LUBW

Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg

Siedlungswasser-
wirtschaft 22

Klimawandel und Siedlungsentwässerung

Synthetische Niederschlagsreihen zur Berücksichtigung des Klimawandels

Baden-Württemberg

LUBW
Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg

Klimawandel und Siedlungsentwässerung

Synthetische Niederschlagsreihen zur Berücksichtigung des Klimawandels

Baden-Württemberg

HERRAUSGEBER
LUBW Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg
Postfach 10 01 63, 76231 Karlsruhe
www.lubw.baden-wuerttemberg.de

BEARBEITUNG/ REDAKTION
Universität Stuttgart - Institut für Wasserbau
Lehrstuhl für Hydrologie und Geohydrologie
Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. András Bárdossy
Dipl.-Ing. Ferdinand Beck M.Sc
LUBW Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg
Referat 41 – Gewässerschutz
Dr. Joachim Ruf

BEZUG
die Broschüre ist kostenlos erhältlich
Download unter www.lubw.baden-wuerttemberg.de

ISSN
1437-014X (Band 22, 2010)

STAND
Dezember 2010

BILDNACHWEIS
Titelbild: itwh Hannover

Nachdruck - auch auszugsweise - ist nur mit Zustimmung der LUBW unter Quellenangabe und Überlassung von Belegexemplaren gestattet.

ZUSAMMENFASSUNG 7

1 DIE KONZEPTION VON NIEDSIM-KLIMA 8

2 DAS GENERIERUNGSSCHEMA 9

3 DIE ABBILDUNG DES KLIMAWANDELS IN NIEDSIM-KLIMA 11

4 BEWERTUNG DER ERSTEN GENERIERTEN ZEITREIHEN 12

5 AUSBLICK 13

ANLAGE 14

Projektbericht der Universität Stuttgart - Institut für Wasserbau vom 10.09.2010 14

Zusammenfassung

In Baden-Württemberg wird das Ziel verfolgt, bei der Siedlungsentwässerung fortschrittliche Planungsmethoden, die sich auf Simulationsmodelle stützen, zu fördern. Diese führen im Vergleich zu traditionellen Methoden zu kostengünstigeren Maßnahmen und einem verbesserten Gewässerschutz.

Dazu werden jedoch lange, zeitlich hoch aufgelöste und lückenlose Zeitreihen des Niederschlages benötigt. Diese stehen im Regelfall als Messwerte nicht zur Verfügung. Mit NiedSim können als Ersatz synthetische Regenreihen zur Verfügung gestellt werden. Eine synthetische Regenreihe ist eine Abfolge von Zufallszahlen, die für Planungszwecke wie eine gemessene Regenreihe verwendet werden kann. Sie weist alle statistischen Eigenschaften auf, die eine gemessene Regenreihe auch aufweisen würde. NiedSim ist ein Computerprogramm, das von der Uni Stuttgart im Auftrag der LUBW entwickelt wurde und von der LUBW seit dem Jahr 2000 eingesetzt wird. Die Bereitstellung von NiedSim-Reihen dient dem Ziel, fortschrittliche Planungsmethoden zu fördern.

In der neusten Entwicklungsstufe - NiedSim-Klima - wurden die aktuellen Ergebnisse der Klimaforschung berücksichtigt. Damit können Regenreihen erzeugt werden, die für die Klimaverhältnisse beliebiger Zieljahre bis 2050 repräsentativ sind. Es wurden alle derzeit verfügbaren Erkenntnisse über die zukünftige klimatische Entwicklung in Baden-Württemberg möglichst optimal genutzt. Regionale und globale Informationen aus den Klimamodellen mussten dabei auf dem lokalen Maßstab einer Niederschlagsmessstation zugänglich gemacht werden. Die Qualität der NiedSim-Klima Reihen hängt damit direkt von der Güte und Detailliertheit der Regionalen und Globalen Klimamodelle ab. Grundlegende Verbesserungen des NiedSim-Klima Generators sind möglich, wenn bei den Regionalen und Globalen Klimamodellen Fortschritte erzielt werden.
NiedSim-Klima-Reihen erlauben es, mit den üblichen Langzeitsimulationsmodellen vergleichende Untersuchungen über das Verhalten von konkreten Entwässerungssystemen unter den Klimaverhältnissen der Jahre 2010, und z.B. 2030 oder 2050 durchzuführen.

1 Die Konzeption von NiedSim-Klima

Mit dem Programmsystem NiedSim liegt seit dem Jahr 2000 ein Niederschlagsgenerator vor, mit dem es möglich ist, Niederschlagszeitreihen mit einer sehr hohen zeitlichen Auflösung von wahlweise 1-h oder 5-min zu erzeugen. In hunderten von hydrologischen Projekten, vor allem bei der Dimensionierung von Kanalnetzen, wurde NiedSim schon eingesetzt. NiedSim ist ein reziproker Generator, d. h. er stützt sich auf Kalibrierungsdaten aus der Vergangenheit (wie z. B. die Jahressumme des Niederschlags). Die mit NiedSim erzeugten Zeitreihen haben damit einen Zeitbezug. Für Baden-Württemberg ist die Generierung unter Bezug auf einen Kalibrierungszeitraum von 1958 bis 2003 möglich. Üblicherweise erfolgt die Generierung wegen der dann besseren Verfügbarkeit von Messwerten unter Bezug auf den Kalibrierungszeitraum 1974 bis 2003.

Die NiedSim-Reihen bilden die klimatischen Verhältnisse der Kalibrierungsperiode ab. Unter sich wandelnden klimatischen Bedingungen sind die generierten Zeitreihen, je weiter man in die Zukunft blickt, aber immer weniger repräsentativ für die zu erwartenden hydrologischen Verhältnisse. Im Projekt NiedSim-Klima wurde der NiedSim-Zeitreihengenerator so modifiziert, dass sich wandelnde klimatische Bedingungen bei der Generierung berücksichtigt werden. Dafür waren zweierlei Anpassungen notwendig. Zum einen musste NiedSim um alle Parameter reduziert werden, deren Werte unter zukünftigen klimatischen Bedingungen nicht verfügbar sind. Zum anderen mussten die existierenden Klimaprognosen aus Klimamodellen oder Trendfortschreibungen in Parameter so „übersetzt“ werden, wie sie für die Generierung benötigt werden.

2 Das Generierungsschema

Das Grundprinzip von NiedSim-Klima ist das gleiche wie beim bisherigen System. Alle für die Generierung notwendigen Parameter werden auf ein 1 km²-Raster von Baden-Württemberg regionalisiert und in einer Datenbank abgelegt. Für die Erzeugung einer Zeitreihe werden vom System die Parameterwerte am entsprechenden Raumpunkt ausgelesen und eine stochastische Generierung gestartet.

Folgende Parameter werden dabei verwendet:

- die vom Globalen Klimamodell ECHAM5 prognostizierte Abfolge von 7 (zwischen Mai und Juli 8) Wetterlagengruppen („Circulation Patterns" – CP-Gruppen) für den Kontroll- und den Prognosezeitraum (1961-1990, bzw. 2021-2050),
- die Regenwahrscheinlichkeit auf 1-h Basis und die Wahrscheinlichkeit für Starkregen mit einer Intensität von mehr als 1 mm/h für jede dieser Wetterlagen und für die drei Jahreszeiten September bis April, Mai bis Juli und August
- die Parameter der Betaverteilung für die Niederschlagswerte zwischen 0 und 1 mm/h und die Parameter der Weibull-Verteilung für die Niederschlagswerte über 1 mm/h
- die Autokorrelation der Niederschlagswerte verschiedener Dauerstufen von 5-min bis 24-h und die Autokorrelation auf 1-h Bais und 5-min Basis mit zeitlichem Versatz („lag")
- die Skalierungseigenschaften über die Dauerstufen von 5-min bis 24-h von Mittelwert, Varianz und Schiefe der Niederschlagswerte
- die Regenwahrscheinlichkeit bezogen auf Tage
- die Verteilung des Jahresniederschlags auf die einzelnen Monate (ermittelt aus der CP-Abfolge)
- die Extremwertverteilung der 24-h Niederschlagssumme, ermittelt aus den drei regionalen Klimamodellen REMO, RACMO und dem Regionalmodell des Hadley Centers.

Die Parameter wurden auf Datenbasis von 575 Tagesniederschlagsmessstationen, 293 hochauflösenden Niederschlagsmessstationen, den Globalem Klimamodell ECHAM5 und den Regionalen Klimamodellen REMO, RACMO sowie dem Hadley-Center-Modell ermittelt. Die Punktwerte wurden mit External Drift Kriging in die Fläche übertragen.

Der Ablauf der Generierung ist in drei Schritte gegliedert und erfolgt jahresweise. Zuerst wird eine Anfangsreihe erzeugt: Ausgehend von der CP-Abfolge für das aktuelle Generierungsjahr wird für jede Stunde des Jahres die Regenwahrscheinlichkeit und die Starkregenwahrscheinlichkeit über 1 mm/h ermittelt. Anhand dieser Wahrscheinlichkeiten werden 1-h Niederschlagswerte in die Zeitreihe des Jahres eingestellt. Die Starkniederschlagswerte werden aus der Weibull-Verteilung gezogen, die sonstigen Niederschlagswerte aus der Beta-Verteilung. In einem zweiten Schritt wird diese Anfangsreihe in ihrer zeitlichen Abfolge optimiert. Dafür wird die Zeitreihe des Jahres von einem stochastischen Optimierungsalgorithmus durch Tauschen von Werten so lange umgestellt, bis sie den Vorgaben nach den oben genannten Parametern bestmöglich entspricht. In einem dritten Schritt wird diese 1-h Reihe in einer ähnlichen stochastischen Optimierung auf 5-min Werte aufgeteilt („disaggregiert").

Die in NiedSim-Klima generierten Niederschlagswerte sind immer Punktwerte. D.h. es wird eine Regenreihe erzeugt, deren statistische Eigenschaften eine Zeitreihe, die an einer hochauflösenden Niederschlagsmessstation an entsprechender Stelle in Zukunft gemessen würde, auch aufweisen würde.

Die Generierung ist für zwei Zeiträume möglich: Der Zeitraum von 1961-1990 dient zur Kontrolle und zum Vergleich. Für die Zukunftsprognose steht der Zeitraum von 2021 bis 2050 zur Verfügung. Dabei ist auch die Möglichkeit gegeben, stationäre Reihen, also Reihen unter der Annahme von konstanten klimatischen Bedingungen, über viele Jahre zu erzeugen. Dies ist erforderlich, damit bei der Langzeitsimulation von der Häufigkeit bestimmter Zustände (z.B. Überstauereignisse, Mischwasser-Entlastungsereignisse) auf deren Eintrittswahrscheinlichkeit geschlossen werden kann. Der Vorgang, eine Zeitreihe über einen Zeitraum von 30 Jahren mit konstanten klimatischen Bedingungen zu generieren, wird mit „Resampling" bezeichnet. Wird z.B. eine stationäre Zeitreihe mit den Klimaeigenschaften des Jahres 2030 benötigt, werden zunächst Reihen für 2025 bis 2034 erzeugt. Dies geschieht drei mal. Dabei unterscheiden sich die Reihen trotz der identischen Bezugszeiträume wegen ihrer Zufallsanteile. Die drei Teilreihen über jeweils 10 Jahre im Bereich des Zieljahres werden dann mit bestimmten Übergangsprozeduren zu einer homogenen Reihe verknüpft.

Im Vergleich zum bisherigen NiedSim muss NiedSim-Klima auf einige Generierungsparameter verzichten, die nur retrospektiv ermittelt werden können. Die mit NiedSim-Klima erzeugten Zeitreihen können somit die hydrologischen Verhältnisse (auch im Kontrollzeitraum) nicht so genau abbilden wie die NiedSim-Zeitreihen und sind mit größeren Unsicherheiten behaftet.

3 Die Abbildung des Klimawandels in NiedSim-Klima

Wegen der hohen Prognoseunsicherheit und der groben räumlichen Auflösung wurde in NiedSim-Klima auf den Einsatz von Niederschlagswerten aus dem Globalmodell ECHAM5 verzichtet. Statt dessen wurden die Bodenluftdruckwerte des Klimamodells verwendet, um die Tage der Klimamodellzeitreihe in Wetterlagen einzuteilen. Über die hydrologischen Verhältnisse jeder Wetterlage konnten Rückschlüsse auf das zukünftige Niederschlagsverhalten gezogen werden.

Aus Trendabschätzungen mittels der NCEP/NCAR-Reanalysen und beobachteten Niederschlagszeitreihen ist bekannt, dass es in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts deutliche Veränderungen in der Wetterlagenabfolge gegeben hat. Am auffälligsten ist, dass in den Sommermonaten (für NiedSim-Klima die Zeit von Mai bis August) trockene Hochdrucklagen zunehmen, die Sommer demnach trockener werden. Zudem zeigt sich, dass das Niederschlagsverhalten vieler Wetterlagen temperaturabhängig ist. Vor allem bei nassen Wetterlagen nimmt die Wahrscheinlichkeit für extreme Niederschlagsintensitäten mit steigender Atmosphärentemperatur zu. In den Sommermonaten nimmt gleichzeitig die Niederschlagswahrscheinlichkeit ab. Zu erklären ist das eventuell über eine verstärkte Konvektion bei hohen Temperaturen. Dadurch wird das niederschlagsfähige Wasser länger in der Atmosphäre gehalten und fällt dann umso plötzlicher zu Boden. Es kann also durchaus sein, dass es in Zukunft in generell trockeneren Sommern trotzdem zu extremeren Kurzzeitniederschlägen kommen wird als heute. Leider kann das Klimamodell, verglichen mit den NCEP/NCAR-Reanalysen, die Wetterlagenabfolge nur ungenügend abbilden, mögliche Trendsignale im Prognosezeitraum gehen dadurch eventuell verloren.

Zur Abschätzung der in einem Jahr möglichen maximalen 24-h Niederschlagssumme wurden die Regionalmodelle REMO und RACMO verwendet, die sich auf ECHAM5 als globales Antriebsmodell stützen, sowie das Regionalmodell des Hadley-Centers, das sich auf das Klimamodell HadCM3 als globalen Antrieb stützt. Die Niederschlagswerte wurden für die Verwendung in NiedSim-Klima korrigiert. Zudem wurde der Skalensprung zwischen den Regionalmodellen (25 km auf 25 km) und NiedSim-Klima (1 km²) mit einem sog. Downscaling-Verfahren überwunden. Alle drei Regionalmodelle prognostizieren Veränderungen in der Extremwertverteilung der 24-h Niederschlagssumme. Die Variabilität der Extremwerte wird nach den Modellen zwischen 1961 bis 1990 und 2021 bis 2050 stark ansteigen. So geht das 1-jährliche Extrem in diesem Zeitraum in einigen Regionen Baden-Württembergs leicht zurück oder bleibt konstant. Die Extrema höherer Jährlichkeit (10 Jahre, 100 Jahre) steigen jedoch stark an, vor allem im Schwarzwald und im Nordosten Baden-Württembergs. Das REMO Modell prognostiziert dabei die stärksten Anstiege, während das Hadley-Center Modell z. T. auch in den höheren Jährlichkeiten von einer Reduzierung der Extremwerte ausgeht.

Das stärkste Trendsignal, das im Rahmen der Untersuchungen für NiedSim-Klima festgestellt wurde, betrifft das Skalierungsverhalten der Niederschläge unterschiedlicher Dauer. In einem Vergleich zu den 24-h Niederschlagssummen nehmen die Intensitäten in kurzen Dauerstufen von 5-min bis 1-h immer weiter zu. Im Untersuchungszeitraum von 1951 bis 1992 betrug das Mittel der fünf größten 5-min Niederschlagssummen eines Jahres rund 22 % des Mittelwerts der fünf größten Tagesniederschläge. Von 1993 bis 2003 betrug dieser Anteil 28 %, was einen Anstieg von fast 30 % bedeutet. Gemessen an der groben Zweiteilung des gesamten verfügbaren Zeitraums, ist dies eine sehr drastische Entwicklung und stützt recht eindrücklich die These der verstärkten Konvektion. Das für den Niederschlag zur Verfügung stehende Wasser kommt also „immer plötzlicher runter". Der Trend betrifft nicht nur die Extremwerte. Für den Mittelwert der Niederschlagsintensitäten unterschiedlicher Dauer lässt sich ähnliches beobachten.

Aus den globalen und regionalen Klimamodellen lässt sich keine Prognose über die Skalierungseigenschaften des Niederschlags entwickeln. Dafür reicht deren zeitliche Auflösung bei weitem nicht aus. In NiedSim-Klima wird darum der beobachtete Trend der Skalierungseigenschaften in die Zukunft fortgeschrieben. Dies ist zulässig, da das Trendsignal sehr deutlich und räumlich über ganz Baden-Württemberg sehr einheitlich ist.

4 Bewertung der ersten generierten Zeitreihen

Bisher wurden mit NiedSim-Klima zu Testzwecken Niederschlagszeitreihen an rund 50 Standorten generiert. An jedem Standort wurden dabei drei stationäre Reihen über einen Zeitraum von jeweils 30 Jahren erzeugt. Die jeweils erste Reihe für den Kontrollzeitraum von 1961 bis 1990, die zweite für einen ersten Prognosezeitraum um das Referenzjahr von 2030 (von 2025 bis 2034), die dritte für das Referenzjahr 2046 (von 2041 bis 2050). Für eine erste Abschätzung der Güte der generierten Zeitreihen, wurden die Jahressummen und die Extremwertverteilung im Kontrollzeitraum mit den Vorgaben beobachteter Messstationen und mit der offiziellen KOSTRA-Extremwertstatistik verglichen. In der Regel treffen die generierten Reihen die 1-jährlichen Extremwerte nach KOSTRA recht gut (± 10 %). Nur in den kurzen Dauerstufen unter 30-min kommt es zum Teil zu signifikanten Unterschätzungen. Die Extrema höherer Jährlichkeiten werden hingegen generell deutlich unterschätzt (rund - 20 %), was darauf schließen lässt, dass die Generierung im Kontrollzeitraum die Variabilität des Niederschlags nicht vollständig abbilden kann. Die Jahressummen werden im Schnitt leicht überschätzt (+ 16 %), was sich teilweise aber mit der unterschiedlichen Höhenlage zwischen der Beobachtungsstation und des Zielpunkts der Generierung erklären lässt.

Im Vergleich der Zeitreihen vom Kontroll- und den Prognosezeiträumen zeigt sich die laut NiedSim-Klima zu erwartende Entwicklung bis 2050. Die Jahressumme des Niederschlags verändert sich demnach wenig, die Verteilung des Niederschlags über das Jahr verschiebt sich allerdings leicht in die Sommermonate von Mai bis August (+ 5 %). Die Extremwerte in den kurzen Dauerstufen bis 1-h steigen ganz klar an, vor allem am Westrand des Schwarzwalds und im Nordosten Baden-Württemberg, zum Teil um bis zu 50 %. Die Extrema längerer Dauer verhalten sich weniger einheitlich und steigen je nach Gebiet an oder gehen zurück. Für die 24-h Niederschlagssumme wird ein leichter Rückgang in den 1-jährlichen Extrema prognostiziert, während die Extrema höherer Jährlichkeit deutlich ansteigen.

Die Extremwertauswertungen aller bisher generierten Niederschlagsstationen wurden mit External Drift Kriging auf das 1 km²-Raster von NiedSim-Klima übertragen. Somit liegt für mehrere Dauerstufen zwischen 5-min und 24-h und Jährlichkeiten zwischen 1 Jahr und 100 Jahren eine Karte der zu erwartenden Niederschlagshöhe für 2030 und 2046 vor, die mit den Karten des KOSTRA-Atlasses verglichen werden können.

5 Ausblick

Die Ergebnisse dieses Projektes dienen den hydraulischen und hydrologischen Langzeitsimulationen z.B. von Kanalnetzen. NiedSim-Klima Zeitreihen für die Gegenwart und für die Zukunft können als Eingangsdaten der in der Planungspraxis üblichen Modelle genutzt werden. Durch einen Vergleich der sich jeweils ergebenden Kanalabmessungen, Beckenvolumen, Entlastungsraten, kann der Einfluss des Klimawandels auf die jeweils untersuchten Entwässerungssysteme oder Anlagen quantitativ abgeschätzt werden.

Im Rahmen eines Folgeprojektes sollen typische Standortsituationen in Baden-Württemberg untersucht werden. Aus den Untersuchungsergebnissen sollen dann allgemeine Aussagen über die Bedeutung und die Konsequenzen des Klimawandels für die Siedlungsentwässerung abgeleitet werden.

Anlage

Projektbericht der Universität Stuttgart - Institut für Wasserbau vom 10.09.2010

Universität Stuttgart - Institut für Wasserbau
Lehrstuhl für Hydrologie und Geohydrologie
Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. András Bárdossy

Projektbericht

Das Programmsystem NiedSim-Klima zur Berücksichtigung des Klimawandels bei der Erzeugung synthetischer Niederschlagszeitreihen von hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung

Verfasser: Dipl.-Ing. Ferdinand Beck, M. Sc.
Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. A. Bárdossy

Im Auftrag der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg

Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. A. Bárdossy
Stuttgart, 10.09.2010

Pfaffenwaldring 61
D-70550 Stuttgart

Tel.: +49 (0)711/685-4679
Fax: +49 (0)711/685-4681
bardossy@iws.uni-stuttgart.de
http://www.iws.uni-stuttgart.de

0 Zusammenfassung des Projekts NiedSim-Klima

Motivation und Konzeption

Mit dem Programmsystem NiedSim liegt seit dem Jahr 2000 ein Niederschlagsgenerator vor, mit dem es möglich ist, Niederschlagszeitreihen mit einer sehr hohen zeitlichen Auflösung von wahlweise 1 h oder 5 min zu erzeugen. In hunderten von hydrologischen Projekten, vor allem in der Dimensionierung von Kanalnetzen, wurde NiedSim schon eingesetzt. NiedSim ist ein reziproker Generator, d. h. er stützt sich auf Kalibrierungsdaten aus der Vergangenheit (wie z. B. die Jahressumme des Niederschlags). Die mit NiedSim erzeugten Zeitreihen haben damit einen Zeitbezug. Für Baden-Württemberg ist die Generierung in einem Zeitraum von 1958 bis 2003 möglich.

Die NiedSim-Reihen bilden die klimatischen Verhältnisse der Kalibrierungsperiode ab. Unter sich wandelnden klimatischen Bedingungen sind die generierten Zeitreihen, je weiter man in die Zukunft blickt, aber immer weniger repräsentativ für die zu erwartenden hydrologischen Verhältnisse. Im Projekt NiedSim-Klima wurde der NiedSim-Zeitreihengenerator so modifiziert, dass sich wandelnde klimatische Bedingungen bei der Generierung berücksichtigt werden. Dafür waren zweierlei Anpassungen notwendig. Zum einen musste NiedSim um alle Parameter reduziert werden, deren Werte unter zukünftigen klimatischen Bedingungen nicht verfügbar sind. Zum anderen mussten die existierenden Klimaprognosen aus Klimamodellen oder Trendfortschreibungen in Parameter „übersetzt“ werden, die für die Generierung verwendbar sind.

Das Generierungsschema

Das Grundprinzip von NiedSim-Klima ist das gleiche wie beim bisherigen System. Alle für die Generierung notwendigen Parameter werden auf ein 1km^2-Raster von Baden-Württemberg regionalisiert und in einer Datenbank abgelegt. Für die Erzeugung einer Zeitreihe werden vom System die Parameterwerte am entsprechenden Raumpunkt ausgelesen und eine stochastische Generierung gestartet. Folgende Parameter werden dabei verwendet:

- die vom Globalen Klimamodell ECHAM5 prognostizierte Abfolge von 7 (zwischen Mai und Juli 8) Wetterlagengruppen („Circulation Patterns“ – CP-Gruppen) für den Kontroll- und den Prognosezeitraum (1961-1990, bzw. 2021-2050),
- die Regenwahrscheinlichkeit auf 1h-Basis und die Wahrscheinlichkeit für Starkregen mit einer Intensität von mehr als 1 mm/h für jede dieser Wetterlagen und für die drei Jahreszeiten September bis April, Mai bis Juli und August
- die Parameter der Betaverteilung für die Niederschlagswerte zwischen 0 und 1 mm/h und die Parameter der Weibull-Verteilung für die Niederschlagswerte über 1 mm/h
- die Autokorrelation der Niederschlagswerte verschiedener Dauerstufen von 5 min bis 24h und die Autokorrelation auf 1h-Bais und 5 min-Basis mit zeitlichem Versatz („lag“)
- die Skalierungseigenschaften über die Dauerstufen von 5 min bis 24h von Mittelwert, Varianz und Schiefe der Niederschlagswerte
- die Regenwahrscheinlichkeit bezogen auf Tage
- die Verteilung des Jahresniederschlags auf die einzelnen Monate (ermittelt aus der CP-Abfolge)

- die Extremwertverteilung der 24h-Niederschlagssumme, ermittelt aus den drei regionalen Klimamodellen REMO, RACMO und dem Regionalmodell des Hadley Centers

Die Parameter wurden auf Datenbasis von 575 Tagesniederschlagsmessstationen, 293 hochauflösenden Niederschlagsmessstationen, den Globalem Klimamodell ECHAM5 und den Regionalen Klimamodellen REMO, RACMO sowie dem Hadley-Center-Modell ermittelt. Die Punktwerte wurden mit External Drift Kriging in die Fläche übertragen.

Der Ablauf der Generierung ist in drei Schritte gegliedert und erfolgt jahresweise. Zuerst wird eine Anfangsreihe erzeugt: Ausgehend von der CP-Abfolge für das aktuelle Generierungsjahr wird für jede Stunde des Jahres die Regenwahrscheinlichkeit und die Starkregenwahrscheinlichkeit über 1 mm/h ermittelt. Anhand dieser Wahrscheinlichkeiten werden 1 h-Niederschlagswerte in die Zeitreihe des Jahres eingestellt. Die Starkniederschlagswerte werden aus der Weibull-Verteilung gezogen, die sonstigen Niederschlagswerte aus der Beta-Verteilung. In einem zweiten Schritt wird diese Anfangsreihe in ihrer zeitlichen Abfolge optimiert. Dafür wird die Zeitreihe des Jahres von einem stochastischen Optimierungsalgorithmus durch Tauschen von Werten so lange umgestellt, bis sie den Vorgaben nach den oben genannten Parametern bestmöglich entspricht. In einem dritten Schritt wird diese 1h-Reihe in einer ähnlichen stochastischen Optimierung auf 5min-Werte aufgeteilt („disaggregiert“).

Die Generierung ist für zwei Zeiträume möglich: Der Zeitraum von 1961-1990 dient zur Kontrolle und zum Vergleich. Für die Zukunftsprognose steht der Zeitraum von 2021 bis 2050 zur Verfügung. Dabei ist auch die Möglichkeit gegeben, mehrere Jahre mit konstanten klimatischen Bedingungen zu erzeugen. Man kann also beispielsweise eine 30-jährige Zeitreihe für die klimatischen Bedingungen von 2025 bis 2034 erzeugen. Dabei werden dann für jedes „Zeitjahr“ drei Jahre an NiedSim-KLima Zeitreihen erzeugt.

Die in NiedSim-Klima generierten Niederschlagswerte sind immer Punktwerte, d. h. sie geben eine Prognose für die Zeitreihe, die eine hochauflösende Niederschlagsmessstation an entsprechender Stelle in Zukunft messen sollte.

Im Vergleich zum bisherigen NiedSim muss NiedSim-Klima auf einige Generierungsparameter verzichten, die nur retrospektiv ermittelt werden können. Die mit NiedSim-Klima erzeugten Zeitreihen können somit die hydrologischen Verhältnisse (auch im Kontrollzeitraum) nicht so genau abbilden wie die NiedSim-Zeitreihen und sind mit größeren Unsicherheiten behaftet.

Die Abbildung des Klimawandels in NiedSim-Klima

Wegen der hohen Prognoseunsicherheit und der groben räumlichen Auflösung wurde in NiedSim-Klima auf den Einsatz von Niederschlagswerten aus dem Globalmodell ECHAM5 verzichtet. Statt dessen wurden die Bodenluftdruckwerte des Klimamodells verwendet, um die Tage der Klimamodellzeitreihe in Wetterlagen einzuteilen. Über die hydrologischen Verhältnisse jeder Wetterlage konnten Rückschlüsse auf das zukünftige Niederschlagsverhalten gezogen werden.

Aus Trendabschätzungen mittels der NCEP/NCAR-Reanalysen und beobachteten Niederschlagszeitreihen ist bekannt, dass es in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts deutliche Veränderungen in der Wetterlagenabfolge gegeben hat. Am auffälligsten ist, dass in den Sommermonaten (für NiedSim-Klima die Zeit von Mai bis August) trockene Hochdrucklagen zunehmen, die Sommer demnach trockener werden. Zudem zeigt sich, dass das Niederschlagsverhalten vieler Wetterlagen temperaturabhängig sind. Vor allem bei nassen Wetterlagen nimmt die Wahrscheinlichkeit für extreme Niederschlagsintensitäten mit

steigender Atmosphärentemperatur zu. In den Sommermonaten nimmt gleichzeitig die Niederschlagswahrscheinlichkeit ab. Zu erklären ist das eventuell über eine verstärkte Konvektion bei hohen Temperaturen. Dadurch wird das niederschlagsfähige Wasser länger in der Atmosphäre gehalten und fällt dann umso plötzlicher zu Boden. Es kann also durchaus sein, dass es in Zukunft in generell trockeneren Sommern trotzdem zu extremeren Kurzzeitniederschlägen kommen wird als heute. Leider kann das Klimamodell, verglichen mit den NCEP/NCAR-Reanalysen, die Wetterlagenabfolge nur ungenügend abbilden, mögliche Trendsignale im Prognosezeitraum gehen dadurch eventuell verloren.

Zur Abschätzung der in einem Jahr möglichen maximalen 24h-Niederschlagssumme wurden die Regionalmodelle REMO und RACMO verwendet, die sich auf ECHAM5 als globales Antriebsmodell stützen, sowie das Regionalmodell des Hadley-Centers, das sich auf das Klimamodell HadCM3 als globalen Antrieb stützt. Die Niederschlagswerte wurden für die Verwendung in NiedSim-Klima korrigiert. Zudem wurde der Skalensprung zwischen den Regionalmodellen (25 km auf 25 km) und NiedSim-Klima (1 km^2) mit einem sog. Downscaling-Verfahren überwunden. Alle drei Regionalmodelle prognostizieren Veränderungen in der Extremwertverteilung der 24h-Niederschlagssumme. Die Variabilität der Extremwerte wird nach den Modellen zwischen 1961 bis 1990 und 2021 bis 2050 stark ansteigen. So geht das 1-jährliche Extrem in diesem Zeitraum in einigen Regionen Baden-Württembergs leicht zurück oder bleibt konstant. Die Extrema höherer Jährlichkeit (10 Jahre, 100 Jahre) steigen jedoch stark an, vor allem im Schwarzwald und im Nordosten Baden-Württembergs. Das REMO Modell prognostiziert dabei die stärksten Anstiege, während das Hadley-Center Modell z. T. auch in den höheren Jährlichkeiten von einer Reduzierung der Extremwerte ausgeht.

Das stärkste Trendsignal, das im Rahmen der Untersuchungen für NiedSim-Klima festgestellt wurde, betrifft das Skalierungsverhalten der Niederschläge unterschiedlicher Dauer. In einem Vergleich zu den 24h-Niederschlagssummen nehmen die Intensitäten in kurzen Dauerstufen von 5 min bis 1 h immer weiter zu. Im Untersuchungszeitraum von 1951 bis 1992 betrug das Mittel der fünf größten 5 min Niederschlagssummen eines Jahres rund 22% des Mittelwerts der fünf größten Tagesniederschläge. Von 1993 bis 2003 betrug dieser Anteil 28%, was einen Anstieg von fast 30% bedeutet. Gemessen an der groben Zweiteilung des gesamten verfügbaren Zeitraums, ist dies eine sehr drastische Entwicklung und stützt recht eindrücklich die These der verstärkten Konvektion. Das für den Niederschlag zur Verfügung stehende Wasser kommt also „immer plötzlicher runter“. Der Trend betrifft nicht nur die Extremwerte. Für den Mittelwert der Niederschlagsintensitäten unterschiedlicher Dauer lässt sich ähnliches beobachten.

Aus den Klimamodellen lässt sich keine Prognose über die Skalierungseigenschaften des Niederschlags entwickeln. Dafür reicht deren zeitliche Auflösung bei weitem nicht aus. In NiedSim-Klima wird darum der beobachtete Trend der Skalierungseigenschaften in die Zukunft fortgeschrieben. Dies ist zulässig, da das Trendsignal sehr deutlich und räumlich über ganz Baden-Württemberg sehr einheitlich ist.

Bewertung der ersten generierten Zeitreihen

Bisher wurden mit NiedSim-Klima zu Testzwecken Niederschlagszeitreihen an rund 50 Standorten generiert. An jedem Standort wurden dabei drei 30-jährige Reihen erzeugt. Die jeweils erste Reihe für den Kontrollzeitraum von 1961 bis 1990, die zweite für einen ersten Prognosezeitraum um das Referenzjahr von 2030 (von 2025 bis 2034), die dritte für das Referenzjahr 2046 (von 2041 bis 2050). Für eine erste Abschätzung der Güte der generierten Zeitreihen, wurden die Jahressummen und die Extremwertverteilung im Kontrollzeitraum mit den Vorgaben beobachteter Messstationen und mit der offiziellen

KOSTRA-Extremwertstatistik verglichen. In der Regel treffen die generierten Reihen die 1-jährlichen Extremwerte nach KOSTRA recht gut (± 10%). Nur in den kurzen Dauerstufen unter 30 min kommt es zum Teil zu signifikanten Unterschätzungen. Die Extrema höherer Jährlichkeiten werden hingegen generell deutlich unterschätzt (rund - 20%), was darauf schließen lässt, dass die Generierung im Kontrollzeitraum die Variabilität des Niederschlags nicht vollständig abbilden kann. Die Jahressummen werden im Schnitt leicht überschätzt (+ 16%), was sich teilweise aber mit der unterschiedlichen Höhenlage zwischen der Beobachtungsstation und des Zielpunkts der Generierung erklären lässt.

Im Vergleich der Zeitreihen vom Kontroll- und den Prognosezeiträumen zeigt sich die laut NiedSim-Klima zu erwartende Entwicklung bis 2050. Die Jahressumme des Niederschlags verändert sich demnach wenig, die Verteilung des Niederschlags über das Jahr verschiebt sich allerdings leicht in die Sommermonate von Mai bis August (+ 5%). Die Extremwerte in den kurzen Dauerstufen bis 1 h steigen ganz klar an, vor allem am Westrand des Schwarzwalds und im Nordosten Baden-Württemberg, zum Teil um bis zu 50%. Die Extrema längerer Dauer verhalten sich weniger einheitlich und steigen je nach Gebiet an oder gehen zurück. Für die 24h-Niederschlagssumme wird ein leichter Rückgang in den 1-jährlichen Extrema prognostiziert, während die Extrema höherer Jährlichkeit deutlich ansteigen.

Die Extremwertauswertungen aller bisher generierten Niederschlagsstationen wurden mit External Drift Kriging auf das 1 km^2-Raster von NiedSim-Klima übertragen. Somit liegt für mehrere Dauerstufen zwischen 5 min und 24 h und Jährlichkeiten zwischen 1 Jahr und 100 Jahren eine Karte der zu erwartenden Niederschlagshöhe für 2030 und 2046 vor, die mit den Karten des KOSTRA-Atlasses verglichen werden können.

Fazit

Im Projekt NiedSim-Klima wurden alle derzeit verfügbaren Erkenntnisse über die zukünftige klimatische Entwicklung in Baden-Württemberg möglichst optimal genutzt. Regionale und globale Informationen aus den Klimamodellen mussten dabei auf dem lokalen Maßstab einer Niederschlagsmessstation zugänglich gemacht werden. Die Qualität der NiedSim-Klima Reihen hängt damit direkt von der Güte und Detailliertheit der Regionalen und Globalen Klimamodelle ab. Grundlegende Verbesserungen des NiedSim-Klima Generators sind möglich, wenn bei den Regionalen und Globalen Klimamodellen Fortschritte erzielt werden.

Die Ergebnisse dieses Projektes dienen der hydraulischen und hydrologischen Langzeitsimulationen z. B. von Kanalnetzen. NiedSim-Klima Zeitreihen für die Gegenwart und für die Zukunft können als Eingangsdaten der in der Planungspraxis üblichen Modelle genutzt werden. Durch einen Vergleich der sich jeweils ergebenden Kanalabmessungen, Beckenvolumen, Entlastungsraten, usw. für die typische Standtorsituation eines Entwässerungssystems können Bedeutung und Konsequenzen des Klimawandels für die Siedlungswasserwirtschaft konkret aufgezeigt werden.

Inhaltsverzeichnis

0 Zusammenfassung des Projekts NiedSim-Klima I

1 Einleitung 8

1.1 Problemstellung für NiedSim-Klima 8

1.2 Auswirkungen des Klimawandels auf das Niederschlagsregime 9

1.3 Berücksichtigung des Klimawandels in NiedSim-Klima 10

1.4 Konzeption 10

2 Datenbasis 12

2.1 Niederschlagsbeobachtungen in und um Baden-Württemberg 12

2.2 Temperaturmessungen in Baden-Württemberg 14

2.3 NCEP/NCAR-Reanalysen 15

2.4 Daten aus ECHAM5-Klimamodellläufen 17

2.4.1 Verwendete Datensätze in NiedSim-Klima 18

2.4.2 Vergleich von ECHAM5 und den NCEP/NCAR Reanalysen 20

2.4.3 Das Klimaszenario A1B 22

2.5 Tagesniederschläge aus den Regionalen Klimamodellen 23

2.5.1 Quantil-basierte Korrektur der RCM-Daten 25

3 Das neue Generierungsschema 30

3.1 Die Verteilung der 1h-Niederschlagsintensität 30

3.1.1 Die Wetterlagenklassifikation 31

3.1.2 Die Beta-Verteilung 35

3.1.3 Die Weibull-Verteilung 36

3.2 Die Optimierung der Werteanordnung 38

3.2.1 Erstellen einer Zielfunktion 38

3.2.2 Der Optimierungsalgorithmus „Simulated Annealing“ 39

3.2.3 Autokorrelation und gewichtete Autokorrelation 41

3.2.4 Autokorrelation mit Lag 42

3.2.5 die Momente der Niederschlagsintensität und deren Skalierungseigenschaften 42

3.2.6 die tägliche Regenwahrscheinlichkeit 44

3.2.7 die Verteilung des Jahresniederschlags auf die Monate 46

3.2.8 die maximale 24h-Niederschlagssumme innerhalb eines Jahres 47

3.3 Disaggregierung 48

3.3.1 Erzeugen einer Reihe von 5 Minutenwerte 48

3.3.2 Optimierung durch Simulated Annealing 48

3.3.3 Die Zielfunktion der Disaggregierung 49

3.4 Resampling 49

3.5 Die Regionalisierung von Parameterwerten 51

3.5.1 Das Regionalierungs-Raster 51

3.5.2 External Drift Kriging 52

3.5.3 Das Downscaling der Regionalmodelle 55

4 Trendsignale in der NiedSim-Klima Generierung 57

4.1 Veränderungen der Wetterlagenabfolge 57
4.1.1 Analyse der NCEP/NCAR-Reanalysen 57
4.1.2 Temperatursensitivität der Wetterlagen 65
4.1.3 Gruppierung 68
4.1.4 das theoretische Niederschlagsverhalten 70
4.1.5 Übertragung auf das Globale Zirkulationsmodell ECHAM5 74

4.2 Veränderte Skalierungseigenschaften 81
4.2.1 Veränderung in der Skalierung der Extreme 81
4.2.2 Veränderung in der Skalierung der Momente 85

4.3 Veränderungen im 24h-Maximum des Niederschlags 90
4.3.1 Die Entwicklung des empirischen 1-jährlichen Extrems 90
4.3.2 Die theoretische Verteilungsfunktion, die Korrektur der RCM-Werte 93

4.4 Zusammenfassung 100

5 Bewertung der ersten generierten Zeitreihen 102

5.1 Generierung für den Kontrollzeitraum 102

5.2 Generierung für den Prognosezeitraum 107
5.2.1 Prognose für 2025 bis 2034 107
5.2.2 Prognose für 2041 bis 2050 108

5.3 Prognostizierte Entwicklung der Jahressumme 113

5.4 Regionalisierung der Extremwertauswertung nach KOSTRA 116
5.4.1 Die Extrema der disaggregierten 5 min-Niederschlagswerte 117
5.4.2 Die Extrema der 1 h-Niederschlagswerte 118
5.4.3 Die Extrema der 6 h-Niederschlagssummen 118
5.4.4 Die Extrema der 24 h Niederschlagssummen 118

6 Ausblick 120

7 Ablauf der Generierung 122

7.1 Soft- und Hardwareanforderungen 122

7.2 Dateistruktur 122

7.3 Aufbau der Niederschlagsgenerierung in NiedSim-Klima 124

7.4 Rechenzeiten 126

7.5 Benutzeroberfläche 126
7.5.1 Ansicht View1-Arbeitskarte 127
7.5.2 Starten der Generierung 127
7.5.3 Shortcut-Generierung 130

7.6 Formatkonverter 131

7.7 NiedSim Ausgaben 131

7.8 Erweiterungen 131

8 Danksagung 133

9 Literatur 134

Anhang A Regionale Extremwertauswertung nach KOSTRA 136
A.1 Dauerstufe: 5 min 136
A.2 Dauerstufe: 1 h 142
A.3 Dauerstufe: 6 h 148
A.4 Dauerstufe: 24 h 154
Anhang B Ablage und Inhalt der Generierungsdaten 160
Anhang C Ablage und Inhalt der Steuerungsdateien 166

1 Einleitung

1.1 Problemstellung für NiedSim-Klima

Niederschlag ist eine räumlich und zeitlich sehr variable Größe und Niederschlagsmessungen erfolgen an zu wenigen Orten und in zu geringer zeitlicher Auflösung, um diese Variabilität direkt in Messungen abzubilden. Je kürzer das betrachtete Aggregierungsintervall ist, desto stärker kann sich die Variabilität auswirken: Liegen zwei Stationen nah beieinander, so werden sie sich in der Jahressumme des Niederschlags wenig unterscheiden. Die gemessenen Tagessummen können jedoch schon merkliche Unterschiede ergeben und die 1h-Summen werden sehr deutlich voneinander abweichen.

In der hydrologischen Praxis besteht jedoch ein großer Bedarf nach zeitlich und räumlich hochaufgelösten Niederschlagszeitreihen, der nicht durch Messungen gedeckt werden kann. Die Interpolation einer Zeitreihe aus den Niederschlagswerten umliegender Stationen ist nicht möglich, da dabei die statistischen Charakteristika der Zeitreihe (wie z.B. das Extremwertverhalten) verändert werden.

Am Institut für Wasserbau wurde deshalb der Niederschlagsgenerator NiedSim entwickelt, mit dem für jeden beliebigen Raumpunkt in Baden-Württemberg eine synthetische Niederschlagszeitreihe berechnet werden kann, die in Ihren statistischen Charakteristika einer gemessenen Reihe entspricht. Datengrundlage von NiedSim sind verschiedene statistische Kenngrößen von allen in Baden-Württemberg zur Verfügung stehenden Niederschlagsbeobachtungen auf verschiedenen Aggregierungen (5 min, 1 h, 24 h). Diese werden auf ein regelmäßiges Raster interpoliert. Für die Generierung einer synthetischen Zeitreihe werden dann die Werte dieser Kenngrößen am gewählten Raumpunkt ausgelesen. Anschließend wird eine zufällige Zeitreihe mit der richtigen Werteverteilung erzeugt und anhand der ermittelten Zielwerte in Ihrer Abfolge solange optimiert, bis sie den statistischen Vorgaben entspricht.

Da sich die Generierung auf die statistische Auswertung von Niederschlagsmessungen stützt, haben die von NiedSim erzeugten Niederschlagsreihen immer einen Zeitbezug. Sie repräsentieren die klimatischen Bedingungen der Kalibrierungsperiode von 1958 bis 2003.

Statistische Trenduntersuchungen zeigen jedoch, dass sich die hydrologischen Bedingungen in Mitteleuropa in diesem Zeitraum merklich verändert haben. Die jährliche Gesamtniederschlagshöhe ist in den letzten Jahrzehnten signifikant angestiegen. Gleichzeitig gab es eine Verschiebung im Jahresgang des Niederschlags. Die Winter scheinen immer feuchter, die Sommer immer trockener zu werden. Die Ergebnisse Globaler Zirkulationsmodelle (GCM), wie sie für Klimaprognosen verwendet werden, lassen darauf schließen, dass diese Trends sich in Zukunft fortsetzen werden.

In den mit NiedSim generierten Niederschlagsreihen werden solche Trendsignale nur begrenzt abgebildet und eine Extrapolation in die Zukunft ist nicht möglich, da sich die Generierung auf Beobachtungen aus der Vergangenheit stützt. Unter sich wandelnden klimatischen Bedingungen repräsentieren die NiedSim Reihen immer weniger die zu erwartenden hydrologischen Bedingungen, je weiter man in die Zukunft blickt.

In vielen Einsatzbereichen von NiedSim-Zeitreihen, wie z.B. bei der Kanalnetzdimensionierung, sind Planungshorizonte von einigen Jahrzehnten keine Seltenheit. Um die NiedSim-Zeitreihen auch weiterhin bei solchen Aufgaben einsetzen zu können, muss das Generierungsschema so angepasst werden, dass zukünftige klimatische Bedingungen abgebildet werden können.

1.2 Auswirkungen des Klimawandels auf das Niederschlagsregime

Laut viertem Sachstandsbericht des Intergovernmental Panel on Climate Change 2007 ist die globale Durchschnittstemperatur im letzten Jahrhundert um etwa 0.74°C angestiegen. Auch im süddeutschen Raum ließ sich in diesem Zeitraum eine Erwärmung beobachten, wie im Kooperationsvorhaben „Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft“ (KLIWA) der Länder Baden-Württemberg, Bayern und Rheinland-Pfalz sowie des Deutschen Wetterdienst gezeigt wurde. Zwischen den Jahren 1931 und 2000 konnte ein signifikanter Anstieg der Jahresdurchschnittstemperatur zwischen 0.5° C und 1.2° C nachgewiesen werden. Die Temperatur ist damit in Süddeutschland regional deutlich stärker angestiegen als im globalen Durchschnitt. Es ist zu erwarten, dass dieser Klimawandel weiter fortschreiten wird.

Der Wasserhaushalt in der Atmosphäre wird zum Großteil über die Temperatur gesteuert. Bei höheren Temperaturen kann mehr Wasser in die Luft verdampft werden. Gleichzeitig kann warme Luft mehr Feuchtigkeit halten, ohne dass es zur Kondensation kommt. Damit hat eine Änderung der Lufttemperatur Auswirkungen auf die Wolkenbildung. Diese wiederum hat Einfluss auf die Strahlungsbilanz. Die Niederschlagsbildung ist also das Ergebnis eines hochkomplexen Systems mit vielen untereinander gekoppelten Einflussgrößen, das bis heute nicht vollständig verstanden ist.

Entsprechend schwierig ist es, die Auswirkungen des Klimawandels auf den Niederschlag abzuschätzen. Die physikalischen Prozesse sind so kompliziert zu erfassen, dass es bis heute noch nicht möglich ist, verlässliche Niederschlagsvorhersagen für mehr als drei Tage im Voraus auszugeben. Entsprechend schlecht ist die Abbildung des Niederschlagsgeschehens in den weit gröberen Klimamodellen, die ja teilweise einige Jahrzehnte in die Zukunft rechnen. In Kontrollläufen, mit denen die Klimamodelle für das aktuelle Klima getestet werden, stimmen bisher selbst die globale Niederschlagsverteilung oder der Jahresgang der Niederschläge eines Kontinents noch nicht mit den realen Werten überein. Entsprechend vorsichtig muss man mit Prognosen sein, die sich auf Klimamodellläufe für die Zukunft stützen.

Zudem sind die klimatischen Trends im Niederschlag stark davon abhängig, welche räumliche und zeitliche Skala man betrachtet. In den letzten Jahren gab es einige Studien, die den Einfluss einer Temperaturerhöhung auf die weltweite Niederschlagsbilanz untersucht haben. Eine Veröffentlich von Wentz et al. 2007 in Science ergab, dass mit jedem Kelvin Temperaturanstieg in der Atmosphäre im weltweiten Durchschnitt 7% mehr Niederschlag fallen. Eine andere Studie von Held und Sodem, 2006, die sich auf die UNEP-Klimamodelle bezieht, geht von einem Anstieg von 1-3% aus. Diese Aussagen beziehen sich lediglich auf den globalen jährlichen Durchschnitt. Die Niederschläge werden nicht immer und überall zunehmen. Im regionalen Maßstab ist es sehr wahrscheinlich, dass sich sowohl Trockenregionen als auch Dürreperioden bei einem Temperaturanstieg ausbreiten könnten.

Mit den umfangreichen Untersuchungen im Rahmen von KLIWA (2002) als auch des STARDEX Projekts (2005) wurden für den süddeutschen Raum zum ersten Mal Trendsignale im regionalen Maßstab untersucht. Dabei hat sich herausgestellt, dass die Winterniederschläge signifikant zunehmen und gleichzeitig die Sommerniederschläge tendenziell eher abnehmen. Diese Untersuchungen beziehen sich auf die Niederschlagsmenge in 24 Stunden. Daraus lassen sich aber nicht direkt Aussagen über die Niederschlagsintensitäten kürzerer Dauerstufen oder über das Trendverhalten der Extremwerte ableiten. Bei höheren Temperaturen wird z.B. Konvektion verstärkt und somit ist es durchaus denkbar, dass sich in generell trockeneren Sommern trotzdem heftigere Gewitter entladen. Untersuchungen, die sich auf Veränderungen des Niederschlags in der

für NiedSim erforderlichen hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung beziehen, gibt es bisher wenige.

1.3 Berücksichtigung des Klimawandels in NiedSim-Klima

Um das Generierungsschema von NiedSim auf veränderte klimatische Verhältnisse anzupassen, sind einige Veränderungen im Generierungsschema notwendig:

- Viele der Parameter, die bisher zur Generierung herangezogen wurden (wie z.B. die zu erwartende Jahressumme der Niederschläge) stehen für die Berechnung von Zeitreihen in der Zukunft nicht zur Verfügung. Das Generierungsschema muss so umgestellt werden, dass auf diese Parameter verzichtet werden kann.
- Die zur Verfügung stehenden Informationen zur Abschätzung der zukünftigen klimatischen Bedingungen müssen in statistische Parameter „übersetzt“ werden, die in der Zeitreihengenerierung verwendet werden können. Prinzipiell stehen dabei zwei unterschiedliche Informationsquellen zur Verfügung. Zum einen können bisherige Veränderungen über Trendfortschreibungen in die Zukunft extrapoliert werden. Da hierbei keinerlei physikalisches Wissen eingeht, bleibt die Frage, wie weit diese Extrapolation in die Zukunft gehen darf. Zum anderen kann man sich die Ergebnisse der globalen und regionalen Klimamodelle (sogenannte „Global Circulation Models“ - GCM bzw. „Regional Circulation Models“ - RCM) zu Nutze machen. Diese basieren auf physikalischen Berechnungen, die räumliche und zeitliche Auflösung ist jedoch verglichen mit dem in NiedSim benötigten Maßstab sehr grob. Es müssen also sogenannte Downscaling-Verfahren entwickelt werden, mit denen man die Informationen von der Skala der Klimamodelle (räumlich mindestens 25 km auf 25 km, zeitlich mindestens 6 h) auf die Skala von NiedSim (räumlich 1 km auf 1 km, zeitlich 1 h oder kürzer) heruntergerechnet werden können.

In diesem Bericht wird zuerst das neue Generierungsschema erläutert. Parameter, die vom bisherigen Algorithmus noch nicht verwendet wurden, werden dabei ausführlich erklärt. Im darauf folgenden Kapitel wird gezeigt, welche klimatischen Trendsignale bei der Generierung berücksichtigt werden.

1.4 Konzeption

NiedSim-Klima bietet die gleiche räumliche und zeitliche Auflösung wie das bisherige System: Das Programm kann Niederschlagszeitreihen auf einem 1km Raster erzeugen; es ist die Ausgabe von Zeitreihen in 1h-Auflösung oder 5min-Auflösung vorgesehen.

Die Abbildung der zukünftigen klimatischen Bedingungen erfolgt einerseits durch statistische Trendfortschreibung und stützt sich anderseits auf die Ergebnisse des Globalen Zirkulationsmodel ECHAM5. Um die begrenzte räumliche Auflösung von ECHAM5 zu verfeinern, wurde ein sogenanntes Downscaling entwickelt, mit dem die GCM-Ergebnisse anhand einer speziell für NiedSim-Klima entwickelten Wetterlagenklassifikation auf den regionalen Maßstab für Baden-Württemberg heruntergerechnet wurden. Für eine Abschätzung der Jahresmaxima der 24h-Niederschlagssumme wurden außerdem die Ergebnisse von drei Regionalmodellen für Europa ausgewertet. Regionalmodelle (oft als RCM bezeichnet) dienen dazu, die Ausgabe der globalen Klimamodelle auf einen regionalen Maßstab umzurechnen. In NiedSim-Klima wurden das REMO-Modell vom Max-Planck Institut verwendet, das sich auf ECHAM5 als Globalmodell stützt, RACMO vom Königlichen Niederländischen Meteorologischen Institut, welches auf dem Klimamodell des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) in Reading (UK)

basiert, und das Regionalmodell des Hadley-Center für Klimaforschung und Kimavorhersage, welches mit dem Klimamodell HADCM3 des Hadley-Centers angetrieben wird.

Als Emissions-Szenario für all diese Modelle wurde das Szenario A1B verwendet, bei dem man von einem moderaten und globalisierten Wirtschaftswachstum ausgeht, welches sich zum Großteil auf fossile Energieträger stützt.

Die Generierung einer Zeitreihe in NiedSim-Klima erfolgt immer für ein bestimmtes Referenzjahr, dessen klimatische Bedingungen von der Zeitreihe abgebildet werden. Das Referenzjahr kann aus zwei Zeiträumen gewählt werden: entweder von 2021 bis 2050 oder von 1961-1990. Die Möglichkeit, das Referenzjahr in der Vergangenheit zu wählen, wurde integriert, um die NiedSim-Klima-Reihen mit den bisherigen NiedSim-Reihen vergleichbar zu machen. Denn durch das unterschiedliche Generierungsschema werden sich immer gewisse Unterschiede zwischen NiedSim-Reihen und NiedSim-Klima-Reihen ergeben. Betrachtet man für einen bestimmten Punkt sowohl eine mit klassischem NiedSim generierte Zeitreihe als auch eine NiedSim-Klima Reihe für denselben Zeitraum und anschließend eine NiedSim-Klima Reihe für die Zukunft, kann man abschätzen, welche Veränderungen sich aus dem prognostizierten Klimawandel ergeben und welche lediglich auf Unterschiede im Generierungsschema zurückzuführen sind. Eine isolierte Betrachtung der NiedSim-Klima Reihe, könnte zu falschen Schlussfolgerungen führen!

Es darf nicht vergessen werden, dass NiedSim-Klima im Vergleich zum bisherigen Generierungsschema auf viele statistische Parameter verzichten muss, die erst in der Rückschau ermittelt werden können. Beispiele hiefür wären z.B. die Jahressumme der Niederschläge oder die jahresweise bestimmte Autokorrelation. Andere, wie z. B. das 24h-Maximum müssen aus den Ergebnissen der Klimamodelle hergeleitet werden und sind dadurch mit erheblichen Unsicherheiten verbunden. NiedSim-Klima kann somit die wahren klimatischen Verhältnisse zwingender Weise nicht so genau abbilden wie das bisherige System - selbst für ein Referenzjahr in der Vergangenheit. ***NiedSim-Klima generierte Zeitreihen sind generell mit größeren Unsicherheiten behaftetet als „klassische" NiedSim-Reihen!*** Die möglichen Fehler werden dabei durch die zunehmende Unsicherheit in der Klimaprognose von ECHAM5 und den Regionalmodellen desto größer, je weiter das Referenzjahr in der Zukunft liegt.

Der Ablauf einer Generierung mit NiedSim-Klima entspricht dem des bisherigen Systems. Das Prinzip der Generierung als zweistufigen Simulated-Annealing-Prozess wurde beibehalten. Die Steuerung der Generierung sowie die Ablage und Verwaltung der erzeugten Ausgabe-Files erfolgt genauso, wie man es vom bisherigen NiedSim gewohnt ist. NiedSim-Klima ist vollständig in die NiedSim-Arcview-Umgebung integriert, NiedSim-Klima Reihen können gemeinsam mit den klassisch erzeugten Reihen dargestellt und verwaltet werden.

Um Verwechslungen der Generierungsschemata zu vermeiden, wird in diesem Bericht folgende Sprachregelung verfolgt:

- Mit „klassisches NiedSim" wird das bisherige NiedSim bezeichnet, also das Generierungsschema für die Erzeugung von Niederschlagsreihen ohne Berücksichtigung des klimatischen Trends für den Zeitraum von 1958 bis 2003.
- Mit „NiedSim-Klima" wird der neu entwickelte Generierungsalgorithmus bezeichnet, zum Erzeugen von Zeitreihen, die den prognostizierten Klimawandel berücksichtigen.
- Mit „NiedSim-System" ist das komplette Programmsystem mit der gesamten Ordnerstruktur gemeint. Es beinhaltet NiedSim, NiedSim-Klima, sowie alle Hilfsprogramme zur Ansteuerung der Generierung und zum Konvertieren der Daten.

2 Datenbasis

2.1 Niederschlagsbeobachtungen in und um Baden-Württemberg

Die zeitinvarianten Parameter der Datenbasis von NiedSim-Klima werden durch Regionalisierung aus beobachteten Niederschlagszeitreihen gewonnen. Dazu werden nicht nur die Daten aller verfügbaren Niederschlagsmessstationen in Baden-Württemberg verwendet, sondern auch Messreihen aus den angrenzenden Bundesländern Bayern, Hessen und Rheinland-Pfalz, sowie der Schweiz, um die Ergebnisse der Regionalisierungen an den Rändern von Baden-Württemberg zu verbessern. Die Datenbasis ist damit in etwa identisch mit jener der letzten Anpassung des klassischen NiedSim. Lediglich bei den Niederschlagsdaten mit hoher zeitlicher Auflösung ($\leq$ 1h) wurden zwei Stationen wegen unplausibler Jahressummen aussortiert und bei einigen anderen Stationen mussten einzelne Jahre gestrichen werden. Die Notwendigkeit hier noch einmal zu prüfen, bestand, obwohl die Daten schon plausibilisiert übergeben worden sind.

Die verwendeten Niederschlagsaufzeichnungen haben eine zeitliche Auflösung von 24 h, 30 min, 10 min und 5 min. Die Daten der deutschen Messstationen wurden allesamt vom Deutschen Wetterdienst aufgezeichnet und von der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (LUBW) zur Verfügung gestellt. Die Messreihen aus der Schweiz wurden von MeteoSwiss übergeben. Die Aufzeichnungen reichen von 1951 bis 2004. In den ersten Jahren ist jedoch die Datendichte sehr gering. Um bei der Regionalisierung eine gewisse Sicherheit zu garantieren, wurden die Zeitreihen erst ab dem Jahr 1958 zum Erstellen der NiedSim-Klima Datenbasis verwendet. Tab. 2.1 zeigt eine Übersicht der verfügbaren Messreihen.

Tab. 2.1: Datenverfügbarkeit nach Bundesländern

zeitliche Auflösung	Anzahl Stationen	mittlere Zeitreihenlänge
5 min	229	7.8 a
10 min	8	21.3 a
30 min	56	12.1 a
24 h	575	29.0 a

In Abb. 2.1 und Abb. 2.2 sind die räumlichen Verteilungen der Messstationen nach Tagesstationen und Stationen mit höherer zeitlicher Auflösung getrennt als Karten dargestellt. Das Messnetz der Tageswerte ist sehr dicht, das der höher aufgelösten Stationen etwas weniger. Gleichzeitig ist zu beachten, dass die durchschnittliche Zeitreihenlänge bei den höher aufgelösten Stationen im Schnitt deutlich geringer ist. Pro Jahr stehen also weit weniger Niederschlagsbeobachtungen mit hoher zeitlicher Auflösung zur Verfügung als Tagesstationen. Dazu kommt, dass das Messverfahren für die kurzen Dauerstufen deutlich komplizierter ist und damit fehleranfälliger. Der Anteil an nicht gültigen Werten ist darum bei den Niederschlagsmessungen mit $\Delta t \leq$ 1h deutlich höher.

Besonders hervorzuheben sind die 30 min-Stationen. Sie haben von allen Stationen mit hoher zeitlicher Auflösung die beste Datenqualität (wenig Fehlwerte) und über lange Zeit ein homogenes Metznetz: Von 1989 bis 2003 stehen durchgehend dieselben 30 der 56 Stationen zur Verfügung. Dieses Messnetz wurde zur Kalibrierung der Wetterlagenklassifikation (Abschn. 3.1.1) verwendet, wobei es auf ein gleichbleibendes Messnetz ankommt.

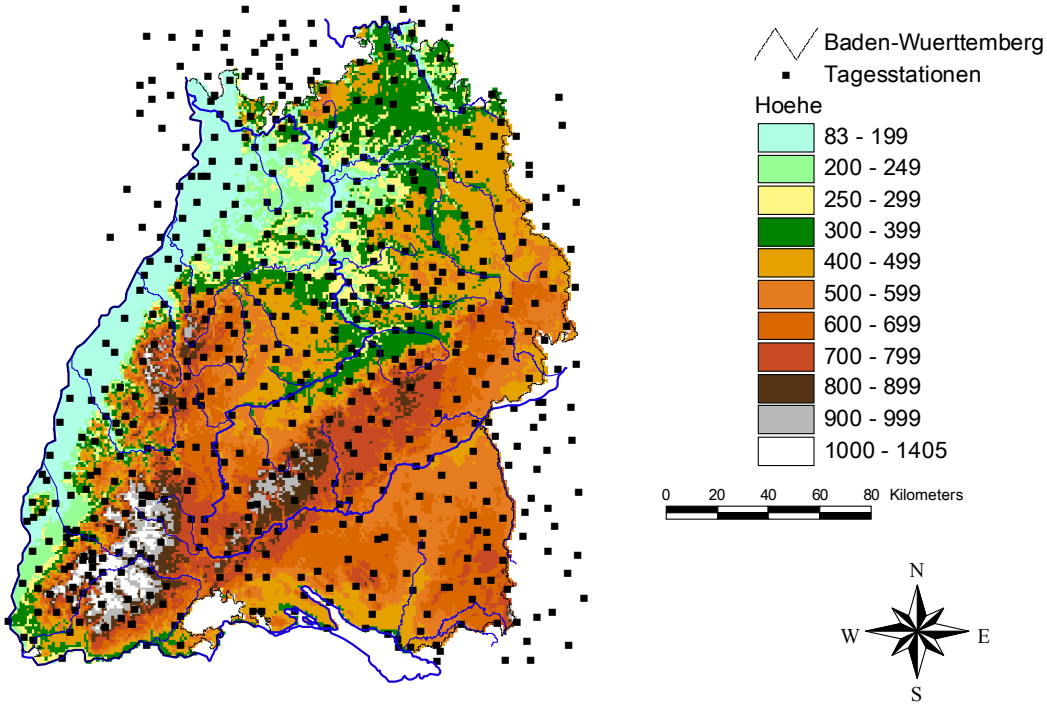


Abb. 2.1: Karte der Niederschlagsmessstationen der zeitlichen Auflösung 24 h

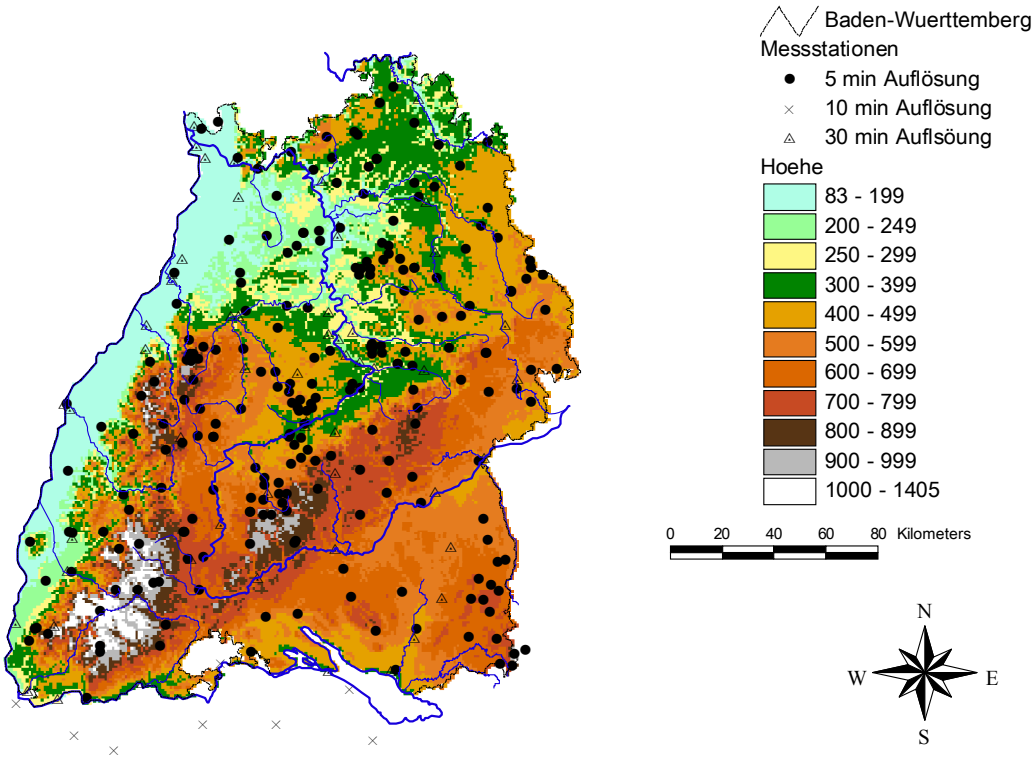


Abb. 2.2: Karte der Niederschlagsmessstationen der zeitlichen Auflösung 1 h und 5 min

Die beobachteten Niederschlagsdaten werden in NiedSim-Klima für folgende Zwecke verwendet:

- Zur Berechnung der Parameter der Verteilungsfunktionen, denen die NiedSim-Niederschläge folgen (Abschn. 3.1).
- Als Zielgröße bei der Definition der Wetterlagenklassifikation (Abschn. 3.1.1)
- Zur Berechnung der Regenwahrscheinlichkeiten für die verschiedenen Wetterlagengruppen (Abschn. 3.2.6)
- Zur Berechnung der mittleren Regenmenge der Wetterlagengruppen (Abschn. 3.2.7)
- Zur Berechnung der Skalierungseigenschaften und des Trends in den Skalierungseigenschaften (Abschnitt 3.2.5)
- Zur Berechnung der Autokorrelationsparameter (Abschn. 3.2.3 und 3.2.4)

2.2 Temperaturmessungen in Baden-Württemberg

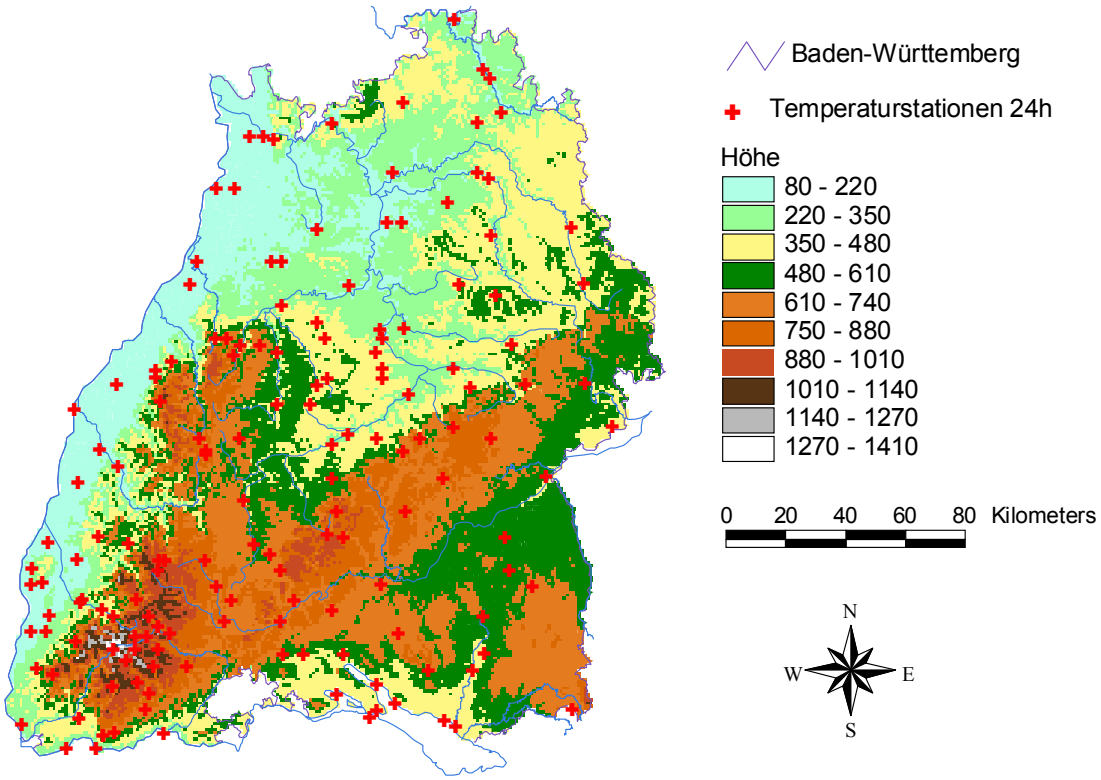


Abb. 2.3: Karte der Messstationen der Tagesmitteltemperatur in Baden-Württemberg

Um das Temperaturniveau verschiedener Wetterlagen zu bestimmen, wurden die Daten von 157 Messstationen der Tagesmitteltemperatur ausgewertet. Die Daten liegen für einen Zeitraum von 1958 bis 2003 vor und wurden vom Deutschen Wetterdienst (DWD) erhoben und zur Verfügung gestellt.

Um die Temperaturmessungen verschiedener Jahreszeiten, Regionen und Höhenlagen vergleichbar zu machen, müssen die absoluten Temperaturwerte in Anomalien vom mittleren Jahresgang umgerechnet werden. Eine Temperatur von 10°C beispielsweise mag für den Gipfel des Feldbergs Mitte Februar extrem warm sein, für einen Tag Mitte Juni in Freiburg extrem niedrig. Durch die Betrachtung als Anomalie bringt man die Werte auf eine vergleichbare Skala: Auf dem Feldberg liegt die Temperatur Mitte Februar durchschnittlich bei etwa -5°C. Gemessene +10°C entsprächen einer positiven Anomalie von etwa +15°C. Mitte Juni in Freiburg herrscht eine Durchschnittstemperatur von etwa 18°C, womit sich eine negative Anomalie von -7°C ergäbe.

Die Berechnung der Anomalien läuft wie folgt ab:
Für jeden Tag *j* im Jahr wird ein gleitendes Fenster definiert, das von *j*-15 bis *j*+15 reicht, also ein Bereich von 31 Tagen um den Zieltag. Für den 1. April beispielsweise läuft das gleitende Fenster vom 16. März bis zum 16. April. Auf diesem Fenster wird nun für jede Station ein gewichteter Mittelwert der Lufttemperatur berechnet. Dafür werden die Daten aller zur Verfügung stehenden Jahre anhand des Datums sortiert und aufaddiert. Für den 1. April bedeutet dies beispielsweise, es wird die Summe der Werte vom 16. März aller Jahre gebildet, dann vom 17. März usw. bis das gesamte Fenster abgedeckt ist. Für die Mittelwertberechnung werden die Summen nun proportional zum Abstand vom Zieltag gewichtet. Der 16. März und der 16. April erhalten jeweils den Gewichtungsfaktor $w = 1$, da sie zeitlich gesehen am weitesten entfernt liegen. Mit jeden Tag, den man näher rückt, erhöht sich das gewicht um +1. Der 31.März und der 2. April erhalten jeweils $w = 15$ und der 1.April $w = 16$. Die Produkte aus den Summen und der Gewichtung werden aufsummiert und durch die Anzahl an Werten bei der Summenbildung und durch die Summe an Gewichtungsfaktoren geteilt. So erhält man die mittlere zu erwartende Luft-temperatur $E(T_j)$ für die Zieltag *j*.
Führt man dies an einer Messstation für alle Tage im Jahr durch (*j* von 1 bis 365), erhält man den mittleren Jahresgang an der Station. Zieht man nun von jedem Tageswert einer Zeitreihe den Mittelwert für dieses Datum ab, so erhält man die Zeitreihe der Temperatur-anomalien an dieser Messstation.

Geht man davon aus, dass lokale Einflussfaktoren, wie z.B. die klimatische Gunst der Lage einer Messstation oder die Höhenlage an allen Tagen im Jahr in etwa gleich wirken, so hat man durch die Anomaliebildung die lokalen Faktoren eliminiert. Damit kann man im nächsten Schritt die Anomaliewerte aller Stationen mitteln. Man erhält dann für jeden Tag das mittlere Temperaturniveau in Baden-Württemberg.

Für NiedSim-Klima wurde dieses Verfahren auf die 157 Temperaturmessstationen des DWD angewendet. Zuerst wurde für jede Station die Zeitreihe der täglichen Temperaturanomalie von 1958 bis 2003 berechnet. Über die räumliche Mittelung wurde daraus die Zeitreihe des mittleren täglichen Temperaturniveaus in Baden-Württemberg gebildet.

Das mittlere Temperaturniveau wird in NiedSim-Klima zusammen mit den Luftdruckfeldern aus den Reanalysedaten (Abschn. 2.3) bei der Definition von Wetterlagengruppen verwendet (Abschn. 3.1.1).

2.3 NCEP/NCAR-Reanalysen

Meteorologische und klimatologische Untersuchungen sind in vielen Fällen sehr daten-intensiv. Selbst wenn nur die synoptischen Bedingungen an einem bestimmten Punkt von Interesse sind, so muss ein großes Gebiet beobachtet werden, um den ganzen atmosphärischen Einflussbereich abzudecken. Atmosphärische Messungen sind jedoch, vor allem wenn sie größere Höhen betreffen, sehr aufwendig und werden darum bei

weitem nicht flächendeckend durchgeführt. Dazu kommt, dass sich im Laufe der Jahrzehnte die Messmethoden beständig verbessert haben und darum selbst Messungen am selben Punkt von beispielsweise 1960 und 2010 nicht unbedingt vergleichbar sind.

Für Trendabschätzungen bezüglich der atmosphärischen Bedingungen, wie sie auch für das NiedSim-Klima Projekt durchgeführt wurden, müssen die entsprechenden Variablen (Bodenluftdruck, Luftdruck in der Höhe, Windgeschwindigkeiten o. Ä.) jedoch möglichst homogen und flächendeckend über einen längeren Zeitraum von einigen Jahrzehnten vorliegen. Das sogenannte Reanalyse-Projekt, welches von den US-Einrichtungen National Center for Environmental Prediction (NCEP) und National Center for Atmospheric Research (NCAR) gemeinsam durchgeführt wurde, hat solche homogenen Datenfelder für einen Zeitraum von 1948 bis heute zugänglich gemacht.

Kernstück des Reanalyse-Projekts ist ein Model der atmosphärischen Zirkulation über den gesamten Globus. Dieses Modell wird zu jedem Zeitschritt mit allen zur Verfügung stehenden meteorologischen Beobachtungen gefüttert. Basierend auf den Gleichungen der Atmosphärenphysik werden die räumlichen und zeitlichen Zusammenhänge zwischen den atmosphärischen Parametern abgebildet. Damit können dann die Punktwerte der Beobachtungen auf ein reguläres Gitter von 2,5° auf 2,5° umgerechnet werden. Zudem werden Korrekturalgorithmen verwendet, um die Messungen aus der Vergangenheit mit Messungen nach heutigen Bedingungen vergleichbar zu machen. Die Ergebnisse der Reanalysen werden über eine Website veröffentlicht und sind für Forschungszwecke frei zugänglich. Es werden unter anderem folgende meteorologische Parameter ausgegeben: Lufttemperatur, Luftdruck, relative Feuchtigkeit, Niederschlag sowie Windgeschwindigkeit und –richtung. Die Ausgabe erfolgt jeweils für verschiedene Höhen (bei den meisten Variablen gibt es 6 Niveaus) und in einer zeitlichen Auflösung von 6h oder 24h.

Die Reanalyse Daten sind seit Ende der Neunziger Jahre verfügbar. Kurz nach der Bereitstellung wurden einige Untersuchungen veröffentlicht, die sich mit der Verifizierung der Reanalyse-Daten beschäftigten. Zum Beispiel wurden die Niederschlagsfelder mit beobachteten Niederschlagsstationen verglichen (Widmann, M. und Bretherton, S. 1999) oder die Druckprofile anhand von Vesselballon-Daten überprüft. (Shawn, R. et. al.,2001). Generell scheint die Übereinstimmung zwischen Reanalysen und Messungen sehr gut zu sein. Die Variabilität der atmosphärischen Felder wird recht gut getroffen, die absoluten Werte zum Teil jedoch schlechter. Auch von NCEP/NCAR selbst werden die Daten regelmäßig überprüft und die Algorithmen gegebenenfalls verfeinert. Generell lässt sich sagen, dass die Datengüte aufgrund häufigerer Messungen über Land besser ist als über den Ozeanen und in Nordamerika und Europa am höchsten sein dürfte.

Die Datengüte der Reanalysen ist nicht für alle meteorologischen Variablen gleich. Viele meteorologische Größen sind, vor allem in großer Höhe, nur sehr schwer zu messen und müssen über das Zirkulationsmodell indirekt aus anderen Größen abgeleitet werden. Da das Zirkulationsmodell die realen Strömungsverhältnisse nicht zu 100% repräsentieren kann, entstehen dabei zwangsweise gewisse Fehler. Grundlage jeder Simulation sind die Luftdruckverhältnisse in verschiedenen Höhen, da Luftdruckunterschiede die globalen Windsysteme antreiben und damit z. B. auch den Feuchtefluss und den Niederschlag bestimmen. Die Luftdruckfelder stehen also am Anfang der Simulationskette und werden aus diesem Grund als weniger fehlerbehaftet angesehen als abgeleitete Größen wie Windgeschwindigkeiten und Niederschlag.

Für NiedSim-Klima wurden NCEP/NCAR-Reanalyse-Felder des Luftdrucks auf Meereshöhe über Europa und dem nördlichen Atlantik verwendet (Mean Sea Level Pressure – MSLP). Die Felder haben eine zeitliche Auflösung von 6h und eine räumliche Auflösung von 2,5° auf 2,5°. Abb. 2.4 zeigt die Lage der in NiedSim berücksichtigten NCEP/NCAR-

Gitterpunkte. Die Daten werden dazu eingesetzt, eine Wetterlagenklassifikation zu erstellen (Abschn. 3.1.1) und die Abfolge der so definierten Wetterlagen zu untersuchen (Abschn. 4.1). Für die Definition der Wetterlagen werden Reanalysen des Zeitraums 1991 bis 2003 betrachtet, zur Abschätzung möglicher Trends in der Wetterlagenabfolge die Reanalysen von 1958 bis 2003.

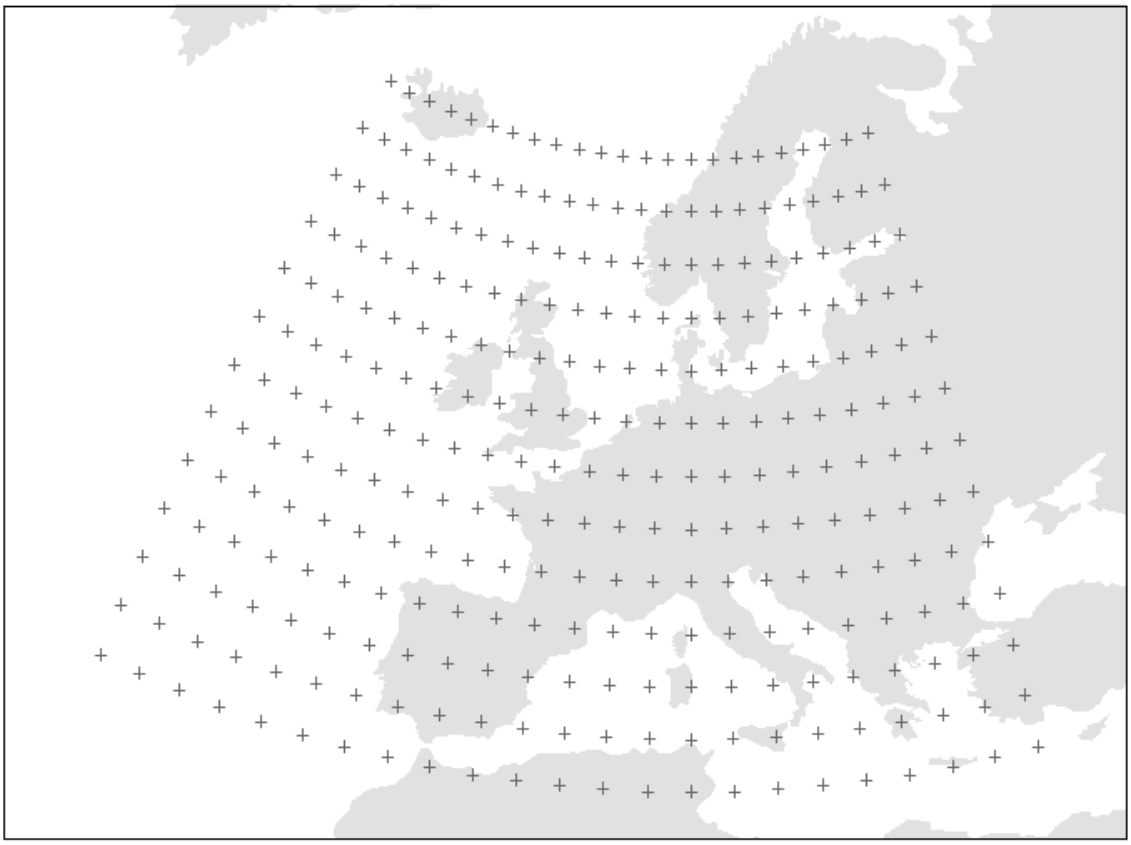


Abb. 2.4: Lage der NCEP/NCAR-Reanalysen-Gitterpunkte, die in NiedSim-Klima für die Wetterlagenklassifikation verwendet werden.

2.4 Daten aus ECHAM5-Klimamodellläufen

ECHAM5 ist ein globales Zirkulationsmodel (Global Circulation Model, im folgenden GCM), also eines der Modelle, die gemeint sind, wenn in den Medien von „Klimamodellen“ berichtet wird. Die Ergebnisse der ECHAM5-Simulationen gingen beispielsweise 2007 in den vierten Sachstandsbericht des International Panel on Climate Change (IPCC) der Vereinten Nationen ein. ECHAM5 wurde gemeinsam vom Europäischen Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) und vom Max Planck Institut in Hamburg entwickelt. (Daher auch der Name „EC“ + „Ham“.)

Ein GCM ist im Prinzip ein vereinfachtes Wettermodell für den gesamten Globus. Die Atmosphäre, sowie die Oberfläche von Kontinenten und Meeren werden auf ein dreidimensionales, regelmäßig Gitter abgebildet. Für jeden Gitterpunkt werden die Massen-, Strömungs- und Energiebilanz aufgestellt und so der Zustand der Atmosphäre (z.B. Luftdruck, Temperatur, Luftfeuchtigkeit oder Windgeschwindigkeiten an den Gitterpunkten), sowie die Oberflächentemperatur der Erde und der Ozeane berechnet. Der Energiefluss durch Meeresströmungen in den Ozeanen wird ebenfalls berücksichtigt. Die

Berechnung erfolgt dabei immer für diskrete Zeitschritte, bei den in NiedSim-Klima verwendeten Modellläufen alle 24h.

Prinzipiell sind GCMs physikalisch basierte Modelle. Viele Prozesse jedoch spielen sich auf einer räumlichen oder zeitlichen Skala ab, die zu klein ist, um von einem Netz aus diskreten Gitterpunkten abgebildet zu werden. Beispiele hierfür wären z.B. Wolkenbildung, Wolkenart und Wolkenbedeckung, die starke Auswirkungen auf die modellierte Energieeinstrahlung und –ausstrahlung der Erde haben. Diese Prozesse müssen im Modell anhand von konzeptionellen, also nicht-physikalisch basierten Parametern abgebildet werden. Andere Prozesse, wie z.B. die Wechselwirkungen zwischen Bio- und Atmosphäre können bisher in Klimamodellen noch gar nicht berücksichtigt werden.

Die Ergebnisse der Klimamodelle kann man als eine Art Wettervorhersage mit einem Vorhersagehorizont von mehreren Jahrzehnten betrachten. Für alle Größen, die vom Modell selbst nicht vorhergesagt werden können, wie zum Beispiel die zukünftige Entwicklung der weltweiten CO_2-Emissionen (siehe 2.4.3), die ja sehr starke Auswirkungen auf die Strahlungsbilanz der Erde haben, müssen externe Prognosen verwendet werden. Entsprechend unsicher sind die Ergebnisse und entsprechend vorsichtig sollte man diese Interpretieren. Ein GCM kann nicht voraussagen, ob es z.B. am 1.1.2040 an einem bestimmten Gitterpunkt regnet oder nicht und ob es warm ist oder kalt. Werden die zukünftigen klimatischen Bedingungen richtig simuliert, so kann man aber zumindest eine Aussage darüber treffen, ob es um das Jahr 2040 die Winter generell wärmer oder feuchter sind als Ende des 20. Jahrhunderts. Die GCM-Zeitreihen dürfen also nur als Prognosen für die mittleren Verhältnisse verstanden werden. Das gilt auf der zeitlichen und räumlichen Skala gleichermaßen. Großräumige Systeme, die auf klimatische Veränderungen sehr träge reagieren, wie z. B. der prognostizierte Meeresspiegelanstieg, werden damit von den GCM sicherlich besser abgebildet und vorhergesagt, als räumlich und zeitlich sehr variable Größe wie der Niederschlag in seiner regionalen Verteilung (Hagemann, S. et al., 2005).

Eine Untersuchung des Met Office Großbritannien (Kendon, J. et al., 2009) über die Verlässlichkeit von GCM prognostizierten Niederschlagstrends in Europa kam zu dem Ergebnis, dass verändertes Niederschlagsverhalten auf mehrere sich überlagernde Ursachen zurückzuführen ist, die vom GCM unterschiedlich gut vorhergesagt werden können. Als relativ gesehen „sicher“ gelten dabei die Prognosen des globalen Niveaus der Oberflächentemperatur der Erde und großräumigen Luftdruckverteilung, als relativ dazu „unsicher“ die eher lokal variierenden Größen, wie z.B. die Bodenfeuchte und die Verdunstung. Für die Niederschlagsverteilung heißt das, dass Trendsignale, die sich aus einer veränderten Wetterlagenabfolge ergeben als robuster gelten können, als jene, die auf Veränderungen im Bodenwasserangebot oder Konvektion zurückzuführen sind. Die Untersuchung bezieht sich zwar auf das englische GCM des Hadley Centers (HadAM), man kann aber davon ausgehen, dass die Ergebnisse für ECHAM5 ebenso gelten.

2.4.1 Verwendete Datensätze in NiedSim-Klima

Bei den Untersuchungen zu NiedSim-Klima wurden deshalb aus dem ECHAM5-Output keine Niederschlagsfelder verwendet, sondern lediglich die robusteren Prognosen der Bodentemperatur und der Luftdruckfelder auf Meereshöhe. Die Daten haben eine räumliche Auflösung von etwa 1,865° in Richtung der geographischen Breite und 1,875° in Richtung der geographischen Länge, was für Mitteleuropa in etwa 200 km auf 140 km entspricht. Da die Erde keine perfekte Kugel ist, ist die Auflösung in Nord-Süd Richtung nicht immer exakt die gleiche Gradzahl. Die zeitliche Auflösung von den in NiedSim-Klima verwendeten ECHAM5-Läufen beträgt 24h.

