

Daphné Freudiger, Barbara Frielingsdorf, Kerstin Stahl, Andreas Steinbrich, Markus Weiler, Nena Griessinger, Jan Seibert

# Das Potential meteorologischer Rasterdatensätze für die Modellierung der Schneedecke alpiner Einzugsgebiete

The Potential of meteorological gridded datasets for hydrological modeling in alpine basins

Interpolierte Rasterdatensätze der Temperatur und des Niederschlags sind eine wichtige Grundlage für die flächendetaillierte hydrologische Modellierung größerer Einzugsgebiete. Da die Qualität dieser Datensätze meistens in einer Kreuzvalidierung der verwendeten Stationsdaten bestimmt wird, stellt sich die Frage, wie gut ihre Repräsentativität im Hochgebirge ist, wo generell die Stationsdichte eher gering ist. Relevant ist hierbei insbesondere die Repräsentativität meteorologischer Rasterprodukte für die Modellierung der Schneedecke. Die vorgestellte Analyse vergleicht die interpolierten Tagestemperaturen und -niederschlagshöhen HYRAS-TAS/HYRAS-PRE (ein Produkt des Deutschen Wetterdienstes und der Bundesanstalt für Gewässerkunde, im Folgenden als HYRAS-Datensatz bezeichnet) mit TabsD/RhiresD (ein Produkt des Schweizer Bundesamts für Meteorologie und Klimatologie, im Folgenden als MS-Datensatz bezeichnet) für den Schweizer Teil des Rheineinzugsgebiets für den Zeitraum 1971 bis 2006. Beide Produkte basieren auf unkorrigierten mittleren Tageswerten für Temperatur und Niederschlag, die aus ähnlichen Stationsdaten, aber mit unterschiedlichen Interpolationsansätzen bestimmt wurden. Der direkte Vergleich der Daten zeigte systematische Abweichungen insbesondere für den Niederschlag, weniger jedoch für die Temperatur. Generell zeigte das HYRAS-Produkt in höheren Lagen kleinere Tagesniederschlagssummen als das MS-Produkt. In einem weiteren Schritt wurde untersucht, wie sich beide Datensätze bei der Modellierung der Schneedecke verhalten. Dafür wurde mit einem erweiterten Grad-Tag Verfahren (wie es z. B. im HBV-Modell, einem typischen hydrologischen Abflussmodell, verwendet wird) mit beiden Datensätzen das mittlere tägliche Schneewasseräquivalent (SWE) für 766 Einzugsgebiete mit einer mittleren Fläche von ca. 35 km<sup>2</sup> berechnet. Die so simulierten SWE-Werte wurden dann mit einem unabhängigen Datensatz, dem Schneekartenprodukt des operationellen schneehydrologischen Dienstes des SLF (im Folgenden SLFmap bezeichnet), welches auf täglichen Schneehöhendaten und eigenen Schneedeckenmodellen basiert, aggregiert für jedes Einzugsgebiet verglichen. Der Vergleich mit SLFmap zeigte, dass die HYRAS-angetriebene Modellierung bei der gewählten Parametrisierung im Allgemeinen die Schneemengen in hohen Lagen (über 2000 m ü. NN) etwas unterschätzte, während die MS-angetriebene Modellierung diese stark überschätzte. Die Abweichung wurde im Laufe des Winters größer, und während der Frühlingsmonate April und Mai besonders deutlich. Allgemein war im Hochgebirge die Differenz zwischen den SWE<sub>HYR</sub> und SLFmap kleiner als die Differenz zwischen den SWE<sub>MS</sub> und SLFmap. Während das SWE mit dem HYRAS-Produkt allgemein besser modelliert wurde, wies das MS-Produkt im Niederschlag und somit auch im SWE eine detailliertere räumliche Struktur auf, welche grundsätzlich besser mit dem auf Schneemessdaten basierenden SLFmap-Datensatz übereinstimmte. Je nach Anwendungsziele sollten diese Unterschiede bei der Wahl des Produktes für eine hydrologische Modellierung von Einzugsgebieten bei denen die Schneeabflusskomponente eine große Rolle spielt berücksichtigt werden.

**Schlagwörter:** Schneewasseräquivalent, Temperatur, Niederschlag, hydrologische Modellierung, Schneemodell, interpolierte meteorologische Datensätze

Interpolated gridded datasets for temperature and precipitation are often used in large-scale hydrological modeling. Usually, the quality of such datasets is only assessed by cross-validation of the used station data. This raises the question of how good their representativity is in high-altitude areas where the observation station density is low. The representativity of the meteorological datasets for the modeling of the snow cover is of particular relevance here. The present study compares the interpolated temperature and precipitation datasets HYRAS-TAS/HYRAS-PRE (a product of the German Weather Service and of the German Federal Institute of Hydrology, further called HYRAS-dataset) with TabsD/RhiresD (a product of the Federal Office of Meteorology and Climatology, further called MS-dataset) for the period 1971-2006 for the Swiss part of the River Rhine basin. Both Products contain uncorrected average daily values for temperature and precipitation taken from similar measurement stations, but which have been interpolated using different approaches. The direct comparison of the datasets showed systematic deviations, especially for the precipitation. Overall the HYRAS-product showed lower mean daily precipitation sums in higher elevation zones than the MS-product. In a further step, the suitability of both datasets for the modeling of the snow water equivalent (SWE) was tested. To this aim, an expanded version of the Temperature-Degree-approach (as used, for instance, in the hydrologic runoff model HBV) was used to calculate the mean daily SWE of 766 sub-basins with an average area of 35 km<sup>2</sup>. The modeled SWE values of each sub-basin were then compared with an independent dataset consisting of daily SWE maps of Switzerland which are based on daily snow depth measurements and specific snow models (a product of the operational snow hydrological service of the Swiss Institute for Snow and Avalanche Research SLF, further called SLFmap-dataset). The comparison with the SLFmap-dataset showed that the overall snow amount in high elevations (above 2000 m.a.s.l.) was somewhat underestimated by the SWE modeled on the HYRAS-product and highly overestimated by the SWE modeled on the MS-product. The overestimation of the SWE<sub>MS</sub> increased in the course of the winter and was especially noticeable in April and Mai. The overall difference between the SWE<sub>HYR</sub> and SLFmap was smaller than the difference between the SWE<sub>MS</sub> and SLFmap. The

estimation of the overall amount of SWE improved when the HYRAS-dataset was used, but the MS-product showed a more detailed spatial structure in the precipitation, which was more consistent with the SLFmap-dataset. These differences should be taken into consideration when selecting the meteorological datasets for hydrological modeling in regions where snow plays an important role.

**Keywords:** Snow water equivalent, temperature, precipitation, hydrological Modeling, Snow model, interpolated meteorological dataset

## 1 Einleitung

Die Speicherung des Niederschlags in Form von Schnee und Eis spielt in alpinen Gebieten eine große Rolle. WEINGARTNER et al. (2007) zeigten z. B., dass die Alpen im Mittel zu 34 % zum gesamten Rheinabfluss beitragen, obwohl sie nur 15 % der Einzugsgebietsfläche darstellen. Dabei kann eine hohe Schneeakkumulation im Winter den minimalen Sommerabfluss erhöhen und sein zeitliches Auftreten verzögern (JENICEK et al., 2016). Deshalb ist eine gute Qualität der Schneemodellierung für eine akkurate Simulation der Hydrologie der Flüsse, die den Alpen entspringen, erforderlich. Die hydrologische Modellierung auf einer größeren Einzugsgebietsskala geschieht in der Regel mit konzeptuellen hydrologischen Modellen, wie zum Beispiel dem oft in Forschung und Praxis verwendeten Abflussmodell HBV (BERGSTRÖM, 1976; LINDSTRÖM et al., 1997; SEIBERT & VIS, 2012) oder operationell zur Vorhersage eingesetzten Modellen wie LARSIM (BREMICKER, 2000). Räumlich werden diese Modelle meist in Teileinzugsgebiete oder Raster unterteilt.

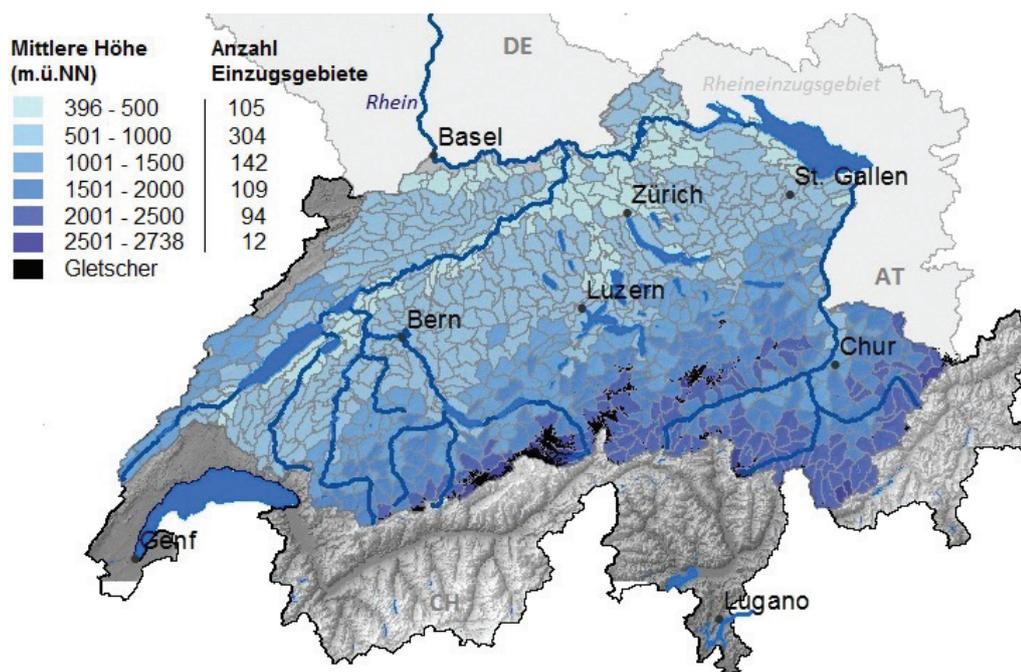
Der Schneeanteil des Abflusses wird aus den meteorologischen Variablen Temperatur und Niederschlag ermittelt. In den meisten hydrologischen Modellen kommt dazu zunächst der Ansatz einer Grenztemperatur für die Unterscheidung zwischen Regen und Schneefall zum Einsatz. Damit steuert also auch die Temperatur stark die Schneeakkumulation im Gebiet. Die Schneeschmelze wird entweder mit einfachen Grad-Tag-Verfahren, Varianten des Grad-Tag-Verfahrens oder Energiebilanz berechnet. Das Grad-Tag-Verfahren nimmt eine direkte Beziehung zwischen Temperatur und Niederschlag für die Schneedeckenbildung an (u. a. COLLINS, 1934; CORPS OF ENGINEERS, 1956; FINSTERWALDER & SCHUNK, 1887; HOCK, 2003). Somit hängt die Qualität der modellierten Schneemengen direkt von der Qualität der meteorologischen Eingangsdaten ab und systematische Fehler in den meteorologischen Daten kumulieren sich im Verlaufe des Winters.

Selbst wenn die zentralen Alpen relativ zu anderen Gebirgsregionen der Welt über ein sehr dichtes Netzwerk von meteorologischen Stationen verfügen, ist die Beobachtung in hochgelegenen Gebieten durch die eingeschränkte Zugänglichkeit und die extremen meteorologischen Bedingungen erschwert. Grundsätzlich nimmt daher die Stationsdichte für die Messung des Niederschlags und der Temperatur mit der Höhe ab (u. a. FREI & SCHÄR, 1998; SCHÄDLER & WEINGARTNER, 2002). Hochaufgelöste interpolierte Rasterdatenprodukte meteorologischer Variablen bilden somit für die hydrologische Modellierung eine Alternative zu den fehlenden Messdaten (u. a. TOBIN et al., 2011). Das Interesse für solche Rasterdatensätze wird heutzutage immer größer und neue Interpolationsverfahren werden untersucht, um die Qualität der Produkte zu verbessern (MASSON & FREI, 2014). Für den Alpenraum des Rheineinzugsgebietes liegen zwei hochaufgelösten Rasterdatensätze vor, die interpolierte Temperatur- und Niederschlagstageswerte in einer Auflösung im Kilometerbereich anbieten. Tabelle 1 liefert eine Übersicht über

alle in dieser Studie verwendeten Datensätze, deren räumliche Auflösung sowie über die im weiteren verwendeten Abkürzungen. Das Produkt HYRAS-TAS und HYRAS-PRE (weiterhin HYRAS-Produkt genannt) wurde vom Deutschen Wetterdienstes (DWD) und der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) speziell für den Zweck der hydrologischen Modellierung entwickelt und deckt deshalb auch Gebiete außerhalb Deutschlands ab, die zu den Einzugsgebieten der nach Deutschland fließenden internationalen Flüssen gehören. Das Produkt TabsD und RhiresD (weiterhin MS-Produkt genannt) wurde von der Schweizer Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie, Eidgenössisches Departement des Innern (MeteoSchweiz), explizit auch für die Verwendung in der Hydrologie, entwickelt. Beide Datensätze stützen sich auf die gleiche Datengrundlage, auf ähnliche Interpolationskonzepte und wurden erfolgreich durch Kreuzvalidierung der verwendeten Stationsdaten überprüft (RAUTHE et al., 2013; FREI, 2014; FRICK et al., 2014; ISOTTA et al., 2014). Zur Validierung wurden diese Temperatur- und Niederschlagsdatensätze von ihren Entwicklern auch mit anderen europäischen interpolierten meteorologischen Rasterdatensätzen (FREI et al., 2008; RAUTHE et al., 2013; FRICK et al., 2014) sowie mit Radarniederschlagsdaten (FREI et al., 2008) verglichen. Da im Hochgebirge die Stationsdichte eher gering ist, stellt sich daher die Frage, wie gut die Qualität dieser Produkte dort ist und welches Potential diese Datensätze haben, die Akkumulation und Schmelze von Schnee, die für die Abflussmodellierung alpiner Einzugsgebiete besonders wichtig ist, nachzubilden.

