



M. Quirnbach, E. Freistühler,  
I. Papadakis

# Bias-Korrektur der Niederschlagsdaten aus dem Regionalen Klimamodell CLM in der Emscher-Lippe-Region

Gefördert durch:



Bundesministerium  
für Bildung  
und Forschung



Klimawandel in Regionen





# Bias-Korrektur der Niederschlagsdaten aus dem Regionalen Klimamodell CLM in der Emscher-Lippe-Region

## Verfahren und Ergebnisse

Markus Quirnbach, Elke Freistühler, Ioannis Papadakis

**dr. papadakis GmbH, Hattingen**

www.drpapadakis.de

---

*dynaklim*-Publikation Nr. 21 / März 2012

---



### Abstract

Im Rahmen von *dynaklim* werden durch die dr. papadakis GmbH die wesentlichen Mess- und Modelldaten in der Emscher-Lippe-Region zusammengetragen, aufbereitet und an die Projektpartner weitergegeben. Bei den Modelldaten des in *dynaklim* primär verwendeten Regionalen Klimamodells CLM zeigte sich, dass insbesondere beim Parameter Niederschlag systematische Unterschiede (Bias) zu den Messdaten in der Region vorliegen. Für die Nutzung der CLM-Niederschlagsdaten in den meisten wasserwirtschaftlichen Modellen war daher eine Korrektur des Bias erforderlich. In der vorliegenden Publikation werden zunächst die festgestellten Unterschiede in unterschiedlichen Bilanzierungszeiträumen und hinsichtlich verschiedener Kenngrößen dargestellt. Anschließend wird die entwickelte Methodik (modifiziertes Quantile Mapping) beschrieben und die Ergebnisse bewertet. Es wird gezeigt, dass durch die entwickelte Methodik eine sinnvolle Korrektur der CLM-Niederschlagsdaten möglich ist, sodass für die Emscher-Lippe-Region nun flächendeckend korrigierte Tagesniederschlagssummen zur Verfügung stehen.

### Schlagworte (im *dynaklim*-Wiki)

Niederschlag

Regionales Klimamodell

Dynamisches Regionales Klimamodell

CLM

Bias-Korrektur

## Inhaltsverzeichnis

<b>Inhaltsverzeichnis</b> .....	<b>II</b>
<b>Abbildungsverzeichnis</b> .....	<b>III</b>
<b>Tabellenverzeichnis</b> .....	<b>IV</b>
<b>1 Einleitung</b> .....	<b>1</b>
<b>2 Untersuchungen zum Niederschlag-Bias</b> .....	<b>1</b>
2.1 Vergleich der mittleren Jahresniederschlagssummen .....	2
2.2 Vergleich der mittleren Monatsniederschlagssummen .....	4
2.3 Vergleich der Tagesniederschläge .....	5
2.3.1 Vergleich der Anzahl trockener Tage ( $N \leq 0,1$ mm/d) pro Jahr.....	5
2.3.2 Vergleich der Tagesniederschlagssummen .....	5
2.3.3 Starkregenauswertung für Tagessummen .....	6
2.4 Vergleich von stündlichen Niederschlagssummen – Starkregenereignisse .....	8
<b>3 Bias-Korrektur für Tagesniederschlagssummen</b> .....	<b>10</b>
3.1 Grundlegende Verfahrensbeschreibung .....	10
3.2 Korrektur der Trockentage .....	13
3.3 Korrektur bis zum 97%-Quantil .....	15
3.4 Korrektur jenseits des 97%-Quantils .....	19
<b>4 Ergebnisse der Bias-Korrektur</b> .....	<b>21</b>
4.1 Jahressummen.....	21
4.2 Monatssummen .....	22
4.3 Tagessummen.....	23
4.3.1 Trockentage .....	23
4.3.2 Niederschlagsverteilung .....	24
4.3.3 Starkregen .....	24
4.3.4 Trockenperioden .....	26
<b>5 Zusammenfassung</b> .....	<b>27</b>

## Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Lage der untersuchten CLM-Rasterfelder (rote Umrandung) mit den Einzugsgebieten der Emscher (blau) und der Lippe (grün); die Messstationen sind rot markiert.....	2
Abbildung 2: Bias in den CLM1-Daten bei den Jahresniederschlagssummen im Zeitraum 1961 – 1990	3
Abbildung 3: Mittlere Jahresniederschlagssummen (aus Stationsdaten) im Zeitraum 1961 – 1990 .....	3
Abbildung 4: Vergleich der mittleren Monatsniederschlagssummen im Zeitraum 1961 – 1990 für GP_086_088 / Dinslaken Emschermündung und GP_097_090 / Rorup .....	4
Abbildung 5: Anzahl trockener Tage ( $\geq 0,1$ mm / d) pro Jahr im Zeitraum 1961 – 1990 für GP_086_088 / Dinslaken Emschermündung und GP_087_090 / Rorup .....	5
Abbildung 6: Verteilung der Tagesniederschlagssummen im Zeitraum 1961 – 1990 für GP_086_088 / Dinslaken Emschermündung (links: mit $N = 0$ mm/d, rechts: ohne $N = 0$ mm/d) .....	6
Abbildung 7: Vergleich der statistisch ermittelten Niederschlagshöhen im Referenzzeitraum für verschiedene Wiederkehrhäufigkeiten (links: CLM1 vs. Messdaten; rechts CLM2 vs. Messdaten) .....	7
Abbildung 8: Gegenüberstellung eines gemessenen und modellierten Niederschlagsereignisses mit hoher Stundensumme .....	8
Abbildung 9: Gegenüberstellung eines gemessenen und modellierten Niederschlagsereignisses mit hoher 4h-Summe .....	9
Abbildung 10: Regionen der ELR zur Bias-Korrektur der Niederschläge .....	10
Abbildung 11: Typisches Niederschlagsrauschen in den CLM-Daten (Szenario A1B, CLM Lauf 1) .....	13
Abbildung 12: Bestimmung des Trockenwertes beim Quantile Mapping .....	14
Abbildung 13: Monatliche Trockenwerte in den für die Bias-Korrektur festgelegten Regionen innerhalb der ELR .....	15
Abbildung 14: Monatsweises Quantile Mapping bis zum 97%-Quantil für einzelne Rasterfelder / Stationen am Beispiel GP_086_091 – Dortmund Nettebach .....	16
Abbildung 15: Zusammenfassung einzelner Rasterfelder / Stationen zu Regionen am Beispiel der Region 3 (Zentrale ELR) .....	17
Abbildung 16: Zusammenfassung einzelner Rasterfelder / Stationen zu Regionen am Beispiel der Region 5 (Östliche ELR) .....	18
Abbildung 17: Gegenüberstellung der Ergebnisse des Quantile Mappings für die Regionen 3 und 5	18
Abbildung 18: Bereichsweise Lineare Regression über dem 97%-Quantil .....	19
Abbildung 19: Lineare Regression über dem 97%-Quantil nach Halbjahren getrennt am Beispiel der Region 2 .....	20
Abbildung 20: Lineare Regression über dem 97%-Quantil nach Halbjahren getrennt am Beispiel der Region 6 .....	20
Abbildung 21: Vergleich der Jahresniederschlagssummen 1961 – 1990 vor und nach der Bias-Korrektur am Beispiel GP_086_088 Dinslaken / Emschermündung .....	21
Abbildung 22: Rangfolge der Jahresniederschlagssummen 1961 – 1990 vor und nach der Bias-Korrektur am Beispiel GP_086_088 / Dinslaken Emschermündung .....	22
Abbildung 23: Vergleich der Monatsniederschlagssummen 1961 – 1990 vor und nach der Bias-Korrektur am Beispiel GP_086_088 / Dinslaken Emschermündung .....	22
Abbildung 24: Vergleich der mittleren Anzahl der Trockentage pro Jahr 1961 – 1990 vor und nach der Bias-Korrektur am Beispiel GP_086_088 / Dinslaken Emschermündung .....	23
Abbildung 25: Vergleich der mittleren Anzahl der Trockentage pro Monat 1961 – 1990 vor und nach der Bias-Korrektur am Beispiel GP_086_088 / Dinslaken Emschermündung .....	23

Abbildung 26: Vergleich der Tagesniederschläge 1961 – 1990 vor und nach der Bias-Korrektur am Beispiel GP_086_088 / Dinslaken Emschermündung .....	24
Abbildung 27: Vergleich der Tagesniederschläge 1961 – 1990 vor und nach der Bias-Korrektur (ohne $N = 0$ mm/d) am Beispiel GP_086_088 / Dinslaken Emschermündung .....	24
Abbildung 28: Vergleich der statistisch ermittelten Niederschlagshöhen im Referenzzeitraum für verschiedene Wiederkehrhäufigkeiten (links: CLM1/2 unkorrigiert vs. Messdaten; rechts CLM1/2 korrigiert vs. Messdaten) .....	25
Abbildung 29: Vergleich der mittleren Starkregenhäufigkeit ( $N \geq 20$ mm/d) in der ELR 1961 – 1990 vor und nach der Bias-Korrektur, differenziert nach hydrologischem Sommer- und Winterhalbjahr .....	25
Abbildung 30: Vergleich der mittleren Starkregenhäufigkeit ( $N > 20$ mm/d) in der ELR 1961 – 1990 vor und nach der Bias-Korrektur, differenziert nach Jahreszeiten.....	26
Abbildung 31: Vergleich der mittleren Anzahl von definierten Trockenphasen pro Jahr in der ELR 1961 – 1990 nach der Bias-Korrektur.....	27

## Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Statistisch ermittelte Tagesniederschlagshöhen nach dem ATV-A 121 / DWA-A 531 auf Basis von Messdaten im Referenzzeitraum an 18 Stationen in der ELR .....	7
Tabelle 2: Statistisch ermittelte Tagesniederschlagshöhen nach dem ATV-A 121 / DWA-A 531 auf Basis von CLM-Modelldaten (CLM1) im Referenzzeitraum in den 18 Rasterfeldern der ELR.....	7
Tabelle 3: Statistisch ermittelte Tagesniederschlagshöhen nach dem ATV-A 121 / DWA-A 531 auf Basis von CLM-Modelldaten (CLM2) im Referenzzeitraum in den 18 Rasterfeldern der ELR.....	7
Tabelle 4: Vergleich der Mittelwerte und der Maximalwerte der 10 größten Niederschlagsereignisse der Dauerstufen $D = 1$ Stunde und $D = 4$ Stunden aus Messdaten und aus CLM-Modelldaten 1961 - 1990.....	9
Tabelle 5: Vorgehensweise des Korrekturverfahrens .....	12

## 1 Einleitung

Durch das Globale Klimamodell ECHAM5 wird deutschlandweit eine zu hohe Feuchte an die Regionalen Klimamodelle übergeben, wobei das Maß der Überschätzung regional stark differenzieren kann. Als Folge resultieren zu hohe Niederschläge in den Dynamischen Regionalen Klimamodellen (HOLLWEG et al., 2008). Dieser systematische Fehler (sogenannter Bias) zeigt sich auch in dem in *dynaklim* verwendeten Regionalen Klimamodell CLM.

Für die unterschiedlichen Untersuchungen und wasserwirtschaftlichen Modellanwendungen in *dynaklim* hat solch ein systematischer Fehler einen mehr oder weniger starken Einfluss. Werden wie bei der Grundwassermodellierung nur Trends, d. h. relative Änderungen von Niederschlagskennwerten, wie die relative Änderung der Monats- und Jahresniederschlagssummen, berücksichtigt, so kann ein Bias in den CLM-Modelldaten vernachlässigt werden. Es muss dann nur sichergestellt werden, dass sich die Änderungen in der Zukunft auf die CLM-Modell- und nicht auf die Messdaten im Referenzzeitraum beziehen. Für andere Untersuchungen und wasserwirtschaftliche Modellanwendungen, in denen die absoluten Werte der CLM-Modelldaten eingehen, ist hingegen eine Korrektur der CLM-Modelldaten zwingend erforderlich. So würden sich zum Beispiel bei der hydrologischen Gebietsmodellierung die systematisch größeren CLM-Niederschlagsdaten durch die Transformation im hydrologischen Gebietsmodell signifikant auf die resultierende Größe Abfluss auswirken.

Für das Regionale Klimamodell CLM (LAUTENSCHLAGER et al., 2009) wird daher in der Emscher-Lippe-Region (ELR) untersucht, wie groß der systematische Fehler (Bias) der Modelldaten beim Parameter Niederschlag gegenüber gemessenen Niederschlägen ist. Aufbauend auf den Untersuchungsergebnissen wird anschließend eine Methodik entwickelt, die Niederschlagsmodelldaten zu korrigieren, sodass sie den Anforderungen wasserwirtschaftlicher Anwendungen gerecht werden.

Der folgende Bericht umfasst die durchgeführten Untersuchungen zum Niederschlag-Bias, eine Beschreibung des Korrekturverfahrens und die Ergebnisse der durchgeführten Bias-Korrektur.

## 2 Untersuchungen zum Niederschlag-Bias

Die beiden in *dynaklim* verwendeten Realisierungen CLM\_C20\_1\_D3 und CLM\_C20\_2\_D3 (C20-Läufe) des Regionalen Klimamodells CLM (LAUTENSCHLAGER et al., 2009) beginnen ihre Simulationen im Jahr 1850 mit einem Anfangszustand aus einem langen prä-industriellen Gleichgewichtslauf und unterscheiden sich lediglich in diesem unterschiedlich gewählten Anfangszustand aus dem Gleichgewichtslauf. Bis ins Jahr 2000 werden die Modellrechnungen mit den weltweit beobachteten Treibhausgaskonzentrationen durchgeführt. Die beiden Zustände am Ende des 20. Jahrhunderts werden dann wiederum als Initialisierung für die Klimaprojektionen bis ins Jahr 2100 genutzt, bei denen dann die Treibhausgaskonzentrationen des SRES-Emissionsszenario A1B berücksichtigt werden (HOLLWEG et al., 2008; HENNEMUTH et al., 2009). Die beiden resultierenden Datenreihen über den Gesamtzeitraum 1961 – 2100 werden im Folgenden kurz CLM1 und CLM2 genannt.

Die Untersuchungen werden für verschiedene zeitliche Auflösungen und Kenngrößen durchgeführt. Zunächst werden die mittleren Jahresniederschlagssummen der Mess- und Modelldaten miteinander verglichen, ebenso wie die mittleren Monatsniederschlagssummen der einzelnen Kalendermonate. Bei dem Vergleich von Tagesniederschlägen werden Tagesniederschlagssummen, die Anzahl trockener Tage sowie die Häufigkeit von Starkregen untersucht. Sowohl bei den Tages-, als auch bei den Stundenniederschlagssummen wird geprüft, inwieweit diese im Referenzzeitraum realitätsnah die Eigenschaften der Messdaten wiedergeben.

Für die Untersuchung des Niederschlag-Bias wurde der Zeitraum 1961 – 1990, dies entspricht der Klimanormalperiode der WMO, gewählt. In diesem Zeitraum wurden die modellierten Niederschläge

aus CLM1 und CLM2 mit gemessenen Niederschlägen aus der Emscher-Lippe-Region (ELR) verglichen. Die Untersuchungen erfolgen für die in Abbildung 1 dargestellten 18 Rasterfelder und die rot markierten Messstationen in der ELR.

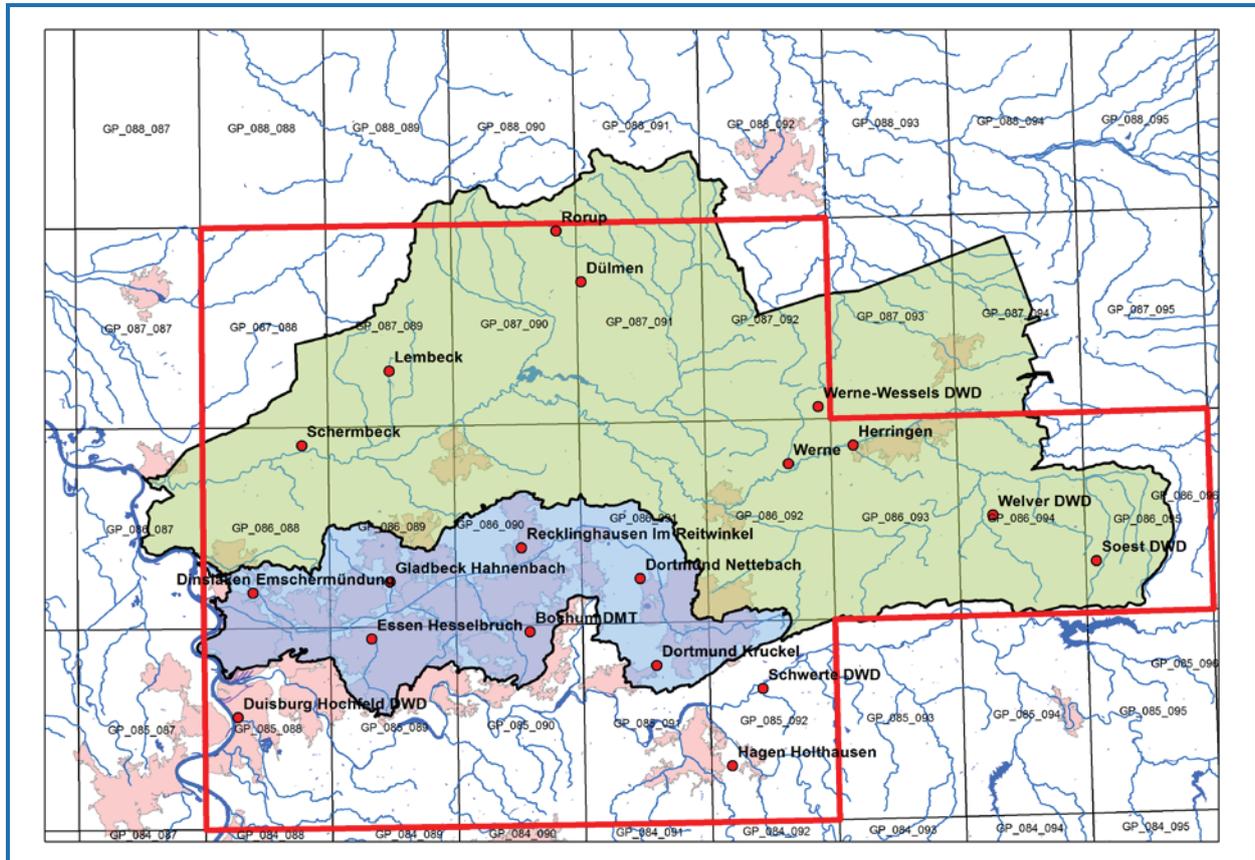


Abbildung 1: Lage der untersuchten CLM-Rasterfelder (rote Umrandung) mit den Einzugsgebieten der Emscher (blau) und der Lippe (grün); die Messstationen sind rot markiert

## 2.1 Vergleich der mittleren Jahresniederschlagssummen

Beim Vergleich der mittleren Jahresniederschlagssummen im Referenzzeitraum zeigen sich signifikante Unterschiede zwischen den Messdaten und den Modelldaten. Die Überschätzungen der Jahressummen bei den Modelldaten liegen für die ELR im Mittel bei +34 % und variieren zwischen +17 % und +65 % in den einzelnen Rasterfeldern. Demgegenüber sind zwischen den beiden Realisierungen CLM1 und CLM2 beim mittleren Jahresniederschlag über 30 Jahre nahezu keine Unterschiede festzustellen ( $\Delta N \leq 4 \%$ ).