Die Bodentemperatur wurde an den vier Rasterpunkten ausgelesen, die in und um Baden-Württemberg liegen. Dies sind die Punkte um das Viereck von 49,43° Nord, 7,50° Ost bis 47,56° Nord, 9.38°Ost Die Felder des Luftdrucks auf Meereshöhe wurden auf einem Fenster ausgelesen, das vergleichbar ist mit dem der NCEP/NCAR-Reanalysedaten (siehe. Abb. 2.5). Um die Wetterlagendefinitionen anwenden zu können, die anhand der Reanalysedaten definiert wurden, mussten die ECHAM5-Daten auf das NCEP/NCAR-Raster interpoliert werden. Dabei wurde das Verfahren der Inversen Distanzen angewendet.

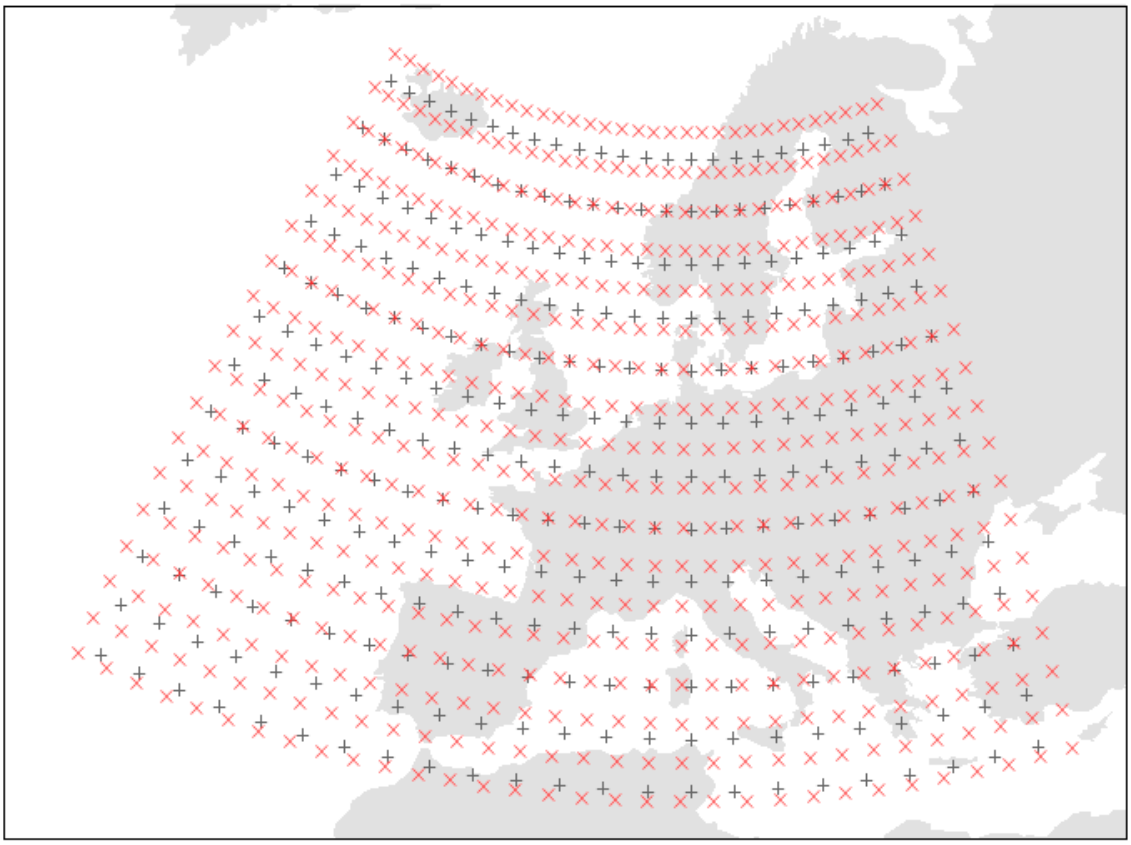


Abb. 2.5: Vergleich der Lage der Gitterpunkte der NCEP/NCAR-Reanalysen (schwarze Pluszeichen) und des ECHAM5-Klimamodells (rote X-Kreuze)

Es wurden zwei verschiedene Datensätze für zwei verschiedene Zeiträume verwendet. Die Daten des ersten Zeitraums von 1961 bis 1990, der in NiedSim-Klima als Referenz für die bisherigen Klimabedingungen verwendet wird, stammen aus dem Projekt „Climate of the 20th Century“. Hierbei wurde ECHAM5 mit Beobachtungsdaten angeeicht, um das Klima des 20. Jahrhunderts nachzuzeichnen. Im klimatischen Mittel sollten die ECHAM5-Daten also mit denen der Reanalysedaten übereinstimmen (siehe 2.4.2).

Der zweite Datensatz ist die eigentliche Klimaprognose und umfasst den Zeitraum 2021 bis 2050. Die Daten stammen aus dem ersten ECHAM5-Lauf mit einer CO_2-Konzentration nach Szenario A1B, welches im Abschn. 2.4.3 beschrieben wird.

In NiedSim-Klima werden die Luftdruck- und Temperaturfelder dazu verwendet, jedem Tag eine bestimmen Wetterlagengruppe zuzuweisen (siehe 3.1.1 und 4.1.3). Aus der Wetterlagengruppe ergeben sich dann die NiedSim-Klima Generierungsparameter der Regenwahrscheinlichkeit, der Extremwertwahrscheinlichkeit sowie der Verteilung des Niederschlags über die Monate. (Abschn. 3.1 und 3.2.7).

2.4.2 Vergleich von ECHAM5 und den NCEP/NCAR Reanalysen

Abb. 2.6 zeigt den Mittelwert des Bodenluftdrucks für den Zeitraum von 1961 bis 2000, wie er von ECHAM5-Projekt „Climate of the 20th Century“ prognostiziert wird. Die Daten wurden für die Mittelwertsberechnung auf ein 2,5° auf 2,5° Raster interpoliert, um sie mit den Reanalysedaten vergleichbar zu machen. Man sieht sehr deutlich die globalen Luftdruckgürtel, die das Wetter in Mitteleuropa bestimmen. Im Süden, bei etwa 30° bis 40° Nord liegt die subtropische Hochdruckzone, im Norden zwischen 55° und 70° Nord die subpolare Tiefdruckrinne. Die Ausgleichsströmung zwischen diesen beiden Systemen führt wegen der Coriolisablenkung zu einer Westwindzone, mit der feuchte Atlantikluft nach Mitteleuropa transportiert wird. An der Grenzschicht zwischen den polaren und subtropischen Luftmassen, der sogenannten Frontalzone, kommt es immer wieder zu Verwirbelungen, die sich dann zu Tiefdrucksystemen auswachsen, die mit ihren Warm- und Kaltfronten das Wetter in Baden-Württemberg prägen.

Für eine grobe erste Einschätzung der Güte der Reanalysedaten wurden die Mittelwerte mit denen der NCEP/NCAR-Reanalysen verglichen. Die Reanalysen können dabei als Referenz für den „wahren“ Zustand der Atmosphäre gelten, da die Reanalysen ja jeden Tag an die neuen Beobachtungen angeeicht werden. Abb. 2.7 zeigt das Ergebnis. Hohe Werte (rot markiert) bedeuten, dass ECHAM5 die Luftdruckwerte in einer Rasterzelle überschätzt, es besteht also ein positiver Bias. Niedrige Werte (blau markiert) zeigen einen negativen Bias von ECHAM5.

Zwischen den Modellen sind Unterschiede von bis zu 2,8 hPa zu beobachten. Natürlicherweise schwankt der Luftdruck in Mitteleuropa selten um mehr als 25 hPa, somit ist dieser Bias durchaus signifikant. Betrachtet man die räumliche Verteilung, so wird auffällig, dass ECHAM5 in Gebieten mit eher hohem Luftdruck überschätzt und in Gebieten mit niedrigem Luftdruck unterschätzt. Das bedeutet letztlich, dass die prognostizierten Luftdruckgradienten im Mittel stärker werden, was zu Überschätzung der großräumigen Luftströmung führen könnte. Für eine genauere Aussage hierüber müssten allerdings weiterführende Untersuchungen durchgeführt werden.

Abb. 2.8 zeigt einen Vergleich der Standardabweichungen zwischen ECHAM5 und NCEP/NCAR. Die Standardabweichung meint hierbei die zeitlichen Schwankungen des Bodenluftdrucks in jeder Rasterzelle für den Zeitraum von 1961 bis 2000. Auch hierbei zeigen sich systematische Unterschiede zwischen dem ECHAM5-Projekt und den NCEP/NCAR-Reanalysen. Tendenziell überschätzt ECHAM5 die Standardabweichung und damit die natürliche Variabilität des Luftdrucks. Besonders ausgeprägt ist diese Überschätzung in Mitteleuropa. Gebiete, in denen die Schwankungen von ECHAM5 leicht unterschätzt werden, liegen ausschließlich über dem Atlantik.

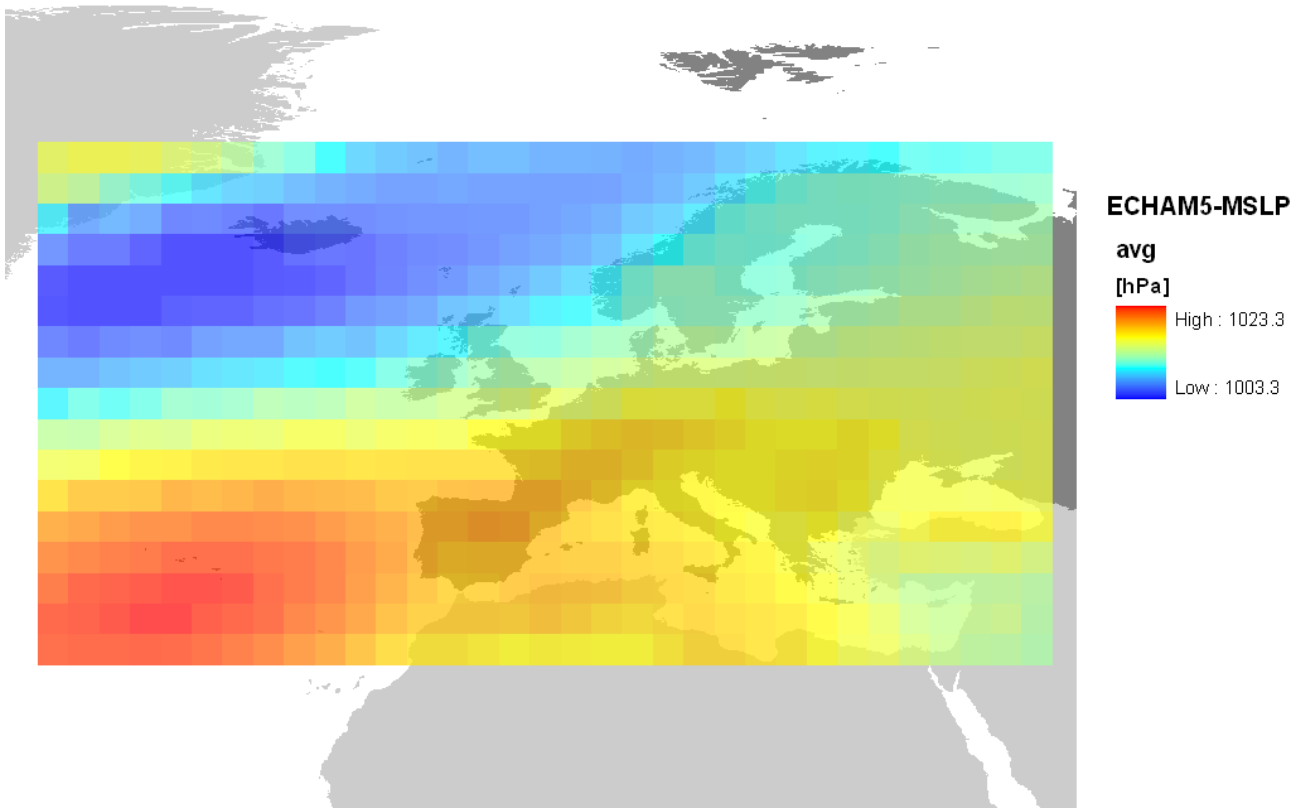


Abb. 2.6: Mittelwert des Bodenluftdrucks für den Zeitraum 1961 bis 2000 nach dem ECHAM5- Projekt „Climate of the 20th Century“

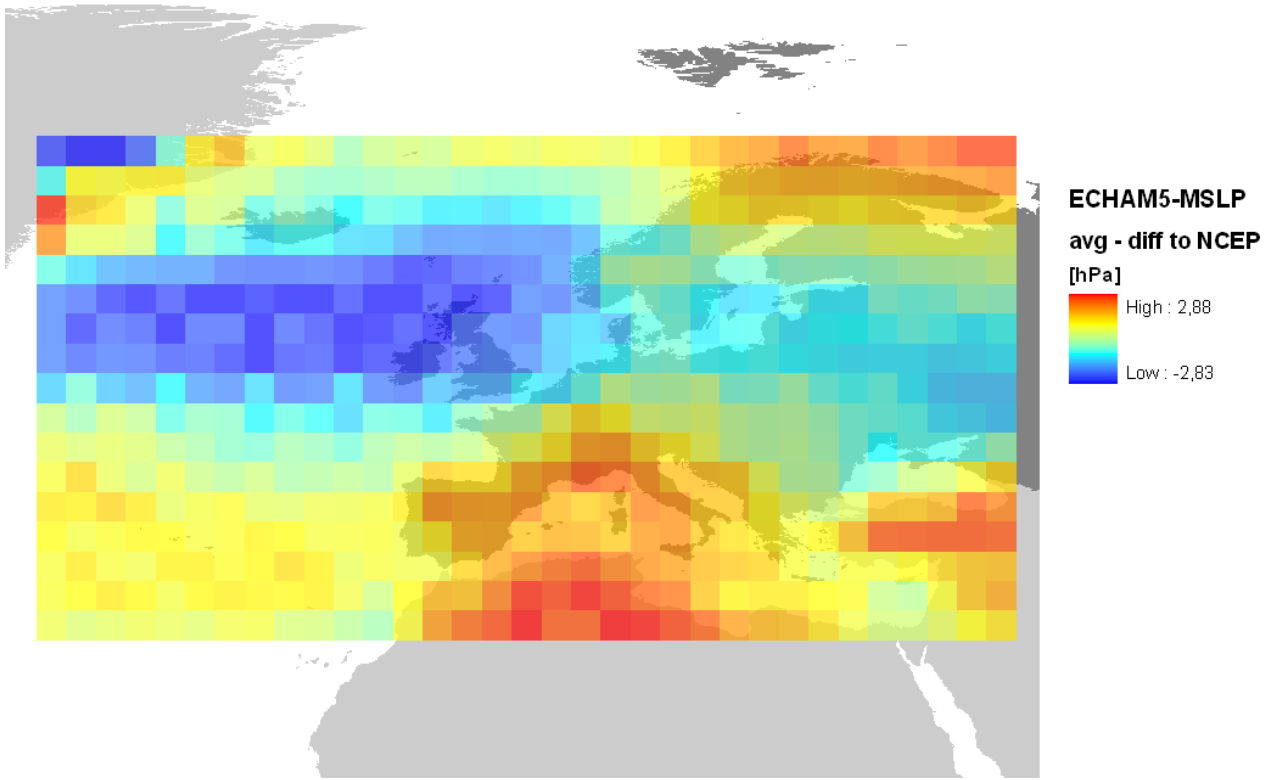


Abb. 2.7: Unterschied zwischen dem mittleren Bodenluftdruck nach dem ECHAM5-Projekt „Climate of the 20th Century“ und den NCEP/NCAR Reanalysen für den Zeitraum 1961 bis 2000.

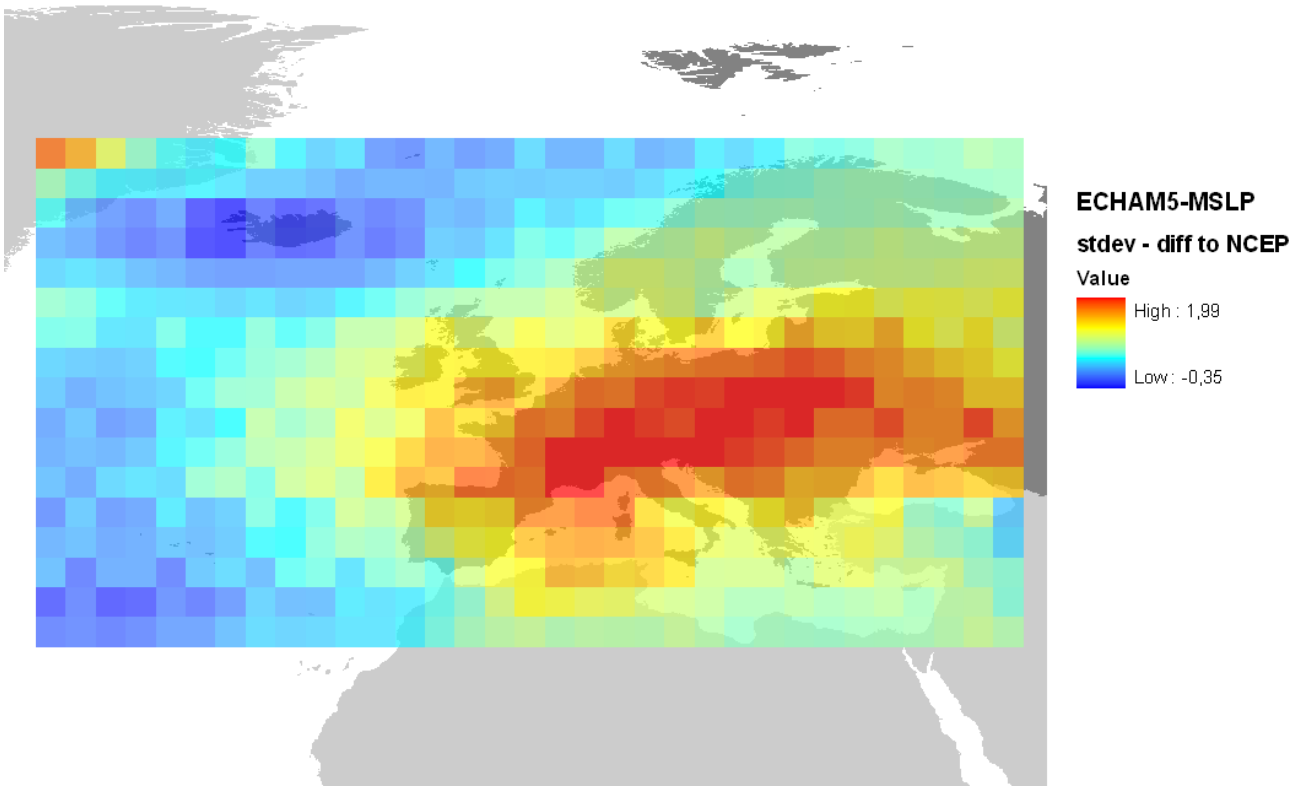


Abb. 2.8: Unterschied in der Standardabweichung des Bodenluftdrucks (1961 bis 2000) zwischen dem ECHAM5-Projekt „Climate of the 20th Century“ und den NCEP/NCAR-Reanalysen

2.4.3 Das Klimaszenario A1B

Bei der Abschätzung der zukünftigen klimatischen Entwicklung gibt es zwei große Unsicherheitsfaktoren. Zum einen sind dies die Unsicherheiten, die sich aus den Modellen ergeben, da die Dynamik der klimatischen Prozesse nicht vollständig verstanden ist und auch in den Klimamodellen nur vereinfacht wiedergegeben werden kann. Diese Art von Unsicherheiten und Fehlern betreffen also das Modell selbst. Der andere Unsicherheitsfaktor sind sogenannte externe Fehler, die das Modell gar nicht berücksichtigen kann. Darunter fallen außergewöhnliche klimawirksame Ereignisse, die man nicht voraussagen kann, wie z.B. Vulkanausbrüche oder andere natürliche Phänomene. Diese sind in ihrer Klimawirksamkeit allerdings auf wenige Jahre begrenzt. Einen weit höheren Einfluss hat der Mensch, dessen Verhalten, vor allem die Emission klimawirksamer Gase, das zukünftige Klima prägen wird. Will man also eine Prognose zukünftiger klimatischer Verhältnisse abgeben, so muss man zuallererst die ökonomische, technologische und soziale Entwicklung der Weltbevölkerung abschätzen.

Bei dieser Abschätzung kommt die Szenarientechnik zum Einsatz. Es werden verschiedene, in sich stimmige Entwürfe der planetaren Entwicklung beschrieben. Für jeden dieser Entwürfe wird abgeschätzt, wie sich die klimarelevanten Parameter, allen voran die CO_2-Konzentration, aber auch andere wie die Vegetationsbedeckung der Erde, verhalten werden. Zuerst wird ein gesellschaftliches Szenario entworfen, dass in ein CO_2-Emissionsszenario übersetzt wird. Daraus ergibt sich ein Szenario der Konzentration an Treibhausgasen, für welches dann ein Klimaszenario berechnet wird. Die GCM kommen in dieser Kette erst beim letzten Schritt zum Einsatz, wenn die prognostizierte CO_2-Konzentration-Zeitreihe als Eingangsgröße für das GCM verwendet wird.

Mit dieser Technik lässt sich einerseits die Bandbreite der möglichen zukünftigen klimatischen Entwicklung abbilden, andererseits kann gezeigt werden, wie sehr der Mensch durch klimaschützende Maßnahmen das System zu beeinflussen vermag.

Von den Mitgliedern des ICCP wurden mehrere Referenzszenarien entworfen, welche in der Klimaforschung standardmäßig verwendet werden. Der Zeithorizont der Szenarien ist das 21. Jahrhundert. Die Szenarien lassen sich nach der großen Linie der prognostizierten globalen Entwicklung in zwei Gruppen einteilen. Die Gruppe wird mit einem „A“ oder „B“ am Anfang der Szenario-Bezeichnung markiert. Die „A-Familie“ ist technologieorientiert. Man geht davon aus, dass keine globale Koordination über eine klimafreundliche Entwicklung stattfindet und neue Technologien rasch eingeführt werden, ohne dass dabei besonderes Augenmerk auf deren Nachhaltigkeit gelegt wird. Die „B-Familie“ der ICCP-Szenarien ist umweltorientiert. Hierbei geht man davon aus, dass sich die weltweiten wirtschaftlichen Strukturen rasch zu einer dienstleistungsorientierten Wirtschaftsordnung entwickeln, in welcher der Ressourcenverbrauch zurück geht und neue saubere und ressourceneffiziente Technologien zum Einsatz kommen. Diese zwei großen Hauptlinien lassen sich weiter danach unterteilen, ob die Welt sich mehr und mehr vernetzt und sich Unterschiede im Lebensstandard in Zukunft ausgleichen, oder ob viele regionale Wirtschaftsräume entstehen, die in ihrer Entwicklung relativ unabhängig voneinander sind. Diese Unterscheidung wird einer angehängten „1“ oder „2“ im Szenarionamen ausgedrückt. Ein Szenario der Gruppe „A1“ beschreibt also z.B. eine technologie-orientierte, global vernetzte Welt.

In NiedSim-Klima können nicht alle diese Szenarien berücksichtigt werden. Zum einen wäre der Aufwand gemessen in CPU-Rechenzeit viel zu groß, zum anderen wären die Ergebnisse unübersichtlich und wenig aussagekräftig, wenn eine Generierung aus 10 verschiedenen, möglichen Zeitreihen besteht. NiedSim-Klima beschränkt sich deshalb auf das Szenario A1B. Das „B“ steht dabei für Balance, womit eine ausgewogene Nutzung aller verfügbaren fossilen und regenerativen Energiequellen gemeint ist und bei allen Quellen von einer ähnlichen Effizienzverbesserung ausgegangen wird. Das Szenario A1B nimmt im Hinblick auf die Klimaauswirkungen eine mittlere Stellung ein. Die Temperaturerhöhung im Jahrzehnt von 2090 bis 2099 in Bezug auf den Zeitraum von 1980 bis 1999 wird mit 2,8°C angegeben (beste Schätzung), mit einer möglichen Bandbreite von 1,7°C 4,4°C. Zum Vergleich: Die gesamte Bandbreite aller Szenarien beträgt zwischen 1,1°C und 6,4°C.

2.5 Tagesniederschläge aus den Regionalen Klimamodellen

Wie im letzten Abschnitt kurz erläutert wurde, sind die Niederschlagsprognosen von Klimamodellläufen mit sehr großen Unsicherheiten behaftet. In einer ersten Version von NiedSim-Klima wurde darum versucht, auf Niederschlagsprognosen aus Klimamodellen vollständig zu verzichten. Es zeigte sich aber, dass dies nicht möglich ist. Viele der Teilzielfunktionen in der Generierung (Abschn. 3.2.1) bestimmen das Verhalten der Zeitreihen bezüglich der kurzen Dauerstufen. Die 24h-Niederschlagsummen hingegen waren bei der Generierung in dieser ersten Version von NiedSim-Klima sehr frei. Im klassischen NiedSim werden sie über den maximal möglichen 24h-Niederschlag begrenzt, dieser kann jedoch für ein Zieljahr in der Zukunft nicht bestimmt werden.

Das Ergebnis davon war, dass die Reihen instabil wurden. Es entstanden so große Schwankungen der 24h-Niederschlagsextrema, die über die Zielfunktion der Skalierungs-eigenschaften (Abschn. 3.2.5) an kürzere Dauerstufen weitergegeben wurden, so dass im Endeffekt zwei Generierungen für denselben Ort komplett anderen Charakter annehmen konnten.

Darum muss der maximal mögliche 24h-Niederschlag begrenzt werden. Die Globalen Zirkulationsmodelle (GCM) liefern 24 h Niederschlagssummen unter zukünftigen klimatischen Bedingungen. Sie sind in ihrer räumlichen Auflösung jedoch viel zu grob. Das gesamte Projektgebiet von Baden-Württemberg wird von Echam5 mit wenigen Rasterpunkten abgebildet. Um die Auflösung zu erhöhen ist ein sogenanntes Downscaling-Verfahren notwendig. Eine Möglichkeit hierfür ist es, ein Regionales Untermodell in das GCM einzunesten, welches die meteorologischen Daten aus dem Globalmodell als Eingangsdaten verwendet und auf ein feineres Netz an Gitterpunkten umrechnet. In NiedSim-Klima wurden die Daten von drei solcher Regionalmodelle („Regional Circulation Model“ – im folgenden RCM) verwendet. Es handelt sich dabei um:

- das REMO-Modell vom Max-Planck-Institut, dass sich auf ECHAM5 als Globalmodell stützt
- RACMO vom Königlichen Niederländischen Meteorologischen Institut, welches ebenfalls auf ECHAM5 basiert.
- das Regionalmodell des Hadley-Centers für Klimaforschung und Kimavorhersage, welches mit dem Klimamodell HADCM3 des Hadley-Centers angetrieben wird. Die Ausgabedaten des globalen Modells werden dabei als Eingangsdaten für das Regionalmodell (RCM) verwendet.

Die verwendeten RCM-Daten haben eine räumliche Auflösung von 25 auf 25 km und liegen in einer zeitlichen Auflösung von bis zu 6h vor. Da es in NiedSim-Klima um die Tagesmaxima geht, werden die 24h-Mittelwerte verwendet. Abb. 2.9 zeigt die Lage der RCM Punkte über Baden-Württemberg.

Die Technik, den GCM-Output mit Regionalmodellen weiter zu verfeinern, wird oft als „dynamisches Downscaling“ bezeichnet, weil der räumliche Skalenwechsel dabei nach den physikalischen Prinzipien des RCM erfolgt. Es steht im Gegensatz zum „statistischen Downscaling“, bei dem nur statistische Methoden engesetzt werden, wie z.B. Klasseneinteilung oder Regressionsverfahren.

RCMs sind sehr effizient, was die Rechenzeit anbelangt. Das Raster muss nur über einem Teil der Erde verfeinert werden, also dem Zielgebiet der Klimaprognose. In der Regel sind das Teile von Kontinenten (wie z. B. in den genannten Klimamodellen Mitteleuropa). Ein globales Modell in der entsprechenden Auflösung wäre gar nicht möglich. Problematisch an den Regionalmodellen ist hingegen ist, dass Fehler vom GCM auf das RCM vererbt werden. Ist z. B. die globale Wasserbilanz des GCM falsch, wird dieser Fehler auf das RCM übertragen. Es besteht die Gefahr, dass die RCM-Daten zwar detaillierter sind, aber nicht präziser als das antreibende Globalmodell.

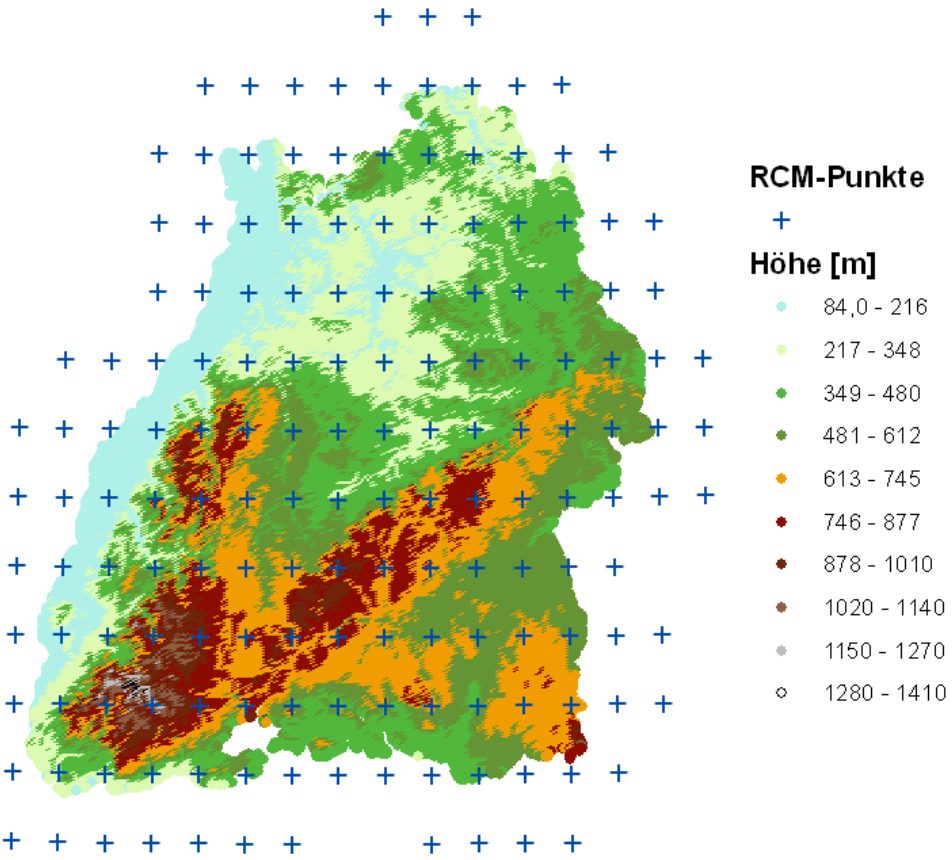


Abb. 2.9 Lage der für Baden-Württemberg relevanten Punkte der Regionalen Zirkulationsmodelle

2.5.1 Quantil-basierte Korrektur der RCM-Daten

Bardossy et. al. untersuchten 2009 die Güte der drei genannten Regionalmodelle. Diese Arbeit fand im Rahmen des EU-Projekts ENSEMBLES statt, bei denen verschiedene Klimamodelle im Hinblick auf Vorhersageunsicherheiten untersucht wurden. (Eine Veröffentlichung zu diesem Thema ist in Vorbereitung.) Datenbasis waren die 24h-Niederschlagssummen der Regionalmodelle für einen Kontrolllauf des Klimamodells mit der Referenzperiode von 1961-1990. Projektgebiet war der deutsche Teil des Rheineinzugsgebiets, das ja auch den Großteil von Baden-Württemberg umfasst. Verglichen wurden die RCM-Daten mit beobachtetem Gebietsniederschlag, der im Rahmen des ENSEMBLES-Projekts ermittelt und auf die gleichen Rasterzellen von 25 km auf 25 km aggregiert wurde. Es zeigt sich, dass die Niederschlagswerte der RCM in vielerlei Hinsicht nicht korrekt sind. Der Mittelwert des Tagesniederschlags weicht in manchen Rasterzellen sehr deutlich vom beobachteten Mittelwert ab. Zudem ist die räumliche Verteilung des Niederschlags bei allen drei Modellen nicht korrekt. Rasterzellen, in denen es in der Referenzperiode viel geregnet hat, sind nicht unbedingt diejenigen, für die RCM viel Regen voraussagen. Was die räumliche Verteilung des Niederschlags angeht, zeigen die RCM auch untereinander starke Unterschiede (siehe Abb. 2.1). Die zeitliche Entwicklung kann von den RCM ebenfalls nicht richtig wiedergeben werden. Zwischen 1960 und 1990 konnte ein leichter Anstieg des mittleren Tagesniederschlags beobachtet werden, die RCM Daten zeigen einen leichten Rückgang. Besonderes

Interesse für NiedSim-Klima ist das Extremwertverhalten der RCM. Hierbei zeigt sich, dass Extrema von den RCM systematisch unterschätzt werden. So ist z.B. das 95%-Quantil des Niederschlags bei allen drei Modellen zu niedrig.

Bardossy et. al. entwickelten eine Methode, um die 24h-Niederschlagswerte der RCM zu korrigieren. Um die Fehler in die Niederschlagsverteilung auszugleichen wurden die Werte anhand ihres Quantils korrigiert. In jeder Rasterzelle wurde die Zeitreihe des beobachteten Niederschlags $Z_{beob}(t)$ und die Zeitreihe des vom Modell vorhergesagten Niederschlags $Z_{rcm}(t)$ betrachtet. An jede der Zeitreihen wurde eine theoretische Verteilungsfunktion angepasst (in diesem Fall die Weibull-Verteilung). Über diese zwei theoretischen Verteilungsfunktionen kann dann die Verteilung der Beobachtungen (die „richtige Verteilung“) auf die RCM-Zeitreihe aufgeprägt werden:

$$Z_{korr}(t) = F_{beob}^{-1}\left(F_{rcm}\left(Z_{rcm}(t)\right)\right) \tag{2.1}$$

mit:

$Z_{korr}(t)$ Quantil-korrigierter Niederschlagswert zum Zeitpunkt *t*

$Z_{rcm}(t)$ vom RCM vorhergesagter Niederschlagswert zum Zeitpunkt *t*

$F_{rcm}(Z)$ theoretische Verteilungsfunktion der RCM-Niederschlagswerte

F_{beob}^{-1} Umkehrung der theoretischen Verteilungsfunktion der beobachteten Niederschlagswerte in der Kalibrierungsperiode

Anstatt einen RCM-Niederschlagswert $Z_{rcm}(t)$ direkt zu verwenden, wird dessen Quantilwert berechnet und damit in einen Wert der theoretischen Verteilungsfunktion der Beobachtungen umgerechnet. Das RCM prognostiziert also beispielsweise für einen Zieltag *t* ein 90%-iges Niederschlagsextrem und erst aus der Verteilung der Beobachtungen wird berechnet, wie hoch dieses Extrem ausfallen wird. Auf diese Weise kann man in der Kalibrierungsperiode die beobachteten Niederschlagswerte aus den RCM-Werten reproduzieren:

$$Z_{korr}(t) = Z_{beob}(t) \tag{2.2}$$

Für die Validierung oder Klimaprognosen ist zumindest sichergestellt, dass die Verteilung der beobachteten Niederschlagswerte reproduziert wird.

$$F_{korr}(t) = F_{beob}(t) \tag{2.3}$$

Da es sich bei der Verteilung F_{beob} um keine empirische Verteilung handelt, sondern um eine theoretische Verteilungsfunktion, ist der Wertebereich nicht begrenzt. Im RCM-Modell können somit auch größere Werte Z_{korr} auftreten, als im Beobachtungszeitraum aufgezeichnet wurden.

Es ist zu erwarten, dass der Bias eines RCM-Modells nicht an jedem Tag gleich ist. Der Fehler kann z.B. von der Anströmrichtung abhängen, wenn Luv/Lee-Effekte im Klimamodell nur unzureichend reproduziert werden. Um dem Rechnung zu tragen, wird die beschriebene Quantilkorrektur nach Wetterlagen getrennt durchgeführt. Für jede Wetterlage wird also ein eigenes Paar an Quantil-Korrekturfunktionen F_{beob} und F_{korr} erstellt. Für jede Wetterlage ergibt sich damit eine andere Niederschlagsverteilung und ein etwas anderes räumliches Niederschlagsmuster, wodurch die räumliche Struktur im mittleren Tagesniederschlag (siehe Abb. 2.11) etwas korrigiert wird.

In NiedSim-Klima werden die korrigierten Tagesniederschlagswerte aus allen drei RCM verwendet. Die Daten liegen für zwei Zeiträume vor: Einer Kontrollperiode von 1961 bis 1990 und einem Zukunftslauf von 2021 bis 2050. Die für die Korrektur benötigte Wetterlagenabfolge in der Zukunft wird aus den Daten des Globalen Klimamodells (ECHAM5) abgeleitet.

Die RCM-Regenwerte werden in NiedSim-Klima dazu verwendet, den maximal möglichen Tagesniederschlag zu bestimmen (Abschn. 3.2.8).

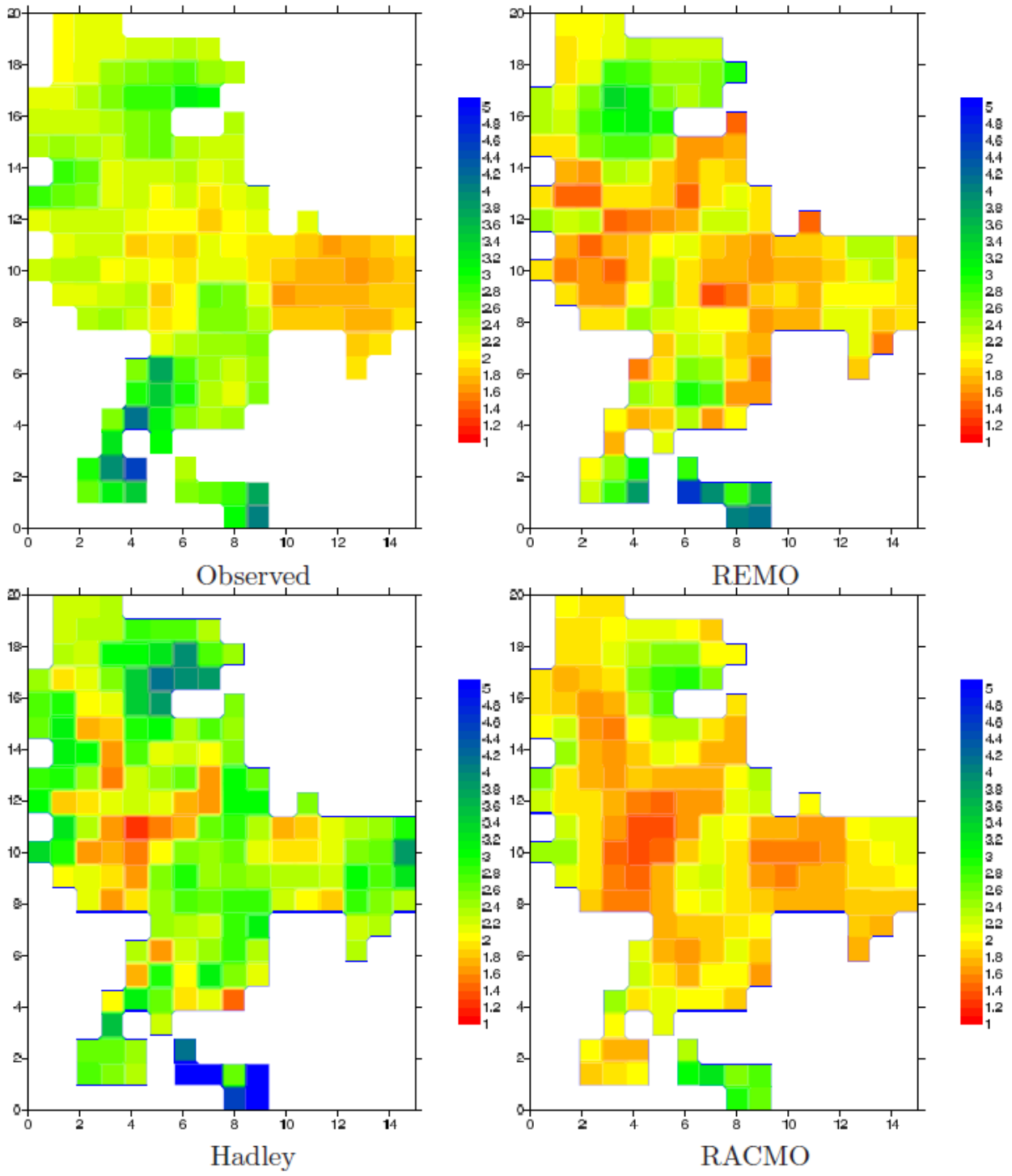


Abb. 2.10: Vergleich zwischen beobachtetem mittleren Tagesniederschlag im deutschen Teil des Rheineinzugsgebiets und den Kontrollläufen der Regionalen Klimamodelle REMO, Hadley und RACMO (Zeitraum 1981 bis 1990)

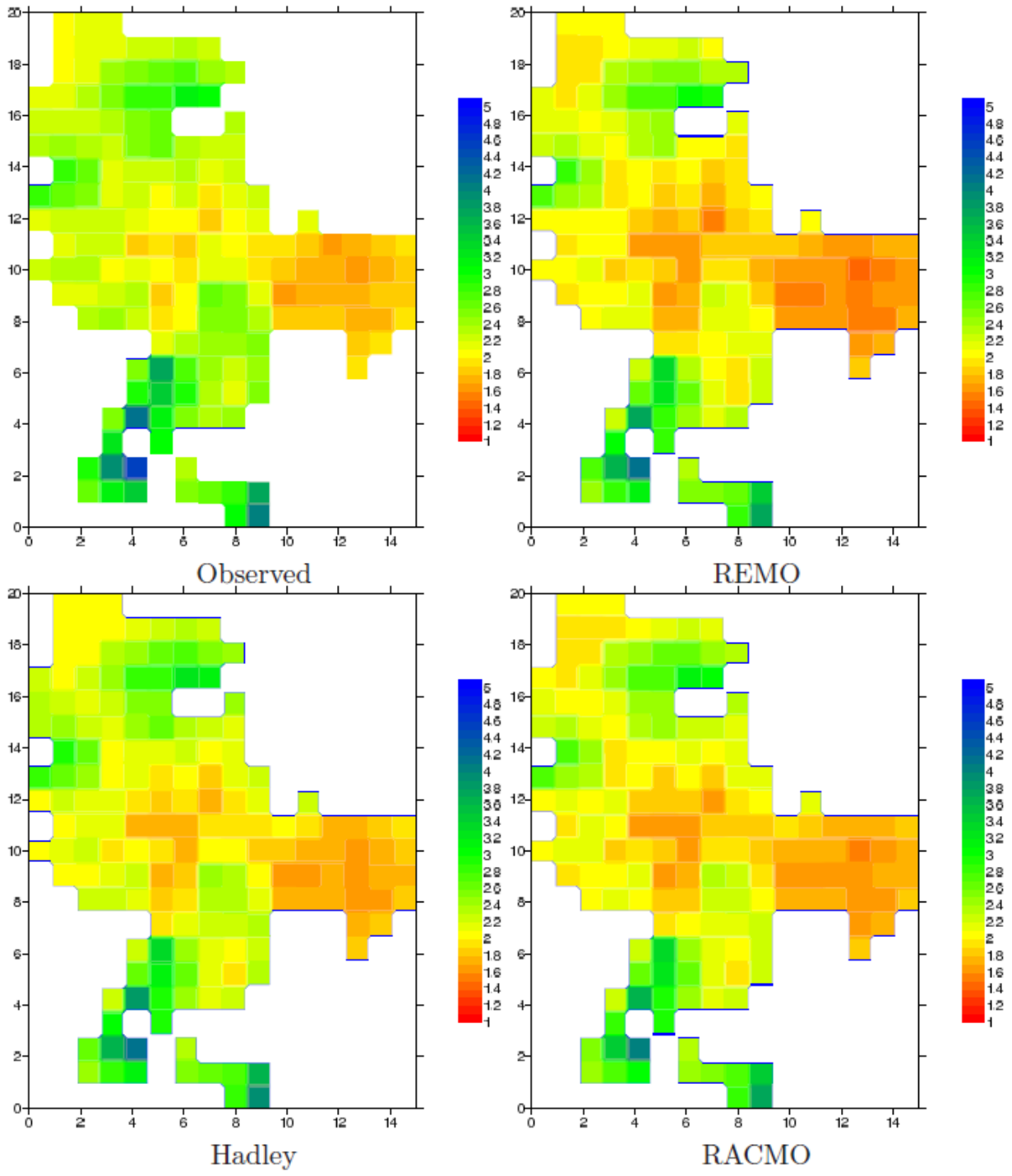


Abb. 2.11: Vergleich zwischen beobachtetem mittleren Tagesniederschlag im deutschen Teil des Rheineinzugsgebiets und den Wetterlagen- und Quantil-korrigierten mittleren Tagesniederschlagswerten aus Kontrollläufen der Regionalen Klimamodelle REMO, Hadley und RACMO (Zeitraum 1981 bis 1990)

3 Das neue Generierungsschema

In den Grundzügen wurde für NiedSim Klima das Generierungsschema von NiedSim beibehalten. Die Generierung erfolgt weiterhin Jahr für Jahr. Zuerst wird eine zufällige 1h-Reihe mit der richtigen Werteverteilung erzeugt. In einem nächsten Schritt, wir diese zufällige Reihe so lange umsortiert, bis sie in statistischer Hinsicht optimal ist. Der Zustand der Zeitreihe wird dabei anhand einer Zielfunktion bewertet, welche die Parameter zusammenfasst, die die statistischen Vorgaben für den gewählten Raumpunkt abbilden. In einem dritten Schritt kann die 1h-Reihe auf 5 Min Werte disaggregiert werden.

In den folgenden Unterkapiteln wird der Ablauf der Generierung Schritt für Schritt beschrieben und zu jedem Schritt die notwendigen Parameter erläutert.

Zuerst wird die stochastische Reihe der 1h-Niederschlagsintensitäten erzeugt.

- Über die Wetterlage des Zieltags werden die 1h-Niederschlagswahrscheinlichkeit und die Wahrscheinlichkeit von hohen Niederschlagsintensitäten (über 1 mm/h) ermittelt. (Abschnitt 3.1.1)
- Die Niederschlagswerte unter 1 mm/h werden aus der β-Verteilung gezogen (Abschn. 3.1.2), die Niederschlagswerte über 1 mm/h aus der Weibull-Verteilung. (Abschn. 3.1.3)

Daraufhin erfolgt die Optimierung der Werteanordnung mit Simulated Annealing. In die Zielfunktion des Annealing-Algorithmus gehen folgende statistische Parameter ein:

- die Autokorrelation und die gewichtete Autokorrelation (Abschn. 3.2.3)
- die Autokorrelation mit Lag (Abschn. 3.2.4)
- die Skalierungseigenschaften des Niederschlags verschiedener Dauerstufen (Abschn. 3.2.5)
- die tägliche Regenwahrscheinlichkeit (Abschn. 3.2.6)
- die Verteilung des Jahresniederschlags auf die Monate (Abschn. 3.2.7)
- die maximale 24h-Niederschlagssumme, die über eine Gumbelverteilung aus den Tagesniederschlagswerten der RCM-Modelle gezogen wird (Abschn. 3.2.8)

Abschließend kann die erzeugte 1h-Zeitreihe auf 5-min Werte disaggregiert werden (Abschn. 3.3).

Die verwendeten Parameter liegen in der Regel als Punktwerte an den Beobachtungsstationen vor und müssen auf ein 1 km^2-Raster regionalisiert werden. Die dabei eingesetzten Regionalisierungsverfahren werden im letzten Abschnitt dieses Kapitels behandelt.

3.1 Die Verteilung der 1h-Niederschlagsintensität

Für der Erzeugung der zufälligen Startreihe eines Jahres wurden im klassischen NiedSim, die Gamma- und die Exponentialverteilung verwendet. Es wurden gleichverteilte Zufallszahlen gezogen, die über die Inverse dieser Verteilungsfunktionen in Niederschlagsintensitäten umgerechnet wurden. Dabei wurden so lange Regenwerte in die Reihe eingestellt, bis die Jahressumme für das jeweilige Zieljahr erfüllt war.

Bei NiedSim-Klima ist dieses Vorgehen nicht mehr möglich, da die in der Zukunft zu erwartenden Jahressummen unbekannt sind. Sie können nicht aus den Klimamodellen geschätzt werden, da dies eine der Größen ist, in denen die Klimamodellläufe die stärksten Unsicherheiten aufweisen.

Die Entscheidung, wie viele Regenwerte in die Jahresreihe eingestellt werden, muss somit auf einem anderen Weg getroffen werden. Dafür wird eine Wetterlagenklassifikation auf Basis von großräumigen Luftdruckfeldern und der Tagesdurchschnittstemperatur über Mitteleuropa durchgeführt, denn diese Größen können von den globalen Klimamodellen besser geschätzt werden als Niederschlagswerte.

Für die Wetterlagen werden die Wahrscheinlichkeiten ermittelt, dass in einer Stunde mehr als 0 mm bzw. mehr als 1 mm Niederschlag fällt. Bei der Generierung werden diese Wahrscheinlichkeiten verwendet, um für jede Stunde des zu generierenden Jahres zu entscheiden, ob es eine nasse Stunde wird und ob die Niederschlagsintensität über 1 mm/h liegen soll. Die Niederschlagswerte mit weniger als 1 mm/h Intensität werden aus der Beta-Verteilung (Abschn. 3.1.2) gezogen, die Niederschläge mit mehr als 1 mm/h aus der Weibull-Verteilung (Abschn. 3.1.3).

Die Wetterlagenklassifikation kann als Downscaling-Verfahren angesehen werden. Denn durch die Einteilung nach Wetterlagen können aus dem zeitlich recht groben Globalen Klimamodell Informationen über die 1h-Niederschlagsverteilung gewonnen werden, eine Größe auf einer viel höheren zeitlichen Auflösung.

3.1.1 Die Wetterlagenklassifikation

Die Definition der Wetterlagen richtet sich nach der großräumigen atmosphärischen Zirkulation, sie werden deshalb auch als „Circulation Patterns“ oder „CP“ bezeichnet. Um die Zirkulation zu beschreiben, werden 24h Bodenluftdruckfelder („sea level pressure“ – SLP) von Europa und dem Nordatlantik verwendet. Festgelegt werden die Wetterlagen für einen Kalibrierungszeitraum von 1991 bis 2003 anhand der Bodenluftdruckfelder aus den NCEP/NCAR-Reanalysen (siehe Abschn. 2.3). Bewertet werden die Wetterlagen nach der jeweiligen Verteilung ihrer 1h-Niederschlagsintentistäten. Für diese Verteilung wurden 30 Niederschlagsstationen in Baden-Württemberg ausgewertet. In Abb. 3.1 ist deren Lage dargestellt.

Die Einteilung der SLP-Felder in die verschiedenen Wetterlagen basiert auf Fuzzy-Logik, einer Erweiterung der „Wahr-Falsch“-Logik auf unscharfe Zustände. Für das Problem der Wetterlageneinteilung, wurden Fuzzy-Regeln definiert, die die einzelnen Wetterlagen beschreiben. Jede Fuzzy-Regel besteht aus der Angabe einiger Punkte über Mitteleuropa und dem Nordatlantik mit einem zugehörigen Luftdruckwert („sehr niedrig“, „niedrig“, „mittel“, „hoch“, „sehr hoch“). Jede Fuzzy-Regel repräsentiert dabei eine CP. Bestehen an einem Tag beispielsweise die Luftdruckverhältnisse, die von Fuzzy-Regel 1 gefordert werden, wird dem Tag die CP1 zugewiesen. Abb. 3.2 zeigt schematisch, wie die Wetterlage anhand der Fuzzy-Regeln festgelegt wird. Die Fuzzy-Logik bietet dabei den Vorteil, dass die Einteilung auch möglich ist, wenn die Bedingung nicht vollständig erfüllt ist. Man kann für den Zieltag den Erfüllungsgrad jeder Fuzzy-Regel berechnen. Die Wetterlage, deren Fuzzy-Regel am besten von den gegebenen Luftdruckverhältnissen erfüllt wird, wird die Wetterlage des Tages, selbst wenn die Übereinstimmung nicht perfekt ist.

Das Set an Fuzzy-Regeln zur Einteilung der Wetterlagen wird automatisiert erstellt. Zu Beginn wird die Anzahl an Wetterlagen vorgegeben und für jede Wetterlage eine zufällige Fuzzy-Regel aufgestellt. Anschließend werden die in den Fuzzy-Regeln verwendeten Gitterpunkte und die geforderten Luftdruckwerte von einem Optimierungs-Algorithmus so lange variiert, bis die Aussagekraft in Bezug auf die 1h-Intensität an den 30 Messstationen möglichst hoch ist. Gesucht werden Wetterlagen, die sich im Bezug auf das Histogramm der 1h-Niederschlagsintensitäten möglichst stark unterscheiden, also z. B. entweder ein besonders hohes oder ein besonders niedriges Extremwertpotential zeigen.

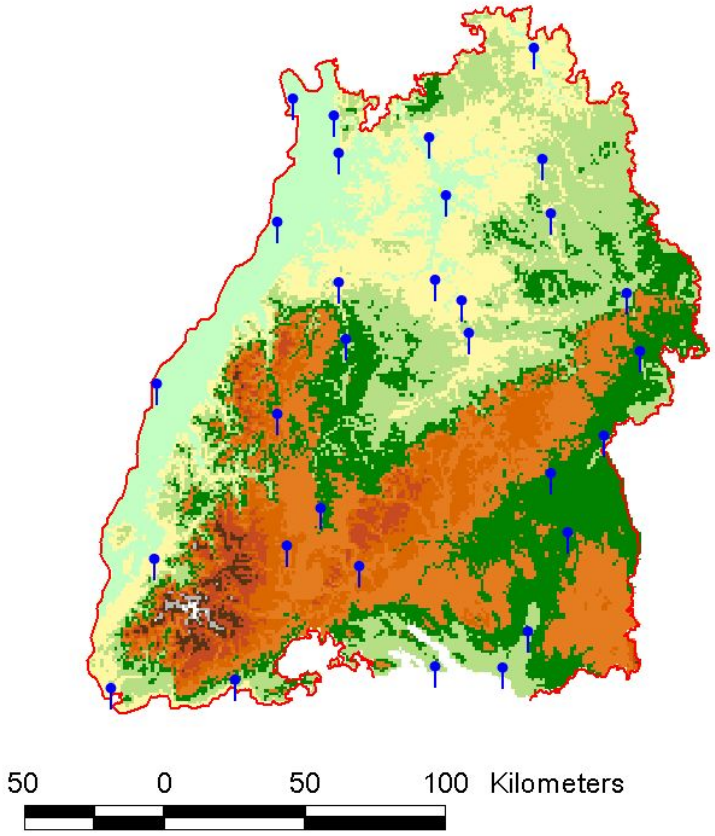


Abb. 3.1: Übersicht der Niederschlagsstationen, die für die CP-Klassifikation verwendet wurden.

Die hydrologischen Bedingungen, die bei einer bestimmten Wetterlage herrschen, hängen aber nicht allein von den Luftdruckverhältnissen ab. Im Sommer, wenn durch die hohe Sonneneinstrahlung starke Konvektion entsteht, können Wetterlagen, die im Winter eher trocken sind, zu intensiven Niederschlägen führen. Gegen Ende des Sommers kann die Konvektion wiederum durch das Angebot an Wasser begrenzt sein, weil nicht mehr genug Bodenfeuchte zur Verdunstung zur Verfügung steht. Aus diesem Grund wird die Analyse für drei Jahreszeiten getrennt durchgeführt: Erstens September bis April, zweitens Mai bis Juli, drittens August.

Abb. 3.3 zeigt beispielhaft drei der gefundenen Wetterlagen. Dargestellt ist jeweils das Mittelwertfeld der Luftdruckwerte aller Tage, die der entsprechenden CP zugeordnet werden. Der Abstand der Isobaren beträgt 1 hPa.

CP11 ist eine nasse Wetterlage, die das ganze Jahr viel Regen bringt und vor allem im Winter zu extremen Niederschlagsintensitäten führt. CP2 ist generell eher trocken. Im Sommer jedoch werden die Intensitäten, wenn es regnet oft extrem Die Wahrscheinlichkeit das 95%-Quantil zu überschreiten ist für CP2 im Sommer am höchsten. CP3 ist die im Kalibrierungszeitraum häufigste Wetterlage und das ganze Jahr über eher trocken und mit wenig Potential für extreme Niederschlagsereignisse.

Die Wetterlagenklassifikation soll dazu dienen, die Niederschlagsverteilung in der Zukunft abzuschätzen. Dafür werden die Wetterlagendefinitionen auf einen Modelllauf eines Globalen Klimamodells angewendet. Man darf die gefundenen Verteilungen allerdings

nicht ohne weiteres auf die Zukunft übertragen. Es kann durchaus der Fall sein, dass eine Wetterlage unter veränderten klimatischen Bedingungen zu einer ganz anderen Niederschlagsverteilung führt als im Kalibrierungszeitraum. Ein Faktor dabei ist das allgemeine Temperaturniveau. Bei einer höheren Durchschnittstemperatur kann die Atmosphäre mehr Wasserdampf halten, ohne dass sich Wolken bilden. Es kommt also nicht so schnell zu Niederschlägen, umgekehrt steigt mit der Temperatur auch die Verdunstung. Es geht also tendenziell mehr Wasser in die Atmosphäre. Tatsächlich zeigt sich für einige Wetterlagen, dass bei höheren Temperaturen eine geringere Regenwahrscheinlichkeit besteht, gleichzeitig aber, wenn es regnet, die Wahrscheinlichkeit sehr hoher Intensitäten viel größer ist als bei kühlen Verhältnissen. Dies gilt vor allem für die Sommermonate.

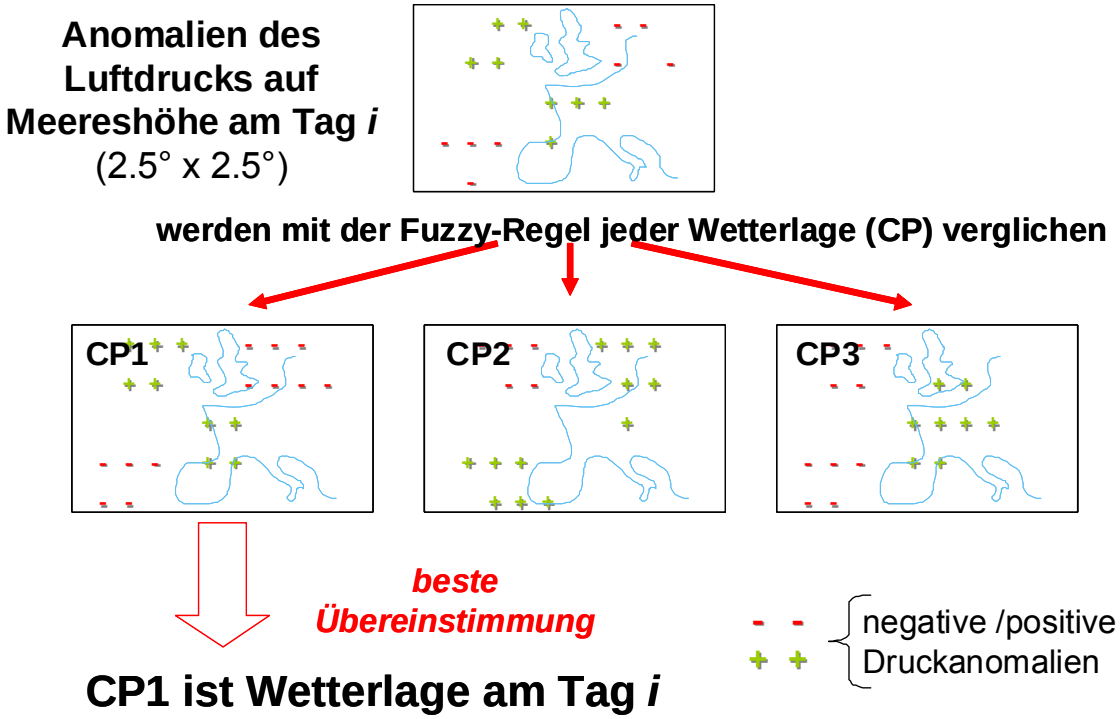


Abb. 3.2: Schema der Einteilung von Tageswerten des Bodenluftdrucks in CP-Klassen

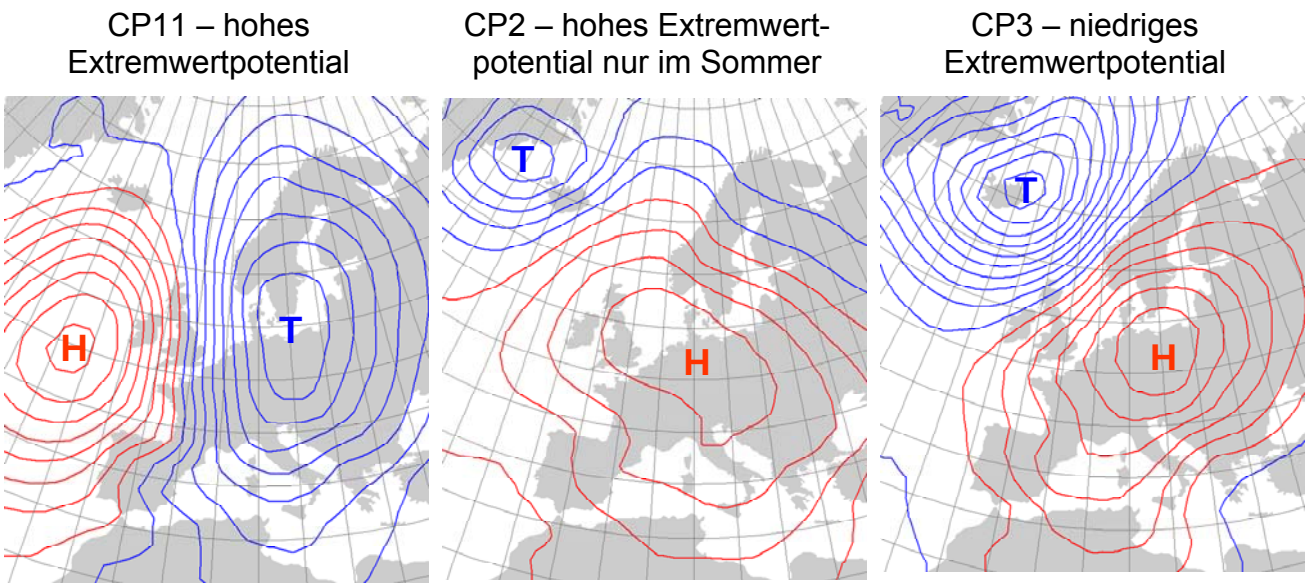


Abb. 3.3: Beispiel für CPs mit hohem und mit niedrigem Extremwertpotential

Unterteilung der Wetterlagen nach dem Temperaturniveau

Um diesen Phänomen Rechnung zu tragen, werden die Wetterlagen anhand der Temperatur weiter unterteilt. Datengrundlage sind die Aufzeichnungen von 157 Temperaturmessstationen in Baden-Württemberg während des Kalibrierungszeitraums von 1991 bis 2003 (Abschn. 2.2). Betrachtet werden die Abweichungen vom jahreszeitenbereinigten Temperaturmittel, dass für den jeweiligen Tag zu erwarten wäre. Ein Tag wird nach diesem Klassifikationsschema als „heiß“ bezeichnet, wenn die Temperatur deutlich über dem für diesen Tag zu erwartenden Durchschnitt liegt. „Heiß“ bedeutet z.B. eine Anomalie von etwa 5° C. Ein heißer Tag im Dezember kann eine Temperatur von 10° C haben, während ein heißer Tag im Juli eine Temperatur von 32° C aufweist. (Details zur Berechnung der Temperaturanomalien finden sich in Abschn. 2.2.) Für die Einteilung wurden alle Tage nach ihren Anomalien aufsteigend sortiert. Die 20% der Tage mit der größten (positiven) Anomalie wurden in die Klasse „heiß“ eingeteilt, die jeweils nächsten 20% entsprechend in die Klassen „warm“, „mittel“, „kühl“ und „kalt“. (Mehr zur Untersuchung der Temperatursensitivität der Wetterlagen im Abschn. 4.1.2)

Aus der Verschneidung dieser 5 Temperaturklassen mit den 12 CPs ergeben sich für jede Jahreszeit 60 mögliche Kombinationen. Durch die feine Unterteilung werden die einzelnen Unterklassen jedoch sehr selten und die empirischen Niederschlagsverteilungen entsprechend unsicher. Darum werden die Klassen für jede Jahreszeiten anhand ihrer Ähnlichkeiten in der Zirkulation, Temperatur und den hydrologischen Verhältnissen wieder zu Gruppen zusammengefasst. Im August, sowie September bis April gibt es je sieben Gruppen, von Mai bis Juli acht. In der Gruppe 99 finden sich alle Tage, deren Zirkulationsmuster keiner der Wetterlagen entspricht.

Tab. 4.2 bis Tab. 4.4 in Abschn. 4.1.3 zeigen die Eigenschaften dieser Gruppen. In diesem Abschnitt sind auch die hydrologischen Eigenschaften der Wetterlagengruppen näher beschrieben.

Für die Erzeugung der zufälligen Regenreihe werden die Regenwahrscheinlichkeit auf 1h-Basis und die Überschreitungswahrscheinlichkeit von mehr als 1 mm/h verwendet. (Die Regenwahrscheinlichkeit auf Tagesbasis und die mittlere Regenintensität gehen später bei der Optimierung der Werteanordnung ein. Siehe Abschn. 3.2.)

Für die Generierung in der Zukunft wird aus den Luftdruckfeldern des Globalen Klimamodells für jeden Tag die CP Klasse berechnet. Aus den Temperaturwerten der Rasterpunkte in Baden-Württemberg wird die Temperaturklasse ermittelt. Die Kombination von CP und Temperaturklasse ergibt dann die CP-Gruppe des Tages. Abhängig von der CP-Gruppe wird dann für jeden Tag die Wahrscheinlichkeit für Regen und für intensiven Regen von mehr als 1 mm/h bestimmt.

Die für den Kalibrierungszeitraum gefundenen Wetterlagendefinitionen werden bei der NiedSim-Klima-Generierung auf die Bodenluftdruck-Felder der Globalen Klimamodelle angewendet.

3.1.2 Die Beta-Verteilung

Die Beta-Verteilung ist eine zwei-parametrische Verteilungsfunktion zur Beschreibung kontinuierlicher Zufallsvariablen. Die Besonderheit der Beta-Verteilung liegt darin, dass der Definitionsbereich der Zufallsvariablen *X* auf ein bestimmtes Intervall begrenzt ist. In NiedSim-Klima wird sie zur Beschreibung der Niederschlagswerte zwischen 0 und 1 mm/h eingesetzt. Die Intervallsgrenzen sind also 0 und 1. Die Verteilungsfunktion und die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion sehen in diesem Fall wie folgt aus:

$$F(X) = \frac{\int_0^X t^{\alpha-1}(1-t)^{\beta-1}\,dt}{\int_0^1 t^{\alpha-1}(1-t)^{\beta-1}\,dt} \qquad X \in [0;1] \tag{3.1}$$

$$f(X) = \frac{X^{\alpha-1}(1-X)^{\beta-1}}{\int_0^1 t^{\alpha-1}(1-t)^{\beta-1}\,dt} \qquad X \in [0;1] \tag{3.2}$$

Die Form der Verteilung ist sehr flexibel und wird zu gleichen Teilen von α und β bestimmt. Werden beide Parameter zu 1 gesetzt, geht sie in die Gleichverteilung über. Abb. 3.4 zeigt die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion für verschiedene Werte der Parameter. Generell ist die Verteilung symmetrisch in den Parametern. Ein Vertauschen der Werte von α und β führt zu einer Spiegelung der Dichtefunktion am Punkt (X=0.5).

Angepasst wird die Beta-Verteilung an alle Niederschlagswerte zwischen 0 und 1 mm/h jeder der 293 zeitlich hochauflösenden Messstation des NiedSim-Datensatzes. Die Anpassung erfolgt über die Momentenmethode. Mit dem Mittelwert μ und die Standard-abweichung σ lassen sich die Parameter α und β bestimmen:

$$\mu = \frac{\alpha}{\alpha+\beta} \tag{3.3}$$

$$\sigma = \frac{\alpha\beta}{(\alpha+\beta)(\alpha+\beta+1)} \tag{3.4}$$

Da man die Gleichungen (3.3) und (3.4) nicht nach α und β auflösen kann, erfolgt die Anpassung iterativ. Für den Parameter α wird ein sehr großer Wert α_1 und ein sehr kleiner Wert für α_2 angenommen. Der zweite Parameter β wird für diese Werte berechnet und die

zugehörige Varianz geschätzt. Ist die Varianz größer als die beobachtete Varianz, wird die obere Grenze von α durch den nächsten Iterationswert $\alpha_3=(\alpha_1-\alpha_2)/2$ ersetzt, wenn nicht, die untere. Das Intervall wird auf diese Weise so lange halbiert, bis α und β bestimmt sind.

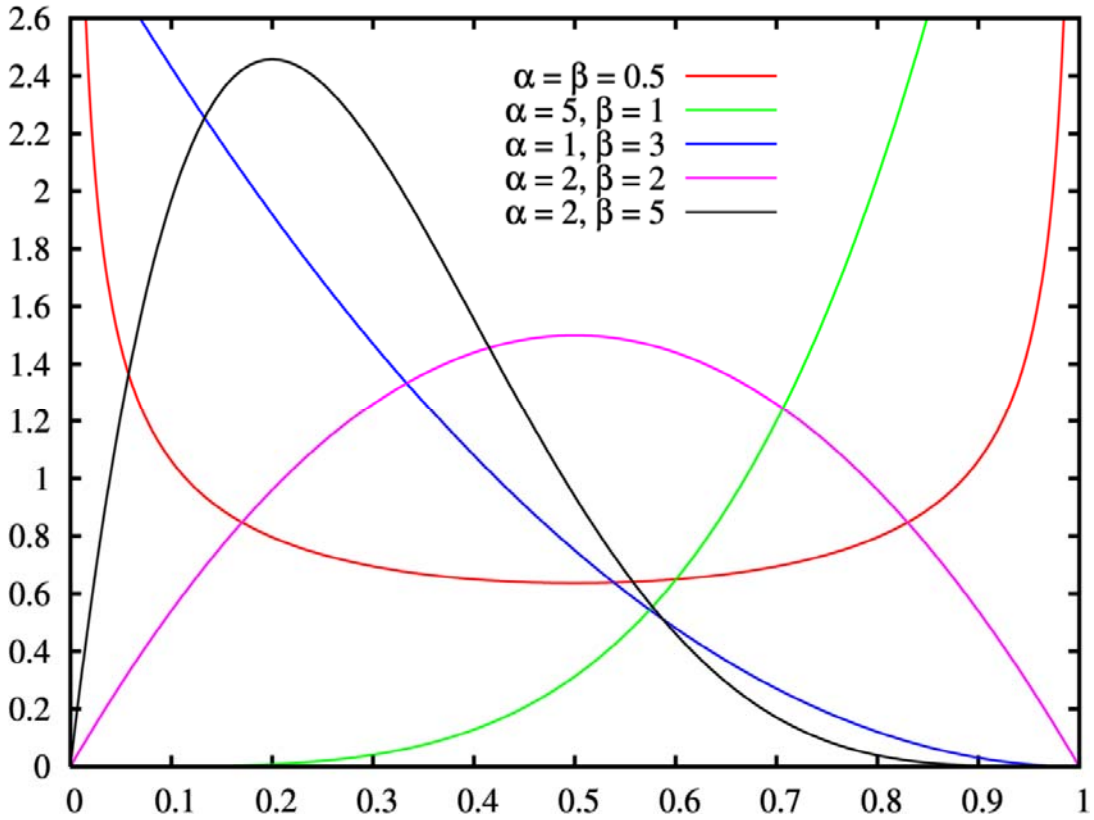


Abb. 3.4: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der Beta-Verteilung für verschiedene Werte der Parameter α und β

Die Integrale der Verteilungsfunktion (Gl.(3.1)) sind ebenfalls nicht geschlossen lösbar. Die Berechnung der Verteilungswerte bei der Generierung erfolgt deshalb in einer Näherung über die sog. Unvollständige Gammafunktion.

3.1.3 Die Weibull-Verteilung

Die Weibull-Verteilung ist eine dreiparametrige Verteilungsfunktion. Die Verteilungsfunktion *F(X)* und die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion *f(X)* haben die Form:

$$F(X) = 1 - e^{-\left(\frac{x-x_0}{\lambda}\right)^{\kappa}} \qquad X \in [X_0;\infty] \tag{3.5}$$

$$f(x) = \frac{\kappa}{\lambda}\left(\frac{x-x_0}{\lambda}\right)^{\kappa-1} e^{-\left(\frac{x-x_0}{\lambda}\right)^{\kappa-1}} \qquad X \in [X_0;\infty] \tag{3.6}$$

X_0 ist dabei ein Lageparameter und führt lediglich zu einer Verschiebung der Verteilung. κ ist ein Formparameter, λ dient der Skalierung. Wird bei gleichem κ λ z. B. verdoppelt, so wird die Verteilung aufs doppelte gestreckt, d.h. für das gleiche Quantil muss *X* doppelt so groß gewählt werden. Durch den Formparameter κ ist die Funktion sehr flexibel. Für $\kappa \leq 1$

nimmt die Wahrscheinlichkeitsdichte stetig ab. Für $\kappa > 1$ hat die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion ein Maximum (Abb. 3.5). Für $\kappa = 1$ geht die Weibull-Verteilung in die Exponentialverteilung über.

Für X_0 = 0 lauten der Mittelwert und die Standardabweichung der Weibull-Verteilung:

$$\mu = \lambda \Gamma\left(1 + \frac{1}{\kappa}\right) \tag{3.7}$$

$$\sigma = \lambda^2 \Gamma\left(1 + \frac{2}{\kappa}\right) - \mu^2 \tag{3.8}$$

Γ steht dabei für die unvollständige Gamma-Funktion. Diese muss mit einem Näherungsverfahren gelöst werden.

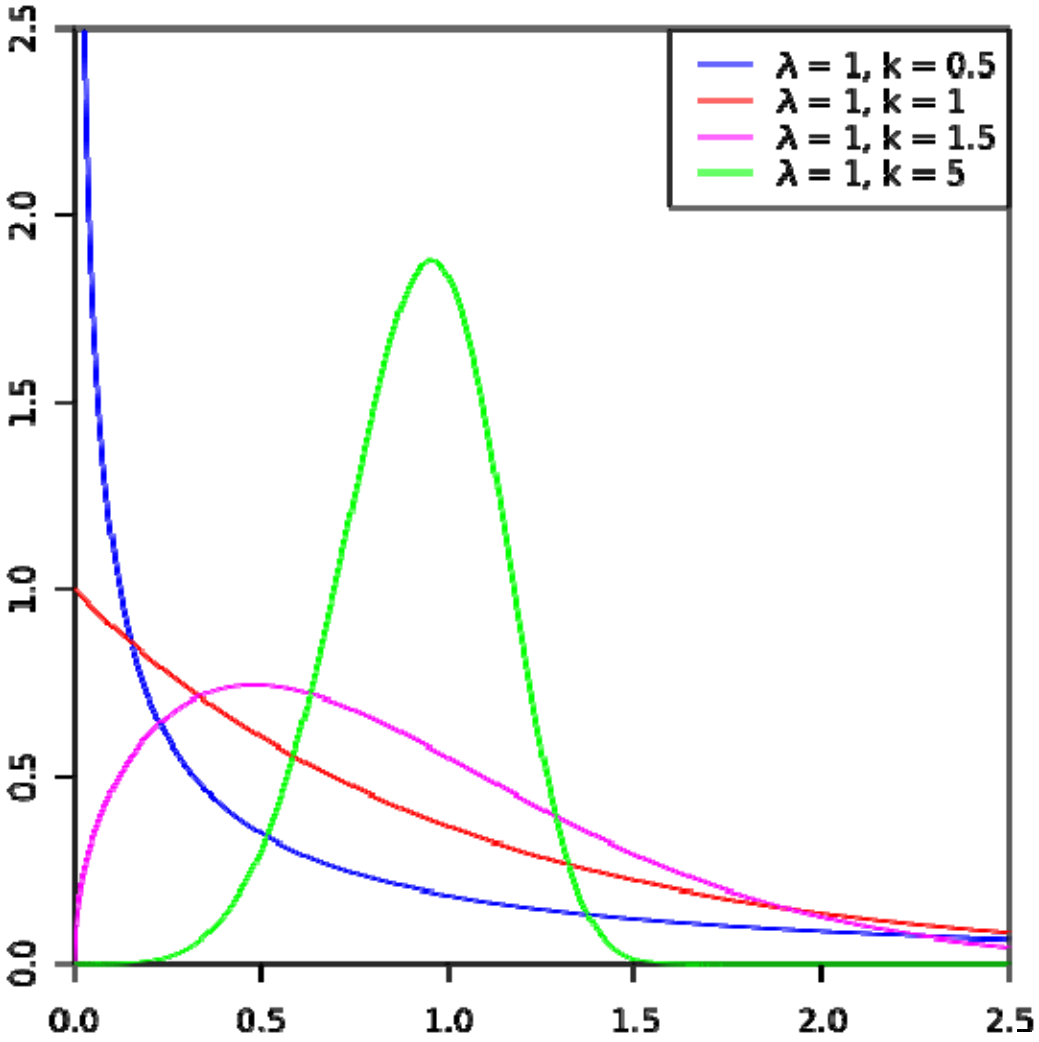


Abb. 3.5: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der Weibull-Verteilung für verschiedene Werte der Parameter λ und κ. (Der Parameter x_0 bewirkt nur eine Verschiebung der Verteilung.)

Die Weibull-Verteilung dient in NiedSim-Klima zur Generierung von Niederschlagsintensitäten von über 1 mm/h. Für die Anpassung wurden, wie auch bei der Beta-Verteilung, die 293 hochauflösenden Niederschlagsmessstationen des NiedSim-Datensatzes herangezogen. Von diesen Werten wurden je nur die auftretenden

Überschreitungen von 1 mm/h betrachtet. (Eine Niederschlagsintensität von 1,2 mm/h beispielsweise geht mit einem Wert von 0,2 mm/h in die Anpassung ein.) Alle Werte unter 1 mm/h werden ignoriert. Dieses Vorgehen wird gewählt, damit der Parameter X_0 zu 0 mm/h gesetzt werden kann. Damit reduziert sich die Weibull-Verteilung auf zwei Parameter und die Anpassung vereinfacht sich. Aus den beobachteten Daten werden Momente nach Gleichung (3.7) und Gleichung (3.8) berechnet und daraus mit demselben Iterationsschema wie bei der Betaverteilung die Parameter der Verteilung bestimmt.

3.2 Die Optimierung der Werteanordnung

Ist die Wetterlagenabfolge definiert, kann entschieden werden, wie viele Regenstunden bei der Generierung eines Jahres erzeugt werden müssen. Über die Parameter der Beta- und Weibull-Verteilung werden die Intensitäten der „nassen" Stunden der zu generierenden Zeitreihe festgelegt. Damit ist gewährleistet, dass die Verteilung der Niederschlagsintensitäten richtig repräsentiert wird, jedoch noch keine Aussage über die zeitliche Abfolge der Regenwerte getroffen.

In einem nächsten Schritt wird diese zufällige Anfangsreihe so lange umsortiert, bis sie die statistischen Vorgaben an eine Zeitreihe am gewählten Raumpunkt optimal erfüllt. Der Zustand der Reihe wird dabei anhand einer Zielfunktion bewertet. Diese Zielfunktion wird mit einem Simulated Annealing Algorithmus minimiert. Der Optimierungsprozess läuft nach dem gleichen Schema ab wie beim bisherigen NiedSim. Die statistischen Parameter, die in die Zielfunktion eingehen, sind jedoch zum großen Teil andere, da eine Abschätzung der Parameter des bisherigen NiedSim für die Zukunft in den meisten Fällen nicht zur Verfügung steht.

3.2.1 Erstellen einer Zielfunktion

Die Zielfunktion ist ein Maß für den Unterschied zwischen den vorhandenen und gewünschten Eigenschaften der Zeitreihe. Ziel der Optimierung ist es, die Zielfunktion zu minimieren, also den Unterschied zwischen den tatsächlichen statistischen Eigenschaften und den Vorgaben so klein wie möglich werden zu lassen. Allgemein formuliert lautet die Gleichung der Zielfunktion:

$$G(Z) = \sum_{i=1}^{n} w_i \cdot \left(\rho_{i,vorh}(Z) - \rho_{i,gefordert}(Z)\right)^2 \qquad (3.9)$$

Mit: $G(Z)$ Zielfunktion der Reihe Z
n Anzahl der zu berücksichtigen Eigenschaften
w_i Gewicht der Eigenschaft i
$\rho_i(Z)$ statistische Eigenschaft i der Reihe Z

Die Zielfunktion nach Gleichung (3.9) kann minimal den Wert Null annehmen, in dem Fall wäre das Optimum erreicht und die generierte Zeitreihe entspricht den Vorgaben perfekt.

In die in NiedSim-Klima verwendete Zielfunktion gehen folgende Eigenschaften ein:

- die (gewichtete) Autokorrelation auf verschiedenen Aggregierungsstufen von 1h bis 24h (Abschn. 3.2.3)
- die Autokorrelation mit Lag der 1h Niederschlagsintensitäten (Abschn. 3.2.4)
- die Momente der Niederschlagsintensität und deren Skalierungseigenschaften (Abschn. 3.2.5)

- die tägliche Regenwahrscheinlichkeit (Abschn. 3.2.6)
- die Verteilung des Jahresniederschlags auf die Monate (Abschn. 3.2.7)
- die maximale 24h-Niederschlagssumme innerhalb eines Jahres (Abschn. 3.2.8)

Die Terme der Autokorrelation und der gewichteten Autokorrelation (3.11) sind gegenüber der Zielfunktion des bisherigen NiedSim unverändert. Dahinter steckt die Annahme, das Autokorrelationsverhalten sei unter zukünftigen klimatischen Bedingungen unverändert. Diese Annahme muss getroffen werden, da keine weiteren Informationen vorliegen. Die Niederschlagssimulation in den Klimamodellen ist einerseits zu unsicher und anderseits von der zeitlichen Auflösung viel zu begrenzt, um hierüber eine Aussage treffen zu können. Auch die Autokorrelation mit Lag wird als unverändert angenommen. Nur ging sie im bisherigen NiedSim für die 5 min-Werte ein, nun auch für 1 h-Werte.

Der Term der Skalierungseigenschaften der statistischen Momente (Gl.(3.14)) der Zeitreihe ist ebenfalls aus dem bisherigen NiedSim übernommen. Hierbei wird jedoch nur die Struktur der Teil-Zielfunktion beibehalten, die Datenbasis ist eine andere. Die Zielwerte der Skalierungseigenschaften werden über eine Trendfortschreibung in die Zukunft extrapoliert. Sie unterscheiden sich also desto mehr von denen im bisherigen NiedSim, je weiter das Referenzjahr der Generierung in der Zukunft liegt.

Die drei weiteren Teil-Zielfunktionen wurden für NiedSim-Klima neu entworfen. Die tägliche Regenwahrscheinlichkeit und die Verteilung des Jahresniederschlags auf die Monate wird aus der CP-Gruppen-Abfolge (Abschn. 3.1.1) berechnet. Die maximale 24h-Niederschlagssumme stammt aus den Zukunftsläufen der regionalen Klimamodelle (RCM).

Im Laufe der Optimierung sind all diese Eigenschaften in jedem Schritt, nach jeder Veränderung der synthetischen Reihe neu zu bestimmen. Um die Rechenzeit zu begrenzen wird hierbei eine Methode angewendet, bei der nur die Veränderung der Zielfunktion durch eine Veränderung der Reihe Z berechnet wird, ohne dass die Eigenschaften für die gesamte Zeitreihe neu ermittelt werden müssen. Eine genaue Beschreibung der verwendeten Zielfunktion und wie sie im Laufe der Optimierung berechnet wird findet sich in [Bárdossy, 1998].

3.2.2 Der Optimierungsalgorithmus „Simulated Annealing“

Simulated Annealing ist ein stochastischer Optimierungsalgorithmus. Durch zufälliges Verändern der Eingangsdaten wird versucht, den Wert der Zielfunktion in die gewünschte Richtung zu verbessern. Eine Verschlechterung der Zielfunktion in einem Optimierungsschritt wird allerdings mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit doch angenommen, um nicht in einem lokalen Extrem „stecken zu bleiben“. Die Wahrscheinlichkeit, dass eine Verschlechterung angenommen wird, wird in Abhängigkeit von einer sogenannten „Temperatur“ *T* bestimmt, die sich im Laufe der Optimierung immer weiter verringert.

Zu Beginn der Optimierung wird der Wert der Zielfunktion für die Ausgangsreihe *Z* bestimmt. Nun werden zwei Zufallszahlen gezogen. Diese stehen für zwei Positionen im Vektor *Z*, deren Werte ausgetauscht werden. Es ergibt sich der Vektor Z’ der modifizierten Reihe. Für *Z’* wird der Wert der Zielfunktion *G(Z’)* berechnet. Ist dieser kleiner als der Wert der Ausgangsreihe, wird die Zeitreihe also durch den Austausch verbessert, so wird der Austausch der Werte angenommen und die Reihe *Z’* anstelle der Reihe *Z* gesetzt. Hat die Zielfunktion der veränderten Reihe einen größeren Wert als die der Ausgangsreihe, tritt also eine Verschlechterung ein, so wird eine von der Verschlechterung abhängige Wahrscheinlichkeit *P* berechnet:

$$P = e^{\frac{G(Z)-G(Z')}{T}} \tag{3.10}$$

P wird umso kleiner, je mehr die Optimierungsfunktion *G* durch den Austausch verschlechtert wird und je kleiner die Annealingtemperatur *T* ist. Dann wird eine weitere Zufallszahl *R* gezogen und mit der Wahrscheinlichkeit *P* verglichen. Ist *P* größer als *R*, so wird der Austausch trotz Anstieg des Funktionswerts der Zielfunktion angenommen und die veränderte Reihe als Ausgangsreihe gesetzt. Andernfalls wird der Austausch abgelehnt und die Reihe bleibt unverändert.

Dieser Austausch wird *N*-mal wiederholt. Dann wird die Temperatur *T* reduziert und es folgen wieder *N* Wiederholungen mit der reduzierten Temperatur. Insgesamt wird die Temperatur in *M* Schritten reduziert, so dass sich der Gesamtumfang der versuchten Austausche aus dem Produkt $N \cdot M$ ergibt.

Mit sinkender Temperatur wird es immer unwahrscheinlicher, dass Verschlechterungen der Zielfunktion *G* angenommen werden. Die Temperatur hat die Aufgabe zu verhindern, dass die Optimierung in einem lokalen Minimum endet. Zu Beginn, bei hoher Temperatur, können alle möglichen Kombinationen praktisch ungehindert durchgespielt werden und in dem man Verschlechterungen zulässt, kann die Optimierung immer wieder aus lokalen Mimima „herausspringen." Erst gegen Ende der Simulation, bei niedriger Temperatur *T* wenn man dem Optimum schon nahe ist, werden praktisch nur noch Verbesserungen akzeptiert.

