



universität
wien

MASTERARBEIT / MASTER'S THESIS

Titel der Masterarbeit / Title of the Master's Thesis

Aspekte unterschiedlicher Mechanismen der Niederschlagsbeeinflussung durch Gebirgsregionen

verfasst von / submitted by

Viktoria Pruckner, BSc

angestrebter akademischer Grad / in partial fulfillment of the requirements for the degree of

Master of Science (MSc)

Wien, 2021 / Vienna, 2021

Studienkennzahl lt. Studienblatt /
degree programme code as it appears on
the student record sheet:

UA 066 614

Studienrichtung lt. Studienblatt /
degree programme as it appears on
the student record sheet:

Masterstudium Meteorologie

Betreut von / Supervisor:

Ass.-Prof. Mag. Dr. Manfred Dorninger

Zusammenfassung

Die Niederschlagsverteilung in Mitteleuropa wird wesentlich von den Alpen bestimmt. Komplexe Niederschlagsprozesse führen zu einem vielfältigen Niederschlagsklima mit hoher Variabilität auf kleinstem Raum. Bereits bei geringer räumlicher Distanz sind Unterschiede in der mittleren Niederschlagsmenge von 1000 mm/a oder mehr möglich. Da die Analyse des Niederschlags sowohl für meteorologische Anwendungen als auch für viele weitere Bereiche eine wichtige Grundlage darstellt, ist es notwendig, die Einflüsse des Gebirges auf die Niederschlagsverteilung zur berücksichtigen.

In der vorliegenden Arbeit werden zum einen die Höhenabhängigkeit und zum anderen Staueffekte des Niederschlags untersucht und unter Anwendung einfacher Methoden in objektiven Analysen von Stationsdaten berücksichtigt. Zur Einbindung der Höhenabhängigkeit (Höhenmethode) werden aus drei verschiedenen Klimadatensätzen Regressionsgleichungen ermittelt, die die Verteilung des Niederschlags mit der Höhe beschreiben. Aus der Anwendung dieser Regressionsgleichungen auf Topographiedaten der betrachteten Domäne resultiert ein Simulationsmuster, welches mit der Stationsinterpolation kombiniert wird. Dadurch entstehen Stationsinterpolationen in denen topographische Strukturen sichtbar werden.

Für die Berücksichtigung der Staueffekte des Niederschlags (Staumethode) kommt ein lineares Modell zum Einsatz. Mit diesem Modell wird für acht verschiedene Anströmungsrichtungen ein Stauniederschlagsmuster simuliert. Die Simulationen werden durch Vergleiche mit klimatologischen Niederschlagsfeldern optimiert. Je nach vorherrschender Anströmungsrichtung wird das jeweils passende Simulationsmuster mit der Stationsinterpolation kombiniert.

Zur Verifikation der beiden Methoden wird eine Kreuzvalidierung durchgeführt. In beiden Fällen zeigt sich, dass sich die Methoden neutral hinsichtlich der gewählten Fehlerscores verhalten. Im Gegensatz zu den geringen quantitativen Unterschieden in den Verifikationsergebnissen führt die Anwendung des Regressionsmusters zu einer sichtbaren Aufprägung topographischer Strukturen in den Stationsinterpolationen. Zur Beurteilung der Simulationsmuster des Stauniederschlags werden zusätzlich zur Kreuzvalidierung Verifikationsscores zwischen den Simulationsmustern und klimatologischen Feldern berechnet. Bei der Analyse dieser Scores zeigt sich, dass es trotz vereinfachender Annahmen möglich ist, Stauniederschläge mit dem linearen Modell zu simulieren.

Abstract

The distribution of precipitation in Central Europe is largely determined by the Alps. Complex precipitation processes lead to a diverse precipitation climate with high variability at small scales. Differences in the mean rainfall of 1000 mm/a or more are possible within small spatial distance. Since the analysis of precipitation is fundamental for meteorological applications as well as for many other fields, it is necessary to consider the influence of the mountains on precipitation.

In the present work, the elevation dependence of precipitation and effects on the precipitation distribution due to orographic lifting are investigated. These effects are taken into account in interpolations of station data using simple methods. In order to consider elevation dependence of precipitation (Höhenmethode), three different climate datasets are used to calculate regression equations, which describe the distribution of precipitation with altitude. The application of these regression equations to topographical data results in a simulation pattern, which is combined with interpolations of station data. This creates a precipitation field in which topographical structures become visible.

A linear model is used to account for the effects of orographic lifting on precipitation (Staumethode). This model simulates a precipitation pattern for eight different flow directions. The simulations are optimized by comparing them to climatological precipitation fields. Depending on the prevailing flow direction, the best matching simulation pattern is combined with the interpolation of station data.

To verify both methods, a cross-validation is carried out. The results in both cases are indifferent with respect to the application of the selected methods. In contrast to the small quantitative differences in the verification results, the application of the regression pattern results in clear optical effects in the final precipitation field where topographical structures become visible. In addition to the cross-validation, verification scores between the simulation patterns and climatological fields are calculated. Analysis of these scores shows that it is possible to simulate orographic precipitation using the linear model, despite some necessary assumptions.

Danksagung

Ich möchte mich herzlich bei Ass.-Prof. Mag. Dr. Manfred Dorninger für die ausgezeichnete Betreuung bedanken. Vielen Dank für die vielen informativen und lehrreichen Besprechungen sowie für die hilfreichen Tipps, die mir beim Vorankommen in meiner Masterarbeit stets eine große Hilfe waren.

Mein besonderer Dank gilt auch Dr. Benedikt Bica (ZAMG), der unsere Besprechungen ebenfalls mit wertvollen Tipps bereicherte und mir bei der einen oder anderen Programmierschwierigkeit unterstützend zur Seite stand. Dankeschön für die außerordentliche Betreuung und für die schöne Zeit während meines Praktikums an der ZAMG.

Vielen lieben Dank an meine Eltern und Geschwister. Sie haben mir mein Studium ermöglicht und mich in allem unterstützt. Danke für euer Vertrauen und eure Zuversicht. Mein Dank gilt auch meinem Freund, der mich durch meine gesamte Studienzeit begleitet hat, und dabei Freud und Leid mit mir geteilt hat. Danke für dein Verständnis und die ermunternden Worte.

An dieser Stelle möchte ich mich bei allen meinen Studienkollegen für die gegenseitige Unterstützung und Motivation bedanken, sowie bei allen meinen Freunden, die mich durch meine Studienzeit begleitet haben.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	i
Abstract	ii
Danksagung	iii
1. Einleitung	1
1.1. Motivation und Zielsetzung	1
1.2. Das Niederschlagsklima im Alpenraum	2
1.3. Gliederung der Arbeit	5
2. Daten	6
2.1. INCA	6
2.2. Klima-Datensätze	8
2.3. Wetterlagenklassifikation	9
3. Verifikationsmethoden und verwendete Maßzahlen	11
3.1. Verifikationsmethoden	11
3.1.1. Verifikation zweier Felder	11
3.1.2. Kreuzvalidierung	11
3.2. Verifikationsmaße	13
3.2.1. BIAS	13
3.2.2. MAE	14
3.2.3. RMSE	14
3.2.4. Pearson-Korrelationskoeffizient	14
3.2.5. Nash-Sutcliffe Efficiency Coefficient	15
4. Verwendete Methoden	16
4.1. Höhenmethode - Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit des Niederschlags	16
4.1.1. Anwendung I: Adaption mit reiner Höhenabhängigkeit	21
4.1.2. Berücksichtigung saisonaler Unterschiede in der Niederschlagsverteilung	24
4.1.3. Experimente mit künstlichen Topographiefeldern	26
4.1.4. Anwendung II: Adaption mit gewichteter Höhenabhängigkeit	30
4.2. Staumethode - Simulation von Stauniederschlägen	32
4.2.1. Niederschlagssimulationen	33
4.2.2. Niederschlagsklimatologien	37
4.2.2.1. Variante A - Verwendung einer Wetterlagenklassifikation	37
4.2.2.2. Variante B - Verwendung von Windinformationen	40
4.2.2.3. Druckklimatologien	45
4.2.3. Vergleich von Niederschlagssimulationen mit Niederschlagsklimatologien	47
4.2.4. Anwendung	54
5. Verifikationsergebnisse	65
5.1. Verifikationsergebnisse der Höhenmethode	65
5.1.1. Gesamtscores	66
5.1.2. Stationenscores	66
5.1.3. Regionenscores	69
5.2. Verifikationsergebnisse der Staumethode	70

5.2.1. Gesamtscores	71
5.2.2. Richtungsscores	72
5.2.3. Kontingenztafel und SSD	74
6. Schlussfolgerungen und Ausblick	80
Literaturverzeichnis	83
A. Anhang	85

Tabellenverzeichnis

3.1. Zur Veranschaulichung der Funktionsweise der Kreuzvalidierung: Ausschnitt einer Liste mit stationsspezifischen Informationen sowie mit gemessenen und berechneten Niederschlagsmengen für die ausgelassenen Stationen.	13
4.1. Werte der Regressionsparameter für die verschiedenen klimatologischen Datensätze . .	17
4.2. Statistik der drei verschiedenen Mai - Summen.	30
4.3. Windmessung der vier Bergstationen am 9.1.2019 um 6:00 UTC	41
4.4. Überblick über getestete Methoden zur Berücksichtigung der Verzögerung.	50
4.5. Häufigkeit der unterschiedlichen Simulationsmuster im Jahr 2019 sowie im vierjährigen Zeitraum 2016 - 2019 mit und ohne Niederschlagsschwellwert. Die ersten neun Spalten geben den untersuchten Zeitraum sowie die Termine pro Strömungssektor an. Die Spalte XXX umfasst jene Termine, an denen kein Muster aufgeprägt werden konnte. Die Gesamtanzahl aller Termine wird in der letzten Spalte angegeben.	57
5.1. Gesamtscores für zwei verschiedene Kreuzvalidierungsexperimente für den Zeitraum 2019.	66
5.2. Verifikationsscores für eine Südwest - Anströmung für den Zeitraum 2016 bis 2019. . . .	74
5.3. Schematische Darstellung der Kontingenztafel.	75
5.4. Beobachtungs - und Vorhersagevektor für die Klimatologie der Nordanströmung. Die erste Zeile gibt die Anströmungsrichtung der betrachteten Simulationen an. In der zweiten und dritten Zeile sind der Vorhersage - bzw. der Beobachtungsvektor angeführt. In den letzten beiden Zeilen sind die kumulativen Summen des Vorhersage - und Beobachtungsvektors angeführt. Sie werden schließlich für die Berechnung der SSD benötigt.	77
5.5. Sektor - Sektor - Distanzen.	78
A.1. Ausschnitt aus der Wetterlagenklassifikation. Der fünfstellige Code ist in Spalte zwei angegeben. In den Spalten drei bis sechs wird der Code nach Strömungsrichtung, Zyklonalität auf 925 hPa und 500 hPa und Feuchteindex aufgeschlüsselt.	85
A.2. Überblick über die Einstellungen der Kreuzvalidierungen für die Höhenmethode. . . .	85
A.3. Überblick über die Einstellungen der Kreuzvalidierungen für die Staumethode.	86
A.4. Verifikationsscores für die vier Simulationen aus Abbildung A-4, sowie für das finale Sommer - und Wintermuster.	86
A.5. Überblick über große Feldstudien zum Thema des orographischen Niederschlages. Tabelle aus Chow et al. (2013)	87

Abbildungsverzeichnis

1.1. mittlere jährliche Niederschlagsverteilung im Alpenraum	3
1.2. mittlere saisonale Niederschlagsverteilung im Alpenraum	4
2.1. Domäne und Modelltopographie des INCA-Systems	6
2.2. verwendete klimatologische Datensätze	9
3.1. Vorgangsweise bei der Kreuzvalidierung	12
4.1. Scatterplot des Niederschlagskoeffizienten K vs Seehöhe	17
4.2. Regressionsparameter für unterschiedliche vertikale Niederschlagsänderungen	18
4.3. Niederschlagsfeld P'	20
4.4. Anwendung I der Höhenmethode - 15 - Minuten Termin	22
4.5. Anwendung I der Höhenmethode - Monatssumme	23
4.6. Differenzenplot (I)	24
4.7. Scatterplot des Niederschlagskoeffizienten vs Seehöhe in jahreszeitlicher Abhängigkeit	25
4.8. Anwendung auf künstliche Topographiefelder	27
4.9. Gewichtungsfaktor w	28
4.10. Gegenüberstellung der Höhenmethode ohne und mit Gewichtungsfaktor w	29
4.11. Anwendung II der Höhenmethode - Monatssumme	31
4.12. Differenzenplot (II)	32
4.13. Hangneigung bei Anströmung aus Norden	33
4.14. Simulation des Stauniederschlags bei Nordanströmung (I)	34
4.15. Optimierung der Höhenänderung und des Mischungsverhältnisses	35
4.16. Simulation des Stauniederschlags bei Nordanströmung (II)	36
4.17. Anzahl der INCA-Analysen pro Strömungssektor mit der Wetterlagenklassifikation	38
4.18. Niederschlagsklimatologie bei Nordanströmung auf Basis der Wetterlagenklassifikation	38
4.19. Übersicht der Niederschlagsklimatologien (Variante A)	39
4.20. verwendete Bergstationen	40
4.21. Anzahl der INCA-Analysen pro Strömungssektor mit Windinformation	42
4.22. Niederschlagsklimatologie bei Nordanströmung auf Basis der Windinformation von vier Bergstationen	42
4.23. Niederschlagsklimatologie bei Südanströmung: Winter vs. Sommer	43
4.24. Profilplot der Südanströmung in den Winter- und Sommermonaten	44
4.25. mittleres Druckfeld bei Nordanströmung	45
4.26. Vb-Zugbahn	46
4.27. Vergleich von Profilen des simulierten und klimatologischen Niederschlagsfeldes bei Anströmung aus Norden	47
4.28. Vergleich der Niederschlagsmaxima von Simulation und Klimatologie vor und nach der Verschiebung	49
4.29. Berücksichtigung der Verzögerung	51
4.30. Vergleich von Profilen des simulierten und klimatologischen Niederschlagsfeldes bei Anströmung aus Norden nach Berücksichtigung der Verzögerung	52
4.31. Niederschlagsmaxima bei Südanströmung im Sommer	53
4.32. Niederschlagssimulation bei Südanströmung im Sommer	54
4.33. Übersicht der vorhandenen Muster in der Staumethode	55

4.34. verwendete Muster im Zeitraum 2019	58
4.35. Summe der verwendeten Stationsinterpolationen im Zeitraum 2019	59
4.36. Summe der angepassten Stationsinterpolationen (Klimamuster - Variante A) und prozentuelle Differenz zur unveränderten Summe	60
4.37. Summe der angepassten Stationsinterpolationen (Klimamuster - Variante B) und prozentuelle Differenz zur unveränderten Summe	61
4.38. Summe der angepassten Stationsinterpolationen (Simulationsmuster) und prozentuelle Differenz zur unveränderten Summe	62
4.39. Summe der Stationsinterpolationen von Terminen mit Nordanströmung im Zeitraum 2016 bis 2019	63
4.40. Summe der angepassten Stationsinterpolationen (Simulationsmuster mit <i>opt3A</i> und Windinfo) und prozentuelle Differenz zur unveränderten Summe	64
5.1. Gesamtscores für die Höhenmethode auf monatlicher Basis	67
5.2. Differenz der Stationenscores	68
5.3. Regionenscores	70
5.4. Gesamtscores für die Staumethode	72
5.5. Verifikation der Anströmungsrichtungen	73
5.6. Kontingenztabelle mit MAE und Korrelationskoeffizienten	75
A-1. künstliche Topographiefelder	88
A-2. Übersicht der Niederschlagsklimatologien (Variante B)	89
A-3. Windsektoren	90
A-4. Anpassung der Simulation an vier Maxima	90
A-5. Übersicht der Niederschlagssimulationen ohne Berücksichtigung der Verzögerung	91
A-6. Übersicht der Niederschlagssimulationen nach Berücksichtigung der Verzögerung I	92
A-7. Übersicht der Niederschlagssimulationen nach Berücksichtigung der Verzögerung II	93
A-8. Übersicht der Niederschlagssimulationen nach Berücksichtigung der Verzögerung III	94
A-9. Übersicht der Niederschlagssimulationen nach Berücksichtigung der Verzögerung III	95
A-10. Übersicht über verbleibende Kontingenztabelle	96

1. Einleitung

Das Erscheinungsbild der Erde wird durch vielfältige Landschaftsformen geprägt. Gebirge sind auf allen Kontinenten der Erde zu finden. Mit 8848 m bildet der Mount Everest im Himalaya die höchste Erhebung der Erde. Ein Vergleich mit dem Durchmesser der Erde (rund 12742 km im Mittel) lässt allerdings selbst die höchsten Berggipfel unbedeutend und klein erscheinen. Relativ betrachtet sind die Erhebungen der Erde sogar so gering, dass die Oberfläche einer stark verkleinerten Erde weniger Unebenheiten aufweisen würde als die Oberfläche einer Billardkugel. Dennoch beeinflussen Gebirgszüge das Wettergeschehen und das regionale Klima wesentlich (Smith, 1979).

In zahlreichen Arbeiten werden die vielfältigen Einflüsse des Gebirges auf die Atmosphäre dargestellt. So wird etwa die Strömung der Luft stark von Gebirgen modifiziert. In Abhängigkeit von der statischen Stabilität der Atmosphäre, der Höhe des Gebirges und der Windgeschwindigkeit werden Gebirge um- oder überströmt (Mayer und Gohm, 2006). Ein allseits bekanntes Resultat des Gebirgseinflusses auf die Luftströmung sind warme Fallwinde im Lee eines Gebirges. Thermische Windsysteme, bestehend aus Hangwinden, Talwinden und einer ausgleichenden Strömung oberhalb des Gebirges, etablieren sich vor allem an gradientschwachen Strahlungstagen in inneralpinen Regionen. Sie können gut vom Menschen wahrgenommen werden und sind u. a. auch hinsichtlich der Ausbreitung und des Transportes von Spurenstoffen von großer Bedeutung (Seibert und Steinacker, 2016). Bereits seit Beginn des 20. Jahrhunderts werden mikroklimatische Bedingungen in Dolinen untersucht und stellen damit ein weiteres bedeutendes Thema in der Gebirgsmeteorologie dar. In diesen Senken, die vor allem in den nördlichen und südlichen Kalkalpen zu finden sind, bilden sich unter bestimmten meteorologischen Rahmenbedingungen Kaltluftseen aus. Charakteristisch für dieses meteorologische Phänomen sind ein sehr starkes Absinken der Temperatur sowie die Ausbildung extremer Inversionen. Bemerkbar machen sich die tiefen Temperaturen in der Vegetation der Doline (Dorninger, 2016).

Nicht weniger relevant als die soeben geschilderten Phänomene sind die Einflüsse des Gebirges auf die Niederschlagsverteilung einer Region. Sie stehen im Mittelpunkt dieser Arbeit. Durch die Topographie eines Gebirges verursachte Hebungsprozesse können bei ausreichend vorhandener Luftfeuchtigkeit und instabiler Schichtung der Atmosphäre die Wolken- und Niederschlagsbildung fördern (Schöner, 2016) und zu hohen Niederschlagssummen im Staubereich des Gebirges führen (Frei und Schär, 1998). Die komplexen Wettersysteme und Niederschlagsprozesse spiegeln sich in einem sehr vielfältigen alpinen Klima wider und tragen zu einer ebenso vielfältigen Landschaft und Ökologie des Alpenraumes bei (Frei und Schmidli, 2006).

1.1 Motivation und Zielsetzung

In klimatologischen Darstellungen für den Niederschlag werden die Effekte der niederschlagsverstärkenden Prozesse deutlich. So weisen Regionen an den Rändern des Alpenbogens mehr als die doppelte mittlere Niederschlagsmenge auf als angrenzende ebene Regionen (Frei und Schmidli, 2006). Die Alpen, die häufig auch als das „Wasserschloss Mitteleuropas“ bezeichnet werden, leisten damit einen wichtigen Beitrag zum Wasserhaushalt. Durch die temporäre Speicherung von Niederschlag in Form von Schnee und Eis werden Abflussschwankungen in Einzugsgebieten gering gehalten und eine kontinuierliche Versorgung mit Wasserressourcen ermöglicht (Frei und Schmidli, 2006; Schöner, 2016). Gleichzeitig stellen Murenabgänge, Hangrutschungen und Hochwasser als Folge von langanhaltenden Niederschlägen Gefahren für den menschlichen Lebensraum dar und führen mitunter zu hohen

wirtschaftlichen Verlusten (Chow et al., 2013). Aus diesem Grund sind die Beobachtung und Analyse des Niederschlags in Land - und Forstwirtschaft, im Zivilschutz und in vielen weiteren Bereichen von großer Bedeutung. Anwendung finden Niederschlagsanalysen etwa auch in der Hydrologie, wo sie als Eingangsdaten für hydrologische Modelle benötigt werden. Berücksichtigungen des Gebirgseinflusses auf die Niederschlagsverteilung sind daher in vielen meteorologischen Anwendungen von großer Bedeutung.

In dieser Arbeit wird der Einfluss des Gebirges auf die Niederschlagsverteilung untersucht. Der Fokus liegt dabei vor allem auf der Höhenabhängigkeit des Niederschlags sowie auf Stauwirkungen. Beide Aspekte werden unter Anwendung einfacher Methoden in Stationsinterpolationen des Niederschlags berücksichtigt. Nach erfolgter Anwendung werden die beiden Methoden verifiziert. Um den Effekt der beiden Methoden einschätzen zu können, werden die berechneten Verifikationsmaße mit den Verifikationsergebnissen einer Referenz - Stationsinterpolation verglichen.

Im Konkreten sollen im Rahmen dieser Arbeit folgende Fragen beantwortet werden:

- Kann die Höhenabhängigkeit des Niederschlags mit Hilfe einer Regressionsgleichung beschrieben werden? Eignet sich diese, um saisonale Unterschiede in der Höhenabhängigkeit zu berücksichtigen und lässt sie sich auf beliebige topographische Strukturen anwenden?
- Wie können Stauwirkungen des Niederschlags in Stationsinterpolationen berücksichtigt werden? Welche Rolle spielt dabei die Anströmungsrichtung?
- Ist es möglich die zeitliche Verzögerung bei Niederschlagsbildung und Ausfällen des Niederschlags zu berücksichtigen?
- Können bei der Stausimulation klimatologische Muster bzw. saisonale Informationen einen Mehrwert liefern?
- Wie wirken sich die beiden Anwendungen (Regression und Stauwirkungen) quantitativ aus und wie können diese beurteilt werden (Verifikation)?

1.2 Das Niederschlagsklima im Alpenraum

Eine der ersten Arbeiten zum alpinen Niederschlagsklima geht zurück auf Viktor Raulin. Für seine Studie „Über die Vertheilung des Regens im Alpengebiet von Wien bis Marseille“ aus dem Jahr 1879 verwendet er mehrjährige Zeitserien von beachtlichen 249 Messstellen (Frei und Schär, 1998). Frei und Schär präsentieren in ihrer Arbeit eine neue Niederschlagsklimatologie für den Alpenraum. Die notwendigen Daten dazu liefert das Niederschlagsmessnetz der Alpenländer, welches als eines der dichtesten Messnetze über komplexer Topographie gilt. Im betrachteten Zeitraum 1971 - 1990 standen mehr als 6600 Stationen zur Verfügung.

Aus der von den Autoren ermittelten mittleren jährlichen Niederschlagsmenge in Abbildung 1.1 können wesentliche Merkmale der Niederschlagsverteilung im Alpenraum abgeleitet werden. So zeichnet sich die alpine Niederschlagsverteilung durch eine längliche Zone mit hohen mittleren Niederschlagsmengen am Nordrand der Alpen, sowie durch zwei größere Zonen mit stärkerem Niederschlag südlich des Alpenhauptkammes aus (Frei und Schär, 1998; Frei und Schmidli, 2006). Vergleichsweise trocken gestaltet sich das Klima in inneralpinen Regionen. Besonders West - Ost ausgerichtete Täler, wie bspw. das Obere Inntal in Tirol oder das Aostatal im Nordwesten Italiens, sind durch trockenere Klima geprägt. Trotz ihrer geringeren Erhebung prägen Mittelgebirgszüge im Alpenvorland die

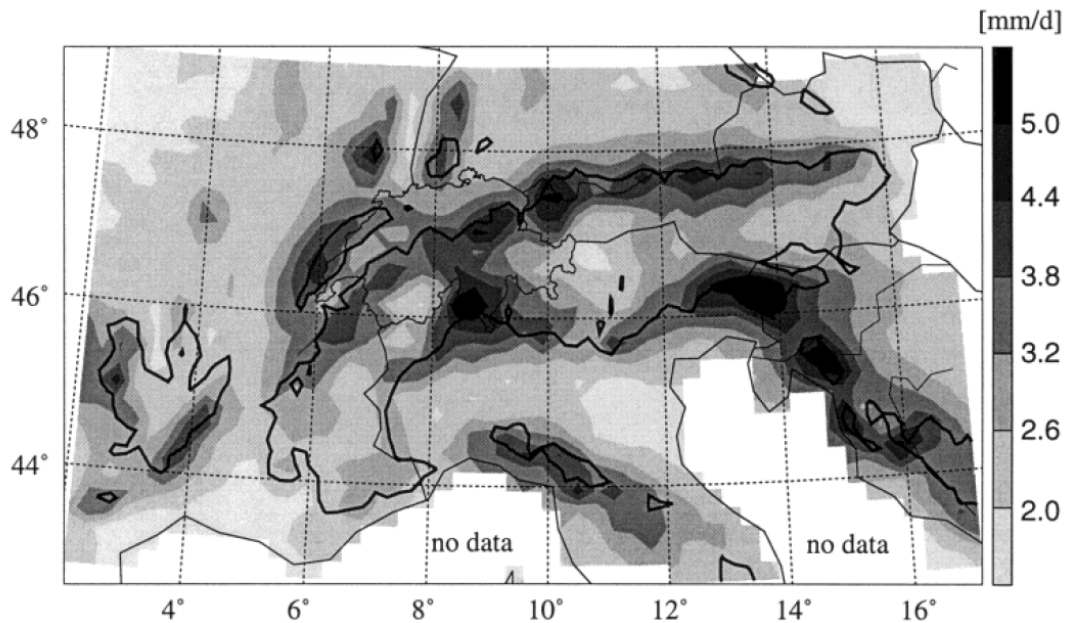


Abbildung 1.1: Mittlere jährliche Niederschlagsmenge in [mm/d] in der Alpenregion. Zu erkennen sind die niederschlagsreichen Gebiete nördlich und südlich des Alpenhauptkammes. Auch Mittelgebirgszüge im Alpenvorland weisen erhöhte Niederschlagsmengen auf. Quelle: (Frei und Schär, 1998).

Niederschlagsklimatologie deutlich. Vor allem das Jura-Gebirge, der Schwarzwald und die Vogesen im Dreiländereck Deutschland - Frankreich - Schweiz, das Zentralmassiv in Südfrankreich und der Apennin in Italien weisen im Mittel beachtliche Niederschlagssummen auf. In den Ebenen des Alpenvorlandes variiert die Niederschlagssumme nur in geringem Maße. Zurückzuführen sind die Eigenschaften der alpinen Niederschlagsklimatologie u. a. auf den Einfluss der Hänge am Nord- und Südrand der Alpen. An diesen Hängen findet orographische Hebung statt, die hier in weiterer Folge zu verstärkten Niederschlägen führt. Inneralpine Täler werden hingegen von den Niederschlägen abgeschattet (Frei und Schär, 1998).

Frei und Schmidli (2006) weisen auf eine starke Abhängigkeit der Niederschlagsverstärkung von der Dimension des Gebirges hin. In großskaligen Gebirgen wie den Alpen erfolgt die Niederschlagsverstärkung in erster Linie an den der Strömungsrichtung zugewandten Rändern der Gebirge. Mittelgebirge weisen hingegen die Niederschlagsmaxima annähernd über der höchsten Erhebung auf. Das französische Zentralmassiv nimmt dabei eine besondere Rolle ein. Denn, obwohl es sich beim Zentralmassiv um ein Mittelgebirge handelt, zeigen sich in Abbildung 1.1 deutliche „feuchte“ Anomalien am westlichen und südöstlichen Rand dieses Gebirges (Frei und Schär, 1998).

Wie aus Abbildung 1.2 hervorgeht, unterliegt die Ausprägung dieser Merkmale jahreszeitlichen Schwankungen. Vor allem die Unterschiede zwischen Winter und Sommer sind besonders deutlich zu erkennen. Abgesehen von Niederschlägen am Alpennordrand und an den Mittelgebirgen gestalten sich die Wintermonate überwiegend trocken. Die südliche Niederschlagszone im Bereich der italienischen Regionen Piemont und Lombardei ist im Vergleich zum Jahresmittel im Winter kaum vorhanden. Im Gegensatz dazu erstreckt sich die Niederschlagszone im Sommer nahezu über den gesamten Alpenbogen und die mittleren Niederschlagsmengen betragen mehr als das zweifache der mittleren Niederschläge im Winter. Frei und Schär (1998) bezeichnen den Sommer daher auch als „the main rainy season in the Alps“. Die stärkere Ausdehnung der nordalpinen Niederschlagszone sowohl in inneralpine Regionen als auch ins nördliche Vorland ist ein typisches Merkmal der konvektiven Saison

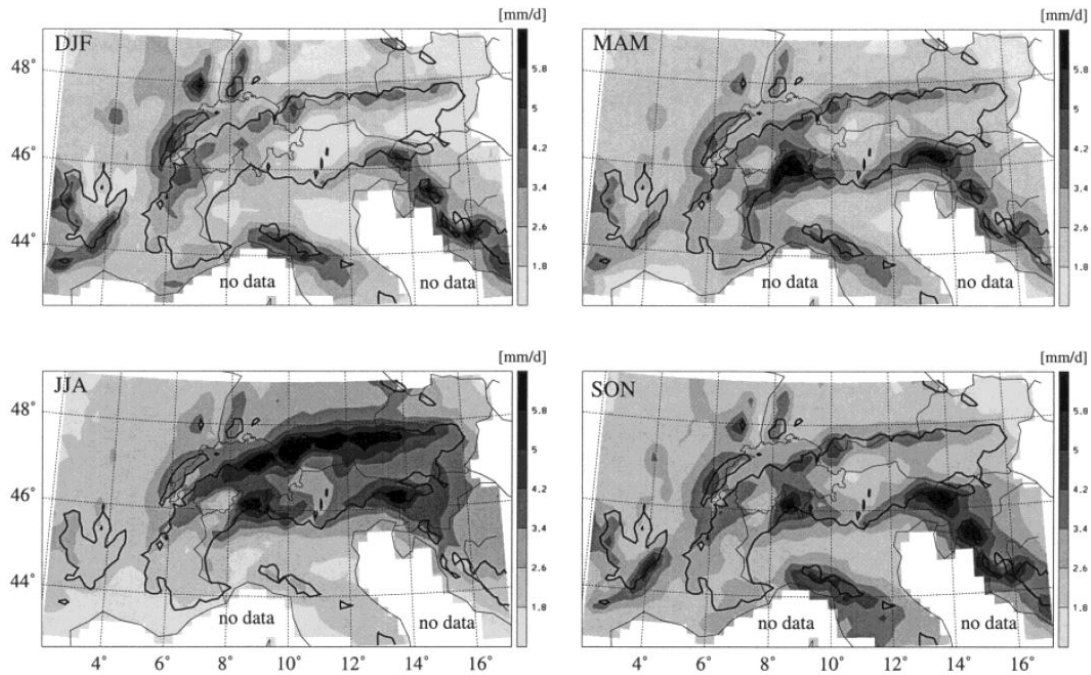


Abbildung 1.2: Mittlere saisonale Niederschlagsmenge in [mm/d] in der Alpenregion. Deutliche Unterschiede sind zwischen den Winter (DJF) - und Sommermonaten (JJA) zu erkennen. Frühling (MAM) und Herbst (SON) gestalten sich in ihrer Niederschlagsverteilung sehr ähnlich. Quelle: (Frei und Schär, 1998).

und lässt sich durch die „häufig beobachtete Bewegung von Gewittern aus ihrer Geburtsstätte an den Alpen ins Vorland“ (Frei und Schmidli, 2006) begründen. Den niederschlagsreichen Sommermonaten in den Bergen stehen trockene Sommer an der französischen Riviera, im unteren Rhônetal, in Italien und an der östlichen Adriaküste gegenüber (Frei und Schär, 1998).

Frühling und Herbst unterscheiden sich in ihrer mittleren Niederschlagsverteilung kaum. Vor allem die Regionen südlich des Alpenhauptkammes zeichnen sich in diesen Jahreszeiten durch hohe mittlere Niederschlagsmengen aus. Deutlich trockener gestalten sich Frühling und Herbst nördlich der Alpen (Frei und Schär, 1998).

Neben den jahreszeitlichen Unterschieden und der Rolle der Dimension des Gebirges, ist auch die geographische Lage bei der Niederschlagsverteilung von Bedeutung. Das zeigt sich u. a. in der Arbeit von Lauscher (1976), der Vertikalprofile des Niederschlags in fünf verschiedenen Klimazonen untersucht. Die resultierenden Profile unterscheiden sich deutlich voneinander und reichen von einer eindeutigen Abnahme der Niederschlagsmenge mit der Höhe in äquatorialen Gebieten bis hin zu einer starken Zunahme der Niederschlagsmenge mit der Höhe, wie sie etwa in den mittleren Breiten beobachtet werden kann (Lauscher, 1976).

1.3 Gliederung der Arbeit

Die vorliegende Arbeit gliedert sich in fünf Abschnitte. Nachdem in Kapitel 1.2 die klimatologische Niederschlagsverteilung im Alpenraum beschrieben wurde, folgt in Kapitel 2 eine Beschreibung der verwendeten Datensätze, die zur Umsetzung der gewählten Methoden notwendig sind. Die Verifikation dieser Methoden erfolgt unter Anwendung der in Kapitel 3 vorgestellten Verifikationsmethoden und Maßzahlen. In Kapitel 4 werden die Methoden an sich und die Vorgehensweise bei deren Umsetzung beschrieben. In Kapitel 5 werden die Ergebnisse der Verifikation dargestellt. Kapitel 6 beinhaltet eine abschließende Diskussion und bietet einen Ausblick auf mögliche weiterführende Untersuchungen.

2. Daten

Zur Umsetzung der verwendeten Methoden (vgl. Kapitel 4) sind eine Reihe von Daten notwendig. Eine wichtige Rolle dabei nehmen Analysen für den Niederschlag und für den Luftdruck ein. Des Weiteren werden Klimadaten für die Ermittlung einer Regressionsgleichung benötigt und es kommt eine Wetterlagenklassifikation zur eigenen Berechnung von strömungsabhängigen Klimatologien zum Einsatz. Die benötigten Felder und Datensätze sollen nun näher beschrieben werden.

2.1 INCA

Kurzfristvorhersagen haben besonders für die Erstellung von Wetterwarnungen, Hochwasservorhersagen und für Vorhersagen in der Luftfahrt im Laufe der Zeit große Bedeutung erlangt. Das Analyse- und Vorhersagesystem INCA (Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis) der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) in Wien stellt Analysen und Vorhersagen für eine Reihe von Parametern in nahezu Echtzeit und in sehr hoher Auflösung zur Verfügung. Auf diese Weise soll u. a. die numerische Wettervorhersage im Nowcasting sowie allgemein im Kürzestfristbereich verbessert werden. Die Domäne für den operationellen Einsatz des INCA-Systems besitzt zum gegenwärtigen Zeitpunkt eine Auflösung von 1 km und beschreibt eine Fläche von 701 km x 401 km. Für die Modelltopographie werden die Daten des digitalen Höhenmodells SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) verwendet und mit Hilfe bilinearer Interpolation an das INCA-Modellgitter angepasst (Haiden et al., 2010).

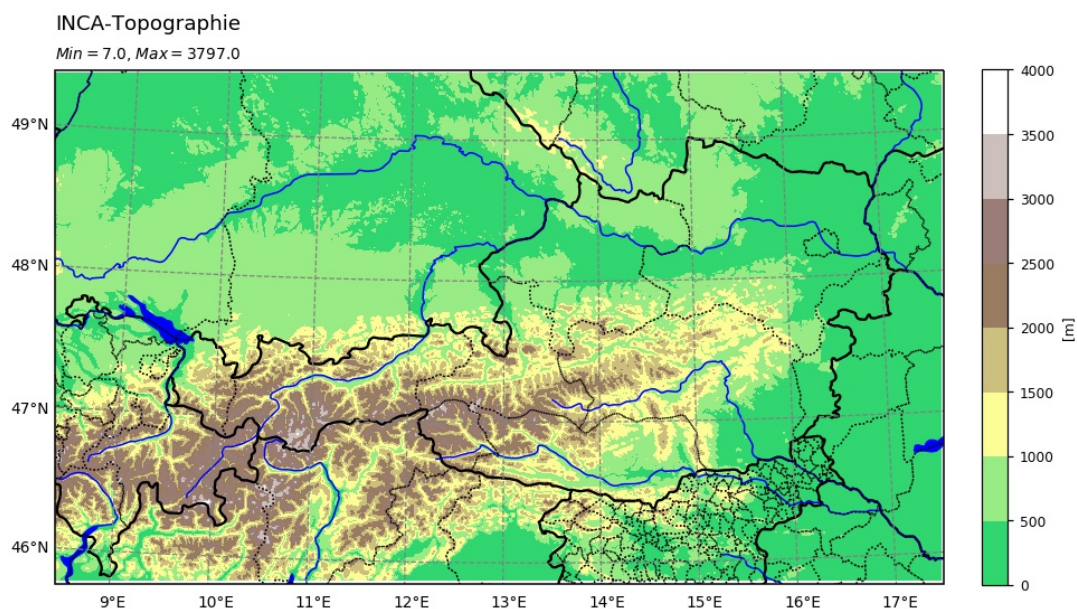


Abbildung 2.1: Für den operationellen INCA - Betrieb verwendete Domäne mit Modelltopographie. Links oben sind Minimum und Maximum der Topographie angegeben.

Eine Datenquelle für das INCA - System sind Modellfelder der österreichischen Version des numerischen Wettervorhersagesystems AROME (Application of Research to Operations at MEsoscale). Dabei handelt es sich um 2D - und 3D - Felder von Geopotential, Temperatur, relativer Feuchtigkeit, Windkomponenten, Niederschlag, Gesamtbewölkung, niedriger Bewölkung und Bodentemperatur.

Haiden et al. (2010) weisen allerdings darauf hin, dass die in INCA angewendeten Analyse- und Vorhersagemethoden nicht an AROME - Modellfelder gebunden sind und eine Kombination mit beliebigen Modellen möglich ist. Eine weitere Datenquelle stellen die Beobachtungsdaten von 280 österreichischen TAWES - Stationen der ZAMG und etwa 1000 Fremdstationen aus dem In - und Ausland dar. Dazu gehören u. a. Messungen von 2 m - Temperatur, relativer Feuchtigkeit, Taupunkt, 10 m - Windgeschwindigkeit und Windrichtung, Niederschlagsmenge und Sonnenscheindauer. Die dritte Datenquelle sind Radar - und Satellitendaten. Bei den Radardaten handelt es sich um ein Komposit österreichischer Daten (Standorte: Schwechat (NÖ), Feldkirchen (Sbg), Zirbitzkogel (Stmk), Patscherkofel (T)) und weiterer ausländischer Radardaten. Die verwendeten Satellitendaten sind die beiden MSG - Produkte „cloud-type“ und „visible satellite image“ (VIS) (Haiden et al., 2010).

Die Analysemethode wird von Haiden et al. (2010) für verschiedene Parameter vorgestellt, wobei für diese Arbeit vor allem die Niederschlags - und Druckanalysen von Interesse sind.

In einer INCA - Niederschlagsanalyse werden Niederschlagsmessungen, Radardaten sowie Höhenefekte des Niederschlags berücksichtigt. Allerdings sind die Niederschlagsmessungen aufgrund der hohen räumlichen Variabilität des Niederschlags nur begrenzt repräsentativ für die tatsächlichen Niederschlagsmengen an einem gegebenen Punkt. Auch Radarinformationen sind vor allem im Gebirge mit Unsicherheiten behaftet. Meischner (2004) führt u. a. folgende zu berücksichtigende Effekte an:

- Abhängigkeit der Z-R - Beziehung vom Tropfenspektrum
- Echos (Clutter) von festen Gegenständen (Häuser, Bäume, orographische Strukturen)
- Abschattung des Radarstrahls durch die Topographie
- erhöhte gemessene Reflektivitäten in der Schmelzschicht (Bright Band)
- Dämpfung des Radarstrahls in der Atmosphäre
- Der in der Höhe durch das Radar gemessene Niederschlag muss nicht notwendigerweise in gleicher Art und Menge den Boden erreichen (Advektion, Verdunstung)

Die Schwächen der beiden Messmethoden, die im alpinen Gelände weiter verstärkt werden können, gilt es bei der Erstellung der finalen Analyse zu beachten (Haiden et al., 2010).

Der Weg zur finalen Niederschlagsanalyse besteht aus fünf Schritten. Zu Beginn steht die Interpolation der 15 min - Niederschlagsmessungen auf das INCA - Gitter mittels inverser Distanzgewichtung. Dabei wird die Niederschlagsmenge an einem beliebigen Gitterpunkt aus jenen acht Stationen, die diesem Gitterpunkt am nächsten sind, bestimmt. Die inverse Distanzgewichtung führt dazu, dass Messungen in unmittelbarer Nähe des Gitterpunktes stärker gewichtet werden als jene in weiterer Entfernung (Haiden et al., 2010).

Im zweiten Schritt werden die Radardaten zu 15 - minütigen Niederschlagssummen aufsummiert und mittels bilinearer Interpolation auf das INCA - Gitter interpoliert. Die oben angeführten Probleme bei der Niederschlagsmessung mittels Radar können zu Fehlern im Radarfeld führen. Eine klimatologische Kalibrierung des Radarfeldes kann diese Probleme zumindest teilweise lösen. Dazu wird für jedes Monat ein Kalibrierungsfaktor berechnet, der dem Verhältnis der Monatsniederschlagssumme der Stationsinterpolation zur Monatssumme des Radarniederschlages entspricht (Haiden et al. 2010; Weilguni 2006). In Regionen mit starker Abschattung des Radarstrahls kann diese Art der Kalibrierung zu sehr hohen Kalibrierungsfaktoren führen und die Niederschlagsmenge verfälschen. Um

das zu vermeiden, wird der Kalibrierungsfaktor nach oben hin beschränkt. Darüber hinaus ist zu berücksichtigen, dass intensive Niederschlagsereignisse besser vom Radar erkannt und deshalb weniger unterschätzt werden. Damit die Kalibrierung in diesem Fall zu keiner unverhältnismäßigen Verstärkung führt, wird bei hohen Radarreflektivitäten der Kalibrierungsfaktor verringert (Haiden et al., 2010).

Im dritten Schritt werden die Stationsdaten und der klimatologisch kalibrierte Radarniederschlag an den Messpunkten verglichen. Dazu wird ein gewichtetes Verhältnis zwischen Niederschlagsmessungen und Radarniederschlag an den Messpunkten berechnet (Weilguni 2006; Haiden et al. 2010).

Im vierten Schritt erfolgt die Kombination der Stationsinterpolation mit dem zuletzt resultierenden Radarfeld. Dies führt zu einem Niederschlagsfeld mit einer verbesserten Abschätzung der Niederschlagsverteilung. Bei der Kombination kommt erneut eine Gewichtung zum Einsatz. Dadurch wird das Radarfeld in Regionen mit erhöhter Abschattung durch die Topographie weniger stark gewichtet und die Analyse reduziert sich in diesen Gebieten auf eine Stationsinterpolation mit einer Höhenabhängigkeit des Niederschlags. An Stationspunkten bleibt der Stationswert erhalten, dazwischen steigt das Gewicht für das Radarfeld an (Haiden et al., 2010).

Für die Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit des Niederschlags wird im fünften Schritt zuerst eine „Stationstopographie“ berechnet. Diese wird durch die interpolierten Höhenlagen der Messstellen beschrieben. Auf ähnliche Weise wird ein Referenz - Niederschlagsfeld für das Tal erstellt, wofür nur jene Stationen berücksichtigt werden, die sich weniger als 300 m über dem Talboden befinden. Für ausgewählte Stationspaare, die aus jeweils einer Berg - und Talstation bestehen und einen Höhenunterschied von etwa 1 km aufweisen, wird ein relativer Niederschlagsgradient berechnet. Die Parametrisierung des Niederschlagsgradienten in Abhängigkeit von der Niederschlagsintensität wird in Haiden und Pistotnik (2009) beschrieben. Neben dem Gradienten sind zur Berechnung des Höheneffektes in INCA auch Informationen über den Höhenunterschied zwischen zwei betrachteten Punkten und das Referenzfeld für den Niederschlag im Tal notwendig. Das finale Analysefeld setzt sich aus der Stationsinterpolation sowie aus Radar - und Höheninkrementen zusammen (Haiden et al., 2010).

Für INCA - Druckanalysen werden die auf Meeressniveau reduzierten Druckmessungen der Stationen auf die gesamte Domäne interpoliert. Als zusätzliche Datenquelle dienen AROME - Modellfelder für den Druck. Die Kombination der beiden Datenquellen erfolgt mittels Differenzbildung und führt schließlich zur finalen Druckanalyse.

2.2 Klima-Datensätze

Zum Einsatz kommen drei verschiedene Datensätze mit Mittelwerten der klassischen Klimaelemente an einer Vielzahl von Stationen, wobei für diese Arbeit ausschließlich die mittleren Niederschlagssummen auf Jahres - und Monatsbasis verwendet werden. Entsprechend den WMO - Richtlinien (WMO, 2018) beträgt der zur Mittelbildung betrachtete Zeitraum in allen drei Klimatologien 30 Jahre. Das wesentlichste Unterscheidungsmerkmal der drei Datensätze ist die räumliche Verteilung der untersuchten Stationen (vgl. Abb. 2.2).

Der *Klimamittelwerte-Datensatz* ist im Zuge des Projektes „*Klimanormalperiode 1981-2010*“ entstanden und enthält Klimamittelwerte von etwa 160 Stationen in Österreich für den Zeitraum von 1981 bis 2010 (ZAMG, 2012b,c).

Im Zuge eines vier Jahre andauernden Projektes wurde, beginnend mit dem Jahr 2009 und damit 96 Jahre nach der letzten Klimatographie Kärntens, der *Klimaatlas Kärnten* erstellt. Ziel des Projektes war eine ausführliche Beschreibung des hydrologischen, klimatologischen und biometeorologi-

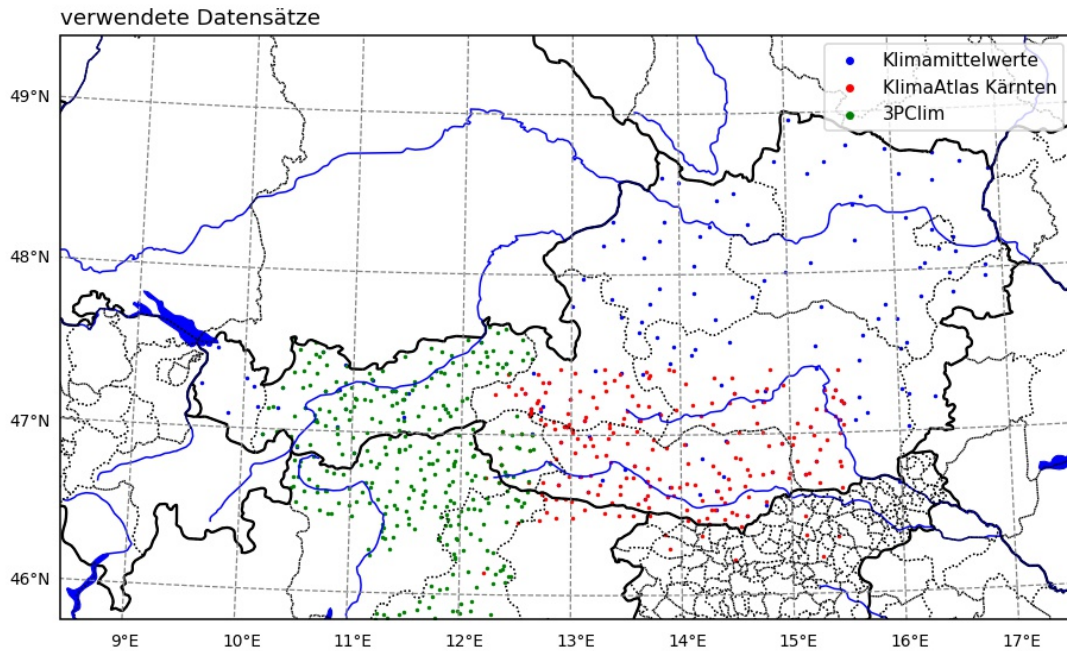


Abbildung 2.2: Betrachtete Stationen in den drei verschiedenen Klimatologien. Die Stationen des Klimamittelwerte-Datensatzes (blau) verteilen sich regelmäßig auf ganz Österreich, während sich die Stationen des KlimaAtlas Kärnten (rot) und des 3PClim-Datensatzes (grün) auf kleinere Regionen konzentrieren.

schen Zustandes des Bundesland Kärnten anhand von Kartendarstellungen, Grafiken und Tabellen. Für den Parameter Niederschlag wurden die Messungen von rund 220 Stationen aus Kärnten, Teilen der Steiermark, Salzburgs und Sloweniens aus der Klimaperiode 1971 bis 2000 betrachtet (Land Kärnten, 2012; ZAMG, 2012a).

Unter der Leitung der ZAMG wurde im Rahmen eines Interreg - Projektes das Klima des Großraumes Nordtirol - Südtirol - Veneto untersucht. An diesem Projekt beteiligt waren der südtiroler Landeswetterdienst, Umweltschutzbehörden aus Venetien und Tirol sowie die Wildbach - und Lawinenverbauung aus Tirol. Die Basis für den dabei entstandenen Klimadatensatz *3PClim* liefern Messungen aus der Klimaperiode 1981 bis 2010. Für die Niederschlagsklimatologie standen die Messungen von 351 Stationen zur Verfügung (Adler et al., 2015).

2.3 Wetterlagenklassifikation

Auch wenn sich ein atmosphärischer Zustand nicht exakt wiederholen wird, so können doch immer wieder Ähnlichkeiten in den Strukturen erkannt werden. Damit war der Anlass gegeben, häufig auftretende atmosphärische Zirkulationsmuster zu klassifizieren. Bereits Ende des 18. Jahrhunderts gab es erste Ideen und Konzepte für die Erstellung einer Wetterlagenklassifikation (WLK). Das erste prominente Beispiel für eine europäische Wetterlagenklassifikation ist der *Kalender der Großwetterlagen Europas* und stammt von Franz Baur. Seine Arbeit war grundlegend für viele weitere Arbeiten zu diesem Thema. Anwendung finden Wetterlagenklassifikationen u. a. in der Klimatologie und in der Synoptik sowie in medizinmeteorologischen Fragestellungen (Bott, 2016; Dittmann, 1995; Steinacker, 1991).