Im Allgemeinen ist die Validierung von Schneemodellierungen schwierig. Heutzutage reichen die Möglichkeiten der Schneemessung von in-situ Messungen bis hin zu satellitenbasierten Fernerkundungsmethoden, aber nach wie vor stellt es ein Problem dar, das Schneewasseräquivalent (SWE) und gleichzeitig die räumliche Verteilung der Schneedecke über einen langen Zeitraum zu erfassen (DOZIER et al., 2016). In dieser Studie wurden Schneekarten des operationellen schneehydrologischen Dienstes des WSL-Instituts für Schnee und Lawinenforschung (SLF) verwendet (im Folgenden SLFmap genannt). Dieses Produkt besteht aus modellierten SWE-Werten, die auf täglich gemessenen Schneehöhen (344 Messstationen) basieren, und stellt verglichen mit den HYRAS- und MS-Produkten eine unabhängige Datenquelle dar. Es besteht somit die Möglichkeit, die meteorologischen Datensätze spezifisch darauf zu testen, wie gut sie als Inputdaten eines Schneemodells die Entwicklung der Schneedecke wiedergeben können.

Ziel dieser Arbeit ist deshalb zu untersuchen, inwieweit sich die beiden verfügbaren meteorologischen Rasterprodukte HYRAS und MS bezüglich ihrer Eignung für die räumlich verteilte Berechnung der Schneemengen in alpinen Gebieten wie dem Schweizer Rheineinzugsgebiet unterscheiden. Hintergrund hierfür war die geplante Verwendung der Produkte als Input für die hydrologische Modellierung des Rheins im Rahmen eines Forschungsprojekts der Internationalen Kommission des



**Abbildung 1**

Schweizer Teil des Rheineinzugsgebiets, unterteilt in 766 Einzugsgebiete (EZG) mit einer mittleren Fläche von 35 km<sup>2</sup>. Die Farbe entspricht jeweils der mittleren EZG-Höhe. Das digitale Höhenmodell der Schweiz (DHM25) wird im Hintergrund in Grautönen gezeigt.

*Swiss part of the Rhine sub-basins of mean area 35 km<sup>2</sup>. The colors describe the mean elevation of the sub-basins. The digital elevation model of Switzerland (DHM25) can be seen in the background.*

Rheingebietes (KHR) über die „Abflussanteile aus Schnee- und Gletscherschmelze im Rhein und seinen Zuflüssen vor dem Hintergrund des Klimawandels (ASG-Rhein)“ (BELZ et al., 2017). Hierbei ist ein Teilziel der Vergleich der beiden Produkte in ihrer Wirkung bei der Schneemodellierung, und das zweite Teilziel die Validierung dieser Schneeberechnung mit einem unabhängigen Schneedatensatz. In einem ersten Schritt wurde untersucht, wo sich die Datensätze bezüglich ihrer Temperaturmittelwerte und Niederschlagshöhen unterscheiden oder ähneln. Dann wurden beide Rasterdatensätze zur Berechnung der Schneeeakkumulation und Schneeschmelze in Teileinzugsgebieten verwendet und die berechneten Schneewasseräquivalente verglichen. Im letzten Schritt wurden die berechneten Schneewasseräquivalente mit dem beobachtungsbasierten, ebenfalls modellierten Schneeprodukt SLFmap verglichen.

## 2 Untersuchungsgebiet und Daten

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 1) deckt den gesamten Schweizer Teil des Rheineinzugsgebiets ab und wurde in 766 Einzugsgebiete (EZG) mit einer mittleren Fläche von ca. 35 km<sup>2</sup> eingeteilt. Diese Einteilung entspricht der Einzugsgebietsgliederung Schweiz durch das Schweizer Bundesamt für Umwelt (BAFU). Das Schweizer Rheineinzugsgebiet hat eine Fläche von ca. 27.120 km<sup>2</sup> und ein Vergletscherungsgrad von 1.2 %. Es erstreckt sich von 255 bis zu 4.268 m ü. NN und hat eine mittlere Höhe von 1.132 m ü. NN sowie einen Flächenanteil oberhalb 1.500 m ü. NN von 24 %.

Die vorgestellte Analyse vergleicht die interpolierten meteorologischen Produkte HYRAS ( $T_{HYR}$  – Temperatur,  $N_{HYR}$  – Niederschlag)

und MS ( $T_{MS}$  – Temperatur,  $N_{MS}$  – Niederschlag) mit dem interpolierten Schneeprodukt SLFmap für den Zeitraum 1971 bis 2006 im Schweizer Teil des Rheineinzugsgebiets auf der Basis dieser 766 EZG.

Beide Rasterprodukte, HYRAS und MS, basieren auf Tageswerten für das Temperaturmittel und die Niederschlagssumme (letztere ohne Windkorrektur). Das dichte Netz an meteorologischen Messstationen der Schweiz liegt für beide Produkte zugrunde. Beide Interpolationsmethoden erstellen in einem ersten Schritt eine monatliche mittlere Hintergrundklimatologie mit multipler linearer Regression (MLR) und interpolieren in einem zweiten Schritt die Abweichung der Tageswerte zu diesem Hintergrund mit inverser Distanz Gewichtung (IDW). Dieser Ansatz basiert

auf der Annahme, dass die Temperatur und der Niederschlag einerseits von physiographischen Faktoren wie Höhe, Exposition und Hangneigung beeinflusst werden, und andererseits von den täglichen atmosphärischen und klimatischen Bedingungen abhängen (RAUTHE et al., 2013). Zur Bestimmung der Topographie stützen sich beide Produkte auf das digitale Höhenmodell GTOPO30<sup>1</sup>. Die Temperatur- und Niederschlagswerte für jede Rasterzelle werden schlussendlich als das Produkt des Hintergrundfelds und der Anomalie berechnet. Die Qualität beider Datenprodukte wurde jeweils von den Entwicklern durch Kreuzvalidierung geprüft (RAUTHE et al., 2013; FREI, 2014; FRICK et al., 2014; ISOTTA et al., 2014). Die Datensätze wurden zusätzlich mit anderen interpolierten Rasterdatensätzen aus Europa (FREI et al., 2008; RAUTHE et al., 2013; FRICK et al., 2014) und Radarniederschlagsdaten (FREI et al., 2008) verglichen. Eine frühere Version von  $N_{MS}$  wurde auch mit Wasserbilanzen verschiedener Einzugsgebiete der Schweiz verglichen (SCHWARB, 2000). Die Daten sind für die wissenschaftliche Forschung frei verfügbar. Die beiden Datensätze unterscheiden sich hauptsächlich in der endgültigen Datenselektion der verfügbaren Stationen, in der Interpolationsmethode und in der Wahl der MLR-Variablen zur Erzeugung der Hintergrundklimatologie. In Tabelle 1 ist eine Übersicht aller Datensätze zu finden. Alle Datenprodukte werden in den Sektionen 2.1 bis 2.3 beschrieben.

### 2.1 HYRAS-Produkt

Das HYRAS-Produkt deckt die Hauptflussgebiete Deutschlands ab und es wurden für die Erstellung Stationen aus Deutschland,

<sup>1</sup> vom United States Geological Survey (USGS), <https://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30>

**Tabelle 1**  
Übersichtstabelle zu allen für die Analyse verwendeten Datensätzen.  
*Summary of all datasets used for the analysis.*

Datensatz	Variable	Einheit	Zeitraum	Auflösung	Proj. System
HYRAS-PRE v2.0	$N_{HYR}$	1/10 mm	1951-2006	1 x 1 km <sup>2</sup>	ETRS89-LCC
HYRAS-TAS v1.01	$T_{HYR}$	1/10 °C			
RhiresD v1.0	$N_{MS}$	mm	1961-heute	1.25 deg min ≈ 2 x 2 km <sup>2</sup>	WGS84
TabsD v1.2	$T_{MS}$	°C			
SLFmap	$SWE_{SLF}$	mm	1971-2012 (Nov-Mai)	1 x 1 km <sup>2</sup>	CH1903+

Frankreich, der Schweiz, Österreich, Tschechien, Niederlande, Belgien und Luxemburg verwendet. Nur homogene Zeitreihen (nach der Methode von WIJNGAARD et al., 2003) wurden für die Berechnung der monatlichen mittleren Hintergrundklimatologie benutzt, während alle Stationen für die Berechnung der Tageswerte für die letztendliche Interpolation verwendet wurden. Von den 244 Stationen im Schweizer Rheineinzugsgebiet wurden 192 als homogen betrachtet.

Die Interpolation des Niederschlags für  $N_{HYR}$  wurde mit REGNIE („REGIONALISIERTE NIEDERSCHLAGSHÖHE“, DWD) durchgeführt (RAUTHE et al., 2013). Zusammenfassend gesagt, wurden bei dieser Methode die Hintergrundfelder mit einer MLR und den Variablen geographischen Längen und Breiten, Höhe, Exposition und Hangneigung an den Wetterstationen erzeugt. Dafür wurden Regressionskoeffizienten und die Residuen für jede Wetterstation und für jeden Monat als Mittelwert der Periode 1961 bis 1990 berechnet. Die Stationen wurden dann für das ganze HYRAS-Gebiet in 30 Hintergrundfelder mit ähnlicher Klimatologie und mit mindestens 60 Stationen klassifiziert. Für jede Station wurde der Quotient des beobachteten Tagesniederschlags und des Hintergrundfelds desselben Monats berechnet und die so entstandenen Faktoren aus den vier umliegenden Stationen mit IDW interpoliert. Die Tagesniederschlagssumme einer Rasterzelle ist das Produkt des interpolierten Faktors und des Hintergrundfeldes. Wenn eine Station sich auf der Rasterzelle befindet, wurde dennoch der Stationswert genommen. Es wurde keine Glättung verwendet und Extremereignisse konnten unverändert als Rasterzellenwert benutzt werden.

Eine ausführliche Beschreibung von  $T_{HYR}$  ist in FRICK et al. (2014) zu finden. Hierbei wurden die Hintergrundfelder für die Tagestemperaturmittel  $T_{HYR}$  mit den MLR-Variablen Längen-, Breitengrad und Höhe ermittelt. Die an der Station gemessenen Lufttemperaturen wurden in einen Wert entsprechend des Hintergrundfelds und einen Anomaliewert zerlegt. Die Anomalien jeder Station wurden dann über die Distanz interpoliert, indem die Höhe eine höhere Gewichtung als die horizontale Distanz hat. Bei der Berechnung der Tagestemperaturmittelwerte wurden mögliche Temperatureninversionen nicht berücksichtigt.

**2.2 MS-Produkt**

Das Produkt von MeteoSchweiz deckt die ganze Schweiz ab. Detailliertere Informationen dazu sind in ISOTTA et al. (2014), FREI & SCHÄR (1998) und SCHWARB (2000) gegeben. Für die Erstellung des Niederschlagsdatensatzes  $N_{MS}$  wurden hier alle automatischen und manuellen verfügbaren Stationen verwendet. Hintergrundfelder für jeden Monat wurden für die Referenzperiode 1971 bis 1990 erzeugt. Dafür wurde der für den alpinen

Raum angepasste PRISM-Algorithmus (Precipitation-elevation Regression on Independent Slope Model, DALY et al., 1994; SCHWARB, 2000) verwendet. Die topographischen Zusammenhänge wurden in diesem Verfahren mit lokaler gewichteter linearer Regression berücksichtigt. Die Regression wurde nicht nur für die Variablen geographische Breiten- und Längengrad, Höhe, Exposition und Hangneigung wie im HYRAS-Produkt bestimmt, sondern auch für lokale Gradienten, Luv- und Leeeffekte. Es wurden jedoch keine großen regionalen und klimatischen Hintergrundfelder wie im HYRAS-Produkt erzeugt. Die Hintergrundfelder für  $N_{MS}$  und  $T_{MS}$  wurden hauptsächlich in Nord- und Südalpen getrennt, wobei für das Rheineinzugsgebiet die Nordalpen die wichtigere Rolle spielen. Die relativen Anomalien der Messstationen wurden mithilfe der Hintergrundfelder berechnet und dann mit einem angepassten SYMAP-Algorithmus (SHEPARD, 1984; FREI & SCHÄR, 1998) interpoliert. In diesem Verfahren wird die IDW so gewichtet, dass die Messstationen am nächsten und/oder von der Topographie am ähnlichsten von den Rasterzellen die größte Gewichtung bekommen (ISOTTA et al., 2014). Dafür werden alle Stationen in einem Radius von 15 bis 60 km gesucht, bis mindestens drei Stationen gefunden wurden.

Die Temperatur  $T_{MS}$  wurde nach der Methode von FREI (2014) interpoliert, die speziell für hochalpine Gebiete entwickelt wurde. Die vertikale Temperaturabhängigkeit in den Hintergrundfeldern wurde mit einem nicht linearen parametrischen Profil dargestellt, das den Einfluss von Temperaturinversion und vertikaler Struktur der Atmosphäre wiedergeben kann. Die Grenzhöhenbereiche, bei denen die Inversionen stattfinden und die vertikale Temperaturabhängigkeit nicht linear dargestellt wird, werden regional (Nord- und Südalpen) bestimmt. Eine detaillierte Beschreibung der Methode ist in FREI (2014) zu finden. Die Residuen beim Vergleich der Stationswerte mit den Hintergrundfeldern wurden mit einer nichteuklidischen Distanzgewichtung interpoliert. Diese Methode ermöglicht es, Stationen mit ähnlicher Topographie zu vergleichen anstatt mit der nächstliegenden Station, die möglicherweise viel tiefer oder höher als die betrachtete Station liegt (FREI 2014).

