



A b s c h l u s s b e r i c h t

Forschungsvorhaben: Bereitstellung von Schneelastwerten für das Bauwesen durch den DWD

(Geschäftszeichen DIBt: P52-5-3.122-2038/2018)

Auftraggeber: Deutsches Institut für Bautechnik
Kolonnenstraße 30 B
10829 Berlin

wissenschaftliche Bearbeitung: Dr. Fabiana Castino
Dr. Bodo Wichura

Potsdam, 15.01.2025

Inhaltsverzeichnis

1	Zusammenfassung.....	4
2	Projektablauf	7
3	Analyse der Schneedatenbasis und der Methoden zu Projektbeginn	9
3.1	Verfügbare Schneedeckenmessdaten.....	9
3.2	Limitierungen der verfügbaren Schneedeckenmessdaten.....	16
3.3	Regressionsanalyse zur Schätzung der Schneedichtebeziehungen.....	21
3.4	Extremwertanalyse zur Schätzung der charakteristischen Schneelast	24
3.5	Räumliche Interpolation der charakteristischen Schneelast.....	31
4	Vorschlag zur Vorgehensweise zur Bereitstellung interpolierter charakteristischer Schneelastwerte (Schneelastraster)	32
5	Erweiterung und Kontrolle der Schneedatenbasis	35
5.1	Digitalisierung zusätzlicher Schneemessdaten.....	35
5.2	Qualitätskontrolle der Schneemessdaten	35
5.3	Homogenitätstests der Schneehöhenmessdaten	36
6	Interpolation der Schneemessdaten mit dem Modell SNOW4	37
7	Modellansätze zur Berechnung des Wasseräquivalents der Schneedecke (Schneedichtemodelle).....	41
7.1	Empirische Regressionsmodelle	41
7.2	Das semi-empirische Multi-Ebenen Modell Δ SNOW	43
8	Erstellung von Modellen der Schneedichte für Deutschland	44
8.1	Das einfache Regressionsmodell	44
8.2	Analyse verschiedener empirischer Regressionsmodelle	48
8.3	Analyse der klimatologische Schneedichte.....	55
8.4	Kalibrierung des semi-empirischen Multi-Ebenen Modells Δ SNOW	60
8.5	Leistungsanalyse der Modelle zur Berechnung des Wasseräquivalents der Schneedecke (Schneedichtemodelle).....	65
8.6	Optimierung der Kalibrierungssätze des Modells Δ SNOW	74
8.7	Empfehlung zur Verwendung von Schneedichtemodellen für Deutschland	91
9	Berechnung täglicher Wasseräquivalentraster für Gesamt-Deutschland	92
10	Extremwertanalyse der Schneelast (EWA)	94
10.1	Methoden	94
10.2	Auswertung der charakteristischen Werte der Schneelast S_k	97
10.3	Anpassungsgüte der EWA-Methoden.....	99
11	Schneelastkarte	101
11.1	Anpassungsgüte der charakteristischen Werte der Schneelast S_k	101

11.2	Synthese der Schneelastkarte.....	110
11.3	Validierung der Schneelastkarte.....	116
12	Projektergebnisse und Empfehlungen	122
	Literatur.....	125
	Tabellenverzeichnis.....	128
	Abbildungsverzeichnis.....	130
Anhang A.	Erweiterung der Schneedatenbasis: Digitalisierung fehlender Werte von Schneehöhenmessdaten.....	142
Anhang B.	Qualitätskontrolle der Schneemessdaten	147
B.1	Visuelle Prüfung der Schneehöhenmessdaten	147
B.2	Nullwerte der Schneehöhe in langen Zeitintervallen	147
B.3	Räumliche Kontrolle von isolierten Nullwerten der Schneehöhe	148
B.3.1	Definition.....	148
B.3.2	Ergebnisse für die räumliche Kontrolle mit einem fixierten Testradius von 30 km.....	149
B.3.3	Definition und Prüfung eines variablen Testradius für die räumliche Kontrolle.....	149
B.4	Grenzwertkontrolle von Wasseräquivalentmessdaten	152
B.4.1	Definition.....	152
B.4.2	Ergebnisse.....	153
B.5	Kontrolle der inneren Konsistenz und der Zeitkonsistenz von Schneehöhen- und Wasseräquivalentmessdaten	155
B.5.1	Definition.....	155
B.5.2	Nutzung ergänzender Messdaten der Temperatur und des Niederschlags.....	155
B.5.3	Schneehöhenmessdaten.....	155
B.5.4	Wasseräquivalentmessdaten	157
B.5.5	Ergebnisse.....	158
B.6	Qualitätsbyte und Diagnosebyte.....	165
Anhang C.	Standard-Normal-Homogenitätstest (SNHT) für Schneehöhenmessdaten	167
C.1	Definition von Kandidaten-, Referenz und Verhältniszeitreihen	167
C.2	Erstellung der Referenzzeitreihe	167
C.3	Definition des Standard-Normal-Homogenitätstests	168
C.4	Ergebnisse	169
C.4.1	Kandidatenzeitreihe Attenkam (StationsID = BY00217):	170
C.4.2	Kandidatenzeitreihe Garmisch-Partenkirchen-Eckbauer (StationsID = BY01548):	176
C.4.3	Kandidatenzeitreihe Buchen (StationsID = BW00755):	182
C.4.4	Kandidatenzeitreihe Zugspitze (StationsID = BY05792):	183
Anhang D.	Extremwertanalyse der Schneelast: Ergebnisse der Anderson-Darling-Tests für alle EWA-Methoden und alle WÄ-Modelle	187
Anhang E.	Vergleich der charakteristische Werte der Schneelast S_k als EWA-Modell- Methoden-Mittelwerte mit den Ergebnissen GEV-LMom-Methode	199
Anhang F.	Die Methoden-Mittelwerte und die Methoden-Maximalwerte für S_k	200

1 Zusammenfassung

Im Rahmen des von 2009 bis 2017 durchgeführten Forschungsvorhabens „Flächenhafte Analyse von Schneelastmesswerten in fünf Landkreisen und ihr Vergleich mit den Schneelastzonenkarten der DIN 1055/5:2005 als Pilotuntersuchung für die Überarbeitung der Schneelastzonenkarte“ wurden durch den Deutschen Wetterdienst (DWD) Erfahrungen bei der Analyse von Schneelastwerten in den bayerischen Landkreisen des Pilotprojekts gesammelt und dem Deutschen Institut für Bautechnik (DIBt) zur Verfügung gestellt (Wichura und Hoffmann, 2017). In der Pilotuntersuchung wurden Empfehlungen für die Methodik einer möglichen Überarbeitung der deutschlandweiten Schneelastzonenkarte der aktuell gültigen Schneelastnorm abgeleitet. Diese Empfehlungen bilden die Grundlage des aktuellen Forschungsvorhabens.

Stationen mit langen Messreihen des Wasseräquivalents der Schneedecke (als direktes Maß für die Schneelast) sind beim DWD mit einer deutlich geringeren räumlichen Dichte verfügbar als Stationen mit Schneehöhenmessungen. Um die räumlich höher aufgelösten Informationen der Schneehöhenmessungen für Schneelastanalysen nutzbar zu machen, sind Informationen zur Schneedichte erforderlich. Die Hauptaufgabe dieses Forschungsvorhabens besteht darin, über eine zu validierende Methodik die punktweise vorliegenden Messwerte der zeitlich und räumlich variablen Schneedichte zu nutzen, um die an vielen Stationen gemessenen Zeitreihen der Schneehöhe für die Erstellung einer deutschlandweiten Schneelastkarte verfügbar zu machen.

Die im Pilotprojekt angewandte Methodik (Nutzung aller verfügbaren Schneehöhenmessungen, Modellierung der Schneedichte, Extremwertanalyse zur Bestimmung der charakteristischen Schneelasten, Interpolation der Punktwerte der Schneelast in die Fläche) sollte angewendet und weiterentwickelt werden. Mögliche Modifikationen sollten im Hinblick auf die Modellansätze zur Schneedichtemodellierung, auf die räumliche Analyse der Schneelasten und deren zukunftsfähiger Aktualisierung (z.B. Modell SNOW4) sowie bezüglich der Bearbeitung spezieller Fragestellungen (z.B. außergewöhnliche Schneelastereignisse) und der Art und Weise der Schneelastangaben (Schneelastraster) geprüft und vorgenommen werden. Im Ergebnis des Forschungsvorhabens sollten deutschlandweit Daten für die Schneelast vorliegen. Für die nutzerfreundliche Darstellung der Schneelastdaten sollten in Abstimmung mit der Betreuungsgruppe Empfehlungen erarbeitet und deren Umsetzung vorbereitet werden.

Zu Beginn des aktuellen Forschungsvorhabens wurden die Verfügbarkeit von Schneehöhen- und Wasseräquivalentmessdaten aus dem Zeitraum 1950 bis 2020 geprüft. Ein DWD-Digitalisierungsvorhaben ergänzte für den Zeitraum 1959 bis 1978 die Schneemessdaten für 411 Stationen auf dem Gebiet der alten Bundesländer, um die räumliche Datenverfügbarkeit in diesen Regionen zu erhöhen. Insgesamt standen damit im Forschungsvorhaben 5501 Schneehöhenzeitreihen von Messstationen in Deutschland im Zeitraum zwischen 1950 und 2020 zur Verfügung. Die Sammlung von Schneehöhenmessdaten von Stationen in den südlichen Nachbarländern für den Zeitraum zwischen 1950 und 2020 erweiterte die Datenbasis um weitere 500 Schneehöhenzeitreihen. Damit standen im Forschungsvorhaben sehr umfangreiche Datensätze von Schneehöhen- und Wasseräquivalentmessdaten zur Verfügung, deren Qualität und Homogenität sorgfältig geprüft wurden.

Weiterhin erfolgte zu Beginn des Forschungsvorhabens eine Zusammenschau von verfügbaren Methoden zur Schneelastanalyse auf der Basis von Messdaten. Ausgehend davon wurde

die Vorgehensweise zur Bereitstellung von flächendeckenden Schneelastwerten für das Bauwesen ausgearbeitet und im weiteren Verlauf in enger Abstimmung mit der Betreuungsgruppe umgesetzt, angepasst und erweitert.

Verfügbare Modellansätze zur Berechnung des Wasseräquivalents der Schneedecke (Schneedichtemodelle) wurden zusammengetragen und auf ihre Anwendbarkeit im Forschungsvorhaben geprüft. Danach erfolgten Analysen zur Güte der Schneedichtemodelle mit allen verfügbaren und geprüften Wasseräquivalent- und Schneehöhenmessdaten. Die Modelle wurden umfangreich getestet. Zwei Schneedichtemodelle, das hybride Regressionsmodell (HM) und das semi-empirische multi-Ebenen Modell Δ SNOW (DS), wurden für die weitere Verwendung ausgewählt.

Mit Hilfe der gewählten Schneedichtemodelle wurden aus den Schneehöhenmessdaten die Wasseräquivalente berechnet. Als Ergebnis liegen Daten der Schneehöhen und der berechneten Wasseräquivalente aus dem Zeitraum 1950 bis 2020 an allen verwendeten Stationen vor.

Die Schneehöhen- und Wasseräquivalentdaten wurden nachfolgend unter Verwendung des Interpolationsmoduls des SNOW4-Modells auf ein deutschlandweites Raster mit 1 km x 1 km räumlicher Auflösung interpoliert. Damit liegen nun erstmals tägliche Raster mit Schneehöhen- und Wasseräquivalentwerten (zwei Wasseräquivalentraster aus zwei Schneedichtemodellen) für den Zeitraum zwischen 1950 und 2020 vor. Für jedes Rasterelement sind eine Schneehöhen- und zwei Wasseräquivalentzeitreihen für 70 Winterhalbjahre verfügbar.

Extremwertanalysen (EWA) wurden für jedes der deutschlandweiten Rasterelemente des Wasseräquivalents (Schneelast) für den Zeitraum zwischen 1950 und 2020 durchgeführt, um ein 1 km x 1 km Raster der charakteristischen Schneelast S_k zu erstellen. Die Analysen erfolgten für die Rasterelemente mit Hilfe von Standardmethoden der Extremwertanalyse mit zwei Verteilungsfunktionen der Extremwerte und mit vier Methoden zur Schätzung der Parameter der Verteilungsfunktionen.

Die beschriebene Vorgehensweise ermöglichte eine einheitliche Schneelastermittlung für das Gesamtgebiet von Deutschland, unabhängig von der Datenverfügbarkeit an einzelnen Stationen, d.h. unabhängig von der individuellen Datenverfügbarkeit und von der Zeitreihenlänge von Schneemessdaten an einzelnen Stationen, sowie eine höhere Zuverlässigkeit der Extremwertanalysen durch die Analyse der 70-jährigen Zeitreihen aller 1 km x 1 km Rasterelemente des Wasseräquivalents (Schneelast).

Um die Methode zur Erstellung der Schneelastkarte (Synthese) zu definieren, wurden die charakteristischen Werte der Schneelast S_k , ermittelt mit den Schneedichte-Modellen/EWA-Methoden für die Rasterelemente, mit den entsprechenden Werten verglichen, die aus langen Wasseräquivalentmessreihen an ausgewählten Messstationen resultieren. Die Schneelastkarte wurde als Raster auf der Grundlage der signifikanten charakteristischen Werte der Schneelast als S_k -Modell-Methoden-Mittelwert der Rasterelemente erstellt.

Im Hinblick auf eine konservative baupraktische Festlegung der charakteristischen Werte der Schneelast S_k sollte im Flachland (und ggf. in den unteren Lagen der Mittelgebirge) die Einführung von S_k -Sockelwerten in Betracht gezogen werden. Die Untersuchungen zeigten außerdem, dass aufgrund der Verwendung 70-jähriger Zeitreihen die charakteristischen Werte der Schneelast S_k ohne Ausschluss einzelner maximaler WÄ-Rasterelementwerte ermittelt

werden können, d.h. eine Betrachtung außergewöhnlicher Schneelasten ist nicht notwendig. Aufgrund der räumlichen Abdeckung der genutzten Schneehöhenmessreihen und aufgrund der Ergebnisse der Validierungsuntersuchungen wird empfohlen, die vorliegende Rasterauflösung von 1 km x 1 km als Grundlage für die Schneelastkarte zu verwenden.

Das Ergebnisraster der S_k -Modell-Methoden-Mittelwerte aller signifikanten charakteristischen Werte der Schneelast S_k mit einer räumlichen Auflösung von 1 km x 1 km liegen als ASCII-Datensatz, als GIS Shape-File und als netCDF-File vor.

Das deutschlandweite 1 km x 1 km Raster der charakteristische Werte der Schneelast am Boden S_k wurde auf Grundlage einer umfangreichen Datenbasis gewonnen, die im Vergleich zur Datenbasis der aktuell gültigen Schneelastnorm deutlich erweitert werden konnte. Erstmals erfolgte die Anwendung von zwei umfangreich getesteten Schneedichtemodellen, mit deren Hilfe aus den Schneehöhenmessdaten die zugehörigen Wasseräquivalente berechnet wurden. Diese Wasseräquivalentdaten dienen als Ausgangswerte für die Analyse des deutschlandweiten Rasters der charakteristische Werte der Schneelast.

In allen Teilschritten des Forschungsvorhabens erfolgten umfangreiche Fehleranalysen und Validierungen der (Modell-)Ergebnisse, die mit der Betreuungsgruppe diskutiert und ausführlich dokumentiert wurden. Das erstellte deutschlandweite 1 km x 1 km Raster der signifikanten charakteristischen Werte der Schneelast als S_k -Modell-Methoden-Mittelwert weist nach Validierung des Gesamtverfahrens eine regional unterschiedliche Streuung zwischen -18% und +30% auf. Es kann als Grundlage für den Nationalen Anhang der Schneelastnorm verwendet werden.

Die entwickelte Vorgehensweise für die Analyse von charakteristischen Werten der Schneelast am Boden sowie die verwendeten Methoden und Werkzeuge (z.B. Datenprüfung, Schneedichtemodelle, Interpolationsmodul, EWA-Analysen) ermöglichen bei Vorliegen einer neuen (Mess-)Datenbasis eine zukünftige Aktualisierung des Rasters der charakteristische Werte der Schneelast am Boden. Die Anwendung der Methoden und Werkzeuge auf Ergebnisse von Klimamodellrechnungen ist im Hinblick auf Fragestellungen zur Änderung von Schneelasten im Kontext des Klimawandels prinzipiell möglich, muss jedoch für die veränderte Datenbasis (Modelldaten anstelle von Messdaten der Schneedecke) zukünftig noch geprüft werden.

2 Projektablauf

Die Vorgehensweise zur Bereitstellung von charakteristischen Werten der Schneelast (Schneelastraster) wurde beim ersten Treffen mit der Betreuungsgruppe des Forschungsvorhabens am 24. Oktober 2019 in Berlin (DIBt) vorgeschlagen und diskutiert. Mit dem gewählten Ansatz sollten die bisherigen Limitierungen der Schneedatenbasis (weniger Messstationen mit direkten Messungen des Wasseräquivalents der Schneedecke, deutlich größere Anzahl von Messstationen mit Schneehöhenmessungen) überwunden werden. Die deutschlandweite Analyse des Wasseräquivalents der Schneedecke aus Schneehöhenmessdaten auf der Grundlage von Schneedichtemodellen bildet die Grundlage für die nachfolgende Interpolation der Punktdaten (gemessene und berechnete Werte von Schneehöhen und Wasseräquivalenten) auf tägliche flächendeckende Raster (1 km x 1 km) und die anschließenden Extremwertanalysen zur Ermittlung der charakteristischen Werte der Schneelast (DWD, 2019; DWD, 2020a).

Das zweite Treffen mit der Betreuungsgruppe fand am 28. September 2020 als Webex-Meeting statt. Schwerpunkte dieses Treffens waren die Erweiterung der Schneedatenbasis (Digitalisierung weiterer Schneehöhenbeobachtungen), die Implementierung und Durchführung von Qualitätskontrollen und Homogenitätstests der Schneehöhen- und Wasseräquivalentmessdaten sowie die Interpolation der Schneehöhenmessdaten mit dem Modell SNOW4 (DWD, 2020b; DWD, 2020c).

Das dritte Treffen mit der Betreuungsgruppe fand am 26. August 2021 als Webex-Meeting statt. Der Abschluss der Arbeiten zur Erweiterung der Schneedatenbasis sowie die erfolgreiche Durchführung der Qualitätskontrollen und Homogenitätstests wurden berichtet. Die Schwerpunkte dieses Treffens waren die Erstellung und die Analyse von verschiedenen Modellen zur Berechnung des Wasseräquivalents der Schneedecke (Schneedichtemodelle) für Deutschland. Der Vortrag umfasste die Analysen zu hybriden Regressionsmodellen sowie erste Untersuchungen zur Nutzung des semi-empirischen Multi-Ebenen Modells Δ SNOW. Erste Ergebnisse der deutschlandweiten Analysen des Wasseräquivalents der Schneedecke aus Schneehöhenmessdaten (Punktdaten), deren flächendeckender Interpolation (Rasterdaten) mit dem Modell SNOW4 sowie der anschließenden Extremwertanalysen wurden vorgestellt (DWD, 2021). In der Diskussion beauftragten die Mitglieder der Betreuungsgruppe den DWD mit der Fortführung der Arbeiten zum Modell Δ SNOW und mit der ausführlichen Dokumentation der Leistungsanalysen für alle untersuchten Modelle.

Das vierte Treffen mit der Betreuungsgruppe fand am 17.01.2022 als Webex-Meeting statt (DWD, 2022a; DWD, 2022b). Die Schwerpunkte dieses Treffens waren die Ergebnisse der Analysen für alle im Vorhaben untersuchten Schneedichtemodelle. Zunächst wurden die verschiedenen Modellansätze zur Berechnung des Wasseräquivalents der Schneedecke und die Analysen zur Auswahl von geeigneten Modellen für das Vorhaben dargestellt. Nachfolgend wurden die beiden Modelle beschrieben, die für die Berechnung des Wasseräquivalents der Schneedecke aus Schneehöhenmessdaten in Deutschland untersucht wurden. Die Leistungsanalysen für alle untersuchten Schneedichtemodelle und die Ergebnisse der Optimierung der Kalibrierungssätze für das Modell Δ SNOW wurden dargestellt. Es wurde empfohlen, in den weiteren Arbeiten zur Bereitstellung der Schneelastwerte für Deutschland mit den zwei

Modellen fortzufahren, die in den Leistungsanalysen die besten Ergebnisse zeigten (hybrides Regressionsmodell, HM sowie semi-empirisches multi-Ebenen Modell Δ SNOW, DS).

Das fünfte Treffen mit der Betreuungsgruppe fand am 30.03.2022 als Webex-Meeting statt (DWD, 2022c). Zunächst erfolgte die Zusammenfassung der Vorgehensweise bei der Berechnung der täglichen Raster der Schneehöhe und der Wasseräquivalente der Schneedecke für den 70-jährigen Zeitraum zwischen 1950 und 2020. Die Berechnungen basierten auf der Grundlage der deutschlandweiten Modellierung der Schneedichte an den Stationen mit Schneehöhenmessungen und der Interpolation mit Hilfe des DWD-Modells SNOW4. Auf der Grundlage der täglichen Raster wurden die Extremwertanalysen (EWA) der Jahresmaxima der Wasseräquivalente der Schneedecke durchgeführt. Die in den EWA verwendeten Verteilungsmodelle der Extremwerte (Gumbel-Verteilung, Generalisierte Extremwertverteilung) und die genutzten Schätzfunktionen zur Bestimmung der Parameter der Extremwertverteilungen wurden vorgestellt. Beispiele für Ergebnisse der Extremwertanalysen wurden ebenso präsentiert, wie auch die mögliche Vorgehensweise für den Umgang mit den Ergebnissen der verschiedenen Extremwertanalysen (Ergebnisse für die verschiedenen Verteilungsmodelle und Parameterschätzfunktionen). Es folgte eine Diskussion zu den Rasterdarstellungen der charakteristischen Werte der Schneelast, die als Mittelwerte für die genutzten Modelle (HM und DS) sowie mit und ohne Berücksichtigung von außergewöhnlichen Schneelasten ermittelt wurden. Als weitere Vorgehensweise wurde mit der Betreuungsgruppe abgestimmt, dass eine detaillierte Analyse der Ergebnisse der Extremwertberechnungen (Güte der Anpassungen) erfolgt und dass eine endgültige Definition der Methode zur Schätzung der Schneelastwerte als Synthese (aus Modellen HS und DS sowie aus Ansätzen der Extremwertanalyse) vorgeschlagen sowie die Ungenauigkeiten der finalen charakteristischen Schneelastwerte analysiert werden.

Das sechste Treffen mit der Betreuungsgruppe fand am 18.05.2022 als Webex-Meeting statt (DWD, 2022d). Die Schwerpunkte dieses Treffens waren die Präsentation der Resultate zu den Analysen, die im fünften Treffen mit der Betreuungsgruppe abgestimmt worden waren. Die Ergebnisse zur Güte der Anpassungen der Extremwertberechnungen und zur Vorgehensweise bei der Ermittlung der Schneelastwerte als Synthese (aus den Modellen HS und DS sowie aus den Ansätzen der Extremwertanalyse) sowie der (leave-one-out) Cross-Validierung für das Modell DS konnten vollständig dargestellt werden. Die Rasterdarstellungen der charakteristischen Werte der Schneelast wurden den Mitgliedern der Betreuungsgruppe zu Vergleichszwecken deutschlandweit in einer WebMap zur Verfügung gestellt. Die Berechnungen zur Cross-Validierung für das Modell HM liefen zum Zeitpunkt des Treffens aufgrund der umfangreichen Berechnungen noch. Sie wurden den Mitgliedern der Betreuungsgruppe am 10.06.2022 zur Verfügung gestellt. In der Diskussion mit der Betreuungsgruppe ergab sich die Fragestellung, ob die gewählte Vorgehensweise zur Ermittlung der Schneelastwerte als Synthese aus beiden Modellen HS und DS sowie aus allen Ansätzen der Extremwertanalyse zielführend ist. Es stellte sich die Frage ob, beispielsweise abhängig von der betrachteten Region, einzelne (und ggf. unterschiedliche) Extremwertverteilungsmodelle und/oder Parameterschätzfunktionen aufgrund ihrer vergleichsweise schlechten Anpassung an die (Jahres-) Blockmaxima der Wasseräquivalente nicht zu Ungenauigkeiten bei der Bestimmung der charakteristischen Werte der Schneelasten führen können. Aus diesem Grund erfolgten im Nachgang des sechsten Treffens mit der Betreuungsgruppe noch umfangreiche Analysen zur Anpassungsgüte der EWA-Methoden mit Hilfe von Monte-Carlo-Simulationen zur Berechnung

von aussagekräftigen Anderson-Darling-Tests. Die Ergebnisse der Arbeiten, die den Mitgliedern der Betreuungsgruppe im fünften und sechsten Treffen vorgestellt und im Anschluss daran abgeschlossen wurden, sind in DWD (2023) dokumentiert.

Im siebten Treffen mit der Betreuungsgruppe (Webex-Meeting) am 23.07.2024 (DWD, 2024) wurden die letzten Ergebnisse aus DWD (2023) abschließend mit der Betreuungsgruppe diskutiert. Die Ergebnisse des Projekts wurden von der Betreuungsgruppe abgenommen. Sie sollten durch den Auftragnehmer im vorliegenden Endbericht zusammengefasst werden. Dieser Endbericht fasst die für die Projektdokumentation wichtigsten Inhalte der Zwischenberichte (DWD, 2020a; DWD, 2020b; DWD, 2022a; DWD, 2023) in gekürzter Form zusammen. Die sehr umfangreiche Anhänge zur Dokumentation der Analysen der Schneedichtemodelle und ihrer Kalibrierung sowie zur exemplarischen Darstellung des Schneelastrasters als WebApp zu Vergleichszwecken für die Mitglieder der Betreuungsgruppe (DWD, 2022a; DWD, 2023) sind im vorliegenden Dokument nicht enthalten.

3 Analyse der Schneedatenbasis und der Methoden zu Projektbeginn

3.1 Verfügbare Schneedeckenmessdaten

In der Datenbank des DWD liegen Schneedeckenmessdaten ab 1851 vor. Für die aktuelle Untersuchung ist erst seit 1950 eine signifikante Anzahl von Stationen mit Schneedeckenmessdaten vorhanden. In den Einzeljahren ab 1950 sind überwiegend von mehr als 150 Standorten Wasseräquivalentmessungen und von mehr als 1000 bis zu über 4000 Standorten Schneehöhemessungen verfügbar (Abbildung 1). Tabelle 1 zeigt ab 1851 die Anzahl der Stationen pro Bundesland. Schneedecken resultieren aus natürlichen Prozessen. Solche Prozesse sind in langen Zeiträumen variabel, deshalb müssen nicht an allen Standorten in jedem Jahr Messwerte verfügbar sein. Deshalb ist es eine übliche Vorgehensweise, die vorliegende Datenbasis zunächst hinsichtlich ihrer Verfügbarkeit im betrachteten Zeitintervall und hinsichtlich der jeweiligen Zeitreihenlänge zu analysieren. Die Schneedeckenzeitreihen wurden hinsichtlich ihrer Verfügbarkeit mit unterschiedlichen Kombinationen von Zeitreihenlängen und gleitenden Zeitfenstern (Zeitintervallen) analysiert (Tabelle 2). Abbildung 2 zeigt als Beispiel für das Wasseräquivalent die Anzahl der Zeitreihen, für die ab 1950 in gleitenden Zeitfenstern von 11 Jahren Messreihen mit jeweils mindestens 6 Jahren Länge zur Verfügung stehen. Es zeigt sich, dass zwischen 2005 und 2015 für die maximale Anzahl von 589 Stationen Wasseräquivalentmessdaten mit mindestens 6 Jahren Länge vorliegen. Die zugehörige räumliche Verteilung der Stationen mit Wasseräquivalentzeitreihen von mindestens 6 Jahren Länge im Zeitintervall 2005 bis 2015 zeigt Abbildung 3. Es wird deutlich, dass ein höherer Anteil dieser Stationen in Süddeutschland liegt, mit sehr hohen Stationsdichten in Bayern, Baden-Württemberg und Thüringen. Im Durchschnitt für Gesamtdeutschland beträgt die räumliche Stationsdichte ca. 1 Station pro 600 km² mit einer inhomogenen räumlichen Verteilung (d.h. hohe Stationsdichten in Süddeutschland und niedrige Stationsdichten in Nordwestdeutschland).

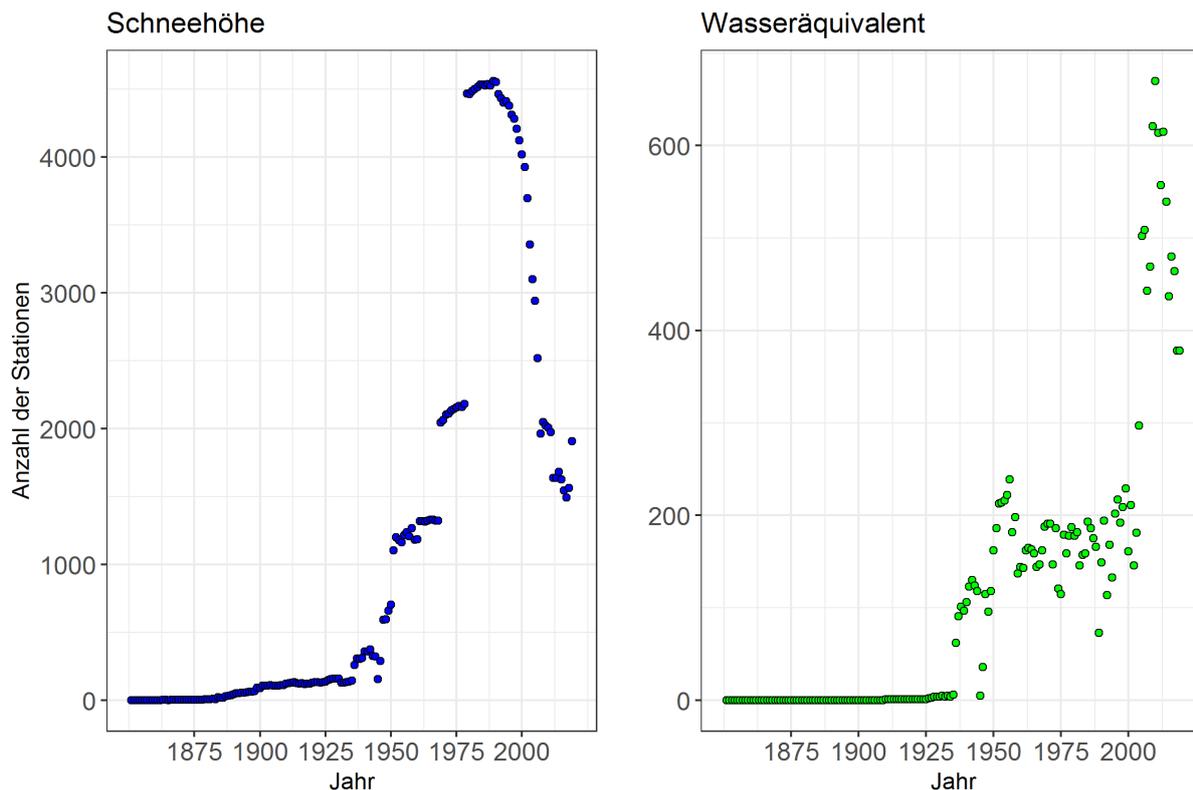


Abbildung 1 Anzahl der in der DWD-Datenbank pro Jahr vorliegenden Stationen mit Messdaten der Schneehöhe (links) und des Wasseräquivalents (rechts).

Tabelle 1 Anzahl der Stationen mit Messdaten von Schneehöhe (SH) und Wasseräquivalent (WÄ) pro Bundesland, seit 1851.

BUNDESLAND ID	BUNDESLAND NAME	BUNDESLAND CODE	SH STATIONEN	WÄ STATIONEN
1	Schleswig-Holstein	SH	205	25
2	Hamburg	HH	16	1
3	Niedersachsen	NI	572	67
4	Bremen	HB	14	2
5	Nordrhein-Westfalen	NW	437	80
6	Hessen	HE	432	51
7	Rheinland-Pfalz	RP	237	37
8	Baden-Württemberg	BW	597	174
9	Bayern	BY	1230	380
10	Saarland	SL	50	5
11	Berlin	BE	30	7
12	Brandenburg	BB	305	38
13	Mecklenburg-Vorpommern	MV	240	30
14	Sachsen	SN	354	67
15	Sachsen-Anhalt	ST	420	60
16	Thüringen	TH	406	85
Gesamt			5545	1109

Tabelle 2 Für die Analyse der Verfügbarkeit von Schneedeckenzeitreihen in der DWD-Datenbank wurden die angegebenen Kombinationen von Zeitreihenlängen (Jahre) und gleitenden Zeitfenstern (Zeitintervalle, Jahre) untersucht.

Wasseräquivalent		Schneehöhe	
Zeitreihenlänge	Zeitintervall	Zeitreihenlänge	Zeitintervall
3	5	20	25
6	11	24	29
8	15	28	35
11	21	32	39
13	25	40	49

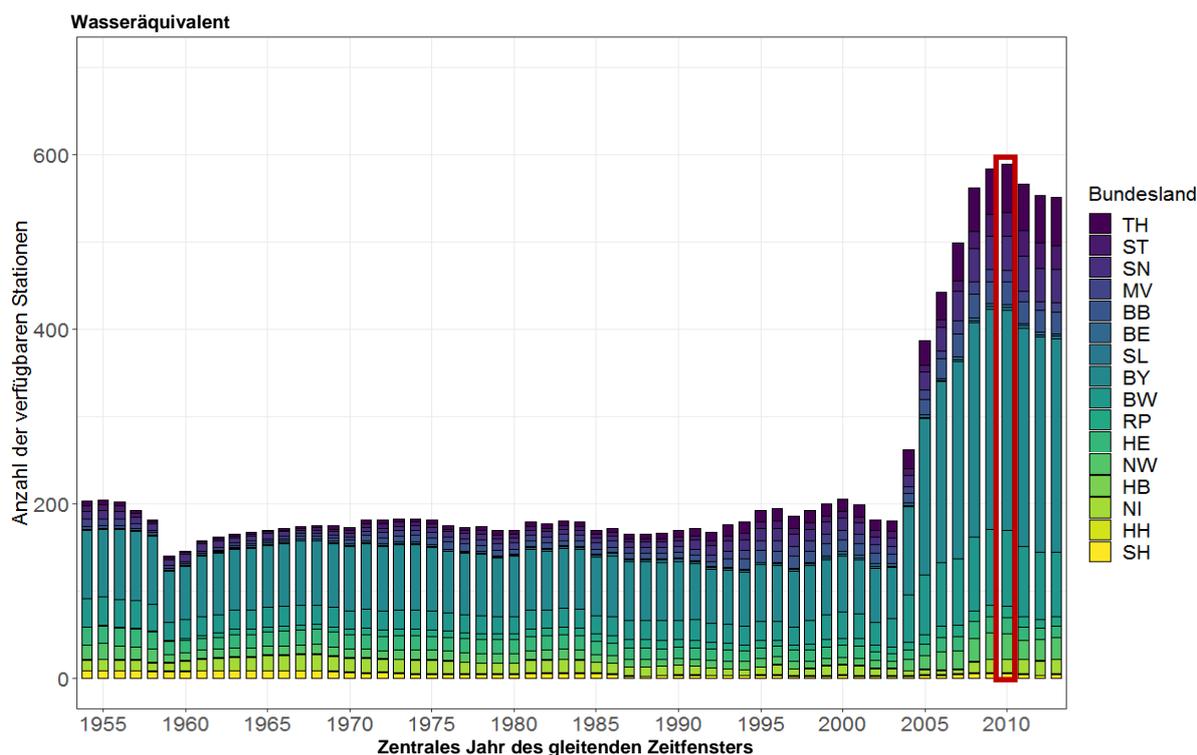


Abbildung 2 Anzahl der ab 1950 verfügbaren Stationen mit Wasseräquivalentzeitreihen von mindestens 6 Jahren Länge in einem gleitenden Zeitfenster von 11 Jahren, verteilt nach Bundesländern. Die x-Achse zeigt das zentrale Jahr des gleitenden Zeitfensters. Rot markiert ist die maximale Anzahl von 589 verfügbaren Stationen im Zeitfenster 2005-2015.

Betrachtet man die Häufigkeitsverteilung der Zeitreihen nach ihrer Länge, dann sieht man, dass mehr als 80% der Wasseräquivalentzeitreihen kürzer als 20 Jahre sind (Abbildung 4, A). Die Häufigkeitsverteilung in Abhängigkeit von der Stationshöhen zeigt, dass die meisten Stationen zwischen 200 und 700 m über NHN liegen (Abbildung 4, B). Die geringere Anzahl von Stationen mit Wasseräquivalentmessungen, die Häufigkeitsverteilung ihrer Zeitreihenlängen und ihrer NHN-Stationshöhen begründen die Einbeziehung von Schneehöhenmessdaten in die Datenbasis des Projekts.

Die Analyse der Schneehöhenzeitreihen hinsichtlich ihrer Verfügbarkeit in einem gleitenden Zeitintervall von 25 Jahren zeigt die maximale Anzahl von Stationen, die mindestens 20 Jahre mit Messdaten zur Verfügung haben, im Zeitfenster zwischen 1977 und 2001 (Abbildung 5, 3850 Stationen).

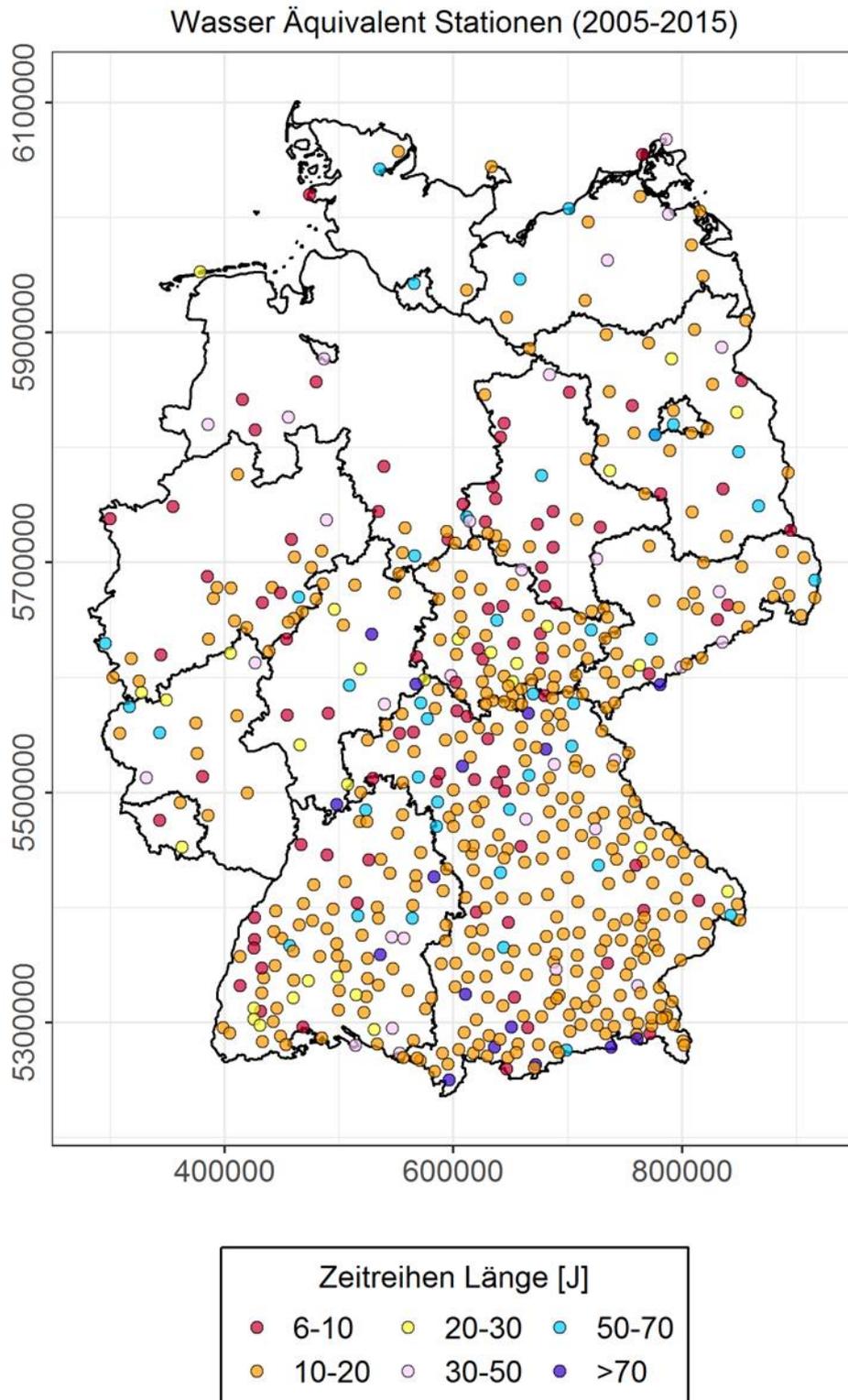


Abbildung 3 Räumliche Verteilung der Stationen mit Wasseräquivalentzeitreihen von mindestens 6 Jahren Länge im Zeitintervall 2005 bis 2015. Die Farbe des Symbols zeigt die Länge der gesamten Wasseräquivalentzeitreihe, die an der jeweiligen Station verfügbar ist.

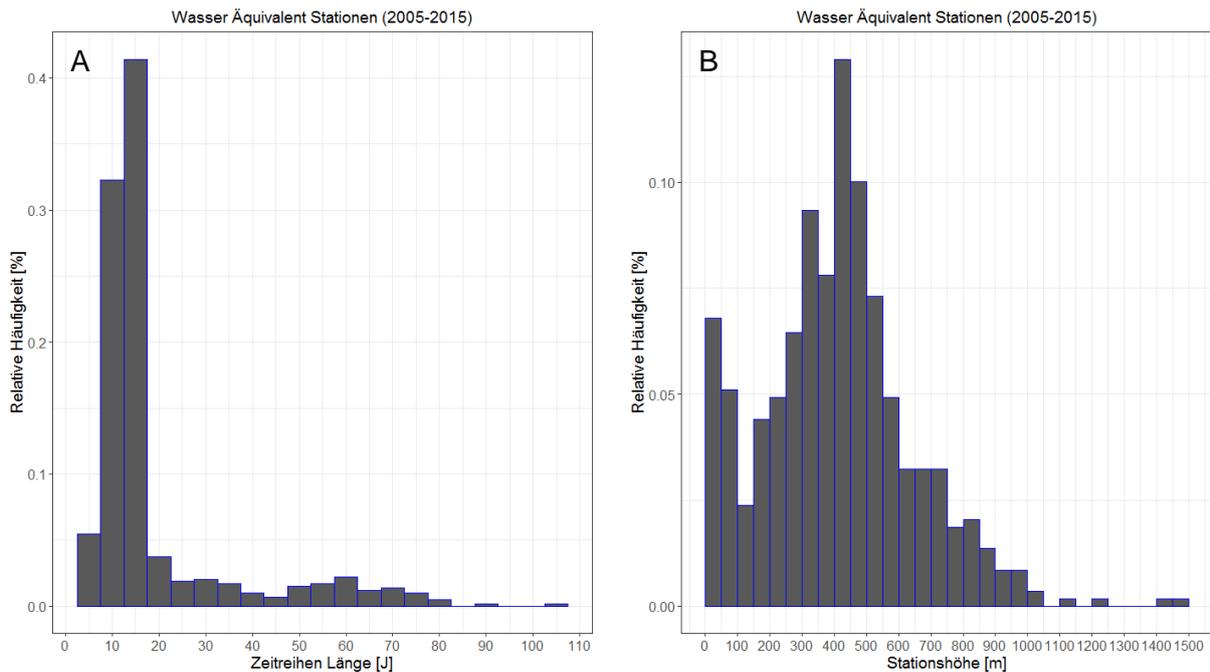


Abbildung 4 Häufigkeitsverteilungen der Zeitreihen des Wasseräquivalents mit einer Länge von mindestens 6 Jahren im Zeitintervall vom 2005 bis 2015 nach (A) der Zeitreihenlänge und (B) der Stationshöhe über NHN.

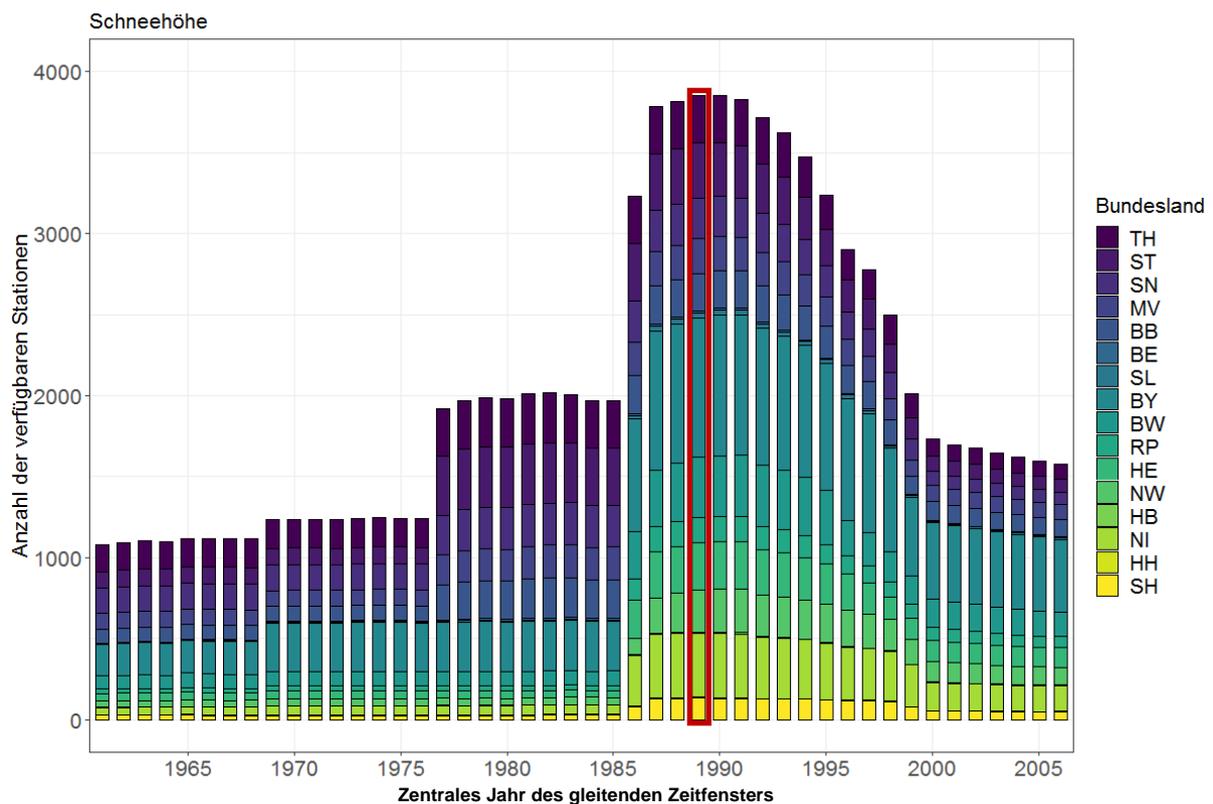


Abbildung 5 Anzahl der ab 1950 verfügbaren Stationen mit Schneehöhenzeitreihen von mindestens 20 Jahren Länge in einem gleitenden Zeitfenster von 25 Jahren, verteilt nach Bundesländern. Die x-Achse zeigt das zentrale Jahr des gleitenden Zeitfensters. Rot markiert ist die maximale Anzahl von 3850 verfügbaren Stationen im Zeitfenster 1977-2001.

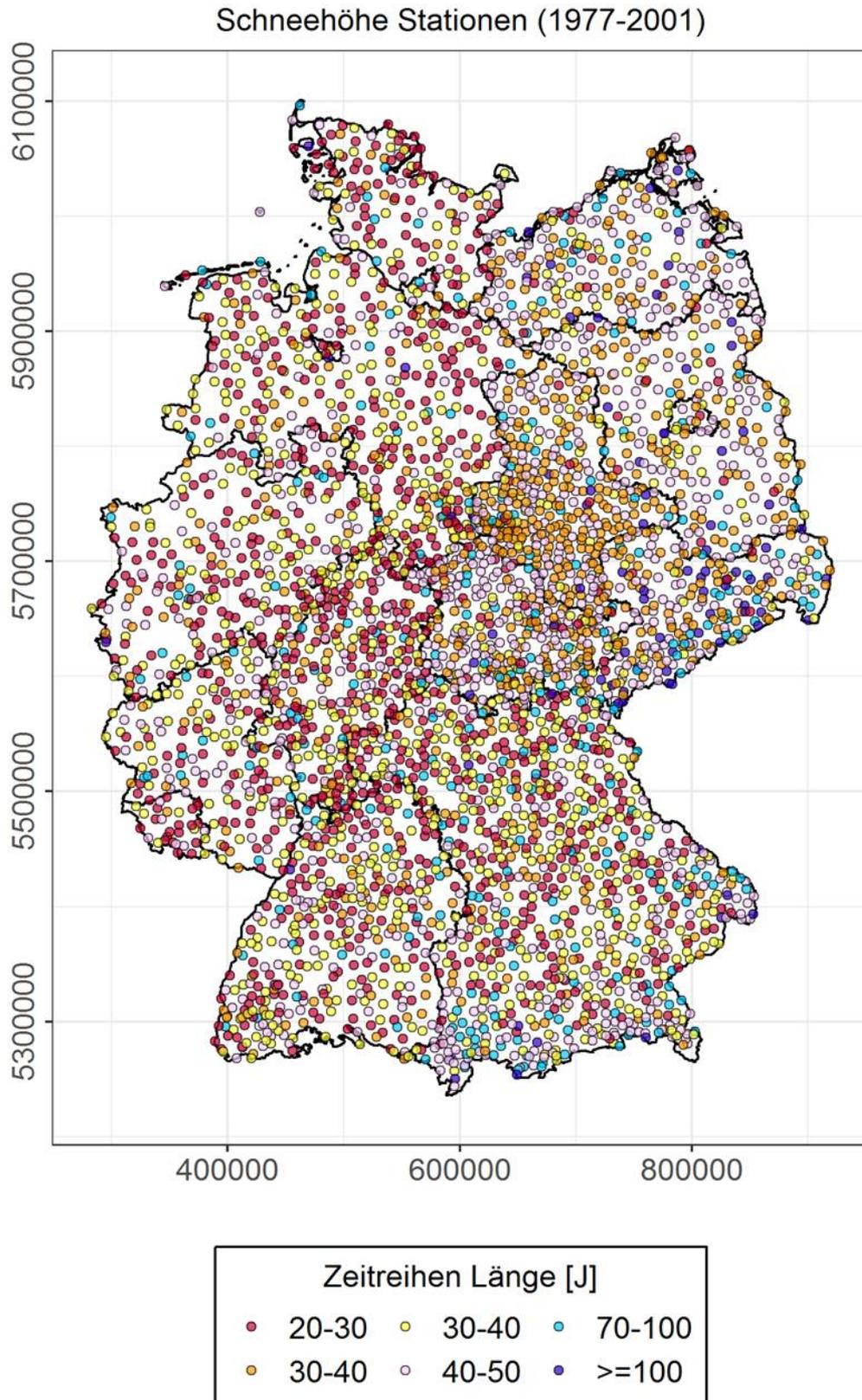


Abbildung 6 Räumliche Verteilung der Stationen mit mindestens 20 Jahren Zeitreihenlänge im Zeitintervall vom 1977 bis 2001. Die Farbe des Symbols zeigt die Länge der gesamten Schneehöhenzeitreihe, die an der jeweiligen Station verfügbar ist.

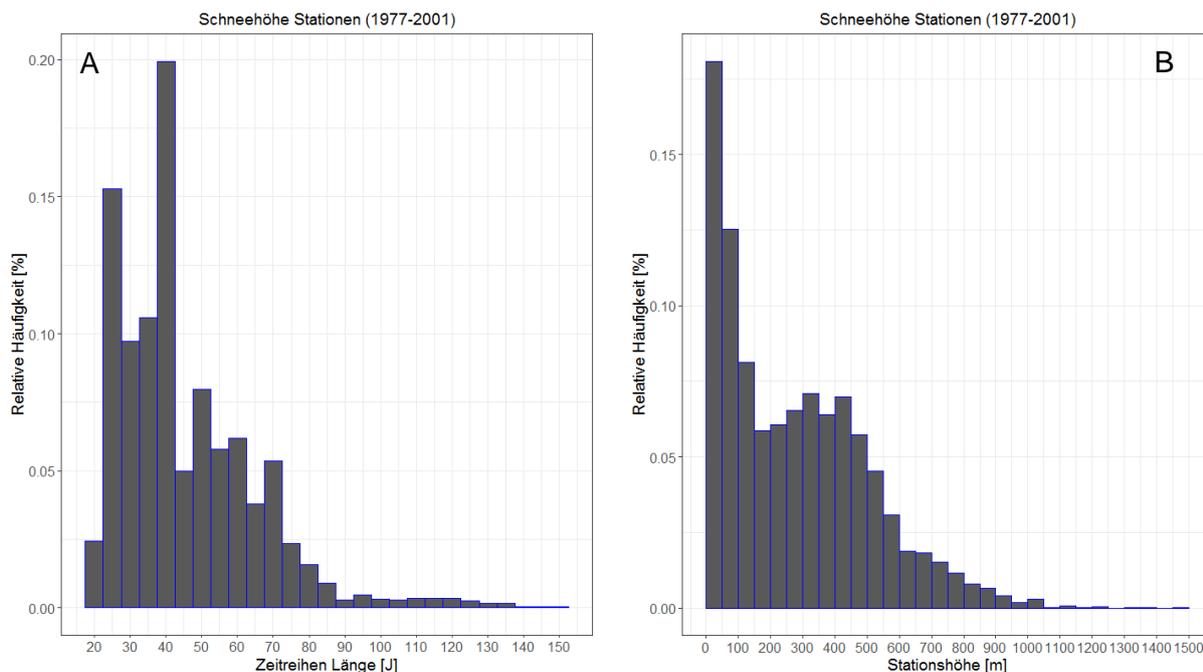


Abbildung 7 Häufigkeitsverteilungen der Zeitreihen der Schneehöhe mit einer Länge von mindestens 20 Jahren im Zeitintervall vom 1977 bis 2001 nach (A) der Zeitreihenlänge und (B) der Stationshöhe über NHN.

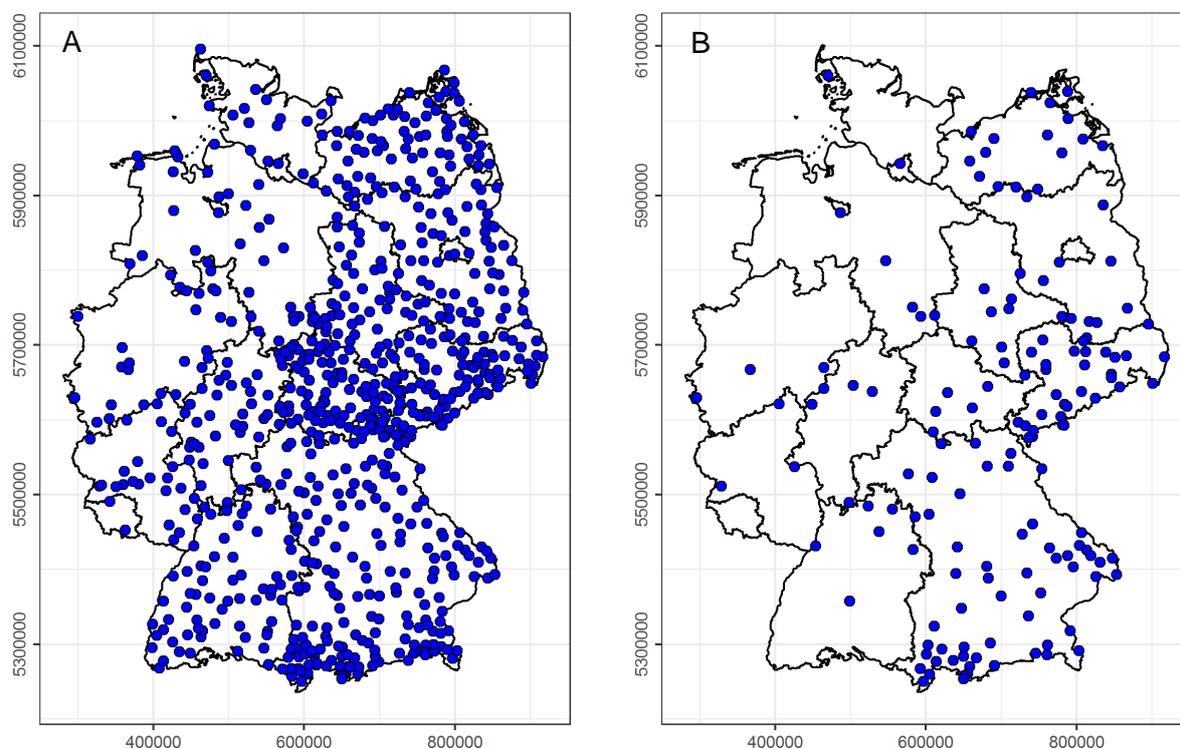


Abbildung 8 Räumliche Verteilung der Stationen im Zeitintervall von 1900 bis 2019, die mindestens (A) 60 Jahre und (B) 80 Jahre lange Zeitreihen von Schneehöhenmessdaten zur Verfügung haben.

Diese 3850 Schneehöhenmessstationen sind räumlich besser als die Wasseräquivalentmessorte verteilt (Abbildung 6). Der Durchschnittswert der räumlichen Dichte beträgt 1 Messstation pro 100 km² und stimmt mit den Anforderungen des WMO-Standards überein (WMO, 2008). Die Häufigkeitsverteilung der Zeitreihen nach ihrer Länge zeigt, dass mehr als 80% der Schneehöhenzeitreihen kürzer als 60 Jahre sind (Abbildung 7, A). Die Häufigkeitsverteilung in Abhängigkeit von der Stationshöhen zeigt, dass mehr als 90% der Stationen unterhalb von 600 m über NHN und weniger als 1% oberhalb von 1000 m über NHN (Abbildung 7, B) liegen.

Es ist festzustellen, dass die Stationen mit langen Schneehöhenzeitreihen nicht der allgemeinen Stationsverteilung (Abbildung 6) entsprechen, d.h. dass die Schneehöhenmessstationen mit mehr als 60 Jahren (748 Stationen) und mit mehr als 80 Jahren (153 Stationen) Zeitreihenlänge eine hohe Inhomogenität der räumlichen Stationsdichte zeigen. Hervorzuheben ist dabei die nur geringe Anzahl von Stationen mit langen Zeitreihen in Nordwestdeutschland (Abbildung 8).

3.2 Limitierungen der verfügbaren Schneedeckenmessdaten

Die Analysen des Bestandes der DWD-Datenbank für den Aufbau der Schneedatenbasis zeigten die maximal verfügbaren Anzahlen von Schneedeckenmessstationen:

1. 589 Wasseräquivalentzeitreihen mit mindestens 6 Jahre Länge im Zeitfenster zwischen 2005 und 2015 sowie
2. 3850 Schneehöhenzeitreihen mit mindestens 20 Jahren Länge im Zeitfenster zwischen 1977 und 2001.

Operationelle Qualitätskontrollen nach dem WMO-Standard, d.h. formale Daten- und Grenzwertprüfungen der Messwerte sowie zeitliche und räumliche Konsistenzprüfungen, werden auf alle Messdaten in der DWD-Datendank systematisch angewendet (Behrendt und Spengler, 2010b; WMO, 1993). Formale Daten- und Grenzwertprüfungen sind im Prinzip auch auf Schneedeckenmessdaten anwendbar, währenddessen zeitliche und räumliche Konsistenzprüfungen jeweils abhängig von der zeitlichen Datendichte und der räumlichen Stationsdichte sind, da dafür minimale Bedingungen der zeitliche Datendichte und räumliche Stationsdichte erfüllt werden müssen.

Limitierungen der Schneedatenbasis und Randbedingungen, die einen Einfluss auf die vorliegende Studie haben können, sind nachfolgend zusammengefasst:

1. Von der Gesamtanzahl der Wasseräquivalentzeitreihen sind mehr als 80% kürzer als 20 Jahre.
2. Von der Gesamtanzahl der Schneehöhenzeitreihen sind mehr als 80% kürzer als 60 Jahre.
3. Mehr als 90% der Schneehöhenmessstationen liegen unter 600m über NHN und weniger als 1% über 1000m über NHN.
4. Es liegt eine räumliche Inhomogenität der Stationsdichte zwischen West- und Ostdeutschland vor, insbesondere im Norden Deutschlands.
5. Nicht für alle Schneemessdaten konnten operationell alle Qualitätskontrollen durchgeführt werden. Insbesondere für die Zeiträume vor 1950 war die Stationsdichte dieser Messdaten zu niedrig. Damit können sich in der langjährigen Datenbasis (vor 1950) im

Prinzip noch fehlerhafte Schneedeckendaten finden, die nach der Durchführung der anwendbaren Qualitätskontrollniveaus noch als korrekt gekennzeichnet wurden.

6. Homogenitätsprüfungen für Schneedeckendaten wurden operationell noch nicht durchgeführt.

Ein Beispiel für den Punkt 5 der Aufzählung ist die Schneehöhenzeitreihe der Station Angermünde (Brandenburg), für die in den Jahren 1918 und 1937 ungewöhnliche hohe Messwerte im Vergleich mit dem Rest der Zeitreihe in der Datenbank gespeichert wurden (Abbildung 9, A). Dieser Befund ist besser erkennbar in der Datendarstellung mit Hilfe von Boxplots¹, in denen sich die jährliche Statistik der Messdaten in den Jahren 1918 und 1937 vom Rest unterscheidet (Abbildung 9, B).

Im Rahmen der (manuell durchgeführten) Kontrolle dieser Zeitreihe wurde vermutet, dass die fraglichen Schneehöhenwerte sehr wahrscheinlich in Millimeter anstatt in Zentimeter in die Datenbank eingetragen wurden. Die Daten wurden entsprechend korrigiert (Abbildung 10).

In Bezug auf die Homogenität der Zeitreihen (Punkt 6 der Aufzählung) wird ein Beispiel der Station Zugspitze (Bayern) dargestellt, bei dem in den Jahren zwischen 1920 und 1940 ungewöhnliche kleine Messwerte im Vergleich mit dem Rest der Zeitreihe in der Datenbank gespeichert wurden (Abbildung 11). Der Grund für diesen Befund bleibt noch endgültig zu klären, scheint aber auf eine vorübergehende Verlegung der Messung wegen einer Baustelle am Standort der Station zurückzuführen zu sein. Standard-Homogenitätsprüfungen können solche Arten von Ereignissen identifizieren, um zu einer zuverlässigen Zeitreihenanalyse zu kommen (Begert et al., 2005; Easterling und Peterson, 1995).

Aufgrund der dargestellten Limitierungen wurde im weiteren Projektverlauf die Schneedatenbasis verbessert mit Hilfe

- der Recherche weiterer Zeitreihen (siehe Abschnitt 5.1), z.B. mit Hilfe des DWD-Projekts KLIDA-DIGI, das beim DWD operativ ist, um historische Zeitreihen zu digitalisieren und in die Datenbank zu importieren, und mit
- einer Implementierung und Anwendung von wirksamen Qualitäts- und Homogenitätsprüfungen der verfügbaren Zeitreihen (siehe Abschnitte 5.2 und 5.3).

¹ Boxplots stellen die Verteilungen von Merkmalen (Daten) dar. Die Boxen markieren den Bereich des unteren und oberen Quartils der Merkmalsausprägung, d.h. innerhalb der Box liegen 50% aller Daten. Die Länge der Box wird bestimmt durch dem Interquartilsabstand *IQR*. Der fette Strich in der Box stellt den Median der Daten dar. Die Linien außerhalb der Box (*Whisker*) erstrecken sich zu den größten oder kleinsten Daten, die nicht weiter als $1,5 \cdot IQR$ von Boxrändern entfernt sind. Kleinere/größere Merkmalsausprägungen werden als Punkte in den Boxplot eingezeichnet und stellen Ausreißer dar.

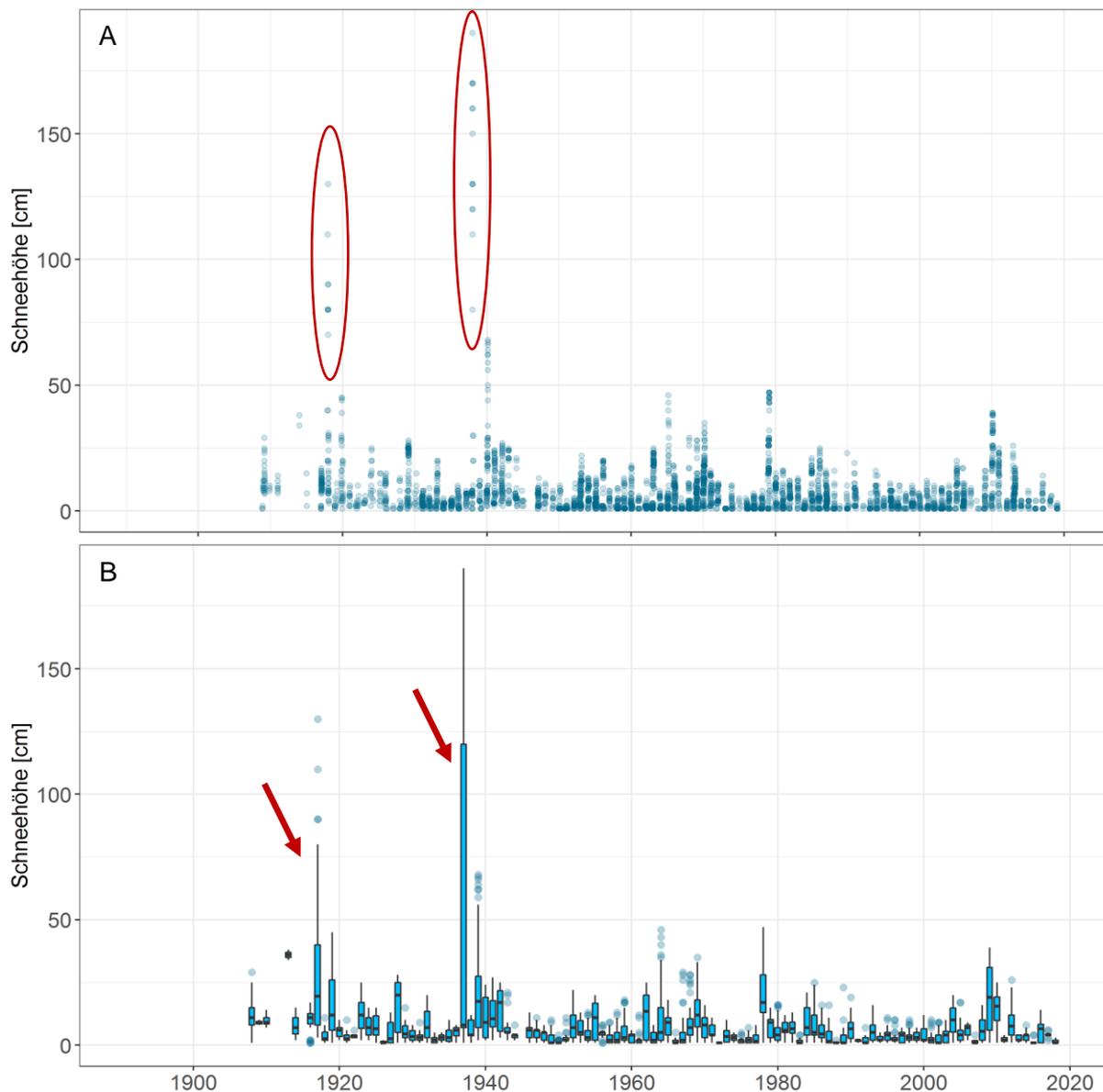


Abbildung 9 Schneehöhenzeitreihe der Station Angermünde (Brandenburg) als (A) Scatterplot und (B) Boxplot in Abhängigkeit von der Zeit. Die roten Markierungen zeigen ungewöhnlich hohe Werte im Vergleich mit dem Rest der Zeitreihe in den Jahren 1918 und 1937. Die oberen und unteren Striche in (B) zeigen $1.5 \cdot QA$ ($QA = \text{Quartilabstand}$), die oberen und unteren Grenzen der Boxen zeigen die 75% und 25% Perzentile, die Markierung in der Box zeigt die Medianwerte und die hellblauen Punkte zeigen die Ausreißer der Schneehöhenmessdaten im zugehörigen Jahr.

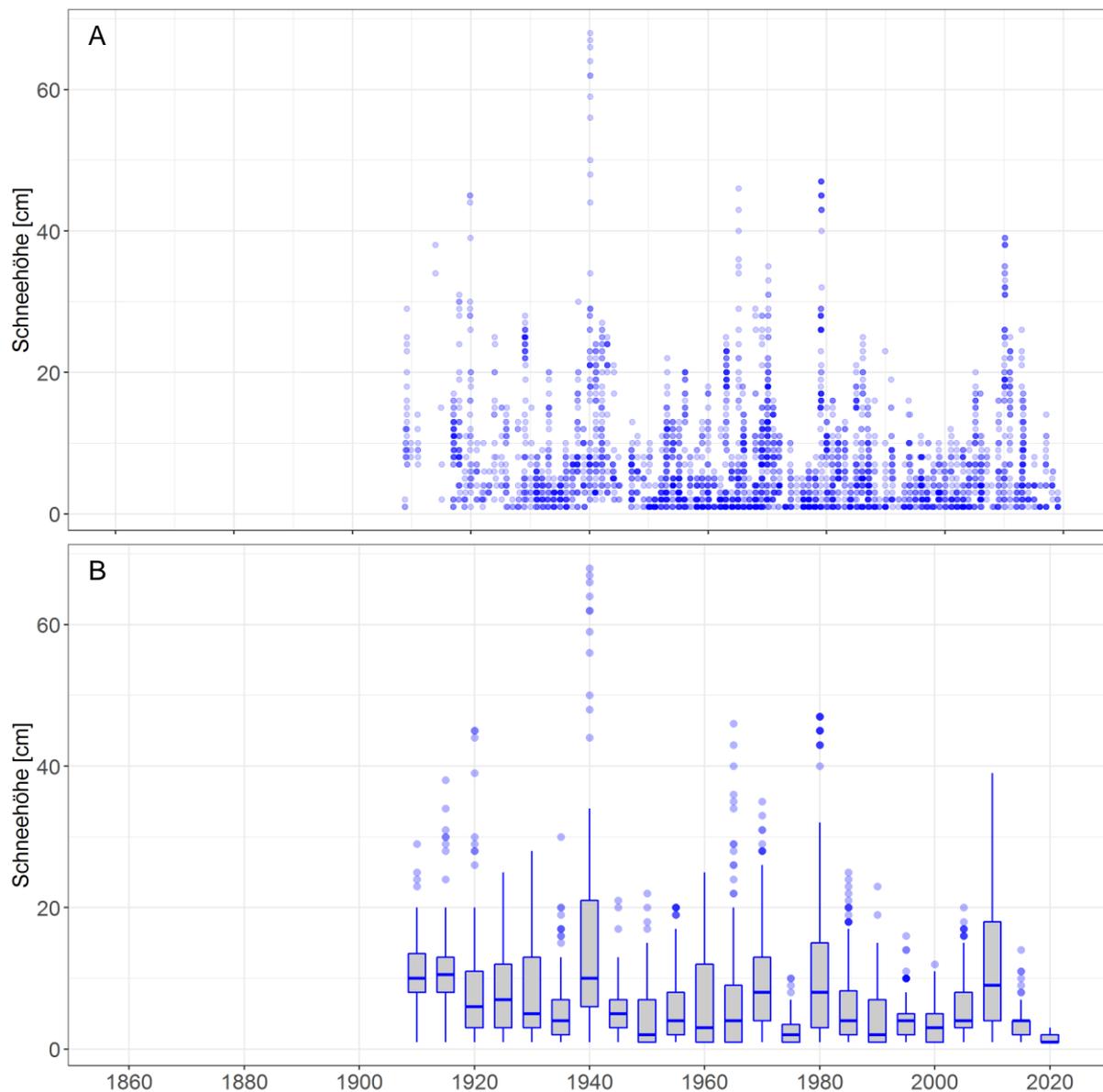


Abbildung 10 Korrigierte Schneehöhenzeitreihe der Station Angermünde (Brandenburg) als (A) Scatterplot und (B) Boxplot in Abhängigkeit von der Zeit. Darstellung wie in Abbildung 9.

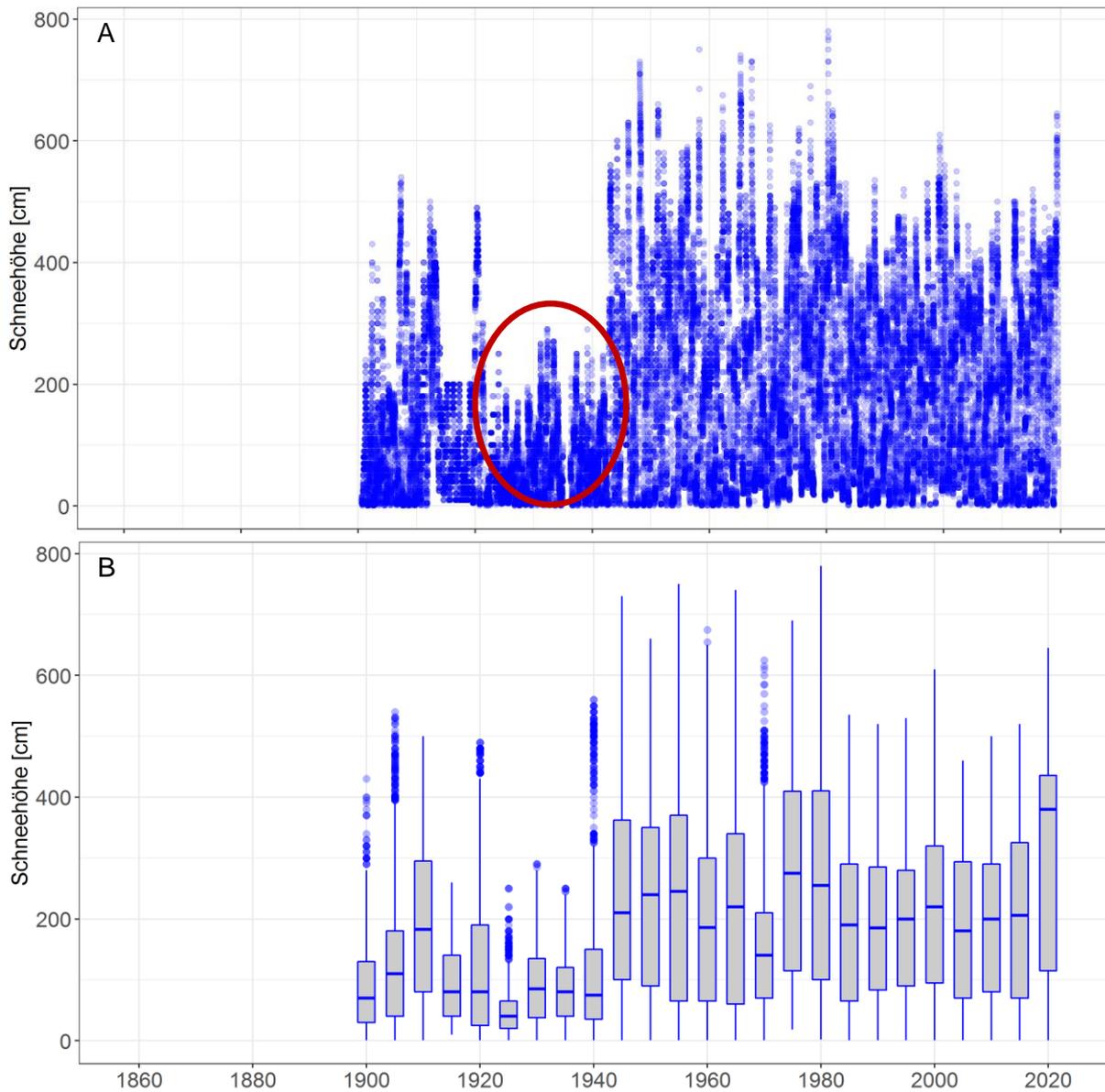


Abbildung 11 Schneehöhenzeitreihe der Station Zugspitze (Bayern) als (A) Scatterplot und (B) Boxplot in Abhängigkeit von der Zeit. Der rote Kreis zeigt ungewöhnlich niedrige Werte im Vergleich mit dem Rest der Zeitreihe in den Jahren zwischen 1920 und 1940.

3.3 Regressionsanalyse zur Schätzung der Schneedichtebeziehungen

In der Pilotuntersuchung (Wichura und Hoffmann, 2017) wurden Regressionsanalysen zwischen Wasseräquivalent- und Schneehöhenmessdaten durchgeführt, um Schneedichtebeziehungen zu erstellen (Gl. 1):

$$SD = \frac{mA_{Schnee}}{SH} \quad (\text{Gl. 1})$$

worin SD die Schneedichte-, mA_{Schnee} die flächenbezogene Schneemasse- ($mA_{Schnee} \cong W\ddot{A}$, Wasseräquivalent) und SH die Schneehöhenwerte sind.

Es wurde gezeigt, dass solche Beziehungen zur Transformation der Schneehöhenmessdaten in Schneelastwerte repräsentativ für größere Areale sein können. Bei der Analyse homogener großer Areale in Abhängigkeit von der Schneedichte (Regionalisierung der Schneedichte) können auch andere Schneedeckenparameter, wie die durchschnittliche Andauer der Schneedecke oder der Zeitraum, in dem Schnee liegt (Schneedeckenperiode), berücksichtigt werden (Böhm et al., 2013; KLIWA, 2005). Ziel im aktuellen Vorhaben war es daher zu überprüfen, mit welchen Randbedingungen der Schneedeckendatenbasis es möglich ist, zuverlässige und robuste Schneedichtewerte für große Areale abzuleiten.

Als Beispiel der Regressionsanalyse zwischen Wasseräquivalent und Schneehöhe wurden die 74-jährigen Zeitreihen von Wasseräquivalent- und Schneehöhenmessungen der Säkularstation Potsdam genutzt (Abbildung 12). Da eine starke lineare Beziehung erkennbar ist, könnte im Prinzip die Schneedichte mit Standardmethoden wie der Methode der kleinsten Quadrate geschätzt werden. Wenn die Regressionsbeziehungen zwischen den untersuchten Variablen in Abhängigkeit von besonderen Bereichen der Variablenverteilung (den Quantilen) jedoch unterschiedlich sind, kann die Komplexität der Beziehungen oft nicht ausreichend mit Hilfe der (einfachen) linearen Regression beschrieben werden und die Methode der Quantil-Regression kann zielführend sein.

Die Methode der Quantil-Regression wird oft zur Beschreibung von Beziehungen von natürlichen Prozessen angewendet, besonders wenn nicht alle Abhängigkeiten zwischen den Variablen adäquat modelliert werden können (Cade und Noon, 2003; Koenker und Hallock, 2001).

Im Fall der Säkularstation Potsdam erhält man Schneedichtewerte von rund 200 kg/m^3 für den Mittelwert (Standardmethode) und rund 170 kg/m^3 (Feuchter Lockerschnee; Knauf, 1976) für das 50%-Perzentil (Median, Quantil-Regression), während ein Schneedichtewert von ca. 280 kg/m^3 (Packschnee; Knauf, 1976) für das 90%-Perzentil (Quantil-Regression) ermittelt wurde (Abbildung 12).

Die Anwendung der gleichen Analysen auf die Schneedeckenmessdaten der Station Brocken (Zeitreihenlänge von 67 Jahren für Wasseräquivalent- und Schneehöhenmessdaten) führt zu deutlich höheren Schneedichtewerte von ca. 520 kg/m^3 für den Mittelwert (Standardmethode) und das 50%-Perzentil (Median, Quantil-Regression) sowie von ca. 630 kg/m^3 (Schneesumpf; Knauf, 1976) für das 90 Perzentil (Abbildung 13).

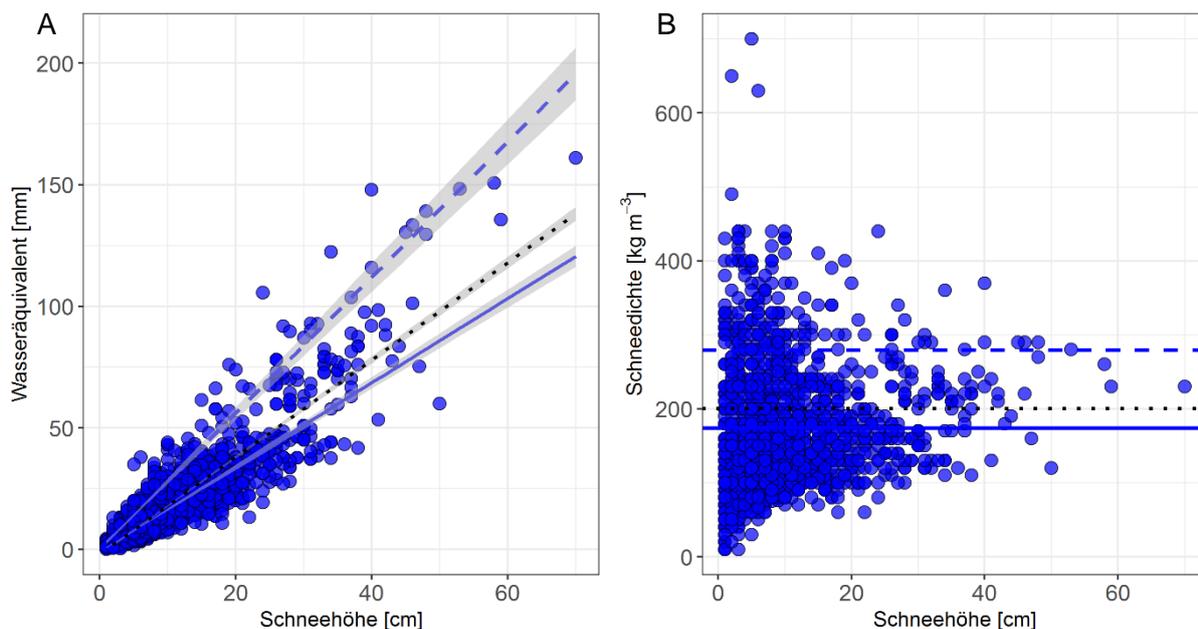


Abbildung 12 Schneedeckenmessdaten der Säkularstation Potsdam (81 m über NHN) für das Zeitintervall zwischen 1946 und 2019 (blaue Punkte). (A) Scatterplot-Abbildung der Wasseräquivalent- und Schneehöhenmessdaten und (B) geschätzte Schneedichtewerte (Gl. 1) und Schneehöhenmessdaten; die horizontalen Linien zeigen die aus der Regression erhaltenen Anstiegswerte. In (A) und (B) bezeichnen die Linien die Ergebnisse der Regressionsanalysen für die (Standard-)Methode der kleinsten Quadrate (schwarz gepunktete Linie) und die Ergebnisse der Quantil-Regressionsanalysen für das 50%-Perzentil (blaue durchgezogene Linie) und das 90%-Perzentil (blaue gestrichelte Linie).

Der erhebliche Unterschied der Schneedichtewerte zwischen diesen zwei Orten ist stark auf die unterschiedliche Klimatologie der Schneedecke an beiden Standorten zurückzuführen. In Potsdam treten im Winter häufig mehrere Schneefall- und Schmelzyklen auf, die in der Folge relativ niedrige Schneedichtewerte bedingen. Im Gegensatz dazu ist im Gebiet der Station Brocken die Schneedecke typischerweise zeitlich und räumlich kontinuierlicher ausgeprägt. Sie ist häufig durch Zyklen des partiellen Schmelzens und Wiedereinfrierens sowie durch weitere Schneeakkumulation durch nachfolgende Schneefälle gekennzeichnet. Dieser Alterungsprozess erzeugt typischerweise eine Verdichtung der Schneedecke, die insbesondere am Winterende zu hohen Schneedichtewerten führt (500 kg/m^3 und mehr, siehe Abbildung 14).

Unter derartigen Bedingungen (zeitlich und räumlich kontinuierlich ausgeprägte Schneedecken, Zyklen von partieller Schmelze und Gefrieren der Schneedecke, kontinuierliche Schneeakkumulation durch nachfolgende Schneefälle) können zuverlässigere Schneedichtewerte für die Transformation von Schneehöhenmessdaten in Wasseräquivalentwerten durch monatsabhängige Quantil-Regressionsanalysen geschätzt werden (Abbildung 15). Die Quantil-Regression für das 50% und das 90%-Perzentil zeigen die ansteigenden Schneedichten in den Einzelmonaten im Winterverlauf, ab ca. 300 kg/m^3 im Oktober-November bis mehr als 600 kg/m^3 im April.

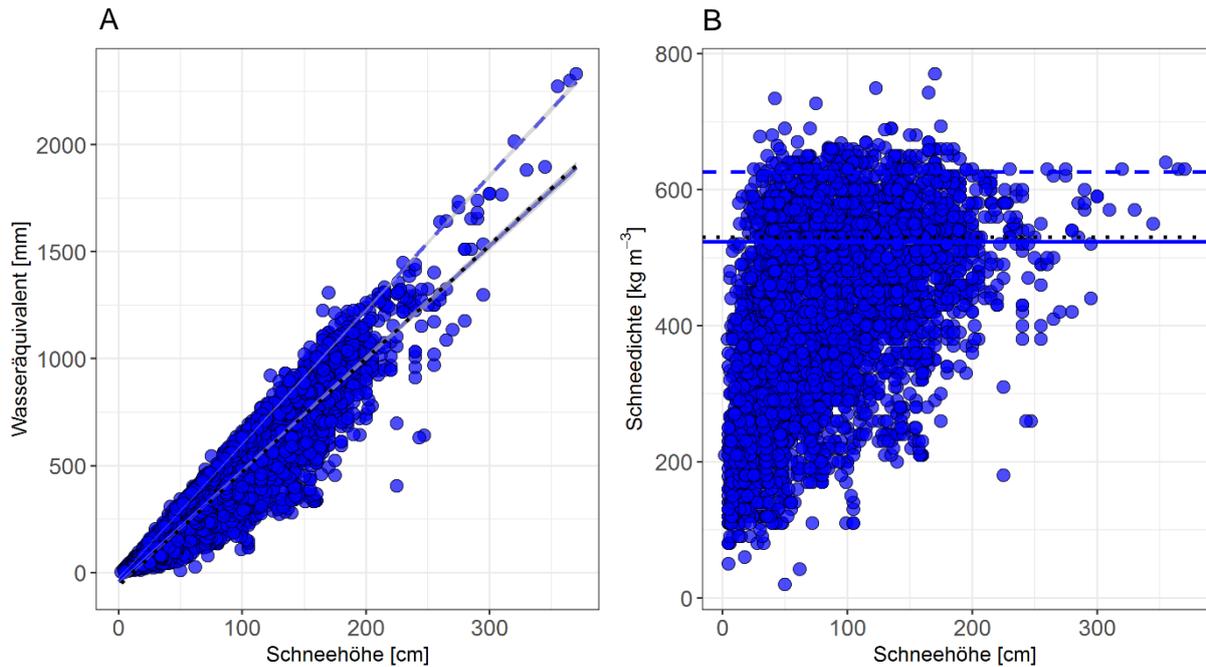


Abbildung 13 Wie in Abbildung 12 aber für die Station Brocken (1134 m über NHN) für das Zeitintervall zwischen 1953 und 2019

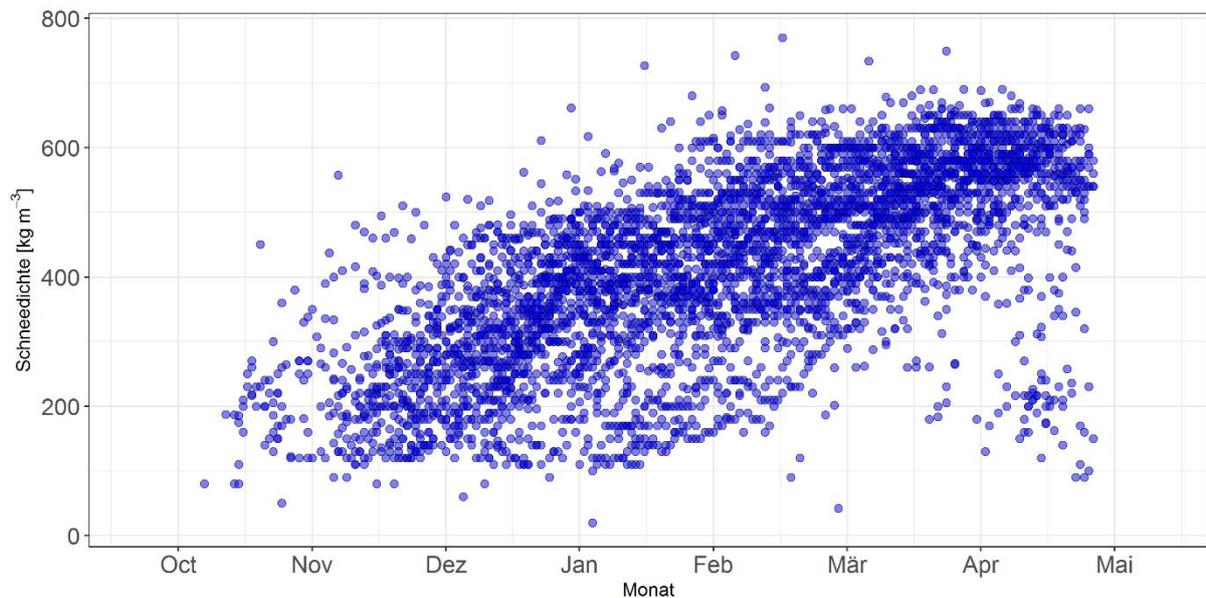


Abbildung 14 Schneedichtewerte für die Station Brocken (1134 m über NHN) in Abhängigkeit vom Tag im Zeitraum von Oktober bis April für das Zeitintervall zwischen 1953 und 2019

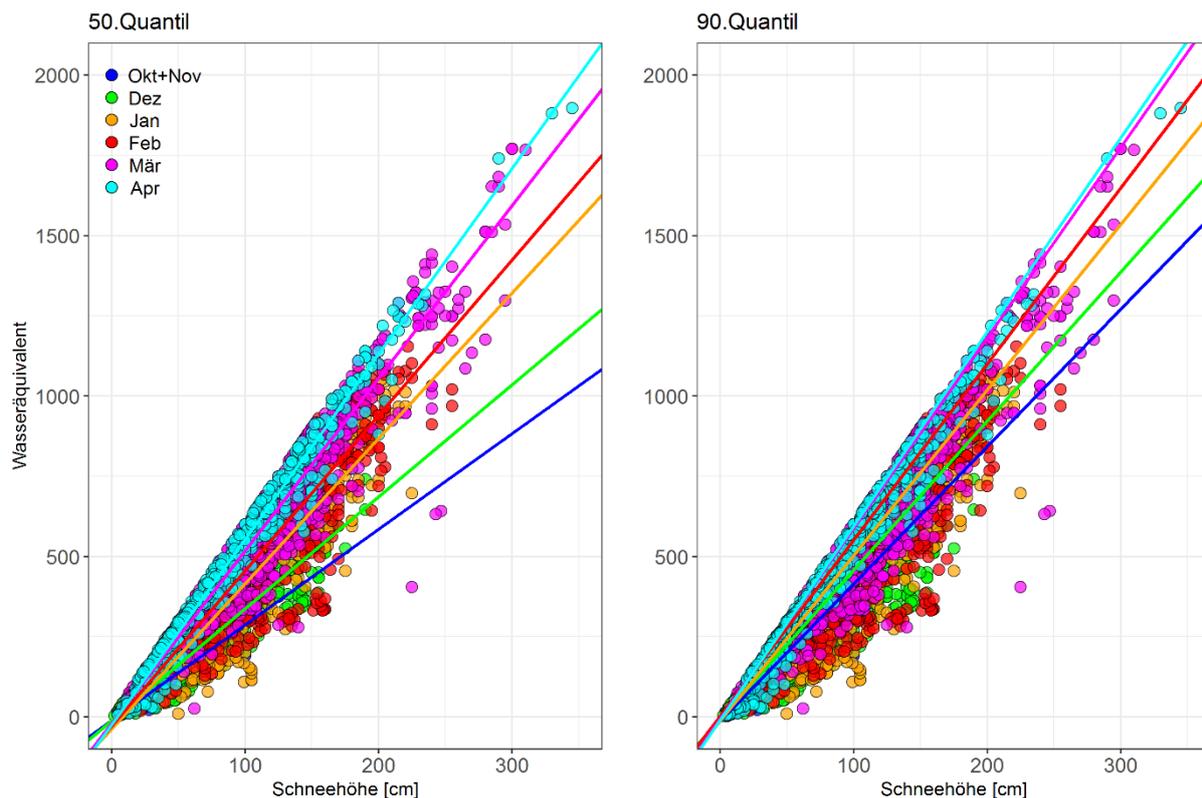


Abbildung 15 Scatterplot-Abbildung der Wasseräquivalent- und Schneehöhenmessdaten der Station Brocken (1134 m über NHN) für das Zeitintervall zwischen 1953 und 2019 (Kreise); die unterschiedliche Farben zeigen die Monate im Winter von Oktober bis April (da es im Oktober wenige Ereignisse gibt, sind diese Messdaten zusammen mit denen vom November dargestellt). Die Linien zeigen die Ereignisse der monatsabhängigen Quantil-Regression für das 50%-Perzentil (links) und das 90%-Perzentil (rechts).

Die Beispiele für den Brocken zeigen eine wichtige Voraussetzung für die monatsabhängigen Quantil-Regressionsanalysen: Die Aufteilung der Datenpopulation in Untergruppen (Monate) für die Analyse der Schneedichte bringt mit sich, dass es besonders in Gebieten mit kontinuierlichen Schneedecken im Winter notwendig ist, Messreihen für lange Zeiträume (Zeitreihen) zur Verfügung zu haben, um zuverlässige und robuste monatliche Schneedichtewerte ableiten zu können.

3.4 Extremwertanalyse zur Schätzung der charakteristischen Schneelast

Der charakteristische Schneelastwert ist definiert als das 98%-Perzentil der Jahresmaxima der Schneelast und hat eine jährliche Überschreitungswahrscheinlichkeit von 0.02, entsprechend einer mittleren Wiederkehrperiode von 50 Jahren (DIN 1055-5: 2005-07, 2005; DIN EN 1991-1-3/NA:2019-04, 2019). Unterschiedliche Methoden können zur Analyse von Schneelastdaten angewendet werden, die verschiedene Extremwertverteilungen berücksichtigen und/oder unterschiedliche Analysen zur Schätzung der Extremwertverteilungsparameter oder deren Kombination beinhalten können (Gumbel, 1958; Katz et al., 2002):

1. Verteilungsmodell der Extremwerte, z. B. Gumbelverteilung, Generalized Extreme Value Verteilung (GEV) oder Pareto-Verteilung;

2. Analyseansatz zur Auswahl der (extremen) Datenwerte, z. B. Block Maxima (d.h. jährliche Maxima) oder Peaks over Threshold (d.h. alle Werte über bestimmten Schwellenwerten);
3. Methode zur Bestimmung der Verteilungsparameter der Extremwerte zur Anpassung an die gewählte Verteilungsfunktion, z. B. Maximum-Likelihood-Methode oder Momentenmethode.

Ziel war es deshalb zunächst zu überprüfen, welche Anforderungen an die Schneedatenbasis notwendig sind, um zuverlässige und robuste charakteristische Schneelastwerte abzuleiten. Deshalb wurden zunächst Extremwertanalysen durchgeführt, die den gleichen Analyseansatz (Jahresmaxima der Schneehöhe), die gleiche Schätzfunktion für die Bestimmung der Verteilungsparameter (Maximum-Likelihood-Methode) für zwei unterschiedlichen Verteilungsmodelle (Gumbel und GEV) anwenden.

Weiterhin wurde die Abhängigkeit der Extremwertanalysen von der Zeitreihenlänge analysiert. Dabei wurde die Analyse nicht nur für die gesamte Zeitreihe, sondern auch auf mehreren Untergruppen der Zeitreihe mit unterschiedlichen Längen geprüft. Beispielsweise kann, wenn in der Analyse Untergruppen für jeweils 10 Jahre gleitend verschoben werden sollen, eine 100-jährigen Zeitreihe in neun 20-jährige, acht 25-jährige, acht 30-jährige, sechs 50-jährige und vier 70-jährige Untergruppen verteilt werden.

Tabelle 3 Extremwertanalysenereignisse für die Schneehöhenzeitreihen der Säkularstation Potsdam (Brandenburg, 81 m über NHN) und der Station Zugspitze (Bayern, 2964 m über NHN) mit zwei Kombinationen von Extremwertanalysen (gleicher Analyseansatz Jahresmaxima der Schneehöhe, gleiche Schätzfunktion Maximum-Likelihood-Methode, zwei unterschiedliche Verteilungsmodelle Gumbel und GEV). Für beide Stationen wurde die Analyse sowohl auf die gesamte verfügbare Zeitreihe (Potsdam: 127 Jahre, Zugspitze: 78 Jahre) als auch zum Vergleich auf eine 20-jährige Zeitreihe (Potsdam: 1893-1912, Zugspitze: 1942-1961; Auswahl der Zeiträume willkürlich, nur zur Illustration der Größenordnung möglicher Abweichungen) angewendet. ZR-Länge und WKN50 bezeichnen die Zeitreihenlänge [Jahre] bzw. das 50-Jahres Wiederkehrniveau [cm] (Ungenauigkeit geschätzt als Halbbreite des 95% Konfidenzintervalls).

		WKN50	
		ZR-Länge	
Potsdam		Gumbel	GEV
	127	41.7 ± 4.8	50.4 ± 13.3
	20	51.7 ± 16.5	72.8 ± 76.8
Zugspitze		Gumbel	GEV
	78	837 ± 78	756 ± 54
	20	926 ± 184	755 ± 106

¹ Da die Analyse der gesamten Schneehöhenzeitreihe, die Messdaten ab 1901 zur Verfügung hat, unrealistische Messdaten im Zeitintervall zwischen ca. 1920 und 1940 (siehe Abschnitt 3.2) zeigte, wurden für die Extremwertanalyse nur die Schneehöhenmessdaten im Zeitintervall von 1942 und 2019 genutzt.

Die Analysen erfolgten mit dem R-Paket ‚extRemes 2.0‘ (Gilleland und Katz, 2016). Als Beispiele der Extremwertanalysen wurden zwei Schneehöhenzeitreihen genutzt: Die Säkularstation Potsdam (127 Jahre mit Messdaten) und die Station Zugspitze (78 Jahre).

