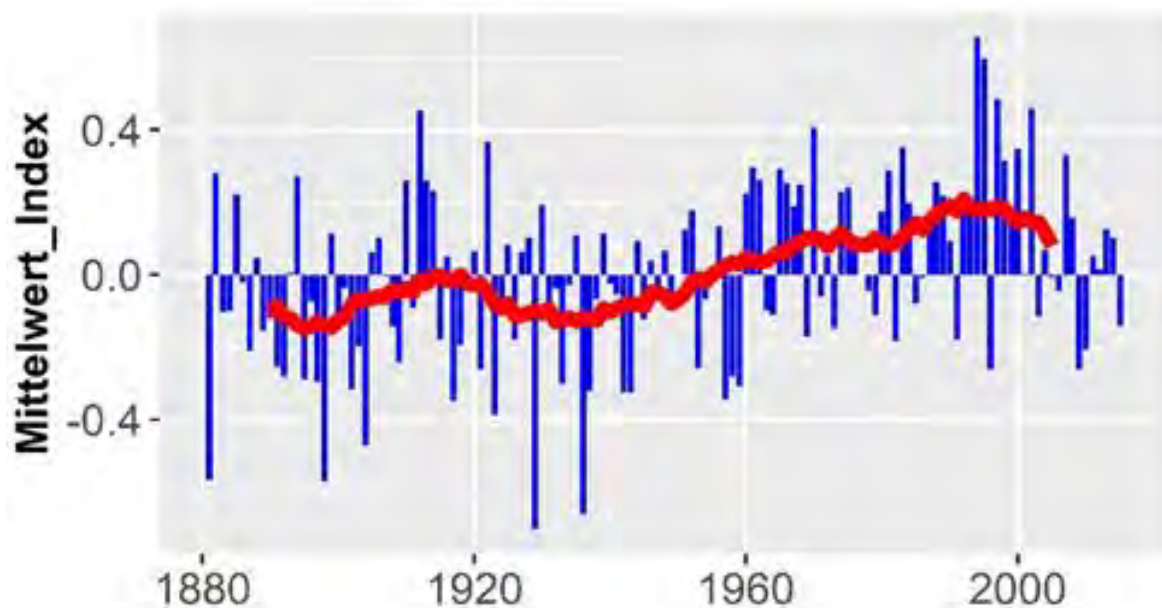


Professur für Hydrologie

der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.

Marc Dietz

Veränderungen der Großwetterlagen Mitteleuropas und ihr Einfluss auf die Hochwassergefahr an großen Flüssen in Deutschland



Masterarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Kerstin Stahl
Freiburg i. Br., Oktober 2019

Professur für Hydrologie

der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.

Marc Dietz

Veränderungen der Großwetterlagen Mitteleuropas und ihr Einfluss auf die Hochwassergefahr an großen Flüssen in Deutschland

Referent: Prof. Dr. Kerstin Stahl

Korreferent: Dr. Joe Smith

Masterarbeit unter Leitung von Prof. Dr. Kerstin Stahl

Freiburg i. Br., Oktober 2019

I. Inhaltsverzeichnis

I.	Inhaltsverzeichnis	i
II.	Abbildungsverzeichnis	iii
III.	Tabellenverzeichnis	v
IV.	Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole	vi
	Vorwort	viii
	Zusammenfassung	ix
	Abstract	x
1	Einleitung	1
2	Stand des Wissens	3
2.1	Bedeutung der Meteorologie bei hydrologischen Extremereignissen	3
2.2	Wetterlagenklassifikation	4
2.2.1	Allgemeines	4
2.2.2	GWL nach Hess und Brezowsky	5
2.2.3	Objektive Wetterlagenklassifikation	9
2.3	Klima und Hochwasser	11
2.3.1	Trends und Entwicklungen der Wetterlagen	11
2.3.2	Trends und Entwicklungen des Niederschlags	14
2.3.3	Trends und Entwicklungen bei Hochwasser	20
2.3.4	Zusammenhang zwischen Wetterlagen und Hochwasser	24
3	Problemstellung und Zielsetzung	27
3.1	Forschungsbedarf	27
3.2	Zielsetzung	27
4	Methoden und Vorgehensweise	28
4.1	Übersicht über Vorgehensweise und angewandte Methodik	28
4.2	Auswahl der Daten	32
4.2.1	Allgemeines	32
4.3	Erste Anwendungen und deskriptive Analyse der Daten	32
4.3.1	Datenaufbereitung	32
4.3.2	Definition von Hochwasserereignissen	34
4.4	Berechnung und Anwendung des WLHI	35
4.4.1	Zweck des WLHI	35
4.4.2	Relevanter Bezugszeitraum für GWL vor Hochwasser	35
4.4.3	Berechnung des WLHI	37
4.4.4	Identifikation der besten WLHI-Variante	40

4.4.5	Identifikation des besten WLHI – Auswahl des gleitenden Mittelwerts	44
4.4.6	Identifikation des besten Index – 2-Komponenten-WLHI	45
4.4.7	Validierung des WLHI.....	46
4.5	Trendanalyse	49
5	Ergebnisse.....	51
5.1	Deskriptive Analyse	51
5.1.1	Großwetterlagen	51
5.1.2	Hochwasserereignisse	57
5.2	Index-Berechnung	63
5.2.1	Berechnung.....	63
5.2.2	Identifizierung der besten Indexvariante	66
5.2.3	Validierung.....	73
5.3	Trendanalyse	79
5.3.1	Trends des Hochwasserabflusses	79
5.3.2	Trends des WLHI.....	85
5.3.3	Vergleich der Trends von Hochwasserabfluss und WLHI	91
6	Diskussion.....	94
6.1	Auswahl und Reliabilität der Daten.....	94
6.1.1	Abfluss und Niederschlag	94
6.1.2	GWL	95
6.2	Berechnung, Auswahl und Validierung des WLHI	95
6.3	Trendanalyse	99
6.3.1	Methodik	99
6.3.2	Ergebnisse.....	101
6.3.3	Ausblick auf mögliche zukünftige Entwicklungen	105
7	Schlussfolgerungen.....	109
	Literaturverzeichnis.....	x
	Anhang	xix
	Geschichte der Wetterlagenklassifikation	xix
	Datenbeschaffung und Verarbeitung.....	xxiv

II. Abbildungsverzeichnis

<i>Abbildung 2.1: Jahreswerte des NAOI für die Monate Dezember bis März und deren Trendverlauf von 1861 bis 2018; Quelle: Wikimedia Commons.....</i>	<i>13</i>
<i>Abbildung 2.2: Entwicklung der Jahresniederschläge seit 1881 bis 2003 b) für das gesamte Jahr, d für die Monate Dezember bis Februar, f) für die Monate Juni bis August; Trends für das gesamte Jahr und für Winter signifikant ($p < 0,005$), für Sommer nicht signifikant; aus Brasseur et al. (2017).....</i>	<i>16</i>
<i>Abbildung 2.3: Veränderung des jährlichen maximalen Abflusses (AMF); aus Blöschl et al. (2019)</i>	<i>22</i>
<i>Abbildung 2.4: d) Trends für Abflussdaten; e) modellierte Trends für Standorte mit Abflussdaten; f) modellierte Trends; entnommen aus Stahl et al. (2012)</i>	<i>23</i>
<i>Abbildung 4.1: Flussdiagramm zum Überblick über die Vorgehensweise und Methodik</i>	<i>31</i>
<i>Abbildung 4.2: Grundlage des Fisher-Yates-Tests</i>	<i>48</i>
<i>Abbildung 5.1: Häufigkeit der GWL als Anteil an allen Tagen, aufgeteilt nach Jahreszeit (erster Balken: DJF; zweiter Balken: MAM; dritter Balken: JJA; vierter Balken: SON) Zeitraum 1881-2015</i>	<i>51</i>
<i>Abbildung 5.2: Jahrgang der GWT (außer SE); dargestellt ist das zehntägige gleitende Mittel der über alle Jahre für jeden Tag des Jahres gemittelten Häufigkeiten der einzelnen GWT.....</i>	<i>53</i>
<i>Abbildung 5.3: Häufigkeit der GWL je nach Jahreszeit und unterteilt in zwei gleichlange Perioden (1881-1948, 1948-2015), wobei der erste Balken die erste Periode, der zweite Balken die zweite Periode darstellt</i>	<i>54</i>
<i>Abbildung 5.4: Verlauf der Häufigkeit der ausgewählten GWL WZ, SWZ und TRW; aufgeteilt nach Jahreszeit, dargestellt ist der zehnjährliche gleitende Mittelwert der jährlichen saisonalen Häufigkeiten</i>	<i>55</i>
<i>Abbildung 5.5: jeweiliger Anteil antizyklonaler und zyklonaler GWL für jede Saison (Punkte) sowie der entsprechende 10-jährige gleitende rechtsbündige Mittelwert (Linien).....</i>	<i>56</i>
<i>Abbildung 5.6: jeweiliger Anteil der GWL je nach Zirkulation für jede Jahreszeit (Punkte) sowie der entsprechende 10-jährliche rechtsbündige gleitende Mittelwert (Linien)</i>	<i>57</i>
<i>Abbildung 5.7: POT-Ereignisse mit einem Wiederkehrintervall von 5 bzw. 10 Jahren je nach Pegel....</i>	<i>59</i>
<i>Abbildung 5.8: Saisonalität der 1, 5 und 10jährigen POT-Ereignisse an den unterschiedlichen Pegeln. Aufgetragen sind jeweils alle Ereignisse der gesamten Zeitreihe und ihr Auftrittszeitpunkt im Jahr. ...</i>	<i>60</i>
<i>Abbildung 5.9: Häufigkeit von GWL vor Hochwasser an den Pegeln Cochem (Mosel) und Dresden (Elbe); aufgeteilt nach Jährlichkeit der betrachteten Ereignisse und nach Jahreszeit; zusätzlich eingetragen ist die Gesamtzahl der Ereignisse in der jeweiligen Jahreszeit</i>	<i>62</i>
<i>Abbildung 5.10: Beispielschaubild (Rhein bei Köln 1953) zur Bestimmung des Bezugszeitraums, für den die GWL als hochwasserrelevant betrachtet werden und somit in die Berechnung des Index einfließen; der Niederschlag ist standardisiert, es handelt sich somit nicht um mm-Werte.....</i>	<i>63</i>
<i>Abbildung 5.11: Vergleich des Index berechnet ohne (jeweils linker Balken) und mit (jeweils rechter Balken) saisonaler Korrektur; beispielhaft für den Pegel Köln</i>	<i>66</i>
<i>Abbildung 5.12: Anzahl an signifikanten Korrelations- und T-Tests für jede mögliche Index- und Testvariante; pro Kreis jeweils 11 Tests (entspricht den Pegeln)</i>	<i>67</i>
<i>Abbildung 5.13: p-Werte der Korrelations- und T-Tests je nach Pegel und Indexvariante für die Testvariante 3; ausgewählte Indexvarianten mit farbigen Punkten markiert, beste Indexvariante als Zahl angezeigt.</i>	<i>69</i>
<i>Abbildung 5.14: Optimierung des Zeitraums zur Berechnung des gleitenden Mittelwerts des Index; Beschränkung der zugrundeliegenden Daten auf unterschiedliche Quantile des Abflusses; in Zahlen</i>	

<i>angegeben sind jeweils der Korrelationskoeffizient (oben) und der p-Wert (unten) des Korrelationstests nach Kendall für das 70%-Quantil (links) und das 89%-Quantil (rechts). In fett ist aufgetragen, welche Zeitspanne (Tage) letztlich für die Berechnung des gleitenden Mittelwerts des Index ausgewählt wird.</i>	<i>71</i>
<i>Abbildung 5.15: Optimierung des Gewichtungsparameters a für die Indexvariante mit lang- und kurzfristiger Komponente; orientiert an Abbildung 5.14.....</i>	<i>72</i>
<i>Abbildung 5.16: gemittelter Indexwert der Validierung und dessen Schwankungsbreite je nach Validierungslauf (rotes Boxplotdiagramm); Beispielpegel: Rhein bei Köln</i>	<i>74</i>
<i>Abbildung 5.17: Abflussganglinie (blau) und Indexganglinie (schwarz) für die Mosel; Indexberechnung bei der Validierung; zusätzlich sind die Ergebnisse eines Korrelationstests zwischen Index und Abfluss über den gesamten Validierungszeitraum angegeben.</i>	<i>75</i>
<i>Abbildung 5.18: Verlauf der jährlichen maximalen Abflüsse (AMF) für den Pegel Main (Würzburg); zusätzlich dargestellt das 20-jährige gleitende Mittel dieser Werte.....</i>	<i>80</i>
<i>Abbildung 5.19: Ergebnisse der MK-Tests für alle Pegel; maximaler jährlicher Abfluss (AMF); signifikante Trends sind mit kräftigeren Farben unterlegt.....</i>	<i>82</i>
<i>Abbildung 5.20: Ergebnisse des MK-Tests für den Pegel Mosel Cochem, maximaler jährlicher Abfluss aufgeteilt nach Jahreszeit, signifikante Trends sind mit kräftigeren Farben unterlegt.....</i>	<i>83</i>
<i>Abbildung 5.21: Ergebnisse der MK-Tests für alle Pegel; Anzahl POT1/3-Ereignisse pro Jahr; signifikante Trends sind mit kräftigeren Farben unterlegt.....</i>	<i>84</i>
<i>Abbildung 5.22: Ergebnisse der MK-Tests für alle Pegel; Jahresmittelwert des WLHI; signifikante Trends sind mit kräftigeren Farben unterlegt</i>	<i>86</i>
<i>Abbildung 5.23: Verlauf der Jahresmittelwerte des WLHI am Pegel Weser Intschede</i>	<i>87</i>
<i>Abbildung 5.24: Ergebnisse der MK-Tests für alle Pegel; Anzahl an Tagen pro Jahr mit WLHI-Werten über 0; signifikante Trends sind mit kräftigeren Farben unterlegt</i>	<i>88</i>
<i>Abbildung 5.25: Verlauf der Anzahl an Tagen pro Jahr mit Indexwerten über 0 am Pegel Rhein (Maxau)</i>	<i>89</i>
<i>Abbildung 5.26: Ergebnisse des MK-Tests für den Pegel Rhein (Köln); Jahresmittelwerte des Index; signifikante Trends sind mit kräftigeren Farben unterlegt.....</i>	<i>91</i>
<i>Abbildung 5.27: Ergebnisse des MK-Tests für den Pegel Rhein (Köln); Vergleich von maximalem jährlichen Abfluss (links), Anzahl an Tagen pro Jahr mit Überschreitung des 90%-Quantils des Index (mitte) und jährlichem Indexmittelwert (rechts); aufgeteilt nach Jahreszeiten; signifikante Trends sind mit kräftigeren Farben unterlegt.....</i>	<i>93</i>

III. Tabellenverzeichnis

<i>Tabelle 2.1: Großwetterlagen und mögliche Gruppierungen.....</i>	<i>5</i>
<i>Tabelle 2.2: Häufigkeit der Großwettertypen, klimatologische Referenzperiode 1961 bis 1990 (verändert nach Gerstengarbe und Werner, 1999).....</i>	<i>7</i>
<i>Tabelle 2.3: mittlere Tagesniederschläge der GWL und deren Veränderung 1951-2006; dargestellt für alle GWL zonaler und gemischter Zirkulation mit Niederschlägen > 2mm / Tag; verändert nach Werner und Gerstengarbe 2010.....</i>	<i>18</i>
<i>Tabelle 4.1: berücksichtigte Tage im Bezugszeitraum vor Hochwasserereignissen.....</i>	<i>37</i>
<i>Tabelle 4.2: Im Rahmen der Kalibrierung getestete WLHI-Varianten</i>	<i>42</i>
<i>Tabelle 4.3: Durchgeführte statistische Tests zur Identifizierung der besten WLHI-Variante.....</i>	<i>44</i>
<i>Tabelle 4.4: Testvarianten des Fisher-Yates-Tests zur Validierung des WLHI</i>	<i>48</i>
<i>Tabelle 5.1: Häufigkeiten der GWT und Zirkulationsformen nach Jahreszeit</i>	<i>52</i>
<i>Tabelle 5.2: Grenzwerte der Scheitelabflüsse, ab denen ein Ereignis als POT-Ereignis eingestuft wird.</i>	<i>58</i>
<i>Tabelle 5.3: Übersicht über die mit visueller und automatisierter Methode bestimmten relevanten Bezugszeiträume vor Hochwasserereignissen.....</i>	<i>64</i>
<i>Tabelle 5.4: Auf Basis von $POT_{1/3}$ berechneter saisonaler Korrekturwert für den Index je nach Jahreszeit und Pegel</i>	<i>65</i>
<i>Tabelle 5.5: Zusammenfassung der Ergebnisse der Kalibrierungstests; über alle Testvarianten und Pegel gemittelte Signifikanzen je nach Berechnungsmethode; grau unterlegt die jeweils besseren p-Werte.....</i>	<i>68</i>
<i>Tabelle 5.6: Vergleich von Index mit individuellem gleitenden Mittelwert je nach Pegel einerseits und 2-Komponenten-Index andererseits; Korrelationskoeffizient tau bei drei Testvarianten; grau unterlegt ist jeweils die bessere Indexvariante</i>	<i>73</i>
<i>Tabelle 5.7: Ergebnisse (Anteil signifikanter Tests) der Fisher-Tests; Testvariante 1. Fragestellung: Gibt es in zeitlicher Nähe zu Hochwasser signifikant mehr Tage mit Indexwerten über 0? Jeweils ein Test pro Validierungslauf, Pegel und Jahreszeit.....</i>	<i>76</i>
<i>Tabelle 5.8: Ergebnisse (Anteil signifikanter Tests) der Fisher-Tests; Testvariante 2. Fragestellung: Gibt es in zeitlicher Nähe zu Hochwasser signifikant mehr Tage mit Indexwerten über dem 90%-Quantil des Index? Jeweils ein Test pro Validierungslauf, Pegel und Jahreszeit.....</i>	<i>77</i>
<i>Tabelle 5.9: Ergebnisse (Anteil signifikanter Tests) der Fisher-Tests; Testvariante 3. Fragestellung: Gibt es in Jahren mit Hochwasser signifikant mehr Tage mit Indexwerten über 0? Jeweils ein Test pro Validierungslauf und Pegel.....</i>	<i>78</i>
<i>Tabelle 5.10: : Ergebnisse (Anteil signifikanter Tests) der Fisher-Tests; Testvariante 2. Fragestellung: Gibt es in Jahren Hochwasser signifikant mehr Tage mit Indexwerten über dem 90%-Quantil des Index? Jeweils ein Test pro Validierungslauf und Pegel</i>	<i>79</i>

IV. Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole

Name	Einheit	Symbol/ Abkürzung
Gewichtungsparameter des 2-Komponenten-WLHI	[-]	a
Fläche des Einzugsgebiets	[km ²]	A _{EZG}
annual maximum flow	[m ³ /s]	AMF
optimierter Gewichtungsparmeter		a _{opt}
Anzahl der Tage, seit denen die aktuelle GWL bereits vorherrscht	[-]	d _{GWL}
Deutscher Wetterdienst		DWD
Tag, x Tage vor dem Scheitelabfluss des Hochwassers	[-]	d _x
El Nino Southern Oscillation		ENSO
Einzugsgebiet		EZG
Faktor bei der Berechnung des 2-Komponenten-WLHI	[-]	F
Großwetterlage		GWL
Großwettertyp		GWT
Hess und Brezowsky		H&B
allgemeine relative Häufigkeit einer GWL	[-]	H _a
spezifische relative Häufigkeit einer GWL vor Hochwasserereignissen	[-]	H _{HW}
Hochwasser		HW
2-Komponenten-WLHI	[-]	I _{2K}
gleitender Mittelwert des WLHI über 3 Tage	[-]	I _{gl3}
gleitender Mittelwert des WLHI über 90 Tage	[-]	I _{gl90}
saisonaler Korrekturwert	[-]	K
Mann-Kendall-Test		MK-Test
Anzahl von...	[-]	n
Niederschlag	[mm]	N
Nord-Atlantik-Oszillation		NAO
Ereignisanzahl insgesamt	[-]	n _g
absolute Häufigkeit einer GWL	[-]	n _{GWL}
Niederschlag der Station...	[mm]	N _i

Ereignisanzahl innerhalb der Jahreszeit j	[-]	n_j
optimierte Zeitspanne zur Berechnung des gleitenden Mittelwerts des WLHI	[d]	n_{opt}
standardisierter Niederschlag	[-]	N_S
peak over treshhold		POT
POT-Ereignis mit der Jährlichkeit 1		POT_1
POT-Ereignis mit der Jährlichkeit 0,33		$POT_{1/3}$
POT-Ereignis mit der Jährlichkeit 10		POT_{10}
POT-Ereignis mit der Jährlichkeit 5		POT_5
99%-Quantil (oberste 1%) der Abflusswerte	[-]	Q1
90%-Quantil (oberste 10%) der Abflusswerte	[-]	Q10
Korrelationskoeffizient nach Pearson	[-]	r
Standardabweichung	[-]	sd
Tag innerhalb eines bestimmten Zeitraums, an dem der Niederschlag maximal ist	[-]	t_{Nmax}
Wetterlage		WL
Wetterlagen-Hochwasser-Index	[-]	WLHI
Wetterlagen-Hochwasser-Index mit Korrektur entsprechend der Andauer der Großwetterlagen	[-]	WLHI _D
Wetterlagen-Hochwasser-Index mit Korrektur entsprechend der Saisonalität der Hochwasserereignisse	[-]	WLHI _S
Mindestzeitraum zwischen zwei Hochwasserereignissen	[d]	Z_m
zeitliche Differenz zwischen Niederschlagsmaximum und Scheitelabfluss	[d]	Δt
Bezugszeitraum, innerhalb dessen die GWL als relevant für das nachfolgende Hochwasserereignis gelten	[d]	Δt_{POT}
Mittelwert		μ
Korrelationskoeffizient nach Spearman	[-]	ρ
Korrelationskoeffizient nach Kendall	[-]	τ
Gewichtungsparameter des 2-Komponenten-WLHI	[-]	a
Fläche des Einzugsgebiets	[km ²]	A_{EZG}
annual maximum flow	[m ³ /s]	AMF
optimierter Gewichtungparameter		a_{opt}

Vorwort

An diesem Tag brachen alle Quellen der großen Tiefe auf, und die Fenster des Himmels öffneten sich.

die Bibel, 1.Mose 7,11

Die Beziehung des Menschen zum Wasser war schon immer ambivalent. Ohne Regen ist kein menschliches Leben vorstellbar. Er speist die Quellen, bewässert die Felder und sorgt dafür, dass auch die Gewässer nicht austrocknen. Fällt jedoch zu viel Regen, so kommt es zu Hochwasser und im schlimmsten Fall zu Tod und Verwüstung. Seit Menschengedenken sind der Regen wie auch die Flüsse Fluch und Segen zugleich, lebensspendend und todbringend.

So kann es kaum verwundern, dass schon sehr früh Versuche unternommen wurden, Wetter und Flüsse zu nutzen, besser zu verstehen und wenn möglich auch zu zähmen. Nichtsdestotrotz dauerte es Jahrtausende, bis die zahlreichen Prozesse, die vom Wasserdampf über den Regen, den Boden und kleine Bäche zu Hochwasser an großen Strömen führen, auch nur ansatzweise verstanden wurden. Auch heute sind längst nicht alle Prozesse nachvollzogen: Hochwasserprognosen liegen immer wieder falsch oder sind zu kurzfristig und sind die Schäden durch Hochwasser immer noch beträchtlich. Der anthropogene Klimawandel schließlich gilt nicht wenigen als die aktuell größte globale Herausforderung für die Menschheit, doch die genauen Folgen in Bezug auf Hochwasserereignisse sind erst wenig verstanden und oft uneindeutig.

Vor diesem Hintergrund scheint es vermessen, mit dieser Masterarbeit einen weiteren, wenn auch bescheidenen Beitrag zum besseren Verständnis der Hydrometeorologie im Allgemeinen und den Einfluss von Klimaveränderungen auf die Hochwassersituation im Speziellen beizutragen. Die Aktualität und Brisanz des Themas bieten jedoch Grund genug, sich ihm zu widmen.

Gelingen konnte diese Arbeit nur mit der Hilfe und Unterstützung durch zahlreiche Freunde und Helfer. Frau Prof. Dr. Stahl ist es zu verdanken, dass dieses Thema als Masterarbeit genehmigt wurde. Sie und Herr Dr. Stölzle standen des Weiteren stets für Fragen und hilfreiche Anregungen zur Verfügung. Vielen Dank dafür. Ein weiteres Dankeschön gilt Herrn Koelschitzky vom DWD und Frau Supper-Nilges von der Bundesanstalt für Gewässerkunde für die schnelle und unkomplizierte Bereitstellung der Daten. Ein großer Dank gilt nicht zuletzt denjenigen, die durch Korrekturlesen einen wesentlichen Anteil am Gelingen der Arbeit tragen. Vielen Dank Edward Pauls, Johanna Pfeil, Leonie Jakob und Papa. Auch Alena Hartmann möchte ich herzlich für die Übersetzung der Zusammenfassung ins Englische danken. Zuletzt geht an dieser Stelle ein Gruß an die Container-Crew, die selbst an ihren Masterarbeiten schrieb. Ohne euch wäre es sicher langweiliger gewesen.

Zusammenfassung

Es ist eindeutig, dass der anthropogene Klimawandel zu gravierenden Veränderungen des globalen Wettersystems führt. Jedoch besteht nach wie vor ein Mangel an Wissen, welche Veränderungen der Klimawandel für Flusshochwasser mit sich bringt. Einerseits sind Trends aufgrund der großen Schwankungsbreite schwer zu detektieren, andererseits sind die Zeitreihen häufig nicht lang genug. Hinzu kommt die Schwierigkeit, natürliche klimatische Schwankungen des Hochwasserrisikos und nicht-klimatische Veränderungen von jenen Einflüssen zu trennen, die tatsächlich dem Klimawandel geschuldet sind.

In der vorliegenden Arbeit wird für Mitteleuropa eine neue Methode entwickelt, die diese Schwierigkeiten umgeht. Zunächst wird auf Basis von langjährigen Abflussdaten der größten Flüsse in Deutschland und den Großwetterlagen nach Hess & Brezowsky ein Wetterlagen-Hochwasser-Index (WLHI) entwickelt. Dieser WLHI gibt für jeden Tag an, wie hoch das Hochwasserrisiko auf Basis der Wetterlage ist. Der Index wird mittels verschiedener statistischer Verfahren parametrisiert, optimiert und validiert. Die Zeitreihe dieses Index, die bis 1881 zurückreicht, kann nachfolgend auf Trends untersucht und mit den Trends der Abflussdaten verglichen werden. Die Trends der Abflussdaten und des WLHI stimmen oft überein, dementsprechend lassen sich ähnliche Muster identifizieren.

Es wird deutlich, dass in Mitteleuropa große langjährige Schwankungen des klimatischen Hochwasserrisikos bestehen. Hinzu kommt jedoch eine langfristige Tendenz zu einem höheren Hochwasserrisiko im Winter, die möglicherweise auf den Klimawandel zurückzuführen ist. Diese Tendenz zeigt sich nur beim WLHI, während sie bei den Abflussdaten nicht auftritt. Es wird vermutet, dass diese Differenz durch hochwasserabmildernde Maßnahmen und Eingriffe in das Abflussregime erklärt werden kann. Insgesamt erweist sich die Methode des WLHI als gut geeignet, die klimatische Hochwassergefahr isoliert und langfristig zu analysieren und mögliche Trends und Schwankungen zu identifizieren. Der WLHI birgt ein großes Potenzial für eine weitere Optimierung und neue Anwendungsfelder.

Abstract

There is evidence that anthropogenic climate change is responsible for significant changes in the global weather system. However, there is still a lack of knowledge regarding the consequences of climate change on river floods. Reasons for that are trends in flood dynamics which are oftentimes difficult to detect due to a high statistical fluctuation range and relatively short time series. In addition, it is difficult to distinguish the influence of natural climate changes on flood risks from humanmade climate change.

In this work a new method is developed for central Europe that avoids the described difficulties. With long-term runoff data of the largest rivers in Germany and large-scale weather patterns a Weather-flood-index (WLHI) is developed after Hess & Brezowsky. This WLHI gives a flood risk in regard to the weather condition for each day. The index is parameterized, optimized and validated with the help of different statistical methods. Dating back to 1881, the time series on which the index is based can examine future trends and can be compared with the development of runoff data. Oftentimes, trends in runoff data match the WLHI and similar patterns are found.

It can be seen that longtime fluctuations in the climatic flood risk exist in central Europe. Furthermore, it exhibits a longtime tendency of higher flood risks in winter that can possibly be related to climate change. This tendency can only be seen in the WLHI, while the runoff data does not exhibit such patterns. It is to be assumed that this discrepancy can be explained by interventions into the runoff regime that aimed a reduction of the flood intensity. Overall, the WLHI method works well for an independent and longtime analysis of the flood risk and to identify possible trends and fluctuations. In addition, there is a great potential for further development and application of the WLHI.

1 Einleitung

Selbst nach fast zwanzig Jahren ist das Elbehochwasser vom August 2002 bei den meisten Menschen noch fest in der Erinnerung verankert. Dieses Ereignis zeigt eindrucksvoll und beispielhaft, was passieren kann, wenn eine seltene und extreme Wetterlage (WL) auf unzureichende Schutzmaßnahmen trifft. Durch ein langsam ziehendes und mit Feuchtigkeit angereichertes Tiefdruckgebiet, das vom Mittelmeer über Norditalien, Österreich, Tschechien und Polen zog, kam es im oberen Einzugsgebiet (EZG) der Elbe zu starken und anhaltenden Niederschlägen. Die Wetterstation Zinnwald-Georgenfeld registrierte am 12. August mit 312 mm den höchsten je in Deutschland gemessenen 24h-Niederschlag (Ulbrich et al., 2003).

Infolgedessen schwellen die Zuflüsse der Elbe und die Elbe selbst stark an, es kam zu verheerenden Überschwemmungen. 21 Menschen verloren ihr Leben, der ökonomische Gesamtschaden wird auf ca. 8,6 Mrd. € geschätzt (ZEIT ONLINE, 2012). Dem Hochwasser wird sogar ein Einfluss auf die nachfolgende Bundestagswahl nachgesagt (Dausend, 2014). Als Folge dieses Ereignisses entstanden etliche Forschungsarbeiten zu Hochwasser an der Elbe, außerdem wurden massive Investitionen in den Hochwasserschutz getätigt. Bei einem – hydrologisch gesehen – ähnlich starken Hochwasser im Jahr 2013 waren die entstandenen Schäden infolgedessen viel geringer (Merz et al., 2016). Dieses Beispiel lässt erkennen, wie wichtig eine gute Abschätzung des Hochwasserrisikos ist. Eine solche Abschätzung kann in der Regel nur erfolgen, wenn Daten zu vergangenen Ereignissen vorhanden sind. Ob diese aber auch in Zeiten des menschengemachten Klimawandels als alleinige Bemessungsgrundlage verlässlich sind, ist umstritten (Caspary, 2004).

Zweifelsohne ist der anthropogene Klimawandel eine der großen Herausforderungen der Zukunft, die die Menschen auch in Deutschland in zahlreichen Lebensbereichen betrifft. Auch der Wasserhaushalt wird sich verändern. Höhere Niederschläge im Winter und insgesamt stärkere Extremereignisse werden erwartet (IPCC, 2014). Dies wird nicht ohne Auswirkungen auf die Hochwassergefahr an den großen Flüssen Deutschlands bleiben. Einige Arbeiten deuten darauf hin, dass die Hochwassergefahr bereits größer geworden ist und weiter zunehmen wird (Petrov et al., 2009; Blöschl et al., 2019). Die Folgen für Deutschland wären enorm. Bei der Bauplanung müsste die Hochwasserbemessung angepasst, Schutzkonzepte überdacht und zusätzliche Maßnahmen getroffen werden.

Sind allerdings schon die Niederschlagsprognosen in den Klimaszenarien relativ ungenau, so gilt dies umso mehr für die Prognose der Hochwassergefahr. Bisher sind kaum klare Aussagen, geschweige denn regional differenzierte Prognosen möglich (Bárdossy et al., 1999; Brasseur et al., 2017; IPCC, 2014). Ein großes Problem bei der Abschätzung der zukünftigen Entwicklung entsteht durch die komplexe Analyse bisheriger Entwicklungen. Während sich die Entwicklung der Niederschläge sich nicht direkt auf Hochwasser übertragen lässt, ist auch die reine Analyse der Pegeldata nicht immer zielführend. Ein ungünstiges Signal-zu-Rauschen-Verhältnis, das heißt eine geringe Ereignisanzahl bei

stark schwankenden Werten, erschwert das Detektieren signifikanter Trends. Etwaige klimatische Trends können nicht von anderen Effekten getrennt werden, sodass letztlich unklar bleibt, ob ein möglicher Trend auf flussbaulichen Maßnahmen, Landnutzungsänderungen oder Klimaänderungen beruht. Und schließlich ist auch bei klimatischen Veränderungen nicht bekannt, inwieweit diese auf normalen, zyklisch-periodischen Schwankungen beruhen oder tatsächlich dem anthropogenen Klimawandel zuzuschreiben sind. Gerade zur Abschätzung des letztgenannten Punktes fehlen Zeitreihen, die weit genug zurückreichen (Svensson et al., 2006).

Trotz all dieser Unwägbarkeiten erscheint es von essenzieller Bedeutung, eine möglichst korrekte Abschätzung der Hochwassergefahr in Deutschland treffen zu können. Dies gilt insbesondere für die großen Flüsse, wo von einer präzisen Abschätzung und einem damit einhergehenden ausreichenden Schutz nicht nur hohe Vermögenswerte, sondern auch Menschenleben abhängen. Eine Abschätzung möglicher Veränderungen angesichts des anthropogenen Klimawandels ist deshalb auch politisch eine durchaus brisante aber zugleich dringend erforderliche Aufgabe.

Damit stellt sich die Frage, ob nicht auch grundsätzlich alternative Ansätze bestehen, eine solche Abschätzung zu treffen oder zumindest die klimatisch bedingten Veränderungen der Hochwassergefahr in der Vergangenheit trennschärfer zu benennen. Einem solchen Ansatz soll in dieser Arbeit nachgegangen werden. Statt etwaige Trends mittels Niederschlagsentwicklungen abzuschätzen oder sich ausschließlich auf Pegeldata zu beschränken, sollen stattdessen die Großwetterlagen (GWL) im Hinblick auf ihr Hochwasserpotenzial untersucht werden. Sollte es deutliche und signifikante Korrelationen zwischen GWL und Hochwasser einerseits und parallele Trends sowohl bei GWL mit hohem Hochwasserpotenzial als auch bei den Pegeldata andererseits geben, so kann davon ausgegangen werden, dass diese Trends durch klimatische Veränderungen bedingt sind. Aufgrund der sehr langen Zeitreihen der GWL und der ausgewählten Pegel kann darüber hinaus zumindest abgeschätzt werden, inwieweit eine Veränderung den natürlichen Klimaschwankungen oder dem anthropogenen Klimawandel zuzuschreiben ist.

2 Stand des Wissens

2.1 Bedeutung der Meteorologie bei hydrologischen Extremereignissen

Die Meteorologie ist bei hydrologischen Fragestellungen von zentraler Bedeutung. Dies betrifft insbesondere Hochwasser. Bei extremen Abflüssen ist das Verständnis der meteorologischen Variable des Niederschlags die wesentliche Grundlage aller weiteren Analysen. Die genauen Zusammenhänge zwischen den meteorologischen Abläufen wie Niederschlagsintensität und -andauer sowie den hydrologischen Abläufen wie z. B. der genauen Hochwasserganglinie sind dabei komplex und nach wie vor Teil intensiver Forschungsarbeit. Diese bestehenden Wissenslücken bezüglich der Interaktion zwischen Niederschlag und Abfluss sind zumindest teilweise auf die Komplexität des Parameters Niederschlag an sich zurückzuführen.

Niederschlag ist sehr variabel und kann deshalb auch nach aktuellem Forschungsstand nicht mit der wünschenswerten zeitlich-räumlichen Präzision erfasst werden. Selbst das in Mitteleuropa verhältnismäßig engmaschige Messnetz der Wetterstationen reicht nicht aus, um die regionalen Unterschiede im Niederschlag überall zu erfassen. Gerade bei der Orographie, die für die Abflussbildung oft eine hohe Bedeutung hat, lässt sich der große Gradient des Niederschlags nur unzureichend messen. Radardaten als zweite Möglichkeit der Niederschlagsmessung weisen zwar eine hohe räumliche Auflösung auf, sind jedoch verfahrensbedingt mit systematischen Fehlern behaftet und deshalb ebenfalls nicht so präzise, wie es für exakte hydrologische Forschung zur Abflussbildung wünschenswert wäre (Carpenter und Georgakakos, 2004). Für langfristige Auswertungen sind zudem die Zeitreihen häufig nicht lang genug (Wan et al., 2013).

Trotz dieser Unschärfen bleibt der Niederschlag eine der zentralen Variablen bei der Entstehung von Hochwasser. Je größer aber das betrachtete EZG, desto schwieriger und vor allem arbeitsintensiver wird es, den Niederschlag mit seiner hohen räumlich-zeitlichen Variabilität adäquat abzubilden. Entsprechende Berechnungen bedürfen einer immensen Anzahl an möglichst hochaufgelösten Niederschlagsdaten. Zugleich wird die Reaktion des Gewässers mit zunehmender Größe träger und der Betrachtungszeitraum entsprechend länger. Somit erscheint es ratsam, auf Hilfsmittel zurückzugreifen, die das Wetter und damit auch den Niederschlag sowohl räumlich als auch zeitlich zusammenfassen.

In der Meteorologie sind solche Hilfsmittel seit langem bekannt und in Gebrauch. Das Wetter, orts- und zeitspezifisch durch physikalische Parameter beschreibbar, wird über einen längeren Zeitraum und über größere Gebiete zusammengefasst. Die Gesamtheit dieser Mittelwerte beschreibt das Klima. In der Regel wird Klima dabei so definiert, dass die betrachtete Zeitspanne mindestens 30 Jahre umfasst (DWD, 2019b). Zwar ist die Aussagekraft von Klimadaten im Vergleich zu den zugrundeliegenden hochaufgelösten Wetterdaten immer mit einem Informationsverlust verbunden, dieser wird aber je nach Fragestellung in Kauf genommen, um von der einfacheren Handhabung zu profitieren. Zwischen Wetter als orts- und zeitspezifischer Beschreibung meteorologischer Gegebenheiten und Klima als langfristiger

Zusammenfassung derselben gibt es weitere Zwischenkategorien. Im deutschen Sprachgebrauch fällt die Witterung in diesen Bereich. Sie „*fasst den Wetterablauf von mehreren Tagen oder Wochen, selten auch Monaten zusammen.*“ (DWD, 2019b)

Obigen Ausführungen folgend kann es je nach hydrometeorologischer Fragestellung als empfehlenswert erscheinen, auf Daten zurückzugreifen, die die Witterung oder das Klima beschreiben, statt auf Wetterdaten zu setzen. Der Vorteil einer solchen Vorgehensweise ist dabei umso bedeutender, je größer Untersuchungsgebiet und Untersuchungszeitraum sind. Während Klimadaten zur Beurteilung des allgemeinen Potenzials für hydrologische Extremereignisse oder auch langfristiger Trends der Wasserbilanz unter Umständen aussagekräftig sind, ist deren zeitliche Auflösung bei der Analyse konkreter Ereignisse zu gering. Für kleine EZG, bei denen Hochwasser innerhalb weniger Stunden auf kleinem Raum entsteht, erscheinen auch Informationen zur Witterung nur sehr bedingt aussagekräftig. Bei Hochwasser an großen Flüssen mit typischen Zeiträumen im Bereich von Tagen bis Monaten können Informationen zur Witterung allerdings durchaus zur Auswertung beitragen. Dieser Umstand soll auch in der vorliegenden Arbeit genutzt werden.

Zur Beschreibung der Witterung als Bindeglied zwischen Wetter und Klima gibt es verschiedene Ansätze. Einer dieser Ansätze ist die Klassifikation verschiedener Wetterlagen, die für eine bestimmte Gegend über einen Zeitraum von einem bis wenigen Tagen eine charakteristische Witterung bedeuten, mithin eine eingeschränkte Bandbreite möglichen Wetters. Diese Wetterlagenklassifikation soll im nachfolgenden Kapitel näher beschrieben werden.

2.2 Wetterlagenklassifikation

2.2.1 Allgemeines

Die Idee hinter der Festlegung von Wetterlagen (WL) ist es, bestimmte, in ähnlicher Form wiederkehrende Luftdruckkonstellationen zusammenzufassen und die Witterung, die diese hervorrufen, festzuhalten. Kommt es im weiteren Verlauf zu einer WL, bei der die Druckkonstellationen ähnlich sind, ist davon auszugehen, dass auch etwaige meteorologische Begleiterscheinungen der früheren WL ähneln (sog. „Witterungsregelfälle“). Ist die Konstellation der Druckgebilde hingegen deutlich unterschiedlich, so handelt es sich um eine andere WL und die zu erwartende Witterung ist ebenfalls eine andere.

Ziel dieser Kategorisierung der Witterung anhand ihrer für ein Gebiet charakteristischen Merkmale ist einerseits eine Zusammenfassung des Wettergeschehens und somit ein verbessertes und intuitiveres Verständnis des aktuellen Wetters. Andererseits war und ist eine weitere Funktion etwaiger Kategorisierungen zudem die Verbesserung der Wettervorhersage und der Klimaforschung (Dittmann et al., 1995; Hess und Brezowsky, 1952). Muster, Trends und Entwicklungen lassen sich durch die Analyse von WL oftmals besser interpretieren als durch die Analyse einfacher Wetterdaten. Für einen Einblick auf die Geschichte der Wetterlagenklassifikation sei auf den Anhang verwiesen.

2.2.2 GWL nach Hess und Brezowsky

Die GWL nach H & B lassen sich mehrfach gliedern und zusammenfassen (siehe Tabelle 2.1). Zunächst wird die Zirkulationsform eingeteilt. Diese Einteilung orientiert sich an der Zugrichtung der Druckgebilde bzw. der Richtung der Isobaren. Verlaufen diese parallel zu den Breitengraden, dann ziehen die Druckgebilde und Fronten von West nach Ost über Mitteleuropa hinweg, es handelt sich somit um eine zonale Zirkulation. Verlaufen die Isobaren hingegen überwiegend längengradparallel, so gilt die Zirkulation als meridional (seltener auch „meridian“.).

Tabelle 2.1: Großwetterlagen und mögliche Gruppierungen

Zirk.	GWT	GWL	ausgeschrieben	gilt als
zonal	W	Wa	Westlage, Mitteleuropa überwiegend antizyklonal	a
		Wz	Westlage, Mitteleuropa überwiegend zyklonal	z
		WS	Südliche Westlage	z
		WW	Winkelförmige Westlage	z
gemischt	SW	SWa	Südwestlage, Mitteleuropa überwiegend antizyklonal	H + a
		SWz	Südwestlage, Mitteleuropa überwiegend zyklonal	z
	NW	NWa	Nordwestlage, Mitteleuropa überwiegend antizyklonal	a
		NWz	Nordwestlage, Mitteleuropa überwiegend zyklonal	z
	HM	HM	Hoch Mitteleuropa	H + a
		BM	Hochdruckbrücke Mitteleuropa	H + a
TM	TM	Tief Mitteleuropa	T + z	
meridian	N	Na	Nordlage, Mitteleuropa überwiegend antizyklonal	a
		Nz	Nordlage, Mitteleuropa überwiegend zyklonal	z
		HNa	Hoch Nordmeer-Island, Mitteleuropa überwiegend antizyklonal	a
		HNz	Hoch Nordmeer-Island, Mitteleuropa überwiegend zyklonal	T + z
		HB	Hoch Britische Inseln	a
		TrM	Trog Mitteleuropa	T + z
		E	NEa	Nordostlage, Mitteleuropa überwiegend antizyklonal
	NEz		Nordostlage, Mitteleuropa überwiegend zyklonal	T + z
	HFa		Hoch Fennoskandien, Mitteleuropa überwiegend antizyklonal	H + a
	HFz		Hoch Fennoskandien, Mitteleuropa überwiegend zyklonal	T + z
	HNFa		Hoch Nordmeer-Fennoskandien, Mitteleuropa überwiegend antizyklonal	H + a
	HNFz		Hoch Nordmeer-Fennoskandien, Mitteleuropa überwiegend zyklonal	T + z
	SEa		Südostlage, Mitteleuropa überwiegend antizyklonal	H + a
	SEz	Südostlage, Mitteleuropa überwiegend zyklonal	T + z	
	S	Sa	Südlage, Mitteleuropa überwiegend antizyklonal	H + a
		Sz	Südlage, Mitteleuropa überwiegend zyklonal	z
		TB	Tief Britische Inseln	z
TrW		Trog Westeuropa	z	
U		Übergangslage/ Unbestimmt		

Trotz der eher breitengradparallelen Ausrichtung werden auch die GWL aus östlichen Richtungen der meridionalen Zirkulation zugeordnet. Grund dafür ist, dass sich die Druckgebilde in mittleren Breiten der Nordhemisphäre durch die Westwinddrift bzw. den Strahlstrom (englisch „Jetstream“) in aller Regel von West nach Ost verlagern (Bott, 2012). Eine solche Umkehr der üblichen Strömungsverhältnisse kann nur durch eine Blockierung ausgelöst werden. Eine Blockierung liegt dann vor, wenn sich ein subtropischer Rücken weit nach Norden aufwölbt und ein quasistationäres, abgeschlossenes Hoch mit hoher Erhaltungsneigung bildet. Nur die Blockierung westlich Mitteleuropas kann also zu einer östlichen Strömung führen, weshalb auch die Ostlagen als meridional eingeordnet werden (Hess und Brezowsky, 1952). GWL, die weder klar meridional noch klar zonal einzuordnen sind, werden der gemischten Zirkulation zugeordnet.

Zwischen der Gruppierung nach Zirkulation mit drei möglichen Ausprägungen und den 29 einzelnen GWL steht die Zusammenfassung unter acht Großwettertypen (GWT). Der GWT beschreibt das Herkunftsgebiet der für Mitteleuropa wetterbestimmenden Luftmassen, ohne dabei auf die Zyklonalität einzugehen. Neben den GWT West (W), Südwest (SW), Nordwest (NW), Nord (N), Ost (E) und Süd (S) gibt es Hoch Mitteleuropa (HM) und Tief Mitteleuropa (TM) ohne klar definierbare Herkunft der Luftmasse. Zuletzt lässt sich anhand der Isobarenkrümmung bei jeder GWL festlegen, ob diese für Mitteleuropa eher zu antizyklonalen, d. h. hochdrucklastigen, oder zyklonale, d. h. tiefdrucklastigen Verhältnissen führt. Zyklonale Krümmung begünstigt Zusammenfließen und Hebung, antizyklonale Isobarenkrümmung hingegen begünstigt Auseinanderströmen und Absinken der Luftmassen (Bott, 2012). Bei einigen, nicht jedoch bei allen GWL ist zudem ein abgeschlossenes Hoch (H) oder Tief (T) für Mitteleuropa wetterprägend. Für die mittleren Druck- und Geopotenzialmuster der einzelnen GWL sowie deren Unterschiede zwischen Sommer und Winter sei auf Abbildung A.3 im Anhang verwiesen.

Die GWL werden für jeden Tag durch Meteorologen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) festgelegt. Dabei gelten drei Tage als Mindestzeitraum, über den die GWL andauern muss. Liegen zwischen zwei GWL ein oder mehrere Tage, an dem keine eindeutige Kategorisierung vorgenommen werden kann, so wird für diesen Tag *U* (Übergangslage bzw. Unbestimmt) festgelegt oder der Tag der vorherigen bzw. nachfolgenden GWL zugeordnet. Während die Witterung an einem Ort in Deutschland binnen einer GWL meist sehr ähnlich verläuft, können je nach Jahreszeit als auch in Abhängigkeit der betrachteten Region große Unterschiede bezüglich der meteorologischen Begleiterscheinungen bestehen. Beispielsweise führt *NEz* im Winter zu sehr kalten Temperaturen, im Sommer hingegen zu überdurchschnittlich warmen. Im Winter kann es dabei trotz antizyklonaler Kontur in Ostseenähe durch den sogenannten „lake effect“ zur Bildung starker Schneeschauerstraßen kommen, während es im Sommer in diesem Gebiet bei dieser GWL fast immer trocken bleibt (Hupfer und Kuttler, 2005).

Durch die geographischen Gegebenheiten bedeuten zonale Lagen für Mitteleuropa in der Regel eher wechselhafte Witterung mit schnell hintereinander durchziehenden Fronten. Die einzige Ausnahme bildet die antizyklonale Westlage (*WA*). Hier ist die Frontalzone mit den durchziehenden Fronten weiter

nach Norden verschoben, sodass im größten Teil Mitteleuropas Hochdruckeinfluss wetterbestimmend ist. Lediglich im Norden können Frontenausläufer auch häufiger zu Niederschlägen führen. Das Temperaturregime während der zonalen GWL ist gemäßigt. Im Winter liegen die Temperaturen eher über, im Sommer eher unter dem langjährigen Mittel. Das gemäßigte Temperaturregime in Kombination mit häufigen, frontgebundenen Niederschlägen während zonaler GWL ist durch die hohe Wärmekapazität der Ozeane bedingt. Die jahreszeitliche Temperaturamplitude des Atlantiks ist deutlich geringer als jene des europäischen Kontinents: das Wasser kühlt im Winter nur langsam ab und wärmt sich im Sommer auch nur langsam auf. Luftmassen, die eine weite Strecke über den (Ost-) Atlantik zurücklegen, bevor sie auf Mitteleuropa Einfluss nehmen, werden dementsprechend durch das Meerwasser aufgewärmt oder abgekühlt. Zusätzlich weisen alle maritimen Luftmassen eine hohe relative Luftfeuchte auf, da über Verdunstung und Mischungsprozesse Wasserdampf aus dem Meer aufgenommen wird. Hinzu kommt der Effekt, dass zonale Lagen Luftmassen mit Ursprung in ähnlichen geographischen Breiten heranführen und diese mithin einem ähnlichen Tagesgang der Globalstrahlung ausgesetzt sind. Auch dies führt dazu, dass bei zonalen Lagen keine Temperaturextreme vorherrschen (Klose, 2008). Die zonalen Lagen, das heißt GWT *W*, treten in Mitteleuropa von allen GWT mit Abstand am häufigsten auf (siehe Tabelle 2.2).

Tabelle 2.2: Häufigkeit der Großwettertypen, klimatologische Referenzperiode 1961 bis 1990 (verändert nach Gerstengarbe und Werner, 1999)

GWT	Absolute Häufigkeit [Tage]	Relative Häufigkeit [%]
W	3006	27,4
HM	1742	15,9
N	1611	14,7
E	1596	14,6
S	1072	9,8
NW	766	7,0
SW	763	7,0
TM	248	2,3
U	153	1,4

Bei gemischter oder meridionaler Zirkulation lassen sich keine eindeutigen Aussagen bezüglich Temperatur und Niederschlag treffen. Hier ist eine feinere Unterteilung zwischen den einzelnen GWT oder sogar GWL nötig. Allgemein gilt, dass bei meridionaler Zirkulation auf direktem Weg Luftmassen herangeführt werden, die aus sehr viel südlicheren oder nördlicheren Breiten stammen. Dadurch können

auch die Temperaturen stärker schwanken. Nordlagen (*N*) sind ganzjährig unterdurchschnittlich temperiert, Süd- und Südwestlagen (*S, SW*) hingegen ganzjährig überdurchschnittlich.

Durch die geographische Lage Mitteleuropas sind auch diese Lagen zumindest teilweise maritim beeinflusst, im Norden durch die Nordsee, im Süden durch das Mittelmeer und im Südwesten durch den Ostatlantik beim Golf von Biskaya. Somit ist auch die entsprechende Feuchte potenziell gegeben. Dabei gilt jedoch einschränkend, dass Nordlagen nur im Winter auch zu hohen absoluten Luftfeuchten führen können, da die Nordsee im Winter im Vergleich zu kontinentalen Luftmassen relativ warm ist. Im Sommer jedoch führt das kühlere Meerwasser nur zu verhältnismäßig geringen absoluten Luftfeuchtwerten, sodass das Potenzial für große Niederschlagsmengen bei Luftmassen aus nördlichen Richtungen dann sehr begrenzt ist. Lediglich orographische Effekte können auch im Sommer bei Nordlagen zu höheren Niederschlagssummen führen. Anders ist es bezüglich absoluter Feuchte bei Süd- und Südwestlagen. Hier bewirkt das ganzjährig eher warme Wasser eine hohe absolute Feuchte. Ob es tatsächlich zu Niederschlägen kommt, hängt jedoch nicht nur von der Feuchte, sondern auch von der Zyklonalität und der Stabilität der atmosphärischen Schichtung ab.

Bezüglich Temperatur und Feuchtepotenzial ordnen sich die Nordwestlagen (*NW*) zwischen die zonalen West- und die meridionalen Nordlagen ein. Besonders erwähnt seien an dieser Stelle außerdem die Ostlagen (*E*). Bei diesen sind die Luftmassen kontinentalen Ursprungs. Dies begünstigt Temperaturextreme sowohl nach unten als auch nach oben, da die Pufferwirkung der Meere fehlt. So können Ostlagen im Winter zu sehr niedrigen und im Sommer zu sehr hohen Temperaturen führen. Bezüglich der relativen Feuchte wirkt sich die Kontinentalität ebenfalls aus. Ostlagen weisen in der Regel geringe relative Feuchtwerte auf (Draheim, 2005).

Während alle bisher erwähnten Lagen bzw. GWT durch die Herkunft oder den Weg der Luftmassen geprägt sind, ist dies bei den GWT *HM* und *TM* nicht der Fall. Hier dominieren der Einfluss von vertikalen Prozessen und die (Anti-) Zyklonalität über die Effekte des Luftmassentransports. Bezüglich der Niederschläge bedeutet dies, dass *TM* häufig zu solchen führt, *HM* hingegen Absinken hervorruft und so Niederschläge verhindert. Abschließend sei darauf hingewiesen, dass alle oben beschriebenen Prozesse und Witterungsverhältnisse nur eine Tendenz darstellen. Durch die Festlegung auf einen mindestens dreitägigen Zeitraum, den GWL definitionsgemäß aufweisen müssen, können kurzfristige Wettergeschehnisse nicht abgebildet werden. Es kann also durchaus vorkommen, dass es während *WZ* zu einem halben Tag Zwischenhocheinfluss mit Sonnenschein und ohne Niederschläge kommt oder dass sich bei *HM* lokal heftige Starkregengewitter bilden. Nichtsdestotrotz erlaubt die Information über die GWL durchaus Rückschlüsse nicht nur auf die allgemeine Witterung, sondern auch auf den eigentlich sehr variablen Parameter Niederschlag.

GWL wurden bereits in zahlreichen Forschungsbereichen verwendet. Aasa et al. (2004) beschreiben deutliche Zusammenhänge zwischen der atmosphärischen Zirkulation und der Phänologie einiger

Pflanzen in Mittel- und Nordosteuropa. Dabei sind im Winter zonale Lagen teils positiv mit dem Blühbeginn korreliert; im Frühjahr weisen eher Nord- und Ostlagen eine Korrelation mit dem Blühbeginn auf. Kapsch et al. (2012) untersuchen den Zusammenhang zwischen der WL und dem Auftreten von Hagelstürmen in Deutschland. Darauf aufbauend konzipieren sie ein Modell, das anhand von Trends bei den hagelverursachenden WL mögliche Tendenzen für die Gefahr von Hagelstürmen berechnet. Draheim (2005) untersucht den Zusammenhang zwischen GWL und der Schwebstaubkonzentration in Berlin. Die russischen Wetterlagen nach *Vangengeim-Giers* werden auf einen Zusammenhang mit Schwankungen der Erdrotation (Sidorenkov und Orlov, 2008) sowie der Sonnenaktivität und der kosmischen Strahlung (Veretenenko und Ogurtsov, 2019) überprüft. Auch der Zusammenhang von Wintertemperatur und atmosphärischer Zirkulation wurde mit Hilfe der WL nach Vangengeim-Giers und der GWL nach H & B bereits untersucht (Sepp und Jaagus, 2002).

2.2.3 Objektive Wetterlagenklassifikation

Nach aktuellem Forschungsstand unterscheidet man im Allgemeinen zwischen objektiven und subjektiven Klassifikationsmethoden (Hupfer und Kuttler, 2005). Diese Bezeichnungen sind allerdings umstritten. Einige Autoren weisen darauf hin, dass die sogenannte objektive, das heißt automatisierte Methode keineswegs rein objektiv ist, sondern ebenfalls – zumindest im zugrundeliegenden Mechanismus bzw. Algorithmus – subjektive Elemente enthält (Draheim, 2005; Tveito und Ustrnul, 2003) und auch die Auswahl der möglichen WL rein statistisch-automatisiert oder manuell erfolgen kann. Im Folgenden wird deshalb in dieser Arbeit die Terminologie der *manuellen* bzw. *automatisierten* Wetterlagenklassifikationen entsprechend der Empfehlung der oben genannten Autoren übernommen.

Bei allen manuellen Klassifikationssystemen führt die Einschätzung der Meteorologen basierend auf der Analyse von Wetterkarten und Fachwissen zur Zuordnung der spezifischen WL. In den 1990er Jahren kam es zu Bestrebungen verschiedener Wetterdienste, objektive und automatisierte Verfahren zu entwickeln. Dittmann et al. (1995) stellt das Verfahren des DWD vor. Zwischen automatisierter und manueller Klassifikation gibt es einige Unterschiede. Dies sei nachfolgend an den beiden Klassifikationsmethoden der GWL nach H & B einerseits und der aktuell durch den DWD genutzten automatisierten Methode („objektive Wetterlagenklassifikation“) andererseits erläutert.

Die manuelle Klassifikation basiert zuallererst auf den langjährigen meteorologischen Erfahrungen ihrer Entwickler sowie derjenigen Meteorologen, die die Kategorisierung vornehmen. Sie bildet typische WL ab, die jeweils einen deutlich unterscheidbaren Witterungscharakter für Europa mit sich bringen. Es werden dabei nur solche WL aufgenommen, die tatsächlich wiederholt auftraten. Dies führt dazu, dass das System keiner strikten Systematik folgt. Weder orientiert es sich rein an der Zyklonalität der Luftmassen, noch sind alle Himmelsrichtungen in gleichen Anteilen vertreten. GWL, die im ursprünglichen Katalog nicht vorkamen, aber im Nachgang doch als ausreichend charakteristisch erachtet wurden, sind nachträglich ergänzt worden.

Die Klassifikation ohne statistische, mathematische oder gar computergestützte Berechnungen birgt zugleich Vor- und Nachteile. Bei der manuellen Methode liegt ein stärkerer Fokus auf Mitteleuropa selbst und die Druckgebilde am Rand des Betrachtungsraums spielen eine geringere Rolle (James, 2007). Auf der einen Seite kann es dadurch dazu kommen, dass der klassifizierende Meteorologe Ausprägungen der WL einbeziehen kann, die ein Algorithmus möglicherweise nicht entsprechend berücksichtigt oder nicht einmal erkennt. Somit besteht durchaus die Möglichkeit, dass die subjektiv-manuelle Klassifizierung der tatsächlichen Witterung näherkommt, als eine objektiv-automatisierte. Beispielsweise haben meteorologische Modelle nach wie vor Schwierigkeiten, Wetterfronten korrekt zu analysieren (Anczykowski, 2019). Auf der anderen Seite kann auch der beste Meteorologe seine persönliche Prägung, Vorliebe oder gegenwärtigen Gemütszustand nicht völlig ausblenden. Die Zuordnung einer GWL ist somit immer auch Resultat des subjektiven Entscheidungsprozesses einer Person. Andere Meteorologen kämen nicht zwangsläufig zum selben Resultat, sodass die manuelle Klassifikation nicht vollumfänglich reproduzierbar ist.

Dieses Problem hat die automatisierte Methode nicht. Bei gleicher Datengrundlage kommt der zugrundeliegende Algorithmus immer zur selben Zuordnung. Die Klassifizierungen sind nachvollziehbar, reproduzierbar und folgen strikt einem vorgegebenen System. Allerdings bietet die automatisierte Methode nie die Möglichkeit, besser zu sein, als die zugrundeliegenden Daten und Algorithmen. Das vom DWD verwendete automatisierte Verfahren weist weitere Vorteile gegenüber dem subjektiven Verfahren auf. Die Systematik bildet nicht nur häufig auftretende, sondern alle theoretisch möglichen Kombinationen der Klassifikationskriterien ab. Diese lassen sich in drei Gruppen gliedern: Das erste Kriterium definiert die Anströmungsrichtung auf 700 hPa Druckniveau mit fünf möglichen Ausprägungen (NW, NO, SO, SW, XX) wobei XX für undefiniert steht. Das zweite Kriterium trifft Aussagen über die Zyklonalität jeweils in Bodennähe (950 hPa Druckniveau) und in der mittleren Troposphäre (500 hPa Druckniveau). Das dritte Kriterium gibt wieder, ob die Luftmasse über- oder unterdurchschnittlich viel Feuchtigkeit aufweist.

Die statistische Analyse wird durch die einheitlichere Systematik und die Reduzierung der Anströmrichtung auf fünf mögliche Ausprägungen deutlich vereinfacht. Schließlich gilt für die objektive Wetterlagenklassifikation nicht mehr die Mindestdauer von drei Tagen. Stattdessen kann an jedem Tag eine unterschiedliche Wetterlage klassifiziert werden, sodass die interne Variabilität stark verringert wird. Auch die Einheitlichkeit der Eingangsdaten erhöht die Integrität der Klassifikation. Während bei der manuellen GWL-Klassifikation zu Beginn nicht einmal Höhenwetterkarten zur Verfügung standen und die Einschätzung rein auf Basis des Bodendrucks und der Lage von Fronten erfolgen musste, existiert ein solcher Bruch bei der automatisierten Klassifikation nicht. Hier ändert sich allenfalls die Ausprägung des Messnetzes. Grundsätzlich ist die Berücksichtigung und Unterteilung der Strömung am Boden und in 500 hPa Druckniveau eine deutliche Verbesserung und ermöglicht eine präzisere Abschätzung der entsprechenden Witterung. Insbesondere im Sommer kann die Zyklonalität

der Höhenströmung für das Entstehen und die Intensität der Niederschläge entscheidend sein (Bott, 2012). Für weitergehende Informationen zur objektiven Wetterlagenklassifikation des DWD sei auf Dittmann et al. (1995) und Bissoli und Dittmann (2001) verwiesen.