**2.3 SLFmap**

Für den Schweizer Alpenraum steht zum Vergleich mit der Schneemodellierung ein weiteres interpoliertes Datenprodukt zur Verfügung. Dieses wurde vom SLF basierend auf gemessenen Schneehöhen modelliert. Der SLF-Datensatz besteht aus täglichen SWE-Karten der Monate November bis Mai für die hydrologischen Jahre 1972 bis 2012. Die Karten decken das Gebiet der Schweiz, des Fürstentums Liechtenstein, und Teile der Regionen Vorarlberg und Tirol ab. Da sich die Dichte der Schneemessstationen über die letzten 40 Jahre stark verändert hat, wurden die

Analysen für zwei Teilperioden durchgeführt (1972 bis 2000 sowie 2001 bis 2012). Die Karten der ersten Teilperiode basieren auf den Schneehöhendaten aller 106 Messstationen, die bereits seit dem Jahr 1972 betrieben wurden. Es handelt sich hierbei ausschließlich um manuelle Messungen. Für die Erstellung der Karten der zweiten, kürzeren Teilperiode standen tägliche Schneehöhendaten von 344 Messstationen (manuell sowie automatisch durchgeführte Messungen) zur Verfügung. Die Methodik zur Interpolation der Stationswerte war für beide Teilperioden ähnlich. Die Schneehöhendaten wurden zuerst mithilfe einer für die Anwendung auf tägliche Zeitreihen adaptierte Variante des Schneedeckenmodells von JONAS et al. (2009) in SWE umgerechnet. Die Modellierung der räumlichen Verteilung der SWE-Werte erfolgte anschließend mit Hilfe regionaler Muster des SWE mit der Höhe. Der Einfluss von Topographie (Höhenlagen, Hangneigung und Exposition) und Landnutzung auf die Schneeverteilung innerhalb jeder einzelnen Gitterzelle wurde konzeptuell berücksichtigt. Dazu gehören beispielsweise die Umlagerung von Schnee in steilem Gelände oder Abschattungseffekte. Um eine zeitliche Konsistenz der beiden Teilperioden zu erreichen, wurden nachträglich die niedrig aufgelösten SWE-Karten (1972 bis 2000) mit Hilfe eines räumlichen Homogenisierungsverfahrens nach JÖRGHESS et al. (2014) an die räumlich-zeitlichen Schneeverteilungsmuster des hochaufgelösten Kartensatzes angepasst.

Bei der Validierung der Produkte zeigte sich, dass gegen Ende der Schneeschmelze die Unterschiede zwischen homogenisiertem und hoch aufgelöstem Datensatz zunehmen, was auf den größeren Anteil an schneefreien Flächen zurückzuführen ist. Es ist zu berücksichtigen, dass oberhalb von 2.700 m ü. NN die Anzahl an Messstationen sehr klein ist. Die Validierung des Produkts war somit oberhalb dieser Höhe nur eingeschränkt möglich und ist damit in diesem Höhenbereich auch als weniger zuverlässig zu betrachten. Das SLFmap-Rasterprodukt wurde neben Kreuzvalidierung indirekt von HÜSLER et al. (2012) validiert, indem die täglich schneebedeckten Flächen von SLFmap mit täglich schneebedeckten Flächen aus Satellitenbildern über 20 Jahren verglichen wurden. Die Analyse ergab, dass beide Datenreihen hinsichtlich der absoluten Anzahl der schneebedeckten Flächen und der zeitlichen Dynamik konsistent waren (HÜSLER et al., 2012).

### 3 Methoden

#### 3.1 Schneemodell

Das tägliche SWE wurde für jede Rasterzelle aus den meteorologischen Eingangsdaten der HYRAS- und MS-Produkte ( $T_{HYR}/N_{HYR}$  und  $T_{MS}/N_{MS}$ ) mit einem Schneemodell berechnet, das dem Verfahren des HBV-Light-Modells entspricht (SEIBERT & VIS 2012). Für die Abschätzung der Schneeakkumulation wird dabei angenommen, dass Niederschlag in fester Form fällt und auf der Rasterzelle akkumuliert, wenn die mittlere Tagestemperatur ( $T_a$ ) die Grenztemperatur ( $T_T$ ) unterschreitet (Gleichung 1). Ein solcher Temperaturansatz zur Unterscheidung von Schneefall und Regen wird nicht nur in konzeptuellen sondern auch in vielen physikalisch-basierten Schneemodellen verwendet. Es wird weiterhin angenommen, dass die Schneedecke den bereits geschmolzenen Schnee so lange speichern kann ( $R$ ), bis die flüssige Wassermenge einen bestimmten Anteil der Schneedecke ( $C_{WH}$ ) erreicht. Wenn  $T_a < T_T$  gilt, kann das gespeicherte flüssige Wasser wieder gefrieren. Dieser Prozess wird mit einem Wiedergefrierfaktor parametrisiert ( $C_{FR}$ , Gleichung 2). Wenn

$T_a > T_T$ , wird die Schneeschmelze ( $M$ ) mit dem Grad-Tag-Verfahren berechnet. Die Schmelzrate wird dabei aus dem Produkt eines empirisch ermittelten Schmelzfaktors ( $C_F$ ) und der Differenz der mittleren Lufttemperatur und der Grenztemperatur berechnet (Gleichung 3). Dabei kann der Schnee wiedergefrieren oder schmelzen (Gleichungen 2 und 3), wenn genug Schnee zur Verfügung steht.

$$S_{WE}(t) = S_{WE}(t-1) \begin{cases} +P(t) \cdot S_{CF} + R(t), & \text{wenn } T_a(t) < T_T \\ -M(t), & \text{wenn } T_a(t) \geq T_T \end{cases} \quad (1)$$

$$R(t) = C_{FR} \cdot C_F \cdot (T_T - T_a(t)) \quad (2)$$

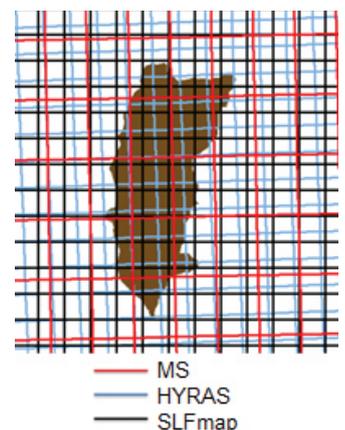
$$M(t) = C_F \cdot (T_a(t) - T_T) \quad (3)$$

Hier ist  $S_{WE}(t)$  das Schneewasseräquivalent (mm) am Tag  $t$ ,  $P$  die Tagesniederschlagssumme (mm),  $S_{CF}$  der Schneefallkorrekturfaktor (-),  $C_{FR}$  der Wiedergefrierfaktor (-) und  $C_F$  der Schmelzfaktor ( $\text{mm K}^{-1} \text{Tag}^{-1}$ ).

Um den Effekt der beiden meteorologischen Produkte vergleichen zu können, wurde das Schneemodell nicht kalibriert, sondern die Parameterwerte wurden für beide Produkte a priori festgelegt. Dabei wurde  $C_{FR}$  als 0.05 (-),  $S_{CF}$  als 1.2 (-),  $T_T$  als  $1^\circ\text{C}$ , und  $C_{WH}$  als 0.1 festgelegt (SEIBERT & VIS, 2012). Der Parameter  $C_F$  variiert über die Zeit mit einer Sinusfunktion wie zum Beispiel von STAHL et al. (2008) beschrieben. Dabei ist der maximale  $C_F$  ( $6 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{Tag}^{-1}$ ) jedes Jahr am 21. Juni zu finden und der Minimale ( $3 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{Tag}^{-1}$ ) am 21. Dezember. Das SWE wurde am 1. Oktober jedes Jahres auf 0 gesetzt, um eine überjährliche Akkumulation von Schnee in hohen Lagen zu vermeiden. Solche sogenannten Schneetürme können bei der langjährigen Modellierung vorkommen, wenn die Schneeumverteilung nicht betrachtet wird, und sind ein bekanntes Problem der Schneemodellierung (u. a. FREY & HOLZMANN, 2015).

#### 3.2 Vergleich der drei Datensätze

Die Interpolation meteorologischer Variablen birgt immer gewisse Unsicherheiten und damit eine hohe Wahrscheinlichkeit von Zufallsfehlern, die berücksichtigt werden muss, wenn Daten mit zu hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung verwendet werden (HAYLOCK et al., 2008; RAUTHE et al., 2013; ISOTTA et al., 2014). Daher wird es für alle drei Rasterdaten (HYRAS, MS und SLFmap) von den Herausgebern empfohlen, keine einzelnen Rasterzellenwerte zu betrachten sondern nur Mittelwerte über größere Flächen. FREI et al. (2008) zeigten, dass das MS-Produkt nicht für einen direkten Orts/Rasterzellenvergleich geeignet ist, sondern mindestens über einen Raum



**Abbildung 2**

Unterschiede in den Projektionen, Koordinatensystemen und in der Rasterzellengrößen der drei Rasterdatensätze HYRAS, MS und SLFmap. Im Hintergrund (braun) ist als Beispiel ein von den für die Analyse 766 verwendeten Einzugsgebieten. *Differences in the projections, coordinate systems and in the size of the grid cells of the three datasets HYRAS, MS, and SLFmap. For comparison of the scale, one of the 766 basins can be seen in the background (brown).*

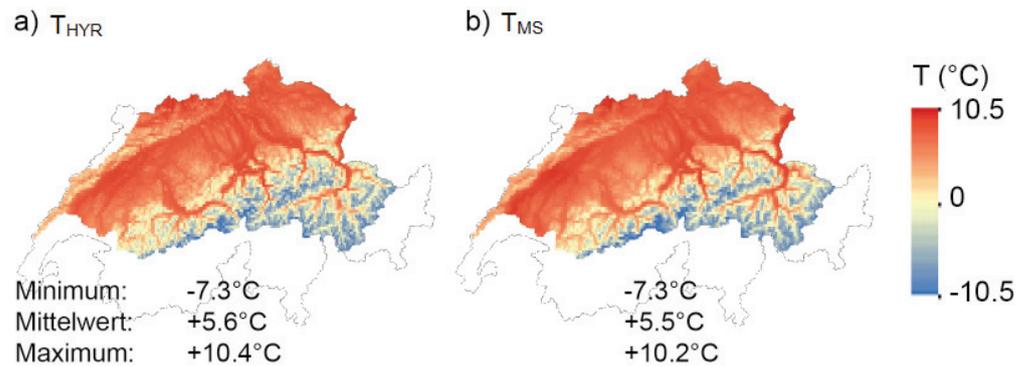
von ca. 15 x 15 km<sup>2</sup> und bis zu 400 km<sup>2</sup> im Gebirge aggregiert werden sollte. Ähnliche Empfehlungen gelten für SLFmap. Außerdem haben die drei Datenprodukte HYRAS, MS und SLFmap unterschiedliche Projektionssysteme, Rasterzellengrößen und Referenzpunkte (siehe Tab. 1 und Abb. 2). Aufgrund dieser Unterschiede sind die Rasterzellen der verschiedenen Datensätze nicht äquivalent und ein direkter Vergleich der modellierten und beobachteten

SWE für jede einzelne Rasterzelle ist ohne weitere Interpolation nicht möglich und würde zu zusätzlichen Unsicherheiten führen.

Aus diesen Gründen wurde neben einem anfänglichen, rein visuellen Vergleich der Originaldaten auf Rasterbasis der eigentliche Vergleich der berechneten Schneewasseräquivalente dann auf der Basis von 766 kleinen Teileinzugsgebieten ähnlicher Fläche (ca. 35 km<sup>2</sup>, siehe Abb. 1) geführt. Diese entsprechen der Schweizer Basiseinzugsgebietsgliederung, welche oft als Hauptgliederung in hydrologischen Modellen verwendet wird.

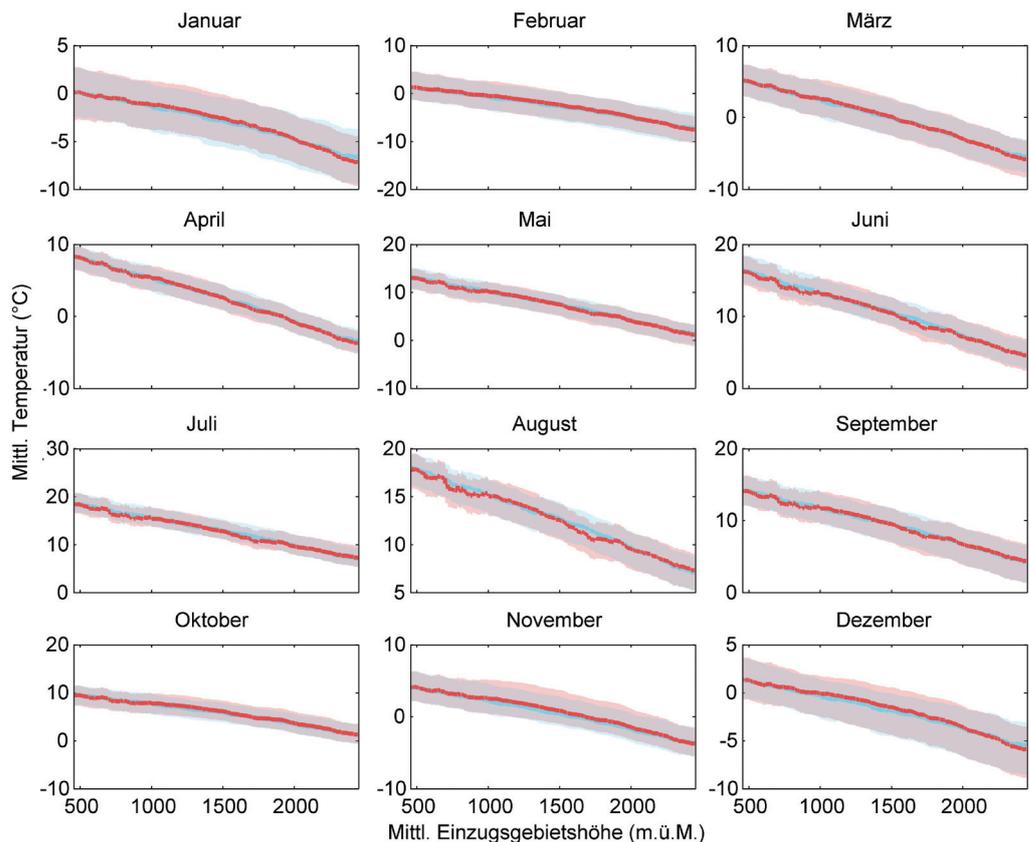
Für die hier vorgestellte Studie wurden aus den meteorologischen Produkten HYRAS und MS dafür zuerst jeweils für alle Rasterzellen und für jeden Tag die SWE-Werte (entspr. Abschnitt 3.1) berechnet (SWE<sub>HYR</sub> und SWE<sub>MS</sub>). Mittlere Temperatur, Niederschlag und SWE wurden dann für jedes EZG mit den drei Datensätzen als das gewichtete Mittel der Anteile der jeweiligen Rasterzellen in jedem EZG ermittelt. Diese Mittelwerte wurden abschließend miteinander verglichen. Aufgrund der Abnahme der Stationsdichte und der damit zunehmenden Unsicherheit von SWE-Modellierungen für Rasterzellen oberhalb von 2700 m ü. NN, wurden für den Vergleich aller Datensätze die Rasterzellen mit einer mittleren Höhe ≥ 2700 m ü. NN nicht berücksichtigt.