Für die gesamten Schneehöhenzeitreihen beider Stationen zeigen beide Verteilungsmodelle (Gumbel und GEV) akzeptable Ergebnisse (Abbildung 16 bis Abbildung 19). Die Ergebnisse der Säkularstation Potsdam zeigen jedoch Kritikpunkte bei Verwendung der Gumbelverteilung für hohe Quantile (Abbildung 16, Quantilplot, Teilabbildung rechts oben). Es zeigt sich, dass das Modell (Gumbelverteilung) die Messdaten nicht mit ausreichender Zuverlässigkeit abbilden kann. Dieser Kritikpunkt spiegelt sich folgerichtig bei der Analyse der hohen Wiederkehrintervalle (> 50 Jahre) wieder, trotz des relativ engen Vertrauensintervalls (Abbildung 16, Teilabbildung unten links). Im Gegensatz dazu zeigen die Ergebnisse der Analysen mit der GEV besonders für die hohen Quantile eine bessere Anpassung (Abbildung 17, Teilabbildung rechts oben) und bessere Ergebnisse für die hohen Wiederkehrintervalle (> 50 Jahre, siehe Abbildung 17, Teilabbildung links unten), jedoch auf Kosten eines breiteren Vertrauensintervalls in den hohen Wiederkehrniveaus (siehe auch Tabelle 3, erste Zeile für Potsdam).

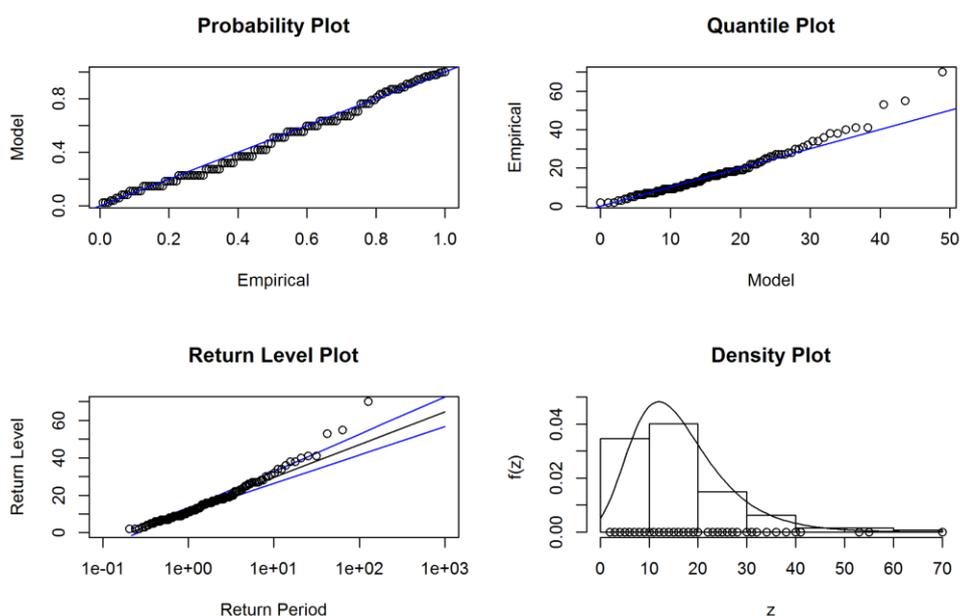


Abbildung 16 Extremwertanalyse der Schneehöhenzeitreihe der Säkularstation Potsdam für das Zeitintervall zwischen 1893 und 2019 (127 Jahre) mit der Kombination Jahresmaxima der Schneehöhe, Maximum-Likelihood-Methode, Gumbelverteilung. Analyse der Anpassungsergebnisse durch den Vergleich zwischen den Messdaten (Empirical) und dem Verteilungsmodell (Model). Obere Teilabbildungen: Darstellung der Wahrscheinlichkeiten (links) und der Quantile (rechts), schwarze Kreise zeigen die Messwerte und die blaue Linie das Modell. Untere Teilabbildungen: Wiederkehrzeiten (links) und die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (rechts), schwarze Kreise zeigen die Messwerte und die blaue Linie das Vertrauensintervall von 95%.

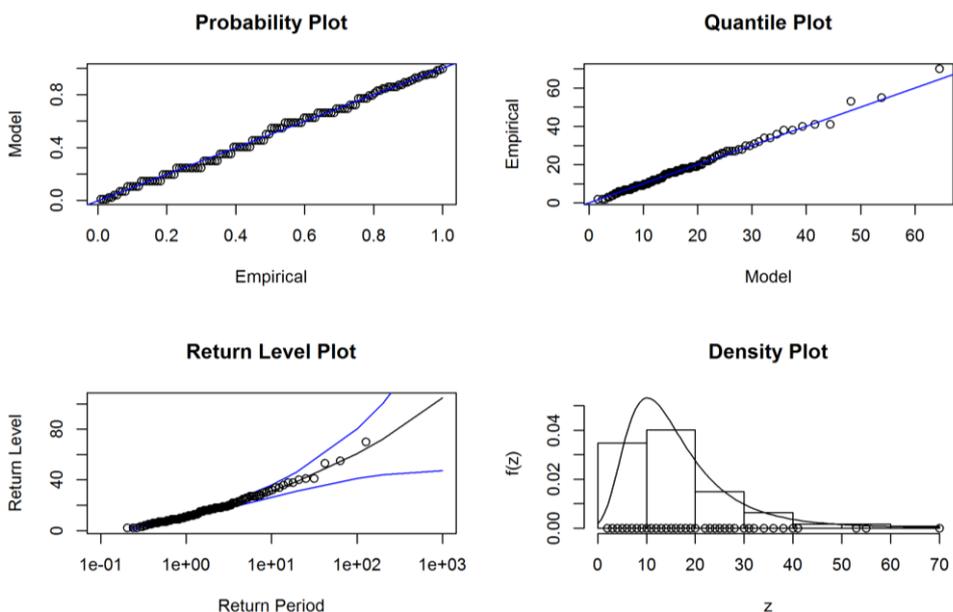


Abbildung 17 Wie in Abbildung 16 aber für die Kombination Jahresmaxima der Schneehöhe, Maximum-Likelihood-Methode, GEV.

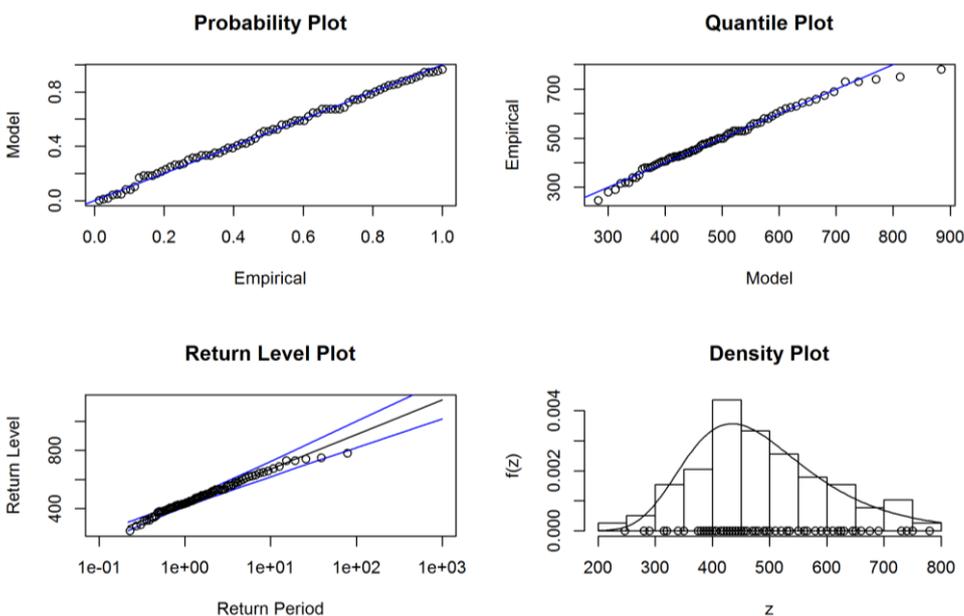


Abbildung 18 Wie in Abbildung 16 aber für die gesamte Schneehöhenzeitreihe der Station Zugspitze.

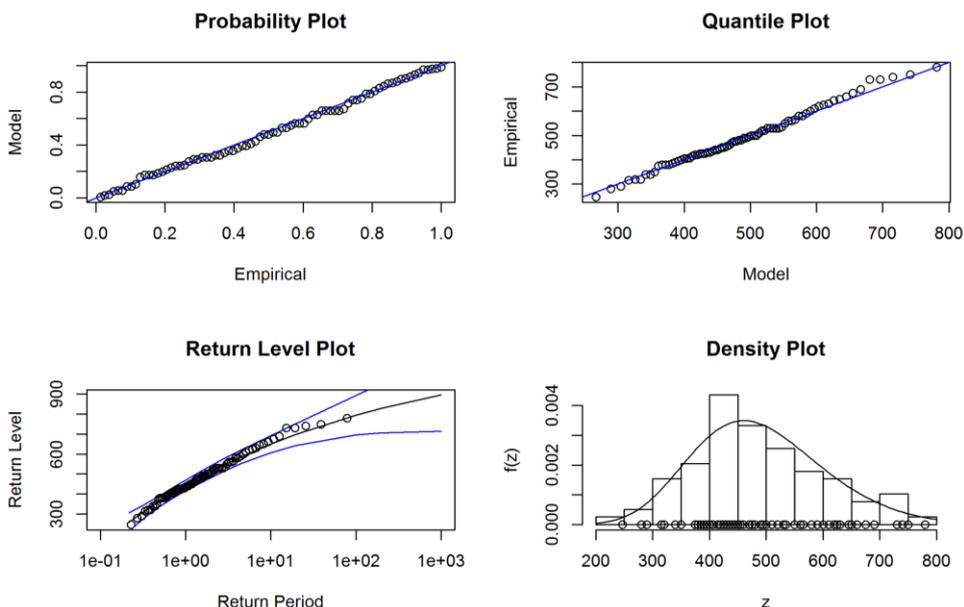


Abbildung 19 Wie in Abbildung 18 aber für die Kombination Jahresmaxima der Schneehöhe, Maximum-Likelihood-Methode, GEV.

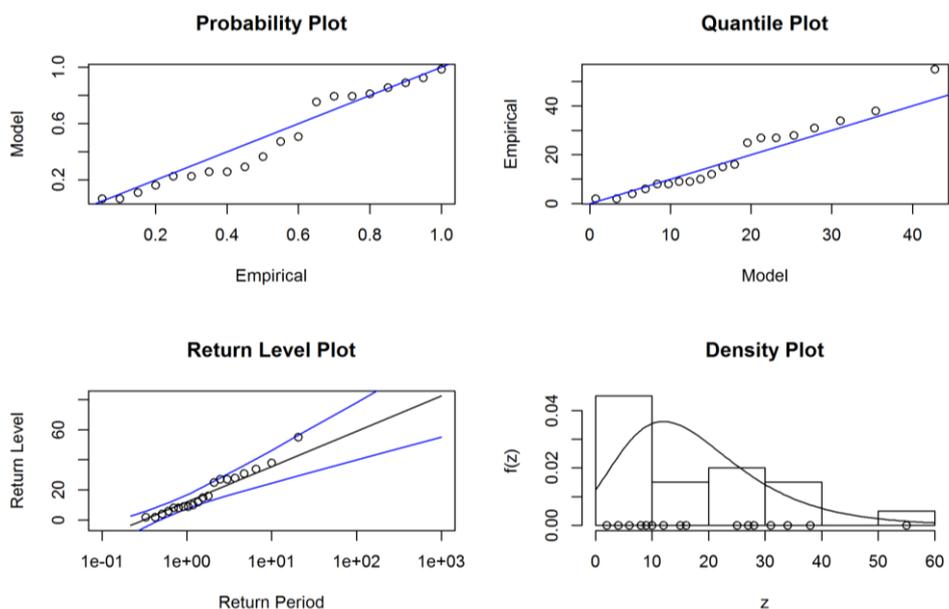


Abbildung 20 Wie in Abbildung 16 aber für den Teilzeitraum 1893-1912 der Schneehöhenszeitreihe der Säkularstation Potsdam.

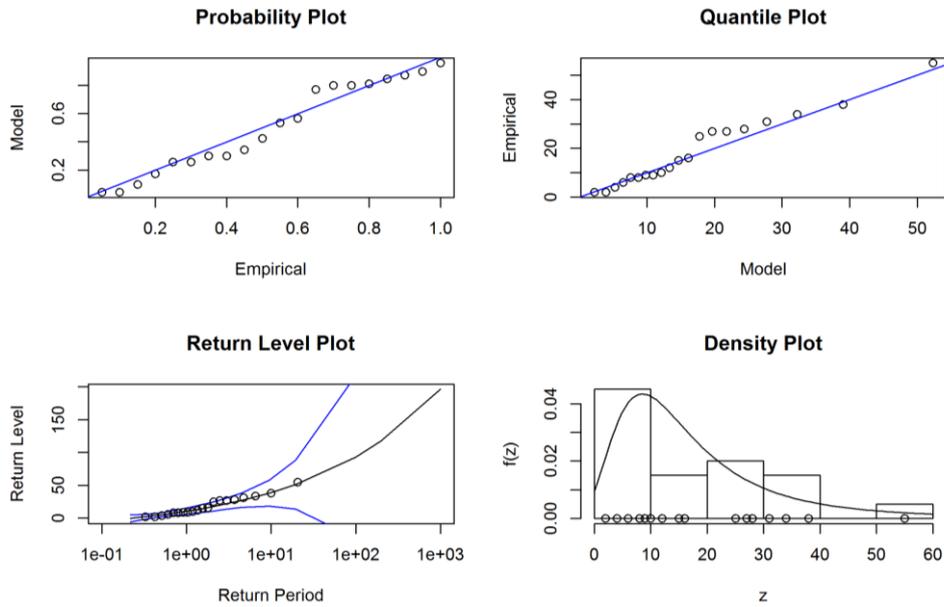


Abbildung 21 Wie in Abbildung 17 aber für den Teilzeitraum 1893-1912 der Schneehöhenzeitreihe der Säkularstation Potsdam.

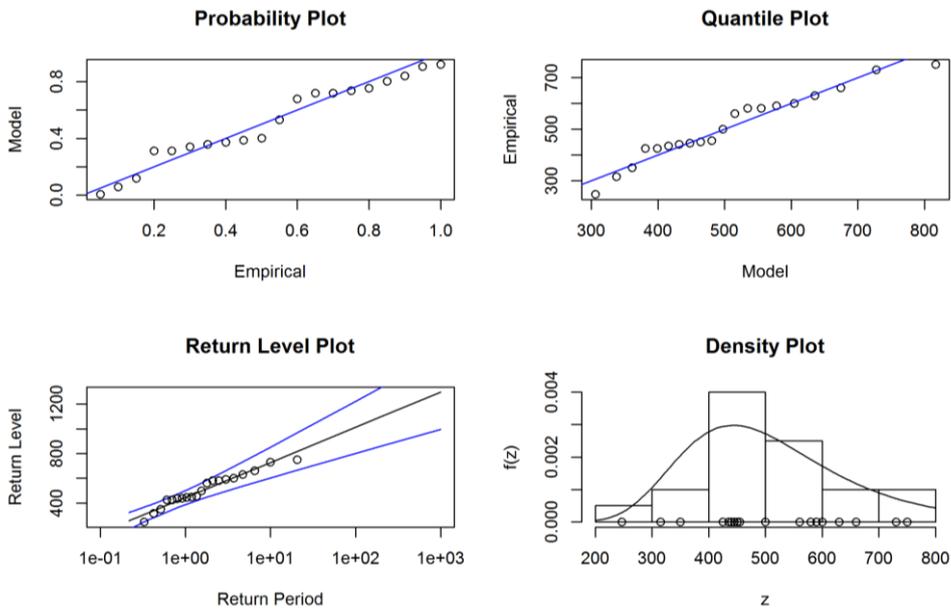


Abbildung 22 Wie in Abbildung 18 aber für den Teilzeitraum 1942-1961 der Schneehöhenzeitreihe der Station Zugspitze.

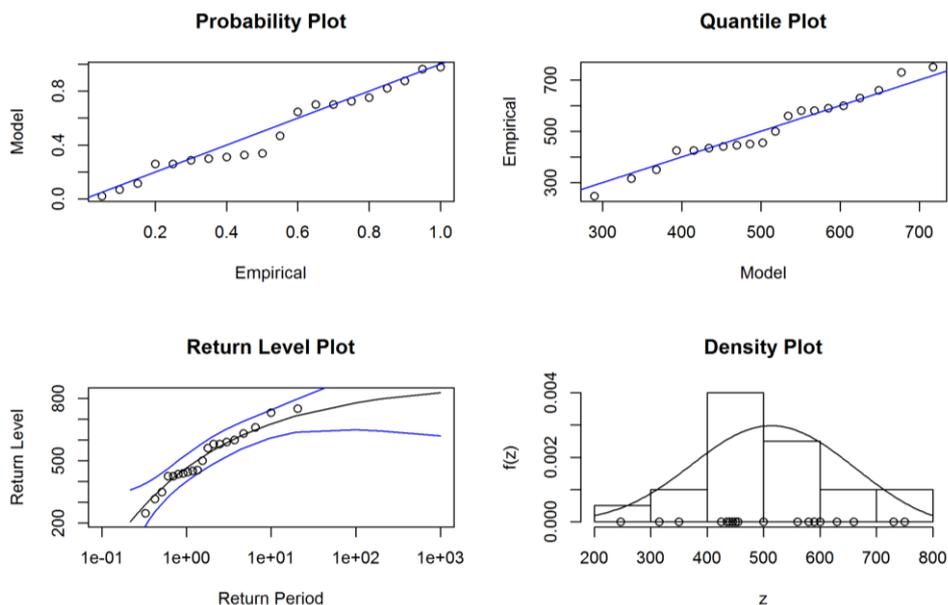


Abbildung 23 Wie in Abbildung 19 aber für den Teilzeitraum 1942-1961 der Schneehöhenzeitreihe der Station Zugspitze.

Die Analyse der Schneehöhenzeitreihe der Station Zugspitze zeigt ähnliche Ergebnisse für die Qualität der Anpassung an die beiden Extremwertverteilungen. Auch hier zeigt sich generell eine bessere Anpassung bei Verwendung der GEV besonders für die hohen Quantile und die hohen Wiederkehrintervalle (Abbildung 18 und Abbildung 19, Teilabbildung rechts oben und links unten), aber umgekehrte Ergebnisse für die Vertrauensintervalle des 50-Jahres Wiederkehrniveaus (Abbildung 18 und Abbildung 19 und Tabelle 3, erste Zeile für Zugspitze).

Für die Prüfung der Abhängigkeit der Ergebnisse der Extremwertanalyse von der Zeitreihenlänge werden beispielhaft die Ergebnisse der Anwendung beider Kombinationen auf jeweils einen 20-jährigen Teilzeitraum der Zeitreihen Potsdam (Teilzeitraum 1893-1912) und Zugspitze (1942-1961) dargestellt, die exemplarisch für die Ergebnisse der Analysen mit anderen Teilzeiträumen der gleichen Länge sind.

Die Ergebnisse der Extremwertanalyse mit kürzeren Datenpopulationen zeigen noch allgemein akzeptable Anpassungsergebnisse, wenngleich sie schlechter sind im Vergleich zu den gesamten Zeitreihen (siehe Abbildung 20 bis Abbildung 23). Der wichtigste Kritikpunkt, der aus den Analysen resultiert, ist aber die Verbreitung des Vertrauensintervalls in den hohen Wiederkehrniveaus, die besonders markant für die Säkularstation Potsdam bei der Kombination mit der GEV Verteidigung ist (siehe Tabelle 3, zweite Zeile für die Station Potsdam).

Die Analyse der 50-Jahres-Wiederkehrniveaus in Abhängigkeit von verschiedenen Untergruppen der Gesamtzeitreihen mit unterschiedlichen Längen bestätigt die starke Abhängigkeit der Breiten der Vertrauensintervalle von der jeweils analysierten Zeitreihenlänge (Abbildung 24). In allen Fällen findet man, dass die Vertrauensintervallbreite mit steigender Zeitreihenlänge sinkt (von maximalen Prozentwerten von mehr als 50% bei 20-jährigen Zeitreihen bis zu 10% bei 100-jährigen Zeitreihen). Diese Ergebnisse zeigen, dass es sinnvoll ist, im aktuellen Projekt möglichst Zeitreihen mit einer Länge von 50-70 Jahren zu verwenden, um robuste und zuverlässige 50-Jahres Wiederkehrwerte der Schneehöhe (bzw. der Schneelasten) zu ermitteln.

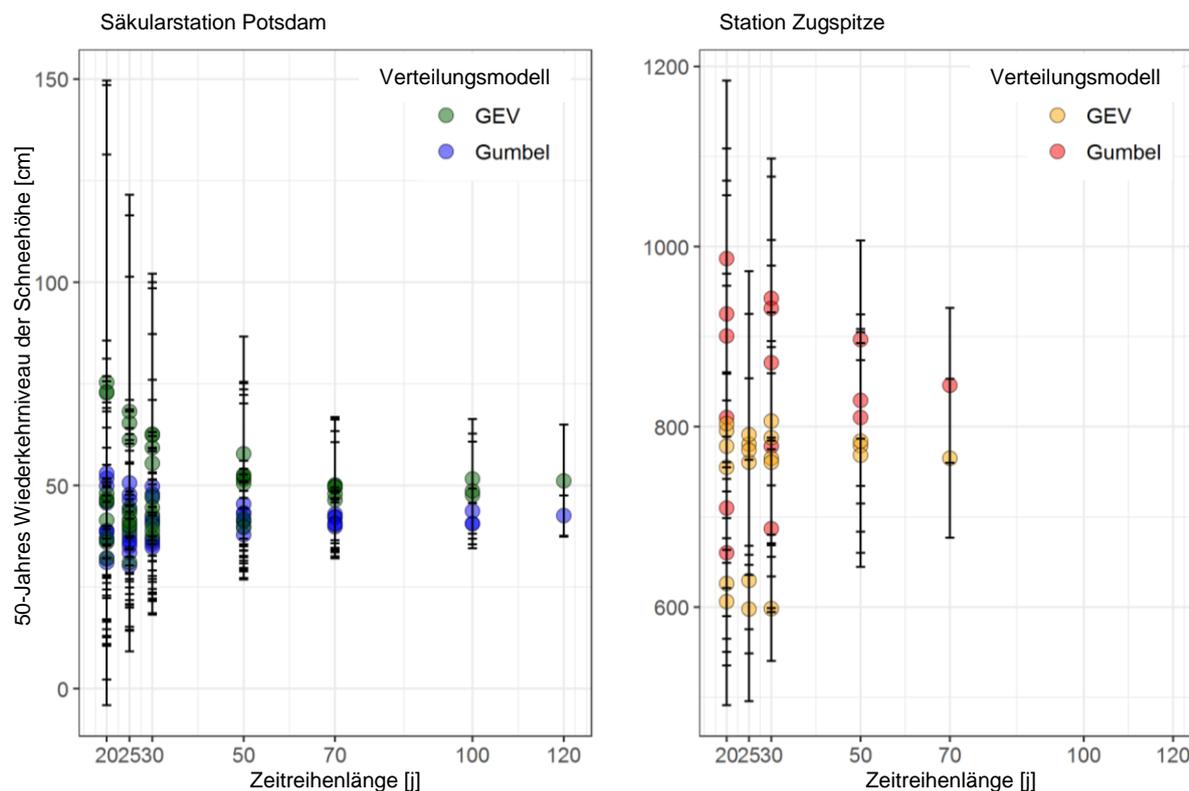


Abbildung 24 50-Jahres Wiederkehrniveau der Schneehöhe ermittelt auf der Grundlage der Extremwertanalyse für unterschiedliche Untergruppen der Zeitreihen der Säkularstation Potsdam (links, Gesamtzeitreihe 127 Jahre) und der Station Zugspitze (rechts, 78 Jahre). In der Analyse wurden Untergruppen mit unterschiedlicher Länge der Teilzeitreihen für jeweils 10 Jahre gleitend verschoben (für eine 100-jährige Zeitreihe würden sich damit z.B. neun 20-jährige, acht 25-jährige, acht 30-jährige, sechs 50-jährige und vier 70-jährige Untergruppen ergeben). Die Ungenauigkeiten wurden als Halbbreite des 95% Konfidenzintervall geschätzt.

3.5 Räumliche Interpolation der charakteristischen Schneelast

In der Pilotuntersuchung (Wichura und Hoffmann, 2017) wurde bereits eine statistische Methode (Universal Kriging) getestet und eine vergleichbare Herangehensweise empfohlen, um die charakteristische Schneelastwerte räumlich zu interpolieren. Diese Methode berücksichtigt die Abhängigkeit von Rasterelementposition und Geländehöhe für die Interpolation auf ein Raster mit einer hohen räumlichen Auflösung.

Im Antrag zum vorliegenden Forschungsprojekt wurde vorgeschlagen, die Anwendbarkeit des Schneedeckenmodells SNOW4 (DWD, 2020d) zu prüfen, um eine tägliche Analyse des Wasseräquivalentes für ein ausreichend langes Zeitintervall zu berechnen.

Das SNOW4-Modell wurde konzipiert, um die stündliche Analyse und Vorhersage von Schneedecken für wasserwirtschaftliche Fragestellungen zu simulieren. Die Dateninputs sind Stundenwerte von meteorologischen Messstationen (Niederschlag, Globalstrahlung, Windgeschwindigkeit, Lufttemperatur und Dampfdruck) und Radar-Niederschlagsdaten. Weiterhin werden tägliche Messungen von Schneehöhe und Wasseräquivalent sowie Satellitenbeobachtungen (Aufbau einer Schneemaske) assimiliert.

Die Struktur des Modells ist modular, mit unterschiedlichen und unabhängigen Modulen, wie z.B. das Modul zur Interpolation der Beobachtungen auf ein Raster mit 1 km x 1 km räumlicher Auflösung oder das Modul zur Simulation der stündlichen Schneedeckenentwicklung durch die Diskretisierung aller Energie- und Massenströme im Modellgebiet. Diese modulare Struktur ermöglicht grundsätzlich die autonome Anwendung einzelner Teilmodule (z. B. die räumliche Interpolation). Weitere Details zu SNOW 4 sind in Abschnitt 6 zu finden.

Da die Wasseräquivalentanalyse in SNOW4 mit stündlichen Inputdaten durchgeführt wird, kann das vollständige SNOW4-Modell erst ab 1990 angewendet werden, um die Schneedeckenentwicklung zu simulieren (vorher liegen keine stündlichen Messwerte der genannten Parameter vor). Damit konnte im Forschungsvorhaben eine Analyse von Wasseräquivalenten seit 1950 oder früher mit dem vollständigen Modell SNOW4 nicht durchgeführt werden.

Für die Bereitstellung der interpolierten charakteristischen Schneelastwerte (Schneelastraster) wurde im Ergebnis der vorliegenden Analysen der Schneedatenbasis (siehe Abschnitte 3.2 bis 3.4) und der Anwendbarkeit des vollständigen SNOW4-Modells eine im Vergleich zur Pilotuntersuchung (DWD, 2017) modifizierte Herangehensweise vorgeschlagen (siehe Abschnitt 4), um die beschriebenen Limitierungen der verfügbaren Schneedeckenmessdaten und die Resultate der exemplarischen Extremwertanalysen zu berücksichtigen und damit robuste und zuverlässige flächendeckende 50-Jahres-Wiederkehrwerte der Schneelasten zu ermitteln.

4 Vorschlag zur Vorgehensweise zur Bereitstellung interpolierter charakteristischer Schneelastwerte (Schneelastraster)

In Abschnitt 3.2 wurden die zum Projektbeginn vorhandenen Limitierungen der verfügbaren Schneedeckenmessdaten analysiert und Schlussfolgerungen für den Ausbau (nachfolgend näher erläutert in Abschnitt 5.1 und in Anhang A) und für die Qualitäts- und Homogenitätsprüfungen aller verfügbaren Zeitreihen (siehe nachfolgende Abschnitte 5.2 und 5.3) gezogen.

Die Beispiele der Regressionsanalyse (Abschnitt 3.3) zeigten, dass es insbesondere in Gebieten mit kontinuierlichen Schneedecken im Winter notwendig ist, lange Zeitreihen zur Verfügung zu haben (sowohl von Wasseräquivalent- als auch Schneehöhenmessdaten), um zuverlässige und robuste monatliche Schneedichtewerte zu schätzen. Gleiche Anforderungen ergaben sich aus den Beispielen der Anwendung der Extremwertanalyse (Abschnitt 3.4), um eine optimale Modellierung des Verteilungsrandes und eine akzeptable Breite des Vertrauensintervalls der charakteristischen Schneelastwerte zu erhalten.

Die damit geplante Datenverfügbarkeit von geprüften Wasseräquivalent- und Schneehöhendaten war deutlich höher als diejenige auf die sich die aktuelle Norm bezieht (331 Wasseräquivalentzeitreihen jeweils in DIN 1055-5: 2005-07, 2005; DIN EN 1991-1-3/NA:2019-04, 2019).

Aufgrund der Ergebnisse der in Abschnitt 3 beschriebenen Analysen wurde den Mitgliedern der Betreuungsgruppe dieses Forschungsvorhabens im ersten Treffen am 24 Oktober 2019 die nachfolgende Vorgehensweise zur Bereitstellung von charakteristischen Schneelasten vorgeschlagen. Nach einer gründlichen Diskussion über die Vor- und Nachteile der vorgeschlagenen Methodik wurde von den Mitgliedern der Betreuungsgruppe zugestimmt, sie im aktuellen Forschungsvorhaben anzuwenden.

Die vorgeschlagene Methodik basiert auf dem Grundkonzept, rückwirkend tägliche räumliche Analysen der Schneehöhenmessdaten durchzuführen. Dabei werden täglich Schneehöhenraster für einen langen Zeitraum für das Gesamtgebiet von Deutschland mit allen zum jeweiligen Zeitpunkt (Tageswerte der Schneehöhe) verfügbaren Stationsmessdaten interpoliert. Damit entfallen die Bedingungen an die Länge der Messzeitreihen einzelner Stationen, weil jeweils alle zum Interpolationszeitpunkt verfügbaren Stationsmessdaten verwendet werden. Daraus ergeben sich lange Zeitreihen der einzelnen Rasterelemente der interpolierten täglichen Schneehöhenraster, die für die nachfolgenden Auswertungen zu charakteristischen Schneelasten genutzt werden.

In Abbildung 25 ist diese Methodik dargestellt und beinhaltet die folgenden Schritte:

1. Alle verfügbaren Schneehöhen- und Wasseräquivalentmessdaten aus dem Zeitraum zwischen 1950 und 2020 werden mit Qualitäts- und Homogenitätskontrollen geprüft.
2. Analysen zu Schneedichtebeziehungen werden mit allen verfügbaren und kontrollierten Wasseräquivalent- und Schneehöhenmessdaten durchgeführt. Die ermittelten Schneedichtebeziehungen werden räumlich analysiert, um repräsentative Werte für große Areale abzuleiten (Regionalisierung).
3. Stationsdaten der Wasseräquivalente werden auf der Grundlage der Analysen zu Schneedichtebeziehungen berechnet. Als Ergebnis liegen Daten der Schneehöhen und Wasseräquivalent aus dem Zeitraum zwischen 1950 und 2020 an allen Stationen vor.
4. Alle verfügbaren und geprüften Schneehöhen- und Wasseräquivalentdaten werden auf Raster mit 1 km x 1 km räumlicher Auflösung unter Verwendung des Interpolationsmoduls des SNOW4-Modells interpoliert. Als Ergebnis liegen tägliche 1 km x 1 km Raster mit Schneehöhen- und Wasseräquivalentwerten für den Zeitraum zwischen 1950 und 2020 vor. Für jedes Rasterelement sind damit Schneehöhen- und Wasseräquivalentzeitreihen mit einer Länge von 70 Jahren² verfügbar.
5. Die Extremwertanalyse wird an jedem der 1 km x 1 km Rasterelemente des Wasseräquivalents (Schneelast) für den Zeitraum zwischen 1950 und 2020 durchgeführt, um ein 1 km x 1 km Raster der charakteristischen Schneelast zu erstellen.

Die vorgeschlagene Vorgehensweise ermöglicht

- einen einheitlichen Ansatz zur Schneelastermittlung für das Gesamtgebiet von Deutschland, unabhängig von der Datenverfügbarkeit an einzelnen Stationen (d.h. unabhängig vom Zeitrahmen der Datenverfügbarkeit an einzelnen Stationen und von der Zeitreihenlänge einzelner Stationen),
- einen höheren Zuverlässigkeitsgrad der Ergebnisse durch die Analyse langer Zeitreihen der 1 km x 1 km Rasterelemente des Wasseräquivalents (Schneelast).

² Messdaten aus 71 Jahren von 1950 bis 2020 ergeben Schneehöhen- und Wasseräquivalentzeitreihen für 70 Winterhalbjahre.

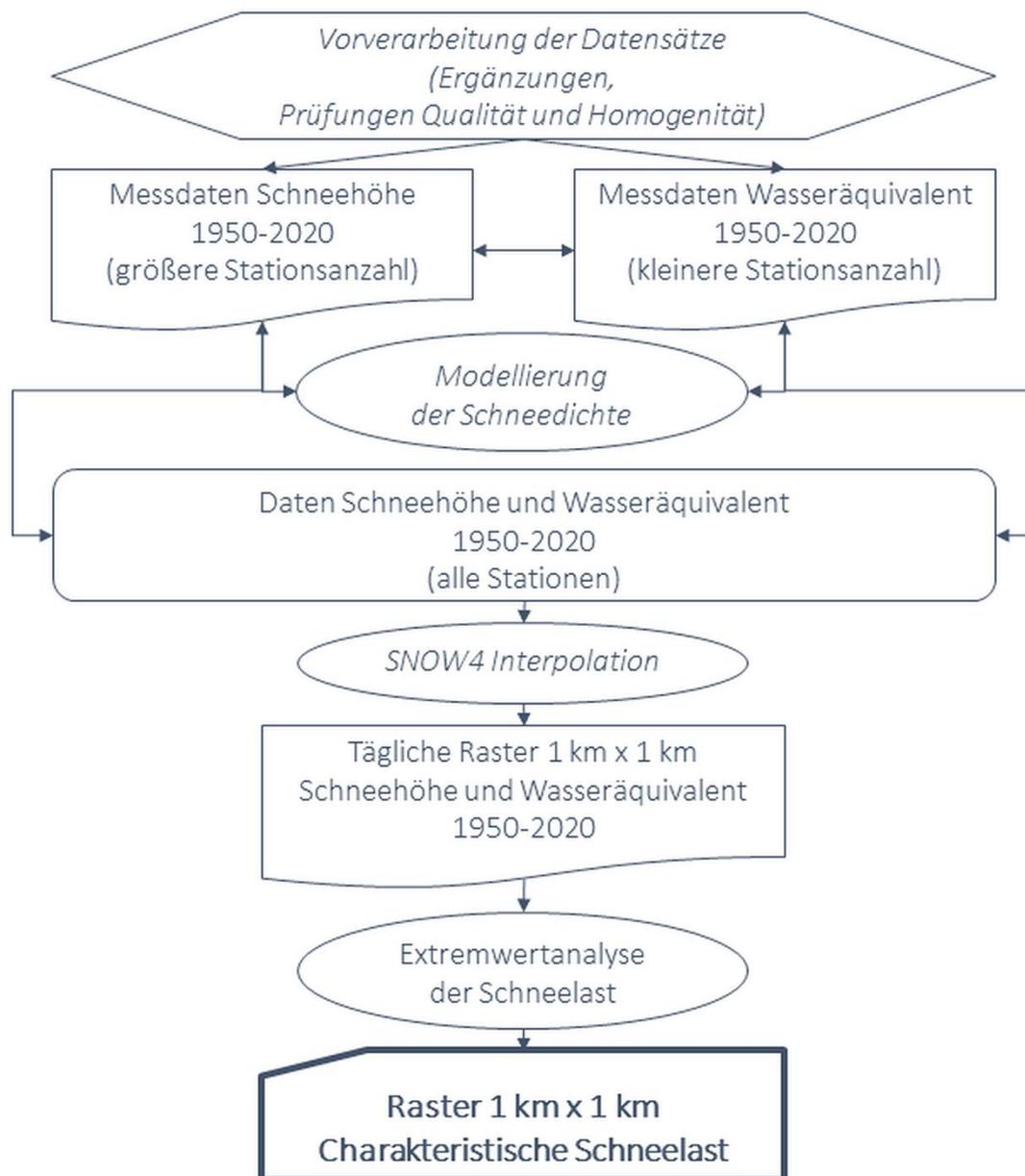


Abbildung 25 Flussdiagramm der vorgeschlagenen Vorgehensweise zur Bereitstellung interpolierter charakteristischer Schneelastwerte (Schneelastraster)

5 Erweiterung und Kontrolle der Schneedatenbasis

5.1 Digitalisierung zusätzlicher Schneemessdaten

Die Analyse der Daten in der Datenbank des DWD für den Aufbau des Schneehöhendatensatzes im Zeitraum 1950-2020 zeigte für Gesamt-Deutschland bis 1989 einen allgemeinen Anstieg der Anzahl der Stationen mit Schneehöhenmessdaten (von circa 1600 auf mehr als 4500 Stationen) und nachfolgend eine Verringerung auf circa 2000 Stationen im Jahr 2020 (siehe Anhang A).

Es gab jedoch eine Anomalie der Stationszahlen mit verfügbaren Schneehöhenmessdaten in der Datenbank im Zeitraum 1959-1978, mit einer abrupten Verringerung der Anzahl der Stationen im Jahr 1959, gefolgt von ebenso abrupten Anstiegen in den Jahren 1969 und 1979 (siehe Anhang A).

Die abrupten Veränderungen in der Anzahl der Stationen mit verfügbaren Daten in der Datenbank ließen sich nicht (allein) durch externe Einflüsse (z.B. Veränderungen der klimatischen Verhältnisse in den jeweiligen Wintern mit entsprechenden Anpassungen des Messnetzes) erklären. Eine Erklärung für diese unterschiedlichen Anzahlen der Stationen, für die Daten in der Datenbank verfügbar waren, liegt vielmehr darin, dass diese Daten im Rahmen verschiedener Projekte zur Analyse der Schneedecke in unterschiedlichen Regionen Deutschlands zu unterschiedlichen Zeitpunkten digitalisiert wurden.

Die deutlichen raumzeitlichen Variationen der Datenverfügbarkeit für Schneehöhenmessdaten hätten die Qualität der Ergebnisse der Analysen im Rahmen dieses Projektes stark beeinflussen können, insbesondere im Hinblick auf die hochauflösende räumliche Interpolation für die Erstellung der Zeitreihen der täglichen Schneehöhenraster in Gesamt-Deutschland (DWD, 2020a).

Um die negativen Auswirkungen dieser Anomalie der Datenverfügbarkeit zu reduzieren, wurde DWD-intern ein Arbeitsprogramm zur Digitalisierung der in Papierform im DWD-Archiv vorhandenen, aber noch nicht in digitaler Form vorliegenden Schneehöhendaten gestartet. Dieses Arbeitsprogramm stellte einen zusätzlichen DWD-internen Beitrag zum vorliegenden Projekt dar, der aufgrund des begründeten Bedarfs langer Zeitreihen der Schneehöhe initiiert werden konnte. Die Digitalisierungsaktivitäten begannen im Februar 2020 und wurden zum Jahresende 2020 abgeschlossen (siehe Anhang A).

5.2 Qualitätskontrolle der Schneemessdaten

Beobachtungen von meteorologischen Größen können verschiedenen Fehlerquellen unterliegen, wie Messfehler (z.B. zufällige oder systematische Fehler bei der Messung) oder Datenerfassungsfehler (z.B. fehlerhafte Aufzeichnung historischer Werte auf Papier, Fehler bei der Digitalisierung, Fehler bei der elektronischen Datenerfassung). Daher müssen diese Beobachtungen einer Qualitätskontrolle unterzogen werden, um fehlerhafte Daten zu identifizieren und um zu verhindern, dass fehlerbehaftete Daten die Zuverlässigkeit nachfolgender Analysen beeinträchtigen.

Im DWD werden systematische Qualitätskontrollen aller meteorologischen und klimatischen Beobachtungen, die in der Datenbank vorliegen, durchgeführt (Behrendt und Spengler, 2010a; Behrendt und Spengler, 2010b; Zimmermann et al., 2015). Insbesondere für die langen

Zeitreihen von Schneedeckenmessdaten können nicht alle Bedingungen (z.B. zu geringe räumliche Dichte der Messpunkte der alten Daten für die Anwendung der räumlichen Kontrolle), die eine angemessene Wirksamkeit dieser Kontrollen ermöglichen, eingehalten werden. Daher mussten zusätzliche Qualitätskontrollen entwickelt werden, um die Zuverlässigkeit der Analysen der langjährigen Schneedeckenmessdaten zu gewährleisten. In Anhang B werden die zusätzlichen Qualitätskontrollen und die mit ihrer Anwendung verbundene Diagnostik beschrieben.

Das Ziel war die Entwicklung von zusätzlichen, wirksamen und automatisiert einsetzbaren Qualitätskontrollen für die Schneehöhen- und Wasseräquivalentmessdaten. Deshalb wurden die Daten der Tagesminima und der Tagesmaxima der Lufttemperatur und der Niederschlagshöhen nur als ergänzende Informationen und nicht als Qualitätskontrollobjekte selbst verwendet. Die folgenden Qualitätskontrollen wurden entwickelt:

1. Visuelle Prüfung der Schneehöhenmessdaten (Anhang B, B.1),
2. Prüfung von Nullwerten der Schneehöhe in langen Zeitintervallen (Anhang B, B.2),
3. Räumliche Kontrolle von isolierten Nullwerten der Schneehöhe (Anhang B, B.3),
4. Grenzwertkontrolle von Wasseräquivalentmessdaten (Anhang B, B.4),
5. Kontrolle der inneren Konsistenz und der Zeitkonsistenz von Schneehöhen- und Wasseräquivalentmessdaten (Anhang B, B.5).

Die Ergebnisse der zusätzlichen Qualitätskontrollen wurden in einem den Einzeldaten zugeordneten Qualitätsbyte kodiert. Jedes Qualitätsbyte wurde entsprechend den durchgeführten Qualitätskontrollen und dem Ergebnis jeder dieser Kontrollen festgelegt (Anhang B, B.6).

5.3 Homogenitätstests der Schneehöhenmessdaten

Schneehöhendaten zeigen auf täglicher Zeitskala eine extrem große Variabilität im Vergleich zu anderen meteorologischen Variablen, was die Homogenitätsprüfung auf solcher Zeitskala zu einer schwierigeren Aufgabe macht, als bei anderen meteorologischen Variablen wie z.B. der Lufttemperatur. Daher haben die seltenen Studien, die die Homogenität von Schneehöhenzeitreihen untersucht haben, ihre Analysen auf Zeitreihen mit mittleren jahreszeitlichen Werten konzentriert, was die Erkennung von abrupten Änderungen oder Trends der mittleren jahreszeitlichen Schneehöhe ermöglicht und die große Variabilität, die mit kleineren Zeitskalen verbunden ist, glättet (Marcolini et al., 2017).

In Anhang C wird die Anwendung des Standard-Normal-Homogenitätstests (SNHT) für lange Zeitreihen der in Deutschland gemessenen Schneehöhen analysiert, um abrupte Änderungen zu erkennen (Alexandersson, 1986; Alexandersson und Moberg, 1997; Müller-Westermeier, 2001; Müller-Westermeier, 2004). Der Test kann angewandt werden, um sowohl die relative Homogenität als auch die Selbst-Homogenität einer Zeitreihe (im Folgenden als Kandidatenzeitreihe bezeichnet) zu untersuchen.

Das Ziel eines relativen Homogenitätstests ist es, Inhomogenitäten in der Kandidatenzeitreihe aus Veränderungen ihres Verlaufes zu erkennen, die nicht auf natürliche Schwankungen oder Klimaveränderungen zurückzuführen sind (d.h. aus Änderungen von Messverfahren, Instrument oder Standort resultieren) und sie, wenn möglich, zu korrigieren.

Beim relativen Homogenitätstest wird implizit angenommen, dass die Zeitreihen, die zum gleichen Klimagebiet gehören, von den gleichen natürlichen Schwankungen beeinflusst werden.

Diese Annahme ermöglicht die Erstellung einer repräsentativen Referenzzeitreihe unter Verwendung der Zeitreihen, die im gleichen homogenen Klimagebiet der Kandidatenzeitreihe beobachtet wurden. Dies ist ein entscheidender und grundlegender Prozess zur Unterscheidung zwischen Inhomogenitäten, die auf natürliche Schwankungen oder Klimaveränderungen zurückzuführen sind und Inhomogenitäten, die aus Änderungen der Messungen selbst (z.B. Änderungen von Messverfahren, Instrument oder Standort) resultieren.

Im Unterschied dazu kann ein Selbst-Homogenitätstest angewandt werden, wenn die Erstellung einer zuverlässigen und repräsentativen Referenzzeitreihe nicht möglich ist. In diesem Fall können alle erhaltenen absoluten Inhomogenitäten auf eine Änderung sowohl der klimatischen Bedingungen des Klimagebiets als auch des Messaufbaus hinweisen und nicht zwischen diesen beiden unterscheiden, wenn keine Metadaten verfügbar sind, die für die Geschichte des Messaufbaus der Kandidatenzeitreihe relevant sind.

Im Anhang C wird das Verfahren zur Durchführung des SNHT im Rahmen des aktuellen Projekts beschrieben und es werden Beispiele für dessen Anwendung auf Schneehöhenzeitreihen in verschiedenen Regionen Deutschlands dargestellt.

6 Interpolation der Schneemessdaten mit dem Modell SNOW4

Der vorgeschlagene Ansatz zur Bereitstellung der charakteristischen Schneelastraster basiert auf dem Grundkonzept, rückwirkend tägliche räumliche Analysen der Schneemessdaten durchzuführen, um den Einfluss der räumlichen und zeitlichen Einschränkungen des Schneedeckendatensatzes einzelner Stationen zu minimieren.

Tägliche Schneehöhen- und Wasseräquivalenttraster für den Zeitraum von 1950 bis 2020 (70 Jahre) sollten für das Gesamtgebiet von Deutschland mit allen zum jeweiligen Zeitpunkt verfügbaren Stationsmessdaten generiert werden. Das heißt, dass alle kontrollierten Schneehöhen- und Wasseräquivalentdaten unter Nutzung des Interpolationsmoduls des SNOW4-Modells auf Raster mit 1 km x 1 km räumlicher Auflösung interpoliert werden, um tägliche Raster mit Schneehöhen- und Wasseräquivalentwerten zu erhalten.

Das SNOW4-Modell (Gesamtmodell) wurde für die stündliche Analyse und Vorhersage von Schneedecken für wasserwirtschaftliche Fragestellungen konzipiert (siehe DWD, 2020d). Es simuliert den Auf- und Abbau der winterlichen Schneedecke. Es liefert alle 6 Stunden eine Analyse der vergangen 30 Stunden sowie eine Vorhersage der Schneedeckenentwicklung bis zu 72 Stunden.

Das Modellgebiet des vollständigen SNOW4-Gebietes ist derzeit ein Rechteck von 1.250 km Breite und 1.050 km Höhe. Es reicht etwa von 2,0 bis 21,1 °Ost und etwa von 45,9 bis 55,3 °Nord. Mit einer resultierenden Fläche von ca. 1,3 Millionen km² umfasst es alle aus Deutschland in nördliche Richtung entwässernden Flusseinzugsgebiete. Das Gitternetz, das dem Modellareal zugrunde liegt, basiert auf einer stereographischen Polarprojektion, die auf die Breitenreferenz von 60 °Nord und den Meridian 10 °Ost bezogen ist. Das operationelle SNOW4-Modell wird von Anfang September bis Ende Juni betrieben. Im September befindet es sich noch in der Anlaufphase, in der weniger Eingangsdaten zur Verfügung stehen.

Die Basis des Dateninputs für die vollständige Analyse-Phase des Modells bilden Messwerte von Bodenstationen. Täglich werden von ca. 1.600 Stationen Stundenwerte synoptischer

Beobachtungen verarbeitet. Hinzu kommen noch Stundenwerte des Niederschlages von mehr als 3.700 Messstellen. Die gemessenen Niederschlagswerte werden hinsichtlich ihrer geräte- und aufstellungsbedingten Fehler korrigiert. Darüber hinaus gehen Radar-Niederschlagsdaten ein. Neben diesen Stundenwerten werden weiterhin tägliche Schneemessungen genutzt. Nach einer Datenprüfung werden sie zur Erfassung des Istzustands der Schneedecke und zum Modellabgleich für den Vorhersagemodus verwendet. Ergänzt werden sie im vollständigen Modell durch eine „Schneemaske“ aus Satellitendaten.

Die Radar- und Boden-Beobachtungen für das vollständige SNOW4-Modell stammen zum einen aus dem DWD-Messnetz sowie aus Partnermessnetzen der Bundesländer Deutschlands. Zum anderen handelt es sich dabei auch um Daten aus Bundesländern Österreichs, von ausländischen Wetterdiensten und deren Partnern. Für die Vorhersage der Schneedeckenentwicklung werden Ausgabewerte des Vorhersagemodells ICON-EU-Nest verwendet, die den gemessenen Größen entsprechen. Beobachtungs- und Vorhersagedaten werden mit unterschiedlichen statistischen Interpolationsverfahren auf die insgesamt 1.312.500 Rasterelemente übertragen. Dort stehen sie dem Modell zur Simulation der stündlichen Schneedeckenentwicklung im Analyse- und Vorhersagemodus zur Verfügung.

Der physikalische Modellkern des vollständigen SNOW4-Modells basiert auf einer stündlichen Diskretisierung aller Energie- und Massenströme. In zwei Teilsegmenten wird intern die Energie- und Massenbilanz der Schneedecke berechnet. Im Energiebilanz-Teilmodell wird die durch diese unterschiedlichen Energieströme bestimmte Schmelzwärme ermittelt. Dabei werden auch die auf die Energieströme wirkenden Größen berücksichtigt. Die Massenbilanz wird mittels eines Snow-Compaction-Verfahrens ermittelt.

Dieses zweistufige Schema (Energie- und Massenbilanzmodul) des vollständigen SNOW4-Modells wird alle 6 Stunden zu den Vorhersagezeitpunkten 00, 06, 12 und 18 UTC abgearbeitet. Einer Analyse der jeweils zurückliegenden 30 Stunden definiert den Anfangszustand für die darauf aufsetzende Vorhersage. Diese prognostiziert dann die Schneedeckenentwicklung für die kommenden 72 Stunden.

Die Struktur des Modells ist modular, mit unterschiedlichen und unabhängigen Modulen. Ein Teilmodul ist das Modul zur Interpolation der Beobachtungen auf ein Raster mit 1 km x 1 km räumlicher Auflösung. Diese modulare Struktur ermöglicht die autonome Anwendung einzelner Teilmodule (z. B. nur die räumliche Interpolation).

Die Grundlage des in SNOW verwendeten räumlichen Interpolationsverfahrens stellt die Methode der optimalen Interpolation nach Gandin (1963) als Äquivalent zum Ordinary Kriging³ dar.

³ Kriging wird beispielsweise unter <http://de.wikipedia.org/wiki/Kriging> beschrieben: „Unter Kriging [...] versteht man ein geostatistisches [...] Interpolationsverfahren, mit dem man eine räumlich verortete Variable an Orten, an denen sie nicht gemessen wurde, durch umliegende Messwerte interpolieren [...] kann. Stark vereinfacht [...] ist [es] ein [...] gewichteter Mittelwert aus [...] bekannten Messwerte[n] einer Stichprobe. [...] Der wesentliche Vorteil gegenüber einfacheren Methoden wie beispielsweise der Inversen Distanzgewichtung ist die Berücksichtigung der räumlichen Varianz, die sich mit Hilfe der Semivariogramme ermitteln lässt. Die Semivarianz beschreibt, wie die Unterschiede zwischen den Messwerten zunehmen bzw. die Ähnlichkeit zwischen den Messwerten abnimmt, wenn der Abstand zwischen den Messpunkten größer wird. Sie eignet sich [...], die Gewichte der Mittelwertbildung zu bestimmen, indem sie für näher gelegene Stichprobenwerte größere Gewichte, und für entferntere Stichprobenwerte kleinere Gewichte vergibt. Für einen gesuchten Wert werden dabei die Gewichte der in die Berechnung einfließenden Messwerte so bestimmt, dass der [...] Fehler möglichst gering ist.“

Zunächst wurde die gesamte operationelle Kette für die systematische Anwendung des SNOW4-Interpolationsmoduls mit dem Raster von 1 km x 1 km räumlicher Auflösung auf einem eigenen Server installiert und getestet. Eine Ad-hoc-Version des räumlichen Interpolationsmoduls wurde für die Berechnung der täglichen Schneehöhen- und Wasseräquivalenten für Gesamt-Deutschland und allein für die Nutzung der an den Messstationen beobachteten Daten erstellt. Die operationelle Kette des Interpolationsmoduls umfasst die Erzeugung von Messstationsmetadaten für die korrekte Georeferenzierung der Beobachtungsdaten und die Aufbereitung der Messdaten in das vom Modell benötigte Eingabeformat.

Ein erster Test zur korrekten Funktion der operationellen Kette des räumlichen Interpolationsmoduls wurde anhand der täglichen Schneehöhendaten des Ereignisses vom Jahreswechsel 1978/1979 durchgeführt. Dieses Ereignis gilt als eines der markantesten Schneefallereignisse in Deutschland, insbesondere in den nordöstlichen Regionen (DWD, 2018).

Verbunden mit dem Zusammentreffen von Kaltluft aus dem Polargebiet mit einer sehr feuchten und milden Luftmasse im Süden des Landes, verursachte es seit dem 29. Dezember 1978 in den norddeutschen Regionen heftige Schneefälle, verbunden mit stürmischen Nordostwinden und Schneeverwehungen. An der Küste der Ostsee wurden extreme Schneehöhenwerte mit Spitzen von über 100 cm gemessen (Station Bergen, Rügen). Innerhalb weniger Tage breitete sich die Frostwelle auch auf die Regionen Süddeutschlands aus und führte am 31. Dezember 1978 zu einer geschlossenen Schneedecke im ganzen Land.

Um die Schneehöhen an einem Tag i zu berechnen, benötigt das Interpolationsmodul zusätzlich die Beobachtungen der beiden vorherigen Tage ($i-2$ und $i-1$). Zur Erstellung der täglichen Raster-Dateien für die Analyse der Entwicklung des Ereignisses vom 28. Dezember 1978 bis zum 1. Januar 1979 wurden daher Schneehöhendaten vom 26. Dezember 1978 bis zum 1. Januar 1979 bereitgestellt. In diesem Zeitraum sind Beobachtungen von einer variablen Anzahl von Schneehöhenmessstationen verfügbar, von 2160 Stationen im Zeitraum vom 26. bis 31. Dezember 1978 und bis zu 4384 Stationen am 1. Januar 1979 (siehe auch Anhang A).

Trotz des großen Unterschieds in der räumlichen Stationsdichte zwischen den verschiedenen Tagen im analysierten Zeitraum (siehe Anhang A) zeigt das Ergebnis der Interpolation qualitativ eine gute Leistung bei der Beschreibung der Schneedeckenentwicklung während des Ereignisses (Abbildung 26). Die interpolierten Beobachtungen zeigen am 27. Dezember 1978 ein fast vollständig schneefreies Gebiet. Zu diesem Zeitpunkt traten nur im alpinen Gebiet Süddeutschlands und in einigen begrenzten Teilen des Erzgebirges Nicht-Null Schneehöhenwerte auf. Der erste Schneefall in Norddeutschland wurde ab dem 28. Dezember in den Küstengebieten von Schleswig-Holstein und Mecklenburg-Vorpommern verzeichnet. An den folgenden Tagen breitete sich der starke Schneefall allmählich nach Süden aus und erreichte am 01. Januar 1979 das Alpengebiet. Die maximalen Schneewerte, die sich während der 4 bis 5 Tage des Ereignisses ansammelten, werden in den Küstengebieten in Norddeutschland mit über 100 cm Schneehöhe wiedergegeben.

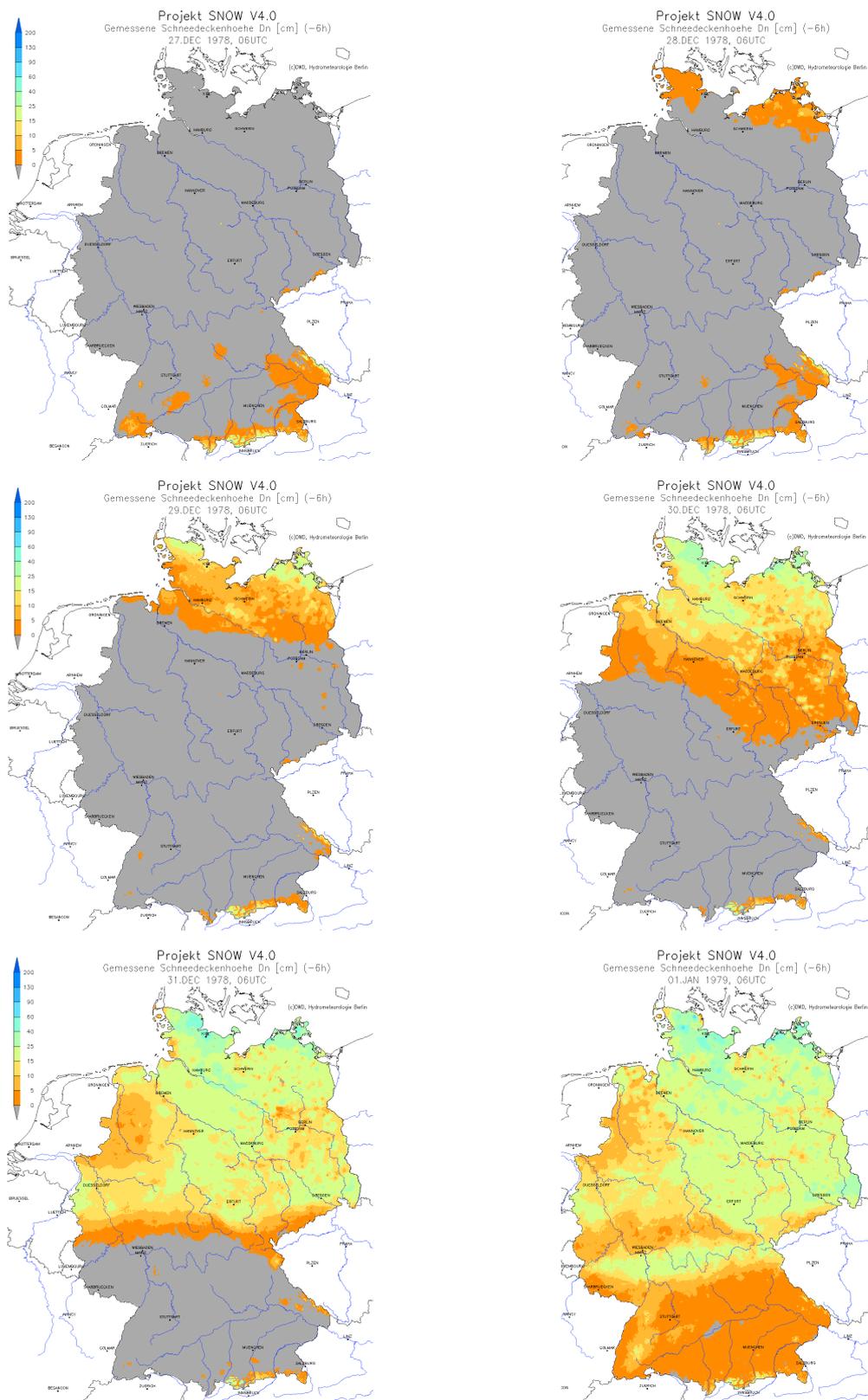


Abbildung 26 Entwicklung der Schneehöhe während des flächendeckenden Schneefallereignisses zum Jahreswechsel 1978/1979, vom 27.12.1978 (oben links) bis 01.01.1979 (unten rechts), berechnet mit dem Interpolationsmodul des Modells SNOW4 auf der Grundlage der flächendeckend verfügbaren Schneehöhenmessdaten.

7 Modellansätze zur Berechnung des Wasseräquivalents der Schneedecke (Schneedichtemodelle)

Das Ziel der Analysen im Forschungsvorhaben ist es, ein Modell oder eine Modellkombination für die Simulation von täglichen Wasseräquivalentwerten aus Schneehöhenbeobachtungen zu definieren. Die verschiedenen in der wissenschaftlichen Literatur diskutierten Ansätze zur Berechnung von zeitlich hoch aufgelösten (d.h. täglichen) Wasseräquivalentwerten auf der Grundlagen von Schneehöhenmessungen lassen sich wie folgt zusammenfassen:

1. Thermodynamische Modelle, die die Entwicklung der Schneedecke während der Wintersaison mit Hilfe numerischer Verfahren zur Diskretisierung der Massen- und Energieflüsse beschreiben (z. B. [Snow4](#), [Crocus](#), [Snowpack](#)). Diese Modelle erfordern eine komplexe Eingabe von Beobachtungsdaten (z.B. Bodenstationsdaten, Radardaten, Satellitendaten), die leider oft nicht (vollständig) für den interessierenden Zeitraum verfügbar sind.
2. Empirische Regressionsmodelle, die die Entwicklung der Schneedecke anhand der Beziehung zwischen Schneedecken-Variablen (Schneedichte oder Wasseräquivalent) und anderen Variablen beschreiben, die oft mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung verfügbar sind (Schneehöhe, Tag im Jahr usw.).
3. Semi-empirische multi-Ebenen Schneedeckenmodelle, die die Entwicklung der Schneedecke unter Berücksichtigung verschiedener physikalischer Prozesse (z. B. Neuschneeablagerung, Verdichtung oder Schmelzen der Schneedecke in einer Wintersaison) beschreiben, wobei als Input nur kurzzeitige (z. B. tägliche) Schneehöhenbeobachtungen dienen.

Da die notwendigen Daten für thermodynamische Modelle für den gesamten Untersuchungszeitraum nicht zur Verfügung stehen, können diese Modelle nicht zur Anwendung kommen. Nachfolgend werden deshalb empirische Regressionsmodelle und semi-empirische multi-Ebenen Modelle analysiert. Ihre Leistungsfähigkeit wird überprüft, um ein Modell bzw. eine Modellkombination für die Simulation von Wasseräquivalentwerten über Gesamt-Deutschland auf der täglichen Skala zu definieren.

7.1 Empirische Regressionsmodelle

Empirische Regressionsmodelle zur Beschreibung der zeitlichen Entwicklung der Schneedichte für die Simulation von Wasseräquivalentwerten haben eine lange Tradition. Der Einsatz dieser Modelle ist besonders geeignet für die Abschätzung des Wasseräquivalents in Gebieten, für die keine oder nur wenige Beobachtungen der Wasseräquivalente zur Verfügung stehen, sowohl was die Länge der historischen Beobachtungsreihen als auch was deren Häufigkeit betrifft (Guyennon et al., 2019; Jonas et al., 2009; McCreight und Small, 2014; Meløysund et al., 2007; Pistocchi, 2016; Sturm et al., 2010). Viele dieser Modelle basieren auf der Beziehung zwischen der Schneedichte und anderen Größen, die leichter messbar sind als das Wasseräquivalent, und für die in der Regel lange Zeitreihen von Beobachtungen auf kurzen Zeitskalen (z. B. tägliche Messwerte) verfügbar sind. Üblicherweise werden sowohl lineare als auch nichtlineare Regressionsmodelle verwendet, die die Schneedichte mit der Schneehöhe und/oder dem Tag des Jahres in Beziehung setzen. Aufgrund der ausgeprägten räumlichen und zeitlichen Variabilität der Schneedichte werden die in der Literatur vorgeschlagenen

Regressionsmodelle immer komplexer und beinhalten räumliche (z.B. Parameter, die auf homogenen Teilgebieten in Bezug auf die Schneedecken-Klimatologie definiert werden) und zeitliche Abhängigkeiten (z.B. Parameter, die auf der monatlichen Skala definiert werden).

Im Folgenden werden die wichtigsten in der Literatur vorgeschlagenen empirischen Regressionsmodelle zusammengefasst:

1. Jonas et al. (2009)– Schweizer Alpen: Abhängigkeit von Schneehöhe (SH), Stationshöhe (H), Saison (M=Monat), Region (r):

$$\rho(SH, H, M, r) = a_{H,M} * SH + b_{H,M} + offset_r \quad (\text{Gl. 2})$$

$\rho(SH, H, M, r)$ ist die modellierte Schneedichte. $a_{H,M}$ und $b_{H,M}$ sind die durch lineare Regressionen zwischen den beobachteten Schneedichten (ρ_{obs} , als Verhältnis zwischen Wasseräquivalent und Schneehöhe) und Schneehöhen ermittelten Regressionsparameter. $a_{H,M}$ und $b_{H,M}$ wurden für drei Stationshöhenklassen ($H < 1400\text{m}$, $1400\text{m} < H < 2000\text{m}$, $H > 2000\text{m}$) und 12 Monate bestimmt. $offset_r$ wurde als Mittelwert der Restwerte $\rho(SH, H, M, r) - \rho_{obs}$ für 7 Regionen geschätzt.

2. Sturm et al. (2010)– USA, Canada und Schweizer Alpen: Abhängigkeit von Schneehöhe (SH), Schneeklasse (SK) und Tag im Jahr (DOY):

$$\rho(SH, SK, DOY) = \rho_0 + (\rho_{max} - \rho_0) * (1 - e^{-k_1 * SH - k_2 * DOY}) \quad (\text{Gl. 3})$$

$\rho(SH, SK, DOY)$ ist die modellierte Schneedichte. ρ_0 , ρ_{max} , k_1 und k_2 wurden durch nicht-lineare Regressionen zwischen den beobachteten Schneedichten (ρ_{obs} , als Verhältnis zwischen Wasseräquivalent und Schneehöhe), Schneehöhen und DOY für fünf Schneedeckenklassen (alpin, maritim, Prärie, Taiga und Tundra) bestimmt.

3. McCreight und Small (2014) – USA: Abhängigkeit von Schneehöhe (SH), Klimatologie der Schneedichte (ρ_{klim}) und Saison (Monat, M):

$$\rho(SH, \rho_{klim}, M) = a_M * SH_{avg} + b_M * SH_{above} + c_M * SH_{below} + d_M * \rho_{klim} + e_M \quad (\text{Gl. 4})$$

$\rho(SH, \rho_{klim}, M)$ ist die modellierte Schneedichte. a_M , b_M , c_M , d_M und e_M wurden für jeden Monat durch linearen Regressionen zwischen den beobachteten Schneedichten (ρ_{obs} , als Verhältnis zwischen Wasseräquivalent und Schneehöhe) und Schneehöhen bestimmt. SH wurde in die drei Komponenten SH_{avg} , SH_{above} und SH_{below} zerlegt. SH_{avg} ist ein gleitender 21-Tage-Mittelwert, SH_{above} ist die positive Abweichung von SH zu SH_{avg} und SH_{below} ist die negative Anomalie von SH zu SH_{avg} . ρ_{klim} ist der typische Jahresgang der Schneedichte an Nachbarstationen und wurde innerhalb von einem 70-km-Radius bestimmt.

4. Pistocchi (2016) – Südtiroler Alpen: Abhängigkeit von Tag im Jahr (DOY):

$$\rho(DOY) = \rho_0 + k * DOY \quad (\text{Gl. 5})$$

$\rho(DOY)$ ist die modellierte Schneedichte. ρ_0 und k wurden durch lineare Regressionen zwischen den beobachteten Schneedichten (ρ_{obs} , als Verhältnis zwischen Wasseräquivalent und Schneehöhe) und DOY bestimmt.

5. Guyennon et al. (2019) – Italienische Alpen: Abhängigkeit von Tag im Jahr (DOY):

$$\rho(DOY) = \rho_0 + n_1 * DOY + n_2 * DOY^2 \quad (\text{Gl. 6})$$

$\rho(DOY)$ ist die modellierte Schneedichte. ρ_0 , n_1 und n_2 wurden durch linearen Regressionen zwischen den beobachteten Schneedichten (ρ_{obs} , als Verhältnis zwischen Wasseräquivalent und Schneehöhe) und DOY für das ganzen Alpengebiet sowie für 3 Alpenregionen (westliche Alpen, zentrale Alpen und östliche Alpen) bestimmt.

7.2 Das semi-empirische Multi-Ebenen Modell Δ SNOW

Neben den Regressionsmodellen wird das semi-empirische Modell Δ SNOW für die Anwendung in Deutschland verfügbar gemacht. Das Δ SNOW Modell, das kürzlich an der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) entwickelt und für die Erstellung der neuen Schneelastkarte für Österreich verwendet wurde (Schellander et al., 2021; Winkler et al., 2021), steht als Open-Source-Software Paket für *R* zur Verfügung, siehe <https://cran.r-project.org/package=nixmass> (Winkler et al., 2021, für die ausführliche Beschreibung des Δ SNOW Modells und seiner Anwendung). Die (angepassten) Modellparameter wurden von dessen Autoren im Rahmen einer wissenschaftlichen Zusammenarbeit zwischen dem DWD und der ZAMG zur Verfügung gestellt.

Das Δ SNOW Modell implementiert die grundlegenden Prozesse der Schneedeckenalterung (Verdichtung durch trockene Metamorphose und Deformation) und der Massenänderung der Schneedecke (Neuschnee, feuchte Metamorphose und Abfluss) durch einzelne Module (insgesamt 6 Haupt- und Untermodule). Diese Einzelmodule erfordern nur Schneehöhenmesswerte und deren zeitliche Veränderungen als Input. Sie simulieren schrittweise die Entwicklung der saisonalen Schneedecken, mit dem Schwerpunkt auf der korrekten Simulation der (maximalen) Wasseräquivalente (siehe Winkler et al., 2021, "robuste" Bestimmung der Wasseräquivalente). Im Δ SNOW Modell wird angenommen, dass die Schneeverdichtung den Gesetzmäßigkeiten Newtonscher Fluide folgt, d.h. im Zeitverlauf mit einer exponentiellen Verdichtungsfunktion beschrieben werden kann. Die nicht stationäre Beanspruchung der darunterliegenden Schneeschichten durch die Ablagerung von Neuschnee wird gesondert betrachtet und die geschmolzenen Masseanteile der Schneedecke werden von den oberen auf die unteren Schichten verteilt. Die gemessenen Veränderungen der Schneehöhe zu den Beobachtungszeitpunkten (Tageswerte der Schneehöhe) werden für jeden Zeitschritt mit den zugehörigen Modellergebnissen verglichen und dienen als Entscheidungsgrundlage für die Verwendung der adäquaten Modellmodule im nachfolgenden Zeitschritt. Sie werden außerdem als Korrektiv verwendet, mit dem Messunsicherheiten berücksichtigt werden.

Das Modell benötigt als Input die täglichen Schneehöhenmesswerte als vollständigen Datensatz eines Jahres. Für den Fall, dass Schneehöhenmesswerte für zusammenhängende Zeiträume von weniger als einer Woche fehlen⁴, wurde ein ad-hoc-Verfahren zur linearen

⁴ Fehlende Messwerte bezeichnet nicht vorhandene Schneehöhenmessungen, d.h. dass es Messausfälle bei den Schneehöhenmessungen gab und nicht, dass zu den jeweiligen Zeiten kein Schnee lag.

Interpolation der Schneehöhendaten entwickelt. Falls die Zeiträume, für die Schneehöhendaten fehlen, länger als eine Woche sind, wird das gesamte Jahr vom Modell nicht simuliert.

Das Δ SNOW Modell braucht keine weiteren meteorologischen oder geographischen Eingangsparameter. Für korrekte Modellergebnisse ist die Kalibrierung von sieben Modellparametern entsprechend der Schneeklimatologie in der untersuchten Region erforderlich. Die Kalibrierung der Modellparameter erfolgt auf der Grundlage einer Mindestanzahl von zeitgleichen Schneehöhen- und Wasseräquivalentmesswerten von Stationen, die für die Klimatologie des Untersuchungsgebiets repräsentativ sind (Kalibrierungsdatensatz). Für die Erstellung der Schneelastkarte für Österreich haben Winkler et al. (2021) die Kalibrierung der Modellparameter aus Beobachtungen der Schneehöhe und des Wasseräquivalents von Schweizer Stationen und aus in Österreich durchgeführten Messkampagnen in der alpinen Umgebung generiert. Die Autoren schlagen vor, eine an die Klimatologie des untersuchten Gebiets angepasste Kalibrierung zu erstellen, wenn das Δ SNOW Modell auf Regionen mit einer anderen als der alpinen Klimatologie angewendet wird. Die optimalen Werte der Modellparameter werden - auf der Grundlage des Kalibrierungsdatensatzes - für jedes Klimagebiet durch die Minimierung des quadratischen Mittelwertfehlers (rmse) aus modellierten und gemessenen Wasseräquivalentwerten bestimmt. Im R-Paket des Δ SNOW Modells steht dafür ein ad-hoc Verfahren zur Verfügung, das als Input den Kalibrierungsdatensatz sowie die oberen und unteren Grenzen aller Modellparameter erfordert („calibration range“ in Tabelle 4).

Tabelle 4 Optimal- und Grenzwerte der Parameter des Δ SNOW Modells für den Einsatz in der alpinen Region (Winkler et al., 2021).

Parameter	Unit	Optimal value	Calibration range	Literature range	Sensitivity $\frac{\delta \text{SWE}_{\text{pk}}}{\delta \rho_0 \text{ or } \delta \rho_{\text{max}}}$
ρ_0	kg m^{-3}	81	50–200	75 ^a , 10–350 (70–110) ^b	+0.37 (+0.50*)
ρ_{max}	kg m^{-3}	401	300–600	450 ^c , 217–598 ^d , 400–800 ^e	+0.24
η_0	10^6 Pa s	8.5	1–20	8.5 ^a , 6 ^f , 7.62237 ^g	not calc.
k	$\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$	0.030	0.01–0.2	0.011–0.08 ^a , 0.185 ^h , 0.023 ^{f,g} , 0.021 ⁱ	not calc.
τ	cm	2.4	1–20	–	not calc.
c_{ov}	10^{-4} Pa^{-1}	5.1	0–10	–	not calc.
k_{ov}	–	0.38	0.01–10	–	not calc.

Die Kalibrierungsgrenzwerte der Modellparameter sind teilweise Literaturangaben entnommen (siehe Tabelle 4). Die restlichen oberen und unteren Kalibrierungsgrenzwerte wurden von (Winkler et al., 2021) auf der Grundlage der zugehörigen physikalischen Prozesse geschätzt (Tabelle 4). Die Robustheit der optimalen Werte der Modellparameter und die Modellergebnisse im Vergleich zu anderen Modellansätzen wurden in Winkler et al. (2021) geprüft und diskutiert.

8 Erstellung von Modellen der Schneedichte für Deutschland

8.1 Das einfache Regressionsmodell

Im Sinne von minimalen Anforderungen an die Leistungen der nachfolgend untersuchten Regressionsmodelle wird zu Vergleichszwecken ein einfaches Regressionsmodell ohne regionale und zeitliche Differenzierung formuliert (in den weiteren Auswertungen abgekürzt mit

WEvsSHm). Dieses einfache Regressionsmodell für die Simulation von Wasseräquivalentwerten anhand von Schneehöhenbeobachtungen entspricht grundlegend der im Pilotprojekt genutzten Methode (Wichura und Hoffmann, 2017). Der hier genutzte Ansatz unterscheidet sich jedoch vom Pilotprojekt dahingehend, dass im Pilotprojekt die regionale Differenzierung deutlich ausgeprägter war (Anwendung für Landkreise) und eine zeitliche Differenzierung aufgrund der betrachteten Region (7 Landkreise in Bayern) die Analysen nicht wesentlich beeinflusste (in den betrachteten Landkreisen generell größere Häufigkeit von Schneedecken mit längerer Andauer im Unterschied zu anderen Regionen in Deutschland). Das Modell ist durch die folgende Beziehung definiert:

$$W\ddot{A}(SH) = a + b * SH \quad (\text{Gl. 7})$$

wobei $W\ddot{A}(SH)$ das modellierte Wasseräquivalent und SH die beobachtete Schneehöhe sind.

Die Regressionsparameter a und b werden in der vorliegenden Untersuchung durch eine lineare Regression zwischen den beobachteten Wasseräquivalent und Schneehöhe nach dem klassischen Ansatz geschätzt, bei dem, im Unterschied zu Wichura und Hoffmann (2017), das Gesamtgebiet von Deutschland in (größere) homogene Klimagebiete unterteilt wird. Das bedeutet, dass die Regressionsmodellparameter nicht wie bei den in Abschnitt 7.1 beschriebenen Regressionsmodellen für kleinere Regionen (bzw. Orte) geschätzt werden, sondern dass für die (vergleichsweise großen) Klimagebiete eigene Parameter jeweils aus allen verfügbaren Beobachtungen für das jeweilige Klimagebiet geschätzt werden.

Die Klimagebiete, die aufgrund der bisherigen Erfahrungen qualitativ definiert wurden, sind: 1. *MA*ritim, 2. *B*innenland-*MA*ritim, *B*innenland-*K*ontinental, 4. *M*ittel*G*ebirge und 5. *AL*pin (Abbildung 27). Die dem Klimagebiet *MG* zugehörigen Standorte werden in drei Klassen der Standorthöhe (H) unterteilt, mit: $H \leq 400\text{m}$, $400\text{m} < H \leq 800\text{m}$ und $H > 800\text{m}$.

Alle Regressionen werden auf der saisonalen Skala gemäß der Definition des hydrologischen Jahres (01.09. bis 31.08. über den Jahreswechsel) durchgeführt (d.h. keine zeitliche Teilintervalle werden für dieses Modell berücksichtigt, siehe Abbildung 28). Nachdem die Parameter des Regressionsmodells ermittelt wurden, können zusätzlich zur Simulation der Wasseräquivalentwerte die Schneedichtewerte gemäß

$$\rho(SH) = \frac{a}{SH} + b \quad (\text{Gl. 8})$$

geschätzt werden, um die Leistung des Modells im Vergleich zu den anderen Regressionsmodellen analysieren zu können.

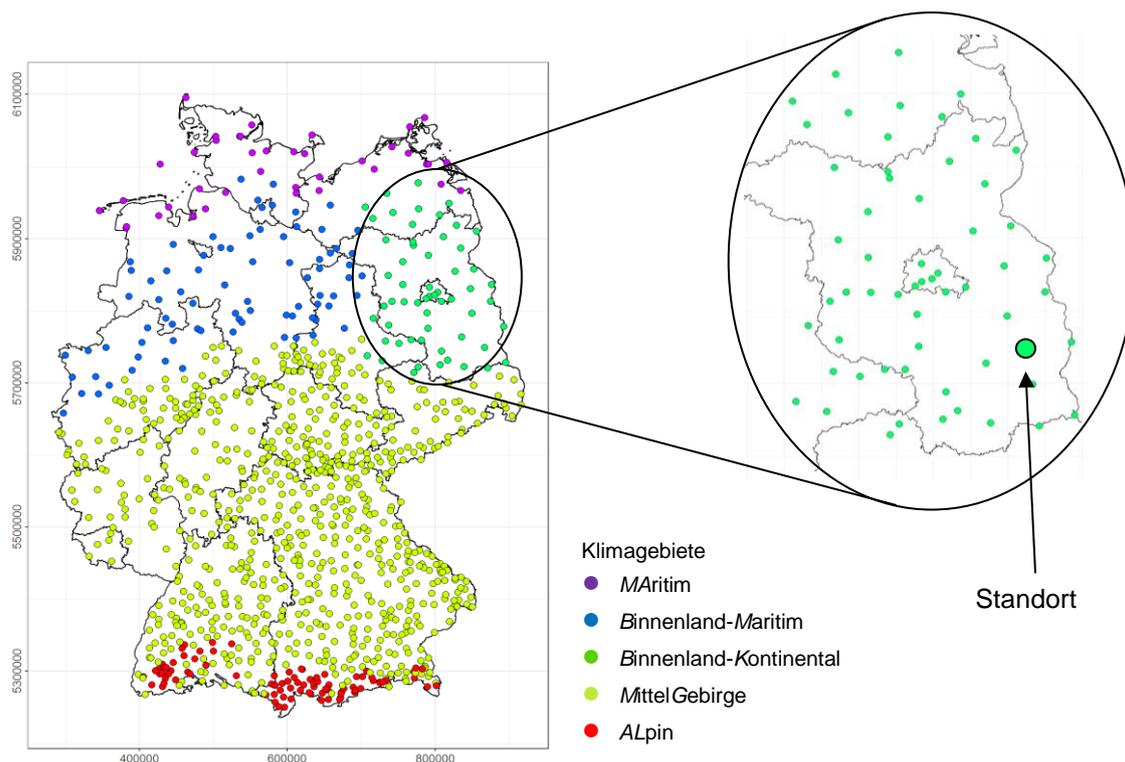


Abbildung 27 Hinsichtlich der Klimatologie der Schneedecke lässt sich das Gesamtgebiet von Deutschland grob in fünf Klimagebiete (Maritim, Binnenland-maritim, Binnenland-kontinental, Mittelgebirge und Alpin) einteilen. An allen untersuchten Standorten eines Klimagebietes kann die Schneedichte durch Anwendung eines empirischen Regressionsmodells geschätzt werden. Dessen Parameter werden bestimmt unter Verwendung aller verfügbaren Beobachtungen für das gesamte Klimagebiet, zu dem der betreffende Standort gehört.

Die Ergebnisse in Abbildung 28 zeigen in den verschiedenen Klimagebieten plausible Ergebnisse für die mittlere klimatologische Schneedichte⁵: Sie steigt für die Klimagebiete *MG* (in den verschiedenen Höhen über NHN) und *AL* im Vergleich zu den Klimagebieten *MA*, *BM* und *BK* an und gibt plausible Werte für die jeweilige Region an. Zu berücksichtigen ist, dass in allen Regressionsberechnungen zwar die Korrelationskoeffizienten groß (und signifikant) sind, dass diese Ergebnisse aber allein aus den jeweils großen Stichproben resultieren. Abbildung 28 macht gleichzeitig die großen Streuungen deutlich, die bei Verwendung dieses vereinfachten Regressionsmodells bei Anwendung in großen Regionen zu erwarten sind.

⁵ Als „mittlere klimatologische Schneedichte“ kann hier der Wert des Anstiegs der Regressionsgeraden b betrachtet werden. Entsprechend (Gl. 8) stellen diese Werte b konstante Werte der Schneedichte dar, die aus dem Anstieg der Regressionsgeraden nach (Gl. 7) resultieren. Da der Anstieg der Regressionsgeraden nach der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt wird, beschreibt er die (im Mittel) optimale Ausgleichsgerade, welche die (quadratischen) Abweichungen zwischen den Messwerten von SH und $W\ddot{A}(SH)$ minimiert. Die Werte b werden nur für kleine Schneehöhen merklich durch den zweiten Term in (Gl. 8) korrigiert, da a generell kleine Werte aufweist ($|a| \geq 25 \text{ kgm}^{-2}$, siehe Abbildung 28) und damit der Term a/SH den Term b meist nur geringfügig korrigiert.

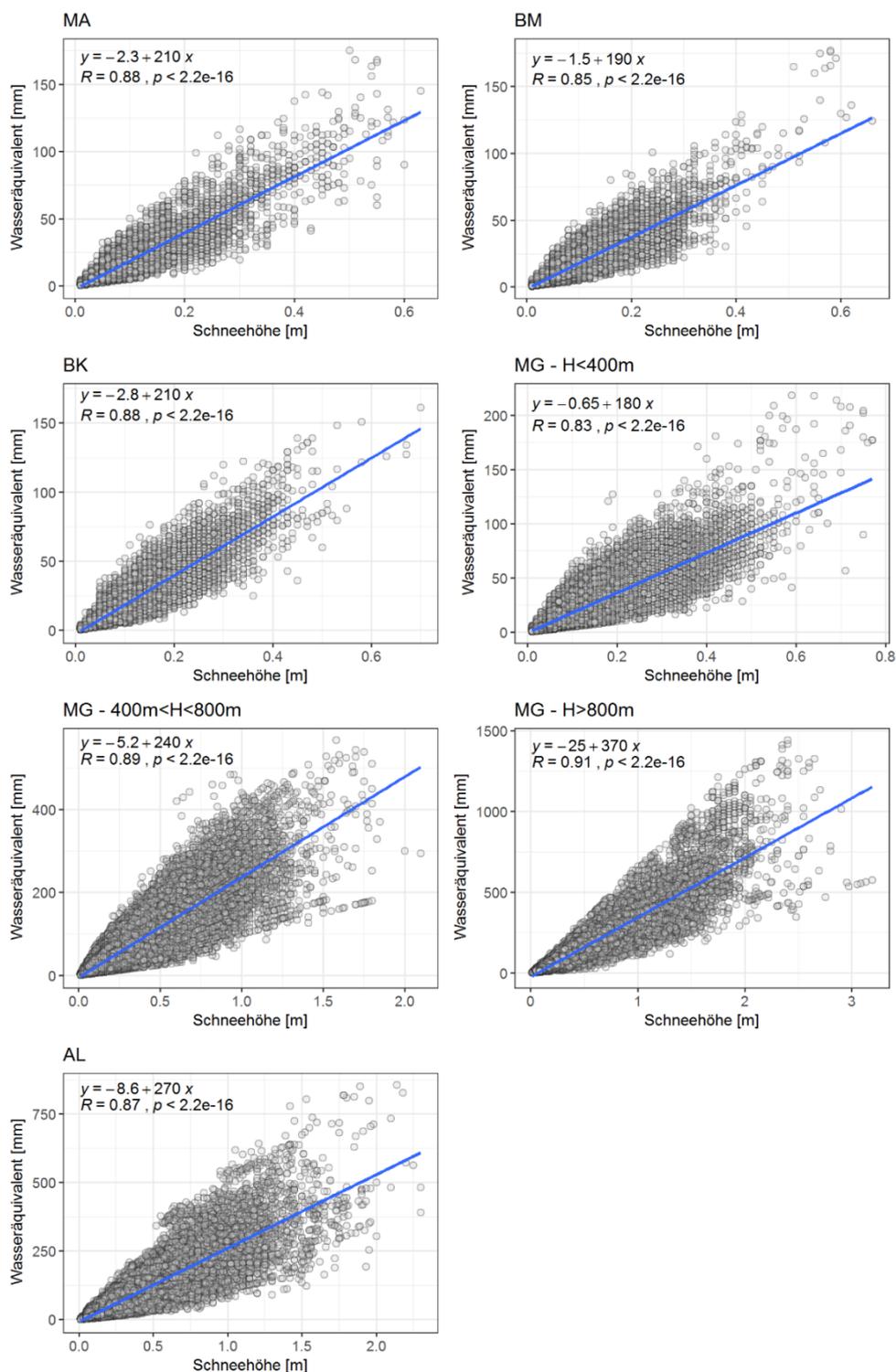
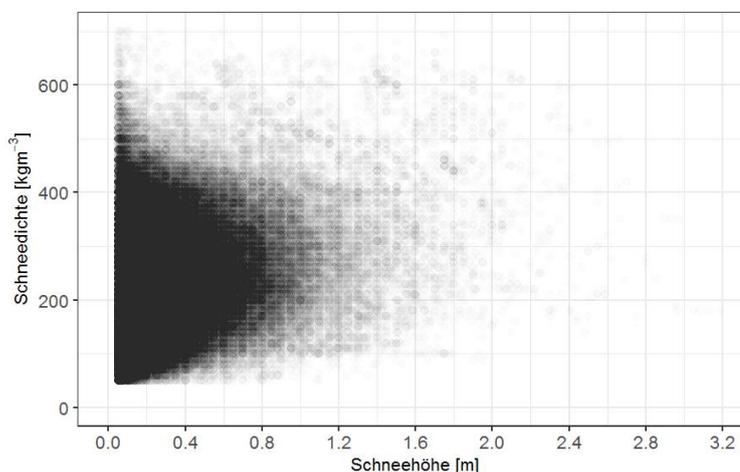


Abbildung 28 Ergebnisse der linearen Regressionen zwischen Wasseräquivalent- und Schneehöhenmesswerten nach (Gl. 7) in Abhängigkeit vom Klimagebiet und der Höhenklasse (graue Kreise: Beobachtungen, blaue Linien Regressionsgeraden). Die Regressionsgleichungen und zugehörigen Korrelationsparameter sind angegeben.

8.2 Analyse verschiedener empirischer Regressionsmodelle

Die Schneedichte zeigt auf großen räumlichen Skalen (z.B. Gesamtgebiet von Deutschland) eine große Variabilität, so dass aus der empirischen Analyse ihrer Abhängigkeit von anderen, häufiger verfügbaren Variablen (z.B. die Schneehöhe oder der Tag im Jahr) oft nur schwache Zusammenhänge resultieren (siehe Abbildung 29). Deshalb erfolgt üblicherweise die Schätzung der Parameter von empirischen Regressionsmodellen der Schneedichte durch Aufteilung der interessierenden Region in klimatisch homogene Gebiete, die nicht nur von der geographischen Lage (Breiten- und Längengrad), sondern auch von der Höhenlage abhängen können (Abbildung 27). Dieser Ansatz kann akzeptable Ergebnisse in Bezug auf die Modellgüte liefern, wenn das gesamte Klimagebiet keine extreme Vielfalt aufweist (Guyennon et al., 2019; Jonas et al., 2009; Pistocchi, 2016; Sturm et al., 2010). Die genannten Bedingungen (Verwendung klimatisch homogener Gebiete, die jeweils keine extreme Vielfalt aufweisen) können jedoch zu merklichen Inhomogenitäten der empirisch modellierten Werte von Schneedichte und Wasseräquivalent führen, beispielsweise an den Grenzen zwischen verschiedenen Klimagebieten.

A



B

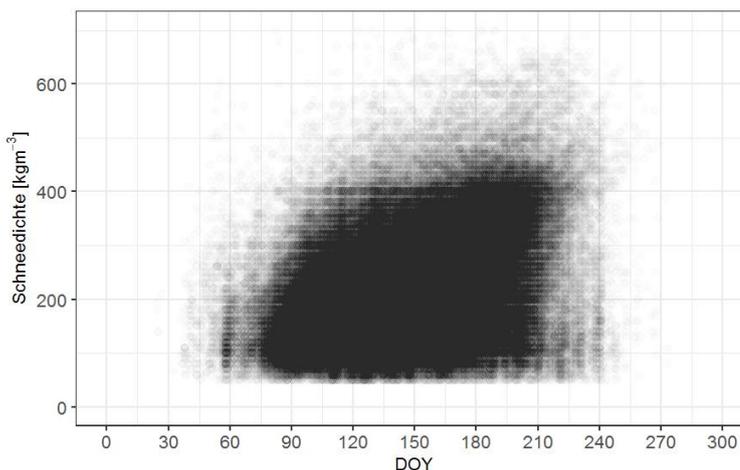


Abbildung 29 Die beobachteten Schneedichtewerte in Abhängigkeit von (A) den Schneehöhen und (B) dem Tag im Jahr (DOY) für Deutschland für alle verwendeten Messwerte.

Diese Einschränkung wurde durch die von McCreight und Small (2014, im Folgenden als MS14 bezeichnet) vorgeschlagene alternative Methode überwunden, die zur Schätzung der Regressionsmodellparameter die Daten von Nachbarstationen des untersuchten Standorts verwendet (Abbildung 30). Nach dieser Methode wird nicht ein vorgegebenes und festes Klimagebiet für alle darin liegenden Standorte berücksichtigt, sondern es werden für jeden Standort die nächstgelegenen Stationen innerhalb einer bestimmten Entfernung (70 km bei MS14) ausgewählt und die Regressionsmodellparameter auf der Grundlage der Daten dieser Stationen bestimmt.

In Bezug auf das Gesamtgebiet von Deutschland sind weitere Einschränkungen nicht nur hinsichtlich der klimatischen Variabilität sondern auch im Hinblick auf die Inhomogenität der räumlichen Stationsdichte zu verzeichnen, die zu Unsicherheiten der geschätzten Regressionsmodellparameter führen können, wenn man die Nachbarstationen gemäß MS14 nach einer festen Entfernung festlegt. Daher wurde die von MS14 vorgeschlagene Methode (feste maximale Entfernung der analysierten Nachbarstationen von 70 km) in den vorliegenden Untersuchungen modifiziert und eine variable Entfernung zur Identifikation von Nachbarstationen verwendet.

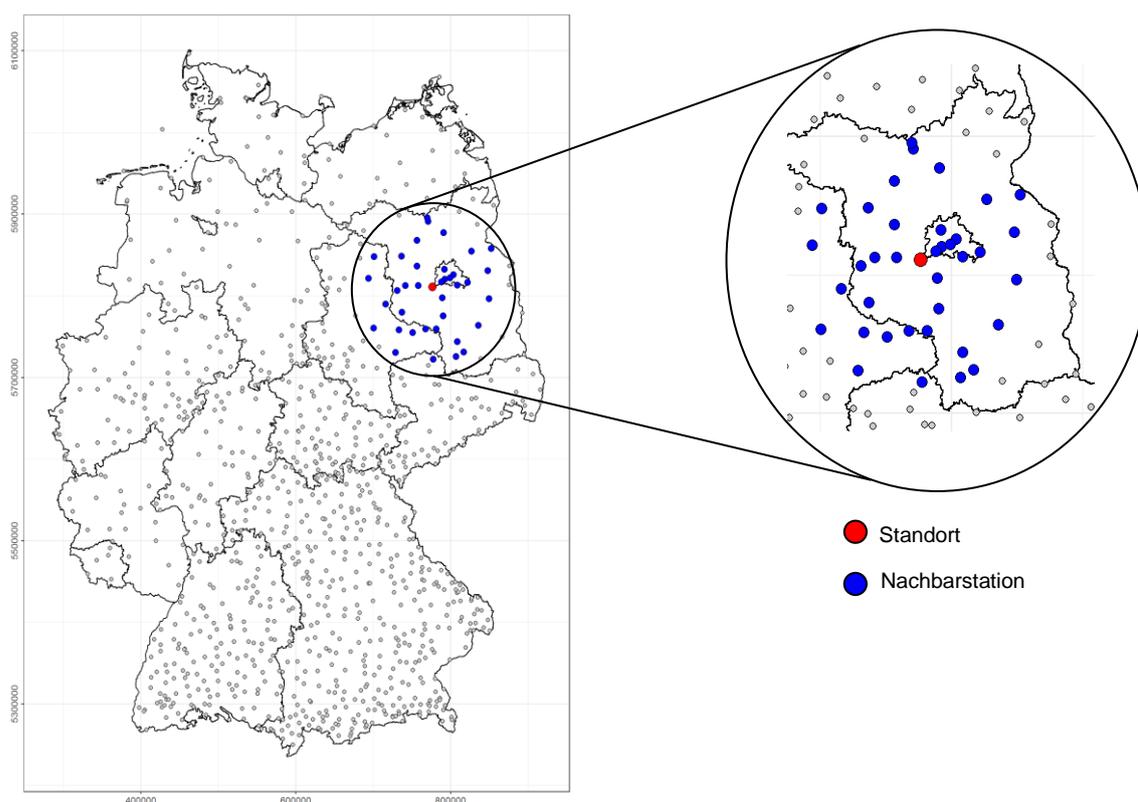


Abbildung 30 Nach MS14 werden die Parameter des empirischen Regressionsmodells für die Schneedichte am untersuchten Standort (roter Punkt) anhand der an den Nachbarstationen (blaue Punkte, innerhalb von 70 km) beobachteten Daten bestimmt.

Mit der Modifikation des MS14-Ansatzes kann die große Variabilität der Schneeklimatologie in Deutschland aufgrund der Variabilität des Geländereiefs und der Exposition besser abgedeckt werden. Sie führen zu großen räumlichen Unterschieden im Auftreten von Schneefallereignissen und in der Dauer der Schneedecke zwischen dem Norden und dem Süden des Landes, zwischen Berg- und Talregionen sowie zu Inhomogenitäten in der Entwicklung der Schneedecke zwischen Gebieten, die zwar räumlich nahe beieinanderliegen, aber unterschiedlich exponiert sind (siehe Abbildung 31). Der von MS14 vorgeschlagene Ansatz, der Nachbarstationen anhand einer festgelegten Maximalentfernung zum untersuchten Standort identifiziert, würde, obwohl er keine starke Inhomogenität der Schneedichtewerte zwischen den Klimagebieten erzeugt, im Falle des deutschen Gebiets die Schätzung der Parameter mit einer je nach Klimagebiet stark variierenden Anzahl von Daten mit sehr unterschiedlichen Expositionen bestimmen.

Daher identifiziert die in diesem Forschungsvorhaben verwendete Variante von MS14 die Nachbarstationen für jeden untersuchten Standort wie folgt:

1. Aus allen Stationen mit gültigen Wasseräquivalent- und Schneehöhenmessdaten im Zeitraum zwischen 1950 und 2020 (insgesamt 984) werden alle Stationen mit einer Stationshöhe innerhalb eines Höhenbandes mit variabler Breite in Abhängigkeit von der Höhe des untersuchten Standorts identifiziert, z.B. im Bereich $[H_s - dH, H_s + dH]$, wobei $dH = H_0 + a \cdot H_s$ (H_s ist die Höhe des analysierten Standorts, H_0 ist die minimale Breite des Höhenbandes von 50 m und $a = 0.25$),
2. Aus allen unter 1. ermittelten Stationen werden so viele nächstgelegene Stationen identifiziert, dass sie jeweils insgesamt eine konstante Anzahl (N) von Beobachtungen liefern.

Diese Variante erzeugt in Gebieten mit kurzen Winterdauern oder großen Reliefunterschieden signifikante Unterschiede sowohl in der Anzahl als auch in der maximalen Entfernung der Nachbarstationen im Vergleich zur ursprünglichen Methode von MS14 (siehe Abbildung 32).

In Übereinstimmung mit MS14 wird die Modellierung von Werten der Schneedichte und des Wasseräquivalentes an jedem einzelnen analysierten Standort wie folgt durchgeführt:

1. Die Nachbarstationen des analysierten Standortes werden nach der oben beschriebenen Methode ausgewählt.
2. Die Parameter jedes analysierten Regressionsmodells werden mit Hilfe einer robusten linearen Regression unter Verwendung der Beobachtungen der Nachbarstationen, inklusive der Daten des untersuchten Standortes, bestimmt.
3. Jedes Regressionsmodell wird im Vorhersagemodus mit den gemäß Punkt 2 geschätzten Parametern und unter Verwendung der Daten der betrachteten Station angewendet.