In der vorliegenden Arbeit werden Niederschlagsklimatologien zum Vergleich mit Niederschlagssimulationen bzw. als Muster zur Berücksichtigung des Gebirgseinflusses in Stationsinterpolationen des Niederschlags benötigt. Die Erstellung dieser Niederschlagsklimatologien erfolgt mit Hilfe einer Wetterlagenklassifikation. Die zu Grunde liegenden Methoden der verwendeten Wetterlagenklassifikation wurden im Zuge eines fünfjährigen COST - Projektes entwickelt. An der ZAMG wird unter Anwendung dieser Wetterlagenklassifikation seit 2008 die Wetterlage jedes einzelnen Tages als fünfstelliger Code verschlüsselt (vgl. Tabelle A.1 im Anhang). Die ersten beiden Stellen dieses Codes beschreiben den Strömungssektor, wobei zwischen den vier Sektoren Nordost (01), Südost (02), Südwest (03) und Nordwest (04) unterschieden wird. Die Ermittlung des Strömungssektors erfolgt mit Hilfe des Windes am 700 hPa Druckniveau. Die weiteren drei Stellen beschreiben die Zyklonalität und den Feuchtegehalt an diesem Tag. Schließlich werden die verschlüsselten Kennzahlen einer Klasse zugeordnet (Krennert, 2010). Die Vorgehensweise zur Ermittlung der klimatologischen Niederschlagsfelder wird in Kapitel 4.2 näher beschrieben.

3. Verifikationsmethoden und verwendete Maßzahlen

Ziel der Verifikation ist die Bewertung der Qualität einer Vorhersage, wobei aufgrund der zahlreichen Eigenschaften einer Prognose deren Qualität oftmals nicht mit einer einzigen Maßzahl beschrieben werden kann. Dementsprechend weitgefächert sind die in der Literatur vorgestellten Verifikationsmaße. Grundlage ist jedenfalls der Vergleich von Vorhersage und Beobachtung (Stanski et al., 1990; Wilks, 2011).

In Kapitel 4 werden zwei Methoden vorgestellt, mit denen der Gebirgseinfluss bei Stationsinterpolationen des Niederschlags berücksichtigt werden soll. Um eine Aussage darüber zu erhalten, wie die beiden Methoden die Stationsinterpolation beeinflussen, wird mittels Kreuzvalidierung eine Verifikation durchgeführt. Neben der Kreuzvalidierung werden simulierte und klimatologische Niederschlagsfelder direkt miteinander verglichen und Verifikationsscores zwischen den jeweiligen Feldern berechnet.

Anders als weiter oben beschrieben, werden in dieser Arbeit folglich verschiedene Stationsinterpolationen bzw. Simulationen den Beobachtungen gegenübergestellt. Dennoch können die Verifikationsmethoden auch auf diese Art der Verifikation angewendet werden, um die Qualität der verschiedenen Analysemethoden zu beschreiben. Die im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Verifikationsmethoden und -maße sollen in diesem Kapitel näher beschrieben werden.

3.1 Verifikationsmethoden

3.1.1 Verifikation zweier Felder

Zur Berücksichtigung des Staueffektes werden unter Anwendung eines Modells von Smith (1979) Niederschlagsfelder simuliert. Eine genaue Beschreibung des Modells und seiner Anwendung erfolgt in Kapitel 4.2. Zur Beurteilung der Simulationen werden Vergleiche mit klimatologischen Niederschlagsfeldern durchgeführt. Das geschieht, indem Fehlermaße (RMSE, MAE) und der Pearson-Korrelationskoeffizient zwischen simulierten und klimatologischen Niederschlagsfeldern berechnet werden. Die Referenz stellt dabei die Klimatologie dar.

3.1.2 Kreuzvalidierung

Mit der Kreuzvalidierung wird die Güte eines Modells (Vorhersage- oder Analysemodell) beurteilt, indem untersucht wird, wie gut das Modell bekannte Werte reproduzieren kann. Dazu werden die Berechnungen mit einer reduzierten Anzahl an Daten durchgeführt. Anschließend werden die berechneten Felder an den zuvor ausgeschlossenen Datenpunkten mit den tatsächlichen Werten an diesen Punkten verglichen. Dieser Vorgang wird so lange wiederholt, bis jeder Datenpunkt einmal ausgelassen wurde. Je nachdem, ob die Daten um jeweils einen oder mehrere Datenpunkte gleichzeitig reduziert werden, handelt es sich um eine *leave - one - out cross validation (LOO)* oder eine *leave - N - out cross validation (LNO)*. Angewendet auf einen Datensatz mit M Datenpunkten bedeutet das, dass die LOO M-mal wiederholt wird, wobei jedes Mal ein Datensatz der Größe M-1 verwendet wird. Im Fall einer LNO wird der Datensatz jedes Mal um eine Gruppe von N Datenpunkten reduziert. Die LNO wird M/N - mal durchgeführt (Kiralj und Ferreira, 2009; Wilks, 2011).

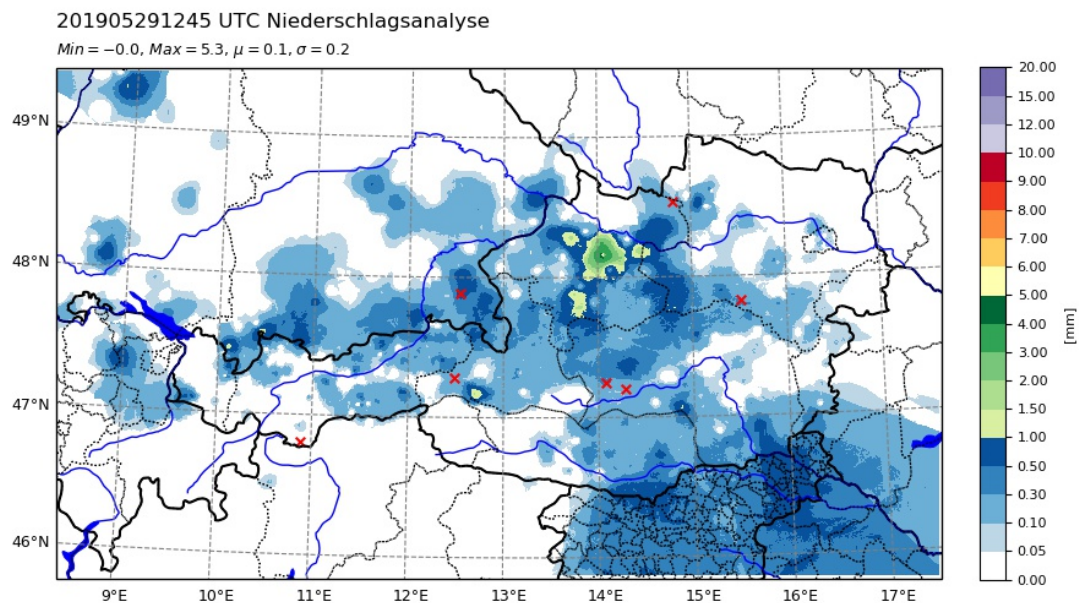


Abbildung 3.1: Diese Abbildung dient zur Veranschaulichung der Funktionsweise der Kreuzvalidierung. Rot markiert sind jene Stationen, die bei der Berechnung nicht berücksichtigt werden.

Für die Anwendung der Kreuzvalidierung auf die beiden Methoden in Kapitel 4 bedeutet das, dass die Berechnungen mit einer reduzierten Anzahl an Stationsdaten durchgeführt werden. Abbildung 3.1 soll dazu dienen, die Vorgangsweise bei der Kreuzvalidierung zu veranschaulichen. In diesem Fall werden die zufällig ausgelassenen Stationswerte der sieben rot markierten Stationen bei der Rechnung nicht berücksichtigt. Das bedeutet, dass die Stationsinterpolationen ohne die Informationen an den sieben ausgelassenen Stationen durchgeführt werden. Nachdem die Berechnungen mit dem reduzierten Stationsdatensatz erfolgt sind, werden aus den berechneten Feldern die Werte an den Koordinaten der sieben ausgelassenen Stationen ermittelt. Im Zuge der Kreuzvalidierung werden der aktuell betrachtete Termin und Informationen zu den ausgelassenen Stationen, die tatsächlich gemessene Niederschlagsmenge an diesen Stationen (*StatRR*) sowie die berechneten Stationswerte (*RR* und *StatRR_interp*) in eine Liste geschrieben (vgl. Tabelle 3.1). Die Spalte *StatRR* in dieser Tabelle enthält die Werte der Stationsinterpolation, wie sie auch in INCA angewendet wird und die Spalte *RR* enthält jene Werte, wenn auf die Stationsinterpolation die Methoden zur Berücksichtigung des Gebirgseinflusses angewendet werden. An dieser Stelle soll erwähnt werden, dass nur jene Stationen in die Liste übernommen werden, an denen die gemessene oder berechnete Niederschlagsmenge mehr als 0 mm beträgt. Aus diesem Grund sind in Tabelle 3.1 nur sechs Stationen angeführt, obwohl sieben Stationen ausgeschlossen wurden. Wenn alle Stationen einmal ausgelassen und gegebenenfalls zur Liste hinzugefügt worden sind, ist der aktuelle Termin abgeschlossen und es wird der nächste Termin betrachtet. Auf diese Art und Weise wird nun jeder Termin des vorgegebenen Zeitraumes untersucht. Die Anzahl der jeweils ausgelassenen Stationen wurde im Sinne eines Kompromisses zwischen Rechenzeit und Genauigkeit mit 100 (entspricht etwa 10 % der Gesamtanzahl) festgelegt. Um Zeit zu sparen, werden Termine, an denen eine gegebene Niederschlagsmenge unterschritten wird, nicht betrachtet. Nach Durchführung dieser Untersuchung für den gesamten vorgegebenen Zeitraum werden auf Basis dieser Tabelle Verifikationsmaße zwischen den beiden Stationsinterpolationen (*RR* und *StatRR_interp*) und den Beobachtungen berechnet. Dabei wurde darauf geachtet, dass nur TAWES-Stationen zur Berechnung der Fehlermaße verwendet wurden. Die Verifikationsergebnisse der in INCA angewandten Stationsinterpolation (*StatRR_interp*) stellen die Referenz dar.

Termin	StatId	Lon	Lat	StatZ	StatRR	RR	StatRR_interp
201905291245	5290036	14.85	46.82	440	0.20	0.11	0.13
201905291245	5350017	16.32	48.21	238	0.00	0.03	0.03
201905291245	11068	14.51	48.49	539	0.20	0.10	0.10
201905291245	11136	12.18	47.23	1009	0.10	0.00	0.00
201905291245	10963	11.06	47.48	719	0.20	0.08	0.08
201905291245	5250037	14.64	48.55	935	0.20	0.20	0.16

Tabelle 3.1: Zur Veranschaulichung der Funktionsweise der Kreuzvalidierung: Ausschnitt einer Liste mit stationsspezifischen Informationen sowie mit gemessenen und berechneten Niederschlagsmengen für die ausgelassenen Stationen.

Es wurden mehrere Kreuzvalidierungen mit unterschiedlichen Einstellungen durchgeführt. So unterscheiden sich die Kreuzvalidierungen entweder im betrachteten Zeitraum oder im verwendeten Niederschlagsschwellwert. Unterschiede ergeben sich auch durch die Auswahl der ausgeschlossenen Stationen. Die Auswahl, welche Stationen gleichzeitig ausgelassen werden, erfolgt zufällig. Daher werden sich die Endresultate von zwei LNO - Kreuzvalidierungen, selbst bei sonst gleichen Einstellungen, immer geringfügig unterscheiden. Eine Übersicht über die verschiedenen Einstellungen liefern die Tabellen A.2 und A.3 im Anhang.

3.2 Verifikationsmaße

Üblicherweise wird die Verifikation zwischen Vorhersagen und Beobachtungen einer Variable durchgeführt. Im Rahmen dieser Arbeit soll allerdings die Güte von unterschiedlichen Interpolationsmethoden untersucht werden, weshalb die Verifikation zwischen verschiedenen Stationsinterpolationen und den Beobachtungen durchgeführt wird. Es kommen dabei die unveränderte Stationsinterpolation sowie die Interpolationsmethoden aus Kapitel 4 zum Einsatz. Dementsprechend werden in den nun folgenden Formeln mit M_i die berechneten Werte nach Anwendung der verschiedenen Interpolationsmethoden bezeichnet, während die tatsächlich beobachteten Werte mit dem Buchstaben O_i gekennzeichnet werden. N bezeichnet den Stichprobenumfang. Nach Berechnung der Maßzahlen werden die Verifikationsergebnisse verglichen, wobei die unveränderte Stationsinterpolation die Referenz darstellt.

3.2.1 BIAS

Der additive BIAS oder mittlere Fehler ist ein Maß für die Zuverlässigkeit der verwendeten Interpolationsmethode und beantwortet die Frage nach dem mittleren Fehler. In anderen Worten gibt er die mittlere Richtung der Abweichung von den beobachteten Werten an (Stanski et al., 1990; World Weather Research Programme (WWRP), 2017).

$$BIAS = \frac{1}{N} \left[\sum_{i=1}^N (M_i - O_i) \right] \quad (1)$$

Im Fall einer perfekten Interpolationsmethode liegt ein mittlerer Fehler von 0 vor. Bei einem negativen Bias sind die Werte der Interpolationsmethode M im Mittel zu klein, bei einem positiven Bias sind sie hingegen im Mittel zu groß. Der Bias gibt keine Auskunft über die Größe des Fehlers und ist auch

kein Maß für die Übereinstimmung zwischen der Interpolationsmethode und den Beobachtungen. (Stanski et al., 1990; World Weather Research Programme (WWRP), 2017).

3.2.2 MAE

Der mittlere absolute Fehler gilt als Maß für die Genauigkeit der Interpolationsmethode und gibt Auskunft über die mittlere Größe der Abweichung von den Beobachtungen, allerdings nicht über ihre Richtung (Stanski et al., 1990; World Weather Research Programme (WWRP), 2017).

$$MAE = \frac{1}{N} \left[\sum_{i=1}^N |M_i - O_i| \right] \quad (2)$$

Bei einem MAE von 0 liegt eine perfekte Übereinstimmung mit den Beobachtungen vor (Stanski et al., 1990; World Weather Research Programme (WWRP), 2017).

3.2.3 RMSE

Beim mittleren quadratischen Fehler handelt es sich ebenfalls um ein Maß für die Genauigkeit. Der RMSE gibt den mittleren Fehler an, der entsprechend dem Quadrat der Abweichung gewichtet wird (Stanski et al., 1990; World Weather Research Programme (WWRP), 2017).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (M_i - O_i)^2} \quad (3)$$

Im Fall einer perfekten Interpolationsmethode beträgt sein Wert Null. Das Besondere an diesem Verifikationsmaß ist, dass große Fehler stärker gewichtet werden.

Die gemeinsame Betrachtung von MAE und RMSE ermöglicht eine Abschätzung über die Fehlervarianz der Interpolationsmethode. Unterscheiden sich die Werte von RMSE und MAE sehr deutlich, liegt eine hohe Fehlervarianz vor. Sind sich RMSE und MAE in ihren Werten ähnlich, ist die Varianz gering und die Fehler sind von der gleichen Magnitude.

3.2.4 Pearson-Korrelationskoeffizient

Der Korrelationskoeffizient ist ein Maß für den Zusammenhang zweier Datenreihen. Angewendet auf den Vergleich von Interpolationsmethoden und Beobachtungen beurteilt er ihre Übereinstimmung. In der Regressionsanalyse misst der Korrelationskoeffizient den Abstand der Datenpunkte von der Regressionsgerade (Wilks, 2011; World Weather Research Programme (WWRP), 2017).

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (M_i - \bar{M})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (M_i - \bar{M})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2}} \quad (4)$$

r kann Werte zwischen -1 und 1 annehmen, wobei bei einem Score von 1 eine perfekte Übereinstimmung der Interpolationsmethode mit den Beobachtungen gegeben ist. Ein perfekter negativer

Zusammenhang liegt bei einem Korrelationskoeffizienten von -1 vor. Besteht zwischen den beiden betrachteten Variablen kein Zusammenhang, beträgt der Korrelationskoeffizient 0 (Wilks, 2011).

3.2.5 Nash-Sutcliffe Efficiency Coefficient

Der Nash-Sutcliffe-Koeffizient beurteilt, wie gut die beobachtete Zeitserie vorhergesagt wird und wird vor allem zur Bewertung der Genauigkeit von hydrologischen Vorhersagen eingesetzt (World Weather Research Programme (WWRP), 2017). Gegeben ist er durch:

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (M_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2} \quad (5)$$

Bei der Anwendung auf Interpolationen und Beobachtungen, beurteilt er die Genauigkeit mit der die Beobachtungen durch Interpolationen wiedergegeben werden. Der Wertebereich dieses Koeffizienten erstreckt sich von $-\infty$ bis 1, wobei ein Score von 1 bei einer perfekten Interpolationsmethode erreicht wird. Wenn $E = 0$, so ist die Interpolationsmethode nicht genauer als die mittlere Beobachtung. Im Fall eines negativen Nash - Sutcliffe - Koeffizienten liefert der Mittelwert der Beobachtungen eine genauere Auskunft als die jeweilige Methode (World Weather Research Programme (WWRP), 2017; Krause et al., 2005).

4. Verwendete Methoden

Wird Niederschlag aufgrund der Wechselwirkung von feuchten Luftmassen mit der Topographie modifiziert, handelt es sich um orographischen Niederschlag. Im Zuge zahlreicher, groß angelegter Feldstudien in den unterschiedlichsten Gebirgsregionen der Erde (vgl. Tabelle A.5 im Anhang) wurden verschiedene Aspekte und Prozesse des orographischen Niederschlags untersucht. Vor allem in steilem Gelände führen starke orographische Niederschlagsereignisse immer wieder zu hohen wirtschaftlichen Schäden und können mitunter Todesopfer fordern (Chow et al., 2013). Um die Schäden so gering wie möglich zu halten, ist es notwendig, die stattfindenden Prozesse zu verstehen und in der Niederschlagsvorhersage zu berücksichtigen.

In diesem Kapitel werden zwei Methoden vorgestellt, die den Einfluss des Gebirges auf die Niederschlagsverteilung beschreiben. Im Fokus stehen dabei einerseits die Höhenabhängigkeit des Niederschlags (Höhenmethode) und andererseits Stauniederschläge im Luv eines Gebirges (Staumethode). Die beiden Methoden werden auf 15 - minütige Stationsinterpolationen der Niederschlagsmenge angewendet. Die daraus resultierenden Stationsinterpolationen werden im Folgenden mit *RR* bezeichnet, während Stationsinterpolationen ohne Anwendung der beiden Methoden mit *StatRR_interp* abgekürzt werden. Beim Vergleich der beiden Stationsinterpolationen zeigen sich sowohl subjektiv sichtbare als auch quantitativ belegbare Effekte der verwendeten Methoden.

4.1 Höhenmethode - Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit des Niederschlags

Štrbac (2014) verwendet in seiner Arbeit *Quantification and spatial Distribution of Precipitation on the Territory of Serbia* eine Regressionsmethode, um die Höhenabhängigkeit des Niederschlags zu berücksichtigen. Grundlage für die Anwendung dieser Methode in der vorliegenden Arbeit sind die INCA - Topographie und die drei klimatologischen Datensätze, die bereits in Kapitel 2.2 vorgestellt wurden. Die nun folgenden Berechnungsschritte werden auf jeden der drei Klimadatensätze separat angewendet.

Die Methode beruht auf einem Niederschlagskoeffizienten K , der als das Verhältnis zwischen Niederschlagsmenge P und Seehöhe h definiert ist (Štrbac, 2014):

$$K \left[\frac{mm}{m} \right] = \frac{P}{h} \quad (6)$$

Zu Beginn wird unter Anwendung von Gleichung 6 für jede Station m im Klimadatensatz der Niederschlagskoeffizient K_m berechnet. Dazu werden die mittlere Niederschlagsmenge P_m und die Seehöhe h_m der betrachteten Stationen verwendet ($K_m = P_m / h_m$).

Im nächsten Schritt wird für die berechneten Niederschlagskoeffizienten eine Regressionsgleichung gesucht, die den Zusammenhang zwischen Niederschlagskoeffizient und Seehöhe bestmöglich beschreibt. In Abbildung 4.1 sind die berechneten Niederschlagskoeffizienten gegen die Seehöhe aufgetragen. In diesem Fall wird für die Berechnung der Niederschlagskoeffizienten K der mittlere Jahresniederschlag aus dem *Klimamittelwerte-Datensatz* verwendet. Es zeigt sich, dass die Punktwolke durch eine Regressionsgleichung in der Form einer Potenzfunktion gut beschrieben werden kann.

Datensatz	a	b	Datensatz	a	b	Datensatz	a	b
Klima	136,65	-0,70	Kärnten	234,87	-0,77	Tirol	1820,80	-1,08
Klima (Frühling)	42,36	-0,75	Kärnten (Frühling)	43,12	-0,74	Tirol (Frühling)	609,57	-1,14
Klima (Sommer)	46,61	-0,68	Kärnten (Sommer)	107,00	-0,80	Tirol (Sommer)	260,39	-0,94
Klima (Herbst)	30,00	-0,68	Kärnten (Herbst)	101,22	-0,84	Tirol (Herbst)	799,76	-1,16
Klima (Winter)	17,32	-0,68	Kärnten (Winter)	11,74	-0,62	Tirol (Winter)	385,28	-1,14

Tabelle 4.1: Werte der Regressionsparameter für die verschiedenen klimatologischen Datensätze

Die Regressionsparameter a und b werden mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate berechnet (Štrbac, 2014). Die Regressionsgleichung lautet demnach:

$$K = ah^b \quad (7)$$

Tabelle 4.1 enthält die Werte für a und b für verschiedene Klimadatensätze. Da die Verteilung der Niederschlagskoeffizienten in Abbildung 4.1 auf dem *Klimamittelwerte*-Datensatz basiert, nehmen die Regressionsparameter in diesem Fall die Werte $a = 136,65$ und $b = -0,70$ an (vgl. Spalte 1 bis 3 in Tabelle 4.1).

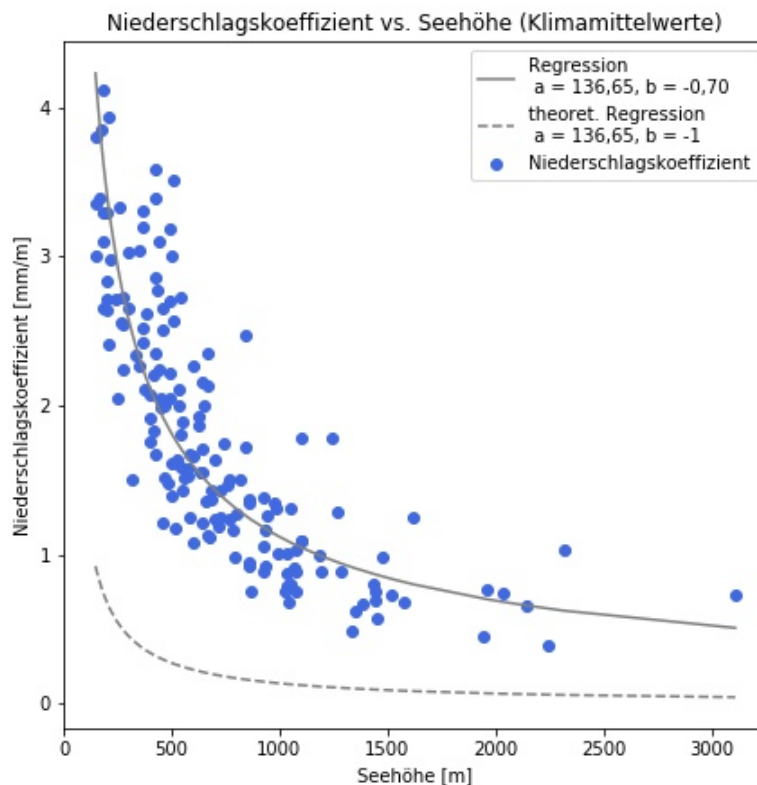


Abbildung 4.1: Scatterplot des Niederschlagskoeffizienten K gegen die Seehöhe mit der berechneten Regressionskurve in grau. Grau strichliert ist eine theoretische Regression eingezeichnet, die bei einem konstanten Verlauf der Niederschlagsmenge mit der Höhe resultieren würde.

Die resultierende Regressionsgleichung ermöglicht nun eine Berechnung des Niederschlagskoeffizienten K' für jede beliebige Seehöhe. Bevor jedoch die Regressionsgleichungen angewendet wer-

den, soll die Bedeutung des Regressionsparameters b und sein Zusammenhang mit einer vertikalen Niederschlagszu- bzw. Niederschlagsabnahme genauer untersucht werden. Bei einem Blick auf die Werte für den Regressionsparameter b aus Tabelle 4.1 zeigt sich, dass b in allen Fällen Werte größer bzw. kleiner -1 annimmt. Es wird daher in den nun folgenden Überlegungen zwischen den drei Fällen $b = -1$, $b < -1$ und $b > -1$ unterschieden.

Beträgt der Exponent b aus Gleichung 7 -1 ergibt sich nach Gleichsetzen der Gleichungen 6 und 7, dass $a = P$ ist. Der Niederschlag ist in diesem Fall mit der Höhe konstant und der Niederschlagskoeffizient K wird durch die Gleichung $const./h$ beschrieben. Für den Fall, dass $b > -1$ ist, folgt aufgrund der Definition von K in Gleichung 7, dass K größer ist als im Fall eines konstanten Verlaufs der Niederschlagsmenge mit der Höhe. Nach Anwendung von K in Gleichung 8 resultiert daher eine Niederschlagszunahme mit der Höhe. Nimmt b allerdings einen Wert kleiner als -1 an, ist K kleiner als im Fall eines konstanten Verlaufs, was zu einer Abnahme der Niederschlagsmenge mit der Seehöhe führt.

Regressionsparameter für unterschiedliche vertikale Niederschlagsänderungen

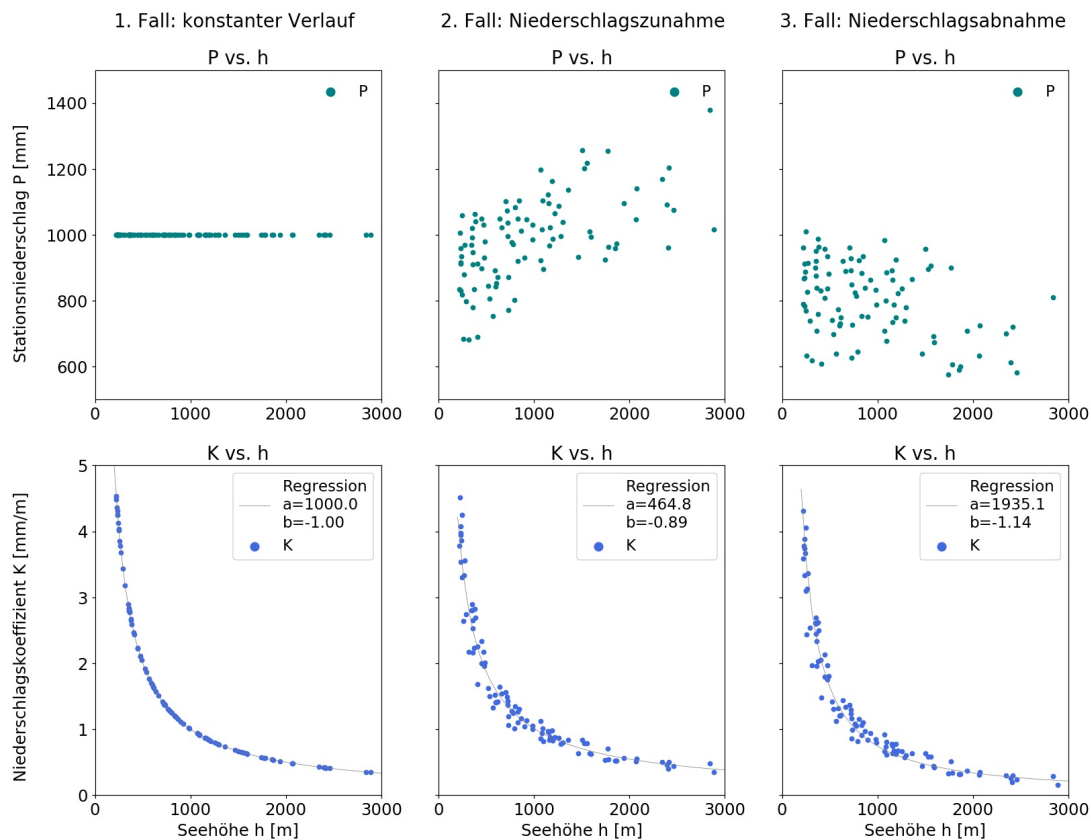


Abbildung 4.2: Scatterplots der Niederschlagsmenge P bzw. des Niederschlagskoeffizienten K gegen die Seehöhe h für drei verschiedene Fälle: konstanter Verlauf der Niederschlagsmenge (links), Niederschlagszunahme mit der Höhe (Mitte) und Niederschlagsabnahme mit der Höhe (rechts)

Mit Hilfe von Abbildung 4.2 sollen diese theoretischen Überlegungen belegt werden. Für diese Abbildung werden 100 Zufallsstationen generiert, die sich zwischen einer Seehöhe von 200 m und 4000 m befinden. Dabei wird darauf geachtet, dass mit zunehmender Höhe die Anzahl der Stationen abnimmt. Diesen Zufallsstationen wird nun eine Niederschlagsmenge zugewiesen, woraus die Niederschlagskoeffizienten K und in weiterer Folge die Regressionsgleichung für den Niederschlagskoeffizienten K ermittelt wird.

Auf diese Weise werden nun drei verschiedene Fälle untersucht:

- konstanter Verlauf der Niederschlagsmenge mit der Höhe (1. Fall)
- Niederschlagszunahme mit der Höhe (2. Fall)
- Niederschlagsabnahme mit der Höhe (3. Fall)

Um die drei unterschiedlichen Niederschlagsverteilungen zu erhalten, wird eine Grundniederschlagsmenge G von 1000 mm definiert. Im Fall eines konstanten Verlaufs (1. Fall) entspricht die Niederschlagsmenge an den Stationen unabhängig von ihrer Seehöhe der Grundniederschlagsmenge G von 1000 mm. Der Parameter b in der Regressionsgleichung für K beträgt in diesem Fall -1 . Um eine Niederschlagszunahme mit der Höhe (2. Fall) zu erhalten, wird die Grundniederschlagsmenge G an jeder Station um $0,1h$ erhöht, wobei mit h die Seehöhe der Zufallsstation bezeichnet wird. Darüber hinaus wird eine normalverteilte Niederschlagsschwankung zu G hinzugezählt. Nach Durchführung der Regressionsanalyse ergibt sich für den Parameter b ein Wert von $-0,89$. Der dritte Fall behandelt eine Niederschlagsabnahme mit der Höhe. Im Unterschied zur Niederschlagszunahme wird der Grundniederschlag G nun um $0,1h$ verringert. Wie bereits im zweiten Fall, so wird auch bei dieser Verteilung eine Schwankung der Niederschlagsmenge berücksichtigt. Schließlich resultiert bei einer Niederschlagsabnahme mit der Höhe ein b von $-1,14$. Nicht in Abbildung 4.2 enthalten sind Untersuchungen hinsichtlich der Veränderung von b , wenn eine stärkere Zu- bzw. Abnahme der Niederschlagsmenge mit der Höhe vorliegt. Bei der Analyse dieser Fälle zeigt sich, dass der Wert für b weiter erhöht bzw. verringert wird, je stärker die Zu- bzw. Abnahme der Niederschlagsmenge erfolgt. Es zeigt sich folglich in allen untersuchten Fällen eine Übereinstimmung mit den theoretischen Überlegungen von weiter oben. Liegt weder eine Zu- noch eine Abnahme der Niederschlagsmenge mit der Höhe vor, beträgt der Regressionsparameter $b - 1$. Im Fall einer Zunahme mit der Höhe nimmt b Werte größer als -1 an, während bei einer Abnahme mit der Höhe b kleiner als -1 ist. Je stärker sich die Zu- bzw. Abnahme gestaltet, desto größer bzw. kleiner ist b .

Die Regression aus Abbildung 4.1 beschreibt demnach eine Zunahme der Niederschlagsmenge mit der Höhe, da b in diesem Fall $-0,70$ beträgt. Zum theoretischen Vergleich ist in diesem Scatterplot eine Regression eingezeichnet, die sich aus einem konstantem Verlauf der Niederschlagsmenge mit der Höhe ergeben würde. Auch die Regression auf Basis des *Klimaatlas Kärnten* führt zu einer Niederschlagszunahme mit der Höhe (vgl. Spalte 4 bis 6 in Tabelle 4.1). Die Regression auf Basis des Tiroler Klimadatensatzes *3PClim* beschreibt im Gegensatz dazu eine leichte Niederschlagsabnahme mit der Höhe, denn hier beträgt der Parameter $b - 1,08$ (vgl. Spalte 7 bis 9 in Tabelle 4.1). Bei der Interpretation dieser Parameter ist zu beachten, dass die Höhenabhängigkeit des Niederschlages starken regionalen Schwankungen unterliegt und sich bspw. inneralpin deutlich von der Höhenabhängigkeit am Alpenrand unterscheidet. Der Klimadatensatz *Klimamittelwerte* beschreibt die Niederschlagsverteilung in ganz Österreich und umfasst damit unterschiedlichste Regionen (vgl. Abb. 2.2). Für die Berechnung der Regressionsparameter werden dennoch alle in diesem Klimadatensatz enthaltenen Stationen gleichermaßen verwendet, wodurch es zu einer Überlagerung unterschiedlicher Effekte kommen kann. Aus diesem Grund können regionale Unterschiede in der Höhenabhängigkeit des Niederschlages mit der resultierenden Regressionsgleichungen möglicherweise nicht im Detail berücksichtigt werden. Die beiden Klimadatensätze *Klimaatlas Kärnten* und *3PClim* umfassen deutlich kleinere Gebiete, doch um eine angemessene Regionalisierung vorzunehmen, sind vermutlich auch diese Datensätze zu heterogen. Eine Möglichkeit, wie eine Regionalisierung der Höhenmethode erreicht werden kann, wird in Kapitel 6 vorgestellt.

Nach diesen Überlegungen erfolgt nun in Schritt drei die Anwendung von Gleichung 7 auf die INCA - Topographie, woraus der Niederschlagskoeffizient K' für jeden Gitterpunkt p resultiert. Der simulierte Niederschlag für die gesamte Domäne wird berechnet, indem der soeben berechnete Niederschlagskoeffizient K' mit dem INCA - Topographiefeld h_p multipliziert wird (Štrbac, 2014).

$$P' = K' h_p \quad (8)$$

Abbildung 4.3 zeigt das simulierte Niederschlagsfeld P' . Wie zu erwarten sind die topographischen Strukturen nach der einfachen Umskalierung deutlich sichtbar. Dieses Muster soll in weiterer Folge aktuellen Stationsinterpolationen aufgeprägt werden, um die Höhenabhängigkeit des Niederschlags zu berücksichtigen. Bei der Anwendung dieses Modells zu bedenken sind saisonale (vgl. Kap. 4.1.2) sowie die bereits erwähnten regionalen Unterschiede in der Niederschlagshöhenabhängigkeit.

Die Anwendung auf aktuelle Stationsinterpolationen erfolgt nun, indem die Regressionsgleichung zusätzlich zu den Stationen aus dem Klimadatensatz auch auf aktuelle Stationsdaten angewendet wird. Dazu werden all jene Stationen verwendet, die auch in die INCA - Analyse des betrachteten Termins eingehen. Für jede dieser Stationen liegt nun sowohl die tatsächlich gemessene Niederschlagsmenge P_m als auch die mit der Regression berechnete Niederschlagsmenge P'_m vor.

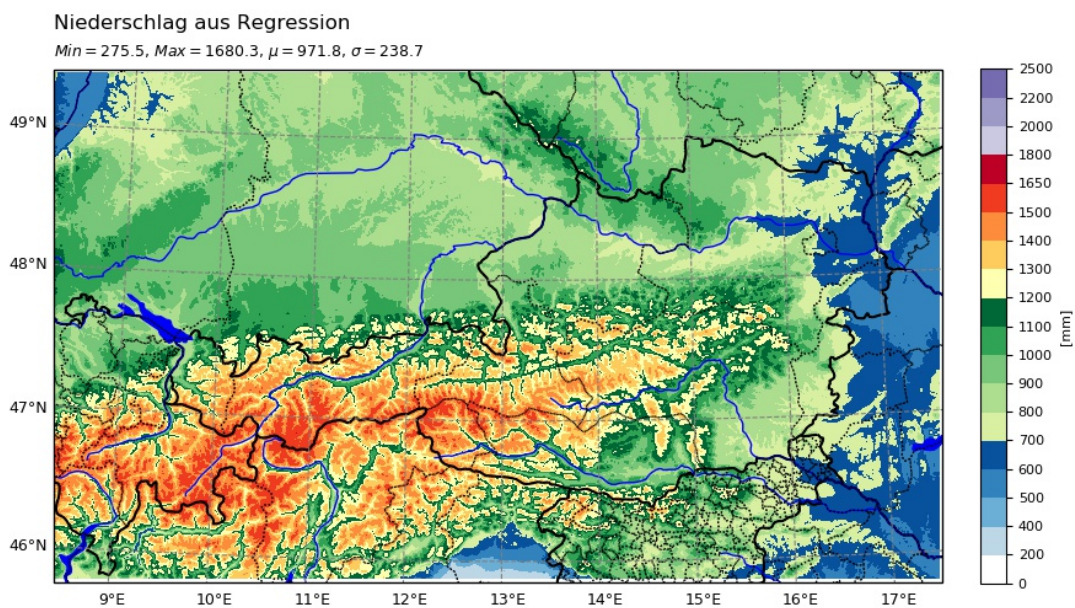


Abbildung 4.3: Das resultierende Niederschlagsfeld P' nach Anwendung der Regression auf die INCA-Topographie.

Im vierten Schritt geht es darum herauszufinden, wie stark die simulierten Niederschlagsmengen von den tatsächlich gemessenen Niederschlagsmengen an den Stationen abweichen. Dazu wird nach Štrbac (2014) die relative Differenz g zwischen diesen beiden Niederschlagsmengen berechnet.

$$g[\%] = \frac{P_m - P'_m}{P'_m} 100 \quad (9)$$

An jenen Stationen, wo die angewandte Methode zu einer Überschätzung führt ($P_m < P'_m$) resultiert so eine negative Differenz, im Fall einer Unterschätzung ($P_m > P'_m$) ist die relative Differenz g positiv.

Im letzten Schritt soll das zuvor berechnete Niederschlagsfeld P' , um die relative Differenz g korrigiert werden. Dazu ist es zunächst notwendig, g auf das INCA - Gitter zu interpolieren, was hier

mittels inverser Distanzgewichtung passiert. Das Feld mit den interpolierten Differenzen wird mit g' bezeichnet. Diese Informationen können nun auf das simulierte Niederschlagsfeld P' angewendet werden, was schließlich zu den korrigierten Niederschlagsmengen P'' führt (Štrbac, 2014).

$$P'' = P' + P' \left(\frac{g'}{100} \right) \quad (10)$$

4.1.1 Anwendung I: Adaption mit reiner Höhenabhängigkeit

In Abbildung 4.4 wird die Stationsinterpolation vom 9.1.2019 um 06.00 UTC ohne (*StatRR_interp*) und mit (*RR*) Höhenabhängigkeit gegenübergestellt. Bei einem Vergleich der beiden Niederschlagsfelder fällt auf, dass das Niederschlagsfeld mit Höhenabhängigkeit etwas strukturierter wirkt. Vor allem in Regionen mit sehr stark ausgeprägter Topographie sind die Unterschiede am deutlichsten zu erkennen. Zurückführen lassen sich diese Strukturen auf das Regressionsmuster in Abbildung 4.3. Das Maximum des Niederschlagsfeldes hat sich nach Anwendung der Höhenmethode etwas erhöht, genau so wie die Standardabweichung σ .

An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, dass den Stationsinterpolationen außerhalb Österreichs weniger Aufmerksamkeit geschenkt werden sollte. Das liegt daran, dass in einigen dieser Regionen wenige bis keine Stationsdaten vorliegen, was zu einer Extrapolation der nächstgelegenen Stationen bis zum Rand der Domäne führt.

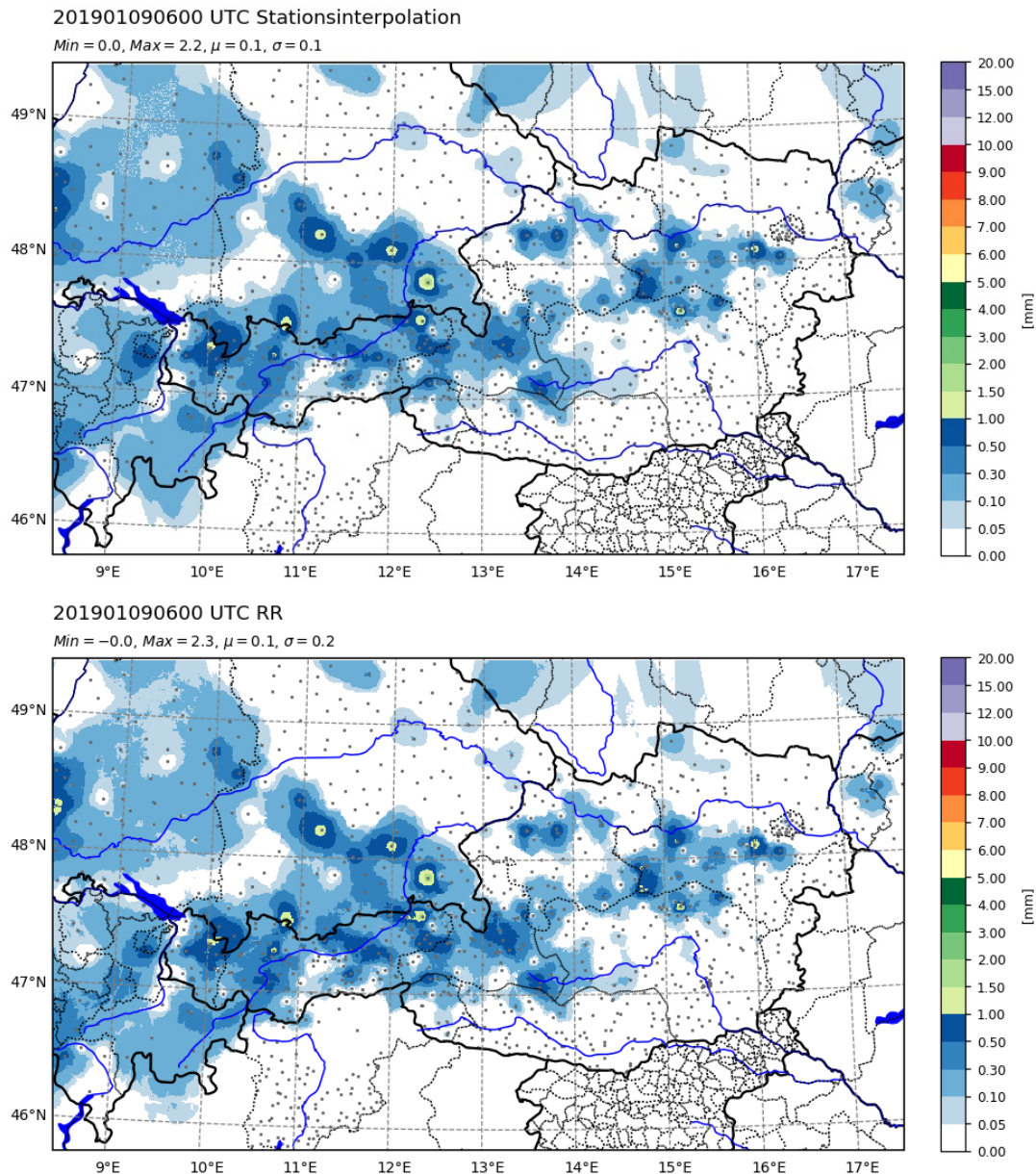


Abbildung 4.4: Vergleich der beiden Stationsinterpolationen. In beiden Stationsinterpolationen wird die Niederschlagsmenge über 15 Minuten akkumuliert. Die Stationsinterpolation ohne Höhenabhängigkeit ist oben zu sehen, im unteren Teil der Abbildung ist die Stationsinterpolation mit Höhenabhängigkeit dargestellt.

Wird die Höhenmethode auf alle Termine eines Monats angewendet und werden die berechneten Felder über den gesamten Zeitraum aufsummiert, kommen die Unterschiede zwischen den beiden Stationsinterpolationen stärker zur Geltung. Das zeigt sich auch in Abbildung 4.5.

Für Abbildung 4.5 wurde für jeden einzelnen 15 min-Termin im Mai 2019 die Stationsinterpolation ohne und mit Höhenabhängigkeit berechnet und laufend aufsummiert. Vor allem in inneralpinen Regionen sind auf diese Weise Strukturen, die mit Hilfe der Regression aufgeprägt werden konnten, gut zu erkennen. So wie die rein optischen Unterschiede, sind nun auch die zahlenmäßigen Unterschiede in den statistischen Kennzahlen größer. Das Maximum hat sich bei der Stationsinterpolation mit Höhenabhängigkeit um etwa 40 mm erhöht. Auch Mittelwert und Standardabweichung weisen eine Erhöhung auf.

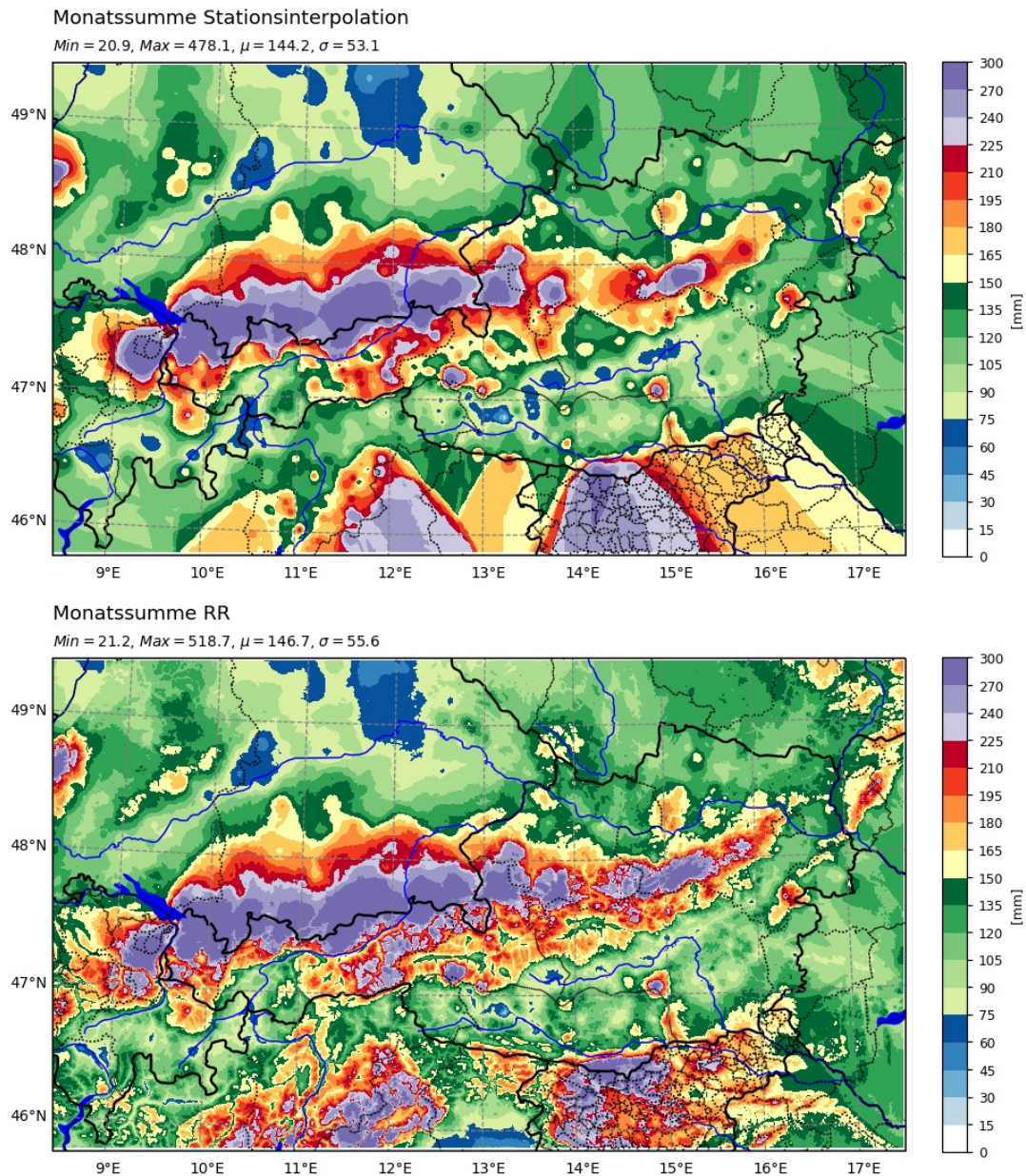


Abbildung 4.5: Vergleich von Monatssummen für den Mai 2019. Die Monatssumme ohne Höhenabhängigkeit ist oben zu sehen, im unteren Teil der Abbildung ist die Monatssumme mit Höhenabhängigkeit dargestellt. Das Maximum befindet sich in beiden Monatssummen außerhalb des Wertebereichs der Legende. Um eine Vergleichbarkeit zu ermöglichen, wird der Wertebereich nicht angepasst.

Zur weiterführenden Analyse der Effekte der Höhenmethode wird die prozentuelle Differenz zwischen den beiden Stationsinterpolationen berechnet:

$$\text{Differenz} = \frac{RR - \text{StatRR_interp}}{\text{StatRR_interp}} \quad (11)$$

Um numerische Probleme zu vermeiden, wird Gleichung 11 nur auf jene Gitterpunkte angewendet, wo die Stationsinterpolation *StatRR_interp* eine Niederschlagsmenge von 0,5 mm übersteigt.

Abbildung 4.6 zeigt die prozentuelle Differenz zwischen den beiden Monatssummen. Wie diese Abbildung erkennen lässt, erhöht die Höhenmethode die Niederschlagsmenge entlang der Ostalpen.