Um die Güte der SWE-Modellierung mit dem HYRAS- und dem MS-Pro-

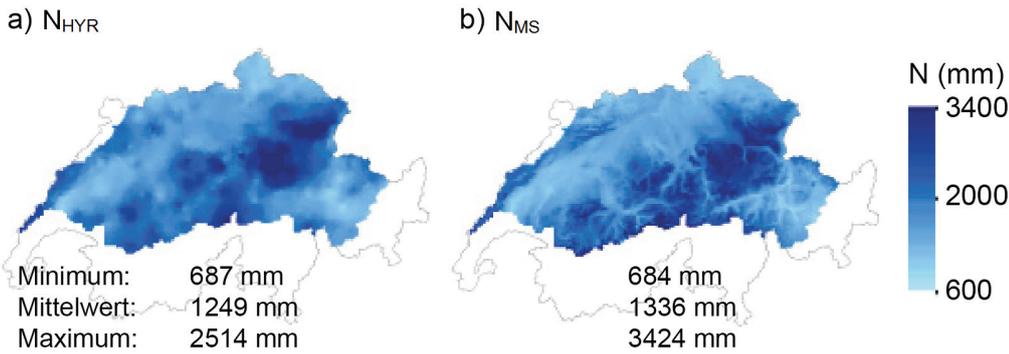


**Abbildung 3**  
Mittlere Jahrestemperaturen jeder Rasterzelle der T<sub>HYR</sub> (a) und T<sub>MS</sub> (b) Datensätze für den Zeitraum 1971 bis 2006.  
*Comparison of the mean annual temperature for each grid cell of the products T<sub>HYR</sub> (a) and T<sub>MS</sub> (b) for the period 1971 to 2006.*

dukt als Eingangsdaten mit dem beobachtungsbasierten SLFmap-Produkt zu vergleichen, wurden für jedes EZG die absoluten SWE-Werte beider meteorologischen Produkte mit dem SLFmap verglichen, die SWE-Abweichungen in Abhängigkeit der Höhe analysiert und der Pearson Korrelationskoeffizient  $r_{XY}$  zwischen den SWE-Zeitreihen berechnet (Gl. 4). Da Nullwerte oft ein Problem darstellen, wurde die Korrelation nur für Tage mit SWE > 10 mm bestimmt, was dem oft verwendeten SWE-Grenzwert für den Anfang des Winters entspricht (BENISTON, 2012; BAVAY et al.,



**Abbildung 4**  
Vergleich der Temperaturmonatsmittelwerte der Datensätze T<sub>HYR</sub> (blau) und T<sub>MS</sub> (rot) für alle 766 EZG und über den Zeitraum 1971 bis 2006. Die Werte sind nach den mittleren EZG-Höhen geordnet und daraus das gleitende Mittel (Linien) und die 10 %- und 90 %-Quantile (Flächen) berechnet. Unterschiedliche y-Achsenkalierung beachten.  
*Comparison of the mean monthly temperature of T<sub>HYR</sub> (blue) with T<sub>MS</sub> (red) for all 766 sub-basins and for the time period 1971 to 2006. The values are organized depending on the basins mean elevation. The moving average (line) and the 10 %- and 90 % quantiles (area) are shown. Note the different scales of the y-axis.*

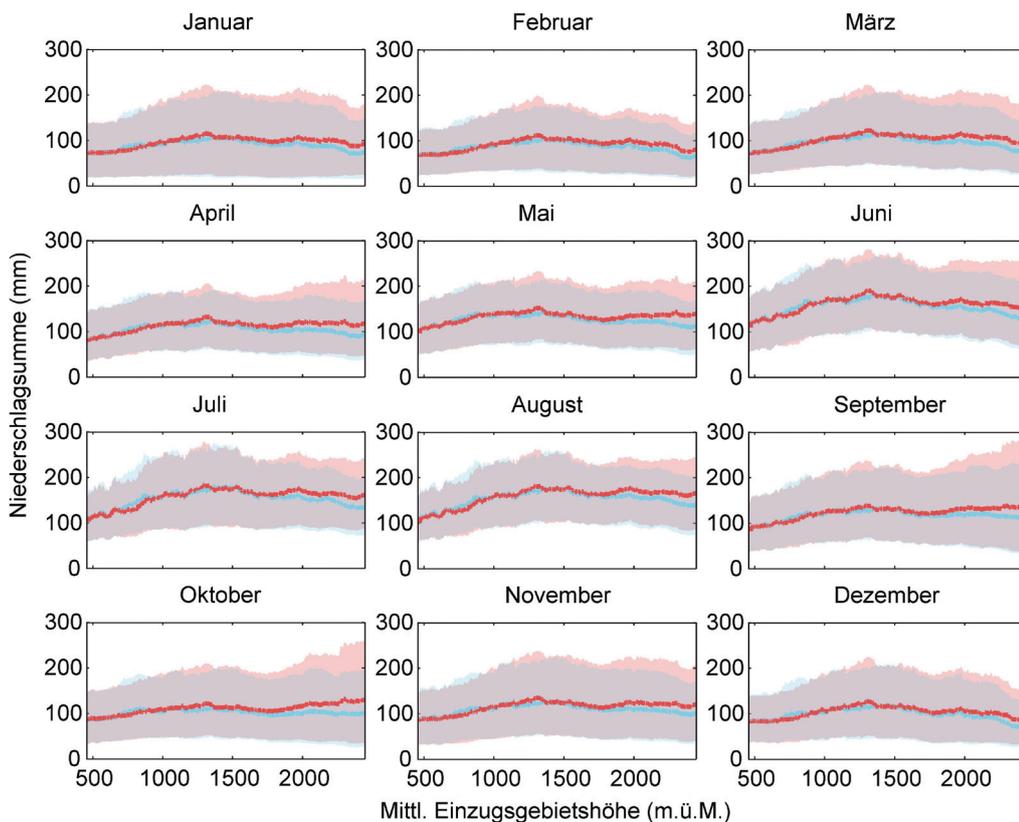


**Abbildung 5**  
Mittlere Jahresniederschlagssummen jeder Rasterzelle der N<sub>HYR</sub> (a) und N<sub>MS</sub> (b) Datensätze für den Zeitraum 1971 bis 2006.  
*Comparison of the mean annual precipitation sum for each grid cell of the products N<sub>HYR</sub> (a) and N<sub>MS</sub> (b) for the period 1971 to 2006.*

2013). Zudem wurden nur Datenreihen berücksichtigt, die mehr als 1.100 Werte hatten, was im Durchschnitt 30 Tagen Schnee im Jahr entspricht.

$$\rho_{X,Y} = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}} \quad (4)$$

Mit den zwei Datenreihen X und Y und der Länge der Datenreihe n.



**Abbildung 6**  
Vergleich der mittleren Niederschlagsmonatssummen der Datensätzen N<sub>HYR</sub> (blau) und N<sub>MS</sub> (rot) für alle 766 EZG und über den Zeitraum 1971 bis 2006. Die Werte sind nach den mittleren EZG-Höhen geordnet und daraus das gleitende Mittel (Linien) und die 10 %- und 90 %-Quantile (Flächen) berechnet.  
*Comparison of the mean monthly precipitation sum of N<sub>HYR</sub> (blue) with N<sub>MS</sub> (red) for all 766 sub-basins and for the time period 1971 to 2006. The values are organized depending on the basins mean elevation. The moving average (line) and the 10 %- and 90 % quantiles (area) are shown.*

## 4. Ergebnisse

### 4.1 Temperatur

Ein visueller Vergleich mittlerer Jahrestemperaturen für den Zeitraum 1971 bis 2006 aus den HYRAS- und MS-Datensätzen für jede Rasterzelle des Untersuchungsgebiets zeigt keine wesentlichen Unterschiede im Verteilungsmuster (Abb. 3) In beiden Datensätzen bildet sich die Topographie ab und die mittleren Jahrestemperaturen liegen mit 5.6 °C (T<sub>HYR</sub>) und 5.5 °C (T<sub>MS</sub>) nahe beieinander.

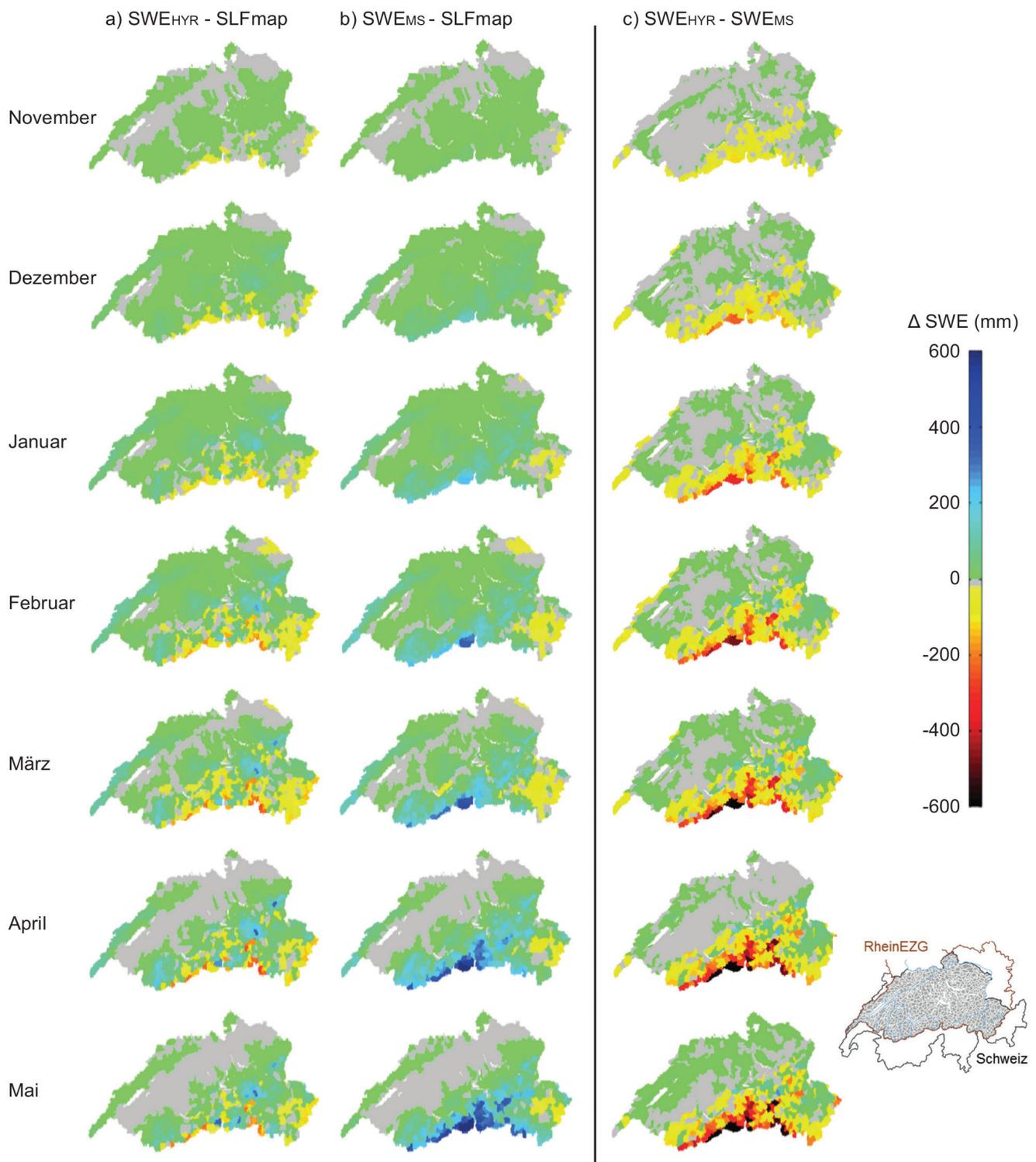
Abbildung 4 zeigt die mittleren Temperaturen für jeden Monat des Zeitraums 1971 bis 2006 für jedes EZG. Dafür wurden die EZG nach ihrer mittleren Höhe (aus dem Höhenmodell des SLFmap-Datensatzes) geordnet und das gleitende Mittel über jeweils 40 EZG mit ihren jeweiligen 10 %- und 90 %-Quantilen dargestellt. Generell stimmen die mittleren Temperaturen aus den HYRAS- und MS-Datensätzen sowie die Quantile gut überein. Die größten Unterschiede sind in Höhenlagen zwischen 500 und 1.000 m ü. NN und jahreszeitlich während der Sommermonate von Juni bis September zu finden. In diesen Höhenlagen sind im Sommer die T<sub>HYR</sub> tendenziell niedriger als die T<sub>MS</sub>. In beiden Datensätzen nimmt die Temperatur mit der Höhe ab. T<sub>MS</sub> weist im Höhenbereich 500 bis 2.000 m ü. NN teilweise starke Variationen auf, die sich sogar noch bei der Mittelung über 40 Gebiete zeigen. Diese Schwankungen sind im Sommer stärker, wenn die Temperaturunterschiede zwischen Tal und Gipfel am größten sind.

