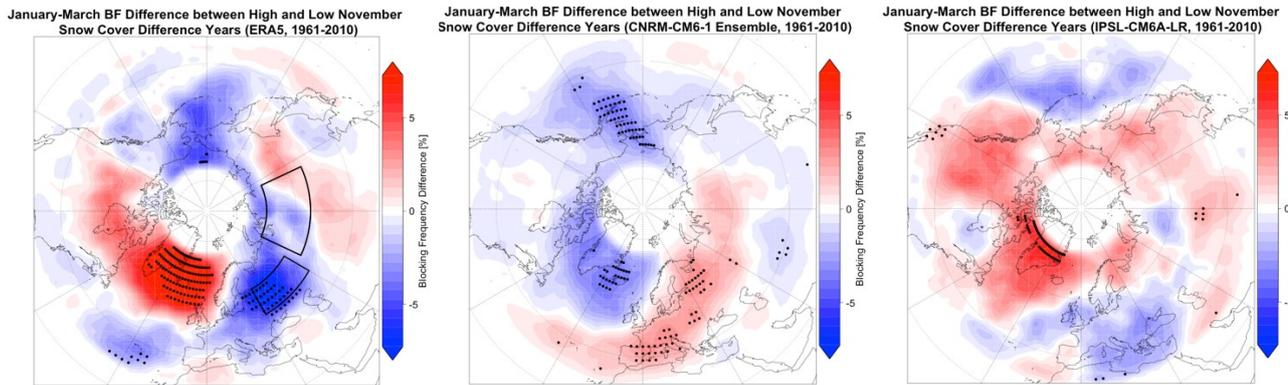
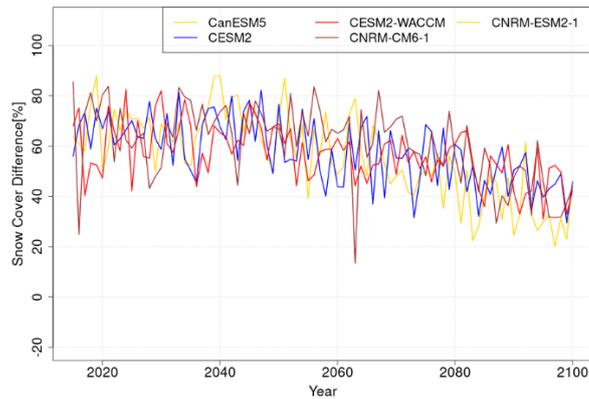


Abbildung 33: Differenz der *blocking*-Frequenz der Monate Januar bis März zwischen Jahren mit großen und kleinen Unterschieden der Schneebedeckung westlich (50° - 60° N, 30° - 60° O) und östlich (55° - 70° N, 65° - 115° O) des im November in ERA5 (links), CNRM-CM6-1 (Mitte) sowie IPSL-CM6A-LR (rechts). Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau. Die beiden Boxen in der linken Abbildung kennzeichnen die Regionen, zwischen denen die Differenz der Schneebedeckung berechnet wird.

Für die Zukunft zeigen die Simulationen im SSP5-8.5-Szenario teilweise entgegengesetzte Trends. Während in Simulationen mit anfangs hohen Differenzen der Schneebedeckung die Unterschiede geringer werden, vergrößern sie sich in den Simulationen, die sich in der Historie um 0 bewegt haben (HadGEM, EC-Earth, UKESM, Abbildung 34). Insgesamt konvergiert die Differenz der Schneebedeckung in Richtung 40-60%. Insgesamt nimmt die jährliche Variabilität ab. Das Konvergieren der Differenzen der Schneebedeckung könnte darauf zurückzuführen sein, dass in den Simulationen, die anfangs um 0 liegen, in erster Linie die Schneebedeckung westlich des Urals abnimmt, was die Differenz erhöht. In Simulationen mit anfangs großer Differenz war die Schneebedeckung westlich des Urals bereits gering. Mit einer Abnahme der Schneebedeckung östlich des Urals würde sich die Differenz reduzieren.

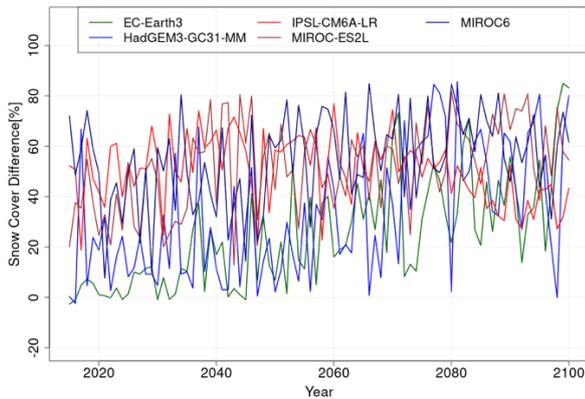
**Difference Siberian - East European Snow Cover in November
in CMIP6 Scenario SSP5-8.5**



a)

b)

**Difference Siberian - East European Snow Cover in November
in CMIP6 Scenario SSP5-8.5**



c)

**Difference Siberian - East European Snow Cover in November
in CMIP6 Scenario SSP5-8.5**

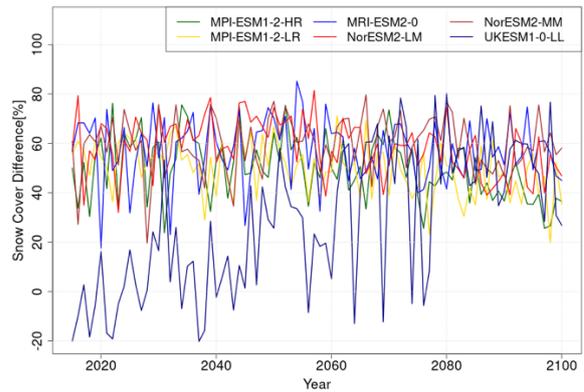
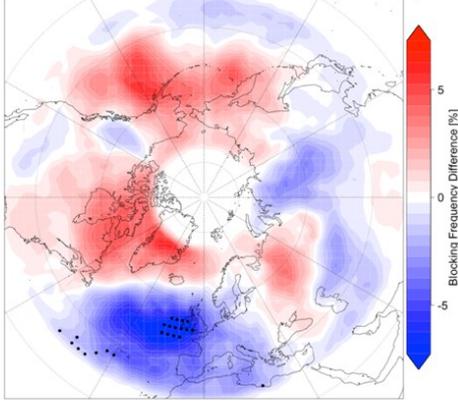


Abbildung 34: Wie in Abbildung 32 die Differenz in der mittleren Schneebedeckung, aber in CMIP6-Simulationen einer SSP5-8.5-Zukunft.

Betrachtet man die Differenzen der *blocking*-Frequenz der Monate Januar bis März zwischen Monaten mit großen und kleinen Unterschieden bei der Schneebedeckung westlich und östlich des Urals im November, sind erhebliche Änderungen im Vergleich zur Historie festzustellen. Dabei ergibt sich jedoch kein einheitliches Bild. So ist das Muster der Differenzen der *blocking*-Frequenz im CNRM-CM6 gegenüber der Historie im europäisch-atlantischen Raum nahezu umgedreht und ähnelt nun dem Muster in ERA5 (Abbildung 35 links). Ähnlich große Veränderungen lassen sich für das IPSL feststellen, allerdings in die andere Richtung (Abbildung 35 rechts). Das bedeutet, dass im IPSL in der Zukunft nun über dem Atlantik negative Differenzen der *blocking*-Frequenz simuliert werden, was konträr zum historischen IPSL und ERA5 ist. Somit lässt sich festhalten, dass für die Zukunft keine Aussage über die Vorhersagekraft der Schneebedeckung westlich und östlich des Urals auf blockierende Wetterlagen in den Monaten Januar bis März getroffen werden kann. Eine Übersicht über alle Simulationen ist in Anhang Fc in Abbildung 39 zu finden.

Jan-March BF Difference between High and Low November Snow Cover Difference Years (CNRM-CM6-1, SSP5-8.5, 2051-2100)



Jan-March BF Difference between High and Low November Snow Cover Difference Years (IPSL-CM6A-LR, SSP5-8.5, 2051-2100)

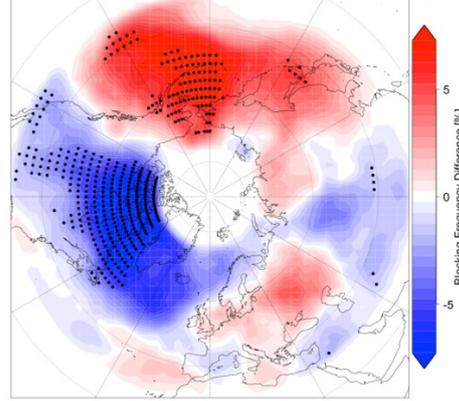


Abbildung 35: Wie Abbildung 33, aber für CNRM-CM6-1 (links) und IPSL-CM6A-LR (rechts) in einer SSP5-8.5-Zukunft.

Neben der Schneebedeckung in Eurasien ist die Meereisbedeckung in der Barents-Kara-See als weiterer Teil der Kryosphäre ein Treiber für blockierende Wetterlagen in verschiedenen Regionen Europas. Die Meereisbedeckung in der Barents-Karasee beeinflusst die *blocking*-Frequenz im Sommer, wie im Folgenden gezeigt wird. Entscheidend ist dabei die Meereisbedeckung in den Frühlingsmonaten März bis Mai, die in Abbildung 36 gezeigt wird. Es fällt auf, dass analog zur Schneebedeckung die Bedeckung bis ungefähr 1980 sich auf einem ähnlichen Niveau (70-90%) bewegte, bevor ein Rückgang begann, der ab ungefähr 1990 beschleunigt wurde. Dabei war die interannuelle Variabilität mit Schwankungen von bis zu 10% vor 1980 moderat ausgeprägt, nahm mit Beginn des Abnahmetrends aber zu, sodass die Differenz zwischen zwei aufeinanderfolgenden Jahren bis zu 15% betrug. Des Weiteren liegen die Werte in 20CR über denen in ERA-20C, die wiederum höher als in ERA5 sind. Diese Tendenz bestätigt auch die Analyse der Zeitserien bei der Schneebedeckung (siehe Abbildung 28). Das spricht dafür, dass die Ausdehnung von Schnee- und Eisflächen in 20CR generell am größten und in ERA5 generell am kleinsten ist. Ein exakter Vergleich ist jedoch schwierig, da bei der Schneebedeckung die ERA-20C- und ERA5-Werte von Schneehöhe in Schneebedeckung und bei der Eisbedeckung die 20CR-Werte von der Dicke der Eisschicht in Eisbedeckung umgerechnet werden mussten. Die Korrelationen weisen sehr hohe Werte auf (Tabelle 7). Der Vergleich der CMIP6-Simulationen mit den Reanalysen zeigt, dass die meisten Modelle die Größenordnung, die in den Reanalysen gezeigt wird, relativ gut darstellen können. Auch die jährlichen Schwankungen, die teils um die 10% betragen, werden von den meisten Modellen erfasst, teilweise sogar leicht überschätzt. Eine Ausnahme stellt das GISS dar, wo fast keine Schwankungen vorhanden sind. Analog zu den Reanalysen lässt sich ungefähr ab 1980 ein Rückgang erkennen, der von einigen Modellen auch in der Größenordnung korrekt simuliert, in einigen Modellen aber auch unterschätzt wird.

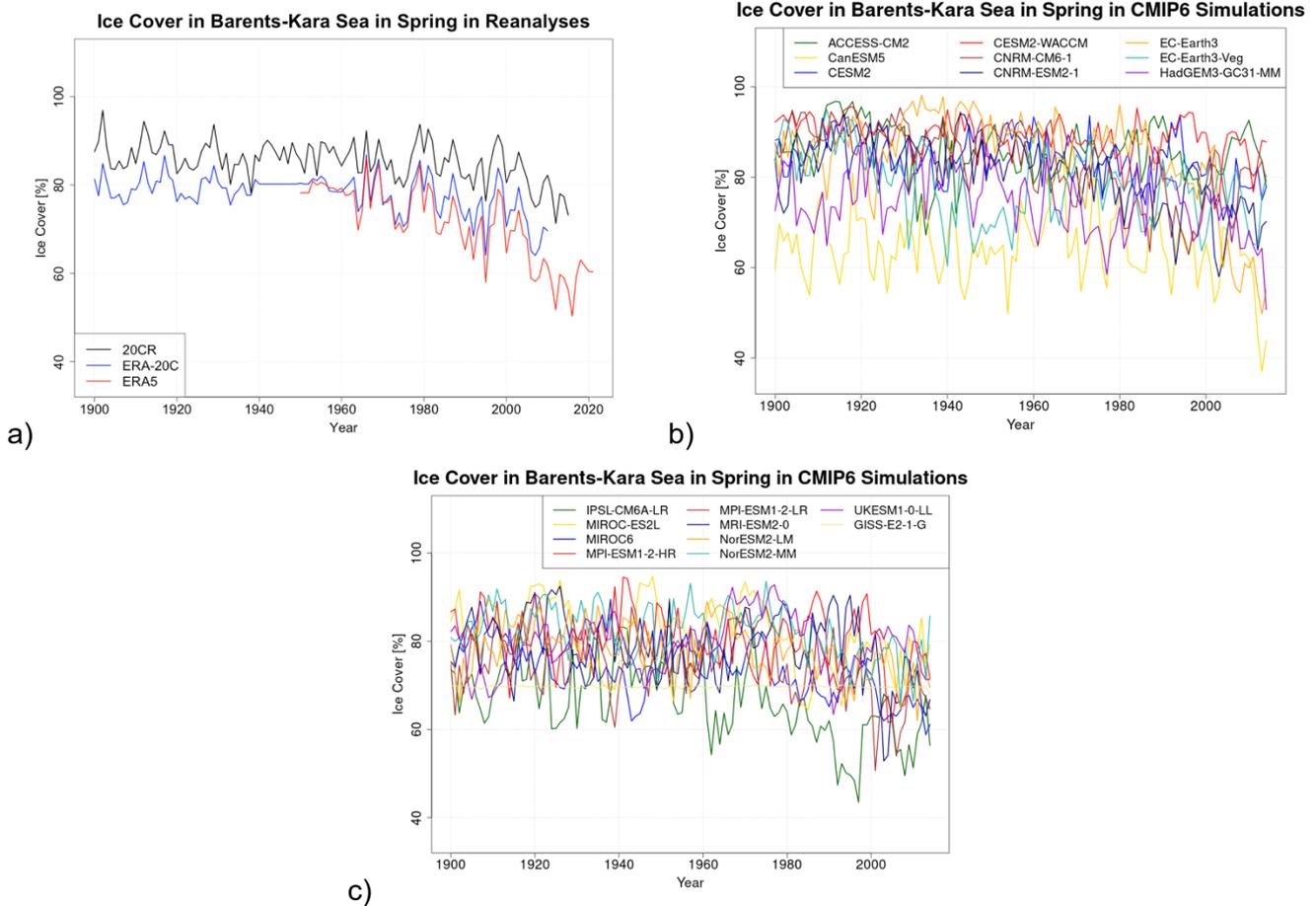


Abbildung 36: Eisbedeckung in der Barents-Karasee (68°-85°N, 25°-100°O) in den Monaten März bis Mai in Reanalysen (a) und CMIP6-Simulationen (b,c). Zur besseren Übersichtlichkeit werden die Zeitserien der CMIP6-Simulationen in 2 Graphen gezeigt.

Tabelle 7: Korrelationen zwischen den Eisbedeckungen in den Reanalysen.

ERA-20C / ERA5	ERA-20C / 20CR	20CR / ERA5
0,96	0,88	0,89

Die Berechnung der Differenz der Sommer-*blocking*-Frequenz zwischen Jahren mit hoher und niedriger Meereisbedeckung im Frühling zeigt überwiegend positive Differenzen über Eurasien in ERA5 (Abbildung 37 links). Dies bedeutet, dass eine erhöhte Meereisbedeckung über der Barents-Karasee im Frühling mit dem verstärkten Auftreten von *blocking* über Eurasien im Sommer einhergeht. Im Bereich der Britischen Inseln herrschen dagegen negative Differenzen vor, was weniger *blocking* bei erhöhter Meer-eisbedeckung bzw. mehr *blocking* bei verringerter Meereisbedeckung bedeutet. Dieses Ergebnis ist insofern überraschend, da Zhang et al. (2020) den Anstieg des Geopotentials über Osteuropa und eine Zunahme von Hitzewellen insbesondere in Osteuropa in den letzten Jahrzehnten mit dem Rückgang des Meereises in Verbindung setzen. Da ein Anstieg des Geopotentials ein Hinweis auf mehr *blocking* sein kann, stehen unsere Ergebnisse im Widerspruch zu Zhang et al. (2020).

Betrachtet man die Differenzen der Sommer-*blocking*-Frequenz zwischen Jahren mit hoher und niedriger Meereisbedeckung im Frühling in den ausgewählten CMIP6-Simulationen, lassen sich in einigen Simulationen Ähnlichkeiten zu ERA5 finden. So findet man im IPSL ähnlich zu ERA5 positive Differenzen der *blocking*-Frequenz über Eurasien und negative Differenzen bei den Britischen Inseln (siehe Abbildung 37 Mitte). Allerdings weichen die Muster in einigen Simulationen auch deutlich von ERA5 ab.

So sind im EC-Earth3-Veg über Eurasien signifikant negative Differenzen zu finden (Abbildung 37 rechts). Eine Übersicht über die Differenzen der *blocking*-Frequenz in allen Simulationen ist in Anhang Fc in Abbildung 40 zu finden. Der Vergleich zwischen ERA5 und den Simulationen zeigt, dass diese bei der Eisbedeckung die in der Reanalyse festgestellten Zusammenhänge nur teilweise darstellen können.

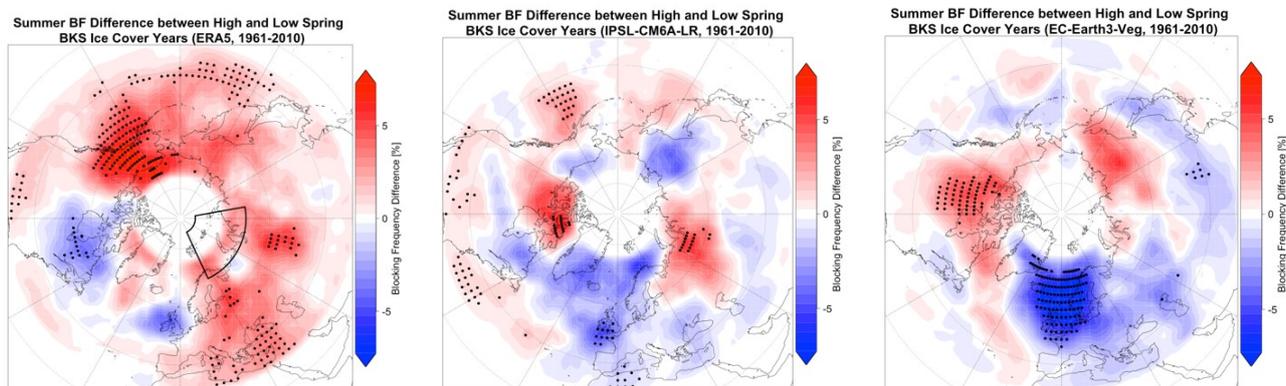


Abbildung 37: Differenz der Sommer-*blocking*-Frequenz zwischen Jahren mit hoher und niedriger Eisbedeckung in der Barents-Karasee (68°-85°N, 25°-100°O, gekennzeichnet durch Box in der linken Abbildung) in den Monaten März bis Mai (1961-2010) in ERA5 (links), IPSL-CM6A-LR (Mitte) und NorESM-LM (rechts). Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau.

Für die Zukunft simulieren die Modelle einen deutlichen Rückgang der Meereisbedeckung (Abbildung 38). Dabei gibt es allerdings einige Unterschiede bezüglich der Geschwindigkeit des Rückgangs und der Meereseisbedeckung am Ende des 21. Jahrhunderts. So simulieren das CanESM und das UKESM bereits gegen Mitte des Jahrhunderts weitestgehend Eisfreiheit, während beide NorESM gegen Ende des 21. Jahrhunderts noch ca. 40% Meereisbedeckung simulieren.

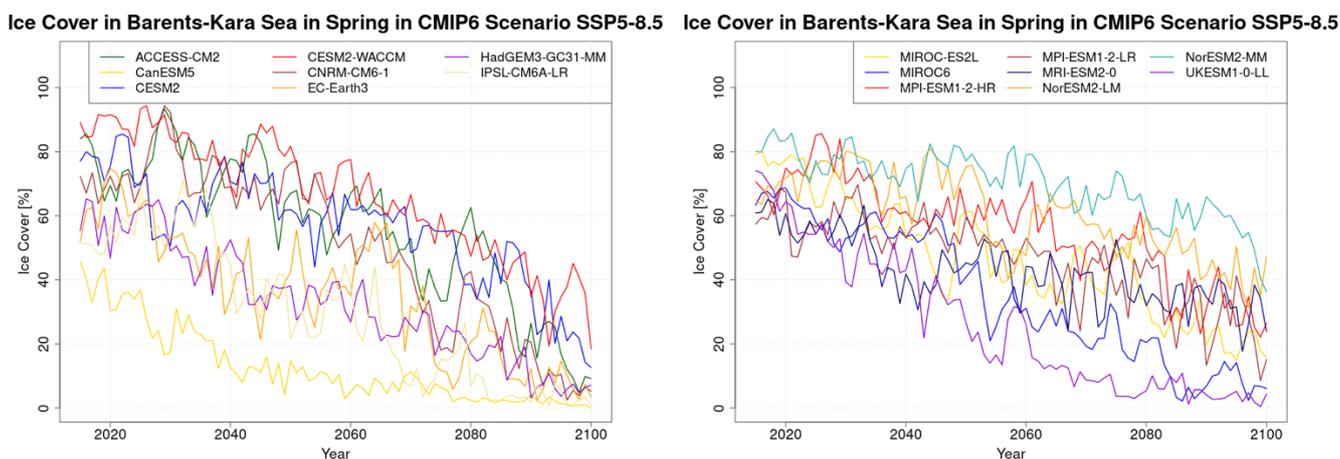


Abbildung 38: Wie Abbildung 36, aber in CMIP6-Simulationen einer SSP5-8.5-Zukunft.

Für die Zukunft simulieren die Modelle (Eisbedeckung in EC-Earth3-Veg für Zukunft nicht verfügbar) in Teilen Sibiriens deutlich weniger positive Differenzen der *blocking*-Frequenz zwischen Jahren mit hoher und niedriger Eisbedeckung als in der Historie. Dafür zeigen einzelne Modelle wie das ACCESS negative Differenzen in Sibirien (Abbildung 39 links). Dies bedeutet, dass bei niedriger Eisbedeckung vermehrt *blocking* in Sibirien auftritt. Andere Simulationen zeigen dagegen deutlich kleinere Differenzen als in der Historie, die zudem regional begrenzt sind, sodass sich kein klares Muster erkennen lässt wie bei MPI-HR

(Abbildung 39 Mitte) oder NorESM-LM (Abbildung 39 rechts). Somit ergibt sich für die Zukunft kein klares Bild. Eine Übersicht über alle Simulationen ist in Anhang Fc in Abbildung 42 zu finden.

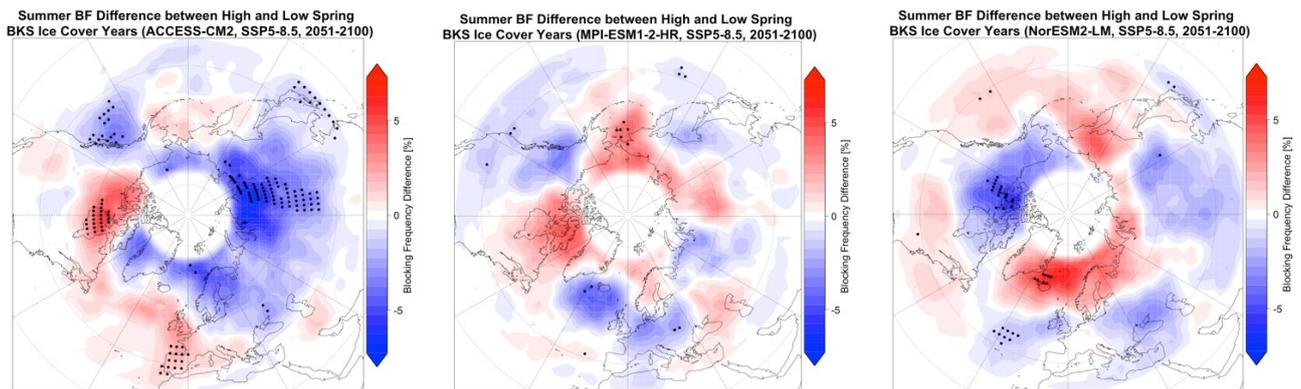


Abbildung 39: Wie Abbildung 37, aber in Simulationen mit ACCESS-CM2 (links), MPI-ESM1-2-HR (Mitte) und NorESM2-LM (rechts) einer SSP5-8.5-Zukunft.

6.2.4 Kombination von mehreren Treibern

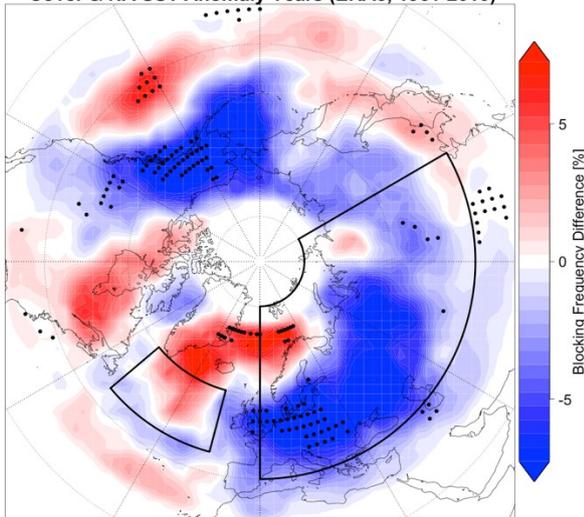
Abschließend wurde untersucht, inwiefern die Kombination von mehreren Treibern im Zusammenhang mit der Häufigkeit blockierender Wetterlagen steht. Die Annahme eines Überlagerungseffekts beruht darauf, dass mehrere Treiber auf die *blocking*-Frequenz in derselben Jahreszeit wirken, zum Beispiel die SST-Anomalien und die Schneebedeckung in Eurasien auf die *blocking*-Frequenz im Frühling. Im Folgenden betrachten wir diese Beziehung, genauso wie die Kombination der November-Schneebedeckung westlich und östlich des Urals mit der AMV. Für andere Kombinationen wurde nicht von einem Überlagerungseffekt ausgegangen, da die Treiber entweder auf die *blocking*-Frequenz in unterschiedlichen Jahren wirken oder die Treiber zu abhängig voneinander sind (AMV und SST-Anomalien im Erwärmungsloch).