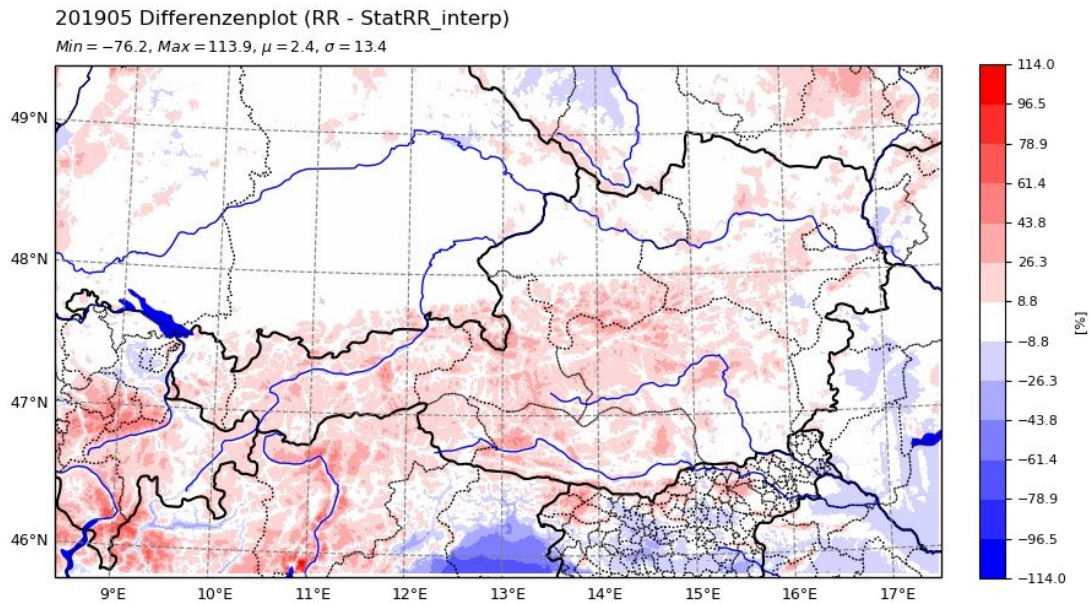


Abbildung 4.6: Prozentuelle Differenz zwischen den beiden Monatssummen für Mai 2019. Je nach Höhenlage der Station wird mit der Höhenmethode mehr oder weniger Niederschlag aufgeprägt.

Unterbrochen wird die großflächige positive Differenz durch geringe Differenzen in tiefer gelegenen inneralpinen Tälern. Im Aostatal erfährt die Niederschlagsmenge nach Anwendung der Höhenmethode sogar eine Reduktion, was auch seiner Natur eines inneralpinen Trockentales gut entspricht. Dieses Tal weist folglich eine negative prozentuelle Differenz auf. Im nördlichen wie auch im südlichen Alpenvorland sind die Effekte der Höhenmethode wesentlich geringer, Tiefebene, wie z. B. das pannonische Becken oder die Region Venetien in Italien weisen sich durch eine negative prozentuelle Differenz aus. Allerdings gilt es hier die Extrapolationseffekte in den Stationsinterpolationen zu bedenken.

4.1.2 Berücksichtigung saisonaler Unterschiede in der Niederschlagsverteilung

Wie bereits in Kapitel 1.2 beschrieben, weisen die einzelnen Jahreszeiten deutliche Unterschiede in der Niederschlagsverteilung auf, weshalb die Höhenabhängigkeit des Niederschlags für die vier Jahreszeiten getrennt untersucht werden soll. Da alle drei verwendeten Klimadatensätze neben jährlichen Mittelwerten auch mittlere Werte auf monatlicher Basis enthalten, können saisonale Mittelwerte berechnet werden. In Gleichung 6 kommen nun zur Berechnung des Niederschlagskoeffizienten diese saisonal gemittelten Niederschlagswerte zum Einsatz. Alle weiteren Schritte folgen der weiter oben in diesem Kapitel beschriebenen Vorgangsweise. Die Werte der Regressionsparameter auf saisonaler Basis sind ebenfalls in Tabelle 4.1 aufgelistet.

Abbildung 4.7 zeigt die Verteilung der Niederschlagskoeffizienten in Abhängigkeit der Seehöhe für die vier Jahreszeiten bei Verwendung des *3PClim*-Datensatzes. Die Eigenschaften der saisonalen Niederschlagsverteilung (vgl. Kapitel 1.2) kommen auch in diesem Scatterplot zum Vorschein: Ähnlichkeiten zwischen Frühling und Herbst, aber große Unterschiede zwischen Sommer und Winter. Auch im Regressionsparameter b sind teilweise Unterschiede zwischen den vier Jahreszeiten zu erkennen (vgl. Tabelle 4.1). Wird bspw. der Klimadatensatz *Klimaatlas Kärnten* für die Berechnung der Regressionsparameter verwendet, ergibt sich für b im Winter $-0,62$ und damit ist der Wert deutlich größer als in den übrigen Jahreszeiten. In Anlehnung an die Interpretation des Regressionsparameters b von

weiter oben bedeutet das, dass die Niederschlagszunahme in den Wintermonaten stärker ausgeprägt ist, als etwa in den Sommermonaten. Tatsächlich führen Frontalniederschläge, die v.a. in den Wintermonaten besonders häufig auftreten, zu höheren Niederschlagsmengen auf Bergen als in Tälern. Im Sommer hingegen, wenn konvektive Niederschläge dominieren, können z.T. an Talstationen höhere Niederschlagsmengen gemessen werden als an Bergstationen (Wastl, 2008). Die Unterscheidung der vier Jahreszeiten ermöglicht in der Anwendung der Höhenmethode je nach betrachtetem Termin die entsprechende Regression zur Simulation zu verwenden, wodurch saisonale Unterschiede berücksichtigt werden können.

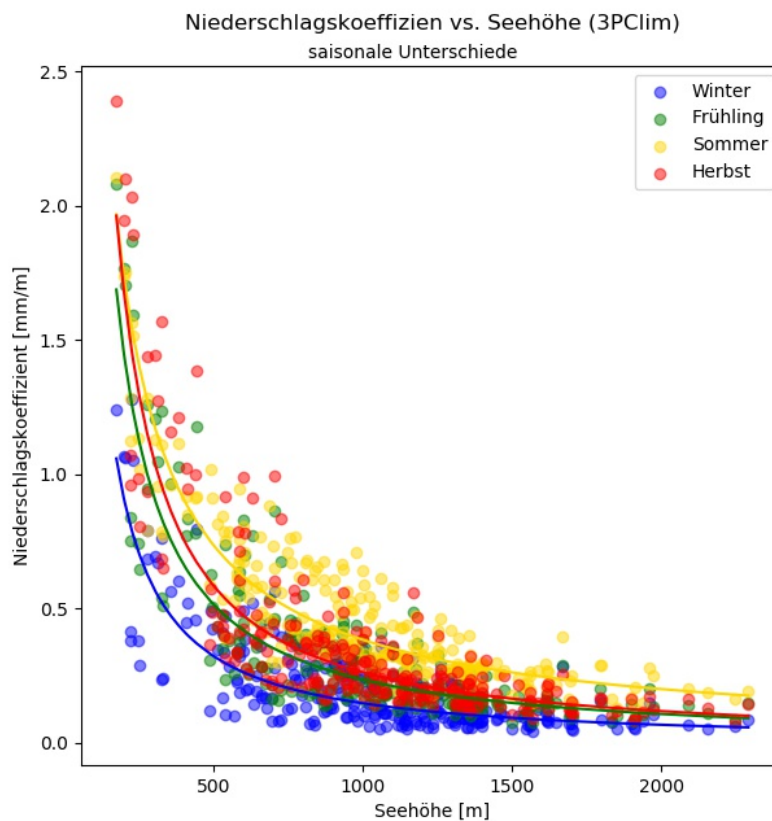


Abbildung 4.7: Niederschlagskoeffizienten und zugehörige Regressionen für die vier Jahreszeiten. Für diese Abbildung wird die Klimatologie für den Großraum Nordtirol - Südtirol - Veneto (3PClim) verwendet.

4.1.3 Experimente mit künstlichen Topographiefeldern

Um ein besseres Verständnis für die bisher beschriebenen Berechnungsschritte zu erlangen und um daraus resultierende Effekte besser nachvollziehen zu können, wird die Methode nun auf verschiedene künstlich erzeugte Topographiefelder angewendet. Die künstlichen Geländeformen reichen von Ebenen über verschiedene Talformen bis hin zu einfachen Gebirgsketten. Dargestellt sind die Topographiefelder in Abbildung A-1 im Anhang. Die Ergebnisse der Anwendung auf die Topographiefelder *Berg 1* und *U-Tal* sollen nun etwas näher beschrieben werden. Die durchgeführten Berechnungsschritte folgen dem gleichen Schema wie zu Beginn von Kapitel 4.1 beschrieben und werden daher nicht mehr im Detail ausgeführt. Es wird dabei jene Regressionsgleichung verwendet, die aus dem *Klimamittelwerte*-Datensatz gewonnen wurde. Die Anwendung erfolgt auf ein konstantes Niederschlagsfeld mit einer Niederschlagsmenge von 4 mm. Um eine ordnungsgemäße Durchführung der Experimente sicherzustellen, gilt es folgende zwei Punkte zu beachten:

- Bei der Anwendung der Höhenmethode auf die INCA-Topographie werden rund 1000 Stationen pro Termin verwendet. Verglichen mit der realen Topographie sind die künstlichen Topographiefelder allerdings deutlich hochaufgelöster, was dazu führt, dass bei einer großen Stationsanzahl die Effekte der Regression nicht mehr zum Vorschein kommen. Die Stationsanzahl wird daher auf vier Stationen reduziert.
- Für die Anwendung der Regressionsgleichung werden die Stationshöhen benötigt. Aus diesem Grund ist es notwendig, zu Beginn die Stationshöhen an das künstliche Topographiefeld anzupassen.

Das Topographiefeld *Berg 1* in Abbildung 4.8 zeigt eine Erhebung von rund 1400 m in der Mitte der Domäne, die sich in alle Richtungen gleichmäßig abflacht. Das Topographiefeld rechts daneben zeigt ein U-Tal, wobei sich der tiefste Punkt in der Mitte der Domäne befindet. Die beiden Seitenhänge dieses Tales münden in Hochebenen, die sich auf 400 m befinden. In beiden Topographien liegt der tiefste Punkt auf einer Seehöhe von 10 m. Unterhalb der beiden Topographiefelder ist das simulierte Niederschlagsfeld *P* dargestellt. Wie zu erwarten war, folgen die simulierten Niederschlagsmengen der Topographie. Aus diesem Grund sind in beiden Fällen die betrachteten topographischen Formen wiederzuerkennen. Es zeigt sich folglich, dass es mit Hilfe der Regression aus Gleichung 7 möglich ist, für beliebige topographische Strukturen ein Niederschlagsfeld zu simulieren. Dieses Ergebnis ist insofern von Bedeutung, als die simulierten Niederschlagsfelder bei der weiteren Anwendung eine wichtige Rolle spielen. Denn unter Anwendung dieses Feldes wird nun die unveränderte Stationsinterpolation (d.i. in diesem Fall ein konstantes Niederschlagsfeld mit einer Niederschlagsmenge von 4 mm) an die verwendete Topographie angepasst werden. Das daraus resultierende Niederschlagsfeld ist in den Darstellungen der *RR*-Felder zu sehen. Die berechneten Niederschlagsmengen folgen in beiden Fällen den untersuchten Topographien. Da die verwendete Regression eine Zunahme der Niederschlagsmenge mit der Höhe beschreibt, befinden sich die höchsten Niederschlagsmengen an den Gitterpunkten der höchsten Erhebung. Gleichzeitig werden die Niederschlagsmengen an tiefer gelegenen Gitterpunkten reduziert. Dieses Verhalten spiegelt sich auch in den prozentuellen Differenzen wider. Die *Berg 1*-Topographie beschreibt eine größere Höhenänderung als das *U-Tal*, weshalb beim *Berg 1*-Experiment auch die prozentuellen Änderungen größer sind. Anhand dieser beiden Experimente kann gezeigt werden, dass es mit Hilfe der Höhenmethode möglich ist, Niederschlagsfeldern ein topographisches Muster aufzuprägen. Es sei darauf hingewiesen, dass die kreisförmigen Strukturen, die sich in den Feldern *RR* bzw. in den prozentuellen Differenzen zeigen, auf den Einfluss der Stationen bei der Interpolationen zurückzuführen sind.

Anwendung auf zwei künstliche Topographiefelder
Berg 1 vs. U-Tal

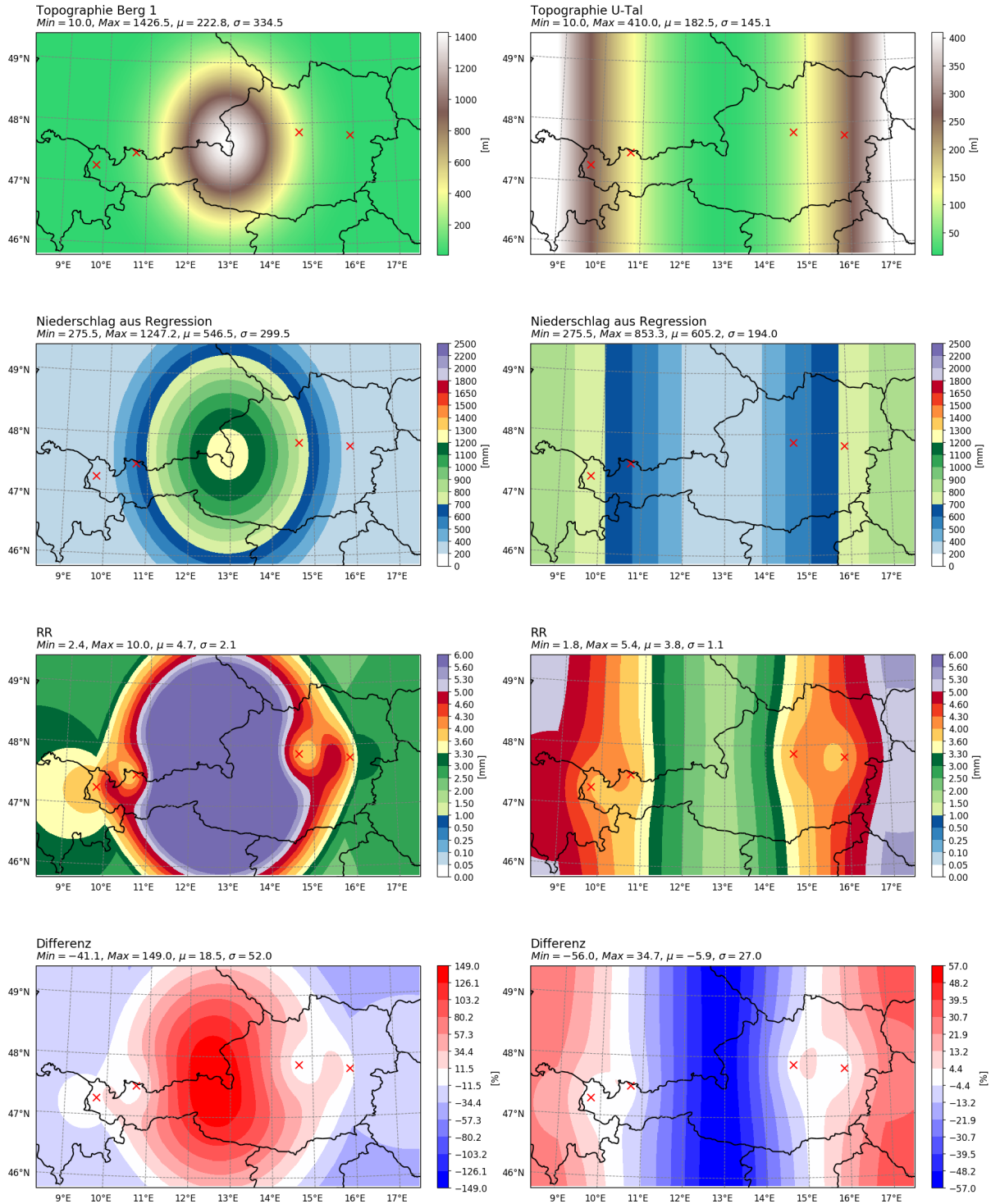


Abbildung 4.8: Anwendung der Höhenmethode auf die beiden künstlichen Topographiefelder Berg 1 (linke Spalte) und U-Tal (rechte Spalte). Zu sehen sind die Topographie, das simulierte Niederschlagsfeld gemäß der Regression, die veränderte Stationsinterpolation RR sowie die Differenz zur unveränderten Stationsinterpolation. Die verwendeten vier Stationen sind durch rote Symbole gekennzeichnet.

Die Analyse der weiteren topographischen Formen weist auf ein Problem bei der Anwendung in Gebieten auf Meeresniveau hin. Besonders deutlich wird dieses Problem bei der Analyse der Gelände-

kante (vgl. Abb. A-1). Ein Blick zurück auf Gleichung 6 bestätigt, dass diese Methode für Gebiete auf Meeresniveau nicht geeignet ist. Für Österreich spielt das zwar keine große Rolle, da sich aber die betrachtete Domäne im Süden bis nach Venetien erstreckt, muss dieser Umstand berücksichtigt werden. Dazu wird Gleichung 10 für das finale Niederschlagsfeld etwas abgeändert:

$$P'' = w \left(P' + P' \frac{g'}{100} \right) + (1 - w) \text{StatRR_interp} \quad (12)$$

In die Berechnung des endgültigen Niederschlagsfeldes gehen weiterhin das Regressionsmuster P' und der Korrekturfaktor g' ein. Neu hinzugekommen ist die Stationsinterpolation der Niederschlagsmessung, sowie der Gewichtungsfaktor w . w ist definiert als

$$w = \frac{INCA_{Topo}(i, j)}{\max(INCA_{Topo})} \quad (13)$$

und nimmt Werte zwischen 0 und 1 an. Je niedriger die Erhebung an einem Gitterpunkt ist, desto geringer sind die Werte von w . Den Wert 1 nimmt w an der höchsten Erhebung des Topographiefeldes an. Der Gewichtungsfaktor w für die gesamte Domäne ist in Abbildung 4.9 dargestellt.

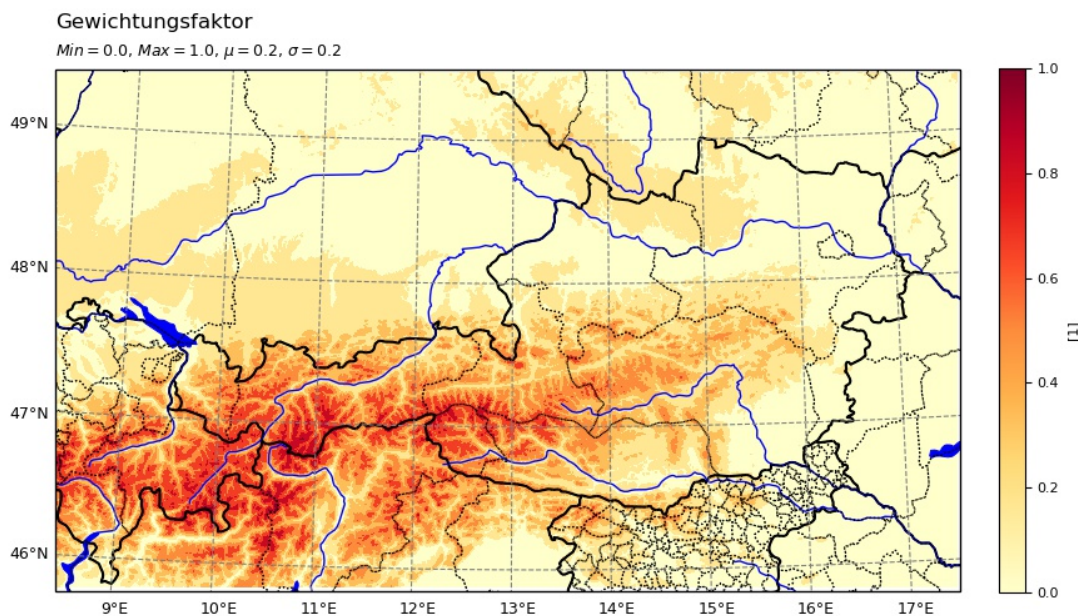


Abbildung 4.9: Werte des Gewichtungsfaktors für die gesamte Domäne. Die höchsten Werte sind in den Gebirgsregionen zu finden, die niedrigsten in den Niederungen.

Die Anpassungen in Gleichung 12 führen dazu, dass bspw. auf Meeresniveau, wo der Gewichtungsfaktor w sehr kleine Werte annimmt, die Stationsinterpolation stärker gewichtet wird, die Höhenabhängigkeit der Niederschlagsmenge durch den ersten Term allerdings kaum eine Rolle spielt. Umgekehrt verhält es sich im Hochgebirge. Hier bekommt der erste Term aus Gleichung 12 mehr Gewicht, während die Stationsinterpolation eine vernachlässigbare Rolle spielt. Ein Gewichtungsfaktor von 0.5 führt dazu, dass sich das finale Niederschlagsfeld zu gleichen Teilen aus der Höhenabhängigkeit und der Stationsinterpolation zusammensetzt.

Abbildung 4.10 soll die Wirkung von Gleichung 12 veranschaulichen. Für diese Abbildung wurde für eine Fläche von 150 km × 100 km in der Mitte der betrachteten Domäne die Topographie auf 0 m gesetzt. Die gemessene Niederschlagsmenge soll in diesem Gedankenexperiment an jeder Station 4 mm

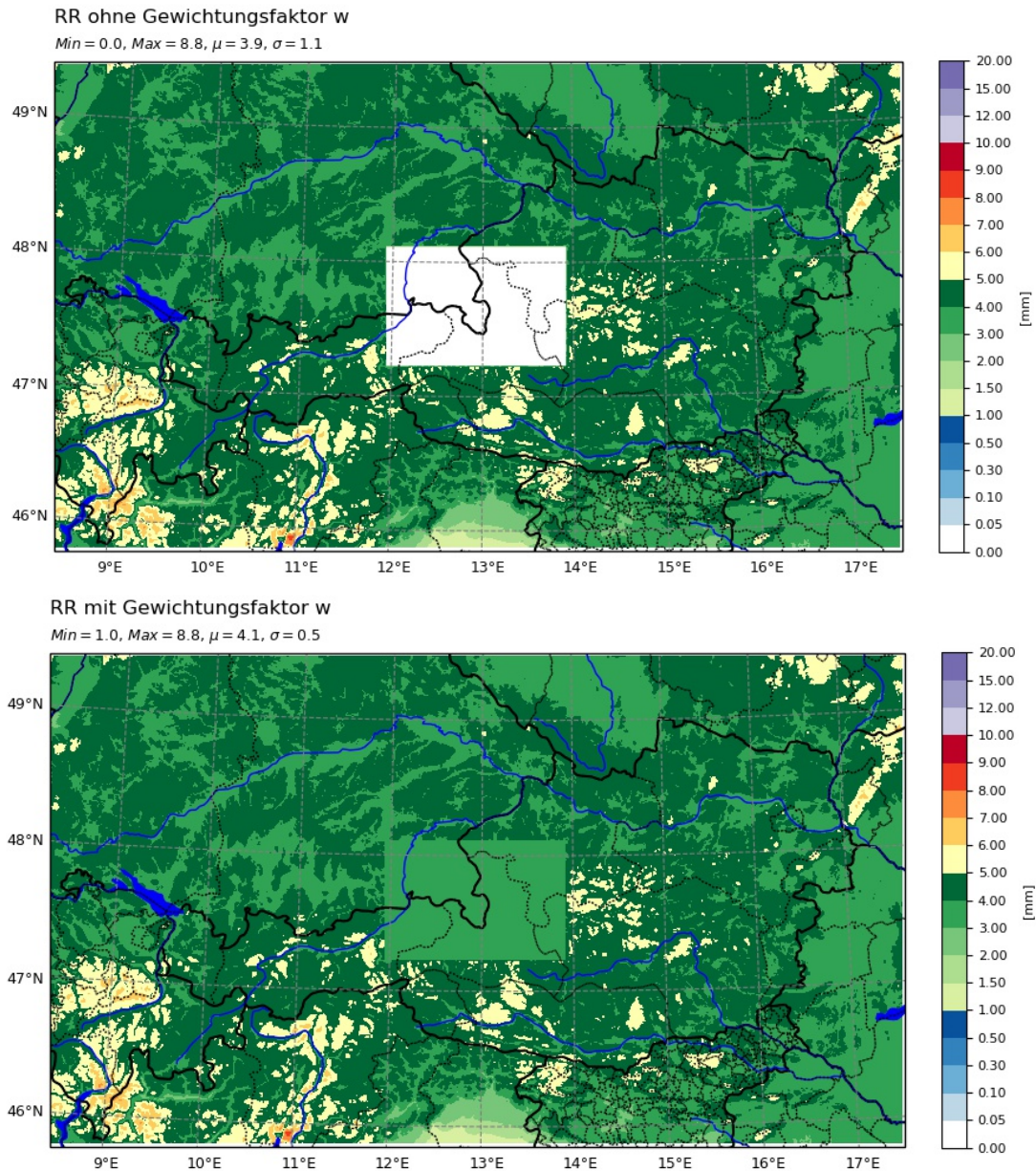


Abbildung 4.10: Zur Wirkung des Gewichtungsfaktors w wird ein Gedankenexperiment mit einem modifizierten Topographiefeld durchgeführt. Dazu wird das Topographiefeld in der Mitte der betrachteten Domäne auf Messresniveau gesetzt. In der oberen Grafik ist das Resultat mit der ursprünglichen Gleichung zu sehen, die Grafik darunter zeigt das Ergebnis nach Einführen des Gewichtungsfaktors w .

betragen. Eine Interpolation dieser Messwerte auf die gesamte Domäne führt zu einem konstanten Niederschlagsfeld. Wird zur Berechnung des finalen Niederschlagsfeldes die ursprüngliche Gleichung ohne Gewichtungsfaktor w und ohne zusätzlichem zweiten Term (vgl. Gleichung 10) verwendet, kann für die abgesenkte Fläche in der Mitte der Domäne kein Niederschlag berechnet werden. Im oberen Niederschlagsfeld erscheint deshalb eine weiße Fläche. In der übrigen Domäne wird die Niederschlagsmenge entsprechend der Regression angepasst. Wird hingegen die erweiterte Gleichung (vgl. Gleichung 12) zur Berechnung von P'' verwendet, wirkt genau in diesem Bereich die Stationsinterpolation. Zu erkennen ist das an der einheitlichen grünen Fläche im Niederschlagsfeld darunter. Mit den Anpassungen in Gleichung 12 konnte dem wenig wünschenswerten Verschwinden von Niederschlag auf Meeresniveau entgegengewirkt werden.

Interpolation	Min [mm]	Max [mm]	μ [mm]	σ [mm]	μ der prozentuellen Differenz [%]
StatRR_interp	20,9	478,1	144,2	53,1	-
RR	21,2	518,7	146,7	55,6	2,4
RR_w	21,2	473,6	146,6	53,7	1,8

Tabelle 4.2: Statistik der drei verschiedenen Mai - Summen.

4.1.4 Anwendung II: Adaption mit gewichteter Höhenabhängigkeit

Nach den durchgeführten Modifikationen in Gleichung 12 wird die Höhenmethode ein weiteres Mal auf aktuelle Termine angewendet. Wie sich die Anpassungen auswirken, kann in Abbildung 4.11 erkannt werden. In dieser Abbildung werden erneut die beiden Stationsinterpolationen für den Zeitraum Mai 2019 gegenübergestellt, wobei in der Stationsinterpolation mit Höhenabhängigkeit nun auch der Gewichtungsfaktor w wirkt. Vor allem entlang des Alpenhauptkammes sind auch in der Stationsinterpolation mit Gewichtung (RR_w) topographische Strukturen zu erkennen. Im Vergleich zur Anwendung ohne Gewichtungsfaktor w (vgl. Kap. 4.1.1) sind sie allerdings etwas glatter, was auf die Kombination des Regressionsmusters mit der Stationsinterpolation zurückzuführen ist. In Regionen mit flacherer Topographie besteht das finale Niederschlagsfeld entsprechend dem Gewichtungsfaktor w in Gleichung 12 hauptsächlich aus der Stationsinterpolation. Die Höhenabhängigkeit im ersten Term spielt nur eine untergeordnete Rolle. Dadurch sind hier kaum topographische Strukturen vorhanden, was sich bspw. im Bereich des Wiener- oder Böhmerwaldes zeigt. Während das Niederschlagsfeld ohne Gewichtungsfaktor in diesen Regionen Strukturen aus dem Regressionsmuster P' aufweist (vgl. Abbildung 4.5 unten), gleicht das Niederschlagsfeld mit Gewichtungsfaktor in diesen Bereichen sehr stark der Stationsinterpolation.

Neben optischen Unterschieden lassen sich auch zahlenmäßige Unterschiede feststellen. Um einen Vergleich zwischen den drei Monatssummen ($StatRR_interp$, RR und RR_w) zu erleichtern, werden in Tabelle 4.2 Extremwerte, sowie Mittelwert μ und Standardabweichung σ der Monatssummen für Mai 2019 zusammengefasst. Es zeigt sich, dass das Niederschlagsmaximum mit Gewichtungsfaktor zwar jenes der reinen Stationsinterpolation unterschreitet, im Mittel ist die Niederschlagsmenge mit Höhenabhängigkeit und Gewichtungsfaktor allerdings um 2,4 mm höher. Interessant ist auch, dass RR und RR_w trotz der großen Unterschiede im Maximum nahezu den gleichen Mittelwert aufweisen. Die Streuung der Werte um den Mittelwert ist mit Höhenabhängigkeit (RR) etwas höher als in den beiden anderen Fällen ($StatRR_interp$, RR_w).

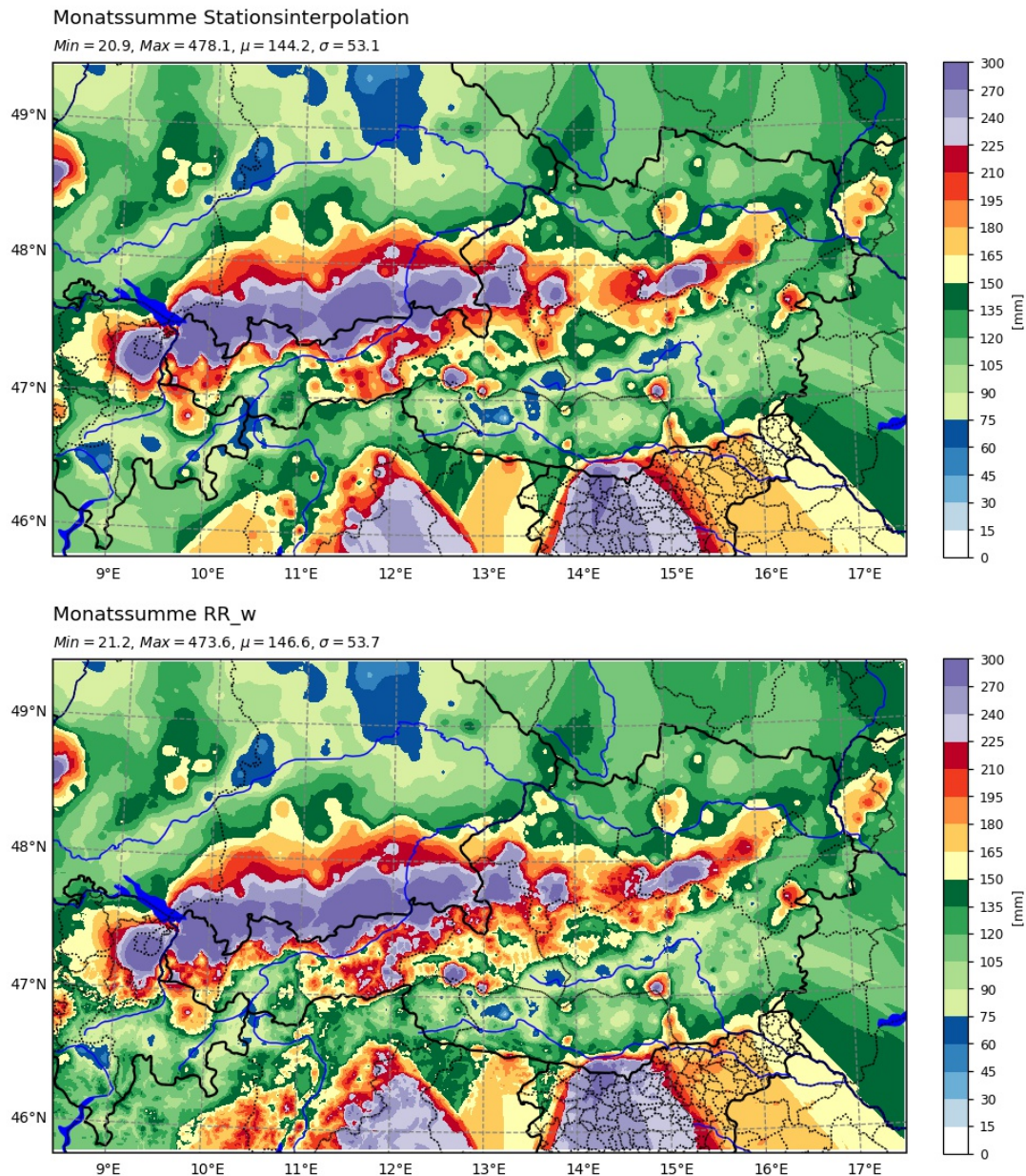


Abbildung 4.11: Vergleich der beiden Stationsinterpolationen nach den Modifikationen. Es werden alle 15 min-Interpolationen aus dem Monat Mai 2019 aufsummiert. Die Stationsinterpolation ohne Höhenabhängigkeit ist oben zu sehen, im unteren Teil der Abbildung ist die Stationsinterpolation mit Höhenabhängigkeit und Gewichtungsfaktor w dargestellt.

Die durchgeführten Anpassungen machen sich auch im Differenzplot in Abbildung 4.12 bemerkbar. Da sich die reine Stationsinterpolation und die Stationsinterpolation mit gewichteter Höhenabhängigkeit in tiefer gelegenen Ebenen kaum unterscheiden, sind in diesen Bereichen die Differenzen zwischen den beiden Feldern sehr gering. Die negativen Differenzen, die in Abbildung 4.6 vor allem in tief gelegenen Ebenen zu finden waren, haben sich nun aufgelöst. In den Gebirgsregionen ist weiterhin eine Zunahme der Niederschlagsmenge, wenn auch weniger stark ausgeprägt, gegeben. Das bestätigt sich beim Blick auf die Mittelwerte der beiden Differenzen in Tabelle 4.2. Die prozentuelle Differenz zwischen Höhenabhängigkeit und Stationsinterpolation beträgt im Mittel 2,4 %. Wird die gewichtete Höhenabhängigkeit zur Berechnung der prozentuelle Differenz verwendet, reduziert sich

der Mittelwert auf 1,8 %. Damit ist die Zunahme in der Version ohne Gewichtungsfaktor um ein Drittel höher.

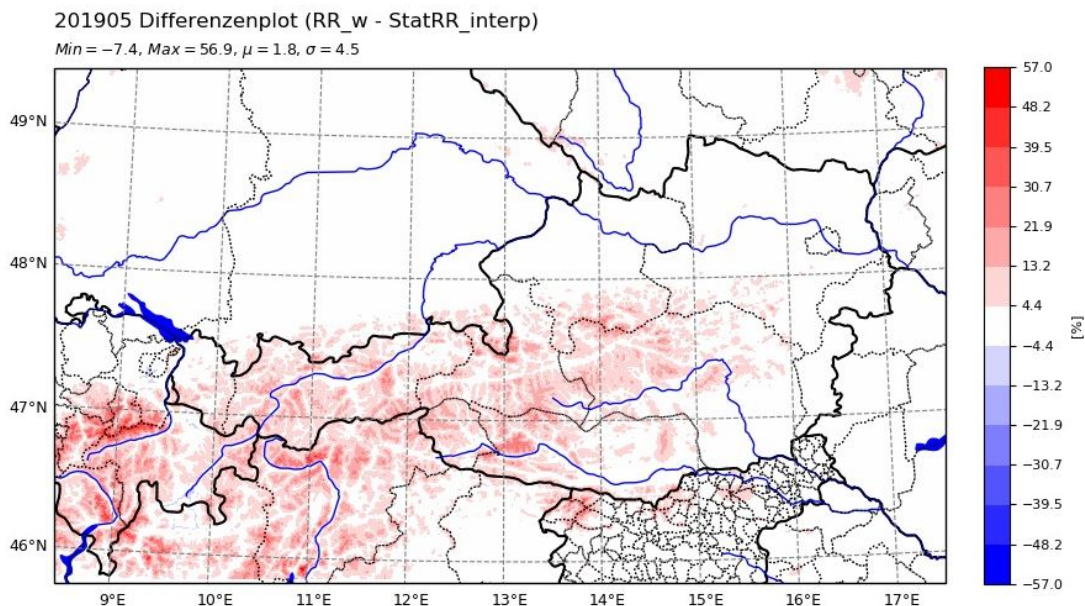


Abbildung 4.12: Prozentuelle Differenz zwischen den beiden Monatssummen. Aufgrund des Gewichtungsfaktors w sind die Unterschiede im Vergleich zu vorhin geringer. Inneralpin überwiegt dennoch eine Erhöhung der Niederschlagsmenge mit der Höhenmethode.

4.2 Staumethode - Simulation von Stauniederschlägen

In seiner Arbeit *The Influence of Mountains on the Atmosphere* aus dem Jahr 1979 präsentiert Smith ein einfaches Modell für orographischen Niederschlag. Das Modell beruht auf der vereinfachten Annahme, dass die Niederschlagsintensität nur von der Windgeschwindigkeit und von der Hangneigung an der windzugewandten Seite des Berges abhängt (Bica, 2007; Johansson und Chen, 2003). Das Modell von Smith zur Berechnung der Niederschlagsrate R lautet:

$$R \left[\frac{\text{kg}}{\text{m}^2 \text{ s}} \right] = \alpha U m(0) \rho(0) \quad (14)$$

Die Regenrate R ist demnach das Ergebnis der Multiplikation von Hangneigung α , Anströmgeschwindigkeit U sowie von Mischungsverhältnis $m(0)$ und der Dichte des Gasgemisches Luft $\rho(0)$ am Boden. Für eine ausführliche Herleitung des Modells sei auf Smith (1979) verwiesen. Im Zuge der Herleitung des Modells wird von einigen Vereinfachungen Gebrauch gemacht. Unter anderem wird angenommen, dass der Niederschlag ohne Verzögerung ausfällt und die Strömung mit konstanter Geschwindigkeit in allen Höhenlagen parallel zum Hindernis verläuft. Darüber hinaus wird die Stabilität der Atmosphäre nicht berücksichtigt (Bica, 2007). Die folgenden Simulationen werden mit einer Anströmgeschwindigkeit von 10 m s^{-1} und einem Mischungsverhältnis am Boden von 11 g kg^{-1} berechnet. Die Luftdichte auf Meeresebene beträgt gemäß Standardatmosphäre $1,2 \text{ kg m}^{-3}$.

Die Hangneigung ist das Verhältnis zweier Längenmaße und damit dimensionslos. Das Mischungsverhältnis m ist definiert als Quotient aus der Dichte des Wasserdampfes ρ_w und der Dichte der trockenen Luft ρ_d . Gemäß SI - Einheiten ist m dimensionslos (d.h. kg Wasserdampf pro kg trockener

Luft), üblicherweise wird m allerdings in g Wasserdampf pro kg trockener Luft angegeben (Wallace und Hobbs, 2006). Für die Einheit von R sind folglich nur die Einheit der Windgeschwindigkeit U und der Luftdichte ρ relevant:

$$\left[\frac{m}{s} \right] \left[\frac{kg}{m^3} \right] = \left[\frac{kg}{m^2 s} \right] \quad (15)$$

Wird die Niederschlagsflussdichte durch die Dichte flüssigen Wassers dividiert, resultiert schließlich die Niederschlagsrate mit der Einheit mm/s . Unter Anwendung von Gleichung 14 wird im Folgenden Stauniederschlag für die Anströmung aus den vier Haupthimmelsrichtungen für die Alpen simuliert. Die Simulation funktioniert für die vier Haupthimmelsrichtungen ähnlich. Daher wird die Vorgehensweise bei der Simulation von Stauniederschlag anhand der Nordanströmung ausführlich beschrieben. Auf Abweichungen oder zusätzliche Erkenntnisse in den übrigen Himmelsrichtungen wird jedenfalls näher eingegangen.

4.2.1 Niederschlagssimulationen

Bevor das Modell angewendet werden kann, ist es notwendig für die vier Anströmungsrichtungen (Nord, Ost, Süd und West) die Hangneigung an jedem Gitterpunkt zu berechnen. Dazu werden die INCA - Topographiedaten verwendet. Bei Nordanströmung ist die Hangneigung α an jedem Gitterpunkt gegeben als:

$$\alpha = \frac{dz}{dy} \quad (16)$$

wobei dz die vertikale Differenz und dy die horizontale Differenz zwischen zwei Gitterpunkten von Nord nach Süd darstellt. Die horizontale Differenz entspricht dem Gitterpunktabstand und beträgt in INCA 1000 m. Der Höhenunterschied dz von einem Gitterpunkt auf den nächsten kann mit Hilfe des Topographie - Datensatzes berechnet werden. Die Hangneigungen für eine Anströmung aus Norden sind in Abbildung 4.13 dargestellt.

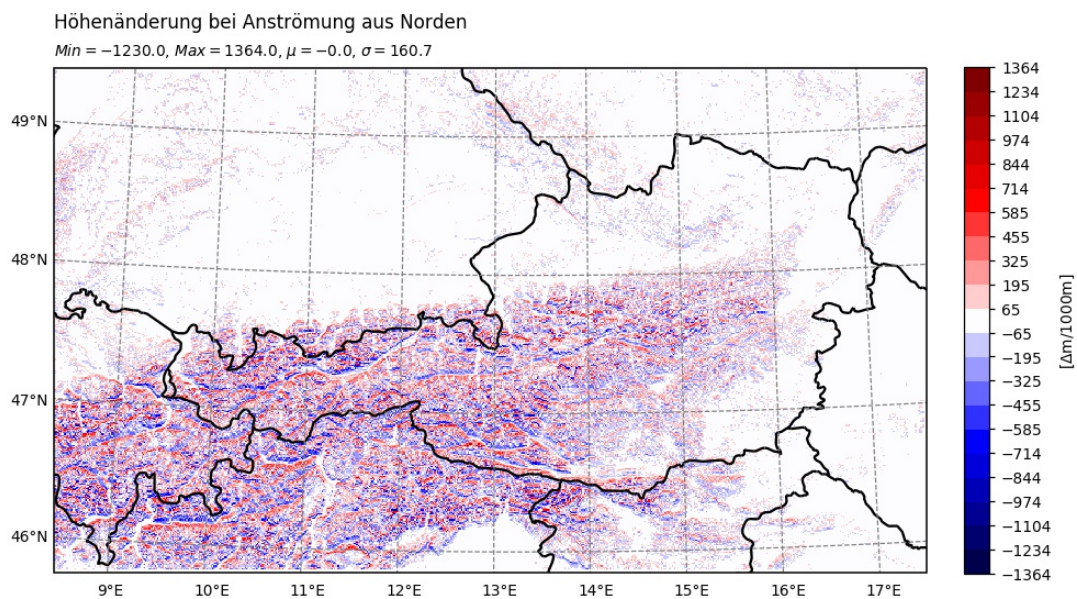


Abbildung 4.13: Hangneigungen bei Anströmung aus Norden. Anstiege entsprechen einer positiven Höhenänderung und sind rot eingezeichnet. In blauen Farbtönen werden Abstiege beziehungsweise negative Höhenänderungen markiert.

Die Höhenänderungen zeigen sich sehr fein strukturiert. Positive Höhenänderungen und damit Anstiege wechseln sich mit negativen Höhenänderungen bzw. Abstiegen bereits auf sehr kleinem Raum ab. Um diese Höhenänderungen nachvollziehen zu können, lohnt es sich einen Blick auf West-Ost ausgerichtete Täler wie bspw. das Inntal zu werfen. Bei Annäherung des Inntales aus Norden erfolgt zunächst ein Abstieg ins Tal bevor südlich des Inn die Topographie wieder ansteigt.

Mit den zuvor angegebenen Werten für U , $m(0)$ und $\rho(0)$ und den soeben berechneten Höhenänderungen kann Gleichung 14 zum ersten Mal angewendet werden. Das Resultat dieser Simulation ist in Abbildung 4.14 zu sehen. Es zeigt sich, dass das Modell auf Erhebungen in der Topographie reagiert. So unterscheiden sich die Ostalpen vom flacheren Alpenvorland deutlich in der simulierten Niederschlagsmenge. Dennoch sind Optimierungen notwendig. Wie bereits weiter oben erwähnt, wird hier der Fall einer Nordanströmung betrachtet. Die Regionen südlich des Alpenhauptkammes befinden sich damit im Lee der Alpen und sollten dementsprechend kaum Niederschlag erhalten. Dieser Effekt ist in Abbildung 4.14 allerdings nicht sichtbar. Des Weiteren führen die sehr fein strukturierten Höhenänderungen in Abbildung 4.13 dazu, dass das lineare Modell von Smith auf jede kleine Erhebung reagiert und Niederschlag produziert wird. Da aber in der Realität nicht an allen kleinen Erhebungen Stauereffekte beobachtet werden, soll versucht werden, diese Fluktuationen im Niederschlagsfeld zu minimieren.

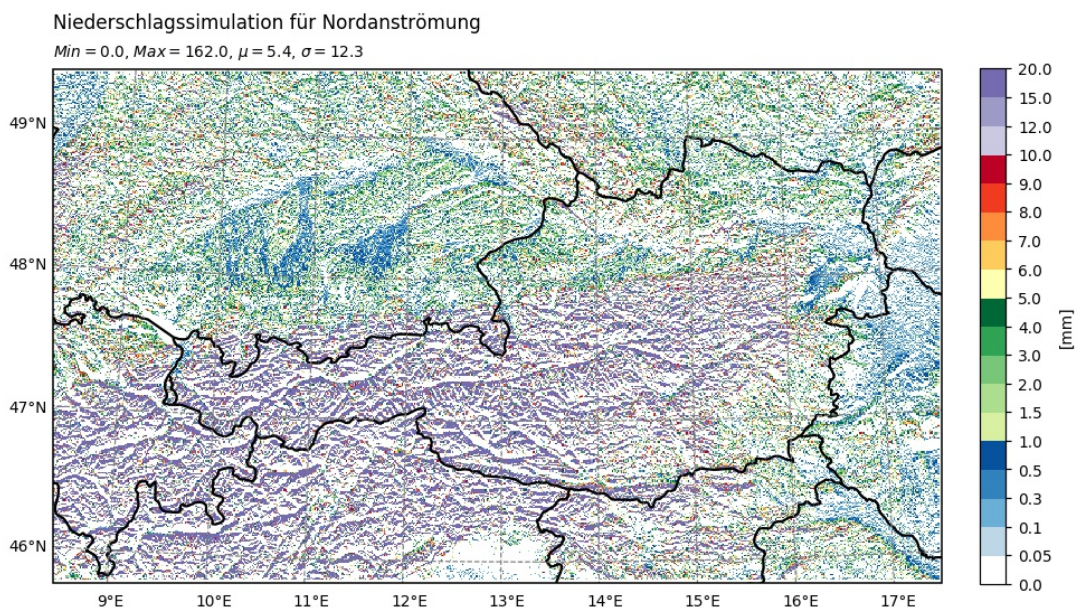


Abbildung 4.14: Resultat der ersten Simulation unter Anwendung des linearen Modells von Smith mit $U = 10 \text{ ms}^{-1}$, $m(0) = 11 \text{ gkg}^{-1}$ und $\rho(0) = 1,2 \text{ kgm}^{-3}$.

Um eine Minimierung der Fluktuationen im Niederschlagsfeld zu erreichen, werden vor der Berechnung der Höhenänderungen die Topographiedaten geglättet (Glättungsparameter: $\sigma = 20$). Die Auswirkungen der Glättung können in Abbildung 4.15 oben erkannt werden. Im Gegensatz zu Abbildung 4.13 sind die Höhenänderungen deutlich weniger strukturiert. Gebirgszüge, seien es die Alpen, der Böhmerwald im Norden oder die schwäbische Alb im Westen der Domäne, weisen ein Gebiet mit positiver Höhenänderung an der windzugewandten Seite auf und eine negative Höhenänderung auf der windabgewandten Seite des Gebirges. Kleine Strukturen innerhalb des Gebirgszuges werden nicht mehr aufgelöst.

Da die erste Simulation mit einem konstanten Mischungsverhältnis von 11 gkg^{-1} durchgeführt wird, weisen auch die Regionen im Lee des Gebirges Niederschlag auf. Ein konstantes Feuchtefeld ent-

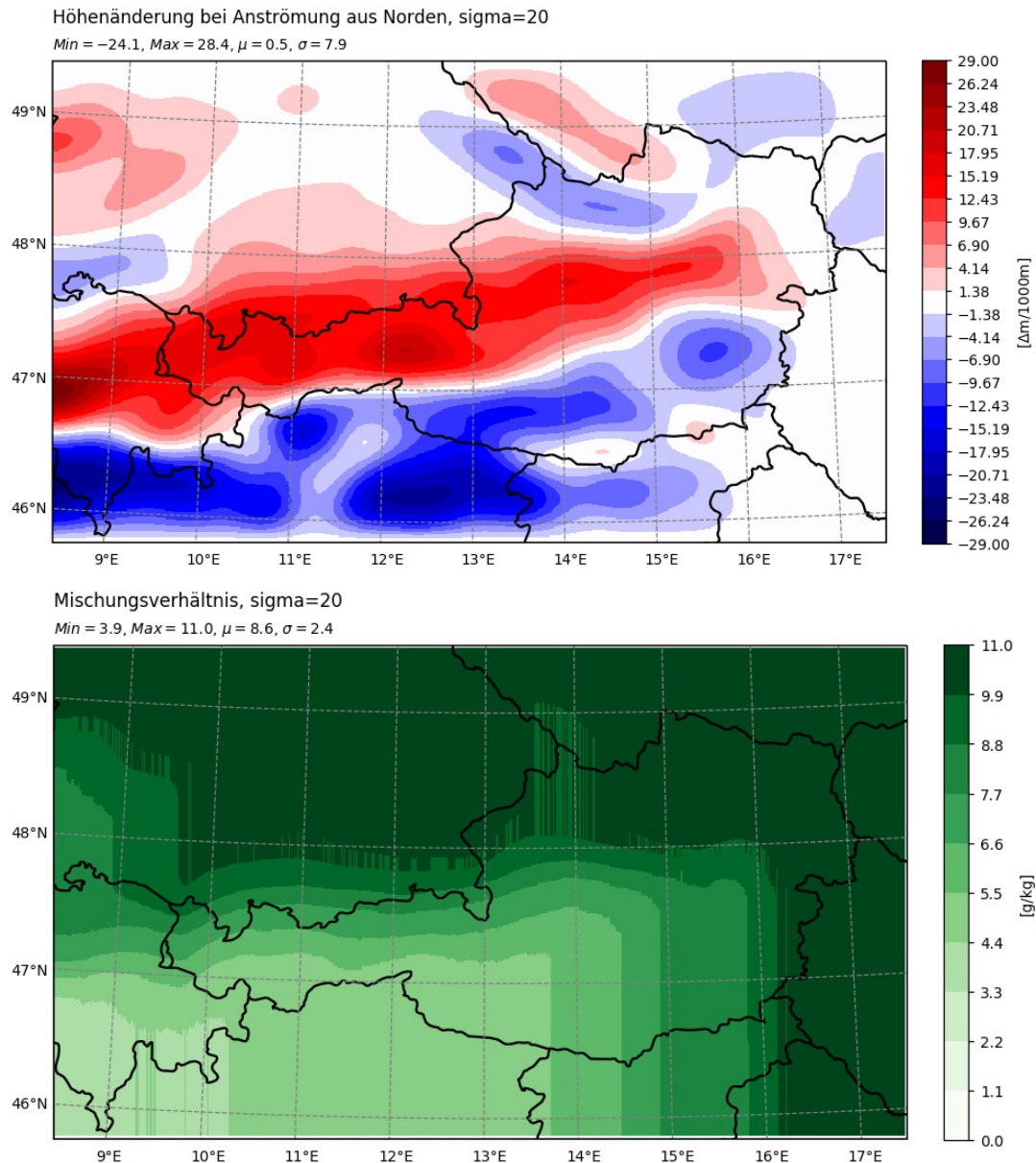


Abbildung 4.15: Optimierte Felder der Höhenänderung (oben) und des Mischungsverhältnisses (unten).

spricht allerdings kaum der Realität. Tatsächlich steht nach dem Niederschlag am ersten Hindernis, bei Vernachlässigung weiterer Feuchtequellen, an den folgenden Hindernissen weniger Feuchte zur Verfügung, wodurch sich dort auch die Niederschlagsmenge reduziert. Um das Feuchtefeld dementsprechend anzupassen, soll das Mischungsverhältnis nach jeder Erhebung, die vom Luftpaket überströmt wird, reduziert werden. Um das zu erreichen, werden zunächst alle positiven Höhenänderungen von Nord nach Süd aufsummiert. Das Feld mit den aufsummierten Höhenänderungen wird nun spaltenweise analysiert. Dabei wird jener Gitterpunkt gesucht, an dem zum ersten Mal ein Gesamtanstieg von 100 m zurückgelegt werden musste. An dieser Stelle wird im Feuchtefeld das Mischungsverhältnis reduziert, wobei der reduzierte Wert nun für die gesamte restliche Spalte gilt. Von diesem Gitterpunkt ausgehend wird der nächste 100 m - Anstieg gesucht und das bereits reduzierte Mischungsverhältnis wird am entsprechenden Gitterpunkt erneut reduziert. Das wird so lange wiederholt, bis die gesamte Domäne von Nord nach Süd untersucht wurde. Die Stärke der Reduktion des Mischungsverhältnisses pro 100 m Anstieg wurde empirisch mit 5% abgeschätzt. Findet bspw. von einem Punkt

auf den nächsten Punkt eine positive Höhenänderung von 300 m statt, so sind nach diesem Anstieg noch 85 % der ursprünglichen Feuchte vorhanden. Bei einem Startwert von 11 gkg^{-1} bedeutet das einen Rückgang des Mischungsverhältnisses auf $9,35 \text{ gkg}^{-1}$. Das auf diese Weise modifizierte Feuchtefeld ist in Abbildung 4.15 unten zu sehen. Im Norden der Domäne beträgt das Mischungsverhältnis überall 11 gkg^{-1} . Nach Süden hin wird je nach positiver Höhenänderung das Mischungsverhältnis reduziert. Im Westen kann bspw. der Einfluss der schwäbischen Alb auf das Feuchtefeld erkannt werden. Die stärksten Auswirkungen treten allerdings entlang des Nordrandes der Alpen auf.