### 4.2 Niederschlag

Abbildung 5 vergleicht die mittleren Jahresniederschlagssummen N<sub>HYR</sub> und N<sub>MS</sub> für den Zeitraum 1971 bis 2006 für jede Rasterzelle. Die Niederschlagshöhen weisen im Gegenteil zur Temperatur nicht nur Höhengradienten, sondern auch große regionale Muster auf. Der alpine Teil im Süd-Osten des Rheinein-

zugsgebietes hat beispielsweise ähnlich wenig Niederschlag wie im Schweizer Mittelland (Nördlicher Teil des Untersuchungsgebiets). Die regionalen Muster der Datensätze sind im südlichen

Teil des Untersuchungsgebiets stark unterschiedlich und  $N_{MS}$  weist mehr Niederschlag als  $N_{HYR}$  auf. Die  $N_{HYR}$ -Niederschlagsfelder sehen auch räumlich gröber strukturiert aus als die von



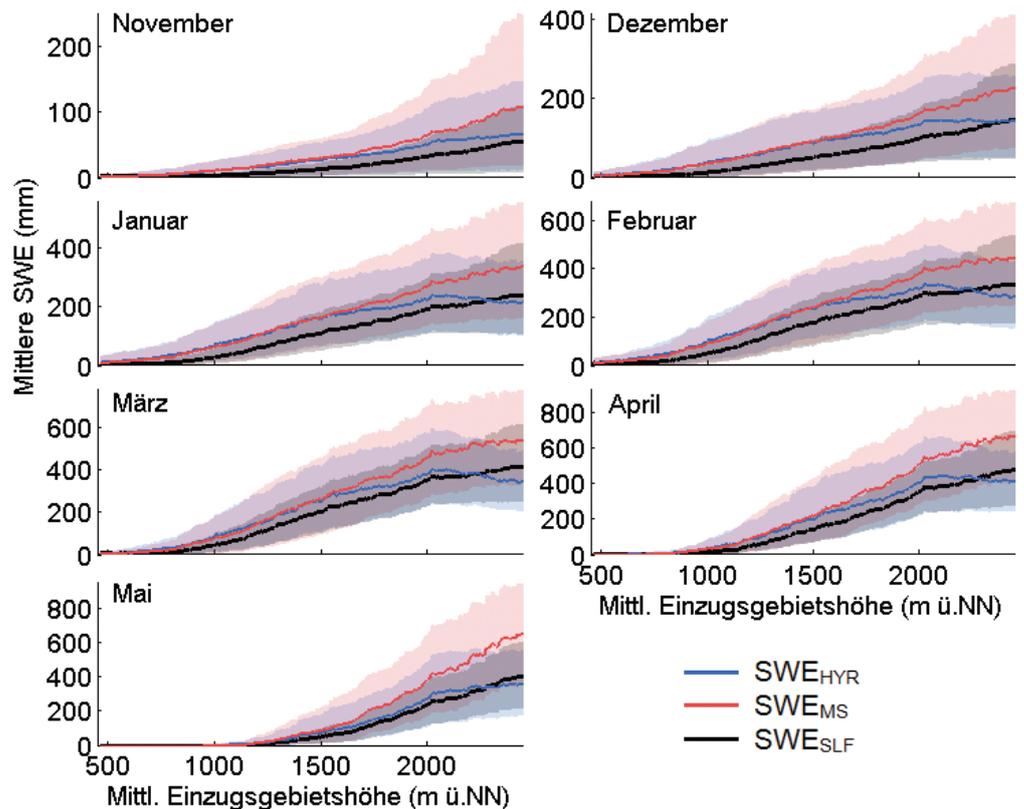
**Abbildung 7**  
 Differenz der mittleren monatlichen SWE der 766 EZG von (a)  $SWE_{HYR} - SLFmap$ , (b)  $SWE_{MS} - SLFmap$ , (c)  $SWE_{HYR} - SWE_{MS}$  für jeden Monat eines hydrologischen Jahres und für den Zeitraum 1971 bis 2006.  
 Difference of the mean monthly SWE of the 766 sub-basins for (a)  $SWE_{HYR} - SLFmap$ , (b)  $SWE_{MS} - SLFmap$ , (c)  $SWE_{HYR} - SWE_{MS}$  for each month of an hydrologic year and for the time period 1971 to 2006.

$N_{MS}$ .  $N_{MS}$  weist im Mittel mit 1.336 mm im Vergleich zu 1.249 mm für  $N_{HYR}$  höhere Niederschlagshöhen auf. Der Unterschied ist für den maximalen Niederschlag mit 2.514 mm ( $N_{HYR}$ ) und 3.424 mm ( $N_{MS}$ ) am größten. Dies betrifft besonders die höhergelegenen Gebiete.

Die mittleren Monatsniederschlagssummen wurden für jedes EZG und für den Zeitraum 1971 von 2006 berechnet und in Abbildung 6 nach den mittleren EZG-Höhen eingeordnet und entsprechend Abbildung 4 dargestellt. Es sind wesentliche Unterschiede zwischen den Datensätzen zu erkennen. Im Allgemeinen weisen  $N_{HYR}$  und  $N_{MS}$  für Höhenlagen unter 1.700 m ü. NN ähnliche Werte auf, und bei Höhenlagen über 1.700 m ü. NN sind die Niederschlagssummen von  $N_{MS}$  größer als die von  $N_{HYR}$ . Diese Unterschiede sind während der Sommermonate am größten. Im Gegensatz zur Temperatur kann keine Höhenabhängigkeit der Niederschlagssummen festgestellt werden. Die Niederschlagshöhen steigen für die Höhenlagen zwischen 500 und 1.200 m ü. NN an und bleiben dann für die restlichen Höhenlagen ungefähr konstant. Bei  $N_{HYR}$  nehmen die Niederschlagshöhen ab 2.000 m ü. NN leicht ab. Beide Datensätze zeigen ab einer Höhe von 2.200 m ü. NN eine Abnahme der Niederschlagshöhen bevor sie für die höheren Gebiete wieder zunehmen. Diese Abnahme wird hauptsächlich von einigen hochgelegten Gebieten im Süd-Osten des Einzugsgebiets (Kanton Graubünden) die weniger Niederschlag vorweisen, verursacht (siehe auch Jahresniederschlagssummen in Abb. 5).

### 4.3 Schneewasseräquivalente (SWE)

Für jedes EZG wurde das mittlere SWE für jeden Monat im Zeitraum 1971 bis 2006 mit dem Schneemodell aus den Temperatur- und Niederschlagswerten von den HYRAS- ( $SWE_{HYR}$ ) und MS- ( $SWE_{MS}$ ) Datensätzen modelliert. Dann wurden die mittleren SWE Differenzen in mm für jeden Monat zwischen November und Mai von  $SWE_{HYR}$  und SLFmap (Abb. 7 (a)),  $SWE_{MS}$  und SLFmap (Abb. 7 (b)), sowie  $SWE_{HYR}$  und  $SWE_{MS}$  (Abb. 7 (c)) berechnet. Die  $SWE_{HYR}$ -Werte für die nördlichen, tieferliegenden EZG sind im Vergleich zum SLFmap eher zu hoch und die Werte der nördlichen alpinen Bereiche im Gegenteil eher zu gering (Abb. 7 (a)). Die Unterschiede werden im Laufe des Winters stärker. Ähnlich wie bei dem  $SWE_{HYR}$  überschätzen die  $SWE_{MS}$ -Werte das SWE von SLFmap in den tieferen Lagen (Abb. 7 (b)). In den höheren Lagen sind die  $SWE_{MS}$ -Werte jedoch deutlich größer als



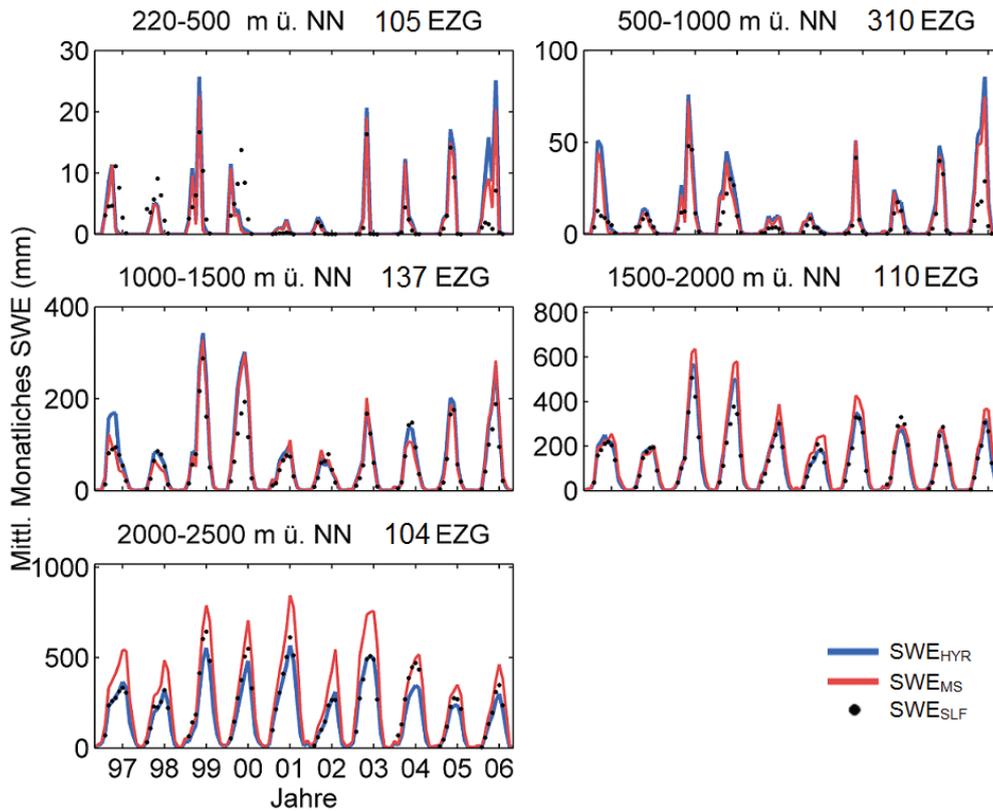
**Abbildung 8**

Vergleich der über das Jahr gemittelten  $SWE_{HYR}$  (blau),  $SWE_{MS}$  (rot) und  $SWE$ -Werte von SLFmap (schwarz) für alle 766 EZG und über den Zeitraum 1971 bis 2006. Die Werte sind nach den mittleren EZG-Höhen geordnet und daraus das gleitende Mittel (Linien) und die 10 %- und 90 %-Quantile (Flächen) berechnet. Unterschiedliche y-Achsenkalierung beachten.

Comparison of mean annual  $SWE_{HYR}$  (blue),  $SWE_{MS}$  (red), and  $SWE$ -values of SLFmap (black) for all 766 sub-basins and for the time period 1971 to 2006. The values are organized depending on the basins mean elevation. The moving average (line) and the 10 %- and 90 %-quantiles (area) are shown. Note: different y-axis scales.

das SWE von SLFmap. Nur im Süd-Osten des Einzugsgebiets, im Kanton Graubünden, unterschätzen die  $SWE_{MS}$ -Werte das SWE von SLFmap. Ähnlich wie bei dem  $SWE_{HYR}$ /SLFmap-Vergleich nehmen diese Unterschiede im Laufe des Winters zu. Der Vergleich der  $SWE_{HYR}$  und  $SWE_{MS}$  fasst diese Beobachtungen zusammen (Abb. 7 (c)). Die tieferen Gebiete weisen ähnliche SWE-Werte für beide Datensätze auf, wobei das  $SWE_{HYR}$  dazu tendiert, größere SWE-Werte als das  $SWE_{MS}$  zu zeigen. Im alpinen Bereich dreht sich dieser Trend aber um und das  $SWE_{MS}$  wird deutlich größer als das  $SWE_{HYR}$ . Diese Unterschiede werden im Laufe des Winters immer größer und erreichen Differenzen von bis zu 600 mm SWE ( $SWE_{HYR} - SWE_{MS}$ ).

In Abbildung 8 sind die mittleren monatlichen SWE-Werte der EZG nach mittlerer Einzugsgebietshöhe geordnet und das gleitende Mittel von 40 EZG und die 10 % und 90 % Quantile für  $SWE_{HYR}$ ,  $SWE_{MS}$  und das SWE von SLFmap dargestellt. Ähnlich wie für die räumlich dargestellten SWE-Werte in der Abbildung 7 und wie für den Niederschlag in Abbildung 6 sind die SWE-Werte aller Datensätze bis zu einer Höhe von 1.700 m ü. NN sehr ähnlich. Ab ca. 1.700 m ü. NN weist der MS-Datensatz größere SWE-Werte als die HYRAS- und SLFmap-Datensätze auf. Im Mai ist das  $SWE_{MS}$  in den höchsten Höhenlagen bis zu 400 mm größer als das  $SWE_{HYR}$  und SWE von SLFmap. Die Differenz zwischen  $SWE_{HYR}$  und SLFmap ist im Allgemeinen kleiner als die Differenz zwischen  $SWE_{MS}$  und



**Abbildung 9**  
 Jahresablauf des mittleren SWE aller EZG für die hydrologischen Jahre 1998 bis 2006 und der jeweiligen Höhenstufen. Unterschiedliche y-Achsenkalibrierung beachten.  
 Annual development of the mean monthly SWE of all basins for the hydrologic years 1998 to 2006 within each elevation band. Note: different y-axis scales.

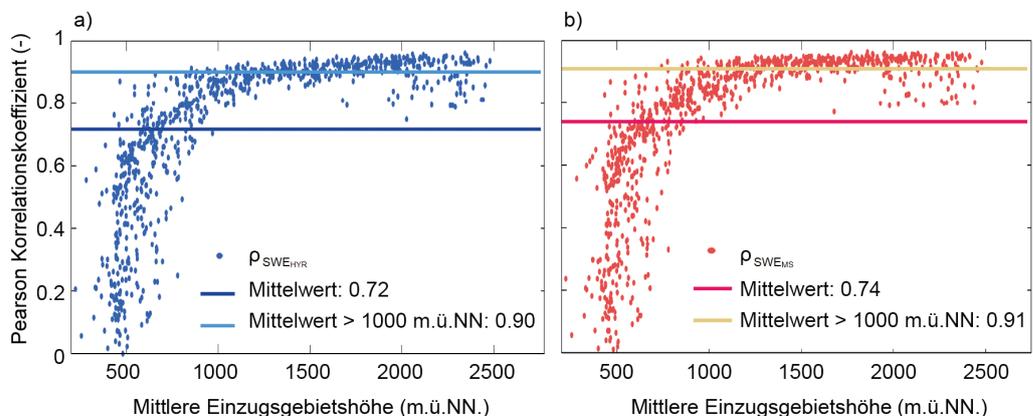
SLFmap. Die SWE-Variationen mit der Höhe der SLFmap wird aber vom MS-Datensatz wesentlich besser als vom HYRAS-Datensatz reproduziert. Dies gilt besonders für Höhenlagen > 2.000 m ü. NN. Das SWE<sub>MS</sub> und das SWE von SLFmap nehmen mit der Höhe im Allgemeinen zu, auch wenn zwei Plateaus in den Höhenbereichen 2.000 bis 2.100 m ü. NN und 2.300 bis 2.400 m ü. NN erreicht werden. Die SWE<sub>HYR</sub>-Werte hingegen erreichen ab ca. 2.000 m ü. NN ein Plateau und nehmen in Höhenlagen > 2.300 m ü. NN besonders in Februar und April wieder ab. Die 10 %- und 90 %-SWE Quantile des SWE<sub>MS</sub> weisen eine größere Bandbreite auf als die der SWE<sub>HYR</sub> und SWE von SLFmap und dies besonders in den höheren Lagen.

