



Oberaargletscher. Foto: Jürgen Strub

## **Abflussanteile aus Schnee- und Gletscherschmelze im Rhein und seinen Zuflüssen vor dem Hintergrund des Klimawandels**

**Abschlussbericht an die Internationale Kommission für die Hydrologie des  
Rheingebietes (KHR)**

**Überarbeitete Endfassung Dezember 2016**

**Kerstin Stahl<sup>1</sup>, Markus Weiler<sup>1</sup>, Daphné Freudiger<sup>1</sup>, Irene Kohn<sup>1</sup>  
Jan Seibert<sup>2</sup>, Marc Vis<sup>2</sup>,  
Kai Gerlinger<sup>3</sup>, Mario Böhm<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Albert-Ludwigs-Universität Freiburg

<sup>2</sup>Universität Zürich

<sup>3</sup>HYDRON GmbH Karlsruhe

## Inhalt

Abkürzungsverzeichnis .....	3
Zusammenfassung .....	7
1 Hintergrund und Projektziele .....	11
1.1 Abflusskomponenten im Klimawandel .....	11
1.2 Daten, Analysen und Modelle: Gliederung des Projekts und Berichts .....	13
2 Rekonstruktion meteorologischer Zeitreihen für die Jahre 1901-1950 .....	16
2.1 Zielsetzung .....	16
2.2 Analog-Methode .....	16
2.3 Ergebnisse .....	19
2.4 Erstellung und Validierung meteorologischer Inputdatensätze 1901-2006 .....	24
2.5 Fazit für die Verwendung als Modellinput .....	25
3 Alpine Einzugsgebiete: Datenanalysen .....	27
3.1 Einleitung und Zielsetzung .....	27
3.2 Saisonale Klimasensitivität der Abflüsse alpiner Einzugsgebiete .....	27
3.3 Analyse der Abflusstrends .....	33
3.4 Vergletscherung in den Kopfeinzugsgebieten des Rheins .....	36
3.5 Fazit für die Modellierung der vergletscherten alpinen Teileinzugsgebiete .....	39
4 Abflussanteile: Definitionen und Modellierung .....	41
4.1 Hintergrund und Zielsetzung .....	41
4.2 Methodische Ansätze zur Bestimmung von Abflusskomponenten .....	43
4.3 Anwendung und Vergleich der verschiedenen Ansätze .....	45
4.4 Fazit für die Anwendung in der Modellierung .....	52
5 Modellierung der vergletscherten Kopfeinzugsgebiete .....	53
5.1 Zielsetzung .....	53
5.2 Abgrenzung und Modell-Setup der vergletscherten Kopfeinzugsgebiete .....	53
5.3 Spezielle Modellentwicklung für alpine Teileinzugsgebiete mit Vergletscherung .....	55
5.4 Modellanwendung und Multi-Kriterien-Kalibrierung .....	59
5.5 Modellerte Abflussanteile (1901-2006) .....	67
5.6 Modellerte Abflussanteile in Extremjahren .....	71
5.7 Langzeitverhalten der modellierten Abflussanteile .....	81
5.8 Fazit .....	87
6 Modellierung des gesamten Rheineinzugsgebiets .....	89
6.1 Zielsetzung und LARSIM Modellbeschreibung .....	89
6.2 Modellanpassungen und Modellentwicklungen .....	93
6.3 Modellerte Abflussanteile (1901 bis 2006) .....	102
6.4 Modellerte Abflussanteile in Niedrigwasserjahren .....	110
6.5 Zeitliche Veränderung der Abflussanteile .....	121
6.6 Fazit .....	124
7 Modellvalidierung und Unsicherheitsanalyse .....	126
7.1 Validierung verschiedener Modellierungsergebnisse .....	126
7.2 Parameterunsicherheiten der Modellierung .....	131
7.3 Fazit .....	139
8 Bewertung der Ergebnisse im Hinblick auf den Klimawandel .....	141
Literaturangaben .....	144
Danksagungen .....	150

## Abkürzungsverzeichnis

ASG-Rhein	Abflussanteile aus Schnee- und Gletscherschmelze im Rhein und seinen Zuflüssen vor dem Hintergrund des Klimawandels (Projekttitle)
AVLR	Amt der Vorarlberger Landesregierung
BAFU	Bundesamt für Umwelt der Schweizerischen Eidgenossenschaft, siehe: <a href="http://www.bafu.admin.ch">www.bafu.admin.ch</a>
BfG	Bundesanstalt für Gewässerkunde der Bundesrepublik Deutschland, siehe: <a href="http://www.bafg.de">www.bafg.de</a>
BMLFUW	Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft der Republik Österreich
BOKU	Universität für Bodenkultur Wien
BUWAL	Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft der Schweizerischen Eidgenossenschaft (2006 Fusion mit Teilen des BWG zum heutigen BAFU)
BWG	Bundesamt für Wasser und Geologie der Schweizerischen Eidgenossenschaft (2006 Fusion mit BUWAL zum heutigen BAFU)
CH	Schweiz
CH 1903	Schweizer Landeskoordinatensystem
CHR/KHR	International Commission for the Hydrology of the Rhine basin, siehe: <a href="http://www.chr-khr.org/">www.chr-khr.org/</a>
CRU	University of East Anglia Climate Research Unit, siehe: <a href="http://www.cru.uea.ac.uk">www.cru.uea.ac.uk</a>
DEM	Digital Elevation Model, allgemein für digitales Höhenmodell
DHM25	Digitales Höhenmodell abgeleitet aus der Schweizer Landeskarte 1:25000 und bereitgestellt von swisstopo; im Bericht ist das DHM25 - Matrixmodell mit einer Maschenweite von 25 m gemeint, das für die Arbeiten im Projekt verwendet wurde
DWD	Deutscher Wetterdienst, siehe: <a href="http://www.dwd.de">www.dwd.de</a>
ELA	Höhenlage der Gletschergleichgewichtslinie (von equilibrium-line altitude)
ECA&D	European Climate Assessment & Dataset, siehe: <a href="http://eca.knmi.nl">http://eca.knmi.nl</a>
EZG	Einzugsgebiet
GAP	HBV-Light Tool zur Modellkalibrierung mittels genetischem Kalibrieralgorithmus (von genetic algorithm for parameter optimization)
GEWISS	Gewässerinformationssystem der Schweiz (seit 2015 integriert in Topic Water)
GMD	Format der Gesellschaft für Mathematik und Datenverarbeitung (GMD), eines der Dateiformate für Simulationen mit LARSIM
HBV	Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning, konzeptionelles hydrologisches Modell, ursprünglich von Sten Bergström in den 1970 Jahren und seitdem am Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI)

	entwickelt, siehe: <a href="http://www.smhi.se/forskning/forskningsomraden/hydrologi/hbv-1.1566">www.smhi.se/forskning/forskningsomraden/hydrologi/hbv-1.1566</a>
HBV-EC	Modellversion basierend auf HBV, die in die Modellierungsumgebung Green Kenue™ (davor EnSim™) eingebettet ist, die vom National Research Council Canada bereitgestellt wird
HBV-Light	Modellversion basierend auf HBV, die derzeit an der Universität Zürich weiterentwickelt wird, siehe: <a href="http://www.geo.uzh.ch/de/units/h2k/services/hbv-model">www.geo.uzh.ch/de/units/h2k/services/hbv-model</a>
HQ	Höchster Abfluss in einem bestimmten Bezugszeitraum
HVZ	Hochwasservorhersagezentrale
HYRAS	Von HYdrologische RASterdaten: hydrometeorologischer Rasterdatensatz (Tageswerte 1951-2006, Maschenweite 5km, teilweise 1km) als Referenzdatensatz für Flussgebiete in Mitteleuropa, entwickelt vom DWD im Rahmen des Forschungsprogramms KLIWAS (Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt – Entwicklung von Anpassungsoptionen) des BMVI (Bundesministeriums für Verkehr und digitale Infrastruktur), Bereitstellung von DWD/BfG
HYRAS-REC	Im ASG-Rhein-Projekt basierend auf HYRAS-Daten (1951-2006) mittels Analogmethode rekonstruierter hydrometeorologischer Rasterdatensatz für die Periode 1901-1950 als Eingangsdaten für die Modellierung, siehe Kapitel 2.
IKSR	Internationale Kommission zum Schutz des Rheins
KALA	Kartenformat LARSIM, von der LARSIM-Entwicklergemeinschaft entwickeltes und seit 2015 hauptsächlich genutztes Dateiformat für flächenhaft vorliegende Daten für Simulationen mit LARSIM
KHR/CHR	Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes, siehe: <a href="http://www.chr-khr.org/de">www.chr-khr.org/de</a>
KW	Kalenderwoche
LARSIM	Large Area Runoff Simulation Model, Programmsystem für Wasserhaushaltsmodelle, ursprünglich entwickelt von Bremicker (2000), siehe: <a href="http://larsim.info">http://larsim.info</a>
LARSIM-Hochrhein	Projektspezifische Bezeichnung für insgesamt vier 1x1km <sup>2</sup> LARSIM-Modelle, die für die Modellierung des Rheingebiets bis zum Pegel Basel im ASG-Rhein-Projekt verwendet werden: die im Auftrag der LUBW erstellten LARSIM-Modelle für das schweizerische Rheingebiet und die beiden baden-württembergischen Zuflüsse zum Hochrhein/Bodensee sowie das im Auftrag der AVL R erstellte LARSIM-Modell für die Bregenzerrach
LARSIM-ME	Im Auftrag der BfG erstelltes Modell auf LARSIM-Basis für Mitteleuropa (ME) mit einer Maschenweite von 5km (teilweise unter Verwendung anderer methodischer Ansätze als in der LARSIM-Hochrhein-Version)
LARSIM-ME-Rhein	LARSIM-ME-Modell für das Rheingebiet
LILA	Listenformat LARSIM, von der LARSIM-Entwicklergemeinschaft entwi-

	ckeltes und seit 2015 hauptsächlich genutztes Dateiformat für punktuell vorliegende Daten für Simulationen mit LARSIM
LOESS	Locally weighted scatterplot smoothing, lokal lineares Regressionsmodell
LUBW	Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, siehe: <a href="http://www.lubw.baden-wuerttemberg.de">www.lubw.baden-wuerttemberg.de</a>
MAE	Mean absolute error
Max	Maximum
MB	Mischungsbehälter, konzeptioneller Behälter zur Modellierung der Abflussanteile im ASG-Rhein-Projekt, siehe Kapitel 4
MB <sub>elem</sub>	Jedem einzelnen LARSIM-Modellelement (LARSIM-Teilgebiet $\triangleq$ 1x1km <sup>2</sup> - bzw. 5x5km <sup>2</sup> -Rasterzelle) zugeordneter MB zur Modellierung der Abflussanteile im ASG-Rhein-Projekt
MB <sub>see</sub>	Jedem in LARSIM repräsentiertem See oder einer Talsperre zugeordneter MB zur Modellierung der Abflussanteile im ASG-Rhein-Projekt
ME	Mitteleuropa
MeteoSchweiz	Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie MeteoSchweiz der Schweizerischen Eidgenossenschaft, siehe: <a href="http://www.meteoschweiz.admin.ch">www.meteoschweiz.admin.ch</a>
Min	Minimum
MixZone	Neu eingeführter Modellparameter in HBV-Light zur Begrenzung des konzeptionellen MB zur Modellierung der Abflussanteile
MQ	Mittlerer Abfluss über einen bestimmten Bezugszeitraum
MRE	Mean relative error
NSE	Nash-Sutcliffe Efficiency
NQ	Niedrigster Abfluss in einem bestimmten Bezugszeitraum
Q <sub>E</sub>	Modellierte(r) aus der Inputkomponente Gletschereisschmelze resultierende(r) Abflusskomponente bzw. Abflussanteil gemäß Definition im Berichtsabschnitt 4.1
Q <sub>R</sub>	Modellierte(r) aus der Inputkomponente Regen (flüssigem Niederschlag) resultierende(r) Abflusskomponente bzw. Abflussanteil gemäß Definition im Berichtsabschnitt 4.1
Q <sub>S</sub>	Modellierte(r) aus der Inputkomponente Schneeschmelze resultierende(r) Abflusskomponente bzw. Abflussanteil gemäß Definition im Berichtsabschnitt 4.1
RhiresD	Rasterdaten-Produkt der MeteoSchweiz der täglichen Niederschläge 1961-2013 für das Gebiet der Schweiz mit einer Maschenweite von 1.25°
RMSE	Root mean square error
SCA	Anteil der schneebedeckten Fläche (von snow covered area)
OSHD-SLF	Operationeller schneehydrologischer Dienst am SLF
SLF	WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung, siehe: <a href="http://www.slf.ch">www.slf.ch</a>
SWE	Schneewasseräquivalent (von snow water equivalent)
swisstopo	Bundesamt für Landestopografie swisstopo der Schweizerischen Eidgenossenschaft

nossenschaft, siehe: [www.swisstopo.admin.ch](http://www.swisstopo.admin.ch)

WGMS

World Glacier Monitoring Service, siehe: <http://wgms.ch>

WHM

Wasserhaushaltsmodell

WSL

Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, siehe: [www.wsl.ch](http://www.wsl.ch)

## Zusammenfassung

Die Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes (KHR/CHR) hat im Jahr 2012 das Forschungsprojekt „Abflussanteile aus Schnee- und Gletscherschmelze im Rhein und seinen Zuflüssen vor dem Hintergrund des Klimawandels“ (ASG-Rhein) an ein schweizerisch-deutsches Forschungskonsortium vergeben, dessen Abschlussbericht nun vorliegt. **Ziel des Forschungsprojektes** war die Bestimmung der Anteile dieser Abflusskomponenten auf Tages- und Monatsbasis für die lange Zeitperiode von 1901-2006. Insbesondere die tagesscharfe Modellierung und Analyse sollte dabei Aufschluss über die Abflussbeiträge zu Extremereignissen, insbesondere auch zu Niedrigwasserperioden am Mittel- und Niederrhein geben. Die Betrachtung des langen Zeitraums sollte es erlauben, Trends und Veränderungen, die insbesondere durch die Veränderungen des Klimas und den damit verbundenen Gletscherrückgang hervorgerufen wurden, sichtbar zu machen und zu erklären. Erklärtes Arbeitsziel des Projekts war es dabei, die letztendlich modellbasierten Aussagen durch eine möglichst umfassende Auswertung und Verwendung von Beobachtungsdaten aller Art abzustützen.

Somit wurde zunächst ein umfassendes **Datenkollektiv** an langen Zeitreihen von Beobachtungsdaten des Wasserkreislaufs, wie Stationswerte sowie flächenhaft für das Einzugsgebiet des Rheins verfügbaren Datenprodukten, zusammengestellt. Ein rheingebietsweises Rasterdatenprodukt ist z.B. der HYRAS-Datensatz des Deutschen Wetterdienstes und der Bundesanstalt für Gewässerkunde, der interpolierte Klimavariablen (Niederschlag, Lufttemperatur und rel. Feuchte) enthält, die sich als Modellinput für die hydrologischen Modelle eignen. Da diese Daten jedoch erst im Jahr 1951 beginnen, war ein erster wichtiger Arbeitsschritt die **Rekonstruktion meteorologischer Daten** auf dem gleichen Raster für den Zeitraum von 1901-1950. Um eine Konsistenz der räumlichen Strukturen und Auflösung über den Gesamtzeitraum von 1901-2006 als Modellinput zu gewährleisten, wurde hierfür innerhalb des Projekts eine Methode entwickelt, die den frühen Zeitraum durch ein Analogtage-Resampling des HYRAS-Datensatzes rekonstruiert (HYRAS-REC). Dieses Verfahren stützt sich auf die Information aller verfügbaren langen Zeitreihen von Klimastationsdaten.

Im Projekt wurden zudem lange Zeitreihen von Pegelabflussdaten, insbesondere alle verfügbaren Beobachtungsdaten der Abflüsse der alpinen vergletscherten Teileinzugsgebiete, auch wenn diese nur über wenige Jahre in der Vergangenheit gemessen wurden, zusammengestellt. Ein weiteres Standbein bildete die Sammlung und Aufbereitung verschiedener Daten über die Kryosphäre. So konnten durch die Zusammenarbeit mit externen Partnern Daten über Schneedecke und Gletscher, u.a. Gletscherlängen, -flächen und -mächtigkeiten zu verschiedenen Zeitpunkten in der Vergangenheit, in den Projektdatensatz integriert und für die Analyse und Modellierung verwendet werden. Ein neuer Datensatz entstand dabei aus der manuellen Digitalisierung der Gletscherflächen aus den Schweizer „Siegfriedkarten“ durch die Universität Freiburg. Diese neu erfassten Gletscherflächen zu Anfang des 20. Jahrhunderts sind notwendig, um die Anfangsbedingungen des Modellierungszeitraums zu definieren.

Aus dem Datenkollektiv des Projekts stehen auch 25 relativ lange Abflusszeitreihen kleinerer Pegelinzugsgebiete mit Teilvergletscherung und geringer Abflussregulierung sowie einige alpine Einzugsgebiete ohne Gletscher als Referenz zur Verfügung. Diese Zeitreihen wurden zunächst einer **empirischen Datenanalyse** hinsichtlich der **Klimasensitivität und Trends der Abflüsse** verschiedener Zeitperioden unterzogen. Mittels Regressionsmodellen wurden dabei saisonal hochaufgelöst je Kalenderwoche die Beiträge von Temperatur und Niederschlag zur erklärten Varianz des Gebietsabflusses bestimmt. Aus den Ergebnissen für die 25 Pegelinzugsgebiete konnten systematische Gradienten dieser Steuerungsfaktoren mit der Höhe und der Gebietsvergletscherung bestimmt werden. Dabei zeigten sich klare Steuerungsmuster mit einer dominierenden Niederschlagssteuerung des Abflusses im Winter für Einzugsgebiete mit einer mittleren Höhe unter ca. 1000-1500 m NN und einer dominierenden Temperatursteuerung des Abflusses im Frühjahr und Sommer über 1500-2000 m NN. Hierbei ist die Richtung der Temperatursteuerung im Sommer mit einer Zunahme des Abflusses bei hohen

Temperaturen in Gebieten mit Vergletscherung und einer Abflussabnahme in Gebieten ohne Vergletscherung gegensätzlich.

Für eine quantitative Beschreibung der Abflussbildung in den alpinen Einzugsgebieten ist somit eine korrekte Beschreibung von Temperatur und Niederschlag in den Höhenlagen von 1000-2000 m NN und mehr sowie eine genaue Bestimmung der jeweiligen Gebietsvergletscherung sehr wichtig. Aus diesem Grund wurde im weiteren Projektverlauf auch insbesondere in die genaue Bestimmung der Anfangs-, Zwischen- und Endzustände der Gletscherentwicklung im Untersuchungszeitraum investiert. In vielen gering vergletscherten Einzugsgebieten zeigen sich über die letzten Jahrzehnte im Juli und August eher Trends zu abnehmendem Abfluss. Dies lässt vermuten, dass in diesen Gebieten der, bei einer Klimaerwärmung generell zu erwartende, Peak des Gletscherschmelzbeitrages, zumindest bezüglich der Betrachtung dieser Monate, schon überschritten ist.

Vor dem Hintergrund dieser Erkenntnisse wurde dann eine mehrstufige gekoppelte hydrologische **Modellkette** für den Rhein aufgebaut. Alle vergletscherten Kopfeinzugsgebiete wurden auf der hydrologischen Meso-Skala mit dem semi-verteilten, konzeptionellen hydrologischen Modell HBV-Light modelliert. Für das verbleibende Gesamtgebiet des Rheins (hier bis Lobith an der deutsch-niederländischen Grenze) wurde das Wasserhaushaltsmodell LARSIM eingesetzt. Dabei wurden zwei rasterbasierte LARSIM-Modellkonfigurationen verwendet, die sich im Wesentlichen hinsichtlich der räumlichen Auflösung (Modellelementgröße  $1 \times 1 \text{ km}^2$  ("LARSIM-Hochrhein") und  $5 \times 5 \text{ km}^2$  ("LARSIM-ME-Rhein") sowie den Ansätzen einzelner hydrologischer Prozesse unterscheiden.

Für die Modellierung im ASG-Projekt waren **Modellerweiterungen und -anpassungen der HBV- und LARSIM-Modelle** nötig. Der Verfolgung der berechneten Abflusskomponenten aus Regen, Schnee- und Gletschereisschmelze von der Abflussbildung über die Abflusskonzentration und weiter entlang der Flüsse und Seen kommt eine hohe Bedeutung zu und erwies sich als besondere Herausforderung, die neuer Entwicklungen bedurfte. Für die **Bestimmung der Abflusskomponenten** wurden deshalb zunächst verschiedene Methoden getestet. Letztlich wurde ein Ansatz entwickelt, der in jedem räumlichen Modellelement für jeden Zeitschritt die im System gebildeten und bereits vorliegenden Komponenten Regen, Schnee- und Gletschereisschmelze in einem „Mischungsbehälter“ ideal vermischt und entsprechend der Wasserbilanz anteilmäßig räumlich berechnet. Diese Methode des Mischungsbehälters kann entweder in Form von Mischungsbehältern getrennt für jeden einzelnen Modellspeicher (z.B. Boden, Grundwasser, Seen) oder, wie getestet ohne Abstriche, als integrativer Mischungsbehälter aller Modellspeicher je räumlicher Modelleinheit (LARSIM Raster  $1 \times 1 \text{ km}^2$  oder  $5 \times 5 \text{ km}^2$ ) umgesetzt werden. Der Ansatz des Mischungsbehälters dient der Berechnung der Mischung der gebildeten und vorliegenden Abflusskomponenten pro Modellelement und des daraus resultierenden neuen Anteils der jeweiligen Abflusskomponente. Die anschließende Berechnung des Wellenablaufs in den beiden LARSIM-Modellen erfolgt dann jeweils für die einzelnen Abflusskomponenten getrennt.

Allerdings würden die Abflusskomponenten bei der Annahme einer kompletten Mischung aufgrund der Größe der Gesamtspeicher in den hydrologischen Modellen über lange Zeiträume mehr oder weniger konstant. Deshalb wurde die maximale Größe der Mischungsbehälter gegenüber der Gesamtgröße der eigentlichen Modellspeicher begrenzt. Dieser Schritt ist notwendig, um die Fragestellung im Projekt, nämlich die quantitative Berücksichtigung der einzelnen Abflusskomponenten bei der Abflussreaktion (als Folge der Abflussbildung, Abflusskonzentration und dem Wellenablauf), zu beantworten. Sensitivitätsanalysen ergaben, dass eine solche quantitative Modellierung der Abflusskomponenten mit einer Begrenzung auf ein maximales Mischungsvolumen gelingt.

Für die vergletscherten Kopfeinzugsgebiete war es wichtig, gleichwertig sowohl die **langfristige Gletscher-** als auch die **Abflussentwicklung** korrekt zu erfassen. Zur Modellierung der vergletscherten Kopfeinzugsgebiete wurde für das Modell HBV-Light deshalb eine neue Schneenumverteilung entwickelt, jahreszeitlich variierende Schmelzfaktoren und Auslaufkoeffizienten des Gletscherspei-

chers eingeführt sowie die Gletscherflächenanpassung nach der “delta-h“ Methode implementiert und weiterentwickelt, so dass diese u.a. nicht nur den Rückgang sondern auch temporäre Vorstöße abbilden kann.

Bei der automatischen Kalibrierung der HBV-Light-Modelle für die vergletscherten Kopfeinzugsgebiete wurden multiple Kriterien in einer Zielfunktion gewichtet. Zu diesen Kriterien zählen neben der Abflussdynamik auf verschiedenen zeitlichen Skalen auch Aspekte der Schneedecke und der Gletschervolumenentwicklung. Für Gebiete ohne Abflussdaten wurde ein Ansatz zur Regionalisierung der Modellparameter mit einer Nachkalibrierung der schnee- und gletscherrelevanten Parameter anhand der entsprechenden Kriterien in der Zielfunktion entwickelt. Die gewonnenen Parameter-Ensembles dienen der Analyse der Unsicherheiten der Anteile der Abflusskomponenten aus den separat modellierten vergletscherten Kopfeinzugsgebieten. Die mit dem nach den verschiedenen Kriterien „besten“ Parametersatz für jedes vergletscherte Teileinzugsgebiet simulierten Tagesabflüsse wurden dann an die entsprechende Modell-Rasterzelle des LARSIM-Hochrhein-Modells übergeben.

In den LARSIM-Modellen wurde ebenfalls die Schneeroutine angepasst sowie im räumlich geringer aufgelösten und unterhalb von Basel zum Einsatz gekommenen LARSIM-ME-Rhein eine Höhendiskretisierung je Modell-Rasterzelle eingeführt. Auch die wasserwirtschaftliche Entwicklung im Rheineinzugsgebiet, insbesondere die sukzessive Erweiterung der Speichervolumen in Talsperren, wurde in der Langzeitmodellierung berücksichtigt, indem Talsperren entsprechend des Kraftwerksausbaus im 20. Jahrhundert integriert wurden. Dies erfolgte in den jeweiligen Zeitabschnitten im alpinen Teil des Rheingebiets in Form einer summarischen Abbildung mehrerer Talsperren für jeweils vier größere Teileinzugsgebiete und für weitere 17 Talsperren im Mittel- und Niederrheineinzugsgebiet. Die Regulierungen der Voralpenseen (über Steuerungsregeln) sind ebenfalls im Modell umgesetzt.

Für die **Analyse der resultierenden modellierten Anteile der Abflusskomponenten** in Raum und Zeit sind damit drei wesentliche Betrachtungsräume bzw. -ebenen/skalen zu unterscheiden, nämlich zunächst der Einzugsgebietsteil der mit HBV-Light modellierten vergletscherten Kopfeinzugsgebiete, dann das Alpen- und Hochrheingebiet oberhalb von Basel (modelliert mit „LARSIM-Hochrhein“) und schließlich das gesamte Rheingebiet (ohne Deltarhein) bis zum Pegel Lobith (modelliert mit LARSIM-ME-Rhein).

Bei erstem ist zu beachten, dass es sich hier um eine projektspezifische Abgrenzung unter Berücksichtigung verfügbarer Pegeldaten handelte. Es wurden nur diejenigen obersten Kopfeinzugsgebiete berücksichtigt, welche bezogen auf den Zeitpunkt um das Jahr 1901 eine signifikante Gletscherbedeckung aufwiesen. Ihre Gesamtfläche beträgt 4152 km<sup>2</sup>. Die Betrachtung dieser **vergletscherten Kopfeinzugsgebiete** auf der hydrologischen Meso-Skala erlaubt aber auch den Vergleich mit vielen anderen Fallstudien teilvergletscherten Einzugsgebiete, die meist in ähnlichen Größenordnungen untersucht wurden. Außerdem ist insbesondere die Gletscherabflusskomponente hier auch von hoher lokaler Bedeutung, z.B. für die dort dominierende Wasserkraftnutzung.

Der Anteil der **modellierten Eisschmelz-Abflusskomponente** am summierten Gesamtabfluss dieser vergletscherten Kopfeinzugsgebiete liegt im Mittel über die Simulationsperiode bei ca. 10 % und in den Monaten August und September bei ca. 20% des gesamten Abflusses. Infolge hochsommerlicher Wärmeanomalien ergeben sich jedoch auch bedeutend höhere Eisschmelzbeiträge zum Abfluss. Die durchgeführte Langzeitmodellierung berechnete solche insbesondere im Jahr 1921 sowie 1947 und 2003. Dabei ergaben sich Monatsmittel der Eisschmelz-Abflusskomponente im Bereich von 160-195 m<sup>3</sup>/s, die dann mehr als die Hälfte des Abflusses dieser Kopfeinzugsgebiete ausmachten. Beachtenswert ist, dass, bedingt durch das hydrologische Regime mit zurückgehendem Abfluss im frühen Herbst, die mittleren relativen Anteile im September sogar leicht höher liegen als im August. Dieses Ergebnis unterscheidet sich von vergleichbaren Studien und ist auf die genauere Abbildung der Abflussbildungsprozesse zurückzuführen.

Die separate Betrachtung der Kopfeinzugsgebiete erlaubte es auch, die absoluten und relativen Eisschmelzbeiträge am Abfluss des Rheins räumlich darzustellen und die zeitliche Entwicklung der Abflusskomponenten im Zusammenhang mit der Gletscherentwicklung genauer zu betrachten. Interessanterweise legen die modellierten Zeitreihen der Abflusskomponenten nahe, dass sich der Anteil der Eisschmelzkomponente aus dem Gesamtgebiet langfristig im Mittel über den langen Untersuchungszeitraum nicht wesentlich verändert hat. Dies ist auf eine Kompensation von zunehmender Schmelze durch den Temperaturanstieg bei gleichzeitigem Rückgang der Gletscherfläche zurückzuführen. Für eine mengenmäßig gleiche Eisschmelzkomponente des Abflusses wäre nach den Berechnungen am Ende der Untersuchungsperiode eine beinahe doppelt so große (spezifische) negative Massenbilanz der Gletscher nötig als am Anfang des Untersuchungszeitraums. Allerdings zeigten die jüngsten Jahre der Modellierung, ca. 2000 bis 2006, eine erneute Tendenz zur verstärkten Zunahme der Eisschmelzkomponente. Im Hinblick auf den Klimawandel bleibt die Frage, wann mit einem endgültigen Rückgang der Eisschmelzkomponente für das Gesamtgebiet zu rechnen ist, also noch offen.

Basierend auf der Modellierung mit den LARSIM-Modellen wurden die **Abflusskomponenten rheinabwärts** weiterverfolgt. Die in dieser Studie modellierten langjährigen Mittelwerte der Eisschmelzanteile am Abfluss des Rheins bei Basel mit ca. 2% und bei Lobith mit ca. 1%, stimmen mit den Berechnungen früherer Modellstudien überein. Der mittlere Anteil der Schneeschmelze am Abfluss am Pegel Basel wurde zu ca. 39% und am Pegel Lobith zu ca. 34% berechnet und ist damit deutlich relevanter für den Abfluss. Die in diesem Projekt neue, tagesscharfe, Modellierung der Abflusskomponenten rheinabwärts erlaubte nun jedoch auch erstmalig die Betrachtung maximaler Beiträge in den obengenannten Niedrigwasserjahren 1921, 1947 und 2003. Diese Jahre zeichneten sich insbesondere auch dadurch aus, dass Trockenwetter, Hitzeperioden und Niedrigwasser sehr großräumig in ganz West- und Mitteleuropa aufgetreten sind. Somit war auch das gesamte Rheingebiet von den Alpen rheinabwärts betroffen.

Die Zeit der größten Gletschereisschmelze in den nivalen und glazialen Regimen der Kopfeinzugsgebiete fällt in den Hoch- und Spätsommer, wo am Mittel- und Niederrhein die jährliche Abflussrezession und somit die Niedrigwasserzeit der rheinabwärts zunehmend pluvialen Regimes vorliegt. Dadurch erreichten die Eisschmelz-Abflusskomponente in den Monaten August und September sowie z.T. auch noch bis Oktober und November rheinabwärts deutlich höhere relative Anteile am Abfluss. Während der Eisschmelzbeitrag zum Abfluss im Mittel über die Simulationsperiode 1901-2006 in den Monaten August und September im Mittel zwar nur 4.5% bzw. 6% des Abflusses am Pegel Basel und 2.6% bzw. 4.2% am Pegel Lobith ausmacht, lagen die maximalen Tageswerte für die Rekordjahre um einiges höher. Im Hitzesommer 2003 beispielsweise resultierte an Rekor Tagen in Basel bis zu fast einem Viertel, in Lobith immerhin noch 17% des Abflusses aus Eisschmelzabfluss.

Wie in jeder Modellsimulation sind auch diese Ergebnisse mit **Unsicherheiten** behaftet, die aus den Eingangsdaten, vereinfachten Prozessbeschreibungen und der Bestimmung der Modellparameter herühren. Zu diesem Problem wurden im Projekt verschiedene Analysen durchgeführt. Insgesamt stellen diese Unsicherheiten die prinzipiellen Aussagen des Projekts jedoch nicht in Frage. Dies ist insbesondere der aufwändigen Berücksichtigung von Beobachtungsdaten zur langfristigen Gletscherveränderung sowie der Dynamik von Schnee- und Abflussprozessen bei der Modellierung zu verdanken. Die in diesem Projekt mit viel Aufwand angepasste Modellkette, die zudem die Verfolgung und Analyse der Dynamik der drei Abflusskomponenten durch das hydrologische System erlaubt, bietet diesbezüglich nun auch ein verlässliches Werkzeug zur Analyse verschiedener Klimaprojektionen und weiterer Wasserwirtschafts-Szenarien.

## 1 Hintergrund und Projektziele

### 1.1 Abflusskomponenten im Klimawandel

Die Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes (KHR/CHR) vergab im Jahr 2012 das Forschungsprojekt „Abflussanteile aus Schnee- und Gletscherschmelze im Rhein und seinen Zuflüssen vor dem Hintergrund des Klimawandels“ (ASG-Rhein). Abbildung 1.1 zeigt das Einzugsgebiet des Rheins, einem der größten Ströme Europas mit einer wichtigen Bedeutung u.a. als Binnenwasserstraße, Bewässerungs-, Brauch- und Trinkwasserlieferant (Belz et al., 2007). Das Abflussregime des Rheins ist sehr stark von Schmelzwassern aus den Alpen und verschiedenen Mittelgebirgen beeinflusst.

Schnee- und Eisschmelze haben sich jedoch im Zuge der Temperaturerwärmung insbesondere der letzten Jahrzehnte seit ca. den 1980er Jahren (Abb. 1.2) stark verändert. Somit ist davon auszugehen, dass auch die Anteile der Abflusskomponenten aus Regen, Schnee- und Eisschmelze entlang des Rheins in dieser Zeit Änderungen erfuhren. Ausschließlich modellbasierte Studien prognostizierten außerdem schon einen zukünftigen Rückgang des Beitrags der Gletscherschmelze entlang des Rheins. Diese Beiträge wurden bisher auf Monats- oder Jahresbasis berechnet und berücksichtigten das Problem des Wellenablaufs der Abflusskomponenten und insbesondere der Wasserspeicherung und ihrer Veränderung über die Zeit nur in stark generalisierter Form. Auch wurden Veränderungen der schnee- und regenbürtigen Abflusskomponenten aus den nicht-vergletscherten Anteilen der Einzugsgebiete bisher nicht gemeinsam mit den Veränderungen der Gletscher analysiert. Vor dem Hintergrund des Klimawandels mit steigenden Temperaturen und einer erhöhten Klimavariabilität impliziert deshalb die gemeinsame Bestimmung der drei Abflusskomponenten, Regen, Schnee und Eis im Einzugsgebiet des Rheins noch eine Reihe Herausforderungen. Dieser Bericht beschreibt die Arbeiten des Konsortiums, bestehend aus den Universitäten Freiburg und Zürich sowie der HYDRON GmbH.

Ziel des ASG-Rhein-Forschungsprojekts war also die Bestimmung der Anteile der drei Abflusskomponenten aus Regen, Schneeschmelze und Gletschereisschmelze, und zwar auf Tagesbasis für die lange Zeitperiode von 1901-2006. Die tagesscharfe Modellierung und Analyse sollte dabei auch Aufschluss über die Abflussbeiträge zu Extremereignissen, insbesondere zu Niedrigwasserperioden, geben. Die Betrachtung des langen Zeitraums sollte es erlauben, Trends und Veränderungen sichtbar zu machen und zu erklären, die insbesondere durch die gekoppelten Veränderungen von Klima und Gletscherrückgang sowie durch den Ausbau der Wasserspeicherung in Talsperren hervorgerufen wurden. Erklärtes Arbeitsziel des Projekts war es dabei außerdem, die Modellierung durch eine möglichst umfassende Auswertung und Verwendung von Beobachtungsdaten aller Art abzustützen. Die Teilziele werden detaillierter in den jeweiligen Kapiteln beschrieben.

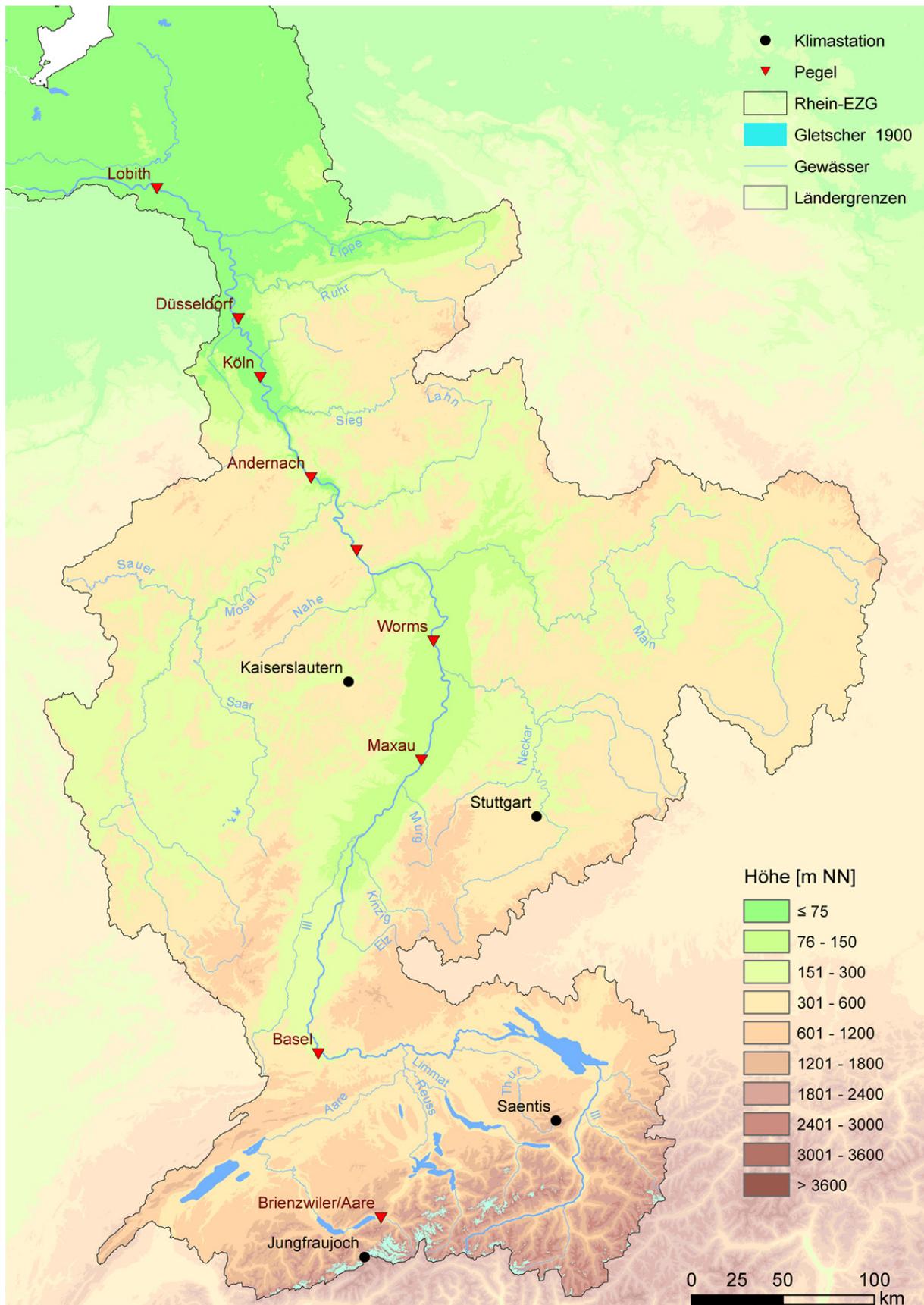


Abbildung 1.1: Überblickskarte des Modellierungsgebiets (Rheingebiet bis zum Pegel Lobith) mit ausgewählten Pegeln und Klimastationen (siehe Jahresmitteltemperaturreihen der Stationen in Abb. 1.2). Darstellung der Höheninformation unter Verwendung der SRTM 90m Digital Elevation Database v4.1 (Jarvis et al. 2008).

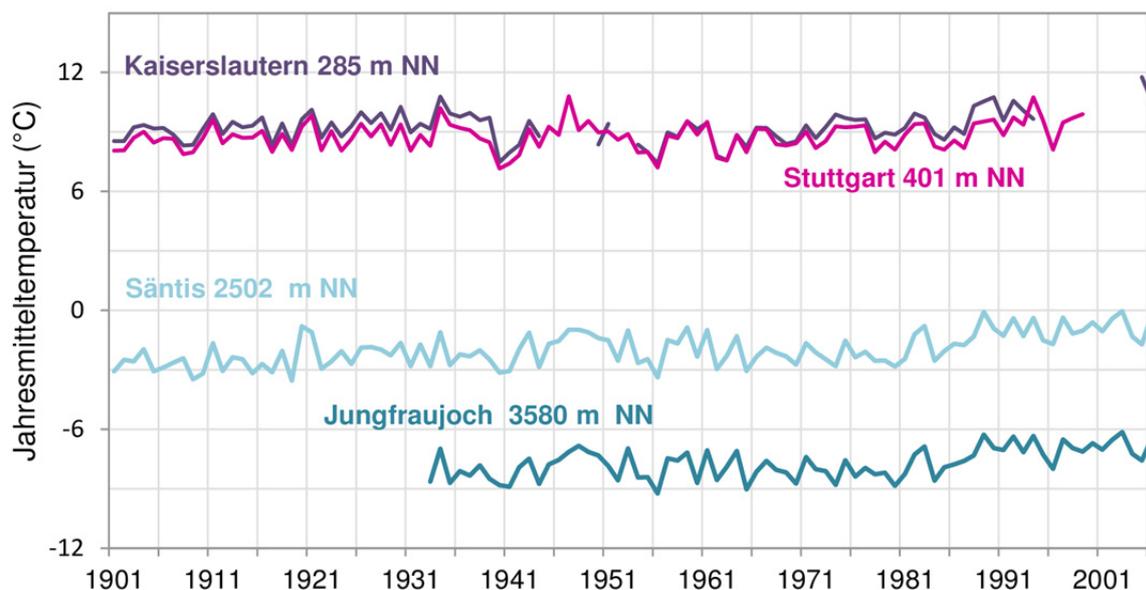


Abbildung 1.2: Jahresmittel der Lufttemperatur über den Zeitraum 1901-2006 von ausgewählten Klimastationen mit langen Beobachtungsdatenreihen im Rheingebiet (Lage siehe Abb. 1.1; Datenquellen: DWD/BfG, MeteoSchweiz und European Climate Assessment & Dataset ECA&D).

## 1.2 Daten, Analysen und Modelle: Gliederung des Projekts und Berichts

Um die Komplexität und die Daten- und Informationsflüsse innerhalb des Projekts zu veranschaulichen, wurde das Ablaufdiagramm in Abbildung 1.3 erstellt. Ein zentraler Schritt zu Beginn war die in Kapitel 2 im Detail erläuterte, neu entwickelte, Methode zur Rekonstruktion der meteorologischen Rasterdaten für den Zeitraum von 1901-1951 mit dem Ziel, einen konsistenten Inputdatensatz zu dem erst 1951 beginnenden HYRAS Meteorologie Rasterdatenprodukts des Deutschen Wetterdienstes (DWD) zu generieren. Hierfür sowie auch für eine empirische Datenanalyse zur Klimasensitivität des Abflusses, wurden alle seit Beginn des 20. Jahrhunderts verfügbaren langen meteorologischen Messreihen von Tageswerten der Temperatur und des Niederschlags verwendet.

Kapitel 3 erläutert dann die durchgeführten empirischen Datenanalysen von Klima, Abfluss und Gletscheränderung in ausgewählten Teileinzugsgebieten. Hierfür kam ein Datenkollektiv von 25 alpinen und voralpinen, größtenteils vergletscherten, Pegeleinzugsgebieten, für die besonders lange und von Stauhaltungen unbeeinflusste Abflusszeitreihen zur Verfügung standen, zum Einsatz. Außerdem wurden Datensätze der Gletscherstände verschiedener Zeitpunkte im Untersuchungszeitraum zusammengestellt und ausgewertet. Aus diesen Analysen ließen sich zum einen notwendige Schritte für die Modellentwicklung und die dafür notwendige Erhebung und Zusammenstellung weiterer Daten durch Kollaborationsprojekte ableiten. Letztere berücksichtigten insbesondere auch die Schneedynamik. Zum anderen konnten aus den Ergebnissen der empirischen Datenanalysen wertvolle „Benchmarks“ für die Kalibrierung und Validierung der Modellierung abgeleitet werden (Abb. 1.3).

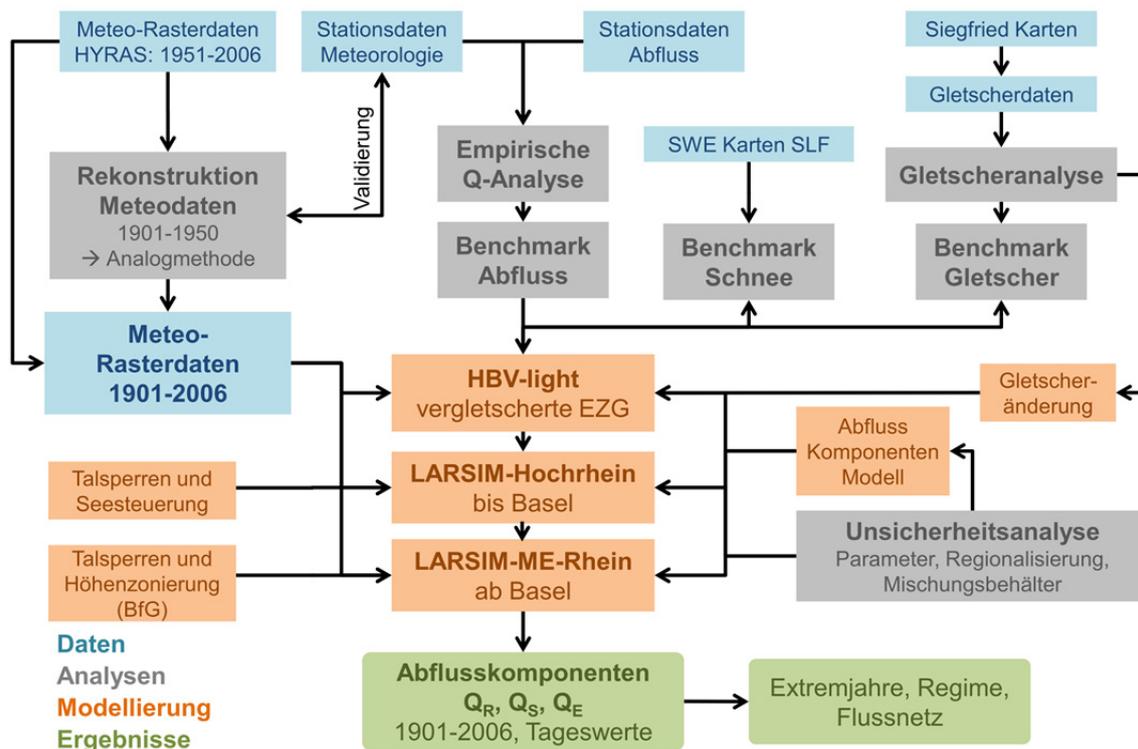


Abbildung 1.3: Daten, Analysen und Modelle im ASG-Rhein-Projekt. Abkürzungen: BfG: Bundesanstalt für Gewässerkunde; EZG: Einzugsgebiet; SLF: WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Davos; SWE: Schneewasseräquivalent, Q: Abfluss;  $Q_R$ : modellierte Abflusskomponente aus Regen;  $Q_S$ : modellierte Abflusskomponente aus Schneeschmelze;  $Q_E$ : modellierte Abflusskomponente aus Gletschereisschmelze (Details zur Definition der Abflusskomponenten in Kapitel 4).

Für die Modellierung der Hydrologie des Rheingebiets wurde im ASG-Rhein-Projekt die in Abbildung 1.4 dargestellte Modellkette verwendet. Die vergletscherten Kopfeinzugsgebiete, deren flächenhafte Abgrenzung sich an der Lage der obersten Pegel und damit der Verfügbarkeit von Abflussdaten orientiert, wurden mit dem HBV-Light-Modell simuliert. An 39 Übergabepunkten werden die simulierten Abflusskomponenten dann als Eingangsdaten an das LARSIM-Modell für das Schweizer Rheineinzugsgebiet (1x1 km) übergeben. Auch für die Einzugsgebiete der Bregenzerach (Österreich) und der baden-württembergischen Bodensee- und Hochrhein-Zuflüsse (Deutschland) wurden hochaufgelöste LARSIM-Modelle eingesetzt, die in diesem Bericht als „LARSIM-Hochrhein“ Modell bezeichnet werden. Für die Modellierung des Rheingebiets unterhalb vom Pegel Basel kam dann das LARSIM-ME-Rhein (5x5km) zum Einsatz. Für alle drei Modelle wurden innerhalb des Projekts substanzielle Erweiterungen und Anpassungen durchgeführt.

Kapitel 4 erläutert die modellübergreifende Entwicklung der Methodik zur Verfolgung der Abflusskomponenten aus Regen, Schnee- und Gletschereisschmelze. Hierzu wurden verschiedene Ansätze verglichen, bevor einer ausgewählt und in alle Modelle integriert wurde (Abb. 1.4). Die daran anschließenden Kapitel stellen im Detail die Besonderheiten der Weiterentwicklungen und Anwendung der spezifischen Modelle sowie die Ergebnisse der Modellierung der Abflusskomponenten über den Untersuchungszeitraum von 1901-2006 dar. Dabei konzentriert sich Kapitel 5 auf die Modellierung der mit HBV-Light modellierten vergletscherten Kopfeinzugsgebiete und Kapitel 6 auf die Modellierung des Gesamtgebiet des Rheins mit den LARSIM-Modellen.

Kapitel 7 behandelt integrativ noch verschiedene Aspekte der Modellvalidierung und der Unsicherheitsanalyse. Kapitel 8 schließt mit einer Bewertung der Ergebnisse im Hinblick auf den Klimawandel.

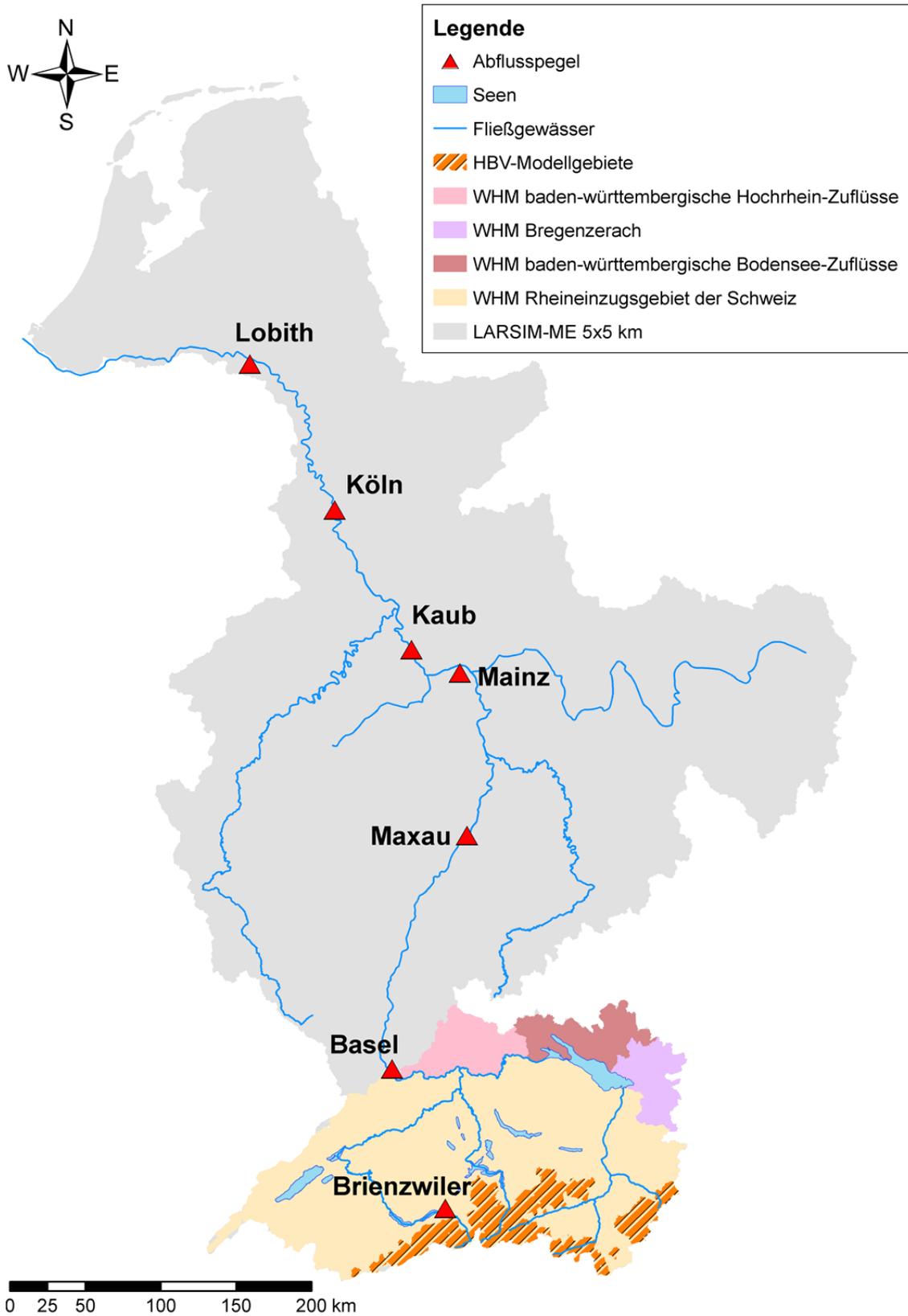


Abbildung 1.4: Überblickskarte zu den im Einzelnen verwendeten Modellen im Rheineinzugsgebiet (WHM: Wasserhaushaltsmodell).

## 2 Rekonstruktion meteorologischer Zeitreihen für die Jahre 1901-1950

### 2.1 Zielsetzung

Eine wesentliche Herausforderung für das Projekt lag in der Rekonstruktion der meteorologischen Eingangsfelder für die hydrologische Modellierung von 1901-1950, da für diesen Zeitraum keine entsprechenden räumlich verteilten Daten auf Tagesbasis für das Rheineinzugsgebiet zu Verfügung standen. Alle meteorologischen Produkte entsprachen entweder in ihrer räumlichen oder zeitlichen Auflösung nicht den Anforderungen der verwendeten hydrologischen Modelle. Gleichzeitig ist besonders wichtig, dass die meteorologischen Variablen Niederschlag und Temperatur vor dem Hintergrund der Modellierung der Schnee- und Eisschmelze für den gesamten Zeitraum konsistent vorliegen. Dies betrifft insbesondere die typischen Variationen, Sequenzen und Persistenzen der täglichen meteorologischen Variablen und ihre räumlichen Gradienten, aber auch die Konsistenz der Jahressummen, Mittelwerte und z.B. Überschreitungen von Schwellenwerten, die für die Schneeschmelze bzw. der Grenze zwischen festem und flüssigem Niederschlag, relevant sind.

Die im Projekt verwendeten hydrologischen Modelle sollten mit dem meteorologischen Input des HYRAS-Datensatzes des DWD (1951-2006; Rauthe et al., 2013; Frick et al. 2014) angetrieben werden. Die Modelle in den vergletscherten Kopfeinzugsgebieten sowie das LARSIM-Hochrhein (Rhein bis Basel) wurden dabei auf Tagesbasis und mit 1km räumlicher Auflösung angetrieben, während das LARSIM-ME-Rhein-Modell (Rheingebiet unterhalb Basel) im 5km Raster modelliert wird. Eine Anwendung der gleichen Modelle auf die gesamte lange Zeitreihe (seit 1901) muss zur Gewährleistung der Konsistenz dieser hoch parametrisierten Modelle deshalb mit einem Input gleicher zeitlicher und räumlicher Auflösung und interner Strukturen angetrieben werden. Es existieren für den frühen Zeitraum 1901-1950 zwar keine geeigneten meteorologischen Datenprodukte, aber (wenn auch nur wenige) lange Zeitreihen an Beobachtungsstationen im Rheineinzugsgebiet.

Um einen solchen konsistenten Raster-Inputdatensatz zu erstellen, wurde deshalb eine neue Methode entwickelt, die darauf beruht, einen **HYRAS-REC-Datensatz** (1901-1950) mittels eines Analogtag-Resamplings aus dem HYRAS-Datensatz (1951-2006) zu erstellen. Außerdem musste für LARSIM-Hochrhein neben den HYRAS-Variablen Niederschlag, Temperatur, Luftfeuchte und Globalstrahlung auch die Windgeschwindigkeit und der Bodenluftdruck aus Stationsdaten regionalisiert (interpoliert) und dann ebenfalls mittels der Analogtage-Methode für den frühen Zeitraum rekonstruiert werden.

### 2.2 Analog-Methode

Der grundsätzliche Ansatz für die Rekonstruktion der Meteorologie des frühen Zeitraums 1901-1950 über Analogtage kommt aus der synoptischen Meteorologie und wurde schon oft für die Rekonstruktion von Wetterlagen verwendet (Franke et al., 2011; Zorita & Von Storch, 1999). Die hier zum Einsatz gekommene Methode beruht auf der grundsätzlichen Annahme, dass jeder zu rekonstruierende „Zieltag“ im Zeitraum 1901-1950 einen sogenannten „Analogtag“ im Zeitraum 1951-2006 besitzt, der ihm in der räumlichen Verteilung der meteorologischen Variablen gleicht. Wenn dieser Analogtag im HYRAS Datensatz gefunden werden kann, kann seine Witterung, d.h. die räumliche Verteilung seiner meteorologischen Daten, auch für den Zieltag im HYRAS-REC-Datensatz eingesetzt werden (Abb. 2.1). Die Methode zur Bestimmung dieser Analogtage, d.h. zum „Finden des ähnlichsten Tages“, beruht auf der gleichzeitigen Maximierung der Übereinstimmung von Temperatur, Niederschlag, Bewölkungsgrad und der potentiellen Globalstrahlung an allen Stationen mit verfügbaren langen Beobachtungszeitreihen in und um das Rheineinzugsgebiet.

Verschiedene Studien haben in der Vergangenheit untersucht, ob beobachtete Trends der Temperatur und des Niederschlags durch eine Veränderung der Häufigkeit des Auftretens bestimmter Wetterlagen oder durch eine Veränderung der hydrothermalen Eigenschaften innerhalb der Wetterlagen herrühren. Fleig et al. (2014) kamen zum Schluss, dass die Änderungen der Wetterlagenhäufigkeiten im Nord-

westen Europas einen stärkeren Einfluss haben. In bestimmten Jahreszeiten und bestimmten Lagen, wie z.B. Trockenwetterlagen spielen jedoch auch hydrothermale Änderungen eine Rolle. Insbesondere im letzteren Fall kann die Gültigkeit der Annahme, dass es Analogtage gibt, eingeschränkt sein, wenn die Ähnlichkeit nur als relative Ähnlichkeiten z.B. als Korrelation bestimmt wird. Deshalb ist in dieser Anwendung auch die Verwendung absoluter Ähnlichkeitskriterien wichtig. Existierten jedoch z.B. bestimmte meteorologische Bedingungen, z.B. Extreme, jedoch gar nicht im Rekonstruktionszeitraum, wäre die Annahme ungültig. Die angewandte Methode ist jedoch, mangels Alternativen infolge eines Datenknappheitsproblems, als pragmatische Lösung zu sehen.

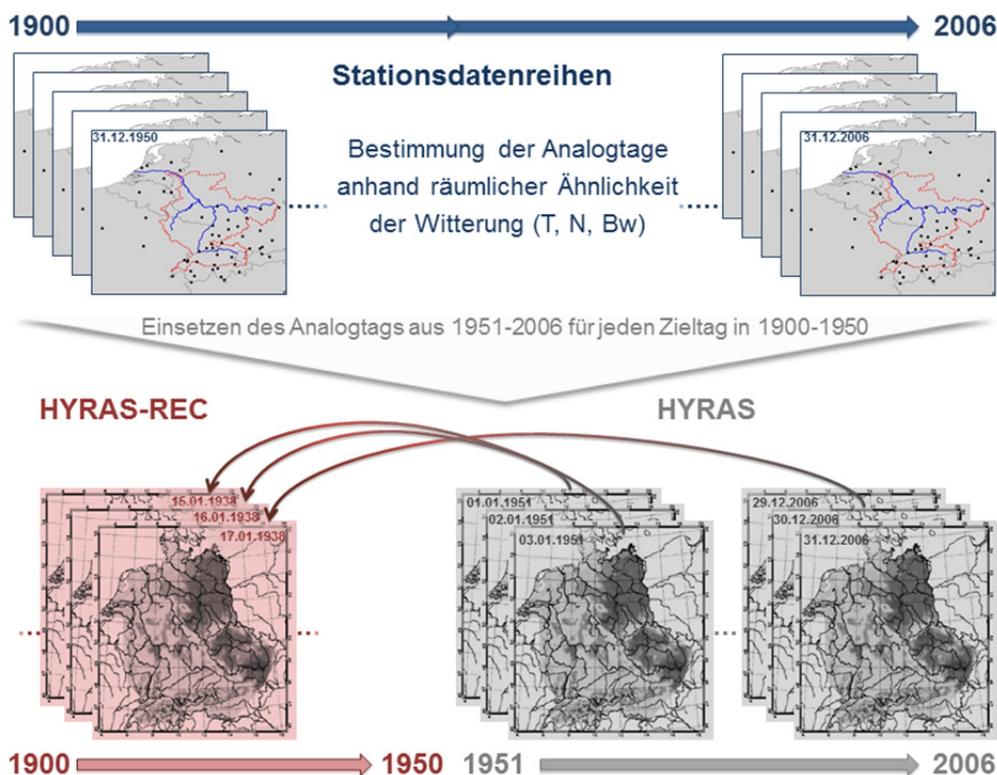


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung des Prinzips zur Rekonstruktion eines meteorologischen Datensatzes (HYRAS-REC) für den Zeitraum 1901-1950. Anhand der langen beobachteten Stationsdaten (oben) durch Analogtage-Resampling von HYRAS (unten).

Hierzu wurden aus den vier zur Verfügung stehenden beobachteten meteorologischen Variablen Niederschlag, Temperatur, Bewölkungsgrad und potentielle Globalstrahlung 14 Ähnlichkeits-Kriterien erstellt, deren Wertebereiche so angepasst wurden, dass sie jeweils zwischen 0 (keinerlei Übereinstimmung) und 1 (komplette Übereinstimmung) variieren (Tabelle 2.1). Aus den Stationswerten für Zieltag und Analogtag wurden dabei berechnet:

- der Rangkorrelationskoeffizient nach Spearman,  $r$ ,
- der Anteil der Stationen mit gültigen Messwerten,  $p_{valid}$ ,
- der Anteil der Stationen, deren Werte am Zieltag innerhalb einer bestimmten, wie in Tabelle 3.1 definierten, Abweichung zu denen des Analogtags liegen,  $p_{range}$ ,
- die mittlere absolute Abweichung der Werte, normiert auf die maximale mittlere absolute Abweichung zu allen potentiellen Analogtagen,  $MAEn$  sowie
- der Anteil der Stationen mit übereinstimmendem Vorzeichen der Temperatur wurde speziell für die Temperatur eingeführt,  $p_{sign}$ .

Tabelle 2.1: Kriterien für die Bestimmung der Ähnlichkeit eines Zieltags mit potentiellen Analogtagen.

	Niederschlag	Lufttemperatur	Bewölkungsgrad	Pot. Globalstrahlung
$r$	✓	✓	✓	
$p_{valid}$	✓	✓	✓	
$p_{range}$	[2.5mm,2.5mm]	[-2.5°C,2.5°C]	[-25%,25%]	
$MAEn$	✓	✓	✓	✓
$p_{sign}$		✓		

Erste Testanwendungen ergaben systematische Unterschätzungen des Niederschlags durch Analogtage auf Grund der stark rechtsschiefen Verteilung von Niederschlagswerten. D.h. die Wahrscheinlichkeit einen Analogtag mit geringerem Niederschlag zu wählen ist bedeutend höher als diejenige, einen mit höherem Niederschlag zu wählen. Deshalb wurde für jede Station ein Aufschlagsfaktor für die Suche nach Analogtagen (getrennt für Winter und Sommerhalbjahr) bestimmt. Dieser wurde als Quotient des mittleren gemessenen Niederschlags und des mittleren Niederschlags aus der Analogmethode ohne Korrektur (also mit Unterschätzung) bestimmt. Für alle so erhöhten Niederschläge pro Station wurden dann wiederum Analogtage gesucht, die diese erhöhten Niederschläge am besten reproduzieren können. Diese Korrektur modifiziert jedoch nur die Ähnlichkeitskriterien für den Niederschlag und dient somit nur der Suche nach dem ähnlichsten Tag, bezieht sich aber nicht auf die letztlich rekonstruierte Niederschlagsmenge. Diese wird dann ohne Korrektur vom Analogtag übernommen.

Die meteorologischen Stationen für die Analogmethode wurden so ausgewählt, dass sie entsprechend lange Messzeitreihen haben (1900-2006), dass das Rheineinzugsgebiet räumlich gut abgedeckt ist ohne eine zu starke Clusterung in bestimmten Regionen zu erzeugen und insbesondere in den alpinen Bereichen des Rheineinzugsgebiet eine enge Abdeckung auch über die verschiedenen Höhenstufen vorhanden ist. Die schließlich verwendeten Stationen (Unterschiede je nach Variable) sind in Abbildung 2.2 dargestellt. Der Mittelwert aller 14 Ähnlichkeits-Kriterien aus Tabelle 2.1 gemittelt für alle Stationen beschreibt dann die gesamte Ähnlichkeit zweier Tage für den definierten Beobachtungsraum. So kann für jeden einzelnen Zieltag aus dem Zeitraum 1901-1950 die Ähnlichkeit zu allen potentiellen Analogtagen aus dem Zeitraum 1951-2006 berechnet werden und damit der ‚ähnlichste‘ Tag, d.h. der Tag mit der maximalen Übereinstimmung, bestimmt werden. Dieser wird dann als Analogtag definiert und letztendlich die entsprechenden HYRAS-Daten des Analogtages für den Zieltag eingesetzt.

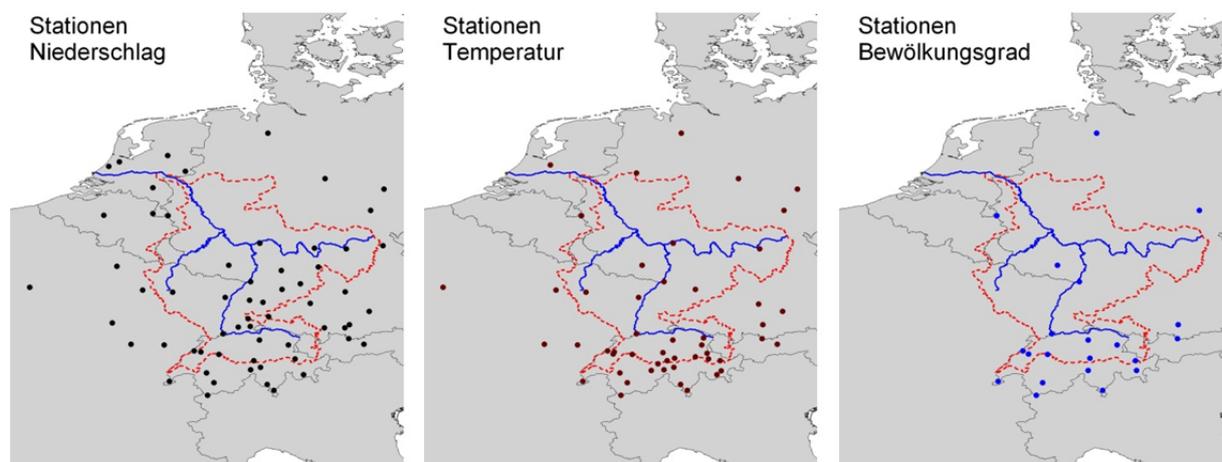


Abbildung 2.2: Meteorologische Stationen mit langen Zeitreihen, die für die Bestimmung des geeignetsten Analogtags zu jedem Zieltag zur Verfügung standen.

Um die Güte der so erstellten Rekonstruktion der meteorologischen Variablen zu evaluieren, wurden für alle Stationszeitreihen für den Zeitraum 1901-1950 verschiedene Fehlerstatistiken berechnet, die die beobachteten Temperatur und Niederschlagsdaten mit den mittels Analogtage rekonstruierten Daten hydrologisch relevant verglichen. Die hierfür gewählten Statistiken sind: die jährlichen mittleren absoluten und relativen Fehler der täglichen Werte an den Stationen, die mittleren monatlichen absoluten und relativen Fehler, zeitliche Veränderungen über den Rekonstruktionszeitraum, die Größe der 5- und 50-jährlichen Extremwerte für 1- und 3-tägige Niederschlagssummen sowie für die Dauer von Nass- und Trockenperioden (geschätzt mit der Allgemeinen Extremwert-Verteilung). Des Weiteren konnte für den Niederschlag noch eine unabhängige Validierung für einige Stationen mit Daten seit ca. den 1920er/30er Jahren für diesen Teilbereich des Rekonstruktionszeitraums durchgeführt werden.

## 2.3 Ergebnisse

Um die Ergebnisse und darauf basierenden Statistiken zu verdeutlichen, werden für 6 ausgewählte Stationen (Säntis, Andermatt, Engelberg, Chur, Stuttgart, Kaiserslautern), die über einen großen Höhenbereich des Rheineinzugsgebiets verteilt sind, Beobachtung und Rekonstruktion des frühen Zeitraums verglichen. Außerdem werden für alle entsprechenden Stationen die wichtigsten und hydrologisch relevanten Fehlerstatistiken als Box-Whisker-Plot dargestellt, um die mittlere und die Streuung der Stationsstatistik bewerten zu können.

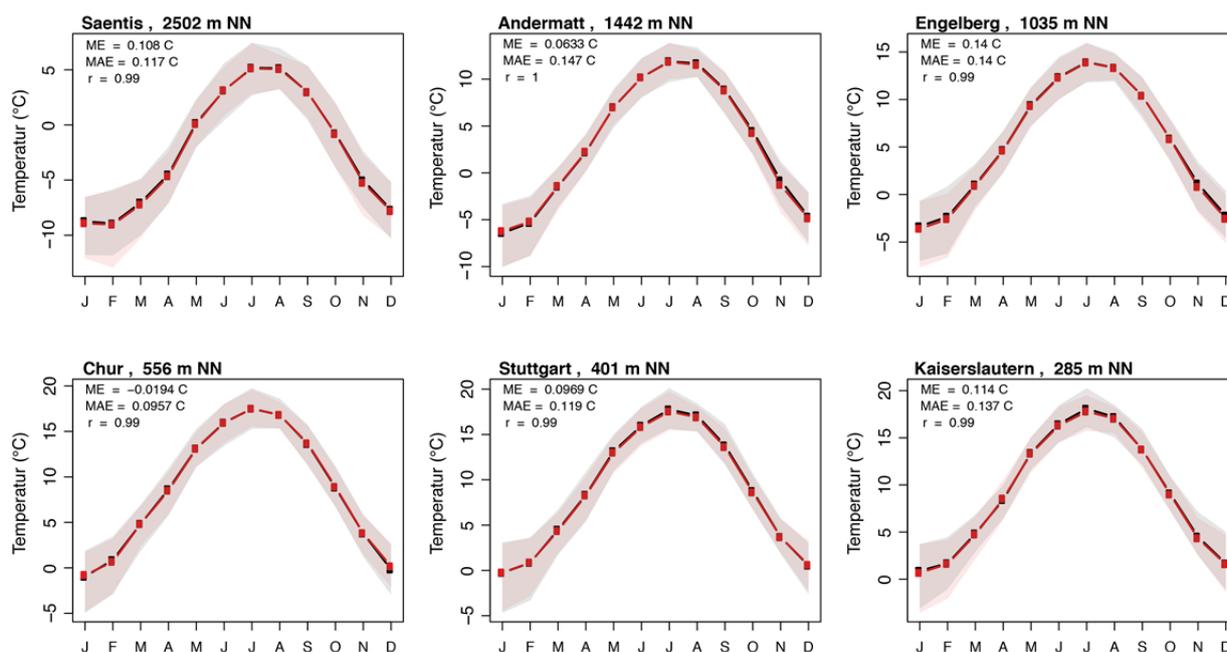


Abbildung 2.3: Mittleres monatliches Temperaturregime ausgewählter Stationen für die beobachteten (schwarz) und rekonstruierten (rot) Daten von 1901-1950. Die jeweiligen transparenten Flächen zeigen die 25-75 Perzentilbereiche der jeweiligen Daten. Zusätzlich sind die statistischen Größen mittlerer Fehler (ME), mittlerer absoluter Fehler (MAE) und der Korrelationskoeffizient ( $r$ ) angegeben.

Die Rekonstruktion der Temperatur zeigt am Beispiel der sechs ausgewählten Stationen unabhängig von der Lage der Station bei den mittleren Monatstemperaturen nur sehr geringe Abweichungen von den Beobachtungen (Abb. 2.3). Für alle Stationen zeigt sich somit ein recht ähnliches Bild für die täglichen Fehler auf Monats- und Jahresmittelbasis (Abb. 2.4). Der mittlere Fehler der Tagestemperaturen schwankt je nach Jahr und Station zwischen -0.7 und +0.8 Grad, der mittlere absolute Fehler

zwischen 0.8 und 1.9 Grad (Abb. 2.4). Bezüglich der Richtung der mittleren Fehler werden rekonstruierte Temperaturen im Juli, August und November tendenziell unterschätzt, wobei die absoluten Fehler im Sommer hierbei geringer sind. Die rekonstruierten Wintertemperaturen werden eher überschätzt. Eine Erklärung hierfür mag sein, dass der Pool aus möglichen Analogtagen in den Zeitraum der klimatischen Erwärmung fällt, der sich insbesondere in den Wintertemperaturen zeigt. Somit wird auch bei der relativen Suche nach dem besten Analogtag die Wahl auf wärmere Tage fallen und so unter Umständen ein systematischer Fehler entstehen. Die Abweichungen von Jahr zu Jahr zeigen dabei kein auffallendes Muster und einen Trend, so dass von einer gleichen Qualität der Rekonstruktion über den gesamten Zeitraum auszugehen ist.

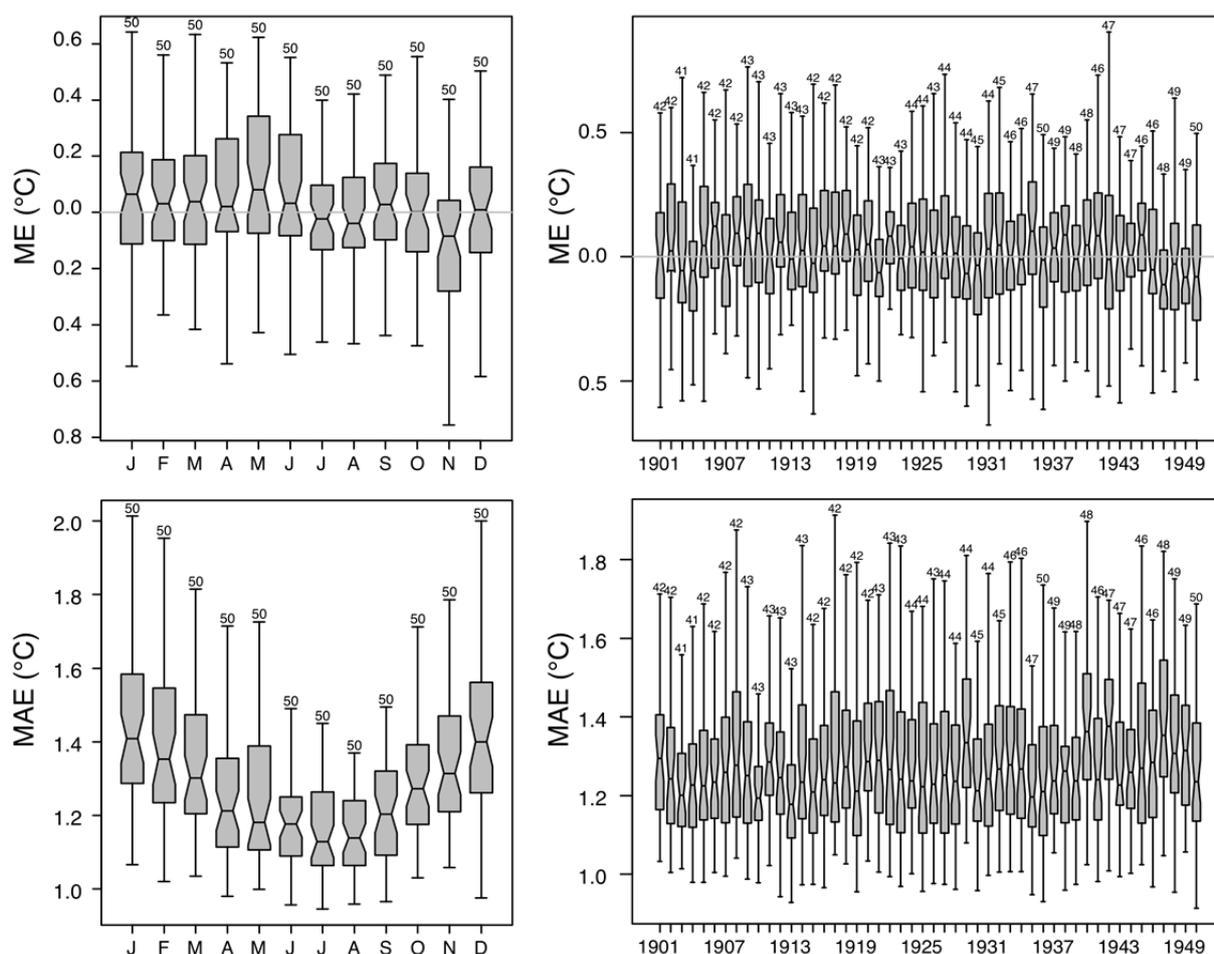


Abbildung 2.4: Verteilungen der mittleren Abweichungen (ME) an allen Stationen (rekonstruiert-beobachtet) (oben) und der mittleren absoluten Abweichungen (MAE) der Tagesmitteltemperaturen (unten) für alle Monate von 1901-1950 und für alle Jahre. Die Zahlen geben die Anzahl der Stationen an, die zu Berechnung verwendet wurden.

Die mittleren relativen Fehler (MRE) bei der Niederschlagsrekonstruktion aller Stationen sowie bei der unabhängigen Validierung der zusätzlichen Stationen befinden sich mit meist  $<10\%$  noch im Rahmen der Messunsicherheit (Abb. 2.5 und Abb. 2.6). Bei den Monatssummen des Niederschlags zeigen sich tendenziell eine leichte Überschätzung im Winter und eine Unterschätzung im Sommer. Diese Muster sind an den zur Analogtagebestimmung verwendeten Stationen sowie in den unabhängigen Validierungsdaten gleich. Die Rekonstruktion der Niederschläge ist für den alpinen Raum, der

besser mit langen Zeitreihen abgedeckt ist, zufriedenstellender als für den außeralpinen Raum (außer-alpine Stationen in Deutschland, Frankreich und Niederlande), wo sich auf Grund einer geringeren Stationsdichte und lokaleren Niederschlägen insbesondere in den Sommermonaten zu geringe Niederschlagshöhen ergeben (Abb. 2.5). Bei einer generell geringen Abflussbildungsneigung im Sommer ist jedoch ein geringer Effekt dieser Unterschätzung auf den Abfluss im Mittel- und Unterlauf des Rheins zu erwarten.

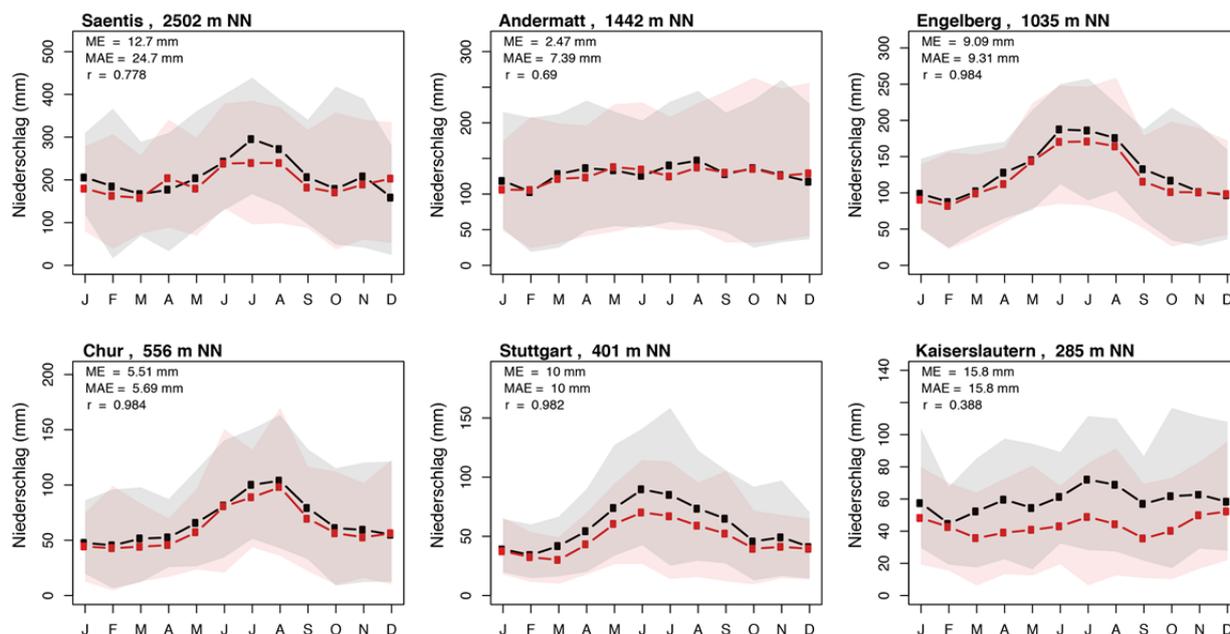


Abbildung 2.5: Mittleres monatliches Niederschlagsregime ausgewählter Stationen für die beobachte (schwarz) und rekonstruierten Daten (rot) von 1901-1950. Die jeweiligen transparenten Flächen zeigen die 25-75 Perzentil-Bereich der jeweiligen Daten. Zusätzlich sind die statistischen Größen mittlerer Fehler (ME), mittlere absoluter Fehler (MAE) und der Korrelationskoeffizient (r) angegeben.

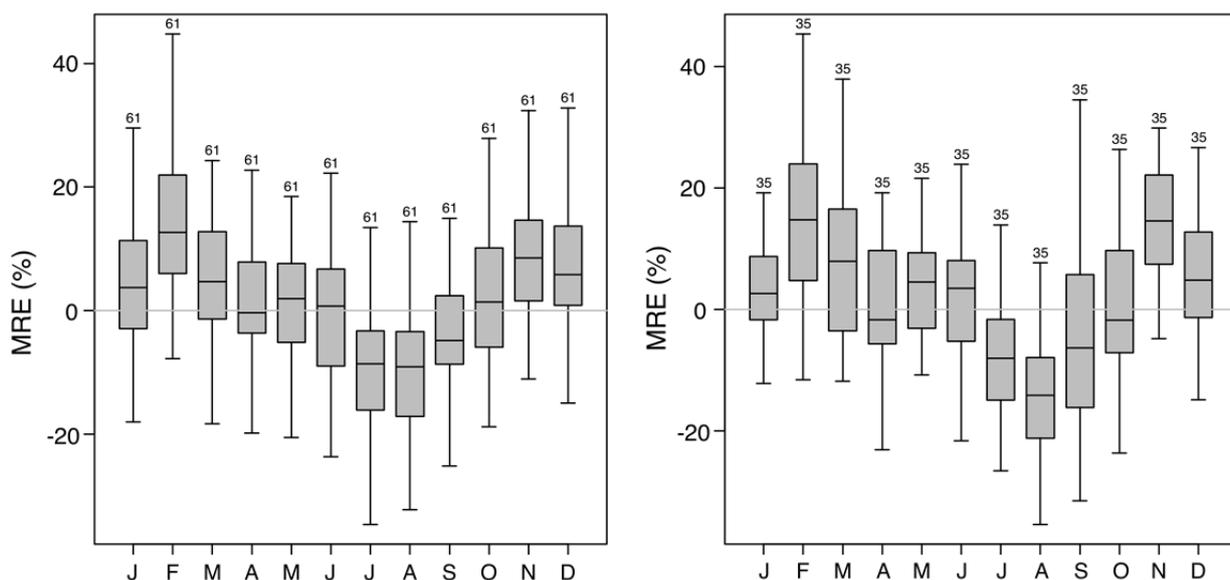


Abbildung 2.6: Verteilungen der mittleren relativen Fehler (rekonstruiert-beobachtet) der Niederschlagsrekonstruktion monatlicher Niederschlagssummen an den 61 Stationen (links) sowie an 35 unabhängigen zur Validierung verwendeten Stationen (rechts).

