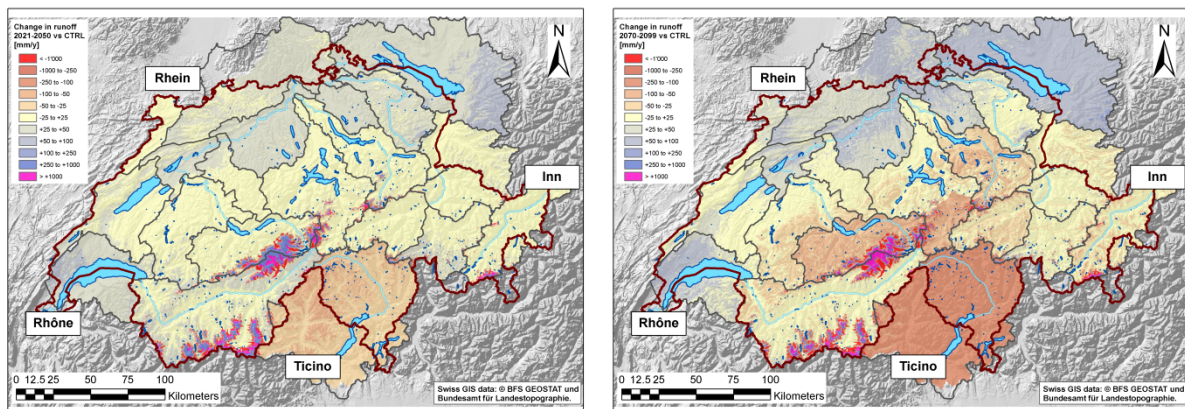


Schlussbericht CCHydrologie

Teilprojekt WHH-CH-Hydro

NATÜRLICHER WASSERHAUSHALT DER SCHWEIZ UND IHRER BEDEUTENDSTEN GROSSEINZUGSGEBIETE



Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL

Luzi Bernhard, Massimiliano Zappa



Im Auftrag des Bundesamts für Umwelt (BAFU)

Impressum

- Auftraggeber:** Bundesamt für Umwelt (BAFU), Abteilung Hydrologie, CH-3003 Bern
Das BAFU ist ein Amt des Eidg. Departements für Umwelt, Verkehr, Energie und Kommunikation (UVEK).
- Auftragnehmer:** Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL
- Autoren:** Luzi Bernhard, Massimiliano Zappa
- Begleitung BAFU:** David Volken, Bruno Schädler, Hugo Aschwanden, Dominique Bérod, Gian Reto Bezzola, Willy Geiger, Roland Hohmann, Adrian Jakob, Ronald Kozel, Petra Schmocker-Fackel
- Hinweis:** Dieser Bericht wurde im Auftrag des Bundesamtes für Umwelt (BAFU) verfasst. Für den Inhalt ist allein der Auftragnehmer verantwortlich.

1 Projektbeschreibung

Die prognostizierte Klimaänderung wird einen bedeutenden Einfluss auf Schneedecke und Gletscher und somit auf die Wasserressourcen im gesamten Alpenraum haben.

Wie gross diese Änderungen in der Wasserverfügbarkeit sein werden (Trinkwasser, Wasserkraftproduktion, Schifffahrt, Landwirtschaft etc.) und wie genau sich die Abflüsse v.a. in Grosseinzugsgebieten zeitlich (saisonal) und mengenmässig verändern werden, ist bisher nur in Einzelfällen untersucht worden.

Mit dem Ziel, basierend auf den heutigen aktuellen Klimaszenarien, für die verschiedenen Klimaregionen, Höhenstufen und geomorphologischen Ausprägungen in der Schweiz zeitlich und räumlich hoch aufgelöste Szenarien des Wasserkreislaufes und der Abflüsse zur Verfügung zu stellen, hat das Bundesamt für Umwelt BAFU die Studie *CCHydrologie* in Auftrag gegeben.

In Rahmen des von der WSL geleiteten Teilprojektes *Natürlicher Wasserhaushalt der Schweiz und ihrer bedeutendsten Grosseinzugsgebiete* ist folgenden Fragenstellungen nachgegangen:

- Wie verändern sich der Wasserhaushalt und seine Komponenten in den grossen Einzugsgebieten der Schweiz?
- Wie verändern sich die Gletscherflächen und -volumina und als Folge davon das Wasserangebot im Sommer in stark vergletscherten Einzugsgebieten?
- Wie verändern sich die Abflussregimes und -volumina?
- Wie verändert sich das Niedrigwassergeschehen?
- Wie verändert sich das Hochwassergeschehen?
- Wie verändern sich Hochwasservolumina?
- Wie verändern sich entsprechend die statistischen Kenngrössen für Hochwasser und Niedrigwasser?

Für die Berechnung der hydrologischen Auswirkungen des Klimawandels sind neben den aktuellsten Klimaszenarien auch weitere relevante Randbedingungen zu berücksichtigen. Für die auf Messreihen basierende Simulation des Wasserkreislaufes bleiben die für die Parametrisierung eines hydrologischen Modelles notwendigen physiogeographischen Datengrundlagen während der gesamten Berechnungsperiode (welche meistens einen Zeithorizont von 20 bis 30 Jahren abdeckt) in der Regel unverändert. Diese Annahme ist für nicht vergletscherte Gebiete unproblematisch. Der rapide Schwund der alpinen Gletscher seit Mitte der 70er Jahre stellt jedoch die Geltung solcher Annahmen für (stark) vergletscherte Gebiete in Frage. Trotz erfolgreicher Erfahrungen in Modellsimulationen (Verbunt *et al.* 2003) ist es notwendig gewesen, diese neuen Simulationsexperimente so zu konzipieren, dass die Veränderung der Gletscherflächen berücksichtigt wird. Für gekoppelte Anwendungen mit Klimaszenarien wird dieses Vorgehen als unerlässlich eingestuft (Stahl *et al.* 2008).

Der vorliegende Bericht fasst die Ergebnisse der folgenden Grosseinzugsgebiete zusammen: Alpenaare, Alpenrhein, Engadin, Jurarandseen, Limmat, Nordwestschweiz, Ostschweiz, Reuss, Rhône, Saane, Ticino, sowie die Region um das Wasserschloss im Kanton Aargau. In allen Fallbeispielen werden für die Zeiträume von 2021 – 2050 (nahe Zukunft), resp. 2070 – 2099 (ferne Zukunft) die lokalen meteorologischen Veränderungen und die daraus resultierenden Änderungen in der Vergletscherung, der Schneedecke und im Abfluss gegenüber der Kontrollperiode 1980 – 2000 simuliert.

Folgende Gruppen haben hierzu beigetragen: Institut für Atmosphäre und Klima der ETH Zürich (klimatologisches Downscaling), Geographisches Institut der Universität Zürich (Gletschermodellierung), das Geographische Institut der Universität Bern (Regionale Parametrisierung des hydrologischen Modells) sowie die Eidg. Forschungsanstalt WSL (Schneedecken- und Abflussmodellierung).

2 Datengrundlagen

Die Datengrundlagen wurden für die Bearbeitung im Rahmen von CCHydro vorerst in unterschiedlichen räumlichen Auflösungen aufbereitet, und erst während der räumlich expliziten Simulation mit dem hydrologischen Modell auf eine einheitliche Auflösung von 200 x 200 m skaliert (Abb. 1).

Für die CCHydrologie-Studie wurden folgende Daten verwendet:

- a) Digitales Höhenmodell RIMINI (Arealstatistik, Bundesamt für Statistik) mit einer räumlichen Auflösung von 100 m. Die Raumdaten wurden für die Modellierung auf eine Rastergrösse von 200 m aggregiert.
- b) Landnutzung – aggregiert in 12 hydrologische Klassen – mit einer räumlichen Auflösung von 100 m, basierend auf der Arealstatistik des Bundesamtes für Statistik (GEOSTAT), 1992/97. Die Raumdaten wurden für die Modellierung auf eine Rastergrösse von 200 m aggregiert.
- c) Meteorologische Messungen (Stundenwerte, Zeitraum 1980 – 2009) der MeteoSchweiz-Stationen, welche für die beiden Einzugsgebiete relevant sind. Für die hydrologische Modellierung wurden folgende meteorologische Messgrössen verwendet: Lufttemperatur, Relative Feuchte, Globalstrahlung, Niederschlag, Sonnenscheindauer und Windgeschwindigkeit. Alle Variablen wurden in einer Auflösung von 2 x 2 km² berechnet. Pro Tag und Variable steht ein meteorologisches Feld des gesamten Modelldomains zur Verfügung.
- d) Als Grundlage für die Gletscherentwicklung dient das World Glacier Inventory, Stand 1973. Dieses wurde als initiale Gletscherfläche für die Simulation verwendet und dann kontinuierlich mit dem Schrumpfmodell von Paul *et al.* (2007) angepasst (siehe Seite 16). Die Rastergrösse des ursprünglichen Gletscherinventars ist 25 m. Für unsere Modellierung wird sie auf 200 m aggregiert.
- e) Klimafolgeszenarien für die Zukunftsperioden 2021 – 2050 und 2070 – 2099 relativ zur Kontrollperiode 1980 – 2009. Die Änderungssignale basieren auf zehn GCM-RCM-Läufen des ENSEMBLES Projektes (van der Linden & Mitchell 2009) und wurden mit der in Bosshard *et al.* (2011) beschriebene Methodik aufbereitet. Ausführliche Angaben zu diesen Klimaszenarien sind verfügbar unter: <http://www.c2sm.ethz.ch/services/CH2011/>. Jeder Grossregion unserer schweizweiten Realisierung wurde eine Klimastation zugeordnet.
- f) Schneemessungen des Interkantonalen Mess- und Informationssystems IMIS, sowie Beobachter-Schneedaten des SLF Davos, welche in Form von Schneewasseräquivalentkarten (1 x 1 km Auflösung) aufbereitet wurden.
- g) Abfluss-Messungen des Bundesamtes für Umwelt (BAFU) für alle in der Kalibration und Verifikation der Ergebnisse betrachteten Einzugsgebiete (Tageswerte, Zeitraum 1980 – 2009)
- h) Regionalisierte Parameter des hydrologischen Modells: nach der Methodik von Viviroli (2007) wurden die regionalisierten Modellparameter für die gesamte Modelldomain in einer Auflösung von 2 x 2 km realisiert. Die Parameter wurden räumlich explizit assimiliert.

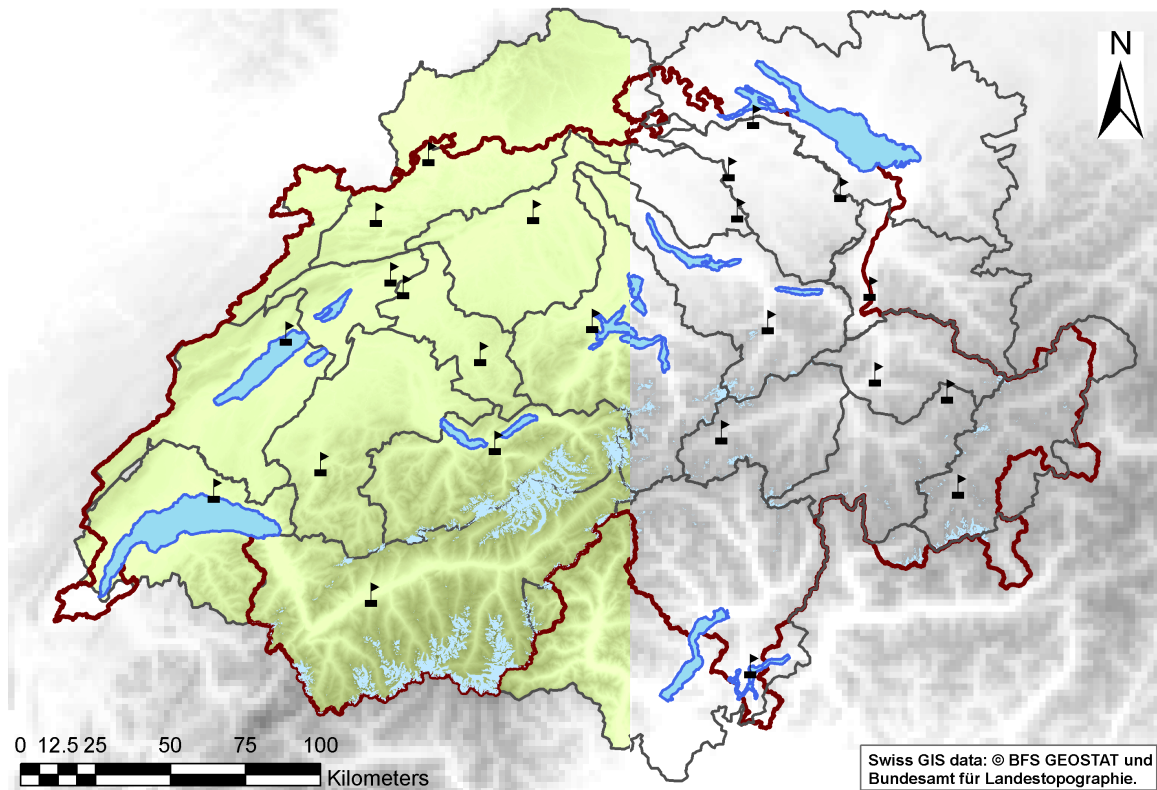


Abb. 1: Konzeptionelle Darstellung der verwendeten räumlichen Auflösungen. Die Klimaelemente und die regionalisierten Modellparametern wurden auf einer Rasterauflösung von 2×2 km aufbereitet (grob gegittertes Geländemodell in Grautöne). Die Einzugsgebiete wurden auf einer Auflösung von 200×200 m definiert (fein gegitterten Geländemodell in Grüntönen auf der linken Seite des Untersuchungsgebietes). Die Gletscherumrisse wurden ebenfalls in 200×200 m Auflösung aufbereitet (hellblaue Flächen). Die Klimafolgeszenarien wurden regional auf einzelne Stationen bezogen (schwarze Symbole) und in der Simulation als repräsentativ für die jeweilige Grossregion betrachtet.

3 Modellierungsstrategie

Die Ergebnisse basieren auf der Assimilation von regionalen Klimamodelldaten des europäischen Projektes ENSEMBLES, welche alle vom Emissionsszenario A1B (moderate Erwärmung) ausgehen und im Simulationsexperiment mit einem flächendetaillierten hydrologischen Modell resultieren. Diese Klimamodelldaten umfassen zehn verschiedene Modellketten von Globalen Zirkulationsmodellen (GCM) und Regionalen Klimamodellen (RCM) und widerspiegeln die Unsicherheits-Bandbreite der Klimamodelle.

Für die beiden Zukunftsszenarien wurden die für die Anpassung des hydrologischen Modelles benötigten kalibrierten Parameter wie bei der Kontrollsimulation unverändert beibehalten. Die meteorologischen Messwerte der Kontrollperiode wurden stationsweise mit den prognostizierten täglichen Änderungen (*Delta-Change*) geprägt. Somit entstanden zwei neue 30-jährige Zeitreihen mit ähnlicher Variabilität, wie sie in der Kontrollperiode beobachtet wurde, aber mit erwarteten Zukunftstrends.

Bezüglich Vergletscherung wurde für die beiden Zukunftsszenarien der Ausgangszustand von 1985 mit einem Schrumpfmodell von Paul *et al.* (2007) in 5-Jahres-Schritten kontinuierlich reduziert. Das Modell basiert auf der einfachen Annahme, dass die Gleichgewichtslinie (GWL) entsprechend der Lufttemperaturerhöhung mit einer Reaktionszeit von 50 Jahren ansteigt. Dadurch verringern sich jeweils die Flächen der Akkumulationsgebiete der Gletscher.

3.1 Klimaszenarien

3.1.1 Grundlagen

Um die erwarteten lokalen Klimaänderungen für die Grosseinzugsgebiete abzubilden, wurden für alle MeteoSchweiz-Messstationen Jahrgänge der Temperatur- und Niederschlagsänderung für die Zeiträume 2021 – 2050 (nahe Zukunft) und 2070 – 2099 (ferne Zukunft) relativ zur Kontrollperiode 1980 – 2009 berechnet. Diese statistische Downscaling-Methode heisst *Delta-Change*-Ansatz (Abb. 2; Bosshard *et al.* 2011a). Die Methodik wird in im Folgenden näher erläutert.

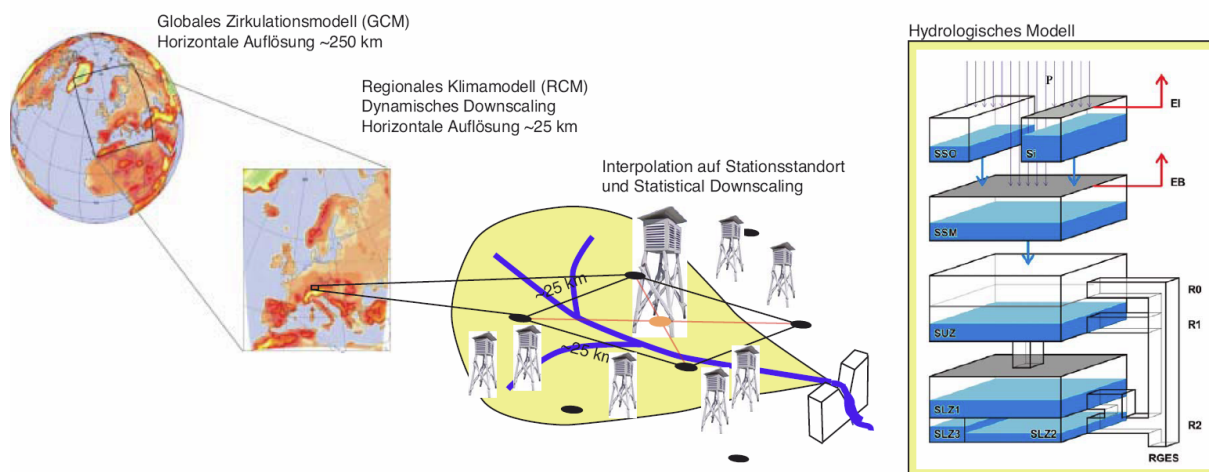


Abb. 2: Darstellung der Modellierungskette von den Klimamodellen (GCM) bis hin zum hydrologischen Modell (PREVAH) nach Bosshard *et al.* (2011a)

Die verwendeten Klimaszenarien basieren auf Ergebnissen des EU-FP6 Forschungsprojektes ENSEMBLES (<http://www.ensembles-eu.org/>). Datengrundlage sind regionale Klimasimulationen für Gesamteuropa, durchgeführt von insgesamt 17 regionalen Klimamodellen (RCMs) mit einer horizontalen Auflösung von ca. 25 x 25 km. Diese Auflösung entspricht der derzeit möglichen räumlichen Genauigkeit regionaler Klimaszenarien für dekadische Simulationen und stellt

einen deutlichen Informationsgewinn gegenüber Szenarien globaler Klimamodelle (ca. 200 x 200 km dar. Dennoch ist selbst eine räumliche Auflösung von 25 km ungenügend, um regional- und lokalklimatische Prozesse in Gebirgsregionen mit zufriedenstellender Genauigkeit abzubilden.

Im Rahmen von ENSEMBLES wurde mit jedem der verwendeten Regionalmodelle eine Validierungssimulation mit Randantrieb durch die ERA40-Reanalysen (Zeitraum 1960 – 2000) durchgeführt. Zusätzlich wurden Szenario Simulationen mit Antrieb durch transiente globale Simulationen gekoppelter Atmosphäre-Ozean Modelle (GCMs) für den Zeitraum 1950 – 2100 erstellt. Diesen Simulationen liegen bis zum Jahr 2000 beobachtete Treibhausgaskonzentrationen und ab 2001 Treibhausgaskonzentrationen entsprechend einem IPCC SRES Emissionsszenario zugrunde (in 16 Fällen SRES A1B, in einem Fall SRES A2). Die überwiegende Zahl der 17 untersuchten Regionalmodelle wurde dabei entweder vom gekoppelten Globalmodell des englischen Hadley Centres (HadCM3) oder des deutschen Max-Planck-Instituts für Meteorologie (ECHAM5/MPI-OM) angetrieben.

Aus den 17 regionalen Klimamodellen wurden zehn GCM-RCM Modellketten ausgewählt, so dass alle Ketten den gesamten Zeitraum 1950 – 2100 abdecken (d.h. alle Modellketten, die nur bis 2050 gerechnet wurden, wurden nicht berücksichtigt) und möglichst alle verschiedenen GCMs vertreten sind. Die Abdeckung des kompletten Zeitraums bis 2099 durch die Arbeiten am Institut für Atmosphäre und Klima der ETH (IACETH, <http://www.iac.ethz.ch/groups/schaer/>) ermöglichte die Verfügbarkeit von 10 Modellketten mit je zwei Szenario Perioden: 2021 – 2050 (nahe Zukunft) und 207 – 209 (ferne Zukunft).

Für die Aufbereitung der Klimaszenarien wurde die bewährte *Delta-Change* Methodik verwendet (Bosshard *et al.* 2011b), die einfach verwendbare Klimaszenarien an Stationsstandorten liefert. Für die Berechnung der *Delta-Change* Faktoren, welche dem Klimaänderungssignal entsprechen, wurden zunächst die gegitterten RCM-Daten (25 x 25 km) auf die Stationsstandorte interpoliert. Aus den interpolierten Zeitreihen wurden anschliessend die *Delta-Change* Faktoren zwischen der Szenario-Periode 2021 – 2050 (SCE) und der Kontrollperiode 1980 – 2009 (CTL) berechnet. Dazu wurde mit einem einfachen gleitenden Mittel sowohl für die CTL- als auch die SCE-Periode der klimatologische mittlere Jahresgang ermittelt. Die Änderung des Jahresganges zwischen der CTL- und SCE-Periode entspricht dem Klimaänderungssignal. Für die Temperatur wurde dabei die Differenz SCE-CTL, im Falle des Niederschlages die relative Änderung SCE/CTL, betrachtet.

3.1.2 Verwendung für die Grosseinzugsgebiete der Schweiz

Abbildung 3 zeigt exemplarisch den prognostizierten Jahresgang der Änderungssignale von Temperatur (T) und Niederschlag (P) für eine der Verwendeten Stationen.

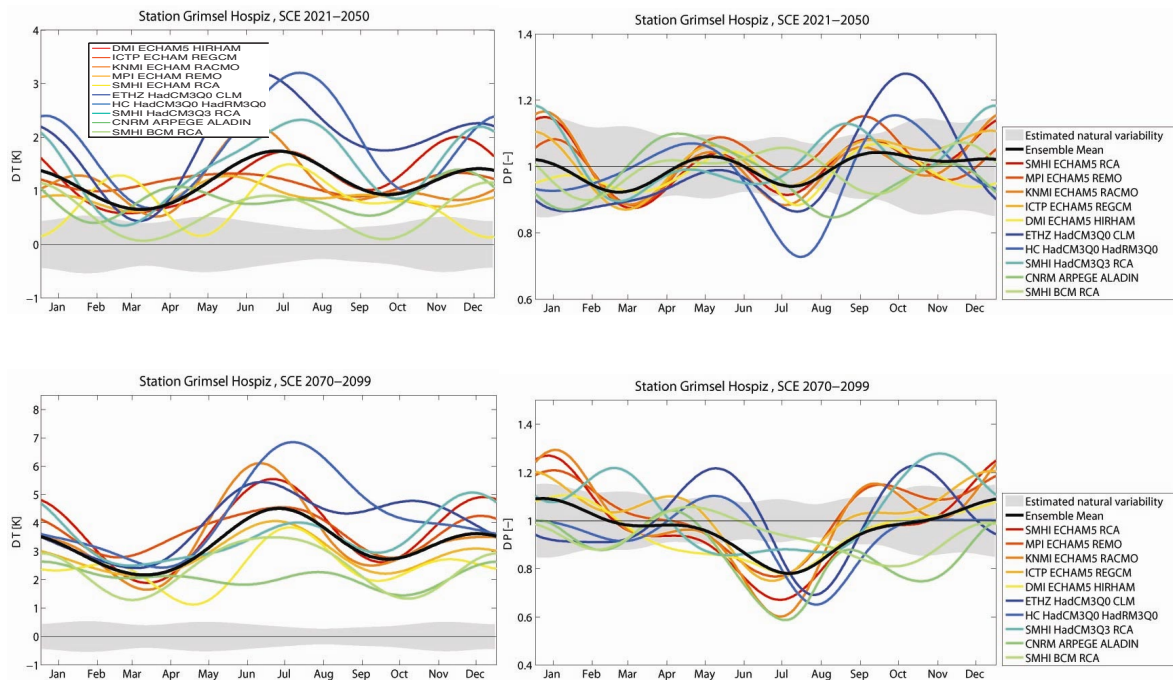


Abb. 3: Prognostizierte Änderungen der Temperatur (ΔT , links) und des Niederschlages (ΔP , rechts) für die Station Grimsel-Hospiz für den Zeitraum 2021 – 2050 (oben) und 2070 – 2099 (unten), relativ zur Kontrollperiode 1980 – 2009. Die natürliche Variabilität ist als graues Band dargestellt (± 1 Standardabweichung), Ergebnisse der einzelnen Klimamodellketten sind farbig dargestellt (s. Legende rechts). Die Änderungssignale basieren auf zehn GCM-RCM-Läufen des ENSEMBLES Projektes (van der Linden & Mitchell 2009).

Die projizierten Veränderungen betreffend der Lufttemperatur liegen deutlich ausserhalb der natürlichen Variabilität. Das heisst, das Temperaturänderungssignal kann trotz der grossen Unterschiede zwischen den Modellen nicht alleine durch die natürliche Variabilität erklärt werden und ist als robust zu betrachten.

Der Niederschlag weist gemäss den Modellrechnungen kein deutliches Signal für den Zeitraum 2021 – 2050 auf. Für den Zeitraum 2070 – 2099 zeigt das Modellensemble übereinstimmend eine deutliche Niederschlagsabnahme im Sommer, welche grösser als die natürliche Variabilität ist. Im restlichen Jahr ist eine leichte Zunahme des Niederschlages zu sehen. Diese Zunahme liegt jedoch bei den meisten Modellketten noch innerhalb der natürlichen Variabilität. Ausführliche Angaben zu diesen Klimaszenarien sind verfügbar unter: <http://www.c2sm.ethz.ch/services/CH2011/>.

Für das Teilprojekt der WSL wurde für jede der Grossregionen (

Tab. 4 und Abb. 6) eine MeteoSchweiz-Station ausgewählt und die dafür berechneten Szenarien für die Prägung der hydrologischen Simulation für die beiden Perioden verwendet. Abb. 4 verdeutlichen die Auswirkung der Niederschlagszenarien in der hydrologischen Simulation für die Grossenzugsgebiete der Reuss und des Lago Maggiore. Dargestellt sind die mittleren Tageswerte einer 30-jährige Klimatologie für die Kontrollperiode und beide Szenarioperioden.

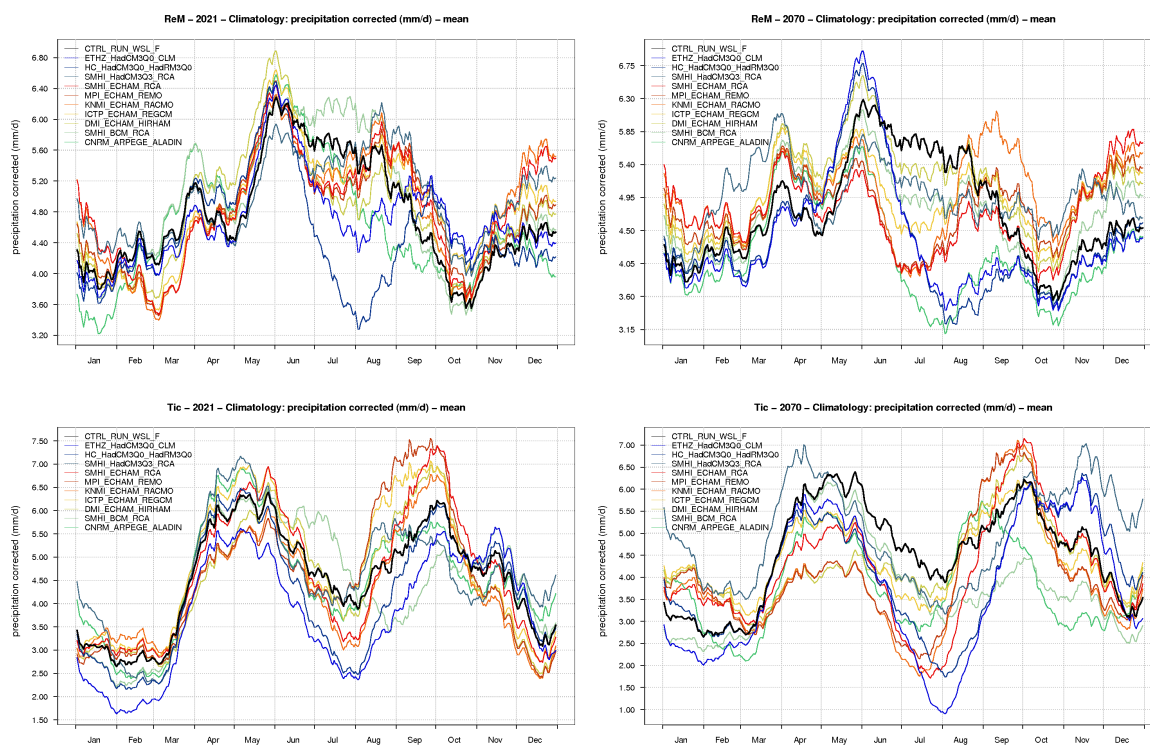


Abb. 4: Integration der Niederschlagszenarien im Hydrologischen Modell für das Grosseinzugsgebiet der Reuss bis Mellingen (oben) und für das Lago Maggiore (unten) für den Zeitraum 2021 – 2050 (links) und 2070 – 209 (rechts), relativ zur Kontrollperiode 1980 – 2009

3.2 Technische Erläuterungen zum hydrologischen Modell PREVAH

Für die Abflussberechnung wurde eine neue Gitterversion des hydrologischen Modells PREVAH (Viviroli *et al.* 2009) für alle Einzugsgebiete mit regionalisierten Parametern aufgesetzt. Anhand von gemessenen Abflussdaten des BAFU wurden die Modellparameter optimiert. Danach wurden für die Kontrollperiode 1980 – 2009 in täglicher Auflösung folgende hydrologischen Grössen berechnet: Niederschlag, Verdunstung, Schneewasserwert, Eis- und Schneeschmelze, Bodenwasserspeicher und Abfluss. Dazu wurden die gemessenen meteorologischen Grössen der nahegelegenen MeteoSchweiz-Stationen über die gesamten Einzugsgebiete hinweg interpoliert. Die nächsten Abschnitte detaillieren einige Aspekte der Anwendung von PREVAH in Rahmen von CCHydrologie.

3.2.1 Modelbeschreibung

PREVAH (**P**recipitation-**R**unoff-**E**vapotranspiration **H**RU related **M**odel) ist ein räumlich verteiltes hydrologisches Modell, welches seit dem Forschungsprogramm NFP31 Mitte der 90er-Jahre des 20. Jahrhunderts als Forschungsmodell im Alpenraum eingesetzt wird (Gurtz *et al.* 1997; Zappa *et al.* 2003; Verbunt *et al.* 2006). Die ursprüngliche Version von PREVAH erfordert die Gliederung eines Einzugsgebietes nach Teilflächen mit ähnlichen hydrologischen Eigenschaften (HRUs). Diese Gliederung erfolgt durch ein auf Rauminformationen bezogenes Clustering-Verfahren (Zappa 2002). Seit 2009 existiert auch eine räumlich explizite Version von PREVAH, welche im Rahmen unseres CCHydro Teilprojektes programmiert wurde. Das eher konzeptionell aufgebaute Modell umfasst als wesentliche Grundbestandteile: ein Schneemodul, ein Gletscherschmelzmodul, ein Interzeptionsmodul,

ein Modul zur Feuchteausschöpfung durch Evapotranspiration, ein Bodenspeicher- und Abflussbildungsmodul sowie ein Grundwasser- und Abflusskonzentrationsmodul (Abb. 5).

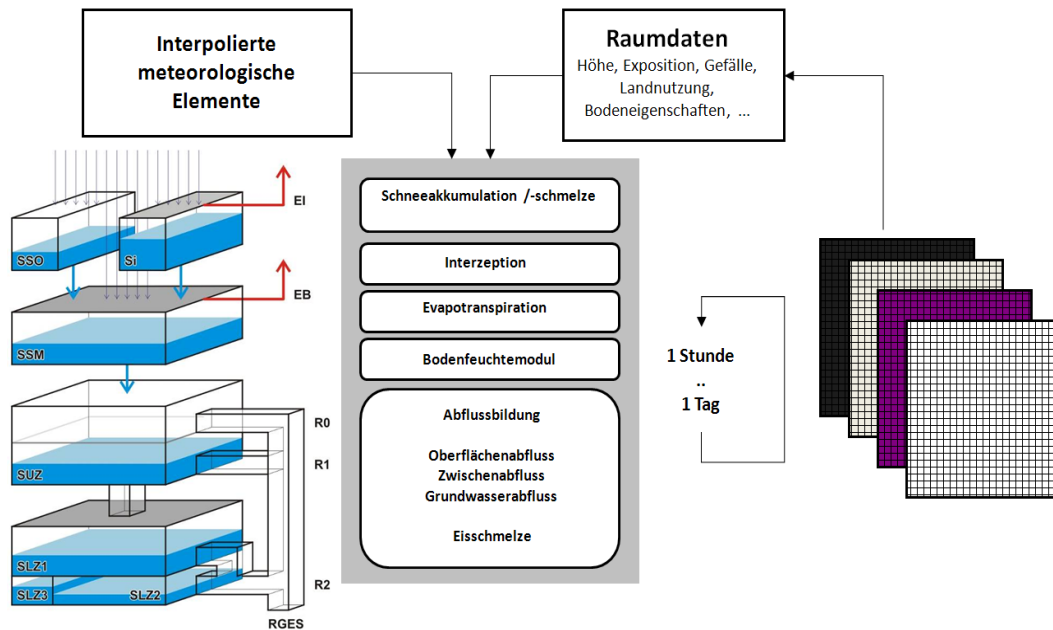


Abb. 5: Das Niederschlags-Abfluss Modell PREVAH: Precipitation-Runoff-Evapotranspiration HRU related Model (Viviroli et al. 2009). Seit 2009 auch als räumlich explizite Version verfügbar.

3.2.2 Modellauflösung

Die räumlich explizite Modellversion PREVAH wurde für die gesamte Domain der Schweiz mit einer Auflösung von 200 x 200 m aufgesetzt (Abb. 3). Insgesamt wurde die Schweiz in 25 Grossregionen (Abb. 6) unterteilt und berechnet. Für jede Grossregion wurden Ergebnisse für mehrere Teileinzugsgebiete ausgegeben, so dass die Ergebnisse für kleinere Regionen mit einem einfachen Routing berechnet werden konnten (siehe Abschnitt 4.2).

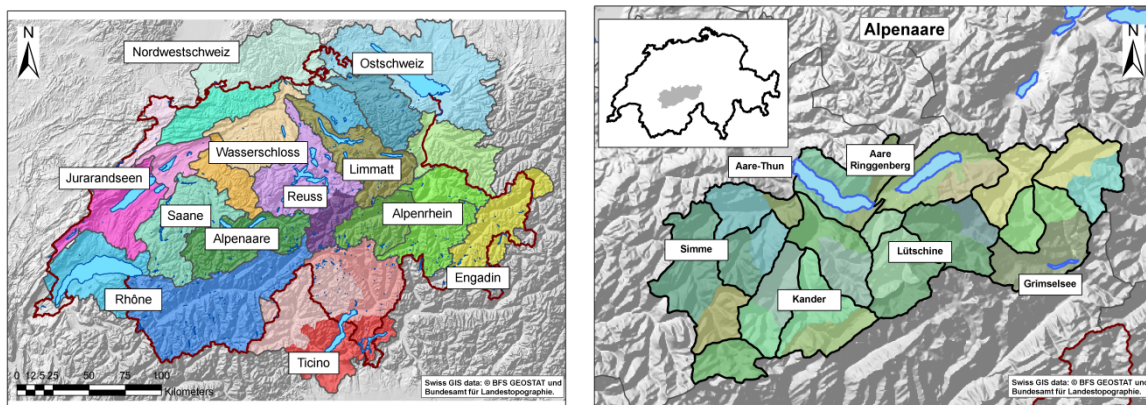


Abb. 6: Links: Schweizweite hydrologische Implementierung von PREVAH für CCHydrologie. Die 25 Regionen (alle in 200 m Auflösung) wurden für die Auswertungen in 12 Grossregionen (Etiketten) gruppiert. Rechts: Für das Abflussrouting wurde jede Grossregion in Teileinzugsgebiete gegliedert. Exemplarisch wurden für die Grossregion „Alpenaare“ 21 Teileinzugsgebiete bestimmt. Diese folgen grossenteils den Grenzen der im hydrologischen Atlas der Schweiz definierten Bilanzgebiete (Breinlinger et al. 1992). Weitere Verfeinerungen wurden für die Berücksichtigung der Entnahmen und Abgaben für die Wasserkraftnutzung definiert

3.2.3 Regionalisierung der freien Modellparameter

Wie jedes konzeptionelle Niederschlags-Abfluss Modell enthält PREVAH mehrere freie Modellparameter, welche üblicherweise an gemessenen Abflussdaten kalibriert werden. Die

kalibrierten Parameter für die Teileinzugsgebiete wurden von bereits abgeschlossenen Arbeiten der Universität Bern (GIUB) übernommen. Die Arbeiten von Viviroli *et al.* (2009) und Köplin *et al.* (2010) lieferten die Grundlagen für die Ableitung der *Parameterkarten* (Abb. 7 und Abb. 8). Diese zwei an der UNI Bern durchgeführten Arbeiten betrachteten über 200 mesoskalige Einzugsgebiete der Schweiz (Abb. 7). Alle 200 Gebiete wurden mittels eines halbautomatischen Verfahrens kalibriert. Dabei wurde speziell darauf geachtet, dass für die Wiedergabe von Hochwasserspitzen ebenso sensitive Gütemasse erkannt werden (Viviroli 2007). Ziel dieses Ansatzes war die Anwendung von PREVAH in ungemessenen Gebieten, für welche die freien Modellparameter ohne Abstimmung auf Abflussmessungen geschätzt werden müssen (Regionalisierung).