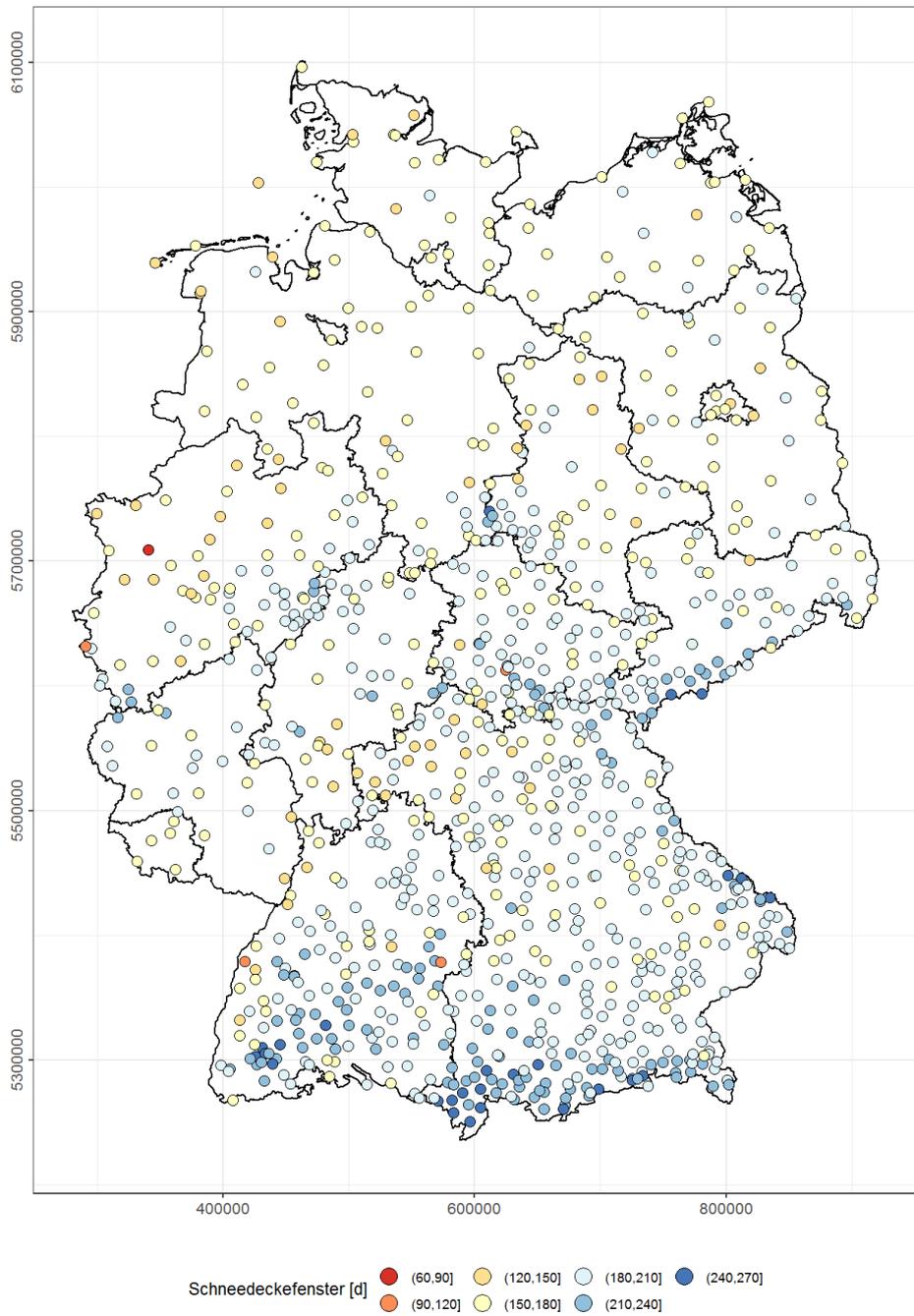


Abbildung 31 Mittlere Anzahl der Tage zwischen dem ersten und dem letzten Tag der Winter-
saison mit Schneedecke. Diese Größe gibt die Dauer des Winters in Abhängigkeit
von der Schneedecke an.

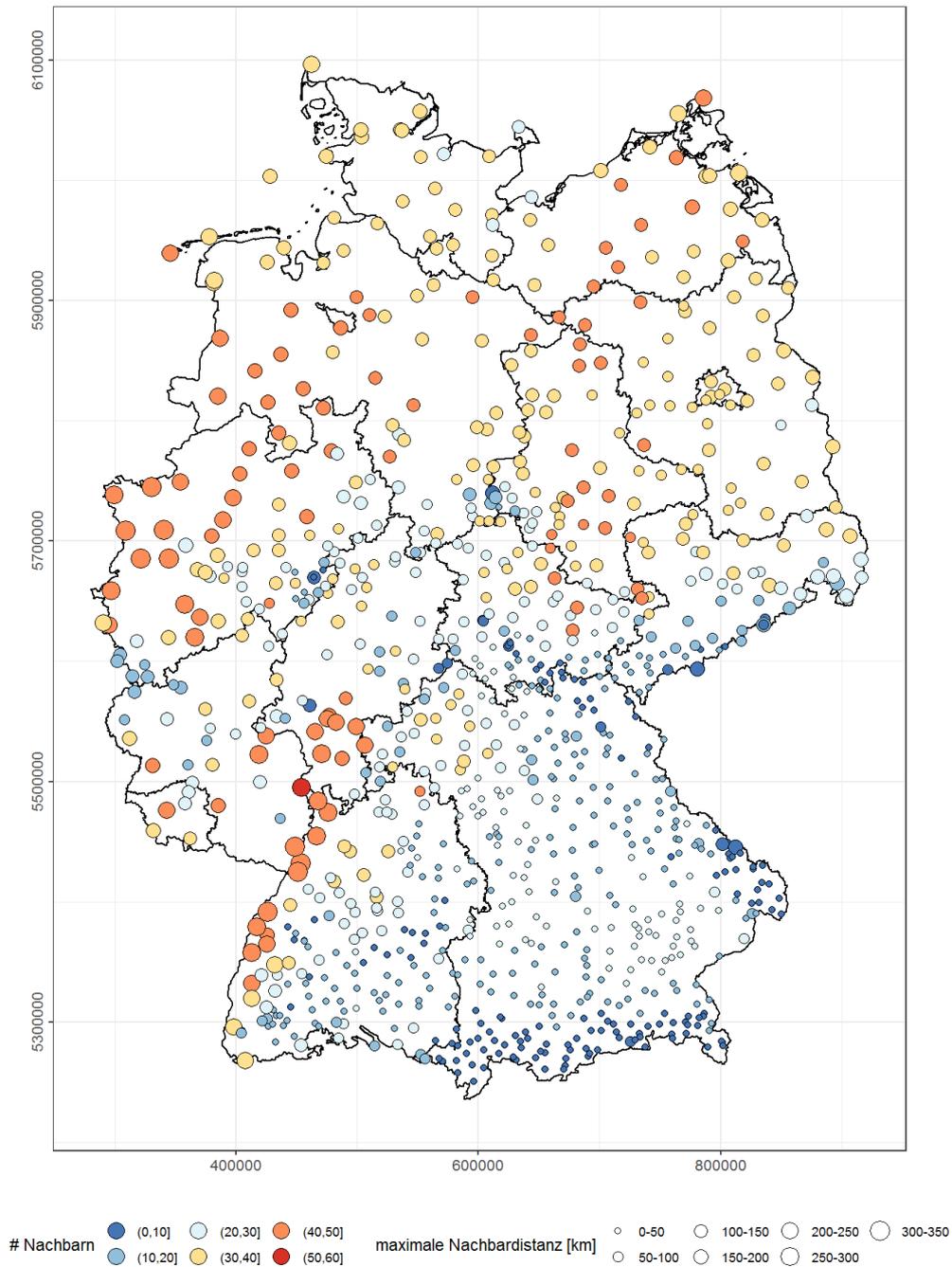


Abbildung 32 Beispiel für die Anzahl (Farbe) und die maximale Entfernung (Kreisgröße) der Nachbarstationen für jede der analysierten Stationen, wenn $N=5000$ Beobachtungen (minimale feste Anzahl der insgesamt gültigen Beobachtungen der identifizierten Nachbarstationen) berücksichtigt werden. Diese Ergebnisse spiegeln die Winterdauer deutlich wider (vgl. Abbildung 31).

Die analysierten empirischen Regressionsmodelle sind nachfolgend angegeben (die jeweils verwendeten *Akronyme* in Klammern):

1. Tag im Jahr (DOY):

$$\rho(DOY) = a_{DOY} + b_{DOY} * DOY \quad (Gl. 9)$$

$\rho(DOY)$ ist die modellierte Schneedichte, a_{DOY} und b_{DOY} werden durch eine lineare Regression zwischen den beobachteten Schneedichten (ρ_{obs} , als Verhältnis zwischen Wasseräquivalent und Schneehöhe) und dem Tag im Jahr bestimmt.

2. Schneehöhe (SH):

$$\rho(SH) = a_{SH} + b_{SH} * SH \quad (\text{Gl. 10})$$

$\rho(SH)$ ist die modellierte Schneedichte, a_{SH} und b_{SH} werden durch eine lineare Regression zwischen den beobachteten Schneedichten (ρ_{obs} , als Verhältnis zwischen Wasseräquivalent und Schneehöhe) und den Schneehöhen bestimmt.

3. Tag im Jahr und Schneehöhe ($DOY+SH$):

$$\rho(SH, DOY) = a_{SH,DOY} + b_{SH,DOY} * SH + c_{SH,DOY} * DOY \quad (\text{Gl. 11})$$

$\rho(SH, DOY)$ ist die modellierte Schneedichte, $a_{SH,DOY}$, $b_{SH,DOY}$ und $c_{SH,DOY}$ werden durch eine lineare Regression zwischen den beobachteten Schneedichten (ρ_{obs} , als Verhältnis zwischen Wasseräquivalent und Schneehöhe), den Schneehöhen und dem Tag im Jahr bestimmt.

4. Schneehöhe und klimatologische Schneedichte ($SH+RKlim$):

$$\rho(SH, \rho_{klim}) = a_{SH,\rho_{klim}} + b_{SH,\rho_{klim}} * SH + c_{SH,\rho_{klim}} * \rho_{klim} \quad (\text{Gl. 12})$$

$\rho(SH, \rho_{klim})$ ist die modellierte Schneedichte, $a_{SH,\rho_{klim}}$, $b_{SH,\rho_{klim}}$ und $c_{SH,\rho_{klim}}$ werden durch eine lineare Regression zwischen den beobachteten Schneedichten (ρ_{obs} , als Verhältnis zwischen Wasseräquivalent und Schneehöhe), den Schneehöhen und der klimatologischen Schneedichte ρ_{klim} (typischer Jahresgang der Schneedichte, siehe Abschnitt 8.3) bestimmt.

5. Wie in 4. und wenn definiert, mit dekomponierten Schneehöhen (nach MS14, modifiziert): Schneehöhe und klimatologische Schneedichte ($MS14$):

$$\begin{aligned} \rho(SH^*, \rho_{klim}) = & a_{SH^*,\rho_{klim}} + b_{SH^*,\rho_{klim}} * SH_{avg} + \\ & c_{SH^*,\rho_{klim}} * SH_{above} + d_{SH^*,\rho_{klim}} * SH_{below} + e_{SH^*,\rho_{klim}} * \rho_{klim} \end{aligned} \quad (\text{Gl. 13})$$

$\rho(SH, \rho_{klim})$ ist die modellierte Schneedichte, $a_{SH^*,\rho_{klim}}$, $b_{SH^*,\rho_{klim}}$, $c_{SH^*,\rho_{klim}}$, $d_{SH^*,\rho_{klim}}$ und $e_{SH^*,\rho_{klim}}$ werden durch eine lineare Regression zwischen den beobachteten Schneedichten (ρ_{obs} , als Verhältnis zwischen Wasseräquivalent und Schneehöhe), dekomponierten Schneehöhen SH^* (zerlegt in die drei Komponenten SH_{avg} : gleitender 21-Tage-Mittelwert, SH_{above} : positive Abweichung von SH_{avg} , SH_{below} : negative Abweichung von SH_{avg}), und der klimatologischen Schneedichte ρ_{klim} (typischer Jahresgang der Schneedichte, siehe Abschnitt 8.3) bestimmt.

Modell 5 ist ein hybrider Modellansatz, der zwei alternative Regressionsmodelle in Abhängigkeit von der Verfügbarkeit der unabhängigen Variablen verwendet. Diese Herangehensweise hängt mit der hohen raumzeitlichen Variabilität der Schneedecke im Gesamtgebiet Deutschlands zusammen. Wie erwähnt, sind die nördlichen Regionen des Landes typischerweise durch eine diskontinuierliche Schneedecke während der Wintersaison gekennzeichnet. Daher können die Variablen SH_{avg} , SH_{above} und SH_{below} für Standorte, die sich in diesen Regionen

befinden, nur für kurze Zeiträume oder in Jahreszeiten mit häufigen und/oder starken Schneefallereignissen berechnet werden. Ähnlich verhält es sich mit den zentralen und südlichen Regionen des Landes oder in den Alpen: Obwohl sie häufiger oder typischerweise durch eine kontinuierliche Schneedecke gekennzeichnet sind (und daher die Variablen SH_{avg} , SH_{above} und SH_{below} in der Regel berechenbar sind), kann es Jahre mit geringen und/oder diskontinuierlichen Schneefällen geben (siehe z.B. Abbildung 34 und Abbildung 35). Deshalb können auch in diesen Klimagebieten die Variablen SH_{avg} , SH_{above} und SH_{below} manchmal nicht berechenbar sein. Das hybride Modell wählt das zu verwendende regressive Modell (4 oder 5) entsprechend der Verfügbarkeit der Variablen SH_{avg} , SH_{above} und SH_{below} .

Der wesentliche Unterschied zwischen den Modellen 1 bis 4 und Modell 5 (Hybridmodell auf Basis des MS14-Schemas) besteht darin, dass die Dekomposition der Schneehöhe in die drei Variablen SH_{avg} , SH_{above} und SH_{below} eine Disaggregation der unterschiedlichen Abhängigkeiten der Schneedichte von der Schneehöhe von unterschiedlichen Zeitskalen ermöglicht. Die Schneedichte nimmt mit zunehmender Schneehöhe auf kurzen Zeitskalen (von einem Tag bis zu mehreren Tagen, bei Neuschnee) tendenziell ab, während sie auf langen Zeitskalen (von mehreren Wochen bis zu mehreren Monaten, Verdichtung) mit zunehmender Schneehöhe tendenziell zunimmt. Daher sollte Modell 5 in der Lage sein, die Entwicklung der Schneedecke nicht nur auf einer monatlichen/saisonalen Skala zu beschreiben, wofür normalerweise die Modelle 1-4 gültig sind, sondern auch auf einer kurzen Zeitskala wie der täglichen Auflösung (McCreight und Small, 2014). Diese Eigenschaft ist die Voraussetzung für die Annahme, dass mit diesem Modell insbesondere die maximalen Wasseräquivalenzwerte besser modelliert werden können.

Alle oben genannten Regressionsmodelle werden auf der saisonalen Skala gemäß der Definition des hydrologischen Jahres (01.09. bis 31.08. über den Jahreswechsel) analysiert. In der Literatur werden üblicherweise die Parameter der Regressionsmodelle auch für zeitliche Teilintervalle ausgewertet, typischerweise auf einer monatlichen Skala (Jonas et al., 2009; McCreight und Small, 2014; Sturm et al., 2010). Für die vorliegende Analyse werden drei zeitliche Unterteilungsschemata der Wintersaison verwendet:

1. Sep-Dez (Frühwinter), Jan-Feb (Mittwinter), Mär-Aug (Spätwinter)
2. monatliche Unterteilung (Sep-Nov, Dez, Jan, Feb, Mär, Apr-Aug)
3. Unterteilung in 15-Tage lange Teilintervalle (von Sep bis 15.Nov, dann alle 15 Tage bis 15.Apr, und von 15.Apr bis Aug)

Insgesamt wurde für die Kombination der verschiedenen Modelle, der möglichen zeitlichen Unterteilungen der Wintersaison und der Anwendung von räumlichen Gewichten die Leistung von insgesamt 16 Regressionsschemata analysiert (Tabelle 5).

Die räumlichen Gewichte werden als Funktion der Entfernung jeder Nachbarstation, deren Daten verwendet werden, von der untersuchten Teststation mit Hilfe eines Gauß-Kernel-smoother berechnet.

Die Parameter jeder Modellkombination wurden durch lineare robuste Regression (Funktion *rlm* des MASS-Paketes der Open-Source-Software R) geschätzt. Verschiedene Tests wurden durchgeführt, um die Werte des Parameters N (Mindestanzahl von Daten, die von den Nachbarstationen verwendet wurden; durchgeführte Tests: N = 3000, 6000, 10000) zu definieren.

Ähnliche Tests wurden auch bei der Unterteilung der Wintersaison in 15-Tage lange Teilintervalle durchgeführt, um die Mindestanzahl NDI von Daten zu ermitteln, die für jedes Teilintervall erforderlich sind, damit die Werte der Regressionsparameter stabil sind (durchgeführte Tests: NDI = 120, 200). Die (visuelle) Prüfung der Testergebnisse zeigt, dass die beste Kombination durch $N = 10000$ und $NDI = 200$ gegeben ist. In den meisten Fällen erreichten die Regressionen eine Konvergenz mit einer maximalen Anzahl von Iterationen gleich 200. In weniger als 5% der Fälle wurde die Konvergenz mit einer maximalen Anzahl von Iterationen gleich 2000 erreicht.

Tabelle 5 Übersicht der analysierten Regressionsschemata, jeweils als Kombination der verschiedenen Regressionsmodelle (von Gl. 9 bis Gl. 13) und der zeitlichen Unterteilungen der Wintersaison (1 = ganzes Jahr; 3 = Frühwinter, Mittwinter, Spätwinter; 6 = monatliche Unterteilung; 12 = 15-Tage lange Teilintervalle).

Modell	Unterteilung der Wintersaison			
	1	3	6	12
1	X			
2	X	X ⁽¹⁾	X ⁽¹⁾	X ⁽¹⁾
3	X			
4	X	X ⁽¹⁾	X ⁽¹⁾	X ⁽¹⁾
5	X ⁽²⁾	X ⁽¹⁾	X ⁽²⁾	X ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Dieses Regressionsschema wird mit Gewichten auf die Daten in Abhängigkeit von der Entfernung der jeweiligen Messstationen vom untersuchten Standort angewendet (siehe Abschnitt 8.3). ⁽²⁾ Dieses Regressionsschema wird in 2 Varianten angewendet (mit und ohne Gewichte auf die Daten in Abhängigkeit von der Entfernung der jeweiligen Messstationen vom untersuchten Standort, siehe Abschnitt 8.3).

Tabelle 6 Übersicht der Bezeichnungen der analysierten Regressionsschemata, jeweils als Kombination der verschiedenen Regressionsmodelle (von Gl. 9 bis Gl. 13) und der zeitlichen Unterteilungen der Wintersaison, vgl. Tabelle 5.

Modell	Unterteilung der Wintersaison			
	1	3	6	12
1	DOY			
2	SH	SH/G3I	SH/G6I	SH/G12I
3	DOY+SH			
4	SH+RKlim	SH+RKlim/G3I	SH+RKlim/G6I	SH+RKlim/G12I
5	MS14, MS14/G	MS14/G3I	MS14/6I, MS14/G6I	MS14/G12I

8.3 Analyse der klimatologische Schneedichte

Für jeden analysierten Standort (inkl. Messstationen) ist die klimatologische Schneedichte (ρ_{klim}) der wie folgt berechnete tägliche Mittelwert:

1. Die Nachbarstationen des untersuchten Standorts werden nach der in Abschnitt 8.2 beschriebenen Methode ermittelt.
2. Für jeden DOY(i) (Tag des Jahres, $i = 1+(NF-1)/2, \dots, 365-(NF-1)/2$) wird das gewichtete Mittel $\rho_{klim}(i)$ der Schneedichtewerte (Verhältnis aus den Beobachtungen von

Wasseräquivalent und Schneehöhe) für das gleitende Fenster von NF Tagen (Anzahl der Tage im gleitenden Fenster, für die der Mittelwert berechnet wird), das auf den Tag DOY(i) zentriert ist, berechnet. Die Berechnung erfolgt, wenn zumindest NGF (Mindestanzahl der verfügbaren Daten im gleitenden Fenster von NF Tagen; am Standort plus den Nachbarstationen) gemessene Daten verfügbar sind. Die Gewichte werden als Funktion der Entfernung jeder Station, deren Daten verwendet werden, vom untersuchten Standort mit Hilfe eines Gauß-Kernel-smoother berechnet.

3. Für alle Tage, für die nicht mindestens NGF Daten verfügbar sind und für die Werte der klimatologischen Schneedichte ρ_{klim} an vorherigen und nachfolgenden Tagen verfügbar sind (d. h. Tage, die zur lokalen Wintersaison⁶ gehören), wird der klimatologische Schneedichtewert durch lineare Interpolation der klimatologische Schneedichte berechnet, die am letzten Tag vor und am ersten Tag nach dem untersuchten Tag verfügbar sind.
4. Tage, die nicht zur lokalen Wintersaison gehören, erhalten den klimatologische Schneedichtewert des ersten Tages der lokalen Wintersaison (im Fall der Tage zum Beginn des hydrologischen Jahres) oder des letzten Tages der lokalen Wintersaison (im Fall der Tage zum Ende des hydrologischen Jahres).

Es wurden verschiedene Tests durchgeführt, um die Kombination von Parametern N (Mindestanzahl von Daten, die von den Nachbarstationen verwendet wurden, durchgeführte Tests: N = 3000, 5000, 10000), NF (Anzahl der Tage im gleitenden Fenster, durchgeführte Tests: NF = 1, 5, 7, 11, 15, 21) und NGF (Mindestanzahl der verfügbaren Daten im gleitenden Fenster von NF Tagen, durchgeführte Tests: NGF = 10, 20, 50, 80, 120) zu bestimmen, für die die klimatologische Schneedichte die beste Übereinstimmung mit den langjährigen Mittelwerten (für den jeweiligen DOY) liefert, die am untersuchten Standort aus den Messdaten ermittelt wurden. Die (visuelle) Prüfung der Testergebnisse zeigt, dass die beste Kombination mit N = 10000, NF = 15 und NGF = 120 gegeben ist. Abbildung 33 zeigt exemplarisch die mit der oben beschriebenen Methode ermittelten Verläufe der klimatologische Schneedichte für vier verschiedene Standorte in Abhängigkeit vom Tag im Jahr (DOY).

⁶ Die lokale Wintersaison bezieht sich sowohl auf den untersuchten Standort als auch auf die betrachteten Nachbarstationen. Sie ist definiert als das Zeitintervall zwischen dem ersten und letzten Tag des Auftretens von Schnee am untersuchten Standort und an den betrachteten Nachbarstationen.

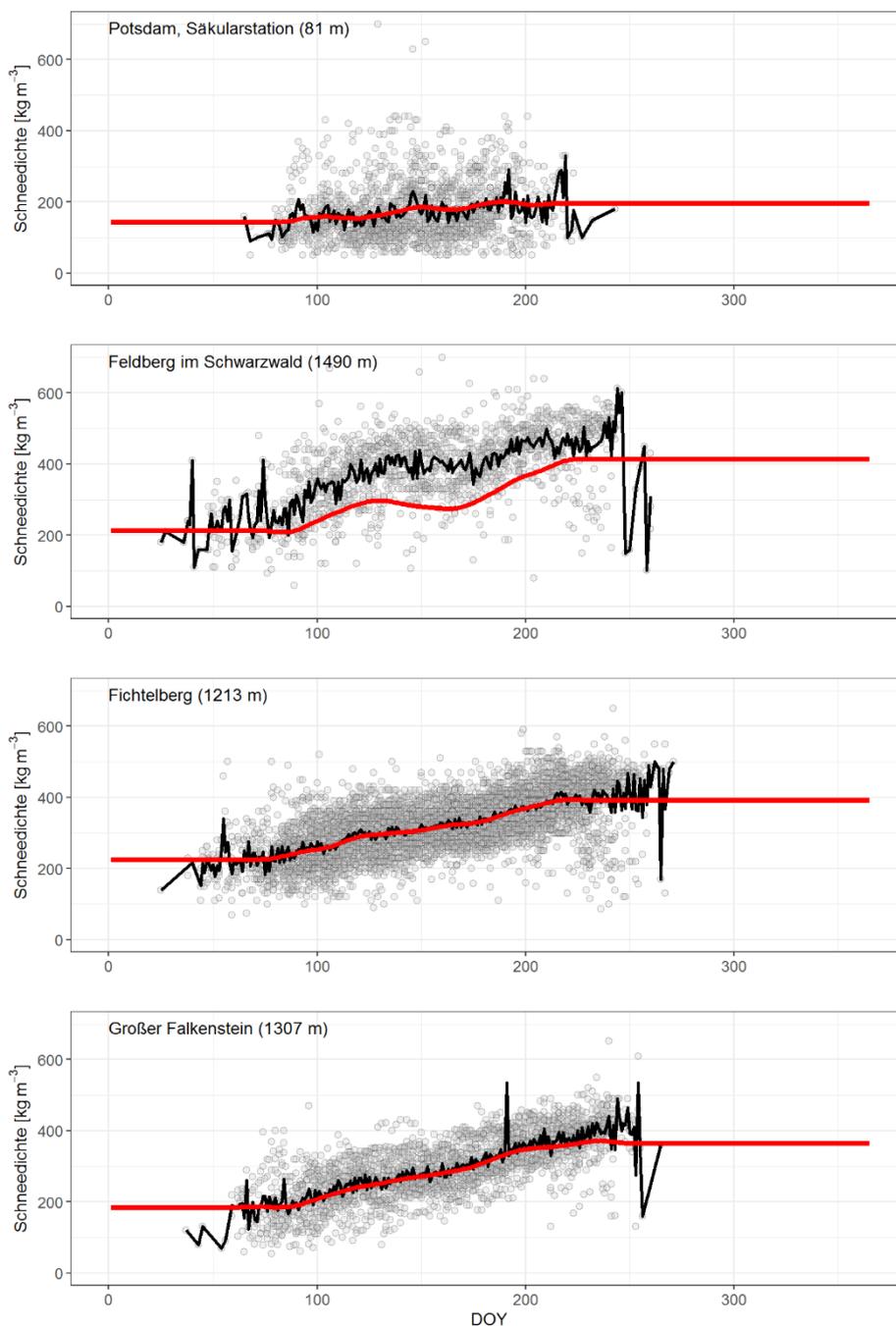


Abbildung 33 Die klimatologische Schneedichte von vier Standorten in den Klimagebieten *BK* (Potsdam, Säkularstation), *AL* (Feldberg im Schwarzwald) und *MG* (Fichtelberg, SN, und Großer Falkenstein). Graue Kreise zeigen die am Standort beobachteten Schneedichtewerte, die schwarze Linie die langjährigen Mittelwerte (für DOY) und die rote Linie die klimatologische Schneedichte für den jeweiligen Standort.

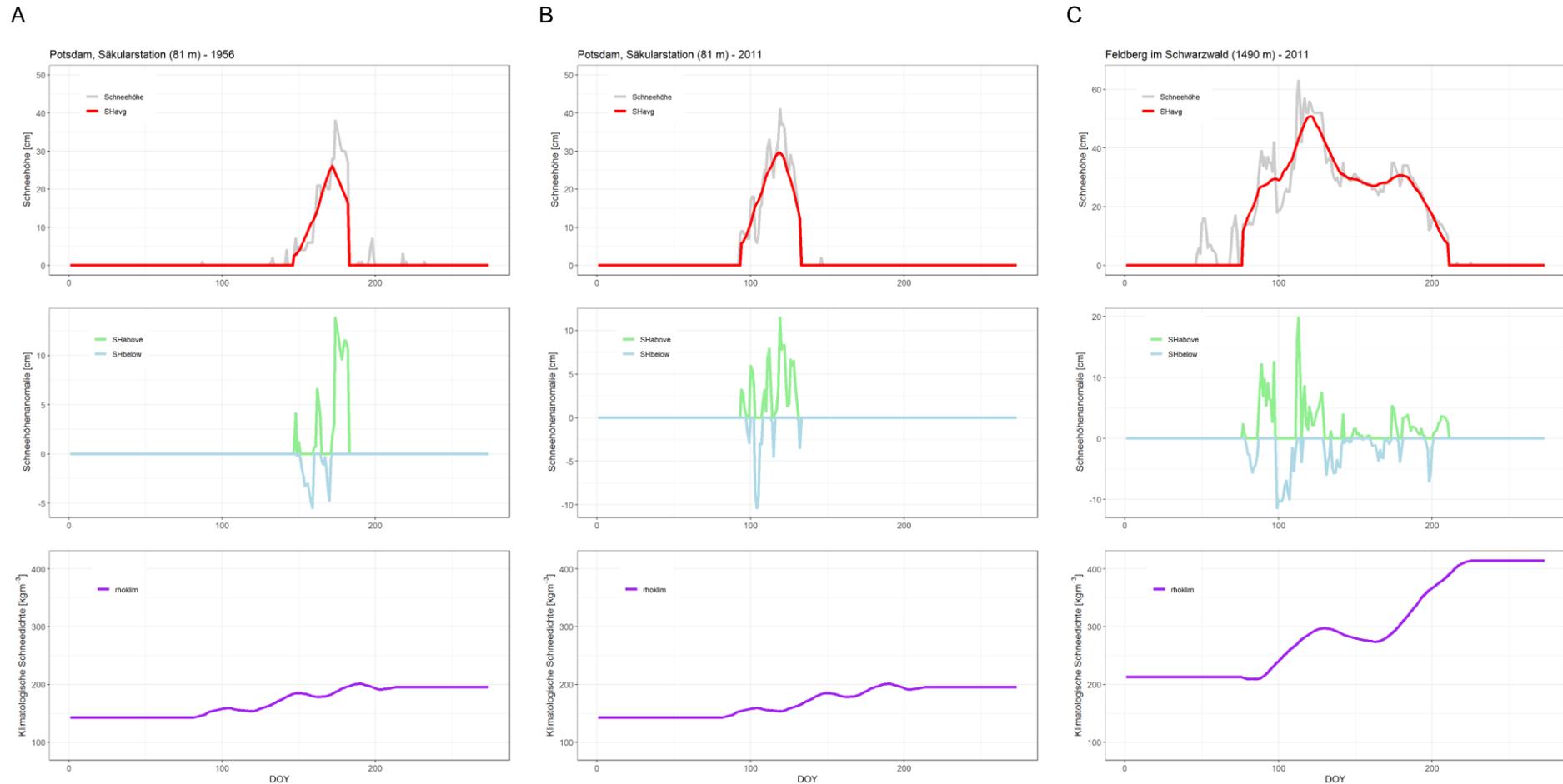


Abbildung 34 Tägliche Schneehöhenmesswerte und unabhängige Variablen des MS14 Modells: Dekomponierte Schneehöhe (SH_{avg} , jeweils oben; SH_{above} und SH_{below} , jeweils Mitte) und klimatologische Schneedichte (ρ_{klim} , jeweils unten) für die Zeitreihen der Säkularstation Potsdam in den Jahren 1956 (A) und 2011 (B) sowie der Station Feldberg (Schwarzwald) im Jahr 2011 (C).

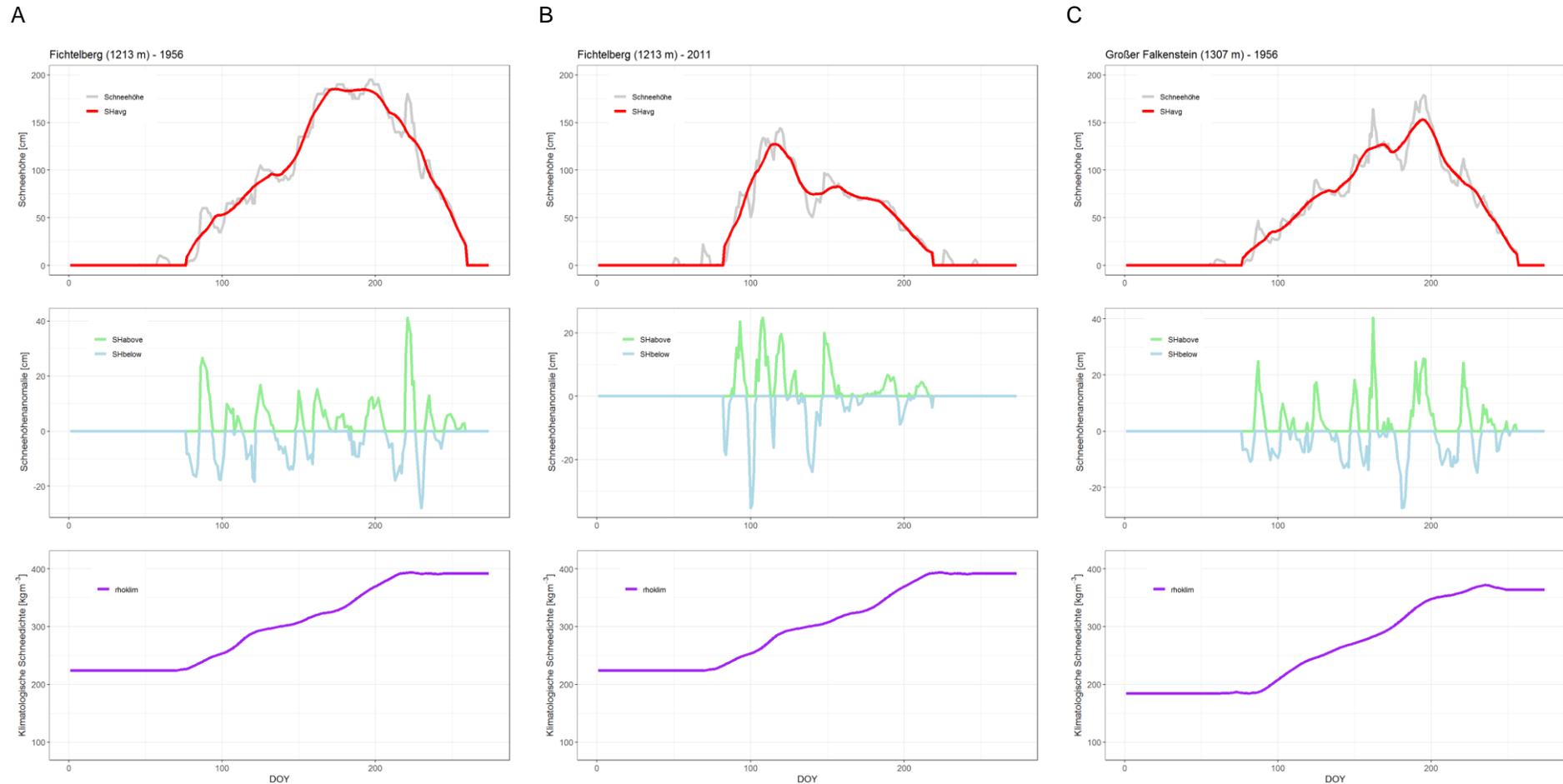


Abbildung 35 Wie Abbildung 34 für die Station Fichtelberg in den Jahren 1956 (A) und 2011 (B) sowie für die Station Großer Falkenstein im Jahr 1956 (C).

Mit Ausnahme vom Feldberg (Schwarzwald) besteht eine gute Übereinstimmung zwischen den ermittelten Werten der klimatologische Schneedichte (rote Linien in Abbildung 33) und den aus den Beobachtungen an den untersuchten Standorten berechneten Mittelwerten (schwarze Linie in Abbildung 33). Der Feldberg im Schwarzwald ist jedoch, wie auch der Brocken, ein besonders exponierter Standort, dessen klimatische Besonderheiten nur in begrenztem Umfang durch Werte repräsentiert werden können, die auf der Grundlage von Beobachtungsdaten an anderen Standorten ermittelt werden.

Nach einer Analyse der klimatologischen Schneedichte können die vier unabhängigen Variablen des MS14-Modells, einschließlich der Dekomposition der Schneehöhe in SH_{avg} , SH_{above} und SH_{below} , nach der im Abschnitt 8.1 beschriebenen Methode für jeden Standort, an dem Schneehöhenbeobachtungen vorliegen, ermittelt werden (siehe z.B. Abbildung 34 und Abbildung 35).

8.4 Kalibrierung des semi-empirischen Multi-Ebenen Modells Δ SNOW

Im Rahmen der Kalibrierung des Δ SNOW Modells für Deutschland erfolgten zunächst Plausibilitätsuntersuchungen der Kalibrierungsgrenzwerte der Modellparameter ρ_0 und ρ_{max} (siehe Tabelle 4). ρ_0 und ρ_{max} wurden mit Messwerten der Neuschneedichte und der Jahresmaxima der Schneedichte aus dem Validierungsdatensatz verglichen (siehe Abschnitt 8.5 für Details zum Validierungsdatensatz).

Der Vergleich von ρ_0 mit den Messwerten der Neuschneedichtewerte zeigt, dass weniger als 9 % aller Messwert größer als der obere Kalibrierungsgrenzwert (200 kg m^{-3}) sind. Im Klimagebiet MA liegt mit 15.1% der Messwerte über 200 kg m^{-3} die größte Häufigkeit der Überschreitungen des Kalibrierungsgrenzwertes vor (Abbildung 36).

Für die Jahresmaxima der Schneedichte ist festzustellen, dass der obere Kalibrierungsgrenzwert (600 kg m^{-3}) noch seltener überschritten wird (1% der gesamten Schneedichtejahresmaxima), wobei im Klimagebiet AL eine maximale Häufigkeit von 3.1 % der Werte über 600 kg m^{-3} erreicht wird (Abbildung 37).

Diese Ergebnisse zeigen, dass bei einer relativ geringen Anzahl von Ereignissen die Werte der Neuschneedichte oder der Jahresmaxima der Schneedichte außerhalb der Kalibrierungsgrenzwerte liegen und daher die Robustheit und Stabilität der durch die Kalibrierung erhaltenen Finalwerte der Modellparameter mit hoher Wahrscheinlichkeit nicht beeinträchtigen. Dies wird auch durch die relativ geringe Variabilität der aus den verschiedenen Kalibrierungsdatensätzen gewonnenen Modellparameter bestätigt (siehe Ergebnisse der Kalibrierungen in Abschnitt 8.4 und in Abschnitt 8.6; Tabelle 7 und Tabelle 9), wobei die ermittelten Werte für die Neuschneedichte ρ_0 zwischen 78 kg m^{-3} (Gesamt-Deutschland, siehe Tabelle 9) und 157 kg m^{-3} (Brocken, siehe Tabelle 7) sowie für die maximale Dichte ρ_{max} zwischen 304 kg m^{-3} (BK, Tabelle 7) und 602 kg m^{-3} (Brocken, Tabelle 7) liegen.

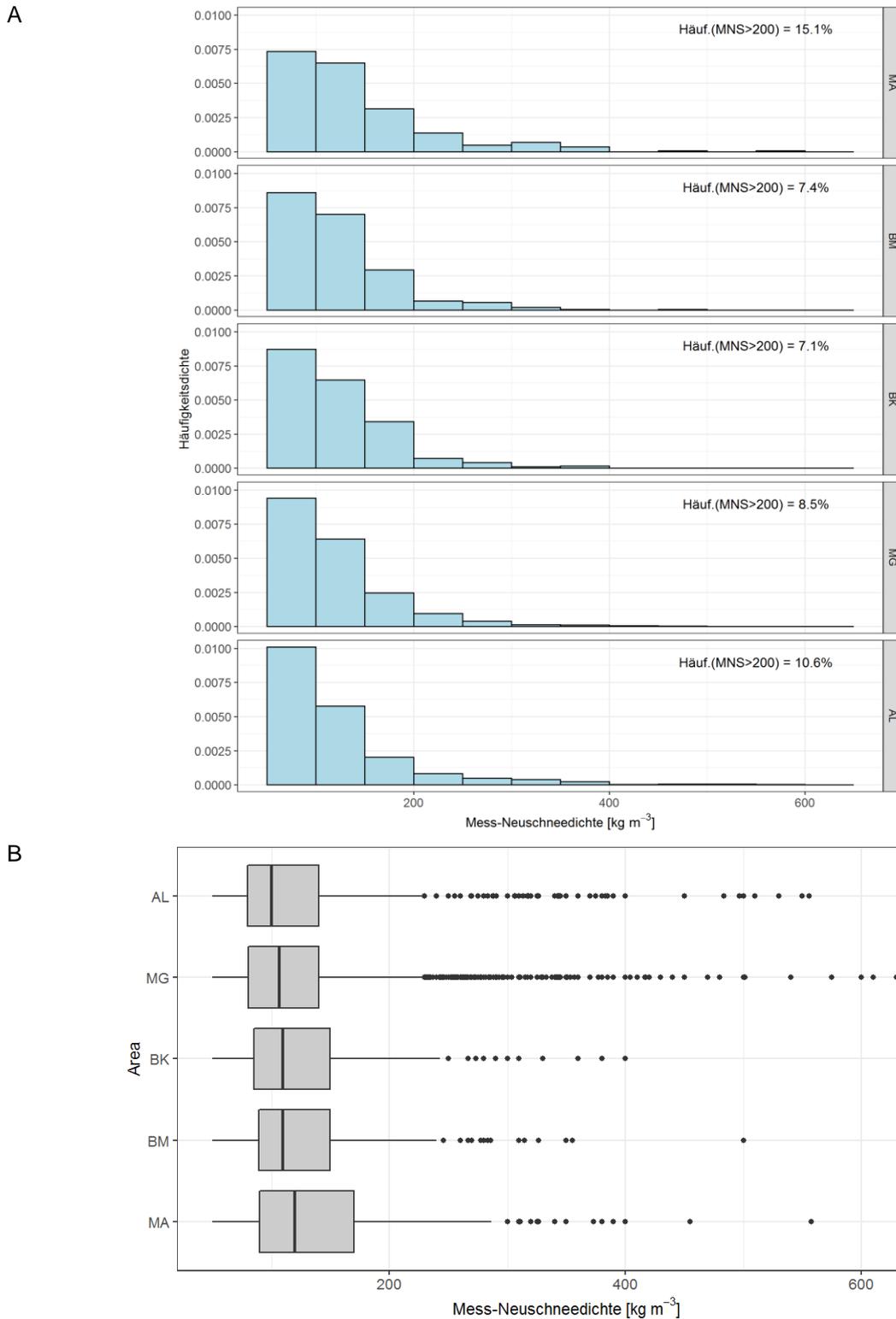


Abbildung 36 Häufigkeiten der Neuschneedichte aus den Beobachtungen im Validierungsdatensatz (siehe Abschnitt 8.5), analysiert in fünf Klimagebieten: (A) Häufigkeitsdichte der gemessenen Neuschneedichte und Prozentsatz der Neuschneedichten größer als 200 kg m^{-3} („Häuf.(MNS>200)“). (B) Boxplot der gemessenen Neuschneedichten.

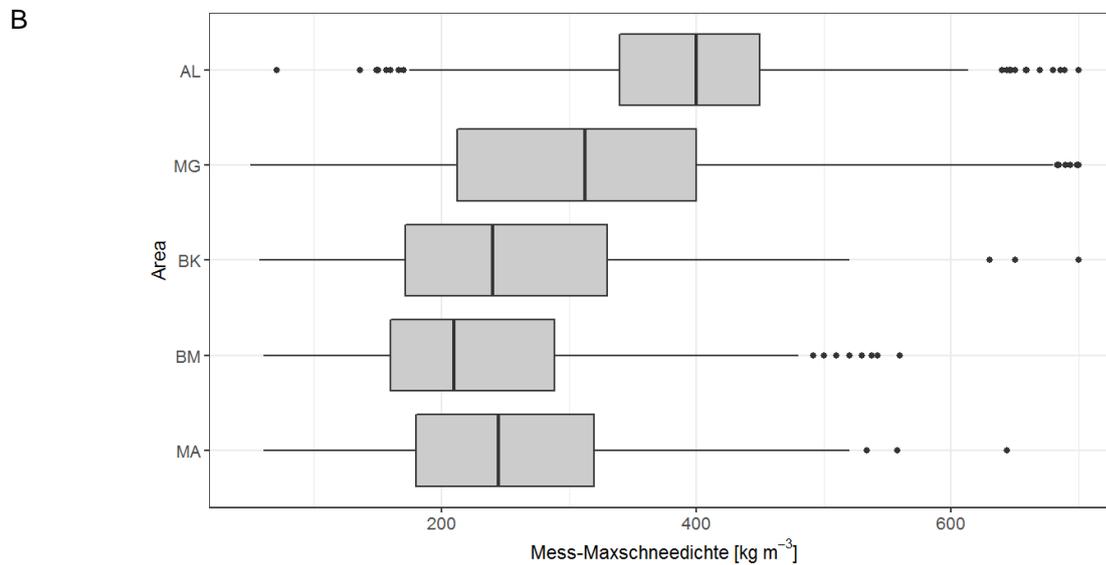
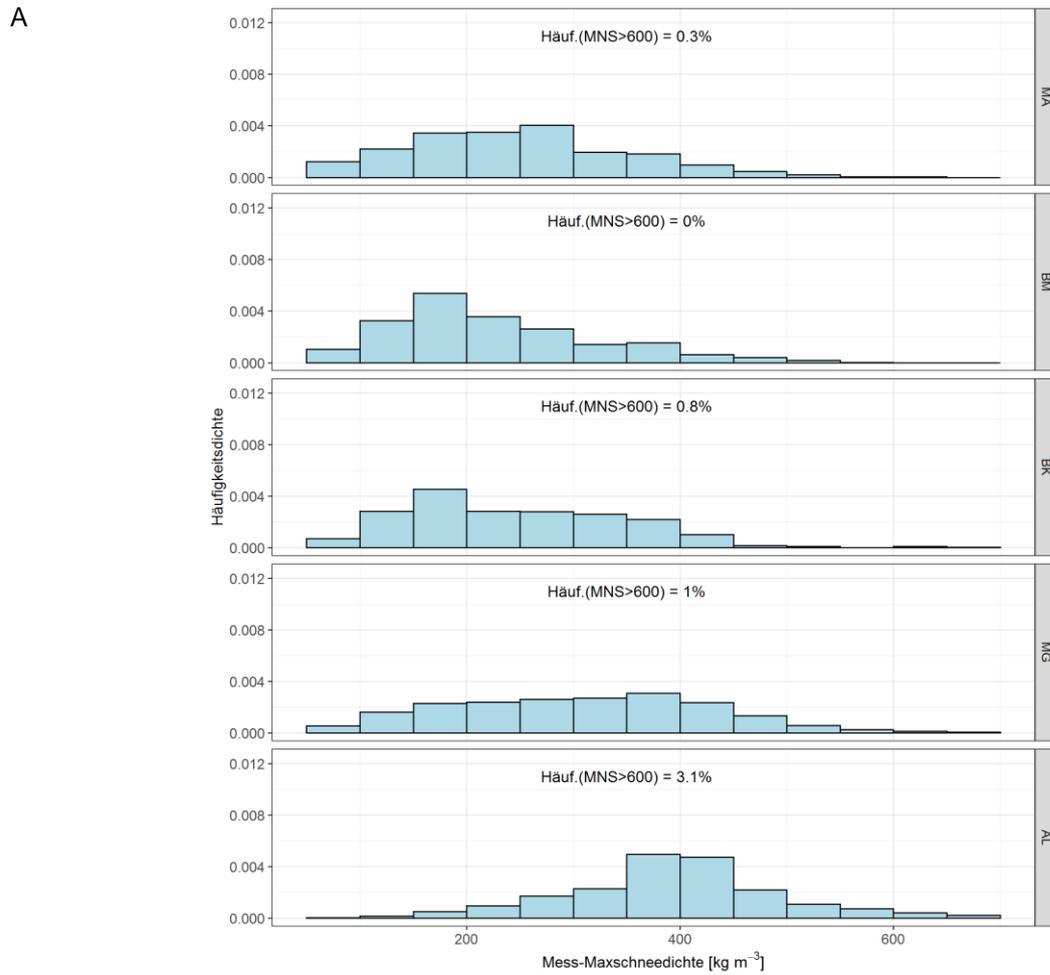


Abbildung 37 Wie in Abbildung 36 aber für die Schneedichtejahresmaxima.

Das Ziel von Δ SNOW-Modellrechnungen besteht darin, die zeitliche Entwicklung der Wasseräquivalentwerte und insbesondere deren Maximalwerte auf der Grundlage von Schneehöhenmessdaten (weitgehend) korrekt zu bestimmen. Deshalb erfolgt die Kalibrierung der Modellparameter durch die Minimierung der Modellfehler gegenüber den Beobachtungen über die Minimierung des quadratischen Mittelwertfehlers (*rmse*). Winkler et al. (2021) führten eine Sensitivitätsanalyse des Modells in Bezug auf die Kalibrierung der Modellparameter durch. Es zeigte sich, dass die Leistung des Modells um die aus der Kalibrierung erhaltenen optimierten Werte herum stabil bleibt, während sie sich bei Erreichen der Kalibrierungsgrenzwerte erheblich verschlechtert (Fehler bei Annäherung an die Maxima der Kalibrierungsgrenzwerte bis zu ~50 %).

Das eingesetzte Verfahren zur Kalibrierung der Modellparameter beruht auf statistischen Standardmethoden, die von der wissenschaftlichen Gemeinschaft anerkannt sind und seit mehreren Jahrzehnten in zahlreichen Anwendungen eingesetzt werden. Verwendet wird das R-Paket *optimx* (<https://cran.r-project.org/web/packages/optimx/>), das verschiedene Methoden zur Optimierung von Modellkalibrierungen bereitstellt, die jeweils obere und untere Grenzwerte der Kalibrierungsparameter berücksichtigen können (für Details siehe Winkler et al., 2021).

Im Rahmen einer wissenschaftlichen Zusammenarbeit zwischen dem DWD und der ZAMG wurde angesichts der hohen Variabilität der Schneeklimatologie in Deutschland und der zu erwartenden Abweichungen vom Klimagebiet AL beschlossen, die Modellparameter neu zu kalibrieren, um realistische Wasseräquivalentwerte im Gesamtgebiet Deutschlands modellieren zu können. Anhand von zeitgleichen Messungen von Schneehöhen und Wasseräquivalenten von insgesamt 65 Stationen (Abbildung 38) im Zeitraum zwischen 1950 und 2020 wurden drei Kalibrierungen der Modellparameter für die folgenden Klimagebiete durchgeführt:

1. *MA*ritim+*B*innenland-*MA*ritim,
2. *B*innenland-Kontinental und
3. *M*ittelGebirge (siehe Abbildung 27 für die Zuordnung der Klimagebiete).

Für die Standorte, die zum Klimagebiet *AL*pin gehören, wurden die von den Autoren für das Gebiet von Österreich ermittelten Modellparameter verwendet. Zusätzlich erfolgte eine Kalibrierung mit den Messwerten der Station Brocken, um einen Kalibrierungssatz für sehr exponierte Standorte verfügbar zu machen.

Die Kalibrierung der Δ SNOW-Modellparameter erfolgte von dessen Autoren aufgrund ihrer praktischen Erfahrungen bei der Modellkalibrierung im Rahmen der wissenschaftlichen Zusammenarbeit zwischen dem DWD und der ZAMG. In Tabelle 7 sind die Ergebnisse der Kalibrierungen des Δ SNOW Modells (Kalibrierungsparameter) für die untersuchten Klimagebiete zusammengefasst.

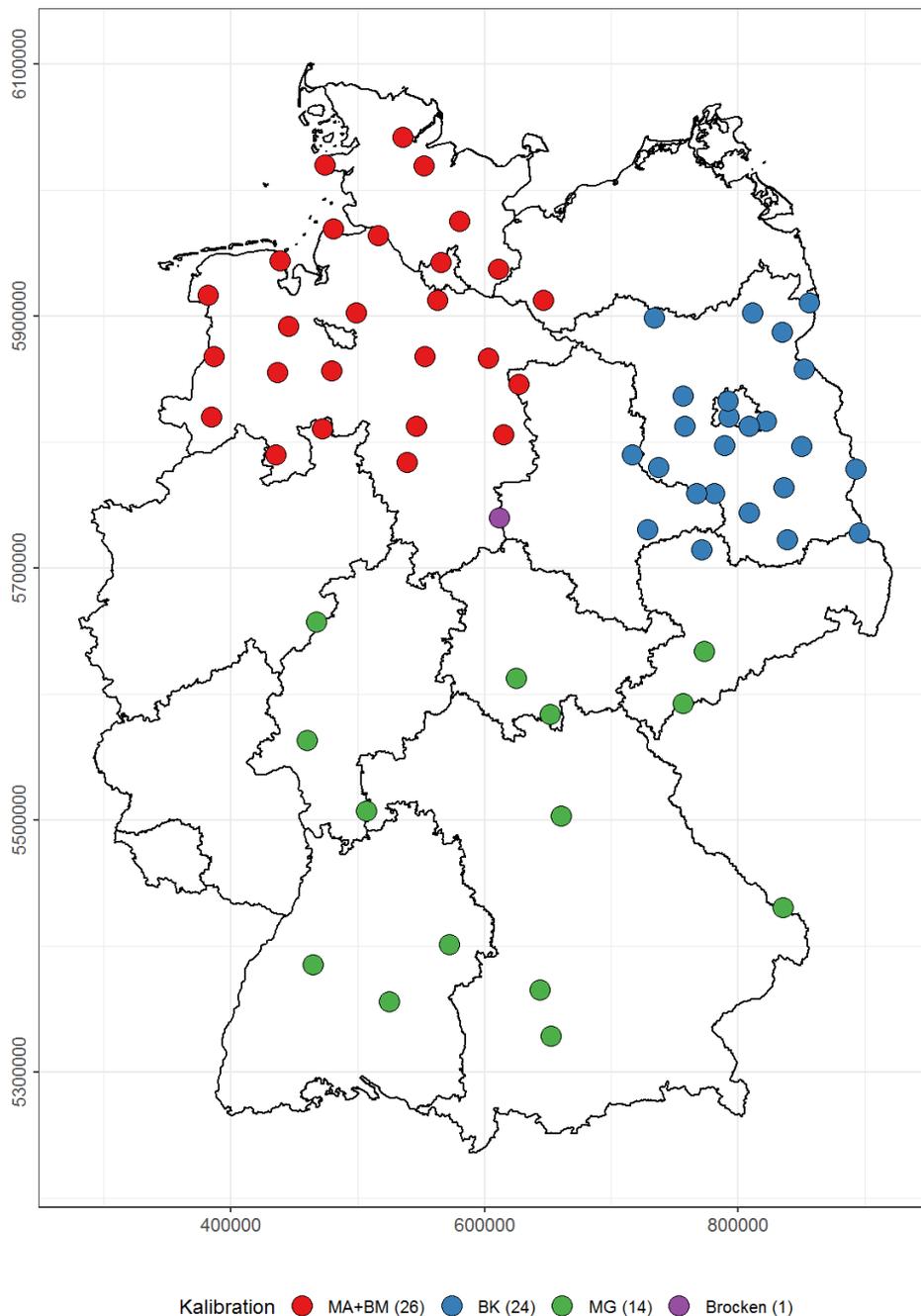


Abbildung 38 Standorte der Stationen, deren Wasseräquivalent- und Schneehöhebeobachtungen zur Kalibrierung der Parameter des Δ SNOW Modells für vier Klimagebiete in Deutschland (*MA+BM*, *BK*; *MG*) und für sehr exponierte Standorte (*Brocken*) verwendet wurden (Tabelle 7). Die Farben der Kreise geben die Klimagebiete an, für die die entsprechende Kalibrierung erstellt wurde (die Stationsanzahl steht in Klammern). Für das Klimagebiet *AL* wurde die von den Autoren des Δ SNOW Modells ursprünglich ermittelte Kalibrierung verwendet.

Tabelle 7 Kalibrierungsparameter des Δ SNOW Modells für vier Klimagebiete in Deutschland und für sehr exponierte Standorte (*Brocken*): ρ_{\max} = maximal mögliche Schneedichte innerhalb des Modells, ρ_0 = Neuschneedichte, c_{ov} = Kontrollparameter der ungleichmäßige Verdichtung durch Überlagerungsbelastung, k_{ov} = Kontrollparameter der Viskosität bei Verdichtung, k und η_0 = Kontrollparameter der Viskosität, τ = Beobachtungsfehlerskala (Parameterbeschreibung, siehe Winkler et al., 2021).

		Δ SNOW Modellparameter						
		ρ_{\max}	ρ_0	c_{ov}	k_{ov}	k	τ	η_0
		[kg m ⁻³]	[kg m ⁻³]	[10 ⁻⁴ Pa ⁻¹]	-	[m ³ kg ⁻¹]	[m]	[10 ⁶ Pa s]
Klimagebiet	<i>MA+BM</i>	319	126	5.4	0.38	0.029	0.02	8.5
	<i>BK</i>	304	109	6.9	0.29	0.029	0.01	7.2
	<i>MG</i>	404	107	5.9	0.32	0.025	0.02	7.2
	<i>AL</i>	401	81	5.1	0.38	0.030	0.02	8.5
	<i>Brocken</i> ⁽¹⁾	602	157	7.0	0.24	0.024	0.02	5.7

⁽¹⁾ Zusätzliche Kalibrierung für sehr exponierte Standorte anhand der Schneehöhen- und Wasseräquivalent-Beobachtungen des Brockens

8.5 Leistungsanalyse der Modelle zur Berechnung des Wasseräquivalents der Schneedecke (Schneedichtemodelle)

Die Leistungen der verschiedenen betrachteten Modelle, einschließlich des einfachen Regressionsmodells des Wasseräquivalentes (Abschnitt 8.1), der empirischen Regressionsmodelle der Schneedichte (Abschnitt 8.2) und des semi-empirischen Δ SNOW Modells (Abschnitt 8.3), werden mit Hilfe der leave-one-out cross-validation Methode getestet. Der für diesen Test verwendete Datensatz besteht aus allen Zeitreihen, die mindestens 20 Jahre mit gültigen Wasseräquivalent- und Schneehöhenmessdaten aufweisen und die nicht für die Kalibrierung der Parameter des Δ SNOW Modells genutzt wurden.

Von den 984 verfügbaren Zeitreihen erfüllen 185 die genannten Bedingungen, sie werden in dieser Analyse als Teststationen bezeichnet. Die 185 Teststationen verteilen sich in die fünf Klimagebiete und die drei Höhenklassen, die in Abschnitt 8.1 definiert wurden (siehe Tabelle 8). Die Analysen werden für die jeweiligen Modelle, aufgeteilt nach Klimagebiet und Höhenklasse, durchgeführt.

Für die empirischen Regressionsmodelle der Schneedichte (Abschnitt 8.2) werden die Tests wie folgt durchgeführt:

1. Für jede der Teststationen werden die klimatologische Schneedichte und die Parameter aller analysierten Regressionsmodelle unter Verwendung der Daten der Nachbarstationen nach den in den Abschnitten 8.2 und 8.3 beschriebenen Methoden unter Ausschluss der Daten der untersuchten Station abgeschätzt.
2. Jedes Regressionsmodell wird im Vorhersagemodus mit den in Punkt 1 ermittelten Parametern unter Verwendung der Daten der betrachteten Station angewendet. Tägliche Schneedichte- und Wasseräquivalentwerte werden simuliert für alle Teststationen.

Tabelle 8 Verteilung der 185 Teststationen in Klimagebiete (*MA* = Maritim; *BM* = Binnenland-Maritim; *BK* = Binnenland-Kontinental; *MG* = MittelGebirge; *AL* = ALpin; siehe Abbildung 27) und Höhenklassen.

Höhenklasse	Klimagebiet				
	<i>MA</i>	<i>BM</i>	<i>BK</i>	<i>MG</i>	<i>AL</i>
H≤400m	8	11	5	54	-
400<H≤800m	-	-	-	83	-
H>800m	-	-	-	10	14
Gesamt	8	11	5	147	14

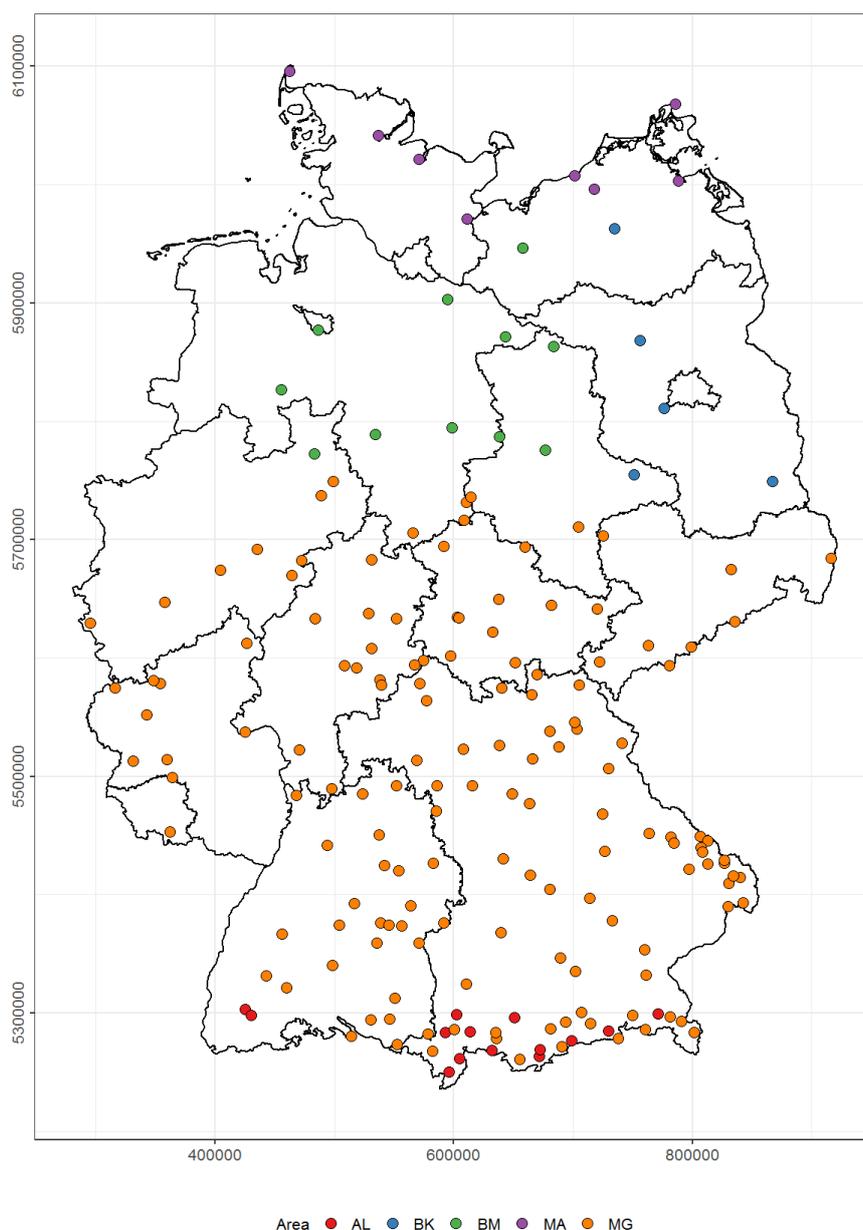


Abbildung 39 Standorte der 185 nach Klimagebieten unterteilten Teststationen, deren Zeitreihen zur Validierung der Leistungen aller Wasseräquivalent- und Schneedichtemodelle verwendet werden (siehe Tabelle 8).

In ähnlicher Weise werden die Parameter des einfachen Regressionsmodells des Wasseräquivalents (Abschnitt 8.1) für jede Teststation ermittelt, indem die Daten der Teststation aus dem für die Regressionen verwendeten Datensatz ausgeschlossen werden.

Die Wasseräquivalentwerte (und die zugehörigen Schneedichten) werden ebenfalls für die Teststationen mit Hilfe des Modells Δ SNOW ermittelt. Das Modell wird auf die Schneehöhenzeitreihen für jede Teststation mit den Kalibrierungsparameter des jeweiligen zugehörigen Klimagebietes (Tabelle 7) angewendet. Diese Kalibrierungsparameter werden nachfolgend als initiale Kalibrierung (entspricht *DltSnw-Komb1.0* in Abschnitt 8.6) bezeichnet.

Die verschiedenen Modelle werden mit Hilfe der statistischen Analyse der Restwerte (Differenz zwischen beobachteten und modellierten Daten) sowohl in Bezug auf die mittleren Fehler als auch auf die Häufigkeitsverteilungen der Fehler verglichen. Da für Schneelastanalysen die Bestimmung von Schneelastmaxima (d.h. Wasseräquivalentmaxima) wichtig ist, umfasst die Analyse sowohl die Betrachtung der Residuen aller Daten (alle Wasseräquivalente der Schneedecken) als auch die der Jahresmaxima der Wasseräquivalente.

Die folgenden Größen werden als Gütemaße hinsichtlich der Modellfehler ausgewertet:

$$R2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{ND_s} (X_{obs} - X_{mod})^2}{\sum_{i=1}^{ND_s} (X_{obs} - \bar{X}_{obs})^2} \quad (\text{Gl. 14})$$

$$\text{rmse} = \left(\frac{\sum_{i=1}^{ND_s} (X_{obs} - X_{mod})^2}{ND_s} \right)^{1/2} \quad (\text{Gl. 15})$$

$$\text{mape} = 100 \frac{\sum_{i=1}^{ND_s} |X_{obs} - X_{mod}|}{\sum_{i=1}^{ND_s} X_{obs}} \quad (\text{Gl. 16})$$

$$\text{bias} = 100 \frac{\sum_{i=1}^{ND_s} (X_{obs} - X_{mod})}{ND_s} \quad (\text{Gl. 17})$$

X_{obs} und X_{mod} sind die beobachteten und modellierten Werte, ND_s ist die für jeden untersuchten Standort berücksichtigte Anzahl von Daten und \bar{X}_{obs} ist der Mittelwert der Beobachtungen.

Die Analysen der Fehlerverteilungen zeigen übereinstimmend, dass mit Δ SNOW die besten Ergebnisse bei der Modellierung von Schneedichte, Wasseräquivalent und Jahresmaxima des Wasseräquivalentes erzielt werden (siehe *DltSnw* in Abbildung 40 für die Schneedichte, Abbildung 41 für das Wasseräquivalent bei Betrachtung aller Daten sowie Abbildung 42 für die Jahresmaxima des Wasseräquivalents). In allen Analysen bestätigen sich die besten Resultate auf der Grundlage des Modells Δ SNOW.

Das einfache Regressionsmodell (Gl. 7) und (Gl. 8), das als einfachster Ansatz ohne regionale und zeitliche Differenzierung der Modellierung im Sinne einer minimale Anforderung an die Modelleistungen zu Vergleichszwecken analysiert wurde, zeigt nahezu immer die schlechtesten Leistungen (siehe *WEvsSHm* in Abbildung 40 für die Schneedichte, Abbildung 41 für das Wasseräquivalent bei Betrachtung aller Daten sowie Abbildung 42 für die Jahresmaxima des Wasseräquivalents).

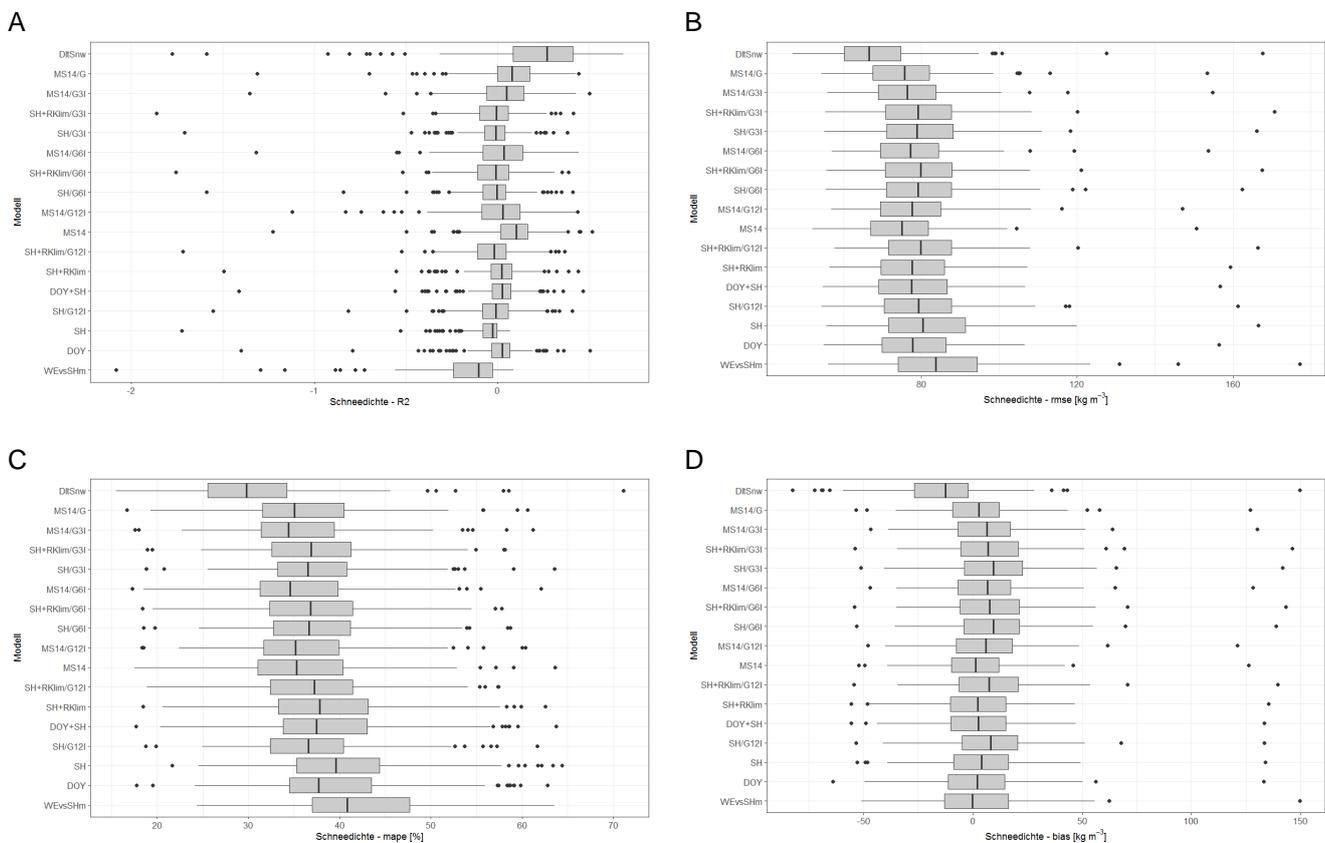


Abbildung 40 Boxplot der (A) R^2 -, (B) $rmse$ -, (C) $mape$ - und (D) $bias$ -Werte der Schneedichte aller 185 Teststationen (Tabelle 8) für alle betrachteten Modelle.

Die empirischen Regressionsmodelle der Schneedichte zeigen im Vergleich zu den beiden vorherigen Modellen mittlere Leistungen. Unter den empirischen Regressionsmodellen der Schneedichte liefern die *MS14*-Gruppe (Gl. 13) und in einzelnen Regionen die *SH-RKlim-Gruppe* (Gl. 12) oft die besten Ergebnisse, ohne jedoch die übrigen Modelle signifikant zu übertreffen (siehe *MS14*^{7*} sowie *SH+RKlim*^{*}, jeweils in Abbildung 40 für die Schneedichte, Abbildung 41 für das Wasseräquivalent bei Betrachtung aller Daten sowie Abbildung 42 für die Jahresmaxima des Wasseräquivalents).

7 * steht für verschiedene Varianten der Modelle, abhängig von den zeitlichen Unterteilungen der Wintersaison

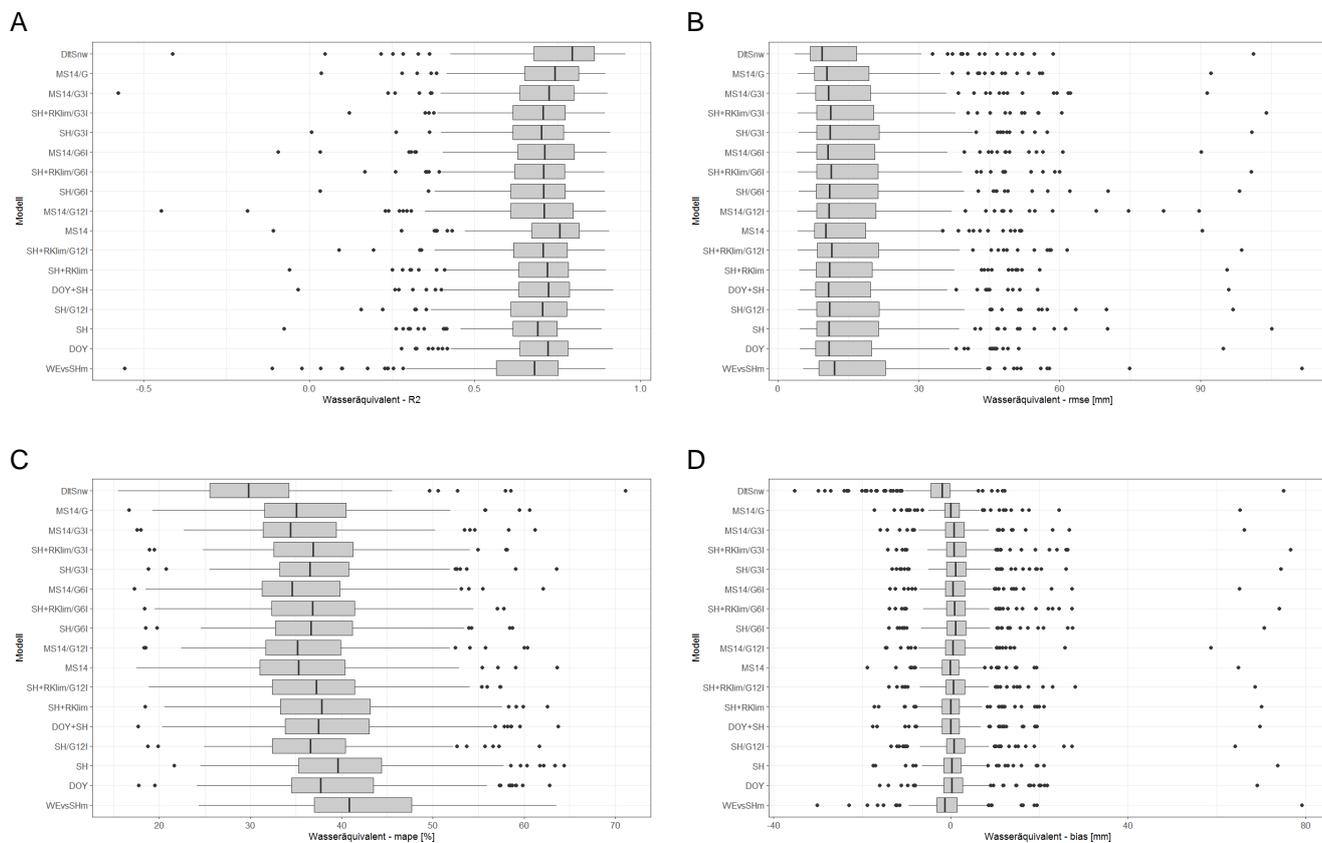


Abbildung 41 Boxplot der (A) R^2 -, (B) $rmse$ -, (C) $mape$ - und (D) $bias$ -Werte aller Wasseräquivalentwerte aller 185 Teststationen (Tabelle 8) für alle betrachteten Modelle.

Die detaillierte Fehleranalyse zeigt, dass für die vom Δ SNOW Modell simulierte Schneedichten die R^2 -Medianwerte immer die höchsten sind (siehe Abbildung 40). Sie weisen für die einzelnen Klimaregionen und NHN-Höhenbereiche Werte von $0.15 < R^2 < 0.5$ auf. Das bedeutet, dass dieses Modell zwischen 15 % und 50 % der Varianz der beobachteten Schneedichte erklärt. Die anderen Regressionsmodelle zeigen immer R^2 -Medianwerte unter 0.2 (Abbildung 40) mit (immer) negativen Werten des einfachen Regressionsmodells $WEvsSHm$ (bis zu $R^2 < -0.4$ im Klimagebiet Mittelgebirge in großen NHN-Höhen). Das bedeutet, dass dieses Modell $WEvsSHm$ die Schneedichte schlechter als eine Konstante beschreiben kann. Unter den Regressionsmodellen der Schneedichte zeigen die $MS14^*$ - und die $SH-RKlim^*$ -Gruppe nahezu immer positive R^2 -Medianwerte (mit einem Maximalwert der erklärten Varianz von etwa 20 %).

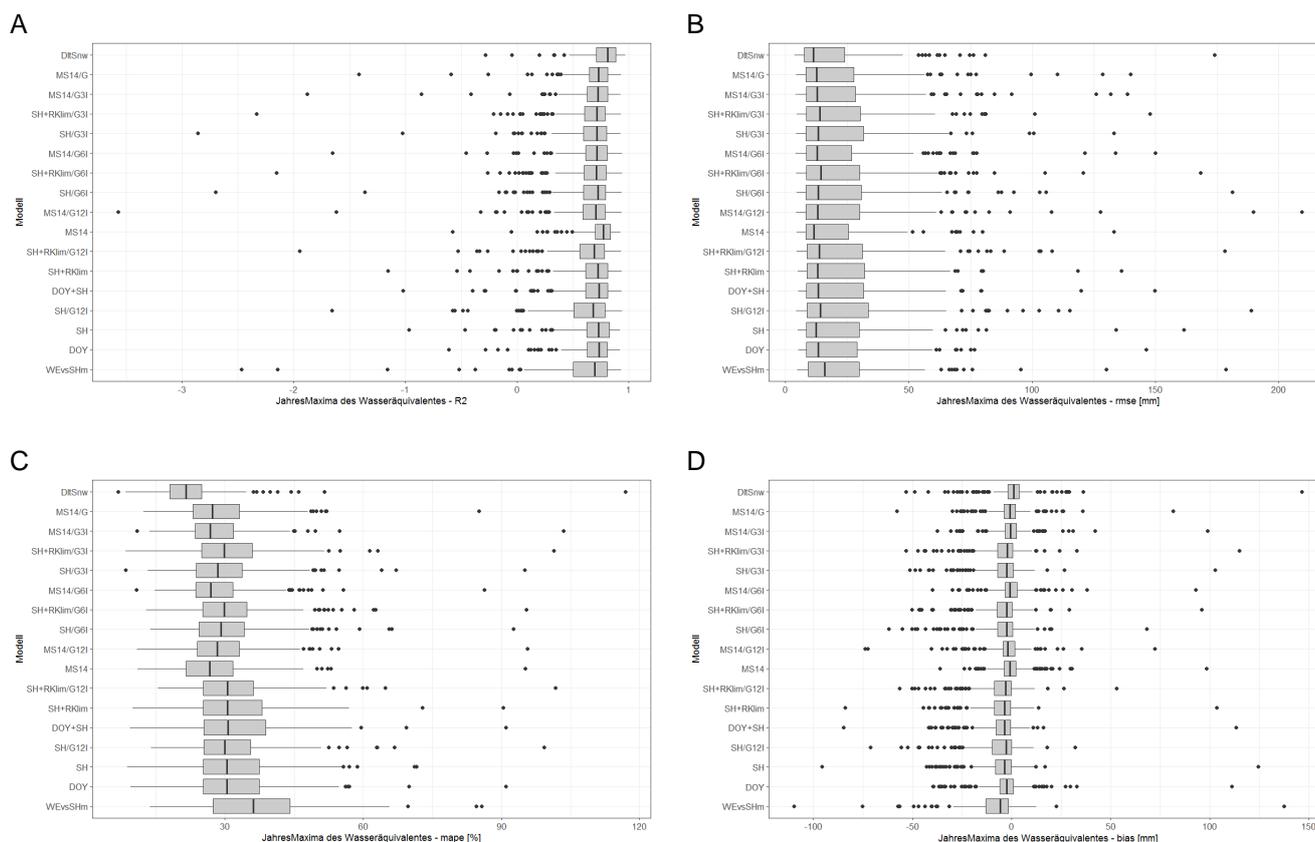


Abbildung 42 Boxplot der (A) R^2 -, (B) $rmse$ -, (C) $mape$ - und (D) $bias$ -Werte der Jahresmaxima des Wasseräquivalentes aller 185 Teststationen (Tabelle 8) für alle betrachteten Modelle.

Bei den $rmse$ - und $mape$ -Fehlern sind keine deutlichen Unterschiede zwischen den verschiedenen empirischen Regressionsmodellen der Schneedichte festzustellen (Abbildung 40). Das Δ SNOW Modell weist generell (Abbildung 40) sowie in allen Klimagebieten niedrigere $rmse$ -Medianwerte als die anderen Modelle auf. Beim $mape$ ist ebenfalls festzustellen, dass das Δ SNOW Modell immer die niedrigsten Medianwerte (d.h. die besten Leistungen) aufweist. Die besten Leistungen des Δ SNOW Modells werden für die Standorte in großen NHN-Höhen mit $mape$ -Medianwerten bis zu weniger als 20% erzielt, während in niedrigen NHN-Höhen (MA, BM, BK-Gebiet und MG Höhenklasse 1) Werte von etwas mehr als 30% erreicht werden. Betrachtet man jedoch die oben genannten $rmse$ -Medianwerte, so sind die absoluten Abweichungen in niedrigen NHN-Höhen mit $rmse < 70-80 \text{ kg m}^{-3}$ im Durchschnitt geringer als in mittleren und hohen NHN-Höhen ($rmse < 90-100 \text{ kg m}^{-3}$).

Die gründliche Analyse der $bias$ -Medianwerte zeigt, dass die empirischen Regressionsmodelle die Schneedichte überwiegend unterschätzen (positive $bias$ -Medianwerte, siehe Abbildung 40). Betrachtet man das Δ SNOW Modell, dann ist eine Tendenz zur Überschätzung der Schneedichte zu erkennen (negativer $bias$ -Median, siehe Abbildung 40). Die ausführliche Analyse in einzelnen Klimaregionen und NHN-Höhenbereiche legt jedoch nahe, dass diese durchschnittlichen Abweichungen von den beobachteten Werten der Schneedichte nicht das

Ergebnis einer deutlichen systematischen Tendenz des Modells sind, die Beobachtungen zu überschätzen oder zu unterschätzen (mittlere Abweichung in den einzelnen Klimagebieten fast immer zwischen -10 kg m^{-3} und $+10 \text{ kg m}^{-3}$), außer in dem MG-Klimagebiet mit einem negativen Spitzenwert von $\sim -20 \text{ kg m}^{-3}$ (Überschätzung) für Standorte in mittleren NHN-Höhen und einem Wert von etwas mehr als 20 kg m^{-3} (Unterschätzung) in hohen NHN-Höhenlagen.

Die Fehleranalysen der modellierten Wasseräquivalente zeigen generell vergleichbare Ergebnisse wie diejenigen für die Schneedichte und bestätigen, dass das Δ SNOW Modell die besten Leistungen zeigt (Abbildung 41 und Abbildung 42). Relevante Unterschiede zu den anderen Modellen bestehen in der hohen erklärten Varianz der beobachteten Wasseräquivalente durch das Modell (R^2 -Medianwerte > 0.7 mit Spitzenwerten von über 0.85, in allen Klimagebieten deutlich höher als bei den übrigen Regressionsmodellen, Abbildung 41) und sehr geringen *bias*-Medianwerten (zwischen -5 mm und etwas mehr als $+5 \text{ mm}$, Abbildung 41). Diese Ergebnisse werden durch die Analyse der Fehler der modellierten Jahresmaxima der Wasseräquivalente mit einer signifikanten Verbesserung der *mape*-Medianwerte auf zwischen 15% und 25% bestätigt (Abbildung 42).

Die Fehleranalysen für 185 Teststationen bestätigen, dass das Modell Δ SNOW sowohl die Schneedichte- als auch die Wasseräquivalentwerte auf einer täglichen Skala über Deutschland sehr gut simulieren kann (siehe Abbildung 40 bis Abbildung 42). Die Analysen zeigen weiterhin, dass die Modellgruppe *MS14** die besten Leistungen unter den empirischen Regressionsmodellen zeigt (Abbildung 40 bis Abbildung 42).

Die Analyse der Fehlerverteilungen zeigt, dass die Abweichungen vom Medianfehlerwert auch beim Δ SNOW Modell lokal (siehe z.B. Ausreißer in den Boxplots in Abbildung 40 bis Abbildung 42) hoch sein können. Zum Beispiel gibt es eine Anzahl von Testzeitreihen, für die das R^2 sehr niedrig oder sogar negativ ist, die *mape*-Werte über 50% und hohe *bias*-Werte sowohl für die Schneedichte als auch für das Wasseräquivalent aufweisen (Abbildung 40 bis Abbildung 42). Die Unterteilung und Analyse der 185 Zeitreihen in Gruppen, die nach Klimagebiet und/oder NHN-Höhenklasse definiert sind, zeigt, dass die meisten dieser Anomalien im MG-Klimagebiet auftreten, und zwar häufiger in niedrigen und mittleren Höhenlagen, mit einigen Ausnahmen auch in höheren Lagen (z.B. Brocken⁸, Höhenklasse $H > 800 \text{ m}$).

Diese Ergebnisse legen nahe, die Abhängigkeit der Δ SNOW Modelleleistungen von den Kalibrierungsparametern zu analysieren. Es sollte geprüft werden, ob eine Verbesserung der Modelleleistungen von Δ SNOW möglich ist. Daher wurden die Wasseräquivalent-Zeitreihen der 185 Teststationen für jeden der vier Sätze von Modellparametern simuliert (d.h. vier Zeitreihen von simulierten Werten für jede der 185 Teststationen, Abschnitt 8.3) und dafür wurden jeweils die Fehler nach (Gl. 14) bis (Gl. 17) ermittelt. Nachfolgend werden die Ergebnisse dieser Analyse exemplarisch für den *mape*-Fehler dargestellt (Abbildung 43).

Die qualitative Analyse zeigt, dass mit der Nutzung der Δ SNOW Kalibrierung für das Klimagebiet *BK* im Allgemeinen bessere Modelleleistungen (d.h. kleinere *mape*-Werte) in den Klimagebieten *MA* und *BM* resultieren, als mit dem (*MA+BM*)-Kalibrierungssatz (Abbildung 43, links unten). Gleiches gilt (bis wenige Ausnahmen) auch für die Klimaregion *MG* (Abbildung 43,

⁸ Die Zeitreihe des Brocken bedarf einer gesonderten Analyse, da es sich bekanntlich um einen sehr exponierten Standort mit klimatischen Bedingungen handelt, die sich mit Modellen, die für angrenzende Gebiete kalibriert wurden, nur schwer beschreiben lassen.

rechts unten). Im Klimagebiet *MG* führt weiterhin die Verwendung des *AL*-Kalibrierungssatzes lokal zu besseren Ergebnissen als der (originäre) *MG*-Kalibrierungssatz.

Nach diesen Feststellungen wurden weitere räumliche Analysen durchgeführt, um die vorangegangenen Ergebnisse quantitativ zu belegen und zu prüfen, ob ein räumliches Muster für die (optimierte) Anwendung der einzelnen Δ SNOW Kalibrierungssätze gefunden werden kann. Zielstellung war es, in diesem Fall einen optimalen Kalibrierungssatz oder eine Kombination mehrerer Kalibrierungssätze für Δ SNOW zu finden, um eine verbesserte Modellierung von Wasseräquivalentwerten für das Gesamtgebiet von Deutschland zu ermöglichen. Zu diesem Zweck wurden die Verhältnisse der Fehler R^2 , $rmse$ und $mape$, die für jede Zeitreihe unter Verwendung aller vier Kalibrierungssätze erhalten wurden, analysiert.

Die Verhältnisse der Fehler der mit den *BK*- und (*MA+BM*)-Kalibrierungssätzen simulierten Zeitreihen zeigen, dass der *BK*-Kalibrierungssatz fast überall, außer an hochgelegenen Standorten in den Klimagebieten *MG* und *AL*, bessere Leistungen mit überwiegend kleineren $mape$ -Fehlern aufweist. Der *bias*-Fehler zeigt ähnliche Werte für die beiden Kalibrierungssätze, wobei die Werte keine signifikanten räumlichen Muster aufweisen und meist zwischen -5mm und +5mm variieren. Ähnliche Ergebnisse (d.h. bessere Leistungen des *BK*-Kalibrierungssatzes) ergibt der Vergleich zwischen den *BK*- und *MG*-Kalibrierungssätzen.

Der *MG*-Kalibrierungssatz wiederum zeigt bessere Leistungen als die *BK*- und (*MA+BM*)-Kalibrierungssätze für hochgelegene Standorte in der *MG*-Klimaregion ($H > 800\text{m}$) mit einem um bis zu 40% geringeren $mape$ -Wert im Vergleich zum *BK*-Kalibrierungssatz.

Der *AL*-Kalibrierungssatz liefert die besten Ergebnisse nicht nur in der Klimaregion *AL*, sondern auch an Standorten in mittleren NHN-Höhenlagen ($400\text{m} \leq H < 800\text{m}$) im Klimagebiet *MG* in der Nähe des Klimagebietes *AL* sowie an den mittel- bis hochgelegenen Standorten des Klimagebietes *MG* im Bayerischen Wald mit ca. 40% kleineren $rmse$ - und $mape$ -Werten im Vergleich zur *MG*-Kalibrierung. In den letztgenannten Gebieten weist das *AL*-Kalibrierungssatz *bias*-Fehler mit meist positiven Werten (d.h. Unterschätzung der Beobachtungen) auf, die aber selten größer als 15 mm sind.

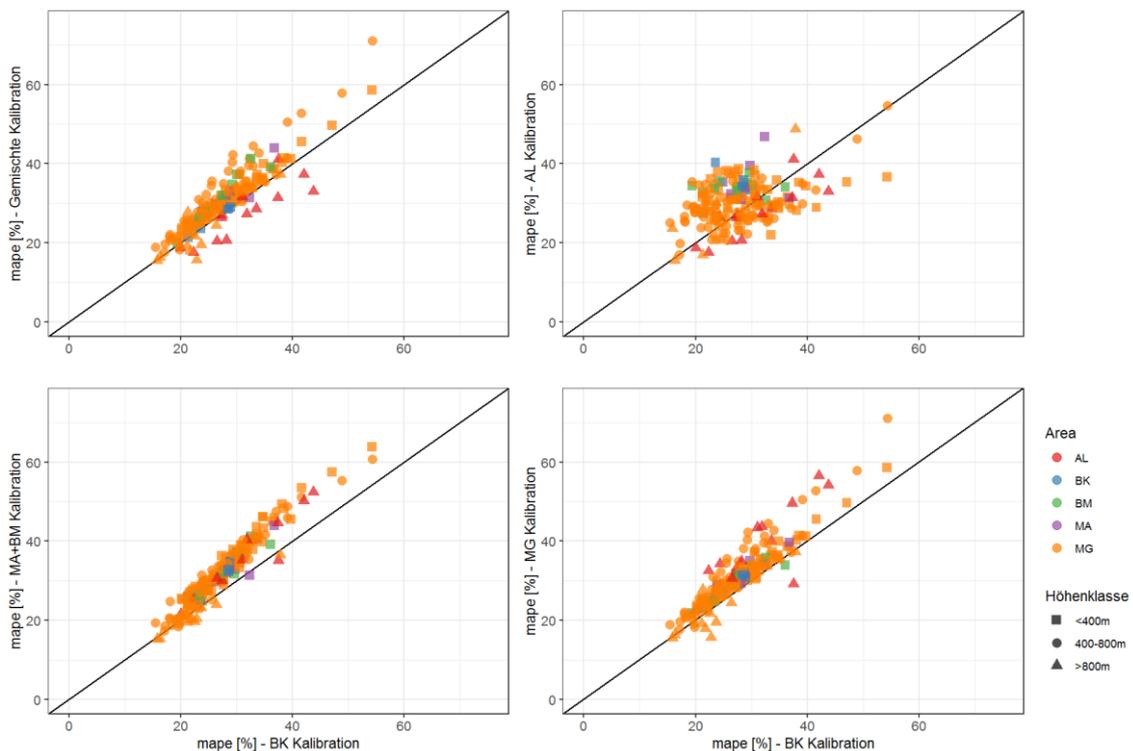


Abbildung 43 Vergleich zwischen dem *mape*-Fehler von den *BK*-Kalibrierungsparameter des Δ SNOW Modells simulierten Zeitreihen und dem *mape*-Fehler aller anderen Kalibrierungssätzen (Gemischte Kalibration ist die Kombination aller Kalibrierungsparameter des Δ SNOW Modells wie im Abschnitt 8.4). Die Farbe und die Form des Symbols geben das Klimagebiet bzw. die NHN-Höhenklasse an, in den sich die entsprechende Station befindet.

Im Rahmen der weitergehenden Analysen der Δ SNOW Modelleleistungen in Abhängigkeit von den Kalibrierungsparametern wurde die Feststellung, dass einzelne Zeitreihen im Vergleich zu den übrigen Zeitreihen sehr große Fehler aufweisen (siehe Diskussion der Fehlerstatistiken oben), näher untersucht.

Die Zeitreihe von Triberg (Stations_ID = BW05094, 683 m über NHN) hat zum Beispiel einen *mape*-Wert von mehr als 70%. Die visuelle Analyse dieser Zeitreihen ergab anormale Werte für Schneehöhe und Wasseräquivalent insbesondere im Zeitraum 1950-1965, die als falsch eingeschätzt und in den folgenden Analysen nicht weiterverwendet werden.

Die Analysen zeigen auch extrem hohe *rmse*- (>100 mm) und *bias*-Werte (>75 mm) für die Zeitreihen von Brocken (Stations_ID = ST00722, 1134 m über NHN) und Feldberg im Schwarzwald (Stations_ID = BW01346, 1490 m über NHN). Diese beiden Standorte sind als sehr exponiert einzuschätzen. Deshalb wurde beschlossen, eine ad-hoc-Modellkalibrierung der Parameter des Δ SNOW Modells vorzunehmen, die nur auf den Schneehöhen- und Wasseräquivalentdaten der Station Brocken basiert, um eine bessere Modelleistung für diese sehr exponierten Standorte zu erreichen (siehe Kalibrierungssatz mit der Bezeichnung *Brocken* in Tabelle 7).

Als Ergebnis der Fehler- und Vergleichsanalysen der verschiedenen Kalibrierungen des Modells Δ SNOW kann zur Reduzierung der Fehler der modellierten Zeitreihen der täglichen Wasseräquivalentwerte aus den Schneehöhenmessungen die nachfolgende Kombination der

(initialen) Kalibrierungssätze aus Tabelle 7, in Abschnitt 8.6 gekennzeichnet mit *DltSnw-Komb1.1*, abgeleitet werden:

1. *BK*-Kalibrierungssatz für die Klimagebiete *MA*, *BM*, *BK* und *MG* (niedrige und mittlere NHN-Höhenlagen außer im Bayerischen Wald und in der Nähe des *AL*-Klimagebietes),
2. *MG*-Kalibrierungssatz für das Klimagebiet *MG* in den größeren NHN-Höhen außer im Bayerischen Wald,
3. *AL*-Kalibrierungssatz für Klimagebiet *AL*, in der Region des Klimagebietes *MG* im Bayerischen Wald und in den unmittelbar angrenzenden Gebieten *AL*-Klimagebietes,
4. *Brocken*-Kalibrierungssatz für sehr exponierte Standorte (z.B. Brocken und Feldberg in Schwarzwald).

8.6 Optimierung der Kalibrierungssätze des Modells Δ SNOW

In Abschnitt 8.5 wurde gezeigt, dass die Leistung des Modells Δ SNOW von den Kalibrierungsparametern abhängt, die zur Simulation der Wasseräquivalenzwerte anhand der Schneehöhenwerte verwendet werden. Die in Abschnitt 8.5 dargestellten Ergebnisse wurden mit den Autoren von Δ SNOW an der ZAMG diskutiert. Im Rahmen der fachlichen Zusammenarbeit zwischen DWD und ZAMG wurde vereinbart, weitere Kalibrierungen der Modellparameter, basierend auf veränderten Kalibrierungssätzen, durchzuführen. Ziel war es festzustellen, ob weitere Verbesserungen der Modellleistung möglich sind. Zu diesem Zweck wurden die Modellparameter für vier zusätzliche Gruppen von Stationen (Kalibrierungssätzen) berechnet, die zu den folgenden Regionen in Deutschland gehören:

1. *Deutschland Gesamt* (Abbildung 44 A),
2. große NHN-Höhenlagen (>800 m) in den Mittelgebirgen mit Ausnahme sehr exponierter Standorte, wie z.B. Brocken oder Feldberg im Schwarzwald, (*HEI* in der Abbildung 44 B),
3. Alpine Region und Bayerischer Wald (*AL2* in der Abbildung 44 B),
4. Restliche Regionen in Deutschland mit Ausnahme der unter 2. und 3. genannten Gebiete (hauptsächlich niedrige NHN-Höhenlagen, *LEI* in der Abbildung 44 B).

Auf der Grundlage dieser neuen Kalibrierungsparameter konnten die Schneedichte- und Wasseräquivalentwerte an den Teststandorten in Deutschland erneut modelliert werden, wobei entweder der Satz von Kalibrierungsparametern nach Ziffer 1 (*Deutschland Gesamt*) oder die Kombination der Sätze von Kalibrierungsparametern nach den Ziffern 2, 3 und 4 (*HEI*, *AL2* oder *LEI*) mit dem Kalibrierungssatz für sehr exponierte Standorte (siehe *EXp* in Abbildung 44 B und *Brocken* in Tabelle 7) verwendet wurden.

Um in den weiteren Auswertungen und Darstellungen Verwechslungen zwischen den verschiedenen Sätzen von Kalibrierungsparametern des Modells Δ SNOW zu vermeiden, werden die verschiedenen Kalibrierungssätze und deren Kombinationen im Folgenden wie folgt bezeichnet:

- I. *DltSnw-Komb1.0*: Kalibrierungssatz, der aus der initialen Kalibrierung für vier Klimagebiete resultiert (Abbildung 38 und Tabelle 7),

- II. *DltSnw-Komb1.1*: Kalibrierungssatz aus 1), jedoch in einer veränderten Kombination inklusive des Kalibrierungssatzes Brocken (siehe Abschnitt 8.5),
- III. *DltSnw-Komb2.1*: Satz von Parametern, die aus der neuen Kalibrierung für die Stationsgruppe *Deutschland Gesamt* resultieren (Abbildung 44 A und Tabelle 9),
- IV. *DltSnw-Komb2.2*: Satz von Parametern, die aus der neuen Kalibrierung für veränderte Regionen (vier Regionen *HEI*, *AL2*, *LEI*, *EXp*; siehe Abbildung 44 B, Tabelle 9 und Tabelle 7) resultieren,
- V. *DltSnw-Komb3.0*: Optimale Kombination; Satz von Kalibrierungsparametern, der sich aus der optimierten Kombination von verschiedenen Kalibrierungssätzen aus II und IV ergibt. Diese optimale Kombination wurde im Ergebnis der in diesem Abschnitt dargestellten Analysen abgeleitet und ist am Ende des Abschnittes angegeben (siehe Abbildung 51).