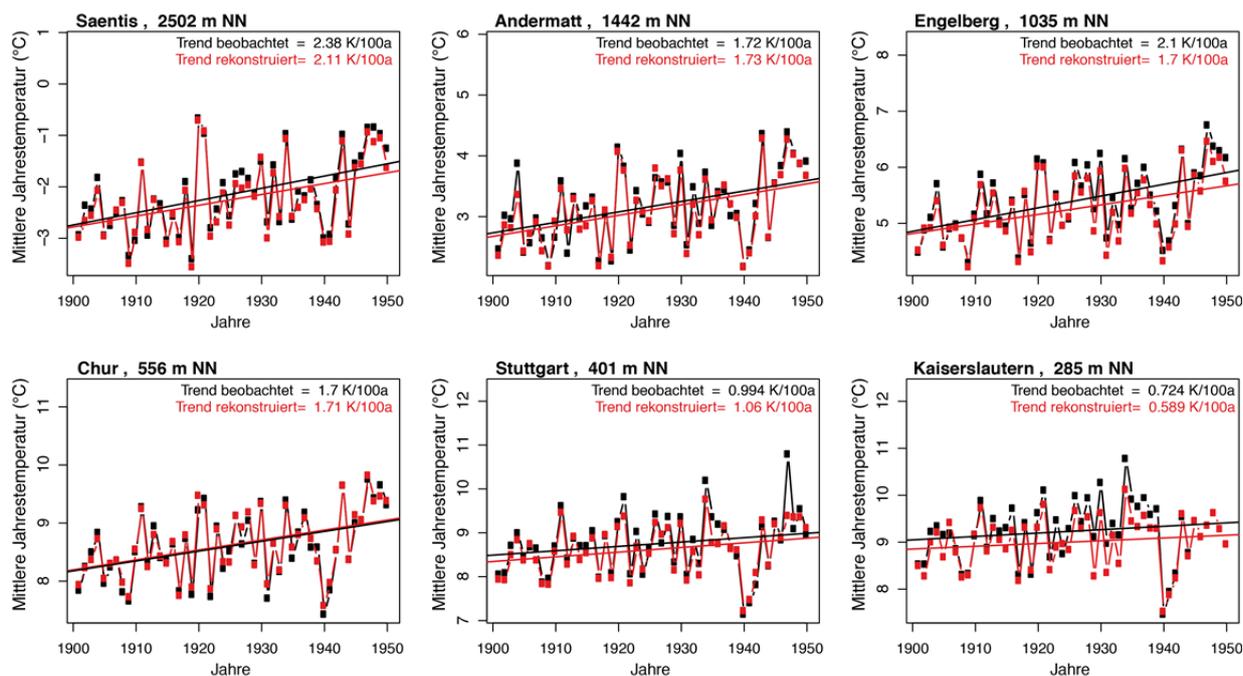


Abbildung 2.7: Jahresmitteltemperaturen ausgewählter Stationen für die beobachteten (schwarz) und rekonstruierten Daten (rot) von 1901-1950. Die Geraden zeigen die Trendlinie der linearen Regression mit den entsprechenden Steigungen in Kelvin pro 100 Jahre.

Die jährlichen Abweichungen über die 50 Jahre Rekonstruktionszeitraum zeigen wie bei den Temperaturen ebenfalls weder ein auffallendes Muster noch einen Trend. Jedoch sind in einigen Jahren die relativen mittleren Abweichungen an einigen Stationen mit über 30% relativ hoch (keine Abbildung). Auch die zeitliche Entwicklung bleibt in der Rekonstruktion erhalten. Dazu wurde eine Trendanalyse mittels linearer Regression für die Beobachtungsdatenreihen und die rekonstruierten Datenreihen durchgeführt. Die Steigungswerte der ermittelten Regressionsgeraden werden bei der Erörterung der Ergebnisse im Folgenden jeweils kurz als „Trend“ angesprochen. Unterschieden werden weiterhin signifikante und nicht-signifikante Trends (Signifikanzniveau  $\alpha = 0.05$ ).

Die Trends der beobachteten und rekonstruierten Jahresmitteltemperaturen über den Zeitraum 1901 bis 1950 sind für alle sechs Beispielsstationen positiv und nehmen generell von den höheren Stationen zu den tiefer liegenden Stationen ab (Abb. 2.7). Die beobachteten und rekonstruierten Trends sind dabei recht ähnlich, meistens sind die beobachteten Trends etwas größer. Die rekonstruierten Variationen der Jahresmitteltemperaturen sind meist etwas geringer als die beobachtete Variation, aber dennoch werden extrem kalte und warme Jahre sehr gut wiedergegeben. Die beobachteten und rekonstruierten Trends der Jahresmitteltemperaturen aller Stationen von 1901 bis 1950 sind auch mit einer Ausnahme sowohl in den Beobachtungswerten als auch in den rekonstruierten Werten positiv. Die größten Trends werden von der Rekonstruktion etwas unterschätzt (Abb. 2.8). Wie schon am Beispiel der ausgewählten Stationen ersichtlich, wird der Trend bei den rekonstruierten Daten häufig etwas unterschätzt, jedoch sind meistens gleichzeitig die rekonstruierten und beobachteten Trends statistisch signifikant. Die beobachteten und rekonstruierten Trends für das Sommerhalbjahr sind fast alle signifikant positiv und stimmen recht gut überein, jedoch auch hier mit einer Unterschätzung bei den rekonstruierten Trends. Die Trends für das Winterhalbjahr sind fast alle nicht signifikant. Bei genauerer Betrachtung der Trends zeigt sich übrigens, dass die Unterschätzung der rekonstruierten Temperaturtrends besonders stark bei stadtnahen Wetterstationen der Fall ist. Beobachtete Trends solcher Stationen sind somit möglicherweise teilweise von „urban heat island“ Effekten beeinflusst. Aufgrund der geringen Stationsdichte für lange Zeitreihen wurde jedoch beschlossen, nicht auf diese Stationen zu verzichten.

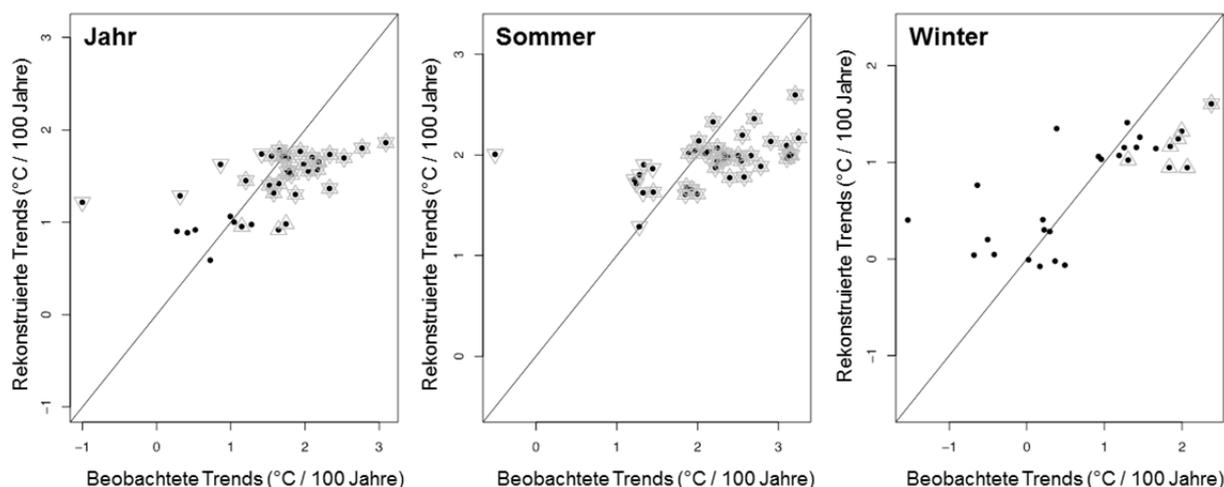


Abbildung 2.8: Vergleich der Trends der beobachteten und rekonstruierten Mitteltemperaturen an den Stationen von 1901-1950 für das ganze Jahr (links) für den Sommer (Mitte) sowie für den Winter (rechts). Dreiecke zeigen signifikante Trends in den Beobachtungen, auf dem Kopf stehende Dreiecke in den Rekonstruktionen.

Im Vergleich zu den Trends der Temperatur sind die ermittelten Trends der Niederschläge für den Zeitraum 1901-1950 variabler mit etwas mehr positiven Trends, jedoch selten signifikant (keine Abbildung). Gleiches kann für die Niederschlagstrends für den Sommer und Winter beobachtet werden. An den verwendeten Stationen stimmen die Richtungen meist überein, bei der Größe gibt es zum Teil erhebliche Abweichungen. Wichtig ist jedoch, dass die Niederschlagstrends im Rekonstruktionszeitraum insgesamt meistens relativ gering und nicht signifikant sind.

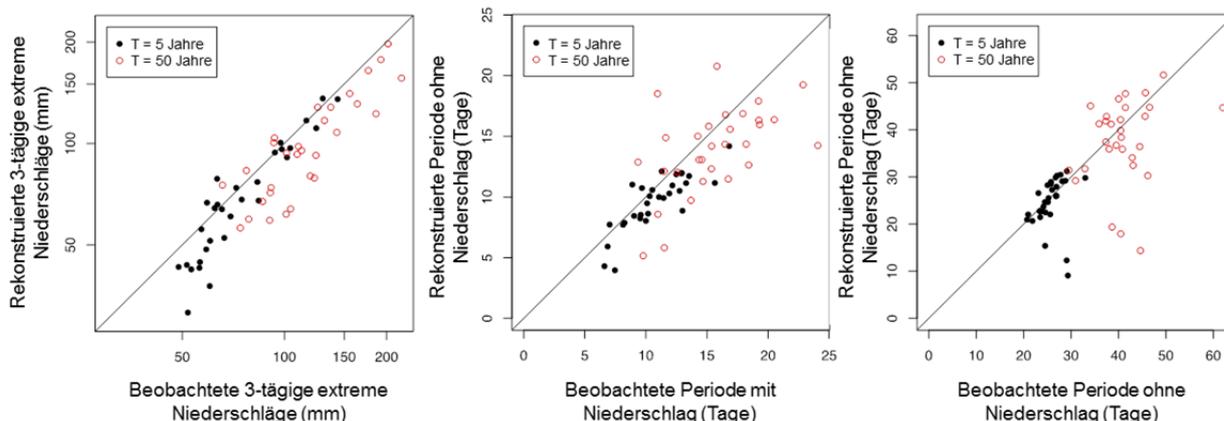


Abbildung 2.9: Vergleich der Extremwerte für Jährlichkeiten (T) von 5 und 50 Jahren jeweils für 3-Tages-Niederschlagssummen (links), Nassperioden (Mitte) und Trockenperioden (rechts).

Hydrologisch relevant sind zuletzt noch die Extremwerte des Niederschlags, die hohe Abflussereignisse auslösen können sowie außerdem die Verteilung der Dauern von Nass- und Trockenperioden. Der Vergleich der statistischen Verteilung der mehrtägigen Niederschläge sowie der Dauern von Nass- und Trockenperioden stellt dabei gleichzeitig eine Validierung der Rekonstruktionsmethode bezüglich der Persistenzen meteorologischer Situationen über mehrere Tage dar. Abbildung 2.9 zeigt, dass die 5-jährlichen 3-Tagesniederschläge einer Gruppe von Stationen mit geringeren absoluten Werten etwas unterschätzt werden. Gleiches gilt für die 50-jährlichen Ereignisse. Die Dauern der Nassperioden streuen gleichmäßig um die 1:1 Linie, mit größeren Differenzen bei den 50-jährlichen Ereignissen. Bei

den Dauern der Trockenperioden kommt es eher zu Überschätzungen, d.h. längeren Dauern der Nass und Trockenperioden in der Rekonstruktion. Generell werden aber alle extremen meteorologischen Ereignisse durch die Rekonstruktion so gut wiedergegeben, dass sie als anwendbar für die hydrologische Langfristmodellierung im Projekt eingeschätzt werden.

## 2.4 Erstellung und Validierung meteorologischer Inputdatensätze 1901-2006

Mit der vorhandenen Zuordnungstabelle für Analogtage aus der Periode 1951-2006 für den Zeitraum 1901-1950 konnte nun die Rekonstruktion der HYRAS-REC Datensätze für den frühen Zeitraum durchgeführt werden. Die Zuordnungstabelle aus Zieltagen und Analogtagen wurde zur Rekonstruktion folgender Datensätze verwendet:

### *HYRAS Rasterdatensätze*

- Niederschlag → HYRAS 2.0 im 1x1km-Raster für das gesamte Rhein-EZG
- Temperatur → HYRAS 1.01 im 1x1km-Raster für das gesamte Rhein-EZG
- Luftfeuchte → HYRAS 1.01 im 1x1km-Raster für das Rhein-EZG bis Basel
- Globalstrahlung → HYRAS 0.21 im 5x5km-Raster (speziell für LARSIM-ME erstellt)

**Stationsdaten** für 3 meteorologische Variablen, die nur für das LARSIM-Hochrhein Modell bis Basel benötigt und dann darin intern interpoliert werden:

- Windgeschwindigkeit → 206 Stationen der MeteoSchweiz
- Luftdruck → 162 Stationen der MeteoSchweiz
- Sonnenscheindauer → 108 Stationen der MeteoSchweiz

Somit konnten dann alle zur Modellierung eines durchgängigen Zeitraums von 1901-2006 notwendigen Datensätze täglicher Rasterdaten generiert werden.

Die neu generierten HYRAS-REC sowie die vorliegenden HYRAS Niederschlagsdaten ( $P_{HYRAS}$ ) wurden für den gesamten Zeitraum (1901-2006) noch mit den CRU (TS3.23 Precipitation, Quelle: University of East Anglia Climatic Research Unit, Jones & Harris, 2008) Niederschlagsdaten  $P_{CRU}$  verglichen.

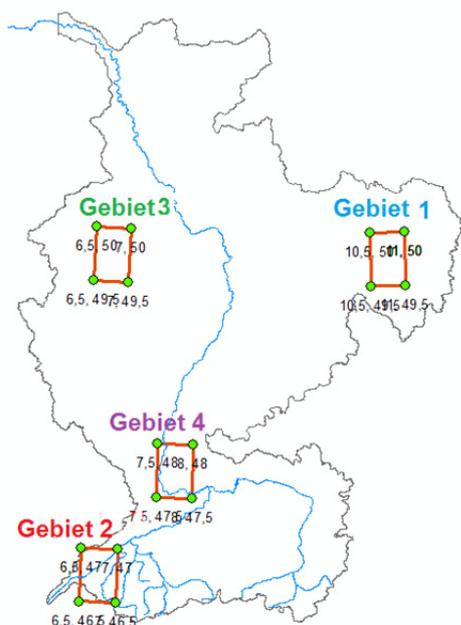


Abbildung 2.10: Lage der 4 Gebiete einzelner CRU-Gridzellen im Rheingebiet.

Da  $P_{CRU}$  aber nur mit einer räumlichen Auflösung von  $0.5^\circ$  und einer zeitlichen Auflösung von einem Monat zu Verfügung stehen, musste  $P_{HYRAS}$  entsprechend räumlich und zeitlich aggregiert werden. Als vier Testgebiete innerhalb des Rheineinzugsgebiets (Abb. 2.10) wurden hierfür vier CRU Rasterzellen ausgewählt. Die Auswahl der Testgebiete erfolgte so, dass möglichst ein großer Bereich des Einzugsgebiets erfasst ist, aber nicht unbedingt die stark reliefierten Regionen, in denen das viel grober räumlich aufgelöste Höhenmodell von CRU nicht mit der HYRAS-Topographie vergleichbar ist. Zum Vergleich wurden alle täglichen  $P_{HYRAS}$  innerhalb einer CRU Rasterzelle gemittelt. Aus den entsprechenden Datenreihen wurden dann die absoluten Abweichungen  $P_{CRU} - P_{HYRAS}$  für die Jahresniederschläge berechnet.

In Abbildung 2.11 sind diese jährlichen Abweichungen der beiden Datenprodukte über den gesamten Zeitraum dargestellt. Die Abweichungen sind zum Teil recht groß. Da keines der Produkte als besser angenommen werden kann, interessiert insbesondere, ob für den rekonstruierten Zeitraum (1901-1950) die Abweichungen

größer sind als danach. Für die Gebiete 1, 2 und 3 sind die Abweichungen in der Rekonstruktionsperiode aber sogar kleiner, nur für Gebiet 4 sind sie größer. Bei diesem Vergleich fällt auf, dass sich in einigen Regionen die Abweichungen ab den 1950/1960er Jahren verändern. Mögliche Erklärungen für diese Veränderung sind entweder tatsächliche klimatische Veränderungen oder ein systematischer Fehler im Interpolationsprodukt HYRAS. Z.B. könnte ein solcher durch eine veränderte Dichte und Zusammensetzung der zugrundeliegenden Stationen, die in die Interpolation einfließen, begründet sein.

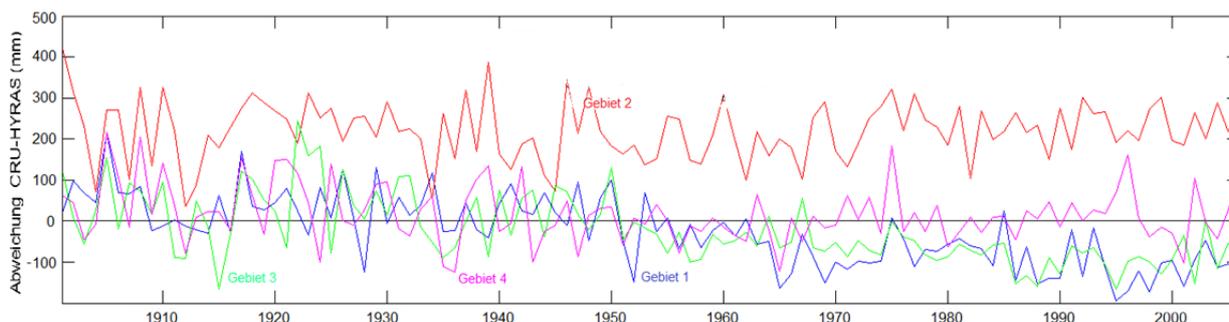


Abbildung 2.11: Abweichung der Jahressummen der Niederschläge zwischen den HYRAS-REC/HYRAS- und CRU-Produkten für 4 Testgebiete im Rheineinzugsgebiet (siehe Abb. 2.10).

## 2.5 Fazit für die Verwendung als Modellinput

Ziel der Rekonstruktion meteorologischer Zeitreihen für die Jahre 1901-1950 war das Erstellen konsistenter meteorologischer Datensätze für die Modellierung über 106 Jahre. Hierzu wurde die gewählte Methodik der Rekonstruktion über Analogtage optimiert, d.h. es wurden alle Kriterien, die die Zuordnung von Analog- und Zieltagen verbesserten, berücksichtigt. Der Versuch, die einzige langfristig existierende Wetterlagenklassifikation, der Europäischen Großwetterlagen nach Hess & Brezowsky (Werner & Gerstengarbe, 2010) dabei mit zu verwenden (in die Analogtage-Rekonstruktion mit einzubeziehen) brachte keine Verbesserung gegenüber der Optimierung durch Niederschlag, Temperatur, Bewölkungsgrad und Jahreszeit. Eine noch bessere Zuordnung ist ohne weitere Daten nicht möglich oder existiert nicht. Die Entwicklung der Methode und insbesondere auch ihre Anwendung zur Rekonstruktion aller Datensätze waren insgesamt sehr aufwändig aber auch notwendig, da keine Datenalternative auf Tagesbasis und 1km Auflösung existiert. Die entwickelte Methode ist somit als pragmatische Lösung zu sehen, die aber insofern interessant ist, als sie für jegliche weitere Datenprodukte, oder leicht modifiziert auch für andere Zeiträume gleichermaßen verwendet werden kann.

Meist liegen die Fehler der Rekonstruktion noch im Bereich der Messunsicherheit. Generell sind sie im mit langen Zeitreihen besser abgedeckten Alpen- und Mittelgebirgsraum geringer als in den nördlicheren Regionen. An einigen wenigen Stationen, insbesondere an den Randbereichen oder außerhalb des Einzugsgebiets, wo die Stationsdichte langer Beobachtungszeitreihen gering ist, sind die Fehler größer. Niederschlagsmengen werden generell außerhalb der Alpen und insbesondere im Sommer unterschätzt, obwohl durch die Einführung eines Korrekturfaktors versucht wurde, diese Unterschätzung zu minimieren. Die Unterschätzung ist höchstwahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass im Sommer häufig lokale konvektive Niederschlagsereignisse vorkommen, die durch die geringe Stationsdichte bei der Analogtage-Rekonstruktion nur sehr eingeschränkt berücksichtigt werden können. Starke zeitliche Trends sowie die Extreme in der Rekonstruktionsperiode werden meist gut wiedergegeben.

Die Niederschlagsvalidierung mit dem CRU Datenprodukt, das ähnlich wie HYRAS auf direkter Interpolation von Stationsdaten basiert, zeigt aber auch auf, dass solche Datenprodukte mit stark unterschiedlicher räumlicher und zeitlicher Auflösung nur schwer miteinander verglichen werden können. Am Ende wird es wichtig sein, HYRAS-REC als meteorologischen Input innerhalb der hydrologischen Modellierung zu bewerten, d.h. daran, wie gut er erlaubt auch die beobachtete Abflussdynamik und -entwicklung zu simulieren.

### 3 Alpine Einzugsgebiete: Datenanalysen

#### 3.1 Einleitung und Zielsetzung

Die Klimasensitivität der Abflussbildung aus Schnee- und Gletscherschmelze und somit auch die Veränderung ihrer Anteile vor dem Hintergrund des Klimawandels wurden in der Literatur bisher beinahe ausschließlich modellbasiert quantifiziert. Empirische Analysen sind seltener zu finden, können aber durchaus zum Verständnis der Sensitivitäten und Prozesse beitragen und so eine wichtige Basis für die Prüfung der korrekten Wiedergabe der Klimasensitivität hydrologischer Prozesse durch hydrologische Modelle sein. Deshalb wurden im ASG-Rhein-Projekt zuerst Analysen relevanter Beobachtungszeitreihen durchgeführt.

Ziel dieser empirischen Datenanalysen im ASG-Rhein-Projekt war es vor allem das Verständnis des relativen Einflusses von Niederschlag und Temperatur auf die zeitliche und räumliche Variabilität der Abflussbildung in den hochalpinen Gebieten zu verbessern. Hierbei stand insbesondere das Herausarbeiten von Unterschieden der Klimasensitivitäten zwischen Gebieten mit unterschiedlichen Höhenlagen und unterschiedlich starken Vergletscherungsgraden im Fokus. Weiterhin sollten die Veränderungen der Gletscher im Rheineinzugsgebiet über die Untersuchungsperiode analysiert und anhand von Beobachtungen charakterisiert werden. Diese Informationen sollten dann genutzt werden, um die langfristig beobachtete Abflussentwicklung seit dem frühen 20. Jahrhundert zu erklären. Aus den gewonnenen Erkenntnissen über Sensitivitäten und zeitlichen Entwicklungen sollten dann sogenannte „Benchmarks“, d.h. entweder konkrete Kalibrierkriterien oder Vergleichs- und Validierkriterien für die spätere Modellierung abgeleitet werden.

#### 3.2 Saisonale Klimasensitivität der Abflüsse alpiner Einzugsgebiete

##### 3.2.1 Daten und Methoden

Für die empirischen Arbeiten wurde ein besonderer Datensatz aus Pegel-einzugsgebieten mit langen Abflusszeitreihen der hydrologischen Meso-Skala, die verschiedene Höhen und Vergletscherungsgrade beinhalten, zusammengestellt. Die Kriterien zur Auswahl dieser Gebiete war die Verfügbarkeit langer Zeitreihen des Abflusses und ein von Speicherhaltungen, Aus- und Einleitungen weitgehend unbeeinflusstes Abflussverhalten sowie die Verfügbarkeit detaillierter Einzugsgebietseigenschaften. Jedem Gebiet wurden lange Zeitreihen der Klimavariablen Niederschlag und Temperatur einer räumlich naheliegenden Station (s. Kapitel 2) zugeordnet. Die so mit Hilfe des Bundesamt für Umwelt der Schweiz (BAFU) zusammengestellten 25, meist hochgelegenen Einzugsgebiete weisen größtenteils eine Teilvergletscherung auf (Abb. 3.1), einige unvergletscherte Gebiete dienen als Referenzgebiete. Somit können die analysierten Klimasensitivitäten und Trends hinsichtlich möglicher Gradienten über die Einzugsgebietseigenschaften aller 25 Gebiete, insbesondere Höhenverteilung und Gletscheranteil, ausgewertet werden.

Anhand dieses Datensatzes wurde dann die Klimasensitivität des Abflusses statistisch untersucht. Für jedes Einzugsgebiet wurden hierfür zuerst für jede Woche ( $t$ ) Mittelwerte der Klimavariablen Temperatur  $T$  ( $^{\circ}\text{C}$ ), Tagessummen des Niederschlags  $P$  (mm/d) und des gemessenen Abflusses, der für diesen Zweck vergleichbar zum Niederschlag als Abflusshöhe  $q$  (mm/d) ausgedrückt wird. Eine solche zeitliche Aggregation von einigen Tagen, d.h. das Aggregieren über den Zeitraum von Schmelzphasen oder Niederschlagsereignissen und der Abflusskonzentration im meso-skaligen Einzugsgebiet hat sich für die Analyse der Abflussvariabilität in schnee- und gletscherbeeinflussten Einzugsgebieten anderer Studien als sinnvoll herausgestellt (z.B. Déry et al., 2009).

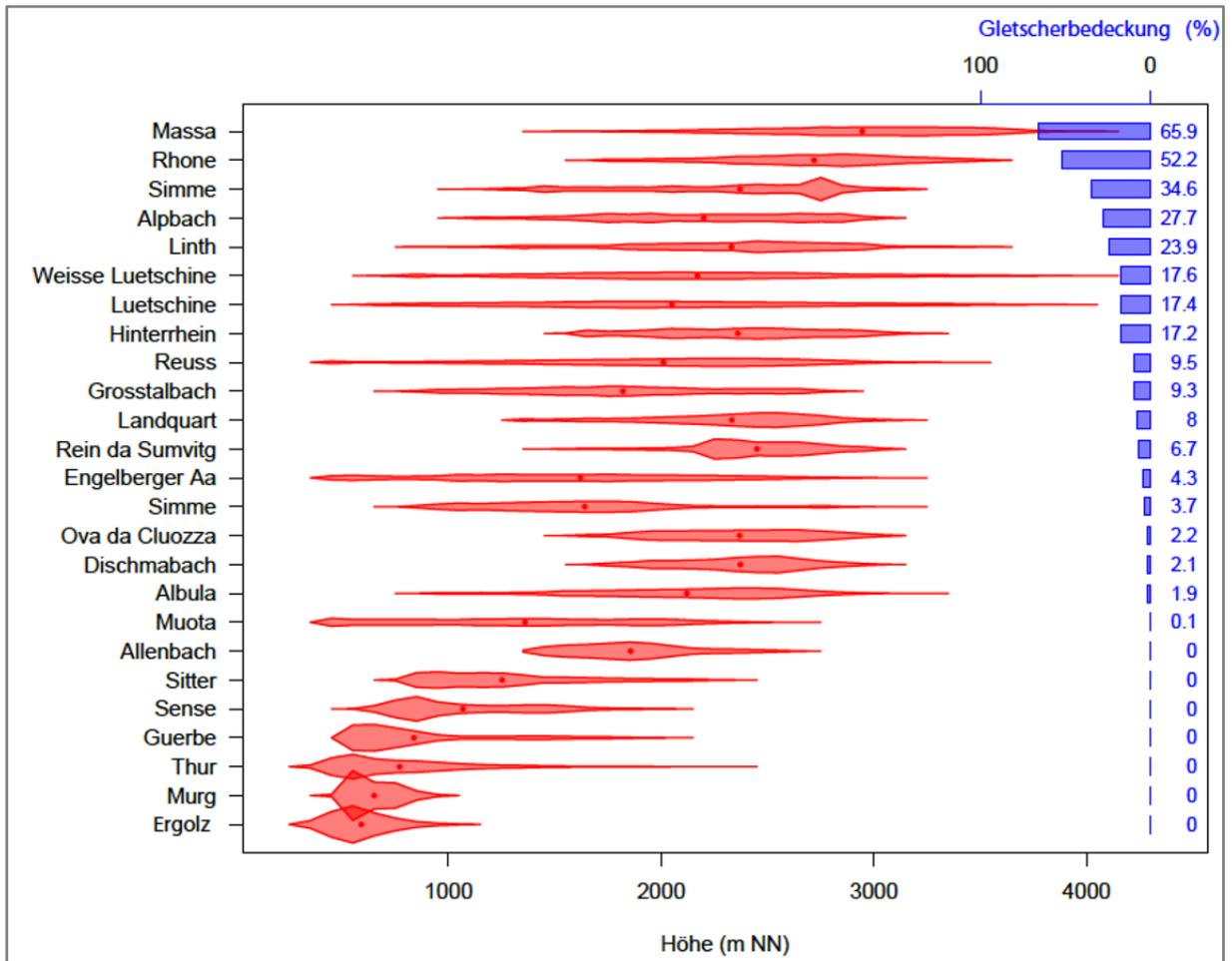
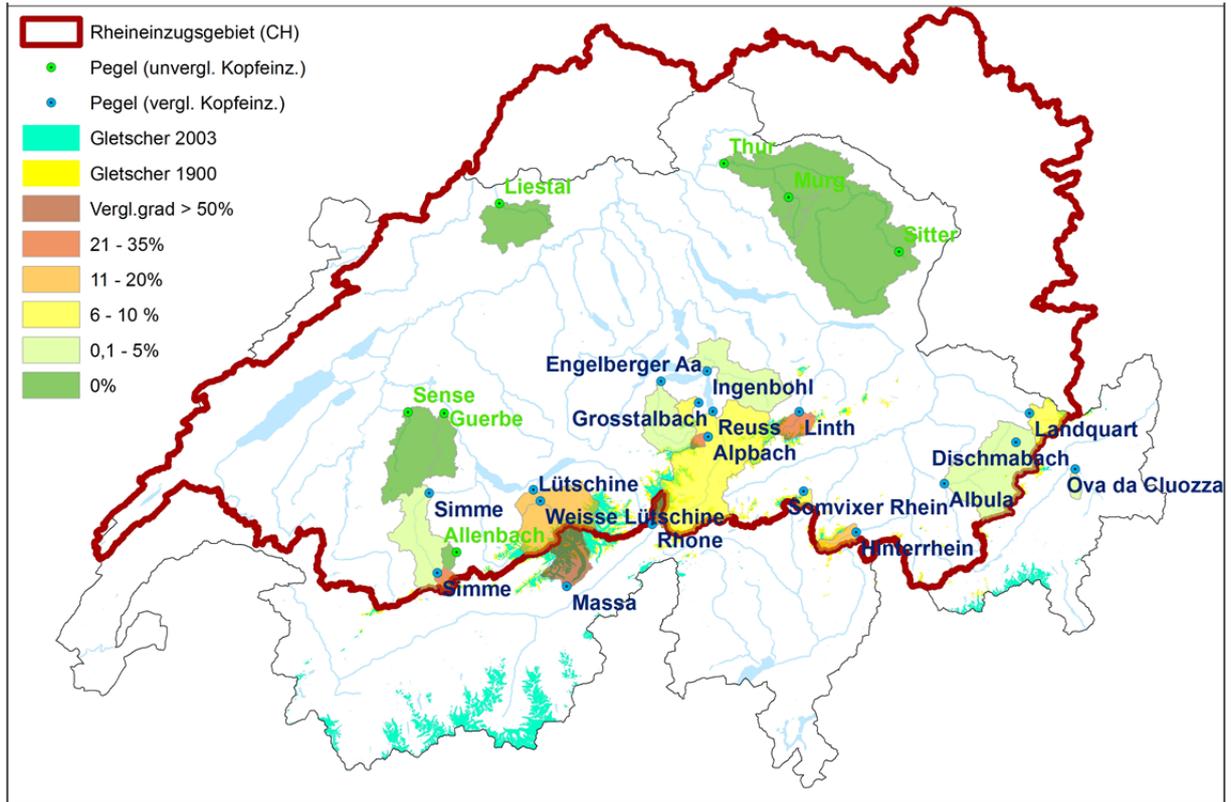


Abbildung 3.1: Lage (oben), Hypsographie (unten) und Gletscheranteil (beide) der 25 Einzugsgebiete.

Zur Untersuchung der Klimasensitivität des wöchentlichen Abflusses wurde dann der relative Beitrag der Klimavariablen Niederschlag und Temperatur zur Variabilität des wöchentlichen Abflusses von Jahr zu Jahr untersucht. Dafür wurde für jedes Einzugsgebiet und jede Kalenderwoche ein multiples lineares Regressionsmodell der Form

$$q(t) = a + b_T T(t) + b_P P(t) + b_q q(t-1) \quad (3.1)$$

angepasst. Neben Niederschlag ( $P$ ) und Temperatur ( $T$ ) kommt in Gleichung 3.1 als dritte Prädiktorvariable noch der Abfluss ( $q$ ) der Vorwoche zum Einsatz. Dieser Prädiktor kommt einer Autokorrelation mit Lag-1 gleich und beschreibt damit ersatzweise Vorbedingungen wie vor allem die Speicherfüllung im hydrologischen System (z.B. Stahl & Moore, 2006). Die jeweiligen Regressionskoeffizienten sind in Gleichung 3.1 mit  $b_T$ ,  $b_P$  und  $b_q$  und der Achsenabschnitt mit  $a$  bezeichnet. Der relative Beitrag der drei Prädiktoren zur erklärten Varianz des Kalenderwochenabflusses wurde nach Grömping (2007) bestimmt, wobei die Summe der partiellen Bestimmtheitsmaße dem multiplen  $R^2$  der Regression entspricht.

Die Regressionskoeffizienten  $b_T$ ,  $b_P$ , und  $b_q$  zeigen somit die Richtung und die Stärke der Einflüsse der Klimavariablen bzw. des Gebietsspeichers im Jahresverlauf auf. Sie können ausgedrückt werden als absolute Temperatursensitivität  $b_T$  oder Niederschlagsensitivität  $b_P$  des Abflusses, d.h. als resultierende Abflussänderung in mm als Antwort auf eine Temperaturänderung in °C oder auf Niederschlagsänderung in mm, oder als relative Temperatursensitivität  $S_T$  oder Niederschlagssensitivität  $S_P$  des Abflusses, d.h. als resultierende relative Abflussänderung je Temperatur- oder Niederschlagsänderung, ausgedrückt als Anteil am mittleren Abfluss (Gleichung 3.2).

$$S_P = b_P / \bar{q} \quad \text{und} \quad S_T = b_T / \bar{q} \quad (3.2)$$

Abbildung 3.2 zeigt die partiellen Bestimmtheitsmaße und die angepassten Koeffizienten  $b_T$  und  $b_P$  für zwei Beispielgebiete. Der Abfluss des mit 17.6% recht stark vergletscherten Einzugsgebiets der Weissen Lutschine zeigt dabei die starke Dominanz der Temperatur als klimatischen Einflussfaktor auf die Abflussvariabilität durch positive Werte von  $b_T$  und hohe partielle Bestimmtheitsmaße insbesondere zur Zeit der Schnee- und Gletscherschmelze. Der Abfluss der nicht-vergletscherten, tieferliegenden Sitter dagegen zeigt die generelle Dominanz des direkten Niederschlag-Abflussverhaltens auf die Abflussvariabilität mit hohen partiellen Bestimmtheitsmaßen für  $P$  und positiven Werten der Niederschlagssensitivität  $b_P$ . Die Sitter zeigt im Sommer ebenfalls eine Temperatursensitivität, jedoch mit umgekehrtem Vorzeichen der Regressionskoeffizienten, d.h. eine Reduktion des Abflusses bei steigender Temperatur, was sich durch eine damit verbundene höhere Verdunstung erklären lässt.

Die so errechneten Klimasensitivitäten für jedes der 25 Einzugsgebiete können schließlich dafür verwendet werden, eine allgemeine Beziehung der Klimasensitivitäten in Abhängigkeit von Höhenlage und Vergletscherung der Einzugsgebiete zu regionalisieren. Hierfür wurden die Temperatursensitivität  $S_T$  und Niederschlagssensitivitäten  $S_P$  wiederum jeweils mittels eines linearen Regressionsmodells in Abhängigkeit der mittleren Einzugsgebietshöhe  $H$  (m NN) und dem Vergletscherungsgrad  $G$  (%) der 25 Einzugsgebiete beschrieben:

$$S_T = a + b_H H + b_G G \quad (3.3)$$

$$S_P = a + b_H H + b_G G \quad (3.4)$$

Hieraus lässt sich unter bestimmten Annahmen dann eine regionalisierte höhenabhängige Temperatursensitivität  $S_T(H)$  bzw. Niederschlagssensitivität  $S_P(H)$  im Jahresverlauf darstellen, z.B. ohne Vergletscherung, d.h. unter der Annahme von  $G=0$  in Gleichung 3.3 bzw. 3.4, oder mit höhenabhängiger Vergletscherung, d.h. unter Annahme einer Zunahme der Vergletscherung mit der mittleren Gebietshöhe. Diese errechnet sich entsprechend der Daten der 25 Einzugsgebiete mit  $G = 0.033 \cdot H$  (für Höhen über 1660m) aus einer Regression mit  $R^2 = 0.48$  und einem Signifikanzwert von  $p = 0.0014$ .

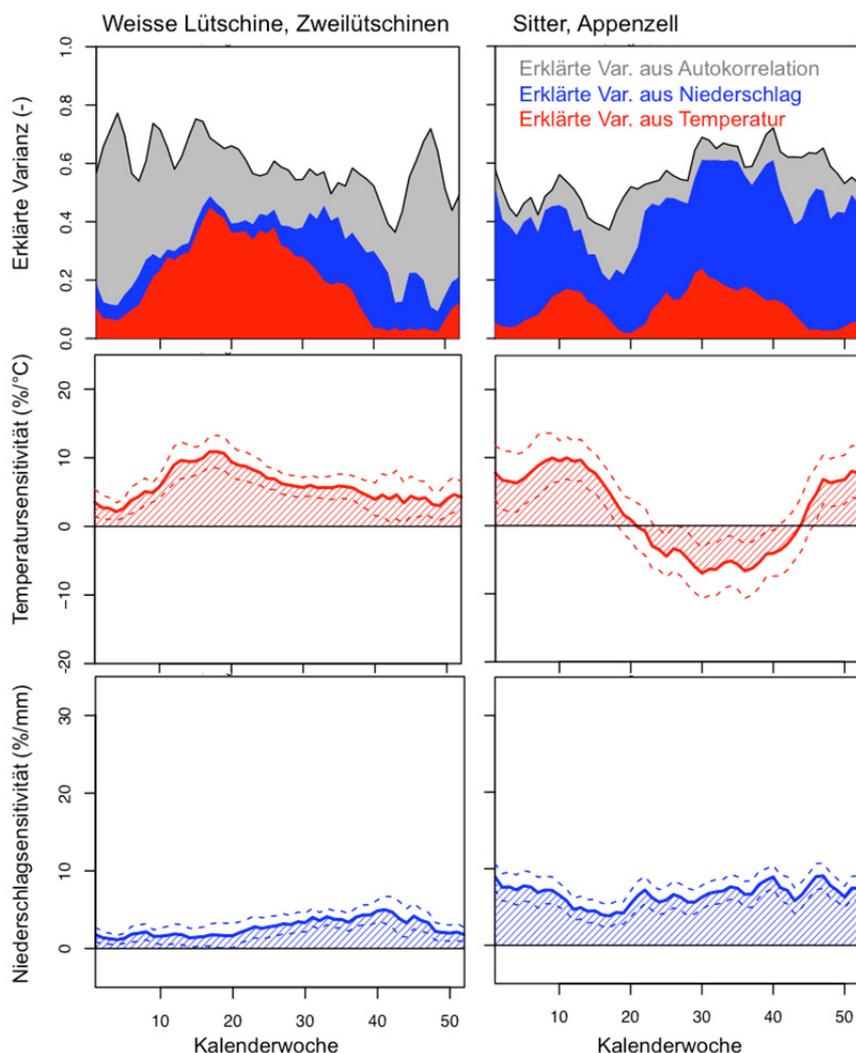


Abbildung 3.2: Beispiele der Analyse der Abflüsse des mit 17% stark vergletscherten Einzugsgebiets der Weissen Lütshine (linke Spalte) und der Abflüsse des nicht-vergletscherten Sittereinzugsgebiets (rechte Spalte). Jahreszeitlicher Verlauf der erklärten Varianz ( $R^2$ ) der wöchentlichen Regressionsmodelle (schwarz) mit den jeweiligen partiellen Bestimmtheitsmaßen für die Prädiktoren  $T$  (rot),  $P$  (blau) und Vorwochen-Abfluss  $q(t-1)$  (grau). Jahreszeitlicher Verlauf der errechneten  $S_T$  (Mitte) und  $S_P$  (unten).

### 3.2.2 Ergebnisse: regionale Klimasensitivität des Abflusses

Die wöchentlichen Regressionsanalysen für die einzelnen Einzugsgebiete erklären zwischen 60% und 90% der Varianz des Abflusses bestimmter Kalenderwochen von Jahr zu Jahr, wobei davon der Einfluss der Temperatur zwischen 0% (z.B. im Januar in stark vergletscherten, hohen Einzugsgebieten) und 60% (z.B. am Scheitel der Eisschmelzperiode in vergletscherten Gebieten) ausmacht und der Einfluss des Niederschlags ebenfalls zwischen 0% (s. Temperatur) und 60% (z.B. im Herbst in hohen Gebieten oder ganzjährig möglich in tiefliegenden, regendominierten, Gebieten). In hohen Einzugsgebieten lässt sich teilweise über 80% der Abflussvariabilität im Januar/Februar mit  $q(t-1)$  erklären. Gebiete, die einen besonders großen Beitrag dieses, den Gebiets-speicherauslauf während Schneebedeckung und Frostbedingungen beschreibenden Prädiktors, zur erklärten Varianz des Winterabflusses zeigen sind u.a. Hinterrhein und Rhein da Sumvitg (Somvixer Rhein), Landquart, Albula, Dischma und Ova da Cluozza. Einen ganzjährig hohen Beitrag der Speicher zeigen Albula und Dischma sowie auch die Engelberger Aaa, Simme und Allenbach.

Die Darstellung der absoluten Temperatur- und Niederschlags sensitivität über das Jahr mit der Höhe in Abbildung 3.3 unter der Annahme ohne Vergletscherung (Abb. 3.3 oben) oder mit höhenabhängiger Vergletscherung (Abb. 3.3 unten) erlaubt eine quantitative Sicht auf die Steuerung der Abflussregime in diesen alpinen Einzugsgebieten. Die errechnete Temperatursensitivität des Abflusses ist unter der Annahme eines Gebietes ohne Vergletscherung von April bis Juli in Einzugsgebieten mit mittleren Höhen über 1500m NN positiv (Abb. 3.3 links oben). Die positiven Temperatursensitivitäten zeigen generell die Zunahme des Einflusses der Schneeschmelze im Gebietsabfluss mit zunehmender Temperatur an. Diese Beziehung kommt auch in der hydrologischen Modellierung als Gradtagverfahren zur Berechnung der Schneeschmelze oft zum Einsatz. Die Temperatursensitivität nimmt in diesem Zeitraum der Schneeschmelze zum einen mit der Höhe zu und zum anderen nimmt sie zuerst bis ca. Ende Mai zu und danach wieder ab. Die errechneten Werte liegen mit 1-2 mm/°C eher im unteren Bereich der meist in Gradtagmodellen verwendeten Werte. In tieferliegenden Gebieten sind positive Temperatursensitivitäten des Abflusses schon früher im Jahr zu finden, jedoch mit geringeren Werten. Unterhalb ca. 1000 m NN wird die Temperatursensitivität von Ende Mai an schon negativ, über 2000 m NN ist sie nur für ca. 2 Wochen im August negativ, d.h. Verdunstungseinflüsse der Temperatur auf den Abfluss sind hier nur kurzzeitig vorhanden. Unter Annahme der errechneten höhenabhängigen Vergletscherung, ist die Temperatursensitivität bedingt durch die Eisschmelze sogar den ganzen Sommer über positiv. In den höchsten Regionen über 2500 m NN ziehen sich schwach positive Temperatursensitivitäten bis in den frühen November hinein. Nur die tiefsten Gebiete zeigen schwach positive Temperatursensitivitäten über den gesamten Winter.

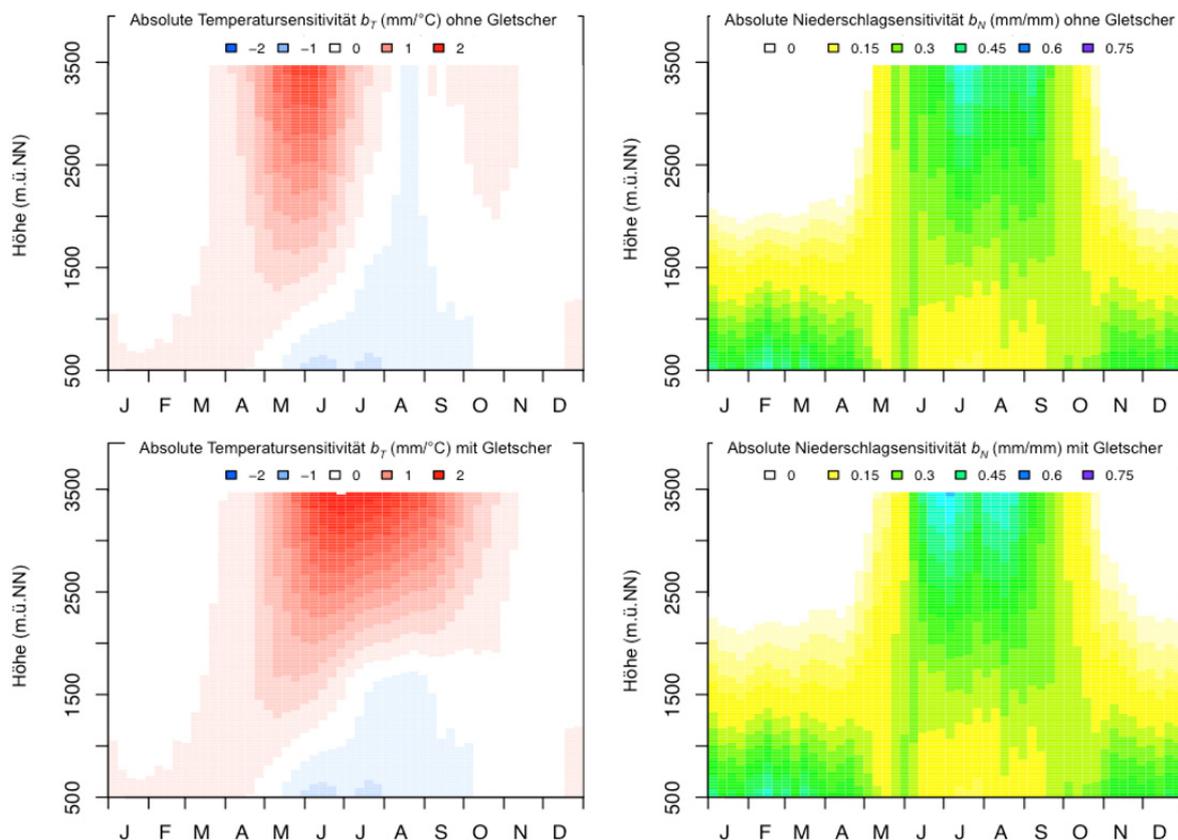


Abbildung 3.3: Regionalisierte Klimasensitivitäten der wöchentlichen Abflüsse für Temperatur (links) und Niederschlag (rechts) unter der Annahme von  $G=0\%$ , also ohne Vergletscherung (oben) und der den Testgebieten entsprechend errechneten höhenabhängigen Gebietsvergletscherung (unten).

Die Niederschlagssensitivitäten über das Jahr zeigen zum einen die steigende Wahrscheinlichkeit einer Schneedecke mit der Höhe an (Abb. 3.3 rechts). Eine geringe errechnete Niederschlagssensitivität in Gebieten mit mittleren Höhen über 2000 m NN deutet darauf hin, dass hier von November bis Mai der Niederschlag als Schnee gespeichert wird und es somit für den Abfluss irrelevant ist, ob Niederschlag fällt oder nicht. In tieferen Lagen, wo sich seltener eine längerfristige Schneedecke ausbildet, ist die Sensitivität in diesem Zeitraum höher. Im Mai ändert sich das Muster abrupt und über den Sommer bis ca. Ende Oktober ist in den hohen Lagen die Niederschlagssensitivität stark positiv, während sie in tieferen Regionen geringer ist, was vermutlich auf die zunächst bei einem Regenereignis stattfindende Auffüllung im Sommer entstandener klimatischer Wasserdefizite zurückzuführen ist. Dieser Effekt scheint unter 2000 m NN geringer zu sein und in der Tat nehmen die Sensitivitätswerte bis zu den höchsten Gebieten weiter zu. Die Annahme einer mit der Höhe zunehmenden Teilvergletscherung des Einzugsgebiets erhöht die Niederschlagssensitivität in den höchsten Gebieten im Juli und August zusätzlich noch geringfügig.

Abbildung 3.4 fasst die Abhängigkeit der Klimasensitivitäten mit der Höhe und der Vergletscherung der Gebiete dieser Einflüsse zusammen. Dabei ist der Einfluss der Höhe auf die Temperatursensitivität von April bis Juli signifikant positiv und am größten im Mai und Juni. Ab Mitte Juli dominiert auch der Einfluss der Vergletscherung die errechnete Temperatursensitivität des Abflusses, eine Beziehung die bis in den Oktober hinein signifikant ist. Von Dezember bis Februar ist der Einfluss der Höhenlage auf die Temperatursensitivität gering, jedoch signifikant, negativ, d.h. die Temperatursensitivität nimmt mit der Höhe ab. Gleiches gilt im gesamten Winterhalbjahr für die Niederschlagssensitivität, was in Anbetracht eines mit der Höhe zunehmenden Anteils an Schnee, der gespeichert und nicht abflusswirksam wird, erklärbar ist. Von Mitte Mai bis Mitte Oktober ist kein signifikanter Gradient der Niederschlagssensitivitäten mit Höhe oder Vergletscherungsgrad zu finden.

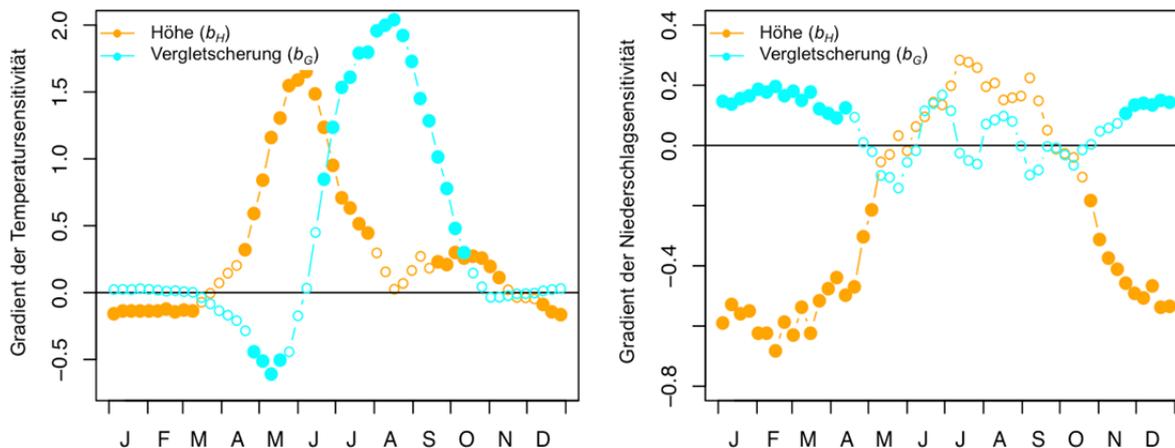


Abbildung 3.4: Abhängigkeit der Klimasensitivitäten des wöchentlichen Abflusses für Temperatur (links) und Niederschlag (rechts) von der Höhenlage und der Vergletscherung des Einzugsgebiets. Höhen- und Vergletscherungsgradienten wurden zur Vergleichbarkeit auf die gesamte Spannweite der Höhen- bzw. der Vergletscherungsgrade im Datensatz der Testgebiete normiert und sind somit relativ zu dieser Spannweite zu interpretieren. Ausgefüllte Symbole zeigen einen signifikanten Gradienten (Signifikanzniveau=5%) an.

Ähnliche Ansätze, über saisonale Regressionsmodelle die relativen klimatischen Einflüsse auf den saisonalen Abfluss zu quantifizieren, für verschiedene Gebiete zu vergleichen sowie ihre Stabilität über die Zeit zu betrachten, ergaben in früheren Studien wertvollen Aufschluss über den Beitrag verschiedener Abflusskomponenten in vergletscherten Einzugsgebieten (Collins, 2006; Stahl & Moore, 2006). Sie ließen dabei hauptsächlich Rückschlüsse auf die Temperatursensitivität des sommerlichen

Abflusses zu und erlaubten, bei ausreichender Datenverfügbarkeit, z.B. die Bestimmung, ob sich Einzugsgebiete noch auf dem ansteigenden oder schon auf dem absteigenden Ast des Gletscherbeitrags zum Abfluss eines Einzugsgebiets nach einer klimatischen Erwärmung befinden (Hock, 2005; Moore et al., 2009). Die Methode wurde hier nun von der isolierten Betrachtung bestimmter Monate oder saisonaler Aggregationen auf die Betrachtung des gesamten Jahresverlaufs in der Auflösung von Kalenderwochen ausgeweitet. Somit zeigt die Datenanalyse noch weitere Einflüsse auf die Abflussbildung auf und erlaubt eine Aussage, in welchen Gebieten höhere Temperaturen eine sommerliche Reduktion des Abflusses durch Evapotranspiration zur Folge haben oder welche Gebiete einen substantiellen Speichereinfluss zeigen.

Die Datenanalyse beweist damit empirisch die komplexen Steuerungsfaktoren, denen Abflussregime alpiner und insbesondere teilvergletschter Gebiete unterliegen. Im Allgemeinen zeigt sich die Bedeutung der Klimaeinflüsse hierbei mehr oder weniger zweigeteilt. In den untersuchten alpinen Einzugsgebieten kann sie in eine dominierende Niederschlagssteuerung des Abflusses im Winter unter ca. 1000-1500 m NN Höhe und eine dominierende Temperatursteuerung des Abflusses im Frühjahr und Sommer über 1500-2000 m NN Höhe eingeteilt werden. Im Bereich dazwischen sind Übergangsformen zu finden. Im Hinblick auf die bekannten Veränderungen des Klimas und der Verschiebung von Schneefallgrenzen, muss somit die Beschreibung der Abflussbildung im Höhenbereich zwischen 1000 und 2000 m NN als besonders kritisch betrachtet werden, und also bei der Modellierung besonders beachtet und validiert werden. Die Analyse der verschiedenen Einzugsgebiete zeigte hier durchaus auch Unterschiede zwischen den Gebieten, insbesondere bezüglich des relativen Beitrags der direkten Einflüsse der Klimavariablen gegenüber des Beitrags der Speicher. Sehr deutlich zeigte letztlich auch die Annahme fehlender Vergletscherung, wie sich dann die Temperatursteuerung des Abflussverhaltens im Sommer abschwächt, bzw. ins Negative umkehrt. Eine korrekte Beschreibung der Gebietsvergletscherung in Zusammenhang mit der Höhenabhängigkeit der Steuerungsfaktoren ist somit sehr wichtig für die quantitative Beschreibung der Abflussbildung in alpinen Einzugsgebieten.

### 3.3 Analyse der Abflusstrends

#### 3.3.1 Daten und Methodik

Vor dem Hintergrund des Klimawandels, der in den Alpen mit steigenden Temperaturen und Gletscherrückgang in den letzten Jahrzehnten dokumentiert ist sowie vor dem Hintergrund der empirisch berechneten Abhängigkeit der Abflussbildung von der Temperatur und der Gebietsvergletscherung, stellt sich die Frage nach resultierenden zeitlichen Veränderungen des Abflusses alpiner Einzugsgebiete. Hierzu wurden die Abflussdatenreihen der 25 Untersuchungsgebiete auf zeitliche Trends in vier Zeiträumen, 1900-1925, 1925-1954, 1955-1984 und 1985-2012, untersucht. Abschnitt 3.4.1 erläutert die Abgrenzung dieser Zeiträume, die sich an bestimmten Phasen der Gletscheränderungen im Rheingebiet orientieren. Für den frühen Zeitraum lagen dabei kaum Abflussdaten vor und auch innerhalb der anderen Zeiträume variiert die Datenverfügbarkeit, so dass Anfangs- und Endjahre für manche Stationen abweichen können.

Da bei der Analyse weniger die Veränderungen des gesamten Jahresabflusses sondern die saisonalen Trends in der Abflussbildung von Interesse waren, wurden auch diese Analysen wie in Abschnitt 3.2 für den Abfluss  $q_i$  jeder Kalenderwoche, d.h. separat für  $i=(1,52)$  durchgeführt. Dabei war das Ziel, Trends im gemessenen Abfluss einer bestimmten Kalenderwoche mit den Trends zu vergleichen, die sich aus dem berechneten Abfluss der Anwendung der Regressionsmodelle aus Gleichung 3.1 für diese Kalenderwoche, ergeben. Diese Analyse kann auch als Trendanalyse der Residuen betrachtet werden und wurde z.B. von Stahl & Moore (2006) beschrieben. Sie dient dabei der Detektion von Veränderungen (oder alternativ der Beurteilung der Stabilität) der empirisch ermittelten Klimasensitivität

des Abflusses und in Schnee- und Gletscherdominierten Regimes und damit der Detektion von Veränderungen der Prozesse der Abflussbildung.

Zur Minimierung des Einflusses von Ausreißern wurde der Trend über die jeweilige Zeitperiode immer gemäß der, u.a. als „Sen-Slope“ oder „Kendall-Theil Robust Line“ (Theil, 1952) bekannten, Steigung (Median der Steigungen aller möglichen Wertepaare  $R_i$  und  $Jahr$ ) berechnet. Der Test auf Signifikanz wurde mit dem Mann-Kendall-Test ( $p \leq 0.05$ ) (Mann, 1945; Kendall, 1975) durchgeführt.

### 3.3.2 Ergebnisse

Die Analysen zeigen unterschiedliche jahreszeitliche Trends für die drei untersuchten Zeiträume. Dabei standen für den Zeitraum 1925-1954 nicht für alle Gebiete Abflussdaten zur Verfügung. Abbildung 3.5 zeigt die berechneten Trends je Kalenderwoche für die gleichen Beispielgebiete wie in Abbildung 3.1, die Weisse Lüttschine (vergletschert) und die Sitter (unvergletschert) sowie zusätzlich für Alpbach (vergletschert). Dargestellt sind die Trendwerte der beobachteten Abflussdaten je Periode und aus den mittels des Regressionsmodells berechneten Abflusswerten. Die Trendwerte sind als Trend im Tagesmittel des Abflusses in mm für jede Kalenderwoche angegeben. D.h. ein Trend von  $0.1 \text{ mm d}^{-1}\text{Jahr}^{-1}$  bedeutet über einen Zeitraum von 30 Jahren eine Zunahme von 21 mm Abfluss in der entsprechenden Kalenderwoche. Wäre ein konstanter Trend von  $0.1 \text{ mm d}^{-1}\text{Jahr}^{-1}$  über alle Kalenderwochen zu verzeichnen, würde dies eine Abflusszunahme von ca. 1000 mm über 30 Jahre bedeuten.

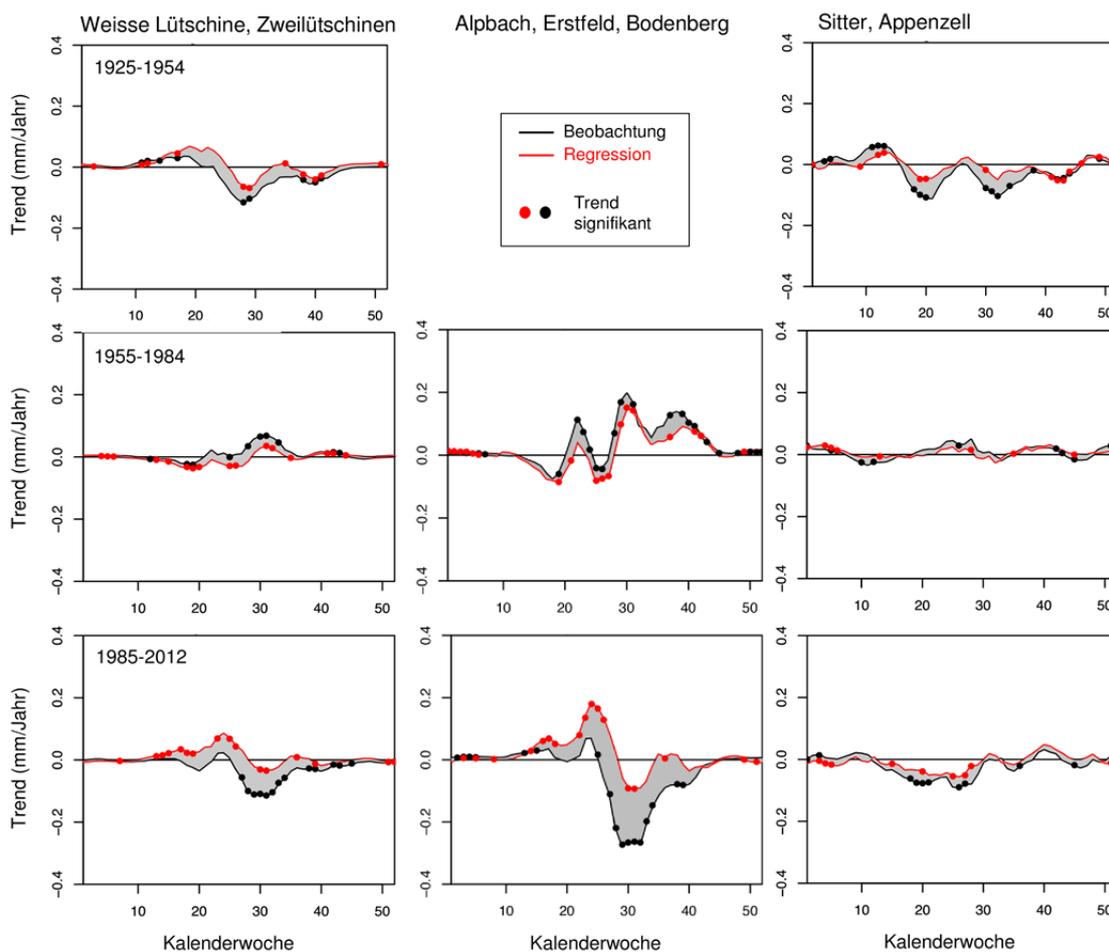


Abbildung 3.5: Trends der Tagesmittel des Abflusses im Jahresverlauf für die drei Teilperioden: Weisse Lüttschine (links), Alpbach (Mitte), und Sitter (rechts). Anfangsdatum und Enddatum der Zeiträumen kann aufgrund der Verfügbarkeit vom Gesamtzeitraum etwas abweichen.

Die Abflusstrends sind im Zeitraum negativer Gletschermassenbilanzen von 1925-1954 in den hohen Einzugsgebieten geprägt von positiven Trends im Frühjahr (ca. KW15-20) und negativen Trends im Sommer (ca. KW 25-30) (s. beispielhaft die Weisse Lutschine in Abb. 3.5). In den tieferliegenden Gebieten sind oft negative Trends um KW 20 und um KW 30 zu finden, jedoch sind dieser eher gering. Dabei sind die negativen Trends in den Beobachtungsdaten direkt eher größer als die aus den Sensitivitäten der Regressionsmodelle rekonstruierten Zeitreihen. In dem folgenden Zeitraum ausgeglichener Gletschermassenbilanzen von 1955-1984, sind insgesamt übers Jahre stark unterschiedliche, jedoch eher geringe Trends, zu finden (Abb. 3.5). Auch bleiben die Sensitivitäten über die Zeit relativ konstant, d.h. die Trends im beobachteten Abfluss und die Trends im mit dem Regressionsmodell rekonstruierten Abfluss sind sehr ähnlich. Die Ergebnisse der Trendanalysen für den darauf folgenden Zeitraum negativer Massenbilanzen von 1985-2012, zeigen hingegen wieder (teilweise) positive Trends im Frühjahr. Nahezu alle Einzugsgebiete mit substantiellem Gletscherflächenanteil zeigen zunächst negative Trends im Abfluss im Sommer (ca. KW 25-35, d.h. Juli-August). Mitte August gibt es z.T. dann eine Änderung zu geringeren negativen, keinen oder positiven Trends. Die mittels der Regressionsmodelle rekonstruierten Abflüsse überschätzen systematisch den positiven Frühjahrstrend und unterschätzen systematisch den negativen Trend im Sommer. Diese Diskrepanz zwischen beobachteten und rekonstruierten Abflusstrends deutet auf eine Veränderung der Temperatur und Niederschlags sensitivitäten hin. Insbesondere die Diskrepanz der Sommertrends deutet darauf hin, dass der errechnete Sommerabfluss (das Schmelzaufkommen für steigende Temperaturen in diesen Gebieten) nicht mehr bedient werden kann, d.h. der Schnee- und Gletscherrückgang die Abflussbildung beeinflussen. Neben der in Abbildung 3.5. gezeigten Weissen Lutschine und dem Alpbach ist dieses Muster auch bei der Rhone, und im Rheineinzugsgebiet bei Somvixer Rhein und Hinterrhein ausgeprägt. Der in Tabelle 3.1 aufgeführte Verlust an Gletscherfläche ist relativ zwar hoch, absolut jedoch im Vergleich zu anderen nicht herausragend.

Tabelle 3.1: Abflusstrends im Sommer (um ca. Woche 28-31) für die Periode 1985-2012 und Gletscheränderung 1973-2003. Anfangsdatum und Enddatum der Zeitreihen kann aufgrund der Verfügbarkeit vom Gesamtzeitraum abweichen.

Gewässer	Pegel	Abflusstrends im Sommer		Verlust an Gletscherfläche 1973 bis 2003	
		Beobachtung	Regression	%	km <sup>2</sup>
Massa	Blatten bei Naters	unklar/pos. KW35	unklar/pos.	13.1	17.9
Rhone	Gletsch	neg.	weniger neg.	15.2	3.1
Simme	Oberried/lenk	leicht pos.	leicht pos.	25.5	3.0
Alpbach	Erstfeld, Bodenber	neg.	viel weniger neg.	17.8	1.0
Linth	Tierfehd	keine Daten	keine Daten	19.7	3.1
Weisse Lutschine	Zweilutschinen	neg.	weniger neg.	13.6	4.1
Luetschine	Gsteig	neg.	keiner	16.6	12.1
Hinterrhein	Hinterrhein	neg.	weniger neg.	50.9	4.9
Reuss	Seedorf	neg.	weniger neg.	22.3	17.2
Grosstalbach	Isenthal	pos.	wenig pos.	21.0	0.8
Landquart	Klosters	pos.	wenig pos.	39.0	3.1
Somvixer Rhein	Somvix, Encardens	neg.	weniger neg.	46.8	0.6
Engelberger Aa	Buochs, Flugplatz	neg.	keiner	25.5	2.2
Simme	Oberwil	keiner	keiner	26.3	3.1
Dischmabach	Davos	neg.	weniger neg.	62.5	0.7
Albula	Tiefencastel	kaum	kaum	60.5	3.8
Muota	Ingenbohl	neg.	keiner	72.5	0.2

rot: Muster am deutlichsten ausgeprägt

In Einzugsgebieten ohne Gletscher sind die beobachteten und vom Regressionsmodell berechneten Trends ähnlicher und auch insgesamt geringer. Regen-dominierte EZG mit hoher Niederschlagssensitivität über das ganze Jahr (vgl. Abb. 3.2 und 3.3) zeigen nur im Frühjahr negative Abflusstrends.

## 3.4 Vergletscherung in den Kopfeinzugsgebieten des Rheins

### 3.4.1 Gletscher-Datensätze

Daten über die Gletscherentwicklung im Verlauf des Untersuchungszeitraums wurden im Projekt für die Interpretation von beobachteter Dynamik und Veränderung des Abflussverhaltens sowie für die hydrologische Modellierung der vergletscherten alpinen Kopfeinzugsgebiete benötigt. Hierbei waren insbesondere die Anfangsbedingungen festzulegen sowie Zwischen- und Endzustände der Gletscher über den langen Untersuchungszeitraum für die Kalibrierung oder Validierung zu erstellen (s. Kapitel 5). Prinzipiell werden Veränderungen von Gletschern durch Messungen der Gletschermassenbilanzen, Beobachtungen der Längenänderungen und der Flächenänderungen dokumentiert.

Wie schon zu Beginn des Projekts schnell festgestellt werden konnte, sind glaziologische und hydrologische Messnetze in der Schweiz stark entkoppelt. D.h. ausgerechnet unterhalb der Gletscher, die vom langfristigen Massenbilanzmonitoring abgedeckt werden, existieren zumindest keine langfristigen unbeeinflussten Abflussdaten. Ausnahmen bilden lediglich einzelne kleine, hochvergletscherte Forschungsgebiete, wie Vernagtbach (Vernagtferner) in Österreich oder Gletsch (Rhonegletscher) in der Schweiz – beide nicht innerhalb des Rheineinzugsgebiets. Somit war es nicht möglich, gekoppelte glaziologische und hydrologische Zeitreihenanalysen rein empirisch, anhand von Beobachtungsdaten durchzuführen. Für die Validierung der Massenbilanzrechnung im gekoppelten HBV-Light Modell konnten jedoch zwei lange Beobachtungszeitreihen der Massenbilanz (Silvretta und Clariden) beispielweise herangezogen werden (s. Kapitel 7).

Eine weitere Möglichkeit ist die Verwendung von Beobachtungsdaten der Gletscherlängenänderungen, für die das Monitoringnetz viel umfangreicher ist als für Massenbilanzmessungen. Aus dem Inventar des World Glacier Monitoring Service (WGMS) wurden dafür alle Zeitreihen der Gletscherlängenänderungen im Rheineinzugsgebiet extrahiert (56 Gletscher mit unterschiedlicher Datenauflösung, davon 11 mit über 4 km Längenausdehnung und 24 zwischen 2-4 km Längenausdehnung um 1900). Abbildung 3.6 zeigt, dass für den Untersuchungszeitraum im Projekt der Rückzug der Gletscher ungefähr zwischen 1910 und 1920 begann und längere (größere) Gletscher relativ träger und langsamer zurückgingen. Für verschiedene Datenanalysen im ASG-Rhein-Projekt lassen sich basierend hierauf sowie auch auf den teils ab den 1920er Jahren zur Verfügung stehenden Abflussdaten somit grob verschiedene Phasen des Gletscherrückgangs im Untersuchungszeitraum definieren, die in ähnlicher Form auch in anderen Studien so beschrieben wurden (vgl. auch z.B. Aellen & Funk, 1999; Zemp et al., 2008; Huss, 2012):

- **Phase 1: 1901-1924** mit überwiegend eher ausgeglichenen bis positiven Massenbilanzen (v.a. in den 1910er Jahren überwiegend positiv) mit Ausnahme vor allem des Jahrs 1921,
- **Phase 2: 1925-1954** mit einer Häufung von warmen und trockenen Jahren, überwiegend negativen Gletschermassenbilanzen und überwiegend Gletscherrückzug,
- **Phase 3: 1955-1984** mit überwiegend ausgeglichenen oder positiven Massenbilanzen und dementsprechend Stagnationen oder Vorstößen der Gletscher, und
- **Phase 4: die Periode nach 1985:** mit überwiegend negativen Massenbilanzen und Gletscherrückzug infolge der Erwärmung.

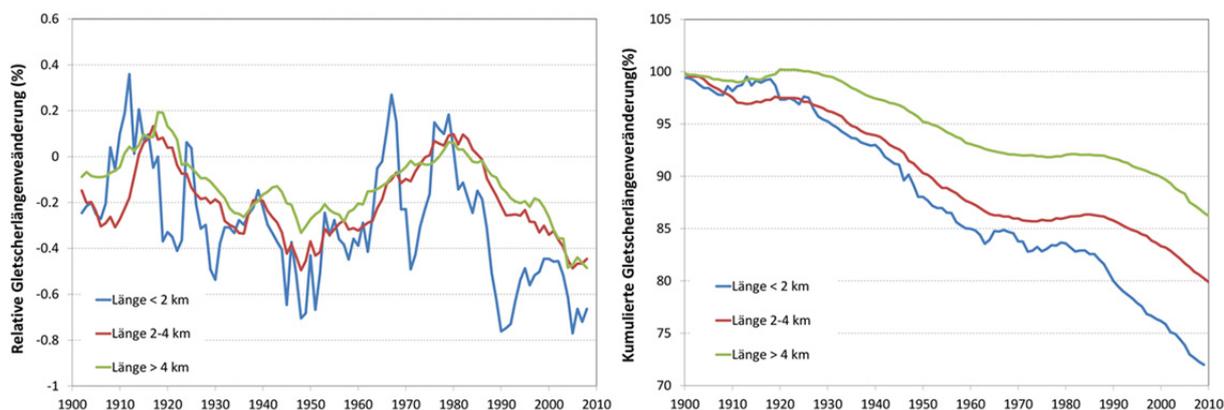


Abbildung 3.6: Gletscherlängenveränderungen (Median) der beobachteten Gletscher im Rheineinzugsgebiet, eingeteilt in drei Längenklassen. Links: relative Längenänderung pro Jahr. Rechts: Kumulierte relative Längenänderung über die Zeit. Datenquelle: WGMS (<http://wgms.ch>), siehe WGMS (2013).

Für die Modellierung der einzelnen alpinen Teileinzugsgebiete des Rheingebiets sind jedoch die genaue geographische Lage und die Flächenausdehnung der Gletscherbedeckung unabdingbar. Tabelle 3.2 gibt eine Übersicht über die dafür zusammengestellten räumlich-zeitlichen Daten zur Gletscherentwicklung im Rheineinzugsgebiet. Sie beinhalten Daten der Gletscherflächen für 4 Schlüsselzeitpunkte: nach der ‚Kleinen Eiszeit‘ ca. 1850, am Anfang des 20. Jahrhunderts ca. 1900-1940, 1973, und relativ zeitnah 2003 bzw. 2010. Sie stammen aus verschiedenen verfügbaren Quellen und wurden mit verschiedenen Verfahren ermittelt.

Tabelle 3.2: Zusammenstellung der verfügbaren Daten zur Gletscherfläche für verschiedene Erhebungszeitpunkte und von verschiedenen Quellen.

Jahr (ca.)	Methode	Quelle/Referenz
1850	Luftbild (Rekonstruktion anhand Moränen)	Maisch et al. (2000)
1900	Digitalisierung der historischen Siegfriedkarten (1892-1944)	swisstopo
1940		
1973	Luftbildaufnahmen von September 1973	Müller et al. (1976); Maisch et al. (2000)
2003	Satellitenaufnahmen im Herbst 2003	Paul et al. (2011)
2010	Luftbildaufnahmen zwischen 2008 und 2011	Fischer et al. (2014)

Die Gletscherflächen der Jahre 1850 und 1973 wurden dem Projekt von Max Maisch (Uni Zürich) in Form einer georeferenzierten Rasterdatei zur Verfügung gestellt. Dieser Datensatz basiert auf einer Ausweisung der Gletscherflächen für das Jahr 1973 anhand von Satellitenbildern und einer Rekonstruktion der Flächen von 1850 aus dem Stand 1973 zusammen mit Kenntnissen über die Lage von Moränen. Alle weiteren Datensätze liegen als georeferenzierte Polygone der Gletscherflächen vor. Die Flächen für das Jahr 2003 basieren ebenfalls auf Satellitenaufnahmen und wurden dem ASG-Rhein-Projekt von Frank Paul (Uni Zürich) zur Verfügung gestellt. Der Gletscherstand 2010 basiert auf dem Gletscherinventar von Fischer et al. (2014) und wurde von Matthias Huss (Uni Fribourg/ETH Zürich) bereitgestellt. Die Flächen der Jahre 1900 und 1940 wurden in eigener Arbeit mit Unterstützung durch die stipendienfinanzierte Dissertation von Daphné Freudiger aus den sogenannten „Siegfriedkarten“ in ArcGIS digitalisiert. Die vom Schweizer Bundesamt für Landestopografie (swisstopo) bereitgestellten Siegfriedkarten decken die gesamten Schweizer Alpen (einschließlich der kleinen vergletscherten Rheineinzugsgebietsteile in Italien und Österreich) ab. Sie sind eine Sammlung historischer Karten aus

den Jahren 1892-1918 und 1925-1940, deren digitale Gletscherflächen für Analysen im Projekt der Einfachheit halber respektive den Jahren 1900 oder 1940 zugeordnet wurden. Es ist also bei der Verwendung dieser Datensätze zu berücksichtigen, dass sie aufgrund der verschiedenen Datenquellen und Berechnungsmethoden gewisse systematische Unterschiede aufweisen können. Besonders die abgeleiteten Gletscherflächenwerte aus den älteren Datensätzen sind dabei mit einigen Unsicherheiten verbunden.

### 3.4.2 Veränderung der Gletscherflächen seit 1900

Basierend auf den gewonnenen Daten zur Gletscherfläche um das Jahr 1900 wurden zunächst die Teil Einzugsgebiete des Rheins mit Gletscherbedeckung identifiziert, die mit dem Modell HBV-Light mit Kopplung an eine Gletscherroutine modelliert werden sollten (siehe Kapitel 5). Mit Ausnahme eines etwas größeren Einzugsgebiets (Albula) sind diese teilvergletscherten Kopfeinzugsgebiete zwischen ca. 20 und 220 km<sup>2</sup> groß. Anhand der verfügbaren Karten wurden für diese Gebiete jeweils die Anteile der Gletscherfläche für die Jahre 1900, 1940, 1973, 2003 und 2010 ermittelt. Die Vergletscherungsgrade dieser Gebiete um 1900 lagen zwischen 2% und 50%.

Um den Gletscherrückgang im Untersuchungsgebiet anhand dieser Daten zu demonstrieren, zeigt Abbildung 3.7 die Veränderung der Gletscherfläche dieser 49 vergletscherten Kopfeinzugsgebiete für die Jahre 1940, 1973, 2003 und 2010 relativ zum Stand von 1900. Die Einzugsgebiete sind dabei nach ihrem Vergletscherungsgrad angeordnet. Tendenziell ist diese relative Abnahme der Gletscherfläche für die Einzugsgebiete mit geringer Vergletscherung am größten und für die Einzugsgebiete mit einem hohen Vergletscherungsgrad am kleinsten. Es gibt jedoch auch Ausnahmen, da ein schnellerer oder langsamerer Rückgang das Ergebnis des komplexen Zusammenspiels vieler Einflussfaktoren ist. Neben den meteorologischen Bedingungen spielen unter anderem die Exposition des Gletschers und die spezifische Topographie um den Gletscher herum eine Rolle, da sie u.a. die Schneeverteilung und somit die Akkumulation im Nährgebiet oder auch die Sonneneinstrahlung und damit die Schmelze im Zehrgebiet beeinflussen können. Generell verloren die meisten Gebiete zwischen 40% und 60% ihrer Fläche, manche bis zu 80-90% (vor allem östlich gelegene Gebiete mit bereits ursprünglich kleineren Gletscherflächen). Im zeitlichen Verlauf gingen von 1900 bis 1940 die Gletscherflächen mit wenigen Ausnahmen eher gering zurück, einige vergrößerten sich sogar. Bis 1973 fanden jedoch überall große Flächenabnahmen von mindestens 30-50% statt, gefolgt von meist etwas geringeren Abnahmen bis 2003. Die Abnahme im kurzen letzten Zeitraum bis 2010 ist dagegen wieder bemerkenswert hoch.

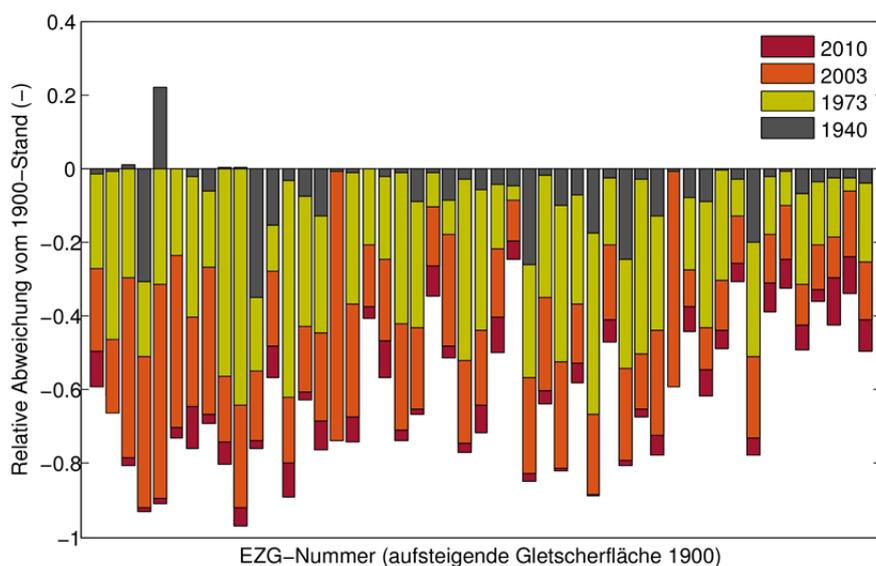
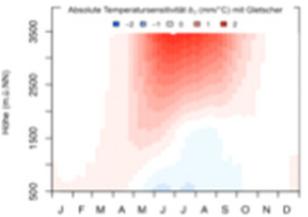
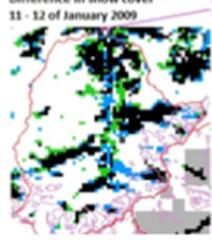
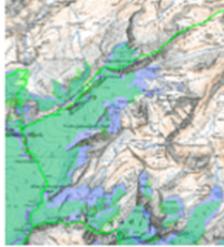
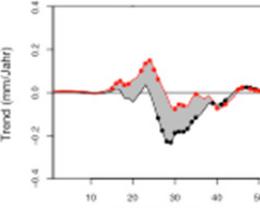


Abbildung 3.7: Kumulative relative Veränderung der Gletscherfläche bezogen auf den Stand 1900 für die Jahre 1940, 1973, 2003 und 2010 für die 49 vergletscherten Kopfeinzugsgebiete (siehe Abb. 5.1).

### 3.5 Fazit für die Modellierung der vergletscherten alpinen Teileinzugsgebiete

Aus den Datenanalysen der Gletscher- und Abflussdatenreihen sowie aus den bestimmten saisonalen Klimasensitivitäten lassen sich bestimmte ‚Benchmarks‘ für die Modellierung der alpinen Teileinzugsgebiete ableiten. Diese Benchmarks haben zum Ziel, die prozessmäßig korrekte Abflussbildung im Modell zu kontrollieren und können entweder durch Übertragung der Erkenntnisse in die Modellentwicklung oder Modellparametrisierung eingehen oder sie können direkt der Multikriterien-Kalibrierung oder der Modellvalidierung dienen. Tabelle 3.3 zeigt schematisch und beispielhaft, wie verschiedene Erkenntnisse aus den Datensätzen und Datenanalysen in die Entwicklung von Benchmarks als Kriterien für die Modellierung in diesem Projekt eingehen.

Tabelle 3.3: Ableitung von Benchmarks für die Modellierung der alpinen Kopfeinzugsgebiete (Abkürzungen: SLF – WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung, SWE – Schneewasseräquivalent, SCA – Anteil der schneebedeckten Einzugsgebietsfläche).

Datenanalyse	Ergebnis	Benchmark (Beispiele)
	<p>Klimasensitivität des saisonalen Abflusses (empirisch berechnete Regressionskoeffizienten; partieller Beitrag zur Varianz)</p>	<p>Parametrisierung: Saisonale Variation der Schmelzparameter Kalibrierung: Saisonale Gewichtung der Zielfunktion Validierung: Vergleich der empirischen mit den modellierten Sensitivitäten</p>
	<p>Klimasensitivität: Variation der Abflussbildung aus Schnee ist hoch und abhängig von der Höhe SLF Schneekartenprodukt Daten: Interpolation von Schneeinformation aus Beobachtungen und empirischen Beziehungen</p>	<p>Kalibrierung: Übereinstimmung der modellierten SWE und SCA mit dem SLF Schneekartenprodukt</p>
	<p>Langfristige Veränderung der Gletscherfläche (und daraus abgeleitet des Gletschervolumens) in 3 Phasen beeinflusst die Abflussbildung</p>	<p>Parametrisierung: Anfangsbedingung der Gletscherbedeckung um 1900 Kalibrierung: Vergleich modellierter mit beobachteter Gletscheränderung von 1900 bis 1973 und bis 2003</p>
	<p>Saisonale Trends im Abfluss</p>	<p>Validierung: Vergleich der Richtungen und Zeiträume signifikanter Trends in modellierten und beobachteten Zeitreihen</p>

Die Datenanalyse der jahreszeitlich variierenden Klimasensitivität legt dabei verschiedene, bei der Modellierung zu beachtende Kriterien, die Abflussbildung und Abflussdynamik steuern, nahe. In den von Schnee und Gletscherabfluss dominierten Gebieten ist die untersuchte Temperatursensitivität, die

auch als empirischer Gradtagfaktor interpretiert werden kann, abhängig von der Jahreszeit und der Gebietshöhe und Vergletscherung. Dies muss bei der räumlichen und zeitlichen Diskretisierung und bei der Parametrisierung der Modelle beachtet werden. So wurde bei der Weiterentwicklung des gekoppelten HBV Modells u.a. ein jahreszeitlich variierender Gradtagfaktor eingeführt (s. Kapitel 5). Entsprechend der ermittelten saisonalen Ausprägung der Klimasensitivitäten können z.B. die Kalibrierungskriterien der Modelle in hochalpinen Gebieten saisonal entsprechend unterschiedlich gewichtet werden. Letztlich können zur Validierung der Sensitivitäten die Ergebnisse der Datenanalysen von Temperatur und Niederschlags sensitivität pro Kalenderwoche mit denen der entsprechenden Modellierung verglichen werden.