Abb. 3.6 zeigt ein Ablaufdiagramm des Optimierungsalgorithmus.

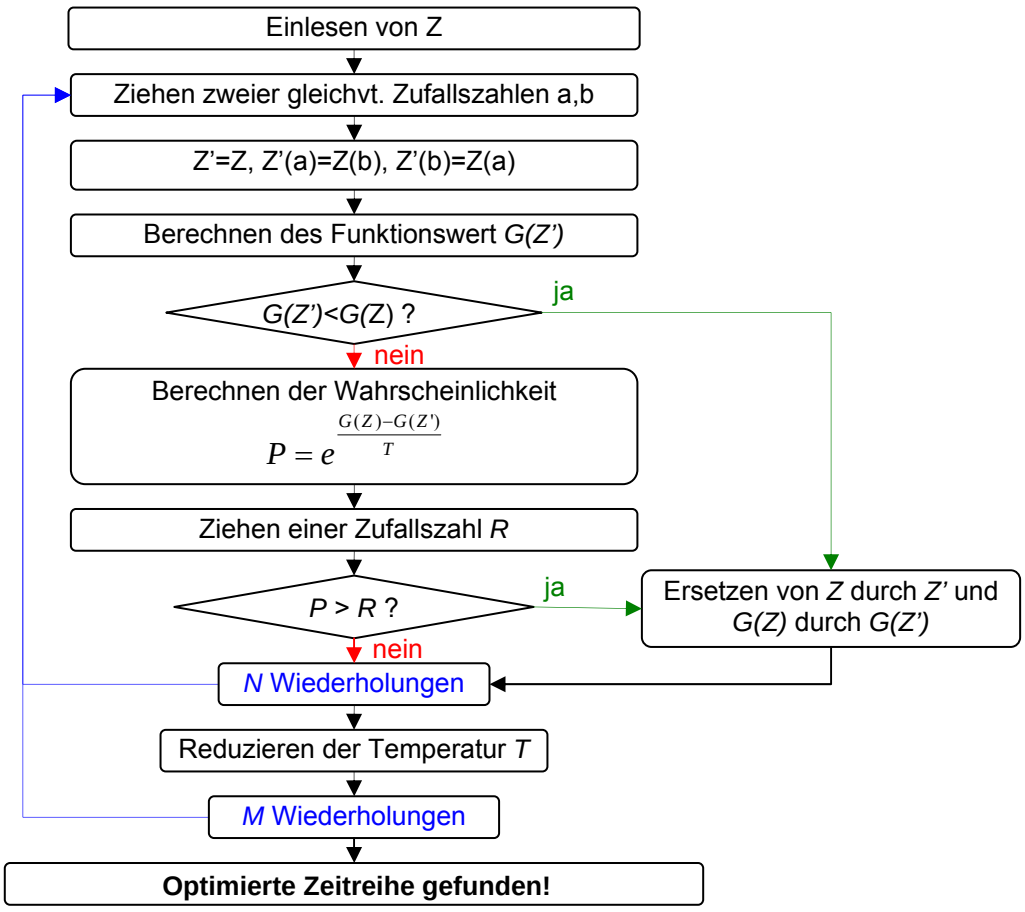


Abb. 3.6: Ablaufdiagramm der Optimierung mit Simulated Annealing

3.2.3 Autokorrelation und gewichtete Autokorrelation

Die Daten zur Beschreibung der Autokorrelation sind dieselben wie im bisherigen NiedSim.

Dafür wurde aus allen zur Verfügung stehenden 5-Minutendaten des NiedSim-Datensatzes auf verschiedenen Aggregationsstufen die Autokorrelation berechnet. Sie gibt an, wie sehr jeder Wert vom vorherigen Wert abhängt und berechnet sich nach Gleichung (3.11).

$$r(k) = \frac{\sum_{i=1}^{n-k} w(i) \cdot \left(x_i - \bar{x}\right)\left(x_{i+k} - \bar{x}\right)}{\sum_{i=1}^{n} w(i) \cdot \left(x_i - \bar{x}\right)^2} \qquad (3.11)$$

Mit: k Lag (vgl. 3.2.4), hier k = 1
$w(i)$ Gewichtsfunktion, $w(i)$ = 1 ergibt die Autokorrelation ohne Wichtung

Die Autokorrelation wurde für die Aggregationsstufen 5 min, 10 min, 20 min, 30 min, 1 h, 2 h, 3 h, 6 h, 12 h, 24 h berechnet. Das bedeutet, es wurde betrachtet, wie 5 min-Werte voneinander abhängen, aber auch wie Tageswerte voneinander abhängig sind.

Ergänzend wurde für dieselben Aggregationen eine gewichtete Autokorrelation berechnet. Als Gewicht wird eine jahresperiodische Sinus-Funktion gewählt, die den Wintermonaten ein höheres und den Sommermonaten ein niedrigeres Gewicht zuordnet. Abb. 3.7 zeigt den Verlauf dieser Funktion, beschrieben wird sie durch Gleichung (3.12).

$$w(i) = 1 + \sin\left(\frac{i}{I} \cdot 2\pi + \frac{1}{6}\right) \qquad (3.12)$$

Mit: i Index des Wertes im Jahr
I Gesamtzahl der Werte pro Jahr

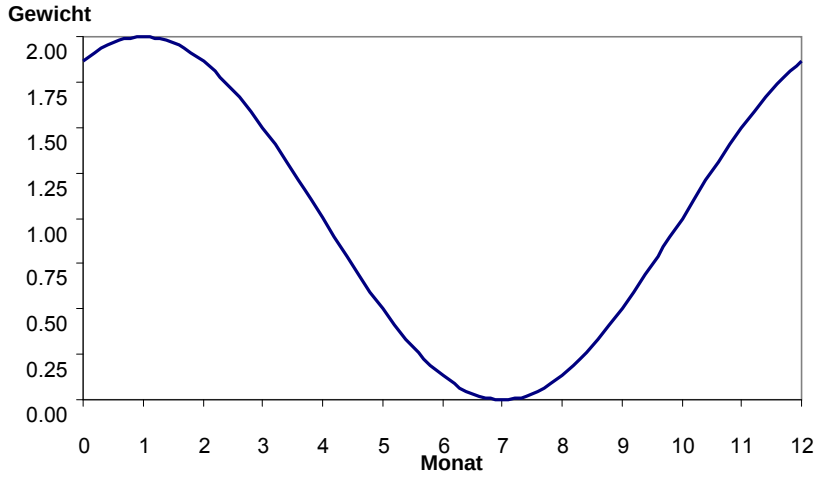


Abb. 3.7: Gewicht in Abhängigkeit von der Jahreszeit

Im Unterschied zum bisherigen NiedSim wird die Autokorrelation nicht jahresweise betrachtet, sondern immer für den ganzen Generierungszeitraum als konstant angenommen. Sie wird an jeder Niederschlagsstation jeweils für die komplette Zeitreihe berechnet.

3.2.4 Autokorrelation mit Lag

In Gleichung (3.11) ist die Autokorrelation als Funktion des Lags k angegeben. Neben der schon berechneten Autokorrelation, die den Zusammenhang der direkt aufeinander folgenden Werte in der Zeitreihe misst, kann diese Beziehung auch zum übernächsten Wert und auch zu Werten mit k Abstand in der Zeitreihe berechnet werden. Den Abstand zwischen den Werten bezeichnet man als *Lag*. Für die Niederschlagsstationen im NiedSim-Datensatz wurde die Autokorrelation mit Lag der 1 h-Werte für k = 1 – 10 berechnet und geht als Teil-Zielfunktion in die Optimierung der Werteanordnung ein.

3.2.5 die Momente der Niederschlagsintensität und deren Skalierungseigenschaften

Die erzeugten NiedSim-Reihen sollen auch bei Aggregation zu Reihen geringerer Auflösung den realen Niederschlagsreihen in den Eigenschaften möglichst entsprechen. Deshalb geht ein Skalierungsparameter ein, der den Zusammenhang des 1., 2. und 3. Moments verschiedener Aggregationsstufen der „nassen Reihe“ misst. Das k-te empirische Moment ergibt sich aus Gleichung (3.13).

$$m_k = \frac{1}{T}\sum_{t=1}^{T} h(t)^k \qquad (3.13)$$

Mit: $h(t)$ Messreihe an der Station
T Dauer der Zeitreihe

Die Momente einer Verteilung sind das typische Maß zur mathematischen Charakterisierung von Lage, Streuung und Form einer beobachteten Werteverteilung. Das 1. Moment entspricht dem arithmetischen Mittel der Verteilung. Bezieht man das zweite und dritte Moment auf den Mittelwert, d. h. ersetzt man in Gleichung (3.13) $h(t)^k$ durch $(h(t)-m_1)^k$, so erhält man für k = 2 und k = 3 Maßzahlen für die Varianz und die Schiefe der Verteilung.

Das 1. bis 3. Moment wird auf den Aggregationsstufen 5 min, 10 min, 20 min, 30 min, 1 h, 2 h, 4 h, 6 h, 12 h, 24 h berechnet. Es wird nun angenommen, dass sich für jedes Moment k der Zusammenhang zwischen den Aggregationsstufen durch eine Potenzfunktion beschreiben lässt, wie sie in Gleichung (3.14) gegeben ist.

$$m_k = a \cdot S^b \qquad (3.14)$$

Mit: a, b Parameter
S Aggregationsstufe

Der Parameter *a* dient dabei lediglich der Skalierung, *b* beschreibt die Form der Beziehung zwischen den Dauerstufen.

Für das 1. Moment liegt *b* immer im Bereich zwischen 0 und 1. Gleichung (3.14) wird dadurch zu einer Wurzelfunktion. Die Grenzwerte 0 und 1 beschreiben dabei zwei Extreme: Für *b* = 1 ergibt sich eine Gerade. Das bedeutet, die Momente wären proportional zur Dauerstufe. 5 min-Werte hätten also durchschnittlich die gleiche Intensität wie 1h-Werte, es gäbe kein Skalierungsverhalten, die Niederschläge wären absolut gleichförmig. Für *b* = 0 wird Gleichung (3.14) zu einer Konstanten. Es ergäbe sich also immer dasselbe Moment, egal welche Dauerstufe man betrachtet. Das hieße, dass der Tagesniederschlag jeden Tages komplett in einem 5 Minuten-Zeitraum fiele.

Bei der Generierung mit NiedSim oder NiedSim-Klima wird das Verhältnis der Momente unterschiedlicher Dauerstufe bewertet. Darum ist nur der Exponent b von Bedeutung, der

Skalierungsparameter *a* muss nicht berücksichtigt werden. Wird Gleichung (3.14) logarithmiert, so kann der Exponent durch eine lineare Regression zwischen den jeweils berechneten Momenten und der Aggregationsstufe bestimmt werden. Das entspricht einer Anpassung nach der Methode der geringsten Fehlerquadrate.

In die NiedSim-Zielfunktion geht der Skalierungsparameter b für die ersten drei Momente ein, also die Skalierungseigenschaften von den Werten an sich, den quadrierten Werten und den Werten in der dritten Potenz. Das heißt, es wird die Skalierung des Mittelwerts, der Standardabweichung und der Schiefe über die Aggregationsstufen berücksichtigt. Die Skalierungseigenschaften werden jeweils für das Sommer- und Winterhalbjahr getrennt berechnet.

Aus Trenduntersuchungen ist bekannt, dass sich die Skalierungseigenschaften des Niederschlags in den letzten Jahrzehnten stark verändert haben. Niederschlagsereignisse kurzer Dauer fallen im Vergleich zu den 24h-Summen immer stärker aus (Abschn. 4.2.2). In der Generierung mit NiedSim-Klima muss dieses veränderte Skalierungsverhalten berücksichtigt werden. Um den Trend abzuschätzen, wurden alle Zeitreihen des NiedSim-Datensatzes in zwei Perioden unterteilt: Einmal von 1958 bis 1980 und von 1981 bis 2003. Für jede Periode werden die Momente und anschließend die Skalierungsexponenten getrennt berechnet.

Für eine flächendetaillierte Untersuchung können die Stationen nicht einzeln betrachtet werden, denn die wenigsten Stationen liefern in beiden Teilzeiträumen ausreichend Daten. Statt dessen müssen regionalisierte Felder des Skalierungsparameters verglichen werden. Dies läuft wie folgt ab:

1. Zu erst wird an allen im zweiten Teilzeitraum verfügbaren Stationen die statistischen Momente von 1 bis 3 berechnet. Die Berechnung erfolgt dabei für das Sommer- und Winterhalbjahr getrennt.
2. An den Verlauf der Momente über die Dauerstufe wird an jeder Station, für jede Jahreszeit und für jedes Moment nach der Methode der geringsten Fehlerquadrate die Potenzfunktion nach Gleichung (3.14) angepasst. Der jeweils sich ergebende Skalierungsparameter *b* wird mit External Drift Krignig (3.5.2) in die Fläche übertragen. Als Drift wird die Wurzel der Geländehohe verwendet.
3. Für den ersten Zeitraum wird genauso vorgegangen. Bei der Regionalisierung mit External Drift Kriging werden jedoch die Werte des Feldes für den zweiten Teilzeitraum verwendet.
4. Für Sommer- und Winterhalbjahr und für jedes Moment wird die Differenz der Skalierungsexponenten beider Teilzeiträume gebildet und als Datensatz abgelegt.

In der Generierung wird dann für jedes Moment aus diesen Differenzen ein jährlicher Änderungsfaktor berechnet: Zuerst werden die (konstanten) Skalierungsparameter aus dem Datensatz des bisherigen NiedSim ausgelesen. Diese werden als repräsentativ für das Zieljahr 1980 angesehen. Dann wird aus der Datenbasis die Differenz zwischen den beiden Teilzeiträumen bis 1980 und ab 1981 ausgelesen. Aus dem Referenzwert und der Differenz wird ein jährlicher Abminderungsfaktor berechnet. Dafür gelten die folgenden Gleichungen:

1. die relative Änderung des Skalierungsexponenten

$$d = \frac{b_{1980} + \Delta b}{b_{1980}} \tag{3.15}$$

Mit: b_{1980} konstanter Skalierungsparameter für das Referenzjahr 1980

Δb Differenz der Skalierungsparameter von 1958 bis 1980 und 1981 bis 2003

2. Umrechnung in einen jährlichen Abminderungsfaktor

$$d_{jährl} = d^{\frac{1}{23}} \tag{3.16}$$

Mit: d relative Änderung des Skalierungsfaktors

$d_{jährl}$ Änderung des Skalierungsfaktors bezogen auf ein Jahr

Die Hochzahl 1/23 ergibt sich, weil die mittleren Jahre der beiden Zeiträume 1958.bis 1980 und 1981 bis 2003 dreiundzwanzig Jahre auseinander liegen. Nimmt man an, dass sich die Skalierungseigenschaften in jedem Jahr gleich stark ändern, kann man mit Gleichung (3.16) von der relativen Änderung im Gesamtzeitraum (Gleichung (3.15)) auf die Änderung pro Jahr schließen.

Bei der Generierung hängt der Wert der Skalierungsparameter nun wie folgt vom Zieljahr ab:

$$b(j_0) = b_{1980} \cdot \left(d_{jährl}\right)^{j_0 - 1980} \tag{3.17}$$

Mit: j_0 Zieljahr der Generierung

$b(j_0)$ Skalierungsparameter für das Generierungsjahr j_0

b_{1980} konstanter Skalierungsparameter für das Referenzjahr 1980

$d_{jährl}$ Änderung des Skalierungsfaktors bezogen auf ein Jahr

Ist der jährliche Abminderungsfaktor kleiner als 1, so wird der Skalierungsparameter $b(j_0)$ für alle Jahre vor 1980 größer als der konstante Parameter im bisherigen NiedSim und für alle Jahre nach 1980 kleiner. Wobei der Unterschied desto größer ausfällt, je weiter die Generierung in der Zukunft liegt.

3.2.6 die tägliche Regenwahrscheinlichkeit

Die tägliche Regenwahrscheinlichkeit (d.h. die Wahrscheinlichkeit, dass es innerhalb eines Tages mindestens eine Stunde mit mehr als 0.05 mm Niederschlag gibt) wird aus der CP-Gruppen-Abfolge (Abschn. 3.1.1) abgeleitet. Die Berechnung erfolgt für die drei Jahreszeiten September bis April, Mai bis Juli und August. Ausgangspunkt ist die CP-Gruppen-Abfolge der Jahre 1958 bis 2003. Die Tagessummen der Niederschlagsstationen im NiedSim-Datensatz (Abschn. 2.1) werden anhand der CP-Gruppen jeder Jahreszeit eingeteilt und daraus die 24h-Regenwahrscheinlichkeit jeder CP-Gruppe an jeder Stationen berechnet. (Die dritte Spalte der Tab. 4.2 bis Tab. 4.4 zeigen die Mittelwerte dieser Wahrscheinlichkeiten.) Die Niederschlagswahrscheinlichkeiten aller Stationen werden anschließend mit External Drift Kriging in die Fläche übertragen. Abb. 3.8 bis Abb. 3.10 zeigen Beispiele der 24 h-Regenwahrscheinlichkeit. Für jede Jahreszeit ist das interpolierte Feld der Regenwahrscheinlichkeit für die jeweils trockenste und feuchteste Wetterlagengruppe dargestellt. Zu beachten ist, dass die feuchten Wetterlagen (im Sinne der 24h-Regenwahrscheinlichkeit) nicht unbedingt die Wetterlagen mit dem höchsten Extremwertpotential sind. Vor allem zwischen Mai und Juli können an sich relativ trockene Wetterlagen zu hohen Extrema führen. Es sind deshalb nicht immer die hier gezeigten Gruppen, welche die höchste Wahrscheinlichkeit für Regenintensitäten über 1 mm/h aufweisen Tab. 4.2 bis Tab. 4.4, vierte Spalte).

Gruppe 1 – trockene Wetterlagen

Gruppe 7 – intensive Niederschläge

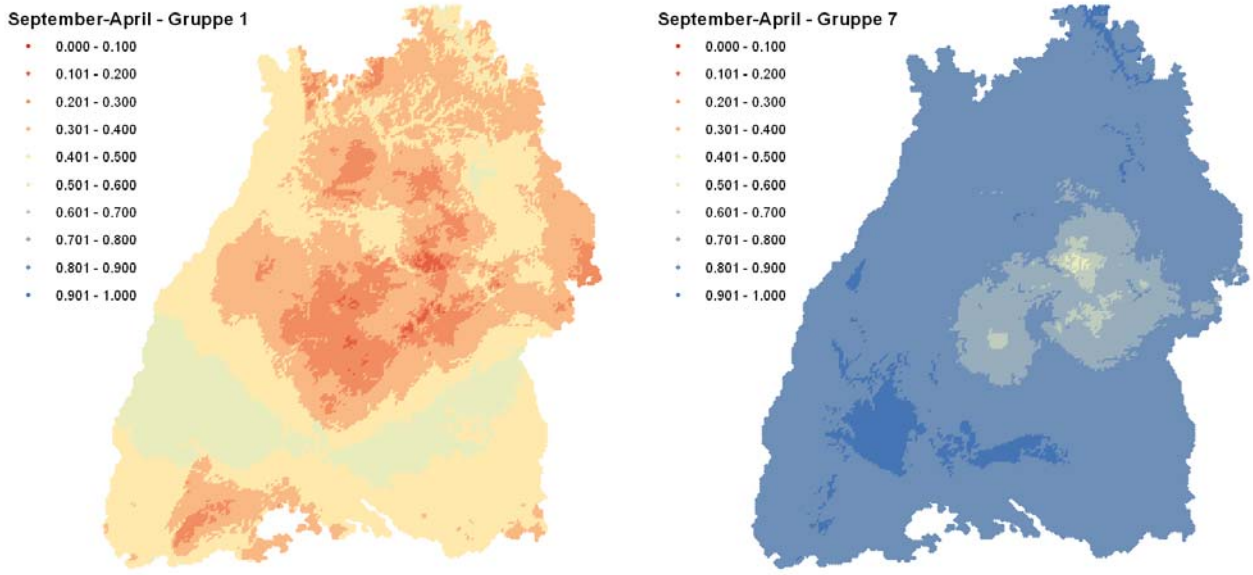


Abb. 3.8: 24h Niederschlagwahrscheinlichkeit im Zeitraum September bis April

Gruppe 1 – trockene Wetterlagen

Gruppe 8 – intensive Niederschläge

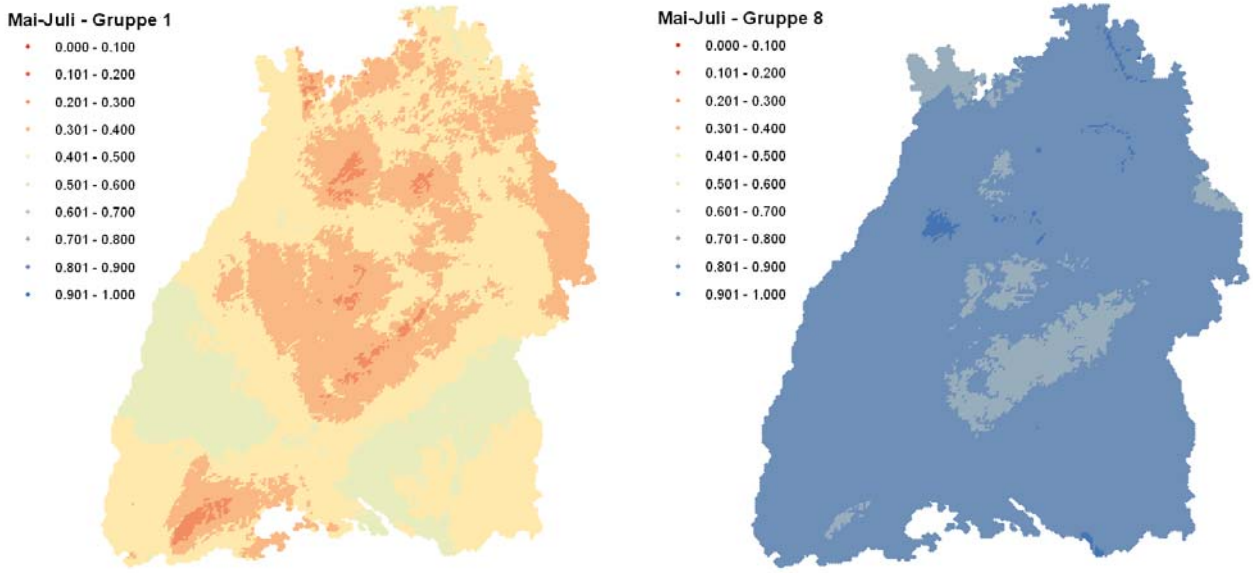


Abb. 3.9: 24h Niederschlagwahrscheinlichkeit im Zeitraum Mai bis Juli

Gruppe 1 – trockene Wetterlagen

Gruppe 7 – intensive Niederschläge

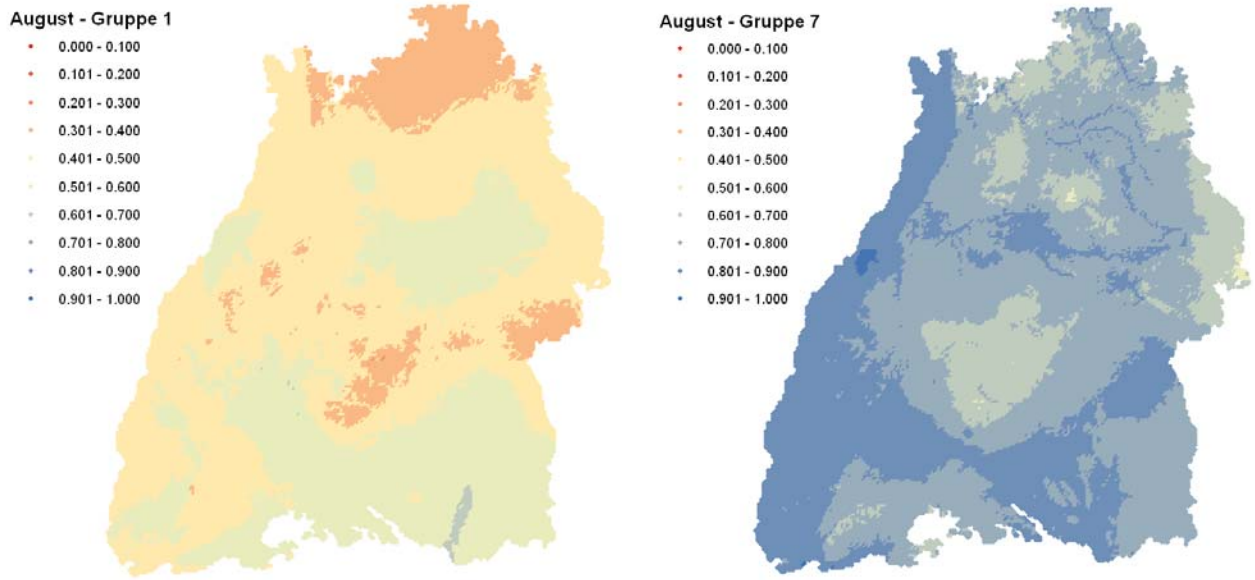


Abb. 3.10: 24h Niederschlagwahrscheinlichkeit im August

Für die Generierung werden die 24h-Regenwahrscheinlichkeiten am gewählten Raumpunkt ausgelesen. Anhand der CP-Gruppenabfolge aus dem Klimamodells wird dann die mittlere Regenwahrscheinlichkeit jeder Jahreszeit des Zieljahres berechnet. Es wird angenommen, an jedem Tag herrsche eine 24h-Regenwahrscheinlichkeit wie sie für die jeweilige CP-Gruppe in der jeweiligen Jahreszeit in vorgegeben ist. Die Wahrscheinlichkeiten aller Tage einer Jahreszeit werden aufsummiert, anschließend wird durch die Anzahl an Tagen geteilt. Damit ergibt sich eine mittlere 24h-Regenwahrscheinlichkeit für jede Jahreszeit des Generierungsjahrs, die als Vorgabe in die Zielfunktion eingeht.

3.2.7 die Verteilung des Jahresniederschlags auf die Monate

Im Gegensatz zu den meisten anderen Parametern, wird die Verteilung des Jahresniederschlags nicht für den gewählten Raumpunkt der Generierung berechnet, sondern im Mittel über ganz Baden-Württemberg. Liegt ein homogenes Messnetz vor, wie es für die 30 Stationen des Kalibrierungssets für die Wetterlagenklassifikation der Fall ist, so kann man für jede CP-Gruppe die mittlere Niederschlagsintensität berechnen, in dem man die Regenwerte aller Stunden jeder CP-Gruppe an allen Stationen aufaddiert und anschließend durch die Anzahl an Stunden und die Anzahl an Stationen teilt. Damit hat man eine Aussage darüber, wie viel Regen eine bestimmte Wetterlage im Mittel über die 30 in ganz Baden-Württemberg verteilten Stationen bringt. Die 5. Spalte in Tab. 4.2 bis Tab. 4.4 zeigt die Ergebnisse dieser Untersuchung für jede Jahreszeit. Das Vorgehen, um daraus den Vorgabewert der Jahresverteilung des Niederschlags zu berechnen, ist ähnlich wie bei der 24h-Regenwahrscheinlichkeit. Ausgangspunkt ist die CP-Gruppenabfolge aus dem Klimamodell. Man nimmt nun an, an jedem Tag im Generierungsjahr falle 24h lang die in Spalte 5 der Tab. 4.2 bis Tab. 4.4 für die CP-Gruppe und die Jahreszeit aufgeführten Regenmenge. Addiert man die Werte aller Tage eines Monats auf, ergibt sich die theoretisch zu erwartende Regenmenge jeden Monats. Auf die gleiche Weise wird die theoretische Jahressumme berechnet. Die Summe jeden Monats wird durch die theoretische Jahressumme geteilt. Daraus ergibt sich der Anteil an der Jahressumme, der im jeweiligen Monat zu erwarten ist.

Die Anteile der 12 Monate gehen als Vorgabewerte in die Zielfunktion bei der Werte-Optimierung ein.

3.2.8 die maximale 24h-Niederschlagssumme innerhalb eines Jahres

Im bisherigen NiedSim wurden die Zeitreihen bei der Optimierung mit den Vorgaben des Kostra-Atlas für die 24h-Niederschlagsextreme verglichen. Diese Größe ist sehr wichtig, um eine realistische Verteilung der Tagessummen zu erzwingen. Lässt man diesen Parameter weg, werden die Reihen instabil in ihrem Extremwertverhalten. Dann werden die Extrema hoher Dauerstufen nur von den Skalierungseigenschaften bestimmt und können sehr stark unterschätzt werden. Zudem ergeben sich deutliche Schwankungen zwischen mehreren Simulationen für den gleichen Raumpunkt.

Nun kann man kaum annehmen, dass die 24h-Niederschlagssummen unter veränderten klimatischen Bedingungen noch derselben Verteilung folgen. Die Kostra-Werte sind also als Parameter für NiedSim-Klima ungeeignet und es muss ein Ersatz gefunden werden.

Mit den korrigierten 24 h-Niederschlagswerten aus den RCM-Modellen (Abschn. 2.5) steht eine Möglichkeit zur Abschätzung zukünftiger 24h-Niederschlagswerte zur Verfügung. Im Gegensatz zu KOSTRA, das ja schon die Ergebnisse der Extremwertstatistik liefert, handelt es sich hierbei jedoch um je eine 30-jährige Zeitreihe der Niederschlags-tagessummen. Um die Ergebnisse mit KOSTRA vergleichbar zu machen, muss die KOSTRA-Auswertung mit den RCM-Daten nachgezeichnet werden. Dafür wird an die Tagessummen aus den Regionalmodellen eine Gumbel-Verteilung angepasst.

Die Anpassung der Gumbelverteilung und die Korrektur nach den 1-jährlichen KOSTRA-Werten

Wenn man von einer normal- oder exponentialverteilten Zeitreihe eine jährliche Serie bildet, also nur die höchsten n Werte jeden Jahres betrachtet, sollten diese nach der Extremwerttheorie einer Gumbelverteilung folgen. Die Gumbelverteilung lässt sich also als eine theoretische Verteilung von Extremwerten herleiten. Ihre Wahrscheinlichkeitsdichte f und ihre Verteilungsfunktion F lauten:

$$f(X) = e^{-\frac{x-\alpha}{\beta}} \cdot e^{-e^{-\frac{x-\alpha}{\beta}}} \tag{3.18}$$

$$F(X) = \cdot e^{-e^{-\frac{x-\alpha}{\beta}}} \tag{3.19}$$

mit α Lageparameter
β Skalierungsparameter

Die RCM-Datensätze liegen für jedes Regionalmodell doppelt vor, einmal für den Referenzzeitraum 1961 bis1990 und einmal für den Prognosezeitraum von 2021 bis 2050. An jeden der Datensätze wird eine Gumbelverteilung angepasst. Es wird eine „doppelte“ jährliche Serie gebildet, d. h. es werden immer die zwei größten Werte jedes Jahres isoliert, so dass man je Zeitraum 60 Werte erhält. Über die Momentenmethode kann man aus dem Mittelwert und der Standardabweichung der beobachteten Verteilungen die zugehörigen Parameter der Gumbel-Verteilung berechnen.

$$\mu = \alpha + \beta \cdot \gamma \tag{3.20}$$

$$\sigma = \frac{\beta \cdot \pi}{\sqrt{6}} \tag{3.21}$$

mit μ Mittelwert der Verteilung
σ Standardabweichung der Verteilung
α Lageparameter
β Skalierungsparameter
γ Euler-Mascheroni-Konstante $\gamma \approx 0.57722$
π Kreiskonstante $\pi \approx 3.14159$

In der NiedSim-Klima-Datenbank werden zwei Datensätze der Parameterwerte α und β abgelegt, einmal für den Kontrollzeitraum und einmal für den Prognosezeitraum. Für die Generierung werden die Werte des entsprechenden Zeitraums ausgelesen. Für jedes Jahr der zu generierenden Zeitreihe wird aus der angepassten Gumbelverteilung die maximale 24h-Niederschlagssumme gezogen. Da die Gumbelverteilung auf die zwei höchsten Tagessummen jeden Jahres angepasst wurde, wird nicht ein Wert aus der Verteilung gezogen, sondern zwei Werte, von denen der größere als Maximum der Tagessumme verwendet wird und in die Zielfunktion des Simulated Annealing Algorithmus eingeht. Das Ziehen der Werte läuft über die Umkehrung der Gumbelverteilung:

$$X = \alpha - \beta(\ln(-\ln F(X)) \tag{3.22}$$

mit X 24h-Niederschlagswert aus der Gumbelverteilung $F(X)$
α Lageparameter
β Skalierungsparameter

Es wird eine gleichverteilte Zufallsvariable gezogen, die als Quantil $F(X)$ der Gumbelverteilung angesehen wird. Über die Umkehrung nach Gleichung (3.22) wird der Quantilwert in eine 24h-Niederschlagssumme umgerechnet.

3.3 Disaggregierung

Die Dissaggregierung wurde im Vergleich zum klassischen NiedSim kaum verändert. Die Informationen, die man aus Globalen und Regionalen Klimamodellen ableiten kann sind in ihrer Auflösung viel zu groß, um das Verhalten des zukünftigen Niederschlags auf einer so hohen zeitlichen Auflösung vorherzusagen. Eine Ausnahme bilden das veränderte Skalierungsverhalten (Abschn. 3.2.5 und Abschn. 4.2). Der für die 1h-Generierung ermittelte Skalierungsexponent wird hier nun auch auf die 5-min Werte angewendet.

3.3.1 Erzeugen einer Reihe von 5 Minutenwerte

Als Initialreihe wird die optimierte 1h-Reihe eines Jahres in eine Reihe an 5min-Werten aufgeteilt. Dadurch entsteht ein Vektor mit 105.120 Elementen bzw. im Schaltjahr 105.408 Elementen. Über die Stundenreihe ist die Stundensumme des Niederschlags für jede Stunde des Jahres vorgegeben. Diese Stundensummen werden gleichmäßig auf die jeweils 12 zugehörigen 5 Minutenintervalle verteilt.

3.3.2 Optimierung durch Simulated Annealing

Die Optimierung der Werteanordnung erfolgt analog zur 1h-Generierung (Abschn. 3.2.2). Die Niederschlagsreihe wird zufällig verändert und die Veränderungen werden anhand einer Zielfunktion bewertet. Mit einem Simulated Annealing Algorithmus wird die Reihe so

lange verändert, bis der Wert der Zielfunktion minimal ist, d.h. bis die 5min-Reihe den statistischen Vorgaben optimal entspricht.

Es besteht allerdings eine Einschränkung. Die Abfolge der Stundenwerte wurde bereits optimiert. Würde hier ebenfalls das zufällige Vertauschen zweier Werte, wie bei der Generierung der Stundenreihe, verwendet, so könnte die stündliche Niederschlagssumme und somit die Eigenschaften der Zeitreihe auf der Stundenskala verändert werden. Die Vertauschung müsste also innerhalb der Stundenintervalle erfolgen, um die Stundensummen zu erhalten. Unter dieser Bedingung würde das Vertauschen allerdings die Eigenschaften der Reihe nicht verändern, da bei der Initialisierung der Reihe der Niederschlag innerhalb jedes Stundenintervalls gleich verteilt wurde, d.h. es würden gleiche Niederschlagshöhen ausgetauscht werden.

Deshalb werden keine Werte ausgetauscht, sondern Niederschlagsinkremente verteilt. Zuerst wird eine Stunde zufällig ausgewählt. In dieser Stunde werden wiederum zufällig zwei 5 Minutenwerte ausgewählt. Nun wird ein Niederschlagsinkrement vom ersten gewählten Intervall ins zweite gewählte Intervall verschoben, d. h. es wird ein Niederschlagsvolumen von dem einen Wert abgezogen und zu dem anderen Wert hinzuaddiert. Hierbei ist sichergestellt, dass kein Wert kleiner Null entsteht.

3.3.3 Die Zielfunktion der Disaggregierung

In der Zielfunktion müssen keine statistischen Eigenschaften mehr betrachtet werden, die in der Generierung der 1h-Reihe schon berücksichtigt sind. Die Teilzielfunktionen der Disaggregierung sind:

- Autokorrelationsfunktion der 5min-Werte.
- Die Autokorrelation mit Lag der 5min-Werte
- Momente, Skalierungseigenschaften

Die Bestimmung und Bewertung der Autokorrelation läuft analog zu den höher aggregierten Werten. Für die Skalierungseigenschaften wird der Gültigkeitsbereich des ermittelten Skalierungsparameter b auf die 5min-Werte erweitert. Ein Trend in den Skalierungeigenschaft wirkt sich damit auf die 5min-Werte sehr stark aus. Die Trendsignale in der Reihe der 1h-Werte wird damit über den Skalierungsparameter an die 5min-Werte „nach unten durchgegeben“.

3.4 Resampling

Der vorrangige Einsatzbereich des klassischen NiedSim sind Dimensionierungsfragen. Hierbei spielt die Jährlichkeit oder theoretisch zu erwartende Wiederkehrzeit eines Ereignisses eine zentrale Rolle. Denn viele gesetzliche Vorgaben sind in Abhängigkeit solcher Wiederkehrzeiten formuliert. Eine Vorraussetzung, aus einer Zeitreihe überhaupt die Jährlichkeiten von Ereignissen berechnen zu können, sind konstante klimatische Bedingungen.

Der Klimawandel, wie er in NiedSim-Klima simuliert wird (und auch wie er real zu beobachten ist), widerspricht dieser Annahme. NiedSim-Klima kann keine stationären Zeitreihen liefern, was für Dimensionierungen problematisch ist. Ideal wäre es, wenn man in der Generierung mit NiedSim-Klima den Klimawandel zu einem bestimmten Zeitpunkt „festhalten“ könnte, d. h. wenn man eine Zeitreihe von 30 Jahren generieren könnte, die in sich konstant ist und die klimatischen Bedingungen eines bestimmten Zieljahres widerspiegelt, z. B. dem Jahre 2030.

Leider ist dies nicht ohne weiteres möglich, weil die Wetterlagenabfolge für jedes Zieljahr nur einmal zur Verfügung steht. Die Wetterlagenabfolge einfach zu wiederholen, also 30 Mal dasselbe Jahr zu generieren, wäre auch keine Lösung. Die Varianz zwischen den Jahren, die sich ja auch bei konstanten klimatischen Bedingungen immer ergibt, würde dabei vernachlässigt. Extrema höherer Jährlichkeiten könnten unterschätzt werden.

Eine Möglichkeit, dieses Problem zu lösen, ist die Erzeugung einer stochastischen Wetterlagenabfolge mittels einer Markow-Kette. Eine Markow-Kette ist ein rekursives Modell, bei dem der jetzige Zustand einer Zufallsvariable aus den vorherigen Zuständen geschätzt wird. Im einfachsten Fall, der Markow-Kette 1. Ordnung, wird nur der direkt vorherige Zustand betrachtet. Auf die Wetterlagenabfolge übertragen bedeutet dies, dass die Wahrscheinlichkeit für eine bestimmte CP-Gruppe i am Tag n nur von der CP-Gruppe j am Tag zuvor (n-1) abhängt.

$$P\left(CP_i(n) \mid CP_j(n-1)\right) = P_{ij} = konst. \tag{3.23}$$

Die Übergangswahrscheinlichkeiten lassen sich über die relativen Häufigkeiten aller CPs in einer beobachteten Wetterlagenabfolge abschätzen.

$$P_{ij} = \lim_{n\to\infty} \frac{H_{ij}}{H_i} \tag{3.24}$$

Mit P_{ij} Übergangswahrscheinlichkeit von der CP-Gruppe i in die CP-Gruppe j

H_{ij} Häufigkeit, mit der Wetterlage j nach einem Tag mit Wetterlage i auftritt

H_i Häufigkeit, mit der Wetterlage i insgesamt auftritt

Bei 8 CP-Gruppen müssen 64 solcher Wahrscheinlichkeiten abgeschätzt werden. Nimmt man für i und j dieselbe CP, erhält man die Wahrscheinlichkeit, dass eine CP beharrt und sich zwischen zwei Tagen nicht ändert.

Sind die Übergangswahrscheinlichkeiten bestimmt, kann man mit einem gegebenen Startwert, eine beliebig lange CP-Gruppen-Zeitreihe erzeugen. Um den Startwert zu simulieren, sind die unbedingten Wahrscheinlichkeiten jeder CP-Gruppe notwendig (also ohne Betrachtung des Vorgängers). Diese lassen sich ebenfalls über die relativen Häufigkeiten der CP-Gruppen abschätzen. Für die Wahrscheinlichkeit P einer CP-Gruppe i gilt:

$$P_i = \lim_{n\to\infty} \frac{H_i}{n} \tag{3.25}$$

Mit P_i Wahrscheinlichkeit der CP-Gruppe i

H_i Häufigkeit der CP-Gruppe i in der beobachteten Zeitreihe

n Anzahl der Tage in beobachteter Zeitreihe

Bei der Generierung ist das Vorgehen wie folgt: Soll z. B. eine 30-jährige Zeitreihe mit dem Referenzjahr 2030 erzeugt werden, so wird zuerst die CP-Gruppen-Abfolge von 2025 bis 2034 ausgelesen. Aus dieser Zeitreihe werden die Übergangswahrscheinlichkeiten aller CP-Gruppen-Kombinationen nach Gl.(3.24) bestimmt, sowie die unkonditionierte Wahrscheinlichkeit jeder CP-Gruppe nach Gl.(3.25). Beide Abschätzungen werden, wie auch die CP-Gruppierung, für die drei Jahreszeiten September bis April, Mai bis Juli und August getrennt durchgeführt.

Mit den gefundenen Wahrscheinlichkeiten, werden jetzt weitere CP-Gruppen-Zeitreihen stochastisch erzeugt, bis die gewünschten 30 Jahre vorliegen. Der Zeitraum von 2025 bis

2034 muss also noch zwei weitere Male generiert werden - Man sagt, die Ausgangsreihe wird „resampled“. Basis der Generierung sind gleichverteilte Zufallszahlen, die mit den entsprechenden Übergangswahrscheinlichkeiten verglichen werden. Zu Beginn jeder Jahreszeit wird ein neuer Startwert nach Gl.(3.25) gewählt, danach erfolgt die Generierung anhand der Übergangswahrscheinlichkeiten nach Gl.(3.24).

Außer korrekten Übergangswahrscheinlichkeiten erfüllen die so erzeugten CP-Gruppen-Zeitreihen folgende Bedingungen:

- Der Erwartungswert der relativen Häufigkeit jeder CP-Gruppe ist die beobachtete relative Häufigkeit in der Ausgangszeitreihe
- Der Erwartungswert der mittleren Dauer jeder CP entspricht der beobachteten mittleren Dauer

Um eine 30-jährige Zeitreihe zu erzeugen, könnte man anstatt 3 Mal 10 Jahre auch z. B. 6 Mal 5 Jahre erzeugen. Um die klimatischen Bedingungen perfekt konstant zu halten, könnte man einen 1-jährigen Zeitraum 29 Mal wiederholen. Je kürzer die beobachtete Zeitreihe ist, die als Basis für das Resampling dient, desto unsicherer werden aber die Abschätzungen der Übergangswahrscheinlichkeiten nach Gl.(3.25) und Gl.(3.24). Nimmt man einen nur 1-jährigen Zeitraum, werden viele Kombination noch gar nicht aufgetreten sein, die entsprechenden Wahrscheinlichkeiten werden 0. Es gilt daher einen optimalen Kompromiss zu finden zwischen möglichst konstanten klimatischen Bedingungen und möglichst korrekten Übergangswahrscheinlichkeiten beim Resampling. Denkbare Möglichkeiten hiefür sind z. B. 3 Mal 10 Jahre oder 5 Mal 6 Jahre.

3.5 Die Regionalisierung von Parameterwerten

3.5.1 Das Regionalierungs-Raster

Ein Großteil der statistischen Parameter von NiedSim-Klima, die im letzten Kapitel beschrieben wurden, sind Punktwerte, die nur an den Niederschlagsstationen ermittelt werden können. Damit die NiedSim-Klima-Generierung flächendeckend zur Verfügung steht, müssen diese Werte auf ein regelmäßiges 1km-Raster übertragen werden.

Das Raster basiert auf einem digitalen Geländemodell, das mit der Landesgrenze von Baden-Württemberg verschnitten wurde. Als Geländemodell wurde das ATKIS® DGM1000 des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie verwendet. Das DGM besteht aus georeferenzierten Vektordaten. Die Raumkoordinaten sind als Gauss-Krüger-Koordinaten im 3. Meridianstreifen abgelegt. Die Einheit ist Meter. Höhenangaben beziehen sich auf Normal Null (NN). Die Landesgrenze ist dem ESRI®-Musterdatensatz entnommen, der ESRI® -Produkten, beispielsweise ArcView, beiliegt. Baden-Württemberg wird in NiedSim-Klima auf 35747 Rasterpunkten abgebildet.

Die Regionalisierung der Punktwerte auf dieses Raster erfolgte wie im klassischen NiedSim auch mittels External Drift Kriging (3.5.2). Nur die 1km-Rasterwerte des maximal möglichen 24h-Niederschlags (Abschn. 3.2.8) wurden anders ermittelt. Hierbei handelt es sich um eine etwas andere Problemstellung. Es müssen keine Punktwerte in die Fläche übertragen werden, stattdessen müssen die aus den Regionalmodellen ermittelten Werte von deren 25km-Raster auf das 1km-Niedsim-Raster übertragen werden. Hierfür musste ein Downscaling-Verfahren entwickelt werden.

3.5.2 External Drift Kriging

Kriging basiert auf der Idee, dass sich die Korrelation zwischen zwei Werten als Funktion vom räumlichen Abstand derer Messpunkte beschreiben lässt. Je näher die Messstationen beieinander liegen, desto ähnlicher müssen auch deren Zeitreihen ausfallen. Beim Kriging nutzt man dies, um aus einem Netz an Punktmessungen Werte an noch unbeobachteten Orten zu schätzen. Je näher dabei einer der Messpunkte dem Zielpunkt der Schätzung liegt, desto höheres Gewicht erhält dessen Wert. Im Gegensatz zu einfacheren Techniken, wie dem Inverse-Distanzen-Verfahren, geht das Gewicht nicht streng nach räumlichem Abstand, sondern nach der statistischen Nähe (gemessen als Korrelation). Diese wiederum wird über einen funktionalen Zusammenhang aus dem räumlichen Abstand berechnet. External Drift Kriging erweitert dieses Konzept. Außer der Korrelation der Variablen untereinander geht hierbei auch noch die Abhängigkeit zu einer dritten, externen Variable ein. Da Niederschlag stark mit der Höhe über NN korreliert ist, wird im klassischen NiedSim und in NiedSim-Klima die Wurzel der Geländehöhe als externe Variable verwendet.

Im Folgenden wird das External-Drift-Kriging kurz erläutert. Dabei wird zuerst das Kriging ohne Drift (ordinary Kriging) beschrieben.

Es soll der Wert einer Größe an einem beliebigen Punkt z_0 aus den beobachteten Werten des Gebiets geschätzt werden. Der Krigingschätzer z_0^* für diesen Punkt ergibt sich als Linearkombination aus den mit λ_i gewichteten Probenwerte z_i n benachbarter Messpunkte $\boldsymbol{x}_i$:

$$z_o^* = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i \cdot \mathbf{z}_i(\boldsymbol{x}) \tag{3.26}$$

Bei der Bestimmung der Gewichte λ_i sind zwei Bedingungen einzuhalten:

1. z_0^* sei erwartungstreu, d.h. $E[z_0^* - z_0] = 0$, d. h. im Mittel müssen die Schätzwerte den realen Mittelwert reproduzieren. Es besteht kein Bias.
2. der mittlere quadratische Fehler $E[z_0^* - z_0]^2$, also die quadrierte Abweichung zum wahren Wert z_0, sei minimal

Beim Ordinary Kriging wird von der Stationarität und der Homogenität der Daten ausgegangen. Das bedeutet, die Daten sind trendfrei und die Korrelation zwischen zwei Messwerten hängt nur von deren geographischem Abstand ab und nicht etwa von der (absoluten) Lage der Punkte. Aus dieser Stationaritätsannahme folgt unmittelbar, dass der Erwartungswert, also der stochastisch zu erwartende Mittelwert über das gesamte Feld an Messpunkten, konstant sein muss:

$$E\left[\mathbf{z}(\boldsymbol{x}_i)\right] = m \tag{3.27}$$

Das gilt somit auch für den Zielpunkt der Schätzung: $E[z_0] = m$. Unter Verwendung von Bedingung 1 lässt sich herleiten:

$$E\left[\sum_{i=1}^{n} \lambda_i Z(x_i) - Z_0\right] = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i m - m = m \cdot \left(\sum_{i=1}^{n} \lambda_i - 1\right) = 0 \tag{3.28}$$

Aus Gleichung (3.28) ist zu erkennen, dass die Summe aller λ_i gleich 1 sein muss. Die Bedingung 2 wird mit Hilfe des Variogramms $\gamma(\boldsymbol{h})$ ausgedrückt. Das Variogramm beschreibt die Varianz der Messwerte zwischen den Stationen in Abhängigkeit von ihrem Abstand $\boldsymbol{h}$:

$$2\gamma(\boldsymbol{h}) = Var\left(Z(\boldsymbol{x_0}+\boldsymbol{h}) - Z(\boldsymbol{x_0})\right) \tag{3.29}$$

Es ergibt sich:

$$\begin{aligned} E\left[Z_0^* - Z_0\right]^2 &= Var\left(Z_0^* - Z_0\right) \\ &= 2\sum_{i=1}^{n}\lambda_i\,\gamma(\boldsymbol{x}_i - \boldsymbol{x}_0) - \sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n}\lambda_i\,\lambda_j\,\gamma(\boldsymbol{x}_i - \boldsymbol{x}_j) \end{aligned} \tag{3.30}$$

Die Gewichte λ_i müssen nun so variiert werden, dass Gleichung (3.30) ein Minimum annimmt. Dabei ist die Summe aus Gleichung (3.28) als Nebenbedingung einzuhalten. Dazu wird sie mit dem Lagrange-Multiplikator μ multipliziert und zu Gleichung (3.30) addiert. Nach einigen Umformungen und Bilden der partiellen Ableitungen nach λ_i und μ ergibt sich ein lineares Gleichungssystem mit n+1 Gleichungen für λ_i und μ. Gleichung (3.31) zeigt das Kriginggleichungssystem in Matrixform:

$$\begin{bmatrix} \gamma(\boldsymbol{x}_1-\boldsymbol{x}_1) & \gamma(\boldsymbol{x}_1-\boldsymbol{x}_2) & \cdots & \gamma(\boldsymbol{x}_1-\boldsymbol{x}_n) & 1 \\ \gamma(\boldsymbol{x}_2-\boldsymbol{x}_1) & \gamma(\boldsymbol{x}_2-\boldsymbol{x}_2) & \cdots & \gamma(\boldsymbol{x}_2-\boldsymbol{x}_n) & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \gamma(\boldsymbol{x}_n-\boldsymbol{x}_1) & \gamma(\boldsymbol{x}_n-\boldsymbol{x}_2) & \cdots & \gamma(\boldsymbol{x}_n-\boldsymbol{x}_n) & 1 \\ 1 & 1 & \cdots & 1 & 0 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \lambda_n \\ \mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \gamma(\boldsymbol{x}_1-\boldsymbol{x}_0) \\ \gamma(\boldsymbol{x}_2-\boldsymbol{x}_0) \\ \vdots \\ \gamma(\boldsymbol{x}_n-\boldsymbol{x}_0) \\ 1 \end{bmatrix} \tag{3.31}$$

Aus Gleichung (3.31) lassen sich die Gewichte λ_i berechnen und durch Einsetzen in Gleichung (3.26) kann der Krigingschätzer z_0^* für einen vorgegebenen Ort berechnet werden.

In vielen Fällen ist der Erwartungswert von Z im Untersuchungsgebiet nicht konstant. Gleichung (3.26) gilt also nicht. Es ist vielmehr von einem Trend auszugehen. Als Beispiel hierfür sei die Temperatur aufgeführt. Soll zum Beispiel die Lufttemperatur unter Verwendung von Kriging flächig ermittelt werden, so ist davon auszugehen, dass sie umso niedriger ist, je höher ein Punkt liegt. Als unterliegender Trend könnte hier die Höhe über NN beim Kriging berücksichtigt werden. Die rechte Seite von Gleichung (3.26) müsste entsprechend angepasst werden.

Ist ein Trend nicht global, sondern lokal unterschiedlich, so wird er als Drift bezeichnet. Beim External-Drift-Kriging wird der Drift durch eine einfache lineare Gleichung berücksichtigt:

$$E\left[\boldsymbol{z}(\boldsymbol{x})\right] = m(\boldsymbol{x}) = a_0 + a_1 \cdot f_1(\boldsymbol{x}) \tag{3.32}$$

Die Funktionswerte $f_1(\boldsymbol{x})$ müssen sowohl an jedem Messpunkt und an allen Schätzpunkten bekannt sein. Die Koeffizienten a_0 und a_1 sind zunächst unbekannt und werden beim Kriging lokal bestimmt.

Analog zum Ordinary Kriging ergibt sich für das External-Drift-Kriging das Kriginggleichungssystem:

$$\begin{bmatrix} \gamma(\boldsymbol{x}_1-\boldsymbol{x}_1) & \gamma(\boldsymbol{x}_1-\boldsymbol{x}_2) & \cdots & \gamma(\boldsymbol{x}_1-\boldsymbol{x}_n) & 1 & f_1(\boldsymbol{x}_1) \\ \gamma(\boldsymbol{x}_2-\boldsymbol{x}_1) & \gamma(\boldsymbol{x}_2-\boldsymbol{x}_2) & \cdots & \gamma(\boldsymbol{x}_2-\boldsymbol{x}_n) & 1 & f_1(\boldsymbol{x}_2) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \gamma(\boldsymbol{x}_n-\boldsymbol{x}_1) & \gamma(\boldsymbol{x}_n-\boldsymbol{x}_2) & \cdots & \gamma(\boldsymbol{x}_n-\boldsymbol{x}_n) & 1 & f_1(\boldsymbol{x}_n) \\ 1 & 1 & \cdots & 1 & 0 & 0 \\ f_1(\boldsymbol{x}_1) & f_1(\boldsymbol{x}_2) & \cdots & f_1(\boldsymbol{x}_n) & 0 & 0 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \lambda_n \\ a_0 \\ a_1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \gamma(\boldsymbol{x}_1-\boldsymbol{x}_0) \\ \gamma(\boldsymbol{x}_2-\boldsymbol{x}_0) \\ \vdots \\ \gamma(\boldsymbol{x}_n-\boldsymbol{x}_0) \\ 1 \\ f_1(\boldsymbol{x}_0) \end{bmatrix} \tag{3.33}$$

Für die statistischen Parameter des klassischen NiedSims wurden verschiedene mögliche Driftvariablen getestet. Dabei hat sich die Wurzel der Geländehöhe als Driftvariable als am besten geeignet erwiesen. Für NiedSim-Klima wurde dies beibehalten.

Eine Ausnahme bilden die Skalierungseigenschaften für den Zeitraum von 1958 bis 1980 (Abschn. 3.2.5). Man kann annehmen, dass die Skalierungseigenschaften beider Untersuchungszeiträume (1958 bis 1980 und 1981 bis 2003) stark miteinander korreliert sind und diese Korrelation höher ist als die mit der Geländehöhe. Darum wird zuerst das Feld der Skalierungsparameter für den zweiten Zeitraum, für den deutlich mehr Regenmessungen vorliegen, über External Drift Kriging mit der Geländehöhe bestimmt. Dann wird das Feld der gekrigten Werte dieses Zeitraums wiederum als externe Variable für das Kriging der Werte des früheren Zeitraums verwendet. Damit werden die Werte des Felds mit weniger Niederschlagsstationen auf das Feld mit mehr Messstationen konditioniert, bei dem die Kriging-Schätzung sicherer ist.

Die Variogrammschätzung

Damit man über das lineare Gleichungssystem aus Gl.(3.31) tatsächlich den Kriging-Schätzwert an der Stelle x_0 berechnen kann, müssen die Variogramm-Werte γ für alle auftretenden Abstände bekannt sein. Eine Möglichkeit zur Ermittlung der γ-Parameter ist ein empirisches Variogramm. Das heißt man erstellt aus den Variogrammwerten nach Gl.(3.30) aller Beobachtungspaare eine empirische Funktion zwischen Abstand h und dem Variogramm-Wert γ.

Eine andere Möglichkeit ist es, eine analytische Funktion anzupassen, die den Zusammenhang zwischen Abstand h und Variogrammwert γ beschreibt. Der Nachteil einer analytischen Funktion liegt darin, dass diese sich weniger flexibel an die nach den Beobachtungen zu vermutende räumliche Struktur der Daten anzupassen vermag. Ein Vorteil liegt darin, dass sie weniger von eventuellen Meßfehlern in den Daten beeinflusst wird und man die Form- und Lageparameter explizit wählen kann und somit z. B. über den Nugget bewusst einen zufälligen Varianzanteil einbeziehen kann.

Als Abstandfunktion stehen mehrere Funktionsfamilien zur Verfügung. Für die NiedSim-Klima-Parameter wird das sogenannte sphärische Variogramm verwendet:

$$\gamma(h) = \begin{cases} (s-n)\left(\dfrac{3h}{2r} - \dfrac{h^3}{2r^3}\right) + n & \text{wenn } h \le r \\ s & \text{wenn } h > r \end{cases} \tag{3.34}$$

Mit: $\gamma(h)$ Variogrammwert in Abhängigkeit vom Abstand h
r Reichweite der Abhängigkeit
s Varianz ohne Berücksichtigung des Abstands
n „Nugget“

Liegt ein Messwert so weit vom Zielpunkt der Schätzung entfernt, dass er keinen Einfluss auf die Schätzung hat, dann geht das Semivariogramm in die Varianz des Feldes ohne Berücksichtigung des Abstands über. Diese wird mit s beschrieben. Der Punkt, an dem die Reichweite überschritten wird, ist der Parameter r. Der Nugget n gibt den Anteil am Semivariogramm an, der nicht über den Abstand bestimmbar ist, es ist also der zufällige Anteil der Varianz. Der Nugget wird oft als Meßungenauigkeit interpretiert. Misst man mehrmals an derselben Stelle (h = 0), können die Werte um den Nugget schwanken. Der Nugget n wird oft relativ zur Ausgangsvarianz s angegeben. (Vgl. Abschn. 4.2.2)

3.5.3 Das Downscaling der Regionalmodelle

Wie in Abschn. 3.2.8 beschrieben wurde, dienen die Niederschlagswerte aus dem Regionalmodell zur Abschätzung der maximal möglichen 24h-Niederschlagssumme und sollen mit den KOSTRA-Werten vergleichbar sein. Abb. 4.32 (Seite 94) zeigt einen Vergleich des 1-jährlichen 24h-Niederschlagsmaximum nach Kostra 2000 (interpoliert auf das 1km-Niedsim-Raster) und dem 1-jährlichen 24h-Niederschlagsmaximum, welches über die Gumbelverteilung aus den Daten des Kontrollzeitraums (1961 bis 1990) des REMO-Regionalmodells entwickelt wurde.

Für die Berechnung des 1-jährlichen Extrems der RCM-Modelle wird die Inverse der angepassten Gumbelverteilung verwendet (Gl.(3.22)). Da die Verteilung auf die zwei größten Werte jeden Jahres angepasst wurde, entspricht das 1-jährliche Extrem N_{1a} dem Median dieser Verteilung – $F(X)=0.5$:

$$N_{1a} = \alpha - \beta(\ln(-\ln 0.5) \qquad (3.35)$$

Zwischen den Extremwerten aus KOSTRA und den Regionalmodellen ergeben sich deutliche Unterschiede. Eininmal fällt der Unterschied in der räumlichen Auflösung auf. Das Raster der Regionalmodelle mit einer Maschenweite von 25 km auf 25 km ist deutlich gröber als die für NiedSim-Klima notwendigen 1 km auf 1 km. Die KOSTRA-Werte zeigen damit eine viel kleinräumigere Variabilität. Aber auch wenn man die KOSTRA-Werte über die Rasterzellen des RCM-Modells mitteln würde, ergäben sich starke Abweichungen. Die KOSTRA-Werte werden von den RCM grundsätzlich unterschätzt. Dies könnte man als Bias der Regionalen Klimamodelle interpretieren, liegt aber nicht nur daran. Die beiden Angaben für die 24 h-Niederschlagssummen sind nicht unbedingt vergleichbar. Die KOSTRA-Werte sind Angaben für Extremwerte, die gemessen würden, wenn sich am gewählten Raumpunkt eine Niederschlagsstation befände. Sie sind somit als Punktwerte zu interpretieren. Die Niederschlagswerte aus den RCM-Modellen hingegen, werden für jede Rasterzelle über die Bilanzgleichungen des Modells berechnet. Sie sind somit eher als Flächenmittelwerte für ein 25 km auf 25 km großes Gebiet zu verstehen und haben damit niedrigere Extremwerte. Um die RCM-Werte für die NiedSim-Klima Generierung verwenden zu können, müssen sie zunächst mit den KOSTRA-Werten vergleichbar gemacht werden. Außerdem muss ein Downscaling erfolgen, um die Werte auf das 1 km auf 1 km Raster von NiedSim-Klima umzurechnen.

Für dieses Downscaling der RCM-Werte legt man die Felder des 1-jährlichen Extrems nach KOSTRA und der RCM-Modelle übereinander und vergleicht dann punktweise die Niederschlagswerte, in dem man den Quotienten aus KOSTRA-Wert (Zähler) und RCM-Wert (Nenner) bildet. Auf diese Weise erhält man wiederum ein räumliches Feld, wie es in Abb. 4.32 unten links dargestellt ist. Dieses Feld stellt die räumliche Verteilung eines Korrekturfaktors dar, mit dem man an jedem Punkt des NiedSim-Rasters den 1-jährlichen RCM-Wert in den entsprechenden KOSTRA-Wert umrechnen kann. Damit geht die höhere

Auflösung der KOSTRA-Werte in die RCM-Werte über und gleichzeitg wird die Unterschätzung der KOSTRA-Werte aufgehoben.

$$c_{rcm}(x_0) = \frac{N_{1a}^{kostra}(x_0)}{N_{1a}^{rcm}(x_0)} \tag{3.36}$$

mit $c_{rcm}(x_0)$ Korrekturfaktor des jeweiligen RCM-Modells (Hadley Center Model, RACMO oder REMO) am Raumpunkt x_0

$N_{1a}^{kostra}(x_0)$ 1-jährliches Maximum des 24h-Niederschlagswert nach KOSTRA 2000 am Raumpunkt x_0

$N_{1a}^{rcm}(x_0)$ 1-jährliches Maximum des 24h-Niederschlagswert nach dem RCM am Raumpunkt x_0

Das Feld des Korrekturfaktors wird in NiedSim-Klima zusammen mit den Parametern der Gumbelverteilung abgelegt. Für die Bestimmung der maximalen 24h-Niederschlagssumme bei der Zeitreihen-Generierung wird wie in Abschn. 3.2.8 beschrieben zuerst eine gleichverteilte Zufallszahl gezogen und über die inverse Verteilungsfunktion (Gl. (3.22)) in einen Niederschlagswert umgerechnet. Der Niederschlagswert wird anschließend mit dem Korrekturfaktor multipliziert, bevor er in die Zielfunktion der Werteoptimierung eingeht.

$$X = c_{rcm}(x_0) \cdot \left(\alpha - \beta(\ln(-\ln F(X))\right) \tag{3.37}$$

mit X 24h-Niederschlagswert aus der Gumbelverteilung $F(X)$
α Lageparameter
β Skalierungsparameter
$c_{rcm}(x_0)$ Korrekturfaktor am Raumpunkt x_0 der generierten Zeitreihe

4 Trendsignale in der NiedSim-Klima Generierung

Klimatische Trends können sich auf die Parameter der NiedSim-Klima-Generierung auf vielerlei Weise auswirken:

- eine veränderte Wetterlagenabfolge führt zu einer veränderten Regenwahrscheinlichkeit und einer veränderten Wahrscheinlichkeit von Intensitäten über 1 mm/h.
- Die Wetterlagen zeigen z. T. ein temperaturabhängiges Niederschlagsverhalten. Eine Veränderung der Durchschnittstemperatur hat damit ebenfalls Auswirkungen auf die Niederschlagswahrscheinlichkeit und die Wahrscheinlichkeit von Intensitäten über 1 mm/h.
- Veränderungen in der Skalierung des Niederschlags über die Dauerstufen, z.B. des Verhältnis der 1h-Werte zu den 24h-Werten oder der 5min-Werte zu den 1h-Werten beeinflussen vor allem die Werteverteilung in kurzen Dauerstufen.
- Die aus den Regionalen Klimamodellen prognostizierte Verteilung der Niederschlagstagessumme geht als Parameter in die Generierung ein. Steigen die Regenwerte aus den Regionalmodellen, können in den NiedSim-Klima-Zeitreihen höhere 24h-Niederschlagsintensitäten auftreten.

4.1 Veränderungen der Wetterlagenabfolge

Die Wetterlagenklassifikation wurde mittels der NCEP/NCAR-Reanalysen für einen Zeitraum von 1991 bis 2003 kalibriert. Da die zu Grunde liegenden Reanalyse-Daten schon ab 1958 zur Verfügung stehen, konnte die Definition der Wetterlagen auf eine längere Luftdruckfelder-Zeitreihe angewandt werden. Die entstehende Wetterlagenabfolge wurde auf eventuelle Trendsignale untersucht. In einem nächsten Schritt wurde die Wetterlagendefinition auf das Globale Zirkulationsmodell angewandt, um zu testen, ob das Klimamodell ein ähnliches Verhalten bezüglich der Wetterlagenabfolge zeigt. Letztlich ist ja die Wetterlagenabfolge nach dem Globalmodell maßgebend für die Generierung.

4.1.1 Analyse der NCEP/NCAR-Reanalysen

Abb. 4.1 bis Abb. 4.3 zeigen die mittleren Luftdruckverhältnisse aller Wetterlagen (CP), wie sie nach dem Verfahren in Abschn. 3.1.1 definiert wurden. Für NiedSim-Klima ist die Regenwahrscheinlichkeit bezogen auf 1 h oder auf 24 h wichtig, sowie die Verteilung der Niederschlagsintensitäten. CP2 bis CP6 sind Wetterlagen, bei denen Baden-Württemberg im Einflussbereich hohen Luftdrucks liegt. Entsprechend sind für diese Wetterlagen die Niederschlagswahrscheinlichkeit und die mittlere Regenmenge eher gering. CP7, sowie CP10 bis CP12 sorgen in Baden-Württemberg für Tiefdruckeinfluss: hierbei ist die Regenwahrscheinlichkeit deutlich höher (über 30% bezogen auf 1h-Werte). Einige der Wetterlagen zeigen das ganze Jahr über die gleiche Niederschlagscharakteristik, andere verhalten sich im Sommer (Mai bis Juli sowie August) anders als im Rest des Jahres. CP3 und CP5 beispielsweise sind das ganze Jahr sehr trocken und zeigen niedriges Extremwertpotential. CP2 jedoch hat zwar eine genauso niedrige Regenwahrscheinlichkeit, kann aber zwischen Mai und Juli zu extremen Niederschlagsintensitäten führen. Auch bei den Tiefdrucklagen gibt es diese Unterschiede. CP7 ist durchweg eher nass mit einer das ganze Jahr über ähnlichen Niederschlagsverteilung. CP11 und CP12 hingegen fallen im Sommer deutlich extremer aus als im Winter. Bei CP11 entsteht durch das Hoch über dem Nordatlantik eine nördliche Anströmung, was im Sommer zu einer plötzlichen Abkühlung und dementsprechend zu sehr intensiven Niederschlagsereignissen führt.

In Abb. 4.4 und Abb. 4.5 ist das Extremwertverhalten der Wetterlagen dargestellt. In den Diagrammen ist der Anteil an Stundenwerten zu sehen, die während einer bestimmten CP die Intensität des 95%- bzw. 99%-Quantils überschreiten. Im klimatischen Mittel ist dieser Anteil per Definition 5% bzw. 1%. Eine Wetterlage mit einem 95%-Quantil-Anteil von mehr als 5% weist also überdurchschnittlich häufig extreme Niederschlagsintensitäten auf. Die Balken der einzelnen Wetterlagen sind alle im Sommer höher als im Zeitraum von September bis April. Im Sommer werden also generell höhere Intensitäten erreicht. Die Varianz der Werte einer Jahreszeit zeigt die Unterschiede der einzelnen Wetterlagen. (Die CP99 umfasst alle Tage, die in keine der 12 CP-Klassen fallen,also unklassifizierbar sind.) Im Diagramm sind die Unterschiede im Extremwertverhalten z.B. zwischen CP2 und CP7 deutlich zu sehen.

Abb. 4.6 zeigt die relative Häufigkeit der einzelnen CP in der Kalibrierungsperiode. Auffälligerweise unterscheiden sich die Häufigkeiten der unterschiedlichen Jahreszeiten kaum. Obwohl die CP zum Teil im Sommer ein ganz anderes Niederschlagsverhalten zeigen als im Winter, treten sie doch genauso häufig auf.

In Abb. 4.7 bis Abb. 4.9 ist für den gesamten NCEP/NCAR-Analysezeitraum von 1958 bis 2003 die absolute Häufigkeit (in Tagen) einzelner CP in ihrem Verlauf über die Jahre dargestellt. Gezeigt werden die Häufigkeiten in den drei in der Klassifizierung berücksichtigten Jahreszeiten September bis April, Mai bis Juli bzw. August für alle Wetterlagen, die einen sichtbaren Trend zeigen. Die Trends sind nicht so deutlich wie man im ersten Moment vielleicht vermuten würde. Ein Grund dafür ist, dass sie von einer starken Variabilität zwischen den Jahren überlagert werden. Vor allem gilt dies für den August, dessen Datenumfang naturgemäß sehr beschränkt ist. (Es gibt nur 31 Tage im August, die sich auf die 12 CP verteilen.) Trotzdem ist zu sehen, dass CP3 als Stellvertreter für eine Hochdruckwetterlage immer häufiger vorkommt, vor allem in den Sommermonaten, während CP11 als eine CP mit hohem Extremwertpotential deutlich abnimmt. Die nicht dargestellten Wetterlagen zeigen kein isolierbares Trendsignal, müssen sich aber zwangsweise auch in Ihren Anteilen verschieben, um die Trends der CP mit ansteigenden oder abfallenden Häufigkeiten auszugleichen. Diese Verschiebungen sind jedoch wegen der hohen Variabilität zwischen den Jahren nicht zu sehen.

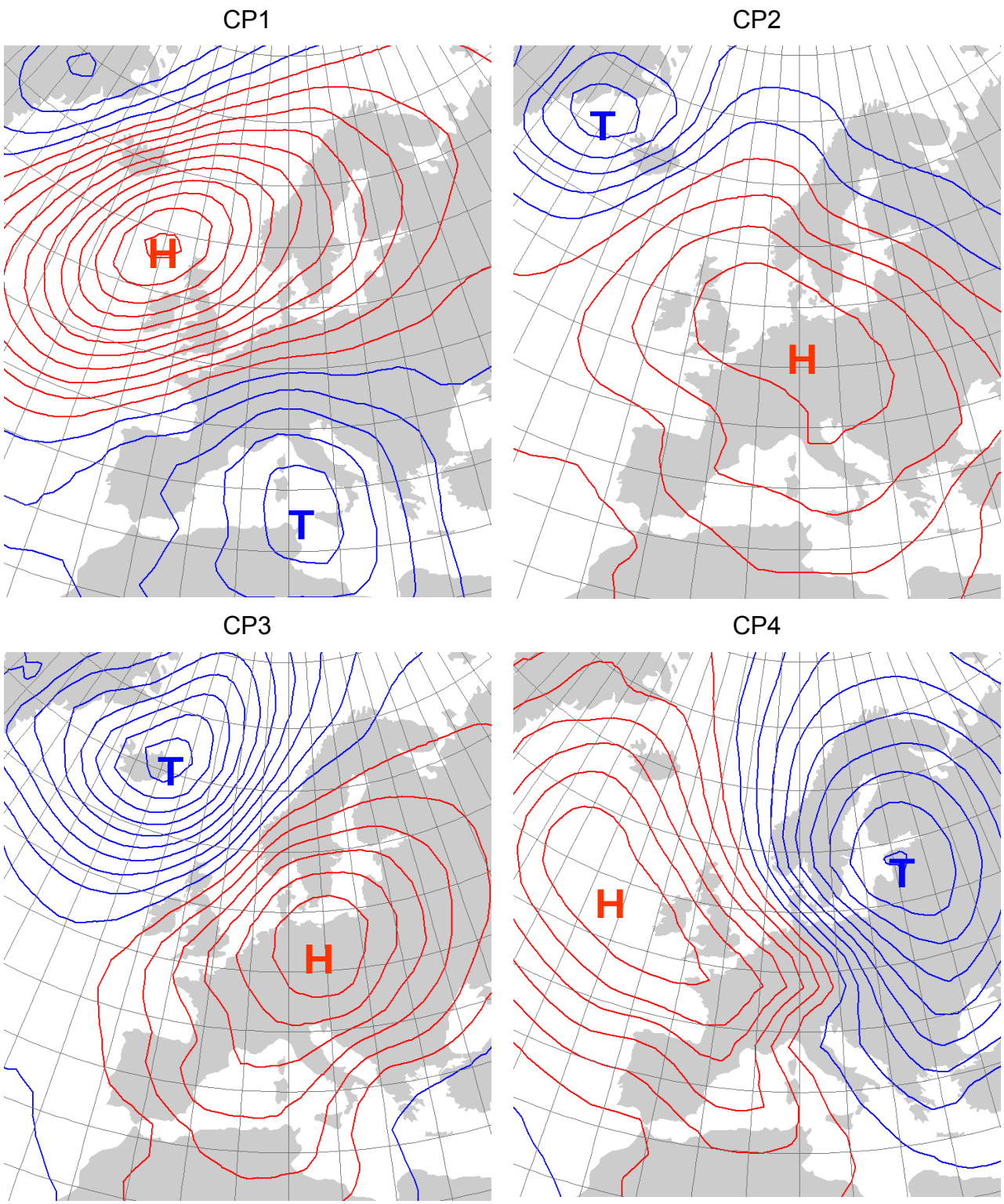


Abb. 4.1: mittlerer Bodenluftdruckanomalie aller Tage der Wetterlagen CP1 bis CP4; Abstand der Isobaren 1 hPa, rot: positive Anomalie, blau: negative Anomalie

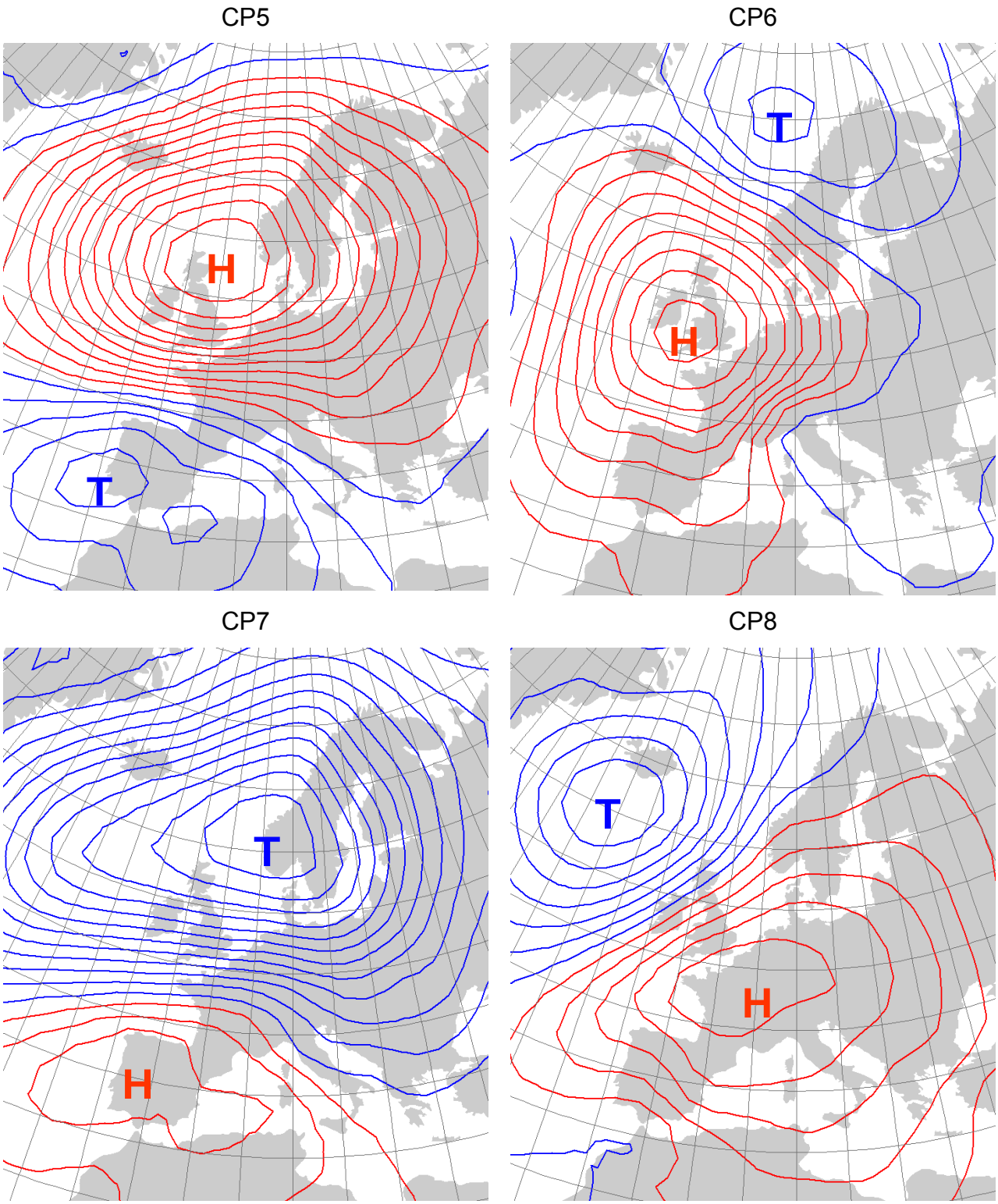


Abb. 4.2: mittlerer Bodenluftdruck aller Tage der Wetterlagen CP5 bis CP8; Abstand der Isobaren 1 hPa, rot: positive Anomalie, blau: negative Anomalie

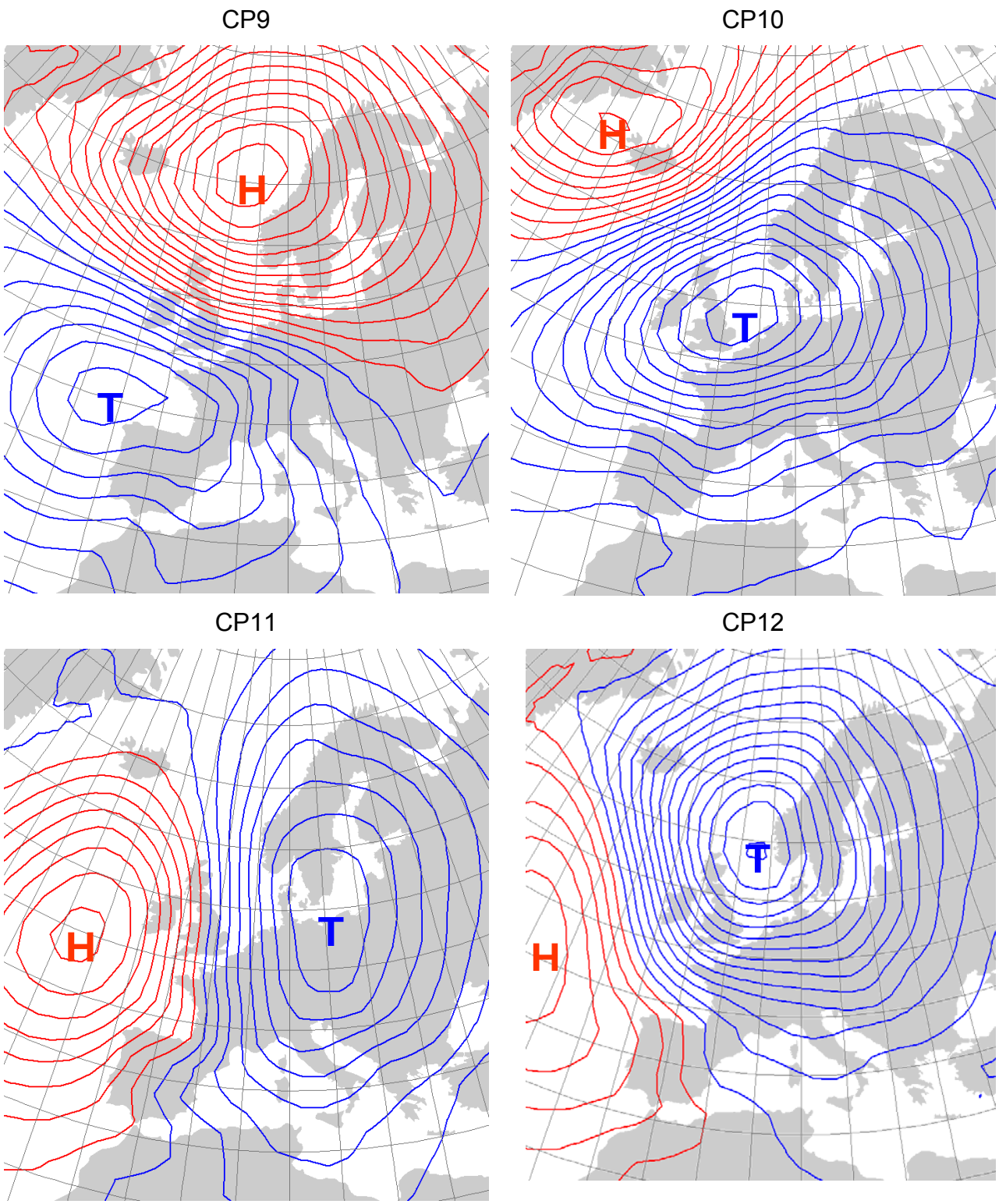


Abb. 4.3: mittlerer Bodenluftdruck aller Tage der Wetterlagen CP9 bis CP12; Abstand der Isobaren 1 hPa, rot: positive Anomalie, blau: negative Anomalie

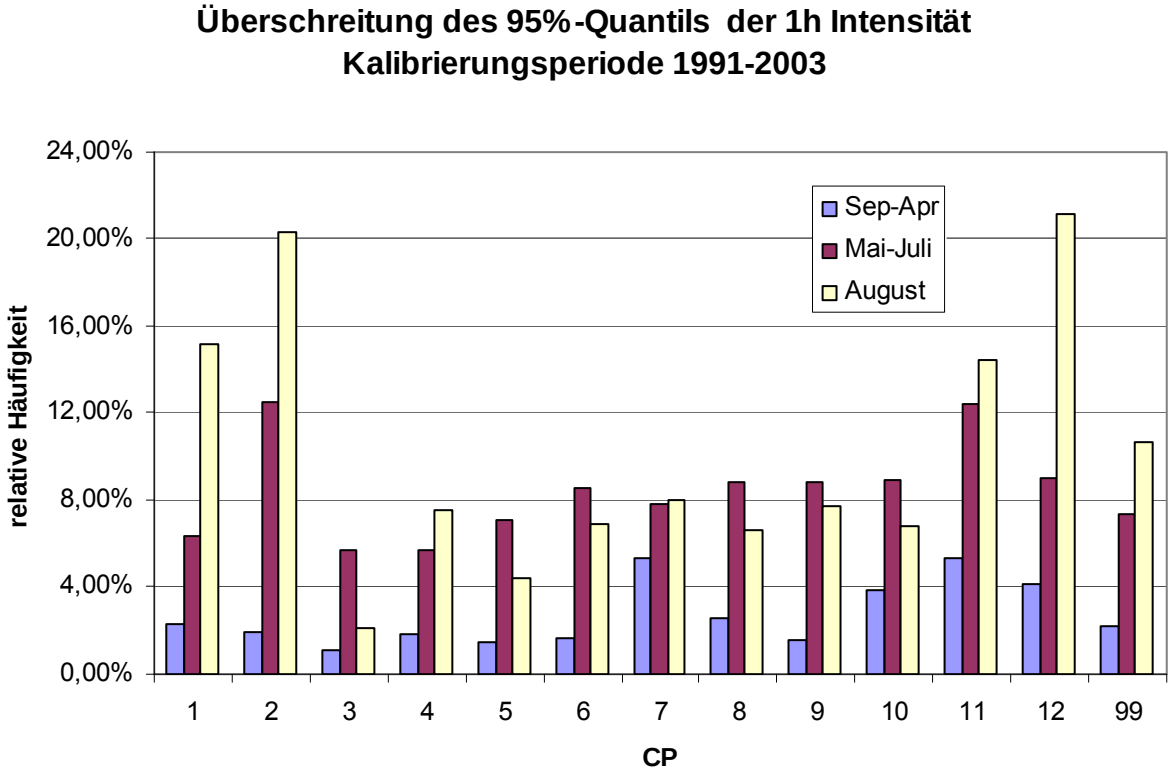


Abb. 4.4: relative Häufigkeit von Niederschlagsintensitäten höher als das 95%-Quantil

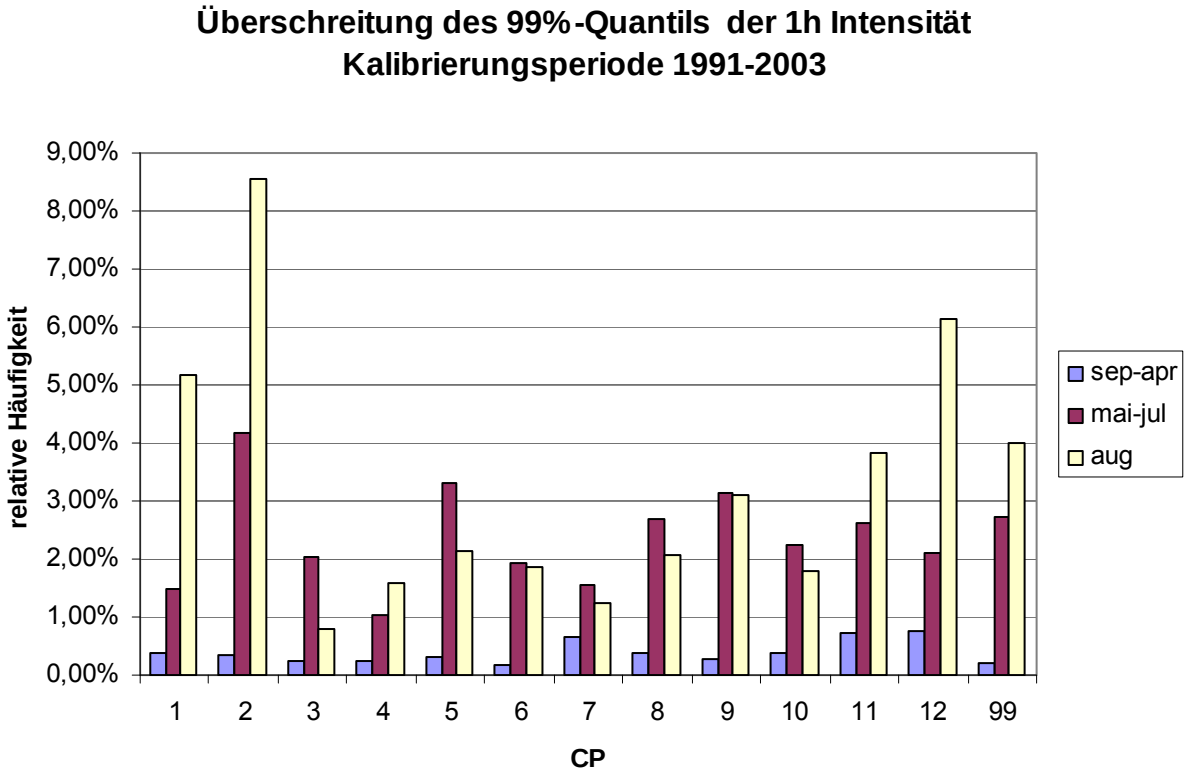


Abb. 4.5: relative Häufigkeit von Niederschlagsintensitäten höher als das 99%-Quantil

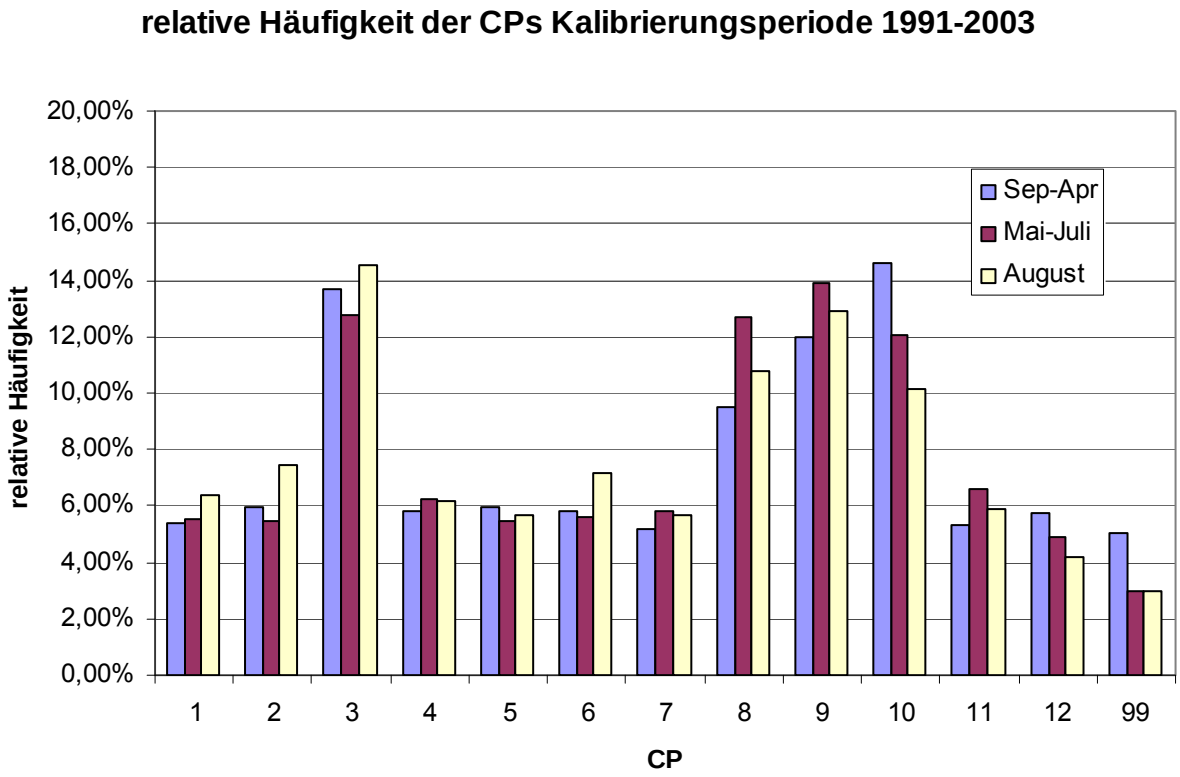


Abb. 4.6: relative Häufigkeit der CP in der Kalibrierungsperiode nach Jahreszeiten

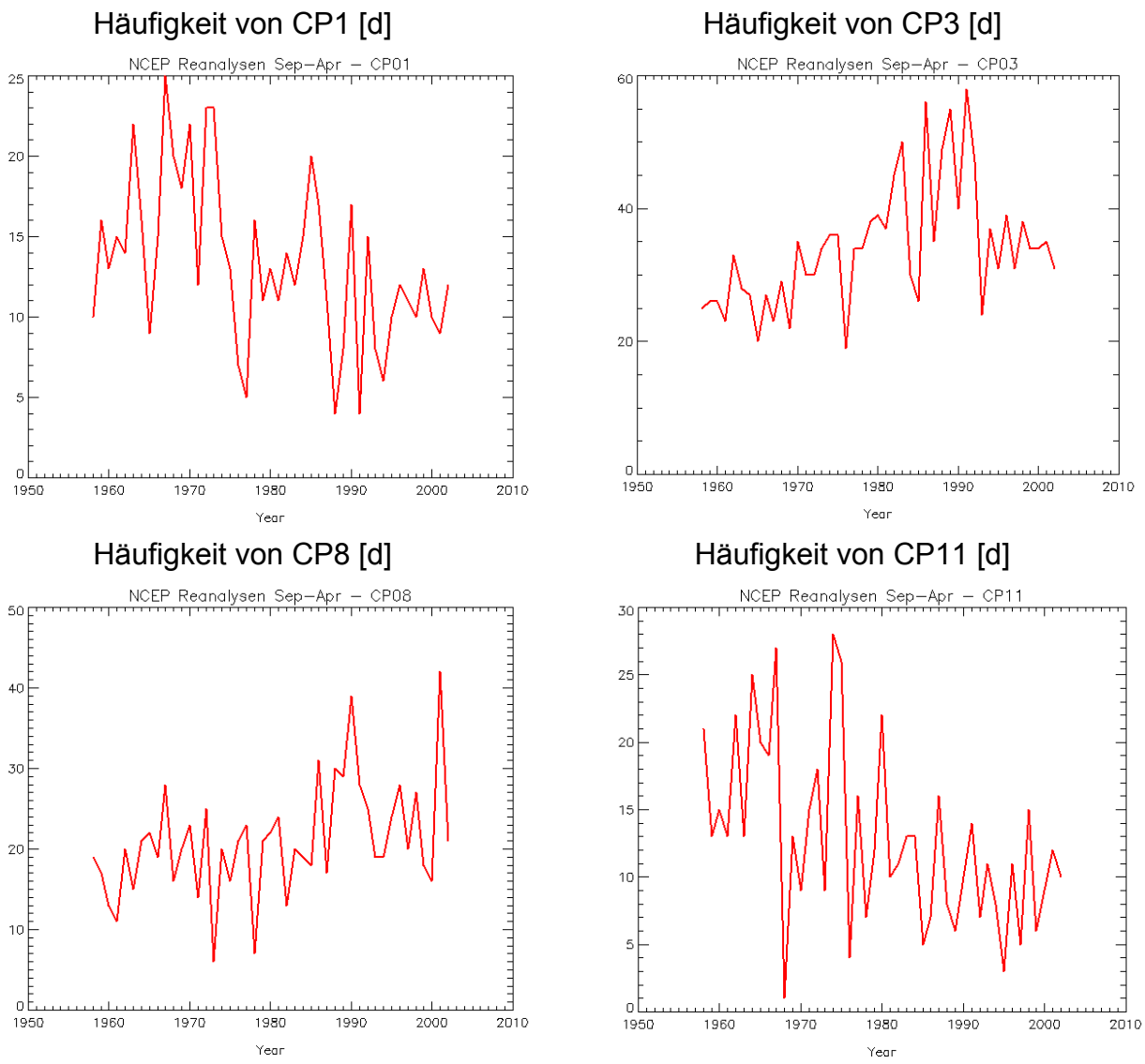


Abb. 4.7: Häufigkeit ausgewählter CP von September bis April in den Jahren 1958 bis 2003

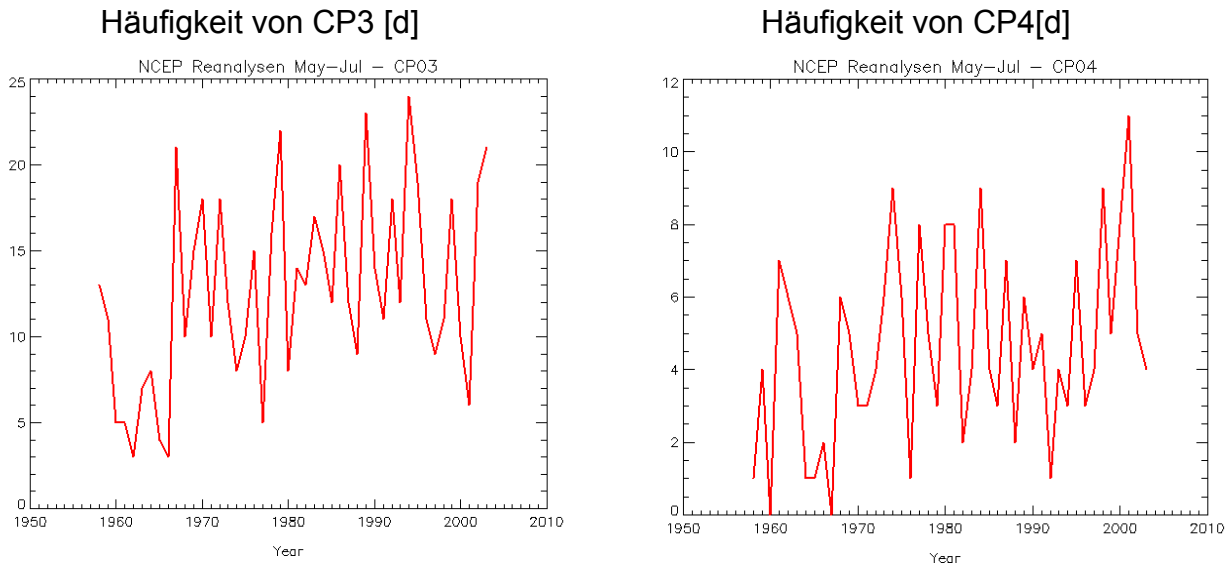


Abb. 4.8: Häufigkeit ausgewählter CP von Mai bis Juli in den Jahren 1958 bis 2003

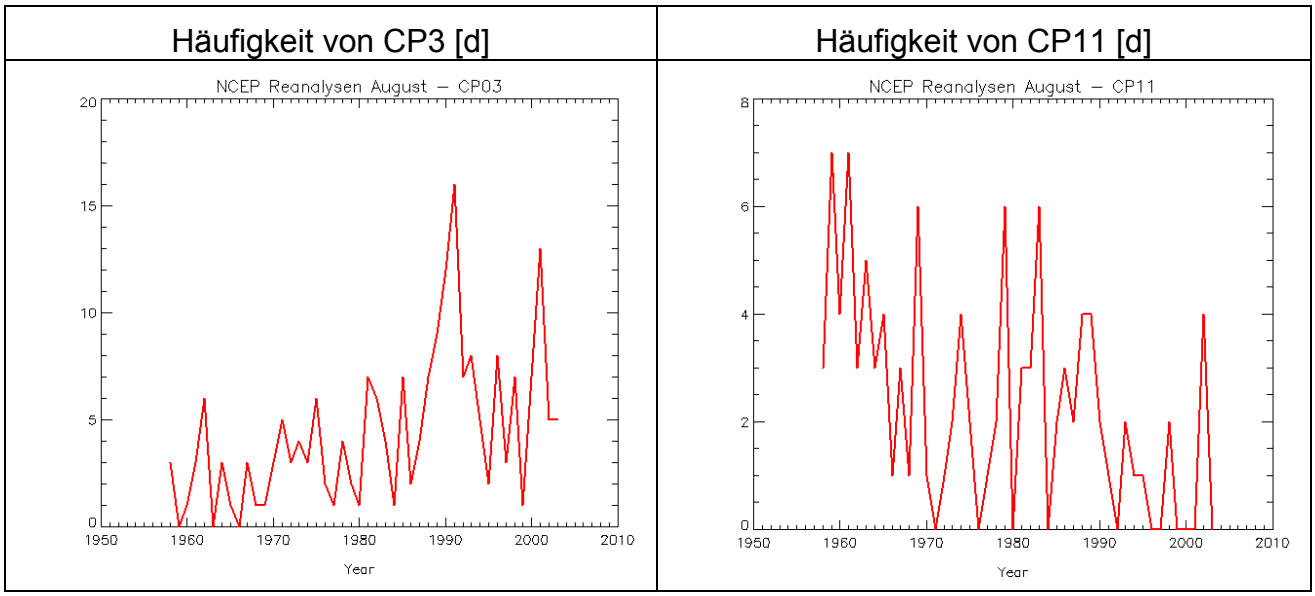


Abb. 4.9: Häufigkeit ausgewählter CP im August in den Jahren 1958 bis 2003

4.1.2 Temperatursensitivität der Wetterlagen

Wären die Trends in der CP-Häufigkeit das einzige Ergebnis der Wetterlagenklassifikation, so müssten extreme Niederschlagsintensitäten zwischen 1958 und 2003 leicht zurück gegangen sein. Hochdrucklagen nahmen zu und die Wetterlagen mit dem höchsten Extremwertpotential potentiell eher ab. Die Erfahrung zeigt aber, dass dies nicht der Fall war. Die 1h-Niederschlagsintensitäten scheinen in diesem Zeitraum eher angestiegen zu sein. Die Untersuchung der Temperatursensitivität liefert eine mögliche Erklärung. Viele Wetterlagen reagieren in ihrem Extremwertverhalten auf die durchschnittliche Temperatur der Atmosphäre.