Kombination aus Schneebedeckung in Eurasien und SST-Anomalien im Erwärmungsloch im März (Abbildung 40 links): Die Anomalien sind ähnlich, jedoch stärker ausgeprägt als bei den Einzelbetrachtungen. Interessanterweise ist die Signifikanz der Unterschiede trotz größerer Abweichungen nicht so großflächig wie bei der Schneebedeckung. Dies ist auf die geringere Anzahl der betrachteten Jahre zurückzuführen, da beide Treiber gleichzeitig kleiner als das 25. Perzentil oder größer als das 75. Perzentil sein müssen. Dennoch sind die größeren Differenzen ein Hinweis, dass die Treiber sich überlagern und somit verstärken.

Kombination aus AMV und Schneebedeckung westlich und östlich des Urals (Abbildung 40 rechts): Auch hier ist die räumliche Verteilung der Differenzen der *blocking*-Frequenz ähnlich wie in der Einzelbetrachtung der Treiber. Gleichzeitig sind die Differenzen größer bei verringerter Signifikanz, was auch hier auf die kleinere Stichprobe zurückzuführen ist.

Auf eine Betrachtung der Beziehungen zwischen kombinierten Treibern und *blocking* in den CMIP6-Simulationen verzichten wir aus Gründen der Übersichtlichkeit an dieser Stelle, zumal die Betrachtung der einzelnen Treiber gezeigt hat, dass die CMIP6-Simulationen erheblich von den Reanalysen abweichen.

Spring BF Difference between High and Low March EUR Snow Cover & NA SST Anomaly Years (ERA5, 1961-2010)



January-March BF Difference between High and Low AMV & November Snow Cover Difference Years (ERA5, 1961-2010)

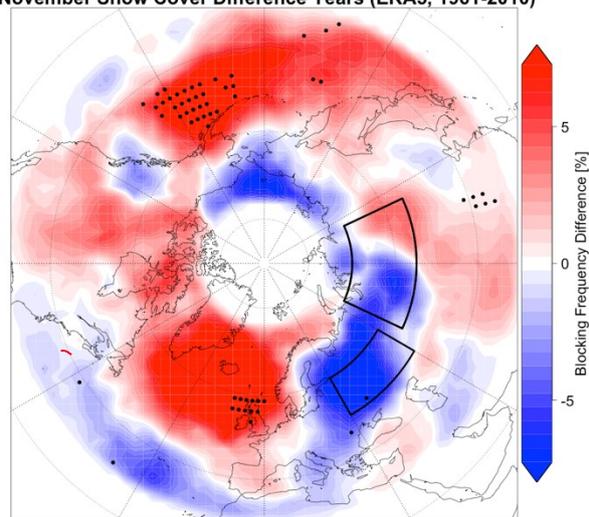


Abbildung 40: Differenz der Frühlings-*blocking*-Frequenz zwischen Jahren mit hoher Schneebedeckung in Eurasien sowie schwach ausgeprägtem Erwärmungsloch im März und Jahren mit niedriger Schneebedeckung sowie stark ausgeprägtem Erwärmungsloch im März in ERA5 (links). Differenz der *blocking*-Frequenz der Monate Januar bis März zwischen Jahren mit großen Unterschieden der Schneebedeckung westlich und östlich des Urals im November sowie positiver AMV und Jahren mit kleinen Unterschieden der Schneebedeckung westlich und östlich des Urals im November sowie negativer AMV (1961-2010) in ERA5 (rechts). Punkte kennzeichnen Signifikanz auf dem 5%-Niveau.

6.2.5 Fazit zu Treibern und *blocking*

- Es wurden verschiedene statistische Zusammenhänge zwischen Treibern und *blocking* gefunden, die im Folgenden in Tabelle 8 zusammengefasst werden. Anhand der Trends der Treiber in den Reanalysen werden die Trends der *blocking*-Frequenz in die Zukunft extrapoliert und dabei angenommen, dass der statistische Zusammenhang unverändert auch in der Zukunft besteht.

Tabelle 8: Übersicht über die untersuchten Zusammenhänge zwischen Treibern und *blocking* und den daraus abgeleiteten, extrapolierten Trends der *blocking*-Frequenz in der Zukunft.

Treiber	Jahreszeit, in der <i>blocking</i> -Frequenz beeinflusst wird	Trend des Treibers	Extrapolierte Auswirkungen auf <i>blocking</i>
AMV	Winter, Frühling, Sommer	Übergang in negative Phase	Weniger <i>blocking</i> über Nordatlantik, mehr über Europa
	Herbst	Übergang in negative Phase	Weniger <i>blocking</i> über Europa

Treiber	Jahreszeit, in der <i>blocking</i> -Frequenz beeinflusst wird	Trend des Treibers	Extrapolierte Auswirkungen auf <i>blocking</i>
Atlantisches Erwärmungsloch	Winter	Intensivierung des Erwärmungslochs	Weniger <i>blocking</i> über Nordatlantik, mehr über Osteuropa
	Frühling, Sommer	Intensivierung des Erwärmungslochs	Weniger <i>blocking</i> über Nordatlantik, mehr über Europa
	Herbst	Intensivierung des Erwärmungslochs	Weniger <i>blocking</i> über Skandinavien, sonst geringe Auswirkungen
Eurasische Schneebedeckung	Frühling	Abnahme der Schneebedeckung	Weniger <i>blocking</i> über Nordatlantik und Nordskandinavien, mehr über Mittel- und Osteuropa
Differenz der Schneebedeckung westl/östl. des Urals	Monate Januar-März	Kein eindeutiger Trend	Keine Änderung
Meereisbedeckung Barents-Kara-See	Sommer	Abnahme der Meereisbedeckung	Weniger <i>blocking</i> über Eurasien

- Treibereinflüsse können sich verstärkend überlagern.
- Die CMIP6-Klimamodelle simulieren die Zusammenhänge zwischen Treibern und *blocking*, die in den Reanalysen deutlich geworden sind, unzureichend (siehe auch Tabelle 9 und Tabellen in Anhang F). Einzig der Zusammenhang zwischen der März-Schneebedeckung und Frühlings-*blocking* wurde relativ gut simuliert. Bei Modellen, wo für das historische Klima mehrere Realisierungen ausgewertet wurden, ergaben sich auch erhebliche Unterschiede zwischen den einzelnen Realisierungen. Dadurch ist es im Rahmen des Projekts nicht möglich, projizierte Veränderungen der Treiber in CMIP6-Simulationen für die *blocking*-Projektion zu nutzen oder *blocking*-Projektionen der CMIP6-Modelle zu interpretieren.

Tabelle 9: Übersicht über die Rankings der einzelnen CMIP6-Simulationen für alle Treiber. Die Zahlen geben die Platzierung im jeweiligen Ranking an. „--“ bedeutet, dass das entsprechende Modell an dem Ranking nicht teilnehmen konnte, da der untersuchte Parameter nicht verfügbar ist. Die Auflistung in dieser Tabelle erfolgt alphabetisch.

Modell	AMV	Dez-Erwärmungsloch	März-Schnee	Nov-Schnee	BKS-Eis
ACCESS-CM2	4	3	--	--	5
CNRM-CM6-1	1	7	1	4	7
CESM2-WACCM	6	6	3	3	1
EC-Earth3-Veg	5	4	--	--	3
IPSL-CM6A-LR	3	2	2	1	2
MPI-ESM1-2-HR	7	5	5	2	4
NorESM2-LM	2	1	3	5	6

7 Klimaextreme

In diesem Kapitel werden die Extremereignisse Hitzewellen, Starkregen und Flauten definiert und ihre Klimatologien präsentiert. Es werden die Klimatologien der Extremereignisse in den Reanalysen mit den Klimatologien in den am Ende von Kapitel 4 ausgewählten Modellen (ACCESS-CM2, CESM2-WACCM, CNRM-CM6-1, EC-Earth3-Veg, IPSL-CM6A-LR, MPI-ESM1-2-HR und NorESM2-LM) verglichen. Das EC-Earth3-Veg wurde zudem zum Antreiben einer regionalen Klimasimulation verfeinerter räumlicher Auflösung mit COSMO-CLM verwendet, die im Folgenden mit CCLM-EC-Earth3-Veg bezeichnet wird.

7.1 Temperaturextreme

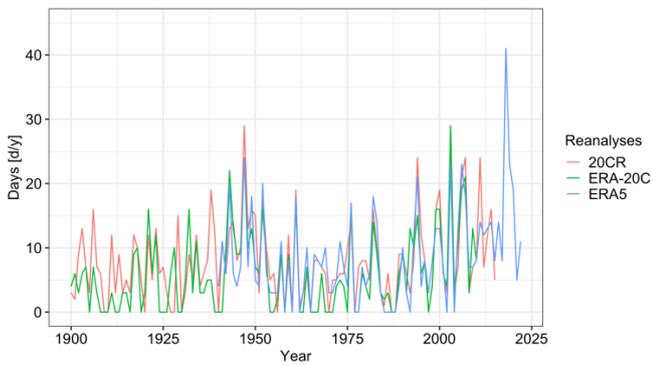
Temperaturextreme entstehen bzw. werden intensiviert durch drei Prozesse: Advektion von kalten oder warmen Luftmassen, erhöhte solare Ein- und Ausstrahlung und Erwärmung infolge absinkender Luftmassen. Diese Prozesse werden durch blockierende Wetterlagen begünstigt. Während im Winter die Advektion von kalten Luftmassen aus Norden oder Osten im Randbereich eines *blocks* wichtig ist, dominieren im Sommer Erwärmung durch Absinken und die solare Einstrahlung im *block*-Zentrum bei der Entstehung von Hitzewellen. Austrocknen der Böden und dadurch höherer fühlbarer Wärmefluss intensiviert die Hitze. Kälteanomalien treten oftmals südlich des Zentrums sowie stromabwärts (südöstlich) eines *blocks* auf. Während *blocking* im Sommer und Winter für absolute Extreme (Jahreshöchst- oder Jahrestiefsttemperaturen) sorgt, spielen in den Übergangsjahreszeiten Frühling und Herbst große saisonale Anomalien eine Rolle (z.B. bei der Entwicklung der Vegetation).

Um in Kapitel 8.1 einen Zusammenhang zwischen Hitzewellen und blockierenden Wetterlagen herzustellen, verwendeten wir die Definition von Russo et al. (2014), die eine Hitzewelle als das Überschreiten des 90. Tagesperzentils an mindestens drei aufeinanderfolgenden Tagen im jeweiligen Datensatz definiert. Damit war die ganzjährige Identifikation von Hitzewellen möglich. Referenzperiode für die Berechnung der Perzentile war der Zeitraum 1981-2010. Zusätzlich zu der Identifikation von Hitzewellen berechneten Russo et al. (2014) noch die Magnitude, die Dauer und Intensität von Hitzewellen. Die Berechnung wird in Anhang Gb beschrieben. Damit ist es auch möglich, besonders starke Hitzewellen zu identifizieren. Allerdings funktioniert die Berechnung der Magnitude nur für Sommerhitzewellen, da die Berechnung auf Jahreshöchstwerten basiert, die im Sommer auftreten. Eine Betrachtung von Kälteextremen und *blocking* erfolgte im Rahmen dieses Projekts nicht, wurde jedoch von Gotsch (2024) in einer BSc-Arbeit durchgeführt.

7.1.1 Sommerhitzewellen

Abbildung 41 vergleicht die jährliche Tageanzahl mit Hitzewellen in Reanalysen (links) und CMIP6-Simulationen (rechts) im Sommerhalbjahr (April bis September) in der Mitte Deutschlands. Bei der Betrachtung der Reanalysen fällt auf, dass bereits in den 1940er-Jahren vermehrt Hitzewellen und dann wieder ab den 1980ern aufgetreten sind. Besonders sticht dabei das Jahr 2018 mit etwas mehr als 40 Hitzewellen-Tagen heraus. Somit ist eine hohe interannuelle und eine gewisse multidekadische Variabilität erkennbar. Betrachtet man die Tage mit Hitzewellen in den CMIP6-Simulationen (Abbildung 41 rechts), erkennt man, dass die meisten Modelle schon zu Beginn des 20. Jahrhunderts mehr als 20 Hitzewellen-Tage im Sommerhalbjahr zeigen, was sich in den Reanalysen erst nach 1940 findet. Dennoch ist ein Anstieg der Hitzetagezahl zum Ende des letzten Jahrhunderts in den Simulationen erkennbar. Eine Ausnahme stellt das NorESM dar, das bis ca. 1950 überhaupt keine Hitzewellen berechnet, anschließend aber einen deutlichen Positivtrend aufweist. Grundsätzlich können die Modelle die Anzahl der Hitzewellen-Tage in ihrer Größenordnung und mit dem positiven Trend abbilden.

Number of Days with Heatwave in Central Germany (Apr-Sep)



Number of Days with Heatwave in Central Germany (Apr-Sep)

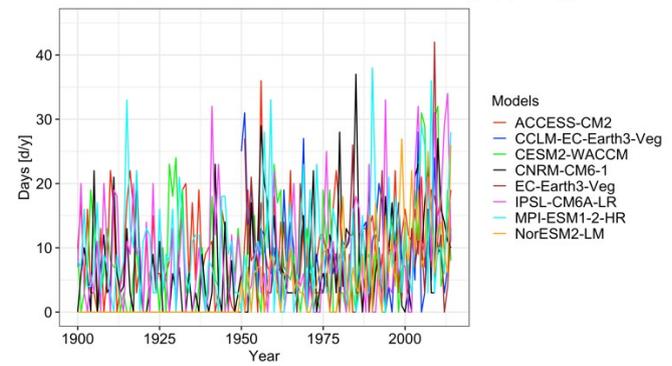
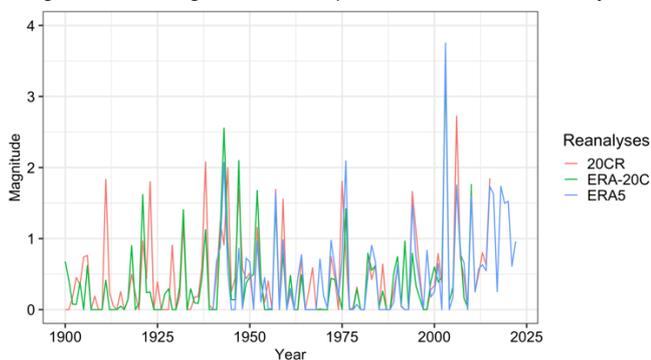


Abbildung 41: Anzahl der Tage mit Hitzewellen im Sommerhalbjahr (April bis September) in Reanalysen (links) und CMIP6-Simulationen (rechts) in der Mitte Deutschlands (51°N, 10°O). Aufgrund unterschiedlicher Rechengitter der Modelle können die Koordinaten des gewählten Punktes leicht abweichen.

Die Zeitserie der Magnitude der stärksten Hitzewelle eines Jahres (Abbildung 42) lässt wieder eine multi-dekadische Variabilität erkennen. Die stärkste Hitzewelle wurde im Jahr 2003 mit einer Magnitude von über 3,5 beobachtet. Diese Grenzmagnitude entspricht bspw. einer 13-tägigen Hitzewelle, bei der die Tageshöchsttemperatur das Klimamittel der Periode 1981-2010 um 5-10 °C, im Mittel 7-8 °C überschritten hat. Bei den Klimasimulationen (Abbildung 42 rechts) fällt auf, dass analog zu der Zahl der Hitzewellentage die Magnitude weniger stark zunimmt als in den Reanalysen. Magnituden von etwa 3,5 wurden schon im letzten Jahrhundert erreicht (das MPI-HR bereits um 1915). Drei der acht Modelle simulieren keine Magnituden über 3,0.

Magnitude of strongest Heatwave per Year in Central Germany



Magnitude of strongest Heatwave per Year in Central Germany

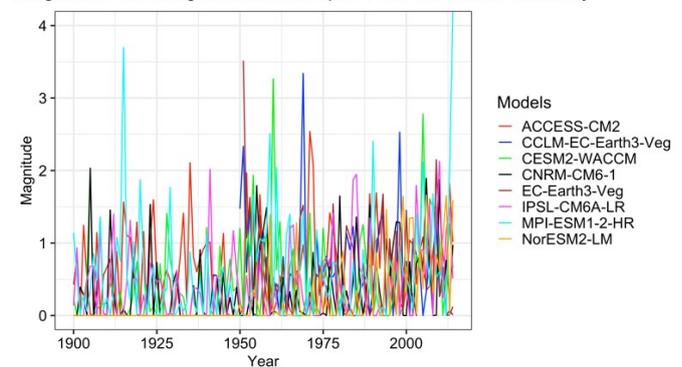


Abbildung 42: Wie Abbildung 41, aber für die Magnitude der stärksten Hitzewelle eines Jahres.

Für die SSP5-8.5-Zukunft simulieren die Klimamodelle eine deutliche Zunahme der Anzahl und Intensität von Hitzewellen. Mehrere Modelle projizieren ab ca. 2070 mehr als 100 Hitzewellentage (Abbildung 43 links) im Sommerhalbjahr. Somit wäre das Jahr 2018 mit ca. 40 Hitzewellentagen in der Zukunft kein extremes Jahr. Auch die Intensität der stärksten Hitzewellen pro Jahr (Abbildung 43 rechts) nimmt stark zu. Während die Magnitude der Hitzewelle 2003 bis ca. 2050 nur von einigen Simulationen (insbesondere CCLM-EC-Earth3-Veg) übertroffen wird, ist sie in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts Normalität und wird häufig übertroffen.

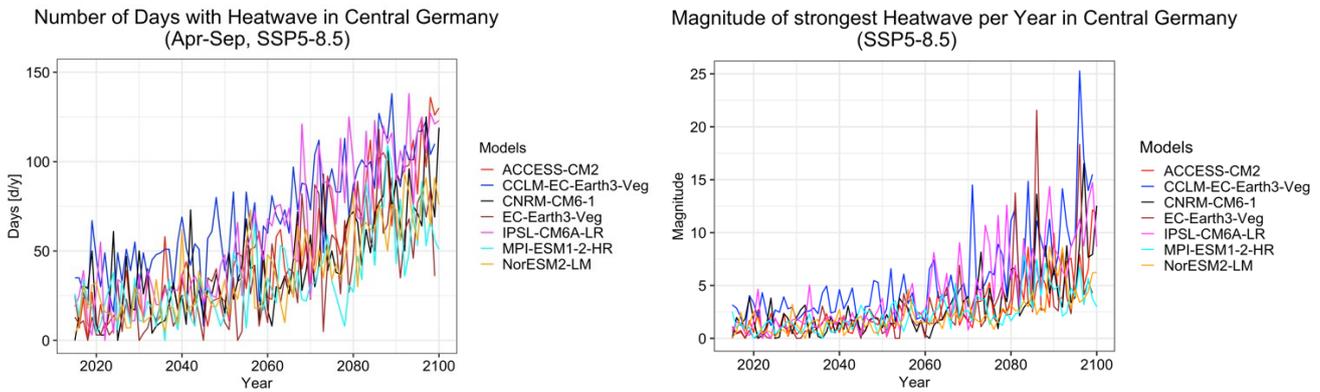


Abbildung 43: Wie Abbildung 41, aber für Anzahl der Tage mit Hitzewellen im Sommerhalbjahr (April bis September, links) und Magnitude der stärksten Hitzewelle eines Jahres (rechts) im CMIP6-Szenario SSP5-8.5.

7.1.2 Winterhitzewellen

Im Folgenden betrachten wir die Anzahl der Hitzewellentage im Winterhalbjahr (Oktober-März). Abbildung 44 links zeigt die zeitliche Entwicklung der Anzahl der Hitzewellen-Tage in den Reanalysen. Analog zum Sommerhalbjahr lässt sich nach 1980 eine Zunahme von Hitzewellen und eine gewisse multidekadische Variabilität erkennen. In den CMIP6-Simulationen des historischen Klimas wird auch die Zunahme der Winterhitzewellen unterschätzt (Abbildung 44 rechts).

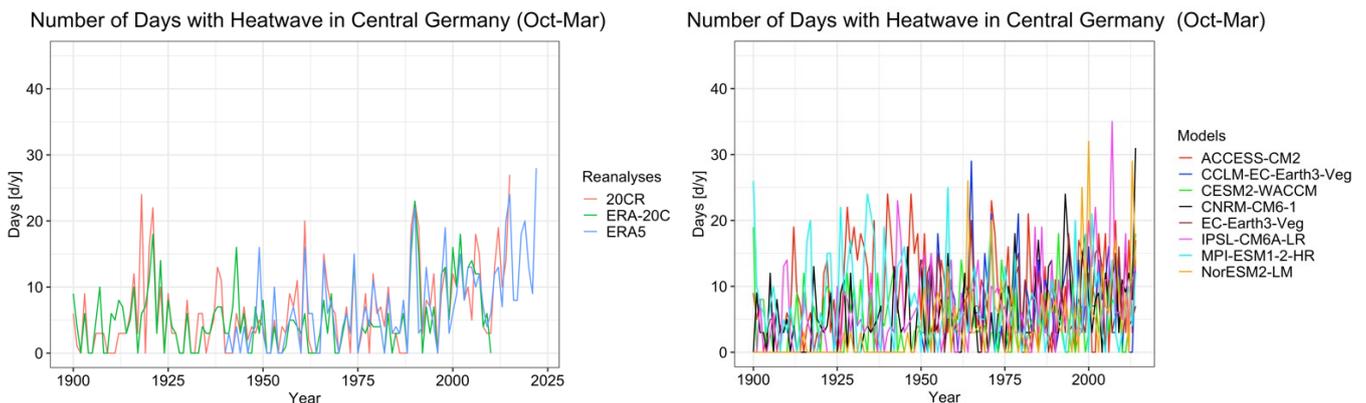


Abbildung 44: Wie Abbildung 41, aber für Anzahl der Tage mit Hitzewellen im Winterhalbjahr (Oktober bis März) in Reanalysen (links) und CMIP6-Simulationen (rechts).

Für die SSP5-8.5-Zukunft berechnen die Klimamodelle analog zum Sommerhalbjahr eine deutliche Zunahme von Hitzewellen. Dabei lassen sich erneut große Unterschiede zwischen einzelnen Simulationen feststellen (Abbildung 45). So werden zum Ende des Jahrhunderts mit 100-130 Tagen die meisten Hitzewellen-Tage vom ACCESS und IPSL simuliert, während das NorESM, das MPI-HR und das CCLM-EC-Earth3-Veg ca. 30-70 Tage berechnen.

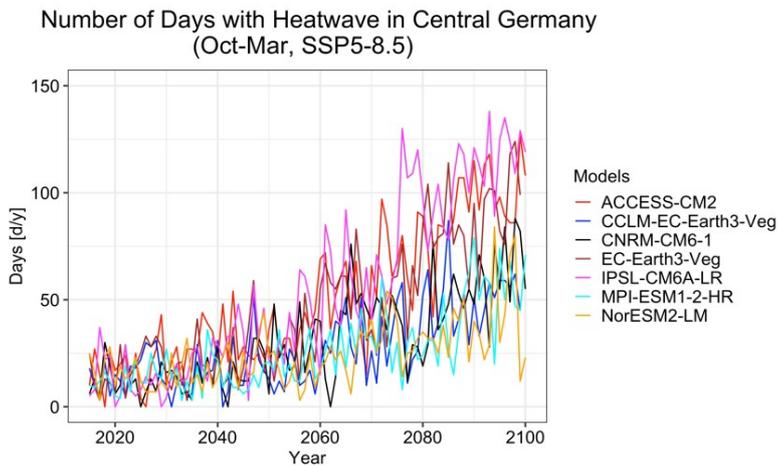


Abbildung 45: Wie Abbildung 41, aber für Anzahl der Tage mit Hitzewellen im Winterhalbjahr (Oktober bis März) im CMIP6-Szenario SSP5-8.5.

7.2 Niederschlagsextreme

Blockierende Wetterlagen führen oft zu Dürreperioden im Gebiet des stationären Hochdruckgebiets. Gleichzeitig können um den *block* herum hohe Niederschläge auftreten, was dadurch verursacht wird, dass Tiefdruckgebiete auf den immer gleichen Bahnen um das Hoch herum gelenkt werden. Sousa et al. (2017) zeigen, dass bei blockierenden Wetterlagen in Europa die positiven Niederschlagsanomalien größtenteils auf Südeuropa beschränkt sind. Zusätzlich können westlich eines *blocks* unter Advektion feuchtwarmer Luftmassen aus dem Mittelmeerraum lokale Sturzfluten durch konvektive Niederschlagsereignisse entstehen. Dies wird insbesondere begünstigt, wenn durch die Stabilität des Zirkulationsmusters in einer Region über einen längeren Zeitraum schwache Luftdruckgegensätze vorherrschen. Dies hat schwache Höhenwinde und somit eine geringe Verlagerungsgeschwindigkeit konvektiver Zellen zur Folge, was die Wahrscheinlichkeit von Starkregen erhöht.

