



GEO

GRAPHIE

GEOGRAPHISCHES
INSTITUT MAINZ



Annika Brieber

Jakob-Welder-Weg 34 (3328)

55128 Mainz

Matrikel-Nr.: 2723750

abrieber@students.uni-mainz.de

Masterarbeit

**Statistische Auswertung zeitlich hochaufgelöster
Niederschlagsdaten für Hessen**

Studiengang: M. Sc. Klima- und Umweltwandel
Universität: Johannes Gutenberg-Universität Mainz
Fachsemester: SoSe 2018
1. Gutachter: Prof. Dr. Andreas Vött
2. Gutachter: Dr. Andreas Hoy
Abgabefrist: 8. Mai 2018

Zusammenfassung

Seit den neunziger Jahren werden immer mehr meteorologische Messnetze mit dem PLUVIO-OTT-Niederschlagsmesser ausgestattet. Dieser beruht im Gegensatz zu konventionellen Niederschlagssammlern auf dem Wägeprinzip und erfasst Niederschlagssummen mit der sehr hohen zeitlichen Auflösung von einer Minute.

Die resultierenden Messreihen aus ganz Hessen werden in dieser Masterarbeit zum ersten Mal analysiert im Hinblick auf:

- die Plausibilität/Homogenität der Daten und
- den Zusammenhang zwischen hessischen Starkniederschlägen und der großräumigen atmosphärischen Zirkulation.

Letztere wird auf der Basis der Großwetterlagenklassifikation nach WERNER und GERSTENGARBE (2010) und mithilfe von zwei verschiedenen Indizes der Nordatlantischen Oszillation (CPC und Li & Wang) definiert.

Während hohe Tagessummen oft im Zusammenhang mit Frontalniederschlägen stehen, sind intensive Niederschlagsereignisse von kurzer Dauer (ein paar Minuten bis Stunden) eher mit hohen Temperaturen und Konvektion verbunden. Um besser zwischen diesen verschiedenen Niederschlagstypen unterscheiden zu können, wird das Jahr in Winterhalbjahr (Oktober bis März) und Sommerhalbjahr (April bis September) unterteilt.

Es stehen Daten von 47 Stationen des Hessischen Landesamts für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) und von 79 Stationen des Deutschen Wetterdiensts (DWD) zur Verfügung, wodurch eine hohe räumliche Auflösung erzielt wird. Während sich die aus den jeweiligen Datensätzen berechneten Jahres- und Tagessummen nur geringfügig voneinander unterscheiden, treten bezüglich der maximalen Minutenwerte signifikante Abweichungen auf. Um die beiden Datensätze trotzdem miteinander kombinieren zu können, werden die jeweiligen Verteilungen durch das Aufsummieren zu einer höheren Dauerstufe ($D = 15 \text{ min}$)

und Tagessummen) und die Beschränkung auf unabhängige Niederschlagsereignisse aneinander angeglichen.

Anschließend geht es um den Einfluss der einzelnen Zirkulationsmuster auf die relative/absolute Anzahl von Schwellenwertüberschreitungen (90./99. Perzentil) sowie deren räumliche Verteilung. Die Ergebnisse werden mit dem Kolmogorov-Smirnov-Hypothesentest hinsichtlich ihrer Signifikanz überprüft.

Eine intensivierete Anströmung aus westlicher Richtung (W, NW, SW, NAO+) ist vor allem für winterliche Starkniederschläge verantwortlich, die zudem einen ausgeprägten Topographiebezug aufweisen. Die konvektiven Starkniederschlagsereignisse im Sommer treten dagegen hauptsächlich bei Ost-, Südost- und Südlagen auf und sind zufällig über ganz Hessen verteilt. Der Großwettertyp „Tief Mitteleuropa“ stellt mit der damit verbundenen flächenhaften Ausdehnung von Extremniederschlägen einen Spezialfall dar, der besonders die Starkniederschlagsverteilung der Tagessummen dominiert. Dagegen wird die Intensität der Tagesmaxima mit niedrigerer Dauerstufe ($D = 15 \text{ min}$) vor allem durch Südlagen (Troglage TRW) verstärkt.

Die Ergebnisse dieser Masterarbeit zeigen einen klaren Einfluss der atmosphärischen Zirkulation auf die Starkniederschlagsaktivität in Hessen. Außerdem zeichnen sich Unterschiede zwischen den verschiedenen Dauerstufen ab, was die Relevanz von zeitlich hochaufgelösten Niederschlagsbeobachtungen unterstreicht.

Abstract

Since the 1990s, more and more measuring stations in the county of Hesse in central Germany have been equipped with PLUVIO-OTT gauges, based on a weighing system that measures precipitation sums at a much higher temporal resolution ($D = 1$ min) than conventional gauges. The resulting measuring series (2000 to 2016) is analyzed for the first time to answer the following questions:

- Is the recorded precipitation data plausible/homogenous?
- Is there a connection between short-term precipitation intensity and atmospheric circulation patterns?

The latter is investigated by the Großwetterlagen classification and two different indices of the North Atlantic Oscillation (CPC/ Li & Wang).

Generally, short-term high-intensity precipitation (some minutes up to some hours) is mainly linked to warmer temperatures supporting convection, while large precipitation on a daily scale often connects to frontal precipitation. To be able to distinguish between these types, we look at data of the winter half year (October to March) and the summer half year (April to September) separately.

The data of 47 stations of the regional water authority (HLNUG) und 79 stations of the German Weather Service (DWD) is combined to achieve a higher spatial resolution. While the annual and daily sums of the two datasets do not differ significantly, the comparison of the peak values reveal large deviations. They are minimized by accumulating the existing 1 min data to 15 min and considering only independent precipitation events. Subsequently the daily maximum values and daily sums are analyzed with regard to the impact of atmospheric circulation patterns concerning the relative/absolute exceedance frequency of the 90th/99th percentile and its spatial distribution. The significance of the results is tested with the hypothesis test of Kolmogorov and Smirnov.

Air masses approaching from western directions and the positive phase of the NAO have an enhancing effect on precipitation intensity during the winter half

year and a strong correlation with topography concerning the daily sums. During the summer half year, the inflow of continental air from Southern and Eastern Europe results in a higher risk of heavy rainfall over Hesse, mostly in terms of randomly distributed convective events. The highest probability of strong daily precipitation during the summer half year connects to low pressure systems stagnating centrally over Germany, uniformly impacting the whole study area. Southern inflow (especially during trough conditions) has a greater impact on short-term precipitation events.

The study results reveal a clear impact of the atmospheric circulation concerning heavy precipitation events over Hesse and indicate some differences between daily and sub-daily events which underline the importance of expanding and enhancing the high-resolution precipitation observation.

Abkürzungen

Die Namen aller Großwettertypen/Großwetterlagen und die dazugehörigen Abkürzungen sind in Tabelle 2 auf Seite 14 aufgelistet.

a	Jahr
CPC	Climate Prediction Center
D	Dauerstufe
DWD	Deutscher Wetterdienst
GWL	Großwetterlage
GWT	Großwettertyp
HLNUG	Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie
KLIMPRAX	Klimawandel in der Praxis
KOSTRA-DWD	Koordinierte Starkniederschlagsregionalisierung und -auswertung des DWD
DWD-WS	DWD-Warnstufe
KS-Test	Hypothesentest nach Kolmogorov und Smirnov
MEZ	Mitteleuropäische Zeit
NAO	Nordatlantische Oszillation
P	Perzentil
P90	90. Perzentil
SH	Sommerhalbjahr
T	Wiederkehrintervall
ü. NN	über Normalnull
WH	Winterhalbjahr

Abbildungen

Abb. 1	Topographie von Hessen	6
Abb. 2	Jahresgang der Lufttemperatur in Hessen	7
Abb. 3	Jahresgang des Niederschlags in Hessen	8
Abb. 4	Stationsanzahl und Geländehöhe (DWD/HLNUG)	19
Abb. 5	PLUVIO-OTT-Niederschlagsmesser	21
Abb. 6	Interpolation und Topographie	25
Abb. 7	Hydrologische Jahressummen (Pluvio/Hellmann)	29
Abb. 8	Kumulierte Verteilungsfunktion der Minutenwerte	30
Abb. 9	Zeitreihe der Jahressummen	31
Abb. 10	Zeitreihe der Anzahl an Niederschlagstagen	32
Abb. 11	Zeitreihe der aufsummierten Tagesmaxima (D = 1 min)	33
Abb. 12	Jahresgang der Tagessummen	34
Abb. 13	Jahresgang der Tagesmaxima (D = 1 min)	35
Abb. 14	Tagesgang der Stundenmaxima (D = 1 min)	36
Abb. 15	Kumulierte Verteilungsfunktionen der Tagesmaxima und Tagessummen	39
Abb. 16	Zeitreihe der aufsummierten Tagesmaxima (D = 15 min)	41
Abb. 17	Jahresgang der Tagesmaxima (D = 15 min)	41
Abb. 18	Tagesgang der Stundenmaxima (D = 15 min)	41
Abb. 19	Räumliche Verteilung der mittleren Jahresparameter und deren Korrelation mit der Topographie	43
Abb. 20	Auftrittshäufigkeit der einzelnen Großwettertypen	45
Abb. 21	Relative Niederschlagsintensität an GWT-Tagen	47
Abb. 22	Räumliche Verteilung der P90-Überschreitungen (NW, W und SW)	51
Abb. 23	Räumliche Verteilung der P90-Überschreitungen (S, SE und E)	52
Abb. 24	Räumliche Verteilung der P90-Überschreitungen (TME)	53
Abb. 25	Auftrittshäufigkeit der einzelnen Großwetterlagen	54
Abb. 26	Relative Niederschlagsintensität an GWL-Tagen (SH)	55
Abb. 27	Absolute Häufigkeit der P99-Überschreitungen an GWL-Tagen	57

Abb. 28	Relative Häufigkeit der Niederschlagstage (NAO+/NAO-) . . .	58
Abb. 29	Relative Niederschlagsintensität (NAO+/NAO-)	59
Abb. 30	Räumliche Verteilung der P90-Überschreitungen (LiWang/WH)	61
Abb. 31	Räumliche Verteilung der P90-Überschreitungen (N, NE, HME)	82
Abb. 32	Relative Niederschlagsintensität an GWL-Tagen (WH)	83
Abb. 33	Räumliche Verteilung der P90-Überschreitungen (CPC/WH) .	86

Tabellen

Tab. 1	Übersicht über Warnstufen, Jährlichkeiten und Niederschlagsrekorde	12
Tab. 2	Übersicht über die Großwettertypen GWT und die dazugehörigen Großwetterlagen GWL	14
Tab. 3	Ausgewählte Perzentile der HLNUG- und DWD-Verteilung (D = 1 min)	30
Tab. 4	Vergleich DWD- und HLNUG-Verteilung (KS-Test-Ergebnisse)	39
Tab. 5	Ausgewählte Perzentile des kombinierten Datensatzes aus DWD- und HLNUG-Daten (Tagesmaxima/Tagessummen)	40
Tab. 6	Korrelation zwischen der Topographie und den mittleren Jahresparametern	43
Tab. 7	Einfluss einzelner GWT auf die Niederschlagsintensität im Sommerhalbjahr (KS-Test-Ergebnisse)	49
Tab. 8	Einfluss einzelner GWT auf die Niederschlagsintensität im Winterhalbjahr (KS-Test-Ergebnisse)	49
Tab. 9	Einfluss der NAO auf die Niederschlagsintensität (KS-Test-Ergebnisse)	60
Tab. 10	Stationsliste DWD	77
Tab. 11	Stationsliste HLNUG	80
Tab. 12	Einfluss einzelner GWL auf die Niederschlagsintensität (KS-Test-Ergebnisse SH/Tagesmaxima)	84
Tab. 13	Einfluss einzelner GWL auf die Niederschlagsintensität (KS-Test-Ergebnisse SH/Tagessummen)	84
Tab. 14	Einfluss einzelner GWL auf die Niederschlagsintensität (KS-Test-Ergebnisse WH/Tagesmaxima)	85
Tab. 15	Einfluss einzelner GWL auf die Niederschlagsintensität (KS-Test-Ergebnisse WH/Tagessummen)	85

Inhalt

Zusammenfassung	i
Abstract	iii
Abkürzungen	v
Abbildungen	vi
Tabellen	viii
1 Einleitung	1
2 Theoretische Grundlagen	5
2.1 Untersuchungsgebiet Hessen	5
2.1.1 Naturräumliche Gliederung	5
2.1.2 Klima	6
2.2 Meteorologische Grundlagen	10
2.2.1 Niederschlag: Definition, Entstehung, Typen	10
2.2.2 Extremniederschläge: Schwellenwerte und Rekorde	11
2.2.3 Großwettertypen und Großwetterlagen	13
2.2.4 Luftmassenklassifikation	16
2.2.5 Nordatlantische Oszillation (NAO)	17
3 Daten und Methoden	19
3.1 Niederschlagsmessnetz und -stationen	19
3.2 Niederschlagsmessung	20
3.3 Datenqualität und Fehlerquellen	22
3.4 Repräsentativität und Niederschlagsregionalisierung	24
3.5 Signifikanztests	25
3.5.1 Konfidenzintervalle	26
3.5.2 Hypothesentest nach Kolmogorov und Smirnov (KS-Test)	26

4	Plausibilitätskontrolle und Vergleich der Datensätze	27
4.1	Einlesen der Daten	27
4.2	Vergleich Pluvio/Hellmann	28
4.3	Vergleich DWD/HLNUG	29
4.3.1	Zeitreihen	31
4.3.2	Jahresgang	34
4.3.3	Tagesgang	36
4.4	Aufsummierung zu höheren Dauerstufen	37
4.4.1	Definition „Niederschlagsereignis“ und „Niederschlagstag“	38
4.4.2	Wahl einer geeigneten Dauerstufe	39
4.4.3	D = 15 min: Zeitreihe, Jahresgang, Tagesgang	40
4.5	Korrelation mit der Topographie	42
5	Einfluss der atmosphärischen Zirkulation auf Starkniederschläge in Hessen	45
5.1	Der Einfluss des Großwettertyps auf...	45
5.1.1	... die relative Niederschlagsintensität	46
5.1.2	... die räumliche Verteilung von P90-Überschreitungen	49
5.2	Der Einfluss einzelner Großwetterlagen auf...	54
5.2.1	... die relative Niederschlagsintensität	54
5.2.2	... die absolute Häufigkeit von P99-Überschreitungen	56
5.3	Der Einfluss der NAO auf...	58
5.3.1	...die relative Niederschlagsintensität	59
5.3.2	...die räumliche Verteilung von P90-Überschreitungen	60
6	Diskussion	62
7	Fazit und Ausblick	68
	Literatur	71
	Anhang	77

1 Einleitung

Nach einer ungewöhnlich trockenen ersten Jahreshälfte führte das gehäufte Auftreten von Extremniederschlägen im Juni und Juli 2017 in vielen Regionen Deutschlands zu Hochwassereignissen, gefluteten Kellern, Zugausfällen und abgebrochenen Festivals. Ende Juni wurde in Berlin-Tegel die Rekordniederschlagssumme von 221,4 mm in 24 Stunden gemessen (GEBAUER et al. 2017).

Auch in Hessen fielen die Regenmengen zum Teil erheblich aus: So wurde auf der Wasserkuppe am 25. Juli ein Tageswert von fast 100 mm erreicht (BECKER et al. 2017a), was der mit Abstand höchste Messwert an dieser Station seit dem Aufzeichnungsbeginn vor 70 Jahren ist (HLNUG 2018c).

Gleichzeitig herrschte im Mittelmeerraum extreme Trockenheit, besonders Mittel- und Süditalien waren von Hitze und Dürre betroffen (BECKER et al. 2017b).

Kaum ein anderer meteorologischer Parameter ist räumlich und zeitlich so variabel wie der Niederschlag. Zu den vielen unterschiedlichen Faktoren, die das lokale Niederschlagsgeschehen beeinflussen, zählen unter anderem die Topographie und die Entfernung zum Meer (BRASSEUR et al. 2017). Außerdem gibt es über die Lufttemperatur eine starke Abhängigkeit zwischen Jahreszeit und Niederschlagstyp: So waren es in den vergangenen Jahren vor allem die Spätfrühjahrs- und Sommermonate, die durch hydrologische Extremereignisse wie beispielsweise die Sturzfluten von Braunsbach und Simbach (Mai/Juni 2016) oder die großen Flusshochwasser in Ost- und Süddeutschland (August 2002, Mai/Juni 2013) geprägt waren (BECKER et al. 2017a).

Entscheidend für die Niederschlagsintensität ist auch die Temperatur und der Wasserdampfgehalt der Luft, die aus umliegenden Regionen herangeführt wird. Diese Advektionsbewegung hängt wiederum von der großräumigen Druckverteilung und dem daraus resultierenden Strömungsfeld ab. So nehmen Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation direkt Einfluss auf die lokale Kurzzeit-Variation von Klimaparametern (BARNSTON und LIVEZEY 1987).

Im Rahmen der KLIMPRAX-Projekte („Klimawandel in der Praxis“) beschäftigt sich das Fachzentrum Klimawandel des Hessischen Landesamtes für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) mit den lokalen Auswirkungen des anthropogenen Klimawandels und mit der Frage, wie man auf kommunaler Ebene darauf reagieren kann. Bezüglich Starkregen geht es dabei vor allem um die zunehmende Hochwasser- und Sturzflutgefahr in versiegelten Gebieten (HLNUG 2018a).

Für den effektiven Hochwasserschutz ist neben strukturellen Maßnahmen in der Stadt- und Raumplanung (BRENNE et al. 2016) auch eine Verbesserung der Vorhersagbarkeit von hydrologischen Extremereignissen von Interesse. Bis heute ist der Niederschlag eine der mit der höchsten Unsicherheit behafteten Variablen in Wettervorhersage- und Klimamodellen. Besonders schwierig gestaltet sich die Simulation von mikroskaligen Prozessen wie Wolkenentstehung oder kleinräumige Konvektion (SCHÖNWIESE 2013a). Die Vorgänge in der Meso- und Makroskala wie die allgemeine nordhemisphärische Druckverteilung und die damit verbundene Entstehung und Fortbewegung von Zyklonen und Fronten lassen sich dagegen schon verhältnismäßig gut prognostizieren. Ein besseres Verständnis der Wechselwirkung zwischen den einzelnen meteorologischen Größenskalen ist deshalb sinnvoll, um von der Beobachtung großräumiger Strömungsmuster auf das kleinräumige Wettergeschehen schließen zu können.

Es existieren zahlreiche Studien, die sich mit Extremniederschlägen in Deutschland beschäftigen, in den meisten davon geht es um deren zeitliche Entwicklung seit Mitte des letzten Jahrhunderts (zum Beispiel ZOLINA et al. 2008, MALITZ et al. 2011). Allerdings handelt es sich bei den zugrundeliegenden Messreihen fast immer um Tagessummen, sodass nicht richtig zwischen kurzzeitigen Starkregenereignissen und länger anhaltendem Dauerregen unterschieden werden kann. Dabei ist eine klare Trennung aufgrund der unterschiedlichen Ursachen und Folgen besonders wichtig: Flusshochwasser werden in der Regel durch Dauerregen ausgelöst, der über mehrere Stunden oder sogar Tage anhält. Bei stadtklimatologischen Betrachtungen (beispielsweise im Hinblick auf Abflusssysteme) geht es um Niederschlagsereignisse kürzerer Dauerstufen von 15 Minuten bis wenigen

Stunden (DE TOFFOL et al. 2003). MÜLLER und PFISTER (2011) weisen auf die Bedeutung von noch kürzeren Dauerstufen (< 5 min) bei der Untersuchung von Bodenerosion hin, wobei sie gleichzeitig auf das große Fehlerpotential von Messreihen mit einer derart hohen zeitlichen Auflösung aufmerksam machen.

Aufgrund der Relevanz dieser zeitlichen Differenzierung deckt KOSTRA-DWD („Koordinierte Starkniederschlagsregionalisierung und -auswertung“) ein ganzes Spektrum von Dauerstufen (5 min bis 72 h) ab: Bei dem Produkt des Deutschen Wetterdiensts (DWD) handelt es sich um eine Form der Starkniederschlagsanalyse, bei der beobachtete beziehungsweise nachberechnete Niederschlagshöhen auf ein deutschlandweites Raster übertragen werden. Für jedes Rasterfeld (etwa 67 km^2) kann dann die Jährlichkeit eines Starkniederschlagsereignisses berechnet werden. $T = 1$ a bedeutet zum Beispiel, dass ein Ereignis durchschnittlich einmal im Jahr auftritt, bei $T = 100$ a nur einmal in hundert Jahren. Der aktuelle Datensatz ist eine Revision von KOSTRA-DWD-2010 (JUNGHÄNEL und DEUTSCHLÄNDER 2017).

Die Berechnung solcher Jährlichkeiten oder eine Trend-Analyse wie in den oben genannten Studien ist im Rahmen dieser Masterarbeit nicht möglich, dazu ist der betrachtete Zeitraum mit 17 Jahren zu kurz. Dafür wird durch die Kombination von zwei Datensätzen (DWD und HLNUG) eine außergewöhnlich engmaschige Abdeckung des Untersuchungsgebietes erzielt. Durch die hohe Anzahl an Stationen in unterschiedlichen Höhenlagen ist es möglich, räumlich-differenzierte Betrachtungen bezüglich der Auswirkungen der hessischen Topographie anzustellen. Zusammen mit der extrem hohen zeitlichen Auflösung ergibt sich ein aussagekräftiger Datensatz, der so für Hessen noch nicht analysiert wurde.

Ein weiterer wichtiger Bestandteil der Arbeit ist es, ein Gefühl für Niederschlagsereignisse kurzer Dauerstufen zu bekommen. Datensätze dieser Art wurden bisher kaum ausgewertet, da bisher so gut wie keine entsprechenden Zeitreihen existieren (BRASSEUR et al. 2017). Um erste Aussagen über die allgemeine Verteilung, die Qualität und die Belastbarkeit von einminütigen Niederschlagsdaten treffen

zu können, geht es im ersten Ergebnisteil dieser Masterarbeit darum, verschiedene in Hessen generierte Niederschlagsdatensätze (HLNUG/DWD, Pluvio/Hellmann) miteinander zu vergleichen.

Der anthropogene Klimawandel betrifft neben der Temperatur auch den Niederschlag: Die globale Erwärmung führt zu mehr Verdunstung und Konvektion, außerdem kann warme Luft mehr Wasserdampf aufnehmen (BRASSEUR et al. 2017). Aus der Clausius-Clapeyron-Beziehung folgt eine Zunahme des Niederschlags um 6 bis 7% pro ein Grad Temperaturerhöhung, diese Theorie sehen FISCHER und KNUTTI (2016) in Beobachtungszeitreihen bestätigt. Einige Autoren wie LORIAUX et al. 2013 gehen aufgrund der Analyse von Messreihen und Modellsimulationen sogar von einer noch extremeren Zunahme von Starkniederschlägen niedriger Dauerstufen ($D = 10$ min) aus. Diese Ergebnisse sind allerdings umstritten und konnten für andere Untersuchungsgebiete und mit höher aufgelösten Modellen nicht reproduziert werden (BAN et al. 2015). In den deutschlandweiten KOSTRA-Daten des DWD lässt sich für Dauerstufen < 24 h überhaupt kein einheitlicher Trend feststellen (BECKER et al. 2016).

Es wäre also zu kurz gegriffen, die zukünftige Entwicklung der Niederschlagsverteilung allein auf ihre Temperaturabhängigkeit zu reduzieren - weitere Faktoren wie die Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation wirken sich ebenfalls entscheidend aus. Ein besseres Verständnis von deren Zusammenhang mit dem lokalen Niederschlagsgeschehen ist deshalb nicht nur für die Kurzfristvorhersage, sondern auch für langfristige Prognosen bezüglich der Entwicklung von Extremereignissen von Interesse.

Im zweiten Ergebnisteil dieser Masterarbeit wird deshalb nach Zusammenhängen zwischen der Starkniederschlagsverteilung in Hessen und der großräumigen atmosphärischen Zirkulation in Form der Großwetterlagen-Klassifikation und der Nordatlantischen Oszillation gesucht.

2 Theoretische Grundlagen

Zu Beginn wird das Untersuchungsgebiet vorgestellt und ein kurzer Überblick über die meteorologischen Hintergrundprozesse gegeben.

2.1 Untersuchungsgebiet Hessen

Das Bundesland Hessen hat eine Fläche von 21.115 km^2 und etwa 2,6 Millionen Einwohner (Stand 2016). Neben der Hauptstadt Wiesbaden sind Frankfurt und Darmstadt die bedeutendsten Städte, die den dicht besiedelten und wirtschaftsstarke Süden des Landes prägen (HSL 2018).

Der im Gegensatz dazu eher ländliche und walddreiche Nordosten gehört mit Fulda und Werra zum Einzugsgebiet der Weser, während der übrige Teil des Landes durch den Rhein und seine wichtigsten Nebenflüsse Main, Lahn und Neckar entwässert wird (HLGL 2017).

2.1.1 Naturräumliche Gliederung

Fast ganz Hessen gehört zur Mitteldeutschen Gebirgsschwelle, im Südwesten reicht der Oberrheingraben ins Landesgebiet hinein. Das dortige Rhein-Main-Tiefland ist aufgrund seiner Lössgebiete (wie der Wetterau) Hessens fruchtbarste und gleichzeitig bevölkerungsreichste Landschaft. Der Rest des Landes wird durch sein kleinräumiges Mittelgebirgsrelief geprägt, darunter die Ausläufer von Westerwald und Rothaargebirge im Westen, Rhön und Spessart im Osten und dem Odenwald im Süden. Dazwischen verteilen sich weitere Erhebungen über 600 m mit geringer, flächenhafter Ausdehnung: Habichtswald, Meißner, Kellerwald, Knüll, Vogelsberg und der Feldberg im Taunus (Aufzählung von Nord nach Süd, Abb. 1).

Die höchste Stelle Hessens ist mit 950 m über Normalnull (ü. NN) die Wasserkuppe in der Rhön, die niedrigste Stelle befindet sich mit 71 m ü. NN bei Lorchhausen am Rhein (HLGL 2017).

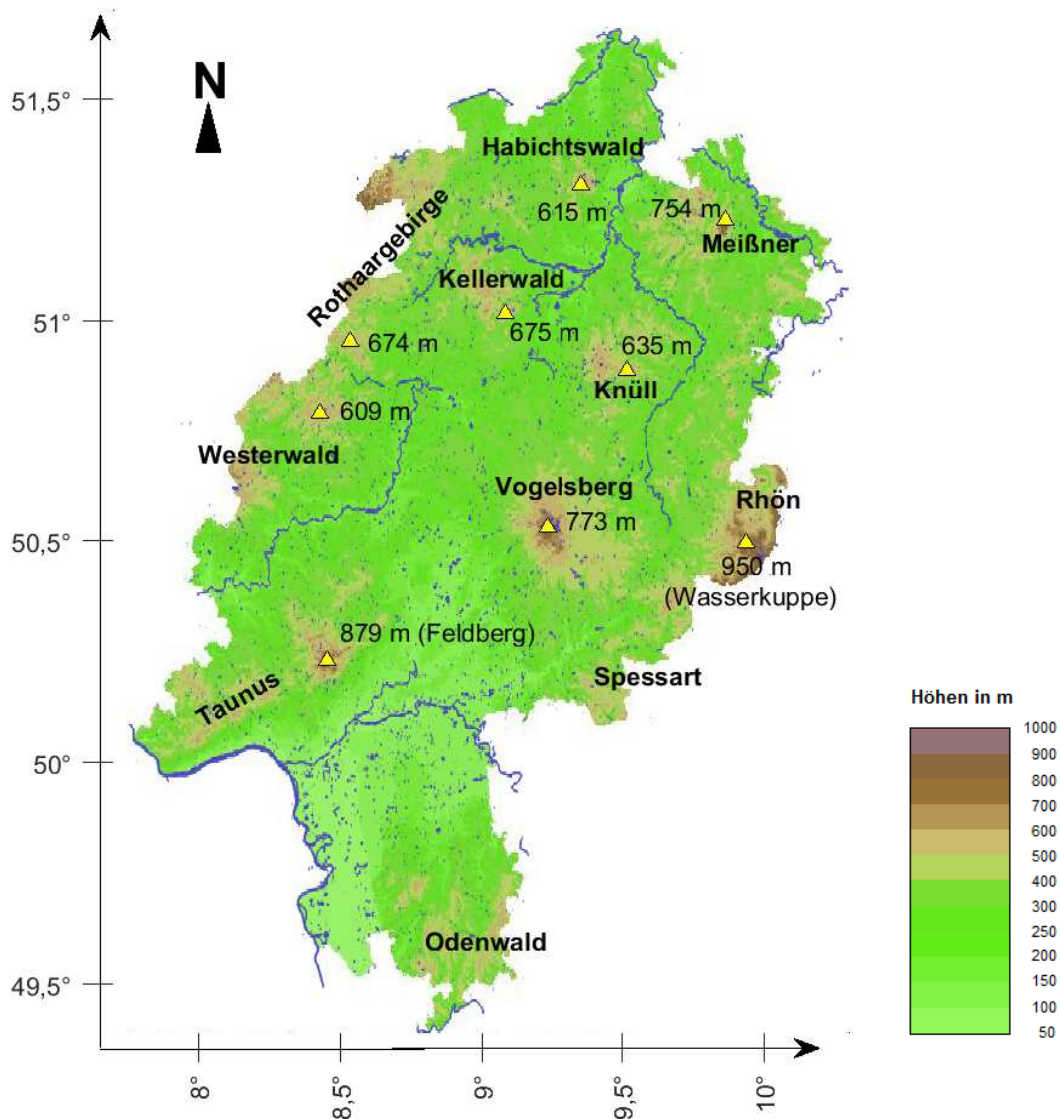


Abb. 1: Topographie von Hessen mit den wichtigsten Mittelgebirgszügen (ausgewählte Gipfel über 600 m über Normalnull).

2.1.2 Klima

In Hessen herrscht ein warm-gemäßigtes Klima mit milden Wintern und nicht zu heißen Sommern. Die vorherrschenden Westwinde advehieren ganzjährig feuchte Luft vom Atlantik, sodass sich die mittlere Jahressumme (791 mm/a im Zeitraum 1971-2000) über alle Monate verteilt. Am meisten Regen fällt im Sommer und im Winter, die Übergangsjahreszeiten sind trockener (HLNUG 2018b).

Abgesehen von der Abnahme des ozeanischen Einflusses von Nordwesten nach Südosten wird das lokale Klima durch die topographische Gliederung des Landes bestimmt. Die Temperatur hängt vor allem von der Geländehöhe ab, während die Orientierung der Mittelgebirge relativ zur Windrichtung eine entscheidende Rolle bezüglich der Niederschlagsverteilung spielt (mehr dazu im Abschnitt *Niederschlag*).