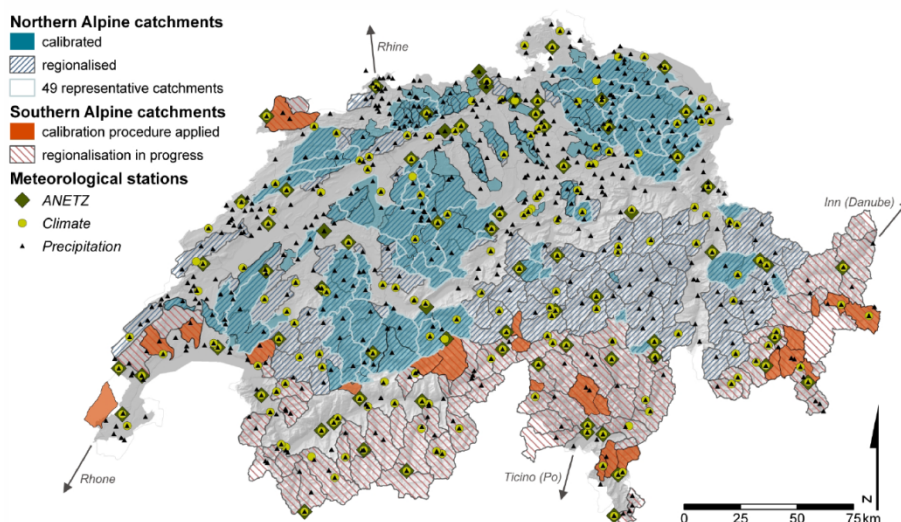


Abb. 7: Mesoskalige Einzugsgebiete der Schweiz, welche von Köplin *et al.* (2010) und Viviroli *et al.* (2007, 2009a, b) mit PREVAH kalibriert, verifiziert und für eine Regionalisierung bereitgestellt wurden

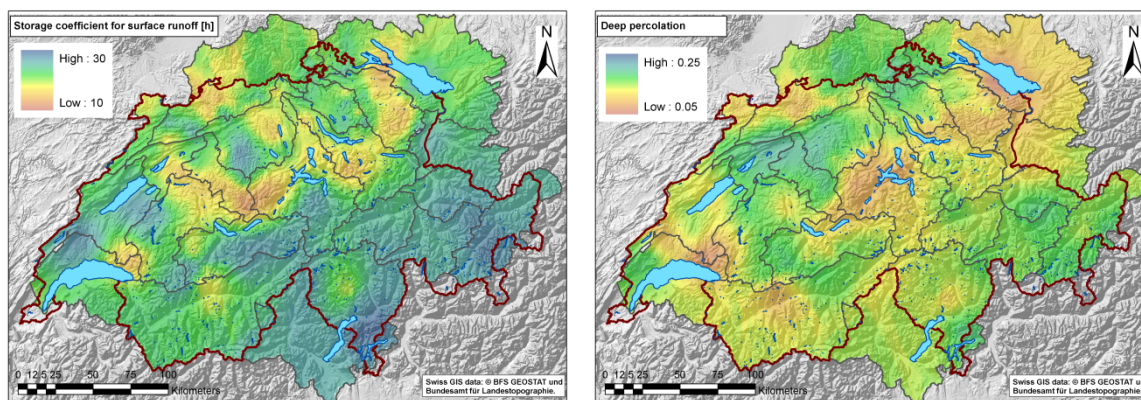


Abb. 8: Links: Regionalisierte Karte des Parameters „Speicherkonstante Oberflächenabfluss“ [Wert in Stunden]. Je tiefer der Wert, desto sensibler ist eine Gegend betreffend der Entstehung von Gewitterhochwasser. Rechts: Regionalisierte Karte des Parameters „Tiefensickerung“ [Werte in mm/h]. Je höher der Wert, desto stärker ist Neigung eine grossen Grundwasserspeicher zu bilden

Die Resultate der vorgängig durchgeführten Kalibrierung dienen als Datengrundlage für eine Regionalisierung. Viviroli (2007) testete für die Regionalisierung eine Kombination von drei Verfahren. Die Interpolation im Raum der Parameter mittels *Ordinary Kriging* resultierte als die robusteste Methode. Die Gebietsschwerpunkte dienen jeweils als Stützstellen für die räumliche Interpolation des Parameterwertes. Für ein unbekanntes Gebiet können nun die freien Modellparameter direkt aus den resultierenden Parameterkarten herausgelesen und für eine Simulation benutzt werden (Abb. 8). Letztendlich lieferte das GIUB die regionalisierten Modellparameter für die gesamte Modelldomain räumlich differenziert in einer Auflösung von $2 \times 2 \text{ km}$. Zwischen diesen Karten und den $200 \times 200 \text{ m}$ Domains der WSL-Simulationen wurde eine Schnittstelle implementiert und erfolgreich eingesetzt.

Lediglich die Parameter für die Biaskorrektur im Falle von Regen und Schneefall mussten nachträglich neu optimiert werden (Viviroli *et al* 2009a).

3.2.4 Ausgaben von PREVAH

Abbildung 9 beschreibt die Struktur von PREVAH. Daraus wird es ersichtlich, welche Komponenten des Wasserkreislaufes analysiert werden konnten.

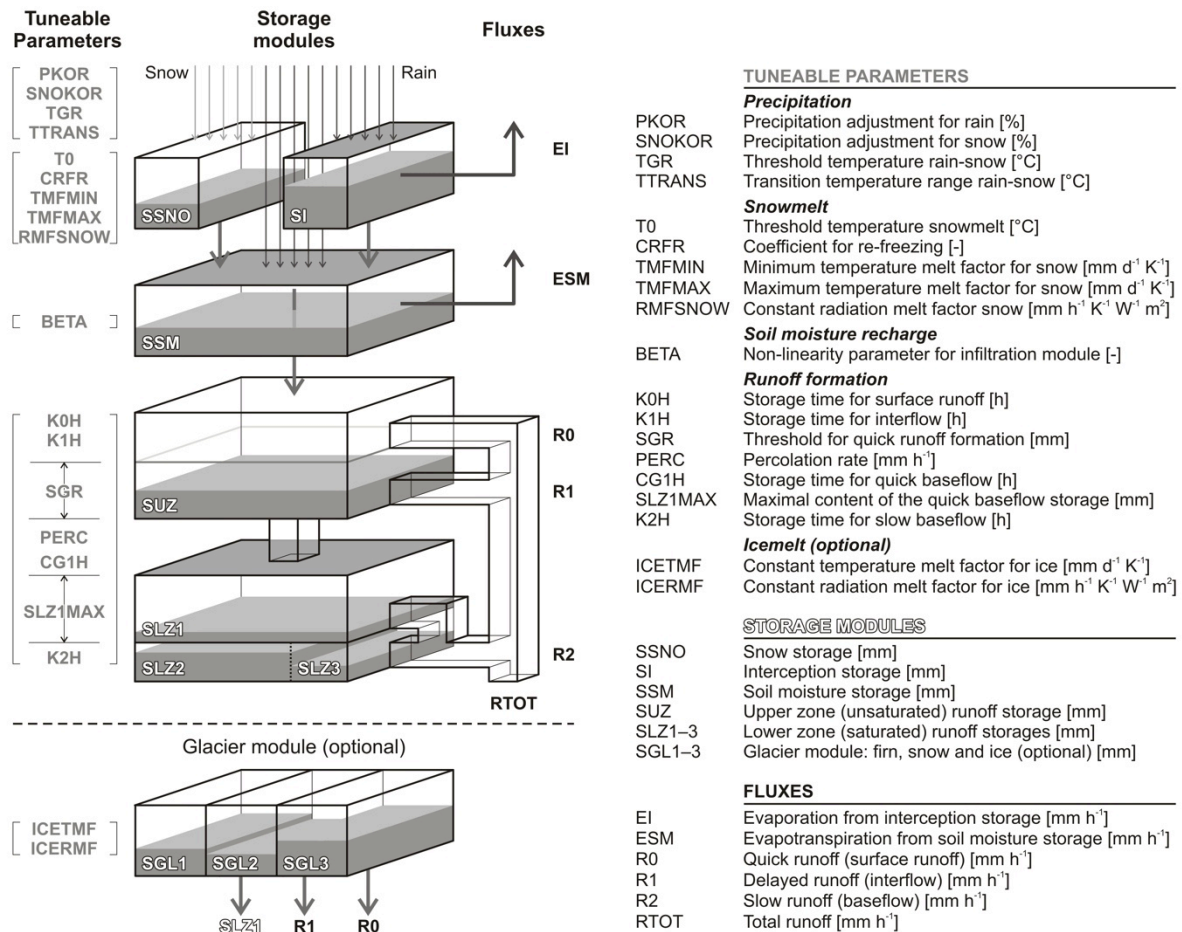


Abb. 9: PREVAH: Modellschema mit Deklaration der freien (tuneable parameters), der Speicherelemente (storage modules) und der wichtigsten berechneten hydrologischen Kenngrößen (hydrological fluxes). Aus Viviroli *et al.* (2009a).

Im Abschnitt Ergebnisse werden mehrere Aspekte hervorgehoben, welche auf der Interpretation der Modellausgaben basieren. Nicht alle Komponenten des Wasserkreislaufes (Speicherelemente und Wasserflüsse) können im Detail analysiert werden. Sämtliche Ergebnisse stehen aber in der auf CD gelieferten Visualisierungsplattform zur Verfügung.

Tabelle 1 und 2 deklarieren die verwendeten Bezeichnungen als Kürzel (CODE und CD-Definition) und in Englischer und Deutscher Sprache für die verschiedenen Fachbegriffe zur natürlicher Wasserhaushaltberechnungen mit PREVAH.

Tab. 1: Hydrologische Kenngrößen. Übersicht über CODE, CD-Definition, Bezeichnung des entsprechenden Fachbegriffs in Englischer und Deutscher Sprache sowie die Einheit.

Hydrologische Kenngrößen				
CODE	CD-Definition	Bezeichnung auf Englisch	Bezeichnung auf Deutsch	Einheit
P-uk	precipitation uncorrected	Precipitation uncorrected	Niederschlag	mm/d
P-kor	Precipitation corrected	Precipitation corrected	Korrigierter Niederschlag	mm/d
P-SME	snow melt	snow melt	Schneesmelze	mm/d
EPOT	Potential evaporation	Potential evaporation	Potentielle Verdunstung	mm/d
EREA	real evaporation	real evaporation	Reale Verdunstung	mm/d
EI	interception evaporation	evaporation from interception storage	Interzeptionsverdunstung	mm/d
EB	soil evaporation	soil evaporation	Bodenverdunstung	mm/d
RO	surface runoff	quick runoff	Oberflächenabfluss	mm/d
R1	interflow	delayed runoff interflow	Interflow	mm/d
R2	baseflow	slow runoff baseflow	Basisabfluss	mm/d
RGES	total runoff	total runoff	Gesamtabfluss	mm/d
GLAC	ice melt	ice melt	Gletscherschmelze	mm/d

Tab. 2: Speicherelemente. Übersicht über CODE, CD-Definition, Bezeichnung des entsprechenden Fachbegriffs in Englischer und Deutscher Sprache sowie die Einheit

Speicherelemente				
CODE	CD-Definition	Bezeichnung auf Englisch	Bezeichnung auf Deutsch	Einheit
S-SNO	snow storage	snow storage	Schneespeicher	mm
SI	interception storage	interception storage	Interzeptionsspeicher	mm
SSM	soil moisture storage	plant available soil moisture storage	Bodenwasser	mm
SUZ	upper storage reservoir	upper storage reservoir	oberer Abflussspeicher	mm
SLZ	lower zone runoff storages	Lower zone runoff storages	Grundwasserspeicher	mm
total_water	total water	total water in the system	Gesamte Wasserressourcen	mm

Die Variable „total water“ ist die Summe aller Speicherelemente in PREVAH (Grundwasserspeicher, Bodenwasser, Schneespeicher, u.s.w). Sie wurde für jeden Tag der Simulationen ermittelt und gibt Auskunft über die gesamten momentanen Wasserressourcen in einem Einzugsgebiet (Abb. 10).

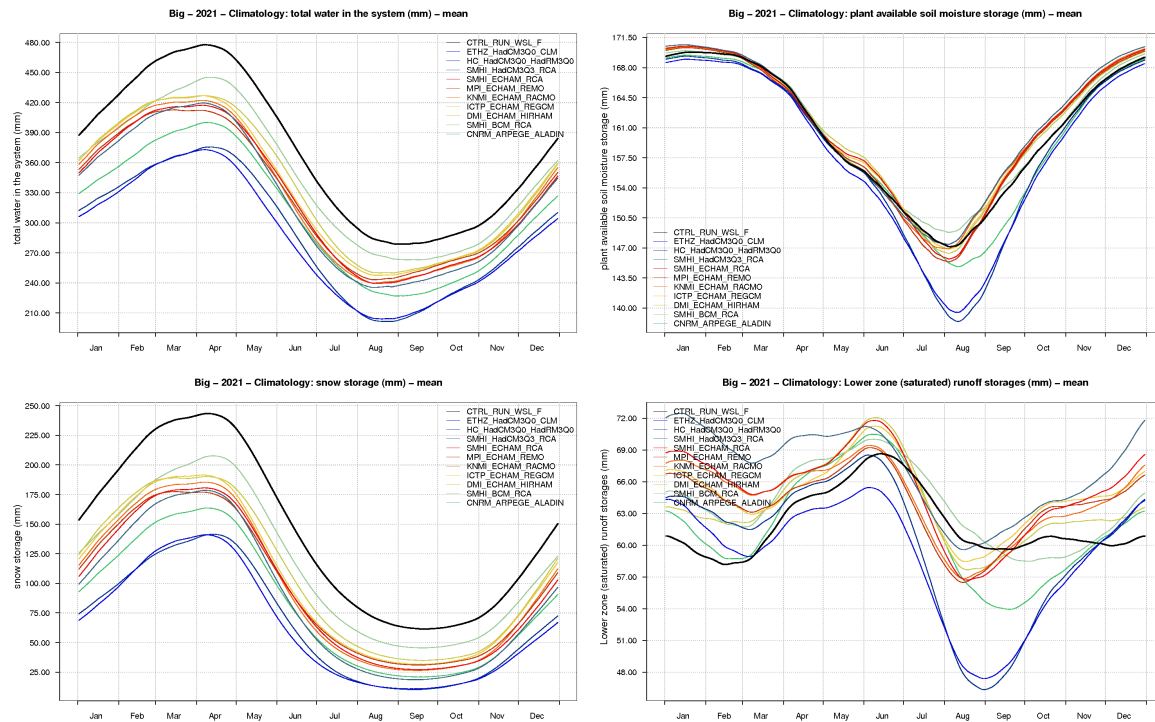


Abb. 10: Die Variable „total_water“. Die gesamten Wasserressourcen im Modellgebiet (oben links) setzen sich aus allen im Modell berücksichtigten Speicherelemente zusammen. Die drei Hauptkomponenten sind dabei die Schneeressourcen (oben rechts), das Bodenwasser (unten links) und der Grundwasserspeicher (unten rechts).

3.3 Meteorologischen Felder

3.3.1 Regionale Auswahl von Stationen

Die Berechnung der meteorologischen Felder in $2 \times 2 \text{ km}$ Auflösung für die gesamte Schweiz erfolgte vorerst getrennt für die definierten Grossregionen, so dass vor allem betreffend die vertikale Gradienten von Lufttemperatur nur eine lokale Auswahl von Stationen verwendet werden konnte. Abbildung 11 zeigt das verwendete Niederschlagsmessnetz, welches Information der nationalen Wetterdienste von der Schweiz, von Deutschland und Österreich integriert. Die Abbildung zeigt auch die Teilflächen für die regionale Interpolation der meteorologischen Daten exemplarisch für die Grossregionen Wallis, Engadin und Birs_Ergolz. Für die jeweilige Regionen wurden nur repräsentative Stationen ausgewählt, welche sich innerhalb und in der Nähe der natürlichen Grenzen des Gebietes befinden. Es wurde zudem beachtet, dass keine Station ausgesucht wird, welche räumlich in der Nähe des Gebietes ist, aber durch eine sehr hohe natürliche Wasserscheide meteorologisch von der Zielregion abgekoppelt ist. Zum Beispiel werde die Stationen im Nord-Tessin für die Interpolation der Temperaturfelder der Grossregion „Reuss“ nicht verwendet. Ein massgeschneidertes Programm hat am Ende dafür gesorgt, dass alle regionalen Felder zu einem schweizweiten meteorologischen Feld (Tageswerte) verschmolzen wurden.

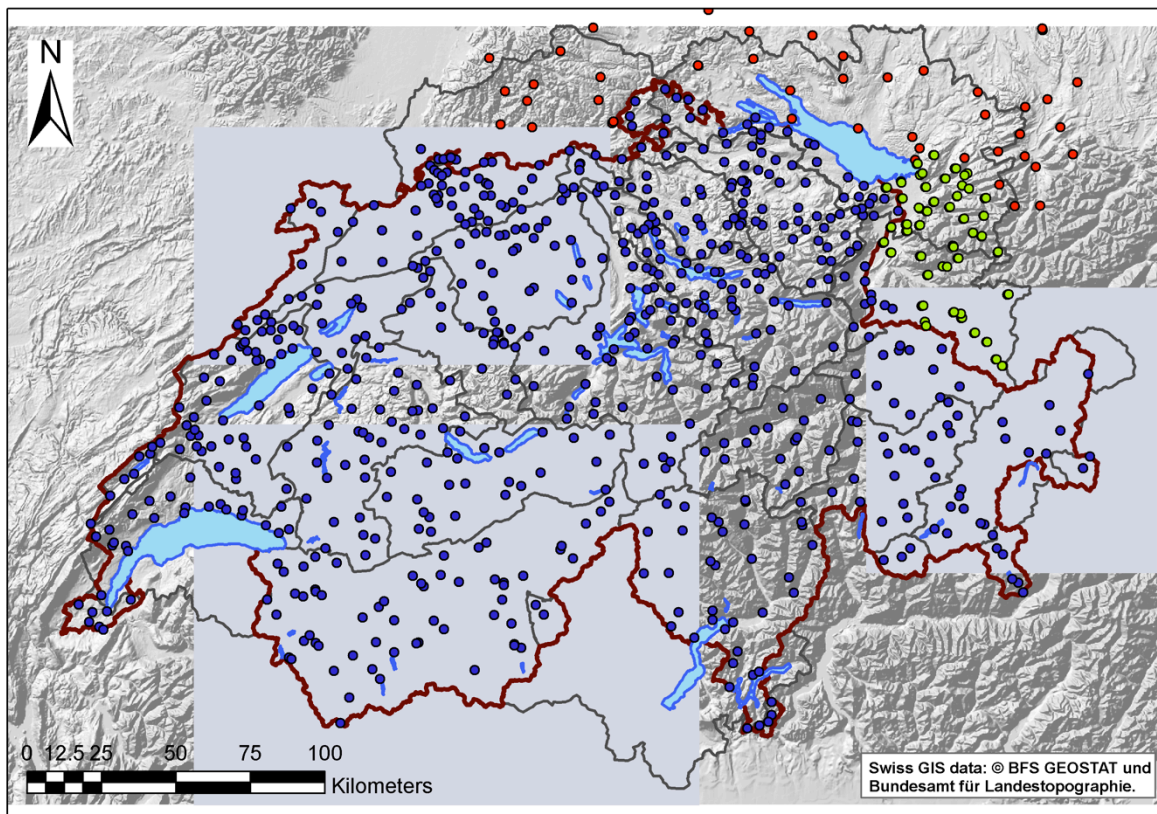


Abb. 11: Klimastationen der MeteoSchweiz (blau), des Deutschen Wetterdienstes (rot) sowie der österreichischen Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (grün) und Teilbereiche für die regionale Interpolation der meteorologischen Variablen für die Grossregionen Wallis (unten links), Engadin (Mitte rechts) und Birs_Ergolz (oben links)

3.3.2 Interpolationsverfahren

Zur Ermittlung der meteorologischen Variablen ist eine räumliche Interpolation der Stationswerte notwendig. Die räumliche Interpolation besteht in einer höhenabhängigen Regression (ADR zur Erfassung der vertikalen Variabilität der Klimadaten) als Grundlage einer trendbereinigten Interpolation und/oder einer abstandsgewichteten Interpolation (IDW zur Erfassung der horizontalen

Variabilität) in Abhängigkeit der Klimavariablen (Corti 2003). Für die Interpolation der Variablen werden je nach Parameter unterschiedliche Methoden (Tabelle 3) empfohlen (Viviroli *et al* 2009a):

Tab. 3: Die zu interpolierenden Variablen mit zugehöriger Interpolationsmethode

Niederschlag	Relative Feuchte	Globalstrahlung	Windgeschwindigkeit	Lufttemperatur	Sonnenscheindauer
IDW	Detrended IDW	Detrended IDW	Detrended IDW	Detrended IDW	IDW

IDW – Inverse Distance Weighting

IDW (abstandsgewichtete Interpolation) ist eine deterministische Methode. Sie geht davon aus, dass der Wert einer Messgröße an einer Interpolationsstelle durch die Entfernung der Interpolationsstelle zu den verschiedenen Stützstellen, also den Stationsstandorten, und deren Messwerten beschrieben werden kann. Diese Annahme trifft bei genügender Messwertdichte in ausreichendem Maße z.B. auf den Niederschlag und auf die Sonnenscheindauer zu, wenn beide Größen in kurzen Zeitintervallen interpoliert werden sollen. Für Tageswerte dieser Größen und ganz besonders für Wochen-, Monats- oder Jahreswerte kommt aber der Einfluss der Höhe auch hier wieder stärker zum Tragen – es bietet sich dann eine Kombination aus abstandsgewichteter und höhenabhängiger Interpolation an (Schulla 1998). Für die IDW – Interpolation werden alle Stationen in einem spezifischen Radius verwendet.

EDR – Elevation Dependent Regression

Die EDR (höhenabhängige Regression) bietet sich für all jene Größen an, die eine ausgeprägte Höhenabhängigkeit aufweisen. Dazu gehören die Lufttemperatur, der Dampfdruck und die Windgeschwindigkeit. Gerade in gebirgigen Einzugsgebieten sind die höhenbedingten Änderungen wichtiger und deutlicher als die horizontalen Änderungen. Auch die Globalstrahlung kann über ihre Höhenabhängigkeit interpoliert werden, wenn horizontale Änderungen über eine Kombination mit der IDW – Methode erfasst werden. (Schulla 1998). Bei dieser Interpolationsmethode wird der Interpolationswert anhand der Höhenabhängigkeit einer Variablen definiert. Es wird eine Differenz zwischen den Messwerten und den sich aus der Regressionsbeziehung geschätzten Werten gebildet.

DTIDW – Detrended Inverse Distance Weighting

Diese Methode ist eine Kombination aus der IDW und der EDR, der höhenabhängigen Regression. Die Residuen der EDR können mittels der IDW – Methode räumlich interpoliert werden. So entsteht eine Karte der Residuen. Durch die Addition der durch die Regression interpolierten Karte und der Karte der Residuen können die mittels EDR – Methode hergeleiteten Fehler gegenüber den Messwerten bei den beobachteten Punkten korrigiert werden. Die Idee dieses Vorgehens ist, eine vertikale (Höhe) und horizontale (räumliche) Komponente zu erlangen. Bei der Bereitstellung der meteorologischen Grundlagen für den Antrieb von PREVAH werden so die Trends über die EDR – Methode berechnet und für eine räumliche Interpolation verwendet. Diese Interpolationsmethode ist wie die IDW – Methode exakt für die Stützpunkte die für die Interpolation benötigt wurden.

Ausführliche Beschreibungen zur zeitlichen und räumlichen Interpolation der Eingangsdaten sind in Schulla (1998) beschrieben. Die in PREVAH verwendeten Werkzeuge für die Bereitstellung von meteorologischen Feldern sind in Viviroli *et al.* (2007) detailliert und in Viviroli *et al.* (2009a) zusammengefasst.

3.3.3 Beispiele

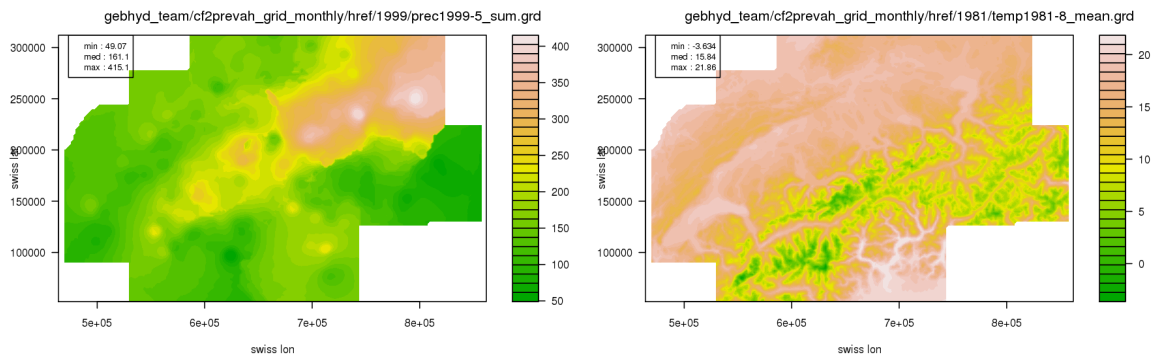


Abb. 12: Links: Niederschlagssummen, Mai 1999; rechts: Lufttemperatur, August 1981

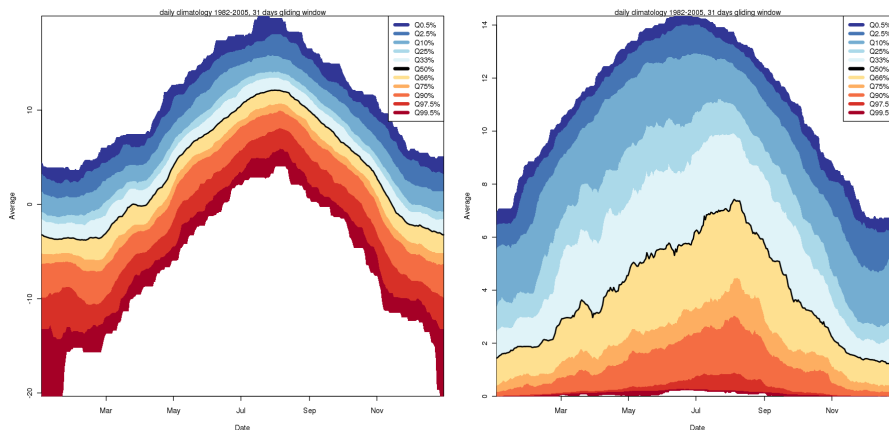


Abb. 13: Klimatologie, Thunersee, 1981 – 2005. Links: Temperatur; rechts: Sonnenscheindauer

3.4 Gravitative Verlagerung der Schneedecke

Seit mehreren Jahren wird beobachtet, dass hydrologische Modelle massenhaft *ewigen* Schnee in den höchsten und steilsten Gipfeln der Einzugsgebiete ansammeln (z.B. Verbunt *et al.* 2003). Es wurden teils Schneewände mit einer Wachstumsrate von über zwei Metern pro Jahr gebildet, welche dem Wasserkreislauf entzogen wurden. Bekannt ist jedoch, dass Schnee nicht unendlich an steilen Hängen deponiert wird. Um diesen Verlust zu kompensieren, wurde in den Modellen oft entweder die Schmelzrate der Gletscher oder die Schnee- und Regenmengen erhöht. Gruber (2007) liefert eine einfach implementierbare Lösung zu diesem Problem (Abb. 14). Je nach Steilheit des Geländes darf nur eine bestimmte Menge Schnee pro Rasterelement im Modell gespeichert werden. Ist das Element gesättigt, verlagert sich der überschüssige Schnee in ein tiefer gelagertes Rasterelement. In tieferer Lage ist es wahrscheinlicher, dass Schnee geschmolzen werden kann. Nach jedem Zeitschritt wird die Prozedur *Mass Transport and Deposition* (MTD) iterativ durchgeführt, bis alle Rasterelemente im Gleichgewicht sind. Zudem wird darauf geachtet, dass sich der Schnee eines Hanges nicht in einem Einzelelement ansammelt. Wie im rechten Teil der Abb. 6 ersichtlich wird, erreicht die MTD-Version des Simulationsexperimentes nach rund vier Jahren ein Gleichgewicht. Im Testgebiet schwanken die Wasserwerte der Schneedecke zwischen 500 und 1500 mm. In der MTD-freien Version sammeln sich innert weniger Jahre über 3000 mm Schneewasseräquivalent an; meist in steilen Regionen oberhalb von 2500 m ü.M.

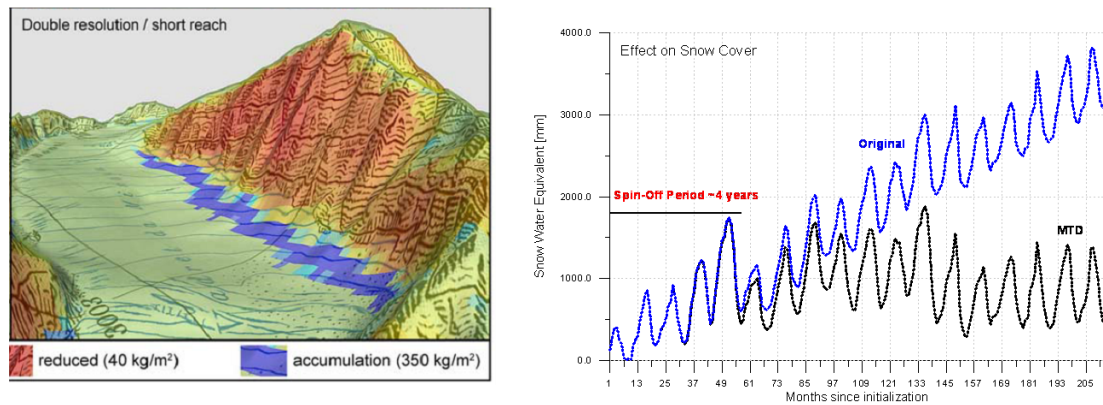


Abb. 14: Gravitative Verlagerung (MTD, Mass Transport and Deposition) von Schnee auf steilen Hänge (Gruber 2007).
 Rechtst: Tageswerte des Wasserwertes der Schneedecke für ein Teileinzugsgebiet der Reuss (Göscheneralpsee) in der ersten
 21 Monate seit Initialisierung. Blau: Ergebnisse ohne MTD Algorithmus. Schwarz: mit MTD Algorithmus

3.5 Transiente Aufdatierung de sich verändernde Gletscherflächen

Das für die Simulation zukünftiger Gletscherausdehnungen verwendete *GWL Reaktionsmodell* wurde im Rahmen des NFP 48 für das Teilprojekt GISALP entwickelt (Rothenbühler 2006) und ist in Paul *et al.* (2007) veröffentlicht. Das Modell basiert auf der einfachen Annahme, dass die Gleichgewichtslinie (GWL) ansteigt, wenn sich die Temperatur erhöht (im Mittel um etwa $150\text{ m}/^{\circ}\text{C}$) und sich das Akkumulationsgebiet entsprechend verkleinert. Der Einfachheit halber rechnet das Modell allerdings nur in ganzen Stufen zu je 100 m . Unter der weiteren Annahme, dass ein verkleinertes Akkumulationsgebiet auch einen kleineren Gletscher zur Folge hat, lässt sich mit bekannten Beziehungen zwischen der Grösse des Akkumulations- und Ablationsgebietes für eine Gletscherausdehnung, welche im Gleichgewicht mit dem Klima ist, eine neue Gesamtgrösse bestimmen (Abb. 15). Aus den direkten Messungen der Massenbilanz an neun Gletschern in den Alpen ist bekannt, dass für eine ausgeglichene Bilanz das Akkumulationsgebiet etwa 60% der gesamten Fläche einnimmt (WGMS 2009).

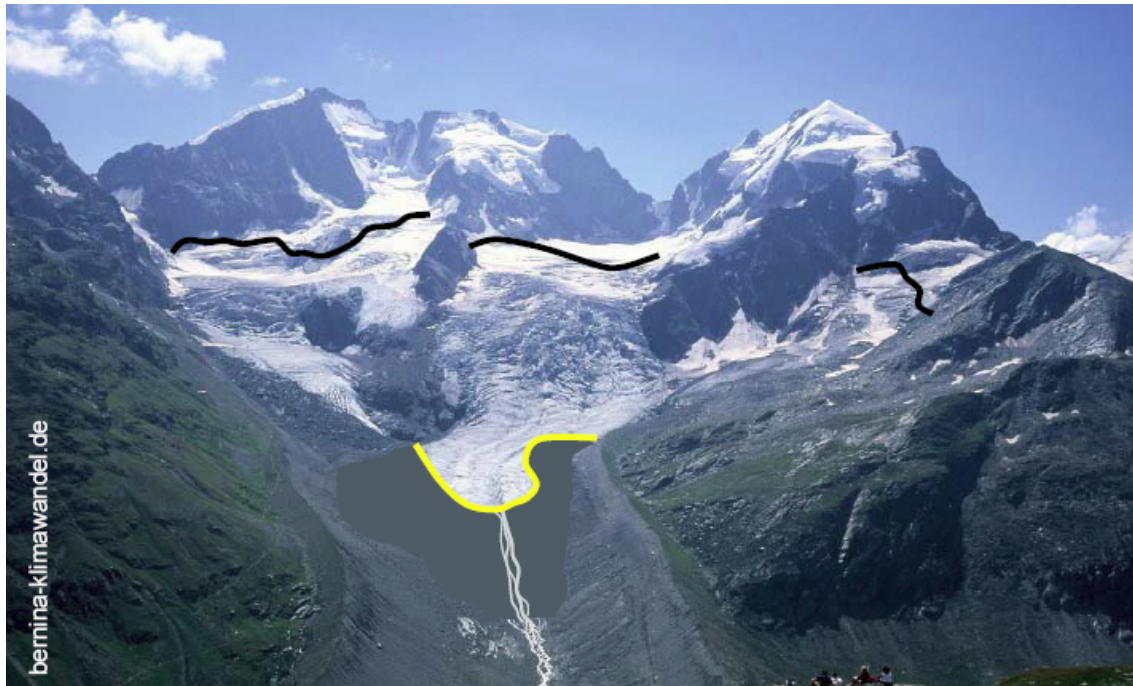


Abb. 15: Schematische Darstellung potentieller Gletscherrückgangsszenarien am Beispiel des Tschervagletschers. In schwarz die erhöhte Gleichgewichtslinie, in gelb/grau Gletscherzunge/Gletscherverlust

Das Modell berechnet neue Gletscherausdehnungen für Gleichgewichtszustände als Reaktion auf vorgegebene Anstiege der GWL. Damit das Modell zeitabhängig läuft, muss für jeden Gletscher die Anpassungszeit (t_r , response time) berücksichtigt werden. Zur Bestimmung von t_r gibt es einen einfachen Ansatz von Johannesson *et al.* (1989), welcher sich aus der Division der maximalen Dicke durch die Schmelze an der Zunge ergibt. Unter Berücksichtigung der verwendeten Klimaszenarien, welche ausgehend von der Kontrollperiode (1980 – 2009) in jeweils 5 Jahre Abstände vorliegen (2021 – 2050 und 2070 – 2099) (Abb. 16), wurde entschieden, für alle Gletscher dieselbe 50-jährige Anpassungszeit zu verwenden. Für eine Berechnung der Gletscherausdehnung in 5-Jahres Zeitschritten konnte die gesamte Flächenänderung nach 50 Jahren in zehn Einzelschritte unterteilt werden. Die Geschwindigkeit des Flächenschwundes wird dadurch für die grössten Gletscher über- und für kleinere unterschätzt. Für die nachgeschaltete hydrologische Modellierung kann dieser Umstand von Vorteil sein, wenn es den Anstieg des Abflusses durch das vertikale Abschmelzens der Zunge ohne grosse Flächenänderung (*downwasting*) nicht berücksichtigt. Das GWL Reaktionsmodell erlaubt brauchbare Aussagen über das Mittel einer grossen Stichprobe, für Einzelgletscher können die Abweichungen gegenüber der Realität oder anderen physikalisch basierten Gletscherschmelzmodellen erheblich sein.

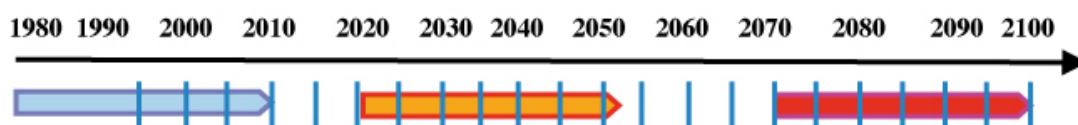


Abb. 16: Zeitachse Kontrollperiode 1980 – 2009 (blau), Szenarien nahe 2021 – 2050 (orange) und ferne Zukunft 2070 – 2099 (rot)

Während die Änderung der Gletscherfläche (bzw. Länge) verzögert erfolgt und sich als Reaktion auf ein vorgegebenes Klimasignal (d.h. GWL-Anstieg) einstellt, reagiert die GWL direkt und unverzüglich auf die jeweiligen klimatischen Bedingungen. Da für das hydrologische Modell beide Angaben wichtig sind (Gletscherfläche und Fläche des Akkumulationsgebietes), mussten für beide Bereiche zeitversetzte Szenarien angewendet werden. Während sich die Gletscherfläche retrospektiv ändert (als Anpassung an eine vergangene Klimaänderung), folgt die Höhe der aktuellen GWL (um die Ausdehnung des Akkumulationsgebietes zu bestimmen) direkt den vorgegebenen Klimaszenarien und steigt für die

Szenarien tief, mittel, bzw. hoch bis 2035, nach jeweils 5 Jahren jeweils um 10, 20 und 30 *m* an. Der weitere Temperaturanstieg nach dem Szenario nahe Zukunft (2021 – 2050) ist für alle Modellketten etwa gleich und ergibt einen zusätzlichen Anstieg der GWL um 200 *m* bis 2085 (Zeitraum ferne Zukunft). Die Gletscher hingegen reagieren ab 2035 auf den weiteren GWL Anstieg um 100, 200 bzw. 300 *m*.

4 Anwendung für die „hydrologische Schweiz“

4.1 Unterteilung in Grosseinzugsgebiete

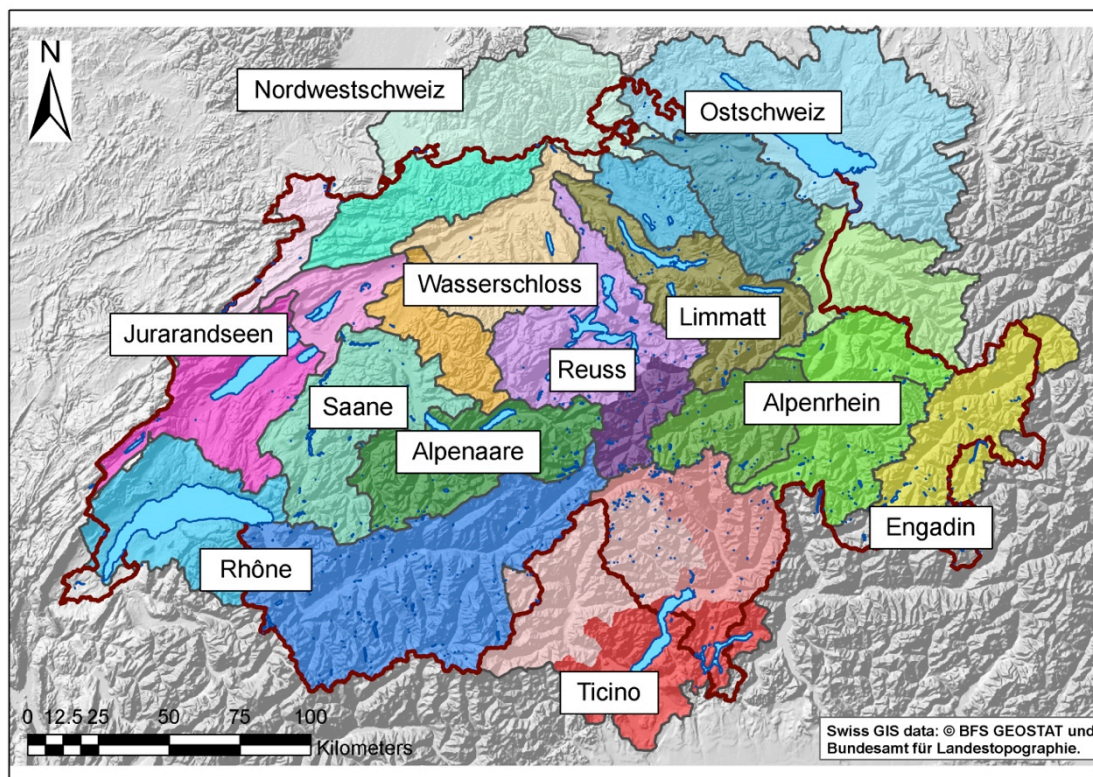


Abb. 17: Die hydrologische Schweiz, aufgeteilt nach Grosseinzugsgebieten, jeweils farblich differenziert

Folgende Grossregionen der Schweiz wurden für diese Studie definiert (z.T. inkl. Einzugsgebieten in den angrenzenden Nachbarländern, Abb. 17):

- Alpenaare
- Alpenrhein
- Engadin
- Jurarandseen
- Limmat
- Ostschweiz
- Reuss
- Nordwestschweiz
- Rhône
- Saane
- Ticino
- Wasserschloss

Tab. 4: Grossregionen der hydrologischen Schweiz. Übersicht über CODE, Bezeichnung der Region, Fläche des Einzugsgebietes (km²), Gletscheranteile sowie die korrespondierenden Klimastationen für Temperatur- und Niederschlagsdaten

Grossregionen					
CODE	Region	Fläche	Gletscher	Temperatur	Regen
BEN200	Birs_Ergolz	1623	N	Basel	Basel
BiS200	Bielersee	950	N	Grenchen	Herkingen
Bod200	Bodensee	5377	N	Salen-Reutenen	Salen-Reutenen
EmW200	Emme	1142	N	Langnau	Langnau
Eng200	Engadin	2307	Y	Samedan	Samedan
HiR200	Hinterrhein	1639	Y	Davos	Davos
Jur200	Jura	629	N	Delémont	Delémont
KEm200	Kleine_Emme_VierWSee	2607	Y	Luzern	Luzern
LaL200	LacLeman	3055	Y	Lausanne	Lausanne
LaP200	LandquartPlessur	1244	Y	Chur	Chur
Lim200	Limmat	2405	Y	Glarus	Glarus
MaV200	Maggia_Verzasca_Toce	2629	Y	Lugano	Lugano
NeS200	Neuenburgersee	2398	N	Neuchatel	Neuchatel
NoW200	Schwarzwald	2015	N	Basel	Basel
SeD200	Reuss_Seedorf	818	Y	Grimsel Hospiz	Grimsel Hospiz
SSG200	SenseSaaneGuerbe	2649	Y	Broc-Usine	Broc-Usine
TGI200	Toess_Glatt	859	N	Hörnli	Aadorf
ThS200	Thunersee	2451	Y	Interlaken	Interlaken
Thu200	Thur	1696	N	St. Gallen	St. Gallen
TiB200	Ticino_Bellinzona	1800	Y	Lugano	Lugano
Tre200	Tresa_Miorina	2266	N	Lugano	Lugano
VoA200	Voralberg	1949	Y	Vaduz	Vaduz
VoR200	Vorderrhein	1525	Y	Disentis	Disentis
Wal200	Wallis	5384	Y	Sion	Sion
WaS200	Wasserschloss	2149	N	Aarau	Aarau
TOTAL	TOTAL	53566	Y		

Zusammengesetzt					
CODE	Region	Fläche	Gletscher	Temperatur	Regen
ReM200	Reuss_Mellingen	3432	Y	-	-
AaH200	Aare_Hagneck	5100	Y	-	-
ASe200	Aare_Jurarandseen	8448	Y	-	-
AaB200	Aare_Brugg	11739	Y	-	-
AaU200	Aare_Untersiggenthal	17576	Y	-	-
TTB200	Ostschweiz	7932	N	-	-
RhN200	Rhein_Neuhausen	6357	Y	-	-
RRk200	Rhein_Reckingen	14718	Y	-	-
RhD200	Rhein Diepoldsau	11734	Y	-	-
JBN200	Jura_Birs_NordCH	4267	N	-	-
RhR200	Rhein_Rheinfelden	34526	Y	-	-
Roh200	Rhône-Genf	8439	Y	-	-
Tic200	Ticino	6725	Y	-	-
CH_200	Schweiz	53566	Y	-	-

Innerhalb dieser Grosseinzugsgebiete wurden Teileinzugsgebiete definiert, welche in der obenstehenden Tabelle 4 aufgelistet sind. Für die Szenarien von Bedeutung sind einerseits die Fläche der Einzugsgebiete, die allfällige Vergletscherung sowie die verwendeten Klimastationen des *Center for Climate Systems Modeling (c2sm)* welche für die einzelnen Teileinzugsgebiete repräsentativ sind.