Eine besondere Bedeutung für hochwasserträchtige Niederschlagsextreme kommt, vor allem im Osten Deutschlands, den sogenannten Vb-Tiefdruckgebieten zu. Von anderen Tiefdruckgebieten, welche für gewöhnlich über dem Atlantik oder der Nordsee entstehen und dann ostwärts ziehen, unterscheiden sich diese dadurch, dass sie aus dem Mittelmeerraum nach Nord bis Nordost ziehen. Vb-Tiefdruckgebiete sind vor allem im Sommer für Flusshochwasser verantwortlich (z.B. Hochwasser an Elbe und Donau im August 2002 und Juni 2013), während Hochwasser im Winter oft durch starke Niederschläge bei gleichzeitiger Schneeschmelze ausgelöst werden und nicht im Zusammenhang mit Vb stehen (Krug et al. 2020). Hofstätter und Blöschl (2019) zeigten, dass Vb-Ereignisse bevorzugt während negativer NAO-Phase auftreten. Dies bedeutet ein vornehmliches Auftreten von Vb-Ereignissen bei *blocking* über dem Nordatlantik und Skandinavien.

Im Folgenden wird Starkregen als das Überschreiten des 99,9. Perzentils der Niederschlagsmenge eines Tages der Referenzperiode 1981-2010 definiert. Das 99,9. Perzentil wurde verwendet, da bei der Bestimmung der Perzentile auch die Tage ohne Niederschlag in die Statistik einfließen und erst das 99,9. Perzentil extreme Niederschlagsmengen repräsentiert. In Deutschland entspricht dies einer täglichen Niederschlagsmenge von 20-60 mm, wobei die höchsten Werte am Alpenrand sowie im Bereich der südlichen Mittelgebirge auftreten (vgl. Anhang Gc Abbildung 45).

In den Reanalysen nahm die Zahl der Starkregen-Tage insgesamt mit der Zeit zu (Abbildung 46 links). Während vor 1940 noch viele Jahre ohne Starkregen verzeichnet werden konnten, nahm die Zahl der Jahre ohne Starkregen anschließend ab und zudem traten auch einzelne Jahre mit zwei Starkregen-Tagen auf. Besonders auffällig ist das Jahr 2007 mit vier Starkregen-Tagen in ERA5 und ERA-20C (ERA5-Linie überlagert ERA-20C-Linie in der Abbildung). Der Vergleich der CMIP6-Simulationen (Abbildung 46 rechts) mit den Reanalysen lässt erkennen, dass die Zahl der Starkregen-Tage pro Jahr sich in einer ähnlichen Größenordnung bewegt. Insgesamt lässt sich auch in den Simulationen eine Zunahme von Starkregen-Tagen nach 1950 feststellen. Interessant ist noch der Vergleich zwischen dem globalen EC-Earth3-Veg und dem CCLM-EC-Earth3-Veg, da im CCLM-EC-Earth3-Veg insgesamt mehr Tage mit Starkregen berechnet werden und auch die maximale Zahl pro Jahr mit drei höher ist. Dies könnte ein Effekt der höheren Auflösung sein, da dadurch regionale Ereignisse besser abgebildet werden können.

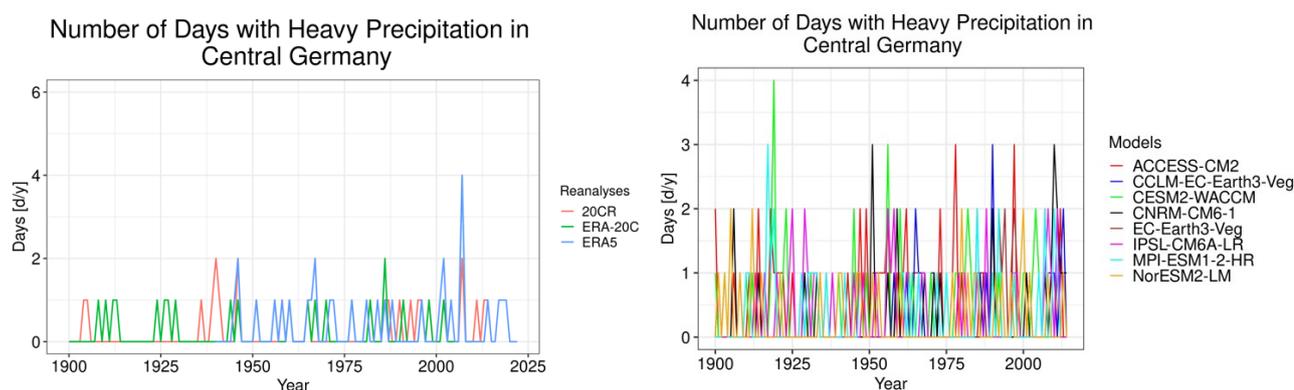


Abbildung 46: Anzahl der Starkregen-Tage pro Jahr in Reanalysen (links) und CMIP6-Simulationen (rechts) in der Mitte Deutschlands (51°N, 10°O). Aufgrund unterschiedlicher Gitter der Modelle können die genauen Koordinaten des gewählten Punktes leicht abweichen.

Für die SSP5-8.5-Zukunft simulieren die Klimamodelle eine allgemeine Zunahme von Starkregen (Abbildung 47). Besonders auffällig ist das IPSL, das nach 2090 sogar 6 Starkregen-Tage in einem Jahr simuliert. Ein weiteres Modell mit einer besonders starken Zunahme von Starkregen-Tagen gegen Ende des 21. Jahrhunderts ist das globale EC-Earth3-Veg, während das CCLM-EC-Earth3-Veg nur sehr wenige Starkregen-Tage und nie mehr als einen Tag pro Jahr berechnet. Insgesamt stimmt die projizierte Zunahme mit den Erwartungen überein, dass in einer wärmeren Atmosphäre mehr Starkregen-Ereignisse auftreten, da wärmere Luftmassen mehr Wasserdampf aufnehmen können (Clausius-Clapeyron-Beziehung) und dies zu stärkeren Niederschlägen führt.

Number of Days with Heavy Precipitation in Central Germany (SSP5-8.5)

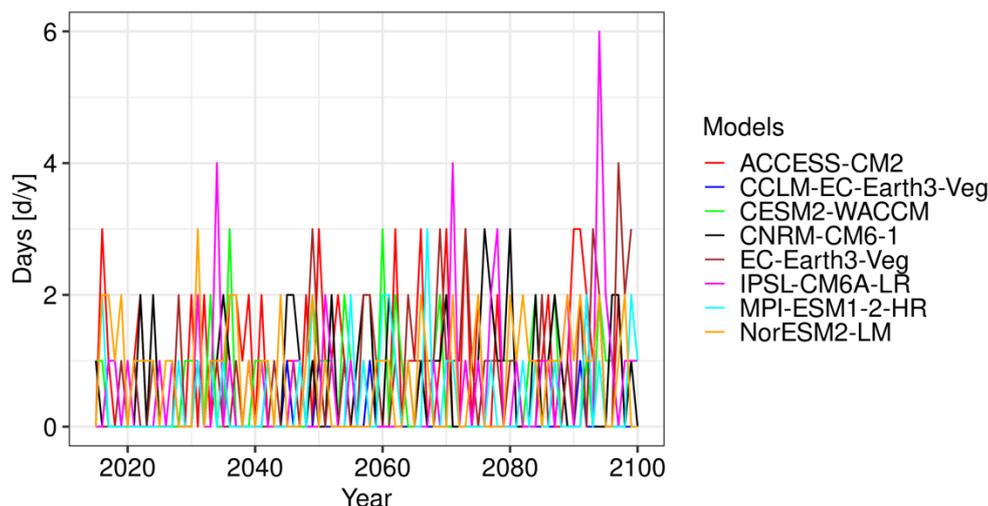


Abbildung 47: Wie Abbildung 46, aber im CMIP6-Szenario SSP5-8.5.

Um Klimatologien von Vb-Tiefs erstellen zu können, wurden im Rahmen des SPATE-Projekts (<http://www.spate-floods.com/>) mithilfe eines Algorithmus nach Hofstätter et al. (2016, 2018) Zugbahnen der Vb-Tiefdruckgebiete identifiziert. Die Datensätze wurden von C. Czakay, Goethe Univ. Frankfurt, erstellt und enthalten die Zugbahnen von Vb-Tiefs für ERA5 (1950-2021), eine mit ERA-20C angetriebene COSMO-CLM-Simulation (CCLM-ERA-20C, 1901-2010) und eine mit EC-Earth3-Veg angetriebene COSMO-CLM-Simulation (CCLM-EC-Earth3-Veg, 1951-2099). Die ERA5- und CCLM-EC-Earth-Daten werden in Czakay (2022) verwendet. Um für diese Datensätze Vb-Lagen zu identifizieren, wurde das Kriterium von Hofstätter und Blöschl (2019) angewendet, das ein Tief als Vb-Tief identifiziert, wenn der Kern den 47. Breitengrad zwischen 12°O und 22°O nordwärts überquert.

Abbildung 48 zeigt die jährliche Anzahl der Vb-Tiefdruckgebiete. Im Mittel treten ca. 5 Vb-Tiefdruckgebiete pro Jahr auf. Es ist kein positiver oder negativer Trend in ERA5 sowie CCLM-EC-Earth3-Veg und ein leicht negativer Trend in CCLM-ERA-20C erkennbar. Es ist aber eine multijährliche Variabilität erkennbar. So wurden in ERA5 um 1930, 1970 sowie um 1995 vermehrt Vb-Tiefs detektiert, während nach 1940 und nach 1980 sowie nach 2000 in ERA5 weniger Vb-Tiefs detektiert wurden. Das ungleichmäßige Auftreten wird auch in der Literatur bestätigt. So wird in Hofstätter und Blöschl (2019) von Clustern mit bis zu 21,5 Tiefdruckgebieten pro Jahr und Minima von 5,2 Tiefdruckgebieten pro Jahr berichtet. Unterschiede in der Größenordnung der Anzahl von Vb-Tiefs sind auf unterschiedliche Verfahren und Reanalysedaten zurückzuführen. Vb-begünstigende Strömungsmuster hängen mit der negativen Phase der NAO zusammen (Hofstätter und Blöschl, 2019). Dass die NAO multiannualen Schwankungen unterliegt, könnte ein Erklärungsansatz für multiannuelle Schwankungen der Häufigkeit von Vb-Ereignissen sein.

Untersucht man das Auftreten von Vb-Tiefs in CCLM-EC-Earth3-Veg, kann man feststellen, dass mit 1-13 Tiefs pro Jahr die jährliche Schwankungsbreite gut getroffen wird. Auch multidekadische Variabilität ist sichtbar.

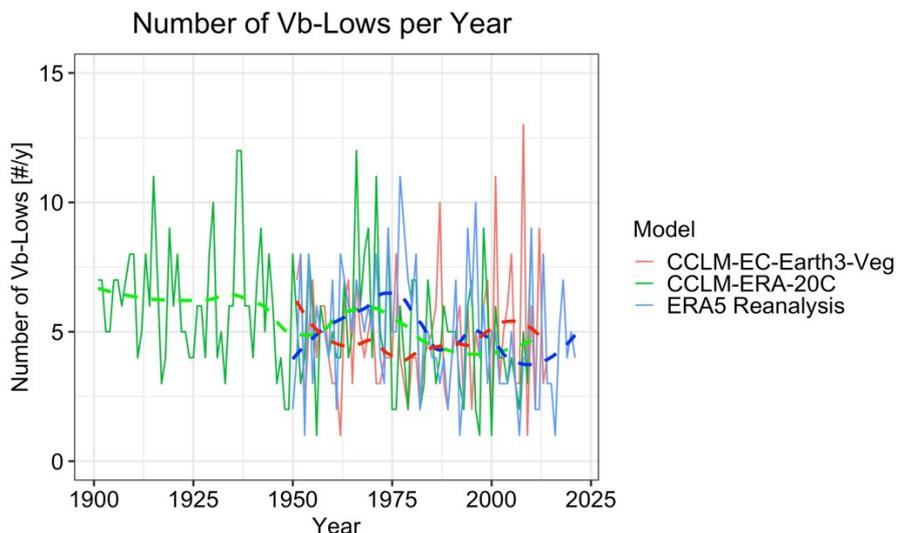


Abbildung 48: Anzahl Vb-Tiefdruckgebiete pro Jahr in ERA5, CCLM-ERA-20C und CCLM-EC-Earth3-Veg.

Für die Zukunft simuliert das CCLM-EC-Earth3-Veg (die CMIP6-Modelle sind zu grobmaschig für eine Vb-Tief-Identifikation) unter Annahme des SSP5-8.5-Szenarios einen leichten Rückgang und abgeschwächte mulidekadische Variabilität (siehe Abbildung 49). Es zeigt sich, dass trotz einer allgemeinen Abnahme auch gegen Ende des 21. Jahrhunderts noch Jahre mit einer hohen Zahl an Vb-Tiefs auftreten können. Hier wurde aber nur eine regionale Klimasimulation ausgewertet. Für ein umfassenderes Bild wäre eine größere Anzahl an Simulationen wünschenswert. Außerdem muss bedacht werden, dass bei einer verringerten Zahl an Vb-Ereignissen dies nicht eine geringere Gefahr durch Starkregen bedeutet, da in der Zukunft Niederschlag mit einem höheren konvektiven Anteil (d.h. lokal intensiver) simuliert wird (Hamouda et al., 2023).

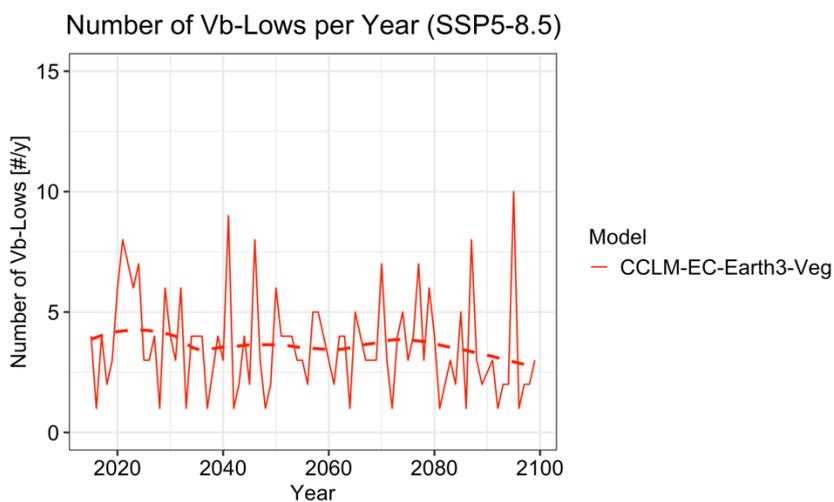


Abbildung 49: Anzahl Vb-Tiefdruckgebiete pro Jahr in CCLM-EC-Earth3-Veg im SSP5-8.5-Szenario.

7.3 Flauten

Windarme Bedingungen (Flauten) treten vornehmlich im Zentrum von blockierenden Wetterlagen auf, wo aufgrund des ausgeprägten Hochdruckgebiets geringe Druckunterschiede herrschen. Drücke et al. (2020) zeigen, dass Episoden mit geringer Energieproduktion aus Solar- und Windenergie („Dunkelflauten“) fast ausschließlich in den Wintermonaten Oktober bis Januar auftreten. Die häufigste Wetterlage nach der Hess-Brezowsky-Klassifikation während solcher Episoden ist Hoch Mitteleuropa. Sie tritt bei knapp 30% aller Episoden mit geringer erneuerbarer Energieproduktion auf.

Hier wurden Flautentage definiert als Tage, an denen die mittlere Windgeschwindigkeit unter dem 5. Perzentil der Referenzperiode 1981-2010 liegt. Da für die Windenergieproduktion die Windgeschwindigkeit in Nabenhöhe der Windräder ausschlaggebend ist, wäre die Windgeschwindigkeit in 100 m Höhe der ideale Parameter, um Flauten zu untersuchen. Da dieser Parameter aber in vielen Datensätzen nicht verfügbar ist, wird als Ersatzgröße die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe verwendet. Im Vergleich mit typischen Werten, ab denen Windkraftträder beginnen, Strom zu produzieren (ca. 3 m/s, Enercon 2019), liegt der Wert des 5. Perzentils der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe niedriger (ca. 2 m/s in Mitteldeutschland, siehe Abbildung 48 in Anhang Gd). In ERA5 ist die Windgeschwindigkeit in 100 Metern Höhe verfügbar und der Perzentilwert liegt bei 2,5 m/s und somit leicht unter dem Grenzwert, um Strom zu produzieren (nicht gezeigt).

Die Zahl der Flauten-Tage (Abbildung 50) in den Reanalysen zeigt insgesamt keinen erkennbaren Trend. Eine gewisse dekadische Variabilität ist erkennbar mit flautenärmeren Perioden um 1940 und 1990 sowie flautenreicheren Perioden um 1900, 1960 sowie nach 2010. Auffällig ist in ERA5 das Maximum in 2021. Die hohe Zahl an Flaute-Tagen 2021 führte dazu, dass erstmals in diesem Jahrtausend die durch erneuerbare Energien erzeugte Strommenge deutlich zurückging⁴. Die Modelle zeigen relativ große Unterschiede. Während das IPSL und das MPI-HR eine deutliche Zunahme nach 1950 zeigen, ist in den übrigen Modellen kein Trend erkennbar. Im Großen und Ganzen können die Modelle die hohe jährliche Variabilität, die in den Reanalysen sichtbar ist, gut wiedergeben. Vergleicht man das globale EC-Earth3-Veg und das CCLM-EC-Earth3-Veg, lässt sich erkennen, dass in einigen Jahren die Zahl der Flaute-Tage erheblich voneinander abweicht. So wird das Maximum um das Jahr 1973/1974 nur vom globalen Modell berechnet. Zudem weisen die Jahre mit wenig Flaute-Tagen im CCLM-EC-Earth3-Veg niedrigere Werte auf. Andere Maxima wie vor 1990 werden dagegen sowohl vom globalen EC-Earth3-Veg als auch vom CCLM-EC-Earth3-Veg simuliert.

⁴ siehe z.B. <https://www.umweltbundesamt.de/themen/klima-energie/erneuerbare-energien/erneuerbare-energien-in-zahlen#uberblick>

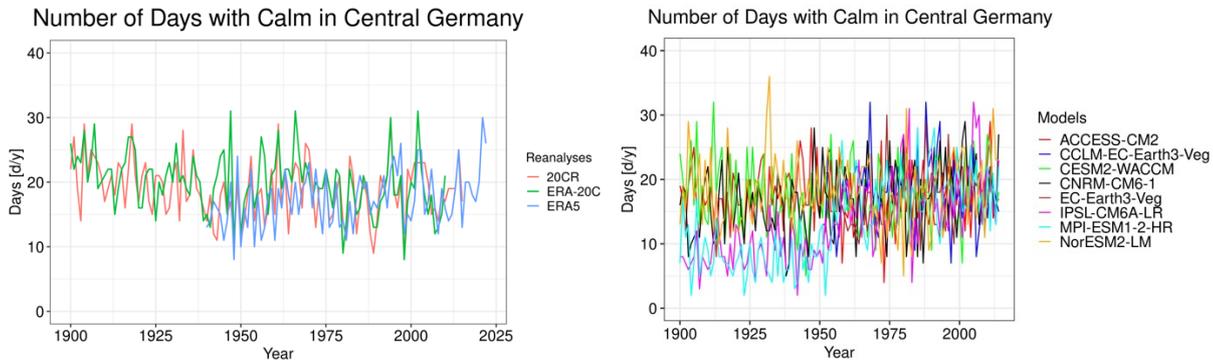


Abbildung 50: Anzahl der Flaute-Tage pro Jahr in Reanalysen (links) und CMIP6-Simulationen (rechts) in der Mitte Deutschlands (51°N, 10°O). Aufgrund unterschiedlicher Gitter der Modelle können die genauen Koordinaten des gewählten Punktes leicht abweichen.

Für die SSP5-8.5-Zukunft projizieren die Klimamodelle keine signifikante Veränderung (ausgenommen NorESM2-LM) der Anzahl der Flaute-Tage pro Jahr (Abbildung 51). Die Zahl schwankt stets im Mittel um 20 Tage pro Jahr. Einige Modelle simulieren eine multidekadische Variabilität.

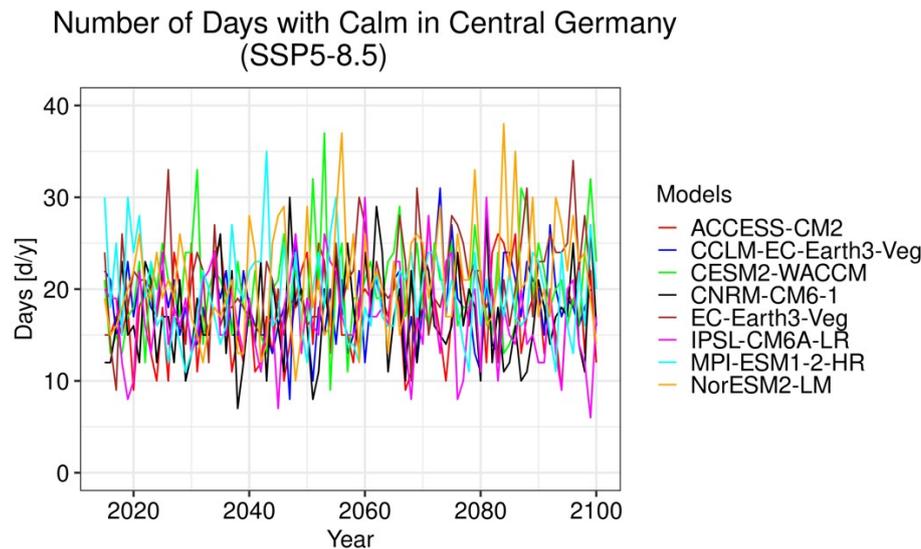


Abbildung 51: Wie Abbildung 50, aber im CMIP6-Szenario SSP5-8.5.

8 Klimaextreme und blockierende Wetterlagen

Kautz et al. (2022) diskutierten anhand von Fallbeispielen mögliche Zusammenhänge zwischen blockierenden Wetterlagen und verschiedenen Typen von Extremereignissen. Im Folgenden wird der statistische Zusammenhang zwischen blockierenden Wetterlagen und den in Kapitel 7 beschriebenen Extremereignissen untersucht. Es werden auf Basis der Reanalysen die Zusammenhänge quantifiziert und anschließend werden diese mit den am Ende von Kapitel 4 ausgewählten Simulationen in der Periode 1961-2010 verglichen. Für die Zukunft werden Simulationen des SSP5-8.5-Szenarios im Zeitraum 2051-2100 betrachtet.

8.1 Temperaturextreme und blockierende Wetterlagen

In der Literatur werden verschiedene Methoden verwendet, um Temperaturextreme blockierenden Wetterlagen zuzuordnen. Beispielsweise wird die Korrelation zwischen monatlichen Anomalien der *blocking*-Frequenz und der Temperatur bestimmt (Sillmann & Croci-Maspoli 2009) oder es werden Extremwertverteilungen benutzt (Sillmann et al. 2011, Buehler et al. 2011). Im Gegensatz zu diesen Methoden, welche auf Monatswerten basieren, untersuchten wir den Zusammenhang zwischen *blocking* und Hitzeextremen auf Basis täglicher Werte. Hierzu wurden, wie in Kapitel 7.1 beschrieben, Hitzewellen für einen Punkt in der Mitte Deutschlands (51°N, 10°O) identifiziert. Anschließend wurde analog zu Pfahl (2014) berechnet, wie hoch der *blocking*-Anteil an jedem Gitterpunkt in Europa an den Tagen mit Hitzewelle ist ($P_{\text{block|HW}}$) und wie häufig eine Hitzewelle bei *blocking* ist ($P_{\text{HW|block}}$). Bzgl. Kältewellen wird auf die BSc-Arbeit Gotsch (2024) verwiesen.

8.1.1 Sommerhitzewellen und blockierende Wetterlagen

Hitzewellen allgemein

Zunächst untersuchten wir das Sommerhalbjahr (April-September). Bevor die bedingten Wahrscheinlichkeiten untersucht wurden, berechneten wir die Häufigkeit einzelner Wetterlagen nach Hess & Brezowsky mit einem Algorithmus von James (2006), um die typischen Strömungsverhältnisse bei Hitzewellen besser einordnen zu können. Berechnet wurden die Wetterlagen für die Reanalysen und das NorESM. Für die anderen Modelle waren nicht alle Felder zur Berechnung der Wetterlagen vollständig verfügbar. Die Wetterlagenverteilung in ERA5 in Abbildung 52 (links) zeigt, dass hochdruckgeprägte südliche Anströmrichtungen (Südwest bis Südost) bei Hitzewellen im Sommerhalbjahr dominieren. Addiert man antizyklonale und zyklonale Muster, ergibt sich ein Anteil von ca. 40%. Einen ähnlichen Anteil haben aber auch unter „Other“ zusammengefasste Lagen, die einzeln seltener als 5% auftraten. Weitere wichtige Wetterlagen sind Hoch Nordmeer-Fennoskandien antizyklonal (HNFA) und die Brücke Mitteleuropa (BM). Bei HNFA erstreckt sich ein Hoch über das Nordmeer und Skandinavien und bei BM liegt eine durchgehende Hochdruckzone („Brücke“) von den Azoren bis nach Osteuropa. Beim NorESM (Abbildung 52 rechts) fällt auf, dass der Einfluss der antizyklonalen West- und Südwestlage deutlich überschätzt wird. Ebenso wird das Auftreten von Hoch Mitteleuropa (HM) deutlich überschätzt. Gleichzeitig wird der Einfluss von Hochdruckgebieten in Skandinavien unterschätzt.