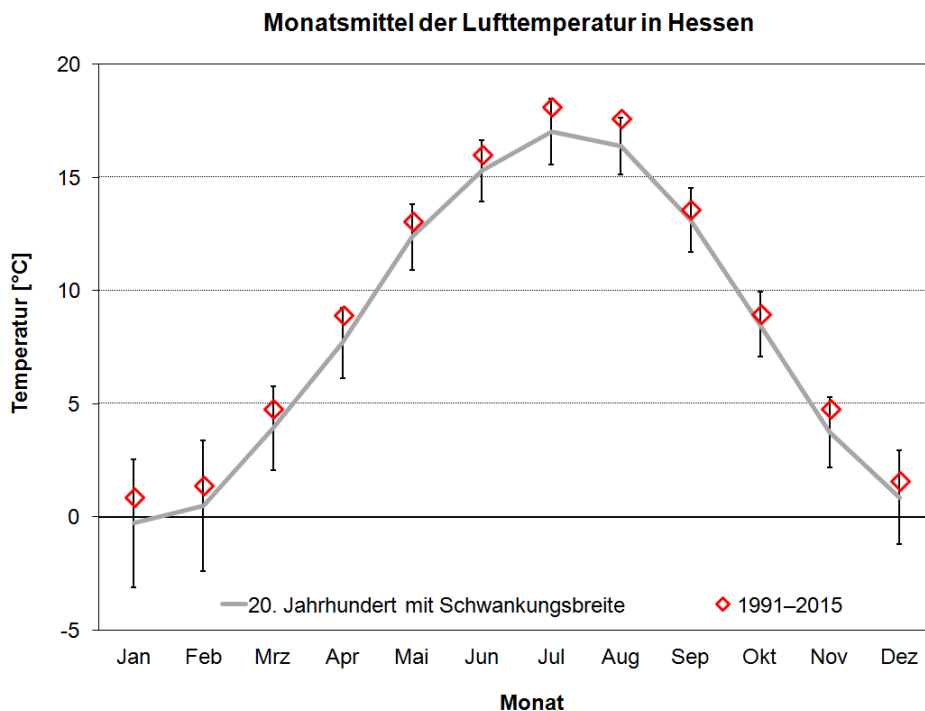


Abb. 2: Jahrgang der Lufttemperatur in Hessen: Monatsmittel der Lufttemperatur im 20. Jahrhundert (graue Linie), Standardabweichung (schwarze Balken) und Vergleich zum Zeitraum 1991–2015 (rote Vierecke) (HLNUG 2018b).

Temperatur

Gemittelt über alle hessischen Klimastationen lag die Durchschnittstemperatur im 20. Jahrhundert bei 8 Grad Celsius, in den letzten Jahrzehnten macht sich eine Erwärmung bemerkbar (Mitteltemperatur 1991-2015: 9,2 °C, siehe Abb. 2).

Im Allgemeinen nimmt die Temperatur mit der Höhe ab, sodass die niedrigsten Durchschnittswerte auf den Gipfeln der Mittelgebirge gemessen werden. Am kältesten ist es im Mittel auf der Wasserkuppe, am wärmsten im Rheintal (HLNUG 2018b).

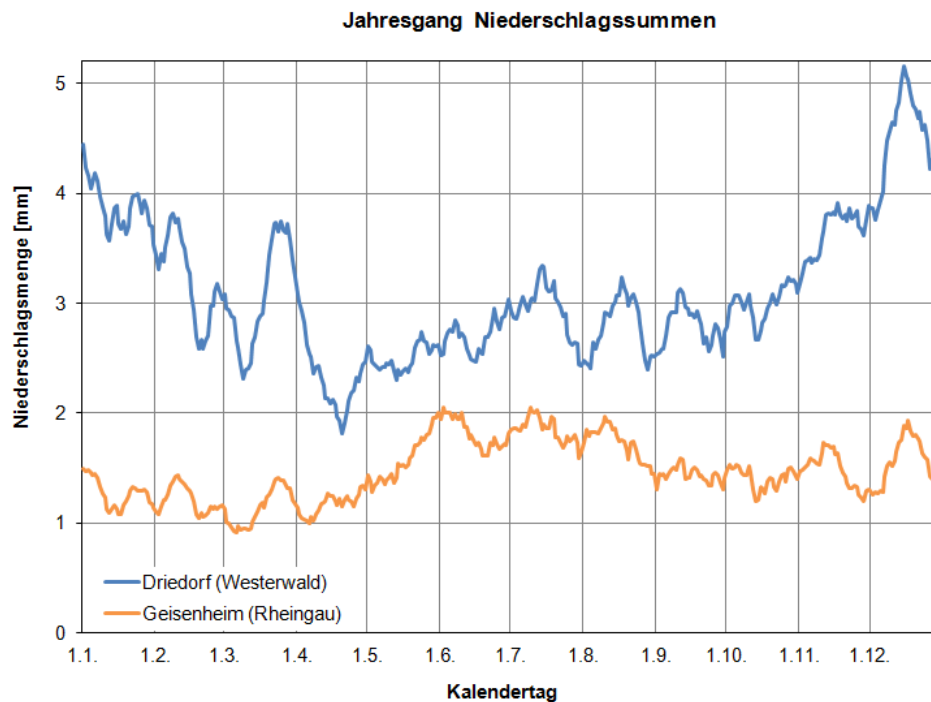


Abb. 3: Jahresgang des Niederschlags in Hessen: Tägliche Niederschlagssumme (elftägige Glättung) in Driedorf/Westerwald (548 m ü. NN) und Geisenheim/Rheingau (110 m ü. NN), gemittelt über den Zeitraum 1951–2015 (HLNUG 2018b).

Niederschlag

Bei der Überströmung von Bergen führt die erzwungene Hebung der Luft zu Abkühlung, Wolkenbildung und Niederschlag. Maximale Regenmengen werden deshalb vor allem über den Gipfeln beziehungsweise im Luv der Mittelgebirge gemessen (Stauregen). Im Windschatten der Berge kommt es dagegen durch die Absinkbewegung zur Erwärmung und Abtrocknung der Luft - Wolkenauflösung und geringe Niederschlagsmengen sind die Folge (Föhnwind). In den Sommermonaten ist zudem die Schauer- und Gewitterwahrscheinlichkeit über den Bergen höher als im Flachland, da eine stärkere Erwärmung der Hanglagen die Konvektion intensiviert (HLNUG 2018b).

In der Folge lässt sich häufig eine Zunahme der durchschnittlichen Regenmenge mit der Höhe und eine Abhängigkeit des Jahresgangs von der Topographie feststellen: Während in den meisten Gebieten das sommerliche Maximum größer ist als das winterliche, kann sich dieses Verhältnis in den Staulagen Nordwestthessens sowie im Westerwald, Spessart, Odenwald, in der Rhön und am Vogelsberg

umkehren (HLNUG 2018b).

In Abbildung 3 werden die beiden unterschiedlichen „Jahresgang-Typen“ anhand von zwei Beispiel-Stationen gegenübergestellt:

Im eher trockenen Geisenheim im Rheingau (517 mm/a Jahresniederschlag im Zeitraum 1951–2015) tritt das Niederschlagsmaximum von Ende Mai bis Mitte August auf und wird hier vor allem durch Schauer und Gewitter während der warmen und feuchten Sommermonate verursacht.

Der Jahresgang im sehr niederschlagsreichen Driedorf im Westerwald (1137 mm/a) ist dagegen durch einen deutlich nasserem Winter geprägt. Driedorf liegt in der Mittelgebirgslandschaft des Hessischen Westerwaldes, somit wird das dortige Wettergeschehen durch die - im Winter besonders häufig auftretenden - Westwindlagen und den damit verbundenen Stauregen dominiert.

In der Folge lässt sich Hessen anhand seiner Topographie in niederschlagsarme und -reiche Regionen einteilen: Im Mittel regnet es am meisten in den Höhenlagen (Upland im Rothaargebirge, Westerwald, Vogelsberg, Spessart, Rhön, Odenwald, zum Teil auch Taunus). Entlang der Flüsse (insbesondere an Rhein und Main) und in der Wetterau ist es dagegen eher trocken (HLNUG 2018b).

Aufgrund der hohen räumlichen und zeitlichen Variabilität des Parameters Niederschlag sind diese Aussagen allerdings nur im langzeitlichen Mittel gültig.

Wie die Temperatur wird auch die Niederschlagsentwicklung in Hessen vom anthropogenen Klimawandel beeinflusst. Für den Zeitraum 2070-2099 simulieren fast alle Modelle des Projekts „Regionale Klimaprojektionen Ensemble für Deutschland“ (ReKliEs-De) eine Zunahme der Winterniederschläge (0 bis +40 %) im Vergleich zum Zeitraum 1971-2000, im Sommer gibt es dagegen widersprüchliche Modellprognosen (-60 % bis +40 %). Relativ einig sind sich die Modelle bei einer überdurchschnittlich hohen prozentualen Zunahme der Starkniederschläge (Tagessummen) oberhalb des 95. und 99. Perzentils (REKLIES 2017).

2.2 Meteorologische Grundlagen

Die atmosphärenphysikalischen Prozesse hinter dem Phänomen Niederschlag spielen sich auf allen meteorologischen Größenskalen ab, von der Wolkenentstehung in der Mikroskala über die Konvektion bis zu den makroskaligen Zirkulationsmustern der Nordhemisphäre. All diese Faktoren wirken zusammen und bestimmen Ort, Dauer und Intensität eines Niederschlagsereignisses.

2.2.1 Niederschlag: Definition, Entstehung, Typen

Nach HÄCKEL (2012) ist Niederschlag „jede flüssige oder feste, aus kondensiertem Wasser gebildete und herabfallende Ausscheidung aus Wolken oder Nebel“. Dazu zählen neben Regen auch Niesel, Schnee, Griesel, Graupel, Hagel und Eisnadeln (SCHÖNWIESE 2013a).

Die Niederschlagshöhe wird in Litern pro Quadratmeter oder Millimetern Wassersäule angegeben ($1 \text{ l/m}^2 = 1 \text{ mm}$). Die Niederschlagsintensität ist als Niederschlagssumme pro Zeiteinheit definiert, während sich die Regenrate auf genau eine Stunde bezieht (LAUER und BENDIX 2004).

Niederschlag entsteht, wenn der in einer Luftmasse enthaltene Wasserdampf durch Abkühlung den Aggregatzustand wechselt und ausreichend schwere Wassertropfen oder Eiskristalle bildet, die aus der Atmosphäre ausfallen (DWD 2016). Die Abkühlung erfolgt in aller Regel adiabatisch durch den Aufstieg und die damit verbundene Ausdehnung von Luftmassen. Nach der Ursache für die Vertikalbewegung lassen sich Niederschläge in drei Haupttypen einteilen (DYCK und PESCHKE 1989, JUNGHÄNEL und DEUTSCHLÄNDER 2017):

1. zyklonale Niederschläge: erzwungene Hebung an Luftmassengrenzen (Fronten)
2. konvektive Niederschläge: Aufsteigen von bodennah erwärmter Luft
3. orographische Niederschläge: Überströmung von (Mittel-)Gebirgen

Oft lässt sich ein Zusammenhang zwischen dem Entstehungsprozess und den daraus resultierenden Charakteristika (wie Stärke und Dauer) eines Niederschlagsereignisses feststellen:

Das Aufgleiten an einer topographischen Erhebung oder Warmfront geht meist

relativ langsam und großflächig vonstatten, in der Folge kommt es zu eher stratiformer Bewölkung und langanhaltendem Dauerregen. Im Gegensatz dazu ist der durch eine Kaltfront oder thermische Konvektion induzierte Aufstieg eines Luftpakets ein schneller und turbulenter Prozess, der zur Bildung von Gewitterzellen und punktuellen Starkregenereignissen führen kann (DWD 2016 und DYCK und PESCHKE 1989).

Diese stark verallgemeinernde Trennung zwischen Ursache und Wirkung ist jedoch nur theoretisch möglich, da es in der Realität zu Überlagerung und Mischformen kommt (DYCK und PESCHKE 1989).

2.2.2 Extremniederschläge: Schwellenwerte und Rekorde

Auf der Basis eines zeitlich hochaufgelösten Datensatzes ist es sinnvoll, sich vor allem mit Niederschlagsereignissen von kurzer Dauer und hoher Intensität zu beschäftigen. Nach LAUER und BENDIX (2004) gehören dazu die Typen Starkregen, Regenschauer, Schneeschauer und Wolkenbruch, die in der Folge unter dem Begriff „Starkniederschläge“ zusammengefasst werden.

Starkniederschläge zeichnen sich laut BRASSEUR et al. (2017) durch eine „hohe Intensität im Verhältnis zur Dauer“ aus. Damit unterscheiden sie sich vom Landbeziehungsweise Dauerregen, der ebenfalls extrem ausfallen kann, sich dabei aber über mehrere Stunden oder sogar Tage hinzieht.

Die eher schwammige Definition des Begriffs „Starkniederschlag“ lässt verschiedene Interpretationen zu, die sich von Studie zu Studie unterscheiden: Oft geht es um die Überschreitung einer bestimmten Niederschlagssumme, des sogenannten Schwellenwerts. Manchmal werden auch die oberen Perzentile der Verteilung oder Wiederkehrperioden von Ereignissen (= Jährlichkeiten) betrachtet (BRASSEUR et al. 2017).

Der DWD unterscheidet in seinem Warnstufensystem (Tab. 1) zwischen Starkregen (bis 6 Stunden) und Dauerregen (ab 12 Stunden). Warnstufe 2 bedeutet markantes Wetter, Warnstufe 3 Unwetter und Warnstufe 4 extremes Unwetter.

Bei LAUER und BENDIX (2004) findet man eine Formel zur Berechnung der

$$\text{Starkniederschlagsschwelle} = \sqrt{5 * D - \left(\frac{D}{24}\right)^2} \text{ mit } [D] = \text{min.}$$

Demnach würde beispielsweise gelten, dass ein Niederschlagsereignis der Dauerstufe $D = 1$ h ab einer Niederschlagshöhe von 17 mm/h als Starkregenereignis bezeichnet wird.

Für die Dauerstufe $D = 1$ Minute gibt es keine offiziellen Angaben vom DWD bezüglich Jährlichkeit oder Rekordsummen, da Datensätze mit dieser hohen zeitlichen Auflösung erst seit vergleichsweise wenigen Jahren generiert werden und noch kaum ausgewertet wurden. MÜLLER und PFISTER (2011) arbeiten mit einem Schwellenwert von 0,3 mm pro Minute, da sich höhere Intensitäten durch ihre Erosionsrelevanz auszeichnen.

Alle Rekordwerte in Tabelle 1 übersteigen in ihrer jeweiligen Dauerstufe (D) deutlich das Wiederkehrintervall $T = 100$ a und treten damit in Deutschland laut KOSTRA-DWD seltener als einmal im Jahrhundert auf.

Tab. 1: Übersicht über Warnstufen, Jährlichkeiten und Niederschlagsrekorde: Dauerstufe D, DWD-Warnstufe DWD-WS, maximale Niederschlagshöhe bezüglich Wiederkehrintervall (T), Starkregenrekorde für Deutschland und weltweit, Daten aus: HÄCKEL (2012), DWD (2016), DWD (2018), WMO (2018).

D	DWD-WS 2/3/4	T = 1/10/100 a	Rekord in Deutschland [weltweit]
1 min			[31,2 mm (Unionville/USA, 1956)]
5 min		8/18/30 mm	
8 min			126 mm (Füssen, 25.05.1920)
15 min		15/32/45 mm	
1 h	15/25/40 mm	24/45/80 mm	200 mm (Miltzow, 1968) [305 mm (Holt/USA, 1947)]
2 h			245 mm (Münster, 28.07.2014)
12 h	25/40/70 mm		[1144 mm (La Réunion, 1966)]
24 h	30/50/80 mm	120/200/280 mm	312 mm (Zinnwald, 12.08.2002) [1825 mm (La Réunion, 1966)]

2.2.3 Großwettertypen und Großwetterlagen

Die längerfristige Witterung in den mittleren Breiten ist durch die Wellenstruktur der atmosphärischen Strömung geprägt: Tröge sorgen im Allgemeinen für zyklonales, unbeständiges Wetter, während unterhalb eines Rückens zumeist Wetterberuhigung eintritt (SCHÖNWIESE 2013a).

In den 1940er Jahren wurde am Forschungsinstitut für langfristige Witterungsvorhersage in Bad Homburg unter der Leitung von Prof. F. Baur damit begonnen, typische Bodendruckverteilungen und die damit einhergehenden Strömungsmuster über Europa als sogenannte Großwetterlagen zu klassifizieren und zu katalogisieren (BAUR 1947). Der „Kalender [später Katalog] der Grosswetterlagen Europas“ wurde seitdem immer weitergeführt und weiterentwickelt: Beispielsweise erfolgt die Klassifikation seit der 3. Ausgabe auf der Grundlage des 500-hPa-Niveaus: Anstelle einer Analyse des Bodendruckfeldes werden nun Höhenhochs und -tiefs als die steuernden Zentren angesehen (HESS und BREZOWSKY 1977). In derselben Ausgabe wurde mit der Nordostlage zyklonal (NEZ) die 29. und bis heute letzte Großwetterlage eingeführt (Tab. 2).

Trotz aller Weiterentwicklungen ist in der aktuellen Ausgabe von WERNER und GERSTENGARBE (2010) die nach wie vor gültige Großwetterlagen-Definition von BAUR (1963) aufgeführt: Demnach ist eine Großwetterlage „die mittlere Luftdruckverteilung eines Großraumes, mindestens von der Größe Europas während eines mehrtägigen Zeitraumes, in welchem gewisse Züge aufeinanderfolgender Wetterlagen gleichbleiben, eben jene Züge, welche die Witterung in den einzelnen Teilgebieten des Großraums bedingen“.

Verwandte Großwetterlagen (GWL) lassen sich zu sogenannten Großwettertypen (GWT) zusammenfassen: Acht davon sind nach der jeweiligen Hauptrichtung benannt, aus der die Luft nach Mitteleuropa strömt (West, Nordwest, Nord, Nordost, Ost, Südost, Süd, Südwest), bei den beiden übrigen Großwettertypen befindet sich das Zentrum direkt über Mitteleuropa (Hoch Mitteleuropa und Tief Mitteleuropa). Die Großwettertypen wiederum gehören zu je einer der drei übergeordneten Zirkulationsformen „zonal“, „gemischt“ oder „meridional“ (WERNER und GERSTENGARBE 2010).

Tab. 2: Übersicht über die Großwettertypen GWT und die dazugehörigen Großwetterlagen GWL und ihre jeweiligen Abkürzungen (WERNER und GERSTENGARBE 2010).

	Großwettertyp (GWT)	Großwetterlage (GWL)		
zonal	West (W)	Westlage, antizyklonal (WA)		
		Westlage, zyklonal (WZ)		
		südliche Westlage (WS)		
		winkelförmige Westlage (WW)		
gemischt	Südwest (SW)	Südwestlage, antizyklonal (SWA) Südwestlage, zyklonal (SWZ)		
	Nordwest (NW)	Nordwestlage, antizyklonal (NWA) Nordwestlage, zyklonal (NWZ)		
		Hoch Mitteleuropa (HME)	Hoch Mitteleuropa (HM) Hochdruckbrücke (Rücken) Mitteleuropa (BM)	
	Tief Mitteleuropa (TME)	Tief Mitteleuropa (TM)		
meridional	Nord (N)	Nordlage, antizyklonal (NA) Nordlage, zyklonal (NZ) Hoch Nordmeer-Island, antizyklonal (HNA) Hoch Nordmeer-Island, zyklonal (HNZ) Hoch Britische Inseln (HB) Trog Mitteleuropa (TRM)		
		Nordost (NE)	Nordostlage, antizyklonal (NEA) Nordostlage, zyklonal (NEZ)	
			Ost (E)	Hoch Fennoskandien, antizyklonal (HFA) Hoch Fennoskandien, zyklonal (HFZ) Hoch Nordmeer-Fennoskandien, antizyklonal (HNFA) Hoch Nordmeer-Fennoskandien, zyklonal (HNFZ)
		Südost (SE)		Südostlage, antizyklonal (SEA) Südostlage, zyklonal (SEZ)
				Süd (S)

Alle Westlagen gehören zur Zirkulationsform „zonal“: Hierbei sorgt der Druckgradient zwischen einem subtropischen Hoch und einem subpolaren Tief für eine weithin glatte West-Ost-Strömung, die Tiefdruckgebiete und Frontensysteme vom östlichen Nordatlantik in Richtung Europa transportiert.

Die Dominanz der meridionalen Strömungskomponente (von Süden nach Norden beziehungsweise umgekehrt) bei der Zirkulationsform „meridional“ wird durch blockierende Hochdruckgebiete oder eine Troglage mit nord-südlicher Achsenausrichtung verursacht. Der Luftmassenaustausch zwischen verschiedenen geographischen Breiten ist auf diesem direkten Weg besonders effektiv, durch den kurzen Transport werden die durch das Ursprungsgebiet definierten Eigenschaften der Luft nur wenig modifiziert. Je nachdem ist diese Luft dann verhältnismäßig kalt (N, NE) oder warm (SE, S) beziehungsweise feucht (N, S) oder trocken (NE, E, SE).

Die gemischte Zirkulationsform zeichnet sich dadurch aus, dass das steuernde Hochdruckgebiet im Vergleich zu den Westlagen nordwärts verschoben ist. Je nachdem, ob es über dem Ostatlantik (Nordwestlage), Mitteleuropa (Hoch Mitteleuropa) oder Osteuropa (Südwestlage) liegt, unterscheiden sich die Charakteristika der nach Hessen transportieren Luftmassen (WERNER und GERSTENGARBE 2010).

Eine Sonderstellung nimmt die sogenannte „Zugbahn Vb“ ein: Sie beschreibt eine Zyklonenzugbahn aus einem Ende des 19. Jahrhunderts von W. J. van Bebbber definierten und mittlerweile veralteten Klassifikationssystem und wird für eine Reihe von extremen Starkregen- und Hochwasserereignissen der letzten Jahrhunderte (vor allem in Osteuropa) verantwortlich gemacht (MUDELSEE et al. 2004). Heute wird die „Vb-Wetterlage“ meistens zur Großwetterlage „Trog Mitteleuropa“ (TRM) gezählt: Dabei entsteht ein Tiefdruckgebiet über dem Golf von Genua, das warme Mittelmeerluft weit nach Norden transportiert und im Fall eines blockierenden Hochs über Russland für einen längeren Zeitraum über dem östlichen Mitteleuropa verbleibt. An den dortigen Mittelgebirgen werden in der Folge hohe Niederschlagssummen erreicht und im Extremfall kommt es zu Hochwasserkatastrophen wie 2002 oder 2013.

Dieselben zentralen Eigenschaften - ein Tiefdruckgebiet, dass über dem Meer große Mengen feuchter Luft aufnimmt und in der daran anschließenden stationären Phase über Mitteleuropa abregnet, während Hochs im Norden und Osten die weitere Zugbahn blockieren - finden sich auch beim Großwettertyp „Tief Mitteleuropa“ (TME) wieder. Mit diesem GWT ist ein hohes Unwetterpotential in ganz Deutschland verbunden, unter anderem verursachte er die in der Einleitung beschriebenen Starkregenereignisse im Sommer 2016 und 2017.

Neben der herkömmlichen Großwetterlagenklassifikation nach BAUR (1947) existieren weitere manuelle Verfahren wie die „Vangenheim-Girs-Klassifikation“ sowie automatisierte Verfahren wie die SynopVis-Großwetterlagenklassifikation, auf die an dieser Stelle jedoch nicht weiter eingegangen wird (eine detaillierte Beschreibung ist zum Beispiel bei HOY et al. 2012 zu finden).

2.2.4 Luftmassenklassifikation

Die Eigenschaften der durch die entsprechende Strömung nach Mitteleuropa transportierten Luft hängen maßgeblich von ihrem Ursprungsgebiet ab. Unterschieden wird zwischen Polarluft, Subpolarluft, gemäßigter Luft, Subtropikluft und Tropikluft. Innerhalb einer Luftmasse herrschen „quasihomogene“ Bedingungen bezüglich Temperatur, Feuchte, Stabilität, Bewölkung und Beimengungen wie zum Beispiel Staub (HUPFER und KUTTLER 2006). Je nach Länge und Verlauf der Trajektorie kommt es während des Transports zur „Alterung“ der Luftmasse bis hin zur Luftmassentransformation: Beispielsweise geht der Weg über das Meer zumeist mit einer Erhöhung von Temperatur und Wasserdampfgehalt einher (HUPFER und KUTTLER 2006).

Die nach Europa advehierten Luftmassen werden hinsichtlich ihrer Herkunft und Modifikation nach dem System von SCHERHAG (1948) klassifiziert. Bei ihrer Auswirkung auf das lokale Wettergeschehen spielen viele Faktoren wie die Jahreszeit und die (Anti-)Zyklonalität der Wetterlage eine große Rolle. Stark verallgemeinert lässt sich feststellen, dass winterliche Niederschläge in Mitteleuropa vor allem bei Wetterlagen mit West- und Nordkomponente auftreten, da es hierbei zur Advektion von feuchter Meeresluft kommt. Dagegen gehen Ost- und

Südlagen mit einem Transport von kontinentaler und deshalb eher trockener Luft einher - im Sommer ist diese Luft allerdings auch sehr heiß, was im Hinblick auf Konvektion (Auslösetemperatur) und die Gewitterentstehung von Bedeutung ist (WERNER und GERSTENGARBE 1999).

2.2.5 Nordatlantische Oszillation (NAO)

Die Nordatlantische Oszillation (NAO) beschreibt eine charakteristische zyklische Schwankung der nordhemisphärischen Luftdruckverteilung. Der NAO-Index ist über die Bodendruckdifferenz zwischen dem subtropischen Azorenhoch und dem subpolaren Islandtief definiert. Deren Intensität variiert, was Auswirkungen auf die atmosphärische Zirkulation im nordatlantischen Raum und damit auf den Luftmassentransport nach Europa hat. Der Einfluss der NAO ist dort vor allem im Winter spürbar: Ein starker meridionaler Druckgradient führt zu intensiveren Westwinden. Relativ warme und feuchte Meeresluft wird nach Nordeuropa advehiert, milde und niederschlagsreiche Winter sind die Folge. Strenge Winter sind dagegen auf einen abgeschwächten Druckgradienten und den damit einhergehenden Rückgang der Zyklonentätigkeit zurückzuführen (HURRELL et al. 2003).

Der „Zustand“ der NAO wird durch den sogenannten NAO-Index beschrieben, der auf verschiedene Arten definiert werden kann, aber immer in irgendeiner Form auf dem Druckunterschied zwischen Subtropenhoch und supolarem Tief beruht. Je nach Autor wurden dafür andere Bezugspunkte festgelegt (z.B. Stykkishólmur/Island im Norden und Ponta Delgada/Azoren im Süden, manchmal aber auch Lissabon oder Gibraltar). Deshalb existieren verschiedene NAO-Index-Zeitreihen (STEPHENSON 2018). Um die Robustheit des Ergebnisses zu überprüfen, werden in dieser Masterarbeit zwei ausgewählte Indizes mit täglicher Auflösung gegenübergestellt:

Climate Prediction Center (CPC):

Das Climate Prediction Center der National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA = US-amerikanische Wetter- und Ozeanographiebehörde)

kombiniert verschiedene NAO-Zeitreihen, um einen robusteren Index zu generieren (STEPHENSON 2018). Das Verfahren zur Berechnung wird auf der Website des CPC (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml>) detailliert beschrieben. Dort liegen auch die Daten in täglicher Auflösung seit 1950 vor.

Li & Wang:

Auch der NAO-Index nach LI und WANG (2003) beruht auf einem nordhemisphärischen Druckgradienten (zwischen 35° und 65° nördlicher Breite). Allerdings betrachten die Autoren keinen spezifischen Längengrad, sondern mitteln die Druckdifferenz zonal (das heißt über alle Längengrade) zwischen 80° West und 30° Ost, also über das gesamte Gebiet des Nordatlantiks.

Der resultierende tägliche NAO-Index geht zurück bis 1948 und kann unter <http://ljp.gcess.cn/dct/page/65575> abgerufen werden.

3 Daten und Methoden

Sowohl die Datenauswertung als auch die Visualisierung der Ergebnisse wurden mit der Analyse-Software MATLAB durchgeführt.

3.1 Niederschlagsmessnetz und -stationen

Das Hessische Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) unterhält in Hessen 72 hydrologisch ausgerichtete Messstellen, von denen 57 Stationen mit Datenfernübertragung ausgestattet sind. Durch ihre abweichende räumliche Verteilung („Verdichtungsnetz“) ergänzen sie das Messnetz des Deutschen Wetterdienstes (DWD), das 93 hessische Stationen umfasst, wobei die zeitlich hochaufgelöste Niederschlagsmessung seit 2003 massiv ausgebaut wurde (Abb. 4, links). Insgesamt liegen dieser Masterarbeit Pluvio-Werte von 47 HLNUG-Stationen und 79 DWD-Stationen zugrunde.

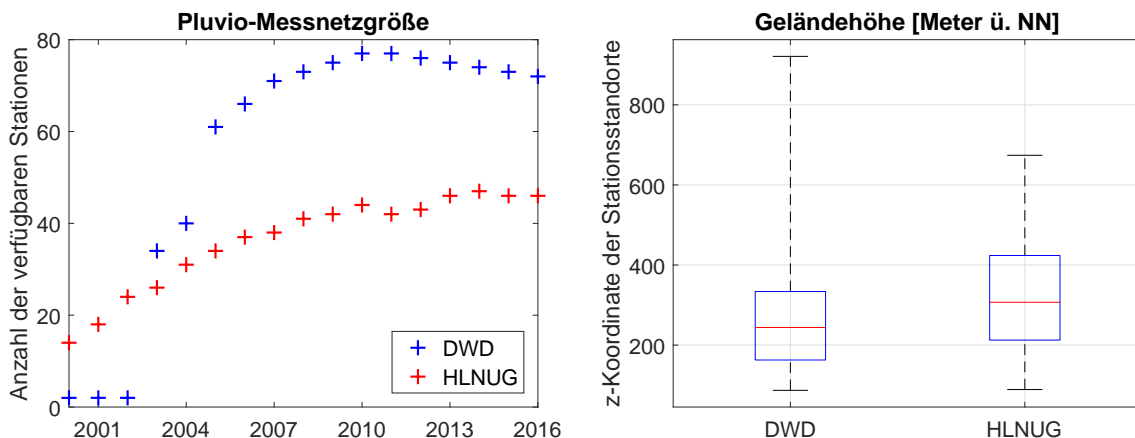


Abb. 4: Stationsanzahl und Geländehöhe von DWD- und HLNUG-Stationen, links: zeitliche Entwicklung der Pluvio-Messnetzgröße von DWD (blau) und HLNUG (rot), rechts: Vergleich der DWD-Stationen ($n = 79$) und HLNUG-Stationen ($n = 47$) hinsichtlich ihrer topographischen Lage, roter Strich = Median, blaue Box = 25. bis 75. Perzentil, restliche Werte innerhalb der schwarzen „Whisker“.

In den ersten Jahren des betrachteten Zeitraums ist die Stationsanzahl vor allem beim DWD noch sehr gering und bezüglich der mittleren Geländehöhe noch

nicht repräsentativ für das Stationskollektiv. Erst ab 2005 gleichen sich die beiden Mediane der z-Komponente aneinander an und pendeln sich auf einen Höhenunterschied von etwa 50 m ein (Abb. 4, rechts). Dabei liegen die HLNUG-Stationen im Mittel etwas höher über dem Meeresspiegel als die DWD-Stationen, auch wenn der DWD mit den Stationen Wasserkuppe (921 m ü. NN), Vogelsberg (743 m ü. NN) und Kleiner Feldberg (826 m ü. NN) die drei höchstgelegenen Stationen betreibt.

3.2 Niederschlagsmessung

Die Niederschlagsmessung ist eine der ältesten meteorologischen Beobachtungsmethoden, die schon vor 5000 Jahren in China durchgeführt wurde. Für die Zeit um Christi Geburt ist eine systematische Aufzeichnung in Indien und Israel und ab 1533 auch in Chile belegt. In Europa begannen die ersten genaueren Messungen im Jahr 1677 in Lancashire in England. Zwanzig Jahre später (1697) startete in Kew bei London die längste bis heute ununterbrochene Niederschlagsmessreihe der Welt. Das erste Niederschlagsmessnetz war Teil des internationalen Klimanetzes, das im Jahr 1780 von Kurfürst Karl Theodor von Bayern und der Pfalz initiiert wurde. Seine 39 Stationen deckten ein Gebiet ab, das von den USA bis zum Ural und von Grönland bis nach Italien reichte (HÄCKEL 2012).

Heute umfasst allein das Niederschlagsmessnetz des Deutschen Wetterdienstes 1900 haupt- und nebenamtliche Stationen (BRASSEUR et al. 2017).