In Abbildung 2 wird exemplarisch für die CLM1-Daten die räumliche Verteilung des Bias bei den Jahresniederschlagssummen in der ELR dargestellt. Abbildung 3 zeigt zudem die korrespondierenden mittleren Jahresniederschlagssummen (aus Stationswerten) pro Rasterfläche.

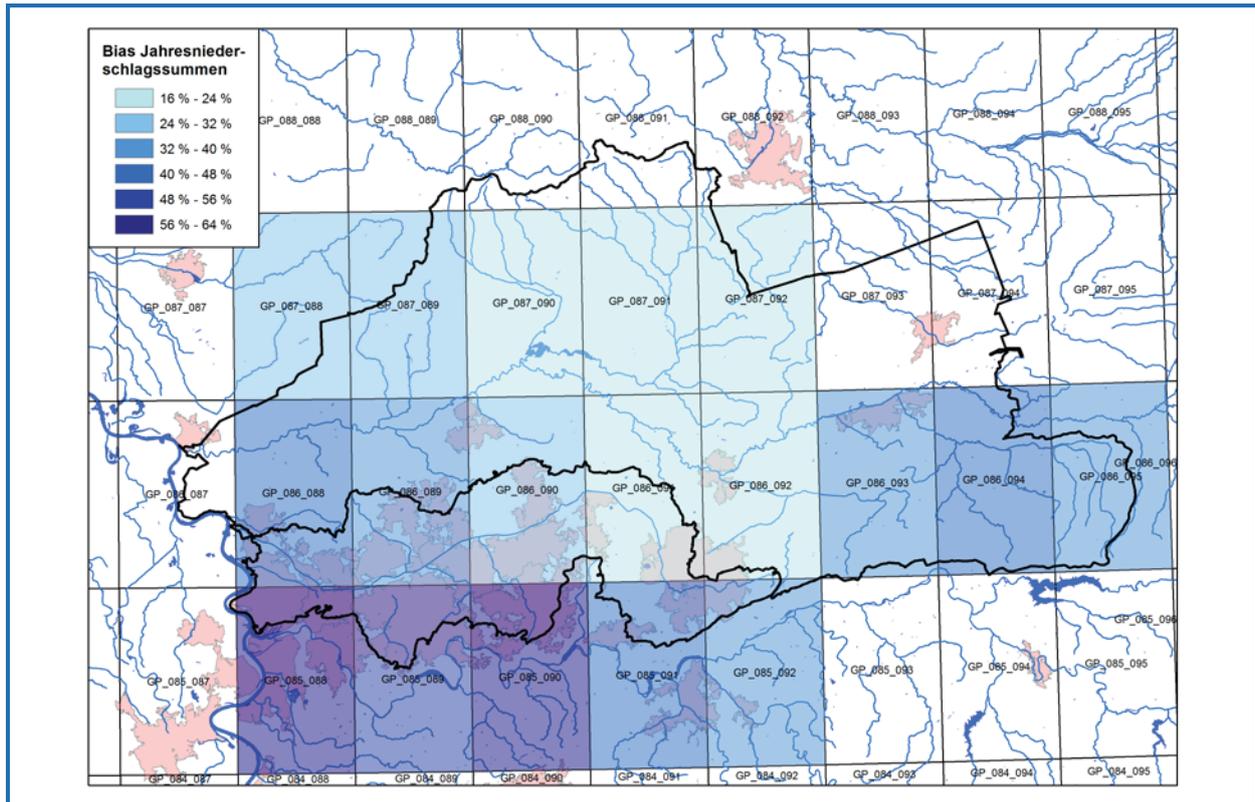


Abbildung 2: Bias in den CLM1-Daten bei den Jahresniederschlagssummen im Zeitraum 1961 – 1990

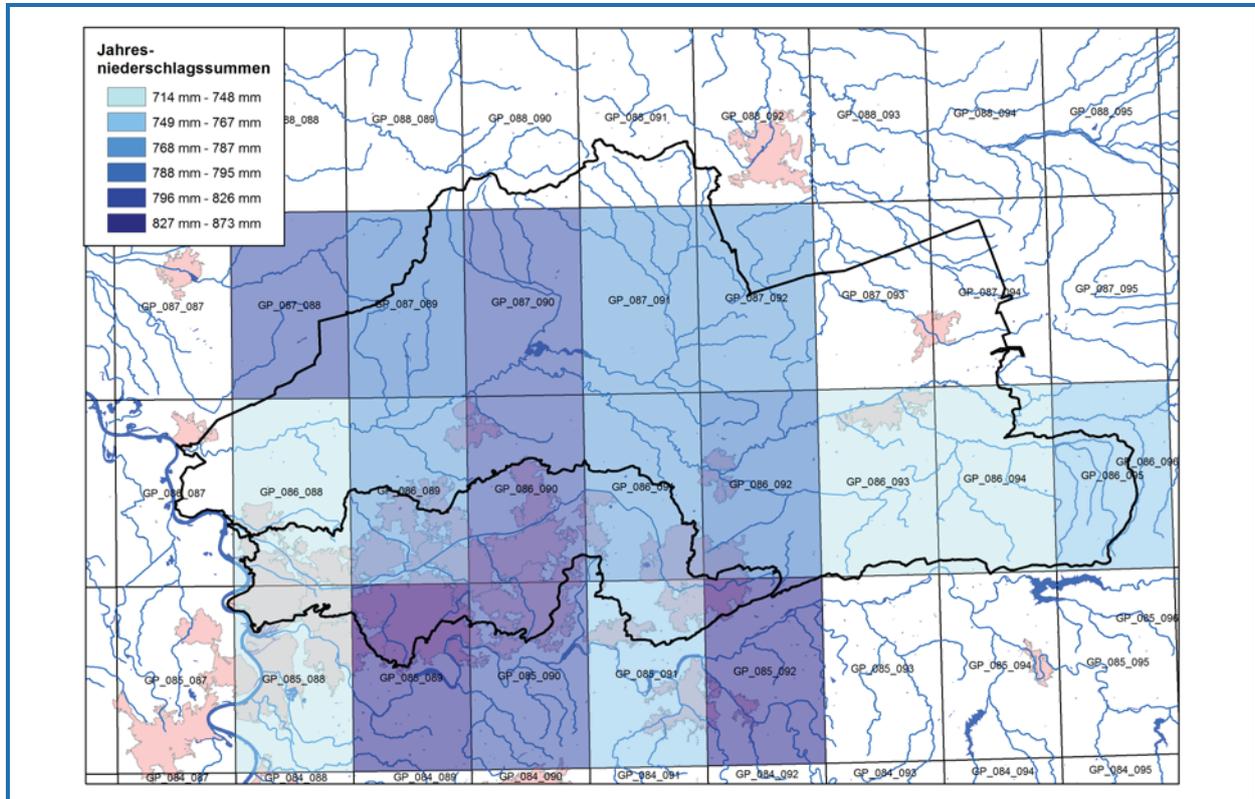


Abbildung 3: Mittlere Jahresniederschlagssummen (aus Stationsdaten) im Zeitraum 1961 – 1990

Die relativ kleinen Biaswerte (16 % – 32 %) treten als Block im zentralen Emscher-Lippe-Raum auf (Abbildung 2). Die Spanne der mittleren Jahresniederschlagssummen (aus Stationsdaten) ist hier relativ klein und liegt im Bereich von  $N = 768 \text{ mm/a} - 826 \text{ mm/a}$  (Abbildung 3). An den sich daran anschließenden Randfeldern im Westen, Süden und Norden treten die größeren Biaswerte (32 % – 64 %) auf. Die korrespondierenden mittleren Jahresniederschlagssummen decken mit  $N = 714 \text{ mm/a} - 873 \text{ mm/a}$  die gesamte Spanne der ELR ab. Ein Zusammenhang zwischen mittlerer Jahresniederschlagssumme und dem Bias ist somit nicht erkennbar. Dagegen zeigt sich, dass sich regional ähnliche Biaswerte einstellen. Neben den schon genannten relativ kleinen Biaswerten im zentralen Emscher-Lippe-Raum treten die höchsten Biaswerte (+48 % – +64 %) im Süden im Übergang zum Bergischen Land auf. Dies unterstreicht die Forderung, eine Bias-Analyse nach regionalen Gesichtspunkten durchzuführen.

## 2.2 Vergleich der mittleren Monatsniederschlagssummen

Die Unterschiede in den mittleren Jahresniederschlagssummen spiegeln sich zwangsläufig auch in den mittleren Monatsniederschlagssummen wider. Sie tun dies aber über das Jahr nicht gleichmäßig, sondern die Unterschiede fallen je nach Monat und Realisierung unterschiedlich stark aus. Grundsätzlich lässt sich folgender Zusammenhang erkennen: Je größer der Bias in den Jahresniederschlagssummen ist, umso größer sind auch die Minimal- und Maximalwerte beim Bias der Monatsniederschlagssummen.

Bei den Rasterflächen mit einem überdurchschnittlich hohem Jahresbias (Bias  $\geq 40\%$ ) liegt der maximale Bias eines Monats bei über 80 %, der minimale Bias eines Monats bei mindestens 10 %. Bei den Rasterflächen mit einem unterdurchschnittlichen Jahresbias (Bias  $\leq 26\%$ ) liegt der maximale Bias eines Monats bei maximal 55 %, der minimale Bias eines Monats ist bei diesen Rasterflächen sogar leicht negativ ( $-7\% \leq \text{Bias} \leq -1\%$ ). Diese Angaben beziehen sich exemplarisch auf die CLM1-Daten.

In Abbildung 4 sind die mittleren Monatsniederschlagssummen für zwei verschiedene Rasterfelder / Stationen im Zeitraum 1961 – 1990 dargestellt. Dies verdeutlicht noch einmal graphisch die zuvor beschriebenen Zusammenhänge. In der Abbildung ist zudem erkennbar, dass die mittleren Monatsniederschlagssummen aus den Modelldaten gut den jahreszeitlichen Verlauf der Messdaten widerspiegeln.

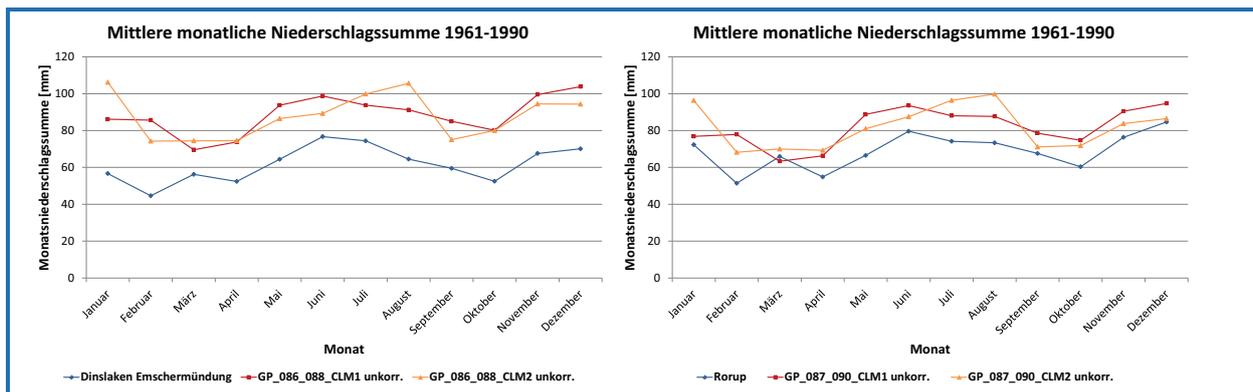


Abbildung 4: Vergleich der mittleren Monatsniederschlagssummen im Zeitraum 1961 – 1990 für GP\_086\_088 / Dinslaken Emschermündung und GP\_097\_090 / Rorup

## 2.3 Vergleich der Tagesniederschläge

### 2.3.1 Vergleich der Anzahl trockener Tage ( $N \leq 0,1$ mm/d) pro Jahr

Vergleicht man die Anzahl trockener Tage ( $N \leq 0,1$  mm/d) pro Jahr in den Mess- und in den Modelldaten, wird ein Grund für die zu hohen Jahresniederschlagssummen in den Modelldaten (siehe Kapitel 2.1) sichtbar. In den Modelldaten (105 – 113 Tage) treten mehr als ein Drittel weniger trockene Tage als in den Messdaten (178 – 189 Tage) auf. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Stationen bzw. zwischen den einzelnen Rasterflächen und auch die Spannweite des Bias ( $\Delta$  Tage = 68 – 83 bzw. 38 % – 44 %) sind dagegen relativ gering.

In Abbildung 5 werden exemplarisch für GP\_086\_088 / Dinslaken Emschermündung und GP\_087\_090 / Rorup die Anzahl trockener Tage ( $N \leq 0,1$  mm/d) pro Jahr in den Mess- und in den Modelldaten gegenübergestellt. Aus der Abbildung wird ersichtlich, dass ähnlich wie bei den Jahresniederschlagssummen die Spannweite über die einzelnen Kalenderjahre (maximale Anzahl an Trockentage – minimale Anzahl an Trockentage) in den Mess- und Modelldaten gut übereinstimmt. Die Spannweite an den Stationen ist dabei mit 64 – 89 Tagen etwas größer als die Spannweite in den Rasterflächen mit 55 – 65 Tagen.

Da trockene Tage meist großflächig auftreten (Ausnahme: Spezielle konvektive Ereignisse mit kleinräumigen Niederschlagszellen), unterscheidet sich erwartungsgemäß die Anzahl trockener Tage im Raum auch in den Einzeljahren sowohl bei den Mess-, als auch insbesondere bei den Modelldaten nicht signifikant.

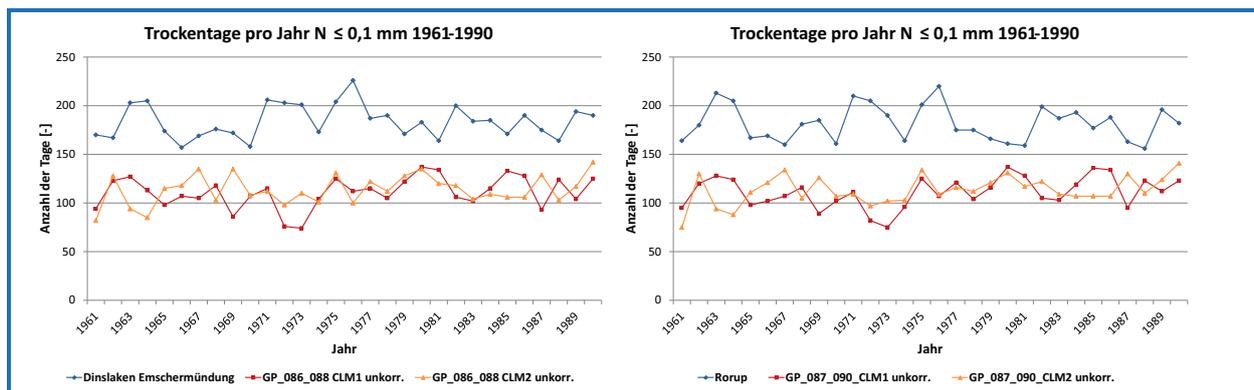


Abbildung 5: Anzahl trockener Tage ( $N \leq 0,1$  mm / d) pro Jahr im Zeitraum 1961 – 1990 für GP\_086\_088 / Dinslaken Emschermündung und GP 087\_090 / Rorup

### 2.3.2 Vergleich der Tagesniederschlagssummen

Zur Untersuchung der Tagesniederschlagssummen werden die Häufigkeitsverteilungen der gemessenen und modellierten Daten im Zeitraum 1961 – 1990 für einzelne Niederschlagsklassen aufgetragen und verglichen. Abbildung 6 (links) zeigt beispielhaft für GP\_086\_088 / Dinslaken Emschermündung noch einmal deutlich die Unterschätzung der trockenen Tage, wie bereits in Kapitel 2.3.1 beschrieben.

Zur näheren Betrachtung der weiteren Niederschlagsklassen stellt die Abbildung (rechts) auch die Niederschlagsverteilungen der Mess- und Modelldaten ohne Berücksichtigung der Tage mit  $N = 0$  mm/d dar. Hier zeigen sich deutliche Überschätzungen bei Tagessummen zwischen  $0,5$  mm/d  $< N \leq 20$  mm/d, die größten Überschätzungen liegen in der Klasse  $5$  mm/d  $< N \leq 10$  mm/d.