Trotz all dieser teils bedeutenden Vorteile der automatisierten Klassifikation werden in dieser Arbeit die Daten der manuellen Methode, d. h. die GWL nach H & B verwendet. Der entscheidende Faktor ist dabei die Länge der Datenreihen. Wegen der nicht in ausreichendem Maß vorhandenen hochaufgelösten Wetterdaten reicht die objektive Wetterlagenzeitreihe nur bis in das Jahr 1979 zurück. Da der Fokus dieser Arbeit jedoch auf langfristigen Trends und möglichst langen Zeitreihen liegt, ist die manuelle GWL-Klassifikation mit dem Startjahr 1881 trotz aller Schwächen zu bevorzugen. Auch wenn Werner und Gerstengarbe (2010) argumentieren, dass die zahlreichen Überarbeitungen der Daten sowie die Verwendung in Analysen und anderen Arbeiten ein ausreichender Garant für die Konsistenz und Zuverlässigkeit der GWL-Daten sind, wird in der nachfolgenden Analyse bei allen diskutierten Trends und Auffälligkeiten immer auch der menschlich-subjektive, in der Klassifikationsmethodik begründete Aspekt als Erklärung etwaiger Trends in Betracht zu ziehen sein.

James (2007) weist darauf hin, dass die GWL nach H & B für Europa und insbesondere für Mitteleuropa trotz der manuellen Methodik nach wie vor die beste Wetterlagenklassifikation ist. Insbesondere gilt dies demnach für die Auswahl der 29 möglichen Ausprägungen und ihre intuitive Anwendbarkeit und Interpretierbarkeit. Deshalb sei eine Automatisierung der GWL nur dann angebracht, wenn diese weiterhin auf den 29 GWL und ihren mittleren Parameterausprägungen basierten. Die genaue Methodik dazu sowie die Erkenntnisse im Vergleich zur manuellen GWL-Klassifikation werden von James (2007) erläutert. Auch diese nach James automatisierten GWL können allerdings in dieser Arbeit nicht verwendet werden, da auch hier die Zeitreihe aufgrund der nötigen Reanalysedaten für den Luftdruck und das Geopotenzial nur bis in das Jahr 1948 zurückreicht. Mögliche Trends sollen aber mit den Erkenntnissen von James (2007) abgeglichen werden, um den Einfluss der Subjektivität der manuellen Methode in die Diskussion einzubeziehen.

2.3 Klima und Hochwasser

2.3.1 Trends und Entwicklungen der Wetterlagen

Es bestehen bereits zahlreiche Untersuchungen zu möglichen Veränderungen von WL. Diese Untersuchungen beziehen sich zumeist auf Veränderungen, die durch den anthropogenen Klimawandel induziert werden; einige Arbeiten beziehen sich jedoch allgemein auf Veränderungen der WL. Auf globaler Skala ist es evident, dass es zu Veränderungen bei WL kommt. Dies gilt sowohl für die räumliche als auch für die zeitliche Skala. Zwar sind derartige Veränderungen der Wetterlagenmuster normaler Bestandteil des Klimas (Barnston und Livezey, 1987). Unter solche Veränderungen fallen beispielsweise zyklische Schwankungen wie *El Nino Southern Oscillation* (ENSO), *Nord-Atlantik-Oszillation* (NAO), größere Vulkanausbrüche, die zu veränderten Einstrahlungs- und

Niederschlagsbedingungen führen, u. v. m. Neben solchen natürlichen Veränderungen von Wetterlagenmustern gibt es jedoch einen eindeutigen Effekt des anthropogenen Klimawandels auf WL (IPCC, 2014). Die exakte Gestaltung dieser Veränderungen, die eine globale Temperaturerhöhung zwangsläufig mit sich bringt, sind jedoch bisher nur teilweise erforscht und sehr vielfältig. Hinzu kommen die Vernetzung und mögliche Rückkopplungen dieser unterschiedlichen Prozesse. Im IPCC-Bericht (Intergovernmental Panel on Climate Change) von 2014 werden zahlreiche Studien zu solchen Fragestellungen aufgegriffen und zusammengefasst. Einige Beispiele seien im Folgenden genannt.

Kim und An (2011) kommen zum Schluss, dass höhere Oberflächentemperaturen des Pazifiks zu einer größeren Schwankungsbreite von ENSO führen und stellen einen solchen Trend seit den 1980er Jahren fest. Demgegenüber schlussfolgern Giese et al. (2011) aus ihrer Analyse, dass ENSO starke multidekadische Schwankungen aufweist, aber kein starker langfristiger Trend zu beobachten ist. Eine Studie von Liu et al. (2012) beschreibt Zusammenhänge zwischen vermehrten Blockadewetterlagen in Teilen der Nordhemisphäre, starken Schneefallereignissen und der geringeren Meereisausdehnung im Herbst. Neben zahlreichen anderen Zusammenhängen und Effekten, die es bei Klimawandel, Klimaschwankungen und WL gibt, zeigen diese Beispiele, wie schwierig es sein kann, Veränderungen der WL einzelnen Ursachen zuzuordnen. Einfache, monokausale Erklärungsmuster werden in der Regel der Komplexität und Konnektivität des globalen Wetter- und Klimasystems nicht gerecht. Nichtsdestotrotz gibt es in der Klimatologie einige Theorien dazu, wie sich die Wetterlagen in Mitteleuropa bereits verändert haben und sich im Rahmen des Klimawandels weiter verändern werden.

Die für Europa wichtigste periodische Klimaschwankung ist die NAO. Diese spiegelt das Luftdruckverhältnis zwischen subtropischem Nordostatlantik (Azorenregion) und subpolarem Nordostatlantik (Island) wider. Im Normalzustand ist der Luftdruck über Island niedriger als über den Azoren. Bei positiver NAO ist die Tiefdruckaktivität über Island bzw. die Stärke des Azorenhochs gegenüber diesem Normalzustand weiter erhöht. Bei negativer NAO hingegen ist die Tiefdrucktätigkeit über Island geringer und das Azorenhoch schwächer. Obwohl sich die NAO saisonal unterschiedlich ausprägt (Sun et al., 2008), können allgemeine Aussagen zu den Auswirkungen auf Mitteleuropa getroffen werden. Demnach führt eine positive NAO zu vermehrter zonaler Tiefdrucktätigkeit über West-, Mittel- und Nordeuropa und einem raschen Wechsel aus frontgebundenen Niederschlägen und Zwischenhocheinfluss. Eine negative NAO hingegen begünstigt persistenterere und zu Blockade neigende Wetterlagen sowie eine meridionale Zirkulation (Klose, 2008). Die NAO ist mehreren zyklisch periodischen Schwankungen verschiedener Amplitude unterworfen. Zwischen 1960 und 1995 gab es dabei einen starken Ausschlag hin zu höheren NAO-Werten (siehe Abbildung 2.1). Studien deuten allerdings darauf hin, dass dieser Trend vermutlich nicht dem anthropogenen Klimawandel zugeordnet werden kann (IPCC, 2014). So wird vielmehr konzeptuell davon ausgegangen, dass eine geringere Meereisbedeckung rund um die Barentsee zu negativeren NAO-Werten führt (Kvamstø et al., 2004; Strong et al., 2009). Parallel zum starken positiven Trend der NAO zwischen 1960 und 1995 gibt es

einen zeitlich kongruenten Trend zu mehr zonalen WL über Mitteleuropa. Insbesondere die GWL *WZ* weist in diesem Zeitraum einen deutlichen Aufwärtstrend auf (Hoy et al., 2013) Dieser Trend hält auch einem Vergleich mit den Wetterlagenklassifikation nach *Vangengeim-Giers* für die nordasiatische Region (Sibirien) stand. Svensson et al. (2006) betonen die Bedeutung (multi-) dekadischer klimatischer Schwankungen, namentlich der NAO, für die Trendanalyse von Hochwasser.

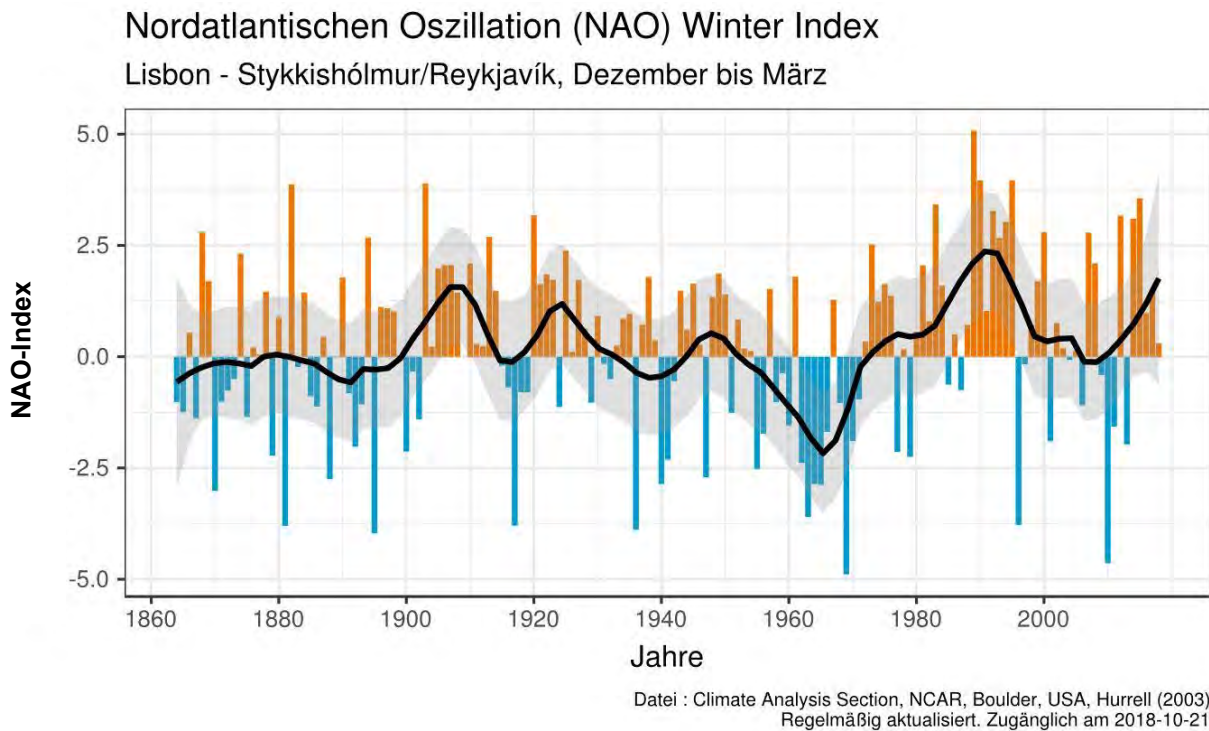


Abbildung 2.1: Jahreswerte des NAOI für die Monate Dezember bis März und deren Trendverlauf von 1861 bis 2018; Quelle: Wikimedia Commons

Bartholy et al. (2006) analysieren die Zugbahnen von Tiefdruckgebieten im Nordostatlantik und Europa im Hinblick auf Trends. Demnach ist im Zeitraum zwischen 1957 und 2002 eine Intensivierung der Tiefdruckaktivität zu beobachten. Im Nordwesten des europäisch-nordostatlantischen Raums wird zudem eine signifikante Zunahme an Tiefdruckgebieten herausgearbeitet. Hinzu kommt eine Tendenz zu höherem Luftdruck über dem südöstlichen Nordatlantik und dem Mittelmeerraum und zu niedrigerem Luftdruck in der Region rund um Grönland und Island im selben Zeitraum.

Die überproportionale Erwärmung der Arktis könnte gravierende Folgen auf die Wetterlagen in Europa haben (Romanowsky et al., 2019). Durch die geringeren Temperaturunterschiede insbesondere im Sommer zwischen Nordpol und Atlantik, so lautet eine Theorie, könnten sich in Zukunft stabile und blockierende WL in den mittleren Breiten der Nordhemisphäre häufen (Perdigão et al., 2016). Insbesondere Lagen mit hoher Wellenzahl des Strahlstroms, die als besonders stabil gelten, würden dann zunehmen und gleichzeitig in verschiedenen Regionen der Nordhemisphäre für Dürre bzw. Dauerniederschläge sorgen (Screen und Simmonds, 2014; Kornhuber et al., 2017; Petoukhov et al., 2013). Jüngste Studienergebnisse weisen auf derartige Zusammenhänge beispielsweise zwischen der

Dürre in Mittel-/ Nordeuropa und den starken Niederschlägen im Mittelmeerraum und in Japan im Sommer 2018 hin (Kornhuber et al., 2019).

Bei den GWL sind die Befunde verschiedener Studien zu Trends und Veränderungen eindeutig. Demnach gibt es eine Zunahme von *WZ* im Winter, die besonders in den Jahren 1970 bis 2000 auftritt. Demgegenüber steht eine allerdings weniger starke Abnahme der Häufigkeit von *WZ* im Sommer (Caspary, 2004; Bissoli, 2002). Brdossy und Caspary (1990) identifizieren gar einen Bruchpunkt rund um das Jahr 1970, ab dem die Häufigkeit von *WZ* sprunghaft ansteigt. Antizyklonale GWL nach H & B sind hingegen seit 1881 signifikant seltener geworden (Bartholy et al., 2006). Laut Erkenntnisse von Bissoli (2002) gibt es im Winter an Tagen mit der GWL *WZ* seit 1930 einen leichten aber kontinuierlichen Trend zu höheren Niederschlägen. Fielen an solchen Tagen in der Dekade 1931 bis 1940 im Mittel noch unter 3 mm, sind es in der Dekade 1991 bis 2000 bereits über 4 mm.

Diese Entwicklung hin zu häufigeren und länger andauernden *WZ*-Lagen wird auch durch die automatisierten GWL nach H & B unterstützt. Hier zeigt sich zusätzlich allerdings eine kurze, intensive antizyklonale Phase in den 1990er Jahren (James, 2007). Eine leichte, aber kontinuierliche Abnahme von Ostlagen wird ebenfalls identifiziert. Diese Lagen sind im Winter mit niedrigeren Temperaturen verbunden (Sepp und Jaagus, 2002). Durch deren selteneres Auftreten auf Kosten der zonalen GWL kann damit zumindest ein Teil des stärkeren Temperaturanstiegs in Mitteleuropa im Winter verglichen zum Sommer erklärt werden. Stölzle (2008) untersucht die objektiven Wetterlagen des DWD im Hinblick auf Trends und verknüpft diese mit Veränderungen bei der Isotopenzusammensetzung im Niederschlag. Den Ergebnissen dieser Analyse zufolge gibt es in den Jahren zwischen 1980 und 2007 einen Trend hin zu feuchteren Wetterlagen im Sommer.

Der Grundansatz von van Bebbber, sich auf die Zugbahn von Tiefdruckgebieten zu konzentrieren, wird von Hofstätter et al. (2016) neu aufgegriffen. Dabei konzentriert sich die Arbeit auf jene Zyklonen, deren Kern den geographisch definierten Raum Mitteleuropas überquert. Demnach existieren pro Jahr 80 bis 120 dieser Zyklonen, die für 62 % des Jahresniederschlags verantwortlich sind, wobei es einen deutlichen Gradienten von Nordwest nach Südost gibt. Bezüglich der allgemeinen Zugbahnen von Tiefdruckgebieten analysieren Bartholy et al. (Bartholy et al., 2006) einen Trend hin zu nördlicheren Zugbahnen der Tiefdruckgebiete in Europa. Dieser gilt insbesondere für das Sommerhalbjahr. Südliche Zugbahnen der Zyklonen über Mitteleuropa hinweg sind seltener geworden. Zudem gibt es Anzeichen, dass Mittelmeertiefs und Vb-Lagen insgesamt seltener, schwächer und kurzlebiger werden (Bartholy et al., 2009).

2.3.2 Trends und Entwicklungen des Niederschlags

Bezüglich der Jahresniederschläge analysieren Sun et al. (2018) einen globalen Datensatz bezüglich Trends und Autokorrelation. Sie finden nur bei etwa 5 % aller Stationen langfristige Trends. Da sie das Signifikanzniveau ebenfalls auf 5 % festgelegt haben, schlussfolgern sie, dass kein klar signifikanter

Trend zu erkennen ist. Sie weisen darauf hin, dass die Trendanalyse aufgrund der hohen jährlichen Varianz eher konservativ angelegt und nicht überinterpretiert werden sollte. Entgegen dieser globalen Analyse kann in Deutschland langfristig bereits eine moderate Zunahme der Jahresniederschläge beobachtet werden (siehe Abbildung 2.2b) (IPCC, 2014; Brasseur et al., 2017). Diese Zunahme ist überwiegend auf höhere Winterniederschläge zurückzuführen, wohingegen im Sommer kein Trend erkennbar ist. (siehe Abbildung 2.2d, f). Es wird jedoch darauf verwiesen, dass die Entwicklung des Mittelwerts (bzw. hier Jahresniederschlag) nicht direkt übertragbar auf die Entwicklung von Extremwerten ist (Brasseur et al., 2017; Lausier und Jain, 2018).

Für die in dieser Arbeit betrachteten Hochwasserereignisse an großen Flüssen sind die Entwicklungen und Prognosen für einzelne Niederschlagsereignisse relevanter als die Veränderungen der Mittelwerte. Dabei weist vieles auf höhere und häufigere Extreme hin. Lehmann et al. (2015) untersuchen auf globaler Skala das Auftreten von Extremniederschlägen auf Tagesbasis. Insgesamt finden sie in den letzten Jahren mehr Rekordniederschläge, als statistisch erwartbar wäre. Dieser Trend ist je nach Region und Klimazone unterschiedlich stark. Lehmann et al. führen diesen Trend auf die steigende Temperatur zurück (entsprechend der Clausius-Clapeyron-Gleichung). Allerdings lassen sich in einigen Regionen wie z. B. rund um das Mittelmeer auch signifikante abnehmende Trends finden (Lehmann et al., 2015; IPCC, 2014). Die Autoren argumentieren, dass demzufolge die Temperatur nicht ausreicht, um die Entwicklung des Niederschlags zu erklären und dass auch die Veränderung der WL einbezogen werden sollte. In eine ähnliche Richtung argumentieren auch Meehl et al. (2005). Demnach ist die Zunahme der Niederschlagsintensität in den mittleren Breiten sowohl in der höheren Temperatur als auch in veränderten WL begründet.

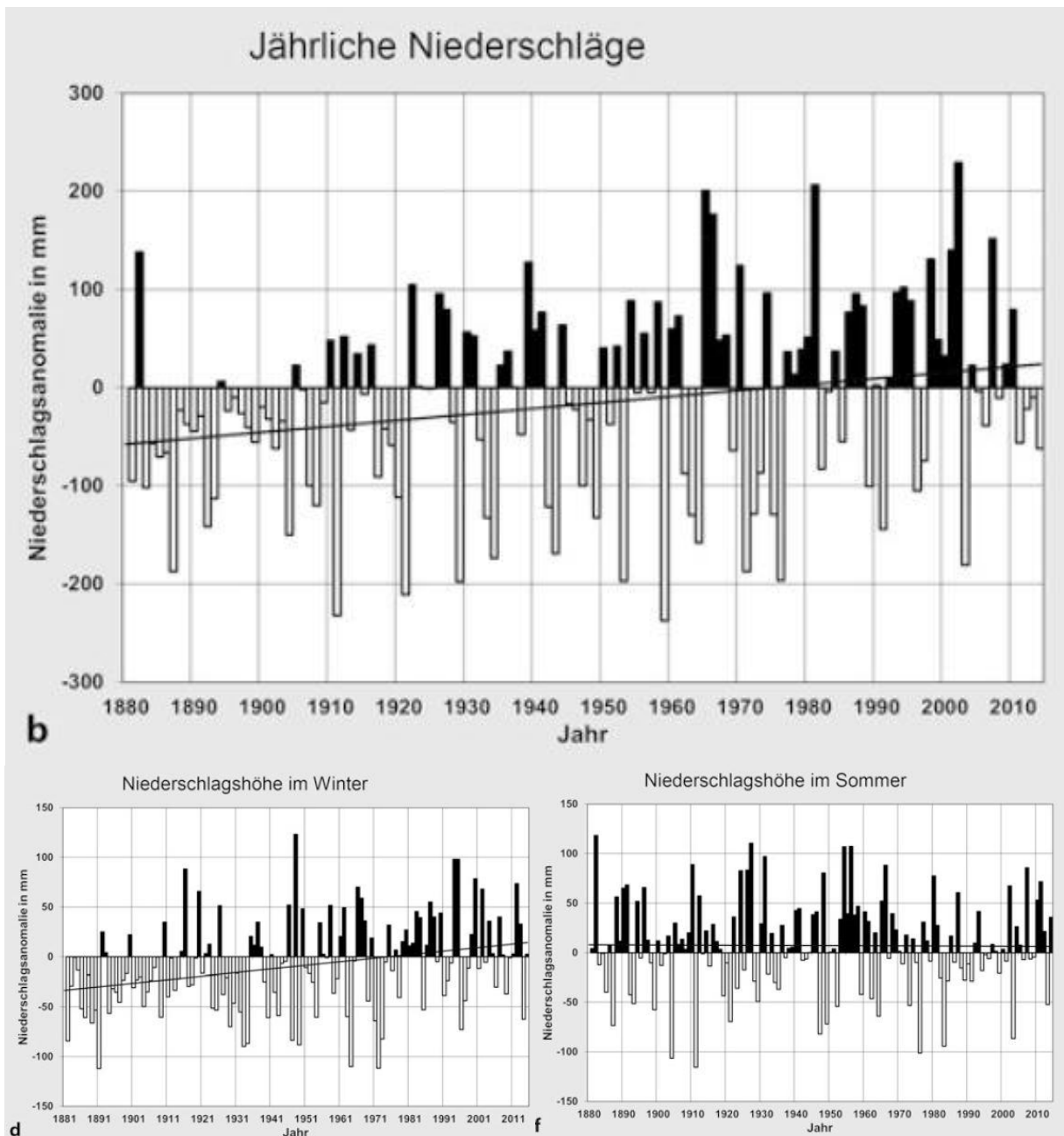


Abbildung 2.2: Entwicklung der Jahresniederschläge seit 1881 bis 2003 **b)** für das gesamte Jahr, **d)** für die Monate Dezember bis Februar, **f)** für die Monate Juni bis August; Trends für das gesamte Jahr und für Winter signifikant ($p < 0,005$), für Sommer nicht signifikant; aus Brasseur et al. (2017)

Trendanalysen von Extremniederschlägen täglicher Dauerstufen weisen europaweit insgesamt auf eine Intensivierung hin (Zoolina, 2012). Diese Trends sind jedoch regional und saisonal deutlich differenziert. Für Deutschland, Großbritannien und Tschechien (hier insbesondere die westlichen Regionen) wird eine Zunahme der Extremniederschläge im Winter und eine Abnahme im Sommer beschrieben (Zoolina, 2012; Osborn et al., 2000; Jones et al., 2013; Kyselý, 2009). Laut Brasseur et al. (2017) nehmen Starkniederschläge längerer Dauerstufen (> 24 h) gibt es in Mitteleuropa insgesamt

tendenziell zu, wobei diese Zunahme nur selten signifikant ausfällt. Die Entwicklung ist räumlich sehr uneinheitlich – insbesondere im Sommerhalbjahr.

Bartels et al. (2005) identifizieren im Sommer entsprechend der KOSTRA-Daten des DWD eine Zunahme bei der Höhe der 24h-Dauerniederschläge, die nur moderat ausfällt, regional sehr differenziert ist und tendenziell den Nordwesten am stärksten betrifft. Im Winter dagegen besteht ein deutlicherer und räumlich einheitlicherer Trend. Demnach gibt es deutliche Steigerungen insbesondere in der großen Westhälfte und im nördlichen Teil der Südhälfte Deutschlands. Regional liegen auch Hinweise auf sinkende Starkniederschläge in Mittel-, West- und Norddeutschland vor, wohingegen in Baden-Württemberg und Bayern leichte Zunahmen beschrieben werden (Schönwiese et al., 2005; Hattermann et al., 2013). Für die Starkniederschläge über mehrere Tage sind im Sommer kaum Trends festzustellen (Bartels et al., 2005). Was wiederum die Anzahl an Tagen mit Starkniederschlägen in Deutschland betrifft, wird von Malitz et al. (2011) eine Abnahme für das Sommerhalbjahr festgestellt. Nahezu alle den Studien zu Extremniederschlägen in Deutschland oder Europa zugrundeliegenden Zeitreihen beginnen zwischen 1950 und 1965.

Werner und Gerstengarbe (2010) vergleichen den Niederschlag, den die einzelnen GWL im Mittel pro Tag in Deutschland bringen. Sie vergleichen dabei die Jahre 1951 bis 1978 mit den Jahren 1979 bis 2006. Insgesamt überwiegt eine Zunahme der Niederschläge. Besonders stark fällt diese bei ausschließlicher Betrachtung die GWL zonaler und gemischter Zirkulation, die viel Regen bringen (siehe Tabelle 2.3). Im Mittel nimmt der Tagesniederschlag bei diesen GWL um fast 15 % zu. Dabei besteht nur bei *WS* ein negativer Trend, bei allen anderen ist der Trend positiv. Besonders stark hat der Tagesniederschlag bei *WW* zugenommen. Zumindest bei *WZ* (für die anderen GWL ist keine jahreszeitliche Analyse vorhanden) ist dieser Anstieg ausschließlich auf den Winter zurückzuführen, im Sommer liegt im selben Zeitraum keine Veränderung vor. Werner und Gerstengarbe (2010) untersuchen für denselben Zeitraum zudem die Veränderungen anderer meteorologischer Parameter. Demnach hat der mittlere Luftdruck sich bei den aufgeführten GWL zwar teils deutlich verändert, in Summe ist aber kein Trend zu erkennen. Bei *WZ*, wo zusätzlich zwischen Sommer und Winter differenziert wurde, kann ein deutlicher Anstieg des mittleren Luftdrucks im Winter beobachtet werden.

Tabelle 2.3: mittlere Tagesniederschläge der GWL und deren Veränderung 1951-2006; dargestellt für alle GWL zonaler und gemischter Zirkulation mit Niederschlägen > 2mm / Tag; verändert nach Werner und Gerstengarbe 2010

GWL	Mittlere Tagessumme des Niederschlags [mm]		Differenz	
	1951 - 1978	1979 - 2006	[mm]	[%]
WZ	3,67	4,00	0,33	8,99
WS	4,34	3,89	-0,45	-10,37
WW	3,08	3,99	0,91	29,55
NWZ	3,58	4,16	0,58	16,20
SWZ	2,72	3,35	0,63	23,16
TM	3,52	4,34	0,82	23,30
Mittelwert	3,49	3,96	0,47	15,14

Bei konvektiven Niederschlagsereignissen weisen die meisten Untersuchungen ebenfalls auf häufigere und intensivere Niederschläge hin. Ob konvektive Starkregen in Deutschland in Folge des Klimawandels tatsächlich bereits an Häufigkeit und/oder an Intensität zugenommen haben, ist nur schwer festzustellen. Dadurch, dass solche Ereignisse lokal und nur gelegentlich auftreten, werden diese auch nur selten von Wetterstationen erfasst. Eine Festlegung der hohen Wiederkehrzeiten ist deshalb mit großen Unsicherheiten behaftet (Grieser et al., 2007). Radardaten wiederum werden noch nicht lange genug verwendet, um signifikante klimatische Änderungen nachzuweisen. Hinzu kommt, dass solche Ereignisse nicht völlig unabhängig voneinander sind. So gibt es je nach Wetterlage eine Häufung in verschiedenen Regionen (Wapler und James, 2015). Neben der Feuchte ist aber auch die Zuggeschwindigkeit der Niederschlagszellen von entscheidender Bedeutung für hohe Niederschlagsmengen auf kleinem Raum. Mueller und Pfister (2011) untersuchen langjährige zeitlich hochaufgelöste Niederschlagsdaten im Emscher-Lippe Einzugsgebiet auf Trends und finden eine deutliche und signifikante Zunahme der Ereignisse mit >20 mm. Sie begründen diese Zunahme u. a. mit Veränderungen der WL.

Die Vorhersage des Wetters im Allgemeinen und des Niederschlags im Besonderen sind in der synoptischen Meteorologie nur über einen Zeitraum von wenigen Tagen möglich. Grund dafür ist, dass das Wetter ein chaotisches System bildet (Lorenz, 2000). Schon kleinste Unsicherheiten bei aktuellen Messwerten der physikalischen Größen wie z.B. Luftfeuchte, Temperatur oder Luftdruck führen mit zunehmender Zeitdauer zu exponentiell ansteigenden Unterschieden in der Vorhersage. Durch diese Limitierung der Wettervorhersage auf wenige Tage ist automatisch auch die Vorhersage von Hochwasser auf diese geringe Vorlaufzeit beschränkt. Dies gilt insbesondere deshalb, weil Niederschlag

eine der am schwersten zu prognostizierenden meteorologischen Größen ist. Während die Prognose von Wetter an einem bestimmten Ort für einen Prognosezeitraum von mehreren Wochen also nach wie vor nicht möglich ist, verhält es sich mit dem Klima anders. Das Klima als Gesamtheit der Mittelwerte meteorologischer Zustände über einen längeren Zeitraum von meist über 30 Jahren lässt sich durchaus prognostizieren. Dies geschieht insbesondere in der Klimaforschung im Zusammenhang mit dem anthropogenen Treibhauseffekt.

Auch hier erweist sich allerdings die Projektion des Niederschlags als besonders schwierig, da die Unsicherheiten hoch sind. Auf globaler Skala gilt im Mittel, dass im Rahmen der Klimaerwärmung mit mehr Niederschlägen zu rechnen ist (IPCC, 2014). Als gesichert gilt zudem die These, dass auch die Extreme beim Niederschlag zunehmen werden. Dies gilt sowohl für Dürre als auch für starken Niederschlag (IPCC, 2014; Brasseur et al., 2017). Die Zunahme der Niederschläge wird unter anderem damit begründet, dass die Luftmasse bei höheren Temperaturen mehr Wasserdampf aufnehmen kann (Clausius-Clapeyron-Gleichung). Kondensiert dieses gasförmig in der Luft gebundene Wasser und es kommt zu Niederschlag, so ist die Niederschlagssumme umso höher, je größer zuvor der Wasserdampfgehalt bzw. der Dampfdruck der Luft war. Dieser allgemeine Trend gilt dabei aber nur im Mittel und längst nicht für alle Regionen der Erde. Ist schon der prognostizierte und bereits gemessene Anstieg der Lufttemperatur ungleich verteilt, so gilt dies nochmals in stärkerer Form für die räumlich-zeitliche Verteilung des Niederschlags (Jacob und Hagemann, 2011). Veränderungen der Wetterlage können beispielsweise trotz steigender potentieller Luftfeuchte zu geringeren Niederschlägen führen (IPCC, 2014).

Für Europa gehen die Klimamodelle bezüglich der Intensität und Häufigkeit starker Niederschläge von räumlichen als auch zeitlichen Veränderungen aus. Für die Jahresniederschläge wird tendenziell eine Zunahme in Nord- und Westeuropa sowie eine Abnahme in Süd- und Osteuropa erwartet (IPCC, 2014). Zurückgeführt werden die Veränderungen in Süd- und Osteuropa auf die Zunahme stationärer, hochdruckdominierter Wetterlagen und auf eine Verschiebung der Tiefdruckaktivität im Nordwesten (Bartholy et al., 2006). Für die prognostizierte Zunahme der Niederschläge in West- und Nordwesteuropa gelten hingegen die höheren Verdunstungsraten über dem wärmeren Nordatlantik und eine dort höhere Tiefdruckaktivität als Ursachen (Meehl et al., 2005).

Eine Veränderung der jährlichen Niederschlagssummen muss allerdings nicht zwangsläufig mit einer gleichgerichteten Veränderung der Extremniederschläge einhergehen. Für letztere gehen alle gesichteten Studien für verschiedene europäische Länder (Belgien, Dänemark, Tschechien) durchweg von höheren Werten aus (Willems und Vrac, 2011; Sunyer et al., 2012; Hanel et al., 2009). Dies widerspricht zumindest teilweise den Studienergebnissen zur bisherigen Entwicklung (vergleiche Lehmann et al., 2015). Zu berücksichtigen ist jedoch der starke Einfluss der Definition von Stark-/Extremregen. Während in einigen Studien zehnmündige Werte analysiert werden, geht es in anderen Studien wiederum um Tages- oder gar Wochensummen des Niederschlags. Zudem schwankt auch das

verwendete Signifikanzniveau zwischen 90% und 95% (Blöschl et al., 2019; Brasseur et al., 2017). Frei et al. (2006) stellen beim Vergleich verschiedener regionaler Klimamodelle eine Zunahme extremer Tagessummen des Niederschlags insbesondere für den Winter fest. Dies gilt für Nordeuropa, während in Südeuropa keine signifikanten Trends vorhanden sind. Im Hinblick auf das Sommerhalbjahr variieren die Ergebnisse stark. Für die Region Mitteleuropa ist die Unsicherheit bei der Prognose der Änderungen der Niederschläge nochmals erhöht, da diese zwischen Nordeuropa mit tendenziell höheren und dem Mittelmeerraum mit tendenziell niedrigeren Niederschlagssummen liegt. Im offiziellen IPCC-Bericht sind deshalb nur sehr allgemeine Aussagen zur prognostizierten Änderung des Niederschlags in Mitteleuropa zu finden.

Für genauere Prognosen werden seit einigen Jahren regionalisierte Klimamodelle verwendet. Diese eignen sich durch die höhere Auflösung von aktuell etwa 10 x 10 km besser, um lokale Effekte zu berücksichtigen. In Mitteleuropa sind diese lokalen Effekte essenziell, um die Niederschlagsentwicklung plausibel abzuschätzen. Lediglich in regionalen Modellen können die orographischen Effekte der Alpen oder der sommerlichen Konvektion mit abgebildet werden (Brasseur et al., 2017). Obwohl die Ergebnisse der verschiedenen regionalisierten Klimamodelle für Mitteleuropa bezüglich des Niederschlags stark variieren (Brasseur et al., 2017; Piani et al., 2010), lässt sich insgesamt eine grobe Entwicklung abschätzen. Demnach deutet vieles auf eine leichte Zunahme der Niederschläge im Winter hin, wobei diese deutlich seltener in Form von Schnee fallen. Im Sommer sind die Unsicherheiten tendenziell größer, die Niederschlagsmengen bleiben aber vermutlich ungefähr gleich oder steigen leicht an (Brasseur et al., 2017). In den Alpen wird es den Prognosen zufolge zu intensiveren Extremniederschlägen kommen (Lausier und Jain, 2018). Ursache dafür könnten die zu erwartende Häufung meridionaler Wetterlagen an den Ost-West ausgerichteten Alpen und die somit höheren Stauniederschläge sein.

2.3.3 Trends und Entwicklungen bei Hochwasser

Die Berechnung von Jährlichkeiten unter der Annahme von Stationarität ist ein wesentliches Element der Hydrologie. So ist es nicht verwunderlich, dass sich bereits zahlreiche Arbeiten mit möglichen Trends und Instationaritäten in den Hochwasserzeitreihen beschäftigt haben. Dass die Annahme von Stationarität eine Vereinfachung der Realität ist, gilt als unumstritten. Klimatische Zyklen auf mehreren Zeitskalen (Hirschboeck, 1988) sind genauso evident wie der anthropogene Einfluss auf die Ausprägung und Intensität von Hochwasser (Brath et al., 2006; Patt, 2016; Blöschl und Montanari, 2009; Garbrecht und Piechota, 2006). Hinzu kommt eine zeitliche Häufung von Ereignissen, diese sind somit nicht völlig unabhängig voneinander (Merz et al., 2016). Trotzdem wird Hochwasserstatistik nach wie vor auf Basis der dokumentierten Ereignisse betrieben, Abflusszeitreihen gelten nach wie vor als das Mittel der Wahl, insbesondere zur Berechnung von Jährlichkeiten. Trends werden in solchen Statistiken nur in wenigen europäischen Ländern miteinbezogen (Madsen et al., 2014) oder lediglich als pauschaler klimawandelbedingter Aufschlag berücksichtigt.

Auf globaler Skala zeigen sich bezüglich der Abflüsse unterschiedliche Entwicklungen. Laut IPCC-Bericht bestehen bei den größten Flüssen weltweit keine eindeutigen Trends. Analysierten Labat et al. (2004) noch eine Zunahme der Abflüsse, so widersprechen neuere Untersuchungen diesen Erkenntnissen. Demnach gibt es in der zweiten Hälfte des 20. Jh. bei den meisten großen Flüssen keinen signifikanten Trend. Etwa 30 Prozent wiesen einen solchen auf, davon wiederum seien etwa zwei Drittel abnehmend (Milliman et al., 2008; Dai et al., 2009). Ob diese Trends allerdings klimatisch oder beispielsweise durch die Entnahme von Wasser für die Landwirtschaft bedingt sind, wird dabei nicht untersucht.

In einer Arbeit von Svensson et al. (2006) werden die Schwierigkeiten bei der Trendanalyse von Abfluss und Hochwasser näher beleuchtet. Es wird die Frage aufgeworfen, warum sowohl global als auch regional bei Hochwasser immer wieder unterschiedliche Trends und gegensätzliche Signale beobachtet werden. Die Autoren argumentieren, dass viele verschiedene Faktoren die Trendanalyse beeinflussen. So können die Wahl des Hochwasserkennwerts, anthropogene Veränderungen, die Länge der Zeitreihe, die Wahl des Start- und des Endjahrs und die Methode des Trendtests das Ergebnis beeinflussen. Svensson et al. (2006) raten dazu, lediglich mindestens 50 Jahre umfassende Zeitreihen zu verwenden und dringen auf wissenschaftliche Objektivität und den nötigen Skeptizismus im schwierigen Feld der Identifizierung klimatischer Veränderungen.

Für Deutschland sind im Jahresabfluss durch den anthropogenen Klimawandel keine großen Veränderungen abzusehen. Auch bei der Analyse bisheriger Abflüsse zeigt sich kein bundesweit einheitlicher Trend. Brasseur et al. (2017) können aber beispielsweise für Rhein, Elbe und Donau eine Verschiebung im saisonalen Regime feststellen. Bei Rhein und Donau kommt es demnach durch den Klimawandel zu höheren Abflüssen im Winter und geringeren Abflüssen zwischen Juli und Oktober. Bei der Elbe kommt es ebenfalls zu einem Anstieg der Abflüsse im Winter. Hier liegt jedoch dem Klimaszenario folgend kein Absinken im Sommer vor. Insgesamt ist die Bandbreite der Berechnungsergebnisse jedoch größer, als die Abweichung des Medians vom aktuellen Regime.

Sind schon die Entwicklungen beim Abfluss allgemein unklar, so gilt dies umso mehr für die extremen Abflüsse bei Hochwasser. Verschiedene Arbeiten kommen zu unterschiedlichen Ergebnissen. Selbst der konzeptuell klarste Trend, die Zunahme von Abflüssen in hohen Breiten aufgrund der höheren Niederschläge und des abtauenden Permafrosts sowie einer höheren Schneeschmelze lässt sich nicht überall nachweisen (Shiklomanov et al., 2007). Im aktuellen IPCC-Bericht heißt es insgesamt zu den Trends bei Hochwasser (IPCC, 2014, Seite 214):

« In summary, there continues to be a lack of evidence and thus low confidence regarding the sign of trend in the magnitude and/or frequency of floods on a global scale. »

Wie genau sich die Hochwassergefahr in Europa in der Vergangenheit entwickelt hat, ist bereits in verschiedenen Arbeiten untersucht worden. Eine der umfassendsten Studien hierzu ist erst vor kurzem erschienen. Blöschl et al. (2019) untersuchen einen Datensatz von über 3000 Pegeln aus ganz Europa auf Trends bei Flusshochwassern zwischen 1960 und 2010. Grundsätzlich finden sich bei diesen Untersuchungen klare, regional differenzierte Trends sowohl zu höheren als auch zu niedrigeren Hochwasserwerten. Insgesamt unterteilen die Autoren dabei 3 Gebiete (siehe Abbildung 2.3). In zwei Gebieten, namentlich Südeuropa und Osteuropa nimmt die Hochwassergefahr ab. In Nordwesteuropa hingegen, worunter in dieser Studie ebenfalls der große Südwestteil Deutschlands gefasst wird, muss mit steigender Hochwassergefahr gerechnet werden.

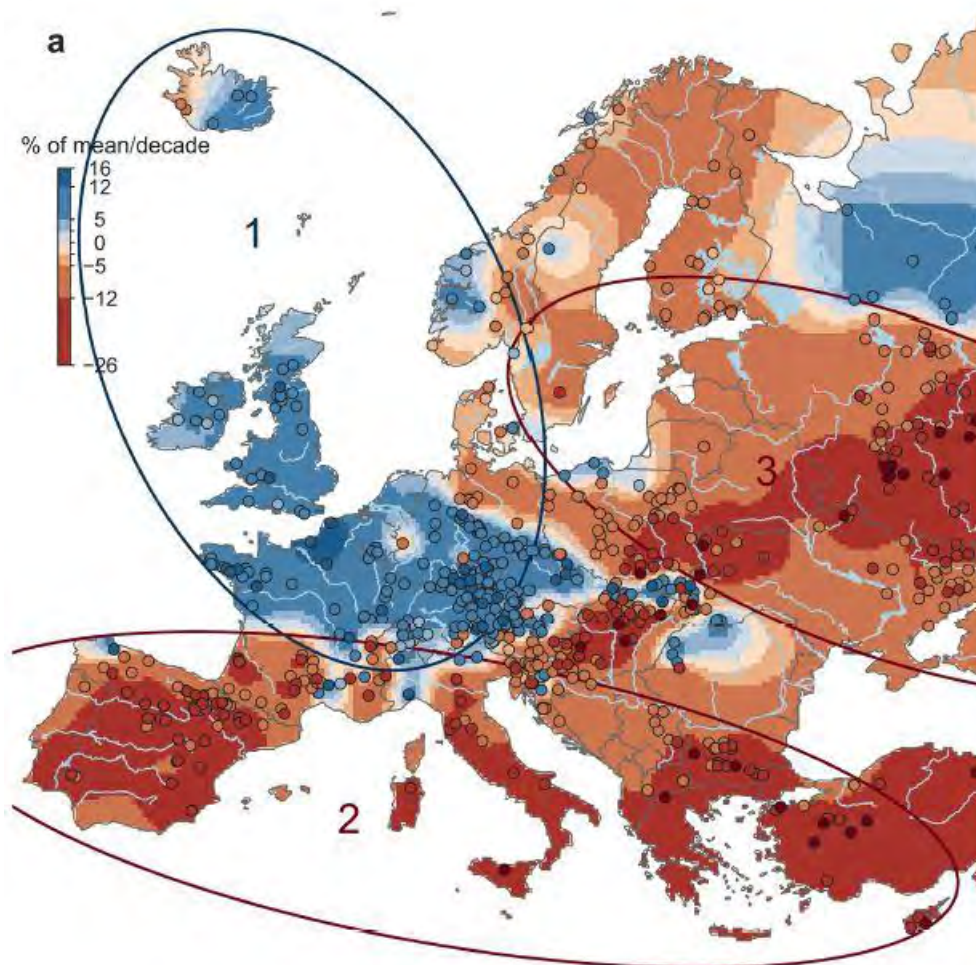


Abbildung 2.3: Veränderung des jährlichen maximalen Abflusses (AMF); aus Blöschl et al. (2019)

Wilby und Quinn (2013) führen eine Untersuchung von langen Abflusszeitreihen auf Hochwassertrends in Großbritannien durch. Demnach bestehen wenig signifikante Trends über lange Zeit. Sie identifizieren jedoch gehäuft Hochwasserereignisse in den Perioden 1908 bis 1934, 1977 bis 1988 und ab 1998. Madsen et al. (2014) fasst in einem Review bisherige Ergebnisse für die Entwicklung der Hochwassergefahr in Europa zusammen. Es werden in vielen Ländern sowohl positive als auch

negative Trends festgestellt. In Ländern, in denen Schneeschmelze die Hochwasserabflüsse dominiert, kommt es überwiegend zu Abwärtstrends und einem immer früheren Auftreten im Jahr.

Um auch Trends in jenen Regionen zu untersuchen, die keine ausreichenden Abflussdatenreihen aufweisen, vergleichen Stahl et al. (2012) ein entsprechendes europaweites Modell mit tatsächlich beobachteten Trends für den Zeitraum 1963 bis 2000. Insgesamt liegen hohe Übereinstimmungen vor (siehe Abbildung 2.4). Ähnlich wie Blöschl et al. (2019) beschreiben auch Stahl et al. (2012) eine Zunahme der Hochwasserabflüsse für Nordwesteuropa und eine Abnahme in Süd und Südosteuropa. Für Nordosteuropa hingegen existieren deutliche Unterschiede zwischen den beiden Untersuchungen, die Unsicherheiten sind größer.

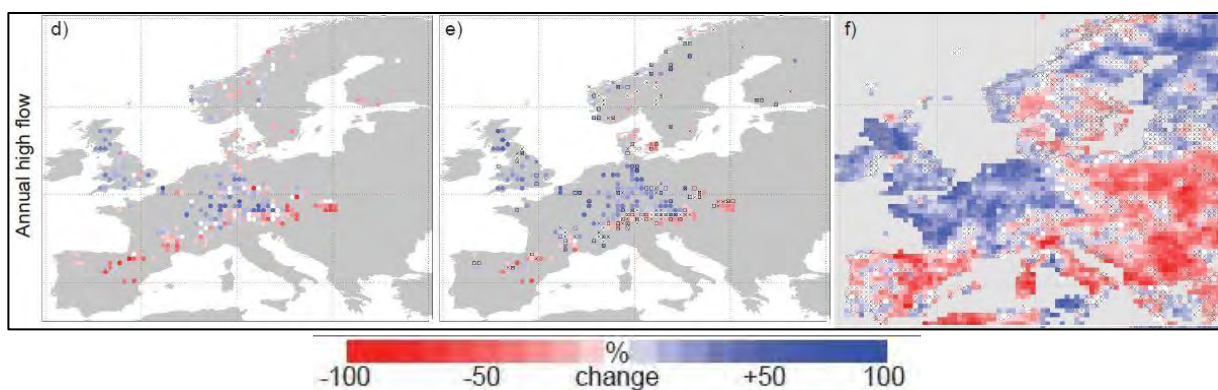


Abbildung 2.4: d) Trends für Abflussdaten; e) modellierte Trends für Standorte mit Abflussdaten; f) modellierte Trends; entnommen aus Stahl et al. (2012)

Eine Studie im Auftrag des World Wide Fund For Nature (WWF) fand heraus, dass die Hochwassergefahr für Österreich durch den Klimawandel zunimmt. Dabei wird die Hochwassergefahr auf Basis dreier Faktoren untersucht. Die hochwasserträchtige Vb-Wetterlage soll zwar seltener, aber intensiver werden, die Bergwälder büßen an abmildernder Wirkung auf Hochwasserabfluss ein und eine steigende Schneefallgrenze kombiniert mit intensiveren Starkregenfällen führt demnach besonders in Lagen zwischen 500 und 2000 Meter zu einer ansteigenden Hochwassergefahr (Formayer und Kromp-Kolb, 2009).

Bei europaweiten Studien zu projizierten, zukünftigen Veränderungen der Hochwassergefahr stimmen die meisten Ergebnisse in der Regel mit den bisher beobachteten Veränderungen und nationalen Studien überein. So kommt es zu einer Zunahme der höchsten Abflüsse in Großbritannien, West- und Nordwesteuropa, in Teilen Mitteleuropas und Norditalien, während im östlichen Mitteleuropa, Südeuropa und Osteuropa negative Trends vorherrschend sind. Für Fennoskandien bestehen größere Diskrepanzen zwischen nationalen und europaweiten Projektionen (Madsen et al., 2014).

Auch für Mitteleuropa oder Deutschland wurden bereits einige Studien durchgeführt, die die Entwicklung der Hochwasserhäufigkeit und/oder Intensität abschätzen. Petrow und Merz (2009) untersuchen 145 Pegel in Deutschland für den Zeitraum von 1951 bis 2002 im Hinblick auf Hochwassertrends. Sie finden viele, überwiegend ansteigende signifikante Trends. Diese sind räumlich und saisonal konzentriert. So sind die Trends im Winter stärker als im Sommer und überwiegend im Norden, Süden und Westen zu finden, wohingegen im Osten meist keine signifikanten Trends identifiziert werden. Petrow und Merz (2009) stellen fest, dass diese Trends aufgrund ihrer Kohärenz wahrscheinlich klimatisch bedingt sind, dass jedoch weitere Untersuchungen zum Zusammenhang zwischen Klimaveränderungen und Hochwasser nötig sind.

Bormann et al. (2016) untersuchen die regionalen hydrologischen Auswirkungen des Klimawandels auf ein Gebiet in Norddeutschland. Demnach ist bis 2050 mit deutlich höheren Abflüssen im Winter zu rechnen, während diese im Sommer tendenziell abnehmen. Hennegriff et al. (2006) gehen für Bayern und Baden-Württemberg insgesamt von einem höheren Hochwasserrisiko aus und führen dies insbesondere auf höhere Niederschläge und häufigere Westwetterlagen zurück. So sei sowohl von einer Steigerung der jährlichen höchsten Abflüsse als auch von höheren Extremhochwassern auszugehen. Bemessungen sollten entsprechend angepasst werden.

2.3.4 Zusammenhang zwischen Wetterlagen und Hochwasser

Bárdossy und Filiz (2005) entwickeln tägliche Zirkulationsmuster („circulation patterns“) auf Basis des 500hPa-Druckfelds und des Hochwasserabflusses in zwei EZG West- und Südwesteuropas. Sie identifizieren charakteristische Druckmuster, die an der Ardèche in Frankreich und dem Llobregat in Spanien zu Hochwasser führen. Die Autoren sehen einen Bedarf nach weiterer Forschung an der Schnittstelle zwischen WL und Hochwasser. Duckstein et al. (1993) untersuchen den Zusammenhang zwischen Zirkulationsmustern und Hochwasser in Arizona, USA. Frühjahrshochwasser durch Schneeschmelze werden dabei nicht berücksichtigt. In der Studie können eindeutige Zusammenhänge zwischen bestimmten Zirkulationsmustern und Hochwasser hergestellt werden. Insgesamt sind diese Zusammenhänge im Winter eindeutiger als bei starkregeninduzierten Hochwassern im Sommer.

In einer Studie zum Zusammenhang von WL und Hochwasser in England untersuchen Wilby und Quinn (Wilby und Quinn, 2013), inwieweit sich multidekadische Schwankungen des Hochwasserrisikos mit klimatischen Schwankungen erklären lassen. Sie finden deutliche Zusammenhänge zwischen der Häufung bestimmter WL und Hochwasser. Insgesamt wird festgehalten, dass der grundsätzliche Ansatz, WL zur Hilfe zu nehmen, angebracht ist, um Trends und Schwankungen des Hochwasserrisikos nachzuvollziehen. Es wird darauf verwiesen, dass bei Trendanalysen die Wahl des Zeitraums eine bedeutende Rolle spielt. Die Studie schließt mit dem Fazit, dass die rezente hochwasserreiche Periode in Großbritannien in Anbetracht der Wetterlagenentwicklung ungewöhnlich, aber nicht ohne Präzedenz ist.

Bouwer et al. (2008) analysieren den Zusammenhang zwischen Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation und den mittleren und maximalen Abflüssen in Nordwesteuropa. Demnach sind die NAO und die Arktische Oszillation (AO) nur bedingt aussagekräftig. Die Stärke der westlichen Strömung basierend auf den GWL nach H & B zeigt hingegen stärkere Zusammenhänge zu den Winterabflüssen. Insgesamt reagiert der winterliche Spitzenabfluss noch stärker auf Schwankungen der Zirkulation als der mittlere Abfluss. Hattermann et al. (2013) stellen fest, dass es in den letzten Jahrzehnten in Europa zu einer Zunahme an Hochwasserereignissen kam. Neben anderen, nicht-klimatischen Faktoren sei eine Intensivierung von Niederschlägen und eine Häufung von hochwasserträchtigen WL dafür die Hauptursache. Dieser signifikante multidekadische Trend könne in eine zunehmende Gefahr und ein zunehmendes Risiko durch Hochwasser übertragen werden. In vorherigen Arbeiten wurde festgestellt, dass es in Deutschland abgesehen vom Osten Deutschlands verbreitet signifikante Trends hin zu mehr Hochwasser, höheren Winterniederschlägen, stärkeren Niederschlagsintensitäten und höheren Überflutungsschäden gibt (Hattermann et al., 2012).

Mittels „Principal Component Analysis“ (PCA) analysieren Jacobbeit et al. (2006) die typischen Druckmuster auf 500 hPa Druckniveau bei Hochwasser an verschiedenen Flüssen Mitteleuropas. Dies wird dabei für jeden Tag, eine Woche vor Ereignis beginnend durchgeführt. So kann auch der Verlauf der Druckmuster analysiert werden. Im Sommer sei beispielsweise für die Elbe eine Vb-Wetterlage für die meisten starken Hochwasser verantwortlich. Auch eine andauernde südliche Westlage mit Tiefdruckkern über Mitteleuropa könne einen Teil der Hochwasser erklären. Im Winter sei für Hochwasser in Mittel- und Westdeutschland aber auch für andere Teile Mitteleuropas demnach nicht einfach nur eine klassische Westlage mit positiver NAO verantwortlich. Vielmehr seien es persistente Lagen mit stationärem Zentraltief entweder bei Skandinavien oder über dem nahen Ostatlantik, durch die in einer Westnordwest- bzw. Südwestströmung immer wieder Fronten, Randtiefs und feuchte Meeresluft über Mitteleuropa hinweg geführt werden.

Caspary (2004) findet deutliche Zunahmen bei Hochwasserintensität und -häufigkeit für Teile Südwestdeutschlands und den Benelux-Ländern ab etwa 1970. Dieser Anstieg wird auf eine starke Zunahme bei der Häufigkeit und mittlerer Andauer der GWL *WZ* im Winter zurückgeführt. Für diesen Anstieg wird des Weiteren ein Bruchpunkt im Jahr 1981 identifiziert. Während ein Winter, an dem an über 35 % der Tage *WZ* vorherrscht und die maximale Andauer dieser GWL 13 Tage beträgt, vor 1981 nur einmal auftrat, kam es nach 1981 schon zu fünf solcher Winter. Im Winter 1999/2000 trat *WZ* beispielsweise an 38% der Tage auf, wobei die längste zusammenhängende *WZ*-Periode 19 Tage anhielt. Laut Caspary sind diese Entwicklungen mit hoher Wahrscheinlichkeit dem anthropogenen Klimawandel zuzuschreiben und erfordern ein Umdenken bei der Festlegung von Bemessungswerten im Wasserbau.

Petrow et al. (2009) untersuchen den Zusammenhang zwischen GWL und Flusshochwasser in Deutschland. Zudem werden Trends sowohl bei Hochwasser als auch bei den GWL untersucht. 122 Pegel mesoskaliger EZG werden auf einen gemeinsamen Zeitraum von 1951 bis 2002 begrenzt, in

drei hydroklimatische Regionen (West, Süd, Ost) eingeteilt und auf Trends analysiert. Die meisten Pegel zeigen keine signifikanten Trends bei den jährlichen maximalen Abflüssen. Jedoch gibt es in der westlichen Region einen hohen Anteil steigender Trends im Winterhalbjahr. Im Süden bestehen signifikant steigende Trends im Sommerhalbjahr, während die östliche Region im Sommer signifikante Negativtrends aufweisen.

Des Weiteren identifiziert Petrow et al (2009) bei den GWL für die westlichen und südlichen Gebiete vor allem *WZ*, *WS*, *WW*, *NWZ* und nur im Süden *SWZ* als hochwasserauslösend. Im Osten kann zusätzlich die GWL *TRM* für Hochwasser sorgen. Die GWL können im Winter eindeutiger als im Sommer bestimmten Hochwasserereignissen zugeordnet werden. Bei der häufigsten GWL *WZ* werden klare Trends hin zu mehr Tagen im Jahr und längerer mittlerer und maximaler Andauer identifiziert. Besonders deutlich zeigten sich solche Trends im Winterhalbjahr. Insgesamt kann eine Tendenz hin zu längerer Persistenz und geringerer Vielfalt der GWL identifiziert werden. Petrow et al. argumentieren, dass durch diese Entwicklung auch jene GWL, die nicht mit hohen Niederschlagsmengen verbunden sind, zu Hochwasser beitragen könnten. So könne eine langandauernde GWL mit geringen Niederschlägen zu einer Sättigung der Böden führen, durch die eine darauffolgende GWL mit intensiven Regenfällen zu stärkerem Hochwasser führen würde.

Insgesamt bleibt festzuhalten, dass es bereits zahlreiche Untersuchungen zur Veränderung der Hochwassergefahr aufgrund des Klimawandels gibt. Diese sind nicht immer einheitlich, deuten aber in der Mehrzahl auf ein steigendes Risiko für Mitteleuropa hin. Dies gilt insbesondere für den (Süd-) Westen und im Winter. Zurückgeführt wird dieser Trend von einigen Autoren auf häufigere Westwetterlagen im Winter, die zudem mehr Niederschlag brächten und länger andauerten. Die Klimaprognosen auf globaler und regionaler Skala stützen diese Erkenntnisse, es bleiben jedoch große Unsicherheiten. Insbesondere die Unterscheidung zwischen langfristigem Klimatrend und mittelfristigen klimatischen Schwankungen ist schwierig und führt je nach zugrundeliegenden Daten zu unterschiedlichen Ergebnissen in den verschiedenen Studien.

3 Problemstellung und Zielsetzung

3.1 Forschungsbedarf

Die Vorgehensweise, die Hochwassergefahr indirekt über die GWL zu analysieren hat mehrere Vorteile. Im Gegensatz zu anderen meteorologischen Daten ist die Datenlage mit einem Datenpunkt pro Tag für ganz Mitteleuropa sehr übersichtlich und kompakt. Trotzdem ist die grobe Einschätzung der zugrunde liegenden Witterung vergleichsweise einfach und ohne zusätzliche Daten möglich. Teils ist der meteorologische Informationsgehalt der GWL sogar höher als bei ausschließlicher Verwendung von Niederschlagsdaten. Die Zeitreihe ist dank des Beginns im Jahre 1881 sehr lang. Da die GWL selbst sehr viel häufiger auftreten als Hochwasserereignisse, ist die Detektion von Trends einfacher und entsprechende Aussagen statistisch robuster.

Dieser Ansatz wurde auch in der Vergangenheit schon in einigen Arbeiten verfolgt. Dabei wurde aber entweder nur eine Region Deutschlands (Caspar, 2004) oder nur eine kürzere Zeitspanne (Petrov et al., 2009) betrachtet. Neu an dieser Arbeit ist außerdem der Fokus auf die größten Flüsse Deutschlands. Die wichtigste Neuerung dieser Arbeit im Gegensatz zu früheren Untersuchungen ist jedoch, dass, statt die GWL einzeln auf Trends zu untersuchen, ein Index entwickelt wird, der eine ganzheitliche Betrachtung der klimatologischen Hochwassergefahr für jeden Pegel separat ermöglicht.

3.2 Zielsetzung

Ziel dieser Arbeit ist es, über den Umweg der GWL Trends der klimatischen Hochwassergefahr an großen Flüssen in Deutschlands zu identifizieren. Konkret sollen folgende Forschungsfragen beantwortet sowie Arbeitshypothesen bestätigt oder falsifiziert werden:

Forschungsfragen

1. Eignet sich die Verwendung eines Index auf Basis der GWL, um Veränderungen der klimatischen Hochwassergefahr abzubilden?
2. Wie stark sind die Trends räumlich und saisonal differenziert?
3. Ermöglichen die Ergebnisse eine Prognose für die zukünftige Entwicklung der Hochwassergefahr an großen Flüssen in Deutschland?

Arbeitshypothesen

1. Es gibt einen klaren Zusammenhang zwischen GWL und Hochwasser
2. Multiannuelle und multidekadische Trends bei der Hochwassergefahr durch GWL finden sich zeitgleich an mehreren Pegeln
3. Durch häufigere und länger anhaltende Westwetterlagen ist mit häufigeren und stärkeren Winterhochwassern in Deutschland zu rechnen.

4 Methoden und Vorgehensweise

4.1 Übersicht über Vorgehensweise und angewandte Methodik

Da die in dieser Arbeit angewandten Methoden recht umfangreich sind, soll zu Beginn des Kapitels ein chronologischer Überblick über das methodische Vorgehen gegeben werden. Dies geschieht in erster Linie in graphischer Form durch Abbildung 4.1. Parallel wird die Methodik, wie sie in der Abbildung dargestellt wird in den folgenden Absätzen kurz zusammengefasst.

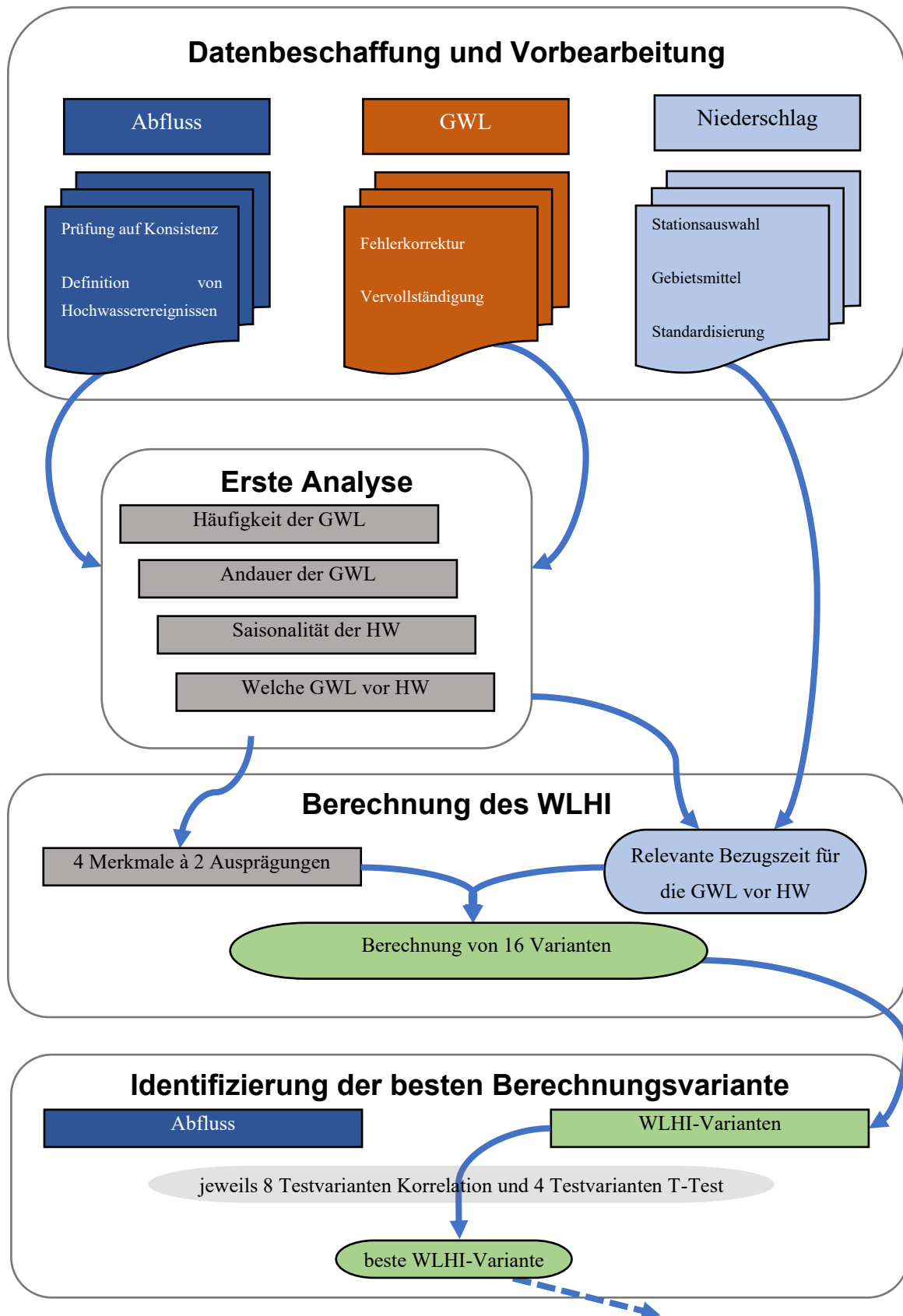
Zu Beginn steht die Beschaffung und eine erste Bearbeitung der Daten. Grundlage sind dabei drei verschiedene Datensätze: die GWL-Daten, Niederschlagsdaten von ausgewählten Stationen sowie Abflussdaten von elf Pegeln an neun Flüssen. Diese Daten werden zunächst formatiert und für die weitere Bearbeitung aufbereitet. Im nächsten Schritt erfolgt eine erste Analyse, die sich auf die GWL- und die Abflussdaten beschränkt. Bei den Pegeldaten werden entsprechend der „Peak-over-threshold“-Methode (POT) Hochwasserereignisse verschiedener Jährlichkeitsstufen definiert und extrahiert. Bei den GWL werden diese im Einzelnen im Hinblick auf verschiedene Eigenschaften wie Häufigkeit oder Andauer untersucht. Es wird eine erste Verbindung zwischen GWL und Hochwasserereignissen hergestellt.