Bezüglich der Messtechnik wird zwischen punktueller Niederschlagsmessung und Messung des Gebietsniederschlags sowie zwischen Totalisatoren und kontinuierlichen Messmethoden unterschieden (DYCK und PESCHKE 1989):

Ein „klassischer“ Standard ist der Niederschlagsmesser nach Hellmann. Professor G. J. G. Hellmann (1854-1939) war ein Berliner Meteorologe und Klimatologe und unter anderem Leiter des preußischen meteorologischen Instituts. Er entwickelte einen Niederschlagsmesser, der aus einem Trichter mit einer Aufangfläche von 200 cm^2 und einer Sammelkanne besteht. Die darin gesammelte Regenmenge wird von Hand in einen geeichten Messzylinder umgefüllt und

dort abgelesen. Im amtlichen Klimanetz geschieht dies immer um 7 Uhr MEZ (bzw. 6:50 Uhr, HLNUG 2018b), die entsprechenden 24-Stunden-Summen werden dem Vortag zugerechnet (HÄCKEL 2012).

Der Niederschlagsmesser wird standardmäßig in einem Meter Höhe über dem Erdboden aufgestellt, an Bergstationen teilweise auch in zwei Metern Höhe (HLNUG 2018b). Im Winter sorgt ein Schneekreuz dafür, dass der Schnee nicht wieder aus dem Auffangbehälter herauswehen kann. Fester Niederschlag muss vor dem Ablesen in den Räumen der Wetterwarte aufgetaut werden (DWD 2015).

Ein erster Schritt in Richtung höhere zeitliche Auflösung durch kontinuierliche Registrierung und Automatisierung waren die Hellmann-Schreiber, sogenannte Pluviographen: Dabei überträgt ein Schwimmer in der Sammelkanne den Wasserstand über einen Schreibarm auf eine Registriertrommel. Viele dieser Schreibblätter wurden nachträglich digitalisiert, sodass DWD-Niederschlagsdaten mit einer sehr hohen zeitlichen Auflösung (5 Minuten) für vereinzelte Stationen seit Beginn der fünfziger Jahre vorliegen.

Seit den neunziger Jahren werden von DWD und HLNUG parallel zu den Hellmann-Geräten auch kontinuierliche Niederschlagsmesser vom Modell PLUVIO (Firma OTT Messtechnik GmbH & Co. KG, Kempten) eingesetzt (Abb. 5).



Abb. 5: PLUVIO-OTT-Niederschlagsmesser, rechts mit abgenommenem Schutzzyylinder, so dass der weiße Auffangbehälter und die darunterliegende Elektronik sichtbar ist (DWD 2015).

Hinsichtlich ihres äußeren Aufbaus gleichen sie dem Hellmann-Typ, funktionieren aber nach dem gravimetrischen Messprinzip: Eine elektronische Waage ermittelt minütlich die Gewichtszunahme in der Sammelkanne und bestimmt daraus die Menge des gefallenen Niederschlags. Die in Niederschlagshöhen umgerechneten Werte ($2 \text{ Gramm Wasser} = 2 \text{ cm}^3 = 0,1 \text{ mm}$) haben eine Auflösung von bis zu 0,01 mm und werden automatisch gespeichert beziehungsweise per Datenfernübertragung übermittelt. Der Auffangring ist beheizt, sodass fester Niederschlag automatisch geschmolzen wird (DWD 2015).

Weitere wichtige Messprinzipien wie die Niederschlagswippe und RADAR spielen für diese Masterarbeit keine Rolle, weshalb an dieser Stelle nicht näher darauf eingegangen wird - sie werden in Lehrbüchern wie dem von HÄCKEL (2012) detailliert beschrieben.

3.3 Datenqualität und Fehlerquellen

Im Vergleich zu anderen Parametern wie Temperatur und Druck ist der Messfehler beim Niederschlag besonders ausgeprägt (SCHÖNWIESE 2013a). Bezüglich der Bauform nach Hellmann können sich vor allem Wind, Verdunstung und Spritzverluste problematisch auswirken. DYCK und PESCHKE (1989) geben den Fehler aufgrund der geräteimplizierten Deformation des Windfeldes mit 2 bis 5 Prozent für Regen und 15 bis 35 Prozent für Schnee an. Im Altlastenhandbuch des Landes Niedersachsen findet man noch höhere Werte: 10 Prozent für Regen und bis zu 40 Prozent für Schnee (NLÖ und NLB 1997). Laut HÄCKEL (2012) wurden bei der Regenmessung an windexponierten Standorten Fehler bis zu 20 Prozent festgestellt und SCHÖNWIESE (2013a) schätzt, dass der Messfehler für Schnee teils sogar 50 Prozent übersteigen kann.

Der Verdunstungsfehler beträgt laut DYCK und PESCHKE (1989) 5 bis 10 Prozent (Benetzungsverdunstung) beziehungsweise 1 bis 3 Prozent (Verdunstung aus der Sammelkanne).

Ein Vorteil des wägenden Messprinzips der Pluvio-Geräte ist, dass Verdunstungsfehler durch die damit verbundene Gewichtsabnahme erkannt und herausgerechnet werden können. Probleme bereiten jedoch auch hier starke Winde, da

Böen zum einen den Niederschlag über die Auffangöffnung hinwegtragen und zum anderen das empfindliche Wägesystem in Schwingungen versetzen und dadurch das Messergebnis verfälschen können (HÄCKEL 2012).

Auch der Standort (beispielsweise die Nähe zu Bäumen oder Gebäuden und die Geländeneigung) wirkt sich stark auf das lokale Windfeld und damit auf das Messergebnis aus (HÄCKEL 2012, SCHÖNWIESE 2013a).

Bei den genannten Messfehlern handelt es sich um systematische Fehler, die sich durch strenge Vorgaben bei der Standortwahl und konstruktive Maßnahmen wie ein hohes Auffanggefäß mit engem Hals und abgeschrägtem Rand sowie Strahlungs- und Windschutzeinrichtungen reduzieren lassen (HÄCKEL 2012).

Trotzdem ist davon auszugehen, dass der tatsächliche Niederschlagswert in den meisten Fällen unterschätzt wird, das heißt die gemessenen Werte sind zu gering (DYCK und PESCHKE 1989).

Noch schwerer zu beurteilen ist die Auswirkung aller übrigen (zufälligen) Fehlerquellen, bei denen weder das Vorzeichen noch die Größenordnung bekannt ist. Dazu zählen Gerätedefekte, Ablese- oder Übertragungsfehler und anthropogene Einflüsse wie großräumige Bewässerung oder künstliche Wasserflächen (NLÖ und NLB 1997).

Aufgrund all dieser Unsicherheiten behauptet SCHÖNWIESE (2013a), dass der Messwert selbst bei günstigen Bedingungen 10 Prozent oder mehr vom realen Wert abweicht.

Eine Problematik, die sich speziell bei der Betrachtung von Starkregenereignissen stellt, ist die der „gekappten Spitzen“: Mit steigender Belastung wächst vermutlich auch die Wahrscheinlichkeit für Messfehler (zum Beispiel durch Überlaufen des Auffangbehälters) oder die Gefahr eines Geräteausfalls. Somit kann es vorkommen, dass in einer kontinuierlichen Messreihe gerade die interessanten Niederschlagsmaxima nicht (vollständig) erfasst werden.

Gerätewechsel und die Verlegung von Messstationen führen zu Inhomogenitäten in der Datenreihe (HUPFER und KUTTLER 2006). Deren Berücksichtigung ist vor allem für Studien relevant, die sich mit jahrzehntelangen Messreihen beschäftigen, um daraus Trends zu berechnen (wie MÜLLER und PFISTER 2011).

In dieser Masterarbeit wird dagegen mit 17 Jahren ein rezenter und relativ kurzer Zeitraum betrachtet, der Schwerpunkt liegt auf der räumlichen Niederschlagsverteilung und nicht auf der zeitlichen Entwicklung.

3.4 Repräsentativität und Niederschlagsregionalisierung

Jede Messstation zeichnet sich durch ihre eigene räumliche Repräsentativität aus. Die Größe des entsprechenden Repräsentativgebiets hängt vom Einfluss lokaler Besonderheiten auf die Messwerte ab (HUPFER und KUTTLER 2006); speziell für den Niederschlag ist sie hochgradig variabel und in der Regel geringer als für andere meteorologische Parameter, was die Übertragung von Punktmessungen auf die unbeobachtete Fläche erschwert. Die Interpolation von Messwerten auf ein räumlich verfeinertes Raster wird als Regionalisierung bezeichnet.

Zu den einfachsten Formen der deterministischen Regionalisierung gehören die bilineare Interpolation (CSC 2013) und die „Nearest-Neighbor“-Methode mittels Thiessen-Polygonen (BLÖSCHL und MERZ 2002). Darüber hinaus existieren komplexere Verfahren mit Distanzgewichtung oder Spline-Funktionen sowie statistische Kriging-Methoden (WEILGUNI 2006).

Allerdings haben alle Interpolationsverfahren unabhängig von ihrer Komplexität die Gemeinsamkeit, dass sie keinen Informationsgewinn mit sich bringen, sondern nur auf eine verfeinerte, optische Darstellung abzielen.

In Abbildung 6 ist dargestellt, wie die z-Koordinate der 126 Stationsstandorte mittels zweier verschiedener Interpolationsmethoden (bilinear und „Nearest Neighbor“) auf ein $0,064^\circ \times 0,1^\circ$ -Raster interpoliert wird (das Verhältnis des Kilometerabstands der Längen-/Breitengrade liegt in Hessen bei etwa 71 km zu 111 km = 0,64 : 1).

Der Vergleich mit Abbildung 1 zeigt, dass die Stationsdichte über der Fläche Hessens ausreicht, um die Topographie relativ genau wiederzugeben. Besonders deutlich zeichnen sich die Wasserkuppe in der Rhön, der Vogelsberg und der Feldberg im Taunus ab, aber auch die Erhebungen im Odenwald, Westerwald und Rothargebirge sowie Knüll-Gebirge und Hoher Meißner werden erfasst.

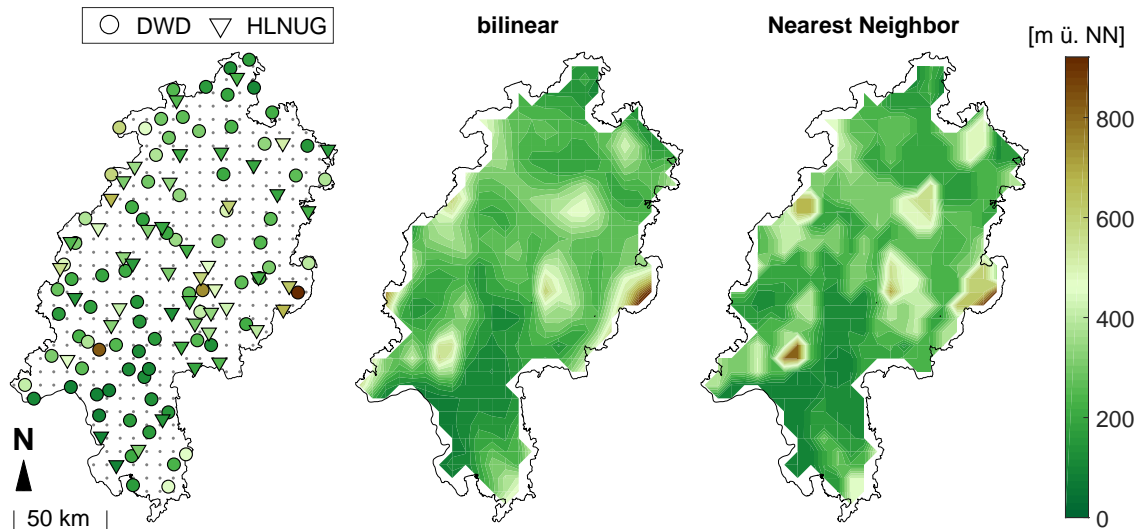


Abb. 6: Interpolation und Topographie: z-Koordinaten der einzelnen Stationen und Gitterpunkte des Interpolationsrasters (links), bilineare Interpolation (Mitte) und Nearest-Neighbor-Interpolation (rechts).

Weniger gut abgedeckt sind die hessischen Ausläufer vom Spessart im Südosten. Habichtswald und Kellerwald im Norden sind durch ihre geringe räumliche Ausdehnung nur schwach erkennbar. Der Taunus wird durch das Punktmaximum des Feldbergs dominiert und wegen fehlender Stationen entlang des restlichen Gebirgskamms nicht in seinem länglichen Südwest-Nordost-Verlauf wiedergegeben.

Insgesamt kommt das Ergebnis der bilinearen Interpolation der wahren Topographie näher als die Nearest-Neighbor-Methode, da die Geländehöhe durch graduelle Übergänge und nicht durch abrupte Sprünge gekennzeichnet ist. Die Nearest-Neighbor-Interpolation ist dafür laut CSC (2013) geeignet, um die repräsentativen Flächen von Niederschlagsmessungen abzuschätzen. Deshalb wird diese Methode im Folgenden für die Niederschlagsregionalisierung verwendet.

3.5 Signifikanztests

Um Aussagen über die Signifikanz von Verteilungsunterschieden treffen zu können, wurden verschiedene Berechnungen durchgeführt, die im Folgenden vorgestellt werden.

3.5.1 Konfidenzintervalle

Um die Messwerte verschiedener Stationen und Messgeräte miteinander vergleichen zu können, wurden Konfidenzintervalle berechnet und als „Vertrauensbereich“ (VB) um die jeweiligen Mittelwert-Zeitreihen geplottet.

Unter Annahme einer zugrundeliegenden Normalverteilung und dem Signifikanzniveau $\alpha = 0,05$ gilt laut SCHÖNWIESE (2013b) die Formel:

$$VB = m \pm 1,96 * \frac{\sigma}{\sqrt{n}}$$

mit m = Mittelwert, σ = Standardabweichung und n = Stichprobenumfang.

Eine Überlappung der Vertrauensbereiche bedeutet, dass die beiden Stichproben mit einer Wahrscheinlichkeit von 95 % zu derselben Verteilung gehören.

3.5.2 Hypothesentest nach Kolmogorov und Smirnov (KS-Test)

Mittels Zweistichprobentest nach Kolmogorov und Smirnov (kurz KS-Test) kann untersucht werden, ob der Unterschied zwischen zwei Verteilungen signifikant ist. Dabei wird der maximale Abstand zwischen den beiden empirischen kumulierten Verteilungsfunktionen $F_1(x)$ und $F_2(x)$ als Teststatistik benutzt (HOLLING und GEDIGA 2016).

Bei der zweiseitigen Testvariante lautet die Nullhypothese $F_1(x) = F_2(x)$ und die Alternativhypothese $F_1(x) \neq F_2(x)$.

Darüber hinaus bietet MATLAB eine einseitige Testvariante:

- Nullhypothese $H_0: F_1(x) \leq F_2(x)$ oder $F_1(x) \geq F_2(x)$
- Alternativhypothese $H_1: F_1(x) > F_2(x)$ oder $H_2: F_1(x) < F_2(x)$

In dieser Masterarbeit geht es nur um die Bestimmung einer Tendenz („Die Niederschlagswerte der Stichprobe liegen *tendenziell* oberhalb/unterhalb der Gesamtverteilung“), das bedeutet die Hypothesen müssen nicht für alle x gelten und die Verteilungsfunktionen dürfen sich auch überschneiden.

Im Gegensatz zu anderen häufig verwendeten Hypothesentests setzt der KS-Test keine Normalverteilung oder andere Bedingungen bezüglich der Verteilungsform voraus und besitzt deshalb auch weniger „Power“, das heißt die Nullhypothese wird zu selten abgelehnt (HOLLING und GEDIGA 2016).

4 Plausibilitätskontrolle und Vergleich der Datensätze

Bevor die Datensätze im Hinblick auf Starkregenereignisse analysiert werden können, muss zunächst geprüft werden, ob die darin enthaltenen Werte auch plausibel sind. Dazu gehört ein Vergleich mit den Ergebnissen eines anderen Messgeräts (Hellmann-Sammler) sowie die Berechnung von Zeitreihen, dem mittleren Jahresgang und Tagesgang.

4.1 Einlesen der Daten

Die ersten zur Verfügung stehenden Pluvio-Daten stammen aus den neunziger Jahren. Dabei handelt es sich allerdings nur um vereinzelte Stationen, sodass eine Begrenzung des betrachteten Zeitraums auf 2000 bis 2016 sinnvoll ist.

Beide Datensätze wurden laut der jeweiligen Ansprechpartner von DWD und HLNUG schon einer ersten internen Prüfung in Bezug auf Ausreißer und Datenlücken unterzogen, zum Beispiel durch den Vergleich mit umliegenden Stationen und den entsprechenden Hellmann-Werten (mündliche Mitteilung von P. Menk, HLNUG, am 22.11.2017 und T. Junghänel, DWD, am 27.11.2017). Trotzdem traten vereinzelt noch unrealistisch hohe Werte auf, die auf verschiedene, in Abschnitt 3.3 beschriebene Fehlerquellen zurückzuführen sind.

Besonders auffällig sind Zweier- beziehungsweise Vierergruppen von gleichen oder sehr ähnlichen Werten, die völlig zusammenhanglos im HLNUG-Datensatz auftauchen:

Beispiel von der HLNUG-Station Brachttal-Spielberg

31.10.2008 09:07 MEZ	0 mm
31.10.2008 09:08 MEZ	3,44 mm
31.10.2008 09:09 MEZ	3,42 mm
31.10.2008 09:10 MEZ	3,42 mm
31.10.2008 09:11 MEZ	3,43 mm
31.10.2008 09:12 MEZ	0 mm

Es handelt sich dabei um Frostschutzmittel, das der Beobachter an der Messstation im Winter regelmäßig in das Gerät einfüllt. Die Messung wird von einigen Geräten nicht automatisch verworfen (persönliche Mitteilung von P. Menk, HLNUG, am 16.4.2018).

Etwa 200 dieser Einzel- oder Wiederholungsausreißer wurden identifiziert und gelöscht.

Anschließend wurden die Daten in 17 Subzeiträume unterteilt (Jahre 2000 bis 2016). Die einzelnen Jahresdatensätze enthalten nur Stationen, für die Messwerte aus mindestens elf von zwölf Monaten des entsprechenden Jahres vorliegen. Dieses relativ moderate Kriterium ist sinnvoll, da es am Ende nicht zentral um Jahressummen, sondern um Schwellenwertüberschreitungen gehen soll (weshalb Lücken im Datensatz tolerierbar sind).

Es werden nur Stationen mit ausreichend langem Messzeitraum (mindestens fünf zusammenhängende Jahre) in die Auswertung miteinbezogen. Diesem Kriterium entsprechen 126 Stationen (79 DWD-Stationen und 47 HLNUG-Stationen, Tab. 10 und 11 im Anhang).

4.2 Vergleich Pluvio/Hellmann

Zur weiteren Plausibilitätskontrolle wurden die Messwerte zu hydrologischen Jahressummen aufsummiert und stichprobenartig mit aufsummierten Hellmann-Tageswerten verglichen (ein hydrologisches Jahr beginnt am 1. November und endet am 31. Oktober). Diese Gegenüberstellung erfolgte für 14 HLNUG-Stationen und 36 DWD-Stationen (alle zufällig ausgewählt).

Allerdings sind auch die Hellmann-Zeitreihen nicht fehlerfrei. Deshalb wurden zunächst alle hydrologischen Jahressummen unter 300 mm als unrealistisch eingestuft und aus dem Datensatz gelöscht.

Der anschließende Vergleich der mittleren Zeitreihen von DWD und HLNUG zeigt einen nahezu parallelen Kurvenverlauf (Abb. 7). Die Pluvio- und Hellmann-Werte der HLNUG-Stationen weichen dabei stärker voneinander ab als die der DWD-Stationen. Im hydrologischen Jahr 2014/2015 ist der Unterschied zwischen der mittleren Hellmann-Summe und der mittleren Pluvio-Summe der

HLNUG-Stationen besonders groß, da hier der durchschnittliche Hellmann-Wert unrealistisch niedrig ist (wahrscheinlich auf große Datenlücken zurückzuführen). Je nachdem, ob man dieses „Problemjahr“ mitberücksichtigt oder nicht, beträgt die durchschnittliche Abweichung der HLNUG-Zeitreihen untereinander fast drei beziehungsweise vier Prozent. Die DWD-Zeitreihen weichen im Mittel nur um ein halbes Prozent voneinander ab.

Für beide Datensätze gilt, dass die Abweichung mehrheitlich positiv ist, das heißt der Hellmann-Wert liegt in den meisten Fällen oberhalb des Pluvio-Wertes (Grund dafür sind wahrscheinlich fehlende Pluvio-Werte, mehr dazu in der Diskussion).

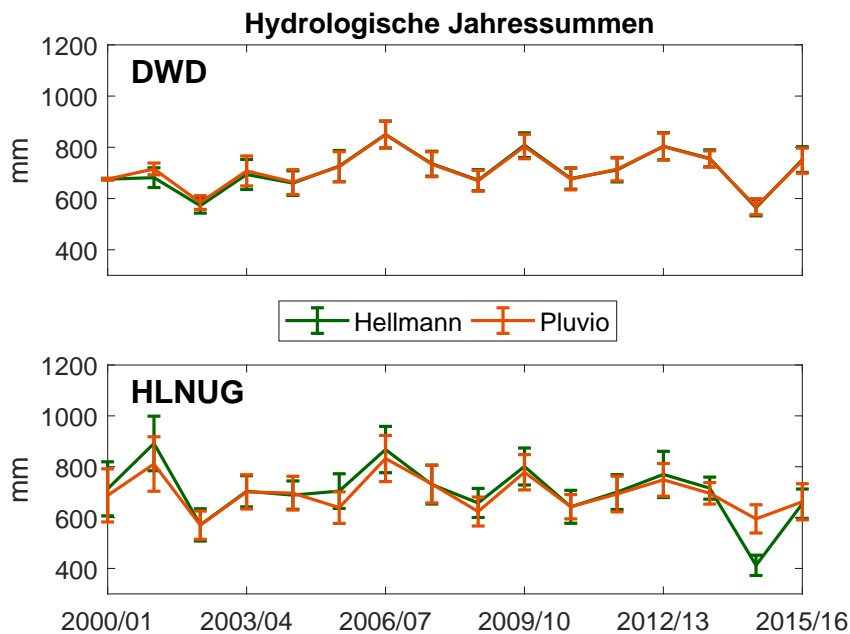


Abb. 7: Zeitreihen der hydrologischen Jahressummen: aufsummierte Hellmann-Tagessummen (grün) und Pluvio-Minutensummen (orange) von 36 DWD- und 14 HLNUG-Stationen (Tabelle 10 und 11 im Anhang), Berechnung der Konfidenzintervalle wie in Abschnitt 3.5 beschrieben.

4.3 Vergleich DWD/HLNUG

DWD und HLNUG verwenden dasselbe Messprinzip - trotzdem muss geprüft werden, ob die beiden Datensätze überhaupt vergleichbar (und damit kombinierbar) sind.

Der erste Unterschied wird mit Blick auf die Minima deutlich: Die DWD-Geräte

erfassen Niederschlagssummen ab 0,01 mm pro Minute, die HLNUG-Geräte dagegen erst ab 0,03 mm pro Minute (Abb. 8 und Tab. 3). Mit „Minutendaten“ sind in der Folge alle Werte ab diesen Minima gemeint, das heißt ohne die niederschlagsfreie Minuten.

Tab. 3: Ausgewählte Perzentile der DWD- und HLNUG-Verteilung (D = 1 min).

P =	0 %	50 %	75 %	90 %	95 %	99 %	100 %
DWD	0,01 mm	0,03 mm	0,05 mm	0,07 mm	0,11 mm	0,32 mm	7,58 mm
HLNUG	0,03 mm	0,04 mm	0,05 mm	0,07 mm	0,11 mm	0,29 mm	7,13 mm

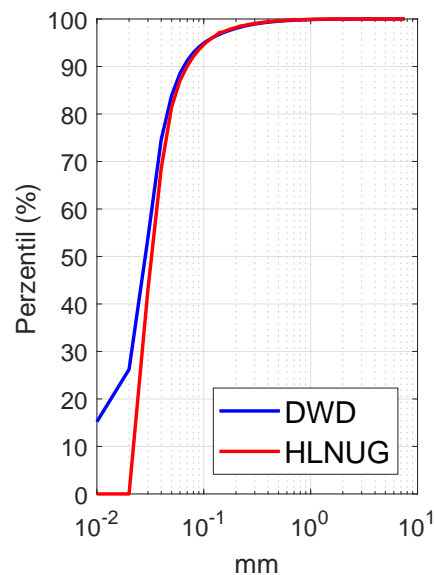


Abb. 8: Kumulierte Verteilungsfunktion der DWD- und HLNUG-Verteilung (D = 1 min)

Vereinzelte Spitzenwerte in beiden Datensätzen überschreiten 7 mm pro Minute - allerdings sind drei Viertel aller Minutendaten kleiner gleich 0,05 mm. Nur etwa ein Prozent liegt oberhalb von 0,3 mm pro Minute (laut MÜLLER und PFISTER 2011 der erosionsrelevante Schwellenwert), das heißt die genannten Maximalwerte bleiben absolute Ausnahmen.

Insgesamt hat der HLNUG-Datensatz einen höheren Anteil an niedrigen Niederschlagssummen. Bei etwa 0,12 mm „überholt“ der DWD-Datensatz den HLNUG-Datensatz, das heißt bei allen Werten oberhalb des gemeinsamen 96. Perzentils weist der DWD-Datensatz den höheren Anteil auf.

Inwiefern sich diese Abweichung der Verteilungen auf Zeitreihen, Jahresgang und Tagesgang des Niederschlags auswirkt, soll im Folgenden untersucht werden.

4.3.1 Zeitreihen

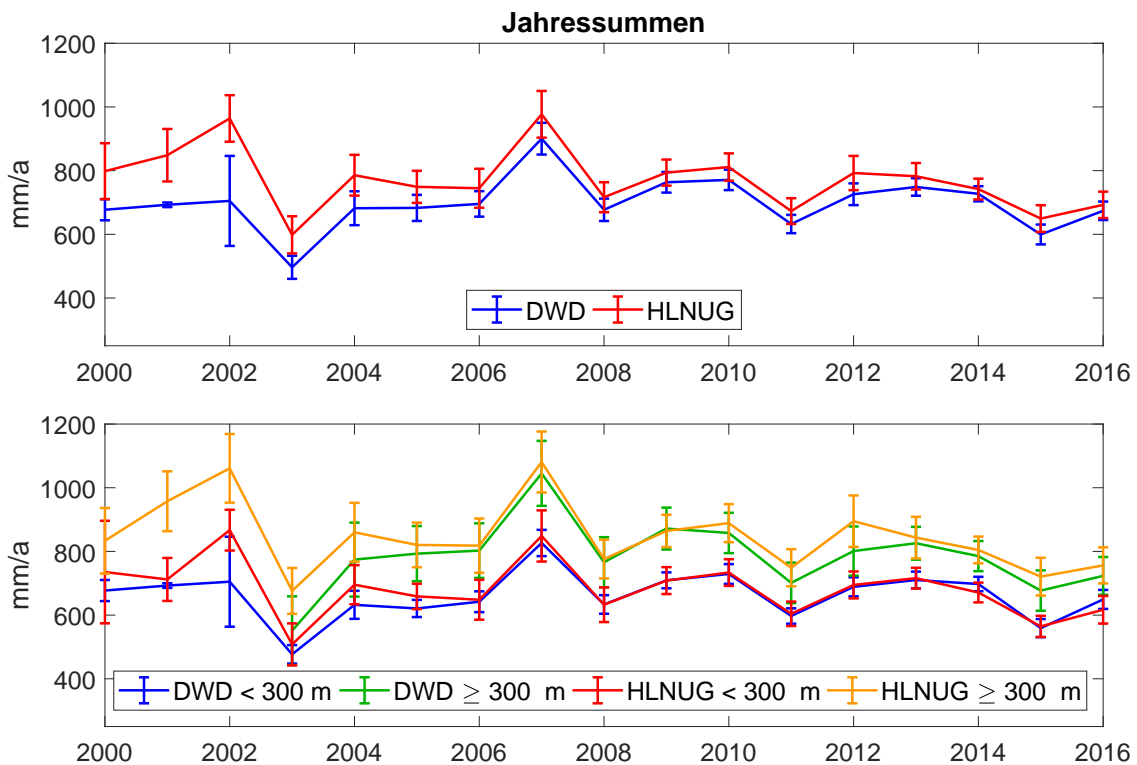


Abb. 9: Zeitreihe der Jahressummen, jeweils gemittelt über alle DWD- und HLNUG-Stationen (oben) und in verschiedenen Höhenklassen (unten): DWD < 300 m (53 Stationen), DWD ≥ 300 m (26 Stationen), HLNUG < 300 m (22 Stationen), HLNUG ≥ 300 m (25 Stationen), Berechnung der Konfidenzintervalle wie in Abschnitt 3.5 beschrieben.

In den ersten Jahren des Messzeitraums ist die Anzahl der Stationen (vor allem beim DWD) noch sehr gering (Abb. 4), die Ergebnisse sind deshalb noch nicht repräsentativ für das gesamte Stationskollektiv.

Ab 2005 stimmen die von DWD und HLNUG gemessenen Jahressummen gut miteinander überein, wobei die HLNUG-Werte etwas höher sind (Abb. 9).

Wie zu erwarten fällt an Bergstationen (≥ 300 m) im Jahr durchschnittlich mehr Niederschlag als an tiefer gelegenen Stationen. Dasselbe gilt für die mittlere Anzahl an Niederschlagstagen pro Jahr (Abb. 10). Als Niederschlagstag gilt hierbei ein Zeitabschnitt von 24 Stunden (von 7:01 Uhr MEZ des aktuellen bis

7 Uhr MEZ des darauffolgenden Tages) mit einer Niederschlagssumme ab 0,1 mm. Auch hier übersteigen die mittleren HLNUG-Werte die DWD-Werte, was dadurch zu erklären ist, dass die HLNUG-Stationen im Durchschnitt höher im Gelände liegen (auf den Topographieeffekt wird in Abschnitt 4.5 genauer eingegangen).

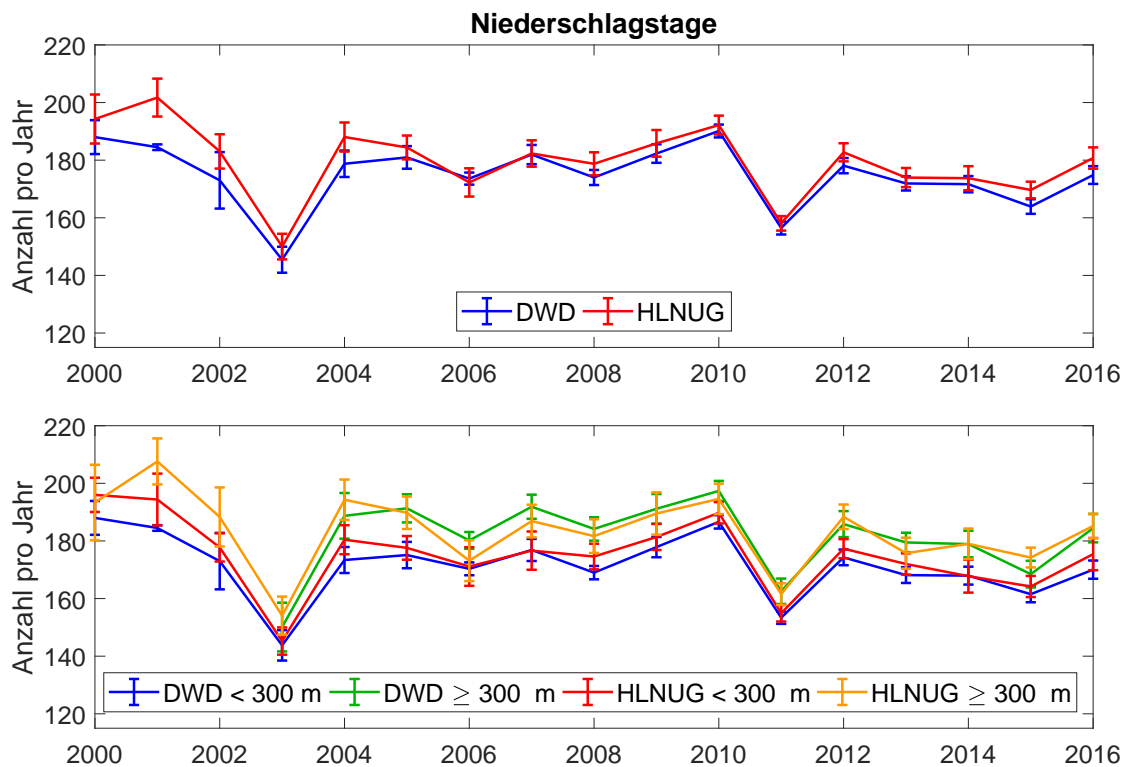


Abb. 10: Zeitreihe der Anzahl an Niederschlagstagen, jeweils gemittelt über alle DWD- und HLNUG-Stationen (oben) und in verschiedenen Höhenklassen (unten): DWD < 300 m (53 Stationen), DWD ≥ 300 m (26 Stationen), HLNUG < 300 m (22 Stationen), HLNUG ≥ 300 m (25 Stationen), Berechnung der Konfidenzintervalle wie in Abschnitt 3.5 beschrieben.