Weather Types during Heatwaves (ERA5, Apr-Sep)

Weather Types during Heatwaves (NorESM2-LM, Apr-Sep)

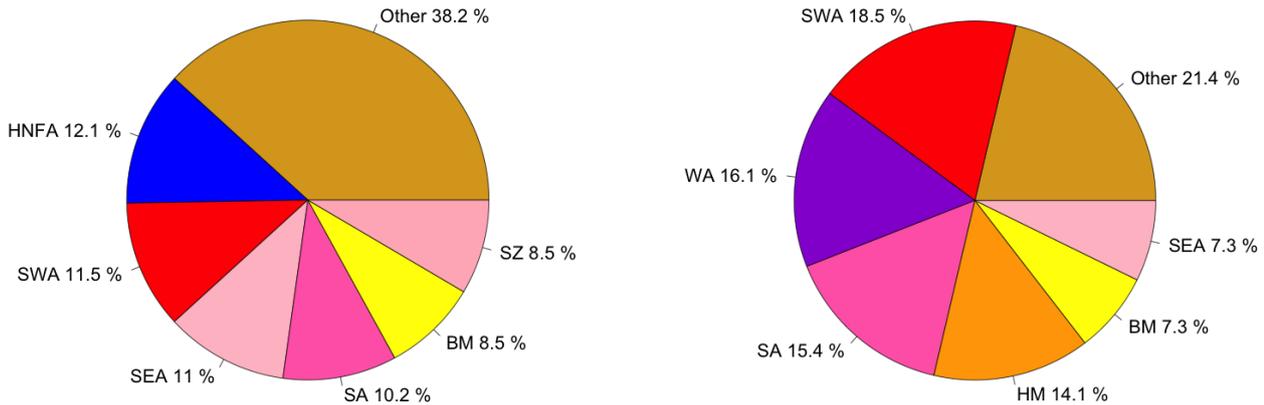
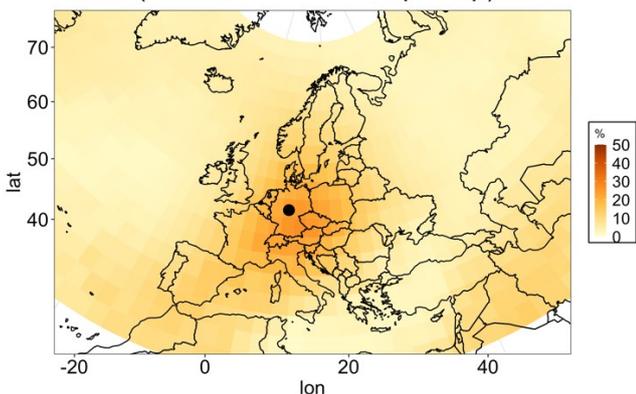


Abbildung 52: Häufigkeit der Wetterlagen nach Hess & Brezowsky an Tagen mit Hitzewelle im Sommerhalbjahr (April-September, 1961-2010) in der Mitte Deutschlands in ERA5-Reanalyse (links) und NorESM-LM (rechts). Wetterlagen mit einer Häufigkeit unter 5% werden zur besseren Übersichtlichkeit unter „Other“ zusammengefasst.

Die bedingte Häufigkeit für Hitzewellen in der Mitte Deutschlands bei *blocking* in ERA5 (Abbildung 53 links) ist maximal bei *blocking* in Mitteleuropa: in ca. 20-25% aller Tage mit *block* eine Hitzewelle. Die beiden anderen Reanalysen ergeben eine ähnliche räumliche Verteilung und ähnliche Werte. Betrachtet man die Häufigkeit von *blocking* während Hitzewellen in ERA5 (Abbildung 53 rechts), findet man einen *blocking*-Anteil bei bis zu ca. 45%, wobei das Maximum im Bereich östliches Mitteleuropa/südliche Ostsee liegt. Somit ist die Position des Maximums im Vergleich zu Abbildung 53 links etwas nach Norden verschoben. Dies ist darauf zurückzuführen, dass nach Norden im Mittel häufiger *blocking* vorkommt. Die *blocking*-Verteilungen zeigen die Dominanz von solarer Einstrahlung und Absinken von Luftmassen bei der Entstehung von Hitzewellen im Sommerhalbjahr.

Frequency of Heatwaves in Case of Blocking (ERA5, 1961-2010, Apr-Sep)



Frequency of Blocking during Heatwaves (ERA5, 1961-2010, Apr-Sep)

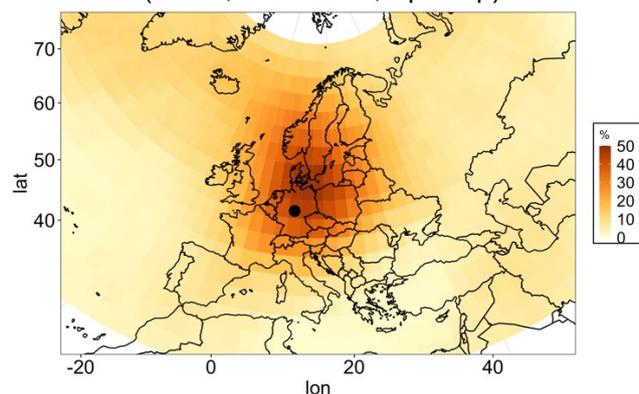


Abbildung 53: Häufigkeit von Hitzewellen im Fall von *blocking* und von *blocking* während Hitzewellen am markierten Punkt im Sommerhalbjahr (April-September, 1961-2010) in ERA5 (rechts).

Im Folgenden wurde für ein größeres Gebiet (0° - 25° O, 45° - 60° N, festgelegt anhand des Maximums in Abbildung 53 links) bestimmt ob das Gebiet *blocking* zeigt oder nicht (mindestens 50% aller Gitterpunkte zu einem Zeitpunkt blockiert oder nicht). Mit den ja/nein Zeitreihen für Gebiets-*blocking* und Hitzewelle wurden Kontingenztabelle für sämtliche Reanalysen und Modelle erstellt. Das Schema einer Kontingenztabelle und ein Beispiel für eine Kontingenztabelle werden in Anhang Ga gezeigt.

Anhand der Kontingenztabelle lassen sich die bedingten Häufigkeiten berechnen. Da die Häufigkeit von Hitzewellen bei *blocking* ($P_{\text{HW}|\text{block}}$) von der Definition des Ereignisses abhängt (je höherschwellig die Definition, desto seltener das Ereignis und desto niedriger die Häufigkeit), wird noch betrachtet, wie die Häufigkeit von Hitzewellen ohne *blocking* ($P_{\text{HW}|\text{no block}}$) ist. Somit lässt sich einordnen, wie die bedingte Häufigkeit einer Hitzewelle ohne *block* im Vergleich zu einer Hitzewelle mit *block* steht. Aus den bedingten Häufigkeiten kann gefolgert werden, wie stark der Zusammenhang zwischen *block* und Hitzewelle ist. Um die Robustheit des Zusammenhangs besser einzuschätzen, wurde zusätzlich der *Heidke-Skill-Score* (HSS) berechnet (Heidke, 1926). Der HSS kann Werte zwischen $-\infty$ und 1 annehmen. Ein Wert < 0 bedeutet, dass der Zusammenhang zufallsdominiert ist, bei einem Wert von 1 ist der Zusammenhang statistisch perfekt. Je größer der HSS über 0, desto robuster der empirische Zusammenhang. Die Berechnung des HSS sowie der bedingten Häufigkeiten wird ebenfalls in Anhang Ga beschrieben.

Tabelle 10 fasst die berechneten bedingten Häufigkeiten und den HSS zusammen. Vergleicht man die Häufigkeit von *blocking* bei Hitzewellen, stimmen Reanalysen und Modelle relativ gut überein. In den Reanalysen liegt der *blocking*-Anteil während Hitzewellen bei etwas unter 40%. Das EC-Earth3-Veg und das NorESM simulieren etwas höhere Werte, die übrigen Modelle niedrigere Werte. Gleichzeitig ist die Häufigkeit von Hitzewellen im Fall von *blocking* bei allen Simulationen außer dem CCLM-EC-Earth3-Veg höher als in den Reanalysen. Zudem ist der Anteil von Hitzewellen ohne *blocking* in allen Simulationen außer dem NorESM höher als in den Reanalysen. Eine Ursache für diese Ergebnisse könnte sein, dass die Simulationen das Auftreten von blockierenden Wetterlagen bei ähnlich hoher Zahl an Hitzewellen-Tagen wie in den Reanalysen unterschätzen. Dies hätte weniger falsch positive Einträge zur Folge, was $P_{\text{HW}|\text{block}}$ erhöht, gleichzeitig gäbe es mehr falsch negative Einträge, was $P_{\text{HW}|\text{no block}}$ erhöht. Betrachtet man den HSS, liegen die Werte der meisten Modelle und Reanalysen relativ nah zusammen. Dies zeigt, dass in Reanalysen und Simulationen ein empirischer Zusammenhang zwischen *blocking* und Hitzewellen besteht. Es fällt zudem auf, dass der Zusammenhang zwischen *blocking* und Hitzewellen im globalen EC-Earth3-Veg deutlich stärker ausgeprägt ist als im CCLM-EC-Earth3-Veg. Dies könnte darauf zurückzuführen sein, dass durch die höhere räumliche Auflösung kleinskaligere Phänomene als *blocking* zum Tragen kommen (z.B. Bodenfeuchte oder Grenzschichtstabilität).

Tabelle 10: Übersicht über die bedingten Häufigkeiten bei Hitzewellen in der Mitte Deutschlands im Sommerhalbjahr (April-September, 1961-2010) in Reanalysen und CMIP6-Simulationen.

	ERA 5	ERA-20C	20CR	ACCE SS-CM2	CESM 2-WACC M	CNRM -CM6-1	CCLM-EC-Earth3-Veg	EC-Earth3-Veg	IPSL-CM6A-LR	MPI-ESM1-2-HR	No-rESM2-LM
$P_{\text{block HW}}$ [%]	39,6	37,1	39,2	32,5	33,3	36,2	33,5	43,1	35,9	32,7	40,1
$P_{\text{HW block}}$ [%]	21,8	19,9	24,7	27,7	28,4	28,3	21,8	26,1	29,8	27,2	31,0
$P_{\text{HW no block}}$ [%]	2,6	2,4	2,8	4,0	3,6	3,6	3,7	2,9	3,3	4,1	2,7
HSS [-]	0,24	0,22	0,26	0,25	0,27	0,27	0,22	0,28	0,29	0,25	0,32

Starke Hitzewellen

Die Wiederholung der Untersuchung für starke Hitzewellen (Magnitude > 1,5) ergab in den Reanalysen einen wesentlich höheren blocking-Anteil während dieser Hitzewellen (vergleiche $P_{\text{block|HW}}$ in Tabelle 11 mit Tabelle 10). In ERA5 und ERA-20C liegt der Anteil blockierender Wetterlagen bei über 80% und damit mehr als doppelt so hoch wie im Mittel aller Hitzewellen. In 20CR ist der Anteil mit 66,7% immer noch hoch, aber etwas niedriger. Die Häufigkeit von starken Hitzewellen bei blocking ist mit Werten zwischen 3 und 4,5 % in den Reanalysen dagegen deutlich niedriger als die Häufigkeit von Hitzewellen bei blocking allgemein ($P_{\text{HW|block}}$). Dies lässt sich dadurch erklären, dass die Zahl der Tage mit starken Hitzewellen deutlich kleiner als die Zahl der Tage aller Hitzewellen war, während die Zahl der blocking-Tage bei beiden Untersuchungen unverändert war. Interessant werden die Werte von $P_{\text{HW|block}}$ dann, wenn man sie mit $P_{\text{HW|no block}}$ vergleicht, also mit der Häufigkeit von starken Hitzewellen ohne blocking. In allen drei Reanalysen liegt die Häufigkeit von starken Hitzewellen ohne block bei weniger als 0,2%. Damit treten starke Hitzewellen bei blocking ca. 60 (ERA5 und ERA-20C) bzw. 30-mal (20CR) so häufig auf wie ohne blocking. Betrachtet man alle Hitzewellen, unterscheiden sich beide Häufigkeiten um den Faktor 8-9. Dies zeigt, dass starke Hitzewellen noch stärker im Zusammenhang mit blockierenden Wetterlagen stehen als Hitzewellen allgemein. Dennoch ist der HSS mit Werten zwischen 0,05 und 0,08 in den Reanalysen deutlich niedriger als bei allen Hitzewellen. Dies kann darauf zurückgeführt werden, dass durch die niedrige Zahl an Tagen mit starker Hitzewelle verglichen mit der Zahl der blocking-Tage viele falsch positive Fälle auftreten. Somit ist der empirische Zusammenhang nicht zufällig, aber es ist schwierig von einer Änderung der blocking-Frequenz auf eine direkte Änderung der starken Hitzewellen zu folgern.

Die meisten CMIP6-Simulationen unterschätzen die Relevanz von blockierenden Wetterlagen für starke Hitzewellen (Tabelle 12). Dies gilt sowohl für $P_{\text{block|HW}}$ als auch für $P_{\text{HW|block}}$. Insbesondere $P_{\text{block|HW}}$ wird deutlich unterschätzt. Dafür ist bei den meisten Simulationen die Häufigkeit von starken Hitzewellen ohne *blocking* höher als in den Reanalysen. Ausnahmen sind hier das CCLM-EC-Earth3-Veg und das NorESM. Interessant ist hier, dass beim CCLM-EC-Earth3-Veg starke Hitzewellen ohne *block* deutlich seltener auftreten als beim globalen EC-Earth3-Veg. Das NorESM weicht bei den anderen beiden Häufigkeiten $P_{\text{block|HW}}$ und $P_{\text{HW|block}}$ von allen anderen Simulationen ab, da die Häufigkeiten den Wert 0 annehmen, was bedeutet, dass bei NorESM an keinem Tag mit einer starken Hitzewelle ein *block* in Mitteleuropa auftritt bzw. an keinem Tag mit *block* eine starke Hitzewelle. Dies wirkt sich auch auf den HSS aus, der nur beim NorESM ein negatives Vorzeichen hat, wobei die Abweichung von 0 sehr klein ist. Der HSS der anderen Simulationen liegt mehrheitlich etwas unter dem der Reanalysen, was bedeutet, dass die Vorhersagekraft von blockierenden Wetterlagen für starke Hitzewellen insgesamt etwas unterschätzt wird.

Tabelle 11: Wie Tabelle 10, aber für starke Hitzewellen (Magnitude > 1,5).

	ERA5	ERA-20C	20CR	ACC-ESS-CM2	CESM2-WACCM	CNRM-CM6-1	CCLM-EC-Earth3-Veg	EC-Earth3-Veg	IPSL-CM6A-LR	MPI-ESM1-2-HR	NorESM2-LM
$P_{\text{block HW}}$ [%]	82,9	81,8	66,7	46,3	29,2	29,4	69,2	54,5	56,1	23,5	0
$P_{\text{HW block}}$ [%]	4,4	3,0	4,5	3,2	1,3	1,6	2,5	2,5	4,3	1,3	0
$P_{\text{HW no block}}$ [%]	0,07	0,05	0,16	0,26	0,20	0,28	0,09	0,18	0,21	0,31	0,10
HSS [-]	0,08	0,05	0,08	0,05	0,02	0,02	0,04	0,04	0,07	0,02	-0,002

Hitzewellen allgemein in der Zukunft

Betrachtet man nun die bedingten Häufigkeiten in der Zukunft (2051-2100) im Szenario SSP5-8.5 (Tabelle 12), fallen deutliche Veränderungen im Vergleich zur historischen Periode auf. So ist die Häufigkeit von *blocking* bei Hitzewellen mit 7-16% deutlich niedriger als in der historischen Periode, wo Werte zwischen 30% und 45% berechnet werden. Gleichzeitig nimmt die Häufigkeit von Hitzewellen bei *blocking* sowie die Häufigkeit von Hitzewellen ohne *blocking* deutlich zu. Während $P_{\text{HW|block}}$ zwischen 65% und 90% liegt (21-31% in historischen CMIP6-Simulationen), steigt $P_{\text{HW|no block}}$ von 3-4% auf Werte zwischen 22% und 46%. Diese erheblichen Unterschiede zwischen historischer Periode und Szenario lassen sich darauf zurückführen, dass in der Zukunft die Modelle deutlich mehr Tage mit Hitzewelle berechnen, während die Häufigkeit blockierender Wetterlagen im Mittel aller Simulationen leicht abnehmen soll. Dadurch ist es wesentlich wahrscheinlicher, dass im Fall eines *blocks* eine Hitzewelle auftritt, gleichzeitig werden Hitzewellen auch deutlich häufiger, ohne dass blockierende Wetterlagen auftreten. Somit nimmt der Einfluss von *blocking* auf Hitzewellen ab. Der reduzierte Einfluss wird auch anhand von 2 anderen Aspekten deutlich. Erstens kommen Hitzewellen an Tagen mit *blocking* nur noch 2–4-mal so häufig wie ohne vor (in der Historie 5–10-mal so oft). Zweitens nimmt der HSS mit Werten zwischen 0,05 und 0,2 im Vergleich zur historischen Periode (0,2-0,32) ab. Dies zeigt an, dass die Vorhersagekraft von *blocking* auf Hitzewellen in der Zukunft laut Klimasimulationen abnehmen soll. Die großen Unterschiede zwischen den einzelnen Simulationen sind möglicherweise darauf zurückzuführen, dass sich die Zahl der Hitzetage zwischen den einzelnen Simulationen erheblich unterscheidet, was in Abbildung 43 gezeigt wird.

Tabelle 12: Wie Tabelle 10, aber für Hitzewellen im CMIP6-Szenario SSP5-8.5 (2051-2100).

	ACCESS-CM2	CNRM-CM6-1	CCLM-EC-Earth3-Veg	EC-Earth3-Veg	IPSL-CM6A-LR	MPI-ESM1-2-HR	NorESM2-LM
$P_{\text{block HW}}$ [%]	12,2	15,9	7,1	10,3	7,4	16,4	14,7
$P_{\text{HW block}}$ [%]	79,6	76,9	82,8	67,8	89,0	73,5	75,5
$P_{\text{HW no block}}$ [%]	35,1	27,6	45,9	25,1	43,8	22,0	25,5
HSS [-]	0,12	0,18	0,06	0,12	0,07	0,20	0,17

Starke Hitzewellen in der Zukunft

Im Folgenden wurde die Untersuchung für starke Hitzewellen wiederholt. Da eine Magnitude von 1,5 im simulierten Klima des Zeitraums 2051-2100 eine eher schwache Hitzewelle kennzeichnet, wird nun eine Magnitude von 5 als Grenzwert festgelegt, um starke Hitzewellen zu definieren. In Tabelle 13 lässt sich erkennen, dass analog zu der Betrachtung starker Hitzewellen in der historischen Periode $P_{\text{block|HW}}$ höhere Werte annimmt als bei Betrachtung aller Hitzewellen. Gleichzeitig nehmen $P_{\text{HW|block}}$ und $P_{\text{HW|no block}}$ deutlich niedrigere Werte an als bei Betrachtung aller Hitzewellen. Dies lässt sich damit erklären, dass bei gleichbleibender Zahl von Tagen mit bzw. ohne *block* die Zahl der Hitzewellen-Tage deutlich reduziert wird. Interessanterweise erhöht sich der Faktor zwischen $P_{\text{HW|block}}$ und $P_{\text{HW|no block}}$ nur bei einigen Simulationen. So treten starke Hitzewellen an Tagen mit *block* im ACCESS und CNRM-CM6 3–4-mal so häufig auf wie ohne *block*, während es beim MPI-HR und NorESM nur geringe Unterschiede der Häufigkeit von Hitzewellen mit oder ohne *block* gibt. In diesen Fällen ist der Einfluss sogar schwächer, als wenn man alle Hitzewellen betrachtet. Diese Unterschiede werden auch beim HSS sichtbar. Die niedrigsten HSS-Werte sind beim MPI-HR und NorESM zu finden, und die höchsten beim ACCESS und CNRM-CM6. Insgesamt nimmt der HSS, analog zur Betrachtung der historischen Periode, niedrigere Werte an als wenn man alle Hitzewellen betrachtet.

Tabelle 13: Wie Tabelle 12, aber für starke Hitzewellen (Magnitude > 5).

	ACCESS-CM2	CNRM-CM6-1	CCLM-EC-Earth3-Veg	EC-Earth3-Veg	IPSL-CM6A-LR	MPI-ESM1-2-HR	NorESM2-LM
$P_{\text{block HW}}$ [%]	18,3	17,2	8,4	7,0	8,8	7,7	6,4
$P_{\text{HW block}}$ [%]	21,4	13,9	32,0	8,2	30,8	2,9	2,4
$P_{\text{HW no block}}$ [%]	5,9	4,5	14,8	4,6	12,6	2,1	2,0
HSS [-]	0,14	0,1	0,07	0,03	0,08	0,01	0,005

8.1.2 Winterhitzewellen und blockierende Wetterlagen

Betrachtet man die Wetterlagen für Hitzewellen im Winterhalbjahr (Oktober-März), ergeben sich deutliche Unterschiede zu den Wetterlagen bei Hitzewellen im Sommerhalbjahr. Abbildung 54 links zeigt, dass während Hitzewellen im Winterhalbjahr überwiegend eine westliche bis südwestliche Anströmrichtung vorherrscht. Im Sommerhalbjahr herrschen dagegen eher südliche Anströmrichtungen vor oder es liegt ein Hochdruckgebiet im Bereich Nordmeer/Skandinavien. Des Weiteren ist der Anteil zyklonal geprägter Wetterlagen deutlich größer als im Sommerhalbjahr. Dies zeigt, dass im Winterhalbjahr Warmluftadvektion deutlich relevanter ist als im Sommerhalbjahr. Die zyklonal geprägten Wetterlagen fördern das Auftreten von Hitzewellen, da diese in der Regel mit mehr Wind einhergehen als antizyklonale Wetterlagen. Der Wind bewirkt Durchmischung der Grenzschicht, sodass Temperaturinversionen aufgelöst werden und warme Luft in der Höhe sich auch am Erdboden durchsetzen kann. Vergleicht man die Wetterlagenverteilung in ERA5 mit der im NorESM (Abbildung 54 rechts), erkennt man, dass bei Hitzewellen im NorESM auch überwiegend westliche bis südwestliche Winde vorherrschen. Jedoch wird der zyklonale Anteil überschätzt, insbesondere das Auftreten der zyklonalen Südwestlage.

Weather Types during Heatwaves (ERA5, Oct-Mar)

Weather Types during Heatwaves (NorESM2-LM, Oct-Mar)

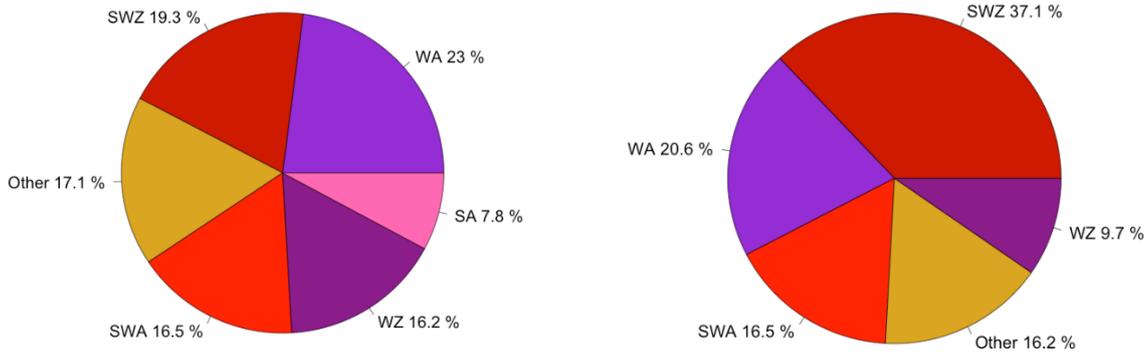
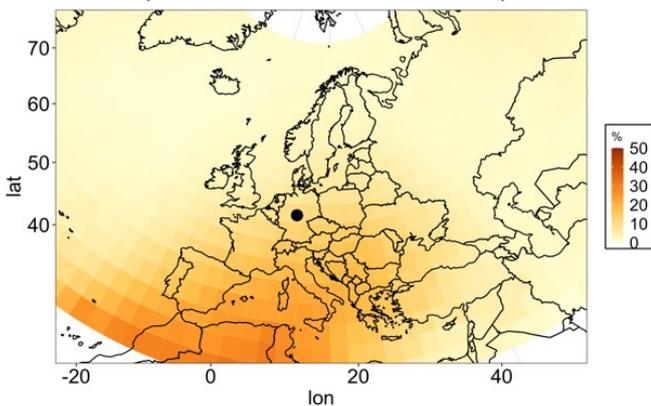


Abbildung 54: Wie Abbildung 52, aber für Tage mit Hitzewelle im Winterhalbjahr (Oktober-März, 1961-2010).

Betrachtet man die bedingte Häufigkeit von Hitzewellen im Winterhalbjahr bei *blocking* (Abbildung 55 links), fällt auf, dass Hitzewellen besonders häufig bei *blocking* über dem Mittelmeerraum und Nordafrika auftreten. Die Häufigkeit von Hitzewellen liegt bei 30-35% bei *blocking* in Nordafrika. Für die beiden anderen Reanalysen ergibt sich ein ähnliches räumliches Muster. Betrachtet man die Häufigkeit von *blocking* während Hitzewellen (Abbildung 55 rechts), erkennt man, dass an 30-35% aller Tage mit Hitzewelle über dem zentralen Mittelmeerraum und den Alpen *blocking* auftritt. Somit ist analog zu den Sommerhitzewellen der *blocking*-Schwerpunkt an Tagen mit Hitzewelle (Abbildung 55 rechts) im Vergleich zum Schwerpunkt der *blocks*, bei denen es zu einer Hitzewelle kommt (Abbildung 55 links) nach Norden verschoben, was analog zum Sommerhalbjahr damit erklärt werden könnte, dass nach Norden *blocking* im Mittel häufiger auftritt. Insgesamt fällt auf, dass bei Hitzewellen im Winterhalbjahr der *blocking*-Schwerpunkt weiter im Süden liegt als bei Hitzewellen im Sommerhalbjahr. Deutschland liegt nicht mehr nah am *blocking*-Zentrum, sondern nördlich davon. Dies bewirkt eine westliche bis südwestliche Anströmung und ist somit konsistent zu den häufigsten Wetterlagen bei Hitzewellen. Die *blocking*-Verteilung bestätigt zudem die Dominanz von Advektionseffekten bei Winterhitzewellen, während im Sommer Hitzewellen in erster Linie durch Absinken von Luftmassen und intensive solare Einstrahlung verursacht werden.