Abbildung 9 zeigt die Variabilität und Jahresdynamik des SWE der drei Datensätze gemittelt über alle EZG für jeweils 500m-Höhenstufen. Zur besseren Anschaulichkeit sind in den Abbildungen jeweils nur die Monatsmittelwerte für die hydrologischen Jahre

1998 bis 2006 dargestellt. Beim SWE-Vergleich muss berücksichtigt werden, dass die SWE-Werte des SLFmap-Produktes nur von November bis Mai zur Verfügung stehen. Allgemein zeigen die drei Datensätze die gleiche Jahresdynamik, d. h. Jahre mit besonders viel oder wenig Schnee stimmen bei allen drei Datensätzen gut überein. Die jährlichen Maxima und Minima der SWE<sub>HYR</sub> und SWE<sub>MS</sub>-Werte treten gleichzeitig auf wie die von SLFmap. Die Schmelzperiode beginnt jedoch bei den beiden modellierten Datensätzen später als bei dem beobachtungs-basierten SLFmap-Datensatz. Die Höhenstufen 220 bis 500, 500 bis 1.000 und 1.000 bis 1.500 m ü. NN zeigen sehr ähnliche SWE-Werte für alle drei Datensätze. Ab der Höhenstufe 1.500 bis 2.000 m ü. NN wird das SWE<sub>MS</sub> größer als das SWE<sub>HYR</sub>- und das SWE von SLFmap und in der Höhenstufe 2.000 bis 2.500 m ü. NN liegen die SWE<sub>MS</sub>-Werte deutlich höher und die SWE<sub>HYR</sub>-Werte eher tiefer

als die von SLFmap. Im Durchschnitt überschätzt das SWE<sub>MS</sub> die SWE-Werte von SLFmap stärker als das SWE<sub>HYR</sub> sie unterschätzt.

Abbildung 10 zeigt die Korrelationskoeffizienten zwischen den SWE-Werten von SLFmap und SWE<sub>HYR</sub> (Abb. 10a), resp. SWE<sub>MS</sub> (Abb. 10b). Je höher die EZG, desto stärker ist die Korrelation. Ab einer Höhe von 1.000 m ü. NN sind die Korrelationskoeffizienten im Mittel 0.90 (HYRAS) und 0.91 (MeteoSchweiz), was bedeutet,



**Abbildung 10**  
 Korrelationskoeffizienten der täglichen SWE je EZG zwischen SLFmap und den SWE<sub>HYR</sub> (a) oder SWE<sub>MS</sub> (b) für den Zeitraum 1971 bis 2006 in Abhängigkeit der mittleren Höhe des Einzugsgebietes.  
 Correlation coefficients of the daily SWE between SLFmap and SWE<sub>HYR</sub> (a), or SWE<sub>MS</sub> (b) for the time period 1971 to 2006.

dass beide Datensätze für diese Höhenlagen die SWE-Werte von SLFmap in der Dynamik gut wiedergeben können. In den tieferen EZG wird SLFmap von  $SWE_{HYR}$  und  $SWE_{MS}$  weniger gut erfasst und für Gebiete mit Höhe  $< 1.000$  m ü. NN variieren die Korrelationskoeffizienten zwischen 0.25 und 0.85. Ähnliche Resultate wie für das Pearsons Korrelationskoeffizient wurden mit dem Spearmans Rangkorrelationskoeffizient gefunden.

## 5 Diskussion

Der direkte Vergleich der meteorologischen Produkte HYRAS und MS bzw. ihrer Temperatur und Niederschlagswerte und Muster macht deutlich, dass der Hauptunterschied zwischen den zwei Datensätzen im Niederschlag liegt. Die Temperatur in den Alpen weist eine große Höhenabhängigkeit auf, die von beiden Datensätzen ähnlich gut repräsentiert wird. Die Niederschlagsfelder hängen dagegen weniger von der Höhe ab, sondern von anderen durch die Topographie bedingten Faktoren wie den Windfeldern, der Richtung der Luftmassenströmung, Konvektion, etc. und werden auch von den regionalen Wetterlagen stark beeinflusst (u. a. SEVRUK, 1997; ROE, 2005; MASSON & FREI, 2014). Deshalb hat der Tagesniederschlag eine große räumliche Variabilität, die seine Interpolation sehr komplex macht (MASSON & FREI, 2014). Eine Annahme linearer Niederschlagsgradienten wäre also nur beschränkt zufriedenstellend (SCHÄDLER & WEINGARTNER, 2002). Die durch die Interpolation entstandenen Unsicherheiten sind somit generell für den Niederschlag größer als für die Temperatur.

Die Schwankungen von Temperatur und Niederschlag des MS-Datensatz mit der mittleren Einzugsgebietshöhe (Abb. 4 und 6) lassen sich teilweise durch das digitale Höhenmodell des MS-Datensatzes erklären, welches sich leicht vom Höhenmodell der HYRAS- und SLFmap-Produkte unterscheidet. Die mittlere Höhe eines EZG im MS-Datensatzes ist oft deutlich größer oder deutlich kleiner als die Höhe der anderen Produkte. Dadurch repräsentiert die mittlere Temperatur eines Einzugsgebiets  $T_{MS}$  u.U. eine andere Höhenlage als die Referenzhöhe von SLFmap. Warum das Höhenmodell der MS-Produkte sich unterscheidet, konnte im Rahmen der Arbeit nicht vollständig geklärt werden, hängt nach Aussage von MeteoSchweiz evtl. aber mit der Kartenprojektion zusammen.

Beide meteorologische Datensätze HYRAS und MS benutzen Hintergrundfelder um die regionale Variabilität der Niederschlagsfelder abzubilden. Diese Methodik wurde in der Analyse von MASSON & FREI (2014) als eine der besten Methoden zur Interpolation der Tagesniederschlagshöhen im Alpenraum bewertet. Beide Produkte verwenden jedoch verschiedene Ansätze um diese Hintergrundfelder zu bestimmen, was zum größten Teil die unterschiedlichen Niederschlagssummen  $N_{HYR}$  und  $N_{MS}$  erklärt. Die Hintergrundfelder von  $N_{HYR}$  wurden aus mindestens 60 Stationen mit ähnlicher Klimatologie erzeugt und dann mithilfe einer Clusteranalyse in 30 verschiedenen Regionen eingeteilt, für welche clusterweite Gradienten verwendet wurden (RAUTHE et al., 2013). Dieser Ansatz ist zwar für das große Gebiet, das vom Datensatz abgedeckt wird, geeignet, führt aber zu gewissen Vereinfachungen im Alpenraum, wo die meteorologischen Daten die größte räumliche Variabilität aufweisen, und wo die Stationsdichte am geringsten ist. In  $N_{MS}$  wurden die Hintergrundfelder hauptsächlich dadurch gebildet, dass die Alpen als Alpensüd- und Alpennordseite getrennt betrachtet und die

Gradienten lokal bestimmt wurden. Diese Einteilung wurde von SEVRUK (1997) als einer der wichtigsten Faktoren für die räumliche Variabilität der Niederschlagsfelder in den Alpen erkannt. Weitere Details sind u. a. bei SCHWARB (2000) und SCHERRER et al. (2004) zu finden. Zudem wird die räumliche Variabilität der Messstationen durch die Verwendung eines variablen Radius für die Wahl der zu interpolierten Stationen in  $N_{MS}$  besser erfasst. Dies ermöglicht auch eine bessere Nutzung der kleinräumigen Informationen, wenn die Stationsdichte hoch ist (ISOTTA et al., 2014). Das Verfahren zur Interpolation von  $N_{MS}$  wurde spezifisch für alpine Gebiete entwickelt, während das HYRAS-Verfahren für die gesamten Flussgebiete Deutschlands anwendbar sein musste. Aus diesen Gründen weist  $N_{MS}$  im Gebirge mehr Struktur als  $N_{HYR}$  auf und scheint die Variabilität der Niederschlagsfelder detaillierter wieder zu geben.

Unterschiede zwischen den beiden Datensätzen sind nicht nur in der Struktur der Niederschlagsfelder zu finden. Auch die Niederschlagssummen  $N_{MS}$  sind durchschnittlich höher als  $N_{HYR}$ . Somit steht im Alpenraum bei  $N_{MS}$  mehr Wasser zur Verfügung. Dies wird einerseits von den räumlich detaillierteren Höhengradienten von  $N_{MS}$ , die zu mehr Niederschlag in den höheren Lagen führen, erklärt. Andererseits kann der Unterschied auch am Interpolationsverfahren liegen. Der Glättungseffekt der IDW-Interpolation führt im  $N_{MS}$  zur Unterschätzung der großen Ereignisse (um 10 bis 20 %) und zur Überschätzung der kleinen Ereignisse - selbst für Rasterzellen, auf denen eine Station liegt (u. a. ISOTTA et al., 2014). Im  $N_{HYR}$  wurde das Problem umgegangen, in dem der Messwert anstelle des Interpolationswertes verwendet wurde, wenn die Rasterzelle eine Station beinhaltet. Ein Vorteil davon ist, dass die Extremereignisse besser nachgebildet werden (RAUTHE et al., 2013), dies kann jedoch auch zu Homogenitätsproblemen führen (ISOTTA et al., 2014).

Die zwei Datensätze HYRAS und MS wurden von den Entwicklern jeweils durch eine Kreuzvalidierung der verwendeten Stationsdaten qualitativ überprüft (FREI et al., 2008; FRICK et al., 2014; FREI, 2014; FRICK et al., 2014; ISOTTA et al., 2014). Wie SCHÄDLER & WEINGARTNER (2002) betonen, ist die „Wahrheit“ bei interpolierten Produkten nicht bekannt, da zwischen den Messstationen keine Beobachtungen zur Verfügung stehen und somit auch wenig Prüfungsmöglichkeit besteht. Deshalb ist die Kreuzvalidierung der Produkte für die Güte der interpolierten Räume nur begrenzt aussagekräftig. Dies gilt besonders für die hochgelegenen Bereiche, wo die Dichte der Messstationen gering ist. Hier besteht die Notwendigkeit, die Eignung solcher Produkte für die verschiedenen Anwendungsbereiche unabhängig zu überprüfen. Ein solcher Anwendungsbereich und ein Teil jeder hydrologischen Modellierung in der betrachteten Region ist die Modellierung der Schneedecke. Es ist also notwendig zu überprüfen, ob die Schneeakkumulation und -schmelze im Laufe des Winters mit interpolierten meteorologischen Datensätzen wie HYRAS und MS gut abgebildet werden. In der vorliegenden Analyse wurden deshalb die aus den zwei meteorologischen Datensätzen modellierten Schneewasseräquivalente ( $SWE_{HYR}$  und  $SWE_{MS}$ ) mit den SWE-Werten von SLFmap verglichen. Letzterer stammt aus einer unabhängigen Datenquelle. Auch wenn der SLFmap-Datensatz ebenfalls modelliert wurde, kann davon ausgegangen werden, dass dieses Produkt das SWE bestmöglich abbildet. Es basiert auf direkten Messungen der Schneedecke mit einer höheren Stationsdichte als die Niederschlagsprodukte (344 Messstationen). Eine Übereinstimmung aller drei SWE-Produkte kann auch

das Vertrauen zur Verwendung stärken, d. h. der Vergleich der drei Datensätze gibt auch Auskunft über die Unsicherheit der Schneemodellierung.

Laut DOZIER et al. (2016) bleibt die Ermittlung der räumlichen Verteilung des Schneewasseräquivalents im Hochgebirge das wichtigste ungelöste Problem der Schneehydrologie. Somit ist eine flächendeckende Validierung von Schneemodellierungen schwierig. In-situ Schneemessungen ermöglichen seit Jahrzehnten Schneehöhen und SWE akkurat zu messen aber die Stationsdichte nimmt mit der Höhe drastisch ab (u. a. FREI & SCHÄR, 1998; SCHÄDLER & WEINGARTNER, 2002) und die einzelnen Stationen können die durch die komplexe Topographie bedingte Variabilität der Schneedecke nicht wiedergeben. Mit Hilfe der Fernerkundung ist es möglich, die räumliche Variabilität der Schneedecke zu erfassen. Satellitenbilder geben aber keine Auskunft über die Menge des Schnees und viele Daten sind aufgrund von Wolkenbedeckung nicht verwendbar (u. a. HÜSLER et al., 2014). MARTINEC & RANGO (1981) entwickelten eine Methode, um die räumliche Verteilung des SWE aus dem Abfluss und mittels Fernerkundungsdaten zu rekonstruieren. Diese Methode hat den Nachteil, dass der Schnee erst nach dem Schmelzen modelliert werden kann und die Aufbauphasen sind schwer zu erfassen (DOZIER et al., 2016). Flugzeuggestützte Vermessungen der Schneehöhe in Kombination mit modellierten Schneedichten ermöglichen heutzutage die räumliche Verteilung vom SWE in hoher räumlicher Auflösung zu bestimmen (DEEMS et al., 2013). Diese Technologie steht jedoch erst seit wenigen Jahren zur Verfügung und eignet sich meistens nur für kleinere Gebiete (DOZIER et al., 2016). Das SLFmap-Produkt wurde mithilfe von in-situ Tagesschneemessungen, Verteilungsmustern auf Basis hochaufgelöster luftgestützter Laservermessung und physikalisch-basierten Modellen ermittelt und stellt somit mit den heutigen Mitteln die beste Möglichkeit dar, die Schneemodellierung des vorliegenden Projektes zu validieren.