In vielen Fällen weisen die beiden Kurven (Jahressummen und Niederschlagstage, Abb. 9 und 10) in denselben Jahren lokale Maxima beziehungsweise Minima auf. So hat es in den trockenen Jahren (2003 und 2015) mit geringen Niederschlagssummen auch nur an vergleichsweise wenigen Tagen geregnet. Die hohe Niederschlagssumme im Jahr 2007 ist allerdings an verhältnismäßig wenigen Tagen gefallen. Umgekehrt ist das Niederschlagstage-Maximum im Jahr 2010 bei den Jahressummen nicht sehr ausgeprägt, das heißt in diesem Jahr hat es zwar oft geregnet, aber nicht viel.

Ein anderes Maß für die Niederschlagsintensität eines Jahres erhält man, wenn man alle 365 Tagesmaxima dieses Jahres aufsummiert (der 29. Februar in Schaltjahren wurde grundsätzlich gelöscht). Diese Größe spiegelt die oberen Perzentile der Niederschlagsverteilung wider und rückt somit besonders den Starkregen in den Fokus (anders als die Jahressumme, die deutlich stärker vom Dauerregen beeinflusst wird).

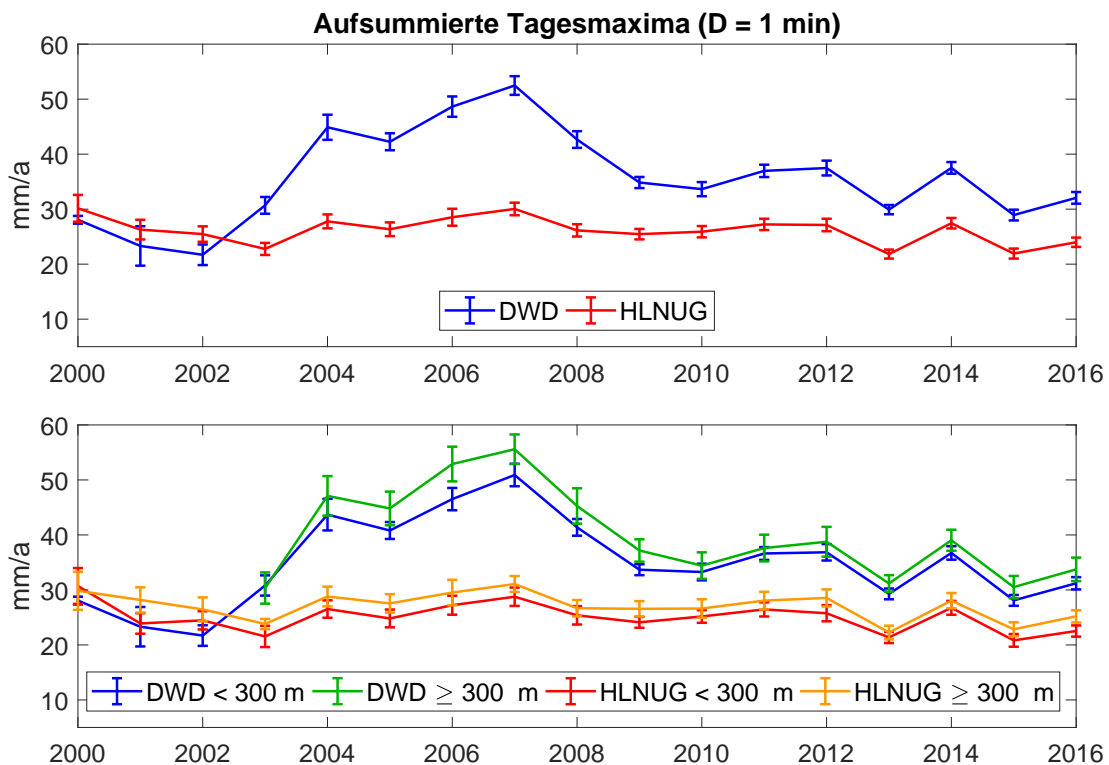


Abb. 11: Zeitreihe der aufsummierten Tagesmaxima ($D = 1 \text{ min}$), jeweils gemittelt über alle DWD- und HLNUG-Stationen (oben) in verschiedenen Höhenklassen (unten): DWD < 300 m (53 Stationen), DWD \geq 300 m (26 Stationen), HLNUG < 300 m (22 Stationen), HLNUG \geq 300 m (25 Stationen), Berechnung der Konfidenzintervalle wie in Abschnitt 3.5 beschrieben.

Beim Vergleich der beiden Datensätze bezüglich dieser aufsummierten Tagesmaxima ergibt sich ein komplett anderes Bild als bei den Jahressummen: Besonders auffällig sind die großen Abweichungen zwischen HLNUG- und DWD-Daten in den Jahren 2004 bis 2008 (Abb. 11). Die DWD-Maxima summieren sich in dieser Zeit zu hohen Werten auf, während die HLNUG-Kurve im Verhältnis dazu eher konstant verläuft.

Der in Abschnitt 4.3 besprochene Unterschied zwischen den Verteilungen ist also bei den Jahressummen kaum zu bemerken und schlägt sich dafür drastisch auf die Tagesmaxima nieder: Die Messgeräte des DWD haben im Mittel sehr viel höhere Maxima erfasst als die HLNUG-Geräte. Diese Abweichung kann nicht allein auf Standortunterschiede wie die Topographie zurückzuführen sein, wie die Aufteilung in Berg- und Flachland-Stationen (Abb. 11, unten) zeigt.

4.3.2 Jahresgang

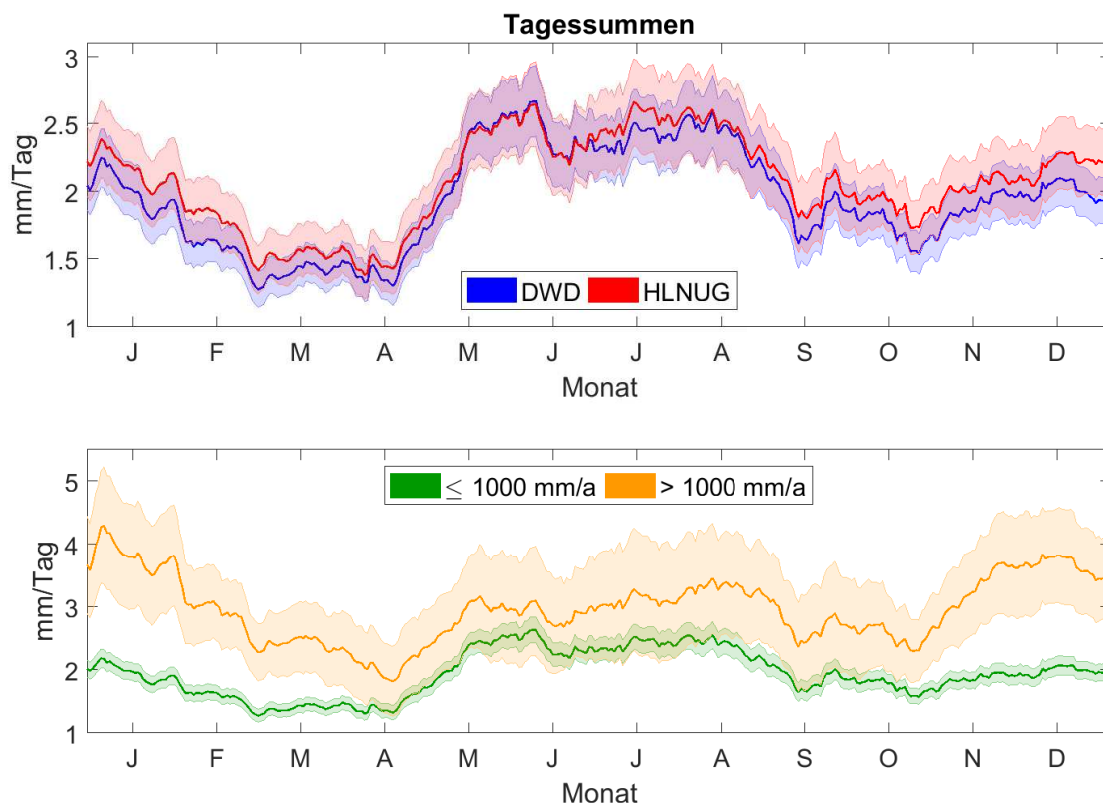


Abb. 12: Jahresgang der Tagessummen, durchgezogene Linie = 30-tägiges gleitendes Mittel, gemittelt über alle Jahre 2000-2016 und über alle DWD- und HLNUG-Stationen (oben) in verschiedenen Jahressummen-Klassen (unten): Jahressumme ≤ 1000 mm/a (119 Stationen), Jahressumme > 1000 mm/a (7 Stationen), Berechnung des schattierten Vertrauensbereichs wie in Abschnitt 3.5 beschrieben.

Der mittlere Jahresgang weist ein winterliches und ein sommerliches Maximum sowie geringere Werte im Frühjahr und Herbst auf und entspricht damit der Beschreibung in Abschnitt 2.1.2 (Abb. 12, oben).

Während der meisten Monate sind die HLNUG-Tagessummen höher als die

Werte des DWD, allerdings ist dieser Unterschied genau wie bei den Jahressummen und Niederschlagstagen nicht signifikant (die Vertrauensbereiche überlappen sich).

Bei gesonderter Betrachtung der sieben feuchtesten Standorte mit Niederschlagssummen von über 1000 mm im Jahr (darunter auch die HLNUG-Station Mademühlen/Driedorf) ergibt sich ein ähnliches Bild wie für die Beispielstation Driedorf in Abbildung 3: Die höchsten Tagessummen werden dort in den Wintermonaten erreicht, was auf die spezifische Exposition dieser Stationen bezüglich winterlicher Westwindlagen zurückzuführen ist.

Dass es sich dabei hauptsächlich um Dauerregen und nicht um Starkregenereignisse handelt, wird bei der Untersuchung der mittleren Tagesmaxima deutlich (Abb. 13) - die entsprechende Kurve zeigt kein winterliches Maximum. Während der Sommermonate werden erwartungsgemäß die höchsten Minutenwerte erreicht, allerdings offenbaren sich in diesem Zeitraum auch die größten Abweichungen zwischen den beiden Datensätzen. Wie schon bei der Zeitreihe der aufsummierten Tagesmaxima wird deutlich, dass der DWD-Datensatz im Mittel deutlich mehr Spitzenwerte enthält als der HLNUG-Datensatz.

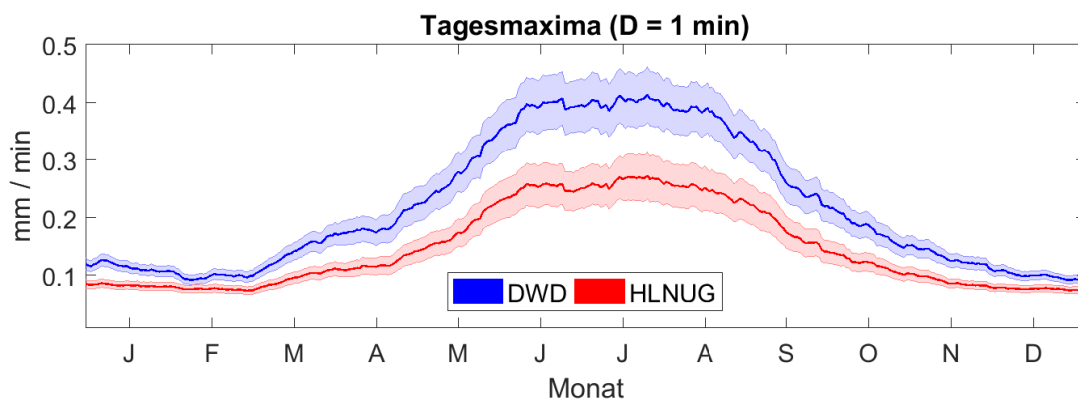


Abb. 13: Jahresgang der Tagesmaxima (D = 1 min), durchgezogene Linie = 30-tägiges gleitendes Mittel, gemittelt über alle Jahre 2000-2016 und über alle DWD- und HLNUG-Stationen, Berechnung des schattierten Vertrauensbereichs wie in Abschnitt 3.5 beschrieben.

4.3.3 Tagesgang

Die Abweichung zwischen den Datensätzen ist auf keine bestimmte Tageszeit beschränkt (Abb. 14, oben). Das Hauptmaximum wird am Nachmittag (zwischen 14 und 17 Uhr MEZ) erreicht und ist auf eine bodennahe Aufheizung und die damit einhergehende Labilisierung der Luftschichten zurückzuführen (und kommt deshalb nicht im Winter vor, Abb. 14, unten). Unklarer ist die Entstehung der angedeuteten nächtlichen beziehungsweise frühmorgendlichen Niederschlagsmaxima, die Gründe dafür sind laut STEINHAUSER (1965) „in Vorgängen in der freien Atmosphäre und an den Wolkenobergrenzen“ zu suchen.

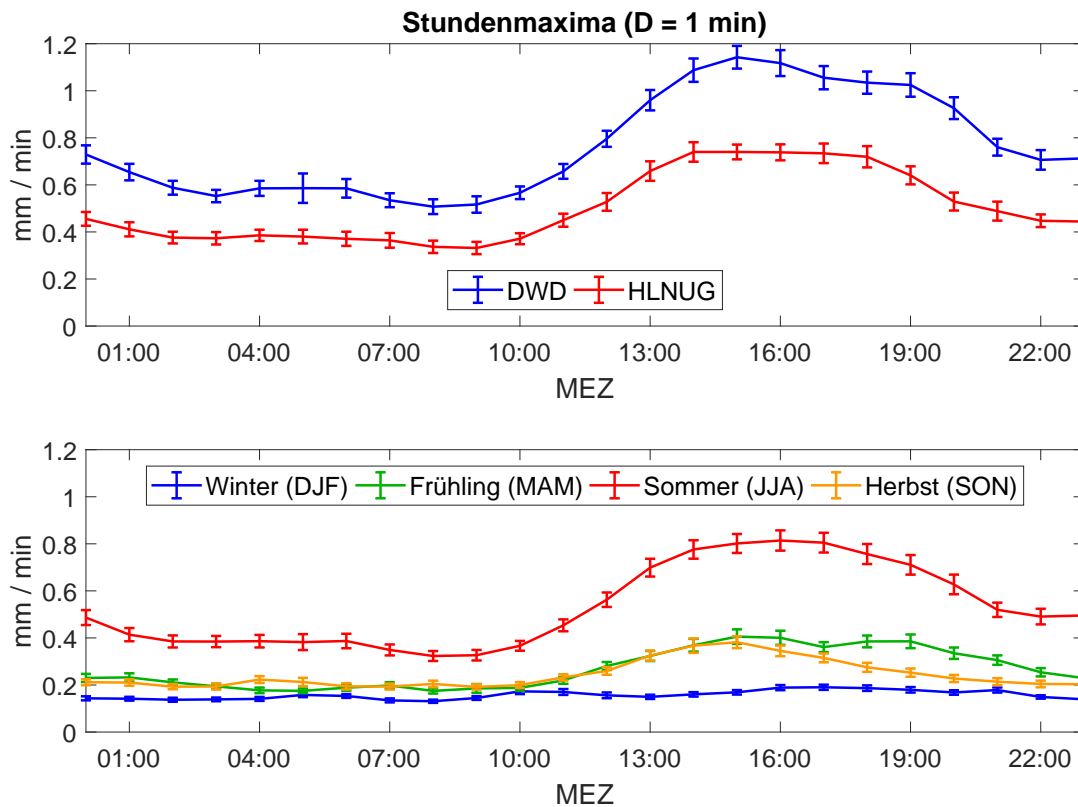


Abb. 14: Tagesgang der Stundenmaxima (D = 1 min), gemittelt über alle Jahre 2000-2016 und alle DWD- und HLNUG-Stationen (oben) in verschiedenen Jahreszeiten (unten), Berechnung der Konfidenzintervalle wie in Abschnitt 3.5 beschrieben.

Die Aufspaltung in die einzelnen Jahreszeiten Frühling (März bis Mai), Sommer (Juni bis August), Herbst (September bis November) und Winter (Dezember bis

Februar) macht deutlich, dass die höchsten Stundenmaxima und die größte Amplitude im Sommer auftreten. Während die Winter-Kurve vergleichsweise konstant verläuft, ist das Nachmittagsmaximum sowohl im Sommer als auch - weniger ausgeprägt - in den Zwischenjahreszeiten zu erkennen, wobei sich der Zeitpunkt von 15 Uhr MEZ (Frühling) auf 17 Uhr MEZ (Sommer) und im Herbst wieder zurück verschiebt (abgesehen von einem zweiten Maximum um etwa 19 Uhr MEZ im Frühling). Es besteht also ein direkter Zusammenhang mit der Intensität der solaren Einstrahlung und damit auch mit der Konvektion und Gewitteraktivität.

4.4 Aufsummierung zu höheren Dauerstufen

In dieser Masterarbeit geht es schwerpunktmäßig um Starkregenereignisse, also um hohe Niederschlagssummen in kurzer Zeit - gerade bei den Maximalwerten weichen die beiden Datensätze allerdings besonders stark voneinander ab. Dieser gravierende Unterschied kann nicht allein auf Standortfaktoren zurückzuführen sein, sondern muss weitere, messtechnische Ursachen haben, die bis zur Fertigstellung der Arbeit nicht restlos geklärt werden konnten. Am wahrscheinlichsten ist, dass sich die Software der von DWD und HLNUG verwendeten Messgeräte unterscheidet: Je nach Voreinstellung nimmt das Gerät schon beim Aufnehmen der Daten eine automatische Glättung vor, das heißt die Messwerte der vorangegangenen Minuten werden in die Berechnung des aktuellen Werts miteinbezogen und dadurch extreme Spitzen in der Zeitreihe egalisiert. Das soll die Messung von Fehlwerten, die beispielsweise durch künstliche Bewässerung oder Tiere verursacht werden, verhindern. Allerdings besteht gleichzeitig die Gefahr, dass wahre Niederschlagsspitzen unterschätzt werden. Dieser Effekt scheint beim HLNUG stärker zu sein als beim DWD. Dafür spricht auch, dass die Abweichung zwischen den Datensätzen gerade dann maximal wird, wenn in der Regel die höchsten Spitzenwerte erreicht werden (im Sommer beziehungsweise in den Nachmittagsstunden).

Damit die beiden Datensätze trotzdem kombiniert werden können, müssen sie

aneinander angeglichen werden. Das wird über das Aufsummieren der Minutendaten zu Niederschlagssummen über mehrere Minuten erreicht: So wird der Unterschied zwischen den Datensätzen geringer und die HLNUG- und DWD-Stationen lassen sich besser miteinander vergleichen.

4.4.1 Definition „Niederschlagsereignis“ und „Niederschlagstag“

Zusätzlich zur Aufsummierung wird noch eine Aufspaltung in einzelne „Niederschlagsereignisse“ vorgenommen, das heißt, dass zwischen den Niederschlagssummen jeweils ein regenfreier Zeitabschnitt liegen muss, damit sie als „unabhängig“ gezählt werden. So gelten beispielsweise mehrere direkt aufeinanderfolgende Konvektionszellen als nur ein Ereignis. Für die Länge des regenfreien Zwischenzeitraums und den Ereignis-Begriff selbst gibt es keine allgemeingültige Definition. Diese Masterarbeit orientiert sich an den Richtlinien der „Deutschen Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall“, die für kurze Dauerstufen ($D \leq 4$ h) einen regenfreien Zwischenzeitraum von mindestens vier Stunden vorschreibt (WINTERRATH et al. 2017). Das bedeutet konkret:

Niederschlagsereignisse, zwischen denen mindestens vier regenfreie Stunden liegen, werden als voneinander unabhängig betrachtet. Innerhalb dieser Abschnitte wird ausgehend von jeder einzelnen Niederschlagsminute (> 0 mm) über D Minuten aufsummiert. Als Niederschlagssumme für das entsprechende Ereignis gilt dann das Maximum der Einzelsummen.

Daran anlehnend gilt als „Niederschlagstag“ jeder Tag (7:01 Uhr MEZ bis 7:00 Uhr MEZ) mit einer Niederschlagssumme ab 0,1 mm, an dem mindestens ein unabhängiges Niederschlagsereignis größer gleich 0,03 mm stattgefunden hat. Von diesen Niederschlagstagen lässt sich dann sowohl das Tagesmaximum (unabhängiges Ereignis mit der höchsten Niederschlagssumme) und die Tagessumme bestimmen. Die daraus resultierenden Datensätze (Tagesmaxima und Tagessummen) sind gleich groß und lassen sich in einem späteren Schritt gut miteinander vergleichen.

Zuvor ist die Dauerstufe D so zu wählen, dass der Unterschied zwischen der DWD- und HLNUG-Tagesmaxima-Verteilung möglichst gering wird.

4.4.2 Wahl einer geeigneten Dauerstufe

Zu diesem Zweck werden die Verteilungen für verschiedene Dauerstufen mit dem Zweistichproben-Signifikanztest nach Kolmogorov und Smirnov miteinander verglichen. Wird die Nullhypothese zurückgewiesen ($h = 1, \alpha < 0,01$), heißt das, dass die beiden Verteilungen (DWD und HLNUG) signifikant voneinander abweichen (detaillierte Beschreibung des KS-Tests in Abschnitt 3.5.2).

Tab. 4: Vergleich von DWD- und HLNUG-Verteilung - Ergebnisse des KS-Tests für verschiedene Dauerstufen D mit Signifikanzniveau $\alpha = 0,01$.

D =	1 min	5 min	10 min	15 min	20 min	60 min	Tagessummen
h	1	1	1	1	1	1	1
p	≈ 0	10^{-61}	10^{-23}	10^{-19}	10^{-33}	10^{-47}	10^{-13}

Der Unterschied zwischen DWD- und HLNUG-Verteilung bleibt für alle Dauerstufen signifikant, allerdings weist $D = 15$ min den größten p-Wert auf ($p = 10^{-19}$). Das lässt sich so interpretieren, dass hier die Abweichung zwischen den beiden Verteilungen am geringsten ist. Auch optisch lässt sich anhand der verschiedenen kumulierten Verteilungsfunktionen feststellen, dass die Aufsummierung zu $D = 15$ min eine große Verbesserung gegenüber $D = 1$ min darstellt (Abb. 15, links und Mitte).

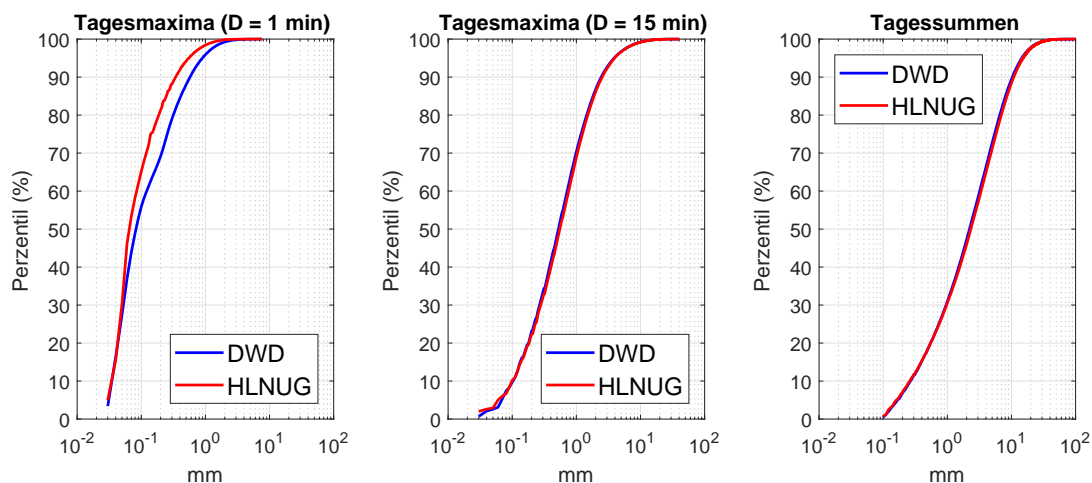


Abb. 15: Kumulierte Verteilungsfunktionen der Tagesmaxima und Tagessummen von DWD- und HLNUG-Datensatz (Dauerstufen $D = 1$ min, $D = 15$ min und $D = 24$ h).

Auch die Tagessummen der DWD- und HLNUG-Stationen weichen laut KS-Test signifikant, aber mit vergleichsweise großem p-Wert ($p = 10^{-13}$) voneinander ab und können deshalb zu einem Gesamtdatensatz kombiniert werden (Abb. 15, rechts).

Die beiden aus DWD- und HLNUG-Daten zusammengesetzten Datensätze (Tagesmaxima und Tagessummen) umfassen jeweils 245427 Werte, im Winterhalbjahr (WH) sind es 127747 Werte und im Sommerhalbjahr (SH) 117680 Werte. Ausgewählte Perzentile sind in Tabelle 5 dargestellt.

Tab. 5: Ausgewählte Perzentile des kombinierten Datensatzes aus DWD- und HLNUG-Daten, bestehend aus den Tagesmaxima der Dauerstufe $D = 15$ min beziehungsweise den Tagessummen aller Niederschlagstage, aufgeteilt in Sommerhalbjahr SH (April bis September) und Winterhalbjahr WH (Oktober bis März).

[mm/15min, mm/24h]		P0	P50	P75	P90	P95	P99	P100
Jahr	Tagesmaxima:	0,03	0,54	1,21	2,48	3,90	9,08	40,22
	Tagessummen:	0,10	2,26	5,57	10,55	14,73	26,19	161,38
WH	Tagesmaxima:	0,03	0,40	0,80	1,45	2,03	3,65	21,96
	Tagessummen:	0,10	2,03	4,96	9,21	12,58	21,22	73,57
SH	Tagesmaxima:	0,03	0,81	1,82	3,79	5,87	12,00	40,22
	Tagessummen:	0,10	2,56	6,30	12,15	17,14	30,44	161,38

4.4.3 $D = 15$ min: Zeitreihe, Jahresgang, Tagesgang

Mit der Dauerstufe $D = 15$ min werden die Zeitreihen, der Jahresgang und der Tagesgang aus Abschnitt 4.3 vergleichbar (die Konfidenzintervalle überschneiden sich).

Die Jahre 2006, 2007 und 2014 stechen als „Starkregen-Jahre“ für Hessen heraus. Nur wenige Spitzenereignisse hat es dagegen in den Jahren 2003, 2013 und 2015 gegeben (Abb. 16).

Der Jahresgang weist ein sommerliches Doppelmaximum auf, eins im Juni und eins im Juli/August. Die trockenere Periode dazwischen könnte ein Signal des europäischen Sommermonsuns sein, eine Phase, die durch kühle (und deshalb konvektionsunterdrückende) Westwindlagen gekennzeichnet ist (Abb. 17).

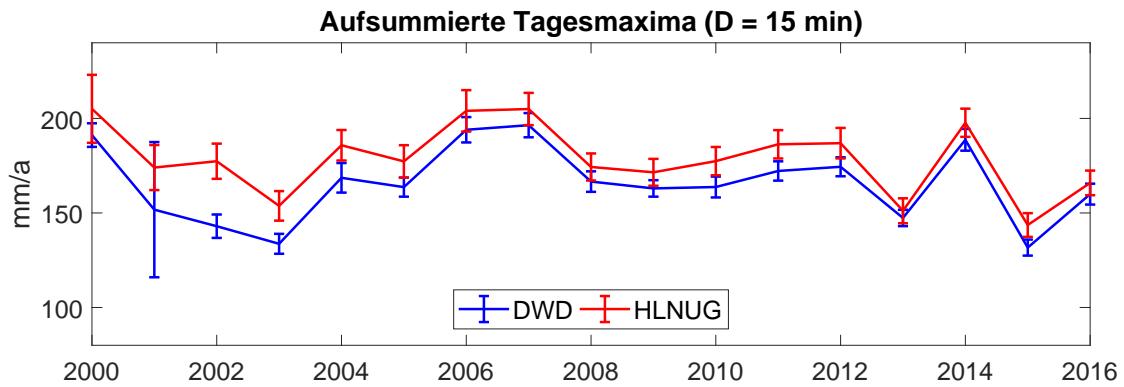


Abb. 16: Zeitreihe der aufsummierten Tagesmaxima ($D = 15 \text{ min}$), gemittelt über alle DWD- und HLNUG-Stationen, Berechnung der Konfidenzintervalle wie in Abschnitt 3.5 beschrieben.

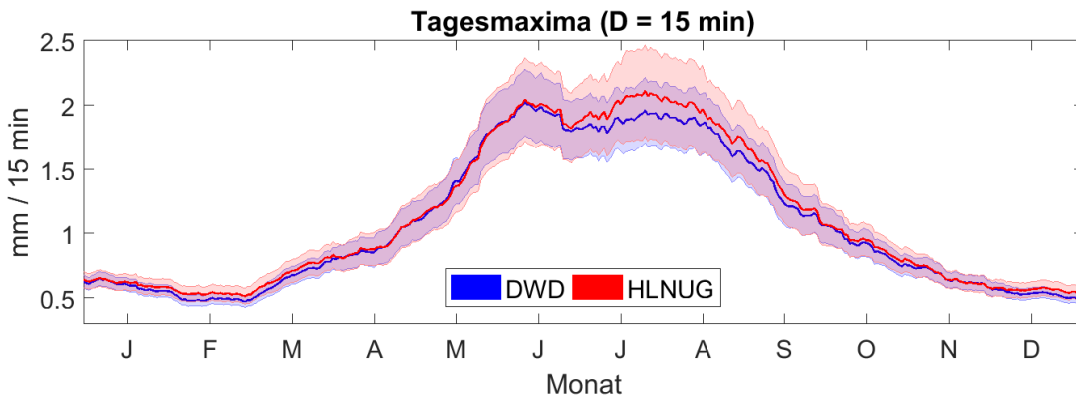


Abb. 17: Jahresgang der Tagesmaxima ($D = 15 \text{ min}$), gemittelt über alle Jahre 2000-2016 und alle DWD- und HLNUG-Stationen, Berechnung der Konfidenzintervalle wie in Abschnitt 3.5 beschrieben.

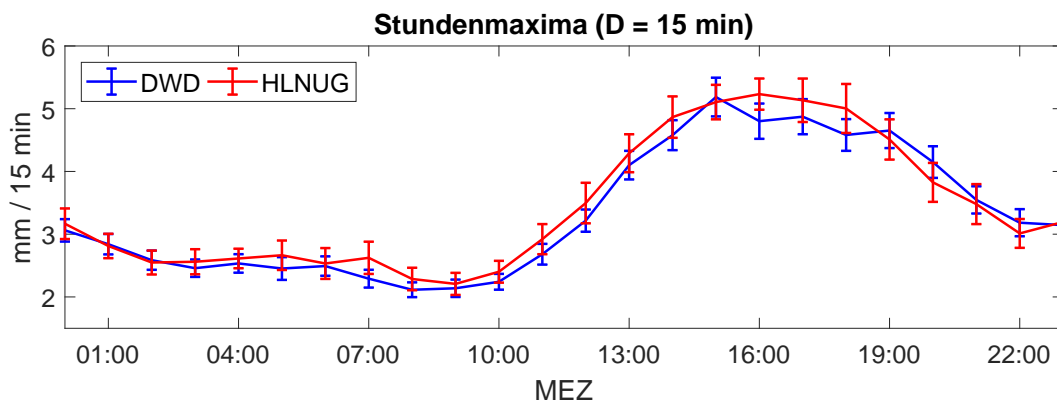


Abb. 18: Tagesgang der Stundenmaxima ($D = 15 \text{ min}$), gemittelt über alle Tage im Zeitraum 2000-2016 und alle DWD- und HLNUG-Stationen, Berechnung der Konfidenzintervalle wie in Abschnitt 3.5 beschrieben.