Die Datenanalyse der Klimasensitivität des Abflusses hat auch gezeigt, dass die Klimasensitivität der Abflussbildung aus Schnee besonders hoch ist. Für die Modellierung der alpinen Teileinzugsgebiete wurden deshalb Kalibrier-Benchmarks aus dem mittleren Schneewasseräquivalent (SWE) sowie dem Anteil der schneebedeckten Fläche (SCA) für jedes Teileinzugsgebiet aus täglichen „Schneekarten“ bestimmt (s. Kapitel 5). Zu dieser Kontrolle der Modellierung konnte sich das ASG-Rhein-Projekt die „SWE-Kartenserie 1972-2012“ des Instituts für Schnee und Lawinenforschung der Schweiz (SLF) zu Nutze machen. Diese vom SLF zur Verfügung gestellten Rasterdaten des SWE für die Winter 1971/1972-2011/2012 wurden aus Beobachtungsdaten der Schneehöhe und empirischen Beziehungen zwischen dem SWE und der Schneehöhe sowie physiographischen Faktoren erstellt. Datensatz und empirische Analysen sind in Jonas et al. (2009), OSHD-SLF (2013) und Jörg-Hess et al. (2014) genauer dokumentiert. Das Produkt ist für den Höhenbereich von 2000-2500 m NN, d.h. oberhalb der mittels der Datenanalyse gefundenen klimasensitivsten Höhenzone für die Abflussbildung, am besten mit Daten hinterlegt und somit am verlässlichsten. Nach den Ergebnissen der Datenanalyse wären jedoch auch Schneeeinformationen zwischen 1000 und 2000m NN wichtig. Die Entscheidung, das SLF Schneekartenprodukt trotzdem zumindest in diesem höheren Bereich zu verwenden, basiert außerdem auf den Ergebnissen eines durchgeführten Zusatzprojekts: „Analyse der Unsicherheit der Niederschläge im alpinen Rheineinzugsgebiet in den HYRAS Produkten im Vergleich zu den Niederschlags rasterdaten der MeteoSwiss (RhiresD) sowie zu den SLF SWE-Karten“, dessen Ergebnisse in einem separaten Bericht (Freudiger et al., 2014) dokumentiert sind.

Wie die Datenanalyse gezeigt hat, ist der Vergletscherungsgrad der Gebiete hochrelevant für die Klimasensitivität der Abflussdynamik. Auch hat eine unterschiedliche Gletscherentwicklung entsprechende Veränderungen im Abflussverhalten zur Folge. Somit wurde bei der Weiterentwicklung von HBV-Light besonderer Wert auf die höhenabhängige Beschreibung der Vergletscherung und ihrer zeitlichen Entwicklung gelegt (s. Kapitel 5). Die Änderungen der aus den zusammengestellten Gletscherdaten abgeleiteten Gletschervolumina wurde weiterhin zur Kalibrierung der entsprechenden Parameter für die Massenbilanz und daraus abgeleitete Gletscheränderungsmodellierung genutzt. Trends der Abflüsse aus den einzelnen Perioden können letztlich auch mit denen der analysierten Beobachtungsdaten verglichen werden.

## 4 Abflussanteile: Definitionen und Modellierung

### 4.1 Hintergrund und Zielsetzung

Die Bestimmung der verschiedenen Abflussanteile aus Regen, Schnee- und Gletschereisschmelze mittels eines hydrologischen Modells bedarf klarer Definitionen. Die zentrale Herausforderung für die Modellierung der Abflussanteile aus Regen, Schnee- und Gletschereisschmelze ist, dass die „Input-Anteile“ in das hydrologische System nicht direkt zum Abfluss kommen, sondern zunächst verschiedene in Modellen auf unterschiedliche Weise konzeptionalisierte Speicher (meist Schneedecke, Gletscher, Boden, Grundwasser, Gerinne) durchfließen bzw. eine durch den Ausfluss aus diesen Speichern eine Abflussreaktion hervorrufen.

Mit den meisten existierenden hydrologischen Modellen ist die Differenzierung der Anteile, d.h. die Verfolgung der Input-Komponente (Regen, Schnee- oder Gletschereisschmelze) durch alle Speicher und damit die Quantifizierung der Anteile im Abfluss am Gebietsauslass standardmäßig nicht möglich. Stattdessen ist nur entweder eine räumliche Herkunftsabtrennung (z.B. Wasser der räumlichen Einheit ‚Gletscher‘) oder eine Abtrennung der Herkunft aus bestimmten Modellspeichern (z.B. Direktabfluss, Zwischenabfluss, Grundwasserabfluss, Gletscherspeicherabfluss) möglich. Regenwasser, das auf Gletscherflächen fällt, kann als Beispiel genannt werden, bei dem die Zuordnung in vielen Modellen nicht direkt möglich ist. Dieses Wasser sollte mit Blick auf die Projektzielsetzung letztlich zum Regenwasseranteil am Abfluss gezählt werden, auch wenn es erst verzögert und nach dem Durchgang durch einen ‚Gletscherspeicher‘ zum Abfluss kommt. Ähnliches gilt für Regen-auf-Schnee-Ereignisse oder die Passage von Schneeschmelze durch Boden und Grundwasserspeicher. Für das ASG-Rhein-Projekt war es wichtig, einheitliche Definitionen und Methoden für die Verfolgung der Input-Komponenten bis zu den Abfluss-Komponenten in den eingesetzten Modellen HBV und LARSIM zu entwickeln. Dabei werden die Begriffe Abflusskomponenten und Abflussanteile synonym verwendet.

Gletscherbürtige Abflussanteile, bestehend aus Eisschmelze und Schneeschmelze, wurden bereits in verschiedenen Studien und Einzugsgebieten weltweit untersucht (Huss, 2011; Bookhagen & Burbank, 2010; Weber et al., 2010; Engelhardt et al., 2014). Fast alle Studien zielten dabei auf die Quantifizierung der Abflussanteile in einer monatlichen oder jährlichen zeitlichen Auflösung ab. Dabei können vereinfacht die Anteile der Input-Komponenten von Regen, Schneeschmelzwasser oder Eisschmelzwasser direkt auf die Abfluss-Output-Komponenten übertragen werden. Die Abflussanteile entsprechen somit langfristig gemittelt den Anteilen der Input-Komponenten. Der Effekt der Verdunstung auf die einzelnen Komponenten wird oft vernachlässigt, was für die Gletscherkomponenten aufgrund der Geringfügigkeit kaum Einfluss hat, jedoch für die nicht-vergletscherten Teile des Einzugsgebiets durchaus relevant ist. Auch ist diese Vereinfachung der Berechnung der Abflussanteile für kürzere Zeitschritte nicht möglich, da hier von Interesse ist, welche Komponente eine bestimmte Abflussreaktion dominiert oder sogar auslöst. Als Beispiel kann hierfür ein sogenanntes ‚Schneeschmelzhochwasser‘ dienen, bei dem oft wenig klar ist, wie groß wirklich der Anteil der Schneeschmelze gegenüber dem gespeicherten Vorereigniswasser im Hochwasservolumen war. Die Abtrennung von Ereigniswasseranteilen (in diesem Fall der Schneeschmelze) am Abfluss ist nicht trivial und seine Bestimmung und Modellierung ist unsicher und nur unter bestimmten Annahmen für Prozesse und Verweilzeiten möglich (siehe auch die entsprechende Literatur z.B. Pearce et al., 1984; Buttle, 1994).

Ein ideales hydrologisches Modell sollte einerseits die Abflussreaktion richtig erfassen und darüber hinaus auch den Verbleib der Komponenten im Einzugsgebiet. Die Modellierung der Abflusskomponenten durch ein hydrologisches System hat dabei grundsätzlich Ähnlichkeiten mit der Simulation der Konzentrationen von gelösten Stoffen im Abfluss. So könnten Wasserqualitätsmodelle, die gelöste Stoffe im Einzugsgebiet per sogenanntem ‚particle tracking‘ verfolgen, auch verwendet werden, um

Abflussanteile durch die Zuordnung bestimmter Komponenten einer festgelegten Konzentration im Input zu verfolgen. Diese Modelle simulieren die Verweilzeit von Wasserpartikeln, die dann in Abhängigkeit von den entsprechenden, schwer zu messenden und zu kalibrierenden Mischungsvolumen, stark verzögert die Anteile im Abfluss simulieren. Sobald jedoch nicht nur Wassermengen, sondern auch ihre Zusammensetzung simuliert werden soll, sind die Mischungsmengen und somit die Mischungsannahmen in den Modellspeichern entscheidend, und diese sind selbst mit Hilfe von stabilen Isotopen nur schwer zu bestimmen (z.B. Seibert et al., 2003). Die Partikelgeschwindigkeit gibt dann Auskunft, aus welcher Quelle das aktuell im Gerinne befindliche Wasser stammt.

Grundsätzlich muss also zwischen dem tatsächlichen Anteil an Wasserpartikeln und dem Anteil des Abflusses, der durch einen bestimmten Komponenten-Input verursacht wird, unterschieden werden. Ersterer hängt von der Verweilzeit und daraus resultierenden Partikelgeschwindigkeit ab, während bei letzterem die Reaktionszeit und die Wellengeschwindigkeit durch das hydrologische System ausschlaggebend sind. Aufgrund der Speicherung und langen Verweilzeiten des Wassers im Bodenwasser, Grundwasser und insbesondere in den großen voralpinen Seen ist die Partikelgeschwindigkeit im Rhein erheblich langsamer als die Wellengeschwindigkeit, d.h. die mit einem Regen oder Schmelzeereignis verbundenen Input-Komponenten erreichen einen bestimmten Pegel bedeutend später als die durch sie verursachte Abflussreaktion. Zentral für die Fragestellung innerhalb des ASG-Rhein-Projektes ist jedoch nicht unbedingt die korrekte Simulation der Verweilzeiten der Input-Komponenten im Einzugsgebiet und deren korrekte Mischung. Stattdessen ist die zeitliche und räumliche (innerhalb des Flussgebietes) Verfolgung der von ihnen verursachten Abflussreaktion relevant.

Insbesondere vor dem Hintergrund des Klimawandels und dessen Einfluss auf die Änderung der Input-Komponenten ist vor allem von Interesse, wie viel Abfluss an einer Stelle im Gerinne ohne, mit oder mit verändertem Regen, Schnee- oder Gletschereisschmelzanteil wäre. Aus diesen Gründen war ein wichtiges Teilziel des ASG-Rhein-Projektes, einen geeigneten Ansatz zur Abbildung der aus den verschiedenen Input-Komponenten resultierenden Abflussreaktion in hoher zeitlicher Auflösung für die Modelle HBV-Light und LARSIM zu entwickeln.

Für die Zielgrößen der Modellierung, die Abflussanteile aus Regen, Schnee- und Gletschereisschmelze werden im Folgenden die Abkürzungen  $Q_R$  (*resultierender Abflussanteil aus Regen*),  $Q_S$  (*resultierender Abflussanteil aus Schneeschmelze*), und  $Q_E$  (*resultierender Abflussanteil aus Gletschereisschmelze*) verwendet.

In der Projekt-Modellkette (siehe Abb. 1.4) erfolgt die Modellierung der Gletscher in den vergletscherten Kopfeinzugsgebieten des Rheins mittels des Modells HBV-Light. Der damit modellierte Abfluss aus dem Gletscherspeicher wird sowohl aus Schnee- als auch aus Eisschmelzwasser gespeist, die interessierende Komponente  $Q_E$  wurde dabei so definiert, dass sie ausschließlich dem Anteil des Eisschmelzwassers entspricht (also Wasser aus der Schmelze von Schnee/Firn auf der Gletscheroberfläche **nicht** beinhaltet). Diese Abgrenzung wurde deshalb so festgelegt, um nur den Effekt des Gletschers auf den Abfluss zu berücksichtigen und nicht den des Schnees. Wenn ein Gletscher in Zukunft nicht mehr vorhanden sein wird, ist es trotzdem noch wahrscheinlich, dass sich in diesem Gebiet Schnee akkumuliert, der entsprechend als  $Q_S$  zum Abfluss beitragen wird, dann aber ohne die Komponente  $Q_E$ , der Gletschereisschmelze. Dies ist eine wichtige zu berücksichtigende Abgrenzung der vielen weltweiten Studien mit ähnlichen Fragestellungen, denn häufig wird der Gletscherabflussanteil als eine ‚Herkunftsraum‘-definierte Abflusskomponente betrachtet, die Regen, Schnee- und Eisschmelze zusammen bestimmt (z.B. Review von La Frenierre & Mark, 2014).

In HBV-Light, das im ASG-Rhein-Projekt für die Modellierung der vergletscherten Kopfeinzugsgebiete verwendet wird (siehe Kapitel 5), wird der modellierte Abfluss aus dem Gletscherspeicher, und damit auch der Anteil  $Q_E$ , unmittelbar dem Gerinne am Auslass der Kopfeinzugsgebiete zugeführt. In

der Modellkette des ASG-Rhein-Projektes wird  $Q_E$  dort an das LARSIM-Modell übergeben und anschließend nur im Gerinne weitertransportiert. Somit betrifft die Frage nach einem angemessenen Modellierungsansatz zur Abflusskomponentenverfolgung innerhalb der Modellspeicherstruktur hauptsächlich die Differenzierung in  $Q_R$  und  $Q_S$ .

#### 4.2 Methodische Ansätze zur Bestimmung von Abflusskomponenten

Um eine Methodik für die Anwendung innerhalb der ASG-Modelle zu entwickeln, die für die oben genannte Fragestellung am besten geeignet ist, wurden folgende Ansätze getestet und evaluiert:

- **Separate Komponentenmodellierung:** Modellierung der verschiedenen Abflusskomponenten separat. Hierfür werden im Modell jeweils ein oder zwei „Input-Komponenten“, also Regen, Schneeschmelze oder Gletschereisschmelze im Modelllauf einfach weggelassen, bzw. einzeln wieder hinzugefügt, und so die resultierenden Abflusskomponenten ermittelt.
- **Integrativer Mischungsbehälter:** Berechnung der Abflusskomponenten mit einem integrativen Mischungsbehälter für das gesamte EZG, bzw. jede LARSIM-Rasterzelle, basierend auf der Wasserhaushaltsgleichung.
- **Multiple Mischungsbehälter der HBV Speicher:** Implementierung von separaten Mischungsbehältern in alle konzeptionellen Speicher des hydrologischen Modells HBV-Light. Diese Variante dient als interne Referenz.

Als Variante zu den beiden Mischungsbehälter-Ansätzen kann die Berechnung der Abflusskomponenten mit einem **begrenzten Mischungsbehälter**, der als konstanter Speicher oder Teilspeicher mit einer begrenzten Speichergröße angenommen wird, durchgeführt werden.

##### **Separate Komponentenmodellierung**

Von der ASG-Rhein-Projekt-Steuerungsgruppe wurde vorgeschlagen, dass eine einfache Methodik, nämlich die existierenden Modelle einmal „mit“ und einmal „ohne“ die jeweilige Inputkomponente zu betreiben, getestet werden sollte. Durch ein solches „Weglassen“ der einzelnen Komponenten (Regen, Schnee, Gletscherschmelze) könnten dann die entsprechenden Abflussanteile bestimmt werden. Diese Idee wurde mit dem Modell HBV-Light getestet, indem in einem vorher kalibrierten alpinen EZG nacheinander die jeweiligen Komponenten weggelassen wurden. Hierbei wurde das Entfernen der einzelnen Komponenten nacheinander in allen Kombinationen getestet.

##### **Integrativer Mischungsbehälter**

Der Input aus Niederschlag und Schneeschmelze ruft in Abhängigkeit von verschiedenen Abflussbildungsprozessen im Boden- und Grundwasserspeicher eine bestimmte Abflussreaktion hervor, die schließlich entlang des Gerinnenetzes (einschließlich evtl. vorhandener Talsperren und Seen) verformt wird. Für die Modellierung der Abflusskomponenten gemäß der Projektziele kann dabei vereinfacht angenommen werden, dass sich die Input-Komponenten in einem Mischungsbehälter, der diese verschiedenen zu durchfließenden Speicher im hydrologischen Modell integrativ beschreibt, vollständig mischen und daraus dann entsprechend der Mengen in diesem Mischungsbehälter anteilmäßig zum Abfluss kommen. Abbildung 4.1 zeigt schematisch einen solchen Mischungsbehälter (rechts) zu einem beispielhaften zugehörigen Modellspeicherkonzept (links).

Die Speicherung bzw. Speicheränderung pro Zeitschritt im System wird also integrativ für jede räumliche Modelleinheit (entsprechend der räumlichen Diskretisierung des Modells z.B. jedes Teileinzugsgebiet (HBV) oder jede Rasterzelle (LARSIM)) durch die Wasserbilanzgleichung beschrieben. Dafür werden die simulierte Zeitreihen des Inputs aus Regen ( $N_R$ ) und des Inputs aus der Schneeschmelze ( $N_S$ ) sowie der aktuellen Verdunstung ( $aET$ ) und dem Abfluss ( $Q$ ) aus der Modellierung mit dem ur-

sprünglichen und unveränderten hydrologischen Modell verwendet (siehe Abb. 4.1). Aus diesen Ergebnisgrößen der Modellierung mit dem hydrologischen Modell wird die Speicheränderung und somit der Speicher des Mischungsbehälters ( $S_{MB}$ ) für jeden Zeitschritt  $t$  bestimmt. Man erhält so für jeden Zeitschritt die Speicherfüllung des Mischungsbehälters sowie die Anteile aus Schneeschmelze- und Regen-Input. Aus diesem Verhältnis der Anteile im Mischungsbehälter resultieren dann die Abflusskomponenten  $Q_R$  und  $Q_S$  im Abfluss aus dem Mischungsbehälter, der dem simulierten Gesamtabfluss aus dem bestehenden hydrologischen Modell entspricht. Die Abflüsse der Komponenten  $Q_R$  und  $Q_S$  aus dem Mischungsbehälter einer räumlichen Modelleinheit stellen dann die Zuflüsse zum Mischungsbehälter der nächsten räumlichen Modelleinheit dar. Dort erfolgt wieder die Einmischung und die Berechnung der Speicheränderung unter Berücksichtigung der in dieser Modelleinheit gebildeten Komponenten  $Q_R$  und  $Q_S$  usw. Somit werden entsprechend der räumlichen Unterteilung des Modells die gleiche Anzahl von Mischungsbehältern wie räumliche Einheiten für die Berechnung verwendet.

### Hydrologische Modelleinheit

(z.B. LARSIM Teilgebiet =  $1 \times 1 \text{ km}^2$  Rasterzelle)

### Integrativer Mischungsbehälter

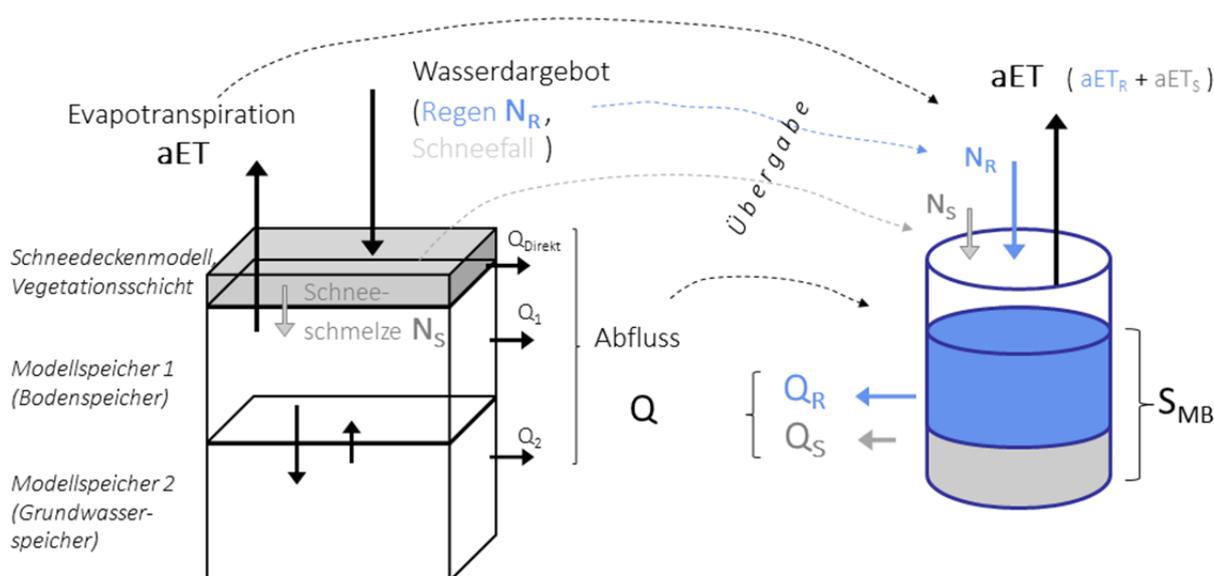


Abbildung 4.1: Schematische Darstellung des Ansatzes zur Modellierung der Abflusskomponenten mittels eines nachgeschalteten integrativen Mischungsbehälters. Modellspeicher 1, 2 und Abflüsse  $Q_1$ ,  $Q_2$ ,  $Q_{\text{Direkt}}$  beispielhaft für verschiedenste Modellstrukturen und Abflussbildungs-Konzeptionalisierungen.

In der praktischen Umsetzung entspricht der vorgestellte Ansatz einer modellinternen Nachschaltung des Mischungsbehältermodells, die nicht in die Struktur des vorhandenen hydrologischen Modells eingreift und sich mit vergleichsweise geringem Aufwand umsetzen lässt. Das Prinzip der Betrachtung eines Mischungsbehälters mit sofortiger Durchmischung für jede räumliche Modelleinheit kann auf alle möglichen konzeptionellen Modellspeicher angewandt werden. Für ein einzelnes Modellgebiet (ohne Routing der Abflusskomponenten) wäre sogar eine völlig unabhängige Berechnung der Abflusskomponenten erst im Anschluss an die eigentliche hydrologischen Modellierung anhand der simulierten Zeitreihen für die Größen  $N_R$ ,  $N_S$ ,  $aET$  und  $Q$  möglich.

### Multiple Mischungsbehälter der HBV Speicher

Dieser im HBV Modell verwendete Ansatz ist eine komplexere Berechnung mit mehreren Mischungsbehältern. Hierzu wird der Mischungsbehälter ebenfalls für jede räumliche Modelleinheit, aber nicht

integrativ für alle, sondern separat auch noch für jeden konzeptionellen Speicher des hydrologischen Modells implementiert. Jeder einzelne Baustein der Abflussentstehung wird dabei als ein konzeptioneller Speicher betrachtet: die Abflussbildung erfolgt im Bodenspeicher und im Grundwasserspeicher, die Abflusskonzentration im Gebietspeicher, die Translation und Retention im Gerinnespeicher und weiterhin noch in den Seen und Talsperren. Jeder Speicher kann im hydrologischen Modell auch als Mischungsbehälter betrachtet werden, in dem ein simuliertes Gesamt-Wasservolumen sowie jeweils bestimmte Anteile aus Regen und Schneeschmelze enthalten sind. Diese Methode wurde in das Modell HBV-Light implementiert und stellt somit die komplexeste, aber auch konzeptionell genaueste Implementierung der Abflusskomponentenverfolgung und -bestimmung durch das Modellsystem dar. Diese Methode dient deshalb auch als **Referenzmethode** für die Tests mit den anderen Methoden.

#### **Variante: „Begrenzter“ Mischungsbehälter**

In dieser Variante der beiden Mischungsbehältermethoden wird die Größe des Mischungsbehälters begrenzt, d.h. er bekommt eine konstante maximale Mischungsbehältergröße (mm) zugewiesen. In jedem Zeitschritt werden die Abflussanteile analog zu den beschriebenen Mischungsbehälteransätzen basierend auf den Anteilen und den aktuellen Flüssen, jedoch nur in diesem begrenzten „abflusswirksamen“ Mischungsbehälter berechnet. Diese Variante stellt eine weitere konzeptionelle Vereinfachung dar, die jedoch als wichtiges Werkzeug zur beabsichtigten näherungsweisen Abbildung der Abflussreaktion auf verschiedene Input-Komponenten zu verstehen ist. Damit kann sichergestellt werden, dass ein zu großer Speicher in einem Modell nicht dazu führt, dass die resultierenden Abflussanteile über die Zeit fast konstant werden, wenn das Mischungsvolumen im Vergleich zum Input sehr groß ist. Die Massenbilanzierung und Kontinuität des modellierten Systems werden bei dieser Variante trotzdem erhalten. Eine solche Begrenzung des Mischungsbehälteransatzes kann sowohl für den Ansatz mit integrativem Mischungsbehälter als auch für die multiplen Mischungsbehälter angewendet werden. Zur Illustration des Methodenvergleichs in diesem Kapitel wurde die Begrenzung des Mischungsbehälters in die Methode mit dem integrativen Mischungsbehälter implementiert.

### **4.3 Anwendung und Vergleich der verschiedenen Ansätze**

#### **Separate Komponentenmodellierung**

Die separate Komponentenmodellierung wurde mit HBV-Light durchgeführt (sie kann aber generell mit jedem anderen hydrologischen Modell auch erprobt werden). Dabei wurde sie an einem EZG getestet und mit der Methode der Multiplen Mischungsbehälter (Referenzmethode) verglichen. Es ergeben sich zwei mögliche Kombinationen, wie nacheinander die verschiedenen Komponenten ins Modell eingefügt werden können, die jeweils daraus resultierende Abflussmengen sind in Tabelle 4.1 zusammengefasst.

Es zeigt sich, dass sich je nach Reihenfolge des Weglassens bzw. Hinzufügens verschiedener Komponenten die Abflussanteile in ihrer Dynamik sowie in ihren jährlichen Summen deutlich unterscheiden. Keine Kombination liefert die gleichen Anteile wie bei der Referenzmethode mit multiplen Mischungsbehältern. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Interaktion zwischen Speichern und Flüssen im System nichtlinearen Regeln folgt und sich somit durch die jeweiligen Kombinationen des Weglassens von Komponenten verschiedene Effekte ergeben. Diese betreffen insbesondere eine Änderung der Verdunstung und der Ausflüsse aus dem schnellen und langsamen HBV Speicher, da diese abhängig von der Speicherfüllung sind, die durch das ‚Weglassen‘ verändert wird. Aus den Ergebnissen der separaten Komponentenmodellierung hat sich somit herausgestellt, dass die Idee des „Weglas-

sens“ von Gletscher, Schnee oder Regen gravierende Probleme mit sich bringt. Somit liefert diese vermeintlich einfachste Methode leider nicht die gewünschten Ergebnisse.

Tabelle 4.1: Mittlere jährliche Abflussanteile für verschiedene Kombinationen (Reihenfolgen des Weglassens) der Simulation nach dem Ansatz der Separaten Komponentenmodellierung im Vergleich zur Simulation mit Mischungsbehälter (Referenzmethode).

Methode	Mittlerer Jährlicher Komponentenabfluss (mm)	
	$Q_R$	$Q_S$
Mischungsbehälter – Referenz	742	1281
Separate Komponentenmodellierung; Reihenfolge der Komponenten:		
Regen                 Schnee	812	1212
Schnee                Regen	658	1366

### **Vergleich des Integrativen Mischungsbehälters und des Multiplen Mischungsbehälters**

In diesem Kapitel werden beispielhaft die Ergebnisse der HBV-Light Simulation für das Einzugsgebiet der Minster (CH, Voralpen) zur Illustration des Vergleichs zwischen den detaillierten multiplen HBV-Mischungsbehältern (Referenzmethode) und einem integrativen Mischungsbehälter verwendet. Dazu wurden aus der Simulation für das Einzugsgebiet Minster (CH) wie in Abschnitt 4.2 beschrieben die resultierenden Abflusskomponenten aus den simulierten täglichen Zeitreihen von Abfluss, Verdunstung, Niederschlagsinput als Regen und Input aus Schneeschmelze, und der Speicheränderung berechnet. Dabei wurde der Anfangsspeicherinhalt so festgelegt, dass der Speicherinhalt innerhalb der Berechnung nicht kleiner als Null wird.

Abbildung 4.3 vergleicht die beiden Methoden für das hydrologische Jahr 1992. Generell zeigt sich für dieses Einzugsgebiet, dass die Schneeschmelzanteile  $Q_S$  das EZG schnell verlassen, da der Gesamtspeicher relativ klein ist (etwa 200 mm). Trotzdem macht der Schneeanteil bei Regenereignissen nach dem Ende der Schneeschmelzperiode immer noch etwa 30-50% aus. Dabei zeigt sich bei der Darstellung der Abflüsse aus Schnee  $Q_S$  und Regen  $Q_R$  visuell kaum ein Unterschied zwischen den beiden Varianten. Erst in der Darstellung der relativen Abflussanteile im Abfluss können sehr geringe Unterschiede zwischen den beiden Methoden festgestellt werden, jedoch sind der generelle Verlauf und die Größe der Abflussanteile sehr ähnlich. Ebenso sind die mittleren jährlichen Abflusssummen der Regenkomponente mit 1234 mm für die Berechnung mit Integrativem Mischungsbehälter und 1250 mm für die mit Multiplen Mischungsbehältern fast gleich (Abb. 4.2 unten).

Das sehr ähnliche Verhalten der beiden Methoden zeigt sich auch beim Vergleich einer längeren Zeitdauer für die beiden Varianten. Die jährlichen Veränderungen der Anteile der Regenkomponente  $Q_R$  im Abfluss sind dabei kaum zu unterscheiden (Abb. 4.3, Mitte) und auch die kumulierten Anteile (Abb. 4.3, unten) sind fast identisch. Die aus der Wasserbilanz simulierten Speicheränderungen des Integrativen Mischungsbehälters liegen ebenfalls nahe an der gesamten Speicheränderung aller HBV Modellspeicher zusammen. Dabei ist zu bemerken, dass die Übereinstimmung der absoluten Werte eher Zufall ist, da wohl der Anfangsspeicherinhalt recht ähnlich wie die des Gesamtspeichers aus den einzelnen konzeptionellen Speichern des HBV Modells gewählt wurde.

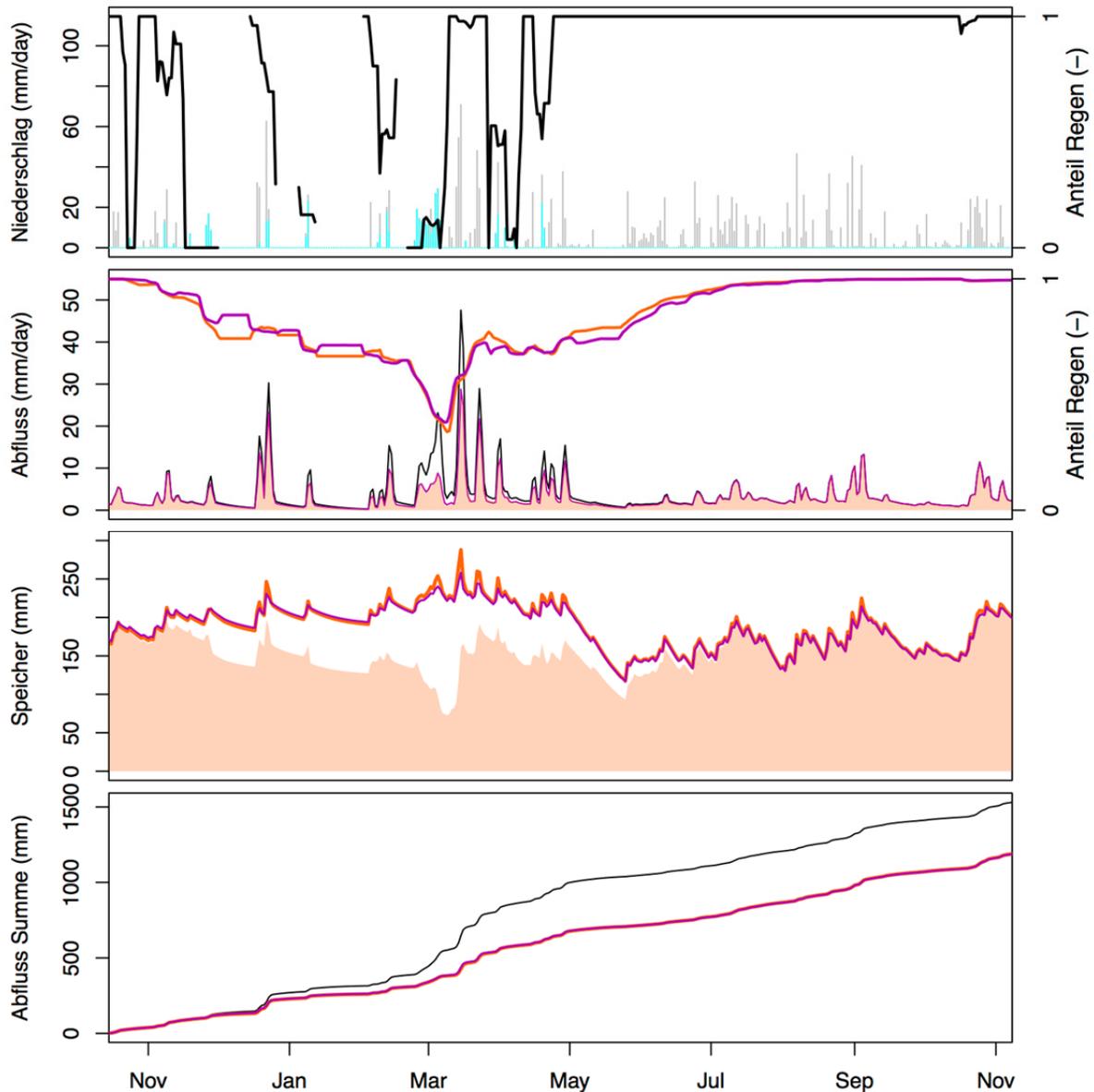


Abbildung 4.2: Vergleich der Modellergebnisse der Abflusskomponenten im Abfluss und Speicher für die Methode mit dem Integrativen Mischungsbehälter (orange) und den Multiplen HBV Mischungsbehältern (lila) für das hydrologische Jahr 1992 für das EZG der Minster (CH). Die oberste Grafik zeigt die Input-Komponenten Regen (grau) und Schneeschmelze (cyan) sowie den Regenanteil am Input (schwarz). Die zweitoberste Grafik zeigt den modellierte Gesamtabfluss (schwarz) sowie die Abflusskomponente aus Regen  $Q_R$  (Flächenfarbe) und auch den relativen Anteil von  $Q_R$  für die beiden Methoden. Die zweitunterste Grafik zeigt den zeitlichen Verlauf des Gesamtspeichers aus den Multiplen HBV Mischungsbehältern (lila Linie) sowie die Speicherfüllung im Integrativen Mischungsbehälter (orange Linie) und den Anteil  $Q_R$  daran (Fläche). In der untersten Grafik ist der kumulierte Abfluss (schwarz) sowie der kumulierte Anteil  $Q_R$  für die beiden Methoden dargestellt (die Ergebnisse sind so ähnlich, dass die beiden Linien in der Darstellung visuell kaum zu unterscheiden sind).

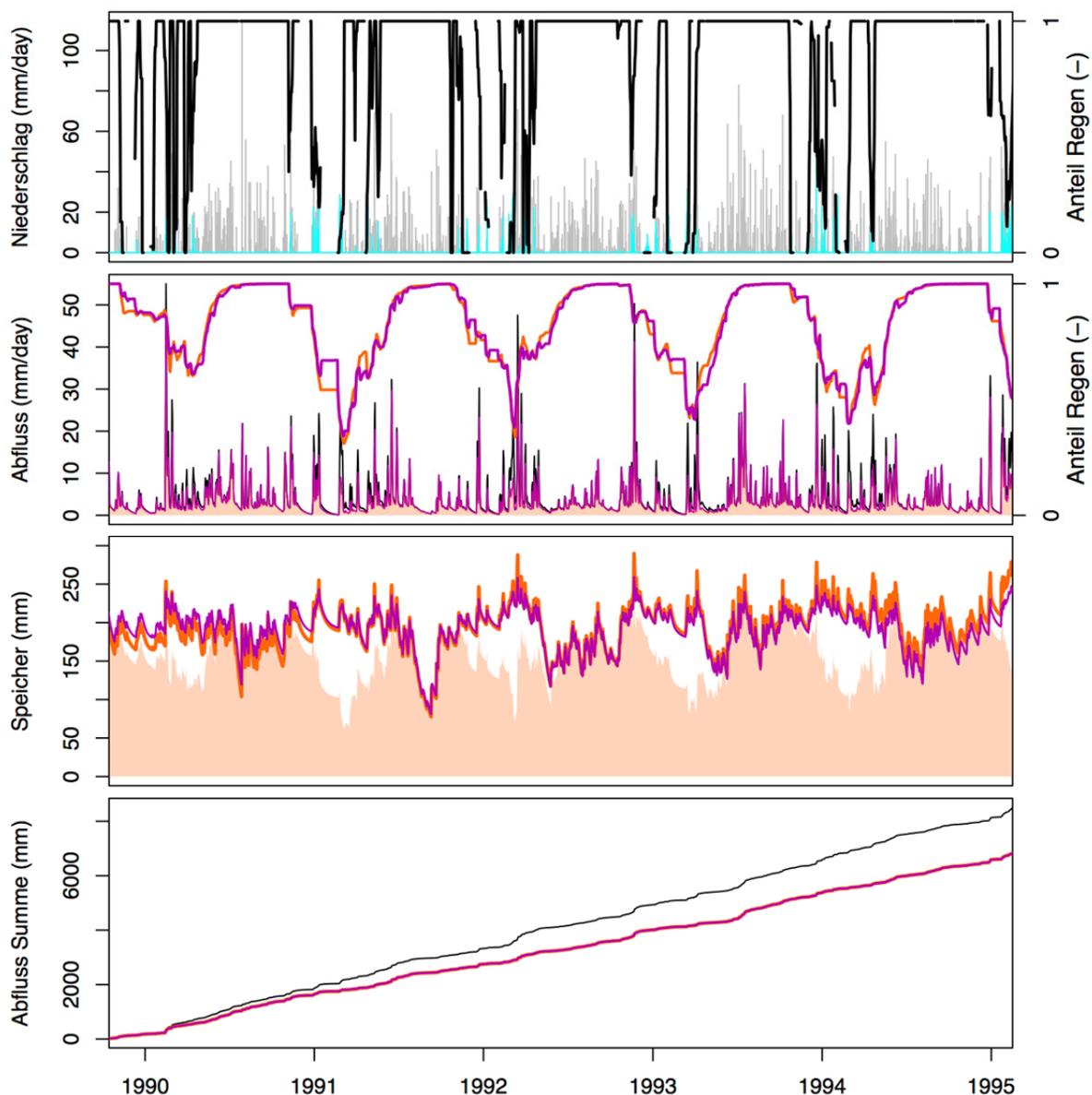


Abbildung 4.3: Vergleich der Modellergebnisse der Abflusskomponenten im Abfluss und Speicher für den Integrativen Mischungsbehälter (orange) und Multiple Mischungsbehälter (lila) für 5 Jahre für das EZG Münster (CH). Beschreibung der Grafiken siehe Abb. 4.2.

Die Methoden wurden noch für eine Anzahl weitere Gebiete und Zeitperioden verglichen. Dabei ergaben sich ähnliche Ergebnisse, auf deren Darstellung somit verzichtet wird. Zusammenfassend konnte der Vergleich feststellen, dass die vereinfachte Methode des Integrativen Mischungsbehälters sowohl den dynamischen Verlauf der Abflusskomponenten  $Q_R$  und  $Q_S$  als auch die Summe der Komponenten über mehrere Jahre sehr ähnlich bestimmt wie die Referenzmethode mit den Multiplen HBV Mischungsbehältern.

### **Ergebnis Integrativer begrenzter Mischungsbehälter**

Da im Rheineinzugsgebiet mit seinen großen Seen und Grundwasserspeichern bei der Anwendung der Mischungsbehälter Ansätze ein großer Speicher- und Verweilzeiteffekt bei der Modellierung der Komponenten erwartet wird, wurde im Rahmen der Methodenentwicklung zuletzt geprüft, ob eine

Beschränkung des Volumens des Mischungsbehälters für die Berechnung der Komponenten zielführend ist. Kapitel 7 erörtert im Rahmen der Unsicherheitsanalyse die Sensitivität der Begrenzung der Mischungsbehälter für die eigentliche Modellierung des gesamten Rheingebiets im Detail. Um den Effekt an dieser Stelle des Berichts zu illustrieren werden beispielhaft anhand der Methode des Integrativen Mischungsbehälters wiederum die simulierten täglichen Zeitreihen von Abfluss, Verdunstung, Niederschlag als Regen und Schneeschmelze für das Einzugsgebiet der Minster (CH) verwendet. Der integrative Mischungsbehälter wurde dabei zur Berechnung der Abflussanteile einmal auf 25 mm und einmal auf 1000 mm begrenzt, um die unterschiedliche Verzögerung der Abflussanteile für diese unterschiedlichen Größenordnungen des Mischungsbehälters zu simulieren.

Abbildung 4.4 zeigt die Modellergebnisse für die Komponenten in der Verdunstung, dem Abfluss und dem Speicher für den unbegrenzten Integrativen Mischungsbehälter wie im vorigen Abschnitt sowie für den Speicher mit Begrenzung auf 25 mm. Wie zu erwarten verändern sich die Abflussanteile beim begrenzten Integrativen Mischungsbehälter sehr viel schneller. Diese Unterschiede zeigen sich nicht nur im Abfluss, sondern auch bei den Anteilen in der Verdunstung. Die mit dem begrenzten Speicher ermittelten Abflussanteile entsprechen somit eher den Anteilen, die eine entsprechende Reaktion des Abflusses aus dem Gebiet bewirken. Ein Effekt dieser Reaktionsmodellierung ist neben der schnellen Reaktion auch eine größere Variationen der Abflussanteile beim begrenzten Mischungsbehälter von 100% Regen zu fast 0% Regenanteil, was insbesondere bei der Schneeschmelze im Frühling dazu führt, dass die entsprechende Abflussreaktion fast vollständig von  $Q_S$  dominiert wird. Dieser Effekt mag zwar nicht der allgemeinen Vorstellung entsprechen, dass auch zur Zeit der Schneeschmelze noch ein Basisabfluss mit vermischten Abflussanteilen zum Abfluss beiträgt, ist jedoch ein notwendiger Kompromiss hinsichtlich des Ziels der Modellierung der Abflussreaktion. Obwohl die Abflussanteile der beiden Varianten während der einzelnen Ereignisse sehr unterschiedlich reagieren, ist der kumulierte  $Q_R$  für die beiden Varianten am Ende des Jahres nahezu identisch. Somit ist die langfristige Massenerhaltung der einzelnen Komponenten auch bei der Anwendung eines begrenzten integrativen Mischungsbehälters erfüllt.

Abbildung 4.5 zeigt die Modellergebnisse für die Komponenten in der Verdunstung, dem Abfluss und dem Speicher für den unbegrenzten Integrativen Mischungsbehälter wie im vorigen Abschnitt und für den Speicher mit Begrenzung auf 1000 mm. Wie zu erwarten verändern sich die Abflussanteile bei der Begrenzung auf 1000mm sehr viel langsamer, da die einzelnen Komponenten sich in einem Mischungsbehälter mit einer Größe mischen müssen, die fast dem jährlichen Abfluss des Einzugsgebiets entspricht. Das führt einerseits dazu, dass der Anteil  $Q_R$  nur noch sehr moderat zwischen 75%-95% variiert und bedeutet, dass in einem Einzugsgebiet mit einem großen Mischungsbehälter das ganze Jahr über Schneeschmelzwasser im Abfluss simuliert wird. Dies mag hinsichtlich der Partikelbetrachtung bzw. der Verweilzeitmodellierung vielleicht korrekt sein, jedoch unterstützt dieser Informationsgehalt nicht die Fragestellung nach der Abflussreaktion vor dem Hintergrund des Klimawandels und somit den Zielen des ASG-Rhein-Projekts. Wie auch für den Fall des kleineren auf 25 mm begrenzten Mischungsbehälters, unterscheidet sich der kumulierte  $Q_R$  für die beiden Varianten nur während der einzelnen Ereignisse, die Summe ist am Ende jedes Jahres jedoch beinahe identisch.

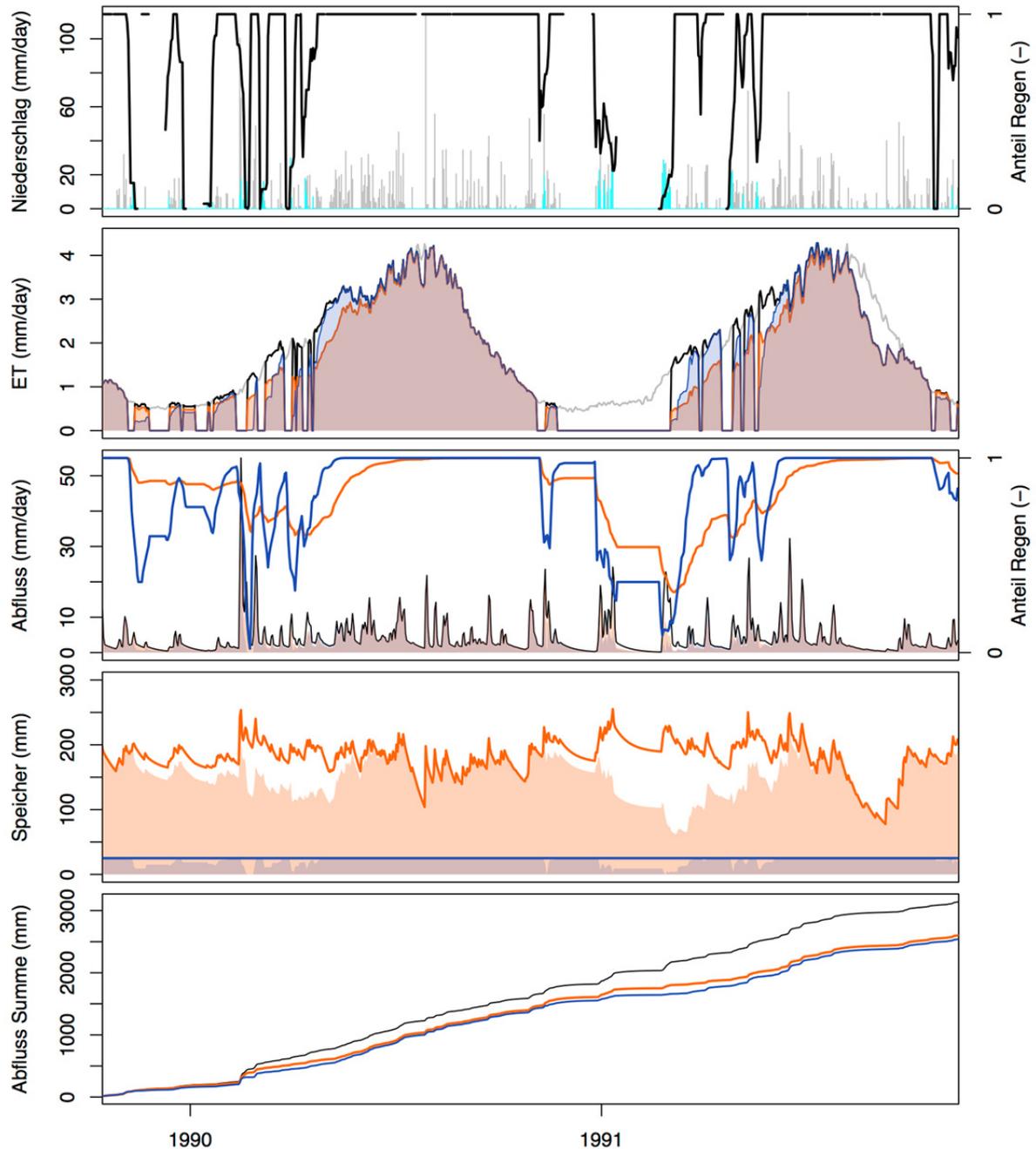


Abbildung 4.4: Modellergebnisse der Abflusskomponenten in Verdunstung, Abfluss und Speicher. Vergleich der Varianten der Methode des Integrativen Mischungsbehälters (orange) und des auf 25 mm begrenzten Integrativen Mischungsbehälters (blau). Die oberste Grafik zeigt die Input-Komponenten Regen (grau) und Schneeschmelze (cyan) sowie den Regenanteil am Input (schwarz). Die zweitoberste Grafik zeigt die potentielle Verdunstung (grau), aET (schwarz) und die Regenmengen in der Verdunstung für die beiden Varianten (B=orange und C=blau). Die mittlere Grafik zeigt den modellierten Gesamtabfluss (schwarz) sowie die Abflusskomponente aus Regen  $Q_R$  (Flächenfarbe) und den Anteil von  $Q_R$  für die beiden Methoden. In der zweituntersten Grafik ist der zeitlich variable Mischungsbehälter für den unbegrenzten Integrativen Mischungsbehälter (orange Linie und Anteil  $Q_R$  mit Fläche) und für den auf 25mm begrenzten Mischungsbehälter (blaue Linie und Anteil Regen mit blauer Fläche) dargestellt. In der untersten Grafik ist der kumulierte Abfluss (schwarz) sowie der kumulierte Anteil  $Q_R$  für die beiden Varianten dargestellt.

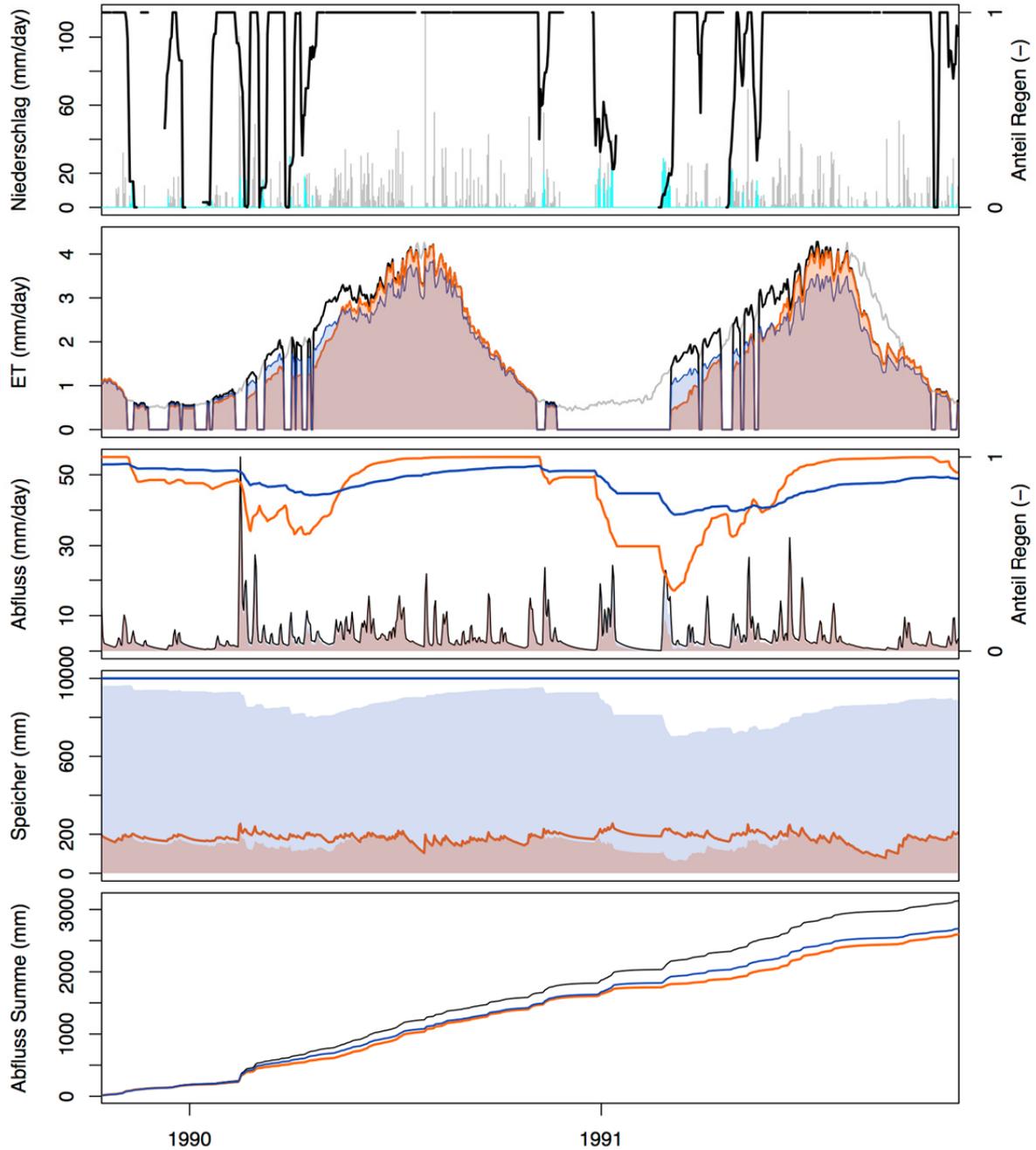


Abbildung 4.5: Modellergebnisse der Abflusskomponenten in Verdunstung, Abfluss und Speicher. Vergleich der Varianten der Methode des Integrativen Mischungsbehälters (orange) und des auf 1000 mm begrenzten Integrativen Mischungsbehälters (blau). Beschreibung der Grafiken siehe Abb. 4.4.

#### 4.4 Fazit für die Anwendung in der Modellierung

Die Ergebnisse des Methodenvergleichs zeigten klar, dass die separate Komponentenmodellierung als Methode für das Projekt ausscheidet, da die Reihenfolge des Weglassens und Hinzufügens zu starken Unterschieden führt und keine korrekte Wasserbilanz gewährleistet werden kann. Die Ansätze mit Mischungsbehälter sind bezüglich dieser Bilanzierung korrekt und somit zielführender. Dabei stellt die Methodik der multiplen Mischungsbehälter, d.h. ein Mischungsbehälter für jeden Konzeptspeicher in jeder Modelleinheit, die genaueste Umsetzung dar. Die Methode des integrativen Mischungsbehälters ist bedeutend einfacher zu implementieren und schneller zu berechnen. Sie hat den weiteren Vorteil, dass die Berechnung unabhängig vom hydrologischen Modell durchgeführt werden kann und somit mögliche Unterschiede zwischen verschiedenen Modellen keine Rolle spielen. Die durchgeführten Vergleichssimulationen lassen darauf schließen, dass für die Zielsetzung des ASG-Rhein-Projekts, nämlich die Beschreibung der Abflussreaktion, eine Begrenzung des Mischungsbehälters sinnvoll bzw. sogar notwendig ist.

Infolge dieser Ergebnisse wurde beschlossen, in LARSIM den Ansatz des begrenzten Integrativen Mischungsbehälters zu implementieren. Dabei wird für jede Gitterzelle im Modell ein begrenzter Integrativer Mischungsbehälter zur Berechnung der Abflusskomponenten verwendet. Wie gezeigt liefert diese Variante vergleichbare Ergebnisse wie die in HBV-Light realisierten Multiplen Mischungsbehälter je konzeptionellen Speichermoduls. Diese Begrenzung sollte sich dabei an der Sensitivität der Komponenten auf die Größe des begrenzten Speichers in den letztlich gewählten und kalibrierten Modellen orientieren sowie an der Zielsetzung des Projekts, die Komponenten  $Q_R$ ,  $Q_S$ , und  $Q_E$  als möglichst direkte Abflussreaktion auf die zugrundeliegenden Modellinput-Komponenten abbilden zu können. Dabei wird in Kauf genommen, dass diese Abflussreaktionen eben nicht die langfristigen Mischungen repräsentieren mögen und z.B. dadurch kurzfristig die Abflussreaktion auch zu 100% der Schneeschmelze zugeschrieben werden kann.

Die finale Parametrisierung der Mischungsbehältergröße wurde basierend auf den Ergebnissen von Sensitivitätstests (s. Kapitel 7) festgelegt und für beide Modelle, mit ihren unterschiedlichen Strukturen, abgestimmt. Eine Referenz zur Größenordnung bildeten hierbei modellierte (maximale) Tages-Speicherdurchsätze bzw. Abflüsse. Demzufolge wurde für die Begrenzung ein Wert von 10 mm in HBV-Light für jeden Mischungsbehälter der drei konzeptuellen Speicher im Modell und von 25 mm für den Integrativen Mischungsbehälter in LARSIM sowie auch für die Seen und Talsperren, gewählt.

## 5 Modellierung der vergletscherten Kopfeinzugsgebiete

### 5.1 Zielsetzung

Die Verwendung von hydrologischen Modellen ist zur Quantifizierung der Abflussanteile und ihrer Dynamik unabdingbar. Sie ist weiterhin notwendig, um Aussagen für Zeiten ohne Abflussdaten, in der Vergangenheit und Zukunft sowie für Einzugsgebiete ohne Abflussdaten, machen zu können. Das Hauptziel der Modellierung der Abflussanteile aus den vergletscherten Kopfeinzugsgebieten war es, diese so prozessstreu wie möglich zu simulieren und die Unsicherheiten der Abflusszusammensetzung aus Regen, Schnee- und Gletschereisschmelze somit zu minimieren. Um der großen Gefahr der Fehlerkompensation beim Modellieren schnee- und gletscherbeeinflusster Gebiete zu begegnen (siehe auch Stahl et al., 2008), ist es dabei besonders wichtig, nicht nur Abflusszeitreihen und spezielle diesbezügliche Benchmarks, sondern auch die Simulation interner Größen wie Schneehöhe, Schneewasseräquivalent, Schneebedeckung sowie Gletschermassenbilanz, Gleichgewichtslinie, Gletscherfläche und -volumen und die räumlich-zeitliche Entwicklung dieser Größen zu betrachten. Im Projekt wurde dies durch die Modellierung mittels eines semi-verteilten gekoppelten Gletscher-Schnee-Hydrologie-Modells auf HBV-Light-Basis umgesetzt.

Aufgrund der Bedeutung zeitlicher Veränderungen über die ungewöhnlich lange Simulationsperiode von 1901-2006 muss das Modell auch transiente Veränderungen der Gletscher (zeitvariable Gletscherbedeckung) explizit simulieren können und anhand von beobachteten glaziologischen Veränderungen parametrisiert und validiert werden. Ein wichtiges Ziel der Modellierung war es somit, das Modell so zu erweitern und anzupassen, dass der Verlauf der Hauptphasen der Gletscherentwicklung so realistisch wie möglich abgebildet wird.

Zur Erweiterung der Wissensbasis aus bisherigen, meist auf Monats oder Jahresbasis durchgeführten Modellierungsstudien setzte sich das Projekt mit der Möglichkeiten der Modellierung in täglichem Zeitschritt auch die Auswertung maximaler Abflussanteile in Extremjahren zum Ziel. Besonderes Augenmerk galt hier den „Niedrigwasserjahren“, insbesondere warmen (spätsommerlichen) Niedrigwasserereignissen von Basel rheinabwärts mit bekannten Konsequenzen für Schifffahrt und weitere Nutzungen des Gewässers.

### 5.2 Abgrenzung und Modell-Setup der vergletscherten Kopfeinzugsgebiete

Ausgehend von der Vergletscherung um das Jahr 1900 wurden zunächst die Kopfeinzugsgebiete des Rheins mit Gletscherbedeckung identifiziert, die mit dem Modell HBV-Light mit Kopplung an eine Gletscherroutine modelliert werden sollten (Tabelle 5.1 und Abb. 5.1). Die Abgrenzung dieser Gebiete orientierte sich an der Verfügbarkeit von Pegeldaten möglichst weit oben im Einzugsgebiet sowie an technisch guten Verknüpfungspunkten mit dem LARSIM-Gewässernetz. Von den ausgewiesenen 49 mit HBV-Light zu modellierenden vergletscherten Kopfeinzugsgebieten stehen für 24 Gebiete Abflussdaten zur Verfügung. Mit Ausnahme des größeren Einzugsgebiets, der Albula, sind diese Kopfeinzugsgebiete zwischen ca. 20 und 220 km<sup>2</sup> groß. Die Vergletscherungsgrade dieser Gebiete um 1900 lagen zwischen 2% und 50%.

Für den Ausgangszustand der Modellierung mit HBV-Light wurden die räumlichen Modelliereinheiten für jedes der 49 Gebiete folgendermaßen diskretisiert: Zunächst wurde der gletscherbedeckte und der gletscherfreie Flächenanteil (Stand Simulationsbeginn 1901) ausgewiesen. Innerhalb dieser beiden Flächenanteile wurde dann jeweils in die Flächenanteile je Höhenzone (100 m), und innerhalb dieser in die Flächenanteile von 3 Expositionsklassen (nordexponiert: 315°-45°, südexponiert: 135°-225° und indifferent: west- und ostexponierte sowie flache Flächenanteile) differenziert. Zur Modellierung der Gletscherflächenanpassung musste zudem ein Ausgangsgletscherprofil in höherer Auflösung erstellt werden (Details dazu im Abschnitt 5.4.2). Insgesamt wurde somit eine im Vergleich zu anderen Anwendungen semi-distribuerter Modelle für meso-skalige Einzugsgebiete relativ detaillierte, den kom-

plexen topographischen alpinen Verhältnissen angemessene, Gebietsdiskretisierung vorgenommen. So ergaben sich, abhängig vor allem von EZG-Größe und abgedecktem Höhenbereich, bis zu 201 unterschiedliche „Modellflächenklassen“ für ein einzelnes EZG (Weisse Lütschine).

Tabelle 5.1: Kenngrößen der für die Modellierung abgegrenzten vergletscherten Kopfeinzugsgebiete (siehe Karte in Abb. 5.1). Höhen gemäß des aktuellen Schweizer DHM25, Vergletscherungsgrad für den Stand 1900, sortiert nach Vergletscherungsgrad (G).

EZGnr	Gewässer	Pegel	EZG-Höhe (m NN)			EZG-Fläche (km <sup>2</sup> )	G (%)
			Mittel	Min	Max		
1901	Triftwasser		2435	925	3484	46.0	51.3
1800	Aare		2531	1139	4241	162.7	43.9
1100	Simme	Oberried/Lenk	2336	1096	3243	34.7	42.6
1701	Urbachwasser	Unterstock	2289	630	3608	68.4	37.7
4400	Ill		2489	1772	3265	50.5	34.9
2401	Goeschener Reuss	Abfrutt	2376	1064	3623	92.8	32.2
3201	Rein da Vigliuts		2425	1377	3160	18.5	32.0
3700	Hinterrhein	Hinterrhein	2357	1587	3387	53.9	31.8
1302	Oeschibach		2330	1171	3651	30.7	30.4
2201	Alpbach	Erstfeld, Bodenberg	2194	1022	3192	20.7	30.0
2600	Linth	Tierfehd	2321	805	3610	79.9	28.3
1902	Gadmerwasser		2131	926	3497	65.3	27.4
2502	Kaerstelenbach	Hinterbristen	2170	519	3295	116.8	26.3
3500	Valsler Rhein		2497	1861	3370	62.6	25.9
1502	Schwarze Luetschine	Guendlichwand	2059	648	4086	179.9	25.1
1300	Kander	Gasterntal, Staldi	2333	1170	3696	106.4	24.3
1501	Weisse Luetschine	Zweiluetschinen	2149	650	4146	164.9	22.7
1001	Louibach		2167	1245	3242	30.7	19.3
4501	Ferreraabach	Trun	2038	840	3420	19.2	19.0
1601	Rychenbach		2090	595	3698	52.6	18.8
3202	Somvixer Rhein	Somvix, Encardens	2448	1489	3159	21.8	15.9
2302	Schaechen		1952	990	3292	31.2	13.9
3401	Aua Russein		2326	959	3609	54.6	13.6
3302	Medelser Rhein	Disentis	2225	1049	3203	126.7	13.0
2400	Reuss	Andermatt	2260	1072	3581	196.6	12.3
4800	Landquart	Klosters, Auelti	2339	1321	3296	103.4	11.9
3101	Ual da Draus		2121	1046	3021	26.3	11.7
3602	Peilerbach	Vals	2275	1260	3110	32.4	11.3
2101	Grosstalbach	Isenthal	1813	773	2941	43.9	11.3
1401	Gornernwasser	Kiental	2047	930	3621	46.6	10.7
2501	Reuss		1979	519	3397	188.8	10.4
2801	Rosmatter Chlue		1993	862	2911	32.6	10.0
2102	Chlitaler Bach		1768	777	2907	12.3	9.3
3301	Vorderrhein	Sedrun	2149	1048	3319	156.6	8.7
2902	Raminer Bach		2046	962	3088	30.6	8.4
4601	Schmuërbach	Rueun (Ruis)	2009	726	3420	100.6	7.7
3901	Ual da Niemet		2356	1455	3186	20.1	7.4
4001	Reno di Lei		2367	1560	3192	52.6	7.1
3800	Hinterrhein		2161	1080	3265	161.0	6.4
4101	Oberboda		2408	1716	3103	50.9	6.1
2000	Engelberger Aa	Buochs, Flugplatz	1604	443	3221	228.0	5.9
1201	Engstligenbach	Engstligenalp	2051	1227	3224	28.8	5.8
2301	Hinterschaechen		1933	989	3116	26.7	5.3
4301	Ava da Faller		2446	1460	3390	31.5	4.9
3001	Tamina	Vaettis, Mattlina	2088	940	3204	57.9	4.3
2700	Linth		1634	520	3238	171.4	3.9
2901	Sernft		1937	960	3145	49.8	3.0
4202	Albula	Tiefencastel	2125	837	3407	529.0	2.5
4701	Flem		1977	611	3234	82.3	2.3

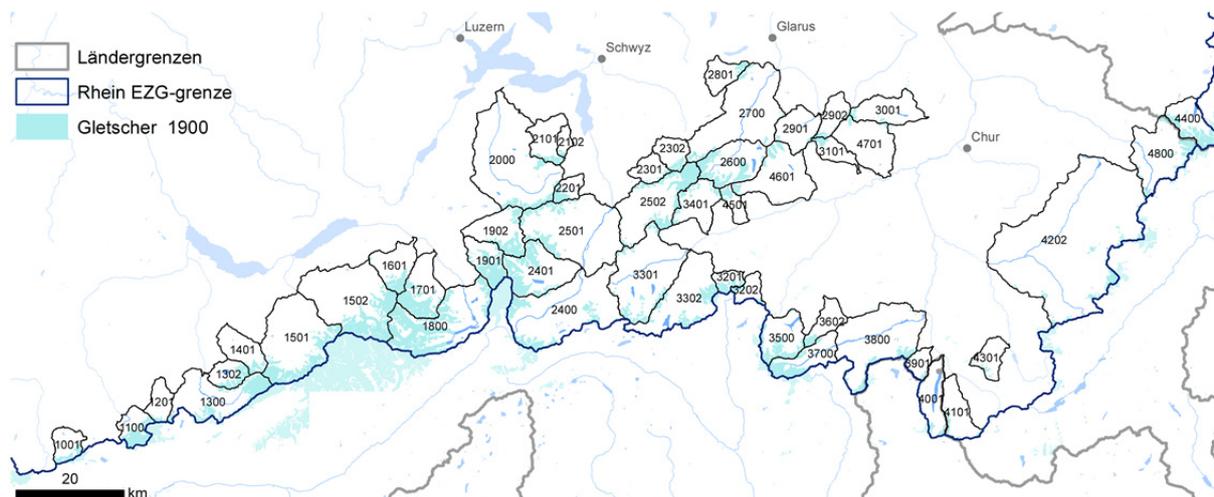


Abbildung 5.1: Übersichtskarte über die 49 vergletscherten Kopfeinzugsgebiete, die mit HBV-Light modelliert wurden, Kenngrößen dazu in Tabelle 5.1.

### 5.3 Spezielle Modellentwicklung für alpine Teileinzugsgebiete mit Vergletscherung

Das HBV Modell, welches seit den 1970-er Jahren in Schweden entwickelt wurde (Lindström et al., 1997), ist ein weitverbreitetes semi-verteilttes hydrologisches Abflussmodell. Im Projekt wird die Version HBV-Light verwendet, die an der Universität Zürich weiterentwickelt wird (Seibert & Vis, 2012). Die projektspezifisch erforderlichen Anpassungen und Weiterentwicklungen des HBV-Light Modells können in drei Hauptbereiche eingeteilt werden: die Entwicklung einer konzeptionellen Schnee-umverteilung für die hochalpinen Gebiete, die Weiterentwicklung der Gletscherroutine sowie die Programmierung der Methodik zur Bestimmung der Abflusskomponenten, wobei Letzteres auch die Modellierung des gesamten Gebiets (mit LARSIM) betrifft und bereits im vorhergehenden Kapitel 4 behandelt wurde. Darüber hinaus wurden weitere Möglichkeiten zu einer strukturierten Multi-Kriterien-Kalibrierung (siehe Abschnitt 5.4.2) implementiert.

#### 5.3.1 Schneemodellierung und Schneenumverteilung

Das Schneewasseräquivalent (SWE) wird in HBV-Light mit einem Temperatur-Index-Modell (Gradtagfaktor) berechnet, wobei für die Schneeschmelze die verschiedenen Höhenzonen sowie drei verschiedene Expositionsklassen (west- oder ost-exponierte und indifferente (flache) Flächen, nord-exponierte mit einer langsameren Schneeschmelze sowie süd-exponierte mit einer schnelleren Schneeschmelze) berücksichtigt werden (siehe Konz & Seibert, 2010). Darüber hinaus wurde im Rahmen des Projekts ein jahreszeitlich variierender Gradtagfaktor (in Form einer Sinusfunktion) für eine verbesserte Abbildung der zeitlichen Variabilität der Schneeschmelze eingeführt (u.a. beschrieben von Stahl et al., 2008). Wie die meisten vergleichbaren Modelle hatte das HBV-Light-Modell ursprünglich keinerlei Schneeverlagerungsprozesse (infolge von Lawinen und Winddrift) berücksichtigt. Insbesondere vor dem Hintergrund der Langzeitmodellierung über 100 Jahre war es wichtig, durch Berücksichtigung der Schneenumverteilung das bekannte Problem der falschen Schneeturmbildung in den höchsten Höhenzonen zu vermeiden. Eine solche unrealistisch hohe Schneeakkumulation (Schneeturm) kann sich bei der hydrologischen Modellierung in hohen Gebieten dann entwickeln, wenn über Jahre hinweg die Sommertemperaturen nicht ausreichen, um den saisonalen Schnee mit der Gradtag-Methode zu schmelzen. Trotzdem muss jedoch die Gletschermassenbilanz in den Akkumulationszonen der Gletscher korrekt simuliert werden. Hierzu wurde im Modell folgende Schneenumverteilungsroutine implementiert. Ab einem festzulegenden Grenzwert, der im Projekt auf 500 mm SWE gesetzt wurde, wird zusätzlicher Schneeniederschlag in nicht-vergletscherten Gebieten oberhalb einer festgelegtem

Höhe m NN (je nach Gebiet zwischen 2500 und 2700 m NN) gleichmäßig auf vergletscherte und tieferliegende gletscherfreie Höhenzonen umverteilt (Abb. 5.2). Die Menge des umverteilten Schnees wird von der Fläche der empfangenden Höhenzone bestimmt und geschieht nur bis zu einer Höhe von 1900 m NN. So konnten Schneetürme vermieden und eine konzeptionelle Repräsentation der dominierenden Schneeverfrachtung von gletscherfreien Hochlagen (Verlustlagen) zu vergletscherten Akkumulationslagen in der Modellierung erzielt werden.

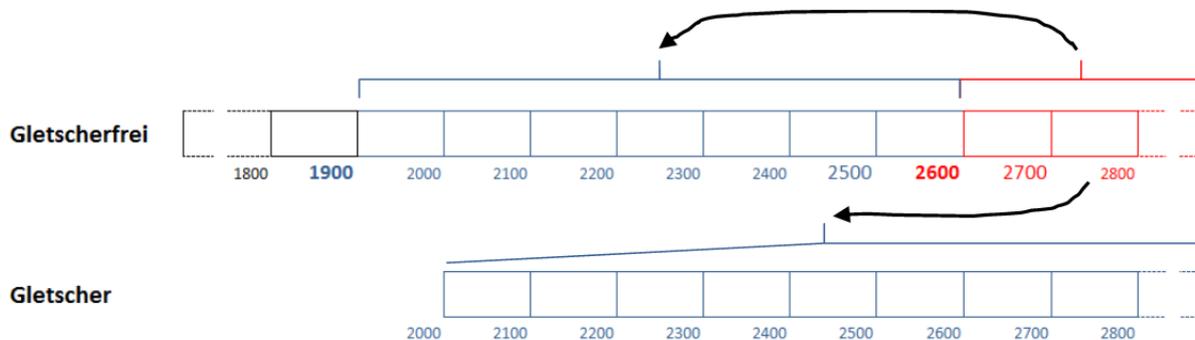


Abbildung 5.2: Vereinfachte schematische Darstellung der Schneeverteilungsroutine in HBV-Light basierend auf gletscherfreien und vergletscherten Höhenzonen.

### 5.3.2 Weiterentwicklung der Gletscherroutine

Die Gletscherroutine, die im Rahmen der Studie von Konz & Seibert (2010) in HBV-Light implementiert wurde, ist eine stark vereinfachte Repräsentation der glazio-hydrologischen Prozesse und es war notwendig diese Routine weiterzuentwickeln. Eine Weiterentwicklung ist die Berücksichtigung des sich normalerweise im Lauf des Sommers entwickelnden sub- und englazialen Drainagesystems, das eine **saisonal variable Gletscherabflussreaktion**, mit einer zunehmend effizienteren und rascheren Abflussbildung und Konzentration bis zum Gewässer bewirkt. Hierfür wurde der Ansatz des Kanadischen HBV-EC übernommen, wie z.B. beschrieben von Stahl et al. (2008). Der Auslaufkoeffizient des Gletscherreservoirs ist hierbei ein Kalibrierparameter, der sich im Verlauf der Schmelzperiode verändert, in dem er abhängig vom abnehmenden Schneewasseräquivalent (SWE) auf dem Gletscher von einem minimalen Anfangswert auf einen maximalen Wert erhöht wird.

Eine wichtige weitere Entwicklung für die Langzeitmodellierung im Rahmen des Projekts ist die Simulationsmöglichkeit zur **zeitlich transienten Anpassung der Gletscherflächen und Gletschervolumen**, die es erlaubt, aufgrund der berechneten Gletschermassenbilanzen kontinuierliche Flächenanpassungen zu realisieren. Nach intensiver Betrachtung verschiedener Alternativen, sowohl durch Literaturstudien als auch durch Diskussion mit Wissenschaftlern aus der Glaziologie, wurde hierzu der  $\Delta h$ -Parametrisierungs-Ansatz von Huss et al. (2010) gewählt. Hierbei wird der Gletscherrückzug, also die zeitvariable Veränderung der Gletscherfläche über typisierte Verteilungsfunktionen der Gletschermassenbilanz als Funktion der relativen Höhe berechnet (Abb. 5.3). Von Huss et al. (2010) wurden basierend auf Modellen und verfügbaren Daten für Gletscher in den Schweizer Alpen Typkurven für kleine, mittelgroße und große Gletscher erstellt. Diese empirisch ermittelten Typkurven wurden übernommen und in HBV-Light implementiert.

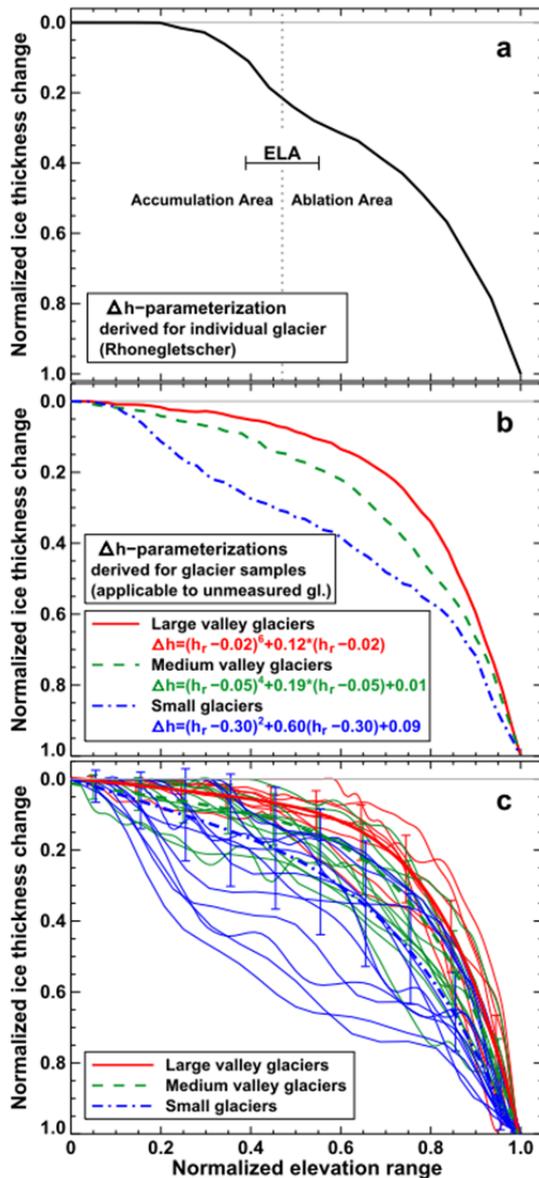


Abbildung 5.3: a) Parametrisierung der normalisierten Verteilung der Änderungen der Eismächtigkeiten mit der Höhe ( $\Delta h$ -Parametrisierung) für den Rhonegletscher mittels beobachteter Mächtigkeitsänderungen im 20. Jahrhundert; mit Angabe der Gleichgewichtslinie (ELA). (b) Mittlere empirische  $\Delta h$ -Parametrisierung für drei Gletschergrößenklassen zur Übertragung auf ungemessene Gletscher, ermittelt aus DEM Vergleichen für 34 Gletscher. (c) Streuung der 34 Gletscher und individuellen Beziehungen wie oben. Fehlerbalken bezeichnen die Standardabweichung in jeder Klasse. (aus Huss et al., 2010).

wichtige Herausforderung. Aus dem schrittweisen Abschmelzen wird eine Zeitreihe von Eisvolumen und Flächenverteilung mit der Höhe generiert.

Unter Vernachlässigung der Zeit dieses hypothetischen Abschmelz-Modelllaufs wird die daraus entwickelte Beziehung zwischen dem gesamten Gletschereisvolumen und den entsprechenden Flächenanteilen der vergletscherten Flächen je Höhenzone als Tabelle (look-up table) abgespeichert. Im zweiten

Für die Modellierung der vergletscherten Kopfeinzugsgebiete mussten jeweils alle Gletscherflächen in einem Einzugsgebiet zusammengefasst und in der Modellierung als ein „Modellgletscher“ abgebildet werden. Dies ist eine notwendige Vereinfachung, die mit gewissen Einschränkungen hinsichtlich der Ergebnisse zu Gletscherentwicklung aus glaziologischer Sicht führen kann, hinsichtlich der hydrologischen Modellergebnisse (Quantifizierung der Abflusskomponente  $Q_E$ ) jedoch keine maßgebliche Auswirkung hat. Die Auswahl der verwendeten Typkurve für den jeweiligen Modellgletscher basiert auf der Größe der Gletscherfläche, kann aber auch vor der Modellanwendung festgesetzt werden. Für die finale Festlegung der Typkurve wurden Verteilungen der Gletschergrößen aller vorhandenen Gletscherflächen eines Einzugsgebiets zu verschiedenen Zeitpunkten (um das Jahr 1900, um 1940, 1973 und 2003 siehe Abschnitt 3.4 Gletscherdatensatz) betrachtet. Im Vergleich zur Flächendiskretisierung des Gesamtgebiets, wofür in HBV-Light 100m Höhenzonen verwendet werden, wird der Modellgletscher und somit auch seine Veränderung in 10m Höhenzonen modelliert.

Der  $\Delta h$ -Parametrisierungs-Ansatz wurde für die Beschreibung des rezent beobachteten Gletscher-rückgang entwickelt (Huss et al., 2010) und hat im Kontext der Projektfragestellung den Nachteil, dass ein **Vorstößen der Gletscher** (wie beispielsweise in den 1960er-80er Jahren teilweise beobachtet wurde) nicht abgebildet werden kann. Da es jedoch bei dem von Huss et al. (2010) vorgeschlagenen Verfahren eine direkte Beziehung zwischen Gletschereisvolumen und Flächenverteilung gibt, wurde dieses Problem umgangen, indem ein Modelllauf den Huss-Ansatz in zwei Schritten bearbeitet. Zuerst wird der Gletscher, beginnend von der für den Simulationsstart festgesetzten Eismächtigkeitsverteilung mit der Höhe, mittels der  $\Delta h$ -Parametrisierung einmal komplett abgeschmolzen. Die realistische Abschätzung des Anfangszustands ist hierbei deshalb eine

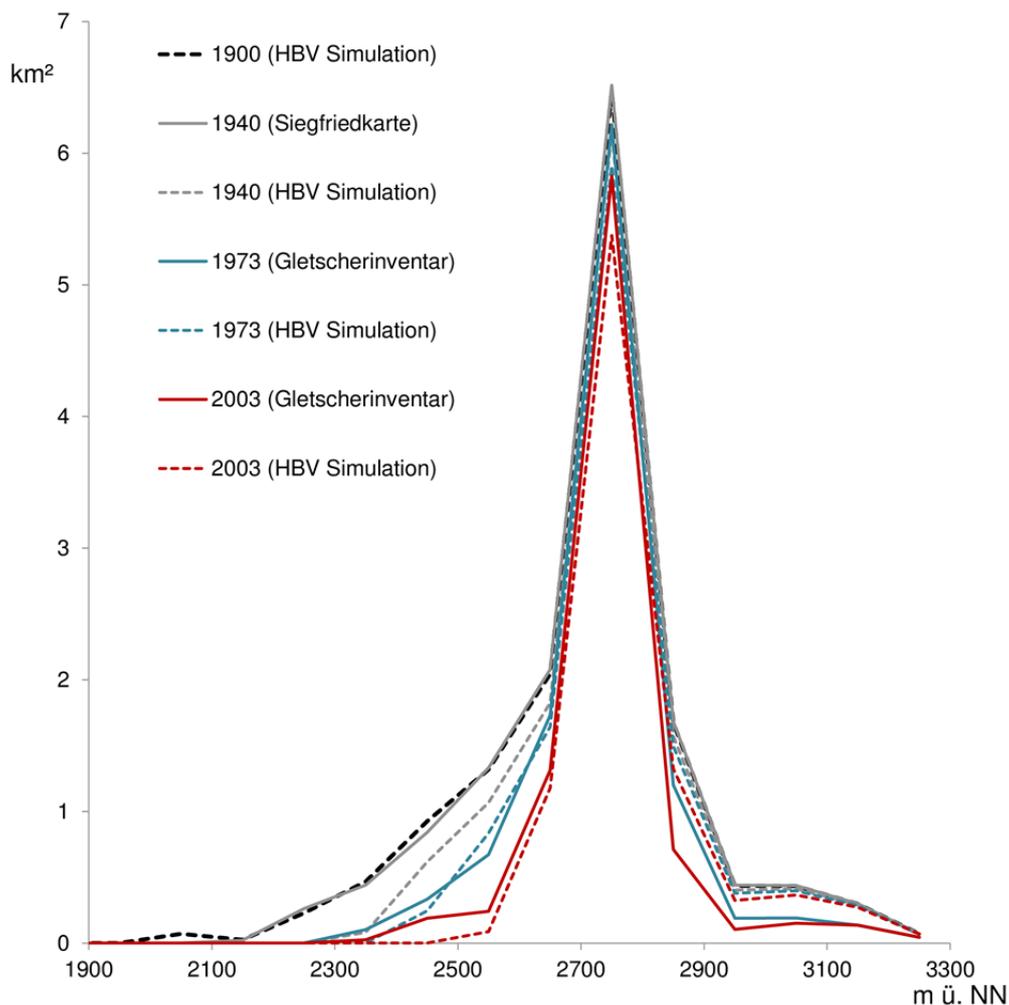


Abbildung 5.4: Mit HBV-Light modellierte Gletscherflächen (y-Achse) in den einzelnen Höhenzonen (x-Achse) im Vergleich zu Beobachtungsdaten aus den verschiedenen Kartierungen für die Jahre 1940, 1973, 2003 am Beispiel des Einzugsgebiets Simme (EZG 1100).

Schritt wird dann die richtige Simulation mittels der klimatischen Eingangsdaten durchgeführt, in der nach jedem Simulationsjahr die berechnete Gletschermassenbilanz dafür verwendet wird, aus der Tabelle die entsprechenden abzuschmelzenden (oder zuwachsenden) Flächenanteile je Höhenzone zu wählen. Der neue vergletscherte Flächenanteil je Höhenzone wird dann für die Simulation des nächsten hydrologischen Jahres verwendet. Mit dieser zweistufigen Anwendung kann also auch ein zunehmender Flächenanteil simuliert werden, solange er nicht über den Anfangszustand hinausgeht.

Es muss hier noch erwähnt werden, dass mit der Einführung einer **Gletscherbreiten-Skalierungsfunktion** eine weitere Modifikation des Ansatzes von Huss et al. (2010) zur Simulation zeitlich veränderlicher Gletscherflächen zum Einsatz kam. Innerhalb eines Höhenbands wird dabei basierend auf einer Beziehung zwischen Gletscherbreite (hier übersetzt in Gletscherfläche innerhalb eines Höhenbands) und der Gletschermächtigkeit nach Bahr et al. (1997) die transiente Veränderungen der Gletscherbedeckung innerhalb eines Höhenbands erlaubt. Dies ist notwendig, weil der ursprüngliche  $\Delta h$ -Parametrisierungs-Ansatz eine 2-D-Darstellung ist, die sich auf die mittlere Gletschermächtigkeit eines Höhenbereichs bezieht, womit sich für die Modellierung lediglich eine Unterscheidung in einen gletscherfreien oder gletscherbedeckten Zustand eines Höhenbandes (und somit ein stufenweiser Rückgang der Gletscherfläche über die Höhenbänder) ergäbe. In Abbildung 5.4 sind beispielhaft die Ergebnisse der Gletscherflächenmodellierung für ein Einzugsgebiet dargestellt.