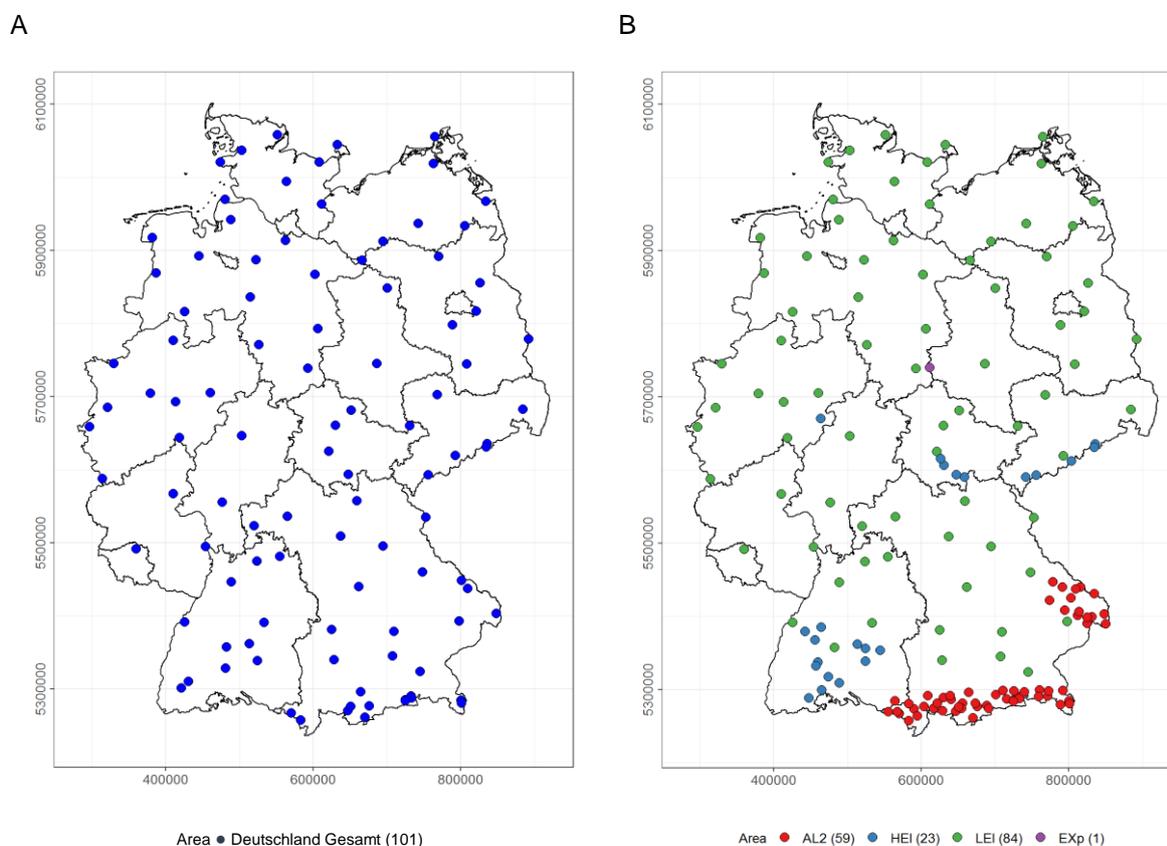


Abbildung 44 Standorte der Stationen, deren Wasseräquivalent- und Schneehöhenbeobachtungen zur erneuten Kalibrierung der Parameter des Modells Δ SNOW verwendet wurden. (A) *Deutschland Gesamt*, (B) *HEI* (große NHN-Höhenlagen >800 m in den Mittelgebirgen mit Ausnahme sehr exponierter Standorte), *AL2* (Alpine Region und Bayerischer Wald), *LEI* (restliche Regionen in Deutschland mit Ausnahme *HEI* und *AL2*, betrifft hauptsächlich niedrige NHN-Höhenlagen), *EXp* (sehr exponierte Standorte, siehe *Brocken* in Tabelle 7). Die zugehörigen Kalibrierungssätze (siehe Tabelle 9 und Tabelle 7) werden in den Modellkombinationen (A) *DltSnw-Komb2.1* und (B) *DltSnw-Komb2.2* verwendet. Die Farben der Kreise geben die Stationsgruppe an, für die die entsprechende Kalibrierung erstellt wurde. Die jeweils verwendete Stationsanzahl ist in den Klammern angegeben.

Tabelle 9 Wie in Tabelle 7 aber für die Stationsgruppen *Deutschland Gesamt*, *HEI* (große NHN-Höhenlagen >800 m in den Mittelgebirgen mit Ausnahme sehr exponierter Standorte), *AL2* (Alpine Region und Bayerischer Wald), *LEI* (restliche Regionen in Deutschland mit Ausnahme *HEI* und *AL2*, betrifft hauptsächlich niedrige NHN-Höhenlagen).

		Δ SNOW Modellparameter						
		ρ_{\max}	ρ_0	C_{ov}	k_{ov}	k	τ	η_0
		[kg m ⁻³]	[kg m ⁻³]	[10 ⁻⁴ Pa ⁻¹]	-	[m ³ kg ⁻¹]	[m]	[10 ⁶ Pa s]
Gruppe	<i>Deutschland Gesamt</i>	368	78	4.1	0.72	0.027	0.02	7.4
	<i>HEI</i>	343	132	3.8	0.44	0.035	0.01	9.1
	<i>AL2</i>	353	86	5.0	0.43	0.031	0.02	8.7
	<i>LEI</i>	308	113	5.3	0.09	0.028	0.02	8.6

Die optimale Kombination *DltSnw-Komb3.0* wurde im Ergebnis der Analysen der Fehlerverteilungen im Vergleich zu den folgenden Modellen festgelegt:

- i. einfaches Regressionsmodell des Wasseräquivalentes (*WEvsSHm*, siehe Abschnitt 8.1),
- ii. hybrides Modell auf der Grundlage des empirischen Regressionsmodells für die monatlichen Unterteilung der Wintersaison (*MS14/G6I*, siehe Tabelle 5 und Tabelle 6),
- iii. wie ii, ohne Entfernungsgewichte (*MS14/6I*, siehe Tabelle 5 und Tabelle 6),
- iv. das Δ SNOW Modell mit dem Kalibrierungssatz *DltSnw-Komb1.0*,
- v. das Δ SNOW Modell mit dem Kalibrierungssatz *DltSnw-Komb1.1*,
- vi. das Δ SNOW Modell mit dem Kalibrierungssatz *DltSnw-Komb2.1*,
- vii. das Δ SNOW Modell mit dem Kalibrierungssatz *DltSnw-Komb2.2*.

Die Analysen der Fehlerverteilungen für i. bis vii. sowie für *DltSnw-Komb3.0* sind in Abbildung 45 (Schneedichte), Abbildung 46 (alle Wasseräquivalentwerte) und in Abbildung 47 (Jahresmaxima der Wasseräquivalente) zusammengefasst.

Die Medianwerte der *R2/rmse*- sowie der *mape/bias*-Fehler für i. bis vii. sowie für *DltSnw-Komb3.0* sind beispielhaft in zweidimensionaler Darstellung in Abbildung 48 (*R2/rmse-Fehler* für alle Wasseräquivalentwerte und für Jahresmaxima der Wasseräquivalente) sowie in Abbildung 49 (*mape/bias-Fehler* für alle Wasseräquivalentwerte und für Jahresmaxima der Wasseräquivalente) dargestellt.

Die Auswertungen mit den veränderten Kalibrierungssätzen mit dem Ziel weiterer Optimierungen der Modellleistung lassen sich auf der Grundlage der durchgeführten Fehleranalysen wie folgt zusammenfassen.

Im Vergleich mit dem einfachen Regressionsmodell des Wasseräquivalentes *WEvsSHm* und mit dem hybriden Modell *MS14/G6I*, *MS14/6^P* zeigt das Modell Δ SNOW die besseren Leistungen sowohl der Schneedichte- als auch der Wasseräquivalentwerte in Bezug auf *R2*, *rmse* und *mape* (Abbildung 45 bis Abbildung 47, Abbildung 48 und Abbildung 49).

⁹ *MS14/6I* zeigt im Vergleich zu *MS14/G6I* für die meisten Gütemaße hinsichtlich der Modellfehler bessere Ergebnisse und wurde deshalb zusätzlich in Abbildung 45 und Abbildung 47 aufgenommen. Lediglich für *mape* zeigt *MS14/6I* meist etwas schlechtere Resultate als *MS14/G6I*.

Trotz kleinerer R^2 - und größerer $rmse$ - und $mape$ -Werte weist das hybride Modell $MS14/G6I$, $MS14/6I$ im Vergleich zum Modell $\Delta SNOW$ meist einen geringeren und leicht negativen $bias$ auf (Abbildung 45 bis Abbildung 47), d.h. $MS14/G6I$, $MS14/6I$ zeigt eine Tendenz zur Überschätzung der Beobachtungen, insbesondere für die Wasseräquivalente (Abbildung 46) und deren Jahresmaxima (Abbildung 47). Dieses Resultat zeigt sich meist bei den niedrigen und mittleren Höhen (Standorte < 800m über NHN, siehe Abbildung 49). Das $\Delta SNOW$ Modell zeigt allgemein eine Tendenz, die Wasseräquivalente (Abbildung 46) und deren Jahresmaxima (Abbildung 47) zu unterschätzen (positiver Medianwert des bias bis maximal 30 mm in den Höhen > 800 m über NHN für $DltSnw-Komb2.1$ und $DltSnw-Komb2.2$, siehe Abbildung 49 B).

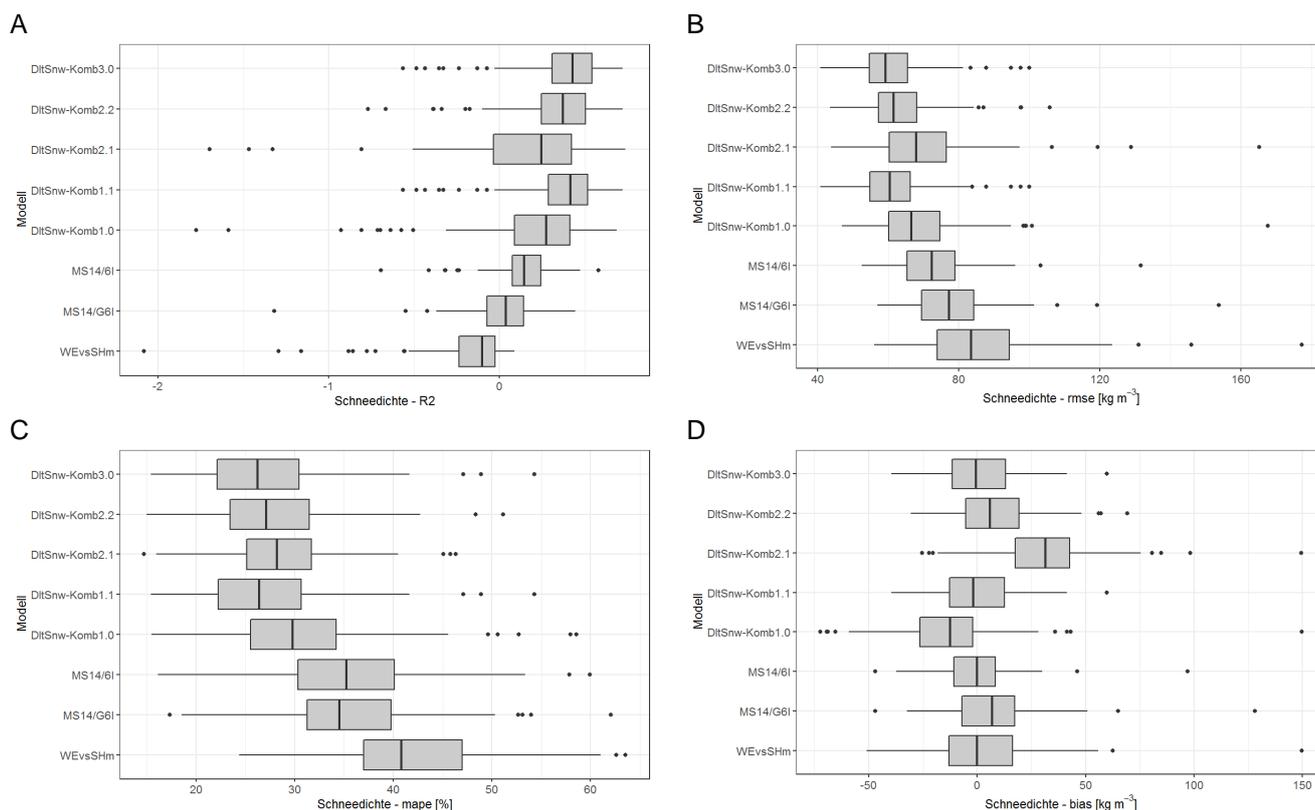


Abbildung 45 Boxplots der (A) R^2 -, (B) $rmse$ -, (C) $mape$ - und (D) $bias$ -Werte aller Schneedichtewerte aller 185 Teststationen (Tabelle 8) für alle betrachteten Modelle.

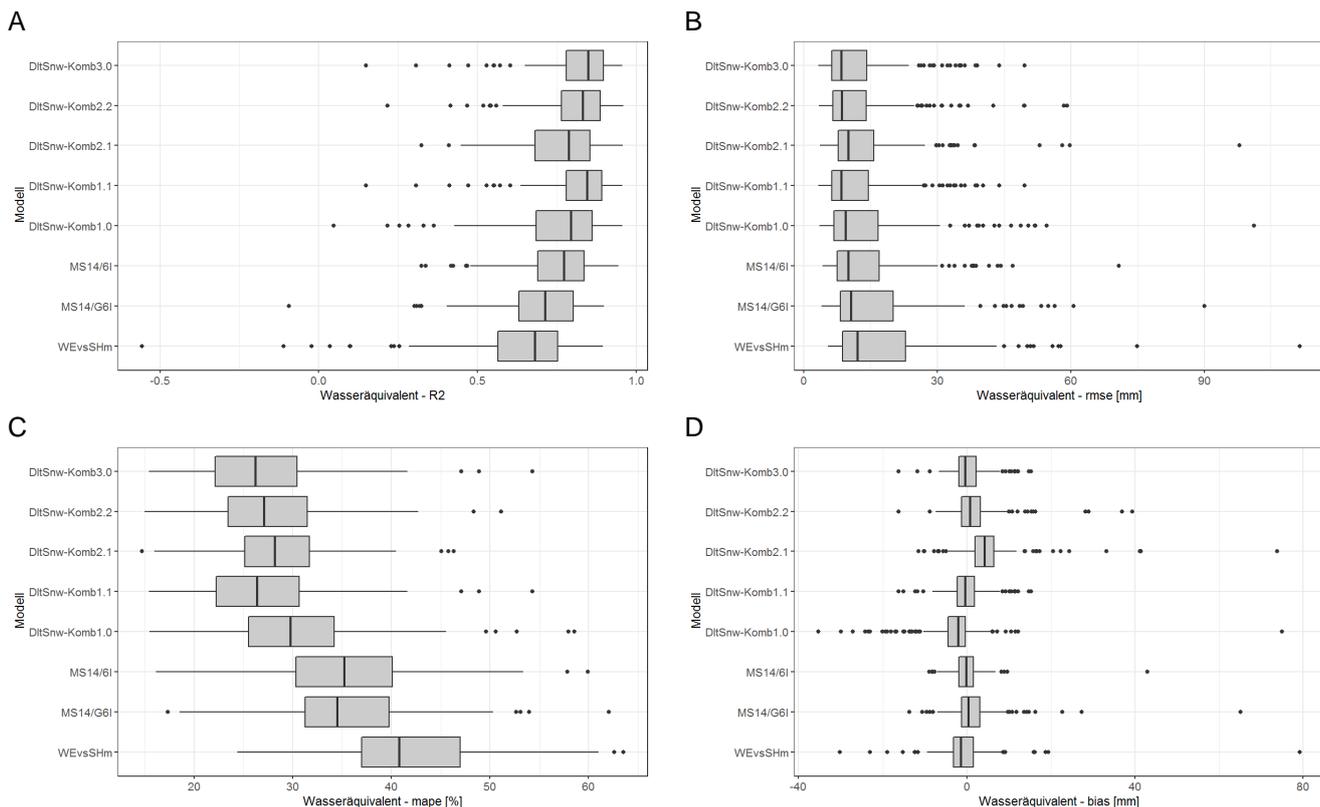


Abbildung 46 Boxplots der (A) R^2 -, (B) $rmse$ -, (C) $mape$ - und (D) $bias$ -Werte aller Wasseräquivalentwerte aller 185 Teststationen (Tabelle 8) für alle betrachteten Modelle.

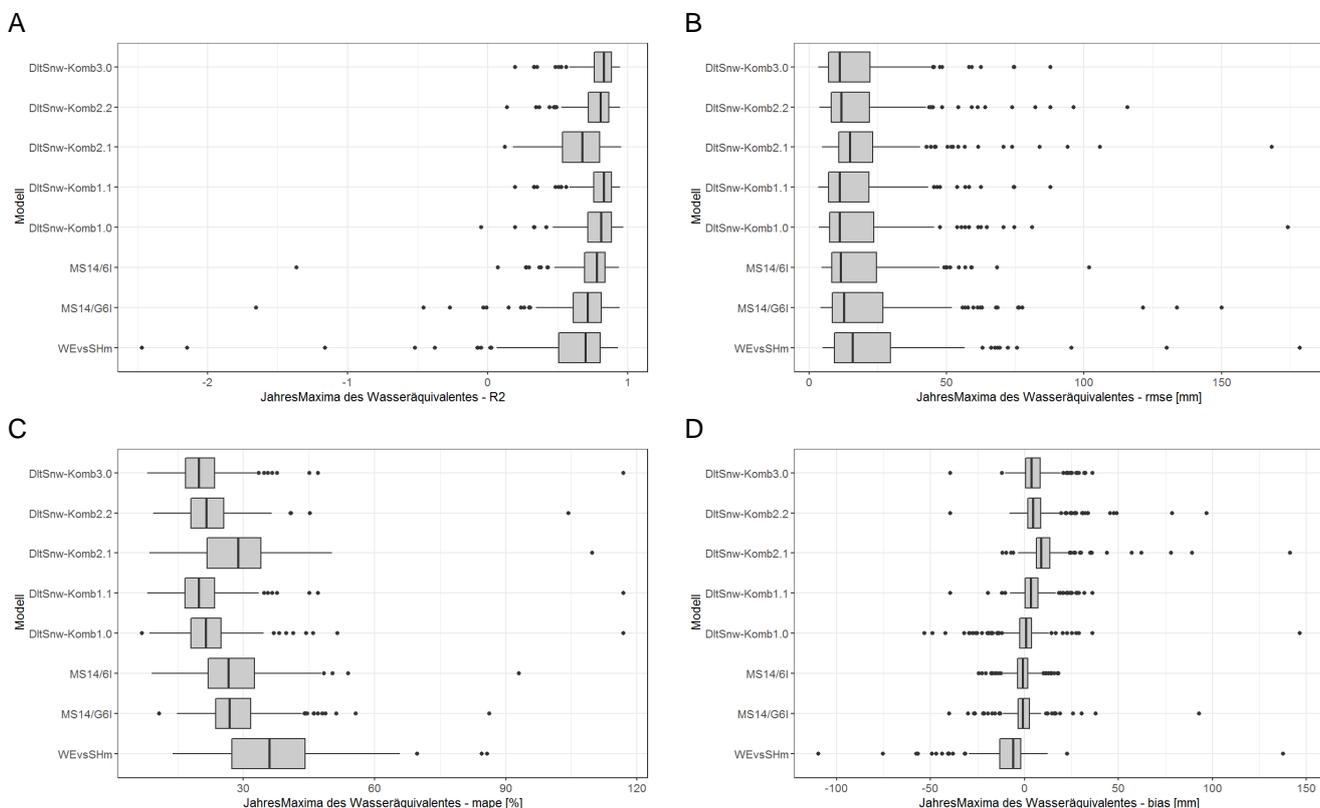
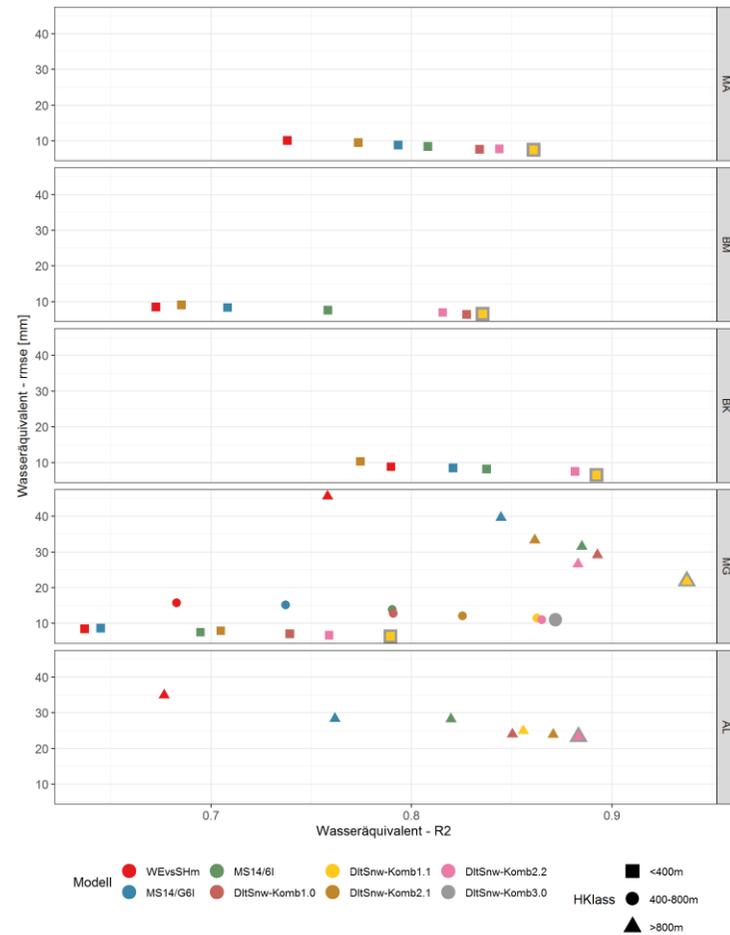


Abbildung 47 Boxplots der (A) R^2 -, (B) $rmse$ -, (C) $mape$ - und (D) $bias$ -Werte der Jahresmaxima der Wasseräquivalentwerte aller 185 Teststationen (Tabelle 8) für alle betrachteten Modelle.

A



B

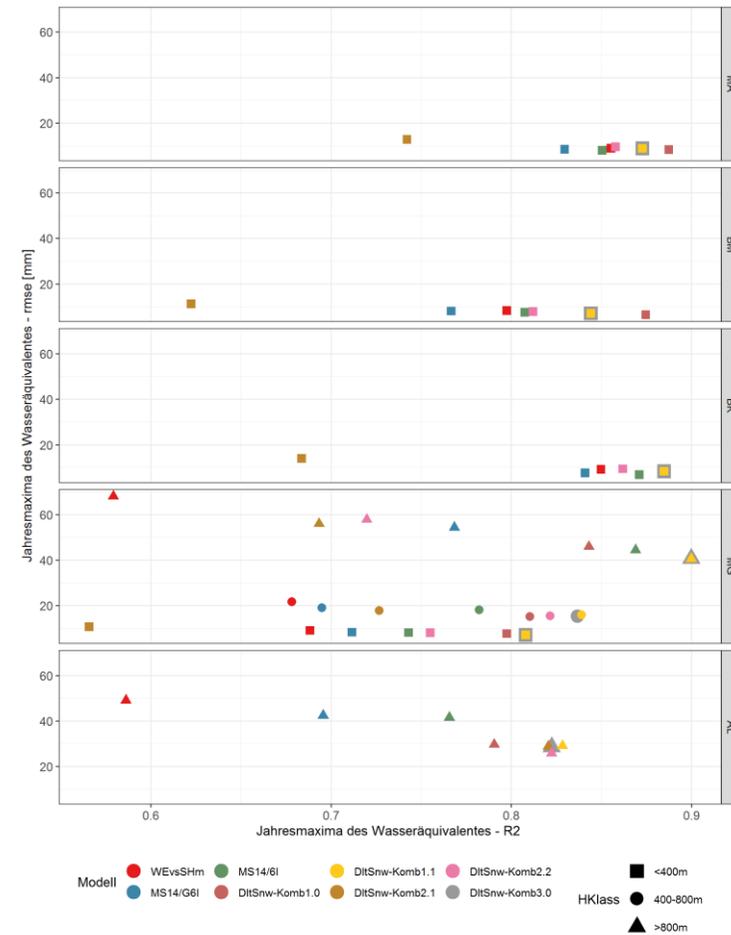


Abbildung 48 Medianwerte der Verteilung des R^2 (Gl. 14) und des $rmse$ (Gl. 15) aller Wasseräquivalentdaten (A) und der Jahresmaxima der Wasseräquivalentdaten (B) der untersuchten Stationen für alle Modelle unterteilt nach Klimagebiet und NHN-Höhenklasse. Positive R^2 -Werte geben den Anteil der experimentellen Varianz an, der durch das Modell erklärt wird; negative R^2 -Werte bedeuten, dass das Modell die beobachtete Variable schlechter als eine Konstante erklärt. Je höher der R^2 und je niedriger der $rmse$ sind, desto besser ist die Übereinstimmung zwischen beobachteten und modellierten Schneedichtenwerten. Da die Fehlerwerte in einigen Fällen gleich sind, ist das Symbol für *Komb3.0* vergrößert, um alle Ergebnisse sichtbar zu machen.

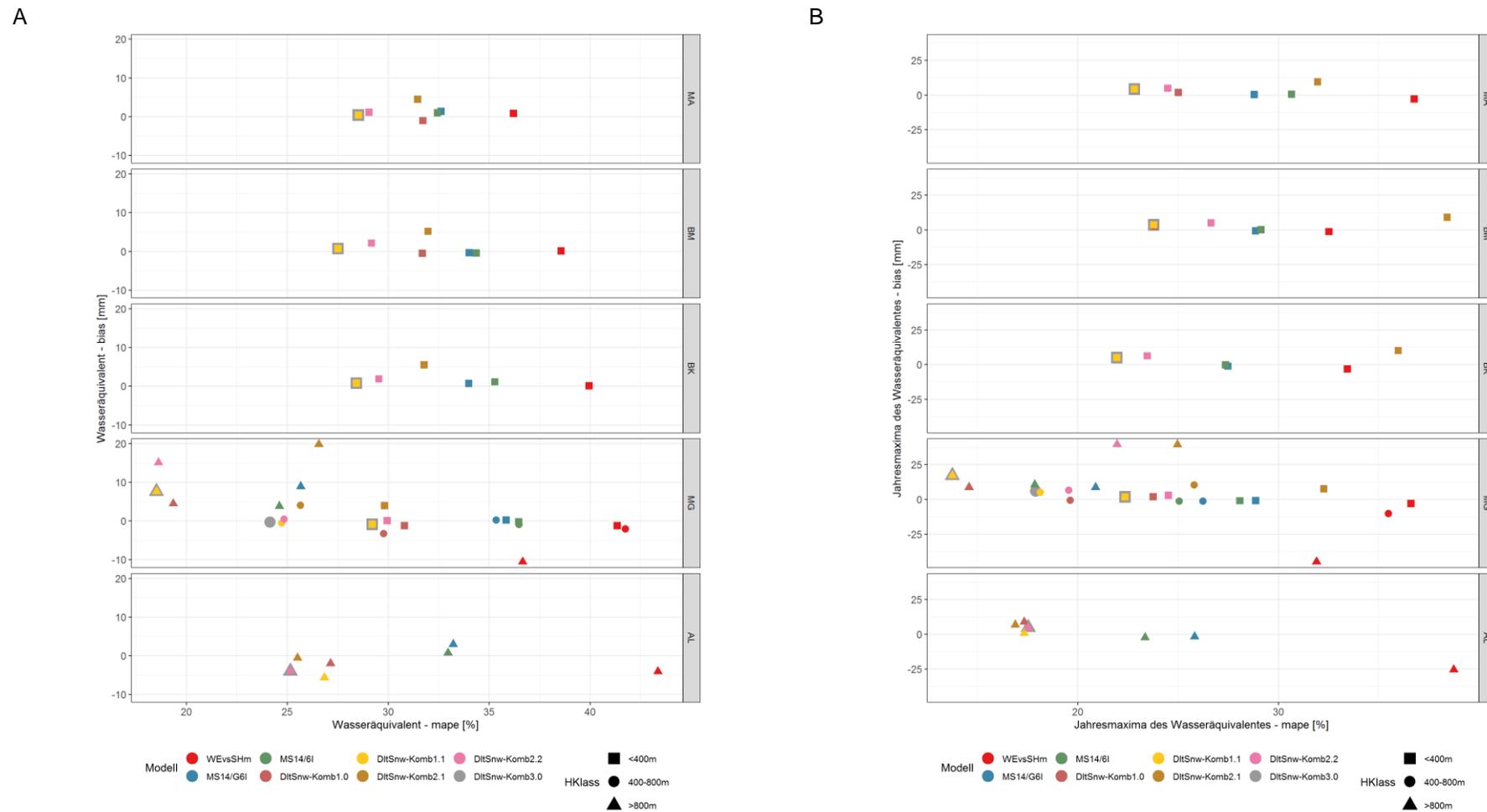


Abbildung 49 Medianwerte der Verteilung des des *mape* (Gl. 16) und des *bias* (Gl. 17) aller Wasseräquivalentdaten (A) und der Jahresmaxima der Wasseräquivalentdaten (B) der untersuchten Stationen für alle Modelle unterteilt nach Klimagebiet und Höhenklasse. Positive (negative) *bias*-Werte zeigen eine Unterschätzung (Überschätzung) der Wasseräquivalente durch das Modell an. Je niedriger sowohl der absolute Wert des *bias* als auch des *mape* sind, desto besser ist die Übereinstimmung zwischen beobachteten und modellierten Wasseräquivalentwerten. Da die Fehlerwerte in einigen Fällen gleich sind, ist das Symbol für *Komb3.0* vergrößert, um alle Ergebnisse sichtbar zu machen.

Im Vergleich mit den Ergebnissen von *DltSnw-Komb1.0* und *DltSnw-Komb1.1* nimmt die Leistung des Modells Δ SNOW (deutlich) ab, wenn die neue Kalibrierung für die Stationsgruppe *Deutschland Gesamt (DltSnw-Komb2.1)* verwendet wird (siehe Abbildung 45 bis Abbildung 47 für die Fehlerverteilungen aller Wasseräquivalente, Abbildung 48 und Abbildung 49 für die Mediane der Fehler aller Wasseräquivalente und der Fehler der Jahresmaxima der Wasseräquivalente).

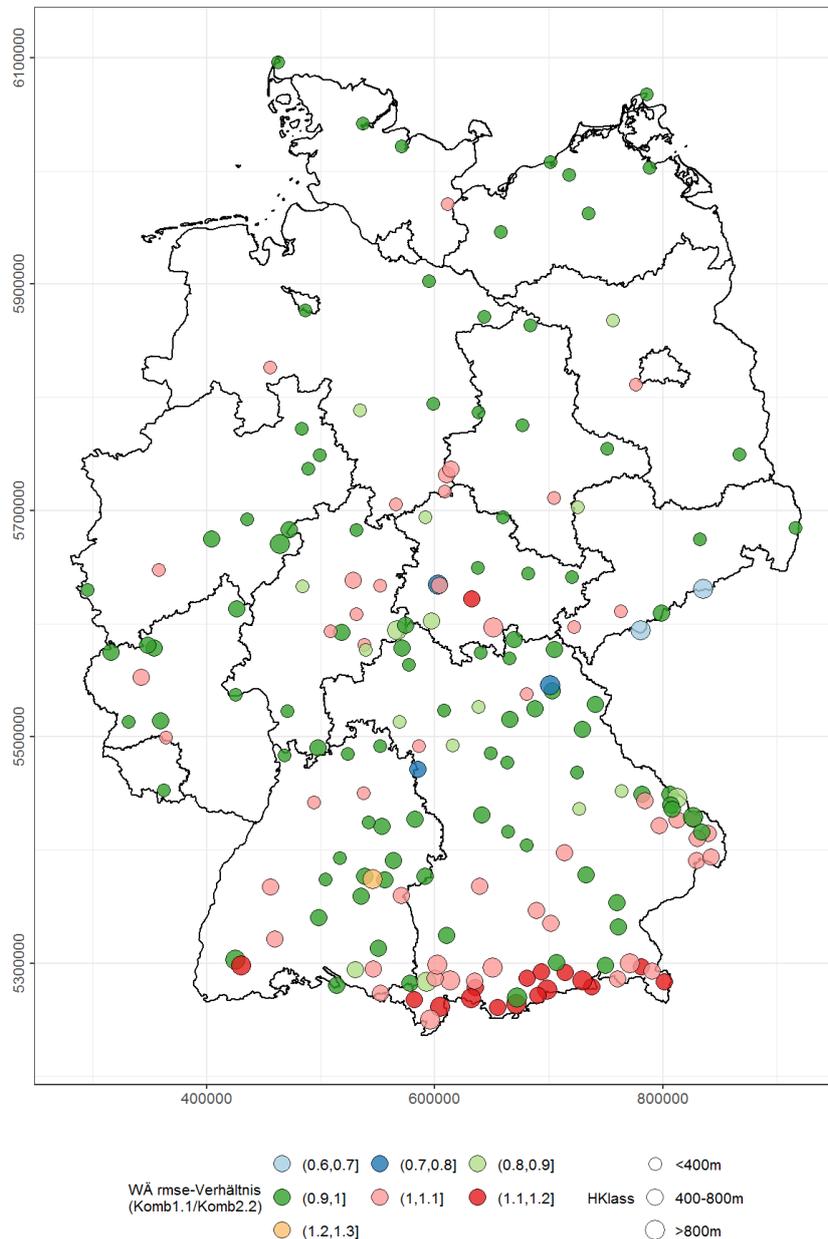


Abbildung 50 Verhältnisse der *rmse*-Fehler des Wasseräquivalentes der mit den Kalibrierungssätzen *DltSnw-Komb1.1* und *DltSnw-Komb2.2* simulierten Zeitreihen für die 185 Teststationen. Die Farbe zeigt die Verhältnisse der *rmse*-Fehler, die Größe der Kreise die Stationshöhe. *rmse*-Verhältnisse < 1 (> 1) weisen auf bessere (schlechtere) Leistungen von *DltSnw-Komb1.1* im Vergleich zu *DltSnw-Komb2.2* hin.

In allen Klimagebieten erbringt das Modell Δ SNOW für die Kombinationen *DltSnw-Komb1.1* und *DltSnw-Komb2.2* ähnliche Leistungen in Bezug auf die *rmse*- und *bias*-Fehler der Wasseräquivalente (*rmse* < 30 mm; *bias* < ±15 mm; jeweils im Median), wobei *DltSnw-Komb1.1* leicht bessere Ergebnisse aufweist (Abbildung 48 und Abbildung 49, weitere Ergebnisse in DWD (2022a)). Lediglich in der alpinen Region (*AL2*, Abbildung 44 B) sind die mit *DltSnw-Komb2.2* erzielten *rmse*-Fehler kleiner (Abbildung 50). Im Bayerischen Wald (ebenfalls *AL2*, siehe Abbildung 44 B) jedoch ergeben die Resultate mit *DltSnw-Komb1.1* die besseren *rmse*-Werte im Vergleich zu *DltSnw-Komb2.2* (Abbildung 50).

Wenn *DltSnw-Komb1.1* verwendet wird, findet man im Vergleich zu *DltSnw-Komb2.2* deutlich bessere Ergebnisse in Bezug auf *R2*- und *mape*-Fehler der Wasseräquivalente (bis ca. 3 Prozentpunkte der *mape*-Fehlerwerte, Abbildung 49).

Diese Ergebnisse - bessere Modellleistung bei kalibrierten Parametern mit klimagebietsbezogenen Stationsgruppen (*DltSnw-Komb1.1*) als bei Parametern, die sich auf Gesamt-Deutschland beziehen (*DltSnw-Komb2.1* und Gruppe *LEI* in *DltSnw-Komb2.2*) - spiegeln die zuvor beobachtete große Heterogenität der Schneedeckenklimatologie in Deutschland wieder (Abbildung 31). Tatsächlich wird der Kalibrierungsdatensatz der Δ SNOW Modellparameter, der sich aus der Gruppe der Stationen in Bezug auf das Gesamt-Deutschland (*DltSnw-Komb2.1*) und in Bezug auf das Bundesgebiet ohne den alpinen Bereich oder das Mittelgebirge in großen Höhen (*LEI* in *DltSnw-Komb2.2*) zusammensetzt, numerisch stark von Daten von Stationen in mittleren Höhen über NHN im Süden des Landes dominiert. Daraus folgt, dass die Verwendung von Kalibrierungsparametern, die auf diesen Stationsgruppen basieren, schlechtere Ergebnisse in niedrigen Höhen (Klimagebiete *MA*, *BM*, *BK* und *MG*, Abbildung 48 und Abbildung 49) liefert.

Die Analysen belegen, dass die Leistungen des Δ SNOW Modells bei Verwendung verschiedener Kombinationen von Kalibrierungsparametern keine weiteren deutlichen Verbesserungen zeigen, insbesondere bei Betrachtung der *rmse*-Fehler für *DltSnw-Komb1.1* und *DltSnw-Komb2.2* im Vergleich zu den Ergebnissen der anderen untersuchten Modelle (siehe Abbildung 45 bis Abbildung 50). Deshalb wird es als nicht notwendig erachtet, weitere Untersuchungen zur Abhängigkeit der Δ SNOW Modellleistung von dem für die Kalibrierung der Modellparameter verwendeten Datensatz (weitere zusätzliche Gruppen von Stationen in anderen regionalen Aufteilungen mit den entsprechenden zusätzlichen Kalibrierungssätzen) vorzunehmen.

Beim Vergleich von *DltSnw-Komb1.1* und *DltSnw-Komb2.2* in der alpinen Region und im Bayerischen Wald ergeben sich jeweils bessere Resultate von *DltSnw-Komb1.1* (Bayerischer Wald) oder *DltSnw-Komb2.2* (alpine Region, siehe Erläuterungen oben und Abbildung 50).

Zur weiteren Reduzierung der Fehler der modellierten Zeitreihen der täglichen Wasseräquivalentwerte aus den Schneehöhenmessungen wurde die Kalibrierung des Modells Δ SNOW erneut optimiert und die optimale Kombination von Kalibrierungssätzen *DltSnw-Komb3.0* ermittelt (siehe Abbildung 51):

1. *BK*-Kalibrierungssatz (siehe Tabelle 7) für die Klimagebiete *MA*, *BM*, *BK* und *MG* (niedrige und mittlere NHN-Höhenlagen außer im Bayerischen Wald und in der Nähe des *AL*-Klimagebietes),
2. *MG*-Kalibrierungssatz (siehe Tabelle 7) für das Klimagebiet *MG* in den größeren NHN-Höhen außer im Bayerischen Wald,
3. *AL2*-Kalibrierungssatz (siehe Tabelle 9) für Klimagebiet *AL* und in den unmittelbar angrenzenden Gebieten *AL*-Klimagebietes,
4. *AL*-Kalibrierungssatz (siehe Tabelle 7) in der Region des Klimagebietes *MG* im Bayerischen Wald,
5. *Brocken*-Kalibrierungssatz (siehe Tabelle 7) für sehr exponierte Standorte (z.B. Brocken und Feldberg in Schwarzwald).

Die Analysen der Fehlerverteilungen zeigen übereinstimmend, dass mit der optimalen Kombination von Kalibrierungssätzen (*DltSnw-Komb3.0*) die besten Ergebnisse bei der Modellierung von Schneedichte, Wasseräquivalent und Jahresmaxima des Wasseräquivalentes erzielt werden (siehe *DltSnw-Komb3.0* in Abbildung 45 für die Schneedichte, Abbildung 46 für das Wasseräquivalent bei Betrachtung aller Daten sowie Abbildung 47 für die Jahresmaxima des Wasseräquivalents).

Mit der optimalen Kombination der Kalibrierungssätzen in *DltSnw-Komb3.0* zeigen die Analysen der Fehlerverteilungen nochmals bessere Resultate im Vergleich zu den Kombinationen *DltSnw-Komb1.1* und *DltSnw-Komb2.2*. in allen Klimagebieten und Höhenlagen über NHN (siehe Abbildung 48 und Abbildung 49, sowohl für alle Wasseräquivalentwerte als auch für deren Jahresmaxima; ausführlich in DWD (2022a)).

Der Vergleich der *rmse*-, *mape*- und *bias*-Fehler der Jahresmaxima des Wasseräquivalentes für jede untersuchte Station für das hybride Regressionsmodell *MS14/6I* und das optimale Δ SNOW Modell (*DltSnw-Komb3.0*), unterteilt nach Klimagebiet und Höhenklasse bestätigt die bessere Resultate von *DltSnw-Komb3.0* für *rmse* und *mape* (siehe Abbildung 52 A und B). Der Vergleich bestätigt auch die bereits festgestellten Tendenzen, dass das hybride Modell *MS14/6I* im Vergleich zum Δ SNOW meist einen kleineren (und häufig leicht negativen) *bias* aufweist (siehe Abbildung 52 C).

Damit tendiert *MS14/6I* zu einer Überschätzung der Beobachtungen der Jahresmaxima der Wasseräquivalente. Das Δ SNOW Modell zeigt allgemein eine Tendenz, die Jahresmaxima der Wasseräquivalente zu unterschätzen, sowohl im Vergleich zu *MS14/6I* (überwiegend über der 1:1-Linie im Modellvergleich, siehe Abbildung 52 C) als auch generell (überwiegend positive *bias*-Werte, siehe Abbildung 52 C).

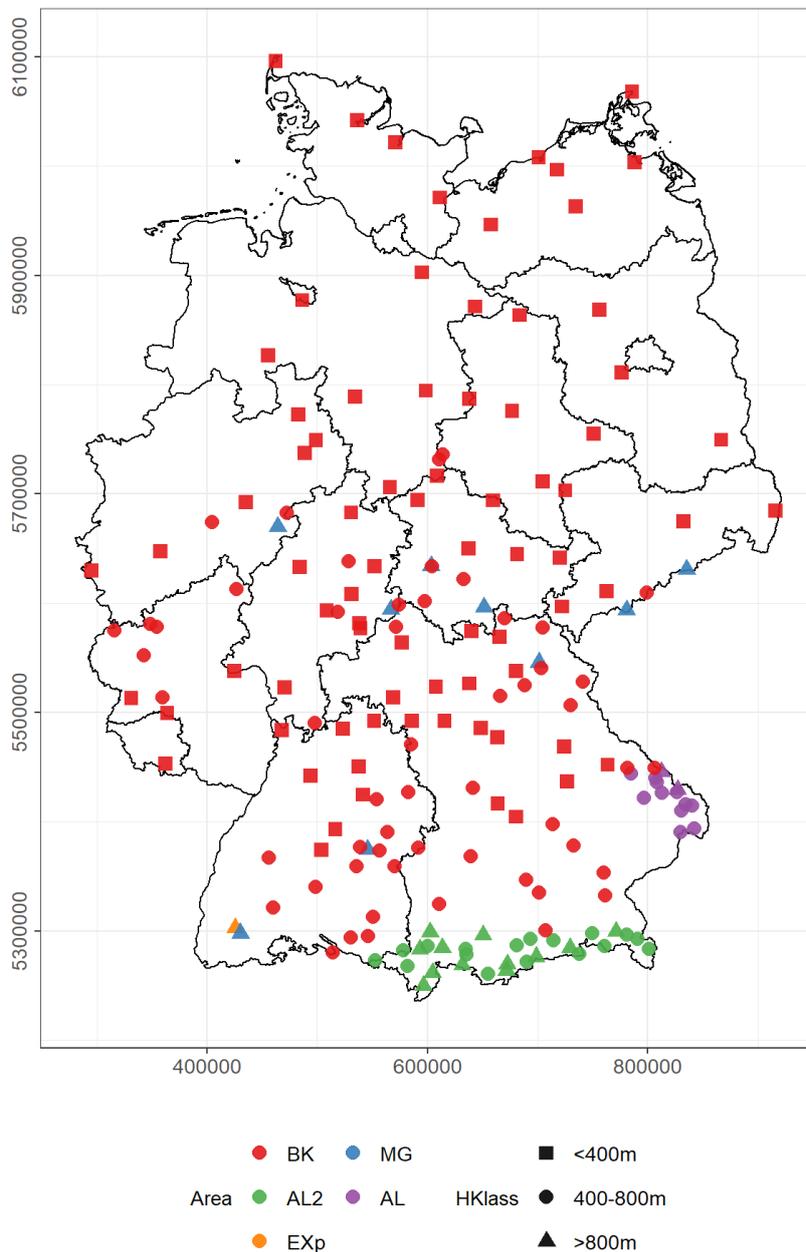


Abbildung 51 Standorte der 185 Teststationen, deren Zeitreihen zur Validierung der Leistungen des Modells Δ SNOW in der optimalen Kombination der Kalibrierungssätze *DltSnw-Komb3.0* verwendet werden.

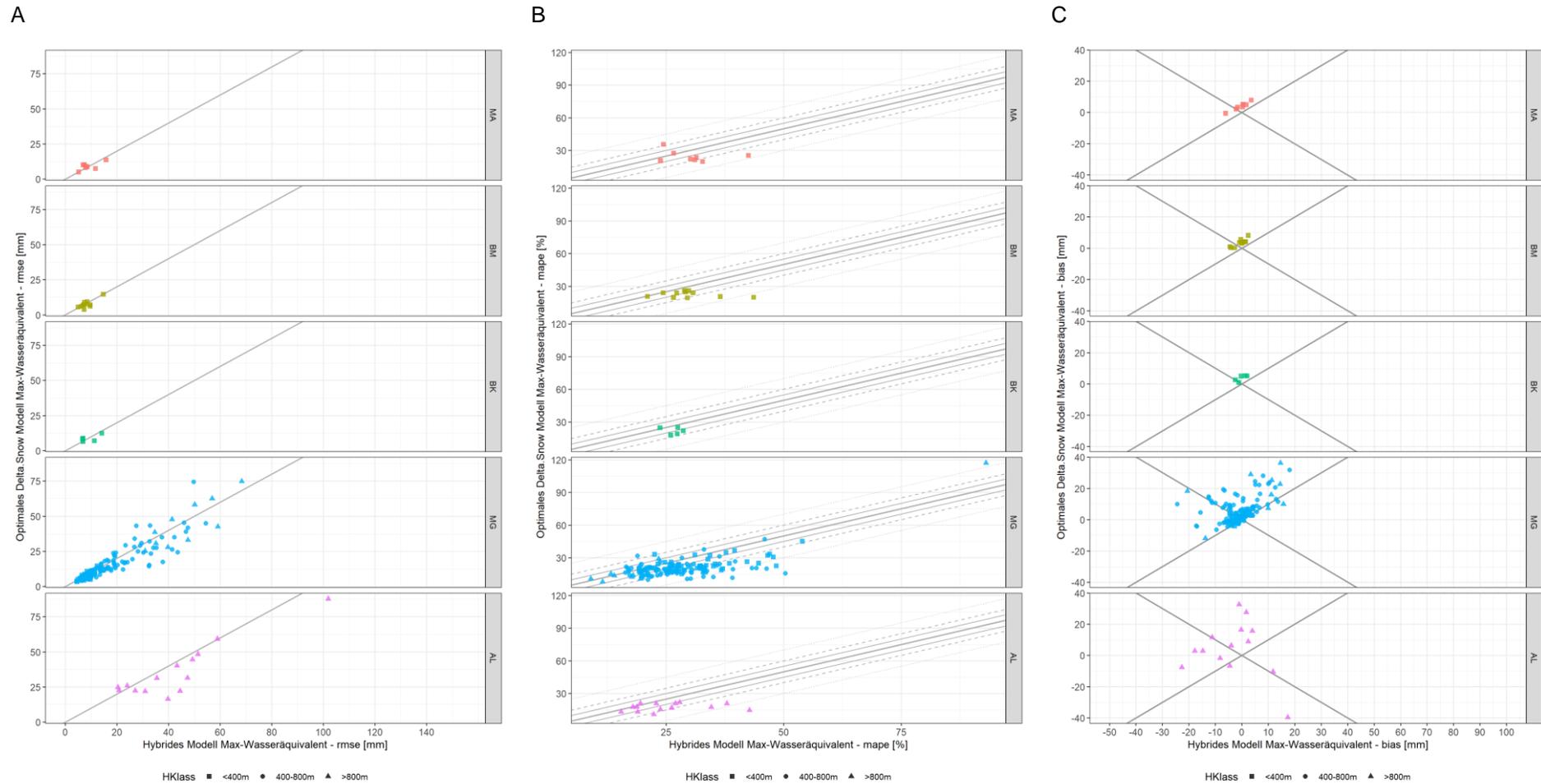


Abbildung 52 A) *rmse*-Fehler (Gl. 15), *mape*-Fehler (Gl. 16) und *bias*-Fehler (Gl. 17) der Jahresmaxima des Wasseräquivalentes für alle untersuchten Teststationen für das hybride Regressionsmodell *MS14/6I* und das optimale Δ SNOW Modell (*DltSnw-Komb3.0*), unterteilt nach Klimagebiet und Höhenklasse. Die grauen Linien zeigen die 1 zu 1 (A bis C) sowie 1 zu -1 Geraden (C).

Die beobachteten und modellierten Werte der Schneedichte und des Wasseräquivalents unter Verwendung des einfachen Regressionsmodells (*WEvsSHm*), des Hybridmodells (*MS14/G6l¹⁰*) und des Δ SNOW Modells (*DltSnw-Komb3.0*) werden in Abbildung 53 - Abbildung 56 beispielhaft für einige Stationen und für die Winter 1978/1979 und 2010/2011 dargestellt, um die Leistung der verschiedenen Modelle im zeitlichen Verlauf zu illustrieren.

Der Vergleich der exemplarisch im Zeitverlauf dargestellten beobachteten und modellierten Werte der Schneedichte und des Wasseräquivalents zeigt generell, dass das einfache Regressionsmodells (*WEvsSHm*) die beobachteten Schneedichten und die beobachteten Wasseräquivalente sowohl (deutlich) überschätzen als auch (deutlich) unterschätzen kann (Abbildung 53 - Abbildung 56).

Die Ergebnisse des Hybridmodells (*MS14/G6l*) stimmen merklich besser mit den beobachteten Werten überein (Abbildung 53 - Abbildung 56), können jedoch insbesondere für exponierte Standorte auch deutliche Abweichungen zeigen (z.B. Abbildung 55 C und Abbildung 56 C). Die Ergebnisse des Δ SNOW Modells (*DltSnw-Komb3.0*) zeigen generell die besten Resultate bei der korrekten Modellierung von Schneedichte und Wasseräquivalente im zeitlichen Verlauf (Abbildung 53 - Abbildung 56).

Dass sowohl das Hybridmodell (*MS14/G6l*) als auch das Δ SNOW Modell (*DltSnw-Komb3.0*) den Zeitverlauf der Beobachtungsdaten lediglich näherungsweise wiedergeben können, liegt im Modellierungsansatz beider Modelle begründet. Sie gehören zur Klasse der empirischen und semi-empirischen Regressionsmodelle, die gerade nicht zum Ziel haben, die Entwicklung der Schneedecke während der Wintersaison mit Hilfe numerischer Verfahren zur Diskretisierung der Massen- und Energieflüsse (thermodynamische Schneedeckenmodelle) zeitlich sehr genau zu beschreiben (siehe Abschnitt 7). Mit ihnen wird die Entwicklung der Schneedecke anhand der Regressionsbeziehung zwischen Schneedecken-Variablen (Schneedichte oder Wasseräquivalent) und anderen Variablen beschrieben, die mit vergleichsweise hohen räumlichen und zeitlichen Auflösungen verfügbar sind (z.B. Schneehöhe).

Semi-empirische multi-Ebenen Modelle modellieren die Entwicklung der Schneedecke unter Berücksichtigung vereinfacht berücksichtigter physikalischer Prozesse (z. B. Neuschneeablagerung, Verdichtung der Schneedecke). Beide Ansätze haben zum Ziel, den zeitlichen Verlauf der Schneedecken im Mittel (im Mittel bezogen auf die betrachteten räumlichen und zeitlichen Skalen) gut zu bestimmen und können deshalb einzelne Zeitverläufe nicht immer korrekt nachbilden (das wäre nur von thermodynamischen Schneedeckenmodellen zu erwarten).

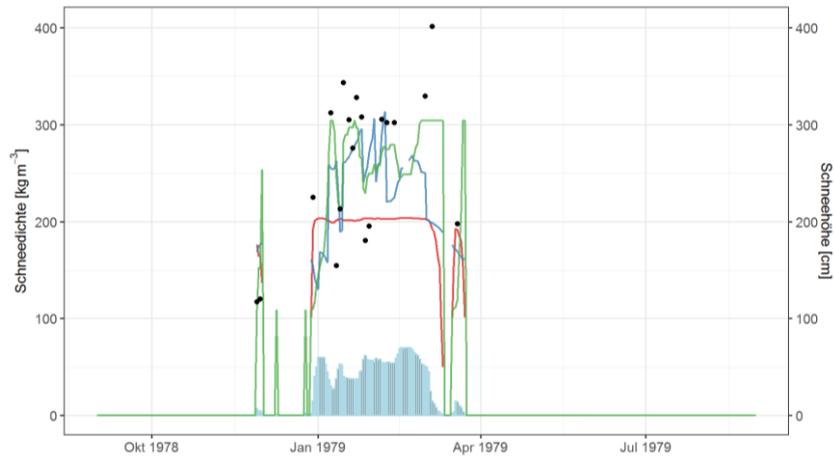
Abbildung 53 bis Abbildung 56 zeigen, dass insbesondere die Jahresmaxima der modellierten Wasseräquivalente überwiegend gut modelliert werden. Selbst für Ausnahmewinter wie 1978/1979¹¹ werden die beobachteten Werte gut wiedergegeben. Es ist zu berücksichtigen, dass auch die beobachteten Werte (methodische) Fehler aufweisen können, die zu Diskrepanzen zwischen Messwerten der Schneehöhe und des Wasseräquivalents führen können (z.B. Schneehöhenmessungen als Mittel aus mehreren horizontal verteilten Messpunkten, für

¹⁰ *MS14/6l* wurde zusätzlich in Abbildung 45 und Abbildung 47 aufgenommen, weil es im Vergleich zu *MS14/G6l* für die meisten Gütemaße hinsichtlich der Modellfehler bessere Ergebnisse zeigt. Für die exemplarisch dargestellten Zeitverläufe der beobachteten und modellierten Werte der Schneedichte und des Wasseräquivalents in Abbildung 53 - Abbildung 56 wurden die ursprünglichen Abbildungen mit *MS14/G6l* beibehalten.

¹¹ Diese Werte für den Ausnahmewinter wie 1978/1979 sind mit hoher Wahrscheinlichkeit ausschlaggebend für die Bestimmung der charakteristischen Werte der Schneelast im Norden Deutschlands.

Wasseräquivalentmessungen ist eine derartige Mittelung aufgrund des damit verbundenen Aufwands nicht möglich).

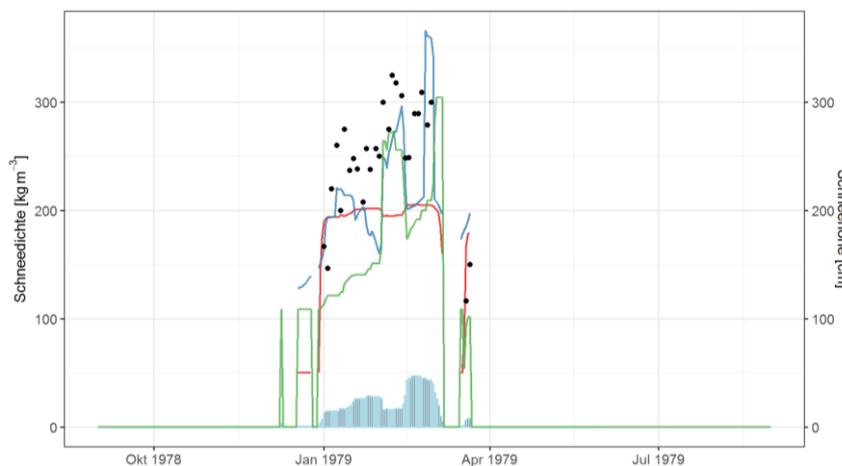
A



B



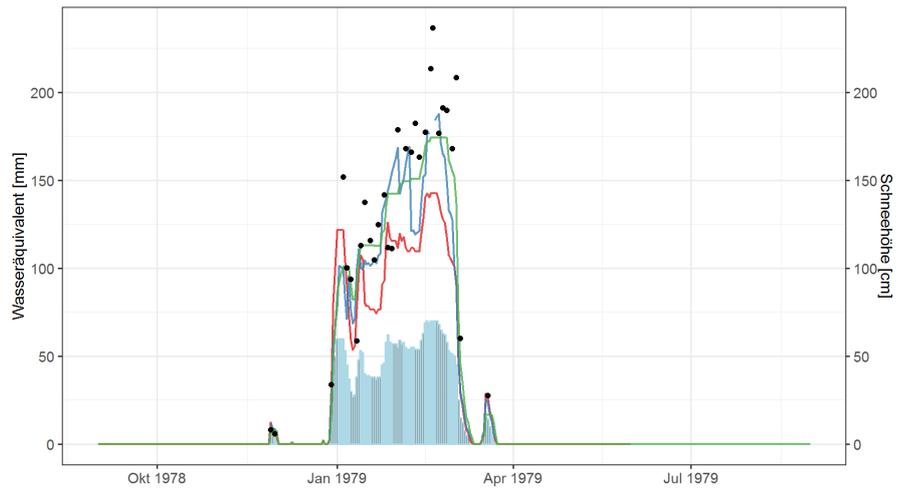
C



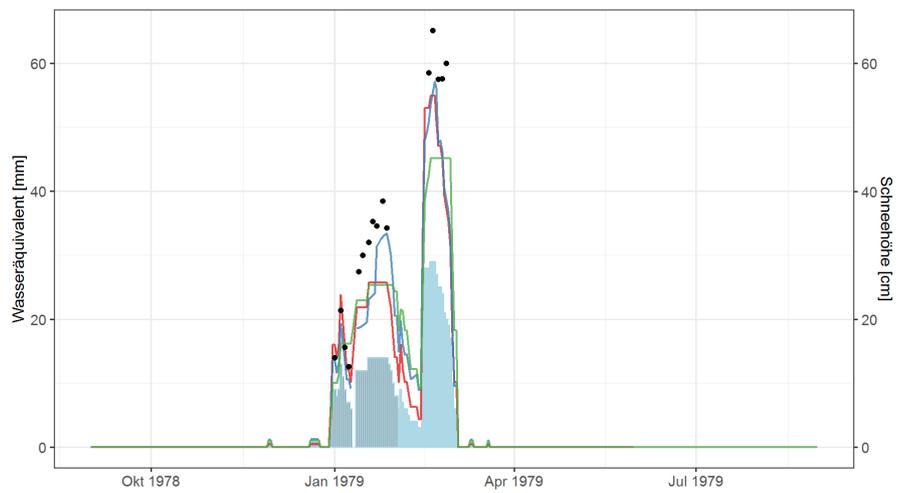
Modell - WEvsSHm - MS14/G6I - DltSnw-Komb3.0

Abbildung 53 Beispiele des zeitlichen Verlaufs der beobachteten (schwarze Kreise) und modellierten (farbige Linien) Schneedichtewerte für die Stationen (A) Schleswig, (B) Diepholz, (C) Angermünde im Winter 1978/1979. Das hellblaue Balkendiagramm zeigt die beobachteten Schneehöhen.

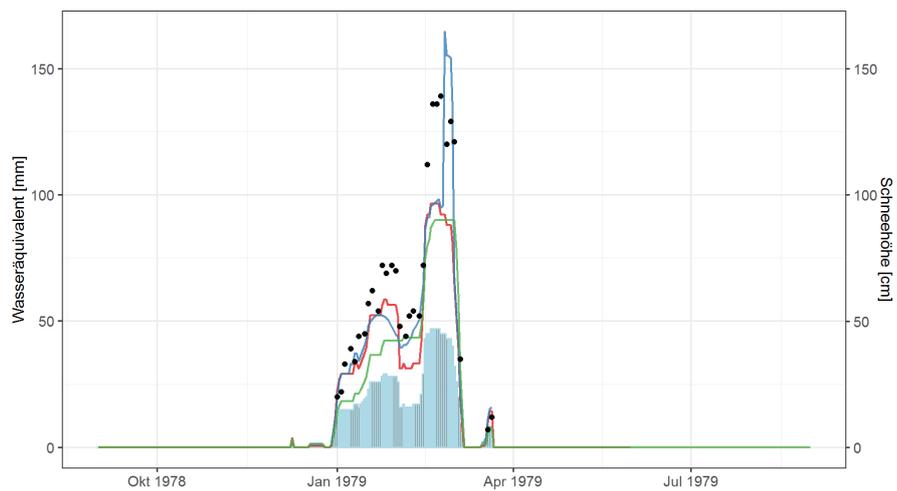
A



B



C



Modell - WEvsSHm - MS14/G6I - DltSnw-Komb3.0

Abbildung 54 Wie in der Abbildung 53, aber für das Wasseräquivalent.

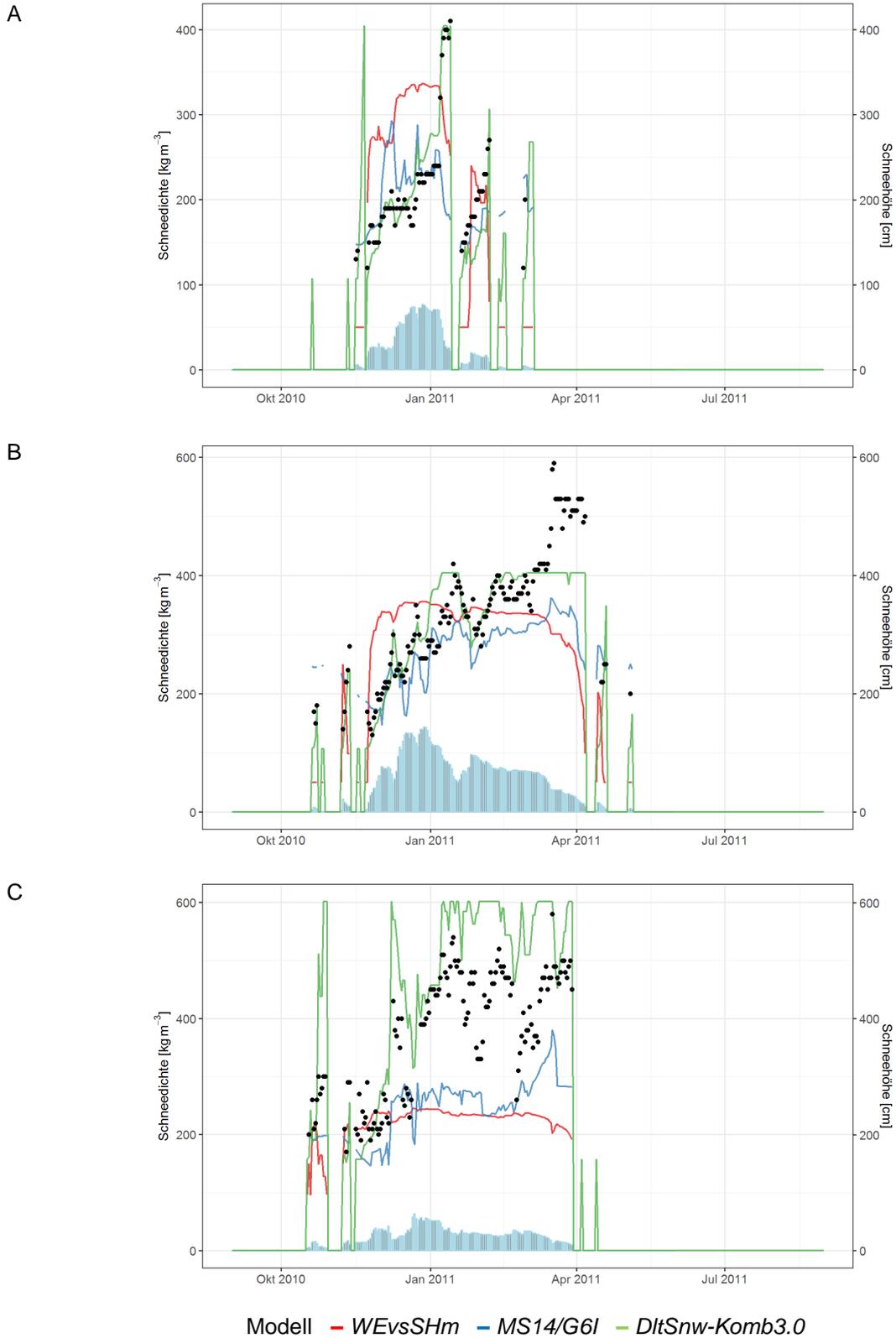


Abbildung 55 Wie Abbildung 53, aber für (A) Wasserkuppe, (B) Fichtelberg, (C) Feldberg (Schwarzwald) im Winter 2010/2011.

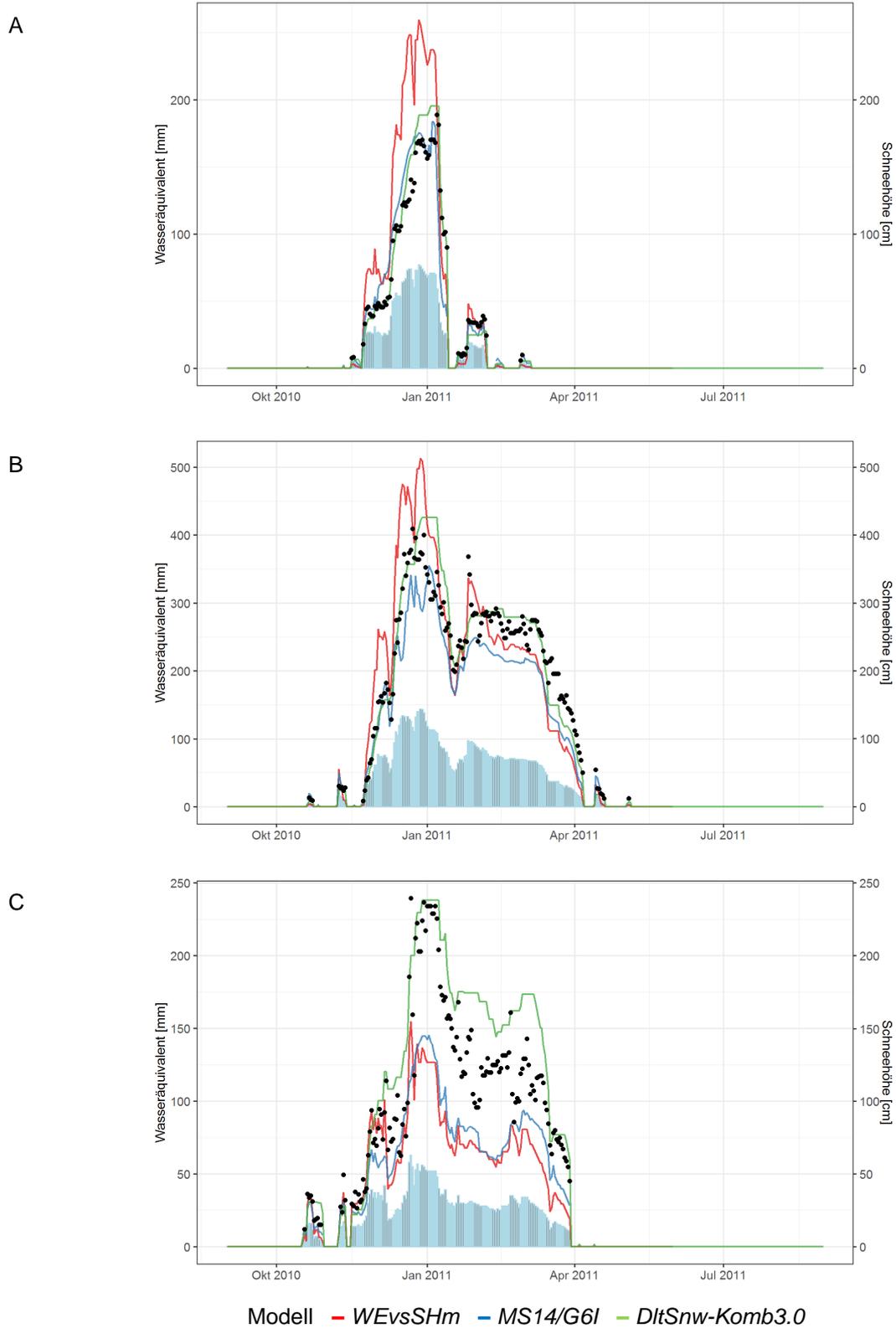


Abbildung 56 Wie in der Abbildung 55, aber für das Wasseräquivalent.

8.7 Empfehlung zur Verwendung von Schneedichtemodellen für Deutschland

In den vorangegangenen Abschnitten wurden unterschiedliche Modellansätze zur Berechnung des Wasseräquivalents der Schneedecke (Schneedichtemodelle) vorgestellt (Abschnitt 7) und geeignete Ansätze für die Anwendung in Deutschland ausgewählt und modifiziert (Abschnitte 8.1 bis 8.6).

Für die gewählten empirischen Regressionsmodelle und das semi-empirische Multi-Ebenen Modell Δ SNOW erfolgte eine umfassende Leistungsanalyse, deren Ergebnisse in Abschnitt 8.5 zusammengefasst und diskutiert wurden. Ziel der Untersuchungen war es, das (die) Modell(e) oder eine Kombination von Modellen zu definieren, die in den weiteren Arbeiten zur Bereitstellung der Schneelastwerte für Deutschland (Berechnung des Wasseräquivalents der Schneedecke aus Punktdaten der Schneehöhenmessungen als Voraussetzung für deren flächendeckende Interpolation zu Rasterdaten auf der täglichen Skala) verwendet werden sollen.

Die Leistungsanalysen zeigen, dass mit dem semi-empirischen Multi-Ebenen Modell Δ SNOW die besten Resultate für die Berechnung sowohl der Schneedichte als auch des Wasseräquivalents auf einer täglichen Skala über Deutschland erzielt werden (Abbildung 45 bis Abbildung 49). Im Rahmen der Leistungsanalysen wurden verschiedene Kalibrierungssätze des Modells Δ SNOW erstellt und getestet (Abschnitt 8.5). Dieser Prozess führte zu einer schrittweisen Optimierung der Kalibrierungssätze und ihrer Anwendung in verschiedenen Klimagebieten und NHN-Höhenklassen (Abschnitt 8.6). In Abschnitt 8.6 wurde schließlich die optimale Kombination der Kalibrierungssätze des Modells Δ SNOW (*DltSnw-Komb3.0*) für die Berechnung von Zeitreihen der täglichen Wasseräquivalentwerte aus Schneehöhenmessungen ermittelt (Abbildung 51).

Die Ergebnisse des Δ SNOW Modells (*DltSnw-Komb3.0*) weisen generell die besten Resultate bei der korrekten Modellierung von Schneedichte und Wasseräquivalente im (jahres-)zeitlichen Verlauf auf (Abbildung 53 - Abbildung 56). Da das Modell Δ SNOW die grundlegenden Prozesse der Schneedeckenalterung und der Massenänderung der Schneedecke durch einzelne Module implementiert, kann die schrittweise Entwicklung der saisonalen Schneedecken mit dem Schwerpunkt der korrekten Simulation der maximalen Wasseräquivalente besser wiedergegeben werden.

Die Analysen der verschiedenen Kalibrierungssätze des Modells Δ SNOW zeigen - wie auch zu erwarten - Unterschiede in verschiedenen Klimagebieten und NHN-Höhenklassen. Jedoch sind die Unterschiede der Δ SNOW Modellparameter in den verschiedenen Kalibrierungssätzen vergleichsweise klein, insbesondere wenn man ähnliche Klimagebiete und NHN-Höhenklassen miteinander vergleicht (Tabelle 7 und Tabelle 9). Da für die einzelnen Kalibrierungen verschiedene Kombinationen von Stationen in den Klimagebieten und NHN-Höhenklassen verwendet wurden, kann somit davon ausgegangen werden, dass die Kalibrierung des Modells Δ SNOW generell zu stabilen Resultaten führt.

Das semi-empirische Multi-Ebenen Modell Δ SNOW wurde für die Erstellung der neuen Schneelastkarte für Österreich von der ZAMG verwendet und steht als Open-Source-Software Paket zur Verfügung (siehe Abschnitt 7.2). Mit der Nutzung des Modells Δ SNOW wären damit erstmals die Voraussetzungen für eine Vergleichbarkeit der Methode für die Berechnung von Zeitreihen der täglichen Wasseräquivalentwerte aus Schneehöhenmessungen als Grundlage

für Schneelastanalysen in Europa gegeben. Da das Modell quelloffen zur Verfügung steht, wäre seine Anwendung auch in anderen EU-Mitgliedsstaaten möglich.

Die Anwendung des Modells Δ SNOW kann nicht erfolgen, wenn Schneehöhenmessdaten für Zeiträume länger als eine Woche fehlen (Messausfälle länger als eine Woche). In diesen Fällen wird das gesamte (Winterhalb-)Jahr vom Modell nicht simuliert und führt zum Ausfall der Berechnung der täglichen Wasseräquivalentwerte für den gesamten Zeitraum (Jahr).

Die Leistungsanalysen zeigen weiterhin, dass die Modelle der *MS14**-Gruppe die besten Resultate der empirischen Regressionsmodelle aufweisen (Abbildung 40 bis Abbildung 42). Die Modelle der *MS14**-Gruppe zeigen im Vergleich zum Modell Δ SNOW meist einen geringeren und leicht negativen *bias* (*MS14/G6I*, *MS14/6I* in Abbildung 46, Abbildung 47), d.h. sie zeigen eine Tendenz zur Überschätzung der Messwerte, insbesondere für die Jahresmaxima des Wasseräquivalents und für kleine und mittlere NHN-Höhen (< 800 m über NHN). Das Modell Δ SNOW Modell wiederum zeigt allgemein eine Tendenz, die Wasseräquivalente und deren Jahresmaxima zu unterschätzen (positiver Medianwert des *bias*, Abbildung 49 B).

Die Ergebnisse der empirischen Regressionsmodelle der *MS14**-Gruppe stimmen im (jahres-)zeitlichen Verlauf besser als die einfachen Regressionsmodelle mit den beobachteten Werten überein (Abbildung 53 - Abbildung 56), können jedoch insbesondere für exponierte Standorte auch deutliche Abweichungen zeigen.

Der Vorteil der empirischen Regressionsmodelle der *MS14**-Gruppe ist, dass für ihre Anwendung keine Voraussetzungen an die Datenverfügbarkeit im (Jahres-)Zeitverlauf bestehen. Damit kommt es nicht zu Ausfällen bei der Berechnung der täglichen Wasseräquivalentwerte im Fall längerer Ausfälle der Schneehöhenmessungen (Voraussetzung ist, dass für die Berechnung der Regressionsparameter am betrachteten Standort ausreichend Daten verfügbar sind).

Aufgrund der Unterschiede in

- den Ergebnissen der Leistungsanalysen zum *bias* und
- in den Voraussetzungen an die Datenverfügbarkeit von Schneehöhenmessungen im Zeitverlauf

wurde vorgeschlagen, sowohl

- das semi-empirische Multi-Ebenen Modell Δ SNOW (*DltSnw-Komb3.0*) als auch
- das empirische Regressionsmodell der *MS14**-Gruppe (*MS14/6I*)

für die Berechnungen des Wasseräquivalentes der Schneedecke aus Punktdaten der Schneehöhenmessungen als Voraussetzung für deren flächendeckende Interpolation zu Rasterdaten auf der täglichen Skala als Grundlage für die Bereitstellung der Schneelastwerte für Deutschland zu verwenden.

9 Berechnung täglicher Wasseräquivalentraster für Gesamt-Deutschland

Der Datensatz der täglichen Raster des Wasseräquivalentes (WÄ) wurde auf der Basis aller verfügbaren gemessenen Schneehöhenzeitreihen generiert. Insgesamt wurden 5501 Schneehöhenzeitreihen von Messstationen in Deutschland im Zeitraum zwischen 1950 und 2020 genutzt, deren Qualität und Homogenität geprüft wurden. Die Homogenitätstests ergaben, dass lediglich 34 Zeitreihen (mindestens) eine Inhomogenität aufwiesen. Von diesen Zeitreihen wurden die jeweils längsten homogenen Zeitabschnitte für die weiteren Analysen verwendet. Zum

Datensatz der deutschen Schneehöhenzeitreihen wurden die Schneehöhenzeitreihen der Stationen in den südlichen Nachbarländern in einer Entfernung von weniger als 50 km von der Grenze für den Zeitraum zwischen 1950 und 2020 hinzugefügt (Abbildung 57). Diese Beobachtungen sind von grundlegender Bedeutung, denn sie können insbesondere in Bergregionen sowohl die Genauigkeit der Endergebnisse des Forschungsvorhabens in den grenznahen Gebieten als auch die Übereinstimmung mit ähnlichen Analysen in den Nachbarländern verbessern. Insgesamt wurden zusätzlich 500 Schneehöhenzeitreihen aus den Nachbarländern genutzt, davon 28 Zeitreihen aus Frankreich, 79 aus der Schweiz, 248 aus Österreich und 145 aus der Tschechischen Republik.

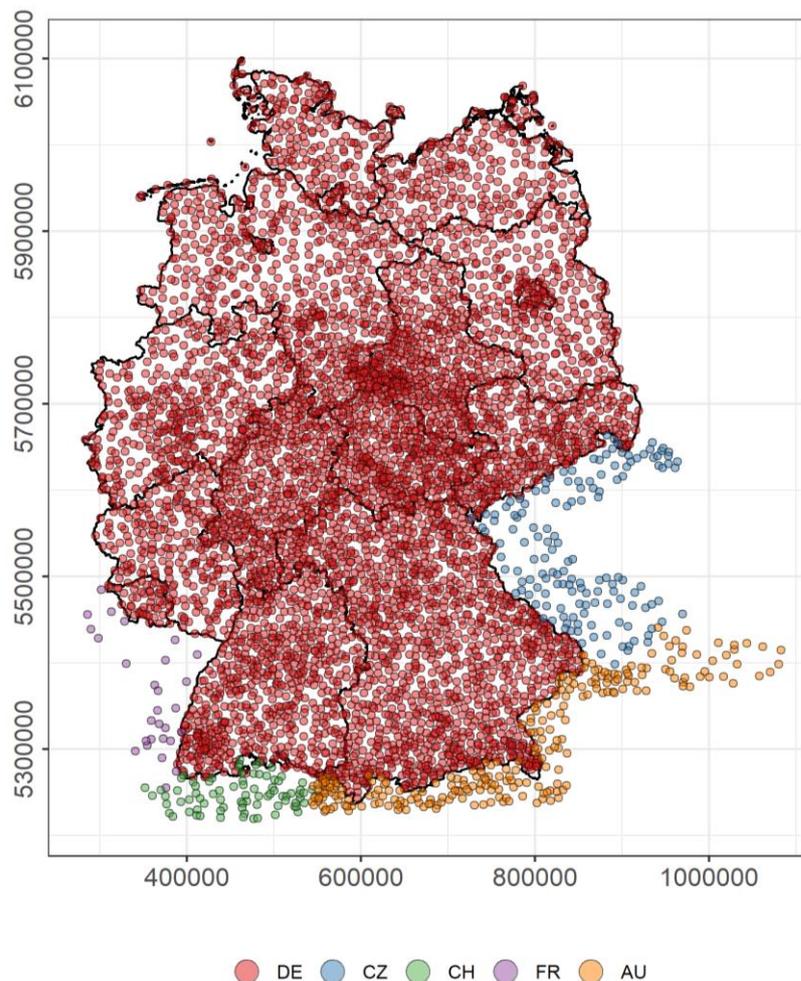


Abbildung 57 Standorte der Messstationen, deren Zeitreihen im Forschungsvorhaben verwendet wurden.

Auf der Basis der genannten (an den Stationen) gemessenen Schneehöhenzeitreihen wurden durch die Anwendung von zwei ausgewählten Schneedichtemodellen (siehe Abschnitt 8.7) auf der täglichen Skala zwei WÄ-Datensätze (Stationszeitreihen des Wasseräquivalentes) berechnet. Die Berechnungen erfolgten auf der Grundlage des hybriden Regressionsmodells (HM, ausgehend von McCreight und Small, 2014) der *MS14**-Gruppe und des semi-empirischen multi-Ebenen Modells Δ SNOW (DS, ausgehend von Winkler et al., 2021).

Anschließend wurden alle verfügbaren und geprüften Schneehöhen- und Wasseräquivalentdaten (zwei WÄ-Datensätze auf der Grundlage der genutzten WÄ-Modelle) auf Raster mit

1 km x 1 km räumlicher Auflösung unter Verwendung des Interpolationsmoduls des SNOW4-Modells (siehe Abschnitt 6) interpoliert. Als Ergebnis lagen tägliche 1 km x 1 km Raster mit Schneehöhen- und Wasseräquivalentwerten für den Zeitraum zwischen 1950 und 2020 vor. Für jedes Rasterelement sind damit Schneehöhen- und Wasseräquivalentzeitreihen mit einer Länge von 70 Jahren verfügbar. Aus den (jeweils zwei) täglichen Wasseräquivalentrastern resultieren (jeweils zwei) tägliche Raster der Schneelast. Daraus wurden für jedes Rasterelement jeweils zwei tägliche (Raster-)Zeitreihen der interpolierten Schneelasten für ganz Deutschland gewonnen und als Datenbasis für die nachfolgenden Extremwertanalysen genutzt.

10 Extremwertanalyse der Schneelast (EWA)

10.1 Methoden

Der charakteristische Wert der Schneelast (S_k) auf dem Boden ist nach DIN EN 1991-1-3:2010-12 definiert als die „Schneelast auf dem Boden mit einer jährlichen Überschreitungswahrscheinlichkeit von 0,02, wobei außergewöhnliche Schneelasten ausgenommen sind“. Der charakteristische Wert entspricht damit dem 98%-Perzentil der Jahresmaxima der Schneelast und einer mittleren Wiederkehrperiode von 50 Jahren.

Der charakteristische Wert der Schneelast kann mit Hilfe der Extremwertanalyse auf der Grundlage von Zeitreihen von Tageswerten ermittelt werden, die für jedes Element des Rasters der Schneelast über den 70-jährigen Zeitraum zwischen 1950 bis 2020 erstellt wurden. Im vorliegenden Forschungsvorhaben kamen Standardmethoden zur Extremwertanalyse auf der Grundlage des Ansatzes der Jahresmaxima („Block Maxima“) zur Anwendung (Gumbel, 1958).

Die Schneeklimatologie in Deutschland ist sehr heterogen und weist erhebliche Unterschiede sowohl zwischen den verschiedenen Klimaregionen als auch zwischen den verschiedenen Höhenlagen innerhalb derselben Klimaregion auf. Die Heterogenität betrifft nicht nur das Gesamtvolumen der Schneedecke, sondern auch die Dauer und Kontinuität der Schneedecke während des Winters. Diese Unterschiede können sich insbesondere in der Form der (Wahrscheinlichkeits-)Verteilung der Schneelastmaxima widerspiegeln, vor allem an den Rändern der Verteilungen der Jahresmaxima der Schneelasten („leichte“ oder „schwere“ Ränder¹²). Um diese Aspekte, welche die Analyse von S_k stark beeinflussen können, zu berücksichtigen, wurden die zwei folgenden Verteilungsfunktionen der Extremwerte $F(x)$ genutzt:

1. Gumbel Verteilungsfunktion (Gumbel, 1958):

$$F(x) = e^{-e^{-\frac{1}{\beta}(x-\mu)}} \quad x \in \mathfrak{R} \quad (\text{Gl. 18})$$

¹² Betrachtet man die Ränder von Wahrscheinlichkeitsverteilungen, dann kann man zwischen Verteilungen mit „schweren“ oder „leichten“ Rändern („heavy tails“ bzw. „light tails“) unterscheiden. Wenn eine Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion langsamer als exponentiell (zum Rand hin) fällt, dann wird sie auch als Funktion mit „schwerem“ Rand bezeichnet. Anschaulich besagt der Begriff „schwerer Rand“, dass am „Rand“ oder am „Ende der Verteilung“ (aufsummiert) größere Wahrscheinlichkeiten zu erwarten sind als bei der Exponentialverteilung. Damit ist die Wahrscheinlichkeit, (sehr) große Werte (auch Ausreißer) der beschriebenen Variablen zu erhalten, größer. Die Fréchet-Verteilung ist ein Beispiel für eine Verteilung mit schwerem Rand. Wahrscheinlichkeitsverteilungen, die „dünnere“ Enden als eine Exponentialverteilung haben, werden auch als Verteilungen mit „leichtem“ Rand bezeichnet. Ihre Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion fällt schneller als exponentiell (zum Rand hin). Die Gumbel-Verteilung ist ein Beispiel für eine Verteilung mit leichtem Rand.

wobei $\beta (> 0)$ der Skalierungs- und μ der Lageparameter sind;

2. Generalisierte Extremwertverteilung (GEV, (Coles et al., 2001)):

$$F(x) = \begin{cases} e^{-\left(1+\epsilon\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)\right)^{-1/\epsilon}} & \epsilon \neq 0 \\ e^{-e^{-\frac{1}{\sigma}(x-\mu)}} & \epsilon = 0 \end{cases} \quad x \in \mathfrak{R} \quad \text{(Gl. 19)}$$

wobei $\sigma (> 0)$ der Skalierungs-, μ der Lage- und ϵ der Formparameter sind.

Dabei kontrolliert der Formparameter ϵ in (Gl. 18) den Rand der Generalisierten Extremwertverteilung. Wenn $\epsilon = 0$ ist, konvergiert die GEV zu einer Gumbel-Verteilung (Typ 1, mit leichten oberen Rand). Wenn $\epsilon > 0$ ist, hat die Funktion einen schweren oberen Rand (Frechét-Verteilung, Typ 2). Wenn $\epsilon < 0$ ist, hat die Funktion einen begrenzten oberen Rand (negative Weibull-Verteilung, Typ 3). Die für die Analyse erforderliche Bedingung ist, dass der Formparameter eine endliche Varianz aufweist, d.h. das $|\epsilon| < 0.5$ erfüllt wird (Coles et al., 2001).

Es sollte berücksichtigt werden, dass die Robustheit der Schätzung der Parameter der Verteilungen stark von der Länge der verwendeten Zeitreihen abhängt, insbesondere bei Verwendung der Maximum-Likelihood-Methode (Methode der „größten Plausibilität“). Dies kann in Regionen mit kleinen NHN-Höhen von Bedeutung sein, in denen Jahre ohne Schneedecke auftreten können, was zu einer Gesamtzahl Jahresmaxima führt, die kürzer ist als die Gesamtlänge der Rasterzeitreihe (<70 Jahresmaximalwerte).

Deshalb wurden für die beiden Funktionen nach (Gl. 18) und (Gl. 19) verschiedene Methoden zur Schätzung der Parameter der Verteilungsfunktionen verwendet (Coles et al., 2001; Katz et al., 2002):

- die Methode der kleinsten Quadrate („least squares“, LS),
- die Maximum-Likelihood-Methode (Methode der „größten Plausibilität“, MLE),
- die Generalisierte Maximum-Likelihood-Methode (GMLE) und
- die L-Momenten-Methode (LMom).

Tabelle 10 Kombinationen der Extremwertverteilungsfunktion und Schätzfunktion zur Auswertung der Parameter der Verteilungsfunktionen (Gum = Gumbelverteilung, GEV = Generalisierte Extremwertverteilung, LS = Methode der kleinsten Quadrate, MLE = Maximum-Likelihood-Methode, GMLE = Generalisierte Maximum-Likelihood-Methode, LMom = L-Momenten-Methode)

		Schätzfunktion			
		LS	MLE	GMLE	LMom
Extremwertverteilungsfunktion	Gum	x	x		
	GEV		x	x	x

Die Ermittlung der Parameter der Verteilungsfunktionen wurde mit dem opensource R-Paket extRemes (<https://cran.r-project.org/package=extRemes>) durchgeführt (Gilleland und Katz, 2016). Da insgesamt fünf Kombinationen zur Schätzung der Verteilungsparameter der Funktionen in (Gl. 18) und (Gl. 19) verwendet wurden (Tabelle 10), ergaben sich schließlich zehn

verschiedene S_k -Werte (zwei WÄ-Modelle und fünf Kombinationen der Verteilungsparameter) für jedes Rasterelement (Abbildung 58).

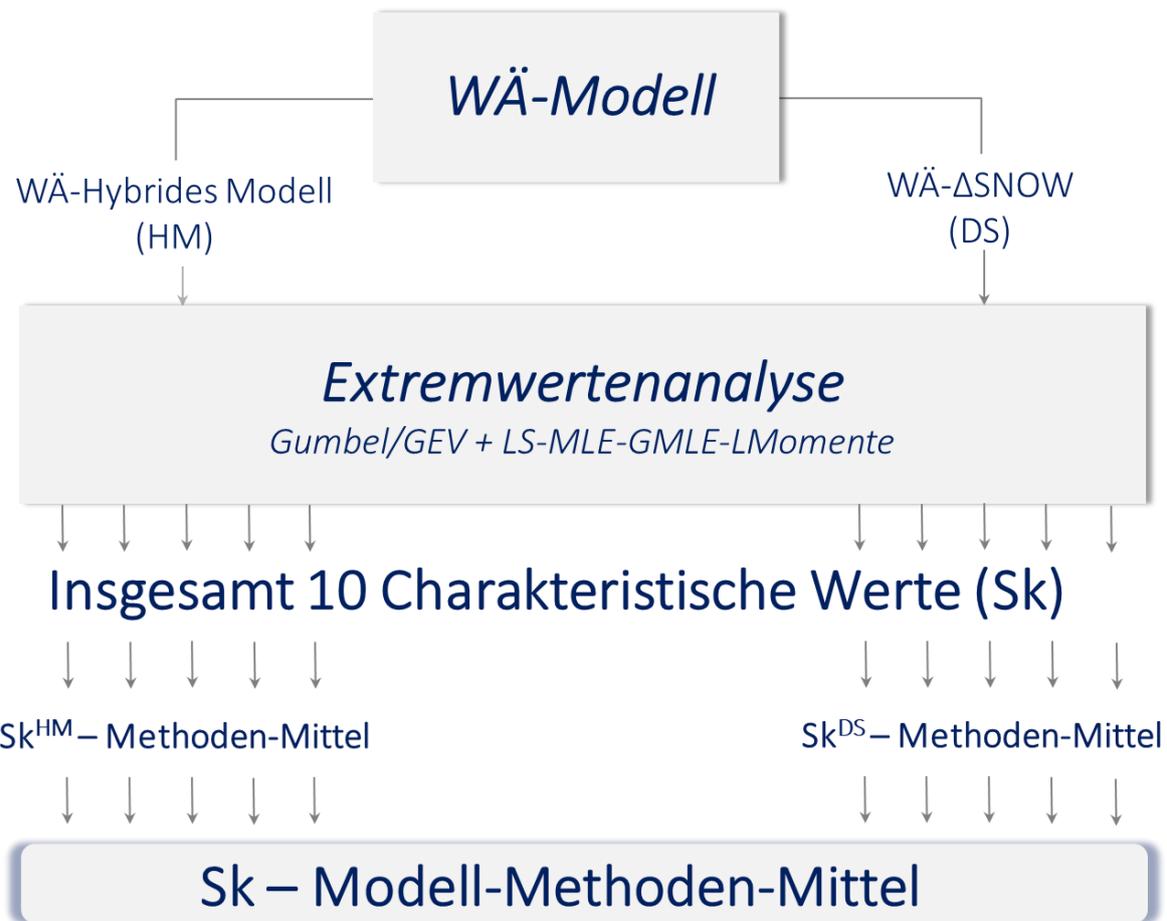


Abbildung 58 Für jedes Rasterelement resultieren zehn charakteristische Werte der Schneelast (S_k) auf dem Boden (jeweils fünf Kombinationen zur Schätzung der Verteilungsparameter in (Gl. 18) und (Gl. 19) für zwei WÄ-Modelle), aus denen Methodenmittelwerte und schließlich Modell-Methoden-Mittelwerte abgeleitet werden können.

Aus den jeweils fünf Kombinationen der Verteilungsparameter wurden für die zwei WÄ-Modelle jeweils Methodenmittel der charakteristische Werte der Schneelast (S_k) auf dem Boden bestimmt. Aus den Methodenmittelwerten S_k^{HM} und S_k^{DS} wurde schließlich der Modell-Methodenmittelwert für S_k berechnet (Abbildung 58).

Abbildung 59 zeigt Beispiele der Extremwertanalyse für die charakteristischen Werte der Schneelast (S_k) für zwei Rasterelemente in Deutschland.

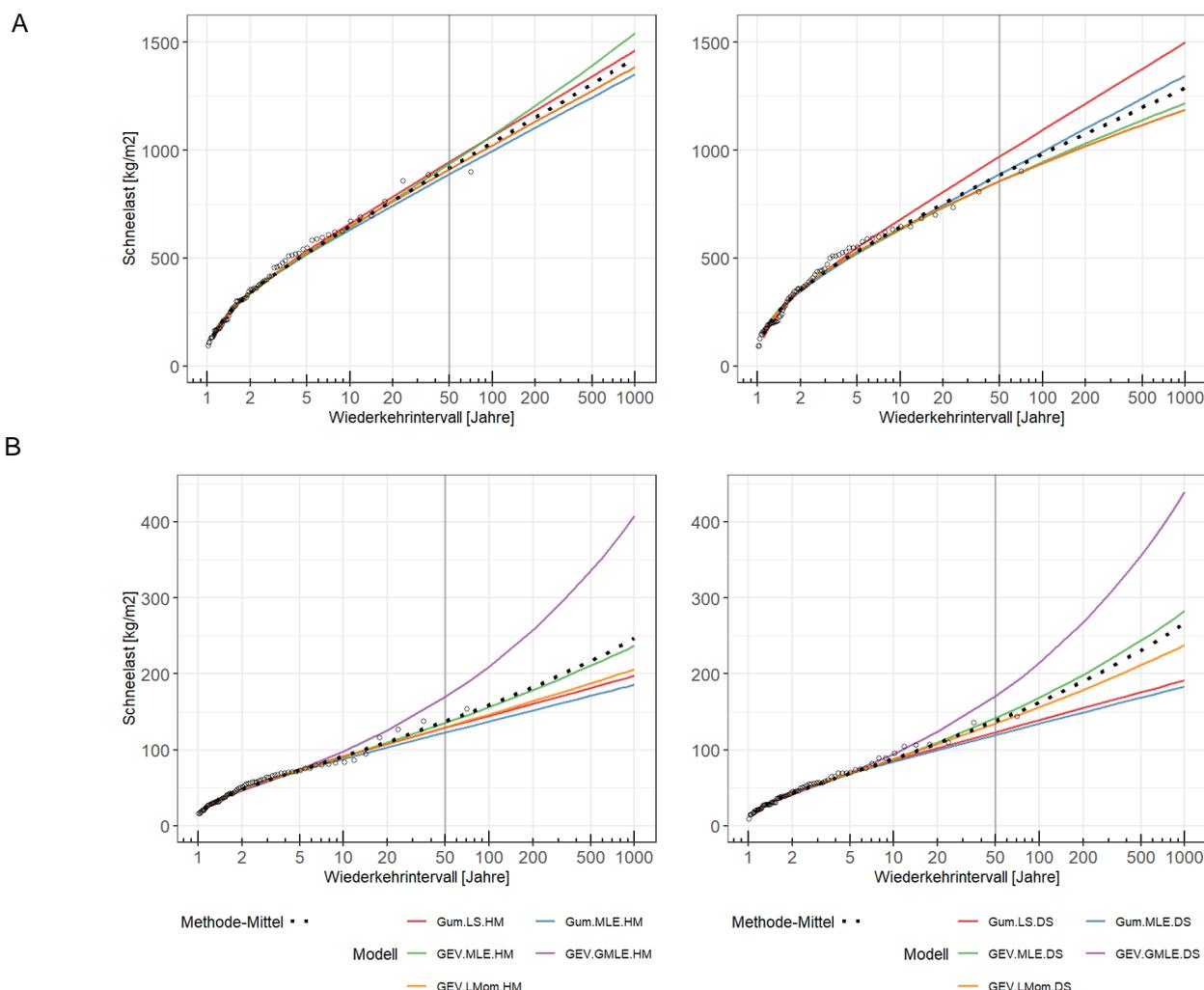


Abbildung 59 Beispiele der Extremwertanalyse: Maximale Schneelastwerte in Abhängigkeit vom Wiederkehrintervall für zwei Rasterelemente in Deutschland: (A) Alpen (geographische Länge (gL) = 10° 24' 9.3", geographische Breite (gB)= 47° 25' 50.1", 1455 m über NHN); (B) Mittelgebirge, mittlere Höhe (gL = 10° 26' 18.8", gB = 50° 38' 42.2", 467 m über NHN). Für beide Rasterelemente werden die EWA-Ergebnisse für die WÄ-Jahresmaxima des hybriden Regressionsmodells (HM, linke Spalte) und des Modells Δ SNOW (DS, rechte Spalte) dargestellt. Die schwarzen Kreise zeigen die am Rasterelement interpolierten Jahresmaxima der WÄ. Farbige Linien zeigen die aus den Extremwertanalysen resultierenden Kurvenverläufe in Abhängigkeit von den Kombinationen Extremwertverteilungsfunktion/Schätzfunktion (Abkürzungen, siehe Tabelle 10). Die schwarz-punktierten Linien zeigen das Methodenmittel für jedes WÄ-Modell.

10.2 Auswertung der charakteristischen Werte der Schneelast S_k

Nachdem die Parameter der Verteilungsfunktion ermittelt wurden, kann der charakteristische Wert der Schneelast S_k am Boden als 98%-Perzentil der jeweiligen Extremwertverteilung (Gl. 18) und (Gl. 19) berechnet werden. Falls einige Jahresmaxima der WÄ Nullwerte aufweisen,

muss der Perzentil-Wert, der dem charakteristischen Wert der Schneelast S_k entspricht, wie folgt ermittelt werden:

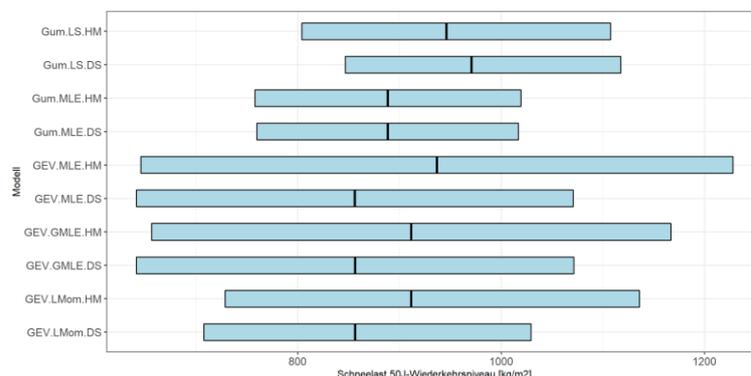
$$F(S_k) = \frac{0.98 - F_0}{1 - F_0} \quad (\text{Gl. 20})$$

wobei $F(S_k)$ von (Gl. 18) oder (Gl. 19) beschrieben wird und F_0 der Prozent-Wert der WÄ-Jahresmaxima mit Nullwerten ist (bezogen auf die Gesamtlänge der Zeitreihe). Aus (Gl. 20) folgt, dass bei Vorliegen von Nullwerten für die WÄ-Jahresmaxima das mit dem charakteristischen Wert korrespondierende mittlere Wiederkehrintervall R^* wie folgt ermittelt werden muss:

$$R^* = \frac{1 - F_0}{1 - 0.98} \quad (\text{Gl. 21})$$

Mit dem R-Paket extRemes (Gilleland und Katz, 2016) wurden die charakteristischen Werte der Schneelast (S_k) mit dem jeweils zugehörigen 95%-Konfidenzniveau berechnet, das als Maß für die mit dem charakteristischen Wert verbundene Ungenauigkeit dient (Abbildung 60). Das Konfidenzintervall wurde unter der Annahme normalverteilter Wiederkehrniveaus (Normalapproximation) mit Hilfe der Deltamethode (unter Nutzung der Varianz/Kovarianz-Matrix der Verteilungsparameter) geschätzt (für Details siehe Coles et al., 2001; Gilleland und Katz, 2016), um die Berechnungszeit erheblich zu verkürzen.