Die Berechnung des Tagesgangs ist aufgrund der geringen Anzahl an unabhängigen Ereignissen pro Stunde problematisch. Trotzdem ist eine gute Übereinstimmung von DWD- und HLNUG-Daten erkennbar, außerdem zeichnen sich das ausgeprägte Nachmittagsmaximum sowie die Andeutung eines zweiten Maximums in den frühen Morgenstunden ab (Abb. 18).

Insgesamt lässt sich feststellen, dass der HLNUG-Datensatz nach der Aufsummierung den größeren Anteil an hohen Niederschlagswerten stellt. Das ist aufgrund der topographischen Gegebenheiten auch so zu erwarten: In Abschnitt 3.1 war bereits deutlich geworden, dass die HLNUG-Stationen im Mittel etwas höher liegen als die DWD-Stationen. Der Zusammenhang zwischen Topographie und Niederschlagsverhalten wird im nächsten Abschnitt genauer untersucht.

4.5 Korrelation mit der Topographie

Zur Korrelation mit der Topographie werden die Jahresgrößen aus den Abschnitten 4.3.1 und 4.4.3 betrachtet, das heißt die Jahressumme, die Anzahl der Niederschlagstage (Tagessumme $\geq 0,1$ mm) pro Jahr und die aufsummierten Tagesmaxima ($D = 15$ min). Diesmal werden diese jedoch nicht über die Fläche (= alle Stationen), sondern über die Zeit (= alle Jahre von 2000-2016) gemittelt. So erhält man einen Durchschnittswert für jede der 126 Stationen, der mit der Geländehöhe korreliert werden kann (Abb. 19).

Der Einfluss der Topographie ist in der räumlichen Verteilung von allen drei Parametern zu erkennen und wird durch positive Korrelationskoeffizienten bestätigt (Tab. 6). Die Höhenlagen (vor allem der Westerwald im Westen, Rhön und Spessart im Osten, der Odenwald im Süden sowie Feldberg, Vogelsberg, Knüll und Meißner) zeichnen sich durch hohe Werte aus.

Mit jedem Meter über Normalnull steigt die jährliche Niederschlagssumme im Mittel um 0,6 mm an. Die Regressionsgerade von KÖHL (2008) für Sachsen hat genau dieselbe Steigung, allerdings ist seine Korrelation mit $r^2 = 0,81$ deutlich besser, da er einen längeren Zeitraum (1961-1990) betrachtet.

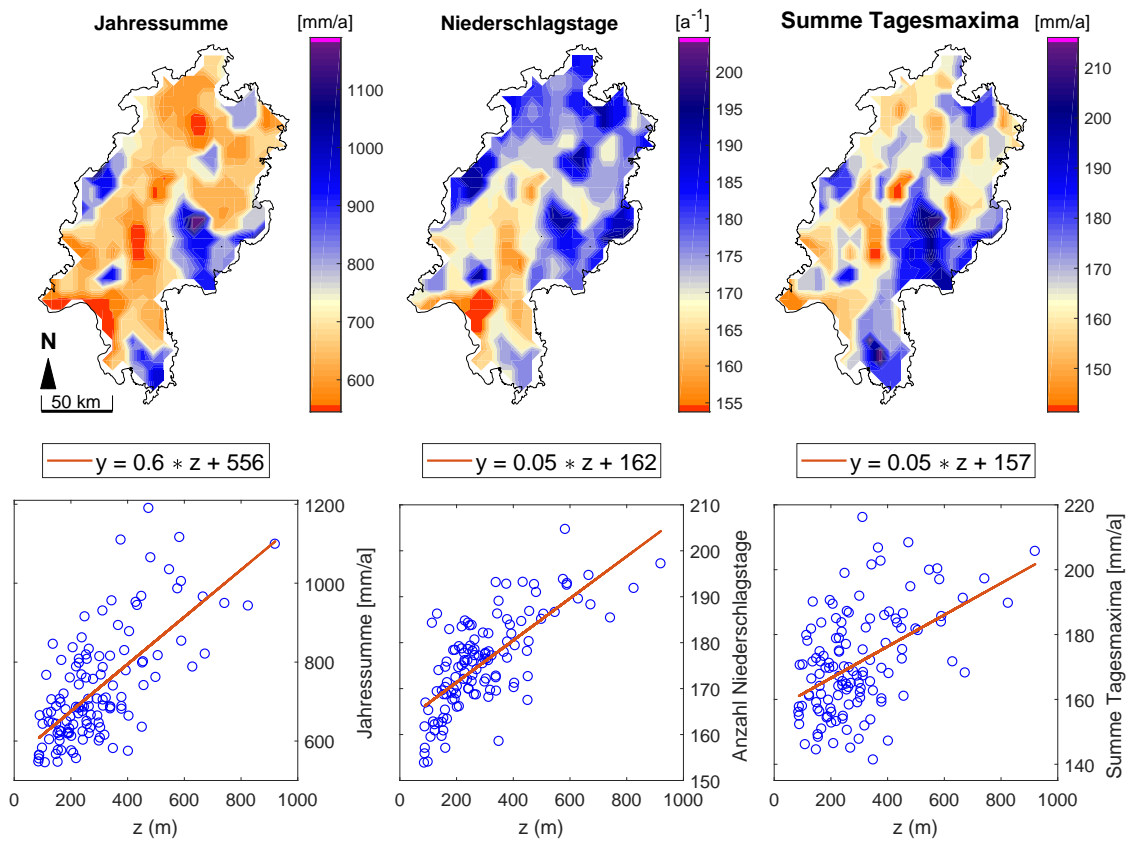


Abb. 19: Räumliche Verteilung der mittleren Jahresparameter Jahressumme, Anzahl der Niederschlagstage pro Jahr und Summe der Tagesmaxima ($D = 15$ min), gemittelt über alle Jahre 2000-2016, räumliche Verteilung (Nearest-Neighbor-Interpolation, oben) und lineare Regression bezüglich der Geländehöhe z (unten).

Tab. 6: Korrelation zwischen der Topographie und den mittleren Jahresparametern Jahressumme, Anzahl der Niederschlagstage und Summe der Tagesmaxima ($D = 15$ min), Korrelationskoeffizient r mit Konfidenzintervall, p -Wert und Determinationskoeffizient r^2 .

Korrelation der Geländehöhe z mit der...

Jahressumme	Anzahl der Niederschlagstage	Summe der Tagesmaxima
$r = 0,68$	$r = 0,72$	$r = 0,49$
$r \in [0,57...0,76]$	$r \in [0,63...0,80]$	$r \in [0,34...0,61]$
$p = 3 * 10^{-18}$	$p = 10^{-21}$	$p = 8 * 10^{-9}$
$r^2 = 0,46$	$r^2 = 0,52$	$r^2 = 0,24$

Auf der vorliegenden Datengrundlage ist die Korrelation zwischen Geländehöhe und Anzahl der Niederschlagstage mit einem Bestimmtheitsgrad von $r^2 = 0,52$ am höchsten. Das bedeutet, dass über die Hälfte des Niederschlagsauftretens durch die Topographie erklärt werden kann, der Rest wird durch lokale Parameter bestimmt.

Beim Starkregen ist der Zusammenhang zur Topographie sehr viel schwächer: Die räumliche Verteilung der aufsummierten Tagesmaxima kann nur zu weniger als einem Viertel durch die Geländehöhe erklärt werden ($r^2 = 0,24$). Konvektion und lokalen Gewitterzellen kommt hier eine viel größere Bedeutung zu als bei den Jahressummen.

5 Einfluss der atmosphärischen Zirkulation auf Starkniederschläge in Hessen

Im folgenden Kapitel werden die übergeordneten atmosphärischen Zirkulationsmuster (GWT, GWL und NAO) hinsichtlich ihrer Bedeutung bezüglich Starkregenereignissen und Schwellenwertüberschreitungen in Hessen betrachtet. Durch Aufsummierung der Minutenwerte sind zwei gleich große Datensätze generiert worden: Der eine enthält alle Tagesmaxima ($D = 15 \text{ min}$) und der andere die Tagessummen aller Niederschlagstage ($\geq 0,1 \text{ mm}$ mit mindestens einem unabhängigen Niederschlagsereignis $\geq 0,03 \text{ mm}$). Durch den Vergleich soll abgeschätzt werden, inwiefern Informationen über kurzzeitige Starkregenereignisse verloren gehen, wenn man ausschließlich Tageswerte untersucht.

5.1 Der Einfluss des Großwettertyps auf...

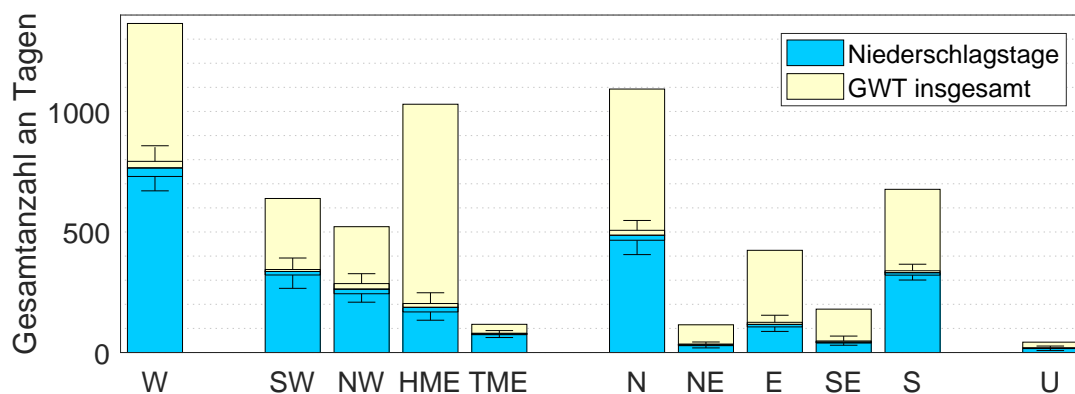


Abb. 20: Auftrittshäufigkeit der einzelnen Großwettertypen im Messzeitraum 2000-2016 und Stationsmedian des jeweiligen Anteils von Niederschlagstagen (Fehlerbalken umschließen das 25. und 75. Perzentil, die Whisker alle übrigen Werte).

Der Großwettertyp West ist in den Jahren 2000 bis 2016 im Mittel am häufigsten aufgetreten, gefolgt von N, HME und S. Das entspricht trotz des verhältnismäßig kurzen Messzeitraums dem klimatologischen Mittel (LAUER und BENDIX 2004). Insgesamt zeichnen sich die zonalen und gemischten Großwettertypen durch einen höheren Anteil an Niederschlagstagen aus als die meridionalen GWT. Ausnahmen sind HME als besonders trockener gemischter GWT und N sowie S als

eher feuchte meridionale GWT (wie sich im nächsten Kapitel herausstellt, ist letzteres vor allem auf die Troglagen TRM und TRW zurückzuführen).

Den größten prozentualen Anteil an Niederschlagstagen hat TME, allerdings kam dieser Großwettertyp zusammen mit NE und SE mit weniger als 200 Tagen auch am seltensten vor.

Alle folgenden Betrachtungen im Hinblick auf die Niederschlagsintensität beziehen sich nur noch auf die Niederschlagstage, das heißt der blaue Bereich in Abbildung 20 wird auf 100 % normiert.

5.1.1 ... die relative Niederschlagsintensität

In Abbildung 21 ist der prozentuale Anteil von drei hohen Intensitätsklassen (> 90. Perzentil) an der Gesamtzahl der Niederschlagstage dargestellt, aufgeteilt in Sommerhalbjahr (April bis September) und Winterhalbjahr (Oktober bis März). Es wird die Gesamtmenge aller Stationen betrachtet: Ein hoher Anteil von P90-Überschreitungen kann deshalb bedeuten, dass das 90. Perzentil besonders häufig oder besonders großflächig (an besonders vielen Stationen gleichzeitig) überschritten wurde.

Als erstes fällt auf, dass die mit TME verbundenen Tagesniederschläge im Sommerhalbjahr besonders heftig ausfallen. Bezüglich der Tagesmaxima wird das 90. Perzentil an TME-Tagen ebenfalls häufiger überschritten als die durchschnittlichen zehn Prozent, noch größer ist der Anteil der hohen Intensitätsklassen allerdings für SW, E, SE und S.

Neben TME haben im Winterhalbjahr die Westlagen (W, NW, SW) den höchsten Starkniederschlagsanteil - im Sommer findet dagegen eine Bedeutungsverschiebung zugunsten der GWT mit südlicher und östlicher Komponente statt.

Der Vergleich der einzelnen Stichproben (= GWT-Tage) mit der Grundgesamtheit (= Halbjahresverteilung) geschieht optisch über den Abgleich der Balkendiagramme in Abbildung 21 mit den farblich abgestimmten Hintergrundlinien (90., 95. und 99. Perzentil). Die Signifikanz dieses ersten, qualitativen Eindrucks wird mit dem KS-Hypothesentest überprüft.

5 Einfluss der atmosphärischen Zirkulation auf Starkniederschläge in Hessen

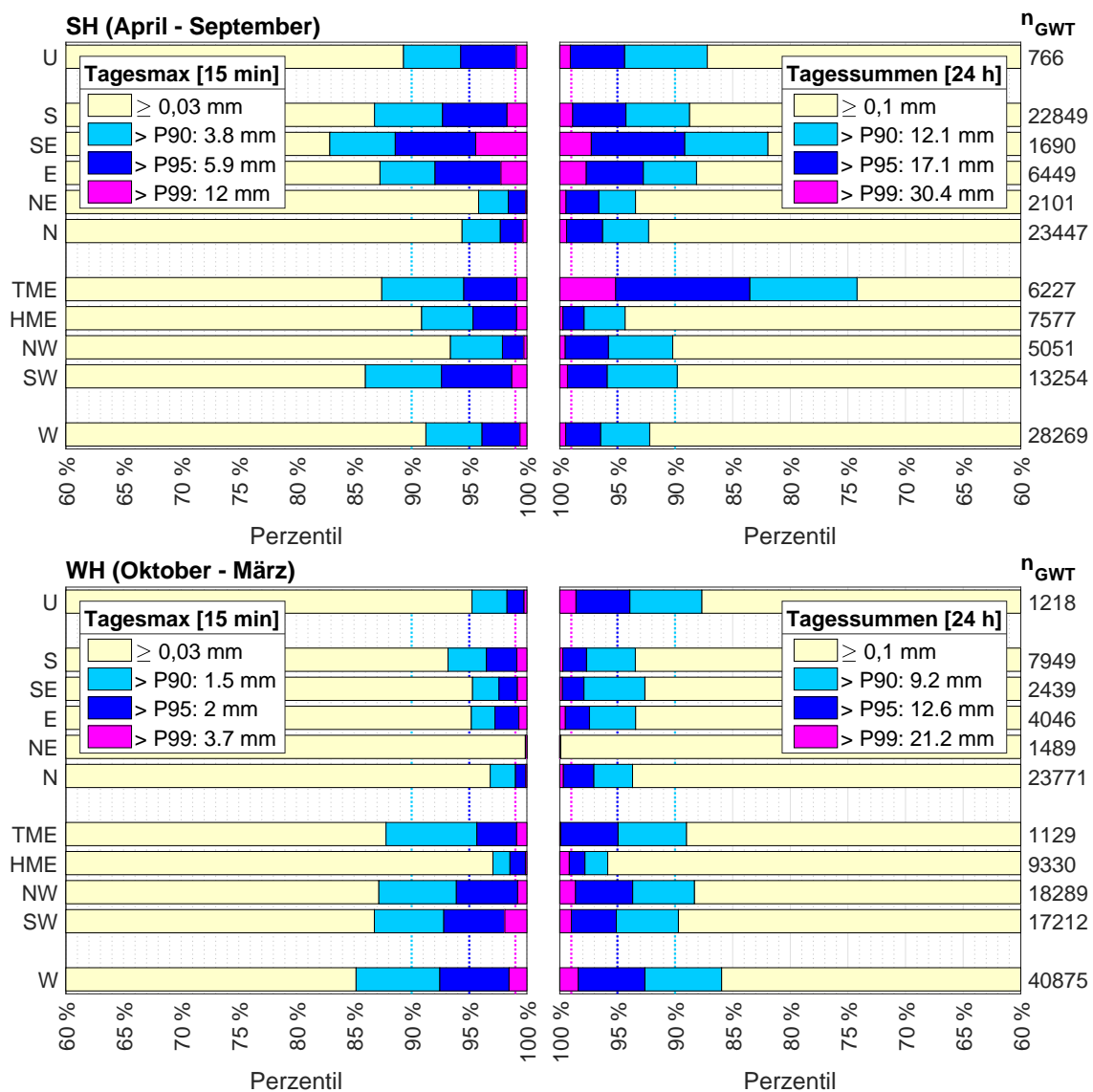


Abb. 21: Relative Niederschlagsintensität an GWT-Tagen: Prozentualer Anteil der Intensitätsklassen ≤ 90 . Perzentil / > 90 . Perzentil und ≤ 95 . Perzentil / > 95 . Perzentil und ≤ 99 . Perzentil / > 99 . Perzentil für verschiedene Großwettertypen bezüglich Tagesmaxima (links) und Tagessummen (rechts) im Sommerhalbjahr (oben) und Winterhalbjahr (unten), ganz rechts die jeweilige Gesamtanzahl an Niederschlagstagen n_{GWT} (aufsummiert über alle Jahre und Stationen).

Getestet wird mit Signifikanzniveau $\alpha = 0,01$ im Hinblick auf zwei verschiedene Alternativhypothesen:

H1: Die Niederschlagswerte der Stichprobe sind tendenziell **höher** als die der durchschnittlichen Halbjahresverteilung.

H2: Die Niederschlagswerte der Stichprobe sind tendenziell **niedriger** als die der durchschnittlichen Halbjahresverteilung.

In Tabelle 7 und 8 sind die Testergebnisse bezüglich H_1/H_2 (h_1/h_2) sowie alle dazugehörigen p-Werte aufgelistet. Möglich sind folgende Kombinationen:

$h_1/h_2 = 1/0$: Die Niederschlagswerte sind an den GWT-Tagen tendenziell höher (in Tabelle 7 und 8 blau markiert).

$h_1/h_2 = 0/1$: Die Niederschlagswerte sind an den GWT-Tagen tendenziell niedriger (in Tabelle 7 und 8 rot markiert).

$h_1/h_2 = 1/1$: Es besteht ein signifikanter Unterschied zwischen den Verteilungen, allerdings ohne einen eindeutigen Trend.

$h_1/h_2 = 0/0$: Es besteht kein signifikanter Unterschied zwischen den Verteilungen.

Das Testergebnis (Tab. 7 und 8) bestätigt den ersten optischen Eindruck aus Abbildung 21:

Nur SW und TME wirken in beiden Halbjahren starkniederschlagsfördernd. Der Anteil hoher Niederschlagswerte an W- und NW-Tagen ist im Winterhalbjahr höher als im Sommerhalbjahr. Bei SE und S findet dieser „Charakterwechsel“ zwischen Sommer- und Winterhalbjahr ebenfalls statt, allerdings in umgekehrter Richtung. E hat im Winter eine starkniederschlagshemmende Tendenz, die sich im Sommerhalbjahr nicht feststellen lässt. HME, N und NE zeichnen sich durch ganzjährig unterdurchschnittliche Niederschlagswerte aus.

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass W und NW für die advektiven Starkniederschläge (vor allem im Winterhalbjahr) verantwortlich sind, SW und TME befördern Starkniederschläge in beiden Halbjahren und SE, S und zum Teil auch E verdienen als konvektionsrelevante Wetterlagen besondere Beachtung im Sommerhalbjahr.

Tab. 7: Einfluss einzelner GWT auf die Niederschlagsintensität im Sommerhalbjahr - Ergebnisse des KS-Tests mit Signifikanzniveau $\alpha = 0,01$ und für zwei verschiedene Alternativhypothesen H1 und H2.

SH	W	SW	NW	HME	TME	N	NE	E	SE	S
Tagesmaxima										
h_1/h_2	0/1	1/0	0/1	0/1	1/0	0/1	0/1	1/1	1/0	1/0
p_1	0,96	10^{-63}	1	1	10^{-54}	1	1	10^{-5}	10^{-9}	10^{-21}
p_2	10^{-4}	1	10^{-8}	10^{-15}	0,79	10^{-63}	10^{-56}	10^{-6}	0,67	1
Tagessummen										
h_1/h_2	0/1	1/0	0/1	0/1	1/0	0/1	0/1	1/1	1/0	1/0
p_1	0,95	10^{-26}	0,92	1	10^{-210}	1	1	10^{-3}	10^{-10}	10^{-27}
p_2	10^{-15}	0,13	10^{-4}	10^{-64}	1	10^{-25}	10^{-34}	10^{-3}	0,02	1

Tab. 8: Einfluss einzelner GWT auf die Niederschlagsintensität im Winterhalbjahr - Ergebnisse des KS-Tests mit Signifikanzniveau $\alpha = 0,01$ und für zwei verschiedene Alternativhypothesen H1 und H2.

WH	W	SW	NW	HME	TME	N	NE	E	SE	S
Tagesmaxima										
h_1/h_2	1/0	1/0	1/0	0/1	1/0	0/1	0/1	0/1	0/1	0/1
p_1	0	10^{-100}	10^{-18}	1	10^{-56}	1	1	0,97	0,97	0,96
p_2	1	1	0,84	0	0,91	10^{-222}	10^{-152}	10^{-132}	10^{-30}	10^{-59}
Tagessummen										
h_1/h_2	1/0	1/0	1/0	0/1	1/0	0/1	0/1	0/1	0/1	0/1
p_1	10^{-235}	10^{-13}	10^{-9}	0,88	10^{-36}	1	1	1	1	1
p_2	1	0,86	1	0	0,81	10^{-98}	10^{-66}	10^{-27}	10^{-35}	10^{-12}

5.1.2 ... die räumliche Verteilung von P90-Überschreitungen

Als nächstes werden die Ergebnisse aus dem vorigen Abschnitt in ihrer räumlichen Verteilung analysiert. Da sich die Länge des Messzeitraums von Station zu Station unterscheidet, kann nicht einfach die absolute Anzahl an Schwellenwertüberschreitungen dargestellt werden. Stattdessen wird der prozentuale Anteil der Überschreitungen von der stationsspezifischen Anzahl an Niederschlagstagen berechnet.

Bei einer Aufteilung in Halbjahre reicht die Anzahl an Niederschlagstagen pro Station für manche GWT nicht aus, um robuste Aussagen über Schwellenwertüberschreitungen treffen zu können, deshalb muss das gesamte Jahr betrachtet werden. Aus den bisherigen Ergebnissen lassen sich allerdings Rückschlüsse ziehen, ob winterliche oder sommerliche Niederschlagstypen dominieren. Der Schwellenwert ist das ganzjährige 90. Perzentil der jeweiligen Verteilung.

W, NW und SW spielen bei den advektiven Niederschlägen im Winter eine große Rolle (Abb. 22). Bei den Tagessummen ist der Topographieeffekt besonders gut zu erkennen, das heißt die Bergstationen haben mehr Überschreitungen von P90 gemessen als die Stationen im Flachland. Bei der GWT Nordwest ist dieses Muster am ausgeprägtesten (größte Standardabweichung). Mit zunehmender südlicher Komponente nimmt der Einfluss der Geländehöhe immer mehr ab.

Dafür nimmt der Anteil an Überschreitungen bei den Tagesmaxima zu: Je südlicher die vorherrschende Anströmrichtung, desto mehr Überschreitungen von P90 wurden großflächig über Hessen verteilt gemessen (insgesamt kleinere Standardabweichung).

Noch eindeutiger zeichnet sich der konvektive Charakter sommerlicher Starkniederschläge bei den GWT Süd, Ost und Südost ab (Abb. 23): Die Großflächigkeit der positiven Anomalien bei S wird bei SE und E durch einen hochgradig variablen „Flickenteppich“ abgelöst. Grund dafür ist die sehr viel geringere Anzahl von Niederschlagstagen, wodurch Einzelereignisse besonders betont werden. Der Topographiebezug ist bei S bezüglich der Tagessummen noch schwach zu erkennen und fehlt bei SE und E völlig.

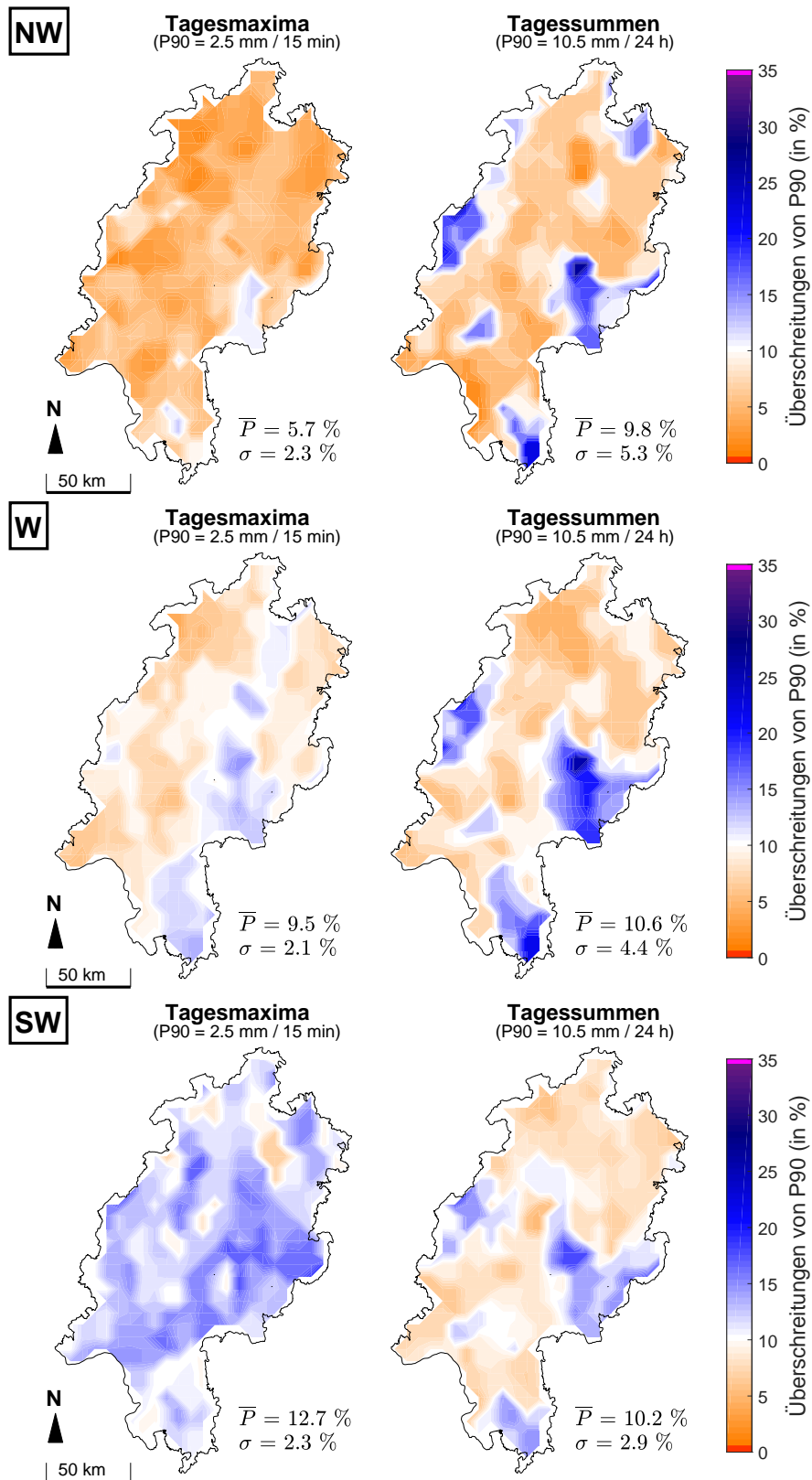


Abb. 22: Räumliche Verteilung der P90-Überschreitungen: Prozentualer Anteil an der stations-spezifischen Anzahl von Niederschlagstagen für die Großwettertypen NW, W und SW, Stationsmittel \bar{P} und Standardabweichung σ , Nearest-Neighbor-Interpolation.

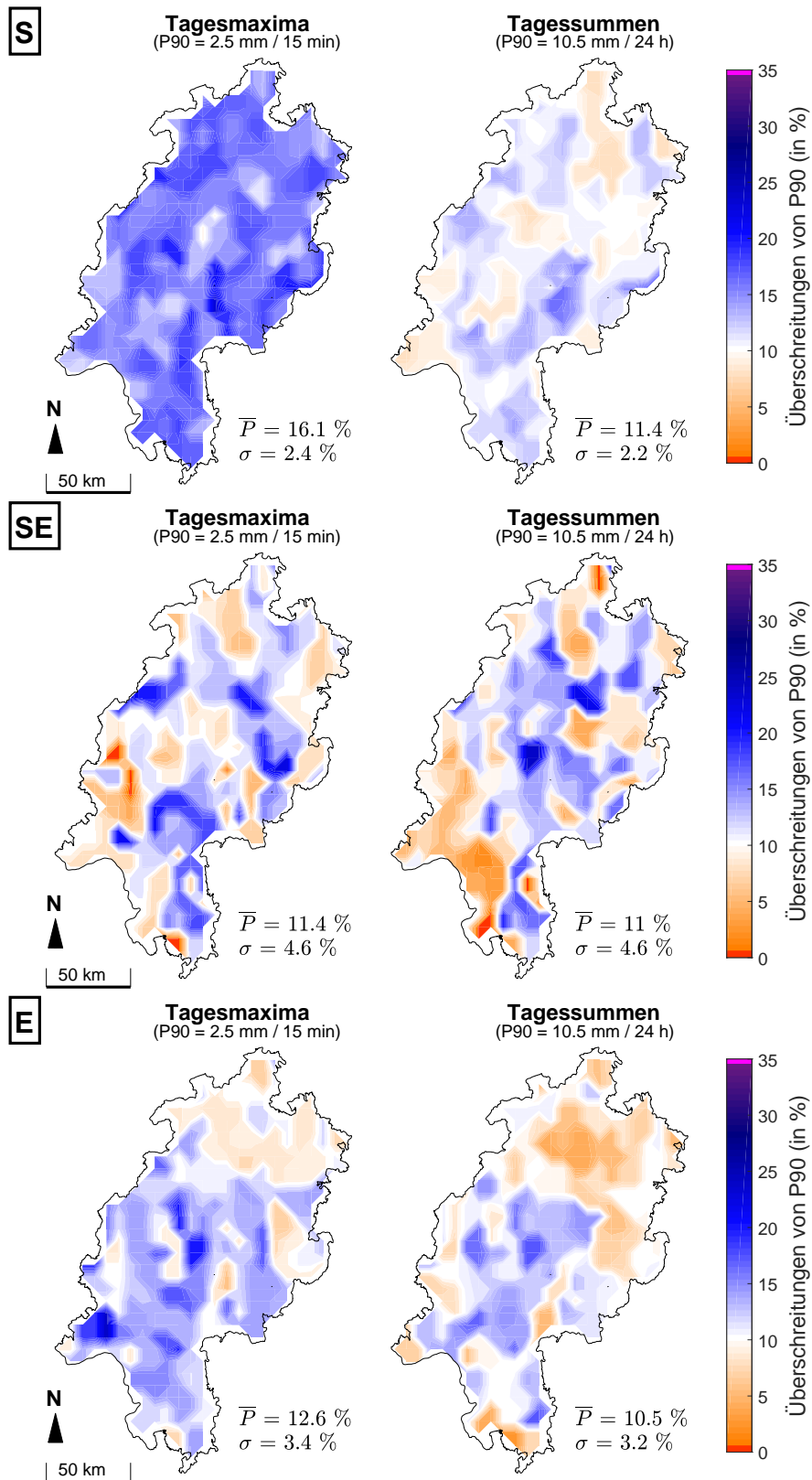


Abb. 23: Räumliche Verteilung der P90-Überschreitungen: Prozentualer Anteil an der stations-spezifischen Anzahl von Niederschlagstagen für die Großwettertypen S, SE und E, Stationsmittel \bar{P} und Standardabweichung σ , Nearest-Neighbor-Interpolation.

