OAW

Hydrologie Österreichs

Multi Data Precipitation Analysis

Endbericht

Ao. Univ. Prof. (i. R.) Dr. Georg Skoda

Mag. Niko Filipovic

Institut für Meteorologie und Geophysik

Universität Wien

MULTI-DATA PRECIPITATION ANALYSIS

ENDBERICHT, 3. JAHR

Inhalt

1	Einleitung	2
2	Statistische Distanz	4
2.1	Methode	4
2.2	Unterschied zwischen statistischer und geometrischer Distanz	5
2.3	Messstelleninterpolation statistisch vs. geometrisch	7
3	Fallbeispiele	14
4	Downscaling von Modelldaten	20
5	Stochastische Simulation	22
6	Statistische Distanz bei kurzen Dauerstufen	28
6.1	Methodik	28
6.2	Ergebnisse	29
7	Erreichen der Projektziele	32

Zusammenfassung

Das Ziel des Projekts ist die Zusammenführung von Niederschlagsdaten verschiedener Beobachtungssysteme zum Zweck einer Verbesserung von Niederschlagsanalysen und -prognosen in Österreich. Zu den weiterführenden Einzelheiten zum Projektverlauf siehe die Projektberichte ([3],[18],[19]). Die Beobachtungen des bodengebundenen Stationsnetzes gelten als verlässlichste Grundinformation für die Niederschlagsanalyse und so war die Ausschöpfung des Potentials dieser wichtigen Informationsquelle ein wesentlicher Teil dieses Projekts. In Kombination mit anderen Beobachtungssystemen wie mittels Radar und Satelliten gelten die Stationsdaten als Referenz - auch "ground truth" genannt. Die Anzahl der meldenden Stationen im operationellen Wetterdienst spielt eine große Rolle bei der Ermittlung von Gebietsniederschlägen. Im Rahmen dieses Projekts wird eine neue Methode zur Verdichtung des operationellen Stationsnetzes implementiert und evaluiert. Mit der stochastischen Simulation, angepasst an die gegebenen Beobachtungsdaten, werden Ensembles von Niederschlagsrealisierungen generiert. Eine *Alternative zu den klassischen Regionalisierungsverfahren* wie etwa Kriging liegt hiermit vor. Für die Niederschlags-Tagessummen wurde mit dem Konzept der statistischen Gewichtung nach Ahrens (2006)[1] im Gegensatz zur Inverse Distance Methode (IDW) eine Verbesserung bei der Interpolation im topografisch stark gegliederten Gelände erreicht. Die ersten Ergebnisse einer Anwendung auf kurze Akkumulationsintervalle in einem begrenztem Gebiet (Niederösterreich und Wien), im Rahmen eines Pilotprojekts, zeigen für beide Gewichtungsmethoden nur mäßige Interpolationseffizienz. Dies liegt an den bekannten Problemen der räumlich-zeitlichen Erfassung von konvektiven Niederschlägen mit einem dünnen Messstellennetz.

1 Einleitung

Der Niederschlag ist im Unterschied zu anderen meteorologischen Variablen wie Luftdruck oder Temperatur eine sehr inhomogen verteilte Größe mit einer beachtlichen räumlichen und zeitlichen Variabilität. Das macht die Vorhersage dieses wichtigen Wetterparameters umso schwieriger. Die Prognose des Niederschlags ist eine sehr wichtige Eingangsgröße, z.B. im Bereich der hydrologischen Hochwasserwarnung. Auf der meteorologischen Seite sind die Niederschlagsvorhersagemodelle an die Qualität von Beobachtungsdaten angewiesen, die zur Initialisierung und Validierung der Modelle gebraucht werden. Die Niederschlagsmessungen erfolgen auf verschiedenen Skalen, angefangen bei der "Punkt"-Skala der Stationsbeobachtungen bis zu größeren Skalen von Radar- bzw. Satellitenbeobachtungen. Große räumliche und zeitliche Variabilität der Stationsverteilung sowie das Clustering (Zusammenlagerung) von Stationen lässt den Analysemodellen viel Spielraum bei der Darstellung der räumlichen Niederschlagsverteilung in unbeobachteten Regionen. Deswegen wird versucht das Fehlen an direkten Beobachtungen zwischen den Stationen durch Hinzunahme indirekter Beobachtungen, soweit vorhanden, zu kompensieren, wie z.B. Radar- oder Satellitenmessungen sowie numerische Vorhersagen für den Zeitpunkt der Analyse. Diese Daten müssen auf geeignete Weise für die Verwendung in der Analyse entsprechend aufbereitet und kombiniert werden.

Je dünner das Messnetz besetzt ist, desto größer wird die Fläche, die durch eine Station repräsentiert wird und umso größer ist die Abweichung der Messung von der "Wahrheit". Die Effizienz der Regionalisierungsverfahren sowie Methoden zur Kombination von Stationsdaten mit den Daten vom Radar bzw. Satellit hängt wesentlich von der Repräsentativität der Stationsmeldungen ab. In manchen Gebieten ist die Hinzunahme von Zusatzinformation anderer Beobachtungssysteme nur beschränkt möglich. In den hochalpinen Regionen ist die Information von Radarmessungen aufgrund der Schwierigkeiten, die mit der Ausbreitung von Radarstrahlen im Gebirge verbunden sind, nicht überall vorhanden. In solchen Regionen ist dazu noch die räumliche Dichte von operationellen Stationen am geringsten. Bei einem Niederschlagsereignis entstehen somit größere Lücken im Beobachtungsfeld, die im Analysealgorithmus, wenn keine andere Information vorhanden ist, künstlich geschlossen werden.

Es existiert in Österreich neben dem operationellen TAWES-Netz (betrieben durch die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG)) ein weiteres Netz von Niederschlagsmessstellen - HZB-Netz des Hydrographischen Zentralbüros - mit einer größeren zeitlichen Auflösung von 1 Tag aber wesentlich besserer räumlicher Verteilung der Stationen. Aufgrund der hohen skalenabhängigen Variabilität der Niederschlagsprozesse, ist die Verwendung von Daten, die unterschiedliche Skalen repräsentieren, mit Schwierigkeiten verbunden, sei es in einer Kombination von Daten verschiedener Beobachtungssysteme oder in der Validierung von Modellergebnissen auf einer Skala mit den Beobachtungen auf anderen Skalen (Tustison et al. (2001)[22]).

Die Kombination von Radar-Niederschlagsdaten mit den Messungen der Bodenstationen bedarf einer adäquaten Methode, die die Skalenunterschiede dieser beiden Beobachtungssysteme berücksichtigt. Ein weiterer Aspekt der beachtet werden muss, ist die hohe räumliche und zeitliche Variabilität des Niederschlags, welcher ein sehr dynamischer Prozess ist. Innerhalb der Fläche eines Radarpixels ist unter Umständen mit einer erheblichen Variabilität des Niederschlags zu rechnen. Untersuchungen in Dänemark (Jensen N.E., Pedersen L., 2005)[13] mit 9 Niederschlagsstationen auf einem ebenen, offenen Gelände innerhalb eines Radarpixels der Größe von 500x500 Meter haben gezeigt, dass die räumliche Variabilität des gemessenen Niederschlags, ausgedrückt durch den Variationskoeffizienten (Standardabweichung in Prozenten des Mittelwertes), von Ereignis zu Ereignis unterschiedlich und zum Teil beachtlich hoch sein kann. Um der natürlichen Variabilität

des Niederschlags Rechnung zu tragen, ist ein sehr dichtes Netz von Stationen notwendig, sowohl für die Kalibrierung von Radardaten als auch für die Kombination von Radar- und Ombrometerdaten.