4.2 Vereinfachtes Routing

In der Schweiz sind zahlreiche Oberflächengewässer durch verschiedenste wasserwirtschaftliche und bauliche Eingriffe beeinflusst (Margot *et al.* 1992). Für eine erfolgreiche Simulation der Abflussganglinien der schweizerischen Grosseinzugsgebiete ist eine Berücksichtigung solcher Eingriffe unumgänglich und wurde bis heute kaum realisiert. Die Abflusskonzentration von der Grossregionen zu den Grosseinzugsgebieten und die Ausgabe von Abflusszeitreihen für die 70 in der Verifikation berücksichtigten Einzugsgebiete erfolgte darum unter Verwendung eines zweckmässigen aber stark vereinfachten Routingschemas. Ausgehend von der Information über Stauseen, Ableitungen und Zuleitungen für die Wasserkraftnutzung, wie Sie in der HADES-Tafel 5.3 (Margot *et al.* 1992; Abb. 18) beschrieben sind, wurden die wichtigsten Zuflussgebiete der Stauseen als interne Ganglinie ausgegeben und verwendet, um die Stauseen zu füllen.

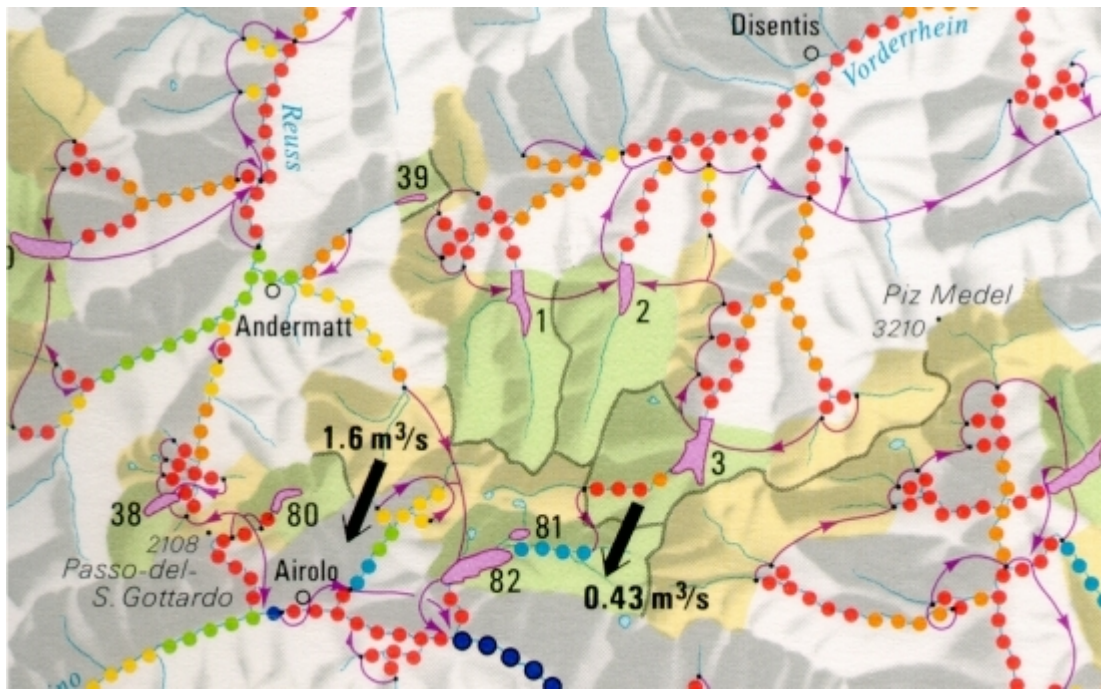


Abb. 18: Ausschnitt der Karte 5.3 des Hydrologischen Atlas der Schweiz „Beeinflussung der Fliessgewässer durch Kraftwerke und Seen“ (Quelle: HADES, Margot et al. 1992). Die grünen Flächen zeigen das natürliche Zuflussgebiet der Stauseen, die gelben Flächen das Einzugsgebiet der Hauptfassungen, welches Wasser von einem in ein anderes Gebiet umleitet

Die grösseren natürlichen und regulierten Seen wurden zusätzlich als lineare Speicher definiert. Diese beiden Massnahmen wurden für alle Grossregionen verwendet und erlauben:

- die Speicherung von Schmelzwasser im Frühling in den Stauseen
- die verzögerte Abgabe der gestauten Wasser im Winter in Form von Impulsen innerhalb eines Wochenzyklus („schwall und sunk“)
- die Dämpfung von Hochwasser durch die Seen und das Retentionsvolumen der Stauseen
- die Ableitung von Wasser von einem in ein anderes Gebiet (z.B. Seez)
- die Berücksichtigung von einigen lokalen Besonderheiten wie die „Murgenthaler Bedingung“ und die Turbinierung der Wassermassen aus dem Sihlsee in den Zürichsee

Abb. 19 (oben) zeigt die Abflussganglinie der Linth (Pegel Mollis) für das Jahr 1987. Zudem wird in derselben Abbildung die zusammengefasste Information zur Wirkung der Stauseen dargestellt:

- der Füllungsstand der zusammengefassten Stauseen „Limmerensee“ und „Klöntalersee“ (dunkelblaue Linie)
- die turbinierten Wassermengen (Wochenzyklus, hellblaue Linien)
- den Überlauf der Stauseen (orange Linie)

Die Stauseen können im Sommer das Hochwasser nicht zurückhalten und es kommt zum Überlauf. Die Hälfte der Abflussspitze (ein Tagesmittelwert von rund 180 m³/s) kommt wegen des Überlaufes der Stauseen zustande. Der Vergleich mit der Abflussmessung bestätigt, dass das vereinfachte Routingschema in diesem Fall korrekt war.

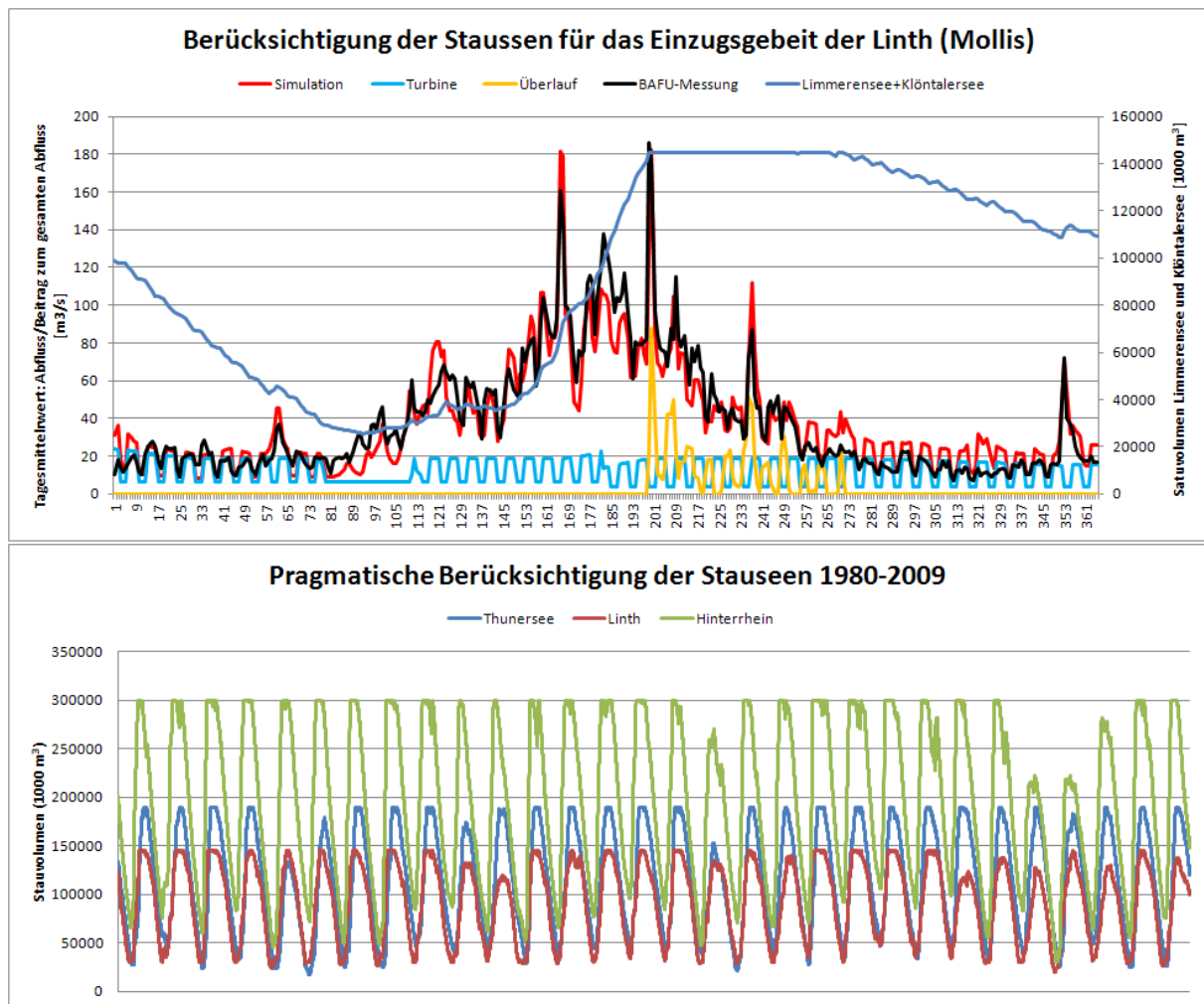


Abb. 19: Verlauf des Abflusses und der Komponenten der Wasserkraftanlage (Stauvolumen, Turbinierung und Überlauf) „Limmerensee und Klöntalersee“ im Jahr 1987 für das Einzugsgebiet der Linth (oben). Zeitreihen des Stauvolumens in den Grossregionen Thunersee, Linth und Hinterrhein (unten)

Die untere Abb. 19 zeigt den Verlauf des Stauvolumens für drei zusammengefasste Systeme von Wasserkraftanlagen: Thunersee (Grimsensee, Oberaarsee und Gelmersee), Linth (Klöntalersee und Limmerensee) und für den Hinterrhein (Sufnersee, „Lago di Lei“ und „Lai da Marmorera“).

4.3 Verifikation der Experimente

4.3.1 Tageswerte Abflussganglinie

Für die Kalibrierung eines Modells wird der verfügbare Datensatz an Abflusszeitreihen in zwei Teildatensätze eingeteilt, wovon ein Teildatensatz der Modellkalibrierung, der andere der Modellvalidierung dient. Aufgrund der Länge der zur Verfügung stehenden Messreihen und der Trennung zwischen der Kalibrierung des hydrologischen Modell (Viviroli *et al.* 2009a, b) und der Routing-Module, wurde eine lange Kalibrierungsperiode von 13 Jahren gewählt (1984 – 1996). Der Zeitraum vor der Kalibrierungsperiode dient als Initialisierungsphase und wurde erst in der Verifikation ausgewertet. Demnach starteten alle Experimente am 1.10.1975. Die Auswertung der Kalibrierung ist dann begrenzt auf die Periode 1.1.1984 bis 31.12.1996. Die Analyseperiode deckt sich mit der Kontrollperiode des Experiments und umfasst die Jahre 1980 – 2009. Die Verifikationsperiode setzt sich aus zwei Teilperioden zusammen: 1980 – 1983 und 1997 – 2009.

Abbildung 20 stellt die räumliche Lage der für die Verifikation ausgewählten Abfluss-Messstationen der BAFU in den jeweiligen Grosseinzugsgebieten dar. Für jede Grossregion wurde mindestens eine Station ausgewählt.

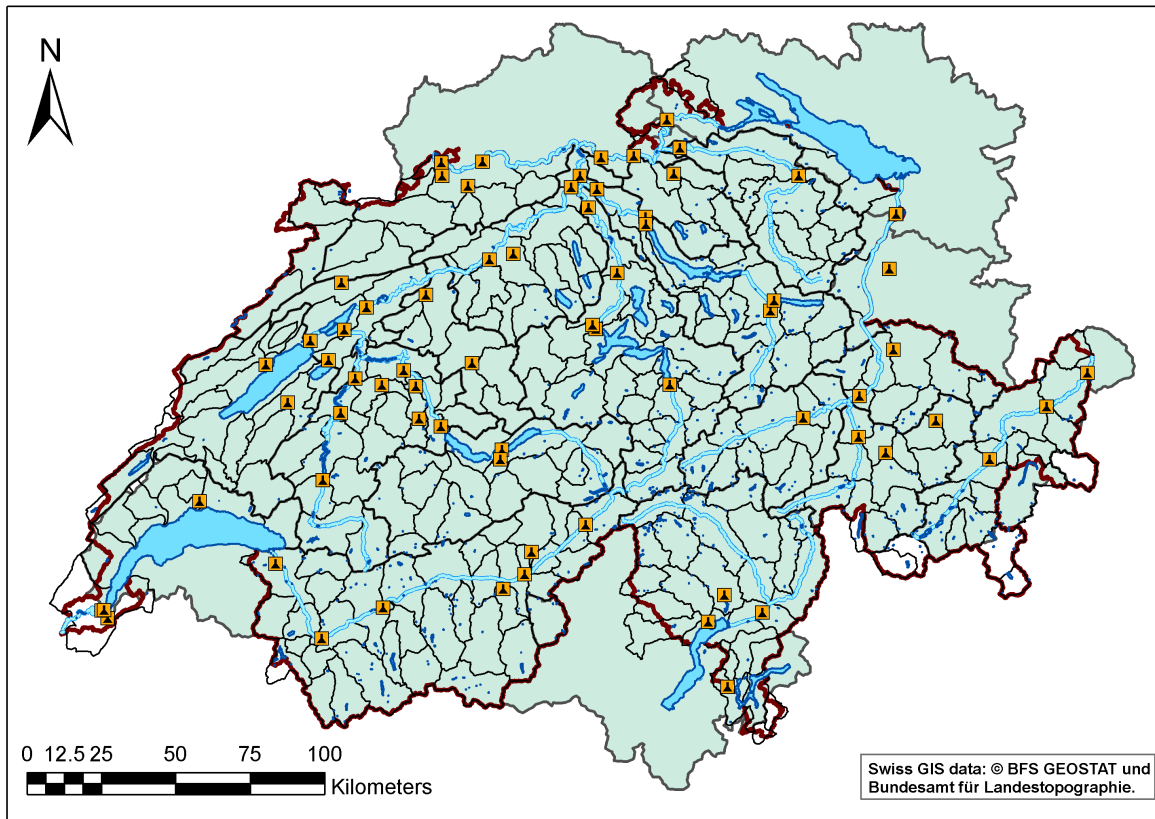


Abb. 20: Ausgewählte Stationen für die Verifikation der Abflusszeitreihen (Tageswerte). Für jede Grossregion wurde mindestens eine Station ausgewählt. Es handelt sich mehrheitlich um Gebiete mit Fläche über 600 km². Die Umrisse der „Bilanzgebiete“ nach HADES sind mit schwarzen Linien eingezeichnet

Für die Quantifizierung der Modellgüte wurden Kriterien ausgewählt, welche in der hydrologische Modellierung seit Jahrzehnten als Standard etabliert sind. Eines dieser Gütemasse ist die Modelleffizienz NS nach Nash & Sutcliffe (1970). NS ist definiert als Eins minus die Summe der quadrierten Differenzen zwischen Beobachtung und Simulation über der Varianz der Beobachtungen im betrachteten Zeitraum (Krause *et al.* 2005). Die Modelleffizienz nach Nash und Sutcliffe wird wie folgt formuliert:

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |O_i - S_i|^2}{\sum_{i=1}^n \left| O_i - \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n O_i \right] \right|^2}$$

O_i ist der beobachtete Abfluss zum Zeitpunkt i , S_i entspricht dem simulierten Abfluss zum Zeitpunkt i . n ist die Anzahl Beobachtungen. Dieser Koeffizient kann Werte zwischen $-\infty$ und 1 annehmen. Eine Nash-Sutcliffe Effizienz (NSE) von 1 bedeutet eine vollkommene Übereinstimmung des simulierten mit dem beobachteten Hydrographen. Eine NSE von 0 beschreibt die Situation, dass die Simulation lediglich eine Güte erreicht, welche auch durch die Verwendung des gemessenen Abflussmittels erzielt werden könnte. Nimmt die NSE negative Werte an, so ist die Simulation eine schlechtere Repräsentation der Beobachtungen als dies der Mittelwert wäre (Wilcox *et al.* 1990). Nicht für jeden Datensatz ist jedoch

der Mittelwert als Referenz für das Mass der Güte des Modells gleich gut geeignet. Dies hängt stets von den Eigenschaften des jeweiligen Datensatzes ab (Schaepli & Gupta 2007). Für Datenreihen mit starker Saisonalität und somit grosser Varianz ist der Mittelwert als Vergleichswert weniger aussagekräftig, als für Datenreihen mit kleinerer Varianz, bei denen sich die Werte um einen relativ konstanten Mittelwert verteilen (Schaepli & Gupta 2007; Viviroli 2007). Da die NSE also letztlich durch die Varianz der Beobachtung normalisiert wird, resultieren in Einzugsgebieten mit grösserer Dynamik verhältnismässig höhere NSE-Werte als in Einzugsgebieten mit geringerer Dynamik. Um vergleichbare NSE-Werte für ein Einzugsgebiet mit geringerer Dynamik zu erzielen, muss die Vorhersage des Modells besser als in einem Einzugsgebiet mit hoher Dynamik sein (Krause *et al.* 2005). Entsprechend ist der NS-Koeffizient für Einzugsgebiete mit starker Saisonalität (z.B. die Massa in Blatten) deutlich höher als derjenige für ein Einzugsgebiet im Mittellandgebiet (z.B. die Ergolz in Liestal) (Abb. 21).

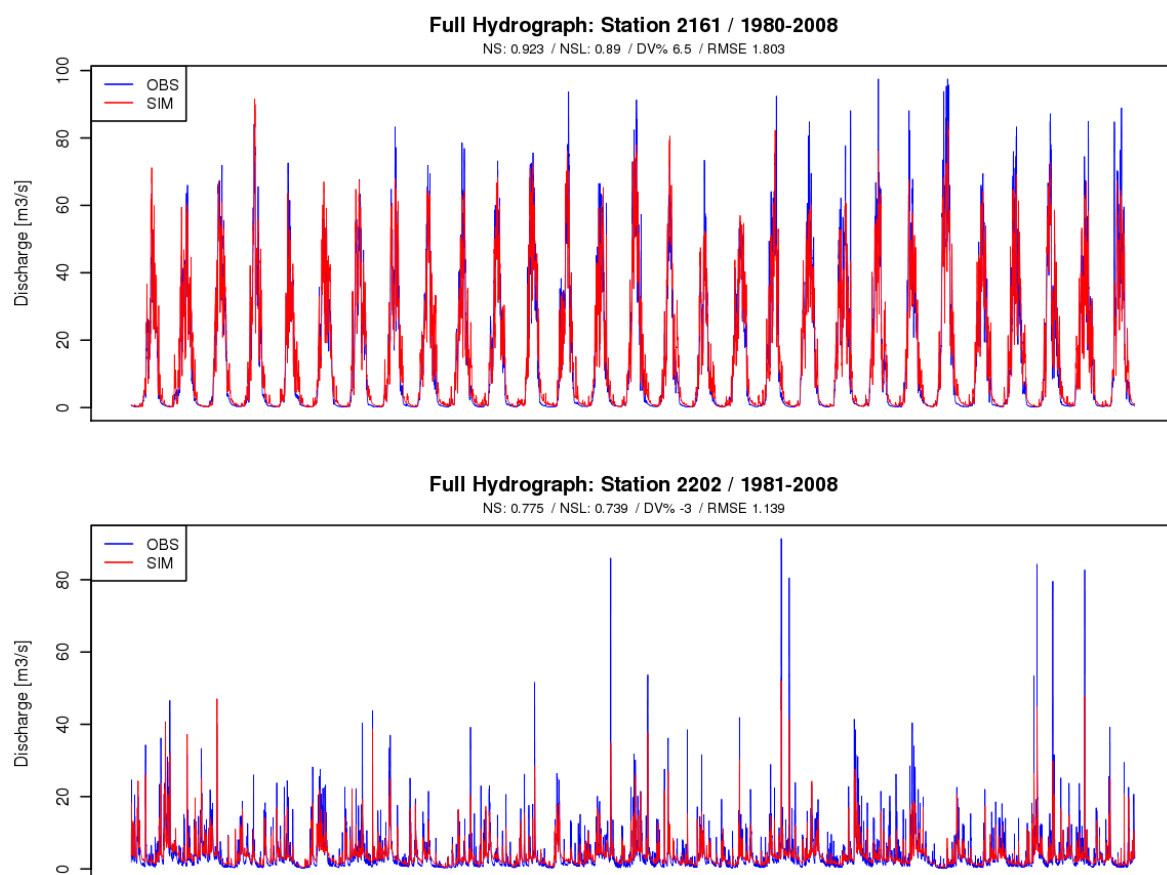


Abb. 21: Simulierte (rot) und beobachtete (blau) Abflussganglinien für die Einzugsgebiete der Massa bei Blatten (oben) und der Ergolz bei Liestal (unten). Im Untertitel werden die erzielten NS, NSE und DV Werte deklariert. In beiden Gebieten werden die Abflussspitzen regelmässig unterschätzt. Da der Mittelwert für ein Gebiet mit stark saisonalem Verlauf (Massa) eine schlechte Schätzung der beobachteten Varianz darstellt, wird, statistisch betrachtet, eine deutlich bessere Güte erreicht.

Der grösste Nachteil von NS ist jedoch, dass die Differenzen zwischen beobachteten und simulierten Werten quadriert werden. Dadurch werden grosse Werte in Zeitreihen überbewertet und tiefere Werte vernachlässigt (Legates & McCabe, 1999). Bei der Abflusssimulation führt dies zu einer Überschätzung der Modellgüte, während Spitzenabflüsse zu einer Unterschätzung der Modellgüte während Niedrigwasserperioden neigen (Krause *et al.* 2005). Auf Korrelation basierenden Gütemasse wie die Nash-Sutcliffe Effizienz sind demnach sehr sensitiv im Bereich von Extremwerten, jedoch relativ wenig sensitiv gegenüber systematischen Über- und Unterschätzungen. Daher können solche Gütemasse ein Modell für gut befinden, obwohl dies gar nicht der Fall ist (Legates & McCabe, 1999).

Eine Kombination von visueller Betrachtung und Gütemassen zur Auswertung des Modells ist deshalb sinnvoll und angebracht. Um der Sensitivität der Nash-Sutcliffe Effizienz auf hohe Abflüsse in gewissen

Masse zu begegnen und um mehr über die Modelleffizienz im Bereich von Niedrigwasserperioden zu erfahren, wird die NSE auch auf der Basis der logarithmierten Abflüsse berechnet (Zappa & Kan, 2007):

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |\ln(O_i) - \ln(S_i)|^2}{\sum_{i=1}^n \left| \ln(O_i) - \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln(O_i) \right] \right|^2}$$

Durch das Logarithmieren werden die Abweichungen zwischen Simulation und Beobachtung im Bereich von mittleren und tiefen Abflüssen stärker gewichtet als im Bereich von hohen Abflüssen. Damit kann die hydrologische Plausibilität des simulierten Hydrographen ausserhalb von Perioden mit hohem Abfluss abgeschätzt werden.

Ein weiteres Mittel zur Überprüfung der Plausibilität, bietet der Volumenfehler zwischen simuliertem und beobachtetem Hydrographen. Das volumetrische Gütemass DV beschreibt die mittlere relative Abweichung in der Wasserbilanz (Viviroli 2007):

$$DV = \left| \sum_{i=1}^n \frac{S_i}{O_i} - 1 \right| \cdot 100$$

Je näher DV bei 0 liegt, desto besser ist die Übereinstimmung zwischen Simulationsergebnissen und Vergleichsdaten.

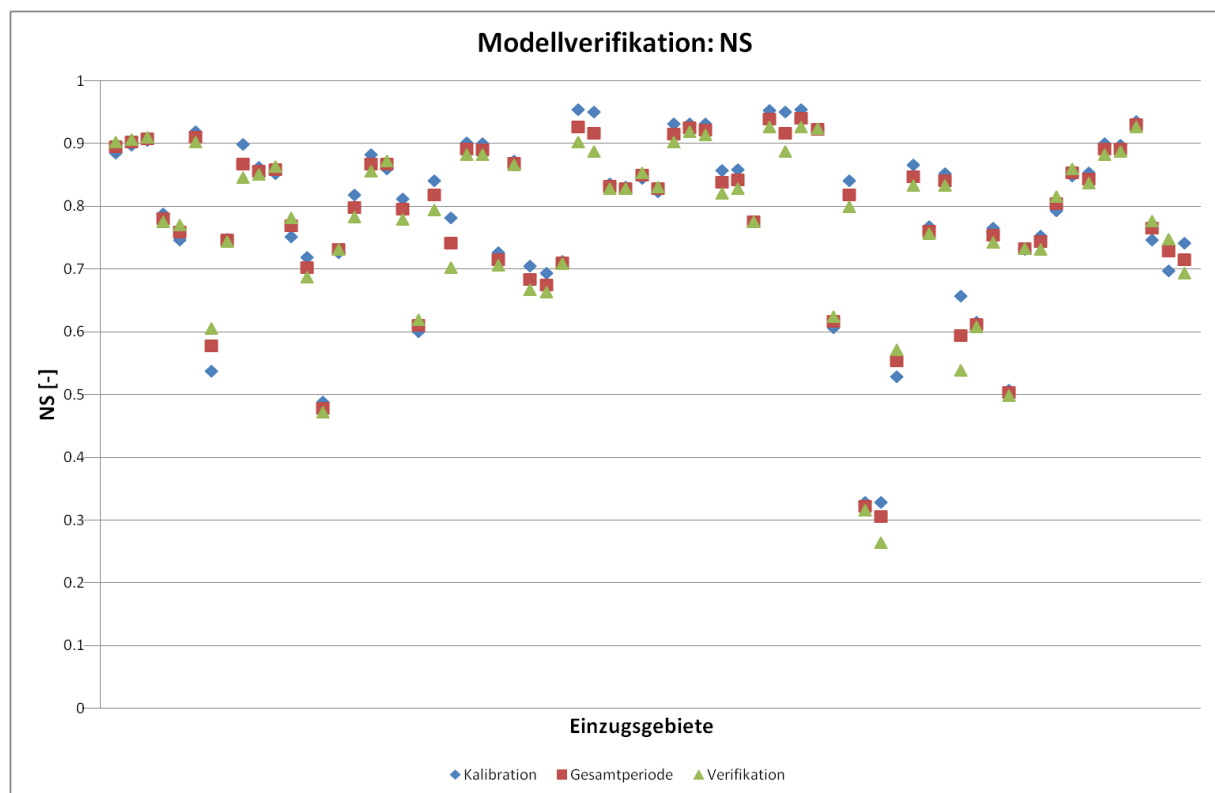


Abb. 22: Erzielte Nash-Sutcliffe-Kriterien DV für die Kalibrierungs- (blaue Rhomben), die Verifikations- (grüne Dreiecke) und die Gesamtperiode (rote Quadrate); für 69 Einzugsgebiete der Schweiz simuliert (siehe Liste im Anhang und Abbildung 20).

4.3.2 Trockenheit

Trockenheiten können sehr unterschiedliche räumliche und zeitliche Skalen betreffen und die problematischen Aspekte von Trockenheiten sind je nach Fragestellung verschieden. Dementsprechend

existieren viele unterschiedliche Ansätze zur Quantifizierung von Trockenheiten. Dabei werden verschiedene Messgrößen und Zeitskalen berücksichtigt. Hydrologische Trockenheiten werden in der Regel anhand des Abflusses bestimmt. Dieser kann auf Beobachtungen oder Modellprognosen basieren. Unterschreitet der Abfluss einen bestimmten Grenzwert spricht man dann von einer hydrologischen Trockenheit. Der Grenzwert richtet sich meist nach Wiederkehrperioden (Quantilen) und kann konstant oder in Abhängigkeit der Saison definiert werden. Ein in der Schweiz gebräuchlicher Grenzwert ist Q347 (Aschwanden & Kan 1999), welcher dem Abfluss, der an 347 Tagen (95%) des Jahres (gemittelt über zehn Jahre) überschritten wird, entspricht. Diese Grösse wird im Rahmen des Projektes *CCHydrologie* nur für die Darstellung von Klimafolgen auf die Abflussklimatologie verwendet. Für die in *CCHydrologie* berechneten Gütemasse für Trockenheit wurde ein saisonal variierender, auf einem Perzentil basierender Grenzwert benutzt. Damit wird der saisonale Charakter des Abflusses berücksichtigt und die Trockenheit als seltenes Ereignis, bezogen auf den saisonal üblichen Abfluss, definiert.

Die hydrologische Trockenheit kann mit drei Kennwerten charakterisiert werden: Dauer, Defizit und Magnitude.

Die *Dauer* beschreibt die Perioden in denen der Abfluss an einzelnen Stationen den Trockenheitsgrenzwert unterschritten hat. *Defizit* stellt das Wasserdefizit während der vergangenen Trockenheitsperioden dar, *Magnitude* die Amplitude der Trockenheitsereignisse (Defizit/Dauer). Abbildung 23 verdeutlicht wie die Parameter Dauer, Defizit und Magnitude aus einer gemessenen oder prognostizierten Abflussganglinie abgeleitet werden können (Fundel *et al* submitted).

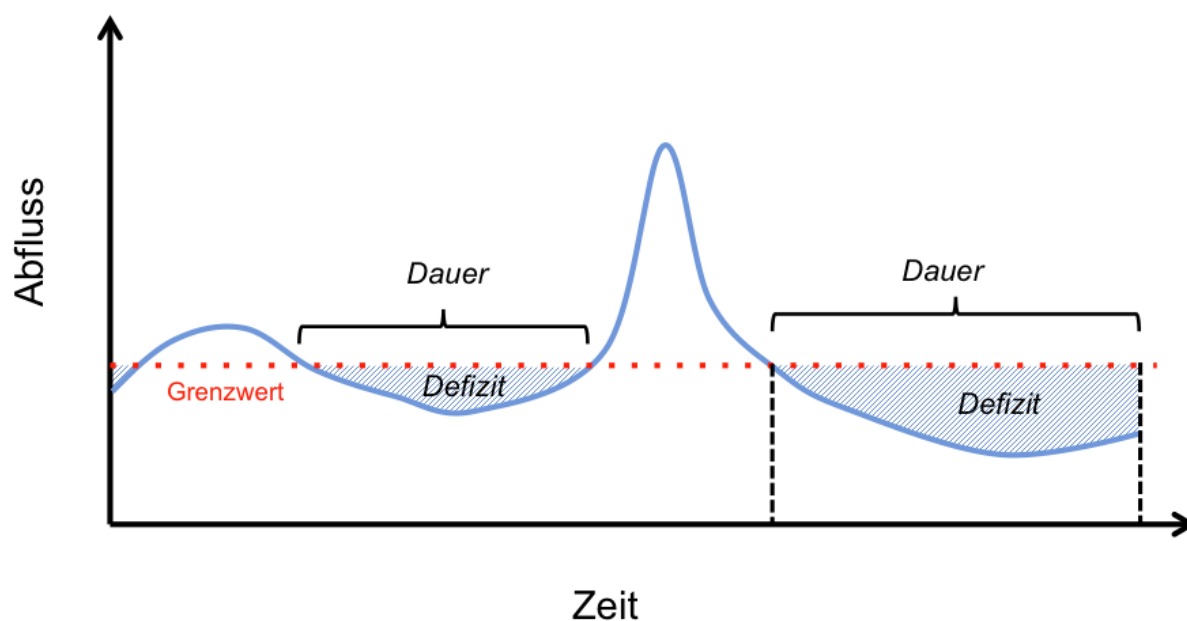


Abb. 23: Visuelle Beschreibung der für die Verifikation von Niedrigwasser verwendeten Kenngrößen

Da das Niedrigwassergeschehen für die meisten Grosseinzugsgebiete stark durch die Wasserkraft beeinflusst wird, sind die Auswertungen auf einen visuellen Vergleich zwischen simulierten und beobachteten Kennwerten der hydrologischen Trockenheit begrenzt. Für die meisten Stationen wurde eine Reihe von 29 Jahren (1981 – 2008) ausgewertet. Als Grenzwert dient das saisonal variierende 15%-Perzentil der jeweiligen Datengrundlage (Messung und Simulation). Abbildung 24 zeigt einige Beispiele zur graphischen Darstellungen der Verifikation von hydrologischer Trockenheit.

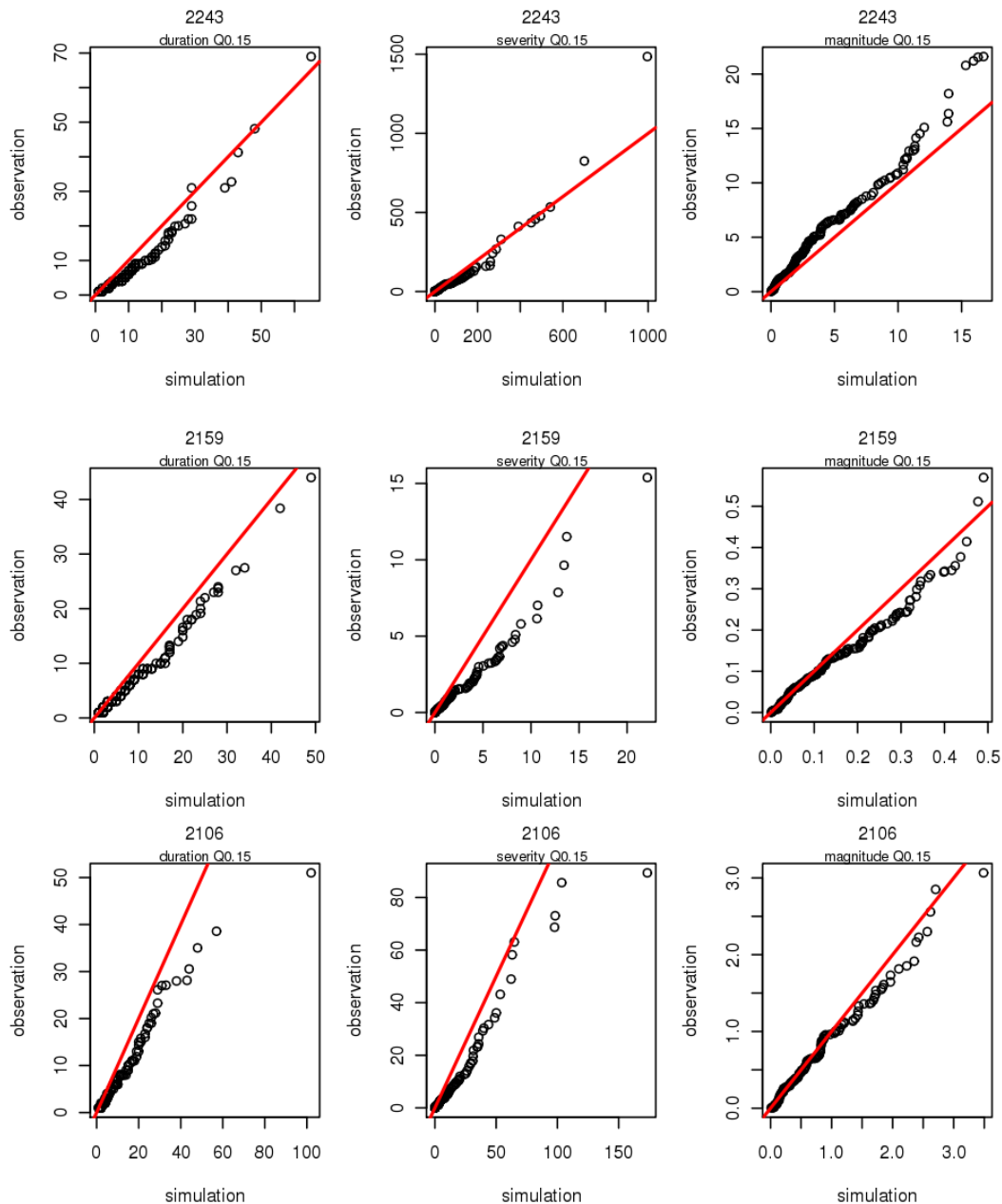


Abb. 24: Beispiele zur visuelle Verifikation der simulierten (x-Achsen) gegenüber den beobachteten (y-Achsen) Kennwerten der hydrologischen Trockenheit Links: Dauer (duration), Mitte: Defizit (severity) und rechts die Magnitude. Stationen: Oben: Limmat, Baden; Mitte: Gürbe, Belp; unten: Birs, Münchenstein

4.3.3 Hochwasser

Die Extremwertstatistik dient der Bestimmung von Wiederkehrperioden der gemessenen und simulierten Messwerte (Liechti 2007). Dabei werden die Werte als Zufallsvariablen betrachtet. Die einzelnen Werte müssen voneinander unabhängig sein, weshalb sich die Extremwertstatistik häufig auf eine bestimmte Auswahl von Spitzenwerten beschränkt (BWG 2003). Um Aussagen über die Wahrscheinlichkeit des Auftretens bestimmter Spitzenwerte machen zu können, wird die empirischen Verteilung der Stichprobe mittels Parameterschätzverfahren einer theoretische Verteilungsfunktion angepasst (DVWK 1999). Bevor jedoch die theoretische Verteilungsfunktion an die empirische Verteilung der Stichprobe angepasst wird, muss die Stichprobe zunächst ausgewählt und geprüft werden. Für die Wahl der Stichprobe gibt es verschiedene Methoden: Bei der Block-Maxima-Methode wird die Messreihe in zeitlich gleich grosse Blöcke aufgeteilt und daraus jeweils der Maximalwert ausgewählt, was beispielsweise eine Reihe von Jahreshöchstwerten ergibt. Eine andere Möglichkeit ist

die Bildung von partiellen Serien (peak-over-threshold), wofür alle Werte der Messreihe, die einem bestimmten Schwellenwert überschreiten, verwendet werden. Für die vorliegenden Auswertungen wurde die Block-Maxima-Methode verwendet. Damit wurden jeweils die Jahreshöchstwerte aus simulierten und beobachteten Tagesmittel der Abflussreihen verwendet. Die Reihen wurden auf Homogenität geprüft (BWG 2003; Liechti 2007).