Die Tageswerte der meteorologischen Datenprodukte auf Rasterzellenskala sind stark von der Hintergrundklimatologie beeinflusst und spiegeln somit eher das langjährige Mittel, als den tatsächlichen Tageswert wieder (u. a. ISOTTA et al., 2014). Einzelne Werte der Rasterdatensätze weisen im Allgemeinen eine hohe Wahrscheinlichkeit von Zufallsfehlern auf (HAYLOCK et al., 2008; RAUTHE et al., 2013; ISOTTA et al., 2014). Daher ist die wahre zeitliche und räumliche Auflösung solcher hochaufgelöster interpolierter Rasterdatensätze wie HYRAS, MS oder SLFmap schwierig festzulegen. Es muss beachtet werden, dass die Genauigkeit der homogenisierten SWE-Karten des SLFmap-Produkt (1972 bis 2000) im Spätfrühling während der Ausaperung beschränkt ist. Daher sollten allgemein keine Tagesdifferenzen als Maß für Akkumulations- und/oder Schmelzmengen abgeleitet werden. Um diese Unsicherheiten beim Vergleich der Datensätzen zu beseitigen, wurde die vorgestellte Analyse für aus Tageswerten berechnete Monatsmittelwerte der Temperatur, des Niederschlags und des SWE und für 766 Einzugsgebiete mit einer mittleren Fläche von 35 km<sup>2</sup> durchgeführt. Diese methodischen Ansätze sind konservativer als die Empfehlungen der Autoren der verschiedenen Datensätze. Damit sollte ausgeschlossen sein, dass die Resultate von Zufallsfehlern beeinflusst werden.

Der Vergleich der Schneewasseräquivalente ergibt ähnliche Unterschiede wie der Vergleich der mittleren Niederschlagssummen. Die SWE<sub>HYR</sub>-Werte sind für EZG mit mittlerer Höhe

> 1.700 m ü. NN geringer als die SWE<sub>MS</sub>-Werte und mit der Höhe dann auch geringer als das SWE von SLFmap, während sie für die tieferen EZG eher größer sind als das SWE<sub>MS</sub> und das SLFmap. Im Gegensatz dazu sind die SWE<sub>MS</sub>-Werte oberhalb derselben Höhe größer und unterhalb eher kleiner als der Referenzdatensatz SLFmap. Die SWE-Unterschiede nehmen mit der Höhe zu und in den höchsten Lagen weichen SWE<sub>HYR</sub> und SWE<sub>MS</sub> bis zu 600 mm voneinander ab. Dies entspricht den Höhenlagen, an denen die Stationsdichte am kleinsten ist. RALEIGH & LUNDQUIST (2012) beobachteten, dass Modellergebnisse für die SWE-Modellierung in Gebieten mit weniger Stationsdaten bessere SWE-Abschätzungen liefern als die aus meteorologischen Rasterprodukten berechneten SWE-Werte. Die Differenz wird im Laufe des Winters größer, was an der Akkumulation der SWE-Unterschiede über den ganzen Winter liegt. Die Höhengradienten von SWE<sub>HYR</sub> sind flacher als die von SWE<sub>MS</sub> und erreichen ab ca. 2.300 m ü. NN eine Art Plateau, mit teilweise sogar abnehmenden SWE ab dieser Höhe. Dies spiegelt die Strukturunterschiede der Niederschlagsfelder wieder. Der MS-Datensatz scheint für die höheren Lagen die Höhengradienten von SLFmap besser nachzubilden. Trotzdem sind die Differenzen zwischen SWE<sub>HYR</sub> und SLFmap allgemein kleiner als die Differenzen zwischen SWE<sub>MS</sub> und SLFmap. Die Ähnlichkeit der modellierten SWE-Werte gegenüber dem Unterschied zu den Beobachtungen mag auch an der Wahl des Schneefallkorrekturfaktors, welcher im Rahmen dieser Arbeit auf 1.2 festgelegt wurde, liegen. Ein anderer Korrekturfaktor würde die absoluten Differenzen zu SLFmap verschieben.

Die jährliche und inter-jährliche Dynamik der Schneedecke von SLFmap wird von beiden modellierten Datensätzen gut nachgebildet, was mittlere Korrelationskoeffizienten von 0.73 für alle EZG für beide Datensätze belegen. Dabei ist die Korrelation für höhere Gebiete > 1.000 m ü. NN mit 0.90 (SWE<sub>HYR</sub>) und 0.91 (SWE<sub>MS</sub>) besser als für die tieferen Lagen. Dies liegt einerseits an den geringen Schneemengen der tiefliegenden Gebiete, die die relativen SWE-Differenzen zwischen den Datensätzen erhöhen. Andererseits kann es auch am großen Anteil an Tagen ohne Schnee liegen und somit am Anteil der Nullwerte, die die Korrelation beeinflussen. Modellierungsstudien (ETCHEVERS et al., 2002; ESSERY et al., 2009; RUTTER et al., 2009) zeigen zudem, dass sogar mit lokalen meteorologischen Daten die Simulation des SWE in Gebieten mit intermittierenden Schneedecken sehr schwierig ist, auch wenn die Modelle physikalisch begründet sind.

Bei dem Vergleich der mit den HYRAS- und MS-Produkten modellierten Schneewasseräquivalente mit dem SLFmap-Produkt wurde bewusst auf eine Kalibrierung des Modells und auf eine Korrektur der Niederschlagsdaten verzichtet, da nur der Einfluss der Eingangsdatensätze im Modell bewertet werden sollte. Deshalb war es wichtig, für beide Datensätze die gleichen Modellparameter anzuwenden. Da beide Datensätze ohne Kalibrierung die SWE-Verteilung und Dynamik allgemein gut wiedergeben konnten, wird ihr Potential für die Schneemodellierung als hoch eingeschätzt. Durch eine sorgfältige Kalibrierung und eine passende Niederschlagskorrektur können regional sicherlich deutlich verbesserte Anpassungen erreicht werden. SEVRUK (1985) schätzt für die Schweiz, dass der systematische Fehler in den Messwerten des Niederschlags zwischen 4 % in tiefen Höhenlagen im Sommer und bis zu 40 % über 1.500 m ü. NN im Winter liegt. Dabei muss beachtet werden, dass die Niederschlagskorrektur regional stark unterschiedlich ist und nicht nur von der Höhe bestimmt werden darf (SEVRUK & ZAHLAVOVA, 1994). Für das ASG-Rhein-Projekt

wurden die Niederschlagsdaten aus dem HYRAS-Datensatz für die Abflussmodellierung von 49 Kopfeinzugsgebieten des Rheineinzugsgebiets verwendet (BELZ et al., 2017; STAHL et al., 2016). Die Daten wurden einerseits mit dem Ansatz von Sevruk (1985) und andererseits anhand der Wasserbilanz, Abfluss- und Verdunstungsdaten korrigiert. Dabei konnten mit Korrekturen von ca. 10 bis 85 % große regionale Unterschiede beobachtet werden. Die notwendige Niederschlagskorrektur hängt auch von der Jahreszeit ab, da Schneefall bei sehr tiefen Temperaturen leichter ist als Regen und somit stärker vom Wind vertrieben wird (SEVRUK, 1983; SCHWARB, 2000). Die guten Resultate der Modellierung der Schneemengen und -dynamik im Laufe des Winters mit den HYRAS und MS meteorologischen Produkten verglichen zum beobachtungs-basierten und physikalisch modellierten SWE-Werte vom SLFmap zeigen das wichtige Zusammenspiel von Temperatur und Niederschlag in der Schneemodellierung. Besondere Aufmerksamkeit bei einer regionalen Anpassung sollte also auf die Bestimmung der Grenztemperatur von Schneefall und Regen und letztlich auf die Anpassung des Grad-Tag-Faktors gelegt werden, z. B. ebenfalls durch eine sorgfältige Kalibrierung.

Zusammenfassend waren beide meteorologischen Datensätze für die Modellierung der SWE-Verteilung und Dynamik geeignet. Der MS-Datensatz wies dabei mehr Struktur auf als der HYRAS-Datensatz, insbesondere in den höheren Lagen. Somit mag er für eine flächendetaillierte Modellierung der Schneedecke in kleinen Einzugsgebieten besser geeignet sein als HYRAS. Bei der Anwendung auf eher größeren Skalen ist HYRAS ausreichend und hat den Vorteil, dass der Datensatz die gesamten Flussgebiete von Rhein, Donau, Elbe und Oder abdeckt. Der HYRAS-Datensatz beginnt ab dem Jahr 1950 zwar früher als der MS-Datensatz, der erst ab 1961 verfügbar ist, wird aber im Vergleich zum MS-Datensatz nicht jedes Jahr ergänzt sondern endet im Jahr 2006. Die beiden meteorologischen Datensätze wurden auch bereits schon für die hydrologische Modellierung eines alpinen Einzugsgebietes oberhalb des Gigerwaldsees verwendet (ETTER 2014). Der Vergleich hat gezeigt, dass dabei der Abfluss sowohl mit dem HYRAS- als auch dem MS-Produkt als Inputdaten für das HBV-Modell gut nachgebildet wurde. Die Resultate mit dem HYRAS-Datensatz waren etwas besser als die mit dem MS-Datensatz. Letztlich muss die Entscheidung also vom Anwender je nach Anwendungsziele getroffen werden.

## 6 Zusammenfassung

Die vorgestellte Analyse vergleicht die beiden hochaufgelösten interpolierten meteorologischen Datensätze HYRAS und MS bzgl. ihrer Eignung als Eingangsdaten für die zeitliche und räumliche Verteilung des Schneewasseräquivalents auf großer Skala. Hierzu verglich sie die modellierten SWE mit den aus Schneehöhen interpolierten SWE des unabhängigen Produktes SLFmap. Grundsätzlich lässt die gefundene Übereinstimmung die Schlussfolgerung zu, dass beide Datensätze für die hydrologische Abflussmodellierung im Alpenraum geeignet sind. Bei der Anwendung sind trotzdem beträchtliche Unterschiede zwischen den Produkten zu beachten. Der größte Unterschied zwischen den HYRAS- und MS-Produkten liegt dabei beim Niederschlag, der stark von den regionalen klimatischen Hintergrundfeldern abhängt. Beide Interpolationsverfahren beinhalten neben den üblichen systematischen Fehlern und Zufallsfehlern der Messstationen Unsicherheiten, die durch die Interpolation entstehen und zum Teil zu großen Unterschieden in den Niederschlags-höhen führen. Die Niederschlagsfelder  $N_{MS}$  weisen besonders

in den höheren Lagen, die für die Schneemodellierung eine wichtigere Rolle spielen, mehr Struktur auf als die  $N_{HYR}$ . Der Vergleich der Schneewasseräquivalente hat aber gezeigt dass beide meteorologischen Datensätze den Jahresablauf und die zwischenjährliche Variabilität der Schneedecke im Vergleich zum SLFmap selbst ohne Modellkalibrierung und Niederschlagskorrekturen im Allgemeinen gut bis sehr gut darstellen können. Dies zeigt das hohe Potential der interpolierten meteorologischen Produkte für die Schneemodellierung, wenn ein Schneemodell entsprechend angepasst und parametrisiert wird.

Da sich beide Niederschlagsprodukte auf nicht korrigierte Messstationen stützen, müssen die Daten bei ihrer Anwendung noch für die systematischen Fehler der Schnee- und Niederschlagsmessungen durch den Windeinfluss korrigiert werden. Da die Repräsentativität der Stationsstandorte für den Gesamtniederschlag in Gebirgseinzugsgebieten mit teils steilem Gelände immer mit großen Unsicherheiten behaftet ist, scheint eine Niederschlagskorrektur im Rahmen einer Kalibration von Schneemodellen als Teil hydrologischer Modelle sicherlich empfehlenswert. Erwartungsgemäß zeigt sich, dass die Unsicherheit für alle drei Datensätze (HYRAS, MS und SLFmap) mit der Höhe zunimmt und dass auch die Unterschiede zwischen den drei Datensätzen ab 1.700 m ü. NN deutlich zunehmen. Ab diesen Höhen wird das  $SWE_{HYR}$  im Vergleich zum SLFmap-Produkt eher unterschätzt, während  $SWE_{MS}$  deutlich zur Überschätzung der SWE-Werte des SLFmap führt. Der Vergleich von modellierten SWE-Werten mit den beobachtungs-basierten SWE-Werten wird dabei von der Parameterwahl beeinflusst. Da es für die hydrologische Modellierung alpiner Einzugsgebiete in vielen Gebieten keine verfügbaren Messdaten gibt, stellen interpolierte Rasterprodukte wie der HYRAS-Datensatz von DWD und BfG und der MS-Datensatz von MeteoSchweiz einen guten Kompromiss zwischen Realität und Modellierung dar. In der Zukunft werden derartige Produkte für die hydrologische Modellierung vermehrt benötigt, weshalb es einerseits wichtig ist, die Stationsdichte eher zu erhöhen als zu verringern. Andererseits müssen neue Verfahren entwickelt werden, um diese Produkte unabhängig und insbesondere für die hydrologische Anwendung auszuwerten.

## Summary

In this study we compared the high resolution interpolated meteorological products HYRAS and MS to assess their suitability as input data for modeling the temporal and spatial development of snow water equivalent (SWE) on a large scale. SWE-values were modeled with both meteorological datasets and then compared to the SWE-values of the independent SLFmap product, which consists of interpolated snow depths measurements. Overall, the modeled SWE-values of both meteorological datasets were in good agreement with the SLFmap product. Thus we conclude that both datasets are suitable for hydrological modeling in alpine basins. However, the comparison also showed considerable differences between the meteorological products. As precipitation strongly depends on the regional climatology, precipitation data was found to show the largest discrepancies. Both precipitation datasets contain the systematic and random errors typical of measurement stations but also uncertainties due to the interpolation itself. This can lead to large differences between the precipitation values. The  $N_{MS}$  Precipitation fields exhibited more structure and details than  $N_{HYR}$ , especially at high elevations, which play an important role for snow modeling. Nevertheless,

the comparison with the SLFmap product showed that both meteorological datasets were able to represent well the seasonal development and the inter-annual variability of the snow cover, even without model calibration or correction of the precipitation data. This shows the high potential of interpolated meteorological products for snow modeling, especially if a snow model is primarily adequately calibrated and parameterized.

Both precipitation products are based on uncorrected data from measurement stations. The precipitation data needs therefore to be corrected prior to use because of systematic errors of snow and precipitation measurements due to wind. Furthermore, mountains are characterized by large differences in elevation and steep slopes and overall measurement stations cannot cover the high spatial variability of precipitation in such basins. Precipitation data should therefore be corrected within the calibration of a snow model in the hydrological model. The uncertainty of all three datasets (HYRAS, MS and SLFmap) increased with elevation and differences between the SWE-values above 1700 m asl increased substantially. Above this elevation, the SWE<sub>HYR</sub>-values are slightly underestimated compared to the SLFmap product, while the SWE<sub>MS</sub>-values led to a definite overestimation of the SWE-values from SLFmap product. The comparison of the modeled SWE-values with the observation-based SWE-values from SLFmap might thereby be influenced by the choice of the model parameters. In many alpine watersheds, no measurement data is available for hydrological modeling. For these watersheds, interpolated gridded datasets, as the HYRAS-dataset and the MS-dataset, constitute a good compromise between reality and modeling. In the future the need for suchlike products will increase. It is therefore important on the one hand to increase the density of measurement stations. On the other hand, new methods have to be developed to validate this kind of product and to assess their reliability for use in hydrology.