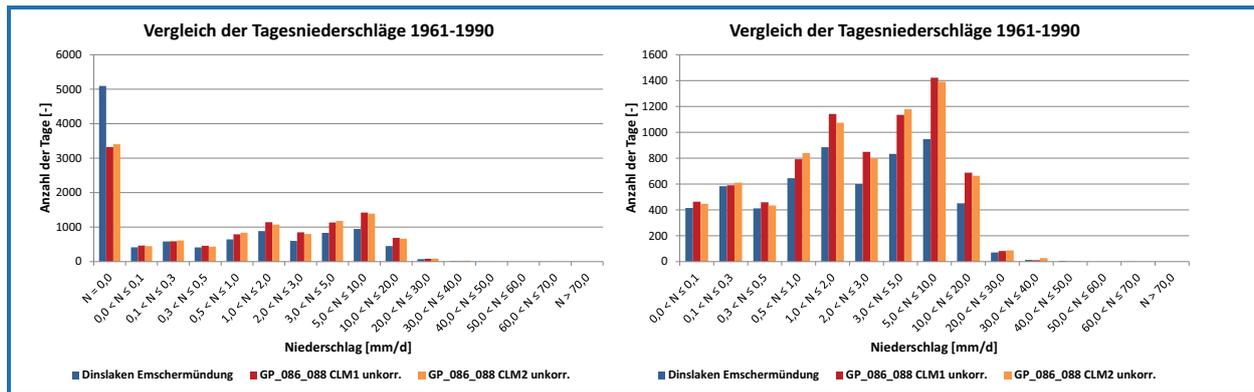


Abbildung 6: Verteilung der Tagesniederschlagssummen im Zeitraum 1961 – 1990 für GP\_086\_088 / Dinslaken Emschermündung (links: mit  $N = 0$  mm/d, rechts: ohne  $N = 0$  mm/d)

### 2.3.3 Starkregenauswertung für Tagessummen

Neben einer möglichst ähnlichen Häufigkeitsverteilung der Tagesniederschlagssummen in den Modell- gegenüber den Messdaten ist für viele wasserwirtschaftliche Anwendungen die möglichst realitätsnahe Abbildung von seltenen Starkregenereignissen von Bedeutung. Ziel ist es dabei nicht, eine mögliche größere Anzahl an Starkregentage in einem Datensatz zu reduzieren oder künstlich zu glätten. Die Größe (Tagesniederschlagssumme) der Einzelereignisse sollte im Referenzzeitraum allerdings in einer ähnlichen Bandbreite wie bei den gemessenen Starkregen liegen.

Seltene Starkregenereignisse besitzen hinsichtlich ihres räumlichen und zeitlichen Auftretens eine große Zufallskomponente. Betrachtet man die Ergebnisse der Starkregenstatistik nach den Arbeitsblättern ATV-A 121 / DWA-A 531, so zeigt sich eine große Variabilität in den statistischen Auswertungen (Tabelle 1) der 18 Niederschlagsstationen (aus Abbildung 1). Vergleicht man die statistischen Auswertungen der Messdaten mit denen der Modelldaten, so ergeben sich beim CLM1-Datensatz (Tabelle 2) ähnliche Tagesniederschlagssummen für die unterschiedlichen Wiederkehrzeiten  $T_n$ , während beim CLM2-Datensatz (Tabelle 3) wesentlich höhere Tagessummen resultieren. Anders als bei allen anderen vorher aufgeführten Untersuchungen unterscheiden sich nicht die Charakteristika der Mess- gegenüber den Modelldaten, sondern die beiden CLM-Datensätze spiegeln im Mittel ein anderes Starkregenverhalten wider.

In Abbildung 7 (links) sind noch einmal die ähnlichen statistisch ermittelten Tagesniederschlagssummen des CLM1- und des Messdatensatzes für unterschiedliche Wiederkehrhäufigkeiten ( $n = 1/T_n$ ) dargestellt. Betrachtet man dagegen die statistisch ermittelten Tagesniederschlagssummen des CLM2-Datensatzes so liegen diese ca. 10 %–20 % über den statistisch ermittelten Tagesniederschlagssummen des Messdatensatzes. Dies entspricht in etwa dem Toleranzbereich, wie er auch bei den statistischen Auswertungen des KOSTRA-DWD-2000 (DWD, 2005) angegeben wird. Dieser Toleranzbereich ist in Abbildung 7 grau dargestellt. Auch der CLM2-Datensatz liefert somit bereits vor einer Bias-Korrektur eine mögliche, im Toleranzbereich liegende Starkregenauswertung. Grundsätzlich sollen die Unterschiede in den beiden CLM-Datensätzen auch nach einer Bias-Korrektur bestehen bleiben, da sie keinen systematischen Fehler, sondern in den genannten Toleranzbereichen zwei mögliche sich unterscheidende Realisierungen darstellen.

Weitergehende Analysen der Mess- und Modelldaten (Schwellenwertbetrachtungen, Auswertung der partiellen Serien) zeigen allerdings eine unterschiedliche jahreszeitliche Verteilung der Starkregen in den Mess- und den Modelldaten. Da die CLM-Flächendaten mittleren Niederschlagshöhen eines Rasterfeldes entsprechen, sind hohe Tagessummen kleinräumiger, sommerlicher Starkregen in den CLM-Datensätzen unterrepräsentiert. In den Messdaten beträgt das Verhältnis der größten Tagesniederschlagssummen zwischen Sommer- und Winterhalbjahr in etwa 80:20, in den CLM-Datensätzen ist das Verhältnis mit ca. 50:50 dagegen ausgeglichen.

Tabelle 1: Statistisch ermittelte Tagesniederschlagshöhen nach dem ATV-A 121 / DWA-A 531 auf Basis von Messdaten im Referenzzeitraum an 18 Stationen in der ELR

Statistisch ermittelte Tagesniederschlagssummen – Messdaten								
Wiederkehrzeit	1 a	3 a	5 a	10 a	20 a	30 a	50 a	100 a
Mittelwert	33,5	45,4	49,4	56,3	63,2	68,2	72,2	79,1
Minimum	30,6	41,0	44,0	49,3	54,5	58,3	61,4	66,6
Maximum	36,1	51,0	56,1	64,7	73,3	79,6	84,6	93,2

Tabelle 2: Statistisch ermittelte Tagesniederschlagshöhen nach dem ATV-A 121 / DWA-A 531 auf Basis von CLM-Modelldaten (CLM1) im Referenzzeitraum in den 18 Rasterfeldern der ELR

Statistisch ermittelte Tagesniederschlagssummen – CLM1								
Wiederkehrzeit	1 a	3 a	5 a	10 a	20 a	30 a	50 a	100 a
Mittelwert	33,6	45,1	49,0	55,6	62,2	67,1	71,0	77,6
Minimum	29,9	39,2	41,7	45,9	50,2	53,4	55,9	60,1
Maximum	39,2	53,7	58,8	67,5	76,2	82,6	87,7	96,4

Tabelle 3: Statistisch ermittelte Tagesniederschlagshöhen nach dem ATV-A 121 / DWA-A 531 auf Basis von CLM-Modelldaten (CLM2) im Referenzzeitraum in den 18 Rasterfeldern der ELR

Statistisch ermittelte Tagesniederschlagssummen – CLM2								
Wiederkehrzeit	1 a	3 a	5 a	10 a	20 a	30 a	50 a	100 a
Mittelwert	35,4	50,2	55,2	63,7	72,2	78,5	83,4	92,0
Minimum	31,6	46,2	50,4	57,5	64,5	69,7	73,6	80,1
Maximum	41,1	58,8	64,8	75,0	85,3	92,8	98,8	109,0

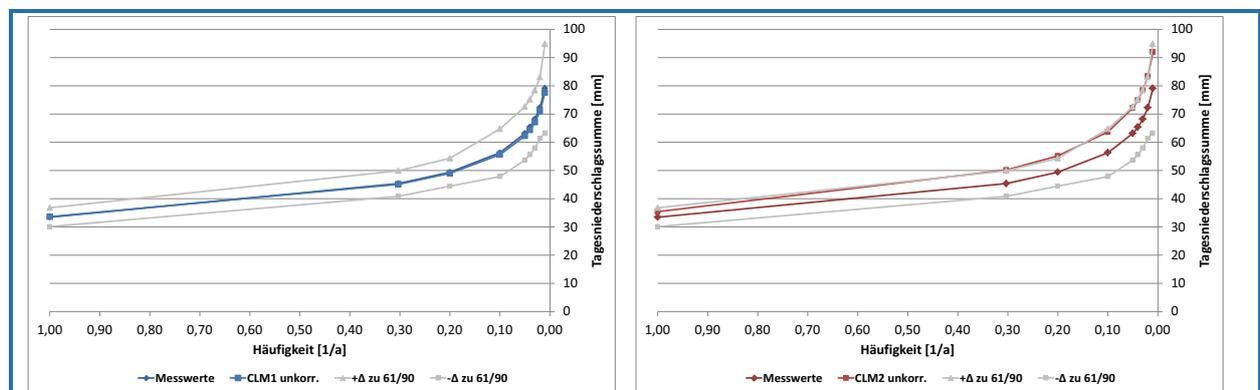


Abbildung 7: Vergleich der statistisch ermittelten Niederschlagshöhen im Referenzzeitraum für verschiedene Wiederkehrhäufigkeiten (links: CLM1 vs. Messdaten; rechts: CLM2 vs. Messdaten)

## 2.4 Vergleich von stündlichen Niederschlagssummen – Starkregenereignisse

Bei dem Vergleich der stündlichen Niederschlagssummen zwischen Mess- und Modelldaten lag der Schwerpunkt der Untersuchungen auf der Betrachtung von Starkregenereignissen.

Im Gegensatz zu den Tagesniederschlagssummen (siehe Kapitel 2.3.3) ist die jahreszeitliche Verteilung der besonders hohen Stundenniederschlagssummen auf das Sommer- und Winterhalbjahr in Modell- und Messdaten vergleichbar. Die CLM-Stundendaten spiegeln dabei allerdings nicht die zeitlichen Verteilungen der gemessenen Regenereignisse wider. Konvektive Sommerereignisse ( $D < 4$  h) mit Niederschlagsspitzen an einzelnen Regenschreibern werden durch das Modell nicht hinreichend gut abgebildet; sehr kurze ( $D \leq 1$  h) und sehr kleinräumige Starkregenereignissen mit hohen Stundenniederschlagssummen werden durch das Modell überhaupt nicht abgebildet. Dies liegt darin begründet, dass hier zeitlich hoch aufgelöste Punktdaten (Messungen an Stationen) mit Flächendaten der CLM-Rasterflächen ( $A_{\text{Raster}} \approx 300 \text{ km}^2$ ) verglichen werden, die nur eine maximale zeitliche Auflösung von einer Stunde besitzen. Auch wenn extreme Tagessummen großräumig auftreten können (Vb-Wetterlagen, Linienkonvektion, großräumige Zellkomplexe mit mehreren Zellkernen hoher Intensitäten), werden lokal enger begrenzte Starkregen zwar durch Regenschreiber, aber nicht durch das Flächenmittel der CLM-Daten abgebildet.

Abbildung 8 (links) stellt einen typischen Verlauf eines großen, gemessenen 1h-Ereignisses mit sehr hohen Intensitätsspitzen dar. In den Modelldaten treten dagegen hohe Einzelwerte gar nicht und nur vereinzelt über zwei Stunden auf. Bei diesen 2h-Ereignissen werden aber weder die Niederschlagssummen noch die Intensitätsspitzen von kurzen Starkregenereignissen der Messdaten annähernd abgebildet (Abbildung 8, rechts).

Erst bei einer Dauerstufe  $D = 4$  h nähern sich die Niederschlagssummen des Modells an die Messwerte an (siehe Abbildung 9). Auf der anderen Seite treten in den CLM-Daten insgesamt mehr lange Ereignisse als in den Messzeitreihen auf.

Tabelle 4 verdeutlicht diese Eigenschaften anhand der Maximalwerte und der Mittelwerte der zehn größten Niederschlagsereignisse der Dauerstufen  $D = 1$  h und  $D = 4$  h gemittelt über zwölf Messstationen bzw. Rasterfeldern im Zeitraum 1961 – 1990. Im Mittel erreichen die zehn größten Ereignisse der CLM-Daten bei einer Dauerstufe von  $D = 1$  h nur etwa 49 % – 64 % der gemessenen Werte, bei einer Dauerstufe von  $D = 4$  h sind es hingegen 79 % – 94 %. Bei den Maximalwerten liegen die CLM-Daten bei einer Dauerstufe von  $D = 4$  h teilweise sogar über den Messwerten.

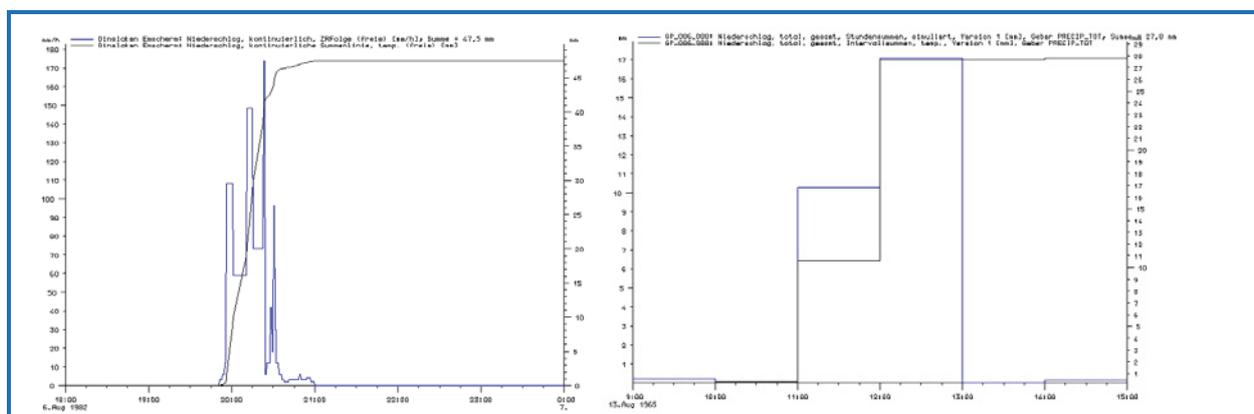


Abbildung 8: Gegenüberstellung eines gemessenen und modellierten Niederschlagsereignisses mit hoher Stundensumme

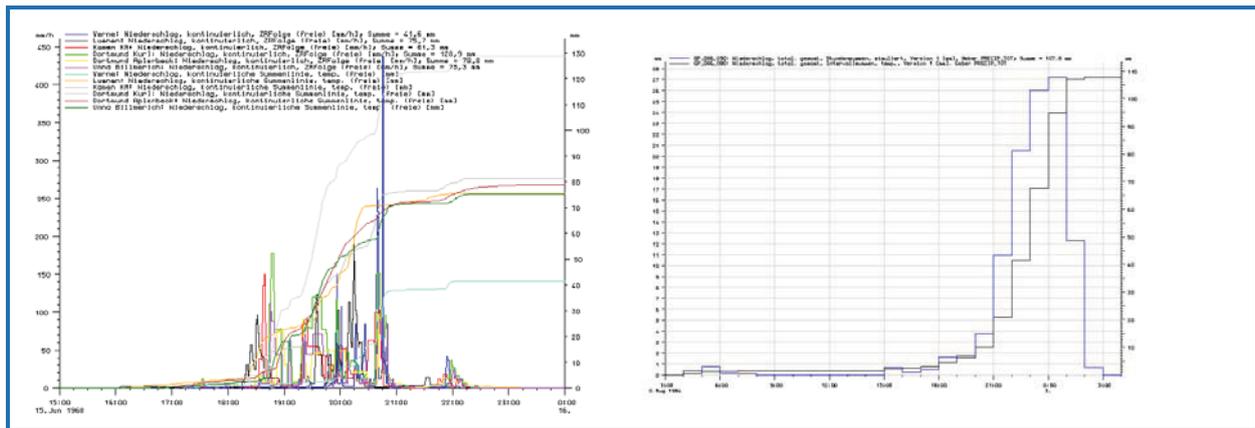


Abbildung 9: Gegenüberstellung eines gemessenen und modellierten Niederschlagsereignisses mit hoher 4h-Summe

Tabelle 4: Vergleich der Mittelwerte und der Maximalwerte der 10 größten Niederschlagsereignisse der Dauerstufen D = 1 Stunde und D = 4 Stunden aus Messdaten und aus CLM-Modelldaten 1961 - 1990

Mittelwerte und Maximalwerte 10 größten Ereignisse bei D = 1 h bzw. D = 4 h								
	Mittel D = 1 h	%	Mittel D = 4 h	%	MAX D = 1 h	%	MAX D = 4 h	%
<b>Messwert</b>	27,57	100,00	35,70	100,00	45,47	100,00	57,34	100,00
<b>CLM1</b>	13,36	48,71	28,00	78,61	25,61	60,09	65,29	117,16
<b>CLM2</b>	17,52	63,67	33,67	94,32	37,31	82,68	72,07	127,41

### 3 Bias-Korrektur für Tagesniederschlagssummen

Die Untersuchungsergebnisse zum Bias in den CLM-Niederschlagsdaten umfassen verschiedene Aspekte, die bei der Entwicklung eines Korrekturverfahrens zu berücksichtigen sind. Zunächst werden daher noch einmal die wesentlichen Erkenntnisse der durchgeführten Datenanalysen (aus Kapitel 2) zusammengefasst, die bei einer Bias-Korrektur zu berücksichtigen sind, und es werden die sich daraus ergebenden Anforderungen an das gewählte Verfahren dargestellt (Kapitel 3.1). In den nachfolgenden Kapiteln 3.2 bis 3.4 wird dann detaillierter auf die einzelnen Korrekturschritte eingegangen.

#### 3.1 Grundlegende Verfahrensbeschreibung

Zunächst wurde festgestellt, dass der Niederschlag-Bias eine räumliche Komponente besitzt. Es zeigte sich sowohl bei den Jahresniederschlagssummen (siehe Kapitel 2.1), als auch bei den mittleren Monatsniederschlagssummen (siehe Kapitel 2.2) ein regional differenzierter Bias. Eine Korrektur der Niederschläge erfolgt daher getrennt nach Regionen mit ähnlichen Eigenschaften. Abbildung 10 gibt eine Übersicht, welche CLM-Rasterfelder der ELR ähnliche Bias-Charakteristika aufweisen und daher zu Regionen mit ähnlichen Eigenschaften für die weitere Bias-Korrektur zusammengefasst wurden.