Frequency of Heatwaves in Case of Blocking (ERA5, 1961-2010, Oct-Mar)



Frequency of Blocking during Heatwaves (ERA5, 1961-2010, Oct-Mar)

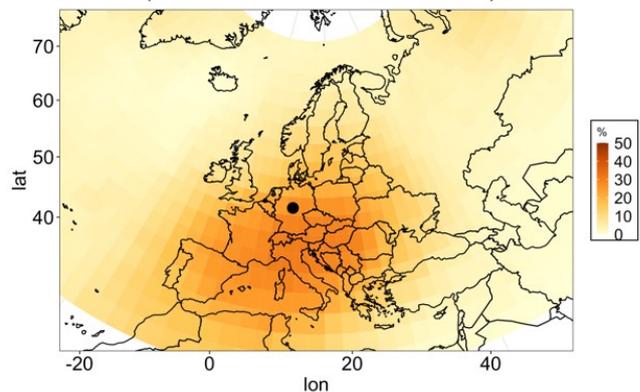


Abbildung 55: Häufigkeit von Hitzewellen während *blocking* (links) und von *blocking* während Hitzewellen (rechts) am markierten Punkt im Winterhalbjahr (Oktober-März, 1961-2010) in ERA5.

Anhand der räumlichen Verteilungen der bedingten Häufigkeiten in Abbildung 55 lässt sich ein Gebiet identifizieren, das eine erhöhte Relevanz für Hitzewellen in der Mitte Deutschlands hat. Dies umfasst im Wesentlichen den Mittelmeerraum und die Alpen (10°W-25°O, 30°-50°N). Der Ausschnitt wird in Anhang Gb in Abbildung 44 gezeigt. Betrachtet man die bedingten Häufigkeiten in Tabelle 14, fällt auf, dass in ERA5 der Zusammenhang zwischen *blocking* und Hitzewellen deutlich stärker ausgeprägt ist als in ERA-20C und 20CR. In ERA5 ist sowohl $P_{\text{block|HW}}$ als auch der HSS am höchsten, auch in Bezug auf die CMIP6-Simulationen. Die bedingten Häufigkeiten der CMIP6-Simulationen liegen teils im Bereich der Reanalysen (ACCESS, CNRM-CM6, EC-Earth3-Veg und IPSL), teils wird der Einfluss von *blocking* auf Hitzewellen unterschätzt (CESM2-WACCM, CCLM-EC-Earth3-Veg, MPI-HR und NorESM). Vergleicht man $P_{\text{HW|block}}$ mit $P_{\text{HW|no block}}$, erkennt man, dass Hitzewellen an Tagen mit *blocking* ungefähr 5–10-mal häufiger auftreten als an Tagen ohne *blocking*. Insgesamt treten Hitzewellen im Winterhalbjahr jedoch seltener im Zusammenhang mit *blocking* auf als im Sommerhalbjahr (Tabelle 10). Dies bestätigt, dass advective Prozesse im Winter eine größere Rolle spielen als im Sommerhalbjahr (z.B. durch ein Sturmtief über dem Atlantik ohne *block*, das mit einer südwestlichen Strömung warme Luft vom Atlantik nach Mitteleuropa transportiert, die bei hohen Windgeschwindigkeiten und dadurch guter Durchmischung bis zum Boden durchdringt).

Tabelle 14: Übersicht über die bedingten Häufigkeiten bei Hitzewellen in der Mitte Deutschlands im Winterhalbjahr (Oktober-März, 1961-2010) in Reanalysen und CMIP6-Simulationen.

	ERA5	ERA-20C	20CR	ACCESS-CM2	CESM2-WACCM	CNRM-CM6-1	CCLM-EC-Earth3-Veg	EC-Earth3-Veg	IPSL-CM6A-LR	MPI-ESM1-2-HR	No-rESM2-LM
$P_{\text{block HW}}$ [%]	24,6	14,8	16,3	19,7	9,2	16,0	11,8	14,9	17,8	12,7	6,5
$P_{\text{HW block}}$ [%]	29,8	17,5	24,8	25,4	11,1	21,9	19,1	20,6	25,8	14,0	13,6
$P_{\text{HW no block}}$ [%]	3,1	3,0	3,4	4,0	2,7	3,4	4,1	3,4	3,5	3,4	3,4
HSS [-]	0,24	0,13	0,17	0,19	0,08	0,16	0,12	0,15	0,18	0,10	0,07

Für die Zukunft simulieren die Klimamodelle im SSP5-8.5-Szenario gegenüber der historischen Periode eine deutliche Abnahme von $P_{\text{block|HW}}$ auf Werte zwischen 3% und 8%. Gleichzeitig soll $P_{\text{HW|block}}$ auf Werte zwischen 35% und 80% zunehmen, aber auch $P_{\text{HW|no block}}$ soll deutlich von Werten unter 5% in der Historie auf 16-43% zunehmen. Diese deutlichen Änderungen lassen sich analog zu Sommerhitzewellen damit begründen, dass die Zahl der Hitzewellen-Tage deutlich zunehmen soll (siehe Abbildung 45), während für die *blocking*-Frequenz eine Abnahme projiziert wird (Abbildung 10). Dadurch ist die Zahl der *blocking*-Tage deutlich kleiner als die Zahl der Hitzewellen-Tage. Bei $P_{\text{HW|block}}$ und $P_{\text{HW|no block}}$ fällt wie bei den Sommerhitzewellen die große Streuung auf, was mit erheblichen Unterschieden bei der Zunahme der Hitzewellen-Tage zu erklären ist. Somit nimmt die Vorhersagekraft von *blocking* für Hitzewellen auch im Winterhalbjahr deutlich ab, was auch durch den niedrigeren HSS als in der Historie deutlich wird.

Tabelle 15: Wie Tabelle 14, aber im CMIP6-Szenario SSP5-8.5 (2051-2100).

	ACCESS-CM2	CNRM-CM6-1	CCLM-EC-Earth3-Veg	EC-Earth3-Veg	IPSL-CM6A-LR	MPI-ESM1-2-HR	NorESM2-LM
$P_{\text{block HW}}$ [%]	5,7	7,0	4,8	5,2	3,6	8,3	4,6
$P_{\text{HW block}}$ [%]	79,7	55,4	35,6	68,4	80,7	50,5	53,8
$P_{\text{HW no block}}$ [%]	37,4	23,0	19,0	33,7	43,1	18,2	16,1
HSS [-]	0,06	0,07	0,04	0,05	0,03	0,09	0,06

8.2 Niederschlagsextreme (u.a. durch Vb-Tiefdruckgebiete) und blockierende Wetterlagen

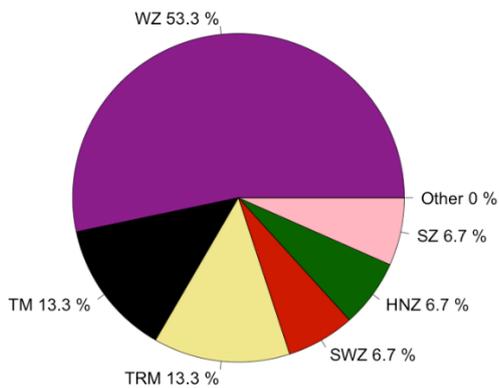
Um den Einfluss von *blocking* auf Niederschlagsextreme zu analysieren, wurde wie bei der Zuordnung der Temperaturextreme zu *blocking* die Wahrscheinlichkeit für Niederschlagsextreme bei *blocking* untersucht. Als Extremniederschlag gelten Ereignisse, wo die Tagessumme über dem 99,9. Perzentil liegt (Kapitel 7.2). Um die unterschiedlichen Auswirkungen bestimmter Wetterlagen auf verschiedene Regionen Deutschlands zu berücksichtigen, wurden die Wahrscheinlichkeiten für ausgewählte Punkte, die bei 51°N liegen und vom Westen bis in den Osten Deutschlands reichen (siehe die schwarzen Punkte in Abbildung 57), untersucht. Anschließend wurden analog zu den Hitzewellen die bedingten Häufigkeiten $P_{\text{block|SR}}$ (SR steht für Starkregen) und $P_{\text{SR|block}}$ berechnet. Da durch das Verwenden des 99,9. Perzentils die Zahl der Tage mit Starkregen sehr klein (niedrige zweistellige Zahl) im Vergleich zu den Tagen mit *blocking* ist, nimmt der Wert von $P_{\text{SR|block}}$ sehr kleine Werte an. Deshalb wird im Folgenden nur $P_{\text{block|SR}}$ grafisch gezeigt.

Der Vergleich der Wetterlagen bei Starkregen zwischen West- und Ostdeutschland in ERA5 ergibt deutliche Unterschiede (vergleiche Abbildung 56a und c). Bei Starkregen in Westdeutschland ist die zyklonale Westlage mit einer Häufigkeit von über 50% die dominante Wetterlage. In Ostdeutschland spielt die zyklonale Westlage dagegen nur noch eine untergeordnete Rolle. Die häufigste Wetterlage bei Starkregen ist hier Trog Mitteleuropa (knapp 40%). Wie in James (2006, Abbildung 1d) zu erkennen ist, geht diese Wetterlage mit einem blockierenden Hoch in Osteuropa einher, ähnlich wie Trog Westeuropa und Tief Mitteleuropa, die auch bei Starkregen in Ostdeutschland vorkommen. Auch wenn auf diese Weise entstandene Tiefs in Deutschland bevorzugt im Osten Starkregen bringen, kommt es in einigen Fällen auch vor, dass ein Tief über Mitteleuropa in Westdeutschland für Starkregen sorgt. Beispiele hierfür sind die Sommer 2016, 2021 und vermutlich das Magdalenenhochwasser 1342⁵. Dies kann man in Abbildung 56a daran erkennen, dass Tief Mitteleuropa und Trog Mitteleuropa jeweils an ca. 13% der Tage mit Starkregen in Westdeutschland beobachtet wurden.

Vergleicht man diese Ergebnisse nun mit der NorESM-Simulation (Abbildung 56b und d), stellt man zwar fest, dass das Modell durchaus Unterschiede zwischen West- und Ostdeutschland berechnet, aber den Einfluss von Troglagen unterschätzt. Gleichzeitig wird die Häufigkeit von Wetterlagen mit westlicher Anströmrichtung überschätzt.

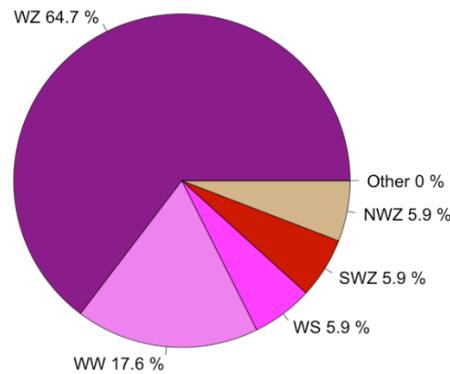
⁵ https://de.wikipedia.org/wiki/Magdalenenhochwasser_1342

Weather Types during Heavy Precipitation in West Germany (ERA5)



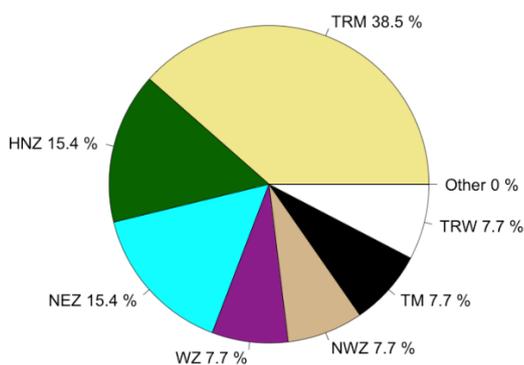
a)

Weather Types during Heavy Precipitation in West Germany (NorESM2-LM)



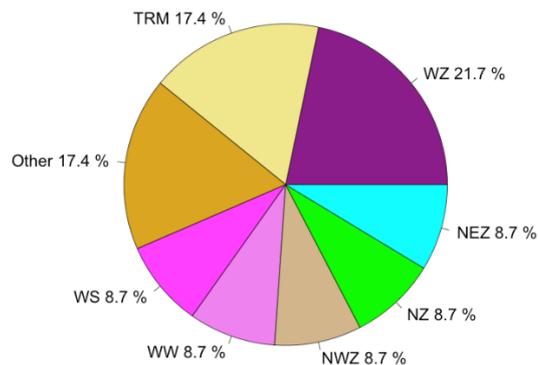
b)

Weather Types during Heavy Precipitation in East Germany (ERA5)



c)

Weather Types during Heavy Precipitation in East Germany (NorESM2-LM)



d)

Abbildung 56: Wie Abbildung 52, aber für Tage mit Starkregen in West- und Ostdeutschland (1961-2010) in ERA5-Reanalyse (a,c) und NorESM (b,d).

Abbildung 57 links zeigt während Starkregen in Westdeutschland vermehrtes Auftreten von *blocking* über Skandinavien und Nordosteuropa, aber auch im östlichen Mittelmeerraum. In Nordosteuropa wird punktuell ein *blocking*-Anteil von ca. 25-30% berechnet. Vergleicht man die Werte mit der *blocking*-Häufigkeit während Starkregen in Ostdeutschland (Abbildung 57 rechts), fällt auf, dass etwas seltener *blocking* in Skandinavien auftritt. Zu beachten ist die kleine Stichprobe (niedrige zweistellige Zahl an Tagen mit Starkregen), sodass der Zufall hier eine Rolle spielt. Um analog zu der Betrachtung der Hitzewellen basierend auf einer Kontingenztafel die bedingten Häufigkeiten und den HSS tabellarisch darstellen zu können, wurden Ausschnitte festgelegt, in denen *blocking* eine erhöhte Relevanz für Starkregen in Deutschland hat. Dies betrifft einerseits Skandinavien (0°-40°O, 60°-75°N) und andererseits Osteuropa (30°-60°O, 40°-60°N). Die Ausschnitte werden in Abbildung 46 in Anhang Gc gezeigt.

Die Berechnungen der bedingten Häufigkeiten und des HSS werden für die einzelnen Reanalysen und CMIP6-Simulationen in Tabelle 16 gezeigt. In Westdeutschland tritt Starkregen bevorzugt mit blockierenden Wetterlagen in Skandinavien und weniger häufig mit *blocking* in Osteuropa (mit Ausnahme in ERA5) auf. Allgemein sind die Unterschiede zwischen den Reanalysen relativ groß, was wieder auf die kleine Stichprobe von Starkregentagen zurückzuführen ist. Dies erklärt auch die kleinen HSS-Werte.

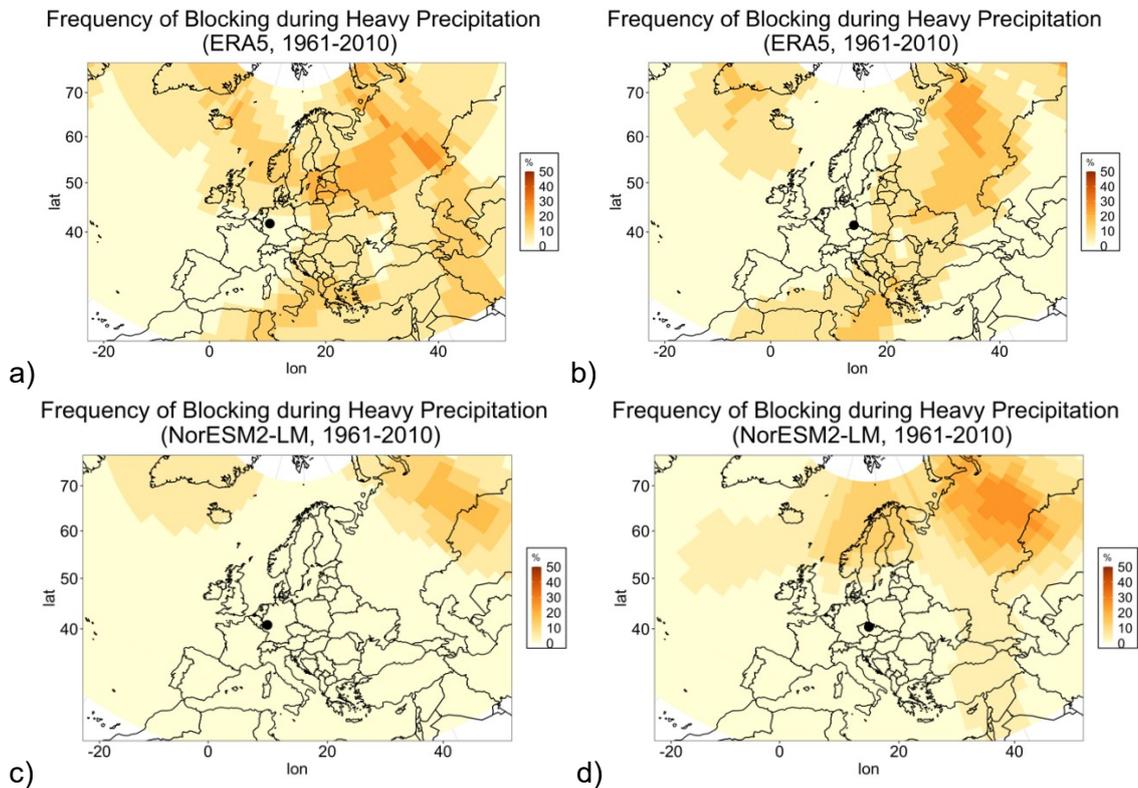


Abbildung 57: Häufigkeit von *blocking* während Starkregen in Westdeutschland (links) und Ostdeutschland (rechts) (1961-2010) in ERA5 (oben) bzw. NorESM (unten).

Im historischen Klima unterschätzen einige CMIP6-Simulationen den Einfluss von *blocking* in Osteuropa auf Starkregen in Westdeutschland. Nur beim ACCESS und IPSL wird *blocking* in Osteuropa während Starkregen berechnet. Am stärksten unterschätzt wird der Einfluss von *blocking* vom NorESM. Hier werden die Abweichungen auch anhand der Unterschiede in den Wetterlagen zwischen NorESM und ERA5 in Abbildung 56 deutlich. Das CESM-WACCM und beide EC-Earth3-Veg unterschätzen auch den Einfluss von Skandinavien-*blocking* auf Starkregen tendenziell.

Osteuropa-*blocking* tritt häufiger während Starkregen in Ostdeutschland als in Westdeutschland auf und tritt in ERA-20C und 20CR zudem genauso oft wie und in ERA5 sogar häufiger als Skandinavien-*blocking* auf. Zudem tritt Starkregen in Ostdeutschland drei bis vier Mal so oft bei Osteuropa-*blocking* auf wie ohne, wie aus den Werten für $P_{SR|block}$ und $P_{SR|no\ block}$ in Tabelle 16 hervorgeht. In den CMIP6-Simulationen mit den Reanalysen wird der Einfluss von *blocking* in Osteuropa auf Starkregen in Ostdeutschland im Allgemeinen (bis auf CNRM & IPSL) unterschätzt. Negativ fallen hier das ACCESS und beide EC-Earth3-Veg auf, die an Tagen mit Starkregen in Ostdeutschland nie *blocking* in Osteuropa simulieren, wobei das ACCESS auch kein *blocking* in Skandinavien berechnet. Dagegen wird die Relevanz für *blocking* in Skandinavien für Starkregen in Ostdeutschland nicht unterschätzt (in CESM-WACCM, CNRM und beide EC-Earth3-Veg sogar überschätzt). Generell simulieren die Modelle mehr *blocking* bei Starkregen in Ost- als in Westdeutschland. Dies spricht dafür, dass die Modelle die *blocking*-Mechanismen bei Starkregen in Grundzügen darstellen können, eine genaue Darstellung der Dynamik aber noch eine Herausforderung darstellt.

Tabelle 16: Übersicht über die bedingten Häufigkeiten bei Starkregen in West- und Ostdeutschland in Reanalysen und CMIP6-Simulationen (1961-2010). Die mit OE überschriebenen Spalten beschreiben *blocking* in Osteuropa und die mit Skan überschriebenen Spalten *blocking* in Skandinavien. Index SR steht für Starkregen.

	ERA5		ERA-20C		20CR		ACCESS-CM2		CESM2-WACCM		CNRM-CM6-1		CCLM-EC-Earth3-Veg		EC-Earth3-Veg		IPSL-CM6A-LR		MPI-ESM1-2-HR		NorESM2-LM	
Westdeutschland																						
	OE	Skan	OE	Skan	OE	Skan	OE	Skan	OE	Skan	OE	Skan	OE	Skan	OE	Skan	OE	Skan	OE	Skan	OE	Skan
$P_{\text{block SR}}$ [%]	6,7	6,7	6,3	18,8	8,3	25,0	3,7	11,1	0	4,8	0	25,0	0	4,5	0	6,7	13,3	13,3	0	11,1	0	0
$P_{\text{SR block}}$ [%]	0,11	0,05	0,11	0,15	0,13	0,15	0,11	0,16	0	0,05	0	0,21	0	0,05	0	0,05	0,24	0,11	0	0,11	0	0
$P_{\text{SR no block}}$ [%]	0,08	0,09	0,09	0,08	0,06	0,06	0,15	0,15	0,12	0,12	0,09	0,07	0,13	0,13	0,09	0,09	0,07	0,08	0,10	0,10	0,10	0,10
HSS [-]	0,0005	-0,0007	0,0004	0,001	0,001	0,002	-0,0006	0,0002	-0,002	-0,001	-0,002	0,002	-0,002	-0,001	-0,002	-0,0007	0,003	0,0005	-0,002	0,0002	-0,002	-0,002
Ostdeutschland																						
	OE	Skan	OE	Skan	OE	Skan	OE	Skan	OE	Skan	OE	Skan	OE	Skan	OE	Skan	OE	Skan	OE	Skan	OE	Skan
$P_{\text{block SR}}$ [%]	15,4	0	18,8	18,8	15,4	15,4	0	0	6,3	25,0	16,7	22,2	0	20,0	0	20,8	11,1	11,1	4,3	13,0	4,3	13,0
$P_{\text{SR block}}$ [%]	0,21	0	0,33	0,15	0,25	0,10	0	0	0,12	0,20	0,33	0,21	0	0,14	0	0,24	0,24	0,11	0,12	0,16	0,14	0,17
$P_{\text{SR no block}}$ [%]	0,06	0,08	0,07	0,08	0,06	0,07	0,08	0,09	0,09	0,07	0,09	0,09	0,09	0,07	0,14	0,12	0,09	0,10	0,13	0,12	0,13	0,12
HSS [-]	0,003	-0,001	0,005	0,001	0,004	0,0005	-0,002	-0,002	0,0006	0,002	0,005	0,002	-0,002	0,001	-0,003	0,002	0,003	0,0002	-0,0002	0,0007	0,0002	0,0008

Tabelle 17: Wie Tabelle 16, aber im CMIP6-Szenario SSP5-8.5 (2051-2100).

	ACCESS-CM2		CESM2-WACCM		CNRM-CM6-1		CCLM-EC-Earth3-Veg		EC-Earth3-Veg		IPSL-CM6A-LR		MPI-ESM1-2-HR		NorESM2-LM	
Westdeutschland																
	OE	Skon	OE	Skon	OE	Skon	OE	Skon	OE	Skon	OE	Skon	OE	Skon	OE	Skon
$P_{\text{block SR}}$ [%]	3,7	5,6	6,0	12,0	0,0	9,4	25,0	0,0	5,4	24,3	3,4	3,4	0,0	10,7	2,4	4,9
$P_{\text{SR block}}$ [%]	0,24	0,15	0,35	0,29	0,0	0,15	0,15	0,0	0,30	0,52	0,12	0,06	0,0	1,17	0,13	0,10
$P_{\text{SR no block}}$ [%]	0,30	0,31	0,27	0,27	0,19	0,18	0,02	0,02	0,20	0,17	0,16	0,17	0,16	0,15	0,23	0,24
HSS [-]	-0,001	-0,003	0,001	0,0003	-0,003	-0,0005	0,003	-0,0004	0,002	0,006	-0,0008	-0,002	-0,003	0,0003	-0,002	-0,002
Ostdeutschland																
	OE	Skon	OE	Skon	OE	Skon	OE	Skon	OE	Skon	OE	Skon	OE	Skon	OE	Skon
$P_{\text{block SR}}$ [%]	8,0	12,0	0,0	22,6	5,1	7,7	0,0	0,0	7,0	11,6	8,3	8,3	3,8	15,1	9,7	15,3
$P_{\text{SR block}}$ [%]	0,24	0,15	0,0	0,34	0,19	0,15	0,0	0,0	0,90	0,58	0,24	0,13	0,24	0,45	0,93	0,55
$P_{\text{SR no block}}$ [%]	0,13	0,14	0,17	0,15	0,22	0,22	0,03	0,03	0,49	0,47	0,13	0,13	0,29	0,27	0,37	0,38
HSS [-]	0,002	0,0003	-0,003	0,003	-0,0005	-0,001	-0,0006	-0,0006	0,007	0,002	0,002	-0,00007	-0,0009	0,003	0,01	0,003

Für die SSP5-8.5-Zukunft simulieren die Klimamodelle eine leichte Zunahme des Einflusses von Osteuropa-blocking auf Starkregen in Westdeutschland Tabelle 17. Jedoch werden für die Zukunft mehr Starkregentage berechnet, sodass die Wahrscheinlichkeit für gleichzeitiges blocking steigt. Dennoch ist $P_{SR|block}$ nur beim CESM-WACCM und beiden EC-Earth3-Veg höher als $P_{SR|no\ block}$, sodass nur in diesen Simulationen davon ausgegangen werden kann, dass blocking in Osteuropa das Auftreten von Starkregen fördert. Eine Ausnahme stellt das CCLM-EC-Earth3-Veg dar, wo $P_{block|SR}$ 25% beträgt und $P_{SR|block}$ deutlich höher als $P_{SR|no\ block}$ ist. Allerdings wurden hier nur vier Starkregen-Tage berechnet, sodass hier der Zufall eine Rolle gespielt haben könnte. Für den Einfluss von blocking in Skandinavien auf Starkregen in Westdeutschland lässt sich keine klare Änderung im Vergleich zur Historie feststellen.