### Danksagung

Die Autoren danken MeteoSchweiz, dem DWD, der BfG und dem SLF für die Bereitstellung der meteorologischen Datensätze und der Schneekarten. Die Erstautorin wurde von einem Stipendium der Deutschen Bundesstiftung für Umwelt (DBU) gefördert. Die Arbeit wurde außerdem durch Zusatzaufträge der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) und des Bundesamts für Umwelt der Schweiz (BAFU) unterstützt, die im Rahmen des im Kontext des Wirkens der Kommission für die Hydrologie des Rheingebiets (KHR/CHR) durchgeführten Forschungsprojekts „Abflussanteile aus Schnee- und Gletscherschmelze im Rhein und seinen Zuflüssen vor dem Hintergrund des Klimawandels (ASG-Rhein)“ bearbeitet wurden. Die Autoren möchten sich bei dem ASG-Projektleiter Jörg Belz und der ASG-Projekt Steuerungsgruppe sowie bei Christoph Frei und Ole Rössler für die wertvolle Beratung bedanken.

### Anschriften der Verfasser:

Daphné Freudiger  
 Prof. Dr. Markus Weiler  
 Prof. Dr. Kerstin Stahl  
 Barbara Frielingsdorf  
 Andreas Steinbrich  
 Albert-Ludwigs-Universität Freiburg  
 Fakultät für Umwelt und Natürliche Ressourcen,  
 Universität Freiburg/Br.  
 Fahnenbergplatz, 79098 Freiburg i. Br.

daphne.freudiger@hydrology.uni-freiburg.de  
 markus.weiler@hydrology.uni-freiburg.de  
 kerstin.stahl@hydrology.uni-freiburg.de  
 barbara.frielingsdorf@web.de  
 andreas.steinbrich@hydrology.uni-freiburg.de

Nena Griessinger  
 WSL Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF  
 Flüelastr. 11, CH-7260 Davos Dorf  
 nena.griessinger@slf.ch

Prof. Dr. Jan Seibert  
 Universität Zürich  
 Gruppe Hydrologie und Klima - Geographisches Institut  
 Winterthurerstr. 190, CH-8057 Zürich  
 jan.seibert@geo.uzh.ch

### Literaturverzeichnis

- BAVAY, M., T. GRÜNEWALD & M. LEHNING (2013): Response of snow cover and runoff to climate change in high Alpine catchments of Eastern Switzerland. *Advances in Water Resources*, 55, 4–16
- BELZ, J.U., KRAHE, P. & STAHL, K. (2017): Projektbericht ASG-Rhein - Abflussanteile aus Schnee- und Gletscherschmelze im Rhein und seinen Zuflüssen vor dem Hintergrund des Klimawandels. Koblenz (in Vorbereitung).
- BENISTON, M. (2012): Is snow in the Alps receding or disappearing? *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 3(4), 349–358
- BERGSTRÖM, S. (1976): Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments, SMHI, Bericht No RHO 7, Norrköping, pp. 134
- BREMICKER, M. (2000): Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM - Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele. –Freiburger Schriften zur Hydrologie, Institut für Hydrologie, universität Freiburg, Band 11
- COLLINS, E.H. (1934): Relationship of degree-days above freezing to runoff. *EOS T. Am. Geophys. Un.*, 15, 624-629
- CORPS OF ENGINEERS (1934): Summary report of the snow investigations, Snow Hydrology, US Army Engineer Division, North Pacific, 210 Custom House, Portland, Oregon, USA, 437 pp
- DALY, C., R.P. NEILSON & D.L. PHILLIPS (1994): A Statistical-Topographic Model for Mapping Climatological Precipitation over Mountainous Terrain. *Journal of Applied Meteorology*, 33 (2), 140–158
- DEEMS, J.S., T.H. PAINTER & D.C. FINNEGAN (2013): Lidar measurement of snow depth: A review. *Journal of Glaciology*, 59 (215), 467–479
- DOZIER, J., E.H. BAIR & R.E. DAVIS (2016): Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in the world's mountains. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, doi: 10.1002/wat2.1140
- ESSERY, R., N. RUTTER, J. POMEROY, R. BAXTER, M. STÄHLI, D. GUSTAFSSON, A. BARR, P. BARTLETT & K. ELDER (2009): SNOWMIP2: An Evaluation of Forest Snow Process Simulations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90 (8), 1120–1135
- ETCHEVERS, P., E. MARTIN, R. BROWN, C. FIERZ, Y. LEJEUNE, E. BAZILE, A. BOONE, Y.-J. DAI, R. ESSERY, A. FERNANDEY, Y. GUSEY, R. JORDAN, V. KOREN, E. KOWALCZYK, R. D. PYLES, A. SCHLOSSER, A. B. SHMAKIN, T. G. SMIRNOVA, U. STRASSER, D. VERSEGHY, T. YAMAKAZI & Z.-L. YANG (2002): SNOWMIP, an intercomparison of snow models : comparison of simulated and observed internal state International. *Proceedings of the International snow science workshop*, Penticton, Canada, 29 Sep.-4 Oct., 2002, 353-360
- ETTER, S. (2014): Performance Assessment of Three Weather Datasets in Hydrological Simulations and Future Impacts of Climate Change on Water Resources in the Watershed of the Hydropower Reservoir Gigerwaldsee. Master thesis, Geographisches Institut, Gruppe Hydrologie&Klima, Universität Zürich

- FINSTERWALDER, S. & H. SCHUNK (1887): Der Schuldenferner, Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins, 18, 72-89
- FREI, C. (2014): Interpolation of temperature in a mountainous region using nonlinear profiles and non-Euclidean distances. *International Journal of Climatology*, 34 (5), 1585–1605
- FREI, C. & C. SCHÄR (1998): A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology*, 18, 873–900
- FREI, C., GERMANN, U., FUKUTOME, S. & LINIGER, M. (2008). Möglichkeiten und Grenzen der Niederschlagsanalysen zum Hochwasser 2005. In: Ereignisanalyse Hochwasser 2005 Teil 2: Analyse von Prozesse, Massnahmen und Gefahrengrundlagen (Eds. Bezzola G.-R. and C. Hegg), Bundesamt für Umwelt, Eidgenössische Forschungsanstalt für Umwelt-Wissen Nr. 0825, 429pp., 15-32
- FREY, S. & H. HOLZMANN (2015): A conceptual, distributed snow redistribution model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12 (1), 609–637
- FRICK, C., H. STEINER, A. MAZURKIEWICZ, U. RIEDIGER, M. RAUTHE, T. REICH & A. GRATZKI (2014): Central European high-resolution gridded daily data sets (HYRAS): Mean temperature and relative humidity. *Meteorologische Zeitschrift*, 23 (1), 15–32
- HAYOCK, M. R., N. HOFSTRA, A.M.G. KLEIN TANK, E.J. KLOK, P.D. JONES & M. NEW (2008): A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research*, 113 (D20)
- HOCK, R. (2003): Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282 (1-4), 104–115
- HÜSLER, F., T. JONAS, M. RIFFLER, J.P. MUSIAL & S. WUNDERLE (2014): A satellite-based snow cover climatology (1985–2011) for the European Alps derived from AVHRR data. *Cryosphere*, 8, 73–90
- HÜSLER, F., T. JONAS, S. WUNDERLE & S. ALBRECHT (2012): Validation of a modified snow cover retrieval algorithm from historical 1-km AVHRR data over the European Alps. *Remote Sensing of Environment*, 121, 497–515
- ISOTTA, F. A., C. FREI, V. WEILGUNI, M. PERČEC TADIĆ, P. LASSÈGUES, B. RUDOLF, V. PAVAN, C. CACCIAMANI, G. ANTONONI, S. M. RATTO, M. MUNARI, S. MICHELETTI, V. BONATI, C. LUSSANA, C. RONCHI, E. PANETTIERI, G. MARIGO & G. VERTAČNIK (2014): The climate of daily precipitation in the Alps: development and analysis of a high-resolution grid dataset from pan-Alpine rain-gauge data. *International Journal of Climatology*, 34(5), 1657–1675
- JENICEK, M., J. SEIBERT, M. ZAPPA, M. STAUDINGER & T. JONAS (2016): Importance of maximum snow accumulation for summer low flows in humid catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20, 859-874
- JONAS, T., C. MARTY & J. MAGNUSSON (2009): Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps. *Journal of Hydrology*, 378 (1-2), 161-167
- JÖRG-HESS, S., F. FUNDEL, T. JONAS & M. ZAPPA (2014): Homogenisation of a gridded snow water equivalent climatology for Alpine terrain: methodology and applications. *The Cryosphere*, 8 (2), 471-485
- LINDSTRÖM, G., B. JOHANSSON, M. PERSSON, M. GARDELIN & S. BERGSTRÖM (1997) : Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of Hydrology*, 201(1-4), pp.272–288
- MASSON, D. & C. FREI (2014): Spatial analysis of precipitation in a high-mountain region: exploring methods with multi-scale topographic predictors and circulation types. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18 (11), 4543-4563
- RALEIGH, M.S. & J.D. LUNDQUIST (2012): Comparing and combining SWE estimates from the SNOW-17 model using PRISM and SWE reconstruction. *Water Resources Research*, 48 (1), 1-16
- RAUTHE, M., H. STEINER, U., RIEDIGER, A. MAZURKIEWICZ & A. GRATZKI (2013): A Central European precipitation climatology – Part I: Generation and validation of a high-resolution gridded daily data set (HYRAS). *Meteorologische Zeitschrift*, 22 (3), 235-256
- ROE, G.H. (2005): Orographic Precipitation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33 (1), 645-671
- RUTTER, N., R. ESSERY, J. POMEROY, N. ALTIMIR, K. ANDREADIS, I. BAKER, A. BARR, P. BARTLETT, A. BOONE, H. DENG, H. DOUVILLE, E. DUTRA, K. ELDER, C. ELLIS, X. FENG, A. GELFAN, A. GOODBODY, Y. GUSEV, D. GUSTAFSSON, R. HELLSTRÖM, Y. HIRABAYASHI, T. HIROTA, T. JONAS, V. KOREN, A. KURAGINA, D. LETTENMAIER, W.P. LI, C. LUCE, E. MARTIN, O. NASONOVA, J. PUMPANEN, R.D. PYLES, P. SAMUELSSON, M. SANDELLS, G. SCHÄDLER, A. SHMAKIN, T.G. SMIRNOVA, M. STÄHLI, R. STÖCKLI, U. STRASSER, H. SU, K. SUZUKI, K. TAKATA, K. TANAKA, E. THOMPSON, T. VESALA, P. VITERBO, A. WILTHIRE, K. XIA, Y. XUE & T. YAMAKAZI (2009): Evaluation of forest snow processes models (SnowMIP2). *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114 (6)
- SCHÄDLER, B. & R. WEINGARTNER (2002): Ein detaillierter hydrologischer Blick auf die Wasserressourcen der Schweiz - Niederschlagskartierung im Gebirge als Herausforderung. *Wasser Energie Luft*, CH 5401 Baden, 94 (7/8), 189-197
- SCHERRER, S.C., C. APPENZELLER & M. LATERNSENER (2004): Trends in the Swiss Alpine snow days: The role of local- and large-scale climate variability. *Geophysical Research Letters*, 31
- SCHWARB, M. (2000): The Alpine Precipitation Climate: Evaluation of a high-resolution analysis scheme using comprehensive rain-gauge data. PhD Thesis, ETH, Zurich, Schweiz
- SEIBERT, J. & M.J.P. VIS (2012): Teaching hydrological modeling with a user-friendly catchment-runoff-model software package. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16 (9), 3315-3325
- SEVRUK, B. (1983): Correction of measured precipitation in the Alps using the water equivalent of new snow. *Nordic Hydrology*, 49–58
- SEVRUK, B. (1985): Der Niederschlag in Der Schweiz. *Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie*, 31
- SEVRUK, B. & L. ZHAVALOVA (1994): Classification system of precipitation gauge site exposure: Evaluation and application. *International Journal of Climatology*, 14, 681–689
- SEVRUK, B. (1997): Regional dependency of precipitation-altitude relationship in the Swiss Alps. In H. F. Diaz, M. Beniston, & R. S. Bradley, eds. *Climatic Change at High Elevation Sites*. Springer Netherlands, 123-137
- SHEPARD, D. (1984): Computer Mapping: The SYMAP Interpolation Algorithm. In G. Gaile & C. Willmott, eds. *Spatial Statistics and Models SE - 7. Theory and Decision Library*. Springer Netherlands, 133–145
- STAHL, K., R. MOORE, J.M. SHEA, D. HUTCHINSON & A.J. CANNON (2008): Coupled modelling of glacier and streamflow response to future climate scenarios. *Water Resources Research*, 44 (2), W02422
- STAHL, K., WEILER, M., KOHN, K., FREUDIGER, D.S., SEIBERT, J., VIS, J., GERLINGER, K., BÖHM, M. (2016). Abflussanteile aus Schnee- und Gletscherschmelze im Rhein und seinen Zuflüssen vor dem Hintergrund des Klimawandels: Synthesebericht. Bericht Nr. I-25 der KHR (Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes). 19 Seiten.
- TOBIN, C., L. NICOTINA, M.B. PARLANGE, A. BERNE & A. RINALDO (2011): Improved interpolation of meteorological forcings for hydrologic applications in a Swiss Alpine region. *Journal of Hydrology*, 401 (1-2), 77-89
- WEINGARTNER, R., D. VIVIROLI & B. SCHÄDLER (2007): Water resources in mountain regions : a methodological highland-lowland-system. *Hydrological Processes*, 21, 578-585.
- WIJNGAARD, J.B., A.M.G. KLEIN TANK & G.P. KÖNNEN (2003): Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. *International Journal of Climatology*, 23 (6), 679-692.