## 5.4 Modellanwendung und Multi-Kriterien-Kalibrierung

Neben den oben beschriebenen HBV-Modellerweiterungen umfasste die finale Modellierung der 49 vergletscherten Kopfeinzugsgebiete (Abb. 5.1) diverse weitere Arbeitsschritte bezüglich Datenaufbereitung und finalem Modell-Setup. Kurz zusammengefasst betrafen diese vor allem folgende Aspekte:

- Akquirieren und Sichten zusätzlicher (weitgehend unbeeinflusster) **Abflusszeitreihen** zur Verwendung für die Modellkalibrierung.
- Berechnung der Eingangsdaten für die **potentielle Verdunstung** (Tageswerte 1901-2006) gemäß der Methode nach Oudin et al. (2005) und Validierung mittels der Daten von Menzel et al. (1999).
- **Anpassung der Niederschlagseingangsdaten** (Kapitel 2) durch Windkorrektur nach Sevruk und Vergleich der Summen mit den HADES (Hydrologischer Atlas der Schweiz) Wasserbilanz Tafeln (Details in Abschnitt 5.4.1).
- **Rekonstruktion der Gletschervolumen und Volumen-Höhenverteilung um 1900** für den Anfangszeitpunkt der Modellierung (Details in Abschnitt 5.4.2),
- Entwicklung und Integration einer geeigneten kombinierten Zielfunktion mit Berücksichtigung des Abflusses sowie der Gletschervolumenveränderung und der Schneedecke als wichtige **Benchmarks** für die **Multi-Kriterien-Kalibrierung** mit HBV-Light (Details in Abschnitt 5.4.3).
- Entwicklung einer Methode zur **Parameterübertragung für vergletscherte Kopfeinzugsgebiete ohne Abflussdaten** durch Identifikation des ähnlichsten Einzugsgebiets mit Abflussdaten (s. auch Kapitel 7).

### 5.4.1 Korrektur der Niederschlagseingangsdaten

Die meteorologischen Modelleingangsdaten waren mit dem HYRAS-Rasterdatensatz (1951-2006) und dem eigens rekonstruierten HYRAS-REC Rasterdatensatz (1901-1950) gegeben (siehe Kapitel 2). Eine Evaluation der Niederschlagsdaten dieser Produkte, unter anderem anhand der verfügbaren gemessenen Abflusszeitreihen, zeigte allerdings für die vergletscherten Kopfeinzugsgebiete generell deutliche bis massive **Unterschätzungen der Niederschläge** und damit die Notwendigkeit einer adäquaten **Korrektur** als zentralen Schritt der Modellanwendung. Durch die Kombination einer rasterbasierten Anwendung des Verfahrens nach Sevruk (1989) und der anschließenden Identifikation von Korrekturfaktoren mittels des Wasserbilanz-Ansatzes gemäß Weingartner & Schädler (2001) auf der Einzugsgebiets-Skala ließ sich der Niederschlagsinput auf verfügbare Abflussbeobachtungsdaten stützen und dessen Kalibrierung damit weitgehend vermeiden. Konkret wurde hierzu zunächst das Korrektur-Verfahren nach Sevruk mittels des LARSIM-Niederschlagkorrektur-Tools auf den Ausgangsrasterdatensatz 1901-2006 (vgl. Kapitel 2) angewendet. Ausgehend von diesen Daten wurde dann für die vergletscherten Kopf-EZG, zum Einen, die für die HBV-Light-Modellierung benötigten Niederschlagshöhengradienten ermittelt, zum Anderen, wurden Gebietsmittel der Niederschläge berechnet und dann auf Basis der mittleren Jahressumme (1961-1990) mit den Werten der Gebietsniederschläge nach Weingartner & Schädler (2001) verglichen.

Im Wesentlichen basiert der Ansatz von Weingartner & Schädler (2001) auf der Annahme, dass sich speziell für alpine Gebiete, wo Abflussbeobachtungsdaten vorliegen, der Niederschlag eventuell sicherer als Restglied der mittels beobachteten Abflüssen, der nach Menzel et al. (1999) berechneten Verdunstung und Abschätzungen zur Gletscherspeicheränderung aufgestellten Wasserbilanz ermitteln lässt als über die Interpolation von Niederschlagsstationsdaten (mit schlechter Messnetzdicke und hohen Messunsicherheiten im alpinen Raum); Details zur Umsetzung von Weingartner & Schädler (2001) sind im Erläuterungstext zur HADES-Tafel 6.3 "Komponenten des natürlichen Wasserhaushalts" zu finden. In einigen Fällen (16 Gebiete) stimmen die festgelegten zu modellierenden verglet-

scherten Kopf-EZG exakt mit den von Weingartner & Schädler (2001) verwendeten sogenannten Bilanzierungsgebieten überein oder sie setzten sich aus mehreren dieser Bilanzierungsgebiete zusammen, so dass ein direkter Vergleich der mittleren Jahressumme (1961-1990) der Gebietsniederschläge gemäß Weingartner & Schädler (2001) mit denen nach den mittels Sevruc-Verfahren korrigierten HYRAS-Daten möglich war. Die verbleibenden vergletscherten Kopf-EZG entsprechen nur dem (Kopf-)Teil-EZG des Bilanzierungsgebietes von Weingartner & Schädler (2001), daher wurde hier zunächst über die jeweilige mittlere Gebietshöhe (bzw. den resultierenden Höhenunterschied) und die ermittelten Niederschlagshängengradienten die Niederschläge auf das entsprechende Kopf-EZG angepasst. Aus dem Vergleich der nach Weingartner & Schädler (2001) mittels Wasserbilanzansatz und den korrigierten HYRAS-Daten auf Basis der mittleren Jahressummen (1961-1990), wurden dann gebietspezifische Korrekturfaktoren abgeleitet, die dann auf die Datenreihen der täglichen Gebietsmittel der korrigierten HYRAS-Niederschläge (1901-2006) angewendet wurden.

Darüber hinaus wurde die allgemeine **Plausibilität der Niederschlagshöhen** (bzw. der räumlichen Niederschlagsmuster) anhand weiterer Referenzen zur Höhe der Jahressummen der Niederschläge (Karte von Uttinger, 1949; Tabellenanhang in Baumgartner et al., 1983; Karte von Kirchhofer & Sevruc, 1992 und Gebietsniederschläge nach RhiresD-Datensatz) geprüft. Letztlich wurde der ermittelte Korrekturfaktor in einigen Ausnahmefällen, wo Indizien für Unstimmigkeiten vorlagen, beispielweise bei Angabe einer eingeschränkten Plausibilität der Wasserbilanz nach Weingartner & Schädler (2001) (in der Regel aufgrund einer anthropogenen Beeinflussung der Abflussbeobachtungsdaten), nicht übernommen, sondern die nach Sevruc korrigierten HYRAS-Niederschlagsdaten also ohne zweiten Korrekturschritt übernommen (bzw. Korrekturfaktor = 1). Die final angewendeten Korrekturfaktoren sind mit einer einzigen Ausnahme immer  $\geq 1$ . Nur für das Obere Aare EZG (EZG 1800) wurden die korrigierten HYRAS-Niederschläge im Abgleich mit den aus der Wasserbilanzstudie von Weingartner & Schädler (2001) resultierenden Niederschlägen um 10% reduziert, ansonsten wurden sie abgesehen von den Ausnahmefällen, wo diese belassen wurden, erhöht, in einzelnen Fällen um über 60%, meist jedoch liegen die Korrekturen in einem Bereich von wenigen bis 25%.

#### 5.4.2 Rekonstruktion der Ausgangsgletschervolumen um 1900

Die Modellierung der vergletscherten Kopfeinzugsgebiete ab 1901 erforderte die Rekonstruktion der **Ausgangszustände der Gletscher** bezüglich Fläche, Volumen und der Mächtigkeitsverteilung auf die einzelnen Höhenbänder der Modellhöhenzonen. Hierzu wurden zunächst für alle Einzugsgebiete die Gletschermächtigkeitsverteilungen für die Jahre 1973 und 2010 ermittelt. Diese Ermittlung basiert auf einem unveröffentlichten Rasterdatensatz der Gletschermächtigkeiten (25mx25m) für die Schweiz, der von Matthias Huss (Universität de Fribourg) zur Verfügung gestellt wurde und mittels der physikalisch-basierten Methode nach Huss & Farinotti (2012) und unter Verwendung verfügbarer Eisdickenmessungen (ca. 35) zur Kalibrierung sowie der Gletscherinventare für verschiedene Jahre (1973: Müller et al., 1976, 2010: Fischer et al., 2014) erstellt wurde. Zudem liegen ausgehend von den Gletscherinventaren und den digitalisierten Siegfriedkarten (siehe Abschnitt 3.4) auch Gletscherflächen-Höhenprofile für die Jahre 1900, 1940, 1973, 2003 und 2010 vor. Zur Rekonstruktion des Gesamtgletschervolumens je Einzugsgebiet im Jahr 1900 wurde die etablierte und vielfach genutzte Beziehung zwischen Gletscherfläche und Gletschervolumen angewendet (u.a. Bahr et al., 1997, Bahr et al., 2015):

$$V = c \cdot A^\gamma \quad (5.1)$$

mit

$V$	Gletschervolumen
$c$	gletscherspezifischer Skalierungsparameter
$A$	Gletscherfläche
$\gamma$	Skalierungs-Exponent

Hierzu wurden die bekannten Fläche-Volumen-Punkte für die Jahre 1973 und 2010 (Volumen gemäß Gletschermächtigkeitsdatensatz) verwendet, wie von Bahr et al. (2015) gefordert, der Skalierungs-Exponent  $\gamma$  auf den theoretisch begründeten Wert von 1.375 gesetzt und lediglich der multiplikative Skalierungsparameter  $c$  für die Gletscher-Volumen-Flächen-Wertepaare 1973 und 2010 für jedes Gletscher-Einzugsgebiet angepasst. Ausgehend von diesen Beziehungen wurde das Gesamtgletschervolumen für 1900 geschätzt, indem mit dem Mittel des multiplikativen Skalierungsparameter  $c$  und der entsprechenden Gletscherfläche um 1900 das entsprechende Gletschervolumen für jedes Gletscher-Einzugsgebiet ermittelt wurde. Zur Rekonstruktion der Mächtigkeits- oder Volumenverteilung auf die einzelnen Höhenbänder für den Ausgangszustand der Modellierung für 1901 wurde eine weitere physikalisch-basierte Beziehung aus Bahr et al. (1997), nämlich eine Proportionalität der Gletscherbreite zur Quadratwurzel der Gletschermächtigkeit, verwendet. Das damit rekonstruierte Gletschermächtigkeitsprofil wird in Abbildung 5.5 beispielhaft für das Einzugsgebiet der Simme gezeigt. Die Mächtigkeitsverteilungen von 1973 und 2010 für eine Höhenauflösung von 10 m sind direkt aus den Gletschermächtigkeitsrasterdatensätzen ermittelt. Die Verteilung von 1900 wurde entsprechend der lokal angepassten Beziehung zwischen Gletscherfläche und Gletschervolumen und der aus den Siegfriedkarten ermittelten Höhenverteilung der Gletscherfläche entsprechend dem oben beschriebenen Verfahren ermittelt. Es zeigt sich wie zu erwarten in den meisten Höhen eine Zunahme der Mächtigkeit, insbesondere jedoch in den höchsten und niedrigsten Bereichen.

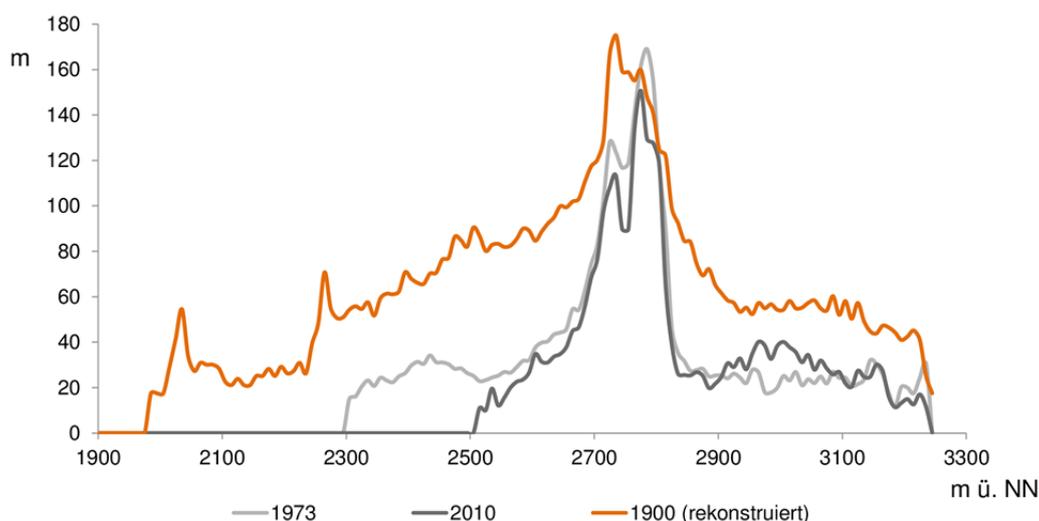


Abbildung 5.5: Profil der Gletschermächtigkeit über Höhenbänder von 10m beispielhaft für das EZG Simme (EZG 1100): graue Linien: basierend auf einem Gletschermächtigkeitsrasterdatensatz von Matthias Huss für die Jahre 1973 und 2010 (ermittelt mittels der Methode nach Huss & Farinotti (2012) unter Verwendung von verfügbaren Eisdickenmessungen in der Schweiz und der Gletscherinventare nach Müller et al. (1976) und Fischer et al. (2014)); orange Linie: rekonstruiertes Gletschermächtigkeits-Profil als Ausgangszustand für die Modellierung mit HBV-Light.

### 5.4.3 Multi-Kriterien-Kalibrierung

Der allgemeine Nutzen der Verwendung verschiedener Beobachtungsdaten und Kriterien ergänzend zur Verwendung von Abflusszeitreihen für die Kalibrierung konzeptioneller hydrologischer Modelle ist unbestritten (siehe z.B. Seibert, 2000; Seibert & McDonnell, 2002; Konz & Seibert, 2010) und wurde im Rahmen des Projekts in der Studie von Finger et al. (2015) auch speziell für hochalpine vergletscherte Einzugsgebiete gezeigt. Für die Multi-Kriterien-Kalibrierung der 49 vergletscherten

Kopfeinzugsgebiete mit HBV-Light wurden neben vorhandenen Abflussdaten auch Informationen (Benchmarks) bezüglich Schnee und Gletscher, die von den verschiedenen verfügbaren Datenprodukten abgeleitet wurden, verwendet.

Für die **Kalibrierung der Abflüsse** wurde prinzipiell der Grundsatz verfolgt, möglichst alle verfügbaren Daten mit einzubeziehen. Somit wurden Abflusszeitreihen unterschiedlicher Dauer und zu verschiedenen zeitlichen Perioden zwischen 1910 und 2006 verwendet. Dabei wurden jedoch lediglich Abflusszeitreihen (teilweise auch Teilperioden) verwendet, die, soweit nachvollziehbar, weitgehend von wasserwirtschaftlichen Maßnahmen unbeeinflusst sind (keine Wasserentnahmen/-rückgaben oder sonstige Regulierungen). Teilweise wurden auch Zeitreihen von Abflussmessstationen verwendet, die nicht das gesamte modellierte Teileinzugsgebiet repräsentieren (Pegel oberhalb des Modellgebietsauslasses, siehe Abb. 5.6), in diesen Fällen wurden die Daten ausgehend von den verfügbaren Abflussdaten regionalisiert, d.h. mittels Abflusspende und Flächenunterschied zum Pegel-Einzugsgebiet berechnet. Im Fall des EZG der Schwarzen Lütschine konnte anhand der vorliegenden Abflusszeitreihen für das EZG der Weissen Lütschine und den Pegel Gsteig der Lütschine nach dem Zusammenfluss der beiden EZG eine Abflusszeitreihe über 73 Jahre rekonstruiert werden; die rekonstruierten Abflussdaten wurden auch mit Abflussdaten des Pegel Gündlischwand (Schwarze Lütschine, Reihe 1992-1999) vom Amt für Wasser und Abfall des Kantons Bern evaluiert.

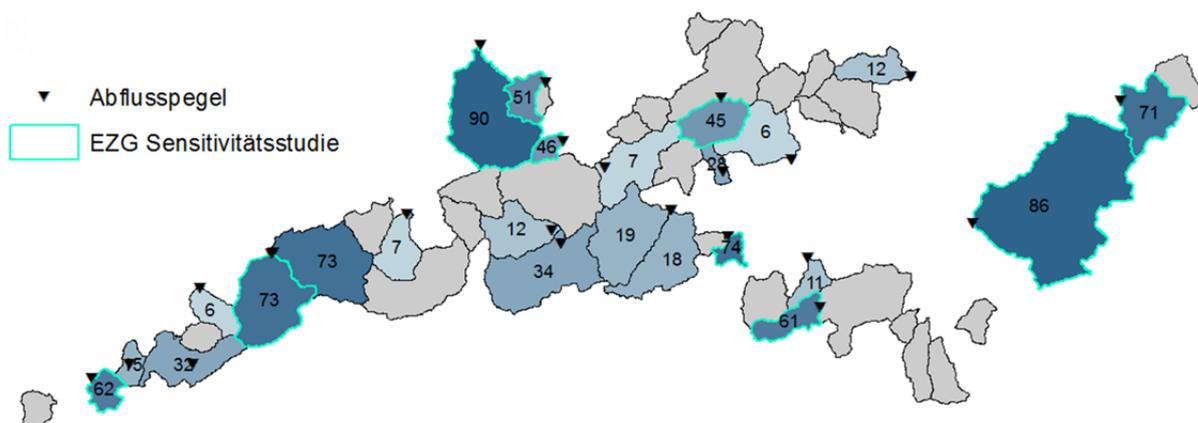


Abbildung 5.6: Schematische Übersichtskarte der vergletscherten Kopfeinzugsgebiete mit Abflussmessstationen; von insgesamt 49 Einzugsgebieten (EZG) konnten für 24 Abflussbeobachtungsdaten in der Modellkalibrierung verwendet werden (blaue EZG mit Angabe der verfügbaren Abflusszeitreihen in Jahren), für 25 EZG (grau) liegen keine Abflussbeobachtungen vor; hervorgehoben EZG mit verhältnismäßig langen (und weitgehend unbeeinflussten) Abflusszeitreihen, die in der empirischen Analyse zur Klimasensitivität alpiner EZG (siehe Abschnitt 3.2) betrachtet wurden.

Ausgehend u.a. von den Schlussfolgerungen der empirischen Datenanalyse alpiner Abflüsse (siehe Kapitel 3) wurden die Abflüsse in der Modellkalibrierung letztlich durch drei verschiedene **Abfluss-Gütemaße**, dem Lindström-Maß, der Nash-Sutcliffe Efficiency für die logarithmierten Abflüsse, und der Saisonalen Nash-Sutcliffe Efficiency für die Monate Juni bis September, berücksichtigt. Das Lindström-Maß (Lindström et al., 1997) stellt eine Variante der Nash-Sutcliffe Efficiency dar, die auch den Volumenfehler der Abflusssimulation (gegenüber den Beobachtungsdaten) berücksichtigt, somit wirkt es einer generellen (systematischen) Über- oder Unterschätzung der Abflüsse entgegen und ist im Allgemeinen insbesondere für langzeitliche (Wasserhaushalts-) Betrachtungen eine geeignete Zielfunktion. Die beiden zusätzlichen Gütemaße wurden vor allem aufgrund der stark ausgeprägten Saisonalität der Abflussregime der vergletscherten Kopfeinzugsgebiete hinzugenommen: Während die Verwendung der Saisonalen Nash-Sutcliffe Efficiency für den Zeitraum vom 1. Juni bis 30. September eine möglichst gute Abbildung der innerjährlichen Maximalabflüsse der vergletscherten Kopfeinzugs-

gebiete zur Hochphase der alpinen Schnee- und Gletscherschmelzsaison beabsichtigt, gewährleistet die Nash-Sutcliffe Efficiency für die logarithmierten Abflüsse eine bessere Berücksichtigung der Winter-Niedrigwasserabflüsse (und somit auch eine bessere Repräsentation von natürlichen hydrologischen Gebietspeichern), welche mit den meisten, gebräuchlichen anderen Gütemaßen stark vernachlässigt werden. Abbildung 5.7. zeigt dazu beispielhafte Ergebnisse der Abfluss-Kalibrierung für das Einzugsgebiet der Weissen Lutschine. Durch die Kalibrierung mittels der verschiedenen Gütemaßen wurde somit die Variation der mittleren Abflüsse von Jahr zu Jahr gut repräsentiert (Wasserhaushaltsfokus), der saisonale Verlauf der mittleren Tagesabflüsse (Regime und mittlere Dynamik der Hoch- und Niedrigwasserperioden), und die Dynamik von Jahren mit sehr geringen Abflüssen (1972) und sehr hohen mittleren Abflüssen (1999). Wie aus den Abbildungen ersichtlich, ist das weiter entwickelte HBV-Light Modell in der Lage den unterschiedlichsten Abflusssituationen gerecht zu werden.

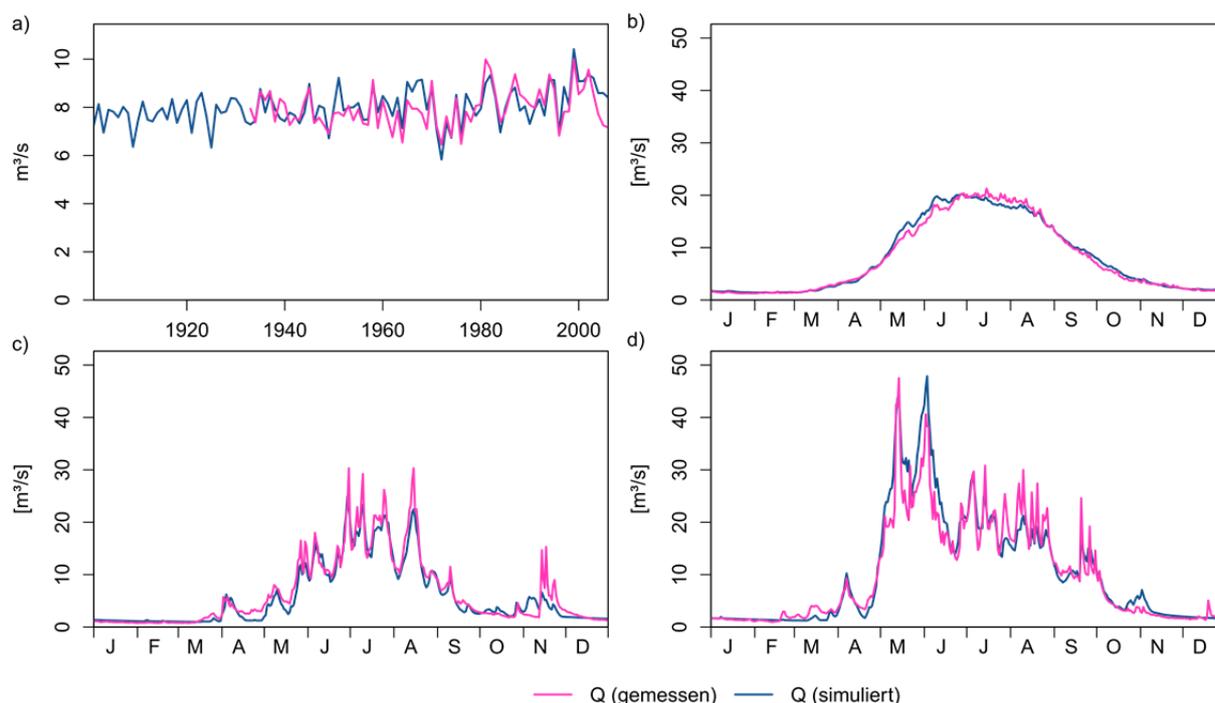


Abbildung 5.7: Abflussmodellierung mit HBV-Light im Vergleich zu Beobachtungsdaten beispielhaft für das EZG Weisse Lutschine (EZG 1501): a) Jahresmittel 1901-2006, b) Tagesmittel (Periode 1933-2006, entsprechend der Beobachtungsdatenreihe), c) im Jahr 1972 mit dem niedrigsten Abfluss (MQ) aller Jahre, d) im Jahr 1999 mit dem höchsten Abfluss (MQ) aller Jahre.

Die Modellkalibrierung bezüglich der **Schneedecke** stützte sich im Gegensatz zu vergleichbaren Studien nicht auf Beobachtungsdaten von einzelnen Stationen, sondern auf das flächendeckende SLF Produkt "SWE-Kartenserie 1972-2012" (OSHD-SLF, 2013; Jörg-Hess et al., 2014). Dies ermöglicht eine konsistente Anwendung für alle 49 EZG, was im Projektkontext als entscheidender Vorzug erachtet wird. Verbleibende damit einhergehende Einschränkungen allerdings sind die Begrenzung der Schnee-Kalibrierung auf die Periode 1972-2006 und insbesondere auf die Monate November bis Mai sowie Unsicherheiten des Interpolationsrasterproduktes an sich und aufgrund der Diskrepanz der Auflösungen bei einer Rasterzellengröße des SLF-Produkt von 1km<sup>2</sup> gegenüber der realisierten detaillierten Zonierung der EZG für die Simulation mit HBV-Light. Mit Blick auf das Projektziel der Quantifizierung der Schmelzkomponenten aus verschiedenen Teileinzugsgebieten stellte sich eine Kalibrierung auf SWE-Gebietsmittel (Vergleich Gebietsmittel SLF-Daten vs. HBV-Light Gebietsmittel) als geeignetster Ansatz heraus.

Nach einigen zusätzlichen Analysen der SLF-Daten, wie der Betrachtung von SWE-Verteilungen mit der Höhe innerhalb der EZG, wurde letztlich festgelegt, die täglichen SWE-Daten gemittelt für den Höhenbereich 2000-2500m NN für jedes EZG zu verwenden. In diesem Höhenbereich sind die SLF-Daten relativ gut durch Stationsdaten belegt und als relativ verlässlich zu beurteilen. Als konkretes Gütemaß dient der mittlere absolute Fehler („mean absolute error“ = MAE). Die Option zur Kalibrierung auf das Mittel bestimmter Höhenzonen wurde in HBV-Light ebenfalls eigens für dieses Projekt implementiert. Neben dieser angepassten SWE-Kalibrierung erfolgte basierend auf dem SLF-Produkt zusätzlich eine Kalibrierung des schneebedeckten EZG-Flächenanteils („snow covered area“ = SCA), mittels der Wurzel der mittleren Fehlerquadratsumme („root mean square error“ = RMSE). Auch hierbei sind Einschränkungen aufgrund der vergleichsweise groben Auflösung des SLF-Produkts (1km<sup>2</sup>) zu beachten. Modellerte Werte des Schneebedeckungsanteils/Schneewasseräquivalents gegenüber den SLF-Daten sind beispielhaft für das Einzugsgebiet des Alpbaches in Abbildung 5.8 dargestellt. Die Zunahme der SCA im Herbst wird dabei sehr gut getroffen, die Abnahme im Frühjahr meist etwas überschätzt. Die zwischenjährliche Variation der SWE wird meist sehr gut wiedergegeben, jedoch sind auch hier die SWE in der Schmelzphase im Frühjahr häufiger überschätzt, d.h. die nach Mai, wo keine Schneebeobachtungsdaten (SLF-Produkt beschränkt auf Wintermonate Nov-Mai) für die Modellkalibrierung vorliegen, ablaufenden Schneeschmelz- und Ausaperungsprozesse werden in der Modellierung nur unzureichend abgebildet, es bleibt in der Simulation teilweise (in einzelnen Modellflächenklassen im Höhenbereich bis 2500 m NN) eine über den Sommer andauernde Schneedecke erhalten, was gewöhnlich nicht der Realität entspricht. Von diesem Defizit abgesehen, zeigt sich aber eine konsistente Wiedergabe der Dynamik im Schneedeckenaufbau und -abbau über den Zeitraum von über 30 Jahren.

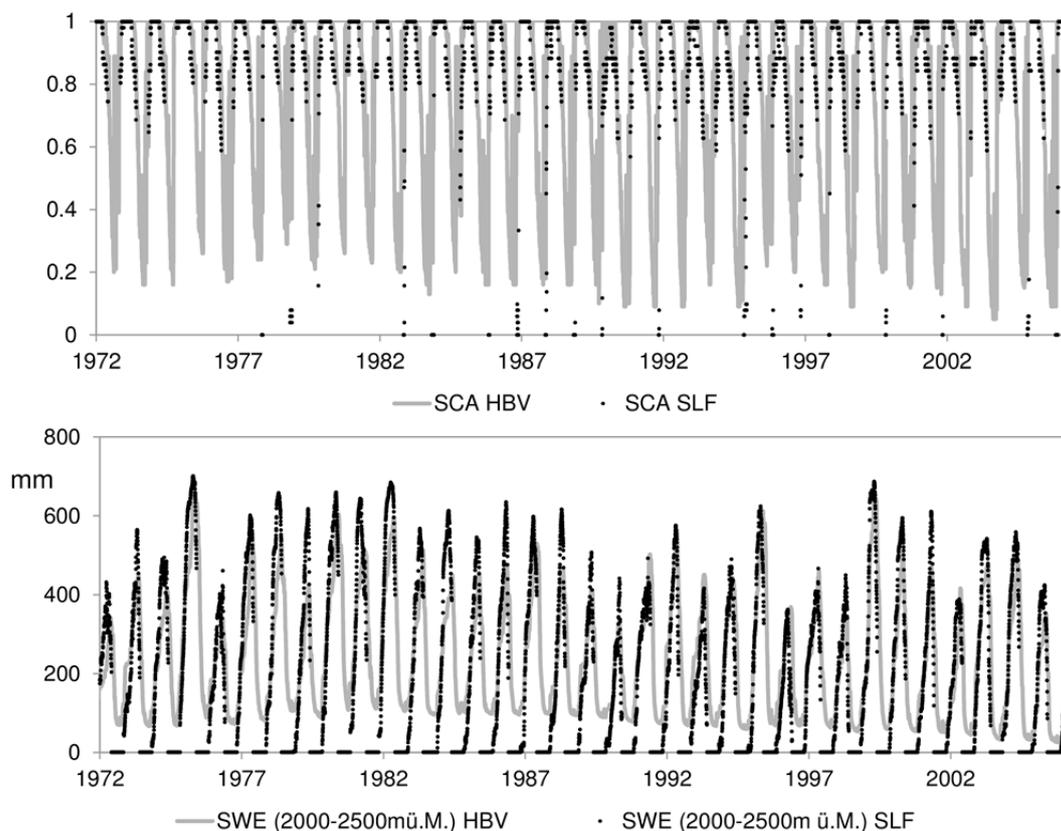


Abbildung 5.8: Schneedeckenmodellierung (Tageswerte) mit HBV-Light im Vergleich mit Beobachtungsdaten gemäß SLF-Schneekartenprodukt 1972-2006 beispielhaft für das EZG Alpbach (EZG 2201). Oben: Anteil der Schneebedeckung (SCA), unten: Schneewasseräquivalent (SWE) gemittelt für den Höhenbereich 2000-2500m NN.

Zur Modellkalibrierung hinsichtlich der Simulation der **Gletschervolumenveränderung** wurden das Gletschervolumen für die Jahre 1940, 1973 und 2003 basierend auf den vorhandenen Gletscherflächendatenprodukten (siehe Abschnitt 3.4) sowie den modellierten Gletschermächtigkeits- bzw. Gletschervolumendaten von Matthias Huss für 1973 und 2010 (Details siehe 5.4.2) bestimmt. Die Schätzung des Gletschervolumens für die Modellierung mit HBV-Light erfolgte mittels der ermittelten Volumen-Flächen-Beziehungen für 1973 und 2010 und somit konsistent zum verfolgten Ansatz bei der Rekonstruktion des initialen Gletschermächtigkeitsprofils für 1900 (Abschnitt 5.4.2). Die Gletschervolumenänderung wurde trotz einer gewissen Unsicherheit der Daten in die Multi-Kriterien-Kalibrierung einbezogen, um in erster Linie eine völlig unzutreffenden Gletscherveränderungssimulation (bei trotzdem guter Abflusssimulation) zu verhindern, also sowohl eine übermäßige Überschätzung als auch eine übermäßige Unterschätzung des Gletscherrückgangs zwischen 1901 und 2006, wie es bei den ersten Testsimulationen und -kalibrierungen teilweise noch festzustellen gewesen war. Auch hierfür musste eine geeignete Zielfunktion entwickelt und in HBV-Light integriert werden. Abbildung 5.9 zeigt als Beispiel das Endresultat der Gletschervolumen-Kalibrierung für das EZG der Weissen Lutschine.

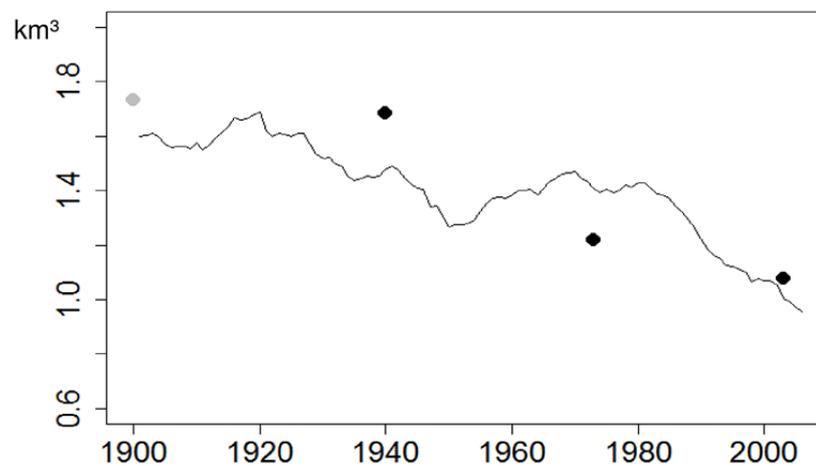


Abbildung 5.9: Modellierte Gletschervolumen 1901-2006 (Linie) und für die Kalibrierung verwendete Volumenwerte (schwarze Punkte), die ausgehend von den verschiedenen Gletscherdatensätzen ermittelt wurden, für das EZG Weisse Lutschine (EZG 1501). Herleitung der Volumen: i) für 1940: ausgehend von der Gletscherfläche gemäß Siegfriedkarten mittels Volume-Area-Scaling, ii) für 1973: gemäß Gletscherinventar Müller et al. (1976) und Gletschermächtigkeitsdaten von Matthias Huss und iii) für 2003: ausgehend von der Gletscherfläche gemäß Paul et al. (2011) mittels Volume-Area-Scaling.

Als Projektziel wurde die bestmögliche Simulation der Abflusskomponenten der Vergangenheit formuliert, und nicht z.B. wie in anderen Studien, die Übertragbarkeit von Modellen auf weitere Zeiträume. Die endgültige Multi-Kriterien-Kalibrierung aller 49 vergletscherten Kopfeinzugsgebiete mit HBV-Light erfolgte deshalb unter Einbeziehung aller verfügbaren Informationen und somit über den gesamten Simulationszeitraum (1.1.1901-31.12.2006) und anhand der folgenden allgemein ausgedrückten Zielfunktion (Gleichung 5.2) und der in einem schrittweisen Prozess (mittels verschiedener Testsimulationen bzw. -kalibrierungen) subjektiv festgelegten **Gewichtung der einzelnen Kriterien** für vergletscherte Kopfeinzugsgebiete mit Abflussbeobachtungsdaten:

$$R = 0.20 \cdot R_{Q1} + 0.15 \cdot R_{Q2} + 0.15 \cdot R_{Q3} + 0.15 \cdot R_{SWE} + 0.10 \cdot R_{SCA} + 0.25 \cdot R_G \quad (5.2)$$

für vergletscherte Kopfeinzugsgebiete ohne Abflussbeobachtungsdaten:

$$R = 0.30 \cdot R_{SWE} + 0.20 \cdot R_{SCA} + 0.50 \cdot R_G \tag{5.3}$$

mit

- $R$  Gewichtete Zielfunktion für die Parameteroptimierung
- $R_{Q1}$  Lindström-Gütemaß (Abfluss-Modellierung)
- $R_{Q2}$  Nash-Sutcliffe Efficiency der logarithmierten Abflüsse (Abfluss-Modellierung)
- $R_{Q3}$  Saisonale Nash-Sutcliffe Efficiency für Abflüsse von 1. Jun-30. Sep (Abfluss-Modellierung)
- $R_{SWE}$  Gütemaß (MAE) für die Modellierung des mittleren SWE 2000-2500m NN
- $R_{SCA}$  Gütemaß (RMSE) für die Modellierung SCA
- $R_G$  Gütemaß für die Modellierung der Gletschervolumen-Änderung

wobei für alle Gütemaße/Zielfunktionen der optimale Wert = 1 ist.

Für jedes Einzugsgebiet wurde ein **genetischer Parameter-Optimierungs-Algorithmus**, mittels des in HBV-Light implementierten GAP-Tools (siehe Seibert, 2000), verwendet und letztendlich 10 Kalibrierungen mit jeweils über 3000 Modellläufen durchgeführt. In einem ersten Schritt wurden alle EZG, für welche Abflussbeobachtungsdaten vorliegen, kalibriert gemäß der Zielfunktion nach Gleichung (5.2). Ausgehend von den resultierenden besten Parametersätzen für diese Gebiete, wurde dann ein Ansatz zur **Parameterübertragung** für die 25 vergletscherten Kopfeinzugsgebiete ohne Abflussbeobachtungsdaten angewendet. Hierzu wurden die basierend auf verschiedensten Kenngrößen ähnlichsten Gebiete identifiziert. Die HBV-Modellparameter, die sich auf die Abflussbildung beziehen, wurden dann direkt übertragen, d.h. auf den optimalen kalibrierten Wert des ähnlichsten EZG festgesetzt. Schnee- und gletscherrelevante HBV-Modellparameter wurden anhand der Multi-Kriterien-Kalibrierung gemäß Gleichung (5.3) ermittelt. Hierbei wurden die für die Kalibrierung wirksamen Parameterbereiche auf den Wertebereich der Verteilung der optimalen (finalen) Parameter der EZG mit Abflussdaten eingegrenzt und die Optimierung konsistent mit 10 Kalibrierungen mit je ca. 3000 Modellläufen durchgeführt. Für alle 49 vergletscherten Kopfeinzugsgebiete wurde der jeweilige so gewonnene beste Parametersatz für die Generierung der finalen Abflusskomponentenzeitreihen zur Übergabe an das LARSIM-Hochrhein-Modell verwendet.

Tabelle 5.2: Zusammenfassende Modellierungsergebnisse mit HBV-Light aller verwendeten Gütemaße der Multi-Kriterien-Kalibrierung sowie zusätzlicher, nicht in der Kalibrierung verwendeter Gütemaße für die 24 vergletscherten Kopfeinzugsgebiete, für die Abflussbeobachtungsreihen vorlagen; für alle Gütemaße (Objective functions) läge der optimale Werte bei 1.0.

EZG Nummer	1100	1201	1300	1401	1501	1502	1701	2000	2101	2201	2400	2401	2502	2600	3001	3202	3301	3302	3602	3700	4202	4501	4601	4800
Gletscherfläche 1900 (% EZG)	43	6	24	11	23	25	38	6	11	30	12	32	26	29	5	16	9	13	11	32	3	19	8	12
Jahressumme Qsim	1879	1456	1383	1492	1530	1805	2224	1719	1356	2318	1702	2042	2389	2051	1477	2065	1542	1453	1587	1835	968	1397	1323	1654
Jahressumme Qobs	1899	1488	1111	1638	1523	1883	2200	1723	1273	2442	1828	2027	2642	2001	1615	2151	1525	1410	1609	1964	921	1568	1299	1740
Jahressumme N	1919	1697	1643	1637	1769	1922	2295	2034	1640	2633	2059	2143	2485	2204	1676	2283	1724	1651	1839	2017	1295	1540	1597	1968
Jahressumme AET	118	229	102	145	142	153	114	301	268	136	151	103	142	120	178	100	172	181	153	108	220	142	204	128
Jahressumme PET	367	430	363	430	410	426	365	525	473	378	370	337	389	354	410	334	398	386	377	355	415	420	434	363
Bilanzfehler (Qobs-Qsim)	20	32	-273	146	-8	79	-24	4	-83	124	125	-15	253	-51	138	86	-17	-44	21	130	-47	172	-25	86
Bilanzfehler (% von Qobs)	1	2	-25	9	-1	4	-1	0	-7	5	7	-1	10	-3	9	4	-1	-3	1	7	-5	11	-2	5
Mittlere Differenz*	-35	-32	-281	119	-31	64	43	-4	-135	60	110	-40	179	-57	82	75	45	-8	136	95	-47	168	11	54
R	0.85	0.86	0.79	0.84	0.86	0.84	0.83	0.83	0.76	0.85	0.83	0.87	0.80	0.84	0.88	0.79	0.84	0.79	0.82	0.77	0.80	0.81	0.83	0.83
R <sub>Q1</sub> (Lindström)	0.89	0.91	0.80	0.85	0.88	0.87	0.84	0.85	0.72	0.85	0.77	0.89	0.74	0.84	0.88	0.74	0.80	0.69	0.79	0.81	0.78	0.83	0.82	0.81
R <sub>Q2</sub> (Log Eff)	0.89	0.89	0.82	0.91	0.92	0.82	0.90	0.86	0.78	0.89	0.87	0.93	0.89	0.90	0.89	0.81	0.84	0.86	0.75	0.85	0.75	0.88	0.83	0.86
R <sub>Q3</sub> (saisonal)	0.71	0.81	0.50	0.63	0.69	0.70	0.50	0.68	0.59	0.65	0.56	0.65	0.42	0.52	0.79	0.57	0.68	0.55	0.59	0.69	0.62	0.46	0.49	0.57
Nash-Sutcliffe Efficiency	0.89	0.91	0.83	0.86	0.89	0.87	0.84	0.85	0.73	0.86	0.78	0.89	0.75	0.84	0.88	0.75	0.80	0.69	0.80	0.82	0.78	0.84	0.82	0.81
Volumenfehler	0.98	0.98	0.75	0.93	0.98	0.97	0.98	1.00	0.89	0.98	0.94	0.98	0.93	0.97	0.95	0.97	0.99	0.92	0.95	0.95	0.89	0.89	0.99	0.97
MARE Measure	0.63	0.67	0.28	0.74	0.75	0.70	0.66	0.76	0.65	0.62	0.75	0.75	0.70	0.69	0.69	0.57	0.71	0.68	0.56	0.63	0.69	0.72	0.69	0.69
R <sub>SCA</sub>	0.85	0.84	0.84	0.84	0.86	0.88	0.87	0.85	0.85	0.86	0.88	0.86	0.87	0.88	0.88	0.84	0.86	0.85	0.82	0.81	0.85	0.84	0.86	0.86
R <sub>SWE</sub>	0.65	0.58	0.65	0.69	0.70	0.68	0.76	0.63	0.50	0.74	0.80	0.77	0.79	0.79	0.81	0.66	0.79	0.74	0.67	0.65	0.52	0.63	0.72	0.78
R <sub>G</sub>	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

\* Mittlere Differenz: 365/n · Σ (Qobs-Qsim); n: Anzahl der Tage mit Qobs-Werten

Die Ergebnisse der zehn besten simulierten Parametersätze für jedes EZG bilden eine weitere Komponente der Unsicherheitsanalyse (siehe Kapitel 7). Wichtig ist letztlich jedoch auch die Beurteilung aller Gütemaße aus der automatischen Kalibrierung. Tabelle 5.2 zeigt die entsprechenden Gütemaße aller 24 Einzugsgebiete mit Abflussdaten. Es zeigen sich erwartungsgemäß Unterschiede hinsichtlich der Modell-Performance für verschiedene Gebiete und für die verschiedenen Variablen bzw. Gütemaße, im Wesentlichen jedoch liegen die Simulationen mit Blick auf die Projektzielfragestellung in einem akzeptablen Bereich. Somit kann generell festgestellt werden, dass das weiter entwickelte HBV-Light Modell für die vergletscherten Kopfeinzugsgebiete die unterschiedlichen Anforderungen an die Modellierung des Abflusses, der Schneedecke und der Gletscherentwicklung gleichzeitig gut genug für die gewünschte Anwendung wiedergeben.

### 5.5 Modellierte Abflussanteile (1901-2006)

In Abbildung 5.10 sind die mittleren Abflussanteile (1901-2006) aus den mit HBV-Light modellierten vergletscherten Kopfeinzugsgebieten dargestellt, die Abbildungen 5.11 und 5.12 veranschaulichen speziell die Größenordnung des mittleren eisschmelzbürtigen Abflussbeitrags  $Q_E$  aus den einzelnen Einzugsgebieten. Erwartungsgemäß kommen die höchsten  $Q_E$  aus dem Aare-Einzugsgebiet und benachbarten Gebieten mit bedeutendem Vergletscherungsanteil. Demgegenüber scheint der Beitrag aus den weiter östlich gelegenen Kopfeinzugsgebieten des Alpenrheins mit geringerer Vergletscherung eine untergeordnete Rolle zu spielen. Insgesamt ergibt sich für den modellierten Abfluss aus allen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten, und somit für die Übertragung als Eingangsdaten in das LAR-SIM-Hochrhein-Modell, im Mittel über die gesamte Simulationsperiode (1901-2006) ein Abfluss von  $218 \text{ m}^3/\text{s}$  mit einem Anteil von  $Q_S = 56\%$  und  $Q_E = 8\%$  (Tabelle 5.3).

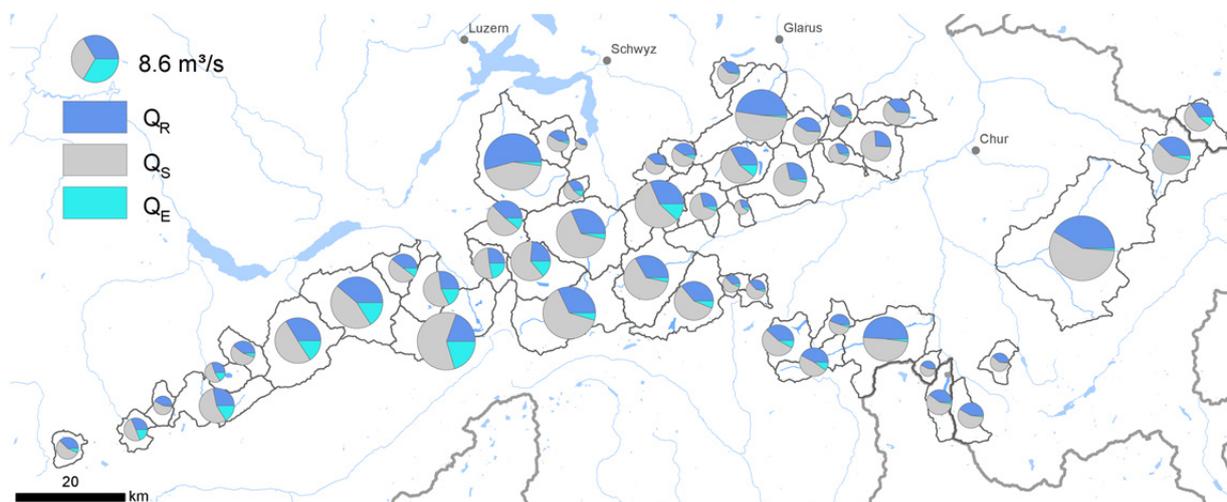


Abbildung 5.10: Mit HBV-Light modellierte mittlere Abflüsse (Kreisgröße) und Abflussanteile  $Q_R$ ,  $Q_S$ ,  $Q_E$  in den einzelnen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten über die Simulationsperiode 1901-2006.

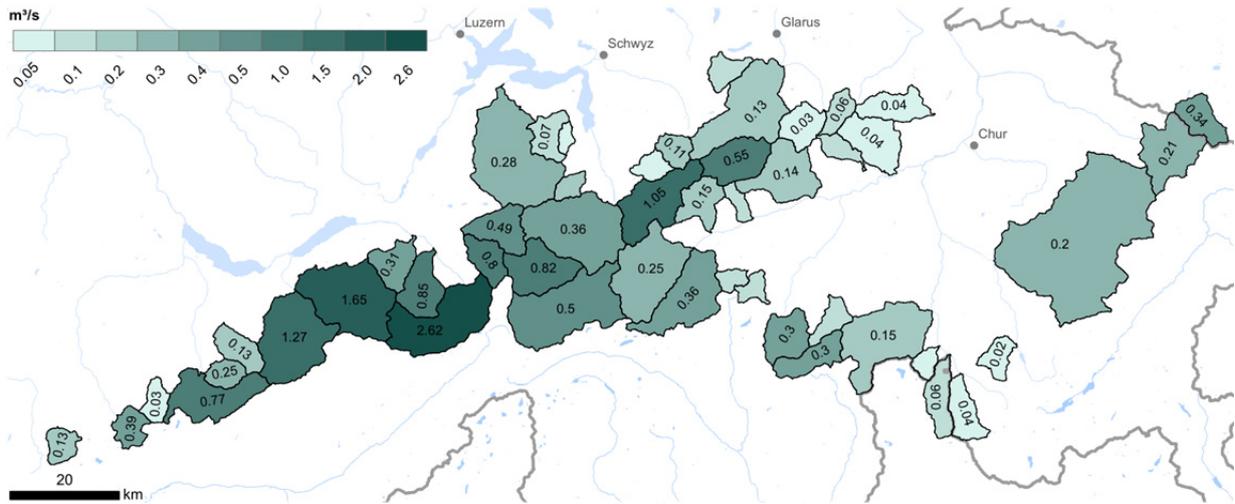


Abbildung 5.11: Modellierter mittlere Abflusskomponente  $Q_E$  (in  $m^3/s$ ) in den einzelnen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten über die gesamte Simulationsperiode 1901-2006.

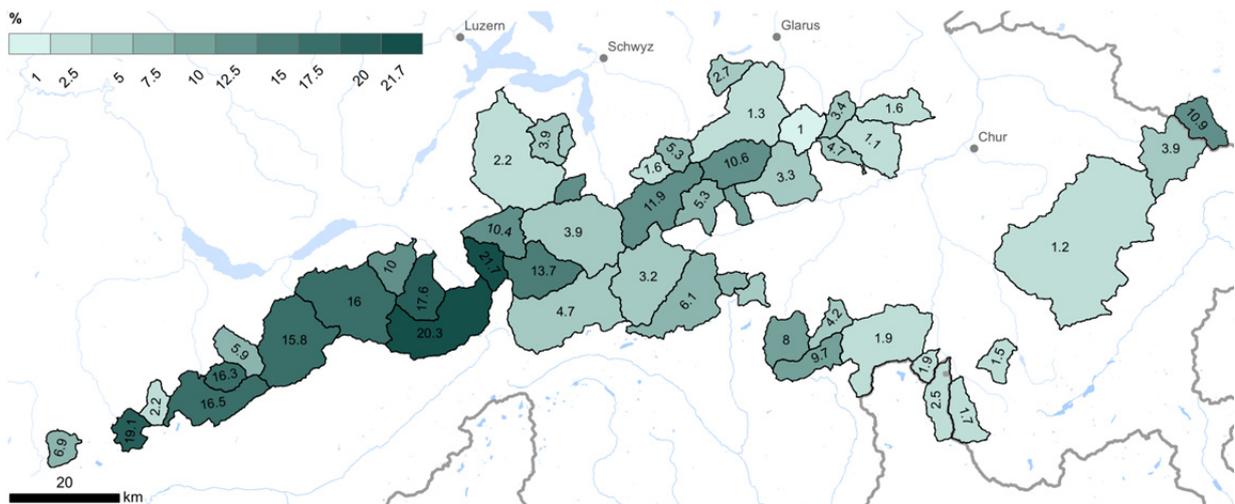


Abbildung 5.12: Modellierter mittlerer Abflussanteil  $Q_E$  (prozentualer Anteil am Gesamtabfluss) in den einzelnen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten über die gesamte Simulationsperiode 1901-2006.

Tabelle 5.3: Mittlere modellierte Abflussanteile (1901-2006) aus allen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten.

	$m^3/s$	mm/a	%
Gesamtabfluss	217.9	1655	
$Q_R$	78.7	598	36.1
$Q_S$	122.3	929	56.1
$Q_E$	16.9	128	7.8

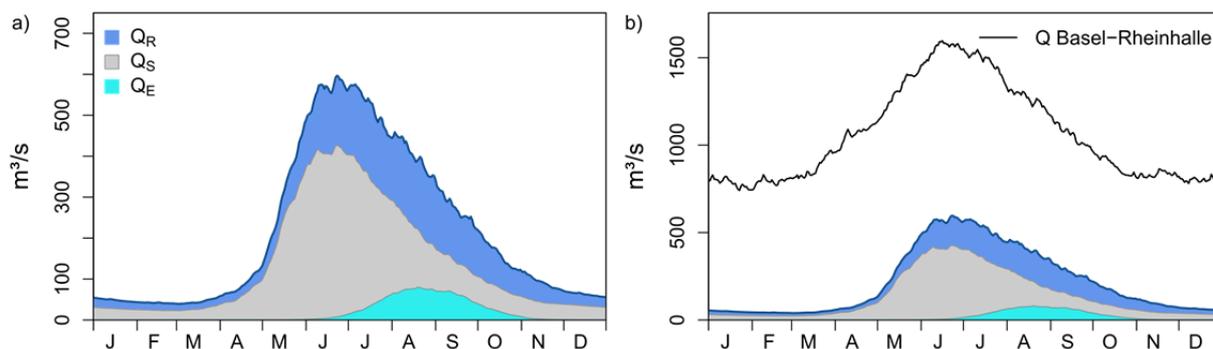


Abbildung 5.13: Modellierungsergebnisse für die Abflussanteile  $Q_R$ ,  $Q_S$ ,  $Q_E$  aus allen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten (siehe Abb. 5.1): a) im mittleren Jahresregime (Tagesmittel 1901-2006) und b) dasselbe im Vergleich zum beobachteten mittleren Abflussregime (1901-2006) am Rhein-Pegel Basel-Rheinhalle.

Wie im langjährigen Regime mit den Abflussanteilen (Mittelwerte für alle Tage eines Jahres in Abb. 5.13) dargestellt, ist im Abfluss aus den vergletscherten Kopfeinzugsgebieten generell  $Q_S$  im Juni am höchsten,  $Q_E$  hingegen im August mit ähnlich bedeutenden Anteilen im September. Für den Zeitraum ab November bis in den Juni dagegen ergeben sich vernachlässigbare Anteile von  $Q_E$ . Im Vergleich dazu ist das tägliche Abflussregime auch mit dem gemessenen Abflussregime für den Rhein bei Basel dargestellt, um  $Q_E$  mit der Größenordnung des Gesamtabflusses im Rhein zu vergleichen.

Die Betrachtung der Abflussanteile in den einzelnen Jahren über die Periode 1901-2006 (Abb. 5.14) veranschaulicht eine relativ hohe Variabilität von Jahr zu Jahr, allerdings sind auf den ersten Blick keine starken langfristigen Trends zu erkennen. Im Zeitraum der Sommermonate von Jun-Aug (Abb. 5.14b) betragen die Abflussanteile im Mittel:  $Q_S$ : 59%,  $Q_E$ : 8%; für die mittleren Abflussanteile von Jun-Sep ergeben sich etwas höhere Anteile der Eisschmelzkomponente mit  $Q_S$ : 47% und  $Q_E$ : 10%.

Werte für einzelne Jahre können hiervon stark abweichen, wie es sich auch in den Extremwerten (Minima und Maxima) der Monatsmittelwerte in Tabelle 5.4 ausdrückt. Demnach lag das höchste Monatsmittel des Anteils von  $Q_E$  bei 63% (im Oktober 1921 gegenüber einem mittleren Anteil von  $Q_E$  im Oktober von 13%). Die im Monatsmittel niedrigsten Anteile für  $Q_S$  in einer Höhe von 14% fallen auf die Monate Oktober, September und August, somit also nach Abschluss der hochalpinen Schneeschmelzsaason und parallel zur Eisschmelzsaason. Jedoch liegen auch in diesen Monaten die mittleren  $Q_S$ -Anteile (mit Werten zwischen 30-38%) deutlich höher. Das innerjährliche Maximum des Anteils von  $Q_S$  tritt im Mai auf mit einem mittleren Anteil von 75.3% sowie 91.3% als maximalem Anteil aller Monate (1901-2006). Jedoch erreichen die  $Q_S$ -Anteile in den Monaten April und Juni eine vergleichbare Größenordnung.

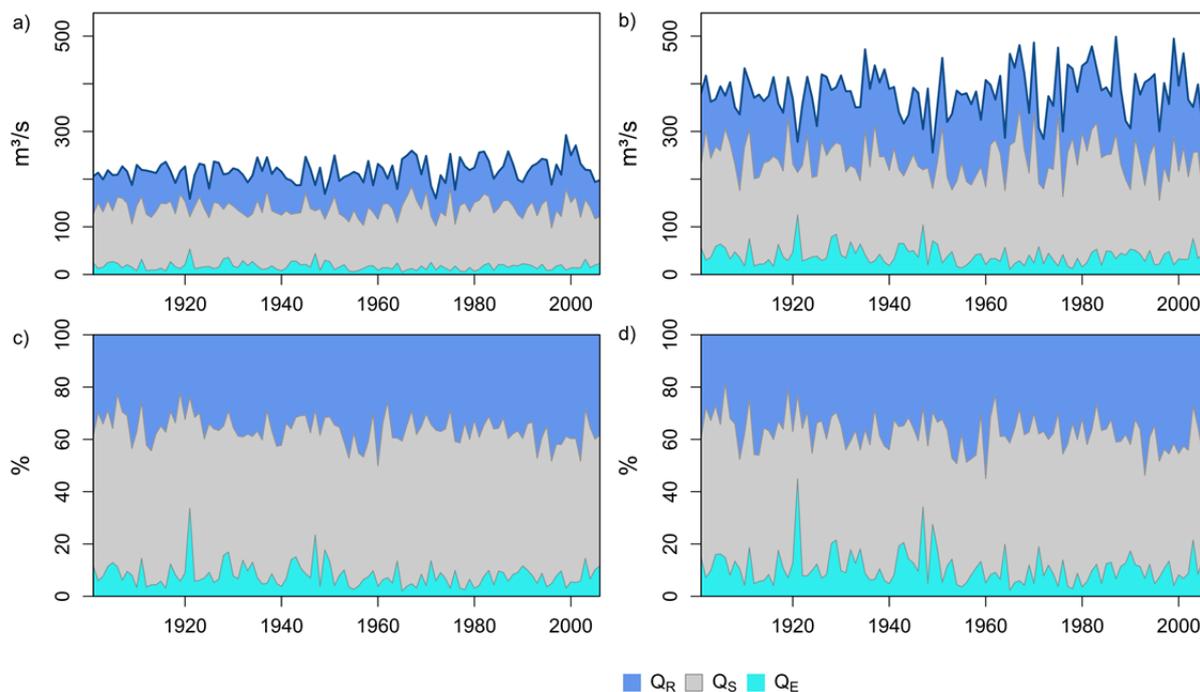


Abbildung 5.14: Modellierte Abflussanteile  $Q_R$ ,  $Q_S$ ,  $Q_E$  aus allen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten (siehe Abb. 5.1): a) Jahresmittel der Jahre 1901-2006, b) Mittel der Sommermonate (Jun, Jul, Aug) der Jahre 1901-2006, c) Jahresmittel der Jahre 1901-2006 als prozentuale Anteile am Gesamtabfluss, d) Mittel der Sommermonate (Jun-Aug) der Jahre 1901-2006 als prozentuale Anteile am Gesamtabfluss.

Tabelle 5.4: Mittlere, minimale und maximale Monatswerte (1901-2006) der modellierten Abflüsse und der einzelnen Abflussanteile aus allen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten.

		Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
$Q$ [m³/s]	Mittel	48.8	41.8	45.1	86.0	306.3	558.1	521.7	403.9	274.1	161.7	93.1	62.6
	Min	32.9	28.6	25.5	34.2	92.1	266.1	294.5	244.6	136.7	88.0	55.2	40.8
	Max	72.4	70.1	93.3	268.7	619.2	839.2	905.8	603.0	391.3	263.9	225.1	104.8
$Q_R$ [m³/s]	Mittel	21.0	17.9	17.3	24.6	71.1	152.0	173.1	172.3	132.4	82.5	48.2	28.0
	Min	12.7	10.6	9.5	8.4	19.4	55.0	74.1	60.8	33.8	22.4	22.2	14.4
	Max	44.5	39.9	50.3	53.4	162.2	297.6	349.3	325.1	278.8	207.1	192.0	72.8
$Q_R$ [% von $Q$ ]	Mittel	42.8	42.4	38.7	29.9	24.5	27.7	33.8	42.3	47.9	49.6	49.9	44.2
	Min	32.1	32.3	21.8	8.8	8.6	11.1	12.7	14.3	14.6	12.6	23.7	31.7
	Max	61.5	61.3	59.7	54.3	54.9	48.6	58.0	72.3	76.3	78.8	85.3	69.5
$Q_S$ [m³/s]	Mittel	27.5	23.7	27.7	61.3	234.6	400.6	313.0	157.9	81.0	57.8	42.2	34.2
	Min	16.3	13.0	12.7	22.7	50.7	156.2	109.9	46.6	39.8	24.8	26.0	22.4
	Max	38.0	36.0	60.1	220.9	501.4	696.9	661.4	435.5	191.2	108.0	76.3	47.8
$Q_S$ [% von $Q$ ]	Mittel	56.8	57.2	61.1	70.0	75.3	71.2	58.4	38.4	29.7	36.9	47.0	55.1
	Min	38.4	38.2	39.9	45.6	45.0	50.0	31.2	14.0	14.0	13.7	14.4	30.0
	Max	67.7	67.5	77.9	91.0	91.3	87.8	83.4	75.3	56.9	61.7	70.4	68.1
$Q_E$ [m³/s]	Mittel	0.2	0.2	0.1	0.1	0.5	5.5	35.5	73.7	60.7	21.5	2.7	0.5
	Min	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	2.1	19.3	4.8	1.5	0.2	0.1
	Max	0.8	0.6	0.4	0.4	5.8	37.2	164.5	195.4	179.2	112.0	15.8	2.6
$Q_E$ [% von $Q$ ]	Mittel	0.5	0.4	0.3	0.1	0.2	1.1	7.8	19.3	22.4	13.5	3.1	0.8
	Min	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	3.6	1.7	1.0	0.3	0.1
	Max	2.5	2.0	1.4	0.6	2.4	14.0	46.7	57.4	58.8	63.0	18.7	4.5

## 5.6 Modellierte Abflussanteile in Extremjahren

Die oben gezeigten Modellierungsergebnisse für das mittlere Verhalten (1901-2006) bestätigen den im Allgemeinen eher kleinen Anteil von Gletschereisschmelze bezüglich der Wasserbilanzbetrachtung. Die Ansicht, dass der eisschmelzbürtige Abflussbeitrag eine besonders hohe Relevanz für die Rheinabflüsse in zurückliegenden Niedrigwasserperioden hatte, ist jedoch eine weitverbreitete These und insbesondere von Interesse, um potentielle Auswirkungen des Gletscherrückgangs auf zukünftige Rhein-Niedrigwasserereignisse einschätzen zu können. Eine Zielstellung für das Projekt war daher, extreme (maximale) Beiträge von  $Q_E$  sowie die Größenordnung dieses Anteils während konkreter vergangener Rhein-Niedrigwasserphasen näher einzugrenzen. Daher werden dazu Auswertungen der Modellierungsergebnisse hinsichtlich der folgenden Fragen gezeigt:

- i) Welches sind extreme Jahre und Monate der Periode 1901-2006 bezüglich des Auftretens niedriger Abflüsse, negativer Gletschermassenbilanzen und hoher absoluter und relativer Anteile von  $Q_E$  auf Ebene der vergletscherten Kopfeinzugsgebiete (“Kopfeinzugsgebiets-Perspektive“)?
- ii) Wie hoch waren die Abflussanteile (und speziell der eisschmelzbürtige Abflussbeitrag  $Q_E$ ) aus den vergletscherten Kopfeinzugsgebieten speziell in Perioden, die bezüglich des Auftretens extremer Niedrigwasserereignisse auf der Ebene des gesamten Rheingebiets ausgewählt wurden (“Unterlieger-Perspektive“)?

### 5.6.1 Extreme Jahre und Monate auf Ebene der vergletscherten Kopfeinzugsgebiete

Die folgenden Übersichtskarten zeigen die Jahre des Auftretens der niedrigsten Abflüsse (Abb. 5.15), der höchsten Beiträge von  $Q_E$  (Abb. 5.16) und der negativsten Gletschermassenbilanzen (Abb. 5.17) in den vergletscherten Kopfeinzugsgebieten in der Simulationsperiode 1901-2006. Diese vermitteln jeweils ein relativ einheitliches Bild für die Kopfeinzugsgebiete, dominiert von nur wenigen außergewöhnlichen Jahren. Die beiden Jahre (bzw. auch hydrologischen Jahre) 1947 und 1921 zeichnen sich durch intensive Gletscherschmelze, somit also stark negative Massenbilanzen und hohe  $Q_E$  Beiträge aus (Abb. 5.16 und 5.17). Insbesondere die relativen Anteile von  $Q_E$  erreichen im Jahr 1921 sehr hohe Werte, da es gleichzeitig häufig zu den Jahren mit den niedrigsten Gesamtabflüssen zählt, wobei in ungefähr der Hälfte der Kopfeinzugsgebiete für das Jahr 1972 noch niedrigere Abflüsse modelliert wurden (Abb. 5.15). Das Jahr 2003 erscheint nur bei den negativsten Massenbilanzen und nur ganz im Westen des Untersuchungsgebiets (Abb. 5.17).

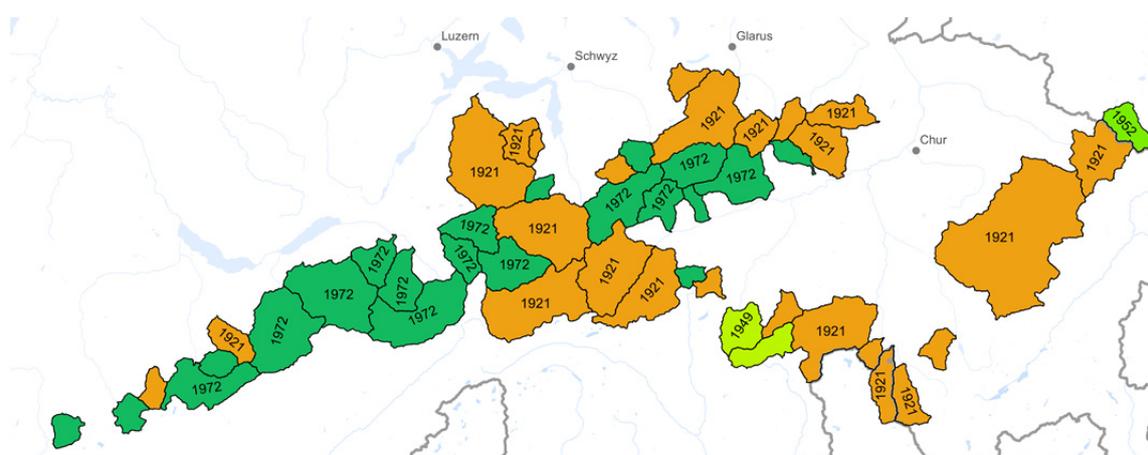


Abbildung 5.15: Jahr (1901-2006) mit dem niedrigsten modellierten Gesamtabfluss (im Jahresmittel) in den einzelnen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten.

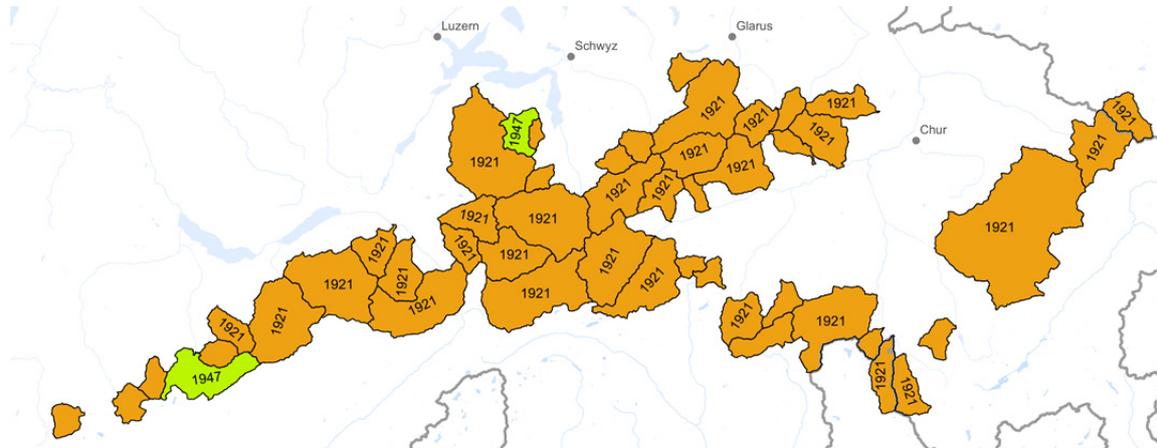


Abbildung 5.16: Jahr (1901-2006) mit der höchsten modellierter  $Q_E$ -Komponente (höchstes Jahresmittel von  $Q_E$  in  $m^3/s$ ) in den einzelnen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten; das (hier nicht gezeigte) Jahr, für sich das höchste Jahresmittel des modellierten relativen Anteils von  $Q_E$  (in % von  $Q$ ) ergibt, ist für alle Gebiete das Jahr 1921.

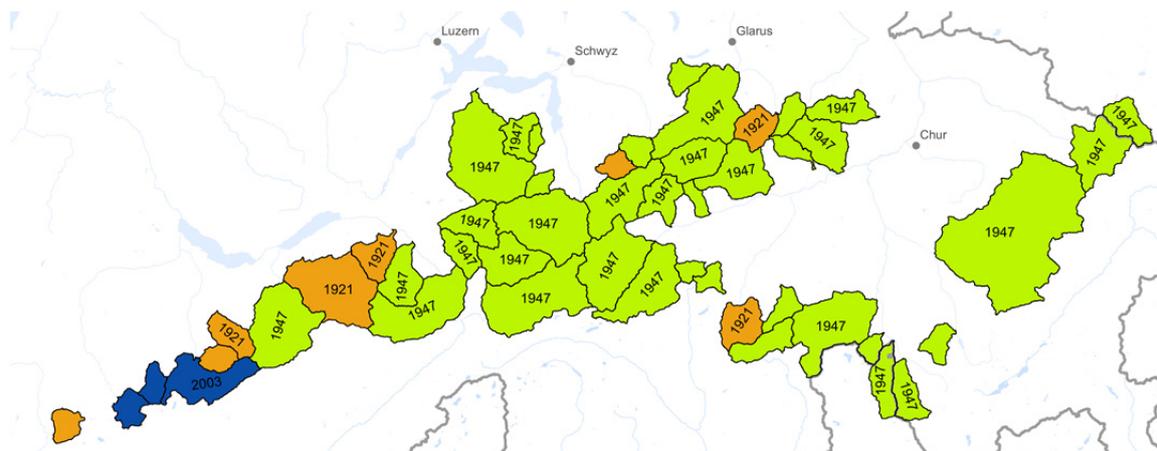


Abbildung 5.17: Hydrologisches Jahr (1902-2006) mit negativster modellierter Gletschermassenbilanz in den einzelnen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten.

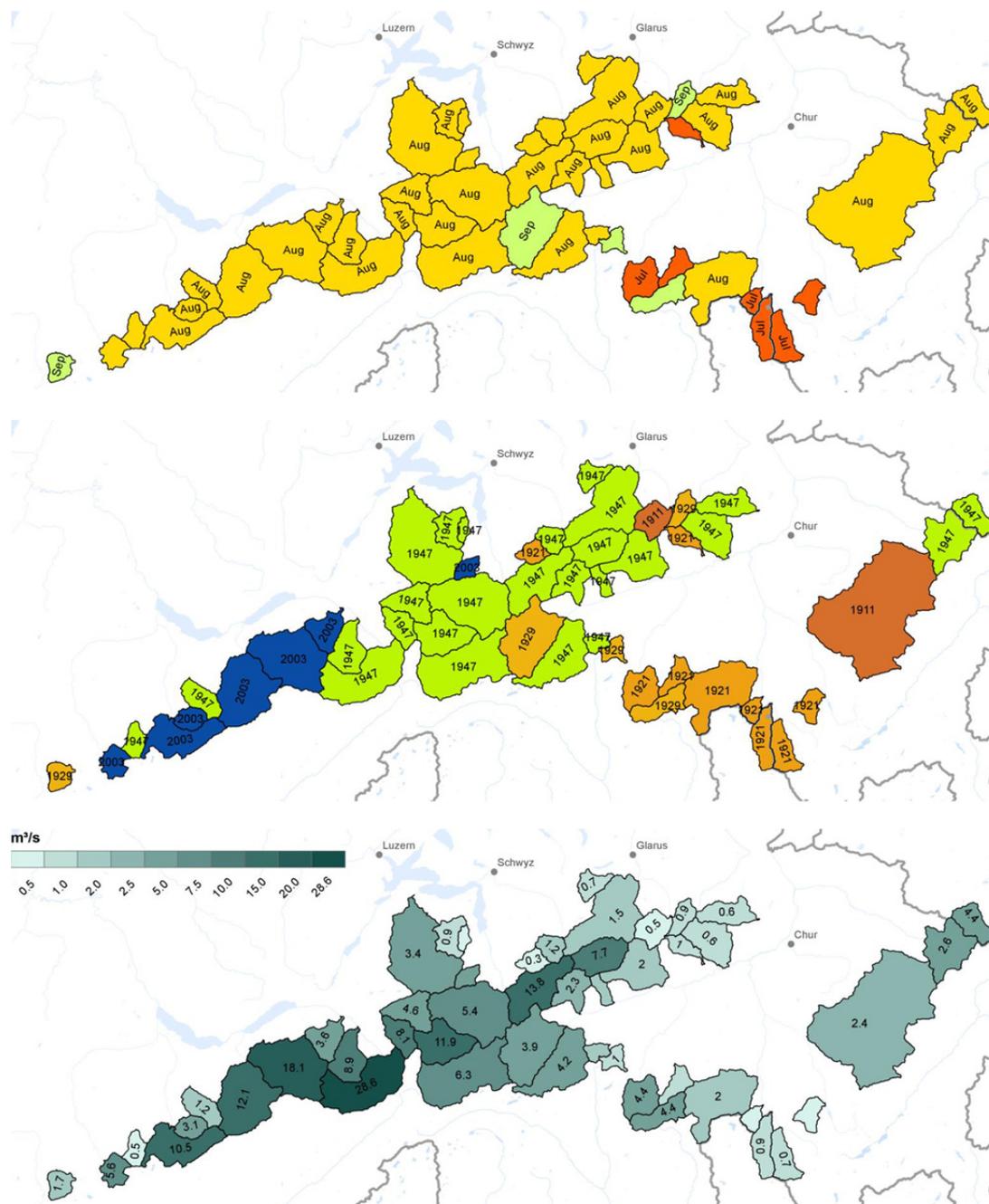


Abbildung 5.18: Höchste Monatsmittel von  $Q_E$  in den einzelnen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten: Jahr und Monat des Auftretens (obere und mittlere Abbildung) sowie Wert in  $m^3/s$  (untere Abbildung).

Die erforderliche Differenzierung der Ergebnisse für die absoluten (in  $m^3/s$ ) gegenüber den relativen Beiträgen (in %) von  $Q_E$  aufgrund der direkten Abhängigkeit der relativen  $Q_E$ -Anteile von der Gesamtabflusshöhe zeigt sich auch bei der Auswertung aller Monatsmittelwerte (Abb. 5.18 und 5.19). Die höchsten Monatsmittel von  $Q_E$  (in  $m^3/s$ ) resultieren überwiegend für den Monat August (Abb. 5.18 und Tabelle 5.4), jedoch treten die im Monatsmittel höchsten prozentualen Anteile von  $Q_E$  eher im September und Oktober bei saisonal zurückgehendem Gesamtabfluss des alpinen Regimes auf (Abb. 5.19 und 5.5). Letzteres ist unter Umständen auch von höherem Interesse hinsichtlich typischer Niedrigwasserereignisse und -abflüsse des Rheins im Verlauf stromabwärts (siehe auch Kap 6).

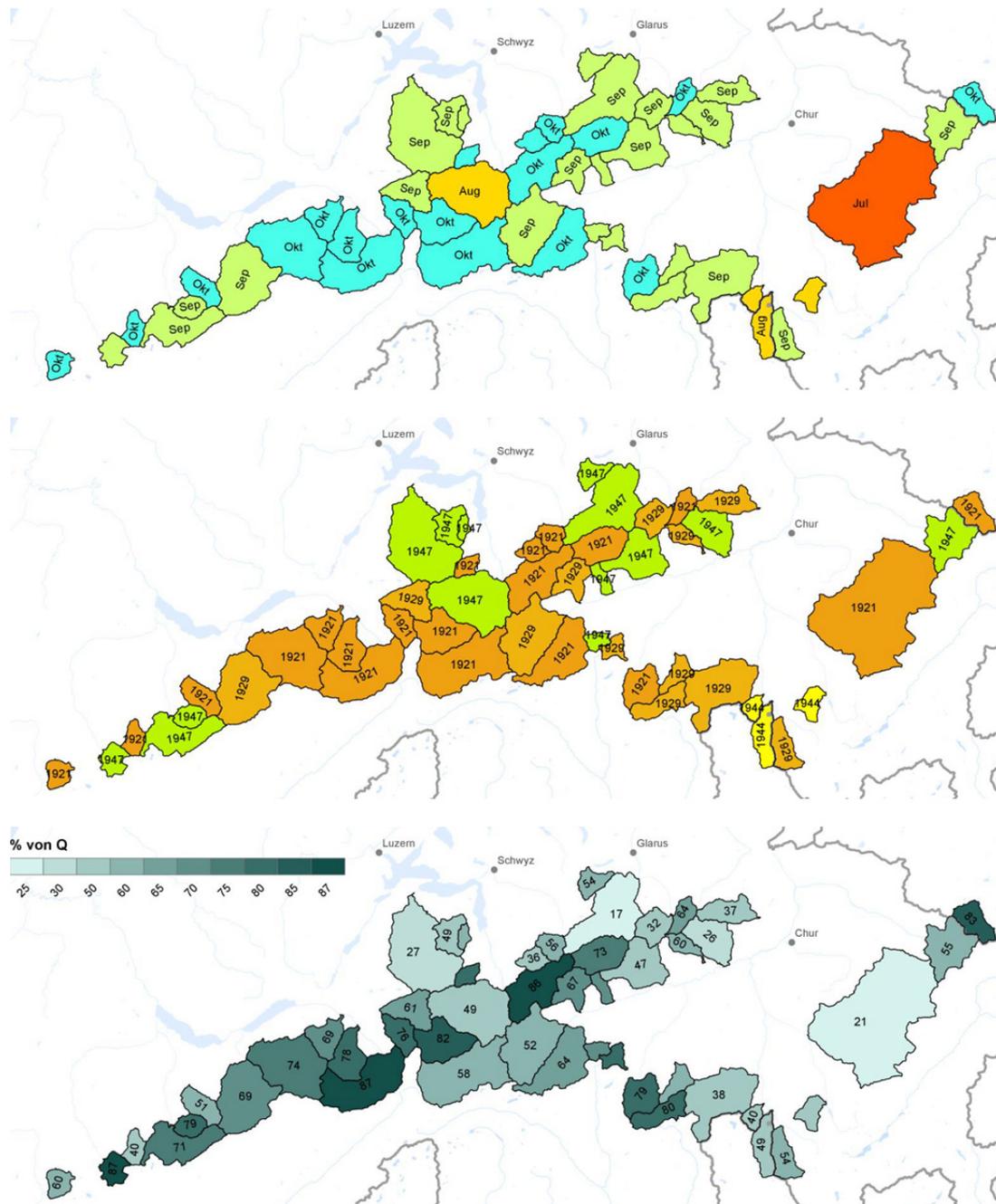


Abbildung 5.19: Höchste Monatsmittel des relativen Anteils von  $Q_E$  am Gesamtabfluss in den einzelnen verglichenen Kopfeinzugsgebieten: Jahr und Monat des Auftretens (obere und mittlere Abbildung) sowie Anteil in % (untere Abbildung).

Unter den “Top 10“ der höchsten Monatsmittelwerte von  $Q_E$  in der Periode 1901-2006 (Tabelle 5.5) sind aus der jüngeren Vergangenheit einzig der August 2003 und der August 2005 vertreten, ansonsten liegen die extremsten Monate ausschließlich in der Periode vor 1951. Insbesondere bei den höchsten Monatsmittelwerten des prozentualen  $Q_E$ -Anteils ist das Auftreten in den Jahren 1921, 1929, 1947, 1949, 2003 eng mit dem Auftreten bekannter historischer Trockensommer, Trocken- oder Niedrigwasserjahre im Raum der Schweiz und darüber hinaus verknüpft.

Tabelle 5.5: Rangfolge der 10 Monate der Periode 1901-2006 mit höchsten Monatsmittelwerten und den höchsten relativen Anteilen von  $Q_E$  aus allen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten (aggregiert). Abflüsse angegeben in  $m^3/s$  (und prozentualer Anteil der Komponenten an  $Q$  in % in Klammern).

Rangfolge bzgl. der absoluten Höhe von $Q_E$			Rangfolge bzgl. der relativen Anteile von $Q_E$				
Monat	$Q_{\text{gesamt}}$	$Q_E$	$Q_S$	Monat	$Q_{\text{gesamt}}$	$Q_E$	$Q_S$
Aug 1947	340.5	195.4 (57.4)	72.7 (21.4)	Okt 1921	177.8	112.0 (63.0)	43.4 (24.4)
Aug 2003	349.7	179.3 (51.3)	85.8 (24.5)	Sep 1947	225.5	132.5 (58.8)	55.8 (24.7)
Sep 1929	307.3	179.2 (58.3)	75.5 (24.6)	Sep 1929	307.3	179.2 (58.3)	75.5 (24.6)
Aug 1911	416.0	164.9 (39.6)	184.6 (44.4)	Aug 1947	340.5	195.4 (57.4)	72.7 (21.4)
Aug 1928	406.1	164.8 (40.6)	109.4 (26.9)	Sep 1921	258.4	147.5 (57.1)	50.0 (19.3)
Jul 1921	352.2	164.5 (46.7)	109.9 (31.2)	Aug 2003	349.7	179.3 (51.3)	85.8 (24.5)
Aug 1921	335.1	161.1 (48.1)	86.6 (25.8)	Sep 1949	232.2	114.0 (49.1)	54.5 (23.5)
Sep 1932	350.4	152.1 (43.4)	78.3 (22.3)	Aug 1921	335.1	161.1 (48.1)	86.6 (25.8)
Sep 1921	258.4	147.5 (57.1)	50.0 (19.3)	Jul 1921	352.2	164.5 (46.7)	109.9 (31.2)
Aug 2005	479.3	146.6 (30.6)	112.5 (23.5)	Okt 1949	145.5	66.1 (45.4)	38.5 (26.5)

### 5.6.2 Modellierte Abflussanteile in ausgewählten Rhein-Niedrigwasserjahren

Ausgehend von den Abflussreihen an Pegeln des Mittelrheins (vgl. Abb. 5.20) wurden 1921, 1947, 1976 und 2003 als Jahre mit bedeutenden Niedrigwasserereignissen ausgewählt, die im Folgenden näher betrachtet werden. Alle diese Jahre sind als bedeutende historische europäische Trocken- und Niedrigwasserjahre bekannt und wurden in zahlreichen wissenschaftlichen Arbeiten behandelt.

Nach Grunow (1931, 1935) war das **Jahr 1921** in Mitteleuropa und über weite Teile des gesamten Kontinents (vgl. Briffa et al., 1994) von einer außerordentlichen Trockenheit mit einem Höhepunkt im Juli geprägt. Für die Entwicklung der extremen Niedrigwasserabflussverhältnisse sind zudem die durch ein Hochdruckgebiet über Osteuropa hervorgerufenen vorherrschenden sehr trockenen Bedingungen bereits im Oktober und November 1920, insbesondere auch im Alpengebiet, und bereits unterdurchschnittliche Abflüsse zu Beginn des Herbsts 1920 zu berücksichtigen. Aufgrund teilweise sehr milder Temperaturen in den Wintermonaten kam es oft nicht zur Bildung einer geschlossenen Schneedecke; in der Schweiz war der Januar ausgesprochen warm - der wärmste der damaligen Aufzeichnungen seit 1864 (Grunow, 1935). Sassenfeld (1923) beschreibt gerade die Tiefststände der Frühjahrsabflüsse im deutschen Rheingebiet als (bis dahin) "beispiellos". Für die landesweite Trockenheit in der Schweiz lagen laut Schorer (1992) für das Frühjahr Niederschlagsdefizite von bis zu 25% vor. Verbunden mit einem Hochdruckkeil vom Nordatlantik (Azorenhoch) folgte ein heißer Sommer in Mitteleuropa (Grunow, 1931). Nach Briffa et al. (1994) ist die Trockenheit des Jahres 1921 einerseits wegen ihrer sehr großen räumlichen Ausdehnung bemerkenswert, andererseits auch da es sich als einzelnes Extremereignis innerhalb einer 30-jährigen Periode von mehr oder weniger feuchten oder normalen Jahren abhebt.