Eine systematische Änderung von $P_{block|SR}$ in Ostdeutschland in der Zukunft lässt sich nicht feststellen. Die erhöhte Zahl an Starkregentagen führt allerdings zu einer Erhöhung von $P_{SR|block}$. Gleichzeitig nimmt aber auch $P_{SR|no\ block}$ zu, sodass es analog zur Historie keine Tendenz gibt, ob $P_{SR|block}$ oder $P_{SR|no\ block}$ höhere Werte annimmt, was auch zu einem indifferenten Bild beim HSS führt. Betrachtet man den Einfluss von Skandinavien-*blocking* auf Starkregen in Ostdeutschland, fällt auf, dass analog zur Historie $P_{SR|block}$ bei Skandinavien-*blocking* höher als bei Osteuropa-*blocking* ist. Des Weiteren ist auch für die Zukunft keine klare Tendenz erkennbar, ob für Starkregen eher *blocking* in Osteuropa oder Skandinavien relevant ist, während in den Reanalysen Osteuropa-*blocking* einen höheren Einfluss auf Starkregen in Ostdeutschland hat. Insgesamt wird auch für die Zukunft ein größerer Anteil von blockierenden Wetterlagen bei Starkregen in Ostdeutschland als in Westdeutschland simuliert.

Der Effekt von blockierenden Wetterlagen in Nordosteuropa ist, dass Tiefdruckgebiete, die vom Atlantik nach Europa vordringen, nicht mehr, wie im Normalfall bei einer westlichen Strömung, weiter nach Osten ziehen können und dadurch nach Süden in Richtung Mitteleuropa oder Mittelmeer abtropfen (Cut-Off-Prozess). Eine mögliche Folge von Abtropfprozessen über Westeuropa ist die Entwicklung von Vb-Tiefs, die in Deutschland insbesondere in Sachsen und am Alpenrand für unwetterartige Niederschlagsmengen sorgen, und deshalb ausführlicher untersucht wurden.

Eine Betrachtung der Wahrscheinlichkeit für Vb-Lagen bei *blocking* in Abbildung 58a und b zeigt, dass diese vor allem erhöht ist, wenn *blocking* von Osteuropa bis in den Nahen Osten auftritt. Die Wahrscheinlichkeit für Vb liegt dann in ERA5 bei ca. 15-20%. In CCLM-ERA-20C werden ähnliche Werte erreicht. In CCLM-EC-Earth3-Veg (b) stimmt zwar das räumliche Muster mit der Reanalyse überein, allerdings werden die Wahrscheinlichkeiten unterschätzt (10-15%). Bei *blocking* von Grönland bis Skandinavien liegt die Wahrscheinlichkeit für Vb bei ca. 5-10% in allen Produkten, wobei in ERA5 und CCLM-ERA-20C etwas höhere Werte erreicht werden.

Untersucht man, wo während Vb blockierende Wetterlagen auftreten, lassen sich zwei Schwerpunkte ausmachen (siehe Abbildung 58c und d). Einerseits tritt mit Werten von bis zu 20% *blocking* über dem Nordatlantik von Grönland bis Skandinavien auf, andererseits tritt *blocking* mit bis zu 20% aller Tage mit Vb in Nordosteuropa auf. In CCLM-EC-Earth3-Veg stimmt die räumliche Verteilung gut mit ERA5 überein, jedoch sind die Werte etwas niedriger. Das zeigt auch hier die leichte Unterschätzung des Zusammenhangs zwischen blockierenden Wetterlagen und Vb in den Klimasimulationen. Somit kann festgehalten werden, dass *blocking* während Vb tendenziell im Norden auftritt, ein Vb-Tief aber am häufigsten bei *blocking* in Osteuropa. Somit hat ein *block* in Osteuropa eine höhere Vorhersagekraft. Diese Unterschiede zwischen den bedingten Häufigkeiten $P_{Block|Vb}$ und $P_{Vb|Block}$ können darauf zurückgeführt werden, dass blockierende Wetterlagen häufiger in Skandinavien und auf dem Nordatlantik auftreten als in Osteuropa.

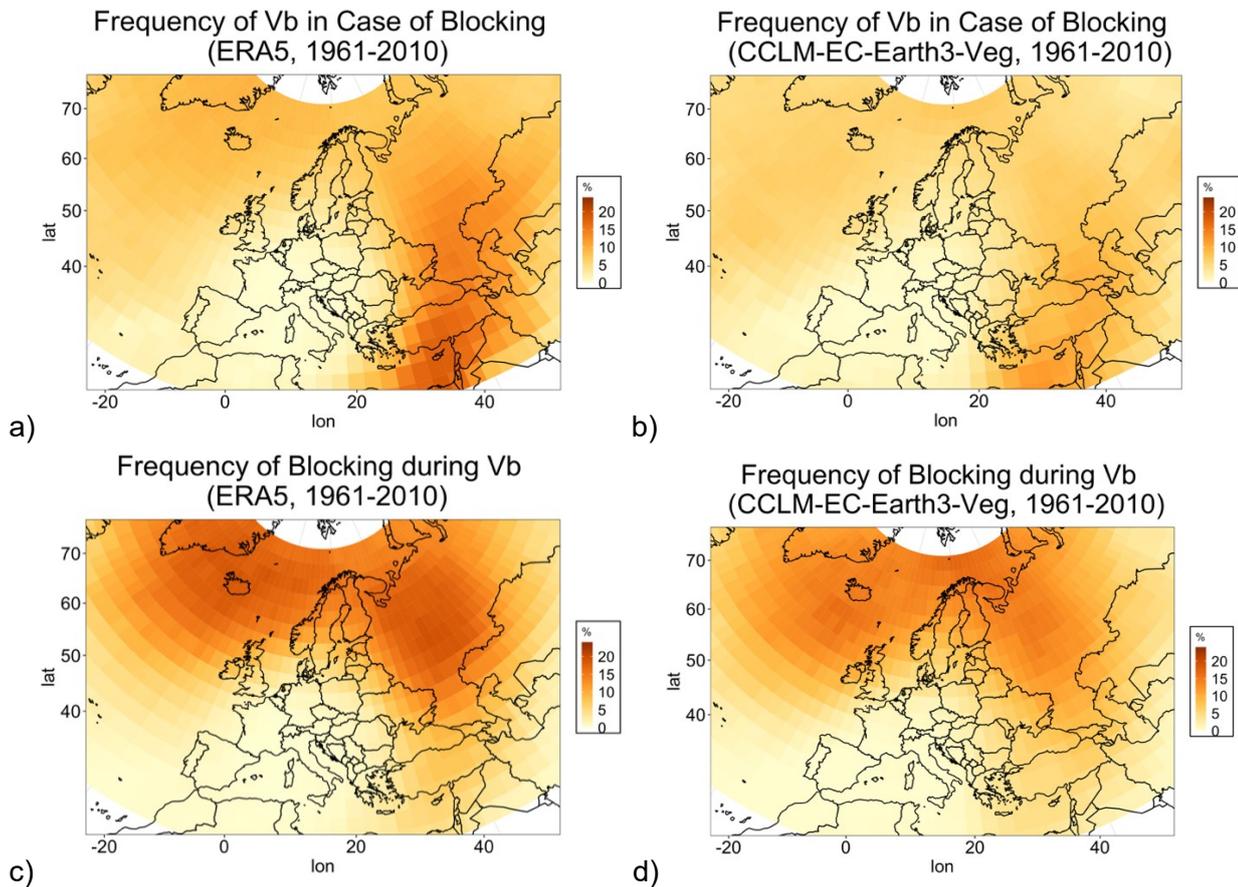


Abbildung 58: Häufigkeit von Vb-Tiefs im Fall von *blocking* (1961-2010) in ERA5 (a) und CCLM-EC-Earth3-Veg (b). Häufigkeit von *blocking* während Vb in ERA5 (c) und CCLM-EC-Earth3-Veg (d).

Anhand der räumlichen Verteilungen der bedingten Häufigkeiten in Abbildung 58a und c, lassen sich drei Regionen identifizieren, in denen blockierende Wetterlagen im Zusammenhang mit Vb-Tiefs stehen. Diese Regionen sind im Nordatlantik ($40^{\circ}\text{W}-0^{\circ}$, $55^{\circ}-75^{\circ}\text{N}$), in Skandinavien ($0^{\circ}-40^{\circ}\text{O}$, $60^{\circ}-75^{\circ}\text{N}$) und in Osteuropa ($30^{\circ}-60^{\circ}\text{O}$, $40^{\circ}-60^{\circ}\text{N}$). Für diese Regionen wurde geprüft, ob ein *block* vorliegt (mindestens 50% der Gitterpunkte blockiert). Eine graphische Übersicht über die drei Regionen zeigt Abbildung 47 in Anhang Gc.

Die Betrachtung der bedingten Häufigkeiten in Tabelle 18 zeigt, dass $P_{\text{block|Vb}}$ den höchsten Wert für Skandinavien-*blocking* annimmt, mit einem Wert von ca. 14%. Für *blocking* über Island und dem Nordatlantik ist $P_{\text{block|Vb}}$ in ERA5 ähnlich, in CCLM-ERA-20C allerdings etwas niedriger als für Skandinavien-*blocking*. Am niedrigsten ist $P_{\text{block|Vb}}$ für Osteuropa-*blocking*. Bei der Interpretation der Tabelle ist zu beachten, dass die einzelnen Regionen unabhängig voneinander betrachtet wurden. Das heißt, dass die Aussage „*block*“ oder „kein *block*“ in einer Region (z.B. Osteuropa) keine Information darüber gibt, ob gleichzeitig in einer anderen Region *blocking* aufgetreten ist.

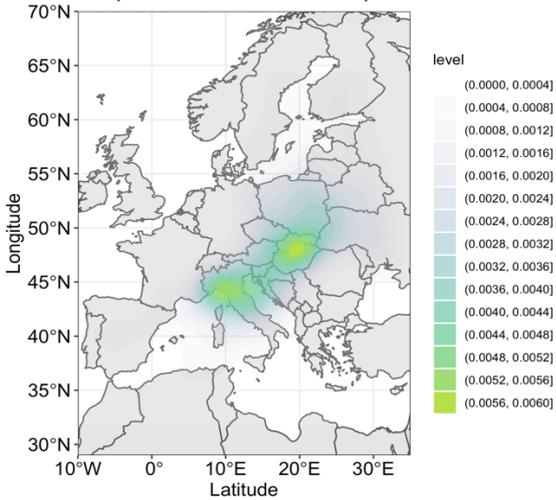
Betrachtet man nun die Häufigkeit von Vb bei *blocking*, fällt auf, dass Vb-Tiefs am häufigsten bei *blocking* in Osteuropa auftreten. In ERA5 ist die Häufigkeit mit 15,0% am höchsten. In CCLM-EC-Earth3-Veg wird die Häufigkeit von Vb bei *blocking* in Osteuropa dagegen unterschätzt und liegt bei knapp unter 10%. Bei *blocking* über dem Nordatlantik und Skandinavien ist die Häufigkeit von Vb deutlich niedriger und liegt bei 7-9% in ERA5 und CCLM-ERA-20C. Analog zu Osteuropa wird auch in Skandinavien und Island $P_{\text{Vb|block}}$ vom CCLM-EC-Earth3-Veg unterschätzt, wobei die Unterschätzung in Skandinavien stärker ausgeprägt ist. Vergleicht man die Häufigkeit von Vb bei *blocking* mit der Häufigkeit von Vb ohne *blocking*, lässt sich erkennen, dass der Unterschied für Skandinavien-*blocking* am geringsten und in Osteuropa am höchsten

ist. Dies zeigt, dass *blocking* in Osteuropa die höchste Vorhersagekraft für Vb hat. Die höhere Vorhersagekraft lässt sich auch am HSS erkennen, der für diese Region die höchsten Werte annimmt. Mit 0,09 liegt der HSS in ERA5 am deutlichsten über 0.

Tabelle 18: Übersicht über die bedingten Häufigkeiten bei Vb in ERA5, CCLM-ERA-20C und CCLM-EC-Earth3-Veg (1961-2010).

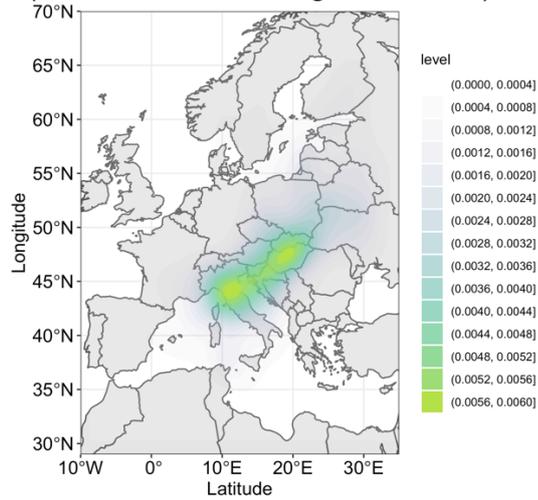
	ERA5			CCLM-ERA-20C			CCLM-EC-Earth3-Veg		
	Skand	Osteuropa	Island	Skand	Osteuropa	Island	Skand	Osteuropa	Island
$P_{\text{block Vb}}$ [%]	14,2	12,7	14,5	14,6	10,5	12,0	11,9	9,9	12,4
$P_{\text{Vb block}}$ [%]	7,7	15,0	9,1	7,7	12,5	7,6	5,2	9,0	6,7
$P_{\text{Vb no block}}$ [%]	5,8	5,6	5,7	5,7	5,6	5,8	4,9	4,7	4,8
HSS [-]	0,02	0,09	0,04	0,03	0,06	0,02	0,003	0,04	0,02

Vb Density Function without Blocking
(ERA5, 1961-2010)



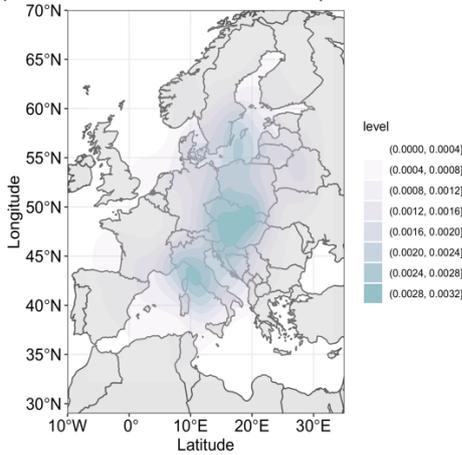
a)

Vb Density Function without Blocking
(CCLM-EC-Earth3-Veg, 1961-2010)



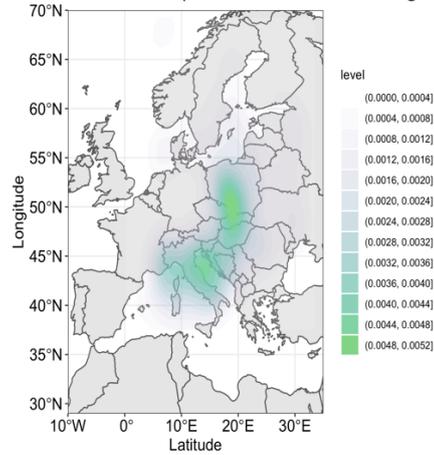
b)

Vb Density Function in Combination with Eastern Europe and Scandinavian Block (ERA5, 1961-2010)



c)

Vb Density Function in Combination with Eastern Europe and Scandinavian Block (CCLM-EC-Earth3-Veg, 1961-2010)



d)

Abbildung 59: Dichtefunktion der Vb-Tiefs (1961-2010), während deren Lebenszyklus *blocking* weder in Osteuropa noch in Skandinavien noch über dem Nordatlantik für ERA5 (a) und CCLM-EC-Earth3-Veg (b) bzw. *blocking* in Osteuropa und Skandinavien aufgetreten ist für ERA5 (c) und CCLM-EC-Earth3-Veg (d).

Um den Einfluss von *blocking* auf Vb-Tiefs besser zu verstehen, untersuchten wir die Wirkung blockierender Wetterlagen auf die Zugbahnen von Vb-Tiefs. Dazu wurden aus den Zugbahnen Dichtefunktionen erstellt, die Aufschluss über die räumliche Verteilung der Vb-Tiefs geben. Es wurde untersucht, ob während des Lebenszyklus einer Vb-Zyklone an mindestens einem Tag *blocking* in den drei ausgewählten Regionen auftritt. In Abbildung 59 wird für ERA5 und CCLM-EC-Earth3-Veg der Unterschied zwischen den Zugbahnen der Vb-Tiefs gezeigt, während deren Lebenszyklus in keiner der drei ausgewählten Regionen *blocking* erkannt wurde (ERA5: a und CCLM-EC-Earth3-Veg: b) und während deren Lebenszyklus es in Osteuropa und Skandinavien jeweils an mindestens einem Tag *blocking* gab (ERA5: c und CCLM-EC-Earth3-Veg: d). Der Vergleich (Abbildung 59a und c) zeigt, dass *blocking* die typische Vb-Zugbahn deutlich verändert: ohne *blocking* ziehen die Tiefs schwerpunktmäßig vom Golf von Genua bis nach Ungarn, mit blockierenden Hochs werden die Tiefs in Richtung Slowakei, Tschechien und Polen abgelenkt. Die blockierenden Hochs erhöhen also die Wahrscheinlichkeit von Starkregen in Ostdeutschland. Dies trifft insbesondere zu, wenn das Tief so weit nach Norden gezogen ist, dass Deutschland auf der Westseite

des Tiefzentrums in einer nördlichen bis nordwestlichen Strömung liegt, was am Erzgebirge für eine orographisch bedingte Intensivierung der Niederschläge sorgt. Die Dichtefunktion der Vb-Tiefs in CCLM-EC-Earth3-Veg zeigen ein sehr ähnliches Verhalten, allerdings reichen die Vb-Zugbahnen nicht so weit nach Norden wie in ERA5.

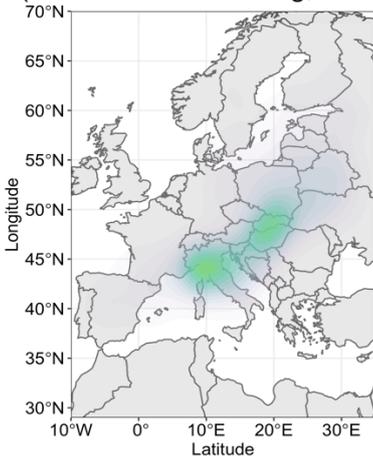
Untersucht man den Zusammenhang zwischen *blocking* und Vb in der SSP5-8.5-Zukunft (Tabelle 19), findet man eine leichte Zunahme von $P_{\text{block|Vb}}$ in Skandinavien, in den anderen Regionen nur leichte Änderungen. Vergleicht man $P_{\text{Vb|block}}$ zwischen Historie und Szenario, findet man für *blocking* bei Island eine leichte Abnahme, ansonsten nur unwesentliche Änderungen. Im Vergleich zur Historie nimmt dagegen $P_{\text{Vb|no block}}$ ab. Dadurch wird das Verhältnis zwischen $P_{\text{Vb|block}}$ und $P_{\text{Vb|no block}}$ größer. Dies deutet auf einen verstärkten Zusammenhang zwischen *blocking* und Vb hin, was durch den höheren HSS bestätigt wird. Zusammen mit dem in Hamouda et al. (2023) gefundenen höheren Anteil von konvektivem Niederschlag könnte dies das Schadenspotenzial von einzelnen Vb-Ereignissen erhöhen, insbesondere wenn ein *block* die Verweildauer des Tiefs über einer Region erhöht.

Tabelle 19: Übersicht über die bedingten Häufigkeiten bei Vb in CCLM-EC-Earth3-Veg im SSP5-8.5-Szenario (2051-2100).

	CCLM-EC-Earth3-Veg		
	Skan	Osteuropa	Island
$P_{\text{block Vb}}$ [%]	13,2	9,1	12,1
$P_{\text{Vb block}}$ [%]	5,2	9,3	5,9
$P_{\text{Vb no block}}$ [%]	3,7	3,6	3,6
HSS [-]	0,02	0,06	0,03

Für die zukünftigen Vb-Zugbahnen ergeben sich ohne *blocking* (Abbildung 60 links) keine wesentlichen Änderungen im Vergleich zur Historie. Vergleicht man die Dichtefunktion der Vb-Tiefs mit *blocking* in Skandinavien und Osteuropa (Abbildung 60 rechts), lassen sich Unterschiede zur Historie feststellen. Einerseits ist die Ablenkung nach Norden nicht mehr so stark ausgeprägt wie in der Historie. Andererseits ist die Dichtefunktion weniger diffus und nimmt in Italien sowie Ungarn und der Slowakei deutlich höhere Werte an. Dies lässt sich möglicherweise darauf zurückführen, dass in der Zukunft deutlich weniger Vb-Ereignisse mit *blocking* in Skandinavien und Osteuropa simuliert werden, sodass insgesamt weniger Gitterpunkte von einem Vb-Tief tangiert werden, was einen höheren Anteil eines einzelnen Punktes bedeutet (Summe der Häufigkeiten über alle Punkte muss 1 ergeben).

Vb Density Function without Blocking (CCLM-EC-Earth3-Veg, 2051-2099)



Vb Density Function in Combination with Eastern Europe and Scandinavian Block (CCLM-EC-Earth3-Veg, 2051-2099)

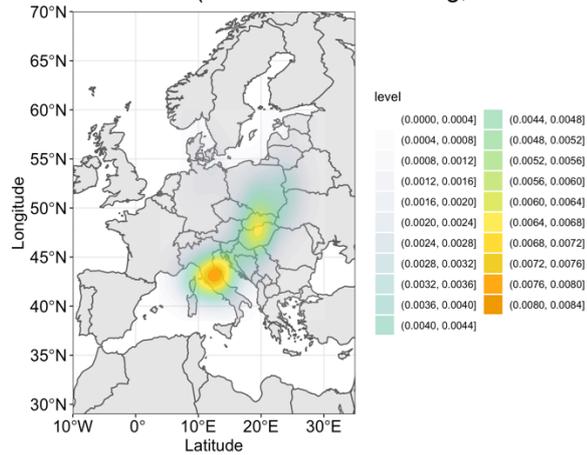
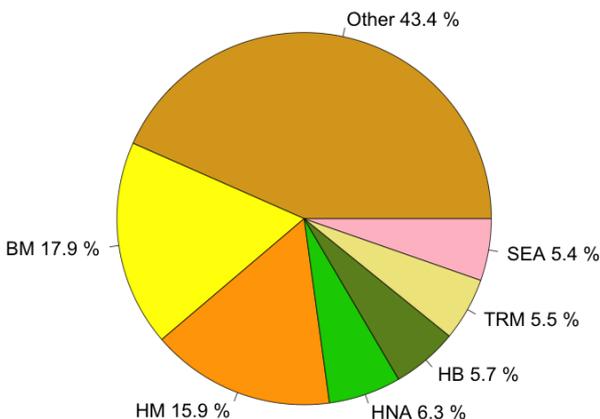


Abbildung 60: Dichtefunktion der Vb-Tiefs in CCLM-EC-Earth3-Veg im SSP5-8.5-Szenario (2051-2100), während deren Lebenszyklus *blocking* weder in Osteuropa noch in Skandinavien noch über dem Nordatlantik (links) bzw. *blocking* in Osteuropa und Skandinavien (rechts) aufgetreten ist.

8.3 Flauten und blockierende Wetterlagen

Analog zur Verknüpfung der zuvor beschriebenen Extreme mit *blocking*-Ereignissen berechneten wir die Häufigkeit einer Flaute an einem Punkt in der Mitte Deutschlands (51°N, 10°O) bei *blocking* und die Häufigkeit von *blocking* während Flauten in der Mitte Deutschlands. Um diese Ergebnisse besser einordnen zu können, wurden wieder die Wetterlagen nach Hess & Brezowsky an Flautetagen analysiert. Abbildung 61 links zeigt, dass Brücke Mitteleuropa und Hoch Mitteleuropa mit Abstand am häufigsten bei Flaute beobachtet werden. Die Ergebnisse zeigen Ähnlichkeiten zu Drücke et al. (2020), wo energiearme Perioden (wenig Wind und Sonne, „Dunkelflauten“) am häufigsten mit Hoch Mitteleuropa in Verbindung standen, aber auch Brücke Mitteleuropa eine nicht zu vernachlässigende Wetterlage ist. In NorESM ergeben sich bei den Wetterlagen leichte Unterschiede. Zwar liegt die Häufigkeit von Hoch Mitteleuropa und Brücke Mitteleuropa wie in ERA5 auf einem ähnlichen Niveau, jedoch kommen beide Wetterlagen häufiger vor als in der Reanalyse. Zudem überschätzt das NorESM den Einfluss von anti-zyklonalen Lagen mit westlicher Anströmrichtung etwas.

Weather Types during Calm (ERA5)



Weather Types during Calm (NorESM2-LM)

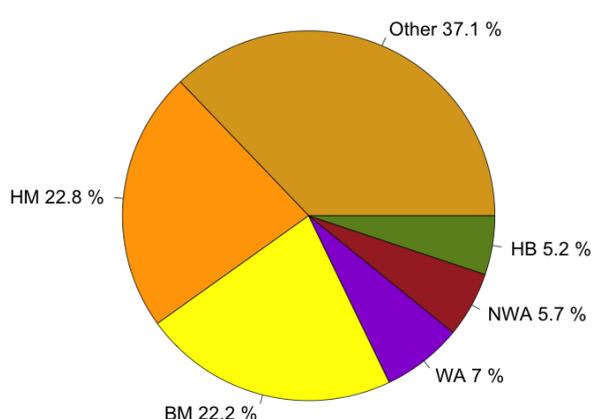


Abbildung 61: Wie Abbildung 52, aber für Tage mit Flaute (1961-2010) in der Mitte Deutschlands in ERA5-Reanalyse (links) und NorESM (rechts).