A



B

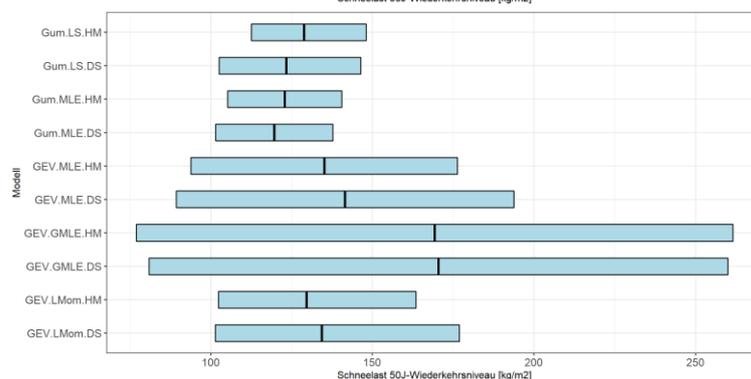


Abbildung 60 Crossplots der charakteristischen Werte aller Methoden für die zwei Rasterelemente nach Abbildung 59: (A) Alpen; (B) Mittelgebirge (siehe Tabelle 10 für die Abkürzungen). Der innere Strich sowie die unteren und oberen Grenzen der Crossplots zeigen jeweils den charakteristischen Wert der Schneelast S_k am Boden und die zugehörigen 95%-Konfidenzintervalle.

10.3 Anpassungsgüte der EWA-Methoden

Die Anpassungsgüte der Jahresmaxima der WÄ unter Verwendung der oben beschriebenen Verteilungsmodelle wurde mit dem Anderson-Darling-Test bewertet (Anderson und Darling, 1954). Mit diesem Test lässt sich beurteilen, wie gut die jeweils verwendete Verteilungsfunktion mit den jeweils verwendeten Methoden zur Parameterschätzung die zugrundeliegenden Blockmaxima (Jahresmaxima der berechneten WÄ) beschreibt. Insbesondere soll damit die Güte der Anpassung der verwendeten Verteilungsfunktion auf der Grundlage der verwendeten Parameterschätzmethoden am oberen Rand der Verteilung in die Bewertung einfließen.

Da die Anpassungsgüte jedoch mit denselben Werten (Blockmaxima der berechneten WÄ) bewertet wird, mit denen auch jeweils die Verteilungsparameter geschätzt wurden, wird nicht nur der p-Wert¹³ der Anderson-Darling-Teststatistik für die berechneten Blockmaxima bestimmt. Mit Hilfe einer Monte-Carlo-Simulation (1000 Iterationen) werden Zufallsstichproben gezogen, für die jeweils die Nullhypothese H_0 („die berechneten/simulierten Jahresmaxima sind entsprechend der getesteten Extremwertverteilung verteilt“) geprüft wird. In den Zufallsstichproben werden alle Wertebereiche der jeweiligen Verteilungsfunktion gleichmäßig abgedeckt, so dass sie auch (zufällig) Jahresmaxima der WÄ an den Rändern der Verteilungen simulieren und damit eine Bewertung der Güte der Anpassung der jeweiligen Verteilungsfunktion mit der jeweiligen Parameterschätzmethode am leichten Rand der Verteilung ermöglichen.

Das Verfahren wurde wie folgt verwendet:

1. Anpassung der Parameter der Extremwertverteilungsfunktion anhand der Zeitreihe der berechneten ("beobachteten") Jahresmaxima der WÄ (L = Anzahl der "beobachteten" Jahresmaxima).
2. Berechnung des "beobachteten" p-Wertes der Anderson-Darling-Teststatistik. Der Test wird auf die Extremwertverteilungsfunktion angewendet, die durch die in Schritt 1 geschätzten Parameter definiert ist.
3. Monte-Carlo-Simulation: Bei jeder Iteration werden zufällig L -Jahresmaxima auf der Grundlage der ermittelten Extremwertverteilungsfunktion (d. h. auf der Grundlage der in Schritt 1 ermittelten Verteilungsparameter) simuliert. Die Schritte 1 und 2 werden mit den simulierten L -Jahresmaxima wiederholt, d.h. bei jeder Iteration wird einer neuer p-Wert der Anderson-Darling-Teststatistik ermittelt.
4. Der "beobachtete" p-Wert (geschätzt in Schritt 2) wird mit den 1000 simulierten p-Werten verglichen. Es wird ermittelt, wie groß der Anteil der 1000 simulierten p-Werte ist, die unter dem „beobachteten“ p-Wert liegen. Wenn der Anteil der 1000 simulierten p-Werte unter dem festgelegten Signifikanzniveau (in dieser Anwendung $\alpha=0.01$) liegt, wird H_0 abgelehnt (d. h. die Jahresmaxima sind nicht gemäß der getesteten Verteilungsfunktion verteilt).

Der Anderson-Darling-Test wurde angewandt, um die p-Werte für jede Kombination von Methoden der Extremwertanalyse und für jedes WÄ-Modell an jedem Rasterpunkt zu ermitteln.

¹³ Der p-Wert ist das Maß für die Prüfung der Nullhypothese in der statistischen Testtheorie. Er beschreibt die Wahrscheinlichkeit (im Sinne der Überschreitenswahrscheinlichkeit oder eines Signifikanzwertes), den ermittelten Wert einer Prüfgröße zu erhalten, bei dem die Nullhypothese eines Tests gerade noch abgelehnt wird (entspricht dem kleinsten Signifikanzniveau, bei dem die Nullhypothese verworfen wird).

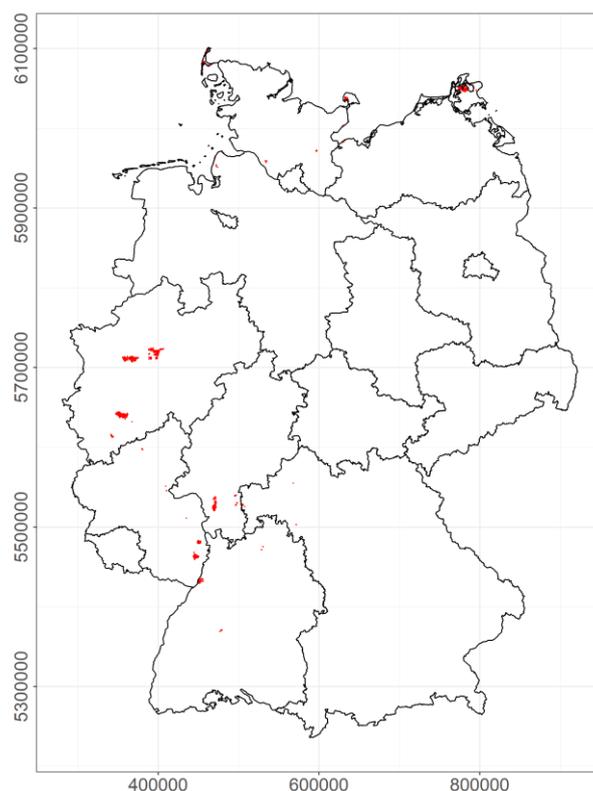


Abbildung 61 Anpassungsgüte der EWA-Methoden: die roten Kreise zeigen alle Rasterelemente, für die keine Kombination EWA-Methode/WÄ-Modell einen signifikanten Wert der Anderson-Darling-Teststatistik aufgewiesen hat ($p\text{-Wert} < \alpha = 0.01$, α ist das Signifikanzniveau).

Tabelle 11 Prozentualer Wert aller Rasterelemente der Schneelast mit der räumlichen Auflösung von 1 km x 1 km mit p-Werten der Anderson-Darling-Teststatistik kleiner als 0.01 ($p\text{-Wert} < \alpha = 0.01$, mit α Signifikanzniveau), zwischen 0.01 und 0.05 oder größer als 0.05 für jede Kombination der Methoden der Extremwertanalyse (EWA, Abkürzungen siehe Tabelle 10) und der WÄ-Modelle HM (hybrides Regressionsmodell, McCreight und Small, 2014) und DS (Δ SNOW Modell, Winkler et al., 2021)).

		EWA-Methode	Anderson-Darling-Teststatistik p-Wert		
			< 0.01	0.01-0.05	≥ 0.05
WÄ-Modell	HM	Gum.LS	79.6	10.7	9.7
		Gum.MLE	20.9	12.7	66.4
		GEV.MLE	3.6	8.8	87.6
		GEV.GMLE	2.4	7.1	90.5
		GEV.LMom	2.2	7.5	90.3
	DS	Gum.LS	84.9	9.3	5.8
		Gum.MLE	41.3	13.4	45.3
		GEV.MLE	3.8	9.2	87.0
		GEV.GMLE	2.3	8.1	89.6
		GEV.LMom	3.1	8.3	88.6

Generell ist festzustellen, dass die Gumbel Verteilungsfunktion weniger Rasterelemente mit signifikanter Anderson-Darling-Teststatistik aufweisen (p-Werte ≥ 0.01 : 15-80%, mit dem Minimum im Falle der Kombination mit der Methode der kleinsten Quadrate) als die GEV Verteilungsfunktion (96-98 %, siehe Tabelle 11). Weniger als 0.15% aller Rasterpunkte wiesen für alle WÄ-Modelle/EWA-Methoden p-Werte kleiner als dem festgelegten Signifikanzniveau ($\alpha = 0.01$) auf (Abbildung 61). Für diese Rasterpunkte ist eine Ermittlung eines „finalen“ charakteristischen Wertes der Schneelast S_k somit nicht möglich, da für keines der WÄ-Modelle eine ausreichende Güte der genutzten EWA vorliegt. Auch unter der Berücksichtigung der Bedingung für den Formparameter der GEV-Verteilung (siehe Abschnitt 10.1) beträgt der Prozentsatz der Rasterpunkte, für die ein finaler Wert der charakteristischen der Schneelast S_k nicht geschätzt werden kann, weniger als 0.16%.

Alle Ergebnisse der Anderson-Darling-Tests für alle EWA-Methoden und alle WÄ-Modelle sind in Anhang D enthalten. Überblicksdarstellungen aller Raster der Anpassungsgüte aller EWA-Methoden für das hybride Regressionsmodell (HM) und für semi-empirische multi-Ebenen Modell Δ SNOW (DS) sind in Abbildung 115 und Abbildung 116 (Anhang D) zusammengefasst. Abbildung 117 bis Abbildung 126 (Anhang D) enthalten die Raster der Anpassungsgüte der verschiedenen EWA-Methoden für das Modell HM und das Modell DS.

11 Schneelastkarte

Die Schneelastkarte für das Gesamtgebiet von Deutschland wurde auf der Grundlage der charakteristischen Werte der Schneelast S_k erstellt, die durch die EWA (Abschnitt 10) nach der folgenden Methodik ermittelt wurden:

1. Güte des Modells: Vergleich der charakteristischen Werte der Schneelast, die aus der EWA für die Rasterwerte gewonnen wurden, mit den entsprechenden Werten, die aus den Zeitreihen der Messstationen geschätzt wurden, die in geeigneter Weise aus dem verfügbaren Datensatz ausgewählt wurden. Mit diesem Vergleich wird die Übereinstimmung zwischen den beobachteten charakteristischen Schneelastwerten und denjenigen, die sich aus den verschiedenen Kombinationen EWA-Methode/WÄ-Modell ergeben, überprüft, um die Methode zur Erstellung der Schneelastkarte (Synthese) zu definieren.
2. Synthese: Basierend auf den Ergebnissen des vorangegangenen Schrittes wird die Schneelastkarte aus den charakteristischen Schneelastwerten der Kombinationen EWA-Methode/WÄ-Modell erstellt.
3. Validierung: Mittels einer leave-one-out Kreuzvalidierung werden die Werte der Schneelastkarte mit den entsprechenden Werten aus einer Teilmenge von geeignet ausgewählten Zeitreihen von Beobachtungen verglichen. Anhand dieses Vergleichs lässt sich die Ungenauigkeit abschätzen, die mit den Werten der Schneelastkarte verbunden ist.

11.1 Anpassungsgüte der charakteristischen Werte der Schneelast S_k

Die Anpassungsgüte der aus den verschiedenen Kombinationen EWA-Methode/WÄ-Modell ermittelten charakteristische Werte der Schneelastkarte wurde durch einen Vergleich mit den entsprechenden Werten geprüft, die anhand geeigneter ausgewählter beobachteter Zeitreihen geschätzt wurden. Zu diesem Zweck wurden qualitativ hochwertige Zeitreihen von mindestens 35 Jahren aus dem verfügbaren Datenbestand ausgewählt, die eine ausreichend homogene

Abdeckung des Gesamtgebietes, d. h. in jeder Klimaregion¹⁴ und Höhenklasse sind Zeitreihen verfügbar, ermöglichen (Tabelle 12 und Abbildung 62). Der S_k -Wert der beobachteten Zeitreihe wird mit dem Wert des Rasterelements verglichen, der der Station am nächsten liegt. Der Vergleich erfolgt sowohl für den Methoden-Mittelwert als auch für den Methoden-Maximalwert der signifikanten charakteristische Werte, die aus den verschiedenen EWA-Methoden für jedes WÄ-Modell gewonnen werden.

Tabelle 12 Anzahl der Zeitreihen (Länge > 35 Jahre) nach Klimaregion (FL = nördliches Flachland, MG = Mittelgebirge, AL = Alpen) und Höhenklasse, die für die Bewertung der Anpassungsgüte der charakteristische Werte der gerasterten Schneelast genutzt wurden.

Höhenklasse	Klimaregion		
	FL	MG	AL
H≤400m	12	26	-
400<H≤800m	-	54	-
H>800m	-	5	8
Gesamt	12	85	8

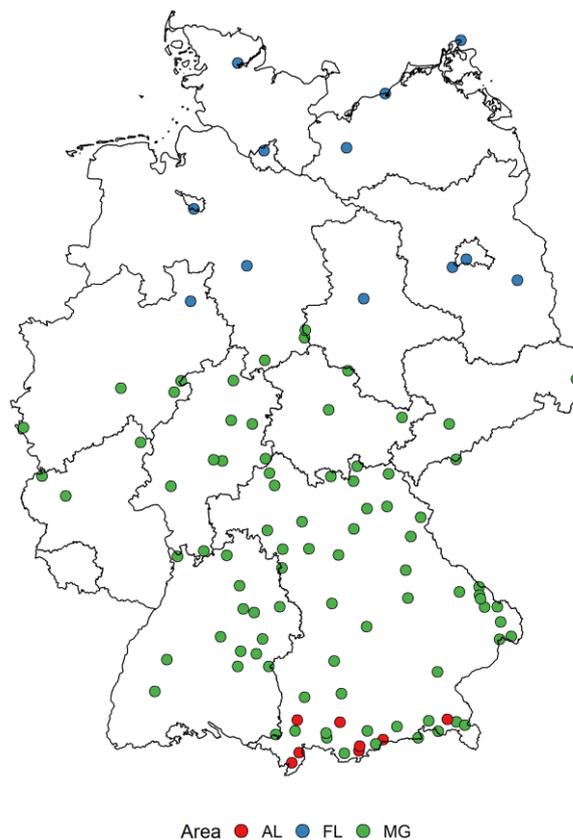


Abbildung 62 Lage der Stationen, deren Zeitreihen für die Bewertung der Anpassungsgüte der charakteristische Werte der gerasterten Schneelast genutzt wurden. Die Farben der Kreise zeigen die Klimaregion (siehe Tabelle 12).

¹⁴ Die Prüfung der Anpassungsgüte der charakteristischen Werte der Schneelast S_k erfolgte z.T. mit anderen Stationen und, aufgrund der Nutzung von ausschließlich qualitativ hochwertigen Zeitreihen mit mindestens 35 Jahren Länge, mit einer abweichenden regionalen Zuordnung im Vergleich zu den in den Abschnitten 8.4 bis 8.6 genutzten Klimagebieten. Die regionale Zuordnung wird hier deshalb mit Klimaregion bezeichnet und die Klimaregion nördliches Flachland FL wird eingeführt.

Die Analyse des Anderson-Darling-Teststatistik ergab für keine der fünf EWA-Methoden deutlich bessere Leistungen auf der Skala des Gesamtgebiets von Deutschland. Der Vergleich des S_k -Methoden-Mittelwertes mit dem S_k -Wert der GEV-LMom-Methode (die in der Literatur in ähnlichen Studien häufig verwendet wird, siehe z. B. Schellander et al., 2021) zeigt, dass der S_k -Methoden-Mittelwert überregional eine bessere Leistung bietet (siehe Anhang E). Daher werden im Folgenden der Methoden-Mittelwert (Abbildung 128 und Abbildung 129) und auch der Methoden-Maximalwert (Abbildung 130 und Abbildung 131) genauer analysiert.

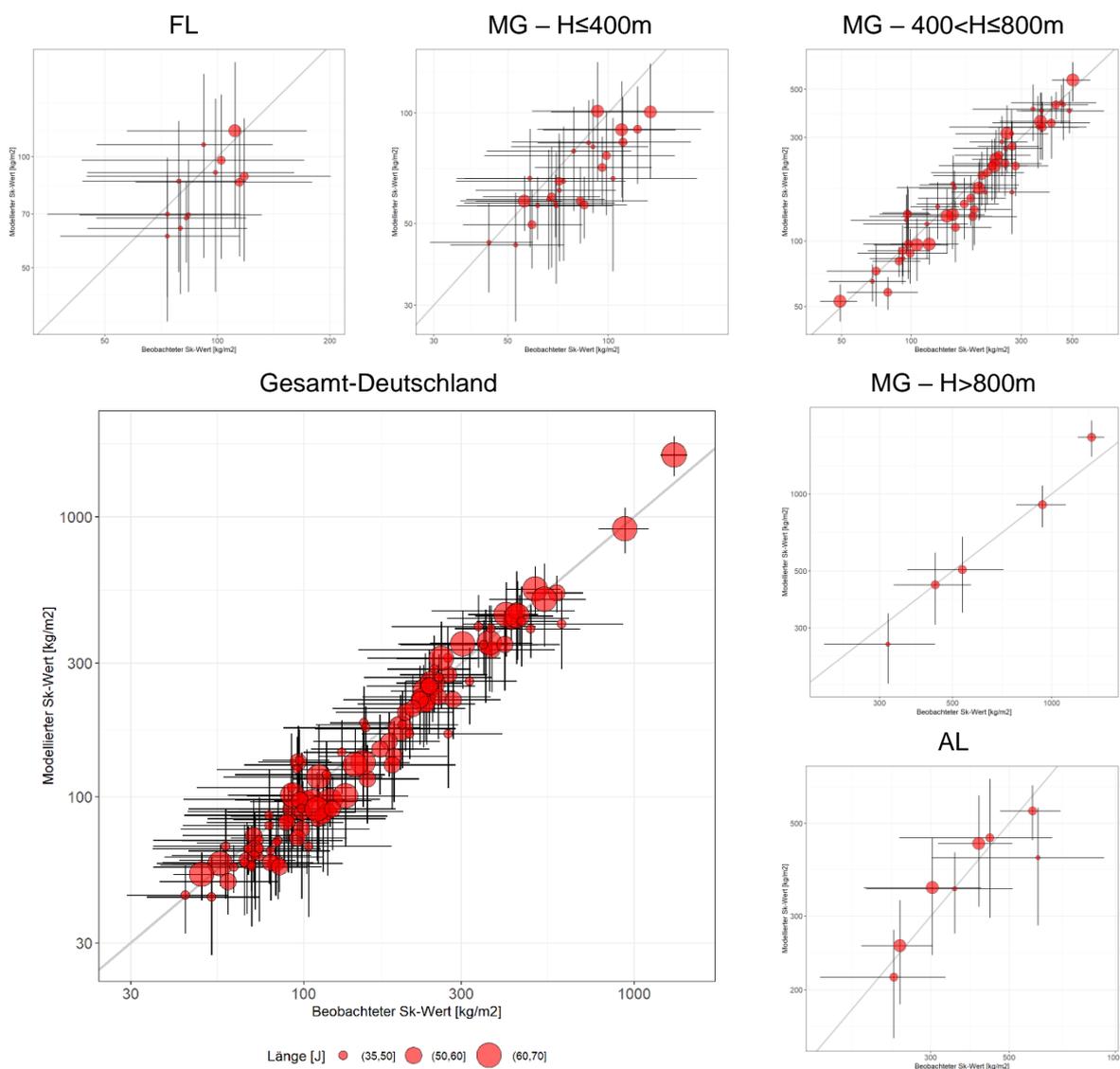


Abbildung 63 Anpassungsgüte der Schneelastkarte: Log-Log-Scatterplots des Methoden-Mittelwertes aller signifikanten (p -Wert der Anderson-Darling-Teststatistik größer als 0.01) charakteristischen S_k -Werte der gerasterten Schneelast aus den EWA-Methoden für das hybride WÄ-Regressionsmodell (HM) in Abhängigkeit von dem entsprechenden Wert, der anhand der beobachtete Zeitreihe geschätzt wurde. Die Scatterplots werden für Gesamt-Deutschland (alle analysierten Standorte) und für jede Klimaregion/Höhenklasse gezeigt (vgl. Tabelle 12). Die Größe der Kreise variiert mit der Länge der beobachtete Zeitreihen (Anzahl aller Jahre). Die Antennen zeigen die 95%-Konfidenzintervalle. In grau wird die 1:1-Linie gezeigt.

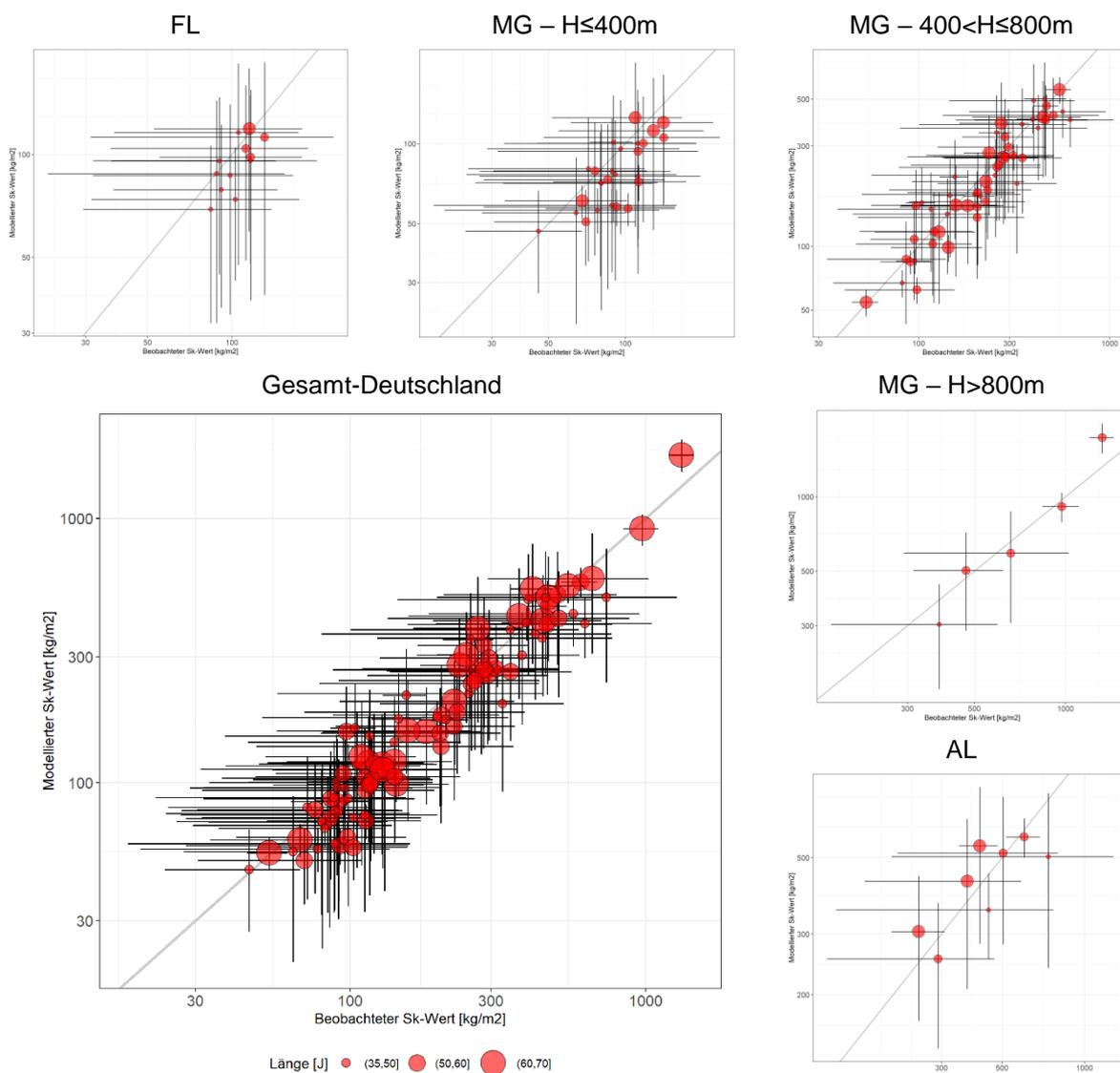


Abbildung 64 Wie in der Abbildung 63 aber für den Methoden-Maximalwert.

Die Scatterplots der Methoden-Mittelwerte (Abbildung 63 und Abbildung 65) und der Methoden-Maximalwerte (Abbildung 64 und Abbildung 66) zeigen generell eine gute Übereinstimmung zwischen den beobachteten und gerasterten S_k -Werten, mit ähnlichen Leistungen der S_k -Methoden-Mittel und der S_k -Methoden-Maxima für das hybride Regressionsmodell (HM) und für das Δ SNOW Modell (DS). Es ist zu erkennen, dass die beiden WÄ-Modelle regional (Klimaregion/Höhenklasse) unterschiedliche Ergebnisse liefern. Die Teilabbildungen „FL“ und „MG – H≤400m“ in Abbildung 63 bis Abbildung 66 zeigen, dass beide Modelle im Flachland und in der unteren Lagen der Mittelgebirge eine Tendenz zur Unterschätzung der gerasterten S_k -Werte (kleinere gerasterte als beobachtete S_k -Werte) haben.

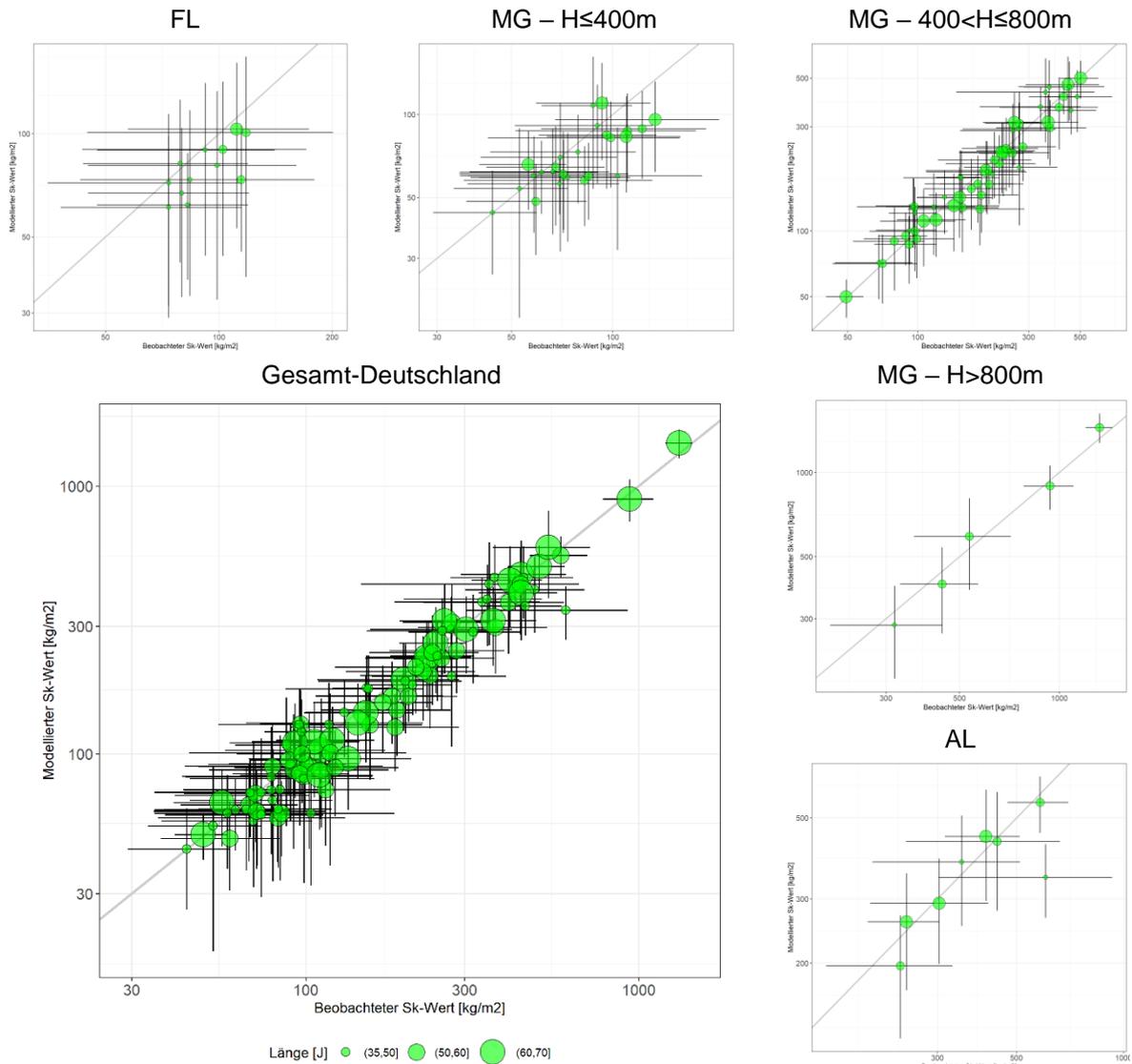


Abbildung 65 Wie in der Abbildung 63 aber für das WÄ-Modell Δ SNOW.

Vergleicht man Abbildung 63 und Abbildung 64 mit Abbildung 65 und Abbildung 66, dann wird deutlich, dass das hybride Regressionsmodell zu geringfügig besseren Ergebnissen in der Region „FL“ führt, während das Δ SNOW Modell geringfügig bessere Ergebnisse in der Region „MG – H≤400m“ aufweist. Berücksichtigt man die S_k -Konfidenzintervalle in den genannten Regionen und betrachtet auch die anderen Klimaregionen/Höhenklassen, dann wird die generell gute Übereinstimmung der beobachteten und gerasterten S_k -Werte (Methoden-Mittel und Methoden-Maxima mit ähnlichen Leistungen für HM und DS) bestätigt.

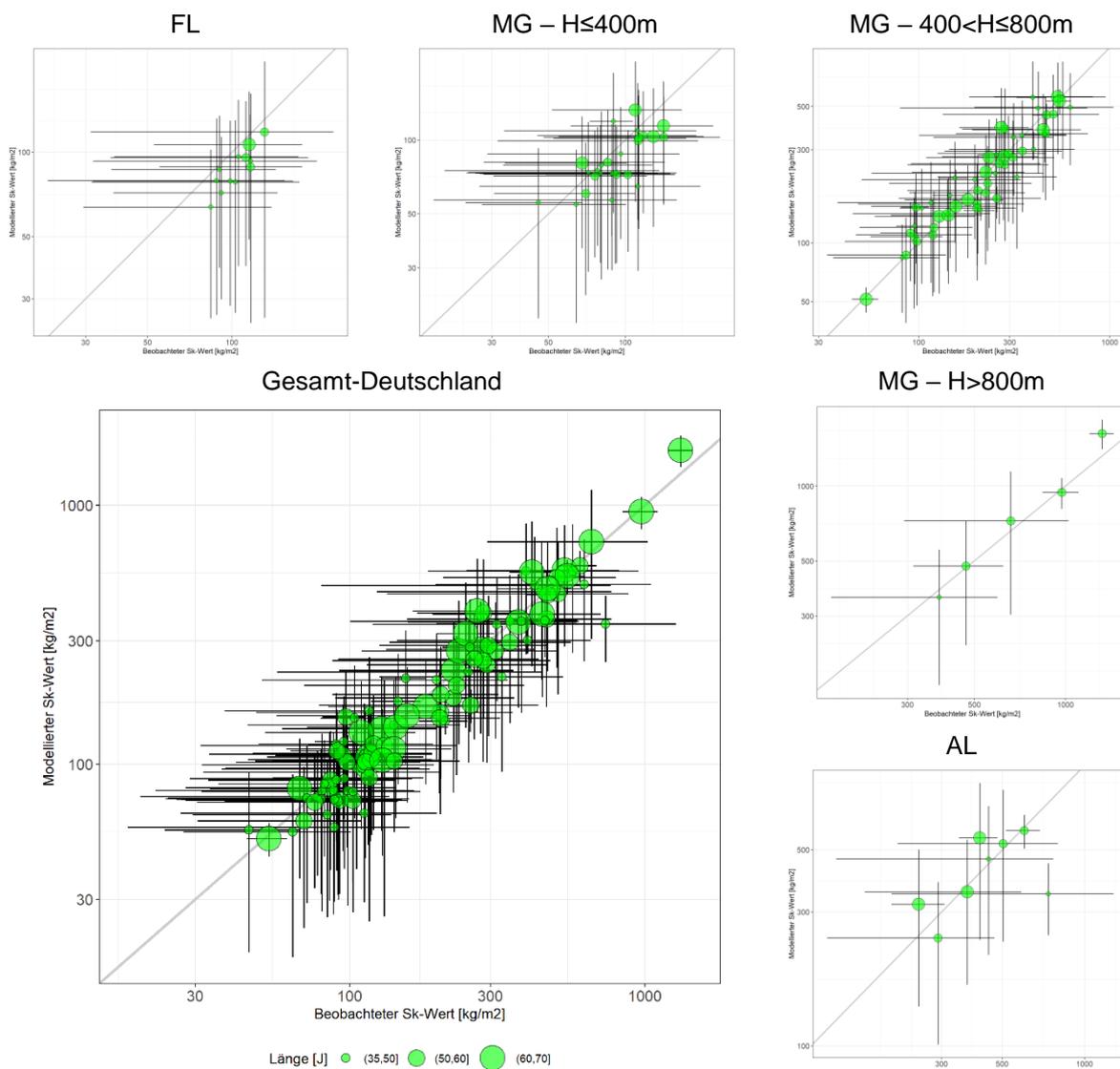


Abbildung 66 Wie in der Abbildung 65 aber für den Methoden-Maximalwert.

Die quantitative Analyse der prozentualen Restwerte (Differenz aus beobachteten und zugehörigen gerasterten S_k -Werten) der Methoden-Mittelwerte für das Δ SNOW Modell in Abhängigkeit von den zugehörigen Restwerten des hybriden Regressionsmodells, unterteilt in Klimaregionen und Höhenklassen, bestätigt die Feststellung, dass das hybride Regressionsmodell zu besseren Ergebnissen in der Region „FL“ führt, während das Δ SNOW Modell geringfügig bessere Ergebnisse in der Region „MG – $H \leq 400\text{m}$ “ aufweist (Abbildung 67). Betrachtet man die anderen Klimaregionen/Höhenklassen, dann wird für beide Modelle (HM und DS) eine hinreichend gute Übereinstimmung der beobachteten und gerasterten S_k -Werte bestätigt (Abbildung 67).

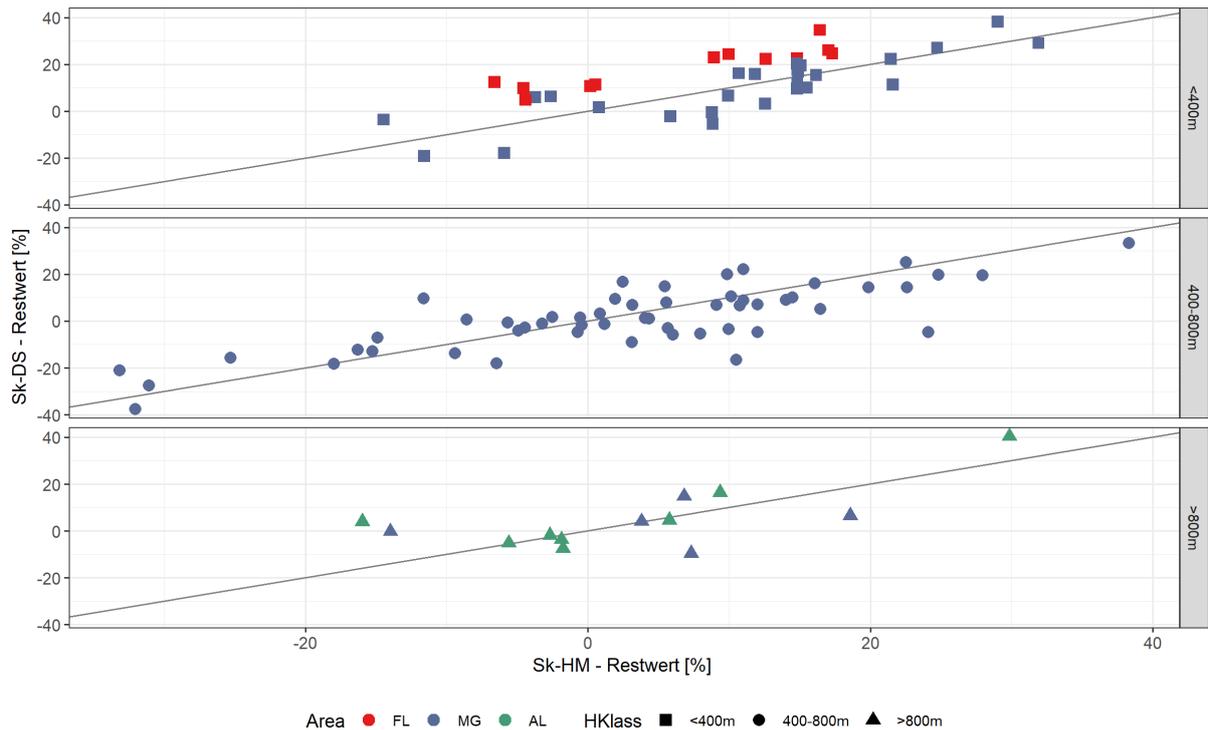


Abbildung 67 Vergleich der beobachteten mit den zugehörigen gerasterten S_k -Werten: Scatterplots der prozentualen Restwerte (Differenz aus beobachteten und zugehörigen gerasterten S_k -Werten) des Methoden-Mittelwertes für das Δ SNOW Modell in Abhängigkeit vom prozentualen Restwert des Methoden-Mittelwertes für das hybride Regressionsmodell, unterteilt in Klimaregionen und Höhenklassen (vgl. Tabelle 12).

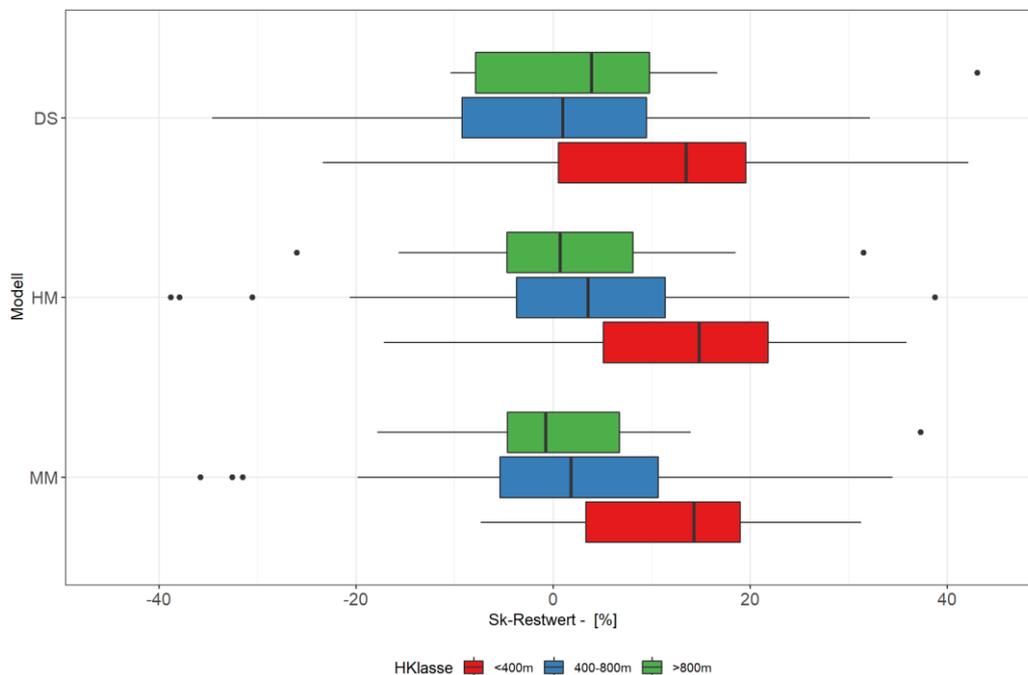


Abbildung 68 Boxplots der prozentualen Restwerte zwischen den beobachteten und den zugehörigen gerasterten S_k -Methoden-Mittelwerten für beide WÄ-Modelle (HM und DS, siehe Tabelle 10) und für die Modell-Methoden-Mittelwerte (MM), jeweils gruppiert nach Höhenklasse.

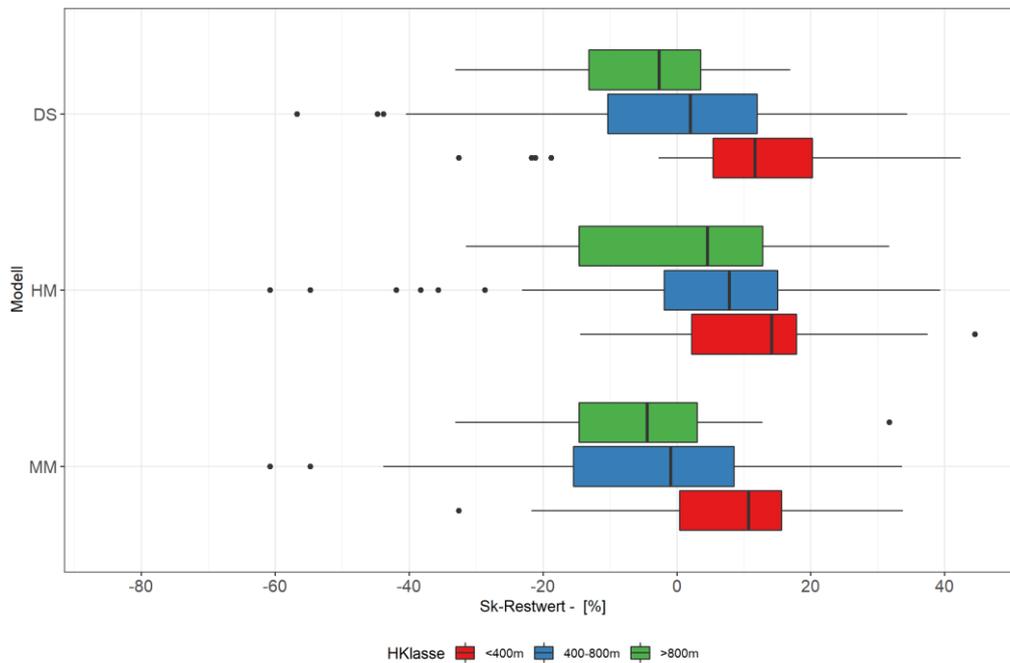


Abbildung 69 Wie in der Abbildung 68 aber für die S_k -Methoden-Maximalwerte (HM, DS) und für die Modell-Methoden-Maximalwerte (MM)

Berechnet man das Raster der S_k -Modell-Methoden-Mittelwerte (Raster der Mittelwerte aller verfügbaren signifikanten S_k -Werte aller EWA-Methoden und beider WÄ-Modelle, vgl. Abbildung 58 und Abschnitt 10.3) und vergleicht die Restwerte der Methoden-Mittel für die verwendeten WÄ-Modelle (HS und DS) mit den Resultaten für das Modell-Methoden-Mittel, dann zeigt sich, dass der S_k -Modell-Methoden-Mittelwert die Restwerte der verwendeten WÄ-Modelle (hybrides Regressionsmodell und Δ SNOW Modell) verkleinert und/oder die Mediane der Restwerte in Richtung kleinerer Abweichungen (Median näher Null) verschiebt (Abbildung 68 und Abbildung 69).

Die Analyse der prozentualen Restwerte zwischen den beobachteten und den entsprechenden gerasterten S_k -Methoden-Mittelwerten bestätigt die guten Leistungen beider WÄ-Modelle (HM und DS) mit unteren und oberen Grenzen aller Interquartilsabstände zwischen rund -10% und +21% (siehe Abbildung 68). Für die Modell-Methoden-Mittelwerte (MM) ergeben sich (verkleinerte) Interquartilsabstände zwischen rund -5% und +19% (siehe Abbildung 68).

Die prozentualen Restwerte zwischen den beobachteten und den entsprechenden gerasterten S_k -Methoden-Maximalwerten untere und obere Grenzen der Interquartilsabstände beider WÄ-Modelle (HM und DS) zwischen rund -15% und +20% (siehe Abbildung 69). Für die Modell-Methoden-Maximalwerte (MM) ergeben sich (verkleinerte) Interquartilsabstände zwischen rund -15% und +15% (siehe Abbildung 69).

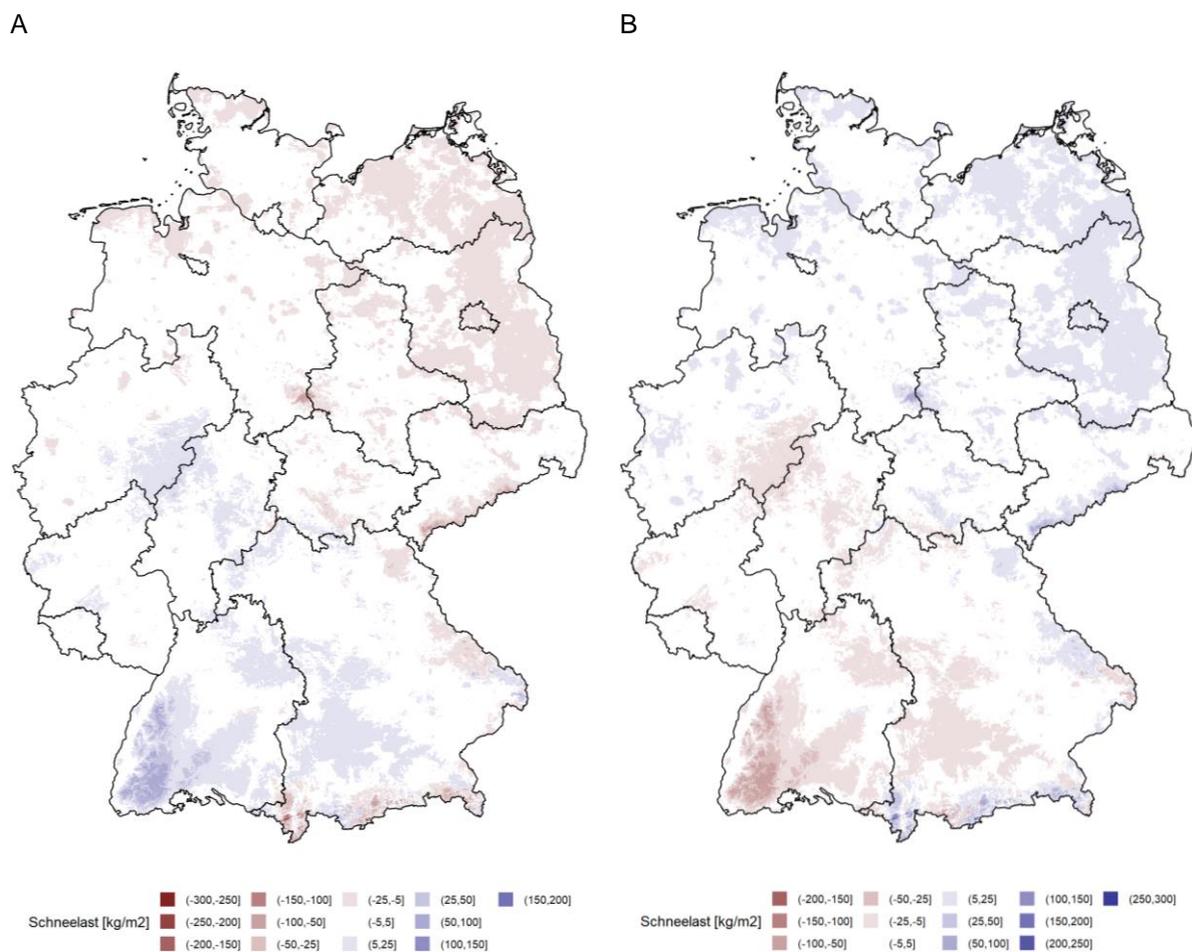


Abbildung 70 Differenz zwischen dem gerasterten S_k -Modell-Methoden-Mittelwert (Mittelwert der verfügbaren signifikanten S_k -Werte aller EWA-Methoden/WÄ-Modelle, vgl. Abschnitt 10.3) und dem S_k -Methoden-Mittelwert des hybriden Regressionsmodells (links, Mittelwert der verfügbaren signifikanten S_k -Werte aller EWA-Methoden, vgl. Abschnitt 10.3) und des Δ SNOW Modells (rechts, wie vor).

Bildet man die Differenz zwischen den gerasterten S_k -Modell-Methoden-Mittelwerten und den S_k -Methoden-Mittelwerten des hybriden Regressionsmodells (Abbildung 70 A) und des Δ SNOW Modells (Abbildung 70 B), dann zeigen sich die regionalen Unterschiede der WÄ-Modelle. Der Methoden-Mittelwert des hybriden Regressionsmodells zeigt höhere S_k -Werte im Nordosten (Abbildung 70 A), während der Methoden-Mittelwert des Δ SNOW Modells höhere S_k -Werte im Südwesten aufweist (Abbildung 70 B).

Die in Abbildung 68 bis Abbildung 70 dargestellten Ergebnisse zeigen

- dass mit den beiden verwendeten WÄ-Modellen charakteristischen Werte der Schneelast S_k analysiert werden können und beide WÄ-Modellen zu schlüssigen Ergebnissen führen,
- dass die Ergebnisse der beiden WÄ-Modelle regionale Unterschiede aufweisen, die auf den Modellansätzen beruhen.

Um ein robustes Ergebnis zu erhalten wird ein Mittelwert aus beiden Modellen gebildet. Durch die Verwendung von Rastern der S_k -Modell-Methoden-Mittel oder der S_k -Modell-Methoden-Maxima lassen sich damit „optimierte“ Resultate der charakteristischen Werte der Schneelasten ermitteln. Die aus den WÄ-Modelleigenschaften resultierenden Tendenzen zu regionalen Unterschieden der S_k -Werte werden durch die Kombination der Modelle ausgeglichen.

11.2 Synthese der Schneelastkarte

Auf der Basis der Ergebnisse der Anpassungsgüte der gerasterten S_k -Werte (Abschnitt 11.1) wurde vorgeschlagen, die Schneelastkarte mit dem S_k -Modell-Methoden-Mittelwert zu erstellen (siehe Abbildung 71 und Abbildung 72). Die Einzelraster der Methoden-Mittelwerte und der Methoden-Maximalwerte der charakteristischen Schneelastwerte S_k für das hybride Regressionsmodell HM und für das semi-empirische multi-Ebenen Modell Δ SNOW (DS) sind in Abbildung 128 bis Abbildung 131 im Anhang F dargestellt.

Vergleicht man die Differenzen der Modell-Methoden-Mittelwerte der charakteristischen Schneelasten S_k , berechnet aus den Mittelwerten der signifikanten S_k -Werte (siehe Abschnitt 10.3) und den Mittelwerten aller S_k -Werte (aller Modelle und EWA-Methoden), dann zeigt sich, dass durch die Berücksichtigung ausschließlich der signifikanten S_k -Werte zu höheren charakteristischen Schneelasten in den Regionen im Norden und Nordosten, in den Mittelgebirgen und im Schwarzwald führen, während kleinere Werte meist in Alpennähe und in Teilen des Bayerischen Waldes zu verzeichnen sind (siehe Abbildung 73).

Dieses Ergebnis resultiert daraus, dass mit der Nutzung von ausschließlich *signifikanten* Ergebnissen der Parameterschätzung der verwendeten Verteilungsfunktionen die oberen Ränder der zugrundeliegenden Extremwertverteilungen gut berücksichtigt und damit gut angepasste S_k -Werte für das 50-jährige Wiederkehrintervall genutzt werden.

Der Vergleich zwischen den beobachteten Werten (analysiert aus den Zeitreihen) und den zugehörigen gerasterten Modell-Methoden-Mittelwerten des S_k bestätigt ihre gute Übereinstimmung (Abbildung 68, Abbildung 69 und Abbildung 74).

In Abbildung 74 und Abbildung 75 (jeweils in den Teilabbildungen FL und MG – $H \leq 400\text{m}$) zeigt sich nach wie vor (vgl. Analysen zu Abbildung 63 bis Abbildung 66), dass es im Flachland und in der unteren Lagen der Mittelgebirge eine Tendenz zur Unterschätzung (kleinere gerasterte als beobachtete S_k -Werte) gibt.

Berücksichtigt man auch hier die S_k -Konfidenzintervalle in den genannten Regionen und betrachtet die anderen Klimaregionen/Höhenklassen, dann wird die generell gute Übereinstimmung der beobachteten und gerasterten S_k -Werte (Methoden-Mittel und Methoden-Maxima) erneut bestätigt (vgl. Analysen zu Abbildung 63 bis Abbildung 66).

Im Hinblick auf eine ausreichend konservative Festlegung der charakteristischen Werte der Schneelast S_k sollte im Hinblick auf die Region „FL“ und (in geringerem Maße) für die Region „MG – $H \leq 400\text{m}$ “ entweder die Einführung von S_k -Sockelwerten oder die Nutzung der S_k -Modell-Methoden-Maximalwerte (Abbildung 72, Abbildung 75) in Betracht gezogen werden.

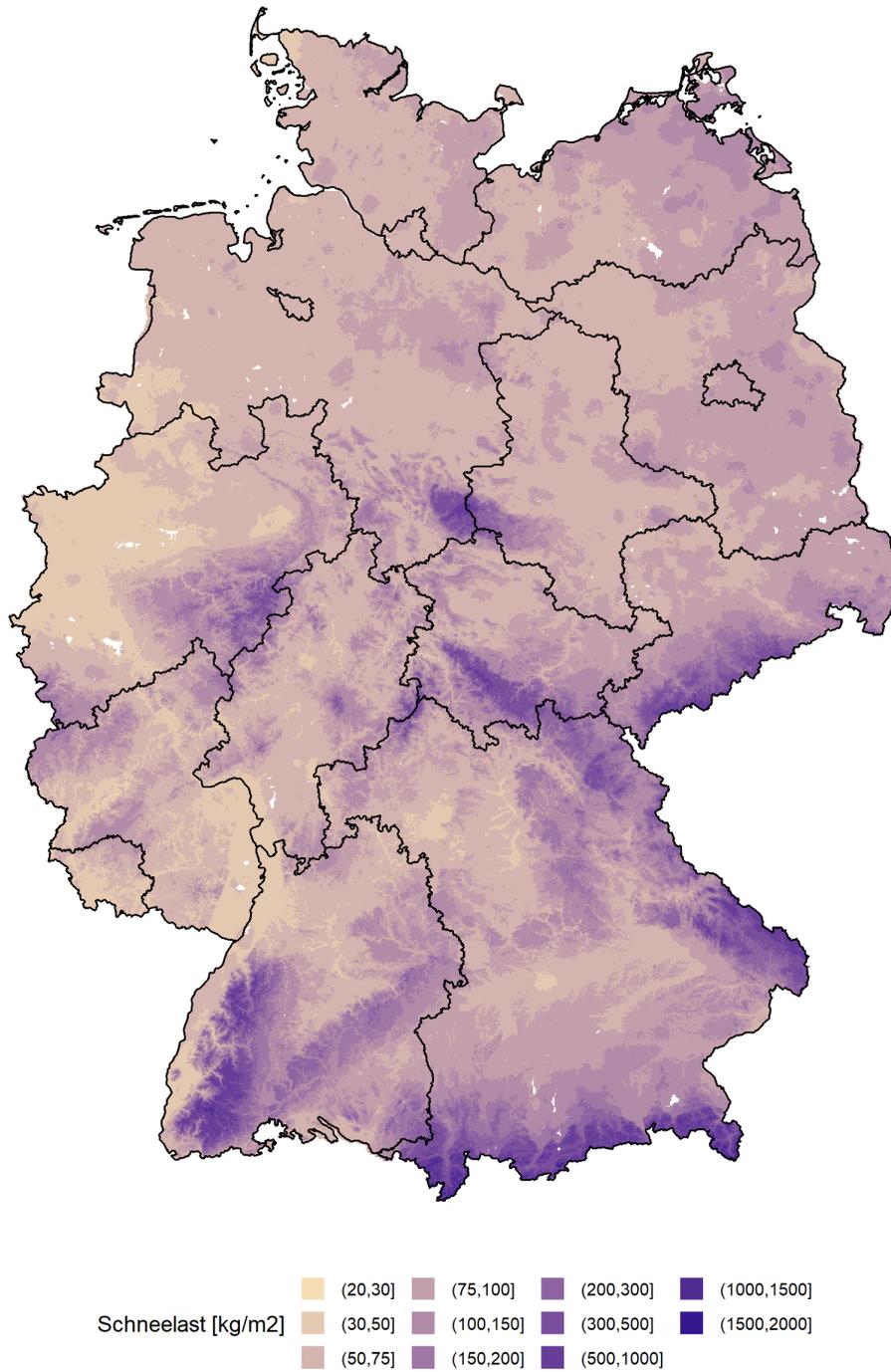


Abbildung 71 Raster der Modell-Methoden-Mittelwerte der charakteristischen Schneelasten (Mittelwerte der signifikanten S_k -Werte aller WÄ-Modelle und EWA-Methoden für jedes Rasterelement, vgl. Abschnitt 10).

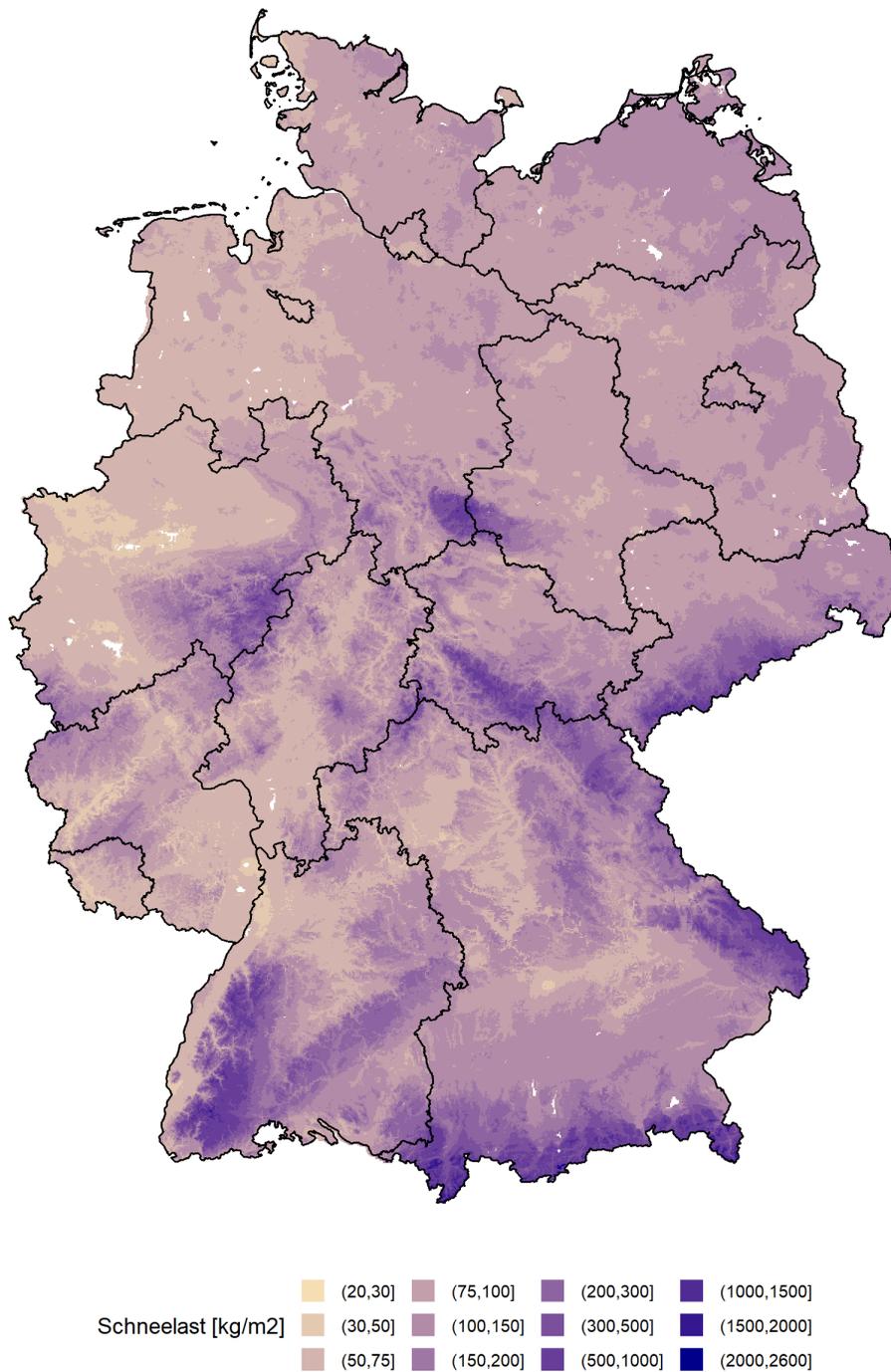


Abbildung 72 Raster der Modell-Methoden-Maximalwerte der charakteristischen Schneelasten (Maximalwerte der signifikanten S_k -Werte aller WÄ-Modelle und EWA-Methoden für jedes Rasterelement, vgl. Abschnitt 10).

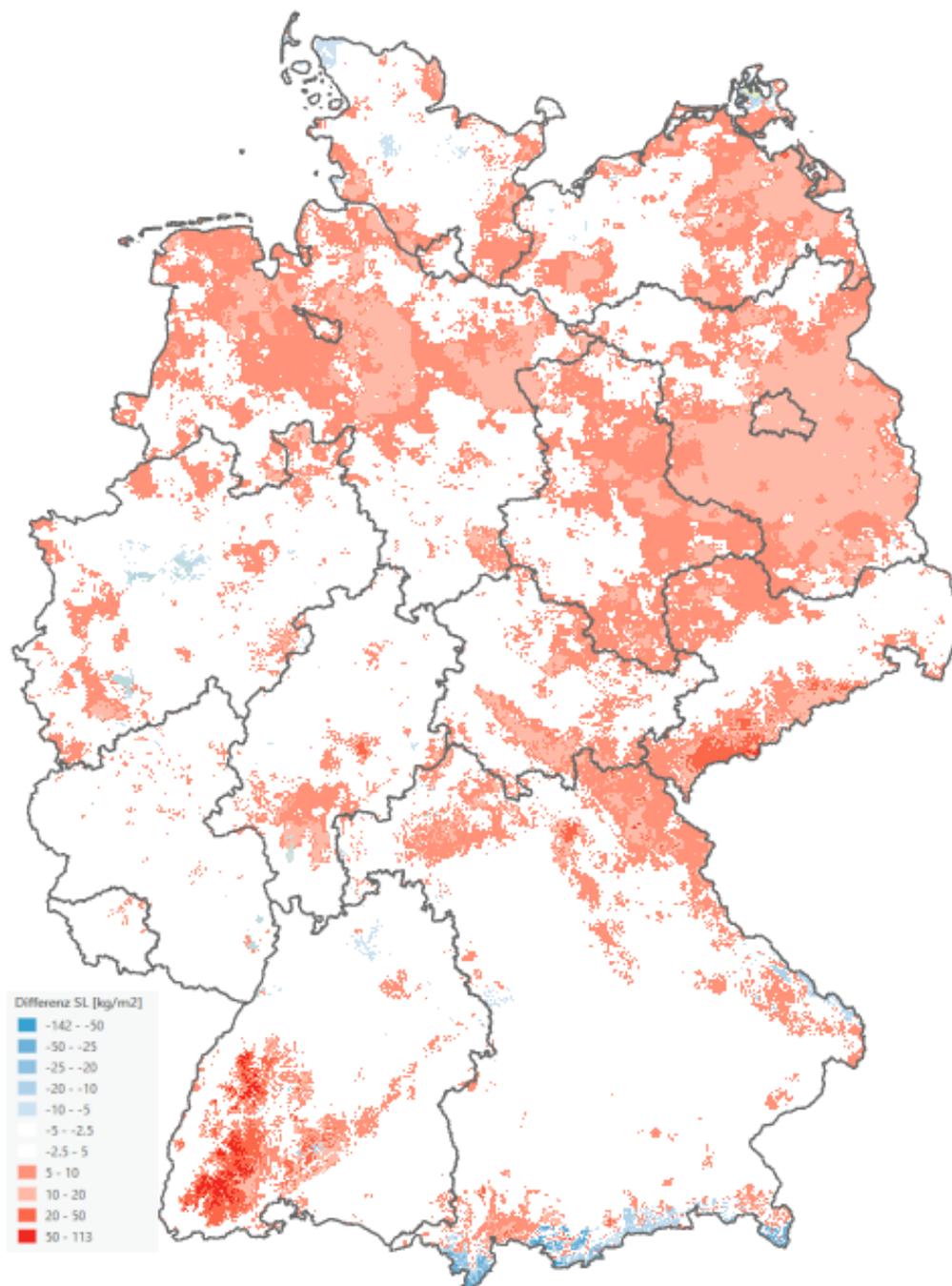


Abbildung 73 Raster der Differenzen der Modell-Methoden-Mittelwerte der charakteristischen Schneelasten S_k , berechnet aus den Mittelwerten der *signifikanten* S_k -Werte (siehe Abschnitt 10), und den Mittelwerten *aller* S_k -Werte aller WÄ-Modelle und EWA-Methoden für jedes Rasterelement.

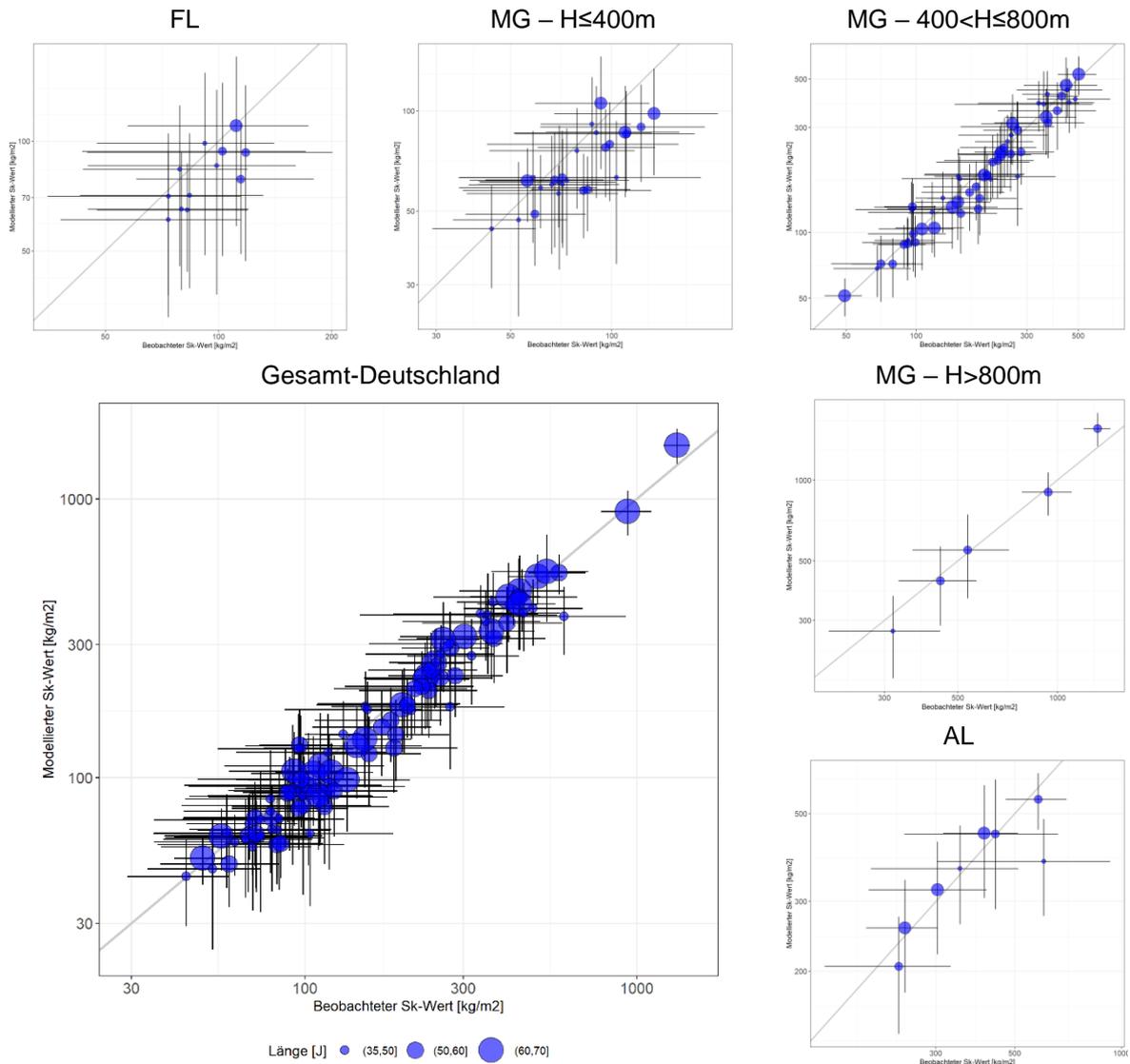


Abbildung 74 Anpassungsgüte der Schneelastkarte: Log-Log-Scatterplots des Modell-Metho-den-Mittelwerts aller signifikanten (p -Wert der Anderson-Darling-Teststatistik größer als 0.01) charakteristischen S_k -Werte der gerasterten Schneelast in Abhängigkeit vom entsprechenden Wert, der anhand der beobachtete Zeitreihe ermittelt wurde. Die Scatterplots werden für Gesamt-Deutschland (alle analysierten Stand-orte) und für jede Klimaregion/Höhenklasse gezeigt (vgl. Tabelle 12). Die Größe der Kreise variiert mit der Länge der beobachtete Zeitreihen (Anzahl aller Jahre). Die Antennen zeigen die 95%-Konfidenzintervalle. In grau wird die 1:1-Linie ge-zeigt.

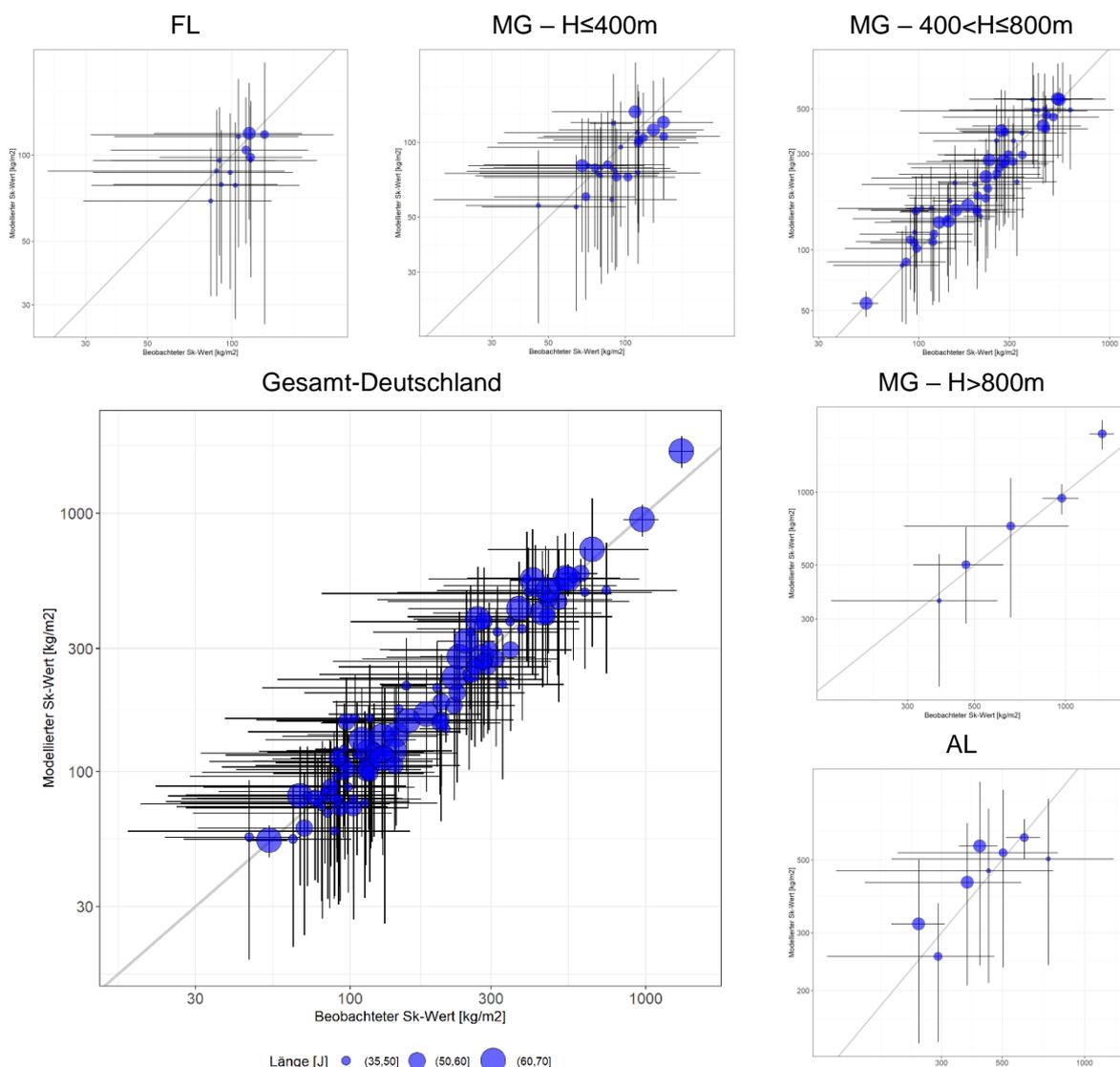


Abbildung 75 Wie in der Abbildung 74 aber für den Modell-Methoden-Maximalwert.

Aufgrund der Analysen zur Anpassungsgüte der EWA-Methoden (siehe Abschnitt 10.3) und der Nutzung von ausschließlich *signifikanten* Ergebnissen der Parameterschätzung der verwendeten Verteilungsfunktionen sowie aufgrund der Zeitreihenlänge der zugrunde liegenden Rasterdaten (70 Jahre) wurden die oberen Ränder der zugrundeliegenden Extremwertverteilungen gut berücksichtigt. Damit konnten gut angepasste S_k -Werte (Modell-Methoden-Mittelwerte oder Modell-Methoden-Maximalwerte) für das 50-jährige Wiederkehrintervall bestimmt werden, die meist geringfügig größer sind, als wenn die Mittelwerte aller S_k -Werte (aller Modelle und EWA-Methoden genutzt werden würden (siehe Abbildung 73). Die Betrachtung außergewöhnlicher Schneelasten ist mit diesem Ansatz nicht mehr notwendig.

11.3 Validierung der Schneelastkarte

Die Validierung der Schneelastkarte, d.h. der Raster der S_k -Methoden-Mittelwerte und der S_k -Methoden-Maximalwerte sowie der S_k -Modell-Methoden-Mittelwerte und der S_k -Modell-Methoden-Maximalwerte, wurde mit dem Ansatz der *leave-one-out* Kreuzvalidierung durchgeführt. Bei diesem Ansatz wird ein Datensatz, der zum Testen eines Modells verwendet wird, in zwei Teile geteilt: Mit einem Teil des Datensatzes wird das Modell trainiert (Parameterschätzung) und mit dem verbleibenden Teil des Datensatzes werden Modellergebnisse getestet (Validierung).

Zur Validierung der Schneelastkarte war es daher erforderlich, die S_k -Raster wiederholt erneut zu erstellen. Die Erstellung der S_k -Raster („Validierungskarten“ der Schneelast) erfolgt idealerweise so oft, wie es Validierungszeitreihen gibt, mit denen der Ergebnisvergleich durchgeführt werden kann, ohne die Werte der Validierungszeitreihen selbst bei der Erstellung der jeweiligen Validierungskarten zu verwenden. Im Einzelnen umfasst dies die folgenden Schritte für jede Validierungszeitreihe:

1. Ermittlung der WÄ-Modellparameter für die beiden WÄ-Modelle (hybrides Regressionsmodell und Δ SNOW Modell; ohne die jeweilige Validierungszeitreihe),
2. Simulation aller WÄ-Zeitreihen (ohne die jeweilige Validierungszeitreihe) mit den WÄ-Modellparametern aus 1.,
3. Vorbereitung des Validierungsdatensatzes (alle WÄ-Zeitreihen aus 2.) für das Interpolationsmodul des SNOW4-Modells und Durchführung der täglichen Interpolationen für den Zeitraum 1950-2020 (70-Jahre) mit dem Ergebnis von Validierungskarten,
4. Extraktion von Rastern der Block-Schneelastmaxima (Jahresmaxima) aus den Validierungskarten (aus 3.),
5. Extremwertanalyse (einschließlich der Bestimmung der statistischen Signifikanz der EVA-Ergebnisse mit dem Anderson-Darling-Test) zur Ermittlung der charakteristischen S_k -Werte und der zugehörigen 95%-Konfidenzintervalle für die Validierungskarten (aus 4.),
6. Vergleich der charakteristischen S_k -Werte der (beobachteten) Validierungszeitreihe und der aus den Validierungskarten (aus 5.) ermittelten S_k -Werte.

Idealerweise müsste dieses Verfahren für beide WÄ-Modelle (hybrides Regressionsmodell und Δ SNOW Modell) und für jede Validierungszeitreihe wiederholt werden. In Abschnitt 11.1 wurden zur Abschätzung der Anpassungsgüte der Schneelastkarte 105 Zeitreihen verwendet. Diese Zeitreihen wurden jedoch in den Prozess der Erstellung der Schneelastkarte selbst einbezogen. Bei „vollständiger“ Validierung müssten die Schritte 1 bis 6 für jede der 105 Zeitreihen wiederholt werden, was zu langen Berechnungszeiten für die Analysen führen würde.

Tabelle 13 Validierung der Schneelastkarte: Anzahl der Zeitreihen (Zeitreihenlänge > 35 Jahre) nach Klimaregion (FL = nördliches Flachland, MG = Mittelgebirge, AL = Alpen) und Höhenklasse.

Höhenklasse	Klimaregion			Gesamt
	FL	MG	AL	
H≤400m	3	3	-	6
400<H≤800m	-	6	-	6
H>800m	-	2	2	4
Gesamt	3	11	2	16

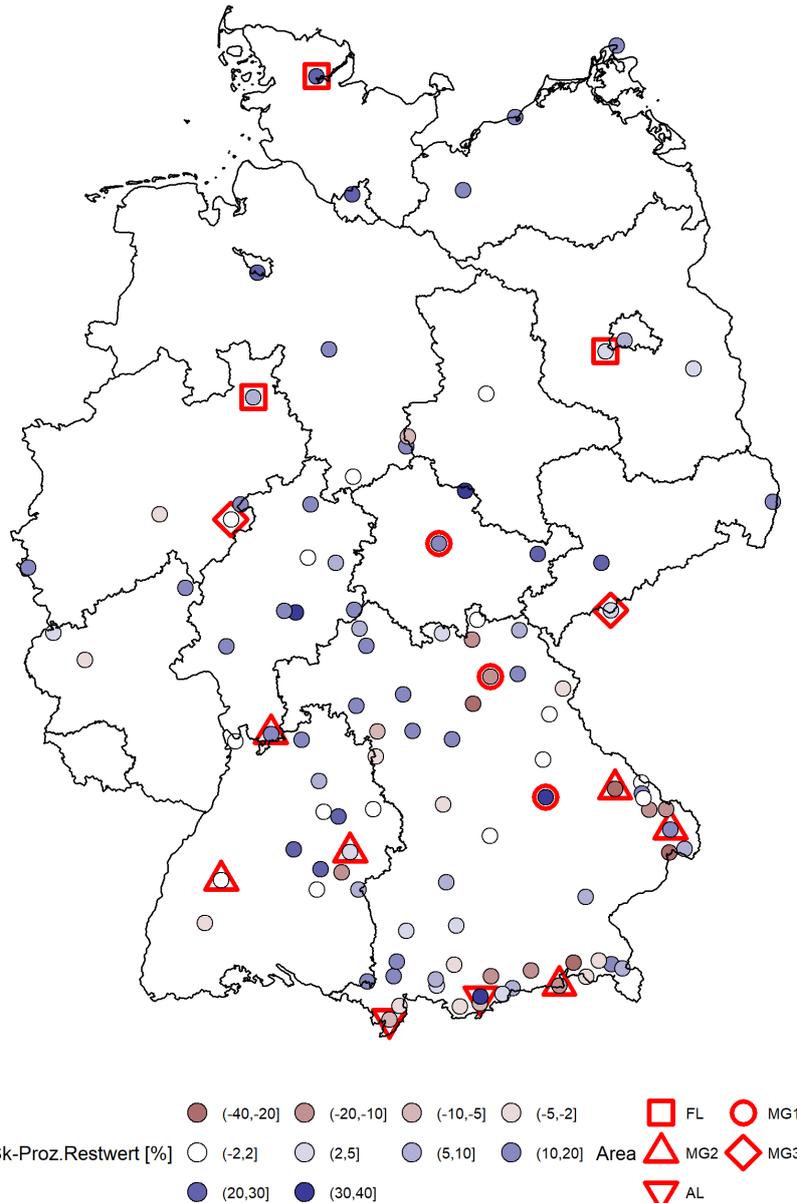


Abbildung 76 Validierung der Schneelastkarte: Standorte der Stationen, deren Zeitreihen in der Analyse genutzt wurden (rote Symbole, nach Klimaregion und Höhenklasse verteilt, siehe Tabelle 13). Die Farben aller Kreise zeigen die prozentualen Restwerte nach der Analyse der Anpassungsgüte in Abschnitt 11.1.

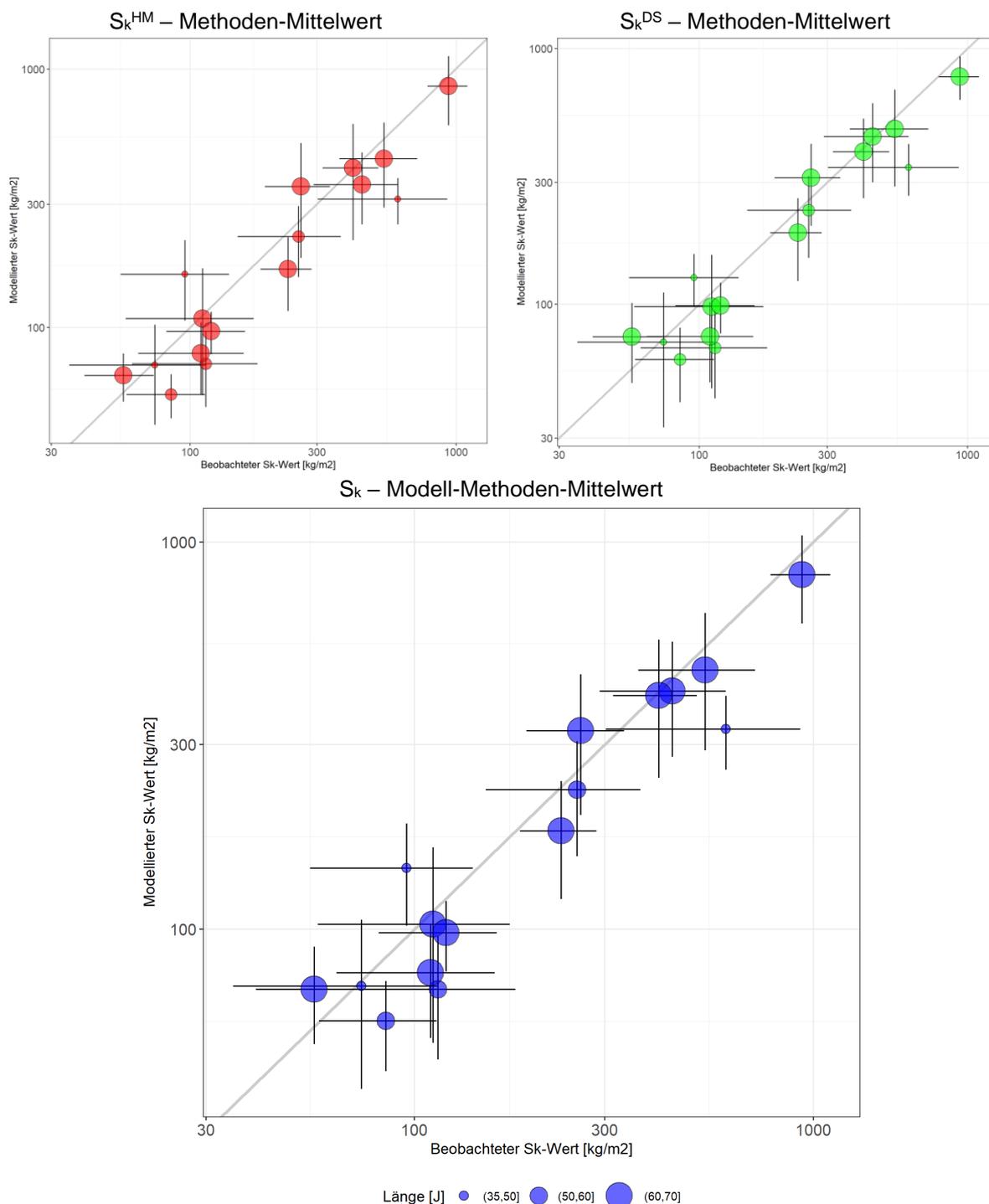


Abbildung 77 Validierung der Schneelastkarte: Log-Log-Scatterplots der Methoden- und Modell-Methoden-Mittelwerte aller signifikanten (p -Wert der Anderson-Darling-Teststatistik größer als 0.01) charakteristische Werte S_k der gerasterte Schneelast in Abhängigkeit vom zugehörigen Wert, der anhand der beobachtete Zeitreihe ermittelt wurde (siehe Abbildung 76). Oben Links: S_k -Methoden-Mittelwerte des hybriden WÄ-Regressionsmodells (HM), Oben rechts: S_k -Methoden-Mittelwerte des Δ SNOW Modells (DS). Unten: S_k -Modell-Methoden-Mittelwerte. Die Größe der Kreise ist proportional zur Länge der beobachteten Zeitreihen (Anzahl der Jahre), die Antennen zeigen die 95%-Konfidenzintervalle, in grau wird die 1:1-Linie gezeigt.

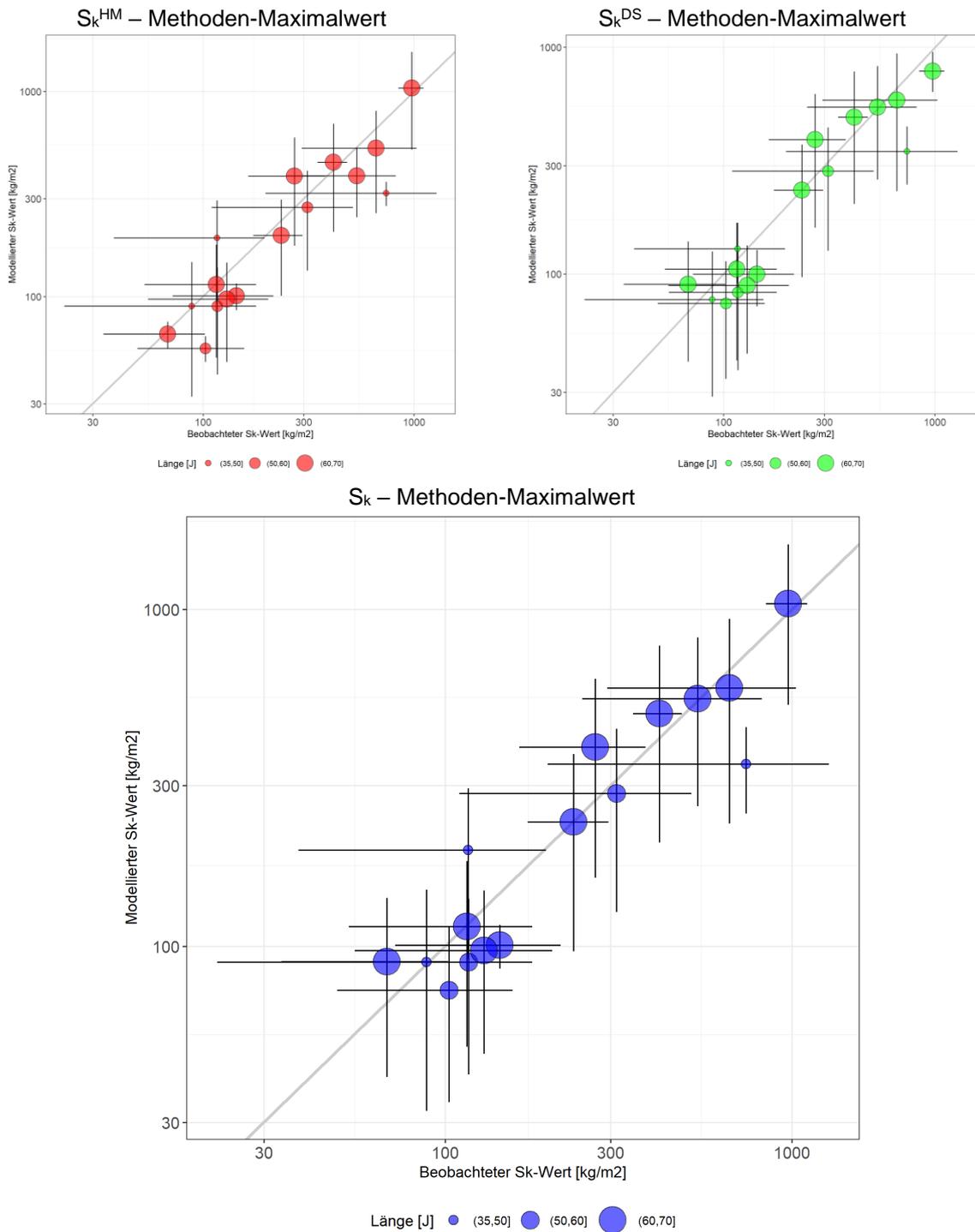


Abbildung 78 Wie in der Abbildung 77 aber für die Methoden- und Modell-Methoden-Maximalwerte.

Der Kompromiss zwischen akzeptablen Berechnungszeiten und statistisch bewertbaren Analysen zur Validierung der Schneelastzonenkarte bestand darin, die Anzahl der Validierungszeitreihen so zu reduzieren, dass eine ausreichende räumliche Abdeckung gewährleistet ist (mindestens eine Station in jeder Klimaregion und Höhenklasse) und gleichzeitig ein ausreichender Abstand zwischen den Validierungsstationen eingehalten wird, um eine gegenseitige Beeinflussung (insbesondere bei der Kalibrierung des hybriden Regressionsmodells und bei den Interpolationen für die Erstellung der täglichen Schneelastraster mit dem SNOW4-Modell)

der jeweiligen Validierungsdaten (Validierungszeitreihen und Validierungskarten) zu minimieren. Zu diesem Zweck wurden insgesamt 16 lange Zeitreihen (Zeitreihenlänge >35 Jahre) ausgewählt (Tabelle 13 und Abbildung 76).

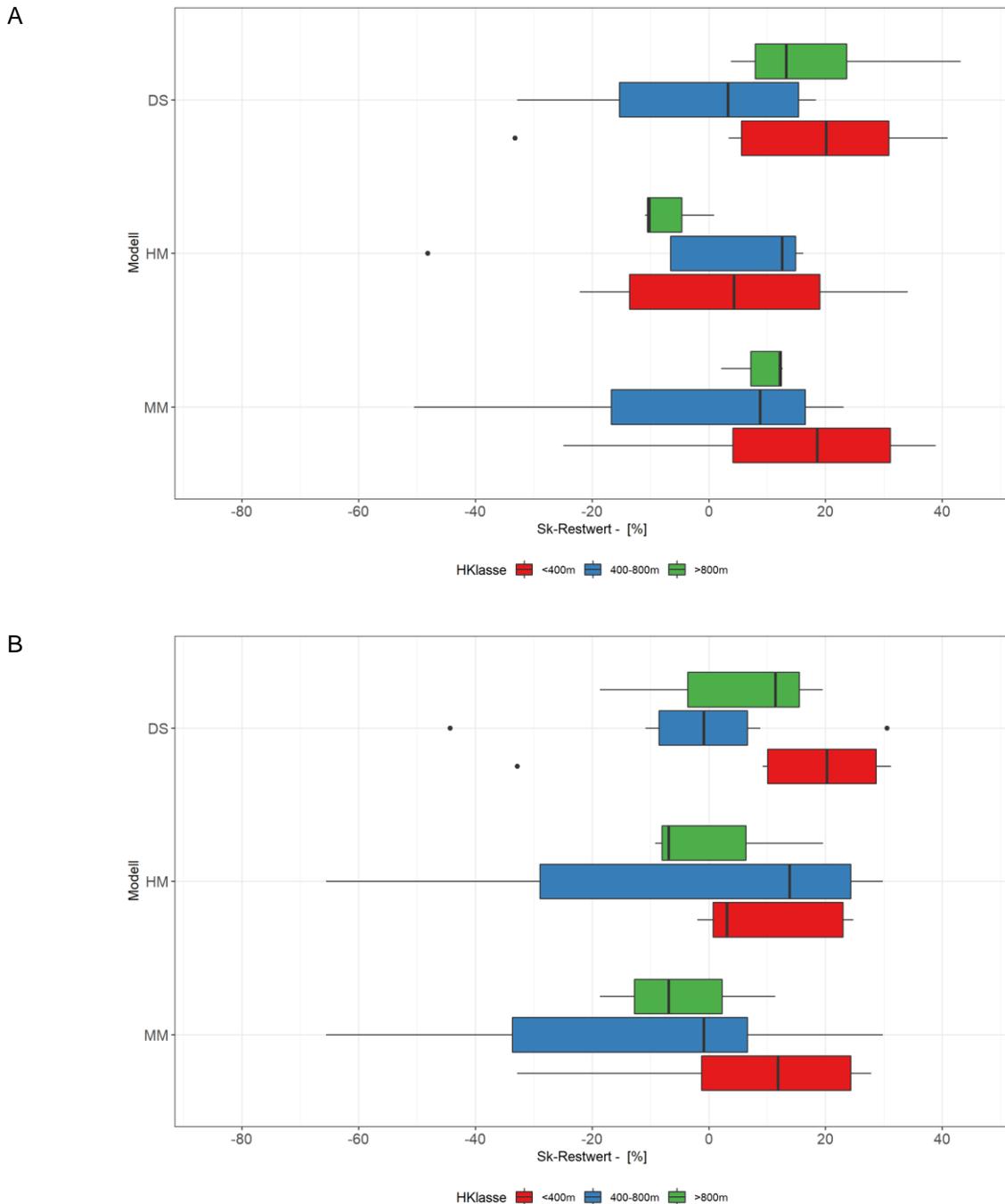


Abbildung 79 Boxplots der prozentualen Restwerte zwischen den beobachteten und den zugehörigen für die Validierung gerasterten S_k -Werten nach Höhenklasse. (A) S_k -Methoden-Mittelwerte für beide WÄ-Modelle (HM und DS, siehe Tabelle 10) und für den Modell-Methoden-Mittelwert (MM). (B) Wie (A) aber für die S_k -Methoden-Maximalwerte und den Modell-Methoden-Maximalwert.

Die Scatterplots der S_k -Methoden- und Modell-Methoden-Mittelwerte und der S_k -Methoden- und Modell-Methoden-Maximalwerte (Abbildung 77 und Abbildung 78) zeigen eine qualitativ gute Übereinstimmung zwischen den beobachteten und den für die Validierung gerasterten S_k -Werten, mit ähnlichen Leistungen der S_k -Methoden-Mittel- und der S_k -Methoden-Maximalwertes für das hybride Regressionsmodell und für das Modell Δ SNOW.

Die Analyse der prozentualen Restwerte zwischen den beobachteten und den entsprechenden für die Validierung gerasterten S_k -Werten bestätigt die gute Leistungen der Methodik zur Erstellung der Schneelastkarte mit unteren und oberen Grenzen aller Interquartilsabstände zwischen -18% und +30% im Fall des Modell-Methoden-Mittelwertes (Abbildung 79 A). Der Modell-Methoden-Maximalwert zeigt ähnliche Ergebnisse mit einer erhöhten Tendenz zur Überschätzung in den mittleren und großen Höhen (Abbildung 79 B).

Mit den Ergebnissen in Abbildung 79 wird die Tendenz zu Unterschätzung der charakteristischen Werte der Schneelast S_k in niedrigen NHN-Höhen bestätigt (siehe Analysen der Anpassungsgüte in Abschnitt 11.1, Abbildung 68 und Abbildung 69 sowie in Abschnitt 11.2, Abbildung 74 und Abbildung 75).

12 Projektergebnisse und Empfehlungen

Alle verfügbaren Schneehöhen- und Wasseräquivalentmessdaten aus dem Zeitraum zwischen 1950 und 2020 sowie alle verfügbaren Methoden zur Schneelastanalyse wurden zu Beginn des Forschungsvorhabens geprüft (Abschnitt 3) und ein Vorschlag zur Vorgehensweise zur Bereitstellung interpolierter charakteristischer Schneelastwerte ausgearbeitet (Abschnitt 4). Die Schneedatenbasis wurde erweitert und kontrolliert (Abschnitt 5). Ein Digitalisierungsprogramm fügte zu Beginn des Forschungsvorhabens für den Zeitraum 1959-1978 Schneemessdaten für 411 Stationen auf dem Gebiet der alten Bundesländer hinzu, um die räumliche Verfügbarkeit in diesen Regionen zu erhöhen. Insgesamt wurden 5501 Schneehöhenzeitreihen von Messstationen in Deutschland im Zeitraum zwischen 1950 und 2020 genutzt, deren Qualität und Homogenität geprüft wurden. Zum Datensatz der deutschen Schneehöhenzeitreihen wurden entsprechende Zeitreihen von Stationen in den südlichen Nachbarländern für den Zeitraum zwischen 1950 und 2020 hinzugefügt.