In Gebieten mit einer starken Reliefgliederung, wie im inneralpinen Bereich, ist der Einsatz vom Radar in der Niederschlagsbeobachtung sehr eingeschränkt aufgrund der Behinderung der Strahlenausbreitung durch das Gebirge. Oft sind die wenigen operationellen Niederschlagsmessstellen die einzige Datenquelle die in solchen Gegenden zur Verfügung steht. Eine wertvolle Information könnte von benachbarten Messstellen, die nicht im operationellen Betrieb stehen und eine längere Akkumulationszeit haben (1 Tag), gewonnen werden. Besonderen Augenmerk verdienen solche Gegenden, wo die indirekt gewonnene Information oft fehlt oder mit großer Unsicherheit behaftet ist. Deshalb wird in dieser Arbeit den Untersuchungen zur Gewinnung von Zusatzinformation aus den Beobachtungen der Bodenstationen viel Raum gewidmet, weil gute Information aus den direkten Beobachtungen eine solide Basis für jede weitere Verwendung bildet.

Die nicht-operationellen HZB-Stationen mit der zeitlichen Auflösung von 1 Tag sind räumlich wesentlich dichter verteilt als die operationellen TAWES-Stationen, die im 15 Minuten-Intervall ihre Meldungen abgeben (siehe Abbildung 1). Einmal am Tag sind an beiden Stationsorten Tagessummen vorhanden und so ist es möglich über mehrere Tage bzw. Jahre aus den beiden Größen eine statistische Beziehung bezüglich Tagessummen herzuleiten: Zwischen jedem Stationspaar ist es möglich eine Distanz im statistischen Sinne herzuleiten, die die Proximität dieser Stationspaare beschreibt. Voraussetzung dafür ist, dass zu einem Zeitpunkt an beiden Stationen Messungen vorliegen. Die Methode der Berechnung von statistischen Distanzen wird im Abschnitt 2.1 auf Seite 4 erklärt. Die Kombination beider Messnetze wird anhand der Tagessummen untersucht.

Für die operationelle Anwendung in höherer zeitlicher Auflösung wird eine Disaggregation von Tagessummen von HZB-Messungen auf die zeitliche Auflösung von TAWES notwendig. In einem Pilotprojekt in Kooperation mit der ZAMG wird die Kombination von TAWES- und HZB-Messungen auf einer kürzeren zeitlichen Stufe (1 Stunde bzw. 15 Minuten) anhand von zeitlich höher aufgelösten HZB-Daten in Niederösterreich, die für diese Studie zur Verfügung gestellt wurden, untersucht.

Abbildung 1: Niederschlagsmessnetz in Österreich. Erläuterung im Text.

2 Statistische Distanz

2.1 Methode

Existieren an den Beobachtungs- und Interpolationsstationen ausreichend lange Niederschlagszeitreihen, so kann neben dem räumlichen Abstand zwischen den Stationen auch eine statistische Distanz zwischen den Datenreihen definiert werden. Sie beruht auf der quadratischen Differenz zwischen den zur gleichen Beobachtungszeit an den Messstellen gemessenen Niederschlagswerten. Ahrens (2006)[1] definiert die statistische Distanz γ zwischen der Interpolationsstation (0) und Beobachtungsstation (α) als

$$\gamma_{0\alpha} = \frac{1}{2T} \sum_{t=1}^T (P_{t0} - P_{t\alpha})^2 . \quad (1)$$

P_{t0} stellt den Niederschlagswert am Interpolationspunkt 0 zum Zeitpunkt t und $P_{t\alpha}$ den zum gleichen Zeitpunkt gemessenen Niederschlagswert an der Beobachtungsstation α dar. T ist die Anzahl der Beobachtungstermine (nur Termine mit messbarem Niederschlag). Die Distanz γ kann, ähnlich wie in der Definition des Variogramms beim Kriging, im Sinne des Trägheitsmoments der Punktwolke um die 45°-Gerade im Scatterplot zweier Messstellen verstanden werden. Zur Veranschaulichung sind in Abbildung 2 die zum gleichen Zeitpunkt gemessenen Niederschlagswerte einer TAWES- und einer HZB-Messstelle gegeneinander aufgetragen. Die Punkte im Diagramm sind 15 Minuten-Werte. Die orthogonale Distanz d eines Punktes (x, y) von der 45°-Linie kann ausgedrückt werden als

$$2d^2 = (x - y)^2 \text{ bzw. } d^2 = \frac{1}{2} (x - y)^2 \quad (2)$$

und das Trägheitsmoment I aller Punkte i (n = Anzahl der Punkte) um die 45°-Linie kann berechnet werden als:

$$I = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n d_i^2 . \quad (3)$$

Setzt man nun für jeden Punkt entsprechende Distanz zur 45°-Geraden in Gl.(3) ein, so erhält man eine Form, die mit Gl.(1) identisch ist. Auf diese Weise wird die zeitliche Abhängigkeit zweier Stationen in Beziehung gebracht. Die mittels Gl.(1) berechnete Distanz kann die im Inverse-Distance-Weighting (kurz IDW) Schema verwendete geometrische Distanz bei der Gewichtung von interpolierten Beobachtungswerten P_α ersetzen.

Die Interpolation von Niederschlagswerten P von α umgebenden Stationen zur Station 0 geschieht im IDW-Schema nach folgender Formel:

$$P_0 = \frac{\sum_{\alpha=1}^n P_\alpha w_\alpha}{\sum_{\alpha=1}^n w_\alpha} \quad (4)$$

mit den Gewichten

$$w_\alpha = \frac{1}{d_{0\alpha}^\lambda} \quad (5)$$

wobei d die geometrische Distanz zwischen der Interpolationsstation P_0 und der Beobachtungsstation P_α bezeichnet. Der Exponent λ kann variiert werden und muß vor der Interpolation festgesetzt werden. Allgemein gilt: Kleiner Exponent kennzeichnet geringe räumliche Variabilität. Die Wahl von λ hängt von der Variablen die interpoliert wird sowie von der Akkumulationszeit der Messungen ab. Für Niederschlag und Tagessummen hat sich gezeigt, dass $\lambda = 2$ optimal ist (Haiden et al (2008)[10]).

Dirks et al. (1998)[7] haben mit den Daten von der Norfolkinsel gezeigt, dass der Exponent für Jahressummen gleich 1, Monats- bzw. Tagessummen gleich 2 und Stundensummen gleich 3 den kleinsten Interpolationsfehler ergibt.

Abbildung 2: Scatterplot von Niederschlagsmesswerten an einer TAWES- und an einer HZB-Station. Die Koordinaten der Punkte stellen beobachtete Niederschlagsmengen zum gegebenen Zeitpunkt dar. Erklärung der Linien im Text.

Die geometrische Distanz d zwischen 2 Punkten mit den Koordinaten $(lon1, lat1)$ und $(lon2, lat2)$ wird auf dem Großkreis berechnet:

$$d = 2 \cdot \arcsin \sqrt{\sin \left(\frac{lat1 - lat2}{2} \right)^2 + \cos(lat1) \cdot \cos(lat2) \cdot \sin \left(\frac{lon1 - lon2}{2} \right)^2} \quad (6)$$

Die Änderung der Distanz im IDW-Schema wird durch Einsetzen der statistischen Distanz γ aus Gl.(1) anstelle der geometrischen Distanz d in Gl.(5) vollzogen:

$$w_\alpha = \frac{1}{\gamma_{0\alpha}^\lambda} \quad (7)$$

2.2 Unterschied zwischen statistischer und geometrischer Distanz

Am Beispiel zweier Stationen (blaue Quadrate in Abbildung 1) - Podersdorf am Neusiedler See (BGL) und Haidbach (SBG), in der Nähe von Mittersill - werden die Unterschiede zwischen der geometrischen und statistischen Distanz im alpinen Bereich (Station Haidbach) und in der Ebene (Station Podersdorf) gezeigt. Aus den Zeitreihen von Tagessummen der Periode 1995-1999 wurde mittels Gl.(1) zwischen jeder dieser Stationen und allen TAWES-Stationen die statistische Distanz berechnet und aus den geographischen Koordinaten die geographische (geometrische) Distanz berechnet (Gl. 6). Mit der Gl.(7) bzw. Gl.(5) wurden dann die statistischen bzw. geometrischen Gewichte berechnet.