Der Einfluss der beiden häufigsten Wetterlagen in ERA5 lässt sich auch erkennen, wenn man in Abbildung 62 links die Häufigkeit einer Flaute im Fall von *blocking* untersucht. Am häufigsten treten Flaute in der Mitte Deutschlands mit ca. 10% auf, wenn *blocking* in Mitteleuropa auftritt. Dieser Bereich entspricht der Region, wo man bei den beiden häufigsten Wetterlagen in Abbildung 61 auch *blocking* erwarten würde. Am häufigsten sind blockierende Wetterlagen während Flaute in ERA5 über der Nordsee mit ca. 20%. (Abbildung 62 rechts). Die Nordverschiebung des *blocking*-Schwerpunkts für $P_{\text{block}|Flaute}$ ist, analog zu den Hitzewellen, dadurch erklärt, dass *blocking* in Nordeuropa häufiger vorkommt als in Mitteleuropa.

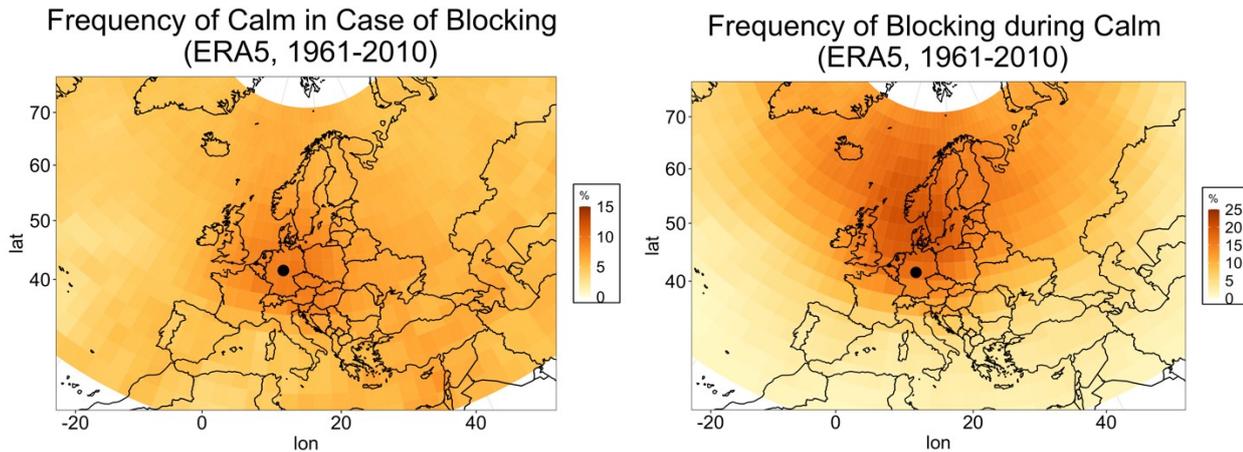


Abbildung 62: Häufigkeit einer Flaute am markierten Punkt im Fall von *blocking* (1961-2010) in ERA5 (links). Häufigkeit von *blocking* während einer Flaute am Punkt in ERA5 (rechts).

Um den Zusammenhang zwischen blockierenden Wetterlagen und Flaute für alle Reanalysen und CMIP6-Simulationen untersuchen und darstellen zu können, wurde für jeden Datensatz eine Kontingenztafel berechnet, anhand derer die bedingten Häufigkeiten und der HSS berechnet werden können. Um für ein größeres Gebiet festlegen zu können, ob ein *block* vorliegt oder nicht, wurde analog zu der Betrachtung der anderen Extreme bestimmt, dass für einen *block* innerhalb einer festgelegten Box mindestens 50% aller Gitterpunkte zu einem Zeitpunkt blockiert sein müssen. Für Flaute wurde anhand der räumlichen Verteilungen in ERA5 (Abbildung 62) ein Ausschnitt 10°W-25°O, 50°-65°N festgelegt (siehe Abbildung 49 in Anhang Gd).

Vergleicht man die bedingten Häufigkeiten zwischen Reanalysen und CMIP6-Simulationen im historischen Zeitraum in Tabelle 20, findet man im Großen und Ganzen gute Übereinstimmungen zwischen Reanalysen und Simulationen. Die Häufigkeit von blockierenden Wetterlagen bei Flaute liegt bei ca. 15%, während die Häufigkeit von Flaute im Fall von blockierenden Wetterlagen bei ca. 7-8% und bei knapp unter 5% ohne blockierende Wetterlagen liegt. Somit sind Flaute im Jahresmittel gesehen 1,5- bis 2-mal häufiger, wenn *blocking* auftritt als wenn nicht. Der Zusammenhang zwischen *blocking* und Flaute wird vom MPI leicht überschätzt, vom ACCESS dagegen leicht und vom IPSL sogar deutlich unterschätzt. Vergleicht man den Zusammenhang zwischen *blocking* und Flaute in beiden EC-Earth3-Veg, ergeben sich nur geringfügige Unterschiede zwischen der Verwendung des Windfelds in der globalen und regionalen Simulation. Dass *blocking* eine leichte Vorhersagekraft für Flaute hat, lässt sich am HSS erkennen, der im Allgemeinen um 0,05 und somit etwas über 0 liegt.

Tabelle 20: Übersicht über die bedingten Häufigkeiten bei Flauten in der Mitte Deutschlands in Reanalysen und CMIP6-Simulationen (1961-2010).

	ERA 5	ERA-20C	20CR	ACCESS-CM2	CESM2-WACCM	CNRM-CM6-1	CCLM-EC-Earth3-Veg	EC-Earth3-Veg	IPSL-CM6A-LR	MPI-ESM1-2-HR	No-rESM2-LM
$P_{\text{block Flaute}} [\%]$	16,9	12,4	14,5	11,9	16,0	17,1	15,9	16,7	9,6	18,4	15,1
$P_{\text{Flaute block}} [\%]$	8,1	6,8	7,4	6,1	8,3	9,2	7,7	7,4	5,3	9,5	8,7
$P_{\text{Flaute no block}} [\%]$	4,5	5,1	4,8	4,6	4,5	4,5	4,8	4,3	4,8	4,4	4,4
HSS [-]	0,05	0,02	0,03	0,02	0,05	0,06	0,04	0,04	0,006	0,07	0,05

Da für die Energieproduktion vor allem Dunkelflauten im Herbst und Winter relevant sind, wurden die Monate Oktober bis Februar gesondert betrachtet. Der Vergleich der Werte in Tabelle 21 und Tabelle 20 zeigt einen wesentlich größeren Einfluss von *blocking* auf Flauten im Herbst und Winter als im Jahresmittel. Dies lässt sich daran erkennen, dass einerseits der *blocking*-Anteil an Flaute-Tagen in allen Modellen deutlich zunimmt (auf Werte zwischen 20 und 30%), und dass andererseits das Auftreten von *blocking* die Häufigkeit von Flauten leicht erhöht (auf knapp 10%). Gleichzeitig ist die Häufigkeit von Flauten ohne *blocking* etwas niedriger als im Jahresmittel. Auch der HSS nimmt höhere Werte an.

Die meisten CMIP6-Modelle simulieren im historischen Klima ähnliche Werte wie die Reanalysen. Eine Ausnahme stellt hier das CCLM-EC-Earth3-Veg mit im Vergleich niedrigeren Werten dar. Dies ist insofern überraschend, da das globale EC-Earth3-Veg im Bereich der Reanalysen liegt. Da der Auswertepunkt im Bereich der Mittelgebirge liegt, könnten Ursachen die Darstellung der Orographie oder von Grenzschichtprozessen im Regionalmodell sein. Insgesamt lässt sich festhalten, dass blockierende Wetterlagen insbesondere in den Monaten mit niedrigem Sonnenstand (Oktober bis Februar) für Flauten relevant sind und dass die Modelle im Großen und Ganzen die in den Reanalysen sichtbar gewordenen Zusammenhänge simulieren können.

Tabelle 21: Wie Tabelle 20, aber für Oktober bis Februar.

	ERA5	ERA-20C	20CR	ACCESS-CM2	CESM2-WACCM	CNRM-CM6-1	CCLM-EC-Earth3-Veg	EC-Earth3-Veg	IPSL-CM6A-LR	MPI-ESM1-2-HR	No-rESM2-LM
$P_{\text{block Flaute}} [\%]$	26,8	18,8	21,0	20,5	27,7	32,1	18,5	26,2	25,5	26,4	27,1
$P_{\text{Flaute block}} [\%]$	10,8	6,9	8,4	7,3	8,6	10,0	8,3	9,8	6,0	4,9	6,9
$P_{\text{Flaute no block}} [\%]$	3,6	3,5	3,9	3,1	2,5	2,5	4,4	3,3	1,8	1,6	1,9
HSS [-]	0,10	0,05	0,06	0,06	0,09	0,11	0,05	0,09	0,06	0,05	0,07

Für die Betrachtung der Monate Oktober bis Februar in einer SSP5-8.5-Zukunft ergeben sich nur leichte Unterschiede zur historischen Periode. So wird in beiden EC-Earth3-Veg eine schwächere Vorhersagekraft des *blockings* für Flauten in der Zukunft (Tabelle 22) als in der Vergangenheit (Tabelle 21) simuliert. Eine leichte Zunahme der Vorhersagekraft wird dagegen für das CNRM-CM6, das MPI-HR und das NorESM simuliert. Für die übrigen Simulationen ergeben sich nur vernachlässigbare Änderungen. Für die ganzjährige Betrachtung ergibt sich ein ähnliches Bild (siehe Tabelle 9 im Anhang).

Tabelle 22: Wie Tabelle 21 in den Monaten Oktober-Februar, aber im CMIP6-Szenario SSP5-8.5 (2051-2100).

	ACCESS-CM2	CESM2-WACCM	CNRM-CM6-1	CCLM-EC-Earth3-Veg	EC-Earth3-Veg	IPSL-CM6A-LR	MPI-ESM1-2-HR	NorESM2-LM
$P_{\text{block Flaute}} [\%]$	22,1	26,4	36,1	14,2	19,4	25,4	33,9	31,8
$P_{\text{Flaute block}} [\%]$	8,3	7,6	10,6	7,5	9,7	4,7	7,2	9,0
$P_{\text{Flaute no block}} [\%]$	3,5	2,2	2,3	4,4	3,9	1,5	1,6	1,9
HSS [-]	0,07	0,08	0,12	0,04	0,08	0,05	0,08	0,10

8.4 Fazit zu *blocking* und Extremen in Deutschland

Die Untersuchung der Reanalysen ergab folgende Ergebnisse:

- Der stärkste Zusammenhang besteht zwischen *blocking* und Hitzewellen im Sommerhalbjahr. Hitzewellen kommen im Sommerhalbjahr an Tagen mit *blocking* ca. 8–9-mal häufiger vor als an Tagen ohne *blocking*. Bei starken Hitzewellen ist das Verhältnis noch deutlicher ausgeprägter (30–60-mal häufiger) und *blocking* tritt an der überwiegenden Zahl dieser Tage auf (ca. 65–80%). Schwerpunkt des *blocks* ist dabei Mitteleuropa. Damit sind die sommerlichen Hitzewellen bevorzugt durch solare Einstrahlung und großflächiges Absinken von Luftmassen im *block* verursacht.
- Der Zusammenhang zwischen *blocking* und Hitzewellen im Winterhalbjahr ist vorhanden, aber weniger einheitlich zwischen den Reanalysen. Hitzewellen treten an Tagen mit *blocking* 5–10-mal häufiger auf als an Tagen ohne *blocking*. Schwerpunkt des *blocks* ist nun im Mittelmeerraum. Damit sind Winterhitzewellen advektiv geprägt, d.h. durch das Herantransport warmer Luftmassen.
- Für Starkregen sind vor allem *blocks* über Skandinavien und Osteuropa relevant. Für Starkregen in Ostdeutschland haben Osteuropa-*blocks* eine deutliche höhere Relevanz als für Starkregen in Westdeutschland. Jedoch ist der Einfluss von *blocking* auf Starkregen deutlich schwächer ausgeprägt als auf Hitzewellen. *blocking* in Osteuropa erhöht die Häufigkeit von Starkregen um den Faktor 3,5–4,5.
- Vb-Tiefs treten insbesondere bei *blocking* in Osteuropa vermehrt auf (2–3-mal häufiger). Außerdem ändert *blocking* die Zugbahn der Tiefs in Richtung Mitteleuropa, was die Starkregengefahr in Mitteleuropa erhöht. Weitere *blocking*-Regionen mit Einfluss auf Vb-Tiefs sind Skandinavien und der Nordatlantik/Island.
- Für Flauten sind vor allem *blocks* über dem nördlichen Mitteleuropa und der Nordsee begünstigend und erhöhen die Häufigkeit von Flauten um den Faktor 1,5–2. In den Monaten Oktober bis Februar, in denen die Sonne besonders niedrig steht und das Risiko von Dunkelflauten am höchsten ist, treten Flauten 2–3-mal häufiger an Tagen mit *blocking* als an Tagen ohne *blocking* auf.

- Eine Zunahme von *blocking* im Frühling und Sommer erhöht die Wahrscheinlichkeit von Starkregen und Vb-Lagen, und von Hitzewellen.
- Die Abnahme von Grönland-*blocking* im Winter reduziert, basierend auf den Ergebnissen von Gotsch (2024), die Wahrscheinlichkeit von Kältewellen in Mitteleuropa.

Für die CMIP6-Simulationen für Vergangenheit und Zukunft ergaben sich folgende Ergebnisse:

- Die Simulationen des historischen Klimas können den Zusammenhang zwischen *blocking* und Extremereignissen in Abhängigkeit vom untersuchten Extremereignis unterschiedlich gut darstellen. Während Hitzewellen und Flauten gut abgebildet werden, gibt es die größten Abweichungen bei Starkregen. Dies ist auf die unterschiedliche räumliche Ausdehnung der Extremereignisse zurückzuführen. Grob aufgelöste Klimamodelle erfassen kleinskalige Phänomene nur unzureichend. Die Unterschätzung der Zunahme von *blocking* in Nord- und Osteuropa könnte die Darstellung von Starkregen und Vb-Tiefs in den Simulationen beeinflussen.
- In den Simulationen des historischen Klimas wird die Zunahme von Hitzewellen unterschätzt. Da der Zusammenhang zwischen *blocking* und Hitzewellen relativ gut, aber nicht der Anstieg der Sommer-*blocking*-Frequenz simuliert wird, ergibt sich daraus ein Erklärungsansatz für die Unterschätzung.
- Für eine SSP5-8.5-Zukunft ergeben sich in erster Linie eine abgeschwächte Beziehung zwischen blockierenden Wetterlagen und Hitzewellen. Es wird eine deutliche Zunahme von Hitzewellen projiziert, aber eine leichte Abnahme der *blocking*-Frequenz. Das zeigt einen reduzierten Einfluss von *blocking* auf Hitzewellen. Da die Modelle entgegen dem historischen Trend tendenziell weniger Sommer-*blocking* in der Zukunft simulieren, kann nicht ausgeschlossen werden, dass Hitzewellen in der Zukunft häufiger und stärker als in den pessimistischsten Simulationen werden.
- Der Einfluss von *blocking* auf Starkregen ändert sich in den Klimaprojektionen nur geringfügig. Für Starkregen selbst wird im Allgemeinen insgesamt eine Zunahme simuliert, da wärmere Luft mehr Wasserdampf speichern kann. Tritt Starkregen im Zusammenhang mit *blocking* auf, ist durch die längere Verweildauer des Niederschlagsgebietes an einem Ort mit besonders intensiven Ereignissen zu rechnen. Dies wird durch eine projizierte Zunahme konvektiver Niederschläge in der Zukunft noch verstärkt.
- Bei Flauten wird keine wesentliche Änderung im Vergleich zur Historie simuliert. Tritt die projizierte Abnahme von Winter-*blocking* über Mitteleuropa ein, würde dies die Wahrscheinlichkeit von Flauten im Winter jedoch reduzieren.

9 Handlungsempfehlung

Unabhängig von der Entwicklung der *blocking*-Frequenz in der Zukunft müssen Bundesländer und Kommunen sich in der Zukunft auf eine Zunahme von Extremereignissen einstellen. Dies betrifft sowohl Hitzewellen als auch Starkregen. Da die Trends der *blocking*-Frequenz in der Zukunft unsicher sind und eine Fortsetzung des Trends aus der Vergangenheit eine weitere Zunahme im Frühling und Sommer in der Zukunft zur Folge hätte und damit durch *blocking* verstärkte Häufigkeiten von Hitzewellen und Starkniederschlägen, muss angenommen werden, dass dann die extremsten Berechnungen des CMIP6-Ensembles eintreten können oder dass diese möglicherweise noch übertroffen werden. Dementsprechend sollten sich Akteure der Klimaanpassung beim Entwurf von Anpassungsstrategien an den simulierten extremen Extremen, d.h. an der gesamten Bandbreite des verfügbaren Ensembles der Klimaprojektionen, und nicht an Mittelwerten des Ensembles orientieren.

10 Fazit und Ausblick

In diesem Bericht wurde das Auftreten blockierender Wetterlagen seit Beginn des 20. Jahrhunderts in Reanalysen und CMIP6-Simulationen der Vergangenheit sowie in Simulationen der Zukunft unter Annahme des SSP5-8.5-Szenarios untersucht. Anschließend wurde das Auftreten blockierender Wetterlagen in Bezug zu großskaligen Treibern und Klimaextremen in Vergangenheit und Zukunft gesetzt. Die Auswertung der Reanalysen ergab dabei Folgendes:

- Die Auswertung der *blocking*-Frequenz ergab im Jahresmittel nur unwesentliche Änderungen der Häufigkeit blockierender Wetterlagen seit 1900. Dabei gab es tendenziell eine Abnahme bzw. Stagnation im Herbst und Winter sowie eine Zunahme im Frühling und Sommer. Ab dem späten 20. Jahrhundert (ca. 1980) ließ sich regional auch im Jahresmittel eine leichte, nicht signifikante Zunahme feststellen. Eine Zunahme von *blocking* im Frühling ist relevant für den folgenden Sommer, weil dadurch weniger Niederschläge fallen und die Böden austrocknen. Dies erhöht nachfolgend wegen fehlender Verdunstungskälte die Wahrscheinlichkeit und Stärke von Hitzewellen.
- Die Analyse großskaliger Treiber für das *blocking* ergab, dass SST-Anomalien im Nordatlantik, die Schneebedeckung in Eurasien sowie die Meereisbedeckung in der Barents-Kara-See einen Einfluss auf das Auftreten von *blocking* im europäisch-atlantischen Raum haben.
- Insbesondere für den Frühling wurden statistische Zusammenhänge zwischen Treibern und *blocking* gefunden, die im Einklang mit der Zunahme der *blocking*-Frequenz im Frühling über Europa stehen. Außerdem stehen die Trends der Treiber im Einklang mit dem Rückgang der *blocking*-Frequenz im Winter über dem Nordatlantik.

Es wurden die Zusammenhänge zwischen *blocking* und den Wetter- und Klimaextremen gezeigt:

- *blocking* wirkt sich in Abhängigkeit von der Lage unterschiedlich auf das Auftreten von Extremereignissen in Mitteleuropa aus.
- Block im Sommerhalbjahr über Mitteleuropa begünstigt das Auftreten von Hitzewellen.
- Block über Nord- und Osteuropa erhöht die Wahrscheinlichkeit von Starkregen, auch durch Vb-Tiefs verursacht.
- Block im nördlichen Mitteleuropa begünstigt Flauten. Die Wirkung von *blocking* auf Flauten ist besonders ausgeprägt in den Monaten mit niedrigem Sonnenstand Oktober bis Februar (verstärktes Risiko von „Dunkelflauten“).

Analoge Untersuchungen zu Treibern, *blocking* und Extremereignissen mit CMIP6-Simulationen für das historische Klimazeitraum ergaben:

- In vielen CMIP6-Simulationen stimmen die Statistiken der oben erwähnten großskaligen Treiber nicht mit den Reanalysen überein. So wird das Erwärmungsloch in vielen Simulationen erst in der Zukunft bei einer stärker fortgeschrittenen globalen Erwärmung als heute berechnet.
- Des Weiteren weicht auch die Beziehung zwischen den Treibern und blockierenden Wetterlagen in vielen Fällen von den Reanalysen ab. Dies erschwert eine Aussage über die Vorhersagekraft von Treibern auf blockierende Wetterlagen in der Zukunft.
- In den CMIP6-Simulationen ist im Ensemble-Mittel kein Trend der *blocking*-Frequenz sichtbar. Dies betrifft sowohl das Jahresmittel als auch die einzelnen Jahreszeiten.
- Die CMIP6-Simulationen können den Zusammenhang zwischen *blocking* und Extremereignissen in Abhängigkeit von der Skaligkeit des untersuchten Extrems unterschiedlich gut darstellen. Je großskaliger das Phänomen ist, desto besser kann der Zusammenhang zwischen *blocking* und dem Extrem dargestellt werden.

Im nächsten Schritt wurden die CMIP6-Simulationen unter Annahme des pessimistischsten Szenarios SSP5-8.5 („Der fossile Weg“) untersucht. Da die Darstellung der Treiber und die Beziehung zu *blocking* bereits in den CMIP6-Simulationen der Vergangenheit in vielen Fällen von den Reanalysen abweicht, wird hier nur auf das *blocking* und die Extreme eingegangen.

- Für eine SSP5-8.5-Zukunft simulieren die Modelle allgemein eine leichte Abnahme der *blocking*-Frequenz. Dies ist jedoch aufgrund der Abweichungen zu den Reanalysen mit Unsicherheiten verbunden, insbesondere im Sommer, wo die größte Abweichung der Simulationen der Vergangenheit zu den Reanalysen besteht und die Trends der Zukunftsprojektionen die größte Bandbreite aufweisen. Modelle, deren simulierte Trends der Vergangenheit am besten mit den Trends der Reanalysen übereinstimmen, simulieren tendenziell eine schwächere Abnahme oder regional sogar eine Zunahme in der Zukunft.
- Für die Zukunft ergeben sich die größten Änderungen bei Hitzewellen und deren Beziehung zu *blocking*. Unabhängig von der Änderung der *blocking*-Frequenz wird eine deutliche Zunahme von Hitzewellen projiziert. Auch bei Starkregen wird eine Zunahme projiziert, bei Flauten keine wesentliche Änderung.

Abschließend kann festgehalten werden, dass bei weiterer Zunahme von Frühlings- und Sommer-*blocking* mit häufigeren Hitzewellen und Starkregen/Vb-Lagen gerechnet werden muss, während eine Zunahme von Dunkelflauten im Winter wegen abnehmender *blocking*-Frequenz über Mitteleuropa nicht erwartet wird.

Außerdem zeigte sich, dass der Einfluss von blockierenden Wetterlagen auf Extremereignisse relativ gut in den CMIP6-Simulationen dargestellt wird, während der Einfluss von großskaligen Treibern auf blockierende Wetterlagen nur unzureichend dargestellt wird. Damit hat sich die Projekthypothese, dass ein großskaliger Zusammenhang wie der zwischen Treibern und *blocking* relativ gut in Klimamodellen dargestellt wird, während ein kleinskaliger wie der zwischen *blocking* und Extremen weniger gut simuliert wird, nicht bestätigt. Diese Studie zeigte, dass trotz aller Verbesserungen in der Klimamodellierung in den letzten Jahrzehnten die Modelle bei einem so komplexen Phänomen wie blockierenden Wetterlagen, das von vielen Faktoren beeinflusst wird, immer noch nicht alle mit diesem Phänomen verbundenen Prozesse simulieren können. Als ein weiteres Problem stellte sich dar, dass die verfügbaren Wetterdaten aus Beobachtungen nicht in einer ausreichend hohen räumlichen Auflösung so lange in die Vergangenheit reichen, dass man eindeutig bestimmen kann, ob die Trends der vergangenen Jahrzehnte ein Klimatrend oder natürliche Variabilität sind. Hier ist es nötig, die Messreihen in der Zukunft durch ein dichtes Mess- und Beobachtungsnetz fortzuführen, um feststellen zu können, ob die beobachteten Trends sich fortsetzen oder wieder umkehren.

Ein möglicher Schritt für weitere Arbeiten wäre eine Untersuchung, ob die zwischen den Treibern und *blocking* gefundenen Beziehungen nicht nur statistisch, sondern auch kausal erklärbar sind. Hierzu würden sich die Anwendung eines Bayes'sches Inferenznetz und Sensitivitätsexperimente mit Klimamodellen eignen. Daraus ließen sich wiederum fundiertere Aussagen über das Auftreten von *blocking* und damit verbundene Extremereignisse in der Zukunft ableiten. Da die großskaligen Treiber in Jahreszeitevorfhersagen initialisiert werden, wäre eine Evaluierung der Vorhersage der diskutierten Wetter- und Klimaextreme und *blocking* in den Jahreszeitevorfhersagen wünschenswert, um deren Anwendbarkeit zu prüfen und deren Anwendung in der Vorsorge zu fördern.