Aus bisherigen Arbeiten wurden verfügbare Modellansätze zur Berechnung des Wasseräquivalents der Schneedecke (Schneedichtemodelle) zusammengetragen und auf ihre Anwendbarkeit im Forschungsvorhaben geprüft (Abschnitt 7). Auf der Basis aller verfügbaren Schneehöhen- und Wasseräquivalentmessdaten wurden umfangreiche Analysen der Schneedichtebeziehungen mit verschiedenen Modellansätzen durchgeführt. Das hybride Regressionsmodell (HM) und das semi-empirischen multi-Ebenen Modell Δ SNOW (DS) wurden umfangreich getestet und für die weitere Verwendung ausgewählt (Abschnitt 8).

Auf der Basis der Schneehöhenzeitreihen wurden durch die Anwendung der zwei Schneedichtemodelle jeweils zwei WÄ-Datensätze berechnet (Abschnitt 9). Alle verfügbaren und geprüften Schneehöhen- und Wasseräquivalentdaten wurden unter Verwendung des Interpolationsmoduls des SNOW4-Modells auf ein deutschlandweites Raster interpoliert. Als Ergebnis liegen tägliche Raster von Schneehöhen- und Wasseräquivalentwerten für den Zeitraum zwischen 1950 und 2020 mit einer räumlichen Auflösung von 1 km x 1 km vor. Für jedes Rasterelement sind damit Schneehöhen- und Wasseräquivalentzeitreihen mit einer Länge von 70 Jahren verfügbar.

Die charakteristischen Werte der Schneelast wurden für jedes Wasseräquivalent-Rasterelement (Zeitreihenlänge jeweils 70 Jahre) auf der Grundlage der Jahres-„Block Maxima“ ermittelt. Die Analysen erfolgten für die jeweiligen Rasterelemente mit Hilfe von Standardmethoden der Extremwertanalyse (EWA) mit zwei Verteilungsfunktionen der Extremwerte und mit vier Methoden zur Schätzung der Parameter der Verteilungsfunktionen (Abschnitt 10). Aus den insgesamt fünf Kombinationen geschätzter Parameter der Verteilungsfunktionen ergaben sich schließlich zehn verschiedene Sk-Werte (zwei WÄ-Modelle und fünf Kombinationen der Verteilungsparameter, Abschnitt 10.1 und Abschnitt 10.2) für jedes Rasterelement.

Die Anpassungsgüte der Jahresmaxima der WÄ unter Verwendung der oben beschriebenen Verteilungsmodelle wurde für alle Rasterelemente mit dem Anderson-Darling-Test auf der Grundlage von Zufallsstichproben (Monte-Carlo-Simulation, jeweils 1000 Iterationen) bewertet. Insbesondere sollte damit die Güte der Anpassung der verwendeten Verteilungsfunktion auf der Grundlage der verwendeten Parameterschätzmethoden am oberen Rand der Verteilung in die Bewertung einfließen. Weniger als 0.15% aller Rasterelemente wiesen für alle WÄ-Modelle/EWA-Methoden p-Werte auf die unter dem festgelegten Signifikanzniveau ($\alpha = 0.01$)

liegen. Für diese Rasterelemente ist eine Ermittlung eines finalen charakteristischen Wertes der Schneelast S_k nicht möglich, da für keines der WÄ-Modelle eine ausreichende Güte der genutzten EWA vorliegt (Abschnitt 10.3).

Die Schneelastkarte für das Gesamtgebiet von Deutschland wurde auf der Grundlage der signifikanten charakteristischen Werte der Schneelast S_k für alle Rasterelemente erstellt. Um die Methode zur Erstellung der Schneelastkarte (Synthese) zu definieren, wurden die charakteristischen Werte der Schneelast, die aus den EWA-Methoden/WÄ-Modellen für die Rasterelemente gewonnen wurden, mit den entsprechenden Werten verglichen, die aus den Zeitreihen der Messstationen ermittelt wurden.

Die Ergebnisse zeigen eine gute Übereinstimmung der beobachteten und gerasterten S_k -Werte (Methoden-Mittel und Methoden-Maxima mit ähnlichen Leistungen für HM und DS). Die Analyse der prozentualen Restwerte zwischen den beobachteten und den (räumlich) zugehörigen gerasterten S_k -Methoden-Mittelwerten bestätigt die guten Leistungen beider WÄ-Modelle (HM und DS), mit unteren und oberen Grenzen aller Interquartilsabstände zwischen rund -10% und +21%. Für die Modell-Methoden-Mittelwerte (MM) ergeben sich verkleinerte Interquartilsabstände zwischen rund -5% und +19%.

Bildet man die Differenz zwischen den gerasterten S_k -Modell-Methoden-Mittelwerten und den S_k -Methoden-Mittelwerten für beide WÄ-Modelle, dann zeigen sich die regionalen Unterschiede. Der HM-Methoden-Mittelwert zeigt höhere S_k -Werte im Nordosten Deutschlands, während der DS-Methoden-Mittelwert höhere S_k -Werte im Südwesten aufweist. Durch die Verwendung von Rastern der S_k -Modell-Methoden-Mittel lassen sich damit optimierte Resultate der charakteristischen Werte der Schneelasten ermitteln.

Auf der Basis der Ergebnisse der Anpassungsgüte der gerasterten S_k -Werte (Abschnitt 11.1) wird vorgeschlagen, die Schneelastkarte auf der Grundlage des S_k -Modell-Methoden-Mittelwerts zu erstellen (Abschnitt 11.2).

Der Vergleich zwischen den beobachteten S_k -Werten und den zugehörigen gerasterten Modell-Methoden-Mittelwerten des S_k zeigt, dass es im Flachland und in der unteren Lagen der Mittelgebirge eine Tendenz zur Unterschätzung (kleinere gerasterte als beobachtete S_k -Werte) gibt.

Im Hinblick auf eine ausreichend konservative Festlegung der charakteristischen Werte der Schneelast S_k sollte im Flachland (und ggf. in den unteren Lagen der Mittelgebirge) die Einführung von S_k -Sockelwerten in Betracht gezogen werden (Abschnitt 11.2).

Aufgrund der Nutzung von ausschließlich *signifikanten* Ergebnissen der Parameterschätzung der verwendeten Verteilungsfunktionen sowie aufgrund der Zeitreihenlänge der zugrunde liegenden Rasterdaten (70 Jahre) wurden die oberen Ränder der zugrundeliegenden Extremwertverteilungen gut berücksichtigt. Damit konnten gut angepasste S_k -Modell-Methoden-Mittelwerte für das 50-jährige Wiederkehrintervall bestimmt werden. Die Betrachtung außergewöhnlicher Schneelasten ist mit diesem Ansatz nicht notwendig.

Die charakteristischen Werte der Schneelast S_k sollten auf der Grundlage aller verfügbaren Jahresmaxima der für das jeweilige Rasterelement, d.h. ohne Ausschluss von maximalen WÄ-Rasterwerten, als S_k -Modell-Methoden-Mittelwert aller *signifikanten*

charakteristischen Werte der Schneelast S_k ermittelt werden. Die Betrachtung außergewöhnlicher Schneelasten ist mit diesem Ansatz nicht notwendig (Abschnitt 11.2).

Mittels einer leave-one-out Kreuzvalidierung wurden die Werte der Schneelastkarte mit den entsprechenden Werten aus einer Teilmenge von geeignet ausgewählten Zeitreihen (16 Zeitreihen mit einer Zeitreihenlänge >35 Jahre) von Beobachtungen verglichen. Die Analyse der prozentualen Restwerte zwischen den beobachteten und den entsprechenden für die Validierung gerasterten S_k -Werten bestätigt die gute Leistungen der Methodik zur Erstellung der Schneelastkarte mit dem S_k -Modell-Methoden-Mittelwert mit unteren und oberen Grenzen aller Interquartilsabstände zwischen -18% und +30% (Abschnitt 11.3).

Das Ergebnisraster der S_k -Modell-Methoden-Mittelwerte aller signifikanten charakteristischen Werte der Schneelast S_k mit einer räumlichen Auflösung von 1 km x 1 km liegt, ebenso, wie alle anderen Rasterwerte (Methodenmittel und Modell-Methodenmittel aller S_k -Werte, d.h. auch mit nicht signifikanten Werten; Methodenmittel der signifikanten S_k -Werte) als ASCII-Datensatz, als GIS Shape-File und als netCDF-File vor. Damit kann die Vorbereitung der Schneelastkarte entsprechend den finalen Entscheidungen des zuständigen Normengremiums erfolgen.

Aufgrund der räumlichen Abdeckung der als Basis für die vorliegenden Analysen genutzten Schneehöhenmessreihen und aufgrund der Ergebnisse der vorliegenden Analysen (Validierung) wird empfohlen, die vorliegende Rasterauflösung von 1 km x 1 km als Grundlage für die Schneelastkarte zu verwenden.

Eine höhere räumliche Auflösung (d.h. Auflösung < 1 km x 1 km) ist weder aus Sicht der Datengrundlage (räumliche Abdeckung von Schneehöhenmessungen) noch aus Sicht des Analyseverfahrens (Modellgenauigkeit, Genauigkeit der räumlichen Interpolation) empfehlenswert. Sie würde eine Genauigkeit der Ergebnisse vortäuschen, die mit dem Gesamtverfahren nicht zu rechtfertigen ist. Eine Ausgrenzung von Schneelastzonen oder eine Tabellierung von Schneelasten wird aufgrund der genannten Gründe nicht empfohlen.

Für die Ermittlung der Schneelasten an Rändern der Rasterelemente (bspw. bei großen Differenzen zwischen Rasterelementen aufgrund von topographischen Einflüssen) wird empfohlen, entsprechende Interpolationsregeln für die Anwendung der Rasterkarte zu formulieren.

Literatur

- Alexandersson, H. (1986) A Homogeneity Test applied to Precipitation Data, *Journal of Climatology*, 6, S. 661-675.
- Alexandersson, H. und Moberg, A. (1997) Homogenization of Swedish Temperature Data. Part I: Homogeneity Test for Linear Trend, *International Journal of Climatology*, 17, S. 25-34.
- Anderson, T. W. und Darling, D. A. (1954) A test of goodness of fit, *Journal of the American statistical association*, 49(268), S. 765-769.
- Begert, M., Schlegel, T. und Kirchhofer, W. (2005) Homogeneous Temperature and Precipitation series of Switzerland from 1864 to 2000, *International Journal of Climatology*, 25, S. 65-80.
- Behrendt, J. und Spengler, R. (2010a) Handbuch zur Anwendung von QUALKO: Deutscher Wetterdienst. 7 S.
- Behrendt, J. und Spengler, R. (2010b) Prüfkriterien für die Qualitätskontrolle klimatologischer Daten im Programmsystem QUALKO: Deutscher Wetterdienst. 29 S.
- Böhm, U., Schneider, G. und Fiedler, A. (2013) Klimatologische Analyse der Schneedecke in Deutschland: Deutscher Wetterdienst. 13 S.
- Browning, J. und Schneider (2017) snht: Standard Normal Homogeneity Test. Available at: <https://CRAN.R-project.org/package=snht>.
- Cade, B. S. und Noon, B. R. (2003) A gentle introduction to quantile regression for ecologists, *Frontiers in Ecology and the Environment*, 1(8), S. 412-420.
- Coles, S., Bawa, J., Trenner, L. und Dorazio, P. (2001) An introduction to statistical modeling of extreme values. Springer.
- DIN 1055-5: 2005-07 (2005). Einwirkungen auf Tragwerke - Teil 5: Schnee- und Eislasten. Deutsches Institut für Normung e.V., Beuth-Verlag. 24 S.
- DIN EN 1991-1-3/NA:2019-04 (2019). Nationaler Anhang - National festgelegte Parameter - Eurocode 1: Einwirkungen auf Tragwerke - Teil 1-3: Allgemeine Einwirkungen - Schneelasten. Berlin: Deutsches Institut für Normung e.V., Beuth-Verlag. 22 S.
- DWD (2018) Deutschland vor 40 Jahren: Die Schneekatastrophe zum Jahreswechsel 1978/1979. Available at: https://www.dwd.de/DE/presse/pressemitteilungen/DE/2018/20181220_schneewinter1979.html. 3 S.
- DWD (2019). Forschungsvorhaben: Bereitstellung von Schneelastwerten für das Bauwesen durch den DWD - Vortrag zum 1. Treffen der Betreuungsgruppe. 24.10.2019. DWD, Regionales Klimabüro Potsdam. 45 S.
- DWD (2020a). Forschungsvorhaben: Bereitstellung von Schneelastwerten für das Bauwesen durch den DWD - 1. Zwischenbericht. 12.02.2020. DWD, Regionales Klimabüro Potsdam. 34 S.
- DWD (2020b). Forschungsvorhaben: Bereitstellung von Schneelastwerten für das Bauwesen durch den DWD - 2. Zwischenbericht. 14.10.2020. DWD, Regionales Klimabüro Potsdam. 67 S.
- DWD (2020c). Forschungsvorhaben: Bereitstellung von Schneelastwerten für das Bauwesen durch den DWD - Vortrag zum 2. Treffen der Betreuungsgruppe. 28.09.2020. DWD, Regionales Klimabüro Potsdam. 49 S.
- DWD (2020d) SNOW4. Abteilung Hydrometeorologie. Available at: <https://www.dwd.de/DE/leistungen/snow/snow.html> (Accessed: 15.01.2025).
- DWD (2021). Forschungsvorhaben: Bereitstellung von Schneelastwerten für das Bauwesen durch den DWD - Vortrag zum 3. Treffen der Betreuungsgruppe. 26.08.2021. DWD, Regionales Klimabüro Potsdam. 49 S.

- DWD (2022a). Forschungsvorhaben: Bereitstellung von Schneelastwerten für das Bauwesen durch den DWD - 3. Zwischenbericht. 07.01.2022. DWD, Regionales Klimabüro Potsdam. 192 S.
- DWD (2022b). Forschungsvorhaben: Bereitstellung von Schneelastwerten für das Bauwesen durch den DWD - Vortrag zum 4. Treffen der Betreuungsgruppe. 17.01.2022. DWD, Regionales Klimabüro Potsdam. 38 S.
- DWD (2022c). Forschungsvorhaben: Bereitstellung von Schneelastwerten für das Bauwesen durch den DWD - Vortrag zum 5. Treffen der Betreuungsgruppe. 30.03.2022. DWD, Regionales Klimabüro Potsdam. 25 S.
- DWD (2022d). Forschungsvorhaben: Bereitstellung von Schneelastwerten für das Bauwesen durch den DWD - Vortrag zum 6. Treffen der Betreuungsgruppe. 18.05.2022. DWD, Regionales Klimabüro Potsdam. 30 S.
- DWD (2023). Forschungsvorhaben: Bereitstellung von Schneelastwerten für das Bauwesen durch den DWD - 4. Zwischenbericht. 12.10.2023. DWD, Regionales Klimabüro Potsdam. 99 S.
- DWD (2024). Forschungsvorhaben: Bereitstellung von Schneelastwerten für das Bauwesen durch den DWD - Vortrag zum 7. Treffen der Betreuungsgruppe. 23.07.2024. DWD, Regionales Klimabüro Potsdam. 18 S.
- Easterling, D. R. und Peterson, T. C. (1995) A new method for detecting undocumented discontinuities in climatological time series, *International Journal of Climatology*, 15, S. 369-377.
- Gandin, L. S. (1963) *Obektivnyj analiz meteorologiceskih polej*. Leningrad: Gidromeeoizdat.
- Gilleland, E. und Katz, R. W. (2016) extRemes 2.0: An Extreme Value Analysis Package in R, *Journal of Statistical Software*, 72(8), S. 1-39.
- Gumbel, E. J. (1958) *Statistics of extremes*. New York: Columbia University Press.
- Guyennon, N., Valt, M., Salerno, F., Petrangeli, A. B. und Romano, E. (2019) Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Italian Alps, *Cold Regions Science and Technology*, 167, S. 102859.
- Jonas, T., Marty, C. und Magnusson, J. (2009) Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps, *Journal of Hydrology*, 378(1), S. 161-167.
- Katz, R. W., Parlange, M. B. und Naveau, P. (2002) Statistics of extremes in hydrology, *Advances in Water Resources*, 25(8), S. 1287-1304.
- Kinar, N. J. und Pomeroy, J. W. (2015) Measurement of the physical properties of the snowpack, *Reviews of Geophysics*, 53, S. 481-544.
- KLIWA (2005) *Langzeitverhalten der Schneedecke in Baden-Württemberg und Bayern*, München, Deutschland: Druckhaus Fritz König GmbH. 91 S.
- Knauf, D. (1976) *Die Abflussbildung in schneebedeckten Einzugsgebieten des Mittelgebirges*. Technische Hochschule Darmstadt. 156 S.
- Koenker, R. und Hallock, K. F. (2001) Quantile Regression, *Journal of Economic Perspectives*, 15(4), S. 143-156.
- Kustas, W. P. und Rango, A. (1994) A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model, *Water Resources Research*, 30(5), S. 1515-1527.
- Marcolini, G., Bellin, A. und Chiogna, G. (2017) Performance of the Standard Normal Homogeneity Test for the homogenization of mean seasonal snow depth time series, *International Journal of Climatology*, 37, S. 1267-1277.
- McCreight, J. L. und Small, E. E. (2014) Modeling bulk density and snow water equivalent using daily snowdepth observations, *The Cryosphere*, 8, S. 521-536.
- Meløysund, V., Leira, B., Høiset, K. V. und Lisø, K. R. (2007) Predicting snow density using meteorological data, *Meteorological Applications*, 14(4), S. 413-423.

- Müller-Westermeier, G. (2001) 'Results of Homogeneity Testing of Long Time Series of Temperature and Precipitation in Germany', in India, M.B. und Bonillo, D.L. (eds.) Detecting and Modelling Regional Climate Change. Berlin, Heidelberg: Springer.
- Müller-Westermeier, G. (2004) Statistical analysis of results of homogeneity testing and homogenization of long climatological time series in Germany. Fourth seminar for homogenization and quality control in climatological databases, Budapest, Hungary, 06–10 October 2003, Geneva, Switzerland WMO Technical Document, Bd. 1236).
- Peterson, T. C. und Easterling, D. R. (1994) Creation of Homogeneous Composite Climatological Reference Series, International Journal of Climatology, 14, S. 671-679.
- Pistocchi, A. (2016) Simple estimation of snow density in an Alpine region, Journal of Hydrology: Regional Studies, 6, S. 82-89.
- Pohlert, T. (2020) trend: Non-Parametric Trend Tests and Change-Point Detection. Available at: <https://CRAN.R-project.org/package=trend>.
- Royston, P. (1995) Remark AS R94: A Remark on Algorithm AS 181: The W-test for Normality, Journal of the Royal Statistical Society. Series C, 44(4), S. 547-551.
- Schellander, H., Winkler, M. und Hell, T. (2021) Towards a reproducible snow load map – an example for Austria, Adv. Sci. Res., 18, S. 135-144.
- Schmidlin, T. W., Wilks, D. S., McKay, M. und Cember, R. P. (1995) Automated Quality Control Procedure for the "Water Equivalent of Snow on the Ground" Measurement, Journal of Applied Meteorology, 34, S. 143-151.
- Sturm, M., Taras, B., Liston, G. E., Derksen, C., Jonas, T. und Lea, J. (2010) Estimating Snow Water Equivalent Using Snow Depth Data and Climate Classes, Journal of Hydrometeorology, 11, S. 1380-1394.
- Wichura, B. und Hoffmann, K. (2017) Flächenhafte Analyse von Schneelastmesswerten in fünf Landkreisen und ihr Vergleich mit den Schneelastzonenkarten der DIN 1055-5:2005 als Pilotuntersuchung für die Überarbeitung der Schneelastzonenkarte. Deutscher Wetterdienst, Abteilung Klima- und Umweltberatung, Potsdam, Stuttgart: Fraunhofer IRB Verlag (978-3-7388-0062-3). Available at: <https://www.baufachinformation.de/buch/Fl%C3%A4chenhafte-Analyse-von-Schneelastmesswerten-in-f%C3%BCnf-Landkreisen-und-ihr-Vergleich-mit-den-Schneelastzonenkarten-der-DIN-1055-5-2005-als-Pilotuntersuchung-f%C3%BCr-die-%C3%9Cberarbeitung-der-Schneelastzonenkarte/248623>. 154 S.
- Winkler, M., Schellander, H. und Gruber, S. (2021) Snow water equivalents exclusively from snow depths and their temporal changes: the Δ snow model, Hydrol. Earth Syst. Sci., 25(3), S. 1165-1187.
- WMO (1993) Guide on the Global Data-Processing System, Geneva: World Meteorological Organization (WMO-No.305). Available at: <https://library.wmo.int/>. 204 S.
- WMO (2008) Guide to Hydrological Practices, Geneva: World Meteorological Organization (WMO-No. 168). Available at: <https://library.wmo.int/>. 296 S.
- Zimmermann, K., Behrendt, J. und Penda, E. (2015) Konzept zur Qualitätskontrolle historischer Klimadaten, Offenbach: Deutscher Wetterdienst. 22 S.

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1	Anzahl der Stationen mit Messdaten von Schneehöhe (SH) und Wasseräquivalent (WÄ) pro Bundesland, seit 1851.....	10
Tabelle 2	Für die Analyse der Verfügbarkeit von Schneedeckenzeitreihen in der DWD-Datenbank wurden die angegebenen Kombinationen von Zeitreihenlängen (Jahre) und gleitenden Zeitfenstern (Zeitintervalle, Jahre) untersucht.	11
Tabelle 3	Extremwertanalysenereignisse für die Schneehöhenzeitreihen der Säkularstation Potsdam (Brandenburg, 81 m über NHN) und der Station Zugspitze (Bayern, 2964 m über NHN) mit zwei Kombinationen von Extremwertanalysen (gleicher Analyseansatz Jahresmaxima der Schneehöhe, gleiche Schätzfunktion Maximum-Likelihood-Methode, zwei unterschiedliche Verteilungsmodelle Gumbel und GEV). Für beide Stationen wurde die Analyse sowohl auf die gesamte verfügbare Zeitreihe (Potsdam: 127 Jahre, Zugspitze: 78 Jahre) als auch zum Vergleich auf eine 20-jährige Zeitreihe (Potsdam: 1893-1912, Zugspitze: 1942-1961; Auswahl der Zeiträume willkürlich, nur zur Illustration der Größenordnung möglicher Abweichungen) angewendet. ZR-Länge und WKN50 bezeichnen die Zeitreihenlänge [Jahre] bzw. das 50-Jahres Wiederkehrniveau [cm] (Ungenauigkeit geschätzt als Halbbreite des 95% Konfidenzintervalls).	25
Tabelle 4	Optimal- und Grenzwerte der Parameter des Δ SNOW Modells für den Einsatz in der alpinen Region (Winkler et al., 2021).	44
Tabelle 5	Übersicht der analysierten Regressionsschemata, jeweils als Kombination der verschiedenen Regressionsmodelle (von (Gl. 9) bis (Gl. 13)) und der zeitlichen Unterteilungen der Wintersaison (1 = ganzes Jahr; 3 = Frühwinter, Mittwinter, Spätwinter; 6 = monatliche Unterteilung; 12 = 15-Tage lange Teilintervalle).	55
Tabelle 6	Übersicht der Bezeichnungen der analysierten Regressionsschemata, jeweils als Kombination der verschiedenen Regressionsmodelle (von (Gl. 9) bis (Gl. 13)) und der zeitlichen Unterteilungen der Wintersaison, vgl. Tabelle 5.	55
Tabelle 7	Kalibrierungsparameter des Δ SNOW Modells für vier Klimagebiete in Deutschland und für sehr exponierte Standorte (<i>Brocken</i>): ρ_{\max} = maximal mögliche Schneedichte innerhalb des Modells, ρ_0 = Neuschneedichte, c_{ov} = Kontrollparameter der ungleichmäßige Verdichtung durch Überlagerungsbelastung, k_{ov} = Kontrollparameter der Viskosität bei Verdichtung, k und η_0 = Kontrollparameter der Viskosität, τ = Beobachtungsfehlerskala (Parameterbeschreibung, siehe Winkler et al., 2021).	65
Tabelle 8	Verteilung der 185 Teststationen in Klimagebiete (<i>MA</i> = Maritim; <i>BM</i> = Binnenland-Maritim; <i>BK</i> = Binnenland-Kontinental; <i>MG</i> = MittelGebirge; <i>AL</i> = ALpin; siehe Abbildung 27) und Höhenklassen.	66
Tabelle 9	Wie in Tabelle 7 aber für die Stationsgruppen <i>Deutschland Gesamt</i> , <i>HEI</i> (große NHN-Höhenlagen >800 m in den Mittelgebirgen mit Ausnahme sehr exponierter Standorte), <i>AL2</i> (Alpine Region und Bayerischer Wald), <i>LEI</i> (restliche Regionen in Deutschland mit Ausnahme <i>HEI</i> und <i>AL2</i> , betrifft hauptsächlich niedrige NHN-Höhenlagen).	76
Tabelle 10	Kombinationen der Extremwertverteilungsfunktion und Schätzfunktion zur Auswertung der Parameter der Verteilungsfunktionen (Gum = Gumbelverteilung, GEV = Generalisierte Extremwertverteilung, LS = Methode der kleinsten Quadrate, MLE = Maximum-Likelihood-Methode, GMLE = Generalisierte Maximum-Likelihood-Methode, LMom = L-Momenten-Methode).	95

Tabelle 11	Prozentualer Wert aller Rasterelemente der Schneelast mit der räumlichen Auflösung von 1 km x 1 km mit p-Werten der Anderson-Darling-Teststatistik kleiner als 0.01 (p-Wert < $\alpha = 0.01$, mit α Signifikanzniveau), zwischen 0.01 und 0.05 oder größer als 0.05 für jede Kombination der Methoden der Extremwertanalyse (EWA, Abkürzungen siehe Tabelle 10) und der WÄ-Modelle HM (hybrides Regressionsmodell, McCreight und Small, 2014) und DS (Δ SNOW Modell, Winkler et al., 2021)).....	100
Tabelle 12	Anzahl der Zeitreihen (Länge > 35 Jahre) nach Klimaregion (FL = nördliches Flachland, MG = Mittelgebirge, AL = Alpen) und Höhenklasse, die für die Bewertung der Anpassungsgüte der charakteristische Werte der gerasterten Schneelast genutzt wurden.	102
Tabelle 13	Validierung der Schneelastkarte: Anzahl der Zeitreihen (Zeitreihenlänge > 35 Jahre) nach Klimaregion (FL = nördliches Flachland, MG = Mittelgebirge, AL = Alpen) und Höhenklasse.	117
Tabelle 14	Quantile der Schneehöhenschwankungen (bzw. $\varepsilon_0(\text{SH})$) für alle Stationen und für Tage ohne Niederschlag (NH = 0 mm und NF = 0).	159
Tabelle 15	Zusammenfassung der ε_0 , ε_G , ε_A , ε_S und ε Grenzwerte für die Kontrolle der inneren Konsistenz und der Zeitkonsistenz von Schneehöhenmessdaten und für unterschiedliche Ereignistypen (Kombinationen von Niederschlagsmessdaten).	160
Tabelle 16	Anzahl der Werte (in Prozent, bezogen jeweils auf die Gesamtanzahl in der Stichprobe) mit einem WÄ-Wert kleiner als dem WÄ-Grenzwert und einer WÄ-Schwankung kleiner als dem $\varepsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwert bei $T_m \leq 0^\circ\text{C}$ und NH = 0 mm. Die Werte wurden auf die Anzahl aller WÄ-Werte mit $T_m \leq 0^\circ\text{C}$ und NH = 0 mm normalisiert. Die orangefarbenen Zellen zeigen die WÄ-Werte (≤ 75 mm) an, bei denen ein prozentualer $\varepsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwert (50-67% $\varepsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwert zu WÄ-Grenzwert) für die Kontrolle der WÄ-Schwankung wirksamer ist, während die gelben Zellen die WA-Werte anzeigen, für die ein absoluter $\varepsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwert (= 50 mm) wirksamer ist.	163
Tabelle 17	Zusammenfassung der ε_0 , ε_A , ε_S und der $\Delta\text{WÄ}$ Grenzwerte für die inneren Konsistenz und der Zeitkonsistenz von Wasseräquivalentmessdaten und für unterschiedliche T_m und NH Kombinationen.....	165
Tabelle 18	Kodierung und Beschreibung des Qualitätsbytes (QB) von den standardmäßigen Qualitätsprüfungen operativ beim DWD (Behrendt und Spengler, 2010a).....	165
Tabelle 19	Kodierung und Beschreibung des Qualitätsbytes der zusätzlichen Qualitätskontrollen für die Schneehöhen- (SH) und Wasseräquivalentmessdaten (WÄ); „X“ gibt an, dass die Variable nach dem spezifischen Test getestet wird..	166

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1 Anzahl der in der DWD-Datenbank pro Jahr vorliegenden Stationen mit Messdaten der Schneehöhe (links) und des Wasseräquivalents (rechts).....	10
Abbildung 2 Anzahl der ab 1950 verfügbaren Stationen mit Wasseräquivalentzeitreihen von mindestens 6 Jahren Länge in einem gleitenden Zeitfenster von 11 Jahren, verteilt nach Bundesländern. Die x-Achse zeigt das zentrale Jahr des gleitenden Zeitfensters. Rot markiert ist die maximale Anzahl von 589 verfügbaren Stationen im Zeitfenster 2005-2015.	11
Abbildung 3 Räumliche Verteilung der Stationen mit Wasseräquivalentzeitreihen von mindestens 6 Jahren Länge im Zeitintervall 2005 bis 2015. Die Farbe des Symbols zeigt die Länge der gesamten Wasseräquivalentzeitreihe, die an der jeweiligen Station verfügbar ist.....	12
Abbildung 4 Häufigkeitsverteilungen der Zeitreihen des Wasseräquivalents mit einer Länge von mindestens 6 Jahren im Zeitintervall vom 2005 bis 2015 nach (A) der Zeitreihenlänge und (B) der Stationshöhe über NHN.	13
Abbildung 5 Anzahl der ab 1950 verfügbaren Stationen mit Schneehöhenzeitreihen von mindestens 20 Jahren Länge in einem gleitenden Zeitfenster von 25 Jahren, verteilt nach Bundesländern. Die x-Achse zeigt das zentrale Jahr des gleitenden Zeitfensters. Rot markiert ist die maximale Anzahl von 3850 verfügbaren Stationen im Zeitfenster 1977-2001.	13
Abbildung 6 Räumliche Verteilung der Stationen mit mindestens 20 Jahren Zeitreihenlänge im Zeitintervall vom 1977 bis 2001. Die Farbe des Symbols zeigt die Länge der gesamten Schneehöhenzeitreihe, die an der jeweiligen Station verfügbar ist.	14
Abbildung 7 Häufigkeitsverteilungen der Zeitreihen der Schneehöhe mit einer Länge von mindestens 20 Jahren im Zeitintervall vom 1977 bis 2001 nach (A) der Zeitreihenlänge und (B) der Stationshöhe über NHN.	15
Abbildung 8 Räumliche Verteilung der Stationen im Zeitintervall von 1900 bis 2019, die mindestens (A) 60 Jahre und (B) 80 Jahre lange Zeitreihen von Schneehöhenmessdaten zur Verfügung haben.....	15
Abbildung 9 Schneehöhenzeitreihe der Station Angermünde (Brandenburg) als (A) Scatterplot und (B) Boxplot in Abhängigkeit von der Zeit. Die roten Markierungen zeigen ungewöhnlich hohe Werte im Vergleich mit dem Rest der Zeitreihe in den Jahren 1918 und 1937. Die oberen und unteren Striche in (B) zeigen $1.5 \cdot QA$ ($QA = \text{Quartilabstand}$), die oberen und unteren Grenzen der Boxen zeigen die 75% und 25% Perzentile, die Markierung in der Box zeigt die Medianwerte und die hellblauen Punkte zeigen die Ausreißer der Schneehöhenmessdaten im zugehörigen Jahr.	18
Abbildung 10 Korrigierte Schneehöhenzeitreihe der Station Angermünde (Brandenburg) als (A) Scatterplot und (B) Boxplot in Abhängigkeit von der Zeit. Darstellung wie in Abbildung 9.....	19
Abbildung 11 Schneehöhenzeitreihe der Station Zugspitze (Bayern) als (A) Scatterplot und (B) Boxplot in Abhängigkeit von der Zeit. Der rote Kreis zeigt ungewöhnlich niedrige Werte im Vergleich mit dem Rest der Zeitreihe in den Jahren zwischen 1920 und 1940.	20
Abbildung 12 Schneedeckenmessdaten der Säkularstation Potsdam (81 m über NHN) für das Zeitintervall zwischen 1946 und 2019 (blaue Punkte). (A) Scatterplot-Abbildung der Wasseräquivalent- und Schneehöhenmessdaten und (B) geschätzte Schneedichtewerte (Gl. 1) und Schneehöhenmessdaten; die	

	horizontalen Linien zeigen die aus der Regression erhaltenen Anstiegswerte. In (A) und (B) bezeichnen die Linien die Ergebnisse der Regressionsanalysen für die (Standard-)Methode der kleinsten Quadrate (schwarz punktierte Linie) und die Ergebnisse der Quantil-Regressionen für das 50%-Perzentil (blaue durchgezogene Linie) und das 90%-Perzentil (blaue gestrichelte Linie).....	22
Abbildung 13	Wie in Abbildung 12 aber für die Station Brocken (1134 m über NHN) für das Zeitintervall zwischen 1953 und 2019	23
Abbildung 14	Schneedichtewerte für die Station Brocken (1134 m über NHN) in Abhängigkeit vom Tag im Zeitraum von Oktober bis April für das Zeitintervall zwischen 1953 und 2019	23
Abbildung 15	Scatterplot-Abbildung der Wasseräquivalent- und Schneehöhenmessdaten der Station Brocken (1134 m über NHN) für das Zeitintervall zwischen 1953 und 2019 (Kreise); die unterschiedliche Farben zeigen die Monate im Winter von Oktober bis April (da es im Oktober wenige Ereignisse gibt, sind diese Messdaten zusammen mit denen vom November dargestellt). Die Linien zeigen die Ereignisse der monatsabhängigen Quantil-Regression für das 50%-Perzentil (links) und das 90%-Perzentil (rechts).....	24
Abbildung 16	Extremwertanalyse der Schneehöhenzeitreihe der Säkularstation Potsdam für das Zeitintervall zwischen 1893 und 2019 (127 Jahre) mit der Kombination Jahresmaxima der Schneehöhe, Maximum-Likelihood-Methode, Gumbelverteilung. Analyse der Anpassungsergebnisse durch den Vergleich zwischen den Messdaten (Empirical) und dem Verteilungsmodell (Model). Obere Teilabbildungen: Darstellung der Wahrscheinlichkeiten (links) und der Quantile (rechts), schwarze Kreise zeigen die Messwerte und die blaue Linie das Modell. Untere Teilabbildungen: Wiederkehrzeiten (links) und die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (rechts), schwarze Kreise zeigen die Messwerte und die blaue Linie das Vertrauensintervall von 95%.	26
Abbildung 17	Wie in Abbildung 16 aber für die Kombination Jahresmaxima der Schneehöhe, Maximum-Likelihood-Methode, GEV.	27
Abbildung 18	Wie in Abbildung 16 aber für die gesamte Schneehöhenzeitreihe der Station Zugspitze.	27
Abbildung 19	Wie in Abbildung 18 aber für die Kombination Jahresmaxima der Schneehöhe, Maximum-Likelihood-Methode, GEV.	28
Abbildung 20	Wie in Abbildung 16 aber für den Teilzeitraum 1893-1912 der Schneehöhenzeitreihe der Säkularstation Potsdam.	28
Abbildung 21	Wie in Abbildung 17 aber für den Teilzeitraum 1893-1912 der Schneehöhenzeitreihe der Säkularstation Potsdam.	29
Abbildung 22	Wie in Abbildung 18 aber für den Teilzeitraum 1942-1961 der Schneehöhenzeitreihe der Station Zugspitze.	29
Abbildung 23	Wie in Abbildung 19 aber für den Teilzeitraum 1942-1961 der Schneehöhenzeitreihe der Station Zugspitze.	30
Abbildung 24	50-Jahres Wiederkehrniveau der Schneehöhe ermittelt auf der Grundlage der Extremwertanalyse für unterschiedliche Untergruppen der Zeitreihen der Säkularstation Potsdam (links, Gesamtzeitreihe 127 Jahre) und der Station Zugspitze (rechts, 78 Jahre). In der Analyse wurden Untergruppen mit unterschiedlicher Länge der Teilzeitreihen für jeweils 10 Jahre gleitend verschoben (für eine 100-jährige Zeitreihe würden sich damit z.B. neun 20-jährige, acht 25-jährige, acht 30-jährige, sechs 50-jährige und vier 70-jährige	

	Untergruppen ergeben). Die Ungenauigkeiten wurden als Halbbreite des 95% Konfidenzintervall geschätzt.....	31
Abbildung 25	Flussdiagramm der vorgeschlagenen Vorgehensweise zur Bereitstellung interpolierter charakteristischer Schneelastwerte (Schneelastraster)	34
Abbildung 26	Entwicklung der Schneehöhe während des flächendeckenden Schneefallereignisses zum Jahreswechsel 1978/1979, vom 27.12.1978 (oben links) bis 01.01.1979 (unten rechts), berechnet mit dem Interpolationsmodul des Modells SNOW4 auf der Grundlage der flächendeckend verfügbaren Schneehöhenmessdaten.....	40
Abbildung 27	Hinsichtlich der Klimatologie der Schneedecke lässt sich das Gesamtgebiet von Deutschland grob in fünf Klimagebiete (Maritim, Binnenland-maritim, Binnenland-kontinental, Mittelgebirge und Alpin) einteilen. An allen untersuchten Standorten eines Klimagebietes kann die Schneedichte durch Anwendung eines empirischen Regressionsmodells geschätzt werden. Dessen Parameter werden bestimmt unter Verwendung aller verfügbaren Beobachtungen für das gesamte Klimagebiet, zu dem der betreffende Standort gehört.	46
Abbildung 28	Ergebnisse der linearen Regressionen zwischen Wasseräquivalent- und Schneehöhenmesswerten nach (Gl. 7) in Abhängigkeit vom Klimagebiet und der Höhenklasse (graue Kreise: Beobachtungen, blaue Linien Regressionsgeraden). Die Regressionsgleichungen und zugehörigen Korrelationsparameter sind angegeben.....	47
Abbildung 29	Die beobachteten Schneedichtewerte in Abhängigkeit von (A) den Schneehöhen und (B) dem Tag im Jahr (DOY) für Deutschland für alle verwendeten Messwerte.	48
Abbildung 30	Nach MS14 werden die Parameter des empirischen Regressionsmodells für die Schneedichte am untersuchten Standort (roter Punkt) anhand der an den Nachbarstationen (blaue Punkte, innerhalb von 70 km) beobachteten Daten bestimmt.	49
Abbildung 31	Mittlere Anzahl der Tage zwischen dem ersten und dem letzten Tag der Wintersaison mit Schneedecke. Diese Größe gibt die Dauer des Winters in Abhängigkeit von der Schneedecke an.	51
Abbildung 32	Beispiel für die Anzahl (Farbe) und die maximale Entfernung (Kreisgröße) der Nachbarstationen für jede der analysierten Stationen, wenn N=5000 Beobachtungen (minimale feste Anzahl der insgesamt gültigen Beobachtungen der identifizierten Nachbarstationen) berücksichtigt werden. Diese Ergebnisse spiegeln die Winterdauer deutlich wider (vgl. Abbildung 31).....	52
Abbildung 33	Die klimatologische Schneedichte von vier Standorten in den Klimagebieten BK (Potsdam, Säkularstation), AL (Feldberg im Schwarzwald) und MG (Fichtelberg, SN, und Großer Falkenstein). Graue Kreise zeigen die am Standort beobachteten Schneedichtewerte, die schwarze Linie die langjährigen Mittelwerte (für DOY) und die rote Linie die klimatologische Schneedichte für den jeweiligen Standort.....	57
Abbildung 34	Tägliche Schneehöhenmesswerte und unabhängige Variablen des MS14 Modells: Dekomponierte Schneehöhe (<i>SHavg</i> , jeweils oben; <i>SHabove</i> und <i>SHbelow</i> , jeweils Mitte) und klimatologische Schneedichte (<i>pklim</i> , jeweils unten) für die Zeitreihen der Säkularstation Potsdam in den Jahren 1956 (A) und 2011 (B) sowie der Station Feldberg (Schwarzwald) im Jahr 2011 (C).....	58
Abbildung 35	Wie Abbildung 34 für die Station Fichtelberg in den Jahren 1956 (A) und 2011 (B) sowie für die Station Großer Falkenstein im Jahr 1956 (C).....	59

Abbildung 36	Häufigkeiten der Neuschneedichte aus den Beobachtungen im Validierungsdatensatz (siehe Abschnitt 8.5), analysiert in fünf Klimagebieten: (A) Häufigkeitsdichte der gemessenen Neuschneedichte und Prozentsatz der Neuschneedichten größer als 200 kg m^{-3} („Häuf.(MNS>200“). (B) Boxplot der gemessenen Neuschneedichten.	61
Abbildung 37	Wie in Abbildung 36 aber für die Schneedichtejahresmaxima.	62
Abbildung 38	Standorte der Stationen, deren Wasseräquivalent- und Schneehöhebeobachtungen zur Kalibrierung der Parameter des Δ SNOW Modells für vier Klimagebiete in Deutschland (<i>MA+BM</i> , <i>BK</i> ; <i>MG</i>) und für sehr exponierte Standorte (<i>Brocken</i>) verwendet wurden (Tabelle 7). Die Farben der Kreise geben die Klimagebiete an, für die die entsprechende Kalibrierung erstellt wurde (die Stationsanzahl steht in Klammern). Für das Klimagebiet <i>AL</i> wurde die von den Autoren des Δ SNOW Modells ursprünglich ermittelte Kalibrierung verwendet.	64
Abbildung 39	Standorte der 185 nach Klimagebieten unterteilten Teststationen, deren Zeitreihen zur Validierung der Leistungen aller Wasseräquivalent- und Schneedichtemodelle verwendet werden (siehe Tabelle 8).	66
Abbildung 40	Boxplot der (A) <i>R2</i> -, (B) <i>rmse</i> -, (C) <i>mape</i> - und (D) <i>bias</i> -Werte der Schneedichte aller 185 Teststationen (Tabelle 8) für alle betrachteten Modelle.	68
Abbildung 41	Boxplot der (A) <i>R2</i> -, (B) <i>rmse</i> -, (C) <i>mape</i> - und (D) <i>bias</i> -Werte aller Wasseräquivalentwerte aller 185 Teststationen (Tabelle 8) für alle betrachteten Modelle.	69
Abbildung 42	Boxplot der (A) <i>R2</i> -, (B) <i>rmse</i> -, (C) <i>mape</i> - und (D) <i>bias</i> -Werte der Jahresmaxima des Wasseräquivalentes aller 185 Teststationen (Tabelle 8) für alle betrachteten Modelle.	70
Abbildung 43	Vergleich zwischen dem <i>mape</i> -Fehler von den <i>BK</i> -Kalibrierungsparameter des Δ SNOW Modells simulierten Zeitreihen und dem <i>mape</i> -Fehler aller anderen Kalibrierungssätzen (Gemischte Kalibration ist die Kombination aller Kalibrierungsparameter des Δ SNOW Modells wie im Abschnitt 8.4). Die Farbe und die Form des Symbols geben das Klimagebiet bzw. die NHN-Höhenklasse an, in den sich die entsprechende Station befindet.	73
Abbildung 44	Standorte der Stationen, deren Wasseräquivalent- und Schneehöhenbeobachtungen zur erneuten Kalibrierung der Parameter des Modells Δ SNOW verwendet wurden. (A) <i>Deutschland Gesamt</i> , (B) <i>HEI</i> (große NHN-Höhenlagen >800 m in den Mittelgebirgen mit Ausnahme sehr exponierter Standorte), <i>AL2</i> (Alpine Region und Bayerischer Wald), <i>LEI</i> (restliche Regionen in Deutschland mit Ausnahme <i>HEI</i> und <i>AL2</i> , betrifft hauptsächlich niedrige NHN-Höhenlagen), <i>EXp</i> (sehr exponierte Standorte, siehe <i>Brocken</i> in Tabelle 7). Die zugehörigen Kalibrierungssätze (siehe Tabelle 9 und Tabelle 7) werden in den Modellkombinationen (A) <i>DltSnw-Komb2.1</i> und (B) <i>DltSnw-Komb2.2</i> verwendet. Die Farben der Kreise geben die Stationsgruppe an, für die die entsprechende Kalibrierung erstellt wurde. Die jeweils verwendete Stationsanzahl ist in den Klammern angegeben.	75
Abbildung 45	Boxplots der (A) <i>R2</i> -, (B) <i>rmse</i> -, (C) <i>mape</i> - und (D) <i>bias</i> -Werte aller Schneedichtewerte aller 185 Teststationen (Tabelle 8) für alle betrachteten Modelle.	77
Abbildung 46	Boxplots der (A) <i>R2</i> -, (B) <i>rmse</i> -, (C) <i>mape</i> - und (D) <i>bias</i> -Werte aller Wasseräquivalentwerte aller 185 Teststationen (Tabelle 8) für alle betrachteten Modelle.	78

Abbildung 47	Boxplots der (A) R^2 -, (B) $rmse$ -, (C) $mape$ - und D) $bias$ -Werte der Jahresmaxima der Wasseräquivalentwerte aller 185 Teststationen (Tabelle 8) für alle betrachteten Modelle.	78
Abbildung 48	Medianwerte der Verteilung des R^2 (Gl. 14) und des $rmse$ (Gl. 15) aller Wasseräquivalentdaten (A) und der Jahresmaxima der Wasseräquivalentdaten (B) der untersuchten Stationen für alle Modelle unterteilt nach Klimagebiet und NHN-Höhenklasse. Positive R^2 -Werte geben den Anteil der experimentellen Varianz an, der durch das Modell erklärt wird; negative R^2 -Werte bedeuten, dass das Modell die beobachtete Variable schlechter als eine Konstante erklärt. Je höher der R^2 und je niedriger der $rmse$ sind, desto besser ist die Übereinstimmung zwischen beobachteten und modellierten Schneedichtenwerten. Da die Fehlerwerte in einigen Fällen gleich sind, ist das Symbol für <i>Komb3.0</i> vergrößert, um alle Ergebnisse sichtbar zu machen.	79
Abbildung 49	Medianwerte der Verteilung des $mape$ (Gl. 16) und des $bias$ (Gl. 17) aller Wasseräquivalentdaten (A) und der Jahresmaxima der Wasseräquivalentdaten (B) der untersuchten Stationen für alle Modelle unterteilt nach Klimagebiet und Höhenklasse. Positive (negative) $bias$ -Werte zeigen eine Unterschätzung (Überschätzung) der Wasseräquivalente durch das Modell an. Je niedriger sowohl der absolute Wert des $bias$ als auch des $mape$ sind, desto besser ist die Übereinstimmung zwischen beobachteten und modellierten Wasseräquivalentwerten. Da die Fehlerwerte in einigen Fällen gleich sind, ist das Symbol für <i>Komb3.0</i> vergrößert, um alle Ergebnisse sichtbar zu machen.	80
Abbildung 50	Verhältnisse der $rmse$ -Fehler des Wasseräquivalentes der mit den Kalibrierungssätzen <i>DltSnw-Komb1.1</i> und <i>DltSnw-Komb2.2</i> simulierten Zeitreihen für die 185 Teststationen. Die Farbe zeigt die Verhältnisse der $rmse$ -Fehler, die Größe der Kreise die Stationshöhe. $rmse$ -Verhältnisse < 1 (> 1) weisen auf bessere (schlechtere) Leistungen von <i>DltSnw-Komb1.1</i> im Vergleich zu <i>DltSnw-Komb2.2</i> hin.	81
Abbildung 51	Standorte der 185 Teststationen, deren Zeitreihen zur Validierung der Leistungen des Modells $\Delta SNOW$ in der optimalen Kombination der Kalibrierungssätze <i>DltSnw-Komb3.0</i> verwendet werden.	84
Abbildung 52	A) $rmse$ -Fehler (Gl. 15), $mape$ -Fehler (Gl. 16) und $bias$ -Fehler (Gl. 17) der Jahresmaxima des Wasseräquivalentes für alle untersuchten Teststationen für das hybride Regressionsmodell <i>MS14/6I</i> und das optimale $\Delta SNOW$ Modell (<i>DltSnw-Komb3.0</i>), unterteilt nach Klimagebiet und Höhenklasse. Die grauen Linien zeigen die 1 zu 1 (A bis C) sowie 1 zu -1 Geraden (C).	85
Abbildung 53	Beispiele des zeitlichen Verlaufs der beobachteten (schwarze Kreise) und modellierten (farbige Linien) Schneedichtewerte für die Stationen (A) Schleswig, (B) Diepholz, (C) Angermünde im Winter 1978/1979. Das hellblaue Balkendiagramm zeigt die beobachteten Schneehöhen.	87
Abbildung 54	Wie in der Abbildung 53, aber für das Wasseräquivalent.	88
Abbildung 55	Wie Abbildung 53, aber für (A) Wasserkuppe, (B) Fichtelberg, (C) Feldberg (Schwarzwald) im Winter 2010/2011.	89
Abbildung 56	Wie in der Abbildung 55, aber für das Wasseräquivalent.	90
Abbildung 57	Standorte der Messstationen, deren Zeitreihen im Forschungsvorhaben verwendet wurden.	93
Abbildung 58	Für jedes Rasterelement resultieren zehn charakteristische Werte der Schneelast (S_k) auf dem Boden (jeweils fünf Kombinationen zur Schätzung der Verteilungsparameter in (Gl. 18) und (Gl. 19) für zwei WÄ-Modelle), aus denen	

Methodenmittelwerte und schließlich Modell-Methoden-Mittelwerte abgeleitet werden können.	96
Abbildung 59 Beispiele der Extremwertanalyse: Maximale Schneelastwerte in Abhängigkeit vom Wiederkehrintervall für zwei Rasterelemente in Deutschland: (A) Alpen (geographische Länge (gL) = 10° 24' 9.3", geographische Breite (gB)= 47° 25' 50.1", 1455 m über NHN); (B) Mittelgebirge, mittlere Höhe (gL = 10° 26' 18.8", gB = 50° 38' 42.2", 467 m über NHN). Für beide Rasterelemente werden die EWA-Ergebnisse für die WÄ-Jahresmaxima des hybriden Regressionsmodells (HM, linke Spalte) und des Modells ΔSNOW (DS, rechte Spalte) dargestellt. Die schwarzen Kreise zeigen die am Rasterelement interpolierten Jahresmaxima der WÄ. Farbige Linien zeigen die aus den Extremwertanalysen resultierenden Kurvenverläufe in Abhängigkeit von den Kombinationen Extremwertverteilungsfunktion/Schätzfunktion (Abkürzungen, siehe Tabelle 10). Die schwarz-punktierten Linien zeigen das Methodenmittel für jedes WÄ-Modell.	97
Abbildung 60 Crossplots der charakteristischen Werte aller Methoden für die zwei Rasterelemente nach Abbildung 59: (A) Alpen; (B) Mittelgebirge (siehe Tabelle 10 für die Abkürzungen). Der innere Strich sowie die unteren und oberen Grenzen der Crossplots zeigen jeweils den charakteristischen Wert der Schneelast S_k am Boden und die zugehörigen 95%-Konfidenzintervalle.....	98
Abbildung 61 Anpassungsgüte der EWA-Methoden: die roten Kreise zeigen alle Rasterelemente, für die keine Kombination EWA-Methode/WÄ-Modell einen signifikanten Wert der Anderson-Darling-Teststatistik aufgewiesen hat (p -Wert < $\alpha = 0.01$, α ist das Signifikanzniveau).....	100
Abbildung 62 Lage der Stationen, deren Zeitreihen für die Bewertung der Anpassungsgüte der charakteristische Werte der gerasterten Schneelast genutzt wurden. Die Farben der Kreise zeigen die Klimaregion (siehe Tabelle 12).	102
Abbildung 63 Anpassungsgüte der Schneelastkarte: Log-Log-Scatterplots des Methoden-Mittelwertes aller signifikanten (p -Wert der Anderson-Darling-Teststatistik größer als 0.01) charakteristischen S_k -Werte der gerasterten Schneelast aus den EWA-Methoden für das hybride WÄ-Regressionmodell (HM) in Abhängigkeit von dem entsprechenden Wert, der anhand der beobachtete Zeitreihe geschätzt wurde. Die Scatterplots werden für Gesamt-Deutschland (alle analysierten Standorte) und für jede Klimaregion/Höhenklasse gezeigt (vgl. Tabelle 12). Die Größe der Kreise variiert mit der Länge der beobachtete Zeitreihen (Anzahl aller Jahre). Die Antennen zeigen die 95%-Konfidenzintervalle. In grau wird die 1:1-Linie gezeigt.	103
Abbildung 64 Wie in der Abbildung 63 aber für den Methoden-Maximalwert.	104
Abbildung 65 Wie in der Abbildung 63 aber für das WÄ-Modell ΔSNOW.....	105
Abbildung 66 Wie in der Abbildung 65 aber für den Methoden-Maximalwert.	106
Abbildung 67 Vergleich der beobachteten mit den zugehörigen gerasterten S_k -Werten: Scatterplots der prozentualen Restwerte (Differenz aus beobachteten und zugehörigen gerasterten S_k -Werten) des Methoden-Mittelwertes für das ΔSNOW Modell in Abhängigkeit vom prozentualen Restwert des Methoden-Mittelwertes für das hybride Regressionsmodell, unterteilt in Klimaregionen und Höhenklassen (vgl. Tabelle 12).....	107
Abbildung 68 Boxplots der prozentualen Restwerte zwischen den beobachteten und den zugehörigen gerasterten S_k -Methoden-Mittelwerten für beide WÄ-Modelle (HM	

	und DS, siehe Tabelle 10) und für die Modell-Methoden-Mittelwerte (MM), jeweils gruppiert nach Höhenklasse.....	107
Abbildung 69	Wie in der Abbildung 68 aber für die S_k -Methoden-Maximalwerte (HM, DS) und für die Modell-Methoden-Maximalwerte (MM)	108
Abbildung 70	Differenz zwischen dem gerasterten S_k -Modell-Methoden-Mittelwert (Mittelwert der verfügbaren signifikanten S_k -Werte aller EWA-Methoden/WÄ-Modelle, vgl. Abschnitt 10.3) und dem S_k -Methoden-Mittelwert des hybriden Regressionsmodells (links, Mittelwert der verfügbaren signifikanten S_k -Werte aller EWA-Methoden, vgl. Abschnitt 10.3) und des Δ SNOW Modells (rechts, wie vor).	109
Abbildung 71	Raster der Modell-Methoden-Mittelwerte der charakteristischen Schneelasten (Mittelwerte der signifikanten S_k -Werte aller WÄ-Modelle und EWA-Methoden für jedes Rasterelement, vgl. Abschnitt 10).	111
Abbildung 72	Raster der Modell-Methoden-Maximalwerte der charakteristischen Schneelasten (Maximalwerte der signifikanten S_k -Werte aller WÄ-Modelle und EWA-Methoden für jedes Rasterelement, vgl. Abschnitt 10).	112
Abbildung 73	Raster der Differenzen der Modell-Methoden-Mittelwerte der charakteristischen Schneelasten S_k , berechnet aus den Mittelwerten der <i>signifikanten</i> S_k -Werte (siehe Abschnitt 10), und den Mittelwerten <i>aller</i> S_k -Werte aller WÄ-Modelle und EWA-Methoden für jedes Rasterelement.....	113
Abbildung 74	Anpassungsgüte der Schneelastkarte: Log-Log-Scatterplots des Modell-Methoden-Mittelwerts aller signifikanten (p -Wert der Anderson-Darling-Teststatistik größer als 0.01) charakteristischen S_k -Werte der gerasterten Schneelast in Abhängigkeit vom entsprechenden Wert, der anhand der beobachtete Zeitreihe ermittelt wurde. Die Scatterplots werden für Gesamt-Deutschland (alle analysierten Standorte) und für jede Klimaregion/Höhenklasse gezeigt (vgl. Tabelle 12). Die Größe der Kreise variiert mit der Länge der beobachtete Zeitreihen (Anzahl aller Jahre). Die Antennen zeigen die 95%-Konfidenzintervalle. In grau wird die 1:1-Linie gezeigt.....	114
Abbildung 75	Wie in der Abbildung 74 aber für den Modell-Methoden-Maximalwert.....	115
Abbildung 76	Validierung der Schneelastkarte: Standorte der Stationen, deren Zeitreihen in der Analyse genutzt wurden (rote Symbole, nach Klimaregion und Höhenklasse verteilt, siehe Tabelle 13). Die Farben aller Kreise zeigen die prozentualen Restwerte nach der Analyse der Anpassungsgüte in Abschnitt 11.1.	117
Abbildung 77	Validierung der Schneelastkarte: Log-Log-Scatterplots der Methoden- und Modell-Methoden-Mittelwerte aller signifikanten (p -Wert der Anderson-Darling-Teststatistik größer als 0.01) charakteristische Werte S_k der gerasterte Schneelast in Abhängigkeit vom zugehörigen Wert, der anhand der beobachtete Zeitreihe ermittelt wurde (siehe Abbildung 76). Oben Links: S_k -Methoden-Mittelwerte des hybriden WÄ-Regressionmodells (HM), Oben rechts: S_k -Methoden-Mittelwerte des Δ SNOW Modells (DS). Unten: S_k -Modell-Methoden-Mittelwerte. Die Größe der Kreise ist proportional zur Länge der beobachteten Zeitreihen (Anzahl der Jahre), die Antennen zeigen die 95%-Konfidenzintervalle, in grau wird die 1:1-Linie gezeigt.....	118
Abbildung 78	Wie in der Abbildung 77 aber für die Methoden- und Modell-Methoden-Maximalwerte.....	119
Abbildung 79	Boxplots der prozentualen Restwerte zwischen den beobachteten und den zugehörigen für die Validierung gerasterten S_k -Werten nach Höhenklasse. (A) S_k -Methoden-Mittelwerte für beide WÄ-Modelle (HM und DS, siehe Tabelle 10)	

	und für den Modell-Methoden-Mittelwert (MM). (B) Wie (A) aber für die S_k -Methoden-Maximalwerte und den Modell-Methoden-Maximalwert.	120
Abbildung 80	Anzahl der Stationen, für die Schneehöhenmesswerte in der DWD-Datenbank zur Verfügung stehen, für A) Gesamt-Deutschland; B) die alten und C) die neuen Bundesländer.....	142
Abbildung 81	Räumliche Verteilung der Stationen, für die in der DWD-Datenbank Schneehöhenmessdaten in den Jahren A) 1958 und B) 1959 zur Verfügung stehen. Die Anzahl der Stationen (in Klammern) zeigen eine abrupte Reduzierung um 470 Stationen.	144
Abbildung 82	Räumliche Verteilung der Stationen, für die in der DWD-Datenbank Schneehöhenmessdaten in den Jahren A) 1978 und B) 1979 zur Verfügung stehen. Die Anzahl der Stationen (in Klammern) zeigen einen abrupten Anstieg (mehr als die Verdopplung der Stationen).	144
Abbildung 83	Räumliche Verteilung der Stationen, für die Schneehöhenmessdaten in der DWD-Datenbank im Zeitraum zwischen 1959 und 1978 für kein Jahr (rote Punkte), für einige Jahre (hellblau Punkte) und für alle Jahre (dunkelblau Punkte) zur Verfügung standen.	145
Abbildung 84	Schema der Verteilung der umliegenden Stationen in 4 Quadranten. Der rote Punkt zeigt die analysierte Station und die grünen Punkte sind die ausgewählten Stationen innerhalb eines 30 km-Radius von der analysierten Station.	148
Abbildung 85	Absolute Häufigkeiten der Anzahl der isolierten Nullwerte der Schneehöhe pro Station. Die graue gestrichelte vertikale Linie zeigt den Mittelwert (5.2 isolierte Nullwerte/Station).....	149
Abbildung 86	Boxplot der von jeder getesteten Station berechneten theoretischen (N _{Teo}), maximalen (N _{Max}) und minimalen (N _{Min}) Anzahl der Nachbarstationen innerhalb eines Testradius von 15 km. Für jede Box zeigen die linken und rechten Striche $1.5 \cdot QA$ ($QA = \text{Quartilabstand}$), die linken und rechten Grenzen der Boxen zeigen die 25% und 75% Perzentile, die Markierung in der Box zeigt die Medianwerte und die schwarzen Punkte zeigen die Ausreißer. Die Analyse zeigt, dass die Schneehöhenstationen insgesamt eine Verteilung der Anzahl der Nachbarstationen mit einem Median zwischen 2 (minimale Anzahl während der jeweils betrachteten Zeitreihe) und 8 (maximale Anzahl während der Zeitreihe) hatten.....	151
Abbildung 87	Wie in Abbildung 86 aber für den Fall einer Testradiuslänge gleich 30 km. Diese Analyse zeigt, dass die Schneehöhenstationen insgesamt eine Verteilung der Anzahl der Nachbarstationen mit einem Median zwischen 10 (minimale Anzahl während der jeweils betrachteten Zeitreihe) und 35 (maximale Anzahl während der Zeitreihe) hatten.	151
Abbildung 88	Wie in Abbildung 86 aber für den Fall einer variablen Testradiuslänge (d.h. Testradius von 30 km für Stationen im Gebirge und von 50 km im Flachland). Diese Analyse zeigt, dass die Schneehöhenstationen insgesamt eine Verteilung der Anzahl der Nachbarstationen mit einem Median zwischen 13 (minimale Anzahl während der jeweils betrachteten Zeitreihe) und 43 (maximale Anzahl während der Zeitreihe) hatten.	152
Abbildung 89	Scatterplots der Beziehung zwischen Schneehöhen- und Wasseräquivalentdaten (das Verhältnis von Wasseräquivalent zur Schneehöhe gibt die Schneedichte an, siehe auch (Gl. 22)) für die Zeitreihen der Stationen Heinersreuth-Vollhof (links, StationsID = BY00320, Höhe 350 m über NHN) und Fichtelberg (rechts, StationsID = SN01358, Höhe 1213 m über NHN). Die roten	

Punkte zeigen die unplausiblen Daten (zu kleine Schneedichte) im Vergleich mit dem Rest der Beobachtungen (schwarze Punkte); In den Klammern stehen die Anzahl der unplausiblen Daten (z.B. 107 für BY00320) im Vergleich mit allen verfügbaren Beobachtungen (1436 für BY00320). Die unplausiblen Daten, die Schneedichtewerte zwischen 0.01 und 0.05 g cm⁻³ zeigen, sollten von der Qualitätskontrolle als falsch erkannt und gekennzeichnet werden.....154

Abbildung 90 Histogramm der Schneehöhenschwankungen (bzw. $\epsilon_0(\text{SH})$) für alle Stationen und für Tage mit NH = 0 mm und NF = 0 (Gl. 24). Die Häufigkeiten werden auf die Gesamtzahl der analysierten Werte normalisiert.159

Abbildung 91 Histogramm der Wasseräquivalentschwankungen (bzw. $\epsilon_0(\text{WÄ})$) für alle Stationen und für Tage mit SH \geq 5 cm, Tm \leq 0 °C und NH = 0 mm. Die Häufigkeiten werden auf die Gesamtzahl der analysierten Werte normalisiert. ..161

Abbildung 92 Wasseräquivalentschwankungen (bzw. $\epsilon_0(\text{WÄ})$, in Prozent) für alle Stationen und für Tage mit SH \geq 5 cm, Tm \leq 0 °C und NH = 0 mm. In diesem Modell der Schneedeckenentwicklung ist die Schmelze unwahrscheinlich und die Ablagerung ist ausgeschlossen; bei solchen Bedingungen stellen die Wasseräquivalentschwankungen überwiegend die WÄ-Messunsicherheit dar...161

Abbildung 93 Wie in Abbildung 92 nur für die kleinsten WÄ-Werte (< 250 mm).....162

Abbildung 94 Anzahl der Werte (in Prozent) mit einem WÄ-Wert kleiner als dem definierten WÄ-Grenzwerte (x-Achse) und WÄ-Schwankungen kleiner als dem definierten $\epsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwert (Farbwahl, Legende) bei Tm \leq 0 °C und NH = 0 mm. Die Werte wurden auf die Anzahl aller WÄ-Werte mit Tm \leq 0 °C und NH = 0 mm normalisiert.162

Abbildung 95 Karte des Gebietes, in dem sich die Kandidatenstation (Attenkam, StationsID BY00217) für den Schneehöhendaten-Homogenitätstest in der Höhe von 672 m über NHN befindet (roter Punkt). Weiße Punkte zeigen die ersten 100 Stationen, die der Kandidatenstation am nächsten liegen. Von diesen Stationen haben 97 Stationen mindestens 15 Jahre mit gültigen Schneehöhendaten. Das Inset zeigt mit einem roten Rechteck die Lage des Gebietes in Südbayern.171

Abbildung 96 Die 31 Stationen in der Umgebung der Kandidatenstation (Attenkam, StationsID BY00217), deren Zeitreihen der Inkremente am höchsten mit den Inkrementen der Kandidatenzeitreihe korreliert ($\rho \geq 0.7$, p-Wert < 0.05) sind und die eine Zeitreihenlänge haben, die größer als die halbe Summe der maximalen und minimalen S-Zeitreihenlänge ist (blaue Punkte); schwarze Punkte zeigen die fünf+eine Stationen, deren Zeitreihen am höchsten korreliert mit der Kandidatenzeitreihe sind und die zum Aufbau der Referenzzeitreihe benutzt wurden.....171

Abbildung 97 Zeitreihe der Kandidatenstation zur Kontrolle der Homogenität (BY00217) und fünf+eine Nachbarzeitreihen der Stationen, die zur Erstellung der Referenzzeitreihe verwendet wurden.172

Abbildung 98 Scatterplots der jährlichen Schwankungen der saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenstation (BY00217) und der fünf+eine Nachbarstationen, die eine hohe Korrelation (>0.7) zeigen.173

Abbildung 99 (A) Schwankungen der saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenstation BY00217 (rote Punkte) und der Referenzzeitreihe (blaue Punkte). (B) Saisonale Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenstation (rote Punkte) und der Referenzzeitreihe (blaue Punkte).....174

Abbildung 100 Die Scatterplots zwischen (A) den Schwankungen der saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenstation (BY00217) und der

- Referenzzeitreihe und (B) den zugehörigen Mittelwerten der Schneehöhe zeigen eine hohe Korrelation (>0.7)..... 175
- Abbildung 101 Ergebnisse des SNHT (Homogenitätstest) für die saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenzeitreihe BY00217. Schwarze Punkte und Linie zeigen die normierte Verhältniszeitreihe Z aus der Kandidaten- und der Referenzzeitreihe (Gl. 34); das Maximum der $T(a)$ -Statistik (blaue Linie) liegt unter dem mit der Monte-Carlo-Simulation geschätzten kritischen Grenzwert $L(n=78, \alpha=5\%)$ (rote gestrichelte Linie) mit einem p -Wert $> \alpha$, was anzeigt, dass die Zeitreihe auf dem 95% Konfidenzniveau homogen ist. 175
- Abbildung 102 Karte des Gebietes, in dem sich die Kandidatenstation (Garmisch-Partenkirchen-Eckbauer, StationsID BY01548) für den Schneehöhendaten-Homogenitätstest in der Höhe von 1236 m über NHN befindet (roter Punkt). Weiße Punkte zeigen die ersten 100 Stationen, die der Kandidatenstation am nächsten liegen. Von diesen Stationen haben 78 Stationen mindestens 15 Jahre mit gültigen Schneehöhendaten. Das Inset zeigt mit einem roten Rechteck die Lage des Gebietes in Südbayern. 177
- Abbildung 103 Die 36 Stationen in der Umgebung der Kandidatenstation (Garmisch-Partenkirchen-Eckbauer, StationsID BY01548), deren Zeitreihen der Inkremente am höchsten mit den Inkrementen der Kandidatenzeitreihe korreliert ($\rho \geq 0.7$, p -Wert < 0.05) sind und die eine Zeitreihenlänge haben, die größer als die halbe Summe der maximalen und minimalen S -Zeitreihenlänge ist (blaue Punkte); schwarze Punkte zeigen die fünf Stationen, deren Zeitreihen am höchsten korreliert mit der Kandidatenzeitreihe sind und die zum Aufbau der Referenzzeitreihe benutzt wurden. 177
- Abbildung 104 Zeitreihe der Kandidatenstation zur Kontrolle der Homogenität (BY01548) und fünf Nachbarzeitreihen der Stationen, die zur Erstellung der Referenzzeitreihe verwendet wurden. 178
- Abbildung 105 Scatterplots der jährlichen Schwankungen der saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenstation (BY01548) und der fünf Nachbarstationen, die eine hohe Korrelation (>0.7) zeigen..... 179
- Abbildung 106 (A) Schwankungen der saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenstation BY01548 (rote Punkte) und der Referenzzeitreihe (blaue Punkte). (B) Saisonale Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenstation (rote Punkte) und der Referenzzeitreihe (blaue Punkte). 180
- Abbildung 107 Die Scatterplots zwischen (A) den Schwankungen der saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenstation (BY01548) und der Referenzzeitreihe und (B) den zugehörigen Mittelwerten zeigen eine hohe Korrelation (>0.7). 181
- Abbildung 108 Ergebnisse des SNHT (Homogenitätstest) für die saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe von der Kandidatenzeitreihe BY01548. Schwarze Punkte und Linie zeigen die normierte Verhältniszeitreihe Z aus der Kandidaten- und der Referenzzeitreihe (Gl. 34); das Maximum der $T(a)$ -Statistik (blaue Linie) liegt unter dem mit der Monte-Carlo-Simulation geschätzten kritischen Grenzwert $L(n=41, \alpha=5\%)$ (rote gestrichelte Linie) einem p -Wert $> \alpha$, was anzeigt, dass die Zeitreihe auf dem 95% Konfidenzniveau homogen ist. 181
- Abbildung 109 Karte des Gebietes, in dem sich die Kandidatenstation (Buchen, StationsID BW00755) für den Schneehöhendaten-Homogenitätstest in der Höhe von 340 m über NHN befindet (roter Punkt). Weiße Punkte zeigen die ersten 100 Stationen, die der Kandidatenstation am nächsten liegen. Von diesen Stationen haben 99

- Stationen mindestens 15 Jahre mit gültigen Schneehöhendaten. Das Inset zeigt mit einem roten Rechteck die Lage des Gebietes in Nord-Baden-Württemberg. 182
- Abbildung 110 Ergebnisse des SNHT (Selbst-Homogenitätstest) für die saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenzeitreihe BW00755. Schwarze Punkte und Linie zeigen die normierte Verhältniszeitreihe Z der Kandidatenzeitreihe (Gl. 34); das Maximum der $T(a)$ -Statistik (blaue Linie) liegt unter dem mit der Monte-Carlo-Simulation geschätzten kritischen Grenzwert $L(n=77, \alpha=5\%)$ (rote gestrichelte Linie) mit einem p -Wert $> \alpha$, was anzeigt, dass die Zeitreihe auf dem 95% Konfidenzniveau selbst-homogen ist.....183
- Abbildung 111 Karte des Gebietes, in dem sich die Kandidatenstation (Zugspitze, StationsID BY05792) für den Schneehöhendaten-Homogenitätstest in der Höhe von 2964 m über NHN befindet (roter Punkt). Weiße Punkte zeigen die ersten 100 Stationen, die der Kandidatenstation am nächsten liegen. Von diesen Stationen haben 97 Stationen mindestens 15 Jahre mit gültigen Schneehöhendaten. Das Inset zeigt mit einem roten Rechteck die Lage des Gebietes in Südbayern.....184
- Abbildung 112 Ergebnisse des SNHT (Selbst-Homogenitätstest) für die saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenzeitreihe BY05972. Schwarze Punkte und Linie zeigen die normierte Verhältniszeitreihe Z der Kandidatenzeitreihe (Gl. 34); das Maximum der $T(a)$ -Statistik (blaue Linie) liegt im Jahr 1942 über dem mit der Monte-Carlo-Simulation geschätzten kritischen Grenzwert $L(n=119, \alpha=5\%)$ (rote gestrichelte Linie) mit einem p -Wert $< \alpha$, was anzeigt, dass die Zeitreihe auf dem 95% Konfidenzniveau selbst-inhomogen ist.....185
- Abbildung 113 Ergebnisse des SNHT (Selbst-Homogenitätstest) für die saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenzeitreihe BY05972 zwischen 1901 und 1941. Schwarze Punkte und Linie zeigen die normierte Verhältniszeitreihe Z der Kandidatenzeitreihe (Gl. 34); das Maximum der $T(a)$ -Statistik (blaue Linie) liegt im Jahr 1921 über dem mit der Monte-Carlo-Simulation geschätzten kritischen Grenzwert $L(n=41, \alpha=5\%)$ (rote gestrichelte Linie) mit einem p -Wert $< \alpha$, was anzeigt, dass die Zeitreihe auf dem 95% Konfidenzniveau selbst-inhomogen ist.....185
- Abbildung 114 Ergebnisse des SNHT (Selbst-Homogenitätstest) für die saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenzeitreihe BY05972 zwischen 1942 und 2019. Schwarze Punkte und Linie zeigen die normierte Verhältniszeitreihe Z der Kandidatenzeitreihe (Gl. 34); das Maximum der $T(a)$ -Statistik (blaue Linie) liegt unter dem mit der Monte-Carlo-Simulation geschätzten kritischen Grenzwert $L(n=78, \alpha=5\%)$ (rote gestrichelte Linie) mit einem p -Wert $> \alpha$, was anzeigt, dass die Zeitreihe auf dem 95% Konfidenzniveau selbst-homogen ist.....186
- Abbildung 115 Zusammenfassung der Raster der Anpassungsgüte aller EWA-Methoden für das hybride Regressionsmodell (HM). Rasterelemente mit p -Werten der Anderson-Darling-Teststatistik zwischen 0.01 und 0.05 sind grau, p -Werte größer als 0.05 sind schwarz dargestellt (d.h. Darstellung aller p -Werte $\geq \alpha = 0.01$, mit α als Signifikanzniveau).....187
- Abbildung 116 Wie in der Abbildung 115 aber für das semi-empirische multi-Ebenen Modell Δ SNOW (DS).....188
- Abbildung 117 Raster der Anpassungsgüte der EWA-Methode Gumbel.LS (siehe Tabelle 10) für das Modell HM. Rasterelemente mit p -Werten der Anderson-Darling-Teststatistik kleiner als 0.01 sind weiß, zwischen 0.01 und 0.05 sind grau und

größer als 0.05 sind schwarz dargestellt (d.h. Darstellung aller p-Werte $\geq \alpha = 0.01$, mit α als Signifikanzniveau).....189

Abbildung 118 Wie Abbildung 117 für die EWA-Methode Gumbel.MLE für das Modell HM.....190

Abbildung 119 Wie Abbildung 117 für die EWA-Methode GEV.MLE für das Modell HM.....191

Abbildung 120 Wie Abbildung 117 für die EWA-Methode GEV.GMLE für das Modell HM. .192

Abbildung 121 Wie Abbildung 117 für die EWA-Methode GEV.LMom für das Modell HM. .193

Abbildung 122 Wie Abbildung 117 für die EWA-Methode Gumbel.LS für das Modell DS. .194

Abbildung 123 Wie Abbildung 117 für die EWA-Methode Gumbel.MLE für das Modell DS.195

Abbildung 124 Wie Abbildung 117 für die EWA-Methode GEV.MLE für das Modell DS.196

Abbildung 125 Wie Abbildung 117 für die EWA-Methode GEV.GMLE für das Modell DS...197

Abbildung 126 Wie Abbildung 117 für die EWA-Methode GEV.LMom für das Modell DS...198

Abbildung 127 Scatterplots der Restwerte (Differenz aus beobachteten und zugehörigen gerasterten S_k -Werten) für (A) die Methoden-Mittelwerte für HM und DS sowie den zugehörigen Modell-Methoden-Mittelwert (MM) und für (B) die GEV-LMom-Methode (vgl. Tabelle 10) für HM und DS sowie den zugehörigen Modell-Mittelwert (MM); jeweils in Abhängigkeit von den zugehörigen prozentualen Restwerten und als Medianwerte für Klimaregionen und Höhenklassen. Dargestellt sind auch die Ergebnisse ohne die Berücksichtigung außergewöhnlicher Schneelastwerte (MM_e, HM_e, DS_e). Die (Modell-)Methoden-Mittelwerte in (A) zeigen ähnliche und geringfügig bessere Leistungen im Vergleich zur GEV-LMom-Methode.....199

Abbildung 128 Raster der Methoden-Mittelwerte der charakteristischen Schneelastwerte S_k für das hybride Regressionsmodell HM (Mittelwerte aller signifikanten S_k -Werte aller EWA-Methoden, siehe Abschnitte 10.3 und 11.1).200

Abbildung 129 Wie Abbildung 128 aber für das semi-empirische multi-Ebenen Modell Δ SNOW (DS).....201

Abbildung 130 Wie Abbildung 128 aber für die Methoden-Maximalwerte.202

Abbildung 131 Wie Abbildung 129 aber für die Methoden-Maximalwerte.203

Anhang A. Erweiterung der Schneedatenbasis: Digitalisierung fehlender Werte von Schneehöhenmessdaten

Die Analyse der Daten in der Datenbank des DWD für den Aufbau des Schneehöhendatensatzes im Zeitraum 1950-2019 zeigt für Gesamt-Deutschland bis 1989 einen allgemeinen Anstieg der Anzahl der Stationen mit Schneehöhenmessdaten (von circa 1600 bis mehr als 4500 Stationen) und nachfolgend eine Verringerung auf circa 2000 Stationen im Jahr 2019 (Abbildung 80 A).

Es gibt jedoch eine Anomalie der Stationszahlen mit verfügbaren Schneehöhenmessdaten in der Datenbank im Zeitraum 1959-1978, mit einer abrupten Verringerung der Anzahl der Stationen im Jahr 1959, gefolgt von ebenso abrupten Anstiegen in den Jahren 1969 und 1979. Dieser anormale Verlauf der Anzahl der Stationen mit Schneehöhenmessdaten in der Datenbank lässt sich durch eine getrennte Analyse der Daten von Stationen in den alten und neuen Bundesländern erklären. Die Anzahl der Stationen mit Schneehöhenmessdaten in der Datenbank in den alten Bundesländern sank im Jahr 1959 von ca. 1000 auf ca. 500, stieg in den folgenden Jahren sehr langsam bis 1978 an und im Jahr 1979 abrupt von ca. 750 auf über 3000 Stationen (Abbildung 80 B). In den neuen Bundesländern zeigt sich ein teilweise ähnliches Verhalten mit einem langsamen Anstieg der Anzahl der in der Datenbank verfügbaren Stationen bis 1968, gefolgt von einem abrupten Anstieg im Jahr 1969 von ca. 600 auf ca. 1400 Stationen (Abbildung 80 C).

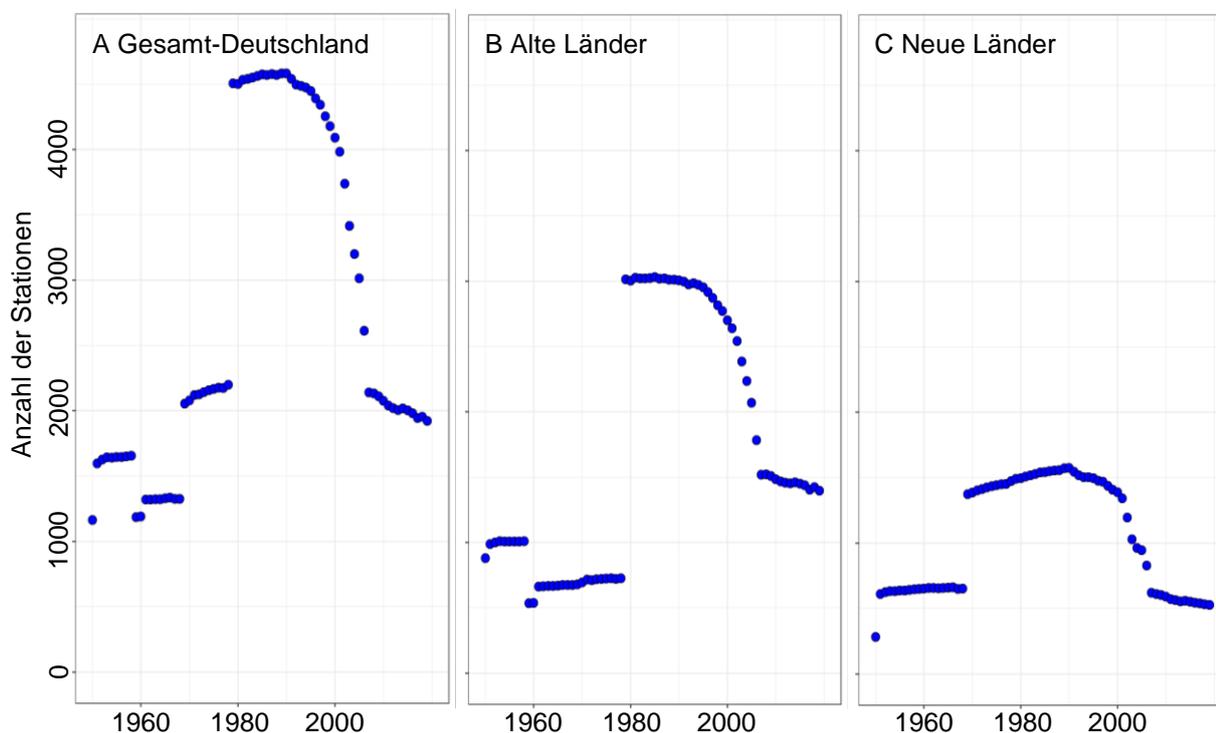


Abbildung 80 Anzahl der Stationen, für die Schneehöhenmesswerte in der DWD-Datenbank zur Verfügung stehen, für A) Gesamt-Deutschland; B) die alten und C) die neuen Bundesländer.

Die abrupten Veränderungen in der Anzahl der Stationen mit verfügbaren Daten in der Datenbank lassen sich nicht (allein) durch externe Einflüsse (z.B. Veränderungen der klimatischen Verhältnisse in den jeweiligen Wintern mit entsprechenden Anpassungen des Messnetzes) erklären. Eine mögliche Erklärung für diese unterschiedlichen Anzahlen der Stationen, für die Daten in der Datenbank verfügbar sind, liegt vielmehr darin, dass diese Daten im Rahmen verschiedener Projekte zur Analyse der Schneedecke in unterschiedlichen Regionen Deutschlands zu unterschiedlichen Zeitpunkten digitalisiert wurden.

Die anormale zeitliche Veränderung der Anzahl der Stationen mit verfügbaren Schneehöhenmessdaten zeigt sich deutlich in der Variation der räumlichen Dichte der Stationen. Zwischen 1958 und 1959 kann eine abrupte Senkung der räumlichen Dichte der Stationen an der Grenze zwischen den alten und den neuen Bundesländern festgestellt werden (Abbildung 81), gefolgt von einem viel deutlicheren Anstieg der Stationszahlen im gesamten Bundesgebiet zwischen 1978 und 1979 (Abbildung 82).

Die deutlichen raumzeitlichen Variationen der Datenverfügbarkeit für Schneehöhenmessdaten können die Qualität der Ergebnisse der Analysen beeinflussen, insbesondere im Hinblick auf die hochauflösende räumliche Interpolation für die Erstellung der Zeitreihen der täglichen Schneehöhenraster in Gesamt-Deutschland (DWD, 2020a).

Um die negativen Auswirkungen dieser Anomalie der Datenverfügbarkeit zu reduzieren, wurde DWD-intern ein Arbeitsprogramm zur Digitalisierung der in Papierform im DWD-Archiv vorhandenen, aber noch nicht in digitaler Form vorliegenden Schneehöhendaten gestartet. Dieses Arbeitsprogramm stellte einen zusätzlichen DWD-internen Beitrag zum vorliegenden Projekt dar, der aufgrund des begründeten Bedarfs langer Zeitreihen der Schneehöhe initiiert wurde.

Die Auswahl der Stationen, von denen die Schneehöhenmessdaten im Rahmen des aktuellen Projekts digitalisiert wurden, ist das Ergebnis eines Kompromisses zwischen der besten raumzeitlichen Abdeckung des Bundesgebietes auf der Grundlage der in Papierform vorliegenden Daten und der für die Digitalisierung der Daten benötigten Zeit. Tatsächlich durfte sich die Digitalisierung der fehlenden Daten im Rahmen des aktuellen Projekts nicht über das geplante Projektende hinaus erstrecken, da sonst keine Zeit geblieben wäre, die digitalisierten Daten zu nutzen.

Angesichts des Zeitraums für den Abschluss der Digitalisierung wurde ein Test zu der für die Digitalisierung der Daten einer Station für den Zeitraum 1959-1978 benötigten Zeit durchgeführt, mit dem die maximale Anzahl der in das Digitalisierungsprogramm aufzunehmenden Stationen geschätzt werden konnte. Die Analyse ergab, dass je nach Verfügbarkeit des Personals, das für diese Tätigkeit eingesetzt werden konnte, die Daten von etwa 400 Stationen innerhalb der im Projekt verfügbaren Zeit (bis Ende 2020, um die Daten in den nachfolgenden Auswertungen verwenden zu können) digitalisiert werden konnten. Unter Berücksichtigung dieser Bedingungen wurde beschlossen, in das Digitalisierungsprogramm diejenigen Stationen der alten Bundesländer aufzunehmen, für die bereits digitale Schneehöhendaten bis 1958 und danach wieder seit 1979 verfügbar waren (insgesamt 411 Stationen).

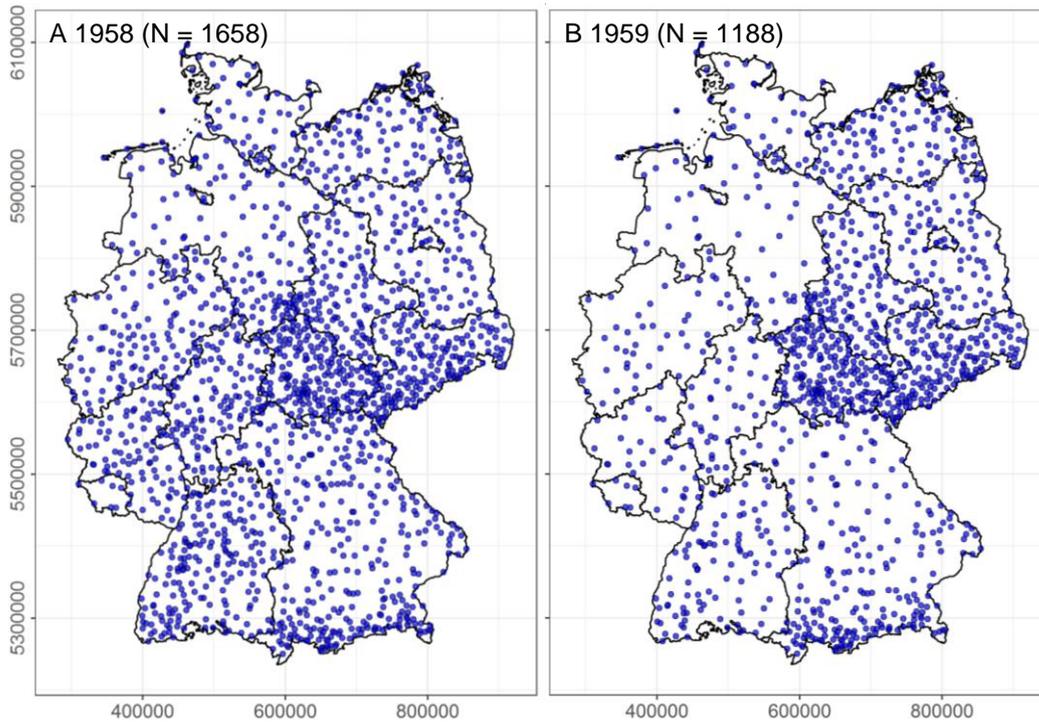


Abbildung 81 Räumliche Verteilung der Stationen, für die in der DWD-Datenbank Schneehöhenmessdaten in den Jahren A) 1958 und B) 1959 zur Verfügung stehen. Die Anzahl der Stationen (in Klammern) zeigen eine abrupte Reduzierung um 470 Stationen.

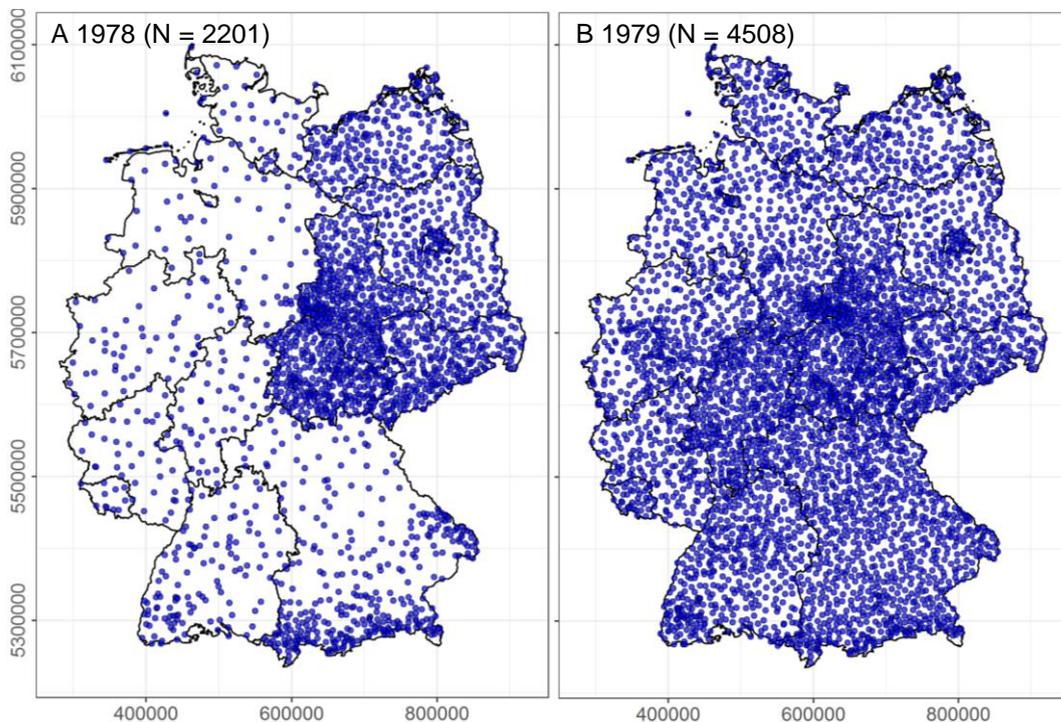


Abbildung 82 Räumliche Verteilung der Stationen, für die in der DWD-Datenbank Schneehöhenmessdaten in den Jahren A) 1978 und B) 1979 zur Verfügung stehen. Die Anzahl der Stationen (in Klammern) zeigen einen abrupten Anstieg (mehr als die Verdopplung der Stationen).

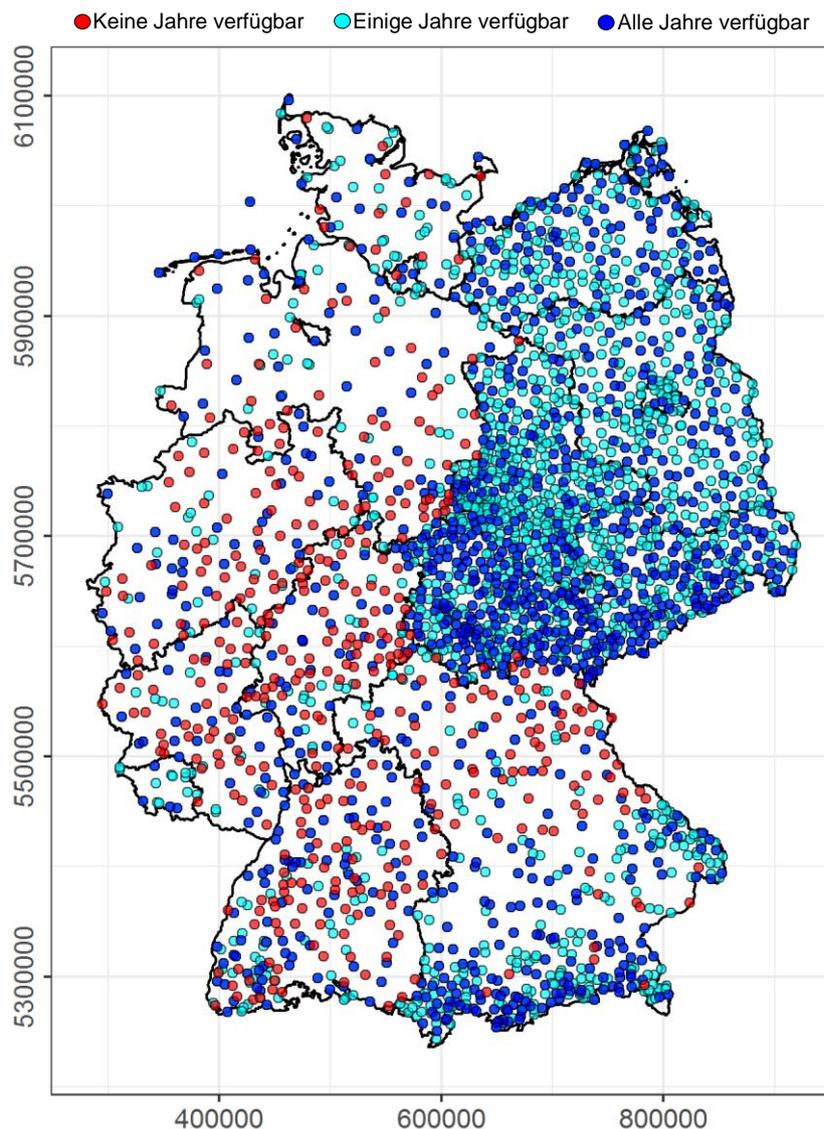


Abbildung 83 Räumliche Verteilung der Stationen, für die Schneehöhenmessdaten in der DWD-Datenbank im Zeitraum zwischen 1959 und 1978 für kein Jahr (rote Punkte), für einige Jahre (hellblau Punkte) und für alle Jahre (dunkelblau Punkte) zur Verfügung standen.

Es ist wichtig festzustellen, dass die Digitalisierung der Daten dieser 411 Stationen eine signifikante Zunahme der räumlichen Dichte der Schneehöhenmessstationen im gesamten Bundesgebiet im Zeitraum zwischen 1959 und 1978 bewirkte (Abbildung 83).

Damit änderte sich die räumliche Abdeckung der Stationen mit Schneehöhendaten von 300 km²/Station auf 200 km²/Station in den alten Bundesländern. Dieser Wert kommt der räumlichen Abdeckung der Stationen in den neuen Bundesländern (70 km²/Station) für denselben Zeitraum deutlich näher.

Die Organisation und Durchführung des Programms zur Digitalisierung von zusätzlichen Schneehöhenmessdaten war dank der engen Zusammenarbeit von Kollegen aus verschiedenen Abteilungen des DWD möglich, nicht nur im Regionalen Klimabüro Potsdam, sondern

auch im Zentral- und Fach-Archiv (Innere Dienste, Offenbach) und in der Fachgruppe Historische Klimadaten (Programm KLIDADIGI, Klimaüberwachung, Leipzig).

Im Wesentlichen lassen sich die Aktivitäten des durchgeführten Digitalisierungsprogramms wie folgt zusammenfassen:

- 1) Zentral- und Fach-Archiv (Offenbach): Scannen der monatlichen Tabellen der an den ausgewählten Stationen beobachteten täglichen Schneehöhendaten für den Zeitraum 1959-1978 und Speicherung der Dateien der Scans im pdf-Format auf einem gesicherten Server; Beteiligung an der manuellen Migration (Digitalisierung) der Daten vom Tabellenformat der gescannten monatlichen Tabellen in das digitale Zahlenformat in *ad hoc* MS-Excel-Tabellen;
- 2) Regionales Klimabüro Potsdam: Koordination der Aktivitäten, Einweisung des mit der Digitalisierung befassten Personals, manuelle Migration (Digitalisierung) der Daten vom Tabellenformat der gescannten monatlichen Tabellen in das digitale Zahlenformat in *ad hoc* MS-Excel-Tabellen, Überprüfung der Qualität der digitalisierten Daten, Übergabe an den Kollegen im KLIDADIGI-Programm;
- 3) Fachgruppe Historische Klimadaten: Bereitstellung der *ad hoc* MS-Excel-Tabelle für die manuelle Migration von Schneehöhenmessdaten, Anwendung der halbautomatischen Verfahren des Programms KLIDADIGI zur Qualitätskontrolle, Umformatierung der in den *ad hoc* MS-Excel-Tabellen gespeicherten Daten und Datenimport in die Datenbank des DWD.

Die Digitalisierungsaktivitäten begannen im Februar 2020 wurden zum Jahresende 2020 abgeschlossen.

Anhang B. Qualitätskontrolle der Schneemessdaten

Dieser Abschnitt beschreibt die zusätzlichen Qualitätskontrollen und die mit ihrer Anwendung verbundene Diagnostik.

Die analysierten Variablen sind:

1. Schneehöhe SH [cm]
2. Wasseräquivalent WÄ [mm]
3. Mittelwert Tm, Tagesminimum Tn und Tagesmaximum Tx der Lufttemperatur [°C]
4. Niederschlagshöhe NH [mm] und Niederschlagsform NF

Das Ziel war die Entwicklung von zusätzlichen, wirksamen und automatisiert einsetzbaren Qualitätskontrollen für die Schneehöhen- und Wasseräquivalentmessdaten. Deshalb wurden die Daten der Tagesminima und der Tagesmaxima der Lufttemperatur sowie der Niederschlagshöhen nur als ergänzende Informationen und nicht als Qualitätskontrollobjekte selbst verwendet.

B.1 Visuelle Prüfung der Schneehöhenmessdaten

In der DWD-Datenbank lagen Schneehöhenwerte vor, die unplausibel sind (z.B. ist ihre Häufigkeitsverteilung nicht plausibel) und die mit einer grafischen Darstellung (z.B. Scatter- und Box-plot) nachgewiesen werden konnten. Die visuelle Prüfung der Schneehöhenmessdaten wurde unter Nutzung der Erfahrungen und in Zusammenarbeit mit den Kollegen der Abteilung Hydrometeorologie, Sachgebiet „Komplexe hydrometeorologische Bilanzen“ durchgeführt.

Insgesamt wurden falsche Schneehöhenmessdaten für 433 Stationen nachgewiesen und gekennzeichnet. 5504 Stationen im Zeitintervall 1851-2020 weisen nach dieser Prüfung plausible Schneehöhenmessdaten auf.