In Abb. 4.10 ist beispielsweise das Temperaturverhalten von CP2 dargestellt. (Für die Einteilung der Temperaturklassen siehe Abschn. 3.1.1) Die Temperaturklassen beziehen sich auf die jahreszeitenbereinigte Durchschnittstemperatur (Abschn. 2.2). Die 20% der kältesten Tage mit CP2 werden in der Klasse „kalt“ geführt, die nächsten 20% in der Klasse „kühl“ usw. Zwischen September und April (linke Spalte der Diagramme in Abb. 4.10) wird die Regenwahrscheinlichkeit auf 1h-Basis nicht von der Temperatur beeinflusst Die Wahrscheinlichkeit von 1h-Niederschlagsintensitäten jenseits des 95%-Quantils ist generell sehr niedrig, erhöht sich jedoch merklich mit dem Temperaturniveau. Das 99%-Qunatil ist ebenfalls nicht für jede Temperaturklasse gleich. Hier ist das Trendsignal (höhere Temperatur entspricht höherem Extremwertpotential) jedoch nicht so eindeutig. Ganz anders im Sommer (Mai bis Juli, rechte Spalte in Abb. 4.10): hier sinkt die Regenwahrscheinlichkeit mit steigender Temperatur. Die Extremwertwahrscheinlichkeiten für das 95%-Quantil und das 99%-Quantil sind dem entgegen gesetzt für ein unterdurchschnittliches Temperaturniveau niedrig und für die anderen Temperaturklassen sehr hoch. (August wird in diesem Beispiel nicht gezeigt, da im August für die einzelnen Temperaturklassen jeder CP nur sehr wenige Werte zur Verfügung stehen und die Untersuchung entsprechend unsicher wird.)

Einen Erklärungsversuch für das Extremwertverhalten im Sommer liefert die Konvektion. Höhere Atmosphärentemperatur bedeutet eine stärkere Konvektion. Bei einer höheren Lufttemperatur kann die Atmosphäre mehr Wasserdampf aufnehmen und durch die stärkeren Aufwinde kann auskondensierendes Wasser länger in der Atmosphäre gehalten werden. Das erklärt die sinkende Niederschlagswahrscheinlichkeit. Bis es zu einem

Regenschauer oder Gewitter kommt, müssen die Wassertropfen deutlich schwerer werden, um den Auftrieb zu überwinden. Gleichzeitig bedeutet dies, dass die Niederschlagsintensitäten höher sind, wenn es einmal zu regnen beginnt. Ein möglicher Grund dafür, dass das Extremwertpotential für die Temperaturklassen „warm“ und „heiß“ wieder absinkt, könnte darin liegen, dass bei steigender Temperatur irgendwann immer weniger niederschlagsfähiges Wasser zur Verfügung steht, weil der Wasserdampf gar nicht mehr auskondensiert.

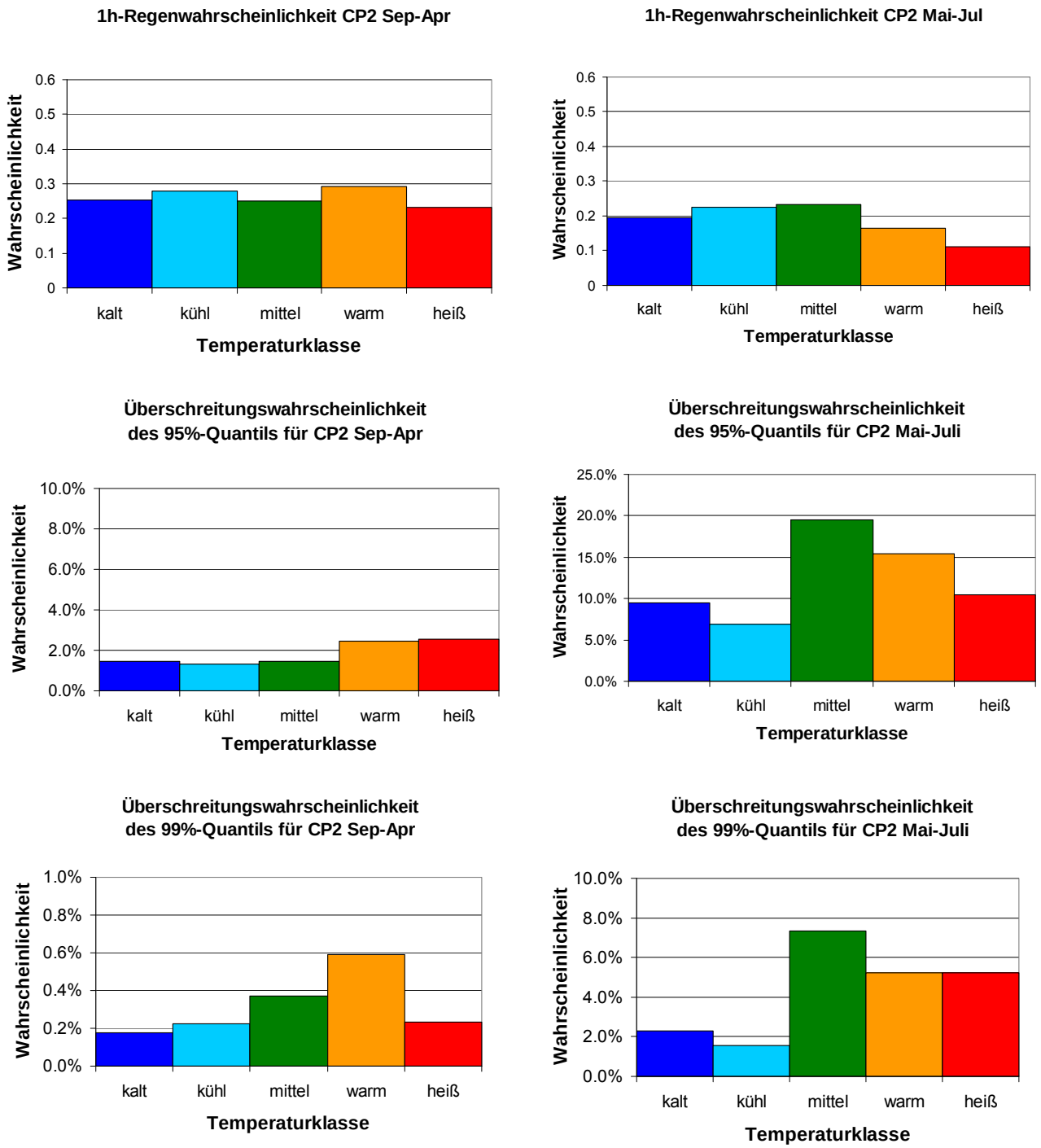


Abb. 4.10: Temperaturabhängigkeit der Regenwahrscheinlichkeit und der Extremwertwahrscheinlichkeit von CP2 zwischen April und September (links) und zwischen Mai und Juli (rechts)

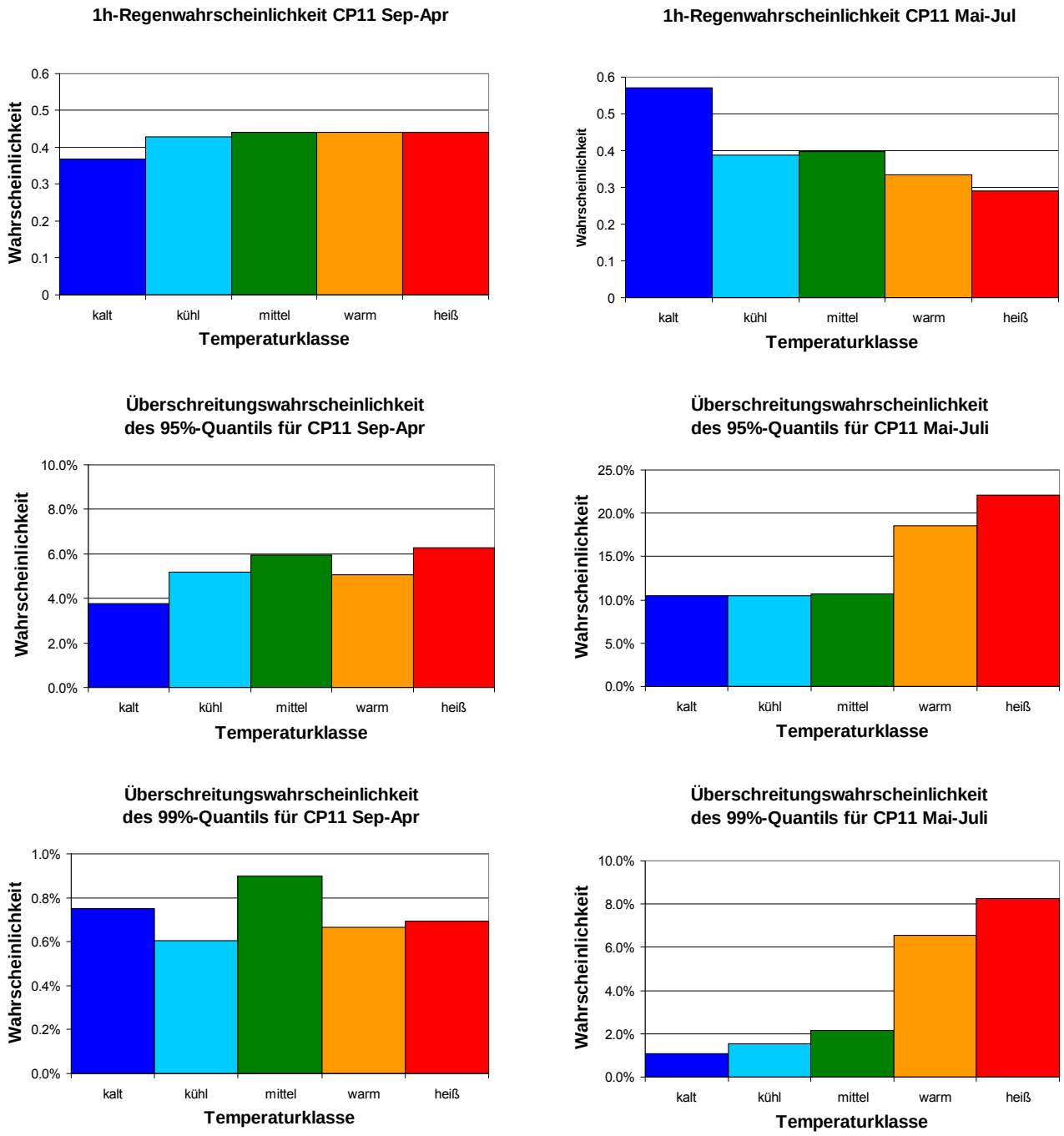


Abb. 4.11: Temperaturabhängigkeit der Regenwahrscheinlichkeit und der Extremwert-wahrscheinlichkeit von CP11 zwischen April und September (links) und zwischen Mai und Juli (rechts)

In Abb. 4.11 sind die gleichen Statistiken für CP11 dargestellt. Bei CP11 besteht im Winter keine signifikante Temperaturabhängigkeit, weder der Regenwahrscheinlichkeit noch der Extremwertwahrscheinlichkeit. Im Sommer hingegen besteht ein starker Zusammenhang zwischen der Temperatur und dem Niederschlagsverhalten. Die Regenwahrscheinlichkeit sinkt mit steigender Temperatur fast auf die Hälfte ab (von 57% auf 29%). Gleichzeitig steigt die Wahrscheinlichkeit das 99%-Quantil zu überschreiten bis auf das Achtfache. Im Gegensatz zu CP2 ist es nun die höchste Temperaturklasse, welche die größten Werte zeigt. Der Unterschied könnte sich aus der Charakteristik der Wetterlage ergeben. CP2 ist durch hohen Luftdruck und schwache Luftdruckgradienten über Baden-Württemberg

geprägt (Abb. 4.1). Somit ist CP2 mit einem geringen Luftaustausch verbunden und die Niederschläge sind tendenziell er lokale Phänomene. Bei CP11 herrschen tiefer Luftdruck und ein starker Gradient, der eine nördliche Anströmung erzeugt. Es wird Feuchtigkeit aus dem Nordmeer nach Baden-Württemberg transportiert und gleichzeitig die Atmosphäre abgekühlt, wodurch weitere Feuchtigkeit auskondensiert. Bei CP3 kann der Effekt eintreten, dass das niederschlagsfähige Wasser „ausgeht". Dies ist bei CP11 ausgeschlossen. Je höher die atmosphärische Durchschnittstemperatur ist, desto stärker fällt der Kontrast zwischen der warmen Festlandsluft und der herantransportierten Nordmeerluft aus und desto mehr steigt die mögliche 1h-Niederschlagsintensität an.

4.1.3 Gruppierung

Aus der Verschneidung der Wetterlagenklassifikation mit den Temperaturklassen, entstehen 60 mögliche Kombinationen, auf die sich die Tage des Kalibrierungszeitraums aufteilen. Dieser erstreckt sich von 1991 bis 2003 über 13 Jahre. Es gibt in dieser Zeit 3149 Tage zwischen September und April (je einschließlich), 1194 Tage zwischen Mai und Juli, sowie 403 Tage im August. Wären alle CP-Temperatur-Kombinationen gleich häufig, käme jede Kombination knapp 20 mal im Mai-Juli vor und nur sechs bis sieben mal im August. In Wahrheit sind die CP nicht alle gleich häufig und manche Kombinationen sind im August eventuell nur zwei bis drei mal zu beobachten. Für eine statistische Auswertung der 1h-Niederschlagsverteilung ist der Datenumfang pro CP-Temperatur-Kombination viel zu niedrig. Es ist unumgänglich, die 60 Kombinationen wieder zu Gruppen zusammen zufassen, um eine sichere statistische Auswertung vornehmen zu können.

Für die Gruppierung wurden die Kombinationen nach ihrem Luftdruckbild und den statistischen Charakteristika zusammen gefasst. Folgende Gruppen wurden gebildet:

Tab. 4.1: Gruppierung der Wetterlagen je nach Jahreszeit

Gruppe	September – April	Mai – Juli	August
1	CP3, CP5, CP9	CP3, CP4, CP5	CP1
2	CP1, CP2, CP6	CP1, CP2, CP6, CP8 in „kalt" und „kühl"	CP3, CP4, CP5, CP6
3	CP4, CP6 in „kalt" und „kühl"	CP1, CP2,CP6, CP8 in „mittel" bis „heiß"	CP7
4	CP4, CP8 in „mittel" bis „heiß"	CP10, CP11, CP12 in „kalt" und „kühl"	CP8, CP9
5	CP10, CP12 in „kalt" bis „mittel"	CP10, CP11, CP12 in „mittel" bis „heiß"	CP2, CP 11, CP12 in „kalt" bis „mittel"
6	CP10, CP12 in „warm" und „heiß"	CP9 in „warm" und „heiß"	CP2, CP11, CP12 in „warm" und „heiß"
7	CP7, CP11	CP9 in „kalt" bis „mittel"	CP10
8		CP7	

Die Gruppen verhalten sich je nach Jahreszeit ganz unterschiedlich Tab. 4.2 bis Tab. 4.4 für die Eigenschaften der CP-Gruppen). Um dies zu verdeutlichen, wurden die CP-Gruppen in Tab. 4.2 bis Tab. 4.4 nach der 1h-Regenwahrscheinlichkeit sortiert. Zwischen

September und April verhalten sich die statistischen Parameter recht einheitlich. Eine höhere 1h-Regenwahrscheinlichkeit bedingt auch eine höhere Regenwahrscheinlichkeit auf Tagesbasis, eine höhere mittlere Intensität der Regenstunden oder eine höhere Wahrscheinlichkeit für Intensitäten jenseits des 95%-Quantils. Ganz anders in den Sommermonaten. Die Gruppe 6 für Mai-Juli z.B. zeigt die niedrigste 1h-Regenwahrscheinlichkeit und eine sehr niedrige mittlere Intensität. Die Wahrscheinlichkeit für extreme Intensitäten ist trotzdem von allen Gruppen am höchsten. Die Gruppen mit hohen Regenwahrscheinlichkeiten führen hingegen seltener zu Extremen. Der Unterschied ergibt sich daraus, ob eine Wetterlage zu konvektivem Niederschlag neigt oder nicht. Da zwischen September und April kaum konvektive Niederschläge auftreten, sind die Gruppen im Winter entsprechend einheitlicher.

In NiedSim-Klima gehen nur die Regenwahrscheinlichkeiten, die mittlere Intensität und die Wahrscheinlichkeit für mehr als 1 mm/h Niederschlag ein. In den Sommermonaten ist 1 mm/h-Wahrscheinlichkeit von der Q_{95}-Wahrscheinlichkeit entkoppelt. Die Gruppen mit hohem Extremwertpotential zeigen z. T. recht niedrige Wahrscheinlichkeit für Intensitäten über 1 mm/h. Die Konvektion scheint sich also erst auf noch höhere Intensitäten auszuwirken. NiedSim-Klima kann damit eventuell manche Veränderungen im Extremwertverhalten nicht erfassen.

Tab. 4.2: Eigenschaften der CP Gruppen für September - April (sortiert nach der Regenwhrscheinlichkeit)

CP-Gruppe	Regenwahrscheinlichkeit [1h]	Regenwahrscheinlichkeit [1d]	Wahrsch. N > 1 mm/h	Wahrsch. N > Q_{95}	mittlere Intensität [mm/h]	rel. Häufigkeit
1	6,3%	41,6%	1,0%	2,05%	0,037	32,0%
2	11,4%	51,5%	1,9%	2,27%	0,069	17,8%
4	11,5%	60,4%	1,8%	2,82%	0,084	8,8%
3	12,5%	59,8%	2,5%	1,70%	0,084	5,9%
5	23,0%	78,8%	6,5%	3,31%	0,179	11,9%
6	23,9%	81,3%	5,6%	5,41%	0,204	8,0%
7	29,3%	86,6%	7,2%	4,24%	0,234	10,3%
99	13,6%	62,4%	3,0%	3,19%	0,078	5,3%

Tab. 4.3: Eigenschaften der CP Gruppen für Mai - Juli (sortiert nach der Regenwahrscheinlichkeit)

CP-Gruppe	Regenwahrscheinlichkeit [1h]	Regenwahrscheinlichkeit [1d]	Wahrsch. N > 1 mm/h	Wahrsch. N > Q_{95}	mittlere Intensität [mm/h]	rel. Häufigkeit
6	3,7%	44,1%	1,3%	16,44%	0,063	4,8%
1	6,3%	45,7%	1,5%	5,85%	0,055	23,9%
7	6,9%	47,4%	2,0%	9,06%	0,075	7,2%
3	8,3%	56,2%	2,6%	11,16%	0,104	10,2%
5	16,3%	79,5%	5,6%	11,67%	0,212	15,1%
2	19,1%	69,7%	5,5%	5,74%	0,173	6,8%
8	23,6%	86,9%	6,8%	5,99%	0,219	5,9%
4	28,0%	88,1%	8,7%	6,71%	0,270	10,0%
99	10,8%	64,4%	3,2%	8,82%	0,120	16,0%

Tab. 4.4: Eigenschaften der CP Gruppen für August (sortiert nach der Regenwahrscheinlichkeit)

CP-Gruppe	Regenwahrscheinlichkeit [1h]	Regenwahrscheinlichkeit [1d]	Wahrsch. N > 1 mm/h	Wahrsch. N > Q_{95}	mittlere Intensität [mm/h]	rel. Häufigkeit
2	5,2%	45,2%	1,3%	8,15%	0,052	32,0%
6	7,8%	55,3%	2,6%	13,40%	0,113	7,3%
4	8,0%	50,0%	2,3%	9,56%	0,090	23,8%
1	10,0%	52,5%	3,2%	10,18%	0,125	4,1%
5	16,5%	70,4%	6,0%	11,73%	0,210	8,0%
7	16,5%	81,0%	5,1%	10,02%	0,193	13,3%
8	21,7%	87,0%	7,1%	8,85%	0,238	4,8%
99	15,9%	67,9%	6,0%	13,32%	0.216	6.7%

4.1.4 das theoretische Niederschlagsverhalten

Um abzuschätzen, wie sich die CP-Gruppen auf die Niederschlagsverteilung eines Jahres auswirken, wird die theoretische Niederschlagsverteilung berechnet. Dazu folgendes Gedankenexperiment: Man nehme an, an jedem Tag mit einer bestimmten CP-Gruppe falle der Niederschlag genau durchschnittlich und erfülle genau die in Tab. 4.2 bis Tab. 4.4 beschriebenen statistischen Charakteristika. Für einen einzelnen Tag ist dies natürlich unwahrscheinlich. Nach dem Gesetz der großen Zahlen aber, müsste sich mit steigendem

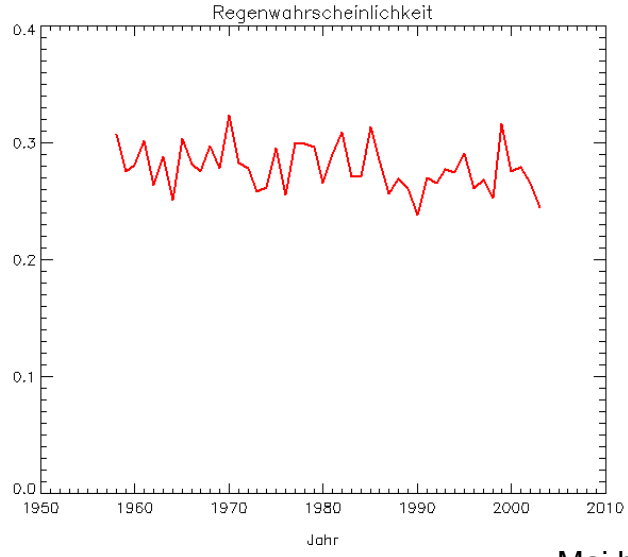
Datenumfang das Niederschlagsverhalten aller Tage einer CP-Gruppe immer mehr den Vorgaben aus Tab. 4.2 bis Tab. 4.4 annähern. Wenn also die Datenreihe lang genug ist, kann man die im Mittel zu erwartenden statistischen Charakteristika des Niederschlags aus der CP-Abfolge berechnen.

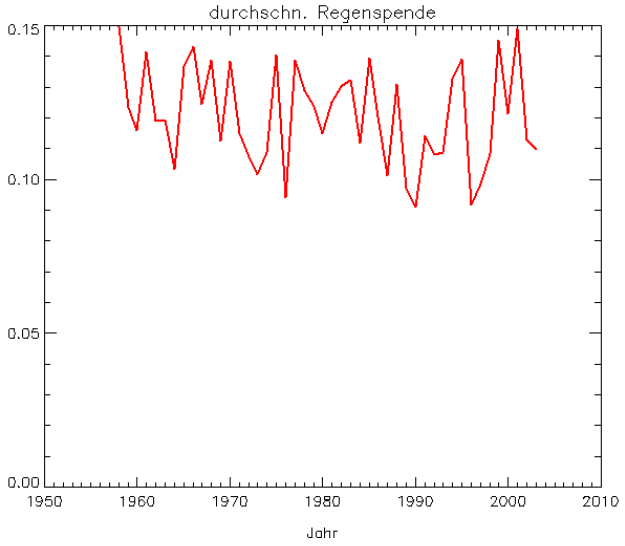
Unter dieser Bedingung berechnet sich die theoretische Niederschlagsverteilung eines Jahres wie folgt: Für jeden Tag des Jahres wird die Wetterlage und das Temperaturniveau bestimmt und damit die CP-Gruppe des Tages. Für die Statistik über das gesamt Jahr werden dann die Vorgabenwerte aus Tab. 4.2 bis Tab. 4.4 (und noch weitere ermittelte Parameter) nach der jeweiligen CP-Gruppe jeden Tages aufsummiert. Am Ende wird der Mittelwert über alle Tage berechnet. Aus den Unterschieden zwischen den Jahren, können eventuelle Trends sichtbar werden, z. B. für die Regenwahrscheinlichkeit. Die Untersuchung wurde nicht für das ganze Jahr durchgeführt, sondern für die drei Zeiträume von September bis April, von Mai bis Juni und August je getrennt voneinander.

In Abb. 4.12 sind die theoretisch zu erwartenden Werte der Niederschlagswahrscheinlichkeit (bezogen auf 1h-Werte) und der mittleren Regenmenge je Stunde und Station dargestellt. Die Regenwahrscheinlichkeit verändert sich über die Jahre demnach kaum, zeigt aber sehr ausgeprägte Schwankungen zwischen den Jahren. Im August geht sie mit den Jahren leicht zurück. Die Regenmenge bleibt im Zeitraum von September bis April konstant. In den beiden Sommerzeiträumen geht sie merklich zurück. Dieser beobachtete Trend (wie z.B. im Kliwa-Projekt untersucht) wird also von der CP-Abfolge abgebildet. Der ebenfalls prognostizierte Anstieg der Niederschlagsmenge im Winter, wird von den NCEP-Reanalysen jedoch nicht erfasst. Die Schwankung zwischen trockenen und feuchten Jahren ist sehr ausgeprägt. Im Sommer ist sie aber trotzdem noch weit geringer, als in der Realität zu beobachten ist So fallen beispielsweise im August in Stuttgart durchschnittlich etwa 70 mm Niederschlag, im August 2003 waren es nur 25 mm. Die theoretische Regenmenge hat nur eine Bandbreite von knapp 50% des Mittelwerts. Man darf nicht vergessen, dass die zu erwartende Niederschlagsmenge je Station nur die mittleren Verhältnisse jeder CP wiedergibt und sich und damit die Variabilität gegenüber den realen Verhältnisse deutlich reduziert.

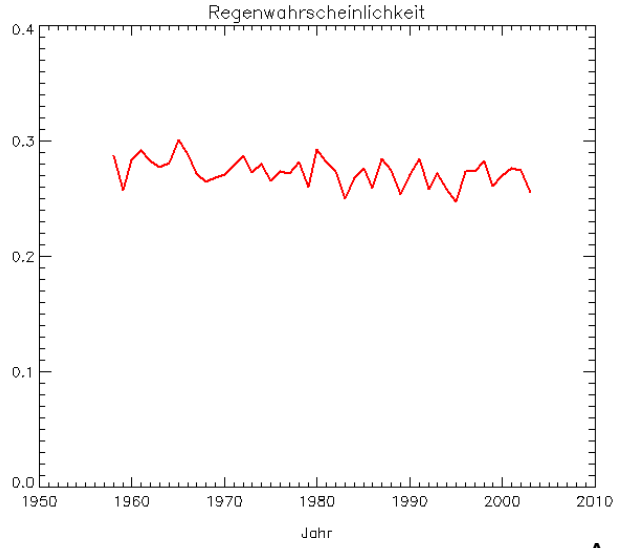
Außer den mittleren Niederschlagsverhältnissen, ist vor allem das Extremwertverhalten zwischen 1958 und 2003 von Interesse. Abb. 4.13 zeigt die nach der Wetterlagenabfolge zu erwartenden Überschreitungswahrscheinlichkeiten des 90% bzw. des 99%-Quantils. Das Quantil bezieht sich dabei auf den Kalibrierungszeitraum von 1991 bis 2003. Das 99%-Quantil ist diejenige 1h-Niederschlagsintensität, welche gemittelt über alle Stationen an 1% der nassen Stunden zwischen 1991 und 2003 überschritten wurde. Über die NCEP-NCAR-Wetterlagenabfolge ist es nicht möglich, einen Trend in der Extremwertverteilung zu isolieren. Sowohl die Überschreitungswahrscheinlichkeit des 90%-Quantils, als auch des 99%-Quantils bleiben über den Untersuchungszeitraum von 1958 bis 2003 relativ konstant. Gleichzeitig sind die Unterschiede zwischen den Jahren recht hoch und übersteigen bei weiten ein mögliches Trendsignal. Nur für August zeigen sich merkliche Veränderungen. Hier geht die Extremwertwahrscheinlichkeit zurück. Am stärksten ausgeprägt ist dieser Rückgang in den 60er Jahren. Es ist aber zu bedenken, dass die NCEP/NCAR-Reanalysen für diese Zeit mit höheren Unsicherheiten behaftet sind, als die Reanalysen neueren Datums, was den Rückgang relativieren könnte.

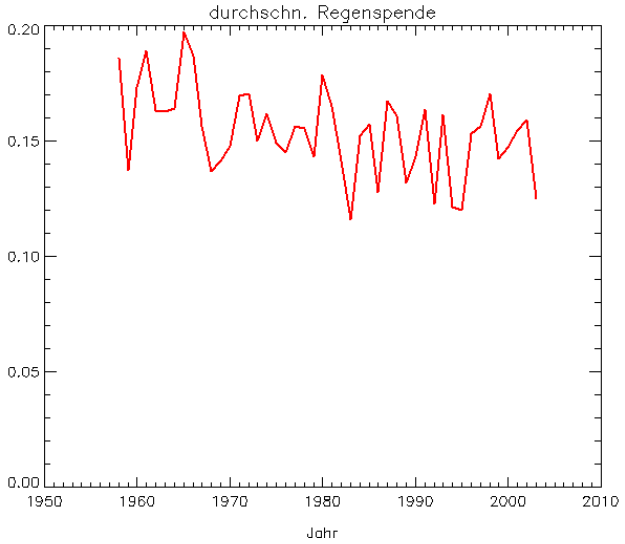
September bis April



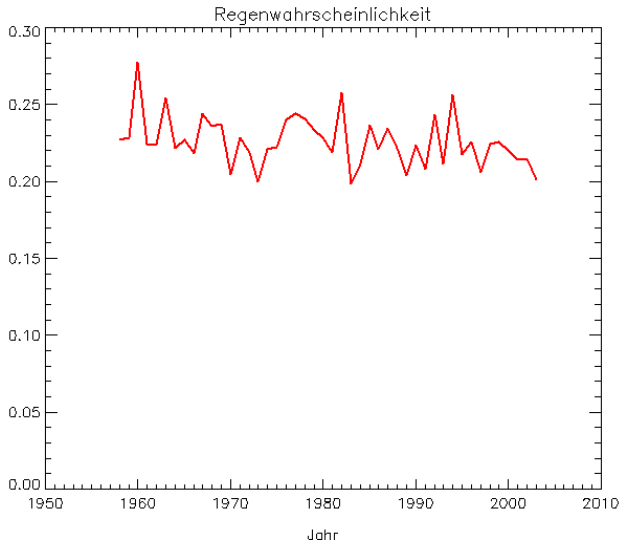


Mai bis Juli





August



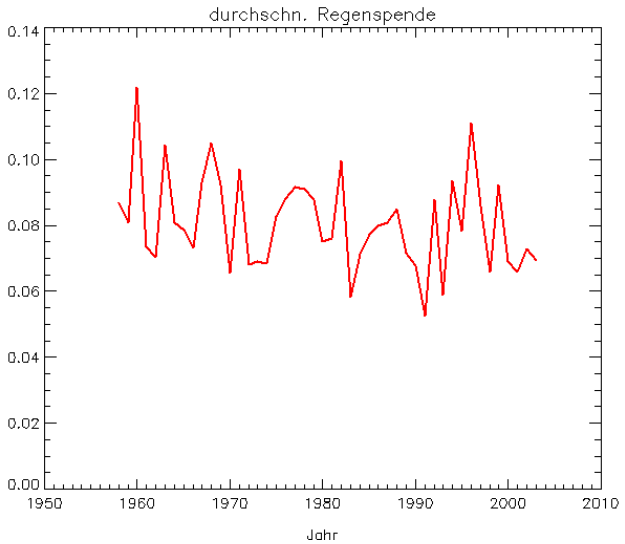
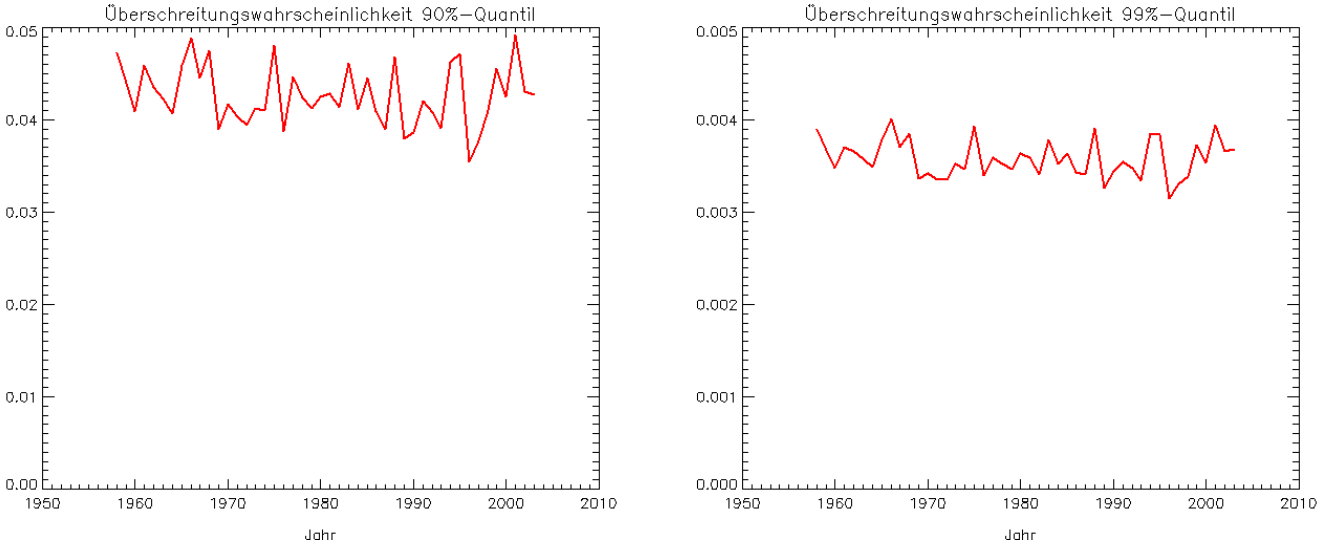
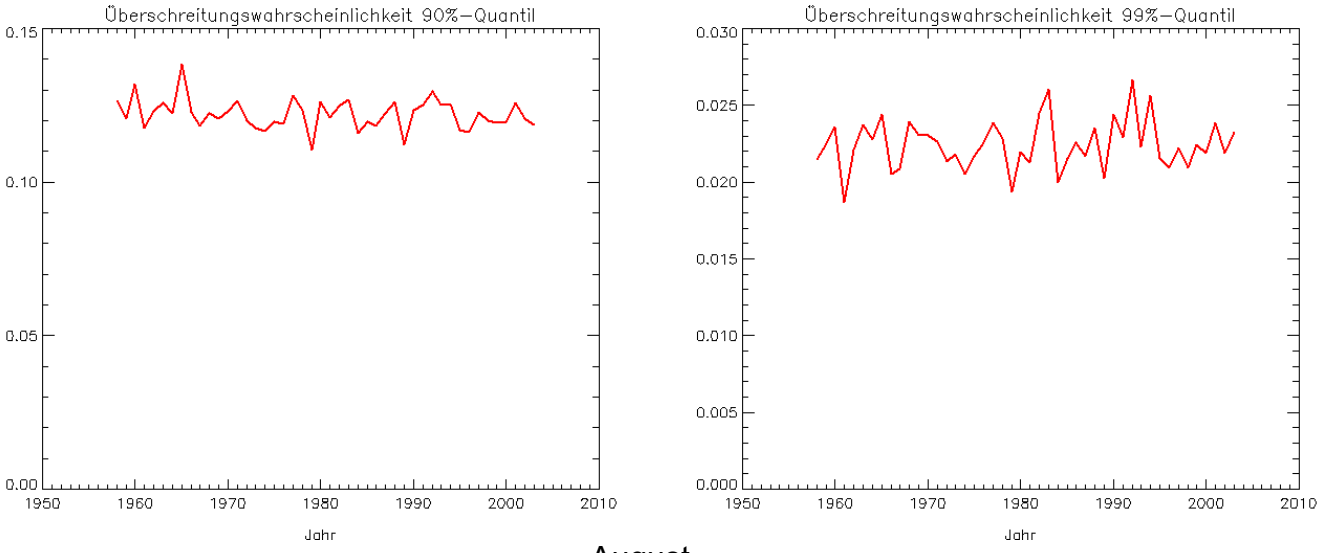


Abb. 4.12: Erwartungswert der 1h-Regenwahrscheinlichkeit und durchschnittliche Regenspende [mm/h*station] 1958-2003 nach den NCEP-NCAR-Reanalysen

September bis April



Mai bis Juli



August

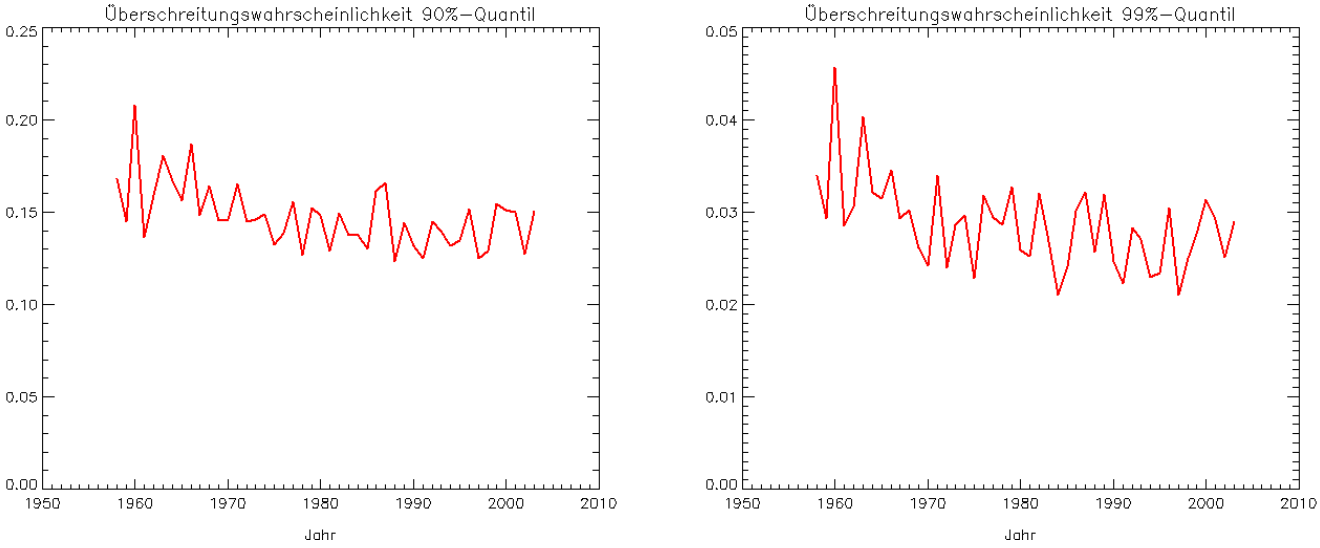


Abb. 4.13: Erwartungswert der Überschreitungswahrscheinlichkeit des 90%- (links) und 99%-Niederschlagsquantils (rechts)

4.1.5 Übertragung auf das Globale Zirkulationsmodell ECHAM5

In NiedSim-Klima wird die CP-Definition und damit die CP-Gruppenabfolge nicht auf die Reanalyse-Daten, sondern auf die Daten des ECHAM5-Klimamodells angewendet, denn nur damit ist eine Prognose der zukünftigen Klimaentwicklung möglich. Wie in Abschn. 2.4.2 beschrieben wurde, unterscheiden sich die Luftdruckbilder der NCEP/NCAR-Reanalysen und des ECHAM5-Klimamodells. Daraus können sich eventuell signifikante Unterschiede zwischen den beiden Modellen ergeben.

Mit dem ECHAM5-Modelllauf „climate of the 20th century“ wurde versucht, das Klima des letzten Jahrhunderts möglichst genau mit dem Klimamodell nachzuzeichnen. Aus diesem Lauf liegen für NiedSim-Klima die Jahre 1961 bis 2000 vor. Man kann also die Ergebnisse der CP-Definition für NCEP/NCAR einerseits und ECHAM5 andererseits vergleichen. Anzumerken ist dabei, dass der ECHAM5-Lauf eine freie Simulation ist, die nur einmal zu beginn kalibriert und nicht wie die Reanalysen täglich mit Messdaten neu angeeicht wird. Aus diesem Grund spiegelt der ECHAM5-Lauf die klimatischen Verhältnisse nur im Mittel wieder. Man kann also die CP-Abfolgen von NCEP/NCAR und ECHAM5 nicht einfach Tag für Tag durchgehen und die Unterschiede zählen. Selbst wenn ECHAM5 die klimatischen Bedingungen auf genau gleiche Weise erfassen würde wie die Reanalysen, ergäbe sich nur im statistischen Mittel eine Übereinstimmung zwischen beiden Modellen.

Der durchschnittliche Jahresgang der Lufttemperatur

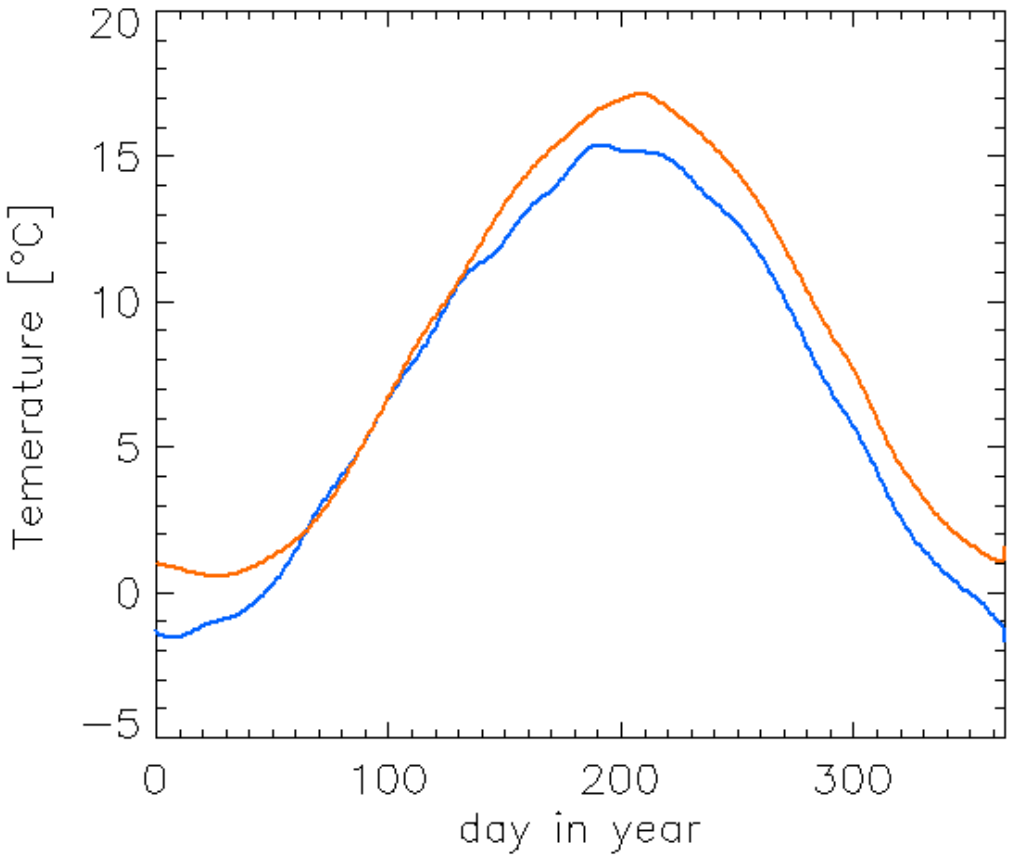


Abb. 4.14: Durchschnittlicher Jahresgang der Tagesmitteltemperatur in Baden-Württemberg. Blau: 1961 bis 2000; rot: 2001 bis 2060

Abb. 4.14 zeigt den mittleren Jahresgang der Tagesmitteltemperatur nach dem Klimamodell für die Gitterpunkte in Baden-Württemberg. Dargestellt ist der Vergleich zweier Zeiträume, in blau der Temperaturverlauf für die Jahre 1961 bis 2000, in rot für die Jahre 2001 bis 2060. Die Temperatur erhöht sich demnach nicht gleichmäßig. Im Winter und im Hochsommer fällt die Temperaturerhöhung am stärksten aus, zwischen Anfang März und Anfang Mai wird gar keine Temperaturveränderung prognostiziert. Das Temperaturmaximum verschiebt sich leicht von Anfang Juli nach Ende Juli.

Der veränderte Jahresgang hat Auswirkungen auf die CP-Gruppeneinteilung, da diese ja unter anderem nach dem Temperaturniveau erfolgt. Die Gruppen mit höherem Temperaturniveau zweigen in der Regel eine niedrigerer Regenwahrscheinlichkeit und eine höhere Wahrscheinlichkeit für Extreme (siehe Tab. 4.2 bis Tab. 4.4); Vergleich der Gruppen 3 und 4 in September bis April, sowie die Gruppen 5 und 6 in den Sommerzeiträumen).

Felder der mittleren Luftdruckanomalie

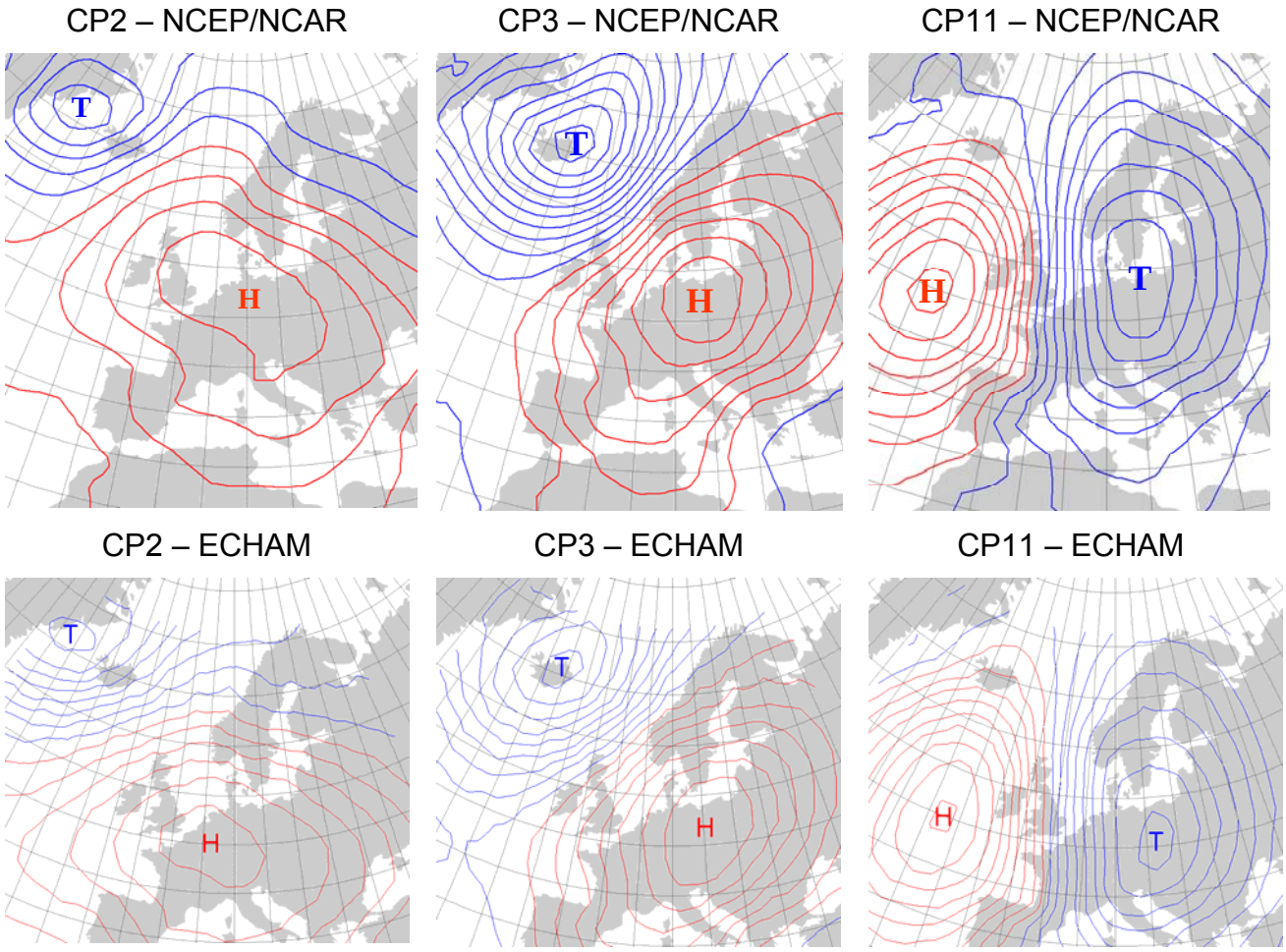


Abb. 4.15: Vergleich der mittleren Bodenluftdruckanomalie ausgewählter Wettergruppen; obere Reihe NCEP/NCAR-Reanalysen, untere Reihe ECHAM5

Legt man die Luftdruckfelder aus den ECHAM5-Daten aller Tage mit einer bestimmten CP übereinander, kann man für jede CP die mittlere Luftdruckanomalie berechnen. Abb. 4.15 zeigt das Ergebnis für ausgewählte Wetterlagen (untere Zeile). Die obere Zeile zeigt zum Vergleich die Luftdruckfelder, die sich aus den Reanalysen ergeben. Die beiden Felder

jeder CP entsprechen sich sehr gut. In der Form sind die Luftdruckfelder fast identisch, nur die Gradienten sind beim ECHAM5-Modell teilweise etwas steiler und die absoluten Unterschiede ein bis zwei Hektopascal größer. In Abschnitt 2.4.2 wurde ja schon gezeigt, dass das Klimamodell generell größere Luftdruckunterschiede prognostiziert. Für die Anströmrichtung – und damit für die Niederschlagsverhältnisse – ist die Form der Luftdruckfelder jedoch entscheidender. Dank der guten Übereinstimmung kann man davon ausgehen, dass „CP2“ in beiden Modellen wirklich das gleiche bedeutet und man die zu erwartenden Niederschlagsverhältnisse tatsächlich von den Reanalysen auf ECHAM5 übertragen kann.

Häufigkeit der CP

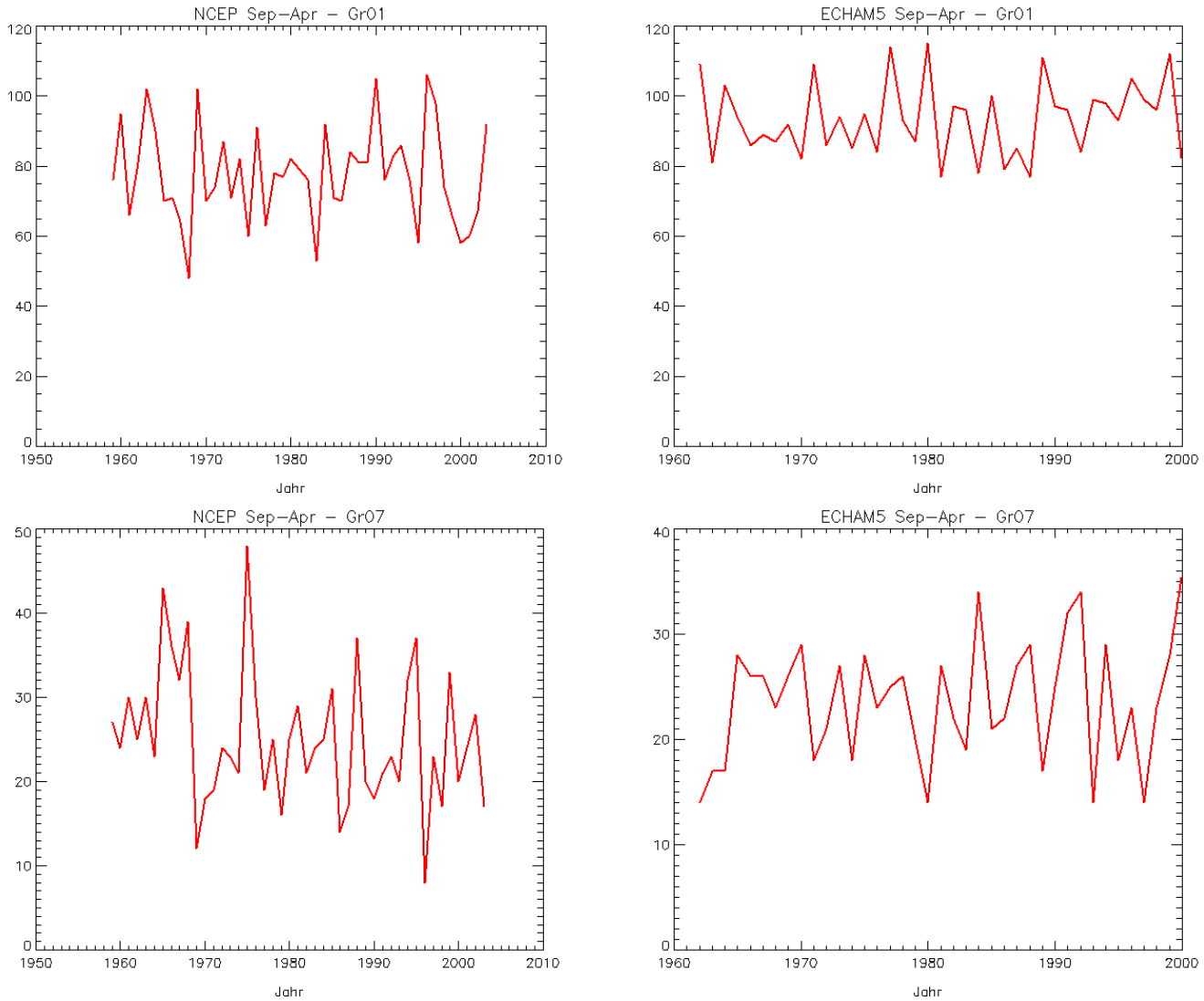


Abb. 4.16: Häufigkeit (in Tagen) der trockensten und nassesten CP-Gruppe im Zeitraum September bis April nach den NCEP/NCAR-Reanalysen (links) und ECHAM5 (rechts)

In Abb. 4.16 bis Abb. 4.18 ist der Häufigkeitsverlauf für einige der CP-Gruppen dargestellt. Es wurde jeweils die im Kalibrierungszeitraum nasseste und trockenste CP-Gruppe ausgewählt (nach der Regenwahrscheinlichkeit und der durchschnittlichen Regenspende). Die linke Spalte zeigt jeweils die Häufigkeiten in der CP-Zeitreihe aus den NCEP/NCAR-Reanalysen, die rechte Spalte zeigt die Häufigkeiten aus der ECHAM5-generierten Zeitreihe. Der Unterschied zu Abb. 4.7 bis Abb. 4.9 liegt darin, dass nun die CP-Gruppen

und nicht die einzelnen CP gezeigt werden und dass die Temperaturabhängigkeit darin integriert ist. Im Vergleich der NCEP/NCAR Zeitreihen zu den Reihen der einzelnen CP fällt auf, dass die Trends zu trockenen Wetterlagen im Sommer nach der Gruppierung weit deutlicher zu sehen sind. Ein großer Teil der Variabilität der trockenen CP untereinander kann also durch die Gruppierung eliminiert werden.

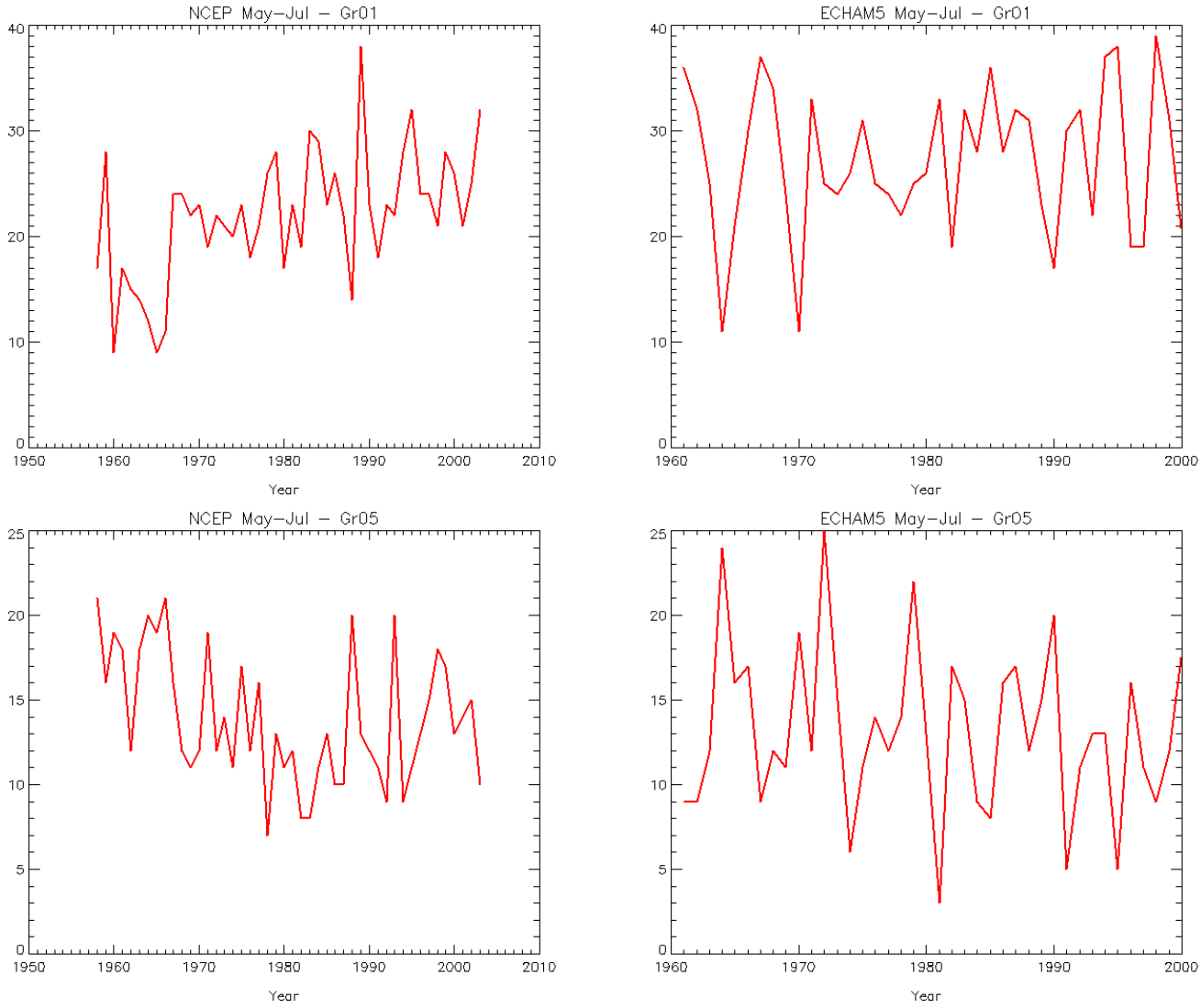


Abb. 4.17: Häufigkeit (in Tagen) der trockensten und nassesten CP-Gruppe im Zeitraum von Mai bis Juli nach den NCEP/NCAR-Reanalysen (links) und ECHAM5 (rechts)

Vergleicht man nun die Ergebnisse der NCEP/NCAR-Zeitreihen mit der ECHAM5 Zeitreihe, so verschwinden diese Trends oder verkehren sich ins Gegenteil. Im Großen und Ganzen kann ECHAM5 aber zumindest die zu erwartenden Häufigkeiten der einzelnen CP nachzeichnen. Im Mittelwert kommen die Gruppen ebenso häufig vor, wie es nach den NCEP/NCAR Reanalysen zu erwarten wäre. (MITTELWERTE DER HÄUFIGKEIT BERECHNEN!!) Trotzdem muss betont werden, dass das Klimamodell die klimatischen Verhältnisse des 20. Jahrhunderts anders darstellt und darum auch zu einer etwas anderen Extremwertverteilung führen kann als die NCEP/NCAR Reanalysen. Auffällig ist außerdem, dass die Variabilität zwischen den Jahren beim Klimamodell deutlich höher ist.

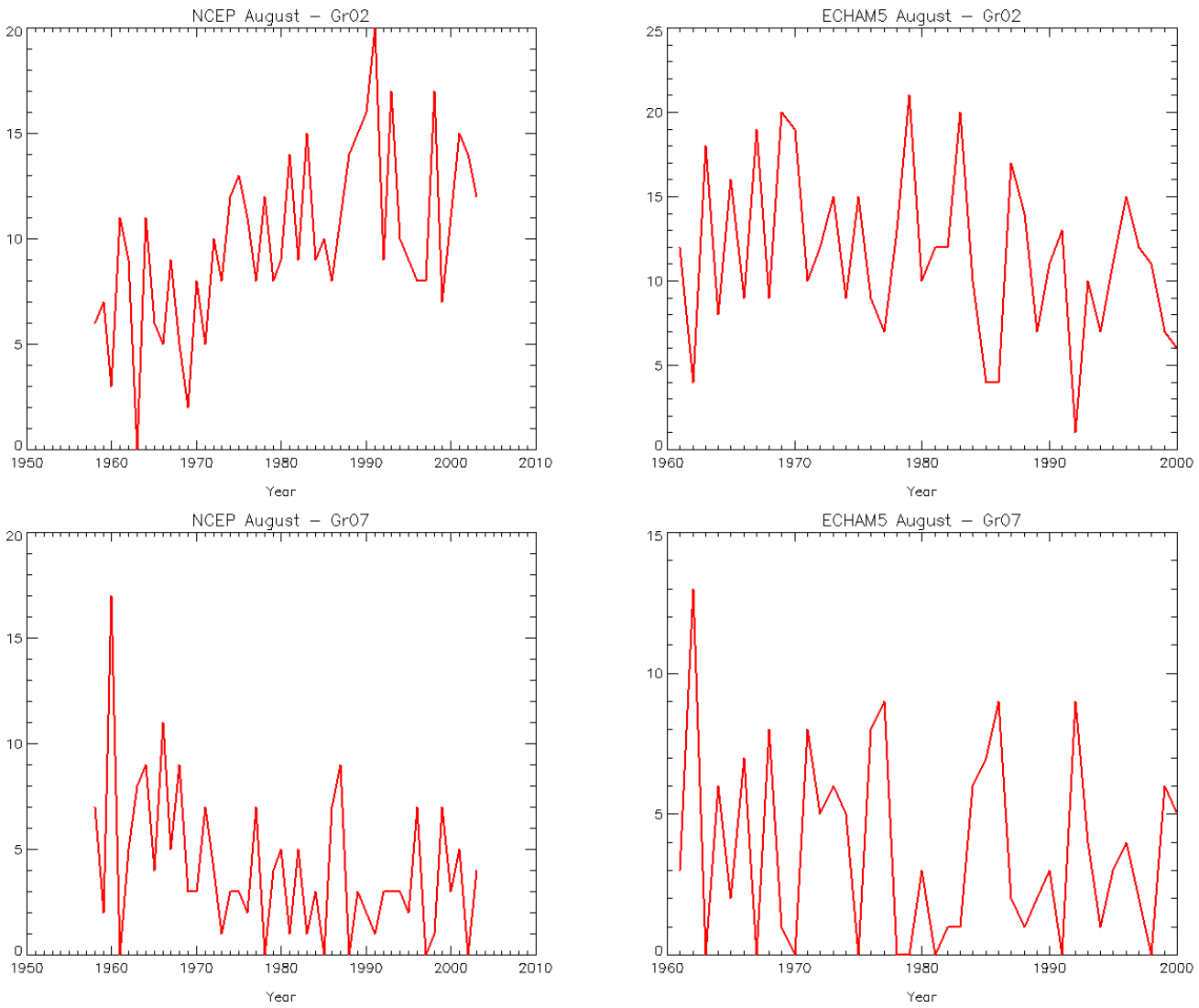


Abb. 4.18: Häufigkeit (in Tagen) der trockensten und nassesten CP-Gruppe im August nach den NCEP/NCAR-Reanalysen (links) und ECHAM5 (rechts)

Das theoretische Niederschlagsverhalten nach ECHAM5

Im Verlauf über die Jahre des theoretisch zu erwartenden Niederschlagsverhaltens sind nur wenig Trendsignale zu erkennen. Falls die Daten trendbehaftet sind, gehen sie in der allgemeinen Variabilität unter. Die Regenwahrscheinlichkeit scheint allgemein etwas abzunehmen. Die durchschnittlich zu erwartende Regenspende je Niederschlagsstation geht in den Sommermonaten leicht zurück, vor allem gegen Ende des Prognosezeitraums im August. Darüber hinaus könnte es eventuell Prozesse geben, welche die Werte mit einer Periode von einigen Jahren schwanken lassen. Die Regenspende zeigt für beide Sommerzeiträume einen leicht wellenförmigen Verlauf. Gleiches ist z. T. für den Verlauf der Extremwertwahrscheinlichkeit,z.B. für die Überschreitungswahrscheinlichkeit des 90%-Quantil im August zu sehen. (Abb. 4.20). Diese nimmt zu Beginn des Untersuchungszeitraums deutlich ab (was in mit den Ergebnissen der NCEP/NCAR-Reanalysen übereinstimmt), um dann bis etwa 2020 wieder anzusteigen, um danach erneut abzufallen.

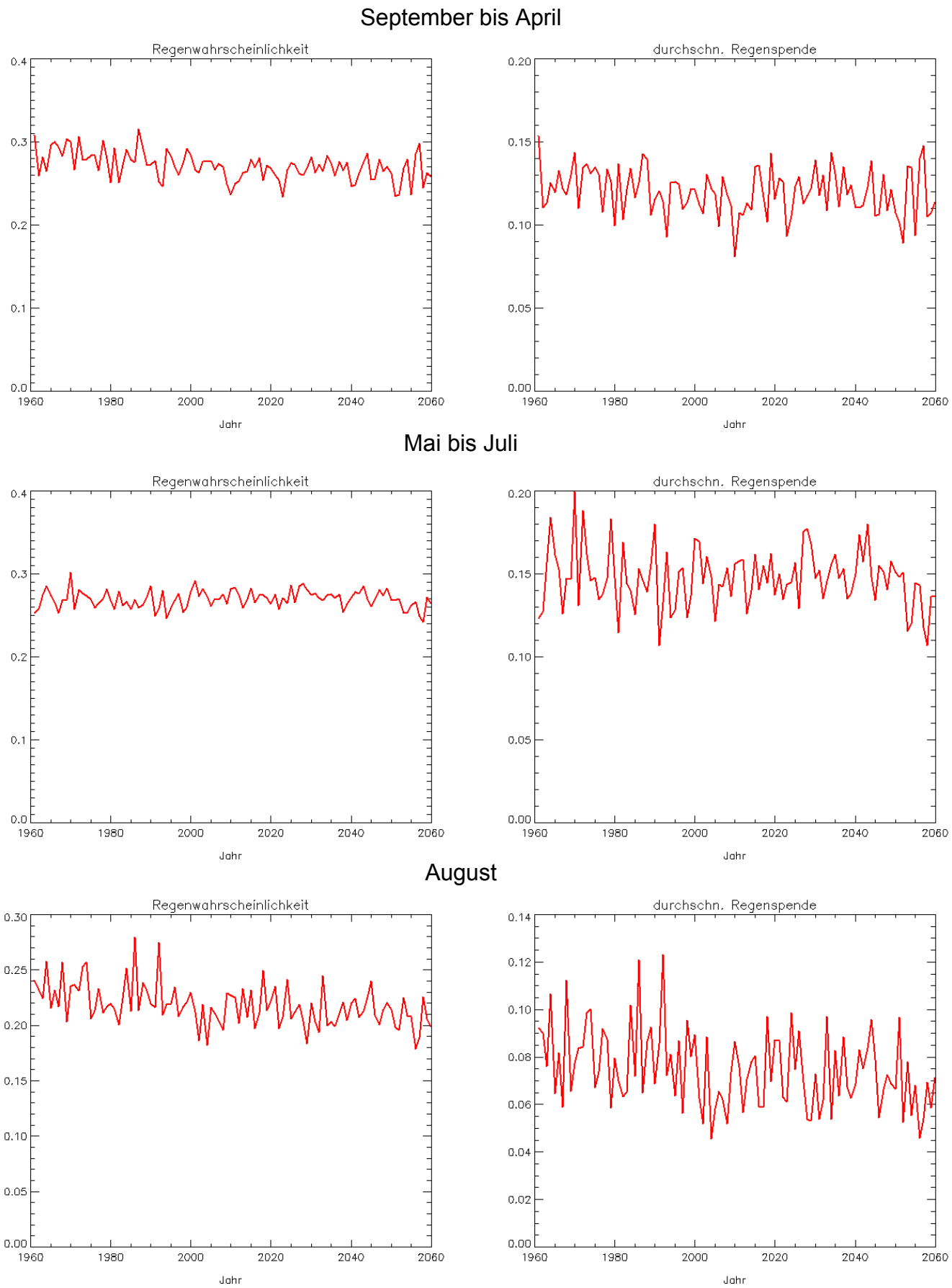
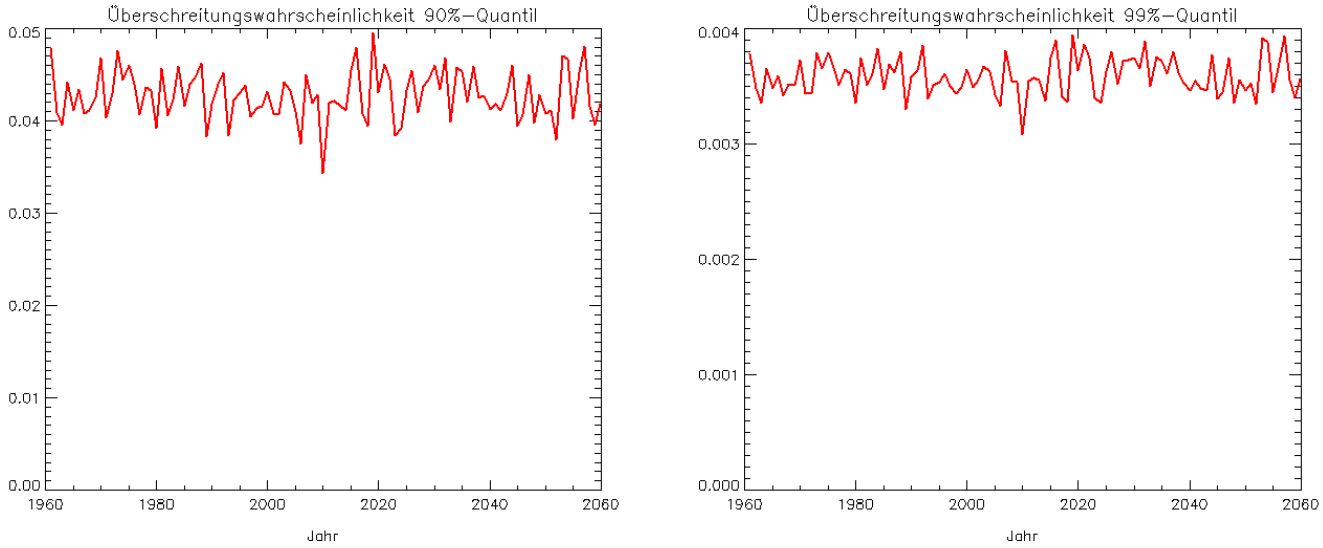
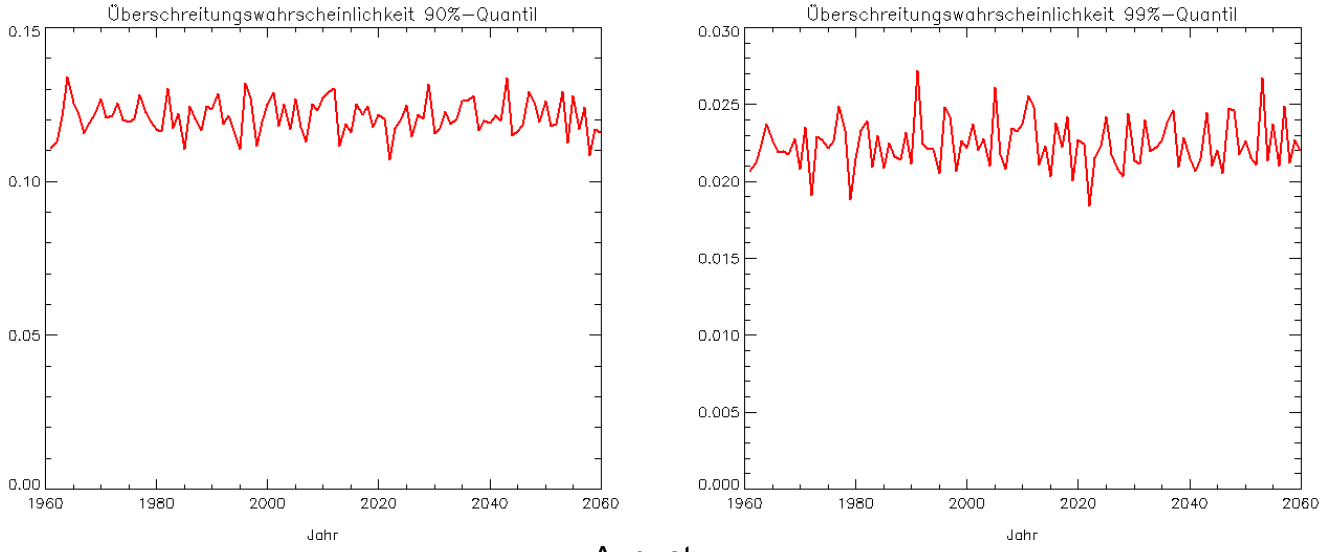


Abb. 4.19: Erwartungswert der 1h-Regenwahrscheinlichkeit und durchschnittliche Regenspende [mm/h*station] 1958-2003 nach ECHAM5

September bis April



Mai bis Juli



August

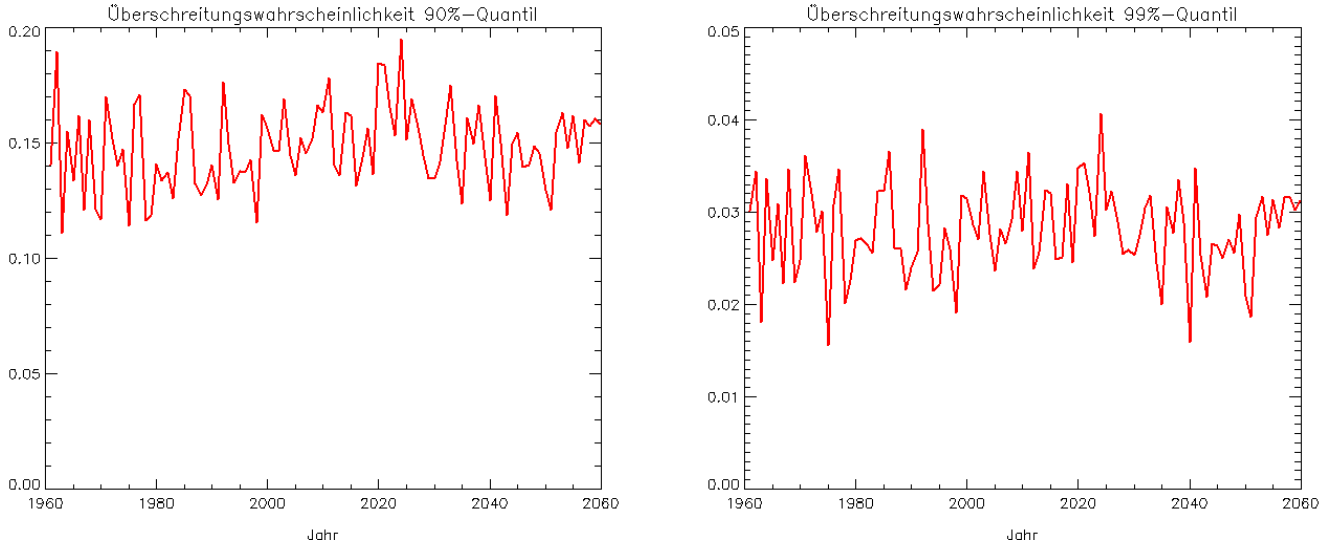


Abb. 4.20: Erwartungswert der Überschreitungswahrscheinlichkeit des 90%- (links) und 99%-Niederschlagsquantils (rechts) nach ECHAM5

Selbst wenn die CP-Abfolge aus den Globalen Zirkulationsmodell nur ein sehr schwaches Klimawandelsignal abzubilden vermag, so ist sie für die Generierung besonders wichtig. Wie gezeigt wurde, bedingt die CP-Abfolge eine starke Variabilität der zu erwartenden statistischen Parameter zwischen den einzelnen Generierungsjahren. In NiedSim-Klima ist dies von großer Bedeutung, weil nur damit die interannuelle Variabilität in die Generierung eingehen kann. Das hat direkte Auswirkungen, z. B. auf die generierte Jahressumme des Niederschlags und indirekte Auswirkungen auf die Jährlichkeit von Extremen. Wäre die CP-Abfolge nicht variabel, so würden alle Jahr die gleiche Niederschlagsverteilung zeigen und die Extrema höherer Jährlichkeit wurden systematisch unterschätzt werden.