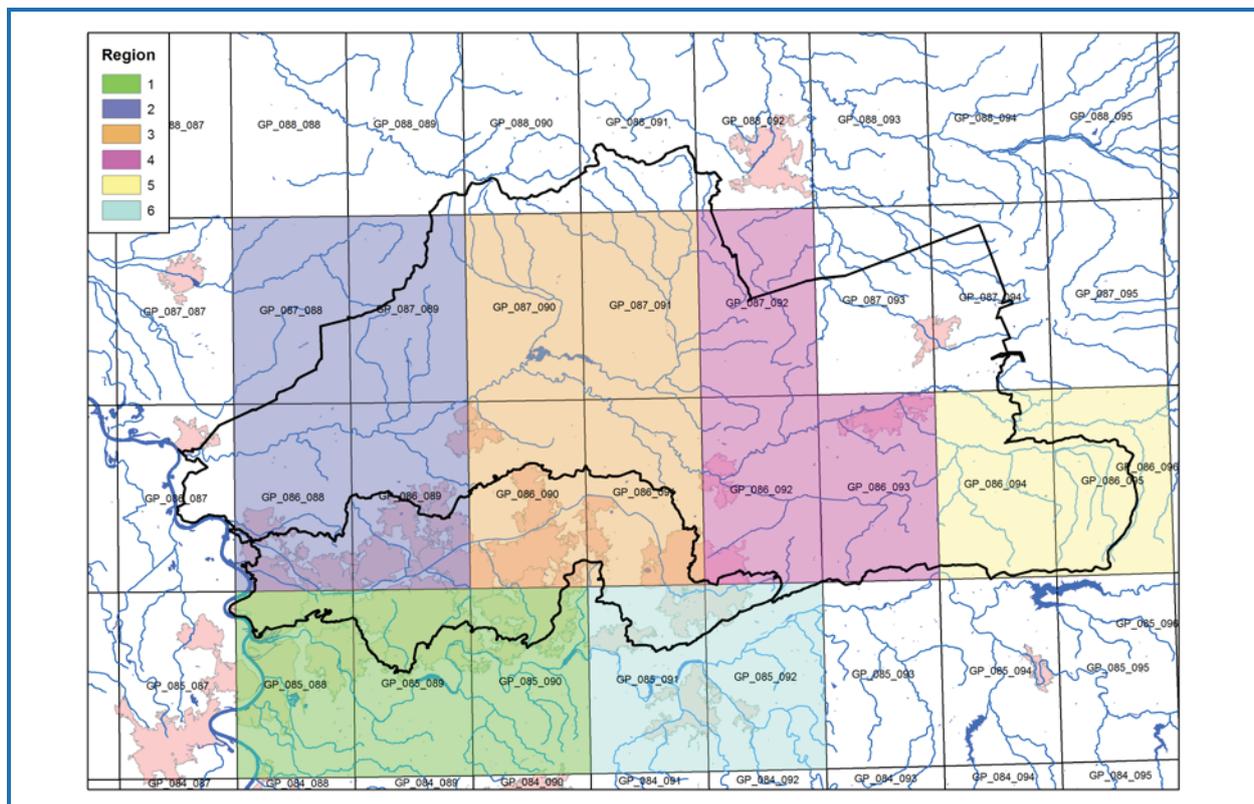


Abbildung 10: Regionen der ELR zur Bias-Korrektur der Niederschläge

Die Untersuchungsergebnisse der Monatsniederschlagssummen machten ebenfalls deutlich, dass der Bias in den einzelnen Monaten des Jahres unterschiedlich groß ist. Dies belegen auch Untersuchungen zu Tagesniederschlagssummen einzelner Kalendermonate, sodass generell eine monatsweise Bias-Korrektur durchgeführt wird, um die jahreszeitliche Komponente zu berücksichtigen.

Die angewandte Methodik basiert auf dem sogenannten Quantile Mapping, auf dem auch andere Verfahren zur Bias-Korrektur von Niederschlägen Regionaler Klimamodelle aufbauen (PIANI et al.,

2010; MUDELSEE et al., 2010; THEMEßL et al., 2011). Hierbei werden die Mittelwerte und die Häufigkeitsverteilung der modellierten Niederschläge den Verteilungen der Messwerte angepasst. Die empirischen Verteilungen der gemessenen und modellierten Daten werden dabei gegeneinander (Tageswerte der Größe nach geordnet) aufgetragen. Zur Transformation der Modellwerte in korrigierte Werte können unterschiedliche Methoden angewandt werden (GUDMUNDSSON et al., 2012). Beim empirischen Quantile Mapping ergibt das Verhältnis Messwert / Modellwert eines jeden Quantils direkt den gesuchten Korrekturfaktor des jeweiligen Quantils, mit dem im eigentlichen Korrekturschritt alle Modellwerte gleicher Größe (Tageswerte) multipliziert werden. Diese nicht-parametrisierte Transformation wird in dem hier entwickelten Verfahren bis zum 97%-Quantil angewendet; jenseits des 97%-Quantils erfolgt eine parametrisierte Transformation mit Hilfe einer bereichsweisen linearen Regression.

Hinsichtlich der zeitlichen Auflösung der Niederschlagsdaten wird die gröbere zeitliche Auflösung der Tagessummen (statt Stundensummen) gewählt, da die Stundensummen in keiner Weise das natürliche Niederschlagsregime der Messdaten widerspiegeln (siehe Kapitel 2.4). Um einen konsistenten Datensatz zu erhalten, sind aber in der praktischen Umsetzung die Stundensummen zu korrigieren. Es wird daher vereinfacht angenommen, dass die Korrekturfaktoren der Tageswerte einheitlich für jede Stunde des entsprechenden Tages gelten. Bei der Bias-Korrektur wird daher der Korrekturfaktor des Tageswertes auf jeden Stundenwert des entsprechenden Tages angewendet.

Bei der entwickelten modifizierten Form des Quantile Mapping stehen allerdings die Korrekturen der Trockentage und der Starkregen (jenseits des 97%-Quantils) stärker im Vordergrund und werden gegenüber anderen Verfahren des Quantile Mapping gesondert behandelt. Insbesondere bei den seltenen Starkregen wirken sich die zufälligen Komponenten hinsichtlich des räumlichen und zeitlichen Auftretens sehr stark auf die Korrektur der Tagesniederschlagssummen aus. Es sind daher für Starkregen sinnvolle Datenaggregationen durchzuführen, sodass trotz der geringen Anzahl von außergewöhnlichen Starkregen ein möglichst großer Datenpool für die Ermittlung der Korrekturfaktoren geschaffen werden kann. In unseren Breiten treten beispielweise in den Sommermonaten häufig konvektive Starkregenereignisse mit hohen Intensitätsspitzen auf. Dies kann gleichermaßen im Juni, Juli, August oder September sein und hängt von der Wetterlage sowie der Niederschlagsgenese und weniger vom spezifischen Monat ab. Eine stringente monatsweise Betrachtung ist daher für eine realitätsnahe Abbildung der Starkregen nicht zwingend erforderlich, zumal die vorhandene Datenmenge aufgrund der Seltenheit solcher Starkregen innerhalb der einzelnen Monate gering ist. Aufgrund der beschriebenen Eigenschaften wird daher das Quantile Mapping bis zum 97%-Quantil monatsweise und jenseits des 97%-Quantils halbjahresweise durchgeführt, d. h. für die Anpassung von Starkregenereignissen werden die Monate des hydrologischen Winterhalbjahres (November bis April) und des hydrologischen Sommerhalbjahres (Mai bis Oktober) zusammengefasst. Die Unterteilung in die beiden Halbjahre wird beibehalten, um die unterschiedlichen Charakteristika kurzer konvektiver Starkregen im Sommerhalbjahr und langer advektiver Starkregen im Winterhalbjahr weiterhin berücksichtigen zu können. Eine weitere Datenaggregation erfolgte bereits durch die Zusammenfassung räumlich benachbarter Rasterfelder mit ähnlichen Eigenschaften (siehe Abbildung 10).

Die Anpassung der Modelldaten an die Messdaten erfolgt für den Referenzzeitraum 1961 – 1990. Dabei werden die beiden CLM-Läufe gemeinsam als ein Datenpool behandelt, d. h. auch die Korrektur gilt für CLM1 und CLM2 gleichermaßen. Diese Vorgehensweise liegt darin begründet, dass die Modellläufe in einzelnen Jahren zwar deutliche Unterschiede aufweisen, im langjährigen Mittel ihre Eigenschaften aber vergleichbar sind. Des Weiteren sind sie die Tagessummen beider Datensätze als gleich wahrscheinlich anzusehen. Auch durch die gemeinsame Betrachtung beider CLM-Datensätze erfolgt eine weitere sinnvolle Datenaggregation zur Reduzierung der Zufallskomponenten bei der Korrektur der seltenen Starkregen.

In der folgenden Tabelle 5 wird vorab schon einmal die Vorgehensweise der Bias-Korrektur der Niederschläge zusammengefasst. Detaillierte Informationen können den nachfolgenden Unterkapiteln entnommen werden.

Tabelle 5: Vorgehensweise des Korrekturverfahrens

	Bis zum 97%-Quantil	Jenseits des 97%-Quantils
<b>Methodik</b>	Vergleich einzelner Quantile der Mess- und Modelldaten (nicht parametrisierte Transformation)	Bereichsweise Lineare Regression zwischen Mess- und Modelldaten (parametrisierte Transformation)
<b>Raum</b>	Zunächst einzelne Rasterfelder / Stationen, später Regionen	Regionale Korrektur
<b>Jahreszeit</b>	Monatsweise	Wasserwirtschaftliches Sommer- und Winterhalbjahr
<b>„Niederschlagsrauschen“</b>	Bestimmung eines monatlichen „Trockenwertes“ → Korrektur der Tagessummen um den Trockenwert	Korrektur der Tagessummen um den Trockenwert
<b>Realisierung</b>	CLM1 / CLM2 gemeinsam	CLM1 / CLM2 gemeinsam
<b>Zeitschritt</b>	Korrekturfaktor aus Tagessummen → Anwendung auf Stundensummen	Korrekturfaktor aus Tagessummen → Anwendung auf Stundensummen

Im Kapitel 2.4 wurde bereits auf die grundlegenden unterschiedlichen Eigenschaften der Punktmessdaten und der Flächenmodelldaten hingewiesen. Die auf einer Fläche von 200 cm<sup>2</sup> gewonnenen Messdaten können bei einer entsprechenden Überregnung lokal begrenzte Niederschlagsspitzenwerte abbilden. Die CLM-Flächendaten spiegeln dagegen die mittlere Tagesniederschlagssumme des ungefähr 300 km<sup>2</sup> großen Rasterfeldes wider. Obwohl insbesondere sehr große Tagessummen eine entsprechend große Ausdehnung der Starkregenzelle bedingen und auch durch die räumliche Verlagerung eine flächige Überregnung in Zugrichtung der Regenzelle erfolgt, sind hohe Tagessummen im Sommerhalbjahr in den CLM-Datensätzen eher unterrepräsentiert. Durch eine Anpassung der Raster-Modelldaten an die punktuellen Messdaten werden letztendlich die Eigenschaften der Punktessdaten auf die CLM-Rasterdaten übertragen, sodass streng genommen die korrigierten CLM-Rasterdaten als Punktdaten interpretiert werden müssen. Ähnlich wie beim KOSTRA-DWD-2000 (DWD, 2005) sind die korrigierten CLM-Werte daher als Punktwerte zu verstehen, die an jedem Ort innerhalb eines CLM-Rasterfeldes auftreten können. Diese Einschränkung durch das Korrekturverfahren wird aber als legitim hingenommen, da in den Modellen der Wasser- und Siedlungswasserwirtschaft als Niederschlagsbelastung in der Regel ebenfalls Punktmessungen eingehen, aus denen dann modellintern Gebietsniederschläge abgeleitet werden. Dies ist dadurch begründet, dass historische Messdaten überwiegend als Punktmessungen vorliegen.

### 3.2 Korrektur der Trockentage

Bei der Untersuchung der Trockentage zeigte sich, dass diese vom Modell deutlich unterschätzt werden (siehe Kapitel 2.3.1). In den CLM-Daten treten vermehrt über längere Zeiträume sehr kleine Niederschlagsintensitäten ( $N < 0,1$  mm/h) auf, die nicht plausibel erscheinen und als Modellrauschen interpretiert werden (siehe Abbildung 11). Ohne Korrektur wäre der Tag aus Abbildung 11 mit einer Niederschlagssumme von  $N = 0,24$  mm als Niederschlagstag interpretiert worden. Im Hinblick auf die Auswertung von Trockenperioden beispielsweise ist aber die korrekte Wiedergabe der Trockentage unabdingbar, sodass die Trockentage bei der Bias-Korrektur gesondert behandelt werden. Durch die Korrektur wird das Modellrauschen unterdrückt, sodass beim Beispiel aus Abbildung 11 nach der Korrektur ein Trockentag resultiert.

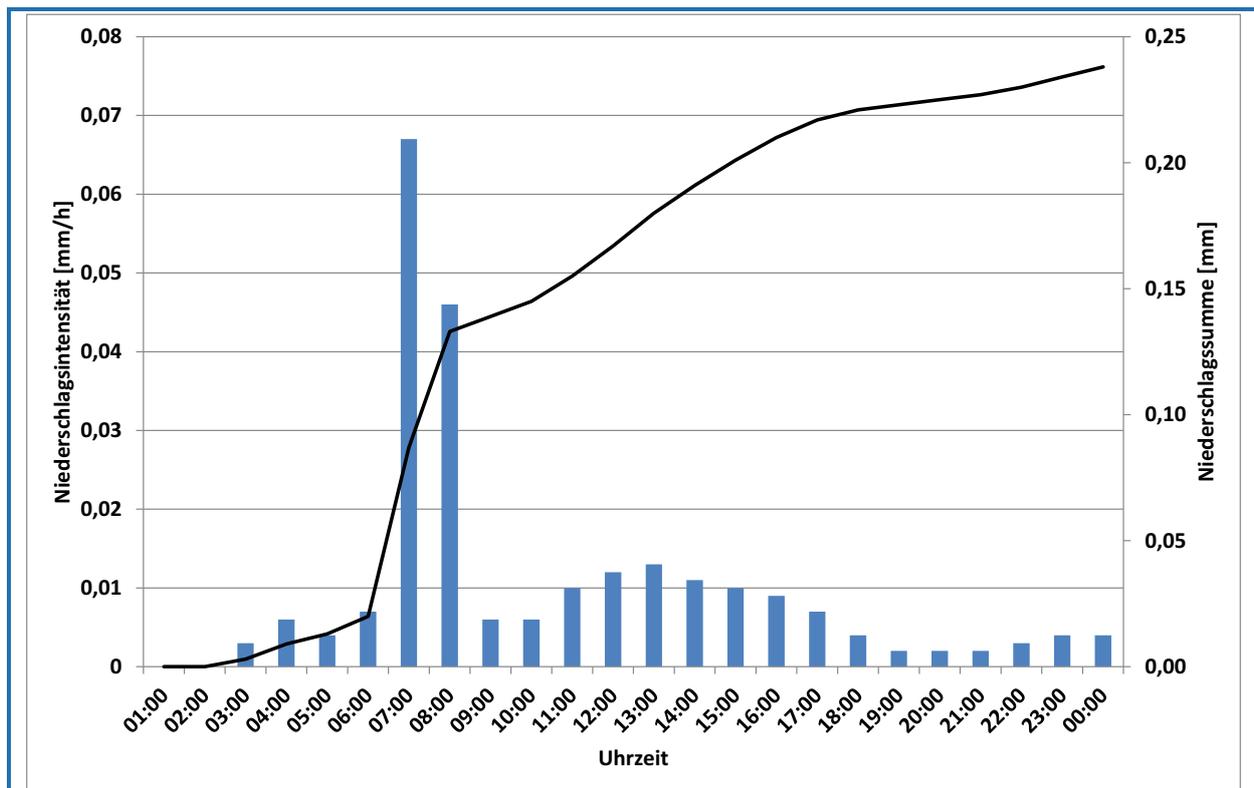


Abbildung 11: Typisches Niederschlagsrauschen in den CLM-Daten (Szenario A1B, CLM Lauf 1)

Für die Korrektur der Trockentage werden beim Vergleich der CLM-Daten mit den Stationsdaten je Kalendermonat die Quantile ermittelt, bei denen die Messdaten gerade noch Null sind. Die korrespondierende Niederschlagshöhe des entsprechenden Quantils bei den CLM-Daten entspricht dem Schwellenwert, der dann anschließend von allen CLM-Tagesniederschlagssummen abgezogen wird (siehe Abbildung 12).

In den Modelldaten soll die Anzahl der Trockentage je Untersuchungszeitraum grundsätzlich variabel und durch die Ergebnisse der Klimamodellierung beeinflusst werden. Es wird daher im Referenzzeitraum nicht ein Quantil für die Anzahl der Trockentage bestimmt, das auf die Datensätze in der Zukunft übertragen wird, da dann in jedem Untersuchungszeitraum die Anzahl der Trockentage gleich bleiben würde. Stattdessen wird angenommen, dass das Modellrauschen in seiner absoluten Größe über den gesamten modellierten Zeitraum in etwa gleich groß bleibt. Unter dieser Annahme wird der im Referenzzeitraum ermittelte absolute Betrag des Trockenwertes in den Datensätzen der Zukunft von den Tagesniederschlagssummen abgezogen. Nimmt dann z. B. in der

Zukunft die Anzahl der Tage mit Niederschlagssummen unter dem Trockenwert zu, so nehmen nach der Korrektur auch entsprechend proportional die Trockentage zu.