Viele theoretische Verteilungsfunktionen können an die empirische Verteilung der Stichprobe angepasst werden: Allgemeine Extremwertverteilung (GEV), Extremwertverteilung Typ 1 (E1), Gemischte Extremwertverteilung Typ 1 (ME), Pearson Typ 3-Verteilung (P3), Weibull-Verteilung (WB3), Log Normal-Verteilung (LN3) und Log Pearson Typ 3-Verteilung (LP3). Es gibt aber keine theoretische Verteilungsfunktion, die für alle Stichproben die besten Resultate liefert (Mendel 1993). Für die statistischen Analysen der Abflussreihen im Rahmen des Projektes *CCHydrologie* wurde ausschliesslich die allgemeine Extremwertverteilung (GEV) mit Parameterschätzung nach Maximum-Likelihood-Methode angewendet. Diese Verteilungsfamilie wurde gewählt, weil sie in der Statistik eine Sonderstellung einnimmt und aus theoretischer Sicht zur Modellierung von Extrema besonders geeignet ist (Frei 2007).

Zur Darstellung der Anpassung der theoretischen Verteilungsfunktion GEV an die Block-Maxima Stichprobe mit unabhängigen, gleichverteilten Werten, wird ein Gumbel-Diagramm verwendet. Dabei werden Wiederkehrwerte zu ihren Wiederkehrperioden aufgetragen (Abb. 25).

Um die Wiederkehrperiode von extremen, seltenen Ereignissen bestimmen zu können, muss die Messreihe extrapoliert werden. Dies ist laut DVWK (1999) bis zum 3 fachen der Messperiode zulässig. Für die meisten Stationen wurde eine Messreihe von 29 Jahren (1981 – 2008) ausgewertet. Somit ist eine Extrapolation bis zu einer Wiederkehrperiode von maximal rund 80 Jahren zulässig. Alle Berechnungen und Graphiken für die Extremwertstatistik wurden mit von Ch. Frei (MeteoSchweiz) realisierten Programmen erstellt (Frei 2007; Frei & Fukutome 2007).

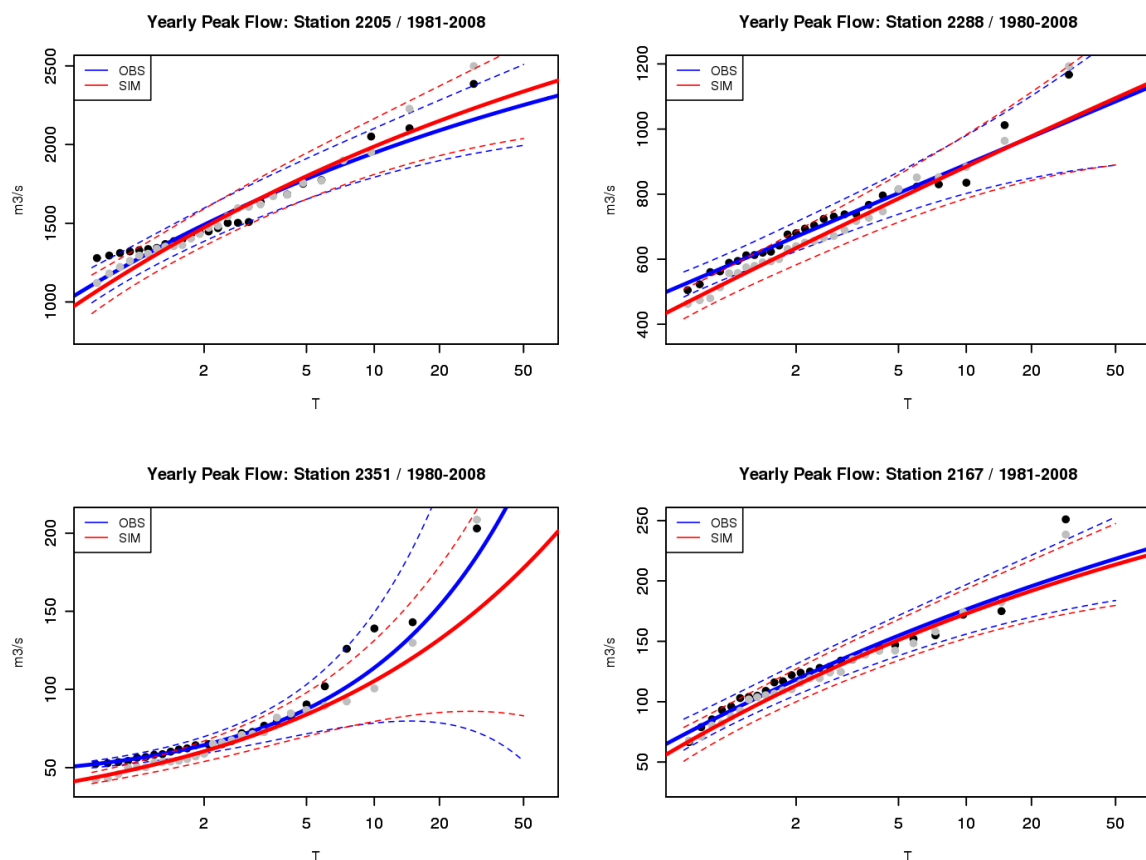


Abb. 25: Beispiele von Gumbel-Diagrammen für die Tagesmaxima des Jahreshochwassers (maximaler Tagesmittelwert). Graue Punkte: simulierte Werte. Schwarze Punkte: beobachtete Hochwässer. Rote Linie: Angepasste GEV für die

Modellwerte. Blaue Linie: Angepasste GEV für die Beobachtungen. Gestrichelte Linien: 90% Konfidenzintervall. Stationen: Oben links: Aare Untersiggenthal. Oben rechts: Rhein, Neuhausen. Unten links: Vispa in Visp. Unten rechts: Tresa, Rocchetta

4.3.4 Extremwertszenarien

Die Bestimmung der Auswirkung der Klimaänderung auf hydrologische Extremereignisse ist mit sehr grossen Unsicherheiten verknüpft. Zudem ist die gewählte Variante der *Delta-Change* Methodik betreffend Extremereignissen begränzt aussagekräftig. Die *Delta-Change* Methode verändert die Variabilität einer Zeitreihe nicht und somit wird die Länge von Trockenperioden oder die Intensität von Extremniederschlägen ebenfalls nicht variiert.

Für die Darstellung der Veränderung von Kennwerten der Extremwertstatistik haben wir uns daher einerseits für relativ „häufige“ Wiederkehrperioden entschieden (Q347, HQ2, HQ10 und HQ20) und andererseits werden die Veränderungen nicht als physikalische Grösse (Abfluss in m³/s), sondern als relative Veränderung gegenüber der entsprechenden Kenngrösse in der Kontrollperiode dargestellt. Abbildung 26 zeigt Beispiele der gewählten Darstellung des Einflusses der prognostizierten Klimaänderung auf hydrologische Extremereignisse.

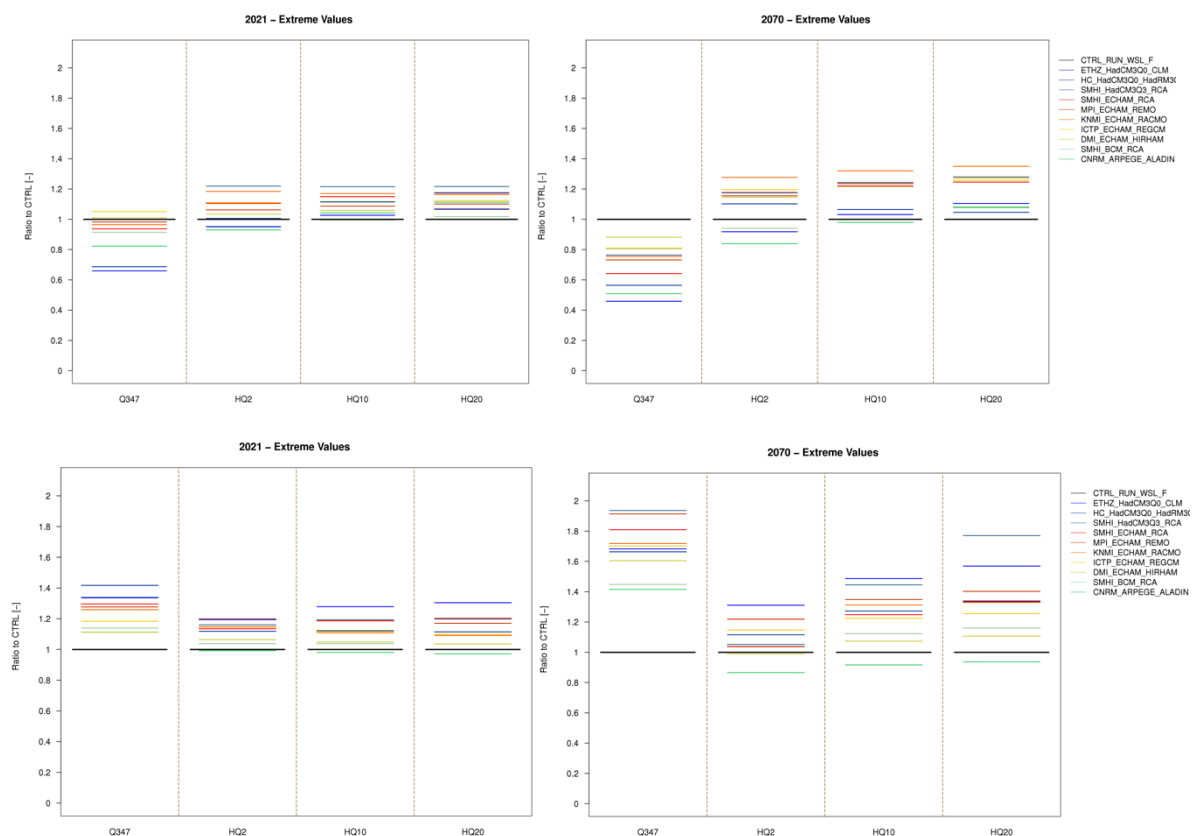


Abb. 26: Beispiele der Darstellung von Klimafolgen auf die Extremwertstatistik von Abflussreihen. Die oberen Abbildungen zeigen die relativen Veränderungen (Ratio to CTRL) der Kennwerte Q347, HQ2, HQ10 und HQ20 für die Szenarioperioden 2021 – 2050 (links) und 2070 – 2099 (rechts) gegenüber der Kontrollperiode (1980 – 2009). Die schwarze Linie stellt die Kontrollperiode dar, während die Werte der zehn Klimaszenarien in Farbe dargestellt sind. Die oberen Graphiken beziehen sich auf die Station der Broye in Payerne. Die unteren Graphiken beziehen sich auf die Station der Reuss in Seedorf.

4.3.5 Schneeeressourcen

Für die Verifikation der Simulation des Wasserwertes der Schneedecke (SWE) konnten wir einen Vergleich mit einem kürzlich entwickelten Schneeprodukt des SLF (Jonas *et al.* 2009) durchführen. Dies ist ein Produkt, welches sämtliche verfügbaren Schneeinformationen seit 1979 räumlich und zeitlich optimal interpoliert, deutet auf eine sehr befriedigende Simulation des täglichen Verlaufs für die Wintermonate (Dezember bis Februar) und die Schmelzsaison (März bis Mai) der Schneedecke (als Wasserwert in mm) im Untersuchungsgebiet hin (Tab. 5). Die Korrelation zwischen dem von PREVAH

simulierten Schneewasseräquivalent (SWE) und dem SWE-Produkt des SLF ist abgesehen der Regionen „Schwarzwald“ und „Bodensee“ höher als 0.85. Für diese beiden Regionen liegen keine Schneehöhen- und Schneedichte-Messungen für das SLF-Produkt vor, welche deshalb auf Basis der Messdaten der Schweiz extrapoliert werden mussten. Die Korrelation für die schweizerischen Teilgebiete ist sehr hoch, sowohl in den tiefen (< 1500 m ü. M.) als auch in den oberen Höhenlagen (> 1500 m ü. M.). Einen visuellen Vergleich zwischen dem SLF-Produkt und unserer Simulation veranschaulicht Abbildung 25 für die Regionen Alpenrhein und Aare bis Hagneck. Schneearme (z.B. 2004/2005 und 2006/2007) und schneereiche (z.B. 2000/2001 und 2008/2009) Winter werden gut differenziert. Der simulierte jährliche maximale SWE-Wert passt gut zum SLF-Produkt in höheren Lagen, während die PREVAH Simulationen niedrigere maximale SWE-Werte als das SLF-Produkt in den tieferen Lagen produzieren (Abb. 27).

Tab. 5: Korrelation zwischen der aus Schneehöhen und Schneedichte abgeleiteten täglichen Werte des Schneewasseräquivalentes im Winterhalbjahr (jeweils Dezember bis Mai) in der Periode 2001 bis 2009. Die Auswertungen wurden für sämtliche Regionen der Schweiz durchgeführt. Für die jeweilige Region wird die Korrelation für das Gesamteinzugsgebiet und für die Teilbereiche unterhalb und oberhalb 1500 m ü.M. ausgewiesen

Region	Gesamtgebiet	< 1500 m ü.M.	> 1500 m ü.M.
Aare_Hagneck	0.918	0.944	0.934
Alpenrhein	0.952	0.941	0.959
Birs_Ergolz	0.896	0.896	
Schwarzwald	0.68	0.68	
Bodensee	0.801	0.81	0.74
Schweiz	0.942	0.948	0.948
Emme	0.926	0.916	0.867
Engadin	0.859	0.925	0.86
Hinterrhein	0.94	0.921	0.944
Jura	0.914	0.914	
LacLeman	0.9	0.885	0.911
Landquart_Plessur	0.933	0.909	0.946
Limmat	0.938	0.907	0.938
Neuenburgersee	0.888	0.888	0.859
Reuss	0.943	0.919	0.951
RheinBasel	0.907	0.943	0.926
Sense_Saane_Guerbe	0.925	0.939	0.909
Thunersee	0.927	0.939	0.937
Thur	0.916	0.89	0.926
Ticino	0.929	0.847	0.936
Toess_Glatt	0.853	0.853	
Voralberg	0.924	0.932	0.934
Vorderrhein	0.96	0.938	0.961
Wallis	0.953	0.909	0.954

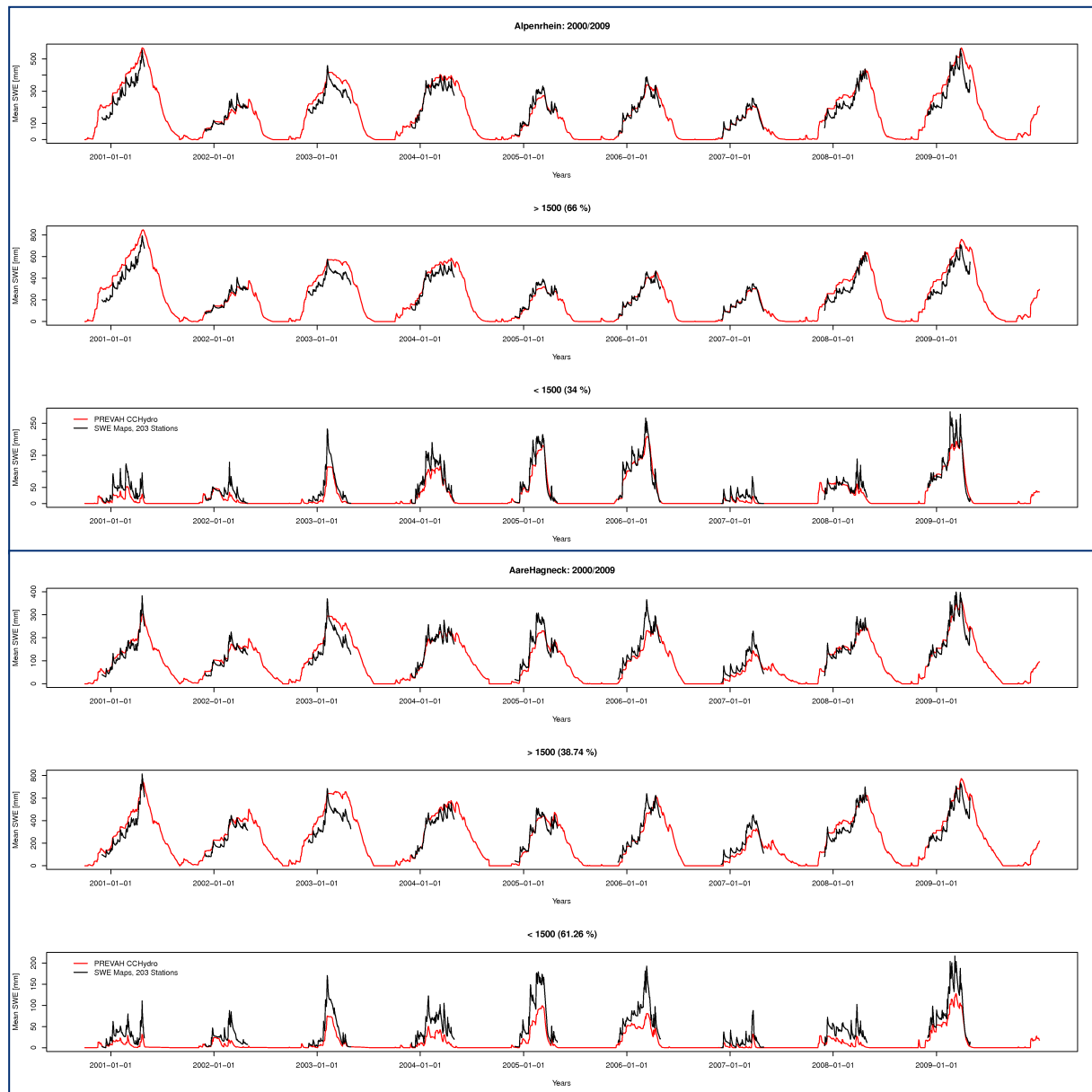


Abb. 27: Simulierter (rot) und beobachteter (schwarz) mittlerer Schneewasserwert des Alpenrheins (oben) und der Aare bis Hagneck (unten) für den Zeitraum 1979 – 2009. Für die beiden Regionen sind die Kurven für das Gesamteinzugsgebiet sowie die beiden Höhenstufen unter- und oberhalb 150 m ü.M) aufgeführt

4.4 Darstellung der Ergebnisse

Alle Abbildungen im vorliegenden Kapitel 5 werden in diesem einführenden Abschnitt am Beispiel des Alpenrheins bei Diepoldsau erläutert.

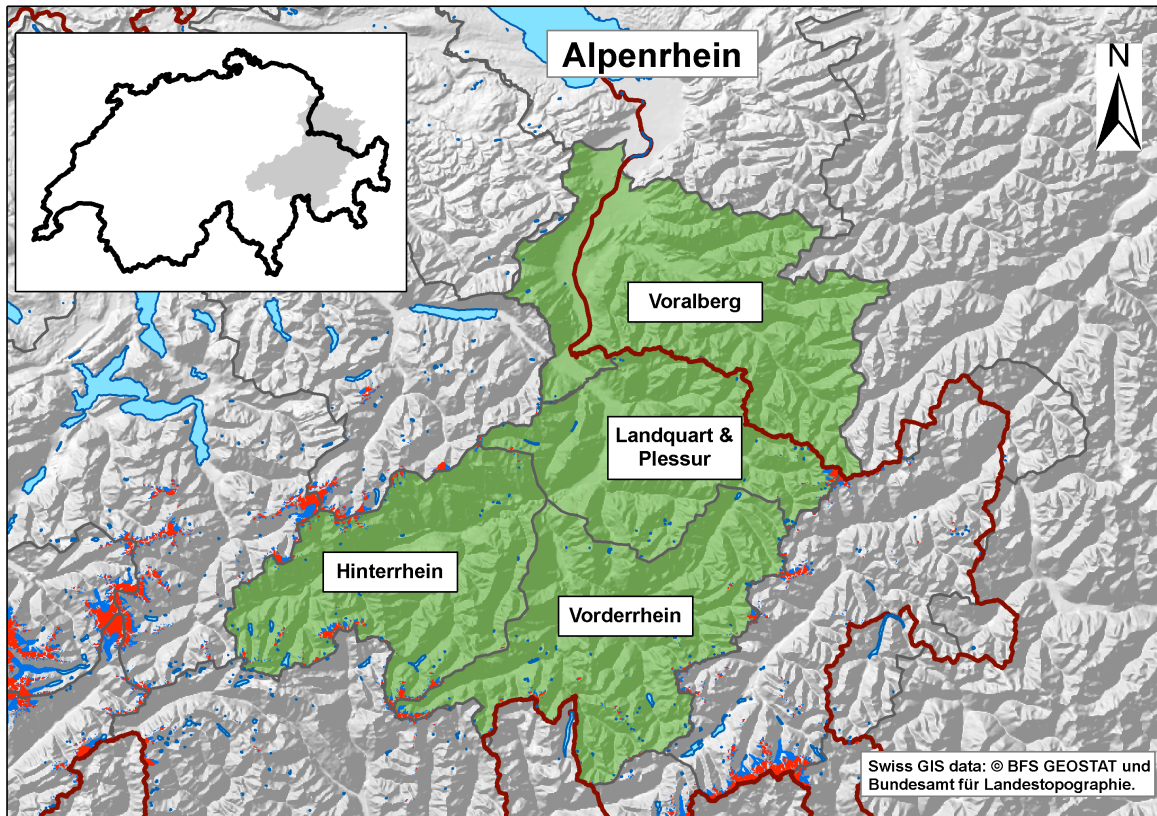


Abb. 28: Die Gesamtfläche des Einzugsgebietes (grün) ist jeweils in durch graue Linien abgegrenzte Teileinzugsgebiete unterteilt. In rot (Akkumulation) und blau (Ablation) ist die Gletscherausdehnung um 1985 ersichtlich, welche für die Szenarien als Basisverbreitung verwendet wurde

Abflussstationen (Gauges)

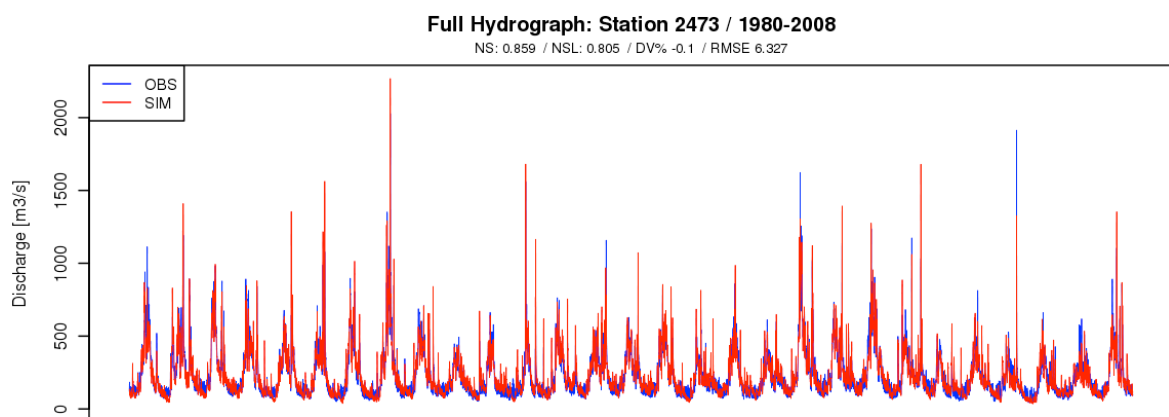


Abb. 29: Darstellung der gemessenen (blau) und der berechneten Abflüsse (rot) an den jeweiligen BAFU-Stationen für die Kontrollperiode. Zusätzlich werden einige statistische Masszahlen zur Güte (z.B. Nash-Sutcliffe, Root-mean-square error etc.) der Simulation aufgeführt.

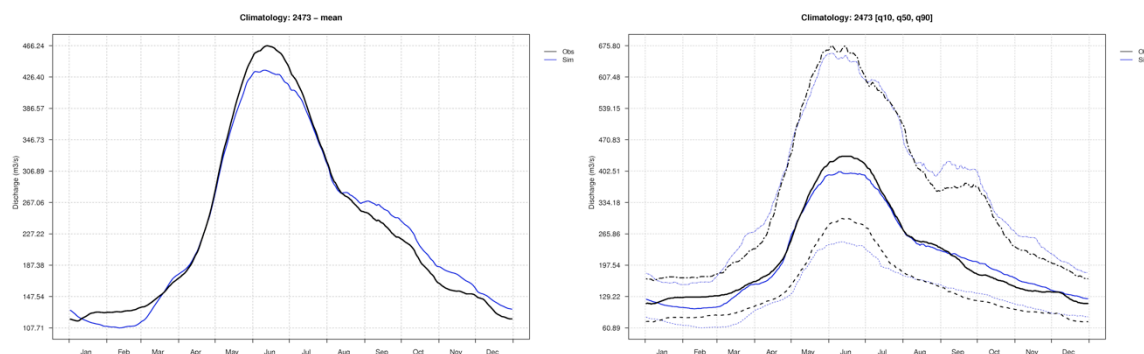


Abb. 30: Die Tagesklimatologien liegen in zwei Formen vor: gemittelte Klimatologie über die Referenzperiode (links) sowie Klimatologieperzentile mit Median, 10%- und 90%-Quantil (rechts); schwarz: beobachtet; blau: Simulation.

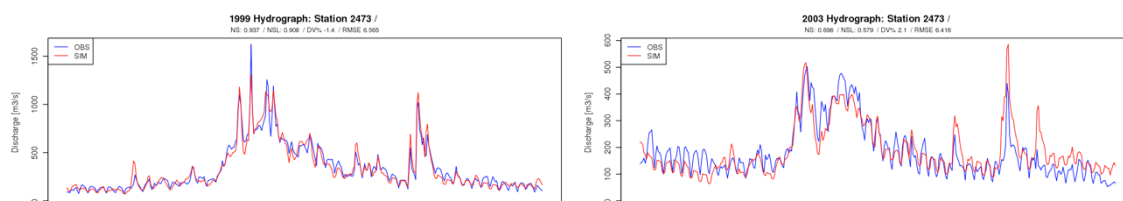


Abb. 31: Für ausgewählte Extremereignisse wie das Hochwasserjahr 1999 (links) oder den Hitzesommer 2003 (rechts) sind zusätzlich Abflussganglinien verfügbar.

Gesamte Wasserressourcen (water resources) für beide Szenarienperioden (2021 – 205 und 207 – 2099)

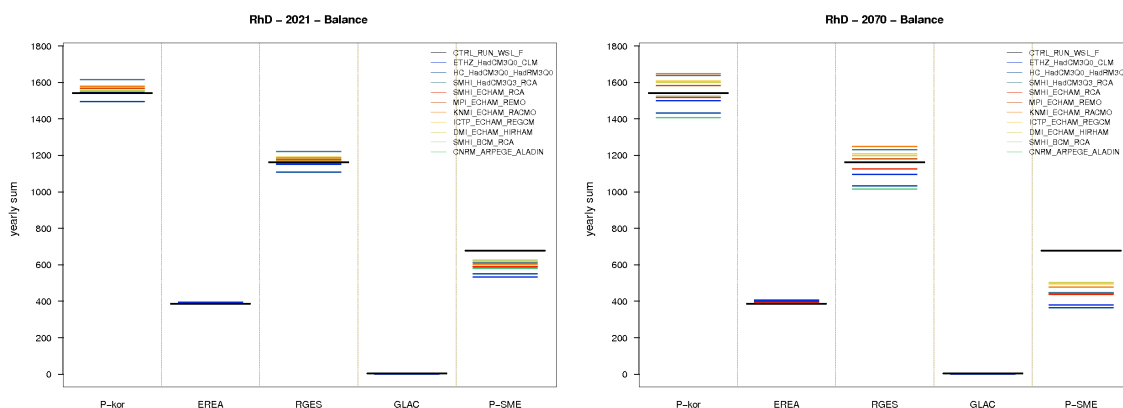


Abb. 32: Auflistung der zu erwartenden jährlichen Bilanzsummen für jedes Einzugsgebiet (links: 2021 – 2050, rechts: 2070 – 2099). P-kor: korrigierter Niederschlag; EREA: Verdunstung; RGES: Gesamtabfluss; GLAC: Gletscherschmelze; P-SME: Schneeschmelze. In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien.

Komponenten von PREVAH

Zusätzlich zu den Bilanzen sind pro Einzugsgebiet und für beide Szenarioperioden (nahe und ferne Zukunft) die hydrologischen Kenngrößen Niederschlag, korrigierter Niederschlag, Schneeschmelze, potentielle Verdunstung, reale Verdunstung, Interzeptionsverdunstung, Bodenverdunstung, Oberflächenabfluss, Interflow, Basisabfluss, Gesamtabfluss und Gletscherschmelze sowie die Speicherelemente Schneespeicher, Interzeptionsspeicher, Bodenwasser, oberer Abflussspeicher, Grundwasserspeicher und die gesamten Wasserressourcen graphisch verfügbar. Untenstehend die Schneeschmelze als Beispiel (Abb. 33).

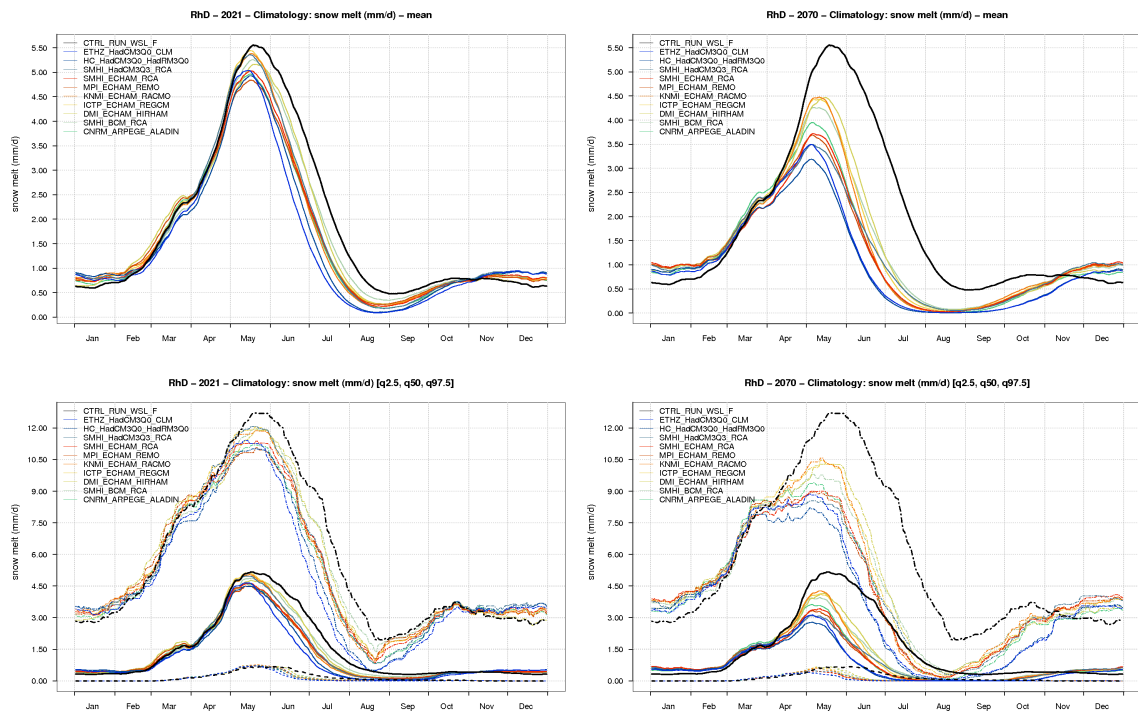


Abb. 33: Die oberen Abbildungen zeigen den mittleren Schneeschmelzanteil für die Szenarioperioden 2021 – 2050 (links) und 2070 – 2099 (rechts). Unten die entsprechenden Graphen für dieselben Perioden durch den Median sowie die 2.5%- und 97.5%-Quantile ergänzt. In schwarz die Kontrollperiode, in Farbe die Werte der zehn Klimaszenarien.

Bei den allermeisten Szenarien wird die Streuung in der fernen Zukunft sowohl für die Mittelwerte als auch für die Perzentile grösser. Es ist gut ersichtlich, wie sich der Schneeschmelzanteil verringert und v.a. die Maximalwerte für die zweite Periode sich um einige Wochen nach vorne (früher im Jahr) verschieben. Ebenfalls wird ersichtlich, dass sehr hohe Werte bei Betrachtung der 97.5%-Quantile merklich abnehmen werden.

4.5 Produkte

Im Anhang des vorliegenden CCHydro Schlussberichtes liegen folgende Produkte in analoger Form vor, welche ebenfalls digital auf dem ftp-Server der WSL (<ftp://ftp.wsl.ch/pub/zappa/cchydro/>) verfügbar sind:

- 1) Grossregionen (Anhang B; Aufteilung siehe Kap. Ergebnisse): tabellarische Listen pro Grosseinzugsgebiet, Simulation der Abflussganglinien für die Kontrollperioden, Abflussprojektionen für beide Szenarioperioden sowie ausgewählte Beispiele einzelner Subregionen
- 2) Pixelkarten, aufgeteilt nach Themen (Anhang C): Niederschlag, reale Verdunstung, natürlicher Abfluss, Speicheränderung, Schneeschmelze, Schneedauer, Verhältnis reale/potentielle Verdunstung, Verhältnis potentielle Verdunstung/Niederschlag (alle für die Kontrollperiode 198 – 200), Abflussszenario für 2035 sowie 2085
- 3) Bivariate Karten (Anhang D) für die Kontrollperiode 1980 – 2009 und die beiden Szenarioperioden 2021 – 2050 sowie 2070 – 2099: jährlicher Abfluss gegenüber Schneeschmelzanteil sowie Niederschlag gegenüber potentieller Verdunstung
- 4) Webtool auf CD-ROM, welches auch online unter <http://hydro.slf.ch/sih1/cchydro/> verfügbar ist (Abb. 34)

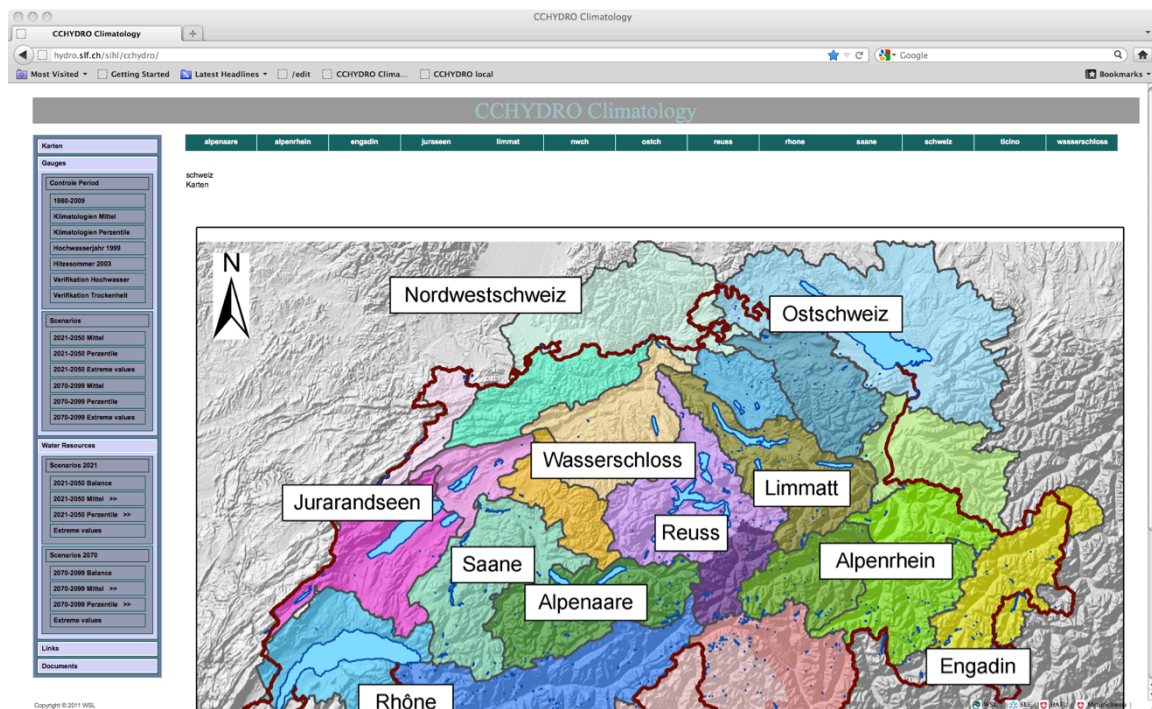


Abb. 34: CCHydro Webtool Einstiegsseite. Linke Navigationsleiste: Auswahl der Ergebnisse (vgl. Kap. 5); obere Leiste: Auswahl der Grossregionen zu den Themen Wasserressourcen resp. Pegeln

Bei allen Produkten sind die zehn Klimaszenarien für 2021 – 2050 sowie 2070 – 2099 dargestellt. Das Thema “Gauges” beschränkt sich auf die Abflüsse nach dem Routing des natürlichen Abflusses aus den Teileinzugsgebieten der Basisregionen. Bei allen Pegeln sind unterschiedliche Ergebnisse aus der Modellverifikation integriert. Das Thema „Water Resources“ gibt den natürlichen Wasserhaushalt der Basisregionen (z.B. Hinterrhein) sowie einigen zusammengesetzten Grossregionen (z.B. Aare bis Brugg) wieder. Die Klimatologie und die Perzentile der Tagesmittelwerte des natürlichen Wasserhaushaltes aller vom hydrologischen Modell berechneten Komponenten sind dargestellt.

5 Ergebnisse

5.1 Skala Schweiz

5.1.1 Natürlicher Wasserhaushalt

Hauptziel des Projektes ist die Bereitstellung von neuen Berechnungen zum natürlichen Wasserhaushalt der Schweiz und ihrer bedeutendsten Grosseinzugsgebiete, welche im laufenden Jahrhundert zu erwarten sind. In Tabelle 6 und auf Seite 1 (Anhang B) sind die aktuellsten Berechnungen für die Kontrollperiode 1980 – 2009 zum natürlichen Wasserhaushalt der Schweiz nach Grosseinzugsgebieten und Parameter (korrigierter Niederschlag, Verdunstung, Gesamtabfluss, Anteil Gletscherschmelze, Anteil Schneeschmelze sowie die Speicheränderung) aufgelistet. Eindrücklich ist der anteilmässige Beitrag der Schneeschmelze zum Gesamtabfluss (schweizweit ca. 42%; Mittelland ca. 20%; Gebirgsregionen über 60%). Hingegen ist der Gletscheranteil für die Kontrollperiode in den meisten Regionen klein (< 1%), jedoch im Wallis (über 8%) und Engadin (über 3%) von Bedeutung. Für die Niedrigwasserperioden im Sommer und Herbst ist die Eisschmelze jedoch für das gesamte Rheingebiet von Bedeutung. Im unteren Teil der entsprechenden Tabelle des Anhangs B (Seite 1) ist zudem entsprechendes Datenmaterial aus früheren Studien aufgelistet, bei welchen jedoch der Schnee- und Gletscheranteil noch nicht explizit berücksichtigt wurde und sich an den politischen Grenzen der Schweiz orientiert hat. Diese vorliegende Studie ist die Erste, welche die hydrologischen Grenzen der Schweizer Grosseinzugsgebiete explizit miteinbezieht und eine Aufteilung nach Komponenten erlaubt. Im Allgemeinen bestätigen die aktuellen Berechnungen die Werte der früheren Studien, sowohl auf nationaler wie auch regionaler Ebene. Methodische Unterschiede in der Bestimmung des Niederschlags erklären die deutlichen Unterschiede zwischen Zappa (2002) und der vorliegenden Studie. Die fehlende Umverteilung der Schneeressourcen führten in Zappa (2002) zu grossen Schneeakkumulationen (siehe Kap. 4.3) in den Gipfelregionen und vorerst zu niedrigen Jahresabflüssen resultierten. Zur Kompensation wurden die Niederschläge erhöht, um die Bilanz der Jahresabflüsse nachbilden zu können. Diese Umstände erklären auch die Unterschiede zwischen Zappa (2002) und Schädler & Weingartner (2002).