Bei der Generierung synthetischer Zeitreihen hat die CP-Abfolge aus dem ECHAM5-Modell einen weit größeren Einfluss, als zu vermuten wäre, wenn man nur Trends im theoretisch zu erwartenden statistischen Verhalten betrachtet.

4.2 Veränderte Skalierungseigenschaften

Eine charakteristische Eigenschaft von Niederschlag ist, dass sich Summen über verschiedene Intervalllängen (z. B. 5min-Werte, 1h-Werte und 24h-Werte) unterschiedlich verhalten. Auf den Niederschlag wirken eine große Zahl verschiedenster Prozesse, die alle ihre charakteristische Zeitlänge haben. Wenn zum Beispiel die Front eines Tiefdrucksystems eintrifft, so wird diese für einige Stunden wetterwirksam und es kommt zu eventuell lang anhaltendem Regen. Durch Konvektionseffekte kann es jetzt während des Frontalniederschlags zu schauerartigen Verstärkungen kommen. Die Intensität steigt dadurch lokal plötzlich für eine kurze Zeitspanne sehr stark an. Betrachtet man nach dem Ereignis die Aufzeichnungen eines Regenschreibers, so kann es sein, dass mehr als die Hälfte der Niederschlagssumme des gesamten Ereignisses in einem Zeitraum weniger Minuten gefallen ist. Die maximal erreichbare Intensität in einem 5min-Intervall kann also um ein vielfaches höher liegen, als die maximale Intensität in einem 1h-Intervall, welches wiederum höhere Intensitäten zeigt als ein 24h-Intervall. Die maximal mögliche 24h-Summe des Niederschlags ist hierzulande in etwa doppelt so hoch wie die maximal mögliche 1h-Sume und nicht 24 Mal so hoch, wie es der Fall wäre, wenn der Niederschlag kein Skalierungsverhalten zeigen würde.

4.2.1 Veränderung in der Skalierung der Extreme

Niederschlagsextreme unterschiedlicher Dauerstufe werden durch unterschiedliche meteorologische Prozesse ausgelöst. Großflächige Extremereignisse, wie z.B. der Auslöser des Elbehochwassers von 2002, resultieren meist aus der Großwetterlage. In diesem Fall beispielsweise der besonderen Zugbahn eines Mittelmeertiefs, das östlich an den Alpen vorbei nach Norden zog und dadurch feuchte, warme Mittelmeerluft mit kalter Polarluft vermischte (sog. Vb-Wetterlage). Lokale, plötzlich auftretende Extreme (sogenannte „Flash Floods“), wie es z. B im Killertal bei Tübingen im Juni 2008 auftrat, werden von kleinräumigen Gewitterzellen ausgelöst, die auf einem begrenzten Gebiet innerhalb kurzer Zeit sehr extreme Niederschlagsintenstitäten auslösen können. Solche Ereignisse werden zwar durch eine gewitterträchtige Großwetterlage bedingt, hängen aber genauso stark von lokalen Gegebenheiten ab, wie z.B. orographischen Effekten, welche die Konvektion verstärken. Es ist sehr wahrscheinlich, dass sich klimatische Veränderungen auf die Extreme verschiedener Größenordnung unterschiedlich auswirken, weil z.B. die Großwetterlage und das Konvektionsverhalten unterschiedlich reagieren. Damit müsste sich mit dem Klimawandel das Skalierungsverhalten von Extremniederschlägen ändern.

In einem ersten Versuch wurde der Datensatz der CP-Kalibrierung ausgewertet. Dabei handelt es sich um 30 Niederschlagsstationen, die ab 1988 verfügbar sind und von 1991 bis 2004 alle in einer hohen Datengüte zur Verfügung stehen (Abschn. 2.1). Die zeitliche Auflösung des Datensatzes beträgt 30 Minuten. Aus den Daten wurden die beobachteten Extrema isoliert und deren Skalierungseigenschaften untersucht. Dafür wurden von jeder Station und auf unterschiedlichen Dauerstufen zwischen 30 min und 24 h jeweils die fünf höchsten gemessenen Intensitäten pro Jahr ermittelt. Für alle Dauerstufen wurden diese Werte über zwei Zeiträume, einmal 1988 bis 1995 und 1996 bis 2004 gemittelt. Aus den gemittelten Werten aller Stationen kann man dann die in Abb. 4.21 gezeigte Skalierungskurve ermitteln.

Dafür werden die Werte aller Dauerstufen kleiner 24h auf das Extrem der 24h-Summe der jeweiligen Station bezogen. So erhält man normierte Extrema zwischen 0 und 1. Ein Wert von 0.73 beispielsweise für die Dauerstufe von 4h bedeutet, dass im Durchschnitt der fünf größten gemessenen 4h-Intensitäten 73% des Niederschlags gefallen sind, der im Schnitt über die fünf maximalen 24h-Ereignisse auftrat.

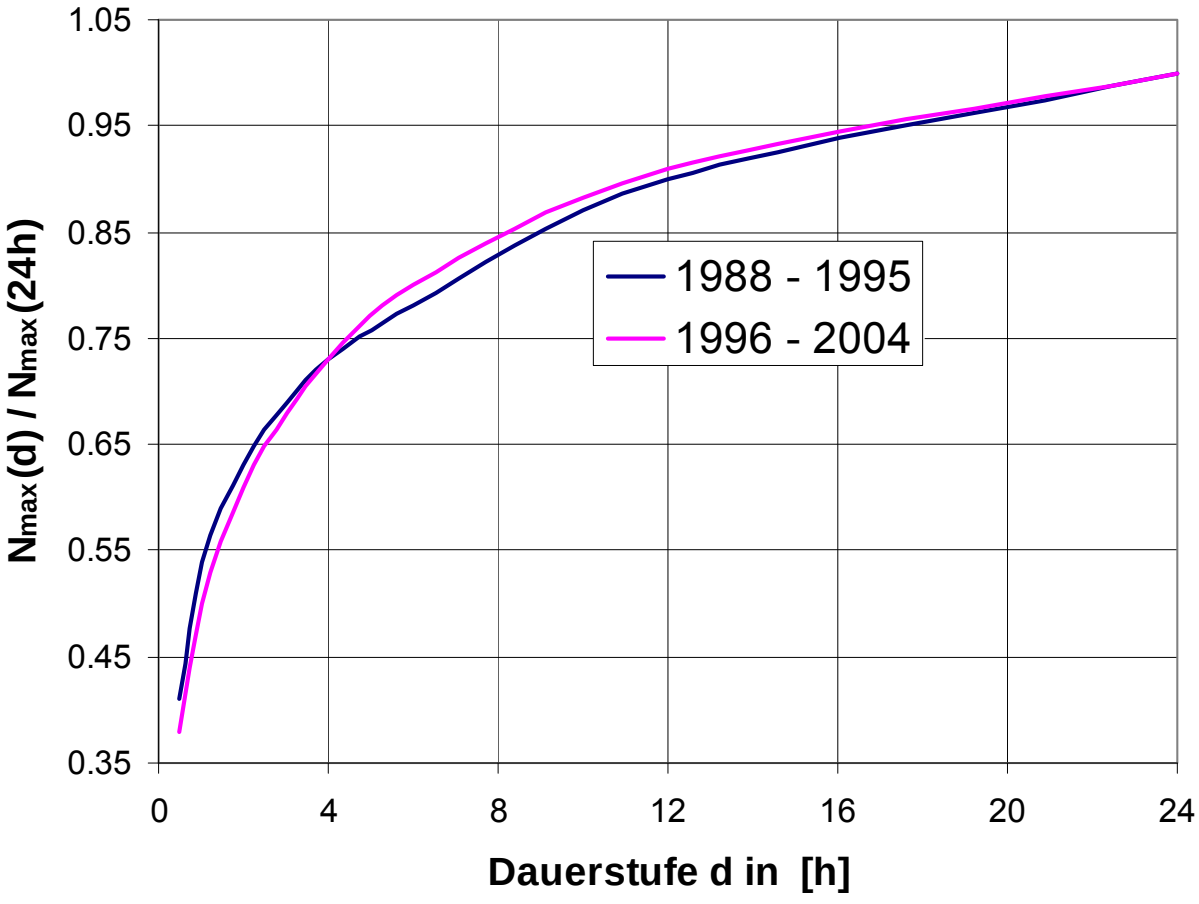


Abb. 4.21: Skalierungseigenschaften der Extremniederschläge verschiedener Dauerstufen. Datensatz der CP-Kalibrierung: 30 Niederschlagsstationen mit einer Auflösung von 30 min.

Auf den ersten Blick sehen die Kurven für die beiden Zeiträume recht ähnlich aus. Um die Unterschiede zu verdeutlichen, wurden in Abb. 4.22 die Werte für die beiden Zeiträume in Verhältnis zueinander gesetzt. So erkennt man, dass sich die Skalierungseigenschaften

grundlegend geändert haben. In den kurzen Dauerstufen bis 2h kann im späteren Zeitraum ein um 7% größerer Anteil des 24h Maximum fallen als in Zeitraum von 1988 bis 1995. Die relativen Intensitäten mittlerer Dauer von 4h bis unter 24h nehmen hingegen ab.

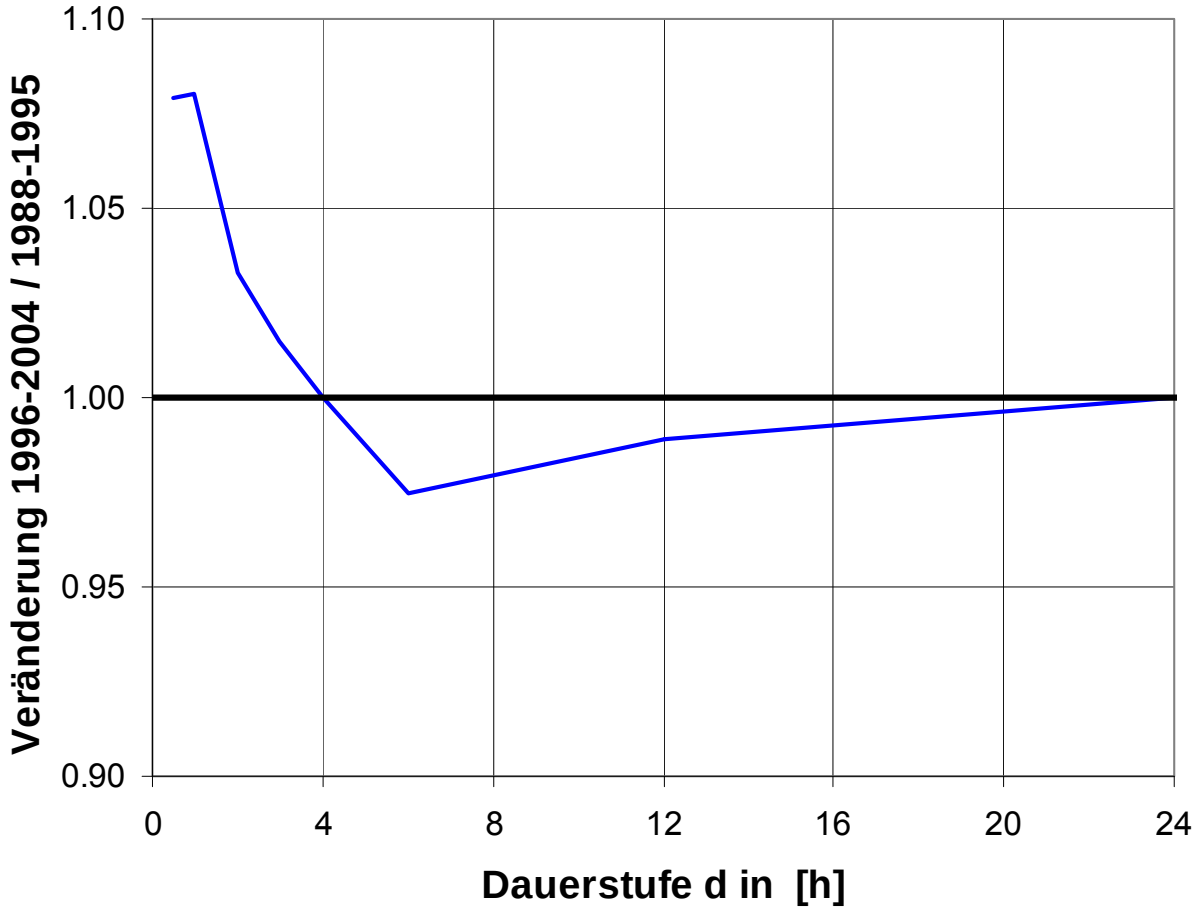


Abb. 4.22: Zu- und Abnahme der Extrema verschiedener Dauerstufen zwischen den Zeiträumen 1988 bis 1995 und 1996 bis 2004.
Datensatz der CP-Kalibrierung.

Diese Ergebnisse stützen recht eindringlich die These verstärkter Konvektion, denn konvektive Ereignisse sind generell von kurzer Dauer, während Ereignisse mittlerer Dauer eher auf frontalen Niederschlag zurückzuführen sind. Nimmt die Konvektion zu, ohne dass mehr niederschlagsfähiges Wasser in der Atmosphäre zur Verfügung steht, so intensivieren sich nur die Extreme kurzer Dauer.

Mit dem bisherigen Datensatz kann die Analyse allerdings nur einen sehr kurzen Zeitraum abdecken. Das gefundene Ergebnis könnte Zufall sein und nur ein Effekt der betrachteten Zeitperiode von 1988 bis 2004. Außerdem wäre es interessant, den für NiedSim-Klima besonders wichtigen Bereich zwischen 5 min und 1 h besser abzubilden. Darum wurde die Auswertung auf die Daten aller hochauflösenden Niederschlagsstationen von 1951 bis 2004 ausgeweitet. (Da es sich hierbei um keine räumlich-regionalisierte Analyse handelt, können auch die Daten vor 1958 verwendet werden.) Ein Nachteil dabei ist, dass der Datensatz nun nicht mehr homogen ist. Am Anfang des Beobachtungszeitraums stehen weit weniger Niederschlagsmessstationen zur Verfügung als am Ende. Teilt man wie in der ersten Analyse den Datensatz zeitlich in zwei Hälften auf, ergibt sich ein stark unterschiedlicher Datenumfang. Damit könnten systematische Unterschiede entstehen. Um den Unterschied im Datenumfang auszugleichen, wurde der erste Zeitraum etwas

länger gewählt. Abb. 4.23 zeigt die Skalierungseigenschaften der Extremwerte aller 5min-Stationen des NiedSim-Datensatzes. In Abb. 4.24 sind die relativen Veränderungen dargestellt.

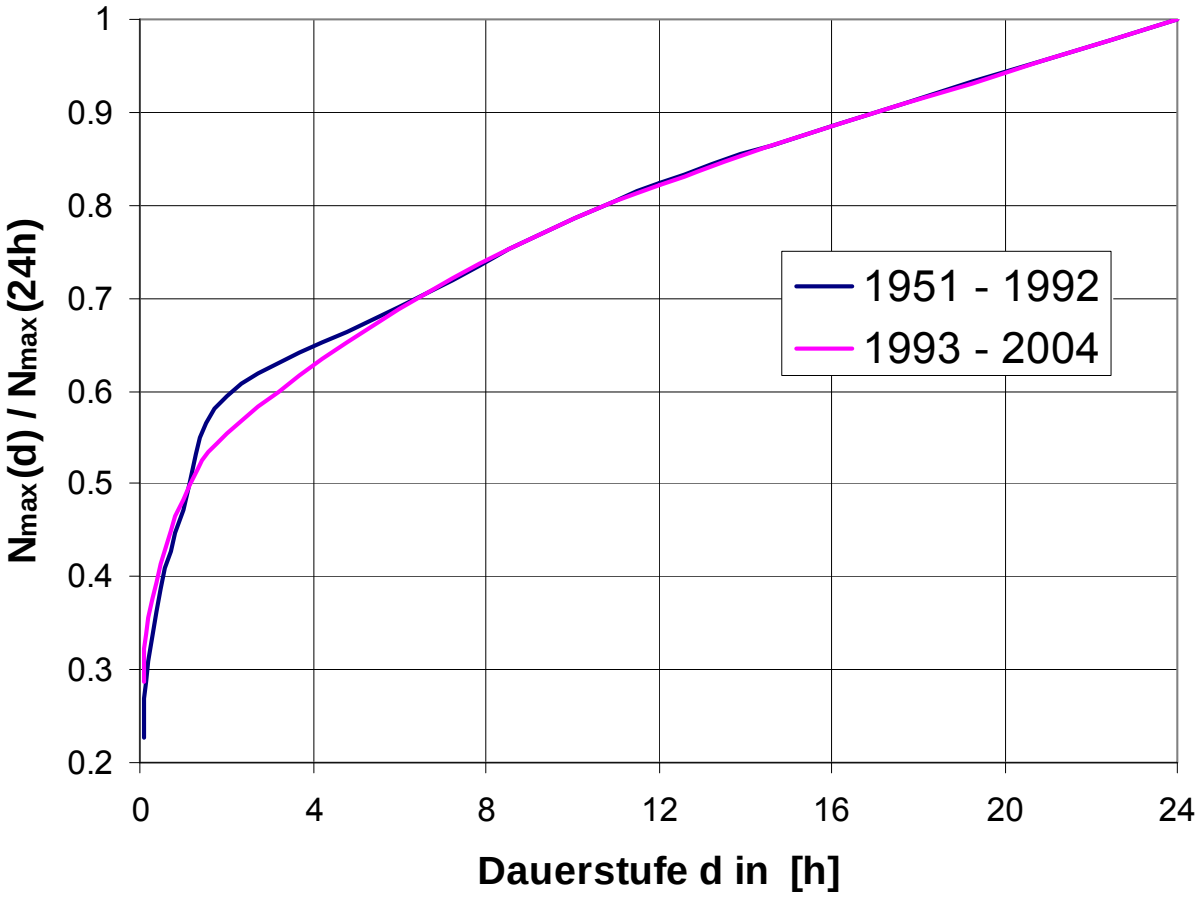


Abb. 4.23: Skalierungseigenschaften der Extremniederschläge kurzer Dauerstufen ab 5 min im Sommer. Datensatz: 265 Niederschlagsstationen mit einer Auflösung von 5 min.

Die Ergebnisse der ersten Untersuchung werden von den 5min-Daten bestätigt. In den kurzen Dauerstufen kann seit 1992 ein weit größerer Anteil der 24h-Maiximalwerte fallen als dies im früheren Zeitraum der Fall war. Der relative Anstieg fällt umso größer aus, je kürzer das Intervall ist. Für die 5-Minuten-Niederschläge beträgt er 28%, was in Anbetracht der groben zeitlichen Einteilung in nur zwei Blöcke von mehreren Jahrzehnten Länge, ein sehr deutliches Signal ist. Auffallend im Vergleich zur Analyse der 30-min Stationen ist die Verschiebung des Umschlagspunktes zwischen zunehmenden und abnehmenden Extrema. Während der Umschlagspunkt bei den 30-min Stationen bei etwa 4h Stunden liegt, ist er hier zwischen 1h und 2h Stunden. Vielleicht ergibt sich dieser Unterschied aus der unterschiedlichen Länge des Betrachtungszeitraums. Eventuell hat sich der Umschlagpunkt im Laufe der Jahre verschoben.

Mit dem vorliegenden, sehr inhomogenen Messnetz können diese Fragen nicht beantwortet werden. Trotz allem kann die Grundtendenz der Verschiebung hin zu kürzeren Extremen als sehr robust angesehen werden. Zum einen ist die Datenmenge mit 265 Stationen sehr groß. Da für jede Station und verfügbares Jahr vier Werte in die Analyse eingehen, stützt sie sich auf über 10 000 Werte. Des Weiteren werden durch die Normierung auf die 24h-Maxima der jeweiligen Station einige Fehlerquellen ausgeschaltet.

Absolute Messfehler der Regenschreiber können sich so z.B. nicht auf das Ergebnis auswirken, so lange nur die Proportionalität der Werte erfüllt ist – wenn also ein doppelt so hoher gemessener Wert auch einem doppelt so hohem wahren Wert entspricht; die absoluten Messwerte sind egal. Gleiches gilt für Zeitreihen, die mit unterschiedlichen Messprinzipien gewonnen wurden (z.B. Tipping-Bucket und gravimetrische Verfahren) und damit eine unterschiedliche Fehlercharakteristik aufweisen. Die einzige Einschränkung ergibt sich wie erwähnt aus dem Umstand, dass die Datenverfügbarkeit in beiden Zeiträumen unterschiedlich ist.

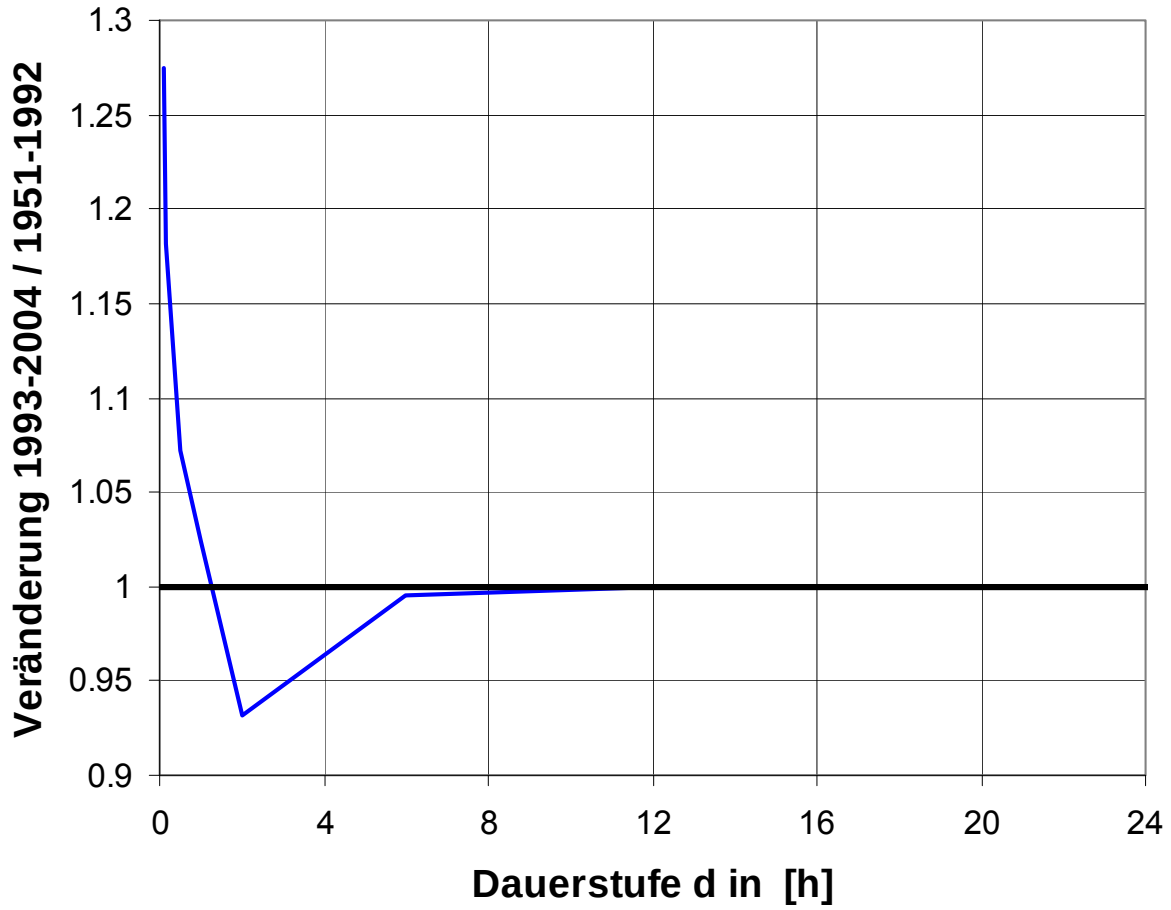


Abb. 4.24: Zu- und Abnahme der Extrema kurzer Dauerstufen ab 5 min im Sommer zwischen den Zeiträumen 1951 bis 1992 und 1993 bis 2004.
Datensatz: 265 Niederschlagsstationen mit einer Auflösung von 5 min.

4.2.2 Veränderung in der Skalierung der Momente

In NiedSim-Klima wie auch im klassischen NiedSim wird das Skalierungsverhalten des Niederschlags über die Momente in verschiedenen Dauerstufen berücksichtigt. Es werden nicht nur die Extremwerte betrachtet, sondern alle Niederschlagswerte einer Zeitreihe. Die Momente des Niederschlags sind Maßzahlen für die mittlere Lage, die Streuung und die Schiefe der Niederschlagswerte (Abschn. 3.2.5). Der Verlauf des 1. Moments über die Dauerstufen sollte der Form der Kurve in Abb. 4.21 oder Abb. 4.23 entsprechen, falls sich die Extrema nicht grundlegend anders verhalten als der Rest der Niederschlagswerte. Wie in Abschn. 3.2.5 beschrieben, wird an den Verlauf jedes statistischen Moments ein Potenzgesetz angepasst (Gl. (3.14)). Der Parameter *b* des Potenzgesetzes reagiert auf ein verändertes Skalierungsgesetz, wie in Abb. 4.25 schematisch dargestellt ist.

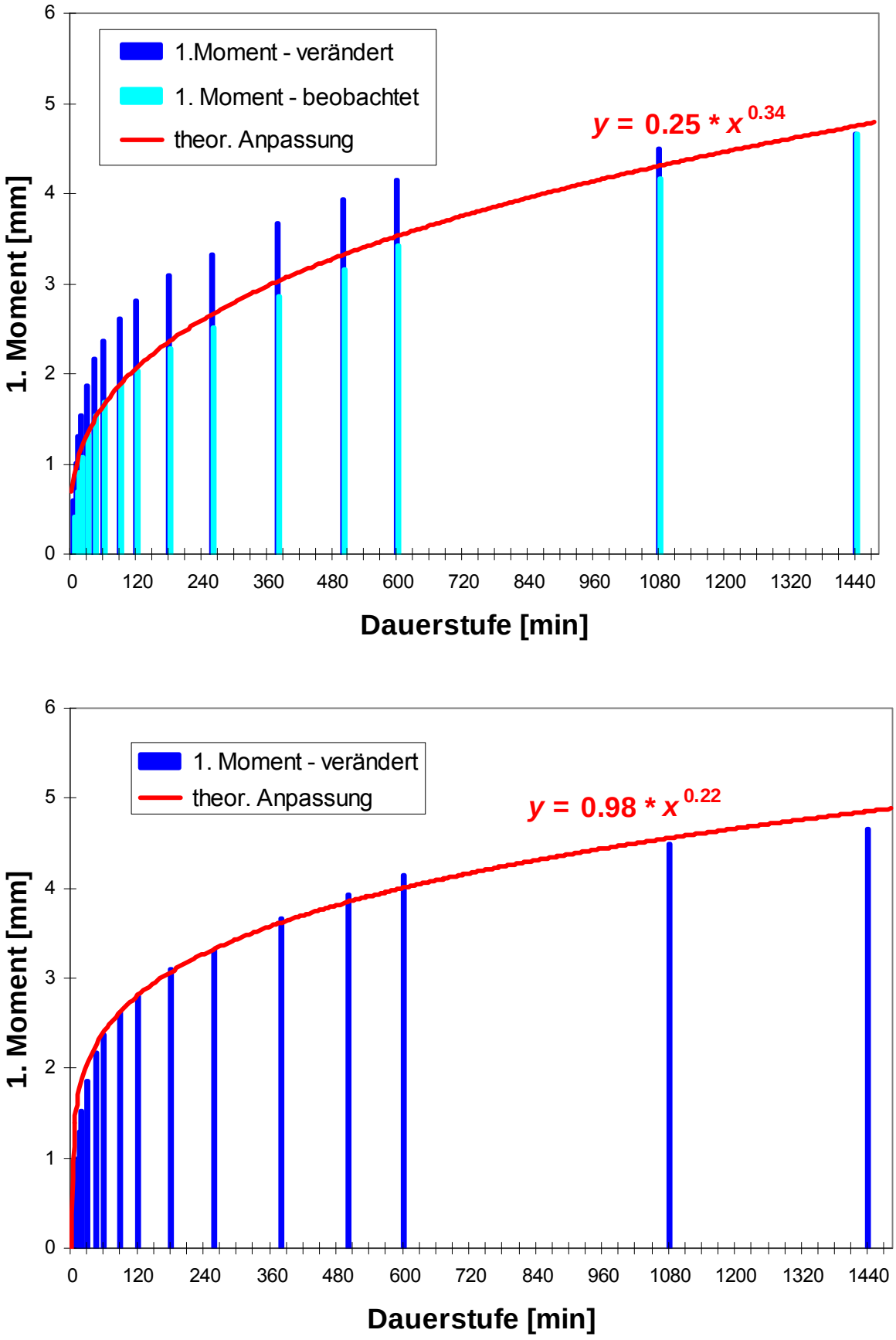
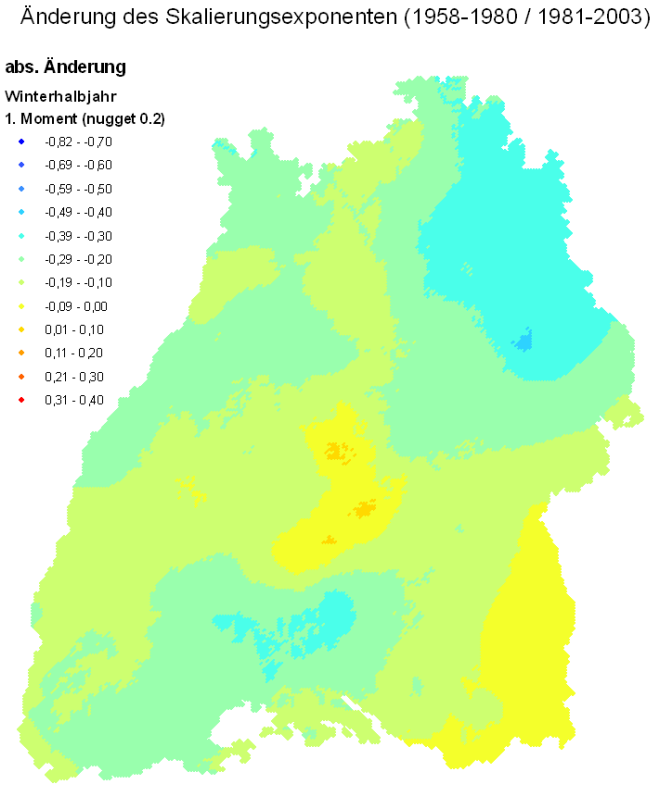


Abb. 4.25: Auswirkung veränderter Skalierungseigenschaften auf den Parameter *b* des Potenzgesetzes für das 1. Moment.

Das obere Teilbild zeigt einen typischen Verlauf des 1. Moments des Niederschlags über die Dauerstufen von 5 min bis 24 h (1440 min). Die hellblauen Werte entsprechen realistischen Werten für die Referenzperiode von 1961 bis 1990. Die dunkelblauen Werte sind im Vergleich dazu künstlich umskaliert. Jeder Wert wurde mit einem Faktor multipliziert, der linear von der Dauerstufe abhängt (von 1,2 für 5 min bis 1,0 für 24 h). Der 24h-Wert bleibt dadurch konstant, während die anderen Werte der umso mehr (prozentual) zunehmen, je kürzer die Dauerstufe ist. Es werden damit auf vereinfachte Weise die beobachtenden Veränderungen im Skalierungsverhalten der Extrema auf das 1. Moment übertragen. Die rote Kurve zeigt jeweils die Anpassung der theoretischen Skalierungsfunktion nach der Methode der kleinsten Fehlerquadrate. Für den Skalierungsparameter b ergibt sich, wie zu sehen ist, eine Abnahme. Je mehr die 5min-Werte gegenüber den 24h-Werte aufholen, desto kleiner wird der Skalierungsparameter für das 1. Moment.

Abbildung Abb. 4.26 zeigt eine flächendetaillierte Untersuchung der Veränderung des Skalierungsparameters *b* für das 1. Moment zwischen den zwei Teilzeiträumen von 1958 bis 1980 und von 1981 bis 2003, wie sie im NiedSim-Klima Datensatz abgelegt ist (Abschn. 3.2.5).

Winterhalbjahr



Sommerhalbjahr

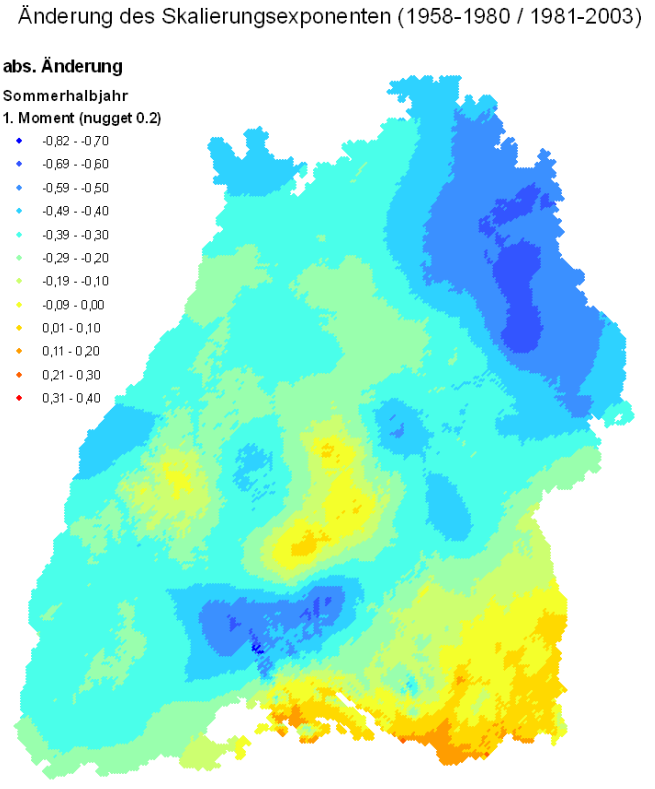


Abb. 4.26: Veränderung des Skalierungsexponenten *b* des 1. statistischen Moments im Winter- und Sommerhalbjahr

Die Farben von Tiefblau bis Sonnengelb stehen für eine Abnahme des Skalierungsexponenten. In diesen Gebieten nehmen die Kurzzeitintensitäten im Vergleich zum 24h-Maximum zu (wie das in Abb. 4.25 schematisch dargestellt ist). Die orangenen Farbwerte stehen für eine Zunahme des Exponenten *b* und damit für eine Abnahme der 5min-Werte relativ zu den 24h-Werten. Der Skalierungsexponent nimmt fast überall in Baden-

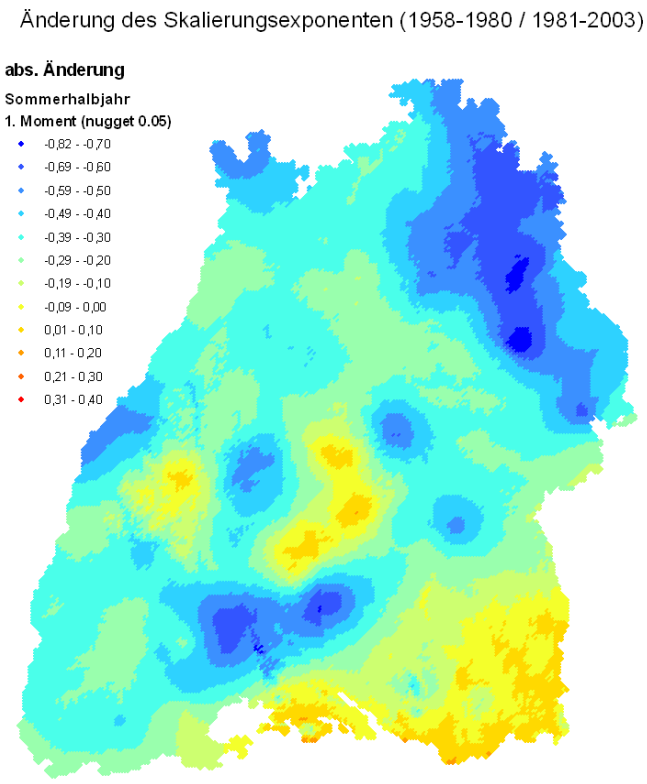
Württemberg ab. Besonders stark ist die Abnahme im Nordosten des Landes sowie in einem Gebiet zwischen dem östlichen Südschwarzwald und der südlichen schwäbischen Alb. Das 1. Moment zeigt also eine Zunahme der Kurzzeitintensitäten und damit das gleiche Trendverhalten wie die Niederschlagsextreme. Im Winter existieren nur drei kleine Inseln mit steigendem Skalierungsexponenten. Im Sommerhalbjahr gibt es außerdem vom Bodensee bis zum Alpenrand einen ausgeprägten Streifen mit steigendem Exponenten. Die Veränderungen sind im Sommer generell deutlich höher als im Winter. Das spricht dafür, dass sie zum Großteil durch veränderte Konvektion ausgelöst werden.

Die Bereiche mit zunehmenden Exponenten ganz im Süden Baden-Württembergs sehen recht systematisch aus. Sie könnten durchaus klimatisch bedingt sein, z. B. durch Anstaueffekte an den Alpen. Bei den kleinen Inseln südlich von Tübingen hingegen besteht der Verdacht, dass es sich hierbei um ein statistisches Artefakt handeln könnte. In diesem Bereich ist die Datenlage im ersten und zweitem Teilzeitraum besonders ungleich. Zwischen 1981 und 2003 stehen hier auf kleinem Raum einige Stationen zur Verfügung, die zwischen 1958 und 1980 noch nicht in Betrieb waren. Diese prägen die interpolierten Werte im zweiten Teilzeitraum sehr stark, während die Werte an dieser Stelle im ersten Teilzeitraum sehr unsicher sind. Um zu untersuchen, wie sich das eventuell auswirken kann, wurde eine Serie von External Drift Kriging Regionalisierungen mit unterschiedlichem Nugget-Effekt durchgeführt. Der Nugget gibt den Teil der Varianz beim Kriging an, der komplett zufällig ist und nicht über den Abstand zu den Messungen erklärt werden kann (Abschn. 3.5.2). Ist der Nugget hoch, so wird das gekrigte Feld sehr glatt. Ist der Nugget niedrig, erhalten die Beobachtungen mehr Gewicht und das interpolierte Feld wird detaillierter.

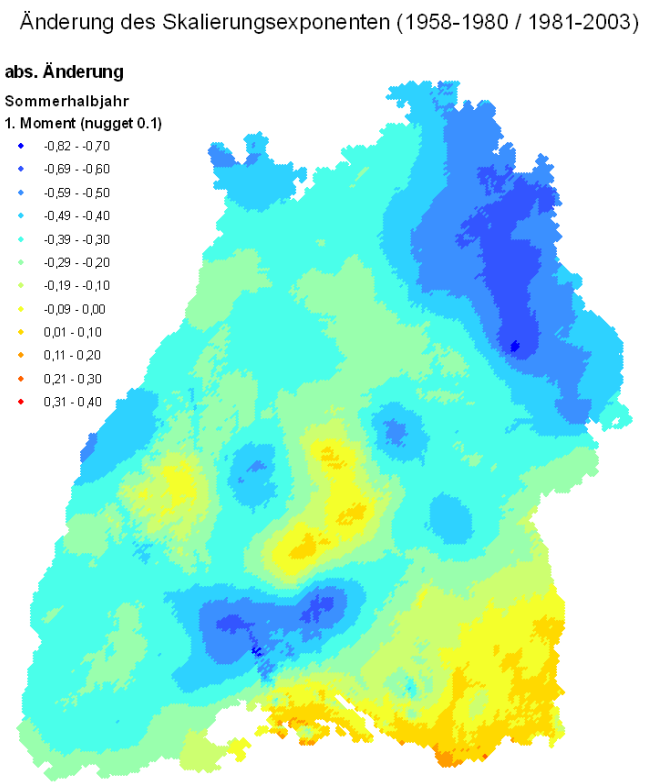
Abb. 4.27 zeigt eine Serie von vier Interpolationen mit steigendem Nugget-Effekt für das 1. Moment im Sommerhalbjahr. Die orangfarbenen Inseln werden mit höherem Nugget-Effekt kleiner. Bei einem sehr hohen Nugget von 30% der Ausgangsvarianz, ist eine der Inseln bereits vollständig verschwunden. Im anderen Extremfall, bei einem Nugget von nur 5% der Ausgangsvarianz, entstehen zwei neue Inseln mit umgekehrten Vorzeichen. Der Streifen im Süden verändert sich hingegen kaum. Daraus lässt sich schließen, dass die Inseln durch die Messwerte einzelner Niederschlagsstationen entstehen und mit hoher Wahrscheinlichkeit statistische Artefakte darstellen.

Als ein Kompromiss zwischen einem hohen Detailgrad der interpolierten Felder und der Vermeidung solcher Inseln wurden in NiedSim-Klima die interpolierten Felder mit einem Nugget-Effekt von 20% verwendet.

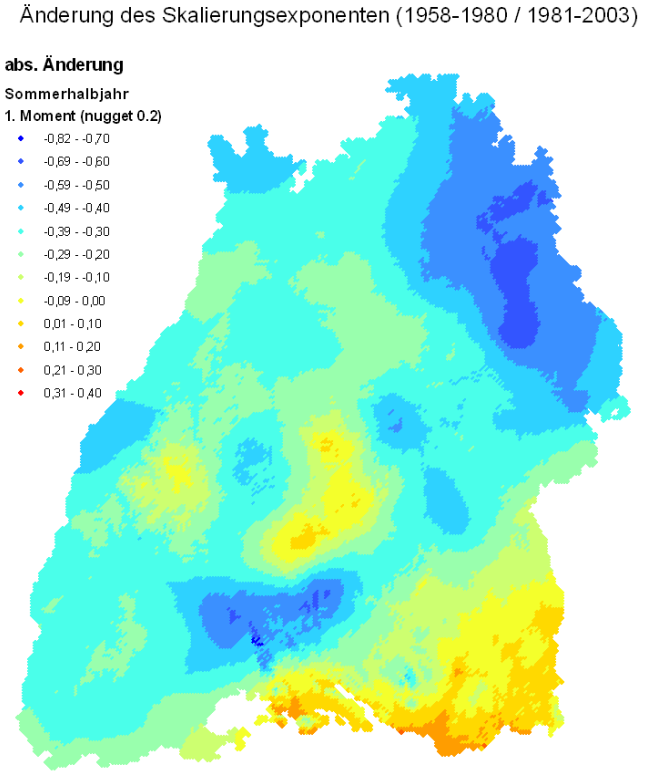
Nugget von 5% der Varianz



Nugget von 10% der Varianz



Nugget von 20% der Varianz



Nugget von 30% der Varianz

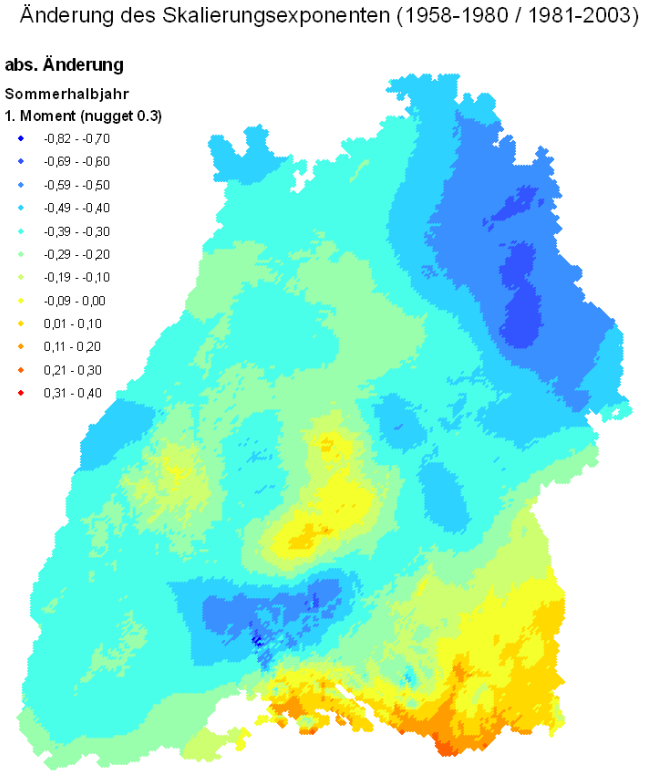


Abb. 4.27: Abhängigkeit der prognostizierten Veränderung des Skalierungsexponenten im Sommerhalbjahr vom gewählten Nugget-Effekt beim Kriging

4.3 Veränderungen im 24h-Maximum des Niederschlags

4.3.1 Die Entwicklung des empirischen 1-jährlichen Extrems

In NiedSim-Klima wird die maximal mögliche 24h-Niederschlagssumme jedes Generierungsjahrs aus den quantil-korrigierten Werten (Abschn. 2.5.1) der Regionalen Klimamodelle abgeleitet. Abb. 4.28 bis Abb. 4.31 zeigen, wie die drei verwendeten Regionalmodelle die klimatischen Veränderungen zwischen der Referenzperiode von 1961 bis 1990 und dem Prognosezeitraum von 2021 bis 2050 abbilden.

Dargestellt ist das empirisch ermittelte 1-jährliche Niederschlagsextrem. Dafür wurden in jeder Rasterzelle aus jedem Jahr im jeweiligen Zeitraum die zwei größten 24h-Werte gezogen. Von dieser Reihe wurde dann der Median bestimmt, welcher dem Niederschlagswert entspricht, der im Schnitt einmal im Jahr erreicht oder überschritten wird – also dem 1-jährlichen Extrem.

Im Vergleich der Abbildungen findet man deutliche Unterschiede zwischen den drei Regionalmodellen. Das Hadley-Center prognostiziert ganz im Südosten von Baden-Württemberg hohe Niederschlagsextreme, das REMO-Modell um Schaffhausen. Das RACMO-Modell zeigt von den drei Modellen das räumlich homogenste Extremwertverhalten.

1961 bis 1990 | 2021 bis 2050

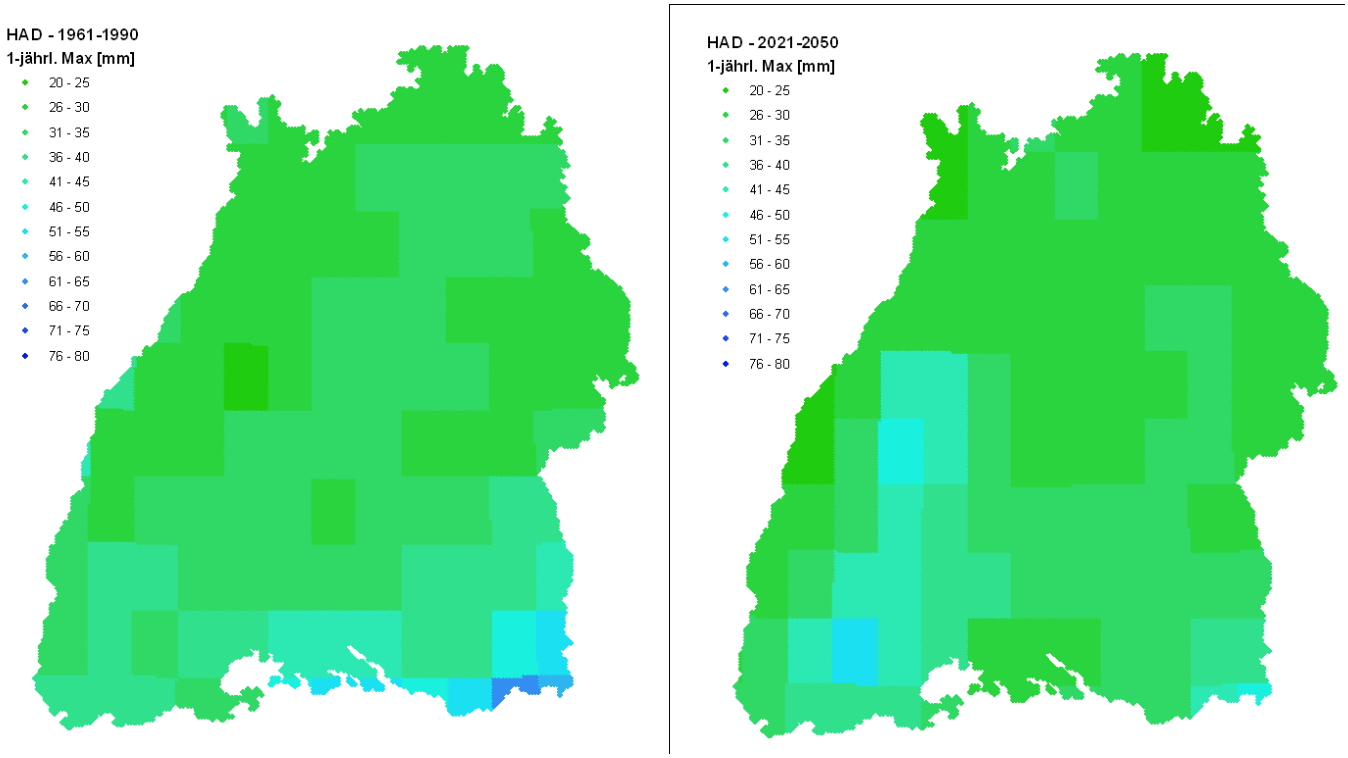


Abb. 4.28: empirisches 1-jährliches Extrem der 24h-Niederschlagssumme nach dem Hadley-Center Regionalmodell

Die prognostizierte Entwicklung (Abb. 4.31) ist nach RACMO und REMO Modell sehr ähnlich. Das 24h-Extrem nimmt generell zu (Farben von sonnengelb bis grün). Nur vereinzelt wird eine leichte Abnahme prognostiziert (rot bis orange). Vor allem ganz im Süden. Das REMO-Modell zeigt in der Rasterzelle um Konstanz im Referenzzeitraum ein außergewöhnlich hohes Niederschlagsextrem. Dieser „Ausreißer“ relativiert sich im zweiten Zeitraum wieder, weswegen sich für diesen Bereich hohe negative Differenzen

zwischen 1961-1990 und 2021-2050 ergeben. Beide Modelle sind sich einig, dass die höchsten Anstiege des 1-jährlichen Extrems über dem Schwarzwald zu erwarten sind.

1961 bis 1990 2021 bis 2050

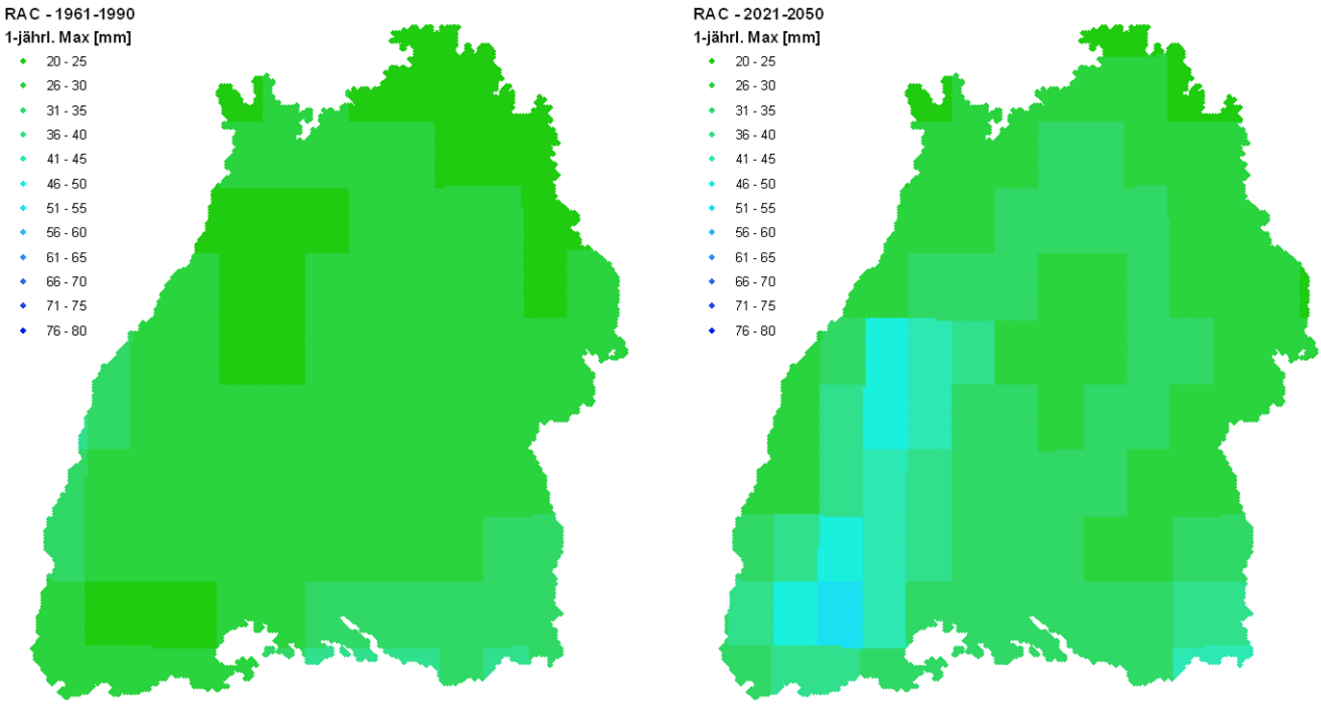


Abb. 4.29: empirisches 1-jährliches Extrem der 24h-Niederschlagssumme nach dem RACMO Regionalmodell

1961 bis 1990 2021 bis 2050

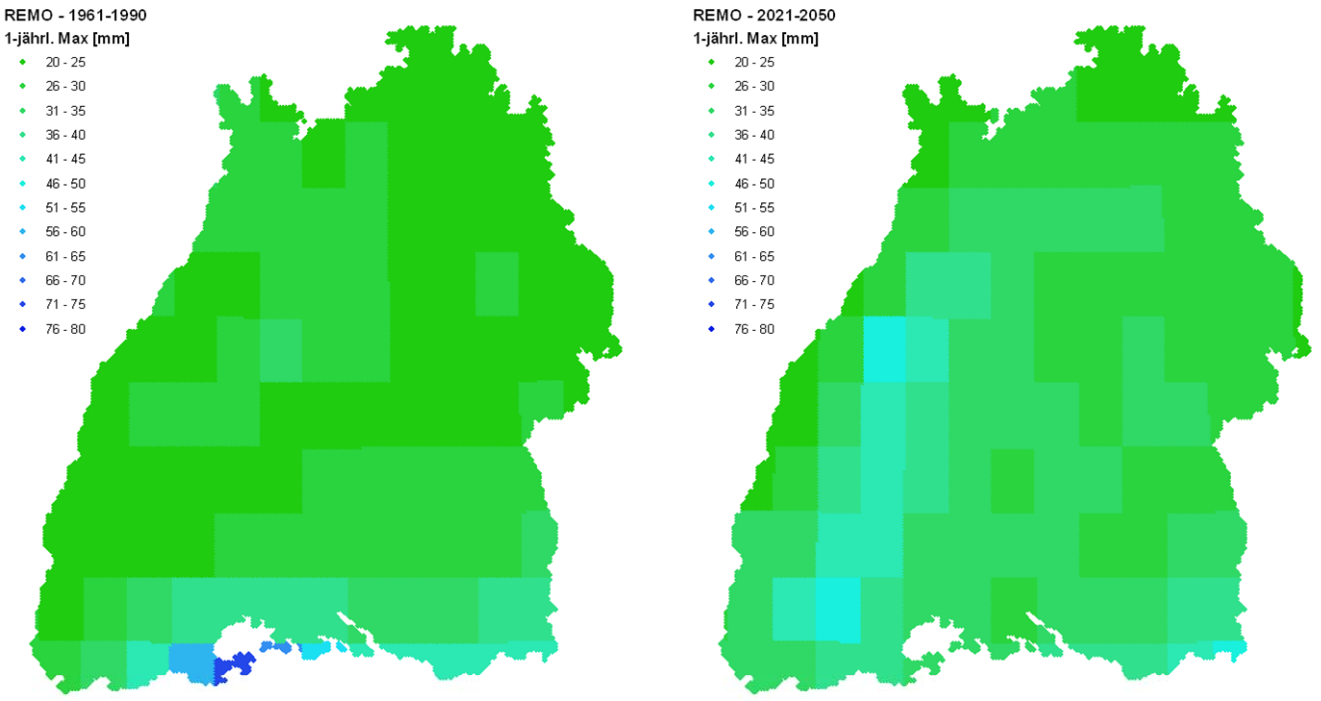
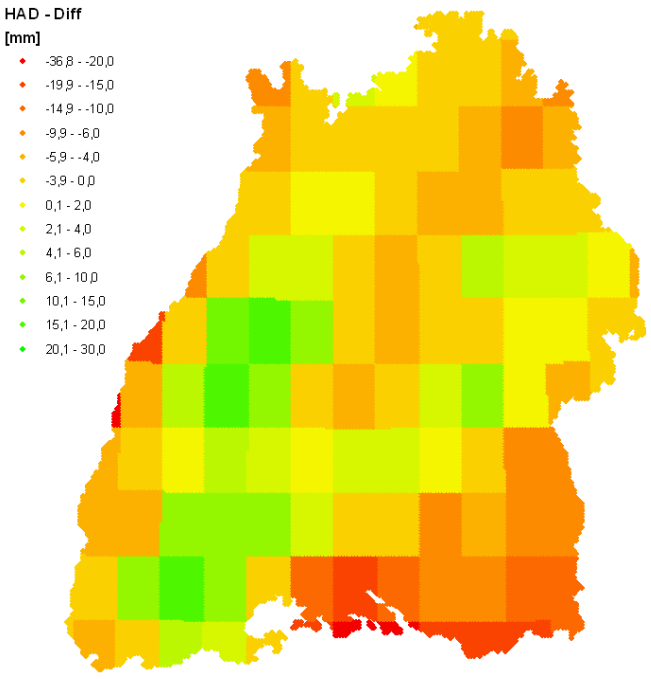
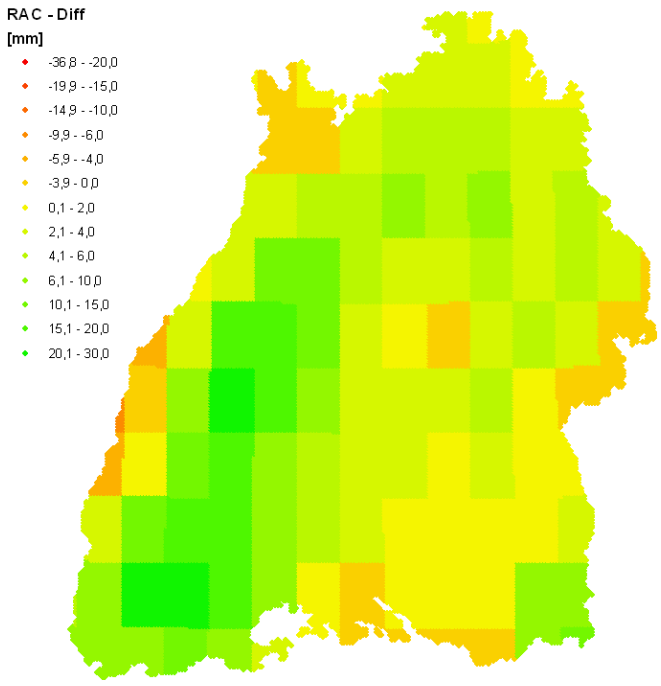


Abb. 4.30: empirisches 1-jährliches Extrem der 24h-Niederschlagssumme nach dem REMO Regionalmodell

Hadley-Center Modell



RACMO-Modell



REMO-Modell

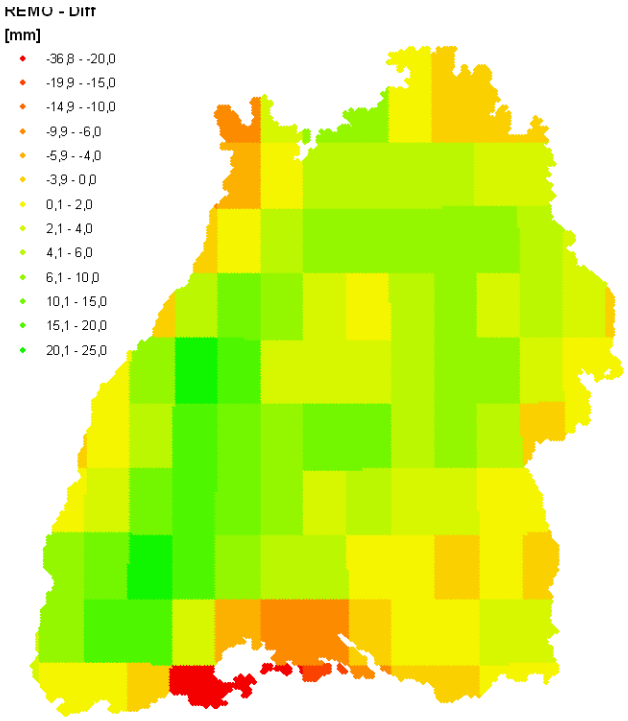


Abb. 4.31: Veränderungen des empirischen 1-jährliches Extrem der 24h-Niederschlagssumme zwischen 1961 bis 1990 und 2021 bis 2050

Das Hadley-Center Modell prognostiziert eine andere Entwicklung. Grund für die Ähnlichkeit von RACMO und REMO einerseits und dem großen Unterschied zum Hadley-Center Modell anderseits ist sicherlich, dass es in ein anderes Globalmodell eingenestet ist. RACMO und REMO werden beide von ECHAM5 angetrieben, das Hadley-Center

Regionalmodell hingegen vom englischen Globalmodell HADCM3. Das empirische Extrem des Hadley-Center Modells im Referenzzeitraum stimmt relativ gut mit den anderen Modellen überein. Für die Zukunft prognostiziert das Hadley-Center Modell jedoch keinen Anstieg, sondern eher einen leichten Rückgang des 1-jährlichen Extremniederschlags. Nur über dem Schwarzwald wird von einem Anstieg des 1-jährlichen Extrems ausgegangen.

Um die Spannweite der möglichen Prognosen in den unterschiedlichen Regionalmodellen zu berücksichtigen, wurden in NiedSim-Klima die Daten aller drei Modelle integriert. Das RCM kann dann bei jeder Generierung frei gewählt werden.

4.3.2 Die theoretische Verteilungsfunktion, die Korrektur der RCM-Werte

Für die Generierung in NiedSim-Klima können die empirischen Momente nicht direkt verwendet werden. Für jedes Generierungsjahr muss ein 24h-Maximalwert „gezogen" werden und dabei soll die ganze Bandbreite der möglichen Verteilung abgebildet werden. Verwendet man eine empirische Verteilungsfunktion, kann die Generierung nicht über im Anpassungszeitraum beobachtete Werte hinausgehen. Mögliche Extrema werden dadurch abgeschnitten. Um das zu vermeiden, wird an die Daten eine Gumbelverteilung angepasst. (Abschn. 3.5.3).

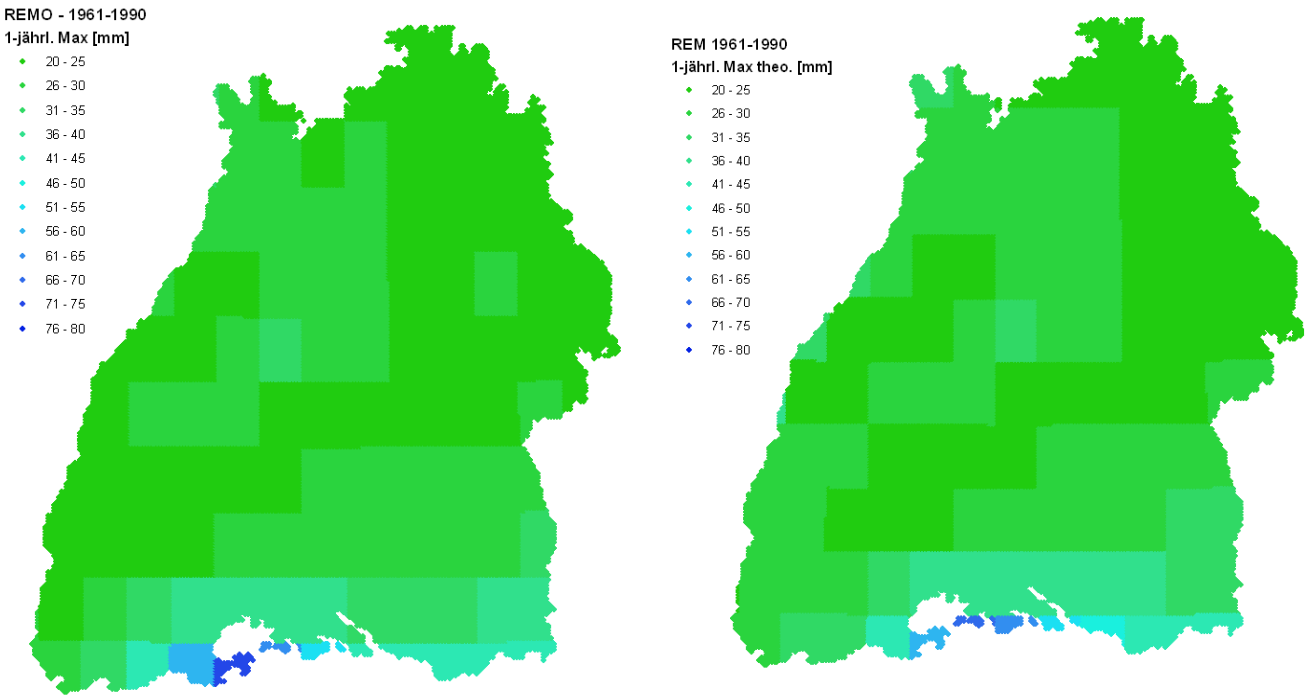
Die Niederschlagswerte sind als mittlerer Gebietsniederschlag zu verstehen. In Abb. 4.28 bis Abb. 4.31 sind die Rasterzellen des Regionalmodells sehr klar zu erkennen. Die Annahme homogenen Gebietsniederschlags innerhalb der Rasterzellen ist eine für die Regionalmodelle notwendige Vereinfachung, aber wenig realistisch. Vergleicht man die flächengemittelten Extrema mit Punktwerten, so werden diese immer unterschätzt. Für NiedSim-Klima wird eine flächendetaillierte Abschätzung der Extremwerte benötigt, weswegen die RCM-Werte nach dem in Abschn. 3.5.3 beschriebenen Verfahren korrigiert werden.

In Abb. 4.32 sind beispielhaft für das REMO-Modell alle Arbeitsschritte der Korrektur dargestellt. Die erste Zeile zeigt einen Vergleich zwischen dem empirischen (1. Teilbild) und dem theoretischen 1-jährlichen Extrem nach der angepassten Gumbelverteilung (2. Teilbild). Wie man sieht, ergeben sich geringe Abweichungen. Im Großen und Ganzen bleibt die Größenordnung des 1-jährlichen Extrems erhalten. Nur ganz am Südrand von Baden-Württemberg, wo die empirische Verteilung die höchsten Werte zeigt, ergeben sich deutliche Unterschätzungen. Das theoretische 1-jährliche Extrem ist Ausgangspunkt der Korrektur. Dessen Werte werden mit dem modellspezifischen Umrechnungsfaktor (3. Teilbild) für jeden Punkt des NiedSim-Rasters in den entsprechenden Wert des KOSTRA-Rasters umgerechnet (4. Teilbild). Wie man sieht, ist der Umrechnungsfaktor fast überall größer als 1, um die Unterschätzung der punktweisen Extreme durch die Gebietsmittelwerte auszugleichen. Niedrige Korrekturfaktoren ergeben sich ganz im Süden. Hier sieht das RCM hohe Extremwerte für den Zeitraum 1961 bis 1990, die in KOSTRA so nicht abgebildet werden. Mit einem kleinen Korrekturfaktor, werden diese wieder herausgerechnet.

Nach der Korrektur haben alle 3 Regionalmodelle in der Referenzperiode von 1961 bis 1990 die gleichen 1-jährlichen Extrema. Diese entsprechen dem 1-jährlichen KOSTRA-Wert für den 24h-Stunden Niederschlag. Die Verteilung der Werte ist allerdings modellspezifisch. In den Niederschlagswerten anderer Jährlichkeiten werden sich die Modelle unterscheiden. Ebenso bezüglich der Referenzperiode: Für die Referenzperiode wird lediglich der Korrekturfaktor der Modelle übernommen. Die Parameter der Gumbelverteilung werden für jedes Modell an den Datensatz von 2021 bis 2050 neu angepasst.

Empirisches 1-jährliches Extrem

Theoretisches 1-jährliches Extrem



Korrekturfaktor

Korrigiertes 1-jährliches Extrem

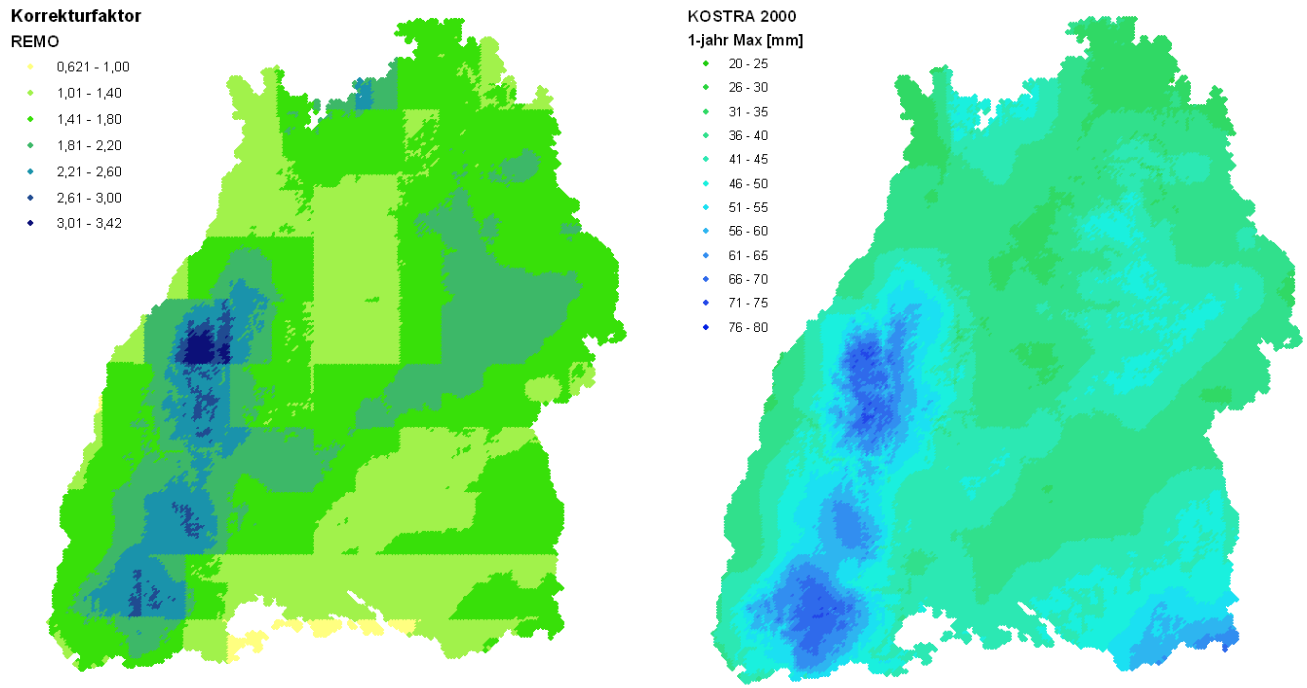
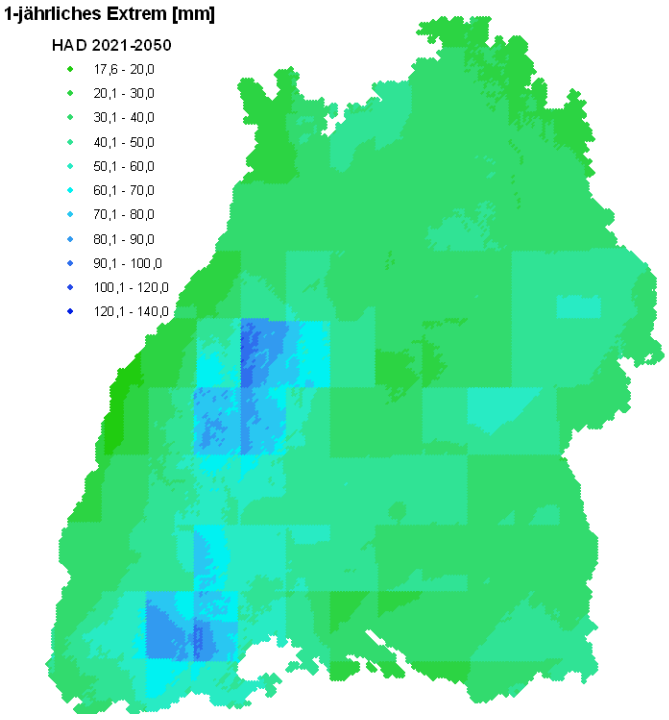


Abb. 4.32: Empirisches 1-jährliches Extrem nach REMO (oben links), theoretisches 1-jährliches Extrem (oben rechts), Korrekturfaktor (unten links) und Umrechnung in KOSTRA-Wert (unten rechts)

Um abzuschätzen, welches zukünftige Extremwertverhalten von den drei Modellen prognostiziert wird, wurde die Entwicklung des 1-jährlichen (Abb. 4.33 bis Abb. 4.35) und des 100-jährlichen Extrems betrachtet (Abb. 4.36 bis Abb. 4.39). In den Bildern der Differ zeigen die Farben Rot bis Orange einen Rückgang, Gelb bis Grün einen Anstieg der Extremwerte.

Hadley-Center 2021 bis 2050



Veränderung zw. 1961-1990 und 2021 -2050

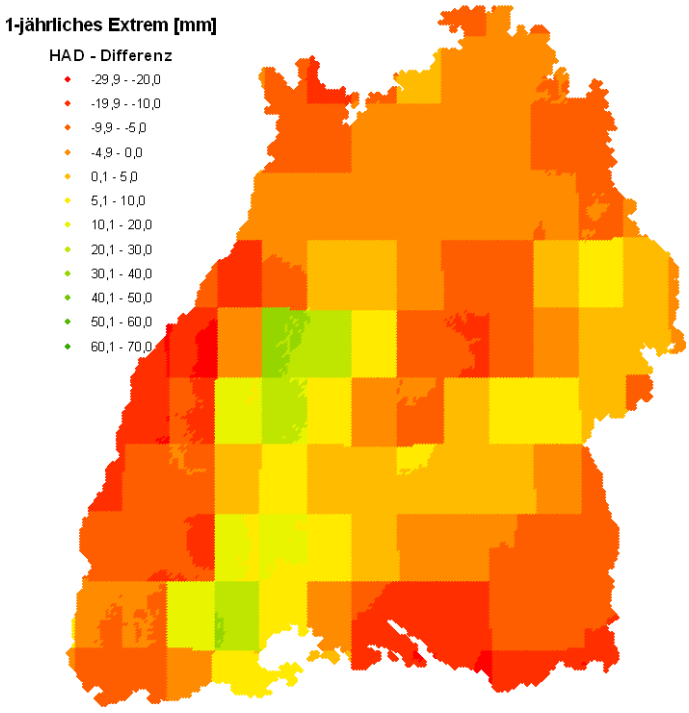
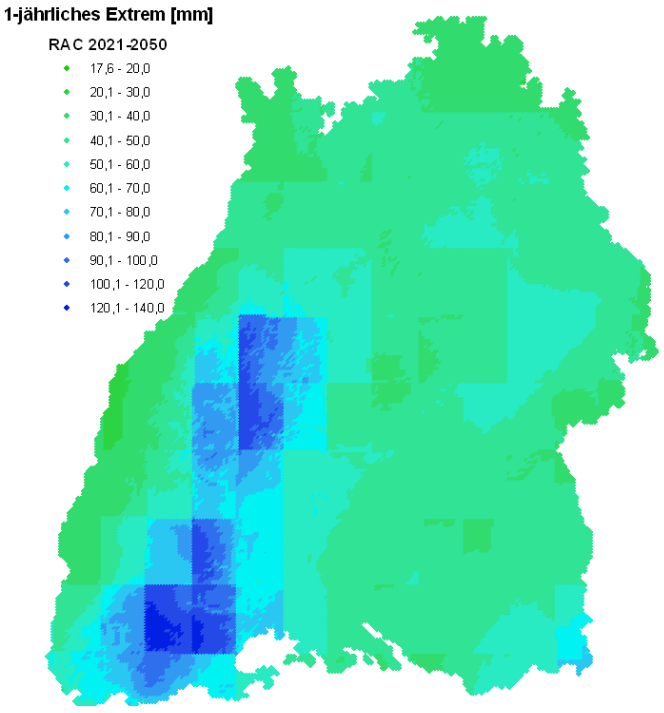


Abb. 4.33: Veränderung des 1-jährlichen Extremwerts der 24h-Niederschlagsumme prognostiziert nach dem Hadley Center Modell

RACMO 2021 bis 2050



Veränderung zw. 1961-1990 und 2021 -2050

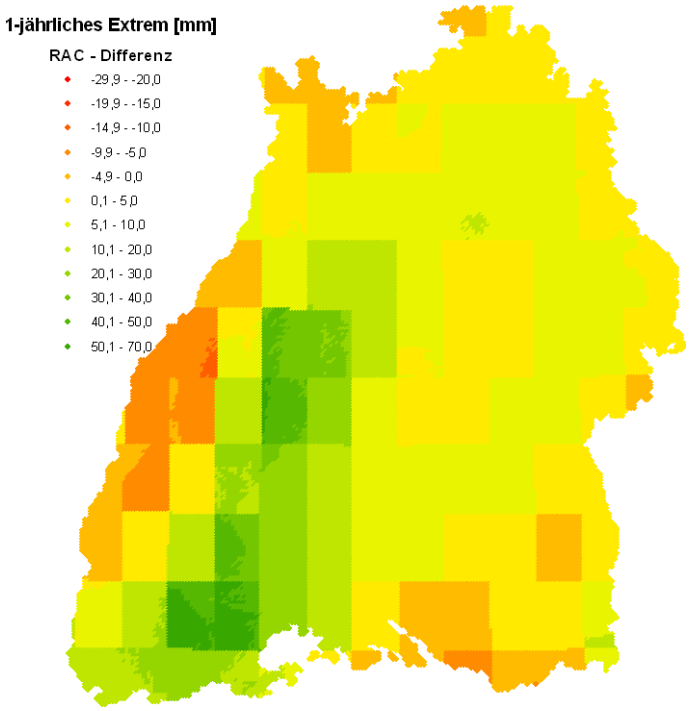


Abb. 4.34: Veränderung des 1-jährlichen Extremwerts der 24h-Niederschlagsumme prognostiziert nach RACMO

REMO 2021 bis 2050 Veränderung zw. 1961-1990 und 2021 -2050

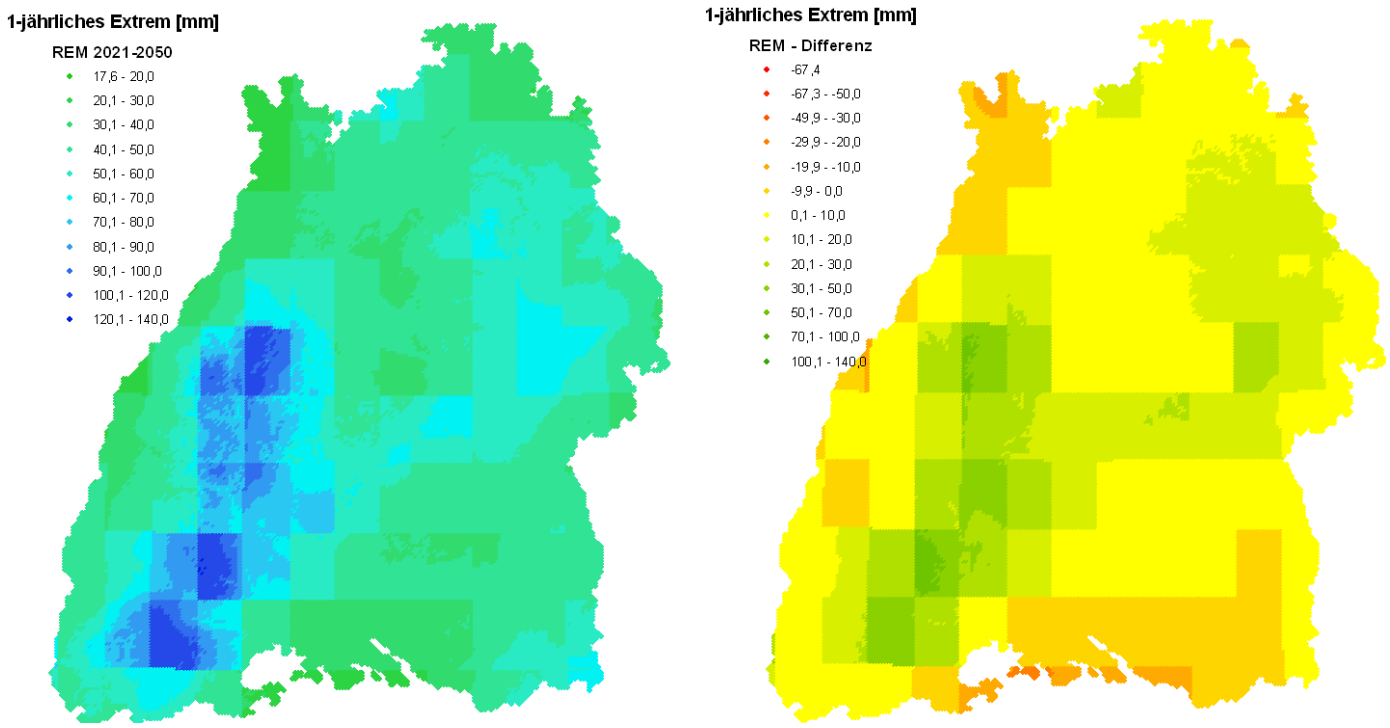
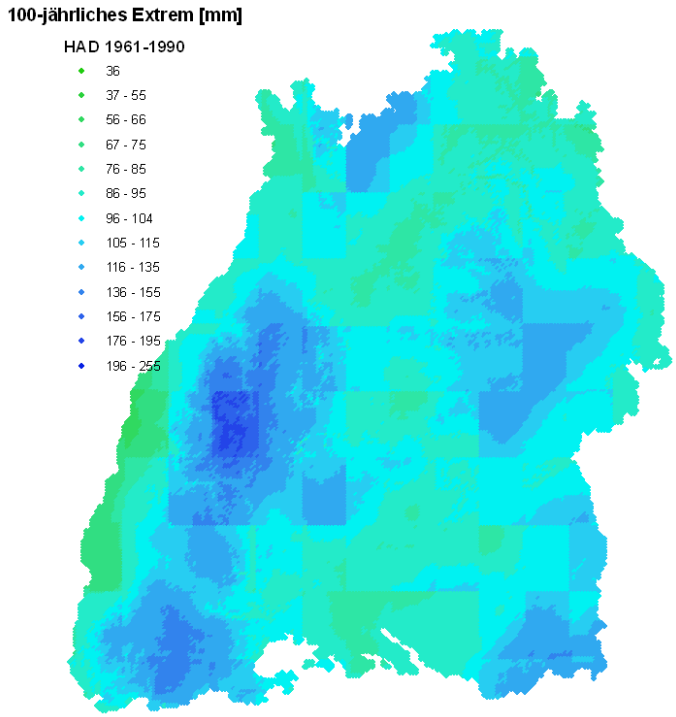


Abb. 4.35: Veränderung des 1-jährlichen Extremwerts der 24h-Niederschlagsumme prognostiziert nach REMO

Das theoretische 1-jährliche Extrem zeigt dieselbe Entwicklung wie das empirische 1-jährliche Extrem (Abb. 4.31). RACMO und REMO verhalten sich relativ ähnlich und prognostizieren einen Anstieg des 1-jährlichen Extrems. Der Anstieg ist im RACMO-Modell generell am stärksten. Hier wird im Gegenzug ein deutlicher Rückgang des 1-jährlichen Extrems im Rheintal vorausgesagt. Das Modell des Hadley-Centers hingegen sagt in den meisten Gebieten einen Rückgang voraus. Ein Anstieg wird nur am östlichen Rand des Schwarzwaldes prognostiziert. Ein Unterschied zwischen den empirischen Extremwerten ist, die Größenordnung der prognostizierten Unterschiede. (Man beachte die stark unterschiedliche Skala zwischen Abb. 4.31 einerseits und Abb. 4.33 bis Abb. 4.35 anderseits!). Bezogen auf die absoluten Werte, liegen die prognostizierten Veränderungen aber im selben Bereich. Beim Hadley-Center ist das Gebiet mit einem prognostizierten Anstieg des 1-jährlichen Extrems bei den theoretischen Werten deutlich kleiner als bei den empirischen Werten. In den meisten Gebieten des Schwarzwalds wird jetzt von einem Rückgang der Extremwerte ausgegangen. Alle drei Modelle stimmen darin überein, dass im Süden von Baden-Württemberg, in Richtung der Alpen mit dem stärksten Rückgang der Extrema zu rechnen ist.