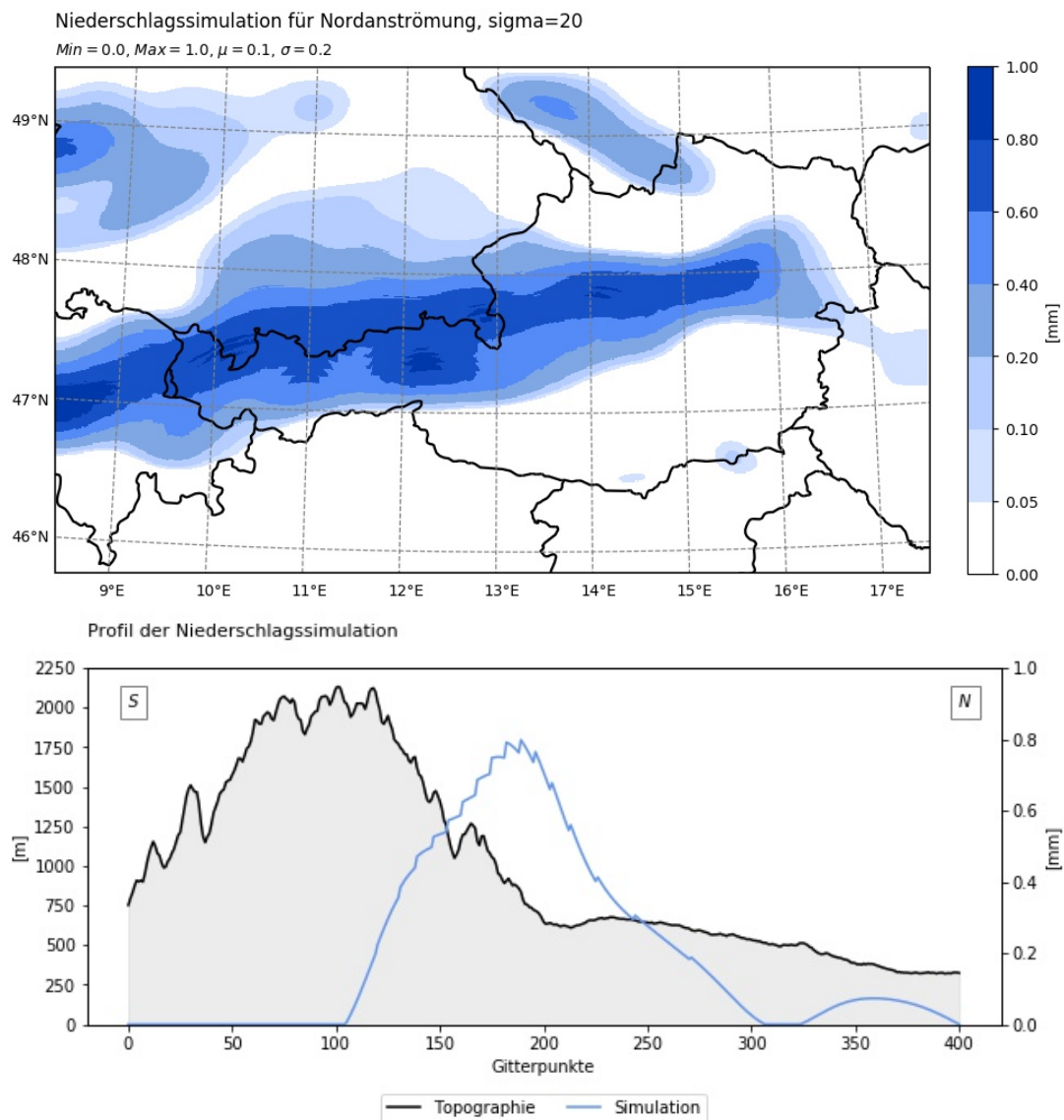


Abbildung 4.16: Simuliertes Niederschlagsfeld (oben) und Profil der Niederschlagsmenge bei Nordanströmung nach der Optimierung der Höhenänderung und des Mischungsverhältnisses (unten). Die blaue Kurve beschreibt den Verlauf der Niederschlagsmenge von Norden nach Süden in $10,63^\circ$ Ost. In dieser und allen weiteren Profilplots ist Süden links und Norden rechts.

Wird das Modell mit den durchgeführten Optimierungen ein weiteres Mal angewendet, resultiert ein Niederschlagsfeld, das in Abbildung 4.16 oben zu sehen ist. Starke Fluktuationen, wie sie noch im ersten Simulationsversuch zu sehen waren, konnten durch ein Glätten des Topographiefeldes vermieden oder zumindest reduziert werden. Die Regionen südlich der Alpen sind nun weitestgehend frei von Niederschlag, welches mit den Beobachtungen besser übereinstimmt. Wie aus dem Profil-

plot für 10,63° Ost in Abbildung 4.16 unten hervorgeht, erreicht das Niederschlagsfeld sein Maximum an den ersten Hängen am Nordrand der Alpen. Im Alpenvorland und auch inneralpin ist die Niederschlagsmenge geringer. Ein weiterer Unterschied zu Abbildung 4.14 besteht darin, dass dieses Niederschlagsfeld normiert wurde. Der Grund dafür ist, dass beim Aufprägen der Simulationen auf Stationsinterpolationen lediglich das Muster der Simulation relevant ist und keine absoluten Werte. Die Anwendung der Simulationen wird etwas später genauer beschrieben.

Auf diese Weise wurden die Niederschlagssimulationen für die vier Haupthimmelsrichtungen erstellt. Die Simulationen für die vier Nebenhimmelsrichtungen wurden durch Mittelung der Simulationen der beiden benachbarten Haupthimmelsrichtungen erzeugt. Die Niederschlagssimulation für eine Anströmung aus NW resultiert folglich aus der Mittelung der W- und N-Simulation. In Abbildung A-5 im Anhang sind die Niederschlagssimulationen für alle acht Anströmungsrichtungen dargestellt.

4.2.2 Niederschlagsklimatologien

Trotz Optimierungen lässt die Simulation aus Abbildung 4.16 noch zwei Fragen offen:

- Wie gut beschreibt diese Simulation die Realität?
- Und wo liegen die Unterschiede zur Realität?

Um eine Antwort auf diese Fragen zu erlangen, werden die simulierten Niederschlagsmuster mit klimatologischen Niederschlagsfeldern verglichen. Die Klimatologien setzen sich aus 15-minütigen INCA-Niederschlagsanalysen zusammen und werden für die acht Anströmungsrichtungen erstellt. Um eine Vergleichbarkeit sicherzustellen, werden auch die klimatologischen Niederschlagsfelder normiert. Bei der Berechnung der Klimatologien wird zwischen zwei verschiedenen Varianten unterschieden:

4.2.2.1 Variante A - Verwendung einer Wetterlagenklassifikation

In Variante A werden zur Berechnung der klimatologischen Niederschlagsfelder Informationen aus der Wetterlagenklassifikation (vgl. Kapitel 2.3) verwendet. Mit Hilfe der darin enthaltenen Information über die vorherrschende Strömungsrichtung können INCA-Niederschlagsanalysen aus dem Zeitraum 2.4.2008 - 31.12.2016 einem Sektor zugeordnet und aufsummiert werden. Wird bspw. an einem bestimmten Tag der Strömungssektor mit 04 verschlüsselt, werden alle INCA-Analysen dieses Tages dem Nordwest-Sektor zugeordnet. Auf diese Weise kann eine Klimatologie für die vier Nebenhimmelsrichtungen erstellt werden. Das Histogramm in Abbildung 4.17 gibt Auskunft darüber, aus wie vielen INCA-Analysen sich die einzelnen Niederschlagsklimatologien zusammensetzen. Eine NW-Anströmung bzw. eine Anströmung aus südwestlicher Richtung wurden deutlich öfter in der Wetterlagenklassifikation verschlüsselt, weshalb diese beiden Klimatologien auch die höchste Anzahl an verwendeten INCA-Analysen aufweisen. Aber auch die beiden übrigen Sektoren (NO, SO) weisen genügend Analysen auf, um eine statistisch abgesicherte Aussage zu erhalten.

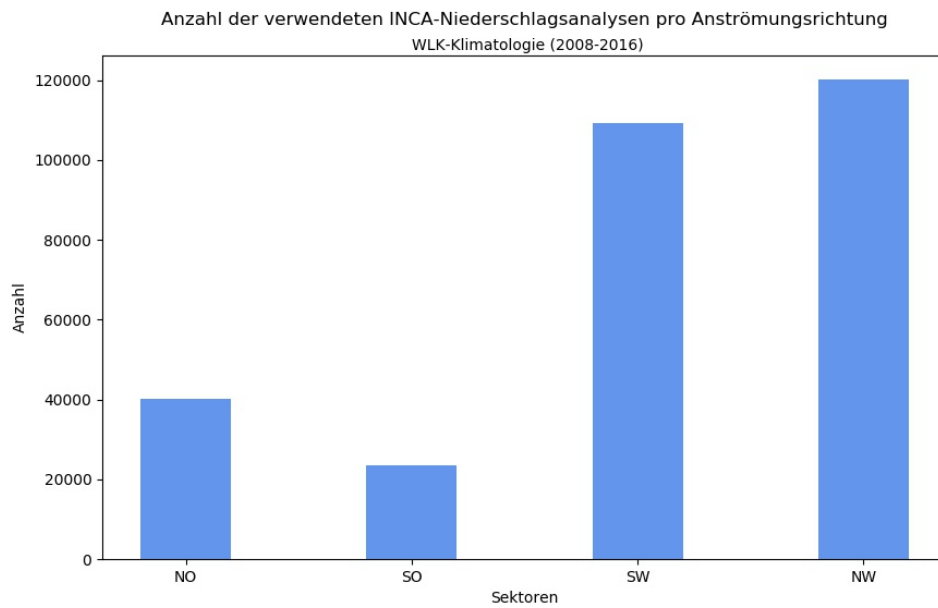


Abbildung 4.17: Anzahl der verwendeten INCA-Analysen je Strömungssektor.

Da, wie in Kapitel 2.3 beschrieben, in der Wetterlagenklassifikation nur zwischen vier Sektoren (NO, SO, SW und NW) unterschieden wird, ist für die Berechnung der Klimatologien der vier Haupthimmelsrichtungen eine Mittelung notwendig. Dazu werden, analog zu den Simulationen, die Klimatologien der beiden benachbarten Sektoren verwendet. So setzt sich bspw. die Klimatologie für Nordanströmung (vgl. Abbildung 4.18) aus der Nordost- und der Nordwest-Klimatologie zusammen. Die bei einer Nordanströmung bekannten Staubereiche nördlich des Alpenhauptkammes zeigen sich auch in dieser Abbildung.

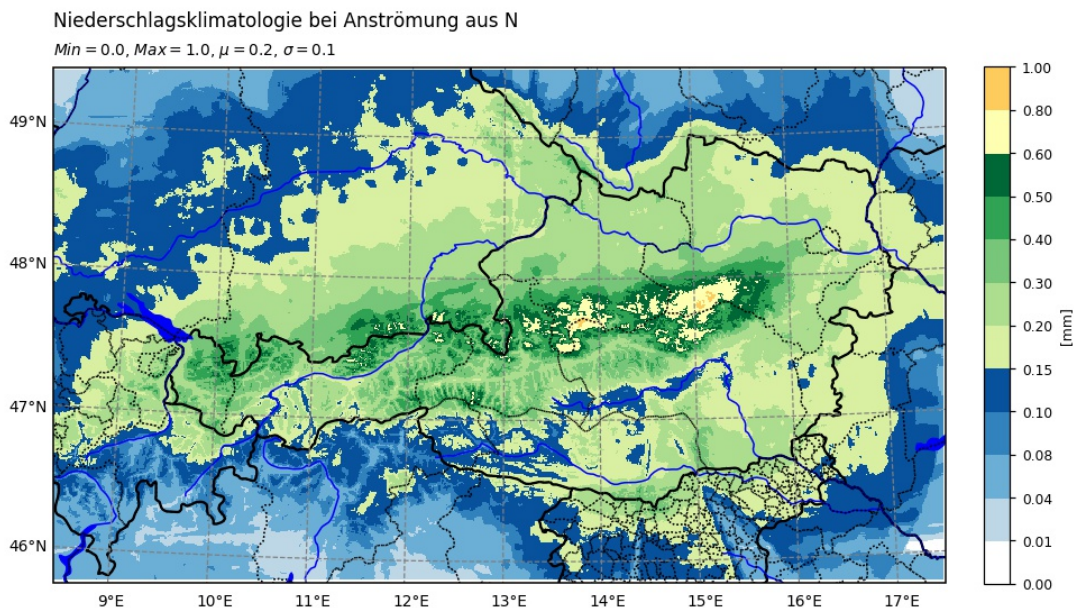


Abbildung 4.18: Normierte Niederschlagsklimatologie bei Nordanströmung nach Anwendung von Variante A.

Niederschlagsklimatologie (WLK)

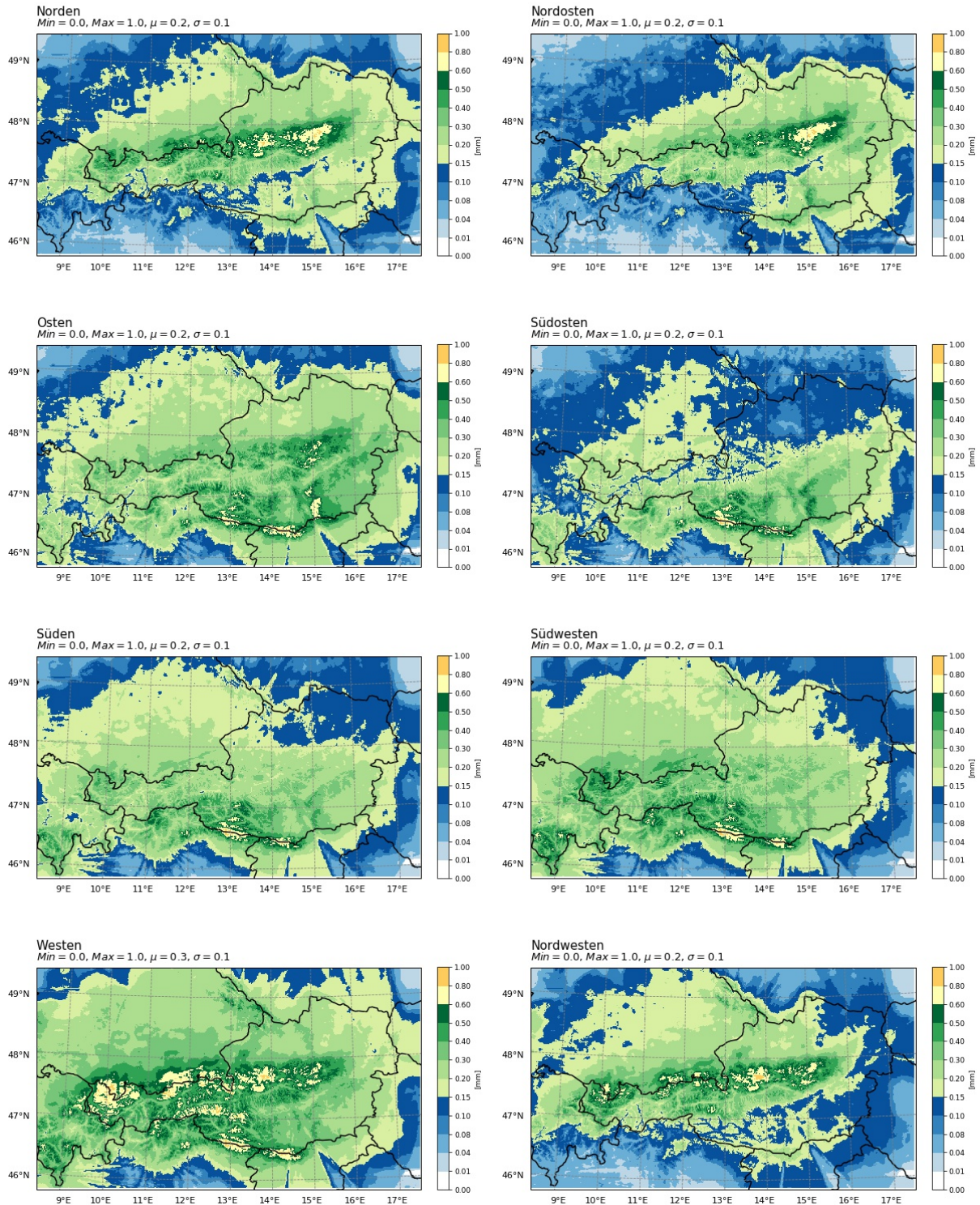


Abbildung 4.19: Niederschlagsklimatologien auf Basis der Wetterlagenklassifikation für die vier Haupt- und Nebenhimmelsrichtungen (Variante A).

Bei Nordanströmung liefert Variante A ein plausibles Ergebnis. Soll allerdings eine Niederschlagsklimatologie für den Westen erstellt werden, ist es notwendig zwischen der SW - Klimatologie und der NW - Klimatologie zu mitteln. Die Mittelung dieser beiden Felder kann allerdings zu Ungenauig-

keiten führen. Denn, einerseits handelt es sich bei einer SW - bzw. NW - Anströmung um zwei sehr unterschiedliche Wettersituationen, was die Frage aufwirft, ob eine derartige Mittelung angebracht ist. Andererseits stellt die Definition der verwendeten Sektoren in der Wetterlagenklassifikation ein Problem dar. So umfasst bspw. der SW - Sektor alle Anströmungsrichtungen von 180° - 270° , weshalb dieses Feld bereits eine Überlagerung unterschiedlicher Staueffekte darstellt und keine reine SW - Klimatologie. Werden nun diese beiden Felder gemittelt ergibt sich ein Feld, dass zwar Staueffekte in den typischen Staubereichen bei Westanströmung aufweist, gleichzeitig bleiben aber auch am Nord- und Südrand der Alpen Staueffekte erhalten. Dargestellt ist die Klimatologie für eine Anströmung aus Westen in Abbildung 4.19 Diese Abbildung enthält auch die übrigen Anströmungsrichtungen und gibt damit einen Überblick über die Niederschlagsklimatologien aller Haupt- und Nebenhimmelsrichtungen. Um eine Überlagerung unterschiedlicher Staueffekte zu vermeiden, werden in der nun folgenden Variante B Windinformationen von Bergstationen verwendet.

4.2.2.2 Variante B - Verwendung von Windinformationen

Bei Variante B wird die Entscheidung, welchem Sektor eine bestimmte INCA - Niederschlagsanalyse zuzuordnen ist, mit Hilfe der Windmessung von vier Bergstationen getroffen. Bei der Auswahl der Stationen wurde darauf geachtet, dass sie sich von West nach Ost einigermaßen regelmäßig verteilen. Position und Höhe der vier Stationen können Abbildung 4.20 entnommen werden. In den verwendeten Windmessungen wird die Windrichtung in $[\circ]$ und die Windgeschwindigkeit in $[m/s]$ angegeben. Die Verwendung von Windmessungen zur Klassifizierung der Niederschlagsanalysen ermöglicht, im Unterschied zur Variante A, die Klimatologien für acht Anströmungsrichtungen zu berechnen ohne von der etwas ungenauen Mittelung Gebrauch zu machen.

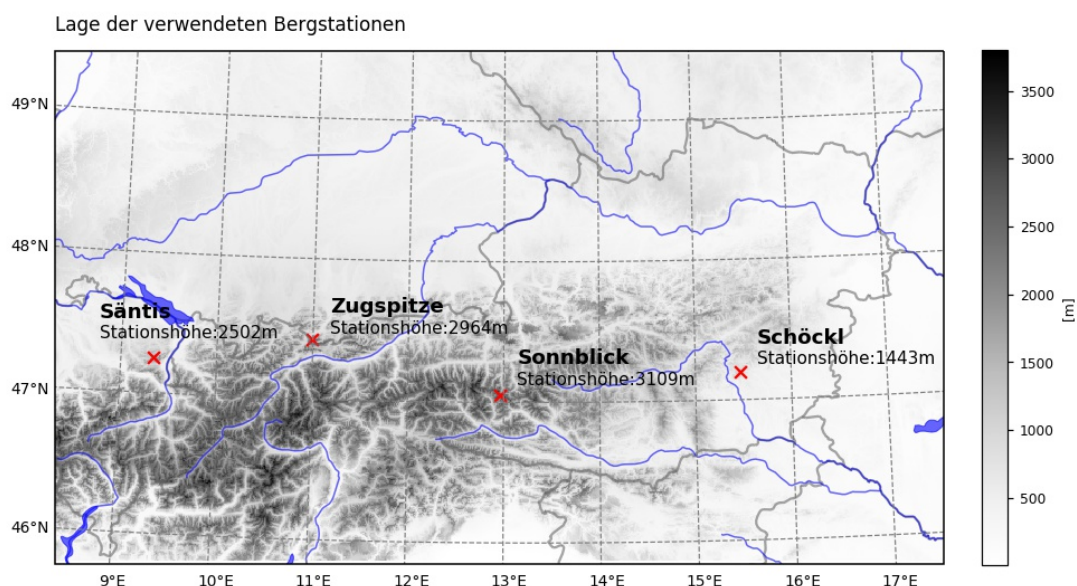


Abbildung 4.20: Verwendete Bergstationen in Variante B zur Berechnung der klimatologischen Niederschlagsfelder.

Zu Beginn der Berechnungen werden die Windmessungen der vier Bergstationen an jedem einzelnen Termin überprüft. Dabei wird kontrolliert, ob die Messungen fehlen und ob Messungen fehlerhaft sind. Als fehlerhaft gelten Messungen, die eine negative Windrichtung oder eine negative Windgeschwindigkeit aufweisen. Des Weiteren wird überprüft, ob die Windgeschwindigkeit einen bestimmten Mindestschwellwert übersteigt. Dieser Schwellwert beträgt 5 m s^{-1} und wurde eingeführt

Station	Windrichtung [°]	Windgeschwindigkeit [m/s]	Punktevergabe		
Säntis	319	7,0	NW: 2	W: 1	N: 1
Zugspitze	320	6,5	NW: 2	W: 1	N: 1
Sonnblick	310	5,0	NW: 2	W: 1	N: 1
Schöckl	320	1,0	uml	uml	uml

Tabelle 4.3: Windmessung der vier Bergstationen am 9.1.2019 um 6:00 UTC

um sicherzustellen, dass am betrachteten Termin eine signifikante Anströmung gegen die Alpen vorherrschte. Der Wert dieses Schwellwertes wurde empirisch ermittelt. Nur wenn die einzelnen Messungen diese Kontrolle bestehen, werden sie weiterverwendet und die gemessenen Windrichtungen in die entsprechenden 45° - Sektoren (vgl. Abbildung A-3 rechts im Anhang) umgerechnet. In der finalen Berechnung der vorherrschenden Anströmungsrichtung sollen neben den tatsächlich gemessenen Sektoren auch die benachbarten Sektoren berücksichtigt werden. Um das zu erreichen, werden Punkte vergeben, wobei die gemessenen Sektoren zwei Punkte erhalten und die benachbarten Sektoren jeweils einen Punkt. Misst bspw. eine Station eine Windrichtung von 270°, erhält der Westsektor zwei Punkte, die Sektoren SW und NW erhalten jeweils einen Punkt. Im letzten Schritt wird von jedem Sektor die Gesamtpunkteanzahl ermittelt. Der Sektor mit der höchsten Gesamtpunkteanzahl gilt als die vorherrschende Strömungsrichtung und die INCA - Analyse wird diesem Sektor zugewiesen. Allerdings ist das nur dann der Fall, wenn sich seine Punkteanzahl um mindestens zwei Punkte von den übrigen Gesamtpunkten unterscheidet. Ist die Differenz geringer, gilt die Strömungsrichtung als nicht eindeutig feststellbar und die INCA - Analyse kann keinem Sektor zugeordnet werden.

Mit Tabelle 4.3 soll die Vorgehensweise bei der Ermittlung der aktuellen Strömungsrichtung veranschaulicht werden. In dieser Tabelle sind die gemessenen Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten der vier Bergstationen aufgelistet. An allen vier Stationen wird eine nordwestliche Anströmungsrichtung gemessen. Mit $1,0 \text{ ms}^{-1}$ wird am Schöckl der vorgegebene Schwellwert für die Windgeschwindigkeit allerdings nicht erreicht, weshalb diese Messung für die weiteren Schritte nicht relevant ist. Aufgrund der Messung an den übrigen drei Stationen erhält der NW - Sektor dreimal zwei Punkte und damit insgesamt sechs Punkte. Die Gesamtpunktezahl der jeweils benachbarten Sektoren (in diesem Fall N und W) beträgt jeweils drei Punkte. Die Punktedifferenz des NW - Sektors zu den beiden übrigen Sektoren ist mit drei Punkten groß genug, sodass für den betrachteten Termin der NW - Sektor als vorherrschender Strömungssektor bestimmt werden kann.

Da die Windmessungen stündlich vorliegen, wird die Ermittlung der Strömungsrichtung zu jeder vollen Stunde durchgeführt. Die resultierende Anströmungsrichtung gilt dementsprechend für vier 15-minütige INCA - Analysen. Die INCA - Analyse der nächsten vollen Stunde wird bereits dem neu berechneten Strömungssektor zugeordnet. Aufgrund der stündlich vorliegenden Windmessungen können somit Änderungen der Anströmungsrichtung im Laufe eines Tages berücksichtigt werden, was einen weiteren Vorteil von Variante B darstellt. Eine Übersicht über alle berechneten Niederschlagsklimatologien ist im Anhang in Abbildung A-2 zu finden.

Der betrachtete Zeitraum für die Berechnung der Klimatologien mit Variante B reicht von 1.1.2003 bis 31.12.2016 und ist damit um fünf Jahre länger als in Variante A. Aufgrund des strengeren Auswahlverfahrens kommen dennoch deutlich weniger INCA - Analysen für die verschiedenen klimatologischen Felder in Frage als zuvor. Das zeigt auch das Histogramm in Abbildung 4.21. Wieder zeigt es die Anzahl der verwendeten INCA - Analysen pro Anströmungsrichtung, wobei nun zwischen den acht Sektoren unterschieden wird. Zusätzlich wird die Südanströmung für Sommer und Winter getrennt betrachtet, die in Kürze ausführlicher behandelt wird. Die Sektoren Nord, West und Südwest übertreffen die üb-

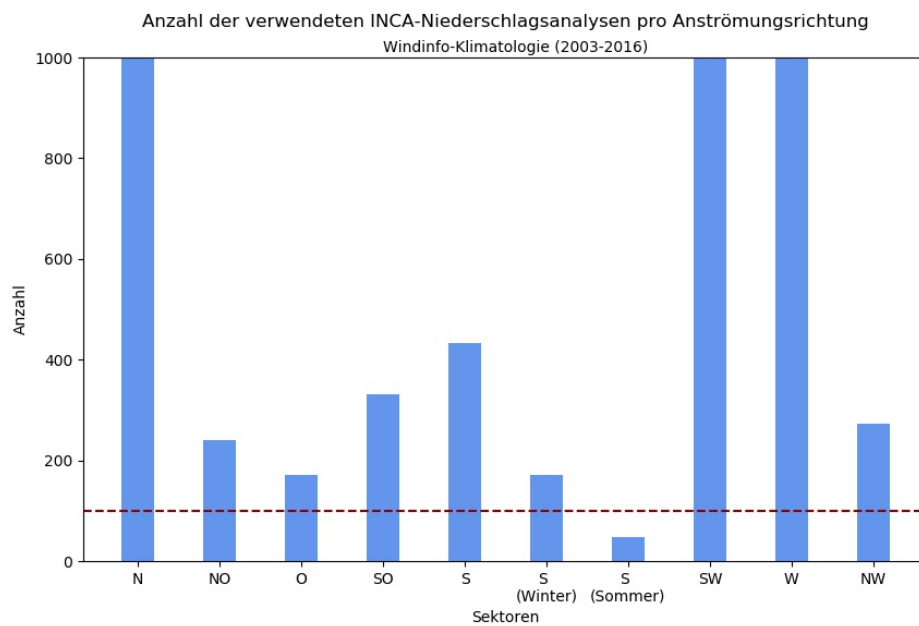


Abbildung 4.21: Anzahl der verwendeten INCA - Analysen je Strömungssektor bei Anwendung von Variante B zur Berechnung der Niederschlagsklimatologien. Damit die Verteilung auch in weniger häufigen Sektoren ausreichend aufgelöst werden kann, endet in dieser Darstellung die y-Achse bei einer Häufigkeit von 1000 Analysen. Die rot strichlierte Linie markiert eine Häufigkeit von 100 Analysen.

rigen Anströmungsrichtungen bei Weitem. Mit Ausnahme der Klimatologie für die Südanströmung im Sommer, wo die rote strichlierte Linie unterschritten wird, kann dennoch von einem genügend großen Umfang gesprochen werden.

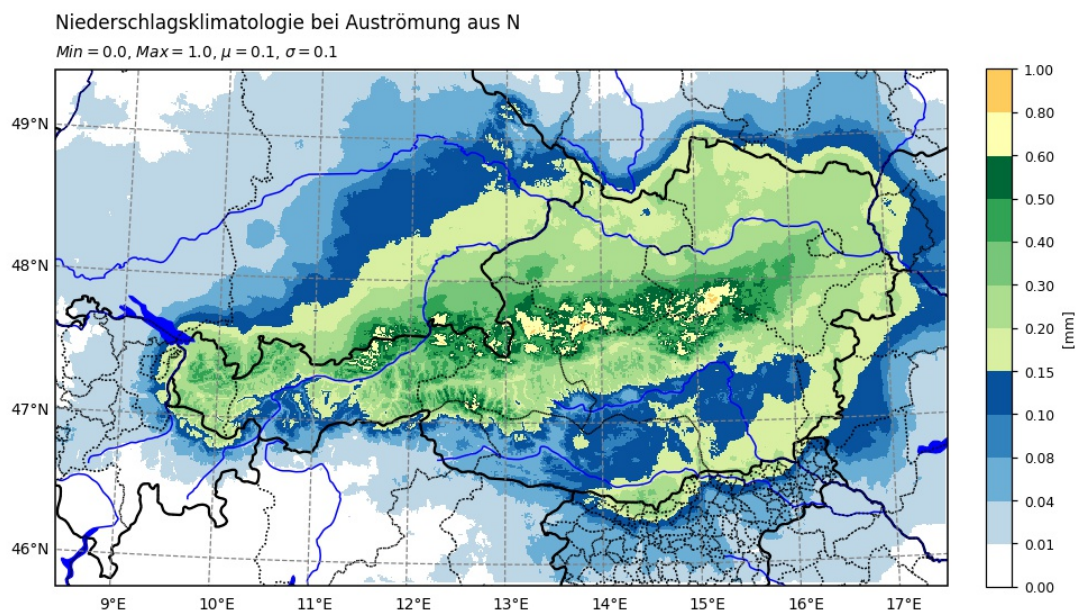


Abbildung 4.22: Resultierende Niederschlagsklimatologie bei N-Anströmung. Die Berechnung erfolgt in Variante B mit Hilfe der Windinformation von vier Bergstationen (Säntis, Zugspitze, Sonnblick, Schöckl).

Abbildung 4.22 zeigt das Resultat von Variante B für eine Anströmung aus Norden. Wie auch schon mit Variante A kommen hier die Staubereiche entlang der ersten Hänge nördlich des Alpenhauptkammes zum Vorschein. Bei einem Vergleich der beiden Abbildungen 4.19 und A-2 im Anhang werden die Unterschiede zwischen Variante A und B offenbar. Am geringsten sind die Unterschiede bei einer Anströmung aus Nord und Nordwest. In allen übrigen Anströmungsrichtungen weichen die Resultate der beiden Varianten stark voneinander ab. Begründen lässt sich das zum einen dadurch, dass in Variante B auf das Mitteln zweier Niederschlagsklimatologien verzichtet werden konnte. Andererseits liegt das auch an den weiter oben beschriebenen Bedingungen, wodurch nur jene Termine in die Niederschlagsklimatologie eingehen, die sich durch eine eindeutige Strömungslage auszeichnen. Dadurch ergeben sich mit Variante B Niederschlagsklimatologien, die die Niederschlagsverteilung präziser wiedergeben.

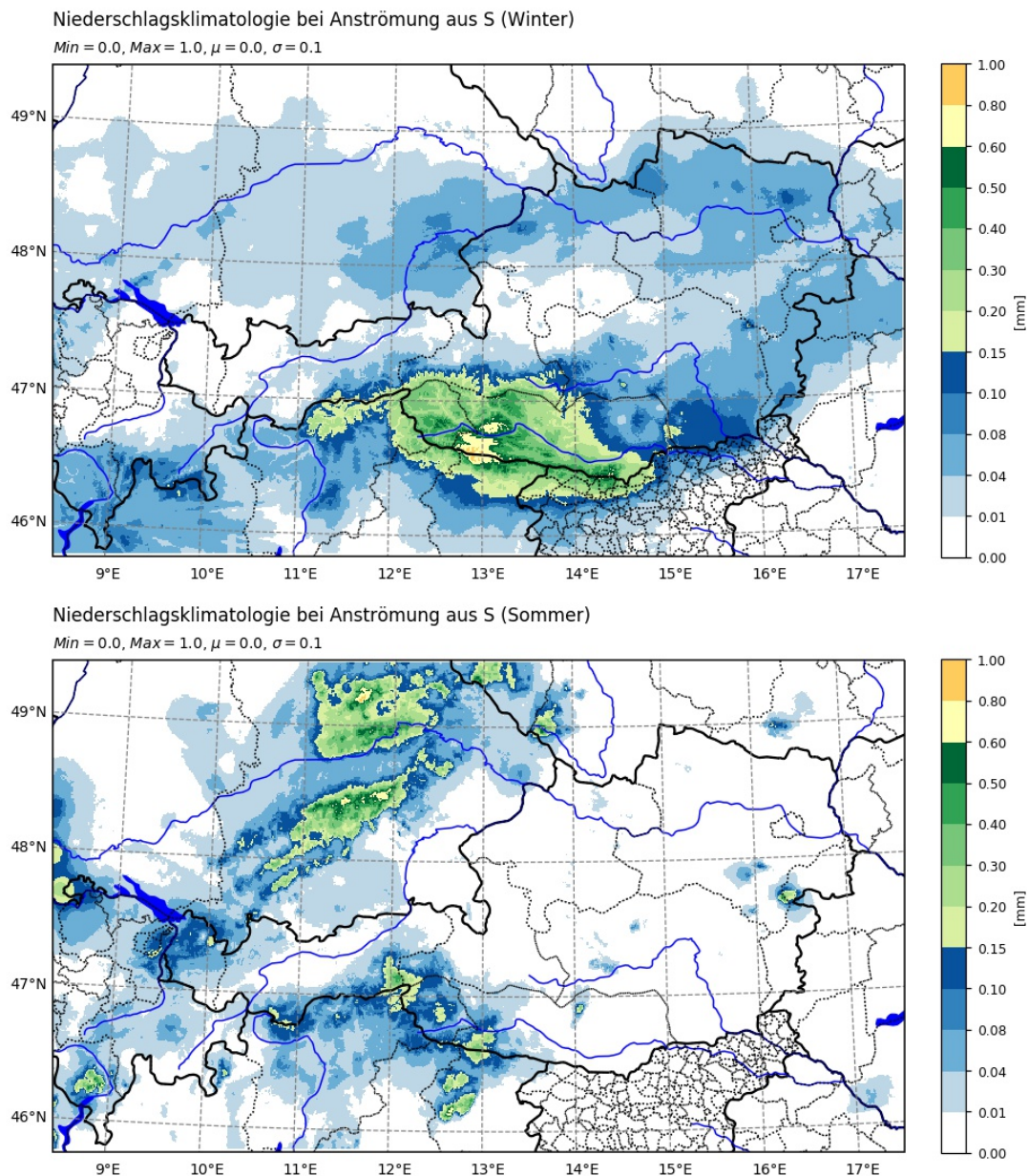


Abbildung 4.23: Gegenüberstellung der Südanströmung von Winter und Sommer.

Wie bereits erwähnt, wird in Variante B die Südanströmung für Sommer und Winter getrennt betrachtet. Auf die Ergebnisse dieser Untersuchung soll nun näher eingegangen werden.

Jahreszeitliche Unterschiede in der Niederschlagsverteilung wurden bereits in vielen Arbeiten (vgl. Frei und Schär, (1998) und Frei und Schmidli (2006)) thematisiert, mit dem Ergebnis, dass die Unterschiede vor allem zwischen Sommer und Winter deutlich zu erkennen sind. Das bestätigt auch die folgende Untersuchung der Niederschlagsklimatologie für die Südanströmung. Anstatt alle Termine mit einer eindeutigen Südanströmung zu berücksichtigen, gehen in die beiden Niederschlagsfelder aus Abbildung 4.23 nur Termine mit Südanströmung in den Wintermonaten Dezember bis Februar bzw. in den Sommermonaten Juni bis August ein. In den Wintermonaten sind die typischen Staubebereiche im Süden Kärntens und Osttirols entlang der Karnischen Alpen sehr stark ausgeprägt. Nördlich davon sind die Niederschlagsmengen deutlich geringer. Abbildung 4.23 unten spiegelt die Situation in den Sommermonaten wider. Aufgrund von Konvektion gestaltet sich die Niederschlagsverteilung im Sommer deutlich variabler. Die Niederschlagsmengen in den Staugebieten südlich des Alpenhauptkammes sind weniger markant. Niederschlagsmaxima befinden sich nun überwiegend nördlich des Alpenhauptkammes, was laut Frei und Schmidli (2006) auf die Zugbahn von Gewittern in das nördliche Alpenvorland zurückgeführt werden kann.

In Abbildung 4.24 werden die Niederschlagsklimatologien für Winter und Sommer als Profil dargestellt. Dazu wird die betrachtete Domäne in die drei etwa gleichgroßen Teilbereiche Westen, Mitte und Osten unterteilt. Nun wird der Reihe nach jedes einzelne Profil der Niederschlagsklimatologie im entsprechenden Teilbereich dargestellt. Auch in dieser Art der Darstellung sind die zuvor beschriebenen Eigenschaften wiederzuerkennen. Im Winter (vgl. Abb. 4.24 links) gestalten sich die Profile sehr eindeutig. Meist gibt es ein stark ausgeprägtes Niederschlagsmaximum im Staubebereich der Alpen. Die monomodale Verteilung in den Wintermonaten entwickelt sich in den Sommermonaten (vgl. Abb. 4.24 rechts) zu einer multimodalen Verteilung. Niederschlagsmaxima können nun sowohl südlich als auch nördlich des Alpenhauptkammes auftreten. Im östlichen Teilbereich sind diese Charakteristika sowohl in den Winter - als auch in den Sommermonaten nur schwach ausgeprägt.

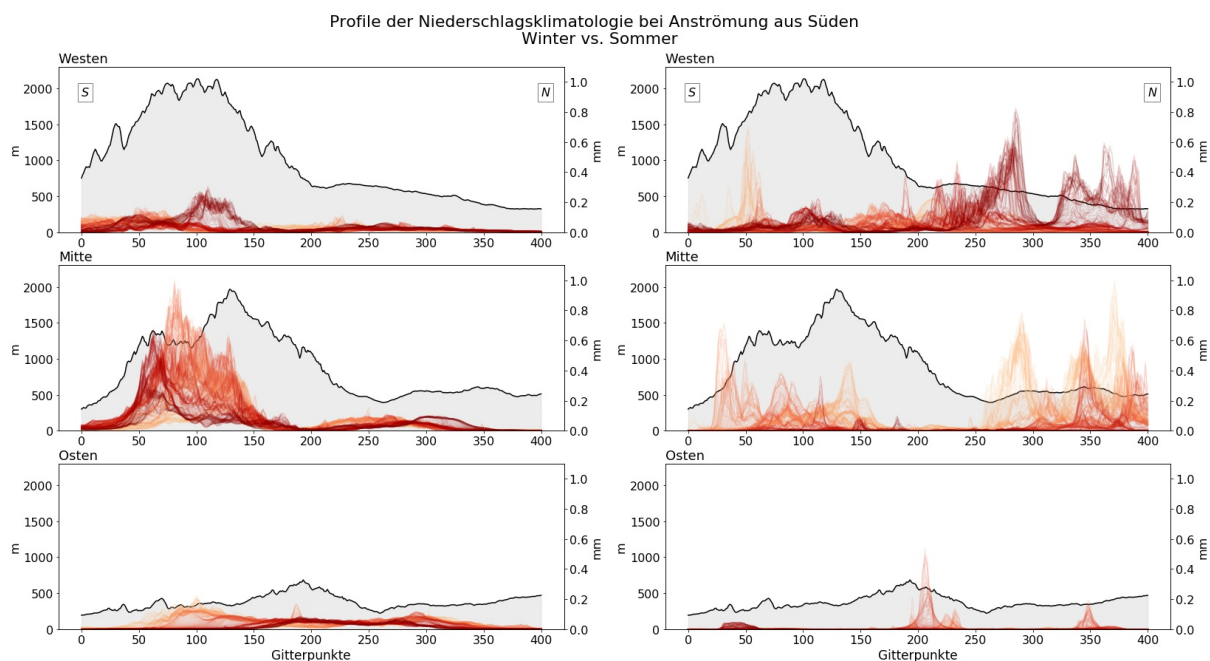


Abbildung 4.24: Profilplots der Niederschlagsklimatologie bei Südanströmung für die Winter (links) - und Sommermonate (rechts) in den drei Teilbereichen Westen, Mitte und Osten. Die graue Fläche zeigt die mittlere Topographie des jeweiligen Teilbereichs. Um den Verlauf einzelner Profile nachvollziehen zu können, wird jedes Profil in einem anderen Rotton dargestellt.

4.2.2.3 Druckklimatologien

Neben Niederschlagsklimatologien werden für jede Anströmungsrichtung auch Druckklimatologien berechnet. Mit Hilfe der mittleren Druckverteilung bei einer Anströmung aus den untersuchten Windrichtungssektoren soll ein besseres Verständnis für das Zustandekommen der mittleren Niederschlagsverteilungen ermöglicht werden. Zur Erstellung der Druckklimatologien werden INCA-Druckanalysen aus dem Zeitraum 9.8.2011 - 31.12.2016 verwendet und es wird wie in Variante B zur Erstellung der Niederschlagsklimatologien vorgegangen. Die Entscheidung, welchem Sektor die aktuelle Druckanalyse zuzuordnen ist erfolgt folglich auf Basis der Windinformationen der vier Bergstationen (Säntis, Zugspitze, Sonnblick, Schöckl). Dabei kommen die gleichen Schwellwerte für fehlerhafte Messungen und für die minimale Windgeschwindigkeit zum Einsatz. Aufgrund der Größe der Domäne können in den folgenden Druckklimatologien Hoch- und Tiefdruckgebiete nicht zur Gänze dargestellt werden. Das steht einer Analyse der Druckklimatologien allerdings nicht im Wege, da dafür die Information über die Richtung des Druckgradienten ausreicht.

Abbildung 4.25 zeigt das mittlere Druckfeld bei Nordanströmung. Ein Hochdruckgebiet nordwestlich von Österreich führt zu einer meridionalen Anströmung an die Alpen, welche in weiterer Folge Stauniederschläge nördlich des Alpenhauptkammes bewirkt. Situationen mit Nordstau sind keine Seltenheit: die Klimatologie aus Abbildung 4.22 zeigt ein durchaus bekanntes und stimmiges Bild der Niederschlagsverteilung, und unabhängig davon zeigt auch die Druckverteilung in Abbildung 4.25 ein plausibles Feld. Auch bei der Interpretation der Niederschlagsklimatologien von weniger häufig auftretenden Anströmungsrichtungen erweisen sich die mittleren Druckfelder als sehr nützlich.

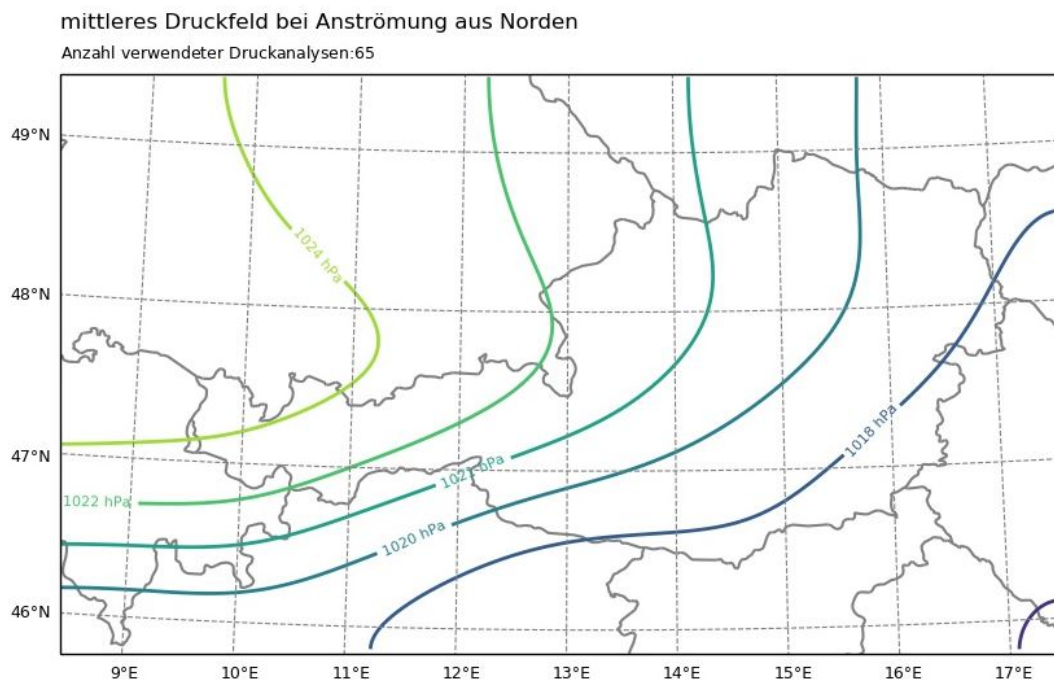


Abbildung 4.25: Resultierende Druckklimatologie bei Nordanströmung. In allen Darstellungen von mittleren Druckfeldern ist links oben die Anzahl der verwendeten INCA-Druckanalysen angegeben.

Zur Untersuchung der vergleichsweise seltenen östlichen Anströmungsrichtungen sind in Abbildung 4.26 Druck- und Niederschlagsklimatologien bei Anströmung aus Südost, Ost und Nordost dargestellt. Nach genauerer Analyse der mittleren Druckfelder kann die Zugbahn einer Vb - Zyklone wiedererkannt werden, die sich in einer Verlagerung des Tiefdruckgebietes vom Mittelmeer über Westungarn in Richtung Polen äußert. Dementsprechend lässt die Druckklimatologie bei südöstlicher Anströmungsrichtung ein Tiefdruckgebiet im Mittelmeer erahnen, das sich in den beiden folgenden Klimatologien den Weg in Richtung Nordosten bahnt. Mit der Verlagerung des Tiefdruckgebiets in nördliche Richtungen breitet sich das Niederschlagsfeld auf immer größere Bereiche der Domäne aus.