Da nicht nur die Tage bis zu diesem Schwellenwert gleich Null gesetzt werden, entsteht kein Sprung zwischen Niederschlag freien Tagen und Tagen mit Niederschlägen, die größer als der Schwellenwert sind. Es wird quasi dem CLM-Modell unterstellt, dass dieses Modellrauschen grundsätzlich auftritt und auch an Tagen mit hohen Niederschlagssummen die eigentlichen Niederschläge überlagert.

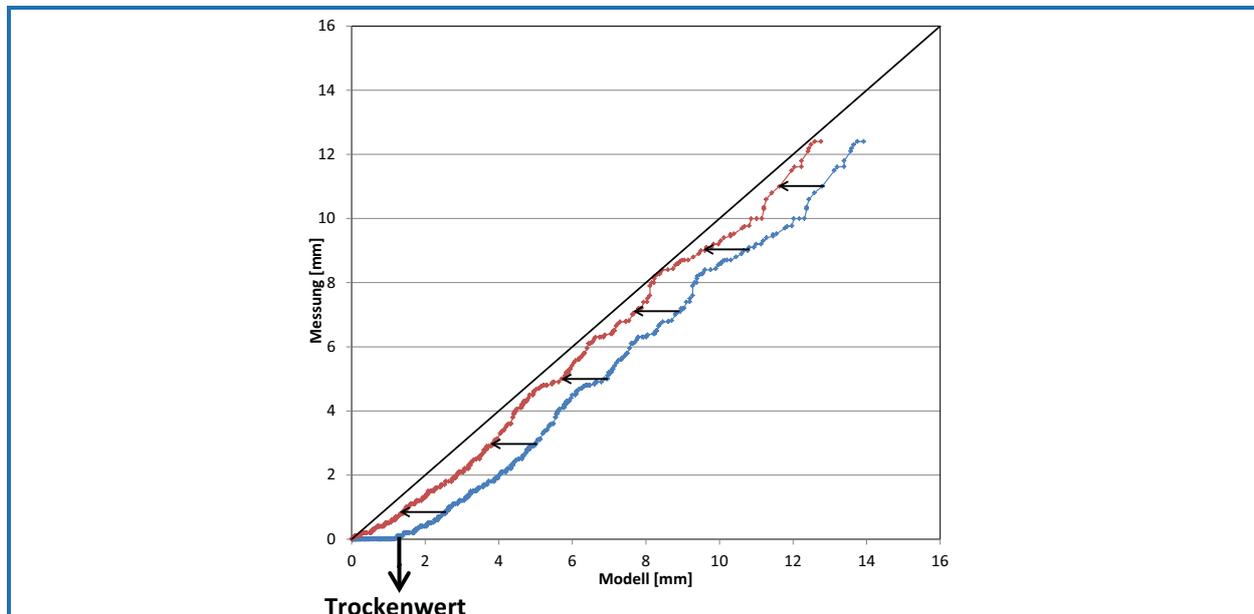


Abbildung 12: Bestimmung des Trockenwertes beim Quantile Mapping

Die so ermittelten Trockenwerte variieren in den einzelnen Kalendermonaten, wie in Abbildung 13 dargestellt ist. Die geringsten Werte treten im März, die größten im August auf. Die Trockenwerte der für die Bias-Korrektur festgelegten Regionen der ELR folgen dabei einem einheitlichen Jahresgang, wenngleich die absolute Größe der Trockenwerte in den einzelnen Regionen unterschiedlich ist. Somit spiegeln sich auch an dieser Stelle die bereits beschriebenen regionalen Besonderheiten wider.

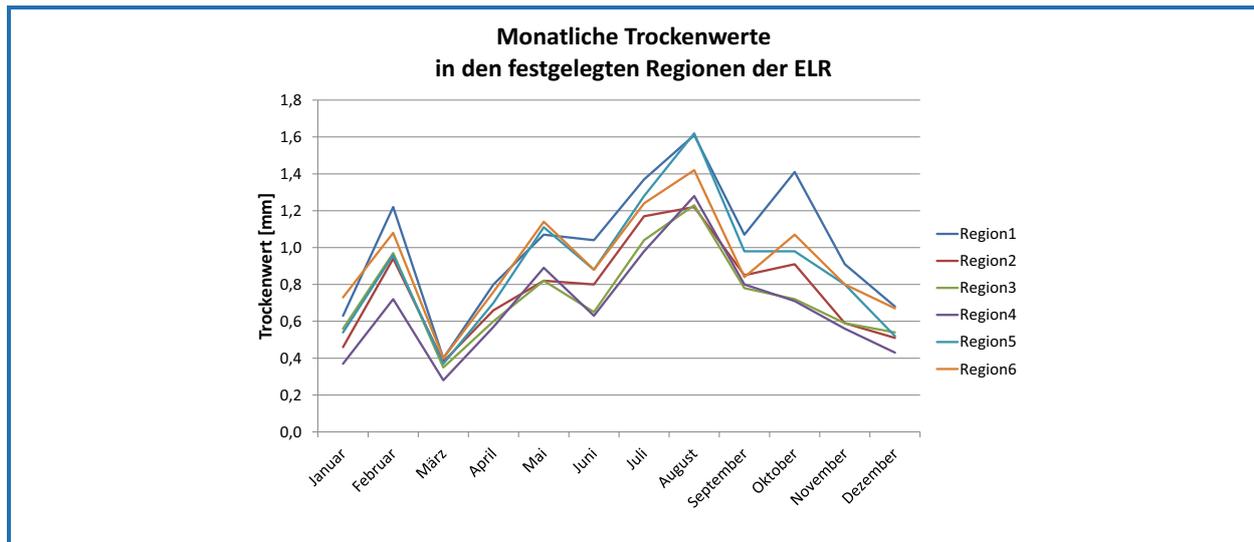


Abbildung 13: Monatliche Trockenwerte in den für die Bias-Korrektur festgelegten Regionen innerhalb der ELR

### 3.3 Korrektur bis zum 97%-Quantil

Zur Bestimmung von Regionen mit ähnlichen Eigenschaften wird nach Abzug der Trockenwerte das monatsweise Quantile Mapping bis zum 97%-Quantil zunächst für die einzelnen Rasterfelder und entsprechenden Messstationen durchgeführt. In Abbildung 14 ist das Ergebnis des Quantile Mappings am Beispiel GP\_086\_091 – Dortmund Nettebach dargestellt. Hier ist erkennbar, in welchen Monaten die Niederschläge (nach Abzug des Trockenwertes) vom Modell eher über- oder unterschätzt werden, ebenso das Maß der Über- bzw. Unterschätzung. Die Winkelhalbierende entspricht einer Übereinstimmung der Quantile in den Mess- und Modelldaten. Punkte über der Winkelhalbierenden zeigen an, welche Niederschlagshöhen in den einzelnen Kalendermonaten durch das Modell unterschätzt werden, Punkte unter der Winkelhalbierenden zeigen eine Überschätzung durch das Modell an.

Im Anschluss an diesen Arbeitsschritt werden die Bilder der einzelnen Rasterfelder / Stationen miteinander verglichen. Dabei zeigen sich in benachbarten Rasterfeldern, die sich über zwei bis vier Felder erstrecken können, teilweise sehr ähnliche Ergebnisse. Diese benachbarten Rasterfelder werden zu Regionen zusammengefasst, wie es in Abbildung 15 und Abbildung 16 beispielhaft für zwei Regionen dargestellt ist.

Auch hier spiegeln sich die gewonnen Erkenntnisse zum regional differenzierten Niederschlagsbias der Jahres- und Monatssummen wider. Region 3 – Zentrale ELR (Abbildung 15) ist gekennzeichnet durch relativ geringe Abweichungen zwischen Mess- und Modelldaten sowie tendenziell mehr Unterschätzungen des Niederschlags durch das Modell in den Sommer- und Herbstmonaten. Im Gegensatz dazu ist die Spannweite der Abweichungen in Region 5 – Östliche ELR (Abbildung 16) deutlich größer, und das Modell überschätzt hier die Messdaten in der überwiegenden Anzahl der Monate. Vergleichend stellt Abbildung 17 die Ergebnisse des Quantile Mappings bis zum 97%-Quantil für beide Regionen gegenüber. Eine Übersicht über die Rasterfelder der ELR, die zu sechs Regionen zusammengefasst wurden, wurde bereits in Abbildung 10 (Seite 10) gegeben.

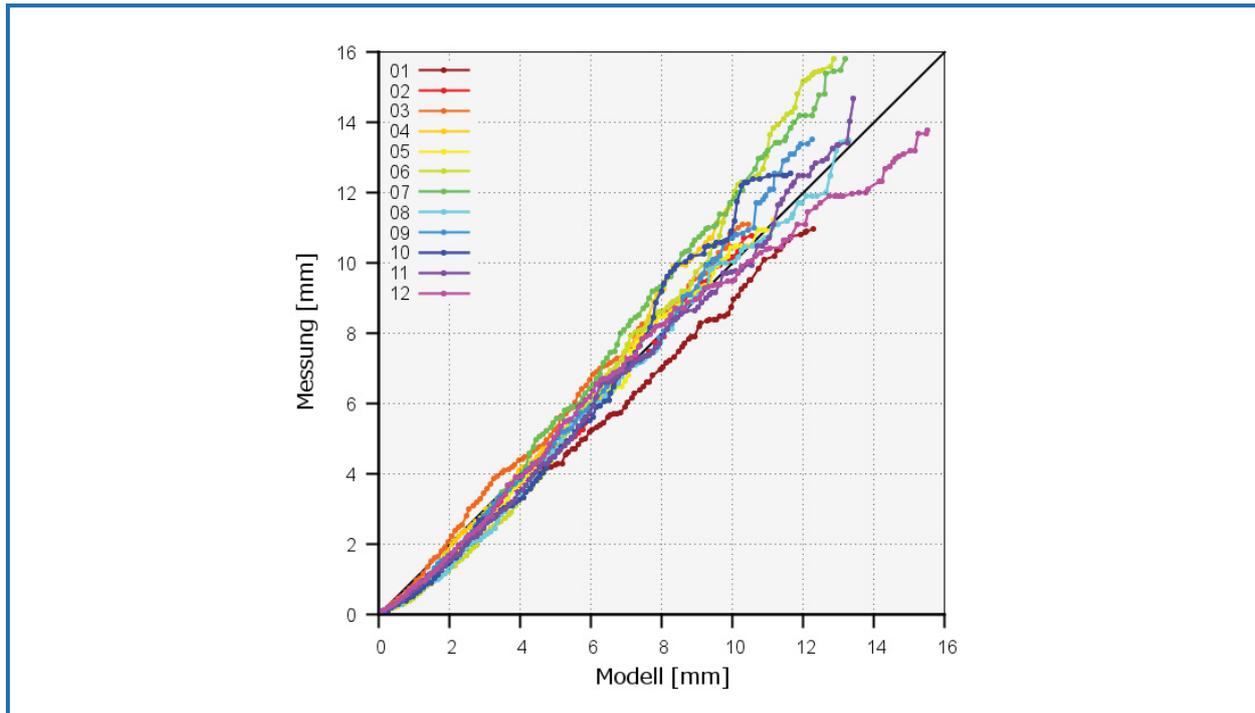


Abbildung 14: Monatsweises Quantile Mapping bis zum 97%-Quantil für einzelne Rasterfelder / Stationen am Beispiel GP\_086\_091 – Dortmund Nettebach

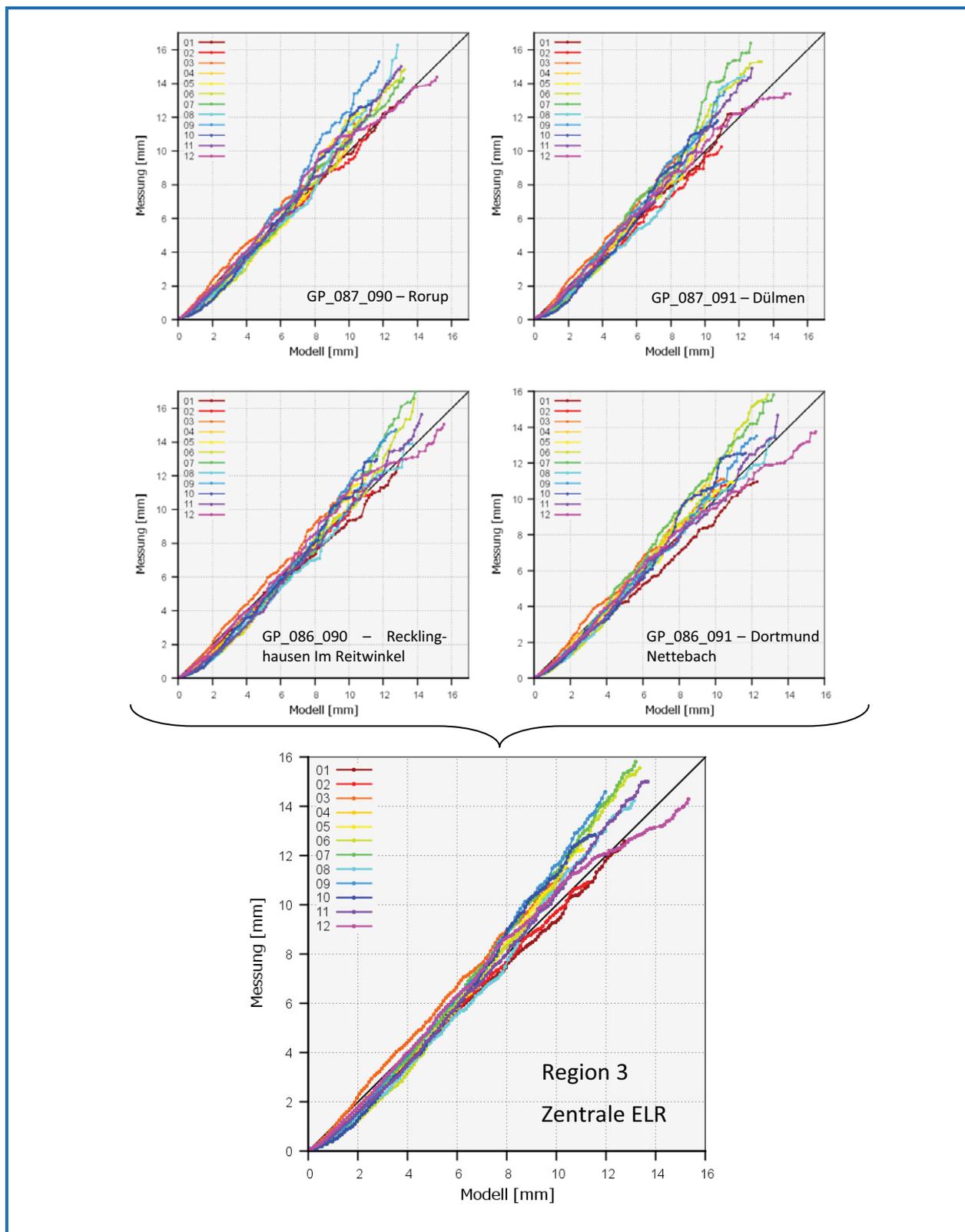


Abbildung 15: Zusammenfassung einzelner Rasterfelder / Stationen zu Regionen am Beispiel der Region 3 (Zentrale ELR)

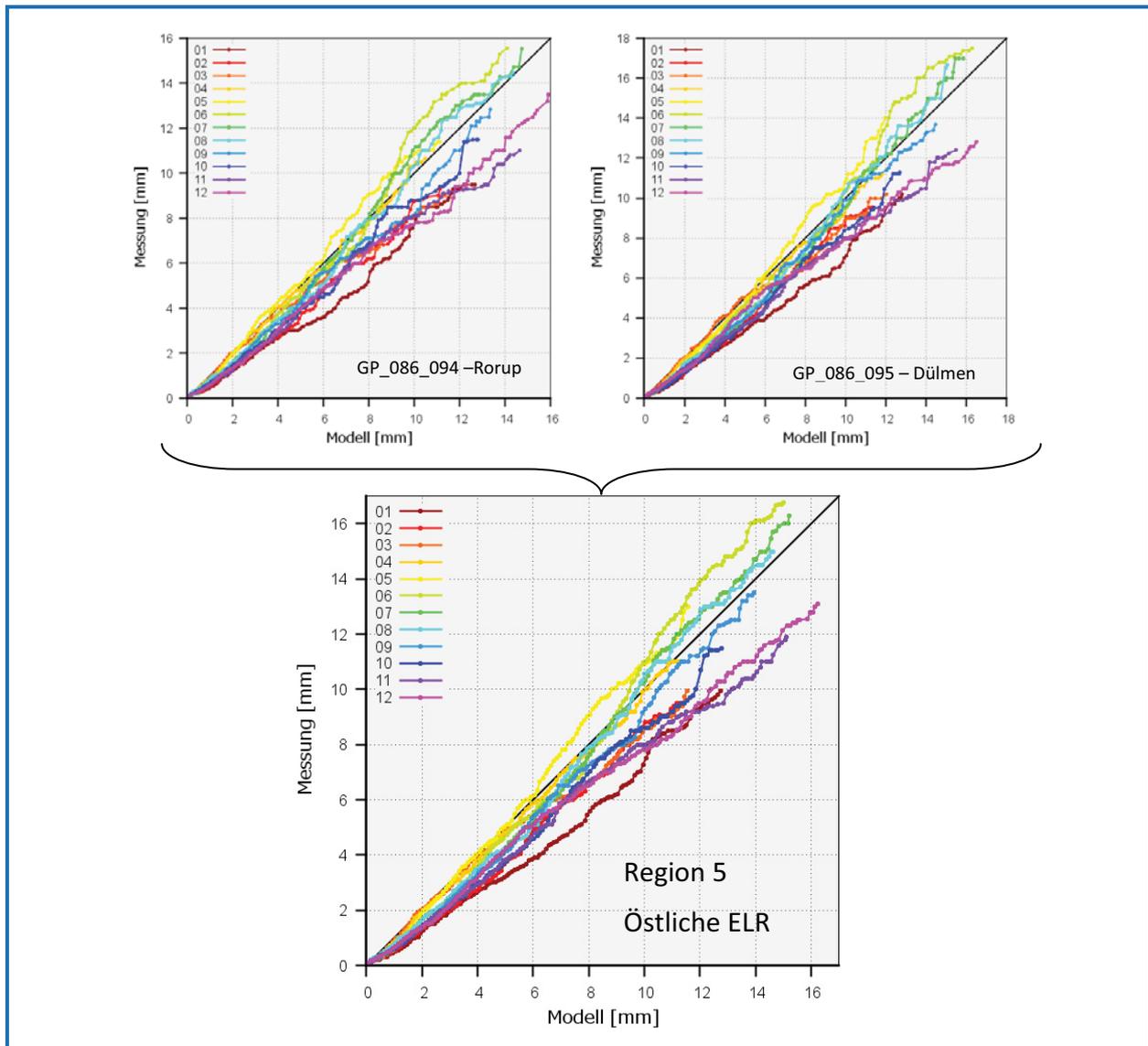


Abbildung 16: Zusammenfassung einzelner Rasterfelder / Stationen zu Regionen am Beispiel der Region 5 (Östliche ELR)