Auf Basis dieser ersten Untersuchungen erfolgt anschließend die Konzeption und Berechnung eines Index, der die klimatische, also auf GWL basierende Hochwassergefahr an den einzelnen Pegeln abbilden soll. Dieser wird im weiteren Verlauf als Wetterlagen-Hochwasser-Index (WLHI) bezeichnet. Hierbei werden auch die Niederschlagsdaten verwendet, um die pegeltypische Latenzzeit zwischen Niederschlagsereignis und Abflussereignis zu definieren. Für die Berechnung des WLHI werden zusätzlich zum Basiskonzept vier Merkmale identifiziert, für die jeweils zwei Ausprägungen möglich sind. So kann beispielsweise die Jährlichkeit der betrachteten Hochwasser entweder „1/3“ oder „1“ betragen. Diese vier Merkmale werden in allen möglichen Kombinationen zur Berechnung des WLHI verwendet, sodass am Schluss dieses Schritts 16 WLHI-Varianten stehen.

Diese Varianten werden in die Zeitreihe der GWL eingesetzt und können nun im nächsten Schritt direkt verglichen werden. Mithilfe der Hochwasser-/ Abflussdaten wird untersucht, welche der WLHI-Varianten die Hochwassergefahr am besten widerspiegelt. Hierzu werden verschiedene statistische Tests mit unterschiedlicher Datengrundlage (Merkmale der Index- und Hochwasserdatenreihen) durchgeführt und die Ergebnisse verglichen. Ist die beste der 16 WLHI-Varianten identifiziert, wird erneut zwischen zwei möglichen Ausprägungen unterschieden. Auf der einen Seite steht die Berechnung eines gleitenden Mittelwerts des WLHI, wobei das gleitende Mittel je nach Pegel unterschiedlich viele Tage umfasst. Dem gegenübergestellt wird eine Kombination eines langen gleitenden Mittels und eines kurzen gleitenden Mittels des WLHI, wobei die Gewichtung dieser beiden Komponenten wiederum je nach Pegel unterschiedlich ist. Diese beiden Ausprägungen werden ebenfalls mit statistischen Tests verglichen und die Beste der beiden Ausprägungen ausgewählt.

Diese als beste identifizierte Zeitreihe des WLHI ist nun diejenige, die im weiteren Verlauf verwendet werden soll. Um final zu untersuchen, wie treffend diese die Hochwassergefahr abbildet, erfolgt eine Validierung. Hierfür wird mit einem Teil der Daten der WLHI neu berechnet, um die entsprechende Zeitreihe dann in den Jahren, die nicht Basis der Berechnung waren, mit den Abfluss-/Hochwasserdaten zu vergleichen. Für diesen Vergleich werden wieder statistische Tests verwendet. Erweist sich in diesen Tests der WLHI als ausreichend repräsentativ zur Abbildung der Hochwassergefahr, kann im letzten Schritt die eigentliche Trendanalyse durchgeführt werden.

Basis der Trendanalyse ist der Trendtest nach Mann-Kendall. Auf Trends untersucht werden einerseits die Hochwasserdaten und andererseits die WLHI-Zeitreihe. Diese wird vor Durchführung des Trendtests zu Jahreskennwerten zusammengefasst, damit die Trends jeweils auf Jahreswerten basieren. Neben einem Wert für das ganze Jahr werden die Trendtest jeweils für die vier Jahreszeiten separat durchgeführt. Die Ergebnisse der Trendtest werden verglichen und auf Gemeinsamkeiten und Unterschiede zwischen den Pegeln einerseits und zwischen Hochwasser und WLHI andererseits untersucht.



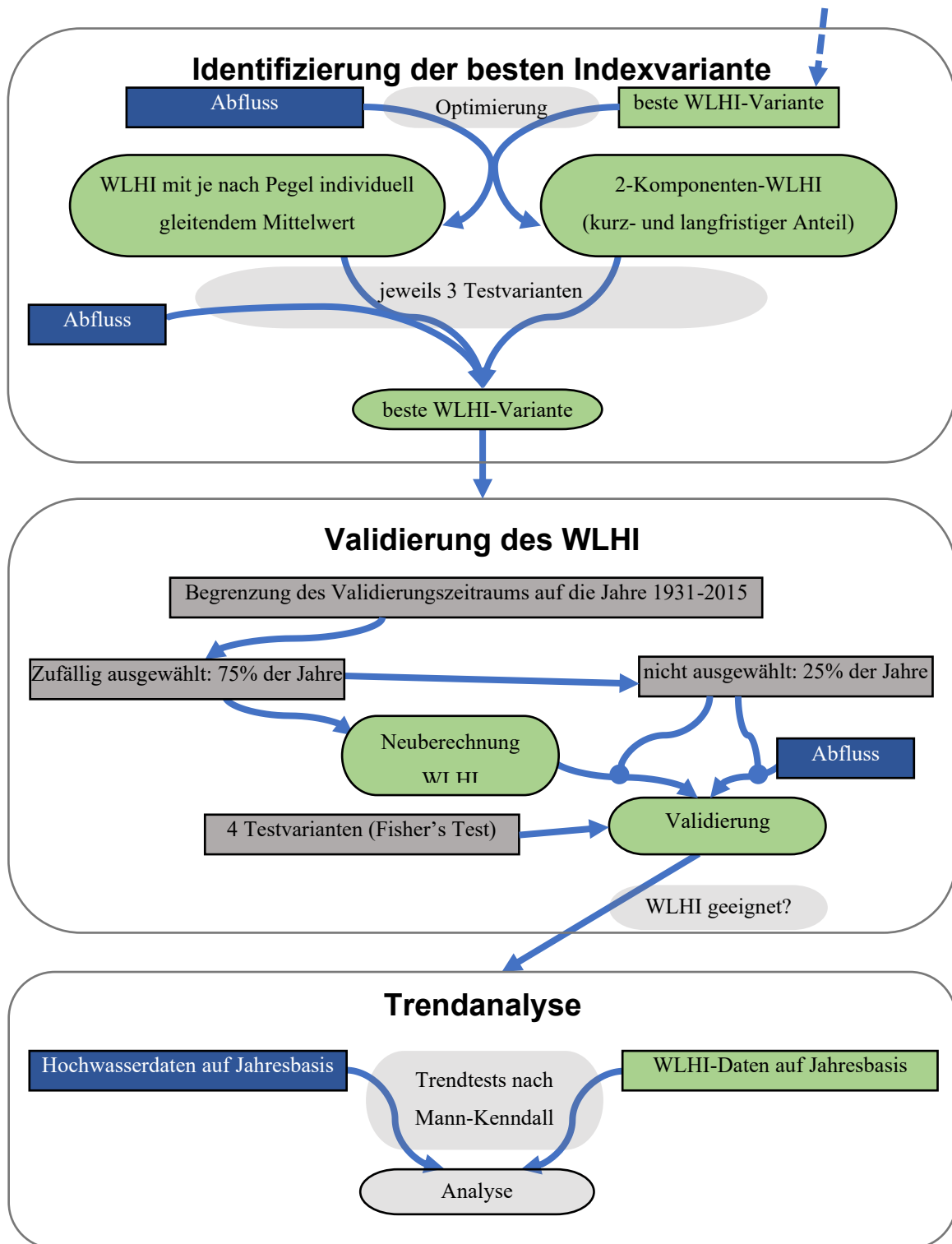


Abbildung 4.1: Flussdiagramm zum Überblick über die Vorgehensweise und Methodik

4.2 Auswahl der Daten

4.2.1 Allgemeines

An dieser Stelle sollen die analysierten Daten sowie die für die Analyse verwendeten Methoden näher erläutert werden. In diesem ersten Unterkapitel wird die Datenbeschaffung sowie deren Vorbereitung bzw. Formatierung beschrieben. An zweiter Stelle steht die Beschreibung der Vorgehensweise zur Exploration der Daten. Diese Arbeit beschränkt sich auf die Auswertung bereits vorhandener Daten, die durch Dritte erhoben wurden. Insofern soll die Methodik der Datenerfassung nur in geringerem Umfang beschrieben werden. Nichtsdestotrotz ist die Beschreibung der Daten in Hinblick auf ihre Herkunft, die daran vollzogenen Veränderungen sowie ihre Beschaffung und Beschaffenheit von gewisser Bedeutung, weshalb im Anhang ausführlichere Beschreibungen zu finden sind.

In dieser Arbeit werden Daten von drei verschiedenen Quellen verwendet. An erster Stelle stehen die Daten zur GWL-Klassifikation nach H&B. Diese wurden vom Deutschen Wetterdienst (DWD) bereitgestellt. Es wird der Zeitraum von 1881 bis 2015 abgedeckt, die zeitliche Auflösung ist die tägliche, die räumliche Auflösung liegt bei einem Datenpunkt für den Raum (Mittel-) Europa. An zweiter Stelle stehen Pegelstandorte ausgesuchter Flüsse in Deutschland. Diese stammen von der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) bzw. wurden durch die Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes (WSV) erhoben und zur Verfügung gestellt. Für elf Pegelstandorte an neun Flüssen gibt es jeweils Wasserstands- und Abflussdaten sowie Informationen zu etwaigen Änderungen bei der Wasserstandsbestimmung. Sie umfassen je nach Pegelstandort einen Zeitraum von 85 bis zu über 200 Jahren. Da es sich um in Betrieb befindliche Pegel handelt, liegt das Enddatum jeweils im Jahr 2019 und der Beginn (für die Abflussdaten) zwischen 1816 und 1931. Die zeitliche Auflösung ist auch hier die tägliche.

Die dritte Datengrundlage dieser Arbeit bilden Niederschlagsdaten, die ebenfalls vom DWD zur Verfügung gestellt wurden. Die Stationen werden so gewählt, dass das Einzugsgebiet (EZG) jedes Pegels durch mindestens zwei, wenn möglich mehr Stationen abgedeckt wird. Oberste Priorität bei der Auswahl der Niederschlagsdaten hat die Länge der Zeitreihe. Insgesamt werden auf diesem Wege 44 Niederschlagsmessstationen in Deutschland ausgewählt und die Daten beim Climate-Data-Center (CDC) des DWD heruntergeladen. Die zeitliche Auflösung ist wiederum die tägliche. Detailliertere Ausführungen zur Datenbeschaffung und etwaigen Veränderungen am Format der drei Datengruppen finden sich im Anhang.

4.3 Erste Anwendungen und deskriptive Analyse der Daten

4.3.1 Datenaufbereitung

Zur weiteren Analyse der Daten werden diese so aufbereitet, dass sie mit Hilfe des Statistikprogramms R bzw. der Software R-Studio (R Core Team, 2018) ausgewertet werden können.

Hierzu werden insbesondere die GWL in ein anwendbares Format überführt, sodass nur noch zwei Spalten vorhanden sind, wobei in der ersten Spalte das Datum und in der zweiten die entsprechende GWL eingetragen ist. Anschließend wird der Datensatz auf Konsistenz geprüft. Dabei fallen einige wenige Fehler auf, die alle im Zeitraum vor 2005 liegen, somit also nicht durch die selbst ausgeführten manuellen Eintragungen entstanden sein können. Es handelt sich dabei offensichtlich um Tippfehler, bei denen beispielsweise ein Buchstabe klein geschrieben oder ein Leerzeichen vor die GWL eingefügt wurde. Die Fehler werden korrigiert. Es gibt keine Datenlücken; das heißt: Für jeden Tag der Zeitreihe ist eine Großwetterlage oder die Kategorie Ü (Übergang/ Unbestimmt) festgelegt.

Im nächsten Schritt werden den GWL ihre verschiedenen übergeordneten Gruppen entsprechend der Einteilung des DWD zugefügt (DWD, 2019a). Diese Gruppen sind zum Ersten der GWT, zum Zweiten die Zyklonalität (antizyklonal und zyklonal) und zum Dritten die Zirkulation (zonal, gemischt, meridional). Wenn möglich werden die GWL in den nachfolgenden Analysen in derselben Reihenfolge und in denselben Farbtönen dargestellt, wie es in den frei zugänglichen monatlichen Zusammenfassungen des DWD gehandhabt wird (DWD, 2019a).

Bei der weiteren Analyse soll unter anderem die je nach Jahreszeit sehr unterschiedliche Witterung der GWL berücksichtigt werden. Dafür werden die vier Jahreszeiten entsprechend der in der Meteorologie gängigen (mittel-) europäischen Einteilung definiert, wonach von Dezember bis Februar Winter, von März bis Mai Frühling, von Juni bis August Sommer und von September bis November Herbst ist. In Grafiken werden die Jahreszeiten entsprechend dieser Reihenfolge von 1 bis 4 nummeriert.

Zur Berechnung der Häufigkeit der einzelnen GWL wird nicht die Anzahl an Ereignissen variabler Dauer, sondern die Anzahl der Tage herangezogen, an denen die GWL vorherrscht. Für die Berechnung der Andauer wiederum zählt die mittlere Anzahl der Tage, die eine GWL andauert, bis diese durch eine andere GWL abgelöst wird. Weil die Analysen auch für die Andauer getrennt nach Jahreszeit erfolgen, kann es zu einer leichten Unterschätzung der Andauer kommen, da die GWL, die über einen Jahreszeitenwechsel andauern, als zwei einzelne GWL gewertet werden. Da aber keine GWL außergewöhnlich häufig über den Jahreszeitenwechsel hinweg auftritt, kommt es zu einer gleichmäßigen leichten Unterschätzung der Andauer aller GWL, sodass Unterschiede sowohl im Vergleich verschiedener Zeiträume als auch im Vergleich unterschiedlicher GWL vernachlässigbar sind.

Die Niederschläge werden ebenfalls aufbereitet. So wird für jeden Pegel der Mittelwert berechnet und dieser anschließend entsprechend standardisiert (siehe Formel (2) und Formel (3) in 4.4.2). Dieser standardisierte Gebietsniederschlag kann dann zur Berechnung des Index verwendet werden. Die Standardisierung dient dazu, beim Vergleich zwischen den Einzugsgebieten eine systematische Über- oder Unterschätzung des Niederschlags aufgrund der Auswahl der Stationen zu vermeiden. Zu solchen könnte es deshalb kommen, weil die Stationen primär mit Hinsicht auf eine möglichst lange Zeitreihe

und nur sekundär einer möglichst guten Abdeckung räumlicher Charakteristika gewählt wurden. Die zudem in relativ geringer Anzahl gewählten Niederschlagsstationen sind somit nicht zwangsläufig repräsentativ für ein tatsächliches Gebietsmittel, spiegeln jedoch trotzdem in ihrer Variation die witterungsbedingten Änderungen wider.

4.3.2 Definition von Hochwasserereignissen

Um mögliche Änderungen der Hochwassergefahr an den vorliegenden Pegeln zu untersuchen, müssen zuerst Hochwasserereignisse definiert werden. In dieser Arbeit wird dabei nur der Aspekt des Scheitelabflusses berücksichtigt. Der Vorteil, den eine umfassendere Definition von Hochwasserereignissen beispielsweise unter Einbeziehung der Dauer oder der Vegetationsperiode bietet, wird im Verhältnis zum damit verbundenen Mehraufwand als zu gering eingeschätzt.

Während in vielen hydrologischen Arbeiten zur Hochwasserthematik insbesondere bei der Berechnung von Jährlichkeiten oft der jeweils höchste Jahresabfluss ausgewertet wird, soll in dieser Arbeit eine andere Herangehensweise gewählt werden. Lang et al. (1999) beschreiben, dass die Benutzung des AMF (annual maximum flow = jährlicher maximaler Abfluss) für hydrostatistische Analysen nach wie vor überwiegt. Sie schlagen jedoch vor, dass die Verwendung von POT-Werten (peak over treshhold = Scheitel über Grenzwert) für viele Analysen besser geeignet ist. Weiter argumentieren sie, dass die relativ seltene Verwendung dieser Hochwasserdefinition wohl vor allem darin begründet ist, dass die Berechnung komplexer ist. Dieser Einschätzung wird in der vorliegenden Arbeit gefolgt und dementsprechend als Hochwasserkennwerte verschiedene POT-Werte verwendet.

Im Gegensatz zu AMF wird bei POT nicht das größte Ereignis jedes Jahres, sondern die größten n Ereignisse innerhalb der gesamten Zeitreihe betrachtet, wobei n bei einer angestrebten Jährlichkeit von 1 (entspricht dem AMF) der Anzahl an Jahren der Gesamtzeitreihe entspricht. Für die Festlegung von POT muss in einem ersten Schritt definiert werden, ab wann ein Hochwasser als unabhängiges Ereignis gelten kann. Hier gibt es verschiedene Ansätze und Definitionen. Diese Arbeit orientiert sich an den Vorgaben des *Water Resources Council*, ändert diese jedoch etwas ab, um die leicht unterschiedlichen hydroklimatischen Bedingungen Mitteleuropas besser abbilden zu können. Demnach wird ein unabhängiges Ereignis wie folgt definiert (nach Lang et al., 1999).

1. Das Ereignis wird durch den höchsten Abfluss definiert. Zwischen zwei Ereignissen muss mindestens ein Zeitraum Z_m liegen.
2. Wird Kriterium 1 nicht erfüllt, wird das Ereignis mit dem geringeren Scheitelabfluss verworfen.

Die Länge von Z_m wird nach Formel 1 berechnet. Die ursprünglich vorgeschlagene Anzahl von fünf Mindesttagen zusätzlich zu einem Wert in Abhängigkeit von der Fläche des Einzugsgebiets A_{EZG} [km²] wurde für Mitteleuropa als zu gering eingeschätzt und auf 14 Tage angehoben. Jedoch wurde aufgrund dieser Erhöhung darauf verzichtet, ein Unterschreiten von 75 % des Ereignisabflusses zwischen zwei Ereignissen als zweites Kriterium miteinzubeziehen.

$$Z_m = 14 + \log(0.3861 * A_{EZG}) \quad (1)$$

Um die unterschiedliche Schwere der Hochwasser abbilden zu können, werden für jeden Pegel verschiedene Grenzwerte für die POT-Ereignisse festgelegt. Diese entsprechen dabei den Jährlichkeiten von 0,33 (im Mittel 3 Ereignisse pro Jahr), 1 (im Mittel ein Ereignis pro Jahr), 5 (im Mittel ein Ereignis in fünf Jahren) und 10 (im Mittel ein Ereignis in zehn Jahren). Für jeden Pegel werden die Daten der höchsten unabhängigen Ereignisse zusammengetragen und bilden die neuen POT-Datensätze. Die Anzahl der ausgewählten Ereignisse entspricht dabei der Länge des Abflussdatensatzes und der Jährlichkeit. Zusätzlich zu den POT-Ereignissen werden für die Trendanalysen die AMF-Werte verwendet.

4.4 Berechnung und Anwendung des WLHI

4.4.1 Zweck des WLHI

Um die Hochwassergefahr durch die vorherrschende bzw. zurückliegenden GWL besser abbilden zu können, sollen die GWL einen Indexwert zugewiesen bekommen. Dieser Wert soll abbilden, wie wahrscheinlich es ist, dass es an Tag X aufgrund der zurückliegenden bzw. vorherrschenden GWL zu Hochwasser kommt. Vereinfacht soll folgendes gelten: Liegt der WLHI über 0, so kommt die GWL vor Hochwasser häufiger vor als im Mittel, liegt er unter 0, dann ist die GWL vor Hochwasser seltener als im Gesamtzeitraum. Der WLHI soll individuell für jeden Pegel und jede Jahreszeit berechnet werden. Am Ende steht also ein Datensatz, der für alle elf Pegel jeweils für die 4 Jahreszeiten einen Wert für jede der 29 GWL beinhaltet. Grundlage der Berechnung ist ein Vergleich der relativen Häufigkeit der GWL vor Hochwasserereignissen mit der relativen Häufigkeit im gesamten Zeitraum.

Der WLHI ersetzt die kategoriale Variable der GWL in der weiteren statistischen Analyse. Ein Vorteil ist die Ausprägung des WLHI als ein kontinuierlicher und leicht zu interpretierender Wert, der die verschiedenen GWL zusammenfasst. Die Identifikation von Schwankungen und Trends bei der Häufigkeit hochwasserbringender Wetterlagen lässt sich damit deutlich einfacher analysieren. Die Verfahrensweise zur Berechnung des WLHI soll im Folgenden detailliert beschrieben werden.

4.4.2 Relevanter Bezugszeitraum für GWL vor Hochwasser

Um zu berechnen, wie stark eine GWL zu Hochwasser beiträgt, ist es notwendig, den Betrachtungszeitraum jeweils vor einem Hochwasser zu definieren, in dem davon ausgegangen werden

kann, dass die Wetterlage relevanten Einfluss auf das Hochwasser hat oder dieses sogar auslöst. Dafür werden die Niederschlagsdaten verwendet. Diese werden in einem ersten Schritt über das EZG gemittelt, wobei N_i den Niederschlag der einzelnen Niederschlagsstation, n die Anzahl der Stationen im EZG des Pegels und N der gemittelte EZG-Niederschlag ist (Formel (2)).

$$N = \frac{1}{n} * \sum_{i=1}^n N_i \quad (2)$$

In einem zweiten Schritt wird dieser Gebietsniederschlag standardisiert, sodass Werte < 0 bedeuten, dass an diesem Tag unterdurchschnittlich viel Niederschlag registriert wurde und Werte > 0 entsprechend, dass die Tagessumme über dem Durchschnitt lag (3).

$$N_s(t) = \frac{N(t) - \text{Mittlewert}(N)}{sd(N)} \quad (3)$$

Für den POT-Datensatz mit einer Jährlichkeit von 1 (POT_1) wird nun jeweils der Tag innerhalb eines 14-tägigen Zeitraums vor dem Ereignis bestimmt, an dem der standardisierte Niederschlag N_s maximal ist (t_{Nmax}). Die zeitliche Differenz zwischen diesem Tag mit dem Niederschlagsmaximum und dem Tag des POT-Ereignisses Δt [Tage] wird dann jeweils für jeden Pegel für alle n Ereignisse gemittelt, mit 1,5 multipliziert und auf eine glatte Zahl gerundet (Formel (4)). Die Multiplikation erfolgt, weil für ein Ereignis häufig nicht nur der maximale, sondern auch der wenige Tage vor dem Maximum gefallene Niederschlag relevant ist. Es ergibt sich der Bezugszeitraum Δt_{POT} , für den die GWL vor einem Ereignis als für dieses Ereignis relevant angesehen werden.

$$\Delta t_{POT} \approx \frac{1,5}{n} * \sum_{i=1}^n \Delta t_i \quad (4)$$

Als Alternative zu dieser automatisierten Methode wird der WLHI zusätzlich auf Basis manuell bestimmter Bezugszeiträume berechnet. Die WLHI-Werte werden für alle verschiedenen angewandten Berechnungsmethoden (WLHI-Varianten) gespeichert, sodass bei der Identifizierung der besten Variante alle Methoden verglichen und die beste Berechnungsmethode ausgewählt werden kann. Der mit dieser Methodik berechnete WLHI kann dann validiert und weitergehend analysiert werden. Für die manuelle Bestimmung des Bezugszeitraums jedes Pegels werden die jeweils zehn größten Ereignisse in einem Niederschlags-Abfluss-Schaubild visuell analysiert. Für jedes Ereignis wird eingeschätzt, wie viele Tage Differenz zwischen dem Tag des Scheitelabflusses und dem diesen Abfluss auslösenden Niederschlagsereignis liegt. Die so für jeden Pegel jeweils bestimmten zehn Werte werden gemittelt und gerundet.

Unabhängig davon, welche der oben vorgestellten Methoden zur Berechnung von Δt_{POT} gewählt worden ist, soll der Bezugszeitraum weiter präzisiert werden. Bei solchen Flüssen, bei denen Δt_{POT} hoch ist, soll der Ereignistag (Tag des Scheitelabflusses) bzw. wenn die Reaktion sehr träge ist auch ein bis zwei Tage vor dem Scheitelabfluss nicht berücksichtigt werden. Ist Δt_{POT} hingegen sehr niedrig, dann sollen trotzdem mindestens drei Tage vor dem Ereignis berücksichtigt werden. Die genaue Einteilung ist in Tabelle 4.1 dargestellt. So soll für jeden Pegel gelten, dass die Tage d_x in die Analyse der GWL mit eingehen, wobei x anzeigt, wie viele Tage der Tag d vor dem POT-Ereignis liegt.

Tabelle 4.1: berücksichtigte Tage im Bezugszeitraum vor Hochwasserereignissen

Δt_{POT} (ganze Zahl)	in der Analyse berücksichtigte Tage
$\Delta t_{POT} \leq 3$	d_0, d_1, d_2, d_3
$3 \leq \Delta t_{POT} \leq 6$	$d_0, \dots, d_{\Delta t_{POT}}$
$7 \leq \Delta t_{POT} \leq 9$	$d_1, \dots, d_{\Delta t_{POT}}$
$10 \leq \Delta t_{POT} \leq 12$	$d_2, \dots, d_{\Delta t_{POT}}$
$13 \leq \Delta t_{POT}$	$d_3, \dots, d_{\Delta t_{POT}}$

4.4.3 Berechnung des WLHI

Nachdem für jeden Pegel ein Bezugszeitraum festgelegt wurde, kann nun der WLHI berechnet werden. Hierzu wird der Datensatz der GWL auf die vier Jahreszeiten aufgeteilt und für jede GWL i in jeder Jahreszeit j die allgemeine relative Häufigkeit (H_a) berechnet, wobei n die Anzahl Tage bei Jahreszeit j insgesamt und n_{GWL} die Anzahl der Tage mit der GWL i in der Jahreszeit j darstellt (Formel (5)).

$$H_a(i, j) = \frac{n_{GWL}(i, j)}{n(j)} [\text{gesamter Datensatz}] \quad (5)$$

Dieselbe Rechnung wird nun wiederholt, allerdings wird der GWL-Datensatz zuvor für jeden Pegel auf die Tage beschränkt, die entsprechend den Berechnungen in 4.4.2 im relevanten Bezugszeitraum vor einem Hochwasserereignis liegen. Alle anderen Tage werden verworfen. Diese Rechnung wird wiederum alternativ mit allen $POT_{1/3}$ - und allen POT_1 -Ereignissen durchgeführt, sodass sich wiederum zwei unterschiedliche Methodenansätze ergeben. Es wird also entsprechend Formel (5) ebenfalls die relative Häufigkeit H_{HW} der GWL i in der Jahreszeit j berechnet, allerdings spezifisch für den Bezugszeitraum vor Hochwasser. Somit ist n hier die Anzahl der Tage aller Bezugszeiträume vor jedem

POT-Ereignis in der Jahreszeit j und n_{GWL} die Anzahl an Tagen mit der GWL i in allen Bezugszeiträumen (Formel (6)).

$$H_{HW}(i, j) = \frac{n_{GWL}(i, j)}{n(j)} \quad [\text{nur Bezugszeiträume}] \quad (6)$$

Im nächsten Schritt kann jetzt der eigentliche WLHI berechnet werden, indem die Differenz aus der spezifischen und der allgemeinen Häufigkeit der GWL i gebildet, dessen Mittelwert μ subtrahiert und anschließend durch die Standardabweichung sd dividiert wird (Formel (7)). Standardabweichung und Mittelwert beziehen sich dabei auf die Indexwerte aller GWL bei gegebener Jahreszeit j .

$$WLHI(i, j) = \frac{[H_{HW}(i, j) - H_a(i, j)] - \mu(H_{HW} - H_a)}{sd(H_{HW} - H_a)} \quad (7)$$

Nach Durchführung dieser Rechenschritte wurde also jeder GWL in Abhängigkeit der Jahreszeit und des Pegels ein konkreter WLHI-Wert zugewiesen, der Ausdruck davon ist, ob die GWL vor Hochwasserereignissen überproportional (positive Werte) oder unterproportional häufig (negative Werte) vertreten ist.

Der berechnete WLHI kann nun zur Auswertung genutzt werden. Hierzu wird dem GWL-Datensatz an jedem Tag der entsprechende berechnete WLHI zugeordnet, der für den zu untersuchenden Pegel berechnet wurde. Der Datensatz weist jetzt parallel zur für jeden Tag festgelegten GWL einen spezifischen Wert auf, der die von dieser GWL ausgehende Hochwassergefahr jahreszeitspezifisch abbildet. Dieser Wert kann nach Belieben über einen Zeitraum gemittelt werden, es kann ein gleitender Mittelwert berechnet oder auch die Korrelation des Werts zwischen den EZG der verschiedenen Pegel verglichen werden. Hier bietet sich zur weiteren Analyse eine Vielzahl an Möglichkeiten, auf die in den nachfolgenden Unterkapiteln näher eingegangen wird.

Für die Anwendung des WLHI auf die gesamten GWL-Daten sollen zwei weitere Berechnungsmethoden in jeweils zwei Ausprägungen miteinbezogen werden. Einerseits soll eine Gewichtung nach Andauer der GWL durchgeführt werden, sodass der entsprechend geänderte WLHI mit dem nicht-gewichteten WLHI verglichen werden kann. Das heißt, dass GWL, die länger als üblich andauern einen stärker positiven/ negativen WLHI-Wert erhalten. Zum Zweiten soll bei der Hälfte der WLHI-Varianten die Saisonalität der Hochwasserereignisse berücksichtigt werden. Während der bisherige WLHI in allen Jahreszeiten im Mittel 0 ergibt, somit also in jeder Jahreszeit eine im Mittel gleichhohe Hochwassergefahr andeutet, soll dieser nun bei der Hälfte der WLHI-Varianten je nach Häufigkeit von Ereignissen in der entsprechenden Jahreszeit größer oder kleiner sein.

Die Dauerkorrektur erfolgt nach Formel (8). Dabei ist $WLHI_D$ der nach Andauer korrigierte WLHI am Tag t und d_{GWL} steht für die Anzahl an Tagen, die die GWL am Tag t bereits vorherrscht. Am ersten Tag weist eine GWL somit einen um den Faktor 0,4 verringerten Wert auf, nach zehn Tagen Andauer hingegen einen um den Faktor 1,5 erhöhten Wert.

$$WLHI_D(t) = WLHI(t) * (0.5 + 0.1d_{GWL}) \quad (8)$$

Die saisonale Korrektur erfolgt mit Hilfe der $POT_{1/3}$ -Daten. $POT_{1/3}$ wird hier gewählt, weil der Datenumfang deutlich größer ist als bei POT_1 und die Saisonalität hierbei meist nicht nennenswert von der Saisonalität bei größeren Ereignissen abweicht (vergleiche Abbildung 5.8). Für die $POT_{1/3}$ -Daten wird nun jeweils der Quotient aller Ereignisse innerhalb einer Jahreszeit n_j von der Gesamtzahl an Ereignissen n_g berechnet und mit der Anzahl an Jahreszeiten (hier 4) multipliziert. Zuletzt wird ein Wert von 1,0 subtrahiert, sodass sich für jeden Pegel und jede Jahreszeit j ein Korrekturwert K ergibt (siehe Formel (9)).

$$K(j) = 4 * \frac{n_j}{n_g} - 1 \quad (9)$$

Der so berechnete Korrekturfaktor gibt nun an, ob innerhalb einer Jahreszeit überdurchschnittlich oft (Werte >0) oder unterdurchschnittlich oft (Werte <0) Hochwasser auftritt. Für den nach Saisonalität korrigierten Index $WLHI_S$ wird nun der saisonale Korrekturwert K für jede Jahreszeit j angewendet, wobei für positive Werte und negative Werte ein unterschiedliches Vorzeichen verwendet wird (siehe Formel (10)).

$$WLHI_S(j) = \begin{cases} I * (1 - K(j)), & I < 0 \\ I * (1 + K(j)), & I \geq 0 \end{cases} \quad (10)$$

Insgesamt wurden somit für die WLHI-Zeitreihe vier verschiedene Implementierungen mit je zwei möglichen Ausprägungen vorgestellt. So kann der WLHI mit manuell oder automatisiert berechnetem Bezugszeitraum, mit $POT_{1/3}$ oder POT_1 , mit oder ohne Dauerkorrektur und mit oder ohne Korrektur der Saisonalität berechnet werden. Da diese Implementationsmöglichkeiten alle beliebig miteinander kombinierbar sind ergeben sich somit $2^4 = 16$ mögliche WLHI-Zeitreihen. Alle WLHI-Varianten werden auf 0 zentriert, sodass für die Varianten ohne saisonaler Korrektur in jeder Jahreszeit ein Mittelwert von 0 erreicht wird, während dies für die Varianten mit saisonaler Korrektur nur für den Mittelwert der gesamten Zeitreihe gilt. Im nächsten Schritt soll diejenige Kombination von

Berechnungsmethoden identifiziert werden, die die Hochwassergefahr am besten abbildet. Dieser Schritt wird im folgenden Kapitel unter „Identifikation der besten WLHI-Variante“ erläutert.

4.4.4 Identifikation der besten WLHI-Variante

Ziel dieses Schritts ist es, herauszufinden, welche der 16 WLHI-Varianten (siehe

Bevor die Varianten verglichen werden, wird die Zeitreihe des WLHI geglättet. Dies ist nötig, um zu starke Ausschläge an einzelnen Tagen und zu viele gleiche Werte zu vermeiden. Nach Vergleich verschiedener Möglichkeiten hat sich als Glättungsmethode die Berechnung des gleitenden Mittelwerts über 14 Tage bewährt. Die Berechnung des gleitenden Mittelwerts erfolgt zentriert, d. h., für den geglätteten Wert werden jeweils gleich viele Werte vor- und nachher verwendet. Die Glättung erfolgt nicht für alle, jedoch für die große Mehrheit der Tests. Liegen den Tests die nicht-geglätteten Daten zugrunde, wird explizit darauf hingewiesen. Zum Schluss werden die WLHI-Zeitreihen normiert, sodass für alle Varianten gilt, dass die gesamte Zeitreihe einen Mittelwert von 0 und eine Differenz von 1 zwischen kleinstem und größtem Wert aufweist.

Als statistische Tests zur Feststellung der Güte werden zwei verschiedene Testmethoden verwendet. Zum Ersten werden die Daten auf Korrelation untersucht und die Güte etwaiger Korrelationen verglichen. Die Korrelation wird jeweils parametrisch für Pearsons's Korrelationskoeffizienten r und nichtparametrisch für Spearman's ρ und Kendall's τ getestet. Hierzu wird der in der Software R hinterlegte Korrelationstest verwendet und sich an den Beschreibungen von Dormann (2013) orientiert. Das Signifikanzniveau wird auf $p < 0,05$ festgelegt. Der Korrelationstest wird für jeden Pegel in den drei Varianten (Pearson, Spearman, Kendall) durchgeführt. Festgehalten werden die Korrelationskoeffizienten und die p-Werte. Letztere werden dabei logarithmiert, um die Übersichtlichkeit zu wahren. Demnach entspricht ein logarithmierter p-Wert von < -3 einem nicht logarithmierten p-Wert $< 0,05$. Für die Funktionsweise des Korrelationstests sei auf Dormann (2013) verwiesen.

Tabelle 4.2) am besten die tatsächliche Hochwassergefahr an den einzelnen Pegeln widerspiegelt. Dies gilt insbesondere mit Hinblick auf die später durchzuführenden Trendanalysen. Hierzu soll auf zwei Hauptkriterien hin die Güte der verschiedenen Varianten getestet und verglichen werden. Zum einen soll untersucht werden, inwieweit der WLHI die Hochwasserhäufigkeit innerhalb einer gewissen Zeitspanne, typischerweise Monat oder Jahr, wiedergibt. Zum anderen soll ebenfalls die Güte in Bezug auf die Intensität der einzelnen Ereignisse getestet werden. Für beide Kriterien, also Häufigkeit und Intensität, sollen jeweils mehrere Tests durchgeführt werden. Wie die Tests im Konkreten aussehen, wird nachfolgend ausgeführt.

Bevor die Varianten verglichen werden, wird die Zeitreihe des WLHI geglättet. Dies ist nötig, um zu starke Ausschläge an einzelnen Tagen und zu viele gleiche Werte zu vermeiden. Nach Vergleich verschiedener Möglichkeiten hat sich als Glättungsmethode die Berechnung des gleitenden Mittelwerts über 14 Tage bewährt. Die Berechnung des gleitenden Mittelwerts erfolgt zentriert, d. h., für den geglätteten Wert werden jeweils gleich viele Werte vor- und nachher verwendet. Die Glättung erfolgt nicht für alle, jedoch für die große Mehrheit der Tests. Liegen den Tests die nicht-geglätteten Daten zugrunde, wird explizit darauf hingewiesen. Zum Schluss werden die WLHI-Zeitreihen normiert, sodass für alle Varianten gilt, dass die gesamte Zeitreihe einen Mittelwert von 0 und eine Differenz von 1 zwischen kleinstem und größtem Wert aufweist.

Als statistische Tests zur Feststellung der Güte werden zwei verschiedene Testmethoden verwendet. Zum Ersten werden die Daten auf Korrelation untersucht und die Güte etwaiger Korrelationen verglichen. Die Korrelation wird jeweils parametrisch für Pearsons's Korrelationskoeffizienten r und nichtparametrisch für Spearmans ρ und Kendalls τ getestet. Hierzu wird der in der Software R hinterlegte Korrelationstest verwendet und sich an den Beschreibungen von Dormann (2013) orientiert. Das Signifikanzniveau wird auf $p < 0,05$ festgelegt. Der Korrelationstest wird für jeden Pegel in den drei Varianten (Pearson, Spearman, Kendall) durchgeführt. Festgehalten werden die Korrelationskoeffizienten und die p-Werte. Letztere werden dabei logarithmiert, um die Übersichtlichkeit zu wahren. Demnach entspricht ein logarithmierter p-Wert von < -3 einem nicht logarithmierten p-Wert $< 0,05$. Für die Funktionsweise des Korrelationstests sei auf Dormann (2013) verwiesen.

Tabelle 4.2: Im Rahmen der Kalibrierung getestete WLHI-Varianten

Nummer der WLHI-Variante	Methode zur Ermittlung des Bezugszeitraums	zugrundeliegende Hochwasserdaten	Korrektur nach Saisonalität	Korrektur nach Andauer der GWL
1	automatisiert	POT ₁	Nein	Ja
2	automatisiert	POT ₁	Nein	Nein
3	automatisiert	POT ₁	Ja	Ja
4	automatisiert	POT ₁	Ja	Nein
5	automatisiert	POT _{1/3}	Nein	Ja
6	automatisiert	POT _{1/3}	Nein	Nein
7	automatisiert	POT _{1/3}	Ja	Ja
8	automatisiert	POT _{1/3}	Ja	Nein
9	visuell	POT ₁	Nein	Ja
10	visuell	POT ₁	Nein	Nein
11	visuell	POT ₁	Ja	Ja
12	visuell	POT ₁	Ja	Nein
13	visuell	POT _{1/3}	Nein	Ja
14	visuell	POT _{1/3}	Nein	Nein
15	visuell	POT _{1/3}	Ja	Ja
16	visuell	POT _{1/3}	Ja	Nein

Als zweite Methodik zum Vergleich der Güte der WLHI-Varianten wird auf Student's T-Test zurückgegriffen. Dieser gibt die Wahrscheinlichkeit an, dass zwei Datensätze derselben Grundgesamtheit entstammen, mithin also denselben wahren Mittelwert aufweisen. Ist der p-Wert kleiner als das Signifikanzniveau von 0,05, so ist davon auszugehen, dass die beiden getesteten Datensätze signifikant unterschiedlich sind. Im vorliegenden Fall wird spezifiziert, dass ausschließlich getestet werden soll, ob der erste dem T-Test übergebene Datensatz signifikant höher als der zweite ist. Je größer dabei die Anzahl an Datenpunkten ist, desto geringere Unterschiede im Mittelwert reichen aus, damit der Unterschied signifikant ist. Wie beim Korrelationstest wird auch beim T-Test auf R zurückgegriffen und sich an den Ausführungen von Dormann (2013) orientiert. Festgehalten wird jeweils der p-Wert sowie die Mittelwerte der beiden getesteten Datensätze.

Insgesamt werden 12 Tests durchgeführt, die Datengrundlage der einzelnen Tests wird in der nachfolgenden Tabelle 4.3 erläutert. Alle Tests werden jeweils separat für jede der 16 WLHI-Varianten und für jeden Pegel ausgeführt. Von den zwölf Tests wird bei vier Tests ein T-Test durchgeführt und bei acht Tests die Korrelation untersucht. Test 1 und 5-10 spiegeln dabei eher wider, wie gut der WLHI die Hochwasserintensität nachbilden kann, Test 2, 3, 4, 11 und 12 hingegen beziehen sich eher auf die Häufigkeit von Hochwasser. Die relativ große Zahl an verschiedenen Tests soll sicherstellen, dass die beste WLHI-Variante nicht nur für eine Auswertungsvariante die beste ist, sondern für eine breite Palette an verschiedenen Analysemöglichkeiten die insgesamt beste Güte aufweist. Eine WLHI-Variante wird bei einem Test für einen spezifischen Pegel dann als am besten geeignet identifiziert, wenn der p-Wert niedriger ist als die p-Werte aller anderen WLHI-Varianten bzw. wenn der Korrelationskoeffizient maximal ist. Kommt es dazu, dass je nach Testvariante und Einzugsgebiet unterschiedliche WLHI-Varianten die beste Güte aufweisen, dann gilt es abzuwägen.

In diesem Fall können die p-Werte oder die Korrelationskoeffizienten für den Pegel oder für die Testvariante gemittelt werden. Zusätzlich muss jedoch berücksichtigt werden, dass je nach gewünschter Fragestellung in der nachfolgenden Analyse nicht jeder Testvariante die gleiche Bedeutung beigemessen werden kann. Tests, die überwiegend nicht signifikant sind, sollten beispielsweise weniger berücksichtigt werden. Ebenfalls gilt, dass einige Pegel eine grundsätzlich schlechtere Güte aufweisen oder bestimmte WLHI-Varianten dort aufgrund der Gebietseigenschaften besser sind als an anderen Pegeln. Letztlich gilt es, diejenige Variante zu wählen, die einerseits im Mittel die beste Güte für alle Tests und alle Pegel aufweist und die andererseits bei möglichst vielen Tests und Pegeln zu signifikanten Testergebnissen führt. Um die Vergleichbarkeit zu wahren soll am Ende der als beste Variante identifizierte WLHI als einziger ausgewählt werden, um im weiteren Verlauf bei der Validierung und der Trendanalyse für jeden Pegel verwendet zu werden. Dies gilt auch dann, wenn an einzelnen Pegeln eine andere WLHI-Variante bessere Ergebnisse erzielen würde.

Tabelle 4.3: Durchgeführte statistische Tests zur Identifizierung der besten WLHI-Variante

Test-nummer	Testmethode	Testinhalt
1	Korrelationstest	Vergleich der monatlichen Mittelwerte von Abfluss und WLHI
2	Korrelationstest	Vergleich der Anzahl an Tagen pro Monat, an denen der Abfluss sein 90%-Quantil („Q10“) überschreitet mit der Anzahl an Tagen pro Monat, an denen der WLHI sein 90%-Quantil überschreitet
3	Korrelationstest	Vergleich des jährlichen WLHI-Mittelwerts mit der Anzahl von POT ₃ -Ereignissen pro Jahr
4	Korrelationstest	Vergleich der Anzahl an POT ₃ Ereignissen pro Jahr und Anzahl an Tagen mit Überschreitung des 99%-Quantils des WLHI pro Jahr <i>Hier wird der WLHI unverändert ohne Glättung, also ohne Berechnung des gleitenden Mittelwerts verwendet!</i>
5	Korrelationstest	Vergleich der Abflüsse oberhalb des 90%-Quantils mit den zugehörigen WLHI-Werten
6	Korrelationstest	wie Testnummer 5, jedoch mit dem 99%-Quantil („Q1“)
7	Korrelationstest	Vergleich der monatlichen Höchstwerte von Abfluss und WLHI
8	Korrelationstest	Vergleich der jährlichen Höchstwerte von Abfluss und WLHI
9	T-Test	Vergleich der WLHI-Werte an Tagen, an denen der Abfluss sein 90%-Quantil überschreitet mit den WLHI-Werten an Tagen, an denen der Abfluss sein 99%-Quantil überschreitet (Sind die WLHI-Werte signifikant unterschiedlich?)
10	T-Test	wie Testnummer 9, jedoch Vergleich von 99%-Quantil mit 99,9%-Quantil
11	T-Test	Vergleich der WLHI-Werte an Tagen mit POT ₃ -Ereignissen mit den WLHI-Werten an Tagen ohne POT ₃ -Ereignisse
12	T-Test	Für jeden Pegel begrenzt auf die Jahreszeit mit den meisten POT ₃ -Ereignissen: Vergleich der mittleren Anzahl an Tagen pro Jahreszeit mit Überschreitung des 90%-Quantils des WLHI in solchen Jahren, in denen überdurchschnittlich oft Hochwasser auftritt (d.h. in denen das 90%-Quantil des Abflusses überdurchschnittlich oft überschritten wird) mit solchen Jahren, in denen unterdurchschnittlich viel Hochwasser auftritt.

4.4.5 Identifikation des besten WLHI – Auswahl des gleitenden Mittelwerts

Nachdem die beste WLHI-Variante identifiziert wurde, kann diese nun auf die Daten angewendet werden. In den bisherigen Kalibrierungsschritten wurde aus Gründen der Vergleichbarkeit jeweils das 14-tägige gleitende Mittel des WLHI berechnet. Da die beste Variante identifiziert wurde, kann jetzt

aber genauer und differenziert nach Pegel ermittelt werden, welche optimierte Zeitspanne n_{opt} sich je nach Pegel als am besten geeignet zur Berechnung des gleitenden Mittelwerts erweist. Dies geschieht über eine automatische Optimierungsfunktion. Mittels nicht-parametrischem Korrelationstest nach Kendall wird die Korrelation zwischen Abfluss und gleitendem Mittelwert des WLHI berechnet. Der Anzahl an Tagen, über die der gleitende Mittelwert berechnet wird, wird dabei so lange variiert, bis der p-Wert des Korrelationstests minimal, mithin die Korrelation am stärksten ist. Diese Berechnung erfolgt für jeden Pegel. Als Begrenzung wird n_{opt} auf mindestens 3 und maximal 21 Tage beschränkt. Die Berechnung des gleitenden Mittelwerts erfolgt zentriert.

Vor der Berechnung der Korrelation zwischen WLHI und Abfluss wird der Datensatz auf hochwasserrelevante Tage beschränkt, damit Niedrig- oder Mittelwasser das Ergebnis nicht verfälschen. Um dies zu erreichen, werden die Daten auf diejenigen Tage beschränkt, an denen der Abfluss ein bestimmtes Quantil überschreitet. Dabei ist es entscheidend, welches Quantil gewählt wird. Ein zu hohes Quantil beschränkt die Daten auf zu wenige Tage. Zudem wird die Korrelation schwächer, da WLHI- und Abflusswerte für diesen Bereich ohnehin hoch sind und nicht zwangsläufig mit noch höheren Werten weiter zunehmen. Wählt man jedoch ein zu niedriges Quantil, besteht möglicherweise keine ausreichende Sensitivität mehr für die Beschränkung auf Hochwasser.

Damit die Robustheit der Ergebnisse abgeschätzt werden kann, erfolgt die Berechnung im vorliegenden Fall für mehrere, leicht unterschiedlich hohe Quantile. Konkret erfolgt die Optimierung pro Pegel 20 Mal. Bei jedem dieser 20 Optimierungsläufe wird, beim 70%-Quantil beginnend, jeweils das um einen Prozentpunkt höhere Quantil zur Beschränkung der Daten ausgewählt. Das Ergebnis besteht damit für jeden Pegel aus 20 Optimierungsläufen, in denen die Daten auf das 70% - 89% Quantil des Abflusses beschränkt sind. Bei jedem Lauf wird die optimierte Anzahl an Tagen n_{opt} , über die das gleitende Mittelwert berechnet wird sowie der zugehörige p-Wert und der Korrelationskoeffizient τ festgehalten. Der Wert für n_{opt} , der nun bei signifikanten Korrelationen am häufigsten erscheint, wird für den jeweiligen Pegel als Zeitspanne für die Berechnung des gleitenden Mittelwerts verwendet. Die so berechnete WLHI-Zeitreihen werden im nächsten Schritt mit der 2-Komponenten-Berechnungsvariante verglichen.

4.4.6 Identifikation des besten Index – 2-Komponenten-WLHI

In diesem letzten Schritt der WLHI-Optimierung wird getestet, ob eine alternative Berechnungsvariante zu der im vorangehenden Kapitel dargestellten Berechnung des gleitenden Mittelwerts die Hochwassergefahr noch besser abbildet. Diese alternative Variante orientiert sich an Niederschlags-Abfluss-Modellen. In solchen Modellen wird der Abfluss oftmals in zwei oder drei Komponenten eingeteilt. Diese Einteilung in Basis-, Zwischen- und Direktabfluss dient dazu, die Addition unterschiedlich schneller Abflussanteile an der Ganglinie besser abbilden zu können. Diese Einteilung soll auf den WLHI übertragen werden.

Konkret wird ein neuer 2-Komponenten-WLHI I_{2K} berechnet, der zu einem Teil aus einem kurzfristigen, zum anderen Teil aus einem langfristigen gleitenden Mittelwert des WLHI besteht (siehe Formel (11)).

$$I_{2K}(t) = F * a * I_{gl90}(t) + (1 - a) * I_{gl3}(t) \quad (11)$$

Der langfristige Teil I_{gl90} soll dabei die meteorologischen Vorbedingungen der letzten drei Monate abbilden und besteht deshalb aus dem gleitenden Mittelwert der vergangenen 90 Tage. Der kurzfristige Teil I_{gl3} soll die aktuelle GWL repräsentieren und wird aus dem zentrierten 3-tägigen gleitenden Mittelwert des WLHI gebildet. Die Gewichtung dieser beiden Komponenten über a erfolgt mittels automatischer Optimierungsfunktion. Als Grenzen für den Gewichtungsparameter a wird festgelegt, dass dieser minimal 0,1 und maximal 0,9 betragen darf. Die Optimierung erfolgt nach dem gleichen Prinzip, wie es in 4.4.5 geschildert wird. Der einzige Unterschied besteht darin, dass nicht n_{opt} , sondern der optimierte Gewichtungsparameter (a_{opt}) gesucht wird. Der Faktor F geht zusätzlich mit ein. Er soll dafür sorgen, dass die geringere Amplitude von I_{gl90} im Vergleich zu I_{gl3} ausgeglichen wird. Er berechnet sich nach Formel (12), wobei F der Quotient aus der Differenz des Maximums und Minimums von I_{gl3} einerseits und der Differenz des Maximums und des Minimums von I_{gl90} andererseits ist.

$$F = \frac{\left| \left(\max(I_{gl3}) - \min(I_{gl3}) \right) \right|}{\left| \left(\max(I_{gl90}) - \min(I_{gl90}) \right) \right|} \quad (12)$$

Für den eigentlichen Vergleich der Glättungsmethoden wird die auf Basis der 2-Komponenten-Methode berechnete WLHI-Zeitreihe I_{2K} mit der über den pegelspezifischen gleitenden Mittelwert berechneten WLHI-Zeitreihe verglichen. Dies geschieht mittels ausgewählter Tests aus Tabelle 4.3. Als Tests werden die Testvarianten 3, 5 und 7 gewählt, wobei 3 die Güte in Bezug auf Hochwasserhäufigkeit, 5 die Güte in Bezug auf Intensität und 7 die Güte bezüglich des genauen Ganglinienverlaufs bei hohen Abflüssen widerspiegelt. Je nachdem, ob die I_{2K} -Zeitreihe oder die WLHI-Zeitreihe mit variabel gleitendem Mittelwert die stärkere Korrelation aufweist (im Mittel und für die einzelnen Pegel), wird die bessere Variante ausgewählt. Diese wird dann im weiteren Verlauf ausschließlich verwendet.

4.4.7 Validierung des WLHI

Die Validierung erfolgt mit dem im vorangehenden Abschnitt als bestgeeignetsten identifizierten WLHI. Dieser Index soll in der Validierung erneut auf seine Eignung getestet werden, Hochwasserereignisse widerzuspiegeln. Erst wenn sich herausstellt, dass der WLHI diese in einem zufriedenstellenden Maß abbildet, können Trends und Entwicklungen des WLHI analysiert und auf die

Hochwassergefahr übertragen werden. Aufgrund der im Vergleich zu normalen Niederschlags-Abfluss-Modellen sehr geringen Datenbasis kann dabei nicht erwartet werden, dass der WLHI den Abflussverlauf präzise nachbildet. Jedoch sollte eine signifikante Korrelation zwischen hohen WLHI-Werten und hohen Abflüssen bzw. Hochwasser bestehen.

Zuerst erfolgt eine Begrenzung aller Datensätze auf dieselbe Periode, um Vergleichbarkeit zu erzielen. Hierzu werden alle Datensätze auf den Zeitraum von 1931-2015 begrenzt, da für diesen Zeitraum an allen Pegeln Abfluss- und GWL-Daten vorhanden sind. Im Anschluss erfolgt eine Zweiteilung der Datensätze, wie es bei einer Validierung üblich ist. So kann ausgeschlossen werden, dass es zu rein methodisch bedingten Korrelationen kommt. Dazu werden per Zufallsauswahl 63 Jahre (etwa 75% der Zeitspanne) ausgewählt, anhand derer der WLHI berechnet wird. Dieser wird im nächsten Schritt auf die 21 verbliebenen Jahre angewandt, d.h. in die GWL-Zeitreihe eingesetzt. In diesen Jahren kann der WLHI dann mit Abfluss- bzw. Hochwasserdaten verglichen werden, ohne dass diese Daten in die Berechnung des WLHI mit einfließen. Der Schritt der zufälligen Auswahl an Berechnungs- und Validierungsjahren wird 20 Mal wiederholt, um die Effekte dieser Auswahl quantifizieren zu können. Einerseits kann damit die Unsicherheit des WLHI je nach zugrundeliegender Zeitreihe abgebildet werden. Andererseits erhöht sich dadurch die Verlässlichkeit der eigentlichen Validierung.

Die Validierung erfolgt in mehreren Schritten. Zuerst wird die Spanne der berechneten WLHI-Werte für die 20 Validierungsläufe untersucht. Je größer diese ist, desto stärker ist der Effekt der zugrundeliegenden Berechnungsjahre und desto geringer ist somit die Robustheit des WLHI. Im nächsten Schritt wird eine visuelle Analyse durchgeführt. Hierzu werden Ganglinien des Abflusses und des WLHI zufällig ausgewählter Validierungsjahre verglichen und die Korrelation (nach Pearson) zwischen Abfluss und WLHI berechnet. Dies erfolgt jeweils pro Pegel für 5 zufällig ausgewählte Validierungsläufe. Die Abbildung der Ganglinie wiederum beschränkt sich auf jeweils 5 einzelne, aus diesem Validierungszeitraum zufällig gewählte Jahre. Als dritter Schritt der Validierung werden Fisher-Yates-Tests durchgeführt. Dabei werden dem Test vier verschiedene Merkmalskombinationen der WLHI- und Abflussdaten zugrunde gelegt.

Der Fisher-Yates-Test (auch exakter Chi-Quadrat-Test genannt) basiert auf dem Vergleich von vier Werten. Diese vier Werte sind in einer Vierfeldertabelle aufgelistet (vergleiche Abbildung 4.2). Der Test untersucht, ob das Verhältnis zwischen a und c signifikant von dem Verhältnis zwischen b und d abweicht. Mit anderen Worten: Die Nullhypothese besagt, dass die Merkmale X und Y unabhängig voneinander sind. Wird diese Nullhypothese abgelehnt, d.h. liegt der p-Wert niedriger als das Signifikanzniveau, so kann davon ausgegangen werden, dass die Verteilung der Ausprägungen von Merkmal X für die beiden Ausprägungen des Merkmals Y signifikant unterschiedlich ist.

		Merkmal X	
		Ausprägung 1	Ausprägung 2
Merkmal Y	Ausprägung 1	a	c
	Ausprägung 2	b	d

Abbildung 4.2: Grundlage des Fisher-Yates-Tests

Konkret bedeutet dies bei der Validierung, dass die Validierungsdaten bestehend aus WLHI- und Hochwasserdaten der Validierungsjahre auf vier Werte zusammengefasst werden. Merkmal X steht dabei jeweils für zwei unterschiedliche Ausprägungen des WLHI, Merkmal Y für zwei Ausprägungen der realen Hochwassergefahr. Ausprägung 1 steht jeweils für niedrigere Werte des WLHI bzw. eine geringe Hochwassergefahr, Ausprägung 2 für hohe WLHI-Werte bzw. große Hochwassergefahr. Erweist sich der Test als signifikant, so bedeutet dies, dass bei Hochwasser signifikant (mehr) höhere WLHI-Werte bestehen als bei nicht gegebener Hochwassergefahr. Die theoretische Möglichkeit, dass der Zusammenhang signifikant negativ ist, d.h. dass niedrigere WLHI-Werte eine größere Hochwassergefahr bedeuten, wird durch eine Spezifikation des Tests ausgeschlossen. Die folgenden, in Tabelle 4.4 dargestellten vier Testvarianten (Merkmale der zugrundeliegenden Daten) werden dabei als Werte stellvertretend für einen hohen/ niedrigen WLHI bzw. hohe/ niedrige Hochwassergefahr berechnet und im Test verwendet.

Alle Testvarianten des Fisher-Yates-Tests werden für jeden Pegel und jeweils für jeden Validierungslauf durchgeführt (11 Pegel * 20 Validierungsläufe = 220 Tests). Testvariante 1 und 2 wird zusätzlich separat für jede Jahreszeit durchgeführt. So soll verhindert werden, dass signifikante Ergebnisse nur aufgrund der Saisonalitätskorrektur erfolgen (höhere WLHI-Werte in Jahreszeiten mit mehr POT_{1/3}-Ereignissen). Die Ergebnisse werden je nach Pegel, Testvariante (und Saison) analysiert und die Anzahl signifikanter Tests der Anzahl nicht-signifikanter Tests gegenübergestellt.

Tabelle 4.4: Testvarianten des Fisher-Yates-Tests zur Validierung des WLHI

Test-variante	Merkmal	Ausprägung
1.)	Index	WLHI < 0
		WLHI > 0
	HW	Keine Nähe zu POT _{1/3} -Ereignis (kein Ereignis 5 Tage vorher o. nachher)
		Nähe zu POT _{1/3} -Ereignis (5 Tage vor bis 5 Tage nach Ereignis)

2.)	Index	WLHI unter dem 90%-Quantil WLHI über dem 90%-Quantil
	HW	Keine Nähe zu POT _{1/3} -Ereignis (kein Ereignis 5 Tage vorher o. nachher) Nähe zu POT _{1/3} -Ereignis (5 Tage vor bis 5 Tage nach Ereignis)
3.)	Index	(Anzahl Tage mit) WLHI unter dem 90%-Quantil (Anzahl Tage mit) WLHI über dem 90%-Quantil
	HW	Jahre mit POT1-Ereignis Jahre ohne POT1-Ereignis
4.)	Index	(Anzahl Tage mit) WLHI < 0 (Anzahl Tage mit) WLHI > 0
	HW	Jahre mit POT1-Ereignis Jahre ohne POT1-Ereignis

4.5 Trendanalyse

Grundlage der Trendanalyse ist der Mann-Kendall-Trendtest (MK-Test). Es handelt sich dabei um einen nichtparametrischen Trendtest der lediglich die Signifikanz und Richtung eines Trends untersucht. Zur genauen Funktionsweise des Mann-Kendall-Tests und des „Pre-Whitenings“ sei auf Hellwig und Stahl (2018) verwiesen. Die Anwendung des MK-Tests bei hydrologischen Daten entspricht der gängigen Vorgehensweise (Blöschl et al., 2019; Hattermann et al., 2013; Hellwig und Stahl, 2018). Datenbasis ist dabei oft eine Zeitreihe mit Jahreswerten, was auch in dieser Arbeit der Fall ist. Der Vorteil des MK-Tests beispielsweise gegenüber einer Regression ist, dass er als nicht-parametrischer Test keine normalverteilten Daten erfordert.

Zur Vermeidung eines Einflusses möglicher Autokorrelation wird der modifizierte MK-Test angewendet (Petrow et al., 2009; Petrow und Merz, 2009). Vor Durchführung der MK-Tests wird dabei ein sogenanntes „Pre-Whitening“ durchgeführt. Dieses Verfahren untersucht die Zeitreihe auf Autokorrelation. Wird diese festgestellt, wird die Zeitreihe entsprechend der Stärke der Autokorrelation korrigiert (Yue et al., 2003). Neben dem MK-Test werden die untersuchten Zeitreihen auch in anderen Diagrammen visualisiert, um die Ergebnisse der Tests besser einordnen zu können.

Damit aus den Hochwasser- und WLHI-Datensätzen Jahresreihen generiert werden können, müssen diese entsprechend zusammengefasst werden. Hierzu werden verschiedene Herangehensweisen gewählt. Für die Hochwasserzeitreihe ist einerseits die Intensität und andererseits die Häufigkeit von Hochwasserereignissen von Interesse. Zur Abbildung der Intensität wird eine Zeitreihe mit den jährlich

höchsten Abflusswerten der einzelnen Pegel angefertigt (AMF). Zur Abbildung der Häufigkeit wird eine Datenreihe mit der Anzahl an POT_{1/3}-Ereignissen pro Jahr angefertigt. Diese beiden Zeitreihen dienen als Basis für die Trendtests der Hochwasserdaten.