Das Jahr **1947** wird detailliert von Schorer (1992) für die Schweiz beschrieben; es kann als Höhepunkt des sogenannten mitteleuropäischen Klimaoptimums von ca. 1940-1953 angesehen werden und wird von Schorer (1992) als das bezüglich Trockenheit herausragende Katastrophenereignisse des 20. Jahrhunderts bezeichnet. Allerdings ist diese Einordnung weniger auf die Extremwertstatistik bezüglich meteorologischer und hydrologischer Datenreihen bezogen, als auf die enorme Schadenwirkung dieses Ereignisses, die wohl auch im speziellen Kontext des labilen NachkriegsEuropas und infolge des "Hungerwinters" von 1946/47 gesehen werden muss (vgl. Bundesrat, 1947). Nach Schorer (1992) zeichnet sich 1947 weniger durch einzelne Rekordwerte als durch das lange Andauern von Trocken-

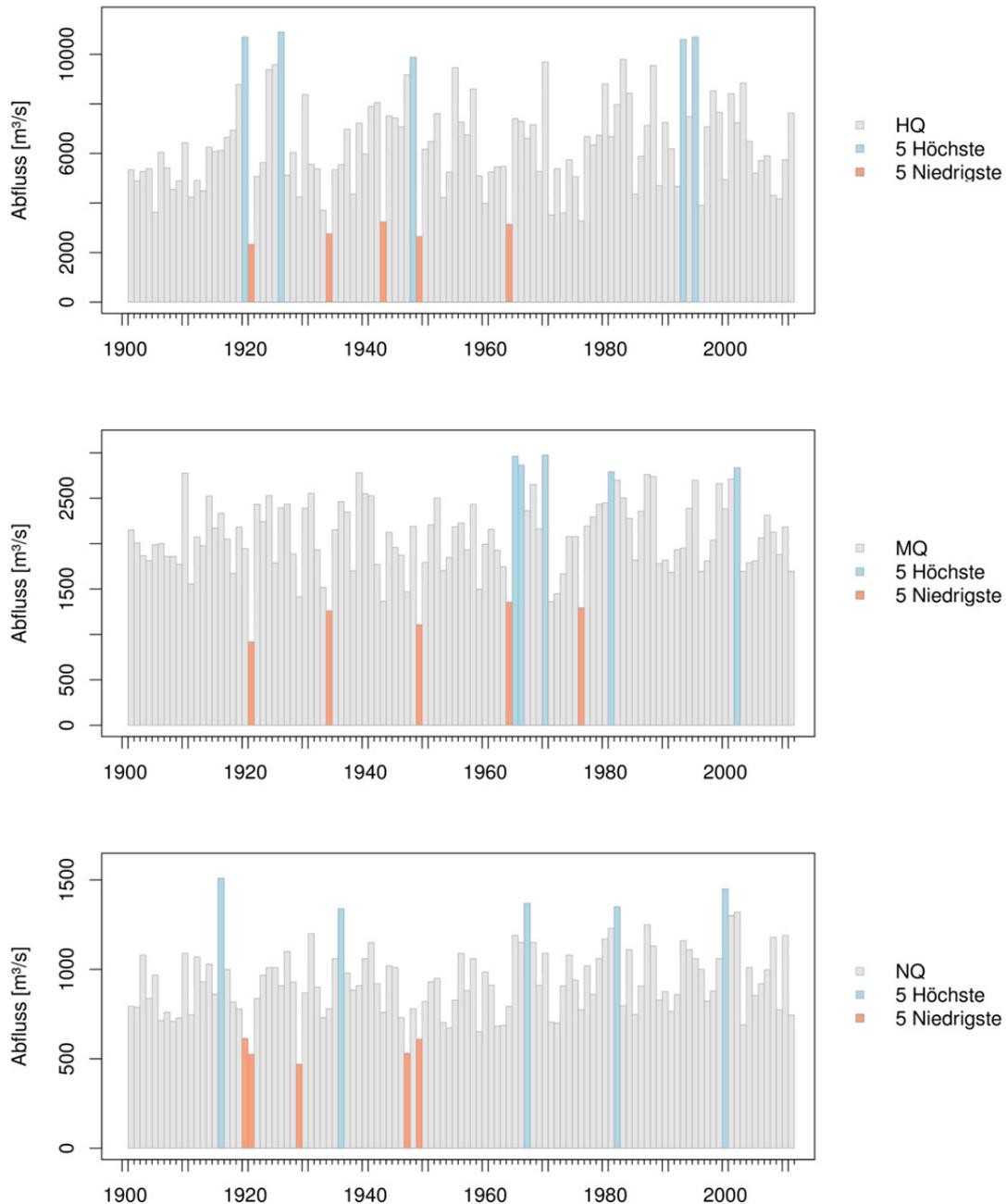


Abbildung 5.20: HQ, MQ und NQ (Jahr) der Rheinabflüsse am Pegel Köln von 1901-2011 (Beobachtungsdaten).

und Wärmephasen aus. Pfister & Rutishauser (2000) kommen mit ihrem Ansatz zur Definition von Dürreintensität zu dem Ergebnis, dass 1947 im Schweizer Mittelland das Jahr mit der höchsten Dürreintensität seit 1864 ist. Generell sind der Verlauf und die Schwerpunkte der meteorologischen Anomalien des Jahrs 1947 regional differenziert zu beurteilen. Der Alpenraum war von den Niederschlagsdefiziten teilweise etwas schwächer betroffen als nördlich gelegene Gebiete und vor allem das Schweizer Mittelland und die Region Basel, wo für die Vegetationsperiode 1947 die gravierendsten Defizite resultieren und auch die Gewässer innerhalb der Schweiz am stärksten betroffen waren. Bezüglich der Temperaturen, mit generell positiven Anomalien von April bis Oktober 1947 in allen Landesteilen und Höhenlagen, hingegen verzeichnete gerade der Alpenraum relativ hohe Wärmeüberschüsse. Demzufolge kam es nach Schorer (1992) zu einer intensiven Schnee- und Gletscherschmelze,

welche sich eindeutig in stärkerem Maße kompensierend auf die Abflussverhältnisse auswirkte als die vorhandenen regionalen Unterschiede im Niederschlagsdefizit. Entscheidend ist hier die markante Erhöhung der Nullgrad-Grenze: aus der Betrachtung von alpinen Stationsdaten (Grd. St. Bernhard, 2476m NN, Jungfraujoch, 3578m NN und Weissfluhjoch, 2667m NN) ergeben sich im Vergleich zum langjährigen Mittel (1901-60) um 2 Monate längere Schmelzperioden (Lufttemperaturen über 0°C) (Schorer, 1992). So ist 1947 auch für seine extrem negativen Gletschermassenbilanzen in den Europäischen Alpen bekannt (Huss, 2012, vgl. Abb. 5.17).

Der Verlauf und die Auswirkungen des Trockenjahrs **1976** werden ebenfalls von Schorer (1992) sowie von Courvoisier et al. (1977) für die Schweiz, von Gerhard et al. (1983) für das gesamte Rheingebiet, zudem in zahlreichen Publikationen für andere westeuropäische Länder (z.B. Brochet, 1977; Dornkamp et al, 1980) sowie auch auf überregionaler/europäischer Skale (z.B. Tallaksen & Stahl, 2015 ) behandelt. Wie im Jahr 1947 war auch die Trockenheit 1976 mit einer persistenten Hochdruckbrücke über Europa (blocking anticyclone Wetterlage) verbunden. Erschwerend hinzu kam die Kombination mit einer sommerlichen kurzzeitigen aber intensiven Hitzewelle Ende Juni/Anfang Juli, was einen Unterschied zu der großräumig ausgeprägten langanhaltenden Wärmeanomalie des Jahres 1947 darstellt. Nach Schorer (1992) war der Wärmeüberschuss im Jahr 1976 vergleichsweise klein und insbesondere die Hochlagen im Jura und in den Alpen zeigten nur geringe positive Temperaturanomalien, vor allem fiel die zweite Sommerhälfte sogar deutlich kühler aus als im langjährigen Mittel (1901-1960). In der Schweiz, wo Niederschläge im Juli die Trockenheit beendeten, lief das Ereignis von 1976 im Vergleich zu anderen westeuropäischen Regionen zwar weniger extrem und folgenschwer ab, jedoch nahm das Ereignis auf dem nationalen Stromproduktionssektor ein alarmierendes Ausmaß an, nachdem sich die Schweizerischen Versorgungsunternehmen aufgrund einer extremen Reduktion der sommerlichen Stromproduktion aus den Wasserkraftwerken, im August gezwungen sahen, Strom auf dem europäischen Markt bei trockenheitsbedingt überregional ungünstiger Produktionslage zu äußerst hohen Preisen einzukaufen (Schorer, 1992). Das kumulierte Abflussdefizit war 1976 deutlich größer, als 1947, allerdings sank der Rheinabfluss (bei Basel) nie auf das Niveau der damaligen Tiefststände (vgl. Jahresmittel und Minima der beiden Jahre 1947 am Pegel Köln in Abb. 5.20). Schorer (1992) führt den grundlegend anderen Charakter des Niedrigwasserjahrs 1976 vor allem auf den wechselhaften Ablauf der Witterungsverhältnisse sowie einer verminderten Kompensation durch erhöhte Gletscherabflüsse zurück. Auf der Alpennordseite führten die in Höhenlagen über 2500m NN insgesamt fast ausgeglichenen Temperaturen von März bis Mai, die intensiven Niederschläge im Juli, der zu kalte Spätsommer sowie das frühzeitige Einschneien im Herbst zu einer vergleichsweise nur mäßig intensivierten Gletscherablation, wenngleich die Massenbilanzen negativ ausfielen. Zusammenfassend ist festzustellen, dass innerhalb der hier vorliegenden Auswahl von Niedrigwasserjahren (1921, 1947, 1976 und 2003) 1976 sich als ein Beispiel für ein Trockenjahr abhebt, das in den vergletscherten Kopfeinzugsgebieten des Rheins auf der Alpennordseite nicht mit deutlichen Wärmeüberschüssen und stark erhöhten Gletscherabflüssen einherging.

Auch zu Ursachen, Verlauf und Auswirkungen des Trocken-, Hitze- und Niedrigwasserjahrs **2003** liegen bereits viele einschlägige Berichte und wissenschaftliche Bearbeitungen vor. Mit Blick auf die vergletscherten Kopfeinzugsgebiete sei der gemeinsame Bericht von BUWAL, BWG und MeteoSchweiz (2004), und für das Rheingebiet die Berichte von BfG (2006) und IKSR (2004) genannt. Die Niedrigwasserabflüsse in der Schweiz sind nach BUWAL/BWG/MeteoSchweiz (2004) überwiegend niedriger als im Jahr 1976, jedoch weniger extrem als im Jahr 1947 einzuordnen (dasselbe gilt bezüglich der NQ-Werte am Rhein bei Köln, nicht jedoch bezüglich der MQ-Werte, siehe Abb. 5.20), wie schon 1947 war das Schweizer Mittelland am stärksten von der Niedrigwassersituation betroffen, während die Gewässer mit hochalpinem Einzugsgebiet aufgrund der stark erhöhten Gletscherschmelze außergewöhnlich viel Wasser führten.

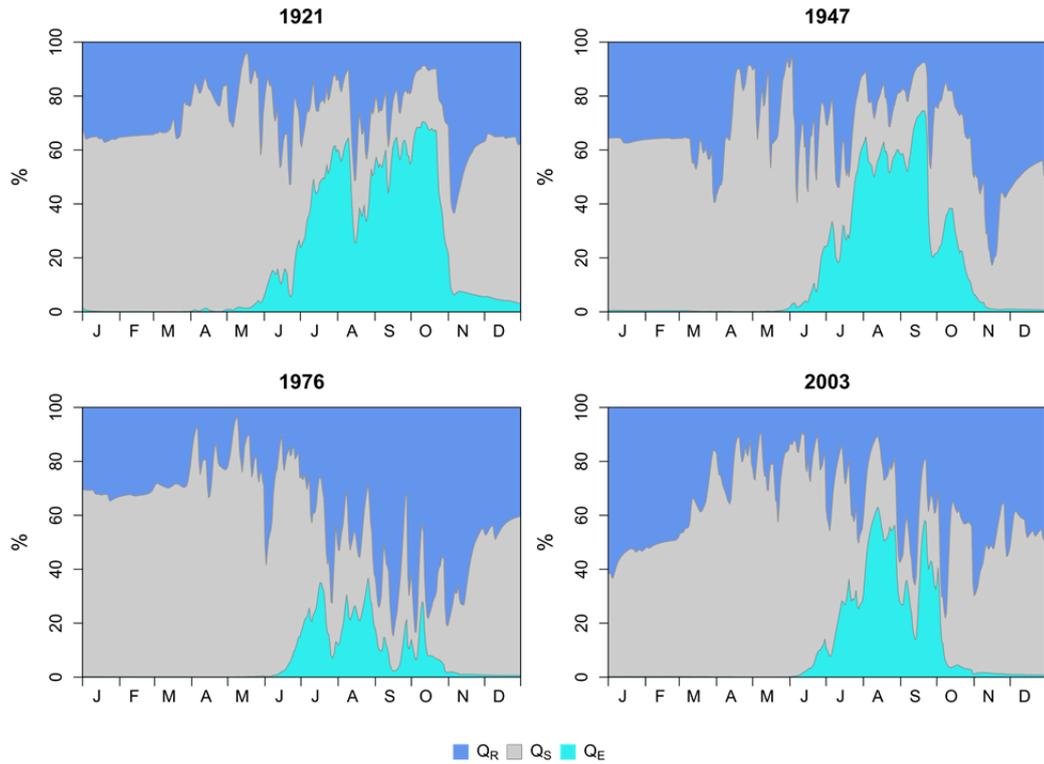


Abbildung 5.21: Modellerte Abflussanteile aus allen mit HBV-Light modellierten vergletscherten Kopfeinzugsgebieten (siehe Abb. 5.1) für ausgewählte Rhein-Niedrigwasserjahre, wie in Abbildung 5.22 aber Darstellung als prozentuale Abflussanteile.

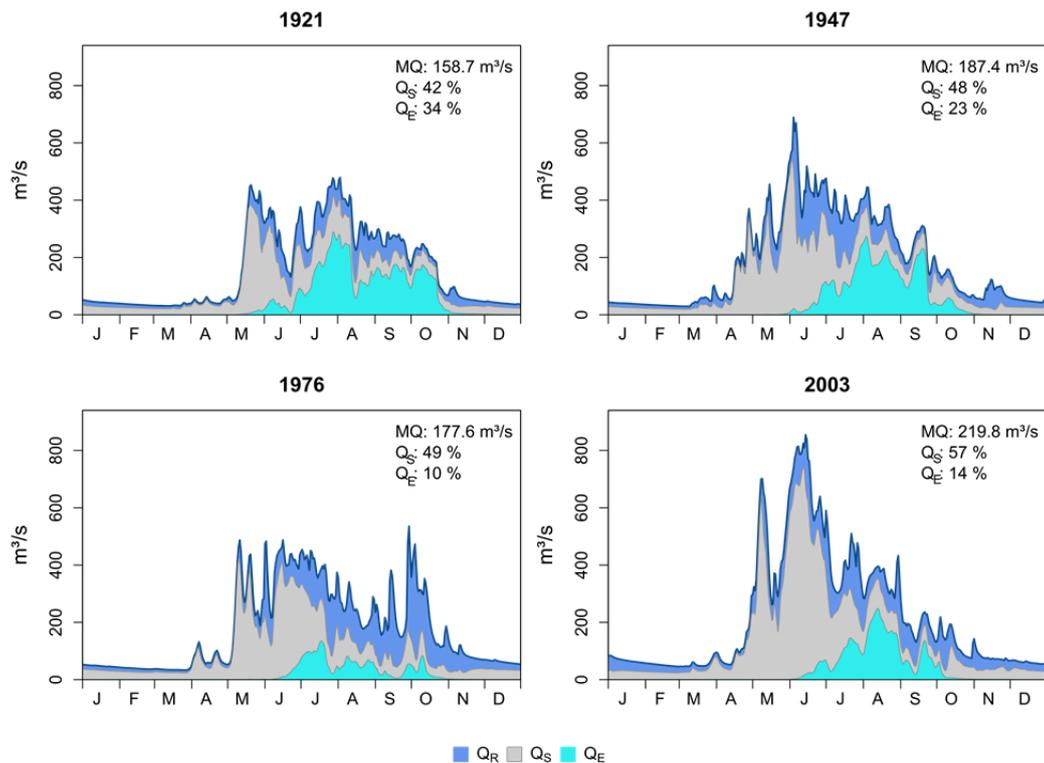


Abbildung 5.22: Modellerte Abflussanteile (in m³/s) aus allen mit HBV-Light modellierten vergletscherten Kopfeinzugsgebieten (siehe Abb. 5.1) für ausgewählte Rhein-Niedrigwasserjahre.

Die modellierten täglichen **Abflussanteile aus den vergletscherten Kopfeinzugsgebieten in den Jahren 1921, 1947, 1976 und 2003 im Vergleich** sind in den Abbildungen 5.21 und 5.22 dargestellt, Tabelle 5.6 enthält die zugehörigen Monatsmittelwerte. Auf den ersten Blick wird der in Übereinstimmung mit den vorhergehenden Erläuterungen wesentliche Unterschied im Jahr 1976 gegenüber den anderen Trockenjahren bezüglich des geringeren Beitrags von  $Q_E$  deutlich. Auch der grundlegende Unterschied im saisonalen Verlauf des Trockenjahrs 1976 mit dem durch das Einsetzen ergiebiger Regenfälle gegenüber den anderen Jahren früheren Ende der Trocken- und Niedrigwasserphase im Oktober zeigt sich deutlich in den modellierten Abflüssen und Abflussanteilen der vergletscherten Kopfeinzugsgebiete (Abb. 5.21 und 5.22). Demgegenüber fallen die Anteile von  $Q_E$  in den Kernmonaten der Gletscher-Schmelze, August und September, in den anderen drei Jahren, 1921, 1947 und 2003, bedeutend aus. Hierbei ist zwar der August 1947 der Monat mit dem höchsten absoluten Beitrag von  $Q_E$  in einem einzelnen Monat (siehe Tabelle 5.6), jedoch sind im Jahr 1921 mit den geringsten Gesamtabflüssen unter den Jahren nicht nur die modellierten relativen  $Q_E$ -Anteile am höchsten sondern der gesamte Beitrag von  $Q_E$  (Jahressumme/mittel) ist 1921 auch absolut betrachtet der höchste aller Jahre der Simulationsperiode.

Beachtlich bei den Ergebnissen für 1921 ist speziell der bereits zuvor erwähnte hohe  $Q_E$ -Anteil im Oktober (63% im Monatsmittel siehe Tabellen 5.5 und 5.6) sowie das (im zwischenjährlichen Vergleich) sehr frühe Einsetzen des eisschmelzbürtigen Abflussbeitrags anfangs Mai. Eine Verlängerung der Periode mit  $Q_E$ -Anteilen im Abfluss ist allerdings auch für das Jahr 1947 festzustellen, korrespondierend zu der von Schorer (1992) anhand alpiner Klimastationsdaten festgestellten Verlängerung der Schmelzsaison in diesem Jahr (um 2 Monate). Im Gegensatz zu den Rhein-Niedrigwasserjahren 1921, 1947 und 1976, in denen der Gesamtabfluss aus den vergletscherten Kopfeinzugsgebieten unterdurchschnittlich ist, liegt der modellierte Abfluss im Jahr 2003 mit  $220\text{m}^3/\text{s}$  sogar knapp über dem langjährigen Mittel (1901-2006, siehe Tabelle 5.2). Wie 1921 und 1947 sind zwar die  $Q_E$ -Anteile im August und September 2003 bedeutend, jedoch gehen die  $Q_E$ -Anteile im Oktober im Unterschied zu den früheren Trockenjahren rasch zurück (Abb. 5.21 und 5.22 und Tabelle 5.7).

Tabelle 5.6: Monatsmittel der modellierten Abflüsse und Abflussanteile aus allen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten in ausgewählten Rhein-Niedrigwasserjahren angegeben in m<sup>3</sup>/s und als prozentualer Anteil von Q.

		Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	
1921	Abfluss	44.2	35.5	33.3	46.4	240.9	266.1	352.2	335.1	258.4	177.8	62.2	40.8	
	Q <sub>R</sub>	m <sup>3</sup> /s	15.8	12.4	10.2	8.4	40.0	72.8	77.8	87.4	60.9	22.4	30.4	14.4
		%	35.7	34.8	30.7	18.1	16.6	27.3	22.1	26.1	23.6	12.6	48.8	35.4
	Q <sub>S</sub>	m <sup>3</sup> /s	28.3	23.1	23.1	37.7	195.0	156.2	109.9	86.6	50.0	43.4	27.1	24.5
		%	64	65.1	69.2	81.3	81	58.7	31.2	25.9	19.3	24.4	43.5	60.1
Q <sub>E</sub>	m <sup>3</sup> /s	0.1	0.0	0.0	0.2	5.8	37.2	164.5	161.1	147.5	112.0	4.8	1.8	
	%	0.3	0.1	0.1	0.5	2.4	14	46.7	48.1	57.1	63	7.7	4.5	
1947	Abfluss	39.7	32.7	48.1	144.3	319.4	480.4	371.3	340.5	225.5	108.7	80.0	49.2	
	Q <sub>R</sub>	m <sup>3</sup> /s	14.4	11.7	21.0	25.8	70.5	163.9	127.4	72.4	37.2	25.8	52.5	23.9
		%	36.4	35.8	43.6	17.9	22.1	34.1	34.3	21.3	16.5	23.8	65.7	48.5
	Q <sub>S</sub>	m <sup>3</sup> /s	25.0	20.8	27.0	118.4	247.5	281.4	117.4	72.7	55.8	53.6	26.0	25.0
		%	63.1	63.7	56.1	82	77.5	58.6	31.6	21.3	24.7	49.3	32.5	50.7
Q <sub>E</sub>	m <sup>3</sup> /s	0.2	0.2	0.1	0.1	1.4	35.1	126.5	195.4	132.5	29.3	1.5	0.4	
	%	0.5	0.5	0.2	0.1	0.4	7.3	34.1	57.4	58.8	27	1.8	0.9	
1976	Abfluss	47.7	39.0	35.2	76.8	274.4	397.3	376.4	244.6	239.9	243	89.6	61.9	
	Q <sub>R</sub>	m <sup>3</sup> /s	15.3	12.6	10.0	14.8	46.4	100.2	145.6	113.1	158.8	165.8	57.6	27.3
		%	32.1	32.4	28.5	19.2	16.9	25.2	38.7	46.2	66.2	68.2	64.2	44.1
	Q <sub>S</sub>	m <sup>3</sup> /s	32.3	26.3	25.1	62.0	227.5	279.7	148.8	74.3	58.4	49.9	30.9	34.2
		%	67.7	67.5	71.4	80.7	82.9	70.4	39.5	30.4	24.3	20.5	34.5	55.2
Q <sub>E</sub>	m <sup>3</sup> /s	0.1	0.1	0.0	0.0	0.5	17.4	82	57.2	22.7	27.3	1.1	0.4	
	%	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	4.4	21.8	23.4	9.5	11.2	1.2	0.7	
2003	Abfluss	68.5	51.2	54.5	102.0	449.4	695.3	398.9	349.7	187.7	130.9	79.3	60.2	
	Q <sub>R</sub>	m <sup>3</sup> /s	38.4	25.8	18.3	20.1	97.8	113.6	136.6	84.6	78.1	65.4	42.8	27.0
		%	56.1	50.4	33.7	19.7	21.8	16.3	34.3	24.2	41.6	49.9	54.0	44.8
	Q <sub>S</sub>	m <sup>3</sup> /s	29.9	25.2	36.0	81.8	351.4	555.3	171.8	85.8	42.4	53.4	35.4	32.8
		%	43.7	49.3	66.1	80.2	78.2	79.9	43.1	24.5	22.6	40.7	44.6	54.4
Q <sub>E</sub>	m <sup>3</sup> /s	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	26.3	90.4	179.3	67.2	12.2	1.1	0.5	
	%	0.3	0.3	0.2	0.1	0.0	3.8	22.7	51.3	35.8	9.3	1.4	0.9	

## 5.7 Langzeitverhalten der modellierten Abflussanteile

Das Langzeitverhalten der modellierten Abflusskomponentenzeitreihen zeigt interessante Ergebnisse. Der Gesamtabfluss aus den vergletscherten Kopfeinzugsgebieten zeigt insgesamt einen leicht positiven Trend, der sich in den letzten Jahren etwas verstärkte. Die Abbildungen 5.23, 5.24, und 5.25 zeigen jedoch, dass die einzelnen Abflusskomponenten unterschiedlichen Trends und Schwankungen unterliegen. So zeigt  $Q_R$  einen positiven Trend,  $Q_S$  und  $Q_E$  zeigen gegenläufige, etwas verzögerte, Phasen zunehmender und zurückgehender Abflussanteile innerhalb des betrachteten Zeitraums: Hierbei sind während der bekannten Gletscherrückgangsphasen positive Anomalien von  $Q_E$  und während der ausgeglicheneren Massenbilanzjahre von den 1960er bis in die 1980er Jahre negative Anomalien von  $Q_E$  zu sehen. Somit scheint eher der zunehmende Trend von  $Q_R$  verantwortlich für etwaige positive Trends im Gesamtabfluss (Abb. 5.23a) und nicht ein zunehmender Anteil Eisschmelzabfluss. Dies bestätigt auch Ergebnisse der Studie von Belz et al. (2007) zu den Veränderungen des Abflussregimes des Rheins und seiner Nebenflüsse im 20. Jahrhundert, nämlich einen zunehmenden Einfluss pluvialer Elemente, neben der Temperaturerhöhung auch infolge zunehmender Tendenzen und Trends der Niederschläge (bzgl. Jahressumme und insbesondere Winterniederschläge) sowie keine nennenswerte Beteiligung des Gletscherrückgangs an der Entwicklungsdynamik des mittleren Abflussverhaltens. Belz et al. (2007) führen die festgestellte Zunahme der Niederschläge über das 20. Jahrhundert auf Modifikationen der atmosphärischen Zirkulationsmuster zurück.

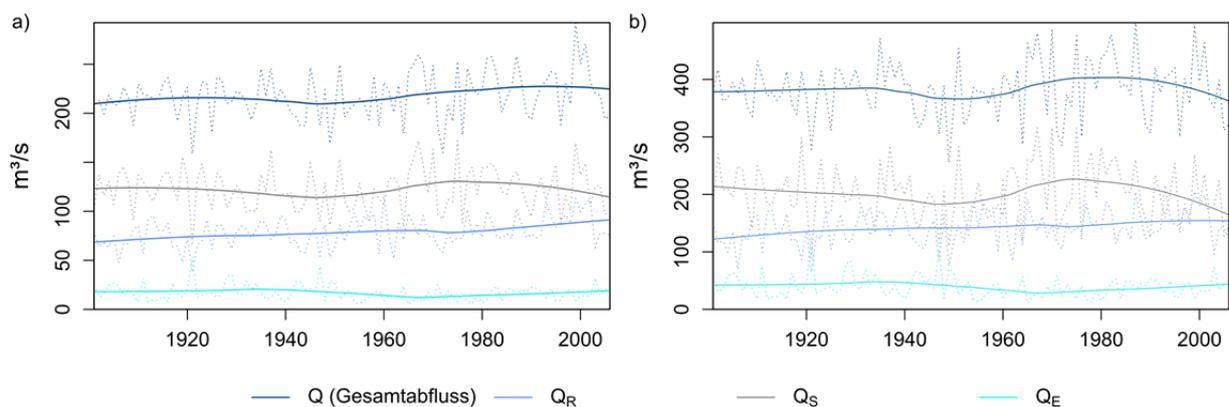


Abbildung 5.23: Modellierungsergebnisse für den Gesamtabfluss und die Abflussanteile aus allen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten: a) Jahres- und b) Sommer- (Jun, Jul, Aug) Mittelwerte 1901-2006 (gestrichelte dünne Linien) mit LOESS- (locally weighted scatterplot smoothing) Regressionslinien (durchgezogene Linien).

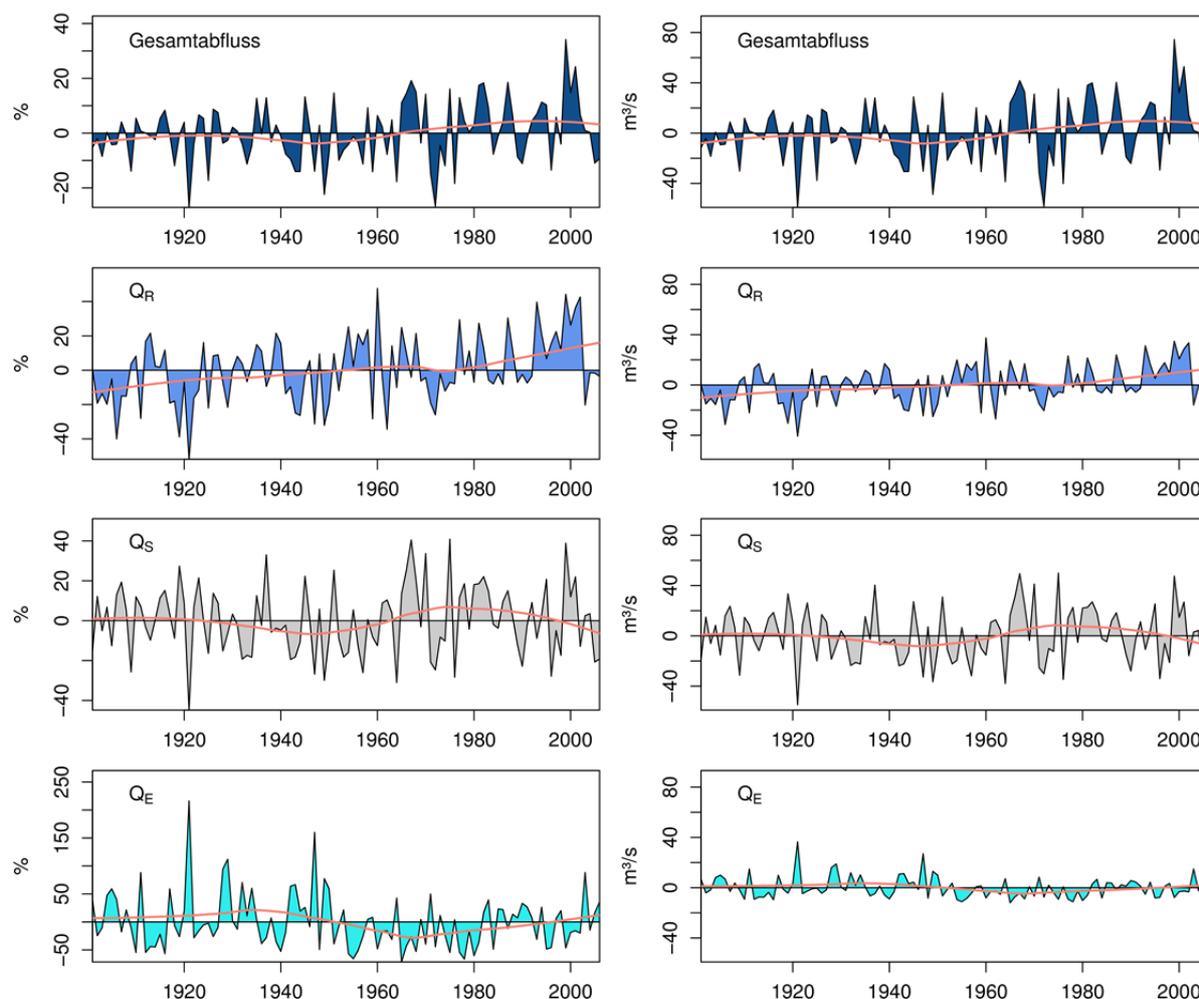


Abbildung 5.24: Modellierungsergebnisse für den Gesamtabfluss und die Abflussanteile  $Q_R$ ,  $Q_S$  und  $Q_E$  aus allen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten: Prozentuale (links) und absolute (rechts) Abweichung des Jahreswerts vom Mittel (1901-2006) mit LOESS-Regressionslinie (orange Linie).

Detailliert und in hoher Auflösung über die Jahreszeiten betrachtet zeigt sich eine jahreszeitlich sehr variable langfristige Veränderung insbesondere der Abflussanteile (Abb. 5.25). Während für den Gesamtabfluss die Veränderungen außer im Winter noch recht moderat und selten signifikant ausfallen, zeigt insbesondere der Abflussanteil  $Q_R$  fast das ganze Jahr positive Trends, die vor allem im Winter signifikant sind. Besonders die dargestellten saisonalen Trends von  $Q_S$  über die Teilperiode 1951-2006 (Abb. 5.25 links), mit deutlich positiven Trends im Frühjahr und Frühsommer und deutlich negativen Trends im Spätsommer und Herbst, deuten auf ein früheres Ablaufen der Schneeschmelze (sowie evtl. späteres Einsetzen von Schneefällen im Herbst/Winter) hin, jedoch sind diese Trends nur teilweise signifikant. Bemerkenswert sind die Resultate bezüglich der Trends des Abflussanteils  $Q_E$ , welche für beide Perioden relativ eindeutige aber entgegengesetzte Verhaltensmuster veranschaulichen. So zeigt der Abflussanteil  $Q_E$  bei Betrachtung des gesamten Simulationszeitraums 1901-2006 einen stark negativen Trend bis Mitte September, während sich für die spätere Teilperiode ab 1951 durchweg deutlich positive Trends ergeben. Bei der Interpretation dieser Trenddarstellungen sind wiederum die über das 20. Jhd. bezüglich Klimaverhältnisse und Gletscherentwicklung unterschiedlich ausgeprägten Phasen zu berücksichtigen. So beispielsweise hier, der direkte Anschluss des anhaltenden starken rezenten Gletscherrückgangs infolge der Erwärmung an die relativ stabile Phase der Gletscher in den 1960/70ern (vgl. Abb. 5.24) zur Erklärung der über die Teilperiode 1951-2006 überwiegend positiven

Trends von  $Q_E$  im Gegensatz zu dem überwiegend abnehmenden Einflusses der Eisschmelzabflusskomponente über den Gesamtzeitraum 1901-2006. Darüber hinaus ist jedoch auch auf die im Allgemeinen vorliegende Abhängigkeit jeglicher Trendanalysen von den gewählten Zeiträumen sowie, hier im Speziellen, auf Auswirkungen möglicherweise vorliegender Inhomogenitäten in den zusammengesetzten Klimaeingangsdatenreihen (HYRAS-REC und HYRAS) auf diese Trenddarstellungen der modellierten Abflussanteile hinzuweisen.

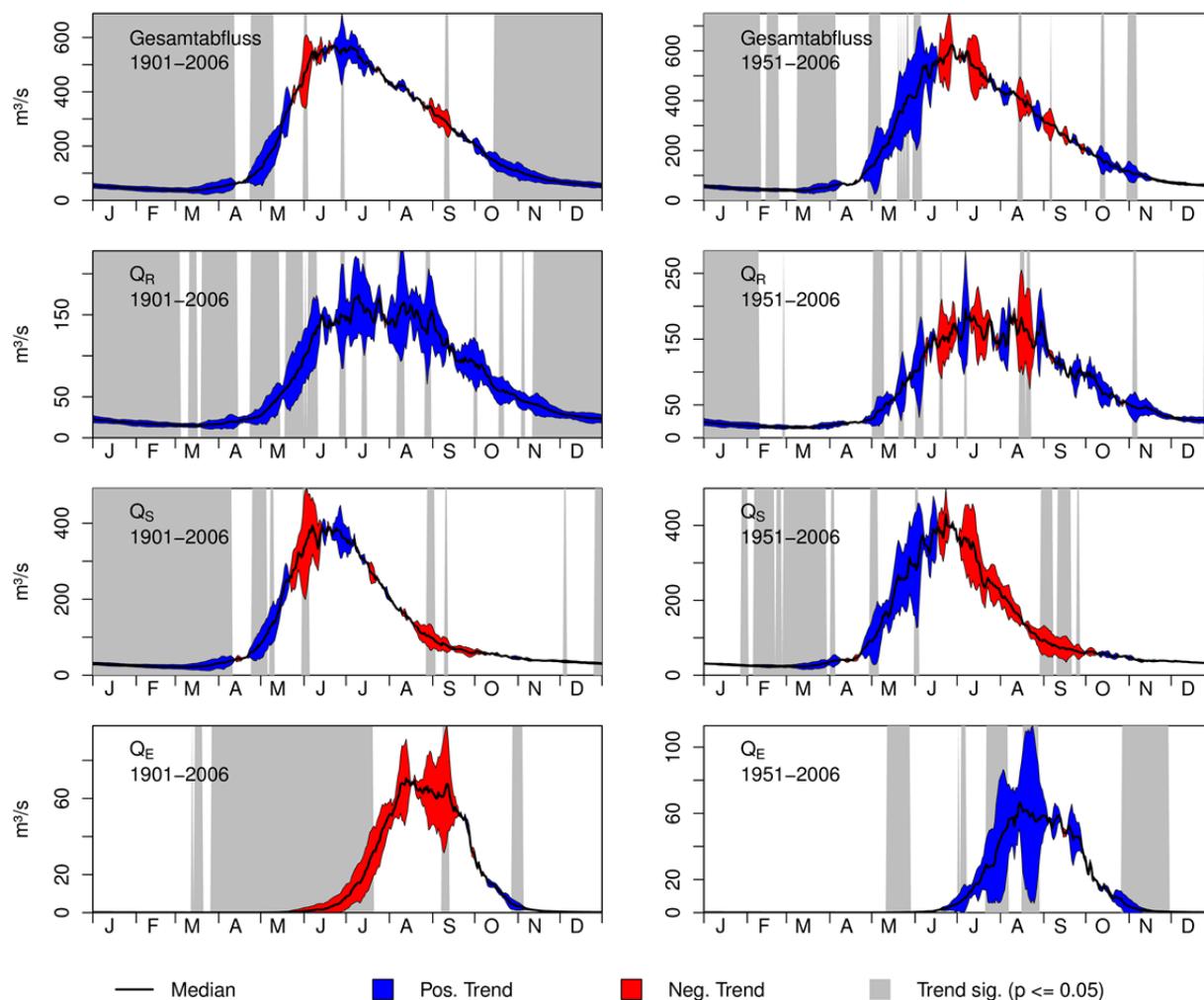


Abbildung 5.25: Modellierungsergebnisse für den Gesamtabfluss und die Abflussanteile  $Q_R$ ,  $Q_S$  und  $Q_E$  (von oben nach unten) aus allen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten: Rekonstruierte Veränderung über die Perioden 1901-2006 (links) und 1951-2006 (rechts) gemäß des Trends, berechnet aus der Sen-Steigung für jeden Tag des Jahres (unter Verwendung von gleitenden Mittelwerten für 3 Tage) und Signifikanz nach Mann-Kendall-Test.

Die Modellierungsergebnisse lassen darauf schließen, dass in den vergletscherten Kopfeinzugsgebieten des Rheins insgesamt bislang (bis 2006) die zusätzliche Eisschmelze infolge höherer Temperaturen den Gletscherrückgang weitgehend kompensiert. Abbildung 5.26 illustriert dies durch den Vergleich der Massenbilanzen und Flächenverluste der Gletscher (Abb. 5.26a und b) mit der Entwicklung der spezifischen Abflusskomponente  $Q_E$  bezogen auf die für das jeweilige hydrologische Jahr modellierte Gletscherfläche (in mm/a) und mit der Entwicklung des absoluten eisschmelzbürtigen Abflusses  $Q_E$  (in  $m^3/s$ ) (Abb. 5.26c). Wie man in der unteren Abbildung (5.26d) sieht, wurden  $30 m^3/s$  zu Beginn des 20. Jhd. noch durch 1500 mm Eisschmelzhöhe generiert, während es am Ende der Simulationspe-

riode 2500 mm Eisschmelzhöhe (und somit entsprechend negativere Gletschermassenbilanzen) benötigt, um den gleichen Abfluss zu generieren.

Hierbei ist zu beachten, dass diese Kompensationssituation, welche sich nach den gezeigten Auswertungen der für alle modellierten 49 Einzugsgebiete aggregierten Ergebnisse (Abb. 5.24-5.26) ergibt, aus einer Konstellation vieler individueller, sehr kleiner bis relativ großer Einzelgletscher in unterschiedlichen Höhenlagen und Regionen innerhalb des Rheinkopfgebiets hervorgeht. Während einige (vor allem kleinere) Gletschern möglicherweise soweit abgeschmolzen sind, dass auch ein inzwischen zurückgehender Beitrag von  $Q_E$  vorliegen kann, könnte bei anderen (vor allem größeren) Gletschern der langfristige Verlust an Eismasse zu noch zunehmenden  $Q_E$ -Beiträgen führen oder durch höhere Schmelzraten so ausgeglichen werden, dass kein Effekt im  $Q_E$ -Beitrag ersichtlich ist. Letzteres wäre auf Basis des Einzelgletschers eine über längere Zeiträume aber eher unwahrscheinliche, zufällig Situation. Nach einer umfassenden modell- und beobachtungsdatenbasierten Studie für über 1000 kleine Gletscher in den Schweizer Alpen von Huss & Fischer (2016) hat der Gletscherabfluss von kleinen Gletschern mit einer Fläche  $\leq 0.5\text{km}^2$  (die vor allem im Rhein- und Rhône-Gebiet relativ verbreitet sind) nach einem erwärmungsbedingten steilen Anstieg in den 1980er Jahren sein Maximum (peak water) bereits, in Abhängigkeit von der Gletschergrößenklasse, zwischen 1997 und 2004 erreicht und ein anhaltender Rückgang der Abflüsse von diesen kleinen Gletschern ist in den nächsten Dekaden zu erwarten. Für größere Gletscher in den Alpen hingegen steht der Peak des Gletscherabflussbeitrags nach Farinotti et al. (2012) noch bevor und ist je nach Gletscher/Gebiet und Klimaprojektion im Zeitraum zwischen 2020 und 2050 zu erwarten. Die beiden unter den von Farinotti et al. (2012) untersuchten neun Gletschern innerhalb des Rheingebiets liegenden Gletscher Trift und Silvretta zeigten hierbei allerdings einen weniger klar ausgeprägtes Muster von zunehmenden hin zu abnehmenden Abflüssen als andere der Untersuchungsgebiete mit einer größeren (absoluten und relativen) Vergletscherung. Im Allgemeinen zeigen diese Studienergebnisse jedoch wie differenziert das aktuelle labile Stadium der Gletscherentwicklung für einzelne Teilgebiete und Gletscher beurteilt werden muss. Beschränkt man die Betrachtung der Entwicklung der aggregierten modellierten  $Q_E$ -Anteile aus allen vergletscherten Kopf-EZG des Rheins in Abbildung 5.23 oder 5.24 auf die Teilperiode seit der letzten stabilen Phase der Gletscher in den 1970ern lässt sich festhalten, dass sich das Rheingebiet bis 2006 nach den Modellierungsergebnissen noch in der Phase eines erhöhten oder zunehmenden Eisschmelzbeitrags befand. Da davon auszugehen ist, dass die glazio-hydrologische Reaktion auf dieser Skala von den Gebieten mit mittleren bis großen Gletschern dominiert wird, da sich von den vielen kleinen Gletschern  $Q_E$ -Anteile in einer untergeordneten Größenordnung ergeben, ist dies in Übereinstimmung mit den Ergebnissen anderer glazio-hydrologischen Studien, wie Farinotti et al. (2012), wonach das Maximum des Gletscherabflusses von Gebieten mit bedeutender Vergletscherung (mittel-großen und großen Gletschern) in den Europäischen Alpen im Allgemeinen noch nicht erreicht wurde.

Die oben erläuterten Feststellungen, wie eine Zunahme des Gesamtabflusses und von  $Q_R$  über das Jahrhundert sowie die differenzierten Beiträge von  $Q_E$  in diesen charakteristischen Perioden des 20. Jahrhunderts, spiegeln sich auch in den Mittelwerten dieser Teilperioden wider (Tabelle 5.7).

Tabelle 5.7: Mittelwerte der modellierten Gesamtabflüsse ( $Q_{sim}$ ) und der modellierten Abflusskomponenten aus allen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten für verschiedene Teilperioden (Phasen mit verschiedener Gletscherentwicklung, vgl. Abschnitt 3.4).

Periode	$Q_{sim}$		$Q_R$		$Q_S$		$Q_E$	
	$\text{m}^3/\text{s}$	$\text{m}^3/\text{s}$	%	$\text{m}^3/\text{s}$	%	$\text{m}^3/\text{s}$	%	
1901-1924	213.7	71.0	33.2	124.6	58.3	18.1	8.5	
1925-1954	212.2	76.4	36.0	116.4	54.8	19.5	9.2	
1955-1984	220.4	80.6	36.6	126.9	57.6	12.9	5.8	
1985-2006	226.6	87.7	38.7	121.5	53.6	17.5	7.7	

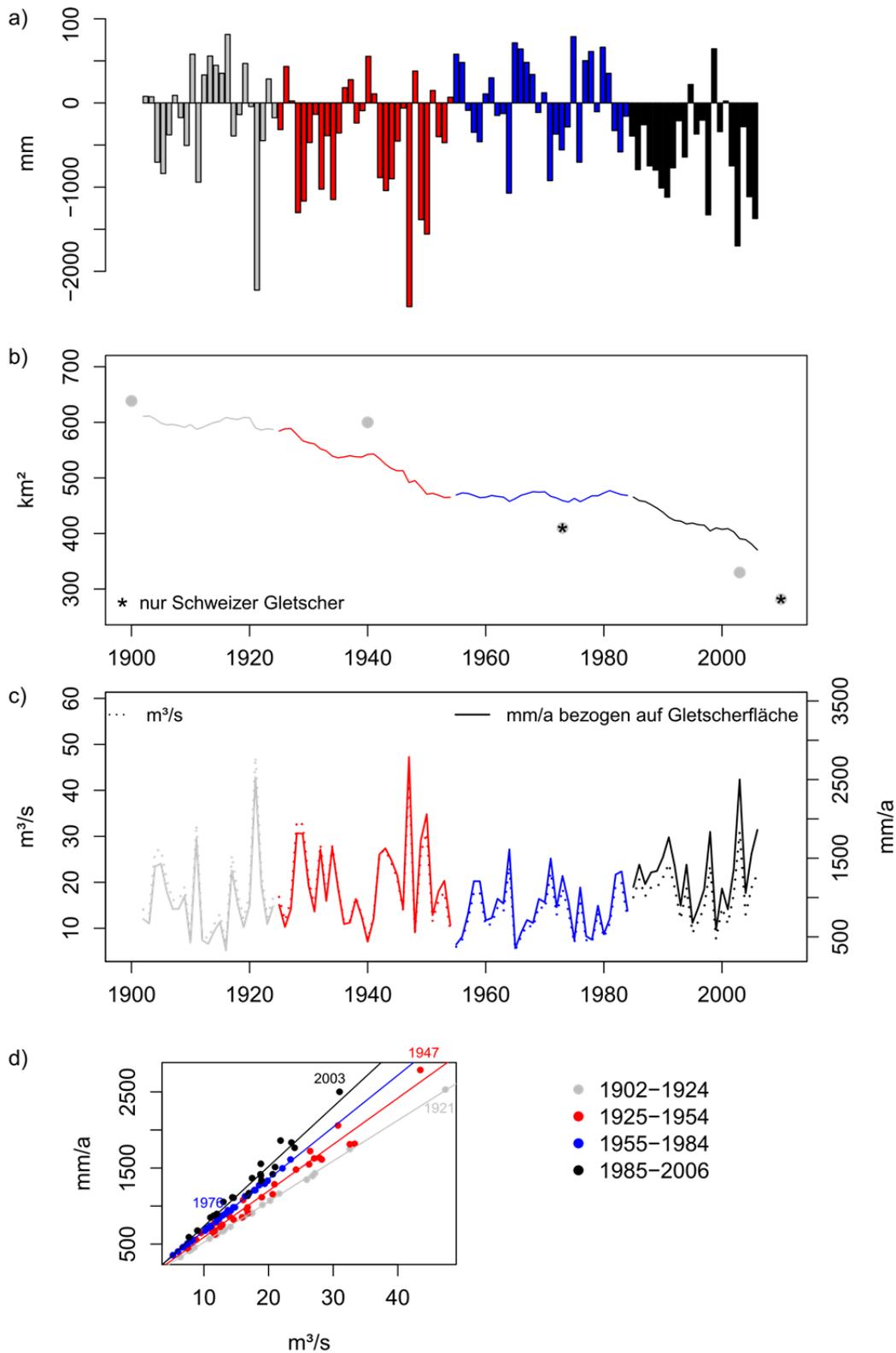


Abbildung 5.26: Modellierungsergebnisse für alle vergletscherten Kopfeinzugsgebiete (aggregierte Werte) farblich differenziert für verschiedene Teilperioden (vgl. Abschnitt 3.4): a) Gletschermassenbilanz der hydrologischen Jahre 1902-2006, b) Modellierte Gletscherfläche (Linie) und Gletscherfläche nach den verschiedenen Gletscherkartierungsdaten, c) Abflussanteil  $Q_E$  (Mittel der hydrolog. Jahre 1902-2006) als Absolutwert ( $m^3/s$ ) und als Spende in  $mm/a$  bezogen auf die modellierte Gletscherfläche, d)  $Q_E$  in  $m^3/s$  (x-Achse) gegenüber  $Q_E$  in  $mm/a$  bezogen auf die modellierte Gletscherfläche (y-Achse) und Regressionsgeraden zwischen beiden Größen für die verschiedenen Teilperioden und Kennzeichnung der ausgewählten Rhein-Niedrigwasserjahre.

Ein zusätzliches Modellexperiment, bei dem der Gletscherrückgang verhindert wird, d.h. die Gletscherfläche konstant in ihrem Anfangszustand bleibt (wie in vielen "herkömmlichen" hydrologischen Modellen ohne Gletscherveränderungs-Routine), verdeutlicht die resultierende Abflusszunahme, insbesondere nach 1980 (Abb. 5.27), wie sie allein aufgrund der beobachteten Temperaturerwärmung zu erwarten wäre. Jedoch zeigt, wie oben schon erwähnt und diskutiert, die Abflusskomponente  $Q_E$  für die transiente Gletschermodellierung diesen Effekt nicht, da die reduzierte Gletscherfläche im Fall der Gletscher im Rheineinzugsgebiet kompensierend wirkt.

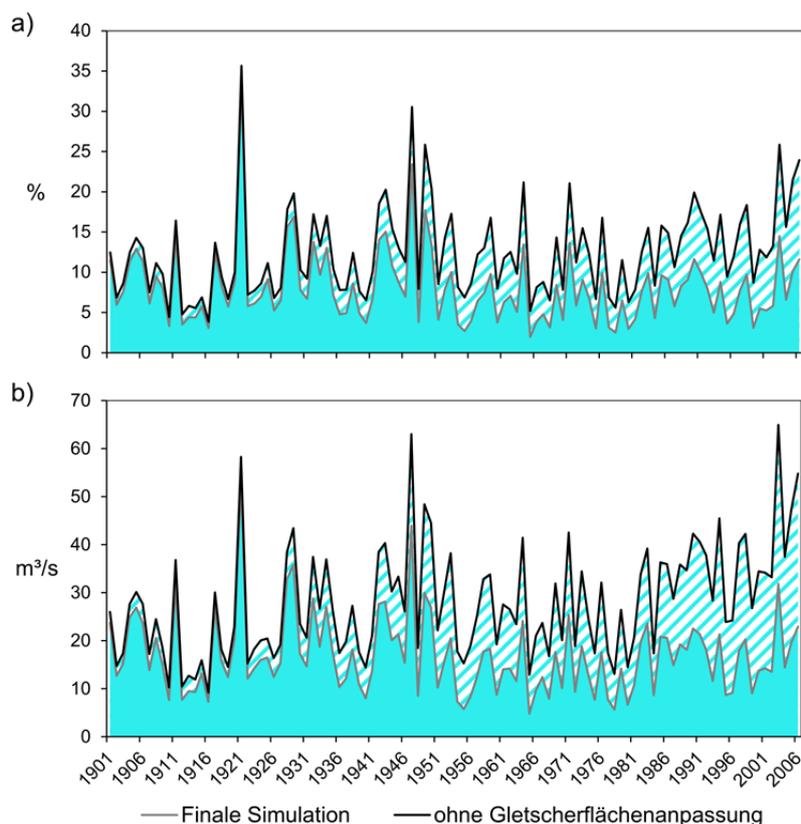


Abbildung 5.27: Modellerte mittlere jährliche Abflusskomponente  $Q_E$  aus allen mit HBV-Light modellierten vergletscherten Kopfeinzugsgebieten (siehe Abb. 5.1) für die finale Modellierung (graue Linie) und für das Modellexperiment mit stationärer Gletscherfläche (schwarze Linie) sowie der resultierende Unterschied (schraffierter Bereich): a) als prozentualer Anteil am Gesamtabfluss (oben) und b) absolut (unten).

Abbildung 5.28 zeigt den Effekt dieses Modellexperiments auf die Abflusssimulation des Jahres 2003. Wenn in diesem Jahr noch Gletscherflächen und –volumen von 1901 in den Einzugsgebieten vorhanden gewesen wären, wäre der Gesamtabfluss aus den vergletscherten Kopfeinzugsgebieten des Rheins in diesem Niedrigwasserjahr nach der Simulation etwa 15% höher gewesen (Abb. 5.28b). Jedoch kann auch festgestellt werden, dass ganz ohne Beitrag aus der Eisschmelze der Jahresabfluss etwa 15% geringer gewesen wäre (Abb. 5.28c), was insbesondere in den Monaten Juli, August und September zu einer sehr starken Verschärfung der Niedrigwassersituation geführt hätte. Bis Juni hingegen sind keine merklichen Auswirkungen auf die Ganglinien zu sehen. Ein ähnliches Experiment wurde z.B. von Koboltschnig et al. (2007) für das (relativ kleine aber hochvergletscherte) Goldbergkees Einzugsgebiet in Österreich durchgeführt, wo für die angenommene Gletscherfläche des Jahres 1979 mit der Meteorologie des Jahres 2003 eine um 12% höhere Gletschereisschmelze modelliert wurde.

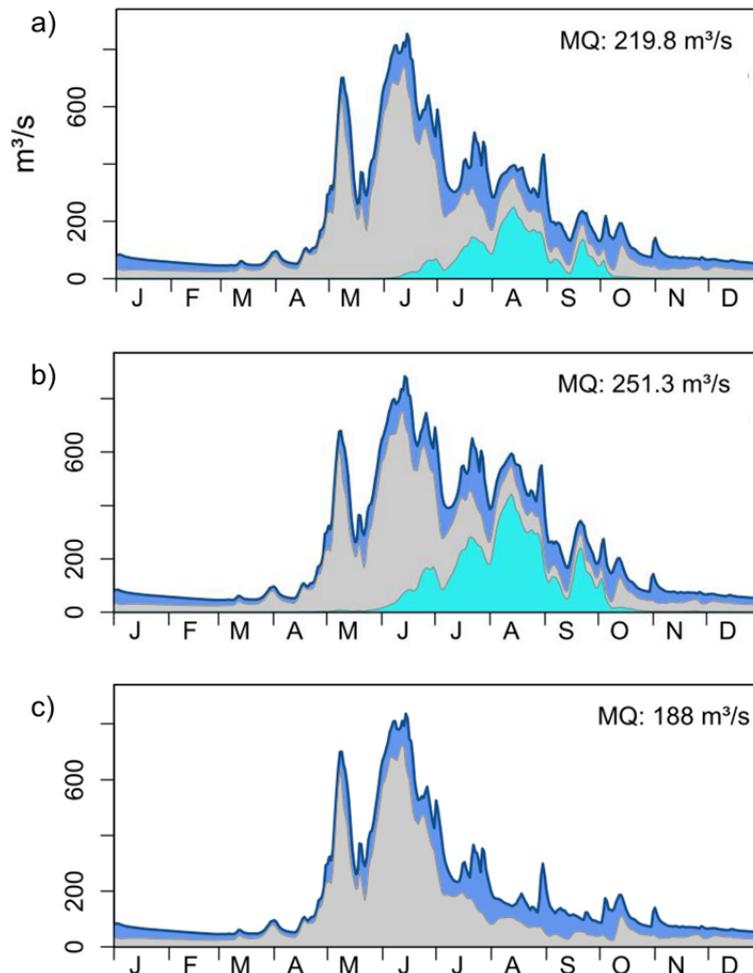


Abbildung 5.28: Modellierte Abflussganglinie und Abflusskomponenten aus allen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten für das Jahr 2003: a) gemäß der finalen Simulation (wie in Abb. 5.21), b) gemäß einer Vergleichssimulation mit seit 1901 stationären Gletschern und c) gemäß der finalen Simulation bei Weglassen der Komponente  $Q_E$ .

Insbesondere diese Analysen und das Modellexperiment ohne Gletscherveränderung illustrieren zum einen nochmal wie wichtig die Kopplung der Gletscherveränderungen an die Hydrologie zur Bestimmung der Abflusskomponenten ist und damit auch für die Attribution von Trends und Veränderungen im Abflussverhalten. Zum anderen demonstrieren diese Analysen auch das Potential für weitergehende Modellexperimente zur Untersuchung des gekoppelten Einflusses des Klima- und Landbedeckungswandels.

## 5.8 Fazit

Für die Modellanwendung von HBV-Light für die 49 vergletscherten Kopfeinzugsgebiete wurden verschiedene Modellerweiterungen vorgenommen, um wesentliche hydrologische Prozesse in diesen komplexen hochalpinen Gebieten angemessen erfassen zu können. Zudem wurde versucht die Modellanwendung in jeglicher Hinsicht durch Beobachtungsdaten, die für alle oder zumindest möglichst viele der Gebiete verfügbar sind, abzustützen. Besonderen Wert wurde hierbei weiterhin auf eine adäquate Repräsentation der Gletscherentwicklung gelegt. Die daraus generierte Abflusskomponente  $Q_E$  wird im Vergleich zum gesamten Rheingebiet zwar nur in einem kleinen Gebietsteil gebildet, spielt jedoch im Kontext der Langzeitmodellierung über einen Zeitraum mit Phasen ausgeprägter Klimavariabilität eine besonders interessante Rolle. Anhand des direkten Einbezugs verschiedener Benchmarks

in die entwickelte Multi-Kriterien-Kalibrierung, konnte letztlich eine akzeptable Übereinstimmung der Simulationen mit Beobachtungsdaten von Abflüssen, Schneehöhen und -bedeckung sowie Gletschervolumen über den 106-jährigen Simulationszeitraum erzielt werden. Die Verwendung der Schnee- und Gletscherdaten ermöglichte auch für die 25 Gebiete, für die keine Abflussdaten vorlagen, eine adäquate Parameteroptimierung.

Die Resultate der Modellierung der Abflusskomponenten für die vergletscherten Kopfeinzugsgebiete bestätigen mit einem Anteil im langjährigen Mittel (1901-2006) von 8% die im Vergleich zum Gesamtabfluss insgesamt relativ geringe Größenordnung der Eisschmelzabflusskomponente, die ähnlich auch aus Wasserhaushaltsbilanzierungsstudien in Einzugsgebieten ähnlicher Skala hervorgeht. Jedoch zeichnet sich  $Q_E$  doch als eine Abflusskomponente mit einer bemerkenswert hohen Variabilität zwischen einzelnen Jahren aus. Einzelne meteorologische Extremjahre sowie auch die charakteristischen klimatische Phasen der Gletscherentwicklung des 20. Jahrhunderts werden von dem modellierten eisschmelzbürtigen Abflussbeitrag aus den vergletscherten Kopfeinzugsgebieten deutlich widerspiegelt. Die höchsten relativen wie absoluten Eisschmelzkomponenten sind mit mittleren Monatsanteilen bis zu 63% (aggregiert für alle modellierten Kopf-EZG) in historischen Niedrigwasserjahren des Rheins festzustellen. Die höchsten Monatsmittel der Simulationsperiode treten in der Periode vor 1951 und somit in der Teilperiode mit rekonstruierten Klimaeingangsdaten, insbesondere in den Trockenjahren 1921 und 1947, auf. Laut den Modellierungen traten allerdings im August des Trocken- und Hitzesommers 2003 relative  $Q_E$ -Anteile in einer ähnlichen Größenordnung wie bei den früheren Ereignissen auf. Die Auswertung ausgewählter historischer Rhein-Niedrigwasserjahre zeigt aber, dass es auch bedeutende Rhein-Niedrigwasserereignisse wie im Jahr 1976 gibt, bei denen erhöhte  $Q_E$ -Anteile eine geringere Rolle spielen.

Die Auswertungen der Modellierungsergebnisse hinsichtlich des Langzeitverhaltens lassen keinen eindeutigen Trend des Beitrags von  $Q_E$  aus allen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten über den gesamten Zeitraum 1901-2006 erkennen, da sich erhöhte Schmelzraten und zurückgehende Gletscherbedeckung teilweise auszugleichen scheinen. Ein hypothetischer Modelllauf, bei dem der Gletscher konstant auf seinem Ausgangszustand gehalten wurde, illustriert, dass unter dieser Annahme der Abfluss doch deutlich zugenommen hätte. Es ist jedoch ausdrücklich anzumerken, dass sich sowohl über kürzere Zeiträume als 1901-2006 (beispielsweise den Zeitraum seit der letzten stabilen Phase der Gletscher um 1970) oder bei einer Verlängerung der Simulationen bis heute als auch bei Betrachtung einzelner Kopfeinzugsgebiete ein anderes Bild der Abflussentwicklung ergeben kann. Dies passt zu Ergebnissen anderer Studien, wonach in den Alpen der ‚peak-water-Zeitpunkt‘ sehr variabel sein kann und bei kleineren Gletschern bereits um die Jahrhundertwende überschritten wurde, während er für größere Gletscher erst in den kommenden Jahrzehnten zu erwarten sei.

## 6 Modellierung des gesamten Rheineinzugsgebiets

### 6.1 Zielsetzung und LARSIM Modellbeschreibung

#### 6.1.1 Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM

Für die Modellierung der Abflüsse unterhalb der Pegel der vergletscherten Kopfeinzugsgebiete wird das physikalisch basierte Wasserhaushaltsmodell LARSIM verwendet (Ludwig & Bremicker, 2006). LARSIM wird für das vorliegende Projekt von der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (LUBW) zur Verfügung gestellt. Das Wasserhaushaltsmodell ermöglicht eine prozess- und flächendetaillierte Simulation des terrestrischen Wasserkreislaufs in hoher zeitlicher Auflösung (Tages- oder Stunden-Zeitschritt). Für dieses Projekt wird LARSIM in Tageszeitschritten eingesetzt.

Die Modellierung in LARSIM basiert auf räumlich aufgelösten Systemdaten (Geländehöhe, Gefälle, Landnutzung, Bodeneigenschaften, Gerinnegeometrie, etc.). Beim Aufbau eines Wasserhaushaltsmodells wird das jeweilige Flussgebiet in Teilgebiete untergliedert (entweder hydrologische Teileinzugsgebiete oder Rasterzellen). Zur Berücksichtigung subskaliger Prozesse sind diese Teilgebiete nochmals in Landnutzungsklassen unterteilt, denen Bodeneigenschaften zugeordnet sind. Unter Berücksichtigung landnutzungsspezifischer, jahreszeitlich variabler Systemdaten werden die folgenden Prozesse subskalig berechnet:

- Schneeakkumulation, -metamorphose und -ablation
- Evapotranspiration (inkl. Interzeption)
- Bodenwasserhaushalt

Die folgenden Prozesse werden teilgebietsspezifisch behandelt:

- Abflusskonzentration über drei oder vier parallele Einzellinearspeicher (Gebietsspeicher)
- Translation und Retention im Gerinne können mit unterschiedlichen hydrologischen Verfahren abgebildet werden. Alternativ können auch Volumen-Abfluss-Beziehungen eingebunden werden, die mit Hilfe hydrodynamischer Modelle ermittelt wurden.

Darüber hinaus können Rückhaltebecken, Talsperren, Ein- bzw. Überleitungen berücksichtigt werden. Für die Modellierung der einzelnen Prozesse stehen in LARSIM verschiedene Module zur Verfügung, die projektspezifisch (z.B. je nach Datenverfügbarkeit) aktiviert werden können.

LARSIM verfügt über zahlreiche, speziell an den operationellen Betrieb zur Abflussvorhersage angepasste Funktionalitäten. Hochaufgelöste LARSIM-Wasserhaushaltsmodelle eignen sich daher sehr gut für den operationellen Einsatz (Luce et al., 2006). Entsprechende operationelle, räumlich hochaufgelöste Wasserhaushaltsmodelle liegen für weite Teile des Rheingebietes und für das deutsche Donaugebiet vor (Bremicker et al., 2013). Zudem werden LARSIM-Modelle für zahlreiche weitere wasserwirtschaftliche Aufgaben sowohl im operationellen Einsatz als auch im Offline-Betrieb genutzt. So wird LARSIM u.a. im Rahmen der Klimafolgenuntersuchungen unter Verwendung von Klimaprojektionsdaten eingesetzt, um die zukünftigen Veränderungen im Wasserhaushalt abzuschätzen (Gerlinger & Meuser, 2013).

Für das Rhein-Einzugsgebiet sind verschiedene LARSIM-Modelle verfügbar, die in diesem Projekt zusammen eingesetzt wurden, um die Schnee- und Eisanteile zu bestimmen und um den Wellenablauf der Abflussanteile durch das Rhein-Einzugsgebiet zu berechnen. LARSIM berechnet dabei die Schneedynamik in den nicht vergletscherten Gebieten des Rhein-Einzugsgebiets selbst.

Die Abflussanteile der vergletscherten Gebiete im Rhein-Einzugsgebiet werden dagegen aus den HBV-Modellen übernommen.

Die für das Rheineinzugsgebiet in Tageszeitschritten im Einsatz befindlichen und auch für die Offline-Klimafolgenmodellierung eingesetzten Modelle wurden für die Berechnung der Abflusskomponenten aus Schnee- und Eisschmelze angepasst. Dabei werden die Modelle mit den vorhandenen gemessenen Abflussdaten getestet und validiert. Die Wiedergabe von Dynamik und Bilanzen langfristiger Veränderungen in den Abflussanteilen auf Grund von Änderungen in Klima und Bewirtschaftung wird dabei mit untersucht. Dabei werden die langfristigen Änderungen im Zeitraum zwischen 1901 und 2006 betrachtet. Die Verifizierung und Modellierung des Wellenablaufs durch die Speicher und durch die regulierten und unregulierten Seen bis Basel mit LARSIM werden unter Einbeziehung der Änderungen der wasserwirtschaftlichen Maßnahmen durchgeführt.

### 6.1.2 Kombiniertes Zweiskalen-Gesamtmodell für das Rhein-Einzugsgebiet

Die Abflüsse und Abflussanteile in den nicht-vergletscherten Teilgebieten des Rhein-Einzugsgebiets für ausgewählte Pegel im Rheingebiet bis Lobith werden durch die Kombination aus hochaufgelösten 1x1km<sup>2</sup>-LARSIM-Modellen bis zum Pegel Basel mit einem 5x5km<sup>2</sup>-LARSIM-Modell ab dem Pegel Basel berechnet:

#### **Rhein-Einzugsgebiet bis zum Pegel Basel (1x1 km<sup>2</sup>-Rastermodell (LARSIM-Hochrhein)):**

Für das Rheineinzugsgebiet bis zum Pegel Basel liegen vier hochaufgelöste LARSIM-Modelle (1x1km<sup>2</sup>-Rastermodelle) vor, die im Auftrag der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (LUBW) sowie des Amtes der Vorarlberger Landesregierung (AVLR) erstellt wurden. Neben dem LUBW-Modell für das Rhein-Einzugsgebiet der Schweiz stehen die beiden LUBW-Modelle für die baden-württembergischen Zuflüsse zum Hochrhein und zum Bodensee sowie das AVLR-Modell für die Bregenzerach zur Verfügung (Abb. 6.1). Diese vier Modelle für die LARSIM-Modellierung des Rhein-Einzugsgebiets bis zum Pegel Basel werden im weiteren Text zusammenfassend als LARSIM-Hochrhein bezeichnet.

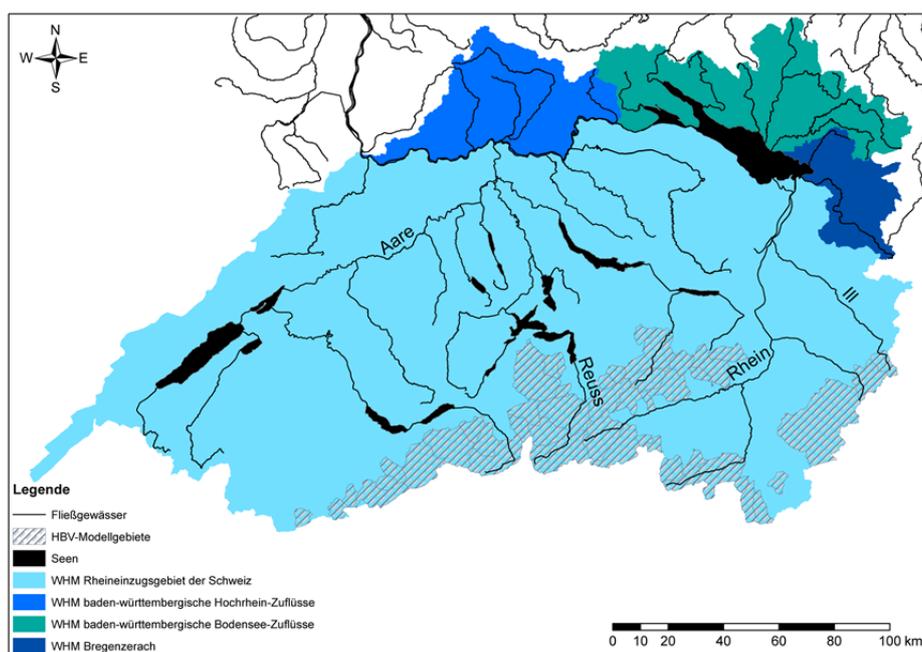


Abbildung 6.1: Verwendete LARSIM-Wasserhaushaltsmodelle (räumliche Auflösung: 1x1km<sup>2</sup>-Rasterzellen) für das Rhein-Einzugsgebiet bis zum Pegel Basel.

Die Modelle sind untereinander gekoppelt, so dass mit der Modellkette der Abfluss an allen Stellen des gesamten Einzugsgebiets des Pegels Basel räumlich hochaufgelöst berechnet werden kann. Die gekoppelten Modelle werden für die operationellen Abflussvorhersagen in Echtzeit mit Stundenwertzeitschritten bei der Hochwasservorhersagezentrale Baden-Württemberg (HVZ) der LUBW eingesetzt. Diese Modelle liegen auch in Tageszeitschritten vor. Die Tageswertmodelle des LARSIM-Hochrhein werden ebenfalls bei der HVZ für die Berechnung von Langfristvorhersagen operationell eingesetzt. Es handelt sich somit um eine überprüfte Modellkette, deren Eignung im Vergleich mit gemessenen Ganglinien im täglichen Betrieb unter Beweis gestellt wird.

Bislang lagen diese Modelle in unterschiedlichen Koordinatensystemen und unter Verwendung des bisher in LARSIM genutzten GMD-Format vor. Die Modelle wurden für das ASG-Rhein-Projekt einheitlich auf die Berechnung in schweizerischen Koordinaten (Koordinatensystem CH1903) und auf das Einlesen des zukünftig in LARSIM verwendeten LILA-/KALA-Formats umgestellt.

### **Rhein-Einzugsgebiet ab Pegel Basel (5x5km<sup>2</sup>-Rastermodell (LARSIM-ME-Rhein))**

Für ganz Mitteleuropa liegt ein im Auftrag der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) erstelltes LARSIM-Rastermodell in der Auflösung 5x5km<sup>2</sup> vor, welches in Projekten der BfG zur hydrologischen Klimafolgenuntersuchung für Simulationen mit Tageswerten verwendet wird (Abb. 6.2). Dieses Modell für Mitteleuropa wird als LARSIM-ME bezeichnet. Der hier verwendete Modellausschnitt aus LARSIM-ME für das Rhein-Einzugsgebiet wird im weiteren Text als LARSIM-ME-Rhein bezeichnet.

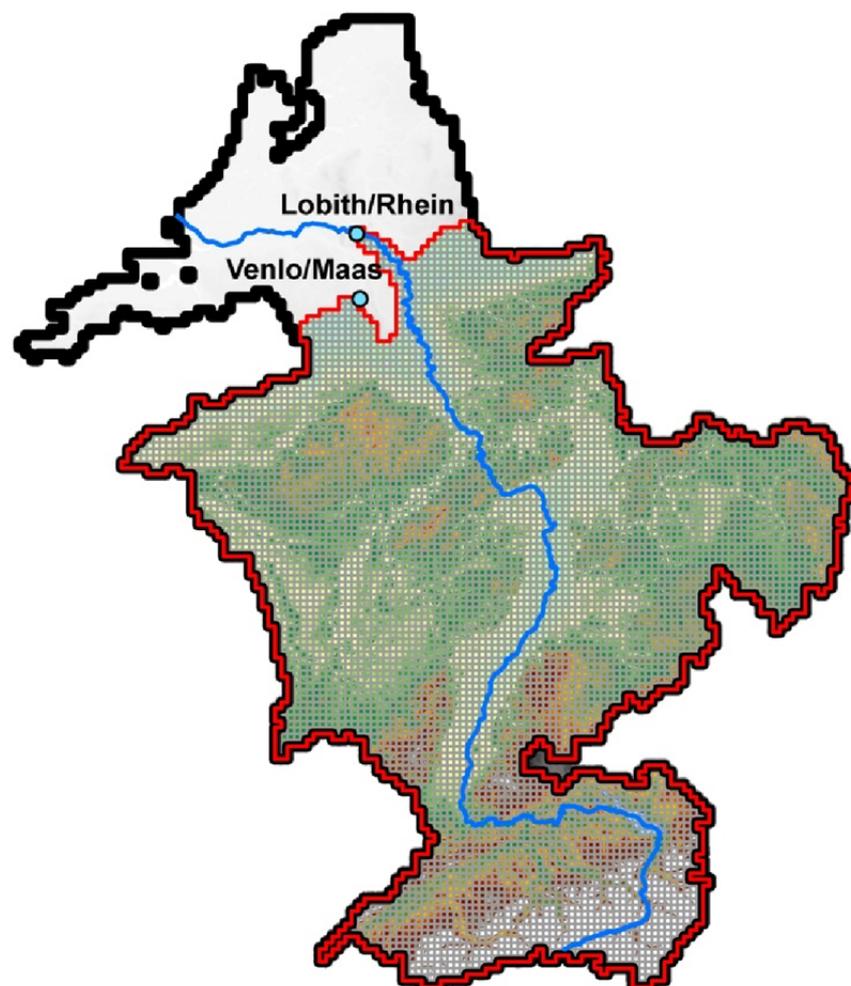


Abbildung 6.2: 5x5km<sup>2</sup>-Rasterzellen des LARSIM-ME-Rhein-Modells für das Rhein-Einzugsgebiet.

Das 5x5 km<sup>2</sup>-Modell hat gegenüber den hochaufgelösten 1x1km<sup>2</sup>-Modellen folgende Unterschiede:

- Die Verdunstung wird nach Penman/Wendling berechnet (statt mittels Penman-Monteith-Verfahren).
- Die Schneemodellierung wird mit dem Gradtagverfahren durchgeführt (anstelle eines Verfahrens mit Berücksichtigung der gesamten Energiebilanz der Schneedecke unter Einbeziehung der Strahlungswerte).
- Die Topographie wird auf Grund der 5x5km<sup>2</sup>-Auflösung gröber wiedergegeben.
- Das LARSIM-ME-Rhein liegt für das ganze Rhein-Einzugsgebiet vor.
- Aufgrund der vereinfachten Berechnungsverfahren sind nur Werte zur Lufttemperatur, zum Niederschlag und zur Globalstrahlung erforderlich. Diese sind in HYRAS vorhanden.

Die verwendeten hochaufgelösten 1x1km<sup>2</sup>-LARSIM-Modelle benötigen für die Berechnung der Verdunstung nach dem Penman-Monteith-Verfahren noch zusätzlich Werte zur Windgeschwindigkeit, zur relativen Feuchte und zum Luftdruck. Die Werte für diese Variablen, die anhand von plausibilisierten Stationsdaten für das LARSIM-Hochrhein ermittelt wurden, sind für das LARSIM-ME-Rhein nicht erforderlich.

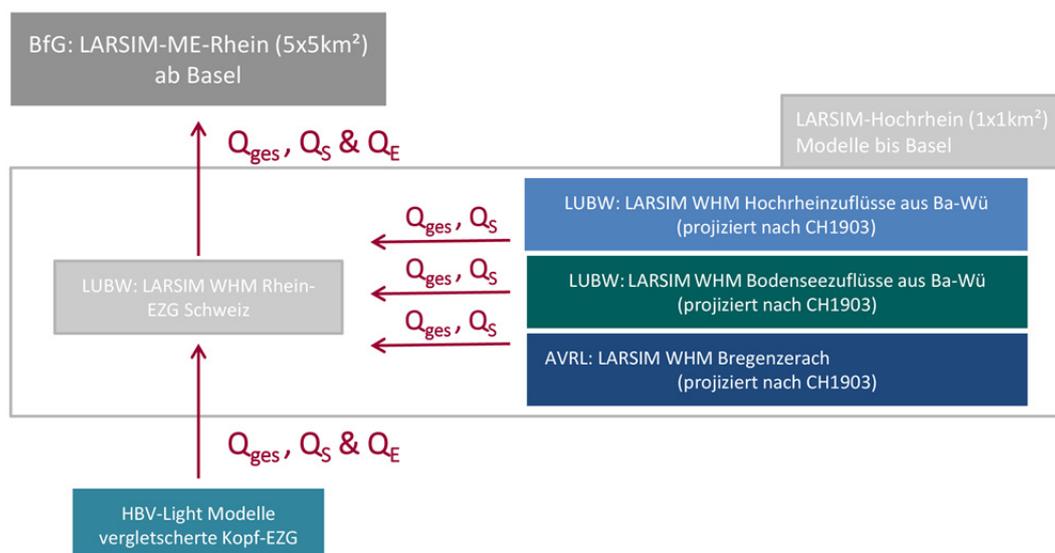


Abbildung 6.3: Kopplung der HBV- und LARSIM-Modelle und Übergaben der Abflusskomponenten.

Durch das 5x5km<sup>2</sup>-Modell besteht die Möglichkeit, das Rhein-Einzugsgebiet ab dem Pegel Basel mit dem 5x5km<sup>2</sup>-Modell zu modellieren (LARSIM-ME-Rhein), während das Rheineinzugsgebiet bis zum Pegel Basel mit den hochaufgelösten 1x1km<sup>2</sup>-Modellen (LARSIM-Hochrhein) simuliert wird. Somit wird im ASG-Rhein-Projekt ein kombiniertes Zweiskalen-Gesamtmodell für das Rhein-Einzugsgebiet eingesetzt (vgl. Abb. 1.4 und Abb. 6.3):

- **LARSIM-Hochrhein:** Für das Rhein-Einzugsgebiet bis zum Pegel Basel werden die hochaufgelösten 1x1km<sup>2</sup>-LARSIM-Modelle verwendet. Diese Teileinzugsgebiete sind insbesondere relevant für die schmelzwasserbürtigen Abflüsse. Durch die Berücksichtigung der weitaus detaillierter aufgelösten Topographie und Reliefunterschiede im 1x1km<sup>2</sup>-Modell gegenüber den 5x5km<sup>2</sup>-Modell werden optimale Voraussetzungen für die möglichst genaue Erfassung der Schneemodellierung gegeben. Zudem werden in den hochaufgelösten Modellen die umfassen-

deren Modellierungsansätze für den Schnee und die Verdunstung verwendet, die Talsperren und wasserwirtschaftlichen Maßnahmen sind detaillierter umgesetzt und für das Flood-Routing sind dV/dQ-Beziehungen der wichtigsten Flüsse (z.B. Aare, Thur) integriert. Der Wellenablauf wird für das Rhein-Einzugsgebiet bis Basel durch die in den hochaufgelösten Modellen umgesetzten Flood-Routing-Verfahren und den dabei verwendeten Grundlagendaten berechnet. Die 1x1km<sup>2</sup>-Auflösung ist für die hochalpinen Einzugsgebietsteile eventuell für lokale Betrachtungen nicht detailliert genug, weswegen für die vergletscherten Kopfeinzugsgebiete die HBV-Modelle eingesetzt werden.

- **LARSIM-ME-Rhein:** Die so detailliert berechneten Abflüsse aus dem Rhein-Einzugsgebiet bis zum Pegel Basel werden als Zuflussganglinien in den Rhein ab Basel an das LARSIM-ME-Rhein übergeben. Dann erfolgt die Identifizierung der schmelzwasserbürtigen Abflüsse aus dem Schnee aus den Einzugsgebieten stromab des Pegels Basel mit dem 5x5km<sup>2</sup>-LARSIM-ME-Rhein.

Um die Höhenverhältnisse innerhalb der 5x5km<sup>2</sup>-Rasterzellen besser abbilden zu können, wurden vor Beginn der Modellierungen im Auftrag der BfG Höhenzonen innerhalb jeder Rasterzelle ermittelt und in das Modell integriert (externe Höhenzonierung) (BfG, 2016). Die Höhenzonierung wurde auf Grundlage eines Digitalen Geländemodells durchgeführt. Bei der Höhenzonierung wird nicht unterschieden, welche Landnutzung in welcher Höhenzone auftritt, sondern die Anteile der Landnutzungsklassen in den Höhenzonen entsprechen den Landnutzungsanteilen der Rasterzelle.

Die Schneeschmelzberechnung sowie die Schneelumverteilung aufgrund des Massentransports des Schnees erfolgt in LARSIM dann für die jeweiligen Höhenzonen separat und somit räumlich präziser. Insbesondere in stark reliefiertem Gelände wird dadurch der Schneedeckenaufbau als auch Schneeschmelze differenzierter berechnet.

## 6.2 Modellanpassungen und Modellentwicklungen

### 6.2.1 Anpassungen des Programms LARSIM

Für die Genauigkeit der Abflussberechnungen mit LARSIM im operationellen Betrieb der Hochwasser-Vorhersage-Zentralen oder auch im Rahmen der Projekte zum Klimawandel ist es von großer Bedeutung, dass die Abflussbildung aus den verschiedenen relevanten Komponenten (darunter auch Schneeschmelze) erfasst und validiert wird. Daher wird die korrekte Berücksichtigung des Abflussbeitrages aus der Schneeschmelze in LARSIM seit vielen Jahren kontinuierlich verbessert. Die relevanten Effekte der Schneeschmelze (inkl. des Massentransports des Schnees von höher gelegenen Modellteilgebieten in tiefer gelegene Teilgebiete) sind in den LARSIM-Berechnungen räumlich und zeitlich hochaufgelöst enthalten. In LARSIM wird die Schneedeckendynamik für jede einzelne Landnutzung getrennt gerechnet. Durch die Berücksichtigung aller der Schneedynamik zugrundeliegenden Einflussfaktoren in der Schneemodellierung ist LARSIM besonders gut geeignet, um die Abflussanteile aus der Schneeschmelze zu berechnen. Dabei werden im operationellen Betrieb die Ergebnisse für die Schneeschmelze aus den Wasserhaushaltsmodellen u.a. mit Satellitendaten, Schneemessungen an Bodenstationen sowie mit dem Abfluss in unterschiedlichen Jahreszeiten und Schneeschmelzsituationen validiert.

Um LARSIM für die Modellierung der Abflusskomponenten aus Schnee- und Eisschmelze in diesem speziellen Projekt zu verwenden, waren weitere Modellanpassungen erforderlich. So wurde LARSIM erweitert, um die Zufluss-Ganglinien (inkl. der Anteile der Abflusskomponenten aus Schnee- und Eisschmelze) aus den HBV-Modellen übernehmen zu können. In Abbildung 6.4 sind die HBV-Modellierungsgebiete und die Übergabepunkte zum LARSIM-Hochrhein dargestellt.

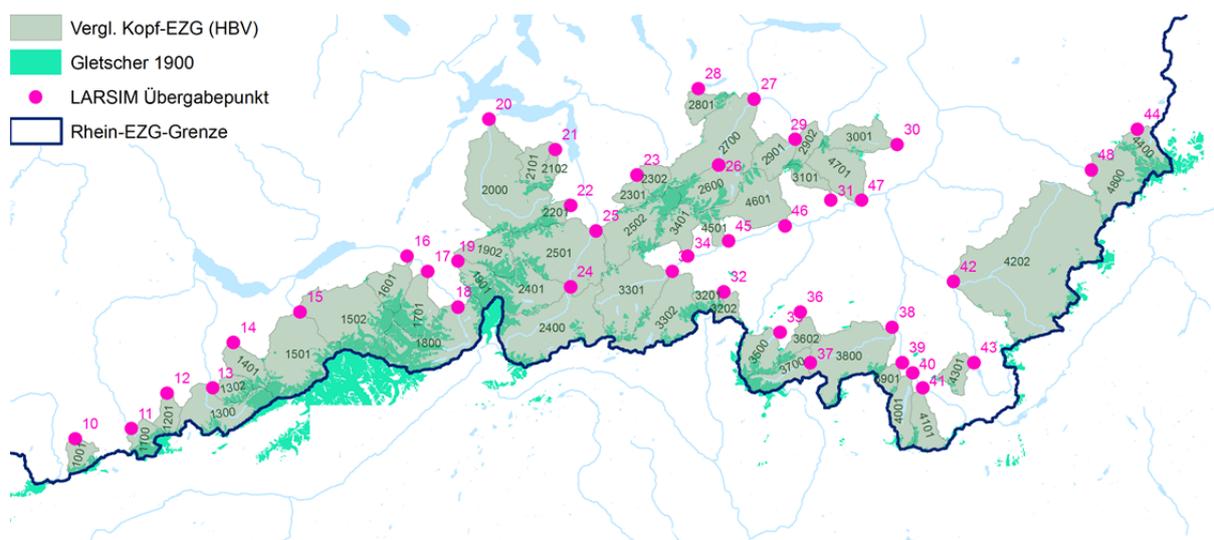


Abbildung 6.4: Schematische Übersichtskarte der mit HBV-Light modellierten vergletscherten Kopfeinzugsgebiete (vgl. Abb. 5.1 und Tabelle 5.1) mit Übergabepunkten zur Kopplung mit LARSIM-Hochrhein (zur Übergabe der modellierten Abflusskomponenten aus den 49 einzelnen EZG an das LARSIM-Hochrhein Modell wurden 39 Übergabepunkte, durchnummeriert von 10 bis 48, festgelegt).

Da in den HBV-Modellen die Gerinne nicht abgebildet sind und kein Flood-Routing erfolgt, wurde entlang einzelner Flussstücke, die von mehreren hintereinanderliegenden HBV-Gebieten abgedeckt werden (wie z.B. im Oberlauf des Hinterrheins), das Abfluss-Routing auch für diese HBV-Gebiete mit LARSIM berechnet.