Hadley-Center 1961 bis 1990



Hadley-Center 2021 bis 2050

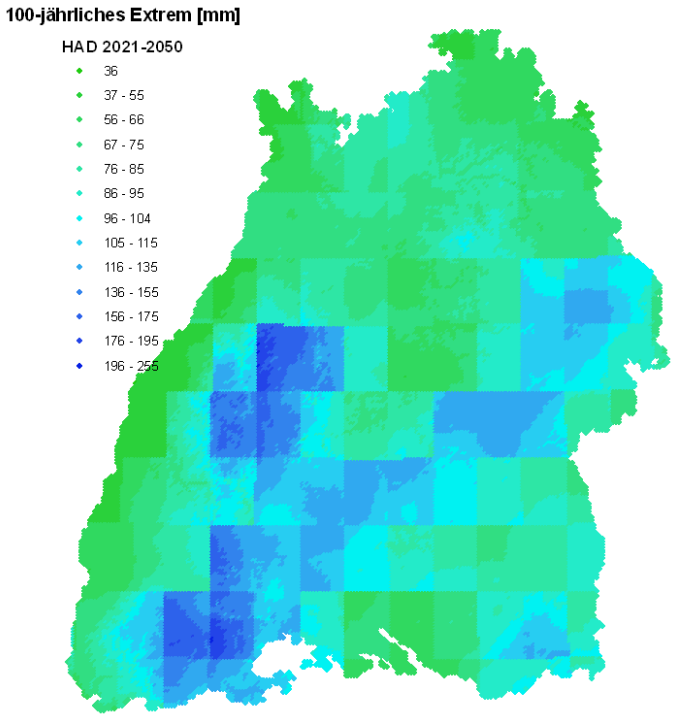
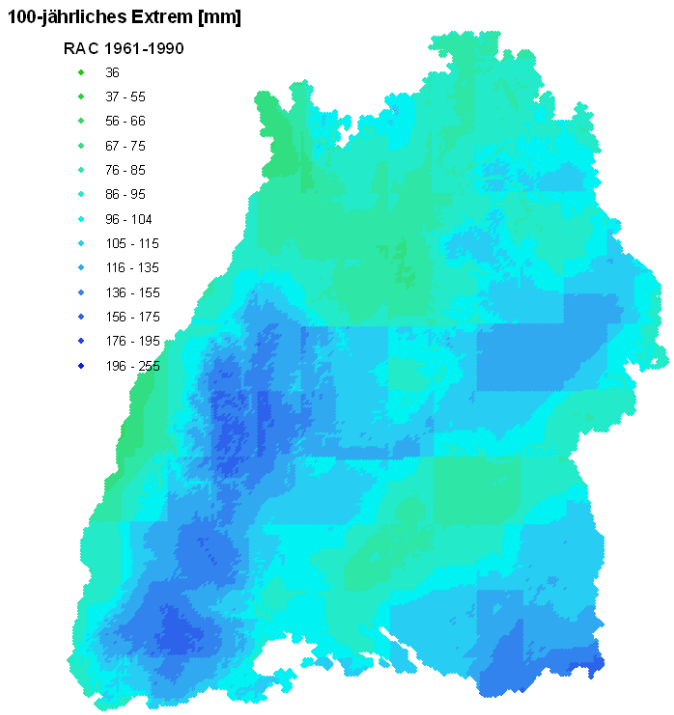


Abb. 4.36: Vergleich des 100-jährlichen Extremwerts der 24h-Niederschlagssumme für 1961 bis 1990 und 2021 bis 2050 prognostiziert nach dem Hadley Center Modell

RACMO 2021 bis 2050



RACMO 2021 bis 2050

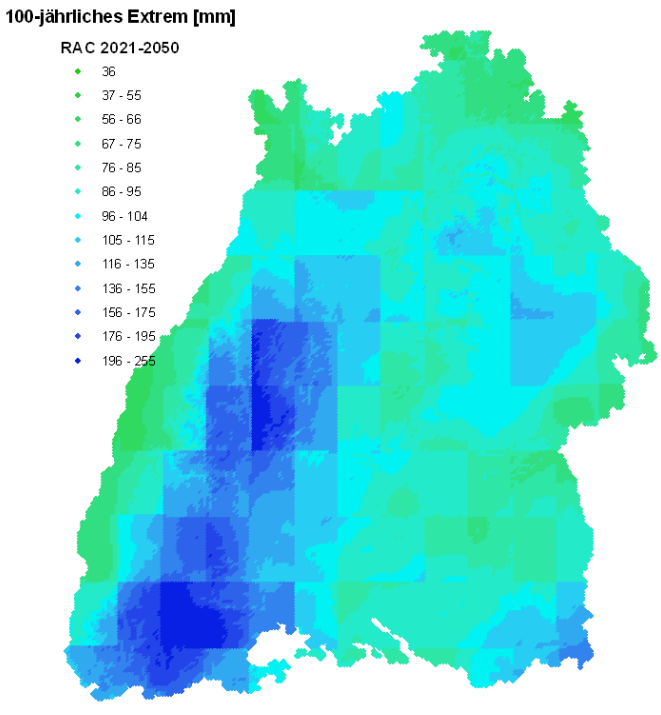


Abb. 4.37: Vergleich des 100-jährlichen Extremwerts der 24h-Niederschlagssumme für 1961 bis 1990 und 2021 bis 2050 prognostiziert nach RACMO

Das theoretische 100-jährliche Extrem nimmt laut dem Hadley-Center Modell in den meisten Gebieten Baden-Württembergs leicht ab (Abb. 4.36 und Abb. 4.39). Nur über dem

östlichen Schwarzwald und der Schwäbischen Alp, wir ein Anstieg prognostiziert. Der Rückgang in den anderen Gebieten ist oft extrem. Zum Teil beträgt er bis zum 50% des Ausgangwert von 1961 bis 1990. Laut den anderen Modellen nehmen die 100-jährlichen Extremwerte stark zu (Abb. 4.37, Abb. 4.38 und Abb. 4.39). Vor allem über dem Schwarzwald ist laut RACMO und REMO-Modell mit einem starken Anstieg zu rechnen. Dabei entstehen wenig realistische Werte von bis zum 250 mm in 24h für den Zeitraum von 2021 bis 2050. Die extremsten Werte werden vom RACMO-Modell prognostiziert. Diese befinden sich über dem Schwarzwald. REMO geht für den Nordosten von Baden-Württemberg von einem starken Anstieg aus.

REMO 2021 bis 2050 Veränderung zw. 1961-1990 und 2021 -2050

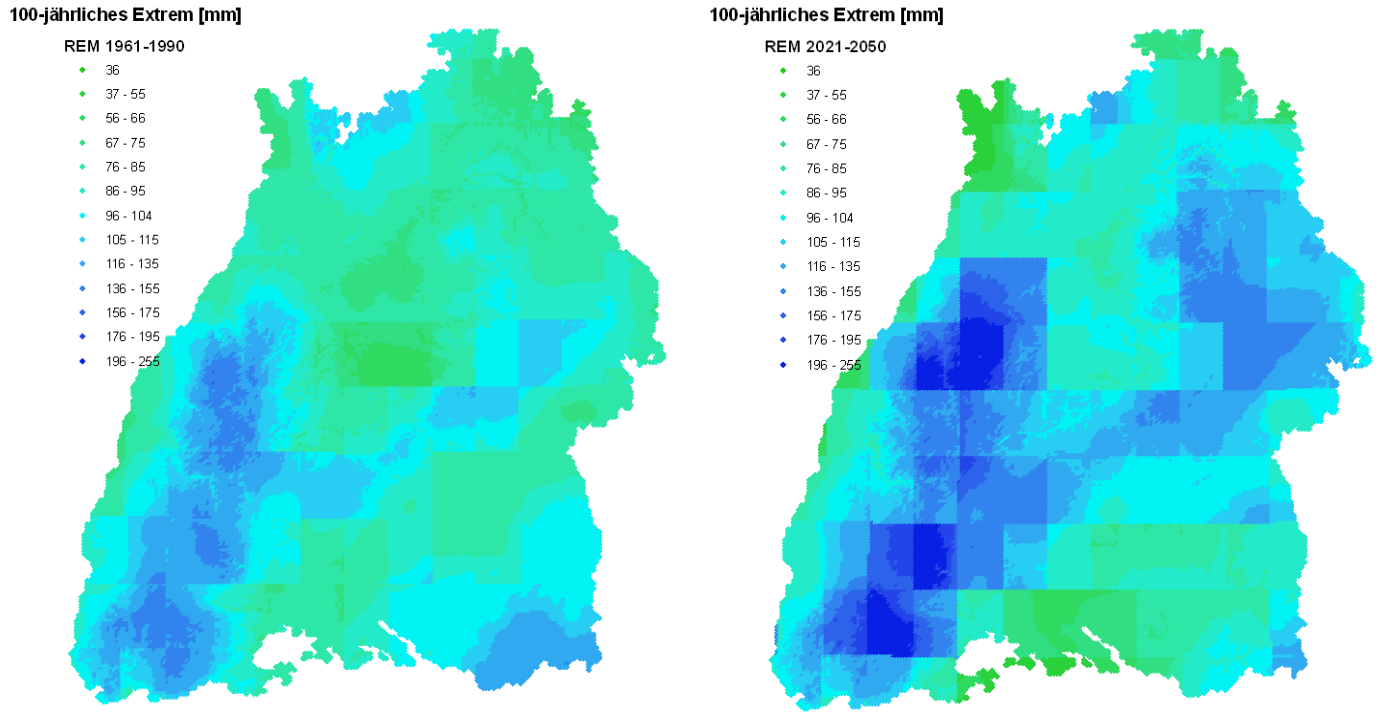


Abb. 4.38: Vergleich des 100-jährlichen Extremwerts der 24h-Niederschlagssumme für 1961 bis 1990 und 2021 bis 2050 prognostiziert nach REMO

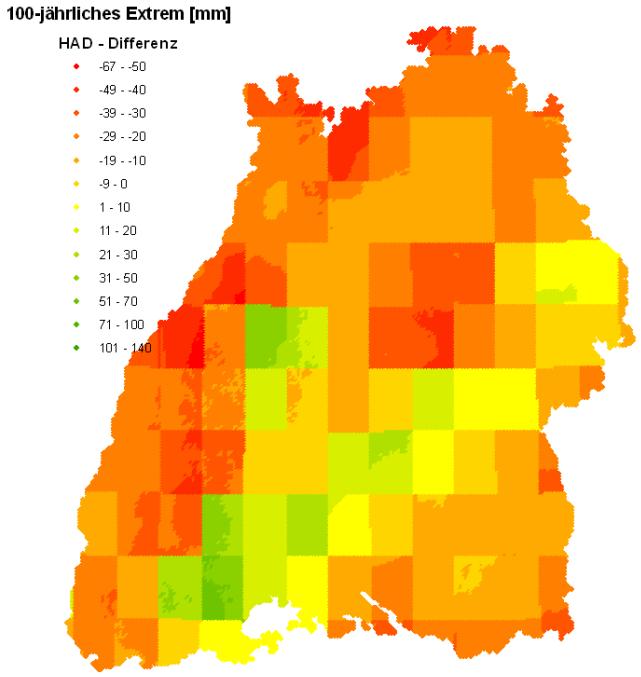
Es muss betont werden, dass die Abschätzung des 100-jährlichen Extrems sehr unsicher ist, da sich eine ganze Reihe von Fehlerquellen darauf auswirken kann:

1. Extremwertanalysen sind immer sehr unsicher, da selbst bei langen Zeitreihen die Datenlage in den Extremen sehr begrenzt ist. Fehler in der Verteilungsanpassung wirken sich besonders in den Extremen aus. Je nach angepasster Verteilung (z. B. Weibull- oder Gumbelverteilung) oder der Art der Verteilungsanpassung (z. B. Momentenmethode oder Maximum Likelihood Methode) können sich für das 100-jährliche Extrem große Unterschiede ergeben, selbst wenn die Anpassung für das 1-jährliche Extrem relativ gut ist. Die für NiedSim-Klima vorliegenden Zeitreihen haben eine Länge von je 30 Jahren. Die Wahrscheinlichkeit, dass in dieser Zeit überhaupt schon ein 100-jährliches Ereignis eingetreten beobachtet werden konnte, ist gering.
2. Dazu kommen die Unsicherheiten aus dem RCM-Modell, vor allem im Prognose-zeitraum von 2021 bis 2050. Die RCM-Modelle haben vielerlei Fehlerquellen, von der Vererbung des Fehler aus dem antreibenden Globalmodell (was die großen

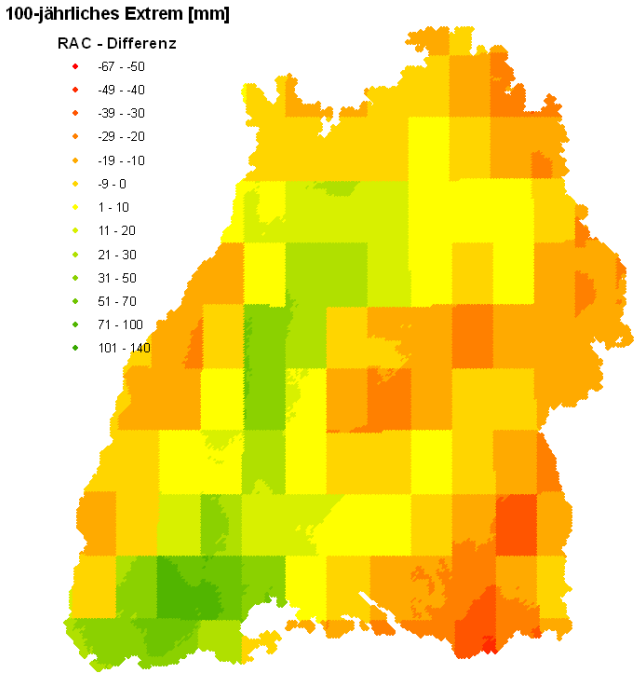
Unterschiede zwischen Hadley-Center-Modell und den anderen beiden Modellen erklärt) bis zu Fehlern bei der Quantilkorrektur (Abschn. 2.5.1). Es ist sehr wahrscheinlich, dass die Fehlerquellen nicht auf alle Werte gleich wirken und damit die Verteilung der Werte verändert wird. Damit können sich deutliche Abweichungen zur Gumbelverteilung ergeben.

3. Der Korrekturfaktor zur Erzeugung der flächendetaillierten Felder repräsentiert nicht die wahre räumliche Verteilung der Extremwerte. Als erste Annahme steckt darin dass der KOSTRA-Atlas die Extremwerte perfekt erfasst und dass die Extrapolation aufs NiedSim-Raster keine Fehler induziert. Die zweite Annahme ist, dass das Verhältnis zwischen KOSTRA-Wert und RCM-Wert auf allen Dauerstufen das gleiche ist. Auch dies muss nicht der Fall sein.
4. Die Mittelung in den RCM-Modellen auf das 25 km auf 25 km Raster vermag durch den Korrekturfaktor nicht vollständig ausgeglichen zu werden. In den Feldern der 100-jährlichen Extrema zeigen sich immer noch die Kanten der Rasterzellen. So ergibt sich auch das auffällige und wenig systematische Verhalten, dass Gebiete mit starkem Anstieg und starkem Rückgang des 100-jährlichen Extrems nah beieinander liegen und eben durch die Kante einer Rasterzelle getrennt werden.

Hadley-Center Modell



RACMO-Modell



REMO-Modell

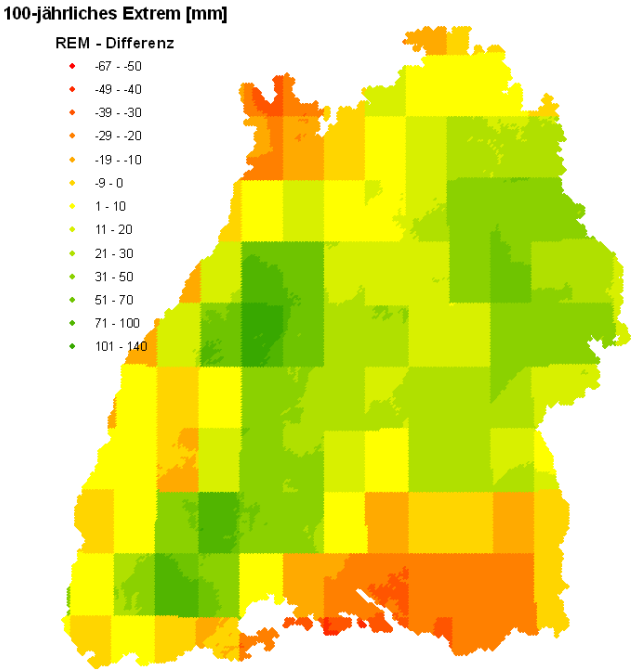


Abb. 4.39: Prognostizierte Veränderung des 100-jährlichen Extrems. Vergleich der drei Regionalmodelle (Hadley-Center, RACMO und REMO)

4.4 Zusammenfassung

Die Qualität der Aussagen über zukünftige klimatische Bedingungen stehen und fallen mit der Qualität der Klimamodelle. Trotz des inzwischen recht hohen Detailgrads können nicht alle Entwicklungen damit abgebildet werden. Das Globalmodell ECHAM5 beispielsweise prognostiziert im Vergleich zu den NCEP/NCAR-Reanalysen eine deutlich andere Ent-

wicklung der Wetterlagenabfolge über die zweite Hälfte des 20. Jahrhunderts. Nimmt man die Reanalysen als korrekt an, so kann ECHAM5 also deren Entwicklung nicht genau abbilden. Damit werden eventuell auch Trends in der zukünftigen Wetterlagenabfolge verpasst.

Die Regionalmodelle zeigen ebenso noch einen sehr starken Bias. Sie müssen wie beschrieben sehr aufwändig korrigiert werden, um im Kalibrierungszeitraum die richtige Extremwertverteilung anzunehmen. Die damit prognostizierten Entwicklungen entsprechen aber den aus der Erfahrung (wie z. B. Trendfortschreibungen) zu erwartenden Entwicklung der Extremniederschläge in Baden-Württemberg.

Das eindeutigste Klimasignal, welches während der Untersuchungen im Rahmen des NiedSim-Klima Projekts isoliert werden konnte, sind die veränderten Skalierungseigenschaften der Niederschlagssummen verschiedener Dauerstufen. Flächendeckend und - in anbetracht der räumlichen Variabilität des Niederschlags – räumlich sehr homogen kann hier beobachtetet werden, dass die kurzzeitigen Intensitäten gemessen an den Tagessummen des Niederschlags immer mehr zunehmen. Aufgrund der Datenlage ist hierbei aber nur eine eher grobe Abschätzung der zukünftigen Entwicklung im Rahmen einer Trendfortschreibung möglich.

5 Bewertung der ersten generierten Zeitreihen

NiedSim-Klima befindet sich im Moment im Testbetrieb. Für verschiedene Städte in Baden-Württemberg wurden je drei Zeitreihen à 30 Jahre erzeugt. Die Generierung bezog sich dabei einmal auf den Referenzzeitraum von 1961 bis 1990 und zwei Mal auf den Prognosezeitraum. Im ersten Zukunftslauf der Generierung wurde der Zeitraum von 2025 bis 2034 abgebildet, im zweiten der Zeitraum von 2041 bis 2050. Alle Zeitreihen wurden mit REMO als Regionalmodell zur Abschätzung des 24h-Niederschlags-Maximums generiert.

5.1 Generierung für den Kontrollzeitraum

Tab. 5.1 zeigt eine Übersicht der bisher generierten Zeitreihen für den Kontrollzeitraum von 1961 bis 1990. Diese Zeitreihen sollen das Klima der klimatischen Referenzperiode möglichst gut abbilden. Sie dienen den Simulationsläufen in der Zukunft als Vergleich. NiedSim-Klima muss gegenüber dem klassischen NiedSim auf einige Informationen verzichten (z. B. die Jahressumme des Niederschlags), da sie in der Zukunft nicht zur Verfügung stehen. Generiert man mit diesen Bedingungen Zeitreihen für die Referenzperiode, kann man im Vergleich mit den Prognosereihen feststellen, welche Veränderungen gegenüber beobachteten Regenreihen oder klassischen NiedSim-Reihen als Klimatrendsignal zu interpretieren sind und welche sich rein aus dem veränderten Generierungsschema ergeben.

Tab. 5.1: Übersicht der bereits erzeugten Zeitreihen im Kontrollzeitraum (1961 bis 1990)

Sim-Nr.	Standort der Reihe	Rechtswert GK3 in [m]	Hochwert GK3 in [m]	Höhe [m ü NN]	Start-jahr	End-jahr	Anz. Jahre	sim. Jahres-summe [mm]	beob. Jahres-summe [mm]	Unter-schied (Faktor)
161	Heilbronn	3516200	5444800	169	1961	1990	30	651.6	760	0.86
164	Karlsruhe	3456500	5430000	114	1961	1990	30	957.3	770	1.24
167	Isny	3578000	5284000	752	1961	1990	30	2208.7	1602	1.38
170	Freudenstadt	3456500	5369500	726	1961	1990	30	1730.3	1680	1.03
173	Ehingen	3555000	5349000	514	1961	1990	30	867.8	742	1.17
176	Bad-Mergentheim	3555000	5485000	293	1961	1990	30	673.2	709	0.95
179	Feldberg-West	3423000	5304000	1300	1961	1990	30	2293.9	1912	1.20
182	Mannheim	3463000	5486000	92	1961	1990	30	860.3	669	1.29
185	Stuttgart	3513000	5404000	267	1961	1990	30	973.5	699	1.39
188	Tübingen	3504000	5376000	320	1961	1990	30	891.2	753	1.18
191	Pforzheim	3479000	5418000	244	1961	1990	30	894.9	782	1.14
194	Sigmaringen	3516000	5328000	578	1961	1990	30	705.2	793	0.89
197	Aalen	3580250	5410000	618	1961	1990	30	976.9	932	1.05
200	Villingen-Schwenningen	3460000	5323000	709	1961	1990	30	1167.2	924	1.26
203	Schwäbisch Hall	3554000	5440000	309	1961	1990	30	970.0	860	1.13
206	Konstanz	3512627	5282480	398	1961	1990	30	916.0	847	1.08
209	Ravensburg	3546000	5292000	510	1961	1990	30	1127.9	774	1.46

Sim-Nr.	Standort der Reihe	Rechtswert GK3 in [m]	Hochwert GK3 in [m]	Höhe [m ü NN]	Start-jahr	End-jahr	Anz. Jahre	sim. Jahres-summe [mm]	beob. Jahres-summe [mm]	Unter-schied (Faktor)
212	Freiburg	3414000	5316000	394	1961	1990	30	1518.0	1016	1.49
215	Lörrach	3399500	5274500	274	1961	1990	30	975.6	882	1.11
218	Geislingen	3561000	5386000	681	1961	1990	30	1334.4	753	1.77
221	Biberach	3559000	5327500	561	1961	1990	30	835.4	856	0.98
224	Schorndorf	3539000	5405500	476	1961	1990	30	966.8	814	1.19
227	Eberbach	3499000	5479000	489	1961	1990	30	1035.5	1036	1.00
230	Sinsheim	3491500	5455000	202	1961	1990	30	805.6	770	1.05
233	Baden-Baden	3444000	5401000	458	1961	1990	30	1349.9	1166	1.16
236	Kehl	3413000	5380500	137	1961	1990	30	763.6	732	1.04
239	Offenburg	3422000	5369000	155	1961	1990	30	904.0	879	1.03
242	Bruchsal	3471000	5442500	144	1961	1990	30	965.9	735	1.31
245	Waldshut-Tingen	3440000	5277500	520	1961	1990	30	1245.3	1155	1.08
247	Herrenberg	3490500	5382500	427	1961	1990	30	740.5	723	1.02
251	Wertheim	3537000	5512000	274	1961	1990	30	765.5	629	1.22
254	Buchen	3523500	5485500	360	1961	1990	30	1130.0	803	1.41
257	Schontal	3536500	5464500	308	1961	1990	30	1076.7	856	1.26
260	Ulm	3572000	5362000	518	1961	1990	30	1039.7	751	1.38
263	Pfullendorf	3519000	5308000	702	1961	1990	30	965.6	858	1.13
267	Sulz am Neckar	3473000	5356500	547	1961	1990	30	986.1	986	--
270	Bad Urach	3539500	5372000	745	1961	1990	30	1127.1	921	1.22
274	Crailsheim	3578000	5443000	409	1961	1990	30	831.6	811	1.03
277	Backnang	3531500	5421500	278	1961	1990	30	804.0	894	0.90
280	Bad Wildbad	3467000	5400000	550	1961	1990	30	1115.0	1262	0.88
283	Hornisgrinde	3441000	5384000	610	1961	1990	30	2079.7	1998	1.04
286	Haslach	3432000	5347500	424	1961	1990	30	1348.0	1083	1.24
290	Tuttlingen	3486500	5314500	811	1961	1990	30	1173.9	909	1.29
293	Singen	3488000	5290000	422	1961	1990	30	1056.7	805	1.31
296	Balingen	3489000	5346500	562	1961	1990	30	827.0	859	0.96
299	Trochtelfingen	3518000	5350500	750	1961	1990	30	865.3	867	1.00
302	Bietigheim	3510000	5424000	224	1961	1990	30	696.7		
305	Creglingen	3575000	5480000	387	1961	1990	30	727.6	713	1.02
308	Müllheim	3397500	5296000	296	1961	1990	30	1230.4		

Zwei Möglichkeiten für eine erste Einschätzung der Simulationsgüte ist die generierte Jahressumme der Zeitreihen (da diese nicht als Parameter in der Generierung verwendet wird) und die Extremwertauswertung nach KOSTRA.

In den letzten drei Spalten von Tab. 5.1 werden die simulierten mittleren Jahressummen bei der 30-jährigen Generierung und Tabellenwerte der beobachteten mittleren Jahres-

summe für die klimatische Referenzperiode von 1961 bis 1990 verglichen (soweit diese vorliegen). Die Tabellenwerte stammen vom Deutschen Wetterdienst (DWD) und sind z. B. im Internet unter www.klimadiagramme.de veröffentlicht. Die beobachteten Werte müssen nicht exakt am Standort der generierten Reihe erhoben worden sein. Sie stammen lediglich aus dem gleichen Gemeindegebiet. Die Höhenangabe in Tab. 5.1 bezieht sich auf die Höhe der generierten Station und wurde damit auf Basis des NiedSim-Rasters mit 1km-Auflösung ermittelt. Über Höhe der Messstationen bei den Beobachtungen stehen keine Informationen zur Verfügung.

Die simulierten und beobachteten Werte müssen im Einzelfall nicht perfekt übereinstimmen, im Mittel über alle 16 generierten Stationen, sollten sich jedoch Unter- und Überschätzungen durch die Simulationen in etwa ausgleichen. Es ist zu erkennen, dass NiedSim-Klima die Jahressummen tendenziell zu hoch schätzt. Im Mittel beträgt die Überschätzung ca. 16%. In manchen Stationen besteht eine gute Übereinstimmung zu den Messungen, so z. B. Biberach, Bad Mergentheim oder in Freudenstadt. An anderen Stellen überschätzt NiedSim-Klima die Messwerte sehr stark. Vieler dieser Stationen, wie z. B. Freiburg, Stuttgart oder Geislingen sind durch ein starkes Relief geprägt. Durch orographische Effekte werden hier die Jahressummen räumlich sehr variabel. Der vom DWD veröffentlichte Mittelwert muss also nicht repräsentativ für den Standort der simulierten Zeitreihe sein. Zudem kann das 1km-Raster von NiedSim-Klima starke Höhenunterschiede und enge Täler nicht vollständig abbilden. Liegt die Messstation in einem solchen Tal, wie z. B. in Geislingen, so überschätzt NiedSim-Klima die Stationshöhe und damit auch automatisch die Jahressumme.

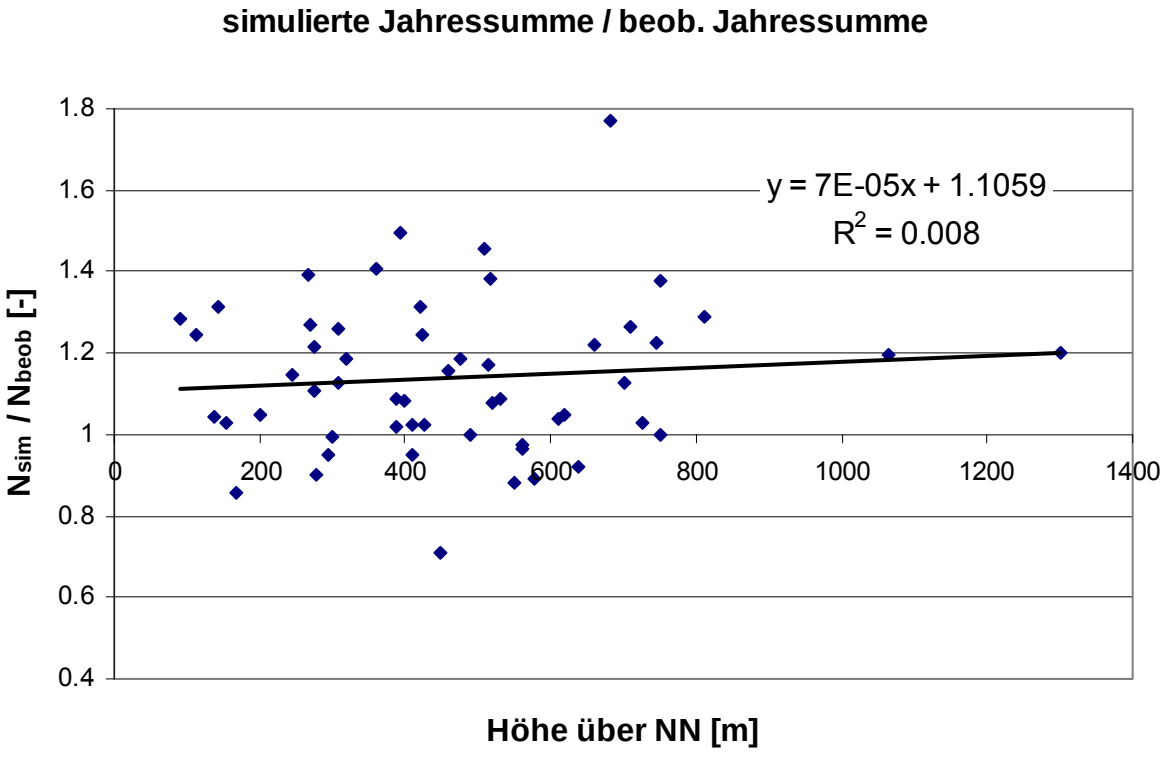


Abb. 5.1: Zusammenhang zwischen dem Verhältnis von simulierter und beobachteter Jahresssumme von 1961 bis 1990 und der Höhenlage der Generierung

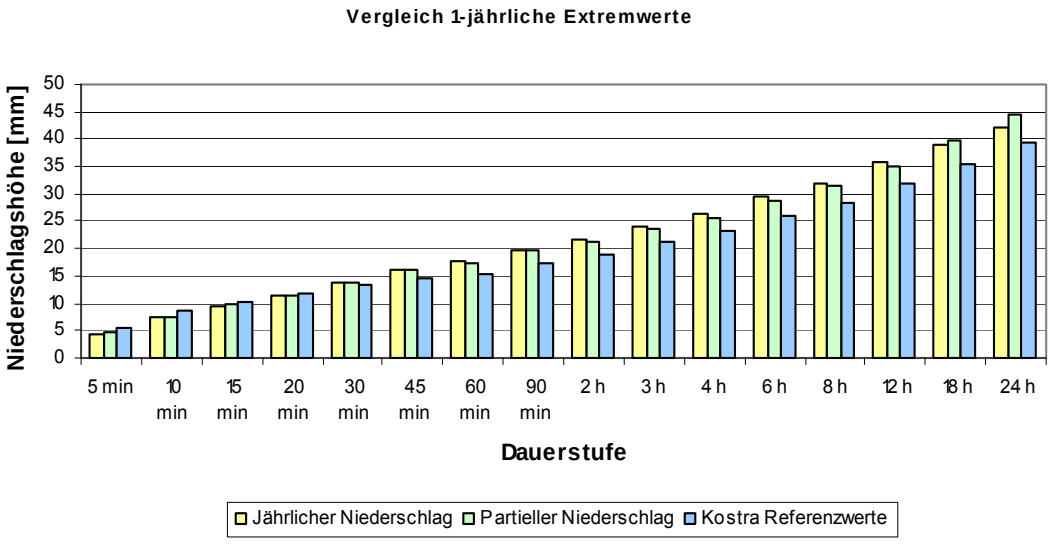
Die Parameter der Generierung werden zum Großteil über External Drift Kriging gewonnen (Aschn. 3.5). Dabei hat die Höhenlage großen Einfluss, da die Wurzel der Geländehöhe als Driftvariable bei der Interpolation verwendet wird. Somit könnte es sein, dass die

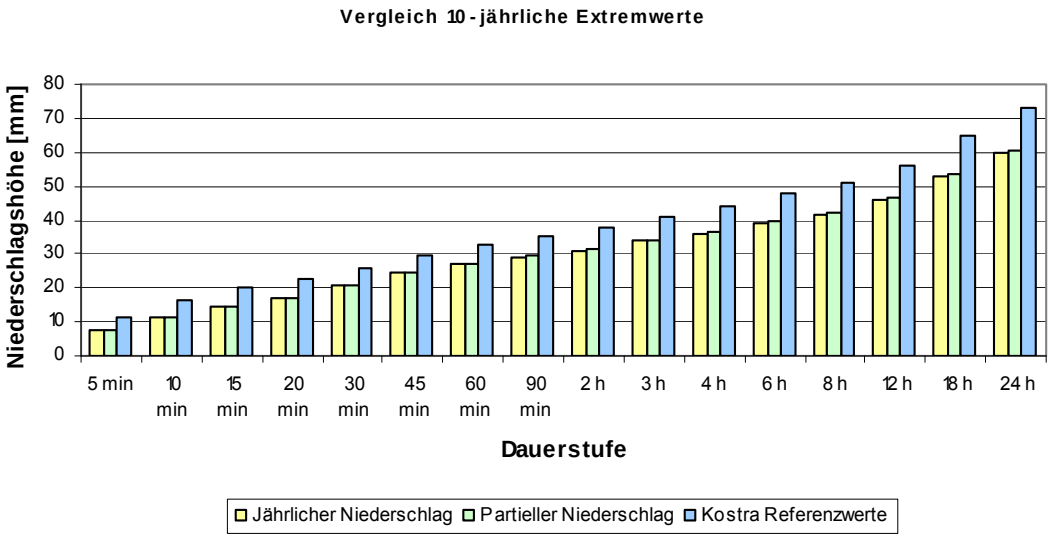
Geländehöhe einen übermäßigen Einfluss auf die Generierung hat und die Überschätzung der Jahressumme mit der Geländehöhe korreliert ist. Abb. 5.1 widerlegt diese Vermutung. In Abb. 5.1 ist der Zusammenhang des Korrekturfaktors, also dem Umrechnungsfaktor von der beobachteten Jahressumme auf die simulierte Jahressumme dargestellt. Die Punktwolke sieht sehr zufällig aus, das Bestimmheitsmaß R^2 einer linearen Regression ist praktisch null. Die Überschätzung ist also von der Höhenlage unabhängig.

Tab. 5.2: Vergleich der Extremwertauswertung der simulierten Zeitreihe für Karlsruhe für den Kontrollzeitraum (1961 bis 1990) und den Vorgabewerten nach KOSTRA

	Jährliche Niederschlagsreihe			Partielle Niederschlagsreihe		
	1 Jahr	10 Jahre	20 Jahre	1 Jahr	10 Jahre	20 Jahre
5 min	-22	-36	-38	-17	-36	-38
10 min	-14	-30	-33	-10	-30	-32
15 min	-8	-27	-29	-5	-26	-29
20 min	-3	-24	-27	-1	-23	-26
30 min	3	-21	-24	4	-20	-23
45 min	9	-18	-22	9	-18	-21
60 min	13	-17	-21	12	-16	-20
90 min	13	-18	-22	12	-17	-21
2 h	13	-18	-22	12	-17	-21
3 h	13	-18	-22	12	-17	-21
4 h	13	-18	-23	11	-17	-21
6 h	13	-18	-23	11	-17	-21
8 h	13	-18	-23	11	-17	-21
12 h	13	-18	-23	11	-17	-21
18 h	10	-18	-22	12	-17	-22
24 h	7	-18	-22	12	-17	-22

Abb. 5.2 zeigt eine Extremwertauswertung der generierten Zeitreihe für Karlsruhe, wie sie vom Programm NiedEx des NiedSim-Systems erzeugt wird. In Tab. 5.2 sind die relativen Unterschiede zwischen der generierten Zeitreihe und den auf die Stationskoordinaten interpolierten Vorgabewerten nach dem KOSTRA-Atlas aufgelistet. Die Übereinstimmung zwischen den generierten Extremwerten und den KOSTRA-Vorgabewerten ist generell recht gut. Die maximalen Abweichungen beim 1-jährlichen Extrem betragen ± 20%. Die höheren Jährlichkeiten werden allerdings deutlich unterschätzt, vor allem in den kurzen Dauerstufen. Hier kann die Unterschätzung über 30% betragen. Dies ist ein Indiz dafür, dass die NiedSim-Klima-Generierung die Variabilität zwischen den Jahren nicht in vollem Umfang abzubilden vermag. Würden die Jahre sich untereinander sehr stark unterscheiden, müssten die simulierten Extrema höherer Jährlichkeiten gegenüber den 1-jährlichen Extremwerten größer ausfallen.





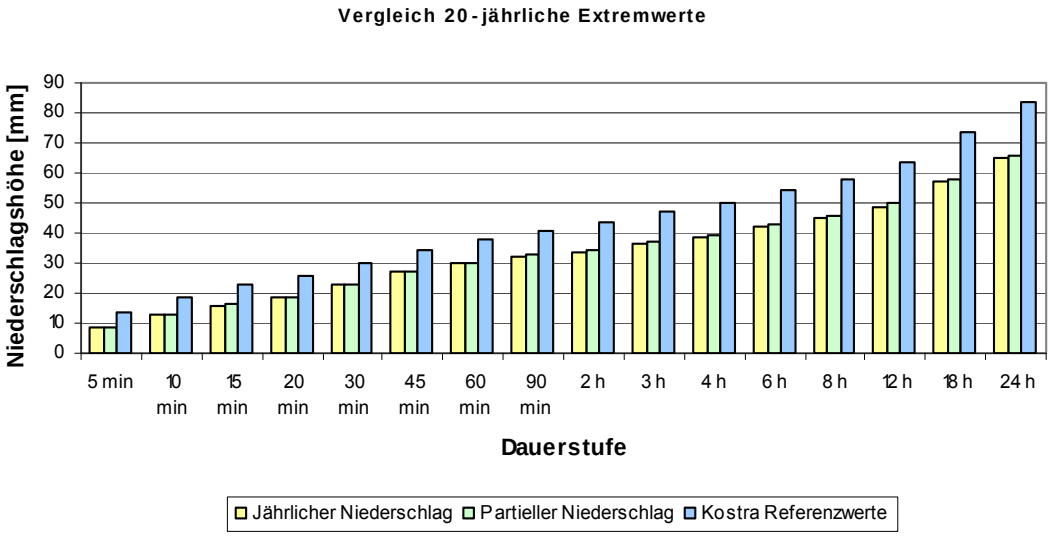


Abb. 5.2: Extremwertauswertung der simulierten Zeitreihe von 1961 bis 1990 am Standort Karlsruhe. Vergleich mit den KOSTRA-Werten für Karlsruhe

Das Verhalten der Station in Karlsruhe ist in etwa repräsentativ für alle bisher erzeugten Zeitreihen. Die Generierung im Kontrollzeitraum vermag an allen Stellen die Extrema nach den KOSTRA-Vorgaben in etwa nachzubilden. Meist werden die Extrema höherer Dauerstufen leicht überschätzt und die Extrema kürzerer Dauerstufen (bis 60 min) leicht unterschätzt. Allen Reihen gemeinsam ist die Unterschätzung der Extrema höherer Jährlichkeiten in allen Dauerstufen. Meist werden diese in der Simulation gegenüber KOSTRA um 10 bis 20% zu niedrig simuliert, bei den sehr kurzen Dauerstufen zwischen 5 und 20 min ergeben sich teilweise auch deutlichere Abweichungen.

5.2 Generierung für den Prognosezeitraum

5.2.1 Prognose für 2025 bis 2034

Abb. 5.3 zeigt die Extremwertauswertung der Generierung für Karlsruhe mit dem Referenzjahr 2030. Das Extremwertverhalten wird vor allem vom prognostizierten 24h-Maximalwert und von dessen Zusammenspiel mit dem Skalierungsparameter bestimmt. Der Wert für das 24h-Maximum fixiert sozusagen die Kurve der Extremwerte über die Dauerstufen. Die Skalierungseigenschaften bestimmen dann, wie sich die Extremwerte der kürzeren Dauerstufen bis hinab zu den 5min-Werten verhalten.

In Karlsruhe wird vom REMO-Modell für das 1-jährliche 24h-Niederschlagsextrem ein leichter Rückgang prognostiziert. Die Skalierungsexponenten aller Momente nehmen im Raum Karlsruhe ab (vgl. Abb. 4.26). Das bedeutet, die Extrema kürzerer Dauerstufen nehmen gegenüber dem 24h-Maximum zu. Abb. 5.4 zeigt die relativen Veränderungen in den Dauerstufen, die prognostizierten Veränderungen sind in den generierten Reihen deutlich zu sehen. Bei den langen Aggregationszeiten ist ein leichter Rückgang in den Extremwerten zu verzeichnen. Dieser geht aufgrund des Skalierungsverhaltens mit kürzeren Dauerstufen immer weiter zurück, um sich bei 45 bis 60 min ins Gegenteil umzukehren. Für die 5min-Werte wird ein starker Anstieg der Extrema aller Jährlichkeiten vorhergesagt. Sie steigen in allen Jährlichkeiten um die Hälfte an. Bezüglich den langen Dauerstufen ist auffällig, dass das prognostizierte 1-jährliche Extrem viel stärker zurück geht, wenn es aus der partiellen Reihe berechnet wird, als wenn es aus der jährlichen Reihe berechnet wird. Diese Auffälligkeit kann mit der Generierung erklärt werden. Der größte jährliche Wert wird bei der Generierung von der Zielfunktion über den REMO-Vorgabewert direkt gesteuert. Die Zielfunktion macht aber keine Aussage bezüglich des zweitgrößten oder drittgrößten Werts, welche bei der Berechnung der partiellen Reihe mit eingehen. Diese Werte werden mehr von der Skalierung bestimmt. Klaffen die Extremwerte zwischen jährlicher und partieller Serie auseinander, so heißt das, dass der Abstand zwischen dem jährlichen Maximalwert und dem nächstkleineren Wert recht groß ist.

Auch bei einigen anderen Testreihen klaffen die Extrema der jährlichen und partiellen Serie auseinander. Manchmal liegt der Wert aus der jährlichen Serie etwas höher. In diesem Fall zieht die Zielfunktion des 24h-Maximalwerts den größten Wert des Generierungsjahres nach oben, während die anderen Werte dahinter zurück bleiben. Manchmal drückt auch die Zielfunktion den jeweils größten Wert, so dass mehrere recht ähnlich hohe Extrema entstehen. In diesem Fall liegen die nach der partiellen Serie berechneten Extremwerte höher.

Fast in allen Fällen wird die Verteilung im Prognosezeitraum breiter. Das heißt, die Extrema der hohen Jährlichkeiten steigen (unabhängig von der Dauerstufe) gegenüber dem 1-jährlichen Extrem überproportional an. Dies ist ein Indiz dafür, dass die simulierten Zeitreihen im Prognosezeitraum eine höhere Variabilität aufweisen als im Kontrollzeitraum.

5.2.2 Prognose für 2041 bis 2050

Abb. 5.5 und Abb. 5.6 zeigen das Extremwertverhalten und die relativen Veränderungen für den zweiten Zukunftszeitraum von 2041 bis 2050. Zwischen dem Referenzjahr 2030 und dem Referenzjahr 2046 verändern sich vor allem die Extremwerte in den kurzen Dauerstufen noch einmal deutlich. Die Extremwerte der 5min-Niederschlagsintensität verdoppeln sich fast bezogen auf 1961 bis 1990. Karlsruhe ist hierbei ein Extremfall, aber auch andere Stationen zeigen starke Anstiege von über 50%. Erneut wird die Verteilung breiter; die Extrema höherer Jährlichkeit nehmen überproportional zu.

Während bei den meisten Stationen die Extrema in den kurzen Dauerstufen weiter ansteigen, nehmen die Extrema für längere Aggregierungszeiträume zwischen dem Referenzjahr 2030 und 2046 häufig leicht ab (ca. -10%), selbst wenn sie vorher angestiegen sind. Da die Verteilung des 24h-Maximums zwischen den beiden Generierungszeiträumen unverändert bleibt, kann dieses Phänomen nur auf die Wetterlagenabfolge nach dem Globalmodell und deren Zusammenspiel mit den Skalierungseigenschaften zurückzuführen sein. Es wird also an vielen Stationen in den langen Dauerstufen zwischen 2030 und 2046 eine Trendumkehr festgestellt.

Die in diesem Abschnitt nicht gezeigten Extremwertauswertungen der anderen Stationen liegen ebenfalls vor, würden aber den Rahmen dieser Dokumentation sprengen. Alle simulierten Zeitreihen aus dem Probebetrieb, sowie die Extremwertauswertungen werden bei der Übergabe von NiedSim-Klima mit übergeben.

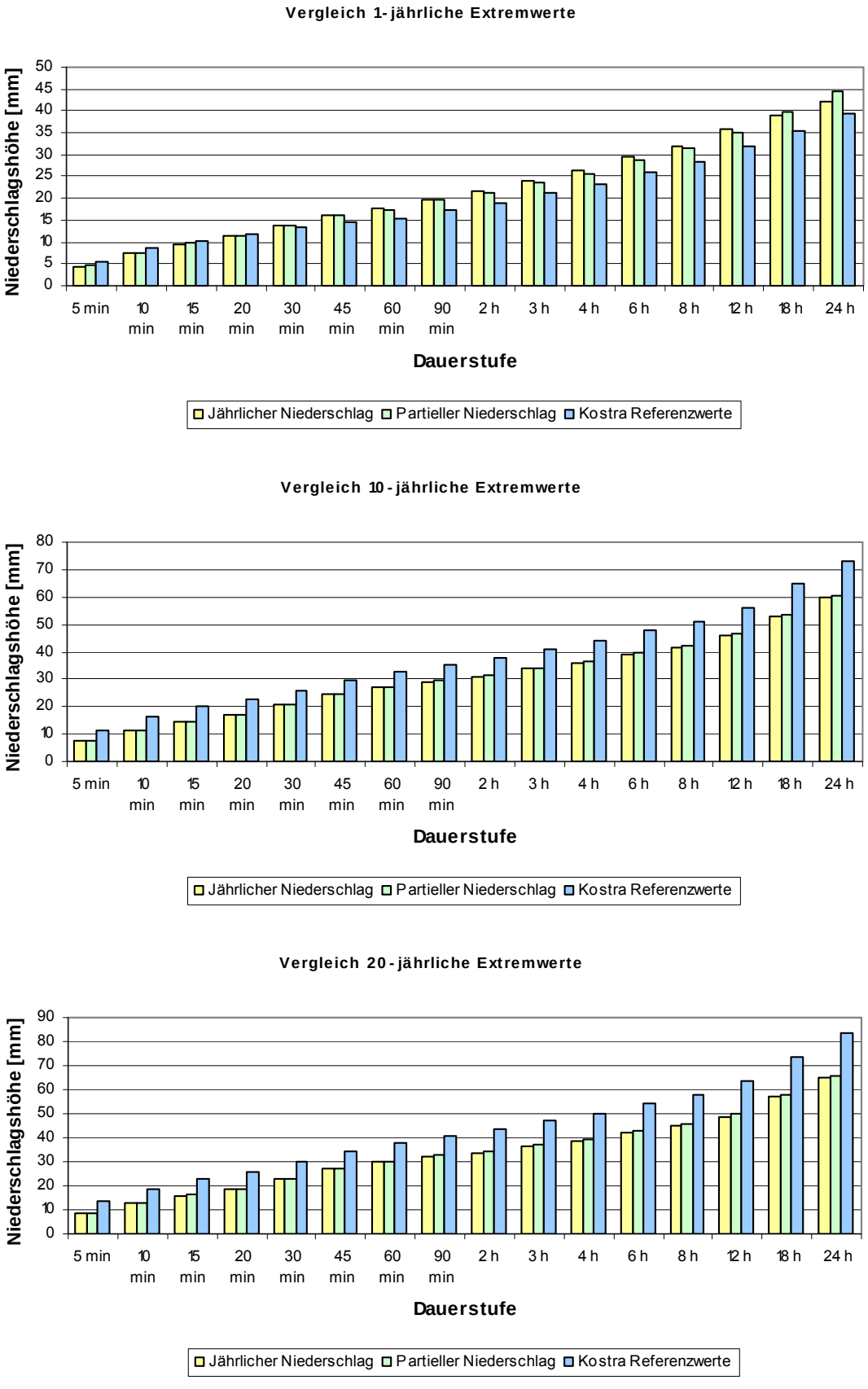


Abb. 5.3: Extremwertauswertung der simulierten Zeitreihe von 2025 bis 2034 am Standort Karlsruhe. Vergleich mit den KOSTRA-Werten für Karlsruhe

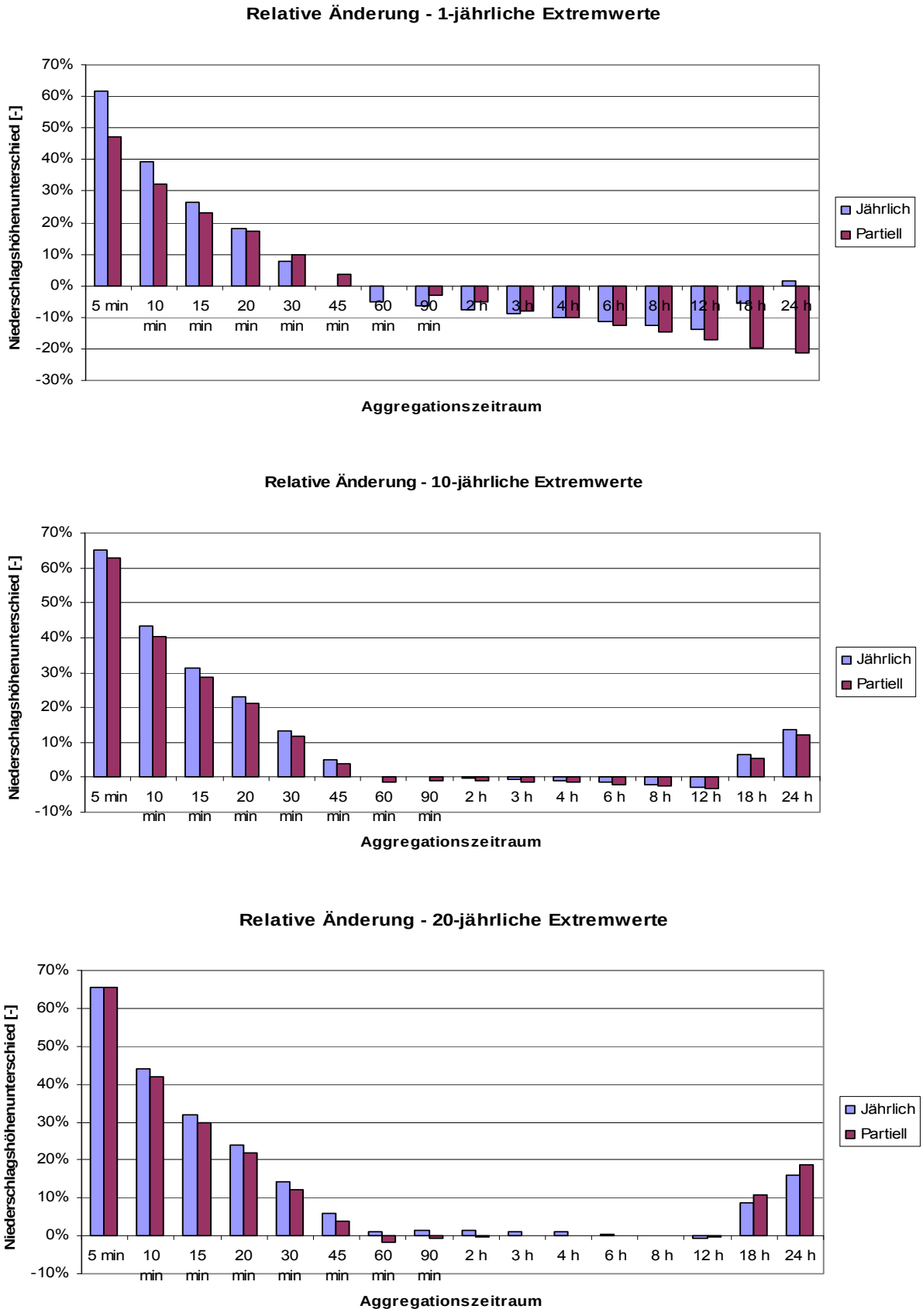


Abb. 5.4: Relativer Unterschied der Extremwerte unterschiedlicher Dauerstufen in der NiedSim-Klima Generierung für Karlsruhe zwischen dem Zeitraum von 1961 bis 1990 und dem Zeitraum von 2025 bis 2034

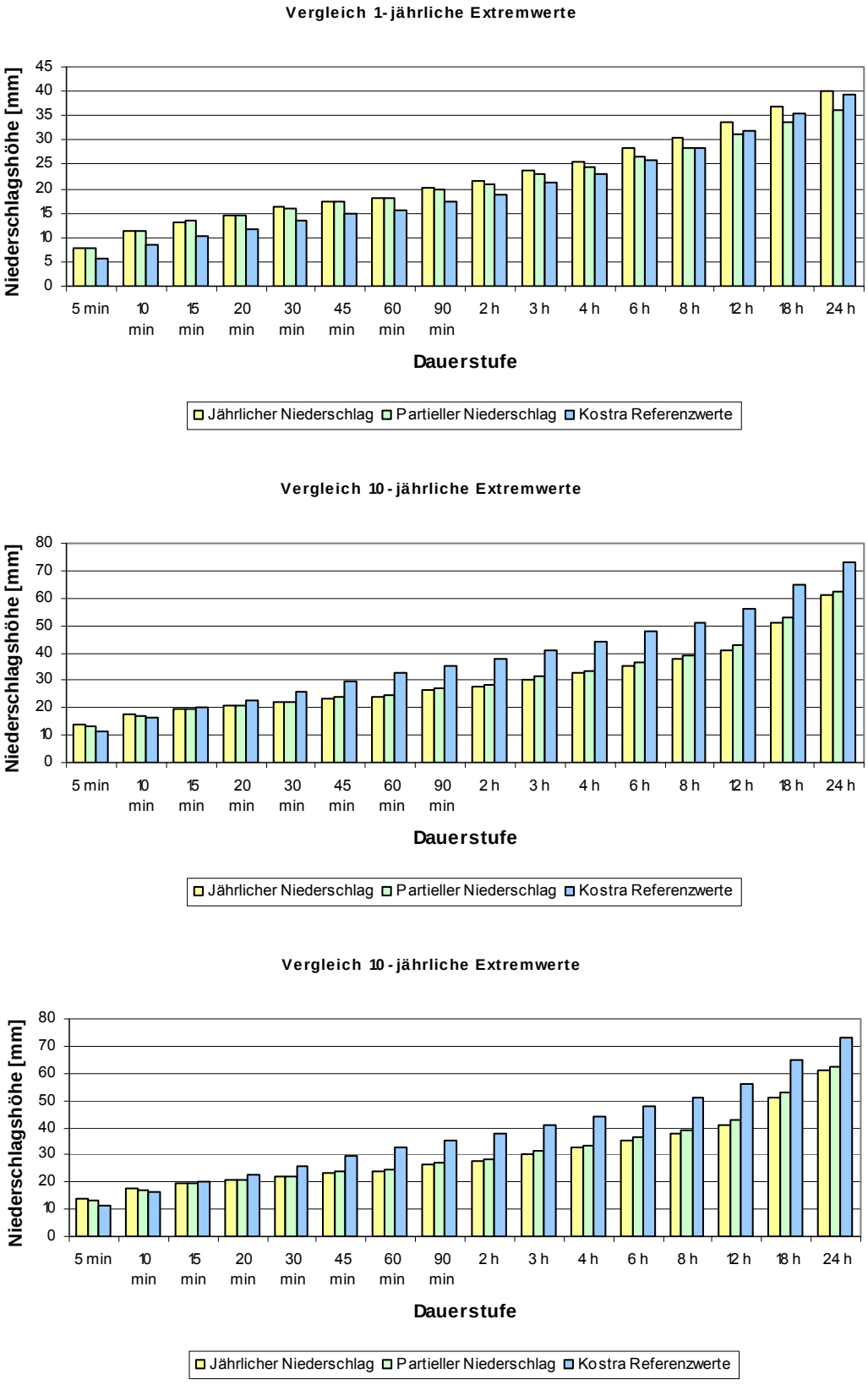


Abb. 5.5: Extremwertauswertung der simulierten Zeitreihe von 2025 bis 2034 am Standort Karlsruhe. Vergleich mit den KOSTRA-Werten für Karlsruhe

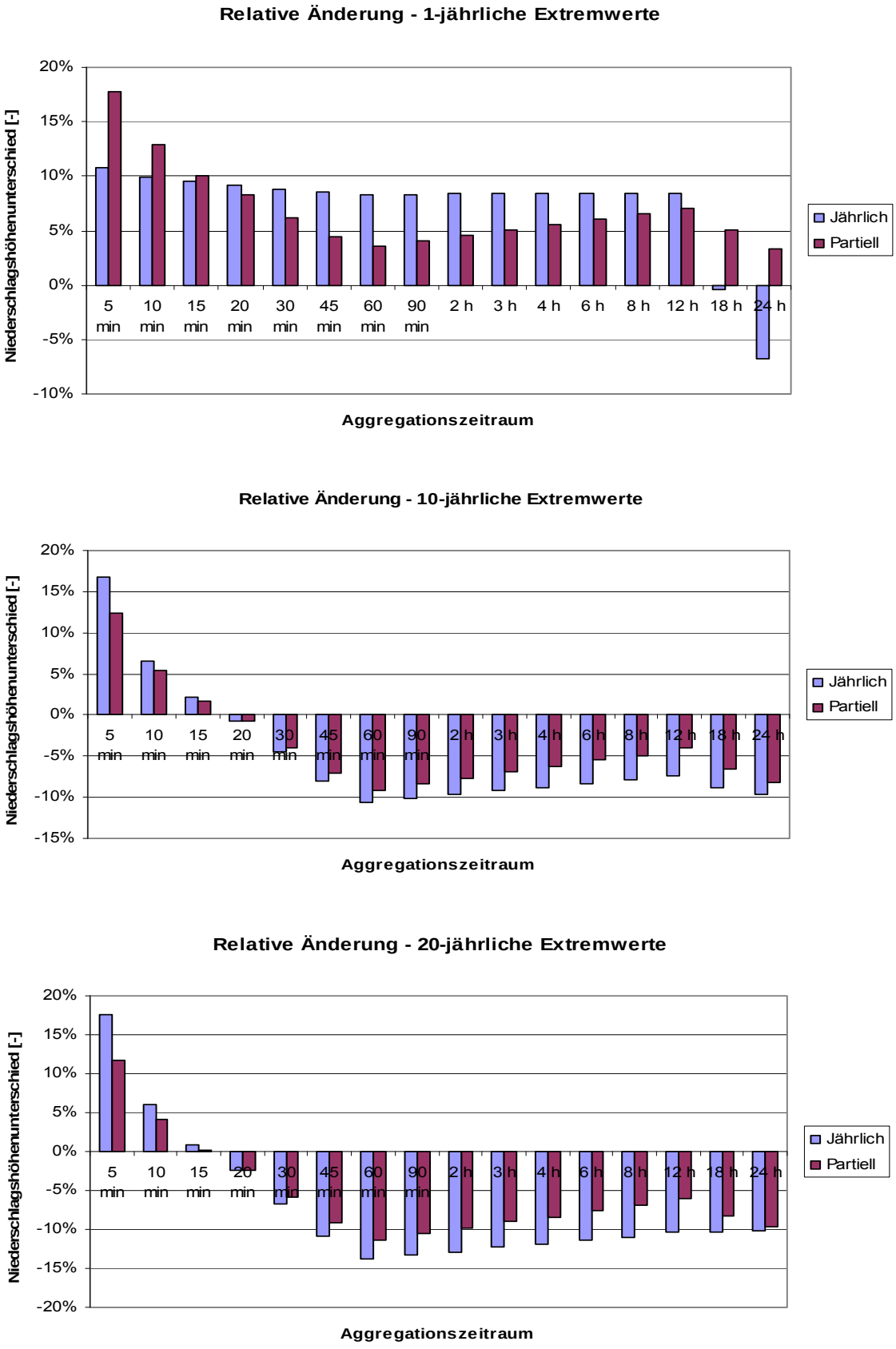


Abb. 5.6: Relativer Unterschied der Extremwerte verschiedener Dauerstufen in der NiedSim-Klima Generierung für Karlsruhe zwischen dem Zeitraum von 1961 bis 1990 und dem Zeitraum von 2041 bis 2050

5.3 Prognostizierte Entwicklung der Jahressumme

Tab. 5.3: Entwicklung der durchschnittlichen Jahressumme und der durchschnittlichen Jahreszeitensumme (September bis April bzw. Mai bis August) zwischen dem Kontrollzeitraum 1961 bis 1990 und den Prognosezeiträumen 2025 bis 2034 und 2041 bis 2050

Standort der Reihe	mittlere Niederschlagssumme Sep-Apr [mm]			mittlere Niederschlagssumme Mai-Jul [mm]			mittlere Jahressumme [mm]		
	1961-1990	2025-2034	2041-2050	1961-1990	2025-2034	2041-2050	1961-1990	2025-2034	2041-2050
Heilbronn	406.0	430.2	396.2	245.6	251.5	257.4	651.6	681.7	653.6
Karlsruhe	594.4	616.5	593.4	362.8	371.1	386.0	957.3	987.6	979.4
Isny	1277.7	1256.1	1253.7	931.0	917.4	930.7	2208.7	2173.5	2184.4
Freudenstadt	1176.9	1204.6	1147.7	553.3	584.8	570.7	1730.3	1789.4	1718.4
Ehingen	459.7	459.9	453.9	408.1	389.0	398.1	867.8	848.9	851.9
Bad-Mergentheim	456.5	464.6	445.7	216.7	231.4	243.2	673.2	696.0	688.9
Feldberg-West	1470.1	1473.3	1413.3	823.8	872.1	849.4	2293.9	2345.5	2262.7
Mannheim	496.6	501.5	498.6	363.7	389.1	384.2	860.3	890.5	882.8
Stuttgart	552.3	546.4	593.0	421.3	437.4	457.5	973.5	983.8	1050.5
Tübingen	479.8	491.7	466.8	411.4	405.2	394.0	891.2	896.9	860.8
Pforzheim	552.7	566.3	541.1	342.2	346.0	353.7	894.9	912.4	894.8
Sigmaringen	394.2	421.1	386.2	311.0	326.1	329.0	705.2	747.2	715.2
Aalen	625.7	634.1	602.3	351.2	381.2	372.9	976.9	1015.3	975.2
Villingen-Schwenningen	726.7	752.2	713.8	440.5	468.1	475.4	1167.2	1220.2	1189.2
Schwäbisch Hall	642.9	654.6	623.0	327.0	340.8	343.7	970.0	995.4	966.7
Konstanz	527.7	546.7	509.8	388.4	399.4	400.3	916.0	946.1	910.1
Ravensburg	674.9	674.7	664.0	453.0	500.3	484.7	1127.9	1175.0	1148.7
Freiburg	888.5	901.8	870.5	629.5	660.0	669.3	1518.0	1561.9	1539.7
Lörrach	604.9	595.6	578.3	370.7	383.1	381.8	975.6	978.7	960.2
Geislingen	791.0	792.0	782.4	543.5	568.4	582.3	1334.4	1360.4	1364.8
Biberach	450.2	459.3	442.5	385.2	413.8	411.9	835.4	873.1	854.4
Schorndorf	593.9	612.6	571.5	372.8	390.8	389.0	966.8	1003.4	960.6
Eberbach	742.7	770.6	711.1	292.9	319.0	315.8	1035.5	1089.6	1026.8
Sinsheim	529.7	551.3	522.2	275.9	285.9	296.8	805.6	837.2	819.0
Baden-Baden	898.7	931.4	880.1	451.3	467.7	483.9	1349.9	1399.2	1364.0
Kehl	463.6	460.1	448.1	300.0	312.0	327.9	763.6	772.1	776.0
Offenburg	561.9	572.0	543.7	342.1	358.5	358.5	904.0	930.5	902.3
Bruchsal	604.7	617.5	595.7	361.2	383.1	380.2	965.9	1000.5	976.0
Waldshut-Tiengen	825.0	841.4	792.8	420.3	438.6	445.2	1245.3	1280.0	1238.0
Herrenberg	454.3	412.5	435.9	314.6	307.9	304.6	768.9	720.4	740.5

Standort der Reihe	mittlere Niederschlagssumme Sep-Apr [mm]			mittlere Niederschlagssumme Mai-Jul [mm]			mittlere Jahressumme [mm]		
	1961-1990	2025-2034	2041-2050	1961-1990	2025-2034	2041-2050	1961-1990	2025-2034	2041-2050
Wertheim	507.8	516.1	496.2	257.6	261.5	257.7	765.5	777.6	753.9
Buchen	703.4	713.8	701.2	426.6	447.4	453.2	1130.0	1161.2	1154.4
Schöntal	677.2	689.7	668.7	399.6	418.5	420.8	1076.7	1108.2	1089.5
Ulm	601.2	598.9	604.5	438.5	441.1	458.1	1039.7	1040.0	1062.6
Pfullendorf	550.6	551.3	539.7	415.0	443.0	441.1	965.6	994.3	980.9
Sulz am Neckar	631.6	652.6	606.5	354.5	368.1	370.0	986.1	1020.8	976.5
Bad Urach	715.2	731.4	702.0	411.9	424.3	435.1	1127.1	1155.6	1137.1
Crailsheim	543.3	548.2	533.2	288.4	298.8	313.9	831.6	847.0	847.1
Backnang	504.8	528.4	503.8	299.2	309.7	311.1	804.0	838.1	814.8
Bad Wildbad	751.2	787.2	739.4	363.8	397.0	393.8	1115.0	1184.1	1133.2
Hornisgrinde	1392.1	1421.5	1362.9	687.7	718.3	723.8	2079.7	2139.8	2086.6
Haslach	865.6	872.6	832.1	482.5	473.0	496.2	1348.0	1345.6	1328.4
Tuttlingen	693.5	696.4	682.4	480.3	510.2	505.0	1173.9	1206.6	1187.3
Singen	617.1	631.9	609.0	439.6	444.3	457.2	1056.7	1076.3	1066.1
Balingen	487.1	510.2	478.1	339.9	343.1	354.4	827.0	853.3	832.5
Trochtelfingen	493.4	498.8	475.1	371.9	378.9	398.6	865.3	877.6	873.7
Bietigheim	418.5	433.0	414.1	278.2	292.7	301.6	696.7	725.7	715.7
Creglingen	481.1	485.7	471.2	246.5	264.4	272.3	727.6	750.1	743.5
Müllheim	744.2	745.9	718.6	486.2	483.1	494.8	1230.4	1229.0	1213.4
Ø	**659.2**	**669.9**	**645.2**	**405.7**	**420.8**	**425.2**	**1064.9**	**1090.7**	**1070.5**
± %		**+1.71%**	**-3.62%**		**+3.85%**	**+1.24%**		**+2.51%**	**-1.79%**

In Tab. 5.3 ist für jede der bisher generierten Stationen die durchschnittliche Jahressumme und die durchschnittliche Niederschlagssumme über die zwei Jahreszeiten September bis April sowie Mai bis Juli dargestellt. Die Jahressumme wird nicht als Vorgabe (z. B. in der Zielfunktion) verwendet, sondern ist ein Resultat der Generierung. Bestimmt werden die Jahressummen durch das Globale Zirkulationsmodell und zwar über die Regenwahrscheinlichkeit und die Starkregenwahrscheinlichkeit (Abschn. 3.1), sowie von den Parametern der Beta- und Weibull-Verteilung (Abschn. 3.1.2 und Abschn. 3.1.3). Da sich die Verteilungsparameter mit dem Zieljahr der Generierung nicht verändern, sind Veränderungen der Jahressumme direkt auf die prognostizierte Wetterlagenabfolge des Globalen Zirkulationsmodells zurück zu führen.

Im Mittel über alle Stationen nimmt die Jahressumme zwischen dem Kontrollzeitraum und den Prognosezeiträumen mit Zieljahr 2030 leicht zu (plus 2,5%). Zwischen 2030 und 2046 geht sie dann wieder etwas zurück. Nach Jahreszeiten aufgeschlüsselt zeigt sich, dass der Anstieg in der Jahressumme vor allem auf die Sommermonate zurückzuführen ist. Die Summe über die Monate von Mai bis August steigt im Schnitt zwischen dem Kontroll- und dem Prognosezeitraum 2030 um 3,9%. Spitzenreiter ist dabei Ravensburg mit etwas über 10%. Zwischen 2030 und 2046 nimmt die Sommer-Summe noch einmal minimal zu (1,2% bezogen auf 2030). Im restlichen Jahr zeigt sich ein umgekehrter Trend. Hier ist die

Summe über die 8 Monate von September bis April zuerst in etwa konstant, um dann zwischen 2030 und 2046 um etwa 3,5% zurückzugehen. Eine Handvoll Simulationen zeigt allerdings einen umgekehrten Trend. Dort geht die Jahressumme erst zurück, um anschließend zwischen 2030 und 2046 wieder anzusteigen. Bei der Generierung für Herrenberg ist dies am deutlichsten zu sehen. Hier beträgt die Abnahme bis 2030 etwas über 6%.

Das Verhalten der Jahressumme in den NiedSim-Klima-Generierungen widerspricht zum Teil den Ergebnissen, die aus Trendfortschreibung gewonnen werden konnten, wie z. B. KLIWA (2002). Dort wurde ein Anstieg der Niederschlagsmengen im Winterhalbjahr und ein (nicht überall signifikanter) Rückgang im Sommerhalbjahr prognostiziert. Es könnte also sein, dass das Globale Zirkulationsmodell die zukünftige Wetterlagenabfolge so schlecht abbildet (siehe Abschn. 4.1), dass der „wahre“ Trend ins Gegenteil verkehrt wird. Stimmt es, was die Wetterlagenabfolge aus ECHAM5 prognostiziert, so wird sich ab 2030 die Niederschlagsverteilung über das Jahr leicht in Richtung der Sommermonate verschieben.

Vom DWD gab es im letzten Jahr Meldungen bezüglich der Veränderungen in den Wetterlagen, die an den Messstationen des Deutschen Wetterdienstes beobachtet wurden. Demnach haben zwischen der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts und den letzten beiden Dekaden die Hochdrucklagen im Sommer zu- und die Westwindlagen abgenommen. Gleichzeitig wurden die Wetterlagen kurzlebiger, änderten sich also schneller. Außerdem nahmen die Troglagen zu, die zu sehr niederschlagsreichem und oft auch unwetterartigem Kaltluftwetter führen können (vgl. CP11, Abb. 4.15). Ebenfalls erwähnt wurde, dass sich in Deutschland im Sommer erst dann stabiles Hochdruckwetter einstellen kann, wenn die frühsommerlichen Temperaturunterschiede zwischen einem noch kühlen Atlantik und der schon aufgeheizten asiatischen Landmasse ausgeglichen sind, weil sonst die starke Konvektion über Asien stetig Luft nachsaugt und es dadurch häufiger zu westlicher Anströmung über Mitteleuropa kommt. Es könnte also sein, dass die Sommer in Europa nasser werden, wenn sich Asien im Vergleich zum Atlantik und zu Westeuropa mit dem Klimawandel überproportional aufwärmt. Zu untersuchen, ob dies tatsächlich vom Klimamodell prognostiziert wird, würde aber den Rahmen dieser Untersuchung sprengen. Veröffentlichungen, die diese These stützen würden, gibt es noch keine. Die Aussagen des DWD wurden bisher nur in Interviews und Pressemeldungen herausgegeben.

5.4 Regionalisierung der Extremwertauswertung nach KOSTRA

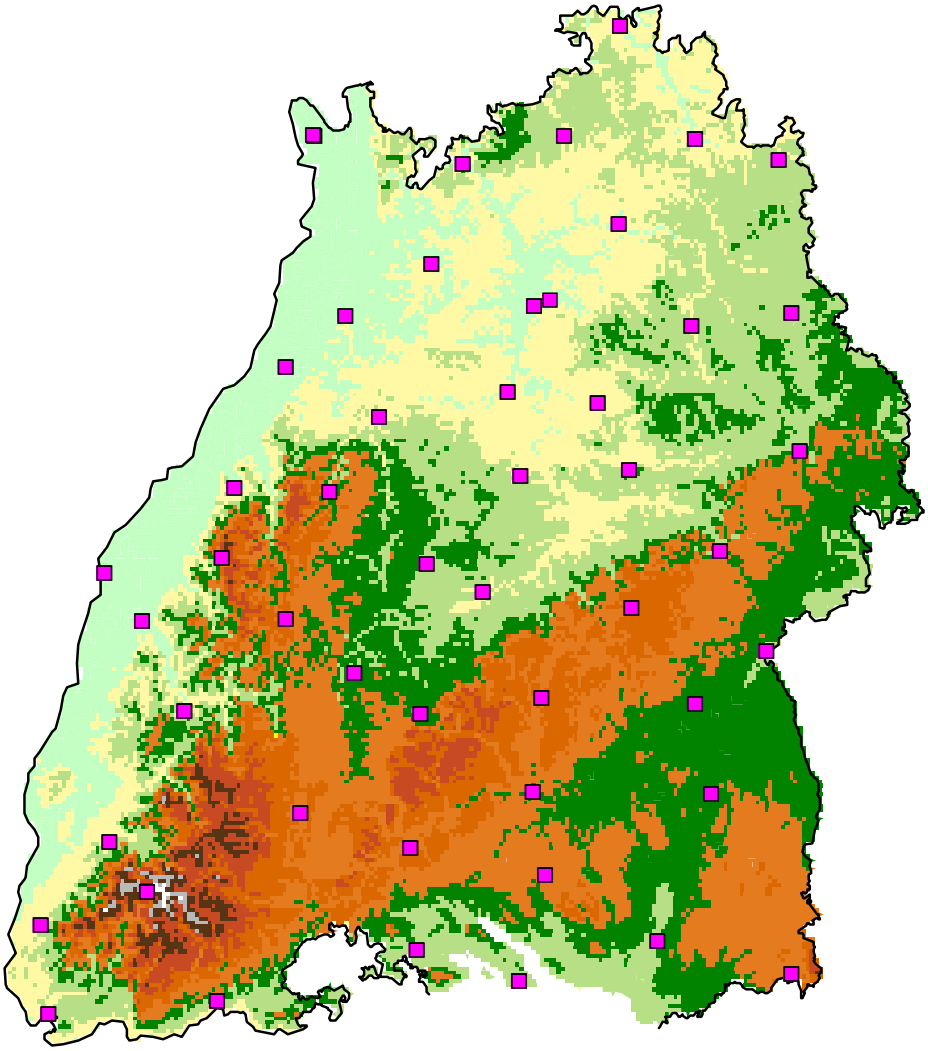


Abb. 5.7: Lage der bisher generierten NiedSim-Klima Niederschlagsstationen. Für jeden Standpunkt liegen Zeitreihen für 1961 bis 1990, 2025 bis 2034 und 2041 bis 2050 vor.

Abb. 5.7 zeigt die Lage der bisher in NiedSim-Klima generierten Niederschlagsstationen. (Dabei handelt es sich um die Simulationsnummern von 0161 bis 0310. Die vorherigen Generierungen wurden noch nicht mit der abschließenden Version von NiedSim-Klima durchgeführt.) Bisher liegen Generierungen an 49 Standorten vor. Es wurde versucht, die Generierungen möglichst gleichmäßig über Baden-Württemberg zu verteilen und gleichzeitig jeden Standort wenn möglich einer größeren Stadt zuzuweisen. Für jeden der 49 Standorte wurden drei synthetische Zeitreihen erzeugt, für den Kontrollzeitraum von 1961 bis 1990 und für die zwei Prognosezeiträume von 2025 bis 2034, sowie von 2041 bis 2050. Als Regionalmodell wurde in allen Fällen das REMO-Modell verwendet, da dieses die pessimistischste Abschätzung der Extremwerte liefert.

Analog zum Beispiel Karlsruhe wurde für alle Standorte eine Extremwertauswertung nach KOSTRA durchgeführt und die Ergebnisse aller Dauerstufen und Jährlichkeiten in den verschiedenen Zeiträumen verglichen. Um ein Gesamtbild der prognostizierten Veränderungen im Extremwertverhalten des Niederschlags zu erhalten, wurden die Ergebnisse der 3 Extremwertauswertungen an den 49 Standorten regionalisiert. Das bedeutet, mittels Kriging wurden die punktuellen Ergebnisse jedes Zeitraums, jeder

Dauerstufe und jeder Jährlichkeit auf das 1km^2-Raster von NiedSim-Klima übertragen. Wie bei den NiedSim-Parameterfeldern auch, wurde External Drift Kriging durchgeführt (Abschn. 3.5.2).

Die Ergebnisse der Regionalisierung sind zur Erhöhung der Übersicht im Anhang aufgeführt (Seite 136 ff.). Dargestellt sind die 1-jährlichen, 10-jährlichen und 100-jährlichen Extremwerte nach KOSTRA für die Dauerstufen von 5 min, 1 h, 6 h und 24 h. Dazu gibt es für jede Jährlichkeit und Dauerstufe einen Vergleich (Zunahme / Abnahme in [mm]) zwischen den Extremwerten im Kontrollzeitraum und den Extremwerten in den zwei Prognosezeiträumen 2025 bis 2034, sowie 2041 bis 2050.

Die Dauerstufen werden unterschiedlich stark von den verschiedenen NiedSim-Generierungsparametern geprägt. Die 1h-Werten hängen nur von den Verteilungsparametern und der Wetterlagenabfolge nach dem globalen Klimamodell (Abschn. 3.1) ab, da sie bei der Optimierung der Wertenanordnung und bei der Disaggregierung nicht mehr verändert werden. Die 5 min-Extremwerte werden darüber hinaus stark von den Skalierungsparametern bestimmt (Abschn. 3.2.5). Die Extremwertverteilung der 24 h-Niederschlagssumme wird von den Regionalmodellen vorgegeben (Abschn. 3.2.8). Die Dauerstufe von 6 h wird von keinem der NiedSim-Parameter direkt beeinflusst. Bei den 6 h Extremwerten zeigt sich also das Zusammenspiel aller NiedSim-Parameter.

Die Dauerstufen reagieren nicht alle gleich auf den prognostizierten Klimawandel und auch die Extrema unterschiedlicher Jährlichkeit auf der gleichen Dauerstufe zeigen deutliche Unterschiede.

Bei den im Folgenden beschriebenen Ergebnissen darf nicht vergessen werden, dass es sich um Extremwertstatistik für die Zukunft handelt. Die Länge der ausgewerteten Zeitreihen beträgt jeweils 30 Jahre. Die Extremwertstatistik wird damit für die hohen Jährlichkeiten relativ unsicher. Die 100-jährlichen Extremwerte müssen dementsprechend vorsichtig interpretiert werden. Dasselbe gilt für die räumliche Verteilung der Extremwerte. Hier können sich eventuelle Modellfehler im Regionalen und Globalen Klimamodell eventuell sehr stark auswirken.

5.4.1 Die Extrema der disaggregierten 5 min-Niederschlagswerte

Die Verteilung der 5 min-Extremwerte über Baden-Württemberg scheint wenig spezifisch. (vgl. Abb. A.1 auf Seite 136). Im Nordwesten des Landes sind die 5 min-Extremwerte generell etwas niedriger, genauso in den Hochlagen von Nord- und Südschwarzwald. Das widerspricht etwas der Erfahrung, dass die Niederschlagswerte mit der Höhe ansteigen müssten. Die geringe räumliche Spezifität macht hingegen durchaus Sinn. Die räumlichen Effekte des Klimawandels auf sehr kurze Dauerstufen sind mit den für die Prognose zur Verfügung stehenden Mitteln nur sehr grob vorauszusagen.

Vergleicht man die Unterschiede zwischen dem Kontroll- und dem Prognosezeitraum (Abb. A.2 Seite 137) so zeigt sich, dass die 5 min-Extremwerte fast überall zunehmen. Nur in einer kleinen Insel rund um Tübingen bleiben sie in etwa konstant. (Türkis bis blau: Zunahme; rot bis gelb: Abnahme der Extremwerte.) Die Bilder für das Referenzjahr 2030 und das Referenzjahr 2046 unterscheiden sich dabei wenig, außer dass sich die prognostizierte Entwicklung bis 2046 noch verstärkt.

Der Anstieg ist unabhängig von der betrachteten Jährlichkeit. Das 10-jährliche und 100-jährliche Extrem in der kurzen Dauerstufe steigen fast flächendeckend sehr stark an.

5.4.2 Die Extrema der 1 h-Niederschlagswerte

Die Felder der 1 h-Extremwerte zeigt deutlich mehr räumliche Struktur, da hier über die Niederschlagswahrscheinlichkeit und die Verteilungsfunktionsparameter aus Beta- und Weibull-Verteilung viel räumliche Information in die Generierung eingehen kann (Abb. A.7 bis Abb. A.12, Seiten 142 bis 147). Die großräumlichen Strukturen in Baden-Württemberg sind deutlich in den Extremwerten zu sehen. Das 1-jährliche Extrem ist in den Höhenlagen des Schwarzwalds, sowie in der Region Oberschwaben / Allgäu besonders hoch. Im Nordosten, der auch generell eine der trockensten Regionen Baden-Württembergs ist, sind die von NiedSim-Klima prognostizierten Extremwerte am niedrigsten. Für die höheren Jährlichkeiten verändert sich die räumliche Struktur etwas. Bei den höheren Jährlichkeiten sticht der Schwarzwald nicht mehr so deutlich heraus. Zudem zeigen sich in den Feldern z. T. sogenannte „Bull's Eyes", also kreisrunde Stellen von besonders hohen oder besonders niedrigen Werten. Diese sind als Artefakte des Krigings anzusehen und entstehen um Stationen, mit im Vergleich zu den umliegenden Statioinen besonders hohen oder besonders niedrigen Werten. Um die Bull's Eyes müssen noch weitere Niederschlagszeitreihen generiert werden, um die räumliche Verteilung der Extrema in diesen Bereichen realistischer darzustellen.

Betrachtet man die Entwicklung zwischen dem Kontrollzeitraum und den Prognosezeiträumen (Abb. A.8, Abb. A.10 und Abb. A.12) zeigt sich ein sehr heterogenes Bild. Die 1-jährlichen Extremwerte nehmen im Westen (Rheintal und Schwarzwald) generell zu. Besonders stark ist die Zunahme im Nordwesten. Auf der schwäbischen Alb und im Nordwesten von Baden-Württemberg nehmen sie hingegen ab. Auffällig ist, dass es einen starken Unterschied zwischen dem ersten Prognosezeitraum um das Referenzjahr 2030 und dem zweiten um 2046 gibt. Bei einigen generierten Zeitreihen im westlichen Schwarzwald kehrt sich der Trend zwischen 2030 und 2046 um. Bei den höheren Jährlichkeiten ergibt sich noch einmal ein etwas anderes Bild. Sowohl die Zunahme im Rheintal als auch die Abnahme der Extremwerte im Nordosten verliert sich in den höheren Jährlichkeiten, vor allem im Bezug auf den zweiten Prognosezeitraum. Gleichzeitig zeigt sich ein „Bull's Eye" mit einem starken Anstieg der Extremwerte um die Generierung für Ravensburg.

5.4.3 Die Extrema der 6 h-Niederschlagssummen

Das räumliche Feld der 6 h-Extremwerte ist vergleichbar mit dem der 1 h-Extrema. Auch hier ist der Schwarzwald deutlich zu sehen. Vor allem die Südhälfte sticht mit deutlich höheren Werten heraus. Im Nordosten sind die Extrema wiederum niedriger (Abb. A.13 bis Abb. A.18, Seite 148 bis Seite 153).

Zwischen dem Kontrollzeitraum und den Prognosezeiträumen nehmen die Extremwerte generell leicht ab. Eine Ausnahme bildet der Südschwarzwald und das Gebiet zwischen Südschwarzwald und Alb, wo die Extrema für alle Dauerstufen leicht zunehmen. Im äußersten Südosten, im schwäbischen Allgäu, werden nur die Extrema höherer Dauerstufen größer.

5.4.4 Die Extrema der 24 h Niederschlagssummen

Die 24h-Niederschlagssummen zeigen ein je nach Jährlichkeit sehr unterschiedliches Verhalten (Abb. A.19 bis Abb. A.24 Seite 154 bis Seite 159). Die Extremwertverteilung wird also breiter. Dies resultiert aus der steigenden Variabilität der Extremwerte aus den RCM-Prognosen (Abschn. 4.3).

Dementsprechend geht das 1-jährliche Extrem praktisch überall deutlich zurück. Vom Kontrollzeitraum bis zum zweiten Prognosezeitraum von 2041 bis 2050 zum Teil um über 20%, wie z. B. im Nordosten von Baden-Württemberg. Dem gegenüber steigen die Extrema höherer Jährlichkeit in vielen Gebieten an. Besonders stark ist der Anstieg wiederum im südlichen Schwarzwald, sowie auf der schwäbischen Alb. Nur eine Insel im Zentrum des Landes (ungefähr im Bereich, Sulz am Neckar, Tübingen, Tuttlingen) zeigt fast keine Veränderungen.

6 Ausblick

Die Regionalisierung der Extremwertauswertung (Abschn. 5.4) kann noch einmal verfeinert werden, sobald mehr generierte Stationen vorliegen. Die Felder der Niederschlagsintensitäten sind für manche Jährlichkeiten und Dauerstufen nicht überall räumlich kohärent. Dies zeigt sich an kreisrunden Stellen besonders hoher oder niedriger Werte, die auf einen Ausreißer einer einzigen Station zurück gehen (z. B. die Station Ravensburg bei der Auswertung für die Dauerstufe von 6h). In solchen Bereichen muss das Netz an Generierungsstandorten verdichtet werden. Es bleibt abzuwarten, ob generierte Zeitreihen in der Umgebung die bestehenden Auffälligkeiten bestätigen oder ob es sich dabei um räumliche Inkohärenzen handelt, die als Artefakte in der Generierung entstehen.

Räumliche Inkohärenz könnte sich aus der Abschätzung der 24h-Niederschlagsmaxima nach den Regionalen Klimamodellen ergeben. Hier gibt es noch Möglichkeiten der Optimierung. Die bisherige Anpassung über den Korrekturfaktor führt zu räumlichen Unstetigkeiten. So ist das Generierungsraster z. B. in den Feldern des 100-jährlichen Extremniederschlags als deutliche „Kanten“ zu sehen (vlg. Abb. 4.36 bis Abb. 4.38). In der Natur ist davon auszugehen, dass alle Faktoren, die auf die Verteilung der Niederschlagsintensitäten wirken, in ihrem Einfluss räumlich kontinuierlich ab- oder zunehmen. Sprünge in der prognostizierten räumlichen Verteilung sind unrealistisch. Mit einem Block-Kriging Ansatz könnten diese Sprünge vermieden werden. Anstatt jeden Punkt des NiedSim-Rasters auf die nächstgelegene Rasterzelle der Regionalen Klimamodelle zu beziehen, werden beim Block-Kriging immer alle umliegenden Rasterzellen zur Abschätzung herangezogen, wobei sich die Gewichte der Rasterzellen mit dem Abstand zum Zielpunkt des Krigings stetig verändern. Dadurch ist sichergestellt, dass im feineren, interpolierten Feld eine stetige Werteverteilung über die Fläche entsteht. Ein Problem beim Block-Kriging ist, dass die zu verarbeitenden Matrizen sehr groß werden und dadurch der Rechenaufwand so hoch werden könnte, dass das Verfahren vom Rechenaufwand her nicht mehr praktikabel ist. (Für weitergehende Informationen über das Block-Kriging sei das Buch „Mining Geostatistics“ von A. Journal und C. Huijbregts empfohlen.)