Beim WLHI werden, basierend auf Erkenntnissen aus der Validierung, vier verschiedene Herangehensweisen zur Generierung von Jahreszeitreihen gewählt. Zum Ersten wird eine Zeitreihe mit den jährlichen bzw. jahreszeitlichen Mittelwerten an jedem Pegel gebildet. Die zweite Herangehensweise besteht darin, die Anzahl an Tagen mit WLHI-Werten über 0 für jedes Jahr bzw. jede Jahreszeit zu berechnen. Als drittes wird für jedes Jahr bzw. jede Jahreszeit die Anzahl an Tagen mit WLHI-Werten über dem 90%-Quantil berechnet. Als letzte der vier Herangehensweisen wird für jedes Jahr bzw. jede Jahreszeit die Summe des WLHI von allen Tagen berechnet, an denen der Index das 90%-Quantil überschreitet.

Um nicht nur einen Trend über die gesamte Zeit zu betrachten, wird Hellwig & Stahl (2018) folgend die Methode des multiplen Trendtests gewählt. Hierbei wird für jede mögliche Zeitreihe von mindestens 20 Jahren Länge jeweils ein Trendtest berechnet. Bei einer Zeitreihe von 1881-2015 mit dementsprechend 135 Jahren (n_{Jahre}) sind dies laut Formel (13) insgesamt 6612 MK-Tests.

$$\mathbf{Anzahl\ MK_{Tests} = 0.5 * (n_{Jahre} - 20)^2} \quad \mathbf{(13)}$$

Die Ergebnisse werden in einem Rasterplot visualisiert, wobei die Y-Achse für das Startjahr und die X-Achse das Endjahr des Tests steht. Die Farbe des einzelnen Punkts repräsentiert die Richtung des Trends und die Farbintensität, wie stark dieser Trend signifikant ist.

5 Ergebnisse

5.1 Deskriptive Analyse

5.1.1 Großwetterlagen

Die mit Abstand häufigste GWL ist die zyklonale Westlage *WZ*. Diese tritt je nach Jahreszeit an 12 % - 15 % der Tage auf (siehe Abbildung 5.1). Am Häufigsten ist sie im Sommer, am seltensten im Frühjahr. An zweiter und dritter Stelle kommen die beiden antizyklonalen Lagen Hoch Mitteleuropa *HM* und Brücke Mitteleuropa *BM* mit jeweils ca. 8 %. Beide zusammen bilden den GWT *HM*. Mit ca. 1 % besonders selten sind die antizyklonale Nordlage *NA*, Hoch Fennoskandien zyklonal *HFZ*, die zyklonale Südlage *SZ* sowie die Kategorie Übergang *U*, die keine GWL im engeren Sinn ist. Zudem fällt auf, dass einige GWL im Sommer nahezu gar nicht auftreten. Dies sind die Südost- und Südlagen *SEA*, *SEZ*, *SA* und *SZ*. Letztere kommt im Sommer im gesamten Zeitraum von 134 Jahren nur an fünf unterschiedlichen Zeiträumen für insgesamt 16 Tage vor, darunter 10 Tage im Jahr 2011. Obwohl Tief Britische Inseln (*TB*) und Trog Westeuropa (*TRW*) wie *SA* und *SZ* ebenfalls zum GWT *S* gehören, treten diese im Sommer am häufigsten auf.

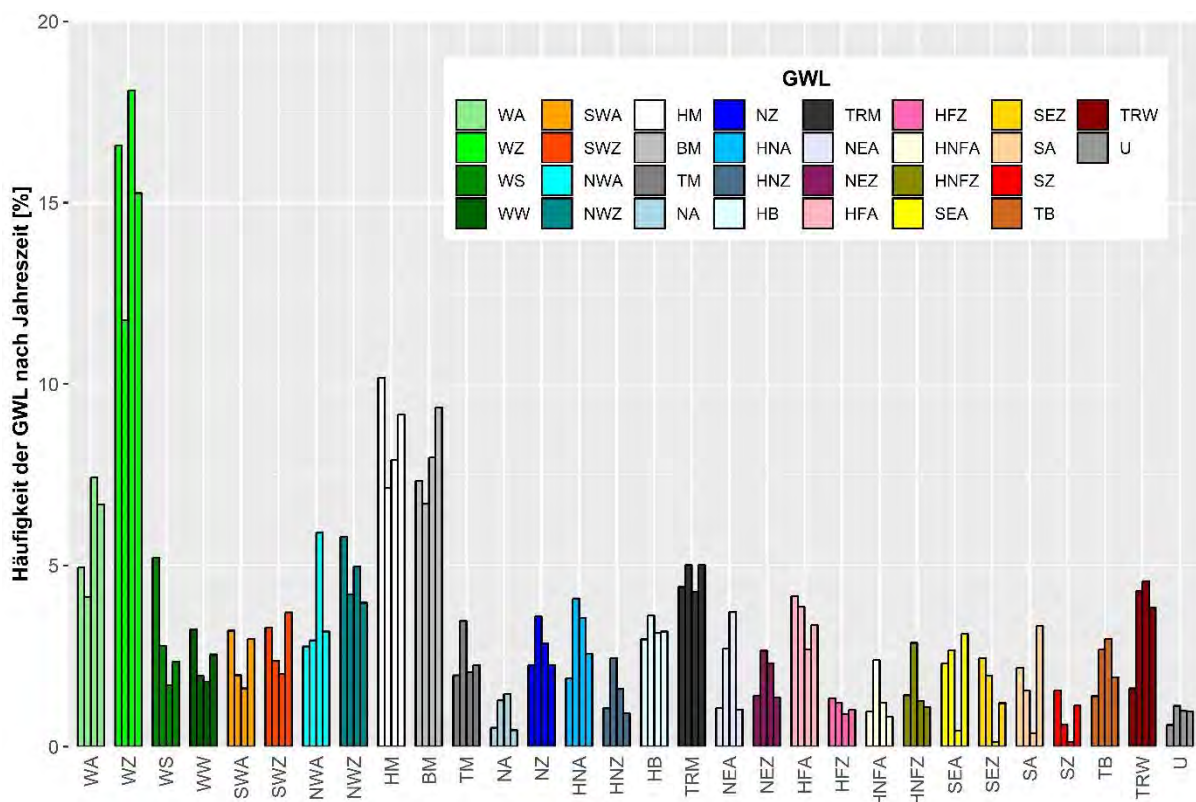


Abbildung 5.1: Häufigkeit der GWL als Anteil an allen Tagen, aufgeteilt nach Jahreszeit (erster Balken: DJF; zweiter Balken: MAM; dritter Balken: JJA; vierter Balken: SON) Zeitraum 1881-2015

Insgesamt kommen antizyklonale Lagen mit 46,5 % etwas seltener vor als zyklonale Lagen mit 52,6 %. An den restlichen 0,9 % tritt die Übergangslage auf, die keiner Zyklonalitätsform zugeordnet wird. Die zusammengefassten Häufigkeiten bezüglich der Zirkulation und des GWT sind in Tabelle 5.1

abgebildet. Bei den meisten GWT zeigt sich keine besonders stark ausgeprägte Saisonalität. Ein wenig sticht allerdings das Frühjahr hervor. Hier treten die GWT *W*, *SW*, *NW* und *HM* seltener auf als im Jahresdurchschnitt, wohingegen Nord- und Ostlagen (*N*, *E*) deutlich häufiger auftreten. Dies zeigt sich auch in der Verteilung der Zirkulationsformen. Im Frühjahr ist die Zirkulation zu ca. 50 % meridional, im Jahresmittel aber nur zu ca. 40 %. Dies geht hauptsächlich auf Kosten der zonalen Westlagen, die dann um ein Fünftel seltener sind als im Jahreschnitt. Bei gemischter Zirkulation ist im Sommer eine Abnahme des GWT *SW* bei gleichzeitiger Zunahme von *NW* zu beobachten. Zudem zeigt sich, dass auch die Häufigkeit der Übergangslage *U* einer gewissen Saisonalität folgt. Diese ist im Winter nur etwas mehr als halb so häufig wie im Rest des Jahres.

Tabelle 5.1: Häufigkeiten der GWT und Zirkulationsformen nach Jahreszeit

	zonal		gemischt			meridional			U
	W	SW	NW	HM	TM	N	E	S	
Winter (DJF)	29,6	6,4	8,5	17,3	1,9	12,9	14,9	6,7	0,6
Frühjahr (MAM)	20,8	4,4	7,2	13,9	3,5	20,2	20,5	9,2	1,1
Sommer (JJA)	29,2	3,7	11,0	16,0	2,1	17,0	12,8	8,1	1,0
Herbst (SON)	26,7	6,7	7,1	18,5	2,2	14,3	12,9	10,2	1,0
ganzes Jahr	26,9	5,3	8,4	16,4	2,4	16,1	15,3	8,5	
	26,6		32,5				39,9		0,9

Der Jahresgang der einzelnen GWT (siehe Abbildung 5.2) untermauert diese Erkenntnisse. Während die zonalen Lagen zwischen Mitte Mai und Mitte Juni am seltensten auftreten, häufen sich zu dieser Zeit des Jahres die meridionalen Lagen, wobei die Ostlage (*E*) ihr Maximum etwas eher erreichen als die Nordlage (*N*). Sichtbar wird zudem, dass die zonalen Lagen zu zwei unterschiedlichen Zeiten im Jahr ein Häufigkeitsmaximum aufweisen. Zum einen wird dies im Hochsommer zwischen Ende Juli und Ende August, zum anderen im Frühwinter zwischen Dezember und Anfang Januar erreicht. Auch in dieser Grafik wird das klare Minimum der Südwestlagen im Sommer deutlich, die Häufigkeit sinkt zwischen Juni und Juli fast auf null.

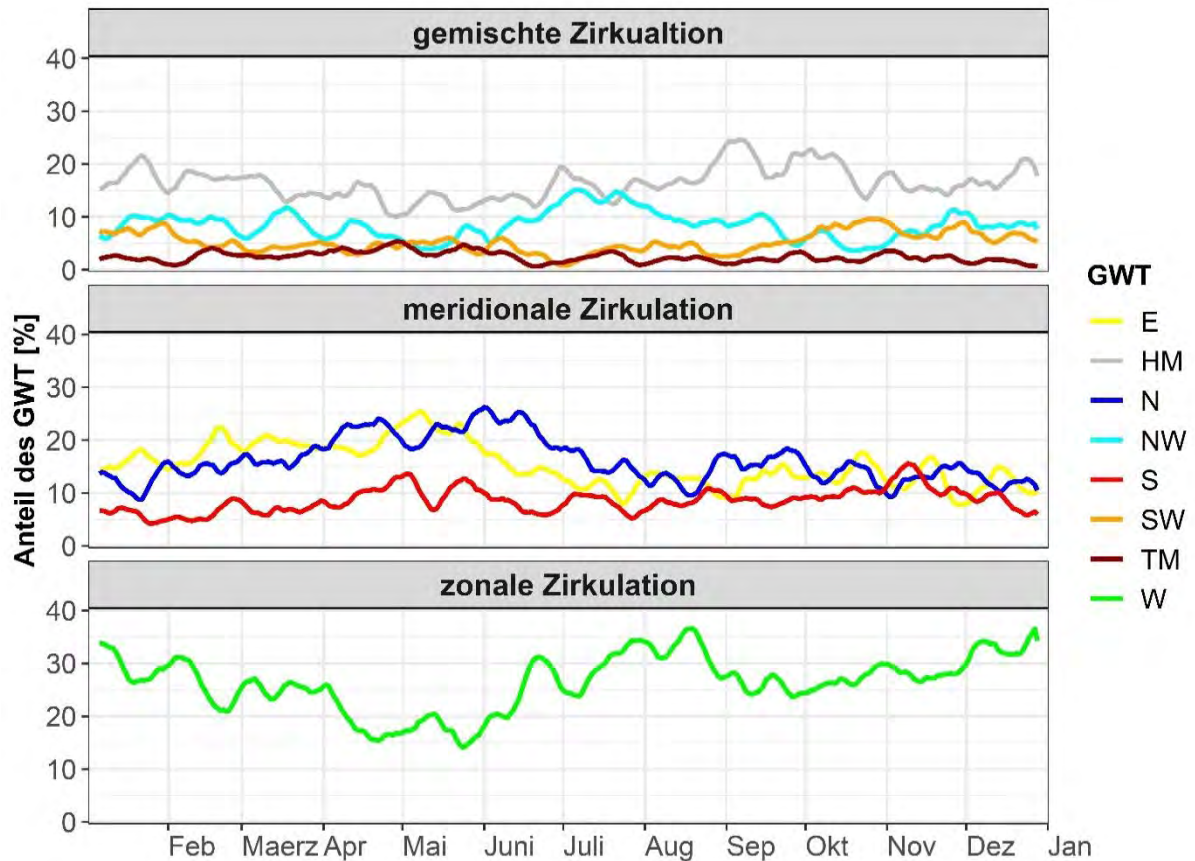


Abbildung 5.2: Jahresgang der GWT (außer SE); dargestellt ist das zehntägige gleitende Mittel der über alle Jahre für jeden Tag des Jahres gemittelten Häufigkeiten der einzelnen GWT.

Unterteilt man die Daten in zwei gleich lange Perioden, so ergibt sich als Trenndatum der 07.02.1948. Stellt man nun die Häufigkeiten dar wie in Abbildung 5.1, allerdings unterteilt danach, ob es sich um die Periode vor oder nach dem Trenndatum handelt, ergibt sich Abbildung 5.3. Während die Häufigkeiten einiger GWT kaum verändert sind, zeigen sich bei anderen GWT deutliche Verschiebungen. Besonders augenscheinlich ist eine deutliche Zunahme von *WZ* im Winter und eine gleichzeitig deutliche Abnahme im Sommer. Diese beträgt jeweils ca. 5 Prozentpunkte. Des Weiteren ist eine eindeutige Verschiebung innerhalb des GWT *HM* festzustellen. Während die GWT *HM* in allen Jahreszeiten seltener geworden ist, nimmt *BM* in etwa gleichem Maße zu, wobei eine leichte Tendenz besteht, dass der GWT *HM* insgesamt im Frühjahr und Sommer häufiger und im Herbst und Winter seltener wird.

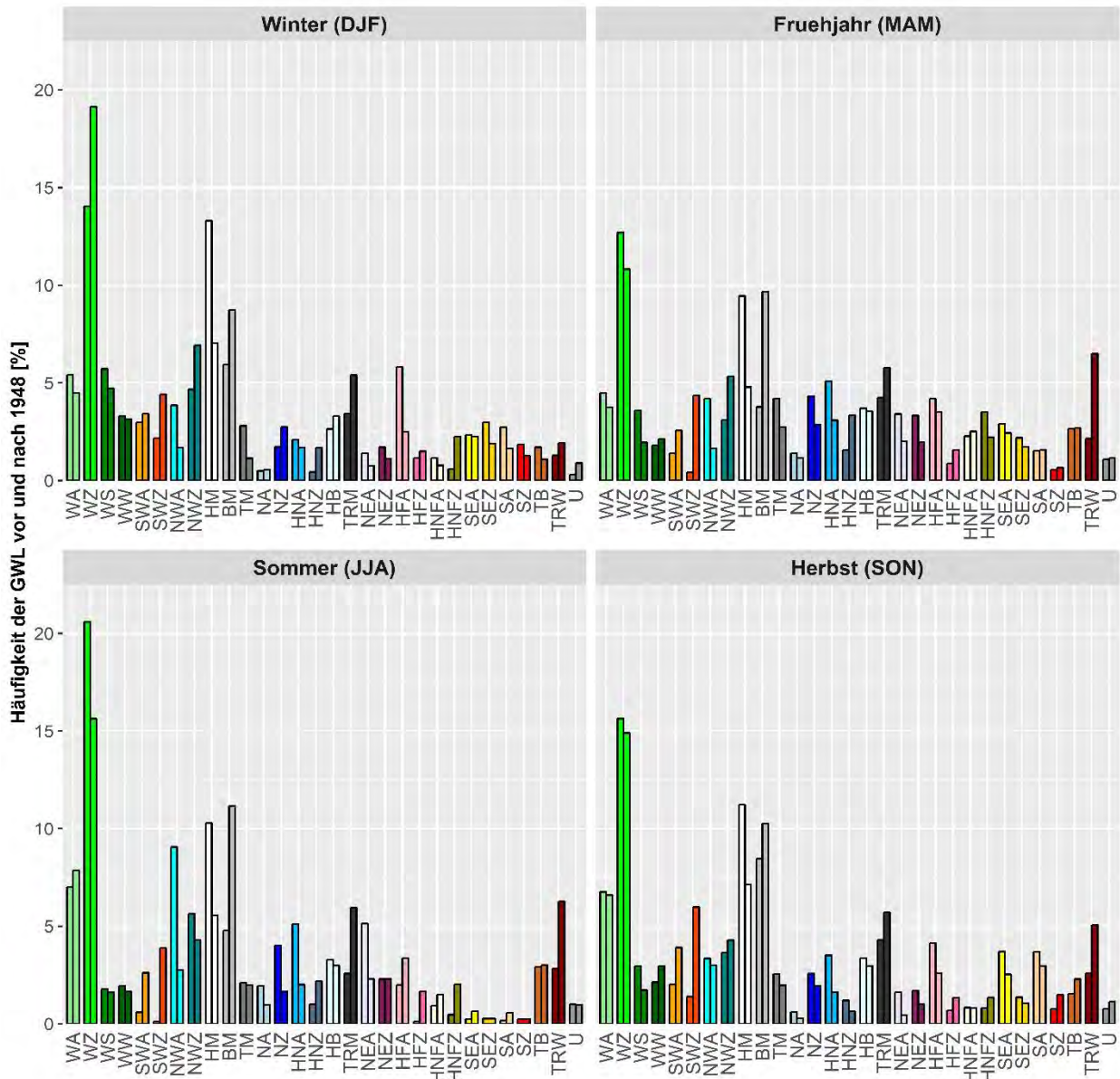


Abbildung 5.3: Häufigkeit der GWL je nach Jahreszeit und unterteilt in zwei gleichlange Perioden (1881-1948, 1948-2015), wobei der erste Balken die erste Periode, der zweite Balken die zweite Periode darstellt

Sichtbar ist auch eine besonders im Sommer stark ausgeprägte Abnahme von *NWA*. Für *TRW* ist hingegen eine starke Zunahme der Häufigkeit zu konstatieren, die nur im Winter nicht ganz so stark ausfällt. Besonders stark zugenommen haben auch die Südwestlagen *SWA* und *SWZ*. Deren Häufigkeit hat sich mehr als verdoppelt, was noch stärker auf eine Zunahme von *SWZ* als von *SWA* zurückzuführen ist. In der ersten Hälfte der Zeitreihe kommt *SWZ* im Frühjahr und im Sommer nahezu gar nicht und in Winter und Herbst seltener als *SWA* vor. In der zweiten Hälfte der Zeitreihe ist *SWZ* trotz gleichzeitiger Zunahme von *SWA* nun häufiger als letztgenannte.

Um diese aufgezählten Veränderungen näher zu untersuchen, sind die genannten GWL *WZ*; *SWZ* und *TRW* in Abbildung 5.4 in ihrem zeitlichen Verlauf zu sehen. Diese GWL werden exemplarisch

ausgewählt, weil diese in Bezug auf Niederschlag und damit auf Hochwasser als relevant angenommen werden können (Hess und Brezowsky, 1952). Ein solches Verlaufsdiagramm für alle GWL kann im digitalen Anhang gefunden werden. Besonders deutlich sind der Höhepunkt bei WZ im Winter in den 1990er Jahren, der rezente starke Anstieg von SZ im Sommer und Herbst beginnend ebenfalls in den 1990er Jahren sowie die deutlich erhöhte Häufigkeit von TRW im Frühjahr, Sommer und Herbst etwa ab der Hälfte der Zeitreihe, die sich auch schon in Abbildung 5.3 widerspiegelt.

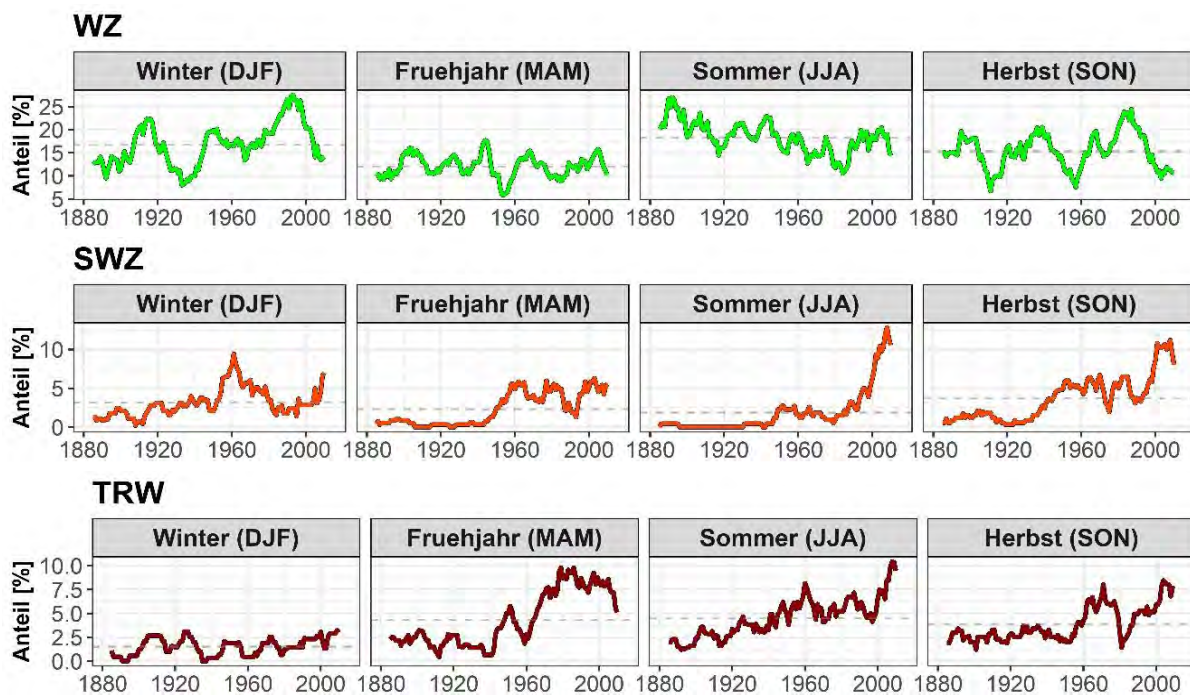


Abbildung 5.4: Verlauf der Häufigkeit der ausgewählten GWL WZ, SWZ und TRW; aufgeteilt nach Jahreszeit, dargestellt ist der zehnjährliche gleitende Mittelwert der jährlichen saisonalen Häufigkeiten

Alle drei GWL sind zyklonale Lagen. Wenn also andere zyklonale GWL keinen ausgleichenden Abwärtstrend ab 1960 aufweisen, so ist davon auszugehen, dass zyklonale Lagen auch insgesamt etwa ab 1960 häufiger auftreten. Wie Abbildung 5.5 zeigt, ist dies tatsächlich der Fall. Dieser Trend lässt sich für alle Jahreszeiten ausmachen, allerdings ist er im Frühjahr und Winter besonders stark.

Auch wenn das Verhältnis von antizyklonalen zu zyklonalen GWL von Jahr zu Jahr stark um bis zu über 50 Prozentpunkten schwankt, lässt sich nichtsdestotrotz auch bei den einzelnen Werten Veränderungen erkennen. Sowohl in den Jahren 1960 bis 1980 als auch ab 2000 liegt der Anteil der zyklonalen GWL für die Jahreszeiten Winter, Frühjahr und Sommer fast immer höher als der Anteil antizyklonaler GWL. Vor 1960 hielten sich die Anteile zyklonaler und antizyklonaler Lagen hingegen noch die Waage. In allen vier Jahreszeiten zeigt sich ein erster Höhepunkt der zyklonalen Lagen um 1970. Rund um das Jahr 1995 gibt es nochmals etwa gleichviele zyklonale und antizyklonale Lagen, während ab dem Jahr 2000 wieder die zyklonalen Lagen überwiegen.

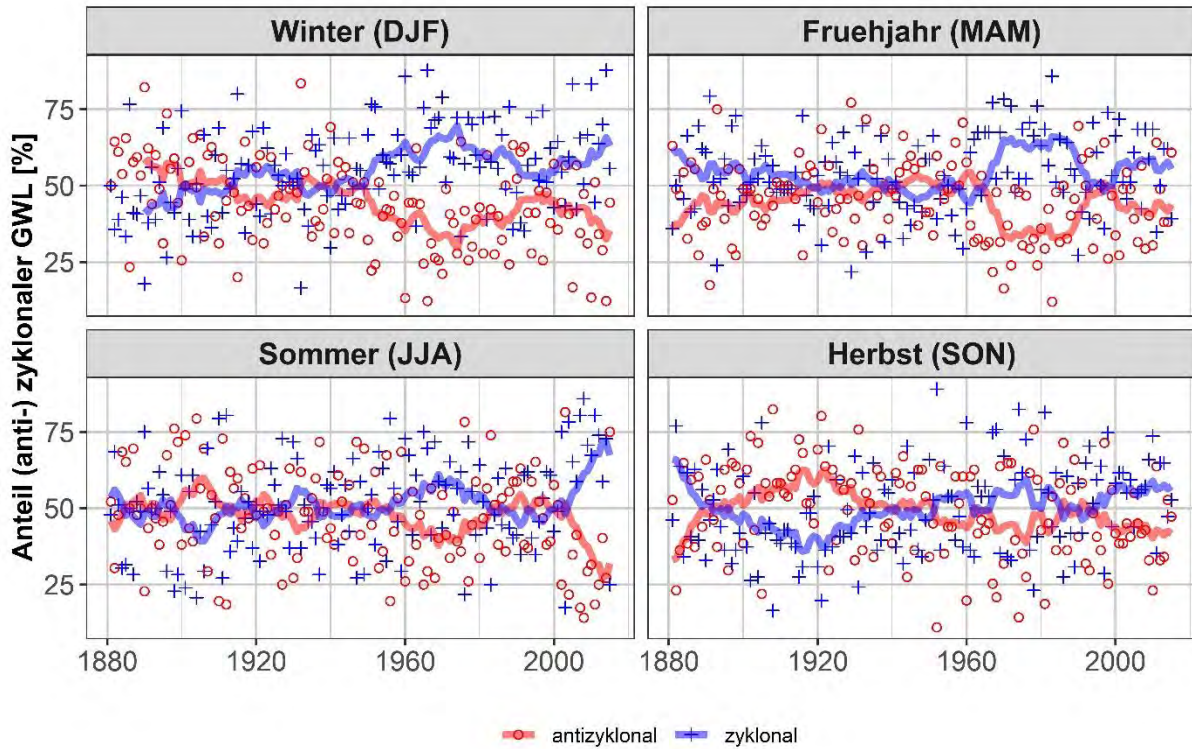


Abbildung 5.5: jeweiliger Anteil antizyklonaler und zyklonaler GWL für jede Saison (Punkte) sowie der entsprechende 10-jährige gleitende rechtsbündige Mittelwert (Linien)

Bei der Entwicklung der Anteile der drei Zirkulationsformen *zonal*, *gemischt* und *meridional* sind keine so eindeutigen Trends zu erkennen (siehe Abbildung 5.6). Im Sommer deutet sich ein leichter, aber kontinuierlicher Abwärtstrend bei der Häufigkeit zonaler GWL an, wohingegen diese im Winter um 1920 sowie zwischen 1980 und 2000 gehäuft auftraten. Die Häufigkeitsverlauf der zonalen GWL ähnelt demjenigen der zyklonalen GWL (Abbildung 5.5), auch hier lässt sich für Winter, Frühjahr und Sommer ein Spitzenwert rund um das Jahr 1980 ausmachen. Nicht in dieses Überlappungsmuster passt allerdings das Absinken bei zonaler Zirkulation seit 2000 in Winter, Sommer und Herbst.

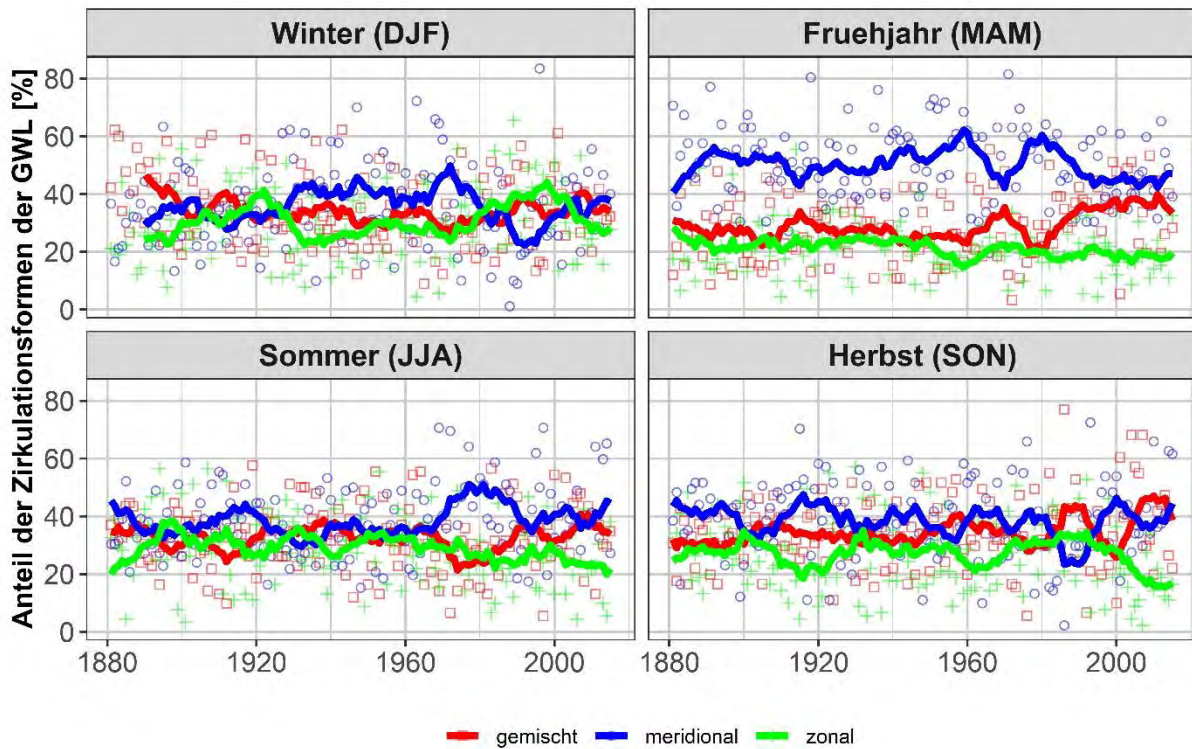


Abbildung 5.6: jeweiliger Anteil der GWL je nach Zirkulation für jede Jahreszeit (Punkte) sowie der entsprechende 10-jährliche rechtsbündige gleitende Mittelwert (Linien)

5.1.2 Hochwasserereignisse

Als Mindestzeitraum Z_m zwischen zwei Hochwasserereignissen ergibt sich aus Formel (1) je nach Einzugsgebiet ein Wert zwischen 25 Tagen für das größte EZG am Pegel Köln und 21 Tagen für das kleinste EZG am Pegel Rheine. Bei der Definition von Hochwasserereignissen ergibt sich je nach Jährlichkeit und Pegel ein unterschiedlicher POT-Grenzwert, ab dem der Scheitelabfluss eines unabhängigen Ereignisses als POT-Ereignis gewertet wird. Diese Grenzwerte sind in Tabelle 5.2 aufgelistet. In der Regel gilt, dass sich das Verhältnis von mittlerem Abfluss (MQ) zum POT₁₀-Abflussgrenzwert als umso niedriger erweist, je kleiner das Einzugsgebiet ist.

Dies ist hier allerdings nur teilweise der Fall. Interessant ist beispielsweise der sehr niedrige Wert dieses Verhältnisses der Mosel (Cochem). Diese hat zwar einen mittelgroßen MQ, aber bei einem POT₁₀-Ereignis liegt der Abfluss ca. um den Faktor 10 höher. Auch der Rhein weicht von dieser Regel ab. Hier ist das Verhältnis beim deutlich größeren EZG bis Köln niedriger als beim EZG des Oberrheins bis Maxau.

Tabelle 5.2: Grenzwerte der Scheitelabflüsse, ab denen ein Ereignis als POT-Ereignis eingestuft wird.

Fluss	Pegel	MQ	POT _{1/3}	POT ₁	POT ₅	POT ₁₀	MQ/POT ₁₀
Rhein	Maxau	1249	2080	2760	3740	3930	0,32
Rhein	Köln	2013	3360	5310	7610	8600	0,23
Elbe	Dresden	323	645	1200	2210	2570	0,13
Elbe	Neu-Darchau	692	1270	1670	2640	2870	0,24
Donau	Hofkirchen	635	1150	1660	2360	2580	0,25
Weser	Intschede	315	621	997	1670	1950	0,16
Main	Würzburg	113	242	459	817	967	0,12
Neckar	Plochingen	47	150	281	495	585	0,08
Oder	Eisenhüttenstadt	298	534	791	1330	1670	0,18
Ems	Rheine	36	100	172	289	336	0,11
Mosel	Cochem	313	811	1590	2600	3010	0,10

Bei den elf Pegeln gibt es auf Grund der unterschiedlichen Länge der Pegelzeitreihen auch unterschiedlich viele Hochwasserereignisse gleicher Jährlichkeit. Dies wird an Abbildung 5.7 Abbildung 5.7 deutlich. Während die Pegeldaten des Rheins bei Köln bis ins 18te Jahrhundert zurückreichen und dementsprechend schon früh Hochwasserereignisse aufweisen, sind bei den Pegeln Rheine (Ems) und Maxau (Rhein) aufgrund des späteren Beginns der Zeitreihe auch erst spät solche POT-Ereignisse zu finden. Zwar sind einige pegelübergreifende Häufungen wie z.B. in den 1940er Jahren sowie einige pegelinterne Häufungen (z.B. ca. 1940 für die Oder bei Eisenhüttenstadt) zu erkennen, eindeutige Trends zu mehr oder weniger Überschreitungen der POT-Grenzwerte lassen sich in dieser Abbildung allerdings nicht ausmachen. Auffällig ist allerdings ein langer Zeitraum etwa zwischen 1880 und 1920, währenddessen am Rhein bei Köln keine einzige Überschreitung des POT₅-Grenzwerts registriert wurde. Des Weiteren weist auch die Elbe (Dresden) eine hochwasserarme Periode zwischen 1950 und 2000 auf, in der lediglich zwei Überschreitungen des POT₅ auftraten.

Betrachtet man die Jahreszeit von POT-Überschreitungen der verschiedenen Pegel (siehe Abbildung 5.8), so wird deutlich, wie stark sich die Saisonalität je nach Region unterscheidet. Mosel (Cochem) und Rhein (Köln) haben ein sehr winterdominiertes Regime, wobei auch im ersten Frühjahrsmonat März noch vermehrt Ereignisse auftreten. Ems (Rheine), Main (Würzburg) und Weser (Intschede) haben ein sehr ähnliches Regime, allerdings sind die Ereignisse hier im Vergleich zu Mosel und Rhein etwas stärker in Richtung Frühjahr verschoben.

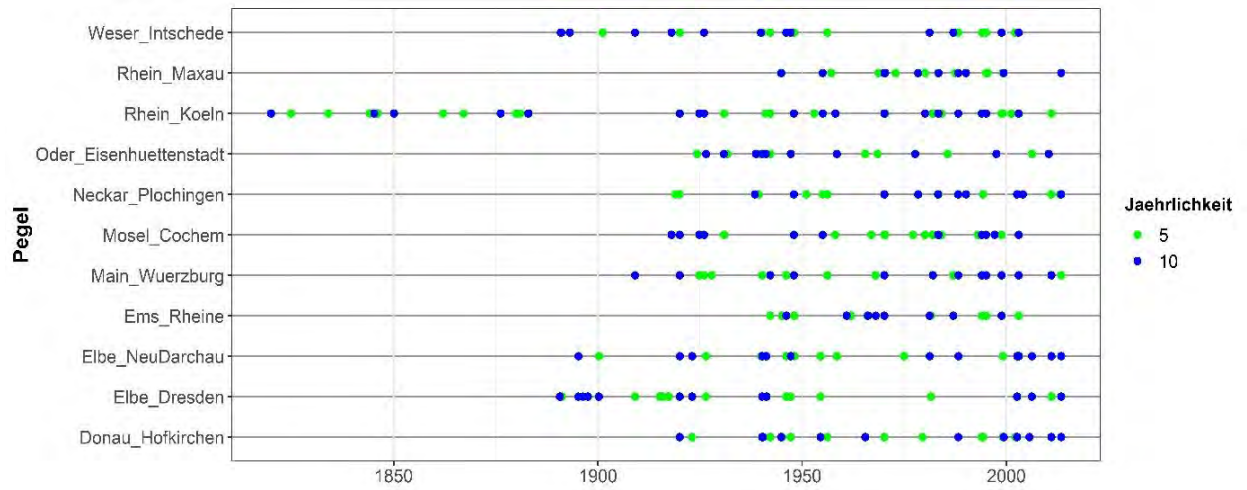


Abbildung 5.7: POT-Ereignisse mit einem Wiederkehrintervall von 5 bzw. 10 Jahren je nach Pegel

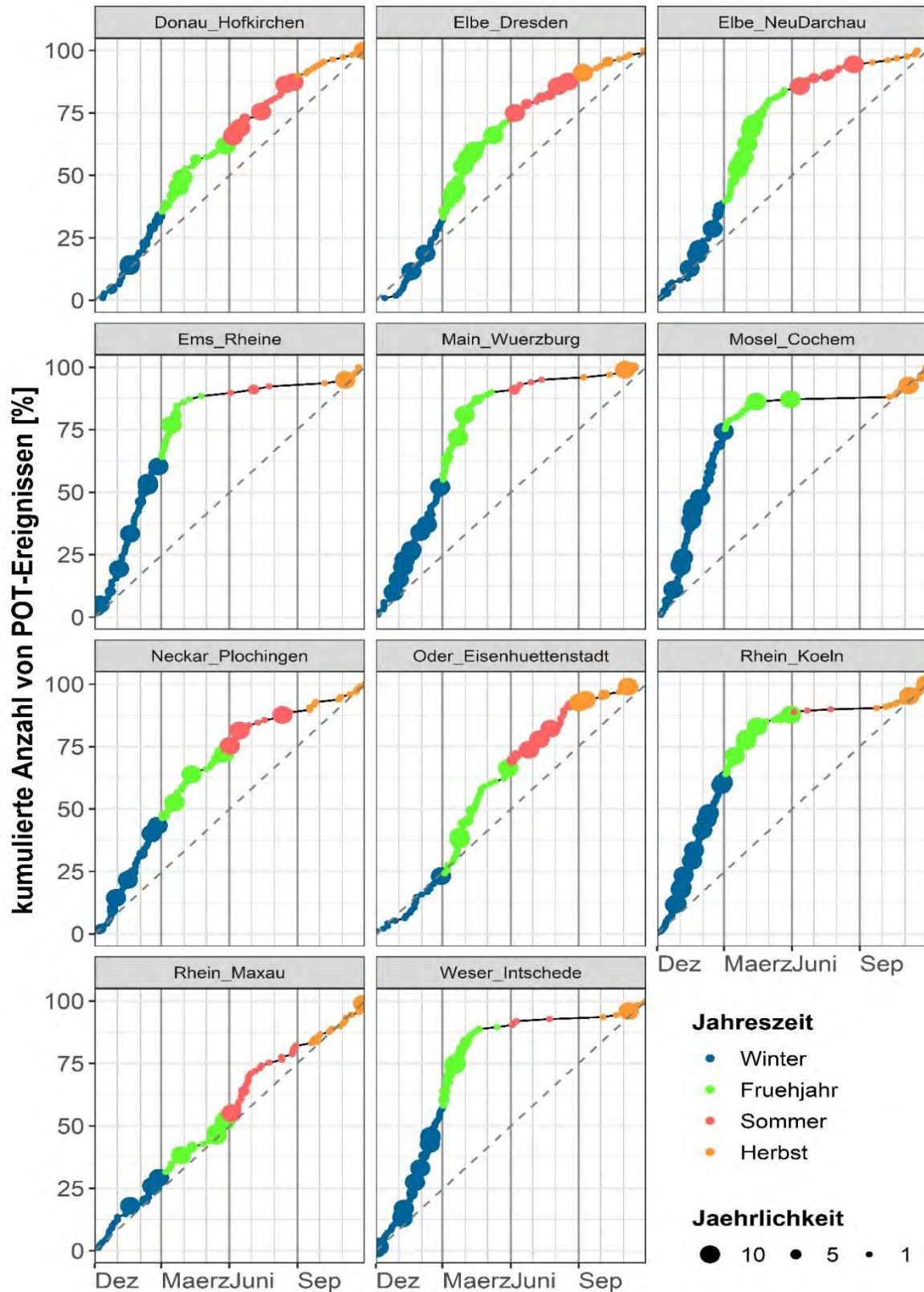


Abbildung 5.8: Saisonalität der 1, 5 und 10jährigen POT-Ereignisse an den unterschiedlichen Pegeln. Aufgetragen sind jeweils alle Ereignisse der gesamten Zeitreihe und ihr Auftrittszeitpunkt im Jahr.

Insgesamt haben alle Pegel bis auf die Oder eine erhöhte Wahrscheinlichkeit für Hochwasser im Winter. Interessant ist beim Oberrhein (Maxau), dass zwar eine leichte Saisonalität in der Hinsicht festzustellen ist, dass es mehr Ereignisse im Juni und Juli gibt, jedoch die meisten großen Hochwasser (POT_{10}) im Winter und Frühjahr auftraten. Während an Ems, Main, Mosel, Rhein (Köln), und Weser im Sommer (fast) gar keine Ereignisse auftreten, fanden an Donau, Elbe (Dresden), Neckar und Oder jeweils mindestens drei größere Ereignisse (POT_{10}) in den Sommermonaten statt.

Tendenziell lässt sich sagen, dass die Flüsse in der Nordwesthälfte eine stärker ausgeprägte Saisonalität aufweisen und dies hauptsächlich in einer Dominanz von Winter- und Frühjahrshochwasser begründet ist, während die Saisonalität bei den Flüssen in der Südosthälfte weniger stark ausgeprägt und komplexer gestaltet ist. Eine Ausnahme bildet allerdings der Main (Würzburg), der trotz seiner mehr südöstlichen Lage in seinem Regime eher den Flüssen der Nordwesthälfte ähnelt.

In Abbildung 5.9 wird die Häufigkeitsverteilung der GWL vor Hochwasserereignissen abgebildet. Dargestellt sind dabei beispielhaft die Pegel der Mosel bei Cochem (a) und der Elbe bei Dresden (b). Für die anderen Pegel sei auf den digitalen Anhang verwiesen. Die Grafik stellt dar, welche GWL wie oft im Bezugszeitraum von sieben Tagen vor jedem Ereignis dominiert hat. Dies wird aufgeteilt nach Jahreszeit für die vier verschiedenen Jährlichkeitsstufen sowie den AMF abgebildet. Zur einfacheren Einordnung ist zusätzlich die Gesamtzahl an Ereignissen in der jeweiligen Jahreszeit aufgetragen. Zur Wahrung der Übersichtlichkeit werden nur die neun häufigsten GWL einzeln dargestellt, alle weiteren sind unter „andere“ zusammengefasst und mit schwarzer Farbe gekennzeichnet.

Beim Vergleich der beiden Pegel offenbart sich das deutlich unterschiedliche saisonale Regime, aber auch, dass vor Hochwasserereignissen jeweils andere GWL dominieren. Bei beiden Pegeln sind die zonalen, zyklonalen GWL *WZ*, *WS* und *WW* stark vertreten. Dies gilt vor allem für den Winter und in Dresden auch noch für das Frühjahr. In Cochem treten die meisten Hochwasser, insbesondere ab einer Jährlichkeit von 1 überwiegend im Winter auf. Somit sind genannte Westwetterlagen hier vor mehr als drei Viertel aller Ereignisse die dominierende GWL. Vergleicht man diesen Wert mit ihrer allgemeinen Häufigkeit, die aufsummiert für den Winter bei etwa 25 % liegt (siehe Abbildung 5.1), dann wird deutlich, dass diese GWL vor Hochwasser an der Mosel deutlich überrepräsentiert sind.

In Dresden sind die drei GWL *WZ*, *WS* und *WW* zwar ebenfalls stark vertreten, allerdings sind insbesondere im Frühjahr und Sommer eine Vielzahl weiterer GWL in nennenswertem Ausmaß dabei. Dies äußert sich insbesondere im schwarzen Balken, der für weitere, in der Abbildung nicht einzeln dargestellte GWL steht. Festzuhalten ist im Übrigen, dass die Saisonalität sich mit zunehmender Jährlichkeit vom Winter in Richtung Frühjahr und Sommer verschiebt. Während die meisten $POT_{1/3}$ -Ereignisse im Winter auftraten, sind bei den POT_{10} - drei Viertel der Ereignisse im Frühjahr und Winter zu finden. Im Sommer sind dabei alle drei vertretenen GWL solche, die Teil einer „Vb-Wetterlage“ sein können.

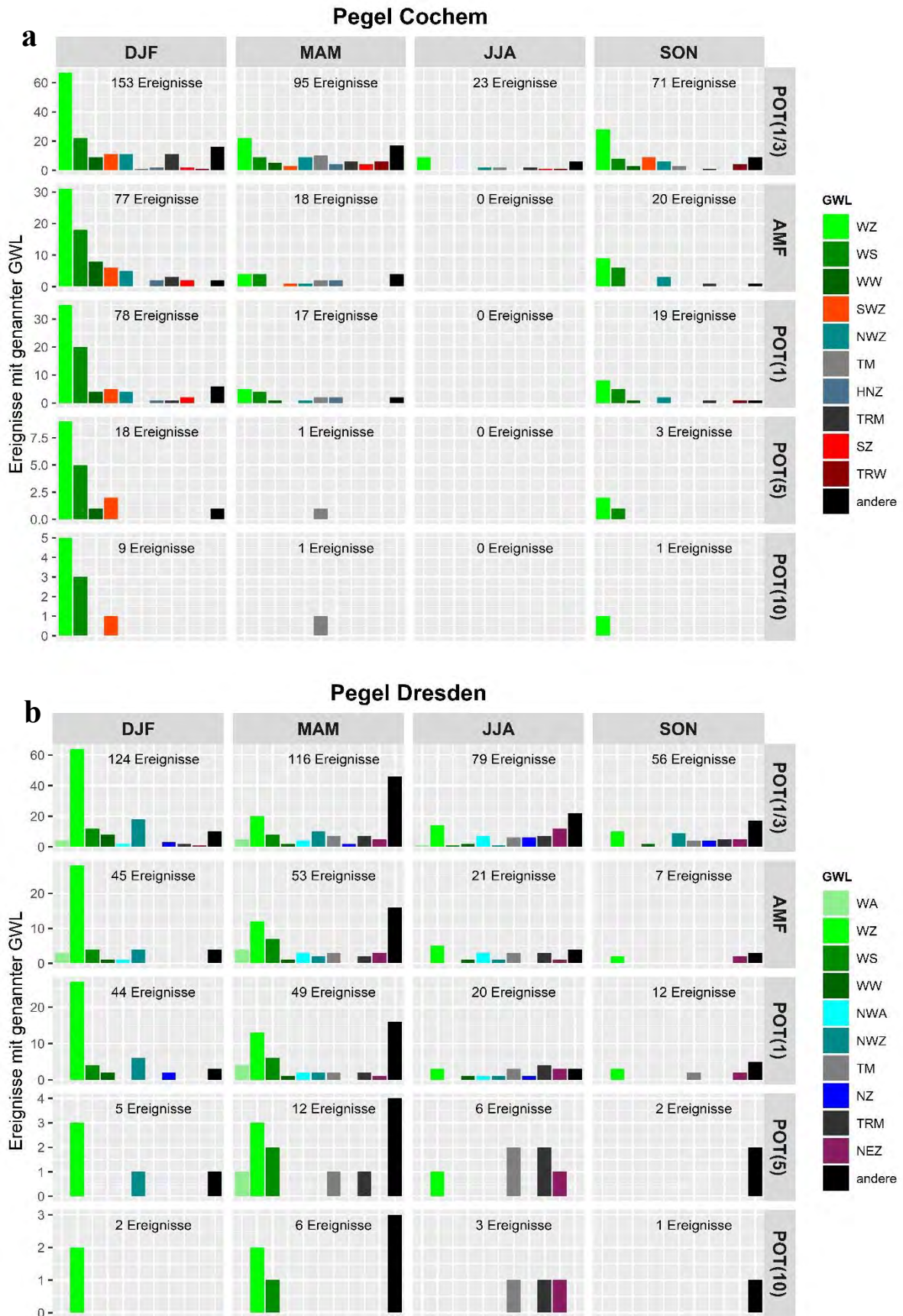


Abbildung 5.9: Häufigkeit von GWL vor Hochwasser an den Pegeln Cochem (Mosel) und Dresden (Elbe); aufgeteilt nach Jährlichkeit der betrachteten Ereignisse und nach Jahreszeit; zusätzlich eingetragen ist die Gesamtzahl der Ereignisse in der jeweiligen Jahreszeit

5.2 Index-Berechnung

5.2.1 Berechnung

Einer der ersten Schritte bei der Berechnung des Wetterlagen-Hochwasser-Index (WLHI) ist die Festlegung des relevanten Bezugszeitraums vor jedem Hochwasserereignis (siehe 0). Dieser wird separat für jeden Pegel festgelegt. Bei der Berechnung wird zwischen automatisierter und visueller Festlegung unterschieden. Bei der visuellen Festlegung werden für jeden Pegel jeweils für die zehn höchsten Hochwasserereignisse Niederschlag-Abfluss-Schaubilder erstellt. Stellvertretend ist ein solches in Abbildung 5.10 dargestellt. Für alle analysierten Ereignisse an allen Pegeln sei auf den digitalen Anhang verwiesen.

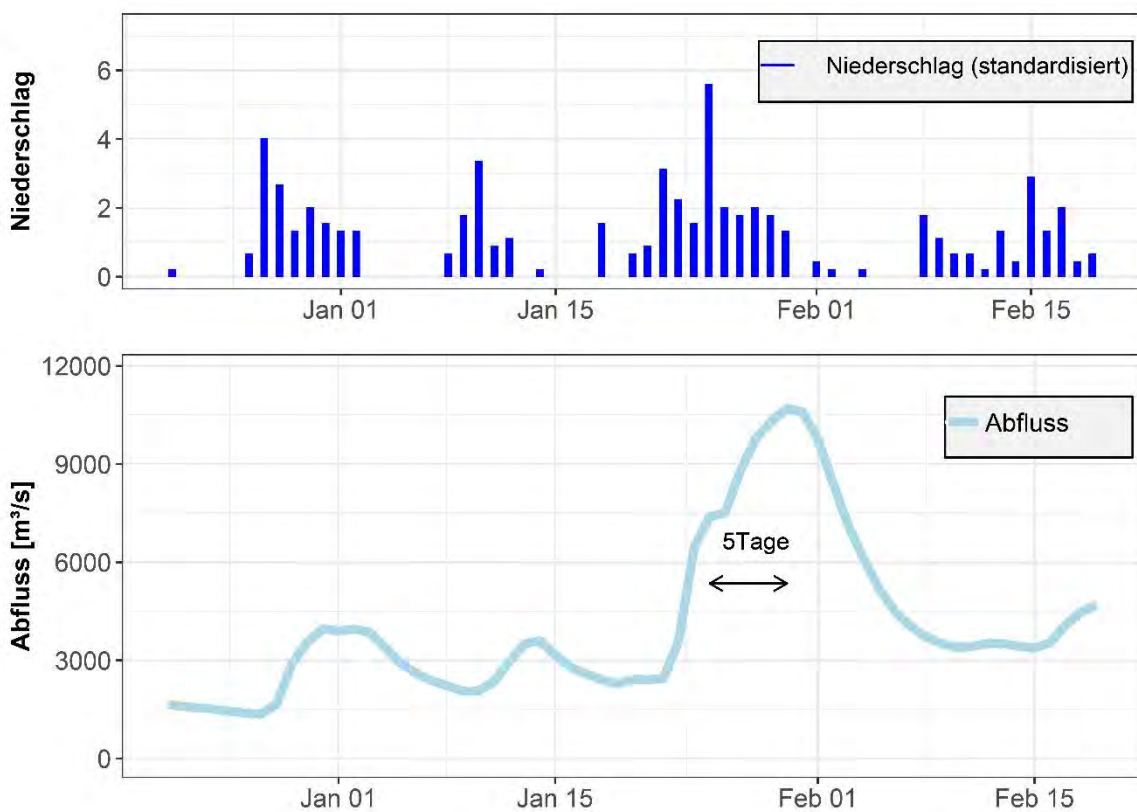


Abbildung 5.10: Beispielschaubild (Rhein bei Köln 1953) zur Bestimmung des Bezugszeitraums, für den die GWL als hochwasserrelevant betrachtet werden und somit in die Berechnung des Index einfließen; der Niederschlag ist standardisiert, es handelt sich somit nicht um mm-Werte.

Für dieses Ereignis, bei dem es sich um das größte Hochwasser am Pegel Köln handelt (innerhalb des Zeitraums, für den Niederschlags- und Abflussdaten vorhanden sind), wird ein relevanter Bezugszeitraum von 10 Tagen festgelegt. Auch wenn selbstverständlich länger zurückreichende Vorbedingungen wie Bodenfeuchte oder Schnee relevant für die Höhe des Hochwassers sein können, wird hier davon ausgegangen, dass der Zeitraum ab dem 20. Januar mit täglich großen Niederschlagssummen im EZG für den Hochwasserscheitel etwa 10 Tage später verantwortlich ist.

Die Differenz zwischen dem niederschlagsreichsten Tag und diesem Ereignis ist in der Abbildung mit einem Pfeil gekennzeichnet und beschreibt die Zeitdauer (hier 5 Tage), die durch das automatisierte Verfahren identifiziert wird. Beim automatisierten Verfahren ergäbe sich demnach für dieses Ereignis ein relevanter Bezugszeitraum von $5 * 1,5 = 7,5$ Tagen (vergleiche Formel (4). Die gemittelten Werte für jeden Pegel sind in Tabelle 5.3 dargestellt. Es zeigt sich, dass an den meisten Pegeln kein großer Unterschied zwischen automatisiertem und visuellem Verfahren besteht. Insbesondere an Rhein, Elbe, Mosel und Main sind die Unterschiede marginal mit einer leichten Tendenz zu längeren Bezugszeiträumen bei der automatisierten Methode. Nur bei Ems und Neckar zeigen sich deutlichere, bei der Oder sehr deutliche Unterschiede. Während der Bezugszeitraum bei Oder und Rheine von der automatisierten Methodik fast doppelt so lang angegeben wird, ist dieser beim Neckar deutlich kürzer.

Tabelle 5.3: Übersicht über die mit visueller und automatisierter Methode bestimmten relevanten Bezugszeiträume vor Hochwasserereignissen

Fluss	Pegel	Visuell bestimmter Bezugszeitraum	Automatisiert bestimmter Bezugszeitraum
Rhein	Köln	9	9
Rhein	Maxau	6	7
Elbe	Dresden	6	7
Elbe	Neu-Darchau	15	15
Mosel	Cochem	6	6
Weser	Intschede	10	10
Oder	Eisenhüttenstadt	7	12
Donau	Hofkirchen	6	8
Ems	Rheine	4	8
Neckar	Plochingen	7	4
Main	Würzburg	6	7

Die Korrektur der Saisonalität, die in einem weiteren Schritt für 8 der 16 Indexvarianten durchgeführt wird, basiert auf einem Korrekturfaktor, der proportional zur Saisonalität der $POT_{1/3}$ -Ereignisse ist (siehe Formel (9)). Die Korrekturwerte können Tabelle 5.4 entnommen werden. Der höchste Wert wird an der Elbe in Neu-Darchau erreicht, wo im Frühjahr besonders viele Hochwasser auftreten. Für weitere Aussagen zur Saisonalität sei auf Abbildung 5.8 verwiesen.

Tabelle 5.4: Auf Basis von $POT_{1/3}$ berechneter saisonaler Korrekturwert für den Index je nach Jahreszeit und Pegel

Fluss	Pegel	Saisonaler Korrekturwert			
		Winter (DJF)	Frühjahr (MAM)	Sommer (JJA)	Herbst (SON)
Rhein	Köln	0,77	0,23	-0,56	-0,43
Rhein	Maxau	0,01	-0,10	0,49	-0,40
Elbe	Dresden	0,25	0,60	-0,32	-0,54
Elbe	Neu-Darchau	-0,02	1,55	-0,74	-0,79
Mosel	Cochem	1,13	0,16	-0,92	-0,37
Weser	Intschede	1,28	0,25	-0,80	-0,73
Oder	Eisenhüttenstadt	0,49	0,46	-0,36	-0,58
Donau	Hofkirchen	0,14	0,06	0,20	-0,39
Ems	Rheine	1,09	0,13	-0,75	-0,47
Neckar	Plochingen	0,56	0,21	-0,37	-0,40
Main	Würzburg	0,99	0,23	-0,67	-0,55

Ob diese Korrekturwerte nun auf den Index angewendet werden oder nicht, führt zu deutlich unterschiedlichen Indexwerten. In Abbildung 5.11 wird dies beispielhaft für den Rheinpegel bei Köln deutlich (für alle anderen Pegel: siehe digitaler Anhang). Der linke Balken zeigt dabei jeweils den Indexwert der GWL ohne saisonale Korrektur (hier Indexvariante 14), der rechte Balken bildet den Indexwert der GWL mit saisonaler Korrektur ab (hier Indexvariante 16).

Während der Index ohne saisonale Korrektur in jeder Jahreszeit (eingesetzt in die GWL-Zeitreihe) einen Mittelwert von 0 aufweist, ist dies für den saisonal korrigierten Index nur noch für das ganze Jahr bzw. die gesamte Zeitreihe der Fall. Im vorliegenden Fall sind Hochwasser im Winter deutlich und im Frühjahr etwas häufiger, demnach sind die Indexwerte in diesen Jahreszeiten erhöht. In Sommer und Herbst werden die Werte hingegen verringert. Eingesetzt in die Zeitreihe der GWL bedeutet das, dass der Index im Winter bei *WZ* mit saisonaler Korrektur fast doppelt so groß ist wie ohne saisonale Korrektur, im Sommer hingegen bei *TRM* nur halb so groß.

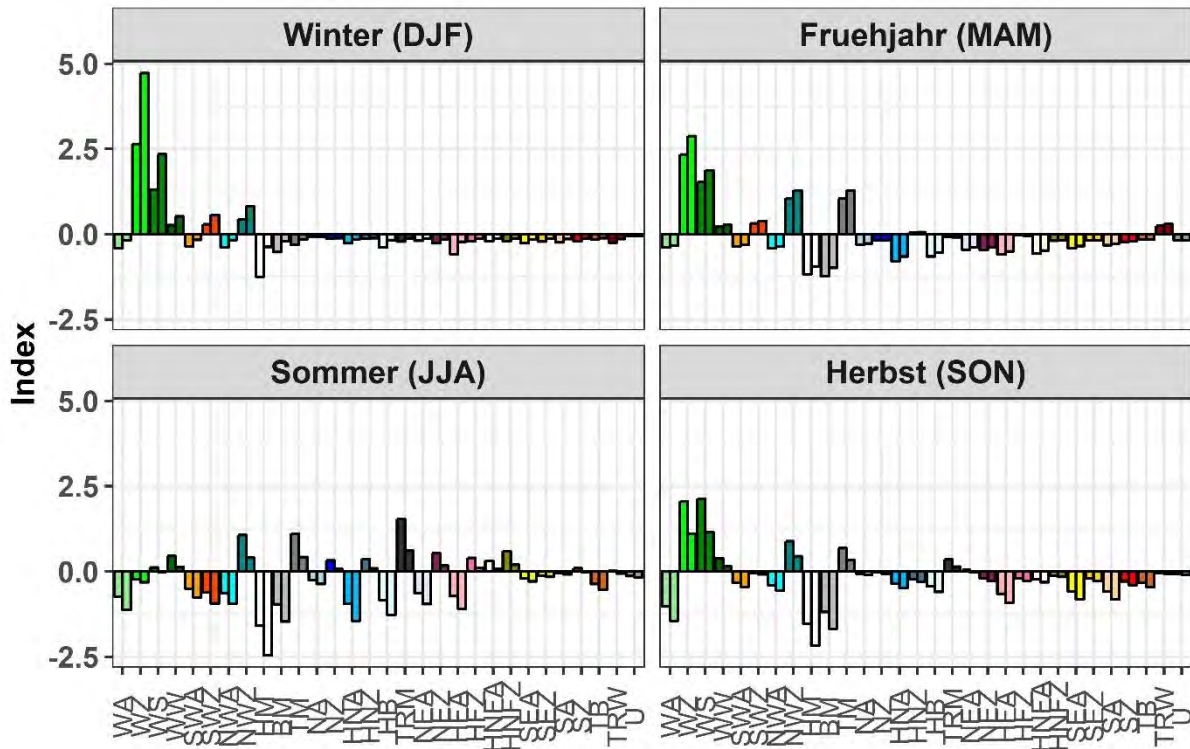


Abbildung 5.11: Vergleich des Index berechnet ohne (jeweils linker Balken) und mit (jeweils rechter Balken) saisonaler Korrektur; beispielhaft für den Pegel Köln

5.2.2 Identifizierung der besten Indexvariante

Die Auswahl der besten Indexvariante erfolgt mit den in Tabelle 4.3 aufgelisteten Tests. Insgesamt werden $8 \cdot 16 \cdot 11 = 1408$ Korrelationstests jeweils nach Pearson, Kendall und Spearman durchgeführt. Hinzu kommen $4 \cdot 16 \cdot 11 = 704$ T-Tests nach Student. Die Aussagekraft der Tests erweist sich als unterschiedlich stark. Bei den meisten Testvarianten sind die untersuchten Korrelationen und T-Tests für die Mehrheit der Pegel und der Indexvarianten signifikant. Wie Abbildung 5.12 zeigt, erreichen bei Tests 1, 2, 3, 5, 7, 9 und 11 bei einigen Indexvarianten sogar alle Pegel signifikante p-Werte.

Die p-Werte der Testvarianten 1 bis 8 entsprechen der parametrischen Korrelation nach Pearson. Dabei zeigen sich bei der nichtparametrischen Korrelation nach Kendall ähnliche, bei einzelnen Testvarianten aber leicht abweichende Ergebnisse. Bei genauer Betrachtung der Abbildung werden einige Muster erkennbar. Bei den Testvarianten 1, 3, 5 und 9 erscheinen die graden Indexvarianten, d.h. die Indexvarianten ohne Korrektur nach Andauer der GWL als häufiger signifikant. Bei der letzten Testvariante 12 deutet die jeweils etwas größere Anzahl signifikanter Tests bei den Indexvarianten 3,4; 7,8; 11,12 und 15,16 an, dass eine Saisonalitätskorrektur die Güte des Index verbessert.