In Abbildung 3 sind die errechneten Gewichte (rot - statistisch, schwarz - geometrisch) gegen die Entfernung zu den Stationen aufgetragen. Die Geländeform in der Umgebung der beiden Stationen lässt vermuten, dass diese in der Niederschlagscharakteristik der umgebenden Stationen zum Ausdruck kommt. Bei einer alpinen Station ist eine unregelmäßigere Verteilung der Niederschlagsmengen in der Umgebung zu erwarten als bei einer Messstelle, die in einem verhältnismäßig ebenem Gelände liegt. Der Verlauf der

Abbildung 3: Vergleich von geometrischen (schwarz) und statistischen (rot) Gewichten (auf Tagessummen-Basis) an zwei Stationen mit unterschiedlicher topographischer Lage.

distanzbedingten Abnahme der geometrischen Gewichte bei der Flachland-Station Podersdorf ist erwartungsgemäß ähnlich der Abnahme der statistischen Gewichte. Bei der alpinen Station Haidbach bekommen die nächsten Nachbarn ein geringeres statistisches Gewicht als die etwas weiter entfernten Stationen. In den ersten 50 km Entfernung von dieser Station besteht kein eindeutiger Zusammenhang zwischen der statistischen Ähnlichkeit der Niederschlagszeitreihen (repräsentiert durch die statistischen Gewichte) und der Distanz zwischen den Stationen. Das bedeutet, dass für diese Station die nächsten Nachbarn im geographischen Sinne nicht gleichzeitig auch die nächsten Nachbarn im Sinne der Ähnlichkeit von Stationszeitreihen sind. Die geometrische Gewichtung kann diesen Umstand nicht erfassen, da nur die Entfernung zwischen den Stationen bei der

Gewichtung zum Tragen kommt. Für viele anderen Stationen, insbesondere im Hochgebirge, gilt diese Aussage ebenfalls. Mit der Verwendung von statistischen Gewichten wird die komplexe Wechselwirkung zwischen Niederschlag und Topografie besser erfasst als dies mit rein geometrischer Distanzgewichtung möglich ist.

Die statistischen Interpolationsmethoden wie Kriging oder Optimum Interpolation erzielen bei der Interpolation von meteorologischen bzw. hydrologischen Größen bessere Ergebnisse im Vergleich zu IDW (Tabios u. Salas (1985)[21]; Blöschl u. Merz (2000)[4]). Dies trifft zu nur wenn die Datendichte ausreichend hoch ist (Ahrens (2006)[1]), was in manchen Gebieten selten der Fall ist. Im operationellen Wetterdienst wird im INCA-System die IDW-Methode als schnelle und effiziente Methode erfolgreich eingesetzt (Haiden et al. (2008)[10]).

In der Klimatologie steht man häufig vor dem Problem der Unvollständigkeit der Messzeitreihen von Niederschlag oder Temperatur. Mit den Beobachtungen von den benachbarten Stationen und mit Hilfe verschiedener Interpolationstechniken werden Lücken in den Zeitserien geschlossen, wie z.B. in Paulhus and Kohler (1952)[17] und Eischeid et al. (2000)[8] berichtet wird. In der letzteren Arbeit wird auf die Wichtigkeit der Stationsauswahl als Vorstufe für die Interpolation hingewiesen. Dies ist anhand der oben gezeigten Beispiele auch verständlich. Lefevre et al. (2002)[16] schlagen ein so genanntes *effektives Distanzmaß* vor, welches die geodätische Distanz zwischen zwei Punkten um zwei weitere Parameter erweitert und theoretisch in jedem Interpolationsschema anstelle von geodätischer Distanz verwendet werden kann. Auf diese Weise sollen Breiteneffekte aufgrund der Anisotropie von meteorologischen Feldern sowie orographische Effekte aufgrund unterschiedlicher Stationshöhe berücksichtigt werden. Dieses Konzept enthält aber frei wählbare Parameter, die ein gewisses Maß an Willkür in die Berechnung der Distanz einfließen lassen.

Im vorliegenden Projekt wird die IDW-Methode zum Zweck einer Punkt-zu-Punkt Interpolation zur Verdichtung des Stationsnetzes, quasi als Vorstufe für die endgültige Regionalisierung von Niederschlag eingesetzt. Die Stärke des statistischen Distanzmaßes γ (Gl.(1)) liegt in der einfachen Definition und der universellen Einsetzbarkeit. Es enthält keine *tuning*-Parameter, weil die spezifischen Unterschiede vom Gebiet zu Gebiet in der beobachteten Differenz von Messstellenzeitreihen quantifiziert werden.

2.3 Messstelleninterpolation statistisch vs. geometrisch

In diesem Abschnitt werden Niederschlagsmessungen von den TAWES-Stationen zu den HZB-Stationen interpoliert, um auf diese Weise die räumliche Verdichtung des Messstellennetzes zu erzielen. Die Ergebnisse der beiden Gewichtungsschemata, statistisch und geometrisch, werden gegenübergestellt.

Im ersten Schritt wurden für alle HZB-Stationen (887 Stationen) mittels Gl.(1) aus den Tagessummen für den Zeitraum von 5 Jahren (1995-1999) die statistischen Distanzen zu allen TAWES-Stationen (94 Stationen) berechnet. Die Daten wurden grob in zwei "Jahreszeiten" eingeteilt, Sommer (April bis September) und Winter (Oktober bis März). Die Distanzen wurden sowohl für die beiden Jahreszeiten als auch für das gesamte Jahr berechnet. Eine Unterteilung nach Monaten ist wegen der geringen Datenmenge nicht sinnvoll. Diese Distanzen wurden dann im IDW-Interpolationsschema (Gl.(4) und Gl.(7)) anstelle von geometrischen Distanzen für die Interpolation von Tagessummen des Niederschlags verwendet. Als Interpolationsstationen wurden die Stationen des dichten HZB-Netzes und als Beobachtungsstationen die TAWES-Stationen verwendet. Für die Interpolation wurde die Inverse Distance Weighting (IDW) Methode gewählt, weil das Konzept der statistischen Distanzen in dieses Schema besonders leicht implementierbar ist. Für die

Interpolation wurden vier Nachbarn und ein Einflussradius gewählt. An einem Termin erhält man so für jede HZB-Station einen gemessenen und zwei interpolierte Werte: einen mit den statistischen Gewichten - IDW_{stat} und einen mit der Standardmethode mit den geometrischen Gewichten - IDW_{geom} .

Die Interpolationsergebnisse wurden mit folgenden statistischen Maßen verifiziert:
RMSE (root mean squared error)

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (obs_i - pred_i)^2} = \sqrt{MSE(obs, pred)} \quad (8)$$

relativer Bias (der Überstrich bedeutet Mittelwert und $pred$ bzw. obs steht für Modell- bzw. Beobachtungswert):

$$rBias = \frac{(\overline{pred} - \overline{obs})}{\overline{obs}} \quad (9)$$

Efficiency (nach Nash-Sutcliffe):

$$E = 1 - \frac{MSE(obs, pred)}{Var(obs)} \quad (10)$$

mit $Var(obs)$ als Varianz der beobachteten Werte. Im Wertebereich für die Efficiency $[-\infty, 1]$ bedeuten negative Werte, dass der beobachtete Mittelwert besserer Prediktor als der Modellwert ist. Der Efficiency-Wert "1" bedeutet eine perfekte Interpolation.

Für die Daten eines Trainingsjahres (gewählt wurde das Jahr 2000) wurden die Interpolationsergebnisse für alle HZB Stationen evaluiert. In Abbildung 4 ist das zeitliche Mittel der Efficiency für die HZB-Stationen im Jahr 2000 dargestellt. Damit erhält man eine qualitative Information über den Vergleich beider Gewichtungsarten bei der Anwendung auf die Tagessummen. In blau sind jene Stationen eingetragen, die bei der IDW_{stat} einen besseren

Abbildung 4: Vergleich von Efficiency-Werten (IDW_{stat} vs. IDW_{geom}).