Druck- und Niederschlagsklimatologie bei östlichen Anströmungsrichtungen

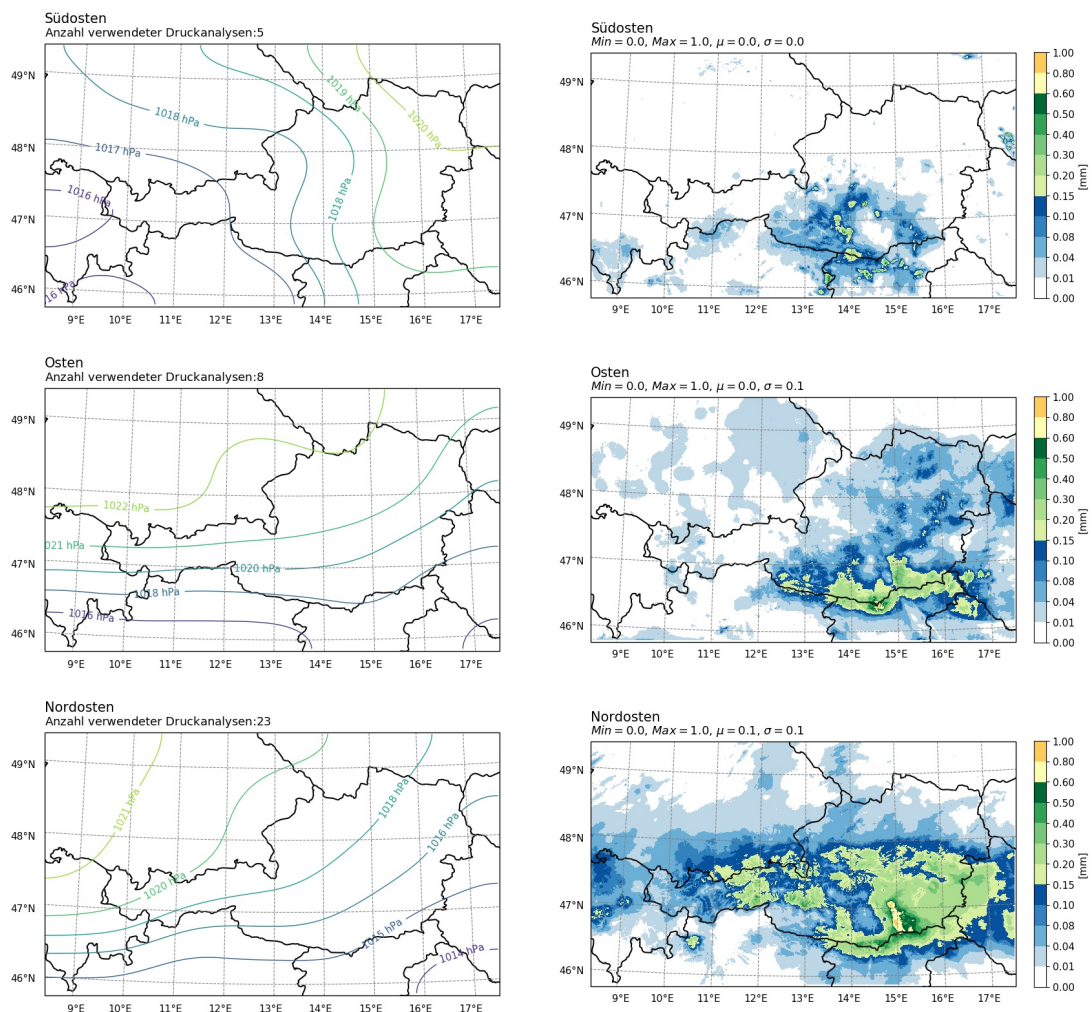


Abbildung 4.26: Analyse der östlichen Anströmungsrichtungen. Zu sehen sind Druck- und Niederschlagsklimatologien für südöstliche, östliche und nordöstliche Anströmungsrichtungen.

4.2.3 Vergleich von Niederschlagssimulationen mit Niederschlagsklimatologien

Wie bereits erwähnt, werden die Klimatologien benötigt, um die berechneten Simulationen aus Kapitel 4.2.1 beurteilen zu können und um Unterschiede zwischen diesen beiden Feldern feststellen zu können. Dazu werden Simulation und Klimatologie der gleichen Anströmungsrichtung in Profilplots gegenübergestellt und ein Vergleich der Positionen der Niederschlagsmaxima durchgeführt. Diese Vergleiche werden für jede der beiden Niederschlagsklimatologien (Variante A und B) und für alle vier Haupthimmelsrichtungen durchgeführt. Am Beispiel der Nordanströmung soll die Vorgehensweise nun näher beschrieben werden. Die verwendete Klimatologie ist dabei die WLK - Klimatologie (Variante A).

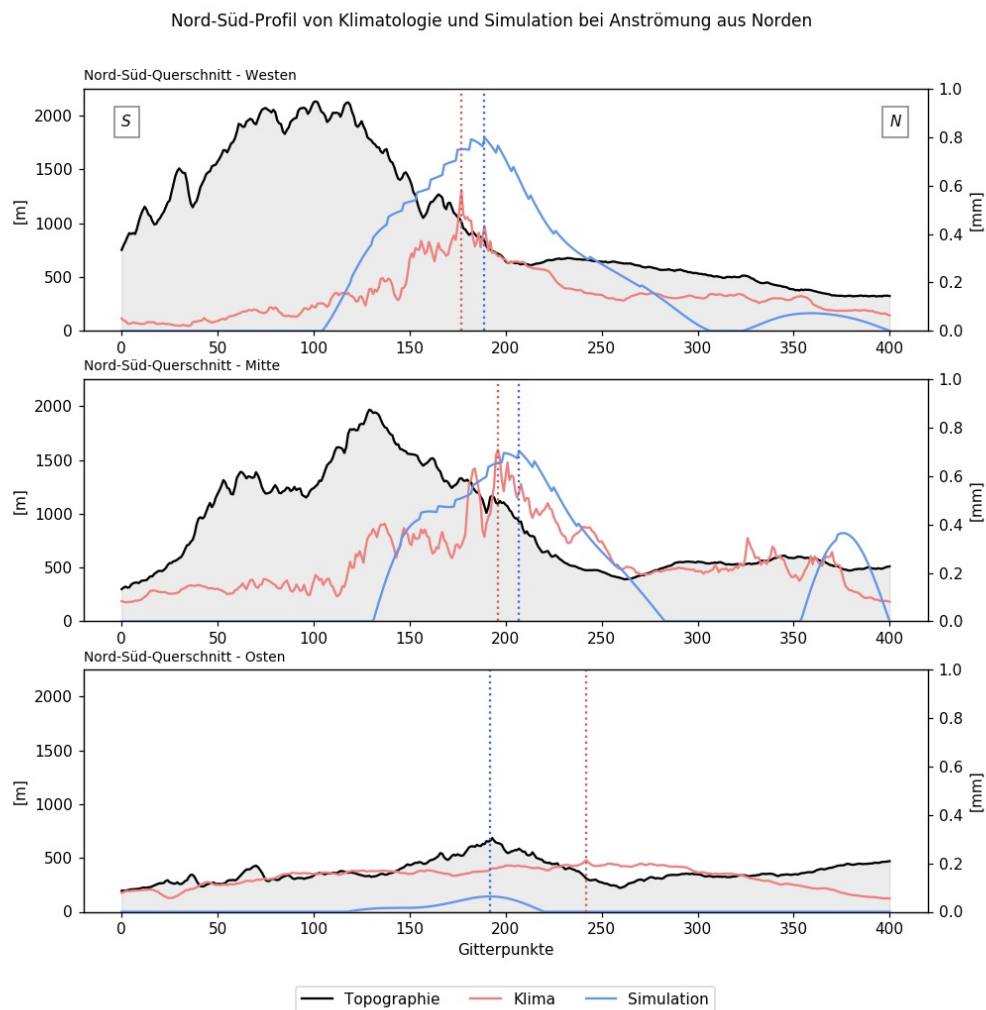


Abbildung 4.27: Profil von Simulation und Klimatologie (Variante A) bei Anströmung aus nördlicher Richtung. Die graue Fläche stellt die mittlere Topographie des jeweiligen Teilbereichs dar. Die beiden durchgezogenen Linien beschreiben die Nord-Süd-Profile der Niederschlagsmenge in den geographischen Längen: 10,63° Ost, 13,27° Ost und 16,81° Ost. Die strichlierten vertikalen Linien markieren die Maxima der Simulation bzw. der Klimatologie. Norden befindet sich am rechten Rand des Profilplots und Süden am linken Rand.

Abbildung 4.27 zeigt die Profile von Klimatologie und Simulation bei Anströmung aus Norden für die drei Teilbereiche *Westen*, *Mitte* und *Osten*. Die Profile jedes Bereichs werden auf ihre Struktur

untersucht, wobei die markierten Maxima von Simulation und Klimatologie einen wichtigen Orientierungspunkt darstellen. Trotz der auf Seite 32 beschriebenen vereinfachenden Annahmen kommen die Profile der Simulation nahe an jene der Klimatologie heran. Bei genauerer Untersuchung kann festgestellt werden, dass im westlichen und mittleren Teilbereich das Niederschlagsmaximum der Simulation etwas früher auftritt als das Maximum der Klimatologie. Im östlichen Teilbereich der Domäne, wo der Alpenbogen endet, ist der Einfluss des Gebirges auf den Niederschlag wesentlich geringer. Das lineare Modell von Smith ist aus diesem Grund nicht für diesen Bereich geeignet. Der Fokus dieser Methode liegt daher auf Gebirgsregionen.

Eine andere Möglichkeit, die Position der Niederschlagsmaxima von Klimatologie und Simulation miteinander zu vergleichen, ist in Abbildung 4.28 dargestellt. Der Vorteil besteht darin, dass auf diese Weise ein umfassenderer Eindruck vom Verhalten des verwendeten Modells erlangt werden kann. So geht aus Abbildung 4.28 oben hervor, dass sich das verfrühte Auftreten der Niederschlagsmaxima der Simulation über die gesamte Domäne fortsetzt und nicht nur eine Eigenheit von drei verschiedenen Profilen darstellt.

Eingebettet in diese Darstellung ist eine kleine Grafik mit den berechneten Gitterpunktdifferenzen zwischen den beiden Maxima als schwarze Punkte. Damit ist für jede Spalte bekannt, wie viele Gitterpunkte zwischen den beiden Maxima liegen. Der Gitterpunktabstand beträgt 1000 m. Eine Gitterpunktdifferenz von 20 ist folglich gleichbedeutend mit einer Distanz von 20000 m bzw. 20 km. Das Vorzeichen der Differenz, die als *Sim - Klim* definiert ist, gibt Auskunft darüber, welches der beiden Maxima sich weiter im Norden befindet. Dementsprechend bedeutet eine positive Differenz, dass sich das Maximum der Simulation weiter im Norden befindet und damit früher eintritt als das Maximum der Klimatologie. Ist die Differenz hingegen negativ, befindet sich das Maximum der Klimatologie nördlich des Maximums der Simulation. Da das Maximum der Simulation größtenteils weiter im Norden liegt, ist die berechnete Differenz in den meisten Fällen positiv. Die graue Kurve ergibt sich aus der Glättung der schwarzen Punktwolke und beschreibt näherungsweise den Verlauf der Differenzen über die gesamte Domäne.

Über den eigentlichen Zweck dieser Darstellung, nämlich der Untersuchung der Übereinstimmung von Klimatologie und Simulation hinausgehend, kommen in Abbildung 4.28 gut typische Charakteristika der Niederschlagsverteilung im alpinen Raum zur Geltung. Die in Grautönen hinterlegte INCA - Topographie ermöglicht, die Niederschlagsmaxima mit der Topographie in Beziehung zu setzen, wodurch der starke Einfluss der ersten Hänge am Nordrand der Alpen sichtbar wird. Deutlich zu erkennen ist auch der Einfluss des Inntales. Bei Kufstein, wo sich das Tal nach Norden hin öffnet, befindet sich das Niederschlagsmaximum der Klimatologie etwas weiter im Süden. Das liegt daran, dass die Feuchtigkeit erhalten bleibt und erst bei der größeren Erhebung im Süden in Form von Niederschlag ausfällt. Auch in der Simulation befindet sich das Niederschlagsmaximum an dieser Stelle etwas weiter im Süden.

Der Grund für das in den beiden Abbildungen 4.27 und 4.28 festgestellte verfrühte Einsetzen des simulierten Niederschlages liegt in der Annahme, dass Wasserdampf sofort nach der Kondensation in Form von Niederschlag ausfällt. Tatsächlich setzt aber Niederschlag erst einige Zeit nach der Wolkenbildung ein. Dieser Umstand kann mit geeigneten Verzögerungsparametern berücksichtigt werden (vgl. Smith et al. 2003; Smith 2003). Mit Hilfe von Informationen aus den zuvor ermittelten Klimatologien soll auch in dieser Arbeit die Verzögerung berücksichtigt werden. Das geschieht, indem die Niederschlagsmaxima der Simulation an die Niederschlagsmaxima der Klimatologie angenähert werden. Es wurden die in Tabelle 4.4 aufgelisteten Verschiebungsmethoden getestet.

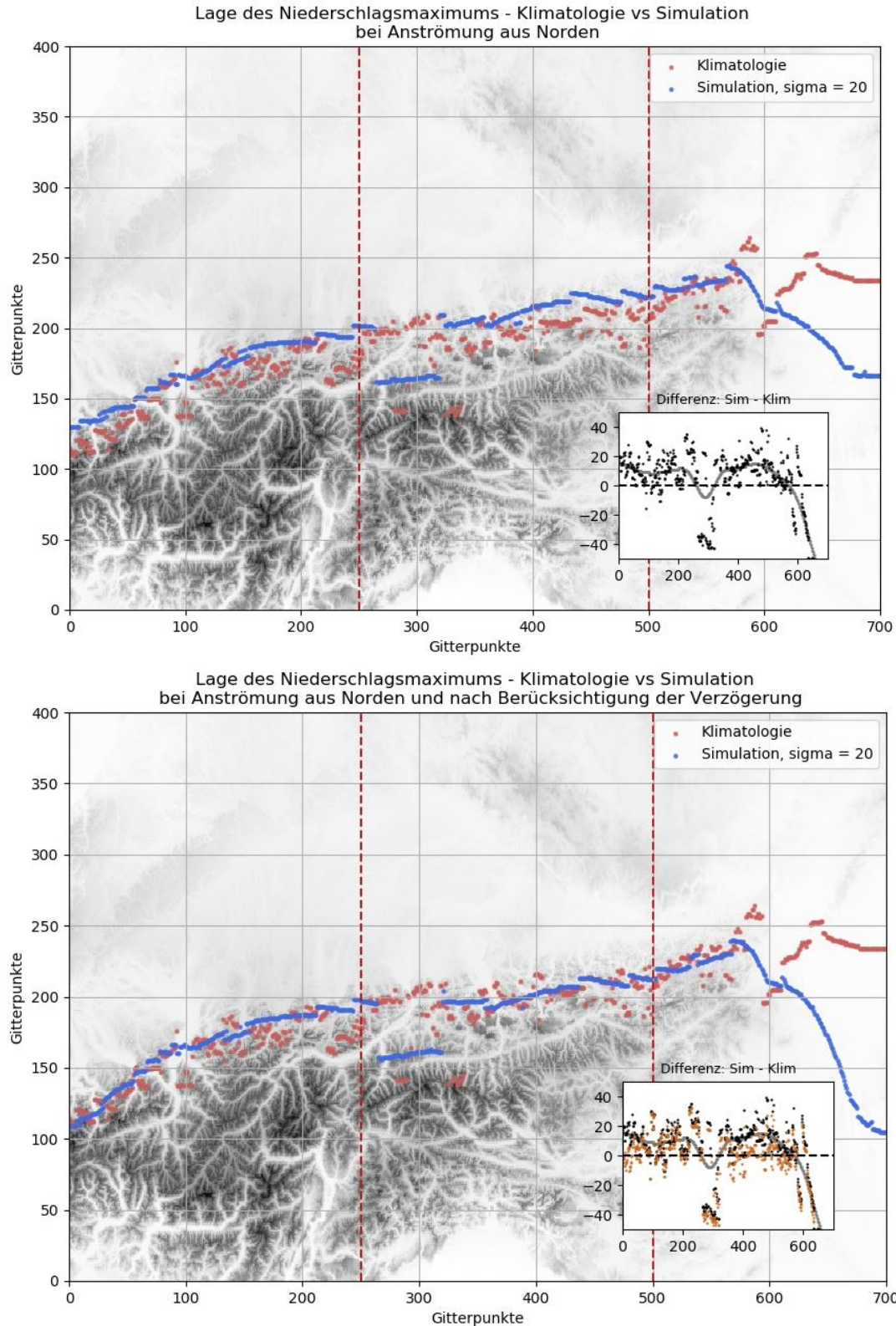


Abbildung 4.28: Darstellung der Maxima des Niederschlags bei Nord - Anströmung. Die roten Punkte markieren die Niederschlagsmaxima der Klimatologie und die blauen Punkte jene der Simulation. Die roten vertikalen Linien dienen zur Abgrenzung der drei Teilbereiche. Die Darstellung oben beschreibt die Situation vor der Verschiebung, in der Darstellung darunter sind die Positionen der Maxima nach durchgeführter Verschiebung (opt3) dargestellt.

Methode	Funktionsweise
<i>opt1</i>	Verschieben des gesamten Feldes um den gleichen Verschiebungsschritt, aber mit unterschiedlicher Schrittweite pro Profil. Der optimale Verschiebungsschritt ist jener, der zum geringsten RMSE zwischen Simulation und Klimatologie führt.
<i>opt2</i>	Verschieben der einzelnen Profile um einen Gitterpunkt pro Durchlauf und Berechnen des RMSE zwischen aktuellem Profil aus Simulation und Klimatologie. Die geeignete Verschiebung ist jene mit dem geringsten RMSE.
<i>opt3</i>	Wie <i>opt2</i> nur, dass nach jeder Verschiebung die Korrelation berechnet wird. Die optimale Verschiebung für die einzelnen Profile ist dementsprechend jene mit der höchsten Korrelation.
<i>opt3A</i>	Der einzige Unterschied zwischen <i>opt3</i> und <i>opt3A</i> besteht in der Richtung der Verschiebung. Diese kann mit <i>opt3A</i> für jedes Profil flexibel gestaltet werden.

Tabella 4.4: Überblick über getestete Methoden zur Berücksichtigung der Verzögerung.

Die Anpassung der Simulation für die Nordanströmung führte mit allen vier Verschiebungsmethoden in etwa zum gleichen Ergebnis. Ein Grund dafür ist, dass die Positionen der Niederschlagsmaxima bei Nordanströmung einen sehr kontinuierlichen Verlauf beschreiben. Bei einer Anströmung aus den übrigen drei Haupthimmelsrichtungen gestaltet sich die Lage der Niederschlagsmaxima deutlich variabler, was die Anpassung der Simulation an die Klimatologie erschwert. Im Vergleich zu *opt1* und *opt2* ermöglichen die Verschiebungsmethoden *opt3* und *opt3A* auch in diesen Fällen gut angepasste Simulationen. Aus diesem Grund fiel die Wahl auf die Verschiebungsmethoden *opt3* und *opt3A*. Diese beiden Methoden sollen nun etwas ausführlicher beschrieben werden.

Wie sich in Abbildung 4.28 zeigt, befinden sich die Niederschlagsmaxima der Simulation in den meisten Fällen etwas weiter nördlich als jene der Klimatologie. Es gibt allerdings auch Profile, in denen die Positionen der beiden Maxima bereits einigermaßen gut übereinstimmen. Der notwendige Verschiebungsschritt ist dementsprechend für jedes Profil unterschiedlich groß. Das Ziel ist nun, für jedes Profil den optimalen Verschiebungsschritt zu erhalten.

Dazu wird in Methode *opt3* das betrachtete Simulationsprofil um einen Gitterpunkt nach Süden verschoben und die Korrelation zwischen dem soeben verschobenen Simulationsprofil und dem Profil aus der Klimatologie berechnet. Dieser Vorgang wird so lange wiederholt, bis eine vorgegebene Anzahl an durchzuführenden Verschiebungen erreicht wird. Um die optimale Verschiebung für das betrachtete Profil zu erhalten, wird jener Verschiebungsschritt gesucht, der zur höchsten Korrelation führt. Nachdem diese Vorgehensweise auf das gesamte Feld angewendet wurde, liegen für jede Spalte die optimalen Verschiebungsschritte vor. Werden diese Verschiebungsschritte auf das simulierte Niederschlagsfeld angewendet, resultiert eine angepasste Niederschlagssimulation, die in Abbildung 4.29 oben zu sehen ist. Die von Profil zu Profil unterschiedlich großen Verschiebungsschritte kommen in dieser Simulation deutlich zum Vorschein. Um diesen Effekt zu reduzieren, werden nun zwei Maßnahmen ergriffen. Zunächst werden die soeben ermittelten Verschiebungsschritte geglättet. Anschließend werden letztere (aus Gründen der leichteren Implementierbarkeit) auf die Topographie angewendet und diese entsprechend verschoben. Die Simulation, wie sie in Kapitel 4.2.1 beschrieben wurde, wird nun mit der verschobenen Topographie durchgeführt. Das Endresultat der Verschiebung ist in Abbildung 4.29 unten zu sehen.

Mit Methode *opt3A* ist es möglich, die Richtung der Verschiebung flexibel zu gestalten. Für die Nordanströmung ist das zwar weniger relevant, da, wie bereits erwähnt, die Simulation in den meisten Fällen zu früh auftritt und damit in Richtung Süden verschoben werden muss. Vergleiche von Klimatologie

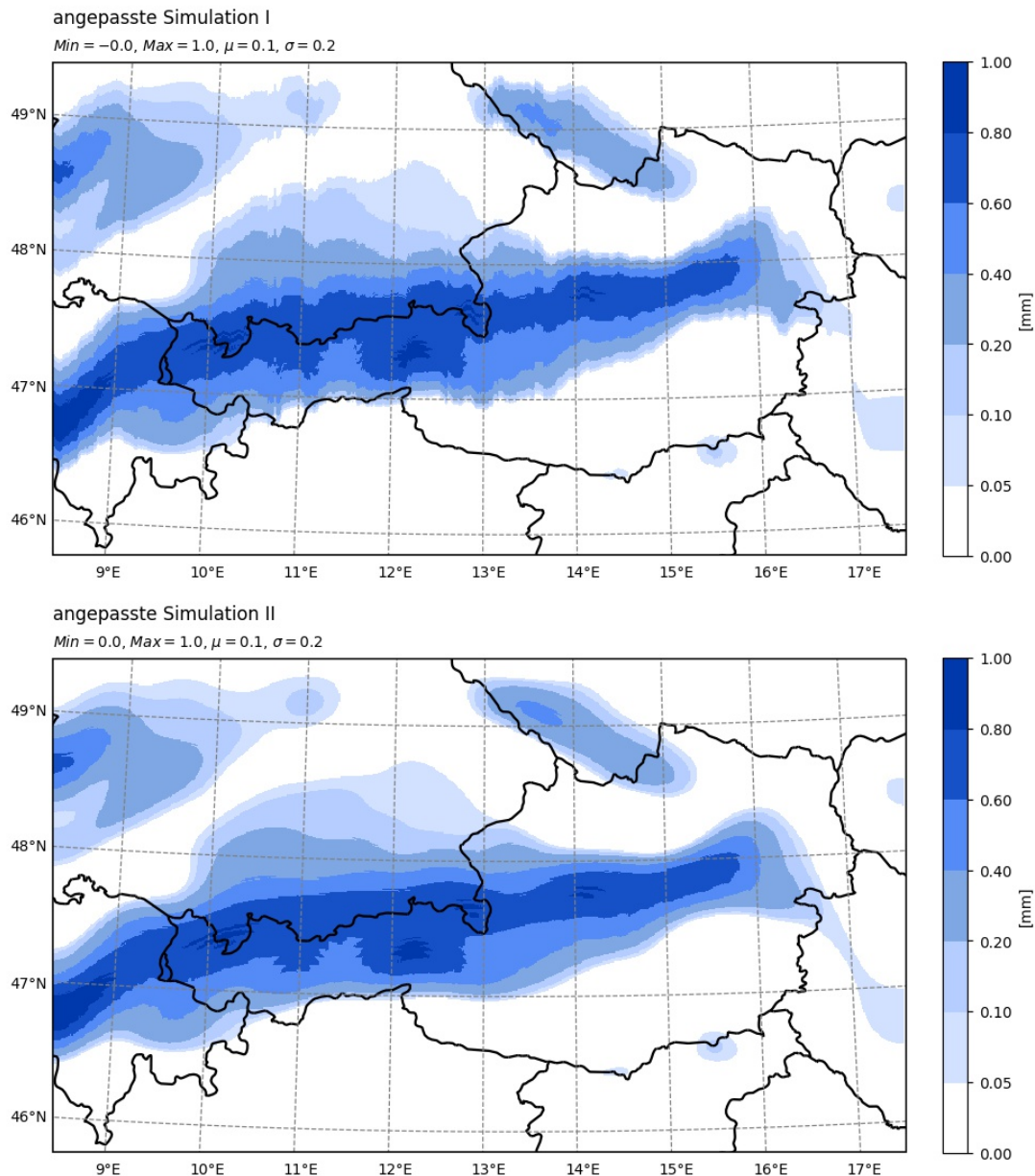


Abbildung 4.29: Angepasste Niederschlagssimulation bei Nordanströmung vor und nach der Glättung. Werden die im Zuge der Verschiebung ermittelten Verschiebungsschritte auf die Niederschlagssimulation angewendet, resultiert eine sehr unruhige Simulation (oben). Glätten der Verschiebungsschritte und eine Verschiebung der Topographie führt schließlich zur angepassten Simulation (unten). Die Verschiebungsschritte werden mit Hilfe der Methode *opt3* ermittelt.

und Simulation bei Anströmung aus den übrigen Himmelsrichtungen zeigen allerdings, dass auch der umgekehrte Fall eintreten kann und das Niederschlagsmaximum der Simulation später eintritt als jenes der Klimatologie. Um auch diesen Fall in der Verschiebung der Simulation zu berücksichtigen, kann mit Methode *opt3A* die Simulationen in den betroffenen Profilen in die entgegengesetzte Richtung verschoben werden.

Um die Auswirkungen der durchgeführten Verschiebung sichtbar zu machen, wird nun die angepasste Simulation mit der Klimatologie verglichen. Dazu werden wieder Profilplots und Plots der Niederschlagsmaxima erstellt. Im unteren Plot der Abbildung 4.28 wird deutlich, dass sich nach Berücksichtigung der Verzögerung die Maxima der Simulation tatsächlich etwas weiter südlich befinden als in

der Darstellung darüber. Das spiegelt sich auch in den berechneten Gitterpunktdifferenzen zwischen den Maxima wider. Wie bereits erwähnt ist die Gitterpunktdifferenz vor der Verschiebung deutlich positiv. Nach der Verschiebung werden die Gitterpunktdifferenzen zwischen dem Maximum der Simulation und jenem der Klimatologie ein weiteres Mal berechnet. Im Optimalfall befindet sich nun das Maximum von Simulation und Klimatologie am gleichen Gitterpunkt und die Differenz beträgt damit Null. Die tatsächlichen Differenzen nach der Verschiebung sind im unteren Plot als orange Punkte dargestellt. Wie gut die Anpassung der Simulation an die Klimatologie mit der gewählten Verschiebungsmethode funktioniert hat, fällt je nach Profil sehr unterschiedlich aus. In einigen Profilen konnte die Differenz deutlich reduziert werden und schwankt nun um Null. Demgegenüber stehen Profile, in denen die Differenz nur minimal verändert werden konnte.

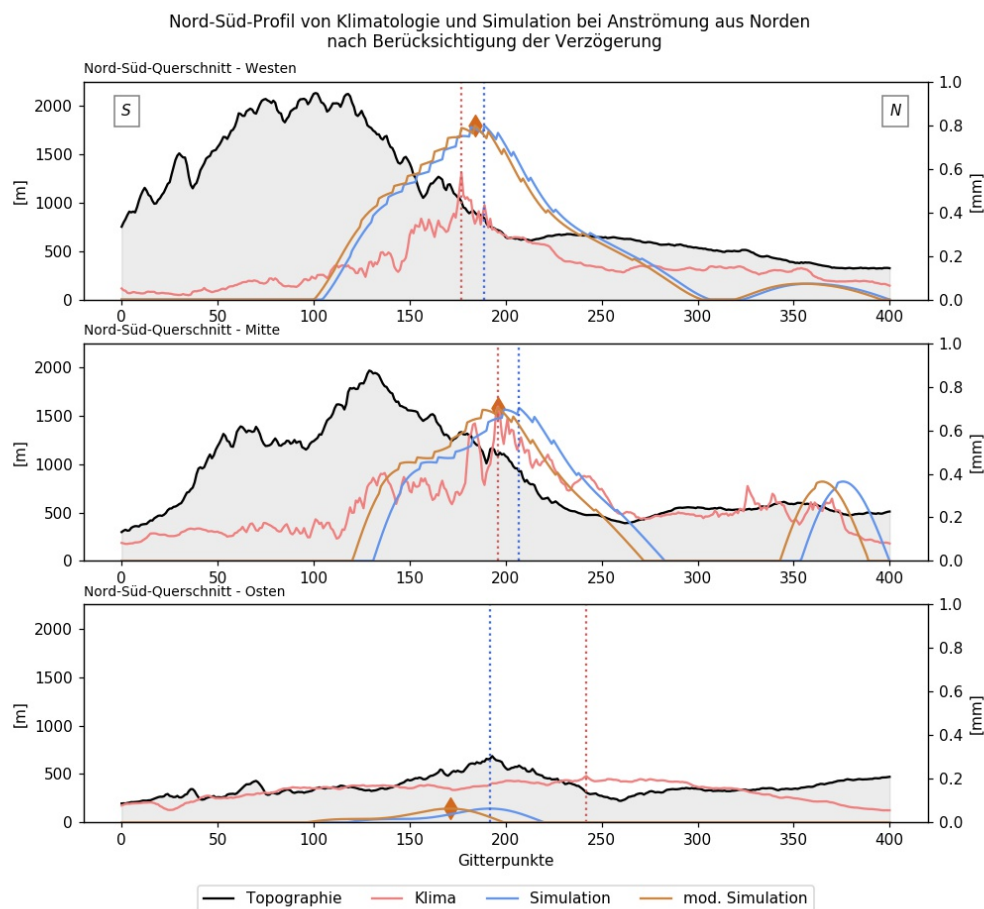


Abbildung 4.30: Zusätzlich zum Profil der Niederschlagssimulation ohne Verschiebungsmethode (blau) und der Klimatologie (rot) wird das Profil der verschobenen Niederschlagssimulation (orange) dargestellt. Zur Verschiebung kommt die Methode *opt3* zum Einsatz. Das Niederschlagsmaximum der verschobenen Simulation, markiert durch die orange Raute, befindet sich nun näher am Niederschlagsmaximum der Klimatologie. Zu sehen sind wie in Abbildung 4.27 die Profile der geographischen Längen $10,63^\circ$ Ost, $13,27^\circ$ Ost und $16,81^\circ$ Ost.

In den Profilplots der Abbildung 4.30 sind pro Teilbereich nun drei verschiedene Profile zu sehen. Neu hinzugekommen ist das Profil der verschobenen Simulation in orange. Die orange Raute markiert das Niederschlagsmaximum des verschobenen Simulationsprofils. Das Profil der Simulation hat sich nach Berücksichtigung der Verzögerung merklich in Richtung des Maximums der Klimatologie verlagert. Wie der Plot mit den Niederschlagsmaxima so verdeutlicht auch dieser Profilplot, dass die

angewandte Methode zur Berücksichtigung der Verzögerung nicht in jedem Profil gleich gut funktioniert. Dennoch kann mit Ausnahme des östlichen Teilbereichs in den meisten Fällen das Niederschlagsmaximum der Simulation dem Niederschlagsmaximum der Klimatologie angenähert werden.

Um eine angepasste Simulation für die übrigen Haupthimmelsrichtungen zu erhalten, wird diese Vorgehensweise für Anströmungen aus Osten, Süden und Westen wiederholt. Wie bereits erwähnt werden die Niederschlagssimulationen der Nebenhimmelsrichtungen erstellt, indem die beiden benachbarten Haupthimmelsrichtungen gemittelt werden. Einen Überblick über die verschiedenen Niederschlagssimulationen nach Berücksichtigung der Verzögerung geben die Abbildungen A-6 bis A-9 im Anhang. Aus diesen Abbildungen ist einerseits zu erkennen, dass die mit Methode *opt3A* gewonnenen Simulationen im Allgemeinen realistischere Muster erzeugen, als jene mit *opt3*. Andererseits muss auch klar festgestellt werden, dass aufgrund der speziellen Gestalt des Alpenbogens nicht alle Anströmungsrichtungen in gleicher Güte simuliert werden können. So liefern die Sektoren Nord, West und Süd plausiblere Ergebnisse als der Sektor Ost.

Bei der Südanströmung wird, wie auch bei den Klimatologien, zwischen einer Winter - und Sommersimulation unterschieden. Zur Anpassung der Simulation kommt folglich die Winter - bzw. Sommerklimatologie der Südanströmung zum Einsatz. Im Winter, wo die Staueffekte sehr stark ausgeprägt sind, kann die soeben beschriebene Methode zur Anpassung der Simulation ohne weitere Probleme angewendet werden. Für eine Niederschlagssimulation, die die Situation in den Sommermonaten beschreiben soll, ist es notwendig, die Vorgehensweise zu modifizieren. Das liegt daran, dass die Niederschlagsklimatologie im Sommer mehrere Maxima aufweist (vgl. Kap. 4.2.2). Die Süd - Simulation wird deshalb nicht nur an ein Maximum, sondern an mehrere Maxima angepasst. Wo sich die verwendeten Maxima zur Anpassung der Simulation an die Sommerklimatologie befinden, geht aus Abbildung 4.31 hervor.

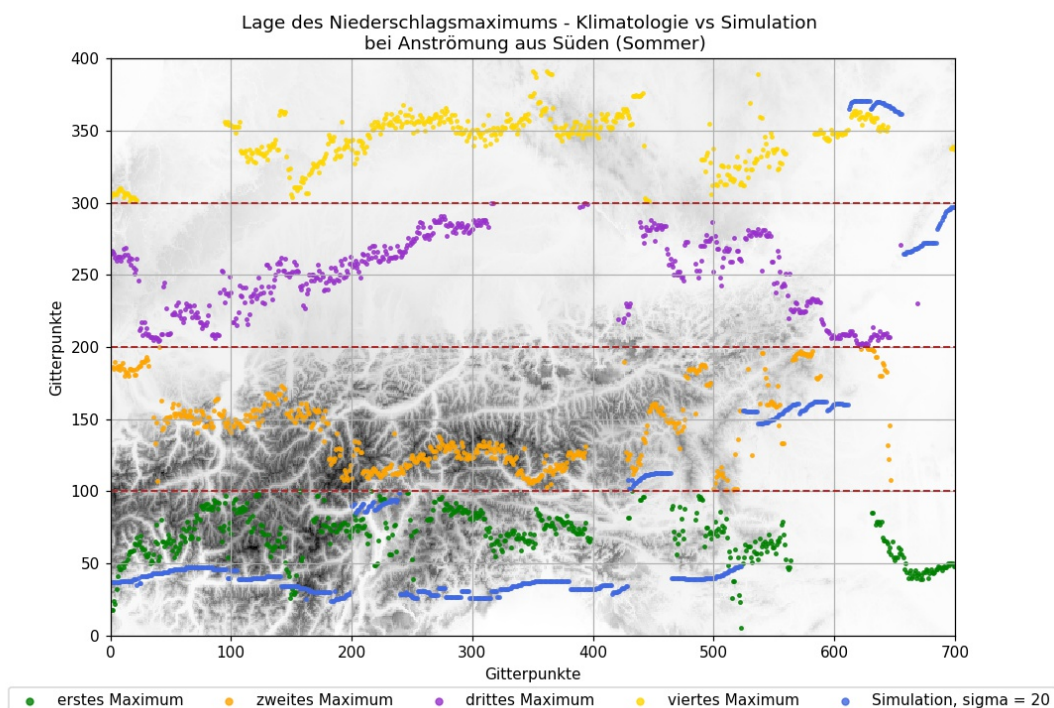


Abbildung 4.31: Positionen der Maxima in vier verschiedenen Bereichen. Diese Maxima dienen zur Erstellung einer Simulation, die die Situation bei Südanströmung im Sommer beschreiben soll.

Für Abbildung 4.31 wird die Domäne in vier gleich große Bereiche unterteilt. Pro Spalte werden nun die Niederschlagsmaxima in den vier Bereichen gesucht. Im nächsten Schritt wird die Berücksichtigung der Verzögerung mit jedem der vier Maxima durchgeführt. Daraus resultieren vier verschiedene Simulationen, die in Abbildung A-4 im Anhang zu sehen sind. Um zur finalen Simulation für die Südanströmung im Sommer aus Abbildung 4.32 zu gelangen, werden die Simulationen bei Anpassung an das zweite und vierte Maximum kombiniert. Diese Niederschlagssimulation zeichnet sich dadurch aus, dass sowohl nördlich als auch südlich des Alpenhauptkammes Niederschlag auftritt. Die variabelere Niederschlagsverteilung im Sommer konnte somit ansatzweise nachgebildet werden.

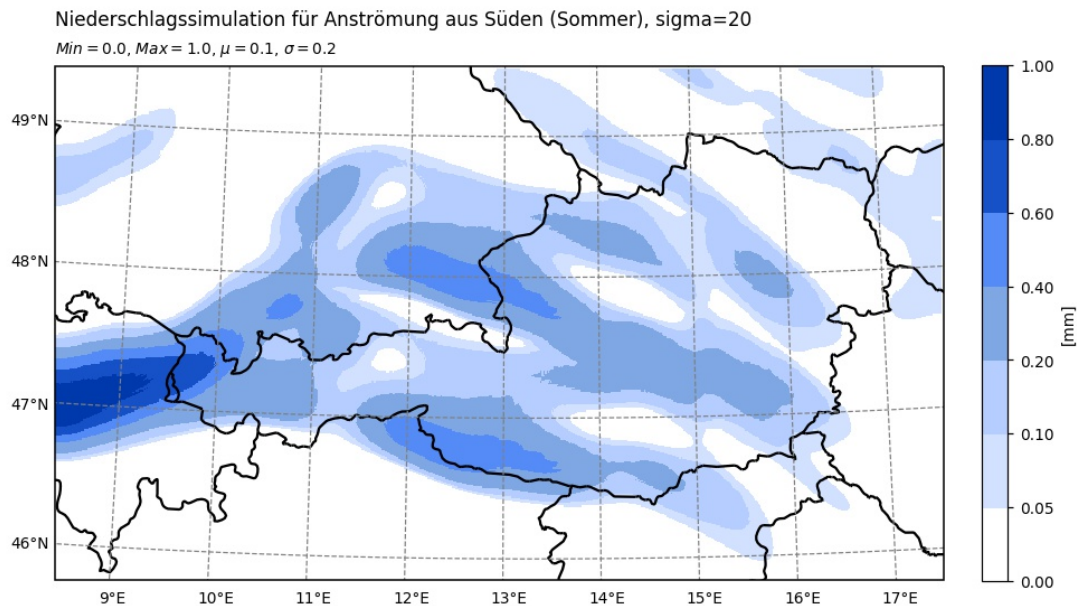


Abbildung 4.32: Finale Simulation für die Südanströmung in den Sommermonaten.

4.2.4 Anwendung

Bevor die Vorgehensweise bei der Anwendung der Muster beschrieben wird, soll ein Überblick über die vorhandenen Muster geboten werden (vgl. Abb. 4.33). Im Allgemeinen kann zwischen klimatologischen und simulierten Mustern unterschieden werden. Bei den klimatologischen Mustern handelt es sich um die Klimatologien aus Kapitel 4.2.2. Dass diese Klimatologien nun als Muster verwendet werden, mag möglicherweise etwas überraschend erscheinen, dienen sie doch bisher in erster Linie dazu, die berechneten Simulationen zu optimieren. Nichtsdestotrotz enthalten die klimatologischen Felder die mittleren Effekte des Gebirgsinflusses auf die Niederschlagsverteilung, weshalb auch die Klimatologien beider Varianten als Muster verwendet werden sollen. Bei den Simulationen wird zwischen unverzögerten und verzögerten Simulationen unterschieden. Je nachdem welche Klimatologien (WLK oder Windinfo) und Verschiebungsmethoden (*opt3* oder *opt3A*) für die Verzögerung verwendet werden, ergeben sich geringfügig unterschiedliche Simulationen. Bei der Anwendung der rot markierten Muster sind spezielle Maßnahmen notwendig, die später noch ausführlicher beschrieben werden.

In den simulierten Niederschlagsfeldern aber auch in den Klimatologien kommen wichtige Aspekte des Gebirgsinflusses in der Niederschlagsverteilung zum Vorschein. In beiden Feldern ist der Stau-effekt entlang eines Gebirges deutlich zu erkennen. Zudem ist in den klimatologischen Feldern der Effekt der Höhenabhängigkeit des Niederschlages gut zu erkennen. Diese Zusatzinformationen sollen

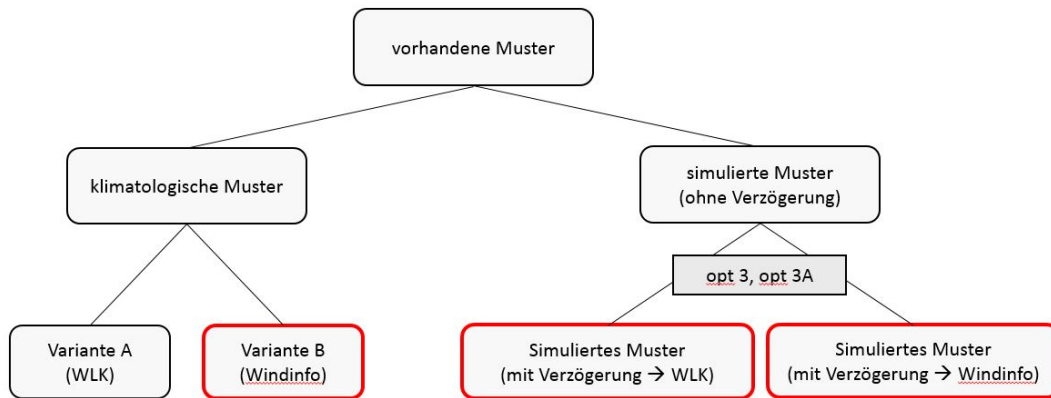


Abbildung 4.33: Überblick über die verschiedenen erzeugten Muster und ihre Variation.

nun verwendet werden, um Stationsinterpolationen der Niederschlagsmessung entsprechend anzupassen.

Zu Beginn der Anwendung steht die Wahl des passenden Musters. Denn anders als in der Höhenmethode, wo nur ein Muster vorhanden war, liegt jetzt für jede Anströmungsrichtung ein klimatologisches bzw. simuliertes Niederschlagsmuster vor. Um zu entscheiden, welche Anströmungsrichtung am betrachteten Termin vorherrscht, werden zu jeder vollen Stunde die Windmessungen der vier Bergstationen analysiert. Dazu wird die gleiche Vorgangsweise gewählt, wie zur Erstellung der Klimatologien aus Variante B. Damit ist bekannt, welches der acht Muster für den betrachteten Termin zu verwenden ist. Da die Windmessungen im Gegensatz zu den Niederschlagsmessungen stündlich vorliegen, wird das ermittelte Muster für alle 15 - Minuten Termine bis zur nächsten vollen Stunde verwendet. Ist es allerdings nicht möglich, aus den Windmessungen eine eindeutige Windrichtung zu berechnen, wird an den folgenden vier 15 - Minuten Terminen kein Muster aufgebracht.

Die Kombination der Stationsinterpolation mit dem Simulationsmuster bzw. mit dem klimatologischen Muster geschieht wie in der Höhenmethode auf Basis einer relativen Differenz g zwischen gemessenen und berechneten Niederschlagsmengen. Dazu ist es zunächst notwendig, an den Koordinaten jener Stationen, die in die Stationsinterpolation eingehen, die Werte aus dem Muster zu bestimmen. Ist das geschehen, liegen für die Stationen zum einen die tatsächlich gemessene und zum anderen die simulierte Niederschlagsmenge vor. Nun kann die relative Differenz g zwischen diesen beiden Niederschlagsmengen berechnet werden:

$$g[\%] = \frac{P_m - P'_m}{P'_m} 100 \tag{17}$$

Wie in der Höhenmethode bezeichnet P_m die tatsächlich gemessene Niederschlagsmenge, P'_m hingegen ist die Niederschlagsmenge aus dem Muster an den Koordinaten der betrachteten Station.

Werden die Klimatologien aus Variante A verwendet, wird diese berechnete Differenz g auf die gesamte Domäne interpoliert. Die Kombination von Muster und Stationsinterpolation erfolgt unter Anwendung folgender Beziehung:

$$RR = Muster + Muster \left(\frac{g'}{100} \right) \tag{18}$$

Das g' in Gleichung 18 bezeichnet die interpolierte relative Differenz g . Die Anwendung von Klimatologien der Variante A ist an dieser Stelle bereits zur Gänze durchgeführt, woraus eine angepasste Stationsinterpolation RR resultiert.

Soll allerdings eines der übrigen Muster (Klimatologien aus Variante B und Simulationen) angewendet werden, sind Modifikationen notwendig. Denn hier stellt die Division durch das Muster bei der Berechnung von g ein Problem dar. Das liegt daran, dass diese Muster an manchen Gitterpunkten der Domäne sehr geringe Werte aufweisen, was in weiterer Folge zu unverhältnismäßig hohen Niederschlagsmengen führen und an eigentlich niederschlagsfreien Terminen Niederschlag erzeugen würde. Doch mit geeigneten Maßnahmen kann dieses Problem umgangen werden.

Als ersten Schritt zu Lösung dieses Problems wird für jede Station ein Wert \tilde{w} ermittelt. Dieser Wert wird berechnet, indem die simulierte Niederschlagsmenge mit der tatsächlich gemessenen Niederschlagsmenge multipliziert wird:

$$\tilde{w} = (P'_m * P_m) \quad (19)$$

Nur wenn der \tilde{w} - Wert einen vorgegebenen Schwellwert übersteigt, wird an dieser Station die relative Differenz g anhand von Gleichung 17 berechnet. Ansonsten wird g an dieser Station auf null gesetzt. Da bei der Kombination später Informationen über die berechneten Differenzen für die gesamte Domäne benötigt werden, wird die berechnete Differenz auf die gesamte Domäne interpoliert. Im zweiten Schritt wird ein Gewichtungsfaktor w eingeführt. Um diesen zu erhalten, werden die oben berechneten \tilde{w} - Werte auf die gesamte Domäne interpoliert und anschließend normiert. Der Gewichtungsfaktor w berechnet sich folgendermaßen:

$$w = \frac{\tilde{w}_{interp}}{\max(\tilde{w}_{interp})} \quad (20)$$

Dabei gilt allerdings, dass der Gewichtungsfaktor nur dann berechnet wird, wenn das Maximum von \tilde{w}_{interp} größer als null ist. Ist das nicht der Fall, beträgt der Gewichtungsfaktor in der gesamten Domäne null. Das tritt bspw. an niederschlagsfreien Terminen ein.

Das angepasste Niederschlagsfeld RR resultiert aus der Anwendung der folgenden Gleichung:

$$RR = w * \left(Muster + Muster * \frac{g'}{100} \right) + (1 - w) * StatRR_{interp} \quad (21)$$

Wie in der Höhenmethode setzt sich das Endergebnis aus dem verwendeten Muster (Simulation oder Klimatologie der Variante B) und der Stationsinterpolation des betrachteten Termines zusammen. g' bezeichnet wie schon zuvor die interpolierte relative Differenz g . Mit dem Gewichtungsfaktor w werden das verwendete Muster und die Stationsinterpolation entsprechend gewichtet. An Gitterpunkten mit sehr geringen Werten ist auch der Gewichtungsfaktor sehr klein. Mögliche numerische Instabilitäten aufgrund der Division in Gleichung 17 werden reduziert, indem an diesen Gitterpunkten die Stationsinterpolation stärker gewichtet wird. Da an Terminen ohne Niederschlag der Gewichtungsfaktor null beträgt, besteht an diesen Terminen das Endergebnis RR nur aus der Stationsinterpolation. So kann vermieden werden, dass an niederschlagsfreien Terminen aufgrund der Division Niederschlag erzeugt wird.

Getestet werden diese Maßnahmen durch Anwendung auf eine Reihe von Terminen. Dabei werden durch empirische Untersuchungen zwei Schwellwerte für \tilde{w} als geeignet ermittelt. Optische wie auch quantitative Unterschiede im Endergebnis sind allerdings gering, da sich die Schwellwerte nur geringfügig unterscheiden. Insgesamt ergeben sich dadurch zwei unterschiedliche Maßnahmenpakete, die im Folgenden mit *Anti 1* und *Anti 2* bezeichnet werden.

Die Anwendung der Muster auf einen einzelnen 15 - Minuten Termin führt nur zu sehr geringen optischen Effekten in der finalen Stationsinterpolation RR . Um die Unterschiede zwischen den Stationsinterpolationen $StatRR_{interp}$ und RR etwas sichtbarer zu machen, werden die beiden Felder über

Zeitraum	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW	XXX	Summe der Termine
ohne Niederschlagsschwellwert										
2019	24	0	44	12	0	192	616	116	34 036	35 040
2016 - 2019	224	96	104	80	28	420	3876	272	135 156	140 256
mit Niederschlagsschwellwert										
2019	8	0	0	4	0	65	421	103	17 443	18 044
2016 - 2019	82	78	9	17	24	105	1848	206	64 783	67 152

Tabelle 4.5: Häufigkeit der unterschiedlichen Simulationsmuster im Jahr 2019 sowie im vierjährigen Zeitraum 2016 - 2019 mit und ohne Niederschlagsschwellwert. Die ersten neun Spalten geben den untersuchten Zeitraum sowie die Termine pro Strömungssektor an. Die Spalte XXX umfasst jene Termine, an denen kein Muster aufgeprägt werden konnte. Die Gesamtanzahl aller Termine wird in der letzten Spalte angegeben.

das gesamte Jahr 2019 aufsummiert und miteinander verglichen. Bei einer Anzahl von 96 möglichen Terminen pro Tag würde sich die Jahressumme aus rund 35000 Terminen zusammensetzen. Allerdings kann bei der Analyse der vier Windmessungen nicht immer eine eindeutige Windrichtung ermittelt werden. Aus diesem Grund bleiben nur wenige Termine übrig, an denen tatsächlich ein Muster aufgeprägt wird. Die Niederschlagssumme setzt sich dementsprechend aus deutlich weniger Terminen zusammen. Das zeigt sich auch in Abbildung 4.34. Aus dieser Abbildung geht hervor, dass an 34036 Terminen (entspricht rund 97,1 % der möglichen Termine) kein Muster aufgeprägt werden konnte. Lediglich etwas mehr als 1000 Termine bzw. 2,9 % der möglichen Termine kommen für die Jahressummen aus dem Jahr 2019 in Frage. Welche Muster an diesen Terminen verwendet werden, geht ebenfalls aus der Windrose in Abbildung 4.34 hervor. Die für die mittleren Breiten typische westliche Anströmung dominiert in diesem Zeitraum deutlich. An etwas mehr als 600 der verwendeten Termine wird deshalb das Muster für eine Anströmung aus Westen aufgeprägt. An zweiter Stelle befinden sich Termine mit einer Anströmung aus südwestlicher Richtung, gefolgt von einer Anströmung aus Nordwesten. Die Muster aus den übrigen Anströmungsrichtungen kommen im betrachteten Zeitraum selten bis nie zum Einsatz. Für eine genaue Auflistung der Häufigkeiten pro Simulationsmuster sei auf Tabelle 4.5 verwiesen. Die soeben beschriebenen Häufigkeiten sind in der ersten Zeile dieser Tabelle zu finden.