Tab. 6: Natürlicher Wasserhaushalt der Schweiz und ihrer bedeutendsten Grosseinzugsgebiete für die Kontrollperiode (1980 – 2009). P-kor: Korrigierter Niederschlag; EREA: Verdunstung; RGES: Gesamtabfluss; GLAC: Gletscherschmelze (%); SNOW: Schneeschmelze (% vom Gesamt-Abfluss); DS: Speicheränderungen.

Grosseinzugsgebiet	P-kor	RGES	EREA	DS	SNOW	GLAC
Aare, Hagneck	1578	1155	437	-13.7	48.1%	0.7%
Neuenburgersee	1177	617	559	1.3	20.6%	0.0%
Emme	1352	795	560	-2.6	21.4%	0.0%
Aare, Brugg	1337	839	504	-6.3	36.6%	0.4%
Reuss	1739	1294	460	-14.8	42.0%	1.1%
Limmat	1814	1340	476	-1.1	36.4%	0.2%
Alpenrhein	1542	1162	385	-4.9	58.3%	0.3%
Ostschweiz	1318	792	525	0.4	20.6%	0.0%
Aare Untersiggenthal	1481	996	492	-7.2	37.9%	0.5%
Jura und Birs	1040	552	490	-1.6	22.2%	0.0%
Rhein, Rheinfelden	1452	979	479	-4.9	39.2%	0.4%
Engadin	1089	839	281	-30.7	67.5%	3.3%
Ticino (Lago Maggiore)	1658	1245	413	0.1	32.1%	0.3%
Wallis	1395	1167	340	-111.2	72.0%	8.8%
Rhône	1361	1011	420	-70.1	60.3%	6.5%
Gesamte Schweiz Hydrologischen Grenzen	1415	977	454	-15.4	41.8%	1.4%

Eine räumlich explizite Visualisierung der Komponenten des Wasserhaushaltes, gemittelt für die Kontrollperiode (1980 – 2009; Auflösung 200 x 200 m; Abb. 35), geben weitere Auskünfte über die räumliche Variabilität des natürlichen hydrologischen Geschehens der Schweiz. Die grössten Niederschlagsmengen fallen in den Gipfelregionen, der Grosseinzugsgebiete der Limmat, der Reuss und des Lago Maggiore. Auffallend sind zudem der starke Niederschlags-Gradient des Rhônetales sowie die relativ trockenen Verhältnisse in Graubünden (verstärkt im Engadin). Die höchsten Verdunstungsmengen trifft man wie erwartet in den Grossregionen des Mittellandes (Neuenburgersee, Emme und Ostschweiz) und von den freien Wasserflächen der Seen. Die Schneeschmelze ist im Wallis, dem Alpenrhein sowie im Engadin die dominante Komponente des Abflussgeschehens (Anteile > 50%). Die räumliche Variabilität des natürlichen Abflusses widerspiegelt diejenige des Niederschlages. Bei genauer Betrachtung der vergletscherten Gebiete (Abb. 35 unten links und entsprechende hochaufgelöste Abbildung im Anhang C, Seite 2) erkennt man, dass die höchsten Abflussanteile im Bereich der Ablationsgebiete der Gletscher zu finden sind, während aus den höchsten Lagen kaum Abflussbildung stattfindet, da dort über das gesamte Jahr Schnee akkumuliert wird. Die räumliche Variabilität des Schneeschmelzanteils am Gesamtabfluss wird mehrheitlich durch die topographischen Verhältnisse der Schweiz vorgegeben (Abb. 35, entsprechende hochaufgelöste Abbildung im Anhang C, Seite 3).

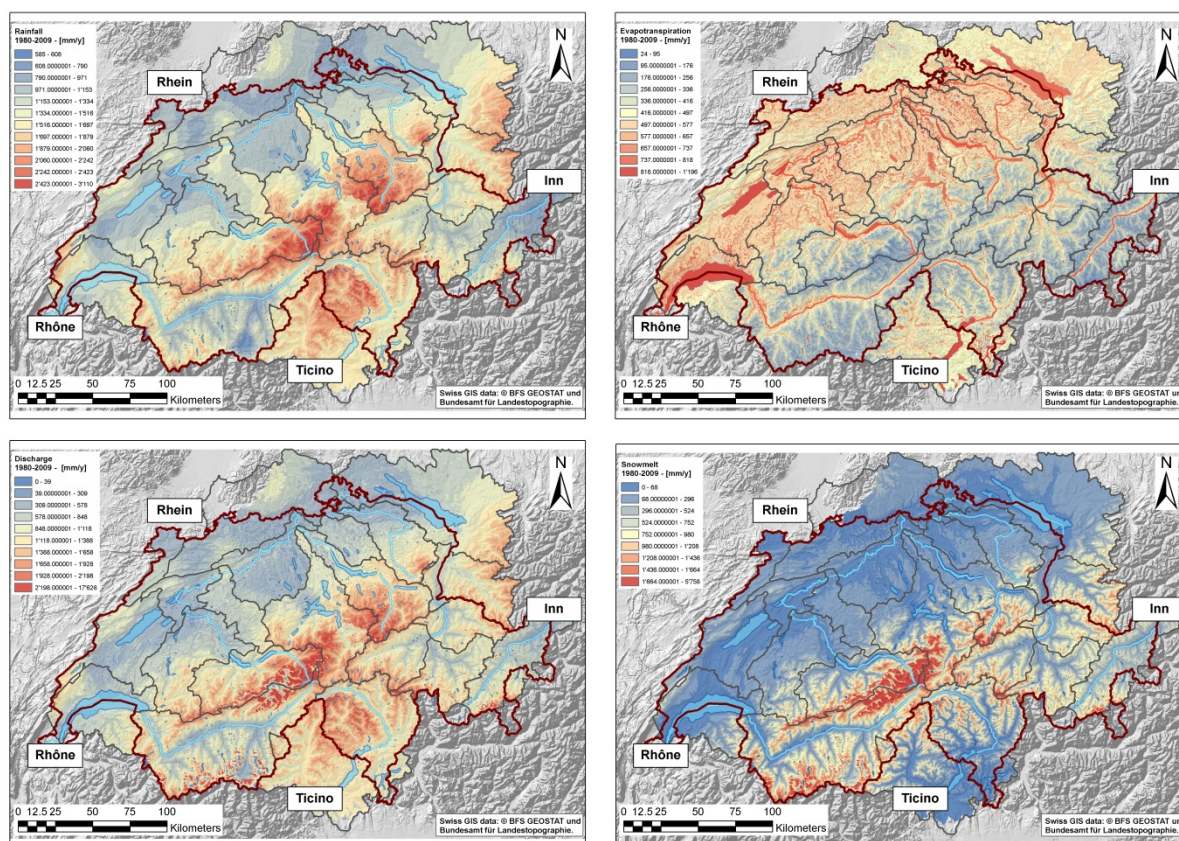


Abb. 35: Pixelkarten zum natürlicher Wasserhaushalt der Schweiz für die Kontrollperiode 1980 – 2009. Oben links: Niederschlag [mm/Jahr]; oben rechts: reale Verdunstung [mm/Jahr]; unten links: Gesamtabfluss [mm/Jahr]; unten rechts: Schneeschmelze [mm/Jahr] (Abbildungen in höherer Auflösung im Anhang C)

5.1.2 Szenarien

Die Tabelle 7 fasst die Berechnungen für die Kontrollperiode 1980 – 2009 einerseits sowie die zu erwartenden Änderungen der beiden Szenarioperioden (2021 – 2050 und 2070 – 2099) gemittelt zusammen. Auffallend ist die prozentuale Veränderung in der nahen Zukunft betreffend dem Gletscheranteil zum Gesamtabfluss (-22.4%), welcher für die ferne Zukunft sich einpendeln dürfte – sprich, in Richtung Gleichgewicht geht. Hingegen wird der Schneeanteil nicht nur in der ersten Hälfte des laufenden Jahrhunderts abnehmen (-15.6%), sondern der negative Trend wird sich in der zweiten Periode massiv verstärken (-38.6%). Die Änderungen der gesamten Abflussmengen sowie der Verdunstung fallen als Jahresmittelwerte betrachtet klein aus. Die saisonalen Veränderungen werden in den untenstehenden Abschnitten näher diskutiert. So klein sich die Veränderungen im Jahresmittel ansehen, so deutlich zeigen sich entsprechende saisonale Folgen der Klimasignale auf den Wasserkreislauf.

Tab. 7: Natürlicher Wasserhaushalt der Schweiz für die Kontrollperiode und beide Szenarioperioden. P-kor: korrigierter Niederschlag; EREA: Verdunstung; RGES: Gesamtabfluss; GLAC: Gletscherschmelze; P-SME: Schneeschmelze; DS: Speicheränderung

Periode		P-kor	EREA	RGES	GLAC	P-SME	DS
1980-2009	Jahresmittel [mm]	1415	454	977	14	408	-15
2021-2050	Jahresmittel [mm]	1434	458	988	11	345	-12
	Veränderung [%]	↗ 1.4%	↗ 1.0%	↗ 1.1%	↘ -22.4%	↘ -15.6%	↘ -24.0%
	"+/-"	3.3%	1.0%	4.0%	34.0%	6.0%	-18.5%
2070-2099	Jahresmittel [mm]	1409	457	967	14	251	-14
	Veränderung [%]	↘ -0.4%	↗ 0.7%	↘ -1.1%	↘ -0.3%	↘ -38.6%	↘ -7.8%
	"+/-"	6.1%	1.7%	7.9%	27.2%	6.4%	-10.8%

Die Auswirkung der einzelnen Szenarien aus Bosshard *et al.* (2011a) auf die Klimatologie der Tagesmittelwerte des natürlichen Abflusses (Abb. 36) zeigen für die erste Periode, dass der Gesamtabfluss in den Sommermonaten gegenüber der Referenzperiode deutlich abnehmen wird, wo hingegen in den Herbst- und Wintermonaten eine Zunahme zu erwarten ist. Einerseits verstärkt sich dieser Trend für 2070 – 2099, andererseits wird zusätzlich eine Verschiebung der maximalen Sommerabflüsse um zwei bis zu drei Wochen prognostiziert. Für Herbst und Winter zeigen die Ketten eine breite Streuung, welche auch von den Unsicherheiten betreffend Niederschlagsentwicklung für diese Jahreszeiten herrührt. Auffallend ist zudem, dass die Modellketten, welche auf den ECHAM-Modell beruhen, ein ähnliches Signal aufzeigen – unabhängig des regionalen Klimamodelles, welches für das dynamische Downscaling verwendet wurde. Die prognostizierten niedrigsten Sommerabflüsse basieren auf den Varianten, bei welchen die meteorologischen Daten der Kontrollperiode mittels HADCM3Q0-Klimasignalen modifiziert wurden. Diese Feststellung ist in der gesamten hydrologischen Modellierung für alle Komponenten des Wasserkreislaufes und deren Prozesse ersichtlich.

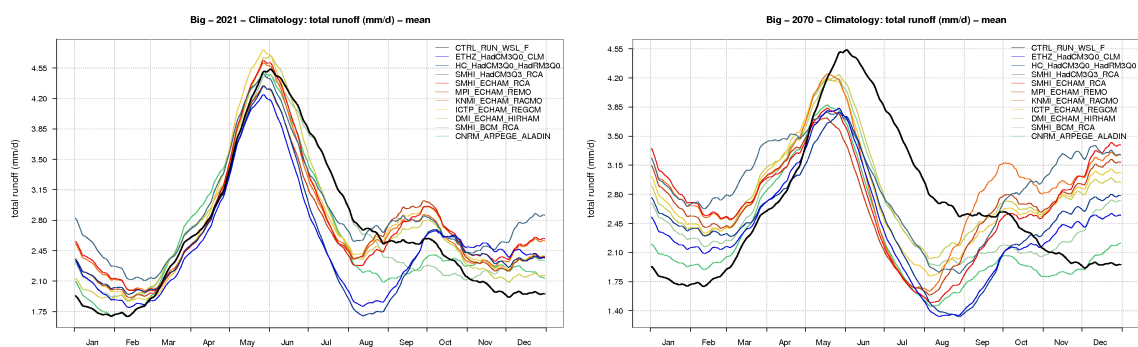


Abb. 36: Projektionen für den Wasserhaushalt (mittlere Jahressummen). In schwarz die Kontrollperiode 1981 – 2010, in Farbe die zehn Klimaszenarien (links: 2021 – 2050; rechts: 207 – 2099)

In Abb. 37 sind die mittleren prognostizierten Veränderungen des Abflusses räumlich explizit dargestellt. Die vergletscherten Gebiete, welche v.a. im Wallis einen massgeblichen Beitrag darstellen, reagieren auf das Klimasignal sehr sensitiv. Es gibt in den vergletscherten Regionen Gebiete, in welchen der Abfluss sehr stark abnimmt (rote Flächen, definitiver Rückzug des Gletschers) sowie Orte mit einer Abflusszunahme um mehr als 1000 mm im Jahr (rosarote Flächen, Akkumulationsgebiet wird zum Ablationsgebiet). Das Tessin dürfte eine starke Abnahme erfahren, welche sich in der zweiten Periode noch verstärkt. In der Voralpenregion ist vorerst keine Ab- oder Zunahme ersichtlich, wohingegen sich das Berner Oberland sowie das Reusstal von einer trockeneren Seite zeigen werden. Die Nordschweiz wird zukünftig feuchter als heute sein, was sich primär durch die prognostizierte Niederschlagszunahme im Herbst und Winter erklären lässt.

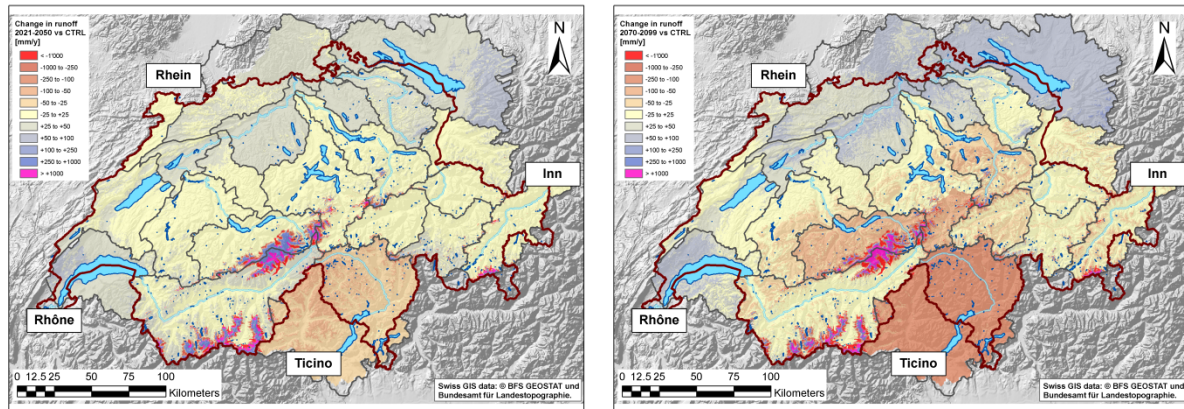


Abb. 37: Pixelkarten zur Veränderung des natürlichen Gesamtabflusses [mm/Jahr]; links: Mittelwert aller zehn Szenarien 2021 – 2050 minus Kontrollperiode 1980 – 2009; rechts: Mittelwert aller zehn Szenarien 2070 – 2099 minus Kontrollperiode 1980 – 200 (Abbildungen in höherer Auflösung im Anhang C)

5.1.3 Bivariate Darstellung der Wasserressourcen

Für die Visualisierung der räumlichen Verteilung der Wasserressourcen und des Zusammenspiels zwischen einzelnen Komponenten des hydrologischen Kreislaufes haben wir einen innovativen Weg gewählt. Teuling (2011) beschreibt die Verknüpfung zwischen der mittleren Temperatur und der relativen Feuchte mittels sogenannten bivariaten Karten. Mit diesen beschreibt er verschiedene Klimazonen der Erde. Die bivariate Darstellung von Variablen weist einem Farbwert nicht wie üblich den Wert eines Parameters, sondern als Kombination aus zwei Kategorien der untersuchten Variablen zu (Teuling 2011). Wir haben dieses Verfahren auf die hydrologischen Pixelkarten (Abb. 37) angewendet, um gesamtheitlichere Aussagen machen zu können. Unten (Abb. 38) aufgeführt (und hochaufgelöst ebenso im Anhang D) sind die Kombinationen von:

- Gesamtabfluss *versus* Schneeschmelzanteil am Gesamtabfluss: dies ermöglicht Aussagen über das hydrologische Regime jedes Standortes unseres Gebietes
- Niederschlag *versus* potentielle Verdunstung: dies erlaubt die Visualisierung der Standorte der Schweiz, welche potentiell durch Trockenheit gefährdet sein könnten (Niederschlag $\leq$ potentielle Verdunstung)

Bei der Analyse der bivariaten Pixelkarten des Schneeschmelz-Anteils gegenüber dem Gesamtabfluss wird ersichtlich, dass der ganze Bereich Nordschweiz bis Jura für die Kontrollperiode 1980 – 2009 mehrheitlich orange bis rötliche Farbtöne annimmt. Dies bedeutet, dass in diesen Regionen der Gesamtabfluss tief ist und davon 20 – 60% von der Schneeschmelze herrühren. Die niedrigen Sommerniederschläge stehen dem Abfluss nicht zur Verfügung und versickern. Dieser Umstand ist auch aus der bivariaten Abbildung potentielle Verdunstung zum mittleren Jahresniederschlag erkenntlich, da ein Grossteil des Niederschlags der Kontrollperiode verdunstet (Roteinfärbung). Beim Winterabfluss hingegen macht der Schmelzanteil je nach Verbreitung einen beachtlichen Prozentsatz aus; die Anzahl der Schneetage ist an vielen Orten nicht sonderlich hoch, was sich dahingehend äussert, dass die Zeit zwischen dem Schneefall und der Schmelze resp. dem Abfluss zur Verfügung stehenden Anteil nur wenige Tage dazwischen liegen.

Im Gegenzug dazu stehen die Gebiete des Alpenhauptkammes, des Engadins sowie des Wallis. Es ist ersichtlich, dass aus den Bündner und Walliser Tälern geringe Anteile zum Abfluss beitragen, dieser jedoch stark durch die Schneeschmelze geprägt ist. Bei Zunahme der Höhenlage steigt einerseits der Schneeschmelzanteil nochmals beträchtlich an, da ein Grossteil des Jahresniederschlags in Form von Schnee erfolgt, andererseits nimmt der Gesamtabfluss in hohem Masse zu. Die tiefblaue Region der Gotthardregion zeigt deutlich, wie niederschlagsreich dieser Alpenteil ist.

Die beiden Szenario-Perioden 2021 – 2050 und 2070 – 2099 weisen eine ziemlich ähnliche Musterung wie der Kontrollperiode auf. Auffallend ist v.a. für die zweite Hälfte des Jahrhunderts die generelle Abnahme des Schneeschmelzanteils am Gesamtabfluss, was mit der zu erwartenden Erhöhung der

Schneegrenze einhergeht. Zusätzlich entfallen die Schmelzanteile in niederschlagsreichen Gebieten wie Voralpen und Tessin mehrheitlich ganz, da auch im Winter kaum mehr mit einer geschlossenen Schneedecke über längere Zeit zu rechnen ist.

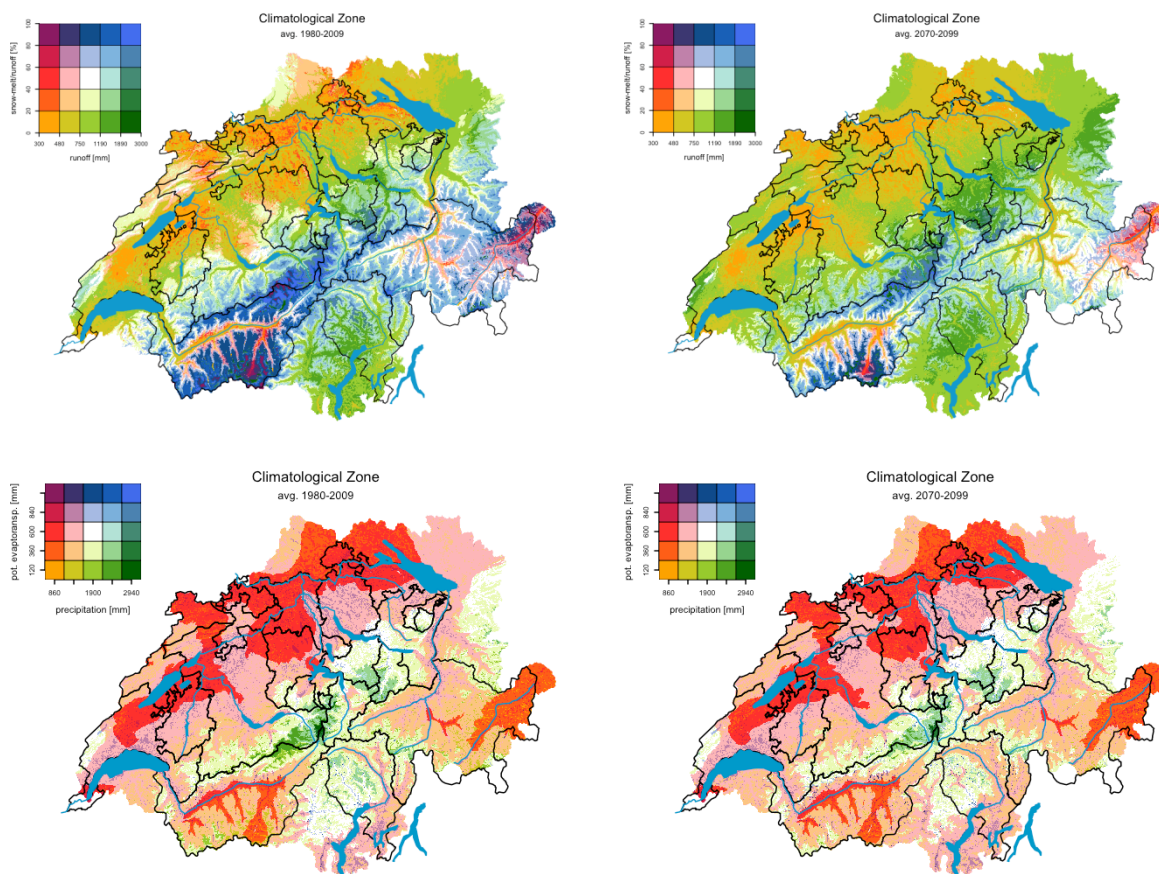


Abb. 38: Bivariate Darstellungen der Wasserressourcen. Oben: Gesamtabfluss vs. Schneeschmelzanteil am Gesamtabfluss; Jahresabflüsse kleiner 300 mm und grösser 3000 mm werden der tiefsten bzw. höchsten Kategorie zugewiesen. Unten: Niederschlag vs Potentielle Verdunstung (man sieht die durch Trockenheit gefährdeten Flächen in rot (links: 1980 – 2009; rechts: gemittelte Szenarien 2070 – 2099))

Die Karte der potentiellen Verdunstung gegenüber dem Niederschlag (Kontrollperiode) weist deutlich die Gebiete aus, welche über das ganze Jahr gesehen durch mögliche Trockenheit geprägt sind (Rotfärbung): Nordschweiz, Teile des Mittellandes und Jura sowie die inneralpinen Täler des Engadins und des Wallis. Durch die in der nahen Zukunft zu erwartende leichte Zunahme der Jahresniederschläge kann sich die Fläche der betroffenen Regionen eher reduzieren, für die Szenarioperiode 2070 – 2099 ist wieder vermehrt mit Trockenheit zu rechnen. Es wird jedoch ausdrücklich darauf hingewiesen, dass diese Abbildungen keine Aussagen über saisonalen Trockenstress zulassen, welcher in den Sommermonaten durch den vermehrt ausbleibenden Niederschlag zunehmen wird, da die Gegenüberstellung der Variablen potentielle Verdunstung und Niederschlag über das ganze Jahr gemittelt dargestellt ist. Anders verhält es sich mit den humiden Gebieten in den Zentralalpen, welche eine generelle Abnahme erfahren dürften.

5.2 Skala Grosseinzugsgebiete

Wegen der im Rahmen des Adaptalp-Projektes erfolgten Arbeiten (Bernhard *et al.* 2011) erfolgen für die Grosseinzugsgebiete Alpenrhein und Engadin detailliertere Auswertungen. Im weiteren wird darauf hingewiesen, dass für die untenstehenden Grosseinzugsgebiete der Anhang B zu Hilfe genommen wird, da im vorliegenden Schlussbericht nicht alle Abbildungen aufgeführt sind.

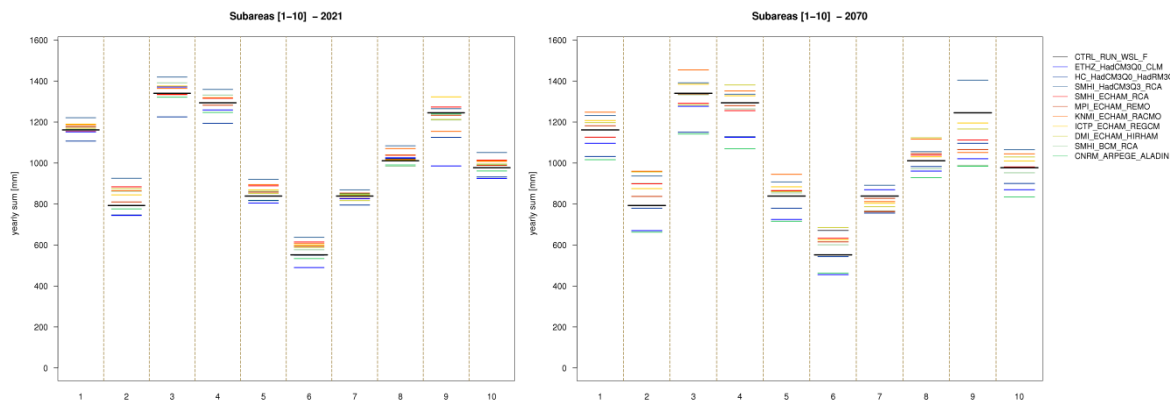


Abb. 39: Projektionen für den Abfluss der Schweizerischen Grosseinzugsgebiete (Jahressummen). Schwarz für die Kontrollperiode 1981 – 2010, in Farbe die zehn Klimaszenarien (links: 2021 – 2050; rechts: 2070 – 2099). 1) Alpenrhein, Diepoldsau, 2) Ostschweiz, 3) Limmat, 4) Reuss, 5) Aare, Brugg, 6) Jura/Birs, 7) Engadin, 8) Rhône, 9) Lago Maggiore, 10) ganze Schweiz

Abbildung 39 visualisiert die errechneten Veränderungen des mittleren Abflusses für die betrachteten Grosseinzugsgebiete und für die gesamte Schweiz. Die meisten Realisierungen deuten auf eine mögliche Zunahme des mittleren Abflusses für die Regionen Ostschweiz, Aare, Jura/Birs und Rhône (nahe Zukunft). Nur für die Zuflussgebiete des Lago Maggiore weisen die zehn Szenarien mehrheitlich eine Abnahme des mittleren Abflusses auf.

Für die ferne Zukunft zeigen die meisten Realisierungen nur noch Regionen Ostschweiz und Jura/Birs eine Zunahme des mittleren Abflusses. Zusätzlich zur Region „Lage Maggiore“ weist auch das Engadin auf eine mögliche Abnahme des mittleren Abflusses hin.

5.2.1 Alpenrhein

5.2.1.1 Auswirkungen auf den natürlichen Wasserhaushalt des Alpenrheins

Als Gesamtergebnis der sich verändernden Teilkomponenten der Wasserbilanz (Gletscher, Schnee, Bodenwasserspeicher und Verdunstung) resultieren die in Abb. 4039 (erste Kolonne, Jahressummen) und Abb. 40 (Tageswerte) dargestellten Abflussklimatologien für das Einzugsgebiet des Alpenrheins bis Diepoldsau.

Für den Zeitraum 2021 – 2050 werden sich in einem *durchschnittlichen* Jahr die höchsten Abflüsse mengenmässig kaum verändern (Tab. 8). Sie werden aber bis zu einem Monat früher eintreffen; d.h. Anfang Juni anstatt Mitte Juni bis Anfang Juli. Diese zeitliche Vorverschiebung der höchsten Jahresabflusswerte wird sich für den Zeitraum 2070 – 2099 noch weiter verstärken. Die gesamte jährliche Abflussmenge wird in einem Normaljahr (je nach Klimamodellkette) gegenüber der Referenzperiode für die nahe Zukunft um 0.7% zunehmen, resp. für die ferne Zukunft um 1.4% abnehmen. Die hohe Spannweite zeigt die Unsicherheit, welche durch die Fortpflanzung der zehn Klimaszenarien im hydrologischen System entsteht. In extrem *wasserreichen* Jahren werden die hohen Abflüsse im Sommer für den Zeitraum 2021 – 2050 wahrscheinlich leicht zunehmen. Für den Zeitraum 207 – 209 sind die verschiedenen Modellketten diesbezüglich widersprüchlich.

Eine grosse Unsicherheit besteht auch bei den Abflussberechnungen für die Herbst- und Wintermonate. Hier weichen die verschiedenen Modellketten stark voneinander ab. Eindeutig ist aber der Trend zu höheren Abflüssen in diesen Jahreszeiten, wo künftig die Akkumulation der Schneedecke später beginnt und vermehrt Niederschlag in flüssiger Form vorkommen dürfte. In Jahren mit besonderer Wasserknappheit dürften sich die niedrigsten Abflüsse gegenüber der heutigen Situation nur geringfügig verändern. Unsere Simulationen sagen eine leichte Erhöhung im Frühling sowie eine leichte Reduktion im Spätsommer voraus.

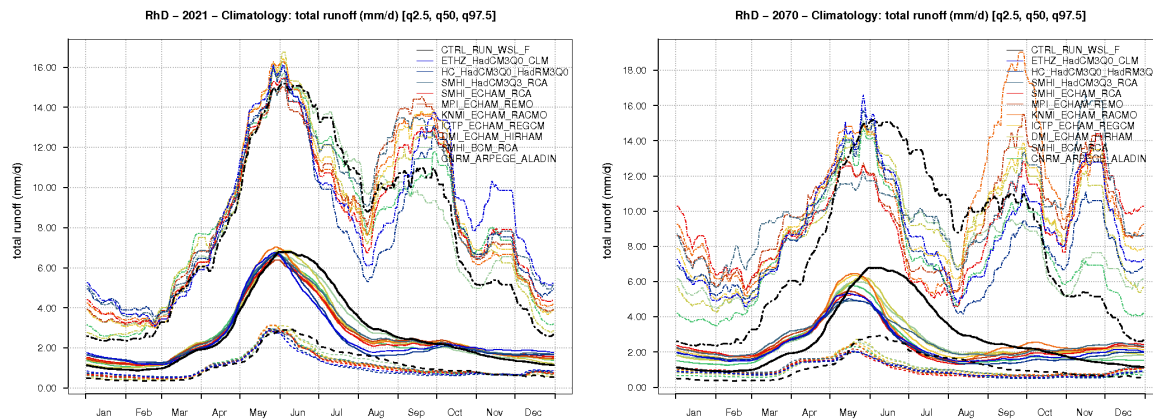


Abb. 40: Berechnete Veränderung in der Klimatologie des natürlichen Abflusses des Alpenrheins [mm/Tag] für den Zeitraum 2021 – 2050 (links) und den Zeitraum 2070 – 2099 (rechts), dargestellt für den Median, das 97.5%- und 2.5%-Quantil des Alpenrheins. Die schwarze Linie entspricht der Referenz-Simulation für den Zeitraum 1980 – 2009

Tab. 8: Mittlere jährliche Änderung der Vergletscherung und des natürlichen Abflusses in den verschiedenen Teileinzugsgebieten des Alpenrheins für die Zeiträume 202 – 205 und 207 – 2099

		Hinterrhein	Vorderrhein	Landq./Plessur	Vorarlberg	Alpenrhein
Vergletscherung [%]						
	1985	10.4	13.0	2.3	na	na
	2040	6.1	7.2	1.1	na	na
	2085	2.1	1.5	0.2	na	na
jährlicher Abfluss [mm]						
Referenz	Mittelwert	1102.2	1243.8	1010.1	1196.2	1147.0
2021-2050	Mittelwert	1122.7	1229.6	1014.3	1212.4	1154.6
	σ (Std. Dev)	23.6	34.4	27.3	43.6	29.4
2070-2099	Mittelwert	1096.3	1209.0	1001.3	1182.6	1131.2
	σ (Std. Dev)	70.9	78.8	85.7	101.6	79.8
Veränderung [%]						
∂ Referenz -> 2021-2050		1.9	-1.1	0.4	1.4	0.7
∂ Referenz -> 2070-2099		-0.5	-2.8	-0.9	-1.1	-1.4

5.2.1.2 Auswirkungen auf den natürlichen Abfluss in den Teileinzugsgebieten des Alpenrheins

Die Klimaänderung wird sich in den verschiedenen Teileinzugsgebieten des Alpenrheins unterschiedlich stark auswirken. Im Mittel aller Modellketten wird in der nahen Zukunft mehrheitlich eine leichte Zunahme (abgesehen vom am stärksten vergletscherten Vorderrhein), für den späteren Zeitraum (Abb. 41) zeigen die Modellketten eine Abnahme der natürlichen Abflüsse (Ausnahmen bilden die ECHAM- und HadCM3Q0-Modelle).

Die Szenarien für die drei Teileinzugsgebiete Hinterrhein, Vorderrhein und Landquart/Plessur (für Vorarlberg liegen uns keine Gletscherdaten vor) zeigen jedoch generell keine dramatischen Veränderungen, obwohl die Gebiete des Hinter- und Vorderrheins doch zu gut 10% vergletschert sind. D.h. der Alpenrhein wird vor allem auf eine Änderung im Niederschlag reagieren. Diese ist jedoch noch mit grossen Unsicherheiten verbunden.

Bei Beachtung, dass mehr oder weniger alle Einzugsgebiete reguliert sind, wird darauf hingewiesen, dass bei der Szenarien-Simulation an BAFU-Messstellen v.a. für die ferne Zukunft die einzelnen Ensemble-Ketten relativ grosse Streuungen aufweisen, da die Flussregulierungen nicht annähernd modelliert werden können. Die stärksten Veränderungen im negativen Sinne erfahren die Teileinzugsgebiete der Landquart, Hinterrhein und Vorderrhein und entsprechend als Folge davon auch der Rhein bei Diepoldsau (zwischen 2 – 4% Abnahme). Im Gegenzug dazu kann für das Ill-Einzugsgebiet keine Veränderung prognostiziert werden, hingegen mit der grössten Streuung der Modellketten; hier gilt es jedoch zu berücksichtigen, dass für den Teil des Vorarlberges uns weder Schnee- noch Gletscherdaten vorliegen.

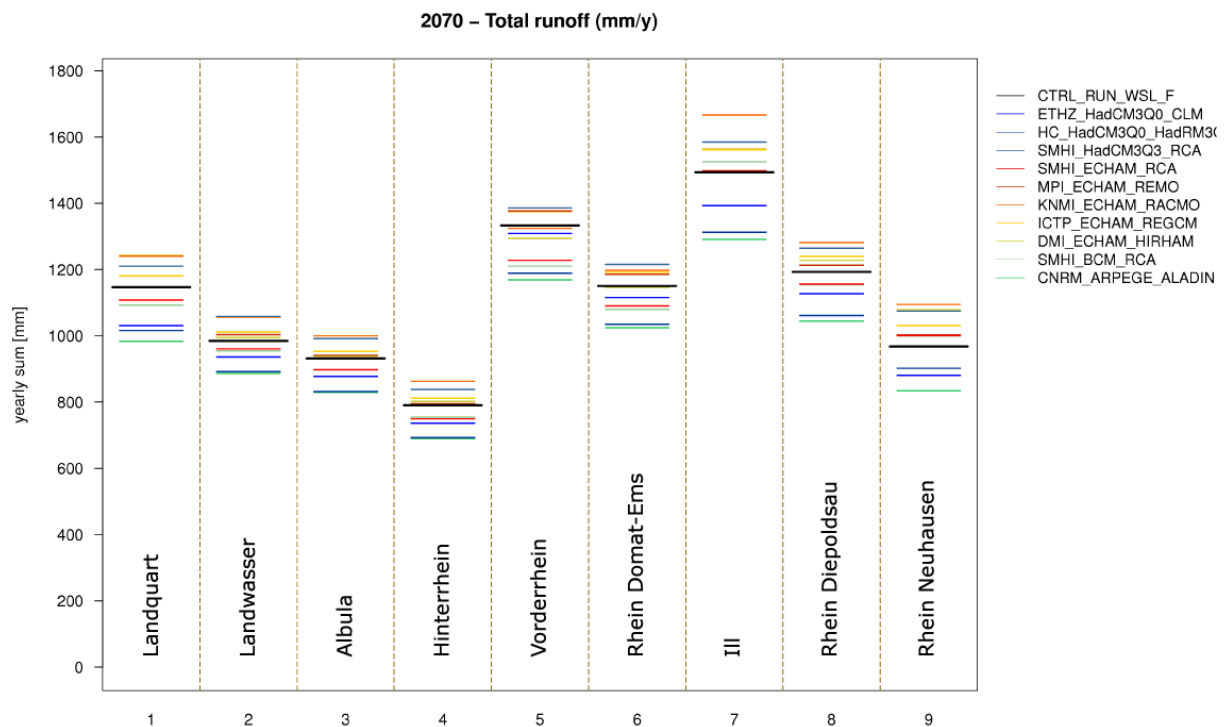


Abb. 41: Die simulierten Jahresabflüsse der einzelnen Teileinzugsgebiete des Alpenrheins für den Zeitraum 2070 – 2099. In schwarz der mittlere Jahresabfluss für den Kontrollzeitraum 1980 - 2009

Beim Alpenrhein ist besonders auffällig, dass die Gletscher bis zum Ende des 21. Jahrhunderts gänzlich verschwunden sein werden. Schon in der nahen Zukunft nimmt der Anteil am Gesamtabfluss durch die Gletscherschmelze im Mittel um Dreiviertel ab, für die zweite Periode wird er gegen Null tendieren (Tab. 8 und Abb. 42). Ebenfalls wird der Schneeanteil abnehmen, ohne dass sich der Gesamtabfluss merklich verändert (leichte Zunahme). Es zeigt auf, dass deutlich mehr Niederschlag in Form von Regen fallen wird, was auch zu einer Verfrühung der maximalen Frühsommerabflüsse führt; wie auch gegenüber der Entwicklung für die gesamte Schweiz eine stärkere Zunahme im Herbst/Winter.