Die Abschätzung der Skalierung der Niederschlagswerte unterschiedlicher Dauerstufen ist naturgemäß recht grob, da hierbei nur auf beobachtete Daten aus der Vergangenheit zurück gegriffen werden kann. Weder die Globalen noch die Regionalen Klimamodelle machen hierzu eine Aussage, weil ihre zeitliche Auflösung dafür nicht ausreicht. In manchen Bereichen Baden-Württembergs können die Skalierungsparameter am Ende des Prognosezeitraums sehr kleine Werte annehmen. Der Niederschlag konzentriert sich dadurch auf eventuell unrealistisch kurze Zeitspannen. Hier ist es eine Überlegung wert, ob die Entwicklung des Skalierungsparameters nicht begrenzt werden sollte. Es könnte beispielsweise die multiplikative Trendfortschreibung, wie sie im Moment durchgeführt wird, durch eine Abklingkurve ersetzt werden, die einen bestimmten Minimalwert nicht unterschreiten darf. Die Festlegung dieses Minimalwerts müsste allerdings willkürlich erfolgen und hat starken Einfluss auf die Generierung.

Auch bei der Berücksichtigung der 24h-Niederschlagsmaxima in der Generierung sind Veränderungen denkbar. Anstatt wie bisher nur einen Extremwert mit dem aus der Gumbelverteilung gezogenen 24h-Maximum zu vergleichen, könnte man auch die höchsten zwei oder drei Werte eines Jahres mit Vorgabewerten aus der Gumbelverteilung vergleichen. Das hätte zur Folge, dass die Extremwertauswertungen von jährlicher und partieller Serie nicht mehr so stark auseinander klaffen könnten, wie sie es bisher an manchen Standorten tun.

Nicht zuletzt ist für eine abschließende Bewertung der NiedSim-Klima Reihen die Anwendung in der Praxis abzuwarten. Erst wenn die Reihen ihrer Bestimmung übergeben

wurden und stadthydrologische Anwendungen, wie z. B. ein Kanalnetzmodell, damit betrieben wurden, kann abschließend geklärt werden, wie realistisch die mit NiedSim-Klima prognostizierten Niederschlagszeitreihen sind.

7 Ablauf der Generierung

7.1 Soft- und Hardwareanforderungen

Da NiedSim-Klima vollständig in das NiedSim-System integriert ist, sind die Soft- und Hardwareanforderungen die gleichen wie bisher.

Das NiedSim-System funktioniert auf jedem Rechner mit einem Betriebssystem aus der Microsoft Windows® Familie. Die Entwicklung erfolgte in Windows 2000® und Windows XP®. In Hessen läuft NiedSim erfolgreich auf einem Computer mit Windows NT®. Bezüglich Windows Vista® liegen noch keine Erfahrungen vor, das NiedSim-System sollte aber auch unter diesem Betriebssystem erfolgreich arbeiten. Auf dem verwendeten Rechner muss Microsoft Excel® installiert sein. Außerdem wird ArcView® aus dem Hause ESRI benötigt. Die Entwicklung erfolgte in ArcView 3.3, die Kompatibilität mit ArcView 3.2 wurde erfolgreich getestet.

An die Hardware ergeben sich keine über die Anforderungen durch Windows, Excel und ArcView hinausreichenden Forderungen. Prinzipiell läuft NiedSim auf jedem PC, auf dem auch die genannten Anwendungen laufen. Die Generierungsdauer einer Zeitreihe hängt von der Rechnergeschwindigkeit ab, wie weiter unten dargestellt ist.

7.2 Dateistruktur

Da ESRI ArcView mit absoluten Pfadangaben arbeitet, sollte das NiedSim-System immer auf der Festplatte D:\ des jeweiligen Computers installiert sein. Grundsätzlich arbeiten alle weiteren Programme nur mit relativen Pfaden, so dass eine Installation auf Festplatten mit anderen Laufwerksbuchstaben oder in Unterverzeichnisse möglich ist. Hierzu ist allerdings einiger Aufwand nötig, um das ArcView-Projekt entsprechend umzubauen. Dieser Aufwand sollte möglichst vermieden werden.

Damit alle Verzeichnisbezüge stimmen, muss die Ordner- und Dateistruktur dem im Folgenden beschriebenen Schema entsprechen (siehe Abb. 7.1). Damit klar ist, an welchen Stellen sich durch NiedSim-Klima Erweiterungen in der bestehenden Ordnerstruktur ergeben, sind die Ordner, welche vom klassischen NiedSim verwendet werden, ebenfalls aufgeführt.

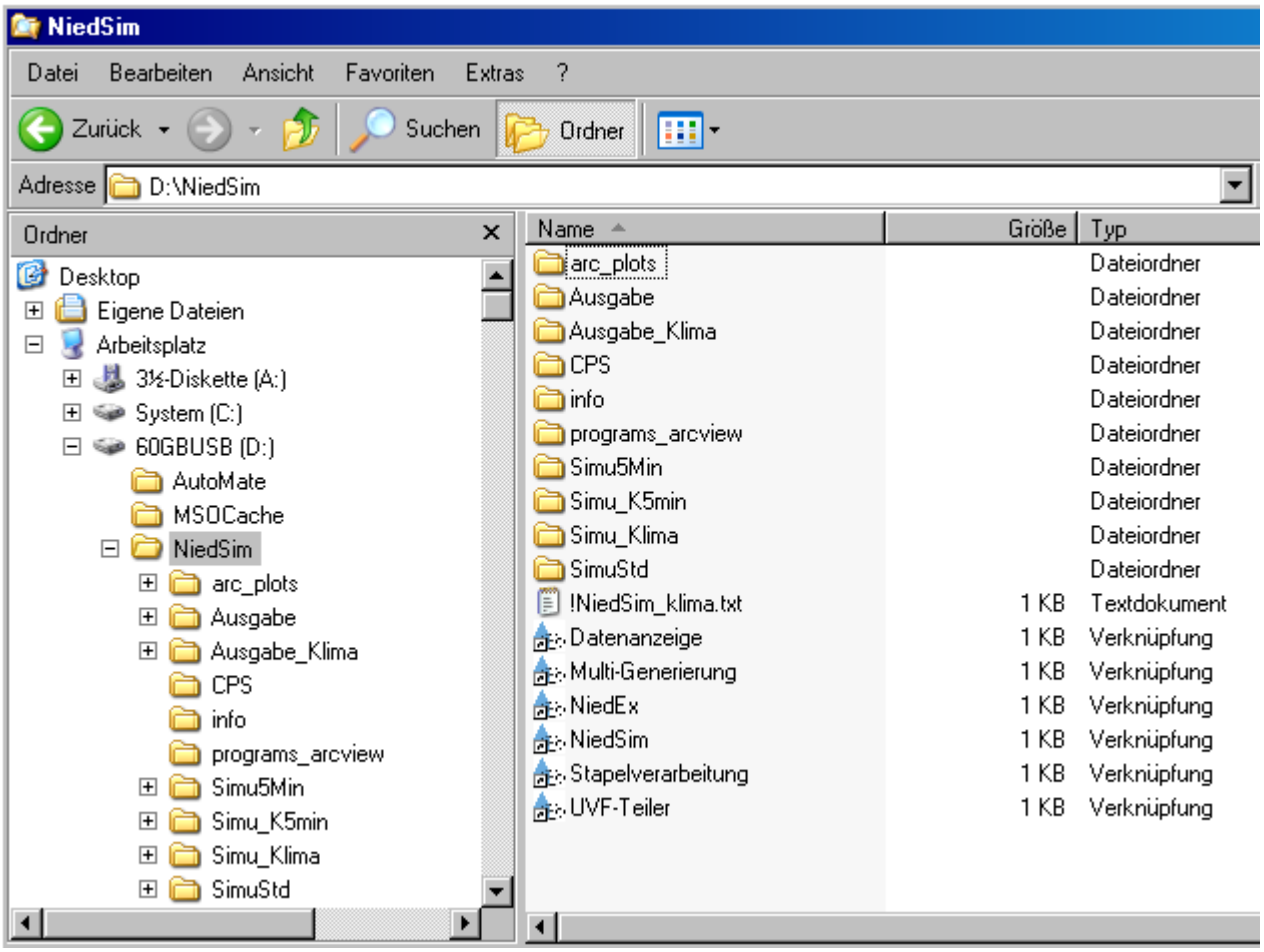


Abb. 7.1: Dateistruktur des NiedSim-Systems

In dem Ordner D:\NiedSim liegen alle für das NiedSim-System notwendigen Daten und Programmteile. Alle Ausgaben von NiedSim und NiedSim-Klima erfolgen bei Verwendung der Standardeinstellungen ebenfalls in diesen Ordner. Der Inhalt der Unterordner von D:\NiedSim in Abb. 7.1 rechts wird in Tab. 7.1 zusammengefasst. Die Spalte *Status* gibt an, ob sich im Betrieb von NiedSim in dem Ordner Änderungen ergeben oder nicht.

Tab. 7.1: Ordnerinhalte in D:\NiedSim

Ordner	Inhaltsbeschreibung	Status
arc_plots	Alle Programme und die Datenbasis, die zum Generieren benötigt werden. ArcView-Daten, Programme zum Visualisieren der Rasterfelder in der Datenbasis	unverändert
Ausgabe	Ablage der Niederschlagsreihen in Exportformaten, Kennwerte der simulierten Reihen für das klassische NiedSim	wächst
Ausgabe_Klima	Ablage der Niederschlagsreihen in Exportformaten, Kennwerte der simulierten Reihen für NiedSim-Klima	wächst
CPS	Zeitreihen der Circulation Patterns (CPs), notwendig zur Generierung im klassischen NiedSim	unverändert
programs_arcview	Bat-Dateien, die die Schnittstelle zwischen ArcView und Fortran herstellen	unverändert
Simu5Min	Ablage der Niederschlagsreihen im Hausformat, 5 min-Auflösung für die Generierung mit klassischem	wächst

	NiedSim	
SimuStd	Ablage der Steuerdateien für die Generierung der einzelnen Niederschlagsreihen mit klassischem NiedSim, Ablage der Niederschlagsreihen im Hausformat, 1 h-Auflösung	wächst
Simu_K5min	Ablage der Niederschlagsreihen im Hausformat, 5 min-Auflösung für die Generierung mit NiedSim-Klima	wächst
Simu_Klima	Ablage der Steuerdateien für die Generierung der einzelnen Niederschlagsreihen mit NiedSim-Klima, Ablage der Niederschlagsreihen im Hausformat, 1 h-Auflösung	wächst

Die generierten Niederschlagsreihen werden in die Ordner mit Status *wächst* abgelegt. Die Größe dieser Ordner wird im Laufe der Nutzung zunehmen.

7.3 Aufbau der Niederschlagsgenerierung in NiedSim-Klima

Alle Generierungsprogramme des NiedSim-Systems sind in Visual Fortran geschrieben. Fortran ist eine systemnahe Programmiersprache, wodurch rechenaufwändigen Generierungsprogramme sehr schnell werden. Die Ansteuerung von Fortran-Programmen ist andererseits wenig komfortabel. Darum ist das NiedSim-System in einem ArcView-Projekt eingebettet, das als Schnittstelle zum Anwender dient. Im ArcView-Projekt werden die notwendigen Einstellungen gewählt und von diesem über Bat-Dateien und Steuerungsdateien (vgl. Anhang C) an die Generierungsprogramme übergeben. Abb. 7.2 zeigt die Reihenfolge der Programmaufrufe bei der Generierung einer Zeitreihe mit NiedSim-Klima.

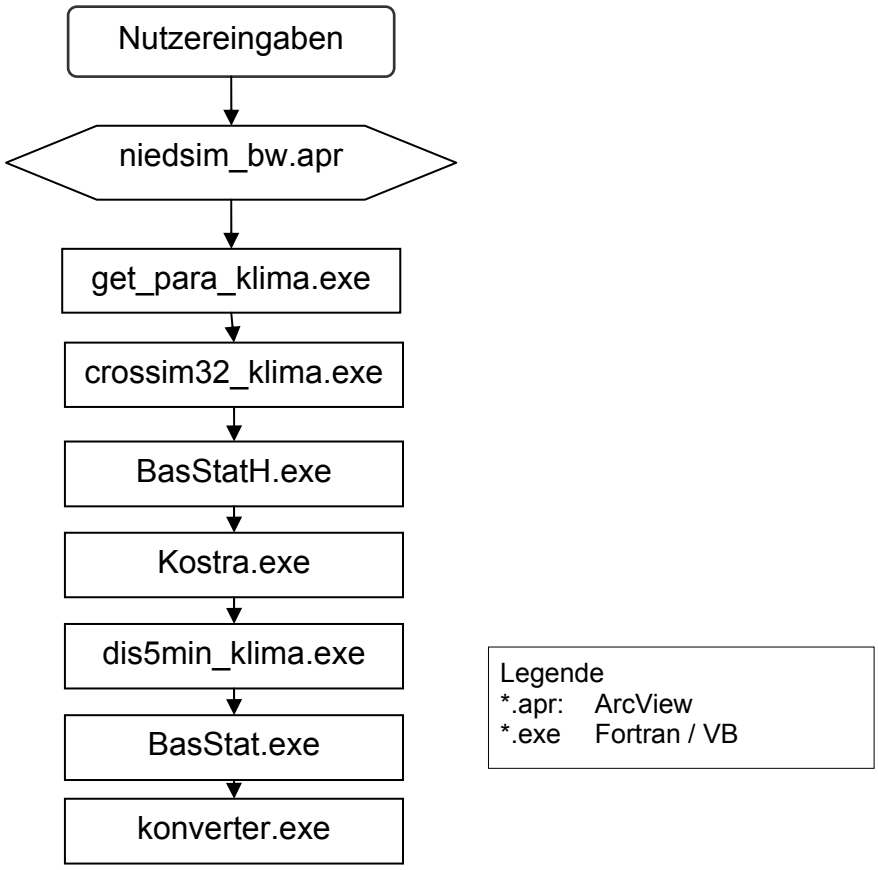


Abb. 7.2: Reihenfolge des Programmaufrufs bei Generierung

Die Funktion der einzelnen Programme aus Abb. 7.2 ist in Tab. 7.2 zusammengefasst.

Die Unterprogramme *BasStatH.exe, Kostra.exe, BasStat.exe* und *konverter.exe* werden sowohl vom klassischen NiedSim als auch von NiedSim-Klima verwendet. Sie wurden dementsprechend erweitert, so dass sie sowohl Zeitreihen des klassischen NiedSim als auch von NiedSim-Klima einlesen können.

Tab. 7.2: Übersicht über die Funktionen der Programme

Name	Funktion
niedsim_bw.apr	Benutzeroberfläche, Anlage der Ablagestruktur
get_para_klima.exe	- Auslesen der Parameter aus der Datenbasis - Resampling der Wetterlagenabfolge (Abschn. 3.4) - Ablage der Parameterfiles der Genierung im Ordner \para_klima
crossim32_klima.exe	Generierung der Stundenwerte (Abschn. 3.1 bis Abschn. 3.2)
BasStatH.exe	Berechnung grundlegender Statistiken aus der erzeugten Zeitreihe in Stundenauflösung
Kostra.exe	KOSTRA-Auswertung der Stundenreihe
Dis5min.exe	Disaggregierung der Stundenwerte → Erzeugen einer Reihe in 5 Minutenauflösung (Abschn. 3.3)
BasStat.exe	Berechnung grundlegender Statistiken aus der erzeugten Zeitreihe in 5 Minutenauflösung
konverter.exe	Konvertierung der erzeugten Zeitreihen in Exportformate für die Weiterverarbeitung

7.4 Rechenzeiten

Die Generierung einer Niederschlagsreihe mit NiedSim-Klima ist sehr rechenintensiv, da sie auf einer stochastischen Simulation beruht. Die benötigte Zeit für eine Generierung hängt von der Länge der zu generierenden Zeitreihe und von dem zur Verfügung stehenden Computer ab. In Tab. 7.3 ist die Rechenzeit für einen Computer mit einem Intel Pentium 4® Prozessor mit einer Taktfrequenz von 3 Gigahertz und einem Arbeitsspeicher der Größe 512 Megabyte angegeben.

Tab. 7.3: Rechenzeit für die einzelnen Simulationsschritte in Abhängigkeit von der Simulationsdauer

Tätigkeit	Simulationsdauer 1 Jahr	Simulationsdauer 30 Jahre
Simulation Stundenreihe	3 min	90 min = 1,5 h
Disaggregierung	5 min	150 min = 2,5 h
Transformation in externe Ausgabeformate	~ 0,05 min	~ 1,5 min
Summe	**8,1 min**	**4h 2min**

Die Rechenzeiten des klassischen NiedSim und von NiedSim-Klima zur Erzeugung einer Zeitreihe gleicher Länge entsprechen sich in etwa, da für die stochastischen Prozesse dieselbe Anzahl an Durchläufen veranschlagt ist. (NiedSim-Klima ist eventuell geringfügig schneller.) Generell wird die Rechenzeit von der Taktfrequenz des Prozessors bestimmt. Die Größe des Arbeitsspeichers hat wenig Einfluss.

7.5 Benutzeroberfläche

Die Benutzeroberfläche von NiedSim ist in dem ArcView Projekt niedsim_bw.apr abgelegt. Sie beinhaltet die Ansicht *View1-Arbeitskarte* sowie die fünf Tabellen *Attributes of*

5minsimu.shp, *Attributes of Stundensimu.shp, Attributes of Simu_klima.shp, Attributes of Simu_k5min.shp* und *Standardwerte*.

7.5.1 Ansicht View1-Arbeitskarte

In *View1-Arbeitskarte* zeigt die Benutzeroberfläche eine Karte von Baden-Württemberg als dem Projektgebiet. Über diese Karte erfolgt die Eingabe neu zu generierender Niederschlagsstationen. Außerdem werden die bereits mit klassischem NiedSim oder NiedSim-Klima erzeugten Stationen getrennt nach Stunden und 5 Minuten Auflösung in Shapes angezeigt. Über die Attribut-Tabellen dieser Shapes erfolgt die Verwaltung der erzeugten Reihen. In einer weiteren Tabelle werden Standardwerte, wie z.B. Ablagepfade, vorgegeben.
Abb. 7.3 zeigt einen Screenshot der Arbeitskarte.

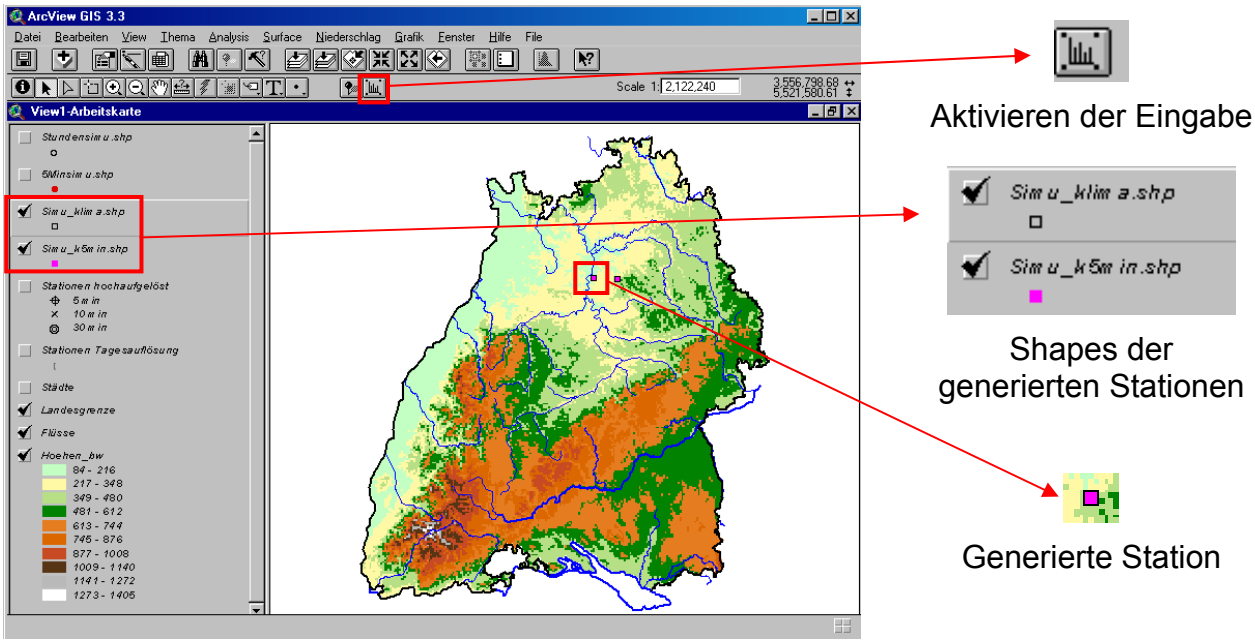


Abb. 7.3: Benutzeroberfläche für NiedSimBy

7.5.2 Starten der Generierung

Die Initialisierung einer neuen NiedSim-Klima Reihe erfolgt genau so, wie man es vom klassischen NiedSim gewohnt ist. NiedSim-Klima wird durch Klicken des Buttons in der oberen Schalterleiste (vgl. Abb. 7.3) aktiviert. Klickt man nach der Aktivierung in die Karte, öffnet sich ein Dialogfenster, in dem die über die Karte ausgewählten Koordinaten der zu simulierenden Station angegeben werden. Im NiedSim-System werden Gauss-Krüger-Koordinaten in Meterauflösung verwendet, die sich auf den 3. Meridian-Streifen beziehen. Die Koordinaten können im Dialogfeld beliebig geändert werden, müssen jedoch im Projektgebiet liegen. Im gleichen Dialogfeld wird auch das Referenzjahr der Simulation gewählt, die Länge der zu generierenden Reihe festgelegt, sowie die Anzahl an Resampling-Läufen bestimmt, die durchgeführt werden sollen.

Die gesamte Menüfolge und die dabei wählbaren Generierungsparameter werden im Folgenden erläutert. Nach Bearbeiten jedes der gezeigten Dialogfelder werden die Eingaben noch einmal angezeigt und gefragt, ob sie korrekt sind. Es kann immer durch Verneinen zurück zum vorhergehenden Dialog gewechselt werden. Bis zuletzt kann die

Simulation ohne Folgen verworfen werden. Erst durch Starten der Simulation (Abb. 7.8) wird in *niedsim_bw.apr* ein Datensatz angelegt und die notwendige Dateistruktur zum Durchführen der Simulation erstellt (Anhang B). Dabei wird jeder Simulation eine fortlaufende vierstellige Kennnummer *kkkk* zugewiesen über die sie eindeutig angesprochen werden kann.

Die Fortran Programme zur Generierung werden in einem selbstständigen Prozess gestartet. Es können also mehrere Simulationen gleichzeitig bzw. nacheinander gestartet werden, ohne dass diese sich gegenseitig behindern. Die Rechenzeit verlängert sich dann jedoch entsprechend. Ausnahme ist die Generierung auf einem PC mit Dual-Core Prozessor, auf dem zwei Simulationen mit nur geringen Verzögerungen parallel gerechnet werden können.

Das ArcView Projekt kann nach Simulationsstart geschlossen werden. Die Simulation läuft selbstständig weiter.

Auswahl von Ort und Zeit sowie des RCM-Models

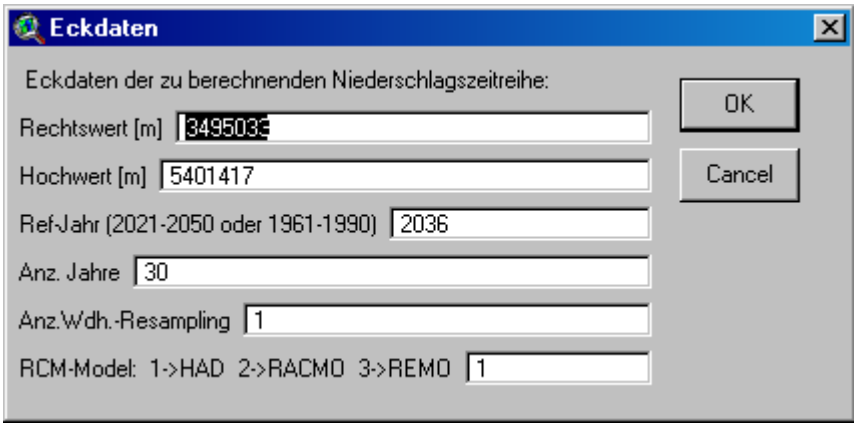


Abb. 7.4: Menü 1 – Auswahl von Ort und Zeit

Abb. 7.4 zeigt das erste Menü der Folge. Außer den Gauss-Krüger Koordinaten werden hier auch die Zeitparameter der Generierung ausgewählt. Als erstes wird ein Referenzjahr gewählt, anschließend die Länge der zu generierenden Zeitreihe bestimmt. Als Standardwert sind hier 30 Jahre vorgegeben, weil dies für die Langzeitsimulierung von Kanalnetzen als die mindestens notwendige Zeitreihenlänge gilt. Das Zeitintervall der Generierung wird immer so gelegt, dass das Referenzjahr möglichst in der Mitte liegt. Mit den gewählten Einstellungen aus Abb. 7.4 würde beispielsweise eine Zeitreihe generiert, die den Prognosezeitraum von 2021 bis 2050 komplett abdeckt.

Wie bereits in Abschn. 3.4 erwähnt, soll die erzeugte Zeitreihe für die klimatischen Bedingungen des Referenzjahres repräsentativ sein. Innerhalb des Generierungszeitraums (in diesem Fall also zwischen 2021 und 2050) verändern sich jedoch jedes Jahr die Werte aller zeitabhängigen Generierungsparameter. Damit erhält man strenggenommen einen nicht homogenen Datensatz.

Der Resampling-Parameter (Abb. 7.4, unterste Zeile) dient dazu, die Unterschiede zwischen den Jahren möglichst klein zu halten. Er gibt an, wie viele Jahre der Zeitreihe jeweils mit denselben Generierungsparametern erzeugt werden. Es muss immer ein Kompromiss gefunden werden zwischen einer möglichst homogenen Reihe und einer möglichst breiten Datenbasis. Als Werte für den Resampling-Parameter wären in obigen Beispiel. „3“ oder „6“ denkbar (das Generierungsintervall wäre dann entsprechend von 2031 bis 2040, bzw. von 2034 bis 2038), je nachdem wie viel Gewicht man darauf legt,

dass die Reihen homogen sind. Es ist zu beachten, dass der Resampling-Parameter immer ein Teiler der Anzahl an Jahren sein muss!

Als ein Parameter der Generierung mit NiedSim-Klima geht das zu erwartende einjährliche Maximum der 24h-Niederschlagssumme ein. Dies wird aus den Tagesniederschlägen des verwendeten Regionalen Zirkulationsmodells ermittelt. Im letzten Feld des Menü 1 wird das Regionalmodell ausgewählt, dessen 24h-Maximum für die Generierung verwendet wird. Jedes Regionalmodell hat seine eigene Charakteristik (Abschn. 4.3), das Hadley-Center Modell schätzt in der Regel die geringsten Werte für das 24h-Niederschlagsextrem, RACMO die höchsten. Es wird empfohlen, mit dem REMO-Regionalmodell zu generieren.

Auswahl der zeitlichen Auflösung und der Ausgabe in zusätzlichen Formaten

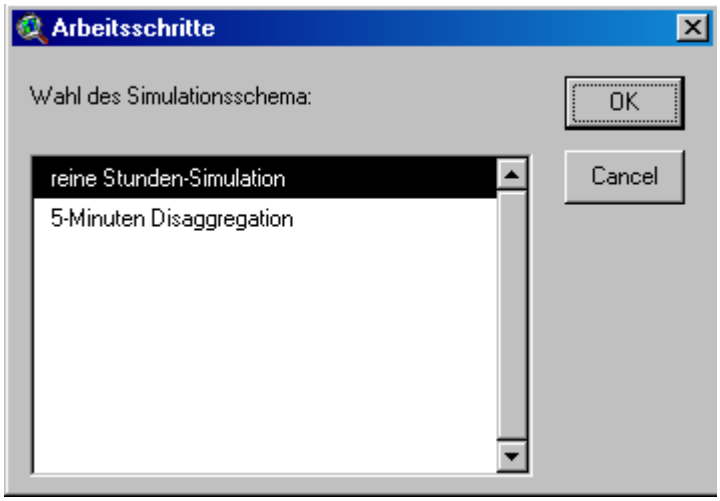


Abb. 7.5 Menü 2: Auswahl der zeitlichen Auflösung

Je nach Anwendung kann eine Generierung von 1h-Zeitreihen oder von Reihen mit 5min Auflösung gewählt werden (Abb. 7.5). Wie in Abschnitt 7.4 erläutert, beansprucht die Stundengenerierung nur etwa 40% der Zeit einer vollständigen Generierung.

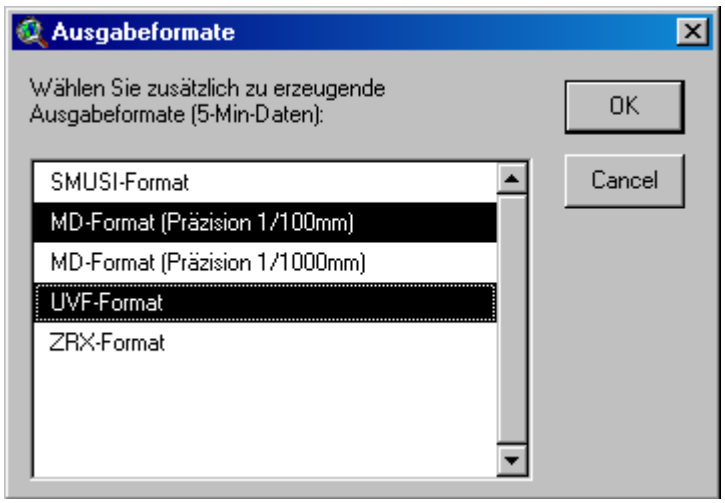


Abb. 7.6 Menü 3: Auswahl zusätzlicher Ausgabe Formate

Anschließend können im nächsten Dialog SMUSI, MD, UVF und ZRX als zusätzliche Ausgabeformate gewählt werden (Abb. 7.6). Für 1h-Reihen ist jedoch nur das MD-Format möglich. Für Informationen über die Ausgabeformate sei auf Abschn. 7.5.3 verwiesen.

Auswahl Ausgabepfade, Start der Simulation

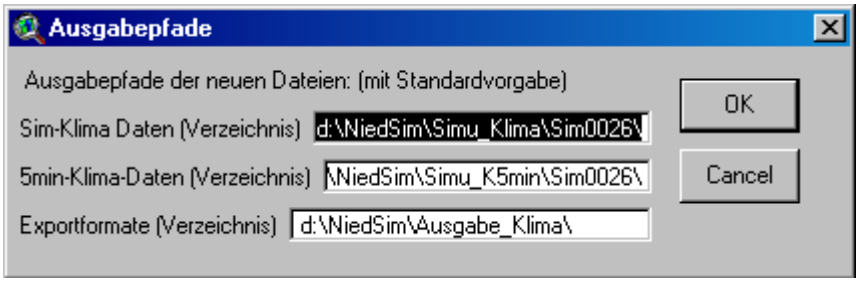


Abb. 7.7 Menu 4: Auswahl der Ausgabepfade

In einem letzten Schritt werden die Ausgabepfade der Simulation gewählt. Das NiedSim-System legt die erzeugten Reihen automatisch nacheinander ab. *Es wird daher dringend empfohlen, die vorgegebenen Standardpfade nicht zu verändern!*

Werden die Pfadangaben mit *OK* bestätigt, wird noch einmal abgefragt, ob die Simulation gestartet werden soll. Wird hier mit *yes* bestätigt, dann wird die Generierung automatisch als unabhängiger Prozess gestartet. Das ArcView-Projekt kann nun geschlossen werden.

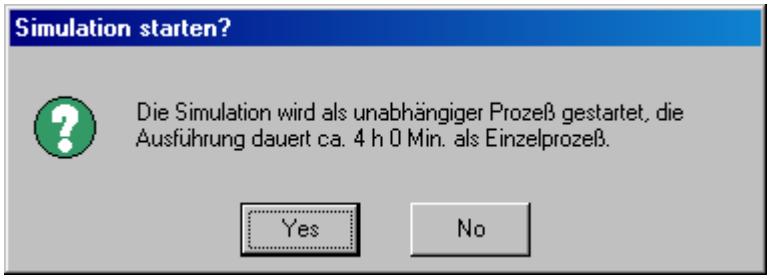


Abb. 7.8 Menu 5: Starten der Simulation

7.5.3 Shortcut-Generierung

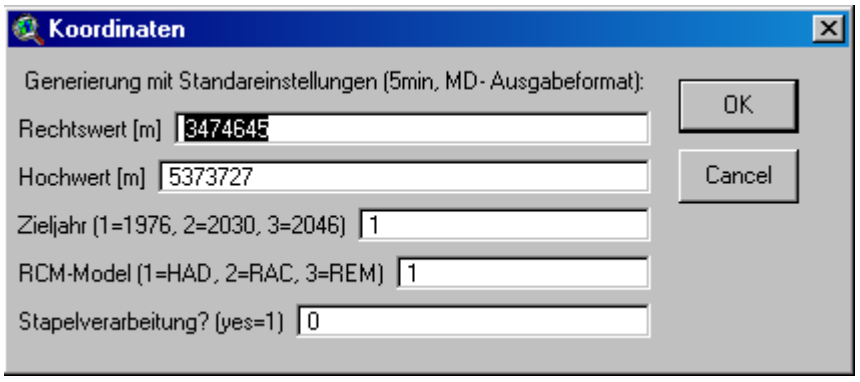


Abb. 7.9 Menu 5: Starten der Simulation

Soll die Generierung mit üblichen Standardeinstellungen erfolgen, kann eine reduzierte Menüfolge gewählt werden. Dafür wird in der Menü-Leiste des NiedSim-Projekts das Ikon in der zweiten Reihe ganz links angeklickt ( ). Dadurch erscheint das in Abb. 7.5.3 gezeigte Menü. Außer den Koordinaten muss hier nur noch das Referenzjahr (entweder 1976, 2030 oder 2046) und das RCM-Modell gewählt werden. Außerdem kann ausgewählt werden, dass die Reihen zur Stapelverarbeitung vorgesehen werden. Alle anderen Punkte

der Menü-Folge im letzten Abschnitt, sind auf Standardwerte voreingestellt. Es wird immer eine 30-jährige Reihe in 5min-Auflösung erzeugt. Für den Referenzzeitraum (1. Zeitraum) wird kein Resampling durchgeführt, bei den anderen Generierungen wird ein 10-jähriger Zeitraum drei Mal wiederholt. Die Daten werden im Hausformat und im MD-Format mit der Auflösung von 0.01 mm ausgegeben (Abschn. 7.6).

7.6 Formatkonverter

Neben der Standardausgabe im NiedSim-Hausformat können mit dem Programm *konverter.exe* weitere Ausgabeformate erzeugt werden. Das Programm startet entweder im Laufe der Generierung automatisch (vgl. Abschn. 7.3) oder wird über die Benutzeroberfläche manuell aufgerufen. Im Einzelnen können

- 5 Minutendaten in die Exportformate MD, SMUSI, UVF oder ZRX und
- Stundendaten in das MD Format

umgewandelt werden. Beim MD-Format kann die Ausgabe mit zwei oder drei Nachkommastellen erfolgen. Bei NiedSim in Standardkonfiguration erfolgt die Ablage der zusätzlichen Formate in den Ordner D:\NiedSim\Ausgabe_klima in einen dort angelegten Ordner *Nkkkk* mit *kkkk* als Kennnummer der Simulation. Die Dateinamen der einzelnen Ausgabeformate sind in Tab. 7.4 aufgeführt.

Tab. 7.4: Ausgabenamen der Exportformate

Format	Name	Legende
MD	N*kkkk*N*yyyy-rr*.dat	*kkkk* Kennnummer, *yyyy* Jahreszahl, *rr* zweistellige Nummer des Resampling-Laufs
SMUSI	N*kkkk*N*yyyy-rr*.reg	
UVF	N*kkkk-rr*.uvf	*kkkk* Kennnummer, *rr* zweistellige Nummer des Resampling-Laufs, keine Jahreszahl!
ZRX	N*kkkk-rr*.zrx	

7.7 NiedSim Ausgaben

Bei Starten der Generierung über die Benutzeroberfläche wird die notwendige Dateistruktur zur Ausgabe der Reihen gemäß der Vorgaben angelegt. Im Einzelnen sind dies:

- in D:\NiedSim\Simu_Klima\ der Ordner Sim*kkkk* mit der Kennnummer der neuen Simulation
- in D:\NiedSim\Simu_Klima\Sim*kkkk*\ der Ordner para_klima. Hierhin werden von Get-para_klima.exe alle Parameterdateien zur Generierung abgelegt. (Anhang B)
- in D:\NiedSim\Simu_Klima\Sim*kkkk*\para_klima werden alle bei der Generierung notwendigen Programme aus Abb. 7.2 kopiert und anschließend wieder gelöscht.
- in D:\NiedSim\Simu_K5min\ der Ordner Sim*kkkk* mit der Kennnummer der neuen Simulation bei Erzeugung und Ablage von 5 Minutenwerten
- in D:\NiedSim\Ausgabe_Klima\ der Ordner N*kkkk* mit der Kennnummer der neuen Simulation bei der Wahl von zusätzlichen Ausgabeformaten

7.8 Erweiterungen

Folgende Erweiterungen des klassischen NiedSim stehen auch für NiedSim-Klima zur Verfügung:

- KOSTRA-Ausgabe zur Berechnung von KOSTRA-Werten für den bei der Generierung gewählten Raumpunkt
- NiedEx: Extremwertauswertung mit Visualisierung in Excel. Damit kann für eine generierte Zeitreihe im MD-Format die KOSTRA-Auswertung nachgezeichnet werden und die Werte mit den entsprechenden KOSTRA-Werten verglichen werden.
- Stapelverarbeitung, zur Erzeugung von geräteunabhängigen Stapeln, mit denen auf einem beliebigen PC mehrere Stationen hintereinander generiert und die Daten anschließend übertragen werden können.

Alle Erweiterungen wurden so angepasst, dass sie sowohl mit NiedSim-Reihen als auch mit NiedSim-Klima Reihen funktionieren. Die Funktionsweise und Bedienung wurde dabei nicht verändert. Es sind keine speziellen Einstellungen vorzunehmen, noch hat sich das Layout verändert.

8 Danksagung

Wir möchten uns hiermit ganz herzlich bedanken beim Referat 41 für Gewässerschutz der LUBW Karlsruhe für die Beauftragung mit dieser Forschungsarbeit. Besonderer Dank gilt hierbei Herrn Dr. Joachim Ruf, Leiter des Sachgebiets 41.1 Abwasser und Gewässernetz. Herr Dr. Ruf und die Mitarbeiter seiner Abteilung haben uns in vielerlei Hinsicht tatkräftig unterstützt. Zum einem mit der unkomplizierten Bereitstellung von Niederschlags-messdaten, aber auch in vielen fachlichen Diskussionen. Vor allem die Erfahrungen aus der Anwendung der NiedSim-Programme, haben viel zur Verbesserung des gesamten NiedSim-Systems beigetragen.

Wir blicken zurück auf eine sehr gute und sehr angenehme Zusammenarbeit im Rahmen dieses Projekts. Diese soll nicht mit der Übergabe von NiedSim-Klima enden. Wir werden die LUBW selbstverständlich weiterhin an der Entwicklung der stochastischen Nieder-schlagsgeneratoren der NiedSim-Familie teilhaben lassen und hoffen dabei auch in Zukunft auf eine so fruchtbare Kooperation.

9 Literatur

Bárdossy, A., Duckstein, L., Bogardi, I., 1995: Fuzzy Rule-based Classification of Atmospheric Circulation Patterns. International Journal of Climatology, Vol. 15: 1087-1097.

Bárdossy, A., 1998: Generating precipitation time series using simulated annealing. Water Resources Research 34(7): 1737-1744.

Bárdossy, A., Giese, H., Haller, B., Ruf, J., 2000: Erzeugung synthetischer Niederschlagsreihen in hoher zeitlicher Auflösung für Baden-Württemberg. Wasserwirtschaft 90(11). 548-553.

Bárdossy, A., Giese, H., Haller, B., Ruf, J., 2001: Regionalisierte Niederschlagsreihen im 5-Minuten-Zeitraster für Baden-Württemberg. KA – Wasserwirtschaft, Abwasser, Abfall 48(3), 300-308.

Cressie, N. A. C., 1993: Statistics for spatial data. Revised edition. Wiley Series in Probability and Mathematical Statistics. John Wiley & Sons, Inc., New York, Chichester, Toronto, Brisbane, Singapore.

DVWK, 1991: Starkniederschläge in der Bundesrepublik Deutschland, Erläuterungen und Ergänzungen zu KOSTRA. Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. 97.

DWD; 1997: Starkniederschlagshöhen für Deutschland, KOSTRA. Beilage zum Kostra-Atlas. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes.

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

Gumbel, E.J., 1958: Statistics of Extremes, Columbia University Press, New York

Hagemann, S. et al.,2005: Evaluation of the Hydrological Cycle in the ECHAM5 Model. Journal of Climate 19: 3810-3827

Hartung, J., 2009: Lehr und Handbuch der angewandten Statistik, Oldenbourg Verlag, München

IPCC, 2007: Klimaänderung 2007: Wissenschaftliche Grundlagen, Zusammenfassung für politische Entscheidungsträger, Bern/Wien/Berlin

Journel, A., Huijbregts, C., 1978 Mining Geostatistics, Academic Press, New York

Kendon, E. et al.,2009: Mechanisms and Reliability of Future Projected Changes in Daily Precipitation, Journal of Climate Dynamics, published online

Kistler, R. et Al., 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. Bulletin of the American Meteorological Society 77(3): 437-471

Kitanidis, P. K., 1997: Introduction to Geostatistics: Application to Hydrogeology. Cambridge University Press, New York.

Lasdon, L. S., Waren, A. D., Jain, A., Ratner, M., 1978: Design and testing of a Generalized Reduced Gradient Code for nonlinear programming. ACM Transaction on Mathematical Software. 4(1):34-50.

Roeckner, E. et Al., 2003: The Atmospheric General Circulation Model ECHAM5, Max-Planck-Institute for Meteorology, Hamburg

Schafmeister, M.-Th., 1999: Geostatistik für die hydrogeologische Praxis. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

Smith, S., et Al., 2001: Quantifying Uncertainties in NCEP Reanalyses Using High-Quality Research Vessel Observations. Journal of Climate 14: 4062-4072

STARDEX, 2004: Homepage des EU-Projekts Statistical and Regional dynamical Downscaling of Extremes for European regions, http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/

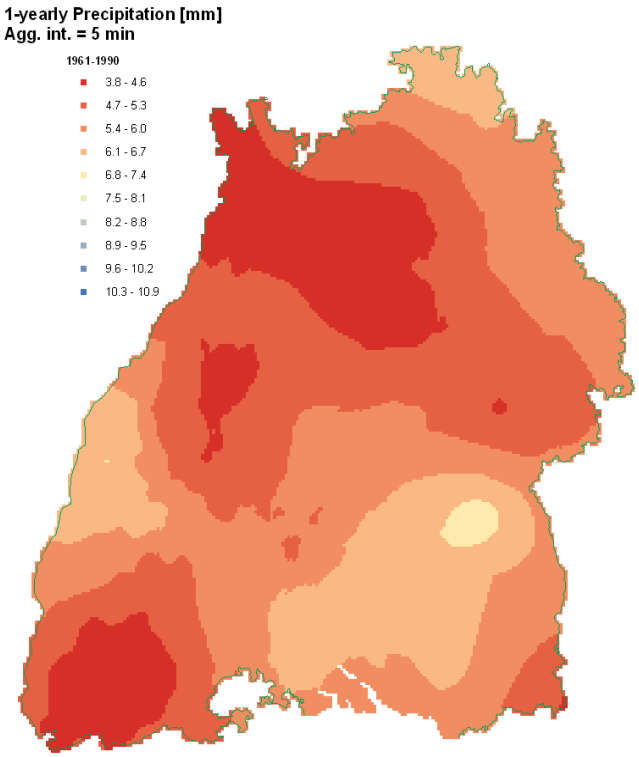
Widmann, M., Bretherton, S., 2000: Validation of Mesoscale Precipitation in the NCEP Reanalysis Using a New Gridcell Dataset for the Northwestern United States. Journal of Climate 13: 1936-1950

Anhang A Regionale Extremwertauswertung nach KOSTRA

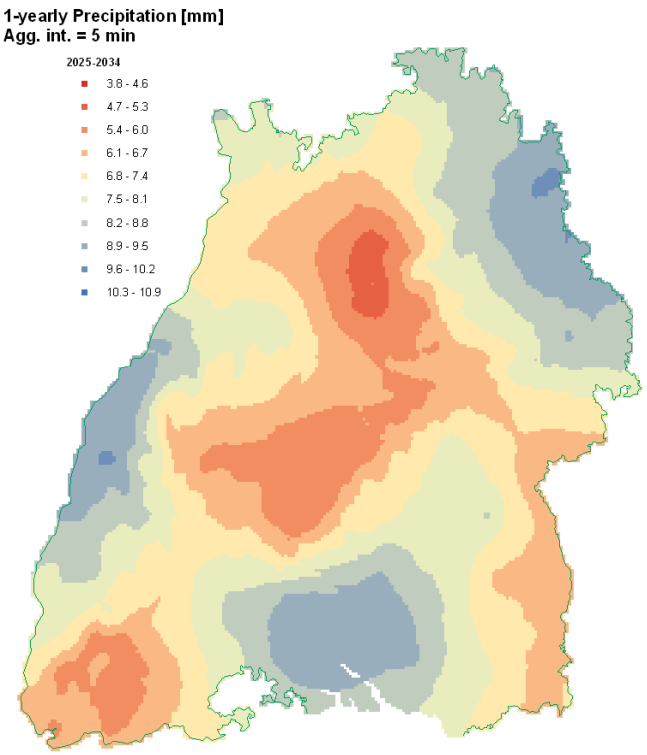
A.1 Dauerstufe: 5 min

1-jährliche Extrema

1961 – 1990



2025 – 2034



2041 - 2050

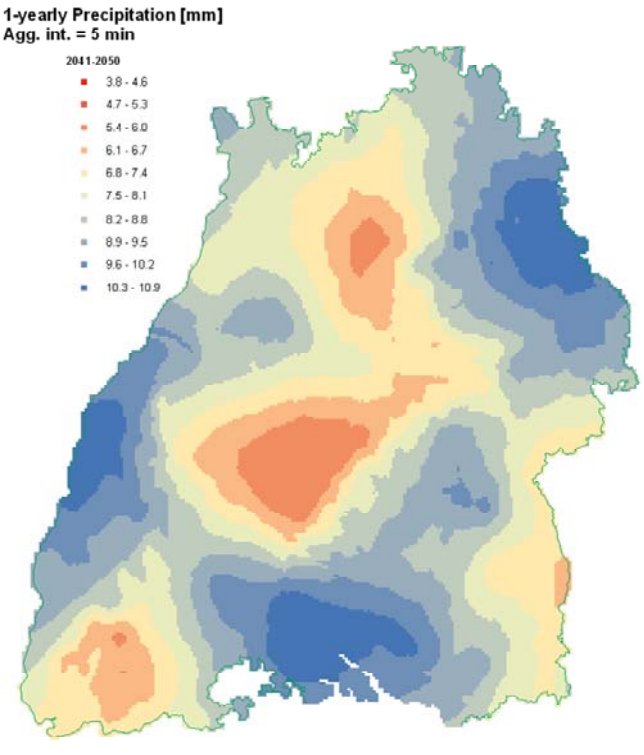
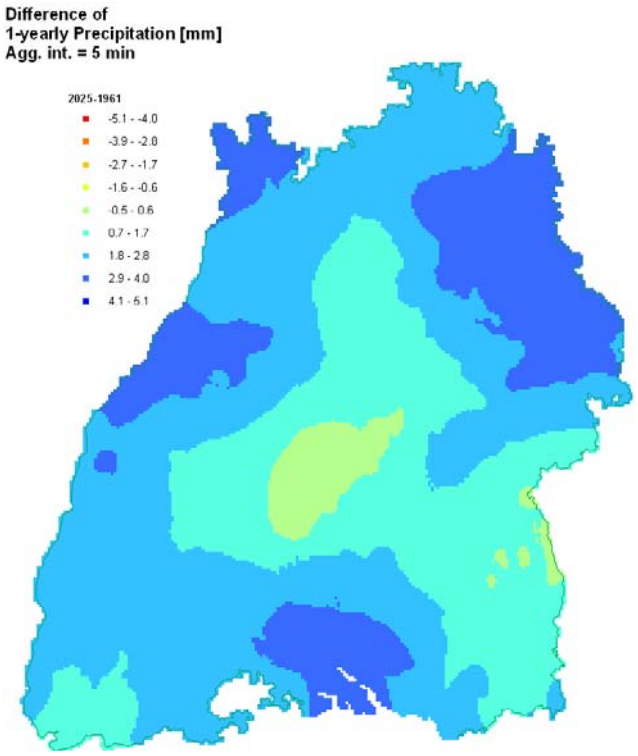


Abb. A.1: 1-jährlicher Extremwert des 5min-Niederschlags im Kontroll- (o) und in den Prognosezeiträumen (u).

Differenz 2025 - 2034 zu 1961 - 1990



Differenz 2041 - 2050 zu 1961 - 1990

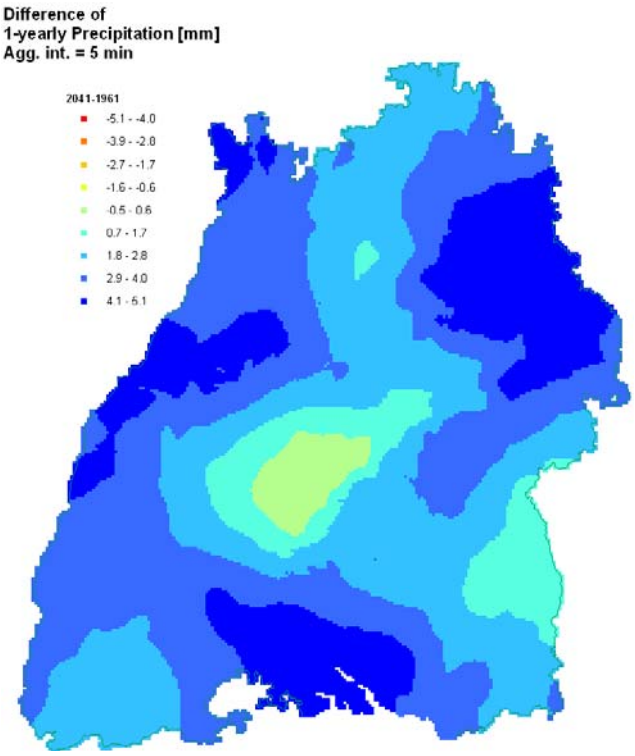
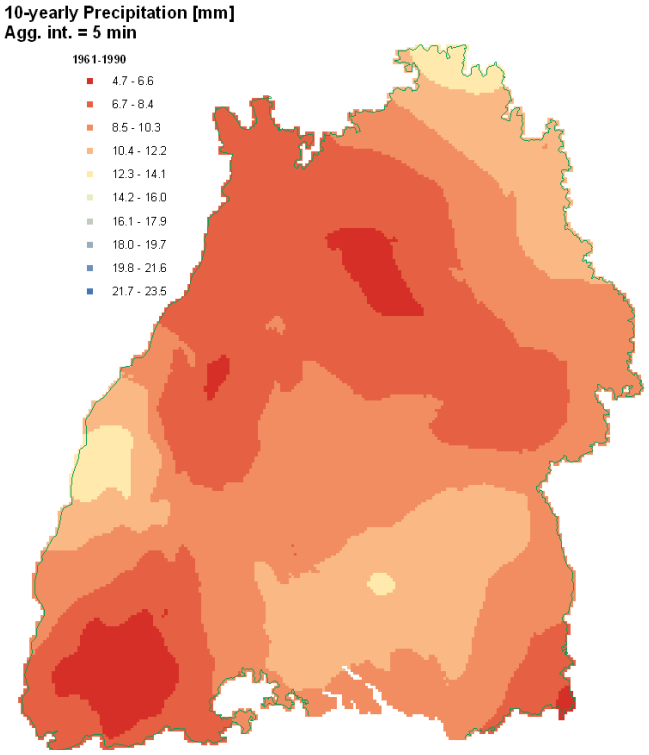


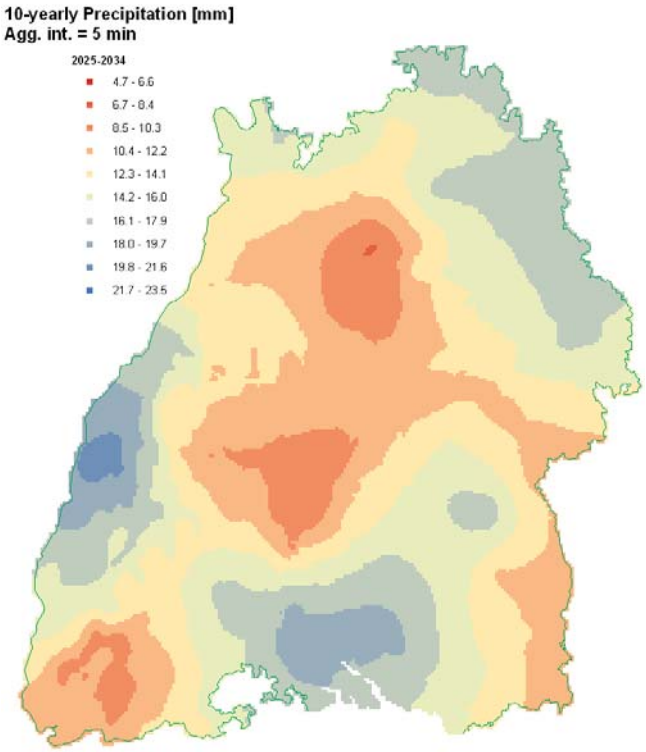
Abb. A.2: Entwicklung des 1-jährlichen Extremwerts zwischen dem Kontroll- und den Prognosezeiträumen

10-jährliche Extrema

1961 – 1990



2025 – 2034



2041 - 2050

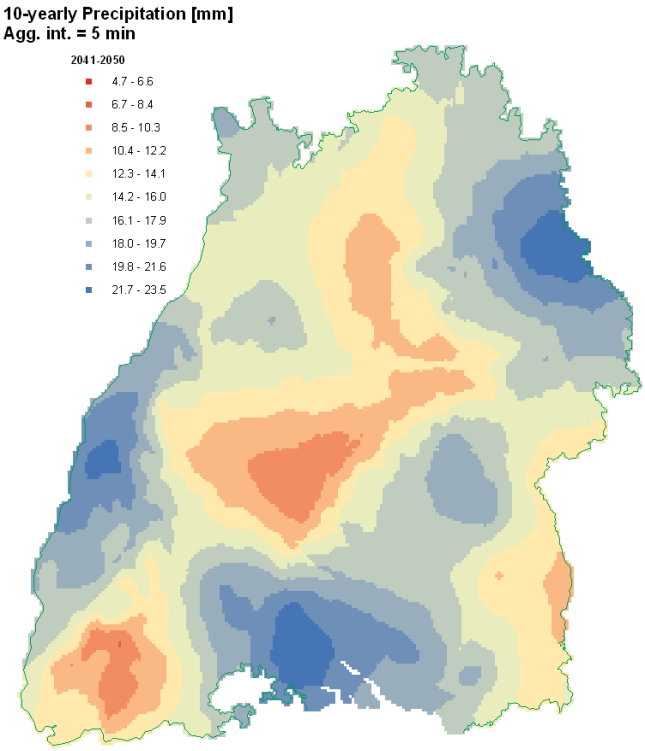
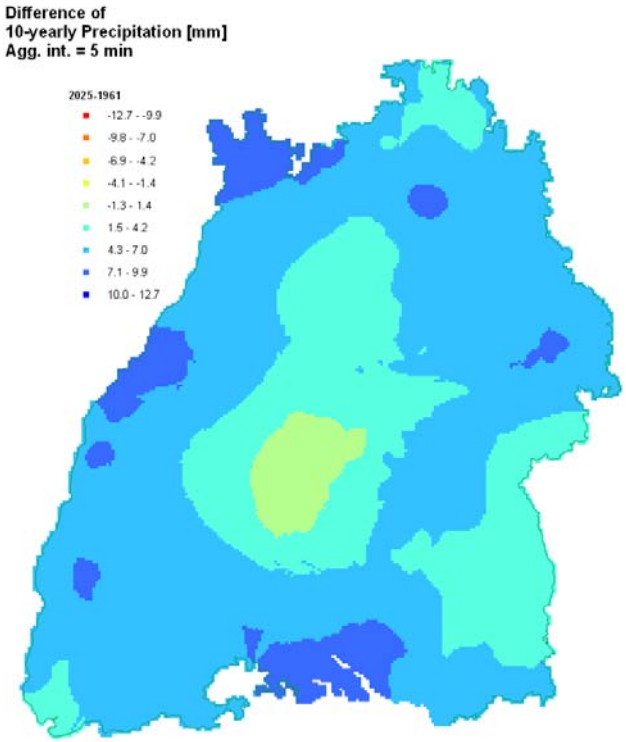


Abb. A.3: 10-jährlicher Extremwert des 5min-Niederschlags im Kontroll- (o) und in den Prognosezeiträumen (u).

Differenz 2025 - 2034 zu 1961 - 1990



Differenz 2041 - 2050 zu 1961 - 1990

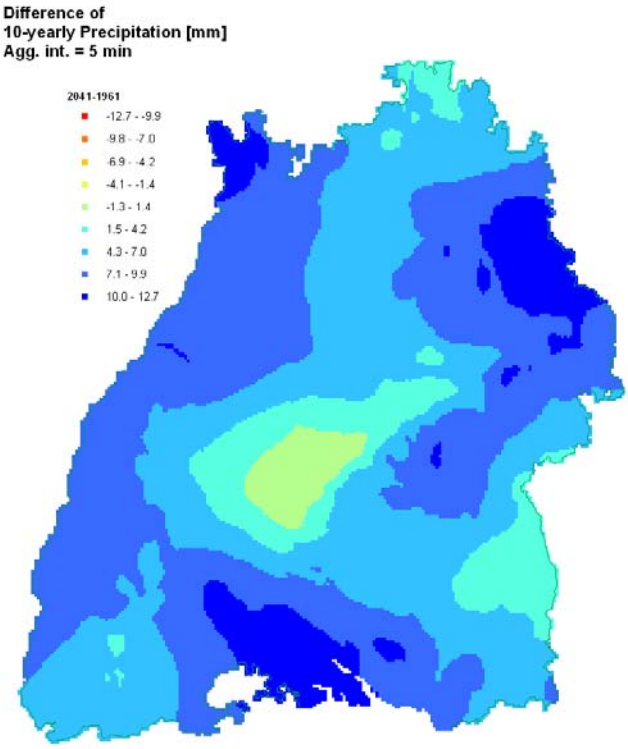
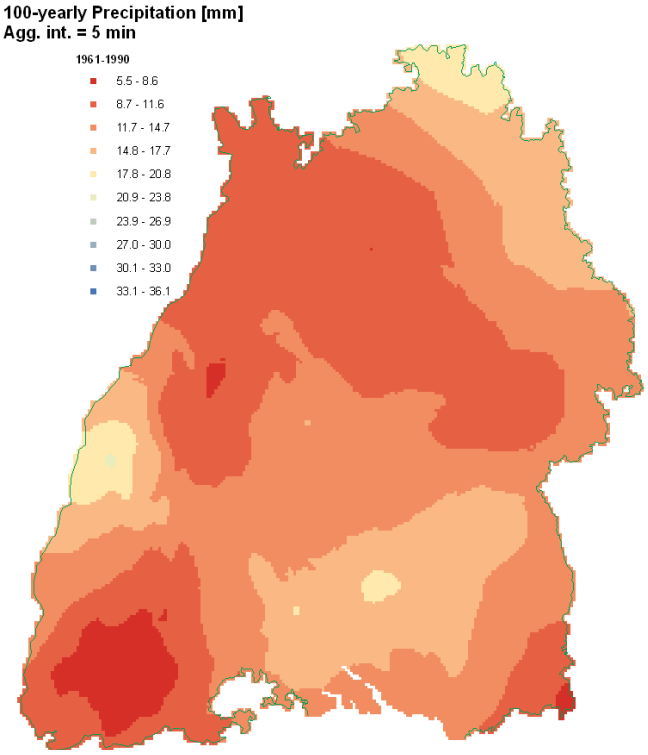


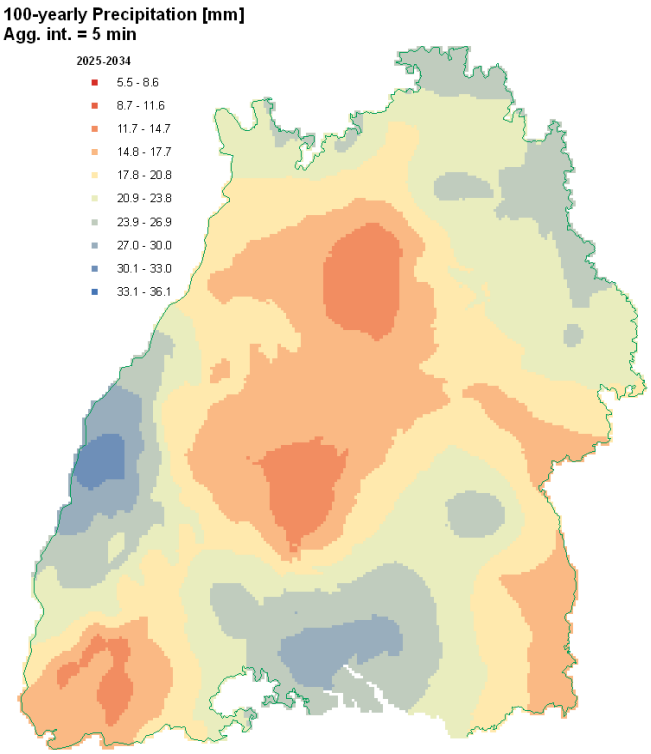
Abb. A.4: Entwicklung des 10-jährlichen Extremwerts zwischen dem Kontroll- und den Prognosezeiträumen

100-jährliche Extrema

1961 – 1990



2025 – 2034



2041 - 2050

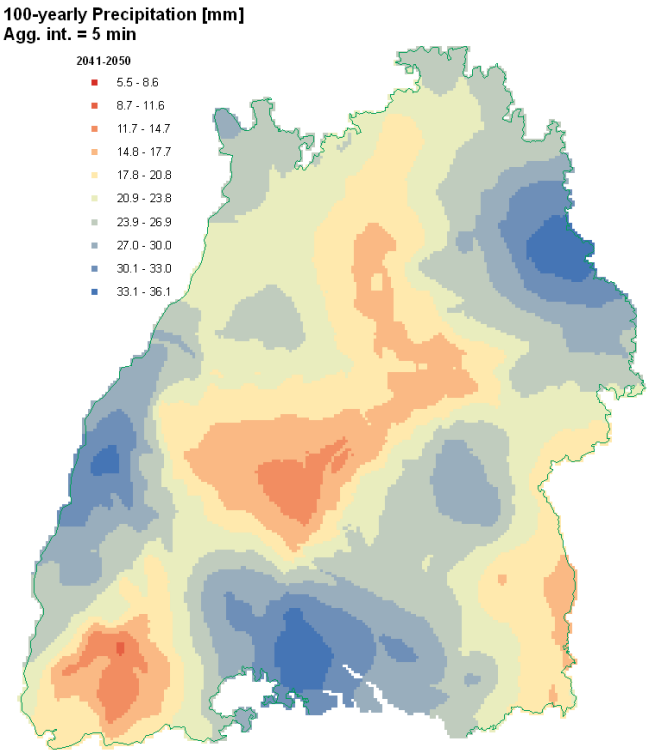
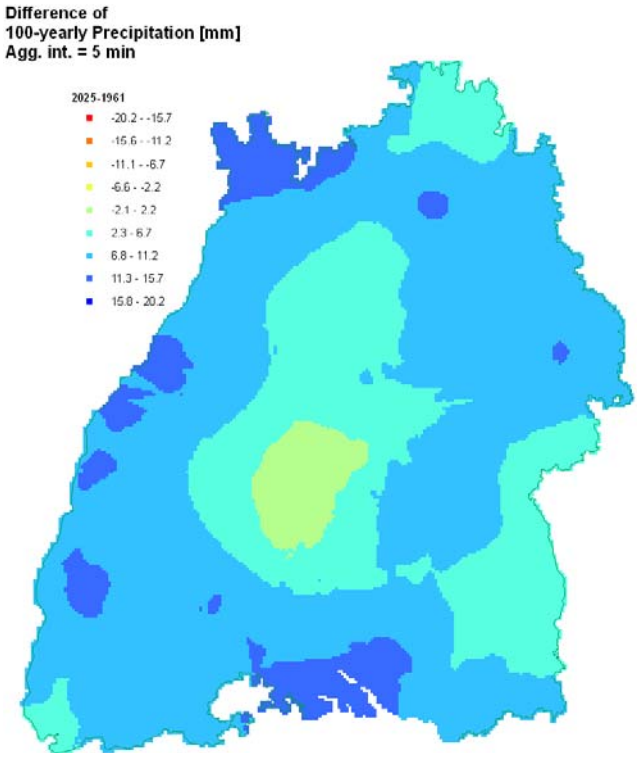


Abb. A.5: 100-jährlicher Extremwert des 5min-Niederschlags im Kontroll- (o) und in den Prognosezeiträumen (u).

Differenz 2025 - 2034 zu 1961 - 1990



Differenz 2041 - 2050 zu 1961 - 1990

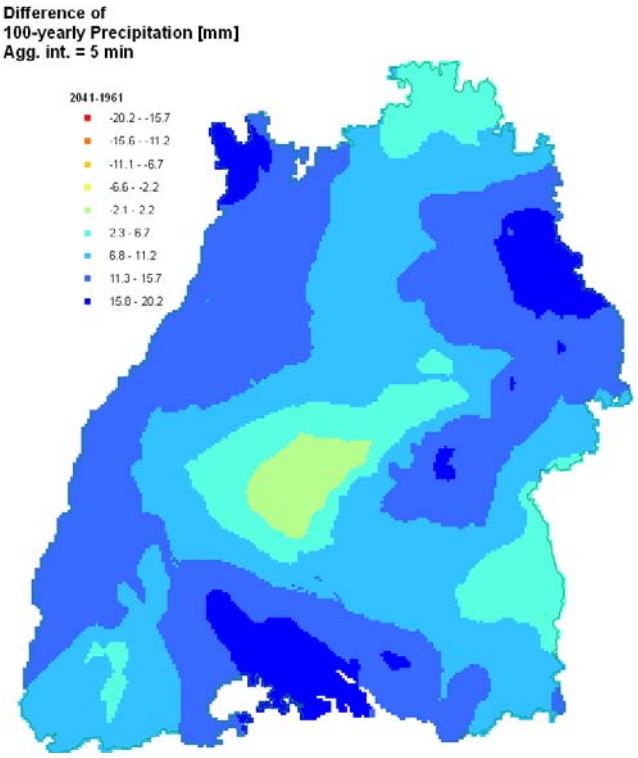
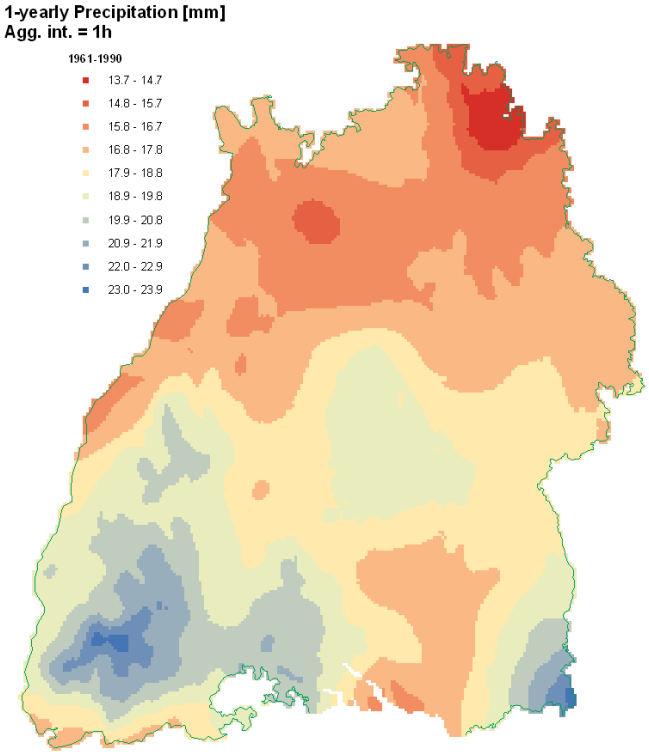


Abb. A.6: Entwicklung des 100-jährlichen Extremwerts zwischen dem Kontroll- und den Prognosezeiträumen

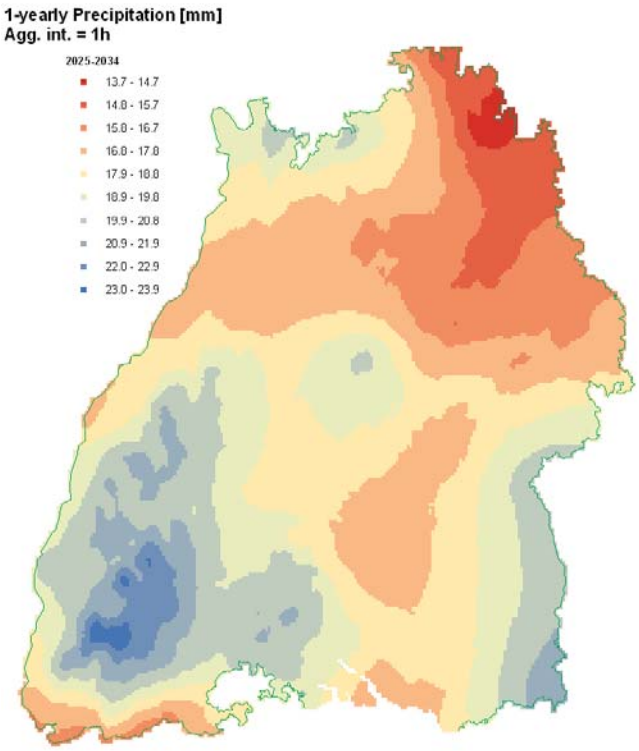
A.2 Dauerstufe: 1 h

1-jährliche Extrema

1961 – 1990



2025 – 2034



2041 - 2050

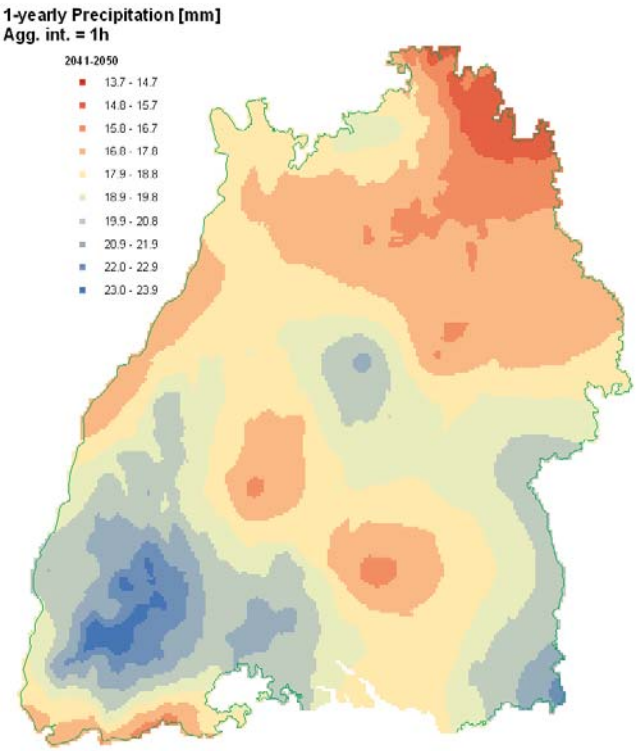


Abb. A.7: 1-jährlicher Extremwert des 1h-Niederschlags im Kontroll- (o) und in den Prognosezeiträumen (u).

Differenz 2025 - 2034 zu 1961 - 1990

Differenz 2041 - 2050 zu 1961 - 1990

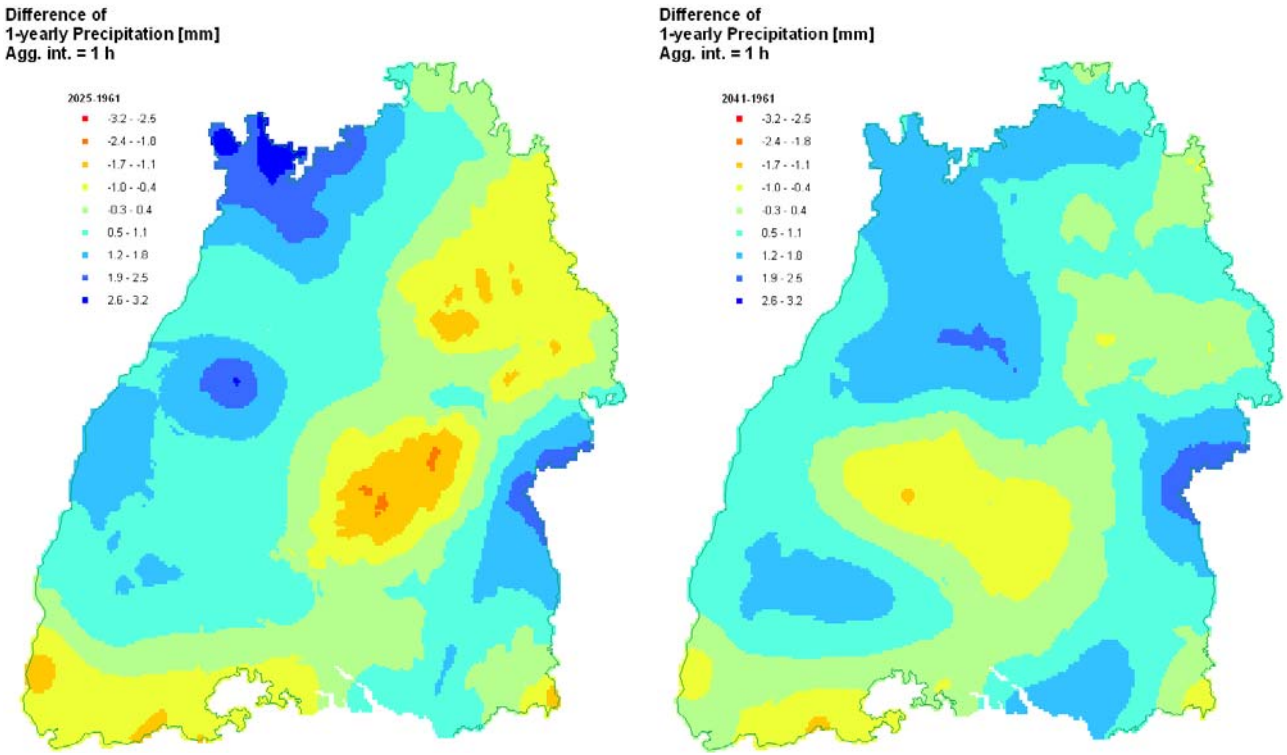
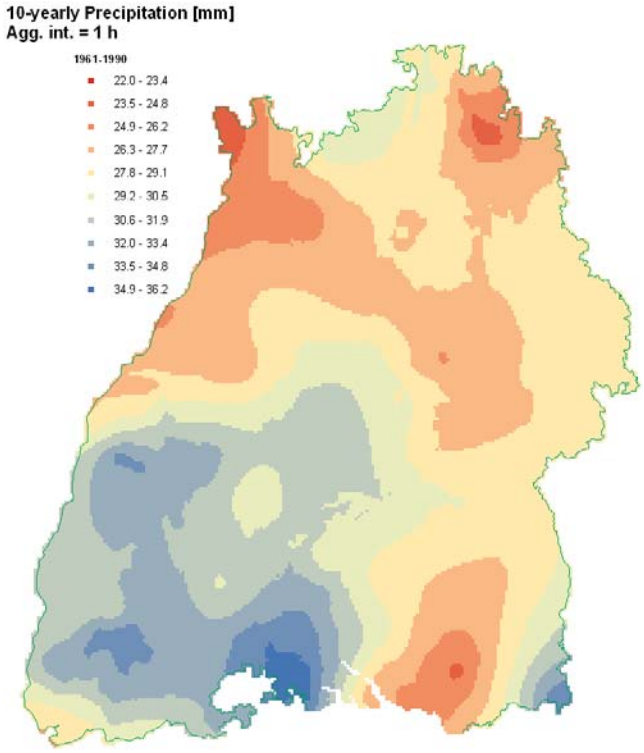


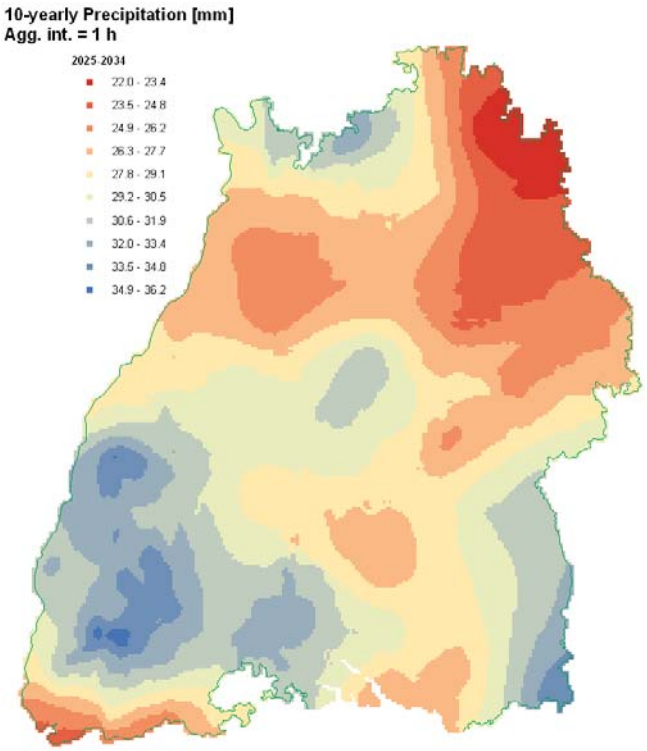
Abb. A.8: Entwicklung des 1-jährlichen Extremwerts zwischen dem Kontroll- und den Prognosezeiträumen

10-jährliche Extrema

1961 – 1990



2025 – 2034



2041 - 2050

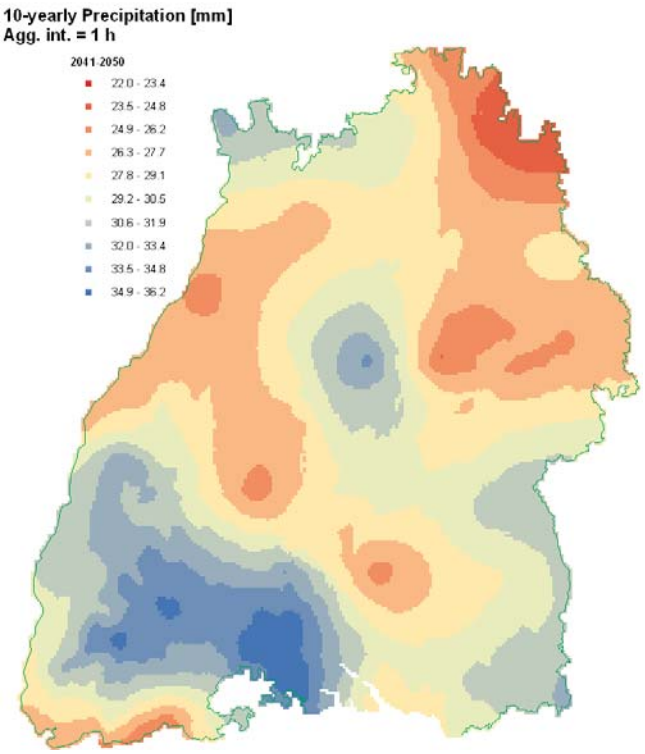


Abb. A.9: 10-jährlicher Extremwert des 1h-Niederschlags im Kontroll- (o) und in den Prognosezeiträumen (u).

Differenz 2025 - 2034 zu 1961 - 1990

Differenz 2041 - 2050 zu 1961 - 1990

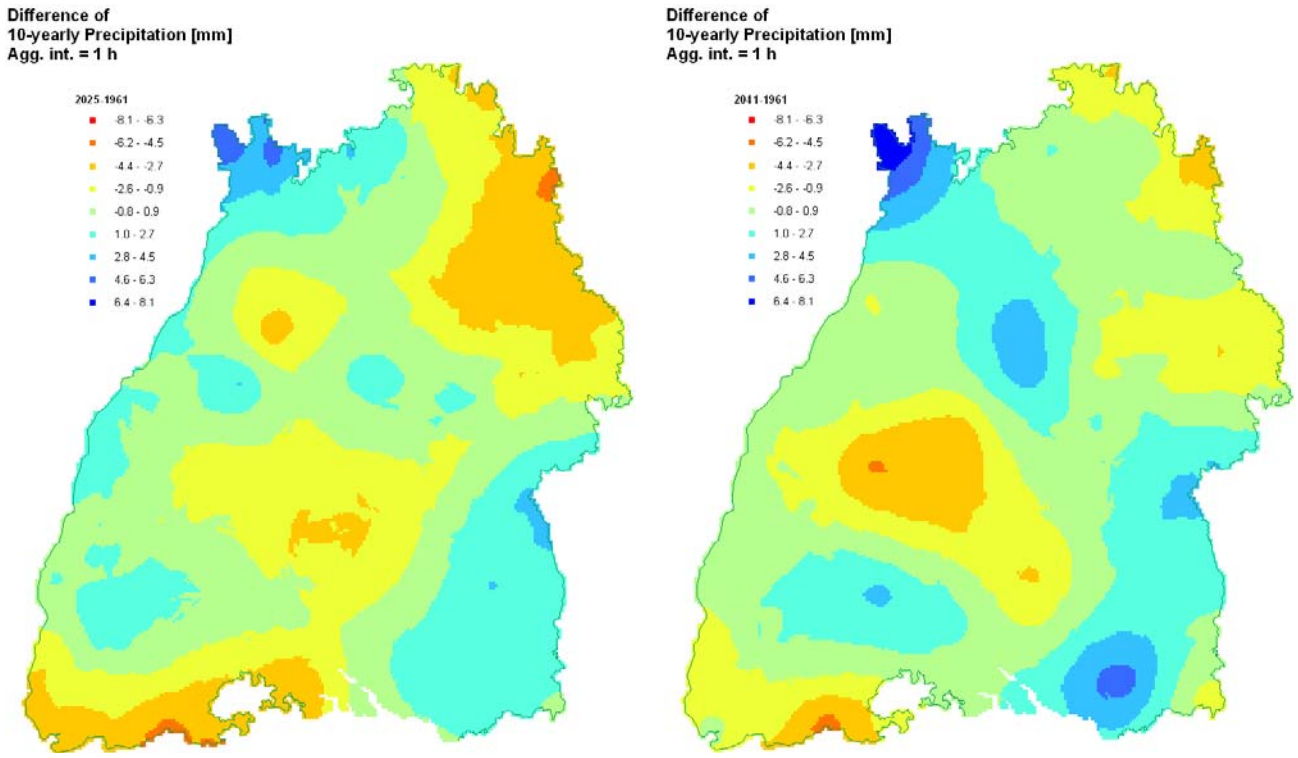
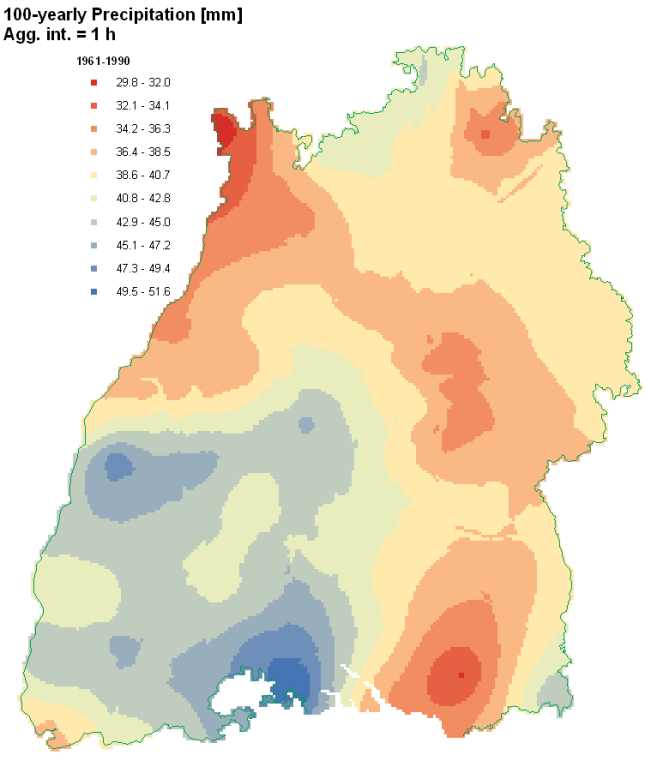


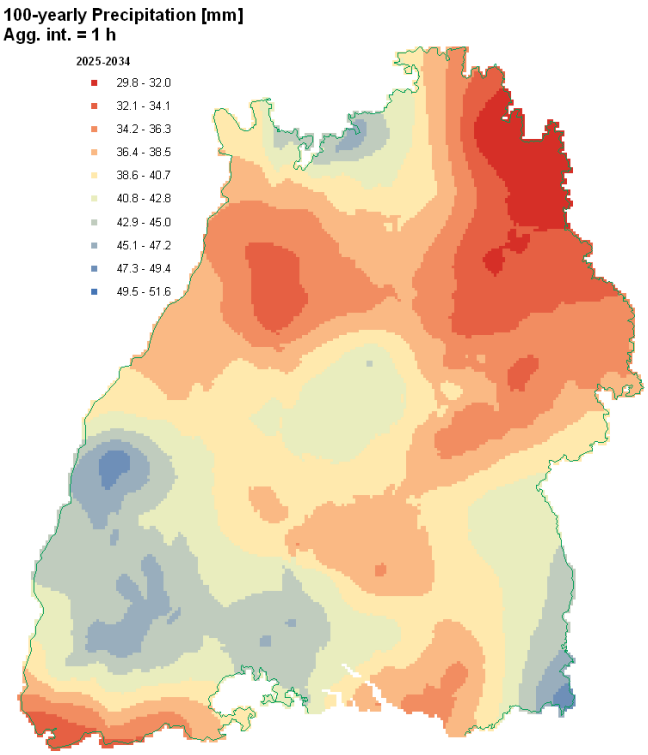
Abb. A.10: Entwicklung des 10-jährlichen Extremwerts zwischen dem Kontroll- und den Prognosezeiträumen

100-jährliche Extrema

1961 – 1990



2025 – 2034



2041 - 2050

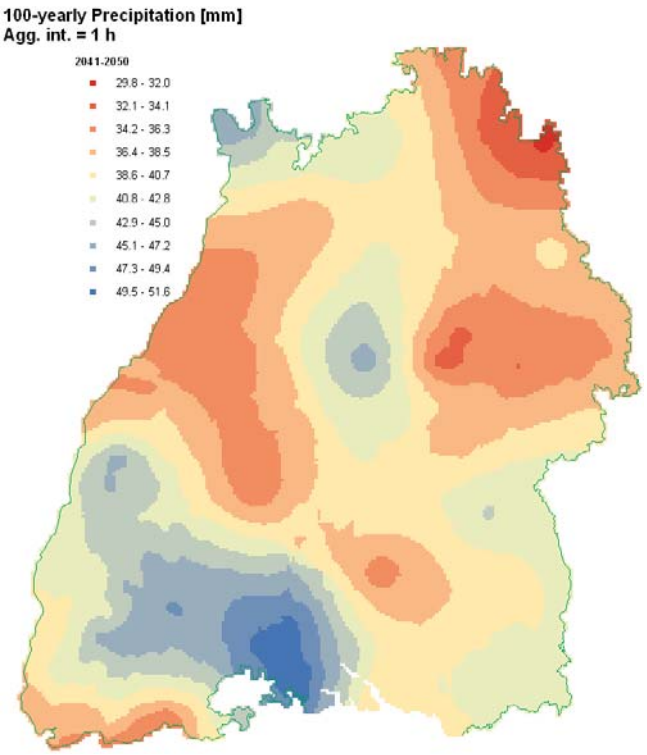
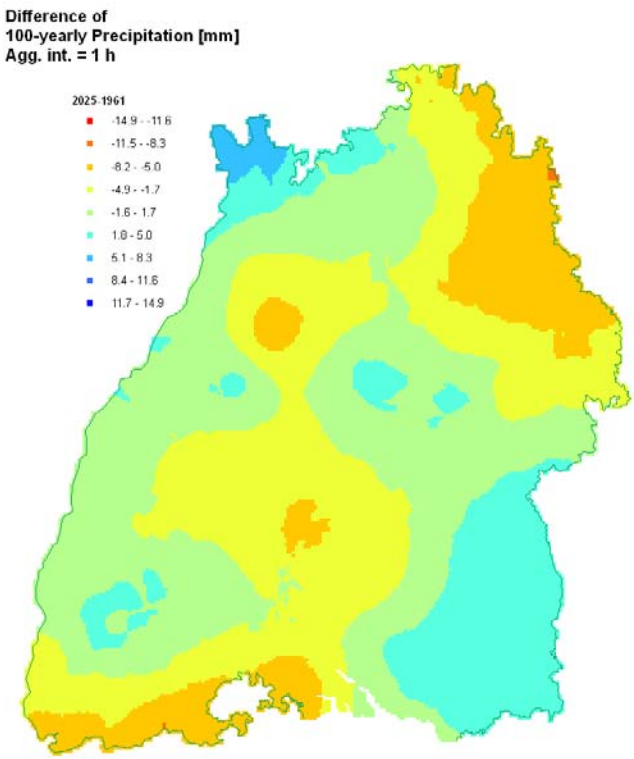


Abb. A.11: 100-jährlicher Extremwert des 1h-Niederschlags im Kontroll- (o) und in den Prognosezeiträumen (u).