Beim Spezialfall TME (Abb. 24) liegt ein abgeschlossener Tiefdruckkern über Mitteleuropa, oft infolge eines Abschnürvorgangs eines weit nach Süden reichenden Trops (WERNER und GERSTENGARBE 2010). Dieses Tief ist aufgrund eines blockierenden Hochs über Fennoskandien meist stationär und mit einem hohen Niederschlags- und Unwetterpotential über ganz Deutschland verbunden, da es kalte Luft aus dem Norden gegen wärmere Luft aus dem Süden führt (ZIESE et al. 2016).

In Abbildung 24 wird deutlich, dass die resultierenden Niederschlagsereignisse nicht nur durch vereinzelte Konvektionszellen verursacht werden, sondern dass die erzwungene Hebung an der Luftmassengrenze auch zu stratiformen Niederschlägen führt. Die positiven Anomalien sind bei den hohen Dauerstufen (Tagessummen) noch ausgeprägter als bei den Tagesmaxima.

Die Abbildungen für N, NE und HME zeichnen sich durch großflächig negative Anomalien aus und befinden sich im Anhang (Abb. 31).

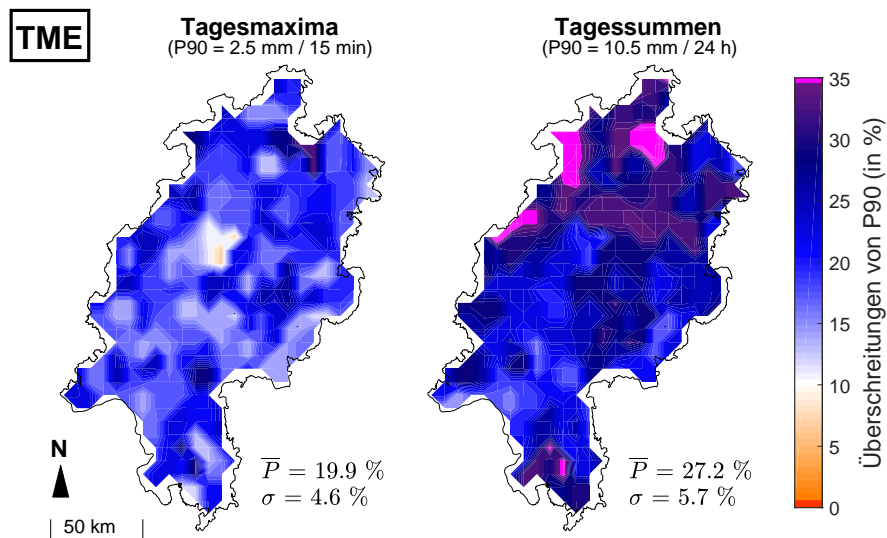


Abb. 24: Räumliche Verteilung der P90-Überschreitungen: Prozentualer Anteil an der stations-spezifischen Anzahl von Niederschlagstagen für den Großwettertyp TME, Stationsmittel \bar{P} und Standardabweichung σ , Nearest-Neighbor-Interpolation.

5.2 Der Einfluss einzelner Großwetterlagen auf...

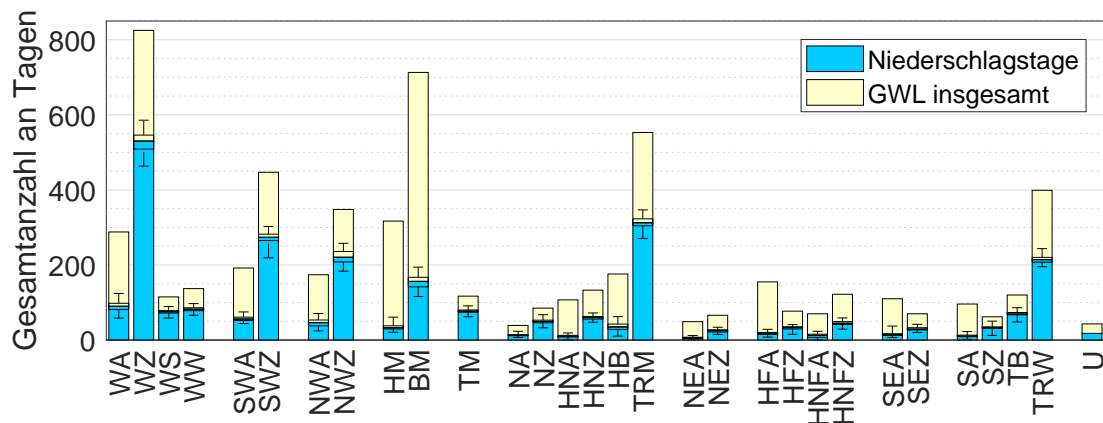


Abb. 25: Auftrittshäufigkeit der einzelnen Großwetterlagen im Messzeitraum 2000-2016 und Stationsmedian des jeweiligen Anteils von Niederschlagstagen (Fehlerbalken umschließen das 25. und 75. Perzentil, die Whisker alle übrigen Werte).

Bei der Aufspaltung in einzelne Großwetterlagen werden die unterschiedlichen Charakteristika von zonalen/gemischten und meridionalen Zirkulationsformen noch deutlicher: Bei den Westlagen treten die zyklonalen Lagen (WZ, SWZ, NWZ) häufiger auf und bringen auch anteilig mehr Niederschlagstage als ihre antizyklonalen Pendanten (WA, SWA, NWA). Die meridionalen Großwetterlagen treten insgesamt viel seltener auf (mit Ausnahme der Troglagen TRM und TRW), der Anteil der Niederschlagstage ist bei den zyklonalen Lagen (NZ, HNZ, NEZ, HFZ, HNFZ, SEZ, SZ) aber tendenziell ebenfalls höher als bei den antizyklonalen GWL (NA, HNA, NEA, HFA, HNFA, SEA, SA).

Eine besondere Bedeutung zeichnet sich für die Troglagen TRW und TRM ab: Bezüglich Auftrittshäufigkeit und Niederschlagstagen dominieren sie ihren jeweiligen Großwettertyp (TRM den GWT Nord und TRW den GWT Süd). TRM sticht als Großwetterlage mit der zweithöchsten absoluten Anzahl an Niederschlagstagen (nach WZ) heraus, TRW kommt nach SWZ und NWZ an fünfter Stelle.

5.2.1 ... die relative Niederschlagsintensität

Bei der Betrachtung der Niederschlagsintensität bestätigt sich für das Sommerhalbjahr die Dominanz von TM (= TME) bezüglich der Tagessummen, bei den Tagesmaxima weisen diverse Großwetterlagen mit Ost-, Südost- und

Südkomponente die meisten P90-Überschreitungen auf (Abb. 26).

Allerdings kommen viele meridionale Großwetterlagen so selten vor, dass ein extrem großer (oder kleiner) Anteil hoher Intensitätsklassen nicht überbewertet werden sollte, wie es beispielsweise bei SEA oder SA der Fall ist.

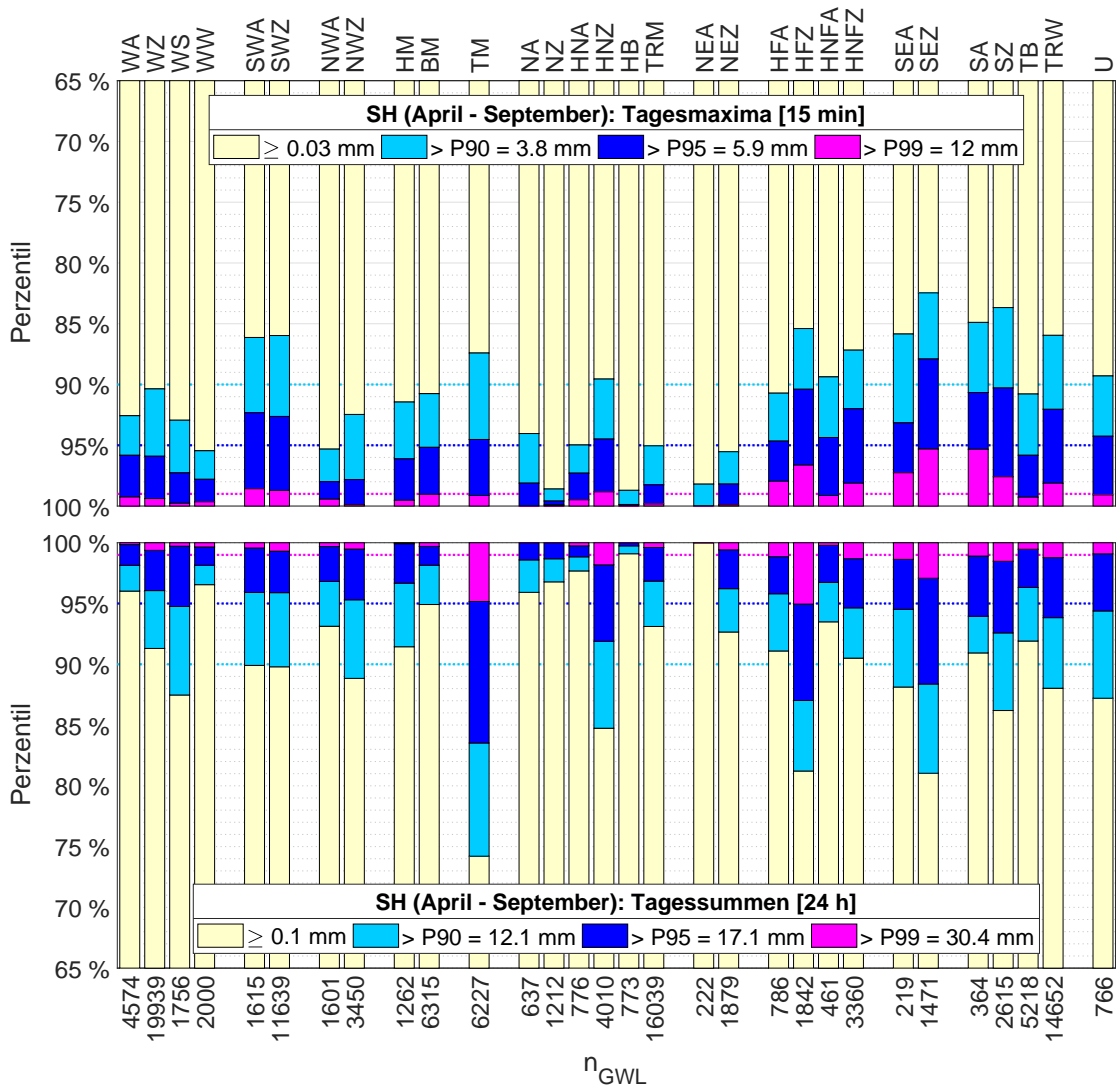


Abb. 26: Relative Niederschlagsintensität an GWL-Tagen: Prozentualer Anteil der Intensitätsklassen $\leq 90.$ Perzentil / $> 90.$ Perzentil und $\leq 95.$ Perzentil / $> 95.$ Perzentil und $\leq 99.$ Perzentil / $> 99.$ Perzentil für verschiedene Großwetterlagen bezüglich Tagesmaxima (oben) und Tagessummen (unten) im Sommerhalbjahr, ganz unten die jeweilige Gesamtanzahl an Niederschlagstagen n_{GWL} (aufsummiert über alle Jahre und Stationen).

Unter Berücksichtigung aller meridionalen Großwetterlagen mit $n_{GWL} > 1000$ und der Ergebnisse des KS-Tests (Tab. 12 und 13 im Anhang) ergibt sich im Sommerhalbjahr eine eindeutig positive Tendenz für HNZ, HFZ, SZ und TRW sowie für SEZ bezüglich der Tagesmaxima. Die zweite Troglage TRM wirkt dagegen sowohl bei den Tagessummen als auch bei den Tagesmaxima starkniederschlags-hemmend.

Die Abbildung für das Winterhalbjahr und alle dazugehörigen Signifikanztest-Ergebnisse befinden sich im Anhang (Abb. 32 und Tab. 14 und 15).

Durch den Vergleich von Abbildung 25 mit Abbildung 26 wird deutlich, dass es an TRM-Tagen in Hessen zwar häufig regnet, allerdings nicht besonders intensiv. Dafür sticht HNZ als einzige Nordlage mit starkregenförderndem Charakter heraus.

5.2.2 ... die absolute Häufigkeit von P99-Überschreitungen

Was in den vorigen Abschnitten noch nicht berücksichtigt wurde, ist die absolute Häufigkeit der einzelnen Großwetterlagen (Abb. 20): So kann eine GWL relativ zu ihrer Auftrittshäufigkeit zwar nur wenig Schwellenwertüberschreitungen aufweisen und trotzdem absolut gesehen für die Starkniederschlagsfrequenz von Hessen von großer Bedeutung sein.

In Abbildung 27 sind deshalb die absoluten Häufigkeiten von Schwellenwert-überschreitungen dargestellt, aufgesplittet in die einzelnen Jahreszeiten Winter (Dezember bis Februar), Frühling (März bis Mai), Sommer (Juni bis August) und Herbst (September bis November). Als gemeinsamer Schwellenwert wird das 99. Perzentil des Sommerhalbjahrs verwendet: 12 mm / 15 min für die Tagesmaxima und 30 mm / 24 h für die Tagessummen (entspricht DWD-Warnstufe 2). Insgesamt wurde dieser Wert 1185 Mal bei den Tagesmaxima und 1546 Mal bei den Tagessummen überschritten.

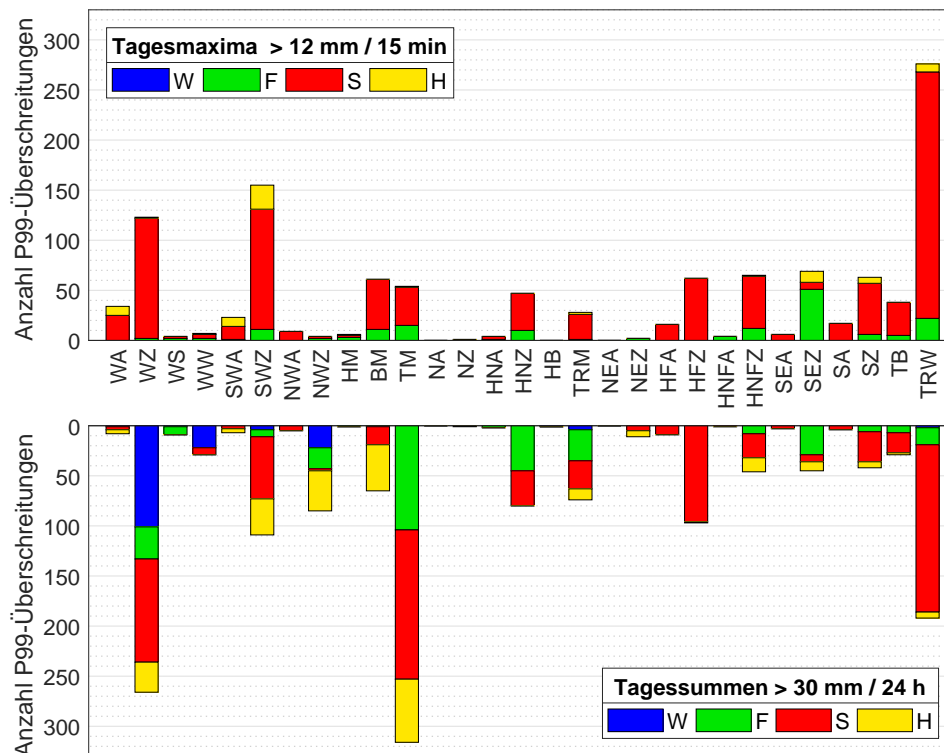


Abb. 27: Absolute Häufigkeit der P99-Überschreitungen für verschiedene Großwetterlagen bezüglich Tagesmaxima (oben) und Tagessummen (unten), aufgeteilt in die einzelnen Jahreszeiten Winter W (Dezember bis Februar), Frühling F (März bis Mai), Sommer S (Juni bis August) und Herbst H (September bis November), aufsummiert über alle Jahre und Stationen.

In absoluten Zahlen werden die Tagesmaxima von TRW und die Tagessummen von TM dominiert (Abb. 27). Dagegen spielt die Troglage TRM, die während des Messzeitraums zu den Hochwasserkatastrophen an Elbe, Oder und Donau geführt hat, in Hessen nur eine untergeordnete Rolle.

Auffällig ist, dass der sommerliche Schwellenwert bei den Tagessummen im Zusammenhang mit West- und Nordwestlagen auch im Winter überschritten wurde, bei den Tagesmaxima dagegen nicht. Die Großwetterlage SEZ, die in Abbildung 26 die meisten P90-Überschreitungen aufweist, wirkte hauptsächlich im Frühling starkregenfördernd, was allerdings auch auf ein heftiges Einzelereignis zurückzuführen sein kann.

5.3 Der Einfluss der NAO auf...

Als Gegenpol zur eher subjektiven Großwetterlagenklassifikation soll abschließend noch der NAO-Index betrachtet werden, der nicht manuell von Meteorologen bestimmt, sondern computerbasiert aus Druckunterschieden über dem Nordatlantik berechnet wird (siehe dazu Abschnitt 2.2.5). Wahre Objektivität ist allerdings auch hier nicht gegeben, da es verschiedene NAO-Indizes gibt; die Auswahl der entsprechenden Kriterien ist ebenfalls mit einer gewissen Subjektivität behaftet. Durch die Analyse und den Vergleich verschiedener Indizes sollen die Ergebnisse deshalb hinsichtlich ihrer Robustheit überprüft werden.

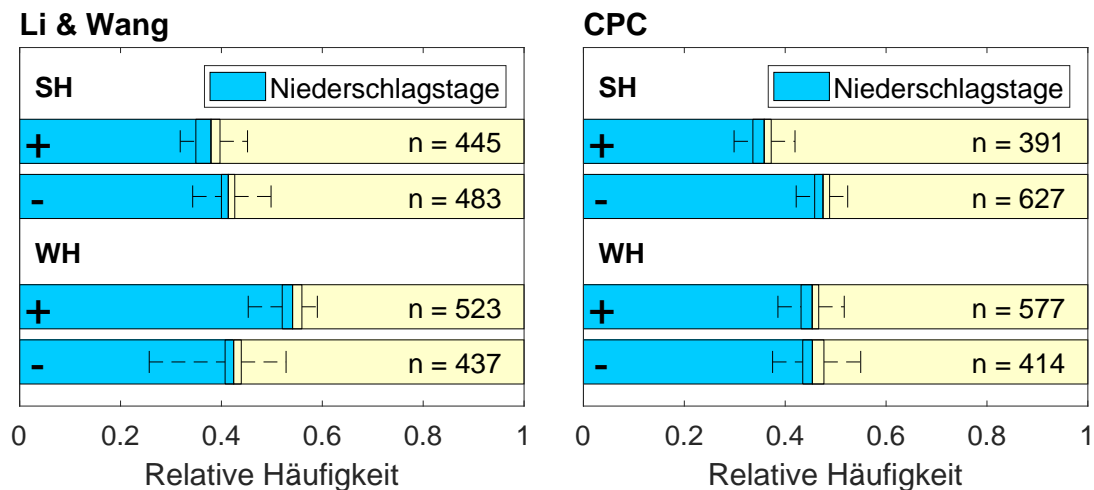


Abb. 28: Relative Häufigkeit der Niederschlagstage während extrem positiver/negativer NAO-Phase im Messzeitraum 2000-2016, aufgeteilt in Sommer- und Winterhalbjahr und für zwei verschiedene NAO-Indizes (Stationsmedian, Fehlerbalken umschließen das 25. und 75. Perzentil, die Whisker alle übrigen Werte), rechts die Gesamtanzahl an Tagen n (aufsummiert über alle Jahre und Stationen).

Die extrem negative/positive NAO-Phase ist in dieser Masterarbeit so definiert, dass der NAO-Index unterhalb/oberhalb einer Standardabweichung liegen muss (WH: $\sigma_{CPC} = 0,84$ und $\sigma_{LiWang} = 2,23$ / SH: $\sigma_{CPC} = 0,82$ und $\sigma_{LiWang} = 1,17$).

Der durchschnittliche Anteil an Niederschlagstagen liegt bei knapp über 40 Prozent, beim CPC-Index ist der Unterschied zwischen positiver und negativer Phase im Sommerhalbjahr, beim LiWang-Index im Winterhalbjahr deutlicher (Abb. 28).

5.3.1 ...die relative Niederschlagsintensität

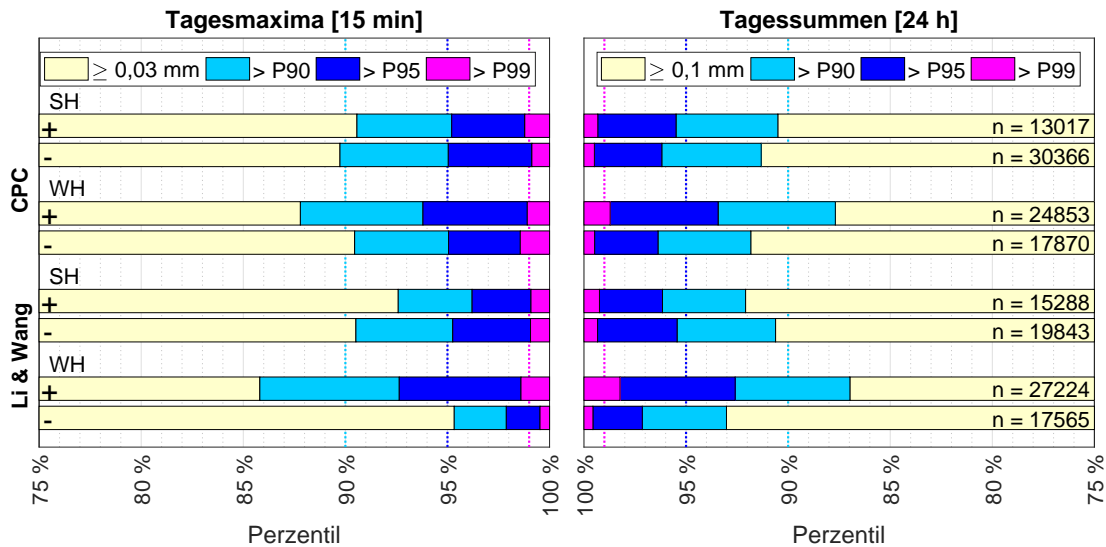


Abb. 29: Relative Niederschlagsintensität an Niederschlagstagen mit extrem positiver/negativer NAO: Prozentualer Anteil der Intensitätsklassen $\leq 90.$ Perzentil / $> 90.$ Perzentil und $\leq 95.$ Perzentil / $> 95.$ Perzentil und $\leq 99.$ Perzentil / $> 99.$ Perzentil bezüglich Tagesmaxima (links) und Tagessummen (rechts), aufgeteilt in Sommer- und Winterhalbjahr und zwei unterschiedliche NAO-Indizes, ganz rechts die Gesamtzahl an Niederschlagstagen n (aufsummiert über alle Jahre und Stationen).

Die beiden NAO-Indizes führen bezüglich der Winterniederschläge zu demselben Ergebnis (mehr Überschreitungen der hohen Perzentile während NAO+). Bei den sommerlichen Intensitäten zeigen sie allerdings uneindeutigere und teils gegenläufige Signale (Abb. 29), was auch rechnerisch durch den KS-Test bestätigt wird (Tab. 9). Getestet werden wieder zwei Alternativhypothesen:

H1: Die Niederschlagswerte während der extremen NAO-Phase (positiv/negativ) sind tendenziell **höher** als die der durchschnittlichen Halbjahresverteilung.

H2: Die Niederschlagswerte während der extremen NAO-Phase (positiv/negativ) sind tendenziell **niedriger** als die der durchschnittlichen Halbjahresverteilung.

Mit dem Signifikanzniveau von $\alpha = 0,01$ ergibt sich ein eindeutiger Trend bezüglich beider NAO-Indizes sowohl für die Tagesmaxima als auch die Tagessummen im Winterhalbjahr: Die Niederschlagswerte sind während der positiven NAO-Phase höher und während der negativen NAO-Phase niedriger als der Halbjahresdurchschnitt.

Die p-Werte bezüglich der abgelehnten Nullhypothesen sind für den LiWang-Index insgesamt sehr viel kleiner als für den CPC-Index, was darauf hindeutet, dass der Unterschied zwischen den Verteilungen hier noch ausgeprägter ist. Dasselbe gilt für die Tagesmaxima im Vergleich zu den Tagessummen.

Tab. 9: Einfluss der NAO auf die Niederschlagsintensität - Ergebnisse des KS-Tests mit Signifikanzniveau $\alpha = 0,01$ für zwei verschiedene Alternativhypothesen H1 und H2 und zwei verschiedene NAO-Indizes.

	Tagesmaxima				Tagessummen			
	WH+	WH-	SH+	SH-	WH+	WH-	SH+	SH-
Li & Wang								
h_1/h_2	1/0	0/1	0/1	0/1	1/0	0/1	0/1	0/1
p_1	10^{-74}	1	0,99	0,99	10^{-53}	0,92	1	1
p_2	1	10^{-176}	10^{-25}	10^{-7}	1	10^{-43}	10^{-29}	10^{-3}
CPC								
h_1/h_2	1/0	0/1	0/0	1/0	1/0	0/1	0/0	0/1
p_1	10^{-34}	0,48	0,25	10^{-7}	10^{-33}	0,79	0,74	0,09
p_2	0,99	10^{-31}	0,28	0,89	1	10^{-12}	0,26	10^{-5}

5.3.2 ...die räumliche Verteilung von P90-Überschreitungen

Bezüglich des Unterschieds zwischen positiver und negativer NAO-Phase liefert der Hypothesentest für das Winterhalbjahr und den LiWang-Index die eindeutigen Ergebnisse. Die entsprechende räumliche Verteilung ist in Abbildung 30 dargestellt, die Abbildungen für den CPC-Index befinden sich im Anhang (Abb. 33).

Im Unterschied zu den GWT-Karten wird hier nicht das 90. Perzentil des Gesamtjahres, sondern des Winterhalbjahres verwendet.

Im Winterhalbjahr ist der Unterschied zwischen NAO+ und NAO- bei den Tagesmaxima großflächig über ganz Hessen verteilt und bei den Tagessummen eher topographiegebunden.

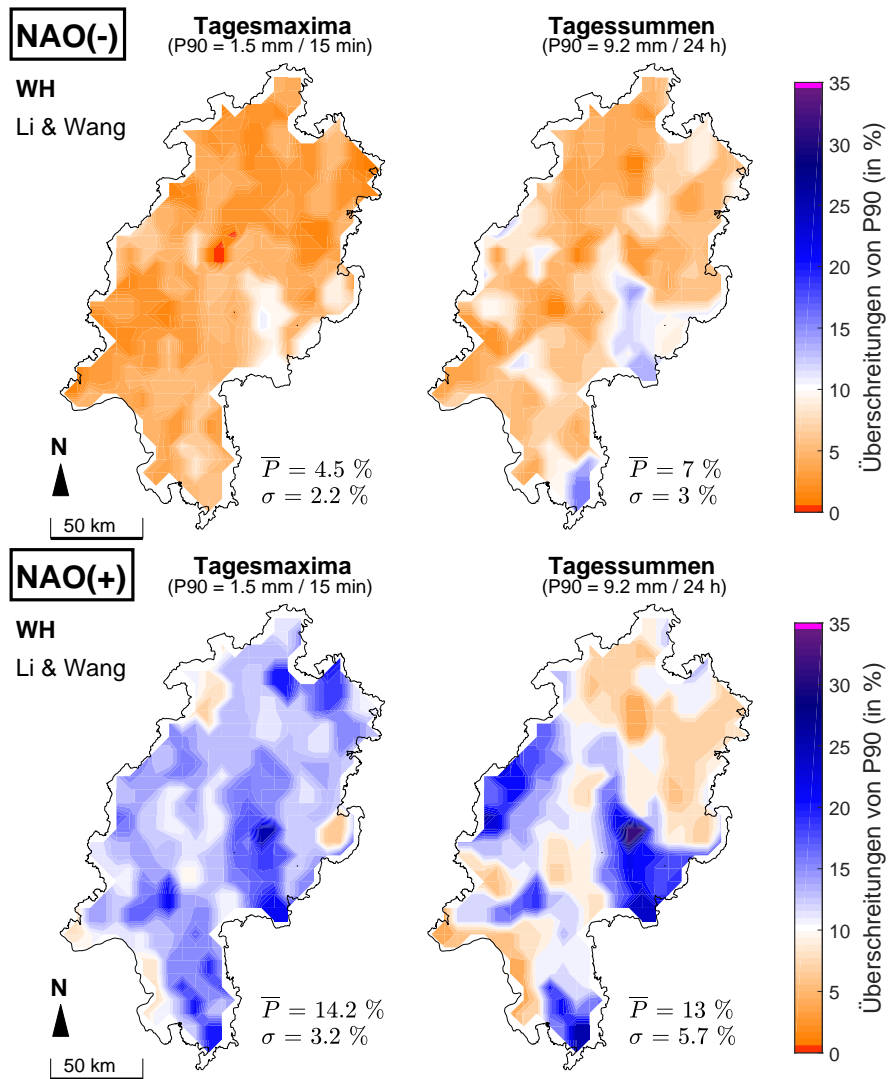


Abb. 30: Räumliche Verteilung der P90-Überschreitungen: Prozentualer Anteil an der stations-spezifischen Anzahl von Niederschlagstagen für das Winterhalbjahr (Oktober bis März) während der negativen NAO-Phase (LiWang-Index < -2,23) und der positiven NAO-Phase (LiWang-Index > 2,23), Stationsmittel \bar{P} und Standardabweichung σ , Nearest-Neighbor-Interpolation.

6 Diskussion

Die im vorangegangenen Kapitel beschriebenen Ergebnisse lassen sich mit dem Wissen um den Zusammenhang zwischen atmosphärischer Zirkulation und Luftmassentransport (Abschnitte 2.2.3, 2.2.4 und 2.2.5) erklären:

Verstärkte Westwinde (in Verbindung mit den Großwettertypen W, NW und SW, aber auch mit der positiven Phase der NAO) bringen feuchte Atlantikluft nach Mitteleuropa. Das hat je nach Jahreszeit unterschiedliche Auswirkungen. Im Winterhalbjahr ist die maritime Luft verhältnismäßig warm und regnet bevorzugt an den Mittelgebirgen ab. Im Sommerhalbjahr wirkt die relativ kühle Meeresluft aus NW und W dagegen dämpfend bezüglich Konvektion und Gewittertätigkeit über dem Kontinent - nur die Luft aus SW bleibt ganzjährig warm und niederschlagsfördernd.

Die Großwettertypen N und NE haben genau wie HME sowohl im Winter als auch im Sommer einen negativen Effekt auf die Niederschlagsintensität. Eine Ausnahme stellt die Großwetterlage HNZ dar, die zwar auch zum GWT Nord gehört, aber im Sommerhalbjahr zu überdurchschnittlich hohen Niederschlagswerten führt. Grund dafür könnte die größere Westkomponente in der Anströmrichtung sein (im Vergleich zu „typischeren“ Nordlagen wie NZ, vergleiche dazu Beispielwetterlagen in WERNER und GERSTENGARBE 2010).