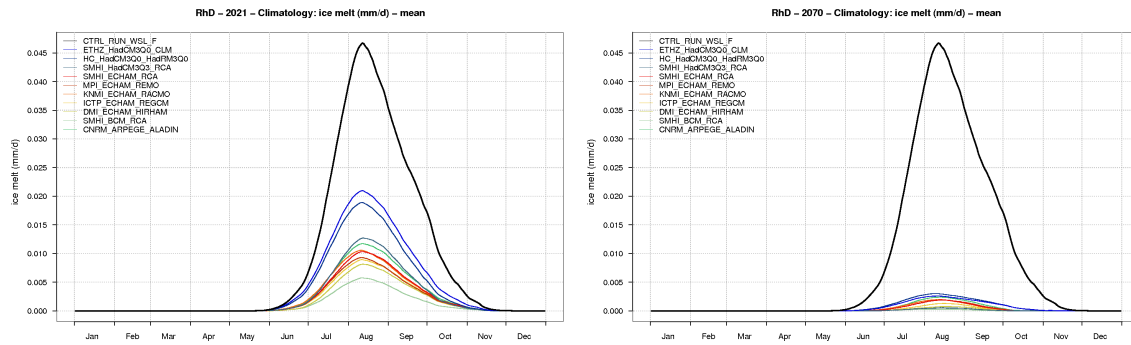


Abb. 42: Projektionen für die Gletscherschmelze für den Rhein, Diepoldsau. In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien (links: 2021 – 2050; rechts: 2070 – 2099)

Fallbeispiel III bei Gisingen

Für die Ill sind in der nahen Zukunft keine allzu grossen Veränderungen zu erwarten. Gegen Ende des 21. Jahrhunderts ist jedoch davon auszugehen, dass die Abflüsse im Sommerhalbjahr – bedingt durch den abnehmenden Schneeschmelzanteil (Abb. 43) – stark zurückgehen dürften. Hingegen werden die mittleren Abflüsse im Winterhalbjahr markant höher als während der von uns berücksichtigten Kontrollperiode 1980 – 2009 ausfallen.

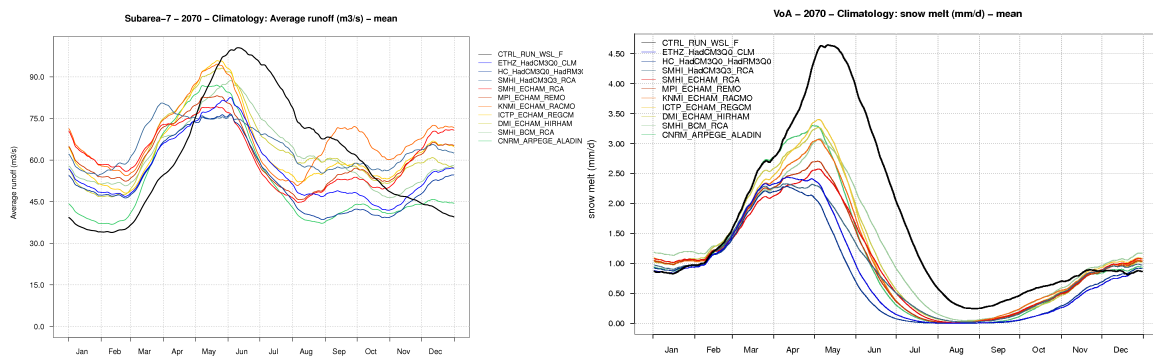


Abb. 43: Projektionen des Abflusses (links) sowie die Schneeschmelze (rechts) für die Ill, Gisingen (Periode 2070 – 2099). In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien

Fallbeispiel Albula

Bedingt durch die Höhenlage zeigt sich bei der Albula für 2021 – 2050 ein ähnliches Bild wie heute (Abb. 44.). In der zweiten Hälfte wird jedoch davon ausgegangen, dass sich die sommerlichen Maximalabflüsse bis zu einem Monat nach vorne verschieben und die Winterabflüsse merklich zunehmen werden. Eine Analyse der Veränderung von Periode mit höheren (90% Perzentil) und niedrigeren (10% Perzentil) Abflüssen deutet auf eine starke Zunahme von hohen Abflussraten für die Herbstperiode in der fernen Zukunft (häufigeres Auftreten von flüssigem Niederschlag) hin. Die Niedrigwasserperiode bleibt in den Wintermonaten bestehen. Die Abflussspitzen fallen aber sowohl für die nahe wie auch für die ferne Zukunft deutlich höher als bisher aus. Das 10% Perzentil des Abflusses im Winter (ferne Zukunft) dürfte höher als der Median der Kontrollperiode sein. Im Sommer wird der Median der Szenarien tiefer als das 10%-Perzentil der Kontrollperiode liegen.

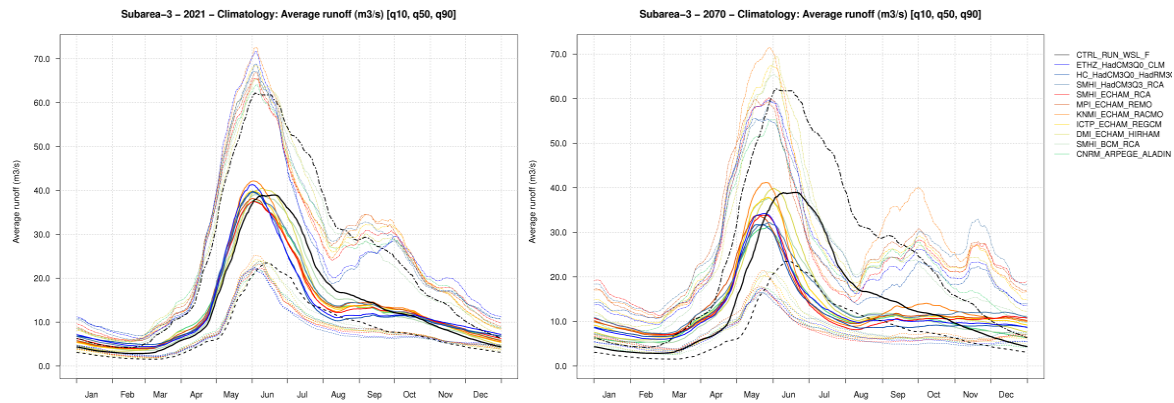


Abb. 44: Projektionen für den Abfluss der Albula. In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien (links: 2021 – 2050; rechts: 207 – 2099)

Fallbeispiel Landquart

Die Landquart zeigt für beide Perioden ein sehr ähnliches Bild wie die Albula (bedingt auch durch eine ähnliche Orographie und die räumliche Nähe). Auffallend sind die tiefen Werte der gesamten Wasserressourcen, welche vor allem für die zweite Hälfte des Jahrhunderts um 50% abnehmen; alle Ensemble Members zeigen diesen Trend trotz Abweichungen einheitlich! Die Wasserressourcen berechnen wir als Summe aller im Modell verfügbaren Speichergrößen: Schneespeicher, Bodenfeuchtespeicher, Grundwasserspeicher. Der Niederschlag wird künftig viel weniger in Form von Schnee zwischengespeichert und kommt mit einer kleineren saisonalen Verzögerung als Abfluss in die Gerinne. Die Mächtigkeit des „ewigen“ Schnees, welcher im Modell als Ressource dargestellt wird, wird schrumpfen und somit entsteht ein deutlicher Bias zwischen den gesamten Wasserressourcen der Kontrollperiode und den beiden Szenarioperioden (Abb. 45).

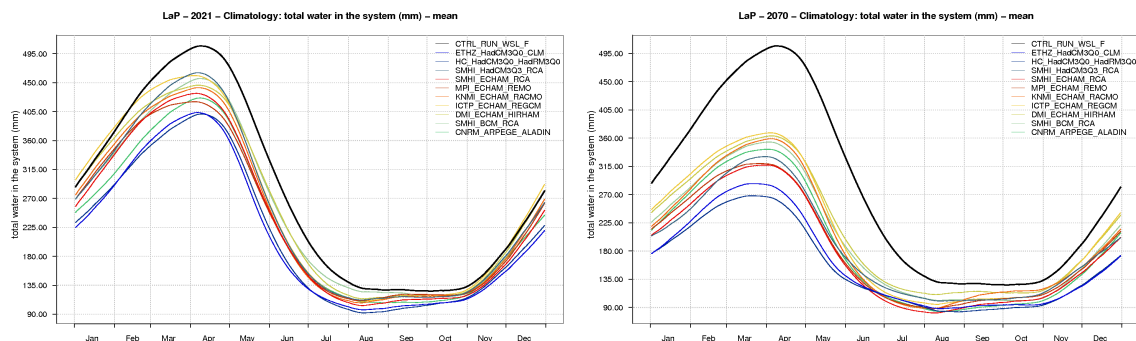


Abb. 45: Projektionen der Wasserressourcen für die Landquart, Felsenbach. In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien (links: 2021 – 2050; rechts: 207 – 2099)

5.2.2 Ostschweiz

In der Ostschweiz wird der Gesamtabfluss schon zwischen 2021 – 2050 wie auch in der fernen Zukunft noch zunehmen (5.2 und 7%). Der Schmelzwasseranteil aus Schnee nimmt jedoch in grossem Umfang ab (bis zu 55%), da die Region primär durch die Voralpen geprägt ist und dementsprechend durch die zu erwartenden höheren Temperaturen vermehrt schneefrei sein werden (Tab. 9).

Tab. 9: Natürlicher Wasserhaushalt der Ostschweiz für die Kontroll- und beide Szenarioperioden. P-kor: korrigierter Niederschlag; EREA: Verdunstung; RGES: Gesamtabfluss; GLAC: Gletscherschmelze; P-SME: Schneeschmelze; DS: Speicheränderung

Periode		P-kor	EREA	RGES	GLAC	P-SME	DS
1980-2009	Jahresmittel [mm]	1318	525	792	0	163	0
2021-2050	Jahresmittel [mm]	1364	530	833	0	121	1
	Veränderung [%]	↗ 3.5%	↗ 0.8%	↗ 5.2%	↗ 0.0%	↘ -25.5%	↗ 88.6%
	"+/-"	5.0%	1.0%	7.8%	0.0%	9.3%	-75.4%
2070-2099	Jahresmittel [mm]	1377	529	848	0	73	1
	Veränderung [%]	↗ 4.5%	↗ 0.6%	↗ 7.0%	↗ 0.0%	↘ -55.1%	↗ 148.3%
	"+/-"	9.0%	1.8%	13.9%	0.0%	7.8%	-43.4%

Fallbeispiel Rhein bei Rekingen

Für den Rhein bei Rekingen ist im Sommer/Herbst eine deutliche Abnahme des Abflusses zu erwarten. Im Gegenzug nehmen die Winter- und Frühlingsabflüsse verstärkt zu. Abgesehen vom Q347 weisen alle Prognosen der Extremwertstatistik (Abb. 46) eine Zunahme auf, v.a. für die Periode 2070 – 2099. Ein solches Verhalten wird für viele der betrachteten Grosseinzugsgebiete erwartet.

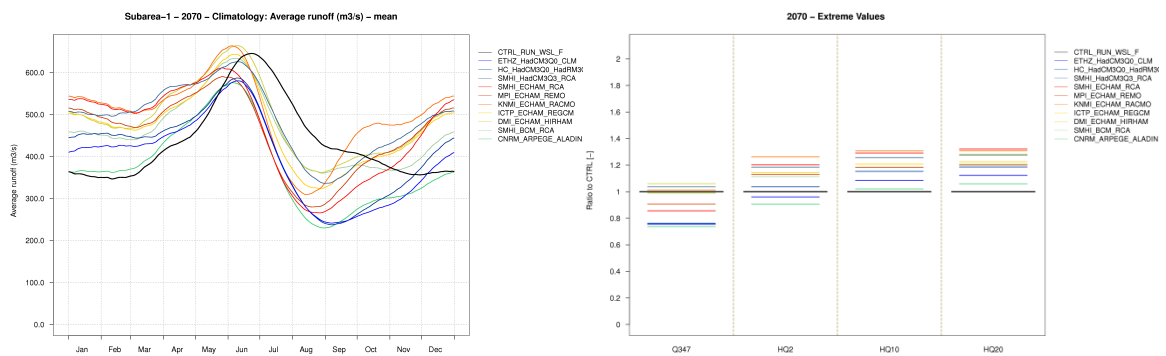


Abb. 46: Projektionen des Abflusses (links) der Extremwertstatistiken (rechts) für den Rhein, Rekingen. In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien (Szenarioperiode 207 – 2099)

Fallbeispiel Thur

Bei der Thur als Voralpenfluss ist auffallend, dass das Bodenwasser merklich abnimmt, v.a. im Sommerhalbjahr (Abb. 47). Gründe dafür liegen bei der stärkeren Verdunstung in Kombination mit dem niedrigeren Niederschlag, was sich ebenfalls in einer Reduktion des Gesamtabflusses auswirkt. Jedoch deutlich höher ausfallen dürften die Abflüsse im Winterhalbjahr, da die Winterniederschläge häufiger in Form von Regen statt Schnee fallen.

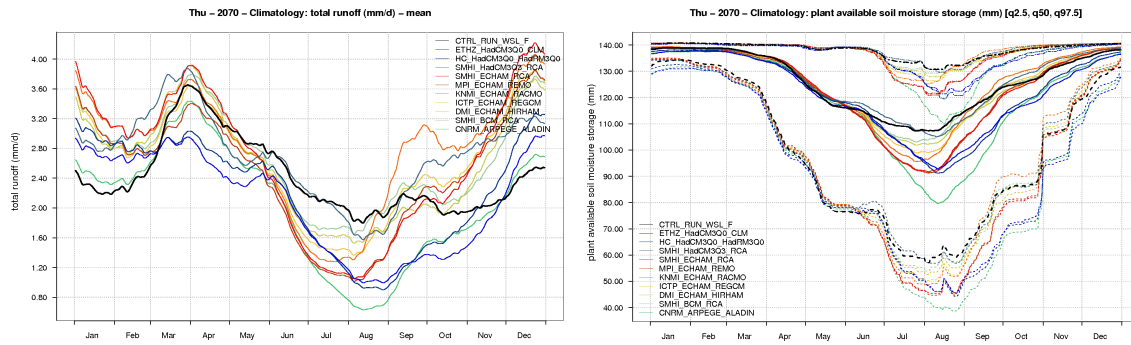


Abb. 47: Abflussprojektionen (links) sowie Projektionen des Bodenwassersperzentile für die Thur. In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien (2070 – 2099)

Fallbeispiel Töss

Wie schon die Abbildungen des Bodenwassers bei der Thur zeigen (Abb. 47), deuten ebenfalls die Interzeptions- und Bodenverdunstung der Töss auf ähnliche Prozesse hin (Abb. 48). Durch den geringeren Sommerniederschlag steht dem Blatt- und Nadelwerk deutlich weniger Wasser zur Verfügung, was sich in einer tieferen Interzeptionsverdunstung auswirkt; auch der Boden bleibt trockener. Hingegen dürfte durch die höheren Temperaturen und der kleineren Anzahl von Tagen mit geschlossener Schneedecke die Winterverdunstung leicht zunehmen.

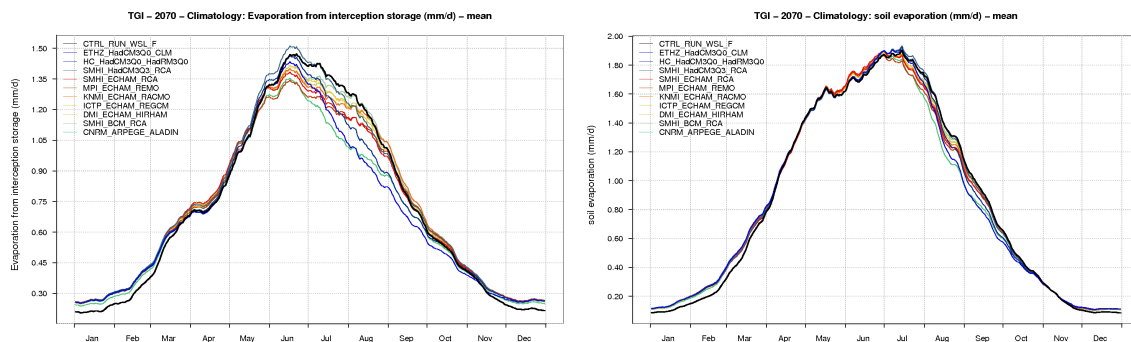


Abb. 48: Projektionen der Interzeptions- (links) und Bodenverdunstung (rechts) für die Töss. In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien (2070 – 2099)

Fallbeispiel Glatt

Betrachtet man die reale Verdunstung am Beispiel der Glatt (Abb. 49), sind wiederum dieselben Prozesse wie bei Thur und Töss erkennbar. Auch hier wird ersichtlich, dass sich die Veränderung des Niederschlags v.a. gegen Ende des 20. Jahrhunderts verstärkt, was zu mehr Trockenheit in den Sommermonaten führen wird. Die höheren Verdunstungswerte im Winter entstehen durch höhere Temperaturen und kürzere Schneebedeckung (Albedoeffekt).

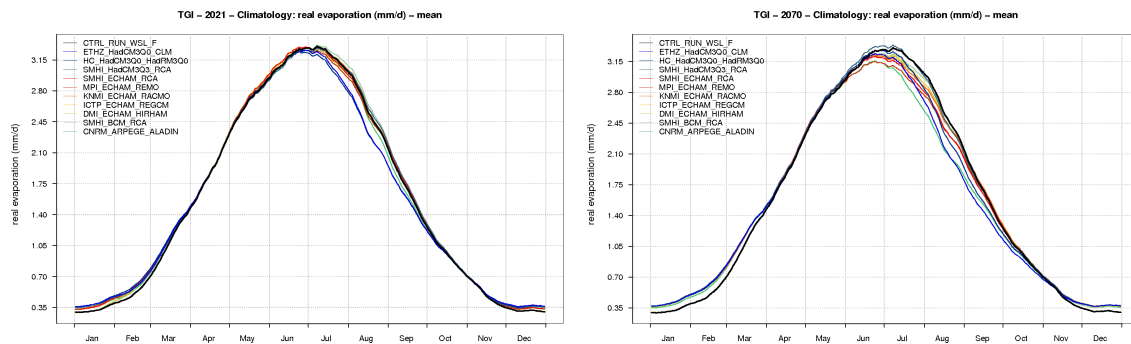


Abb. 49: Projektionen der realen Verdunstung für die Glatt. In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien (links: 2021 – 2050; rechts: 2070 – 2099)

5.2.3 Limmat

Das Einzugsgebiet der Limmat weist gesamthaft für die nahe wie auch für die ferne Zukunft keine allzu grossen Änderungen, was die Komponenten des Wasserhaushaltes betrifft, auf. Eine deutliche Abnahme ist einzig vom Anteil der Schneeschmelze (höhere Schneegrenze) zu erwarten. Die hohen Prozentwerte der Speicheränderungen dürfen nicht überbewertet werden, da sie sich im Millimeterbereich bewegen (Tab. 10).

Tab. 10: Natürlicher Wasserhaushalt der Limmat für die Kontrollperiode und beide Szenarioperioden. P-kor: korrigierter Niederschlag; EREA: Verdunstung; RGES: Gesamtabfluss; GLAC: Gletscherschmelze; P-SME: Schneeschmelze; DS: Speicheränderung

Periode		P-kor	EREA	RGES	GLAC	P-SME	DS
1980-2009	Jahresmittel [mm]	1814	476	1340	2	487	-1
2021-2050	Jahresmittel [mm]	1832	484	1348	1	405	1
	Veränderung [%]	↑ 1.0%	↑ 1.8%	↑ 0.6%	↓ -53.4%	↓ -16.9%	↓ -174.9%
	"±"	3.0%	0.5%	3.9%	23.7%	5.9%	43.3%
2070-2099	Jahresmittel [mm]	1796	490	1304	1	284	2
	Veränderung [%]	↓ -1.0%	↑ 3.1%	↓ -2.6%	↓ -63.7%	↓ -41.6%	↓ -255.5%
	"±"	5.7%	0.9%	7.5%	11.0%	7.3%	152.4%

Die berechnete Veränderung für die Extremwertstatistik (Abb. 50) weist auf eine Reaktion des Flussgebietes auf das Klimasignal in der zweiten Hälfte dieses Jahrhunderts hin. Hochwasser mit Wiederkehrperioden von über 10 Jahren dürften leicht höhere Werte aufweisen (5 bis 10% mehr). Bei kleineren Hochwasser ist nicht eindeutig, in welche Richtung sich die Extreme entwickeln könnten.

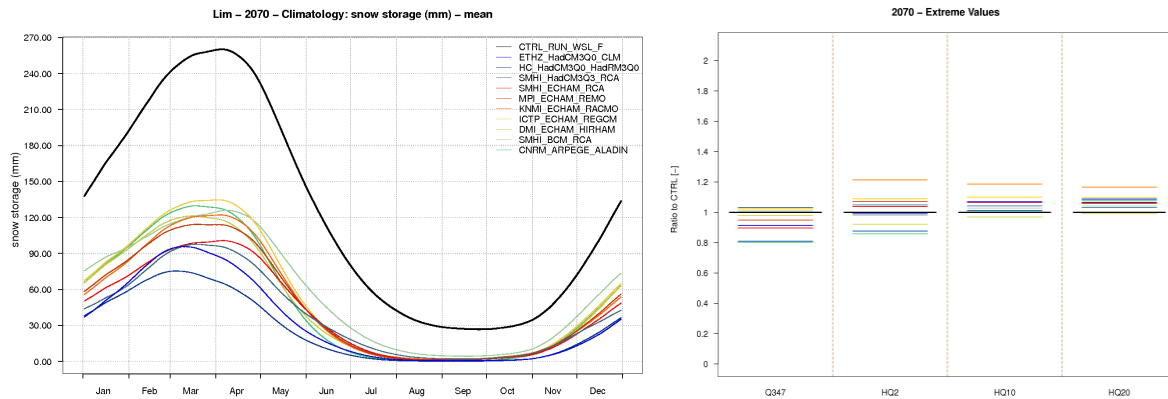


Abb. 50: Projektionen der Schneespeicherung (links) sowie der Extremwertstatistik für die Limmat. In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien (2070 – 2099)

Fallbeispiel Linth

Das Abflussregime der Linth wird in der fernen Zukunft ihren nivo-glazialen Charakter verlieren und eher zu einem nivo-pluvialen Regime mit einem markanten Tief im August verändern (Abb. 51). Die Projektionen der Gletscherschmelze des Linth-Gebietes erfahren einen starken Rückgang, welcher v.a. für die Periode 2070 – 2099 durch alle Ensemble-Ketten repräsentiert werden. Der Gletscheranteil ist jedoch klein, was sich im geringen Einfluss für die gesamte Wasserbilanz der Limmat verdeutlicht.

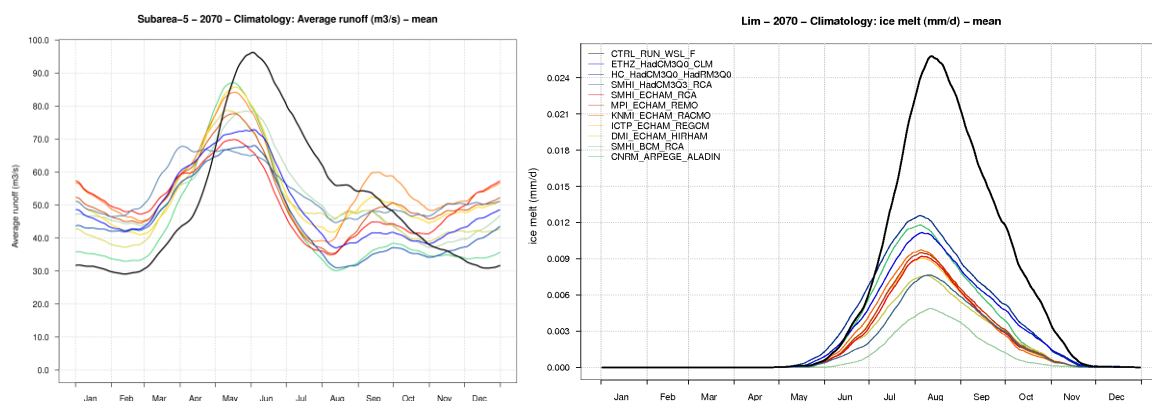


Abb. 51: Projektionen des Abflusses (links) sowie der Gletscherschmelze (rechts) der Linth. In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien (2070 – 2099)

5.2.4 Reuss

Die Reuss wird teilweise aus hochalpinen Gebieten der Zentralalpen gespeist. Dieser Umstand zeigt sich einerseits darin, dass der Gesamtabfluss in der nahen Zukunft ähnlich wie heute bleibt, obwohl der Gletscher- und v.a. Schneeanteil am Gesamtabfluss merklich zurückgeht. Hingegen zeigen für die ferne Zukunft abgesehen von der erhöhten Verdunstung (höhere Temperaturen) alle Komponenten des Wasserhaushaltes niedrigere Werte (mittleres Szenario, Tab. 11).

Tab. 11: Natürlicher Wasserhaushalt der Reuss für die Kontroll- und beide Szenarioperioden. P-kor: korrigierter Niederschlag; EREA: Verdunstung; RGEs: Gesamtabfluss; GLAC: Gletscherschmelze; P-SME: Schneeschmelze; DS: Speicheränderung

Periode		P-kor	EREA	RGES	GLAC	P-SME	DS
1980-2009	Jahresmittel [mm]	1739	460	1294	14	543	-15
2021-2050	Jahresmittel [mm]	1751	468	1292	9	459	-9
	Veränderung [%]	↗ 0.7%	↗ 1.8%	↗ -0.2%	↓ -33.5%	↓ -15.5%	↓ -37.8%
	"+/-"	2.9%	0.4%	3.7%	22.3%	5.5%	-5.6%
2070-2099	Jahresmittel [mm]	1724	475	1252	3	341	-3
	Veränderung [%]	↘ -0.9%	↗ 3.2%	↘ -3.3%	↓ -75.6%	↓ -37.2%	↓ -82.6%
	"+/-"	6.5%	1.2%	8.3%	8.8%	7.1%	5.7%

Fallbeispiel Kleine Emme

Als typisches Beispiel für ein Voralpen-Einzugsgebiet deuten die Szenarien für den Abfluss auf eine starke Veränderung der Minima und Maxima (Abb. 52). Die Phasenverschiebung der täglichen Abflussklimatologie ist mit vier Wochen als sehr bedeutend einzuschätzen. Neu erfolgen die Perioden mit hohen Abflüssen zwischen November und Februar, wohingegen sie heute im März – Mai zu erwarten sind.

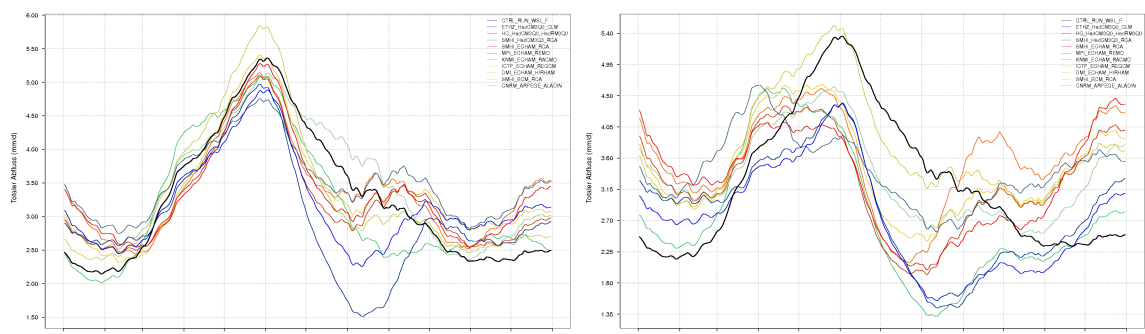


Abb. 52: Projektionen der Kleinen Emme. In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien (links: 2021 – 2050; rechts 2070 – 2099)

Fallbeispiel Reuss Seedorf

Der Schneeschmelzanteil gibt schon für die Periode 2021 – 2050 klare, für die ferne Zukunft sehr deutliche Hinweise auf verschiedene Faktoren, welche durch die Klimaänderung zu erwarten sind: Weniger hohe Schneemengen, was zu einer starken Reduktion des Schmelzwasseranteils sowie eine Vorverschiebung des Maximums um mehrere Wochen (2070 – 2099) führt (Abb. 53). Dies wirkt sich entsprechend auf die Tagesmittelwerte der Abflussprojektionen aus.

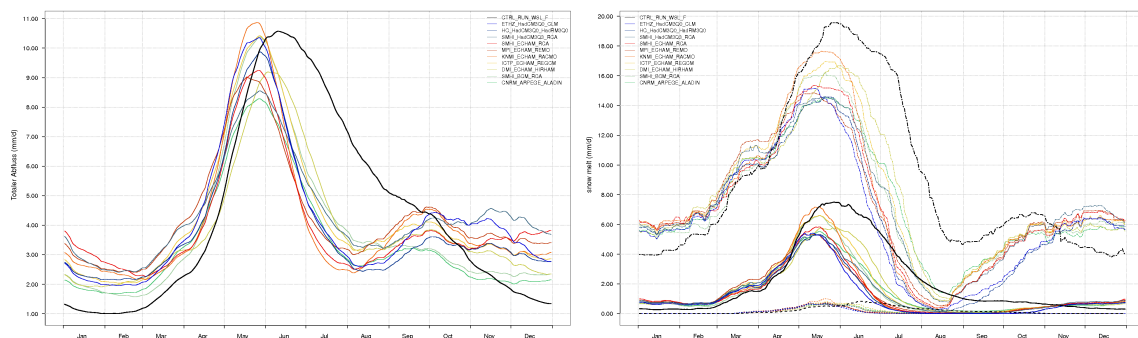


Abb. 53: Projektionen des Abflusses (links) sowie der Schneeschmelzperzentile (rechts) der der Reuss, Seedorf. In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien (2070 – 2099)

5.2.5 Die Aare bis Brugg

Das Einzugsgebiet der Aare bis Brugg setzt sich aus 6 Grossregionen (siehe Abb. 54) zusammen. Wegen der Grösse des Einzugsgebietes (11'739 km²) werden die Analysen in einzelne Grossregionen aufgeteilt.

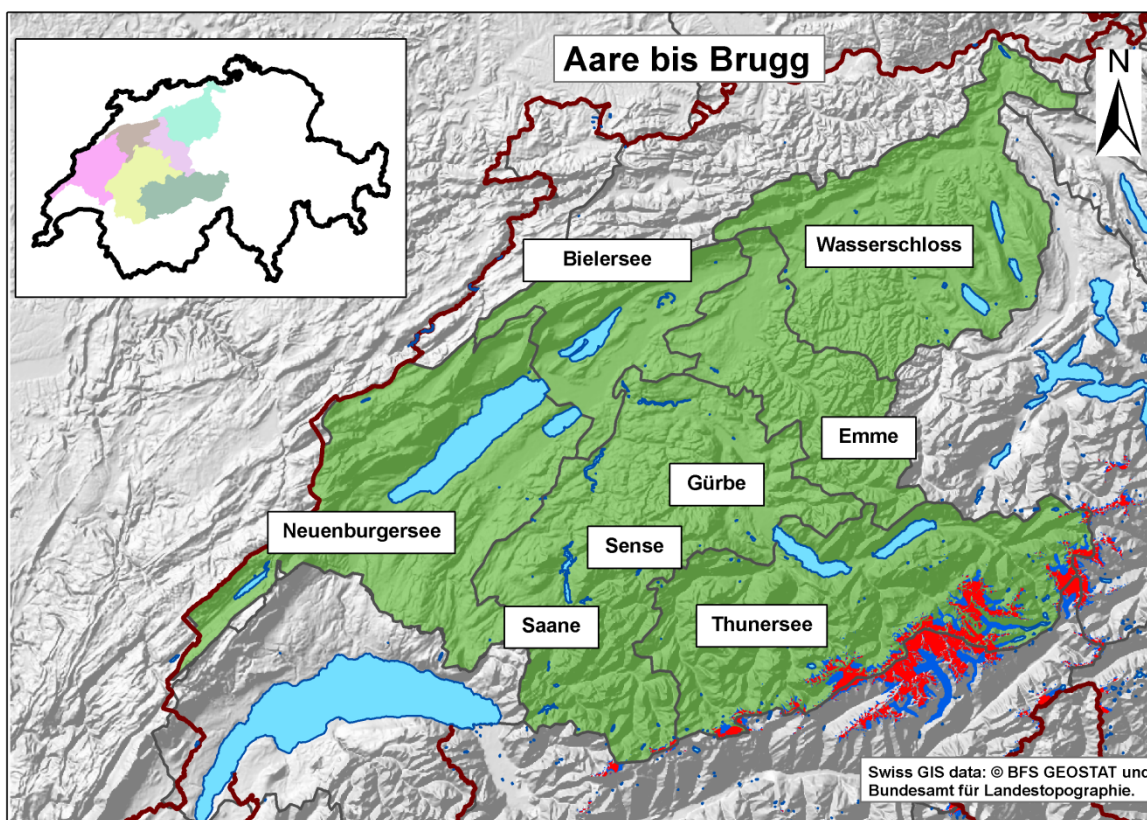


Abb. 54: Einzugsgebiet der Aare bis Brugg. In rot und blau Gletscherausdehnung 1985 (rot: Akkumulationsgebiet; blau: Ablationsgebiet)

Auffallend ist, dass die Hochgebirgsregion um den Thunersee knapp doppelt so viel Abfluss (rund 1500 mm/a) wie das Gesamteinzugsgebiet (ca. 850 mm/a) aufweist (Abb. 55). Dies bestätigt die Arbeiten von Viviroli *et al.* (2007), welche die Bedeutung der Alpen für die Wasserverfügbarkeit der tiefer liegenden Regionen beschrieben haben. Die Mittellandregion um die Jurarandseen haben im Schnitt weniger als 600 mm Abfluss pro Jahr.

Die Szenarien der mittleren Abflüsse (2021 – 2050 sowie 2070 – 2090) weisen bei allen Teileinzugsgebieten eine ähnliche Streuung auf, welche für die ferne Zukunft leicht zunehmen. Gegen

Ende des 21. Jahrhunderts deuten die meisten Modellrealisierungen für die tiefer gelegenen Gebiete auf eine Zunahme der mittleren Jahresabflüsse hin, wohingegen sie für die Regionen des Thunersees sowie der Saane, Sense und Gürbe abnehmen dürften (Abb. 55 rechts). Dies bestätigt die von Bosshard *et al.* (2011a) beobachtete Tendenz, dass in der Periode 2070 – 2099 inneralpin mit eher tieferen, in den Voralpen sowie im Mittelland mit generell höheren Niederschlagsmengen zu rechnen ist. Die Folgen durch den prognostizierten Gletscherrückgang (vgl. CCHydro-Beitrag von Linsbauer *et al.* 2012) hervorgerufenen höheren Eisschmelzanteile wirken dabei noch mildernd (vgl. Tab. 12).

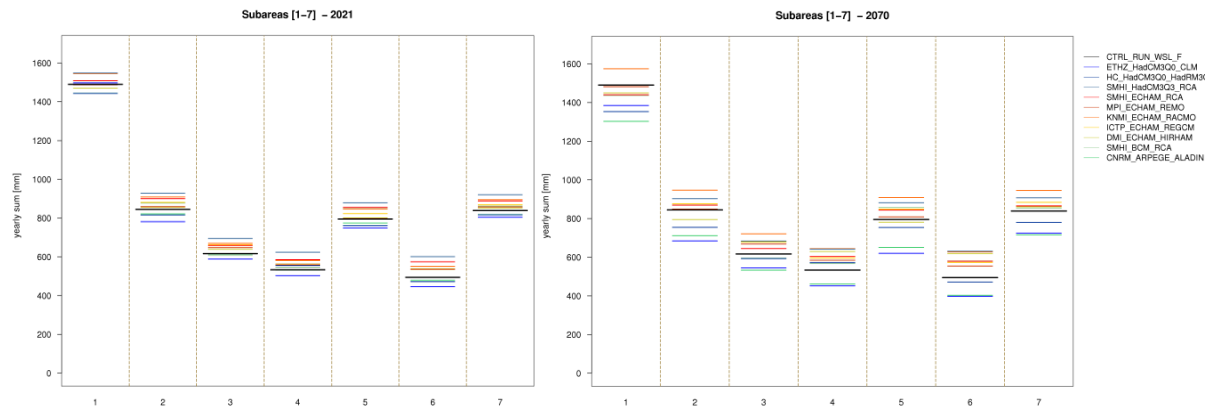


Abb. 55: Projektionen für den Abfluss der Grossgebiete der Aare bis Brugg. Schwarz Kontrollperiode 1981 – 2010, in Farbe die zehn Klimaszenarien. Links: 2021 – 2050; rechts: 2070 – 2099. 1) Thunersee, 2) Sense, Saane und Gürbe, 3) Neuenburgersee, 4) Bielersee, 5) Emme, 6) Wasserschlöss, 7) gesamte Aare bis Brugg

5.2.5.1 Alpenaare

Bei der Alpenaare verdeutlicht sich die zu erwartende Abnahme der glazialen Massenbilanz. Durch die starke Vergletscherung ist in der ersten Periode diesbezüglich noch keine allzu grosse Veränderung auszumachen (Tab. 12), welche sich in der Zeit 2070 – 2099 entsprechend stärker auswirkt. Der Gletscherrückzug trägt mit einer Zunahme von knapp 70% Anteil unverkennbar am Gesamtabfluss bei; ohne diesen Anteil wäre der Gesamtabfluss in stark negativem Bereich. Wir weisen darauf hin, dass die Massenbilanz der Gletscher durch unsere Methode zur Assimilierung von Gletscherflächen nicht berücksichtigt wird. Durch eine reine Assimilierung der Gletscherflächen können vor allem in der fernen Zukunft grosse Unsicherheiten in der Abschätzung der Eisschmelze hervorgerufen werden.

Tab. 12: Natürlicher Wasserhaushalt der Alpenaare für die Kontroll- und beide Szenarioperioden. P-kor: korrigierter Niederschlag; EREA: Verdunstung; RGEs: Gesamtabfluss; GLAC: Gletscherschmelze; P-SME: Schneeschmelze; DS: Speicheränderung

Periode		P-kor	EREA	RGEs	GLAC	P-SME	DS
1980-2009	Jahresmittel [mm]	1832	367	1490	17	865	-25
2021-2050	Jahresmittel [mm]	1848	377	1494	17	758	-23
	Veränderung [%]	↗ 0.8%	↗ 2.6%	↗ 0.3%	↗ 0.4%	↓ -12.3%	↓ -8.9%
	"±/-"	2.2%	0.5%	2.4%	66.9%	5.8%	-10.7%
2070-2099	Jahresmittel [mm]	1795	386	1440	29	574	-31
	Veränderung [%]	↘ -2.0%	↗ 5.0%	↘ -3.4%	↗ 67.6%	↓ -33.6%	↗ 21.9%
	"±/-"	4.7%	0.9%	5.2%	76.9%	7.9%	-20.3%

Fallbeispiel Aare in Thun

Die Projektionen der Schneeschmelze zeigen für beide Perioden einerseits die eindeutige Erhöhung der Schneegrenze, was zum Rückgang der Schneemengen führt. Dies hat Auswirkungen auf die Klimatologie der Schneeschmelze (Abb. 56). Die Abnahme der maximalen Schneeschmelzmengen ist bei allen Modellrealisierungen deutlich, obwohl v.a. in der fernen Zukunft eine grosse Unsicherheit zu erkennen ist.

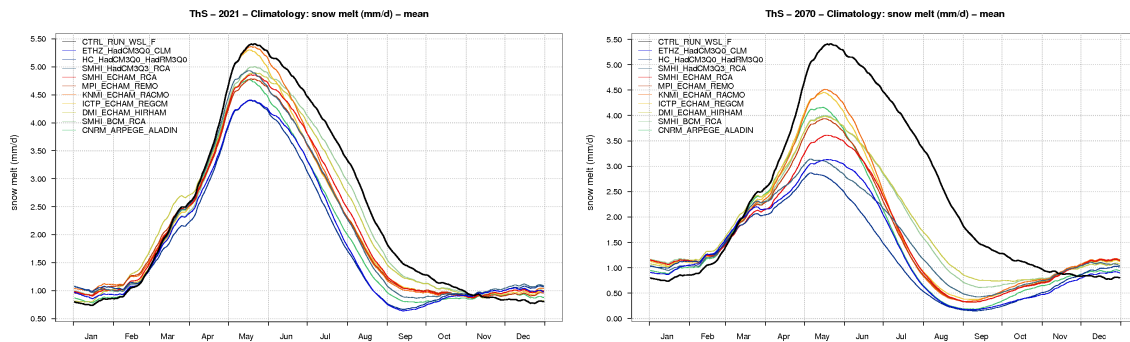


Abb. 56: Schneeschmelzprojektionen der Aare, Thun. In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien (links: 2021 – 2050; rechts: 2070 – 2099)

5.2.5.2 Saane

Das Einzugsgebiet der Saane wird keine allzu grossen Veränderungen bezüglich der Wasserbilanz erfahren. Durch den geringeren Niederschlag sowie den tieferen Schneeschmelzanteil sind einzig die negativen Werte des Gesamtabflusses in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts auffallend, welcher sich mit 2.3% moderat auswirkt (Tab. 13).