Efficiency-Wert besitzen. Bei den roten Stationen wurden bessere Efficiency-Werte bei der Interpolation mit den geometrisch abgeleiteten Gewichten festgestellt. Deutlich bessere

Leistung hat die IDW_{stat} in Tirol, sowie in Teilen Salzburgs und der Steiermark, also in Gegenden mit stärker gegliederten Topografie. Dies sind auch Gebiete, in denen die Hinzunahme von Zusatzinformation mittels Radar sehr eingeschränkt ist. Die erfolgreiche Regionalisierung des Niederschlags in diesen Gebieten ist auf die Fähigkeiten der angewendeten Analysemethoden angewiesen. Der Schwachpunkt im operationellen Betrieb, und in weiterer Folge auch bei der Regionalisierung, ist die geringe Messstellendichte in diesen Gebieten. Die Verdichtung des operationellen Messstellennetzes vor der Regionalisierung durch Interpolation von Niederschlagswerten an die Orte der HZB-Messstellen mit Hilfe statistischer Gewichtung könnte zur Qualität der Niederschlagsanalyse wesentlich beitragen. Besonders beim Ausfall von einzelner Beobachtungsstationen ist jede Zusatzinformation wertvoll.

Im Folgenden wird der Fokus der Untersuchung in die Region im inneralpinen Bereich gerichtet (schwarze Ellipse in Abbildung 4). Die Unterschiede zwischen den Gewichtungsmethoden werden näher erläutert.

Abbildung 5: Efficiency im inneralpinen Bereich. Erklärung im Text.

Das obere Diagramm in Abbildung 5 zeigt die Efficiency an den Orten im inneralpinen Bereich, geplottet gegen die geographische Länge. Die rote Kurve repräsentiert die IDW_{stat} - und die schwarze die IDW_{geom} -Methode. Im unteren Teil der Abbildung sind

in schwarz Stationen mit IDW_{geom} -Efficiencywerten hervorgehoben, die kleiner als das Mittelwert E_g sind. Die Mittelwerte beider Efficiency-Werte (räumliches Mittel über die Stationszeitreihen) betragen 0.69 für IDW_{stat} und 0.56 für IDW_{geom} und sind mit dem Welch-t-Test auf statistische Signifikanz geprüft. Die Efficiency-Werte der schwarzen Kurve (IDW_{geom}), die kleiner als deren Mittelwert sind, sind in der Karte mit schwarz eingezeichnet und die negativen Efficiency-Ausreißer in grün (von Ost nach West): Michaelerberg, Kaprun, Stuhlfelden, Haidbach, Paß/Thurn, Jochberg, Kirchberg/Tirol, Neukirchen.

Tabelle 1 gibt Auskunft über die statistischen Verifikationsmaße für diese Messorte. Die Interpolation mit IDW_{stat} liefert für alle Stationen eine positive Efficiency (rote Kurve in Abbildung 5). Die negativen Ausreißer der klassischen Methode (IDW_{geom} , schwarze Kurve) deuten auf die Effekte, welche die reine Distanzgewichtung (im geometrischen Sinne) nicht berücksichtigen kann.

Station	$RMSE_s [mm/d]$	$RMSE_g [mm/d]$	$E_s []$	$E_g []$	$rBias_s []$	$rBias_g []$
Michaelerberg	5.19	7.61	0.47	-0.14	0.10	0.34
Kaprun	4.01	10.29	0.72	-0.85	0.07	0.50
Stuhlfelden	5.16	12.02	0.57	-1.35	0.05	0.55
Haidbach	4.95	9.14	0.67	-0.13	-0.06	0.39
Paß/Thurn	5.41	10.54	0.47	-1.00	-0.09	0.38
Jochberg	4.49	10.27	0.70	-0.54	-0.09	0.40
Kirchberg	3.81	9.87	0.77	-0.52	0.02	0.57
Neukirchen	4.59	9.05	0.67	-0.29	0.09	0.56

Tabelle 1: Statistische Kenngrößen für die ausgewählten Messorte.

In Abbildung 6 ist der relative Bias für alle Messstellen des inneralpinen Bereiches dargestellt. Die Färbung der Kurven ist analog zur Abbildung 5: rot für IDW_{stat} , schwarz für IDW_{geom} . Der Unterschied zwischen den Bias-Mittelwerten (schwarze bzw. rote Gerade) ist statistisch signifikant auf dem 95%-Signifikanzniveau. Mit der geometrischen Methode werden im Mittel an allen Stationen im Gebiet etwa 6% mehr Niederschlag interpoliert als mit der statistischen Gewichtung. Die Variabilität von Station zu Station ist allgemein sehr groß.

Der RMSE-Wert von IDW_{geom} (Abbildung 7) ist im Mittel um etwa 10-15% höher als der RMSE-Wert von IDW_{stat} . Bei den Stationen in der Tabelle 1 sieht man, dass der Unterschied sogar über 100% reichen kann.

In den topographisch flacheren Gebieten Österreichs ist die Situation nicht so eindeutig wie im inneralpinen Bereich, welcher bisher betrachtet wurde. Es gibt immer wieder kleinere Gebiete wie z.B. nördlich des Wiener Beckens und in Teilen Vorarlbergs nahe dem Bodensee (rote Bereiche in Abbildung 4), in denen die geometrische Gewichtung sogar besser funktioniert. Im gegliederten Gelände ist es wichtig, das Potential von statistischer Gewichtung mit anderen Akkumulationszeiträumen oder geänderten Distanz-Exponenten λ in Gl. 5 weiter zu untersuchen.

Neben der zeitlichen Charakteristik von statistischen Größen an einzelnen Messorten wurden die Niederschlagsfelder auch zum fixen Zeitpunkt für alle Stationen untersucht. Dies entspricht einer räumlichen Charakteristik von statistischen Maßen. Die Untersuchung einer räumlichen Statistik wurde mit den Tagesfiles aller meldenden Stationen durchgeführt. Die Sensitivität von statistischen Maßen gegenüber konkreten Niederschlagssummen wurde mit dem Setzen verschiedener Schwellwerte (*thresholds*) untersucht, sowohl für alle Stationen in Österreich als auch für den erwähnten Untersuchungsbereich in den Alpen. Es wurde festgestellt, dass bei Tagessummen größer als 1 bzw. 5 mm Niederschlagshöhe an allen Messstellen, die Niederschlag gemeldet haben, eine Ver-

Abbildung 6: Relativer Bias im inneralpinen Bereich (zeitliches Mittel).

besserung der Efficiency-Größe eintritt (Abbildung 8). Dasselbe gilt auch beim Weglassen einiger Bergstationen, wie Feuerkogel, Loferer Alm, Rudolfshütte und Rax.

Bei den inneralpinen Stationen (Tabelle 2) ist der Unterschied zwischen den Gewichtungsmethoden sehr deutlich und ändert sich mit der Schwellwert-Erhöhung unerheblich. Die Hinzunahme von sechs Messorten bei der Interpolation statt vier (E_{s6N} und E_{g6N} in Tabelle 2) führt zu einer geringen Verbesserung der Efficiency bei der statistischen Methode, während sie bei der geometrischen Methode schlechter wird (sogar negativ!). Im Vergleich mit der zeitlichen Statistik, fallen die räumlichen Werte der Efficiency schlechter aus. Besonders schlecht ist der Efficiency-Wert der geometrischen Methode, verursacht zum größten Teil durch einige Niederschlagsereignisse im Februar bzw. März 2000. Die Verifikation ohne diese Daten (nur April bis Dezem-

Efficiency	all	> 1 mm	> 5 mm
E_s	0.30	0.32	0.36
E_g	0.03	0.03	0.14
E_{s6N}	0.31	0.33	0.41
E_{g6N}	-0.05	-0.07	-0.04

Tabelle 2: Efficiency inneralpiner Stationen für verschiedene Schwellwerte und geänderte Anzahl von Interpolationsstationen.

Abbildung 7: Histogramm (oben) und kumulative Distributionsfunktion (unten) der RMSE-Werte für IDW_{stat} und IDW_{geom} im inneralpinen Bereich. Die blaue Linie im oberen Teil der Grafik stellt die Lage des Mittelwertes dar.

ber) führt zu einer Verbesserung und Steigerung der Efficiency auf etwa 80% des Wertes der statistischen Methode.