Eine weitere Ausnahme-GWL des Großwettertyps Nord ist die Troglage TRM, die in der Vergangenheit (auch während des Messzeitraums) als „Vb-Wetterlage“ zu Hochwasserkatastrophen in Ostdeutschland geführt hat. Zwar zeichnete sie sich auch in Hessen durch eine hohe Zahl von Niederschlagstagen aus, diese fielen aber weder bezüglich der Tagesmaxima noch der Tagessummen besonders intensiv aus. Im Gegensatz dazu ist die zweite Troglage (TRW) für die sommerlichen Starkniederschläge in Hessen von sehr viel größerer Bedeutung: An ihren ebenfalls extrem zahlreichen Niederschlagstagen (Platz 3 im Sommerhalbjahr) liegen die Messwerte signifikant höher als der Durchschnitt, außerdem kam es bezüglich der Tagesmaxima zu den meisten Überschreitungen des Schwellenwerts 12 mm in 15 Minuten. Bei den Tagessummen wurde die DWD-Warnstufe 2

nur an TME-Tagen noch häufiger überschritten. Dieser GWT sticht bei den sommerlichen Tagessummen eindeutig heraus, über 25 Prozent liegen oberhalb des 90. Perzentils, bei den Tagesmaxima sind es dagegen nur knapp über 10 Prozent. Auch die extrem flächige Verteilung der Überschreitungen ist ein Hinweis darauf, dass es sich hierbei nicht um vereinzelte Schauer- und Gewitterzellen, sondern um zeitlich und räumlich ausgedehntere Niederschlagsereignisse handelt. Mit dem über Mitteleuropa stationären Tief verbleiben auch dessen Fronten für einen längeren Zeitraum über einem Gebiet, was die hohen Niederschlagssummen erklärt und diesen GWT so risikoreich bezüglich Unwetter- und Hochwasserschäden macht (ZIESE et al. 2016).

Eine Intensivierung der Winterniederschläge während der positiven NAO-Phase zeigt, dass Hessen in dieser Hinsicht noch zum nordeuropäischen Niederschlagsregime gezählt werden kann, da in Südeuropa genau das gegenteilige Signal vorherrscht. Bisherige Studien wie die von HURRELL (1995) und HURRELL et al. (2003) haben sich allerdings hauptsächlich mit dem Zusammenhang von Tagessummen und NAO beschäftigt. Insofern ist es interessant, dass der Trend zu intensiveren Winterniederschlägen während der positiven NAO-Phase bei den Tagesmaxima einer kürzeren Dauerstufe genauso ausgeprägt ist, ohne dabei an die Topographie gebunden zu sein. Bei der Erhöhung des Starkniederschlagspotentials spielen vermutlich auch die höheren Lufttemperaturen während NAO+ eine Rolle.

Sehr viel relevanter im Hinblick auf Extremereignisse wäre allerdings ein Zusammenhang zwischen NAO und Sommerniederschlägen, wie ihn zum Beispiel FOLLAND et al. (2009) und LINDERHOLM et al. (2009) für die Sommer-NAO gefunden haben: Demnach unterdrückt eine positive NAO-Phase während der Sommermonate Juli/August die Niederschlagsaktivität in Nordeuropa. Für eine Reduzierung der Betrachtung auf diese beiden Monate liegen allerdings noch nicht genügend Pluvio-Daten vor.

Auch für die Interpretation der Großwetterlagen-Ergebnisse ist die Kürze der

Messreihe teilweise noch ein Problem, da die Robustheit des beobachteten Signals von der Anzahl an Niederschlagstagen pro Wetterlage abhängig ist. Die Niederschlagsverteilung von selteneren Wetterlagen wird stärker von extremen Einzelereignissen sowie nicht entdeckten Datenfehlern beeinflusst als die Verteilung von Wetterlagen mit hoher Auftrittsfrequenz, die näher am klimatologischen Mittel liegen (HOY et al. 2013).

Die Frage, welche Wetterlagen bezüglich hessischer Starkniederschlagsereignisse von besonderer Bedeutung sind, lässt sich auf zwei verschiedene Arten interpretieren:

1. Für welche Wetterlagen ist das Starkniederschlags-Risiko besonders hoch, das heißt: Wenn eine bestimmte Wetterlage auftritt, wie wahrscheinlich ist es dann, dass es zu besonders intensiven Niederschlägen kommt (und im Idealfall: Wo in Hessen ist es am wahrscheinlichsten)?
2. Welche Wetterlagen haben einen besonders großen Anteil an der Gesamtzahl von Schwellenwertüberschreitungen (unter Berücksichtigung der jeweiligen Auftrittshäufigkeit)?

Im Zusammenhang mit der ersten Fragestellung haben sich im Sommerhalbjahr neben den gemischten Großwettertypen TM und SW die meridionalen GWL (vor allem HFZ, SEZ, SZ und TRW) als besonders risikoreich herausgestellt. Überraschend sind außerdem die vielen Überschreitungen während HNZ, da bei einer Nordlage nicht unbedingt mit einem hohen Starkregenpotential zu rechnen ist. Für eine detaillierte räumliche Analyse reicht die Länge des Messzeitraums nicht aus, da gerade die meridionalen GWL zu selten aufgetreten sind. In der Folge ist das Ergebnis noch zu sehr durch (zufällig verteilte) Einzelereignisse geprägt.

Bezüglich der zweiten Fragestellung muss - abgesehen von den bereits genannten GWL - auch die Westlage WZ berücksichtigt werden (aufgrund ihrer Dominanz bei der Auftrittshäufigkeit).

Ein bemerkenswertes Ergebnis ist, dass die Troglage TRM in keine der beiden Kategorien fällt: Ihre Starkregenwirksamkeit in Hessen ist vernachlässigbar gering.

Ein besseres Verständnis des Zusammenhangs zwischen Großwetterlagen, NAO

und Starkniederschlägen soll neben der Verbesserung der Kurzfristvorhersage (Unwetter- und Hochwasserwarnung) auch dabei helfen abzuschätzen, wie sich die Häufigkeit und Intensität von hydrologischen Extremereignissen im Hinblick auf den anthropogenen Klimawandel verändern werden. Dafür muss es allerdings erst einmal gelingen, Trends in der vergangenen zeitlichen Entwicklung (sowohl des Starkregens als auch der atmosphärischen Zirkulation) zu identifizieren und miteinander zu korrelieren.

Wie bereits erwähnt ist so eine Trendberechnung auf der Basis der Pluvio-Daten aufgrund des kurzen Messzeitraums noch nicht möglich, weshalb bisherige Studienergebnisse zu dem Thema in die Diskussion miteinfließen:

HOY et al. (2012) zufolge nahm in den Sommerhalbjahren 1901 bis 2010 die Frequenz von konvektionsrelevanten Ost- und Südlagen (besonders SW und TRW) auf Kosten der Nord- und Westlagen zu. Dies würde in Verbindung mit den Ergebnissen dieser Masterarbeit für einen positiven Starkniederschlagstrend sprechen, wie ihn beispielsweise MÜLLER und PFISTER (2011) und FIENER et al. (2013) in Westdeutschland gefunden haben. Allerdings konnten HOY et al. (2013) ihr Ergebnis unter Verwendung einer automatisierten Großwetterlagenklassifikation (SVG-Klassifikation) nicht reproduzieren. Auch Studien, die sich mit sommerlichen Niederschlagstrends in Deutschland beschäftigen, kommen bezüglich aller Dauerstufen zu sehr unterschiedlichen und räumlich divergenten Ergebnissen (JUNGHÄNEL und DEUTSCHLÄNDER 2017). Im Rahmen des Projekts EXUS (2010) konnte auf der Basis von 5-, 15- und 60-minütigen Niederschlagssummen kein signifikanter Trend bezüglich Starkregenereignissen festgestellt werden, obwohl die Autoren genau dieselben Stationsdaten wie MÜLLER und PFISTER (2011) und FIENER et al. (2013) miteinbeziehen.

Die Widersprüchlichkeit im Sommerhalbjahr ist darauf zurückzuführen, dass der großskalige Ansatz durch lokale, konvektive Einzelereignisse geschwächt wird. Dezennialschwankungen in der atmosphärischen Zirkulation erschweren die Trendberechnung zusätzlich (BISSOLLI 2001).

Größere Klarheit und Einigkeit zwischen den verschiedenen Studien herrscht dagegen hinsichtlich des Winterhalbjahrs, in dem es während der letzten Jahrzehnte

zu einem signifikanten Anstieg der (Stark-)Niederschläge in Bezug auf Tagessummen gekommen ist (BECKER et al. 2016, MALITZ et al. 2011). Damit einher geht eine Verstärkung der zonalen Bedingungen im Winterhalbjahr (BÁRDOSSY und CASPARY 1990, HOY et al. 2012), die nach den Ergebnissen dieser Masterarbeit auch mit einer Zunahme der Niederschlagsintensität kürzerer Dauerstufen verbunden ist.

Noch unsicherer als die Berechnung der zeitlichen Entwicklung in der Vergangenheit ist deren Projektion in die Zukunft: Auch hier gibt es viele Studien, die von einer Fortsetzung des winterlichen Trends zu mehr Zonalität ausgehen. Im Hinblick auf hydrologische Extremereignisse ist jedoch das Ergebnis von Klimaprojektionen, die einen relativen Anstieg des Großwettertyps TME um mehr als 50% von 1950 bis 2100 simulieren, von sehr viel größerer Relevanz (ZIESE et al. 2016).

Der hessische Pluvio-Datensatz wurde in dieser Masterarbeit zum ersten Mal so genau analysiert und daher bisher noch nicht fehlerbereinigt und homogenisiert. Gerade wegen der fehleranfälligen Messtechnik birgt dieser Datensatz deshalb viele Probleme bei der Analyse. Schon zu Beginn wurde festgestellt, dass es in manchen Jahren große Abweichungen zwischen den aufsummierten Pluvio-Werten und den Messwerten der herkömmlichen Hellmann-Geräte gibt, vor allem bei den HLNUG-Daten. Hier waren aber nicht nur die Pluvio-Daten, sondern in vielen Fällen auch unrealistisch niedrige Hellmann-Werte das Problem.

Abgesehen von solchen Ausreißern sind die Hellmann-Werte tendenziell höher als die Pluvio-Werte, was zeigt, dass Fehler bei der zeitlich hochaufgelösten Messung (Datenlücken aufgrund von „gekappten Spitzen“ oder Geräteausfall) den Verdunstungsfehler bei der Hellmann-Messung in der Regel wohl übersteigen.

Ein weiteres Problem ist sind die inhomogenen (Standort-)Bedingungen der einzelnen Stationen (verschiedene Geländehöhen, Messzeiträume und Gerätesoftware).

Als Schwellenwerte wurden in dieser Masterarbeit das 90. bis 99. Perzentil der verschiedenen Verteilungen gewählt. In absoluten Zahlen sind das keine extrem hohen Werte, wenn man sie mit den Rekordwerten aus Tabelle 1 vergleicht; selbst

das 99. Perzentil der SH-Tagessummen entspricht gerade mal der niedrigsten Starkregen-Warnstufe des Deutschen Wetterdienstes für 24-Stunden-Summen (30 mm). Allerdings ist durch den vergleichsweise kurzen Messzeitraum die Anzahl an Niederschlagstagen pro GWT/GWL nur sehr gering; durch die Wahl eines weniger moderaten Schwellenwertes würde man die Zahl der Überschreitungen noch weiter reduzieren und das Ergebnis damit anfälliger für Ausnahmeereignisse und fehlerhafte Ausreißer machen.

Eine aussagekräftige Extremwertstatistik von hochaufgelösten Niederschlagsdaten wird erst möglich, wenn längere Zeitreihen zur Verfügung stehen. Auch die Berechnung von Wiederkehrzeiten (nach dem Vorbild von KOSTRA-DWD) erfordert dieselbe Voraussetzung. Bis dahin können Untersuchungen wie diese Masterarbeit dazu beitragen, die Datengrundlage zu homogenisieren.

7 Fazit und Ausblick

Ziel dieser Masterarbeit war es, eine detaillierte Analyse der zeitlich hochaufgelösten Niederschlags-Messreihen aller hessischen Stationen durchzuführen. Zum einen ging es um eine erste Einschätzung von deren Qualität, zum anderen sollte nach einem Zusammenhang zwischen atmosphärischen Zirkulationsmustern und der Intensität von Starkniederschlagsereignissen in Hessen gesucht werden.

Als größte Herausforderung hat sich dabei die Kombination der beiden zugrundeliegenden Datensätze von DWD und HLNUG, die beide auf PLUVIO-OTT-Geräten basieren, herausgestellt:

Bezüglich der oberen Perzentile der jeweiligen Verteilungen haben die DWD-Geräte deutlich öfter sehr hohe Werte erfasst als die HLNUG-Geräte, was nicht allein auf Standortunterschiede zurückzuführen sein kann. Als eine mögliche Ursache wurden gerät-interne Software-Unterschiede identifiziert.

Somit weisen die Ergebnisse dieser Arbeit auf eine wichtige Problematik hin: Bei der Schaffung eines homogenen Messnetzes gibt es mehr zu beachten als nur die Angleichung der Messtechnik. Verdunstungsfehler des herkömmlichen Hellmann-Sammlers werden durch das Problem von unterschiedlichen Voreinstellungen bei der automatischen Datenaufnahme und -weiterverarbeitung ersetzt, was sich besonders drastisch auf zeitlich hochaufgelöste Messreihen auswirkt.

Die aufsummierten Tages- und Jahreswerte beider Messreihen stimmen dagegen verhältnismäßig gut miteinander überein und sind auch mit den 24-stündigen Hellmann-Messwerten der entsprechenden Stationen vergleichbar. Auch die Aufsummierung zu 15-Minuten-Summen hat eine deutliche Verbesserung gegenüber den Minutenwerten gebracht. Im Gegensatz zu den Hellmann-Tagessummen können auf der Grundlage von Pluvio-Daten sogar der Tagesgang und jahreszeitliche Ausprägungen analysiert werden.

Insofern zeigen die Untersuchungen der Masterarbeit, dass die Pluvio-Messtechnik das Niederschlagsgeschehen im Prinzip realistisch abbilden kann.

Die Probleme beschränken sich allein auf (seltene) Spitzenwerte sehr kurzer Dauerstufen, allerdings wurde das zeitlich hochaufgelöste Messnetz ja gerade zu dem Zweck aufgebaut, um diese Kurzzeitniederschläge verlässlich zu erfassen.

Zur weiteren Plausibilitätskontrolle - gerade was die räumliche Verteilung der Schwellenwertüberschreitungen betrifft - wäre ein Vergleich mit Radardaten interessant. Im Rahmen des RADOLAN-Projektes wurde zum ersten Mal eine auf Radardaten basierende Niederschlags-Klimatologie für ganz Deutschland erstellt (WINTERRATH et al. 2017). Der analysierte Zeitraum (2001-2016) ist dabei fast derselbe wie in dieser Masterarbeit.

Trotz der genannten Schwierigkeiten konnten auf der Grundlage des Pluvio-Datensatzes signifikante Zusammenhänge zwischen atmosphärischer Zirkulation und der Starkregenintensität in Hessen festgestellt werden. Es hat sich bestätigt, dass eine Aufteilung des Jahres in zwei Halbjahre nicht nur bezüglich der NAO, sondern auch im Hinblick auf die Untersuchung der Großwetterlagen sehr sinnvoll ist, da sich deren Einfluss je nach Jahreszeit und Niederschlagstyp unterscheidet: Der winterliche Niederschlag wird vor allem durch Tiefdruckgebiete und Fronten verursacht (advektiv) und hat einen eindeutigen Topographiebezug. Im Winterhalbjahr werden deshalb vor allem bei Westlagen (W, NW, SW, NAO+) und in den Mittelgebirgsregionen Hessens hohe Tagessummen erreicht. Sommerniederschläge stehen dagegen mehr in Verbindung mit konvektiven Einzelereignissen, die auch völlig unabhängig von der großskaligen Zirkulation oder der Geländehöhe auftreten können. Da sie jedoch tendenziell eher mit einem hohen Temperaturniveau verbunden sind, ist das Starkniederschlagsrisiko in Form von maximalen Tagesmaxima während Süd-, Südost- und Ostlagen im Sommerhalbjahr besonders hoch.

Wie wichtig die genaue Lage der steuernden Druckzentren über Mitteleuropa für die regionale Niederschlagsintensität ist, hat sich beim Vergleich der beiden Troglagen TRM und TRW gezeigt: In Bezug auf „Trog Mitteleuropa“ befindet sich Hessen auf der Trog-Rückseite, was eine nördliche Anströmrichtung und ein niedriges Starkregenpotential mit sich bringt. Die GWL „Trog Westeuropa“ beeinflusst hingegen weiter westlich gelegene Gebiete. Damit wechselt Hessen

auf die Trog-Vorderseite, die Haupt-Anströmrichtung von Nord auf Süd und die Niederschlagscharakteristik von starkniederschlagshemmend zu starkniederschlagsfördernd. Gerade bei den Tagesmaxima ist TRW besonders bedeutend bezüglich der hessischen Starkniederschlagsaktivität, bei den Tagessummen ist es vor allem der Großwettertyp TME.

Solche Unterschiede zwischen den maximalen 15-minütigen Niederschlagssummen und den Tagessummen zeigen, dass es nicht immer möglich ist, aus den Tagessummen Rückschlüsse auf Starkregenereignisse kürzerer Dauerstufen zu ziehen. Im vorliegenden Fall hätte dieser Versuch beispielsweise zu einer Überschätzung des Einflusses von TME und zu einer Unterschätzung der Südlagen (speziell TRW) geführt.

Insofern ist es sinnvoll, die zeitlich hochaufgelöste Niederschlagsmessung weiter voranzutreiben und auszubauen. Auch die Kombination der beiden Messnetze (DWD und HLNUG) hat einen Mehrwert: Durch die verhältnismäßig hohe Anzahl an analysierten Stationen war es in dieser Masterarbeit möglich, die Zunahme der Niederschlagshäufigkeit und -intensität mit zunehmender Geländehöhe nachzuvollziehen und diesen Topographieeffekt auch für ganz Hessen räumlich darzustellen. Zwar ist es auf der Basis des vorliegenden Datensatzes noch nicht möglich, differenziertere Aussagen (beispielsweise über Luv- und Leelagen) zu treffen, dazu ist der Einfluss von extremen Einzelereignissen auf die Gesamtzeitreihe noch zu groß. Doch es gilt: Je länger die Zeitreihe, desto robuster die Ergebnisse. Es hat sich gezeigt, dass dabei eine regelmäßige Überprüfung der erfassten Daten notwendig ist, um Fehlentwicklungen entgegenzuwirken. In diesem Fall bedeutet das, die Ursache für die Abweichungen zwischen DWD- und HLNUG-Daten zu finden und die Messtechnik anzugleichen, um in Zukunft auf einen homogenen Niederschlagsdatensatz mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung zurückgreifen zu können.

Literatur

- BAN, N., J. SCHMIDLI und C. SCHÄR (2015): Heavy precipitation in a changing climate: Does short-term summer precipitation increase faster? *Geophysical Research Letters* 42: 1165–1172.
- BARNSTON, A. G. und R. E. LIVEZEY (1987): Detection of trends in annual extreme rainfall. *Monthly Weather Review* 115: 1083–1126.
- BAUR, F. (1947): *Musterbeispiele europäischer Großwetterlagen*. Wiesbaden.
- BAUR, F. (1963): *Großwetterkunde und langfristige Witterungsvorhersage*. Frankfurt.
- BECKER, A., T. JUNGHÄNEL, M. HAFFER, A. KÖCHER, E. RUSTEMEIER, E. WEIGEL und K.-P. WITTICH (2017a): Erste hydro-klimatologische Einordnung der Starkregen und Dauerregen in Deutschland zum Ende eines sehr nassen Juli 2017. https://www.dwd.de/DE/leistungen/besondereereignisse/niederschlag/20170728_hintergrundbericht_dauerregenjulideutschland.html, abgerufen am 3.11.2017.
- BECKER, A., C. LEFEBVRE, S. HAESLER und E. RUSTEMEIER (2017b): Europas Klima im Sommer 2017 zweigeteilt, besonders in Italien: Unwetter trennen nassen Norden von Hitze und Dürre in Mittel- und Süditalien. https://www.dwd.de/DE/leistungen/besondereereignisse/duerre/20170811_hitze_italien.pdf, abgerufen am 26.11.2017.
- BECKER, P., A. BECKER, C. DALELANE, T. DEUTSCHLÄNDER, T. JUNGHÄNEL und A. WALTER (2016): Die Entwicklung von Starkniederschlägen in Deutschland - Plädoyer für eine differenzierte Betrachtung. https://www.dwd.de/DE/fachnutzer/wasserwirtschaft/entwicklung_starkniederschlag_deutschland_pdf.pdf, abgerufen am 7.4.2018.
- BISSOLLI, P. (2001): *Wetterlagen und Großwetterlagen im 20. Jahrhundert* (Klimastatusbericht). DWD.
- BLÖSCHL, G. und R. MERZ (2002): Methoden der hydrologischen Regionalisierung in Zusammenhang mit der Niederschlag-Abflussmodellierung. *Wiener Mitteilungen* 164: 149–177.

- BRASSEUR, G. P., D. JACOB und S. SCHUCK-ZÖLLER (Hg.) (2017): Klimawandel in Deutschland - Entwicklung, Folgen, Risiken und Perspektiven. Hamburg.
- BÁRDOSSY, A. und H. J. CASPARY (1990): Detection of Climate Change in Europe by Analyzing European Atmospheric Circulation Patterns from 1881 to 1989. *Theoretical and Applied Climatology* 42: 155–167.
- BRENNE, F., L. DEISTER und A. STOKMAN (2016): Integrierte Wasserleitplanung: Anpassung an Auswirkungen von Überflutungen und Trockenheit im urbanen Raum. *Planerin* 6: 19–22.
- CSC (2013): Statistische Verfahren zur Auswertung von Klimadaten aus Modell und Beobachtung. *Climate Service Center Report* 13. Hamburg.
- DE TOFFOL, S., A. N. LAGHARI und W. RAUCH (2003): Are extreme rainfall intensities more frequent? Analysis of trends in rainfall patterns relevant to urban drainage systems. *Hydrological Processes* 17: 3547–3560.
- DWD (2015): Vorschriften und Betriebsunterlagen Nr. 3: Technikhandbuch für Wettermeldestellen des synoptisch-klimatologischen Mess- und Beobachtungsnetzes.
- DWD (2016): Starkniederschläge in Deutschland. https://www.dwd.de/DE/leistungen/nationalerklimateport/download_einleger_report_2016.pdf, abgerufen am 7.4.2018.
- DWD (2018): Warnkriterien. <https://www.dwd.de> > Wetter > Warnungen > Warnkriterien, abgerufen am 18.11.2017.
- DYCK, S. und G. PESCHKE (1989): Grundlagen der Hydrologie. 2., bearbeitete Auflage. Berlin.
- EXUS (2010): Extremwertstatistische Untersuchung von Starkniederschlägen in NRW. Veränderung in Dauer, Intensität und Raum auf Basis beobachteter Ereignisse und Auswirkungen auf die Eintretenswahrscheinlichkeit. Abschlussbericht, erstellt für das Landesamt für Natur, Umwelt und Verbraucherschutz Nordrhein-Westfalen (LANUV NRW). Aachen, Lübeck, Hattingen.
- FIENER, P., P. NEUHAUS und J. BOTSCHKE (2013): Long-term trends in rainfall erosivity—analysis of high resolution precipitation time series (1937–2007) from Western Germany. *Agricultural and Forest Meteorology* 171–172: 115–123.

- FISCHER, E. M. und R. KNUTTI (2016): Observed heavy precipitation increase confirms theory and early models. *Nature Climate Change* 6: 986–989.
- FOLLAND, C. K., J. KNIGHT, H. W. LINDERHOLM, D. FEREDAY, S. INESON und J. W. HURRELL (2009): The Summer North Atlantic Oscillation: Past, Present, and Future. *Journal of Climate* 22: 1082–1103.
- GEBAUER, P., G. MYRCIK und F. SCHENK (2017): Berlin unter Wasser. *Beiträge zur Berliner Wetterkarte* 40/17.
- HÄCKEL, H. (2012): *Meteorologie*. 7., korrigierte Auflage. Stuttgart.
- HESS, P. und H. BREZOWSKY (1977): *Katalog der Großwetterlagen Europas (1881-1976)*. 3., verbesserte und ergänzte Auflage. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* 113.
- HLGL (2017): *Geschichtlicher Atlas von Hessen*.
<http://www.lagis-hessen.de/de/subjects/intro/include/inhalt/sn/ga>,
 abgerufen am 17.1.2018.
- HLNUG (2018a): KLIMPRAX Starkregen. <https://www.hlnug.de/?id=11199>,
 abgerufen am 3.11.2017.
- HLNUG (2018b): *Umweltatlas Hessen*. <http://atlas.umwelt.hessen.de/atlas/>,
 abgerufen am 20.11.2017.
- HLNUG (2018c): *Wetterextreme in Hessen*. <https://www.hlnug.de> > Messwerte > Witterungs- und Klimadaten > Wetterextreme in Hessen, abgerufen am 28.3.2018.
- HOLLING, H. und G. GEDIGA (2016): *Statistik - Testverfahren*. Göttingen.
- HOY, A., A. SCHUCKNECHT, M. SEPP und J. MATSCHULLAT (2013): Large-scale synoptic types and their impact on European precipitation. *Theoretical and Applied Climatology* 116: 19–35.
- HOY, A., M. SEPP und J. MATSCHULLAT (2012): Atmospheric circulation variability in Europe and northern Asia (1901 to 2010). *Theoretical and Applied Climatology* 113: 105–126.
- HSL (2018): *Fläche, Gemeinden und Bevölkerung in den Verwaltungsbezirken*.
https://statistik.hessen.de/sites/statistik.hessen.de/files/Flaeche_Gemeinden_Bevoelkerung_311216.gif, abgerufen am 4.4.2018.

- HUPFER, P. und W. KUTTLER (2006): Witterung und Klima - Eine Einführung in die Meteorologie und Klimatologie. 12., überarbeitete Auflage. Wiesbaden.
- HURRELL, J. W. (1995): Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science* 269: 676–679.
- HURRELL, J. W., Y. KUSHNIR, G. OTTERSEN und M. VISBECK (2003): An Overview of the North Atlantic Oscillation. *The North Atlantic Oscillation: Climatic significance and environmental impact*, Geophysical Monograph Series 134: 1–35.
- JUNGHÄNEL, T. und T. DEUTSCHLÄNDER (2017): KOSTRA-DWD-2010R - Bericht zur Revision der koordinierten Starkregenregionalisierung und -auswertung des Deutschen Wetterdienstes in der Version 2010. https://www.dwd.de/DE/leistungen/kostra_dwd_rasterwerte/download/bericht_revision_kostra_dwd_2010.pdf, abgerufen am 7.4.2017.
- KÖHL, A. (2008): Veränderungen der Großwetterlagen im Hinblick auf Intensität und räumliche Verteilung der Niederschläge in Sachsen (Diplomarbeit).
- LAUER, W. und J. BENDIX (2004): Klimatologie. 2., neu bearbeitete Auflage. Braunschweig.
- LI, J. und J. X. L. WANG (2003): A New North Atlantic Oscillation Index and Its Variability. *Advances in Atmospheric Sciences* 20: 661–676.
- LINDERHOLM, H. W., C. K. FOLLAND und A. WALTHER (2009): A multicentury perspective on the summer North Atlantic Oscillation (SNAO) and drought in the eastern Atlantic Region. *Journal of Quaternary Science* 24: 415–425.
- LORIAUX, J. M., G. LENDERINK, S. R. DE ROODE und A. P. SIEBESMA (2013): Understanding Convective Extreme Precipitation Scaling Using Observations and an Entraining Plume Model. *Journal of the Atmospheric Sciences* 70: 3641–3655.
- MALITZ, G., C. BECK und J. GRIESER (2011): Veränderung der Starkniederschläge in Deutschland (Tageswerte der Niederschlagshöhe im 20. Jahrhundert). In: *Warnsignal Klima: Genug Wasser für alle?* 311–316.
- MÜLLER, E. N. und A. PFISTER (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: 266–278.

- MUDELSEE, M., M. BÖRNGEN, G. TETZLAFF und U. GRÜNEWALD (2004): Extreme floods in central Europe over the past 500 years: Role of cyclone pathway „Zugstrasse Vb“. *Journal of Geophysical Research* 109: 1–21.
- NLÖ und NLB (1997): *Altlastenhandbuch Niedersachsen. Wissenschaftlich-technische Grundlagen der Erkundung*. Niedersächsisches Landesamt für Ökologie und Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung als Landesarbeitsgruppe Altlasten. Heidelberg.
- REKLIES (2017): *Regionale Klimaprojektionen Ensemble für Deutschland - Ergebnisbericht*. https://www.dwd.de/DE/leistungen/kostra_dwd_rasterwerte/download/bericht_kostra_dwd_2010_pdf.pdf, abgerufen am 7.4.2018.
- SCHERHAG, R. (1948): *Wetteranalyse und Wetterprognose*. Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (2013a): *Klimatologie*. 4., überarbeitete und aktualisierte Ausgabe. Stuttgart.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (2013b): *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. 5., vollständig überarbeitete und erweiterte Auflage. Stuttgart.
- STEINHAUSER, F. (1965): *Über den Tagesgang des Niederschlags*. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, Serie B 14.1: 1–35.
- STEPHENSON, D. B. (2018): *North Atlantic Oscillation*. <http://www.secam.ex.ac.uk/cat/NAO>, abgerufen am 21.3.2018.
- WEILGUNI, V. (2006): *Regionalisierung des Niederschlags*. *Wiener Mitteilungen* 197: 71–92.
- WERNER, P. C. und F.-W. GERSTENGARBE (1999): *Katalog der Großwetterlagen Europas (1881 - 1998)*.
- WERNER, P. C. und F.-W. GERSTENGARBE (2010): *Katalog der Großwetterlagen Europas (1881-2009)*. 7., verbesserte und ergänzte Auflage. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* 119.

- WINTERRATH, T., C. BRENDEL, M. HAFFER, T. JUNGHÄNEL, A. KLAMETH,
E. WALAWENDER, W. WEIGL und A. BECKER (2017): Erstellung einer radargestützten
Niederschlagsklimatologie. [ftp://ftp-anon.dwd.de/pub/data/gpcc/
radarklimatologie/Dokumente/Endbericht_Radarklimatologie_final.pdf](ftp://ftp-anon.dwd.de/pub/data/gpcc/radarklimatologie/Dokumente/Endbericht_Radarklimatologie_final.pdf),
abgerufen am 17.12.2017.
- WMO (2018): World Meteorological Organization Global Weather & Climate Extremes
Archive. [https://wmo.asu.edu/content/world-meteorological-organization-
global-weather-climate-extremes-archive](https://wmo.asu.edu/content/world-meteorological-organization-global-weather-climate-extremes-archive), abgerufen am 18.11.2017.
- ZIESE, M., T. JUNGHÄNEL und A. BECKER (2016): Andauernde Großwetterlage Tief
Mitteleuropa entfaltet ihr Unwetterpotential mit starken Gewittern und massiven
Schadensgeschehen in Deutschland.
[https://www.dwd.de/DE/leistungen/besondereereignisse/niederschlag/
20160603_starkregen_mai-2016_meldung.pdf](https://www.dwd.de/DE/leistungen/besondereereignisse/niederschlag/20160603_starkregen_mai-2016_meldung.pdf), abgerufen am 12.4.2018.
- ZOLINA, O., C. SIMMER, A. KAPALA, S. BACHNER, S. GULEV und H. MAECHEL (2008):
Seasonally dependent changes of precipitation extremes over Germany since 1950
from a very dense observational network. *Journal of Geophysical Research* 113: 1–17.

Anhang

Tab. 10: Liste aller DWD-Stationen mit Stationsname, Stations-ID, WGS84-Koordinaten, Geländehöhe und Analysezeitraum. Alle mit kleinem „h“ gekennzeichneten Stationen liefern die Hellmann-Vergleichswerte für Abschnitt 4.2.