B.2 Nullwerte der Schneehöhe in langen Zeitintervallen

In der DWD-Datenbank lagen für einzelne Stationen am Anfang der Zeitreihen nur Nullwerte der Schneehöhe in längeren Zeitintervallen (jeweils über mehrere Jahre, in manchen Fällen auch länger als 10 Jahre) vor. Eine solche Anomalie ließ sich nicht durch natürliche klimatische Prozesse erklären, sondern konnte auf falsch verknüpfte Metadaten und Beobachtungen zurückzuführen sein (z.B. ergab sich aus den Metadaten, dass eine Station ab einem Datum arbeitete, das viele Jahre vor der tatsächlichen Datenverfügbarkeit in der Datenbank lag). Diese Kontrolle wurde entwickelt, um diese langen Zeitintervalle mit Nullwerten zu entdecken und zu entfernen.

Wenn zu Beginn einer Schneehöhenzeitreihe in einem Zeitintervall größer als zwei Jahre nur Nullwerte vorliegen, dann beseitigte die Kontrolle den Teil der Zeitreihe, in dem die Nullwerte vorliegen durch die Kodierung des zugehörigen Qualitätsbytes für die jeweiligen Datenwerte. Bei insgesamt 85 Zeitreihen der 5504 Zeitreihen der Schneehöhe ergaben die Prüfungen Nullwerte der Schneehöhe in langen Zeitintervallen.

B.3 Räumliche Kontrolle von isolierten Nullwerten der Schneehöhe

B.3.1 Definition

In der DWD-Datenbank lagen Nullwerte der Schneehöhe an Stationen für Tage vor, für die an nahegelegenen Stationen keine Nullwerte der Schneehöhen gemessen wurden.

Die räumliche Kontrolle von isolierten Nullwerten der Schneehöhe wurde wie folgt durchgeführt:

1. Die Stationen, die innerhalb eines definierten Radius (z.B. Radius 30 km, siehe Abschnitt B.3.2) von der getesteten Station liegen, wurden ausgewählt und als Nachbarstationen definiert.
2. Wenn mindestens die Hälfte der Nachbarstationen am getesteten Tag eine SH von mindestens 5 cm hatten, dann wurden sie entsprechend ihrer Lage in Bezug auf die getestete Station in 4 Quadranten verteilt (Abbildung 84).
3. Wenn alle Quadranten mit mindestens einer der Nachbarstationen mit $SH \geq 5$ cm belegt waren, dann war die Kontrolle möglich und der Nullwert an der getesteten Station wurde als zweifelhaft gekennzeichnet.
4. Wenn alle Nachbarstationen $SH \geq 5$ cm aufwiesen und eine der nachfolgenden Bedingungen erfüllt wurde, dann wurde der Nullwert als falsch gekennzeichnet:
5. Die Stationshöhe von mindestens einer der Nachbarstationen im gewählten Radius wich von der Höhe der analysierten Station um maximal 100 m ab.
6. Die Stationshöhe von allen Nachbarstationen im gewählten Radius wich von der Höhe der analysierten Station um maximal 250 m ab und ihre Schneehöhen betrugten mindestens 10 cm.
7. Die Nullwerte, die als zweifelhaft gekennzeichnet blieben, wurden manuell kontrolliert.

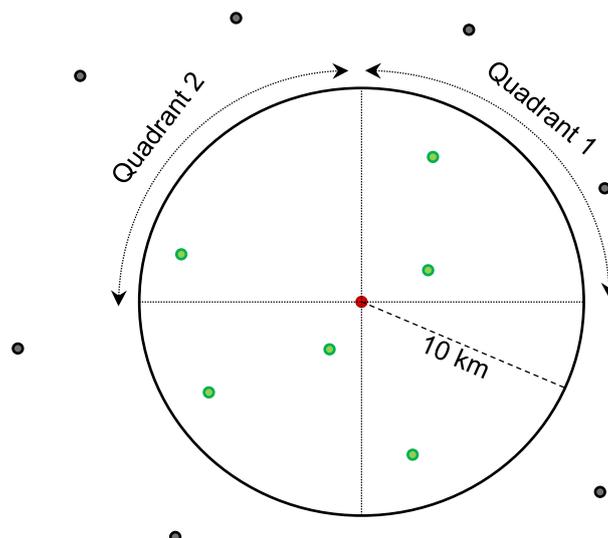


Abbildung 84 Schema der Verteilung der umliegenden Stationen in 4 Quadranten. Der rote Punkt zeigt die analysierte Station und die grünen Punkte sind die ausgewählten Stationen innerhalb eines 30 km-Radius von der analysierten Station.

B.3.2 Ergebnisse für die räumliche Kontrolle mit einem fixierten Testradius von 30 km

Die Anwendung der räumlichen Kontrolle von isolierten Nullwerten der Schneehöhe zeigt 738 Zeitreihen (aus insgesamt 5504 Zeitreihen) mit 3857 isolierten Nullwerten, die gekennzeichnet wurden. 77% dieser 738 Zeitreihen zeigten bis zu 2 isolierte Nullwerte, während 14% der Zeitreihen mindestens 10 isolierte Nullwerte aufwiesen. Jede der 738 Zeitreihen mit isolierten Nullwerten der Schneehöhe zeigte im Durchschnitt 5.2 falsche Nullwerte. Die maximale Anzahl der isolierten Nullwerte in einer Zeitreihe war 81 (Abbildung 85).

B.3.3 Definition und Prüfung eines variablen Testradius für die räumliche Kontrolle

Die Anzahl der Nachbarstationen wurde nachfolgend für jede Station für drei Fälle mit unterschiedlichen Radiuslängen analysiert. In zwei Fällen wurde ein jeweils konstanter Testradius von 15 km und 30 km für das Gesamtgebiet von Deutschland verwendet. In einem dritten Fall wurde die Radiuslänge abhängig von der geographischen Breite der Station variiert, d.h. ein Radius gleich 50 km für die Stationen mit einer geographischen Breite größer als 52°N (Flachland) und gleich 30 km für die Stationen in Breiten kleiner als 52°N (Gebirge). Ein größerer Radius wurde nicht angewendet, weil in dem dann zu großen Testgebiet sehr wahrscheinlich keine sinnvollen Aussagen zu erwarten gewesen wären.

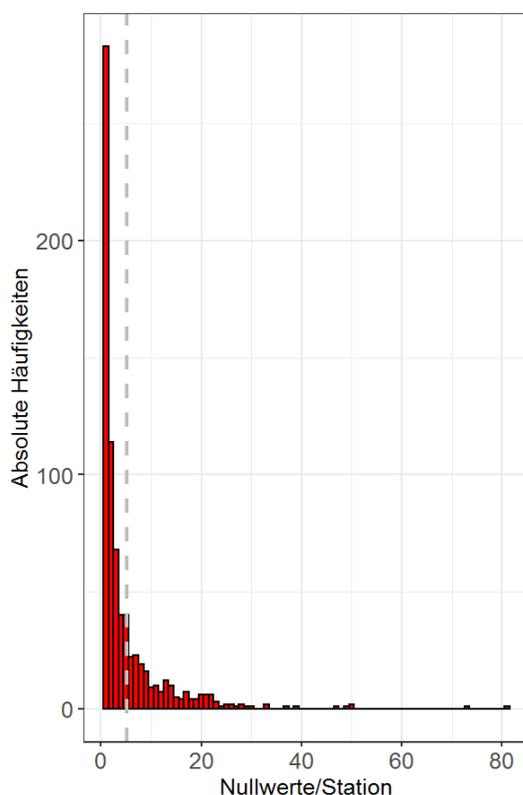


Abbildung 85 Absolute Häufigkeiten der Anzahl der isolierten Nullwerte der Schneehöhe pro Station. Die graue gestrichelte vertikale Linie zeigt den Mittelwert (5.2 isolierte Nullwerte/Station).

Im Prinzip sollte für jede Station eine theoretische Anzahl von Nachbarstationen innerhalb der definierten Radiuslängen gemäß den Metadaten vorhanden gewesen sein. Allerdings waren nicht immer alle Stationen im gleichen Zeitraum in Betrieb. Daher wurde eine minimale und maximale Anzahl von Nachbarstationen geschätzt, abhängig von der tatsächlichen Verfügbarkeit der Daten während der Betriebszeit der getesteten Station.

Die Analysen zur Anzahl der Nachbarstationen in der Umgebung der getesteten Stationen in Abhängigkeit vom gewählten Testradius zeigten:

1. Im Fall eines Testradiuslänge von 15 km für Gesamt-Deutschland hatten 30 Stationen keine Nachbarstationen innerhalb des Radius (d.h. für diese Stationen konnte keine Kontrolle der isolierten Nullwerte der Schneehöhe durchgeführt werden). 1631 Stationen hatten mindestens 4 Nachbarstationen, die im gleichen Zeitraum in Betrieb waren. Die Schneehöhenstationen hatten insgesamt eine Verteilung der Anzahl der Nachbarstationen mit einem Median zwischen 2 (minimale Anzahl während der jeweils betrachteten Zeitreihe) und 8 (maximale Anzahl während der Zeitreihe, siehe Abbildung 86).
2. Im Fall einer Radiuslänge gleich 30 km für Gesamt-Deutschland, hatte nur eine Station keine Nachbarstationen innerhalb 30 km (d.h. keine Kontrolle der Nullwerte der Schneehöhe konnte durchgeführt werden) und 3936 Stationen hatten mindestens 4 Nachbarstationen, die im gleichen Zeitraum in Betrieb waren. Die Schneehöhenstationen haben insgesamt eine Verteilung der Anzahl der Nachbarstationen mit einem Median zwischen 10 (minimale Anzahl während der Zeitreihe) und 35 (maximale Anzahl während der jeweils betrachteten Zeitreihe, Abbildung 87).
3. Im Fall einer variablen Radiuslänge gleich 50 km für die Flachlandstationen und 30 km für die Gebirgsstationen hatten alle Stationen mindestens eine Nachbarstation innerhalb des jeweils betrachteten Radius und 4222 Stationen hatten mindestens 4 Nachbarstationen, die im gleichen Zeitraum in Betrieb waren. Die Schneehöhenstationen hatten insgesamt eine Verteilung der Anzahl der Nachbarstationen mit einem Median zwischen 13 (minimale Anzahl während der jeweils betrachteten Zeitreihe) und 43 (maximale Anzahl während der jeweils betrachteten Zeitreihe, Abbildung 88).

Die Analysen zeigten, dass ein variabler Testradius gleich 50 km für die Flachlandstationen und 30 km für die Gebirgsstationen groß genug ist, um die räumliche Kontrolle auf die Mehrheit von möglichen isolierten Nullwerten anzuwenden und gleichzeitig nicht zu groß, um die Kontrolle fehlschlagen zu lassen.

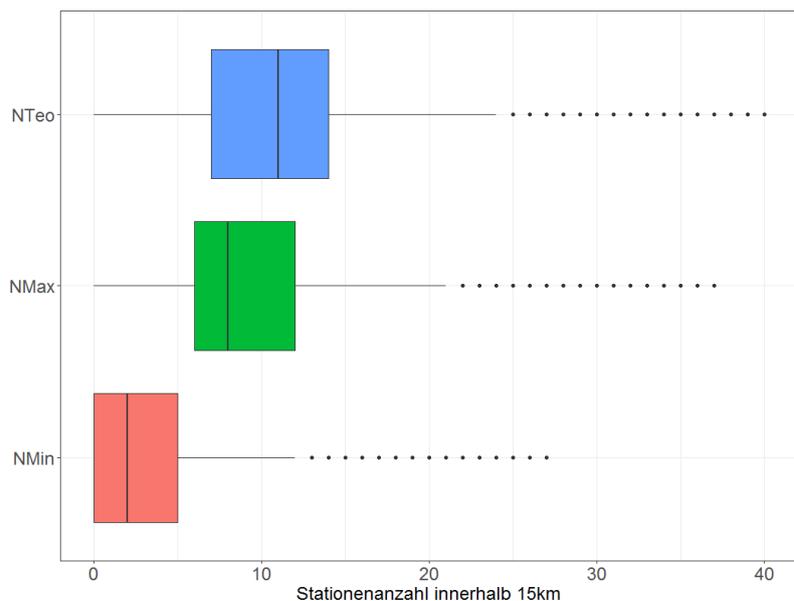


Abbildung 86 Boxplot der von jeder getesteten Station berechneten theoretischen (N_{Teo}), maximalen (N_{Max}) und minimalen (N_{Min}) Anzahl der Nachbarstationen innerhalb eines Testradius von 15 km. Für jede Box zeigen die linken und rechten Striche 1.5*QA (QA=Quartilabstand), die linken und rechten Grenzen der Boxen zeigen die 25% und 75% Perzentile, die Markierung in der Box zeigt die Medianwerte und die schwarzen Punkte zeigen die Ausreißer. Die Analyse zeigt, dass die Schneehöhenstationen insgesamt eine Verteilung der Anzahl der Nachbarstationen mit einem Median zwischen 2 (minimale Anzahl während der jeweils betrachteten Zeitreihe) und 8 (maximale Anzahl während der Zeitreihe) hatten.

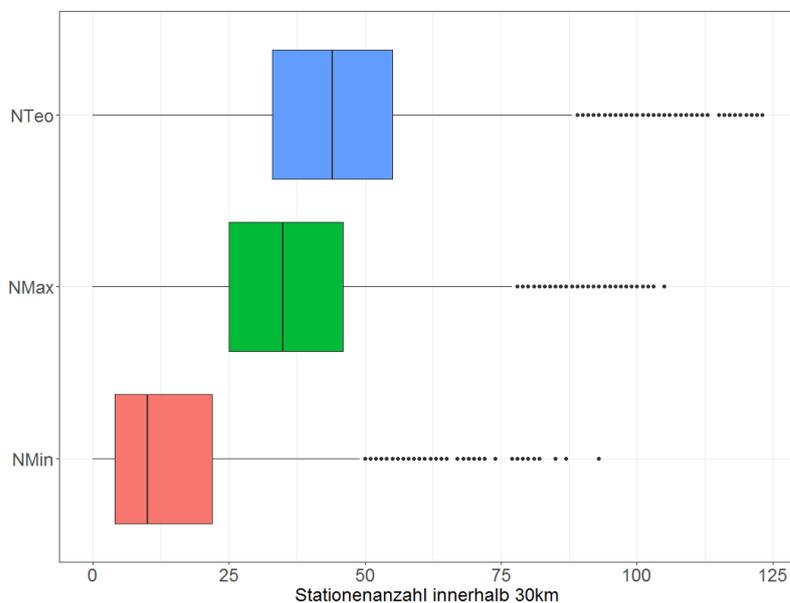


Abbildung 87 Wie in Abbildung 86 aber für den Fall einer Testradiuslänge gleich 30 km. Diese Analyse zeigt, dass die Schneehöhenstationen insgesamt eine Verteilung der Anzahl der Nachbarstationen mit einem Median zwischen 10 (minimale Anzahl während der jeweils betrachteten Zeitreihe) und 35 (maximale Anzahl während der Zeitreihe) hatten.

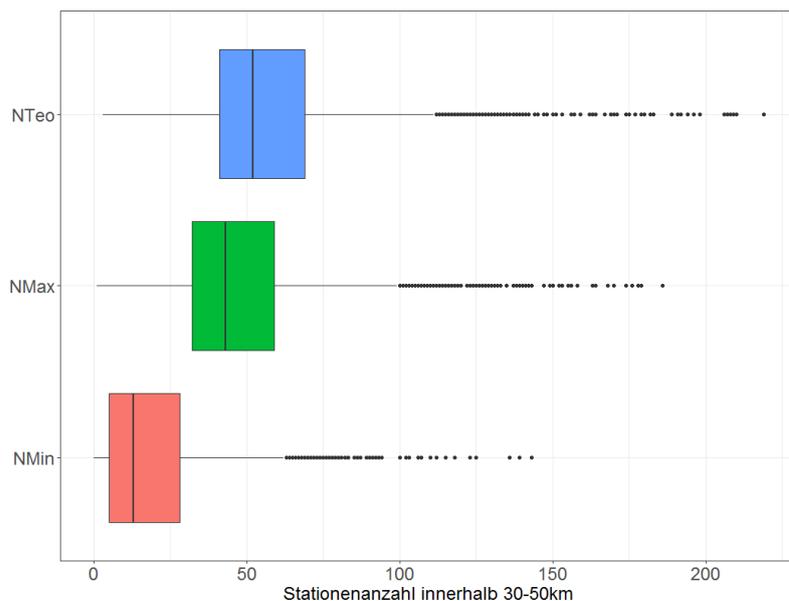


Abbildung 88 Wie in Abbildung 86 aber für den Fall einer variablen Testradiuslänge (d.h. Testradius von 30 km für Stationen im Gebirge und von 50 km im Flachland). Diese Analyse zeigt, dass die Schneehöhenstationen insgesamt eine Verteilung der Anzahl der Nachbarstationen mit einem Median zwischen 13 (minimale Anzahl während der jeweils betrachteten Zeitreihe) und 43 (maximale Anzahl während der Zeitreihe) hatten.

B.4 Grenzwertkontrolle von Wasseräquivalentmessdaten

B.4.1 Definition

In der DWD-Datenbank lagen Wasseräquivalentmessdaten vor, die logische und physikalische Grenzwertbedingungen nicht erfüllten. Die Grenzwertkontrolle von Wasseräquivalentmessdaten wurde mit fünf Teiltests durchgeführt, die unterschiedliche Grenzwerte betrachten.

1. Positivitätstest: Der Messwert des Wasseräquivalents muss positiv sein; wenn er negativ ist ($W\ddot{A} < 0$), wurde der Wert als falsch gekennzeichnet.
2. Test Innere-Konsistenz-1: Das Messprogramm des DWD verlangt, dass das Wasseräquivalent gemessen wird, wenn die Schneehöhe mindestens 5 cm beträgt. Wenn $SH < 5$ cm ist und ein $W\ddot{A}$ -Wert verfügbar ist, wurden daher beide Werte (SH und $W\ddot{A}$) als falsch gekennzeichnet (unabhängig vom genauen $W\ddot{A}$ -Wert).
3. Test Innere-Konsistenz-2: Beide Werte (SH und $W\ddot{A}$) wurden als falsch gekennzeichnet, wenn (a) $W\ddot{A} > 0$ und $SH = 0$ oder (b) $W\ddot{A} = 0$ und $SH > 0$.
4. Maximalwerttest: Für jede Station wird ein maximaler $W\ddot{A}$ -Wert als oberer Grenzwert ($W\ddot{A}_x$ [mm]) berechnet wie folgt:

$$W\ddot{A}_x = SH_x * SD_x \quad (\text{Gl. 22})$$

darin sind SH_x der maximale Wert der Schneehöhe in der Zeitreihe und SD_x ein typischer hoher Wert der Schneedichte mit $SD_x = 700 \text{ kg m}^{-3}$, (Schmidlin et al., 1995). Jeder Wert des $W\ddot{A}$, der höher als der maximale Wert $W\ddot{A}_x$ ist, wurde als falsch gekennzeichnet.

- Schneedichtetest: Alle SH- und zugehörigen (zeitgleichen) WÄ-Werte, die die Bedingung $10 \text{ kg m}^{-3} \leq \text{WÄ} / \text{SH} \leq 700 \text{ kg m}^{-3}$ nicht erfüllen, wurden als falsch gekennzeichnet (Schmidlin et al., 1995).

B.4.2 Ergebnisse

Die Anwendung der Tests der Grenzwertkontrollen von Wasseräquivalentmessdaten zeigen für 5504 Zeitreihen:

- Positivitätstest: Alle Zeitreihen erfüllten den Positivitätstest.
- Test Innere-Konsistenz-1: 410 Zeitreihen mit insgesamt 18647 Beobachtungen der SH und des WÄs erfüllten nicht den Innere-Konsistenz-1-Test. Diese SH- und WÄ-Messdaten wurden als falsch gekennzeichnet.
- Test Innere-Konsistenz-2: 122 Zeitreihen mit insgesamt 3666 Beobachtungen der SH und des WÄs erfüllten nicht den Innere-Konsistenz-2-Test. Diese SH- und WÄ-Messdaten wurden als falsch gekennzeichnet.
- Die Überprüfung des Maximalwerttests zeigte, dass der von der Literatur empfohlene maximale Grenzwert des WÄ (WÄ_x) zu hoch ist. So ergeben sich beispielhaft für 3 Stationen die folgenden Werte:

Stations_ID	StCode	Zeitreihe	gemessenes SHx der Zeitreihe [cm]	WÄ _x [mm], nach (Gl. 22))	gemessenes Maximum des WÄ der Zeitreihe [mm]
1	BW00001	1937-1958	62	434	42
3	NW00003	1936-2011	43	301	70
3065	BW03065	2004-2019	115	805	192

Die WÄ-Werte von allen Stationen (5504 Zeitreihen) erfüllten die Kontrolle mit dem in der Literatur definierten typischen Wert $\text{SD}_x = 700 \text{ kg m}^{-3}$.

Aufgrund der Vermutung, dass der in der Literatur definierte typische hohe Schneedichtewert (700 kg m^{-3}) für die Klimatologie der Schneedecke in Deutschland zu hoch ist, war es notwendig, einen neuen, lokal gültigen maximalen Grenzwert (WÄ_x) zu definieren, um den Test wirksam zu machen.

Deutschland ist durch eine Schneedeckenklimatologie gekennzeichnet, die eine starke Differenzierung zwischen dem Norden mit im allgemeinen kurzer Schneedeckendauer und dem Süden mit üblicherweise längeren Verweildauern der Schneedecke aufweist. Die Andauer der Schneedecke kann im Süden insbesondere in Gebirgslagen alle Wintermonate und darüber hinaus betragen. Deshalb wurden für den Maximalwerttest zwei Höchstwerte für die Schneedichte angenommen. Ein kleinerer Wert von $\text{SD}_x = 250 \text{ kg m}^{-3}$ wurde für den Norden für Stationen mit geographischer Breite $\geq 52^\circ\text{N}$ definiert und ein höherer Wert $\text{SD}_x = 400 \text{ kg m}^{-3}$ für den Süden für Stationen mit geographischer Breite $< 52^\circ\text{N}$. Für jede Station wurde dann der maximale WÄ-Grenzwert durch (Gl. 22) berechnet, wobei die Schneedichte mit den oben definierten Werten als Funktion der geographischen Breite gegeben ist.

Insgesamt wurden 40 Zeitreihen mit 171 WÄ-Werte (in 5504 Zeitreihen) gefunden, die nicht den Maximalwerttest mit den neuen Schneedichtengrenzwerten bestanden

haben. Die WÄ-Werte, die nicht die Kontrolle mit den neuen Schneedichtengrenzwerten bestanden haben, wurden als falsch gekennzeichnet.

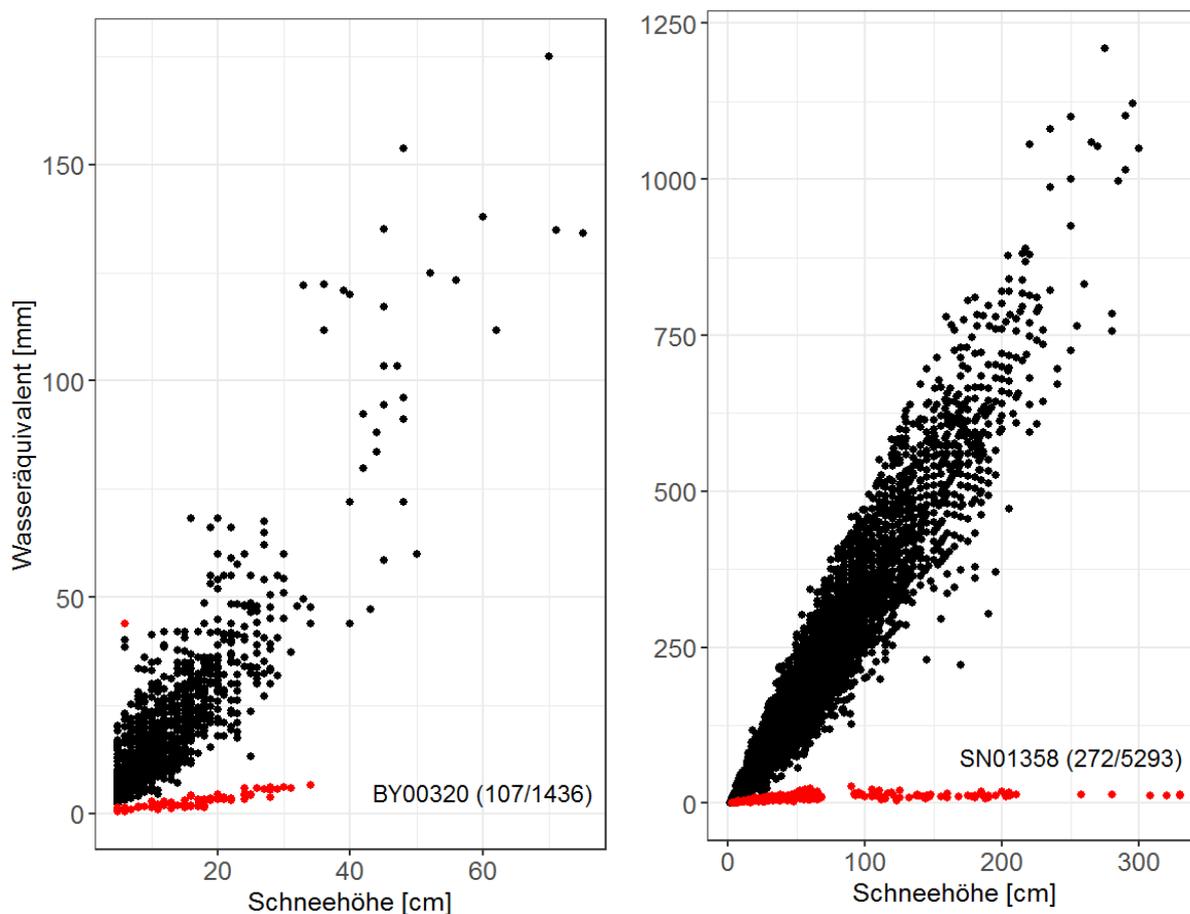


Abbildung 89 Scatterplots der Beziehung zwischen Schneehöhen- und Wasseräquivalentdaten (das Verhältnis von Wasseräquivalent zur Schneehöhe gibt die Schneedichte an, siehe auch (Gl. 22)) für die Zeitreihen der Stationen Heinersreuth-Vollhof (links, StationsID = BY00320, Höhe 350 m über NHN) und Fichtelberg (rechts, StationsID = SN01358, Höhe 1213 m über NHN). Die roten Punkte zeigen die unplausiblen Daten (zu kleine Schneedichte) im Vergleich mit dem Rest der Beobachtungen (schwarze Punkte); In den Klammern stehen die Anzahl der unplausiblen Daten (z.B. 107 für BY00320) im Vergleich mit allen verfügbaren Beobachtungen (1436 für BY00320). Die unplausiblen Daten, die Schneedichtewerte zwischen 0.01 und 0.05 g cm⁻³ zeigen, sollten von der Qualitätskontrolle als falsch erkannt und gekennzeichnet werden.

5. Schneedichtetest: Die Anwendung des Schneedichtetests zeigte ebenfalls, dass der in der Literatur vorgeschlagene minimale Grenzwert der Schneedichte von 10 kg m⁻³ sehr wahrscheinlich zu niedrig für die Klimatologie der Schneedecke in Deutschland ist. Tatsächlich wurden bei der Anwendung des Schneedichtetests mit diesem minimalen Grenzwert einige Paare von SH- und WÄ, die un plausible Schneedichten zeigen (Abbildung 89), nicht als falsch erkannt. Deshalb wurde für den Schneedichtetest der Wert von 50 kg m⁻³ als minimaler Grenzwert der Schneedichte für Deutschland genutzt. 352 Zeitreihen mit insgesamt 3979 Beobachtungen der SH und des WÄs erfüllten nicht den Schneedichtetest. Diese SH- und WÄ-Messdaten wurden als falsch gekennzeichnet.

B.5 Kontrolle der inneren Konsistenz und der Zeitkonsistenz von Schneehöhen- und Wasseräquivalentmessdaten

B.5.1 Definition

Die Anwendung dieser Kontrolle prüft die Konsistenz der Variationen (Zeitkonsistenz) sowohl der Schneehöhen- als auch der Wasseräquivalentmesswerte mit gleichzeitigen Beobachtung der Lufttemperatur und des Niederschlags (innere Konsistenz). Tägliche Schwankungen der Schneehöhe und des Wasseräquivalents können aufgrund von Prozessen wie Verdichtung, Sublimation, Schmelze und Ablagerung der Schneedecke auftreten. Im Folgenden werden diese Prozesse in stark vereinfachter Form modelliert, um die Plausibilität der Messdaten von Schneehöhe und Wasseräquivalent zu prüfen. Die vereinfachten Ansätze sollen nicht genutzt werden, um die Prozesse (Verdichtung, Sublimation, Schmelze und Ablagerung der Schneedecke) selbst detailliert zu beschreiben.

B.5.2 Nutzung ergänzender Messdaten der Temperatur und des Niederschlags

Ein durchschnittlicher Wert der Lufttemperatur T_m musste ermittelt werden, um die Variationen der Schneedecke zu modellieren. So sollten beispielsweise die gemessenen SH- und WÄ-Werte am Tag t_i eine Schneeschmelze zeigen, wenn in den vorangegangenen Stunden die Lufttemperatur $T > 0$ °C ist. Für derartige Auswertungen wurde T_m am Tag t_i wie folgt berechnet:

$$T_{m_i} = \frac{1}{2} * (T_{n_i} + T_{x_{i-1}}) \quad (\text{Gl. 23})$$

T_{n_i} und $T_{x_{i-1}}$ sind das Tagesminimum der Lufttemperatur am Tag t_i und das Tagesmaximum am Tag t_{i-1} . Diese Gleichung wurde genutzt, da die Messungen der SH und der WÄ als 24-Stundenwerte am Morgen des Tages t_i erfolgen, d.h. diese Schneedeckenwerte wurden vom Temperaturverlauf der vorangegangenen 24 Stunden beeinflusst, so dass das Tagesmaximum am Tag t_{i-1} und das Tagesminimum der Lufttemperatur am Tag t_i die relevanten Einflussgrößen sind.

Neben der Niederschlagshöhe NH wurde die Niederschlagsform NF genutzt, um den Zustand des abgelagerten Niederschlags zu bestimmen. Die Niederschlagsform NF wird mit den nachfolgend angegebenen Werten kodiert:

Niederschlagsform NF	Beschreibung
0	kein Niederschlag
1	Regen und Schnee
4	Form des Niederschlages nicht bekannt, obwohl Niederschlag gemeldet
6	nur Regen; flüssiger Niederschlag bei automatischer Messung
7	nur Schnee; fester Niederschlag bei automatischer Messung
8	Regen und Schnee und/oder Schneeregen; flüssig und fester Niederschlag bei automatischer Messung
9	Fehlerkennung; fehlender Wert oder Niederschlagsform nicht feststellbar bei automatischer Messung

B.5.3 Schneehöhenmessdaten

Die Schneehöhe wird im Zeitraum in den Monaten September bis Mai (vom 01.09. eines Jahres bis zum 31.05. des Folgejahres) täglich gemessen. Die nachfolgend beschriebene

Kontrolle wird nur an Tagen mit Schneehöhenmessdaten durchgeführt, für die am vorherigen Tag eine Beobachtung zur Verfügung steht.

Die täglichen Variationen der Schneehöhe könnten im Prinzip auch mit den Ansätzen für das Wasseräquivalent (siehe B.5.4) getestet werden. Diese Tests würden aber nicht nur die Verfügbarkeit von Lufttemperatur- und Niederschlagsbeobachtungen an allen Messstationen erfordern, sondern auch Umrechnungen unter Nutzung (geschätzter) Werte der Schneedichte.

Dieser Ansatz hätte mindestens zwei wesentliche Einschränkungen: Erstens sind nur an etwa 1/5 aller Schneehöhenmessstationen auch Temperaturbeobachtungen (1106 von 5504 Stationen) verfügbar. Im Unterschied dazu sind Niederschlagsmessdaten an allen Schneehöhenmessstationen vorhanden. Zweitens würden die Umrechnungen von Wasseräquivalenten in Schneehöhen (Schneedichte) den getesteten Werten eine relativ hohe Ungenauigkeit hinzufügen.

Aus den genannten Gründen wurden für die Kontrollen der Schneehöhen einfache Grenzwertansätze allein in Abhängigkeit von den verfügbaren Niederschlagsmessdaten genutzt, d.h. von der Niederschlagshöhe NH und der Niederschlagsform NF .

Die Differenz zwischen den SH -Werten am getesteten Tag (t) und am vorangegangenen Beobachtungstag ($t-1$), $\Delta SH_t = SH_t - SH_{t-1}$, muss für die folgenden Fälle die jeweils angegebenen Beziehungen erfüllen:

1. Tage ohne Niederschlag (d.h. keine Ablagerung, aber Prozesse der Verdichtung, Schmelze und Sublimation möglich), wenn $NH = 0$ mm und $NF = 0$:

$$\Delta SH_t = SH_t - SH_{t-1} \leq \varepsilon_0(SH) \quad (\text{Gl. 24})$$

2. Tage mit gemischtem Niederschlag (d.h. alle Niederschlagsformen und Prozesse möglich), wenn $NH > 0$ mm und $NF = 1, 8$:

$$|\Delta SH_t| = |SH_t - SH_{t-1}| \leq \varepsilon_G(SH) \quad (\text{Gl. 25})$$

3. Tage nur mit flüssigem Niederschlag (d.h. Verdichtung und Schmelze möglich), wenn $NH > 0$ mm und $NF = 6$:

$$\Delta SH_t = SH_t - SH_{t-1} \leq \varepsilon_S(SH) \quad (\text{Gl. 26})$$

4. Tage nur mit festem Niederschlag (d.h. Ablagerung möglich), wenn $NH > 0$ mm und $NF = 7$:

$$\Delta SH_t = SH_t - SH_{t-1} \geq \varepsilon_A(SH) \quad (\text{Gl. 27})$$

5. Tage mit unbekanntem Niederschlag (d.h. alle Prozesse möglich), wenn $NH > 0$ mm und $NF = 4, 9$:

$$|\Delta SH_t| = |SH_t - SH_{t-1}| \leq \varepsilon(SH) \quad (\text{Gl. 28})$$

In (Gl. 24) bis (Gl. 28) geben $\varepsilon_0(SH)$, $\varepsilon_S(SH)$, $\varepsilon_G(SH)$ und $\varepsilon(SH)$ sowie $\varepsilon_A(SH)$ die jeweiligen Grenzwerte der Ungenauigkeit der Schwankungen der Schneehöhen SH an. Der Betrag dieser Grenzwerte für ihren Einsatz bei der Kontrolle der Zeitkonsistenz der Schneehöhenmessdaten wird in Abschnitt B.5.5.1 angegeben.

B.5.4 Wasseräquivalentmessdaten

Wasseräquivalente der Schneedecke wurden und werden nicht an jedem Tag gemessen (abhängig vom Stationstyp und vom Zeitpunkt der Messung lagen/liegen unterschiedliche Messanweisungen im DWD-Messnetz vor). Nur an Tagen mit Wasseräquivalentmessdaten, für die vor 1 bis 3 Tagen eine vorhergehende Beobachtung zur Verfügung steht, werden die nachfolgend beschriebenen Kontrollen durchgeführt. Der Einfachheit halber wird ein Tag (t) berücksichtigt, bei dem die vorherige Beobachtung vor 2 Tagen (t-2) erfolgte.

Die Differenz zwischen den WÄ-Werten am getesteten Tag (t) und am vorherigen Beobachtungstag (t-2), $\Delta W\ddot{A}_t = W\ddot{A}_t - W\ddot{A}_{t-2}$, muss für die folgenden Fälle die jeweils angegebenen Beziehungen erfüllen:

1. Tage ohne Schneeschmelze und Niederschlag, d.h. $T_m \leq 0 \text{ °C}$ und $NH = 0 \text{ mm}$ für alle Tage von t-2 bis t:

$$\Delta W\ddot{A}_t = W\ddot{A}_t - W\ddot{A}_{t-2} \leq \varepsilon_0(W\ddot{A}) \quad (\text{Gl. 29})$$

wobei $\varepsilon_0(W\ddot{A})$ die Ungenauigkeit der Schwankungen des WÄs ist.

2. Tage ohne Schneeschmelze aber mit Niederschlag, d.h. $T_m \leq 0 \text{ °C}$ für alle Tage ab t-2 und $NH > 0 \text{ mm}$ an einigen Tagen, mit der Hypothese, dass der gesamte Niederschlag in/auf der Schneedecke abgelagert wird:

$$\Delta W\ddot{A}_t = W\ddot{A}_t - W\ddot{A}_{t-2} \leq \sum NH_i + \varepsilon_A(W\ddot{A}) \quad (\text{Gl. 30})$$

wobei $\sum NH_i$ der gesamte Niederschlag bis zum Tag t ist, mit NH_i den Niederschlagshöhen der Tage i (i = t-2 bis t). $\varepsilon_A(W\ddot{A})$ ist die Ungenauigkeit der Differenz zwischen den Schwankungen des WÄs und dem gesamten Niederschlag.

3. Tage mit Schneeschmelze aber ohne Niederschlag, d.h. $T_m > 0 \text{ °C}$ für einige Tage und $NH = 0 \text{ mm}$ an allen Tagen von t-2 bis t:

$$\Delta W\ddot{A}_t = W\ddot{A}_t - W\ddot{A}_{t-2} \leq \alpha * \sum Tm_i + \varepsilon_S(W\ddot{A}) \quad (\text{Gl. 31})$$

wobei $\alpha * \sum Tm_i$ die gesamte Schmelze bis zum Tag t ist, $\alpha = -6 \text{ mm °C}^{-1} \text{ t}^{-1}$ ist ein typischer Wert des *degree-days* Faktors und $\sum Tm_i$ ist die Summe der durchschnittlichen Werte der Lufttemperatur der Tage mit $Tm_i > 0$ (i = t-2 bis t) (Kustas und Rango, 1994). $\varepsilon_S(W\ddot{A})$ ist die Ungenauigkeit der Differenz zwischen den Schwankungen des WÄs und der gesamten Schmelze.

4. Tage mit Schneeschmelze und Niederschlag, d.h. $T_m > 0 \text{ °C}$ und $NH > 0 \text{ mm}$ an einigen Tagen von t-2 bis t:

$$\Delta W\ddot{A}_t = W\ddot{A}_t - W\ddot{A}_{t-2} \leq \begin{cases} \sum NH_i, & SH_i > 12\text{cm} \\ \alpha * \sum Tm_i, & SH_i \leq 12\text{cm} \end{cases} + \varepsilon(W\ddot{A}) \quad (\text{Gl. 32})$$

wobei $\varepsilon(W\ddot{A})$ die Ungenauigkeit der Differenz zwischen den Schwankungen des WÄs und dem gesamten Niederschlag und der gesamten Schmelze ist.

5. An allen Tagen soll die folgende Bedingung in Bezug auf die natürliche Variabilität in der Mikroskala (Mikro- Var_t) erfüllt werden (Schmidlin et al., 1995):

$$\text{Mikro-Var}_t = |\Delta W\ddot{A}_t - \Delta W\ddot{A}_{t-mod}| \leq W\ddot{A}_t - \text{tol} = 0.25 * E(W\ddot{A}_t) \quad (\text{Gl. 33})$$

wobei $\Delta W\ddot{A}_{t-mod}$ die modellierte Schwankung des WÄs ((Gl. 29) bis (Gl. 32)) ist und $E(W\ddot{A}_t)$ der erwartete WÄ-Wert am Tag t nach ((Gl. 29) bis (Gl. 32)).

B.5.5 Ergebnisse

Die Analysen zeigten, dass die in der Literatur empfohlenen Grenzwerte für die Kontrollen der WÄ-Werte (Schmidlin et al., 1995) zu selektiv für die in Deutschland beobachteten Daten sind. Deshalb wurde auf der Basis der in der DWD-Datenbank verfügbaren Daten geprüft, welche Grenzwerte der WÄ-Schwankungen bei den Kontrollen der inneren Konsistenz und der Zeitkonsistenz von Wasseräquivalentmessdaten ausreichend wirksam sind, um falsche WÄ-Messwerte zu erkennen und gleichzeitig richtige Werte nicht zurückzuweisen.

Eine vergleichbare Analyse wurde auch für die SH-Werte durchgeführt, um hinreichend wirksame Grenzwerte für die Erkennung fehlerhafter Daten zu definieren.

B.5.5.1 Schneehöhenmessdaten

Die verfügbaren Schneehöhenmessdaten wurden zur Definition der Grenzwerte für die Kontrollen zur inneren Konsistenz und zur Zeitkonsistenz in Abhängigkeit von den Niederschlagsbeobachtungen verwendet. Die Untersuchungen wurden auf der Grundlage aller verfügbaren Messdaten vorgenommen und beinhalteten umfangreiche Auswertungen, um die Grenzwerte für die Erkennung fehlerhafter Daten zu definieren.

Nachfolgend werden beispielhaft lediglich die Analysen für die Tage mit Schneehöhenmessungen ohne Niederschlag ausführlicher dargestellt (insgesamt 49% aller Tage mit Schneedecke). Bei $NH = 0$ mm und $NF = 0$ soll die Schneehöhe im Vergleich mit dem vorherigen Tag konstant bleiben oder wegen Verdichtung, Sublimation oder Schmelze sinken. Deshalb soll (Gl. 24) gelten. Es soll ein $\epsilon_0(SH)$ gefunden werden, das eine Kontrolle der inneren Konsistenz und zur Zeitkonsistenz in Abhängigkeit von den Niederschlagsbeobachtungen ermöglicht.

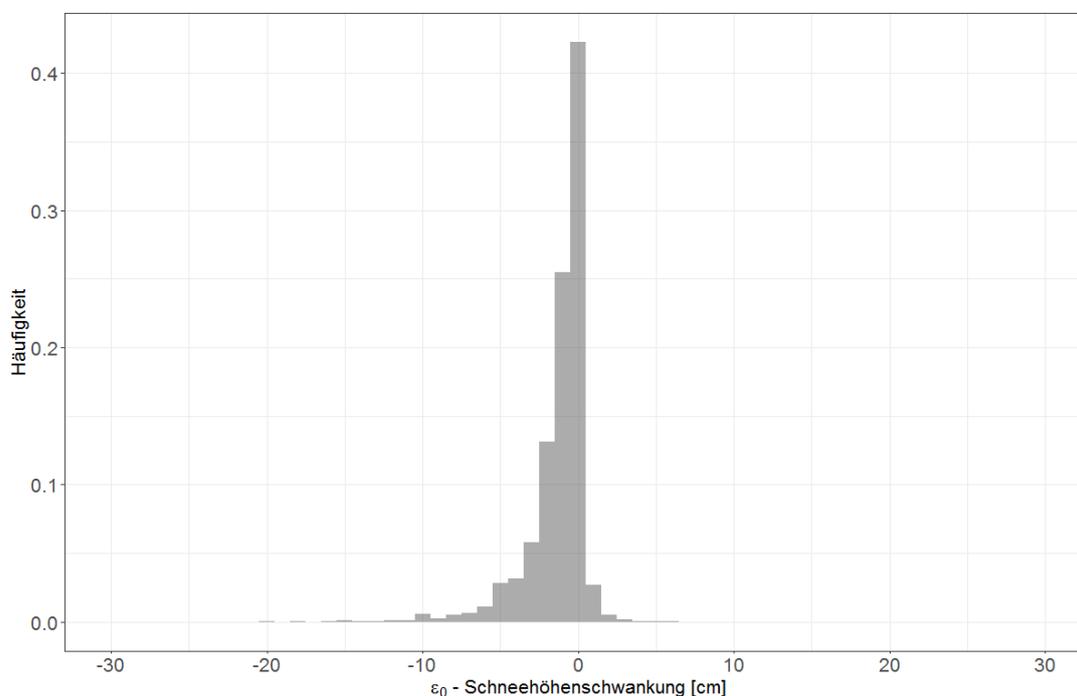
Von allen verfügbaren Beobachtungen wurden die absoluten Schwankungen ΔSH_t berechnet (insgesamt $\approx 4.8 \cdot 10^6$ ΔSH_t -Werte für 5437 Stationen). Wie erwartet ist das Histogramm der ΔSH_t -Werte nicht zentriert zu Null (Abbildung 90 und Tabelle 14), da man in diesem Fall theoretisch nur Verringerungen der Schneedecke erwarten würde.

Entgegen der Erwartung zeigt die Quantil-Analyse, dass mindestens 1% der ΔSH_t -Werte größer als 0 cm sind. Dieses Ergebnis ist wahrscheinlich auf die Unsicherheiten der Methode zur Bestimmung der Form der Niederschlagsereignisse zurückzuführen, die bei $NH = 0$ mit $NF = 0$ falsch kodiert wurden.

Tabelle 14 Quantile der Schneehöhenschwankungen (bzw. $\varepsilon_0(\text{SH})$) für alle Stationen und für Tage ohne Niederschlag (NH = 0 mm und NF = 0).

PP [%]	ΔSH [cm]
0.01	-32
0.1	-20
1	-10
5	-5
10	-3
25	-2
50	-1
75	0
90	0
95	0
99	1
99.9	6
99.99	18

Angesichts der Komplexität dieses Problems (Kodierungsfehler für NF oder Messfehler für SH oder Messfehler für NH?) ist es schwierig, einen oberen $\varepsilon_0(\text{SH})$ -Grenzwert zu definieren, der einerseits falsche ΔSH_t -Werte identifiziert und gleichzeitig korrekte SH-Beobachtungen nicht zurückweist, sondern auf falsch kodierte Werte von NF zurückführt. Daher war es notwendig, einen oberen $\varepsilon_0(\text{SH})$ -Grenzwert derart zu definieren, dass das Ergebnis einen Kompromiss zwischen diesen beiden gegensätzlichen Interessen darstellt. Die Definition des oberen $\varepsilon_0(\text{SH})$ -Grenzwertes erfolgt unter der Bedingung, dass die Wirksamkeit des so definierten $\varepsilon_0(\text{SH})$ -Grenzwertes a posteriori überprüft wird. Desgleichen wurde ein unterer $\varepsilon_0(\text{SH})$ -Grenzwert definiert, um die wahrscheinlich falschen (zu hohen) Verringerungen der Schneedecke zu erkennen.

Abbildung 90 Histogramm der Schneehöhenschwankungen (bzw. $\varepsilon_0(\text{SH})$) für alle Stationen und für Tage mit NH = 0 mm und NF = 0 (Gl. 24). Die Häufigkeiten werden auf die Gesamtzahl der analysierten Werte normalisiert.

Die Anwendung von $\varepsilon_0(\text{SH})$ -Grenzwerten gleich -50 cm (unterer) und 30 cm (oberer) identifizierte 185 zweifelhafte ΔSH_t -Werte (<0.01% der gesamten Tage mit Schneedecke, ohne Niederschlag). Diese zweifelhaften ΔSH_t -Werte wurden manuell geprüft.

Die Ergebnisse *aller* Analysen der verfügbaren Schneehöhenmessdaten zur Definition der Grenzwerte für die Kontrollen zur inneren Konsistenz und zur Zeitkonsistenz in Abhängigkeit von den Niederschlagsbeobachtungen (siehe B.5.3) lassen sich wie in Tabelle 15 dargestellt zusammenfassen.

Die Anwendung dieser Kontrollen identifizierte insgesamt 691 zweifelhafte ΔSH_t -Werte (<0.01% der gesamten analysierten Daten) von insgesamt 255 Stationen. Diese zweifelhaften ΔSH_t -Werte wurden manuell geprüft.

Tabelle 15 Zusammenfassung der ε_0 , ε_G , ε_A , ε_S und ε Grenzwerte für die Kontrolle der inneren Konsistenz und der Zeitkonsistenz von Schneehöhenmessdaten und für unterschiedliche Ereignistypen (Kombinationen von Niederschlagsmessdaten).

	Ereignistyp	Grenzwert [cm]	
		Unterer	Oberer
ε_0	NH = 0 mm; NF = 0	-50	30
ε_G	NH > 0 mm; NF = 1, 8	-50	50
ε_S	NH > 0 mm; NF = 6	-30	20
ε_A	NH > 0 mm; NF = 7	-30	70
ε	NH > 0 mm; NF = 4, 9	-50	50

B.5.5.2 Wasseräquivalentmessdaten

Die verfügbaren Wasseräquivalentmessdaten wurden zur Definition der Grenzwerte für die Kontrollen zur inneren Konsistenz und zur Zeitkonsistenz in Abhängigkeit von den Temperatur- und Niederschlagsmessungen verwendet. Die Untersuchungen wurden auf der Grundlage aller aktuell verfügbaren Messdaten vorgenommen und beinhalteten umfangreiche Auswertungen, um die Grenzwerte für die Erkennung fehlerhafter Daten zu definieren.

Nachfolgend werden beispielhaft lediglich die Analysen für die Tage mit Wasseräquivalentmessdaten ohne Schneeschmelze und Niederschlag ausführlicher dargestellt (siehe (Gl. 29)). Bei $T_m \leq 0$ °C und NH = 0 mm (bei SH \geq 5 cm) sollte das Wasseräquivalent (nahezu) konstant bleiben, mit einem $\varepsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwert von \approx 6 mm nach (Schmidlin et al., 1995) oder von $2 \cdot 3\% \text{ WÄ} = 6\% \text{ WÄ}$ ((Kinar und Pomeroy, 2015), wobei 3% WÄ die WÄ-Messunsicherheit entsprechend der Messmethode ist).

Von den verfügbaren Beobachtungen wurden absolute und prozentuale $\varepsilon_0(\text{WÄ})$ -Werte (als absolute Werte und auch als Prozentwerte im Vergleich zum vorangegangenen WÄ-Wert) für die WÄ Beobachtungen mit 1 bis 3 Tagen vor der vorherigen Messung berechnet (als Wasseräquivalentschwankungen, insgesamt $\approx 22 \cdot 10^3$ $\varepsilon_0(\text{WÄ})$ -Werte für 422 Stationen).

Wie erwartet ist das Histogramm dieser Werte zentriert und fast symmetrisch zu Null (Abbildung 91) und die geschätzten Schwankungen (und damit die $\varepsilon_0(\text{WÄ})$ -Werte) tendieren für große WÄ-Werte gegen Null (Abbildung 92).

Wichtig ist, dass 90% und 99% dieser Schwankungen kleiner als 23% bzw. 50% des entsprechenden $\varepsilon_0(\text{WÄ})$ -Wertes sind. Basierend auf diesen Ergebnissen wurde der $\varepsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwert zur Annehmbarkeit der WÄ-Schwankungen definiert. Ein für alle WÄ-Werte definierter konstanter prozentualer $\varepsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwert, der bei hohen WÄ-Werten wirksam sein kann, kann

andererseits bei kleinen WÄ-Werten zu selektiv sein (Abbildung 92 und Abbildung 93). Um dieses Risiko zu vermeiden, wurde getestet, unterhalb welches WÄ-Grenzwertes ein entsprechender, gleichzeitig zu definierender Akzeptanzgrenzwert der WÄ-Schwankungen ausreichend wirksam ist, um falsche WÄ-Werte zu erkennen und gleichzeitig richtige Werte nicht zurückzuweisen.

Zu diesem Zweck wurde die Anzahl der Werte mit WÄ-Werten und WÄ-Schwankungen kleiner als dem definierten WÄ- bzw. $\epsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwerte untersucht (Abbildung 94 und Tabelle 16).

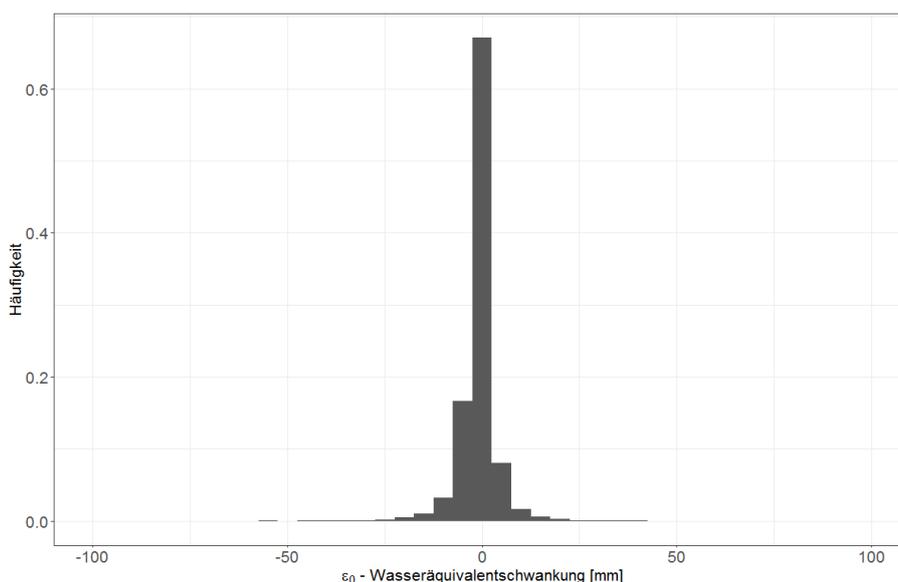


Abbildung 91 Histogramm der Wasseräquivalentschwankungen (bzw. $\epsilon_0(\text{WÄ})$) für alle Stationen und für Tage mit $\text{SH} \geq 5 \text{ cm}$, $T_m \leq 0 \text{ °C}$ und $\text{NH} = 0 \text{ mm}$. Die Häufigkeiten werden auf die Gesamtzahl der analysierten Werte normalisiert.

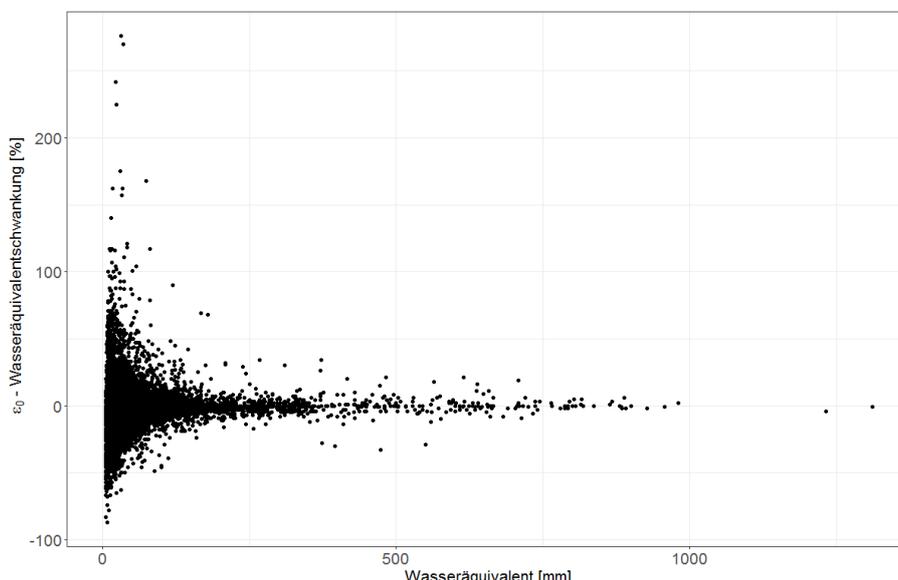


Abbildung 92 Wasseräquivalentschwankungen (bzw. $\epsilon_0(\text{WÄ})$, in Prozent) für alle Stationen und für Tage mit $\text{SH} \geq 5 \text{ cm}$, $T_m \leq 0 \text{ °C}$ und $\text{NH} = 0 \text{ mm}$. In diesem Modell der Schneedeckenentwicklung ist die Schmelze unwahrscheinlich und die Ablagerung ausgeschlossen; bei solchen Bedingungen stellen die Wasseräquivalentschwankungen überwiegend die WÄ-Messunsicherheit dar.

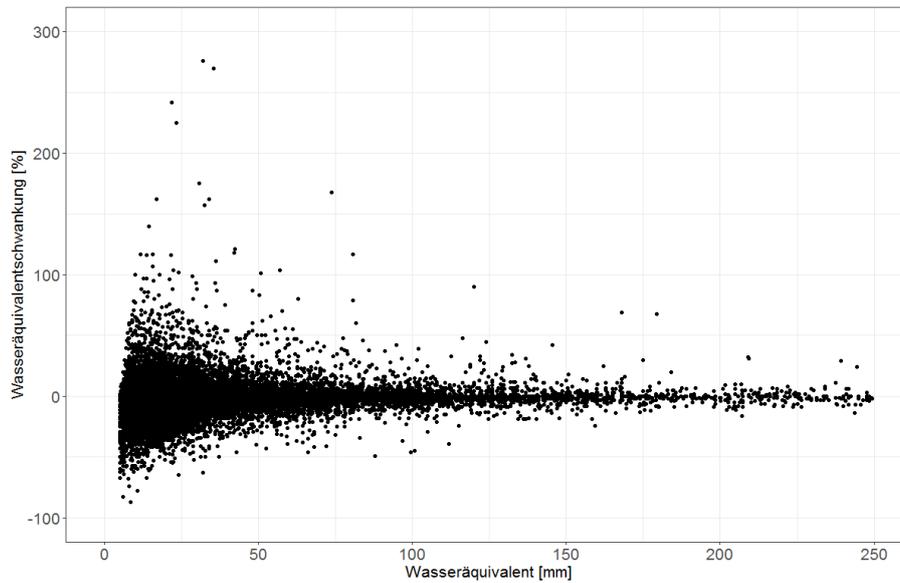


Abbildung 93 Wie in Abbildung 92 nur für die kleinsten WÄ-Werte (< 250 mm).

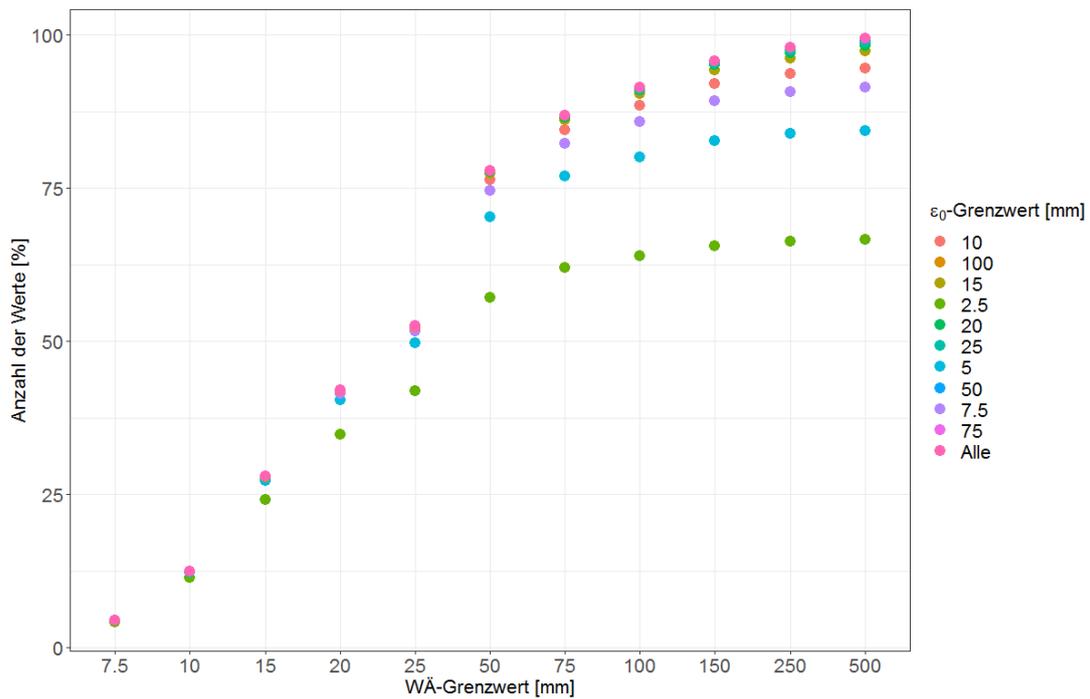


Abbildung 94 Anzahl der Werte (in Prozent) mit einem WÄ-Wert kleiner als dem definierten WÄ-Grenzwerte (x-Achse) und WÄ-Schwankungen kleiner als dem definierten ϵ_0 (WÄ)-Grenzwert (Farbwahl, Legende) bei $T_m \leq 0^\circ\text{C}$ und $NH = 0\text{ mm}$. Die Werte wurden auf die Anzahl aller WÄ-Werte mit $T_m \leq 0^\circ\text{C}$ und $NH = 0\text{ mm}$ normalisiert.

Tabelle 16 Anzahl der Werte (in Prozent, bezogen jeweils auf die Gesamtanzahl in der Stichprobe) mit einem WÄ-Wert kleiner als dem WÄ-Grenzwert und einer WÄ-Schwankung kleiner als dem $\epsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwert bei $T_m \leq 0 \text{ °C}$ und $NH = 0 \text{ mm}$. Die Werte wurden auf die Anzahl aller WÄ-Werte mit $T_m \leq 0 \text{ °C}$ und $NH = 0 \text{ mm}$ normalisiert. Die orangefarbenen Zellen zeigen die WÄ-Werte ($\leq 75 \text{ mm}$) an, bei denen ein prozentualer $\epsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwert (50-67% $\epsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwert zu WÄ-Grenzwert) für die Kontrolle der WÄ-Schwankung wirksamer ist, während die gelben Zellen die WÄ-Werte anzeigen, für die ein absoluter $\epsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwert (= 50 mm) wirksamer ist.

WÄ-Grenzwert	$\epsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwert [mm]										
	2.5	5	7.5	10	15	20	25	50	75	100	Alle
7.5	4.2	4.4	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5
10	11.4	12.3	12.4	12.4	12.4	12.4	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5
15	24.2	27.3	27.8	27.9	27.9	28.0	28.0	28.0	28.0	28.0	28.0
20	34.8	40.4	41.5	41.9	42.0	42.0	42.0	42.0	42.0	42.0	42.0
25	41.9	49.8	51.7	52.2	52.5	52.5	52.6	52.6	52.6	52.6	52.6
50	57.2	70.3	74.6	76.4	77.4	77.7	77.8	77.9	77.9	77.9	77.9
75	62.0	77.0	82.3	84.5	86.1	86.6	86.8	86.9	86.9	86.9	86.9
100	64.0	80.0	85.9	88.5	90.4	91.0	91.2	91.4	91.4	91.4	91.4
150	65.6	82.7	89.2	92.1	94.3	95.1	95.4	95.7	95.7	95.7	95.7
250	66.3	83.9	90.7	93.7	96.2	97.1	97.5	97.9	97.9	97.9	97.9
500	66.6	84.4	91.4	94.6	97.3	98.3	98.8	99.3	99.4	99.4	99.4

In den Zeilen der Tabelle 16 sind die prozentualen Anteile aller WÄ-Werte bei $T_m \leq 0 \text{ °C}$ und $NH = 0 \text{ mm}$ dargestellt, die unter den jeweiligen $\epsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwerten liegen. Die in der Spalte „Alle“ angegebenen Werte stellen die maximalen prozentualen Anteile jeder WÄ-Grenzwert-Klasse dar. Wenn in den einzelnen Zeilen die zugehörigen Werte in den Spalten den in „Alle“ angegebenen Werten nahekommen, dann bedeutet das, dass alle Klassenwerte unter dem jeweiligen $\epsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwert liegen. Damit kann analysiert werden, ob ein prozentualer $\epsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwert (z.B. 50-67% $\epsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwert zu WÄ-Grenzwert) für die Kontrolle der WÄ-Schwankung wirksamer ist, als ein absoluter $\epsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwert.

Die Analyse zeigt beispielhaft, dass für WÄ-Werte kleiner als 75 mm die Anzahl sehr stabil bleibt ab prozentualen $\epsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwerten von 50% (das heißt, dass die prozentuale Anzahl dieser Werte fast konstant und größer als 97% ist, was bedeutet, dass die Anzahl der WÄ-Werte, die die Qualitätskontrolle mit solchen Grenzwerten nicht bestehen würden, unter 3% bleibt).

Dieses Ergebnis deutet darauf hin, dass bei WÄ-Werten $\leq 75 \text{ mm}$ ein prozentualer $\epsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwert von 50% ausreichend konservativ ist und gleichzeitig die Erkennung höchstwahrscheinlich falscher WÄ-Werte ermöglicht. Für kleine WÄ-Werte kann aber der prozentuale $\epsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwert zu locker sein, deshalb wird ein konstanter $\epsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwert gleich 10 mm für WÄ-Werte kleiner als 20 mm angewendet. Außerdem ist die Anzahl für die WÄ-Werte, die größer als 75 mm sind, sehr stabil ab einem absoluten $\epsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwert gleich 50 mm, was diesen Wert als den effektiven $\epsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwert für große WÄ-Werte definiert (siehe Tabelle 17 als Zusammenfassung). Eine solche Kombination von WÄ- und $\epsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwerten zeigt, dass insgesamt (für die kleinen und großen WÄ-Werte) weniger als 2 % der WÄ-

Schwankungen größer als die $\varepsilon_0(\text{WÄ})$ -Grenzwerte sind und 39 große WÄ-Werte > 75 mm (d.h. $< 1\%$ aller Werte) von 13 Stationen zweifelhafte WÄ-Schwankungen (> 50 mm) haben.

Die Ergebnisse *aller* Analysen der verfügbaren Wasseräquivalentmessdaten zur Definition der Grenzwerte für die Kontrollen zur inneren Konsistenz und zur Zeitkonsistenz in Abhängigkeit von den Niederschlags- und Lufttemperaturbeobachtungen lassen sich wie folgt zusammenfassen.

1. Bei $T_m \leq 0$ °C und $NH = 0$ mm (Tage ohne Schneeschmelze und ohne Niederschlag) wurden ein erster absoluter ε_0 -Grenzwert (= 10 mm) für die kleinen WÄ-Werte (≤ 20 mm), ein prozentualer ε_0 -Grenzwert (= 50 %) für die mittleren WÄ-Werte ($20 \text{ mm} < \text{WÄ} \leq 75$ mm) und ein absoluter ε_0 -Grenzwert (= 50 mm) für die großen WÄ-Werte (> 75 mm) für die Kontrolle der Wasseräquivalentmessdaten definiert (siehe Tabelle 17). Die WÄ-Werte mit WÄ-Schwankungen kleiner als diese ε_0 -Grenzwerte des WÄs wurden als richtig akzeptiert. Die kleinen und mittleren WÄ-Werte (≤ 75 mm), die nicht die Kontrolle bestanden haben, wurden als falsch gekennzeichnet. Die großen WÄ-Werte (> 75 mm), die nicht die Kontrolle bestanden haben, wurden als zweifelhaft gekennzeichnet und danach manuell kontrolliert.
2. Bei $T_m \leq 0$ °C und $NH > 0$ mm (Tage ohne Schneeschmelze und mit Niederschlag) wurden ein erster absoluter ε_A -Grenzwert (= 20 mm) für die kleinen WÄ-Werte (≤ 20 mm), ein prozentualer ε_A -Grenzwert (= 100 %) für die kleinen bis mittleren WÄ-Werte ($20 \text{ mm} < \text{WÄ} \leq 50$ mm) und ein absoluter ε_A -Grenzwert (= 50 mm) für die großen WÄ-Werte (> 50 mm) definiert (siehe Tabelle 17). Die WÄ-Werte mit WÄ-Schwankungen kleiner als diese ε_A -Grenzwerte des WÄs wurden als richtig akzeptiert. Die kleinen WÄ-Werte (≤ 50 mm), die nicht die Kontrolle bestanden haben, wurden als falsch gekennzeichnet. Die großen WÄ-Werte (> 50 mm), die nicht die Kontrolle bestanden haben, wurden als zweifelhaft gekennzeichnet und danach manuell kontrolliert.
3. Bei $T_m > 0$ °C und $NH = 0$ mm (Tage mit Schneeschmelze aber ohne Niederschlag) wurden ein erster absoluter ε_S -Grenzwert (= 20 mm) für die kleinen WÄ-Werte (≤ 20 mm), ein prozentualer ε_S -Grenzwert (= 50 %) für die mittleren WÄ-Werte ($20 \text{ mm} < \text{WÄ} \leq 75$ mm) und ein zweiter absoluten ε_S -Grenzwert (= 50 mm) für die großen WÄ-Werte (> 75 mm) definiert (siehe Tabelle 17). Die WÄ-Werte mit WÄ-Schwankungen kleiner als diese ε_S -Grenzwerte des WÄs wurden als richtig akzeptiert. Die kleinen und mittleren WÄ-Werte (≤ 75 mm), die nicht die Kontrolle bestanden haben, wurden als falsch gekennzeichnet. Die große WÄ-Werte (> 75 mm), die nicht die Kontrolle bestanden haben, wurden als zweifelhaft gekennzeichnet und danach manuell kontrolliert.
4. Bei $T_m > 0$ °C und $NH > 0$ mm (Tage mit Schneeschmelze und Niederschlag), wurden ein erster absoluter $\Delta\text{WÄ}$ -Grenzwert (= 25 mm) für die kleinen WÄ-Werte (≤ 20 mm) und ein zweiter absoluter $\Delta\text{WÄ}$ -Grenzwert (= 50 mm) für die mittleren bis großen WÄ-Werte (> 20 mm) definiert (siehe Tabelle 17). Die WÄ-Werte mit $\Delta\text{WÄ}$ kleiner als diese Grenzwerte des WÄs wurden als richtig akzeptiert. Die kleinen WÄ-Werte (≤ 20 mm), die nicht die Kontrolle bestanden haben, wurden als falsch gekennzeichnet. Die großen WÄ-Werte (> 20 mm), die nicht die Kontrolle bestanden haben, wurden als zweifelhaft gekennzeichnet und danach manuell kontrolliert.

Tabelle 17 Zusammenfassung der ϵ_0 , ϵ_A , ϵ_S und der $\Delta W\ddot{A}$ Grenzwerte für die inneren Konsistenz und der Zeitkonsistenz von Wasseräquivalentmessdaten und für unterschiedliche T_m und NH Kombinationen.

		WÄ-Grenzwert			
		< 20 mm	20 - 50 mm	50 - 75 mm	>75 mm
ϵ_0	$T_m \leq 0 \text{ }^\circ\text{C}$ $NH = 0 \text{ mm}$	10 mm	50 %		50 mm
ϵ_A	$T_m \leq 0 \text{ }^\circ\text{C}$ $NH > 0 \text{ mm}$	20 mm	100 %	50 mm	
ϵ_S	$T_m > 0 \text{ }^\circ\text{C}$ $NH = 0 \text{ mm}$	20 mm	50 %		50 mm
$\Delta W\ddot{A}$	$T_m > 0 \text{ }^\circ\text{C}$ $NH > 0 \text{ mm}$	25 mm	50 mm		

Die Anwendung dieser Kontrolle identifizierte 5352 zweifelhafte $\Delta W\ddot{A}$ -Werte (~3% der gesamten analysierten Daten) von insgesamt 509 Stationen.

B.6 Qualitätsbyte und Diagnosebyte

Die Ergebnisse der zusätzlichen Qualitätskontrollen für die langen Zeitreihen von Schneedeckenmessdaten wurden in einem den Einzeldaten zugeordneten Qualitätsbyte (QB) kodiert. Jedes Qualitätsbyte wurde entsprechend den durchgeführten Qualitätskontrollen und dem Ergebnis jeder dieser Kontrollen festgelegt. Jedem Datenwert war damit ein Qualitätsbyte zugeordnet, das es in allen Anwendungen begleitet.

Das Ergebnis des Grundsystems der Qualitätskontrolle des DWD wird in einem QB gespeichert (siehe Tabelle 18). Aus dieser Kodierung folgt, dass es für jede Verwendung der Messdaten, auch für deren weitere Qualitätsprüfung, sinnvoll war, die Daten mit den QB 0, 1, 2, 3, 4 und 6 zu verwenden, d.h. die Daten, die keine Bedingungen der Standard-DWD-Kontrolle verletzt hatten.

Das Ergebnis der beschriebenen zusätzlichen Qualitätskontrollen wird mit einer neuen Kodierung des QBs versehen (Tabelle 19). Die gesamte Qualitätskontrolle erfolgte durch sequentielle Anwendung der Module für jeden der oben beschriebenen Tests auf jede der Zeitreihen und entsprechend der in Tabelle 19 angegebenen Reihenfolge. Wenn die Anwendung eines einzelnen Tests die Verletzung einer Bedingung zeigte, wurde ein nicht behebbarer Fehler gefunden, und der Wert, der den Fehler erzeugt hat, konnte in nachfolgenden Tests nicht mehr verwendet werden.

Tabelle 18 Kodierung und Beschreibung des Qualitätsbytes (QB) von den standardmäßigen Qualitätsprüfungen operativ beim DWD (Behrendt und Spengler, 2010a).

Kodierung	Beschreibung
0	Feld ungeprüft, ab 01.01.2005 QUALIMET geprüft
1	Feld nicht beanstandet
2	Feld korrigiert
3	Feld trotz Beanstandung bestätigt
4	Feld ergänzt oder berechnet
5	Feld beanstandet
6	Feld nur formal geprüft, fachliche Prüfung nicht möglich
7	Feld formal beanstandet
8	Wert fehlt und sollte im Rahmen der Qualitätssicherung ergänzt werden
9	Bezugsspalte durch KU21 gelöscht

Nur im Falle von Wasseräquivalentwerten, die eine Verletzung des Innere-Konsistenz-1 Tests gezeigt haben, wurden die nachfolgenden Kontrollen trotzdem angewandt, da dem Benutzer die Möglichkeit gegeben werden sollte zu entscheiden, ob diese Daten für spezifische Anwendungen trotzdem verwendet werden können. Aufgrund dieser Bedingung erlaubt es aber ein einzelner QB-Wert nicht, das Ergebnis des Tests Innere-Konsistenz-1 zu kodieren, wenn in nachfolgenden Tests ebenfalls eine Beanstandung aufgetreten ist.

Daher wurden die Ergebnisse jedes einzelnen angewandten Tests in einer mit jeder Zeitreihe verknüpften Diagnosedatei gespeichert. In dieser Diagnosedatei wurde für jeden Datenwert (Schneehöhe und Wasseräquivalent) ein Diagnosebyte (DB) gespeichert, dessen Werte angeben: NA = Test nicht angewandt, 0 = Test bestanden, 1 = Test verletzt.

Tabelle 19 Kodierung und Beschreibung des Qualitätsbytes der zusätzlichen Qualitätskontrollen für die Schneehöhen- (SH) und Wasseräquivalentmessdaten (WÄ); „X“ gibt an, dass die Variable nach dem spezifischen Test getestet wird.

Reihenfolge der Anwendung	Variablen		QB	
	SH	WÄ	Kodierung	Beschreibung
	X	X	10	Alle zusätzlichen Kontrollen wurden vom Feld erfüllt
1	X		11	Feld nach der Visuelle Prüfung beanstandet
2	X		12	Feld nach dem Test der isolierten Nullwerte beanstandet
3		X	13	Feld nach dem Positivitätstest beanstandet
4		X	14	Feld nach dem Test Innere-Konsistenz-1 beanstandet
5	X	X	15	Feld nach dem Test Innere-Konsistenz-2 beanstandet
6		X	16	Feld nach dem Test des maximalen WÄ-Werts beanstandet
7	X	X	17	Feld nach dem Test der Grenzwerte der Schneedichte beanstandet
8	X	X	18	Feld nach dem Test Innere-Zeitliche-Konsistenz beanstandet
9	X	X	19	Feld nach dem Test der Mikroskala-Variabilität beanstandet

Anhang C. Standard-Normal-Homogenitätstest (SNHT) für Schneehöhenmessdaten

C.1 Definition von Kandidaten-, Referenz und Verhältniszeitreihen

Der Standard-Normal-Homogenitätstests (SNHT) für lange Zeitreihen der in Deutschland beobachteten Schneehöhe wird verwendet, um abrupte Änderungen zu erkennen (Alexandersson, 1986; Alexandersson und Moberg, 1997; Müller-Westermeier, 2001; Müller-Westermeier, 2004). Der Test kann angewandt werden, um sowohl die relative Homogenität als auch die Selbst-Homogenität einer Zeitreihe (im Folgenden als Kandidatenzeitreihe bezeichnet) zu untersuchen.

Ausgehend von einem gegebenen Datensatz von $\tilde{k} + 1$ Zeitreihen wird jede Kandidatenzeitreihe auf relative Homogenität in Bezug auf das Verhalten der anderen Zeitreihen getestet (relative Homogenität). Von allen im Datensatz vorhandenen Zeitreihen sind die Kandidatenzeitreihen diejenigen, die kontinuierlich mindestens 30 Jahre lang sind.

Die jeweilige Kandidatenzeitreihe wird mit Y bezeichnet; die verbleibenden \tilde{k} Zeitreihen, die zur Erstellung der Referenzzeitreihe verwendet werden, werden mit $S=S_1, \dots, S_k$ bezeichnet. Die Referenzzeitreihe, die auf der Basis von k S -Zeitreihen erstellt wird, erhält die Bezeichnung X .

Der SNHT prüft die Homogenitätshypothese H_0 gegen die Alternativhypothese H_1 , dass Y zum Zeitpunkt a eine Inhomogenität aufweist, d.h. einen „Bruchpunkt“ hat. Der Test wird auf der Basis der normierten Verhältniszeitreihe Z zwischen Y und X durchgeführt, die definiert ist als

$$Z_i = \frac{(Q_i - \bar{Q})}{\sigma_Q} \quad (\text{Gl. 34})$$

wobei i den Zeitschritt angibt, $Q_i = Y_i/X_i$, \bar{Q} und σ_Q sind der Mittelwert bzw. die Standardabweichung der Zeitreihe Q .

Im Fall des Selbst-Homogenitätstests wird die Zeitreihe Q durch die Kandidatenzeitreihe selbst gegeben, d.h. ohne Division durch die Referenzzeitreihe X_i (d.h. $Q_i = Y_i$).

C.2 Erstellung der Referenzzeitreihe

Wie oben beschrieben, wird der Homogenitätstest durchgeführt, indem eine Kandidatenzeitreihe Y mit einer Referenzzeitreihe X verglichen wird. Die Referenzstationen S sind diejenigen Stationen, die für die Konstruktion der Referenzzeitreihe X verwendet werden. Nachfolgend wird beschrieben, wie die Referenzstationen S ausgewählt und zur Konstruktion der Referenzzeitreihe X kombiniert werden.

Die Bedingungen, die die Zeitreihen S_1, \dots, S_k , mit $k \leq \tilde{k}$ erfüllen müssen, um für die Erstellung der Referenzreihe verwendet werden zu können, sind die folgenden:

1. Die S -Zeitreihen bestehen aus mindestens 15 aufeinanderfolgenden Jahren mit gültigen saisonalen Durchschnittswerten. Der saisonale Mittelwert gilt als gültig, wenn mindestens die Hälfte der erwarteten Anzahl von Tagesdaten, die zur Schätzung des saisonalen Mittelwerts verwendet werden, vorhanden und gültig ist. Von allen Zeitreihen mit

mindestens 15 aufeinanderfolgenden Jahren gültiger saisonaler Mittelwerte innerhalb des Zeitintervalls der Kandidatenzeitreihe werden diejenigen der ersten 100 Stationen ausgewählt, die der Kandidatenzeitreihe am nächsten liegen.

2. Der Pearson-Korrelationskoeffizient zwischen den Inkrementen jeder S-Station und den Inkrementen der Kandidatenzeitreihe beträgt mindestens 0.7; die Inkremente einer Zeitreihe sind definiert als die Zeitreihe der Differenz zweier folgender Werte. Wie in Peterson und Easterling (1994) erläutert, reduziert die Auswertung der Inkremente der Zeitreihe die Auswirkung möglicher Bruchpunkte in den S-Stationen. Das Signifikanzniveau des Korrelationskoeffizienten ist mindestens 5% und wird durch Student-t Test getestet.
3. Die Referenzzeitreihe setzt sich aus den fünf S-Zeitreihen zusammen, die unter den im vorigen Punkt beschriebenen S-Zeitreihen am stärksten mit der Kandidatenzeitreihe korreliert sind und die eine Zeitreihenlänge größer als der halben Summe der maximalen und minimalen S-Zeitreihenlänge aufweisen.
4. Falls die wie oben beschrieben aufgebaute Referenzzeitreihe fehlende Werte im Zeitintervall der Kandidatenzeitreihe aufweist, wird nach Möglichkeit auch die Zeitreihe der Inkremente mit der höchsten Korrelation zwischen denjenigen mit der höchsten Anzahl verfügbarer Daten unter den in der Referenzreihe fehlenden Daten verwendet.
5. Nach der Auswahl von $k = 5(+1)$ S-Zeitreihen (auch als Nachbarzeitreihen gezeichnet), die die Kriterien 1 bis 4 erfüllen, wird die Referenzzeitreihe der Inkremente als Linearkombination mit Gewichten, die durch das Quadrat der Korrelation gegeben sind (normiert durch die Summe des Quadrats der Korrelation), aufgebaut (Peterson und Easterling, 1994). Die Referenzzeitreihe der saisonalen Durchschnittswerte wird aus den Inkrementen aufgebaut, wenn der Korrelationskoeffizient zwischen den Inkrementen der Kandidaten- und der Referenzzeitreihe mindestens 0.8 ist und auf dem Signifikanzniveau von 5% signifikant ist. Wenn auch diese Bedingung erfüllt wird, dann erhält man die Referenzzeitreihe durch iteratives Summieren der Inkremente unter der Voraussetzung, dass die saisonalen Durchschnittswerte alle positiv sein müssen.

Wenn die Referenzzeitreihe erzeugt werden kann, wird die Zeitreihe der Z-Werte gemäß (Gl. 34) geschätzt, mit $Q_i = Y_i/X_i$ (relative Homogenität). Alternativ wird die Zeitreihe Q durch die Kandidatenzeitreihe selbst gegeben, d.h. ohne Division durch die Referenzzeitreihe (Selbst-Homogenität).

Die Analyse der Homogenität der Zeitreihen der in Deutschland gemessenen Schneehöhe wurde mit Hilfe der R-Pakete *trend* (Pohlert, 2020) und *snht* (Browning und Schneider, 2017) durchgeführt.

C.3 Definition des Standard-Normal-Homogenitätstests

Es wird angenommen, dass die Z-Zeitreihe aus normal verteilten Werten besteht. Die Nullhypothese H_0 , dass Z homogen ist, lässt sich wie folgt formulieren:

$$H_0 : Z_i \in N(0,1) \quad i \in \{1, \dots, n\} \quad (\text{Gl. 35})$$

wobei $N(\mu, \sigma^2)$ die Normalverteilung mit Mittelwert $\mu=0$ und Varianz $\sigma^2=1$ bezeichnet. Der Signifikanztest für die Normalität der Z-Werte kann mit dem Shapiro-Wilk-Test durchgeführt werden (Royston, 1995).

Die alternative Hypothese H_1 , dass Z zum Zeitpunkt des Schrittes a einen Bruchpunkt hat, wird wie folgt formuliert:

$$H_1 : \begin{cases} Z_i \in N(\mu_1, 1) & i \in \{1, \dots, a\} \\ Z_i \in N(\mu_2, 1) & i \in \{a + 1, \dots, n\} \end{cases} \quad (\text{Gl. 36})$$

Um einen möglichen Bruchpunkt zu identifizieren, wird die folgende Zeitreihe, im Folgenden T-Reihe genannt, konstruiert:

$$T(a) = a\bar{z}_1^2 + (n - a)\bar{z}_2^2, \quad 1 \leq a \leq n - 1 \quad (\text{Gl. 37})$$

die zur Berechnung der folgenden Teststatistik verwendet wird:

$$T_{max} = \max_{1 \leq a \leq n-1} (T(a)) \quad (\text{Gl. 38})$$

In (Gl. 37) sind \bar{z}_1 und \bar{z}_2 die Mittelwerte der Z-Zeitreihe vor bzw. nach dem Zeitschritt a . Wenn T_{max} einen kritischen Grenzwert $L(n, \alpha)$ überschreitet, wobei n die Z-Zeitreihenlänge und α das gewählte Signifikanzniveau sind, dann wird die Hypothese H_0 , dass die Z-Zeitreihe homogen ist, unwahrscheinlich und wird verworfen (Alexandersson & Moberg, 1997). Die kritischen Grenzwerte $L(n, \alpha)$ werden durch numerischen Monte Carlo Simulationen der T-Reihe mit $m=20000$ Wiederholungen und dem Signifikanzniveau $\alpha=5\%$ berechnet (Pohlert, 2020).

C.4 Ergebnisse

Von allen mindestens 30-Jahre langen Zeitreihen im vorhandenen Datensatz (2225 Schneehöhenzeitreihen) werden als Beispiele die Analysen der folgenden Zeitreihen dargestellt:

1. Die 78 Jahre lange Zeitreihe (1942 bis 2019) der täglichen Schneehöhenmessdaten der Station in Attenkam (StationsID = BY00217, Stationshöhe = 672 m über NHN), die sich in Südbayern befindet, wird als Kandidatenzeitreihe betrachtet (roter Punkt in Abbildung 95).
2. Die 41 Jahre lange Zeitreihe (1948 bis 1988) der täglichen Schneehöhenmessdaten der Station in Garmisch-Partenkirchen-Eckbauer (StationsID = BY01548, Stationshöhe = 1236 m über NHN), die sich auch in Südbayern befindet, wird als Kandidatenzeitreihe betrachtet (roter Punkt in Abbildung 102).
3. Die 77 Jahre lange Zeitreihe (1942 bis 2012) der täglichen Schneehöhenmessdaten der Station in Buchen (StationsID = BW00755, Stationshöhe = 340 m über NHN), die sich in Nord-Baden-Württemberg befindet, wird als Kandidatenzeitreihe betrachtet (roter Punkt in Abbildung 109).

4. Die 119 Jahre lange Zeitreihe (1901 bis 2019) der täglichen Schneehöhenmessdaten der Station Zugspitze (StationsID = BY05792, Stationshöhe = 2964 m über NHN), die sich in Südbayern befindet, wird als Kandidatenzeitreihe betrachtet (roter Punkt in Abbildung 111).

C.4.1 Kandidatenzeitreihe Attenkam (StationsID = BY00217):

1. Innerhalb der 100 dem Standort der Kandidatenzeitreihe am nächsten liegenden Stationen (weiße Punkte in Abbildung 95) wurden 97 Zeitreihen ausgewählt, die mindestens 15 Jahre kontinuierliche und qualitativ hochwertige Beobachtungen während des Zeitintervalls der Kandidatenzeitreihe aufweisen.
2. Für 84 dieser Zeitreihen beträgt der Pearson Korrelationskoeffizient der Inkremente der saisonale Mittelwert der Schneehöhe mit den zugehörigen Inkrementen der Kandidatenzeitreihe mindestens 0.7. Von diesen 84 Zeitreihen sind bei 31 Zeitreihen auch die Zeitreihenlängen größer als die halbe Summe der maximalen und minimalen S-Zeitreihenlängen (Abbildung 96).
3. Innerhalb dieser 31 Zeitreihen werden die fünf Zeitreihen (im Folgenden als Nachbarzeitreihen bezeichnet) mit der höchsten Korrelation zwischen ihren eigenen Inkrementen und den Kandidatenzeitreiheninkrementen und mit Zeitreihenlängen größer als der halben Summe der maximalen und minimalen S-Zeitreihenlänge ausgewählt, um die Referenzzeitreihe zu erstellen. Da in den Jahren 1945 und 1946 keine von diesen Nachbarzeitreihen gültige Werte hat, wurde auch die Zeitreihe der Inkremente mit der höchsten Korrelation zwischen denjenigen mit der höchsten Anzahl verfügbarer Daten unter den in der Referenzreihe fehlenden Daten ausgewählt, um die Referenzzeitreihe mit fünf+einer Nachbarzeitreihen ohne Lücken zu erstellen (Abbildung 97 und Abbildung 98).
4. Die 78 Jahre lange Referenzzeitreihe der saisonale Mittelwerte der Schneehöhe wurde nach der oben beschriebenen Methode aufgebaut (siehe Punkt 5 im Abschnitt C.2, Abbildung 99). Die Scatterplots zwischen den Schwankungen der saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenstation und der Referenzzeitreihe und den zugehörigen Mittelwerten der Schneehöhe zeigen eine hohe Korrelation ($p > 0.7$, Abbildung 100).
5. Die Z-Zeitreihen wurden nach (Gl. 34) für die $Q_i = Y_i/X_i$ generiert. Die Anwendung des SNHT zeigte für die Teststatistik T_{max} einen p-Wert $> \alpha$, was bedeutet, dass die Zeitreihe relativ-homogen am 95% Konfidenzniveau ist (Abbildung 101).

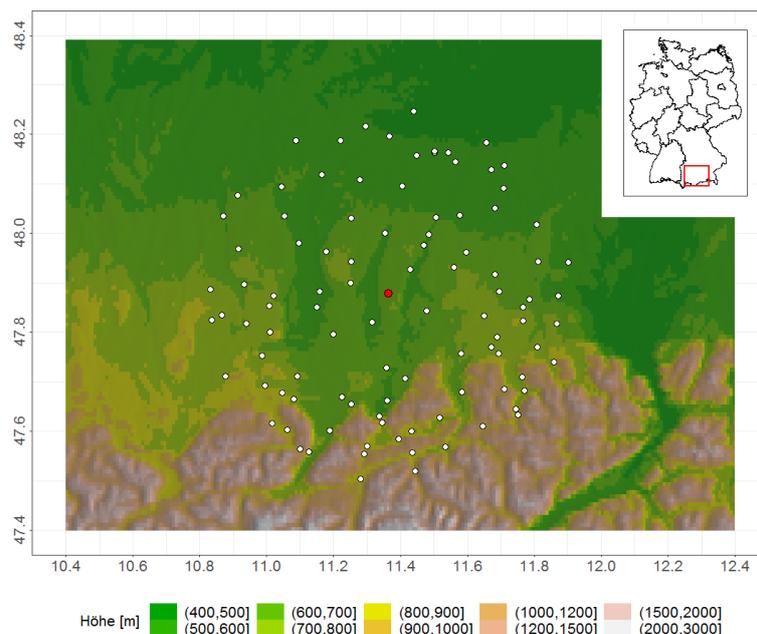


Abbildung 95 Karte des Gebietes, in dem sich die Kandidatenstation (Attenkam, StationsID BY00217) für den Schneehöhendaten-Homogenitätstest in der Höhe von 672 m über NHN befindet (roter Punkt). Weiße Punkte zeigen die ersten 100 Stationen, die der Kandidatenstation am nächsten liegen. Von diesen Stationen haben 97 Stationen mindestens 15 Jahre mit gültigen Schneehöhendaten. Das Inset zeigt mit einem roten Rechteck die Lage des Gebietes in Südbayern.

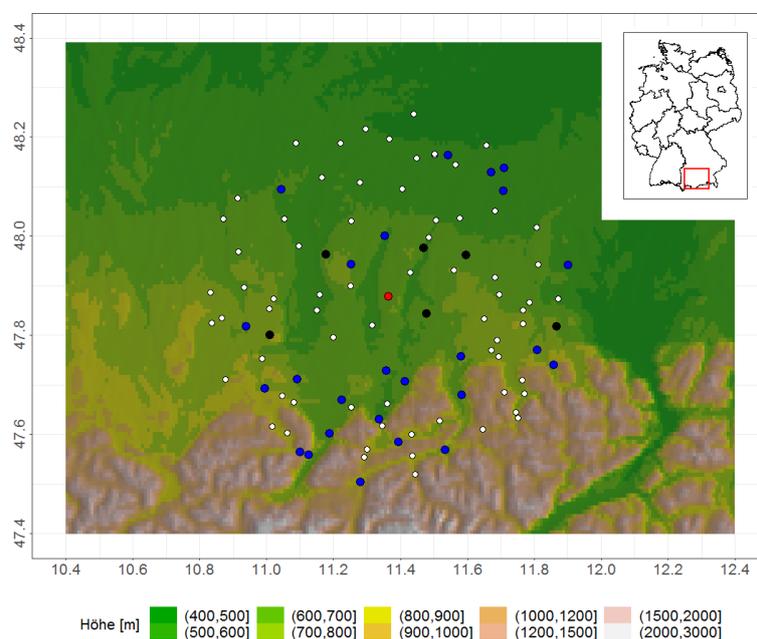


Abbildung 96 Die 31 Stationen in der Umgebung der Kandidatenstation (Attenkam, StationsID BY00217), deren Zeitreihen der Inkremente am höchsten mit den Inkrementen der Kandidatenzeitreihe korreliert ($\rho \geq 0.7$, p-Wert < 0.05) sind und die eine Zeitreihenlänge haben, die größer als die halbe Summe der maximalen und minimalen S-Zeitreihenlänge ist (blaue Punkte); schwarze Punkte zeigen die fünf+eine Stationen, deren Zeitreihen am höchsten korreliert mit der Kandidatenzeitreihe sind und die zum Aufbau der Referenzzeitreihe benutzt wurden.



Abbildung 97 Zeitreihe der Kandidatenstation zur Kontrolle der Homogenität (BY00217) und fünf+eine Nachbarzeitreihen der Stationen, die zur Erstellung der Referenzzeitreihe verwendet wurden.

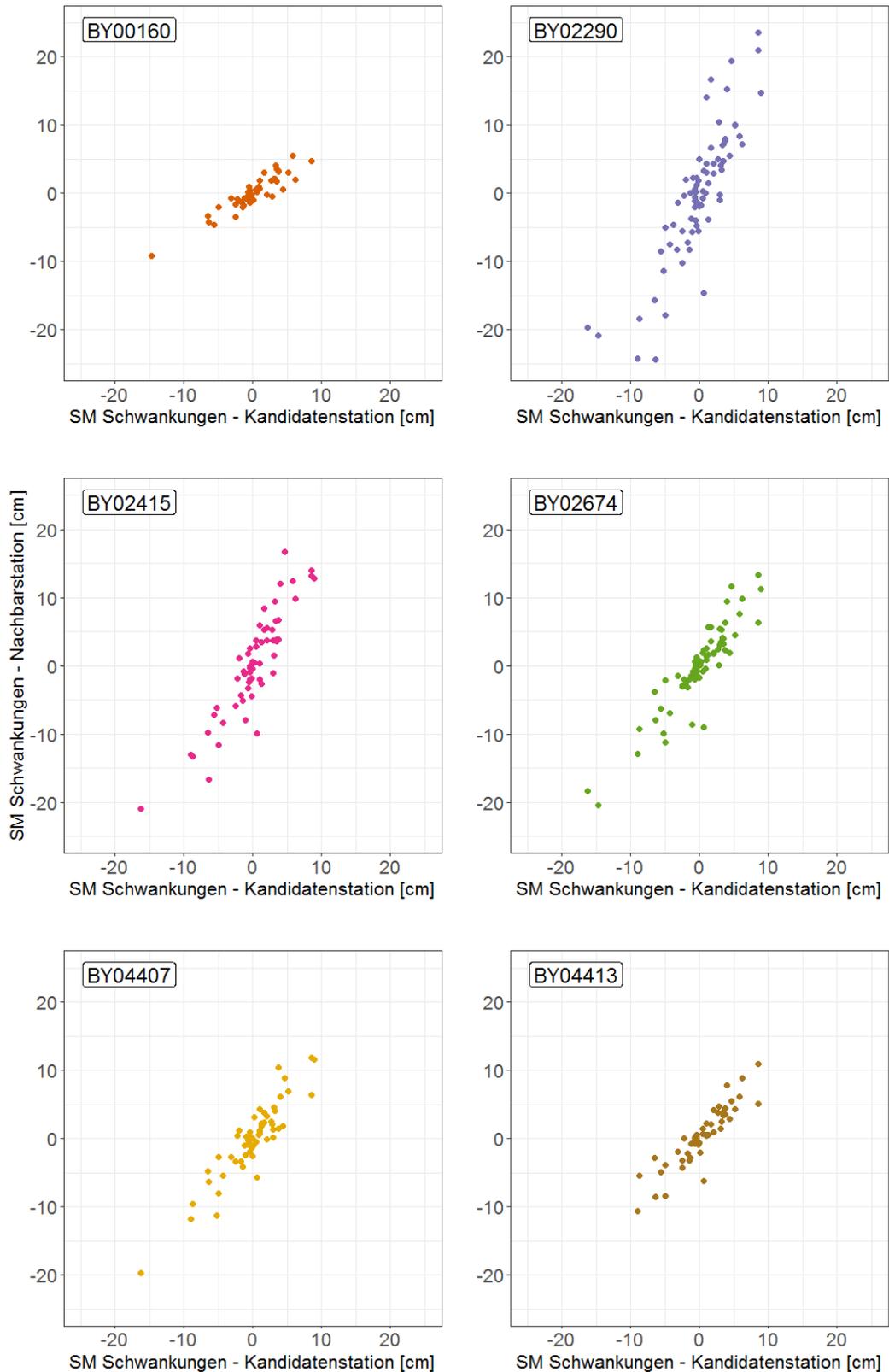


Abbildung 98 Scatterplots der jährlichen Schwankungen der saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenstation (BY00217) und der fünf+eine Nachbarstationen, die eine hohe Korrelation (>0.7) zeigen.

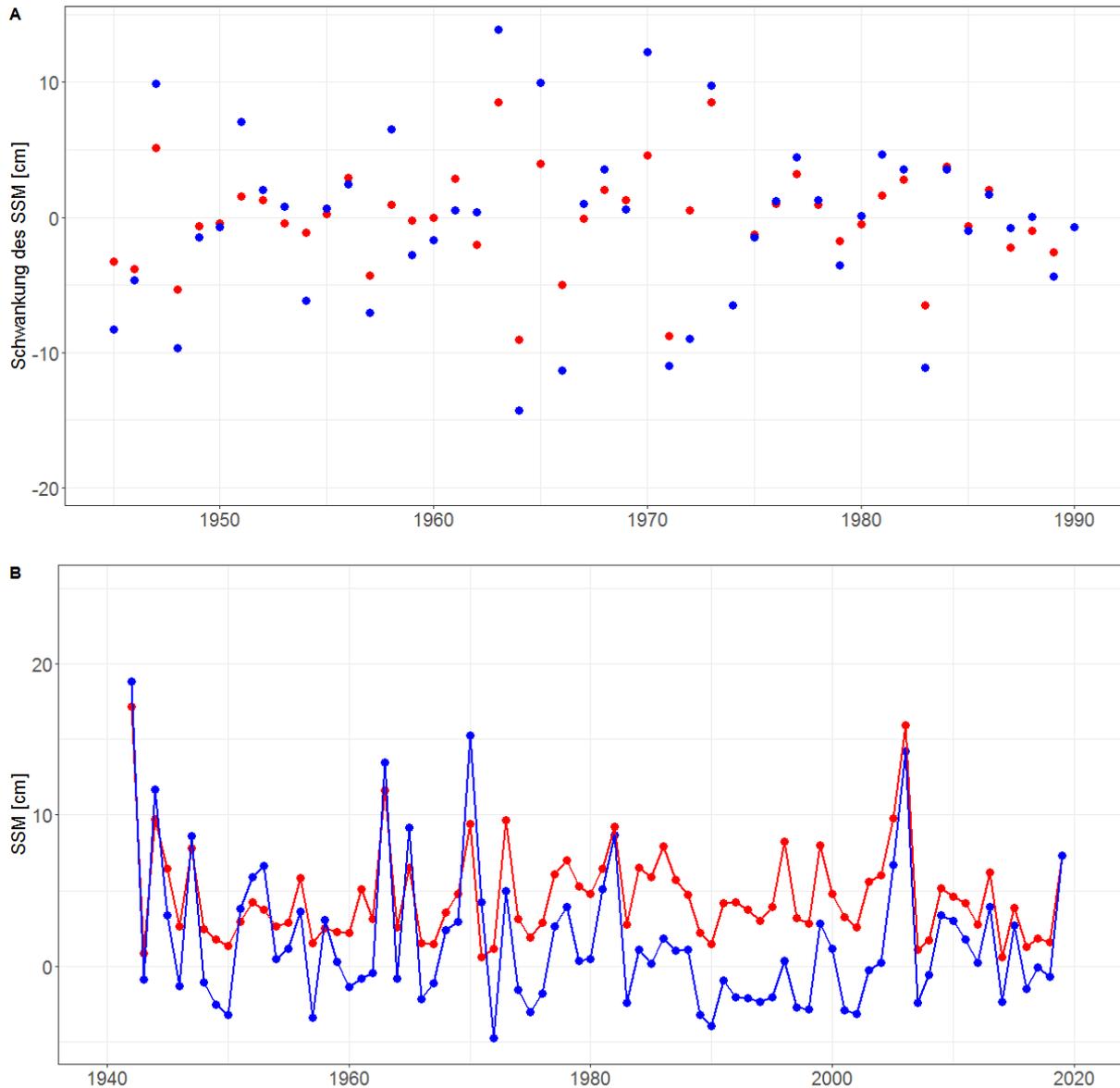


Abbildung 99 (A) Schwankungen der saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenstation BY00217 (rote Punkte) und der Referenzzeitreihe (blaue Punkte). (B) Saisonale Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenstation (rote Punkte) und der Referenzzeitreihe (blaue Punkte).