Zudem wurde LARSIM weiterentwickelt, um die Abflusskomponenten aus Schnee- und Eisschmelze jeweils als eigene Größen mit ihrer Durchmischung, dem Transport und der Retention durch das Einzugsgebiet und die Gerinne zu berechnen. In LARSIM wurde somit die Berechnung der Anteile  $Q_S$  und die Weiterverfolgung der Ganglinien für den gesamten Abfluss,  $Q_S$ ,  $Q_E$  und  $Q_R$  durch das Rhein-Einzugsgebiet unterhalb der vergletscherten Gebiete umgesetzt. Insbesondere diese programmtechnischen Modellanpassungen sind in einem komplexen, für zahlreiche Fragestellungen im operationellen Betrieb und im Offline-Betrieb angewandten Modell wie LARSIM aufwändig.

Um die Berechnung der Abflusskomponenten in LARSIM umzusetzen, wurde das in Kapitel 4 entwickelte Mischungsbehältermodell in LARSIM integriert. Der Ansatz des Mischungsbehälters wurde in LARSIM an zwei Stellen umgesetzt: Zum einen als Mischungsbehälter zur Berechnung der Abflussbildung und Abflusskonzentration jeweils pro Modellelement. Zum anderen als Mischungsbehälter zur Berechnung der Abflusskomponenten jeweils im See bzw. der Talsperre. Somit sind die Mischungsbehälter für jedes Modellelement und für jeden See bzw. Talsperre in LARSIM umgesetzt. Die Berechnung der veränderlichen Anteile der Abflusskomponenten in den Mischungsbehältern erfolgt parallel zur eigentlichen Berechnung der Abflüsse in LARSIM. Dies bedeutet, dass die Mischungsbehälter nur den Zweck erfüllen, die relativen Anteile der einzelnen Komponenten im Teilgebiet (bzw. See oder Talsperre) zu bestimmen. Diese berechneten Anteile werden dann jeweils auf den aus dem Modellelement (bzw. See oder Talsperre) ins nächste Modellelement abgegebenen Abfluss aufgeprägt.

Das Flood-Routing der Komponenten im Gerinne erfolgt mit den in LARSIM umgesetzten hydrologischen Verfahren, wobei auch hier die Anteile der Komponenten aus dem Mischungsbehälter des Modellelements nach der Berechnung des Flood-Routings auf den ins nächste Modellelement übergebenen Abfluss übertragen werden. Die Komponentenverfolgung in den Gebietsspeicher, Seen und Talsperren wurde analog zum Flood-Routing auch für Verzweigungen und Einleitungen umgesetzt.

Für eine Berechnung mit LARSIM wird eine Zustandsdatei benötigt, in der für alle Modellelemente der Start-Zustand im Teilgebiet (wie Bodenspeicherfüllung, Schneehöhe und Schneewasseräquivalent, Abfluss im Gerinne, etc.) gespeichert sind. In der Zustandsdatei muss bei Berechnung der Abflusskomponenten für jedes Modellelement (bzw. jeden See oder Talsperre) eine Angabe zur Anfangsfüllung des Mischungsbehälters sowie des relativen Anteils aus Schneeschmelze an dieser Speicherfüllung vorliegen. Für Rückhaltebecken, Talsperren und Seen ist zusätzlich der relative Anteil aus der Eisschmelze am Wasservolumen für den Startzustand des Mischungsbehälters zu definieren. Diese Erweiterungen der Zustandsdatei wurden für das ASG-Rhein-Projekt umgesetzt.

Entsprechend den Erläuterungen in Kapitel 4 kann das Volumen der Mischungsbehälter begrenzt werden, um zu verhindern, dass das Mischungsverhältnis der Abflussanteile über lange Zeit beinahe konstant wird und somit nicht mehr den gewünschten „Welleneffekt“ der Schnee- und Eisabflussanteile zeigt. Dabei wird zwischen dem maximalen Volumen des Mischungsbehälters für die Modellelemente ( $MB_{elem}$ ) und dem maximalen Volumen des Mischungsbehälters für Seen, Rückhaltebecken und Talsperren ( $MB_{see}$ ) unterschieden. Die Festlegung des maximalen Volumens der Mischungsbehälter  $MB_{elem}$  kann spezifisch für jedes Modellelement erfolgen, analog zur Dimensionierung der Anfangsfüllungen in der Zustandsdatei. Auch das maximale Volumen der Mischungsbehälter kann für jeden See oder Talsperre spezifisch festgelegt werden.

Wie schon in Kapitel 4 eingeführt, wurde der Mischungsbehälter für die Modellelemente (Teileinzugsgebiete) synonym zu HBV-Light für alle Elemente auf 25 mm begrenzt. Auch für alle Talsperren und Seen wurde der Wert auf 25 mm begrenzt. Eine detaillierte Sensitivitätsanalyse über die Dimensionierung der Mischungsbehälter ist in Kapitel 7 beschreiben.

### 6.2.2 Integration der summarischen Änderungen der wasserwirtschaftliche Maßnahmen

In das 1x1-km<sup>2</sup>-LARSIM-Hochrhein-Modell wurden bei der Modellaufstellung 12 Seen, die zum Teil gesteuert sind, implementiert (Tabelle 6.1). Dabei erfolgt die Steuerung einzelner Seen zeitabhängig in Abhängigkeit von Zufluss, Wasserstand, Jahreszeit und Betriebsregel. Von den 12 Seen liegen für den Thuner-, Briener und Zürichsee sowie das zusammenhängende Seensystem Neuenburger-/ Bieler-/ Murtensee (Juraseen) Steuerungsregeln vor, die im Modell umgesetzt wurden. Für den Vierwaldstättersee wurden die Steuerungsregeln jahreszeitlich differenziert aus Wasserstands-Volumen-Beziehungen und Abflussmessungen abgeleitet. Die Steuerungsregularien sind für den im ASG-Projekt verwendeten Zeitraum 1901-2006 jeweils unverändert. Die fünf Seen Bodensee (Ober- und Untersee), Sarnersee, Sempachersee und Walensee sind als ungesteuerte Seen im Modell berücksichtigt. Die gemessene Volumen-Abfluss-Beziehung der fünf Seen wird so durch das Modell wiedergegeben.

Tabelle 6.1: Im LARSIM-Hochrhein-Modell berücksichtigte Seen

See	Steuerung
Bodensee (Obersee)	nicht reguliert
Bodensee (Untersee)	nicht reguliert
Brienersee	Steuerung vorgegeben
Neuenburger-/Bieler-/Murtensee	Steuerung vorgegeben
Sarnersee	nicht reguliert
Sempachersee	nicht reguliert
Thunersee	Steuerung vorgegeben
Vierwaldstättersee	Steuerung abgeleitet
Walensee	nicht reguliert
Zürichsee	Steuerung vorgegeben

Prinzipiell können in LARSIM die Veränderung der wasserwirtschaftlichen Maßnahmen wie z.B. durch den Bau von Talsperren oder Veränderungen in der Steuerung der Seen integriert werden, wenn konkrete Daten zur expliziten quantitativen Steuerung und Bewirtschaftung von Seiten der Betreiber oder Behörden zur Verfügung gestellt werden. So wurden vor Beginn der Rechenläufe im Rahmen eines Zusatzprojekts der BfG die Steuerungsregeln von 17 Talsperren im Bereich des Mosel-Einzugsgebiets sowie der östlichen Rheinzuflüsse in Nordrhein-Westfalen und des Mains aufbereitet (LARSIM-ME-Rhein). Die Talsperren und ihre Steuerungsregeln (z.T. als Lamellenpläne) wurden anschließend in das LARSIM-ME-Rhein-Modell integriert (BfG, 2016).

Innerhalb des 106-Jahre-Laufs des ASG-Projekts wurden dann die Talsperren entsprechend der zeitlichen Entstehung hinzugenommen, um die zeitliche Veränderung des Stauvolumens adäquat abbilden zu können. Für das Rhein-Einzugsgebiet bis zum Pegel Basel ist das Einholen der erforderlichen Informationen zu wasserwirtschaftlichen Veränderungen aufgrund der Vielzahl der Änderungen und der unterschiedlichen Akteure sehr aufwändig. In Abstimmung mit der KHR wurde daher auf die Integration von Daten der Betreiber von Talsperren mit Angabe der genauen Speichervolumen, Steuerungsregeln, Auslassmengen und Angaben zur Inbetriebnahme oder auch auf die Integration des expliziten zeitlichen Verlaufs von Flusskorrekturen (wie z.B. die zweite Juragewässerkorrektur von 1962 bis 1973) verzichtet. Stattdessen wird hierfür ein summarischer Ansatz gewählt, abgeleitet aus gemessenen Daten.

Daher sind zur Berücksichtigung der zahlreichen zur Energieerzeugung im alpinen Raum eingesetzten Speicher vier kumulative Talsperren in das LARSIM-Hochrhein-Modell integriert. Diese vier Talsperren bilden das anthropogen beeinflusste Abflussgeschehen summarisch ab, in dem sie die Wirkung der zahlreichen kleinen Talsperren zusammenfassend wiedergeben. Die vier kumulativen Talsperren befinden sich flussaufwärts der vier Pegel Gisingen/III, Domat-Ems/Rhein, Brienzwiler/Aare und Seedorf/Reuss. Die Integration der Speichereinflüsse als summarisch wirkende Talsperren hat sich als ausreichend gut erwiesen, um die Zwischenspeicherung der Abflüsse im täglichen Betrieb des Modells über den Jahresverlauf abzubilden. Die Stauhaltungen entlang der Aare und des Hochrheins sind durch die Einbindung von  $dV/dQ$ -Beziehungen im LARSIM-Hochrhein abgebildet, um eine hohe Qualität der Berechnung des Flood-Routings zu gewährleisten.

Um die im Modellgebiet vorhandenen Talsperren und deren zeitliche Entwicklung präziser wiederzugeben, wurden zunächst die im Rahmen des Projekts gewonnenen Untersuchungsergebnisse von Frielingsdorf (2013) gesichtet. In dieser Zusammenstellung ist die zeitliche Entwicklung des Stauvolumens der Rückhalteräume in den Einzugsgebieten von Aare, Reuss und Rhein enthalten. Als Quellen wurde dabei in erster Linie das Gewässerinformationssystem der Schweiz (GEWISS) verwendet.

Auf Basis dieser Zusammenstellung wurden die Veränderungen im Volumen der Talsperren oberhalb der fiktiven Talsperren an Aare, Reuss, Rhein und Ill ab 1901 ermittelt. Abb. 6.5 zeigt das Rückhaltevolumen bezogen auf die Pegel Domat-Ems/Rhein, Brienzwiler/Aare, Seedorf/Reuss und Gisingen/III. Beschriftet sind jeweils die Talsperren, die einen nennenswerten Anteil am Gesamtvolumen haben. Bei der Betrachtung des Rückhaltevolumens zeigen sich erhebliche Unterschiede zwischen den Einzugsgebieten. Beispielsweise wurden im Oberlauf der Reuss nach 1960 keinen nennenswerten Talsperren in Betrieb genommen. Hingegen wurden am Rhein über den Zeitraum von 1950 bis 1970 mehrfach große Talsperren errichtet und in Betrieb genommen.

Um die Auswirkungen der zunehmenden Rückhalteräume besser quantifizieren zu können wurden die gemessenen mittleren monatlichen Abflüsse der vier relevanten Pegel analysiert.

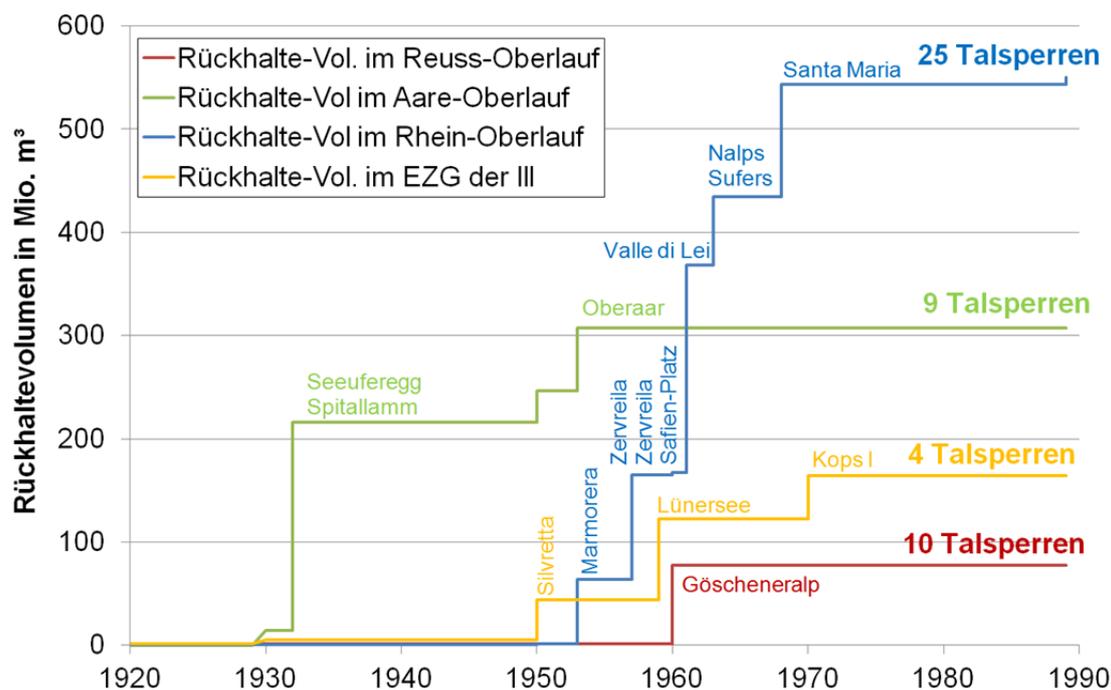


Abbildung 6.5: Entwicklung des Rückhaltevolumens nach 1920 für die Oberläufe von Reuss (rot), Aare (grün) und Rhein (blau) auf Grundlage von GEWISS sowie für das Einzugsgebiet der III (orange).

Hierfür wurden drei Zeitbereiche unterteilt:

- 1910-1924: Zeitbereiche ohne bzw. mit nur geringem Einfluss von Talsperren oder anderen anthropogenen Beeinflussungen
- 1940-1954: Zeitbereich, in welchem das Stauvolumen ansteigt, jedoch noch nicht der heutige Stand erreicht ist
- 1997-2011: Zeitbereich, der die aktuelle Situation darstellt

Der Vergleich der mittleren monatlichen Abflüsse zeigt für alle vier Pegel dieselbe Entwicklung. Im Mittel wurden im Zeitraum 1910 bis 1924 im Winter niedrigere und im Sommer höhere Abflüsse gemessen als in den nachfolgenden Zeiträumen. Insbesondere die Abflüsse von 1997 bis 2011 zeigen eine deutlich gedämpfte Abflussdynamik:

- Am Pegel Seedorf/Reuss fallen die Unterschiede zwischen dem zweiten und dem dritten Zeitraum am größten aus (Abb. 6.6). Mit Blick auf die Entwicklung des Rückhaltevolumens macht dies Sinn, da die Rückhaltevolumina maßgeblich durch den Bau der Talsperre Göscheneralp im Jahr 1960 geprägt wurde. Auf den zweiten Zeitraum hatte der Bau dieser Talsperre demnach noch quasi keinen Einfluss.
- Am Pegel Brienzwiler/Aare zeigen sich nahezu keine Unterschiede im mittleren Abflussverhalten zwischen den Zeiträumen 1940-1954 und 1997-2011, hingegen einen deutlichen im Vergleich zum Zeitraum 1910-1924 (Abb. 6.6). Auch dies lässt sich im Hinblick auf die Rückhalteräume nachvollziehen. Bereits zu Beginn der 1930er Jahre wurden große Rückhalteräume geschaffen. Zwischen 1948 und 1953 kamen weitere relevante Talsperren hinzu. Nach dieser Zeit wurden keine nennenswerten Stauräume geschaffen.

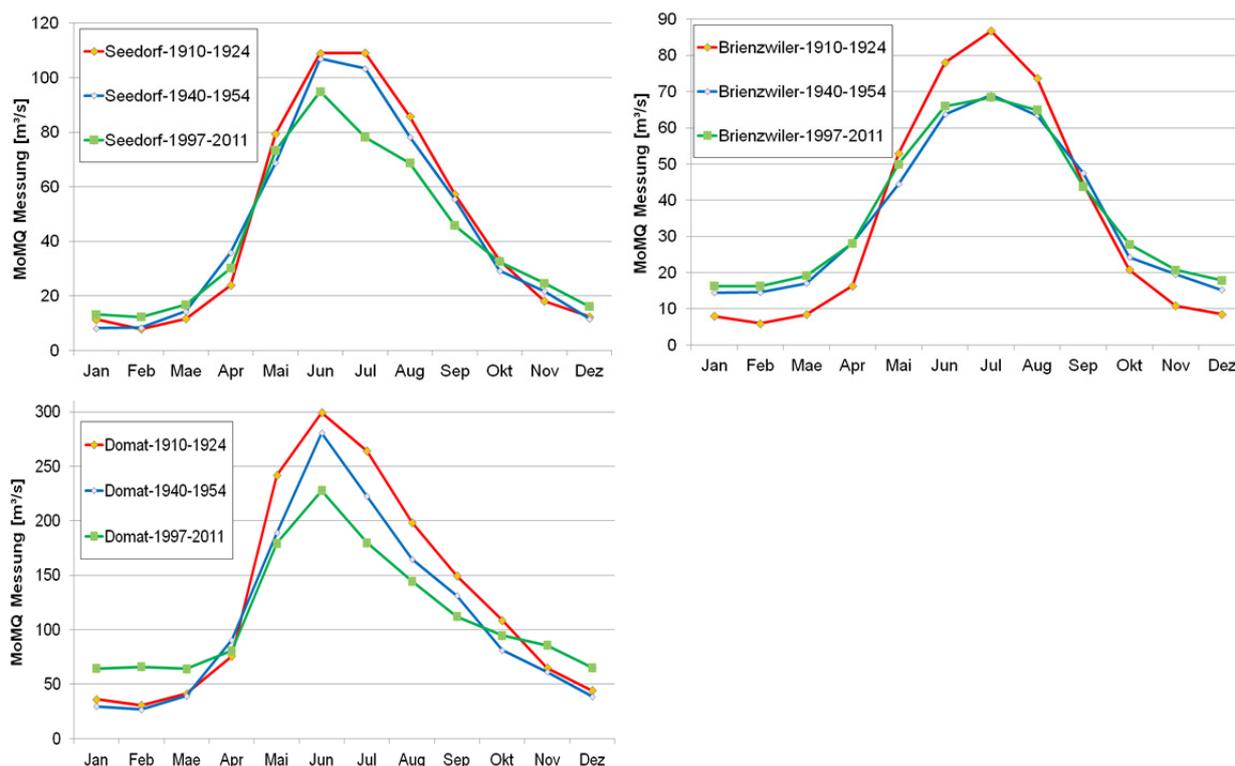


Abbildung 6.6: Mittlere gemessene monatliche Abflüsse (in  $\text{m}^3/\text{s}$ ) an den Pegeln Seedorf/Reuss (oben links), Pegel Brienzwiler/Aare (oben rechts) und Domat-Ems/Rhein (unten) für die Zeiträume 1910-1924 (rot), 1940-1954 (blau) und 1997-2011 (grün)

- Am Pegel Domat-Ems/Rhein wurde erst Anfang der 50er Jahre mit der Schaffung größerer Rückhalteräume begonnen. Bis Mitte der 70er Jahre wurde das Rückhaltevolumen dann stetig ausgebaut (Abb. 6.6). Hieraus lässt sich möglicherweise der deutliche Unterschied im Abflussverhalten von 1940-1954 zu 1997-2011 erklären. Insbesondere in den Wintermonaten sind nur geringe Unterschiede zwischen den ersten beiden Zeiträumen erkennbar.
- Am Pegel Gisingen/Ill wurde insbesondere mit der Inbetriebnahme des Lünensee 1959 ein großer Rückhalteraum geschaffen, der das Abflussverhalten der Ill maßgeblich beeinflusst. Durch die Analyse der Rückhalteräume auf der einen und der Analyse der mittleren monatlichen Abflüsse auf der anderen Seite wird deutlich, dass sich das Abflussverhalten seit 1910 maßgeblich verändert hat.

Die endgültige Integration der summarischen Änderungen der wasserwirtschaftliche Maßnahmen in das LARSIM-Hochrhein-Modell wurde unter Einbindung der Modellierungsergebnisse der verglichenen Gebiete aus den HBV-Modellen durchgeführt. Es wurden zwei bis drei Zeitbereiche gewählt, in den jeweils die summarischen Talsperren angepasst wurden, um die Entwicklung des Speicherbaus abzubilden. Als zeitliche Änderungspunkte der Talsperrenvolumina wurden im Rhein-Einzugsgebiet der Schweiz die Jahre 1932, 1954 und 1961 gewählt. Für das Ill-Einzugsgebiet erfolgte die Integration der kumulativen Ill-Talsperre in die Modellberechnung ab dem Jahr 1959, da in diesem Jahr mit der Inbetriebnahme des Lünensees ca. 75% des gesamten Ill-Rückhalte-Stauvolumens erreicht war.

Um die Wirkung der Integration der kumulativen Talsperren in der Modellierung zu überprüfen, wurden Berechnungen mit und ohne Berücksichtigung dieser kumulativen Talsperren im Modell durchgeführt.

In Abbildung 6.7 ist exemplarisch für den Pegel Brienzwiler/Aare dargestellt, welche Modelleffizienzen (Nash-Sutcliffe-Koeffizienten) sich mit und ohne die Einbindung der kumulativen Talsperre ergeben. Für diese kumulative Talsperre wurden drei Zeiträume gewählt, um die zeitliche Entwicklung der Zunahme des Stauvolumens stromaufwärts der Talsperre abzubilden (1901-1931, 1932-1953 und 1954-2006).

In den Jahren bis 1913 scheinen entweder die meteorologischen Daten von HYRAS-REC im Aare-Oberlauf größere Abweichungen zu den realen Werten aufzuweisen oder es liegen Fehler in den Abflusswerten vor, weswegen die Modelleffizienzen bis 1913 weniger gut sind.

Insgesamt zeigt Abbildung 6.7, dass mit Integration der Talsperre die Modellgüte deutlich über den Ergebnissen ohne Integration der Talsperren liegt. Zudem wird ersichtlich, dass das Modell am Ende des Zeitbereichs 1901-1931, in dem keine Talsperren vorlagen, die höchste Modellgüte erzielt, während im aktuelleren Zeitbereich auch mit Berücksichtigung der kumulativen Talsperre und meteorologischen Messdaten (anstelle von rekonstruierten Daten) die Modellgüte darunter liegen. Daraus kann abgeleitet werden, dass die kumulative Talsperre nur eine Annäherung an die realen Verhältnisse darstellt. Durch die aktuellen variablen Steuerungen der Talsperren werden Abflussverhältnisse erzeugt, die vom Modell nicht so detailliert erfasst werden können, weswegen sich meist Modelleffizienzen unter 0.8 ergeben.

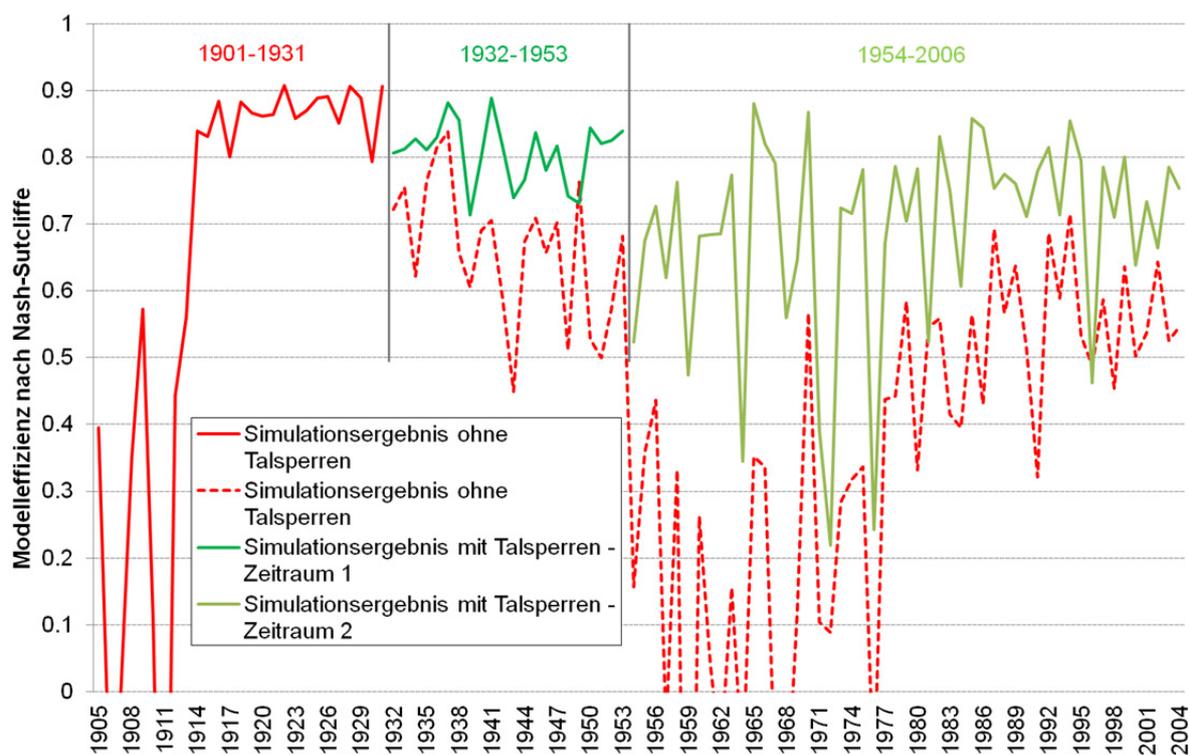


Abbildung 6.7: Jährliche Modellgüte (Nash-Sutcliffe-Koeffizienten) am Pegel Brienzwiler/Aare mit (grün) und ohne (rot) Integration der kumulativen Talsperre im Oberlauf der Aare für die Zeiträume 1901-1931, 1932-1953 und 1954-2006.

### 6.2.3 Vergleich des Schneewasseräquivalents aus Simulationen mit LARSIM-Hochrhein mit Daten des SLF

LARSIM wird bereits in vielen Einzugsgebieten angewandt, in denen die Schneedeckendynamik eine große Rolle spielt. Dies sind zum einen die alpinen Einzugsgebiete (z.B. Rhein-Einzugsgebiet der Schweiz, Ill und Bregenzerach in Vorarlberg, Iller und Isar in Bayern) und zum anderen die Einzugsgebiete in den Mittelgebirgen (z.B. Jura, Schwarzwald, Vogesen, Schwäbische Alb). Zur Überprüfung der Ergebnisse der Schneemodellierung für das hochaufgelöste LARSIM-Hochrhein-Modell wurde ein Vergleich von simulierten Werten des Schneewasseräquivalents ( $SWE_{LARSIM}$ ) für das Rhein-Einzugsgebiet der Schweiz mit dem SWE-Produkt des Schweizer Lawinenforschungsinstituts (SLF) durchgeführt (Hohmann, 2013; Hohmann, 2014).

Bei diesem Vergleich für den Zeitraum von 1970 bis 2006 unter Verwendung der Eingangsdaten des ASG-Projekts (jedoch ohne Korrektur des systematischen Niederschlagsmessfehlers) wurde sowohl die zeitliche wie auch die räumliche Übereinstimmung der Daten überprüft (z.B. Kartendarstellungen der Differenzen  $SWE_{LARSIM}$  zu  $SWE_{SLF}$  an Stichtagen im Gesamtgebiet, zeitlicher Verlauf  $SWE_{LARSIM}$  zu  $SWE_{SLF}$  in einzelnen Teilgebieten sowie für die Einzugsgebiete von 33 Pegeln).

Bei ersten Vergleichen der Differenzen zwischen  $SWE_{LARSIM}$  und  $SWE_{SLF}$  konnte in einigen Situationen ein zu spätes Abschmelzen der Schneedecke in LARSIM festgestellt werden. Daraufhin wurden die LARSIM-Berechnungen unter Berücksichtigung der zeitlichen Entwicklung der Schneeealbedo wiederholt. Bei diesen Simulationen wurde die Alterung der Schneeoberfläche und die damit verbundene Abnahme der Schneeealbedo in enger Anlehnung an das "Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model" berechnet (Tarboton & Luce, 1996). Bei der Alterung der Schneedecke wird zum einen die Umkristallisation der Schneeflocken (Wasserdampfdiffusion sowie Schmelzen und Gefrieren) und die Deposition von Staub berücksichtigt. Zum anderen wird durch erneuten Neuschneefall das Alter der Schneeoberfläche reduziert. Durch die Hinzunahme der Alterung der Schneedecke in LARSIM konnten die Differenzen zwischen  $SWE_{LARSIM}$  und  $SWE_{SLF}$  verringert werden.

Zusammenfassend zeigten die Untersuchungsergebnisse, dass es sowohl zu Über- als auch zu Unterschätzungen des  $SWE_{LARSIM}$  zu  $SWE_{SLF}$  kommt. Bei der Zeitreihenbetrachtung zusammen mit dem täglichen Niederschlag, der Temperatur und der gemessenen Abflüsse stellte sich heraus, dass Diskrepanzen beim Niederschlagsinput auftraten. Der flächige Niederschlagsinput des LARSIM-Hochrhein-Modells (HYRAS-Daten) unterscheidet sich von dem des SLF-Produkts, wobei tendenziell die HYRAS-Daten den Niederschlag zu unterschätzen scheinen. Bei der Mehrzahl der Pegel-Einzugsgebiete passen die Werte des  $SWE_{LARSIM}$  und  $SWE_{SLF}$  gut zusammen.

Als Konsequenz dieser Untersuchung sowie der Ergebnisse mit den HBV-Modellen in den Kopfeinzugsgebieten (vgl. Abschnitt 6.3.1) wurden die im weiteren Text vorgestellten Abflusssimulationen mit dem LARSIM-Hochrhein-Modell sowie mit den HBV-Modellen unter Berücksichtigung der Korrektur des systematischen Niederschlagsmessfehlers nach Sevruk (1989) durchgeführt.

### 6.2.4 Modellgüte und Bilanzen an ausgewählten Pegeln

Zur Beurteilung der Modellgüte in der Abflusssimulation für den 106 Jahre umfassenden Zeitraum 1901-2006 wurde eine Auswertung der Bilanzen (Verhältnis der simulierten Abflüsse zu den gemessenen Abflüssen) und der Gütemaße der Abflusssimulation (anhand des Nash-Sutcliffe-Koeffizienten) durchgeführt. Exemplarisch sind daraus die entsprechenden Werte der einzelnen Jahre für die drei Pegel Basel, Kaub und Lobith in den Abbildungen 6.8 bis 6.10 aufgeführt.

Aus den Abbildungen wird ersichtlich, dass die Bilanzen und Modelleffizienzen nach Nash-Sutcliffe im Zeitraum von 1901 bis 1951, d.h. im Zeitraum des Modellantriebs mit HYRAS-REC, der laut Va-

lidierung (Abschnitt 2.3) den Niederschlag eher unterschätzt, deutlicher von der Zielgröße des optimalen Wertes 1 abweichen als im Zeitraum des HYRAS Antriebs ab 1951. Jedoch sind die Abweichungen zwischen gemessenen und berechneten Daten vor allem bei den Abflussbilanzen nicht extrem und auch die Ganglinien der einzelnen Jahre zeigen, dass der Verlauf der Messdaten relativ gut wiedergegeben wird. Da die Simulationsergebnisse aus LARSIM-Hochrhein und LARSIM-ME-Rhein stimmig und plausibel sind, können die Abflüsse für die 106 Jahre im Rhein-Einzugsgebiet mit dem erstellten meteorologischen Datensatz berechnet werden.

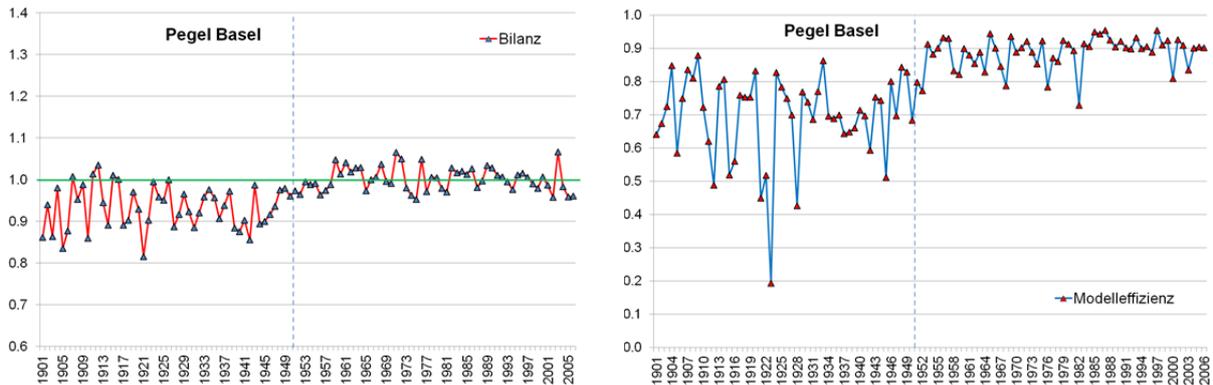


Abbildung 6.8: Jährlicher Abflussbilanzquotient (modelliert zu gemessen) und Modelleffizienz (Nash-Sutcliffe-Koeffizient) am Pegel Basel/Rhein von 1901 bis 2006 (LARSIM-Hochrhein).

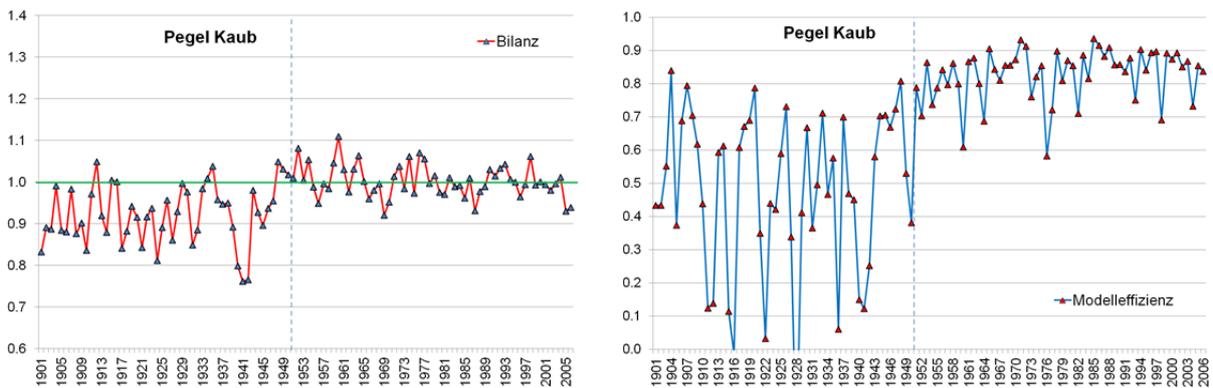


Abbildung 6.9: Jährlicher Abflussbilanzquotient (modelliert zu gemessen) und Modelleffizienz (Nash-Sutcliffe-Koeffizient) am Pegel Kaub/Rhein von 1901 bis 2006 (LARSIM-ME-Rhein).

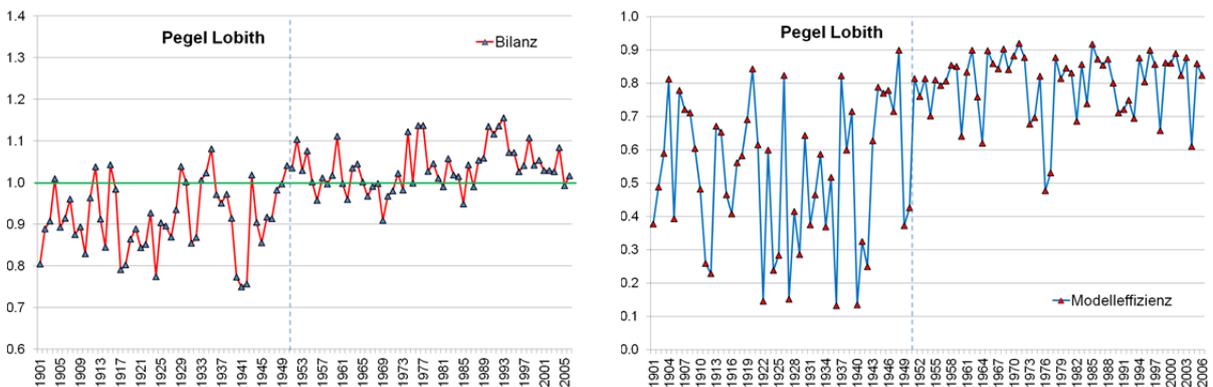


Abbildung 6.10: Jährlicher Abflussbilanzquotient (modelliert zu gemessen) und Modelleffizienz (Nash-Sutcliffe-Koeffizient) am Pegel Lobith/Rhein von 1901 bis 2006 (LARSIM-ME-Rhein).

### 6.3 Modellierte Abflussanteile (1901 bis 2006)

#### 6.3.1 Mittlere Abflussanteile

Die berechnen Abflusskomponenten für die Schnee- und Eisschmelze wurde zunächst als **mittlere Jahreswerte** für den Zeitraum 1901 bis 2006 ausgewertet. In Abbildung 6.11 sind für die maßgeblichen Pegel im Rhein-Einzugsgebiet die Anteile der Komponenten im Mittel des Zeitraums 1901 bis 2006 aufgetragen. Für die Berechnung der Anteile der Komponenten werden zunächst an jedem Pegel der mittlere jährliche Verlauf für den Zeitraum 1901 bis 2006 aus Gesamtabfluss, Schnee- und Eisschmelze ermittelt und daraus dann die jeweiligen Anteile errechnet.

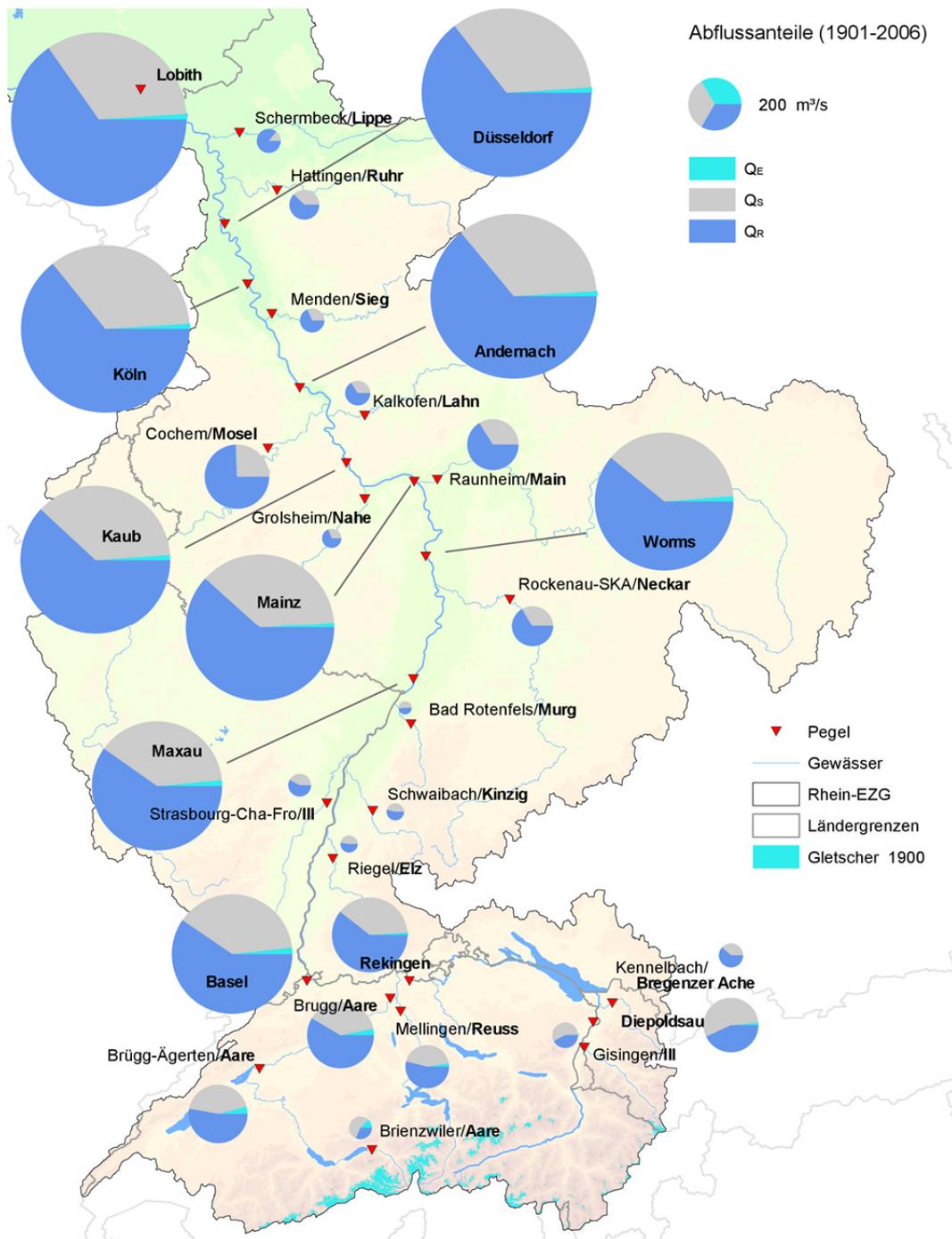


Abbildung 6.11: Anteile der Abflusskomponenten aus Regen (Q<sub>R</sub>), Schnee- (Q<sub>S</sub>) und Eisschmelze (Q<sub>E</sub>) im Rhein-Einzugsgebiet (Jahresmittel des Zeitraums 1901-2006).

Alternativ könnten auch zuerst die prozentualen Anteile jedes Tages im Zeitraum 1901-2006 ermittelt und daraus dann ein Mittel gebildet werden (als mittlerer prozentualer Tagesanteil der Schnee- und Eisschmelze). Um die Vergleichbarkeit mit anderen Studien zu ermöglichen, die keine Tageswerte zur Verfügung haben, wird auf die Angabe des mittleren prozentualen Tagesanteils verzichtet.

Aus Abbildung 6.11 wird ersichtlich, dass insbesondere aus dem Gebiet der Aare markante Anteile der Eisschmelze im Abfluss vorliegen. Die relativen Anteile der Eisschmelze sind jedoch an den Pegeln flussabwärts des Pegels Basel und selbst im Alpenrhein nur marginal erkennbar. Im Jahresmittel (1901-2006) liegen die Anteile aus der Eisschmelze unterhalb des Pegels Basel bei unter 2%.

In Abbildung 6.12 sind exemplarisch für die vier Pegel Brienzwiler/Aare, Basel/Rhein, Cochem/Mosel und Lobith/Rhein die Abflussregimekurven des Zeitraums 1901 bis 2006 dargestellt. Dabei sind neben den absoluten Anteilen auch die relativen Anteile der Abflusskomponenten ersichtlich. Es zeigt sich bei den Rheinpegeln eine Abnahme des mittleren Jahresanteils der Schneeschmelzkomponente  $Q_S$  von ca. 55% am Pegel Brienzwiler auf ca. 34% am Pegel Lobith sowie eine Abnahme des mittleren Jahresanteils der Eisschmelzkomponente  $Q_E$  von ca. 13% am Pegel Brienzwiler auf ca. 0,8% am Pegel Lobith. Für den Pegel Cochem/Mosel beträgt der mittlere Schneeanteil ca. 26% und es ist kein Eisanteil vorhanden.

Deutlich erkennbar ist in Abbildung 6.12 am Verlauf des Jahresgangs des Abflusses der Unterschied zwischen dem nival-glazialen Regimeverlauf an den Pegeln Brienzwiler und Basel mit dem Maximum des Abflusses im Sommer und dem pluvialen Regimeverlauf an den Pegeln Cochem und Lobith mit dem Maximum des Abflusses im Winter.

In Abbildung 6.12 sind in den Regimekurven neben den mittleren simulierten Abflüssen auch die mittleren gemessenen Abflüsse an den Pegeln des Zeitraums 1901 bis 2006 dargestellt. Die Übereinstimmung zwischen berechneten und gemessenen mittleren Abflüssen ist generell recht hoch. Auffällig sind allerdings die systematischen Unterschätzungen der Messdaten durch die Simulation an den Pegeln flussabwärts des Pegels Basel:

- Wie in den Darstellungen der Bilanzen in den Abbildungen 6.8 bis 6.10 für die drei Rheinpegel ersichtlich ist, steht vor allem in der Rekonstruktionsperiode, entsprechend der beschriebenen systematischen Unterschätzung des Niederschlags durch HYRAS-REC, nicht genug Niederschlag zur Verfügung. Daher sind vor allem im Zeitraum vor 1951 die simulierten Abflüsse meist niedriger als die gemessenen Abflüsse. In der Darstellung der Regimekurven für den Zeitraum 1901-2006 in Abbildung 6.12 wirkt sich dies dann entsprechend aus.
- Die Unterschätzung der Messdaten an den Rheinpegeln ist besonders in den Monaten März bis Mai deutlich. Eine Ursache dürfte auch in der Simulation des Schneedeckenaufbaus in LARSIM liegen. Für die Unterscheidung zwischen Regen und Schnee wurde in der verwendeten LARSIM-Version ein fester Schwellenwert als Grenztemperatur gewählt. Ist die Lufttemperatur unter der Grenztemperatur, fällt aller Niederschlag als trockener Schnee. Ist die Lufttemperatur darüber, wird der Niederschlag als Regen angenommen. Dies führt dazu, dass häufig im Modell der Wassergehalt der Schneedecke als zu trocken angenommen wird und somit die Schneeschmelze erst verspätet beginnt.

In der aktuellsten LARSIM-Version wurde daher eine Option umgesetzt, in der Schneeregen betrachtet werden kann. Dann ist der Übergang zwischen Regen und Schnee innerhalb eines gewissen Temperaturbereichs fließend und auch die Feuchtigkeit der Schneedecke ist höher. Erste Testrechnungen haben gezeigt, dass damit die Schneeschmelze dynamischer im Modell berechnet wird. Daher kann davon ausgegangen werden, dass die gewisse Unterschätzung der gemessenen Abflüsse im Frühjahr, wie sie hier noch sichtbar ist, zukünftig verringert wird.

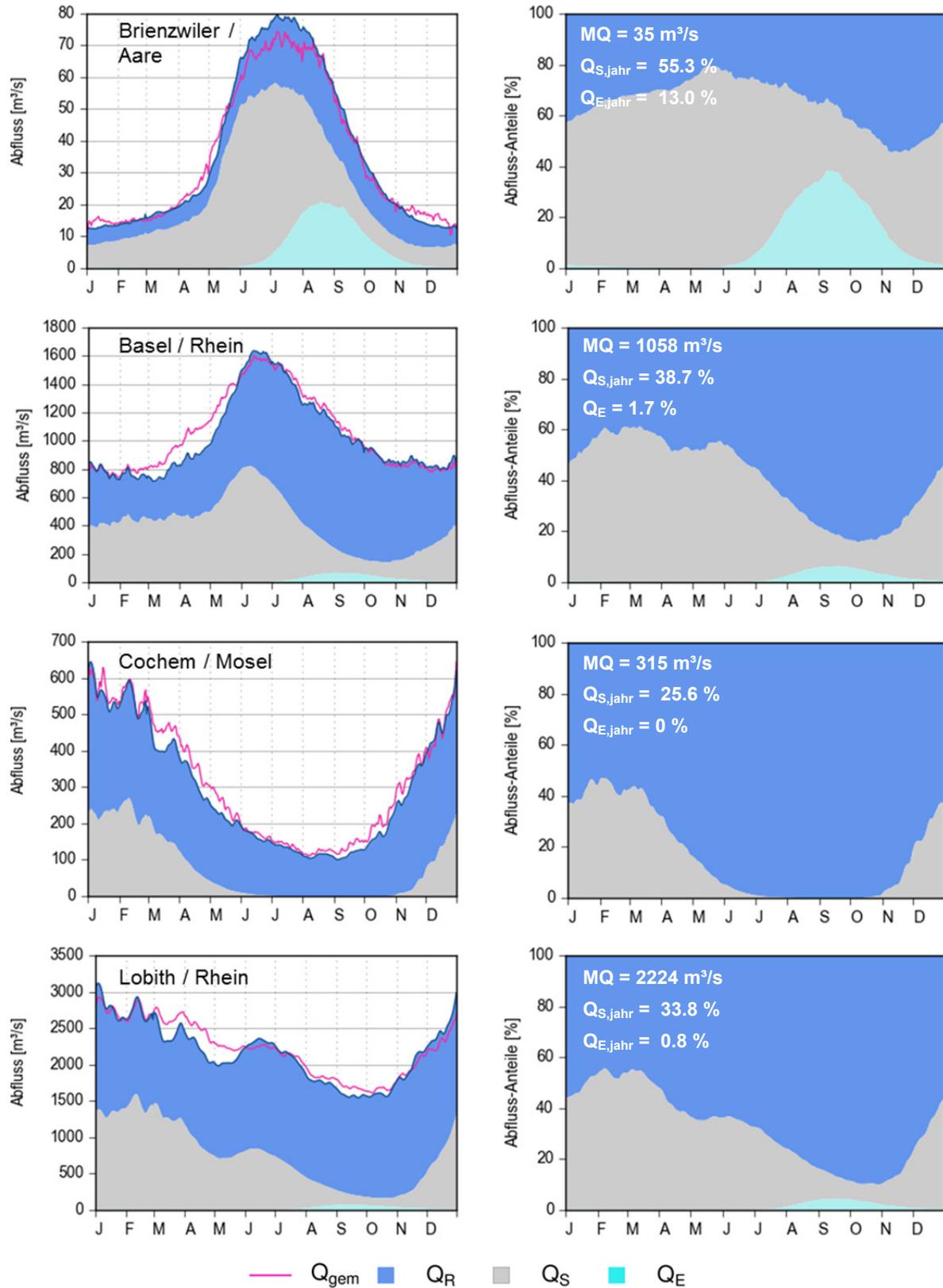


Abbildung 6.12: Abflussregime mit modellierten Abflusskomponenten aus Regen, Schnee- und Eisschmelze (links: absolute Werte; rechts: relative Anteile) an ausgewählten Pegel im Rhein-Einzugsgebiet (Jahresmittel des Zeitraums 1901-2006).

Die Betrachtung der **mittleren Monatswerte der Eisschmelzanteile  $Q_E$**  dieses Zeitraums ergibt, dass die mittleren Anteile aus der Eisschmelze in den Sommermonaten deutlich höher liegen als im Jahresmittel. In Abbildung 6.12 ist dies bereits im Jahresverlauf erkennbar.

Demnach beträgt der mittlere Eisanteil am Pegel Basel im August ca. 4.5% und im September ca. 6%, am Pegel Lobith im August 2.6% und im September 4.2%. Dabei ist es interessant, dass die Werte im September höher als im August liegen. Dies hat zum einen damit zu tun, dass die Abflüsse im September in der Regel geringer sind als im August, aber die Eiskomponente noch nicht abnimmt, so dass der prozentuale Anteil sich etwas erhöht. Zum anderen zeigt sich hier aber auch die Wirkung der berechneten Retention in den Talsperren und Seen bzw. in den Fließstrecken der Flüsse, weswegen die maximale Abflusskomponente der Eisschmelze erst im September auftritt (siehe auch folgenden Abschnitt 6.4).

Zum Vergleich sind in Abbildung 6.13 auch die von Huss (2011) für den Zeitraum 1908-2008 modellierten Werte an den drei Pegeln eingetragen. Um die Vergleichbarkeit zu Huss (2011) herzustellen, sind in Abbildung 6.13 die mittleren Monatswerte des Zeitraums 1908-2006 anstatt des sonst im ASG-Rhein-Projekt ausgewerteten Zeitraums 1901-2006 dargestellt. Die Werte von Huss sind meistens im Juli etwas höher, im September aber geringer.

Ein Grund dafür ist sicher die bei Huss (2011) im Vergleich nur vereinfachte Simulation der Speicherung und des Wellenablaufs der Gletscherschmelze, zum einen zwischen Gletscher und Vorfluter und zum anderen entlang des Rheins. Die Werte von Huss (2011) zeigen dennoch, dass die Größenordnung der im ASG-Rhein-Projekt ermittelten Werte mit denen anderer Untersuchungen vergleichbar ist. Die Vorteile der hier ermittelten Werte liegen u.a. darin, dass hochaufgelöste Daten in Tageszeitschritten zur weiteren Auswertung vorliegen, und dass zudem die Schneeschmelzkomponente und andere Abflussbildungsprozesse im nichtvergletscherten Teil des Gebiets ebenfalls langfristig modelliert wurden und somit verfolgt werden können.

Die modellierten maximalen Tages- und Monatswerte der Abflussanteile liegen um einiges höher als die in Abbildung 6.12 und Abbildung 6.13 dargestellten mittleren Werte. Daher werden im folgenden Kapitel die extremen Werte innerhalb der Zeitreihe 1901 bis 2006 detaillierter untersucht.

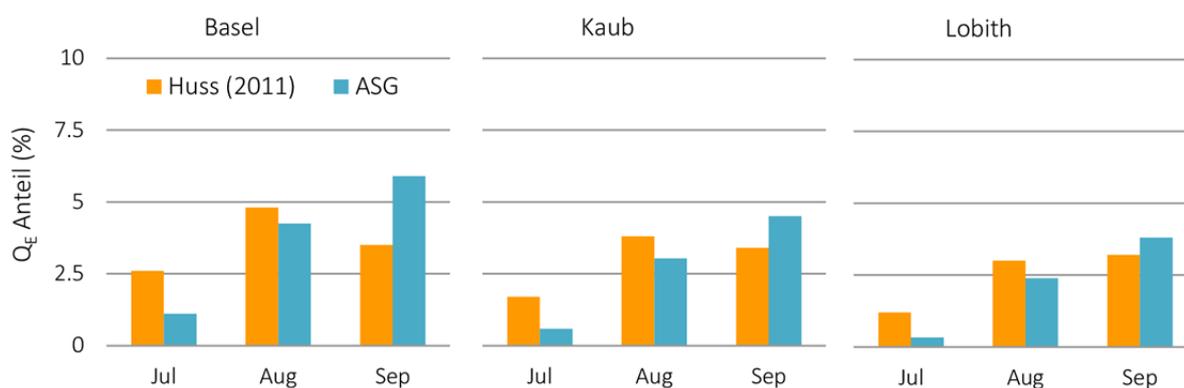


Abbildung 6.13: Prozentualer Anteil  $Q_E$  in den Monaten Juli, August und September an ausgewählten Rhein-Pegelstellen (Monatsmittel des Zeitraums 1908-2006) im Vergleich zu Daten aus Huss (2011) für den Zeitraum 1908-2008 (siehe in Huss (2011): Contribution of the bare ice melt component, dort in: Supplementary Tabs S2). Die Angaben der prozentualen Anteile beziehen sich jeweils auf den beobachteten Abfluss an den Pegelstellen.

### 6.3.2 Minimale und maximale Abflussanteile

In Tabelle 6.2 sind die **mittleren, maximalen und minimalen Monatswerte der Schneeschmelzanteile  $Q_S$**  für 29 ausgewählte Pegel im Rhein-Einzugsgebiet angegeben. Dabei wird zwischen den zwei Teilperioden 1901-1950 (Eingangsdaten: HYRAS-REC) und 1951-2006 (Eingangsdaten: HYRAS) unterschieden.

Anhand der Werte in Tabelle 6.2 lassen sich lediglich geringfügige Unterschiede zwischen  $Q_S$  der beiden Teilperioden 1901-1950 und 1951-2006 feststellen. Für die mittleren und minimalen Monatsmittel ergeben sich hier in der späteren Periode (mit rezenter Erwärmung) – erwartungsgemäß – etwas geringere Abflussanteile aus Schneeschmelze:

- Liegen die mittleren Monatswerte für  $Q_S$  an den Pegeln für 1901-1950 zwischen 55.5% (im Aaregebiet am Pegel Brienzwiler) und 34.5% (am Rhein am Pegel Lobith), verringern sich die Mittel für 1951-2006 leicht zu Werten zwischen 55.3% (Brienzwiler) und 33.4% (Lobith).
- Analog ergeben sich minimale Monatsmittel der Anteile von  $Q_S$  zwischen 12.7% (Brienzwiler) und 3.2% (Lobith) in der ersten und zwischen 11.5% (Brienzwiler) und 2.2% (Lobith) in der späteren Periode.
- In den in Tabelle 6.2 aufgeführten nicht alpin beeinflussten Nebenflüssen im Rheingebiet unterhalb von Basel sind die Abflüsse über mehrere Monate gänzlich von der Regenabflusskomponente  $Q_R$  dominiert, d.h. der minimale Anteil von  $Q_S$  beträgt 0%. Jedoch können auch hier im Zuge der Schneeschmelzsaison vor allem in den Monaten Februar und März sehr hohe Monatsmittel des relativen  $Q_S$ -Anteils von teilweise über 90% auftreten.

Bei den maximal aufgetretenen Monatsmittel der relativen Anteile von  $Q_S$  ergibt der Vergleich zwischen den beiden Teilperioden 1901-1950 und 1951-2006 ein etwas anderes Bild:

- Die maximalen Monatsmittel von  $Q_S$  der späteren Periode fallen teilweise (oberhalb von Basel) etwas niedriger, teilweise (unterhalb von Basel) etwas höher aus als die der ersten Periode. Generell liegen die maximalen Monatsmittel von in einem Bereich von über ca. 80-90 %.

Die modellierten maximalen Tageswerte der Schneeschmelzanteile  $Q_S$  am Abfluss können an allen Pegeln Maximalwerte über 90%, an vielen Pegeln (nicht nur den alpinen) auch bis oder bis beinahe 100% erreichen. Hierbei muss jedoch berücksichtigt werden, dass diese extremen einzelnen Tageswerte von bis zu 100% teilweise auch ein Resultat des gewählten konzeptionellen Näherungsansatzes zur Beschreibung der Abflusskomponenten über die Abbildung der Abflussreaktion mittels des begrenzten Mischungsbehälters sind (siehe Kapitel 4). Die maximalen Anteile werden im folgenden Kapitel detaillierter erläutert.

In Tabelle 6.3 sind die **mittleren und maximalen Tageswerte der Eisschmelzanteile  $Q_E$**  für einige Pegel im Rheineinzugsgebiet oberhalb von Basel und wichtige Rheinpegel stromabwärts bis Lobith ebenfalls wie in Tabelle 6.2 unterschieden für die Teilperioden vor/ab 1951 zusammengestellt:

- Die höchsten  $Q_E$ -Anteile sind an allen Rheinpegeln jeweils in den bekannten Trocken-, Hitze- und Niedrigwasserjahren 1947 (Maximum der erste Periode bis 1950) und 2003 (Maximum der späteren Periode bis 2006) modelliert worden. Dabei liegen die maximalen Tageswerte des  $Q_E$ -Anteils für 1947 mit Werten zwischen 33.4% bei Basel und noch 26.4% bei Lobith höher als die für 2003 mit maximalen  $Q_E$ -Anteilen von 22.9% bei Basel und 17.3% bei Lobith.
- Die absoluten Beträge der modellierten Eisschmelzabflusskomponente (in  $m^3/s$ ) für die beiden jeweiligen Tage mit maximalem  $Q_E$ -Anteil an den Rheinpegeln zwischen Basel und Lobith in 1947 und 2003 zeigen, dass die Abflüsse mit Werten um  $150 m^3/s$  sehr vergleichbar sind, teilweise an den Mittel- und Niederrhein-Pegeln für 2003 sogar leicht höher als 1947.

Tabelle 6.2: Modellierungsergebnisse: Mittlere, maximale und minimale Monatsmittel der Abflussanteile von  $Q_S$  (% von Q) in den Teilperioden bis/ab 1951 an ausgewählten Pegeln im Rhein-Einzugsgebiet (Sortierung entlang des Gewässernetzes stromabwärts, Lage der Pegel siehe Abb. 6.11).

Pegel/Gewässer	Periode 1901-1950 (mit rekonstruiertem Klima-Input HYRAS-REC)					Periode 1951-2006				
	Mittel (%)	Maximum (%)	Monat	Minimum (%)	Monat	Mittel (%)	Maximum (%)	Monat	Minimum (%)	Monat
Gisingen / Ill	62.1	98.7	Mai 1917	1.1	Aug 1934	52.3	97.3	Mai 1982	1.0	Sep 1958
Bregenzer Ach	48.2	98.9	Feb 1922	0	Sep 1920	30.6	99.2	Mrz 1956	0	mehrfach
Diepoldsau / Rhein	57.5	94.2	Mai 1917	7.6	Sep 1950	53.9	90.0	Jun 1970	6.3	Okt 1953
Rekingen / Rhein	40.2	82.2	Jun 1919	4.3	Sep 1931	37.2	82.0	Feb 1982	4.3	Sep 2005
Mellingen / Reuss	45.0	85.0	Mrz 1931	5.6	Sep 1950	42.5	83.8	Feb 1982	5.1	Sep 2005
Brienzwiler /Aare	55.5	90.9	Mai 1907	12.7	Sep 1921	55.3	87.5	Apr 1968	11.5	Okt 1990
Brügg-Ägerten /Aare	43.8	86.7	Apr 1931	6.5	Sep 1931	42.4	83.6	Mrz 1985	5.6	Okt 2006
Brugg / Aare	38.9	86.0	Mrz 1931	5.3	Sep 1931	37.9	85.6	Feb 1981	4.2	Okt 2006
<b>Basel / Rhein</b>	<b>39.9</b>	<b>82.3</b>	<b>Mrz 1931</b>	<b>4.8</b>	<b>Sep 1931</b>	<b>37.9</b>	<b>84.9</b>	<b>Feb 1982</b>	<b>4.3</b>	<b>Okt 2006</b>
Riegel / Elz	49.7	96.1	Apr 1944	0	mehrfach	46.7	97.9	Mrz 1953	0	mehrfach
Schwaibach / Kinzig	47.3	99.7	Feb 1922	0	mehrfach	45.6	100.0	Feb 1982	0	mehrfach
Strasbourg / Ill	43.5	90.4	Mrz 1931	0	mehrfach	41.2	91.5	Feb 1982	0	mehrfach
Bad Rotenfels / Murg	54.3	99.4	Mrz 1931	0	mehrfach	50.3	99.9	Mrz 1953	0	mehrfach
Maxau / Rhein	39.9	84.1	Mrz 1931	4.3	Sep 1931	37.9	87.4	Feb 1982	3.3	Okt 2006
Rockenau / Neckar	32.9	93.4	Mrz 1931	1.5	Jun 1926	34.4	98.3	Mrz 1953	1.0	Jun 1965
Worms / Rhein	38.7	84.7	Mrz 1931	4.1	Sep 1931	37.1	89.1	Feb 1982	3.2	Okt 2006
Raunheim / Main	33.3	89.4	Feb 1941	1.2	Okt 1939	34.7	97.0	Mrz 1970	0.7	Okt 1998
Mainz / Rhein	37.9	84.5	Mrz 1931	3.9	Sep 1931	36.6	90.4	Feb 1982	3.1	Okt 2006
Grolsheim / Nahe	29.1	89.3	Mrz 1931	0	Okt 1930	32.9	97.6	Feb 1970	0	mehrfach
<b>Kaub / Rhein</b>	<b>37.7</b>	<b>84.3</b>	<b>Mrz 1931</b>	<b>3.9</b>	<b>Sep 1931</b>	<b>36.5</b>	<b>90.4</b>	<b>Feb 1982</b>	<b>3.1</b>	<b>Okt 2006</b>
Kalkofen / Lahn	32.8	92.4	Feb 1941	0	mehrfach	35.3	97.9	Mrz 1970	0	mehrfach
Cochem / Mosel	25.8	89.1	Jan 1924	0	mehrfach	25.7	92.3	Feb 1981	0	Okt 1951
Andernach / Rhein	35.8	85.1	Mrz 1931	3.5	Sep 1931	34.6	90.1	Feb 1982	2.3	Okt 2006
Menden / Sieg	30.3	93.9	Feb 1907	0	mehrfach	32.9	97.4	Mrz 1970	0	mehrfach
Köln / Rhein	35.5	85.0	Mrz 1931	3.4	Sep 1931	34.5	89.7	Feb 1982	2.3	Okt 2006
Düsseldorf / Rhein	35.2	84.5	Mrz 1931	3.4	Sep 1931	34.2	88.8	Feb 1982	2.3	Okt 2006
Hattingen / Ruhr	38.0	96.1	Mrz 1901	0	mehrfach	37.7	96.9	Mrz 1970	0	mehrfach
Schermbeck / Lippe	14.0	81.2	Mrz 1942	0	mehrfach	15.1	78.3	Mrz 1970	0	mehrfach
<b>Lobith / Rhein</b>	<b>34.5</b>	<b>82.4</b>	<b>Mrz 1942</b>	<b>3.2</b>	<b>Sep 1931</b>	<b>33.4</b>	<b>87.8</b>	<b>Mrz 1953</b>	<b>2.2</b>	<b>Okt 2006</b>

Tabelle 6.3: Modellierungsergebnisse: Mittelwerte und Maxima (Tageswerte) der Abflussanteile von  $Q_E$  (% von  $Q$ ) in den Teilperioden bis/ab 1951 an ausgewählten Pegeln im Rhein-Einzugsgebiet (Sortierung entlang des Gewässernetzes stromabwärts, Lage der Pegel siehe Abb. 6.11). Rot hervorgehoben sind Werte, wenn relativ deutliche Abweichungen zwischen dem simulierten Abfluss ( $Q_{sim}$ ) und dem beobachteten Abfluss ( $Q_{gem}$ ) vorliegen (und somit auch höhere Unsicherheiten des relativen Abflussanteils von  $Q_E$ ).

Pegel/Gewässer	Periode 1901-1950 (mit rekonstruiertem Klima-Input HYRAS-REC)							Periode 1951-2006						
	Mittel	Maximaler relativer (und zugehöriger abs.) Anteil $Q_E$						Mittel	Maximaler relativer (und zugehöriger abs.) Anteil $Q_E$					
	$Q_E$ (%)	Tag	$Q_E$ (%)	$Q_E$ (m³/s)	$Q_{sim}$ (m³/s)	$Q_{gem}$ (m³/s)	$Q_E / Q_{gem}$ (%)	$Q_E$ (%)	Tag	$Q_E$ (%)	$Q_E$ (m³/s)	$Q_{sim}$ (m³/s)	$Q_{gem}$ (m³/s)	$Q_E / Q_{gem}$ (%)
Gisingen / Ill	0.9	20.9.1947	67.8	5.7	8			1.0	14.8.1952	49.5	4.7	9.58	34	13.9
Diepoldsau / Rhein	1.9	20.9.1947	39.5	45.4	115	101	44.9	1.1	9.9.1953	20.6	28.4	138.0	147	19.3
Rekingen / Rhein	1.1	23.9.1947	19.7	31.7	161	188	16.9	0.6	29.8.2003	9.9	25.0	253.4	222	11.2
Mellingen / Reuss	3.0	22.9.1947	53.5	46.3	87	57	80.6	2.2	27.8.2003	38.2	34.3	89.8	76.2	45.0
Brienzwiler / Aare	15.2	21.9.1947	81.8	38.6	47	31	123.6	11.1	13.8.2003	73.8	52.6	71.3	71.1	74.0
Bügg-Ä. / Aare	4.7	22.9.1947	49.2	73.5	150	170	43.3	3.6	28.8.2003	41.8	82.8	198.1	189	43.8
Brugg / Aare	3.7	22.9.1947	43.6	72.8	167	180	40.5	2.7	27.8.2003	37.0	82.2	222.1	215	38.2
<b>Basel / Rhein</b>	<b>2.1</b>	<b>22.9.1947</b>	<b>33.4</b>	<b>158.1</b>	<b>474</b>	<b>481</b>	<b>32.9</b>	<b>1.4</b>	<b>27.8.2003</b>	<b>22.9</b>	<b>147.3</b>	<b>644.6</b>	<b>555</b>	<b>26.5</b>
Maxau / Rhein	1.8	23.9.1947	31.8	156.3	492	504	31.0	1.2	27.8.2003	22.0	148.4	675.2	573	25.9
Worms / Rhein	1.6	23.9.1947	30.8	155.2	504	550	28.2	1.1	27.8.2003	21.2	149.2	704.2	611	24.4
Mainz / Rhein	1.4	23.9.1947	29.2	153.8	526	560	27.5	0.9	27.8.2003	20.0	150.3	751.2	694	21.7
<b>Kaub / Rhein</b>	<b>1.4</b>	<b>23.9.1947</b>	<b>29.1</b>	<b>153.0</b>	<b>526</b>	<b>555</b>	<b>27.6</b>	<b>0.9</b>	<b>27.8.2003</b>	<b>19.9</b>	<b>150.8</b>	<b>758.6</b>	<b>723</b>	<b>20.9</b>
Andernach / Rhein	1.1	23.9.1947	27.8	151.7	546	640	23.7	0.7	27.8.2003	18.6	151.3	813.5	788	19.2
Köln / Rhein	1.1	23.9.1947	27.5	150.3	547	650	23.1	0.7	28.8.2003	18.4	151.3	822.9	804	18.8
Düsseldorf / Rhein	1.1	23.9.1947	27.2	149.2	548	660	22.6	0.7	28.8.2003	18.1	151.8	836.7	803	18.9
<b>Lobith / Rhein</b>	<b>1.0</b>	<b>23.9.1947</b>	<b>26.4</b>	<b>146.6</b>	<b>556</b>	<b>725</b>	<b>20.2</b>	<b>0.7</b>	<b>28.8.2003</b>	<b>17.3</b>	<b>152.6</b>	<b>884.3</b>	<b>901</b>	<b>16.9</b>

- Die in Tabelle 6.3 aufgeführten maximalen absoluten Abflussanteile sind die  $Q_E$ -Abflüsse, die am Tag mit dem maximalen relativen  $Q_E$ -Anteil am Gesamtabfluss auftreten. Wird statt dem Auftreten der maximalen relativen Abflussanteile (und der dazugehörigen absoluten  $Q_E$ -Werte) das Auftreten der maximalen absoluten  $Q_E$ -Anteile (und der dazugehörigen relativen  $Q_E$ -Werte) in den beiden Niedrigwasserjahren 1947 und 2003 betrachtet, ergibt sich ein anderes Bild: Der maximale  $Q_E$ -Anteil tritt am Pegel Basel im Jahr 2003 am 31.08.2003 mit 171.1  $m^3/s$  (1947: 23.08.1947 und 180.5  $m^3/s$ ) und am Pegel Lobith am 06.09.2003 mit 162.3  $m^3/s$  (1947: 30.08.1947 und 173.4  $m^3/s$ ) auf.

Abbildung 6.14 verdeutlicht die Zusammenhänge zwischen den relativen und den absoluten Eisanteilen für das Jahr 2003. Daraus wird auch ersichtlich, warum der in Tabelle 6.3 aufgeführte absolute  $Q_E$ -Anteil zum Zeitpunkt des Auftretens des maximalen prozentualen  $Q_E$ -Anteils am Pegel Lobith höher ist als am Pegel Basel. In Abschnitt 6.4.2 wird weiter detaillierter auf die  $Q_E$ -Anteile während der Niedrigwassersituation des Jahres 2003 eingegangen.

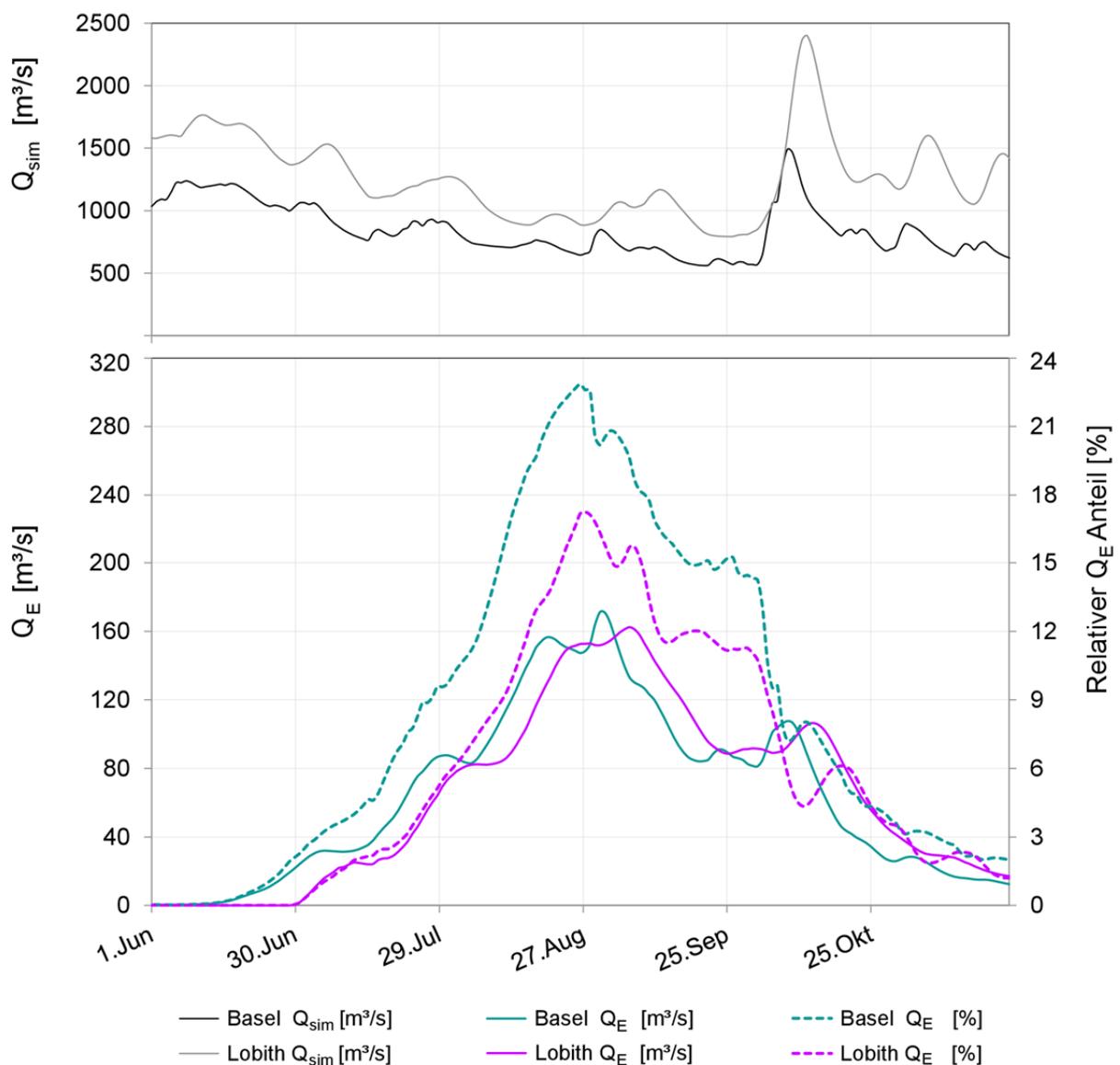


Abbildung 6.14: Simulierte Gesamtabflüsse und absolute und prozentuale Anteile der Abflusskomponenten aus Eisschmelze  $Q_E$  im Sommer und Herbst 2003 an den Pegeln Basel/Rhein und Lobith/Rhein.

Es wird ausdrücklich darauf hingewiesen, dass insbesondere bei der Erörterung einzelner extremer Tageswerte die infolge der direkten Abhängigkeit der relativen Abflussanteile vom modellierten Gesamtabfluss verbundenen Unsicherheiten zu beachten sind. Beispielsweise kann anhand der vorliegenden gemessenen Abflussdaten für das Niedrigwasserereignis 1947 festgestellt werden, dass der gemessene Gesamtabfluss hier praktisch für alle Mittel- und Niederrhein-Pegel in der Modellierung deutlich unterschätzt wurde (rot hervorgehobene Werte in Tabelle 6.3, vgl. auch Abb. 6.14 und 6.15).

Dies resultiert wiederum in einer Überschätzung der relativen  $Q_E$ -Anteile. Wird die modellierte  $Q_E$ -Komponente auf den Abflussmesswert bezogen (Angabe  $Q_E / Q_{\text{gem}}$  in Tabelle 6.3), würde sich der maximale relative  $Q_E$ -Anteil am Pegel Lobith am 23. September 1947 beispielsweise auf ca. 20% statt 26.4% (bezogen auf den nachweislich zu geringen modellierten Gesamtabfluss) verringern.

Die erwartungsgemäß tendenziell schlechtere Modellperformance für die Periode vor 1951 mit den HYRAS-REC-Eingangsdaten (siehe Abschnitt 6.2.4) sollte bei der Interpretation der Ergebnisse stets, und im Speziellen hinsichtlich der Betrachtung hydrologischer Extremereignisse, berücksichtigt werden. Weitere Aspekte zur Relevanz und Unsicherheit ungewöhnlich hoher relativer  $Q_E$ -Anteile in Rheinniedrigwasserjahren werden auch noch gezielt im Abschnitt 6.4 näher erläutert.

## 6.4 Modellierte Abflussanteile in Niedrigwasserjahren

### 6.4.1 Abflussanteile in ausgewählte Niedrigwasserjahren im Vergleich

Neben der Betrachtung des mittleren Verhaltens der Abflusskomponenten aus Schnee- und Eisschmelze sind insbesondere deren Beiträge in Niedrigwasserjahren von besonderer Bedeutung. Daher wurden die Niedrigwasserjahre 1921, 1947, 1976 und 2003 gesondert betrachtet (vgl. Abschnitt 5.6). Exemplarisch sind in den Abbildung 6.15 und 6.16 die täglichen Abflüsse und Abflussanteile der beiden Jahre 1947 und 2003 aufgetragen.

Das Niedrigwasserjahr 1976 wies nur einen vergleichsweise geringen mittleren Anteil der Eisschmelzabflusskomponente von nur ca. 2% bzw. 1% an den Pegeln Basel und Lobith auf, also in ähnlicher Größenordnung wie bei den Langzeitmittelwerten. An diesen beiden Pegeln betrug im Vergleich dazu 1947 der  $Q_E$ -Anteil über 6% bzw. 3%. Wie in Kapitel 5 erläutert, herrschten 1976 in den alpinen Teilen des Rhein-Einzugsgebiets im Gegensatz zu den anderen ausgewählten Niedrigwasserjahren keine ausgeprägt hohen Temperaturen vor und folglich wird das Jahr 1976 hier nicht weiter dargestellt.

Die Abbildungen 6.15 und 6.16 für die Jahre 1947 und 2003 zeigen, dass nicht nur für das Jahr 2003 (Verwendung der HYRAS-Daten) sondern auch für das Jahr 1947 (unter Verwendung der rekonstruierten meteorologischen Eingangsdaten HYRAS-REC) die simulierten Gesamtabflüsse insgesamt recht gut mit den gemessenen Abflüssen übereinstimmen. Auf die Unterschätzung der gemessenen Niedrigwasserabflüsse im Herbst 1947 am Pegel Lobith durch das Modell wurde bereits zuvor hingewiesen (vgl. Tabelle 6.3). An den wöchentlichen Schwankungen der gemessenen Ganglinie am Pegel Brienzwiler ist der Speichereinfluss und deren Nutzung zur Energiegewinnung sichtbar. Durch die oberhalb des Pegels im Modell befindliche kumulative Talsperre wird zumindest der Jahresgang der gemessenen Ganglinie 1947 und 2003 gut abgebildet. Im Fall der simulierten Ganglinie für 2003 (Abb. 6.16) sind hier in der ersten Jahreshälfte deutlichere Abweichungen zwischen modellierten und beobachteten Abflüssen auffallend. Dies zeigt die Grenzen und Unsicherheiten der bei der LARSIM-Hochrhein-Modellierung erfolgten summarischen Abbildung der Speicherbewirtschaftung mittels Betriebsregeln aufgrund der fehlenden Verfügbarkeit von tatsächlichen Betriebsdaten für die verschiedenen Kraftwerkspeicher. Für die weitergehende Betrachtung der Abflusskomponenten in den späteren Niedrigwasserphasen des Jahres 2003, scheint diese zwischen Januar und Mai schlecht zutreffende Modellierung der Abflüsse am Pegel Brienzwiler jedoch von nur untergeordneter Relevanz.

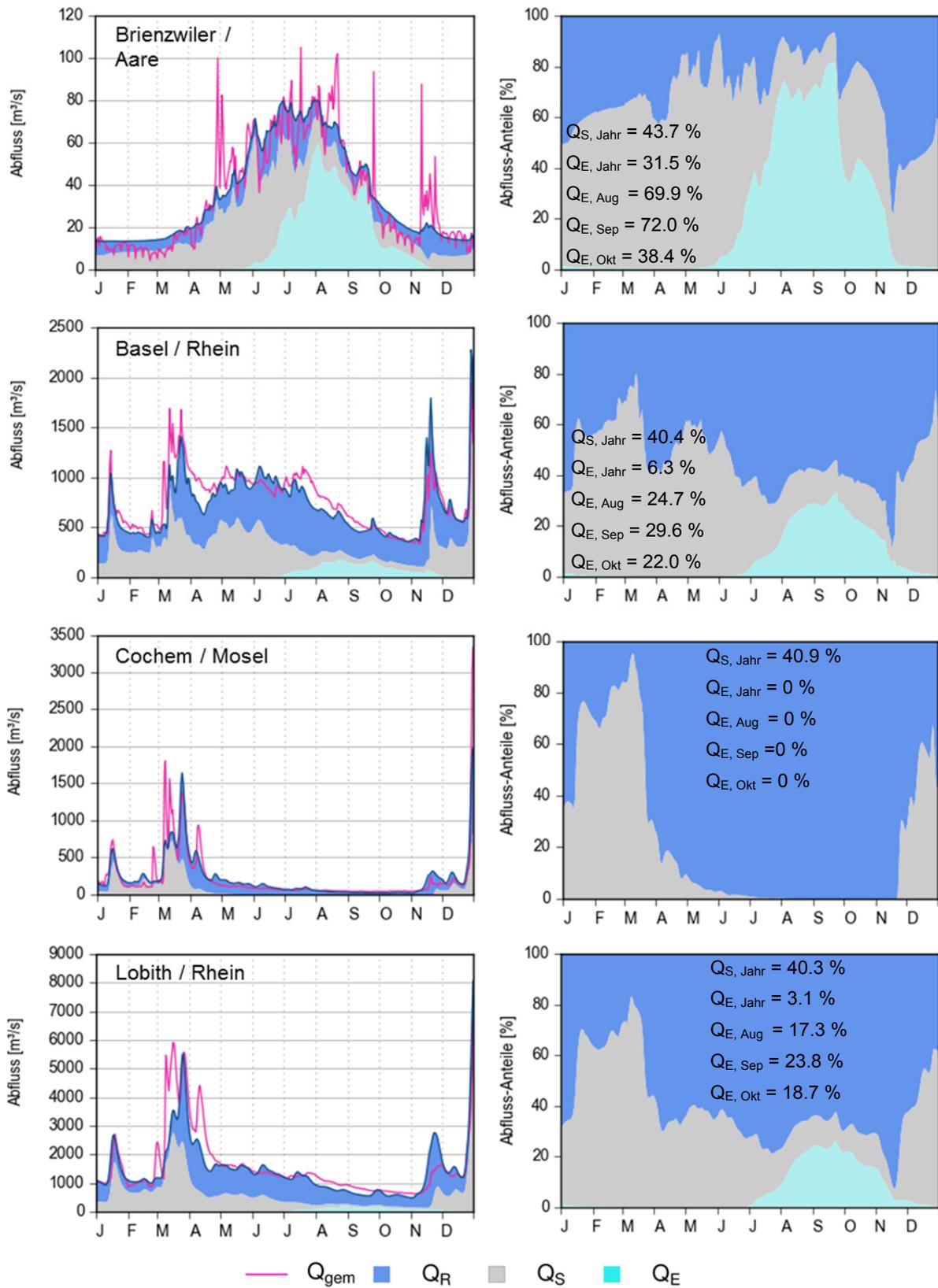


Abbildung 6.15: Gemessene und simulierte Abflussganglinien im Niedrigwasserjahr 1947 mit den modellierten Abflusskomponenten aus Regen, Schnee- und Eisschmelze (links: absolute Werte; rechts: relative Anteile) an ausgewählten Pegeln im Rhein-Einzugsgebiet (Tageswerte 1947).