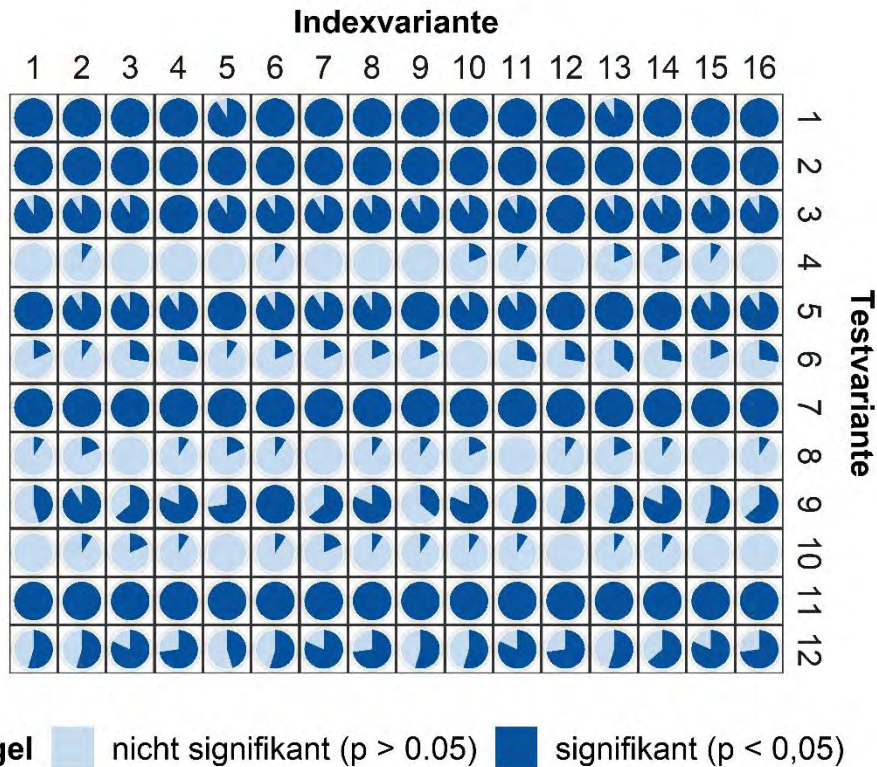


Abbildung 5.12: Anzahl an signifikanten Korrelations- und T-Tests für jede mögliche Index- und Testvariante; pro Kreis jeweils 11 Tests (entspricht den Pegeln)

Da Abbildung 5.12 keine Indexvariante klar als die beste ausweist, müssen weitere Analysen durchgeführt werden. Vergleicht man jeweils die Signifikanzwerte der einzelnen Indexvarianten gemittelt über alle Pegel und alle Tests, so wird das Bild etwas klarer. In Tabelle 5.5 sind diese gemittelten p-Werte so gegenübergestellt, dass jeweils immer die beiden möglichen Ausprägungen der vier Berechnungsmethoden des Index verglichen werden können (Bezugszeitraum automatisiert/visuell; $POT_{1/3}$ oder POT_1 ; Saisonalität ja/nein; Korrektur nach Andauer ja/nein).

Tabelle 5.5: Zusammenfassung der Ergebnisse der Kalibrierungstests; über alle Testvarianten und Pegel gemittelte Signifikanzen je nach Berechnungsmethode; grau unterlegt die jeweils besseren p-Werte

Berechnungs- methode	Index	Aus- prägung	Indexvarianten	Korrelationstests	Korrelationstest	T-Test*
				nach Pearson*	nach Kendall*	
Berechnung des Bezugszeitraum s		automatisiert	1 bis 8	-47,1	-52,1	-18,1
		visuell	9 bis 16	-48,1	-51,8	-18,7
POT		POT _{1/3}	5,6,7,8,13,14,15,16	-48,1	-52,3	-18,7
		POT ₁	1,2,3,4,9,10,11,12	-47,1	-51,6	-18,1
Korrektur nach HW-Saisonalität		Ja	3,4,7,8,11,12,15,16	-47,4	-52,9	-20,2
		nein	1,2,5,6,9,10,13,14	-47,7	-51,0	-16,7
Korrektur nach Andauer der GWL		ja	1,3,5,7,9,11,13,15	-34,9	-36,5	-16,8
		nein	2,4,6,8,10,12,14,16	-60,2	-67,4	-20,0

* Mittelwert der logarithmierten p-Werte der Tests

Wie sich schon bei Abbildung 5.12 angedeutet hat, erweist sich eine Korrektur nach Andauer zumindest in der Form, in der diese implementiert wurde, als ungeeignet, die Hochwassergefahr durch den Index besser abzubilden. Die Unterschiede in den gemittelten p-Werten sind dies betreffend eindeutig. Bei den drei anderen Berechnungsmethoden sind die Unterschiede geringer. So lässt sich zwar vermuten, dass eine Korrektur entsprechend der Saisonalität zu besseren Ergebnissen führt, weil die Unterschiede bei den T-Tests groß sind, bei der Korrelation nach Pearson ergibt sich jedoch ein minimal besserer Wert ohne Saisonalitätskorrektur. Bei der Frage, welche Jährlichkeiten die POT-Ereignisse aufweisen sollen, vor denen jeweils die Hochwasserereignisse für den Index miteinfließen, sind die gemittelten p-Werte ähnlich groß. Dasselbe gilt bei der Frage, ob der Bezugszeitraum visuell oder automatisiert festgelegt wird.

Als mögliche zu wählende Indexvarianten bleibt somit die Wahl zwischen denjenigen Varianten, bei denen eine Saisonalitätskorrektur aber keine Andauerkorrektur erfolgt. Diese sind die Indexvarianten 4, 8, 12 und 16. Mittelt man die logarithmierten p-Werte insgesamt für jede Indexvariante, dann weisen unabhängig davon, ob es sich um parametrischen Korrelationstest nach Pearson, nicht-parametrischen Korrelationstest nach Kendall oder Student's T-Test handelt, immer die Indexvarianten 12 und 16 die besten Werte auf. Um nicht nur die Mittelwerte zu berücksichtigen, die durch die besonders guten (bis -200) oder besonders schlechten (-0,5) logarithmierten p-Werte stark

beeinflusst werden, wird zusätzlich eine grafische Analyse durchgeführt. Für jede Testvariante wird eine Abbildung erstellt, die aufgeteilt nach Pegel die Bandbreite der p-Werte aller Indexvarianten in einem Boxplotdiagramm wiedergibt (siehe beispielhaft Abbildung 5.13 für die Testvariante 3).

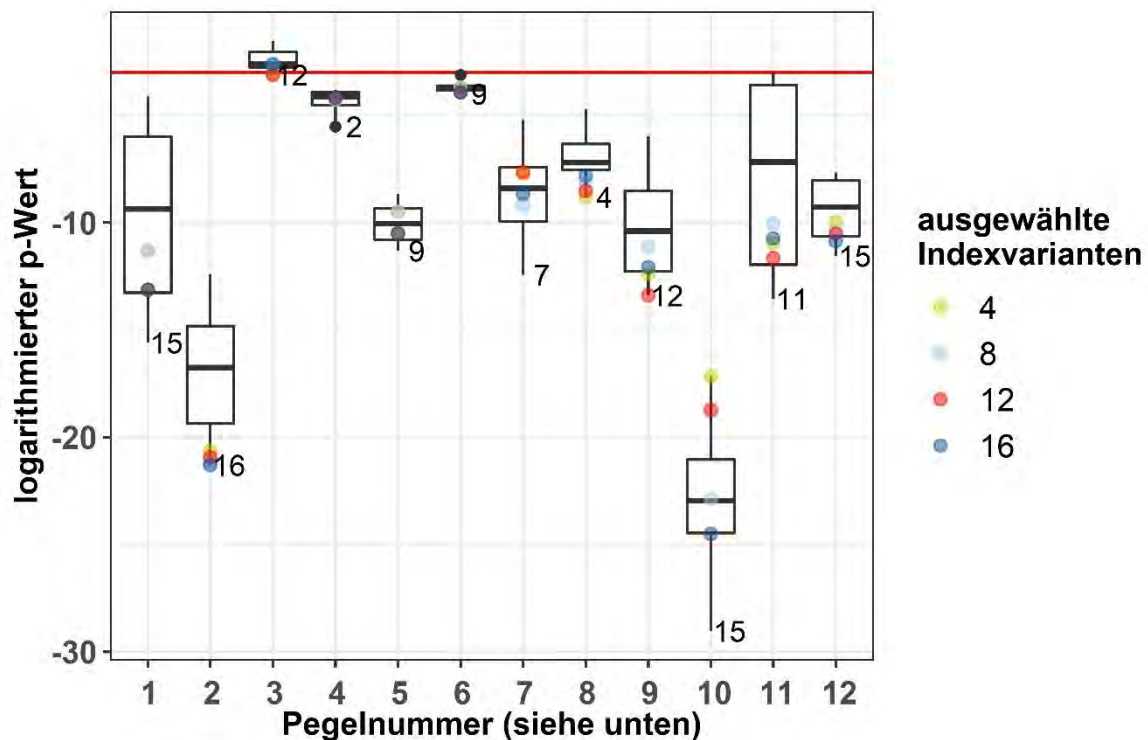


Abbildung 5.13: p-Werte der Korrelations- und T-Tests je nach Pegel und Indexvariante für die Testvariante 3; ausgewählte Indexvarianten mit farbigen Punkten markiert, beste Indexvariante als Zahl angezeigt.

1 = Köln (Rhein), 2 = Maxau (Rhein), 3 = Elbe (Dresden), 4 = Elbe (Neu-Darchau), 5 = Mosel (Cochem), 6 = Weser (Intschede), 7 = Oder (Eisenhüttenstadt), 8 = Donau (Hofkirchen), 9 = Ems (Rheine), 10 = Neckar (Plochingen), 11 = Main (Würzburg), 12 = Mittelwerte für alle Pegel

Diese Abbildungen werden für jede Testvariante analysiert. Dabei zeigt sich, dass oft die besten p-Werte von Indexvarianten erreicht werden, die nicht zu den bisher als am besten geeignet identifizierten Indexvarianten (4, 8, 12, 16) gehören. Dies ist durch einzelne, besonders niedrige p-Werte zu erklären, wie sie zum Beispiel bei Indexvariante 15 für die Pegel 1 und 10 (Rhein bei Köln, Neckar bei Plochingen) auftreten. Die ausgewählten Indexvarianten 4, 8, 12 und 16 bewegen sich jedoch meist im unteren Bereich der Boxplots, was die guten Mittelwerte erklärt. Insgesamt gibt es große Unterschiede sowohl zwischen den Pegeln als auch zwischen den Testvarianten. Bei der in der Abbildung gezeigten Testvariante erweist sich an den Pegeln 7 (Oder) und 10 (Neckar) die Wahl von $POT_{1/3}$ als deutlich besser (Indexvarianten 8 und 16), wohingegen bei den Pegeln 3 (Elbe bei Dresden), 8 (Donau), 9 (Ems) und 11 (Main) die Indexvarianten mit POT_1 (4 und 12) leicht bessere p-Werte aufweisen.

Auch die visuelle Analyse bestätigt die bisherigen Erkenntnisse, dass die Indexvarianten 12 und 16 die beste Güte aufweisen und dabei insgesamt nahezu gleich gute Ergebnisse liefern. Da Variante 16

insgesamt minimal bessere Ergebnisse liefert, während die Komplexität der Indexberechnung zwischen Variante 12 und 16 gleich bleibt, wird letztere als beste Indexvariante ausgewählt. Diese wird für die weiteren Schritte zur Identifizierung des besten Index verwendet. Für eingehendere Ausführungen zur Auswahl der besten Indexvariante sei auf die Diskussion (Kapitel 6.2) verwiesen.

Mit dieser Indexvariante 16 (visuelle Festlegung des Bezugszeitraums, $POT_{1/3}$, saisonale Korrektur, keine Korrektur nach Andauer) kann nun individuell für jeden Pegel der beste Zeitraum für den gleitenden Mittelwert für die Indexzeitreihe ermittelt werden. Das in 4.4.5 beschriebene Optimierungsverfahren berechnet teilweise unterschiedliche Werte für n_{opt} , je nachdem, auf welches Quantil des Abflusses die eingehenden Daten begrenzt werden (siehe Abbildung 5.14). Bei einigen Pegeln ist eine Abnahme des Zeitraums, über den der gleitende Mittelwert berechnet werden soll, festzustellen (Elbe bei Dresden und Neu-Darchau, Neckar). Bei anderen Pegeln wiederum steigt dieser Wert mit einer Begrenzung auf höhere Abflüsse (d.h. höhere Quantile) an (Main). Bei den meisten Pegeln sind die Ergebnisse dabei relativ konstant, wobei sich die Werte von Pegel zu Pegel stark unterscheiden können.

Die Korrelation zwischen Abfluss und Index wird mit höheren Quantilen, d.h. zunehmender Einschränkung des Datensatzes auf hohe Index-/ Abflusswerte immer schwächer. Bei allen Pegeln außer Main und der Donau bleibt die Korrelation zwischen Abfluss und gleitendem Mittelwert des Index aber signifikant ($\log(p\text{-Wert}) < -3$). Berechnet man den robusten Mittelwert von n_{opt} für jeden Pegel, so ergeben sich die in schwarz eingetragenen Werte. Nur am Pegel Oder sind besonders große Schwankungen sowie einige Ausreißer festzustellen, insbesondere bei hohen Quantilen.

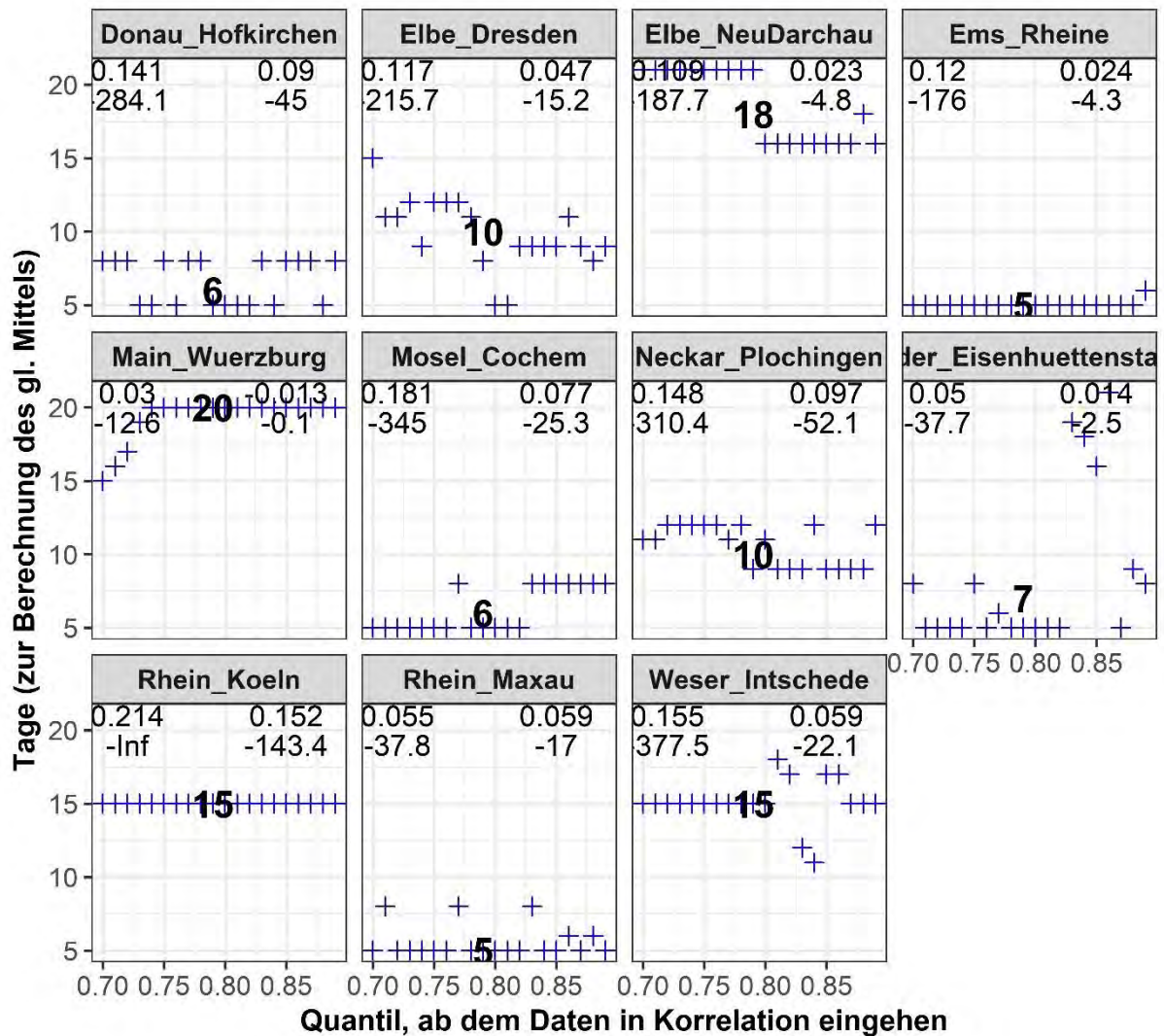


Abbildung 5.14: Optimierung des Zeitraums zur Berechnung des gleitenden Mittelwerts des Index; Beschränkung der zugrundeliegenden Daten auf unterschiedliche Quantile des Abflusses; in Zahlen angegeben sind jeweils der Korrelationskoeffizient (oben) und der p-Wert (unten) des Korrelationstests nach Kendall für das 70%-Quantil (links) und das 89%-Quantil (rechts). In fett ist aufgetragen, welche Zeitspanne (Tage) letztlich für die Berechnung des gleitenden Mittelwerts des Index ausgewählt wird.

Bei der Berechnung von I_{2k} ergeben sich für den Berechnungsparameter a je nach Pegel sehr unterschiedliche Werte (Abbildung 5.15). An zwei Pegeln (Weser und Elbe bei Neu-Darchau) schwankt der optimierte Wert auch je nach Quantil stark. Die Ergebnisse für den Faktor F sind nicht dargestellt, meist liegt dieser aber im Bereich von 2 ± 0.5 . Wie bei der Bestimmung des optimalen Zeitraums für den gleitenden Mittelwert (Abbildung 5.14) gilt auch hier bei der Optimierung des Gewichtungsparameters a , dass die Stärke der Korrelation mit einer Begrenzung des Datensatzes auf zunehmend hohe Quantile abnimmt. Bei einigen der Pegel (z.B. Oder, Main, Elbe Neu-Darchau, Ems) ist die Korrelation zwischen I_{2k} und Abfluss bei den höheren Quantilen nicht mehr signifikant oder

schlägt in eine negative Korrelation um. Bis auf die Oder sind aber alle Korrelationen zumindest bei niedrigeren Quantilen signifikant.

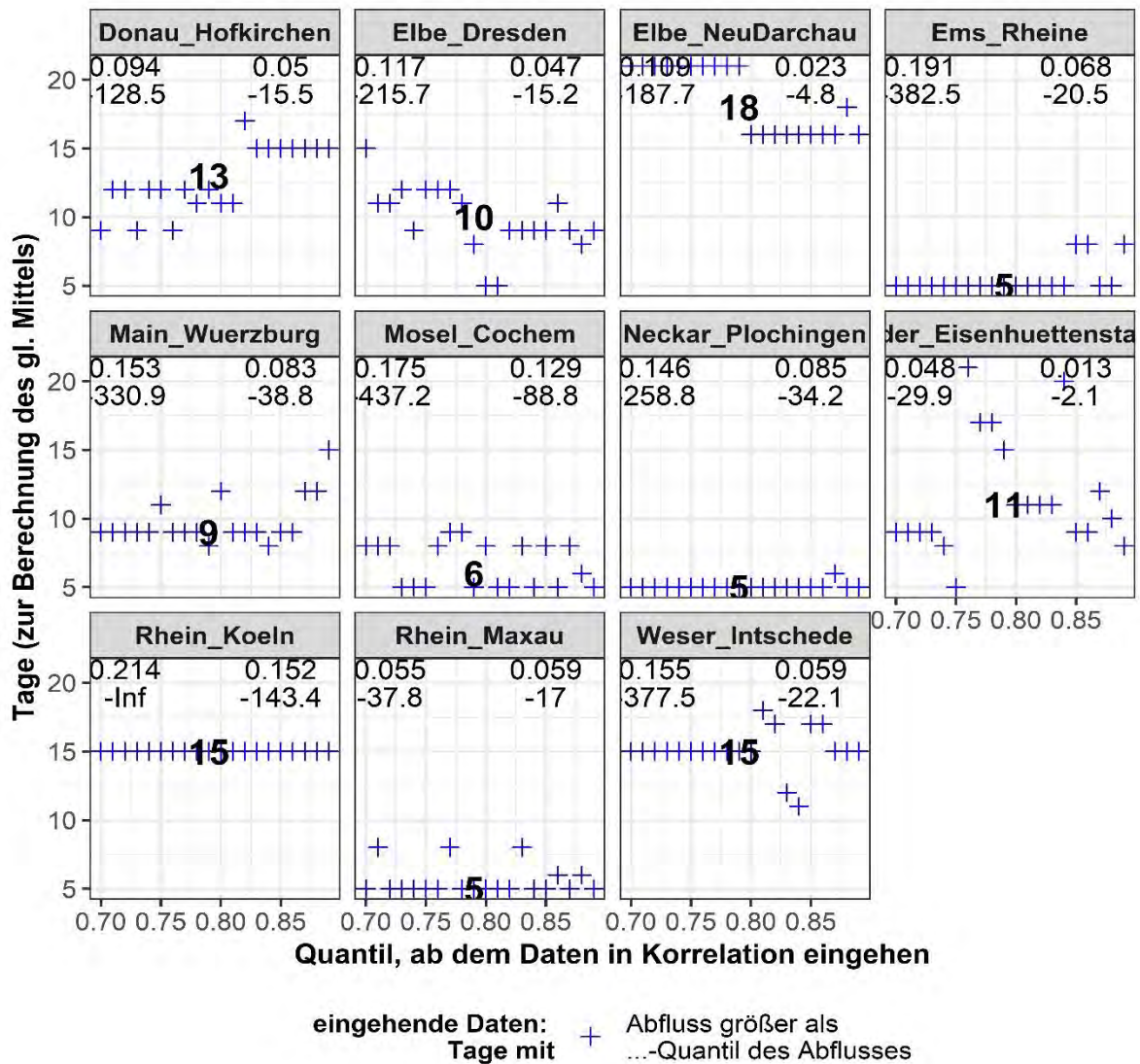


Abbildung 5.15: Optimierung des Gewichtungsparameters α für die Indexvariante mit lang- und kurzfristiger Komponente; orientiert an Abbildung 5.14

Vergleicht man die beiden Varianten des Index, d.h. auf der einen Seite die Indexzeitreihe basierend auf für jeden Pegel individuell berechnete gleitende Mittelwerte (indiv.) und auf der anderen Seite den 2-Komponenten-Index (2 Komp.), dann zeigt sich je nach Testvariante ein unterschiedliches Bild. Es ist zu konstatieren, dass die Indexvariante basierend auf der 2-Komponenten-Methode laut durchgeführten Tests die insgesamt stärkeren Korrelationen aufweist (siehe Tabelle 5.6).

Tabelle 5.6: Vergleich von Index mit individuellem gleitenden Mittelwert je nach Pegel einerseits und 2-Komponenten-Index andererseits; Korrelationskoeffizient tau bei drei Testvarianten; grau unterlegt ist jeweils die bessere Indexvariante

Fluss	Pegel	Ergebnisse der Korrelationstests (Koeffizient τ)					
		Test 3		Test 5		Testvariante 7	
		indiv.	2 Komp.	indiv.	2 Komp.	indiv.	2 Komp.
Rhein	Köln	0,267	0,286	0,175	0,128	0,321	0,317
Rhein	Maxau	0,381	0,388	0,085	0,085	0,150	0,232
Elbe	Dresden	0,110	0,110	0,091	0,073	0,285	0,298
Elbe	Neu-Darchau	0,147	0,148	0,002	0,013	0,355	0,370
Mosel	Cochem	0,275	0,282	0,167	0,163	0,422	0,447
Weser	Intschede	0,133	0,150	0,093	0,044	0,432	0,455
Oder	Eisenhüttenstadt	0,248	0,247	0,020	0,022	0,215	0,210
Donau	Hofkirchen	0,217	0,230	0,081	0,053	0,192	0,211
Ems	Rheine	0,269	0,272	0,104	0,084	0,384	0,408
Neckar	Plochingen	0,423	0,428	0,177	0,119	0,288	0,308
Main	Würzburg	0,259	0,262	0,123	0,080	0,380	0,390

Bei Testvariante 3, bei der die Korrelation von Jahresmittelwert des Index mit der Anzahl an POT_{1/3}-Ereignissen in diesem Jahr berechnet wird, weist der 2-Komponenten-Index an den meisten Pegeln höhere Korrelationskoeffizienten auf. Dies gilt jedoch nicht für die Elbe in Dresden, wo die Korrelation bei beiden Varianten gleich ist. Lediglich an der Oder ist bei Testvariante 3 die Indexvariante mit individuell gleitendem Mittelwert minimal besser. Ähnliches gilt für die Testvariante 7 (für den Inhalt der Testvarianten vergleiche Tabelle 4.3, bei der alle Pegel bis auf den Rhein bei Köln bessere Ergebnisse beim 2-Komponenten-Index aufweisen. Bei Testvariante 5 überwiegen hingegen die Pegel, bei denen die Indexvariante mit individuell gleitendem Mittelwert die höheren Korrelationskoeffizienten aufweisen.

5.2.3 Validierung

Als beste Berechnungsmethode hat sich im vorangehenden Kapitel die Indexvariante 16 erwiesen. Zusätzlich führt auch die Implementierung des 2-Komponenten-Index zu einer besseren Güte bei der Beschreibung der Hochwassergefahr. Mit dieser Variante kann die Validierung wie in 4.4.7 beschrieben durchgeführt werden. Die 20 Validierungsläufe mit jeweils unterschiedlicher Zeitreihe als Basis der Berechnung (zufällig gewählte 75% der Jahre 1931-2015) zeigen bei den meisten Pegeln nur relativ

geringe Schwankungen bei den Indexwerten der einzelnen GWL (siehe beispielhaft Abbildung 5.16). Ausgenommen hiervon ist die Oder. Bei der Oder liegt die Schwankungsbreite der Indexwerte je nach Validierungslauf oft höher als der mittlere Wert des Index. Abgesehen von der Oder gibt es aber an allen Pegeln nur einzelne GWL, die größere Schwankungsbreiten des Index aufweisen.

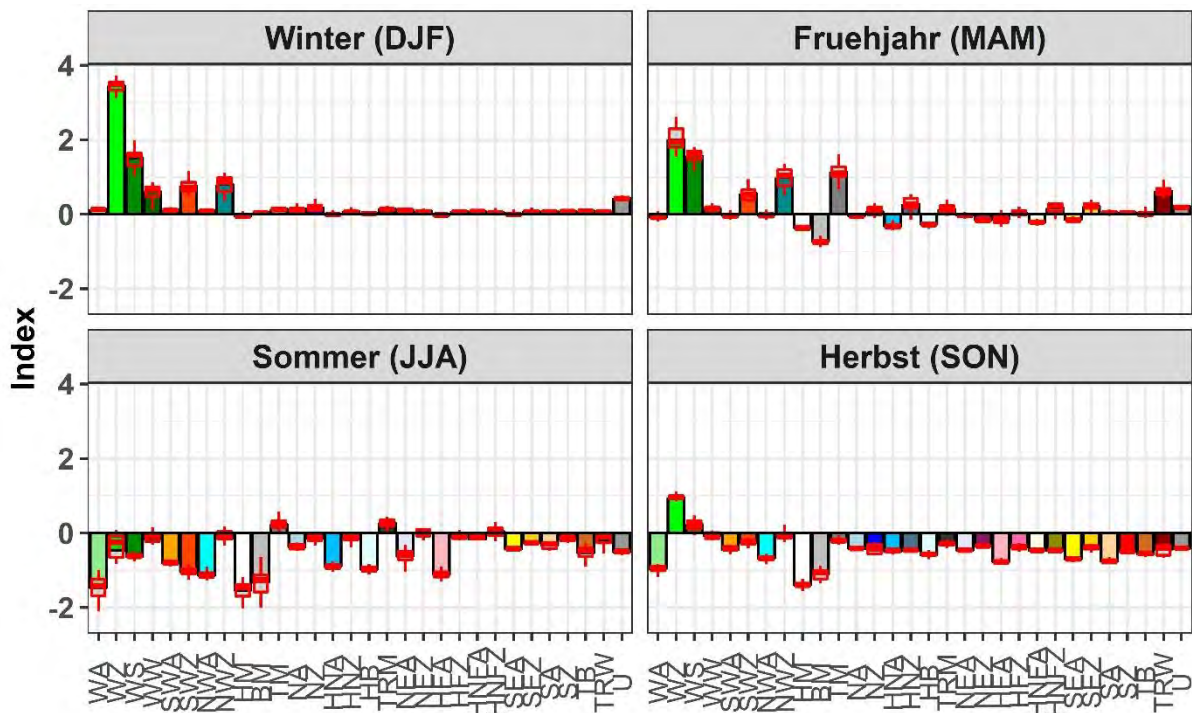


Abbildung 5.16: gemittelter Indexwert der Validierung und dessen Schwankungsbreite je nach Validierungslauf (rotes Boxplotdiagramm); Beispielpegel: Rhein bei Köln

Bei der visuellen Analyse der Ganglinien gibt es einige Auffälligkeiten. Während die Ganglinie des Abflusses pro Jahr je nach Pegel nur wenige deutliche Ausschläge nach oben, d.h. Hochwasserereignisse aufweist, lassen sich solche Ausschläge bei der Ganglinie des Index deutlich häufiger finden. Damit gibt es während der meisten Abflusspeaks zwar ebenfalls Indexpeaks, jedoch gibt es längst nicht bei jedem Peak des Index einen Abflusspeak, d.h. ein Hochwasserereignis. Diese Aussage gilt für alle Pegel, wobei der Effekt je nach Validierungslauf, dargestelltem Jahr und Pegel unterschiedlich stark ausgeprägt ist. Die der visuellen Analyse zugrundeliegenden Abbildungen können aufgrund der hohen Anzahl nicht alle in dieser Arbeit dargestellt werden, jedoch kann Abbildung 5.17 als Beispiel herhalten. Während Hochwasser im Winter recht gut abgebildet werden kann, gibt es an einigen Pegeln jedoch auch immer wieder Ereignisse, an denen der Index gar nicht ausschlägt oder sogar negative Werte aufweist.

Insgesamt korrelieren Abfluss und Index fast immer. Die stärkste Korrelation wird an den meisten Pegeln im Winter erreicht, während je nach Validierungslauf und Pegel im Frühjahr oder Sommer die schwächste Korrelation erreicht wird. An einigen Pegeln zeigen sich vereinzelt auch gar keine signifikanten Korrelationen in diesen Jahreszeiten. Trotz der fast immer gegebenen signifikanten

Korrelation bildet der Index die Abflussganglinie oft nicht gut ab. So ist der Index an einigen Pegeln im Sommer grundsätzlich zu niedrig und zeigt auch bei Hochwasserereignissen kaum Ausschläge nach oben. Dies gilt insbesondere für die Pegel Weser und Main. Am Main weist der Index zusätzlich kaum starke Ausschläge innerhalb kurzer Zeit auf, sondern bildet eher den Jahresgang ab.

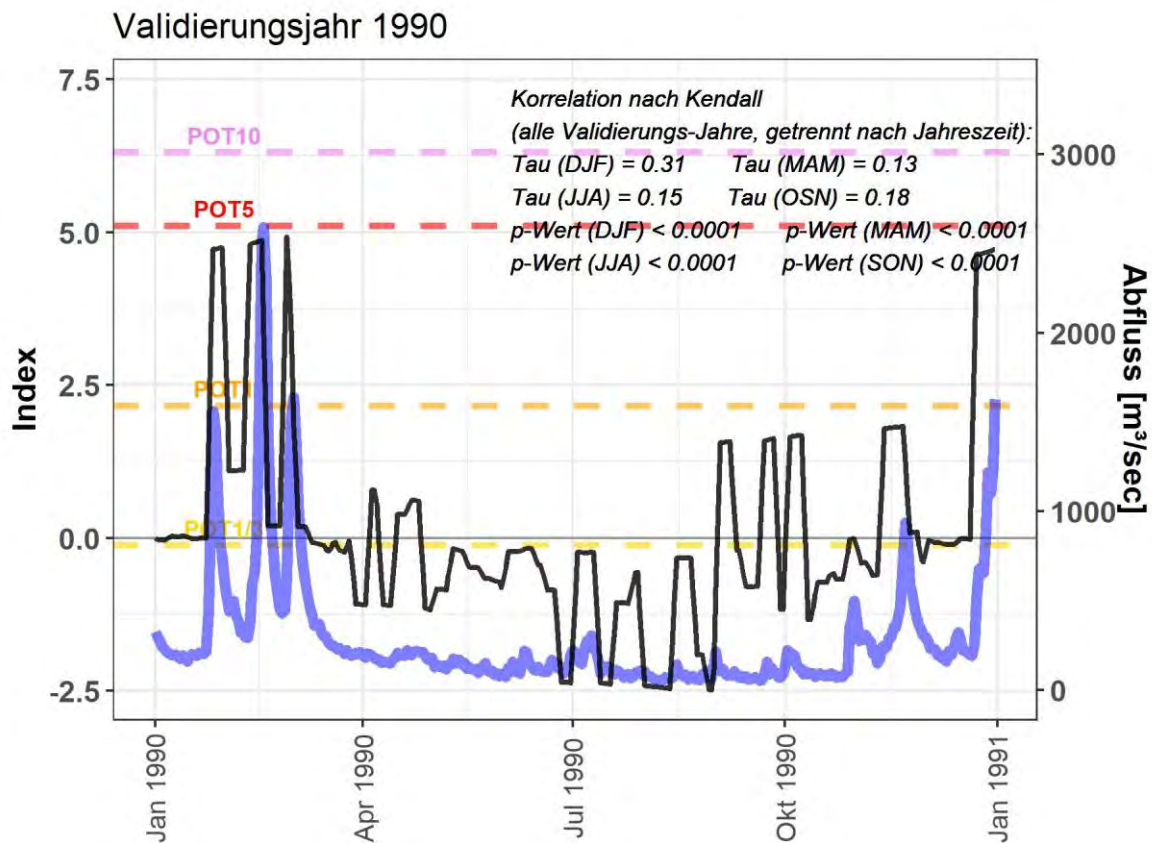


Abbildung 5.17: Abflussganglinie (blau) und Indexganglinie (schwarz) für die Mosel; Indexberechnung bei der Validierung; zusätzlich sind die Ergebnisse eines Korrelationstests zwischen Index und Abfluss über den gesamten Validierungszeitraum angegeben.

Die Fisher-Yates-Tests zeigen insgesamt deutliche Übereinstimmung zwischen hohen Indexwerten und Hochwasser. Dabei zeigen sich jedoch je nach Testvariante, Pegel und Validierungslauf klare Unterschiede. Insgesamt ist die Schwankungsbreite zwischen den einzelnen Validierungsläufen an einem Pegel sogar größer als die mittlere Schwankungsbreite zwischen den Pegeln oder den Testvarianten.

Bei Testvariante 1 wird wie auch bei den anderen Tests das Verhältnis zweier Merkmale bzw. der vier möglichen Merkmalsausprägungen zueinander untersucht. In diesem Fall handelt es sich beim Merkmal des Index um die Frage, wie viele Tage der Zeitreihe Indexwerte unter oder über 0 aufweisen. Beim Merkmal für die Hochwassergefahr wird die Anzahl an Tagen gezählt, die in der Nähe bzw. nicht in der Nähe eines $POT_{1/3}$ -Ereignisses liegen. Im Test wird also untersucht, ob in zeitlicher Nähe zu

Hochwasserereignissen der Index häufiger über 0 liegt als an Tagen ohne Hochwasser in zeitlicher Nähe. Die Tests erfolgen getrennt für jede Jahreszeit und jeden Pegel sowie jeden Validierungslauf.

In Tabelle 5.7 ist der Anteil signifikanter Testergebnisse aufgelistet. Ein Wert von 100% bedeutet, dass bei allen 20 Validierungsläufen an Tagen in der Nähe von Hochwasserereignissen signifikant mehr Indexwerte über 0 auftraten als an Tagen, die nicht in der Nähe eines Hochwassers liegen. Insgesamt ist eine deutliche Mehrheit der Tests signifikant. Bis auf die Oder sind an allen Pegeln im Winter sogar alle 20 Tests signifikant. Die schlechtesten Ergebnisse zeigen sich dabei im Sommer. Insgesamt sind die Unterschiede zwischen den Jahreszeiten etwas größer als die Unterschiede zwischen den Pegeln. Bei den Pegeln weisen der Rhein (beide Pegel), die Elbe (Dresden), die Donau und der Neckar mit einem Anteil signifikanter Tests von jeweils über 80 % die besten Ergebnisse auf. Besonders wenige signifikante Ergebnisse gibt es bei der Elbe (Neu-Darchau) und der Oder. Während sich die schlechten Ergebnisse bei der Oder über alle Jahreszeiten verteilt, gibt es jedoch bei der Elbe in Neu-Darchau zumindest im Winter bei allen Tests signifikante Ergebnisse.

Tabelle 5.7: Ergebnisse (Anteil signifikanter Tests) der Fisher-Tests; Testvariante 1. Fragestellung: Gibt es in zeitlicher Nähe zu Hochwasser signifikant mehr Tage mit Indexwerten über 0? Jeweils ein Test pro Validierungslauf, Pegel und Jahreszeit

		Anteil signifikanter Tests [%]					
		(insgesamt 20 Tests pro Jahreszeit und Pegel)					
Fluss	Pegel	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr	
Rhein	Köln	100	100	60	75	83,75	
Rhein	Maxau	100	95	90	95	95	
Elbe	Dresden	100	85	95	55	83,75	
Elbe	Neu-Darchau	100	0	25	5	32,5	
Mosel	Cochem	100	100	0	100	75	
Weser	Intschede	100	70	45	5	55	
Oder	Eisenhüttenstadt	50	10	40	35	33,75	
Donau	Hofkirchen	100	70	65	90	81,25	
Ems	Rheine	100	100	20	85	76,25	
Neckar	Plochingen	100	100	85	90	93,75	
Main	Würzburg	100	95	60	25	70	
	Alle Pegel	95,5	75	53,2	60	70,9	

Testvariante 2 des Fisher-Tests ähnelt der Testvariante 1. Das Hochwassermerkmal ist dasselbe. Beim Indexmerkmal wird jedoch nicht die Anzahl an Tagen mit Indexwerten über bzw. unter 0 untersucht, sondern die Anzahl an Tagen mit Indexwerten über oder unter dem 90%-Quantil des Index. Die Muster der Ergebnisse ähneln denjenigen bei Testvariante 1, wobei der Anteil signifikanter Tests etwas geringer ist (siehe

Tabelle 5.8). Auch hier erweisen sich Oder und Elbe bei Neu-Darchau als diejenigen Pegel, die die geringsten Signifikanzen aufweisen, während Rhein, Main, Neckar und Donau die höchsten Anteile signifikanter Tests aufweisen.

Tabelle 5.8: Ergebnisse (Anteil signifikanter Tests) der Fisher-Tests; Testvariante 2. Fragestellung: Gibt es in zeitlicher Nähe zu Hochwasser signifikant mehr Tage mit Indexwerten über dem 90%-Quantil des Index? Jeweils ein Test pro Validierungslauf, Pegel und Jahreszeit

		Anteil signifikanter Tests [%]					
		(insgesamt 20 Tests pro Jahreszeit und Pegel)					
Fluss	Pegel	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst	Jahr	
Rhein	Köln	100	85	80	20	71,25	
Rhein	Maxau	100	85	90	85	90	
Elbe	Dresden	90	65	90	15	65	
Elbe	Neu-Darchau	45	25	30	55	38,75	
Mosel	Cochem	100	70	5	75	62,5	
Weser	Intschede	90	75	30	30	56,25	
Oder	Eisenhüttenstadt	10	10	25	20	16,25	
Donau	Hofkirchen	90	90	75	40	73,75	
Ems	Rheine	100	80	0	55	58,75	
Neckar	Plochingen	85	75	75	75	77,5	
Main	Würzburg	90	100	55	90	83,75	
	Alle Pegel	81,8	69,1	50,5	50,9	63,1	

Bei Testvariante 3 (Tabelle 5.9) und 4 (Tabelle 5.10) werden jeweils die gleichen Merkmalsausprägungen des Index wie bei den Testvarianten 1 und 2 untersucht. Jedoch wird hier das Hochwassermerkmal verändert. Dabei werden alle Jahre mit POT₁-Ereignis mit solchen Jahren verglichen, in denen es kein POT₁-Ereignis gibt. Ein signifikanter Fisher-Test bedeutet mithin, dass es

in Jahren mit Hochwasser mehr höhere Indexwerte (über 0 bzw. über 90%-Quantil) gibt als in Jahren ohne Hochwasser.

Tabelle 5.9: Ergebnisse (Anteil signifikanter Tests) der Fisher-Tests; Testvariante 3. Fragestellung: Gibt es in Jahren mit Hochwasser signifikant mehr Tage mit Indexwerten über 0? Jeweils ein Test pro Validierungslauf und Pegel

Fluss	Pegel	Anteil signifikanter Tests [%]
		(insgesamt 20 Tests pro Pegel)
Rhein	Köln	55
Rhein	Maxau	55
Elbe	Dresden	60
Elbe	Neu-Darchau	50
Mosel	Cochem	65
Weser	Intschede	95
Oder	Eisenhüttenstadt	25
Donau	Hofkirchen	20
Ems	Rheine	60
Neckar	Plochingen	55
Main	Würzburg	75
	Alle Pegel	55.9

Tabelle 5.10: : Ergebnisse (Anteil signifikanter Tests) der Fisher-Tests; Testvariante 2. Fragestellung: Gibt es in Jahren Hochwasser signifikant mehr Tage mit Indexwerten über dem 90%-Quantil des Index? Jeweils ein Test pro Validierungslauf und Pegel

Fluss	Pegel	Anteil signifikanter Tests [%]
		(insgesamt 20 Tests pro Pegel)
Rhein	Köln	75
Rhein	Maxau	75
Elbe	Dresden	45
Elbe	Neu-Darchau	60
Mosel	Cochem	50
Weser	Intschede	45
Oder	Eisenhüttenstadt	30
Donau	Hofkirchen	55
Ems	Rheine	85
Neckar	Plochingen	80
Main	Würzburg	60
	Alle Pegel	60

Die Tests dieser beiden Testvarianten fallen insgesamt etwas weniger oft signifikant aus, jedoch ist bei beiden immer noch mehr als die Hälfte aller Tests signifikant. Auch hier gibt es deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Pegeln. Während bei Testvariante 3 Weser und Main den höchsten Anteil signifikanter Tests aufweisen, sind es bei Testvariante 4 die Ems, der Neckar und der Rhein (beide Pegel). Die Oder weist insgesamt erneut die geringsten Anteile an signifikanten Tests auf. In wie weit die Ergebnisse der Validierung insgesamt den Erwartungen entsprechen und ob diese ausreichen, um die Trendanalyse des Index als aussagekräftig in Bezug auf die Hochwassergefahr anzusehen, wird in der Diskussion (0) näher erläutert.

5.3 Trendanalyse

5.3.1 Trends des Hochwasserabflusses

Auf den folgenden Seiten werden die Trendtests analysiert. Dabei können nur einzelne der zahlreichen in der Analyse entstandenen Abbildungen tatsächlich in dieser Arbeit dargestellt werden. Für eine vollständige Darstellung aller Abbildungen sei daher auf den digitalen Anhang verwiesen. Um Muster erkenntlich zu machen, werden Kreise verschiedener Farbe und unterschiedlichen Linientyps

verwendet. Die Farben und Linientypen gelten jeweils immer nur für eine Abbildung. Diese vorlaufenden Erklärungen beziehen sich auf die gesamte Trendanalyse und nicht nur auf den Teil, der in diesem Unterkapitel dargestellten Hochwassertrends.

Betrachtet man die Zeitreihen des AMF (beispielhaft Abbildung 5.18 für den Pegel Main (Würzburg)), dann lassen sich einige Trends ausmachen. Ein stetiges leichtes Absinken des 20-jährigen gleitenden Mittelwerts des AMF beginnend etwa 1915, mündet in einer Periode mit besonders niedrigen jährlichen Abflussmaxima rund um das Jahr 1960. Ab da folgt wiederum ein deutlicher Anstieg bis zu einem Maximum rund um die Jahre 1990-2000. Danach sind die jährlichen Maxima wieder geringer. Zumindest der auffällige Anstieg rund um 1980 sowie das Absinken ab etwa 2000 lassen sich an vielen der Pegel identifizieren.

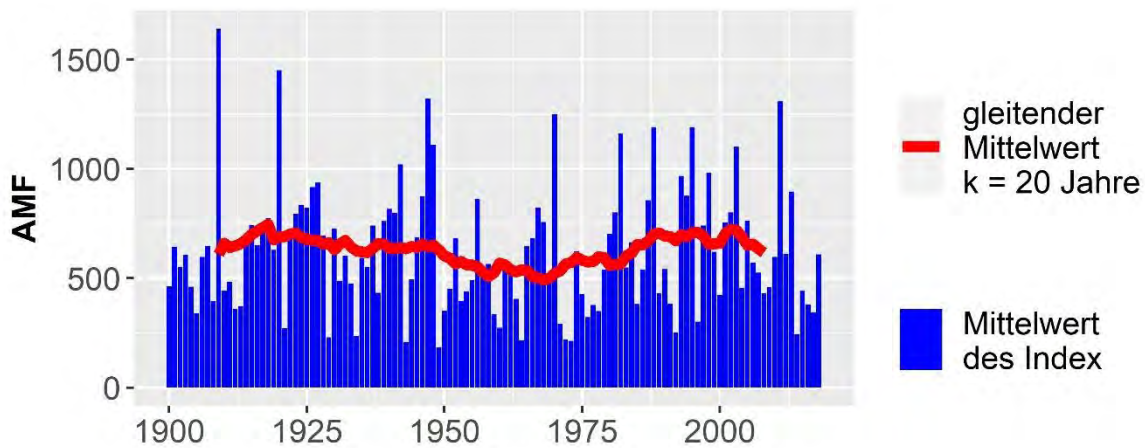


Abbildung 5.18: Verlauf der jährlichen maximalen Abflüsse (AMF) für den Pegel Main (Würzburg); zusätzlich dargestellt das 20-jährige gleitende Mittel dieser Werte

Betrachtet man die Ergebnisse der Trendanalyse bezüglich der Hochwasserintensität, dann zeigt sich ein sehr differenziertes Bild (siehe Abbildung 5.19). Die überwiegende Zahl der Trends ist nicht signifikant, nichtsdestotrotz lassen sich zahlreiche Muster erkennen. Die Muster zwischen den Pegeln an den gleichen Flüssen ähneln sich stark (Elbe in Dresden und Neu-Darchau, Rhein in Maxau und Köln). Insgesamt gibt es an mehreren Pegeln ähnliche Muster. Darunter fällt ein negativer Trend an sechs Pegeln (siehe grüne durchgezogene Linie), der alle Trends umfasst, die rund um die Jahre 1935-1950 beginnen. An manchen Pegeln gilt dieser negative Trend unabhängig vom Endjahr der betrachteten Zeitreihe, bei anderen Pegeln wiederum nur für die Endjahre vor 1990. Allen Pegeln gemein ist ein negativer Trend bei der Höhe der Jahreshöchstwerte des Abflusses, wenn die Zeitreihe ca. bei 1975 endet (siehe grüne gestrichelte Linie). Eine weitere Tendenz, die einige Pegel gemeinsam haben sind positive Trends in den ersten 30-40 Jahren (siehe gelbe durchgezogene Linie) und negative Trends in den letzten 30-40 Jahren (siehe gelb gestrichelte Linie). Diese beiden letztgenannten Tendenzen sind

jedoch in einigen Fällen leicht zeitversetzt. Zuletzt fällt auf, dass an einigen Pegeln fast alle Zeitreihen, die vor 1975 beginnen und zwischen 1980 und 2005 enden einen positiven, teils signifikant positiven Trend aufweisen (violette durchgezogene Linie).

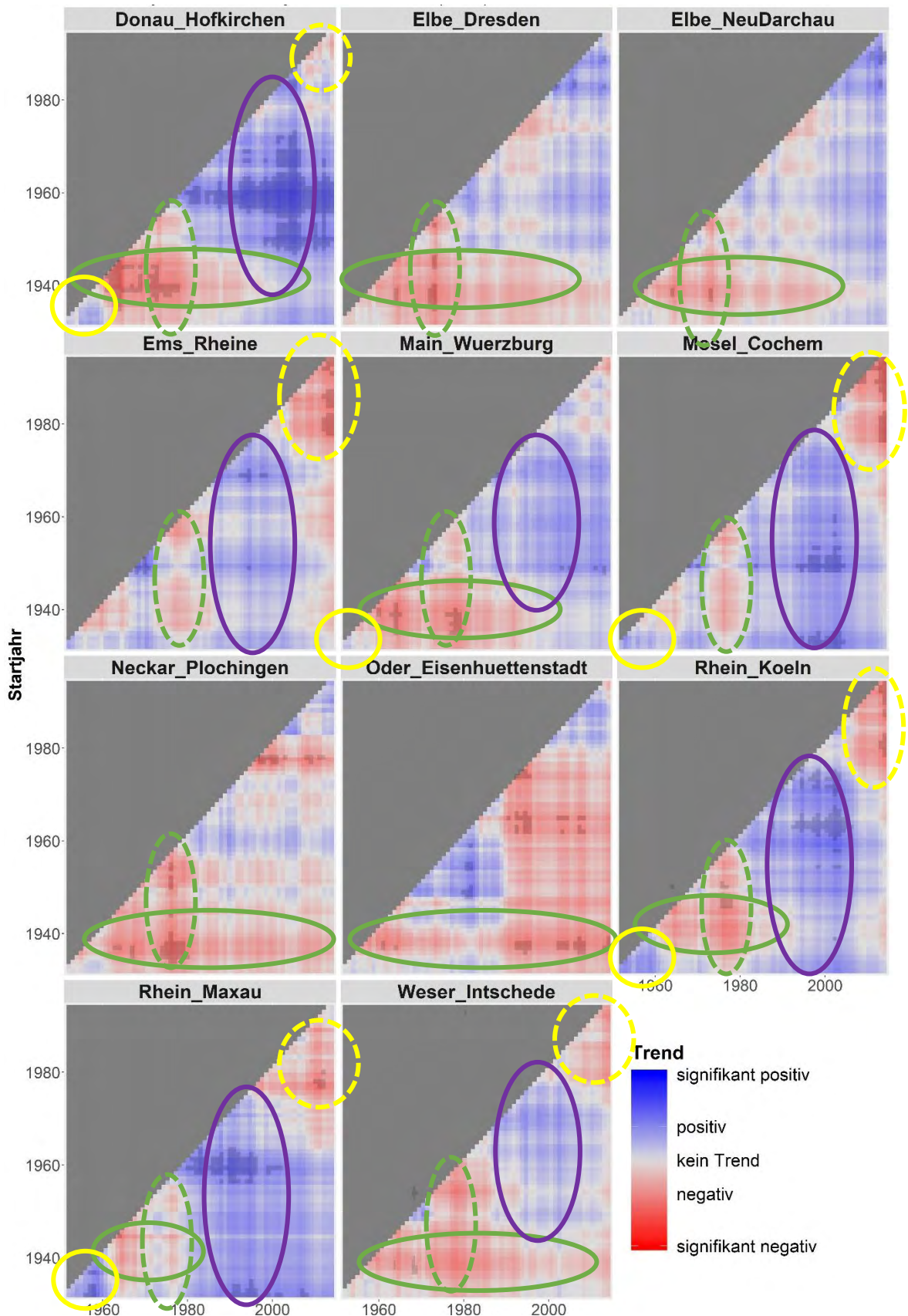


Abbildung 5.19: Ergebnisse der MK-Tests für alle Pegel; maximaler jährlicher Abfluss (AMF); signifikante Trends sind mit kräftigeren Farben unterlegt

Betrachtet man statt des ganzen Jahres die höchsten jährlichen Abflüsse aufgeteilt nach Jahreszeit, dann lässt sich dies mit den Saisonalitäten der Pegel in Verbindung bringen. Bei einem Pegel, der die überwiegende Anzahl der POT_{1/3}-Ereignisse im Winter aufweist, wie dies beispielsweise bei der Mosel in Cochem der Fall ist, ähneln die Muster der Trendanalyse des Winters denen des Gesamtjahres (vergleiche beispielhaft Abbildung 5.20). Bei Pegeln, die keine so ausgeprägte Saisonalität aufweisen, werden auch die Muster des ganzjährigen Trends nicht von den Mustern einer Jahreszeit dominiert, sondern überlagern sich.

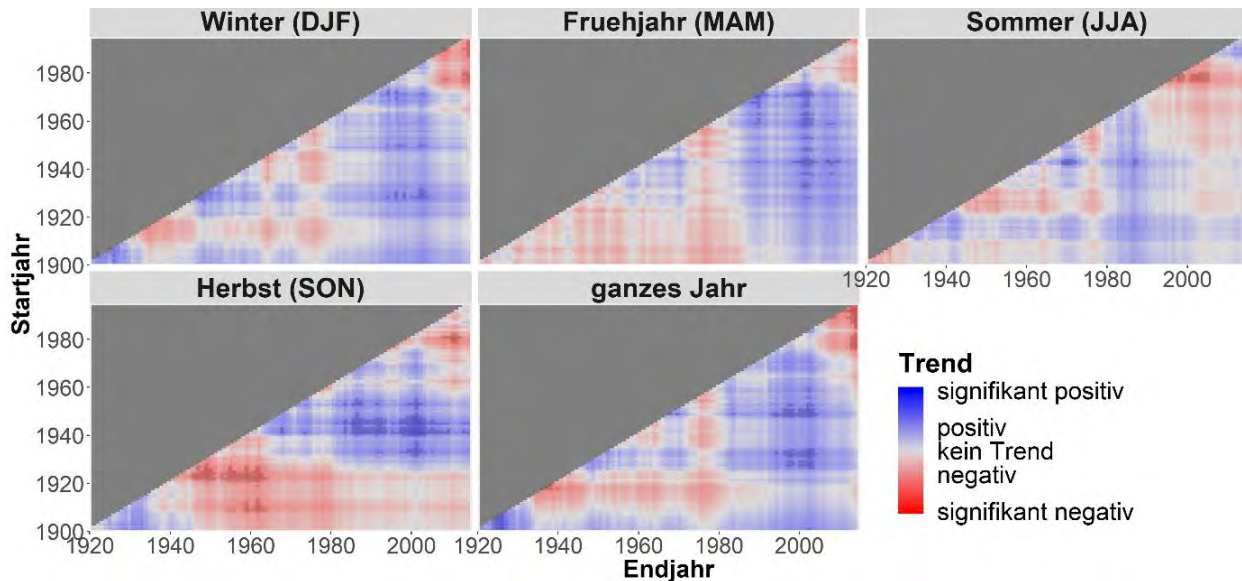


Abbildung 5.20: Ergebnisse des MK-Tests für den Pegel Mosel Cochem, maximaler jährlicher Abfluss aufgeteilt nach Jahreszeit, signifikante Trends sind mit kräftigeren Farben unterlegt.

Bei den Trendanalysen bezüglich der Häufigkeit von POT_{1/3}-Ereignissen überwiegen steigende Trends leicht gegenüber den sinkenden (siehe Abbildung 5.21). Auch hier ist jedoch die überwiegende Zahl der Tests nicht signifikant. Besonders auffällig ist eine Tendenz der Tests, die zwischen 1940 und 1950 beginnen. Diese sind an den meisten Pegeln, unabhängig vom Endjahr, fast durchweg und teils auch signifikant positiv (siehe grüne durchgezogene Linie). Außerdem gibt es bei den meisten Pegeln eine leichte Tendenz zu abnehmenden Trends bei solchen Tests, die rund um das Jahr 1980 beginnen (siehe gelbe durchgezogene Linie). Teils gilt dies unabhängig vom Endjahr, bei einigen Pegeln jedoch nur für späte Endjahre. Zuletzt sei bezüglich der Trends bei der Häufigkeit von POT_{1/3}-Ereignissen noch erwähnt, dass es an einigen Pegeln in den letzten 20-30 Jahren (Startjahr 1990+) Trends hin zu weniger Ereignissen gibt (siehe gelbe gestrichelte Linie), bei einigen anderen Pegeln jedoch eher positive Trends (grün gestrichelte Linie). Besonders auffällig ist dies an den Pegeln Weser und Ems bzw. Elbe (Neu-Darchau) und Neckar, bei denen die Trends sogar deutlich signifikant sind. Über die gesamte Zeitreihe gesehen gibt es an fast allen Pegeln einen leichten, nicht signifikanten positiven Trend. Ausgenommen davon sind nur die Elbe bei Neu-Darchau und die Oder. Hier ist der Gesamttrend neutral oder leicht negativ.

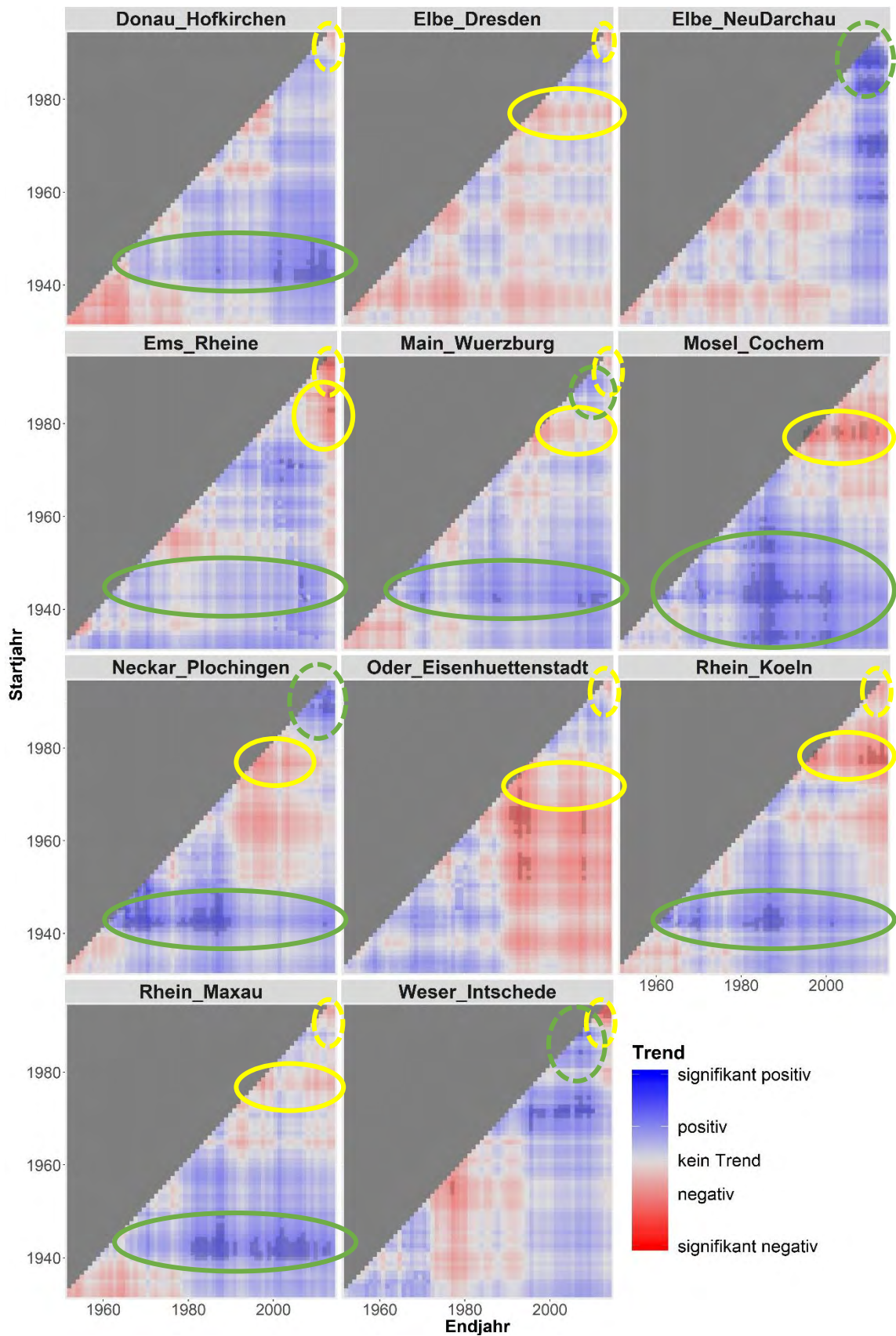


Abbildung 5.21: Ergebnisse der MK-Tests für alle Pegel; Anzahl POT1/3-Ereignisse pro Jahr; signifikante Trends sind mit kräftigeren Farben unterlegt

5.3.2 Trends des WLHI

Die Trendanalyse mittels MK-Test erfolgt, wie in 4.5 erläutert wird, beim WLHI über verschiedene Herangehensweisen. An erster Stelle steht die Analyse bezüglich der Jahresmittelwerte des WLHI. Die Ergebnisse sind in Abbildung 5.22 dargestellt. Die Trends zu höheren Jahresmittelwerten überwiegen sehr deutlich, über die gesamte Zeitreihe betrachtet ergibt sich an allen Pegeln ein signifikant positiver Trend. Dieser ist jedoch je nach Pegel unterschiedlich stark ausgeprägt. Am stärksten zeigt er sich an der Elbe in Neu-Darchau. Hier gibt es einen signifikanten Aufwärtstrend für alle Zeitreihen, die vor 1980 beginnen und nach 1995 enden.

Neben den überwiegenden steigenden Trends fallen auch einige negative Trendmuster auf. An fast allen Pegeln gibt es negative Trends bei Zeitreihen, die zwischen 1900 und 1920 beginnen und zwischen 1920 und 1950 enden (siehe grüne durchgezogene Linie). An Donau, Elbe, Ems, Main und Mosel sind diese Trends zeitweise sogar signifikant. An Donau, Elbe und Oder gibt es zudem eine zweite Konzentration negativer Trends rund um die Jahre 1940-1960 (siehe grüne gestrichelte Linie). Dieses Muster wird allerdings nur an den (süd-) östlichen Flüssen deutlich, bei den anderen Pegeln ist es lediglich andeutungsweise zu erkennen. Beim Vergleich mit den nach Jahreszeit separierten Trends wird deutlich, dass das erste negative Signal rund um die Zeitreihe 1915-1935 eher auf den Winter, das letztgenannte negative Signal rund um die Zeitreihe 1945-1965 jedoch eher auf das Frühjahr zurückgeht (vergleiche beispielhaft Abbildung 5.26).