Der relative Bias (obere Grafik in Abbildung 9) zeigt eine sehr hohe Variabilität, am stärksten im Frühjahr. Es ist zu beachten, dass sowohl der Betrag als auch das Vorzeichen variieren. Die Über- und Unterschätzung der Niederschlagsmenge finden an allen Messstellen in Österreich über alle Monate hindurch etwa gleich häufig statt. Der RMSE-Wert der beiden Methoden (untere Grafik in Abbildung 9) zeigt ähnliche Variabilität im zeitlichen Verlauf wie der relative Bias. Der Betrag des Fehlers ist bei beiden Methoden etwa gleich.

Betrachtet man den inneralpinen Bereich allein, so verschlechtern sich die Statistik-Werte der geometrischen Methode (ohne Abbildung) mit einem Anstieg vom mittleren relativen Bias ($rBias_g$) von 1% auf 8% während sich der Bias der statistischen Methode ($rBias_s$) nur geringfügig ändert. Weil der Bias seinen Beitrag zum mittleren quadratischen Fehler (MSE) steuert, wächst mit dem Anstieg des Bias auch der RMSE-Wert an - bei der geometrischen um etwa 10% und bei der statistischen Methode nur um einige Prozent. Bei der gesamt-österreichischen Interpolation mit der geometrischen Gewichtung im IDW-Schema stammt ein großer Teil der Über- und Unterschätzung des Niederschlags von Stationen aus dem inneralpinen Gebiet.

Abbildung 8: Efficiency für alle Stationen mit Niederschlag (räumliches Tagesmittel) für verschiedene Schwellwerte. Rot bezeichnet die IDW_{stat} - und schwarz die IDW_{geom} -Methode.

Abbildung 9: Relativer Bias und RMSE berechnet für alle Tage im Jahr 2000. Bei der Berechnung der Tageswerte wurden Messstellen mit Niederschlagsmenge größer als 1 mm verwendet.

3 Fallbeispiele

Als Fallstudien wurden einige Tage in beiden Jahreszeiten ausgewählt. An diesen Tagen herrschten unterschiedliche großräumige Strömungsmuster über Österreich. Die Interpolationsergebnisse mit statistischen und geometrischen Gewichtungen wurden evaluiert. In den folgenden Abbildungen sind jeweils in der ersten Reihe die beobachteten Tagessummen des Niederschlags (links HZB- und rechts TAWES-Stationen) und in der unteren Reihe die interpolierten Daten (links mit geometrischer und rechts mit statistischer Gewichtung) gezeigt. Es wurden Tage mit stärkeren Niederschlagsereignissen ausgewählt (Abbildungen 10-14).

Von den fünf ausgewählten Terminen (zwei im Sommer, einer im Winter und je einer in den Übergangsjahreszeiten) wird an drei Tagen (im Januar, Juli und Mai) ein Efficiency-Unterschied von etwa 10% zwischen den Gewichtungsmethoden und zu Gunsten der statistischen Interpolation erreicht. Der Schwerpunkt der Niederschlagsverteilung lag dabei entweder im zentralalpinen Bereich (Januar-Fall) oder war über ganz Österreich ver-

schmiert, wobei einige Niederschlagszentren in den Alpen lagen. An den zwei weiteren Tagen (im August und Oktober) war die Interpolation mit der geometrischen Methode unerheblich besser (weniger als 5% höhere Efficiency). Dabei lagen die Niederschlagsmaxima im Randbereich der Alpen, also in Gebieten, in denen beide Gewichtungsmethoden in etwa gleiche Güte aufweisen.

Abbildung 10: Niederschlagsverteilung am 30. Januar 2000.

Abbildung 11: Niederschlagsverteilung am 18. Mai 2000.

Abbildung 12: Niederschlagsverteilung am 11. Juli 2000.

Abbildung 13: Niederschlagsverteilung am 05. August 2000.

Abbildung 14: Niederschlagsverteilung am 01 Oktober 2000.

4 Downscaling von Modelldaten

Im ersten Halbjahr des 3. Projektjahres wurde ein Downscaling von Vorhersagen des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) auf die Beobachtungsstationen (SYNOP) innerhalb der ¹VERA-Domäne (3E41N - 20E41N und 2E51N - 23E50N) durchgeführt. Diese Daten sind für eine Weiterverwendung im Analysetool VERA des Instituts für Meteorologie und Geophysik in Wien (IMGW) gedacht. Darüber wurde bereits im letzten Zwischenbericht (siehe Skoda und Filipovic (2007)[19]) berichtet.

Als Downscaling-Variable wurden Vorhersagen des Bewölkungsgrades (engl. Total Cloud Cover - TCC) verwendet, weil die Niederschlagsdaten zum damaligen Zeitpunkt nicht verfügbar waren. Die Bewölkung ist ähnlich wie der Niederschlag räumlich intermittierend und nichtnegativ. Das Downscaling-Schema wird in Huber-Pock et al. (2003)[12] bzw. Filipovic (2006)[9] erklärt. Es handelt sich um eine Variante der *inversen* objektiven Analyse. Unter *invers* wird gemeint, dass die vorhergesagten Werte von den Gitterpunkten des Vorhersagemodells an den Ort der Beobachtungsstation interpoliert werden - also umgekehrt wie in der Analyse üblich. Der Downscaling-Ansatz beruht auf der Methode der statistischen Interpolation, beschrieben in Daley (1991)[5]. Aus den Daten der Messstellen und den umgebenden Gitterpunkten des numerischen Modells kann eine Übertragungsfunktion hergeleitet werden die dann in Form von statistischen Gewichten für die Interpolation verwendet wird.

Als Beobachtungsstationen dienen SYNOP-Messstellen, die im operationellen Betrieb von VERA Eingangsdaten für die Analyse liefern. Diese Messstellen besitzen lange Zeitserien von Messungen die für die Berechnung von Korrelationsmatrizen für das Backgroundfeld in der statistischen Interpolation benötigt werden (Huber-Pock et al. (2003)). Der Bewölkungsgrad ist keine kontinuierliche Größe und daher muss diese Eigenschaft bei der Regionalisierung besonders beachtet werden. Dieselbe Problematik kann auch auf den Parameter Niederschlag übertragen werden.

Die vorhergesagten Werte können mit diesem Interpolationsverfahren nur an die Beobachtungsorte interpoliert werden. Das ist eine Art Downscaling von der großen Skala der numerischen Wettermodelle auf die kleine Skala der Beobachtungsstationen. Auf die Orte zwischen den Stationen müssen die "herunterskalierten" Werte mit einem Analyseverfahren übertragen werden.

Mit den Prognosen des EZMW-Modells konnte bei Verwendung des Downscaling - Ansatzes eine Vorhersagbarkeit der Bewölkung an den SYNOP-Stationen bis maximal 48 Stunden erreicht werden, wobei die Vorhersagbarkeit nach den ersten 24 Stunden (Abbildung 15) stark abfällt. Auch beim Niederschlag ist mit einem starken Abfall der Vorhersagbarkeit nach den ersten 24 Stunden zu rechnen. Die herabskalierten Bewölkungsprognosen wurden in der Evaluierung direkt mit den Beobachtungen verglichen. Die Ergebnisse dieses Versuchs zeigen, dass mit diesem Schema eine Kombination von Modelldaten mit Beobachtungen möglich ist, auch für eine Variable die, wie die Bewölkung oder der Niederschlag, räumlich und zeitlich sehr inhomogen verteilt ist.

¹www.univie.ac.at/img-wien/vera/index.html

Abbildung 15: Statistisches Fehlermaß RMSE (mittlerer quadratischer Fehler) und die Signifikanzmaße (Anomaliekorrelationskoeffizient ACC und Reduktion der Varianz RV) für die Downscaling-Prognosen des Bewölkungsgrades (TotalCloudCover) aus den EZMW-Prognosen für 2001 an SYNOP-Stationen innerhalb der VERA-Domäne. Der optimale Wert für ACC und RV ist 1, für RMSE ist es 0. Der RMSE-Wert für die lineare Interpolation (LI) ist zum Vergleich mit dem Downscaling-Wert (P) aufgetragen. Die grüne Linie im unteren Bild (bei $ACC = 0.6$) bezeichnet die untere Signifikanzgrenze für die Vorhersage.