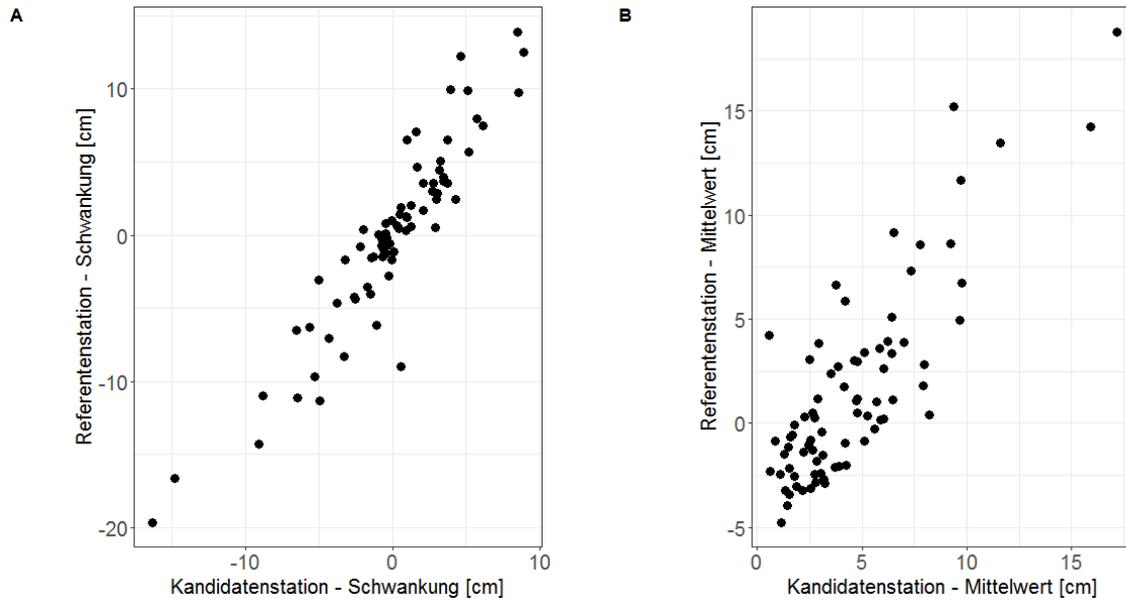


Abbildung 100 Die Scatterplots zwischen (A) den Schwankungen der saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenstation (BY00217) und der Referenzzeitreihe und (B) den zugehörigen Mittelwerten der Schneehöhe zeigen eine hohe Korrelation (>0.7).

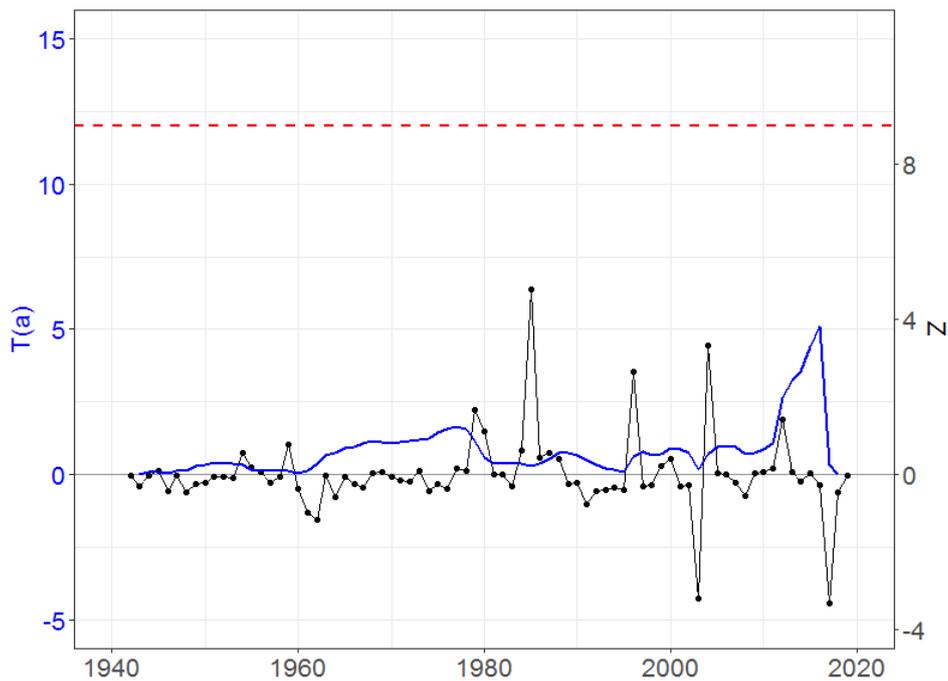


Abbildung 101 Ergebnisse des SNHT (Homogenitätstest) für die saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenzeitreihe BY00217. Schwarze Punkte und Linie zeigen die normierte Verhältniszeitreihe Z aus der Kandidaten- und der Referenzzeitreihe (Gl. 34); das Maximum der $T(a)$ -Statistik (blaue Linie) liegt unter dem mit der Monte-Carlo-Simulation geschätzten kritischen Grenzwert $L(n=78, \alpha=5\%)$ (rote gestrichelte Linie) mit einem p -Wert $> \alpha$, was anzeigt, dass die Zeitreihe auf dem 95% Konfidenzniveau homogen ist.

C.4.2 Kandidatenzeitreihe Garmisch-Partenkirchen-Eckbauer (StationsID = BY01548):

1. Innerhalb der 100 dem Standort der Kandidatenzeitreihe am nächsten liegenden Stationen (weiße Punkte in Abbildung 102) wurden 78 Zeitreihen ausgewählt, die mindestens 15 Jahre kontinuierliche und qualitativ hochwertige Beobachtungen während des Zeitintervalls der Kandidatenzeitreihe aufweisen.
2. Für 61 dieser Zeitreihen beträgt der Pearson Korrelationskoeffizient der Inkremente der saisonale Mittelwert der Schneehöhe mit den zugehörigen Inkrementen der Kandidatenzeitreihe mindestens 0.7. Von diesen 61 Zeitreihen sind bei 36 Zeitreihen auch die Zeitreihenlängen größer als die halbe Summe der maximalen und minimalen S-Zeitreihenlängen (Abbildung 103).
3. Innerhalb dieser 36 Zeitreihen werden die fünf Zeitreihen (Nachbarzeitreihen) mit der höchsten Korrelation zwischen ihren eigenen Inkrementen und den Kandidatenzeitreiheninkrementen und mit Zeitreihenlängen größer als der halben Summe der maximalen und minimalen S-Zeitreihenlänge ausgewählt, um die Referenzzeitreihe zu erstellen. Da es im Zeitintervall der Kandidatenzeitreihe keine Lücke von Daten der Nachbarzeitreihen gibt, ist keine zusätzliche Nachbarzeitreihe notwendig, um die Referenzzeitreihe ohne Lücken zu erstellen (Abbildung 104 und Abbildung 105).
4. Die 41 Jahre lange Referenzzeitreihe der saisonale Mittelwerte der Schneehöhe wurde nach der oben beschriebenen Methode aufgebaut (siehe Punkt 5 im Abschnitt C.2, Abbildung 106). Die Scatterplots zwischen den Schwankungen der saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenstation und der Referenzzeitreihe und den zugehörigen Mittelwerten der Schneehöhe zeigen eine hohe Korrelation ($\rho > 0.7$, Abbildung 107).
5. Die Z-Zeitreihen wurden nach (Gl. 34) für die $Q_i = Y_i/X_i$ generiert. Die Anwendung des SNHTs zeigte für die Teststatistik T_{max} einen p-Wert $> \alpha$, was bedeutet, dass die Zeitreihe relativ-homogen am 95% Konfidenzniveau ist (Abbildung 108).

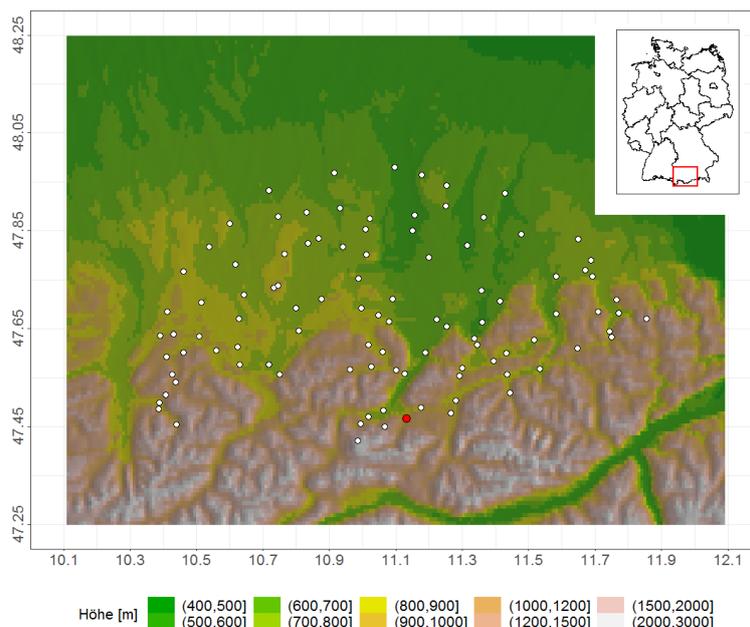


Abbildung 102 Karte des Gebietes, in dem sich die Kandidatenstation (Garmisch-Partenkirchen-Eckbauer, StationsID BY01548) für den Schneehöhendaten-Homogenitätstest in der Höhe von 1236 m über NHN befindet (roter Punkt). Weiße Punkte zeigen die ersten 100 Stationen, die der Kandidatenstation am nächsten liegen. Von diesen Stationen haben 78 Stationen mindestens 15 Jahre mit gültigen Schneehöhendaten. Das Inset zeigt mit einem roten Rechteck die Lage des Gebietes in Südbayern.

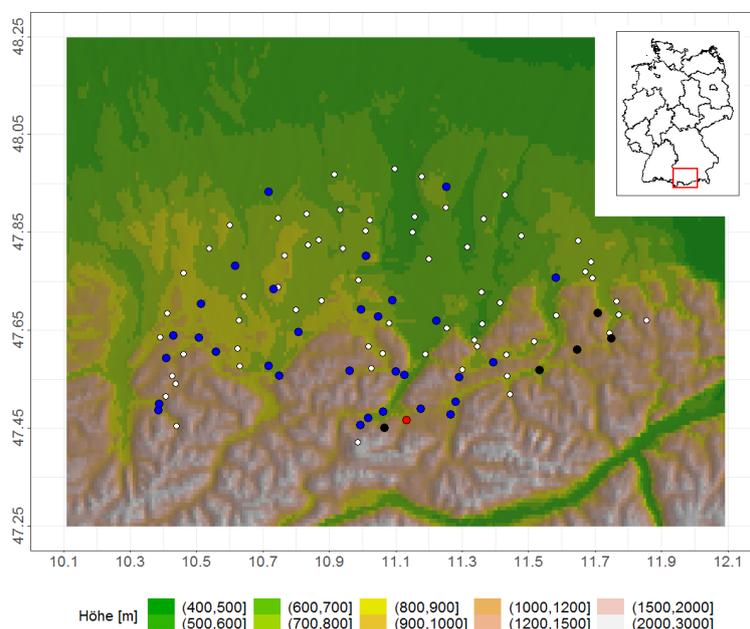


Abbildung 103 Die 36 Stationen in der Umgebung der Kandidatenstation (Garmisch-Partenkirchen-Eckbauer, StationsID BY01548), deren Zeitreihen der Inkremente am höchsten mit den Inkrementen der Kandidatenzeitreihe korreliert ($p \geq 0.7$, p -Wert < 0.05) sind und die eine Zeitreihenlänge haben, die größer als die halbe Summe der maximalen und minimalen S-Zeitreihenlänge ist (blaue Punkte); schwarze Punkte zeigen die fünf Stationen, deren Zeitreihen am höchsten korreliert mit der Kandidatenzeitreihe sind und die zum Aufbau der Referenzzeitreihe benutzt wurden.

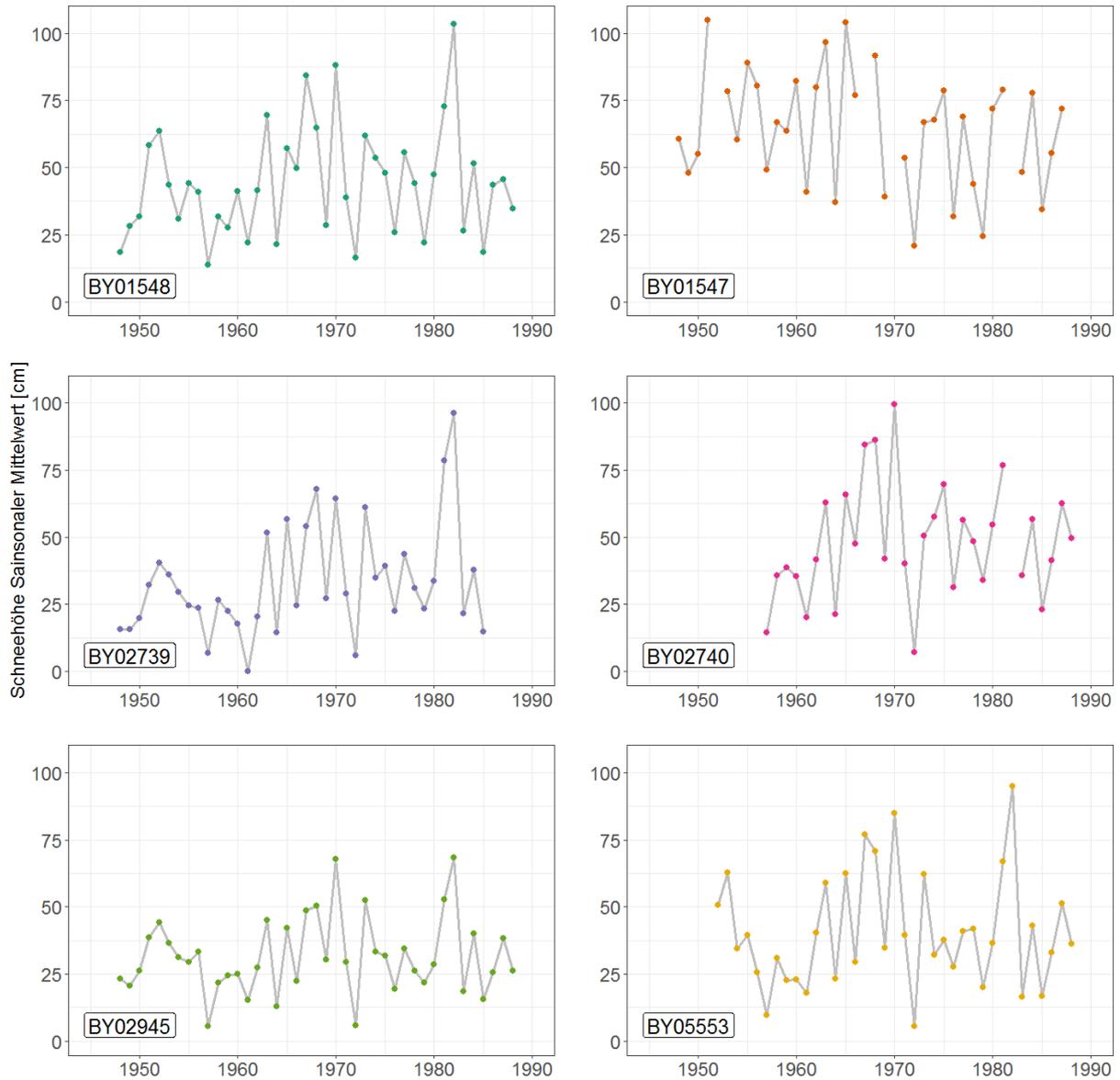


Abbildung 104 Zeitreihe der Kandidatenstation zur Kontrolle der Homogenität (BY01548) und fünf Nachbarzeitreihen der Stationen, die zur Erstellung der Referenzzeitreihe verwendet wurden.

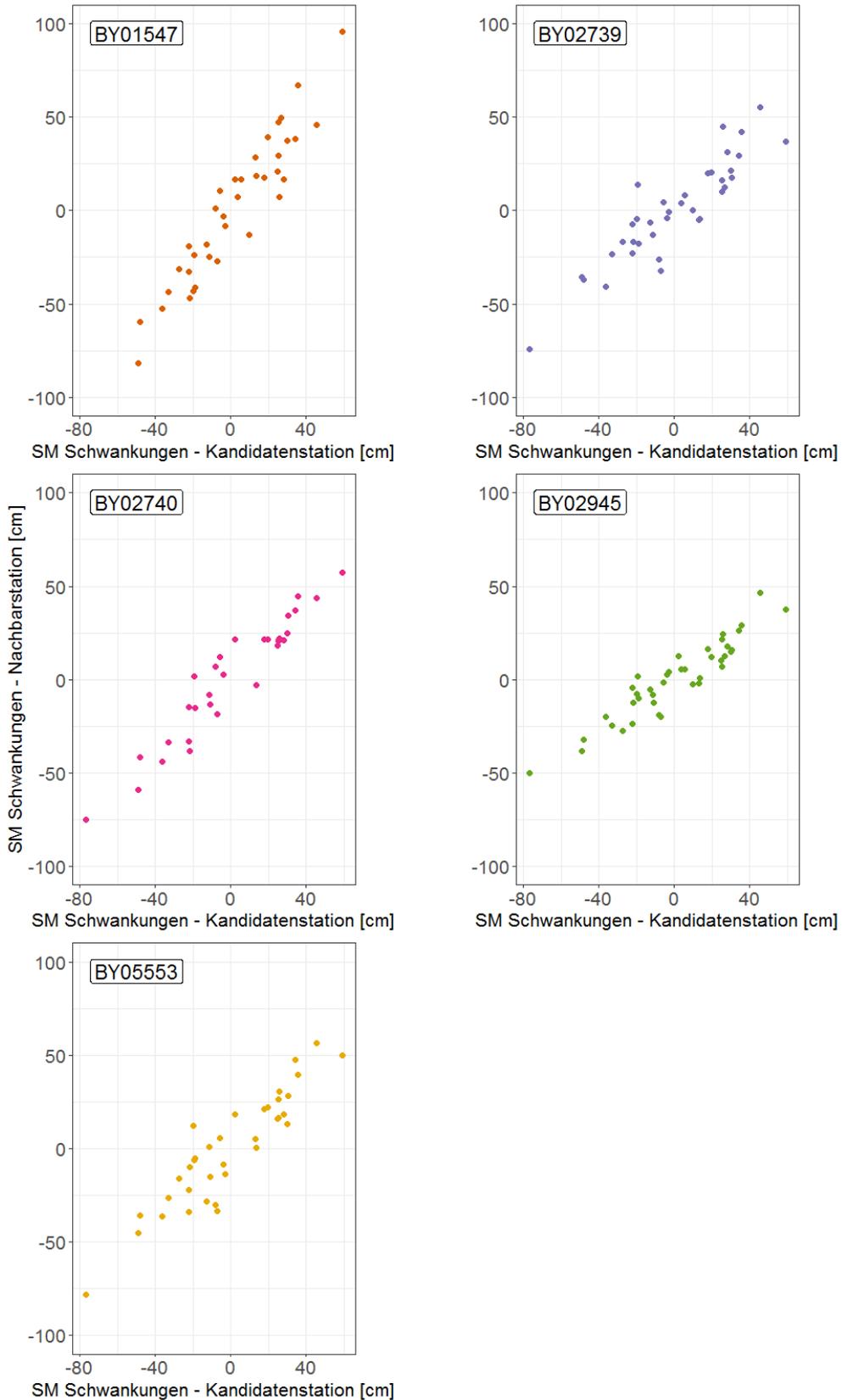


Abbildung 105 Scatterplots der jährlichen Schwankungen der saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenstation (BY01548) und der fünf Nachbarstationen, die eine hohe Korrelation (>0.7) zeigen.

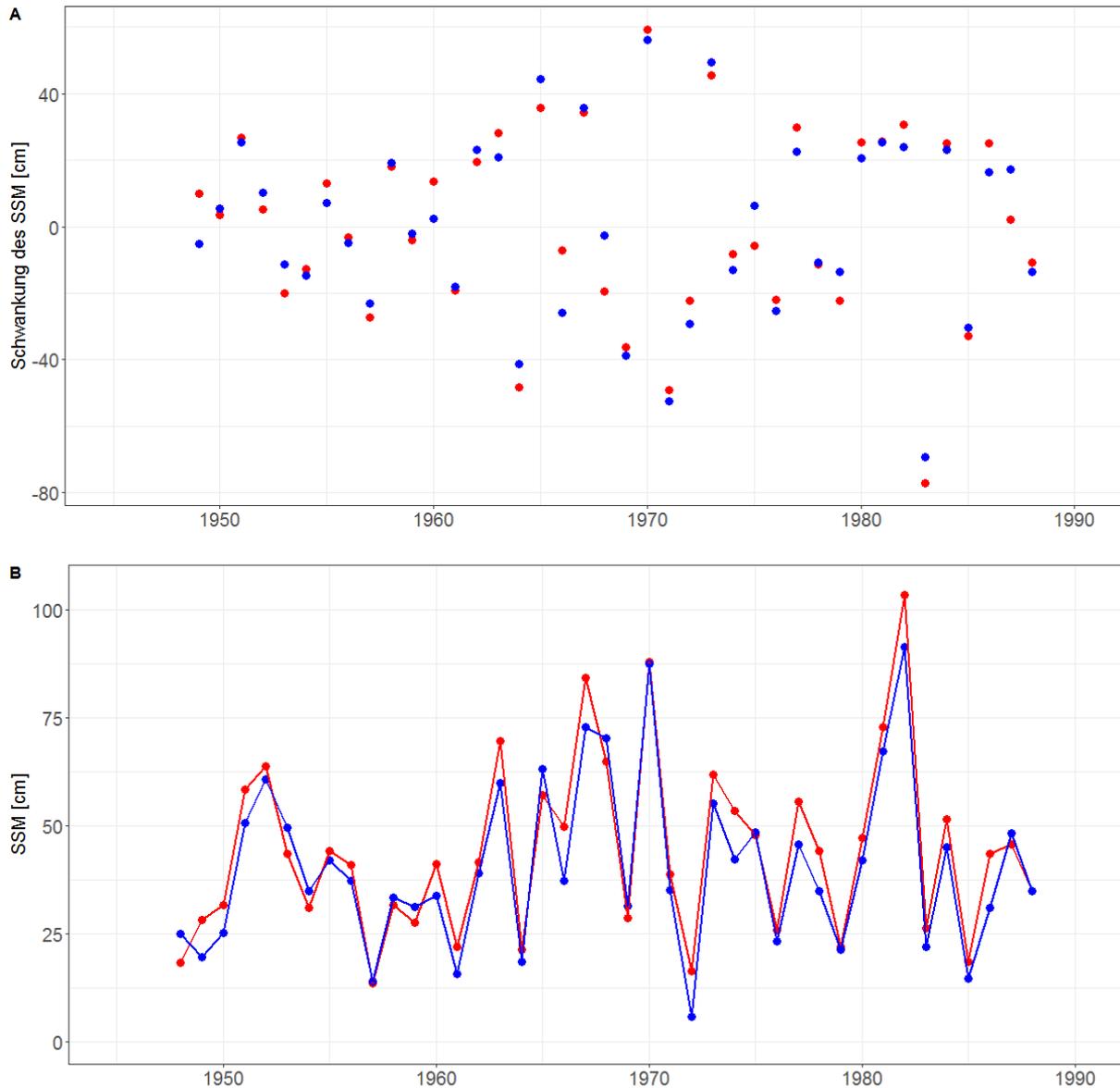


Abbildung 106 (A) Schwankungen der saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenstation BY01548 (rote Punkte) und der Referenzzeitreihe (blaue Punkte). (B) Saisonale Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenstation (rote Punkte) und der Referenzzeitreihe (blaue Punkte).

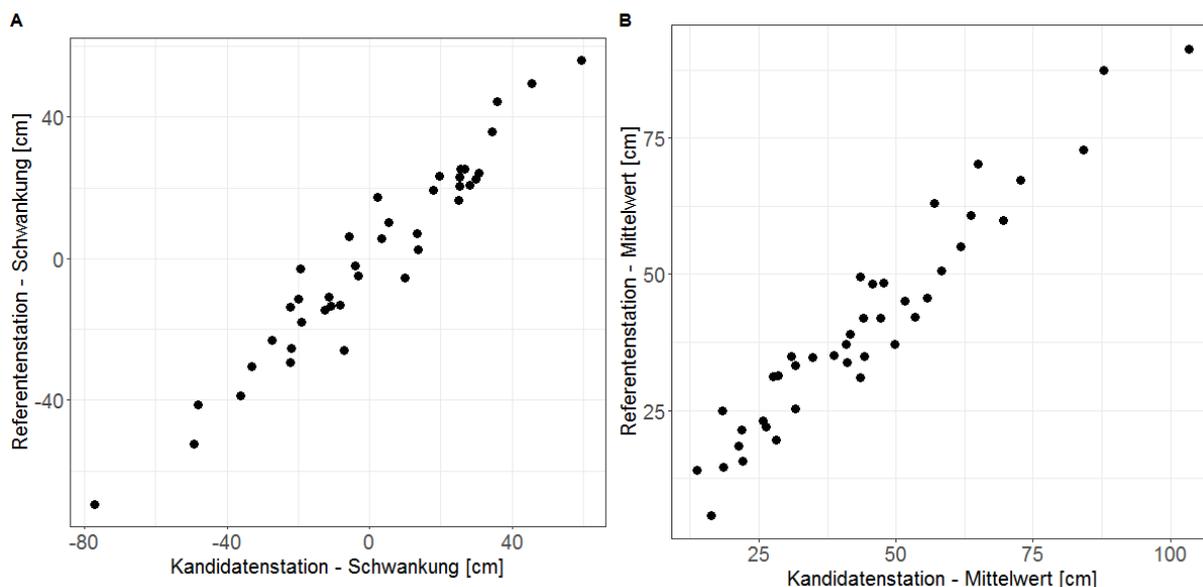


Abbildung 107 Die Scatterplots zwischen (A) den Schwankungen der saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenstation (BY01548) und der Referenzzeitreihe und (B) den zugehörigen Mittelwerten zeigen eine hohe Korrelation (>0.7).



Abbildung 108 Ergebnisse des SNHT (Homogenitätstest) für die saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe von der Kandidatenzeitreihe BY01548. Schwarze Punkte und Linie zeigen die normierte Verhältniszzeitreihe Z aus der Kandidaten- und der Referenzzeitreihe (Gl. 34); das Maximum der $T(a)$ -Statistik (blaue Linie) liegt unter dem mit der Monte-Carlo-Simulation geschätzten kritischen Grenzwert $L(n=41, \alpha=5\%)$ (rote gestrichelte Linie) einem p -Wert $> \alpha$, was anzeigt, dass die Zeitreihe auf dem 95% Konfidenzniveau homogen ist.

C.4.3 Kandidatenzeitreihe Buchen (StationsID = BW00755):

1. Innerhalb der 100 dem Standort der Kandidatenzeitreihe am nächsten liegenden Stationen (weiße Punkte in Abbildung 109) wurden 99 Zeitreihen ausgewählt, die über mindestens 15 Jahre kontinuierliche und qualitativ hochwertige Beobachtungen während des Zeitintervalls der Kandidatenzeitreihe aufweisen.
2. Für keine dieser Zeitreihen beträgt der Pearson Korrelationskoeffizient der Inkremente der saisonale Mittelwert der Schneehöhe mit den zugehörigen Inkrementen der Kandidatenzeitreihe mindestens 0.7. Deshalb konnte die Referenzzeitreihe nicht generiert werden und die Kandidatenzeitreihe wurde nach der Selbst-Homogenität getestet.
3. Die Z-Zeitreihen wurden nach (Gl. 34) für die saisonalen Mittelwerte der Kandidatenzeitreihe selbst ($Q_i = Y_i$) generiert. Die Anwendung des SNHT zeigte für die Teststatistik T_{max} einen p-Wert $> \alpha$, was bedeutet, dass die Zeitreihe selbst-homogen auf dem 95% Konfidenzniveau ist (Abbildung 110).

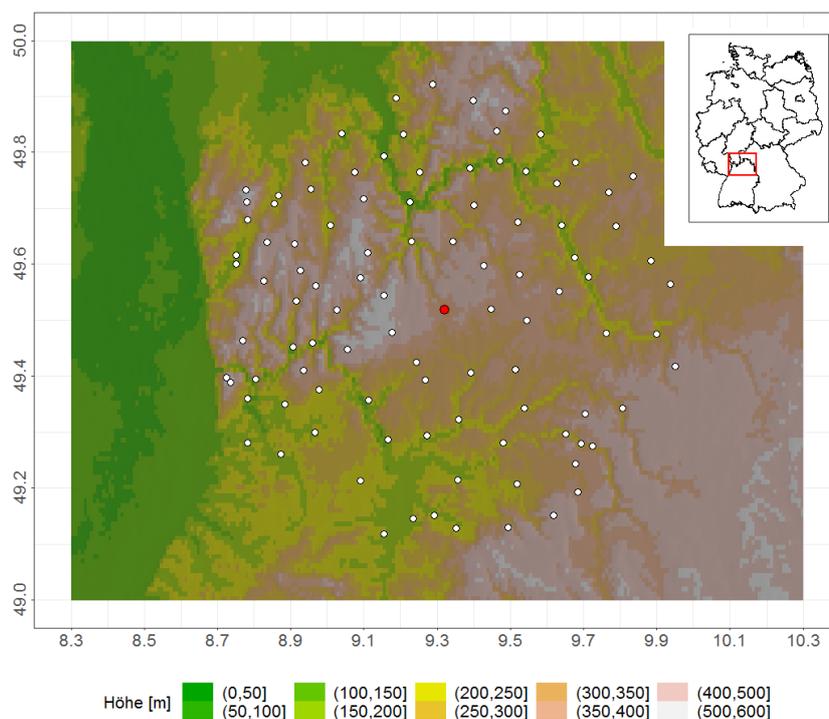


Abbildung 109 Karte des Gebietes, in dem sich die Kandidatenstation (Buchen, StationsID BW00755) für den Schneehöhendaten-Homogenitätstest in der Höhe von 340 m über NHN befindet (roter Punkt). Weiße Punkte zeigen die ersten 100 Stationen, die der Kandidatenstation am nächsten liegen. Von diesen Stationen haben 99 Stationen mindestens 15 Jahre mit gültigen Schneehöhendaten. Das Inset zeigt mit einem roten Rechteck die Lage des Gebietes in Nord-Baden-Württemberg.

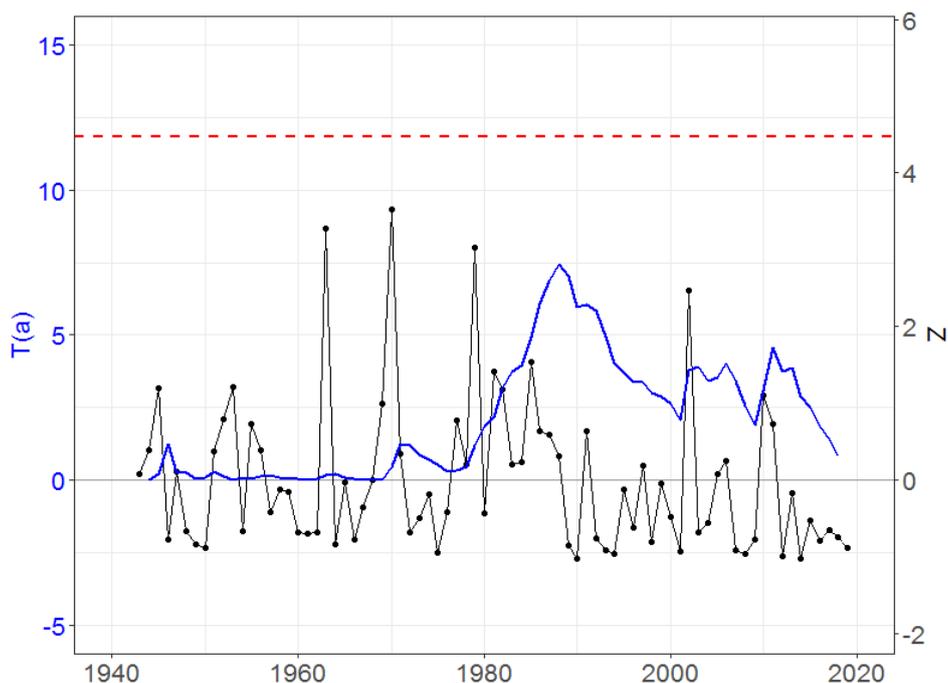


Abbildung 110 Ergebnisse des SNHT (Selbst-Homogenitätstest) für die saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenzeitreihe BW00755. Schwarze Punkte und Linie zeigen die normierte Verhältniszeitreihe Z der Kandidatenzeitreihe (Gl. 34); das Maximum der $T(a)$ -Statistik (blaue Linie) liegt unter dem mit der Monte-Carlo-Simulation geschätzten kritischen Grenzwert $L(n=77, \alpha=5\%)$ (rote gestrichelte Linie) mit einem p -Wert $> \alpha$, was anzeigt, dass die Zeitreihe auf dem 95% Konfidenzniveau selbst-homogen ist.

C.4.4 Kandidatenzeitreihe Zugspitze (StationsID = BY05792):

1. Innerhalb der 100 dem Standort der Kandidatenzeitreihe am nächsten liegenden Stationen (weiße Punkte in Abbildung 111) wurden 97 Zeitreihen ausgewählt, die über mindestens 15 Jahre kontinuierliche und qualitativ hochwertige Beobachtungen während des Zeitintervalls der Kandidatenzeitreihe aufweisen.
2. Für keine dieser Zeitreihen beträgt der Pearson Korrelationskoeffizient der Inkremente der saisonale Mittelwert der Schneehöhe mit den zugehörigen Inkrementen der Kandidatenzeitreihe mindestens 0.7. Deshalb konnte die Referenzzeitreihe nicht generiert werden und die Kandidatenzeitreihe wurde nach Selbst-Homogenität getestet.
3. Die Z -Zeitreihen wurden nach (Gl. 34) für die saisonalen Mittelwerte der Kandidatenzeitreihe selbst ($Q_i = Y_i$) generiert. Die Anwendung des SNHT zeigte für die Teststatistik T_{max} einen p -Wert $< \alpha$, was bedeutet, dass die Zeitreihe nicht selbst-homogen auf dem 95% Konfidenzniveau ist (Abbildung 112).

4. Anschließend wurde die Homogenität von zwei Teilen der Zeitreihe (eine Teilzeitreihe von 1901 bis 1941 und eine Teilzeitreihe von 1942 bis 2019) wieder mit dem SNHT-Test getestet. Diese Analyse zeigt, dass die Teil-Zeitreihe von 1901 bis 1941 auf dem 95% Konfidenzniveau selbst-inhomogen ist (die Inhomogenität liegt im Jahr 1921). Die Teil-Zeitreihe von 1942 bis 2019 ist selbst-homogen auf dem 95% Konfidenzniveau. Da die verbleibenden auf Homogenität zu prüfenden Teile der (Teil-)Zeitreihe von 1901 bis 1941 kürzer als 30 Jahre sind (von 1901 bis 1920 und von 1921 bis 1941), wird der Selbst-Homogenitätstest nicht erneut angewandt.

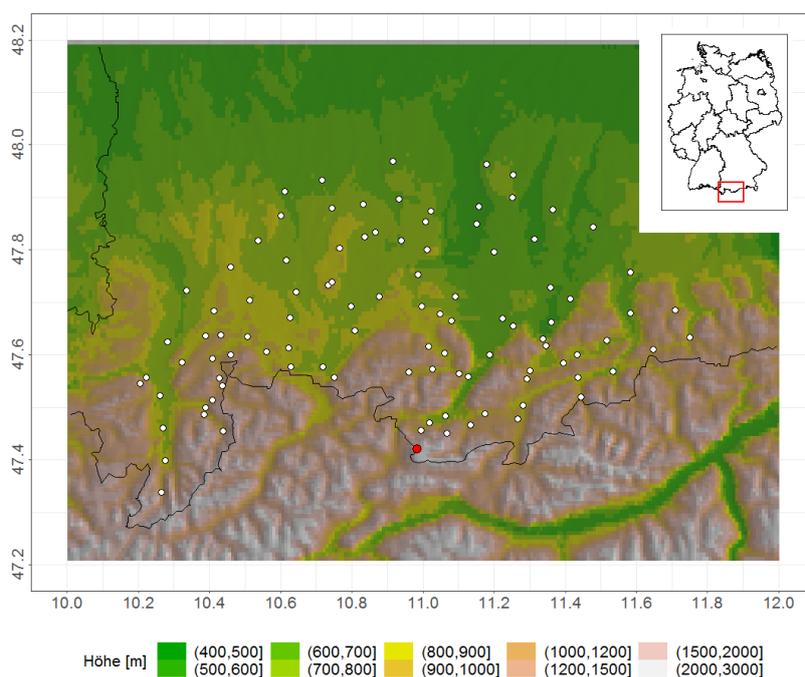


Abbildung 111 Karte des Gebietes, in dem sich die Kandidatenstation (Zugspitze, StationsID BY05792) für den Schneehöhendaten-Homogenitätstest in der Höhe von 2964 m über NHN befindet (roter Punkt). Weiße Punkte zeigen die ersten 100 Stationen, die der Kandidatenstation am nächsten liegen. Von diesen Stationen haben 97 Stationen mindestens 15 Jahre mit gültigen Schneehöhendaten. Das Inset zeigt mit einem roten Rechteck die Lage des Gebietes in Südbayern.

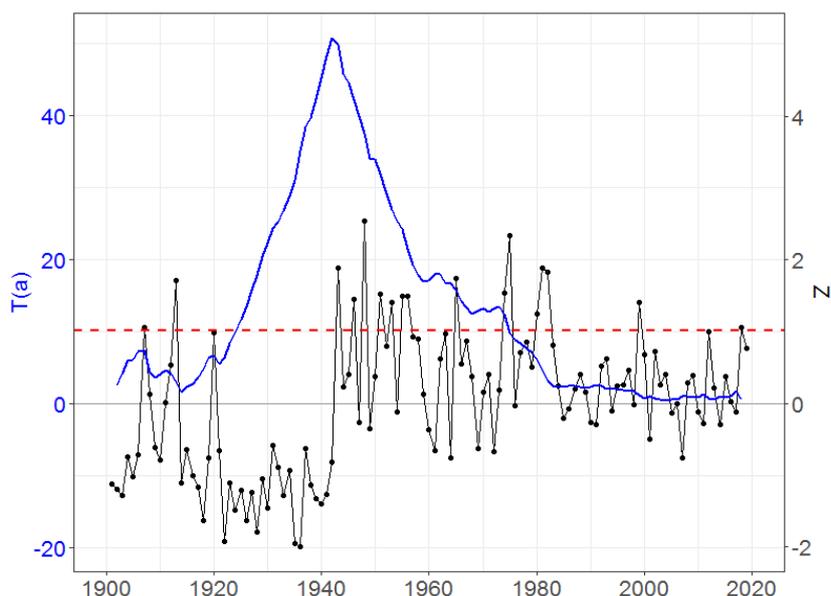


Abbildung 112 Ergebnisse des SNHT (Selbst-Homogenitätstest) für die saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenzeitreihe BY05972. Schwarze Punkte und Linie zeigen die normierte Verhältniszeitreihe Z der Kandidatenzeitreihe (Gl. 34); das Maximum der $T(a)$ -Statistik (blaue Linie) liegt im Jahr 1942 über dem mit der Monte-Carlo-Simulation geschätzten kritischen Grenzwert $L(n=119, \alpha=5\%)$ (rote gestrichelte Linie) mit einem p -Wert $< \alpha$, was anzeigt, dass die Zeitreihe auf dem 95% Konfidenzniveau selbst-inhomogen ist.

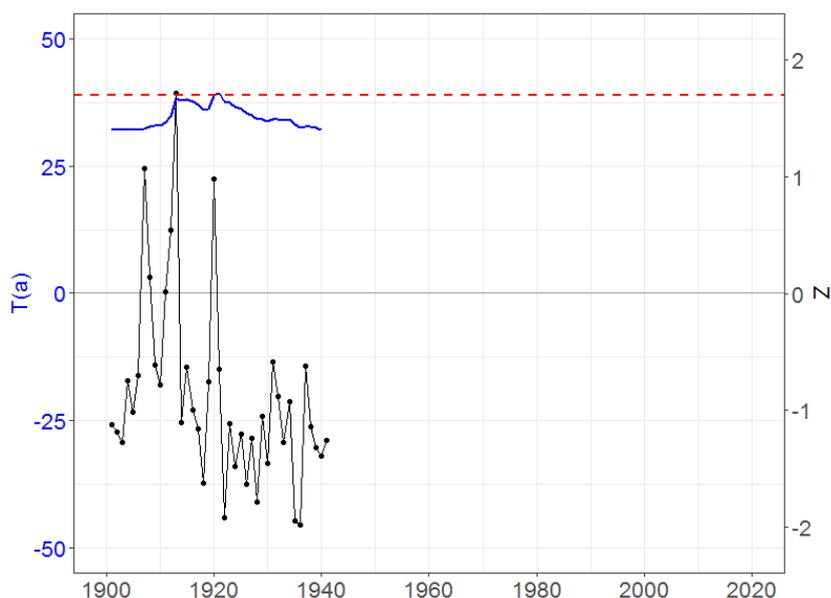


Abbildung 113 Ergebnisse des SNHT (Selbst-Homogenitätstest) für die saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenzeitreihe BY05972 zwischen 1901 und 1941. Schwarze Punkte und Linie zeigen die normierte Verhältniszeitreihe Z der Kandidatenzeitreihe (Gl. 34); das Maximum der $T(a)$ -Statistik (blaue Linie) liegt im Jahr 1921 über dem mit der Monte-Carlo-Simulation geschätzten kritischen Grenzwert $L(n=41, \alpha=5\%)$ (rote gestrichelte Linie) mit einem p -Wert $< \alpha$, was anzeigt, dass die Zeitreihe auf dem 95% Konfidenzniveau selbst-inhomogen ist.

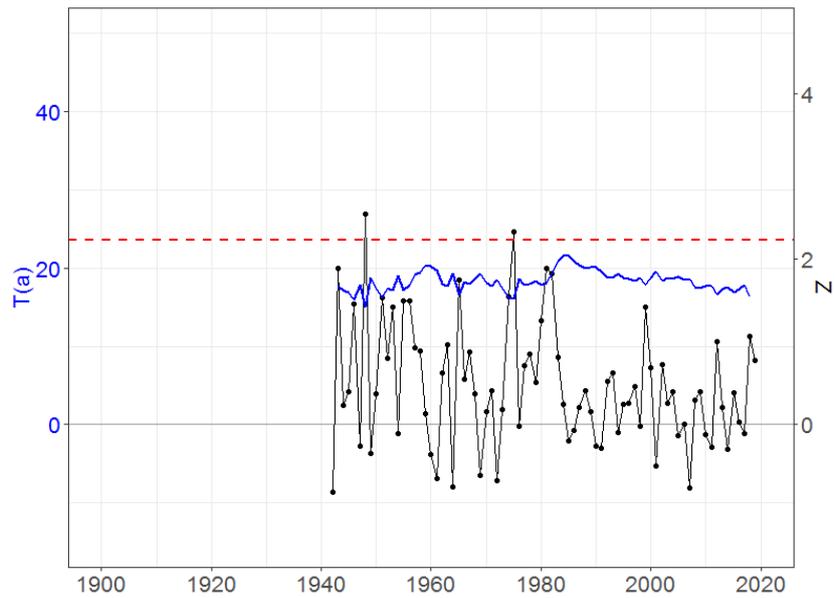


Abbildung 114 Ergebnisse des SNHT (Selbst-Homogenitätstest) für die saisonalen Mittelwerte der Schneehöhe der Kandidatenzeitreihe BY05972 zwischen 1942 und 2019. Schwarze Punkte und Linie zeigen die normierte Verhältniszeitreihe Z der Kandidatenzeitreihe (Gl. 34); das Maximum der $T(a)$ -Statistik (blaue Linie) liegt unter dem mit der Monte-Carlo-Simulation geschätzten kritischen Grenzwert $L(n=78, \alpha=5\%)$ (rote gestrichelte Linie) mit einem p -Wert $> \alpha$, was anzeigt, dass die Zeitreihe auf dem 95% Konfidenzniveau selbst-homogen ist.

Anhang D. Extremwertanalyse der Schneelast: Ergebnisse der Anderson-Darling-Tests für alle EWA-Methoden und alle WÄ-Modelle

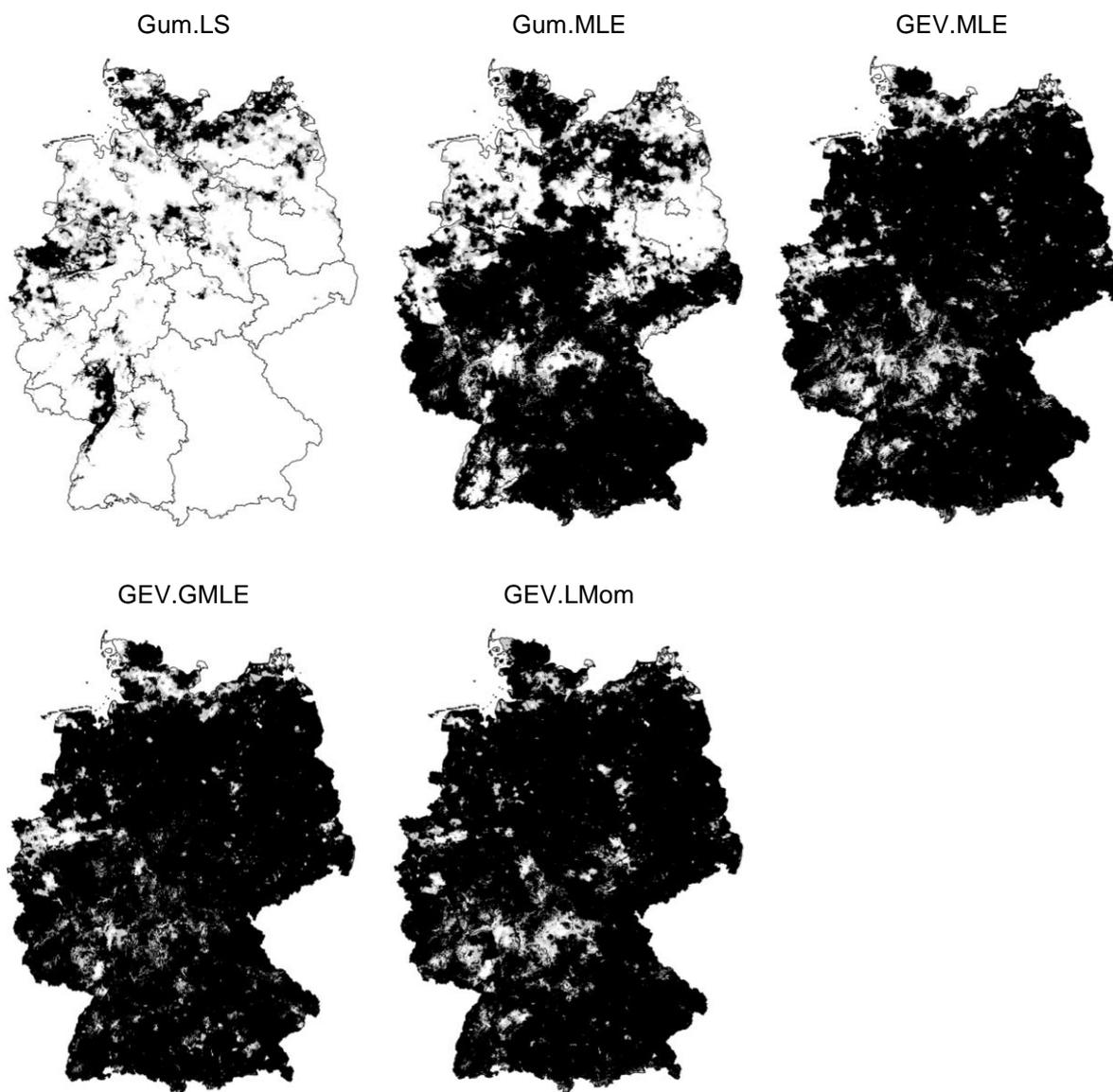


Abbildung 115 Zusammenfassung der Raster der Anpassungsgüte aller EWA-Methoden für das hybride Regressionsmodell (HM). Rasterelemente mit p-Werten der Anderson-Darling-Teststatistik zwischen 0.01 und 0.05 sind grau, p-Werte größer als 0.05 sind schwarz dargestellt (d.h. Darstellung aller p-Werte $\geq \alpha = 0.01$, mit α als Signifikanzniveau).

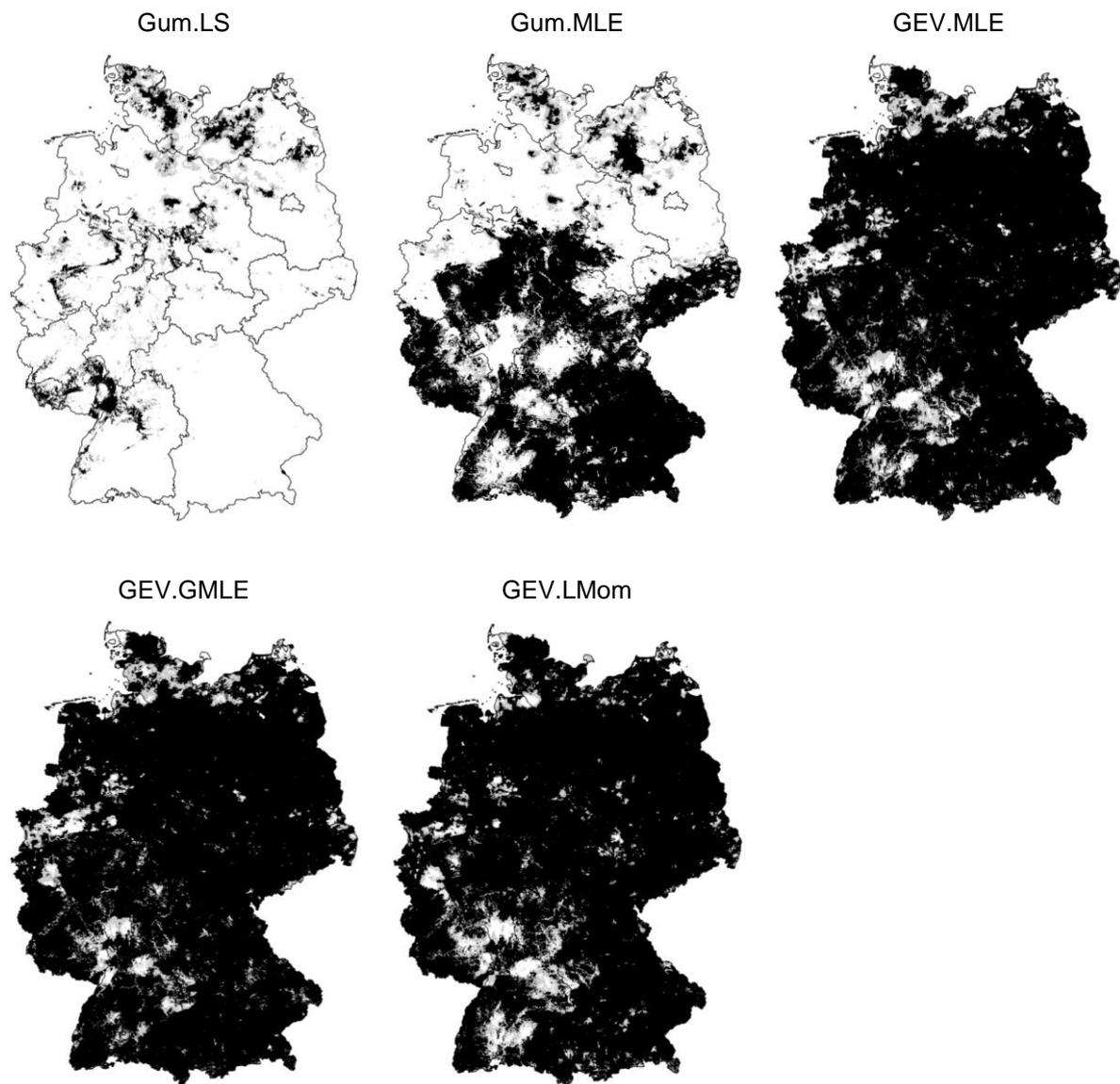
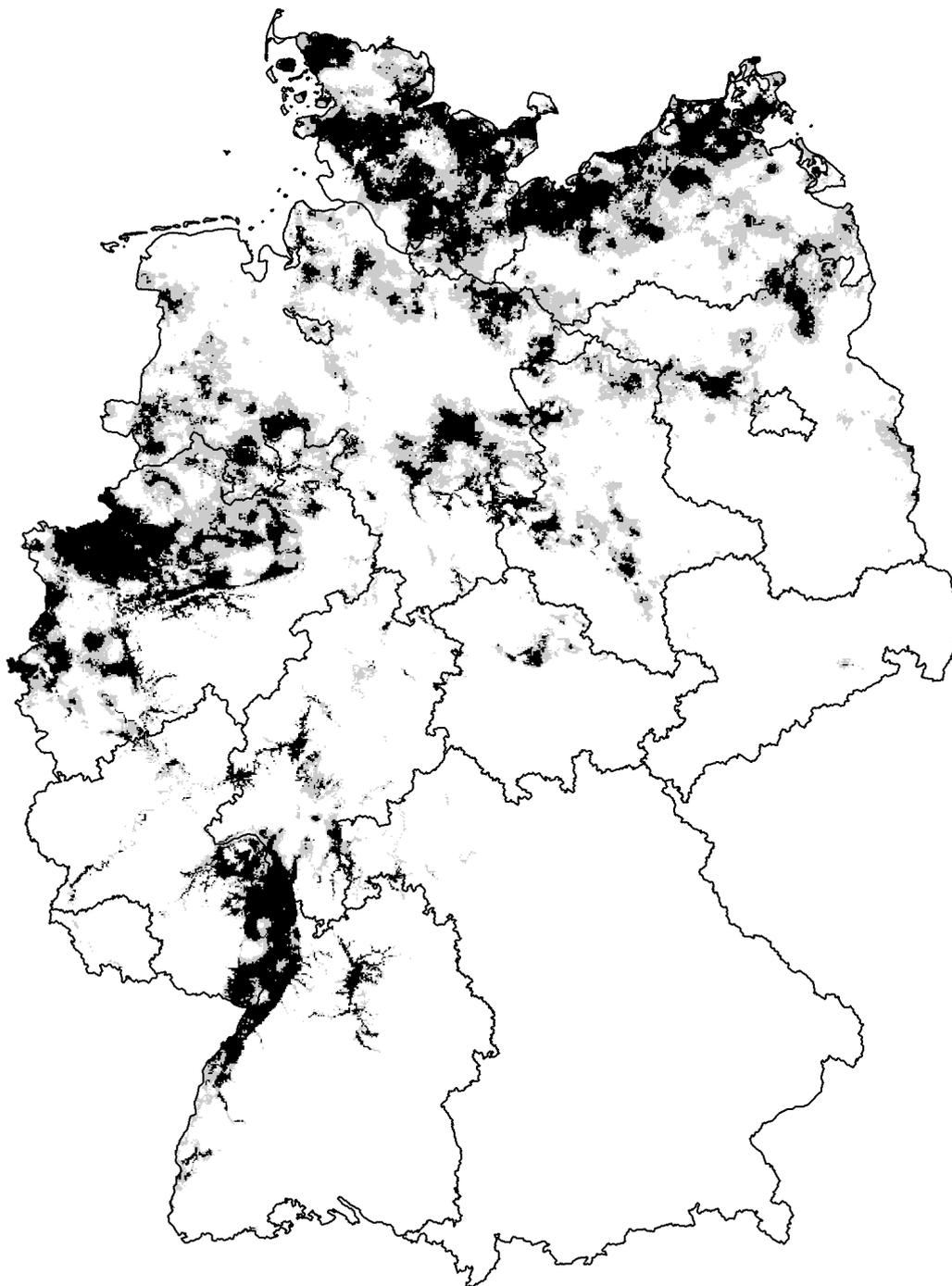


Abbildung 116 Wie in der Abbildung 115 aber für das semi-empirische multi-Ebenen Modell Δ SNOW (DS).

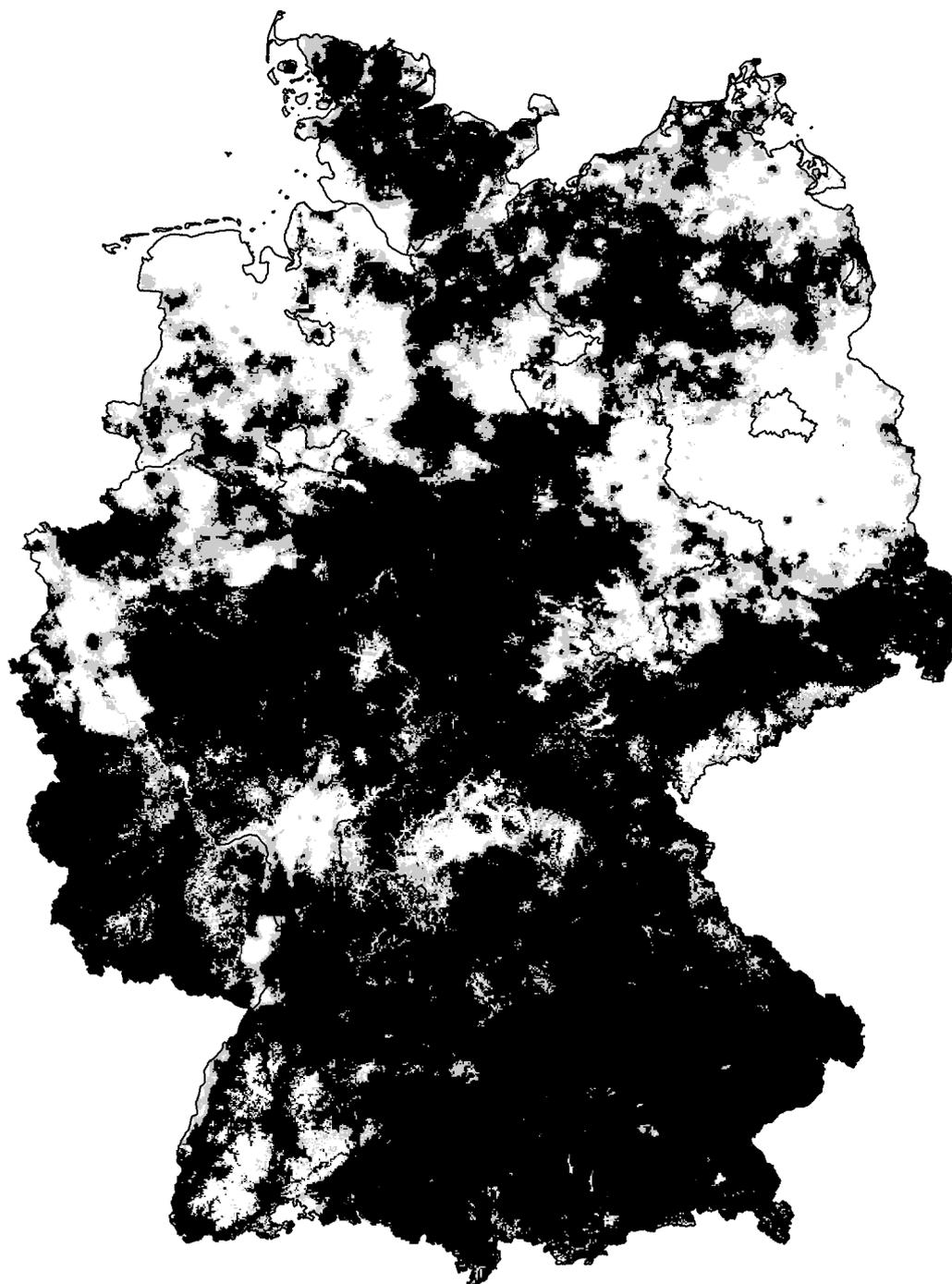
Gumbel-LS



AD-p.Wert [0,0.01] [0.01,0.05] [0.05,1]

Abbildung 117 Raster der Anpassungsgüte der EWA-Methode Gumbel.LS (siehe Tabelle 10) für das Modell HM. Rasterelemente mit p-Werten der Anderson-Darling-Teststatistik kleiner als 0.01 sind weiß, zwischen 0.01 und 0.05 sind grau und größer als 0.05 sind schwarz dargestellt (d.h. Darstellung aller p-Werte $\geq \alpha = 0.01$, mit α als Signifikanzniveau).

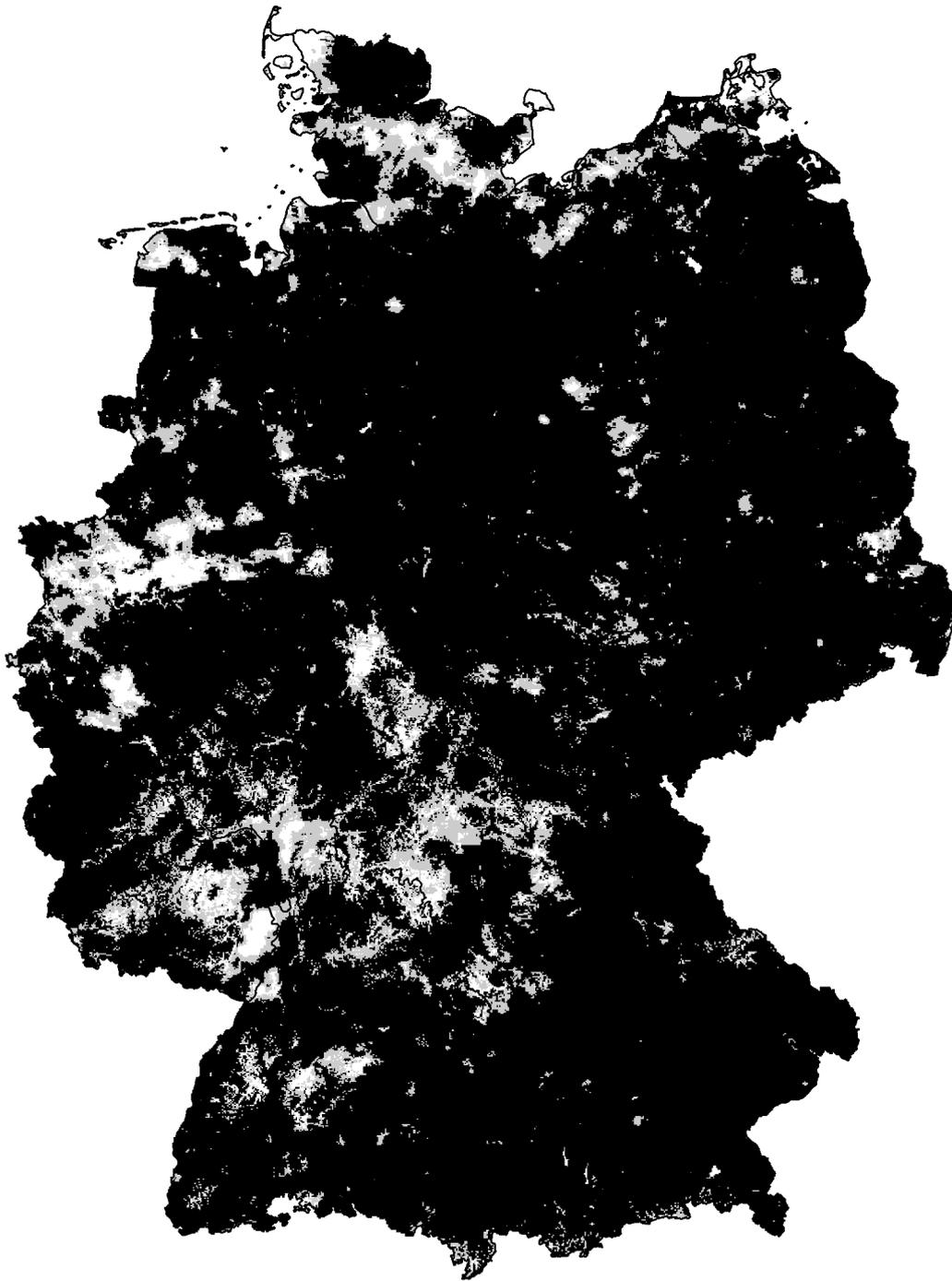
Gumbel-MLE



AD-p.Wert [0,0.01] [0.01,0.05] [0.05,1]

Abbildung 118 Wie Abbildung 117 für die EWA-Methode Gumbel.MLE für das Modell HM.

GEV-MLE



AD-p.Wert [0,0.01] [0.01,0.05] [0.05,1]

Abbildung 119 Wie Abbildung 117 für die EWA-Methode GEV.MLE für das Modell HM.

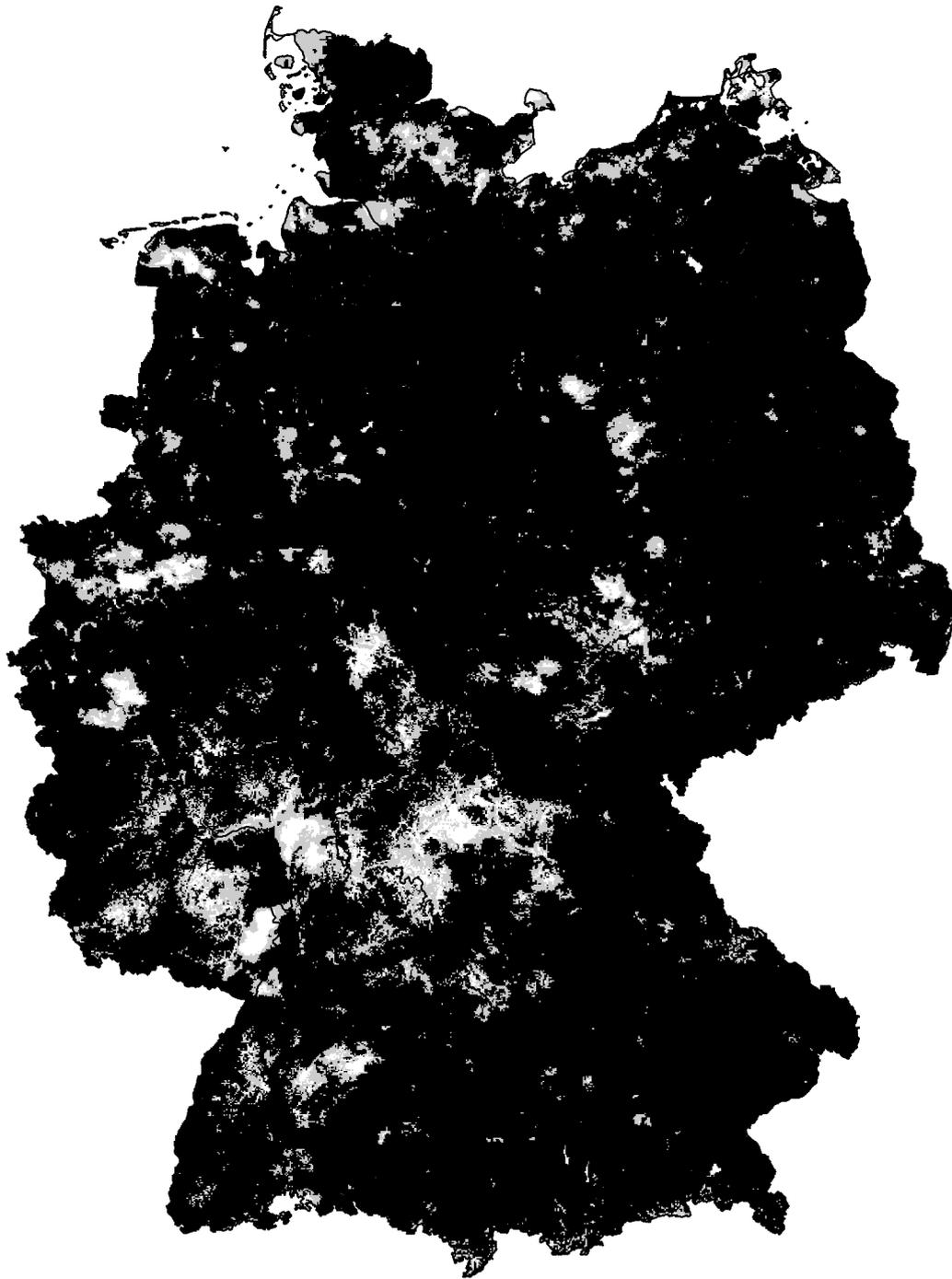
GEV-GMLE



AD-p.Wert [0,0.01] [0.01,0.05] [0.05,1]

Abbildung 120 Wie Abbildung 117 für die EWA-Methode GEV.GMLE für das Modell HM.

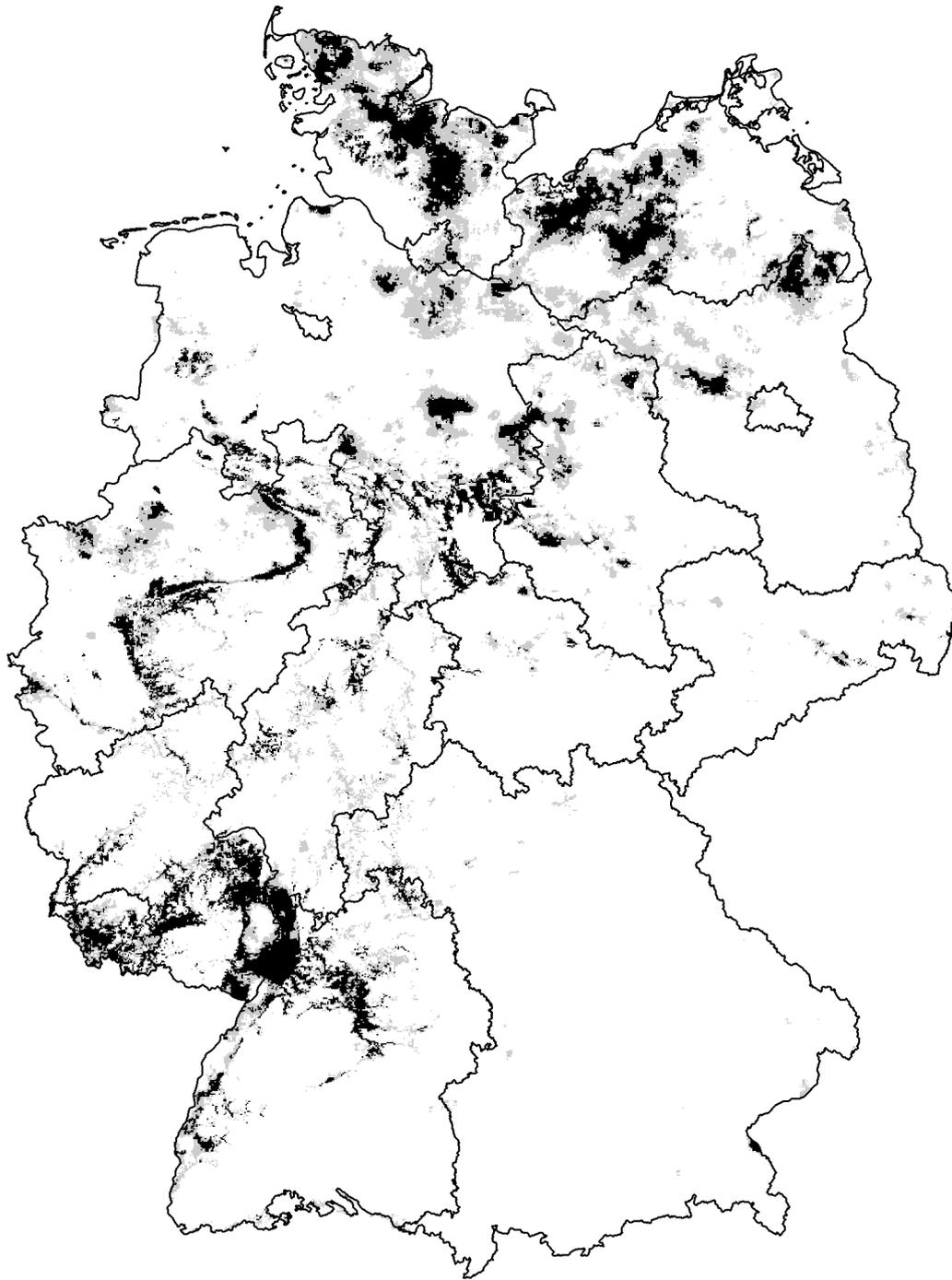
GEV-LMom



AD-p.Wert [0,0.01] (0.01,0.05] (0.05,1]

Abbildung 121 Wie Abbildung 117 für die EWA-Methode GEV.LMom für das Modell HM.

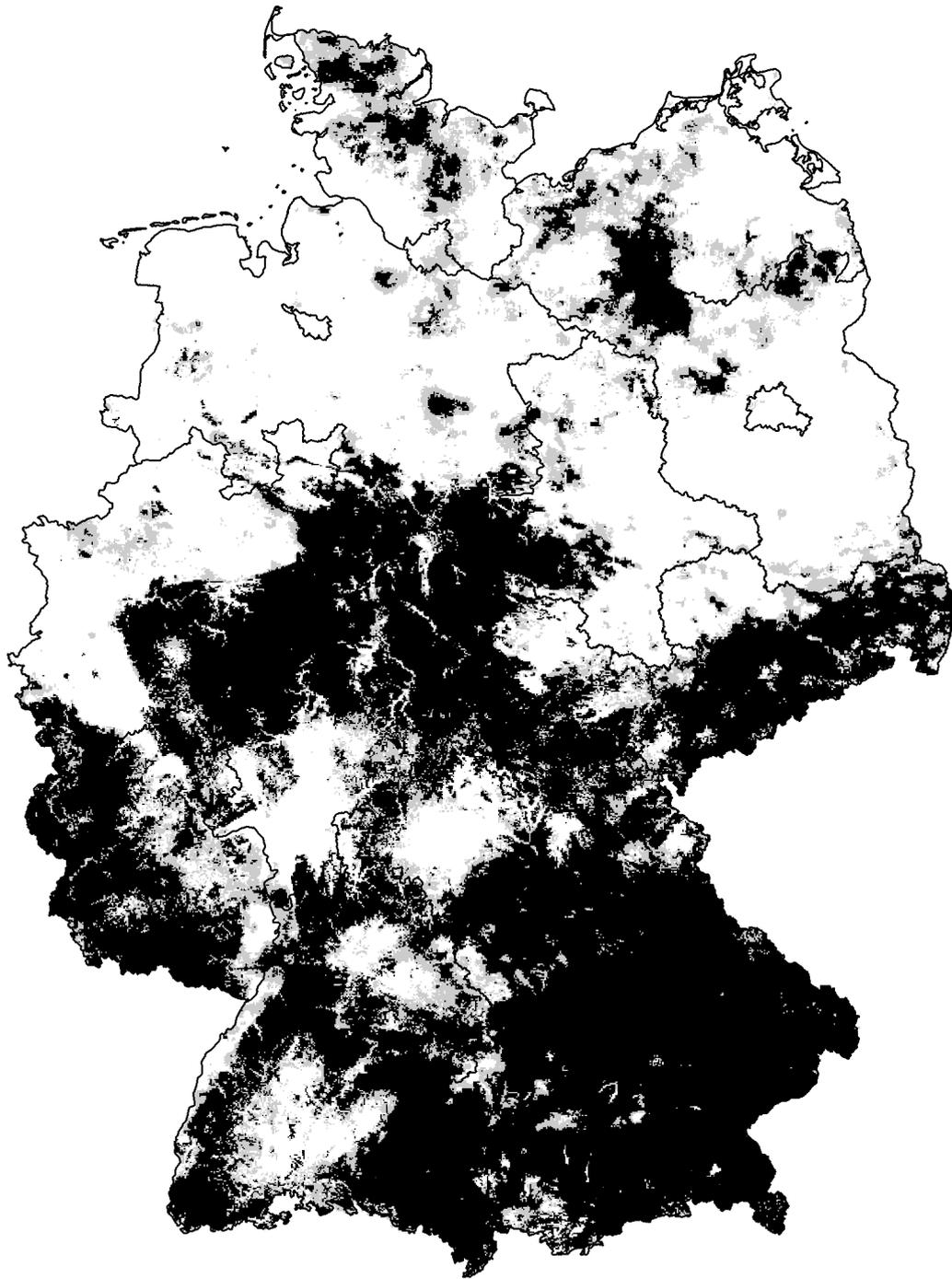
Gumbel-LS



AD-p.Wert [0,0.01] (0.01,0.05] (0.05,1]

Abbildung 122 Wie Abbildung 117 für die EWA-Methode Gumbel.LS für das Modell DS.

Gumbel-MLE



AD-p.Wert [0,0.01] (0.01,0.05] (0.05,1]

Abbildung 123 Wie Abbildung 117 für die EWA-Methode Gumbel.MLE für das Modell DS.

GEV-MLE



AD-p.Wert [0,0.01] (0.01,0.05] (0.05,1]

Abbildung 124 Wie Abbildung 117 für die EWA-Methode GEV.MLE für das Modell DS.

GEV-GMLE



AD-p.Wert [0,0.01] [0.01,0.05] [0.05,1]

Abbildung 125 Wie Abbildung 117 für die EWA-Methode GEV.GMLE für das Modell DS.

GEV-LMom



AD-p.Wert [0,0.01] (0.01,0.05] (0.05,1]

Abbildung 126 Wie Abbildung 117 für die EWA-Methode GEV.LMom für das Modell DS.

Anhang E. Vergleich der charakteristische Werte der Schneelast S_k als EWA-Modell-Methoden-Mittelwerte mit den Ergebnissen GEV-LMom-Methode

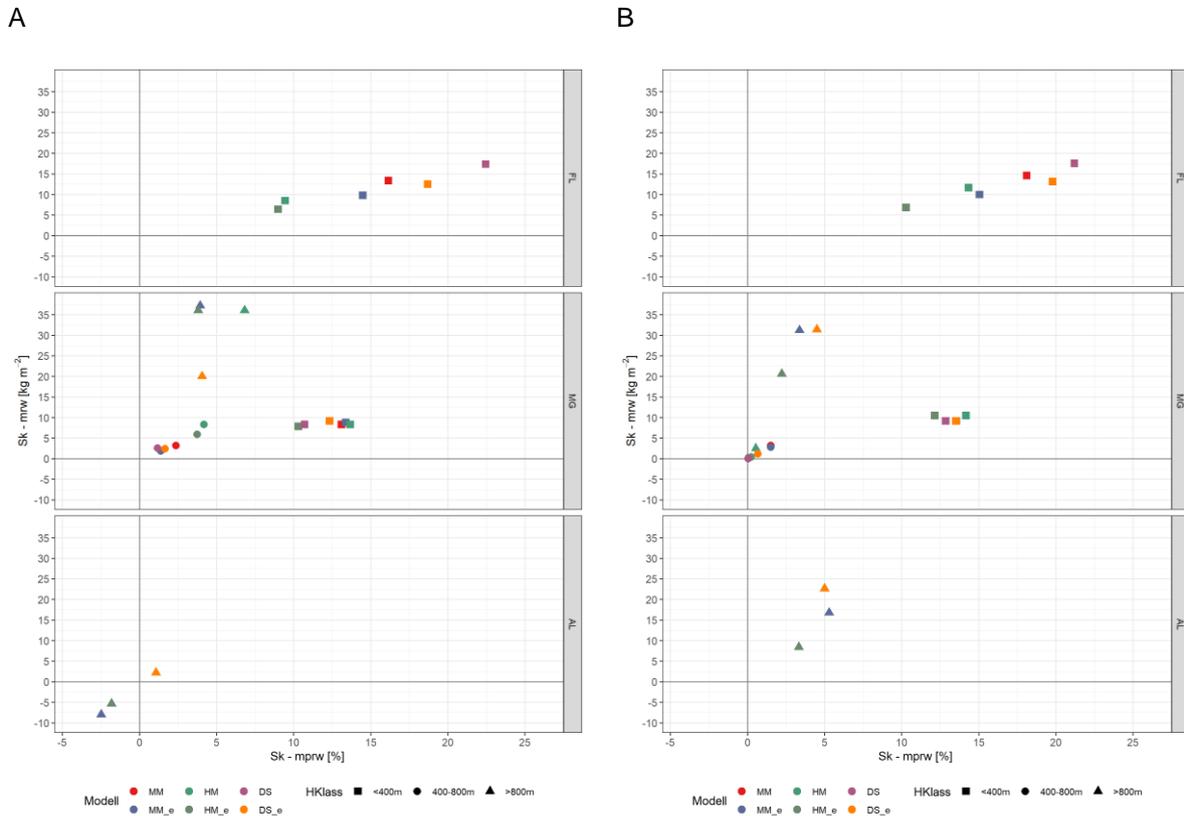


Abbildung 127 Scatterplots der Restwerte (Differenz aus beobachteten und zugehörigen gerasterten S_k -Werten) für (A) die Methoden-Mittelwerte für HM und DS sowie den zugehörigen Modell-Methoden-Mittelwert (MM) und für (B) die GEV-LMom-Methode (vgl. Tabelle 10) für HM und DS sowie den zugehörigen Modell-Mittelwert (MM); jeweils in Abhängigkeit von den zugehörigen prozentualen Restwerten und als Medianwerte für Klimaregionen und Höhenklassen. Dargestellt sind auch die Ergebnisse ohne die Berücksichtigung außergewöhnlicher Schneelastwerte (MM_e, HM_e, DS_e). Die (Modell-)Methoden-Mittelwerte in (A) zeigen ähnliche und geringfügig bessere Leistungen im Vergleich zur GEV-LMom-Methode.

Anhang F. Die Methoden-Mittelwerte und die Methoden-Maximalwerte für S_k

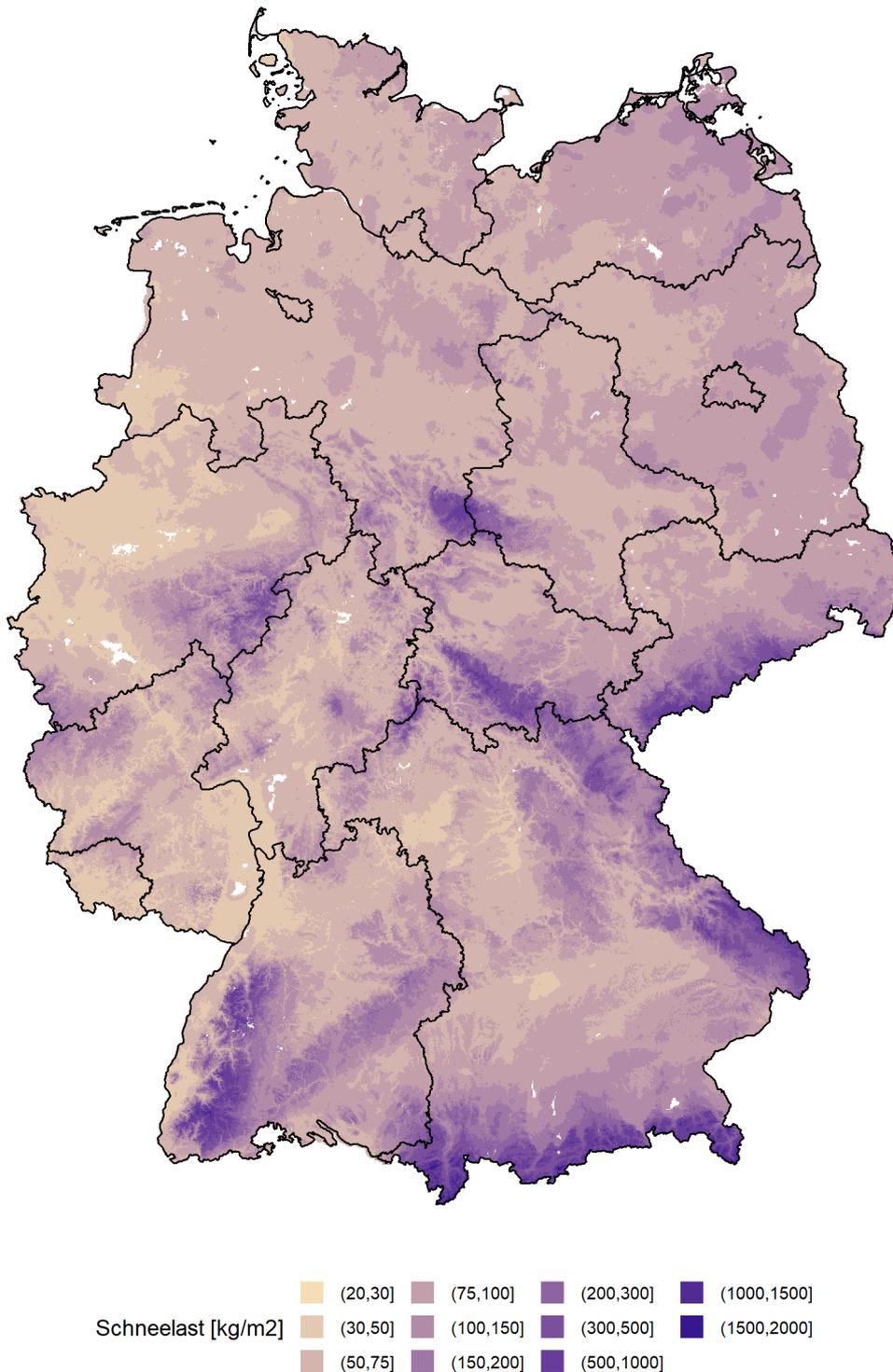


Abbildung 128 Raster der Methoden-Mittelwerte der charakteristischen Schneelastwerte S_k für das hybride Regressionsmodell HM (Mittelwerte aller signifikanten S_k -Werte aller EWA-Methoden, siehe Abschnitte 10.3 und 11.1).

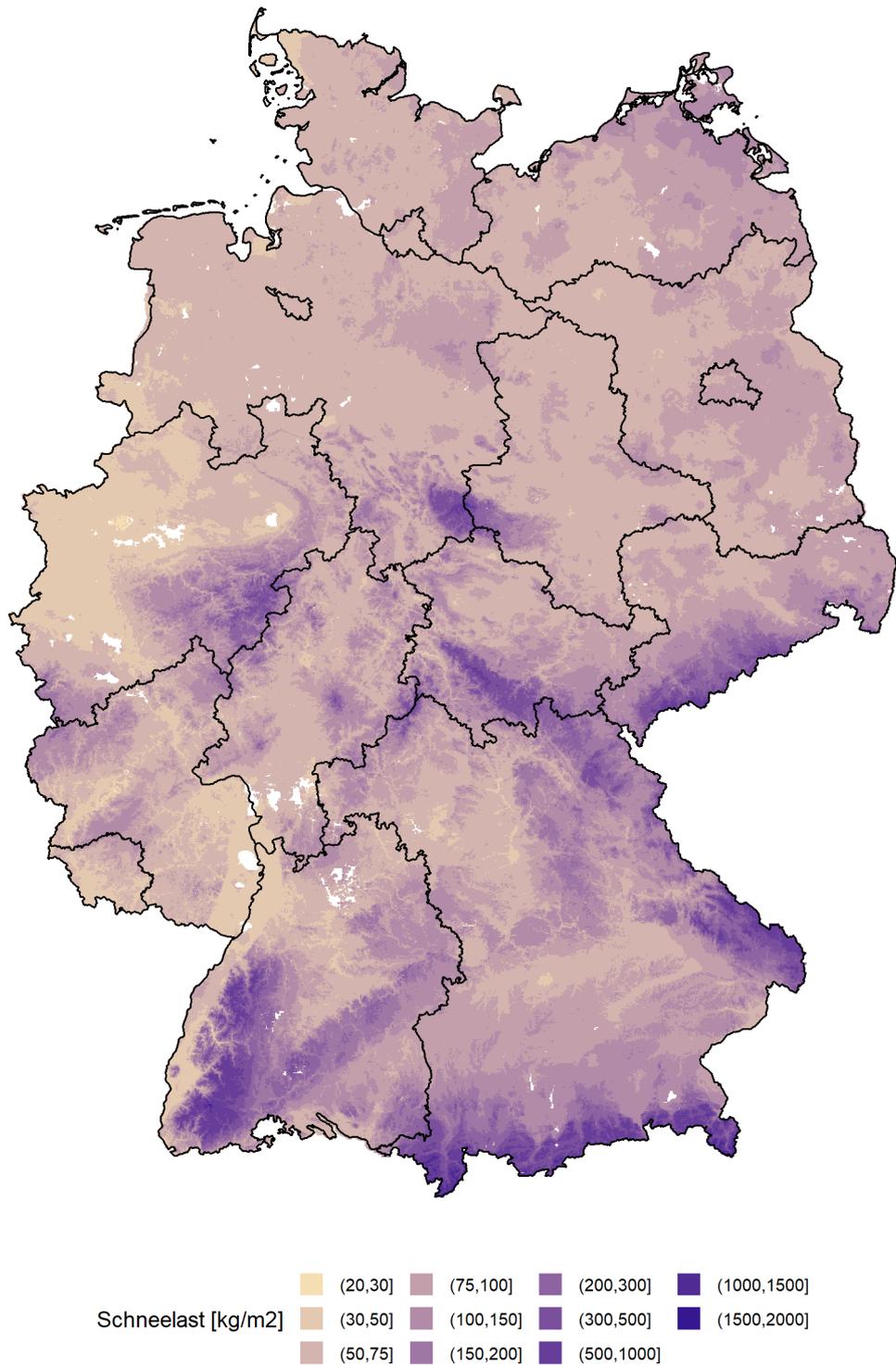


Abbildung 129 Wie Abbildung 128 aber für das semi-empirische multi-Ebenen Modell Δ SNOW (DS).

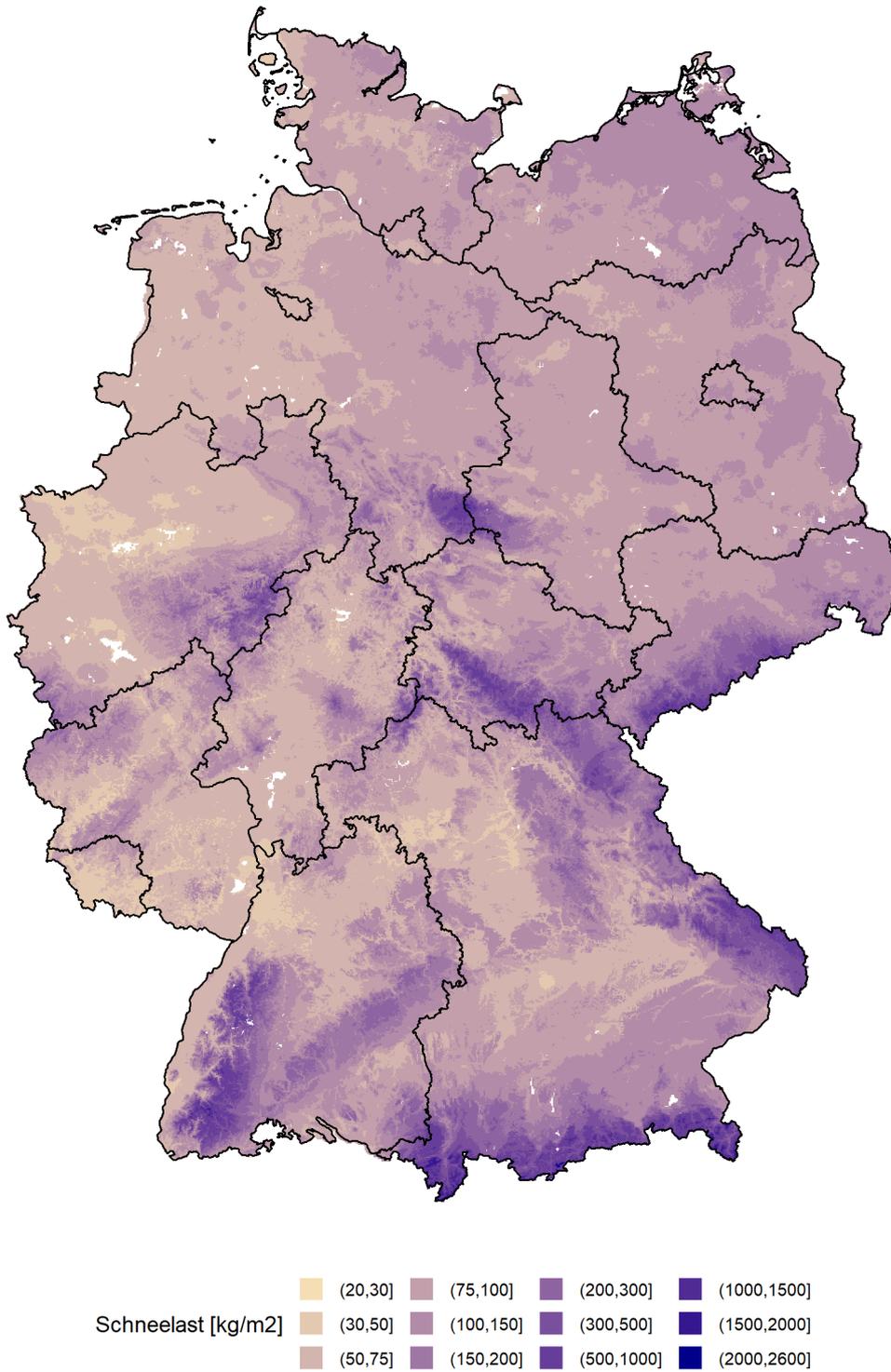


Abbildung 130 Wie Abbildung 128 aber für die Methoden-Maximalwerte.

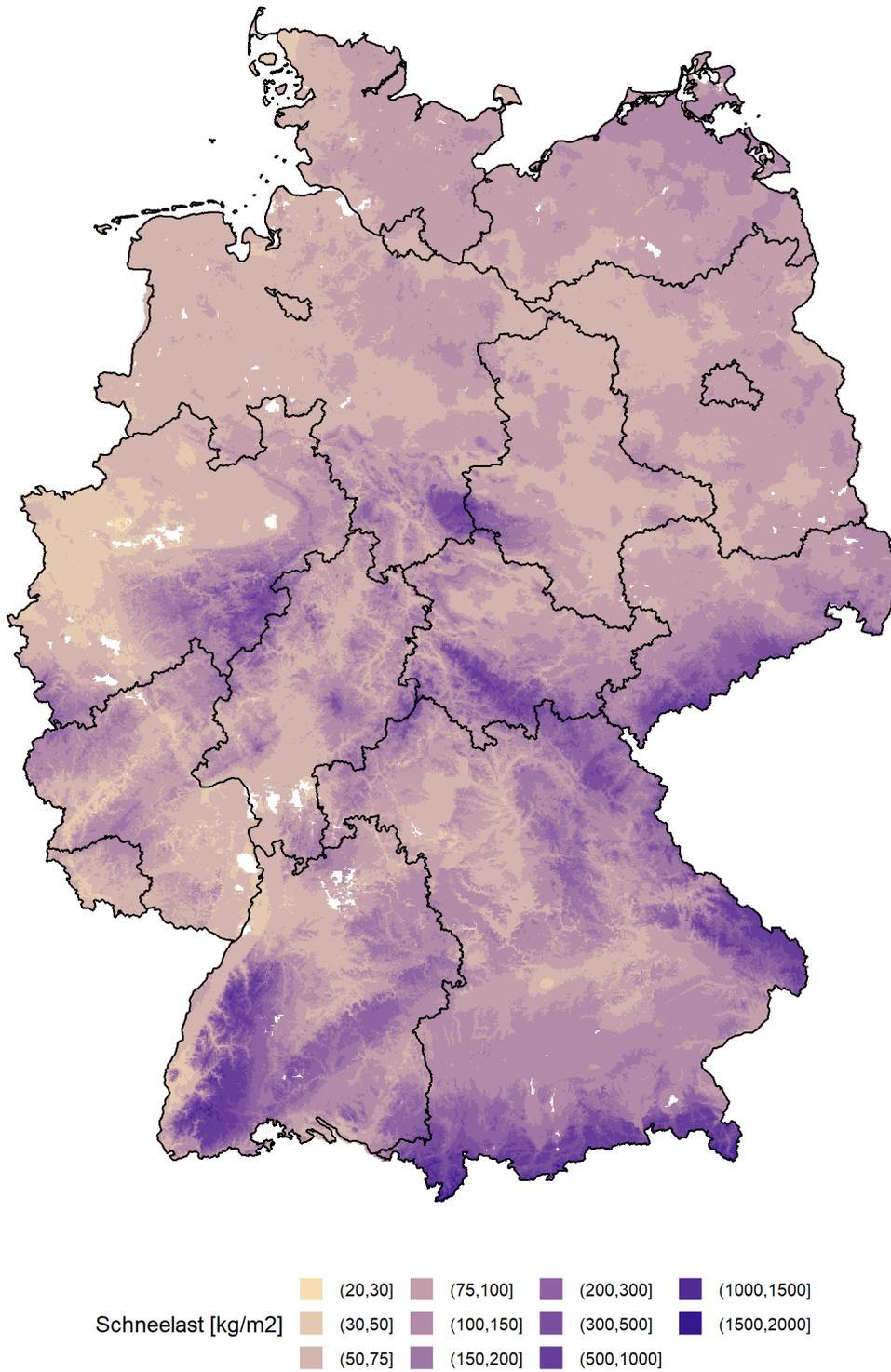


Abbildung 131 Wie Abbildung 129 aber für die Methoden-Maximalwerte.