Literaturverzeichnis

- ATHANASIADIS, P.J., YEAGER, S., KWON, YO. et al. (2020). Decadal predictability of North Atlantic blocking and the NAO. *npj Clim Atmos Sci* 3, 20. <https://doi.org/10.1038/s41612-020-0120-6>.
- AUSTIN, J.F. (1980). The blocking of middle latitude westerly winds by planetary waves. *Q. J. R. Meteorol Soc.* 1980;106(448):327–50.
- BARNES, E. A., E. DUNN-SIGOUIN, G. MASATO, AND T. WOOLLINGS (2014). Exploring recent trends in Northern Hemisphere blocking. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 638–644, doi:10.1002/2013GL058745.
- BARRIOPEDRO-CEPERO, D., R. GARCIA-HERRERA, A.R. LUPO & E. HERNANDEZ (2006). A climatology of Northern Hemisphere blocking. *J. Clim.* 19: 1042–1063. <https://doi.org/10.1175/JCLI3678.1>.
- BARRIOPEDRO D., CALVO N. (2014). On the relationship between ENSO, stratospheric sudden warmings, and blocking. *J Clim.* 2014;27(12):4704–20. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00770.1>.
- BISSOLLI, P.; DITTMANN E. (2001). The objective weather type classification of the German Weather Service and its possibilities of application to environmental and meteorological investigations. *Meteorologische Zeitschrift*, Vol. 10, No. 4, 253–360. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2001/0010-0253>.
- BJERKNES, J. (1964): Atlantic air-sea interaction. *Advances in Geophysics*, Vol. 10, Academic Press, 1–82. [https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(08\)60005-9](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60005-9).
- BLÖSCHL, G., KISS, A., VIGLIONE, A. et al. (2020). Current European flood-rich period exceptional compared with past 500 years. *Nature* 583, 560–566. <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2478-3>.
- BRIDGMAN H.A., J.E.OLIVER (2006). *The Global Climate System, Patterns, Processes, and Teleconnections*. Cambridge University Press.
- BRUNNER, L., PENDERGRASS, A. G., LEHNER, F., MERRIFIELD, A. L., LORENZ, R., & KNUTTI, R. (2020). Reduced global warming from CMIP6 projections when weighting models by performance and independence. *Earth System Dynamics*, 11(4), 995–1012. <https://doi.org/10.5194/esd-11-995-202>.
- BUEHLER, T., C. C. RAIBLE, AND T. F. STOCKER (2011). The relationship of winter season North Atlantic blocking frequencies to extreme cold or dry spells in the ERA-40. *Tellus, Ser. A*, 63, 212–222, doi:10.1111/j.1600-0870.2010.00492.x.
- CAESAR, L., RAHMSTORF, S., ROBINSON, A. et al. (2018). Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature* 556, 191–196. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0006-5>.
- CHEN, T.C. & J. YOON (2002). Interdecadal variation of the North Pacific wintertime blocking. *Mon.Weather Rev.* 130: 3136–3143. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2002\)130%3C3136:IVOTNP%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130%3C3136:IVOTNP%3E2.0.CO;2).
- COLUCCI, S.J. (1985). Explosive cyclogenesis and large-scale circulation changes: implications for atmospheric blocking. *J Atmos Sci.* 42(24):2701–17. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1985\)042%3C2701:ECALSC%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1985)042%3C2701:ECALSC%3E2.0.CO;2).
- CZAKAY, C. (2022). Information exchange from marginal seas to Vb-precipitation in MedCORDEX simulations. *MSc-Arbeit am Institut für Atmosphäre und Umwelt, Goethe-Univ. Frankfurt*.
- DANABASOGLU, G., YEAGER, S. G., BAILEY, D., BEHRENS, E., BENTSEN, M., BI, D., et al. (2014). North Atlantic in coordinated ocean-ice reference experiments phase II (CORE-II). Part I: mean states. *Ocean Modelling*, 73, 76–107. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.10.005>.
- DASGUPTA, P., METYA, A., NAIDU, C.V. et al. (2020). Exploring the long-term changes in the Madden Julian Oscillation using machine learning. *Sci Rep*10, 18567. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-75508-5>.

- DAVINI, P., C. CAGNAZZO, S. GUALDI, AND A. NAVARRA (2012). Bidimensional diagnostics, variability, and trends of northern hemisphere blocking. *Journal of Climate* 25(19), 6496–6509. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00032.1>.
- DAVINI, P., AND D'ANDREA, F. (2020). From CMIP3 to CMIP6: Northern Hemisphere Atmospheric blocking Simulation in Present and Future Climate, *Journal of Climate*, 33(23), 10021-10038. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0862.1>.
- DRÜCKE, J., M. BORSCHKE, P. JAMES, F. KASPAR, U. PFEIFROTH, B. AHRENS, AND J. TRENTMANN (2020). Climatological analysis of solar and wind energy in Germany using the Grosswetterlagen classification. *Renewable Energy*, 64, 1254-1266. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2020.10.102>.
- DUCHEZ, A., E. FRAJKA-WILLIAMS, S. A. JOSEY, D. G. EVANS, J. P. GRIST, R. MARSH, G. D. MCCARTHY, B. SINHA, D. I. BERRY AND J. J-M. HIRSCHI (2016). Drivers of exceptionally cold North Atlantic Ocean temperatures and their link to the 2015 European heat wave. *Environ. Res. Lett.* 11 074004 <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/7/074004>.
- Enercon (2019), <https://www.enercon.de/en/products/ep-8/e-126/>. Letzter Zugriff: 10.11.2020.
- EYRING, V., S. BONY, G.A. MEEHL, C.A. SENIOR, B. STEVENS, R.J. STOUFFER, K.E. TAYLOR (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) Experimental Design and Organization. *Geoscientific Model Development Discussions* 9 (5). doi:10.5194/gmd-9-1937-2016.
- EYRING, V., G. FLATO, J. MEEHL, C. SENIOR, B. STEVENS, R.J. STOUFFER, K. TAYLOR (2018). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) Experimental Design and Organization. https://www.wcrp-climate.org/images/modelling/WGCM/CMIP/CMIP6FinalDesign_GMD_180329.pdf.
- GARCÍA-HERRERA, R., AND D. BARRIOPEDRO (2006). Northern Hemisphere snow cover and atmospheric blocking variability. *J. Geophys. Res.*, 111, D21104, doi:10.1029/2005JD006975.
- GASTINEAU, G., & FRANKIGNOUL, C. (2015). Influence of the North Atlantic SST variability on the atmospheric circulation during the twentieth century. *Journal of Climate*, 28(4), 1396–1416. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00424.1>.
- GESSNER, C. (2018). The Structure of Atmospheric blocking in the German Climate Forecast System. MSc-Arbeit am Institut für Atmosphäre und Umwelt, Goethe-Univ. Frankfurt.
- GOTSCH, T. (2024). Zusammenhang zwischen Kältewellen und blockierenden Wetterlagen in Deutschland. BSc-Arbeit am Institut für Atmosphäre und Umwelt, Goethe-Univ. Frankfurt.
- HAARSMA, R. J., F. M. SELTEN, S. S. DRIJFHOUT (2015). Decelerating Atlantic meridional overturning circulation main cause of future west European summer atmospheric circulation changes. *Environ. Res. Lett.* 10 094007, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/9/094007>.
- HÄKKINEN S, RHINES PB, WORTHEN DL. (2011). Atmospheric blocking and Atlantic multidecadal ocean variability. *Science*. 2011;334(6056): 655-9. <https://doi.org/10.1126/science.1205683>.
- HAMOUDA, M.E., C. CZAKAY, B. AHRENS. On Convection During Vb-Cyclone Events in Present and Warmer Climate. Subm. to GRL.
- HE, C., CLEMENT, A. C., CANE, M. A., MURPHY, L. N., KLAUVANS, J. M., & FENSKE, T. M. (2022). A North Atlantic war-hole without ocean circulation. *Geophysical Research Letters*, 49, e2022GL100420. <https://doi.org/10.1029/2022GL100420>.
- HEIDKE, P. (1926). Berechnung des Erfolges und der Güte der Windstärkevorhersagen im Sturmwarnungsdienst (Measures of success and goodness of wind force forecasts by the gale-warning service) *Geogr. Ann.*, 8, 301–349. <https://doi.org/10.1080/20014422.1926.11881138>.

- HERSBACH, H., BELL, B., BERRISFORD, P., HORÁNYI, A., MUÑOZ, J., NICOLAS, J., DEE, D. (2019). Global reanalysis : goodbye Global reanalysis : goodbye ERA-Interim, hello ERA5. ECMWF Newsletter.(159). <https://doi.org/10.21957/vf291hehd7>.
- HOFSTÄTTER, M., B. CHIMANI, A. LEXER, AND G. BLÖSCHL (2016). A new classification scheme of european cyclone tracks with relevance to precipitation. *Water Resources Research* 52 (9), 7086-7104. <https://doi.org/10.1002/2016WR019146>.
- HOFSTÄTTER, M., A. LEXER, M. HOMANN, AND G. BLÖSCHL (2018). Large-scale heavy precipitation over central Europe and the role of atmospheric cyclone track types. *International Journal of Climatology* 38, e497-e517. <https://doi.org/10.1002/joc.5386>.
- HOFSTÄTTER, M., & BLÖSCHL, G. (2019). Vb cyclones synchronized with the Arctic-/North Atlantic Oscillation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124, 3259–3278. <https://doi.org/10.1029/2018JD029420>.
- HORI, M. E., AND T. YASUNARI (2003). NAO impact towards the springtime snow disappearance in the western Eurasian continent. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1977, doi:10.1029/2003GL018103.
- JAMES, P.M. (2006). An Objective Classification Method for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen Over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, 88(1-2). 17–42. doi:10.1007/s00704-006-0239-3.
- KAUTZ, L.-A., MARTIUS, O., PFAHL, S., PINTO, J. G., RAMOS, A. M., SOUSA, P. M., AND WOOLLINGS, T. (2022). Atmospheric blocking and weather extremes over the Euro-Atlantic sector – a review. *Weather Clim. Dynam.*, 3, 305–336, <https://doi.org/10.5194/wcd-3-305-2022>.
- KNIGHT, J. R., FOLLAND, C. K., AND SCAIFE, A. A. (2006). Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L17706, doi:10.1029/2006GL026242.
- KRUG, A. & AHRENS, B. (2020). Cyclone tracks from 1901 to 2010 in dynamically downscaled ERA-20C reanalysis (COSMO-CLM+NEMO) [Data set]. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.4333258>.
- KRUG, A.; PRIMO, C.; FISCHER, S.; SCHUMANN, A.; AHRENS, B. (2020). On the temporal variability of widespread rain-on-snow floods. *Meteorologische Zeitschrift*, Vol. 29 No. 2, p. 147–163. <https://doi.org/10.1127/metz/2020/0989>.
- KWON, Y, H SEO, C UMMENHOFER, AND T JOYCE. (2020). "Impact of Multidecadal Variability in Atlantic SST on Winter Atmospheric blocking." *Journal of Climate*. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-19-0324.1>.
- LIN, Q.-J., MAYTA, V. C., AND ADAMES CORRALIZA, Á. F. (2024). Assessment of the Madden-Julian Oscillation in CMIP6 models based on moisture mode theory. *Geophysical Research Letters*, 51, e2023GL106693. <https://doi.org/10.1029/2023GL106693>.
- MANN, M.E., B.A. STEINMANN, D.J. BROUILLETTE, S.K. MILLER (2021). Multidecade climate oscillations during the past millennium driven by volcanic forcing. *Science*, Vol.371, 1014-1019, 10.1126/science.abc5810.
- MADONNA, E; WERNLI, H; JOOS, H; MARTIUS, O. (2014). Warm conveyor belts in the ERA-interim dataset (1979–2010). Part I: climatology and potential vorticity evolution. *J Clim.* 2014;27(1):3–26. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00720.1>.
- MOKHOV, I.I., M.G. AKPEROV, M.A. PROKOFYEVA, (2013). blockings in the Northern Hemisphere and Euro-Atlantic region: estimates of changes from reanalyses data and model simulations. *Dokl. Earth Sci.* 449: 430–433. <https://doi.org/10.1134/S1028334X13040144>.
- MULLEN, S.L. (1989). Model experiments on the impact of Pacific sea surface temperature anomalies on blocking frequency. *J. Clim.* 2: 997–1013. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1989\)002%3C0997:MEOTIO%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1989)002%3C0997:MEOTIO%3E2.0.CO;2).

- NIJSSE, F. J. M. M., COX, P. M. AND WILLIAMSON, M. S. (2020). Emergent constraints on transient climate response (TCR) and equilibrium climate sensitivity (ECS) from historical warming in CMIP5 and CMIP6 models, *Earth Syst. Dyn.*, 11, 737–750. <https://doi.org/10.5194/esd-11-737-2020>.
- NOVAK, L., AMBAUM, M. H. P. AND TAILLEUX, R. (2015). The lifecycle of the North Atlantic storm track. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72 (2). Pp. 821833. ISSN 15200469 doi: <https://doi.org/10.1175/JASD140082.1>.
- OLIVER, E. C. J. AND K. R. THOMPSON (2012). A Reconstruction of Madden-Julian Oscillation Variability from 1905 to 2008. *Journal of Climate*, 25 (6), pp. 1996–2019, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00154.1.
- OLTMANN, M., HOLLIDAY, N. P., SCREEN, J., MOAT, B. I., JOSEY, S. A., EVANS, D. G., AND BACON, S. (2024). European summer weather linked to North Atlantic freshwater anomalies in preceding years. *Weather Clim. Dynam.*, 5, 109–132, <https://doi.org/10.5194/wcd-5-109-2024>.
- OUDAR, T., CATTIAUX, J., AND DOUVILLE, H. (2020). Drivers of the northern extratropical eddy-driven jet change in CMIP5 and CMIP6 models. *Geophysical Research Letters*, 47, e2019GL086695. <https://doi.org/10.1029/2019GL086695>.
- PALMER, T. E., MCSWEENEY, C. F., BOOTH, B. B. B., PRIESTLEY, M. D. K., DAVINI, P., BRUNNER, L., BORCHERT, L., AND MENARY, M. B. (2023). Performance-based sub-selection of CMIP6 models for impact assessments in Europe, *Earth Syst. Dynam.*, 14, 457–483, <https://doi.org/10.5194/esd-14-457-2023>.
- PELLY, J. L., & HOSKINS, B. J. (2003). A New Perspective on blocking, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60(5), -755. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2003\)060%3C0743:ANPOB%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2003)060%3C0743:ANPOB%3E2.0.CO;2).
- PFAHL S., WERNLI H. (2012). Quantifying the relevance of atmospheric blocking for co-located temperature extremes in the Northern Hemisphere on (sub-)daily time scales. *Geophys Res Lett* 39(12):L12807. <https://doi.org/10.1029/2012GL052261>.
- PFAHL S. (2014). Characterising the relationship between weather extremes in Europe and synoptic circulation features. *Nat Hazard Earth Syst Sci* 14:1461–1475. doi:10.5194/nhess-14-1461-2014.
- PHILIPP, A., BECK, C., HUTH, R. AND JACOBET, J. (2016). Development and comparison of circulation type classifications using the COST 733 dataset and software. *Int. J. Climatol.*, 36: 2673-2691. doi:10.1002/joc.3920.
- POLI, P., HERBACH, H., DEE, D. P., BERRISFORD, P., SIMMONS, A. J., VITART, F., FISHER, M. (2016). ERA-20C: An atmospheric reanalysis of the twentieth century. *Journal of Climate*, 29(11), 4083–4097. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0556.1>.
- RICHLING, A. (2020). 2D-blocking. Freva-Dokumentation. https://gitlab.met.fu-berlin.de/tools4freva/blocking_2D/-/blob/master/doc/doc_blocking2D_FrevaPlugin.pdf?ref_type=heads. Letzter Zugriff: 30.5.2024.
- ROHRER, M., S. BRÖNNIMANN, O. MARTIUS, C.C. RAIBLE, M. WILD, G.P. COMPO (2018). Representation of Extratropical Cyclones, blocking Anticyclones, and Alpine Circulation Types in Multiple Reanalyses and Model Simulations. *Journal of Climate*, 31 (8): 3009–31. doi:10.1175/JCLI-D-17-0350.1.
- ROHRER, M., S. BRÖNNIMANN, O. MARTIUS, CHRISTOPH C. RAIBLE & M. WILD (2019). Decadal variations of blocking and storm tracks in centennial reanalyses. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 71:1, DOI: 10.1080/16000870.2019.1586236.
- ROUSI, E., KORNHUBER, K., BEOBIDE-ARSUAGA, G., LUO, F., AND D. COUMOU (2022). Accelerated western European heatwave trends linked to more-persistent double jets over Eurasia. *Nat Commun* 13, 3851. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-31432-y>.

- RUSO, S. et al. (2014). Magnitude of extreme heat waves in present climate and their projection in a warming world. *J. Geophys. Res. Atmos.* 119, 500–12,512. <https://doi.org/10.1002/2014JD022098>.
- SCHERRER, S. C., CROCI-MASPOLI, M., SCHWIERZ, C. AND APPENZELLER, C. (2006). Two-dimensional indices of atmospheric blocking and their statistical relationship with winter climate patterns in the Euro-Atlantic region. *Int. J. Clim.* 26, 233–249. doi:10.1002/joc.1250.
- SCHIAMANN, R., ATHANASIADIS, P., BARRIOPEDRO, D., DOBLAS-REYES, F., LOHMANN, K., ROBERTS, M. J., SEIN, D. V., ROBERTS, C. D., TERRAY, L., AND VIDALE, P. L. (2020). Northern Hemisphere blocking simulation in current climate models: evaluating progress from the Climate Model Intercomparison Project Phase 5 to 6 and sensitivity to resolution. *Weather Clim. Dynam.*, 1, 277–292, <https://doi.org/10.5194/wcd-1-277-2020>.
- SHEPHERD, T.G. (2014). Atmospheric circulation as a source of uncertainty in climate change projections. *Nat. Geosci.* 7, 703-708. <https://doi.org/10.1038/ngeo2253>.
- SILLMANN, J., AND CROCI-MASPOLI, M. (2009). Present and future atmospheric blocking and its impact on European mean and extreme climate. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L10702, doi:10.1029/2009GL038259.
- SILLMANN, J., M. CROCI-MASPOLI, M. KALLACHE, AND R. W. KATZ, (2011). Extreme Cold Winter Temperatures in Europe under the Influence of North Atlantic Atmospheric blocking. *J. Climate*, 24, 5899–5913, <https://doi.org/10.1175/2011JCLI4075.1>.
- SKINNER, D.T., MATTHEWS, A.J. AND STEVENS, D.P. (2022). North Atlantic Oscillation response to the Madden–Julian Oscillation in a coupled climate model. *Weather*, 77: 201-205. <https://doi.org/10.1002/wea.4215>.
- SLIVINSKI, L. C., COMPO, G. P., WHITAKER, J. S., SARDESHMUKH, P. D., GIESE, B. S., MCCOLL, C., WYSZYŃSKI, P. (2019). Towards a more reliable historical reanalysis: Improvements for version 3 of the Twentieth Century Reanalysis system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, (February). <https://doi.org/10.1002/qj.3598>.
- SOBOLOWSKI, STEFAN, SOMOT, SAMUEL, FERNANDEZ, JESUS, EVIN, GUILLAUME, MARAUN, DOUGLAS, KOTLARSKI, SVEN, JURY, MARTIN, BENESTAD, RASMUS E., TEICHMANN, CLAAS, CHRISTENSEN, OLE B., KATHARINA, BÜLOW, BUONOMO, ERASMO, KATRAGKOU, ELENI, STEGER, CHRISTIAN, SØRLAND, SILJE, NIKULIN, GRIGORY, MCSWEENEY, CAROL, DOBLER, ANDREAS, PALMER, TAMZIN, ... BRANDS, SWEN. (2023). EURO-CORDEX CMIP6 GCM Selection & Ensemble Design: Best Practices and Recommendations. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.7673400>.
- SOUSA, P.M., TRIGO, R.M., BARRIOPEDRO, D. et al. (2017). Responses of European precipitation distributions and regimes to different blocking locations. *Clim Dyn* 48, 1141–1160. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3132-5>.
- STEINFELD, DANIEL & BOETTCHER, MAXI & FORBES, RICHARD & PFAHL, STEPHAN. (2020). The sensitivity of atmospheric blocking to changes in upstream latent heating – numerical experiments. 10.5194/wcd-2020-5.
- STRYHAL, J., R. HUTH (2018). Classifications of Winter Atmospheric Circulation Patterns: Validation of CMIP5 GCMs Over Europe and the North Atlantic. *Climate Dynamics*. doi:10.1007/s00382-018-4344-7.
- SUAREZ-GUTIERREZ, L., MÜLLER, W.A., LI, C. et al. (2020). Dynamical and thermodynamical drivers of variability in European summer heat extremes. *Clim Dyn* 54, 4351–4366. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05233-2>.

- TIBALDI, S. AND MOLTENI, F. (1990). On the operational predictability of blocking. *Tellus A*, 42: 343-365. doi:10.1034/j.1600-0870.1990.t01-2-00003.x.
- TRADOWSKY, J.S., PHILIP, S.Y., KREIENKAMP, F. et al. (2023). Attribution of the heavy rainfall events leading to severe flooding in Western Europe during July 2021. *Climatic Change* 176, 90. <https://doi.org/10.1007/s10584-023-03502-7>
- VAUTARD, R. et al (2023). Human contribution to the record-breaking June and July 2019 heatwaves in Western Europe. *Environ. Res. Lett.* 15, 094077. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aba3d4>.
- WANG, Z, LI, T, SUN, Y. Interdecadal variability of intensity of the Madden–Julian oscillation (2021). *Atmos Sci Lett.*; e1027. <https://doi.org/10.1002/asl.1027>.
- WANG, Z, LI, T, GAO, J, PENG, M. Enhanced winter and summer trend difference of Madden–Julian Oscillation intensity since 1871 (2020). *Int J Climatol.*; 40: 6369– 6381. <https://doi.org/10.1002/joc.6586>
- WEGMANN, M., ROHRER, M., SANTOLARIA-OTÍN, M., AND LOHMANN, G. (2020) Eurasian autumn snow link to winter North Atlantic Oscillation is strongest for Arctic warming periods, *Earth Syst. Dynam.*, 11, 509–524, <https://doi.org/10.5194/esd-11-509-2020>.
- WEIJER, W., W. CHENG, O. A. GARUBA, A. HU, AND B. T. NADIGA (2020). CMIP6 Models Predict Significant 21st Century Decline of the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Geophysical Research Letters* 47(12). <https://doi.org/10.1029/2019GL086075>.
- WERNLI, H. AND C. SCHWIERZ (2006). Surface cyclones in the ERA-40 data set (1958–2001). Part I: Novel identification method and global climatology. *J. Atmos. Sci.*, 63, 2486–2507. <https://doi.org/10.1175/JAS3766.1>.
- WHEELER, M. C., & HENDON, H. H. (2004). An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. *Monthly Weather Review*, 132(8), 1917-1932. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132%3C1917:AARMMI%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132%3C1917:AARMMI%3E2.0.CO;2).
- WIEDENMANN, J.M., A.R. LUPO, I.I. MOKHOV & E.A. TIKHONOVA. (2002). The climatology of blocking anticyclones for the Northern and Southern Hemisphere: block intensity as a diagnostic. *J. Clim.* 15: 3459–3474. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015%3C3459:TCOBAF%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015%3C3459:TCOBAF%3E2.0.CO;2).
- WOOLLINGS, T., J. M. GREGORY, J. G. PINTO, M. REYERS, AND D. J. BRAYSHAW (2012). Response of the North Atlantic storm track to climate change shaped by ocean–atmosphere coupling. *Nature Geoscience* 5(5). <https://doi.org/10.1038/ngeo1438>.
- ZHANG, R., SUTTON, R., DANABASOGLU, G., KWON, Y.-O., MARSH, R., YEAGER, S. G., et al. (2019). A review of the role of the Atlantic Meridional Overturning Circulation in Atlantic Multidecadal Variability and associated climate impacts. *Reviews of Geophysics*, 57, 316– 375. <https://doi.org/10.1029/2019RG000644>.
- ZHANG, R., SUN, C., ZHU, J., ZHANG, R., LI, W. (2020). Increased European heat waves in recent decades in response to shrinking Arctic sea ice and Eurasian snow cover. *npj Clim Atmos Sci* 3, 7. <https://doi.org/10.1038/s41612-020-0110-8>.

Danksagung

Wir bedanken uns beim Freistaat Sachsen, vertreten durch das Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie; beim Land Hessen, vertreten durch das Hessische Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie; beim Land Rheinland-Pfalz, vertreten durch das Landesamt für Umwelt; und beim Land Niedersachsen, vertreten durch das Ministerium für Umwelt, Energie und Klimaschutz, für die finanzielle und inhaltliche Förderung sowie die Koordination dieser Forschungsarbeit. Durch die Koordination war es möglich, die Teilprojekte zu einem Gesamtprojekt zusammenzufügen. Besonders möchten wir uns bei der fachlich fundierten und hilfsbereiten Projektbegleitung bedanken. Die vielen interessanten Arbeitsgespräche waren ein Projekthighlight.

Herausgeber:

Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (LfULG)

Pillnitzer Platz 3, 01326 Dresden

Telefon: + 49 351 2612-0, Telefax: + 49 351 2612-1099

E- Mail: lfulg@smul.sachsen.de, www.lfulg.sachsen.de

Autoren:

M.Sc. Richard Lohmann, Prof. Dr. Bodo Ahrens

Professur für Mesoskalige Meteorologie und Klima,

Institut für Atmosphäre und Umwelt, Goethe-Universität

Frankfurt/M, Altenhöferallee 1, D-60438 Frankfurt/Main

Telefon: +49 69 798-40244, Telefax: +49 69 798-40262

E-Mail: bodo.ahrens@iau.uni-frankfurt.de

Redaktion:

Dr. Johannes Franke, Dr. Daniel Hertel

Abteilung 5 / Referat 55

Söbrigener Str. 3a, 01326 Dresden-Pillnitz

Telefon: + 49 351 2612-5500, Telefax: + 49 351 2612-5099

E-Mail: johannes.franke@smekul.sachsen.de

Foto:

Titelseite Karl-Fabian Witte

Redaktionsschluss:

10.06.2024

ISSN:

1867-2868

Hinweis:

Die Broschüre steht nicht als Printmedium zur Verfügung, kann aber als

PDF-Datei unter <https://publikationen.sachsen.de> heruntergeladen werden.

Verteilerhinweis

Diese Informationsschrift wird von der Sächsischen Staatsregierung im Rahmen ihrer verfassungsmäßigen Verpflichtung zur Information der Öffentlichkeit herausgegeben.

Sie darf weder von Parteien noch von deren Kandidaten oder Helfern zum Zwecke der Wahlwerbung verwendet werden. Dies gilt für alle Wahlen. Missbräuchlich ist insbesondere die Verteilung auf Wahlveranstaltungen, an Informationsständen der Parteien sowie das Einlegen, Aufdrucken oder Aufkleben parteipolitischer Informationen oder Werbemittel. Untersagt ist auch die Weitergabe an Dritte zur Verwendung bei der Wahlwerbung.

*Täglich für
ein gutes Leben.*

www.lfulg.sachsen.de