5 Stochastische Simulation

Die Regionalisierung des Niederschlags mit den Spline-basierten Interpolationsmethoden (wie z.B. beim Analysesystem VERA am IMGW), mit Inverse Distance Weighting Verfahren - kurz IDW (bei INCA an der ZAMG) oder mit den Kriging-Methoden unterschätzt die tatsächliche Varianz des Niederschlags. In der Abbildung 16 ist die Niederschlagsanalyse der TAWES-Daten vom 05. August 2000 mit der Kriging-Methode (ordinary Kriging) dargestellt. Diese Methode (in ihren vielfältigen Formen) zählt besonders bei den Hydrologen zu den Standardverfahren der Regionalisierung des Niederschlags. Im obo-

Abbildung 16: Niederschlagsanalyse vom 5. August 2000 mittels Kriging.

ren linken Teil der Grafik ist die Zusammenfassung der statistischen Daten in Form eines Boxplots des beobachteten Niederschlags (*obs*) gegeben. Anhand der geplotteten Mittelwerte und Standardabweichungen ist die Glättung des Analyseverfahrens sichtbar. Eine Alternative zu den *klassischen* Methoden der Regionalisierung des Niederschlags bietet die stochastische Simulation. Mit Hilfe der stochastischen Simulation werden alternative, gleichwahrscheinliche Modelle der räumlichen Verteilung einer Zufallsvariable erzeugt (Deutsch u. Journel (1992)[6]). Mit der Anpassung an die beobachteten Daten werden der Mittelwert und die Varianz der Messwerte erhalten.

Die stochastische Simulation kann für die Evaluierung von Wettervorhersagemodel-
len dienen und als Alternative zu anderen Regionalisierungsverfahren. Dies wurde in

Ahrens und Beck (2008)[2] gezeigt. Teile dieser Arbeit beruhen auf den Untersuchungen zur stochastischen Simulation im Rahmen des gegenständlichen Projektes, wie bereits im Bericht zum ersten Jahr berichtet wurde (Ahrens und Skoda (2005)[3]). Die Ergebnisse zeigten, dass die angepasste stochastische Simulation von TAWES-Daten realistischer ist als die Regionalisierung von TAWES-Stationsdaten mit ordinary block Kriging.

Abbildung 17: Stochastische Simulation angepasst an TAWES-Daten. Gezeigt sind vier Realisierungen eines Ensembles von Simulationen für den 5. August 2000.

Mit den TAWES-Daten vom 5. August 2000 wird die Anwendung von Gauß'scher stochastischer Simulation gezeigt. Auf Basis von TAWES-Tagessummen werden mit der konditionierten stochastischen Simulation Ensembles von Realisierungen erzeugt. "Konditionierte Simulation" bedeutet, dass im simulierten Feld die Niederschlagswerte an Beobachtungsorten erhalten bleiben. Die Simulationen wurden mit Hilfe des Statistik-Pakets `gstat`, implementiert in Statistik-Software R², durchgeführt. Weil die Niederschlagsdaten nicht normalverteilt sind, müssen sie vor der Simulation transformiert werden. Dies wurde mit einer Normal-Score-Transformation gemacht. Nach der Simulation wird zurücktransformiert.

In Abbildung 17 sind vier Realisierungen gezeigt, alle generiert mit den TAWES - Tagessummen vom 05. August 2000. Verglichen mit der Analyse von Abbildung 16 ist eine

²www.r-project.org

Abbildung 18: Stochastische Simulation mit TAWES- und mittels IDW_{stat} -interpolierten Daten für den 05. August 2000.

deutliche Strukturierung des Feldes sichtbar und bei allen vier Simulationen ist die Varianz höher als bei der Kriging-Analyse.

Als Weiterführung der im Abschnitt 2.3 ausgeführten statistischen Interpolation wurden mit IDW_{stat} die TAWES-Messungen zu den HZB-Stationen interpoliert und als Pseudo-Daten für die stochastische Simulation verwendet (Abbildung 18). Auf diese Weise verringert man den Stationsabstand von etwa 25 km für TAWES-Stationen auf etwa 10 km für die Kombination TAWES- und HZB-Beobachtungen. Bei allen Analysemethoden ist die Stationsdichte von entscheidender Bedeutung für die Qualität der Analyse-Produkte. In den gezeigten Simulationen mit den kombinierten Daten ergibt sich eine Erhöhung des Mittelwertes, während die Variabilität des Feldes etwas reduziert wird (etwa in der Größenordnung der Kriging-Analyse). Der Vorteil stochastischer Simulationen gegenüber den erwähnten Regionalisierungsverfahren liegt darin, dass mit den beobachteten Daten mehrere gleich wahrscheinliche Realisierungen - ein Ensemble - der Felder erhalten werden.

Ordinary Kriging TAWES, 5. August 2000

Abbildung 19: Kriging-Analyse mit TAWES-Messstellen und an die Orte der HZB-Messstellen mit IDW_{stat} interpolierten TAWES-Meldungen für den 5. August 2000. Der Boxplot der TAWES-Niederschlagsdaten ist links oben dargestellt.

Ordinary Kriging HZB, 5. August 2000

Abbildung 20: Kriging-Analyse mit HZB-Messstellen für den 5. August 2000. Im linken oberen Teil der Abbildung ist der Boxplot der HZB-Niederschlagsdaten eingetragen.

Ordinary Kriging HZB + TAWES, 5. August 2000

Abbildung 21: Kriging-Analyse mit TAWES- und HZB-Messstellen für den 5. August 2000. Verwendet wurden gemessene Niederschlagswerte an beiden Messstellen. Im linken oberen Teil der Abbildung ist der Boxplot der Niederschlagsdaten eingetragen.

Mit der Verdichtung des Stationsnetzes mittels statistischer Interpolation als Vorstufe für die Regionalisierung von Daten können noch weitere Details in die Qualität von Niederschlagsanalysen eingebracht werden.

In Abbildung 19 findet man die Kriging-Analyse mit den *verdichteten* Daten und in Abbildung 20 eine Analyse nur mit HZB-Daten als Referenz. Neben der realistischeren Strukturierung des Niederschlagsfeldes ist mit einem *verdichteten* Messnetz, verglichen mit einer Analyse nur mit TAWES-Messwerten in Abbildung 16, eine geringere Unterschätzung des Mittelwertes und der Varianz gegeben.

In Abbildung 21 ist eine Kriging-Analyse mit allen gemessenen Niederschlagssummen vom 5. August 2000 gezeigt (an den TAWES- und HZB-Messstellen). Diese Daten dienen als Referenz für die Abbildungen 16 (nur operationelle TAWES-Messungen), 18 und 19 (mit den an die Orte der HZB-Messstellen mittels IDW_{stat} interpolierten TAWES-Messwerten simulierte bzw. analysierte Niederschlagsfelder).

	mean [mm/d]	var [(mm/d) ²]
HZB+TAWES	24.9	207.4
<i>OK – TAWES</i>	21.7	176.9
<i>OK – IDW_{stat}</i>	23.2	163.8
<i>sim – IDW_{stat}</i>	23.2	174.2

Tabelle 3: Vergleich vom Mittelwert und Varianz der Kriging-Analysen mit einem Ensemble von stochastischen Simulationen. Die Referenz bilden beobachtete Tagessummen von TAWES und HZB.

In der Tabelle 3 sind zum Vergleich die ersten zwei statistischen Momente zu diesen Abbildungen angegeben. Das Kriging mit operationellen TAWES-Daten unterschätzt sowohl den Mittelwert als auch die Varianz des wahren Feldes. Mit dem *verdichteten* Datensatz mittels *IDW_{stat}* wird beim Kriging und auch beim stochastisch simulierten Niederschlagsfeld der Mittelwert erhöht. Die Varianz wird durch das Kriging mit dem neuen Datensatz etwas reduziert, durch die stochastische Simulation bleibt sie etwa so groß wie beim Kriging mit den TAWES-Stationswerten.