Differenz 2025 - 2034 zu 1961 - 1990



Differenz 2041 - 2050 zu 1961 - 1990

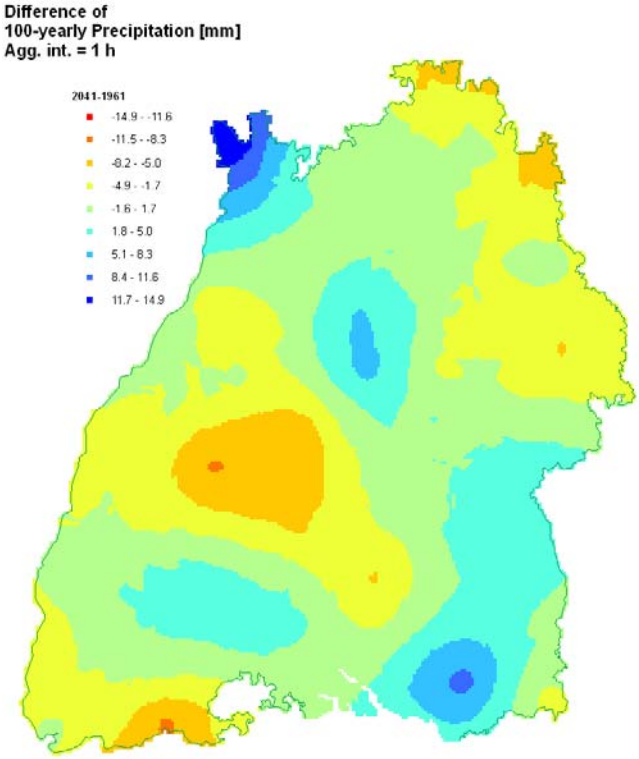
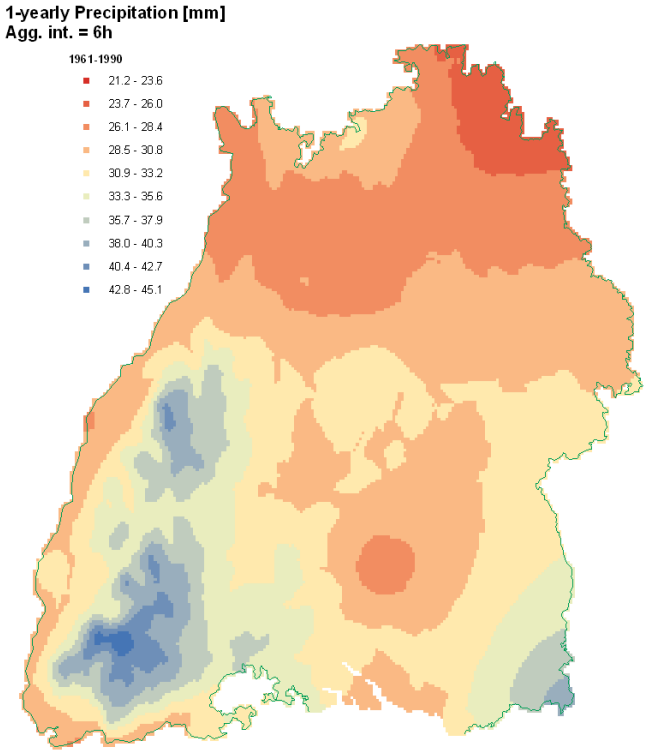


Abb. A.12: Entwicklung des 100-jährlichen Extremwerts zwischen dem Kontroll- und den Prognosezeiträumen

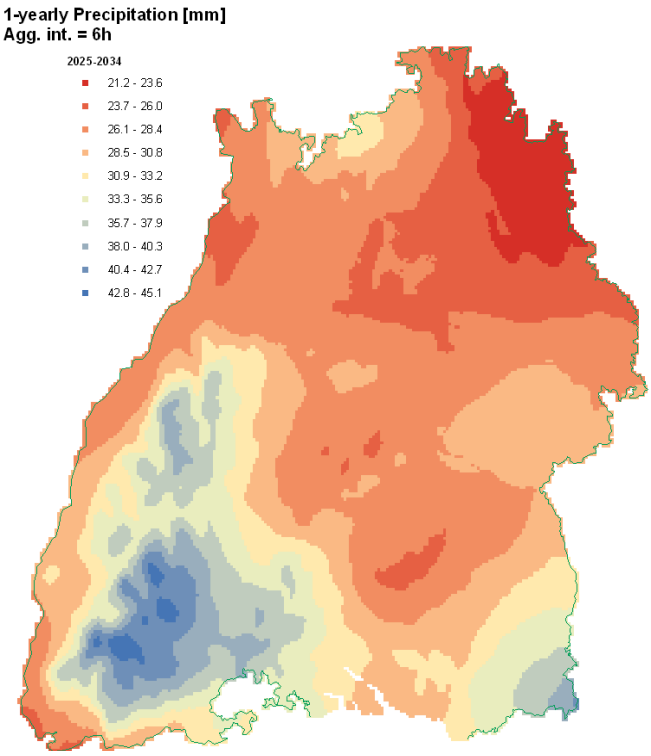
A.3 Dauerstufe: 6 h

1-jährliche Extrema

1961 – 1990



2025 – 2034



2041 - 2050

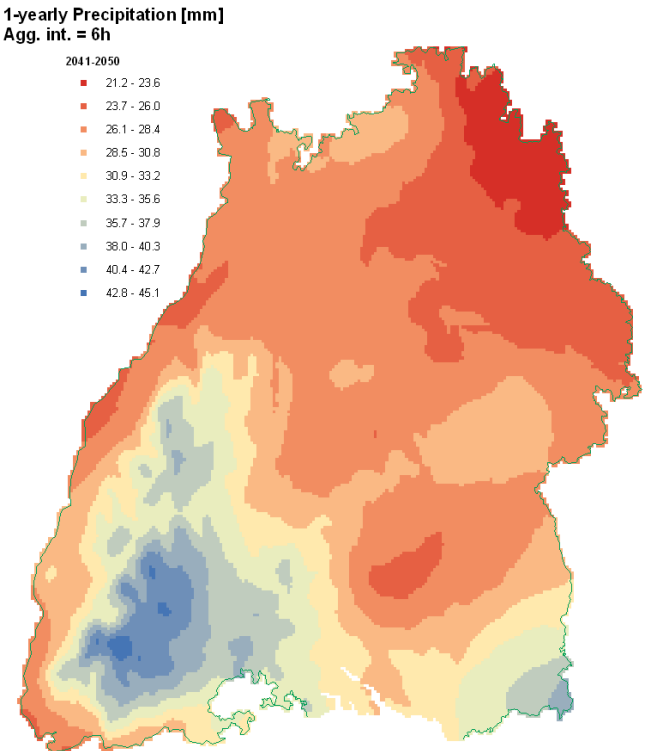
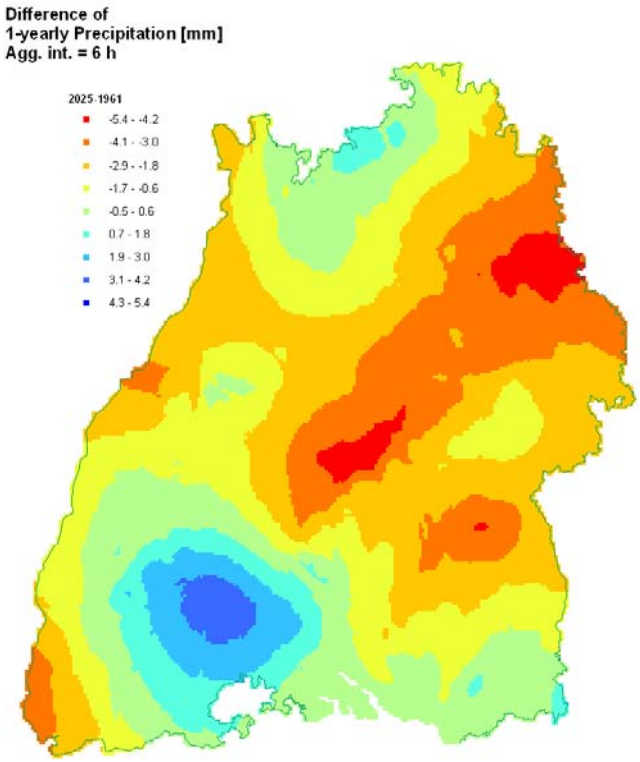


Abb. A.13: 1-jährlicher Extremwert des 6h-Niederschlags im Kontroll- (o) und in den Prognosezeiträumen (u).

Differenz 2025 - 2034 zu 1961 - 1990



Differenz 2041 - 2050 zu 1961 - 1990

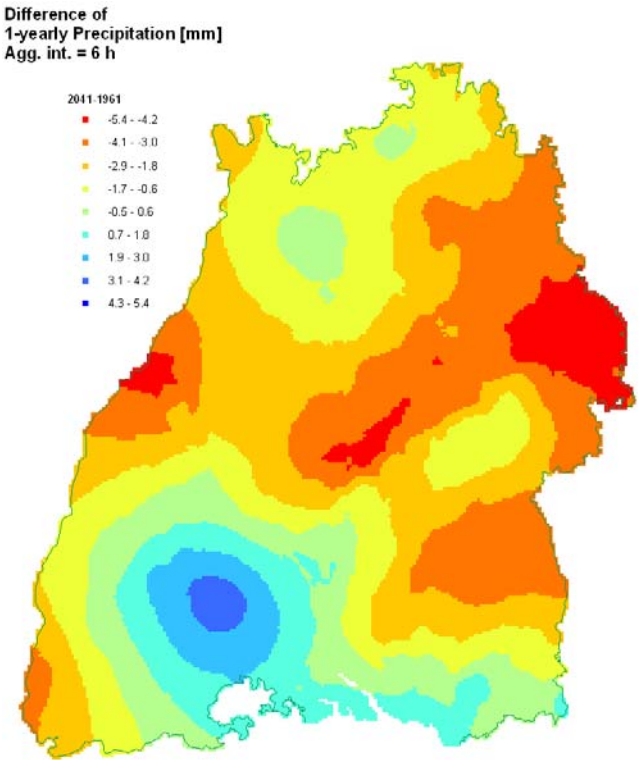
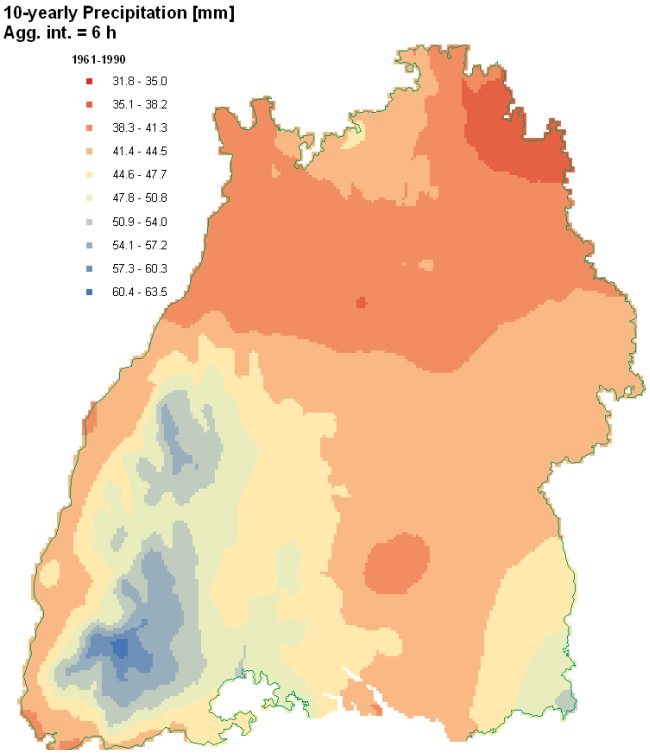


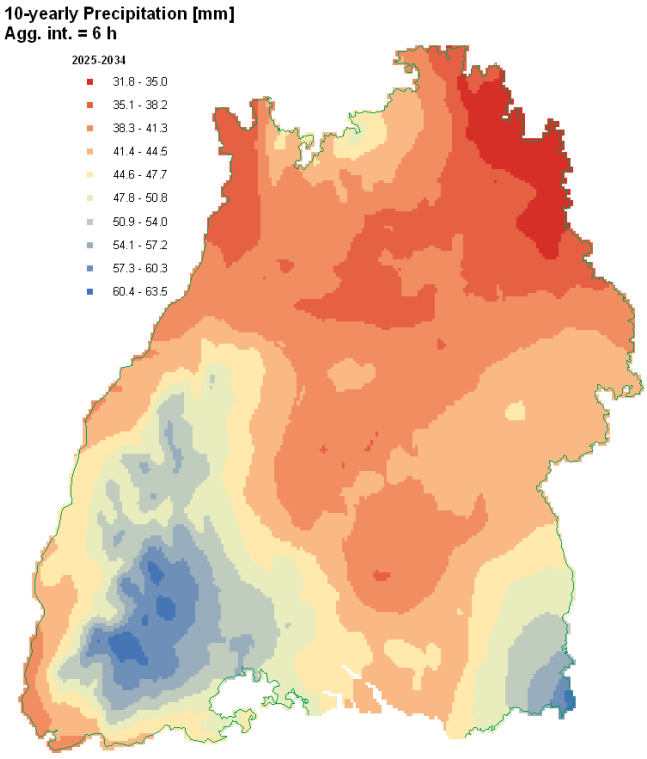
Abb. A.14: Entwicklung des 1-jährlichen Extremwerts zwischen dem Kontroll- und den Prognosezeiträumen

10-jährliche Extrema

1961 – 1990



2025 – 2034



2041 - 2050

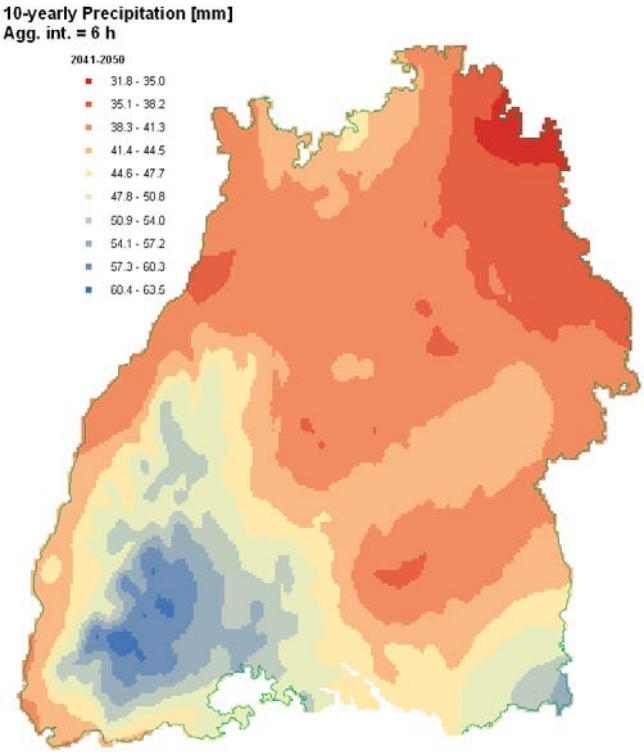
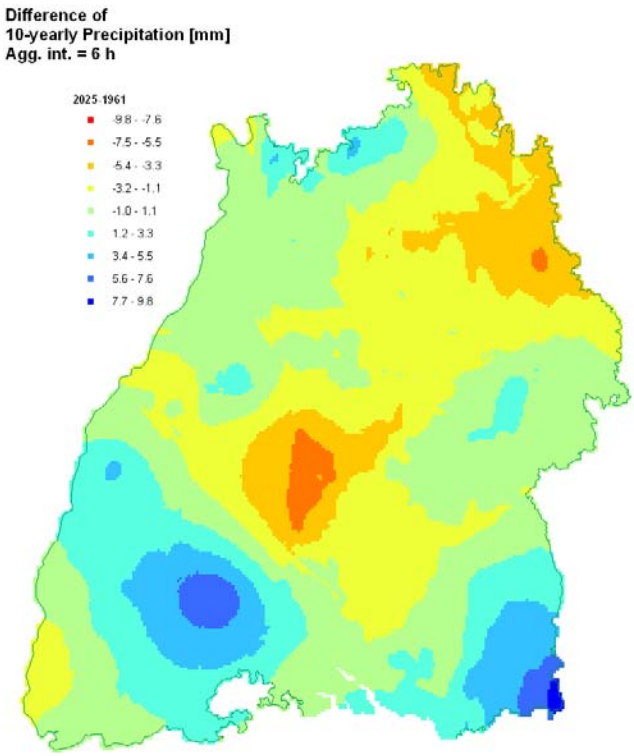


Abb. A.15: 10-jährlicher Extremwert des 6h-Niederschlags im Kontroll- (o) und in den Prognosezeiträumen (u).

Differenz 2025 - 2034 zu 1961 - 1990



Differenz 2041 - 2050 zu 1961 - 1990

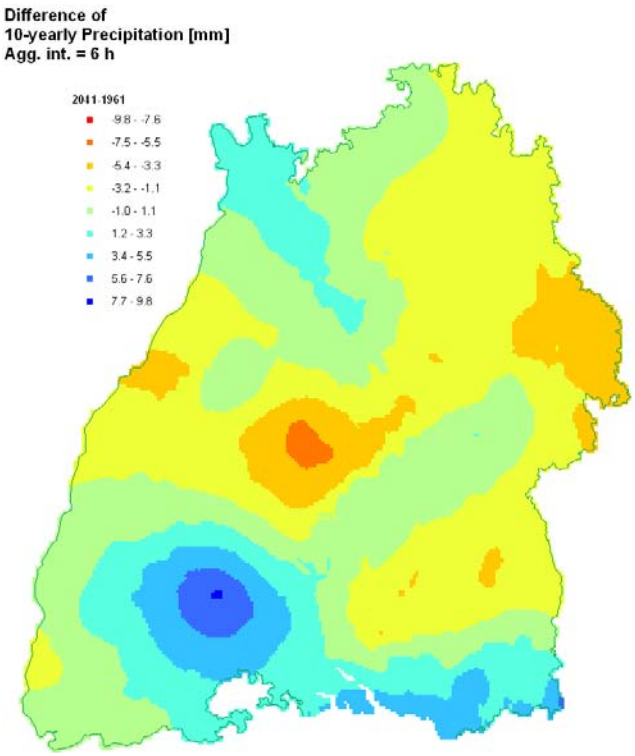
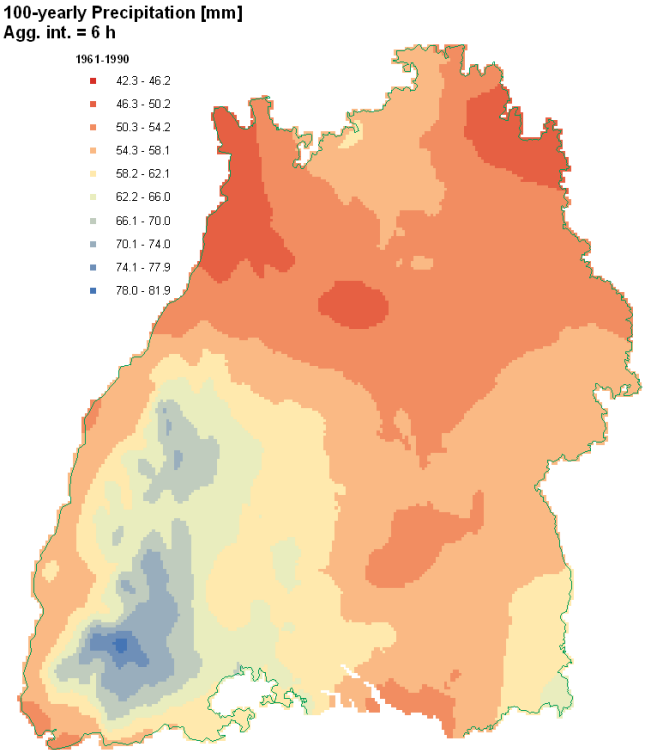


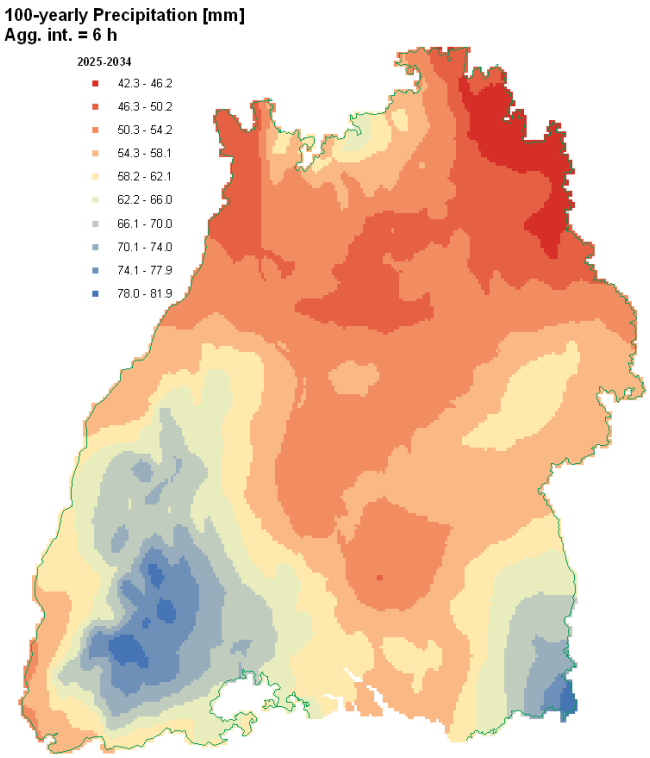
Abb. A.16: Entwicklung des 10-jährlichen Extremwerts zwischen dem Kontroll- und den Prognosezeiträumen

100-jährliche Extrema

1961 – 1990



2025 – 2034



2041 - 2050

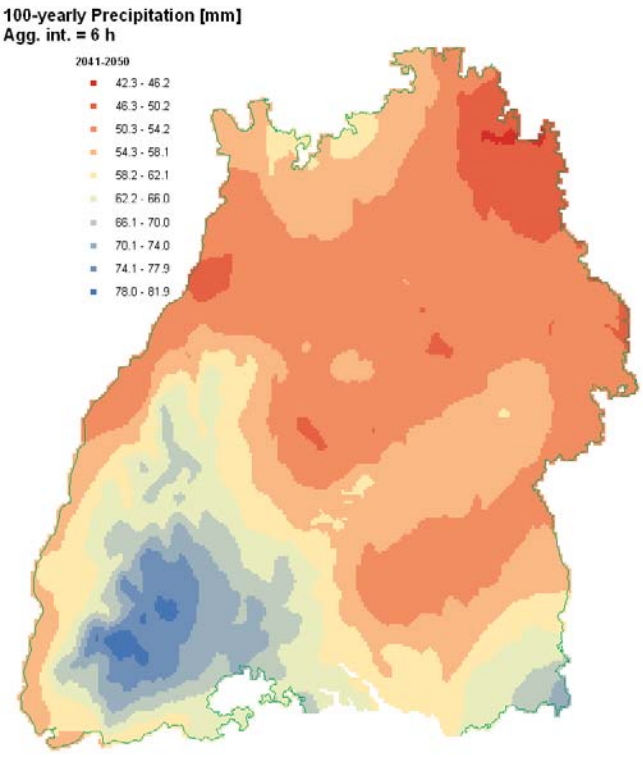
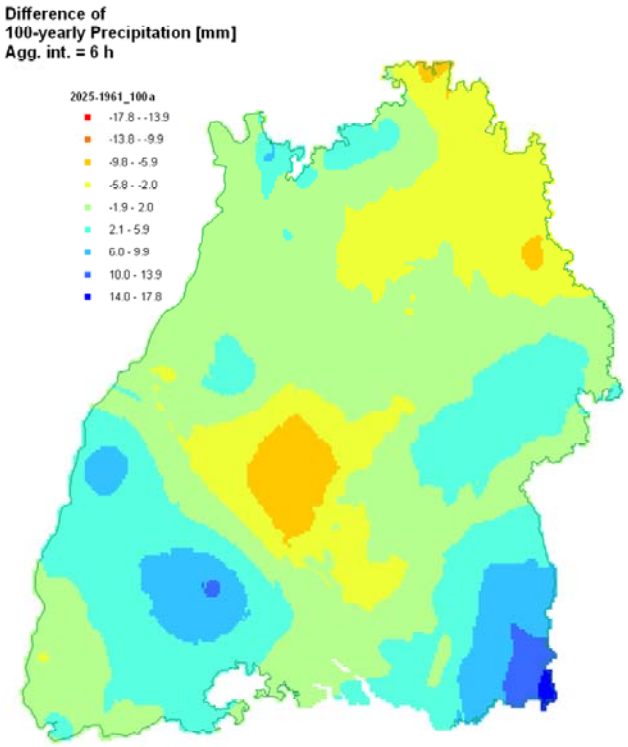


Abb. A.17: 100-jährlicher Extremwert des 6h-Niederschlags im Kontroll- (o) und in den Prognosezeiträumen (u).

Differenz 2025 - 2034 zu 1961 - 1990



Differenz 2041 - 2050 zu 1961 - 1990

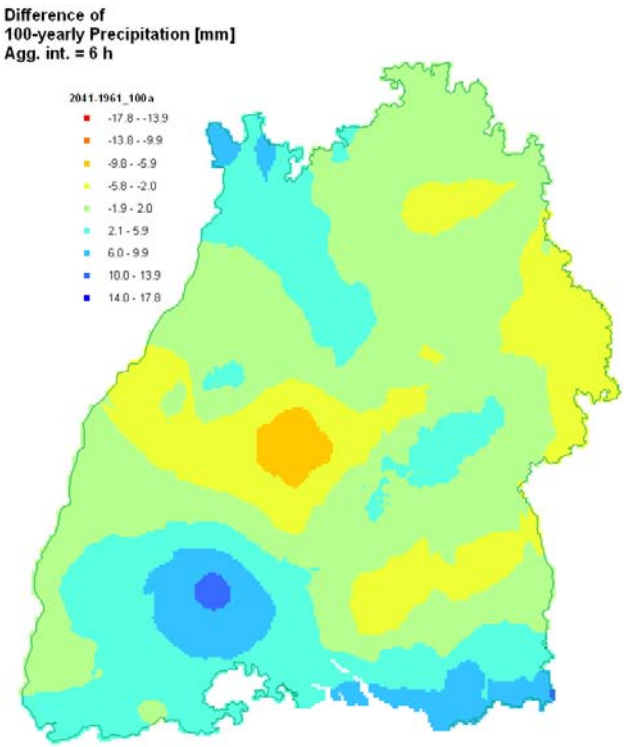
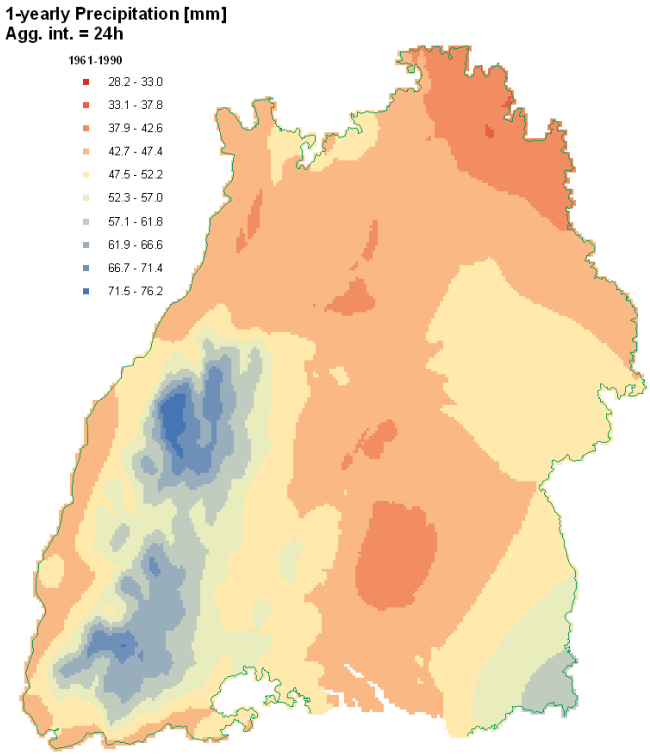


Abb. A.18: Entwicklung des 100-jährlichen Extremwerts zwischen dem Kontroll- und den Prognosezeiträumen

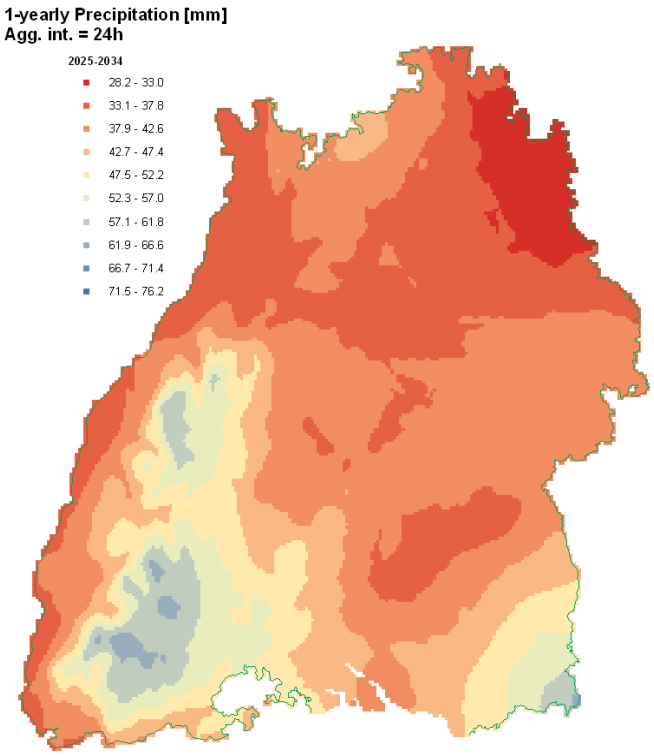
A.4 Dauerstufe: 24 h

1-jährliche Extrema

1961 – 1990



2025 – 2034



2041 - 2050

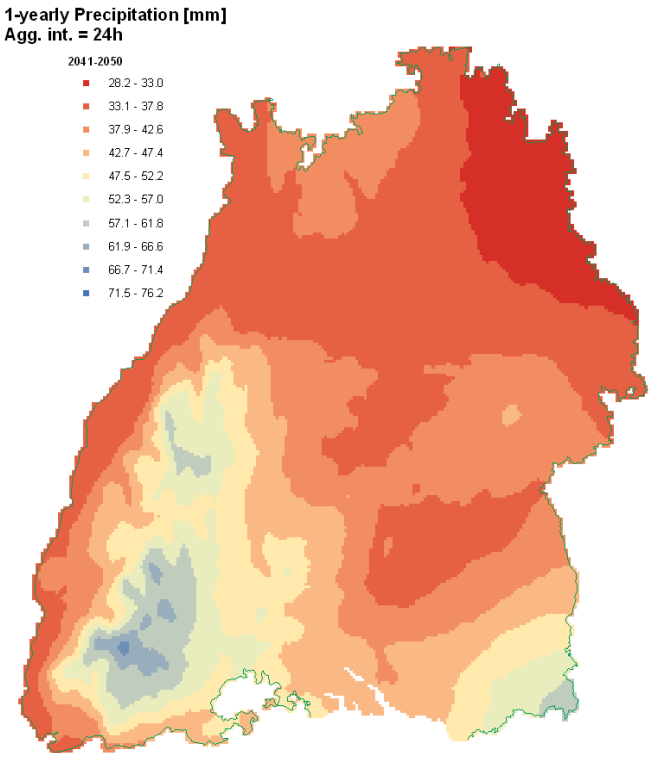
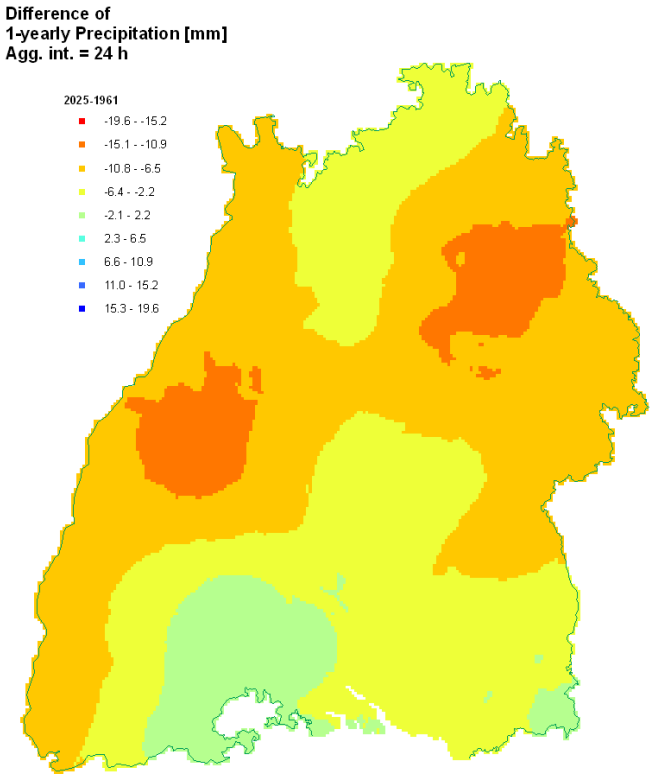


Abb. A.19: 1-jährlicher Extremwert des 24h-Niederschlags im Kontroll- (o) und in den Prognosezeiträumen (u).

Differenz 2025 - 2034 zu 1961 - 1990



Differenz 2041 - 2050 zu 1961 - 1990

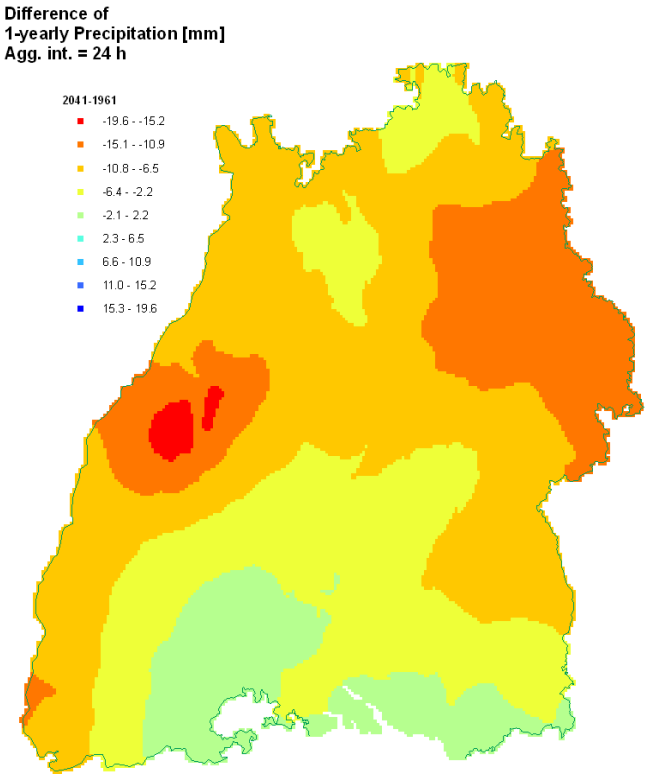
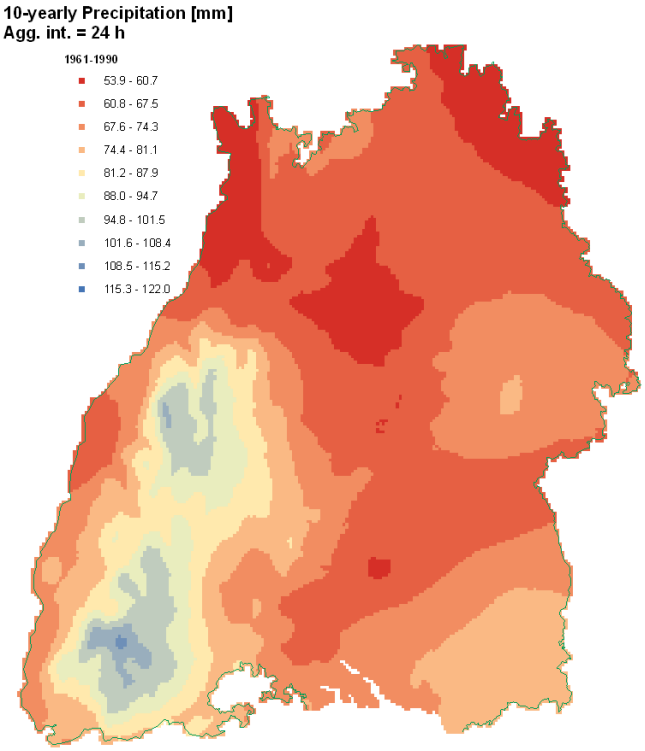


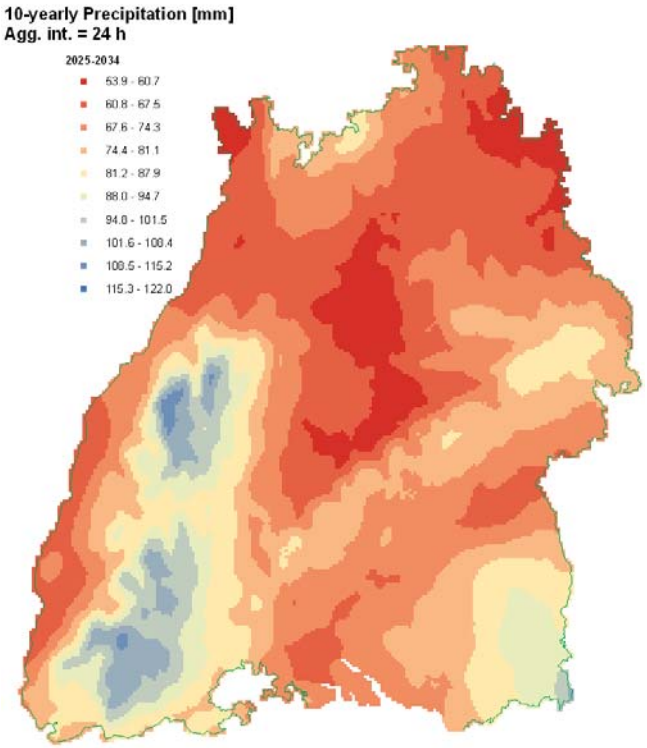
Abb. A.20: Entwicklung des 1-jährlichen Extremwerts zwischen dem Kontroll- und den Prognosezeiträumen

10-jährliche Extrema

1961 – 1990



2025 – 2034



2041 - 2050

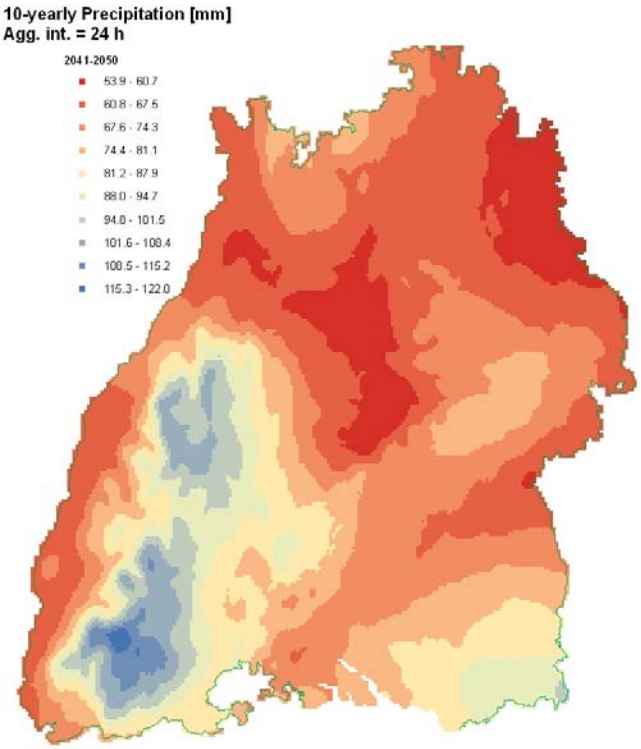
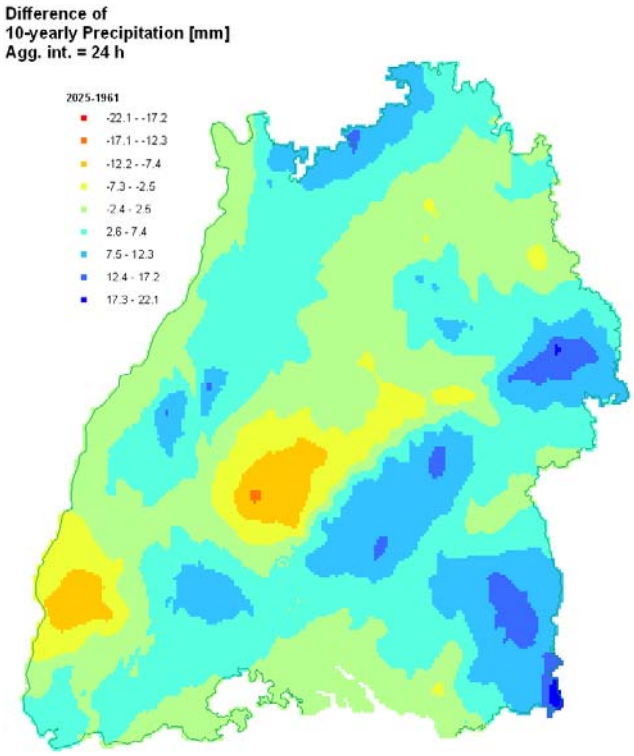


Abb. A.21: 10-jährlicher Extremwert des 24h-Niederschlags im Kontroll- (o) und in den Prognosezeiträumen (u).

Differenz 2025 - 2034 zu 1961 - 1990



Differenz 2041 - 2050 zu 1961 - 1990

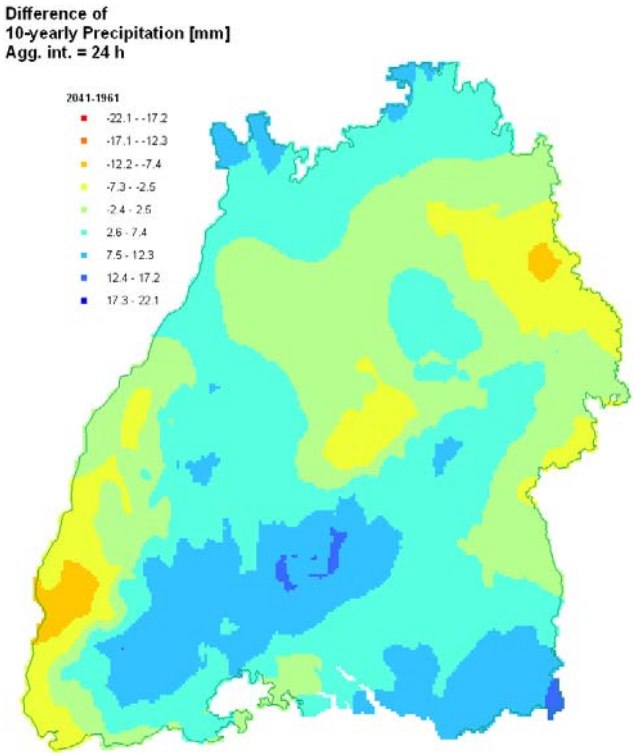
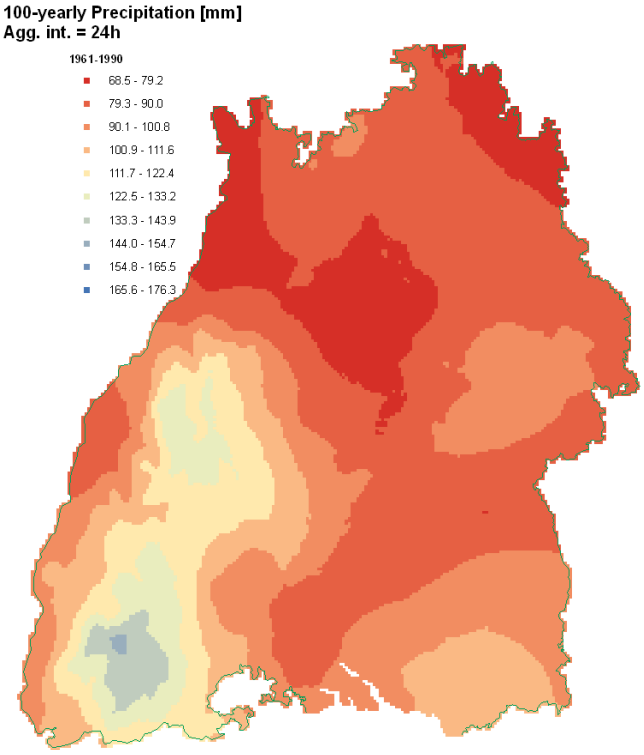


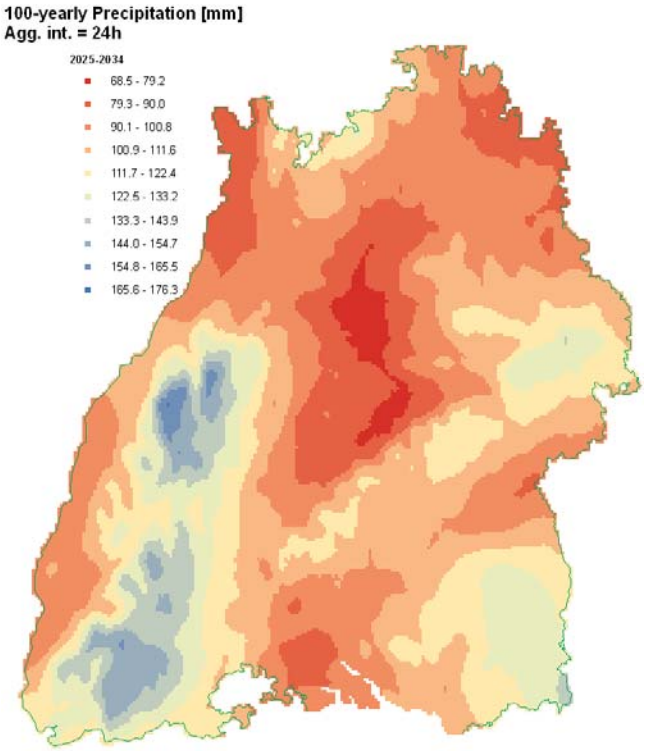
Abb. A.22: Entwicklung des 10-jährlichen Extremwerts zwischen dem Kontroll- und den Prognosezeiträumen

100-jährliche Extrema

1961 – 1990



2025 – 2034



2041 - 2050

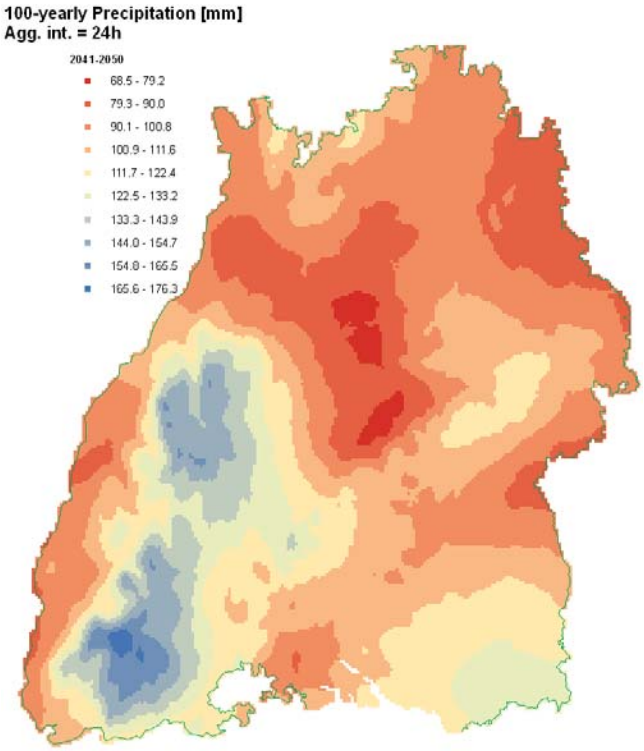
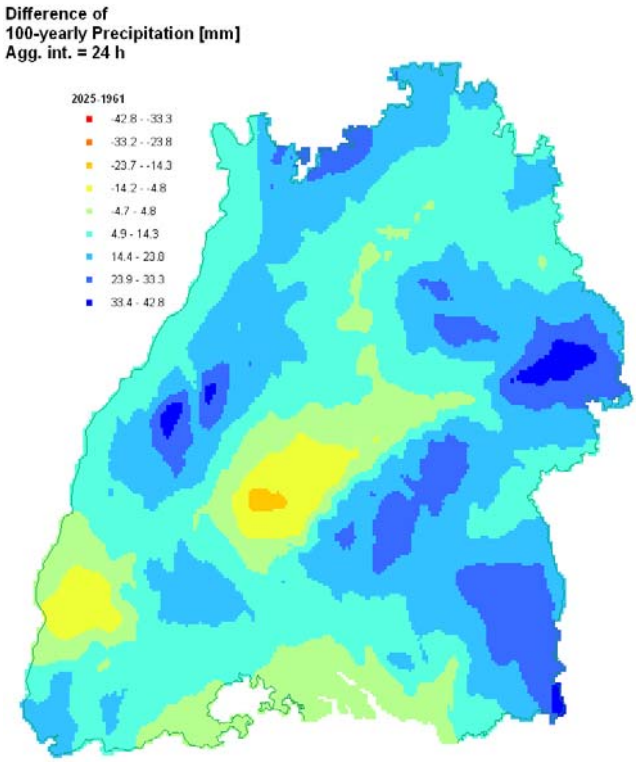


Abb. A.23: 100-jährlicher Extremwert des 24h-Niederschlags im Kontroll- (o) und in den Prognosezeiträumen (u).

Differenz 2025 - 2034 zu 1961 - 1990



Differenz 2041 - 2050 zu 1961 - 1990

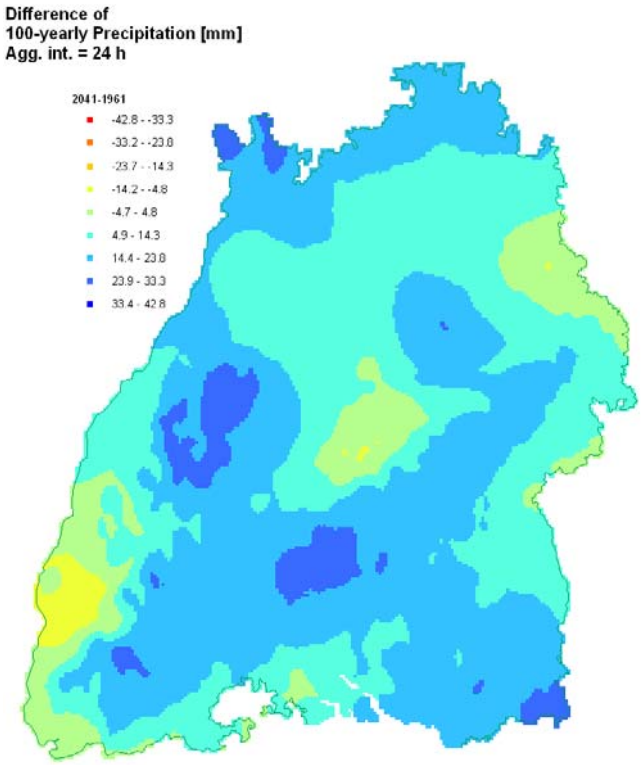


Abb. A.24: Entwicklung des 100-jährlichen Extremwerts zwischen dem Kontroll- und den Prognosezeiträumen

Anhang B Ablage und Inhalt der Generierungsdaten

In die Generierung einer Niederschlagsreihe gehen die Daten über eine Anzahl verschiedener Dateien ein, die in diesem Anhang in Format und Inhalt erläutert werden. Erstellt werden diese Datensätze vom Programm get_para_klima.exe.

Alle hier aufgeführten Dateien werden zu jeder Simulation *kkkk* einzeln von get_para_klima.exe im Ordner D:\NiedSim\Simu_Klima\Sim*kkkk*\para_klima erstellt. Abb. B.1 zeigt die angelegten Dateien im Überblick. Es sind insgesamt 13 Stück. Im Folgenden wird auf jede Datei aus Abb. B.1 kurz einzeln eingegangen.

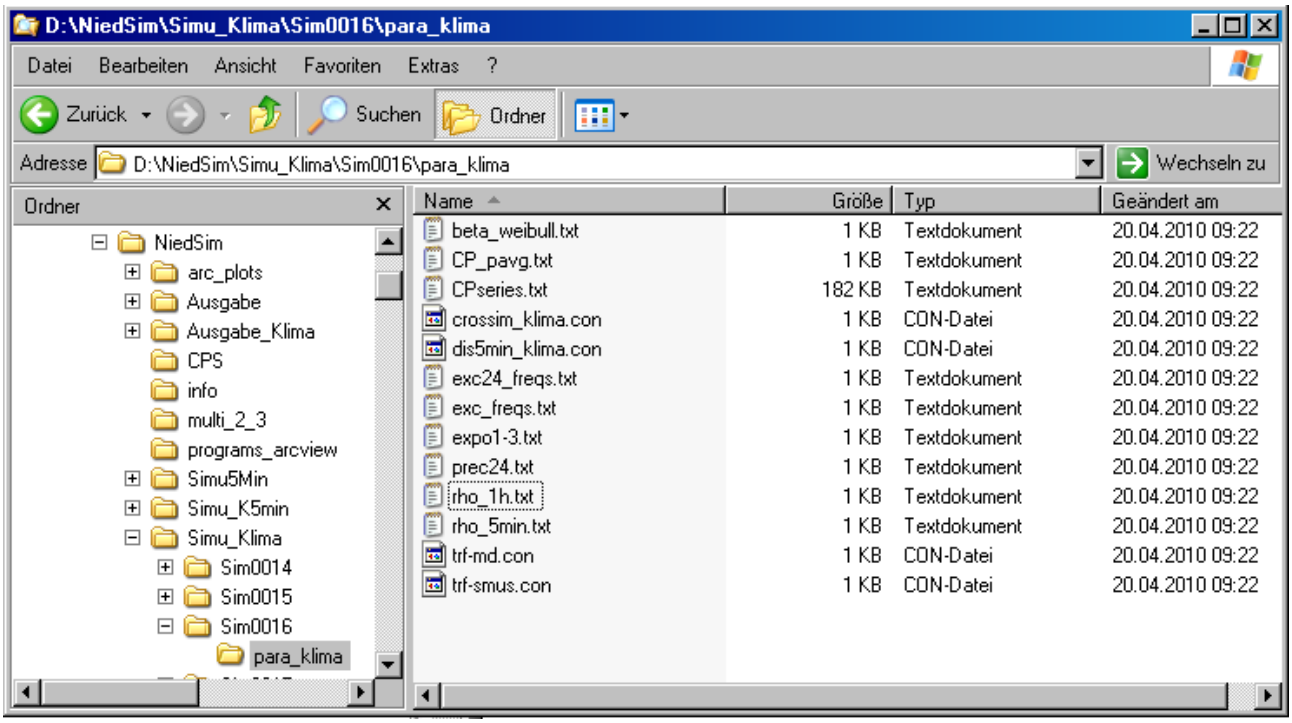
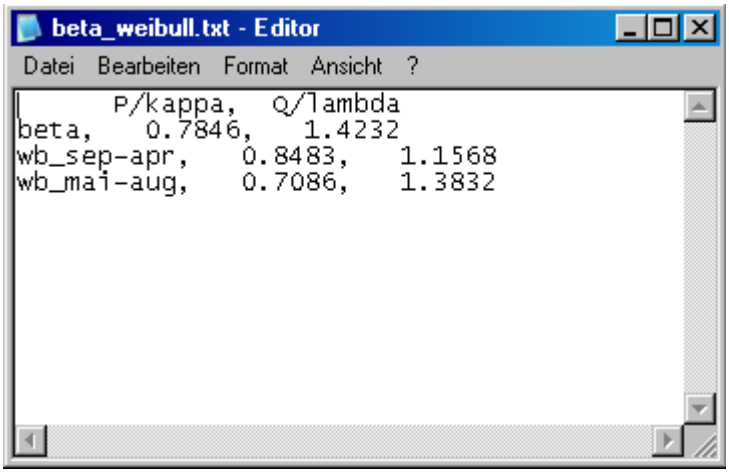


Abb. B.1: angelegte Dateien im Überblick

beta_weibull.txt



Ab. B.2: Inhalt der Datei beta_weibull.txt

In dieser Datei sind die Parameter der Beta- und Weibull-Verteilung abgelegt. Die Parameter der Beta-Verteilung sind über das ganze Jahr konstant. Die Parameter der

Weibull-Verteilung werden für die Sommermonate und für den Rest des Jahres getrennt erzeugt.

CP_pavg.txt

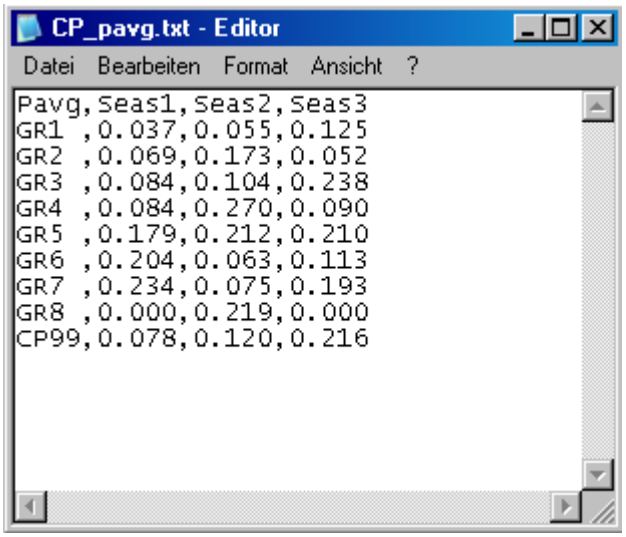


Abb. B.3: Inhalt der Datei PC_pavg.txt

In dieser Datei ist die mittlere Regenmenge jeder Wetterlagengruppe abgelegt (Abschn. 3.2.7). Die drei Jahreszeiten, die unterschieden werden, sind 1. September bis April, 2. Mai bis Juli und 3. August. Da es in Jahreszeit 1 & 2 je eine CP-Gruppe weniger gibt, sind die Werte hier auf 0 gesetzt.

CP_series.txt

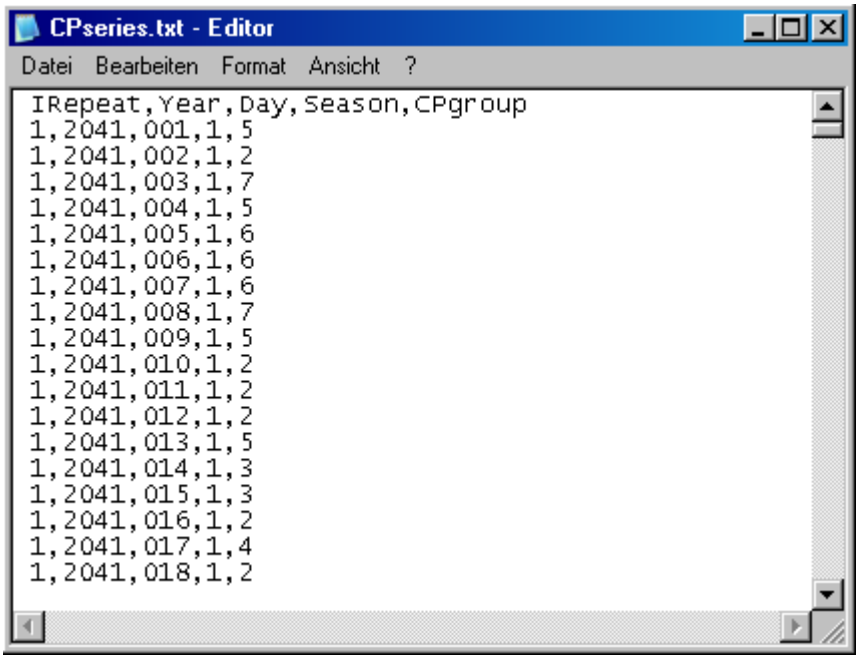


Abb. B.4: Inhalt der Datei CPseries.txt

Hier ist die Abfolge der Wetterlagengruppe für jeden Tag des Generierungszeitraums abgelegt (Abschn. 3.1.1). Die Tage eines Jahres sind dabei von 1 bis 365 (366) durch-

gezählt. Die wiederholten Jahre aus dem Resampling stehen hintereinander und werden in der ersten Spalte „IRepeat“ gekennzeichnet.

exc24_freqs.txt

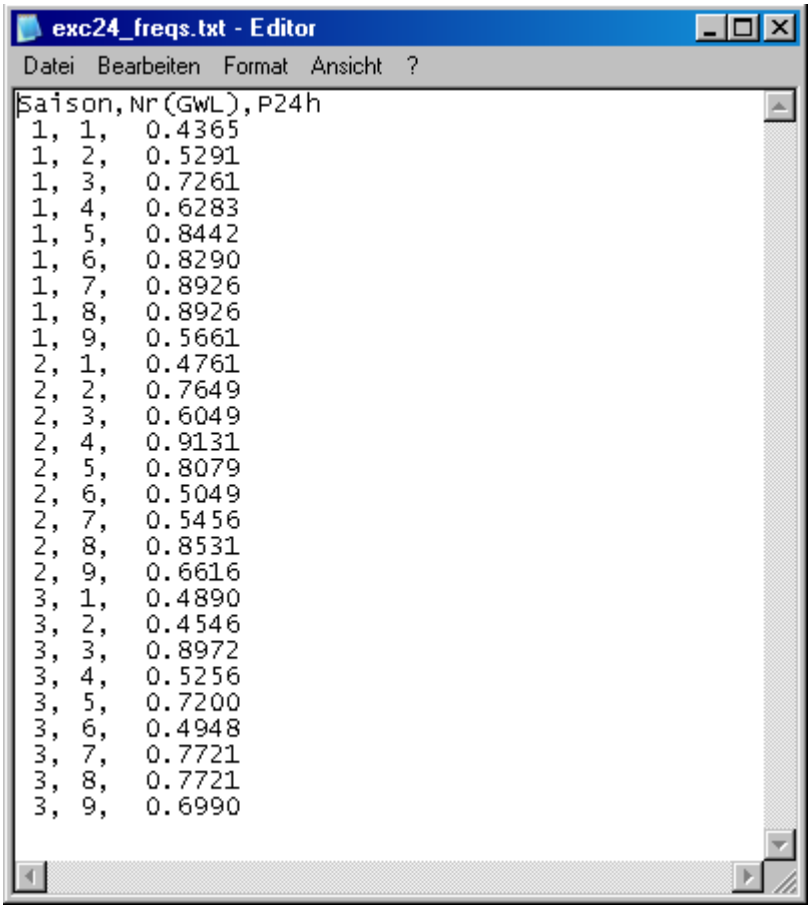


Abb. B.5: Inhalt der Datei exc24_freqs.txt

Für die CP-Gruppen in jeder Jahreszeit wird die tägliche Regenwahrscheinlichkeit berechnet und abgelegt (3.2.6). In Jahreszeit 1 (September bis April) und Jahreszeit 3 (August) gibt es eine CP-Gruppe weniger als in Jahreszeit 2 (Mai bis Juli). Der Werte der Gruppe 8 ist darum bei Jahreszeit 1 und 3 ein Füllwert.

exc_freqs.txt

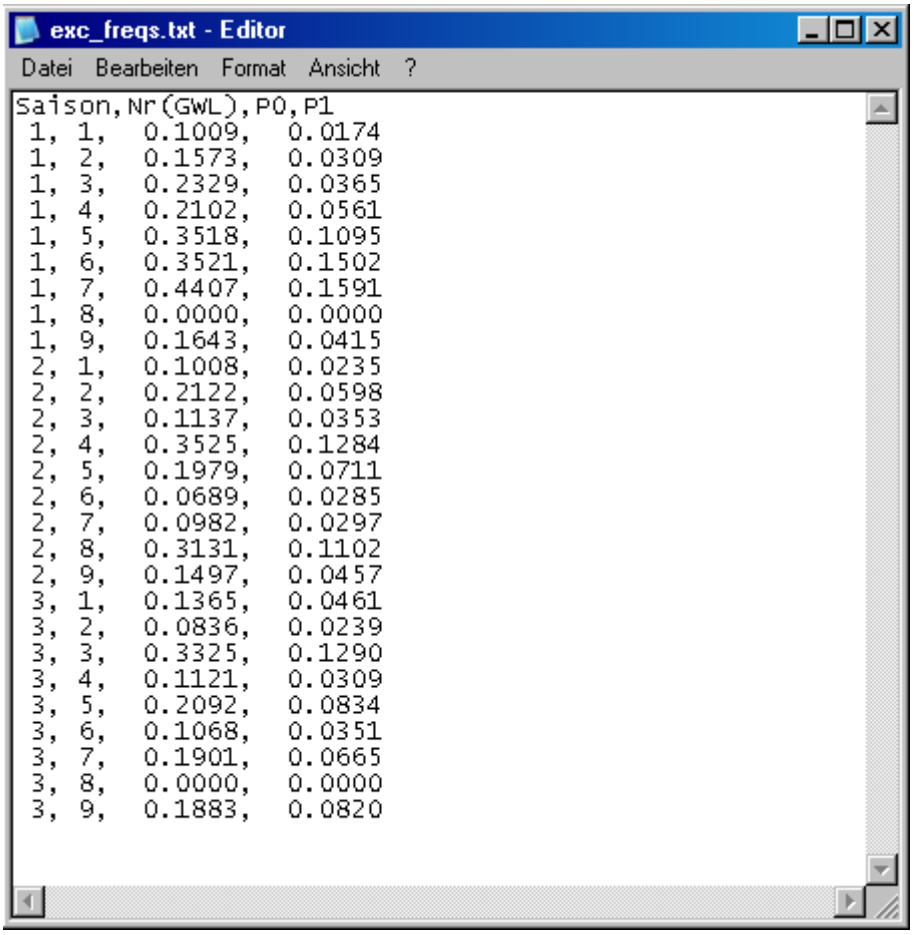


Abb. B.6: Inhalt der Datei exc_freqs.txt

Genauso wird die Regenwahrscheinlichkeit auf 1h-Basis abgelegt (Spalte P0), die für die Generierung der Ausgangsreihe benötigt wird (Abschn. 3.1). Die Spalte P1 gibt die Wahrscheinlichkeit an für mehr als 1 mm Niederschlag in einer Stunde. Auch hier sind die Werte der Gruppe 8 bei Jahreszeit 1 und 3 ein Füllwerte.

expo1-3.txt

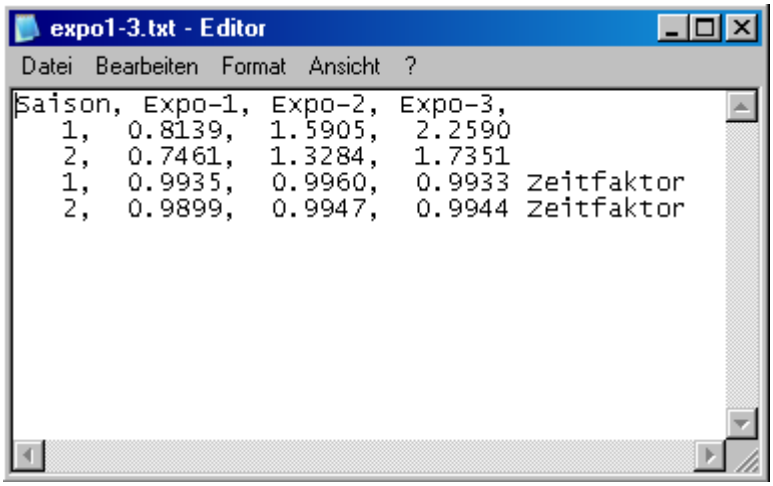


Abb. B.7: Inhalt der Datei expo1-3.txt

Die Skalierungsparameter für das erste bis dritte Moment aus Abschnitt sind in dieser Datei für das Winter- und das Sommerhalbjahr gespeichert. Dazu kommen die berechneten jährlichen Abminderungsfaktoren (Abschn. 3.2.5).

prec24.txt

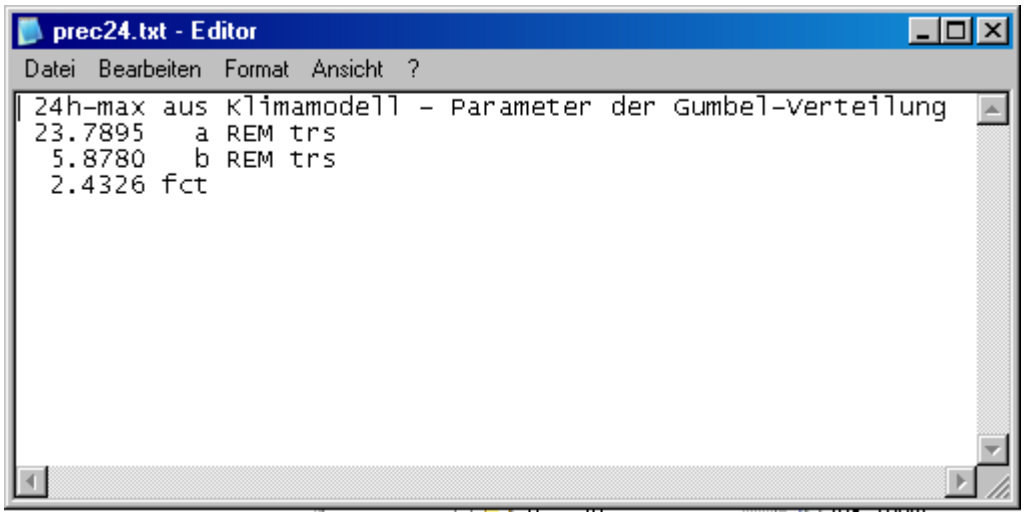


Abb. B.8: Inhalt der Datei prec24.txt

Hierin sind die Parameter a und b der Gumbelverteilung sowie der Korrekturfaktor zur Umrechnung des 1-jährlichen Extrems im Flächenmittel aus dem Regionalmodell in einen Punktwert abgelegt (Abschn. 3.2.8).

rho_1h.txt

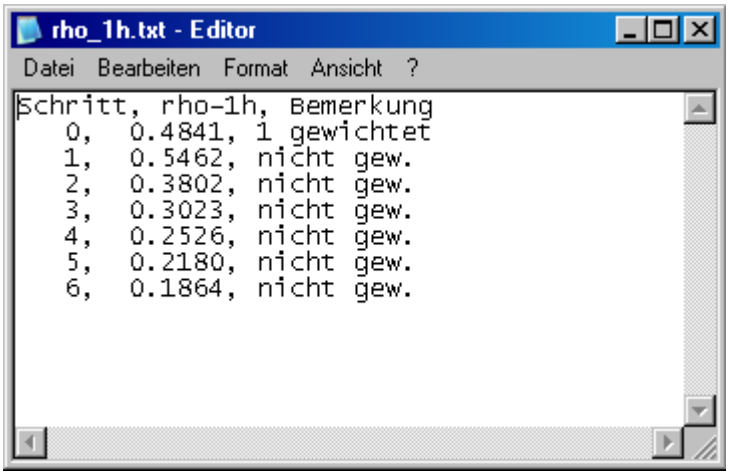


Abb. B.9: Inhalt der Dateien rho_1ms.txt – rho_6ms.txt

Die Datei rho_1h.txt gibt die Autokorrelationskoeffizienten der 1h-Werte bei verschiedenen Zeitversatzstufen an (von 1h bis 6h). In der zweiten Zeile steht die nach Jahreszeiten gewichtete Autkorrelation (Abschn. 3.2.3).

rho_5min.txt

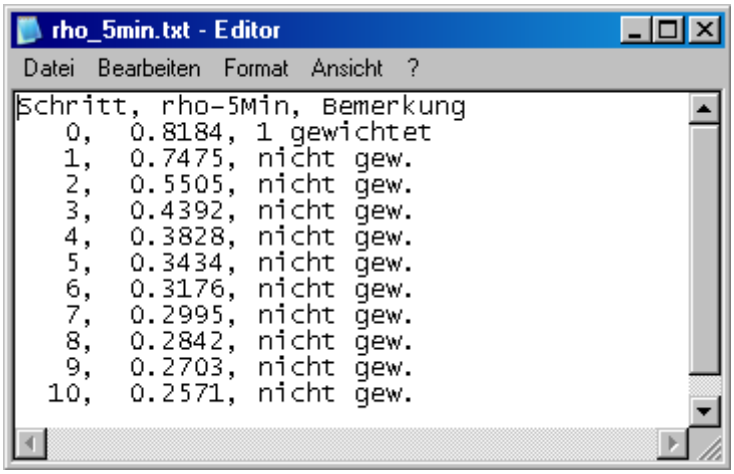


Abb. B.10: Inhalt der Datei rho_5min.txt

In dieser Datei ist die Autokorrelation mit Lag der 5min-Werte aufgeführt. Die Ablage ist analog zur Datei rho_1h.txt mit den Stundenwerten.

Anhang C Ablage und Inhalt der Steuerungsdateien

Das ArcView-Projekt übergibt den von get_para_klma.exe aus der Datenbasis auszulesenden Koordinatenpunkt über die Datei getpara_klima.con, die im Verzeichnis D:\NiedSim\arc_plots\ angelegt wird.

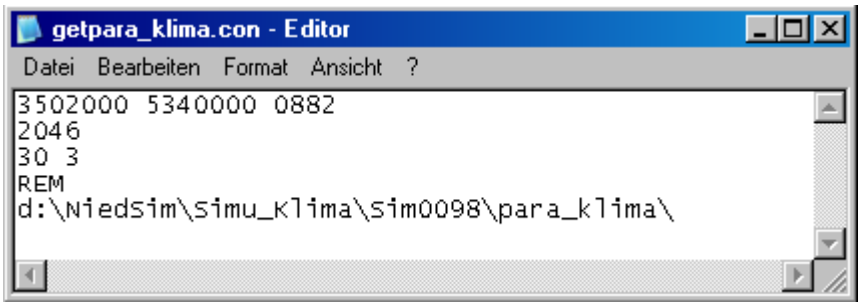


Abb. B.9.1: Inhalt der Datei getpara_klima.con

In der ersten Zeile der Datei sind Hoch- und Rechtswert sowie die Höhe der zu simulierenden Station aufgeführt. Es folgt das Referenzjahr der Generierung. In der nächsten Zeile ist die Anzahl der zu generierenden Jahre und die Anzahl an Resampling-Wiederholungen aufgeführt. Im Beispiel von Abb. B.9.1 würden also 10 Jahre von 2041 bis 2050 generiert und der Generierungszeitraum drei Mal wiederholt werden, um auf 30 Jahe zu kommen. Die letzte Zeile gibt den Ausgabepfad der Parameterdateien (vgl. Anhang B) an.

Die Programme, crossim_klima.exe, dis5min_klima.exe und konverter.exe (vgl. Abschn. 7.3), erhalten die notwendigen Parameter aus dem ArcView-Projekt über verschiedene Steuerdateien. Diese werden zu jeder Simulation *kkkk* von get_para_klima.exe im Ordner D:\NiedSim\Simu_Klima\Sim*kkkk*\para_klima erstellt und enden alle auf .con. Abb. C.1 zeigt die angelegten Dateien im Überblick, es sind je nach gewählten Optionen bei der Generierung maximal vier Stück. Im Folgenden wird auf jede der vier Steuerdateien kurz eingegangen, indem ihr Inhalt erläutert wird. Die Erläuterungen zu den weiteren Dateien in Abb. C.1 finden sich im Anhang B.

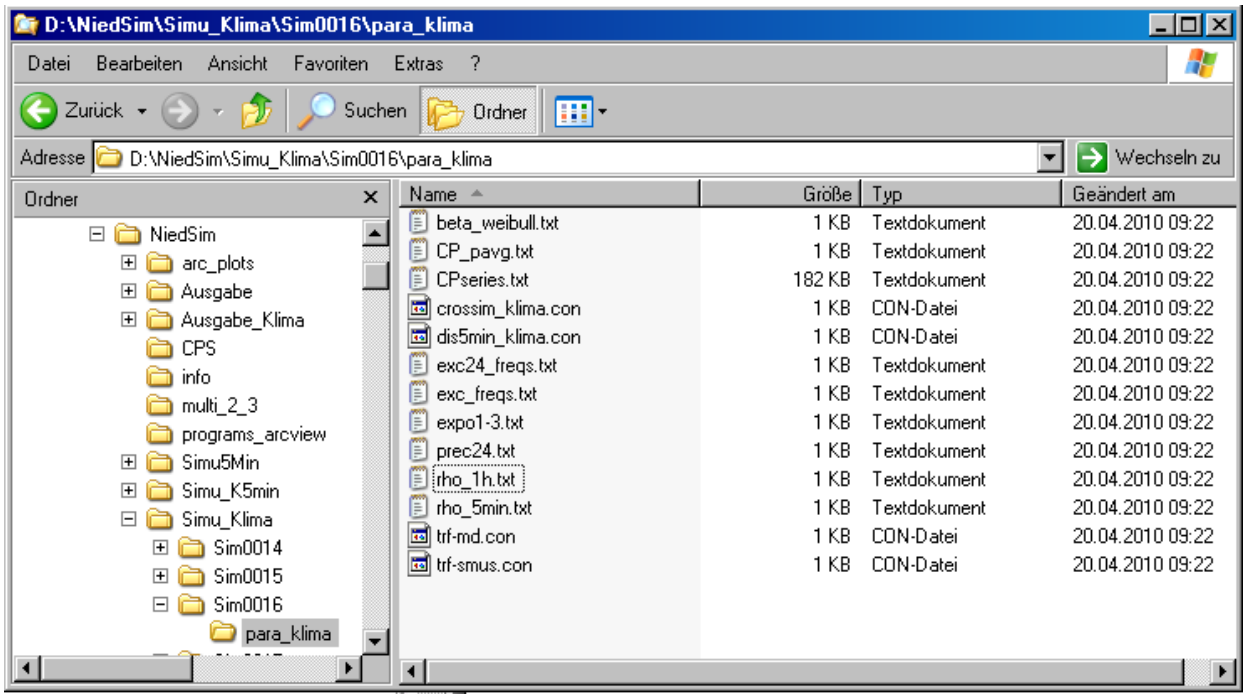


Abb. C.1: erstellte Dateien im Überblick

crossim_klima.con

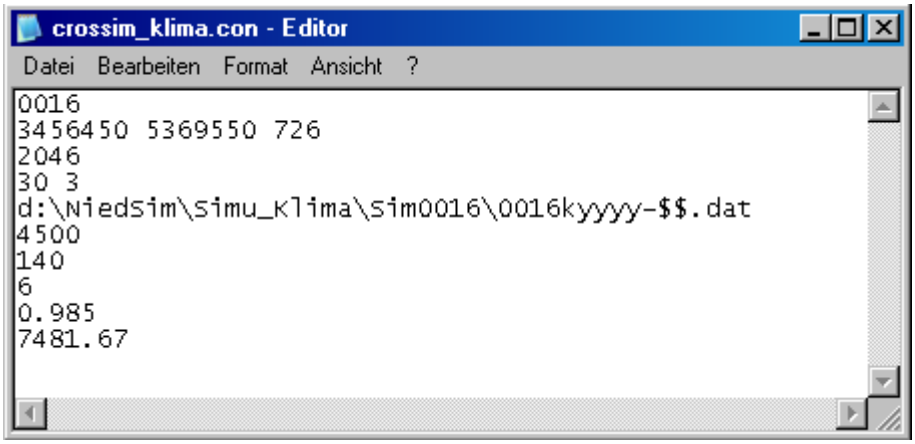


Abb. C.2: Inhalt der Datei crossim_klima.con

Diese Datei steuert die Generierung in crossim_klima.exe. In der ersten Zeile ist die Nummer der Simulation zu finden. Es folgen die Koordinaten der zu generierenden Station sowie das Referenzhjahr der Generierung. In der nächsten Zeile seht die Anzahl der zu generierenden Jahre und die Anzahl an Resampling-Wiederholungen. Danach ist der Pfad für die Ausgabe der Stundenwerte im Hausformat angeführt. Es folgen die Steuergrößen des Simulated-Annealing-Algorithmus.

dis5min_klima.con

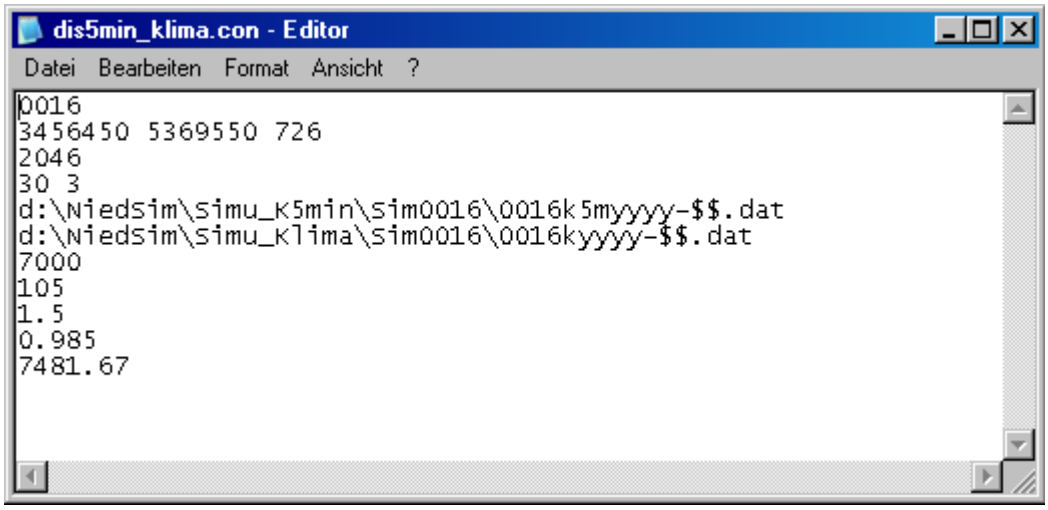


Abb. C.3: Inhalt der Datei dis5min_klima.con

Dis5min_klima.con wird bei der Disaggregierung verwendet, dient jedoch auch als Steuerungsdatei für konverter.exe. Die ersten vier Zeilen von dis5min.con stimmen mit denen von crossim_klima.con überein. Es folgt der Ausgabepfad der 5-Minutenwerte und der Stundenwerte im Hausformat. Am Schluss stehen Steuergrößen des Simulated Annealing Algorithmus.

trf-md.con

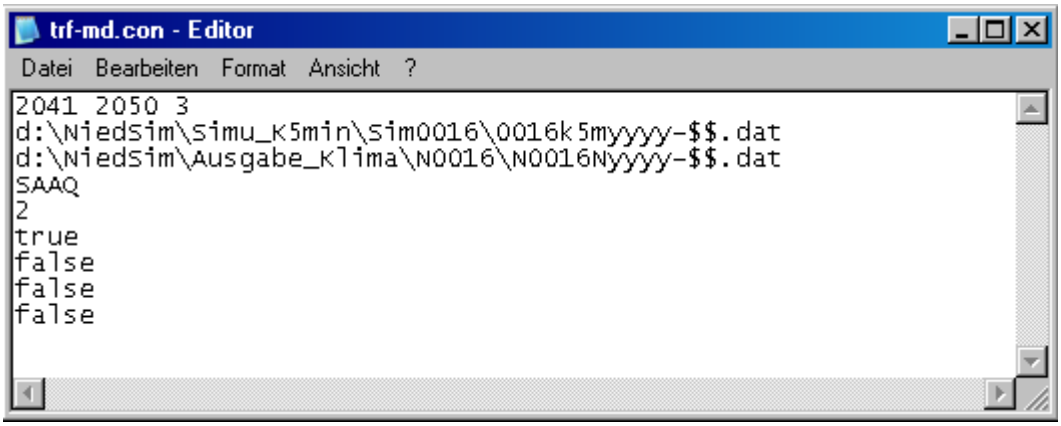


Abb. C.4: Inhalt der Datei trf-md.con

Diese Datei steuert die Konvertierung. In der ersten Zeile sind Anfangs- und Endjahr der Simulation aufgeführt sowie die Anzahl Resampling-Wiederholungen. Es folgen die Pfadangabe der 5-Minutenwerte im Hausformat und der vorgesehene Pfad für die zusätzlichen Ausgabeformate. In der folgenden Zeile wird eine Buchstabenkennung gegeben, die nicht mehr beachtet wird. Danach ist die Anzahl der Nachkommastellen beim MD-Format gegeben. Die vier Folgezeilen erhalten binäre Informationen darüber, welche Formate ausgegeben werden sollen. Die Reihenfolge lautet MD, SMUSI, UVF, ZRX. *True* bedeutet, dass das Format erzeugt wird.

trf-smus.con

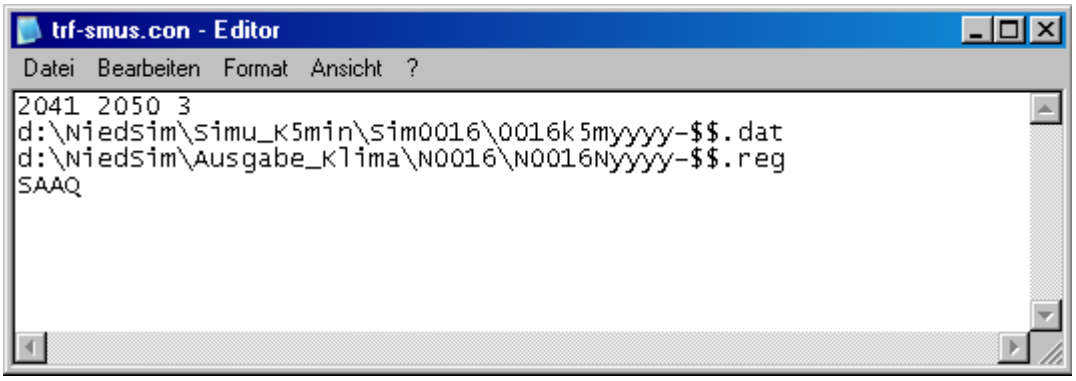


Abb. C.5: Inhalt der Datei trf-smus.con

Der Inhalt dieser Datei entspricht dem Inhalt der ersten vier Zeilen von trf-md.con mit der abweichenden Dateiendung in Zeile drei.

LUBW Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg
Postfach 10 01 63 · 76231 Karlsruhe · Internet: www.lubw.baden-wuerttemberg.de