Zu beachten ist, dass bei dieser Auswertung nicht zwischen niederschlagsfreien Tagen und Tagen mit Niederschlag unterschieden wurde. In den 34036 Terminen sind folglich auch niederschlagsfreie Termine enthalten. Aus diesem Grund wurde ein Niederschlagsschwellwert eingeführt. Mit Hilfe dieses Schwellwertes kann nun sicher gestellt werden, dass für die Auswertung nur jene Termine verwendet werden, an denen zumindest an zehn Stationen eine Niederschlagsmenge von mindestens 0,1 mm gemessen wird. Die resultierenden Häufigkeiten sind ebenfalls in Tabelle 4.5 aufgelistet. Es zeigt sich, dass im Jahr 2019 der Niederschlagsschwellwert an 18044 Terminen erreicht werden konnte. Verglichen mit der Gesamtanzahl ohne Niederschlagsschwellwert (d.s. 35040 Termine) entspricht das in etwa der Hälfte der Termine. Die Verteilung auf die unterschiedlichen Sektoren gestaltet sich sehr ähnlich im Vergleich zur Auswertung ohne Niederschlagsschwellwert. Mit 17443 Terminen ist der Anteil jener Termine, an denen aufgrund der Windmessung (keine eindeutige Windrichtung, zu geringe Windgeschwindigkeit oder fehlende Windmessung) kein Muster aufgeprägt werden konnte weiterhin sehr groß. Von den verbleibenden 601 Terminen fällt der Großteil in den W - Sektor. An zweiter und dritter Stelle befinden sich nach wie vor die Sektoren NW und SW. An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, dass der Niederschlagsschwellwert in diesem Zusammenhang rein dieser statistischen Untersuchungen dient. Für die Berechnungen der nun folgenden Summen wird der Niederschlags-

schwelligkeit nicht benötigt. Zum einen wird in der weiter oben beschriebenen Vorgehensweise bei der Aufprägung ohnehin sichergestellt, dass an niederschlagsfreien Terminen kein Niederschlag entsteht. Zum anderen können dadurch auch Termine mit einer geringeren Niederschlagsmenge als der gewählte Schwellwert vorgibt berücksichtigt werden.

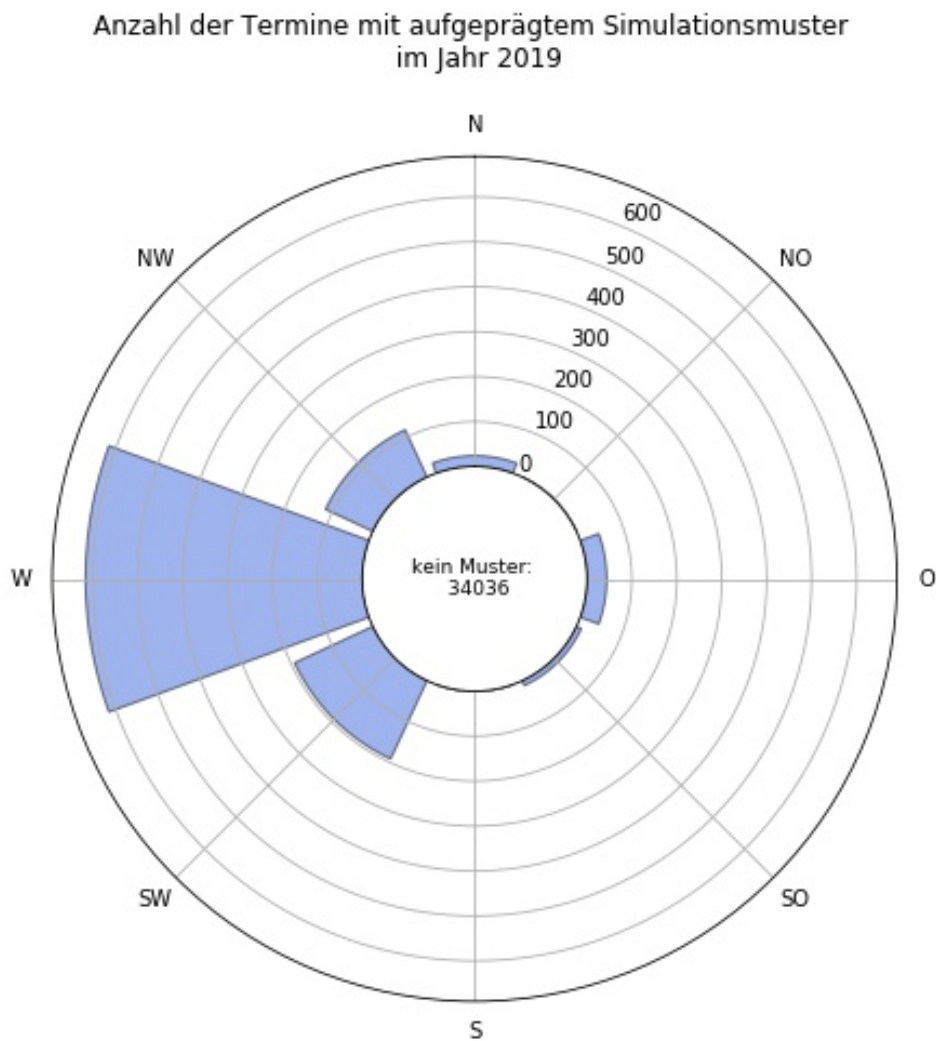


Abbildung 4.34: Diese Windrose beschreibt die Zusammensetzung der Niederschlags-Jahressumme 2019. Aus dem Kreis in der Mitte geht hervor, an wie vielen Terminen keine eindeutige Windrichtung festgestellt werden konnte. Diese Termine gehen in die Summe nicht ein. Nur die verbleibenden 1004 Termine sind für die Jahressumme relevant.

Nach der Summenbildung wird die prozentuelle Differenz zwischen der *RR*-Jahressumme und der *StatRR_interp*-Jahressumme berechnet. In diesen Differenzenplots kommen an manchen Stellen weiße kreisrunde Flächen zum Vorschein, vor allem dann, wenn die etwas weiter oben beschriebenen Maßnahmen (Maßnahmenpakete *Anti 1* und *Anti 2*) bei der Anwendung notwendig sind. Diese Strukturen lassen sich damit begründen, dass an Stationen die tatsächlich gemessene Niederschlags-

menge auch nach Anwendung des Musters weitestgehend erhalten bleiben soll. Die Differenz ist hier dementsprechend sehr gering.

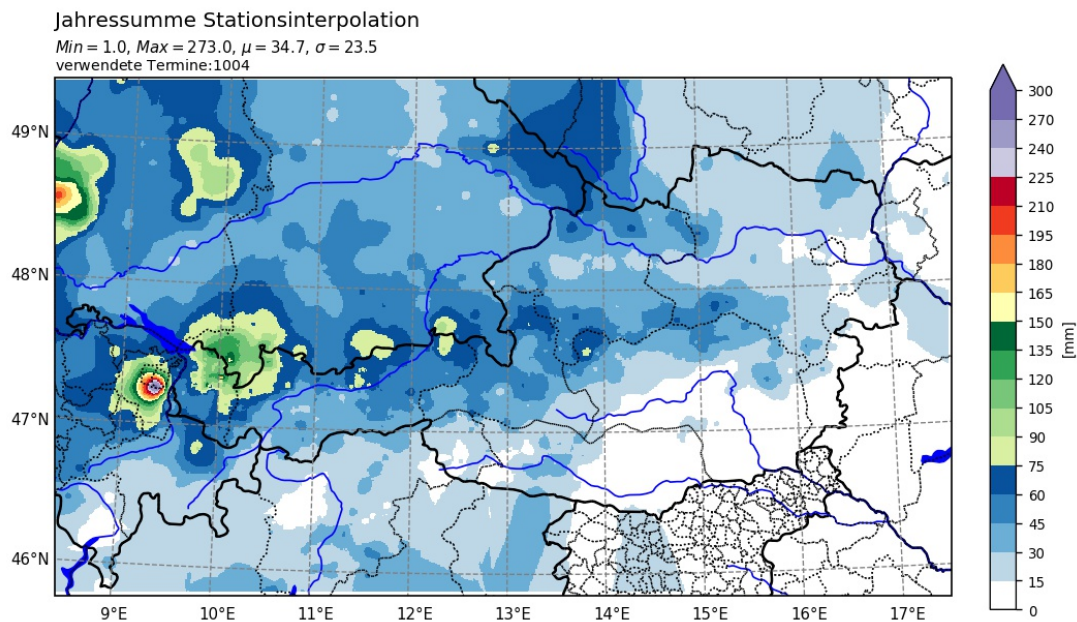


Abbildung 4.35: Summe der Stationsinterpolationen der verwendeten 1004 Termine.

Abbildung 4.35 zeigt die Summe der verwendeten Stationsinterpolationen für den Zeitraum 2019. Wie sich die Jahressumme verändert, wenn an jedem der 1004 Termine das passende Muster aus der Klimatologie der Variante A aufgeprägt wird, ist in Abbildung 4.36 oben zu sehen. Topographische Strukturen kommen hier deutlich zum Vorschein. Wie aus den prozentuellen Änderungen in Abbildung 4.36 unten hervorgeht, wird durch das Aufprägen des klimatologischen Musters die Niederschlagsmenge größtenteils erhöht. Auffallend hoch sind in dieser Darstellung das Maximum bzw. Minimum der prozentuellen Änderungen. Sie kommen an Gitterpunkten mit verhältnismäßig geringen Niederschlagssummen zu Stande. In der Jahressumme *RR* sind Erhöhungen bspw. beim Böhmerwald, im Salzkammergut und in Teilen der Bayerischen Alpen sichtbar. Die Erhöhung spiegelt sich auch im Maximum der Niederschlagssumme wider, welches nach Aufprägen des Klimamusters um 108,9 mm höher ist. Doch auch der umgekehrte Fall, nämlich eine Reduktion der Niederschlagsmenge wird durch das Aufprägen des Klimamusters veranlasst. So weisen einzelne inneralpine Täler in Abbildung 4.36 unten eine negative Differenz auf. Die Bereiche an den Rändern der Domäne sind bei der Interpretation aufgrund der Extrapolation in der Interpolation zu vernachlässigen.

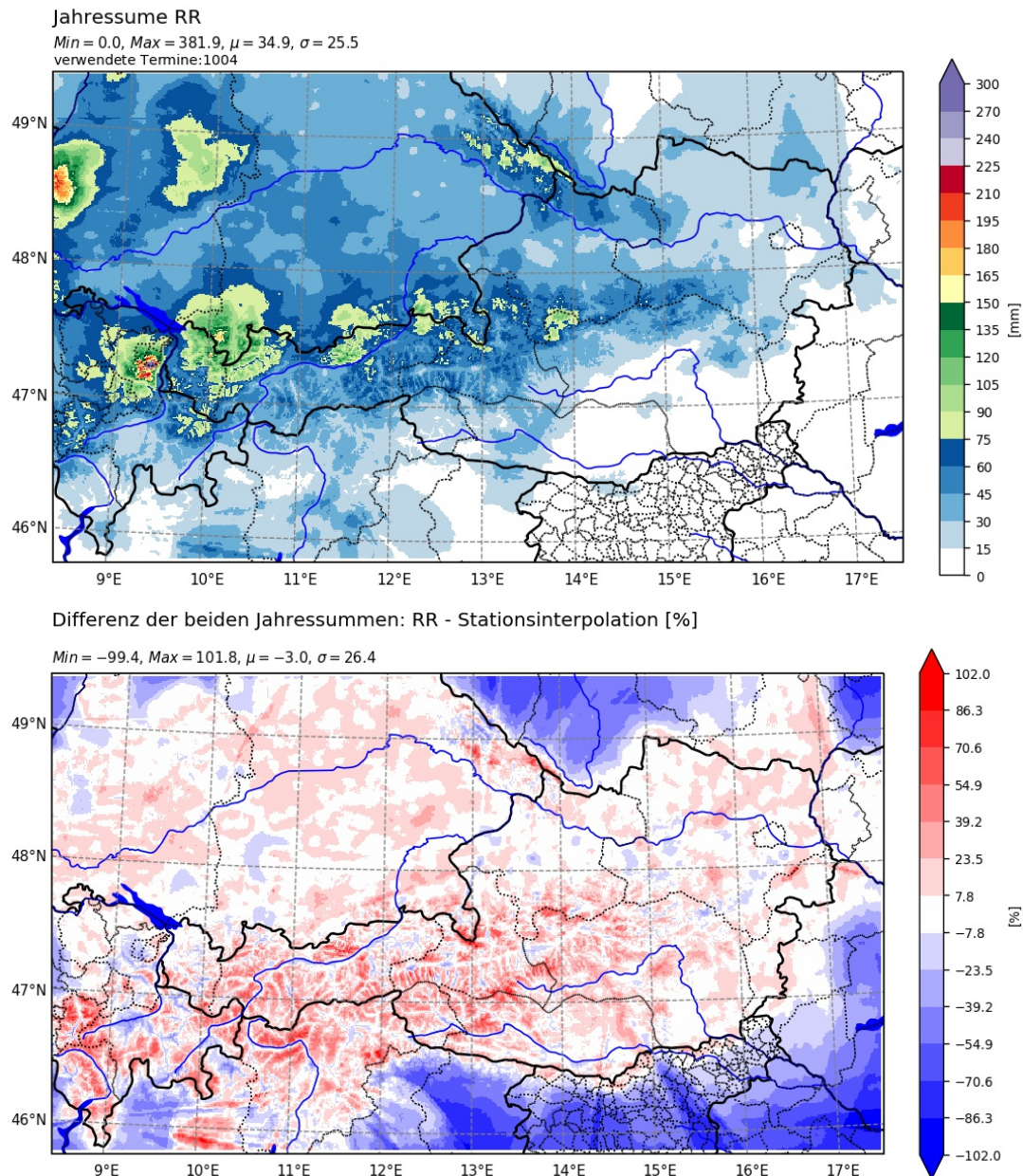


Abbildung 4.36: Oben ist die Summe der angepassten Stationsinterpolationen unter Anwendung der Klimamuster aus Variante A abgebildet. Darunter ist die prozentuelle Differenz zwischen den beiden Jahressummen zu sehen. Rote Farbtöne entsprechen einer positiven Differenz bzw. einer Erhöhung der Niederschlagsmenge nach Anpassung der Stationsinterpolation, während in blauen Farbtönen negative Differenzen bzw. Reduktionen der Niederschlagsmenge dargestellt werden.

Die resultierende Niederschlagssumme, wenn Klimatologien der Variante B aufgeprägt werden, ist in Abbildung 4.37 oben zu sehen. Die Unterschiede zur Jahressumme aus Abbildung 4.35 sind nun weniger stark ausgeprägt und auch topographische Muster sind kaum mehr zu erkennen. Das ist auf die weiter oben beschriebenen Maßnahmen bei der Anwendung des Musters zurückzuführen. Denn in diesem Fall setzt sich, gemäß Gleichung 21, die Stationsinterpolation RR zu einem Teil aus dem verwendeten Muster und zu einem Teil aus der Stationsinterpolation des betrachteten Termines zusammen. Der Einfluss des Musters ist deshalb etwas geringer als bei Anwendung von Gleichung 18. Das zeigen auch die prozentuellen Unterschiede in Abbildung 4.37 unten. Die Änderungen in Abbildung 4.37 oben erscheinen aufgrund der gewählten Farbskala gering, allerdings belegen die deutlichen

prozentuellen Unterschiede die korrekte Funktion der Methodik. Sichtbar werden diese Änderungen dennoch in den stärker ausgeprägten Staubereichen bei einer Anströmung aus Westen, wie etwa am Arlberg oder im Salzkammergut.

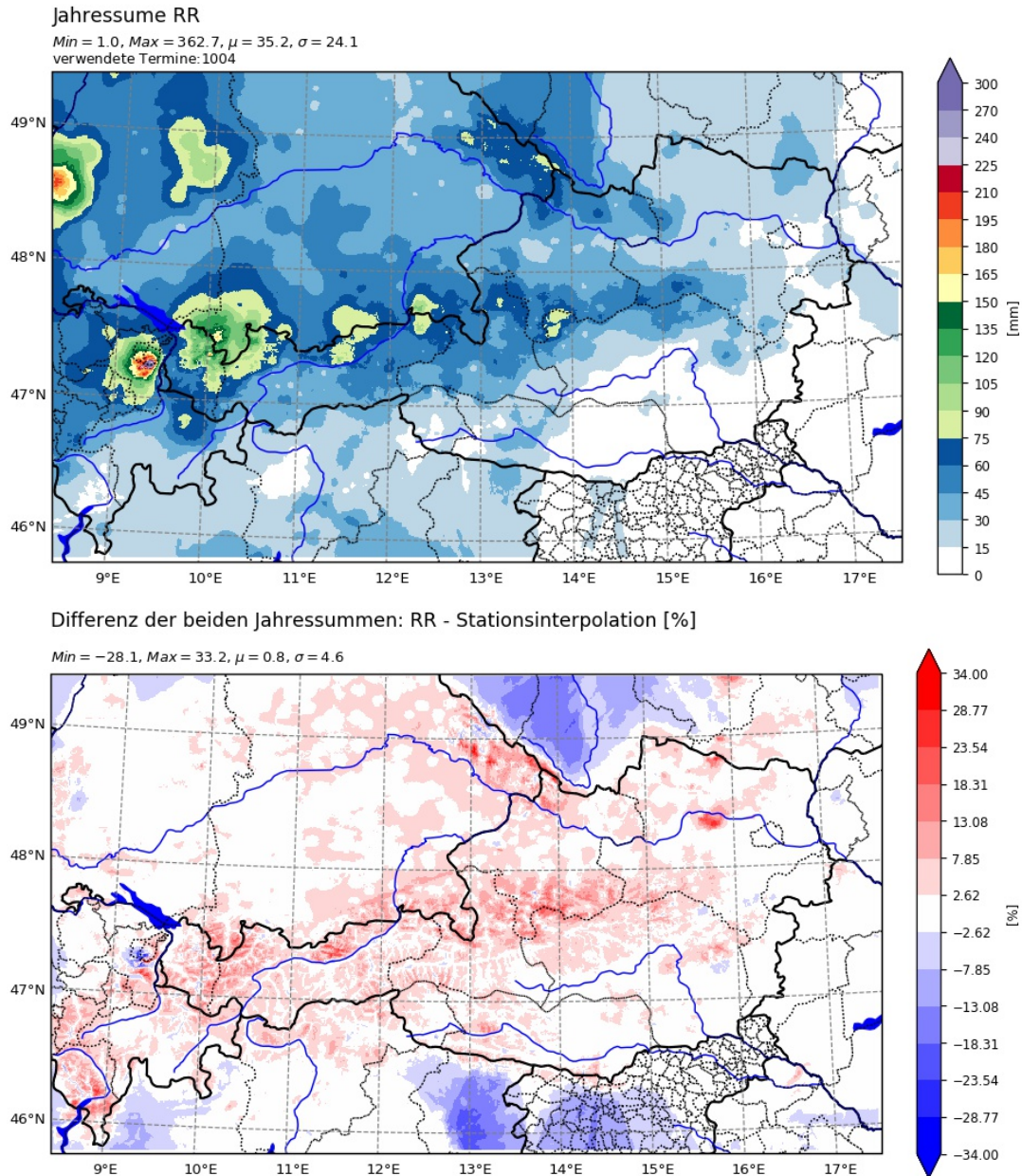


Abbildung 4.37: Oben ist die Summe der angepassten Stationsinterpolationen unter Anwendung der Klimamuster aus Variante B zu sehen und darunter die prozentuelle Differenz zwischen dieser Jahressumme und der Jahressumme aus Abbildung 4.35. Um unerwünschte Zellbildungen zu vermeiden, kam bei der Berechnung der dargestellten Summe das Maßnahmenpaket Anti 1 zur Anwendung.

Nach der Anwendung der klimatologischen Muster, werden für die Jahressumme in Abbildung 4.38 nun Niederschlagssimulationen verwendet. Die Kombination von Muster und Stationsinterpolation erfolgte auch hier unter Anwendung von Gleichung 21 wobei auch in diesem Fall die Schwellwerte aus dem Anti 1 - Maßnahmenpaket verwendet werden.

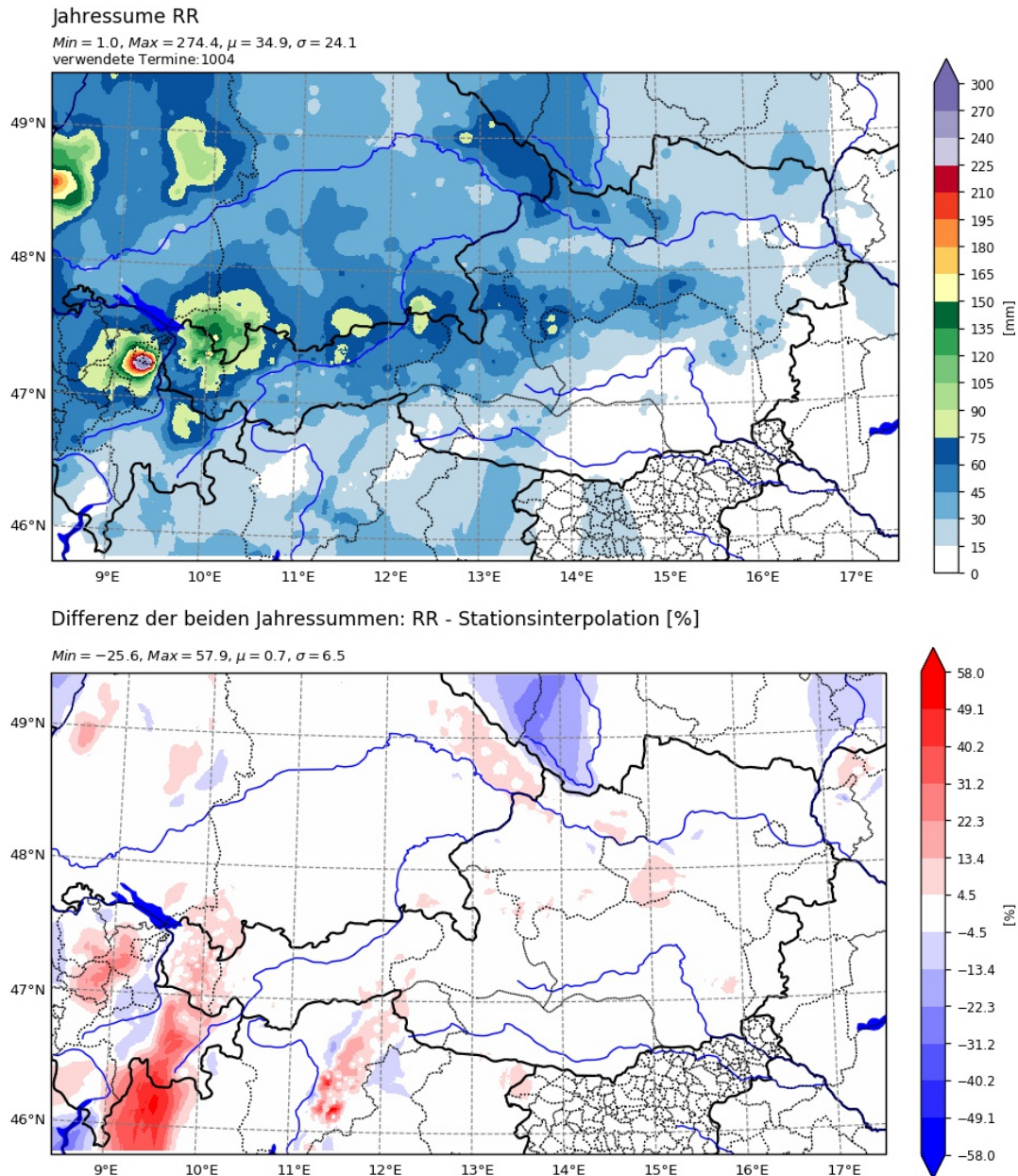


Abbildung 4.38: In der Jahressumme oben kommen zur Anpassung die Simulationen aus Abbildung A-9 zur Anwendung. Wie zuvor werden Zellbildungen mit Hilfe des Anti 1-Maßnahmenpakets vermieden. In den prozentuellen Differenzen sind die Effekte des Musters für die Westanströmung gut wiederzuerkennen.

Zwischen der RR - Jahressumme aus Abbildung 4.38 und der *StatRR_interp* - Jahressumme aus Abbildung 4.35 sind kaum Unterschiede festzustellen. Da die verwendeten Simulationen stark geglättet sind, kommt in der angepassten Jahressumme kein topographisches Muster zum Vorschein. Sichtbare Unterschiede sind nur an einigen wenigen Gitterpunkten zu erkennen. Das tatsächliche Ausmaß der Änderungen durch Aufprägen des Simulationenmuster wird erst bei Betrachten der prozentuellen

Änderungen in Abbildung 4.38 unten sichtbar. Passend dazu, dass überwiegend das Muster für eine Anströmung aus Westen zur Anwendung kommt, ergeben sich die größten Unterschiede wieder in den typischen Staubereichen der Westanströmung. Vor allem im Bereich des Arlberges, sowie etwas weiter westlich im Bereich des Alpsteins in der Schweiz sind demzufolge die stärksten Änderungen zu beobachten. Aber auch am Böhmerwald sind die Effekte durch das Simulationsmuster stärker ausgeprägt als in der Umgebung. In allen diesen Bereichen wird die Niederschlagsmenge etwas erhöht, wodurch der Stau effekt dieser Gebiete unterstrichen wird.

Bei den Simulationen soll die Wirkung jedes einzelnen Musters noch etwas genauer untersucht werden, indem für jede Anströmungsrichtung eine eigene Niederschlagssumme berechnet wird. Das bedeutet allerdings, dass der Zeitraum deutlich verlängert werden muss, damit in jede der acht Summen ausreichend viele Termine eingehen. Der betrachtete Zeitraum wird daher auf die vier Jahre von 2016 bis inklusive 2019 erweitert.

In der zweiten Zeile von Tabelle 4.5 sind die Häufigkeiten der einzelnen Anströmungsrichtungen für den verlängerten Zeitraum angeführt. Die Verteilung ist sehr ähnlich zu jener aus dem Zeitraum 2019. Wieder überwiegt eine westliche Anströmungsrichtung. Im Unterschied zum kürzeren Zeitraum treten nun auch Termine mit einer Anströmung aus Nordosten und Süden auf. Die Verlängerung des Zeitraumes führt dazu, dass in den meisten Fällen die Häufigkeit der einzelnen Anströmungsrichtungen groß genug (> 100) ist, um repräsentative Niederschlagssummen zu generieren. Bei Verwendung eines Niederschlagsschwellwertes verändern sich die Häufigkeiten in etwa in gleichem Maße wie im Jahr 2019. Wie bei den Summen für das Jahr 2019 dient der Niederschlagsschwellwert auch hier rein statistischen Untersuchungen. Für die Berechnung der Summen wird kein Niederschlagsschwellwert verwendet.

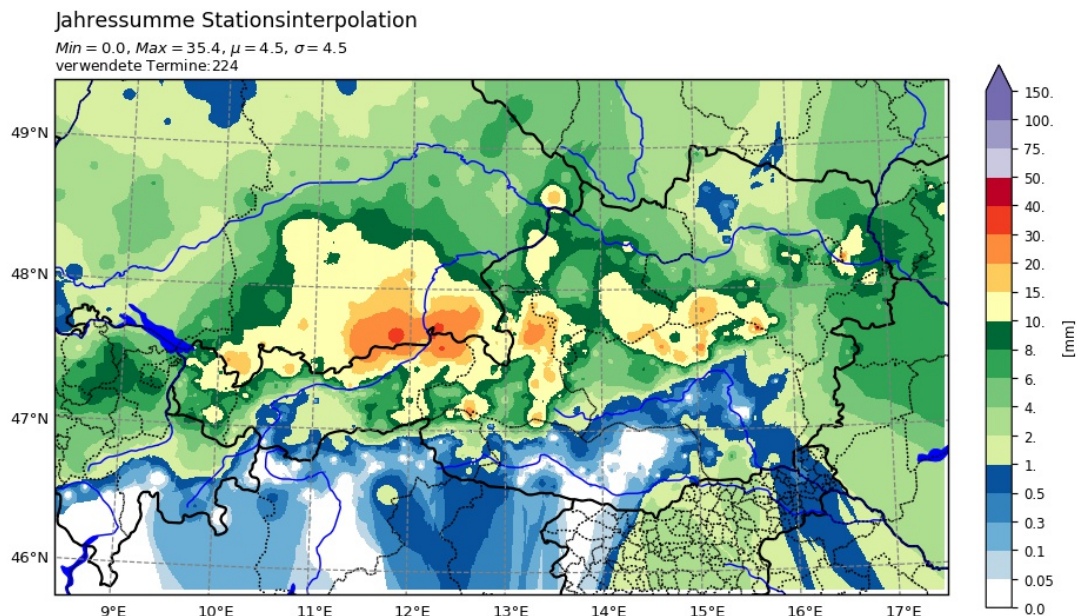


Abbildung 4.39: Niederschlagssumme nach Aufsummieren der Stationsinterpolation aller Termine mit einer Anströmung aus Norden. 224 Termine gehen in diese Summe ein.

Abbildung 4.39 zeigt die resultierende Niederschlagssumme, wenn die Stationsinterpolationen der 224 Termine mit einer nördlichen Anströmungsrichtung aufsummiert werden. Der Stau effekt nördlich des Alpenhauptkammes ist hier gut ausgeprägt. Auf jeden dieser Termine wird mit Hilfe von Gleichung 21 das Muster für eine Anströmung aus Norden (vgl. Abb. A-9 im Anhang) aufgeprägt und

ebenfalls aufsummiert. Die Summe der auf diese Weise angepassten Stationsinterpolationen ist in Abbildung 4.40 zu sehen. Optisch sind wiederum nur kleine Unterschiede zwischen diesen beiden Summen zu erkennen. Die prozentuellen Änderungen verdeutlichen allerdings, dass durch Aufprägen des Simulationsmusters für die Nordanströmung vor allem im Staubereich nördlich der Alpen die Niederschlagsmengen erhöht werden konnten.

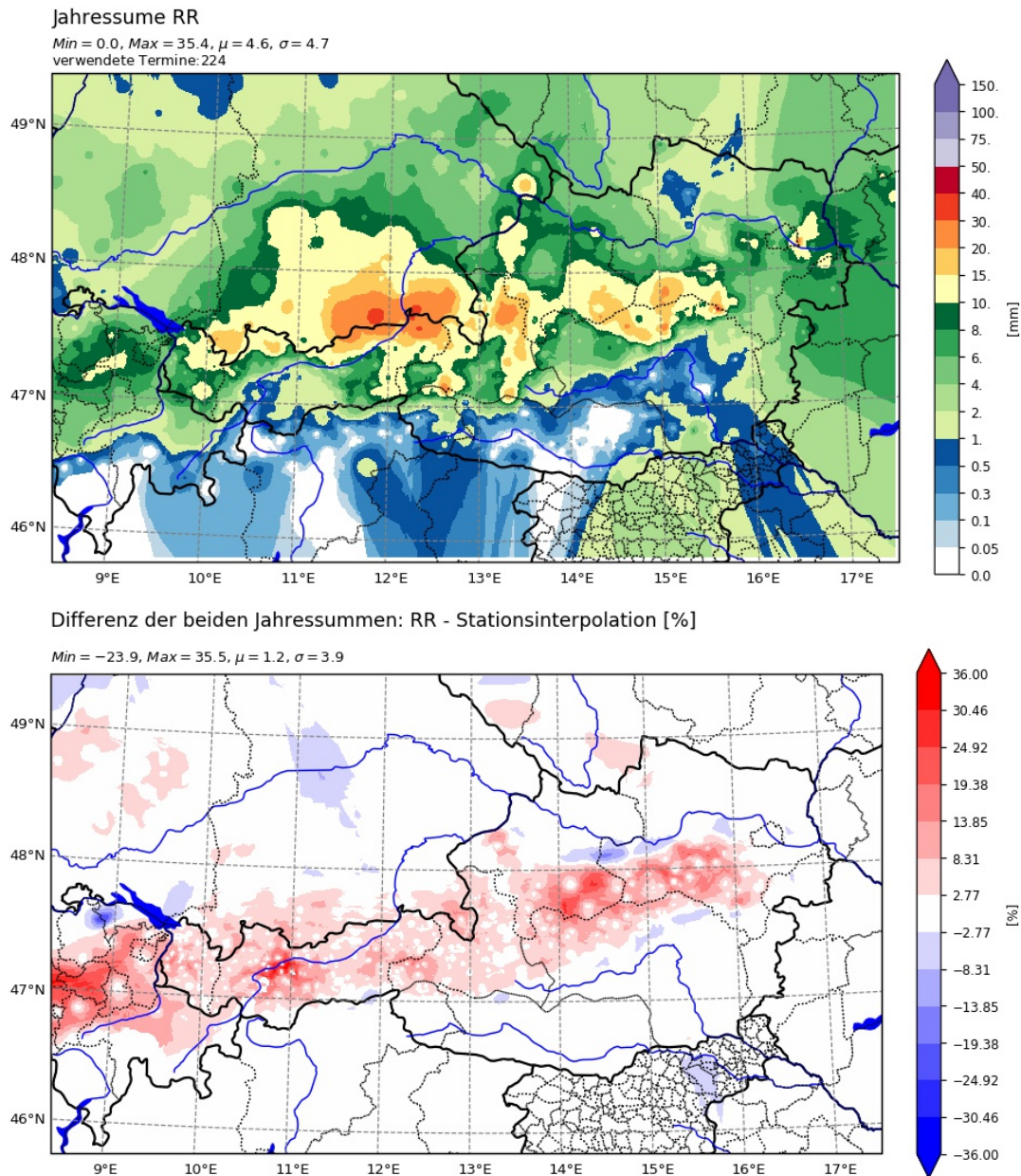


Abbildung 4.40: Oben ist die Niederschlagssumme der Termine mit Nordanströmung bei Anwendung des Nord-Simulationsmusters aus Abbildung A-9 zu sehen. Dabei wird vom Maßnahmenpaket Anti 1 Gebrauch gemacht. Darunter ist die prozentuelle Differenz zwischen der obigen Niederschlagssumme und jener aus Abbildung 4.39 dargestellt. Kreisförmige Strukturen sind auf die Wirkung der Stationsinterpolation zurückzuführen.

Um die Effekte der verschiedenen Ansätze zu quantifizieren wird eine Verifikation durchgeführt. Die Ergebnisse werden im nächsten Kapitel diskutiert.

5. Verifikationsergebnisse

Nach der Anwendung der verschiedenen Muster und der Analyse der daraus resultierenden optischen Unterschiede in Kapitel 4, sollen in diesem Kapitel die Höhenmethode und die Staumethode quantitativ beurteilt werden. Dazu wird sowohl für die unveränderte Stationsinterpolation *StatRR_interp* als auch für die modifizierte Stationsinterpolation *RR* eine Kreuzvalidierung durchgeführt. Die dabei berechneten Verifikationsscores werden miteinander verglichen. Als Referenz für diese Vergleiche dienen die Verifikationsergebnisse für die unveränderte Stationsinterpolation *StatRR_interp*. Zusätzlich dazu werden für die Beurteilung der Simulationen aus der Staumethode Verifikationsmaße zwischen zwei Feldern berechnet und in Form von Kontingenztabellen dargestellt. Für eine genaue Beschreibung der angewendeten Verifikationsmethoden und der berechneten Verifikationsmaße sei auf Kapitel 3 verwiesen.

5.1 Verifikationsergebnisse der Höhenmethode

Zur Validierung der Höhenmethode wird für das gesamte Jahr 2019 eine Kreuzvalidierung durchgeführt. Bei den zwölf verschiedenen Kreuzvalidierungsläufen aus Tabelle A.2 kommen unterschiedliche Einstellungen zur Anwendung. Die verschiedenen Läufe unterscheiden sich dadurch, ob bei der Anwendung der Höhenmethode die verwendete Regression laufend an die aktuelle Jahreszeit angepasst wird, oder ob eine für das ganze Jahr gültige Regression verwendet wird. Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal sind die Schwellwerte für die Niederschlagsmenge, die bei der Kreuzvalidierung Anwendung finden. Nur wenn die mittlere Niederschlagsmenge des betrachteten Termines den vorgegebenen Schwellwert erreicht oder übersteigt, wird der Termin verwendet. In jedem der zwölf Kreuzvalidierungsexperimente werden 100 Stationen gleichzeitig ausgelassen. Die Experimente werden mit allen drei Regressionsgleichungen durchgeführt. Aus den Ergebnissen der Kreuzvalidierung werden verschiedene Verifikationsscores berechnet, wobei die Ergebnisse der drei Regressionen getrennt verifiziert werden. Des Weiteren wird die Verifikation ausschließlich an TAWES - Stationen durchgeführt. Die Beschränkung auf TAWES - Stationen lässt sich damit begründen, dass nur Stationen verwendet werden sollen, die durch die Klimadatensätze abgedeckt werden. Je nachdem, wie bei der Berechnung der Fehlermaße gemittelt wird, kann zwischen folgenden drei Ergebnissen unterschieden werden:

- Gesamtscores: Mittelung über die Messungen aller Stationen
- Stationenscores: Mittelung über alle Messungen einer Station
- Regionenscores: Mittelung über die Messungen von Stationen aus derselben Region

Der Reihe nach soll nun auf die Ergebnisse auf Gesamtebene, Stationenebene und auf regionaler Ebene eingegangen werden. Bei der Interpretation der Verifikationsergebnisse zeigt sich, dass sich die verschiedenen Kreuzvalidierungsexperimente nur geringfügig voneinander unterscheiden. Darüber hinaus spielt es keine große Rolle, auf Basis welchen Klimadatensatzes die verwendete Regression berechnet wird. Aus diesem Grund wird nur eine kleine Auswahl an Verifikationsergebnissen näher beschrieben.

Experiment	Regression	Obs. vs	\overline{Obs} [mm]	BIAS [mm]	MAE [mm]	RMSE [mm]	CORR [1]	NASH [1]
exp04	Klima	Reg	0,472	-0,004064	0,185	0,486	0,644	0,393
exp04	Klima	Reg_w	0,472	-0,000289	0,184	0,484	0,647	0,397
exp04	-	StatRR_interp	0,472	0,001373	0,184	0,484	0,647	0,399
exp06	Klima	Reg	0,472	-0,003734	0,185	0,487	0,642	0,391
exp06	Klima	Reg_w	0,472	-0,000047	0,184	0,485	0,645	0,395
exp06	-	StatRR_interp	0,472	-0,001046	0,183	0,485	0,645	0,396

Tabelle 5.1: Gesamtscores für zwei verschiedene Kreuzvalidierungsexperimente für den Zeitraum 2019.

5.1.1 Gesamtscores

Tabelle 5.1 zeigt die berechneten Gesamtscores für die Kreuzvalidierungsexperimente exp04 und exp06 unter Anwendung der Regression auf Basis des *Klimamittelwerte - Datensatzes* (vgl. Kap. 2.2). Während bei exp04 die verwendete Regression laufend an die aktuelle Jahreszeit angepasst wird, kommt bei exp06 für den gesamten Zeitraum die gleiche Regression zum Einsatz. Die dritte Spalte gibt Auskunft darüber, womit die Beobachtungen (Obs.) verglichen werden. Die ersten beiden Zeilen enthalten folglich die Verifikationsscores bei einem Vergleich der beobachteten Werte mit den berechneten Werten unter Anwendung der Höhenmethode. Um die Wirkung des Gewichtungsfaktors zu untersuchen, werden die Berechnungen der Höhenmethode einmal mit (Reg_w) und einmal ohne (Reg) Gewichtungsfaktor durchgeführt. Für die Fehlermaße in der dritten Zeile wird eine Verifikation der Beobachtungen mit der Stationsinterpolation StatRR_interp durchgeführt. Es zeigt sich, dass die Anwendung der Höhenmethode nur zu geringen Unterschieden in der Verifikation führt. In den meisten Fällen unterscheiden sich die Scores in der dritten Nachkommastelle. So beträgt bspw. der MAE des Experimentes exp04 bei Anwendung der Höhenmethode ohne Gewichtungsfaktor w 0,185 mm und ist damit um 0,001 mm höher als bei Anwendung der Höhenmethode mit Gewichtungsfaktor w sowie gegenüber der Referenz. Auch wenn die Verifikationsscores der beiden Experimente exp04 und exp06 miteinander verglichen werden, ergeben sich keine bedeutenden Unterschiede. Die jahreszeitliche Anpassung der Regression in exp04 wirkt sich in den Verifikationsergebnissen nicht aus.

Um einen Eindruck davon zu erlangen, wie sich die Fehlermaße im Laufe des Jahres entwickeln, werden die Gesamtscores für jeden einzelnen Monat berechnet. Sie sind in Abbildung 5.1 dargestellt. Vor allem im MAE und im RMSE sind deutliche Änderungen des Scores im Jahresverlauf zu erkennen. Während zu Beginn des Jahres der Score relativ konstant ist, steigen die Verifikationsscores der Stationsinterpolationen mit und ohne Anwendung der Höhenmethode beginnend mit Mai deutlich an. Zurückzuführen ist dieser Anstieg auf den Einfluss der Konvektion. Im Spätsommer und Herbst gehen die Scores langsam auf ihr ursprüngliches Niveau zurück.

5.1.2 Stationenscores

Um zu untersuchen wie die Höhenmethode in verschiedenen Regionen wirkt, wird nun jede Station für sich verifiziert. Im Gegensatz zu den Gesamtscores, die durch Mittelung über alle Messungen berechnet werden, wird nun über alle Messungen jeder einzelnen Station gemittelt. Wie zuvor werden für jede Station die Beobachtungen gegen die Stationsinterpolation StatRR_interp verifiziert sowie gegen die angepasste Stationsinterpolation ohne (Reg) und mit (Reg_w) Gewichtungsfaktor w .

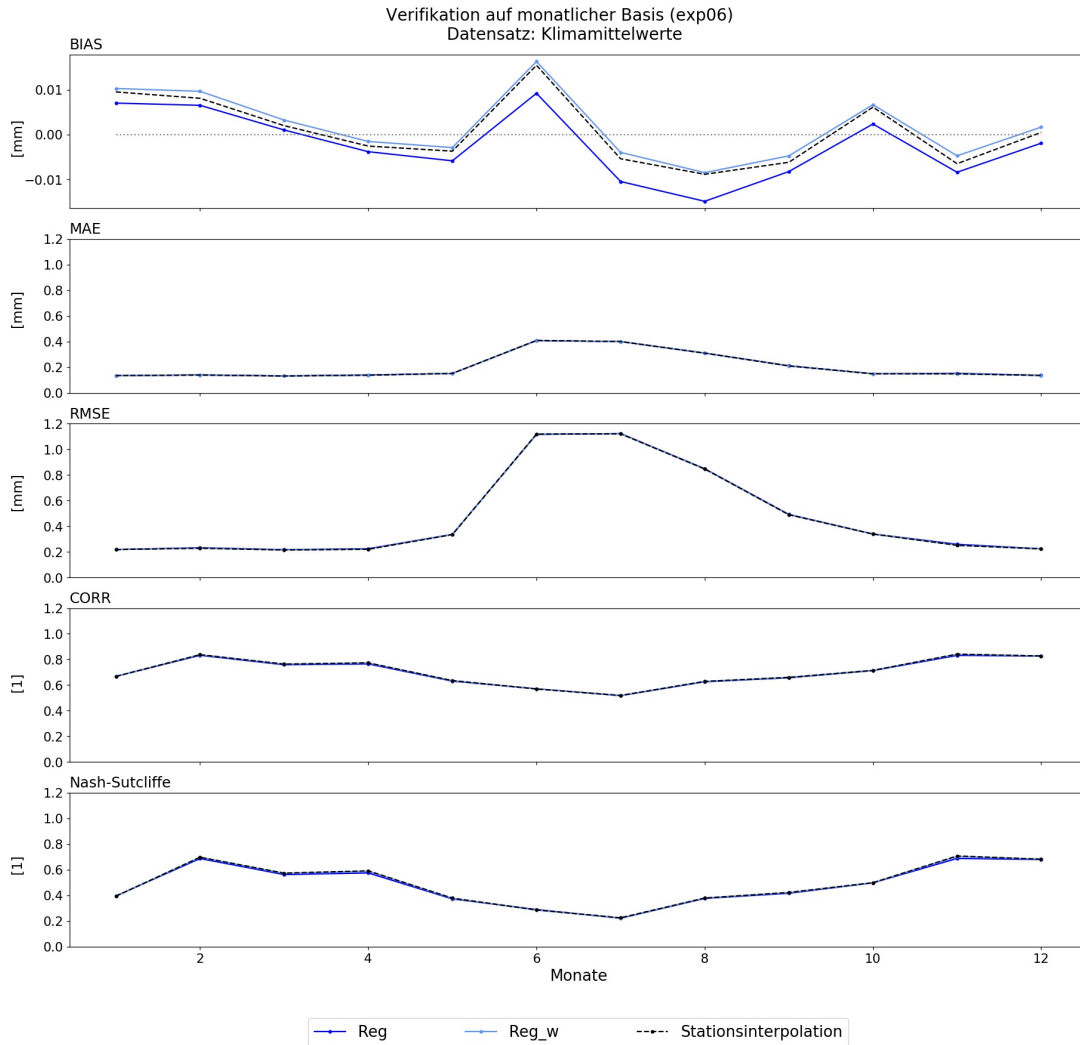


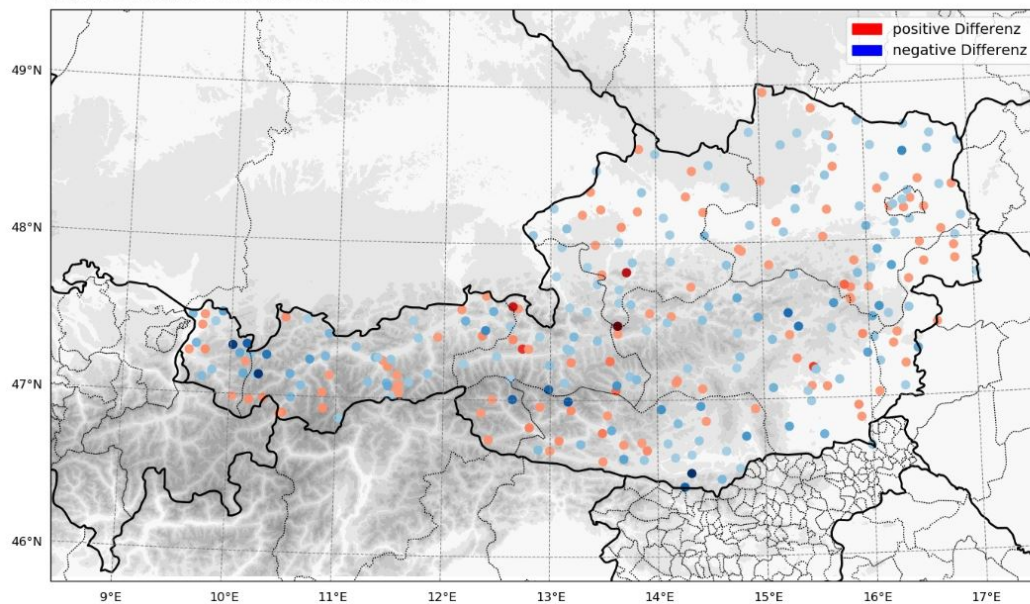
Abbildung 5.1: Entwicklung der Verifikationsscores im Laufe des Jahres. Dargestellt werden die Verifikationsergebnisse für die Stationsinterpolation sowie für die Höhenmethode mit und ohne Gewichtungsfaktor w .

Aus den berechneten Scores werden Differenzen berechnet. Um regionale Unterschiede in den Differenzen feststellen zu können, werden sie in einer Karte als rote bzw. blaue Punkte dargestellt. Rote Punkte stehen für positive Differenzen, während blaue Punkte negative Differenzen markieren. Für die Interpretation der Differenzen ist die Definition der Differenz als Höhenmethode - StatRR_interp entscheidend. Der Verifikationsscore der Stationsinterpolation wird folglich vom Verifikationsscore der Höhenmethode abgezogen. Dementsprechend bedeutet eine negative Differenz, dass die Verifikation der Stationsinterpolation einen höheren Score ergibt als die Verifikation der Höhenmethode. Demgegenüber liegen positive Differenzen vor, wenn der Score der Stationsinterpolation geringer ist als jener der Höhenmethode. An dieser Stelle sei angemerkt, dass sich Verifikationsscores, die sowohl negative als auch positive Werte annehmen können, nicht für diese Art der Darstellung eignen. Denn in diesem Fall lässt das Vorzeichen der Score - Differenz keinen Rückschluss auf die Magnitude der beiden Fehler zu.

Abbildung 5.2 oben zeigt die berechneten MAE-Differenzen wenn die Regression auf Basis des *Klimatlas Kärnten* verwendet wird, während für die Differenzen darunter die Regression aus dem *3PClim-Datensatz* (vgl. Kap. 2.2) verwendet wird. In beiden Fällen kommt der Gewichtungsfaktor w zum Ein-

MAE-Differenz: Regression mit Gewichtung (KlimaAtlas Kärnten) - Stationsinterpolation (Referenz)

negative Differenz : 164.0, positive Differenz : 111.0



MAE-Differenz: Regression mit Gewichtung (3PClim) - Stationsinterpolation (Referenz)

negative Differenz : 104.0, positive Differenz : 171.0

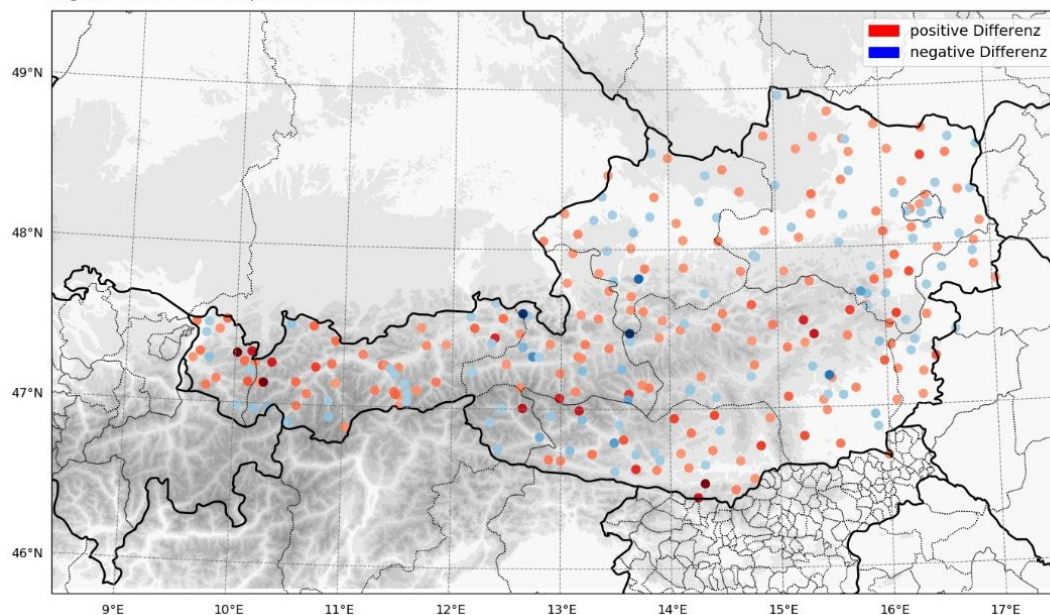


Abbildung 5.2: MAE - Differenzen an TAWES - Stationen. Negative Differenzen werden als blaue Punkte und positive Differenzen als rote Punkte dargestellt. Je dunkler ein Punkt erscheint, desto größer ist die Differenz.

satz. Bei Anwendung der Regression aus dem KlimaAtlas Kärnten ergibt sich an 164 Stationen bzw. an rund 60 % der Stationen eine negative Differenz. Das bedeutet, dass die Höhenmethode an diesen Stationen zu einem geringeren MAE führt als die Stationsinterpolation. In Tirol ordnen sich MAE - Differenzen des gleichen Vorzeichens entlang einzelner Täler an. Im Inntal überwiegen folglich negative MAE - Differenzen, während im Wipptal, im Ötztal und im Pitztal positive Score - Differenzen vorzufinden sind. Außerhalb Tirols können einzelne Regionen mit dem gleichen Vorzeichen wiedererkannt werden. Sowohl in der gebirgigen Obersteiermark als auch im deutlich tiefer gelegenen Klagenfurter Becken überwiegen demnach negative MAE - Differenzen. In den übrigen Regionen wirkt die

Verteilung der Differenzen sehr zufällig, und es ist schwierig, das Wirken der Höhenmethode in diesen Regionen zu beurteilen. Ein sehr ähnliches Ergebnis resultiert, wenn die Regression auf Basis des *Klimamittelwerte - Datensatzes* verwendet wird. Wird die Regression aus dem *3PClim - Datensatz* verwendet, können die meisten dieser Eigenschaften wiedererkannt werden, allerdings kehrt sich nun in vielen Fällen das Vorzeichen um. Regionen, die sich vorhin durch negative Differenzen auszeichneten, weisen nun positive Differenzen auf und vice versa. Folglich hat sich auch das Verhältnis von Stationen mit positiver und negativer Differenz umgekehrt. Die Mehrheit der Stationen weist nun eine positive Differenz auf.