6 Statistische Distanz bei kurzen Dauerstufen

Die operationelle Hochwasserprognose in Österreich erhält von der ZAMG quantitativen meteorologischen Input in Form hochauflösender Analysen und Prognosen des INCA-Systems (Komma et al. 2007[14]; Steinheimer und Haiden 2007[20]). Niederschlagsanalysen werden alle 15 Minuten berechnet und stellen eine Kombination aus Messstelleninterpolation und Radarbeobachtungen dar. Bei der Niederschlagsinterpolation wird dabei die Methode der geometrischen Distanzgewichtung verwendet (Haiden et al., 2007). Ein Ziel des Pilotprojekts *“Statistische versus Distanzinterpolation in der operationellen Niederschlagsanalyse bei kurzen Dauerstufen”* war die Untersuchung eines eventuellen Zugewinns an Analysegröße, der durch Verwendung der statistischen Gewichtung bei kurzen Dauerstufen (15 Minuten bzw. 1 Stunde) erzielt werden kann. Dabei wurden sowohl TAWES- und SYNOP-Daten der ZAMG als auch HZB-Daten in zeitlicher Auflösung von 15 Minuten verwendet.

6.1 Methodik

Der verfügbare Datensatz deckt den Zeitraum 2003-2008 ab und enthält die 15 Minuten Summen des Niederschlags an den TAWES- und HZB-Stationen in Niederösterreich. Von den verfügbaren Beobachtungswerten wurden nur jene mit vollständigen Datenreihen über den gesamten Zeitraum verwendet. Das sind insgesamt 43 niederösterreichische HZB-Messstellen und 66 TAWES-Stationen (Abbildung 22). Der Datensatz wurde

Abbildung 22: Geographische Lage verwendeter Niederschlagsmessstellen. Erläuterung im Text.

in einen Trainingsdatensatz (2003-2007) und einen Evaluierungsdatensatz (01. Januar - 31. Juli 2008) aufgeteilt. Aus dem Trainingsdatensatz wurden mit Gl. 1 an jeder HZB-Station statistische Distanzen zu jeder TAWES-Station gebildet. Die Distanzen wurden einmal ohne Berücksichtigung des jahreszeitlichen Einflusses berechnet und das andere Mal wurden die Daten in zwei “Jahreszeiten” unterteilt: “Sommer” (April-September) und “Winter” (Oktober-März). Im zweiten Schritt wurden im Evaluierungszeitraum die Niederschlagsdaten von den TAWES-Stationen zu den HZB-Messwerten mit Gl. 4 interpoliert und als Stationszeitreihen sowie als Termin-Files abgespeichert. Somit ist es mög-

lich, ein räumliches Mittel von Messstellenzeitreihen als auch den zeitlichen Mittelwert aller Termine zu bilden. Die Gewichtung geschah mittels Gl. 5, einmal mit den geometrischen und einmal mit den statistischen Distanzen. Zum direkten Vergleich wurden die Abweichungen der interpolierten Werte von den tatsächlich beobachteten Werten anhand der Verifikationsmaße RMSE, rel. Bias und Efficiency quantifiziert.

6.2 Ergebnisse

Dargestellt sind jeweils Efficiency-Werte der Beobachtungen aus allen Stationszeitreihen (Efficiency(station)) sowie Efficiency-Werte aller Termine (Efficiency(time)).

Abbildung 23: Efficiency für alle Beobachtungsstellen aus NÖ für die 15min-Werte des Niederschlags. Mittelwerte sind mittels bootstrap und statistischer Tests auf Signifikanz geprüft.

Der Unterschied des Efficiency-Wertes beim räumlichen Mittelwert der Stationszeitreihen zugunsten der IDW_{geom} -Methode für die 15min-Werte in Abbildung 23 und 24 ist statistisch signifikant. Bei den einzelnen Beobachtungsterminen (unterer Teil der Grafik) sind die beiden Gewichtungsschemas gleich effizient. Der Verlauf der Efficiency ist von

Abbildung 24: Efficiency bei 1h-Summen. Bezeichnungen wie in Abbildung 23.

Termin zu Termin sehr variabel und es kommt immer wieder zu starken negativen Ausreißern. Diese sind dadurch zu erklären, dass bei kleinen Messintervallen auch bei länger dauernden Niederschlägen häufig über einige Termine konstante Niederschlagsmengen registriert werden und die Varianz der Beobachtung gering bleibt. Wird dann beim Vergleich mit dem interpolierten Wert eine gewisse Abweichung festgestellt und die Efficiency berechnet, so bewirkt die kleine Varianz einen sehr großen Efficiency-Wert. Bei kurzen Dauerstufen (15-Minuten Summen des Niederschlags) spielt natürlich auch die Verlagerung von Wettersystemen relativ zu den Messstellen innerhalb kurzer Zeit eine Rolle, so dass es häufig zu einer zeitlichen Versetzung von gemessener Niederschlagsmengen zwischen den Messstellen kommt. In Abbildung 24 (unterer Teil der Grafik) sieht man, dass vorwiegend im Sommerhalbjahr (Zeitachse von links nach rechts = von 1. Januar bis 31. Juli) große Efficiency-Ausreißer vorkommen. Den Hauptanteil an dieser negativen Efficiency haben Termine mit nur wenigen meldenden Messstellen. Nimmt man nur Termine, an denen mehr als 80% der Stationen Niederschlag melden (d.h. wenn mindestens 30 Messstellen Niederschlag melden), so kommt es zu einer Verbesserung beider Efficiency-Werte, wie in Abbildung 25 sichtbar. Der Unterschied zwischen den Mittelwerten ist dann auf 95%-Signifikanzniveau nicht mehr statistisch signifikant.

Abbildung 25: Termine, an denen mehr als 80% der Messstellen Niederschlag melden. Die Efficiency-Mittelwerte unterscheiden sich nicht signifikant voneinander.

Der RMSE und der relative Bias sind bei der geometrischen Gewichtung um etwa 8% kleiner für beide Dauerstufen. Im Mittel führen beide Methoden bei den 15-Minuten Summen im Mittel zu einer Überschätzung des Niederschlags. Die entsprechenden Abbildungen dazu findet man im Bericht zum Pilotprojekt (Haiden et al. (2008)[11].

Die Interpolationsergebnisse wurden auch auf ihre Sensitivität bezüglich der Anzahl von Nachbarn α in Gl.(4) für die Interpolation und der Wahl des Exponenten λ in Gl.(5) untersucht. Für die Daten eines einzelnen Tages mit viel Niederschlag (21. April 2008), zeigten die Ergebnisse nur eine geringe Sensitivität bezüglich der Wahl dieser Parameter. Am 21. April befand sich eine okkludierte Front über Österreich, mit einem Tiefdruckzentrum am Boden und einem mächtigen abgetropften Kaltluftkörper im 500 hPa-Niveau. Die Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse findet man in der Abbildung 26. Es ist zu erwarten, dass bei einer anderen Wetterlage, insbesondere bei ausgeprägter Schauerartigkeit die erwähnte Empfindlichkeit mit veränderten λ - und α -Werten zunehmen würde.

Abbildung 26: Sensitivitätsanalyse für die Interpolation bezüglich der Wahl des Exponenten λ und der Anzahl von Nachbarn α (siehe Gl.(5)). Die Untersuchungstermine betreffen den 21. April 2008 von 15:15 bis 23:45 Uhr.

7 Erreichen der Projektziele

Die Durchführung des vorliegenden Projekts hatte zum Ziel eine Verbesserung der Niederschlagsanalyse und Prognose in Österreich. Folgende Projektziele wurden im Laufe des dritten Projektjahres erreicht:

- Implementierung der statistischen Gewichtung als Alternative zur geometrischen Distanzgewichtung im IDW-Interpolationsschema bei der Interpolation von Tagessummen des Niederschlags (siehe Abschnitt 2) zum Zweck einer Verdichtung des Beobachtungsmessnetzes. Das neue statistische Gewichtungsschema zeigt bei der Interpolation von Tagessummen im topografisch gegliederten inneralpinen Bereich bessere Interpolationsergebnisse als die geometrische Gewichtung. Die Methode wurde an reale Niederschlagsfelder angewendet und evaluiert (Abschnitt 3).
- Downscaling von Vorhersagen des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) an Orte der Beobachtungsmessstellen (SYNOP - Stationen

in der VERA - Domäne) wurde mit den Prognosen des Bewölkungsgrades getestet (Abschnitt 4). Mit den Modellprognosen der nächsten 24 und maximal 48 Stunden konnten brauchbare Ergebnisse erzielt werden.