Tab. 13: Natürlicher Wasserhaushalt der Saane für die Kontroll- und beide Szenarioperioden. P-kor: korrigierter Niederschlag; EREA: Verdunstung; RGES: Gesamtabfluss; GLAC: Gletscherschmelze; P-SME: Schneeschmelze; DS: Speicheränderung

Periode		P-kor	EREA	RGES	GLAC	P-SME	DS
1980-2009	Jahresmittel [mm]	1343	501	845	1	271	-3
2021-2050	Jahresmittel [mm]	1364	504	863	0	216	-2
	Veränderung [%]	↑ 1.6%	↑ 0.6%	↑ 2.1%	↓ -46.4%	↓ -20.3%	↓ -17.9%
	"±"	3.7%	0.8%	5.4%	20.6%	9.6%	24.7%
2070-2099	Jahresmittel [mm]	1324	500	826	0	136	-1
	Veränderung [%]	↓ -1.4%	↓ -0.2%	↓ -2.3%	↓ -100.0%	↓ -49.9%	↓ -52.5%
	"±"	6.9%	1.7%	10.2%	0.0%	8.9%	33.4%

Gegenüber des Einzugsgebietes vom Thunersee (Tab. 12) erkennt man als Folge der Klimaszenarien einen deutlichen Unterschied betreffend den realen Verdunstungsmengen. Die Verdunstungsaktivität intensiviert sich v.a. bei Flächen, welche voraussichtlich länger schneefrei sein werden. In höheren Lagen ist die Zufuhr von Feuchtigkeit nach wie vor sehr hoch und stellt keinen limitierenden Faktor dar. Diese Aussagen werden auch durch die bivariaten Analysen (siehe Abb. 38 sowie Anhang D) Niederschlag *versus* potentielle Verdunstung bekräftigt. Dort wird ersichtlich, dass die Gebiete um die Saane deutlich stärker als das Gebiet des Thunersees von Trockenheit betroffen sind. Die Verdunstungsmengen werden zukünftig in tieferen Lagen stärker durch Bodenfeuchtedefizit begrenzt sein (Saane- und Mittellandgebiete).

Fallbeispiel Sense

Die Veränderung der Extremwertstatistik der Sense bis Thörishaus lässt keine genaueren Prognosen zu. Die starke Streuung der HQ2-Werte (2070 – 2099) widerspiegelt die starke Streuung der Szenarien für den Abfluss dahingehend, dass sich der Bodenfeuchteffekt stärker auf kleine Hochwasser auswirkt und dass vermehrt Hochwasser im Winterhalbjahr möglich sind (fehlende saisonale Effekte durch die Speicherung von bedeutenden Niederschlagsmengen in Form einer geschlossenen Schneedecke). Am Beispiel der Sense kann exemplarisch aufgezeigt werden, wie sich die Klimaveränderung auf Trockenheit resp. Niedrigwasser auswirken dürfte. Die berechneten 95%-Perzentile (Q347) sinken deutlich unter den aktuellen Richtwert (Abb. 57 rechts) und sind primär im Sommer bis Spätsommer zu erwarten (Abb. 57 links). Dies bedeutet, dass in der fernen Zukunft die Abflussmengen der Sense, welche an 347 Tagen im Jahr nicht unterschritten werden, nur der Hälfte des aktuellen Wertes sein könnten. Die Folgen für die Ökosysteme sowie die Festlegung der Restwasserbestimmung sind schwierig abzuschätzen und müssen genauer analysiert werden; mehr dazu in Meyer (2012).

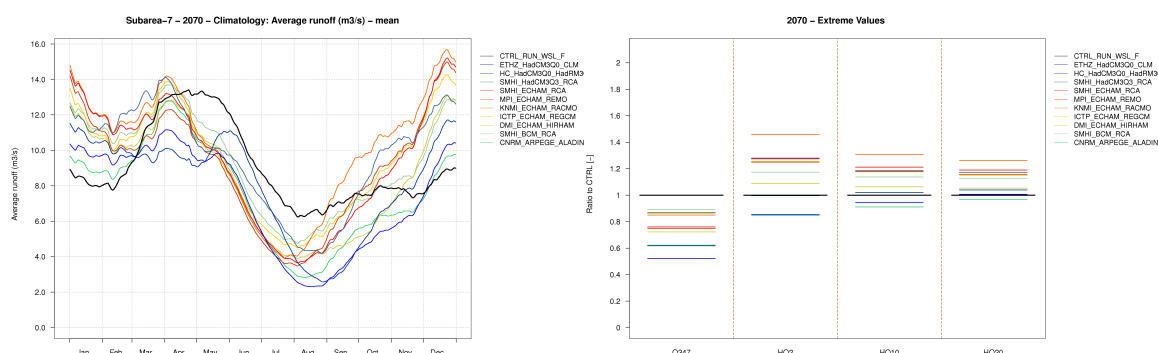


Abb. 57: Projektionen des Abflusses (links) sowie der Extremwertstatistik (rechts) der Sense. In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien (Szenarioperiode 2070 – 2099)

5.2.5.3 Jurarandseen

Der Gesamtabfluss der Jurarandseen wird sich in beiden Perioden gegenüber 1980 – 2009 um ca. 4% erhöhen (Tab. 14). Grund ist einzig der in dieser Region mit Ausnahme der Sommermonate erhöhte Niederschlag für die beiden Zukunftsperioden. Auffallend ist auch der prozentual starke Rückgang des Schneeschmelzanteils. Ist der Jura heute von Januar – März mehrheitlich schneebedeckt, dürfte sich dies v.a. für 2070 – 2099 auf einige wenige Wochen reduzieren. Trotz höherem Niederschlag erwartet man für die ferne Zukunft niedrigere Verdunstungswerte (Tab. 14). Diese dürften vor allem in den Sommermonaten durch die Bodenwasserverfügbarkeit stärker limitiert sein.

Tab. 14: Natürlicher Wasserhaushalt der Jurarandseen für die Kontroll- und beide Szenarioperioden. P-kor: korrigierter Niederschlag; EREA: Verdunstung; RGES: Gesamtabfluss; GLAC: Gletscherschmelze; P-SME: Schneeschmelze; DS: Speicheränderung

Periode		P-kor	EREA	RGES	GLAC	P-SME	DS
1980-2009	Jahresmittel [mm]	1136	548	588	0	123	0
2021-2050	Jahresmittel [mm]	1160	548	612	0	85	1
	Veränderung [%]	↗ 2.2%	→ 0.1%	↗ 4.0%	→ 0.0%	↓ -31.0%	↑ 134.2%
	"±/-"	3.6%	1.6%	5.6%	0.0%	9.1%	-613.3%
2070-2099	Jahresmittel [mm]	1152	538	613	0	44	1
	Veränderung [%]	↗ 1.4%	↘ -1.6%	↗ 4.2%	→ 0.0%	↓ -63.7%	↑ 197.9%
	"±/-"	6.8%	2.7%	11.0%	0.0%	6.1%	-685.1%

Fallbeispiel Broye

Die Grundwasserkomponente der Broye im hydrologischen Modell (Abb. 58) wird sich im laufenden Jahrhundert in dieser Region insofern ändern, als sie die Niedrigwasserergebnisse der typischen Mittellandflüsse Thur und Töss erhärtet. Die Füllstände im Modell fallen von Mai – November tiefer, von Dezember – April generell höher aus. Ein solches Verhalten wird durch die Niederschlagsveränderungen (Verringerung im Sommer, Verlagerung der Schneegrenze) ausgelöst.

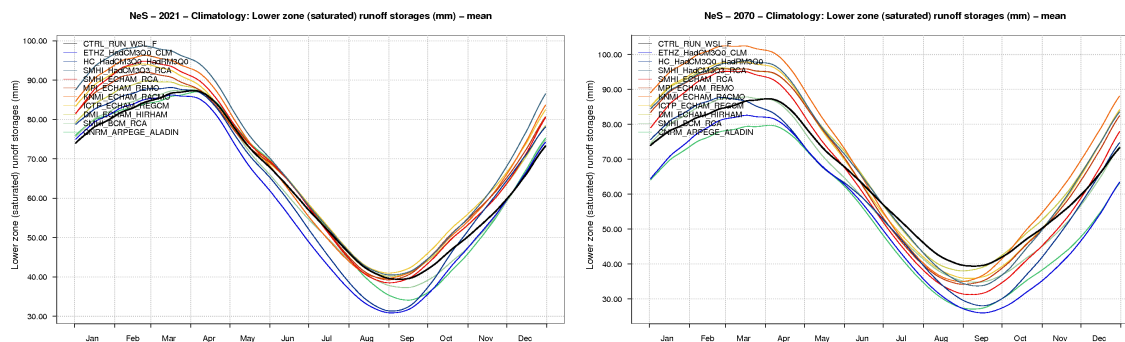


Abb. 58: Projektionen der modellierten Grundwasserkomponente für das Einzugsgebiet der Broye. In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien (links: 202 – 2050; rechts: 207 – 2099)

5.2.5.4 Wasserschloss

Der natürliche Wasserhaushalt des Wasserschlosses (Tab. 15) wird in Zukunft generell durch leicht erhöhte Niederschläge sowie auch eine Zunahme des Abflusses geprägt sein. Eine Reduktion bis zu zwei Drittel ist vom Schneeschmelzanteil zu erwarten, welcher sich nicht im Gesamt-, jedoch im Jahresgang eindeutig auswirkt.

Tab. 15: Natürlicher Wasserhaushalt des Wasserschlosses für die Kontroll- und beide Szenarioperioden. P-kor: korrigierter Niederschlag; EREA: Verdunstung; RGES: Gesamtabfluss; GLAC: Gletscherschmelze; P-SME: Schneeschmelze; DS: Speicheränderung

Periode		P-kor	EREA	RGES	GLAC	P-SME	DS
1980-2009	Jahresmittel [mm]	1151	554	599	0	109	-2
2021-2050	Jahresmittel [mm]	1181	556	627	0	73	-2
	Veränderung [%]	↗ 2.6%	↗ 0.4%	↗ 4.5%	↗ 0.0%	↘ -32.9%	↘ -18.0%
	"+/-"	4.7%	1.6%	7.7%	0.0%	9.7%	52.9%
2070-2099	Jahresmittel [mm]	1178	549	631	0	38	-1
	Veränderung [%]	↗ 2.4%	↘ -1.0%	↗ 5.3%	↗ 0.0%	↘ -64.8%	↘ -35.1%
	"+/-"	9.0%	2.7%	14.9%	0.0%	6.8%	31.8%

Fallbeispiel Aare bei Untersiggenthal

Die Aare bei Untersiggenthal verdeutlicht den generellen Trend, welcher durch die vermehrten Niederschläge im Herbst, Winter und Frühjahr zu erwarten sind und primär in Form von Regen fallen werden; gegenteilig verhält es sich in den Sommermonaten, welche durch häufigeres Auftreten von Niedrigwasser geprägt sein dürften (Abb. 59).

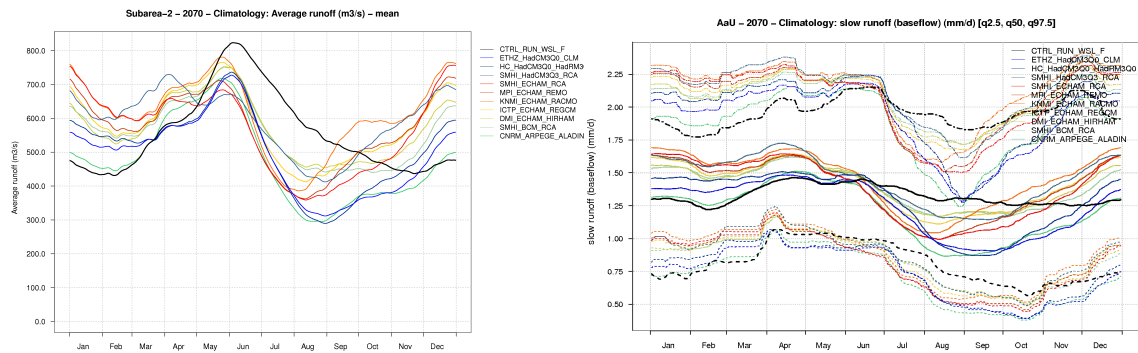


Abb. 59: Projektionen des Abflusses (links) sowie der Basisabflussperzentile (rechts) der Aare, Untersiggenthal. In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien (2070 – 2099)

Fallbeispiel Emme

Auch die Emme zeigt dieselben Tendenzen wie die Broye, Thur und Töss: Abnahme der Sommerabflüsse gegenüber heute sowie eine starke Zunahme zwischen Oktober und Februar (für beide Perioden). Auffallend im Emmener Einzugsgebiet ist die vermutlich ausbleibende oder zumindest sich abschwächende Abflussspitze Ende März/Anfang April. Dies geht mit der in einigen Jahren vollständig ausbleibenden geschlossenen Schneedecke in mittleren Höhen, welche kein Wasser mehr zwischenspeichert und dann zu den Maximalabflüssen im Frühjahr führt; dieser Regen steht dem System hingegen im Winterhalbjahr direkt zur Verfügung und erhöht deren Abflüsse. Die einzelnen Szenarien weisen jedoch eine ziemlich starke Schwankung (Abb. 60) auf, welche v.a. für die Periode 207 – 2099 durch die Unsicherheiten der Niederschlagsszenarien zu erklären sind.

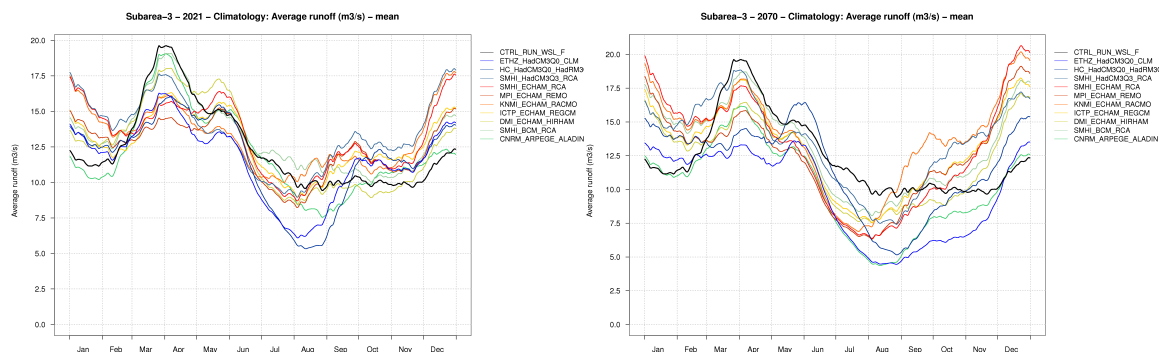


Abb. 60: Abflussprognosen der Emme. In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien (links: 2021 – 2050; rechts: 207 – 2099)

5.2.6 Nordwestschweiz

Eine Änderung des Klimas wird auch Auswirkungen auf die Verdunstung und die Wasserspeicherung im Boden haben. Jährlich verdunsten in der Nordwestschweiz knapp die Hälfte des gesamten Jahresniederschlags (Tab. 16). Diese Berechnungen von PREVAH sind zwar mit grosser Unsicherheit behaftet, weil man immer noch relativ wenig über die Verdunstung weiss. Die Grössenordnung stimmt aber recht gut mit Angaben des hydrologischen Atlas der Schweiz überein (Tafel 4.1).

Tab. 16: Natürlicher Wasserhaushalt der Nordwestschweiz für die Kontroll- und beide Szenarioperioden. P-kor: korrigierter Niederschlag; EREA: Verdunstung; RGEs: Gesamtabfluss; GLAC: Gletscherschmelze; P-SME: Schneeschmelze; DS: Speicheränderung

Periode		P-kor	EREA	RGES	GLAC	P-SME	DS
1980-2009	Jahresmittel [mm]	1040	490	552	0	122	-2
2021-2050	Jahresmittel [mm]	1068	490	579	0	85	-1
	Veränderung [%]	↗ 2.7%	→ 0.0%	↗ 5.0%	→ 0.0%	↓ -30.7%	↓ -23.9%
	"+/-"	5.4%	2.8%	7.9%	0.0%	10.1%	66.2%
2070-2099	Jahresmittel [mm]	1076	480	597	0	45	-1
	Veränderung [%]	↗ 3.5%	↘ -1.9%	↗ 8.1%	→ 0.0%	↓ -63.5%	↓ -48.6%
	"+/-"	9.9%	4.3%	15.1%	0.0%	6.5%	75.7%

Im Vergleich zur Unsicherheit im Modell und zum Anteil an der jährlichen Wasserbilanz sind die erwarteten Veränderungen in der Verdunstung gering. Für den Zeitraum 2021 – 2050 berechnet das Modell keine Änderung der jährlichen Verdunstung; für den Zeitraum 2070 – 2099 eine Abnahme um ca. 10 mm (oder 5%). Auch bezüglich der im Boden gespeicherten Wassermenge gibt es eine grosse Unsicherheit. Grundlage für die Berechnung der temporären ist eine angenommene Beziehung zwischen Landnutzung und Bodenkennwerten.

Gemäss unseren Ergebnissen dürfte sich die Bodenwasserspeicherung in der nahen Zukunft der Birs (Abb. 61) nur unwesentlich verändern. Für die ferne Zukunft nimmt der Bodenwasserspeicher in den Sommermonaten doch erheblich ab, da in dieser Periode mit deutlichen Niederschlagsdefiziten zu rechnen ist. Daraus ergibt sich eine stärkere Begrenzung der Verdunstung (Trockenstress), welche im Jahresmittel um rund 2% abnehmen dürfte.

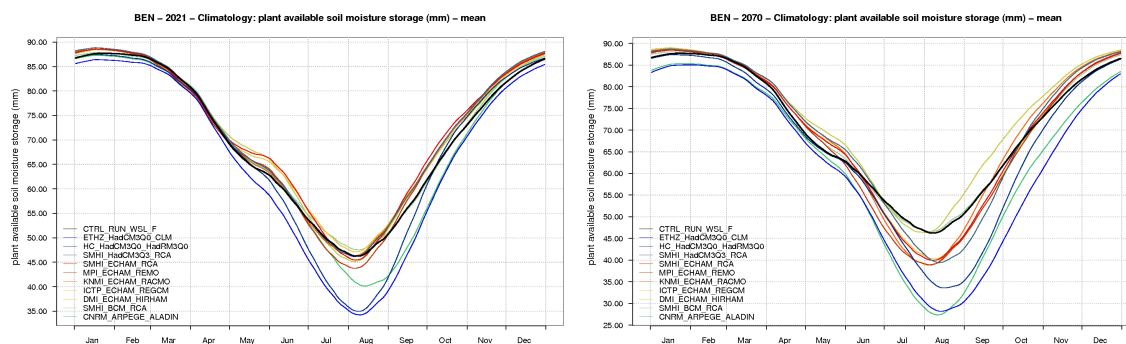


Abb. 61: Projektionen des Bodenwassers der Birs. In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien (links: 2021 – 2050; rechts: 207 – 2099)

5.2.7 Rhône

Das Einzugsgebiet weist mit 6.5% die grösste Vergletscherung in der Schweiz auf. Durch die hohe Lage der Gletscher bewirkt der Temperaturanstieg in der ersten Hälfte des 21. Jahrhunderts einen Rückgang des Gletscheranteils am Gesamtabfluss auf. Diese Tendenz verändert sich hingegen gegen Ende des Jahrhunderts in eine positive Richtung, da dann die hoch gelegenen Gletscher des Aletsch- und Monterosa-Massivs mit ihren enormen Eismassen von der Schmelze betroffen sein werden. Die Änderung des Schneeschmelzanteils fällt in beiden Perioden deutlich negativ aus (geringere Menge sowie auch eine Vorverschiebung des Maximums), da in dieser Region zukünftig mit deutlich geringeren Niederschlagsmengen (auch im Winter) zu rechnen ist, was zu einer starken Abnahme der gesamten Wasserressourcen des ohnehin schon trockenen Wallis führt (Tab. 17).

Tab. 17: Natürlicher Wasserhaushalt der Rhône für die Kontroll- und beide Szenarioperioden. P-kor: korrigierter Niederschlag; EREA: Verdunstung; RGES: Gesamtabfluss; GLAC: Gletscherschmelze; P-SME: Schneeschmelze; DS: Speicheränderung

Periode		P-kor	EREA	RGES	GLAC	P-SME	DS
1980-2009	Jahresmittel [mm]	1361	420	1011	66	610	-70
2021-2050	Jahresmittel [mm]	1395	425	1029	54	546	-58
	Veränderung [%]	↗ 2.5%	↗ 1.1%	↗ 1.8%	↘ -17.0%	↘ -10.4%	↘ -17.0%
	"+/-"	2.8%	0.9%	3.1%	37.6%	5.8%	-5.2%
2070-2099	Jahresmittel [mm]	1373	423	1026	74	416	-76
	Veränderung [%]	↗ 0.9%	↗ 0.8%	↗ 1.4%	↗ 13.3%	↘ -31.8%	↗ 7.9%
	"+/-"	5.8%	1.4%	6.4%	29.8%	6.6%	-12.1%

Fallbeispiel Massa

Für die Massa sind betreffend Abflussklimatologie in der nahen Zukunft keine allzu grossen Änderungen zu erwarten, wohingegen gegen Ende des 21. Jahrhunderts die grössten Abflüsse um bis zu einem Monat früher als heute eintreffen dürften (Abb. 62). Beim Basisabfluss sind v.a. für die Periode 2070 – 2099 starke Änderungen gegenüber heute zu erwarten: In den Monaten Juli bis September ist mit einer Verringerung zu rechnen. Im Gegenzug weisen alle Szenarien von November bis in den Mai eine deutliche Erhöhung auf; dies wird ebenfalls durch die 2.5%- und 97.5-Quantile bestätigt.

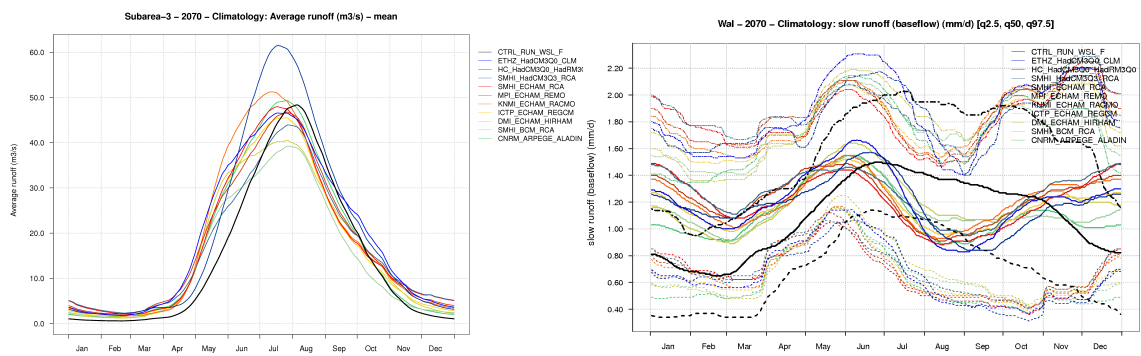


Abb. 62: Abflussprognosen (links) sowie den Basisabfluss (rechts) der Massa. In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien für die Periode 2070 - 2099

Fallbeispiel Rotten

Betrachtet man die Abflussprojektionen des Rotten (Abb. 63), fällt auf, dass die Abflussspitzen schon in der ersten Phase eher höher als heute ausfallen werden; diese Tendenz verstärkt sich für die Periode 2070 – 2099 deutlich. Ebenfalls ist eine Vorverschiebung der maximalen Abflussspitze zu erwarten. Generell wird der Abfluss zunehmen, einzig in den Sommermonaten dürfte er geringer ausfallen.

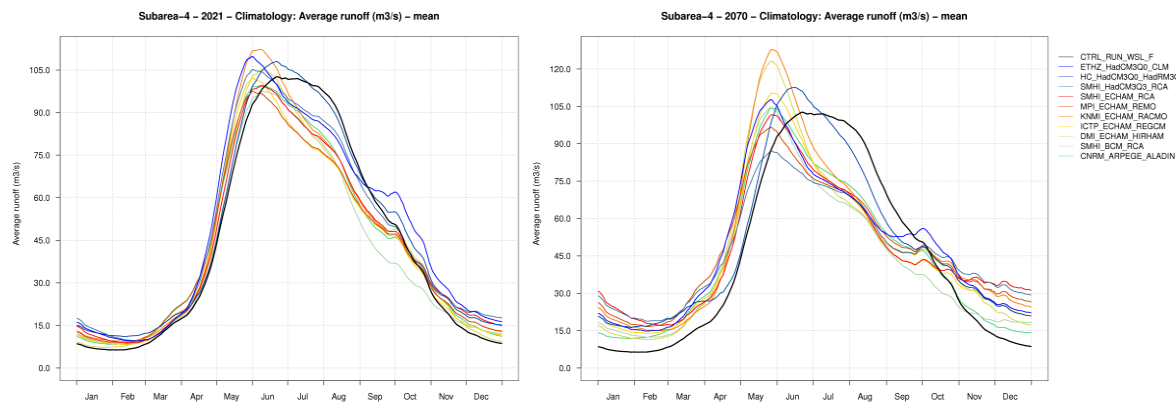


Abb. 63: Durchschnittliche Abflussszenarien für den Rotten, Brig. In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien (links: 2021 – 2050; rechts: 2070 – 2099)

5.2.8 Ticino (Lago Maggiore)

Für das Einzugsgebiet des Ticino zeigen mit Ausnahme der Speicheränderung (Dimensionen beachten) alle Komponenten des Wasserhaushaltes negative Werte auf (Tab. 18). Bedingt durch den Rückgang des Niederschlages in der zweiten Hälfte des Jahrhunderts hat dies direkte Auswirkungen auf den Gesamtabfluss, welcher sich doch um über 10% gegenüber heute verringern dürfte. Einen nicht unwesentlichen Beitrag zur Veränderung des Jahresverlaufes des Abflusses leistet auch der ausbleibende Schneeschmelzanteil, da grosse Gebiete auch im Winter nicht mehr schneebedeckt sein dürften.

Tab. 18: Natürlicher Wasserhaushalt des Ticino für die Kontroll- und beide Szenarioperioden. P-kor: korrigierter Niederschlag; EREA: Verdunstung; RGES: Gesamtabfluss; GLAC: Gletscherschmelze; P-SME: Schneeschmelze; DS: Speicheränderung

Periode		P-kor	EREA	RGES	GLAC	P-SME	DS
1980-2009	Jahresmittel [mm]	1658	413	1245	4	400	0
2021-2050	Jahresmittel [mm]	1619	414	1202	1	313	2
	Veränderung [%]	👉 -2.4%	➡ 0.3%	👉 -3.5%	👇 -74.3%	👇 -21.6%	👆 1562.9%
	"±" - "	6.3%	2.1%	7.6%	4.1%	9.2%	142.6%
2070-2099	Jahresmittel [mm]	1512	403	1108	2	218	0
	Veränderung [%]	👇 -8.8%	👉 -2.4%	👇 -11.0%	👇 -57.6%	👇 -45.4%	👆 109.3%
	"±" - "	8.2%	3.2%	10.0%	6.2%	6.8%	-2323.7%

Fallbeispiel Lago Maggiore

Der Abfluss für das Lago Maggiore Einzugsgebiet nimmt markant ab (Tab. 18 oben); die Systematik der Abflusskurve bleibt ähnlich, verschiebt sich jedoch um einige Wochen nach vorne. Betrachtet man den gesamten Wasserhaushalt, ist v.a. für 2070 – 2099 mit einer Halbierung der momentan verfügbaren Wasserressourcen zu rechnen (Abb. 64). Im Gebiet wird kaum saisonale Speicherung von Wasser stattfinden.

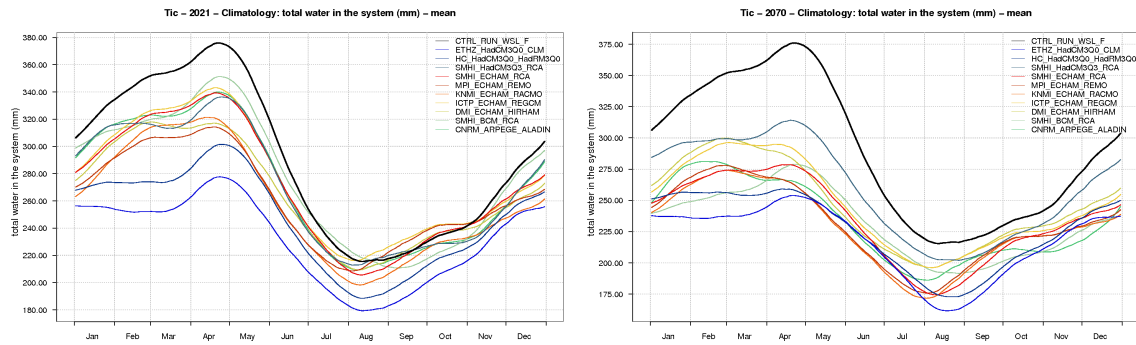


Abb. 64: Die Wasserressourcen für den Lago Maggiore. In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien (links: 2021 – 2050; rechts: 207 – 2099)

Fallbeispiel Tresa

Die Abflussklimatologie der Tresa (Abb. 65) zeigt den typischen nivo-pluvial meridionalen Jahresgang für eine Südalpenregion mit den zwei Jahresspitzen: im Mai durch die Schneeschmelze, im September/Oktober die durch Starkniederschläge verursachte hohen Abflüsse. Die „Maispitze“ wird sich bedingt durch die höhere Schneegrenze längerfristig um etwa einen Drittel reduzieren, wohingegen sich die Herbstabflüsse einerseits in der nahen Zukunft (2021 – 2050) wohl zunehmen dürften, andererseits in der Periode 2070 – 2099 weiter gegen Ende Jahr verschieben, aber gegenüber heute wieder abnehmen dürften.

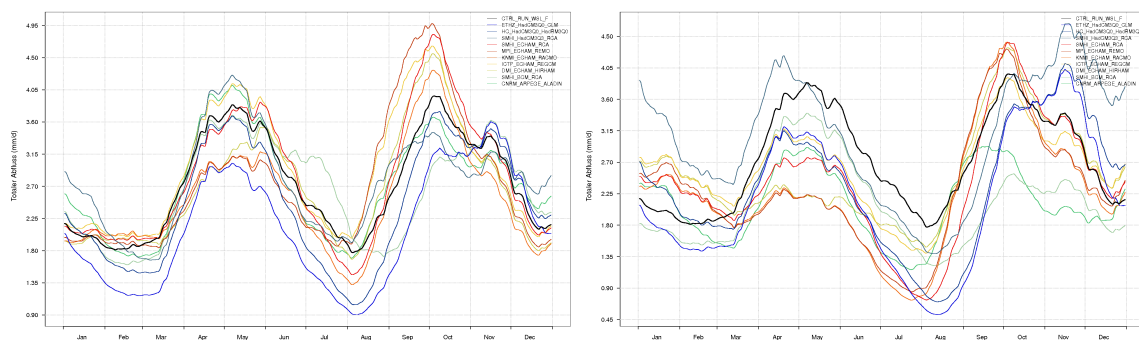


Abb. 65: Abflussprognosen der Tresa. In schwarz die Kontrollperiode 1980 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien (links: 202 – 2050; rechts: 207 – 2099)

Fallbeispiel Ticino, Bellinzona

Die auf ECHAM-GCM beruhenden Szenarien deuten darauf hin, dass die Abflüsse des Ticino im Herbst in der näheren Zukunft um einiges höher ausfallen werden (Abb. 66). Für die typischen Spitzen im Mai ist jedoch mit niedrigeren Werten zu rechnen. Dieser Trend verstärkt sich in der zweiten Szenarioperiode, unterstützt durch das frühere Auftreten der Höchstwerte. Zusätzlich verringert sich der Sommerabfluss in den Sommermonaten wesentlich; ein umgekehrtes Bild präsentiert sich im Winterhalbjahr. Trotz weniger Niederschlag kann für beide Perioden keine eindeutige Aussage betreffend Niedrigwasser (Q347) gemacht werden. Anders verhält es sich mit den Hochwasserwerten HQ10 und HQ20, welche auf eine Zunahme von 10 bis 20% des maximalen jährlichen Tagesabflusses hinweisen.

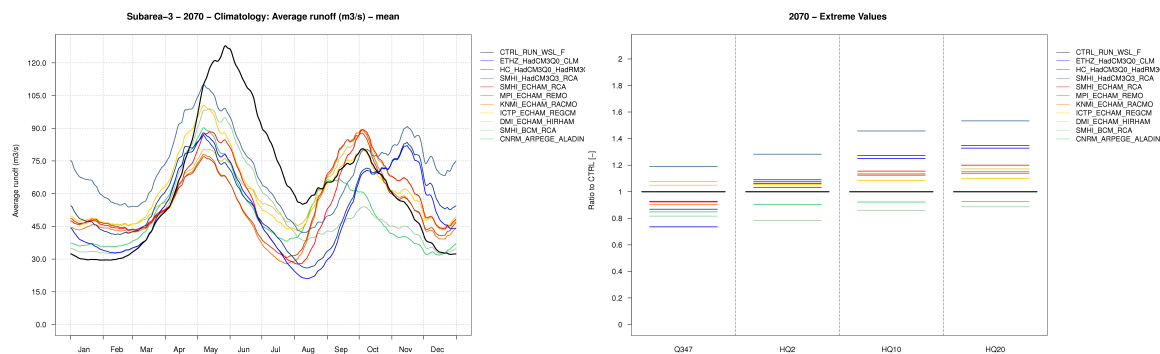


Abb. 66: Szenarien für die Abflussklimatologie (links) und die Extremwertstatistik (Q347, HG2, HQ10, HQ20; rechts) des Ticino bei Bellinzona. In schwarz die Kontrollperiode 198 – 2009, in Farbe die zehn Klimaszenarien (Periode 207 – 2099)

5.2.9 Engadin

5.2.9.1 Erwartete Veränderung der Schneedecke

Die erwartete Erwärmung des Klimas wird im Einzugsgebiet des Inns zu einer bedeutenden Veränderung der Schneedecke führen (Abb. 67). Das jährliche Schneewasserspeicher-Maximum wird sich zwar zeitlich nur geringfügig nach vorne verschieben (1 – 2 Wochen früher für den Zeitraum 2070 – 2099), mengenmässig wird aber eine durchschnittliche Reduktion des jährlichen Schneewasserspeichers (je nach Klimamodellkette) von 20 – 50% für den Zeitraum 202 – 2050, resp. von 50 – 60% für den Zeitraum von 2050 – 209 erwartet.

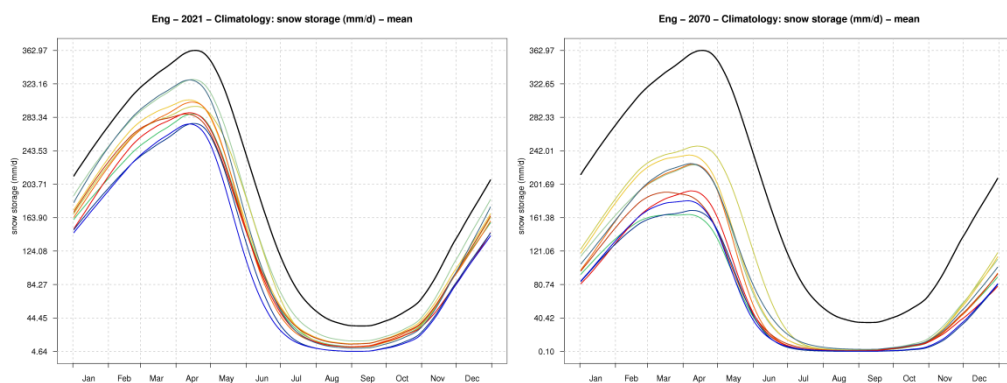


Abb. 67: Berechnete Veränderung in der Klimatologie des Schneewasserwertes [mm] für den Zeitraum 2021 – 2050 (links) und 2070 – 2099 (rechts), dargestellt das Engadin. Die schwarze Linie entspricht der Referenz-Simulation für den Zeitraum 198 – 2009

Die Streuung des jährlichen maximalen Schneewasserwertes zwischen schneearmen und schneereichen Wintern bleibt für den Zeitraum 2021 – 2050 ähnlich gross wie bisher, nimmt dann aber für den Zeitraum 2070 – 2099 markant ab. Das heisst, dass dann auch in seltenen extrem schneereichen Wintern keine grössere Schneewassermenge als 100 mm zu erwarten sein wird.

5.2.9.2 Beobachtete und erwartete Veränderung der Gletscherflächen

Die Gletscher der Alpen reagieren stark auf Änderungen des Klimas. Nach einem zwischenzeitlichen Vorstoss der Gletscher in den 1980er Jahren ist ein allgemeiner Rückgang und ein damit verbundener Massenverlust beobachtet worden. Im Jahr 1973 betrug die Gletscherfläche 75.7 km², was einem Flächenanteil von gut 4% entspricht. Leider liegen keine aktuellen Messungen oder Abschätzungen des totalen Gletscher-Eisvolumens vor.

Mit der prognostizierten Klimaerwärmung wird ein weiterer Rückgang der Gletscher erwartet (Abb. 68). Unter Annahme des Emissionsszenarios A1B dürfte sich bis Mitte des Jahrhunderts die vergletscherte Fläche im Einzugsgebiet des Inn im Engadin auf gut 2% reduzieren (40.7 km²). Für den

Zeithorizont bis Ende Jahrhundert berechnet das Modell der Universität Zürich eine Reduktion auf 1% (18.5 km^2).

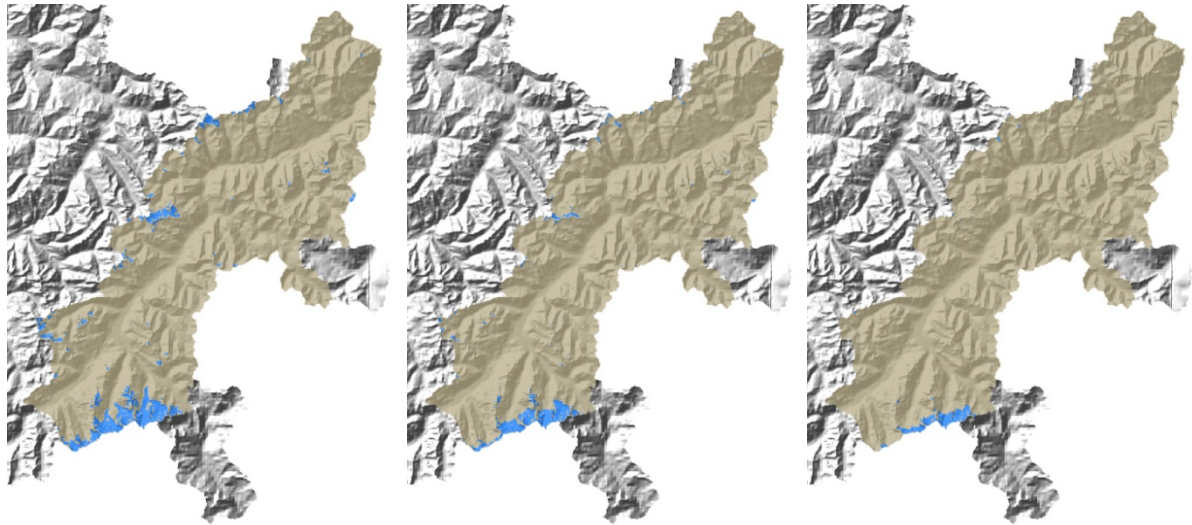


Abb. 68: Veränderung der Gletscherfläche im Einzugsgebiet des Inn. Links: berechnete Gletscherfläche Stand 1973; Mitte: prognostizierte Gletscherfläche für 2050; rechts: für 2090

5.2.9.3 Erwartete Veränderung der Gletscherschmelze

Die tägliche Eisschmelze hängt indirekt mit der Gletscherfläche zusammen. Allerdings nimmt die Menge an Gletscherschmelzwasser nicht parallel zur Gletscherfläche ab, da die steigenden Temperaturen im Verlauf dieses Jahrhunderts dem Effekt kleinerer Gletscherflächen entgegenwirken.