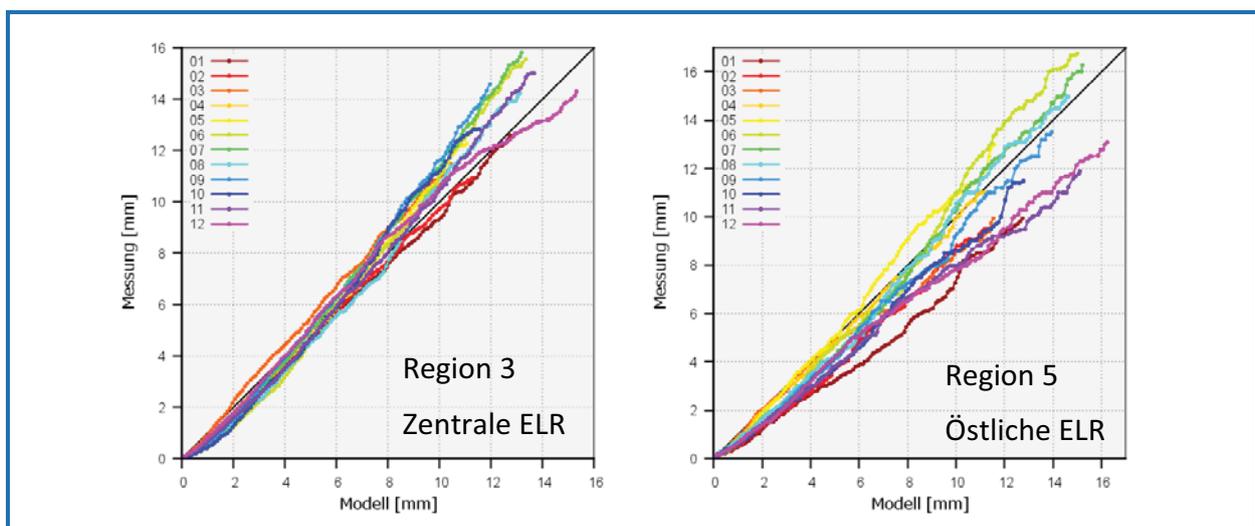


Abbildung 17: Gegenüberstellung der Ergebnisse des Quantile Mappings für die Regionen 3 und 5

### 3.4 Korrektur jenseits des 97%-Quantils

Die Korrektur der Niederschlagsdaten über dem 97%-Quantil erfolgt für die ermittelten Regionen halbjahresweise, d. h. die Starkregenereignisse jenseits des 97%-Quantils des wasserwirtschaftlichen Sommerhalbjahres (Mai – Oktober) und Winterhalbjahres (November – April) werden pro Region jeweils zu einem Datenpool zusammengefasst. Hier wird, wie bereits in Kapitel 3.1 beschrieben, zur Reduzierung der Unsicherheiten einem größeren Datensatz Vorrang gegenüber monatsweisen Unterschieden eingeräumt.

Trägt man hier erneut die Quantile der Mess- und Modelldaten gegeneinander auf, sind lineare Zusammenhänge erkennbar. In der Regel lassen sich zwei Abschnitte festlegen, die jeweils durch eine Gerade abgebildet werden können (siehe Abbildung 18). Diese Geradengleichungen werden für die Korrektur der hohen Niederschläge verwendet. Dabei wird der Knickpunkt zwischen den Geraden manuell bestimmt. Da die Lineare Regression die Möglichkeit zur Extrapolation bietet, können somit in der Zukunft auch höhere Niederschläge als im Referenzzeitraum korrigiert werden.

Abbildung 19 zeigt die Anpassung der Daten über dem 97%-Quantil für das Winter- und Sommerhalbjahr am Beispiel der Region 2. Hier zeigt sich, dass die sehr hohen Niederschlagsereignisse, vor allem Extremereignisse im Sommerhalbjahr deutlich unterschätzt werden. Im Winterhalbjahr hingegen werden hohe Niederschläge vom CLM-Modell eher überschätzt. An dieser Stelle wird der bereits beschriebene Unterschied zwischen den Modelldaten (Flächendaten) und Messdaten (Punktdaten) noch einmal deutlich. Lokal begrenzte konvektive Starkregen, die von Regenschreibern aufgezeichnet werden, werden durch das Flächenmittel der CLM-Daten nicht abgebildet.

Dieses generelle Verhalten der Modelldaten wird in anderen Regionen der ELR von orografischen Effekten überlagert. Dies zeigt sich in den beiden im Süden liegenden Regionen 1 und 6. Hier reichen die CLM Rasterfelder ins Bergische Land, d. h. die mittleren geodätischen Höhen der CLM-Rasterfelder sind größer als die geodätischen Höhen der zur Anpassung verwendeten Messstationen. Die Niederschlagshöhen der Modelldaten sind dementsprechend insgesamt größer.

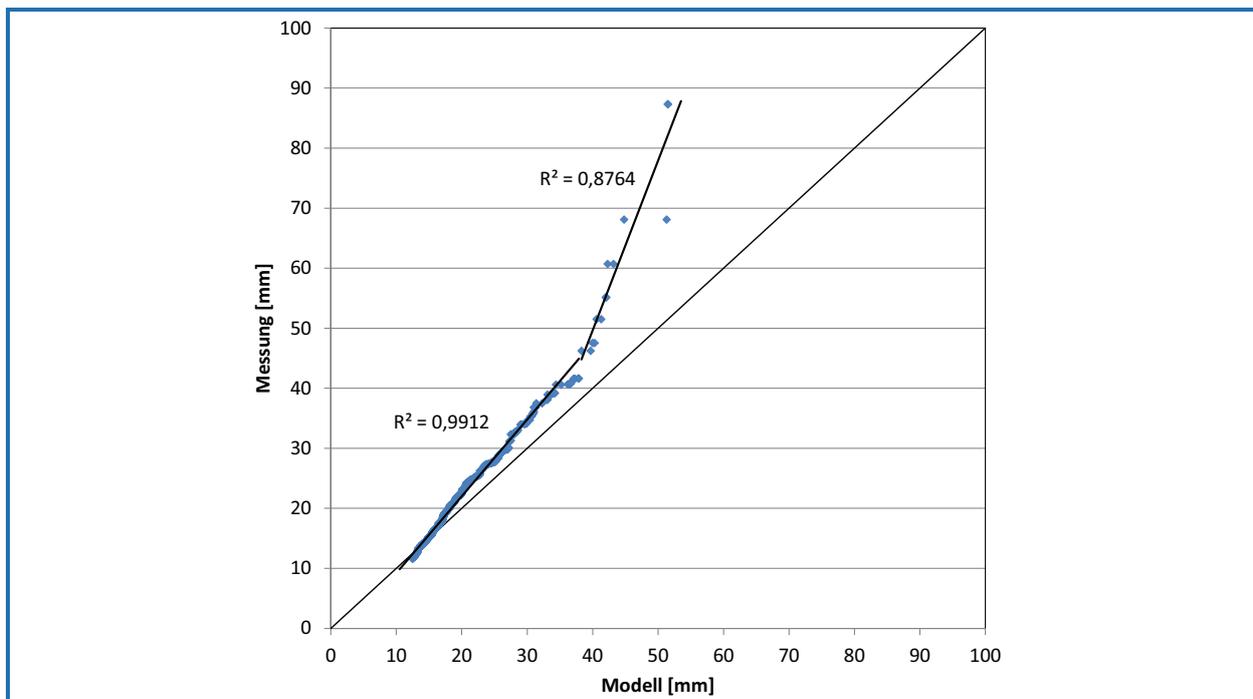


Abbildung 18: Bereichsweise Lineare Regression über dem 97%-Quantil

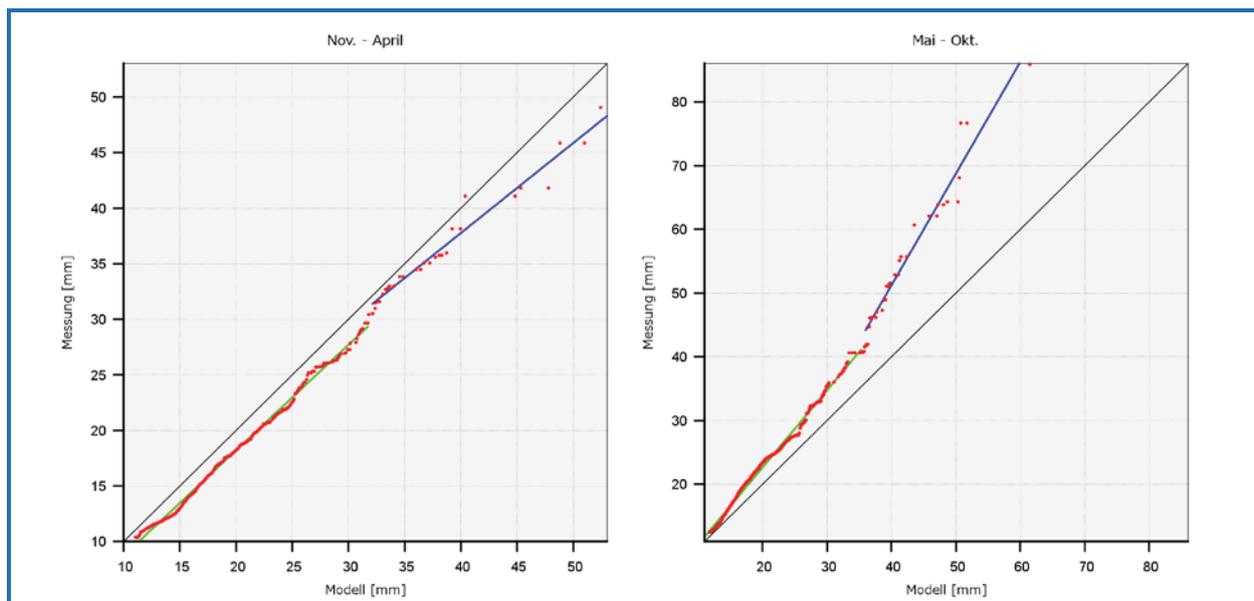


Abbildung 19: Lineare Regression über dem 97%-Quantil nach Halbjahren getrennt am Beispiel der Region 2

Dies führt dazu, dass die Überschätzungen in den Wintermonaten ausgeprägter sind, und auch im Sommerhalbjahr die Unterschätzungen abnehmen. Teilweise kommt es im Sommer auch zu Überschätzungen durch das CLM-Modell, wie Abbildung 20 am Beispiel der Region 6 zeigt.

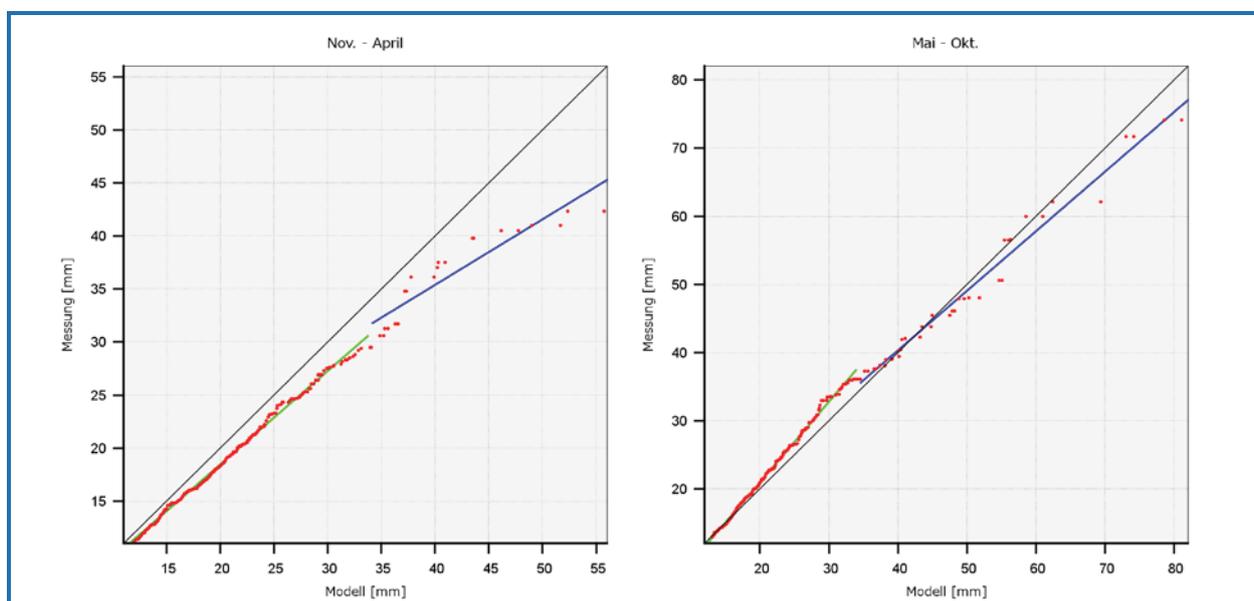


Abbildung 20: Lineare Regression über dem 97%-Quantil nach Halbjahren getrennt am Beispiel der Region 6

Im Osten der ELR tritt ein anderer Effekt auf. Hier sind die gemessenen Niederschlagshöhen, insbesondere die von Starkregen, insgesamt deutlich geringer als in der restlichen ELR. Dies betrifft vor allem die Region 5, in geringerem Maße auch Region 4. Diese Niederschlagsabnahme in Richtung Osten wird durch das CLM-Modell nicht abgebildet, sodass die Überschätzungen im Winterhalbjahr durch das Modell dort ebenso wie im Süden der ELR größer sind. Die Anpassungsgeraden, wie sie in Abbildung 20 dargestellt sind, weisen daher in den Regionen 4 und 5 einen ähnlichen Verlauf auf.

## 4 Ergebnisse der Bias-Korrektur

In den Kapiteln 2 und 3 wurden zunächst die festgestellten Unterschiede (Bias) zwischen Modell- und Messdaten und das Korrekturverfahren vorgestellt. In diesen Kapiteln wurden die Hintergründe für die Abweichungen in den Modelldaten und die Entwicklung der Verfahrensschritte, die für eine Korrektur erforderlich sind, bereits detailliert beschrieben. Im Folgenden Kapitel werden daher nur die Ergebnisse der Bias-Korrektur dargestellt, ohne nochmals auf die Ursachen oder die Methodik einzugehen.

Die Korrektur der CLM-Niederschlagsdaten wird auf den gesamten Datensatz (1961 – 2100) und auf beide Realisierungen (CLM1 / CLM2) gleichermaßen angewendet. Es wird vorausgesetzt, dass es sich beim Bias um einen systematischen Modellfehler handelt und die im Referenzzeitraum festgestellten Unterschiede auch für die Klimaprojektionen gelten. Die Bewertung der Bias-Korrektur erfolgt mit den Datensätzen des Referenzzeitraumes auf wiederum unterschiedlichen Zeitskalen.

Die Analysen der korrigierten Datensätze zeigt eine erfolgreiche Korrektur hinsichtlich aller untersuchten Kriterien und Kennwerte. Am Beispiel des Rasterfeldes GP\_086\_088 und der korrespondierenden Station Dinslaken Emschermündung werden die Ergebnisse im Folgenden exemplarisch dargestellt.

Es erfolgt generell eine graphische Gegenüberstellung der CLM-Datensätze vor und nach der Korrektur in Relation zu den Messdaten. Die jeweils linke Abbildung zeigt die zum Teil schon in Kapitel 2 gezeigten Unterschiede der unkorrigierten CLM-Datensätze gegenüber den Messdaten. Die jeweils rechte Abbildung zeigt die korrigierten CLM-Datensätze im Vergleich zu den Messdaten. Ergänzend zur graphischen Ergebnisdarstellung werden die Ergebnisse kurz kommentiert.

### 4.1 Jahressummen

Der Vergleich der Jahresniederschlagssummen (Abbildung 21) zeigt, dass die CLM-Daten nach der Bias-Korrektur die Messdaten sehr gut abbilden. Gemittelt über die ELR stimmen die Jahressummen der CLM- und Messdaten im Referenzzeitraum 1961 – 1990 zu 100 % überein. Durch die mittlere Anpassung über mehrere Rasterflächen einer Region kommt es lokal (an einzelnen Rasterfeldern) weiterhin zu Unterschieden, die mit maximal 7 % aber wesentlich kleiner sind als die natürliche räumliche Variabilität. Ebenso wird die Spannweite, in der sich die Jahressummen bewegen, gut getroffen (Messdaten: 552 mm – 1051 mm, CLM1: 565 mm – 1033 mm, CLM2: 632 mm – 955 mm).

Die Rangfolge der Jahressummen (Abbildung 22), d. h. die Sortierung der Werte nach ihrer Größe im Referenzzeitraum, macht ferner deutlich, dass die Varianz der Modelldaten etwas geringer ist als bei den Messdaten. Trockene Jahre werden leicht überschätzt und sehr nasse Jahre etwas unterschätzt.