- Mit der Methode der stochastischen Simulation wurden Ensembles von Niederschlagsfeldern mit hoher räumlicher Auflösung mit *verdichtetem* Datensatz generiert (Abschnitt 5). Dies ist eine Alternative zu den *klassischen* Methoden zur Erzeugung von Niederschlagsfeldern, wie Kriging oder distanzgewichteten Methoden. Die stochastische Simulation angepasst an Beobachtungsdaten erzeugt Felder die eine realistische Niederschlagsverteilung aufweisen und die beobachteten Daten wiedergeben.
- Im Rahmen eines Pilotprojekts wurde die Methode der statistischen Gewichtung auf neue Niederschlagsdaten aus dem TAWES- und HZB-Messstellennetz mit einer kürzeren Akkumulationszeit (eine Stunde bzw. fünfzehn Minuten) angewendet.

Die erreichten Projektziele haben auch einige Vorschläge und Hinweise in Richtung einer Verbesserung von Niederschlagsanalysen aufgezeigt. Der Ansatz der statistischen Gewichtung wurde hier, wie in Ahrens (2006)[1] formuliert, in einfacher Form angewendet. Für die Niederschlagsinterpolation in komplexer Topografie und für eine lange Dauerstufe (Tagessumme) hat sich dieses Konzept auch bewährt. Bei der Interpolation vom Niederschlag kurzer Dauerstufen wäre eine Berücksichtigung der zeitlichen Komponente bei der Berechnung von statistischen Distanzen sinnvoll. Der Einsatz von statistischen Distanzen könnte noch erweitert werden, indem andere statistische Regionalisierungsverfahren zur Kombination herangezogen werden. Denkbar ist eine Kombination mit Kriging oder Optimum Interpolation - die hier verwendete statistische Distanz könnte für die Vorauswahl der Stationen für die Interpolation verwendet werden. Im Rahmen des Pilotprojekts mit kurzen Akkumulationsintervallen von 15 Minuten wurde man mit bekannten Schwierigkeiten der Niederschlagsanalyse aufgrund der Verlagerung von Niederschlagssystemen innerhalb kurzer Zeit konfrontiert. Bei der Verwendung von Radarmessungen ist mit den gleichen Problemen zu rechnen, da der vom Radar detektierte Niederschlag unter Umständen nicht direkt auf die Erdoberfläche unter dem Radarsignal fallen muss, sondern der atmosphärischen Strömung folgend stromabwärts advehiert werden kann. In einigen anderen Arbeiten, wie z.B. in Jensen u. Pedersen (2005)[13], wurde auf die Niederschlagsvariabilität innerhalb eines Radarpixels bereits hingewiesen. Die Berücksichtigung der Strömungslage könnte die aufgezeigten Defizite der statistischen Methode im Pilotprojekt mildern und so die Grundlage für eine Kombination mit Radardaten bilden.

Danksagung

Der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (ÖAW) sei an dieser Stelle für die Finanzierung des Projekts HÖ 24 im Rahmen des Forschungsprogramms *Hydrologie Österreichs* gedankt. Dank auch an das Institut für Meteorologie und Geophysik in Wien (IMGW) für die Zurverfügungstellung von Ressourcen, die die Durchführung dieser Arbeit ermöglicht hat.

Literatur

- [1] B. Ahrens (2006): **Distance in spatial interpolation of daily rain gauge data.** Hydrol. Earth Syst. Sci., 10, 197-208, 2006.
- [2] B. Ahrens and A. Beck. (2008): **On upscaling of rain-gauge data for evaluating numerical weather forecasts.** Meteorol. Atmos. Phys. (2008), DOI 10.1007/s00703-007-0261-8.
- [3] B. Ahrens und G. Skoda (2005): **Multi-data precipitation and analysis. Final Report 1. year.** Projektbericht ÖAW, 2005.
- [4] G. Blöschl und R. Merz (2000): **Methoden der Hydrologischen Regionalisierung im Zusammenhang mit der Niederschlag-Abflussmodellierung.** Wiener Mitteilungen Wasser-Abwasser-Gewässer, Band Nr. 164: Niederschlag-Abfluss-Modellierung - Simulation und Prognose (2000).
- [5] Daley R. (1991): **Atmospheric Data Analysis.** Cambridge University Press.
- [6] Deutsch C.V und Journel A.G. (1992): **GSLIB: Geostatistical software Library and User's Guide.** Oxford University Press, New York 1992.
- [7] K.N. Dirks et al. (1998): **High-resolution studies on rainfall on Norfolk Island. Part II: Interpolation of rainfall data.** Journal of Hydrology 208 (1998) 187-193.
- [8] J.K. Eischeid et al. (2000): **Creating a Serially Complete, National Daily Time Series of Temperature and Precipitation for the Western United States.** Journal of Applied Meteorology, Volume 39 1580-1591.
- [9] Filipovic N. (2006): **Statistisches Downscaling in Mitteleuropa.** Diplomarbeit am Institut für Meteorologie und Geophysik, Wien, 2006.
- [10] T. Haiden et al. (2008): **INCA - System overview.** ZAMG report, 49p., http://www.zamg.ac.at/fix/INCA_system.doc
- [11] Haiden T., Pistotnik G., Haimberger L., Filipovic N. (2008): **Statistische versus Distanzinterpolation in der operationellen Niederschlagsanalyse bei kurzen Dauerstufen.** Pilotprojekt-Endbericht ÖAW-Hydrologie Österreichs, 2008.
- [12] Huber-Pock F. et al. (2003): **Adaptation by stochastic downscaling: Preliminary Experiments for a stochastic Limited Area and Forecasting Model.** ÖAW Sitzungsbericht Abt. II (2003) 212:3-26.
- [13] N.E. Jensen, L. Pedersen (2005): **Spatial variability of rainfall: Variations within a single radar pixel.** Atmospheric Research 77 (2005) 269-277.
- [14] Komma J., C. Reszler, Blöschl G., Haiden T. (2007): **Ensemble prediction of floods - catchment non-linearity and forecast probabilities.** Nat. Haz. Earth Syst. Sci. 7, 431-444.
- [15] P. Krause, D.P. Boyle and F. Bäse (2005): **Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assesment.** Advances in Geosciences, 5, 89-97, 2005.
- [16] M. Lefevre et al. (2002): **Study of Effective Distances for Interpolation Schemes in Meteorology.** 27th Annual Assembly, European Geophysical Society, Nice, April 2002, Geophysical Research Abstracts, Vol.4, EGS02-A-03429.

-
- [17] J.L.H. Paulhus and M. A. Kohler (1952): **Interpolation of missing precipitation records.** Monthly Weather Review, Volume 80, Number 8, 1952.
 - [18] Skoda G. und Filipovic N. (2007): **HÖ: Multi-Data Precipitation Analysis: Endbericht 2. Projektjahr.** Projektbericht ÖAW, 2007.
 - [19] Skoda G. und Filipovic N. (2007): **HÖ: Multi-Data Precipitation Analysis. Zwischenbericht 3. Projektjahr.** Projektbericht ÖAW, 2007.
 - [20] Steinheimer M. and Haiden T. (2007): **Improved nowcasting of precipitation based on convective analysis fields.** Adv. Geosci., 10, 125-131.
 - [21] G.Q. Tabios and J.D. Salas (1985): **A Comparative Analysis of Techniques for Spatial Interpolation of Precipitation.** Water Resources Bulletin, Vol. 21, No. 3 1985.
 - [22] B. Tustison, D. Harris, E. Foufoula-Georgiou (2001): **Scale issues in verification of precipitation forecasts.** Journal of Geophysical Research, Vol. 106, No. D11, pages 11,775-11,784, June 16, 2001.