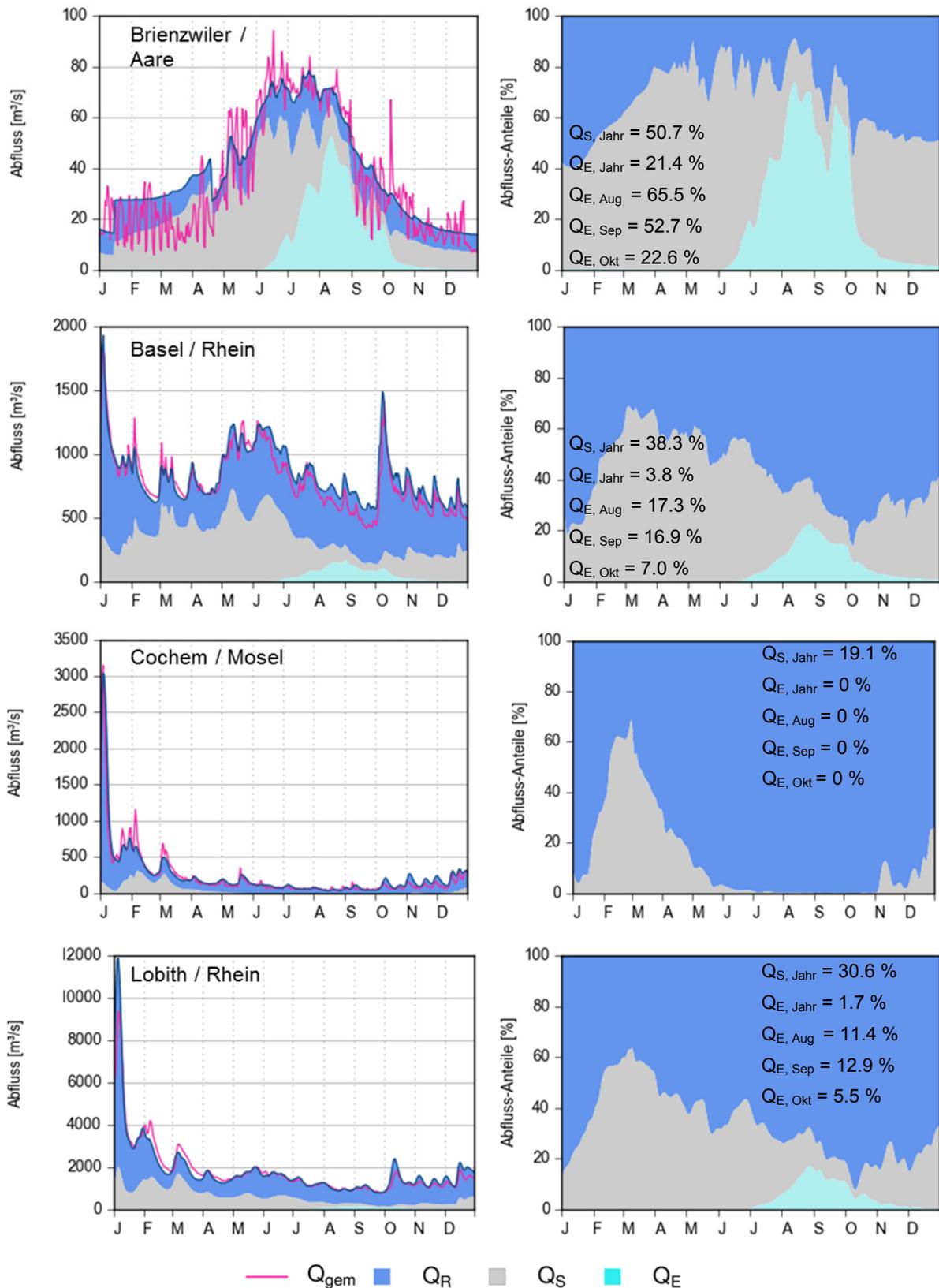


Abbildung 6.16: Gemessene und simulierte Abflussganglinien im Niedrigwasserjahr 2003 mit den modellierten Abflusskomponenten aus Regen, Schnee- und Eisschmelze (links: absolute Werte; rechts: relative Anteile) an ausgewählten Pegeln im Rhein-Einzugsgebiet (Tageswerte 2003).

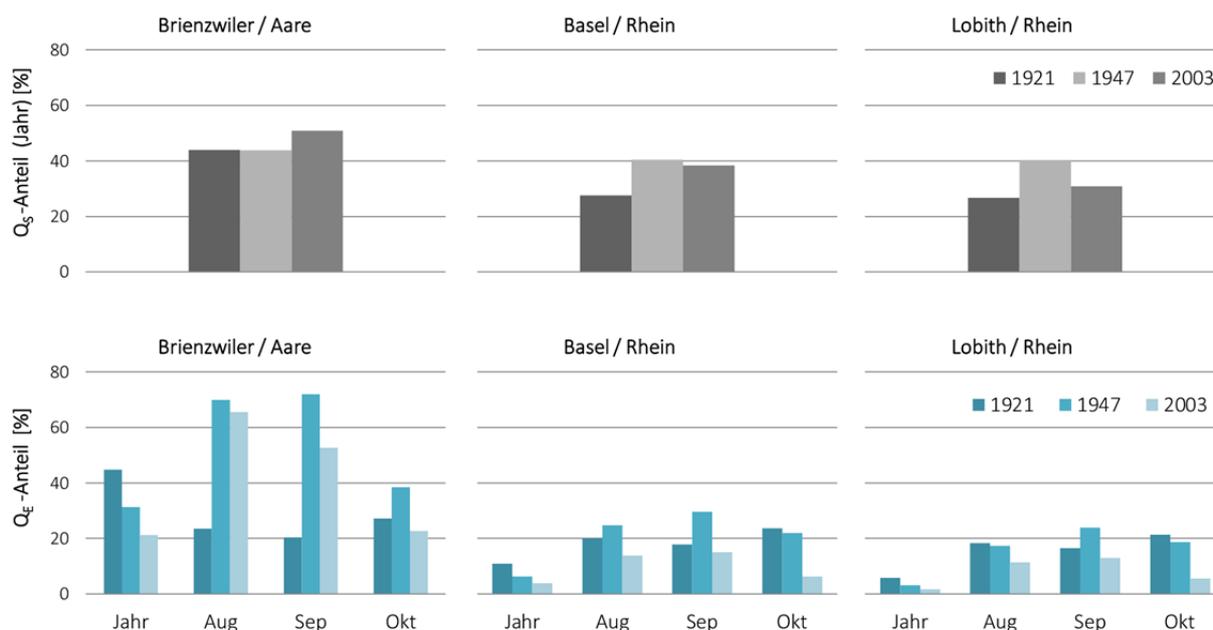


Abbildung 6.17: Prozentuale Abflussanteile aus Schneeschmelze (oben, mittlere Jahreswerte) und Eisschmelze (unten, mittlere Jahreswerte und Monatswerte für August, September und Oktober) in den Niedrigwasserjahren 1921, 1947 und 2003 an ausgewählten Pegelstellen im Rhein-Einzugsgebiet.

In Abbildung 6.17 sind die mittleren Jahreswerte bzw. mittleren Monatswerte der Schnee- bzw. Eisanteile für drei Niedrigwasserjahre zusammengefasst:

- Mittlere Jahreswerte 1921, 1947 und 2003: Die Veränderung der Abflusskomponenten entlang des Rheins im Jahresmittel der Niedrigwasserjahre 1921, 1947 und 2003 zeigen, dass der Schneeanteil in diesen Jahren von ca. 45% am Pegel Brienzwiler auf um 30% am Pegel Lobith abnimmt. Der Eisanteil im Mittel der Niedrigwasserjahre 1921, 1947 und 2003 verringert sich im Rhein-Einzugsgebiet von Werten zwischen 21% und 45% (Pegel Brienzwiler) auf Werte zwischen 1.7% und 5.8% (Pegel Lobith).
- Mittlere Monatswerte 1921, 1947 und 2003: In den Sommermonaten August und September der Niedrigwasserjahre sind allerdings die Eisanteile an den Pegeln deutlich höher als im Jahresmittel. Die mittleren Q<sub>E</sub>-Anteile im August in den drei Niedrigwasserjahre liegen am Pegel Lobith zwischen ca. 11% und 18%, im September zwischen ca. 13% und 24%. Bemerkenswert scheinen die relativ hohen Q<sub>E</sub>-Anteile jeweils auch noch im Oktober 1921 und 1947 (um 20% am Pegel Lobith). Im Oktober 2003 sind die Q<sub>E</sub>-Anteile deutlich geringer (5.5% am Pegel Lobith).

Hinsichtlich der auffällig hohen Q<sub>E</sub>-Anteile im Oktober 1921 und 1947 ist folgendes zu ergänzen:

- Es wird nochmals darauf hingewiesen, dass der zeitliche Verlauf der an den Pegeln simulierten Eisschmelzabflusskomponente Q<sub>E</sub> nicht mit dem zeitlichen Verlauf der Eisschmelze des Gletschers gleichgesetzt bzw. auf diesen reduziert werden darf.

Die Eisschmelze des Gletschers ist in der Regel im Oktober bereits abgeschlossen. Die in Abbildung 6.17 gezeigten Eisanteile sind die aus der modellierten Eisschmelze des Gletschers resultierende Abflussreaktion an bestimmten Gerinnepunkten. Diese Werte beinhalten die Retention/Speicherung im (Modell-)Gletscherreservoir, Seen und Talsperren und das Routing entlang des Gerinnes.

- Die auffallend hohen  $Q_E$ -Anteile für die Jahre 1921 und 1947 lassen sich teilweise durch eine intensiverte und verlängerte Eisschmelzseason in diesen beiden extremen Jahren erklären (siehe Ausführungen in Abschnitt 5.6.1).
- Wie stets bei der Erörterung der prozentualen Abflussanteile ist zu beachten, dass in den beiden Oktobern 1921 und 1947 Niedrigwasserabflüsse vorlagen, die zu den extremsten überhaupt beobachteten am Rhein zählen. Daher würden schon durchschnittliche (mittlere) Oktober-Werte von  $Q_E$  zu ungewöhnlich (extrem) hohen relativen Anteilen am Abfluss führen.
- Zu beachten ist zudem, dass sowohl 1921 als auch 1947 die Modellierung den Abfluss insgesamt im Oktober am Mittel- und Niederrhein gegenüber den Beobachtungsdaten etwas unterschätzt, was sich in gewissem Maße auch auf die prozentualen  $Q_E$ -Anteile auswirkt.

Zur Erinnerung sei hier erwähnt, dass die maximalen Tageswerte der Eisschmelzkomponente noch mal deutlich höher liegen können (vgl. Abschnitt 6.3). Danach resultierte an einzelnen Tagen des Zeitraums 1901-2006 grob ein Fünftel des Abflusses eines Tages an den Rheinpegeln bis zum Pegel Lobith aus der Eisschmelze in den Alpen.

Bei den Untersuchungsergebnissen (vgl. Abbildungen in diesem Kapitel und Werte in den Tabellen 6.2 und 6.3) fällt hierbei insbesondere auf, dass die prozentualen Anteile von  $Q_E$  auf der Rheinstrecke zwischen dem Pegel Basel und dem Pegel Lobith kaum abnehmen. In Niedrigwasserjahren sind die Abflüsse aus den Zubringern zum Rhein im Verhältnis zum Rheinabfluss so gering, dass keine deutliche Verdünnung und somit signifikante Abnahme des Eisanteils auftritt. So beträgt z.B. der mittlere Abfluss der Monate August bis Oktober 1947 am Pegel Cochem nur 45 m<sup>3</sup>/s, dagegen am Pegel Lobith 895 m<sup>3</sup>/s (vgl. Abb. 6.15).

#### 6.4.2 Detaildarstellung des Niedrigwasserjahrs 2003

Als extremes Ereignis der jüngeren Vergangenheit und aufgrund seiner diversen und teilweise weitreichenden Auswirkungen wird das Niedrigwasser des Jahrs 2003 in vielen Studien als Referenz oder auch „Benchmark-Event“ herangezogen. Die kontrovers diskutierte Frage, welche Relevanz die Gletschereisschmelze für den Ablauf des Niedrigwassers am Rhein hatten, war zudem ein Anstoß für die Initiierung des ASG-Rhein-Projekts. Daher werden nachfolgend einige Ergebnisse speziell hinsichtlich der modellierten  $Q_E$ -Anteile im Niedrigwasserjahr 2003 noch etwas detaillierter dargestellt.

Tabelle 6.4: Mittlere modellierte  $Q_E$ -Anteile für die Monate Juli, August, September und Oktober im Trocken- und Niedrigwasserjahr 2003 für ausgewählte Rheinpegel (Lage der Pegel siehe Abb. 6.11).

Pegel	Juli		August		September		Oktober	
	(m <sup>3</sup> /s)	(%)						
Brienzwiler/Aare	23.7	32.9	42.9	65.5	21.5	52.7	5.9	22.6
Basel	49.0	5.5	126.9	17.3	109.2	16.9	64.1	7.0
Maxau	43.6	4.6	122.1	16.0	113.2	16.5	68.3	6.8
Worms	42.2	4.2	120.8	15.1	114.9	15.9	70.0	6.4
Mainz	40.7	3.8	119.5	14.0	116.7	15.0	71.8	6.2
Kaub	39.3	3.6	118.5	13.8	117.8	14.9	73.0	6.2
Andernach	37.7	3.2	117.1	12.7	119.0	13.6	74.4	5.8
Köln	36.1	3.0	116.0	12.3	120.6	13.5	76.1	5.7
Düsseldorf	34.6	2.8	114.8	12.1	121.6	13.4	77.3	5.7
Lobith	30.7	2.4	112.0	11.4	124.0	12.9	80.2	5.5

In Tabelle 6.4 sind die Monatsmittel der absoluten und prozentualen  $Q_E$ -Anteile für Juli, August, September und Oktober 2003 für ausgewählte Pegel zusammengestellt. Ausgeprägte Niedrigwasserverhältnisse waren am Mittel- und Niederrhein vor allem im August und September vorherrschend, im Oktober erfolgte eine Erholung (vgl. Abb. 6.16). Somit fiel 2003 die extremste Phase des Niedrigwasserereignisses genau in die Zeit des innerjährlichen  $Q_E$ -Maximums. Im Monatsmittel ergeben sich für August und September relative  $Q_E$ -Anteile in einer vergleichbaren Größenordnung von über 10% bis über 15% an den Mittel- und Niederrheinpegeln, wobei die Anteile im September generell etwas höher liegen als im August (Tabelle 6.4). Die Monatsmittel der absoluten  $Q_E$ -Komponente (in  $m^3/s$ ) ändern sich erwartungsgemäß für die Pegel entlang des Rheins nur unwesentlich.

Abbildung 6.18 zeigt, ähnlich wie zuvor Abbildung 6.13 für die Langzeitmittel, nun nochmal die Modellierungsergebnisse für  $Q_E$  in den Monaten Juli, August und September für die Rheinpegel Basel, Kaub und Lobith im Vergleich mit den Ergebnissen der Studie von Huss (2011). Wie in Abbildung 6.13, lässt sich auch bei Betrachtung des Jahres 2003 ein systematischer Unterschied bezüglich der zeitlichen Verteilung, nämlich im Vergleich zu den Ergebnissen von Huss (2011) etwas höhere Anteile im September zu Lasten der Anteile im Juli, feststellen. Dies ist, wie schon erläutert, auf die detailliertere Simulation der Abflussbildungs- und Wellenablaufprozesse anhand der Projekt-Modelkette zurückzuführen. Ansonsten liegt jedoch auch für dieses einzelne Extremjahr 2003 insgesamt eine gute Übereinstimmung der beiden Studien hinsichtlich der Größenordnung der Eisschmelzabflusskomponente vor.

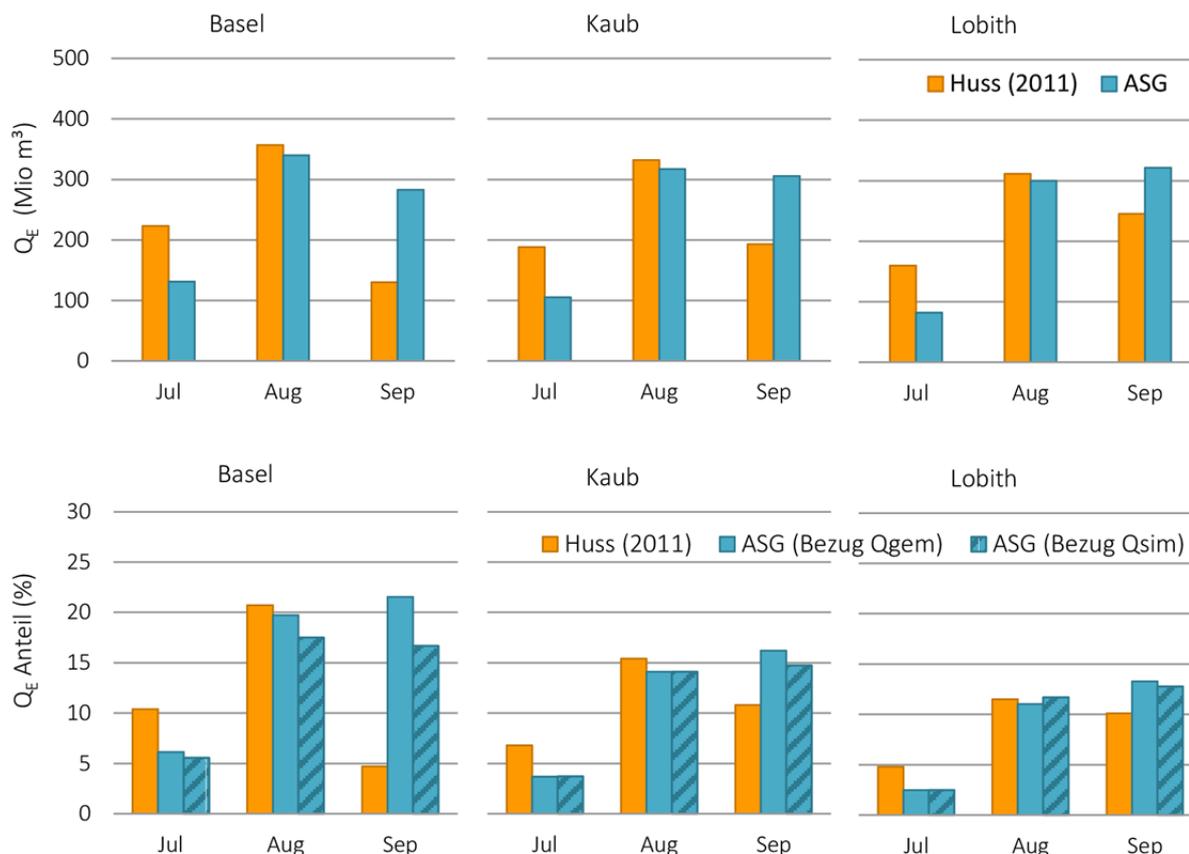


Abbildung 6.18: Modellierte Eisschmelzabflusskomponente  $Q_E$  in den Monaten Juli, August und September im Niedrigwasserjahr 2003 an ausgewählten Rhein-Pegelstellen im Vergleich zu Daten aus Huss (2011, siehe Supplementary Tables S2 und S5): Oben: absolute Mengen, Unten: relative Anteile am Gesamtabfluss; ASG Ergebnisse hierbei jeweils sowohl bezogen auf den beobachteten Abfluss  $Q_{gem}$  als auch bezogen auf den modellierten Abfluss  $Q_{sim}$ .

Zur näheren Betrachtung, wie hoch (maximal) die  $Q_E$ -Anteile liegen können, die für einzelne Tage im Jahr 2003 an verschiedenen Pegeln modelliert wurden, dienen die folgenden Abbildungen 6.19 und 6.20 sowie die Tabelle 6.5. Die Lage der Pegel kann Abbildung 6.11 entnommen werden. Wie bereits zuvor in Tabelle 6.3 gezeigt, handelt es sich bei dem maximalen Tageswert des prozentualen  $Q_E$ -Anteils im August 2003 bei den meisten Rheinpegeln gleichzeitig um den höchsten überhaupt aufgetretenen  $Q_E$ -Anteil an einem Tag in der gesamten Teil-Simulationsperiode 1951-2006 mit einer Größenordnung um 20%. Wie Abbildung 6.20 verdeutlicht, entsteht dieser maximale Tagesanteil im August 2003 grundsätzlich aus einem Zusammenspiel zweier lokaler Maxima (Peaks) des  $Q_E$ -Betrags und einem lokalen Minimum des Gesamtabflusses. Anders als für das zuvor beschriebene Niedrigwasserereignis 1947 (Abschnitt 6.4.1) wird der gemessene Abfluss an den Mittel- und Niederrheinpegeln von der Modellierung in dieser Niedrigwasserphase relativ gut getroffen, während jedoch die Abflüsse stromaufwärts des Pegels Maxau etwas überschätzt werden (Abb. 6.20 und Tabelle 6.5).

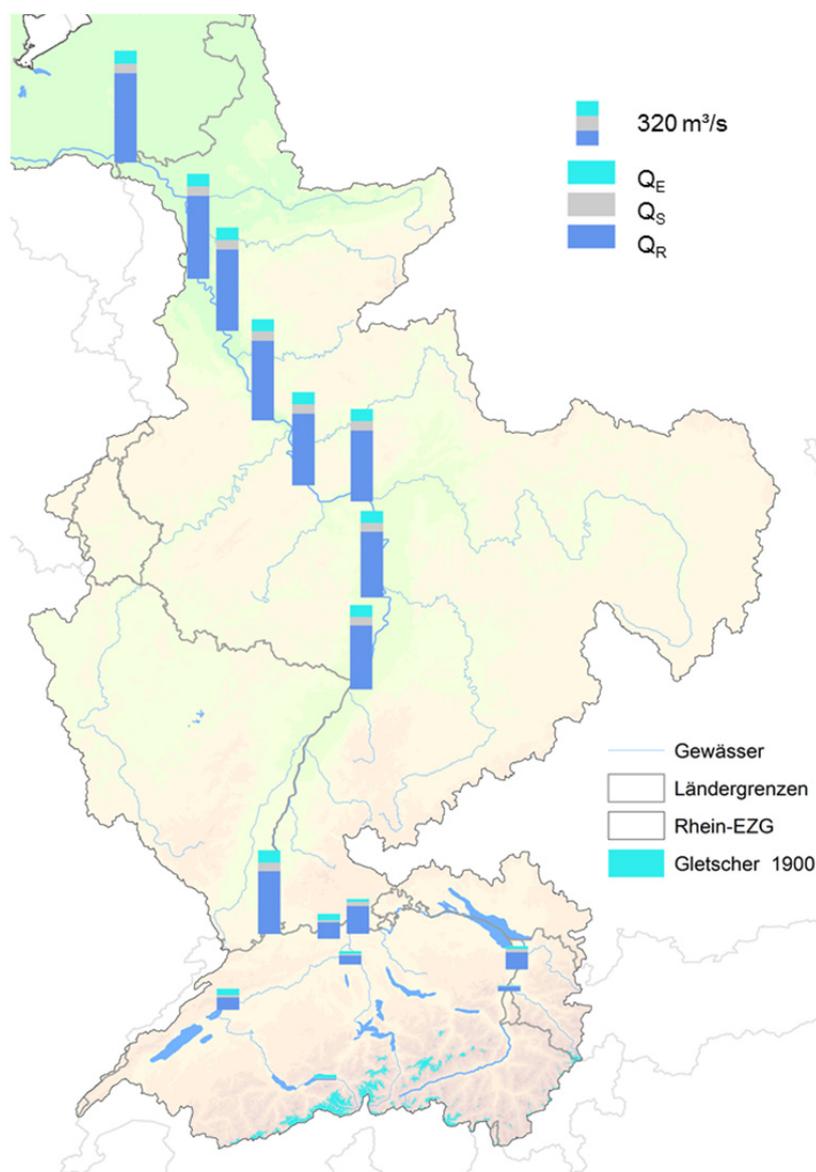


Abbildung 6.19: Modellierte Abflüsse und Abflusskomponenten für den 23.09.2003 während der Niedrigwassersituation 2003 (Auftreten des NQ 2003 am 23.09.2003 (gemäß  $Q_{sim}$ ) an den Pegelstellen Kaub, Andernach und Köln, vgl. Tabelle 6.5).

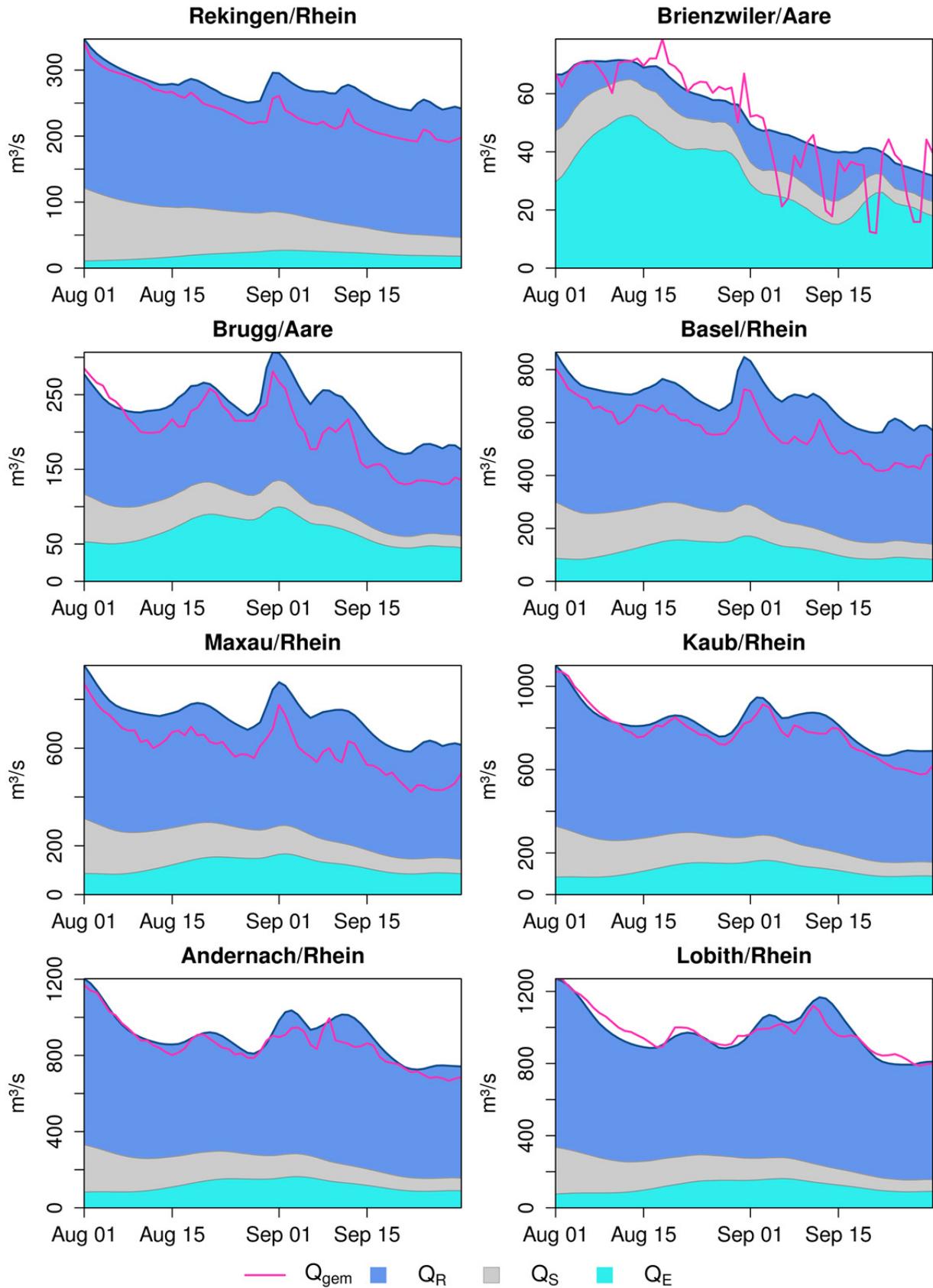


Abbildung 6.20: Detaildarstellung: modellierte und gemessene Abflüsse und modellierten Abflusskomponenten an ausgewählten Pegeln entlang des Rheins (von links oben nach rechts unten, Lage der Pegel siehe Abb. 6.11) während der Niedrigwasserphase im Jahr 2003 (hier gezeigt August und September).

Tabelle 6.5: Auftreten extremer Tageswerte: niedrigster modellierter Gesamtabfluss, höchster absoluter Betrag von  $Q_E$  und höchster relativer  $Q_E$ -Anteil im Niedrigwasserjahr 2003 an ausgewählten Rheinpegeln (Lage der Pegel siehe Abb. 6.11). Rot hervorgehoben sind Werte, wenn relativ deutliche Abweichungen zwischen dem simulierten Abfluss ( $Q_{sim}$ ) und dem beobachteten Abfluss ( $Q_{gem}$ ) vorliegen

Pegel	Minimum $Q_{sim}$ (NQ 2003)				Maximum $Q_E$				Max. relativer $Q_E$ -Anteil			
	Tag	$Q_{sim}$	$Q_{gem}$	$Q_E$	Tag	$Q_E$	$Q_E / Q_{gem}$		Tag	$Q_E$	$Q_E / Q_{gem}$	
		m <sup>3</sup> /s	m <sup>3</sup> /s	%		m <sup>3</sup> /s	%	%		%	m <sup>3</sup> /s	%
Brienzwiler	31.Dez	<b>14</b>	7	1.4	13.Aug	<b>53</b>	73.8	74.0	13.Aug	<b>73.8</b>	52.6	74.0
Basel	12.Dez	<b>555</b>	507	1.3	31.Aug	<b>171</b>	<b>20.2</b>	<b>23.6</b>	27.Aug	<b>22.8</b>	147.3	26.5
Maxau	22.Sep	<b>586</b>	421	14.4	02.Sep	<b>167</b>	<b>19.5</b>	<b>22.7</b>	27.Aug	<b>22.0</b>	148.4	25.9
Worms	22.Sep	<b>610</b>	511	14.0	02.Sep	<b>166</b>	<b>18.4</b>	<b>20.4</b>	27.Aug	<b>21.2</b>	149.2	24.4
Mainz	22.Sep	<b>660</b>		13.1	03.Sep	<b>165</b>	17.7		27.Aug	<b>20.0</b>	150.3	
Kaub	23.Sep	<b>668</b>	621	13.0	03.Sep	<b>164</b>	<b>17.4</b>	<b>18.0</b>	27.Aug	<b>19.9</b>	150.8	20.9
Andernach	23.Sep	<b>726</b>	716	12.0	04.Sep	<b>164</b>	16.2	17.3	27.Aug	<b>18.6</b>	151.3	19.2
Köln	23.Sep	<b>742</b>	738	12.0	04.Sep	<b>163</b>	15.8	16.8	28.Aug	<b>18.4</b>	151.3	18.8
Düsseldorf	24.Sep	<b>751</b>	730	11.8	05.Sep	<b>163</b>	16.0	17.1	28.Aug	<b>18.1</b>	151.8	18.9
Lobith	26.Sep	<b>794</b>	820	11.2	06.Sep	<b>162</b>	15.7	15.9	28.Aug	<b>17.3</b>	152.6	16.9

Dementsprechend würden, wenn die modellierten Beträge von  $Q_E$  auf den (niedrigeren) gemessenen Abfluss bezogen werden, sogar für einige Pegel noch etwas höhere prozentuale  $Q_E$ -Anteile resultieren.

In Tabelle 6.5 sind für die beiden Pegel Basel und Lobith die maximalen Werte des absoluten  $Q_E$ -Anteils und des relativen  $Q_E$ -Anteils angegeben. Der Verlauf dieser Anteile an den beiden Pegel über das Jahr 2003 wurde bereits in Abbildung 6.15 dargestellt. An den Septembertagen, an welchen der niedrigste modellierte Abfluss im Jahr 2003 aufgetreten ist machte die  $Q_E$ -Komponente an den Pegeln Maxau bis Lobith zwischen 11 und 15 % aus.

Die in Tabelle 6.5 angegebenen Werte der niedrigsten simulierten Tagesabflüsse und auch Abbildung 6.19 vermitteln ein gutes Bild davon, wie verhältnismäßig gering der Abflusszuwachs entlang des Rhein unterhalb von Basels während solcher typischer Niedrigwassersituationen ist. Dadurch erklärt sich wiederum, warum sich die prozentualen  $Q_E$ -Anteile stromabwärts auch nur bemerkenswert wenig verringern.

#### 6.4.3 Eisschmelzabflusskomponente im Verhältnis zur Abflussdauerlinie

Die Abflussdauerlinie ist ein etabliertes Werkzeug zur Darstellung und Diskussion der pegelspezifischen mittleren sowie extremen, hohen und niedrigen Abflüssen. Um abzuschätzen, welche Veränderungen sich mit und ohne Berücksichtigung des Eisanteils in den Abflüssen und speziell den Niedrigwasserabflüssen des Rheins ergeben, wurden alle simulierten Tageswerte der Größe nach sortiert und die Dauerlinien (für alle Werte zwischen dem  $Q_{0.05}$  und dem  $Q_{50}$ ) für ausgewählte Pegel erstellt. Dabei wurden die Dauerlinien getrennt für die Zeiträume 1901-1950 (mit rekonstruierten Klimaeingangsdaten) und 1951-2006 erstellt. In den Abbildungen 6.21 und 6.22 sind folgende Ergebnisse dargestellt:

- Die Abflussdauerlinie aus den Messdaten  $Q_{gem}$ , um beurteilen zu können, wie gut die Modellierung die Dauerlinie und insbesondere extreme Niedrigwasserabflüsse abbildet (rot).
- Die Abflussdauerlinie aus den simulierten Werten  $Q_{sim}$  (blau).
- Die Abflusswerte, die sich aus der Differenz von  $Q_{sim}$  und  $Q_E$  des jeweiligen Tages ergeben (graue Punkte). Dabei ist jedem sortierten Wert  $Q_{sim}$  auf der Dauerlinie der zugehörige Wert

$Q_{sim} - Q_E$  des Tages in Grau zugeordnet. Diese Abflüsse entsprechen den Abflüssen, wenn kein Eisanteil an diesem Tag vorläge. Dadurch kann die Variabilität des Einflusses von  $Q_E$  gezeigt werden.

- Die Linie des gleitenden Medians der  $Q_{sim}-Q_E$ -Werte: um die Abflüsse ohne den Eisanteil in Beziehung setzen zu können zu den simulierten Abflüssen, wird der Median der  $Q_{sim}-Q_E$ -Werte (über 105 Werte) gebildet und dargestellt. Dadurch bleibt der zeitliche Bezug zu den  $Q_{sim}$ -Werten erhalten und die Dauerlinie aus den  $Q_{sim}$ -Werten kann mit der so erstellten Ganglinie der  $Q_{sim}-Q_E$ -Werten verglichen werden.

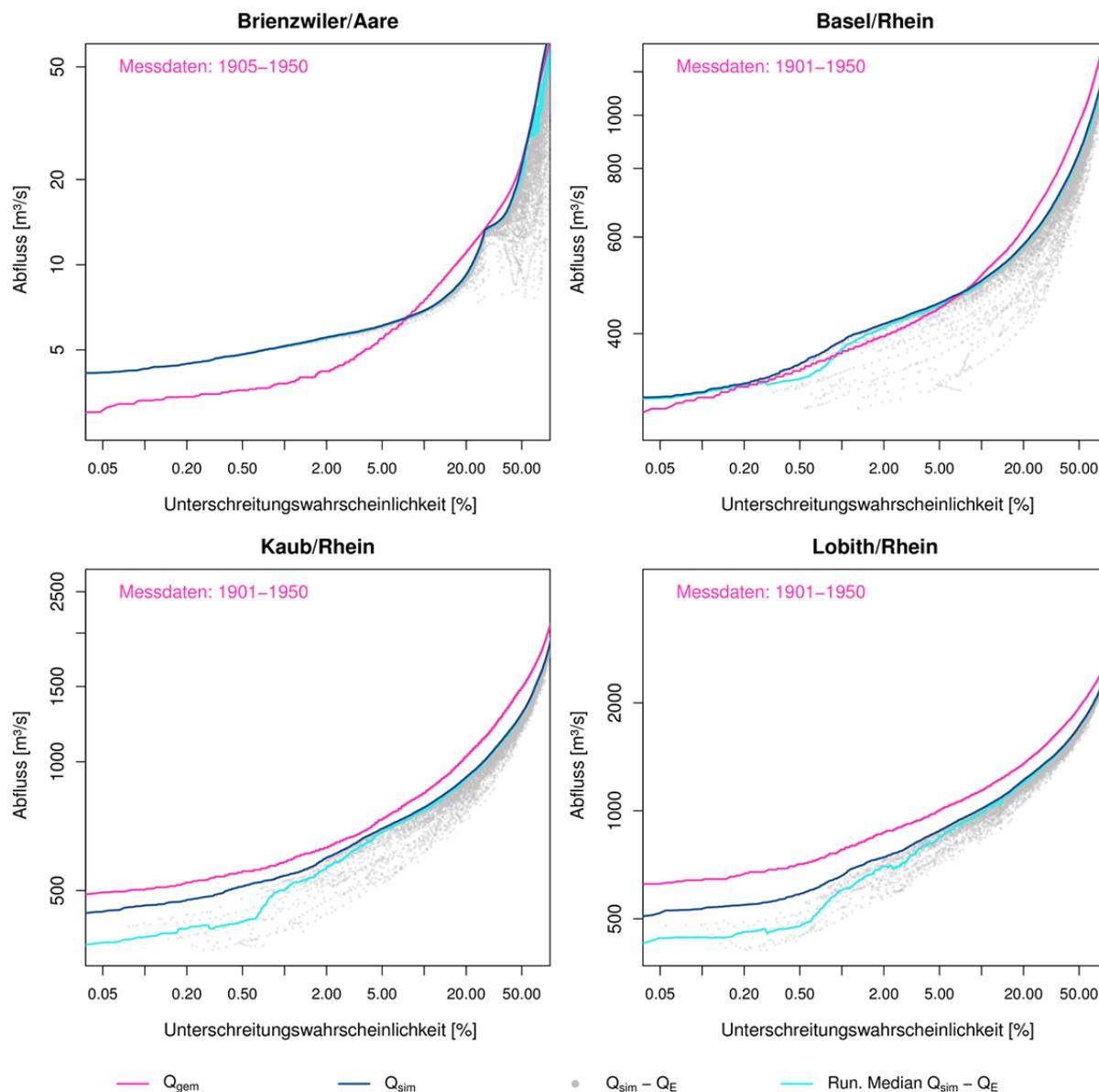


Abbildung 6.21: Dauerlinie der modellierten Abflüsse ( $Q_{sim}$ ) (blau) sowie Dauerlinie der gemessenen Abflüsse  $Q_{gem}$  (pink) an ausgewählten Pegeln im Rhein-Einzugsgebiet für die Tageswerte der Teilperiode 1901-1950 (mit rekonstruierten Klimaeingangsdaten HYRAS-REC). Die grauen Punkte geben jeden einzelnen zeitlich zugeordneten Abfluss  $Q_{sim} - Q_E$  zu den sortierten  $Q_{sim}$ -Werten der Dauerlinie an. Die Linie in Cyan stellt den gleitenden Median der  $Q_{sim}-Q_E$ -Werte dar.

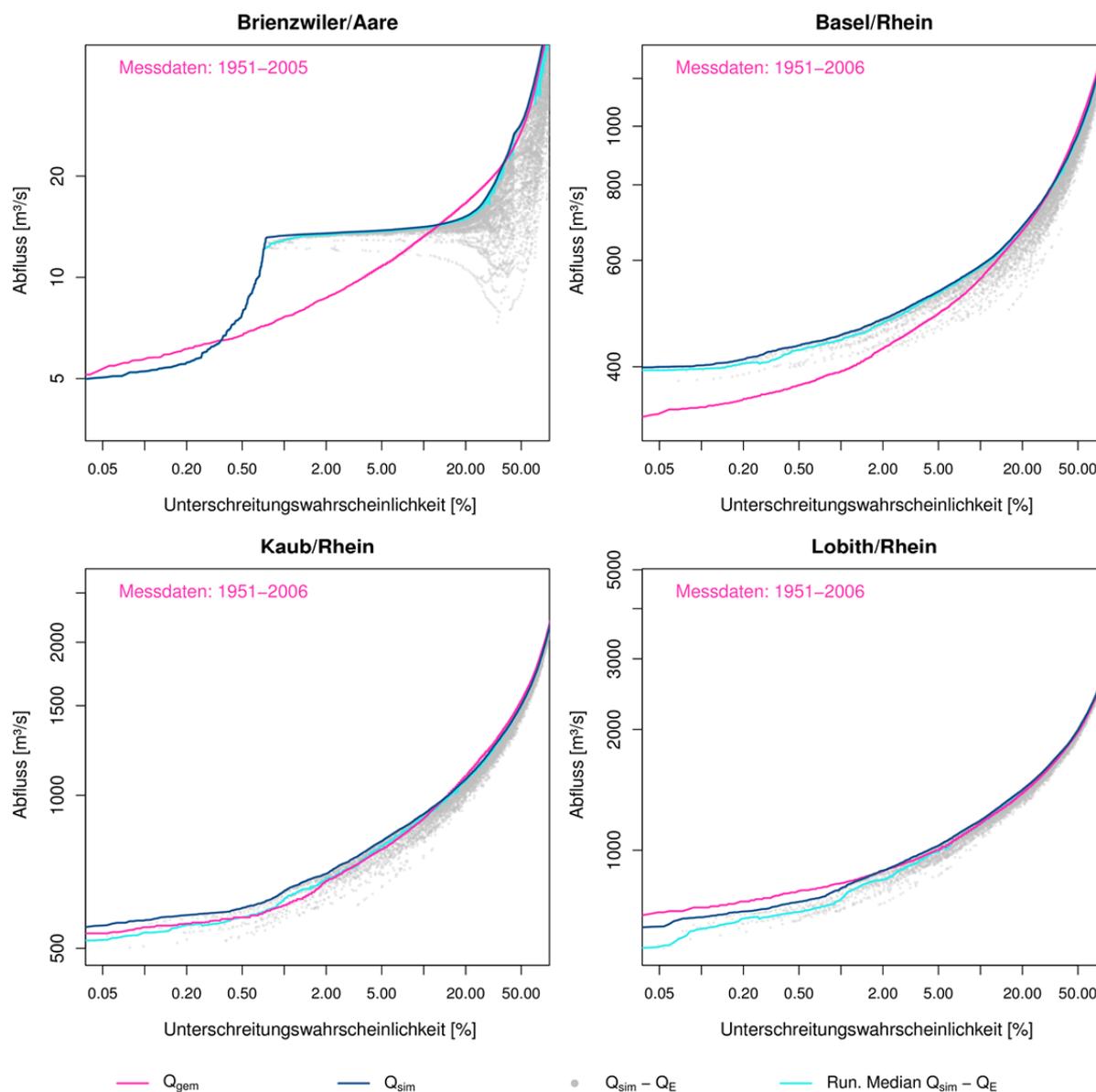


Abbildung 6.22: Dauerlinie der modellierten Abflüsse ( $Q_{sim}$ ) (blau) sowie Dauerlinie der gemessenen Abflüsse  $Q_{gem}$  (pink) an ausgewählten Pegeln im Rhein-Einzugsgebiet für die Tageswerte der Teilperiode 1951-2006. Die grauen Punkte geben jeden einzelnen zeitlich zugeordneten Abfluss  $Q_{sim} - Q_E$  zu den sortierten  $Q_{sim}$ -Werten der Dauerlinie an. Die Linie in Cyan stellt den gleitenden Median der  $Q_{sim} - Q_E$ -Werte dar.

Am Beispiel des Pegels Brienzwiler in Abbildung 6.21 lässt sich das verdeutlichen: da der Eisanteil am Pegel Brienzwiler bei den geringen Abflüssen im Winter (glazio-nivales Regime) Null beträgt, liegen die grauen Punkte aus  $Q_{sim} - Q_E$  bis zu einer Unterschreitungswahrscheinlichkeiten von ca. 2% bis 5% auf der Dauerlinie aus den simulierten Abflüssen und sind in Abbildungen 6.21 kaum sichtbar. Der Eisanteil  $Q_E$  spielt also für die geringen Abflüsse am Pegel Brienzwiler keine Rolle. Bei den höheren Abflüssen, die mit einer Unterschreitungswahrscheinlichkeit von 50% und mehr auftreten, zeigt sich der Einfluss von  $Q_E$  umso mehr: hier liegen die grauen Punkte der niedrigsten  $Q_{sim} - Q_E$ -Werte z.T. bei ca. 7 bis 8 m<sup>3</sup>/s, während der  $Q_{sim}$  (blaue Linie) des gleichen Tages bei ca. 50 m<sup>3</sup>/s liegt. Dadurch zeigt sich also der hohe Anteil von  $Q_E$  an den simulierten Abflüssen im Sommer, ohne  $Q_E$  wären die jeweiligen  $Q_{sim}$ -Werte deutlich niedriger. Insgesamt wird so die große Variabilität der  $Q_E$ -Werte am Pegel Brienzwiler verdeutlicht.

Bei der Interpretation der Abbildungen 6.21 und 6.22 ist zu berücksichtigen, dass der simulierte Eisanteil von der simulierten Abflussganglinie abgezogen wird, um den "gletscherfreien" Zustand abzuschätzen. Es wurde aber keine Simulation mit Gletscher und eine Simulation ohne Gletscher durchgeführt, da dies deutlich aufwändiger wäre. Die  $Q_{\text{sim}}-Q_{\text{E}}$ -Werte entsprechen somit nicht den Abflüssen bei Fehlen von Gletschern, geben aber einen Hinweis auf die Größenordnung der Gletscheranteile.

Es zeigt sich in beiden Abbildungen, also für beide Teilperioden, dass bei den Dauerlinien an Pegeln mit nivalem Regime, bei denen die minimalen Abflüsse im Winterhalbjahr auftreten, konsequenterweise kaum Veränderungen der niedrigsten Abflüsse mit und ohne Eisanteil auftreten (Pegel Brienzwiler, zum Teil noch Pegel Basel in Abb. 6.21 und 6.22). Dagegen können sich an den Pegeln mit stärkerem pluvialen Einfluss (Kaub und Lobith) gerade die niedrigsten Abflüsse stärker verringern, wenn kein Eisanteil mehr berücksichtigt wird. An diesen beiden Pegeln liegt die cyanfarbige Linie der gleitenden Mittel der  $Q_{\text{sim}}-Q_{\text{E}}$ -Werte ab einer Unterschreitungswahrscheinlichkeit  $< 2\%$  deutlich unter der Dauerlinie der  $Q_{\text{sim}}$ -Werte.

Die mittlere Verringerung der Abflüsse am Pegel Lobith zwischen den modellierten Abflüssen  $Q_{\text{sim}}$  mit Eisanteil und den modellierten Abflüssen ohne Eisanteil  $Q_{\text{sim}}-Q_{\text{E}}$  beträgt für die 10 geringsten Abflüsse der Zeitreihe 1951-2006 11% (1901-1950: 15%), für die 100 geringsten Abflüsse 6% (1901-1950: 18%).

Werden die Dauerlinien der modellierten Abflüsse mit den Dauerlinien der gemessenen Abflüsse verglichen, sind bei den Abflüssen der Aare am Pegel Brienzwiler für beide Teilperioden größere Abweichungen von den gemessenen Abflüssen ersichtlich. Der simulierte Abfluss am Pegel Brienzwiler wird stark von der integrativen Talsperre an der Aare beeinflusst, die sich im Modell wenige Kilometer flussaufwärts des Pegels befindet. In der zweiten Teilperiode 1951-2006 ist für diese Talsperre ein Mindestabfluss in der Größenordnung von 12-14 m<sup>3</sup>/s vorgegeben, der in den Wintermonaten eingehalten wird. Daraus ergibt sich das Plateau in den  $Q_{\text{sim}}$ -Werten der Dauerlinie in Abbildung 6.22.

Aufgrund des, wie oben erläutert, charakteristisch anderen alpinen Regimes und dem Auftreten der merkbaren  $Q_{\text{E}}$ -Anteile zu Zeiten hoher Abflüsse hat diese etwas schlechtere Abbildung mittlerer und niedrigerer Abflüsse des oberen Aargebiets jedoch keine wesentlichen Auswirkungen für die Interpretation und Unsicherheit der relevanten  $Q_{\text{E}}$ -Anteile während der Niedrigwasserverhältnisse an den außeralpinen Pegeln des Mittel- und Niederrheins.

An den Pegeln Kaub und Lobith zeigt sich, dass in der ersten Teilperiode 1901-1950 (unter Verwendung der rekonstruierten Klimaeingangsdaten) eine deutliche systematische Unterschätzung der Abflüsse durch die Modellierung vorliegt (Abb. 6.21). Dagegen werden die Dauerlinien für die Pegel Kaub und Lobith in der späteren Periode von 1951-2006 deutlich besser abgebildet (Abb. 6.22). Für den Pegel Basel dagegen scheint die Übereinstimmung in der frühen Periode (Abb. 6.21) besser zu sein als in der späteren Periode (Abb. 6.22), wo sich in der Dauerlinie der modellierten Abflüsse systematisch zu hohe Abflüsse ergeben. Dies ist bei der Interpretation der Ergebnisse bezüglich modellierter Niedrigwasserereignisse und der Quantifizierung der prozentualen  $Q_{\text{E}}$ -Anteile und ihrer Unsicherheit zu berücksichtigen.

## 6.5 Zeitliche Veränderung der Abflussanteile

Im ASG-Rhein-Projekt wurde auch der Frage nachgegangen, wie die zeitliche Entwicklung der Abflusskomponenten aus Schnee- und Eisschmelze im Rhein während der Phasen negativer, ausgeglichener und wieder negativer Gletscher-Massenbilanz über die letzten 100 Jahre war. Insbesondere die Fragestellung, ob bereits der Zeitpunkt des "peak water" erreicht ist, an dem die Abflüsse den maximalen Beitrag aus der Gletscherschmelze erhalten, ist für das Rhein-Einzugsgebiet von Interesse.

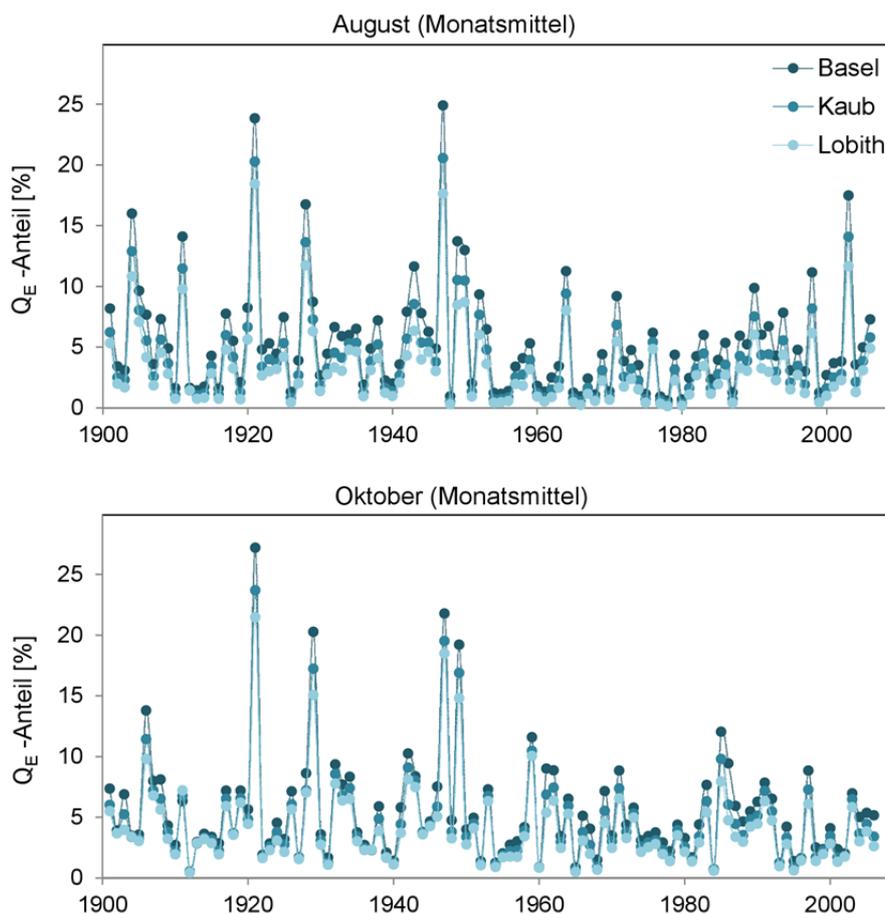


Abbildung 6.23: Mittlerer Anteil für den Monat August (oben) und Oktober (unten) aus der Eisschmelze am Abfluss des Pegels Basel/Rhein, Kaub/Rhein und Lobith/Rhein.

Um einen ersten Eindruck der zeitlichen Entwicklung zu geben, sind in Abbildung 6.23 die mittleren Abflussanteile aus der Eisschmelze für den Monat August für jedes Jahr der Zeitreihe von 1901 bis 2006 für drei Pegel am Rhein aufgetragen. Deutlich erkennbar sind die Niedrigwasserjahre 1921, 1947 und 2003. Die Abbildung zeigt eine hohe Ähnlichkeit zum Verlauf des Abflusses aus den Kopfzugsgebieten in Abbildung 5.23, in der auch die Trendlinie der Eisschmelzkomponenten der vergletscherten Gebiete dargestellt ist.

Wie in Kapitel 5 beschrieben, zeigen sich auch weiter rheinabwärts bei der Abflusskomponente  $Q_E$  Phasen mit höheren und niedrigeren Anteilen, aber ein klarer Trend ist nicht zu erkennen. Auch hier sind die Anteile von Jahr zu Jahr sehr variabel mit einer Schwankungsbreite von ein paar Prozent bis über 20%  $Q_E$ -Anteil im August. Die Entwicklung im Oktober ist relativ ähnlich, wobei sich hier noch die Jahre 1929 und 1949 abheben, in denen der Monat Oktober einen großen  $Q_E$ -Anteil hat, hingegen ist dieser im Jahr 2003 eher durchschnittlich.

Um die Entwicklung in größeren Zeiträumen zu betrachten, wurden die Anteile der Schnee- und Eisschmelze für die einzelnen Dekaden des Zeitraums 1901 bis 2006 ermittelt (Abb. 6.24). Daraus ist ersichtlich, dass der Anteil des Abflusses aus der Schneeschmelze in den letzten beiden Dekaden unter den Anteilen der früheren Dekaden liegt. Hieraus kann auf eine Tendenz zum verringerten Schneedeckenaufbau aufgrund der höheren Temperaturen und somit einen geringeren Beitrag durch Schneeschmelze gefolgert werden.

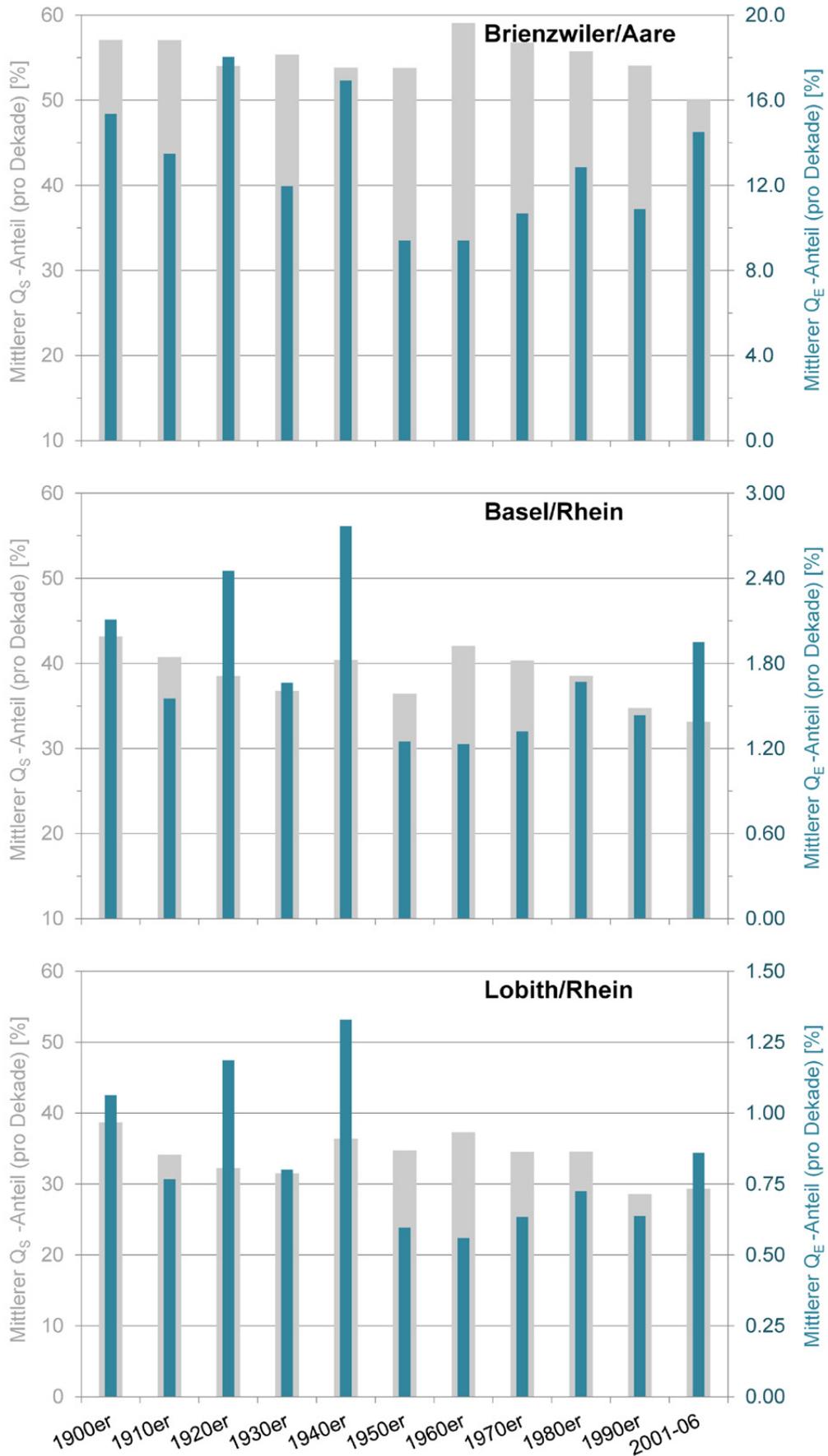


Abbildung 6.24: Mittlere modellierte Schnee- und Eisschmelzanteile pro Dekade an ausgewählten Pegeln im Rhein-Einzugsgebiet im Zeitraum 1901 bis 2006.

Die aus der Eisschmelze resultierenden Abflussanteile zeigen in Abbildung 6.24 nach den hohen Werten in den 1920- und 1940-er Jahren und den niedrigen Werten in den 1950er-Jahren langsam ansteigende Werte ab den 1950er-Jahren, insbesondere an den Pegeln Basel und Lobith. Daraus lassen sich aber, wie schon im Abschnitt 5.7 näher erörtert, noch keine Rückschlüsse ziehen, ob der Zeitpunkt des "peak water" erreicht wurde. Entsprechend der Aussagen in Kapitel 3 und 5 hielten sich zumindest bis zu Beginn des 21. Jahrhunderts die temperaturbedingte Gletschereisschmelze und der Rückgang der Gletscher bei der Abflussbildung noch ungefähr die Waage.

Zur weiterführenden Untersuchung sind eine Verlängerung der Modellperiode bis heute (mind. 2015) und Simulationen unter Verwendung von Klimaprojektionen erforderlich. Durch die durchgeführte Modellentwicklung im ASG-Rhein-Projekt stehen dafür die geeigneten Werkzeuge zur Verfügung.

## 6.6 Fazit

Als Ergebnis der durchgeführten Kopplung verschiedener Modelle für die Modellierung des Abflusses im Rhein-Einzugsgebiets bis zum Pegel Lobith (Übernahme der Zufluss-Ganglinien aus den HBV-Modellen in das kombinierte Zweiskalen-LARSIM-Gesamtmodell (räumliche Modellauflösung bis zum Pegel Basel:  $1 \times 1 \text{ km}^2$ , ab Pegel Basel:  $5 \times 5 \text{ km}^2$ )) zeigen die Ganglinien der einzelnen Jahre, dass der Verlauf der gemessenen Abflüsse an den untersuchten Pegeln relativ gut vom Modell wiedergegeben wird. Im Zeitraum 1901 bis 1950 mit rekonstruierten meteorologischen Eingangsdaten sind die Abweichungen zwischen Berechnungsergebnissen und gemessenen Abflüssen erwartungsgemäß höher als im Zeitraum 1951 bis 2006.

Durch die HBV-Modelle werden  $Q_S$  und  $Q_E$  der vergletscherten Gebiete bereitgestellt, während LARSIM die Schneedeckendynamik für jede einzelne Landnutzung in allen LARSIM-Teilgebieten getrennt berechnet und den Anteil aus  $Q_S$  entsprechend bestimmt. Die Umsetzung des in Kapitel 4 vorgestellten Mischungsbehältermodells in LARSIM ermöglicht die Berechnung der Abflusskomponenten  $Q_S$  und  $Q_E$  für jedes Teilgebiet des Modells sowie für die Seen und Talsperren. Die vier summarischen Talsperren im Oberlauf des Rhein-Einzugsgebiets, die in das Gesamt-Modell eingebaut wurden, um das durch die Speicher anthropogen beeinflusste Abflussverhalten summarisch abzubilden, ermöglichen den zeitlichen Ablauf der Speichererstellung im Zeitraum 1901 bis 2006 und deren Wirkung im Modell abzubilden.

Für die modellierten Abflussanteile aus Schnee- und Eisschmelze ergeben sich folgende Werte:

- Mittlere Jahreswerte 1901-2006: deutliche Abnahme des mittleren Jahresanteils der Schnee- und Eisschmelzkomponente vom Aarepegel Brienzwiler bis zum Pegel Lobith an der deutsch-niederländischen Grenze ( $Q_S$  Pegel Brienzwiler: ca. 55%, Pegel Lobith: ca. 34%;  $Q_E$  Pegel Brienzwiler: ca. 13%, Pegel Lobith ca. 0.8%).
- Mittlere Monatswerte 1901-2006: in den Sommermonaten ist der mittlere Eisschmelzanteil  $Q_E$  deutlich höher ( $Q_E$  Pegel Basel: August ca. 4.5%, September 6.2%;  $Q_E$  Pegel Lobith: August ca. 2.6%, September 4.2%).
- Mittlere Monatswerte 1921, 1947 und 2003: in den Niedrigwasserjahren 1921, 1947 und 2003 ist der Eisschmelzanteil  $Q_E$  noch höher ( $Q_E$  Pegel Lobith: August (Werte 1921, 1947, 2003) zwischen ca. 11% und 18%, September (Werte 1921, 1947 und 2003) zwischen 13% und 24%, Oktober (1921, 1947) um ca. 20%; Oktober 2003: 5.5%).
- Maximale Tageswerte: Die höchsten  $Q_E$ -Anteile eines Tages liegen an allen Rheinpegeln in den Niedrigwasserjahren, wie z.B. 1947 und 2003 ( $Q_E$  1947: Pegel Basel 33.4%, Pegel Lobith 26.4%;  $Q_E$  2003: Pegel Basel 22.9%; Pegel Lobith 17.3%). Aufgrund der Abweichung zwi-

schen den simulierten und gemessenen Abflüssen sollte diese Unsicherheit bei der Interpretation der maximalen relativen Tageswerte der  $Q_E$ -Anteile berücksichtigt werden. Die absoluten Beträge der  $Q_E$ -Anteile sind mit Werten um  $150 \text{ m}^3/\text{s}$  an den Rheinpegeln zwischen Basel und Lobith in 1947 und 2003 vergleichbar.

Somit resultierte an einzelnen Tagen des Zeitraums 1901-2006 grob ein Fünftel des Abflusses eines Tages an den Rheinpegeln bis zum Pegel Lobith aus der Eisschmelze in den Alpen. Dabei nehmen die prozentualen  $Q_E$ -Anteile auf der Rheinstrecke zwischen dem Pegel Basel und dem Pegel Lobith kaum ab. In Niedrigwasserjahren sind die Abflüsse aus den Zubringern zum Rhein im Verhältnis zum Rheinabfluss so gering, dass nur eine geringe Verdünnung und somit auch nur eine geringe Abnahme des relativen Eisanteils auftritt.

Die Betrachtung des Anteils des Abflusses aus der Schneeschmelze zeigt, dass die  $Q_S$ -Werte in den letzten beiden Dekaden unter den Anteilen der früheren Dekaden liegen. Hieraus kann auf eine Tendenz zum verringerten Schneedeckenaufbau aufgrund der höheren Temperaturen und somit einer geringeren Schneeschmelze gefolgert werden.

Für die Eisanteile lassen sich jedoch keine eindeutigen Trends in den zeitlichen Veränderungen im Zeitraum 1901 bis 2006 feststellen. Entsprechend der Aussagen in Kapitel 3 und 5 hielten sich zumindest bis zu Beginn des 21. Jahrhunderts die temperaturbedingte Gletschereisschmelze und der Rückgang der Gletscher bei der Abflussbildung im Rheingebiet noch die Waage.

## 7 Modellvalidierung und Unsicherheitsanalyse

### 7.1 Validierung verschiedener Modellierungsergebnisse

#### 7.1.1 Gletschervolumenveränderungen

Außer der Änderung der Gletschervolumendaten, die direkt für die Kalibrierung des Gletscherrückgangs verwendet wurden(s. Kapitel 5), standen noch weitere Daten zur unabhängigen Validierung der Dynamik der Gletscheränderungsmodellierung zur Verfügung.

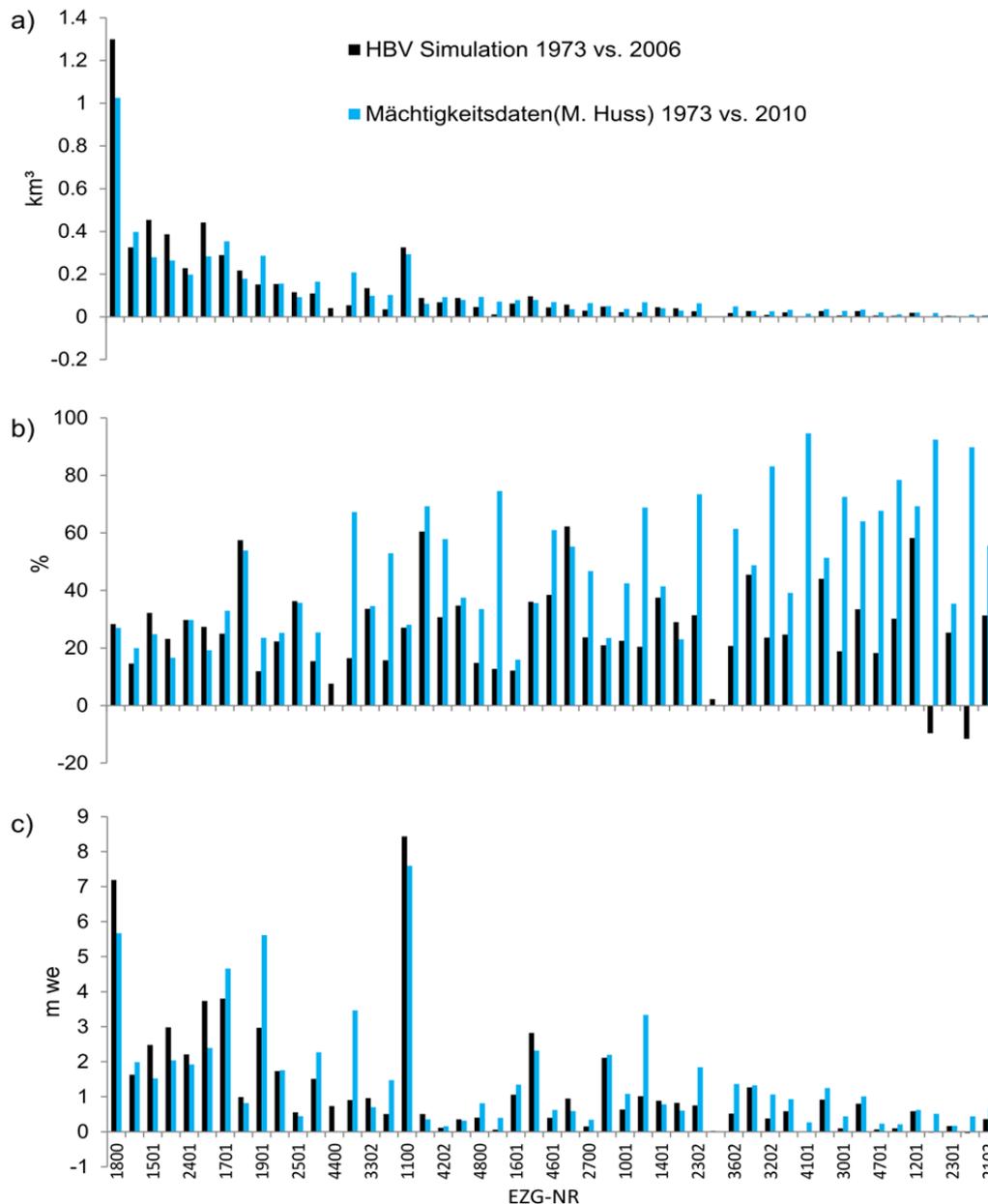


Abbildung 7.1: Vergleich modellierter Gletschervolumenverlust 1973-2006 mit Gletschermächtigkeitsrasterdaten für 1973 und 2010 (modellerte Daten von Matthias Huss, kalibriert an Eisdickenmessungen). Für die (außer-schweizer) EZG 4001 und 4400 liegen keine Mächtigkeitsdaten vor (Übersichtskarte mit EZG-Nummern siehe Abb. 5.1), Sortierung der EZG nach absteigender Gletscherfläche. a) Gletschervolumenverlust in km<sup>3</sup>, b) Gletschervolumenverlust in % bezogen auf den Zustand 1973 und c) Gletschervolumenverlust als m Wasseräquivalent bezogen auf die Fläche des modellierten Kopfeinzugsgebiets.

Abbildung 7.1 zeigt den Vergleich des modellierten Gletschervolumenrückgangs in den einzelnen EZG (1973-2006) mit den Gletschermächtigerasterdaten von Matthias Huss für die Jahre 1973 und 2010, die mittels der Methode nach Huss & Farinotti (2012) und basierend auf empirischen Daten (Eisdickenmessungen) berechnet wurden. Die Abbildung zeigt eine relativ gute Übereinstimmung für die Kopfeinzugsgebiete mit bedeutender Gletscherfläche, aber deutlichere Abweichungen für Kopfeinzugsgebiete mit zunehmend kleinerer Gletscherbedeckung (Abb. 7.1a und b), welche jedoch hinsichtlich der Unsicherheit der hydrologischen Modellierungsergebnisse für  $Q_E$  auf Ebene des Rheingebiets (aus allen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten) auch nur eine geringe Rolle spielen (Abb. 7.1c). Generell kann auch festgestellt werden, dass die räumlich sehr großen Unterschiede der Gletschervolumenverluste als Meter Wasseräquivalent bezogen auf die Fläche der modellierten Einzugsgebiet (Relevanz für Gebietsabflüsse) gut vom Modell reproduziert werden (Abb. 7.1c).

Die starke räumliche Variation im Untersuchungsgebiet zeigt auch die Betrachtung der modellierten relativen Veränderungen der Gletschervolumen aller modellierten Kopfeinzugsgebiete (Abb. 7.2). Der generelle Verlauf ist für die einzelnen Gebiete sehr ähnlich, jedoch sind die absoluten Werte, wie auch schon in Abbildung 7.1 für den Zeitraum der letzten 30 Jahre gezeigt, sehr unterschiedlich.

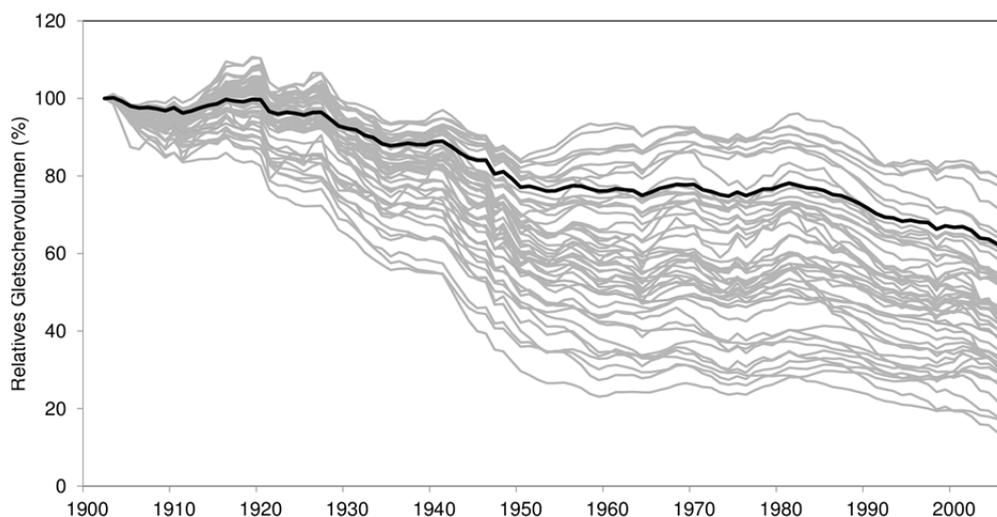


Abbildung 7.2: Modellierter relative Veränderung der Gletschervolumina basierend auf dem Volumen von 1901 für alle 49 vergletscherten Kopfeinzugsgebiete (grau). Die gewichtete mittlere Veränderung ist in der schwarzen Linie dargestellt.

Ein weiterer Vergleich der gesamten Gletscherflächenveränderung aller Einzugsgebiete ist in Abbildung 7.3 dargestellt. Sie zeigt die Entwicklung der modellierten Gletscherfläche als Summe für das gesamte Rheineinzugsgebiet mit den beobachteten Gletscherflächen der Jahren 1900, 1940, 1973, 2003 und 2010. Die Simulation unterscheidet deutlich die bekannten stabilen Phasen und Rückgangphasen der Gletscher im 20. Jhd. Simulierte und beobachtete Gletscherflächen liegen in der gleichen Größenordnung. Frühere Flächen werden vom Modell insgesamt unterschätzt, spätere überschätzt. Die genauen Gründe hierfür können vielfältig sein und mögen u.a. in den Anfangsbedingungen oder auch den etwas zu warm rekonstruierten Wintertemperaturen in der frühen Phase liegen. Berücksichtigt man sowohl die zugrundeliegenden Unsicherheiten der von verschiedenen Quellen stammenden und mittels verschiedener Methoden erstellten Gletscherbeobachtungsdaten als auch die zahlreichen Herausforderungen und notwendigen getroffenen Näherungen zur Simulation der Gletscherflächen mittels HBV-Light, ist die aus Abbildung 3.7 hervorgehende Übereinstimmung zwischen den aus Beobachtungsdaten abgeleiteten Benchmarks und den Simulationsergebnissen für alle vergletscherten Kopfeinzugsgebiete hinsichtlich der Abbildung der Gletscherentwicklung im Rheingebiet über den Zeitraum von über 100 Jahren durchaus zufriedenstellend.

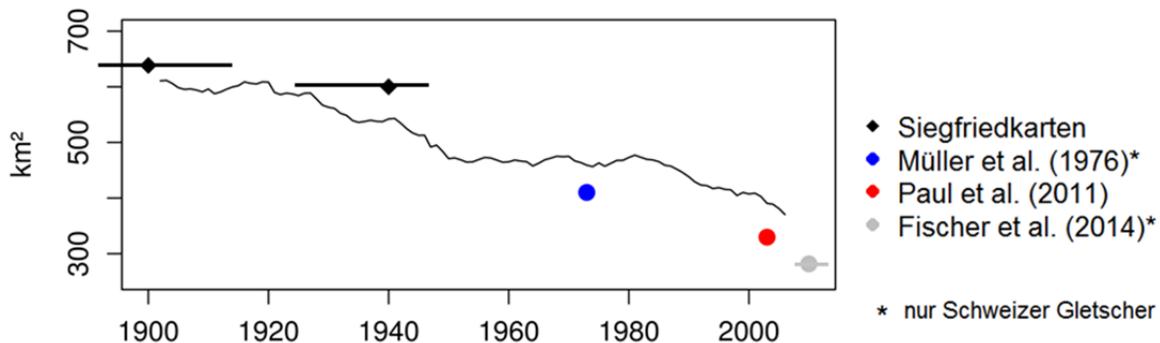


Abbildung 7.3: Modellierter Veränderung der Gletscherfläche aller 49 vergletscherten Kopfeinzugsgebiete (schwarz) im Vergleich zu den Gletscherflächen verschiedener Datenprodukte.

Wie in Kapitel 3 erwähnt standen kaum langfristige gemessene Massenbilanzdaten in den modellierten Teileinzugsgebieten des Rheineinzugsgebiets zur Verfügung. Ein Beispiel sind jedoch die jährlichen Massenbilanzen für den Clariden-Gletscher im Linth Einzugsgebiet (neu analysierte Daten von Huss et al., 2015). Der Clariden-Gletscher ist dabei zwar der größte Gletscher, aber trotzdem nur einer von mehreren einzelnen Gletschern in dem modellierten Einzugsgebiet, so dass der direkte Vergleich nicht auf Gletscherebene stattfinden kann. Gleiches gilt für den Silvretta-Gletscher im Einzugsgebiet der Landquart. Generell wird der zeitliche Verlauf der Phasen positiver und negativer Massenbilanzen der letzten fast 100 Jahre gut wiedergegeben (Abb. 7.4), in einzelnen Jahren sind deutliche Abweichungen festzustellen. Hierbei ist jedoch die schon angesprochene integrative Modellierung von mehreren Gletschern in einem Einzugsgebiet als ein Modellgletscher zu berücksichtigen.

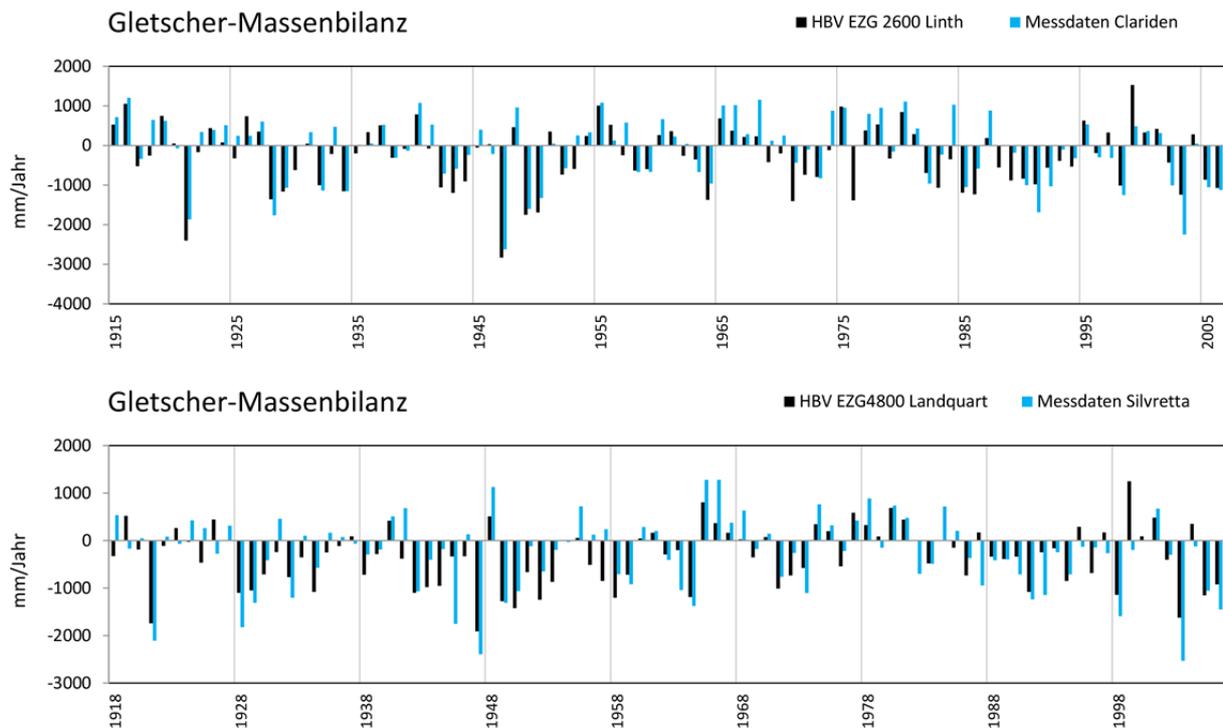


Abbildung 7.4: Modellierter und beobachteter jährlicher Massenbilanz für den Clariden-Gletscher, bzw. die Gletscher im EZG der Linth (oben) und den Silvretta Gletscher bzw. die Gletscher im EZG der Landquart (unten). Datenquelle Massenbilanzserien Clariden und Silvretta: WGMS (2015); Huss et al. (2015).

Im Vorarlberger Teil des Rheineinzugsgebiets ist das vergletscherte Einzugsgebiet der Ill stark wasserwirtschaftlich genutzt, weshalb keine unbeeinflussten Abflussdaten zur Modellkalibrierung zur Verfügung standen. Auch die Massenbilanzmessungen decken nur kurze Zeitreihen ab. Nichtsdestotrotz bietet sich wenigstens ein qualitativer Vergleich dieser wenigen Daten zur Validierung an. Der Vergleich in Abbildung 7.5 lässt vermuten, dass die Modellierung hier neben sehr gut getroffenen Jahren auch Zeiten mit schlechteren Übereinstimmungen mit der Realität hat. Sie ist damit eine gute Illustration des Nutzens der (hier fehlenden) multiplen Kriterien bei der Modellkalibrierung.

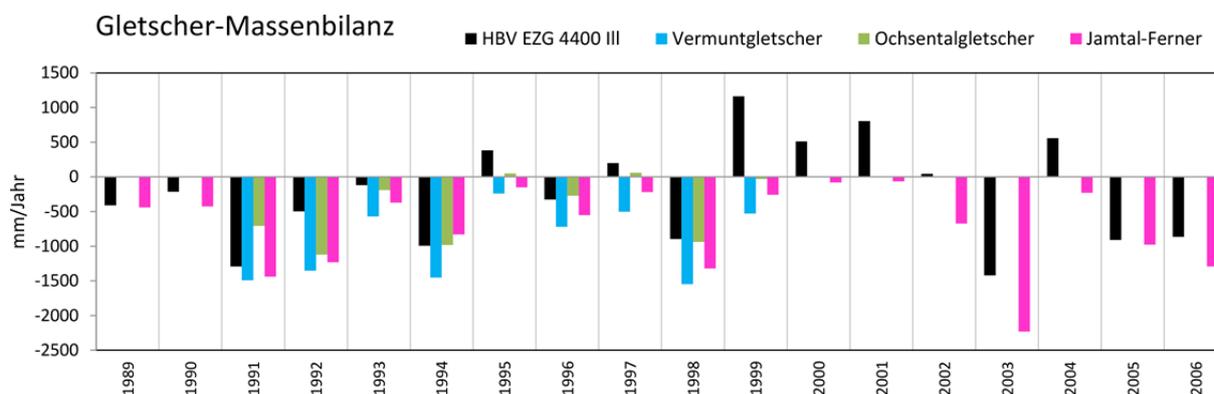


Abbildung 7.5: Modelliert und beobachtete jährliche Massenbilanz für zwei der Gletscher im EZG der Ill (Ochsentalgletscher und Vermuntgletscher) und einem Gletscher in unmittelbarer Nachbarschaft dazu (Jamtal-Ferner). Datenquelle Massenbilanzserien Vermuntgletscher, Ochsentalgletscher und Jamtal-Ferner: WGMS (2013).

### 7.1.2 Gletscherlängenveränderungen

Wie schon in Kapitel 3 eingeführt, werden die Längenänderungen der Gletscher schon über einen sehr langen Zeitraum für sehr viele Gletscher beobachtet. Deshalb standen im Rheineinzugsgebiet und somit im Vergleich zu den 49 simulierten vergletscherten Kopfeinzugsgebieten 56 beobachtete Zeitreihen der Längenveränderungen zu Verfügung. Im HBV-Light Modell werden allerdings keine Gletscherlängen, sondern nur Gletscherflächen und Gletschervolumen modelliert. Zum Vergleich mit Gletscherlängen kann jedoch eine halb-empirische Gleichung der Längen-Flächenbeziehung nach Bahr (1997) herangezogen werden. Darin wird die Gletscherlänge ( $L$ ) als Funktion der Gletscherfläche ( $A$ ) berechnet:

$$L = A^{0.625} \quad (7.1)$$

Die daraus berechneten Längen werden dann entsprechend in relative Längenänderungen umgerechnet, um sie mit den mittleren gewichteten beobachteten Längenänderungen der verschiedenen Gletscher für die 3 Längenklassen zu vergleichen (Abb. 7.6). Obwohl beide Größen bedingt durch die Methodik eine gewisse Unsicherheit haben (empirische Umrechnungsformel und modellierte Daten sowie Berechnung der mittleren (medianen) Veränderung aus zum Teil nicht vollständigen beobachteten Längenveränderungen) stimmen diese gut überein. Generell werden die Muster der jährlichen Veränderungen gut nachvollzogen, jedoch wird die Variation der beobachteten Längenänderungen von den Modellierten überschätzt. Dies mag daran liegen, dass das verwendete Gletscheränderungsmodell keine Verzögerung der Eisbewegung der Gletscher beinhaltet. Dadurch werden die Flächenveränderungen insbesondere der großen Gletscher zeitlich zu direkt und dynamisch simuliert. Die gesamte relative Längenveränderung der Gletscher liegt zwischen den Beobachtungen für eher kleinere und mittlere Gletscher, was wohl darauf zurückzuführen ist, dass die meisten modellierten Einzugsgebiete eher durch kleinere und mittlere Gletscher geprägt sind.

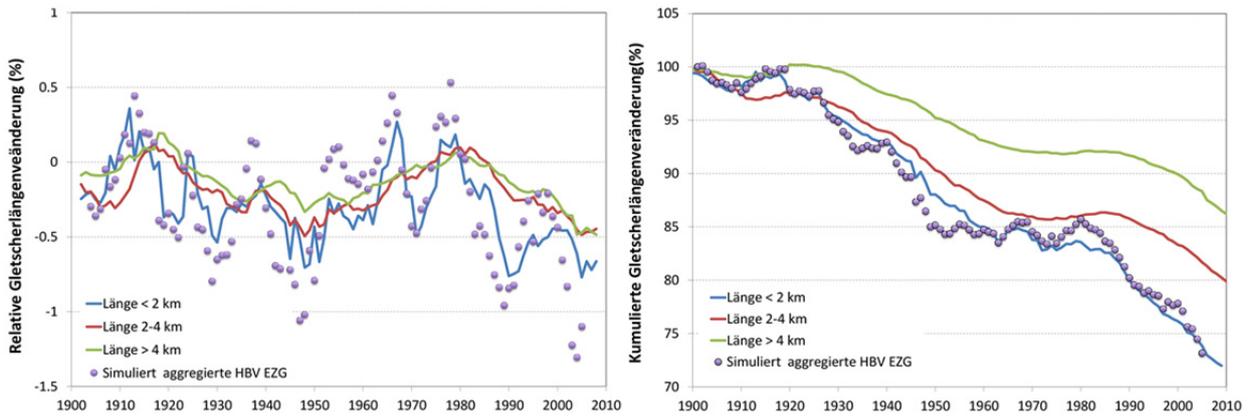


Abbildung 7.6: Modellierte und beobachtete mittlere jährliche relative Längenveränderung der Gletscher im Rheingebiet (links) und kumulierte Längenveränderung (rechts); jeweils Darstellung der gleitenden Mittelwerte über 5 Jahre. Datenquelle für beobachtete Längenänderungen: WGMS (2013).