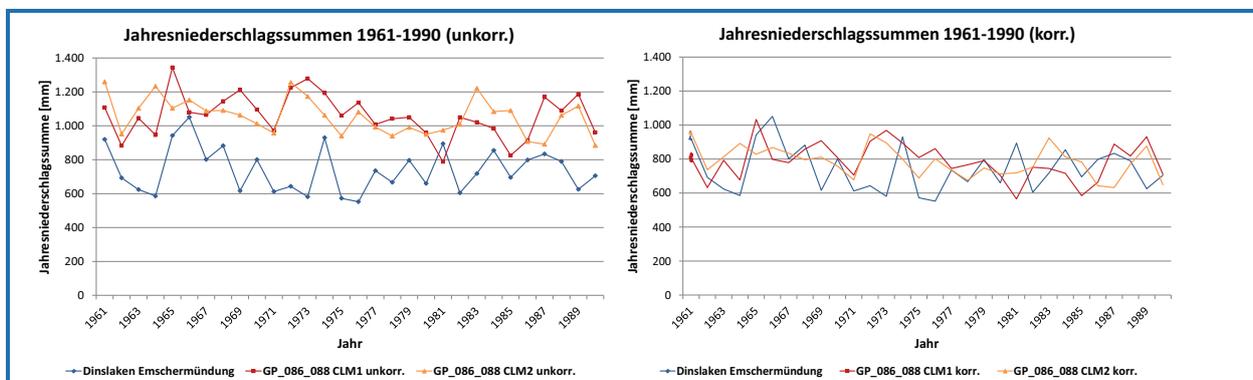


Abbildung 21: Vergleich der Jahresniederschlagssummen 1961 – 1990 vor und nach der Bias-Korrektur am Beispiel GP\_086\_088 Dinslaken / Emschermündung

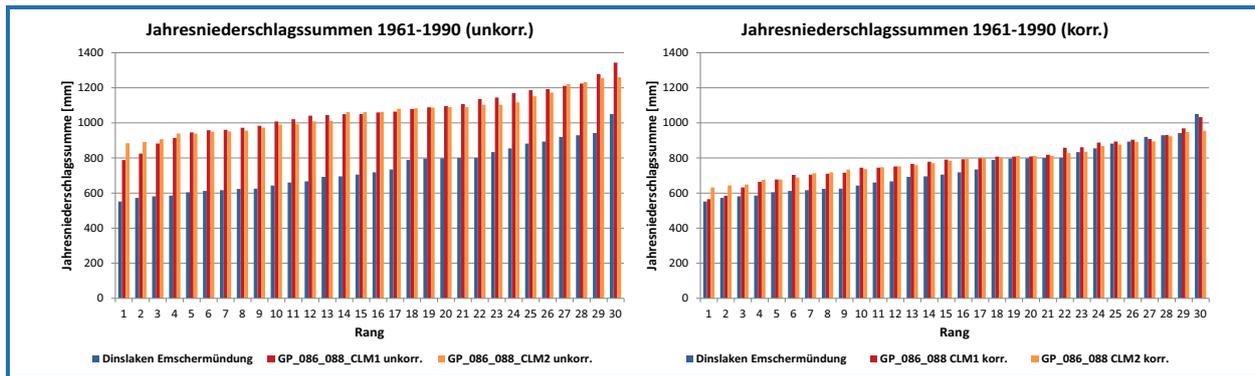


Abbildung 22: Rangfolge der Jahresniederschlagssummen 1961 – 1990 vor und nach der Bias-Korrektur am Beispiel GP\_086\_088 / Dinslaken Emschermündung

## 4.2 Monatssummen

Die gute Anpassung der mittleren Jahresniederschlagssummen gewährleistet nicht grundsätzlich, dass auch bei kleineren Bilanzierungszeiträumen eine ähnlich gute Übereinstimmung eintritt. Durch die monatsweise bzw. halbjahresweise Bias-Korrektur werden die über das Jahr variierenden Unterschiede entsprechend berücksichtigt. Dies führt auch bei den Monatsniederschlagssummen zu einer sehr guten Anpassung an die Messwerte.

In dem dargestellten Beispiel GP\_086\_088 / Dinslaken Emschermündung (Abbildung 23) liegen die modellierten Monatssummen nach der Korrektur im Mittel etwas über den gemessenen Daten, während in den benachbarten Rasterfeldern derselben Region die modellierten Daten hingegen leicht unter den Messwerten liegen. Gemittelt über die Region sind die Abweichungen gering. Dies resultiert aus dem Verfahren, bei dem die Korrektur einheitlich auf eine Region angewendet wird. Kleinräumigere Unterschiede in einzelnen Rasterfeldern werden dabei nicht berücksichtigt.

Die maximalen Abweichungen in den einzelnen Monaten zwischen korrigierten Modelldaten und Messdaten liegen in den festgelegten Regionen bei maximal 7 % und somit im Rahmen der natürlichen Variabilität. In einzelnen Rasterfeldern sind die Abweichungen in einzelnen Monaten größer. Der größte Unterschied ist in dem dargestellten Beispiel zu sehen. Hier liegen die Januarwerte der CLM2-Daten im Mittel um 22 % über den gemessenen Werten.

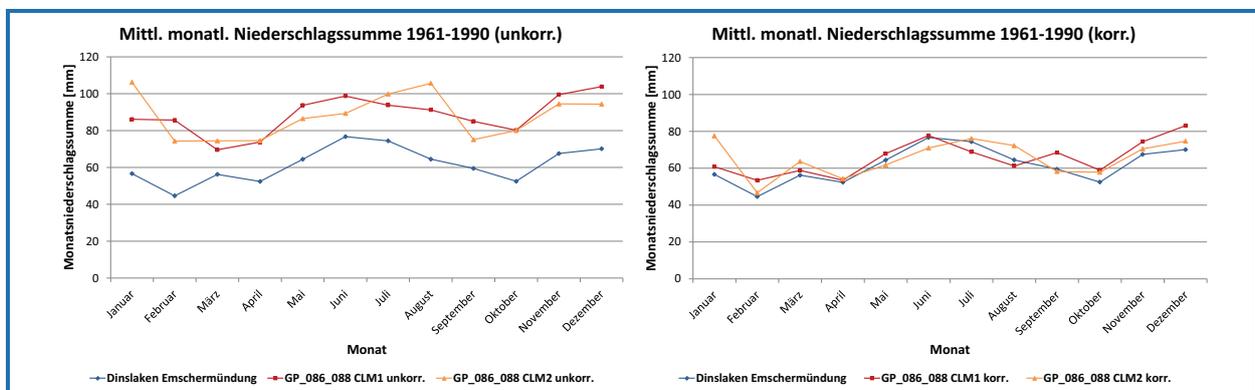


Abbildung 23: Vergleich der Monatsniederschlagssummen 1961 – 1990 vor und nach der Bias-Korrektur am Beispiel GP\_086\_088 / Dinslaken Emschermündung

## 4.3 Tagessummen

### 4.3.1 Trockentage

Betrachtet man zunächst die Trockentage mit  $N \leq 0,1 \text{ mm/d}$ , nähern sich diese nach der Bias-Korrektur den Messwerten sehr gut an. Durch die mittlere Anpassung über mehrere Rasterflächen einer Region gibt es dabei wie bei den Jahres- und Monatssummen an einzelnen Rasterfeldern kleine Unterschiede. In Abbildung 24 ist die mittlere Summe der Trockentage pro Jahr im Referenzzeitraum vor und nach der Bias-Korrektur am Beispiel Dinslaken Emschermündung / GP\_086\_088 dargestellt.

Hier liegt die gemessene Anzahl der Trockentage in den Jahren 1961 – 1990 durchschnittlich bei 184, bei den Modelldaten bei 177 (CLM1) bzw. 181 (CLM2) Tagen pro Jahr. Über die ELR gemittelt erreichen die Modelldaten mit  $N \leq 0,1 \text{ mm/d}$  durchschnittlich 97 % der gemessenen Trockentage. Tage mit  $N = 0,0 \text{ mm/d}$  werden aufgrund des Abzug des „Trockenwertes“ innerhalb des Korrekturverfahrens (Kapitel 3.2) insgesamt zu 100 % abgebildet. Auch die monatliche Verteilung der Trockentage wird nach der Bias-Korrektur gut wiedergegeben, wie Abbildung 25 zeigt.

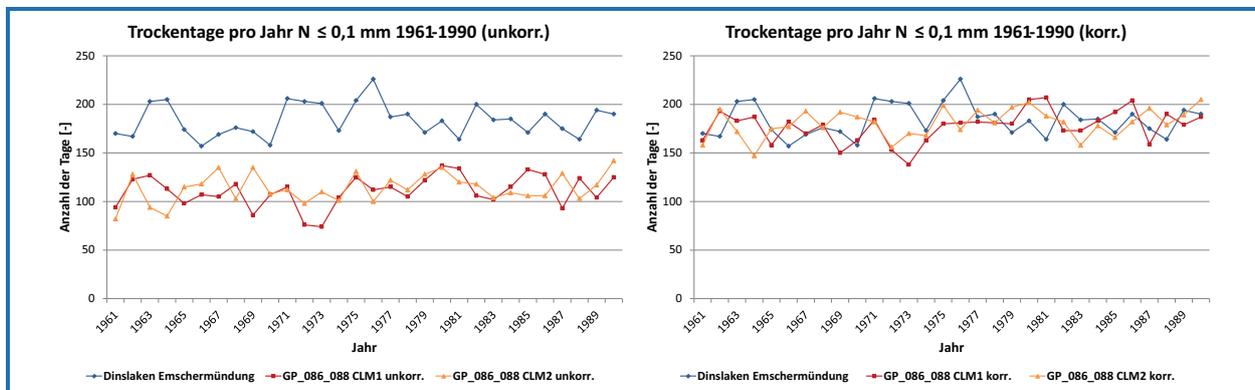


Abbildung 24: Vergleich der mittleren Anzahl der Trockentage pro Jahr 1961 – 1990 vor und nach der Bias-Korrektur am Beispiel GP\_086\_088 / Dinslaken Emschermündung

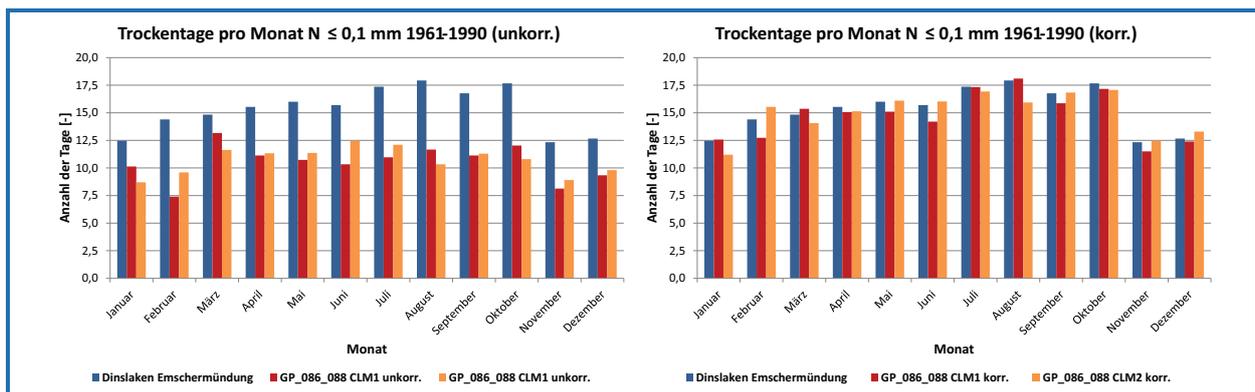


Abbildung 25: Vergleich der mittleren Anzahl der Trockentage pro Monat 1961 – 1990 vor und nach der Bias-Korrektur am Beispiel GP\_086\_088 / Dinslaken Emschermündung

### 4.3.2 Niederschlagsverteilung

Zur Beurteilung der durchgeführten Bias-Korrektur auf Tagesbasis werden erneut die Häufigkeitsverteilungen der gemessenen und modellierten Daten im Zeitraum 1961 – 1990 für einzelne Niederschlagsklassen vor und nach der Korrektur aufgetragen und verglichen (siehe Abbildung 26).

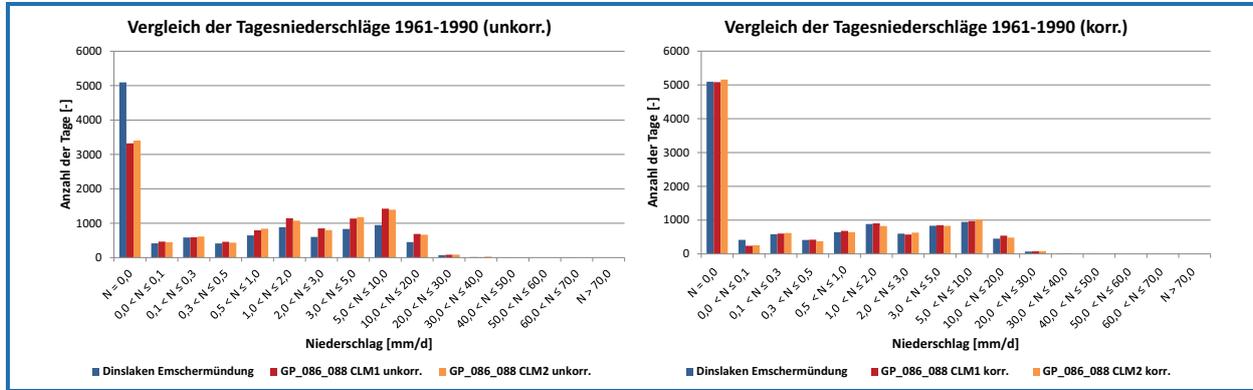


Abbildung 26: Vergleich der Tagesniederschläge 1961 – 1990 vor und nach der Bias-Korrektur am Beispiel GP\_086\_088 / Dinslaken Emschermündung

In Abbildung 27 sind die Verteilungen der gemessenen und modellierten Daten im Zeitraum 1961 – 1990 für einzelne Niederschlagsklassen unter Aussparung der Tage mit  $N = 0$  mm/d vor und nach der Bias-Korrektur dargestellt. Auch hier zeigt sich in allen Klassen eine sehr gute Anpassung der Modelldaten an die Messdaten, auch in den mittleren Niederschlagsklassen, die vor der Korrektur deutlich überschätzt wurden.

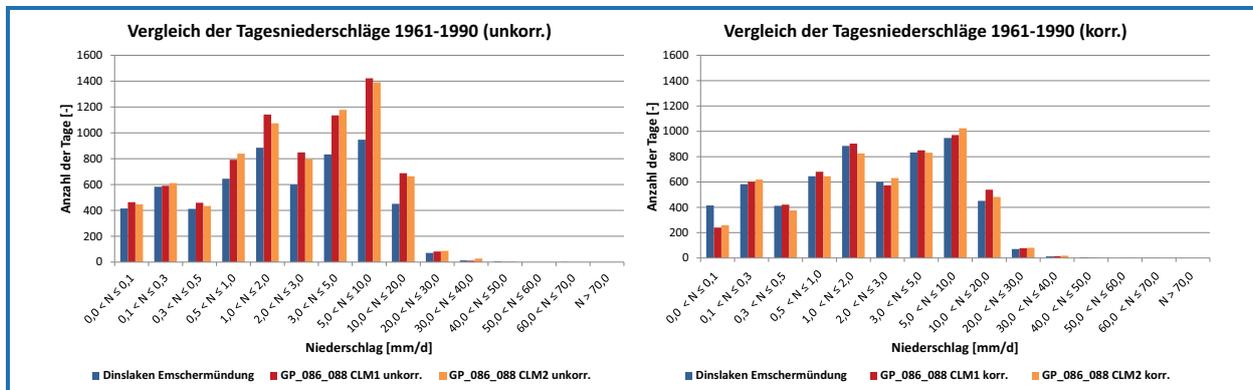


Abbildung 27: Vergleich der Tagesniederschläge 1961 – 1990 vor und nach der Bias-Korrektur (ohne  $N = 0$  mm/d) am Beispiel GP\_086\_088 / Dinslaken Emschermündung

### 4.3.3 Starkregen

Zur Untersuchung von Starkregen wurde – analog zu den Auswertungen in Kapitel 2.3.3 – mit den Bias korrigierten Tagesniederschlagssummen eine Starkregenstatistik nach den Arbeitsblätter ATV-A 121 / DWA-A 531 durchgeführt. Die Ergebnisse sind jeweils im Vergleich zu den statistisch ermittelten Niederschlagshöhen der nicht korrigierten Daten in Abbildung 28 dargestellt (CLM1 blau, CLM2 rot). Die grauen Linien kennzeichnen erneut den Toleranzbereich auf Basis der Messdaten, der bei statistischen Auswertungen des KOSTRA-DWD-2000 (DWD, 2005) angegeben wird.