Schließlich gibt es bei etwa drei Viertel aller Pegel in den letzten Jahren einen Trend zu niedrigeren Jahresmittelwerten des WLHI (siehe gelbe durchgezogene Linie). Dies betrifft in besonderer Weise die Flüsse Ems, Weser und Mosel, bei denen die Zeitreihen mit einem Endjahr nach 2010 vereinzelt erste signifikante Trends aufweisen. An allen Pegeln ausgenommen die Oder und die Elbe (Neu-Darchau) zeigen sich die signifikantesten positiven Trends weniger über die gesamte Zeitreihe, als bei solchen Zeitreihen, die zwischen 1980 und 2000 enden (siehe violette durchgezogene Linie). Diese Beobachtung ist weitgehend kohärent zu den Beobachtungen bei den Trends des AMF (vergleiche violette Linie in Abbildung 5.19)

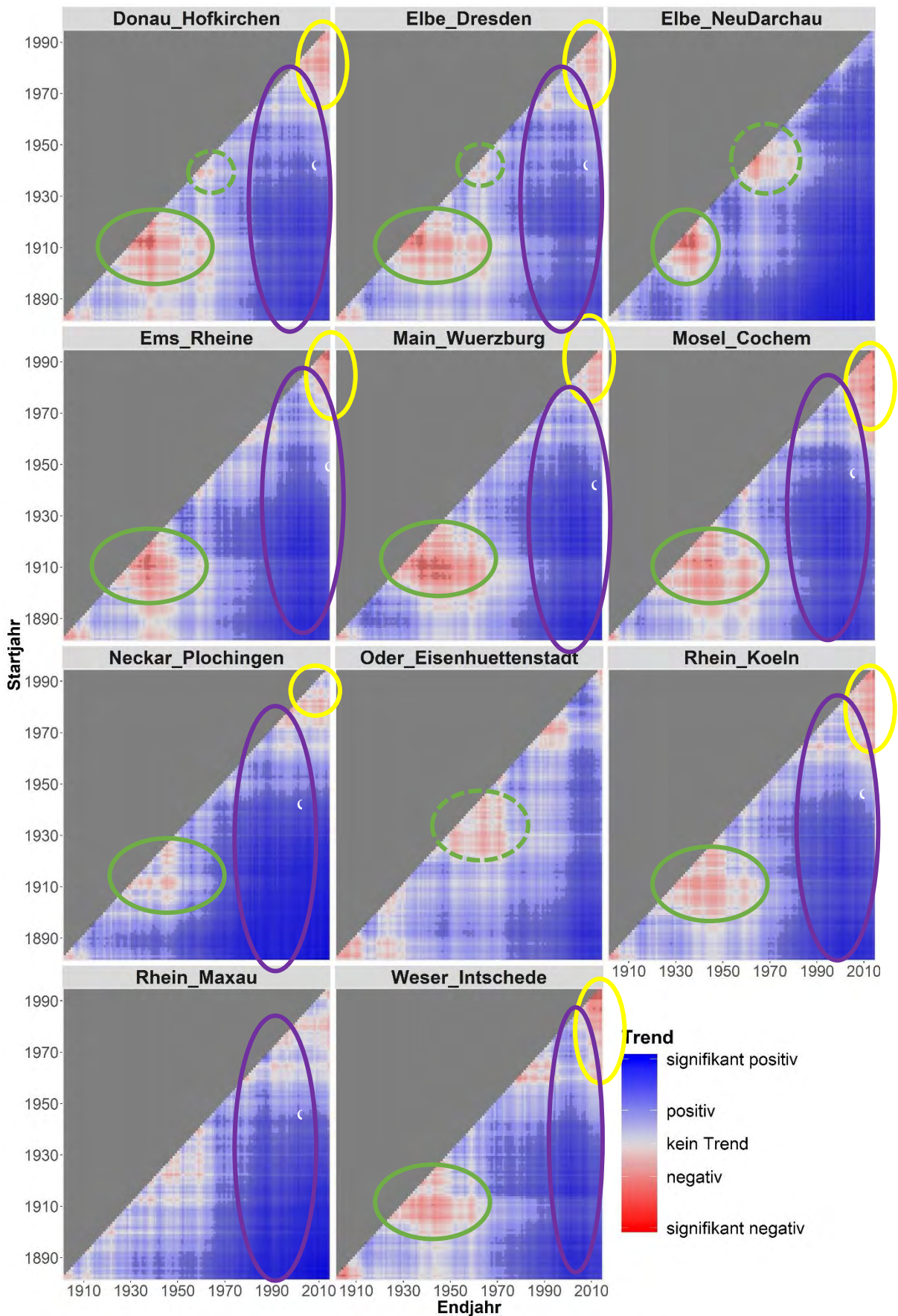


Abbildung 5.22: Ergebnisse der MK-Tests für alle Pegel; Jahresmittelwert des WLHI; signifikante Trends sind mit kräftigeren Farben unterlegt

Betrachtet man die Entwicklung des WLHI-Jahresmittelwerts in einer Zeitreihe, dann wird der generelle steigende Trend ebenfalls deutlich (vergleiche Abbildung 5.23). Am Beispiel der Weser lässt sich der nicht-signifikante Abwärtstrend rund um die 1930er Jahre, der hochsignifikante Aufwärtstrend von 1940 bis etwa 2000 sowie der seitdem erfolge signifikante Abwärtstrend nachverfolgen. Auch bei den anderen Pegeln spiegelt sich die Entwicklung der Jahresmittelwerte des WLHI im Zeitverlauf gut wider, an keinem Pegel differieren diese mit den Trends in Abbildung 5.22.

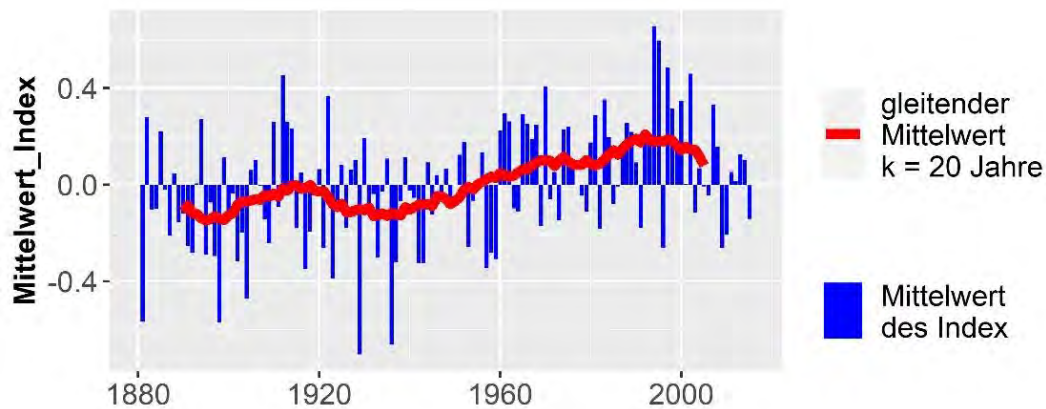


Abbildung 5.23: Verlauf der Jahresmittelwerte des WLHI am Pegel Weser Intschede

Das Überwiegen der positiven Trends bei den Mittelwerten des WLHI zeigt sich in ähnlicher Form auch bei den drei anderen Herangehensweisen. So dominieren auch bei der Anzahl an Tagen pro Jahr mit Werten über 0 die positiven Trends (siehe Abbildung 5.24). Dies gilt jedoch nicht für alle Pegel. Während der Mittelwert des WLHI an allen Pegeln insgesamt einen signifikanten Aufwärtstrend aufweist, ist dies für die Anzahl an Tagen mit WLHI-Werten über 0 für die Pegel Elbe bei Dresden, Mosel und Weser nicht der Fall. Auch für die Elbe bei Neu-Darchau gibt es sehr viel weniger steigende Trends. Einen signifikanten Aufwärtstrend wird bei der Anzahl an Tagen mit WLHI-Werten über 0 an diesem Pegel nur bei solchen Zeitreihen erreicht, die vor 1950 beginnen und nach 1980 enden.

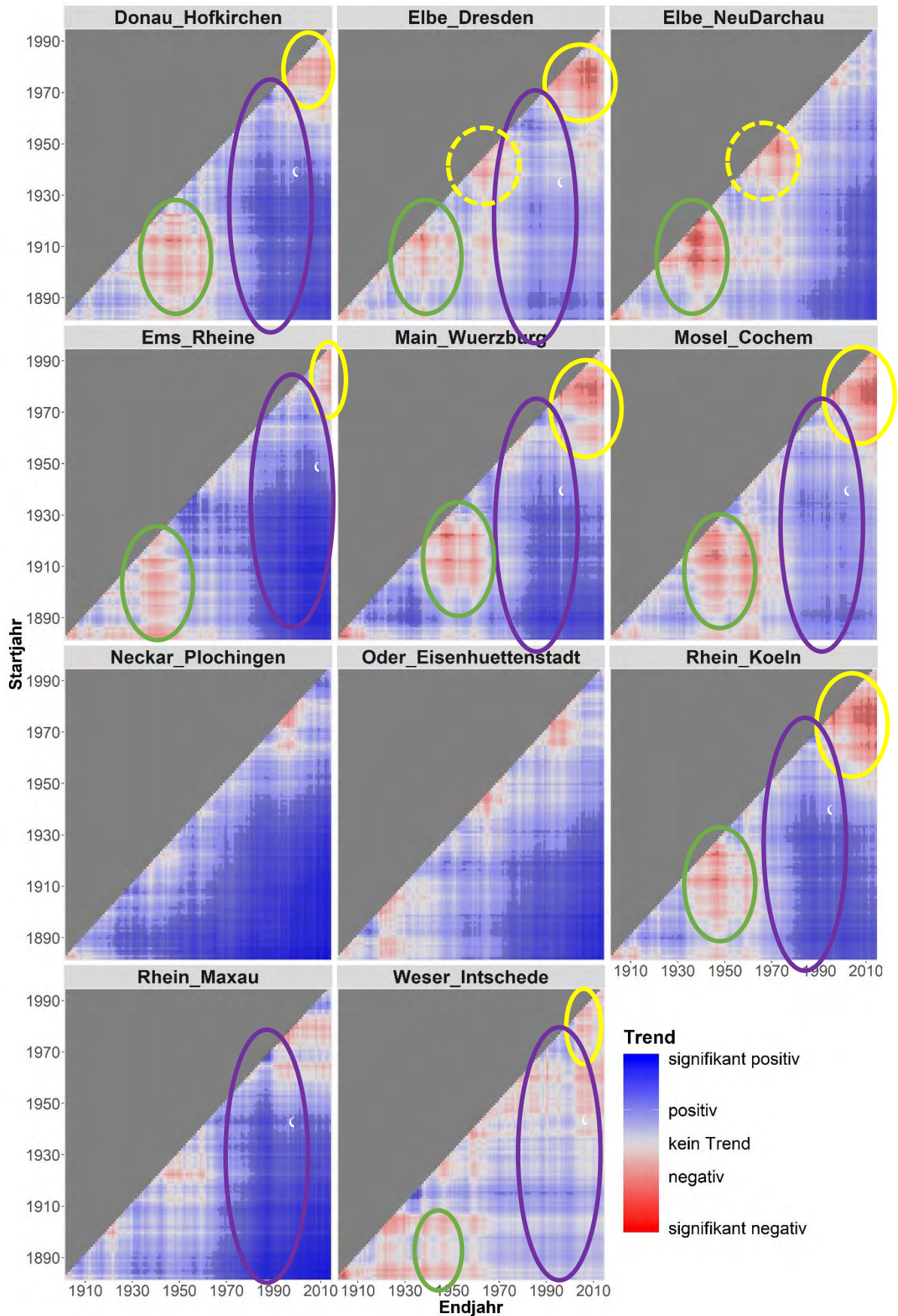


Abbildung 5.24: Ergebnisse der MK-Tests für alle Pegel; Anzahl an Tagen pro Jahr mit WLHI-Werten über 0; signifikante Trends sind mit kräftigeren Farben unterlegt

Die meisten signifikanten Aufwärtstrends gibt es auch hier für Zeitreihen, die zwischen 1980 und 2000 enden (siehe violette durchgezogene Linie). Ausgenommen davon ist genau wie bei den Trends des AMF die Elbe bei Neu-Darchau, der Neckar und die Oder, die die stärksten Aufwärtstrends zum Ende des Betrachtungszeitraums aufweisen. Ähnlich wie bei den Jahresmittelwerten des WLHI zeigen sich auch bei den Indexwerten über 0 an einigen Pegeln negative Trends in den letzten 20 bis 50 Jahren (siehe gelbe durchgezogene Linie). Diese sind die Pegel Donau, Elbe (Dresden), Ems, Main, Mosel, Rhein (Köln) und Weser. Im Gegensatz zu den Jahresmittelwerten sind diese Trends bei einigen Pegeln (Elbe (Dresden), Main, Mosel, Rhein (Köln)) dabei auch deutlich signifikant. Ein Abwärtstrend rund um die Zeitreihe von 1945 bis 1970 lässt sich nur an den beiden Pegeln der Elbe deutlicher ausmachen (siehe gelbe gestrichelte Linie). An den anderen Pegeln ist ein solcher Trend bestenfalls angedeutet.

Diese Erkenntnisse lassen sich durch die Betrachtung der entsprechenden Zeitreihen unterstützen. So gibt es bei den meisten Pegeln einen deutlichen und zeitlich kongruenten Aufwärtstrend etwa zwischen 1940 und 1975 (siehe beispielhaft Abbildung 5.25). Der Trend zu mehr Tagen im Jahr mit Indexwerten über 0 fällt am Pegel Rhein (Maxau) stark aus. Der entsprechende Wert liegt im gleitenden Mittel ab 1975 konstant um mehr als 30 % höher als vor 1940. Wenn auch nicht an jedem Pegel in dieser Stärke, so lässt sich ein ähnlicher Trend auch bei den Zeitreihen der meisten anderen Pegel erkennen. Währenddessen bleibt dieser Aufwärtstrend aber an den oben genannten Pegeln Elbe (Dresden), Mosel und Weser aus, hier zeigen die Zeitreihen keinen mit bloßem Auge identifizierbaren Trend.

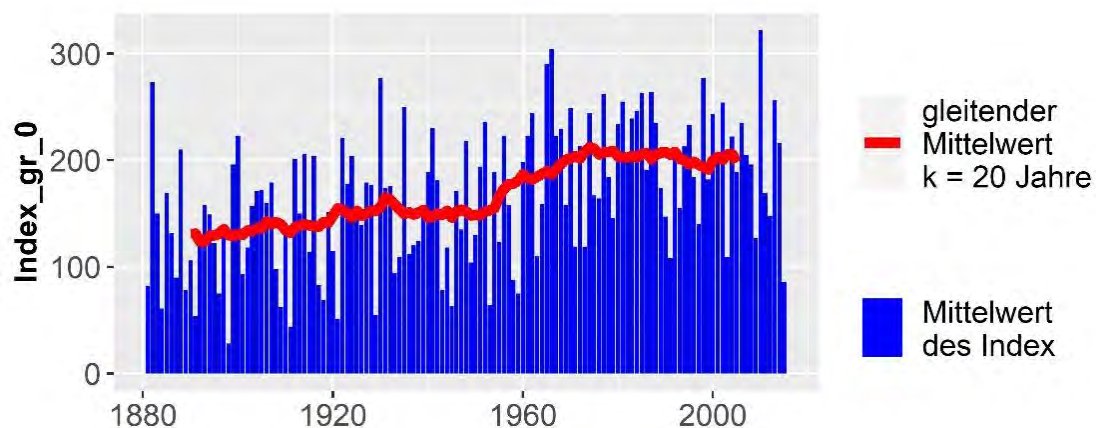


Abbildung 5.25: Verlauf der Anzahl an Tagen pro Jahr mit Indexwerten über 0 am Pegel Rhein (Maxau)

Die beiden bisher nicht dargestellten Herangehensweisen, namentlich die Zusammenfassung zu Jahreswerten mit der Anzahl an Überschreitungen des 90%-Quantils und zu Jahreswerten mit der Summer der WLHI-Werte, die genanntes Quantil überschreiten, sind in den Ergebnissen der Trendanalyse fast identisch. Die dabei zu Tage tretenden Muster ähneln denen, die bei den

Jahresmittelwerten und bei den Tagen mit WLHI-Werten über 0 auftreten. Sie werden somit nicht zusätzlich visualisiert.

Einige, eher geringere Unterschiede sind dennoch zu beobachten. So sind die negativen Trends, wenn auch nach wie vor in der deutlichen Minderheit, etwas stärker ausgeprägt. Dementsprechend sind die positiven Trends zu höheren WLHI-Werten etwas weniger stark. Die negativen Trends rund um die Zeitreihe 1910-1935 (vergleiche grüne Kreise in Abbildung 5.22) treten an einigen Pegeln deutlicher hervor und sind häufiger signifikant. Im Unterschied zu der Anzahl an WLHI-Werten über 0 ist bei den Werten über dem 90%-Quantil auch der generelle steigende Trend am Pegel Weser wieder vorhanden. Zusätzlich gibt es den Trend zu sinkenden Werten in den letzten 20 bis 50 Jahren hier auch an den Pegeln von Neckar und Oder, wo er bisher (bei Jahresmittelwerten und Indexwerten über 0) nicht festzustellen war.

Aufgeteilt nach Jahreszeit ergeben sich bei den Jahresmittelwerten des WLHI keine grundsätzlich anderen Erkenntnisse bei den Trendanalysen (beispielhaft für den Pegel Rhein (Köln) in Abbildung 5.26). Auffällig ist, dass die Trends in den einzelnen Jahreszeiten fast an allen Pegeln weniger stark ausfallen als bei den über das gesamte Jahr gemittelten Werten. Die Richtung hin zu höheren Indexwerten über die gesamte Zeitreihe bleibt aber auch in den einzelnen Jahreszeiten erhalten. Dieser Trend fällt jedoch im Frühjahr und im Sommer schwächer aus als im Herbst und im Winter. Des Weiteren wird deutlich, dass der Trend hin zu niedrigeren Indexwerten bei den Zeitreihen, die zwischen 1900 und 1920 beginnen und zwischen 1930 und 1950 enden, im Winter an allen Pegeln außer an der Oder wiederzufinden ist. Dieser Trend beschränkt sich allerdings auf den Winter und ist deshalb über das ganze Jahr betrachtet nur schwach abgebildet. Dieser Trend lässt sich an den Pegeln mit entsprechend weit zurückreichenden Pegeldaten im Winter bei AMF ebenfalls wiederfinden (vergleiche grüne Linie in Abbildung 5.26 und Abbildung 5.20).

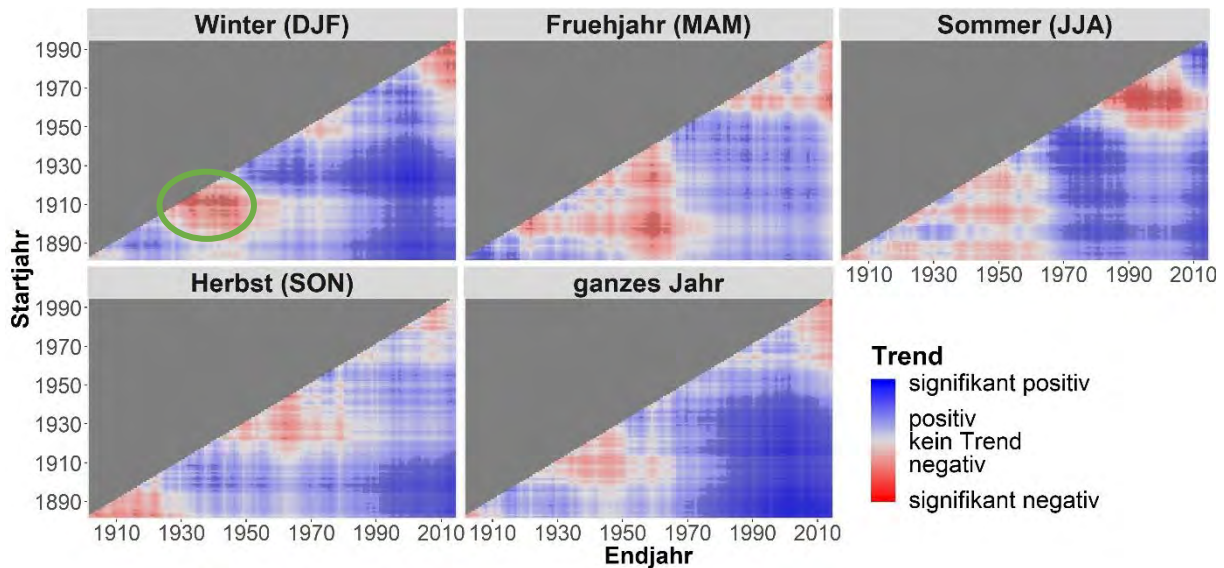


Abbildung 5.26: Ergebnisse des MK-Tests für den Pegel Rhein (Köln); Jahresmittelwerte des Index; signifikante Trends sind mit kräftigeren Farben unterlegt

Zu den getrennt nach Jahreszeit analysierten Trends ist zudem anzumerken, dass die Tendenz zu niedrigeren Indexwerten in den letzten 20 bis 50 Jahren hauptsächlich auf den Winter und in geringerem Umfang auf das Frühjahr zurückzuführen ist. Im Winter ist dieser Trend an allen Pegeln festzustellen, während es im Sommer für den gleichen Zeitraum sogar positive Trends gibt. Zuletzt sei noch angemerkt, dass die Muster der Trendanalyse sich im Winter an den einzelnen Pegeln besonders ähneln. Ausgenommen von diesen fast identischen Mustern ist lediglich die Oder. Insgesamt gibt es über die gesamte Zeitreihe betrachtet Unterschiede in den Jahreszeiten. Von 1881 bis 2015 gibt es an keinem Pegel und in keiner Jahreszeit einen signifikant negativen Trend. Im Winter ist der Trend hingegen an allen Pegeln signifikant positiv. Im Frühjahr gibt es einen signifikant positiven Trend noch an sechs, im Sommer an fünf und im Herbst an acht Pegeln. An den Pegeln Rhein (Maxau), Elbe (Neu-Darchau) und Neckar ist der Trend jeweils in allen vier Jahreszeiten signifikant positiv.

5.3.3 Vergleich der Trends von Hochwasserabfluss und WLHI

Beim Vergleich der Trends bei Hochwasser und WLHI fällt auf, dass es viele Muster gibt, die sich ähneln (siehe beispielhaft Abbildung 5.27). Ausgenommen sind die Pegel Elbe (Dresden) und Main, an denen teils gegensätzliche und nur wenig ähnliche Muster zu beobachten sind. Die größten Übereinstimmungen gibt es in der Jahreszeit, in der auch die meisten Hochwasser auftreten. An den meisten Pegeln ist das der Winter. In den Jahreszeiten, in denen es wenig Hochwasser gibt, ist die Trendanalyse der 90%-Quantilüberschreitungen oft von Artefakten durchzogen oder besteht aus Fehlwerten. Hier kann nur der WLHI-Mittelwert zum Vergleich mit AMF herangezogen werden.

Am besten von allen pegelübergreifenden Hochwassertrendmustern wird die Tendenz zu weniger Hochwasser ab ca. 1980 bis heute durch den WLHI abgebildet. Dieser Trend (vergleiche gelbe

gestrichelte Linie in Abbildung 5.27) lässt sich an fast allen Pegeln sowohl bei AMF als auch bei den Mittelwerten/ den Quantilüberschreitungen des WLHI feststellen. Dabei ist dieser Trend vor allem auf den Winter zurückzuführen. Auch der Trend zu niedrigeren Werten rund um die Zeitreihe 1910 bis 1940 ist sowohl bei AMF als auch beim WLHI abgebildet und lässt sich ebenfalls überwiegend auf den Winter zurückführen (grüne durchgezogene Linie). Der Abwärtstrend derjenigen Zeitreihen, die etwa um das Jahr 1975 enden, lässt sich beim WLHI hingegen nur an manchen Pegeln nachweisen (siehe grüne gestrichelte Linie) und ist bei den WLHI-Werten weniger stark als bei den AMF-Werten.

Zusammengefasst lässt sich zwischen den verschiedenen Formen der Trendabbildung des WLHI keine der Herangehensweisen als deutlich besser qualifizieren. Der Vorteil der Mittelwerte des WLHI gegenüber Überschreitungsschwellen besteht jedoch darin, dass für alle Jahreszeiten interpretierbare Ergebnisse vorhanden sind. Bei Vergleich mit den AMF-Trends ist insgesamt festzuhalten, dass diese durch den WLHI im Winter besonders gut wiedergegeben werden können. Aber auch die Übereinstimmung über das ganze Jahr betrachtet ist an den meisten Pegeln recht hoch.

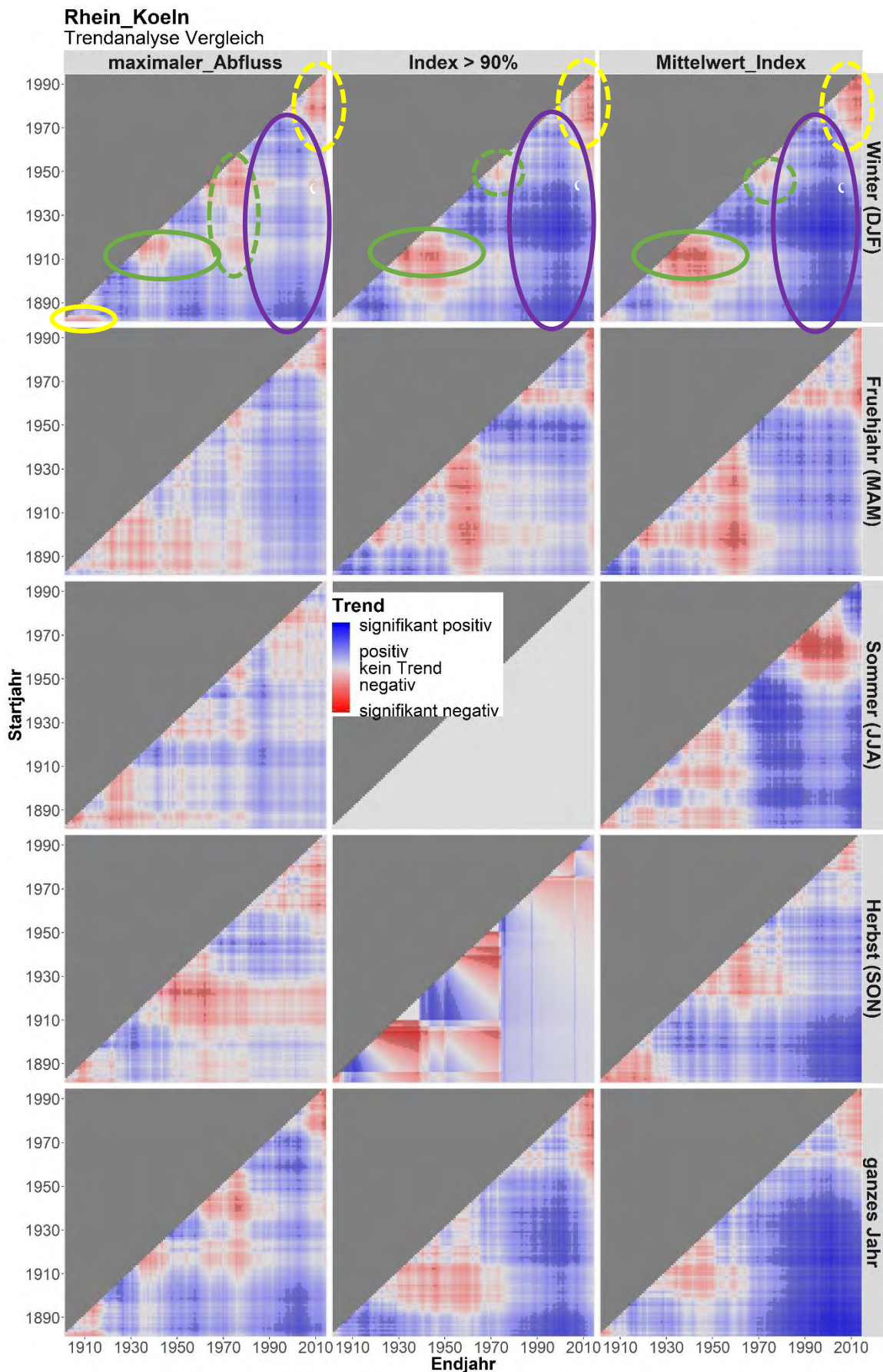


Abbildung 5.27: Ergebnisse des MK-Tests für den Pegel Rhein (Köln); Vergleich von maximalem jährlichem Abfluss (links), Anzahl an Tagen pro Jahr mit Überschreitung des 90%-Quantils des Index (mitte) und jährlichem Indexmittelwert (rechts); aufgeteilt nach Jahreszeiten; signifikante Trends sind mit kräftigeren Farben unterlegt

6 Diskussion

6.1 Auswahl und Reliabilität der Daten

6.1.1 Abfluss und Niederschlag

Bezüglich der Abflussdaten konzentriert sich diese Arbeit auf die größten Flüsse Deutschlands. Die Auswahl von insgesamt elf Pegeln und neun Flüssen wird als ausreichend repräsentativ angesehen. Dies gilt insbesondere deshalb, weil bereits in andere Arbeiten Trendanalysen mit weitaus mehr Flüssen in Deutschland durchgeführt wurden (z.B. Petrow et al., 2009). Zwar steigt die Aussagekraft bezüglich der Isolierung des klimatischen Trends mit zunehmender Zahl analysierter Pegel. Jedoch muss, zumindest wenn die betrachtete Zeitspanne homogenisiert wird, in diesen Arbeiten auch mit einer deutlich kürzeren Periode vorliebgenommen werden. So beginnen die Datensätze vieler dieser Arbeiten oft erst ca. 1960 (Stahl et al., 2012; Blöschl et al., 2019). Im vorliegenden Fall wird die Auswahl weniger Pegel mit Schwerpunkt auf langen Zeitreihen deshalb auch nach Sichtung der Ergebnisse als passend angesehen. Auch die Entscheidung, bei Rhein und Elbe jeweils zwei Pegel zu berücksichtigen, erscheint im Licht der Ergebnisse als gerechtfertigt. Während der Einbezug des Pegels Elbe Neu-Darchau dazu führt, dass auch der sonst vernachlässigte Nordosten Deutschlands zumindest besser abgebildet wird, sorgt der Pegel bei Dresden dafür, dass auch das eher kontinental geprägte Klima im Südosten Mitteleuropas in die Analyse integriert wird. Auch beim Rhein zeigt die doch deutlich unterschiedliche Ausprägung des WLHI bei Köln und Maxau, dass die beiden Pegel deutlich unterschiedliche Charakteristika aufweisen.

Die Güte der Abflussdaten kann insgesamt als hoch eingeschätzt werden. Da diese bereits in korrigierter Form von den entsprechenden Behörden bereitgestellt wurden, können zwar die einzelnen Schritte zur Überprüfung und Korrektur der Daten nicht direkt verifiziert werden. Es ist jedoch zu erwarten, dass die Verlässlichkeit dieser Verfahren hoch ist, da es sich um oft verwendete und wichtige Pegel handelt, die beispielsweise auch in der Schifffahrt verwendet werden. Die wenigen Fehlwerte, die überwiegend im Jahr 1945 auftreten, verfälschen die Ergebnisse wahrscheinlich nicht in nennenswerter Weise und sind vermutlich auf das damalige Kriegsgeschehen zurückzuführen.

Die Auswahl der Niederschlagsstationen erfolgte selbständig und entspricht in der Einfachheit und Subjektivität der Auswahl und Implementierung nicht den hohen Ansprüchen, die beispielsweise ein Niederschlags-Abfluss-Modell stellt. Nichtsdestotrotz erscheint die Auswahl von mindestens drei Stationen pro Pegel mit mindestens einer Bergstation als ausreichend für die in dieser Arbeit durchgeführte Analyse. Zum Ersten beschränkt sich die Verwendung der Niederschlagsdaten die Abschätzung des Bezugszeitraums, in dem die GWL für das nachfolgende Hochwasser relevant sind. Zum Zweiten sind die untersuchten EZG so groß, dass kleinräumige, konvektive Starkregenereignisse nicht mehr in großem Umfang zu Hochwasser beitragen, sodass auch vergleichsweise wenige Stationen die großflächigeren, Hochwasser auslösenden Niederschläge abbilden können.

Aufgrund der limitierten Verwendung ist es nicht relevant, dass der Mittelwert des Tagesniederschlags für die einzelnen EZG nicht den tatsächlichen Gebietsniederschlag abbilden, sondern diesen teils unter- oder überschätzt. Aufgrund dieser möglichen Über- oder Unterschätzung und der beschränkten Reliabilität der Niederschlagsdaten wurde allerdings auf eine Implementierung des Niederschlags in die weitere Analyse verzichtet. So wurde nicht untersucht, inwieweit es Trends hin zu mehr oder weniger Niederschlag innerhalb einer GWL kam. Diese Analysen wurden ohnehin bereits durch andere Autoren durchgeführt (Werner und Gerstengarbe, 2010).

6.1.2 GWL

Die GWL werden zwar nach wie vor durch Meteorologen des DWD bestimmt, jedoch handelt es sich dabei seit einigen Jahren nicht mehr um ein offizielles Produkt. Stattdessen wurde die manuelle Methode durch die automatisierte Wetterlagenklassifikation ersetzt. Somit entstammen auch die GWL Daten nicht direkt einer offiziellen, sondern einer privaten DWD-Datenbank. Zudem mussten die letzten Jahre manuell nachgetragen werden. Auch einige Ungenauigkeiten und Rechtschreibfehler mussten korrigiert werden. Dennoch sollte zumindest der Großteil der Zeitreihe allein aufgrund der Vielzahl bereits erfolgter Verwendungen eine hohe Reliabilität aufweisen. Während einige Autoren den Einfluss der Subjektivität bei der Klassifikation als klaren Hinweis auf eine schlechtere Reliabilität deuten (z.B. Fleig et al., 2010), weisen andere Autoren darauf hin, dass die GWL nach H&B auch nach aktuellem Forschungsstand die die beste Wetterlagenklassifikation für Mitteleuropa sind (z.B. James, 2007).

Systematische Fehler sind allein methodenbedingt nicht vollständig auszuschließen. Die Festlegung der GWL durch einzelne Meteorologen auf Basis mehr oder minder einheitlicher Bewertungskriterien kann immer dazu führen, dass ein gewisser subjektiver Fehler erfolgt bzw. konkret eine Bevorzugung bestimmter GWL durch den einzelnen Meteorologen zu artifiziellen Trends führt. Es war dem Autor nicht möglich, genaue Abläufe des Verfahrens der GWL-Festlegung zu ermitteln. So kann beispielsweise nicht beurteilt werden, wie häufig der die GWL festlegende Meteorologe wechselt oder wie viele Meteorologen überhaupt beteiligt sind. Letztlich kann aber auch aufgrund der Arbeit von James (2007) ein allzu großer systematischer Fehler durch die subjektive Klassifizierung ausgeschlossen werden. Untermauert wird diese Aussage dadurch, dass sich Trends signale des WLHI oft in ähnlicher Form in den Trends von POT-Anzahl und AMF widerspiegeln. Somit werden tatsächliche Trends der GWL zumindest nicht grundsätzlich durch etwaige artifizielle Trends überlagert.

6.2 Berechnung, Auswahl und Validierung des WLHI

Die Grundidee dieser Arbeit – die Hochwassergefahr durch einen Index, der auf den GWL basiert, abzubilden – ist eine in dieser Form zum ersten Mal angewandte Vorgehensweise. Entsprechend ist die genaue Berechnung und Anwendung des WLHI nicht als bereits vollständig entwickelte und optimierte Methode zu betrachten. Vielmehr handelt es sich um eine Arbeit, die zeigen soll, dass die

Vorgehensweise grundsätzlich umsetzbar ist und brauchbare Ergebnisse hervorbringt. Ausdrücklich bestehen jedoch Möglichkeiten für eine Implementierung weiterer Elemente und eine weitergehende Optimierung des WLHI.

Das grundsätzliche Vorgehen, sich bei der Berechnung auf die Häufigkeitsanomalien der GWL in einem Bezugszeitraum vor Hochwasserereignissen zu beziehen, wird als sinnvoll angesehen. Das automatisierte Vorgehen zur Bestimmung eines relevanten Bezugszeitraums erweist sich ebenfalls als realisierbare Möglichkeit. Dies wird insbesondere daran deutlich, dass bei den meisten Pegeln kaum Unterschiede zwischen manuell-visueller und automatisierter Methode bestehen (vergleiche Tabelle 5.3). Deutliche Unterschiede zeigen sich lediglich bei Neckar, Ems und Oder. Diese weisen ein vergleichsweise kleines EZG auf. Demnach könnte ein Grund für die Unterschiede sein, dass zwei unterschiedliche Arten von Hochwasser – zum einen winterliche Dauerregenlagen, zum anderen eher konvektive Starkregen – in die Analyse eingehen. Eine Möglichkeit, den in der WLHI-Berechnung zu berücksichtigenden Bezugszeitraum zu verbessern könnte deshalb darin bestehen, für jede Jahreszeit oder gar jedes Ereignis separat einen unterschiedlich langen Bezugszeitraum zu wählen.

Der Ansatz des relevanten Bezugszeitraums erweist sich insbesondere deshalb als sinnvoll, weil mit der späteren Glättung des Index über einen gleitenden Mittelwert ohnehin die Grenzen zwischen einzelnen Tagen mit unterschiedlicher GWL weniger scharf definiert sind. Dies könnte auch eine mögliche Erklärung darstellen, warum eine Andauer-Korrektur zu einer schlechteren Güte des WLHI führt. Durch den gleitenden Mittelwert kommt es bereits zu einer Form von Andauer-Korrektur. Zudem scheint der in dieser Arbeit gewählte Weg, eine Dauerkorrektur zu implementieren, die tatsächlichen Kausalitäten nicht richtig widerzuspiegeln. Hier könnte, beispielsweise unter Zuhilfenahme von Niederschlagsdaten eine weitere Analyse der GWL sinnvoll sein. So muss an dieser Stelle offenbleiben, inwiefern das theoretische Grundkonzept der Dauerkorrektur, wonach eine länger andauernde GWL ihre typischen meteorologischen Eigenschaften stärker ausprägt, falsifiziert werden kann.

Wenngleich sich die Implementierung der Korrektur entsprechend der Hochwassersaisonalität insgesamt als empfehlenswert erweist, werden durch diese Korrektur auch einige negative Aspekte in die WLHI-Berechnung einbezogen. So werden an einigen Pegeln, die eine besonders starke Saisonalität aufweisen, in den hochwasserarmen Jahreszeiten nur noch negative Indexwerte erreicht. Ob eine Abschwächung der saisonalen Korrektur diese Effekte unterbinden würde, sollte untersucht werden, wenn das WLHI-Konzept erneut verwendet wird. Ebenfalls könnte eine gleitende Saisonalitätskorrektur in Form einer Sinuskurve etwaige Artefakte beim Übergang zwischen den Jahreszeiten zu vermeiden helfen. Wird jedoch weiterhin auf eine 2-Komponenten-Berechnung zurückgegriffen, sollten derartige Artefakte durch die langfristige Komponente des WLHI ohnehin nicht auftreten.

Die Benutzung zahlreicher Testvarianten zur Identifizierung der besten Berechnungsmethodik erwies sich im Nachhinein als problematisch. Die zugrundeliegende Idee, durch viele unterschiedliche

Testvarianten eine möglichst breite und gesicherte Beurteilung der Güte der einzelnen Berechnungsmethoden treffen zu können, wurde nicht erfüllt. Vielmehr führten die je nach Pegel und Testvariante unterschiedlichen Ergebnisse dazu, dass die Auswahl der besten Berechnungsmethode deutlich erschwert wurde. Stattdessen wäre es vermutlich von Vorteil gewesen, sich auf zwei oder drei Testvarianten zu begrenzen und diese dafür eng an der späteren Analyse zu orientieren.

Interessant ist bei der Identifikation der besten Berechnungsvariante unter anderem, dass es für die Güte des WLHI nur wenig relevant ist, ob als Ereignisbasis POT_1 oder $POT_{1/3}$ gewählt wird. Offenbar unterscheiden sich die GWL, die den entsprechenden Ereignissen zuvorkommen, kaum. Dies ist insofern von Bedeutung, da rein konzeptuell vom Gegenteil ausgegangen werden konnte. Während beispielsweise an der Elbe bei Dresden die meisten kleineren Ereignisse Winterhochwasser sind, die meist durch zyklonale Westlagen ausgelöst werden, sind viele der stärkeren Hochwasser im Frühjahr oder Sommer zu finden und werden beispielsweise durch eine „Vb-Wetterlage“ ausgelöst. Inwieweit sich die den Hochwasserereignissen zugrundeliegenden GWL je nach Jährlichkeit unterscheiden, sollte jedenfalls Bestandteil weiterer Untersuchungen sein. Für die Frage, welche Jährlichkeit die in der WLHI-Berechnung berücksichtigten POT-Ereignisse aufweisen sollten, ist nicht zuletzt die Frage entscheidend, was später untersucht werden soll. Geht es eher um Trends bei der Häufigkeit oder Intensität kleiner Hochwasser oder liegt der Fokus auf besonders großen Ereignissen? Letztlich ist diese Frage immer eine Abwägung zwischen Relevanz in Bezug auf Hochwasser einerseits und einer genügend hohen Anzahl an Ereignissen andererseits.

Die Implementierung eines 2-Komponenten-Index mittels Optimierung wird grundsätzlich als sinnvoller Ansatz angesehen. Allerdings erweist sich die Optimierungsfunktion als verbesserungsbedürftig. Dadurch, dass bei den Pegeln eine sehr unterschiedliche Gewichtung der lang- und kurzfristigen Komponente resultierte, sind die Ausschläge des 2-Komponenten-WLHI je nach Pegel unterschiedlich stark. Dieser, im Grunde gewünschte Effekt – schließlich ist der Einfluss der Vorfeuchte auch in der Realität je nach Pegel unterschiedlich stark – ist offenbar durch die Optimierung stark überzeichnet. Es kann in Frage gestellt werden, ob nicht auch an dieser Stelle eine unterschiedliche Gewichtung des lang- und kurzfristigen Anteils je nach Jahreszeit zu besseren Ergebnissen führt. Auch könnte in weiteren Untersuchungen getestet werden, ob eine dritte Komponente zur Abbildung mittelfristiger Vorbedingungen ebenfalls zu einer verbesserten Performance des WLHI beitragen könnte.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass Aufbau und Auswahl der Berechnungsmethoden noch Verbesserungspotenzial beinhalten. Durch weitere Optimierungsfunktionen und eine Kalibrierung der unterschiedlichen Index-Bestandteile kann die Güte des WLHI insgesamt wahrscheinlich noch deutlich verbessert werden. Es empfiehlt sich dabei unbedingt weiterhin ein visueller Abgleich von Abflussganglinien und WLHI, wie er beispielsweise in Abbildung 5.17 dargestellt ist.

Bei der Validierung erweist sich die Vorgehensweise als zweckmäßig. Die Berechnung des WLHI auf Basis mehrerer Validierungsläufe mit unterschiedlichen Jahren zeigt, dass der WLHI an den meisten Pegeln gegenüber einzelnen Jahren robust ist. Dass dies für einzelne GWL, die einen besonders deutlich von Null abweichenden Wert aufweisen, nur eingeschränkt gilt, entspricht den Erwartungen. Dasselbe gilt für die Ausnahme des Pegels Oder, bei dem die Schwankungen der einzelnen Werte je nach zugrundeliegenden Jahren stärker sind. Auch diese Schwankungen sind wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass an diesem Pegel mehrere Prozesse mit jeweils unterschiedlichen GWL zu Hochwasser führen können. Somit ist die Zuordnung eines Wertes für die einzelne GWL stärker abhängig von einzelnen Ereignissen, mithin einzelnen Jahren.

Hinzu kommt, dass die GWL nach H&B laut mehrerer Autoren die unterschiedlichen meteorologischen Gegebenheiten im Osten Deutschlands deutlich schlechter differenzieren und abbilden (z. B. James, 2007). Damit ist die Unterteilung der einzelnen GWL deutlich besser für die Analyse der anderen Regionen Deutschlands geeignet. Ob die mangelnde Berücksichtigung der östlichen Regionen nun durch die historische Teilung des Landes, durch das kontinentalere Klima im Südosten oder schlicht durch ein mangelhaftes Konzept zustande gekommen ist, soll und kann an dieser Stelle nicht beurteilt werden. Jedoch sollte die insgesamt schlechtere Performance der GWL für den Osten Mitteleuropas und damit auch die geringere Güte des Index an den östlichen Pegeln in der Diskussion der Ergebnisse berücksichtigt werden.

Dass die Güte des WLHI bei der Oder am schlechtesten ist, zeigt sich auch bei den weiteren Schritten der Validierung. Die Ergebnisse sind bei den drei Testvarianten diesbezüglich kongruent. Es erweist sich als vorteilhaft, sich bei der Validierung auf drei Testvarianten des Fisher-Yates-Tests zu beschränken. Dieser scheint insgesamt geeignet, um die Performance des Index zu beurteilen. Es bleibt jedoch einzuwenden, dass hier bereits eine relativ geringe erklärende Komponente des WLHI ausreicht, um zu signifikanten Signalen zu gelangen. Nichtsdestotrotz stimmen die Ergebnisse der Validierung mit den Erkenntnissen der Trendanalyse überein. Bei der Validierung erweisen sich dieselben Pegel als die Besten, die auch bei den Mustern der Trendanalysen die größten Übereinstimmungen zwischen AMF und WLHI aufweisen. Dasselbe gilt für die Jahreszeiten, bei denen der Winter sowohl in der Validierung als auch bei den Trendtests die größten Übereinstimmungen zwischen hohen Abflüssen und hohen WLHI-Werten zeigt.

Dies stimmt mit den konzeptuellen Überlegungen überein. Demnach sind die GWL umso besser geeignet, die Hochwassergefahr zu beschreiben, je stärker diese durch einen meteorologischen Prozess geprägt sind und je häufiger sie im Winter auftreten. Je stärker bei einem Pegel also die Saisonalität in Richtung Winter tendiert und je stärker die Auslöse der Hochwasser dabei von zonalen zyklonalen Westlagen geprägt ist, desto besser ist die Güte des WLHI. Dies gilt insbesondere für die Flüsse in West- und Südwestdeutschland sowie den Main. Am wenigsten durch winterliche Westlagen geprägt ist die Oder und die Elbe (Dresden). Winterliche Hochwasser sind hier eher auf Schneeschmelze

kombiniert mit Dauerregen als nur auf Dauerregen zurückzuführen. Bei der Weser muss einschränkend hinzugefügt werden, dass Westlagen hier nicht unbedingt zu hohen Abflüssen führen müssen, da einige der westlichen Mittelgebirge, insbesondere das Rothaargebirge Teile des EZG nach Westen hin abschirmen. Dass in der Validierung die Güte des WLHI bei Rhein, Neckar, Main und Ems am besten ist, während die Güte von Oder und unterer Elbe (Neu-Darchau) am schlechtesten ist, passt in dieses Bild. Überraschend ist, dass der WLHI bei der Mosel als südwestdeutschem Fluss ebenfalls schlecht abschneidet. Dies ist allerdings auf schlechte Testergebnisse für den Sommer zurückzuführen, in dem ohnehin kaum Hochwasser auftritt. Im Winter sind dagegen alle Fisher-Yates-Tests für die Mosel signifikant.

Auch die visuelle Validierung erweist sich als brauchbares Werkzeug und unterstützt in der Regel obige Aussagen. Als problematisch erweist sich wie bereits erwähnt an manchen Pegeln eine grundsätzliche Unterschätzung mit fast ausschließlich negativen Werten im Sommer sowie eine unausgewogen starke oder schwache Gewichtung der langfristigen WLHI-Komponente, die zu starken oder schwachen Ausschlägen führt. Insgesamt fällt auf, dass es im Vergleich zu den Ausschlägen des Abflusses (= Hochwasserereignisse) sehr viel häufiger starke Ausschläge des WLHI gibt. Ein Grund könnte in einer mangelhaften Optimierung der 2-Komponentenmethodik oder in einer Überinterpretation der Saisonalität liegen. Diese Ursachen reichen als alleinige Erklärung für die überproportional häufigen Ausschläge des WLHI jedoch nicht aus. Offenbar treten diese immer dann auf, wenn es zu den GWL mit besonders hohen WLHI-Werten kommt (in der Regel *WZ*). Jedoch führen diese GWL nur teilweise zu starken Ausschlägen des Index. Ein Grund dafür könnte sein, dass diese manchmal als Schnee fallen, sodass der potenzielle Abfluss im EZG gespeichert wird. Eine weitere Erklärung ist möglicherweise, dass die GWL *WZ* nicht differenziert genug ist. Demnach könnte es sowohl eine Form von *WZ* existieren, bei der die Niederschläge und der Abfluss moderat bleiben, während bei einer anderen Form von *WZ* tatsächlich hohe Abflüsse ausgelöst werden. Auch hier sind weitere Untersuchungen nötig, um diese Beobachtungen final zu bewerten. Zuletzt gibt es insbesondere im Sommer – an einigen Pegeln aber auch im Winter – Hochwasserereignisse, an denen der WLHI keine Ausschläge nach oben zeigt. Im Winter könnte dies auf Schneeschmelze, im Sommer auf Konvektion zurückzuführen sein. Beides sind abflussbildende Effekte, die durch die GWL nur unzureichend abgebildet werden können.

6.3 Trendanalyse

6.3.1 Methodik

Die gewählte Methodik zur Trendanalyse wird insgesamt als gute Wahl angesehen. Insbesondere die Wahl des nicht-parametrischen MK-Tests erwies sich als erforderlich, da die meisten Jahreswerte sowohl der Hochwasser- als auch der WLHI-Kennwerte eindeutig keiner Normalverteilung entsprechen. Auch die Wahl einer Mindestlänge von 20 Jahren für die auf Trends untersuchte Periode erweist sich als passend. Überhaupt zeigt sich, dass der multiple MK-Test einige Charakteristika des Trendverhaltens

aufdeckt, die bei einem einzigen, lediglich über die gesamte Zeitreihe durchgeführtem Trendtest vorborgen geblieben wären. Bei der Auswertung der Ergebnisse ist hinzuzufügen, dass das Signal eines Trendtests jeweils verzögert bzw. gedämpft auf eine Abnahme bzw. Zunahme der jährlichen Werte reagiert. So kann beispielsweise bei einer Zeitreihe von 30 Jahren in den letzten fünf Jahren bereits wieder ein abnehmender Trend auftreten, während das Ergebnis des MK-Tests jedoch nach wie vor einen steigenden Trend anzeigt. Diese Tatsache ist bei der Diskussion der Ergebnisse zu berücksichtigen, da es sonst zu Fehlschlüssen kommen kann – insbesondere beim Vergleich von normalen Zeitreihen-Diagrammen und Trendtest-Diagrammen.

Es kann festgestellt werden, dass die Wahl verschiedener Jahreskennwerte des WLHI und demnach separat durchgeführte Trendtests keinen größeren Erkenntnisgewinn liefern. Auch die Trendanalyse der Anzahl an POT1/3-Ereignissen pro Jahr ist wenig aussagekräftig. Dies könnte u. a. auf die geringe Anzahl an Ereignissen pro Jahr sowie deren vergleichsweise hohe Schwankungsbreite zurückzuführen sein. Demnach könnte für nachfolgenden Studien zur Repräsentation der Häufigkeit von Hochwasser stattdessen andere Jahreskennwerte verwendet werden. Beispielsweise könnte die Anzahl an Tagen mit Abflüssen über einem bestimmten Quantil pro Jahr im Hinblick auf Trends untersucht werden. Ein solcher MK-Test ist aufgrund der höheren Werte deutlich robuster und gibt möglicherweise auch klarere Signale aus.

Neben den dargestellten Trendanalysen könnten mit den verwendeten Daten auch einige weitere Analysen durchgeführt werden, die im Folgenden kurz vorgestellt werden. Laut mehreren Studien verschiebt sich durch den globalen Temperaturanstieg bereits der Zeitpunkt, zu dem die höchsten Abflüsse in schneebeeinflussten Regimen auftreten, in anderen Studien wird eine derartige Verschiebung zumindest prognostiziert (Blöschl et al., 2019; Madsen et al., 2014). Eine Analyse beispielsweise des jährlichen Auftrittszeitpunkts des maximalen Abflusses könnte hier einen Erkenntnisgewinn darstellen. Zudem könnte untersucht werden, ob ein solcher Trend ansatzweise auch durch den WLHI abgebildet wird. Dieser Vergleich würde zeigen, wie sehr der WLHI geeignet ist, auch Hochwasser durch Schneeschmelze abzubilden. Rein theoretisch und konzeptuell sollte dies eher schlecht gelingen, weil bei den GWL keine Berücksichtigung der Temperatur erfolgt. Ein weiterer, in dieser Arbeit kaum beleuchteter Aspekt ist die Stärke der gefundenen Trends. Auch hier könnte sich eine detailliertere Analyse als hilfreich erweisen.

Zudem ist es möglicherweise von Interesse, die Werte des MK-Tests an den einzelnen Pegeln zu vergleichen. Dies würde eine Vielzahl weiterer Möglichkeiten und Forschungsfragen eröffnen: Wie stark sind die Trends bei AMF zwischen den einzelnen Pegeln korreliert? Lassen sich Gruppen mit ähnlichem Verhalten finden? Gibt es starke Veränderungen, die nur an einzelnen Pegeln auftreten und damit womöglich keine klimatische Ursache haben? Wie stark ist der Unterschied des WLHI zwischen den einzelnen Pegeln? Lassen sich auch hier Gruppen mit ähnlichen Trends bilden und ähneln diese Gruppen denjenigen, die beim AMF beobachtet werden? In weitere Analysen könnte auch die

Häufigkeit der *GWL WZ* auf Trends untersucht werden und analysiert werden, inwieweit entsprechende Trends den Trends des *WLHI* ähneln, mithin wie stark der *WLHI* durch die *GWL WZ* geprägt wird. Auch könnte eine Trendanalyse der Jahreswerte des *NAO-Index* durchgeführt werden und die Unterschiede und Gemeinsamkeiten zu *WLHI* und *AMF* analysiert werden. All diese Anwendungsmöglichkeiten und Fragestellungen bergen ein großes Potenzial für weitere Forschungsarbeiten mit ähnlicher Methodik.

6.3.2 Ergebnisse

Bisherige Arbeiten zu Trends der Hochwasserintensität in Deutschland und Europa zeigen zwar kein ganz einheitliches Bild, deuten aber insgesamt eine Tendenz an. Demnach liegt im Süden und Westen eine (deutliche) Steigerung der Hochwasserintensität und/oder -häufigkeit vor (Madsen et al., 2014; Blöschl et al., 2019; Petrow und Merz, 2009). Diese Steigerung ist überwiegend auf häufigere und intensivere Regenfälle im Winter zurückzuführen (vergleiche u.a. Abbildung 2.2 d). Diese sind wiederum zumindest teilweise auf einen Trend hin zu mehr und länger andauernden Westwetterlagen im Winter bzw. zu allgemein zyklonalen und durch positive *NAO* geprägte Winter zurückzuführen (Caspary, 2004; Petrow et al., 2009; Hattermann et al., 2012). Dies gilt vermehrt für einen Zeitraum von etwa 1960 bis 1995. Wie bereits im Ergebnisteil angemerkt ist erwähnenswert, dass sich der Großteil der verschiedenen Arbeiten zu Trenduntersuchungen auf Zeiträume beziehen, die zwischen 1950 und 1965 beginnen und zwischen 1995 und 2010 enden (Stahl et al., 2012; Blöschl et al., 2019; Petrow et al., 2009; Petrow und Merz, 2009; Hattermann et al., 2012). Diese Zeitspanne fällt – abgesehen von den ersten bzw. letzten Jahren – auf eine bereits nachgewiesene stark positive Anomalie der *NAO* im Winter sowie allgemein einer ansteigenden Häufigkeit zonalen, zyklonalen Wetterlagen im Winter. Diese kommen nicht nur häufiger vor, sondern bringen zudem im Durchschnitt mehr Niederschlag pro Tag (Werner und Gerstengarbe, 2010).

Vergleicht man diese, bei Niederschlag, Wetterlagen und Abflüssen bereits in anderen Arbeiten identifizierten Trends (Werner und Gerstengarbe, 2010; Caspary, 2004) mit den Ergebnissen der Trendanalyse aus der vorliegenden Arbeit, zeigen sich klare Parallelen. liegen an fast allen Pegeln, besonders jedoch an Ems, Main, Mosel und Rhein (Köln) deutliche, positive Trends bei Zeitreihen vor, die rund um das Jahr 1950 beginnen. Ähnliches gilt für Donau, Elbe (beide Pegel) und Rhein (Maxau) für die Trends, die ca. 1960 beginnen. Hinzu kommt, dass die positiven Trends zumindest an einigen Pegeln dann besonders stark sind, wenn diese zwischen 1990 und 2005 enden (gilt für alle Pegel außer Elbe (beide Pegel), Main, Oder). Ein teils signifikanter Negativtrend des *WLHI* rund um die Startjahre 1935 bis 1949 sowie ähnliche Entwicklungen in den letzten 20 bis 30 Jahren werden in vielen bisherigen Arbeiten somit kaum oder gar nicht berücksichtigt.

Viele der Trends, die mehrere Pegel teilen, lassen sich in den Trends der jährlichen Mittelwerte des *WLHI* ebenfalls identifizieren (siehe 5.3.3). Insbesondere gilt dies für den negativen Trend für Zeitreihen, die nach 1900 beginnen und zwischen 1950 und 1960 enden sowie für Zeitreihen, die nur

die letzten 20 bis 40 Jahre abdecken. Ebenfalls lässt sich der positive Trend bei solchen Zeitreihen, die zwischen 1985 und 2000 enden an allen Pegeln außer denen im Nordosten (Elbe (Neu-Darchau), Oder) wiederfinden (siehe Abbildung 5.22). Letztere Tendenz wird besonders durch den Winter hervorgerufen. Bei allen Pegeln außer der Oder weisen Zeitreihen des WLHI-Mittelwerts für den Winter, die rund um die Jahre 1990 bis 2005 enden einen signifikant positiven Trend auf, und dies recht unabhängig vom Startjahr. Zeitreihen, die nach 2005 enden, verlieren oft zumindest die Signifikanz dieses Trendsignals. Diese Entwicklungen decken sich mit einer Zunahme der Winterniederschläge ab etwa 1945 bis ca. 1995, wobei diese auch nach 1995 noch deutlich höher ausfallen als vor 1945 (siehe Abbildung 2.2).

Im Sommer gibt es bemerkenswerterweise ein gegenteiliges Signal. Hier ist ein signifikant positiver Trend des WLHI festzustellen, wenn die Zeitreihe nach 2000 endet. Besonders stark ausgeprägt ist dieser Trend bei Oder und Elbe (Neu-Darchau). Da beide Pegel im Gegensatz zu fast allen anderen Pegeln auch von Sommerhochwasser stärker betroffen sein können, erklärt sich somit, dass bei diesen beiden Flüssen auch über das ganze Jahr betrachtet kein negativer Trend in den letzten 20-40 Jahren zu finden ist. Bemerkenswert ist diese Tatsache insbesondere deshalb, weil in die Periode des stark angestiegenen sommerlichen WLHI bei den beiden nordöstlichsten Flüssen auch die tatsächlich starken sommerlichen Hochwasserlagen 2002 und 2013 fallen, bei denen es sich um Vb-Wetterlagen handelte (Hofstätter et al., 2016). Auch beim AMF ist ab etwa 1990 ein positiver Trend bei Elbe (beide Pegel) und Oder zu erkennen. Dass der WLHI diese Entwicklung abbildet, obwohl die grundsätzliche Performance bei Oder und Elbe (Neu-Darchau) am schlechtesten ist, kann ein weiterer Hinweis für die Güte und Tauglichkeit des WLHI sein. Zudem widerspricht dieser rezente Anstieg der sommerlichen Hochwassergefahr den Prognosen, dass im Zuge des Klimawandels die Hochwassergefahr im Nordosten Deutschlands allgemein abnehmen (Madsen et al., 2014; Blöschl et al., 2019) und auch Vb-Wetterlagen seltener werden. (Formayer und Kromp-Kolb, 2009; Bartholy et al., 2009). Eine abnehmende Hochwassergefahr ist hier selbst im Winter höchstens andeutungsweise zu erkennen.

Besonders auffällig ist die Tatsache, dass sich bei AMF und WLHI zwar dieselben Muster identifizieren lassen, die Trends beim WLHI jedoch insgesamt deutlich stärker positiv ausfallen. Wo bei AMF ein signifikanter Negativtrend vorhanden ist, zeigt sich beim WLHI häufig nur ein nichtsignifikanter negativer Trend. Liegt hingegen beim AMF ein Trend hin zu positiven Werten vor, ist dieser beim WLHI noch stärker zu sehen. Dieser Effekt zeigt sich besonders deutlich darin, dass an fast allen Pegeln über den Gesamtzeitraum ein signifikant positiver Trend zu erkennen ist. Hier stellt sich die Frage, warum dem so ist. Bei ausschließlicher Betrachtung des WLHI muss man starker dekadischer Schwankungen von einer langfristig steigenden klimatischen Hochwassergefahr – insbesondere im Winter – ausgegangen werden. Dieser Trend ist an einigen Pegeln sehr deutlich. Dagegen gibt es bei den tatsächlich aufgetretenen Hochwasserereignissen im selben Zeitraum keinen

signifikanten Trend. Mögliche Ursachen und die Folgen dieser Diskrepanz sollen nachfolgend diskutiert werden.

1. Eine erste Erklärung wäre die, dass der WLHI insgesamt nicht geeignet ist, Trends der tatsächlichen klimatischen Hochwassergefahr abzubilden. Diese Begründung lässt sich allerdings aufgrund der meist hohen Übereinstimmung sowie ähnlicher Trendmuster zwischen WLHI, AMF und Niederschlag ausschließen.
2. Eine weitere mögliche Erklärung könnte in der subjektiven Festlegung der GWL liegen. Während die Klassifikation die meteorologisch-hydrologischen Bedingungen grundsätzlich gut widerspiegelt, könnte es über die Jahrzehnte zu einer sukzessiven Verschiebung hin zur Klassifikation von mehr hochwasserträchtigen GWL gekommen sein, ohne dass eine solche Verschiebung der realen Entwicklung entspricht. Mit anderen Worten: Die Meteorologen entwickelten über die Jahrzehnte eine immer größere Vorliebe für die GWL *WZ*, sodass die Tendenz, diese im Zweifelsfall als GWL festzulegen, immer stärker wurde. Auch diese Theorie kann jedoch ausgeschlossen werden. Die niederschlagsreiche GWL *WZ* müsste in dem Fall, dass sie immer häufiger klassifiziert würde, ohne immer häufiger aufzutreten, sinkende Niederschläge pro Tag aufweisen. Laut Werner und Gerstengarbe (2010) ist jedoch das Gegenteil der Fall, die mittleren Niederschläge pro Tag der GWL *WZ* haben sich in den letzten Jahrzehnten sogar deutlich erhöht.
3. Eine dritte denkbare Ursache für die stärkere Steigerung des WLHI im Gegensatz zu tatsächlich aufgetretenen Hochwasserereignissen liegt in der Methodik begründet. Während die Werte des AMF von Jahr zu Jahr sehr stark schwanken, mithin ein ungünstiges Signal zu Rauschen Verhältnis vorherrscht (Svensson et al., 2006), ist bei den Mittelwerten des WLHI das Gegenteil der Fall. Die Jahresmittelwerte variieren nur leicht, etwaige Trends werden durch den MK-Test leichter identifiziert und sind schneller signifikant. Diese Erklärung kann nicht ausgeschlossen werden, doch auch unter Zuhilfenahme der Zeitreihen lässt sich rein visuell bei den meisten Pegeln kein langfristiger Trend der AMF-Werte erkennen.
4. Die vierte und letzte mögliche Erklärung liegt in den anthropogenen Einflüssen. So könnten direkte und indirekte Eingriffe in das Abflussregime zu einer Abmilderung der Hochwasserabflüsse geführt haben. Direkte Eingriffe sind jene Hochwasserschutzmaßnahmen im Fluss oder in der Nähe des Flusses, die die Spitzenabflüsse abmildern. Beispiele hierfür sind Polder, die Reaktivierung von Überflutungsflächen, Veränderungen der Fließgeschwindigkeit oder die Steuerung durch Staustufen. So kann beispielsweise am Oberrhein durch die Staustufen auf französischer Seite eine erhebliche Dämpfung der Spitzenabflüsse am Pegel Maxau erreicht werden (Regierungspräsidien Baden-Württemberg, 2019). Ein Beispiel für einen indirekten, sukzessiven Eingriff die zunehmende Bewaldung Mitteleuropas. Die Waldfläche Deutschlands hat sich seit 1850 von 27 % auf 32 % im Jahr 2010 erhöht. In den Nachbarländern Frankreich, Schweiz, Österreich, Tschechien und Polen, in denen einige der betrachteten Pegel entspringen,

war ist dieser Anstieg noch deutlich stärker (Ministerial conference of the Protection of Forests in Europe, 2011; Hilf und Röhrig, 2003). Da Wäldern in der Regel eine mildernde Wirkung auf Hochwasserabflüssen geringer Jährlichkeit zugeschrieben wird (Fohrer et al., 2016), könnte auch ein solcher Effekt dazu beigetragen haben, dass der AMF trotz entsprechender Klimasignale nicht signifikant angestiegen ist.