	Stationsname	ID	°Nord / °Ost	Höhe	Zeitraum
1 _h	Kassel	10438	51,296 / 9,442	231 m	2006-2012
2 _h	Gießen/Wettenberg	10532	50,602 / 8,644	203 m	2000-2004, 2006-2016
3 _h	Hoherodskopf/Vogelsberg	10534	50,508 / 9,225	743 m	2009-2016
4 _h	Neu-Ulrichstein	10537	50,751 / 9,022	350 m	2011-2016
5 _h	Bad Hersfeld	10542	50,842 / 9,738	272 m	2007-2016
6 _h	Wasserkuppe	10544	50,497 / 9,943	921 m	2004-2016
7 _h	Geisenheim (erst seit 2007 offizielle DWD-Station, davor von der Hochschule Geisenheim betrieben)	10628	49,986 / 7,955	110 m	2000-2016
8 _h	Kleiner Feldberg/Taunus	10635	50,222 / 8,447	826 m	2007-2016
9 _h	Frankfurt/Main	10637	50,026 / 8,521	100 m	2003-2016
10 _h	Offenbach-Wetterpark	10641	50,090 / 8,786	119 m	2006-2016
11 _h	Michelstadt-Vielbrunn	10648	49,718 / 9,100	453 m	2007-2016
12	Trendelburg	L021	51,578 / 9,434	133 m	2003-2016
13 _h	Wahlsburg-Lippoldsberg	L031	51,619 / 9,575	176 m	2005-2016
14	Diemelstadt-Rhoden	L052	51,474 / 9,004	258 m	2003-2008, 2010-2013
15	Liebenau-Haueda	L071	51,488 / 9,250	162 m	2003-2016
16	Willingen/Hochsauerland	L101	51,292 / 8,598	548 m	2003-2016
17	Korbach-Rhena	L113	51,288 / 8,793	458 m	2003-2016
18 _h	Twistetal-Mühlhausen	L121	51,334 / 8,913	295 m	2005-2016
19	Waldeck-Alraft	L125	51,243 / 8,971	300 m	2003-2016
20	Arolsen-Landau	L130	51,343 / 9,076	265 m	2005-2016
21	Naumburg-Altenstädt	L138	51,275 / 9,198	304 m	2005-2016
22	Witzenhausen-Ziegenhagen	L171	51,365 / 9,749	220 m	2003-2016
23	Battenberg-Hof Karlsburg	L201	51,066 / 8,538	590 m	2005-2016
24 _h	Burgwald-Bottendorf	L217	51,031 / 8,815	293 m	2005-2016
25	Vöhl-Buchenberg	L222	51,160 / 8,874	380 m	2003-2016
26	Wabern-Hebel	L245	51,067 / 9,382	203 m	2003-2016
27	Hessisch Lichtenau-Fürstenhagen	L271	51,214 / 9,692	340 m	2005-2016

Anhang

28 _h	Sontra	L286	51,061 / 9,927	265 m	2004-2016
29 _h	Eschwege	L291	51,204 / 10,014	156 m	2005-2016
30	Herleshausen-Archfeld	L299	51,042 / 10,147	380 m	2005-2016
31	Wetter/Hessen-Amönau	L312	50,909 / 8,693	227 m	2007-2016
32 _h	Cölbe, Kreis Marburg-Biedenkopf	L319	50,849 / 8,775	187 m	2007-2016
33 _h	Gilsberg-Moisscheid	L340	50,966 / 9,050	340 m	2003-2014
34 _h	Neukirchen-Hauptschwenda	L355	50,892 / 9,405	500 m	2004-2016
35	Driedorf	L409	50,632 / 8,181	482 m	2005-2016
36 _h	Dillenburg	L411	50,736 / 8,267	314 m	2004-2016
37	Dietzhöhlztal-Mandeln	L412	50,854 / 8,342	377 m	2005-2011
38	Amöneburg-Rüdighheim	L442	50,784 / 8,955	210 m	2003-2016
39 _h	Alsfeld-Eifa	L464	50,745 / 9,345	300 m	2003-2016
40	Haunetal-Wehrda	L483	50,738 / 9,661	257 m	2003-2016
41	Waldbrunn-Lahr	L505	50,512 / 8,133	280 m	2006-2016
42 _h	Löhnberg-Obershausen	L511	50,562 / 8,239	230 m	2009-2016
43	Aßlar Klein-Altenstädten	L521	50,580 / 8,469	200 m	2005-2016
44 _h	Schotten	L555	50,493 / 9,123	265 m	2005-2016
45	Großenlüder-Kleinlüder	L574	50,546 / 9,518	270 m	2003-2010
46	Petersberg-Marbach	L582	50,618 / 9,725	305 m	2003-2016
47 _h	Fulda-Horas	L585	50,567 / 9,653	242 m	2005-2010
48 _h	Tann/Rhön	L592	50,639 / 10,023	395 m	2003-2016
49 _h	Runkel-Ennerich	L602	50,394 / 8,142	168 m	2005-2016
50	Weilmünster	L612	50,428 / 8,381	183 m	2011-2016
51	Bad Camberg	L617	50,286 / 8,295	244 m	2003-2016
52	Münzenberg-Gambach	L631	50,452 / 8,732	155 m	2003-2016
53 _h	Nauheim, Bad	L635	50,357 / 8,751	149 m	2005-2016
54	Gedern-Schönhausen	L652	50,404 / 9,208	407 m	2005-2016
55 _h	Schlüchtern-Herolz	L678	50,345 / 9,553	230 m	2003-2016
56	Grebenstein	L685	51,450 / 9,413	190 m	2003-2016
57	Hohenstein-Breithardt	L714	50,192 / 8,088	315 m	2004-2016
58 _h	Waldems-Reinborn	L722	50,260 / 8,361	380 m	2004-2016
59	Bad Homburg (Filterwerk)	L732	50,245 / 8,573	255 m	2005-2016
60	Bad Vilbel-Dortelweil	L744	50,214 / 8,745	125 m	2003-2016
61	Nidderau-Erbstadt	L751	50,274 / 8,865	162 m	2003-2014
62 _h	Gründau-Breitenborn	L771	50,267 / 9,185	258 m	2008-2016
63	Wächtersbach	L773	50,244 / 9,289	138 m	2005-2016

64	Rüdesheim-Presberg	L803	50,052 / 7,888	403 m	2003-2016
65	Wiesbaden-Biebrich	L819	50,042 / 8,233	90 m	2003-2016
66 _h	Wiesbaden-Auringen	L821	50,132 / 8,317	263 m	2005-2016
67	Raunheim	L829	50,006 / 8,429	89 m	2003-2016
68 _h	Frankfurt/Main-Westend	L841	50,127 / 8,669	124 m	2009-2016
69	Mühlheim/Main	L850	50,129 / 8,821	102 m	2003-2016
70	Groß-Gerau-Wallerstädten	L865	49,905 / 8,446	87 m	2003-2016
71 _h	Darmstadt	L886	49,881 / 8,678	162 m	2005-2016
72	Rödermark-Ober-Roden	L891	49,983 / 8,840	137 m	2003-2016
73	Reinhardshagen-Vaake	L892	51,484 / 9,612	115 m	2003-2016
74 _h	Schaafheim-Schlierbach	L894	49,920 / 8,967	155 m	2003-2016
75	Lautertal/Odenwald-Reichenbach	L926	49,709 / 8,691	208 m	2008-2016
76	Reinheim	L930	49,824 / 8,824	165 m	2003-2016
77 _h	Michelstadt	L947	49,669 / 9,009	240 m	2006-2016
78	Birkenau	L979	49,569 / 8,701	168 m	2010-2016
79 _h	Beerfelden	L988	49,562 / 8,967	450 m	2005-2015

Tab. 11: Liste aller HLNUG-Stationen mit Stationsname, Messstellenummer No, WGS84-Koordinaten, Geländehöhe und Analysezeitraum. Alle mit kleinem „h“ gekennzeichneten Stationen liefern die Hellmann-Vergleichswerte für Abschnitt 4.2.

	Stationsname	No	°Nord / °Ost	Höhe	Zeitraum
80	Auhammer	12345678	51,036 / 8,625	307 m	2005-2010, 2013-2016
81	Beberbeck	52247	51,534 / 9,480	242 m	2009-2016
82 _h	Bebra	4273302	50,973 / 9,782	192 m	2000-2003, 2005-2008, 2010-2016
83	Bieber	2478180	50,162 / 9,345	250 m	2000-2016
84	Bindsachsen	74312	50,350 / 9,162	302 m	2005-2016
85	Brachtal	2478450	50,307 / 9,270	368 m	2006-2016
86	Brandau	2396108	49,742 / 8,736	313 m	2006-2016
87	Dalherda (Rhön)	4226306	50,417 / 9,827	667 m	2000-2008, 2010-2016
88	Eichelsachsen	2481152	50,459 / 9,121	239 m	2010-2016
89	Espa	2583211	50,424 / 8,594	405 m	2004-2016
90	Frechenhausen	2581227	50,810 / 8,434	435 m	2002-2016
91 _h	Freiensteinau	2478209	50,426 / 9,400	430 m	2001-2010, 2012-2016
92	Giegenberg	4262303	50,530 / 9,871	630 m	2000-2007, 2011-2016
93	Gläserzell	4235001	50,574 / 9,641	243 m	2002-2016
94	Groß-Umstadt	2476109	49,889 / 8,918	150 m	2009-2016
95 _h	Grünberg	2484274	50,584 / 8,977	314 m	2002-2009, 2014-2016
96 _h	Gudensberg	4289373	51,173 / 9,359	220 m	2003-2007, 2009-2016
97	Haiger	2584254	50,743 / 8,226	255 m	2001-2016
98 _h	Haina	2582223	51,029 / 8,971	340 m	2000-2016
99 _h	Hemfurth	4285368	51,166 / 9,049	210 m	2001-2016
100	Heringen	4153305	50,891 / 10,015	228 m	2001-2016
101	Hochwaldhausen	4241208	50,515 / 9,313	475 m	2003-2016
102	Horbach	2478182	50,137 / 9,161	198 m	2002-2016
103	Kirchbracht	2478181	50,402 / 9,283	345 m	2000-2016
104	Kirchhain	2582206	50,815 / 8,915	195 m	2000-2016

105	Krofdorf	2583207	50,670 / 8,623	341 m	2007-2011, 2013-2016
106 _h	Lollar	2583220	50,639 / 8,693	161 m	2004-2016
107	Lorsch	2394110	49,668 / 8,570	92 m	2010-2016
108	Mademühlen (Driedorf)	2584251	50,618 / 8,147	548 m	2003-2016
109	Marburg	2582205	50,801 / 8,808	325 m	2000-2016
110 _h	Meiches (Vogelsberg)	4288360	50,629 / 9,263	456 m	2008-2016
111	Meissner	4196366	51,219 9,823	508 m	2000-2006, 2008-2016
112	Moershausen	4278373	51,113 / 9,604	196 m	2008-2016
113	Neuhof (Taunusstein)	2588129	50,175 / 8,202	452 m	2003-2009, 2012-2016
114 _h	Nidda	2481160	50,401 / 8,988	132 m	2000-2002, 2004-2016
115	Rengershausen	4282358	51,105 / 8,708	350 m	2008-2016
116	Ronneburg	2478183	50,239 / 9,060	220 m	2004-2014
117	Rülfenrod	2582228	50,705 / 9,101	230 m	2006-2016
118	Sackpfeife	2581221	50,951 / 8,531	674 m	2008-2016
119 _h	Schmillinghausen	4447372	51,425 / 9,024	248 m	2002-2016
120	Schwarzenborn	4288361	50,918 / 9,418	591 m	2000-2010, 2013-2016
121 _h	Selgenhof	2582204	50,574 / 9,207	577 m	2000-2002, 2004-2016
122	Sterbfritz	2478176	50,319 / 9,628	390 m	2000-2016
123 _h	Stockstadt	2396107	49,806 / 8,455	89 m	2002-2016
124	Usingen	2484158	50,343 / 8,532	320 m	2004-2016
125 _h	Wanfried	4177369	51,188 / 10,164	167 m	2000-2016
126 _h	Weilburg	2587256	50,473 / 8,259	150 m	2007-2016

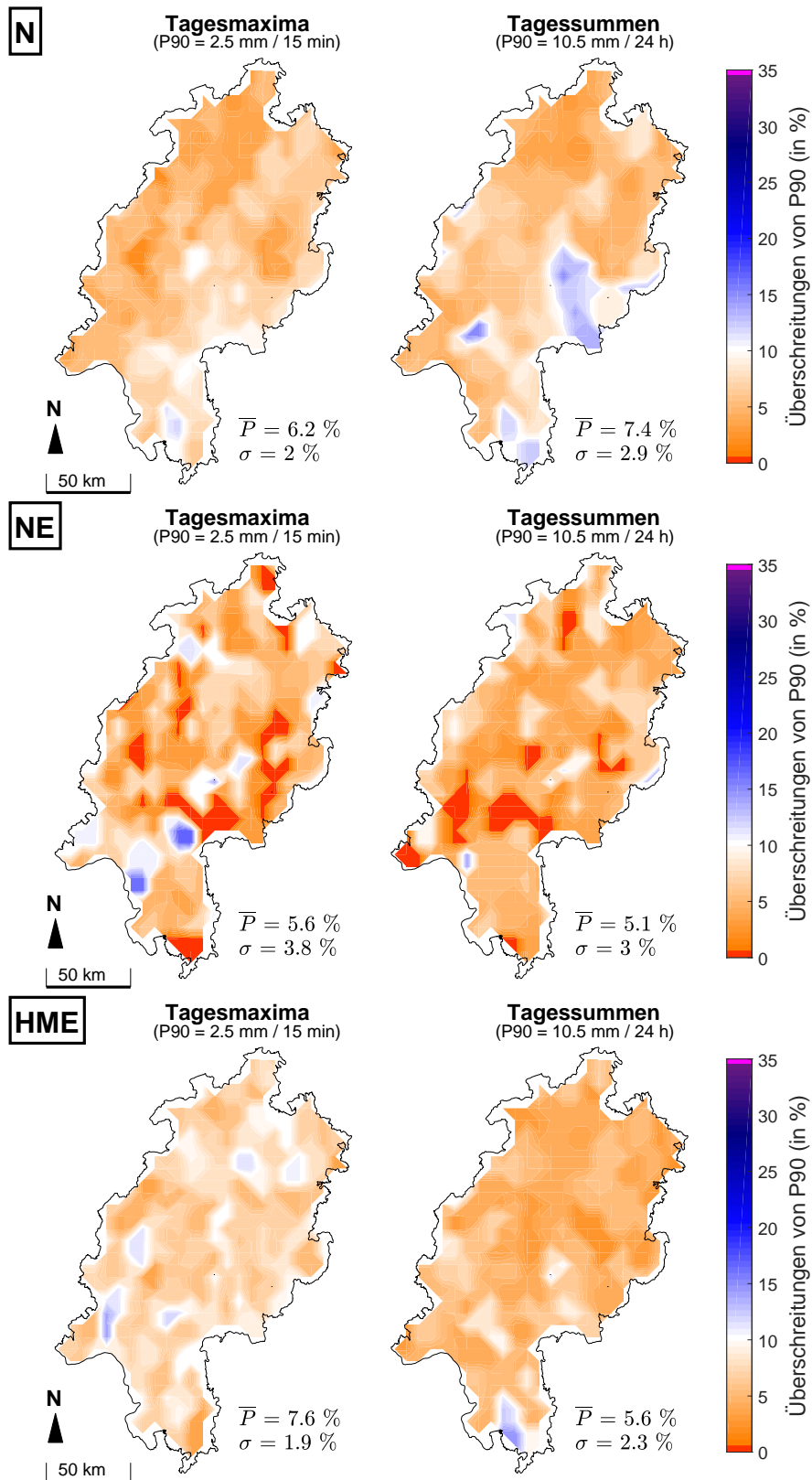


Abb. 31: Räumliche Verteilung der P90-Überschreitungen: Prozentualer Anteil an der stations-spezifischen Anzahl von Niederschlagstagen für die Großwettertypen N, NE und HME, Stationsmittel \bar{P} und Standardabweichung σ , Nearest-Neighbor-Interpolation.

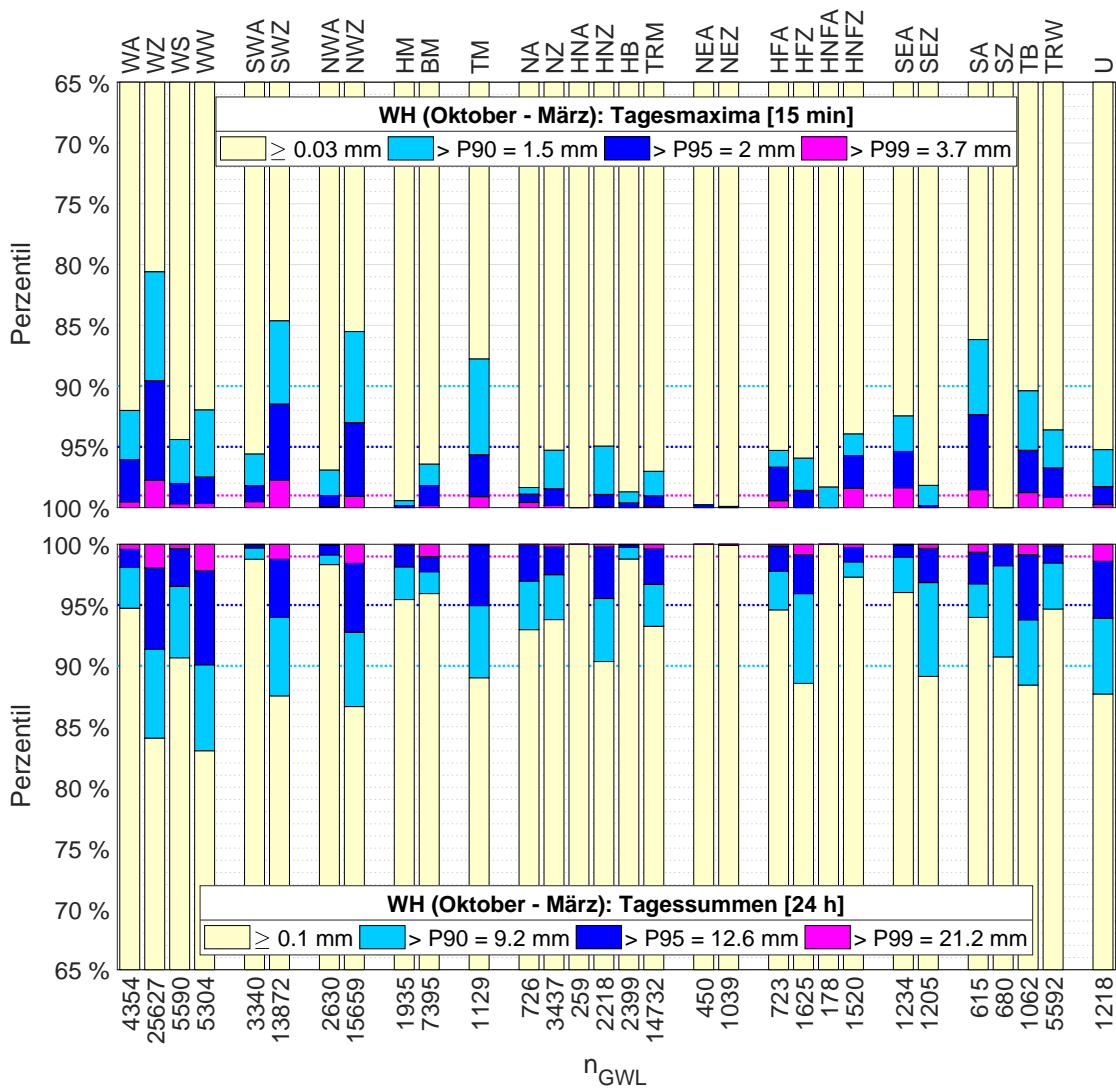


Abb. 32: Relative Niederschlagsintensität an GWL-Tagen: Prozentualer Anteil der Intensitätsklassen $\leq 90.$ Perzentil / $> 90.$ Perzentil und $\leq 95.$ Perzentil / $> 95.$ Perzentil und $\leq 99.$ Perzentil / $> 99.$ Perzentil für verschiedene Großwetterlagen bezüglich Tagesmaxima (oben) und Tagessummen (unten) im Winterhalbjahr, ganz unten die jeweilige Gesamtanzahl an Niederschlagstagen n_{GWL} (aufsummiert über alle Jahre und Stationen).

Tab. 12: Einfluss einzelner GWL auf die Niederschlagsintensität (SH / TAGESMAXIMA):
Ergebnisse des KS-Tests mit Signifikanzniveau $\alpha = 0,01$ für zwei verschiedene Alternativhypothesen H1 und H2.

SH/TM	WA	WZ	WS	WW	SWA	SWZ	NWA	NWZ	TM	
h_1/h_2	0/1	1/0	1/1	0/1	1/0	1/0	0/1	1/1	1/0	
p_1	1	10^{-4}	10^{-6}	0,93	10^{-8}	10^{-58}	1	10^{-3}	10^{-54}	
p_2	10^{-48}	0,06	10^{-3}	10^{-12}	0,98	1	10^{-12}	10^{-3}	0,79	
	HM	BM	NA	NZ	HNA	HNZ	HB	TRM	NEA	NEZ
h_1/h_2	0/1	0/1	0/1	0/1	0/1	1/0	0/1	0/1	0/1	0/1
p_1	0,99	0,98	1	1	1	10^{-5}	0,97	0,76	1	1
p_2	10^{-6}	10^{-12}	10^{-18}	10^{-44}	10^{-48}	0,38	10^{-59}	10^{-50}	10^{-17}	10^{-44}
	HFA	HFZ	HNFA	HNFZ	SEA	SEZ	SA	SZ	TB	TRW
h_1/h_2	0/1	1/0	0/0	1/1	0/0	1/0	1/0	1/0	1/1	1/0
p_1	0,7	10^{-5}	0,11	10^{-3}	0,1	10^{-9}	10^{-4}	10^{-18}	10^{-3}	10^{-25}
p_2	10^{-4}	0,58	0,45	10^{-8}	0,9	0,64	1	1	10^{-3}	0,99

Tab. 13: Einfluss einzelner GWL auf die Niederschlagsintensität (SH / TAGESSUMMEN):
Ergebnisse des KS-Tests mit Signifikanzniveau $\alpha = 0,01$ für zwei verschiedene Alternativhypothesen H1 und H2.

SH/TS	WA	WZ	WS	WW	SWA	SWZ	NWA	NWZ	TM	
h_1/h_2	0/1	1/1	1/0	0/1	0/0	1/0	0/1	1/0	1/0	
p_1	1	10^{-11}	10^{-14}	0,98	0,11	10^{-29}	1	10^{-6}	10^{-210}	
p_2	10^{-94}	10^{-3}	0,66	10^{-25}	0,57	0,16	10^{-33}	10^{-78}	1	
	HM	BM	NA	NZ	HNA	HNZ	HB	TRM	NEA	NEZ
h_1/h_2	0/1	0/1	0/1	0/1	0/1	1/0	0/1	0/1	0/1	0/1
p_1	1	1	1	1	1	10^{-25}	1	0,05	1	1
p_2	10^{-7}	10^{-60}	10^{-19}	10^{-21}	10^{-72}	0,55	10^{-73}	10^{-21}	10^{-29}	10^{-22}
	HFA	HFZ	HNFA	HNFZ	SEA	SEZ	SA	SZ	TB	TRW
h_1/h_2	0/1	1/0	0/1	0/1	0/0	1/1	0/0	1/0	1/1	1/0
p_1	0,99	10^{-15}	1	0,86	0,32	10^{-11}	0,66	10^{-19}	10^{-3}	10^{-19}
p_2	10^{-8}	0,96	10^{-6}	10^{-9}	0,97	10^{-3}	0,57	1	10^{-9}	1

Tab. 14: Einfluss einzelner GWL auf die Niederschlagsintensität (WH / TAGESMAXIMA): Ergebnisse des KS-Tests mit Signifikanzniveau $\alpha = 0,01$ für zwei verschiedene Alternativhypothesen H1 und H2.

WH/TM	WA	WZ	WS	WW	SWA	SWZ	NWA	NWZ	TM	
h_1/h_2	0/1	1/0	1/1	1/1	0/1	1/0	0/1	1/0	1/0	
p_1	1	0	10^{-8}	10^{-68}	0,92	10^{-188}	1	10^{-48}	10^{-56}	
p_2	10^{-13}	1	10^{-10}	10^{-3}	10^{-30}	1	10^{-94}	0,92	0,91	
	HM	BM	NA	NZ	HNA	HNZ	HB	TRM	NEA	NEZ
h_1/h_2	0/1	0/1	0/1	0/1	0/1	0/1	0/1	0/1	0/1	0/1
p_1	1	1	0,21	1	1	1	1	1	1	1
p_2	10^{-68}	10^{-270}	10^{-10}	10^{-18}	10^{-36}	10^{-43}	10^{-110}	10^{-150}	10^{-71}	10^{-96}
	HFA	HFZ	HNFA	HNFA	SEA	SEZ	SA	SZ	TB	TRW
h_1/h_2	0/1	0/1	1/0	0/1	0/1	0/1	0/1	0/1	1/0	0/1
p_1	0,97	1	10^{-3}	0,83	0,83	1	0,05	0,99	10^{-5}	0,96
p_2	10^{-33}	10^{-24}	10^{-3}	10^{-112}	10^{-23}	10^{-21}	10^{-7}	10^{-33}	0,83	10^{-58}

Tab. 15: Einfluss einzelner GWL auf die Niederschlagsintensität (WH / TAGESSUMMEN): Ergebnisse des KS-Tests mit Signifikanzniveau $\alpha = 0,01$ für zwei verschiedene Alternativhypothesen H1 und H2.

WH/TS	WA	WZ	WS	WW	SWA	SWZ	NWA	NWZ	TM	
h_1/h_2	0/1	1/0	1/0	1/0	0/1	1/0	0/1	1/0	1/0	
p_1	1	10^{-279}	10^{-12}	10^{-115}	1	10^{-72}	1	10^{-52}	10^{-36}	
p_2	10^{-29}	1	0,05	1	10^{-98}	0,99	10^{-167}	1	0,81	
	HM	BM	NA	NZ	HNA	HNZ	HB	TRM	NEA	NEZ
h_1/h_2	0/1	0/1	1/0	0/1	0/1	0/1	0/1	0/1	0/1	0/1
p_1	1	0,79	10^{-3}	1	1	0,99	1	0,99	1	0,73
p_2	10^{-66}	10^{-298}	0,03	10^{-14}	10^{-26}	10^{-11}	10^{-141}	10^{-36}	10^{-61}	10^{-33}
	HFA	HFZ	HNFA	HNFA	SEA	SEZ	SA	SZ	TB	TRW
h_1/h_2	0/1	0/1	0/1	0/1	0/0	0/1	0/0	1/0	0/1	
p_1	1	0,09	1	0,98	1	0,02	1	0,49	10^{-4}	1
p_2	10^{-23}	10^{-7}	10^{-18}	10^{-26}	10^{-60}	0,15	10^{-6}	0,18	0,96	10^{-17}

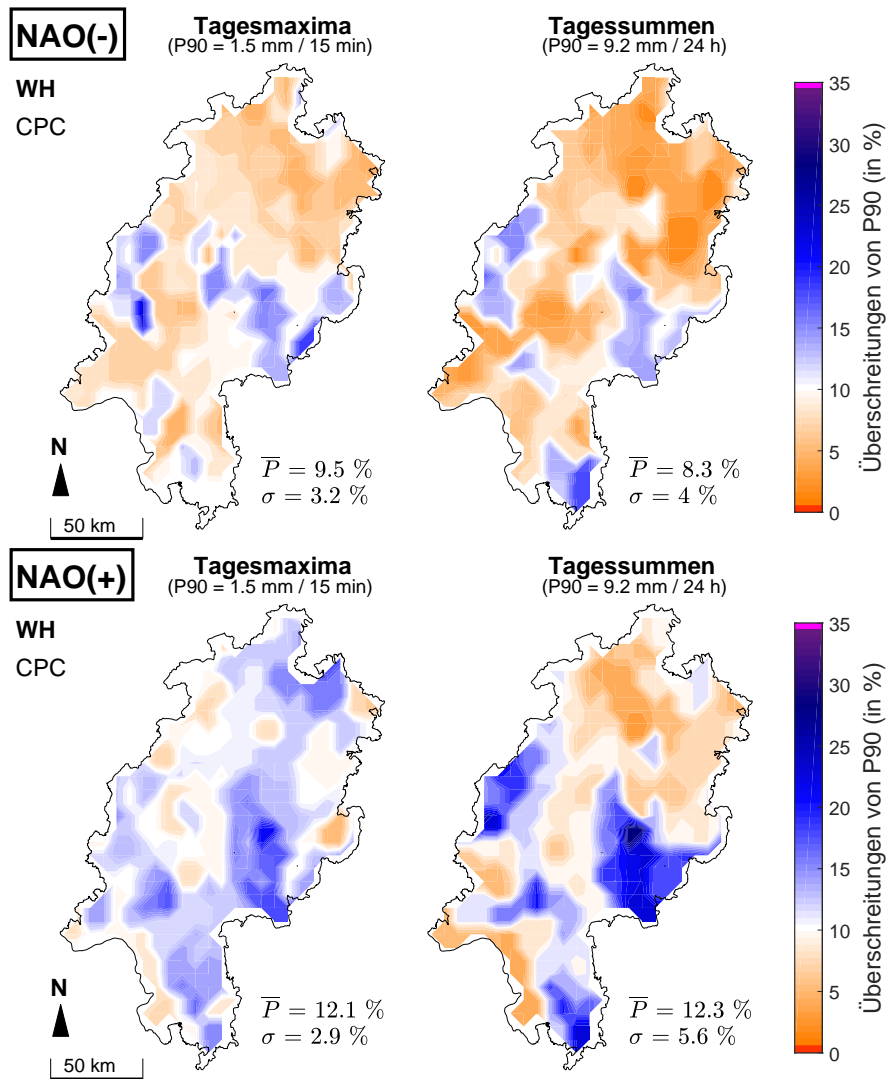


Abb. 33: Räumliche Verteilung der P90-Überschreitungen: Prozentualer Anteil an der stations-spezifischen Anzahl von Niederschlagstagen für das Winterhalbjahr (Oktober bis März) während der negativen NAO-Phase (CPC-Index $< -0,84$) und der positiven NAO-Phase (CPC-Index $> 0,84$), Stationsmittel \bar{P} und Standardabweichung σ , Nearest-Neighbor-Interpolation.

Erklärung

gemäß § 19 Abs. 3 + 5 der Ordnung für die Prüfung im Masterstudiengang Klima- und Umweltwandel an der Johannes Gutenberg-Universität Mainz.

Hiermit erkläre ich, _____ (Matr.-Nr.: _____),
dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen
oder Hilfsmittel (einschließlich elektronischer Medien und Online-Quellen) benutzt habe. Mir ist bewusst,
dass ein Täuschungsversuch oder ein Ordnungsverstoß vorliegt, wenn sich diese Erklärung als unwahr
erweist. §19 Absatz 3 und 5 gilt in diesem Fall entsprechend.

Ort, Datum

Unterschrift

Auszug aus § 19 PO (3) + (5) M.Sc. Klima- und Umweltwandel: Versäumnis, Rücktritt, Täuschung, Ordnungsverstoß

(3) Versucht die Kandidatin oder der Kandidat das Ergebnis einer Prüfung durch Täuschung oder Benutzung nicht zugelassener Hilfsmittel zu beeinflussen, oder erweist sich eine Erklärung gemäß § 13 Absatz 2 Satz 5 als unwahr, gilt die betreffende Prüfungsleistung als mit „nicht ausreichend“ (5,0) absolviert. (...).

(5) Die Bestimmungen der Absätze 1-4 gelten für Studienleistungen entsprechend.