### 7.1.3 Vergleich der Temperatur- und Niederschlagssensitivitäten

Die in Abschnitt 3.2 entwickelte Methode zur Bestimmung der wöchentlichen empirischen Klimasensitivitäten des Abflusses kann verwendet werden, um die modellierten mit den empirisch ermittelten Klimasensitivitäten zu vergleichen. Diese Validierung wurde für eine Auswahl von Einzugsgebieten durchgeführt wobei jeweils die zur Modellierung verwendeten (entsprechend angepassten) täglichen Temperatur- und Niederschlagsdaten mit den modellierten Abflussdaten und den beobachteten Abflussdaten über den gleichen Beobachtungszeitraum ausgewertet wurden. In Abbildung 7.7 sind die beiden Sensitivitäten für die Temperatur verglichen. Für alle acht Einzugsgebiete, die dafür beispielhaft ausgewählt wurden, zeigt sich, dass die Temperatursensitivität der modellierten Abflüsse insbesondere im Frühsommer etwas höher ist als für die beobachteten Abflüsse. Generell sind aber der Verlauf und die Unterschiede zwischen den Einzugsgebieten gut wiedergegeben.

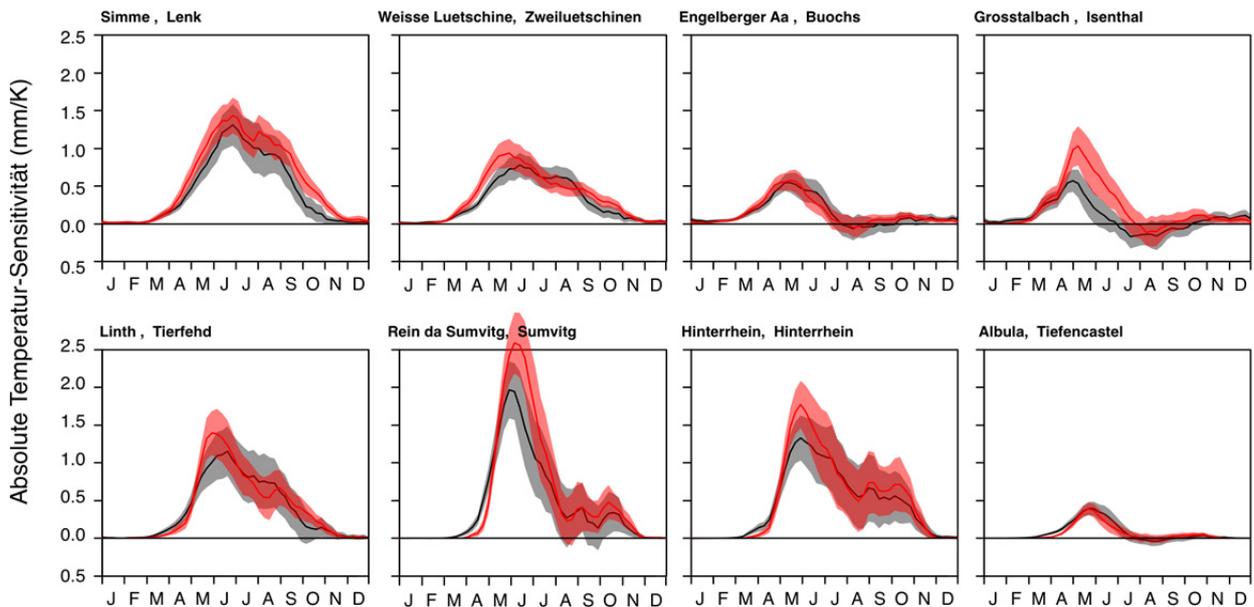


Abbildung 7.7: Jahreszeitlicher Verlauf der wöchentlichen Temperatursensitivität für die beobachteten Abflüsse (schwarz) und deren Konfidenzbereich (grau) und den mit HBV-Light modellierten Abflüssen (rot) und deren Konfidenzbereich (hellrot) für acht ausgewählte Einzugsgebiete.

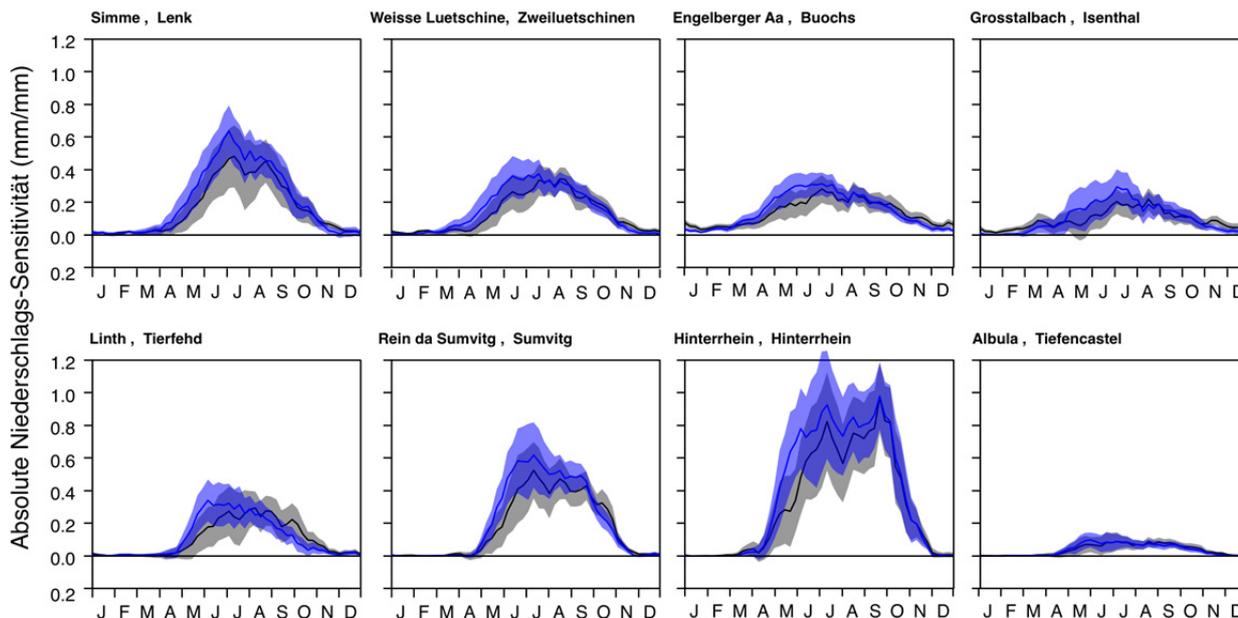


Abbildung 7.8: Jahreszeitlicher Verlauf der wöchentlichen Niederschlags-Sensitivität für die beobachteten Abflüsse (schwarz) und deren Konfidenzbereich (grau) und den mit HBV-Light modellierten Abflüssen (blau) und deren Konfidenzbereich (hellblau) für acht ausgewählte Einzugsgebiete.

Der entsprechende Vergleich der Sensitivitäten für den Niederschlag (Abb. 7.8) stimmt für die meisten Einzugsgebiete ebenfalls gut überein, wobei es auch zum Teil im Frühsommer zu einer Überschätzung der Sensitivität kommt. Diese Ergebnisse bedeuten, dass die Modelle, falls sie z.B. für die Berechnung von hypothetischen Klimaszenarien mit bestimmten Temperaturerhöhungen oder Niederschlagsgerhöhungen im Frühling getrieben würden eher zu starke Abflussreaktionen zeigen.

## 7.2 Parameterunsicherheiten der Modellierung

Die im Projekt berechneten Abflusskomponenten sind, wie jede Modellierung, mit Unsicherheiten behaftet. Dieser abschließende Beitrag zeigt Ergebnisse der Analysen, die zur Quantifizierung der Parameterunsicherheiten der Modellierung durchgeführt wurden und damit eine Bewertung der Unsicherheit erlauben. Drei Aspekte der Modellparametrisierung wurden hier besonders betrachtet,

- die Begrenzung der Mischungsbehälter,
- die Parameterunsicherheit bei der Kalibrierung sowie
- die Effekte der Entscheidungen bei der Regionalisierung der Parameter.

Die Parameterunsicherheit-Analysen wurden mit Ausnahme der Sensitivität auf die Begrenzung des Mischungsbehälters hauptsächlich für die mit HBV modellierten vergletscherten Kopfeinzugsgebiete durchgeführt, da nur bei diesen Modellen eine entsprechende Anzahl von Modellläufen für den langen Simulationszeitraum zeitlich und vom Rechenaufwand her möglich war. Eine Modellierung für das gesamte Rheineinzugsgebiet für den gesamten Zeitraum 1901-2006 mit LARSIM benötigt eine weit-aus höhere Rechenzeit und ist somit wenig praktikabel für solche Analysen.

### 7.2.1 Mischungsbehälterbegrenzung für die Abflusskomponentenmodellierung

Wie in Kapitel 4 an einem Beispielgebiet illustriert wurde, verhindert eine Begrenzung des Mischungsvolumens im Mischungsbehälter, dass die Abflusskomponenten aufgrund der Mischung im Gesamtspeichervolumen des Modells über lange Zeiträume mehr oder weniger konstant würden. Eine Begrenzung garantiert somit die Beantwortung der Fragestellung nach dem quantitativen (Wellenablaufs-) Effekt der Komponenten. Die Sensitivitätsanalyse bei der Entwicklung der Mischungsbehälter ergab, dass die Darstellung des Welleneffekts am besten mit einem, auf ungefähr einen maximal auftretenden Tagesdurchfluss durchs Modellsystem begrenztes Mischungsvolumen gelingt.

Die Unsicherheit, die sich jedoch aus der Wahl der Begrenzung des Mischungsbehälters für die Bestimmung der Abflusskomponenten ergibt, wird hier nochmal an den finalen kalibrierten und für die endgültige Modellierung zum Einsatz gekommenen Modellen illustriert. Bei einer Variation über Größenordnungen von 1-1000 mm Mischungsbehältervolumen (Abb. 7.9) sind dabei deutliche Effekte, bei Variation innerhalb einer ähnlichen Größenordnung (z.B. 10-20 mm in Abb. 7.10) sind jedoch nur geringfügige Unterschiede im Verlauf des Schneeschmelzanteils zu sehen.

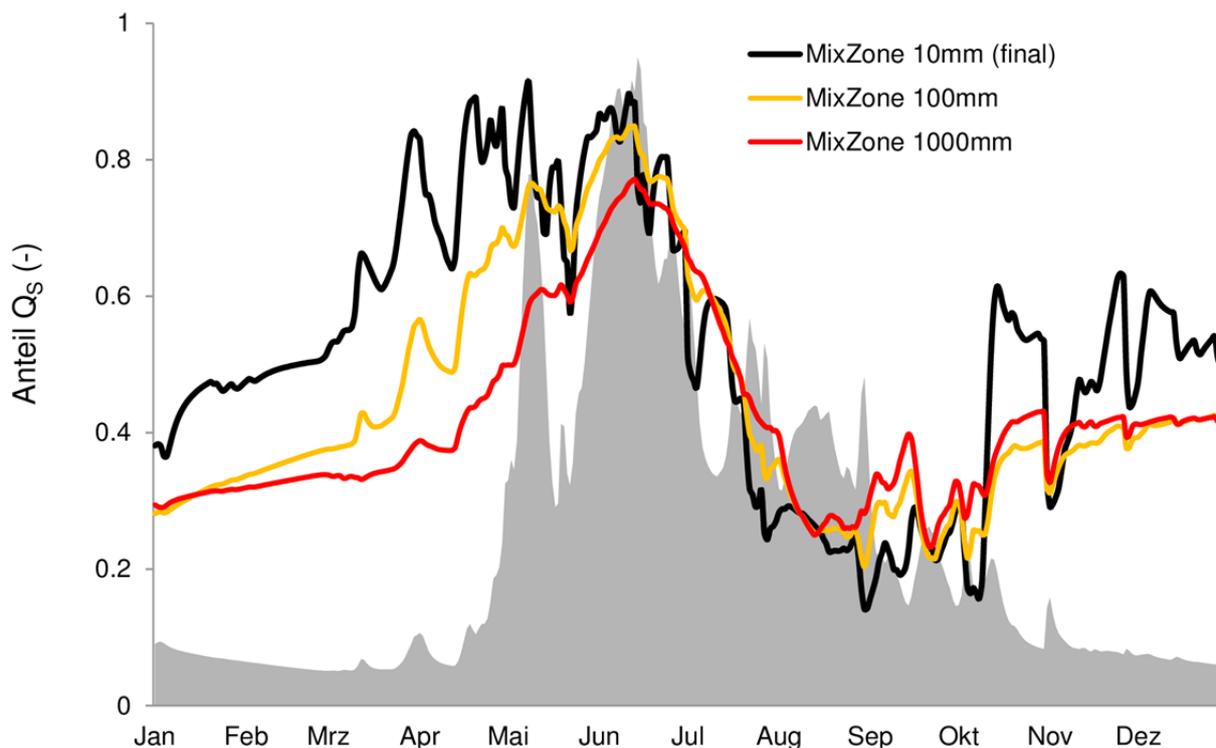


Abbildung 7.9: Effekt der Variation der Mischungsbehältergröße von 10 mm (schwarze Linie, Referenz finale Modellierungsergebnisse), 100 mm (orange Linie) und 1000 mm (rote Linie) auf den mit HBV-Light modellierten Schneeschmelzkomponentenanteil  $Q_s$  von allen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten (aggregierte Werte) im Jahr 2003 (beispielhaft). Graue Fläche: Gesamtabflussganglinie (als zusätzliche Information zum Vergleich).

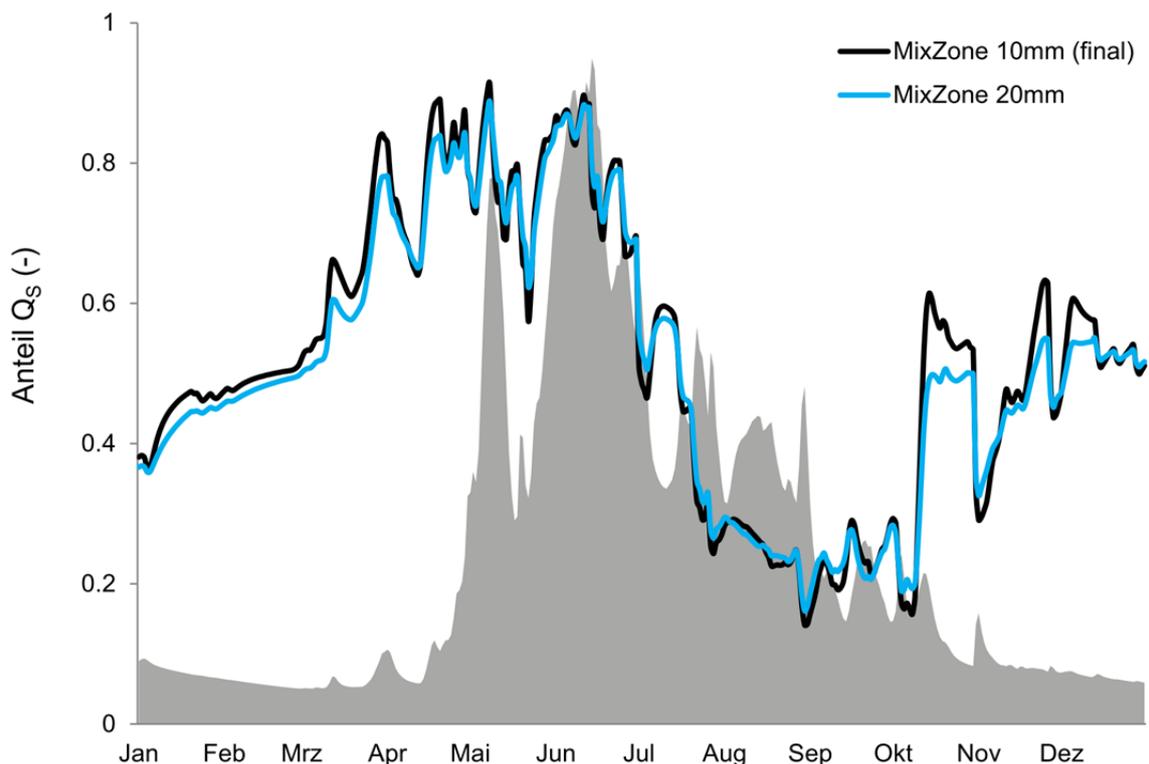


Abbildung 7.10: Effekt der Variation der Mischungsbehältergröße von 10 mm (schwarze Linie, Referenz finale Modellierungsergebnisse) und 20 mm auf den mit HBV-Light modellierten Schneeschmelzkomponentenanteil  $Q_s$  von allen vergletscherten Kopfeinzugsgebieten (aggregierte Werte) im Jahr 2003 (beispielhaft). Graue Fläche: Gesamtabflussganglinie (als zusätzliche Information zum Vergleich).

Diese Sensitivitätsanalysen wurden auch für das LARSIM-Modell für den Modellausschnitt des Aare-Oberlaufs bis Interlaken durchgeführt (Einzugsgebietsfläche ca. 1100 km<sup>2</sup>; d.h. ca. 1300 LARSIM-Modellelemente). Innerhalb dieses Gebiets gehen fünf HBV-Gletschergebiete in das LARSIM-Hochrhein-Modell ein. Zudem werden in LARSIM die kumulative Talsperre der Aare (eingehängt kurz vor dem Pegel Brienzwiler/Aare) sowie auch der Brienzensee simuliert. Für den Sensitivitätstest werden unterschiedliche Kombinationen des Mischungsbehältervolumens für die Modellelemente und Mischungsbehältervolumen für die Seen bzw. Talsperren verwendet. In der Abbildung 7.11 sind exemplarisch die simulierten Ganglinien vor und nach der kumulativen Talsperre, in Abbildung 7.12 vor und nach dem Brienzensee für das Jahr 1992 dargestellt.

Der Gesamtabfluss bleibt in den Varianten für die Mischungsbehältervolumen mit 25 mm oder 100 mm gleich (dunkelblaue Linien), da sich aufgrund der Veränderung der maximalen Volumen der Mischungsbehälter nur die Anteile der Schnee- und Eiskomponenten verändern. Die Retentionswirkung der Talsperre und des Sees auf den Gesamtabfluss sind dagegen in beiden Abbildungen deutlich zu erkennen. Dabei wirkt sich die kumulative Talsperre an der Aare deutlicher auf den Abfluss und auch auf die Abflusskomponenten aus Schnee- und Eisschmelze aus als der Brienzensee. Dies gilt auch insbesondere bei den maximalen Anteilen der Eisschmelze, die vor allem bei Mischungsbehältervolumen von 100 mm nach der Talsperre deutlich geringer sind als vor der Talsperre. Die Verlagerung von Abflusskomponenten vom Sommer in den Winter und somit eine größere Rückhaltungswirkung des Eiskomponente tritt dagegen beim Brienzensee in der Variante mit dem Mischungsbehältervolumen von 100 mm auf. Dabei ist dann der Anteil der Schneekomponente im Winter bei der 100mm-Variante geringer als bei der 25mm-Variante.

Insgesamt wird aus den Abbildungen deutlich, dass durch die Wahl des maximalen Volumens des Mischungsbehälters zwar die Retentionszeiten der Abflusskomponenten beeinflusst werden, die Unterschiede aber relativ gering sind. Dabei erscheint der höhere Anteil der Eiskomponente über den kompletten Winter bei der 100mm-Variante weniger plausibel. Daher wurde, wie schon in Kapitel 4 dargelegt, für das Projekt das Mischungsbehältervolumen auf 25 mm für die LARSIM-Simulationen gesetzt.

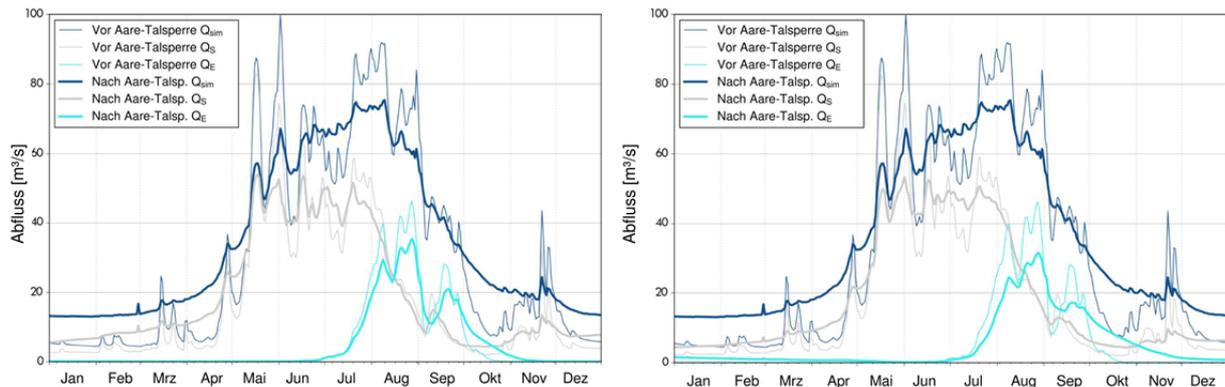


Abbildung 7.11: Simulierte Abflüsse und Abflusskomponenten aus Schnee- und Eisschmelze im Jahr 1992 vor der kumulativen Talsperre Aare (dünne Linien) und nach der kumulativen Talsperre Aare (dicke Linien) mit dem Mischungsbehältervolumen von 25 mm (links) und 100 mm (rechts)

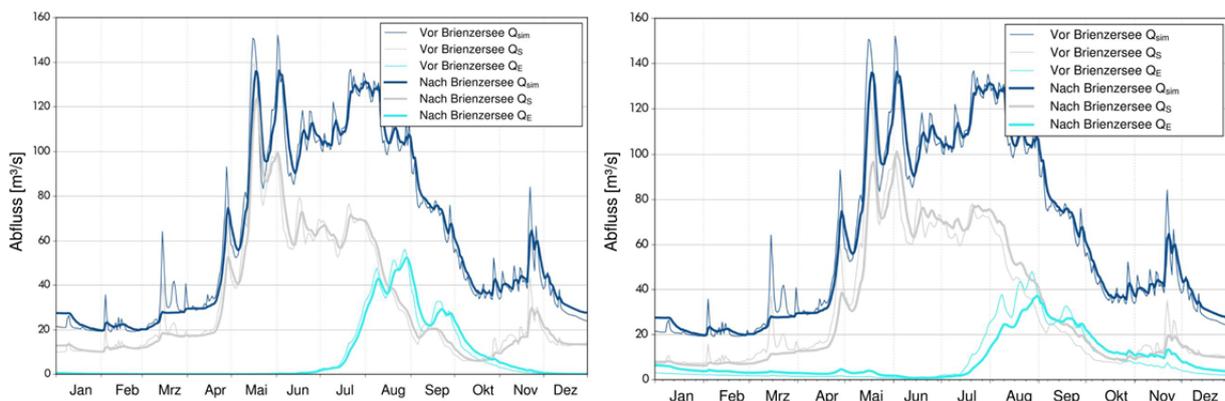


Abbildung 7.12: Simulierte Abflüsse und Abflusskomponenten aus Schnee- und Eisschmelze im Jahr 1992 vor dem Brienzensee (dünne Linien) und nach dem Brienzensee (dicke Linien) mit dem Mischungsbehältervolumen von 25 mm (links) und 100 mm (rechts).

## 7.2.2 Parameterunsicherheit

Für jedes vergletscherte Kopfeinzugsgebiet mit Abflussdaten wurden zehn Kalibrierungen anhand eines genetischen Parameter-Optimierungs-Algorithmus, mittels des in HBV implementierten GAP-Tools (siehe Seibert, 2000) und jeweils mindestens 3000 Modellläufe durchgeführt (Kapitel 5). Die Ergebnisse dieser zehn besten simulierten Parametersätze für jedes EZG bilden eine weitere Komponente der Unsicherheitsanalyse. In Abbildung 7.13 ist der daraus resultierende Parameterunsicherheitsbereich für die hydrologischen Jahre 1902-2006 beispielhaft für ein Einzugsgebiet dargestellt und in Abbildung 7.14 der Parameterunsicherheitsbereich bei Aggregieren aller Modellläufe für alle vergletscherten Kopfeinzugsgebiete.

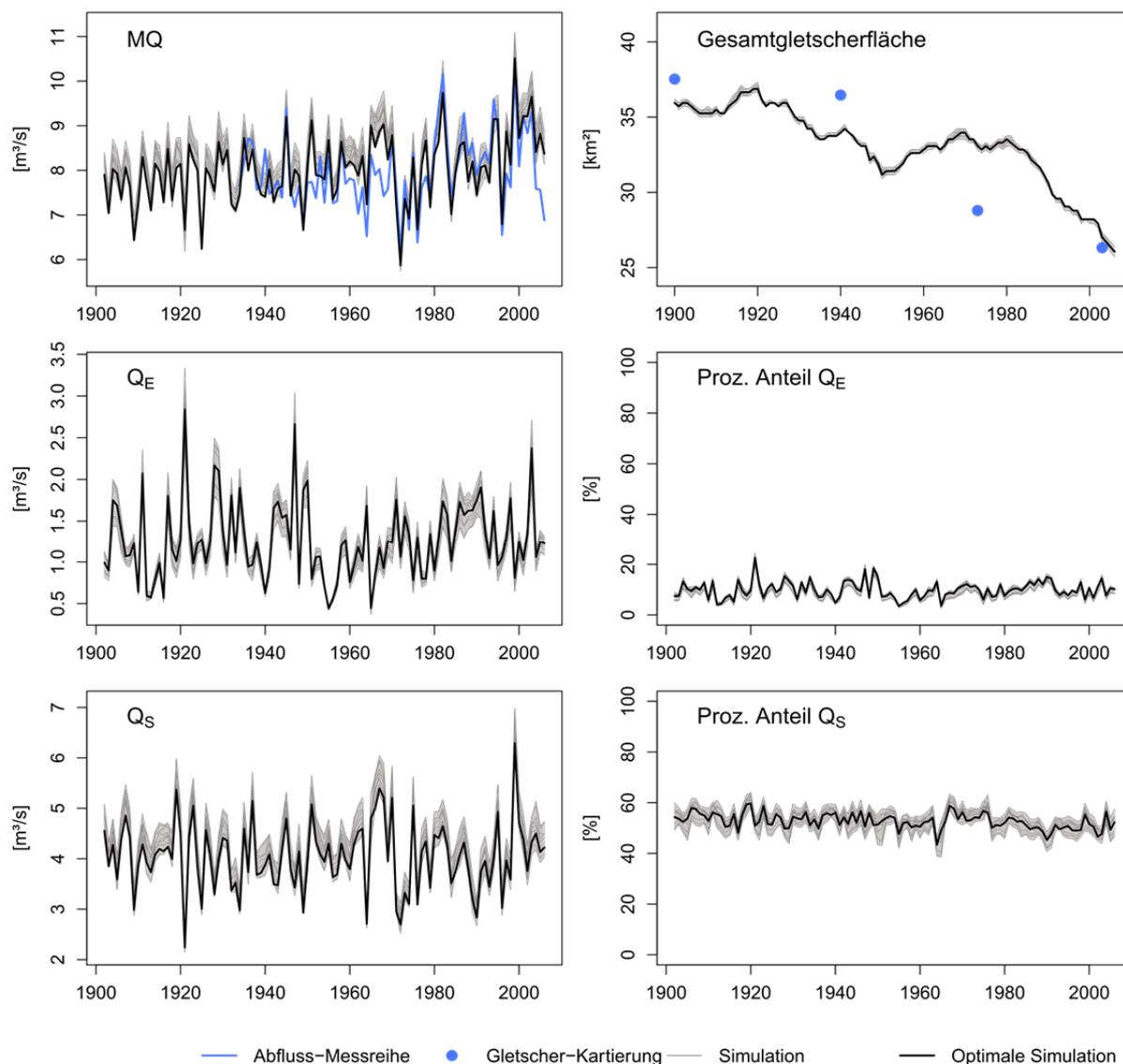


Abbildung 7.13: Mittlere jährliche Simulationsergebnisse für Gesamtabfluss, Gletscherfläche und Abflusskomponenten (schwarze Linie) mit Darstellung der Simulationsergebnisse (graue Linien) aus Referenzläufen mit den in den weiteren 9 Kalibrierungen ermittelten Parametersätzen, beispielhaft für das EZG Weisse Lutschine, Pegel Zweilütschinen (EZG 1501).

Für jedes Einzugsgebiet wie auch für die summierten Werte sind die Unsicherheiten, die aus der Parameterunsicherheit der Kalibrierung resultieren, insbesondere für die Entwicklung der Gletscherfläche sehr gering. Aber auch die Unsicherheit bei den Abflussanteilen ist insbesondere für die Eiskomponente sehr gering, was somit die Verlässlichkeit der Aussagen von  $Q_E$  für das gesamte Rheingebiet stärkt. Die Parameterunsicherheit für die Schneekomponente ist etwas höher, aber immer noch in jedem Jahr geringer als 10%. Dies gilt auch für den gesamten Abfluss aller Einzugsgebiete.

In der Abbildung 7.15 ist noch die räumliche Verteilung der Unsicherheit für die Eisschmelzkomponente des Abflusses gezeigt. Generell ist die mittlere Parameterunsicherheit für Einzugsgebiete mit höherem Gletscheranteil größer, da dort auch  $Q_E$  im Mittel größer ist.

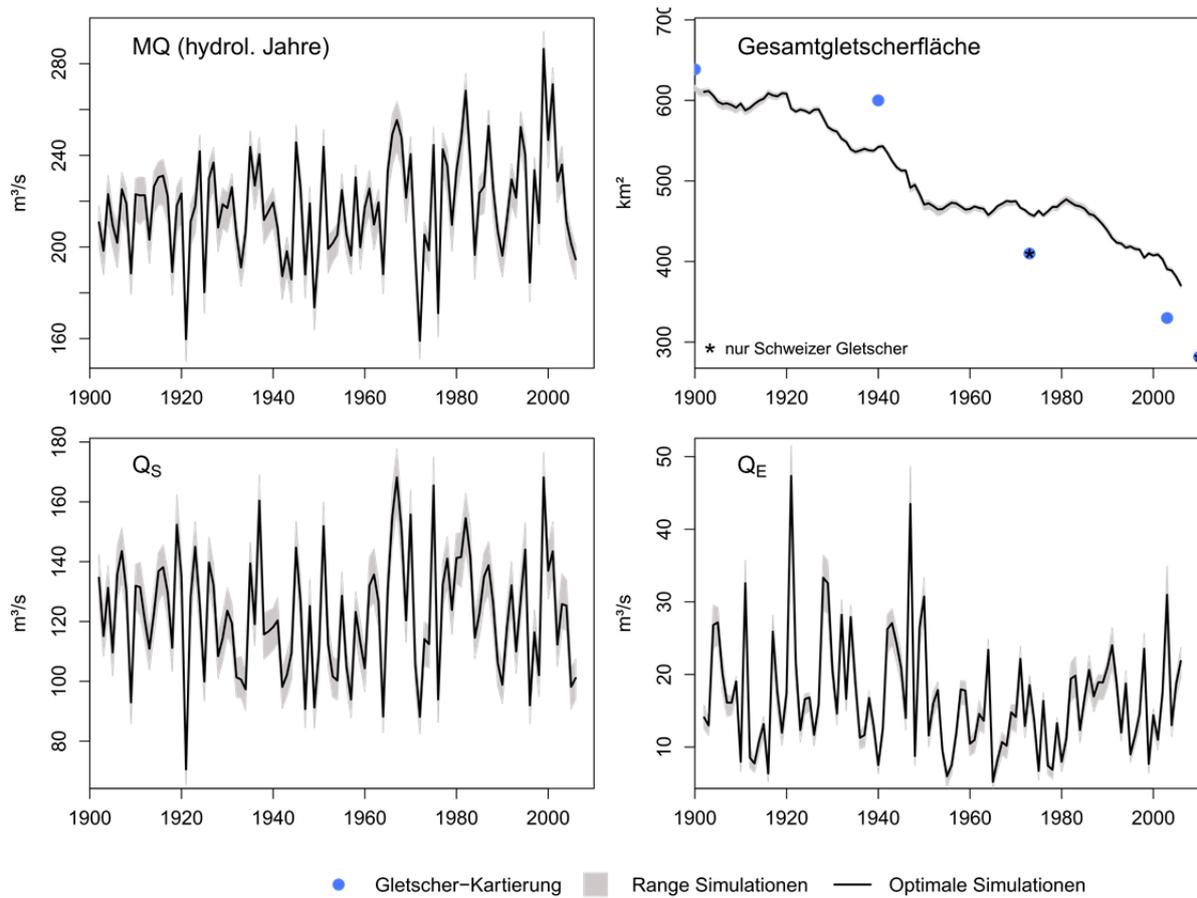


Abbildung 7.14: Mittlere jährliche Simulationsergebnisse für Gesamtabfluss, Gletscherfläche und Abflusskomponenten (schwarze Linie) aggregiert für alle vergletscherten Kopfeinzugsgebiete mit Darstellung der Unsicherheitsbereichs (grauer Bereich) aus Referenzläufen mit den in den weiteren 9 Kalibrierungen ermittelten Parametersätzen, minimaler und maximaler Jahreswerte aus allen Modellläufen.

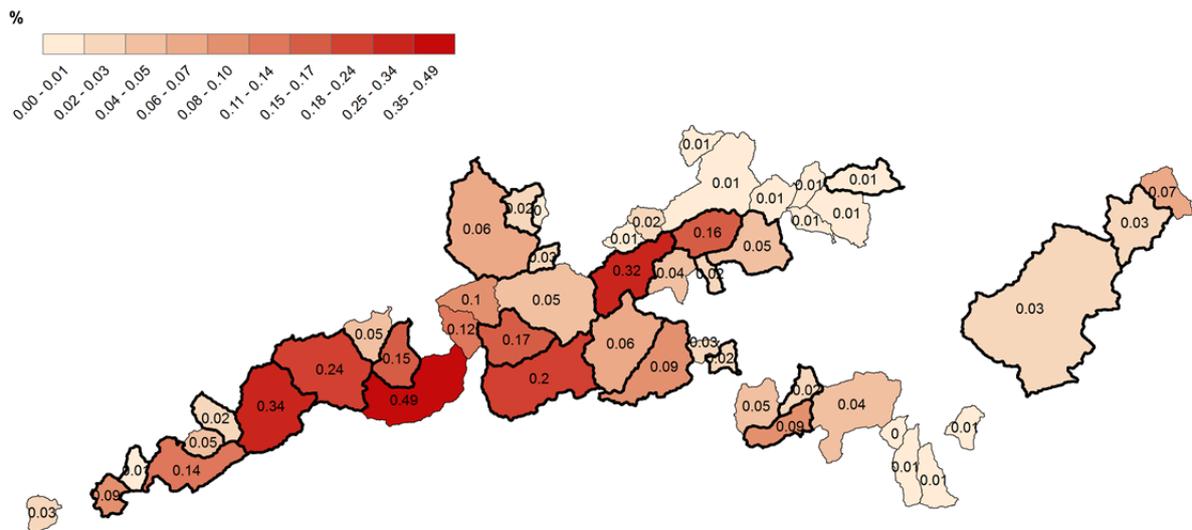


Abbildung 7.15: Mittlere Parameterunsicherheit aus jeweils 10 Modellläufen (mit den 10 Kalibrierparametersets) der Jahresmittel des prozentualen Anteils von  $Q_E$  am Gesamtabfluss für die einzelnen vergletscherten Kopfeinzugsgebiete; Einzugsgebiete mit dickerer Umrandung sind die Einzugsgebiete, für die Abflussdaten vorlagen.

### 7.2.3 Unsicherheit durch Parameterübertragung in Kopfeinzugsgebiete ohne Abflussdaten

Zuletzt wurde noch die Unsicherheit der Parameterübertragung auf ungemessene Gebiete (ohne Abflussbeobachtungsdaten) betrachtet. Wie in Kapitel 5 beschrieben, wurden bei der Kalibrierung in einem ersten Schritt alle EZG, für welche Abflussdaten vorliegen, gemäß der Zielfunktion nach Gleichung (5.2) kalibriert. Ausgehend von den resultierenden besten Parametersätzen für diese Gebiete, wurde dann ein Ansatz zur Parameterübertragung für die 25 vergletscherten Kopfeinzugsgebiete ohne Abflussbeobachtungsdaten angewendet. Hierzu wurden die basierend auf verschiedensten Gebietskenngrößen ähnlichsten Gebiete identifiziert (siehe Abb. 7.16) und diejenigen HBV-Modellparameter, die sich auf die Abflussbildung beziehen, direkt übertragen (d.h. auf den optimalen kalibrierten Wert festgesetzt). Schnee- und gletscherrelevante HBV-Modellparameter wurden hingegen in der Multi-Kriterien-Kalibrierung gemäß Gleichung (5.3) ermittelt. Hierbei wurden die für die Kalibrierung wirksamen Parameterbereiche anhand der Verteilung der optimalen (finalen) Parameter der EZG mit Abflussdaten eingegrenzt. Zur Erörterung der Unsicherheit dieses Arbeitsschritts bzw. des Gewinns durch die Nachkalibrierung nur anhand der vorliegenden Schnee- und Gletscherbeobachtungsdaten wurden Referenzläufe durchgeführt, in denen die Parameter nicht "nachkalibriert", sondern der Parametersatz des jeweiligen ähnlichsten gemessenen Kopfeinzugsgebiets komplett (für alle Parameter inklusive Schnee- und Gletscher-Parameter) übernommen wurde.

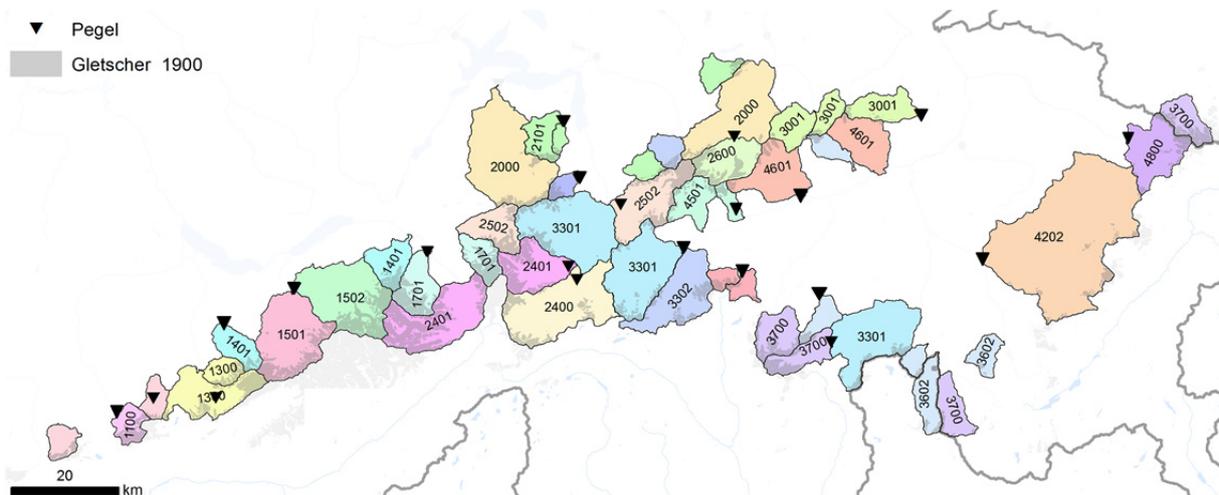


Abbildung 7.16: Übersichtskarte zur Parameterregionalisierung für die vergletscherten Kopfeinzugsgebiete. EZG ohne Abflussdaten und die jeweils zugehörigen als am ähnlichsten definierten EZG mit Abflussdaten (Pegel), von welchen die Parameter übertragen wurden, sind in einer Farbe dargestellt und die EZG-Nummer (siehe Tabelle 5.1) des Pegel-EZG ist angegeben.

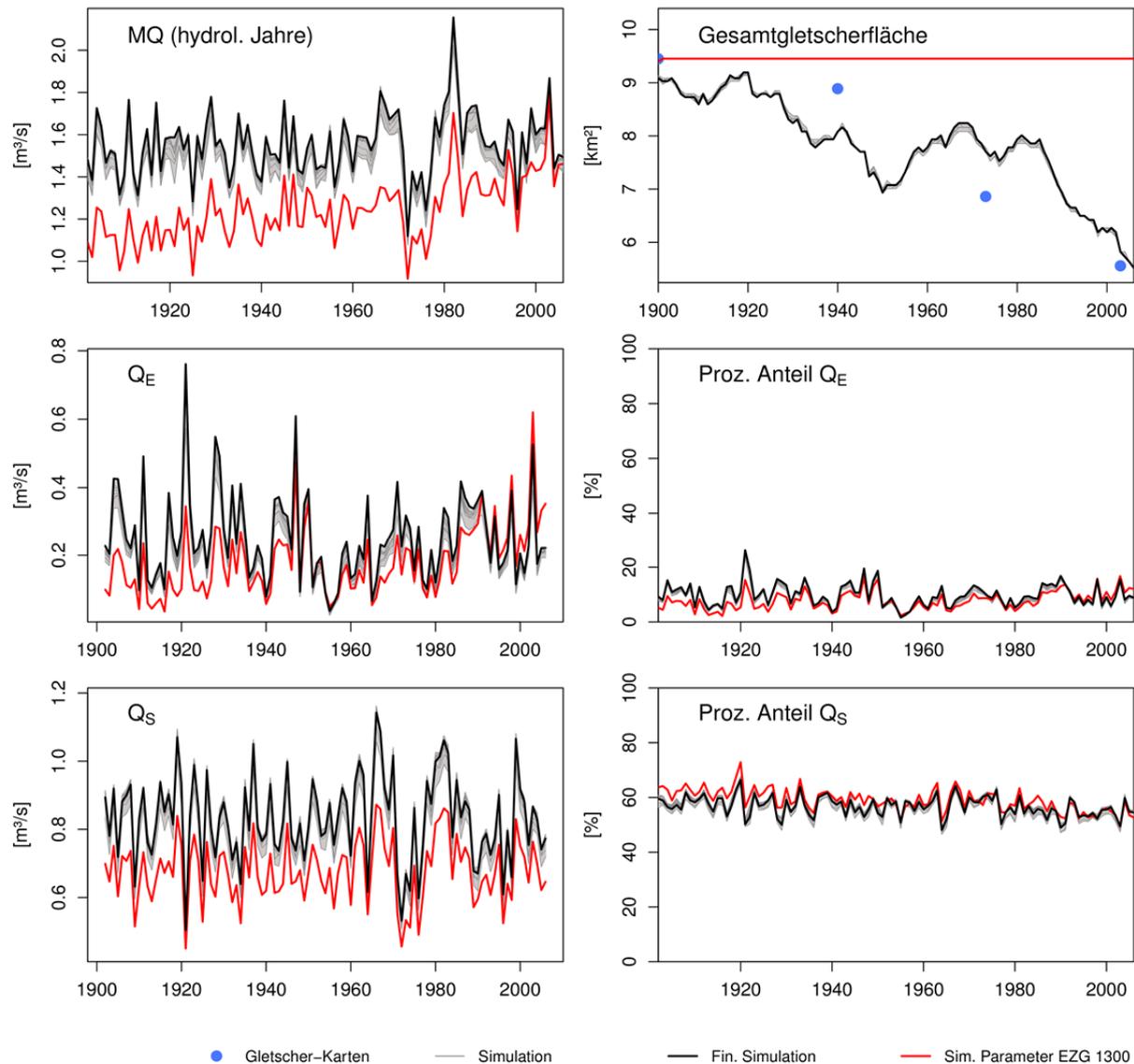


Abbildung 7.17: Modellierungsergebnisse beispielhaft für das Öschibach (EZG 1302) in der finalen Simulation, in den Simulationen mit den 9 weiteren Parametersätzen und bei einer Referenz-Simulation mittels vollständiger Parameterübertragung vom Partner-EZG Kander (EZG 1300) ohne "Nachkalibrierung" der Schnee- und Gletscherparameter (rote Linie).

Beispielhafte Ergebnisse aus zwei Einzugsgebieten zeigen die Abbildungen 7.17. und 7.18. Wie bei diesen Beispielen deutlich zu sehen ist, hätte der Verzicht auf die Nachkalibrierung, also die Verwendung der vorliegenden Schnee- und Gletscherbeobachtungsdaten, teilweise dazu geführt, dass die Gletscherentwicklung wesentlich schlechter abgebildet würde. Zum Teil wären die Auswirkungen auf den modellierten Abfluss und die Abflusskomponenten groß (Abb. 7.17), zum Teil aber auch nur geringfügig (Abb. 7.18). Insgesamt unterstreichen diese Beispiele jedoch den allgemein großen Nutzen der Verwendung der Schnee- und Gletscherbeobachtungsdaten zur Einschränkung des Äquifinalitätsproblems bei der Modellierung speziell der vergletscherten Kopfeinzugsgebiete.

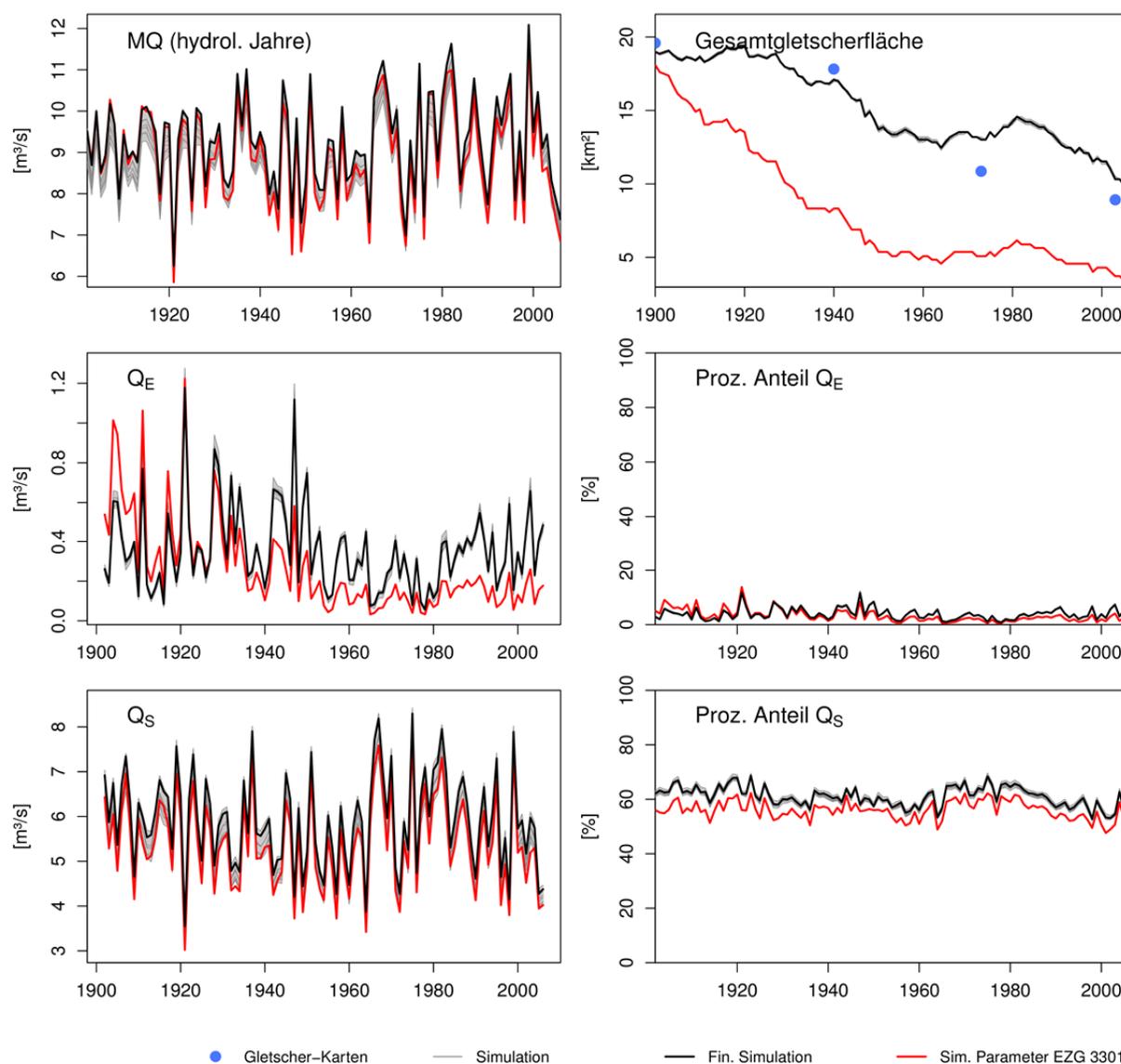


Abbildung 7.18: Modellierungsergebnisse beispielhaft für das EZG der Reuss (unteres Reuss-Teil-EZG, EZG 2501) in der finalen Simulation, in den Simulationen mit den 9 weiteren Parametersätzen und zum Vergleich bei einer Referenz-Simulation mittels vollständiger Parameterübertragung vom Partner-EZG Vorderrhein (EZG 3301) ohne "Nachkalibrierung" der Schnee- und Gletscherparameter (rote Linie).

### 7.3 Fazit

Hinsichtlich der Zielsetzung einer Quantifizierung der Abflusskomponenten aus Regen, Schnee- und Eisschmelze, im Sinne der resultierenden Abflussreaktion, über den Zeitraum 1901-2006 bestehen keine Möglichkeiten zu einer direkten Validierung. Generell wurde im ASG-Rhein-Projekt der Strategie gefolgt, möglichst viele der verfügbaren Abfluss-, Schnee und Gletscher-Beobachtungsdaten in die Modellierung einzubeziehen, daher sind hier auch im Allgemeinen die Optionen zu einer Validierung mit unabhängigen Datensätzen relativ begrenzt. Bei sämtlichen durchgeführten Vergleichen der Modellierungsergebnisse mit den verschiedenen verfügbaren beobachtungsbasierten Gletscherdatenprodukten ließen sich keine maßgeblichen (systematischen) Abweichungen sondern überwiegend sogar gute Übereinstimmungen feststellen.

Auch die empirisch ermittelten Temperatur- und Niederschlagssensitivitäten der Abflüsse von vergletscherten Kopfeinzugsgebieten wurden durch die Modellsimulation weitgehend akzeptabel abgebildet. Generell ist jedoch für viele der betrachteten vergletscherten Kopfeinzugsgebiete eine systematische (leichte) Überschätzung der Temperatur- und Niederschlagssensitivitäten festzustellen. Für eine etwaige Anwendung von Klimaszenarien ermöglicht die in einer solchen Betrachtung der empirischen und der modellierten Temperatur- und Niederschlagssensitivitäten der Abflüsse festgestellten Abweichungen eine differenzierte Interpretation der Verlässlichkeit der infolge der Klimaszenarien modellierten Auswirkungen bezüglich verschiedener Gebiete und verschiedener Jahreszeiten.

Wenn auch keine umfassende quantitative Unsicherheits- und Sensitivitätsanalyse für die Modellierungskette im ASG-Rhein-Projekt im Gesamten durchgeführt werden konnte, so zeigen alle hier exemplarisch erörterten verschiedenen Aspekte von Modellsensitivität und -unsicherheit sowie die Vergleiche mit Beobachtungsdaten, dass mit der Herausforderung der Modellierung der Abflusskomponenten im gesamten Rhein-EZG über den Zeitraum 1901-2006 zwangsläufig Unsicherheiten verbunden sind, die zwar bei der Interpretation der Modellierungsergebnisse im Detail zu berücksichtigen sind, jedoch die abgeleiteten Hauptaussagen nicht grundsätzlich in Frage zu stellen sind.

## 8 Bewertung der Ergebnisse im Hinblick auf den Klimawandel

Das Ziel des Projekts war es, erstmalig die Abflussanteile aus Regen, Schneeschmelze und Gletschereisschmelze im Rhein auf Tagesbasis und für den langen Zeitraum von 1901 bis 2006 zu quantifizieren. Bezüglich der **Quantifizierung dieser Abflusskomponenten** sind hierbei insbesondere drei Ergebnisse hervorzuheben, die im Hinblick auf den Klimawandel relevant erscheinen:

- Die hohen maximalen Tagesbeiträge der Gletschereisschmelze von bis zu einem Drittel des Abflusses in Basel und einem Fünftel des Abflusses in Lobith während extremer, ganz Mitteleuropa betreffender Niedrigwasserereignisse, wie sie u.a. 1921, 1947 und 2003 auftraten.
- Die eher geringe Veränderung des Anteils der Gletschereisschmelze am Abfluss über den langen Zeitraum von 1901-2006 durch das Kompensieren der verstärkten Gletscherschmelze aufgrund wärmerer Temperaturen bei gleichzeitig immer kleiner gewordenen Gletschern.
- Der bedeutende Anteil an Schneeschmelze am Abfluss entlang des gesamten Rheins.

Das erste Ergebnis ist somit relevant hinsichtlich der Erwartung, dass in einem veränderten Klima die Sommer im Einzugsgebiet des Rheins zunehmend wärmer und trockener werden sollen. Die Ergebnisse der tagesscharfen Modellierung lassen darauf schließen, dass der Gletschereisschmelze in solchen Situationen zur Niedrigwasseraufhöhung im Moment noch eine beachtliche Bedeutung zukommt.

Dabei ist das im Projekt erarbeitete zweite Ergebnis zu beachten, dass durch den Rückgang der Gletscher im Verlauf des Untersuchungszeitraums heutzutage bedeutend negativere Gletschermassenbilanzen auftreten müssen, um die gleiche Abflussmenge wie früher zu generieren. Anders ausgedrückt: Hätte die Trocken- und Hitzeperiode des Jahrs 2003 zu einem früheren Gletscherstand stattgefunden, wäre der Anteil der Gletschereisschmelze noch bedeutend größer und die Niedrigwassersituation weniger angespannt gewesen. Mit weiterhin zurückgehender Vergletscherung werden somit die Beiträge der Gletschereisschmelze in ähnlichen Situationen auch weiterhin abnehmen.

Damit wird die Frage nach einem Ausgleich dieses Defizits durch ebenfalls prognostizierte Zunahmen der Winterniederschläge umso bedeutender. Hierbei stellt sich vor dem Hintergrund des dritten Ergebnisses der großen Relevanz der Schneeschmelze für den Abfluss entlang des gesamten Rheins die Frage nach der weiteren Entwicklung der Schneedecke und ihrer zeitlich verfrühten Schmelze.

Bei der Bewertung dieser Ergebnisse muss beachtet werden, dass im ASG-Rhein-Projekt Neuland bei der Modellierung der detaillierten Betrachtung und **Verfolgung der drei Abflussanteile** aus Regen, Schnee- und Gletschereisschmelze betreten wurde. Zunächst musste die Fragestellung spezifiziert werden. Da im Einzugsgebiet des Rheins große Speicher vorhanden sind (z.B. Grundwasser und Seen), besteht der Abfluss des Rheins durch die Aufenthaltszeit und Vermischung in diesen Speichern tatsächlich ganzjährig ebenfalls aus einer Mischung von Regen, Schnee- und Eisschmelzwasser. Vor dem Hintergrund des Klimawandels, also der Frage nach dem weiteren Rückgang von Gletschern sowie des Schneeanteils am Niederschlag, war es für das Projekt jedoch wichtig, die Effekte der Abflussanteile auf den Wellenablauf zu veranschaulichen. Um diese zu simulieren, wurde der beschriebene modelltechnische Kniff der Begrenzung auf möglichst kleine, jedoch mindestens dem maximalen Tagesdurchsatz entsprechenden, Mischungsbehälter innerhalb der Modellspeicher, entwickelt.

Hier böten sich noch weitere Analysen an, z.B. die Mischung in Seen und Talsperren unter bestimmten Bedingungen noch weiter zu untersuchen. Auch bezüglich der Veränderung der Abflusskomponenten und ihrer Effekte auf den Gesamtabfluss über die Zeit wären hier verschiedene Szenarien-Analysen denkbar. Mit dem gezeigten Experiment eines Modelllaufs ohne Gletscherveränderung wird im Bericht dieses Potential angedeutet. Die in diesem Projekt mit viel Aufwand angepasste Modellkette, die die Verfolgung und Analyse der Dynamik der drei Abflusskomponenten durch das hydrologi-

sche System erlaubt, bietet somit nun ein verlässliches Werkzeug zur Analyse verschiedener Klima- und Wasserwirtschaftsszenarien.

Neuland wurde im ASG-Rhein-Projekt auch mit der multi-skalierten, gekoppelten glaziohydrologischen **Langfristmodellierung** über einen Zeitraum von 106 Jahren in der Vergangenheit betreten. Die Rekonstruktion der Klimadatenfelder mittels Analogtage hat sich dabei als äußerst praktikabel erwiesen. Ein direkter Effekt der aus der Validierung mit Stationsdaten ersichtlichen Überschätzung der Wintertemperaturen und Unterschätzung der Sommerniederschläge während der frühen Periode wurde in der modellierten Langfristentwicklung des Abflusses nicht eindeutig sichtbar. Dennoch sollte bei der Bewertung der Ergebnisse beachtet werden, dass der frühe Zeitraum durch den rekonstruierten Input mit weitaus größeren Unsicherheiten behaftet ist. Die Rekonstruktionsmethode birgt aber auch die Möglichkeit der Übertragung auf die Anwendung auf andere Datenprodukte mit aktueller Fortführung. Gerade das Trockenjahr 2015 böte eine weitere höchst interessante Fallstudie, aber auch die Möglichkeit zur Validierung der Modelle an einem weiteren Extremereignis.

Eine Langfristmodellierung verzeiht keine falschen **Prozessdarstellungen**. Die prozessstreuere Modellierung im Projekt erforderte bedeutende Modellerweiterungen und Modellanpassungen, denn dieses Ziel verbot z.B. unbedingt eine langfristige Akkumulation von Schnee in hohen Lagen ohne Gletscher. Deshalb musste Wert auf die Schneeverteilung im Gebirge sowie die korrekte gekoppelte Entwicklung von Gletschermassenbilanz, Gletschervolumen und -flächen in den Akkumulations- und Ablationszonen gelegt werden. Dies konnte nur durch bedeutende Erweiterungen am HBV-Light-Modell sowie durch die Verknüpfung vieler verschiedener Beobachtungsdatensätze bei der Kalibrierung erreicht werden. Alle Modellentwicklungen orientierten sich dabei am konzeptuellen, semi-verteilten Charakter des HBV-Modells und der Erhaltung seiner schnellen Rechenzeiten sowie an einer realistischen Datenverfügbarkeit. Gleichzeitig musste in das LARSIM-Modell transient der Ausbau der Talsperren im frühen bis mittleren 20. Jahrhundert integriert werden, um die entsprechenden Änderungen im Abflussverhalten zu simulieren. Der Einbau dieser Speicher zeigte auch deutliche Effekte und sollte grundsätzlich in solchen Studien nicht außer Acht gelassen werden. Wie der Vergleich von beobachteten und modellierten Zeitreihen zeigt, ist die vereinfachte Berücksichtigung zwar effektiv, birgt jedoch im Detail noch Potential zur Verfeinerung in der räumlich-zeitlichen Auflösung.

Das ASG-Rhein-Projekt enthielt somit viele daten- und modelltechnischen Herausforderungen. Bezüglich der **Datenverfügbarkeit** und Eignung für eine solche Studie fiel auf, dass die Messnetze von Glaziologie, Schneemonitoring und Hydrologie sich wenig überschneiden. D.h. es gibt kaum Abflusszeitreihen ohne Regulierungseinflüsse in kleineren Einzugsgebieten mit ganzjährigen Schneemessungen in verschiedenen Höhenlagen und Massenbilanzmessungen auf Gletschern. Die Arbeiten im Projekt zeigen jedoch deutlich den Nutzen solch koordinierter Messnetze für Analysen und Modellierung der Abflussanteile vor dem Hintergrund des Klimawandels. Selbst wenige Jahre Messdaten helfen dabei der Kalibrierung von hydrologischen Modellen. Ein entsprechendes Monitoring erlaubt es zudem, die Validität der Modelle immer wieder unter den sich schnell verändernden Bedingungen zu prüfen.

Zusammenfassend lässt sich weiterhin bemerken, dass sich nach den Ergebnissen der im ASG-Rhein-Projekt durchgeführten Modellierung die Abflussanteile aus der Eisschmelze langfristig über die lange Betrachtungszeit nicht wesentlich verändert haben. Dies ist zum einen auf eine Kompensation der Abnahme der Gletscherfläche mit der zunehmenden Schmelze durch den Temperaturanstieg zurückzuführen, zum anderen jedoch möglicherweise auch auf zugenommene Niederschlagsmengen. Im Hinblick auf den Klimawandel ist deshalb u.a. die Frage, wann nun mit einem endgültigen Rückgang der Eisschmelzkomponente zu rechnen ist, auf der Skala des gesamten Rheingebiets noch offen. Bei der weiteren Erörterung der Frage nach Veränderungen der Abflusskomponenten des Rheins in der Zukunft sollte in jedem Fall Wert auf die Berücksichtigung der Änderungen aller drei Abflusskomponen-

ten gelegt werden. Im ASG-Rhein-Projekt wurde nun eine Reihe Modelle und Werkzeuge entwickelt, die eine zuverlässige Szenarioanalyse solcher Fragen zulassen.

## Literaturangaben

- Aellen M., Funk M. (1999): Längen- und Massenänderungen der Gletscher seit dem letzten Höchststand um 1850. *Hydrologischer Atlas der Schweiz*, Tafel 3.7, Bern.
- Bahr D.B., Pfeffer W.T., Kaser G. (2015): A review of volume-area scaling of glaciers, *Reviews of Geophysics* 53, 95–140, doi: 10.1002/2014RG000470.
- Bahr D.B., Meier M.F., Peckham S.D. (1997): The physical basis of glacier volume-area scaling. *Journal of Geophysical Research* 102, 20–355.
- Baumgartner A., Reichel E., Weber G. (1983): Der Wasserhaushalt der Alpen. Niederschlag, Verdunstung, Abfluß und Gletscherspende im Gesamtgebiet der Alpen im Jahresdurchschnitt für die Normalperiode 1931 - 1960. Oldenbourg, München.
- Belz J.U., Brahmer G., Buiteveld H., Engel H., Grabher R., Hodel H., Krahe P., Lammersen R., Larina M., Mendel H.-G., Meuser A., Müller G., Plonka B., Pfister L., Vuuren W. v. (2007): Das Abflussregime des Rheins und seiner Nebenflüsse im 20. Jahrhundert, Analyse, Veränderungen, Trends, Bericht Nr. I-22 der KHR, Lelystad.
- BfG (2016): Integration einer Höhenzonierung in LARSIM-ME Rhein/Maas und LARSIM-Simulationsläufe zur Unsicherheitsanalyse. Projektbericht der HYDRON GmbH im Auftrag der Bundesanstalt für Gewässerkunde (unveröffentlicht).
- BfG (2006): Niedrigwasserperiode 2003 in Deutschland. Ursachen-Wirkungen-Folgen. Autoren: Koehler G., Schwab M., Hauff M. v., Kluth K., Finke W., Belz, J.U., *BfG-Mitteilungen* 27, Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG), Koblenz.
- Bookhagen B., Burbank D.W. (2010): Towards a complete Himalayan hydrological budget: Spatio-temporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003–2012), 115(F3).
- Briffa K.R., Jones P.D., Hulme M. (1994): Summer moisture variability across Europe, 1892–1991: an analysis based on the Palmer drought severity index. *International Journal of Climatology* 14, 475–506.
- Bremicker M., Brahmer G., Demuth N., Holle F.-J., Haag I. (2013): Räumlich hoch aufgelöste LARSIM Wasserhaushaltsmodelle für die Hochwasservorhersage und weitere Anwendung. *KW – Korrespondenz Wasserwirtschaft* 6 (9), 509–519.
- Bremicker M. (2000): Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM –Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele. *Freiburger Schriften zur Hydrologie* 11. Institut für Hydrologie der Universität Freiburg. [www.hydrology.uni-freiburg.de/publika/FSH-Bd11-Bremicker.pdf](http://www.hydrology.uni-freiburg.de/publika/FSH-Bd11-Bremicker.pdf)
- Brochet P (1977): La secheresse 1976 en France: aspects climatologiques et consequences. *Hydrological Sciences Bulletin* 22, 393–411, doi: 10.1080/02626667709491733.
- Bundesrat (1947): Botschaft des Bundesrates an die Bundesversammlung über außerordentliche Maßnahmen zur Milderung der Notlage in den Trockengebieten (vom 26. September 1947). Bundesblatt XCIX/39, 189–211, Bern.
- Buttle J. M. (1994): Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Progress in Physical Geography*, 18(1), 16–41.
- BUWAL, BWG, MeteoSchweiz, (2004): Auswirkungen des Hitzesommers 2003 auf die Gewässer, *Schriftenreihe Umwelt* Nr. 369., Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft (BUWAL), Bern.

- Collins D.N. (2006): Climatic variation and runoff in mountain basins with differing proportions of glacier cover. *Nordic Hydrology* 37, 315–326, doi: 10.2166/nh.2006.017.
- Courvoisier H., Maeder F., Primault B. (1977): La sécheresse de 1976 et ses conséquences – Die Dürre 1976 und ihre Auswirkungen. *Arbeitsberichte der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt* 73. Schweizerische Meteorologische Zentralanstalt, Zürich.
- Déry S.J., Stahl K., Moore R.D., Whitfield P.H., Menounos B., Burfords J.E. (2009): Detection of runoff timing changes in pluvial, nival and glacial rivers of Western Canada. *Water Resources Research* 45, W04426, doi: 10.1029/2008WR006975
- Dornkamp J.C., Gregory K.J., Burn A.S. (Hrsg.) (1980): Atlas of Drought in Britain 1975-76. Institute of British Geographers, London.
- Engelhardt M., Schuler T.V., Andreassen L.M. (2014): Contribution of snow and glacier melt to discharge for highly glacierised catchments in Norway. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2), 511–523.
- Farinotti D., Usselmann S., Huss M., Bauder A., Funk M. (2012): Runoff evolution in the Swiss Alps: projections for selected high-alpine catchments based on *ENSEMBLES* scenarios. *Hydrological Processes* 26, 1909–1924. doi: 10.1002/hyp.8276
- Finger D., Vis M., Huss M., Seibert J. (2015): The value of model complexity versus multiple data types for improving the performance of hydrological models in mountain catchments, *Water Resources Research* 51, 1939–1958.
- Finger D., Pellicciotti F., Konz M., Rimkus S., Burlando P. (2011): The value of glacier mass balance, satellite snow cover images, and hourly discharge for improving the performance of a physically based distributed hydrological model, *Water Resources Research* 47, W07519, doi: 10.1029/2010WR009824.
- Fischer M., Huss M., Barboux C., Hoelzle M. (2014): The new Swiss Glacier Inventory SGI2010: relevance of using high-resolution source data in areas dominated by very small glaciers. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 46(4), 933–945.
- Fleig A. K., Tallaksen L. M., James P., Hisdal H., Stahl K. (2014): Attribution of European precipitation and temperature trends to changes in circulation types. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 11, 12799–12831.
- Franke J., González-Rouco J.F., Frank D., Graham, N.E. (2011): 200 years of European temperature variability: insights from and tests of the proxy surrogate reconstruction analog method. *Climate dynamics* 37(1-2), 133–150.
- Freudiger, D., Frielingsdorf, B., Weiler, M., Stahl, K., Steinbrich, A., Seibert, J. (2014): Teilbericht 1: Potential der meteorologischen Rasterdatensätze HYRAS und RhiresD für die hydrologische Modellierung alpiner Gebiete. In: Analyse der Unsicherheit der Niederschläge im alpinen Rheineinzugsgebiet in den HYRAS Produkten im Vergleich zu den Niederschlagsrasterdaten der MeteoSwiss (RHires) sowie zu den SLF SWE-Karten. Abschlussbericht vom 27.11.2014 zum Zusatzauftrag im ASG-Rhein-Projekt. Professur für Hydrologie, Universität Freiburg / HYDRON GmbH (unveröffentlicht).
- Frielingsdorf B. (2013): Veränderungen von Schmelzwasserereignissen im Abfluss des Rheins in den letzten 100 Jahren. Masterarbeit an der Professur für Hydrologie, Fakultät für Umwelt und Natürliche Ressourcen der Universität Freiburg (unveröffentlicht).
- Frick C., Steiner H., Mazurkiewicz A., Riediger U., Rauthe M., Reich T., Gratzki A. (2014): Central European high-resolution gridded daily data sets (HYRAS): Mean temperature and relative humidity. *Meteorologische Zeitschrift* 23, 15–32. doi: 10.1127/0941-2948/2014/0560.

- Gerhard H., van der Made J.W., Reiff J., de Vrees L.P.M. (1983): Die Trocken- und Niedrigwasserperiode 1976. La sécheresse et les basses eaux de 1976. Bericht Nr I-2 der KHR, 2. Auflage (1985). Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebiets (KHR/CHR), Lelystad. [www.chr-khr.org/sites/default/files/chrpublications/rapport\\_i\\_-\\_2\\_0.pdf](http://www.chr-khr.org/sites/default/files/chrpublications/rapport_i_-_2_0.pdf)
- Gerlinger K., Meuser A. (2013): Modellierung des Wasserhaushalts unter Verwendung eines Klimaprojektions-Ensembles – methodisches Vorgehen und Ergebnisse. In AK KLIWA (Hrsg.): 5. KLIWA-Symposium 06.-07.12.2012 in Würzburg, Fachvorträge. *KLIWA-Berichte* Heft 19, 154–167. AK KLIWA, Karlsruhe / Mainz / Hof.
- Grömping U. (2007): Estimators of Relative Importance in Linear Regression Based on Variance Decomposition, *The American Statistician*, 61, 139–147.
- Grunow J. (1935): Die Wasserklemmen der Norddeutschen Ströme in den Jahren 1891-1930. *Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde* 31, 1–74.
- Grunow J. (1931): Über die Ursachen großer Trockenheit in Mitteleuropa. Dissertation, Friedrich-Wilhelms-Universität Berlin, Berlin.
- Hirschi E., Auchmann R., Martius O., Brönnimann S. (2013): The 1945-1949 droughts in Switzerland. In Brönnimann, S. and O. Martius (Hrsg.): Weather extremes during the past 140 years. *Geographica Bernensia* G89, 81–90, doi: 10.4480/GB2013.G89.9.
- Hock R. (2005): Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in Physical Geography* 29, 362–391.
- Hohmann C. (2014): Teilbericht 2: Zusatzauftrag im Rahmen des ASG-Projekts: Vergleich des simulierten Schneewasser-Äquivalents aus LARSIM mit aktualisierten Schneewasser-Äquivalentdaten des schweizerischen Instituts für Schnee- und Lawinenforschung. In: Analyse der Unsicherheit der Niederschläge im alpinen Rheineinzugsgebiet in den HYRAS Produkten im Vergleich zu den Niederschlagsrasterdaten der MeteoSwiss (RHires) sowie zu den SLF SWE-Karten. Abschlussbericht vom 27.11.2014 zum Zusatzauftrag im ASG-Rhein-Projekt. Professur für Hydrologie, Universität Freiburg / HYDRON GmbH (unveröffentlicht).
- Hohmann C. (2013): Validierung der Schneedeckenmodellierung eines großskaligen hydrologischen Modells für alpine Einzugsgebiete. *Masterarbeit an der Professur für Hydrologie*, Fakultät für Umwelt und Natürliche Ressourcen der Universität Freiburg (unveröffentlicht).
- Huss M., Fischer M. (2016): Sensitivity of Very Small Glaciers in the Swiss Alps to Future Climate Change. *Frontiers in Earth Sciences* 4: 34. doi: 10.3389/feart.2016.00034
- Huss M., Farinotti D. (2012): Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe, *Journal of Geophysical Research* 117, F04010, doi: 10.1029/2012JF002523.
- Huss M. (2012): Extrapolating glacier mass balance to the mountain-range scale: the European Alps 1900–2100. *The Cryosphere* 6, 713–727.
- Huss M. (2011): Present and future contribution of glacier storage change to runoff from macroscale drainage basins in Europe. *Water Resources Research* 47, W07511, doi: 10.1029/2010WR010299 .
- Huss M., Juvet G., Farinotti D., Bauder A. (2010): Future high-mountain hydrology: a new parameterization of glacier retreat. *Hydrology and Earth System Sciences* 14, 815–829.
- IKSR (2004): Wärmebelastung der Gewässer im Sommer 2003, Zusammenfassung der nationalen Situationsberichte, *IKSR-Bericht/ICPR-Report* 142d. International commission for the protection of the Rhine (IKSR/ICPR), Koblenz.

- Jarvis A., Reuter H.I., Nelson A., Guevara E. (2008): Hole-filled SRTM for the globe Version 4, available from the CGIAR-CSI SRTM 90m Database (<http://srtm.csi.cgiar.org>).
- Jörg-Hess S., Fundel F., Jonas T., Zappa M. (2014): Homogenisation of a gridded snow water equivalent climatology for Alpine terrain: methodology and applications, *The Cryosphere* 8, 471–485, doi: 10.5194/tc-8-471-2014.
- Jonas T., Marty C., Magnusson J. (2009): Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps. *Journal of Hydrology* 378(1-2), 161–167.
- Jones P.D., Harris I. (2008): Climatic Research Unit (CRU) time-series datasets of variations in climate with variations in other phenomena. NCAS British Atmospheric Data Centre, 1.9.2015. <http://catalogue.ceda.ac.uk/uuid/3f8944800cc48e1cbc29a5ee12d8542d>
- Kendall M.G. (1975): Rank Correlation Methods. Charles Griffin, London.
- Kirchhofer W., Sevruk B. (1992): Mittlere jährliche korrigierte Niederschlagshöhen 1951-1980. *Hydrologischer Atlas der Schweiz*, Tafel 2.2, Bern.
- Koboltschnig G., Schöner W., Zappa M., Holzmann H. (2007): Contribution of glacier melt to stream runoff: if the climatically extreme summer of 2003 had happened in 1979. *Annals of Glaciology* 46, 303–308.
- Konz M., Seibert J. (2010): On the value of glacier mass balances for hydrological model calibration. *Journal of Hydrology* 385, 238–246.
- La Freniere J., Mark B.G. (2014): A review of methods for estimating the contribution of glacial meltwater to total watershed discharge. *Progress in Physical Geography* 38(2), 173–200.
- Lindström G., Johansson B., Persson M., Gardelin M., Bergström S. (1997): Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of Hydrology* 201, 272–288
- Luce A., Haag I., Bremicker M. (2006): Einsatz von Wasserhaushaltsmodellen zur kontinuierlichen Abflussvorhersage in Baden-Württemberg. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 50(2), 58–66.
- Ludwig K., Bremicker M. (Hrsg.) (2006): The Water Balance Model LARSIM - Design, Content and Applications. *Freiburger Schriften zur Hydrologie* 22, Institut für Hydrologie der Universität Freiburg, Freiburg. [www.hydrology.uni-freiburg.de/publika/FSH-Bd22-Bremicker-Ludwig.pdf](http://www.hydrology.uni-freiburg.de/publika/FSH-Bd22-Bremicker-Ludwig.pdf)
- Mann H.B. (1945): Non-parametric test against trend. *Econometrica* 13, 245–259.
- Menzel L., Lang H., Rohmann M. (1999): Mittlere jährliche aktuelle Verdunstungshöhen 1973-1992. *Hydrologischer Atlas der Schweiz*, Tafel 4.1, Bern.
- Merz R., Parajka J., Blöschl G. (2011): Time stability of catchment model parameters: Implications for climate impact analyses, *Water Resources Research* 47, W02531, doi: 10.1029/2010WR009505.
- Moore R.D., Fleming S.W., Menounos B., Wheate R., Fountain A., Stahl K., Holm K., Jakob M. (2009): Glacier change in western North America: influences on hydrology, geomorphic hazards and water quality. *Hydrological Processes* 23, 42–61.
- Müller F., Caflish T., Müller G. (1976): Firn und Eis der Schweizer Alpen, Gletscherinventar. Vdf Hochschulverlag ETH Zürich, Zürich.
- OSHD-SLF (2013): Datenblatt zur SWE-Kartenserie 1972-2012 // KHR-Projekt. Stand 30.11.2013. Operationeller Schnees hydrologischer Dienst des SLF (OSHD-SLF), Davos (unveröffentlichtes Dokument).

- Oudin L., Hervieu F., Michel C., Perrin C., Andréassian V., Anctil F., Loumagne C. (2005): Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model?: Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall–runoff modelling. *Journal of Hydrology* 303, 290–306.
- Paul F., Frey H., Le Bris R. (2011): A new glacier inventory for the European Alps from Landsat TM scenes of 2003: Challenges and results. *Annals of Glaciology* 52, 144–152.
- Pearce A.J., Stewart M.K., Sklash M.G. (1986): Storm runoff generation in humid headwater catchments: 1. Where does the water come from. *Water Resources Research* 22(8), 1263–1272.
- Pfister C., Rutishauser M. (2000): Dürresommer im Schweizer Mittelland seit 1525. In OcCC: Trockenheit in der Schweiz, Workshopbericht. Organe consultatif sur les changements climatiques (OcCC), Bern.
- Rauthe M., Steiner H., Riediger U., Mazurkiewicz A., Gratzki A. (2013): A Central European precipitation climatology – Part I: Generation and validation of a high-resolution gridded daily data set (HYRAS). *Meteorologische Zeitschrift* 22, 235–256, doi: 10.1127/0941-2948/2013/0436.
- Sassenfeld M. (1923): Die Trockenheit im Jahre 1921 im Rheingebiet. *Meteorologische Zeitschrift* 40, 93.
- Schorer M. (1992): Extreme Trockensommer in der Schweiz und ihre Folgen für Natur und Wirtschaft. *Geographica Bernensia* G40, Geographisches Institut, Universität Bern.
- Seibert J., Vis M.J.P. (2012): Teaching hydrological modeling with a user-friendly catchment-runoff-model software package. *Hydrology and Earth System Sciences* 16, 3315–3325, doi: 10.5194/hess-16-3315-2012.
- Seibert J., Rodhe A., Bishop K. (2003): Simulating interactions between saturated and unsaturated storage in a conceptual runoff model. *Hydrological Processes* 17(2), 379–390.
- Seibert J., McDonnell J.J. (2002): On the dialog between experimentalist and modeler in catchment hydrology: Use of soft data for multicriteria model calibration. *Water Resources Research* 38, 1241, doi: 10.1029/2001WR000978.
- Seibert J. (2000): Multi-criteria calibration of a conceptual runoff model using a genetic algorithm. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 4, 215–224, doi: 10.5194/hess-4-215-2000.
- Sevruk B. (1989): Reliability of precipitation measurement. In Sevruk B. (Hrsg.): Precipitation measurements: WMO/IAHS/ETH Workshop on Precipitation Measurements, St. Moritz, 3-7 December 1989. ETH Zürich.
- Stahl K., Moore R.D., Shea J.M., Hutchinson D., Cannon A.J. (2008): Coupled modelling of glacier and streamflow response to future climate scenarios. *Water Resources Research* 44, W02422, doi: 10.1029/2007WR005956.
- Stahl K., Moore R.D. (2006): Influence of watershed glacier coverage on summer streamflow in British Columbia, Canada. *Water Resources Research* 42, W06201, doi: 10.1029/2006WR005022.
- Tallaksen L.M., Stahl K. (2014): Spatial and temporal patterns of large-scale droughts in Europe: Model dispersion and performance. *Geophysical Research Letters* 41(2), 429–434.
- Tarboton D.G., Luce C.H. (1996): Utah energy balance snow accumulation and melt model (UEB). Utah Water Research Laboratory.
- Theil H. (1950): A rank-invariant method of linear and polynomial regression analysis, *Indagationes Mathematicae* 12, 85–91.

- Uttinger H. (1949): Die Niederschlagsmengen in der Schweiz 1901-1940. Schweizerischer Wasserwirtschaftsverband, Zürich.
- Weber M., Braun L., Mauser W., Prasch M. (2010): Contribution of rain, snow- and icemelt in the Upper Danube discharge today and in the future. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 33(2), 221–230.
- Weingartner R., Schädler B. (2001): Komponenten des natürlichen Wasserhaushalts 1961–1990. *Hydrologischer Atlas der Schweiz*, Tafel 6.3, Bern.
- Werner P.C., Gerstengarbe F.-W. (2010): Katalog der Großwetterlagen Europas (1881–2009) nach Paul Hess und Helmut Brezowsky, 7. verbesserte und ergänzte Auflage. *PIK Report* 119. Potsdam Institut für Klimafolgenforschung (PIK), Potsdam.
- WGMS (2013, updated, and earlier volumes): Glacier Mass Balance Bulletin No. 12 (2010–2011). Zemp, M., Nussbaumer, S. U., Naegeli, K., Gärtner-Roer, I., Paul, F., Hoelzle, M., and Haeberli, W. (eds.), ICSU(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland, 106 pp. Data based on database version doi:10.5904/wgms-fog-2014-09.
- Zemp M., Paul F., Hoelze M., Haeberli W. (2008): Glacier fluctuations in the European Alps, 1850–2000. In Orlove B., Wiegandt E., Luckman B.H. (Hrsg.): *Darkening Peaks: Glacier Retreat, Science, and Society*, 152–167. University of California Press, Berkeley/Los Angeles.
- Zorita E., Von Storch H. (1999): The analog method as a simple statistical downscaling technique: comparison with more complicated methods. *Journal of climate* 12(8), 2474–2489.

## Danksagungen

Der vorliegende Bericht fasst die Ergebnisse der Arbeiten im Forschungsprojekt „Abflussanteile aus Schnee- und Gletscherschmelze im Rhein und seinen Zuflüssen vor dem Hintergrund des Klimawandels“ (ASG-Rhein) zusammen, das von der Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes (KHR/CHR) vergeben und finanziert wurde. Darüber hinaus danken wir für zahlreiche kritische Anmerkungen, intensive Diskussionen und die fachliche Begleitung über die gesamte Laufzeit von 3 Jahren: Jörg Uwe Belz (BfG), Leiter dieses KHR/CHR-Projekts, und Eric Sprockereef (Sekretär der KHR/CHR) sowie den Mitgliedern der Projekt-Steuerungsgruppe: Manfred Bremicker (LUBW), Peter Krahe (BfG), Gabi Müller (BMLFUW), Hans-Peter Nachtnebel (BOKU), Felix Naef (ETH Zürich), Petra Schmocker-Fackel (BAFU), Wolfgang Schöner (Universität Graz) und Frederiek Sperna Weiland (Deltares).

Folgende Institutionen bzw. Personen haben für die Arbeiten im ASG-Rhein-Projekt und/oder Darstellungen in diesem Bericht Daten zur Verfügung gestellt:

- Meteorologische Datensätze:
  - HYRAS-Datensatz: DWD/BfG (siehe Rauthe et al., 2013; Frick et al., 2014)
  - RhiresD-/TabsD-Datensätze: MeteoSchweiz (siehe Frei et al., 2014; Isotta et al., 2014)
  - Lange Stationszeitreihen: DWD, MeteoSchweiz, ECA&D (European Climate Assessment & Dataset (<http://eca.knmi.nl>))
  - Lange Rasterdatenreihen (zur Validierung rekonstruierter Daten): CRU (University of East Anglia Climate Research Unit, siehe Jones & Harris, 2008)
- Abflussdatenreihen: AVRL (Amt der Vorarlberger Landesregierung), AWA (Amt für Wasser und Abfall) des Kantons Bern (Pegelreihe Gündlischwand, Schwarze Lütschine), BAFU (Bundesamt für Umwelt der Schweizerischen Eidgenossenschaft, BfG (Bundesanstalt für Gewässerkunde der Bundesrepublik Deutschland))
- „SLF-Schneekartenserie Winter 1972-2012“: SLF (WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung, siehe OSHD-SLF, 2013; Jörg-Hess et al., 2014). Wir danken hier insbesondere Tobias Jonas und Nena Griesinger für die Teilnahme an ASG-Rhein-Projekttreffen sowie Hilfe bei der Verwendung des Schneekartenprodukts.
- Für Gletscherdatenanalysen:
  - Siegfriedkarten (zur Digitalisierung früher Gletscherausdehnungen): swisstopo
  - Vorhandene Gletscherinventare/-karten von Fischer et al. (2014), Maisch et al. (2000), Müller et al. (1976) und Paul et al. (2011)
  - Unveröffentlichte Gletschermächtigkeitsdaten für die Jahre 1973 und 2010 (25x25m für Schweiz) sowie wertvolle Hinweise zu den Daten und zur Modellierung der Gletscherveränderung: Matthias Huss (Université de Fribourg / ETH Zürich).
  - Gletscherlängenbeobachtungen: WGMS (World Glacier Monitoring Service, siehe WGMS, 2013 und [www.wgms.ch](http://www.wgms.ch))
  - Gletschermassenbilanzserien: WGMS / Matthias Huss (siehe WGMS, 2013; Huss et al., 2015)

Der LARSIM-Entwicklergemeinschaft wird für die Bereitstellung des Modells LARSIM für das ASG-Rhein-Projekt gedankt. Die zudem erforderlichen LARSIM-Modellgebietsdateien wurden dankenswerterweise von folgenden Institutionen bereitgestellt:

- LUBW (Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg): LARSIM-Modelle für das schweizerische Rheingebiet und die beiden baden-württembergischen Zuflüsse zum Hochrhein und Bodensee
- AVLr (Amt der Vorarlberger Landesregierung): LARSIM-Modell für die Bregenzerach
- BfG: LARSIM-ME-Modell für das Rhein-Einzugsgebiet. Von der BfG wurde zudem das Zusatzprojekt „LARSIM-Höhenzonierung“ finanziert.

Folgende Mitarbeiter und ehemalige Studierende waren neben den Autoren zeitweise an Arbeiten im Rahmen des Projekts beteiligt:

Dirk Aigner (HYDRON), Damaris De (Universität Freiburg), Simon Etter (Abschlussarbeit M.Sc. Universität Zürich), David Finger (Universität Zürich), Claudius Fleischer (Abschlussarbeit M.Sc. Universität Freiburg), Barbara Frielingsdorf (Universität Freiburg), Clara Hohmann (HYDRON/ Universität Freiburg), Nicole Henn (HYDRON), Robert Schweppe (HYDRON), Andreas Steinbrich (Universität Freiburg) und Juliane Schillinger (Abschlussarbeit B.Sc. Universität Freiburg).