Von Interesse ist ebenfalls die Frage, inwieweit die Stärke des WLHI im Winter durch die GWL *WZ* dominiert wird. Wenngleich zur genauen Bestimmung weitere Analysen nötig wären (z.B. Principle Component Analysis (PCA) zu den einzelnen GWL), kann doch eine grobe Einschätzung abgegeben werden. So wird beim Vergleich des Verlaufs des WLHI-Jahresmittelwerts für den Pegel Rhein (Köln) deutlich, dass dieser Verlauf demjenigen der Häufigkeit von *WZ* stark ähnelt (vergleiche die Trendrichtung der jeweils 20-jährlichen Trends in der Diagonalen im Winter bei Abbildung 5.26 mit der grünen Linie im Winter bei Abbildung 5.4). Bei beiden liegt bis etwa 1925 ein Anstieg vor, danach ein signifikant negativer Trend bis etwa 1640. Darauf folgt ein teils signifikanter Anstieg bis etwa 1960, eine neutrale bis leicht negative Entwicklung bis ca. 1980, ein starker Anstieg bis 1995 sowie eine zumindest zum Ende hin signifikante Abnahme bis zum Ende des Betrachtungszeitraums. Insgesamt gibt es aber eine leicht unterschiedliche Entwicklung. Während das zehnjährliche gleitende Mittel der Häufigkeit von *WZ* im Jahr 2010 nach dem starken Absinken ungefähr auf demselben Niveau liegt wie zu Beginn 1886, wird beim WLHI ein signifikant positiver Trend auch über die gesamte Zeitreihe identifiziert. Trotzdem wird die Schwankung des WLHI von der Schwankung von *WZ* stark geprägt. Interessanterweise gilt dies im Winter für alle Pegel außer der Oder in ähnlicher Form. Dass die Oder hier eine Ausnahme bildet könnte einerseits auf die grundsätzlich schlechte WLHI-Güte an diesem Pegel oder andererseits auf ein tatsächlich andersartiges Winterregime zurückzuführen sein.

Dass Winterhochwasser durch zyklonale Westlagen geprägt sind, war bereits bekannt (Petrow et al., 2009). Aus obigen Ausführungen folgt jedoch, dass auch dekadische Schwankungen in der Intensität der Winterhochwasser durch die dekadischen Schwankungen bei der Häufigkeit der GWL *WZ* geprägt sind. Der grundsätzliche, langfristige Anstieg der klimatischen Hochwassergefahr im Winter lässt sich jedoch zumindest nicht ausschließlich durch eine Zunahme von *WZ* erklären. Hier kann die Zunahme der Häufigkeit weiterer GWL, die im Winter hohe WLHI-Werte aufweisen, diesen Trend erklären. Besonders genannt sei die Zunahme von *WW*, *SWZ*, *TRM* und *TRW* insbesondere in den letzten Jahrzehnten. Interessanterweise gibt es parallel zur Zunahme der Häufigkeiten dieser GWL auch eine deutliche Zunahme der Tagesniederschläge bei *WZ*, *WW*, *SWZ* und *NWZ* (vergleiche Tabelle 2.3). Somit kann davon ausgegangen werden, dass die klimatische Hochwassergefahr noch stärker angestiegen ist, als der Anstieg des WLHI vermuten lässt. Schließlich fällt der genannte Anstieg der Tagesniederschläge insbesondere bei den GWL auf, die im Winter ohnehin viele Niederschläge bringen, deren WLHI-Wert also hoch ist. Demnach ist nicht nur von einer Zunahme der Winterniederschläge im Mittel, sondern auch von einer überproportionalen Zunahme von Winterniederschläge hoher Intensität auszugehen.

6.3.3 Ausblick auf mögliche zukünftige Entwicklungen

Es gestaltet sich schwierig, multiannuelle bzw. multidekadische Schwankungen, wie sie sowohl bei AMF als auch beim WLHI vorhanden sind, von einem klaren langfristigen Klimatrend, der durch den anthropogenen Klimawandel verursacht wird, zu unterscheiden. Konkret stellt sich die Frage, ob der starke Trend hin zu einer höheren Hochwassergefahr (je nach Pegel zwischen 1930 und 1990 bzw. 1950 und 1990) einen besonders starken Ausschlag natürlicher klimatischer Schwankungen darstellt, oder ob es sich um einen langfristigen, durch den Klimawandel bedingten Trend handelt. Dasselbe gilt für den rezent beobachteten Rückgang des WLHI innerhalb der letzten 20 bis 40 Jahre. Setzt sich dieser weiterhin fort, dürfte innerhalb der nächsten Jahre auch der positive langfristige Trend seine Signifikanz verlieren. Handelt es sich hingegen nur um ein relativ kurzes Absinken wie beispielsweise zwischen 1910 und 1935 und der Trend wird schon innerhalb der nächsten Jahre wieder ins Positive umgekehrt, ist davon auszugehen, dass es sich um eine langfristige, klimawandelbedingte Änderung handelt. Es müsste dann von einer weiter ansteigenden Hochwassergefahr ausgegangen werden.

Auf Basis dieser Erkenntnisse kann die These von Caspary (2004), wonach die Gefahr für Winterhochwasser im Südwesten Deutschlands stark angestiegen ist und es sich dabei um eine Folge des anthropogenen Klimawandels handelt, zwar nicht falsifiziert, aber auch nicht vollumfänglich geteilt werden. Die von Caspary (2004) und Petrow et al. (2009) identifizierten Trends sind vor allem deshalb so stark, weil sie genau die Zeit abdecken, innerhalb der es den stärksten Anstieg gibt. Auch wenn es Hinweise auf ein steigendes klimatisches Hochwasserrisiko an großen Flüssen im westlichen Mitteleuropa vorliegen, ist noch keinesfalls sicher, dass dieses steigende Risiko durch den Klimawandel verursacht wird. Multidekadische natürliche Klimaschwankungen wären ebenfalls eine mögliche Erklärung. Die Annahme der Stationarität kann aufgrund der identifizierten Schwankungen zwar falsifiziert werden. Diese Erkenntnis ist jedoch nicht neu und die Konsequenz, Grenzwerte bei der Bemessung von Hochwasser mit einem pauschalen abflusstrendbasiertem Klimawandelaufschlag zu belegen, kann hier nicht die alleinige Antwort auf diese Erkenntnis sein. Wenn schon ein derartiger Aufschlag mittels eines Faktors verwendet wird, sollte dieser ausschließlich auf langjährigen, klimawandelbedingten Trends basieren. Die in dieser Arbeit gewählte Methodik könnte hierbei ein Anhaltspunkt sein.

Mit den in dieser Arbeit dargestellten Ergebnissen lässt sich die Frage nach der Ursache der insgesamt signifikant zunehmenden klimatischen Hochwassergefahr im Winter nicht beantworten. Es lassen sich jedoch einige konzeptionelle Verknüpfungen zu aktuellen Thesen der Klima- und Wetterlagenforschung herstellen. Eine aktuelle, insbesondere im Rahmen der Dürrejahre 2018 und 2019 diskutierte Theorie zu den WL Europas ist die Abschwächung und Nordwestverlagerung des Strahlstroms (Bartholy et al., 2006; Bonewitz, 2019). In enger Verbindung dazu steht die These von einer Zunahme sich kaum verlagernder und blockierender WL (Perdigão et al., 2016; Kornhuber et al., 2019). Begründet werden beide Thesen mit dem schwächeren Antrieb des Strahlstroms durch

geringere meridionale Temperaturunterschiede zwischen Arktis und gemäßigten Breiten bzw. Subtropen. Hierdurch kommt es zu stärkeren Wellenbewegungen und einer Meridionalisierung des Strahlstroms, die, besonders bei hoher Wellenzahl, zu Stationarität neigen.

Während eine Abschwächung und Nordwestverlagerung des Strahlstroms und das zunehmende Blocking im Sommer für Mitteleuropa ähnliche Folgen mit sich bringen – weniger Niederschlag durch zyklonale Westlagen, längere Trockenperioden, mehr extreme konvektive Niederschläge durch Süd-/Südwestlagen und besonders energiereiche Luftmassen (Kornhuber et al., 2019) – sind die Konsequenzen für den Winter heterogener. Kalte und trockene Winter in Mitteleuropa werden häufig durch eine Verlagerung des Strahlstroms nach Südeuropa und Hochdruck über Nordosteuropa verursacht (Bott, 2012). Verlagert sich der im Winter ohnehin stärkere Strahlstrom nach Nordwesten, kann das dazu führen, dass dieser eher über Mitteleuropa verläuft als zuvor, demnach also zu mehr Niederschlag in Mitteleuropa führt. Selbst bei Abschwächung wäre der Strahlstrom auch im Winter jedoch noch stark genug, Mitteleuropa zu erreichen und würde erst weiter östlich durch Blocking über Osteuropa nach Norden oder Süden abgelenkt. Die höheren Tagesniederschläge bei gleichzeitig höherem Luftdruck von *WZ* und eine Abnahme bei Häufigkeit und Tagesniederschlag von *WS* sind starke Indizien für diese These. Auch die Zunahme bei der Häufigkeit (siehe Abbildung 5.4) und die starke Zunahme beim Tagesniederschlag (siehe Tabelle 2.3) von *WW* sind Hinweise auf verstärktes Blocking über dem östlichen Mitteleuropa bzw. Osteuropa.

James (2007) argumentiert, dass oftmals bei einer Westlage *WZ* zugewiesen wird, obwohl die korrespondierenden Druckmuster tatsächlich einer der anderen drei zonalen Lagen *WW*, *WS* oder *WA* ähneln. Demnach wäre eine feinere und präzisere Unterteilung nötig. Orientiert man sich an den mittleren Druckmustern, zeigt sich eine unterschiedliche Zuordnung je nachdem, wie weit die Frontalzone nach Süden bzw. Norden verschoben ist. Demnach unterteilt James (2007) von Nord nach Süd zwischen *BM*, *WA* und *WS*. Die besonders oft auftretende Lage der Frontalzone zwischen *WA* und *WS* wird nochmals unterteilt für *WZ* und *WW*. Dabei wird *WZ* eher dann eingeteilt, wenn die stärkste Wetteraktivität bei oder östlich von Großbritannien stattfindet, *WW* hingegen, wenn die stärkste Aktivität der Frontalzone westlich von Großbritannien liegt (vergleiche Abbildung A.3 im Anhang). Dieser Argumentation folgend wären die objektiven, durch Reanalyse täglich neu zugeordneten GWL nach H & B ideal um zu untersuchen, inwieweit die Frontalzone bzw. der Strahlstrom sich in den letzten Jahrzehnten tatsächlich abgeschwächt und nach Nordwesten verlagert hat und ob diese Ergebnisse mit denen von Archer und Caldeira (2008) übereinstimmen. Die ursprünglichen GWL hingegen wären für diese Analyse aufgrund der unscharfen Unterteilung der zonalen Lagen eher ungeeignet.

Eine Abschwächung und Nordwestverlagerung des Strahlstroms hätte obigen Ausführungen folgend in Winter und Sommer genau entgegengesetzte Folgen für die Hochwassergefahr in Mitteleuropa. Die Winter würden demnach stärker von Westwetterlagen und weniger durch trocken-kalte Ostlagen geprägt. Im Sommer würden hingegen atlantische Tiefs häufiger geblockt und nach Großbritannien bzw.

Skandinavien oder noch weiter nach Norden abgelenkt. Dies würde sowohl zu bisherigen Erkenntnissen in und außerhalb dieser Arbeit als auch zu den Projektionen der Klimamodelle für Mitteleuropa passen. Höhere und stärkere Niederschläge im Winter insbesondere in West- und Süddeutschland (Hattermann et al., 2013), eine überdurchschnittliche Erwärmung im Winter im Gegensatz zum Sommer (Werner und Gerstengarbe, 2010; Bartels et al., 2005), mehr und länger andauernde Westwetterlagen im Winter, eine besonders starke Steigerung bei Süd- und Südwestwetterlagen sowohl im Winter als auch im Sommer, höhere Niederschläge in Nordwesteuropa und geringere Niederschläge in Südeuropa – all diese Befunde entsprechen der oben erläuterten Theorie. Zur möglichen Verlagerung des Strahlstroms kommen weitere Änderungen hinzu, die nicht in der Änderung der WL, sondern rein in der Temperaturerhöhung begründet sind. Hierunter fallen eine erhöhte potentielle Evapotranspiration im Sommer, ein grundsätzlich erhöhtes Potenzial für Starkniederschläge kurzer Andauer (Bartels et al., 2005) sowie insgesamt höhere Niederschlagsmengen bei gleicher GWL (Werner und Gerstengarbe, 2010).

An dieser Stelle stellt sich die Frage, was eine weitere, über das bisher Beobachtete weit hinaus gehende Abschwächung und Nordwestverlagerung des Strahlstroms für die GWL und damit indirekt auch für die Hochwassergefahr in Deutschland bedeuten würde. Könnte die Hochwassergefahr dadurch auch im Winter womöglich wieder sinken, weil sich der Antrieb für zyklonale Westlagen weiter abschwächt und nach Norden verlagert? Ein Anhaltspunkt dafür wäre die These, dass die beobachtete positive Anomalie des NAOI in den Jahren 1960 bis 1995 nicht durch den Klimawandel begründbar ist (IPCC, 2014). Wäre eine Verlagerung des in den vergangenen Jahren häufig beobachteten blockierenden Hochdrucks über dem östlichen Mitteleuropa weiter nach Westen vorstellbar, sodass in West- und Mitteleuropa im Winter wieder häufiger Hochdruckeinfluss vorherrscht? Diese sehr spekulativen Fragen können in dieser Arbeit nicht beantwortet werden. Jedoch sollte in der hydrologischen Forschung zur Veränderung von Abflussregimen im Zuge des Klimawandels verstärkt auf WL geachtet werden. Änderungen der WL können, wie diese Arbeit zeigt, einen starken Einfluss auf die Veränderung der Abflussregime großer Flüsse haben.

Abschließend wird nochmals auf die Forschungsfragen und Arbeitshypothesen eingegangen. Demnach können die Forschungsfragen wie folgt beantwortet werden.

1. Der WLHI erweist sich als geeignet, die klimatische Hochwassergefahr an den großen Flüssen in Deutschland abzubilden. Dies gilt umso mehr, je stärker die Saisonalität ausgeprägt ist und je weniger sich die meteorologischen Ereignisse, die Hochwasser an dem Fluss hervorrufen können, unterscheiden. Konkret bedeutet das für Deutschland, dass der Index dort am besten geeignet ist, wo Hochwasser überwiegend im Winter und als Konsequenz langanhaltenden Dauerregens auftritt.
2. Die identifizierten Trends sind jahreszeitlich stark und räumlich mäßig differenziert. Im Winter gibt es an allen Pegeln einen signifikanten Anstieg der klimatischen

Hochwassergefahr. Im Herbst und Frühjahr liegen diese Trends noch bei mehr als der Hälfte der Pegel vor. Eine signifikante Abnahme des Hochwasserrisikos über die gesamte Zeitspanne konnte zu keiner Jahreszeit und an keinem Pegel festgestellt werden. Für eine ausgiebigere räumliche Differenzierung der Trends wird als nötig erachtet, die Methodik auf eine größere Anzahl Flüsse und Pegel zu erweitern.

3. Die Ergebnisse ermöglichen keine eindeutige Prognose für die zukünftige Entwicklung der Hochwassergefahr an großen Flüssen in Deutschland. Über die gesamte Zeitspanne kann zwar eine signifikante Steigerung identifiziert werden, jedoch kommt es an vielen Pegeln in den letzten zwei bis vier Jahrzehnten wieder zu einem teils signifikanten Absinken des Hochwasserrisikos. Ob der identifizierte, langfristige Trend auf den anthropogenen Klimawandel oder auf natürliche Schwankungen zurückzuführen ist, kann mit dieser Arbeit nicht abschließend beantwortet werden. Es existieren jedoch starke Indizien dafür, dass der Klimawandel zumindest einen gewissen Anteil des Trends verursacht.

Die drei Arbeitshypothesen können jeweils bestätigt werden:

1. Es gibt einen klaren Zusammenhang zwischen GWL und Hochwasser.
2. Trends des WLHI über mehrere Jahre bzw. Jahrzehnte lassen sich zeitgleich an mehreren Pegeln identifizieren. Die gleichen Trends treten häufig ebenfalls bei den tatsächlich beobachteten Hochwasserwerten auf.
3. Durch häufigere und länger anhaltende Westwetterlagen ist mit häufigeren und stärkeren Winterhochwassern in Deutschland zu rechnen. Diese These gilt zumindest nach aktuellem Stand für alle untersuchten Pegel. In den letzten Jahren konnten jedoch auch gegenläufige Entwicklungen festgestellt werden.

7 Schlussfolgerungen

Zum Abschluss dieser Arbeit werden die zentralen Erkenntnisse zusammengefasst und nochmals erläutert. Es wird auf Unsicherheiten und Widersprüche hingewiesen. Zudem wird formuliert, an welchen Stellen weiterer Forschungsbedarf gesehen wird. Bisherige Arbeiten zur Veränderung der Hochwassergefahr an den mittleren und großen Flüssen in Mitteleuropa zeigen, dass es im Winter zu einer Erhöhung des Hochwasserrisikos kommt. Dies gilt umso stärker, je (süd-) westlicher das EZG gelegen ist (Caspary, 2004; Blöschl et al., 2019). Für diesen Trend wird eine größere Häufigkeit der zyklonalen Westwetterlagen verantwortlich gemacht (Petrov et al., 2009). Demnach tritt die GWL *WZ* im Winter seit ca. 1970 deutlich öfter auf und hält länger an (Werner und Gerstengarbe, 2010). Dieses Signal wird auf den anthropogenen Klimawandel zurückgeführt (Brasseur et al., 2017). Dieser Trend, der zu größeren Hochwasserereignissen führt, sollte zu einem Umdenken bei der Bemessung von Hochwasserschutzmaßnahmen führen (Caspary, 2004).

In dieser Arbeit wurde der These des ansteigenden Hochwasserrisikos durch eine Veränderung der WL für die größten Flüsse in Deutschland nachgegangen. Zuerst wurde untersucht, wie Hochwasser an diesen Flüssen mit den GWL nach H&B zusammenhängen. In einem zweiten Schritt wurde ein Index entwickelt, der darauf basiert, ob eine GWL vor Hochwasserereignissen über- oder unterproportional häufig auftritt. Dieser WLHDI wurde dann in die Zeitreihe der GWL eingesetzt und auf Trends untersucht. Ziel war es, auf Basis dieser Trendanalyse zu untersuchen, ob auch in einer langen Zeitreihe eine Entwicklung hin zu einem höheren klimabedingtem Hochwasserrisiko festzustellen ist. Zudem sollten klimatische Veränderungen mithilfe dieser Vorgehensweise von anderen, nicht klimatischen Faktoren, die ebenfalls das Hochwasserrisiko beeinflussen, separiert werden.

Der entwickelte WLHI erwies sich – trotz einiger Schwächen z.B. bei der Berücksichtigung der Saisonalität oder der Anzahl der Ausschläge nach oben – als ein geeignetes Werkzeug. Es konnte aufgezeigt werden, dass der WLHI an fast allen Pegeln signifikant mit Hochwasserkennwerten korreliert. Weiterhin konnte durch eine Kreuzvalidierung aufgezeigt werden, dass auch die Variabilität verschiedener Hochwasserkennwerte von Jahr zu Jahr durch Kennwerte des WLHI, so z.B. den Jahresmittelwert, adäquat abgebildet wird. Die Güte variierte dabei stark je nach Jahreszeit und Pegel. Im Winter wurde an allen Pegeln eine hohe Güte erreicht. Über das ganze Jahr betrachtet wurde bei allen Pegeln außer der Oder eine als ausreichend gut eingeschätzte Quote signifikanter Validierungstests erreicht. Insgesamt wurde der WLHI als geeignet eingestuft, die Hochwassergefahr abzubilden.

Bei der eigentlichen Trendanalyse konnte diese Einschätzung bestätigt werden. Es konnte gezeigt werden, dass viele derjenigen Trends, die sich beim WLHI zeigen, mit denjenigen übereinstimmen, die sich beim AMF zeigen. Zudem konnte langjährige Trends identifiziert werden, die zwischen mehreren Pegeln kongruent sind. Zwischen 1931 und 2015 zeigten sich bei keinem der untersuchten Pegel ein langfristiger, signifikanter Trend der jährlichen Hochwasserintensität. Es konnte jedoch dargelegt werden, dass insbesondere bei Zeitreihen, die 1950 bis 1965 beginnen und 1990 bis 2000 enden, oft

signifikante ansteigende Trends vorhanden sind. Diese Zeitspanne stimmt mit den Perioden überein, die in anderen Arbeiten auf Trends untersucht worden sind. So lässt sich auch die große Zahl positiver Trends erklären, die in diesen Arbeiten gefunden wurden (vergleiche z.B. Blöschl et al., 2019).

Beim WLHI gibt es einen eindeutigen Trend zu höheren Werten auch über die gesamte Zeitreihe. Zwar stimmt dieser grundsätzliche Trend nicht mit den AMF-Trends überein, die einzelnen identifizierten Schwankungen über einige Jahre bis Jahrzehnte jedoch durchaus. Es wurde geschlussfolgert, dass ein insgesamt positiver Trend bei der klimatischen Hochwassergefahr besteht, dieser Trend bei tatsächlichen Hochwasserereignissen aber nicht in dem Maße abgebildet wird, weil dort anthropogene Eingriffe mit der Zeit zu einer Senkung der Hochwassergefahr geführt haben. Als weitere Erklärungsmöglichkeit für die Diskrepanz wurde angeführt, dass durch die höhere Variabilität des AMF etwaige Trends schwieriger zu erkennen sind als bei den nur wenig schwankenden Jahresmittelwerten des WLHI.

Als Ursache für die multidekadischen Schwankungen des klimatischen Hochwasserrisikos wurde die Schwankung der Häufigkeit der GWL *WZ* ausgemacht. Diese weist im Winter an allen Pegeln die höchsten WLHI-Werte auf. Es wurde jedoch argumentiert, dass für den langfristig ansteigenden Trend auch die Häufigkeitszunahme anderer GWL mitverantwortlich sein muss. Zum Schluss wurde die Vermutung geäußert, dass die Schwankungen des klimatischen Hochwasserrisikos mit einer Amplitude von einigen Jahren bis Jahrzehnten auf natürliche Schwankungen zurückzuführen sind, während der langfristige Trend zumindest teilweise auf den anthropogenen Klimawandel zurückgeführt werden könne. Grund für die Veränderungen der GWL wäre demnach eine Abschwächung und Nordwestverlagerung des Strahlstroms, welche im Winter zu häufigeren Westwetterlagen und im Sommer zu häufigeren blockierenden WL in Mitteleuropa führen würden. Die Theorie, dass es sich beim langfristigen ansteigenden Trend des WLHI um ein Signal des Klimawandels handelt, kann im Rahmen dieser Arbeit trotz der erläuterten Theorie nicht abschließend verifiziert werden. Die Unsicherheiten bleiben aufgrund der natürlichen Schwankungen groß, sodass auch die verhältnismäßig lange Zeitreihe der GWL ab 1881 dieses Dilemma nicht vollständig zu beheben vermochte.

Die Entwicklung und vor allem die Anwendung des WLHI in dieser Arbeit kann nur ein erster Schritt sein, die Interaktionen zwischen WL und Hochwasser besser zu verstehen. Es besteht ein deutliches Potenzial für eine konzeptuelle und methodische Optimierung des WLHI. Bei der Anwendung besteht sogar ein sehr großes Potenzial. Da die GWL nach H&B den gesamten europäischen Raum abdecken und sich die Methodik ohne weiteres auf andere Klassifizierungsmethoden erweitern lässt, besteht die Möglichkeit, den WLHI zur Analyse vieler weiterer Pegel einzusetzen. Limitiert wird diese Analyse allerdings durch die Größe der EZG. Kleinere Flüsse zeigen eine zu starke Reaktion auf kurzfristige Wetterereignisse, die durch eine Wetterlagenklassifikation nicht abgedeckt werden. Selbst hier könnte jedoch analysiert werden, welche

GWL beispielsweise zu Schad trächtigen Sturzfluten führen und ob bei diesen GWL Trends vorhanden sind.

Die Beantwortung der zentralen Frage, ob klimawandelbedingt eine Zunahme von Hochwassern an großen Flüssen in Deutschland zu befürchten ist, konnte auch diese Arbeit nicht abschließend beantworten, auch wenn eine Tendenz erkennbar ist. Zur finalen Klärung ist es unumgänglich, Veränderungen der GWL weiterhin im Blick zu behalten und vor allem die Ursachen für solche Veränderungen zu finden. Diese Erkenntnisse könnten dann sogar langfristige Prognosen der Hochwassergefahr ermöglichen, was zumindest für Mitteleuropa ein Novum in der Hydrologie wäre. Eine ausschließliche Berücksichtigung des Niederschlags und der modellierten Niederschlagsänderungen der Klimamodelle wird der Komplexität des Klimasystems kaum gerecht. In allen Studien, die vom Zusammenhang zwischen WL und Hochwasser handeln, wird darauf gedrungen, das klassische hydrologische Blickfeld der Einzugsgebietsskala zu weiten und auch die skalenübergreifenden, synoptischen Einflüsse stärker in den Fokus zu nehmen. Diesem Apell schließt sich der Autor vorbehaltlos an.

Literaturverzeichnis

References

- Aasa, A., Jaagus, J., Ahas, R., Sepp, M., 2004. The influence of atmospheric circulation on plant phenological phases in central and eastern Europe. *Int. J. Climatol.* 24 (12), 1551–1564.
- Anczykowski, N., 2019. Wettervorhersage: Der weite Weg zur Automatisierung. https://www.dwd.de/DE/wetter/thema_des_tages/2019/9/19.html. Accessed October 4, 2019.
- Archer, C.L., Caldeira, K., 2008. Historical trends in the jet streams. *Geophys. Res. Lett.* 35 (8), L18804.
- Bárdossy, A., Filiz, F., 2005. Identification of flood producing atmospheric circulation patterns. *Journal of Hydrology* 313 (1-2), 48–57.
- Bárdossy, A., Hartmann, G., Giese, H., 1999. CC-HYDRO. Impact of Climate Change on River Basin Hydrology under Different Climatic Conditions. http://iwhw.boku.ac.at/forschung/Part3_Germany.pdf. Accessed.
- Barnston, A.G., Livezey, R.E., 1987. Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Mon. Wea. Rev.* 115 (6), 1083–1126.
- Bartels, H., Kolokotronis, V., Zimmermann L., 2005. Klimaentwicklung und Hochwasserschutz, Klimastatusbericht 2005, Offenbach, pp. 33–43.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Pattantyús-ábrahám, M., 2006. European cyclone track analysis based on ECMWF ERA-40 data sets. *Int. J. Climatol.* 26 (11), 1517–1527.
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Pattantyús-ábrahám, M., 2009. Analyzing the genesis, intensity, and tracks of western Mediterranean cyclones. *Theor Appl Climatol* 96 (1-2), 133–144.
- Baur, F., 1963. Großwetterkunde und langfristige Witterungsvorhersage. Large-scale meteorology and long-range forecasting of weather character. Akademische Verlagsgesellschaft Frankfurt am Main.
- Bissolli, P., 2002. Wetterlagen und Großwetterlagen im 20. Jahrhundert. In: *Deutscher Wetterdienst (DWD) (Editor), Klimastatusbericht 2001, Offenbach, pp. 32–40.*
- 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. *metz* 10 (4), 253–260.

- Blöschl, G., Hall, J., Viglione, A., Perdigão, R.A.P., Parajka, J., Merz, B., Lun, D., Arheimer, B., Aronica, G.T., Bilibashi, A., Boháč, M., Bonacci, O., Borga, M., Čanjevac, I., Castellarin, A., Chirico, G.B., Claps, P., Frolova, N., Ganora, D., Gorbachova, L., Gül, A., Hannaford, J., Harrigan, S., Kireeva, M., Kiss, A., Kjeldsen, T.R., Kohnová, S., Koskela, J.J., Ledvinka, O., Macdonald, N., Mavrova-Guirguinova, M., Mediero, L., Merz, R., Molnar, P., Montanari, A., Murphy, C., Osuch, M., Ovcharuk, V., Radevski, I., Salinas, J.L., Sauquet, E., Šraj, M., Szolgay, J., Volpi, E., Wilson, D., Zaimi, K., Živković, N., 2019. Changing climate both increases and decreases European river floods. *Nature* 573 (7772), 108–111.
- Blöschl, G., Montanari, A., 2009. Climate change impacts. throwing the dice? *Hydrol. Process.* 111 (12), 374-381.
- Bonewitz, J., 2019. Wenn der Wind in der Höhe schwächelt.
https://www.dwd.de/DE/wetter/thema_des_tages/2019/9/26.html. Accessed October 1, 2019.
- Bormann, H., Ahlhorn, F., Klenke, T., 2016. Adaptation of water management to regional climate change in a coastal region – Hydrological change vs. community perception and strategies. *Journal of Hydrology* (454-455), 64–75.
- Bott, A., 2012. *Synoptische Meteorologie*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.
- Bouwer, L.M., Vermaat, J.E., Aerts, J.C.J.H., 2008. Regional sensitivities of mean and peak river discharge to climate variability in Europe. *J. Geophys. Res.* 113 (D19), 5816.
- Brasseur, G.P., Jacob, D., Schuck-Zöller, S., 2017. *Klimawandel in Deutschland*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.
- Brath, A., Montanari, A., Moretti, G., 2006. Assessing the effect on flood frequency of land use change via hydrological simulation (with uncertainty). *Journal of Hydrology* 324 (1-4), 141–153.
- Brdossy, A., Caspary, H.J., 1990. Detection of climate change in Europe by analyzing European atmospheric circulation patterns from 1881 to 1989. *Theor Appl Climatol* 42 (3), 155–167.
- Carpenter, T.M., Georgakakos, K.P., 2004. Impacts of parametric and radar rainfall uncertainty on the ensemble streamflow simulations of a distributed hydrologic model. *Journal of Hydrology* 298 (1-4), 202–221.
- Caspary, H.J. (Ed.), 2004. *Zunahme "kritischer" Wetterlagen als Ursache für die Entstehung extremer Hochwasser in Südwestdeutschland*, Stuttgart.
- Dai, A., Qian, T., Trenberth, K.E., Milliman, J.D., 2009. Changes in Continental Freshwater Discharge from 1948 to 2004. *J. Climate* 22 (10), 2773–2792.

- Dausend, P., 2014. Der gestiefelte Kater. ZEIT 2012 (34).
<https://www.zeit.de/2012/34/Flutkatastrophe-Sachsen/komplettansicht>.
- Dittmann, E., Barth, S., Müller-Westermeier G., Lang, J., 1995. Objektive Wetterlagenklassifikation, Offenbach am Main.
- Dormann, C.F., 2013. Parametrische Statistik. Verteilungen, maximum likelihood und GLM in R. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Draheim, T., 2005. Die räumliche und zeitliche Variabilität der PM10-Schwebstaubkonzentration in Berlin unter Berücksichtigung der Großwettertypen. Zugl.: Berlin, Humboldt-Univ., Diss., 2005. Geograph. Inst. der Humboldt-Univ, Berlin.
- Duckstein, L., Bárdossy, A., Bogárdi, I., 1993. Linkage between the occurrence of daily atmospheric circulation patterns and floods: an Arizona case study. *Journal of Hydrology* 143 (3-4), 413–428.
- DWD, 2019a. Großwetterlage. Großwetterlagenklassifikation sowie die objektive Wetterlagenzuordnung.
<https://www.dwd.de/DE/leistungen/grosswetterlage/grosswetterlage.html?nn=16102>. Accessed April 15, 2019.
- DWD, 2019b. Wetterlexikon. Witterung.
<https://www.dwd.de/DE/service/lexikon/Functions/glossar.html?lv2=102936&lv3=103212>. Accessed April 17, 2019.
- Fleig, A.K., Tallaksen, L.M., Hisdal, H., Stahl, K., Hannah, D.M., 2010. Inter-comparison of weather and circulation type classifications for hydrological drought development. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 35 (9-12), 507–515.
- Fohrer, N., Bormann, H., Miegel, K., Casper, M., Bronstert, A., Schumann, A., Weiler, M. (Eds.), 2016. *Hydrologie*. Haupt Verlag, Bern.
- Formayer, H., Kromp-Kolb, H., 2009. Hochwasser und Klimawandel. Auswirkungen des Klimawandels auf Hochwasserereignisse in Österreich (Endbericht WWF 2006). Institut für Meteorologie, Wien.
- Frei, C., Schöll, R., Fukutome, S., Schmidli, J., Vidale, P.L., 2006. Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models. *J. Geophys. Res.* 111 (D6), 224.
- Garbrecht, J. d., Piechota, T.C. (Eds.), 2006. *Climate variations, climate change, and water resources engineering*. American Society of Civil Engineers, Reston, Va.

- Gerstengarbe, F.-W., Werner, P.C., 1999. Katalog der Großwetterlagen (1881-1998). Nach Paul Hess und Helmut Brezowsky, Offenbach am Main.
- Giese, B.S., Ray, S., 2011. El Niño variability in simple ocean data assimilation (SODA), 1871–2008. *J. Geophys. Res.* 116 (C2), C05019.
- Grieser, J., Staeger, T., Schönwiese, C.-D., 2007. Estimates and uncertainties of return periods of extreme daily precipitation in Germany. *Meteorologische Zeitschrift* 16 (5), 553–564.
- Hanel, M., Buishand, T.A., Ferro, C.A.T., 2009. A nonstationary index flood model for precipitation extremes in transient regional climate model simulations. *J. Geophys. Res.* 114 (D15), 31645.
- Hattermann, F.F., Kundzewicz, Z.W., Huang, S., Vetter, T., Gerstengarbe, F.-W., Werner, P., 2013. Climatological drivers of changes in flood hazard in Germany. *Acta Geophys.* 61 (2), 463–477.
- Hattermann, F.F., Kundzewicz, Z.W., Huang, S., Vetter, T., Kron, W., Burghoff, O., 2012. Flood risk from a holistic perspective. observed changes in Germany. In: Z.W. Kundzewicz (Editor), *Changes in Flood Risk in Europe*. CRC Press, Wallingford, pp. 212–237.
- Hellwig, J., Stahl, K., 2018. An assessment of trends and potential future changes in groundwater-baseflow drought based on catchment response times. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 22 (12), 6209–6224.
- Hennegriff, W., Kolokotronis, V., Weber, H., Bartels, H., 2006. Climate change and floods. findings and adaptation strategies for flood protection. *KA - Abwasser, Abfall* (53 (8)), 770–779.
- Hess, P., Brezowsky, H., 1952. Bericht Deutscher Wetterdienst in der US-Zone Nr. 33. Katalog der Großwetterlagen Mitteleuropas, Bad Kissingen.
- Hilf, R.B., Röhrig, F., 2003. *Wald und Weidwerk in Geschichte und Gegenwart*. Aula-Verl., Wiebelsheim.
- Hirschboeck, K.K., 1988. Flood hydroclimatology. In: V.R. Baker, R.C. Kockel, P.C. Patton (Editors), *Flood Geomorphology*. Wiley, New York, NY, pp. 27–49.
- Hofstätter, M., Chimani, B., Lexer, A., Blöschl, G., 2016. A new classification scheme of European cyclone tracks with relevance to precipitation. *Water Resour. Res.* 52 (9), 7086–7104.
- Hoy, A., Sepp, M., Matschullat, J., 2013. Atmospheric circulation variability in Europe and northern Asia (1901 to 2010). *Theor Appl Climatol* 113 (1-2), 105–126.
- Hupfer, P., Kuttler, W. (Eds.), 2005. *Witterung und Klima. Eine Einführung in die Meteorologie und Klimatologie*. Teubner, Stuttgart, Leipzig, Wiesbaden.

- IPCC (Ed.), 2014. Climate change 2013. The physical science basis ; Working Group I contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge Univ. Press, New York, NY.
- Jacob, D., Hagemann, S., 2011. Verstärkung des Wasserkreislaufs. wichtiges Kennzeichen des Klimawandels. In: J.L.H. Lozán, P. Graßl, L. Hupfer, Karbe, Schönwiese C.D. (Editors), WARNSIGNAL KLIMA. Genug Wasser für alle?, pp. 276–282.
- Jacobeit, J., Philipp, A., Nonnenmacher, M., 2006. Atmospheric circulation dynamics linked with prominent discharge events in Central Europe. *Hydrological Sciences Journal* 51 (5), 946–965.
- James, P.M., 2007. An objective classification method for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen over Europe. *Theor. Appl. Climatol.* 88 (1-2), 17–42.
- Jones, M.R., Fowler, H.J., Kilsby, C.G., Blenkinsop, S., 2013. An assessment of changes in seasonal and annual extreme rainfall in the UK between 1961 and 2009. *Int. J. Climatol.* 33 (5), 1178–1194.
- Kapsch, M.-L., Kunz, M., Vitolo, R., Economou, T., 2012. Long-term trends of hail-related weather types in an ensemble of regional climate models using a Bayesian approach. *J. Geophys. Res.* 117 (D15), n/a-n/a.
- Kim, B.-M., An, S.-I., 2011. Understanding ENSO Regime Behavior upon an Increase in the Warm-Pool Temperature Using a Simple ENSO Model. *J. Climate* 24 (5), 1438–1450.
- Klose, B., 2008. *Meteorologie. Eine interdisziplinäre Einführung in die Physik der Atmosphäre.* Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Kornhuber, K., Osprey, S., Coumou, D., Petri, S., Petoukhov, V., Rahmstorf, S., Gray, L., 2019. Extreme weather events in early summer 2018 connected by a recurrent hemispheric wave-7 pattern. *Environ. Res. Lett.* 14 (5), 54002.
- Kornhuber, K., Petoukhov, V., Petri, S., Rahmstorf, S., Coumou, D., 2017. Evidence for wave resonance as a key mechanism for generating high-amplitude quasi-stationary waves in boreal summer. *Clim Dyn* 49 (5-6), 1961–1979.
- Kučerová, M., Beck, C., Philipp, A., Huth, R., 2017. Trends in frequency and persistence of atmospheric circulation types over Europe derived from a multitude of classifications. *Int. J. Climatol.* 37 (5), 2502–2521.
- Kvamstø, N.G., Skeie, P., Stephenson, D.B., 2004. Impact of Labrador sea-ice extent on the North Atlantic oscillation. *Int. J. Climatol.* 24 (5), 603–612.

- Kyselý, J., 2009. Trends in heavy precipitation in the Czech Republic over 1961-2005. *Int. J. Climatol.* 29 (12), 1745–1758.
- Labat, D., Goddérís, Y., Probst, J.L., Guyot, J.L., 2004. Evidence for global runoff increase related to climate warming. *Advances in Water Resources* 27 (6), 631–642.
- Lang, M., Ouarda, T.B.M.J., Bobée, M., 1999. Towards operational guidelines for over-threshold modeling. *Journal of Hydrology* 255, 103–117.
- Lausier, A.M., Jain, S., 2018. Overlooked Trends in Observed Global Annual Precipitation Reveal Underestimated Risks. *Scientific reports* 8 (1), 16746.
- Lehmann, J., Coumou, D., Frieler, K., 2015. Increased record-breaking precipitation events under global warming. *Climatic Change* 132 (4), 501–515.
- Liu, J., Curry, J.A., Wang, H., Song, M., Horton, R.M., 2012. Impact of declining Arctic sea ice on winter snowfall. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 109 (11), 4074–4079.
- Lorenz, E., 2000. The Butterfly Effect. Predictability: Does the Flap of a Butterfly's Wings in Brazil Set off a Tornado in Texas? In: Chuta, Leon O. (Editors), *The Chaos Avant-Garde. Memorys of the early days of chaos theory.* World Scientific, Singapore, pp. 91–94.
- Madsen, H., Lawrence, D., Lang, M., Martinkova, M., Kjeldsen, T.R., 2014. Review of trend analysis and climate change projections of extreme precipitation and floods in Europe. *Journal of Hydrology* 519, 3634–3650.
- Malitz, z.G., Beck, C., Grieser, J., 2011. Veränderung der Starkniederschläge in Deutschland, *WARNSIGNAL KLIMA: Genug Wasser für alle?*, pp. 188–191.
- Meehl, G.A., Arblaster, J.M., Tebaldi, C., 2005. Understanding future patterns of increased precipitation intensity in climate model simulations. *Geophys. Res. Lett.* 32 (18), n/a-n/a.
- Merz, B., Nguyen, V.D., Vorogushyn, S., 2016. Temporal clustering of floods in Germany: Do flood-rich and flood-poor periods exist? *Journal of Hydrology* 541, 824–838.
- Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., Jones, P.D., Xu, K.H., Smith, L.C., 2008. Climatic and anthropogenic factors affecting river discharge to the global ocean, 1951–2000. *Global and Planetary Change* 62 (3-4), 187–194.
- Ministerial conference of the Protection of Forests in Europe, 2011. *Status and Trends in Sustainable Forest Management in Europe.*

- Mueller, E.N., Pfister, A., 2011. Increasing occurrence of high-intensity rainstorm events relevant for the generation of soil erosion in a temperate lowland region in Central Europe. *Journal of Hydrology* 411 (3-4), 266–278.
- Osborn, T.J., Hulme, M., Jones, P.D., Basnett, T.A., 2000. Observed trends in the daily intensity of United Kingdom precipitation. *Int. J. Climatol.* 20 (4), 347–364.
- Patt, H. (Ed.), 2016. *Fließgewässer- und Auenentwicklung. Grundlagen und Erfahrungen.* Springer Vieweg, Berlin, Heidelberg.
- Perdigão, R.A.P., Pires, C.A.L., Hall, J., 2016. Synergistic Dynamic Theory of Complex Coevolutionary Systems: Disentangling Nonlinear Spatiotemporal Controls on Precipitation.
- Petoukhov, V., Rahmstorf, S., Petri, S., Schellnhuber, H.J., 2013. Quasiresonant amplification of planetary waves and recent Northern Hemisphere weather extremes. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 110 (14), 5336–5341.
- Petrow, T., Merz, B., 2009. Trends in flood magnitude, frequency and seasonality in Germany in the period 1951–2002. *Journal of Hydrology* 371 (1-4), 129–141.
- Petrow, T., Zimmer, J., Merz, B., 2009. Changes in the flood hazard in Germany through changing frequency and persistence of circulation patterns. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 9 (4), 1409–1423.
- Philipp, A., Beck, C., Huth, R., Jacobeit, J., 2016. Development and comparison of circulation type classifications using the COST 733 dataset and software. *Int. J. Climatol.* 36 (7), 2673–2691.
- Piani, C., Haerter, J.O., Coppola, E., 2010. Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theor Appl Climatol* 99 (1-2), 187–192.
- R Core Team, 2018. *R. A language and environment for statistical computing.* Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Regierungspräsidien Baden-Württemberg, 2019. *Integriertes Rheinprogramm. Häufige Fragen.* <https://rp.baden-wuerttemberg.de/Themen/WasserBoden/IRP/Seiten/FuA-IRP-WeiterenFragen3.aspx>. Accessed September 27, 2019.
- Romanowsky, E., Handorf, D., Jaiser, R., Wohltmann, I., Dorn, W., Ukita, J., Cohen, J., Dethloff, K., Rex, M., 2019. The role of stratospheric ozone for Arctic-midlatitude linkages. *Scientific reports* 9 (1), 7962.
- Scherhag, R., 1948. *Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose.* Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, s.l.

- Schönwiese, C.-D., Staeger, T., Trömel S., 2005. Klimawandel und Extremereignisse in Deutschland, Klimastatusbericht 2005, Offenbach, pp. 7–17.
- Screen, J.A., Simmonds, I., 2014. Amplified mid-latitude planetary waves favour particular regional weather extremes. *Nature Clim Change* 4 (8), 704–709.
- Sepp, M., Jaagus, J., 2002. Frequency of circulation patterns and air temperature variations in Europe. *Boreal Environment Research* 7, 273–279.
- Shiklomanov, A.I., Lammers, R.B., Rawlins, M.A., Smith, L.C., Pavelsky, T.M., 2007. Temporal and spatial variations in maximum river discharge from a new Russian data set. *J. Geophys. Res.* 112 (G4), n/a-n/a.
- Sidorenkov, N.S., Orlov, I.A., 2008. Atmospheric circulation epochs and climate changes. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 33 (9), 553–559.
- Stahl, K., Tallaksen, L.M., Hannaford, J., van Lanen, H.A.J., 2012. Filling the white space on maps of European runoff trends: estimates from a multi-model ensemble. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16 (7), 2035–2047.
- Stoelzle, M., 2008. Veränderungen von Wetterlagenhäufigkeiten und der Veränderungen von Wetterlagenhäufigkeiten und der Isotopenzusammensetzung des Niederschlags in Deutschland. Diplomarbeit, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, Freiburg i. Br.
- Strong, C., Magnusdottir, G., Stern, H., 2009. Observed Feedback between Winter Sea Ice and the North Atlantic Oscillation. *J. Climate* 22 (22), 6021–6032.
- Sun, F., Roderick, M.L., Farquhar, G.D., 2018. Rainfall statistics, stationarity, and climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 115 (10), 2305–2310.
- Sun, J., Wang, H., Yuan, W., 2008. Decadal variations of the relationship between the summer North Atlantic Oscillation and middle East Asian air temperature. *J. Geophys. Res.* 113 (D15), 1083.
- Sunyer, M.A., Madsen, H., Ang, P.H., 2012. A comparison of different regional climate models and statistical downscaling methods for extreme rainfall estimation under climate change. *Atmospheric Research* 103, 119–128.
- Svensson, C., Hannaford, J., Kundzewicz, Z.W., Marsh, T.J., 2006. Trends in river floods: why is there no clear signal in observations? *Frontiers in Flood Research - Le point de la recherche sur les crues* (305), 1–18.

- Tveito, O.E., Ustrnul, Z., 2003. A review of the use of largescale atmospheric circulation classification in spatial climatology. Report, Oslo.
- Ulbrich, U., Brücher, T., Fink, A. H. Leckerbusch, G. C., Krüger, A., Pinto, J.G., 2003. The central European floods of August 2002. Part 1: Rainfall periods and flood development. *Weather* (58), 371–377.
- van Bebber, W.J., 1891. Die Zugstraßen der barometrischen Minima. *Meteorologische Zeitschrift* 1891 (8), 361–366.
- Veretenenko, S., Ogurtsov, M., 2019. Manifestation and possible reasons of ~60-year oscillations in solar-atmospheric links. *Advances in Space Research*.
- Wan, H., Zhang, X., Zwiers, F.W., Shiogama, H., 2013. Effect of data coverage on the estimation of mean and variability of precipitation at global and regional scales. *J. Geophys. Res.* 118 (2), 534–546.
- Wapler, K., James, P., 2015. Thunderstorm occurrence and characteristics in Central Europe under different synoptic conditions. *Atmospheric Research* 158-159, 231–244.
- Werner, P.C., Gerstengarbe, F.-W., 2010. *Katalog der Großwetterlagen (1881-2009)*. Potsdam Institute for climate Impact Research (PIK), Potsdam.
- Wilby, R.L., Quinn, N.W., 2013. Reconstructing multi-decadal variations in fluvial flood risk using atmospheric circulation patterns. *Journal of Hydrology* 487, 109–121.
- Willems, P., Vrac, M., 2011. Statistical precipitation downscaling for small-scale hydrological impact investigations of climate change. *Journal of Hydrology* 402 (3-4), 193–205.
- Yue, S., Pilon, P., PHINNEY, B.O.B., 2003. Canadian streamflow trend detection: impacts of serial and cross-correlation. *Hydrological Sciences Journal* 48 (1), 51–63.
- ZEIT ONLINE, 2012. Als die Elbe Sachsen verschlang. Accessed.
- Zoolina, O., 2012. Changes in intense precipitation in Europe.

Anhang

Geschichte der Wetterlagenklassifikation

Die Klassifikation von WL reicht zurück bis in die Frühzeit der wissenschaftlichen Meteorologie. Die erste dokumentierte systematische Einteilung von WL in Europa wurde bereits in den 1890er Jahren durch Wilhelm Jacob von Bebber vorgenommen. Dieser orientierte sich an beobachteten, sich in ähnlicher Form wiederholenden Zugbahnen von Tiefdruckgebieten. Die Bahnen wurden in fünf Gruppen mit Unterkategorien eingeteilt (van Bebber, 1891). Zwar wird dieses System schon lange nicht mehr verwendet, ein heute noch gebräuchlicher Begriff geht jedoch auf diese zurück, die sogenannte Vb-Lage. Dabei handelt es sich um eine Wetterlage, bei der ein Tiefdruckgebiet vom nördlichen Mittelmeer, vorzugsweise der Adria in nordöstlicher Richtung an den Ostalpen vorbei nach Tschechien und Polen zieht (siehe Abbildung A.1). Diese WL ist berüchtigt für starke Niederschläge in Österreich, Tschechien, Polen und auch Teilen Ost- und Südostdeutschlands und war unter anderem auch für das Elbehochwasser im August 2002, auf das in der Einleitung verwiesen wird, verantwortlich.

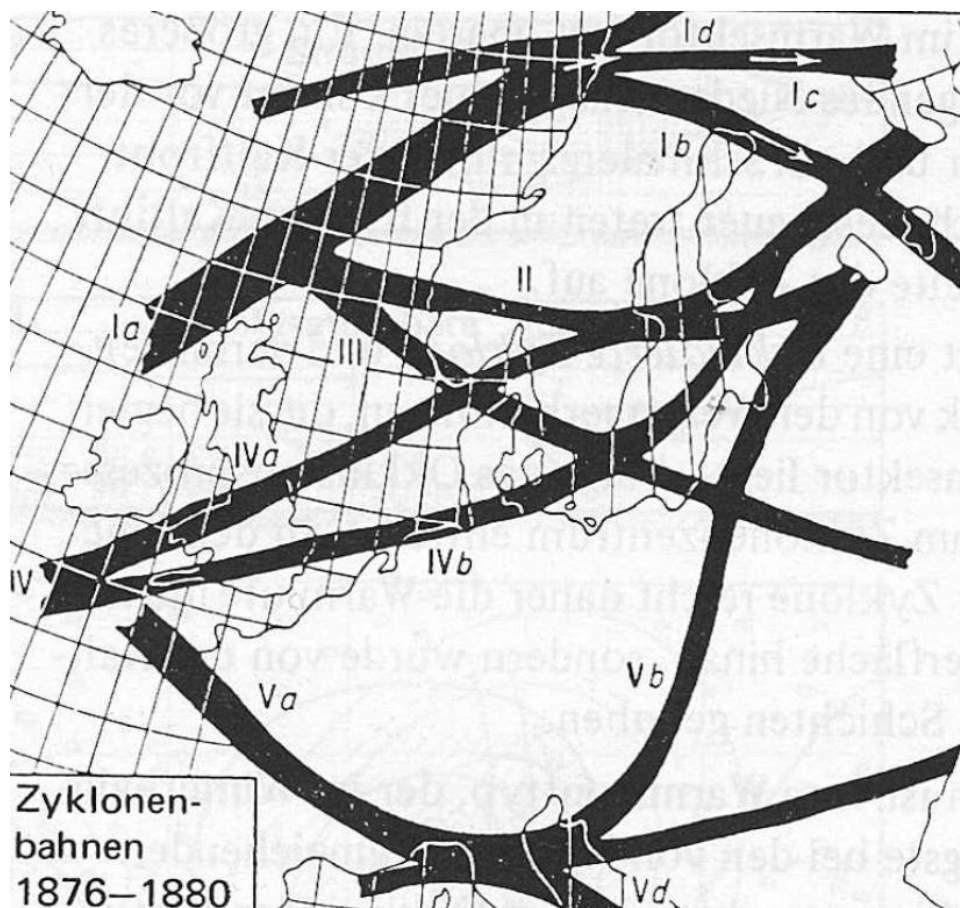


Abbildung A.1: Zugbahnen von Tiefdruckgebieten nach Wilhelm Jacob van Bebber

Nach van Bebber kam es zu verschiedenen Ansätzen der Klassifikation von WL, um den Witterungscharakter bei verschiedenen Anströmungsrichtungen und Drucksystemen zu charakterisieren. Der Bedarf danach kam insbesondere dadurch auf, dass die Vorhersage des Wetters

für mehr als drei Tage nicht möglich erschien, eine Vorhersage der gröberen Witterung jedoch durchaus (Baur, 1963).

Scherhag (1948) analysierte die in Mitteleuropa bestimmende Witterung nach dem Ursprung der Luftmassen. Laut Klose (2008) wird eine Luftmasse wie folgt definiert.

Als Luftmassen bezeichnet man im allgemeinen großräumig dimensionierte Luftmengen, die eine horizontale Erstreckung von 500 km und mehr sowie eine vertikale Erstreckung von 1 km und darüber aufweisen und annähernd homogene Eigenschaften bezüglich der Temperatur und des vertikalen Temperaturgradienten (d. h. hinsichtlich der Schichtungs- und Bewölkungsverhältnisse) sowie in Bezug auf die spezifische Feuchte und den Gehalt an Beimengungen (also auch hinsichtlich der Sichtweite) besitzen. Für die stark baroklinen Übergangszonen zwischen den Luftmassen wurde in Abhängigkeit von ihrer Breite der Begriff Frontalzone (1000 km) für die freie Atmosphäre und Front (100 km) für den bodennahen Bereich geprägt.

Auf Grundlage dieser Analyse wurde festgehalten, welche Luftmasse welche Witterung mit sich bringt (siehe Abbildung A.2).

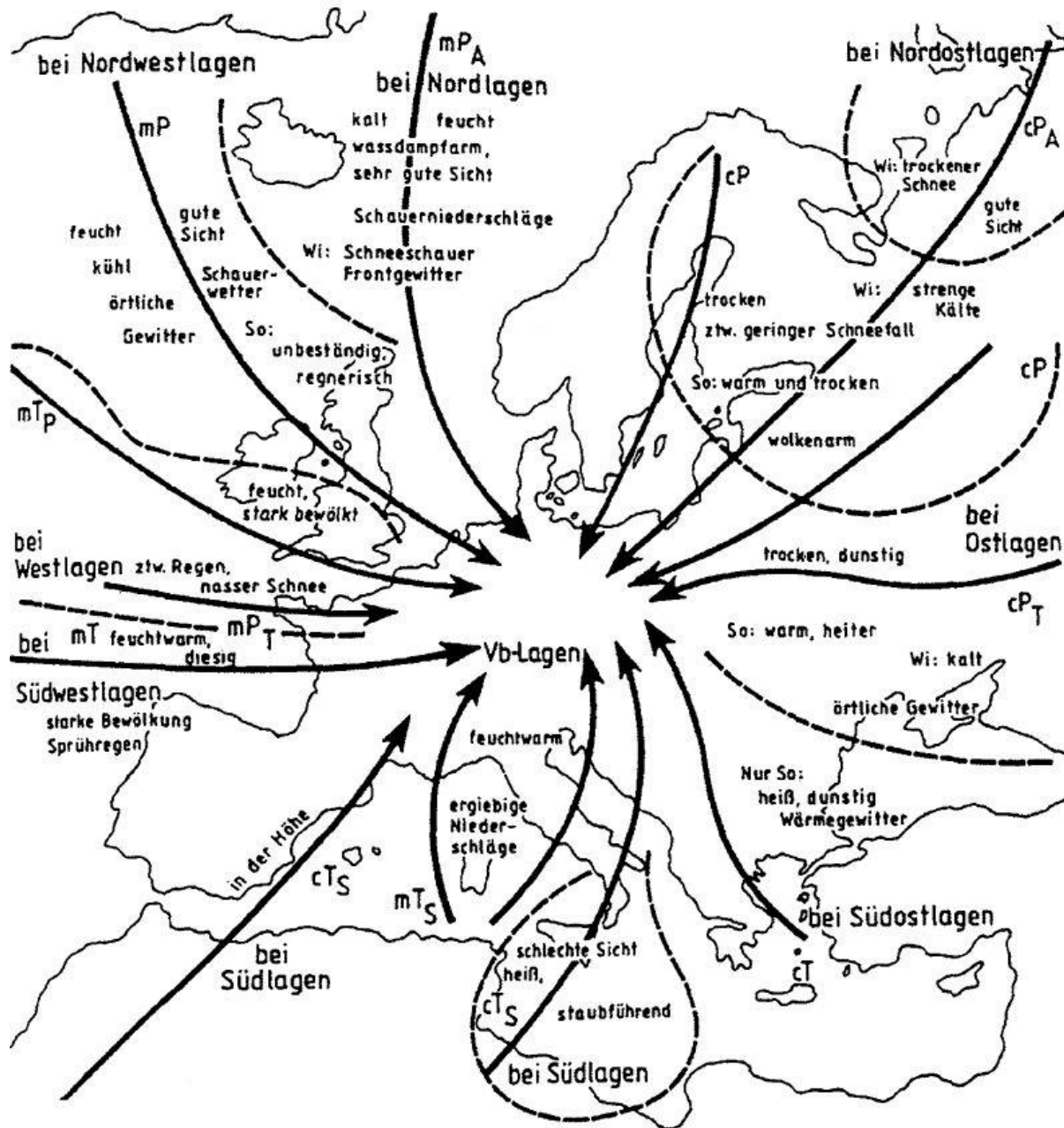


Abbildung A.2: Luftmasseneigenschaften nach Scherhag (1948) entnommen aus Klose (2008)

Wenige Jahre zuvor entstand in Deutschland ein erster sogenannter Katalog für die Großwetterlagen Europas unter der wissenschaftlichen Leitung von F. Baur. Dieser definiert 1926 als Erster den Begriff der Großwetterlage (Baur, 1963).

„Unter Großwetterlage versteht man die mittlere Luftdruckverteilung eines Großraumes, mindestens von der Größe Europas, während eines mehrtägigen Zeitraumes, in welchem gewisse Züge aufeinanderfolgender Wetterlagen, trotzdem diese in mancher Hinsicht verschieden sein können, gleichbleiben, eben jene Züge, welche die Witterung in den einzelnen Teilgebieten des Großraumes bedingen.“

Das Großwetter ist demnach die Zusammenfassung der Witterungen mehrerer nebeneinanderliegender Räume. Laut Baur ist es also durchaus möglich, dass gleichzeitig sehr verschiedene Witterungen nebeneinander vorherrschen können. Diese sind aber durch das Großwetter physikalisch miteinander verbunden. Zu Beginn standen ausschließlich der Bodendruck bzw. die Lage von Fronten für die Klassifizierung zur Verfügung. Später kamen dann Informationen zum Luftdruck bzw. zum Geopotenzial in verschiedenen Höhen der Troposphäre hinzu. Hervorgehoben sei an dieser Stelle das Geopotenzial bei 500 hPa Druckfläche. Wegen der Bedeutung des Luftdrucks in der Höhe für den Witterungscharakter wurde die Definition der GWL entsprechend angepasst. Statt der Luftdruckverteilung am Boden wird nun die gesamte Troposphäre berücksichtigt (Baur, 1963).

Die Begriffslage war zu Beginn der Wetterlagenforschung eher uneinheitlich. Begriffe wie Großwetter, Großwetterlage, Witterungsregelfall, Wittertyp, Wetterlage u.a. wurden teils synonym, teils mit unterschiedlicher Zielrichtung verwendet. Im Laufe der Zeit entwickelte sich dann aber eine einheitlichere Terminologie. Die Großwetterlagendefinition nach BAUR setzte sich recht verbreitet durch. Heute wird die Terminologie wie folgt gehandhabt (DWD, 2019b).

Liste: Terminologie bzgl. Wetterlagen (übernommen aus Wetterlexikon des DWD)

Wetterlage Der Begriff Wetterlage ist die Bezeichnung für den Wetterzustand, wie er im Hinblick auf die wichtigsten meteorologischen Elemente (Luftdruck, Geopotenzial, Boden- und Höhenwind, Bewölkung, Niederschlag, Lufttemperatur und Luftfeuchte) über einem begrenzten Gebiet während eines kurzen Zeitintervalls vorherrscht. Die Wetterlage kann auf analysierten Wetterkarten nachvollzogen werden.

Großwetterlage Die Großwetterlage ist definiert durch eine mittlere Luftdruckverteilung in Meereshöhe und der mittleren Troposphäre in einem großen Gebiet (z.B. Europa plus Teile des Nordatlantiks) und über eine Dauer von mehreren Tagen.

Die Großwetterlage bestimmt den wesentlichen Charakter eines Witterungsabschnittes; lediglich in einzelnen Teilgebieten des Großraumes kann das Wetter aufgrund von Durchzug kleinräumiger Druckgebilde wechseln. Die Zugbahnen der kleinräumigen Druckgebilde verlaufen während einer Großwetterlage ähnlich.

Witterung Als Witterung wird der allgemeine, durchschnittliche oder auch vorherrschende Charakter des Wetterablaufs eines bestimmten Zeitraums (von einigen Tagen bis zu ganzen Jahreszeiten) bezeichnet.

Bei der Witterung ist der berücksichtigte Zeitraum im Gegensatz zum Klima wesentlich kürzer. Witterung fasst den Wetterablauf von mehreren Tagen oder Wochen, selten auch Monaten zusammen. Dabei werden typische Witterungstypen oder auch -verläufe unterschieden, wobei die Charakteristik durch die jeweils vorherrschende Wetterlage bestimmt wird.