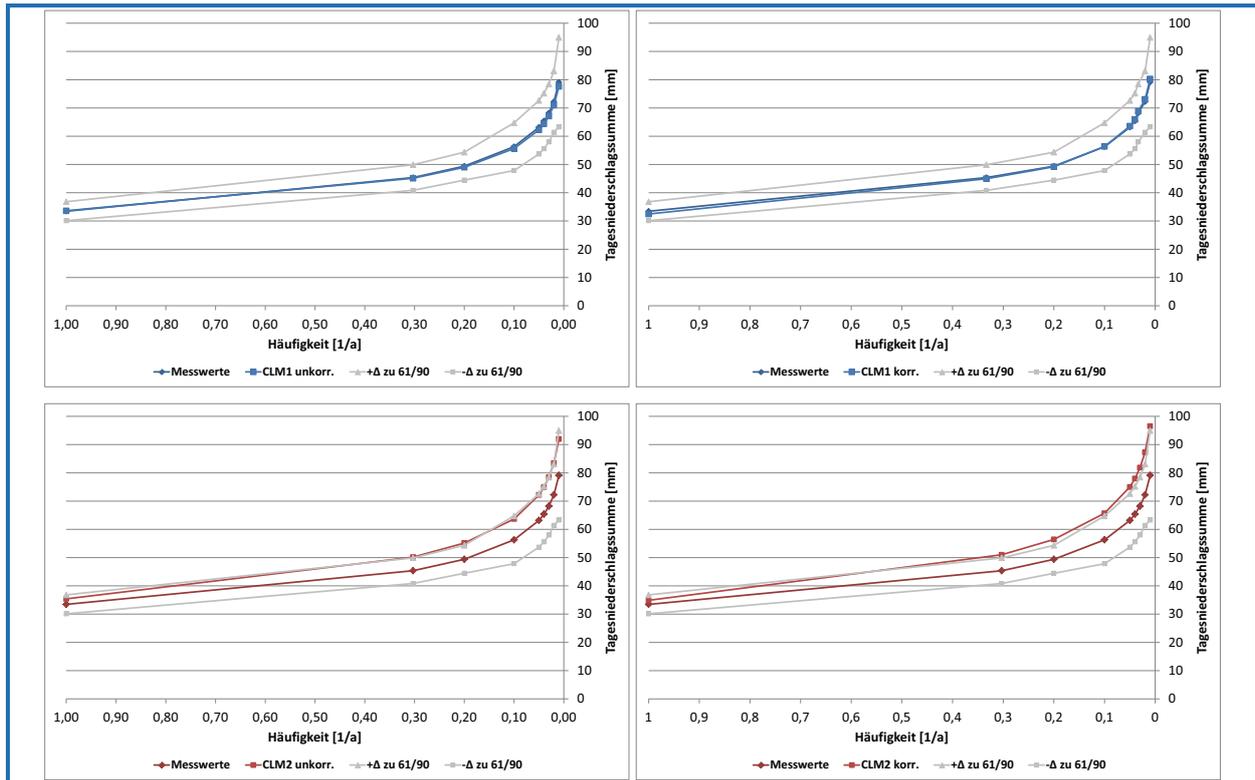


Abbildung 28: Vergleich der statistisch ermittelten Niederschlagshöhen im Referenzzeitraum für verschiedene Wiederkehrhäufigkeiten (links: CLM1/2 unkorrigiert vs. Messdaten; rechts CLM1/2 korrigiert vs. Messdaten)

Vergleicht man die statistischen Auswertungen, so zeigen sich kaum Unterschiede vor und nach der Bias-Korrektur. Beim CLM1-Datensatz ergeben sich weiterhin ähnliche Tagesniederschlagssummen für die unterschiedlichen Wiederkehrhäufigkeiten wie bei den Messdaten, während beim CLM2-Datensatz wesentlich höhere Tagessummen am oberen Rand des Toleranzbereiches resultieren. Somit bleibt das unterschiedliche Starkregenverhalten in den beiden CLM-Datensätzen nach der Bias-Korrektur bestehen.

Wie bereits in Kapitel 2.3.3 beschrieben, wurden deutliche Unterschiede in der jahreszeitlichen Verteilung der Starkregen in den Mess- und den nicht korrigierten Modelldaten festgestellt, obwohl die statistisch berechneten Niederschlagshöhen ähnlich sind. Das Verhältnis der hohen Tagesniederschlagssummen zwischen Sommer- und Winterhalbjahr konnte durch die Bias-Korrektur deutlich verbessert werden. Abbildung 29 stellt die mittlere Starkregenhäufigkeit pro Jahr in der ELR über einem Schwellenwert von  $N \geq 20 \text{ mm/d}$ , differenziert nach hydrologischen Sommer- und Winterhalbjahr, vor und nach der Bias-Korrektur gegenüber.

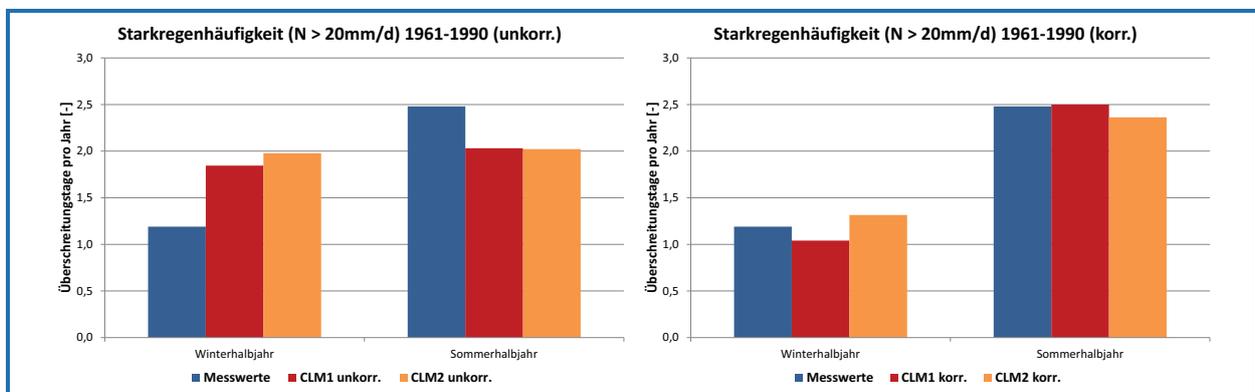


Abbildung 29: Vergleich der mittleren Starkregenhäufigkeit ( $N \geq 20 \text{ mm/d}$ ) in der ELR 1961 – 1990 vor und nach der Bias-Korrektur, differenziert nach hydrologischem Sommer- und Winterhalbjahr

Während vor der Bias-Korrektur das Verhältnis der Starkregen zwischen Sommer- und Winterhalbjahr bei den CLM-Daten fast ausgeglichen ist, gleicht es sich nach der Korrektur dem der Messdaten sehr gut an.

Es sei an dieser Stelle angemerkt, dass der gewählte Schwellenwert von  $N \geq 20$  mm/d ein üblicher Schwellenwert zur Beschreibung von Starkregen ist. In der ELR treten Tagesniederschlagssummen  $N \geq 20$  mm/d im Mittel 3,6-mal pro Jahr an einer Messstation auf. Damit entsprechen solche Tagesniederschlagssummen der Definition eines Starkregens aus Sicht der Meteorologie, da diese Regenmengen nur an etwa jedem 100. Tag überschritten werden (DWD, 2011).

Betrachtet man noch differenzierter die Starkregenhäufigkeit in den einzelnen (meteorologischen) Jahreszeiten (Abbildung 30), so ist zu erkennen, dass die Über- bzw. Unterschätzungen vor der Bias-Korrektur nicht so sehr in den Frühlings- und Herbstmonaten auftreten, sondern sich auf die Winter- und Sommermonate konzentrieren. Nach der Korrektur passen sich die Modelldaten bezüglich ihrer Starkregenhäufigkeit den Messdaten auch den einzelnen Jahreszeiten sehr gut an.

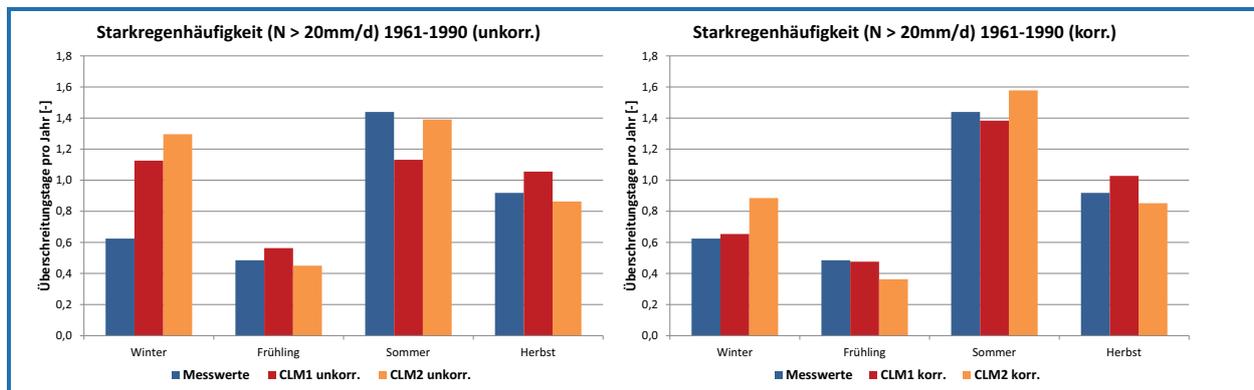


Abbildung 30: Vergleich der mittleren Starkregenhäufigkeit ( $N > 20$  mm/d) in der ELR 1961 – 1990 vor und nach der Bias-Korrektur, differenziert nach Jahreszeiten

#### 4.3.4 Trockenperioden

Im Rahmen der Bias-Korrektur erfolgte mit Hilfe eines monatlich festgelegten Trockenwertes eine Korrektur der Trockentage (Kapitel 3.2), womit die modellierte Anzahl von Trockentagen an die gemessenen sehr gut angepasst wurde (Kapitel 4.3.1). Die Anzahl von Trockentagen allein liefert aber noch keine Aussage über Trockenperioden, d. h. über trockene Tage über einen mehr oder weniger langen Zeitraum. Da keine einheitlichen Festlegungen existieren, ab wie vielen Tagen ohne oder mit nur geringen Niederschlägen eine Trockenperiode vorliegt, wurden für die Evaluierung der Bias-Korrektur Trockenphasen unterschiedlicher Dauer und Niederschlagssummen festgelegt.

Abbildung 31 stellt die durchschnittliche Anzahl der Trockenphasen pro Jahr im Referenzzeitraum dar, einmal für eine kurze Trockenphase von 7 Tagen ( $N \leq 1$  mm) und zwei langen Trockenphasen von 21 Tagen ( $N \leq 20$  mm bzw.  $N \leq 5$  mm). Hier zeigt sich, dass die CLM-Daten nach der Bias-Korrektur sowohl kurze als auch lange Trockenperioden unterschiedlicher Intensität sehr gut abbilden.

Auf einen Vergleich mit Trockenphasen vor der Bias-Korrektur wurde an dieser Stelle verzichtet, da aufgrund des beschriebenen „Modellrauschens“ (Kapitel 3.2) kaum Trockenphasen bei den unkorrigierten CLM-Daten vorhanden sind.

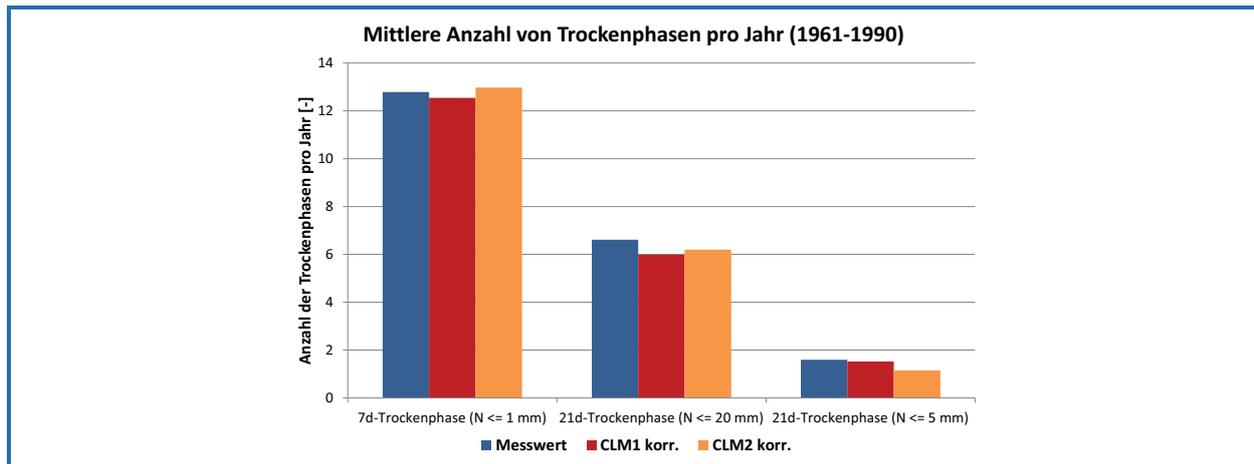


Abbildung 31: Vergleich der mittleren Anzahl von definierten Trockenphasen pro Jahr in der ELR 1961 – 1990 nach der Bias-Korrektur

## 5 Zusammenfassung

Für die Bereitstellung von Niederschlagszeitreihen des Regionalen Klimamodells CLM ist für die meisten wasserwirtschaftliche Modellanwendungen eine realitätsnahe Abbildung des Parameters Niederschlag hinsichtlich wesentlicher Kenngrößen, wie Jahresniederschlagssummen, Starkregen und Trockenzeiten erforderlich. Der Vergleich der Niederschlagssummen aus CLM-Modelldaten und Messdaten zeigt aber, dass es zum Teil deutliche Unterschiede in den genannten Kenngrößen gibt. Der systematische Fehleranteil (Bias) wird durch das Globale Klimamodell ECHAM5 erzeugt, das deutschlandweit eine zu hohe Feuchte an die Regionalen Klimamodelle übergibt, und so zu hohe Niederschläge in den Dynamischen Regionalen Klimamodellen erzeugt.

Es wurde daher eine Methode entwickelt, die eine sinnvolle Korrektur der Tagesniederschlagssummen (Bias-Korrektur) ermöglicht. Bei der entwickelten Methode handelt es sich um eine modifizierte Form des Quantile Mapping. Die Methode konnte erfolgreich auf die in *dynaklim* verwendeten CLM-Niederschlagsdaten angewendet werden, sodass für die Emscher-Lippe-Region nun flächendeckend korrigierte Tagesniederschlagssummen zur Verfügung stehen. Die Plausibilität und Qualität der erzeugten Datensätze wurde anhand unterschiedlicher Kriterien und Kenngrößen überprüft und nachgewiesen.

Neben der Emscher-Lippe-Region wurde das Verfahren auch an einer zweiten Region, dem Einzugsgebiet der Ruhr, getestet. Das Ruhreinzugsgebiet ist gegenüber der Emscher-Lippe-Region stärker durch die Höhenlagen des Sauerlandes geprägt. Auch in dieser Region konnte die Bias-Korrektur erfolgreich durchgeführt werden, sodass auch für das Ruhreinzugsgebiet flächendeckend korrigierte Tagesniederschlagssummen vorliegen. Eine Übertragung des Verfahrens auf andere Regionen ist somit gewährleistet.

Eine Übertragung des Verfahrens auf andere Regionale Klimamodelle kann im Rahmen von *dynaklim* nicht untersucht werden. Bei der entwickelten Methodik handelt es sich aber um ein generell anwendbares Verfahren zur Bias-Korrektur, bei dem im Wesentlichen statistische Anpassungen von Mittelwerten und Verteilungsfunktionen erfolgen, die unabhängig von Randbedingungen wie der Rastergröße oder der zeitlichen Auflösung sind. Es kann daher davon ausgegangen werden, dass auch die entwickelte modifizierte Methodik auf andere Regionale Klimamodelle übertragen werden kann.

## LITERATURVERZEICHNIS

ATV (1985): Niederschlag – Starkregenauswertung nach Wiederkehrzeit und Dauer, ATV-Arbeitsblatt A 121, 1985

DWA (2011): Starkregen in Abhängigkeit von Wiederkehrzeit und Dauer, Arbeitsblatt DWA-A 531, Gelbdruck, ISBN 978-3-941897-85-4, 2011

DWD (2005): KOSTRA-DWD-2000, Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951 – 2000), Grundlagenbericht. Offenbach am Main.

DWD (2011): Gefahren durch extreme Niederschläge werden ab 2040 deutlich zunehmen, Pressemitteilung des DWD vom 15.02.2011, Berlin.

GUDMUNDSSON, L., BREMNES, J.B., HAUGEN, J.E., ENGEN SKAUGEN, T.: Technical Note: Downscaling RCM precipitation to the station scale using quantile mapping – a comparison of methods. *Hydr. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 9, 6185-6201.

HENNEMUTH, B., KEUP-THIEL, E., WUNRAM, C., MÄCHEL, H.: Einführung in die Klimamodellierung, Vortrag beim internen *dynaklim*-Workshop am 07.10.2009 in Hattingen (unveröffentlicht).

HOLLWEG H.-D., BÖHM U., FAST I., HENNEMUTH B., KEULER K., KEUP-THIEL E., LAUTENSCHLAGER M., LEGUTKE S., RADTKE K., ROCKEL B., SCHUBERT M., WILL A., WOLDT M. AND WUNRAM C. (2008): Ensemble Simulations over Europe with the Regional Climate Model CLM forced with IPCC AR4 Global Scenarios. Gruppe Modelle & Daten, Support for Climate- and Earth System Research at the Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Technical Report No. 3, ISSN 1619-2249 (in web form ISSN 1619-2257).

LAUTENSCHLAGER ,M.; KEULER,K.; WUNRAM,C.; KEUP-THIEL,E.; SCHUBERT, M.; WILL, A.; ROCKEL,B.; BOEHM,U. (2009): Climate Simulation with CLM, Climate of the 20th Century run no.1 / no.2, Scenario A1B run no.1 / no.2, Data Stream 3: European region MPI-M/MaD. World Data Center for Climate.

MUDELSEE, M., D. CHIRILA, T. DEUTSCHLÄNDER, C. DÖRING, J. HAERTER, S. HAGEMANN, H. HOFFMANN, D. JACOB, P. KRAHÉ, G. LOHMANN, C. MOSELEY, E. NILSON, O. PANFEROV, T. RATH, B. TINZ (2010): Climate Model Bias Correction und die Deutsche Anpassungsstrategie. DMG Mitteilungen 03/2010, 2-7.

PIANI, C., J.O. HAERTER, E. COPPALA (2010): Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theor. Appl. Climatol.* 99, 187-192.

THEMEßL, M.J., GOBIET, A., LEUPRECHT, A. (2011): Empirical-statistical downscaling and error correction of daily precipitation from regional climate models. *Int. J. Climatol.*, 31, 1530-1544.



**Ansprechpartner**

Jens Hasse  
hasse@fiw.rwth-aachen.de

Birgit Wienert  
wienert@fiw.rwth-aachen.de

**Projektbüro *dynaklim***

Mozartstraße 4  
45128 Essen

Tel.: +49 (0)201 104-33 38

***www.dynaklim.de***