Wird die Berechnung der Stationenscores mit weiteren Verifikationsmaßen wiederholt, zeigt sich eine ähnliche Verteilung der positiven und negativen Score - Differenzen. Einige Regionen können in den graphischen Darstellungen der Stationenscores durch ein einheitliches Vorzeichen erkannt werden. Diese Information ist allerdings nicht ausreichend um beurteilen zu können, ob die Höhenmethode in Gebirgsregionen oder in Beckenlandschaften bessere Ergebnisse erzielt. Daher werden im dritten Punkt Gesamtscores für einzelne Regionen berechnet.

5.1.3 Regionenscores

Nachdem mit den Stationenscores nur in wenigen Fällen ein regionales Muster erkannt wird, werden nun einzelne Regionen verifiziert und miteinander verglichen. Bei der Auswahl der Regionen wird darauf geachtet, dass sie sich deutlich durch ihre Topographie unterscheiden. Im Folgenden werden daher die Verifikationsergebnisse von drei Gebirgsregionen (Bundesland Tirol, Region Hohe Tauern, Obersteiermark) mit den Ergebnissen in vier Beckenlandschaften (Wiener Becken, oberösterreichischer Donauraum, Grazer Becken und Klagenfurter Becken) verglichen. Die TAWES - Stationen, die zur Berechnung der Verifikationsscores für die sieben verschiedenen Regionen verwendet werden, sind als rote Sterne in Abbildung 5.3 markiert. Aus diesen Stationen wird für jede Region die mittlere Seehöhe berechnet, die ebenfalls in dieser Abbildung angeführt wird. Zur Berechnung der Regionenscores wird, ähnlich zu den Gesamtscores, über alle Messungen aller Stationen einer Region gemittelt. Ein Vergleich der Regionenscores zeigt, dass die Verifikation von Tirol und die Verifikation des Donaoraumes zumindest im MAE und RMSE ein ähnliches Ergebnis ergibt. Gleichzeitig weisen die drei Gebirgsregionen trotz der ähnlichen topographischen Eigenschaften deutliche Unterschiede in den Verifikationsergebnissen auf. Das trifft auch auf die Verifikationsergebnisse der vier Beckenlandschaften zu. Somit zeigt sich, dass auch auf diese Weise kein eindeutiger Zusammenhang zwischen den topographischen Eigenschaften einer Region und der Güte der Höhenmethode festgestellt werden kann.

Die Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit des Niederschlags mit der Höhenmethode verhält sich in der Verifikation neutral gegenüber einer Verifikation mit der Stationsinterpolation. Die Untersuchung der Höhenmethode hinsichtlich regional unterschiedlicher Verifikationsergebnisse ergibt keinen Zusammenhang zwischen der Güte des Modells und den verschiedenen Regionen. Zwar ist es möglich mit der Höhenmethode der Stationsinterpolation ein sinnvolles Topographiemuster aufzuprägen, doch um den komplexen Niederschlagsprozess zu beschreiben und die zahlreichen Einflüsse zu berücksichtigen, ist dieser einfache Ansatz nicht ausreichend.

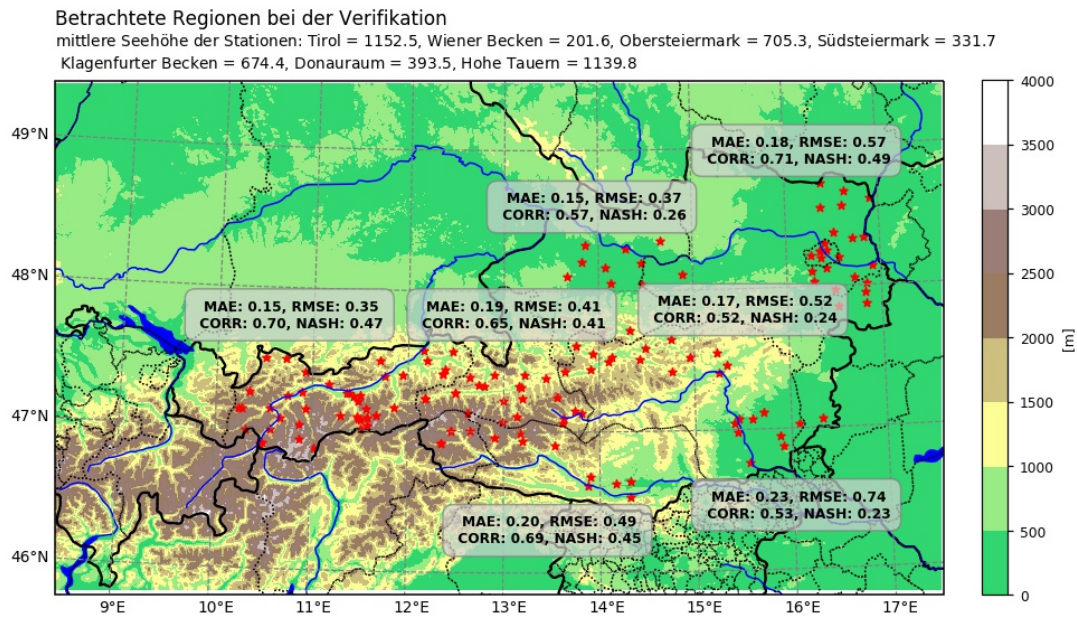


Abbildung 5.3: Verifikation von sieben verschiedenen Regionen. Die TAWES-Stationen der einzelnen Regionen sind durch rote Sterne markiert. Für jede Region werden der MAE, RMSE, Korrelationskoeffizient und der Nash-Sutcliffe Efficiency Score berechnet.

5.2 Verifikationsergebnisse der Staumethode

Zur Verifikation der Staumethode werden für jedes Muster Kreuzvalidierungen durchgeführt, wobei sowohl das Jahr 2019 als auch der Zeitraum 2016 bis 2019 ausgewertet werden. Tabelle A.3 im Anhang gibt Auskunft über wichtige Einstellungen der einzelnen Läufe. Unter anderem geht aus dieser Tabelle hervor, welches Muster in den einzelnen Läufen validiert wird und für welchen Zeitraum die Kreuzvalidierung durchgeführt wird. Dabei ist zu beachten, dass für die Kreuzvalidierung nur jene Termine in Frage kommen, an denen eindeutige Wind- und Strömungsverhältnisse gegeben waren und auch tatsächlich ein Muster aufgeprägt werden konnte. Wie sich bereits in Kapitel 4.2.4 zeigte, reduziert sich dadurch die Anzahl der möglichen Termine deutlich. Aufgrund des Niederschlagsschwellwertes, der bei der Kreuzvalidierung angewendet wird, werden weitere Termine ausgeschlossen. In den Läufen exp13 - exp26 beträgt der Schwellwert 0,1 mm. Dementsprechend wird die Kreuzvalidierung nur an Terminen mit einer mittleren Niederschlagsmenge von zumindest 0,1 mm durchgeführt. Selbst wenn der Zeitraum von einem Jahr auf die vier Jahre von 2016 bis inklusive 2019 ausgedehnt wird, kann mit diesem Schwellwert die Kreuzvalidierung nur an etwas mehr als 400 Terminen durchgeführt werden. Vor allem bei einer Verifikation der verschiedenen Anströmungsrichtungen für sich ist damit teilweise keine stichhaltige Aussage möglich. Um die Aussagekraft der Verifikationsergebnisse zu erhöhen wird daher in den Experimenten exp27 bis exp40 der Niederschlagsschwellwert gelockert. Die Bedingung für eine vollständige Durchführung der Kreuzvalidierung ist nun, dass zumindest an zehn Stationen 0,1 mm Niederschlag gemessen werden. Wie bei der Kreuzvalidierung der Höhenmethode werden immer 100 Stationen gleichzeitig ausgelassen. Die Kreuzvalidierung wird pro Lauf sowohl für die Stationsinterpolation *StatRR_interp* als auch für die Staumethode durchgeführt. Mit Ausnahme jener Läufe, in denen das Klimamuster auf Basis der Wetterlagenklassifikation verwendet wird, kommen immer beide Maßnahmenpakete zur Zellvermeidung (Anti 1 und Anti 2) zum Einsatz. Damit kann untersucht werden, ob sich die geringfügig unterschiedlichen Maßnahmenpakete in den Verifikationsergebnissen auswirken. Aus den Ergebnissen werden Verifikationsscores berechnet. Die

Beschränkung auf TAWES - Stationen gilt auch in diesem Fall. Die Verifikationsscores der Stationsinterpolation *StatRR_interp* stellen wie zuvor die Referenz dar. Zusätzlich zur Kreuzvalidierung werden Verifikationsscores zwischen klimatologischen und simulierten Niederschlagsmustern berechnet und in Form einer Kontingenztabelle dargestellt. Die Ergebnisse der Verifikation lassen sich in folgende drei Kategorien untergliedern:

- Gesamtscores: Vergleich der einzelnen Muster
- Richtungsscores: Vergleich der acht verschiedenen Anströmungsrichtungen
- Kontingenztabelle: Vergleich von simulierten und klimatologischen Niederschlagsfeldern

Im Folgenden wird auf die Ergebnisse der drei Kategorien näher eingegangen. Dabei handelt es sich in erster Linie um die Verifikationsergebnisse der Läufe exp27 bis exp40.

5.2.1 Gesamtscores

Mit den Gesamtscores aller Läufe soll untersucht werden, wie sich die einzelnen Muster auf die Verifikationsergebnisse auswirken. Darüber hinaus können auf diese Weise Effekte der unterschiedlichen Maßnahmen (Zellvermeidung, Verzögerungsmethoden) beurteilt werden.

In Abbildung 5.4 sind die berechneten Verifikationsscores der Läufe exp34 bis exp40 dargestellt. Es zeigt sich, dass sich die Verifikationsergebnisse der Staumethode nur sehr geringfügig von den Verifikationsergebnissen der Stationsinterpolation *StatRR_interp* unterscheiden. Um dennoch Unterschiede in den Scores je nach verwendetem Muster feststellen zu können, werden in dieser Abbildung die y-Achsen an den Wertebereich des jeweiligen Scores angepasst. Für die Interpretation dieser Abbildung ist vor allem die Differenz zwischen dem Verifikationsergebnis der Stationsinterpolation *StatRR_interp* und dem Verifikationsergebnis der Staumethode relevant. Je nach verwendetem Muster ist die Abweichung von der Referenz verschieden groß. So weisen bspw. im MAE, RMSE und im Nash-Sutcliffe-Efficiency-Score die Läufe 34 und 35 die geringste Abweichung von der Referenz auf. In diesen beiden Läufen kommen klimatologische Niederschlagsmuster zum Einsatz. In den folgenden fünf Läufen (exp36 bis exp40) werden die simulierten Niederschlagsfelder verwendet. Im Vergleich zu den beiden ersten Läufen weicht die Staumethode in einigen Verifikationsscores etwas stärker von der Referenz ab. Obwohl sich die verwendeten Simulationsmuster hinsichtlich der verwendeten Verzögerungsmethode unterscheiden, variiert die Größe dieser Abweichung in den Läufen 36 bis 40 nur sehr geringfügig. Das gilt unabhängig davon, ob die Anti 1 - oder die Anti 2 - Maßnahmen zur Zellvermeidung verwendet werden. Daher lässt sich auf diese Weise nicht eindeutig feststellen, welches Simulationsmuster für die Anwendung auf Stationsinterpolationen geeigneter ist.

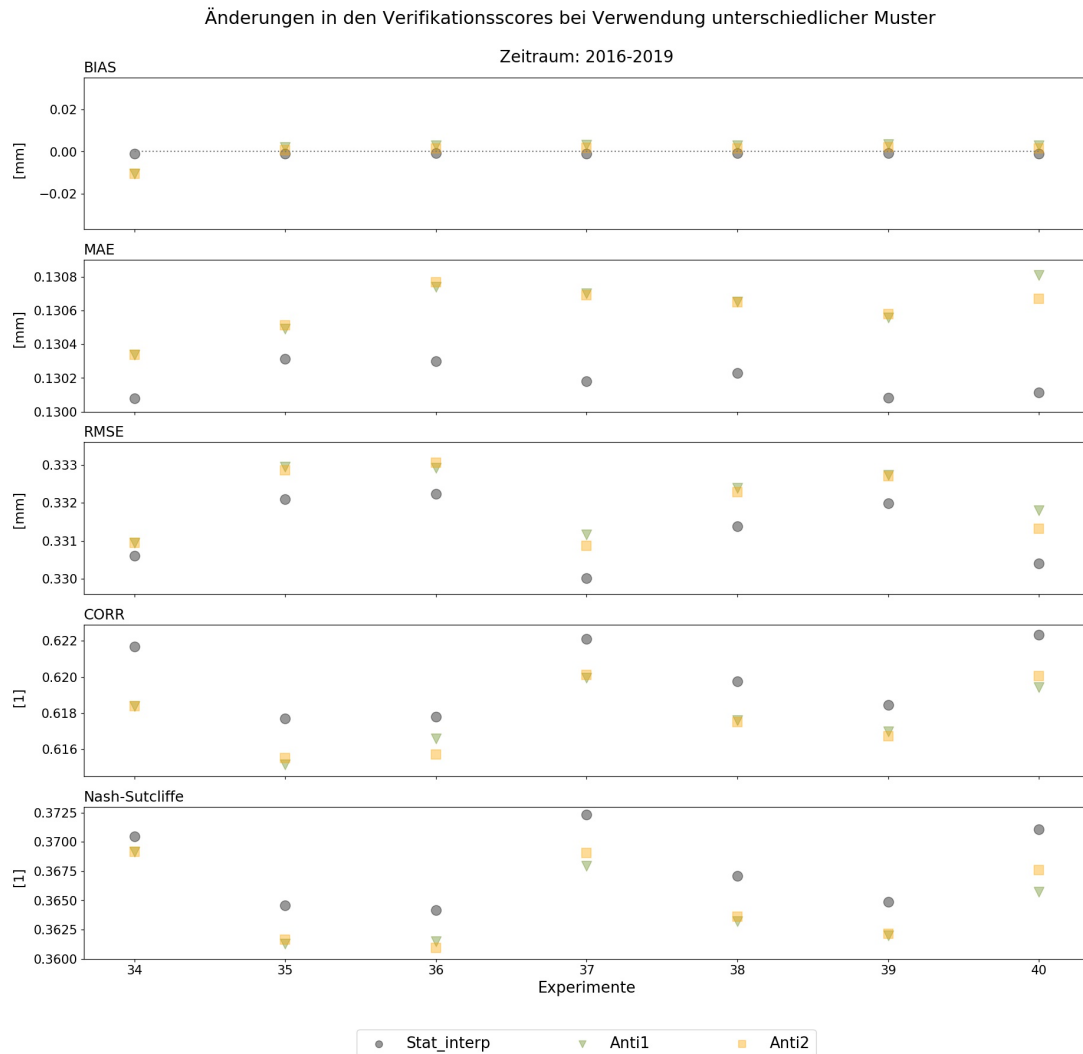


Abbildung 5.4: Verifikationsscores der unterschiedlichen Muster. Auf der x-Achse ist die Nummer der verifizierten Kreuzvalidierungen aufgetragen. Die schwarzen Punkte markieren die Verifikationsscores für die Stationsinterpolation. Die beiden übrigen Symbole zeigen die Verifikationsscores für die Staumethode, wobei einmal das Anti 1 - Maßnahmenpaket (grüne Dreiecke) und einmal das Anti 2 - Maßnahmenpaket (orange Quadrate) zur Anwendung kommt. Die Verifikation der Stationsinterpolation stellt die Referenz dar.

5.2.2 Richtungsscores

Nach der Verifikation auf Gesamtebene soll nun jede Anströmungsrichtung für sich verifiziert werden. In Abbildung 5.5 sind für ausgewählte Läufe die Verifikationsergebnisse der einzelnen Anströmungsrichtungen dargestellt. Wie sich die für die Kreuzvalidierung in Frage kommenden Termine auf die acht Anströmungsrichtungen verteilen, geht aus dem Histogramm in der rechten unteren Ecke hervor. Termine mit einer Westanströmung überwiegen bei Weitem. Die Verifikationsscores für Anströmungen aus Osten, Südosten und Süden basieren hingegen nur auf sehr wenigen Terminen. Dementsprechend sollte diesen Verifikationsergebnissen keine allzu große Bedeutung beigemessen werden. Der Fokus bei der Interpretation der Richtungsscores liegt daher auf den verbleibenden Anströmungsrichtungen.

Verifikation der unterschiedlichen Anströmungsrichtungen
Zeitraum: 2016 - 2019

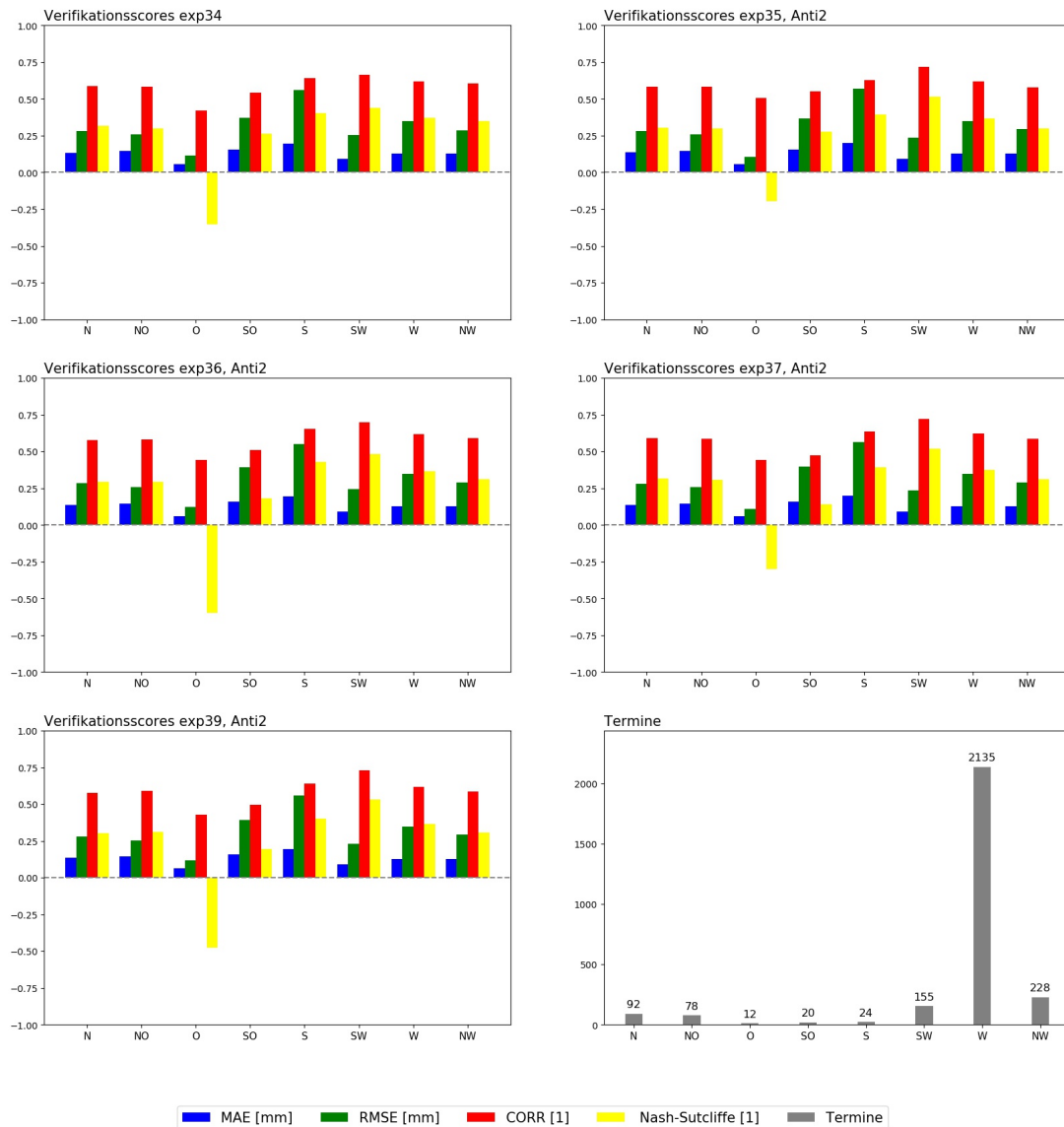


Abbildung 5.5: Verifikationsscores der verschiedenen Anströmungsrichtungen für ausgewählte Kreuzvalidierungen. Für jede Anströmungsrichtung werden der MAE, der RMSE, der Korrelationskoeffizient sowie der Nash - Sutcliffe Efficiency Score berechnet. Die Anströmungsrichtungen sind auf der x - Achse angegeben. Im Subplot der rechten unteren Ecke ist für jede Anströmungsrichtung die Anzahl der verwendeten Termine angegeben.

Auf den ersten Blick unterscheiden sich die Verifikationsergebnisse der unterschiedlichen Anströmungsrichtungen auch in diesem Fall nur geringfügig. Bei näherer Betrachtung zeigt sich allerdings, dass die Verwendung des Südwest - Musters in allen Läufen zu etwas besseren Verifikationsergebnissen führt. Die Werte für den MAE und RMSE sind in diesem Fall etwas geringer als in den übrigen Anströmungsrichtungen. Im Nash - Sutcliffe Efficiency Score sowie im Korrelationskoeffizienten können mit dem Südwest - Muster die höchsten Werte erzielt werden.

Wie sehr sich die fünf verschiedenen Läufe im Score für das Südwest - Muster unterscheiden, kann mit der graphischen Darstellung der Scores nicht eindeutig geklärt werden. Dafür ist es notwendig

Experiment	Muster	\overline{OBS} [mm]	MAE [mm]	RMSE [mm]	CORR [1]	NASH [1]
exp34	Klimatologie (Variante A)	0,285	0,092	0,255	0,664	0,439
exp35	Klimatologie (Variante B)	0,285	0,091	0,237	0,717	0,513
exp36	Simulation (ohne Verzögerung)	0,285	0,092	0,244	0,698	0,485
exp37	Simulation (mit Verzögerung)	0,285	0,091	0,236	0,723	0,522
exp39	Simulation (mit Verzögerung)	0,285	0,090	0,232	0,730	0,533

Tabelle 5.2: Verifikationsscores für eine Südwest - Anströmung für den Zeitraum 2016 bis 2019.

einen Blick auf die Werte in Tabelle 5.2 zu werfen. Mit Hilfe dieser Tabelle, sie enthält für alle fünf betrachteten Läufe die Verifikationsscores für das Südwest - Muster, ist es nun möglich die Auswirkungen der verschiedenen Südwest - Muster genauer zu untersuchen. Demnach führt die Verwendung der präziseren Klimatologie aus Variante B gegenüber dem klimatologischen Muster aus Variante A zu geringfügigen Verbesserungen in den Verifikationsergebnissen. Auch die Verzögerung der Simulationsmuster scheint sich im Fall des Südwest - Muster positiv auf die Verifikationsscores auszuwirken. So konnten in den Läufen exp37 und exp39 MAE und RMSE im Vergleich zum Lauf exp36 reduziert werden. Sowohl der Korrelationskoeffizient als auch der Nash - Sutcliffe Efficiency Score können durch Verwendung der verzögerten Simulationsmuster etwas erhöht werden. Die Verifikation des Nord - und Nordost - Musters bzw. des West - und Nordwest - Musters führt zu sehr ähnlichen Ergebnissen.

Das Simulationsmuster für die Südanströmung unterscheidet sich insofern von den übrigen Anströmungsrichtungen, als für diese ein Simulationsmuster für die Sommermonate und eines für die Wintermonate vorliegt. Der Grund für diese Unterscheidung liegt in den konvektiven Niederschlägen der Sommermonate. Es stellt sich die Frage, wie gut mit dem *Sommermuster* die tatsächliche Niederschlagsverteilung in den Sommermonaten simuliert werden kann. Eine Kreuzvalidierung, bei der zwischen Sommer - und Wintermonaten unterschieden wird, ist wenig sinnvoll, da bereits ohne Unterscheidung nur sehr wenige Termine mit Südanströmung validiert werden können. Um dennoch einen Eindruck von der Güte des Sommermusters zu erlangen, werden eine Reihe von Verifikationsscores zwischen diesem Simulationsmuster und der Klimatologie für die Südanströmung im Sommer berechnet. Um den berechneten Scores mehr Aussagekraft zu verleihen, wird auch die Simulation der Wintermonate mit der Sommerklimatologie verifiziert. Die berechneten Scores sind in Tabelle A.4 im Anhang angeführt. Es zeigt sich, dass das Sommermuster gegenüber dem Wintermuster zu etwas besseren Verifikationsergebnissen führt, was eine Verwendung des Sommermusters rechtfertigt.

5.2.3 Kontingenztabelle und SSD

Von der Durchführung einer Kreuzvalidierung losgelöst soll nun untersucht werden, wie gut die Simulation der Staueffekte unter Anwendung des linearen Modells von Smith funktioniert. Dazu werden die Simulationsmuster mit den klimatologischen Feldern der acht Anströmungsrichtungen verglichen und der MAE bzw. der Korrelationskoeffizient zwischen den beiden Feldern berechnet. Für die Vergleiche werden die Klimatologien aus Variante B sowie die Simulationen ohne und mit Berücksichtigung der Verzögerung verwendet. Dargestellt werden die berechneten Scores in Form einer Kontingenztabelle. Tabelle 5.3 soll den Aufbau der Kontingenztabellen verdeutlichen. Am unteren Rand der Tabelle ist die Anströmungsrichtung des verwendeten Simulationsmusters aufgetragen, am linken Rand hingegen die Anströmungsrichtung des verwendeten klimatologischen Musters. Die ers-

te Zeile enthält folglich die Scores zwischen dem klimatologischen Muster für die Nordanströmung und den Simulationen für alle acht Anströmungsrichtungen. Die durch den Buchstaben X gekennzeichnete Diagonale enthält die berechneten Verifikationsscores von Klimatologie und Simulation der gleichen Anströmungsrichtung. Im Optimalfall befinden sich hier die besten Scores.

Klimatologie	NW							X	
	W						X		
	SW					X			
	S				X				
	SO				X				
	O			X					
	NO		X						
	N	X							
		N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
		Simulation							

Tabelle 5.3: Schematische Darstellung der Kontingenztabelle.

Für die Kontingenztabelle in Abbildung 5.6 werden Simulationen unter Berücksichtigung der Verzögerung (Verzögerungsmethode *opt3*) verwendet. Je nach berechnetem Score werden die einzelnen Zellen in verschiedenen Rot- und Grüntönen eingefärbt. Kleine MAE-Werte werden mit verschiedenen Grüntönen hinterlegt, hohe MAE-Werte hingegen mit unterschiedlichen Rottönen. In der Tabelle mit den Korrelationskoeffizienten wird zwischen positiven und negativen Korrelationen unterschieden. Positive Korrelationen werden in grün dargestellt, während die Rottöne für negative Korrelationen vorgesehen sind. Je dunkler eine Zelle in der entsprechenden Farbe dargestellt wird, desto höher ist die positive bzw. negative Korrelation. Exakt beim Übergang zwischen den beiden Farben befindet sich der Korrelationskoeffizient von Null. Je heller eine Zelle dargestellt wird, desto geringer ist demnach die positive bzw. negative Korrelation.

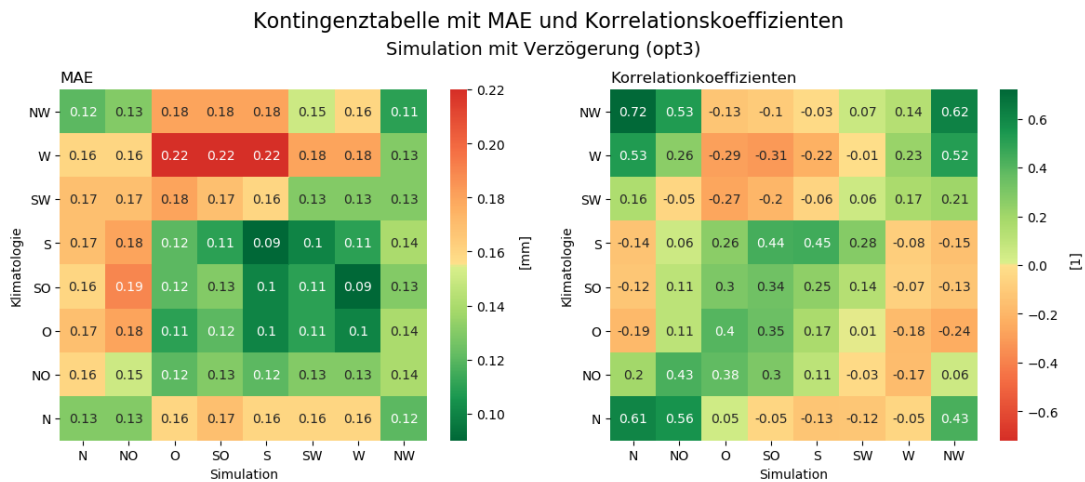


Abbildung 5.6: MAE und Korrelationskoeffizienten zwischen Simulation und Klimatologie. Der geringste MAE wird in dunklem Grün dargestellt, der höchste MAE in Dunkelrot. Dazwischen werden die Farben kontinuierlich abgestuft. Die Korrelationskoeffizienten werden ebenfalls in Grün- und Rottönen dargestellt, wobei sich eine Korrelation von Null in der Mitte der Farbskala befindet.

In beiden Kontingenztabelle ordnen sich die grünen Felder rund um die Diagonale von links unten nach rechts oben an, wobei die Diagonale vor allem in den Korrelationskoeffizienten gut zum Vorschein kommt. Die besten Verifikationsscores resultieren in vielen Fällen nicht aus dem Vergleich von Simulation und Klimatologie der gleichen Anströmungsrichtung, sondern bei der Verifikation mit der Simulation aus einer benachbarten Anströmungsrichtung. Das zeigt sich bspw. in der ersten Zeile. Wird die Klimatologie für die Nordanströmung mit dem simulierten Nordmuster verifiziert, resultiert ein MAE von 0,13 mm. Wird hingegen die Simulation für eine Nordwest - Anströmung verwendet, ergibt sich mit 0,12 mm ein geringfügig niedrigerer Score. Das führt dazu, dass sich in der Kontingenztabelle mit den MAE - Werten die geringsten Scores rund um die Diagonale ansammeln. In der Kontingenztabelle mit den Korrelationskoeffizienten ist diese Eigenschaft etwas weniger stark ausgeprägt. In etwa der Hälfte der verifizierten Anströmungsrichtungen befinden sich die höchsten positiven Korrelationen auf der Diagonale.

Umgekehrt führt die Verifikation mit Simulationen aus gegenüberliegenden Anströmungsrichtungen zu schlechteren Scores. In den MAE - Werten zeigt sich das besonders deutlich bei der Verifikation mit dem klimatologischen Muster für die Westanströmung. In diesem Fall resultieren aus dem Vergleich mit Simulationsmustern für östliche bis südliche Anströmungsrichtung die höchsten Scores. In der Kontingenztabelle mit den Korrelationskoeffizienten äußern sich derartige Vergleiche oft in einem negativen Vorzeichen. So beträgt etwa der Korrelationskoeffizient bei einer Verifikation des Ostmusters mit der Klimatologie für eine Anströmung aus Westen - 0,29. Sowohl für den MAE als auch für die Korrelation gilt, dass der schlechteste Score nicht immer aus der Verifikation von zwei exakt gegenüberliegenden Anströmungsrichtungen resultiert, aber zumindest von sehr unterschiedlichen Anströmungsrichtungen.

Die Distanz zwischen zwei verifizierten Anströmungsrichtungen wirkt sich folglich auf die Verifikationsscores aus. Um diesen Umstand zu quantifizieren wird in Anlehnung an den Ranked Probability Score (RPS) eine Sektor - Sektor - Distanz (SSD) eingeführt und für die Kontingenztabelle in Abbildung 5.6 berechnet. Bevor das geschieht, soll allerdings auf die Definition des RPS und auf Abweichungen von seiner Definition bei der Anwendung in dieser Arbeit eingegangen werden.

Der RPS ist ein Maß für Mehrfachkategorien und wird vor allem in der Verifikation von Wahrscheinlichkeitsvorhersagen angewendet. Der RPS reagiert auf die Distanz der vorhergesagten Kategorie zur tatsächlich beobachteten Kategorie und eignet sich bspw. für Temperaturvorhersagen oder für Vorhersagen der Niederschlagsmenge, da in diesem Fall die einzelnen Kategorien sinnvoll gereiht werden können. Vorhersagen, auf die das Konzept des Abstandes nicht angewendet werden kann, ist bspw. eine Vorhersage mit den Kategorien „kein Regen“, „Regen“ und „Schnee“. Ein guter Score wird erreicht, wenn die tatsächlich beobachtete Kategorie mit hoher Wahrscheinlichkeit vorhergesagt wurde (Stanski et al., 1990; World Weather Research Programme (WWRP), 2017). Für eine Vorhersage mit M Kategorien ist der RPS definiert als:

$$RPS = \frac{1}{M-1} \sum_{m=1}^M \left[\left(\sum_{k=1}^m f_k \right) - \left(\sum_{k=1}^m o_k \right) \right]^2 \quad (22)$$

f_k beschreibt die vorhergesagte Wahrscheinlichkeit in der Kategorie k und o_k stellt den Beobachtungsvektor dar. o_k beträgt in der beobachteten Kategorie Eins, überall sonst Null (Stanski et al., 1990; World Weather Research Programme (WWRP), 2017). Im Fall einer perfekten Vorhersage würde die gesamte Wahrscheinlichkeit (100 %) jener Kategorie zugewiesen werden, die dem beobachteten Ereignis entspricht. Vorhersage- und Beobachtungsvektor unterscheiden sich dann nicht und führen zu einem RPS von Null. Weniger perfekte Vorhersagen erhalten einen RPS größer Null (Wilks, 2011)

Kategorie	Kategorie 1	Kategorie 2	Kategorie 3	Kategorie 4	Kategorie 5
Anströmungsrichtung	N	NO, NW	O, W	SO, SW	S
Vorhersagevektor	0,13	0,125	0,16	0,165	0,16
Beobachtungsvektor	0,74	0	0	0	0
kumulative Summe des Vorhersagevektors	0,13	0,255	0,415	0,58	0,74
kumulative Summe des Beobachtungsvektors	0,74	0,74	0,74	0,74	0,74

Tabelle 5.4: Beobachtungs- und Vorhersagevektor für die Klimatologie der Nordanströmung. Die erste Zeile gibt die Anströmungsrichtung der betrachteten Simulationen an. In der zweiten und dritten Zeile sind der Vorhersage- bzw. der Beobachtungsvektor angeführt. In den letzten beiden Zeilen sind die kumulativen Summen des Vorhersage- und Beobachtungsvektors angeführt. Sie werden schließlich für die Berechnung der SSD benötigt.

Wie bereits erwähnt unterscheidet sich die Anwendung des RPS in dieser Arbeit deutlich von seiner Definition. Folgende Unterschiede sind zu erkennen:

- Die Anwendung erfolgt nicht auf probabilistische Vorhersagen sondern auf mittlere absolute Fehler (MAE). Die Summe von Beobachtungs- und Vorhersagevektor kann daher von eins abweichen.
- Es werden keine Vorhersagen und Beobachtungen verwendet, sondern es werden simulierte und klimatologische Felder miteinander verglichen.
- Da als Kategorien Anströmungsrichtungen verwendet werden und keine quantitativen Kategorien (wie das etwa bei Niederschlagsmengen der Fall wäre), ist vor der Berechnung eine Reihung der Kategorien vorzunehmen.
- Der Vorhersagevektor enthält die MAE zwischen zwei betrachteten Kategorien. Der Beobachtungsvektor entspricht in der tatsächlich beobachteten Kategorie der Summe der Einträge im Vorhersagevektor, an allen übrigen Komponenten nimmt er den Wert null an.
- Gemäß der Definition des RPS sind im Optimalfall Beobachtungs- und Vorhersagevektor ident. Das gilt nicht für die Anwendung in dieser Arbeit, weshalb der RPS im Fall einer perfekten Vorhersage bzw. Simulation auch von null abweichen kann.

Aufgrund dieser grundlegenden Einschränkungen wird von der Bezeichnung *RPS* abgesehen und stattdessen in weiterer Folge die Bezeichnung Sektor - Sektor - Distanz (SSD) verwendet.

Im Folgenden sollen die Anströmungsrichtungen der Klimatologien den Beobachtungen entsprechen und die Anströmungsrichtungen der Simulationen den Vorhersagen. Für jede beobachtete Anströmungsrichtung (d.h. für jede Zeile der Kontingenztabelle) wird nun die SSD berechnet. Die nun folgenden Berechnungsschritte werden in dieser Arbeit auf die Kontingenztabelle mit den MAE - Werten angewendet.

Zu Beginn wird für jede Anströmungsrichtung ein Beobachtungs- bzw. Vorhersagevektor definiert. Der Vorhersagevektor setzt sich aus den acht MAE - Werten der aktuell betrachteten Zeile zusammen, wobei eine sinnvolle Reihung dieser Werte vorzunehmen ist. Dazu werden die acht MAE in fünf Kategorien zusammengefasst. Diese Kategorien unterscheiden sich hinsichtlich der Distanz zwischen

Klimatologie (Variante B) vs.	SSD [1]	Klimatologie (Variante B) vs.	SSD [1]
Klimatologe (Variante B)	0,46	Simulation (ohne Verzögerung)	0,78
Simulation (mit Verzögerung <i>opt3</i>)	0,70	Simulation (mit Verzögerung <i>opt3A</i>)	0,76

Tabelle 5.5: Sektor - Sektor - Distanzen.

der Anströmungsrichtung der Simulation und jener der Klimatologie. Für die erste Kategorie wird jener MAE verwendet, der aus der Verifikation zwischen Klimatologie und Simulation der gleichen Anströmungsrichtung resultiert. Die Distanz ist hier folglich am geringsten. Bevor auf die drei mittleren Kategorien eingegangen wird, soll die fünfte Kategorie beschrieben werden. Sie besteht aus dem MAE, der aus der Verifikation mit der gegenüberliegenden Anströmungsrichtung resultiert. Dementsprechend ist in dieser Kategorie die Distanz zur tatsächlich beobachteten Anströmungsrichtung am Größten. Die MAE - Werte der Verifikation mit den verbleibenden sechs Anströmungsrichtungen sind in den Kategorien zwei bis vier enthalten. Für diese Anströmungsrichtungen gilt, dass immer zwei Richtungen gleich weit von der tatsächlich beobachteten Anströmungsrichtung entfernt sind. Daher bestehen die mittleren drei Kategorien aus dem Mittel von jeweils zwei MAE - Werten. Der Beobachtungsvektor besteht aus gleich vielen Einträgen wie der Vorhersagevektor, nimmt allerdings nur in der tatsächlich beobachteten Kategorie einen Wert ungleich Null an. Dieser Eintrag resultiert aus der Summe der Einträge des Vorhersagevektors.

Die einzelnen Komponenten des Vorhersage - und Beobachtungsvektors für die Klimatologie der Nordanströmung sind in Tabelle 5.4 angeführt. Die erste Zeile dieser Tabelle gibt für alle fünf Kategorien die Anströmungsrichtung der Simulation an. Der erste Eintrag des Vorhersagevektors besteht demzufolge aus dem MAE mit der Nordsimulation. Für den zweiten Eintrag wird zwischen den MAE - Werten mit der NO - bzw. NW - Simulation gemittelt. Analog dazu kommen die Einträge an dritter und vierter Stelle zu Stande. An letzter Stelle ist schließlich der MAE aus der Verifikation mit der Simulation für die Südanströmung wiederzufinden.

Um Gleichung 22 anwenden zu können, werden als nächstes die kumulativen Summen der beiden Vektoren berechnet. Sie sind ebenfalls in Tabelle 5.4 aufgeschlüsselt. Wird das Quadrat der Differenz zwischen diesen beiden Vektoren aufsummiert, resultiert schließlich die SSD für die betrachtete Anströmungsrichtung. Dieser Vorgang wird für die übrigen Anströmungsrichtungen wiederholt, wodurch am Ende acht SSD vorliegen. Der SSD für die gesamte Kontingenztabelle ergibt sich schließlich aus der Mittelung der acht SSD. Für die linke Kontingenztabelle in Abbildung 5.6 resultiert schließlich ein SSD von 0,70.

Die Erstellung der Kontingenztabelle wird für weitere Verifikationen wiederholt. Dargestellt sind die resultierenden Kontingenztabelle in Abbildung A-10 im Anhang. Für jede dieser Kontingenztabelle wird nun ebenfalls die SSD berechnet. In Tabelle 5.5 sind die resultierenden SSD aufgelistet. Auch die zuvor berechnete SSD von 0,70 ist in dieser Tabelle wiederzufinden. Die kleinstmögliche SSD ergibt sich aus der Verifikation der Klimatologie mit sich selbst. Zwar ist diese Verifikation wenig sinnvoll, doch der daraus berechnete Wert von 0,46 ermöglicht, die übrigen SSD einzuordnen. Wird die Berechnung der Kontingenztabelle mit Simulationen ohne Berücksichtigung der Verzögerung durchgeführt, ergibt sich mit 0,78 die höchste SSD. Die Simulationen mit Verzögerungsmethode *opt3* führen zu einer SSD von 0,70, mit Verzögerungsmethode *opt3A* resultiert mit 0,76 eine etwas höhere SSD. Wie in den vorangegangenen Verifikationsergebnissen, führt die Berücksichtigung der Verzögerung im Vergleich zu Simulationen ohne Verzögerung auch bei den Sektor - Sektor - Distanzen zu einer Verbesserung.

Analog zur Höhenmethode zeigt die Kreuzvalidierung, dass die Anwendung der erstellten Muster zu keinen signifikanten Verbesserungen in den Verifikationsergebnissen führt. Auch hier dürften die realen Verhältnisse zu komplex sein, um mit einem einfachen linearen Ansatz vollumfassend beschrieben werden zu können. Sowohl die Analyse der Gesamtscores als auch jene der Anströmungsrichtungen ermöglicht keine eindeutige Aussage darüber, ob ein bestimmtes Muster die Stationsinterpolation positiver oder negativer beeinflusst als andere Muster. Alle Muster führen in etwa zu ähnlichen Verifikationsscores. Werden allerdings die Ergebnisse im Detail untersucht, können Effekte der verschiedenen Muster bzw. der unterschiedlichen Maßnahmen gezeigt werden. So zeigen sich sowohl in den Richtungsscores als auch in den SSD positive Effekte aufgrund der Berücksichtigung der Verzögerung. Die beiden Maßnahmenpakete zur Zellvermeidung führen in etwa zu den gleichen Verifikationsergebnissen. Die Verifikation der verschiedenen Anströmungsrichtung und dabei insb. die Scores in Tabelle 5.2 bestätigten die Vermutung, dass mit Variante B genauere Klimatologien erstellt werden können, da hier die Verifikationsscores am geringsten sind. Schließlich zeigt sich in den Kontingenztabellen, dass mit dem linearen Modell von Smith trotz vieler Vereinfachungen sinnvolle Staumuster simuliert werden konnten.

6. Schlussfolgerungen und Ausblick

Der Fokus dieser Arbeit liegt auf der Anpassung und Anwendung von zwei unterschiedlichen Methoden zur Berücksichtigung des orographischen Einflusses auf die Niederschlagsbildung und -verteilung.

Bei der Höhenmethode handelt es sich um eine statistische Vorgehensweise zur Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit des Niederschlages. Sie beruht auf einer Regression, die aus klimatologischen Daten ermittelt wird. Zusätzlich zum Klimadatensatz werden topographische Daten der betrachteten Domäne benötigt. Mit Hilfe der Regression wird ein Simulationsmuster berechnet, das einer Stationsinterpolation aufgeprägt wird. In der angepassten Stationsinterpolation werden auf diese Weise sinnvolle topographische Strukturen sichtbar gemacht. Die Niederschlagsverteilung unterliegt jahreszeitlichen Schwankungen. Dieser Umstand wird berücksichtigt, indem für jede Jahreszeit eine eigene Regression berechnet wird und je nach betrachtetem Termin die entsprechende Regression verwendet wird.

Die Verifikationsergebnisse der Höhenmethode verhalten sich neutral hinsichtlich der unveränderten Stationsinterpolation. Auch mit laufender Anpassung der Regression an den aktuellen Termin verändern sich die Verifikationsergebnisse nur geringfügig. Um zu untersuchen, ob sich diese Methode für manche Regionen besser eignet, werden Gebirgsregionen und Ebenen unabhängig voneinander verifiziert. Obwohl sich die berechneten Verifikationsscores der verschiedenen Regionen deutlich voneinander unterscheiden, lässt sich kein eindeutiger Zusammenhang zwischen der Güte der Höhenmethode und den topographischen Eigenschaften der verifizierten Regionen feststellen. Weiterführende Untersuchungen sind hinsichtlich konvektiver Niederschlagsprozesse notwendig. Des Weiteren kann in zukünftigen Arbeiten eine Regionalisierung der Regressionsgleichung vorgenommen werden. Anstatt für die Berechnung der Regressionsparameter alle im Klimadatensatz angeführten Stationen zu verwenden, könnten bspw. für jeden Gitterpunkt der betrachteten Domäne die Regressionsparameter aus den nächstgelegenen Stationen berechnet werden.

Im Rahmen der Staumethode werden mit dem linearen Modell von Smith (1979) Stauniederschläge für acht verschiedene Anströmungsrichtungen simuliert. Für das lineare Modell werden eine Reihe von vereinfachenden Annahmen getroffen, die dazu führen, dass die Niederschlagsrate in Abhängigkeit von der Anströmgeschwindigkeit und von der Hangneigung berechnet werden kann. Für die Berechnungen wird eine konstante Anströmgeschwindigkeit angenommen. Die Hangneigungen werden aus Topographiedaten berechnet, wobei zuvor eine Glättung der Topographie durchgeführt wird, um wenig realistische Fluktuationen im Niederschlagsfeld zu vermeiden. Dabei wird eine einheitliche, konstant bleibende Glättungsstärke zu Grunde gelegt. Der Einfluss durch verschieden stark geglättete Topographien bleibt somit außer Acht und lässt Raum für weiterführende Untersuchungen. Die Luftfeuchtigkeit wird an die zurückgelegten positiven Höhenänderungen angepasst, um dem Effekt des Ausregnens Rechnung zu tragen.

Des Weiteren werden für jede Anströmungsrichtung Niederschlagsklimatologien berechnet, um die Simulationen beurteilen zu können. Bei den Vergleichen der Simulationen mit den Klimatologien werden Unterschiede deutlich. Vor allem ein verfrühtes Auftreten der Niederschlagsmaxima in den Simulationen kommt zum Vorschein. Mit Hilfe geeigneter Verschiebungsmethoden wird versucht, diesen Unterschied zu minimieren. Bei der Klimatologie für die Südanströmung wird zwischen einer Klimatologie für die Wintermonate und einer für die Sommermonate unterschieden. Die beiden Klimatologien unterscheiden sich grundlegend. Im Gegensatz zu den dynamischen Prozessen der Wintermonate dominieren in den Sommermonaten konvektive Situationen, was dazu führt, dass

sich die Niederschlagsverteilung im Sommer deutlich variabler gestaltet. Beide Klimatologien werden verwendet, um die Simulationen für die Südanströmung anzupassen. Die Konvektion der Sommermonate kann auf diese Weise indirekt berücksichtigt werden.

Sowohl die Simulationsmuster als auch die klimatologischen Muster werden verwendet um den Gebirgseinfluss in Stationsinterpolationen des Niederschlages zu berücksichtigen. Die Anwendung der Muster führt zu keinen starken optischen Unterschieden, was u. a. auf die Kombination der Muster mit den Stationsinterpolationen zurückzuführen ist. Außerdem führt die Glättung der Topographie zu glatten Simulationen, weshalb nach der Anwendung der Simulationsmuster, anders als in der Höhenmethode, keine starken Strukturen zu erwarten sind. Werden allerdings die prozentuellen Unterschiede zwischen Stationsinterpolationen mit und ohne Anwendung der Höhenmethode berechnet, zeigen sich vor allem im Staubereich der Alpen deutliche Unterschiede.

Die Staumethode verhält sich in der Verifikation neutral. Eine separate Verifikation der acht Simulationsmuster führt zu sehr ähnlichen Verifikationsscores. Die Anpassungen der Simulationen an die Klimatologien zeigen positive Effekte in der Verifikation. Der direkte Vergleich der Klimatologien mit den Simulationen ergibt, dass mit dem linearen Modell trotz vieler Vereinfachungen sinnvolle Staumuster simuliert werden können.

Angesichts der hohen Komplexität der stattfindenden Niederschlagsprozesse, handelt es sich bei den angewandten Methoden um vergleichsweise einfache Ansätze zur Berücksichtigung des Gebirgseinflusses, wodurch sich Möglichkeiten für weitere Untersuchungen ergeben. Wie gezeigt eignen sich die diskutierten Methoden trotz ihrer Einschränkungen gut dazu, reinen Stationsinterpolationen sinnvolle und plausible Muster aufprägen zu können, ohne dabei Abstriche bei der Verifikation in Kauf nehmen zu müssen.