Anfänglich beinhaltet der Katalog von Baur 21 verschiedene GWL. Auf Grundlage der Arbeiten von Baur erschien der für den Deutschen Wetterdienst (DWD) verfasste „Katalog der Großwetterlagen Europas“ (Hess und Brezowsky, 1952). Dieser folgt dem Ansatz Baur, einige Namen wurden allerdings geändert und mehrere GWL hinzugefügt. Nach der Erstausgabe 1952 erschienen regelmäßig weitere Ausgaben. Diese wurden zuerst weiterhin von Hess & Brezowsky (1969; 1977), später dann von Gerstengarbe & Werner (1993; 1999; 2005, 2010) verfasst. Neben der Liste und Beschreibung der GWL sind darin weitere Informationen zur Ausprägung verschiedener meteorologischer Parameter bei der jeweiligen GWL enthalten. Des Weiteren werden Trends aufgezeigt und Zeitreihen dargestellt (siehe z.B. (Werner und Gerstengarbe, 2010)). Wenn im weiteren Verlauf von GWL die Rede ist, wird sich dies immer auf die GWL nach Hess & Brezowsky (H&B) beziehen.

Abgesehen von den Veröffentlichungen in Deutschland kam es in zahlreichen weiteren Ländern zur Entwicklung von Wetterlagenklassifikationen. So entwickelte H. H. Lamb 1972 spezifisch für die britischen Inseln einen Katalog mit sogenannten „circulation patterns“ und konnte diese bis in das Jahr 1861 zurück festlegen (Fleig et al., 2010). In Russland entwickelten G. Y. Vangengeim 1935 und darauf aufbauend A. A. Giers 1971 ebenfalls eine Wetterlagenklassifikation (Sidorenkov und Orlov, 2008; Hoy et al., 2013; Veretenenko und Ogurtsov, 2019). Im Jahr 2014 wurde ein Projekt vorgestellt (COST 733), dass zahlreiche bestehende Wetterlagenklassifikationen für 12 europäische Regionen sammelt, vergleicht und harmonisiert. Für weitere Details siehe Philipp et al. (2016) und Fleig et al. (2010). Kučerová et al. (2017) untersuchen diesen Datensatz hinsichtlich Trends bei Häufigkeit und Persistenz der WL. Demnach gibt es deutliche Unterschiede je nach Klassifikationsmethode.

In jüngerer Zeit und mit den heutigen Möglichkeiten der Automatisierung und Nutzung von Algorithmen erfreut sich auch die ursprüngliche Herangehensweise von Jacob van Bebbber wieder wachsender Beliebtheit. So werden in einigen Arbeiten mittels Reanalyse von Luftdruckdaten die Zugbahnen von Zyklonen verglichen und in Kategorien eingeteilt. Zweck soll unter anderem ein besseres Verständnis der sogenannten Vb-Wetterlage sein (Bartholy et al., 2009). Auch Trends, die möglicherweise mit dem Klimawandel in Verbindung stehen, sollen so deutlicher werden. Die Ergebnisse werden auch mit den GWL nach H&B in Verbindung gebracht (Bartholy et al., 2006). Insbesondere die Arbeit von Hofstätter et al. (2016) ist hervorzuheben. In dieser Arbeit wird der Fokus auf Zyklone gelegt, die Mitteleuropa tangieren. Diese werden entsprechend ihrem Entstehungsgebiet und ihrer Zugbahn in Gruppen eingeteilt. Es zeigt sich, dass diese Einteilung sehr gut die verschiedenen Charakteristika der Zyklonengruppen auch bezüglich des Niederschlags für die Regionen Mitteleuropas je nach Jahreszeit abbildet.

Datenbeschaffung und Verarbeitung

GWL

Nach einer offiziellen Anfrage an die Informationsstelle des DWD per Email am 27.03.2019 wurden die Daten zu den GWL in Form einer Excel-Tabelle von Herrn Koelschitzky (Leiter zentraler Vertrieb) aus dessen Archiv zugesendet. Es handelt sich dabei um ein privates Archiv, da die manuell klassifizierten GWL nach H&B laut Aussagen des DWD nicht mehr als offizielles Produkt erhoben und vertrieben werden. Diese Tabelle deckt den Zeitraum von Beginn der Klassifikation am 01.01.1881 bis zum 30.09.2005 ab. Der Tabelle ist eine Anmerkung beigelegt, die darauf hinweist, dass die Daten 1985 dahingehend überarbeitet wurden, dass GWL mit weniger als drei Tagen Andauer vermieden werden. Auf Grund dessen könne es zu kleineren Abweichungen kommen.

Die Tabelle ist so formatiert, dass eine Zeile einem Monat eines Jahres entspricht und die einzelnen Tage in 31 Spalten folgen. Jede Zelle enthält in Großbuchstaben die Abkürzung für die entsprechend für den Tag festgelegte GWL. Handelt es sich um einen Monat mit weniger als 31 Tagen, so sind die entsprechenden Zellen frei gelassen. Die Daten sind, so wie sie erhalten wurden im digitalen Anhang beigelegt.

Um den Datenzeitraum um zehn Jahre zu erhöhen, werden die GWL bis zum 31.12.2015 händisch ergänzt. Grundlage dafür sind vom DWD veröffentlichte, auf der Website (DWD, 2019a) frei verfügbare Dokumente, die die GWL für ausgewählte Jahre oder Monate beschreiben und zusammenfassen. Diese stehen für den Zeitraum Januar 2003 bis Februar 2019 zur Verfügung und wurden zwischen dem 01.04.2019 und dem 10.04.2019 abgerufen. Die händisch eingetragenen GWL werden zusätzlich ein zweites Mal überprüft, um Tippfehler zu vermeiden.

Pegeldaten

Wasserstands und Abflussmessungen stehen in Deutschland teils für sehr lange Zeiträume von über 200 Jahren zur Verfügung. Solch lange Zeitreihen finden sich jedoch nur für wenige Flüsse und dort wiederum nur für einzelne Pegel. Da in dieser Arbeit ein Schwerpunkt auf der Analyse eines möglichst langen Zeitraums liegt, soll auch bei den Pegeldaten auf möglichst lange Zeiträume zurückgegriffen werden. Andererseits soll durch die Auswahl der Flüsse und Pegel ein möglichst repräsentatives Bild großer Flüsse in Deutschland gezeichnet werden. Zuletzt sollen auch Fehlwerte weitestgehend vermieden werden.

Höchste Priorität wurde der Wahl der Flüsse zugeordnet. Gewählt wurden die elf Flüsse in Deutschland, deren mittlerer Abfluss des am weitesten flussab befindlichen Pegels maximal ist. Der mittlere Abfluss dieser Flüsse am jeweils weitesten flussab gelegenen Pegel innerhalb Deutschlands liegt zwischen 145 m³/s und 2300 m³/s. Alle angesprochenen Werte wurden den gewässerkundlichen

Jahrbüchern entnommen. Von diesen elf Flüssen wurden wiederum die drei Alpenflüsse Inn, Salzach und Isar verworfen, da die besondere Topographie der Alpen eine klimatische Analyse dieser Flüsse erschwert und jene ohnehin zumindest im Ansatz durch die Donau mit abgebildet werden. Stattdessen wurde die Ems als ein Fluss mit etwas geringerem Abfluss (120 m³/s) hinzugefügt, da diese einerseits ein recht großes EZG aufweist und des Weiteren das Klima Nordwestdeutschlands gut repräsentiert, da sich das EZG auf diese Region beschränkt.

Um die Daten derjenigen Pegel zu erhalten, die für oben genannte Flüsse die längsten und konsistentesten Zeitreihen aufweisen, wurde am 08.04.2019 eine Anfrage an die BfG gesendet. Ergebnis der Anfrage sind die in Tabelle A.1 dargestellten Pegel. Für jeden Fluss sind ein, für Rhein und Elbe zwei Pegel vorhanden. Für jeden Pegel wiederum stehen zwei Datensätze zur Verfügung, einer für den Wasserstand [m] sowie einer für den Abfluss [m³/s]. Die Daten erweisen sich bei einer ersten Überprüfung als konsistent. Einige Fehlwerte (NA's) sind vorhanden. Überwiegend lassen sie sich auf das Kriegsgeschehen 1939 bis 1945 zurückführen.

Tabelle A.1: Übersicht über die verwendeten Pegeldata

Fluss	Pegel	EZG-Fläche	Startjahr (Q)	NAs (Q)	MQ [m ³ /s]
Rhein	Maxau	50 196	1921	122	1249
Rhein	Köln	144 232	1816	0	2013
Elbe	Dresden	53 096	1889	0	323
Elbe	Neu-Darchau	131 950	1889	0	692
Donau	Hofkirchen	47 496	1900	0	635
Weser	Intschede	37 720	1889	0	315
Main	Würzburg	13 996	1900	0	113
Neckar	Plochingen	3 995	1918	60	47
Oder	Eisenhüttenstadt	52 033	1920	161	298
Ems	Rheine	3 740	1931	152	36
Mosel	Cochem	27 088	1900	0	313

Die Daten werden im Vertrauen auf die Angaben des Bereitstellers als grundsätzlich plausibel und konsistent eingestuft. Dies gilt, da es sich nicht um unkorrigierte Rohdaten, sondern um bereits überprüfte und ggf. angepasste Daten handelt. Die Wasserstände werden in der folgenden Analyse nicht weiter berücksichtigt.

Niederschlagsdaten

Während die Auswahl der am besten geeigneten Pegel durch den Bereitsteller der Daten erfolgt, muss die Auswahl der Niederschlagsstationen in Eigenregie durchgeführt werden. Da die Unterschiede der Gebietsniederschläge in den EZG der zu untersuchenden Pegel nicht Bestandteil dieser Arbeit sind, ist es von nachrangiger Bedeutung, die tatsächlichen Niederschlagshöhen für das jeweilige EZG abzubilden. Wird der Niederschlag eines EZG durch die Auswahl der Stationen über- oder unterschätzt, so handelt es sich dabei um einen systematischen Fehler, der sich nicht auf etwaige Trends auswirkt. Ebenfalls gilt dies für die Feststellung von Herausragenden Niederschlagsereignissen, wo wiederum nur der intrinsische Vergleich innerhalb des EZG von Relevanz ist. Somit wird auf eine Korrektur der Niederschläge wegen der Auswahl der Stationen verzichtet.

Priorität hat bei der Auswahl der Niederschläge wie auch bei den GWL-Daten und den Pegeldaten eine möglichst lange und konsistente Zeitreihe. Als ebenfalls wichtig wird die räumliche Abdeckung angesehen. Demnach wird berücksichtigt, dass sich die ausgewählten Stationen möglichst gut auf die EZG-Fläche verteilen und dass mögliche orographische Effekte durch mindestens eine höherliegende Station mit abgedeckt werden. Ziel ist es, für jeden Pegel nach diesen Kriterien mindestens zwei bis drei, wenn möglich mehr Niederschlagsstationen zu identifizieren und deren Daten zu verwenden.

Die Auswahl der Stationen entsprechend dieser Kriterien erfolgt durch die Kombination einer topographischen Karte, auf der die Niederschlagsstationen des DWD vermerkt sind einerseits und mit Hilfe der Stationsmetadaten für deren Messzeitraum andererseits. Die ausgewählten Stationen sind in Tabelle A.2 ihrem Pegel zugeordnet. Einige der Niederschlagsstationen können aufgrund ihrer günstigen Lage als für mehrere EZG repräsentativ angesehen werden und werden dementsprechend mehreren Pegeln zugeordnet. So liegt beispielsweise die Station Feldberg im Schwarzwald sowohl am Ostrand des EZG des Pegels Maxau und kann die orographischen Niederschläge des Südschwarzwalds repräsentieren als auch am westlichen Rand des Donau-EZG, wo die Station die Niederschläge im östlichen Quellgebiet repräsentiert.

Tabelle A.2: Übersicht über die ausgewählten Niederschlagsstationen je nach Pegel

Pegel	Station für Niederschlag	Stationshöhe	Startjahr	Endjahr
Maxau	Feldberg Schwarzwald	1490	1941	2019

	Freiburg	236	1921	2019
	Freudenstadt	797	1949	2019
	Konstanz	443	1941	2019
	Lahr	155	1950	2019
	Oberreute	903	1941	2019
	Aachen	202	1891	2019
	Gießen Wettenberg	203	1939	2019
Köln*	Köln-Bonn	92	1931	2019
	Michelstadt	240	1951	2019
	Nürnberg	627	1941	1995
	Weinbiet	553	1953	2019
Dresden	Dippoldiswalde-Reinberg	365	1945	2019
	Dresden-Strehlen	120	1936	2019
	Chemnitz	418	1882	2019
Neu-Darchau	Dippoldiswalde-Reinberg	365	1945	2019
	Dresden-Strehlen	120	1936	2019
	Lüchow	16	1931	2019
	Leipzig-Holzhausen	138	1863	2019
	Magdeburg	76	1881	2019
	Wittenberg	105	1951	2019
	Augsburg	461	1947	2019
Hofkirchen	Feldberg Schwarzwald	1490	1941	2019
	Klippeneck	973	1947	2019

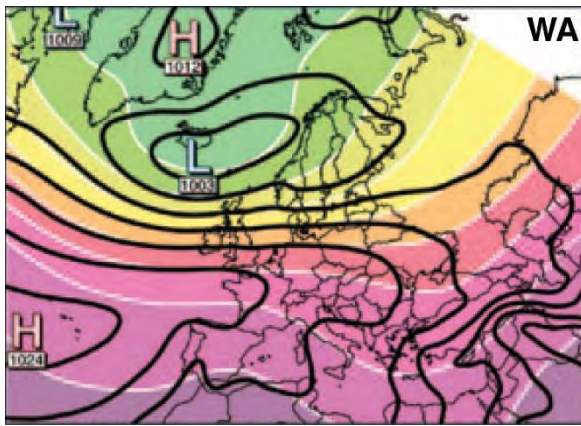
	Oberstdorf	806	1936	2019	
	Ulm	567	1893	2014	
	Bad Hersfeld	272	1949	2019	
	Bad Salzuflen	135	1935	2019	
Intschede	Diepholz	38	1952	2019	
	Göttingen	167	1947	2019	
	Kahler Asten	839	1926	2019	
	Soltau	75	1991	2019	
	Bad Kissingen	282	1946	2019	
	Bamberg	240	1931	2019	
	Würzburg	Lautertal Oberlauter	345	1947	2019
		Würzburg	268	1947	2019
Wunsiedel		520	1931	2005	
Ploching- en	Freudenstadt	797	1949	2019	
	Klippeneck	973	1947	2019	
	Stötten	734	1947	2019	
Eisen- hütttestadt	Bad Muskau	125	1887	2019	
	Görlitz	238	1903	2019	
	Ahaus	52	1891	2006	
Rheine	Bad Lippspringe	157	1931	2019	
	Lingen	22	1931	2019	
Cochem	Berus	363	1951	2019	
	Deuselbach	481	1931	2019	

Trier	265	1948	2019
Winterspelt	426	1951	2019

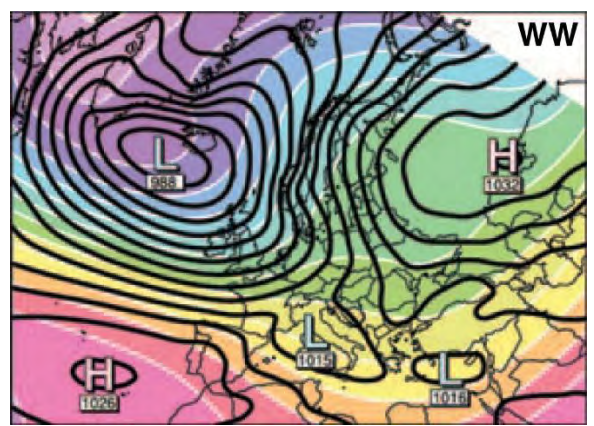
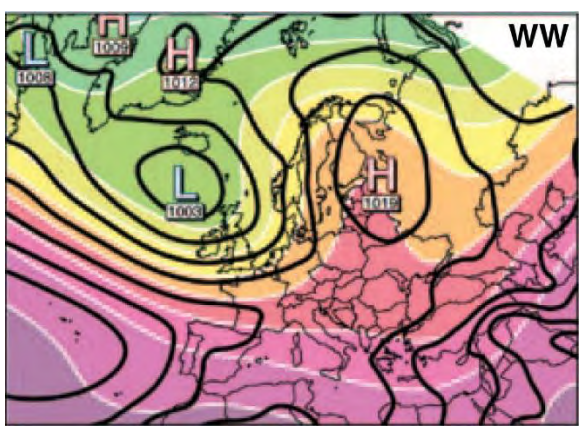
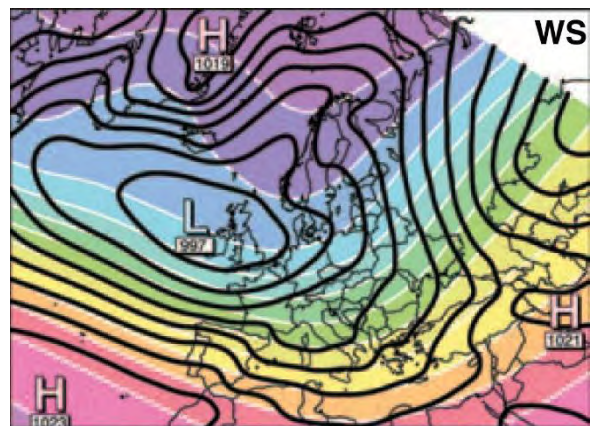
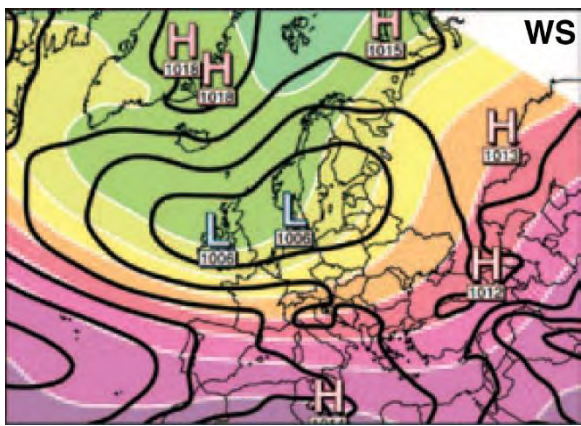
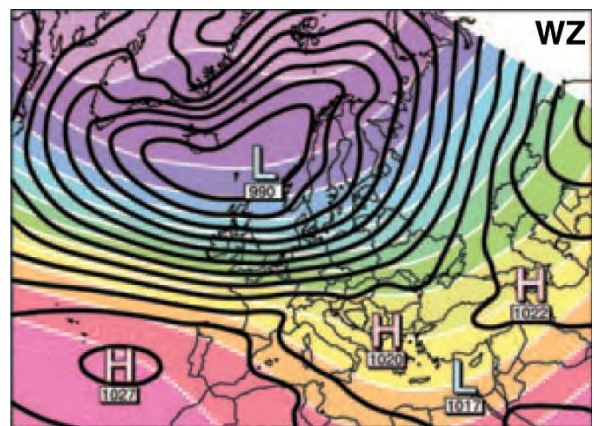
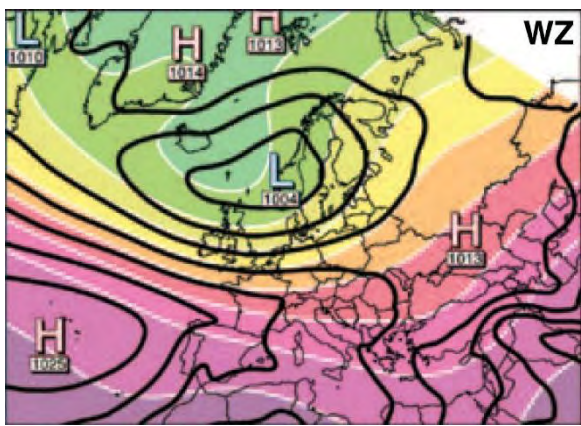
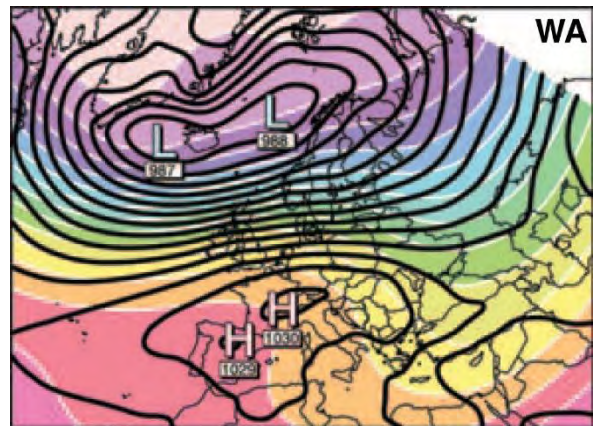
Da die Anzahl an Stationen mit langen Zeitreihen, die räumlich repräsentativ für das EZG eines Pegels sind, teils sehr eng begrenzt sind, werden bei einigen Pegeln auch solche Stationen hinzugezogen, die knapp außerhalb des eigentlichen EZG liegen. Das ist der Fall, wenn deren Niederschlagsdaten trotzdem für ein Gebiet innerhalb des EZG als repräsentativ angesehen werden können und andere Stationen in diesem Gebiet nicht vorhanden sind. So kann beispielsweise die Station Freudenstadt durchaus Niederschlagscharakteristika des Nordschwarzwaldes abbilden, die auch für das EZG des Oberrheins relevant sind, auch wenn Freudenstadt nicht im EZG des Oberrheins liegt.

Zusätzlich zu der in der Tabelle dargestellten Zuordnung sei erwähnt, dass aufgrund der besonderen Stellung des Rheinpegels bei Köln diesem Pegel auch die Niederschlagswerte der Pegel Maxau, Würzburg, Plochingen und Cochem zugeordnet werden.

Sommer

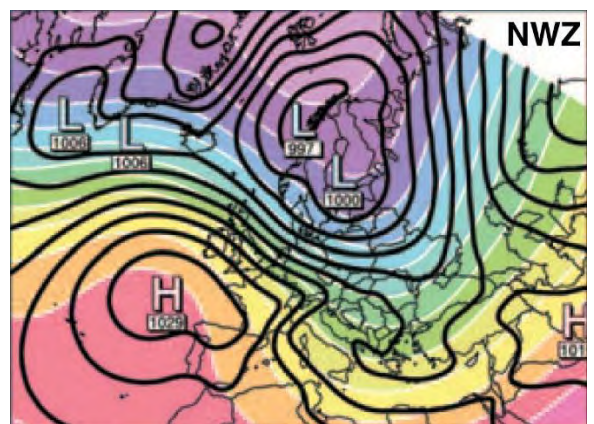
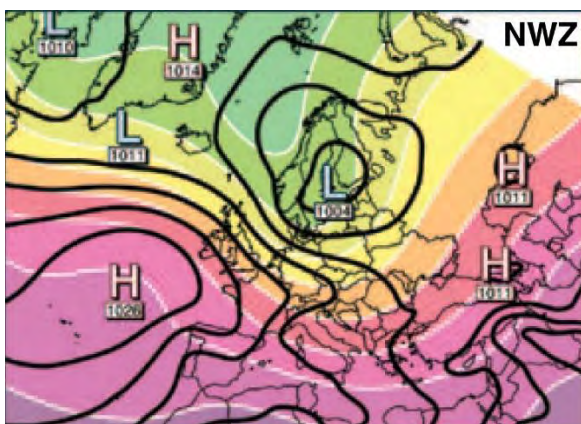
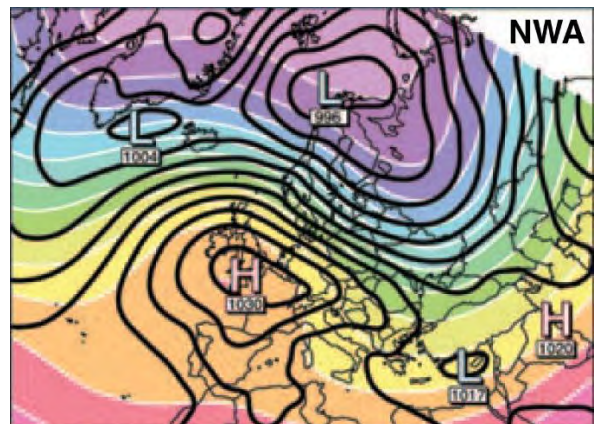
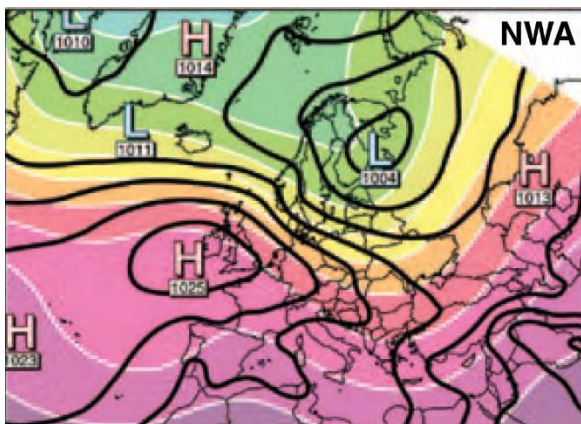
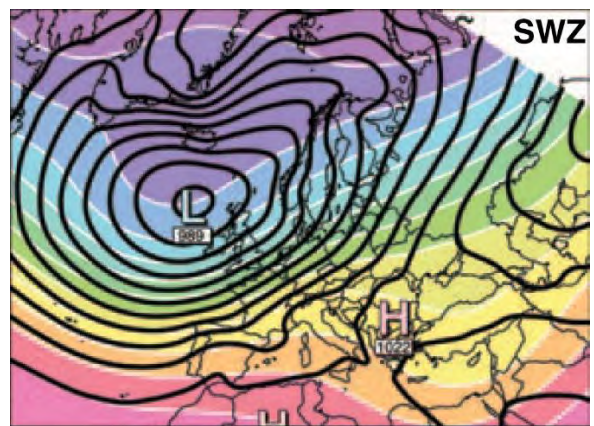
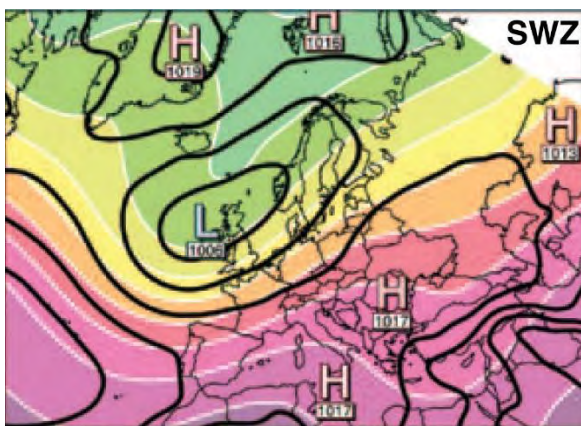
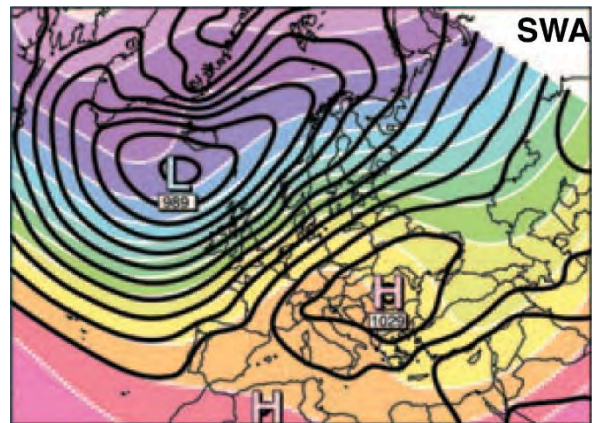
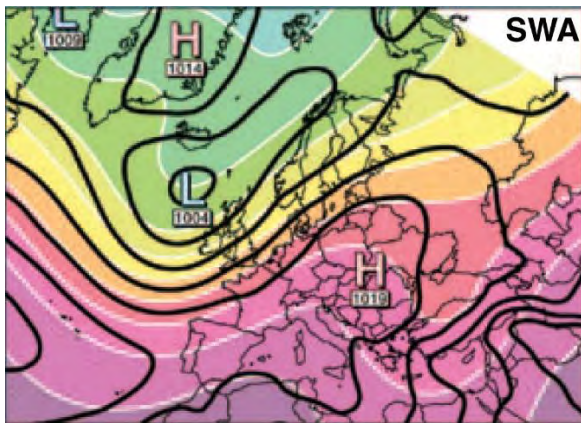


Winter

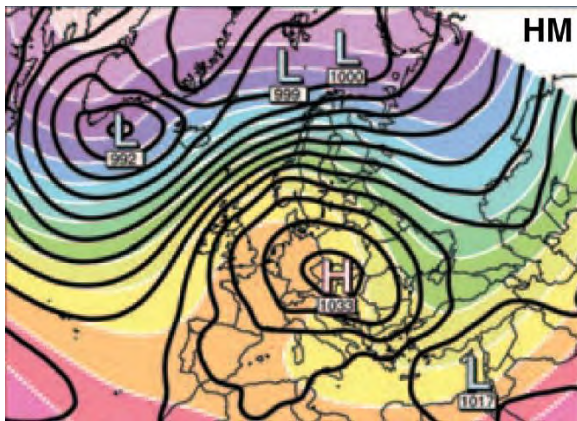


Sommer

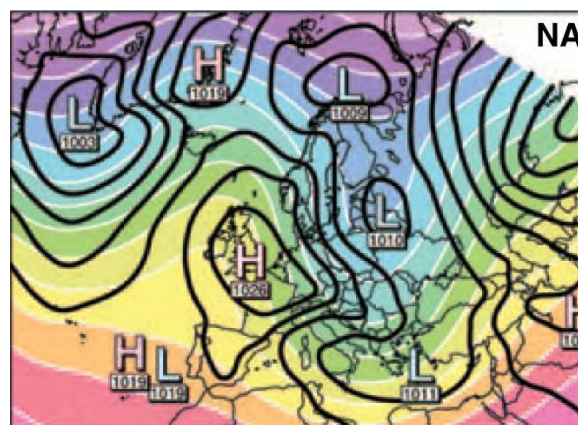
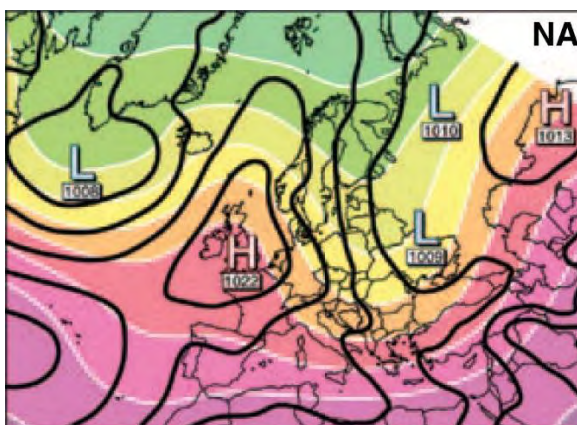
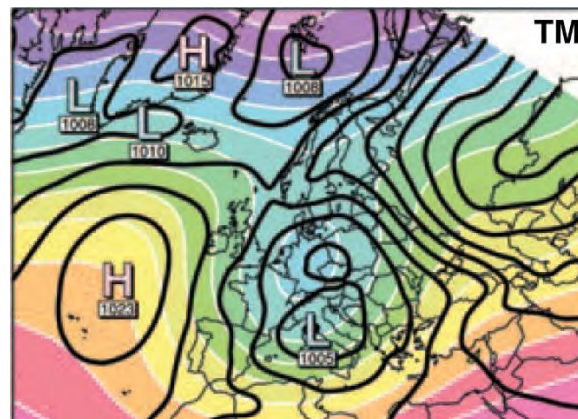
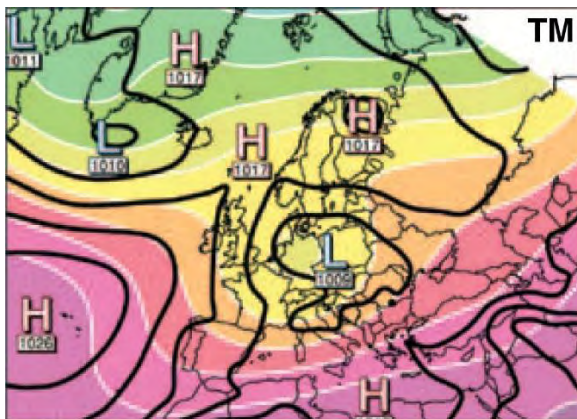
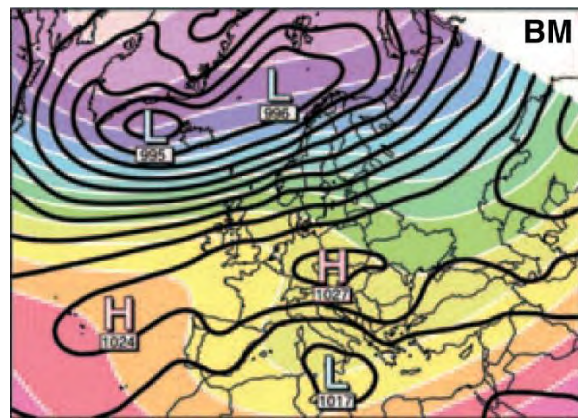
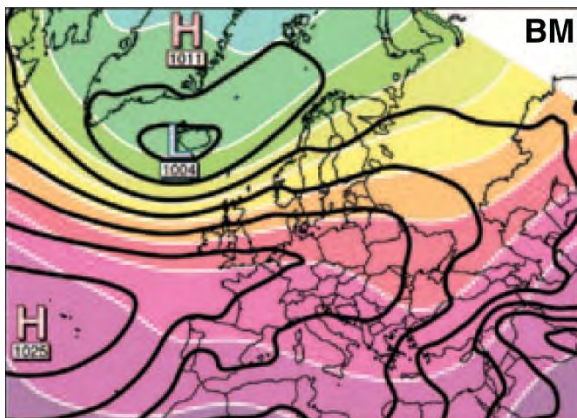
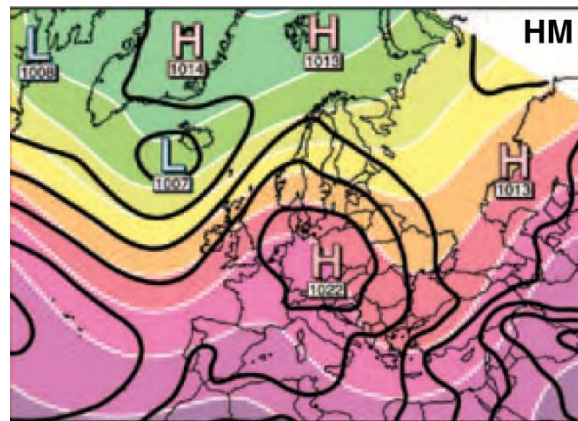
Winter



Sommer

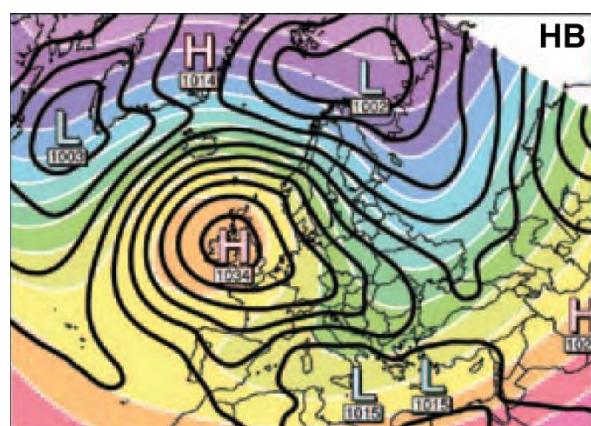
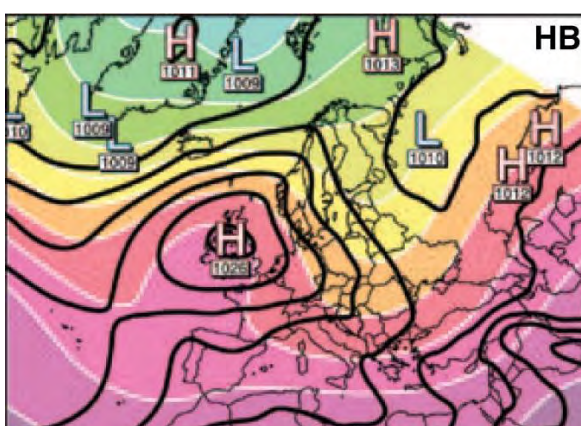
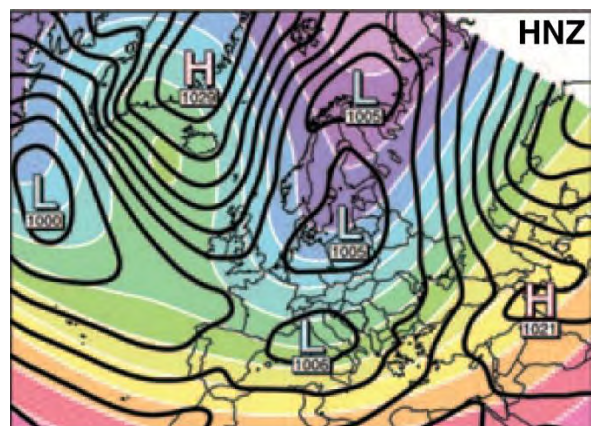
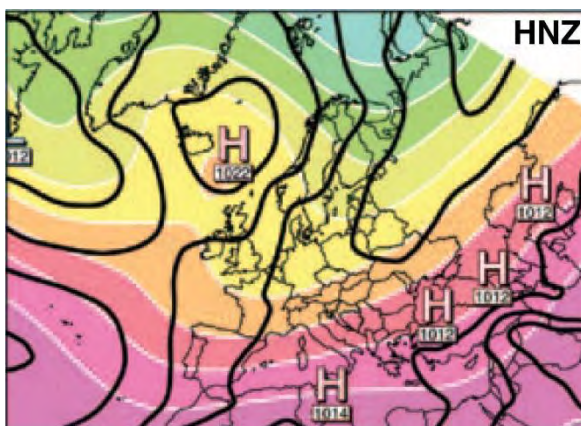
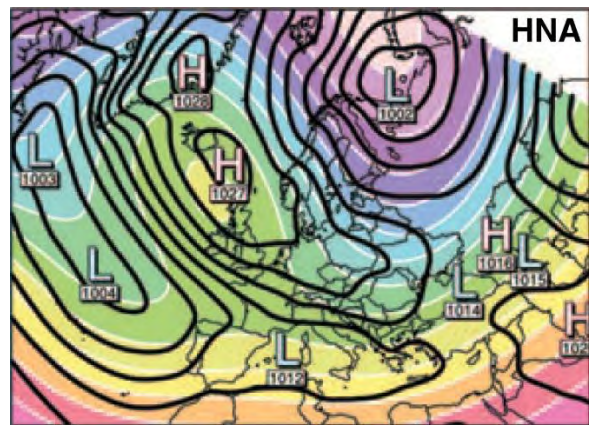
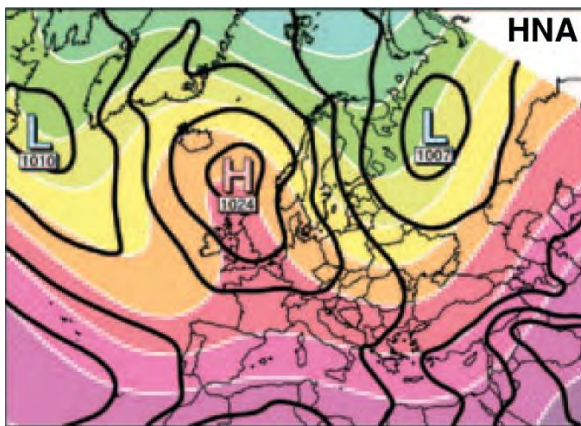
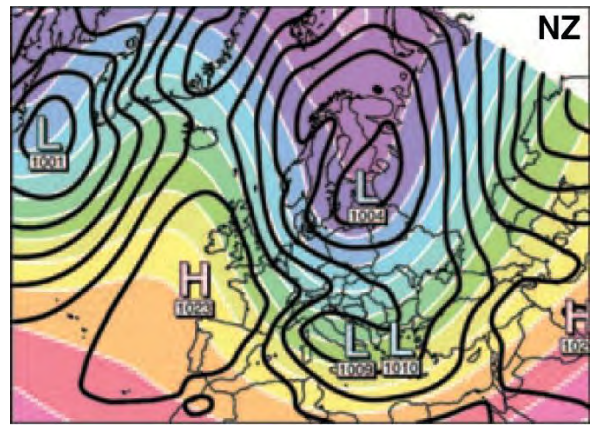
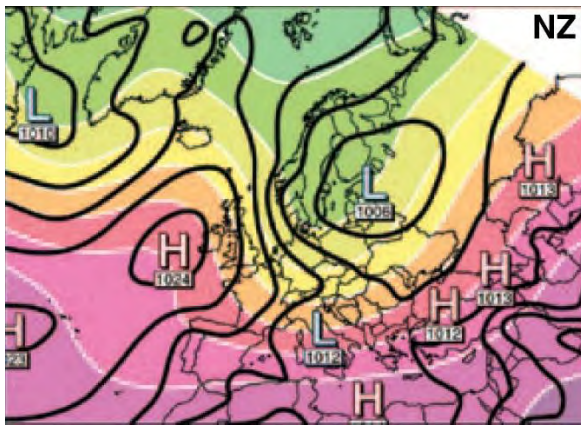


Winter



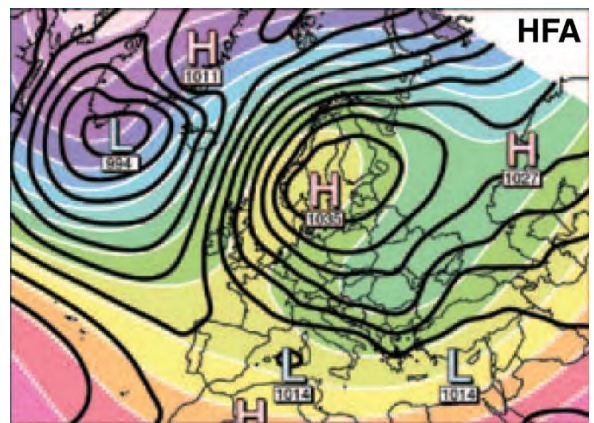
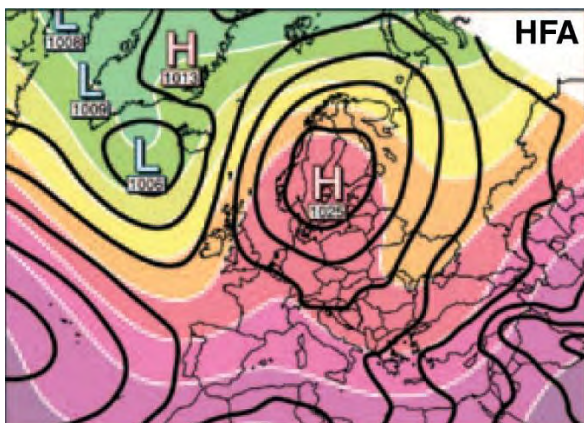
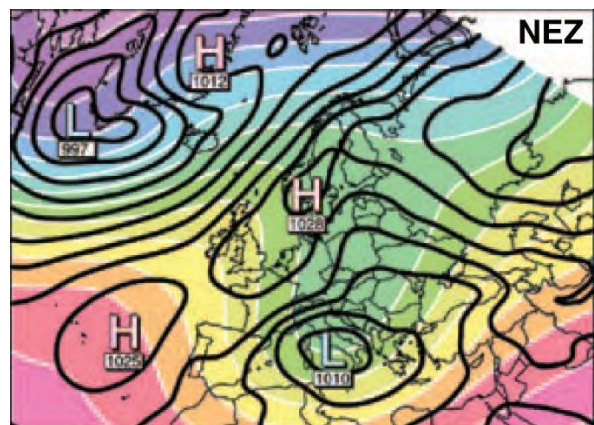
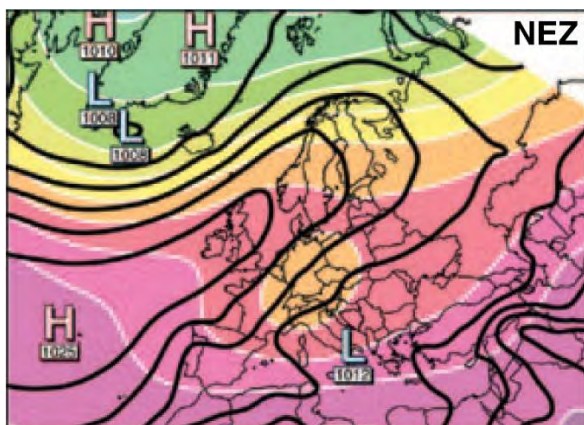
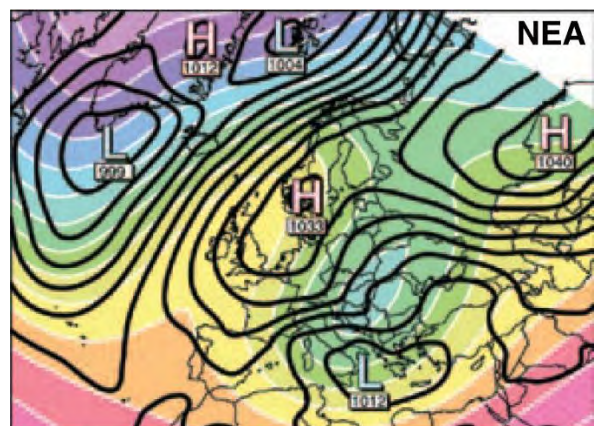
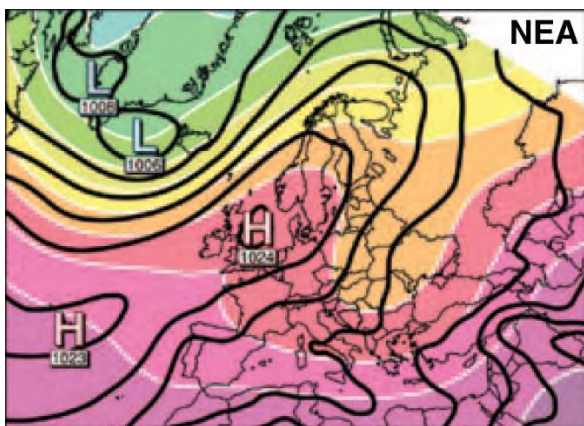
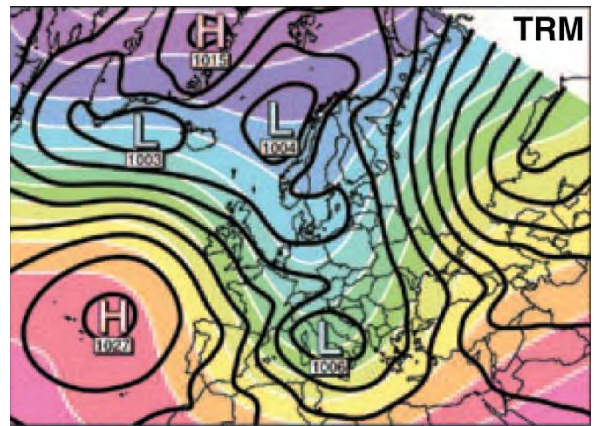
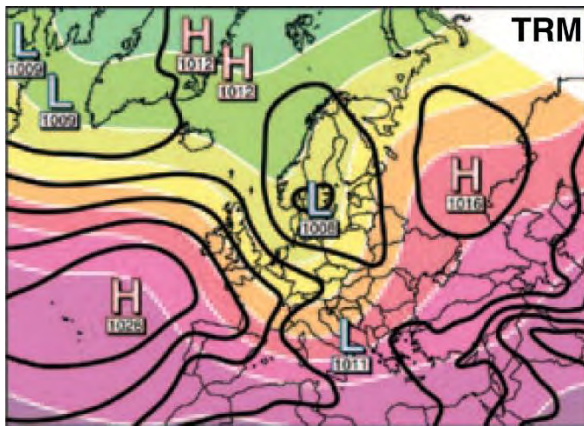
Sommer

Winter



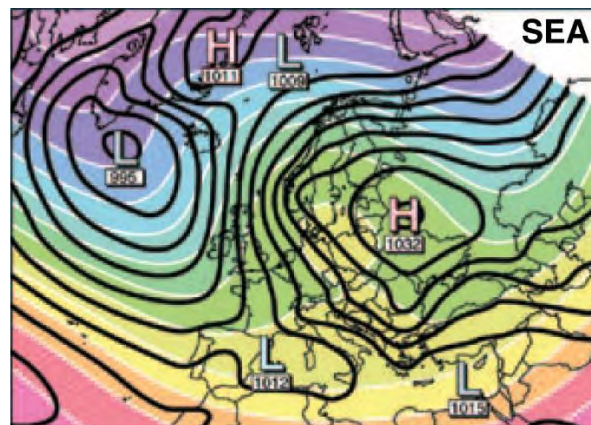
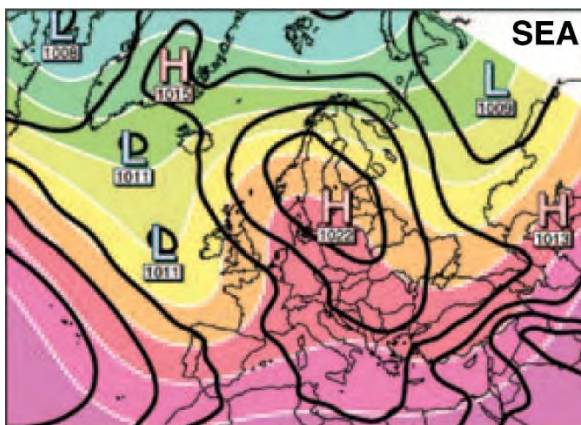
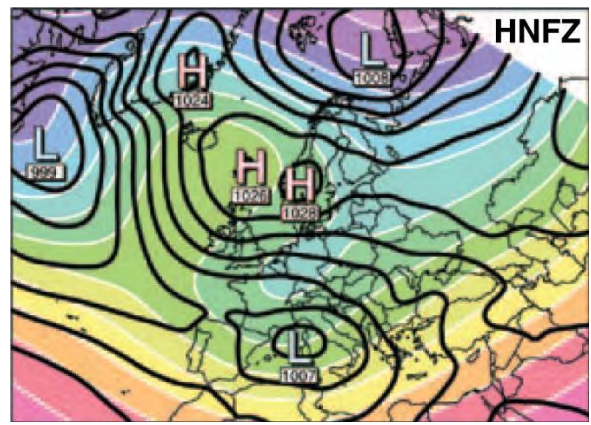
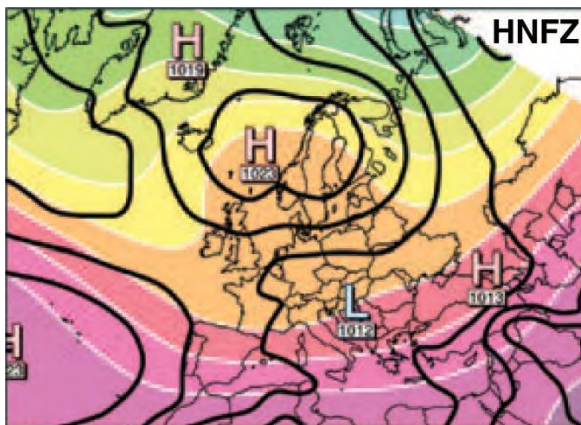
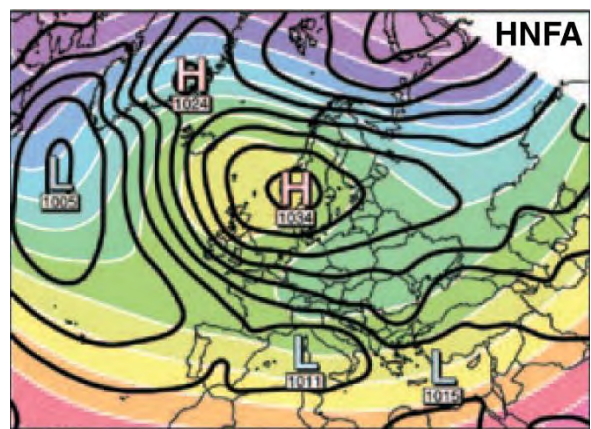
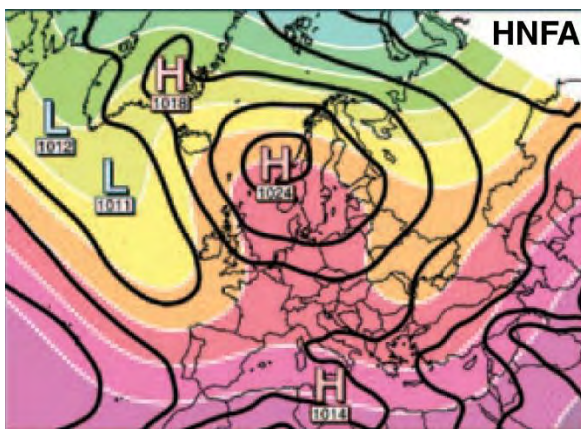
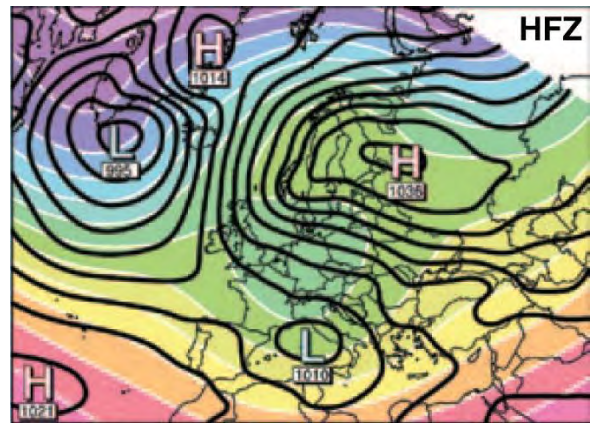
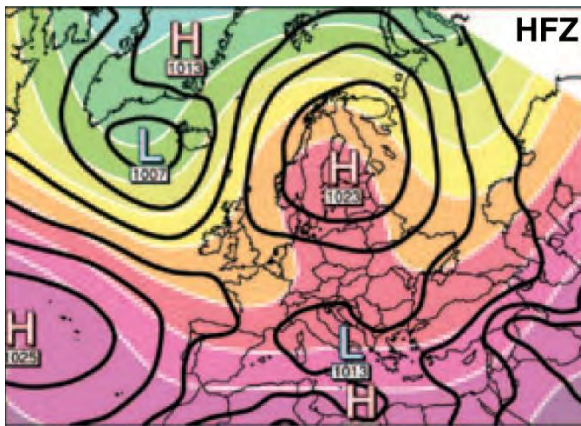
Sommer

Winter



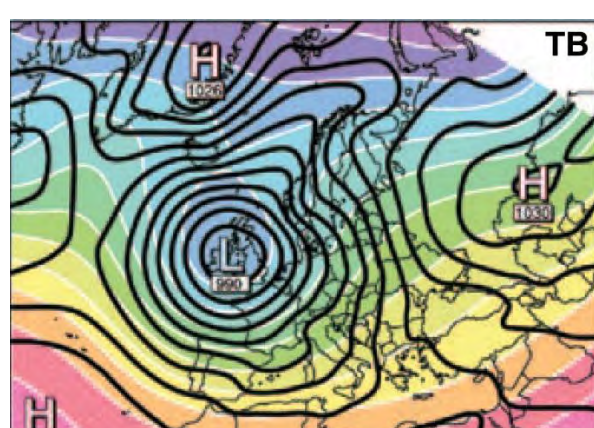
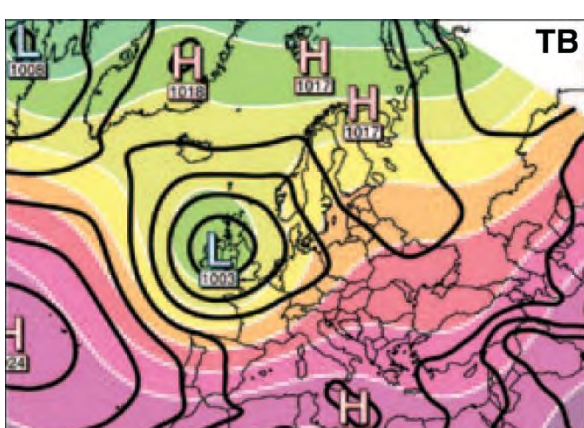
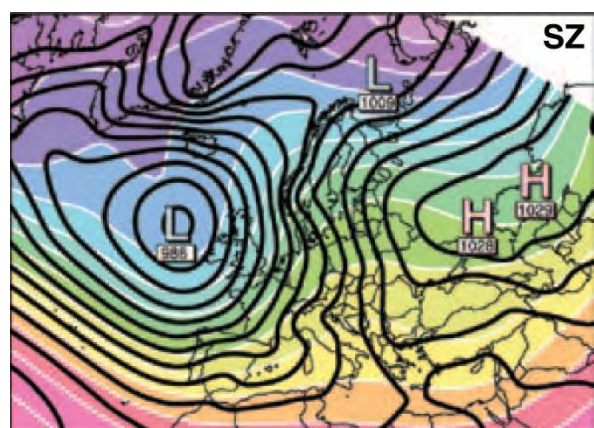
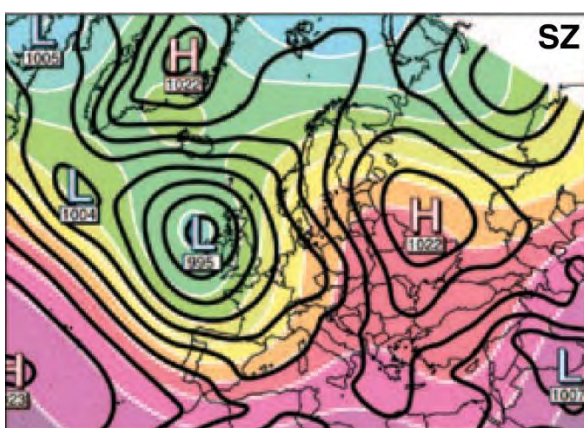
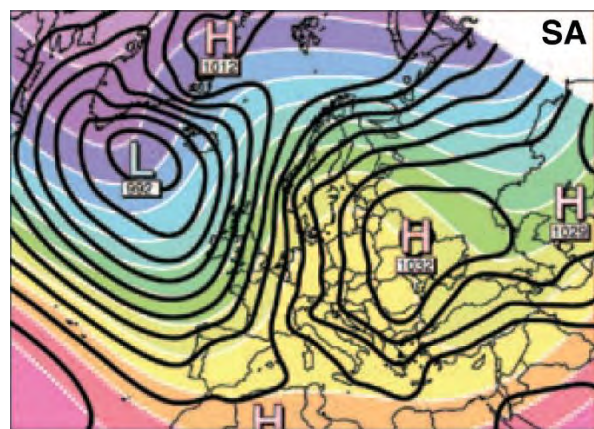
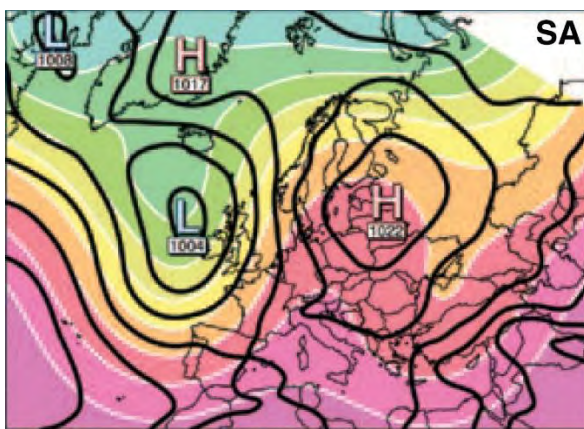
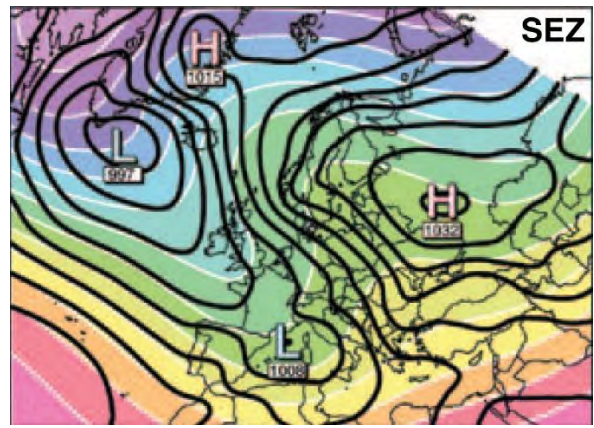
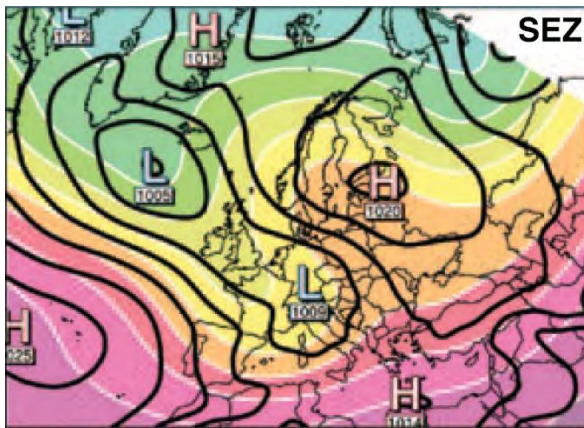
Sommer

Winter



Sommer

Winter



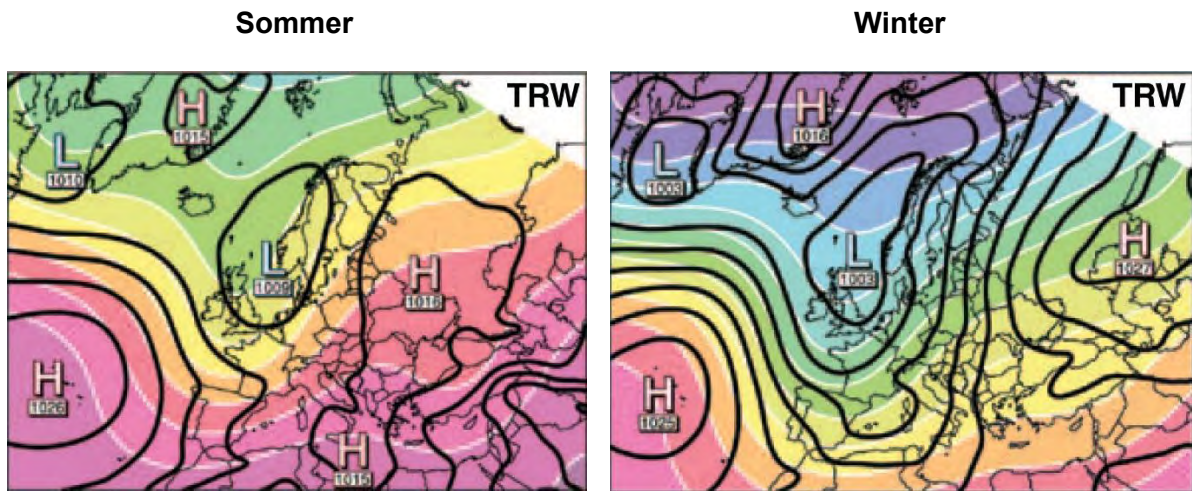


Abbildung A.3: mittlere Druckmuster der einzelnen GWL im Sommer (links) und im Winter (rechts); schwarze Linien repräsentieren den Luftdruck auf Meereshöhe, die farbigen Muster das Geopotenzial bei 500 hPa Druckniveau. Entnommen aus James (2007)

Ehrenwörtliche Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass die Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel angefertigt wurde.

Ort, Datum

Unterschrift