Literaturverzeichnis

- Adler, S., B. Chimani, S. Drechsler, K. Haslinger, J. Hiebl, V. Mayer, G. Resch, J. Rudolph, J. Vergeiner, C. Zingerle, G. Margio, A. Fischer, and B. Seiser (2015), *Das Klima von Tirol - Südtirol - Belluno*. pp. 102.
- Bica, B. (2007), *Aspekte der hochaufgelösten Niederschlagsanalyse in Gebirgsregionen mit Hilfe eines Variationsansatzes*. phdthesis, Universität Wien, pp. 147.
- Bott, A. (2016), *Synoptische Meteorologie - Methoden der Wetteranalyse und -prognose*. Springer Spektrum, 2nd edn., pp. 534. doi:10.1007/978-3-662-48195-0.
- Chow, F. K., S. F. J. De Wekker, and B. J. Snyder (2013), *Mountain Weather Research and Forecasting - Recent Progress and Current Challenges*. Springer Atmospheric Sciences, pp. 750. doi:10.1007/978-94-007-4098-3.
- Dittmann, E. (1995), Objektive Wetterlagenklassifikation. *Berichte des deutschen Wetterdienstes* **197**, pp. 44.
- Dorninger, M. (2016), Topografische und meteorologische Faktoren für extrem tiefe Temperaturminima in Kaltluftseen. *promet* **98**, 43–58.
- Frei, C. and J. Schmidli (2006), Das Niederschlagsklima der Alpen: Wo sich Extreme nahe kommen. *promet* **32**(1/2), 61–67.
- Frei, C. and C. Schär (1998), A precipitation climatology of the alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology* **18**, 873–900.
- Haiden, T., A. Kann, C. Wittmann, G. Pistotnik, B. Bica, and C. Gruber (2010), The Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis (INCA) System and Its Validation over the Eastern Alpine Region. *American Meteorological Society* **26**, 166–183. doi:https://doi.org/10.1175/2010WAF2222451.1.
- Haiden, T. and G. Pistotnik (2009), Intensity-dependent parameterization of elevation effects in precipitation analysis. *Advances in Geoscience* **20**, 33–38. doi:https://doi.org/10.5194/adgeo-20-33-2009.
- Johansson, B. and D. Chen (2003), The influence of wind and topography on precipitation distribution in Sweden: statistical analysis and modelling. *International Journal of Climatology* **23**, 1523–1535. doi:10.1002/joc951.
- Kiralj, R. and M. M. C. Ferreira (2009), Basic Validation Procedures for Regression Models in QSAR and QSPR Studies. *Journal of the Brazilian Chemical Society* **20**(4), 770–787. doi:10.1590/S0103-50532009000400021.
- Krause, P., D. P. Boyle, and F. Bäse (2005), Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geoscience* **5**, 89–97. doi:https://doi.org/10.5194/adgeo-5-89-2005.
- Krennert, T. (2010), *Die automatische Wetterlagenklassifikation WLKC733 - Hintergrund und Anwendung in Österreich*. ZAMG, pp. 28.
- Land Kärnten (2012), Klima atlas Kärnten. <http://www.klimaatlas.ktn.gv.at/>, zuletzt aufgerufen am 28.06.2021.

- Lauscher, F. (1976), Weltweite Typen der Höhenabhängigkeit des Niederschlags. *Wetter u. Leben* **28**, 80–90.
- Mayer, G. and A. Gohm (2006), Schnelle Strömungen durch Gebirgseinschnitte. *promet* **32**(1), 11–17.
- Meischner, P. (ed.) (2004), *Weather Radar. Principles and Advanced Applications..* Springer, pp. 337.
- Schöner, W. (2016), Niederschlag im Hochgebirge. *promet* **98**, 3–13.
- Seibert, P. and R. Steinacker (2016), Thermische Windsysteme über alpiner Topografie. *promet* **98**, 25–42.
- Smith, R. B. (1979), The Influence of Mountains on the Atmosphere. *Advances in Geophysics* **21**, 87–213.
- Smith, R. B. (2003), A linear upslope-time-delay model for orographic precipitation. *Journal of Hydrology* **282**, 2–9. doi:10.1016/S0022-1694(03)00248-8.
- Smith, R. B., Q. Jiang, M. G. Fearon, P. Tabary, M. Dorninger, J. D. Doyle, and R. Benoit (2003), Orographic precipitation and air mass transformation: An Alpine example. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **129**, 433–454. doi:10.1256/qj.01.212.
- Stanski, H. R., L. J. Wilson, and W. R. Burrows (1990), Survey of common Verification Methods in Meteorology pp. 81.
- Steinacker, R. (1991), Eine ostalpine Strömungslagenklassifikation, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien, pp. 8.
- Štrbac, D. (2014), Quantification and spatial Distribution of Precipitation on the Territory of Serbia. *Journal of the Geographical Institute Jovan Cvijic* **64**(3), 267–277. doi:10.2298/IJGI1403267S.
- Wallace, J. M. and P. V. Hobbs (2006), *Atmospheric Science. An introductory survey*, vol. 92 of *International Geophysics Series*. Elsevier, 2nd edn., pp. 483.
- Wastl, C. (2008), *Klimatologische Analyse von orographisch beeinflussten Niederschlagsstrukturen im Alpenraum*. Ph.D. thesis, Ludwig-Maximilians-Universität München, pp. 175.
- Weilguni, V. (2006), Regionalisierung des Niederschlags. *Wiener Mitteilungen* **197**, 71–92.
- Wilks, D. S. (2011), *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Elsevier, 3rd edn., pp. 676.
- WMO (2018), *Guide to Climatological Practices*, vol. 100. pp. 140.
- World Weather Research Programme (WWRP) (2017), Forecast Verification methods Across Time and Space Scales. <https://www.cawcr.gov.au/projects/verification/>, zuletzt aufgerufen am 28.06.2021.
- ZAMG (2012a), Klimaatlas Kärnten. <https://www.zamg.ac.at/cms/de/forschung/klima/klimatografien/klimaatlas-kaernten>, zuletzt aufgerufen am 28.06.2021.
- ZAMG (2012b), Klimamittel. <https://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/informationsportal-klimawandel/daten-download/klimamittel>, zuletzt aufgerufen am 28.06.2021.
- ZAMG (2012c), Klimanormalperiode 1981-2010. <https://www.zamg.ac.at/cms/de/forschung/klima/datensaetze/klimanormalperiode-198120132010>, zuletzt aufgerufen am 28.06.2021.

A. Anhang

Datum	Code	Dir	Zyk925	Zyk500	HumIdx	XX
2008-04-03	04ACD	04	A	C	D	15
2008-04-04	01ACD	01	A	C	D	12
2008-04-05	04ACD	04	A	C	D	15
2008-04-06	03AAD	03	A	A	D	04

Tabelle A.1: Ausschnitt aus der Wetterlagenklassifikation. Der fünfstellige Code ist in Spalte zwei angegeben. In den Spalten drei bis sechs wird der Code nach Strömungsrichtung, Zyklonalität auf 925 hPa und 500 hPa und Feuchteindex aufgeschlüsselt.

Experiment	Start	Ende	n	Schwellwert	Region	Jahreszeit
exp01	201901010000	201912312345	100	0.1	Klima, Tirol, Kärnten	jede Jahreszeit für ganzes Jahr
exp02	201901010000	201912312345	100	0.1	Klima, Tirol, Kärnten	jede Jahreszeit für ganzes Jahr
exp03	201901010000	201912312345	100	0.1	Klima, Tirol, Kärnten	jede Jahreszeit für ganzes Jahr
exp04	201901010000	201912312345	100	0.1	Klima, Tirol, Kärnten	Jahreszeit laufend angepasst
exp05	201901010000	201912312345	100	0.1	Klima, Tirol, Kärnten	konstant (Jahresdaten)
exp06	201901010000	201912312345	100	0.1	Klima, Tirol, Kärnten	konstant (Jahresdaten)
exp07	201901010000	201912312345	100	0.5	Klima, Tirol, Kärnten	konstant (Jahresdaten)
exp08	201901010000	201912312345	100	0.2	Klima, Tirol, Kärnten	konstant (Jahresdaten)
exp09	201901010000	201912312345	100	0.4	Klima, Tirol, Kärnten	konstant (Jahresdaten)
exp10	201901010000	201912312345	100	0.3	Klima, Tirol, Kärnten	konstant (Jahresdaten)
exp11	201901010000	201912312345	100	0.05	Klima, Tirol, Kärnten	konstant (Jahresdaten)
exp12	201901010000	201912312345	100	0.01	Klima, Tirol, Kärnten	konstant (Jahresdaten)

Tabelle A.2: Überblick über die Einstellungen der Kreuzvalidierungen für die Höhenmethode.

Experiment	Start	Ende	n	Schwellwert	Muster	Zellvermeidung	Verzögerung
exp13	201901010000	201912312345	100	0.1	Klimatologie (WLK)	keine	keine
exp14	201901010000	201912312345	100	0.1	Klimatologie (Windinfo)	Anti1, Anti2	keine
exp15	201901010000	201912312345	100	0.1	Simulation	Anti1, Anti2	keine
exp16	201901010000	201912312345	100	0.1	Simulation	Anti1, Anti2	opt3 (WLK)
exp17	201901010000	201912312345	100	0.1	Simulation	Anti1, Anti2	opt3A (WLK)
exp18	201901010000	201912312345	100	0.1	Simulation	Anti1, Anti2	opt3 (Wind)
exp19	201901010000	201912312345	100	0.1	Simulation	Anti1, Anti2	opt3A (Wind)
exp20	201601010000	201912312345	100	0.1	Klimatologie (WLK)	keine	keine
exp21	201601010000	201912312345	100	0.1	Klimatologie (Windinfo)	Anti1, Anti2	keine
exp22	201601010000	201912312345	100	0.1	Simulation	Anti1, Anti2	keine
exp23	201601010000	201912312345	100	0.1	Simulation	Anti1, Anti2	opt3 (WLK)
exp24	201601010000	201912312345	100	0.1	Simulation	Anti1, Anti2	opt3A (WLK)
exp25	201601010000	201912312345	100	0.1	Simulation	Anti1, Anti2	opt3 (Wind)
exp26	201601010000	201912312345	100	0.1	Simulation	Anti1, Anti2	opt3A (Wind)
exp27	201901010000	201912312345	100	≥ 10 Stat: 0.1	Klimatologie (WLK)	keine	keine
exp28	201901010000	201912312345	100	≥ 10 Stat: 0.1	Klimatologie (Windinfo)	Anti1, Anti2	keine
exp29	201901010000	201912312345	100	≥ 10 Stat: 0.1	Simulation	Anti1, Anti2	keine
exp30	201901010000	201912312345	100	≥ 10 Stat: 0.1	Simulation	Anti1, Anti2	opt3 (WLK)
exp31	201901010000	201912312345	100	≥ 10 Stat: 0.1	Simulation	Anti1, Anti2	opt3A (WLK)
exp32	201901010000	201912312345	100	≥ 10 Stat: 0.1	Simulation	Anti1, Anti2	opt3 (Wind)
exp33	201901010000	201912312345	100	≥ 10 Stat: 0.1	Simulation	Anti1, Anti2	opt3A (Wind)
exp34	201601010000	201912312345	100	≥ 10 Stat: 0.1	Klimatologie (WLK)	keine	keine
exp35	201601010000	201912312345	100	≥ 10 Stat: 0.1	Klimatologie (Windinfo)	Anti1, Anti2	keine
exp36	201601010000	201912312345	100	≥ 10 Stat: 0.1	Simulation	Anti1, Anti2	keine
exp37	201601010000	201912312345	100	≥ 10 Stat: 0.1	Simulation	Anti1, Anti2	opt3 (WLK)
exp38	201601010000	201912312345	100	≥ 10 Stat: 0.1	Simulation	Anti1, Anti2	opt3A (WLK)
exp39	201601010000	201912312345	100	≥ 10 Stat: 0.1	Simulation	Anti1, Anti2	opt3 (Wind)
exp40	201601010000	201912312345	100	≥ 10 Stat: 0.1	Simulation	Anti1, Anti2	opt3A (Wind)

Tabelle A.3: Überblick über die Einstellungen der Kreuzvalidierungen für die Staumethode.

Muster	MAE [mm]	RMSE [mm]	CORR [1]	NASH [1]
Max 1	0,12	0,22	0,03	-9,88
Max 2	0,12	0,21	0,06	-9,64
Max 3	0,12	0,22	0,03	-9,79
Max 4	0,11	0,21	0,05	-9,63
Sommermuster	0,11	0,18	0,07	-6,33
Wintermuster	0,12	0,21	0,05	-9,69

Tabelle A.4: Verifikationsscores für die vier Simulationen aus Abbildung A-4, sowie für das finale Sommer- und Wintermuster.

Project title	Location	Year	Objective
N/A	South Wales	1970s	Precipitation enhancement over small hills
Sierra - Cooperative Project	Sierra Mountains	late 1970s-1980s	Precipitation evolution, thermodynamics, and microphysics over a wide barrier with landfalling storms
Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMES)	Taiwan	1987	The effects of orography on the Mei-Yu front and on mesoscale convective systems
Hawaiian Rainband Experiment (HARP)	Hawaii	1990	Diurnal variability of precipitation around isolated topography
Costal Observation and Simulation with Topography (COAST)	Olympic Mountains	1993	Precipitation and kinematic evolution over isolated barrier
Winter Icing Storms Project (WISP)	Colorado Front Range	1994	Ice nucleation, super-cooled water, and precipitation evolution along the Front Range
Southern Alpine Precipitation Experiment (SALPEX)	New Zealand Alps	1996	Understanding the processes through which the Southern Alps (narrow steep barrier) influence precipitation
Mesoscale Alpine Programme (MAP)	Alps	1999	Linkage of moist dynamics (blocked and unblocked flow) with precipitation distribution and processes
California Landfalling Jets Experiment CALJET / Pacific Jets (PACJET)	California coastal mountains	1998,2000-2001	Coastal precipitation enhancement, warm rain processes, and atmospheric rivers
Improvement of Microphysical Parameterization through Observational Verification Experiment (IMPROVE-2)	Central Oregon Cascades	2001	Precipitation processes and microphysics, and the role of gravity waves on precipitation
Intermountain Precipitation Experiment (IPEX)	Wasatch Mountains	2001	Precipitation processes, diabatic impacts, and microphysics for narrow barrier
Southern Andes Project	Southern Andes	2005	Air mass transformation and isotope analysis
Convective Orographic Precipitation Experiment (COPS)	Southwest Germany	2007	Study orographically - induced convective precipitation

Tabelle A.5: Überblick über große Feldstudien zum Thema des orographischen Niederschlages. Tabelle aus Chow et al. (2013)

Übersicht über die erstellten künstlichen Topographiefelder

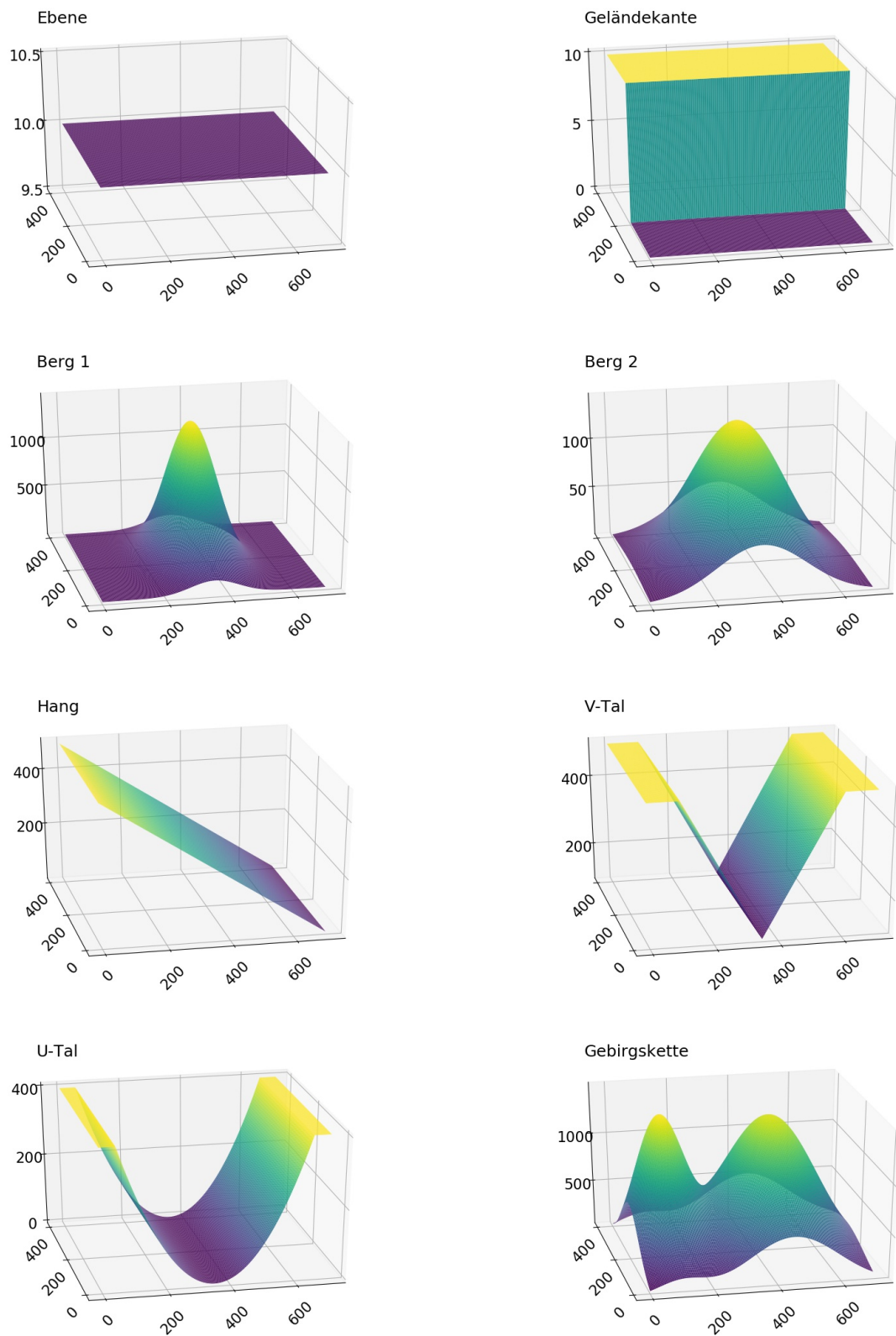


Abbildung A-1: künstliche Topographiefelder zum Testen der Höhenmethode.

Niederschlagsklimatologie (Windinfo)

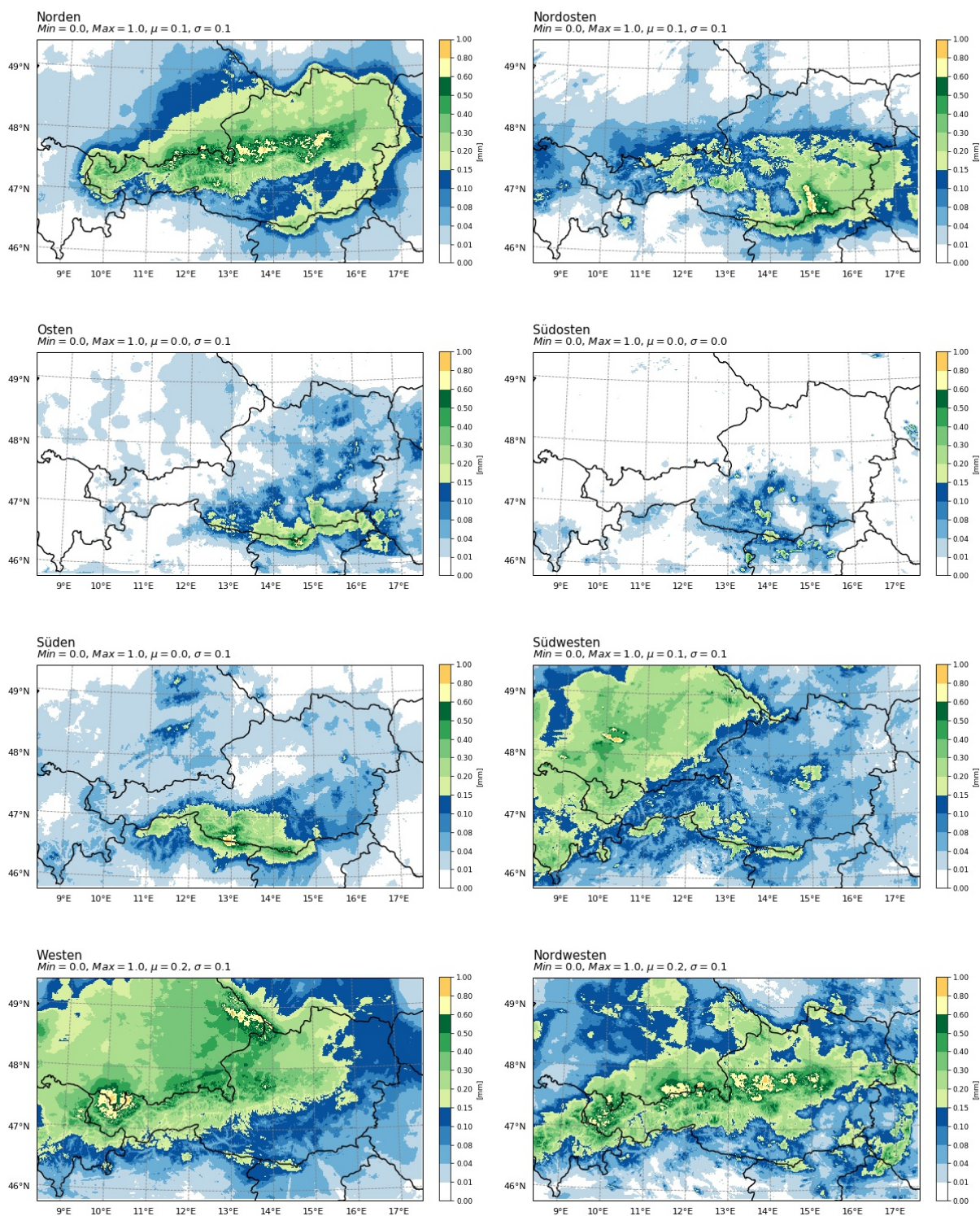


Abbildung A-2: Niederschlagsklimatologien für die vier Haupt- und Nebenhimmelsrichtungen auf Basis von Windmessungen.

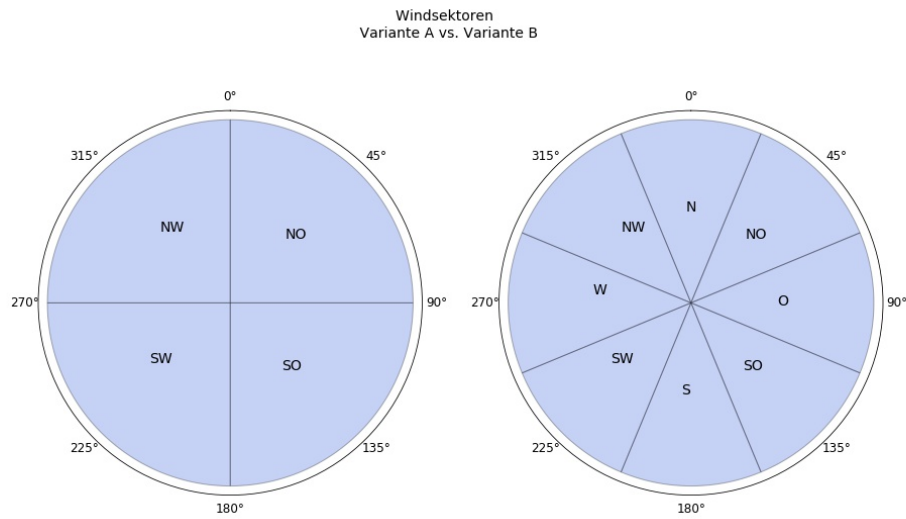


Abbildung A-3: Verwendete Windsektoren in Variante A und B zur Berechnung der Klimatologien

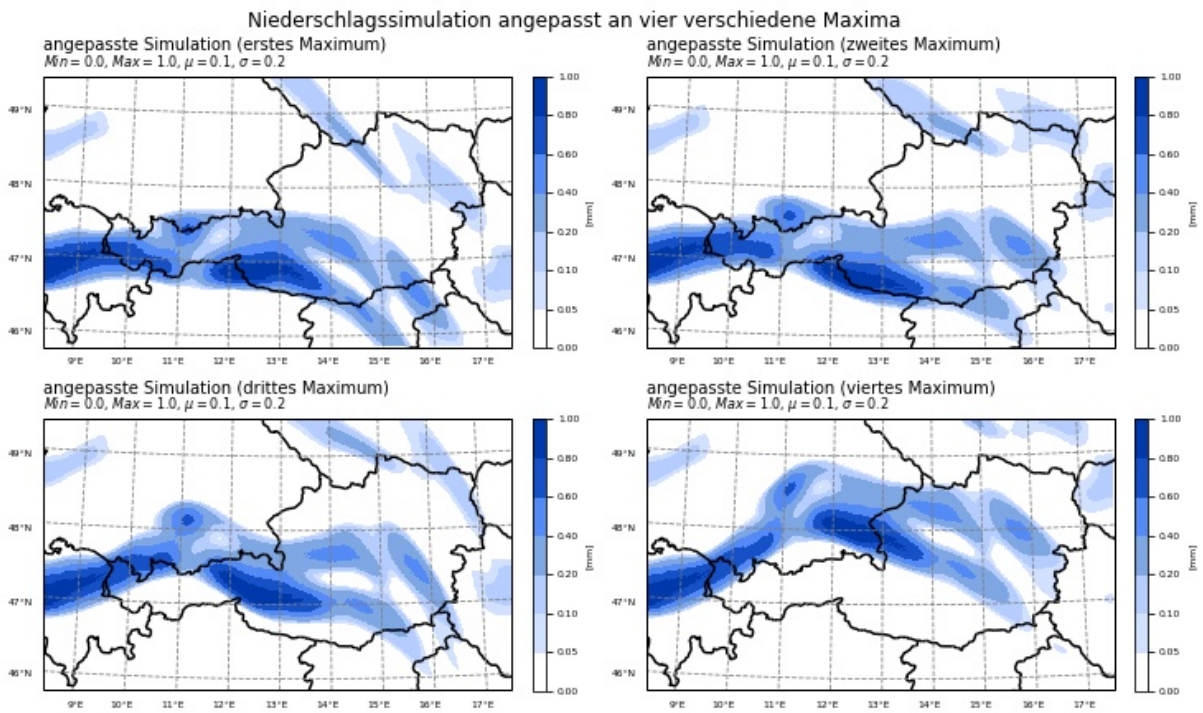


Abbildung A-4: In dieser Abbildung sind die Niederschlagssimulationen zu sehen, wenn an das erste, zweite, dritte und vierte Maximum der Niederschlagsklimatologie angepasst wird

Ergebnisse der Niederschlagssimulation unverschoben

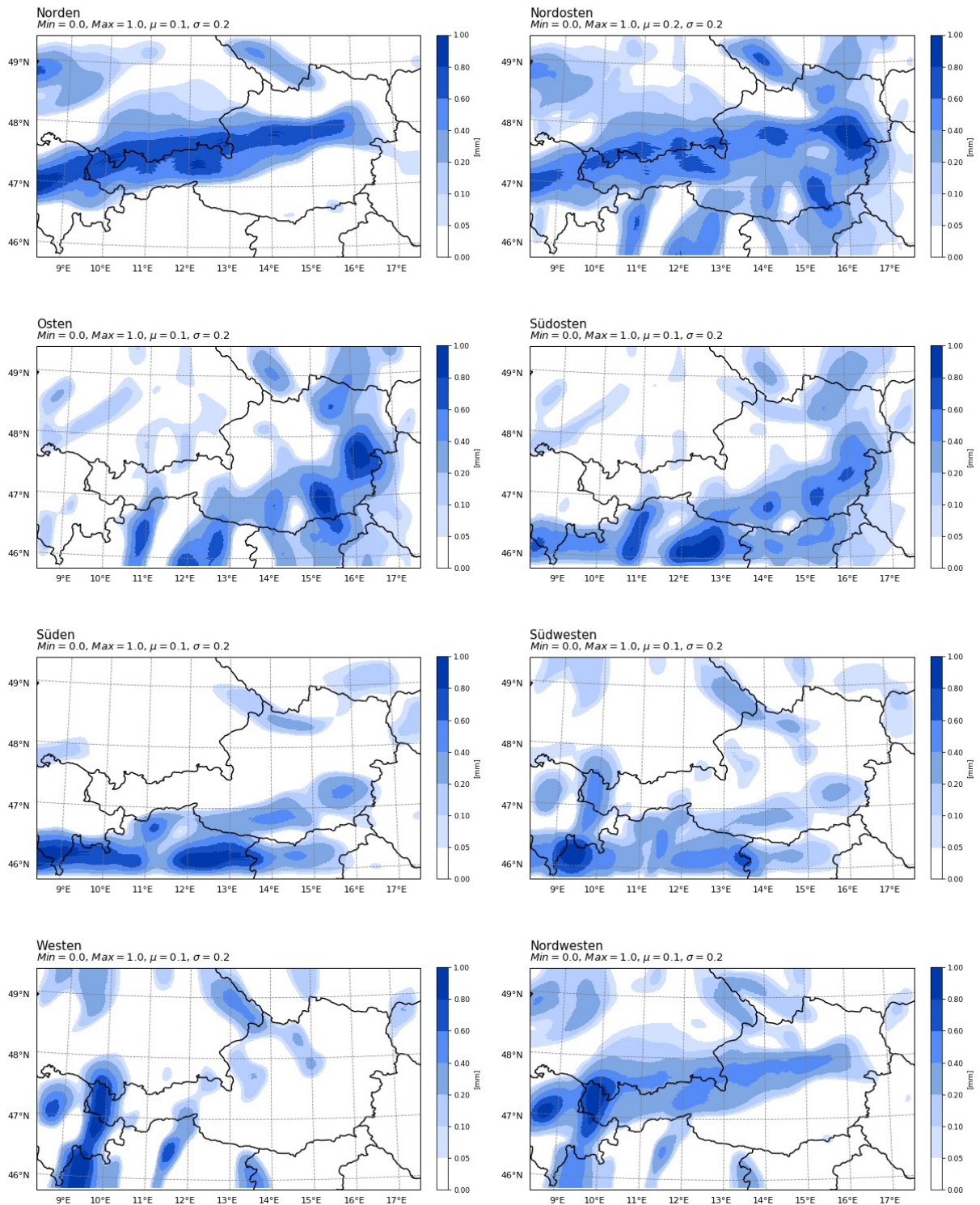


Abbildung A-5: Resultierende Simulationen bei Anwendung des linearen Modells von Smith für acht verschiedene Anströmungsrichtungen.

Ergebnisse der Niederschlagssimulation WLK-Klimatologie und opt3

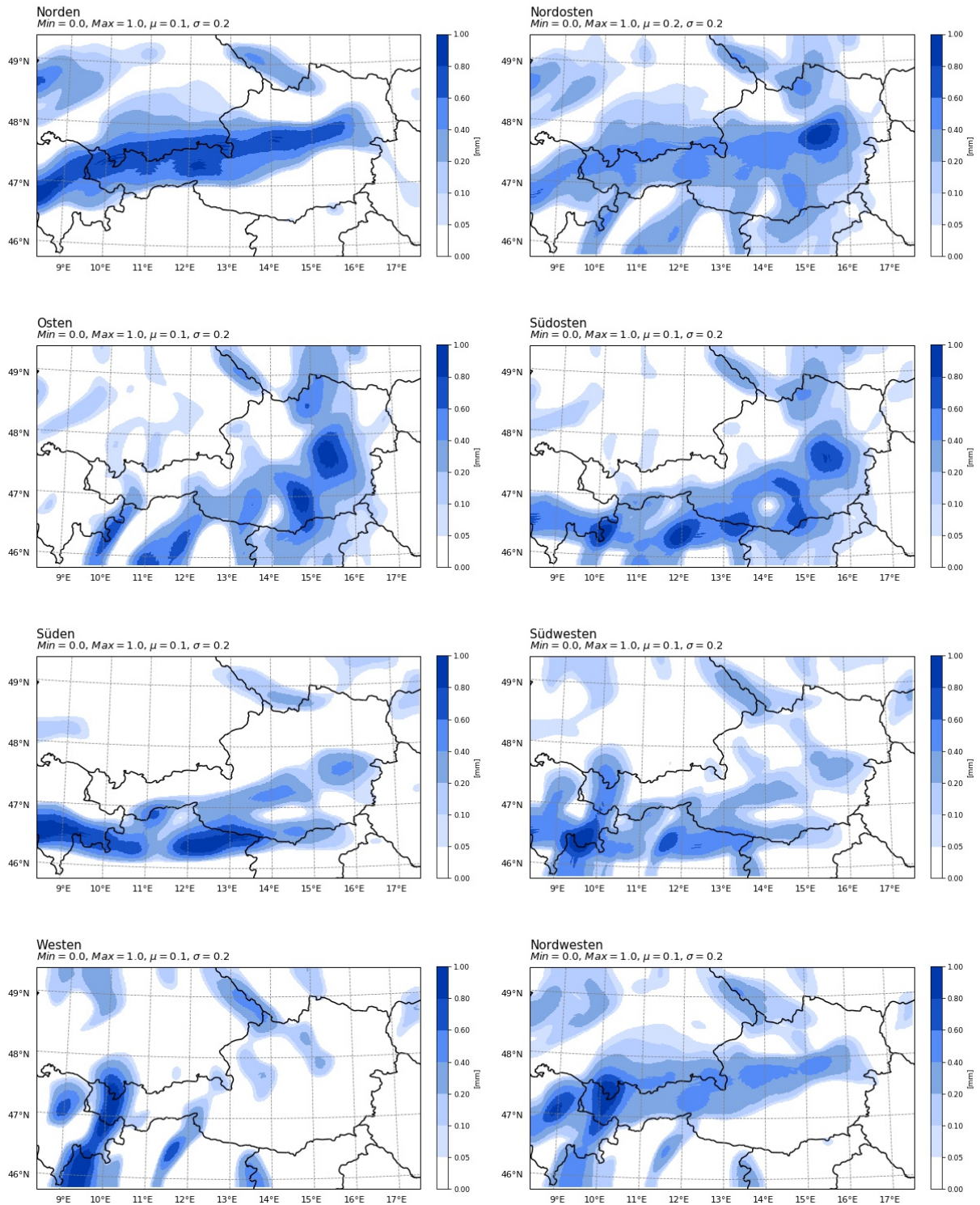


Abbildung A-6: Bei diesen Simulationen kommt zur Berücksichtigung der Verzögerung die WLK-Klimatologie (Variante A) zum Einsatz. Dabei wird die Verschiebung unter Anwendung von Methode opt3 (vgl. Tabelle 4.4) durchgeführt.

Ergebnisse der Niederschlagssimulation WLK-Klimatologie und opt3A

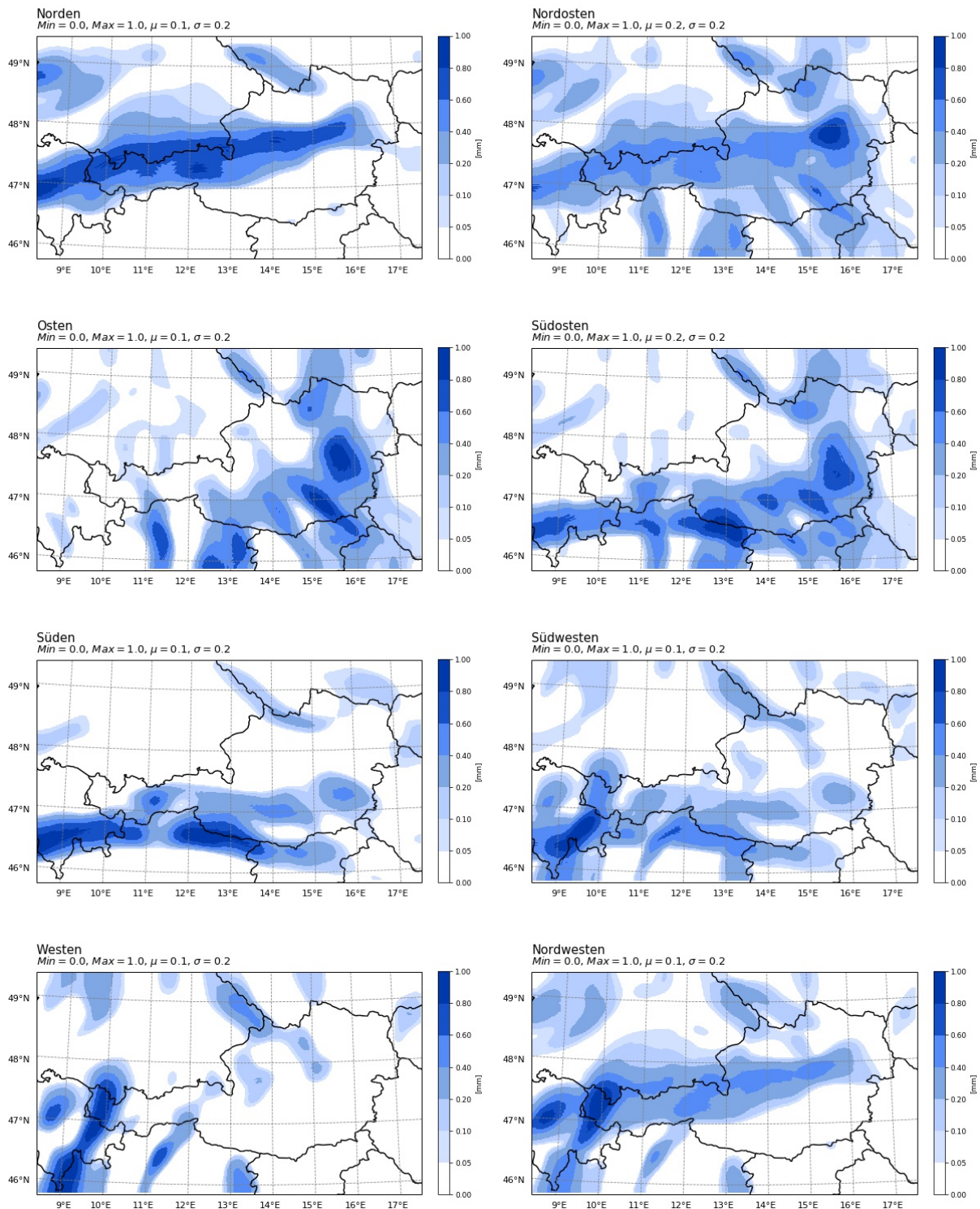


Abbildung A-7: Auch bei diesen Simulationen kommt zur Berücksichtigung der Verzögerung die WLK-Klimatologie (Variante A) zum Einsatz. Die Verschiebung wird aber nun unter Anwendung von Methode opt3A (vgl. Tabelle 4.4) durchgeführt.

Ergebnisse der Niederschlagssimulation Windinfo-Klimatologie und opt3

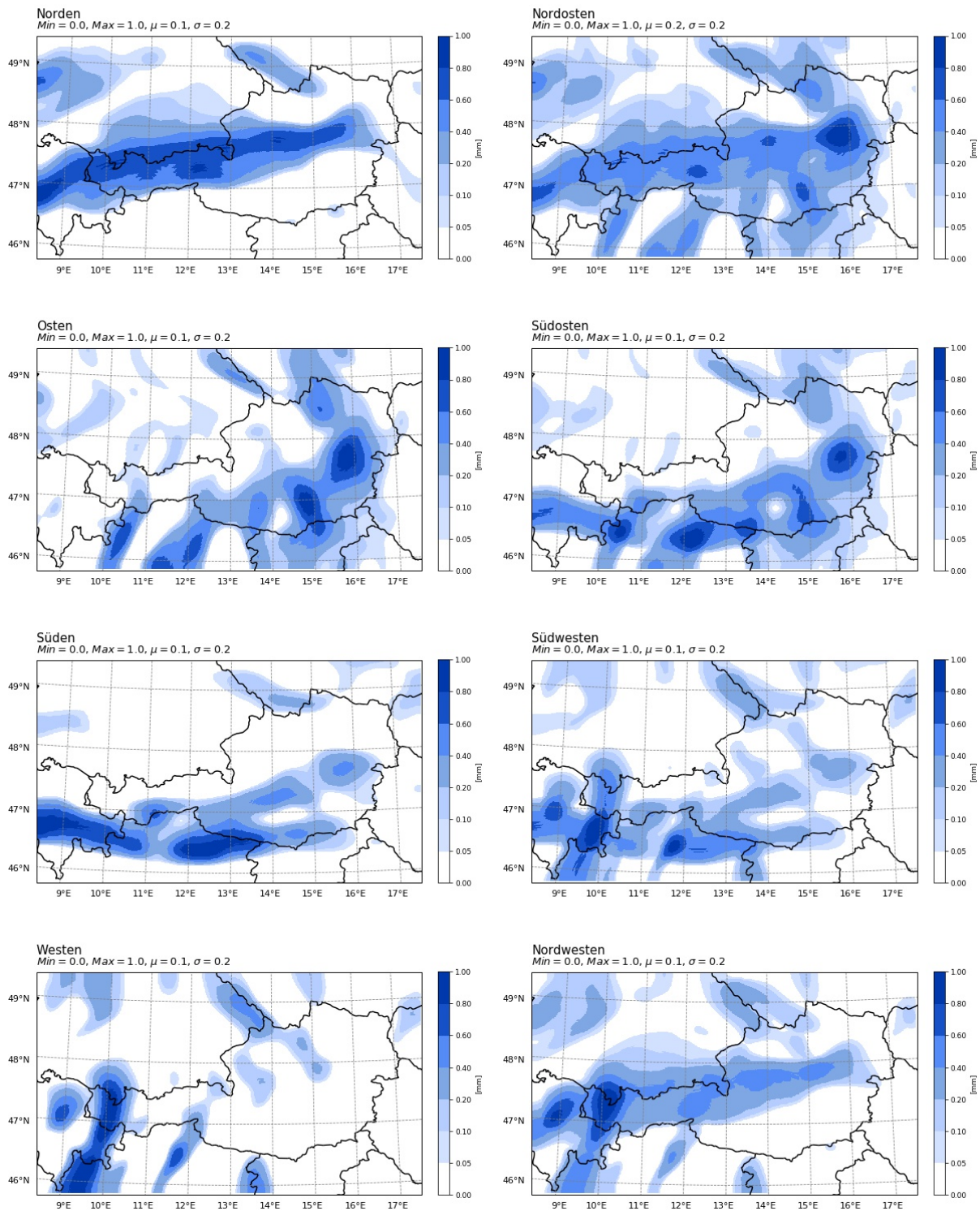


Abbildung A-8: Bei den Simulationen dieser Übersicht wird die Verzögerung auf Basis der Windinfo-Klimatologie (Variante B) und unter Anwendung der Verschiebungsmethode opt3 (vgl. Tabelle 4.4) berücksichtigt.

Ergebnisse der Niederschlagssimulation Windinfo-Klimatologie und opt3A

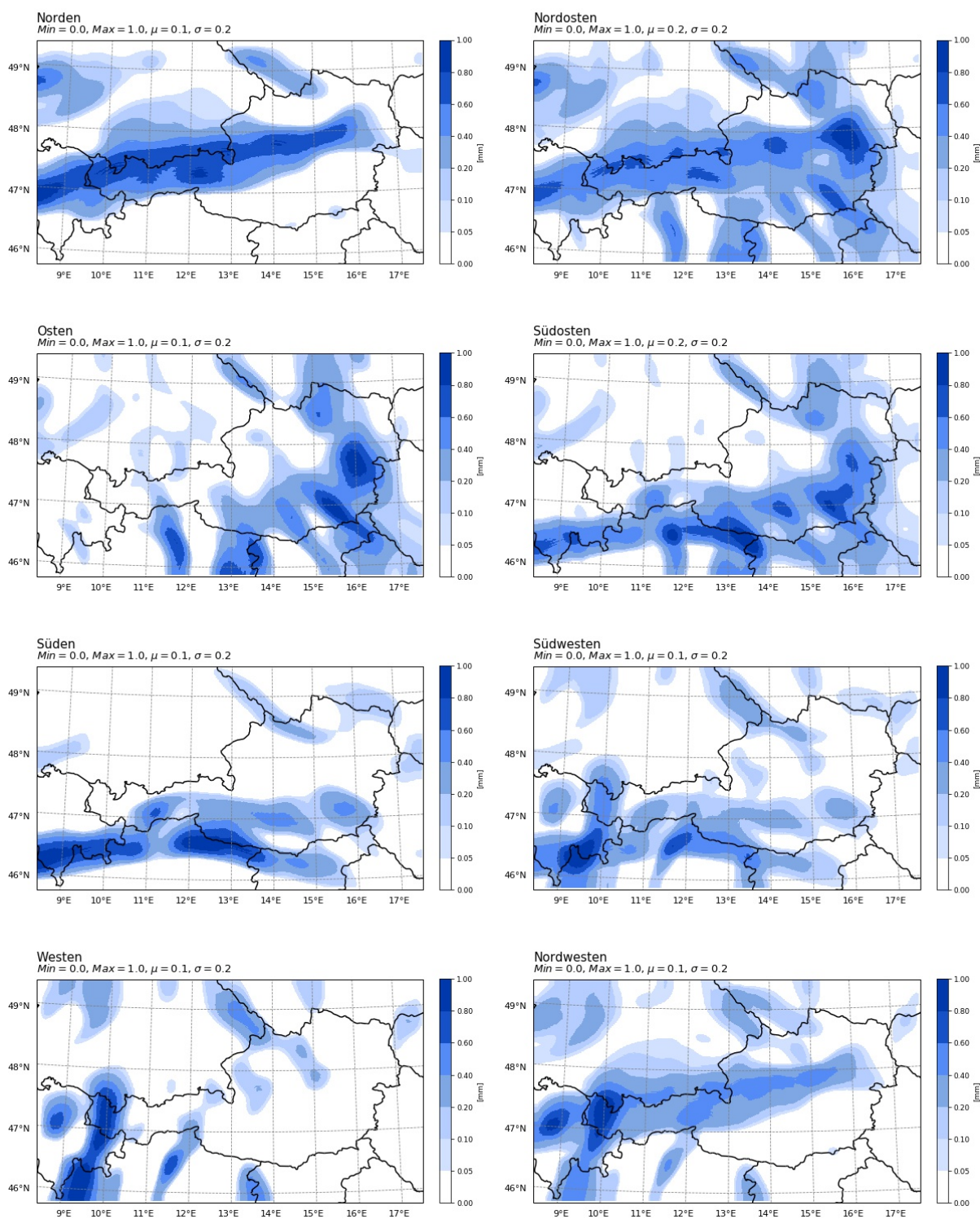


Abbildung A-9: Bei diesen Simulationen wird wieder die Windinfo - Klimatologie (Variante B) zur Berücksichtigung der Verzögerung verwendet. Im Unterschied zur vorherigen Abbildung wird nun die Methode opt3A aus Tabelle 4.4 angewendet.

Kontingenztabelle mit MAE und Korrelationskoeffizienten

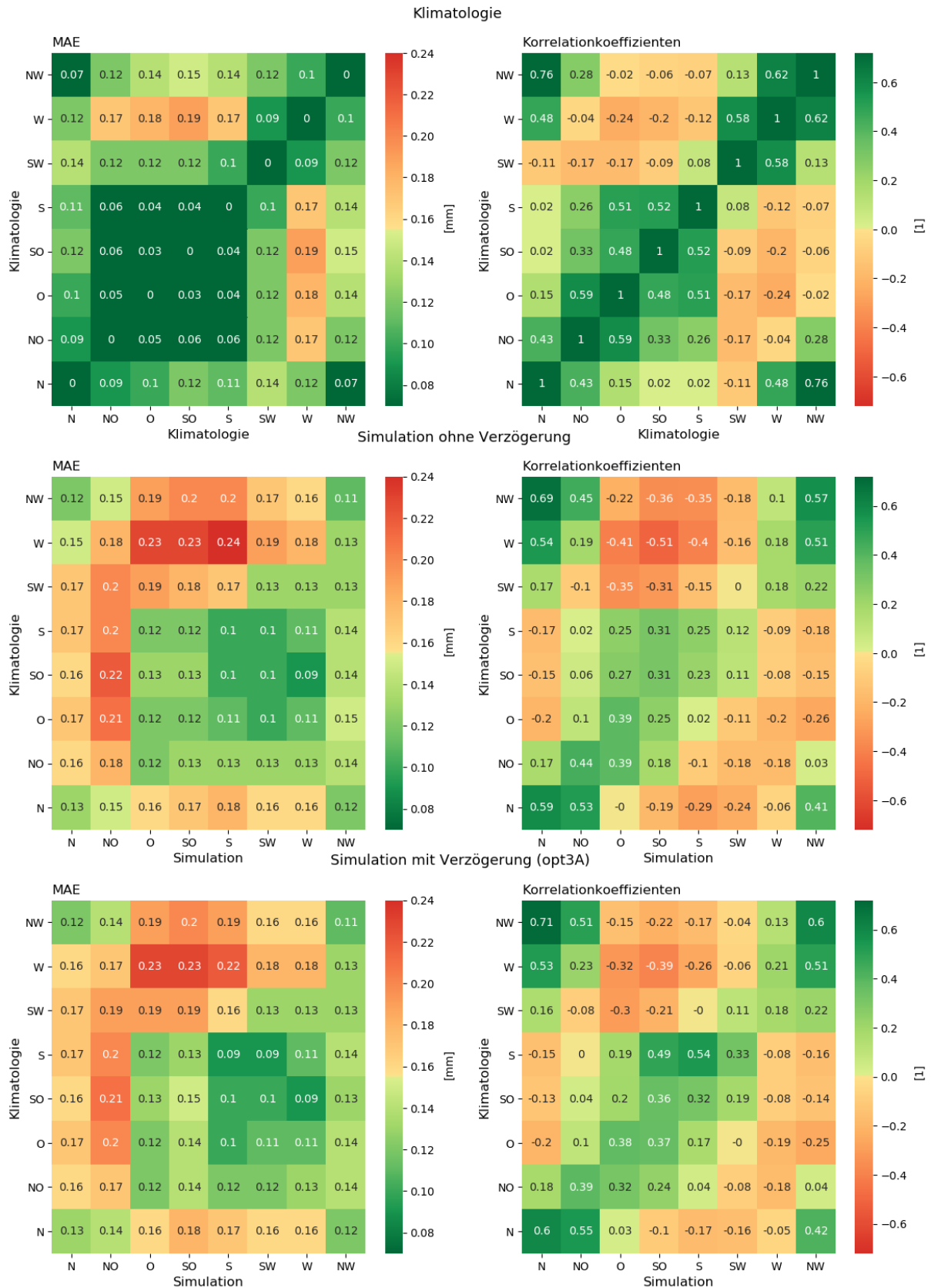


Abbildung A-10: MAE und Korrelationskoeffizienten dargestellt als Kontingenztabelle. Der Unterschied der Tabellen liegt im verwendeten Muster. Für die Tabellen der ersten Zeile wird die Klimatologie mit der Klimatologie verifiziert, während für die Tabellen der zweiten und dritten Zeile Simulationen (mit und ohne Verzögerung) verwendet werden.