Die Prognose für die Periode 2021 – 2050 zeigt einen Rückgang der Gletscherschmelze gegenüber dem Referenzzeitraum 1980 – 2009 von 20 – 55%. Die maximale Eisschmelze dürfte weiterhin Anfang August auftreten. Die jährliche Schmelzperiode dürfte weiterhin jeweils bis im November anhalten.

Etwas anders präsentiert sich das Bild für den Zeitraum 2070 – 2099. Bei der jährlichen Gletscherschmelze resultiert im Mittel eine Abnahme von beinahe 50% (Abb. 69), was deutlich höher als für die Periode 2021 – 2050 ausfällt. Zusätzlich rückt das Datum der maximalen Eisschmelze nach vorne. In einigen Modellen ist dies mit einer markanten Zunahme der Gletscherschmelze in den Monaten Juni/Juli gegenüber der Referenzperiode 1980 – 2009 gekoppelt. Umgekehrt ist in den Monaten August – Oktober ein Rückgang der Schmelze zu verzeichnen. Zu beachten gilt hingegen, dass die Gletscherverbreitungs-Szenarien für das Ende des Jahrhunderts mit ziemlich grossen Unsicherheiten behaftet sind.

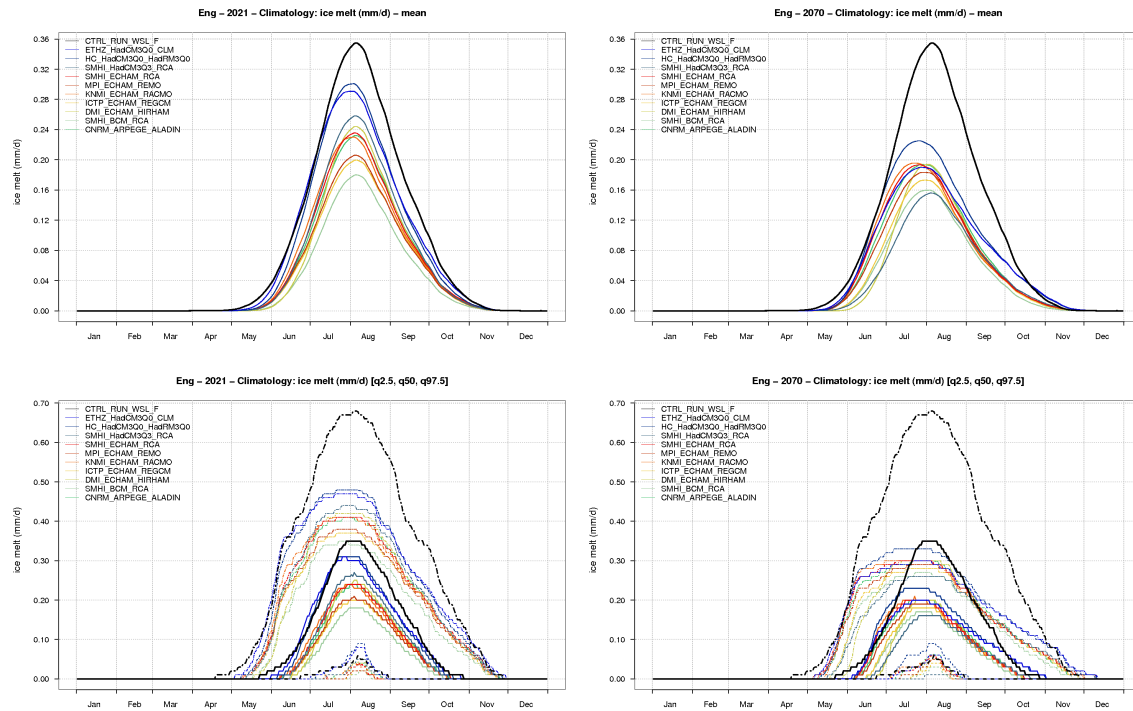


Abb. 69: Berechnete Veränderung in der Klimatologie der Gletschereisschmelze [mm] für den Zeitraum 2021 – 2050 (links) und 2070 – 2099 (rechts), dargestellt für den Mittelwert (oben) und den Median, das 2.5%- und das 97.5%-Quantil (unten) des Engadins. Die schwarze Linie entspricht der Referenz-Simulation Simulation der Abflussganglinie für das Hochwasserjahr 1999 des Inn bei Martina

Fallbeispiel Inn, Martinsbruck (Martina)

Bei der Simulationskurve der Abflussganglinie des Hochwasserjahres 1999 des Inns bei Martina (Abb. 70) fällt auf, dass die Spitzen gut repräsentiert werden können. Hingegen fallen die Amplituden dazwischen viel zu gering aus, obwohl die Musterung ähnlich ist. Sobald die Abflüsse jedoch reguliert werden, kann dies mit der Simulationsmethode des vereinfachten Routings nicht mehr vernünftig modelliert werden.

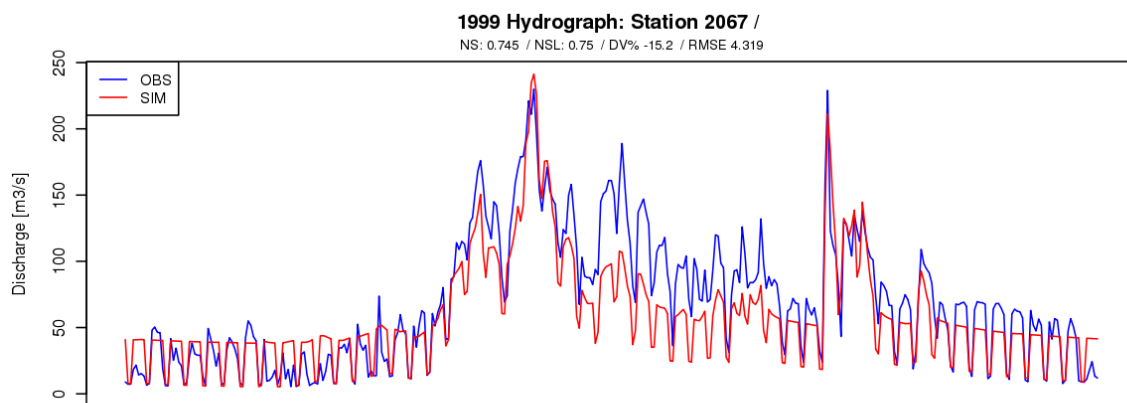


Abb. 70 Simulation der Abflussganglinie für das Hochwasserjahr 1999 des Inn bei Martina

6 Schlussfolgerungen und Ausblick

6.1 Zusammenfassung der Methodik

In Rahmen der Studie *CCHydrologie* hat die WSL das Teilprojekt *Natürlicher Wasserhaushalt der Schweiz und ihrer bedeutendsten Grosseinzugsgebiete* bearbeitet.

Die Datengrundlagen wurden in unterschiedlichen räumlichen Auflösungen aufbereitet, und erst während der Simulation mit einer neuen räumlich expliziten Version des hydrologischen Modells PREVAH auf eine einheitliche Auflösung von 200 x 200 m skaliert. Die neue Version erlaubt die Integration einer in der Literatur anerkannten Parametrisierung zur Berücksichtigung der Verlagerung von Schnee im steilen Gelände (Gruber 2007).

Die Rauminformationen für das Einzugsgebiet der „hydrologische Schweiz“ wurden mit einer Auflösung von 200 x 200 m bereitgestellt. Dabei wurden 25 Grossregionen definiert, welche generell durch die Hauptwasserscheiden der Grosseinzugsgebiete der Schweiz abgegrenzt wurden. Als Grundlage für die Gletscherentwicklung diente das World Glacier Monitoring Inventory, Stand 1973. Die Gletscherfläche wurde während der hydrologischen Simulation in Fünf-Jahres-Schritten transient angepasst (Paul *et al.* 2007).

Die Parameter des hydrologischen Modelles wurden räumlich explizit assimiliert. Lediglich die Parameter für die Biaskorrektur, im Falle von Regen und Schneefall, mussten neu angepasst werden (Viviroli *et al.* 2009a). Die Simulationen erfolgten für jede Grossregion. Pro Region wurden Ergebnisse für mehrere Teileinzugsgebiete ausgegeben. Der Abfluss von den Grossregionen zu den Grosseinzugsgebieten und die Ausgabe der Abflusszeitreihen für die 70 in der Verifikation berücksichtigten Einzugsgebiete erfolgte unter Verwendung eines vereinfachten Routingschemas. Dieses Schema bewirkt eine Umverteilung des natürlichen Abflusses unter der sehr einfachen Berücksichtigung von Stauseen, Schwall und Sunk, Flie遛strecken in den Haupttälern sowie der Wirkung der Alpenrandseen (Einzellinearspeicher).

Zusätzlich zu den Standardausgaben von PREVAH wurde die Variable *total water* (gesamter Wasserspeicher) ausgewertet. Diese Variable gibt Auskunft über die Wasserressourcen in einem Einzugsgebiet, welche leicht mobilisierbar sind. Ausgeschlossen sind die Wasserressourcen im tieferen Grundwasserkörper, in den Karstsystemen und dem *dauerhaft* in den Seen gespeicherten Wasser.

Die meteorologischen Parameter wurden aus den Bodenstationen für die gewählte Kontrollperiode 1980 – 2009 in einer räumlichen Auflösung von 2 x 2 km für das Einzugsgebiet der „hydrologischen Schweiz“ interpoliert. Pro Tag und Variable steht ein meteorologisches Feld des gesamten Modelldomains zur Verfügung. Diese Daten wurden mittlerweile auch von anderen Forschungsgruppen (NFP61, CH2014) verwendet.

Es wurden Klimafolgeszenarien für die Zukunftsperioden 2021 – 2050 und 2070 – 2099 integriert. Dabei konnten die von Bosshard *et al.* (2011) erarbeiteten *Delta-Change* A1B-ENSEMBLES-Szenarien verwendet werden. Jeder Grossregion unserer schweizweiten Realisierung wurde eine Klimastation zugeordnet und die dafür vorhandenen Klimaszenarien zur Prägung der hydrologischen Simulationen assimiliert. Dabei ist im allgemeinen festzustellen, dass die projizierten Veränderungen betreffend der Lufttemperatur deutlich ausserhalb der natürlichen Variabilität liegen. Der Niederschlag weist gemäss den Modellrechnungen kein deutliches Signal für den Zeitraum 2021 – 2050 auf. Für den Zeitraum 2070 – 2099 zeigen die meisten Varianten der Klimaszenarien übereinstimmend eine deutliche Niederschlagsabnahme im Sommer.

Die Güte der Simulation wurde mehrfach anhand 1) Vergleichen mit Tageswerten der Abflussganglinien an über 70 hydrologischen Messstationen des BAFU, 2) Vergleichen mit Hochwasser- und Niedrigwasser-Kennwerten, und 3) Vergleichen mit Schneewasseräquivalent-Karten des SLF (Jonas 2012) überprüft.

Die Ergebnisse wurden mehrheitlich in Form von Klimatologien von Tageswerten mit Fokus auf den Mittelwert und auf je ein Perzentil der Klimatologie dargestellt, welche Auskunft auf Auswirkungen der Klimaszenarien für Phasen mit erhöhten (90% Perzentil) oder niedriger Wasserverfügbarkeit (10%

Perzentil) geben. Zudem wurde für jede Region und die aggregierten Regionen die jährliche Wasserbilanz ermittelt. Die erhaltenen Werte stehen in keinem Widerspruch mit den bisherigen Abschätzungen. Weiter wurden die Komponenten des Wasserhaushaltes und weitere Ableitungen der räumlichen Daten in Form von gemittelten Pixelkarten mit einer Auflösung von 200 x 200 m bereitgestellt und ausgewertet. Die Hauptergebnisse sind auf der Internetseite <http://hydro.slf.ch/sihl/cchydro> abrufbar.

6.2 Wie verändert sich der Wasserhaushalt und seine Komponenten in den grossen Einzugsgebieten der Schweiz?

Hauptziel des Projektes war die Bereitstellung von neuen Berechnungen zum natürlichen Wasserhaushalt der Schweiz. Unsere Studie ist die Erste, welche die hydrologischen Grenzen der Schweizer Grosseinzugsgebiete explizit miteinbezieht und eine nachvollziehbare Aufteilung nach Komponenten erlaubt. Bezogen auf die hydrologische Schweiz fielen zwischen 1980 und 2009 pro Jahr rund 1415 mm Niederschlag. Rund ein Drittel davon verliess die Oberfläche durch Verdunstung oder Transpiration (454 mm pro Jahr). Der gesamte Abfluss betrug rund 977 mm pro Jahr. Die Gletscherschmelze steuerte ungefähr 1.4% zur Abflussmenge bei. Daher fällt die Wasserbilanz insgesamt mit einem Minus von rund 15 mm pro Jahr negativ aus. Die gletscherreichen Grosseinzugsgebiete der Rhône und des Inn tragen am meisten zu dieser negativen Bilanz bei. Die räumlichen Unterschiede betreffend des gesamten Abflusses werden durch die Niederschlagsverteilung und der Höhenabhängigkeit der Verdunstung erklärt.

Die zu erwartenden Änderungen der gesamten Abflussmengen sowie der Verdunstung fallen als Jahresmittelwerte betrachtet klein aus. Die deutlichsten Folgen der Klimasignale auf den Wasserkreislauf beobachtet man auf der saisonalen Skala. Dies verdeutlicht sich ebenso in Form einer starken Abnahme des relativen Beitrages der Schneeschmelze zum Gesamtabfluss der Schweiz. Laut dem hydrologischen Modell wurden in der jüngsten Vergangenheit rund 42% des in der Schweiz abfliessenden Wassers mehr oder weniger lange als Schnee zwischengespeichert (Puffer-Effekt). In der näheren Szenarioperiode sinkt dieser Anteil auf rund 35%, während für das Ende des 21. Jahrhundert nur noch ein Anteil von 26% vorausgesagt wird. Die Feststellung, dass der Schneeanteil am Gesamtabfluss deutlich kleiner wird, wird von allen Szenarien bestätigt; dies rührt daher, dass das Temperatursignal in allen Szenarien signifikant höher ausfällt. In vielen Einzugsgebieten wird die Schneedecke im Sommer komplett ausapern. Dies bedeutet, dass künftig kaum Ressourcen zur Erhaltung von Gletschern vorhanden sein werden. Die Dauer und die Mächtigkeit der Schneedecke werden markant kleiner. Den Voralpen droht eine schneearme Zukunft.

Es ist festzuhalten, dass die verwendeten Szenarien lediglich Angaben zur Temperatur- und Niederschlagsänderung liefern. Da alle weiteren Klimaparameter in den Zukunftssimulationen unverändert übernommen werden, sind Aussagen zu Veränderungen der potentiellen und realen Verdunstung begrenzt aussagekräftig.

Räumlich betrachtet, entstehen die grössten mittleren Abflussspenden im Ablationsgebiet der Gletscher. Diese Flächen reagieren am sensitivsten, wenn Klimaszenarien mit Gletscherschrumpfszenarien kombiniert werden. In Gebieten mit starkem Gletscherrückzug sinken die mittleren Abflussmengen drastisch. Im Gegenzug gibt es Regionen, welche aktuell zum Akkumulationsgebiet der Gletscher gehören und durch die sich nach oben verschiebende Gleichgewichtslinie hydrologisch aktiv werden und künftig durch hohe Abflussraten charakterisiert werden könnten. Diese Information sollte zum Beispiel bei Planung und Management von Wasserfassungen dienen.

6.3 Wie verändern sich die Abflussregimes und –volumina?

Allgemein: Der Niederschlag wird künftig viel weniger in Form von Schnee zwischengespeichert und kommt mit einer kleineren saisonalen Verzögerung als Abfluss in die Gerinne. Die Zwischenspeicherung und saisonale Verlagerung von Wasserressourcen im Einzugsgebiet nimmt ab.

Die Tagesmittelwerte des natürlichen Abflusses werden sich saisonal verändern. Der Gesamtabfluss in den Sommermonaten dürfte deutlich abnehmen, wo hingegen in den Herbst- und Wintermonaten eine markante Zunahme zu erwarten ist. Für diese beiden Angaben gilt, dass sie für die ferne Zukunft deutlicher als für die nahe Zukunft ausfallen. Regional betrachtet dürfte das Tessin die deutlichste Abnahme des mittleren Abflusses erfahren. Die Nordschweiz wird zukünftig über mehr Wasserressourcen als heute verfügen, was sich primär durch die prognostizierte Niederschlagszunahme im Herbst und Winter erklären lässt (Bosshard *et al* 2011).

Bis 2050 könnten die höchsten Abflüsse im Grosseinzugsgebiet des Alpenrheins bis zu einem Monat früher eintreffen. Diese zeitliche Vorverschiebung wird sich zum Ende des 21. Jahrhunderts weiter verstärken. Im Mittel über alle 10 berücksichtigten Klimaszenarien werden die jährlichen Abflussmengen um weniger als 2% abnehmen. Dabei steigt die Unsicherheit der Prognosen betreffend Abfluss von $\pm 2.6\%$ für 2021 – 2050 auf $\pm 7.0\%$ für die Periode 2070 – 2099. Dieser Faktor 2 in der Grössenordnung der Unsicherheit gilt für die meisten betrachteten Grosseinzugsgebiete und ist eine Folge der zunehmenden Unsicherheit der Niederschlagszenarien.

6.4 Natürliche Variabilität vs. prognostizierte Veränderung

Das Abflussgeschehen der Grosseinzugsgebiete unterliegt einer beträchtlichen natürlichen Variabilität. Durch die Betrachtung von 30-jährigen Zeiträumen kann dieser natürlichen hydrologischen Bandbreite grösstenteils Rechnung getragen werden, indem z.B. die Standardabweichung der Schlüsselgrössen (jährliche Schnee- und Eisschmelze, jährliche Verdunstungs- und Abflussmengen) betrachtet werden. Eine Grundannahme der Studie ist, dass die Variabilität in den täglichen meteorologischen Inputgrössen für alle drei Zeiträume (Referenz, nahe und ferne Zukunft) gleich bleibt. Unsere Modellierung ergibt, dass sich auch die resultierende Variabilität im Jahresabfluss für die nahe und ferne Zukunft kaum verändern wird. Die prognostizierten Änderungen sind relativ klein, so dass alle simulierten Jahresganglinien für den Abfluss in einem zukünftig durchschnittlichen Jahr innerhalb der Grenzen der aktuellen Variabilität liegen. Das heisst nicht, dass die Änderungen nicht signifikant oder unbedeutend wären. Aber es bedeutet, dass die durchschnittlichen Verhältnisse Ende des 21. Jahrhunderts bereits heute in extremen Jahren beobachtet werden können.

6.5 Wie plausibel, resp. unsicher sind Abfluss-Prognosen

Die berechneten Veränderungen im natürlichen Abfluss sind mit verschiedenen Unsicherheiten entlang der gesamten Modellkette verbunden:

- 1) Eine erste beträchtliche Unsicherheit liegt in der Wahl der Emissionsszenarien. Diese Unsicherheit ist nicht quantifizierbar.
- 2) Eine zweite Unsicherheit entsteht durch die globale und regionale Klimamodellierung. Diese können wir abschätzen, indem wir für unsere Zielgrössen die Standardabweichungen der zehn Modellketten berechnen.
- 3) Eine weitere Unsicherheit liegt im Modell zur Berechnung der zukünftigen Gletscherentwicklung. Das hier verwendete Schrumpfmodell der Universität Zürich ist grundsätzlich für eine grosse Skala und längere Zeithorizonte geeignet. Für den Zeitraum 2021 – 2050 dürfte mit diesem Modell der Gletscherrückgang etwas zu rasch simuliert werden.
- 4) Und schliesslich entsteht auch durch das hydrologische Modell selbst eine gewisse Unsicherheit. Die Verifikation mit Abflussdaten in den Einzugsgebieten (1980 – 2009) attestiert dem Modell im grossen und ganzen eine gute Leistung. Ein direkter Vergleich mit einem detaillierteren, rechnerisch intensiveren hydrologischen Modell (Alpine3D) (Lehning *et al.* 2006) in einem kleineren Einzugsgebiet zeigt, dass es beim hydrologischen Modell eine Unsicherheit bezüglich Schnee- und Eisschmelzintensität gibt. Das konzeptuelle Modell PREVAH ist hier eher etwas konservativ und berücksichtigt (im Gegensatz zu Alpine3D) mögliche Änderungen in der Schnee-/Gletscheroberfläche nicht explizit. Somit liegen die prognostizierten durchschnittlichen Jahresabflüsse bei PREVAH deutlich unter denjenigen von Alpine3D. Anhand des heutigen Wissenstands lässt sich jedoch nicht feststellen, welche der beiden Vorhersagen

wahrscheinlicher ist. Andererseits scheinen die von PREVAH simulierten Gletscherschmelzraten in guter Übereinstimmung mit von der VAW (Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich) berechneten Gletscherschmelzraten zu sein. Dies lässt sich aus einem direkten Vergleich am Beispiel Mattmark (Wallis) schliessen.

6.6 Wie verändert sich das Niedrigwassergeschehen?

Die Nordschweiz, Teile des Mittellandes und Jura sowie die inneralpinen Täler des Engadins und des Wallis sind von kritischen Trockenheiten am meisten gefährdet, da die jährliche potentielle Verdunstung bereits in der Kontrollperiode nahezu dem Jahresniederschlag entspricht.

In den alpinen Einzugsgebieten wird die Niedrigwasserperiode auch in der fernen Zukunft im Winterhalbjahr stattfinden. Durch die häufigeren Regenfälle in Winter, werden dabei Abflussminima zunehmen. Eine deutliche Abnahme des mittleren Abflusses verzeichnet man im Sommer. Im Mittelland dürfte sich das sommerliche Niedrigwasser verstärken. Durch die Verschiebung der Schneeschmelzperiode wird das Abflussminimum im Mittelland zukünftig nicht mehr vom Anteil der Schneeschmelze kompensiert werden. Dadurch werden die Grosseinzugsgebiete im Sommer vermehrt Niedrigwasser aufweisen. Ein Beispiel: Vor dem Zusammenfluss der Aare bei Rekingen erwartet man für den Rhein deutlich tiefere Sommerabflüsse, welche deutlicher als die bisherigen Abflussminima im Winterhalbjahr ausfallen könnten (tieferer Q347).

Tab. 19: q10, q90 sowie die Mittelwerte des Abflusses, aufgeteilt nach Grossregionen und den drei Perioden; Fett deutet auf eine deutliche saisonale Änderung hin

Grossregion	Station	Periode	Niedrigste q10% [m ³ /s]	Höchste q90% [m ³ /s]	Mittelwert [m ³ /s]
Alpenaare	Aare, Thun	1980-2009	30	280	111
		2021-2050	40	290	112
		2070-2090	40	250	108
Alpenrhein	Rhein, Diepoldsau	1980-2009	60	650	235
		2021-2050	70	660	237
		2070-2090	110	580	232
Engadin	Inn, Martina	1980-2009	8	165	50
		2021-2050	10	165	50
		2070-2090	13	140	49
Jurarandseen	Aare, Bruegg, Aegerten	1980-2009	120	525	240
		2021-2050	130	515	244
		2070-2090	110	480	237
Jurarandseen	Aare, Hagneck	1980-2009	65	460	180
		2021-2050	85	430	181
		2070-2090	80	370	174
Limmat	Limmat, Baden	1980-2009	50	250	99
		2021-2050	50	230	100
		2070-2090	43	180	97
Ostschweiz	Rhein, Neuhausen	1980-2009	200	830	369
		2021-2050	220	850	378
		2070-2090	170	800	377
Reuss	Reuss, Mellingen	1980-2009	35	375	138
		2021-2050	50	385	138
		2070-2090	45	325	134

Rhein	Rhine, Basel	1980-2009	550	2200	1057
		2021-2050	580	2300	1080
		2070-2090	450	2100	1066
Rhone	Rhone, Porte	1980-2009	50	480	198
		2021-2050	60	500	199
		2070-2090	75	450	198
Ticino	Ticino, Bellinzona	1980-2009	15	235	64
		2021-2050	15	190	62
		2070-2090	18	160	57
Wasserschloss	Aare, Brugg	1980-2009	175	660	318
		2021-2050	195	660	325
		2070-2090	150	680	318
Wasserschloss	Aare, Untersiggenthal	1980-2009	275	1275	558
		2021-2050	285	1280	565
		2070-2090	220	1100	551

6.7 Wie verändert sich das Hochwassergeschehen?

Aufgrund der Verwendung der *Delta-Change*-Methodik sind Aussagen betreffend des Hochwassergeschehens nur bedingt möglich. Aus unseren Experimenten ist ersichtlich, dass einige Hochwasser in der Kontrollperiode gedämpft werden, da bedeutende Niederschlagsmengen im Schnee gebunden sind. Bei höheren Temperaturen fällt diese Wirkung deutlich kleiner aus. Daher dürften Hochwasser mit niedrigen Wiederkehrperioden (bis HQ20) höhere Abflussspitzen erreichen (+10%).

Betreffend grossräumiger Hochwasser mit höherer Frequenz (z.B. HQ2) lassen die Daten auf keine eindeutigen Veränderungen schliessen. Im Sommer stattfindende Kleinhochwasser dürften etwas gedämpft werden, da die Szenarien auf höhere Feuchtedefizite in den Böden weisen. Veränderungen in der Frequenz und Volumina von Gewitterhochwasser können mit unserer Methodik nicht quantifiziert werden.

6.8 Perspektiven

Die Experimente im Rahmen von CCHydro schaffen eine einmalige Datenbasis zur Einschätzung der räumlichen und zeitlichen Variabilität der Wasserressourcen der Schweiz. Bis ins Jahr 2014 werden zusätzliche Berechnungen mit weiteren Emissionsszenarien als Basis für die hydrologischen Experimente realisiert. Solche Szenarien (A2 und RCP3PD) sind im Bericht „Szenarien zur Klimaänderung in der Schweiz CH2011“ (CH2011 2011) beschrieben. Zudem könnte der von uns verwendete Ansatz zur Einbindung von Klimaszenarien (*Delta-Change*) mit weiteren Ansätzen wie *Bias-Korrektur* oder *Quantile Mapping* ergänzt werden und somit robustere Grundlagen zu Aussagen der Auswirkung der Klimaänderung auf Extremereignisse geschaffen werden.

Die Grundlagen von CCHydro können auch verwendet werden, um weitere Fragenstellungen anzugehen. Raymond-Pralong *et al.* (2011) haben mit Zukunftsszenarien für mehrere Wasserfassungen im Wallis die Entwicklung der Sedimentfracht im Gerinne berechnet und Erkenntnisse über die Verlandung der Stauseen in den kommenden Jahrzehnten gewonnen.

Ein weiterer offener Aspekt ist die Integration des Landschaftswandels in der Simulation des hydrologischen Kreislaufes. Bisher reduzierte sich dieser Aspekt auf die Integration von Gletscherschwundsszenarien. Dazu hat Schattan (2012) eine erste Studie verfasst, welche die Einweg-Kopplung von PREVAH mit dem Waldentwicklungs-Modell *TreeMig* (Lischke *et al.* 2006) untersucht und die Folgen des Waldes auf Abfluss, Bodenfeuchte und Verdunstung analysiert.

Verdankung Unsere Forschungsarbeiten wurden vom Bundesamt für Umwelt BAFU finanziert. Wir danken dem EU FP6 Projekt *ENSEMBLES* (Vertragsnummer 505539), der MeteoSchweiz und dem Bundesamt für Umwelt für die Bereitstellung der Grundlagendaten. Thomas Bosshard (ETH Zürich) unterstützte uns bei der Bereitstellung der Klimafolgeszenarien. Andreas Linsbauer (Universität Zürich) realisierte die Gletscherschwundszzenarien. Mina Ossiaa (WSL) entwickelte mehrere Skripte zur Visualisierung der Ergebnisse und die Webseite <http://hydro.slf.ch/sihl/cchydro/>.

7 Literatur

- Aschwanden, H. & C. Kann 1999. Die Abflussmenge Q_{347} . Eine Standortbestimmung. *Hydrologische Mitteilungen*, **27** Landeshydrologie und -geologie
- Bernhard, L., Zappa, M. & T. Bosshard 2011. *Klimaänderung und natürlicher Wasserhaushalt der Grosseinzugsgebiete Alpenrhein und Engadin*. In: Adaptalp Technical Report, Work Package 4 Water Regime, Topic 5: Impact on Water Regime in the Alpine Space
- Bosshard, T., Kotlarski, S., Even, T. & C. Schär 2011a. Klimaszenarien für Klimaimpaktstudien in der Schweiz. *Institut für Atmosphäre und Klima, ETH Zürich*
- Bosshard, T., Kotlarski, S., Even, T. & C. Schär 2011b. Spectral representation of the annual cycle in the climate change signal. *Hydrological and Earth System Sciences* **15**(9)
- BWG, Bundesamt für Wasser und Geologie 2003. *Hochwasserabschätzung in schweizerischen Einzugsgebieten* Berichte des BWG, Serie Wasser, **4**
- CH2011 2011. *Swiss Climate Change Scenarios CH2011*. Published by C2SM, MeteoSwiss, ETH, NCCR Climate, and OcCC. Zürich, Switzerland
- Corti, M. 2003. *Untersuchungen zur flächendifferenzierten hydrologischen Modellierung des Einzugsgebietes der Aare unter Verwendung des PREVAH und zu seiner effizienten Kalibrierung*. Diplomarbeit, Institut für Atmosphäre und Klima, ETH Zürich
- DVWK, Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau 1999. *Statistische Analyse von Hochwasserabflüssen* Kommissionsvertrieb Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser, Bonn
- Frei, C. 2007. *ACWDex2*. R Paket, Funktionen und Daten für Übungen zur Analyse von Extremwerten im Kurs "Analysis of Climate and Weather Data" an der ETH
- Frei, C. & S. Fukutome 2007. *gevXgpd*. R Packet, Funktionen für die Analyse von Extremwerten mit Block Maxima und Peak over Threshold.
- Fundel, F., Jörg-Hess, S. & M. Zappa. Monthly Ensemble Prediction of Hydrological Drought Parameters (submitted)
- Gruber, S. 2007. A mass-conserving fast algorithm to parameterize gravitational transport and deposition using digital elevation models. *Water Resources Research* **43**(W06412)
- Gurtz, J., Baltensweiler, A., Lang, H., Menzel, L. & J. Schulla 1997. *Auswirkungen von klimatischen Variationen auf Wasserhaushalt und Abfluss im Flussgebiet des Rheins*. Nationales Forschungsprogramm 31: Klimaänderungen und Naturkatastrophen. Abschlussbericht, Vdf Hochschulverlag der ETH Zürich
- Hubacher, R. & B. Schädler 2010. *Wasserhaushalt grosser Einzugsgebiete im 20. Jahrhundert*. Hydrologischer Atlas der Schweiz (HADES), Tafel **6.6** Bern
- Johannesson, T., Raymond, C. & Waddington, E. (1989). Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance. *Journal of Glaciology*, **35**(121)
- Jonas, T., Marty, C. & J. Magnusson 2009. Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps. *Journal of Hydrology*, **378**(1-2)
- Jonas, T 2012. Monitoring von Schneewasserressourcen in der Schweiz. *Forum für Wissen*
- Köplin, N., Viviroli, D., Schädler, B., & R. Weingartner 2010. How does climate change affect mesoscale catchments in Switzerland? a framework for a comprehensive assessment. *Advances in Geosciences* **27**
- Krause, P., Boyle, D. P. & F. Bäse 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences* **5**
- Legates, D. R. & G. J. McCabe 1999. Evaluating the use of "goodness-of-fit" measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research* **35**(1)
- Lehning, M., Völksch, I., Gustafsson, D., Hguyen, T., Stähli, M. & M. Zappa 2006. ALPINE3D: a detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology. *Hydrological Processes*, **20**(10)

- Liechti, K 2007. *Starke Gewitter im Juni 2007. Einordnung und hydrologische Modellierung für die Regionen Huttwil (BE) und Einsiedeln (SZ)* Masterarbeit, Geographisches Institut, Universität Zürich
- Margot, A., Schädler, B., Sigg, R. & R. Weingartner 1992. *Influence on Rivers by Water Power Stations (>300 kW) and the Lake Control*. Hydrological Atlas of Switzerland, Plate **5.3**. Federal Office for the Environment, Bern
- Mendel, H.-G. 1993. *Verteilungsfunktion in der Hydrologie*. Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes CHR/KHR
- Nash, J. E. & J. V. Sutcliffe 1970. River flow forecasting through conceptual models: Part I a discussion of principles. *Journal of Hydrology* **10**
- Paul, F., Maisch, M., Rothenbühler, C., Hoelzle, M. & W. Haeberli 2007. Calculation and visualisation of future glacier extent in the Swiss Alps by means of hypsographic modelling. *Global and Planetary Change* **55**(4)
- Raymond-Pralong, M., Turowski, J. M., Rickenmann, D., Beer, A., Metraux, V. & T. Glassey 2011. Auswirkungen der Klimaänderung auf die Geschiebefracht in Einzugsgebieten von Kraftwerksanlagen im Kanton Wallis. *Wasser Energie Luft* **103**(4)
- Rothenbühler, C. 2006. *GISALP – Räumlich-zeitliche Modellierung der klimasensitiven Hochgebirgslandschaft des Oberengadins*. PhD thesis, Geographisches Institut, Universität Zürich
- Schädler, B. & R. Bigler 2002. *Komponenten des natürlichen Wasserhaushaltes 1961 – 1990*. In: Hydrologischer Atlas der Schweiz, Tafel **6.3** Bern
- Schattan, P. 2012. *Kopplung eines Waldentwicklungsmodells mit einem hydrologischen Modell zur Quantifizierung der Auswirkung des Klimawandels auf den Wasserhaushalt Schweizer Einzugsgebiete*. Diplomarbeit, Geographisches Institut, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn
- Schaefli, B. & H. Gupta 2007. Do Nash values have value? *Hydrological Processes*, **21**, doi: 10.1002/hyp.6825
- Schulla, J. 1997. *Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen* PhD thesis, Geographisches Institut, ETH Zürich
- Stahl, K., Moore, R. D., Shea, J. M., Hutchinson, D. & A. J. Cannon 2008. Coupled modelling of glacier and streamflow response to future climate scenarios. *Water Resources Research* **44**(W02422)
- Teuling, A. J. 2011. Technical note: Towards a continuous classification of climate using bivariate colour mapping. *Hydrology and Earth System Sciences*. **15** doi:10.5194/hess-15-3071-2011
- van der Linden, P. & J. Mitchell 2009. *ENSEMBLES: climate change and its impacts: summary of research and results from the ENSEMBLES project* Met Office Hadley Centre
- Verbunt, M., Gurt, J., Lang, H., Warmerdam, P. & M. Zappa 2003. The hydrological role of snow and glaciers in alpine river basins and their distributed modeling. *Journal of Hydrology* **282**(1-4)
- Verbunt, M., Zappa, M., Gurtz, J. & P. Kaufmann 2006. Verification of a coupled hydrometeorological modelling approach for alpine tributaries in the Rhine basin. *Journal of Hydrology* **324**(1-4)
- Viviroli, D. 2007. *Ein prozessorientiertes Modellsystem zur Ermittlung seltener Hochwasserabflüsse für ungemessene Einzugsgebiete der Schweiz* PhD thesis, Geographisches Institut, Universität Bern
- Viviroli, D., Durr, H. H., Messerli, B., Meybeck, M. & R. Weingartner 2007. Mountains of the world, water towers for humanity: Typology, mapping, and global significance. *Water Resources Research*, **43**(W07447)
- Viviroli, D., Mittelbach, H., Gurtz, J. & R. Weingartner 2009a. Continuous simulation for flood estimation in ungauged mesoscale catchments of Switzerland - Part II: Parameter regionalisation and flood estimation results. *Journal of Hydrology* **377**(1-2)
- Viviroli, D., Zappa, M., Gurtz, J. & R. Weingartner 2009b. An introduction to the hydrological modelling system PREVAH and its pre- and post-processing-tools. *Environmental Modelling & Software* **24**(10)

- Wilcox, B. P., Rawls, W. J., Brakensiek, D. L. & J. R. Wight 1990. Predicting runoff from rangeland catchments: A comparison of two models. *Water Resources Research* **26**
- WGMS, Haeberli, W., Gärtner-Roer, I., Hoelzle, M., Paul, F. & Zemp, M., (eds) 2009. *Glacier Mass Balance Bulletin No. 9 (2006 – 2007)*, CSU (FAGS) / IUGG (IACS) / UNEP/UNESCO / WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland
- Zappa, M. 2002. *Multiple-Response Verification of a Distributed Hydrological Model at Different Spatial Scales* Dissertation No. 14895, Institut für Atmosphäre und Klima, ETH Zurich
- Zappa, M., Pos, F., Strasser, U., Warmerdam, P. & J. Gurtz 2003. Seasonal water balance of an Alpine catchments as evaluated by different methods for spatially distributed snowmelt modelling. *Nordic Hydrology* **34**(3)
- Zappa, M. & C. Kan 2007. Extreme heat and runoff extremes in the Swiss Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **7**(3)

Anhang A

*Tabelle A1: Ergebnisse der Kalibration und der Verifikation der Modellierungen an ausgewählten BAFU-Stationen (Vgl. Abb. 20) für drei Perioden: 1984 – 1996; Verifikation; Gesamtperiode). NS: Nash-Kriterium [-]; NSL: Logarithmisches Nash- Kriterium [-]; DV: Volumenfehler [%]. * Nicht für alle Einzugsgebiete waren alle Jahre verfügbar (z.B. Verzasca seit 1990, Ill nur bis 2005 verfügbar)*

Grossregion	Station	Periode*	NS	NSL	DV
Alpenaare	Aare, Ringgenberg	1984-1996	0.885	0.817	-1.7
		Verifikation	0.903	0.87	0.5
		Gesamtperiode	0.895	0.845	-0.5
Alpenaare	Aare, Schoenau	1984-1996	0.897	0.895	-1.6
		Verifikation	0.907	0.911	-3.3
		Gesamtperiode	0.903	0.904	-2.5
Alpenaare	Aare, Thun	1984-1996	0.905	0.888	-1.4
		Verifikation	0.91	0.905	-3.6
		Gesamtperiode	0.908	0.897	-2.6
Alpenaare	Guerbe, Belp	1984-1996	0.788	0.843	-1.3
		Verifikation	0.776	0.818	-4.1
		Gesamtperiode	0.781	0.83	-2.8
Alpenaare	Guerbe, Buergistein	1984-1996	0.746	0.762	4.4
		Verifikation	0.77	0.744	3.7
		Gesamtperiode	0.759	0.754	4.1
Alpenaare	Luetschine, Gsteig	1984-1996	0.919	0.877	4.8
		Verifikation	0.903	0.902	4.5
		Gesamtperiode	0.91	0.89	4.6
Alpenrhein	Hinterrhein, Fuerstenau	1984-1996	0.538	0.373	5.9
		Verifikation	0.606	0.5	2.3
		Gesamtperiode	0.578	0.447	3.9
Alpenrhein	Ill, Gisingen	1984-1996	0.748	0.706	-3.5
		Verifikation	0.744	0.695	-6.9
		Gesamtperiode	0.747	0.701	-5.3
Alpenrhein	Landquart, Flesenbach	1984-1996	0.899	0.914	1.8
		Verifikation	0.846	0.872	-6.5
		Gesamtperiode	0.867	0.892	-3.1
Alpenrhein	Landwasser, Davos	1984-1996	0.862	0.919	6.8
		Verifikation	0.851	0.884	2.9
		Gesamtperiode	0.856	0.902	4.6
Alpenrhein	Rhein, Diepolsdau	1984-1996	0.852	0.803	2.4
		Verifikation	0.864	0.805	-2.0
		Gesamtperiode	0.859	0.805	-0.1

Grossregion	Station	Periode*	NS	NSL	DV
Alpenrhein	Rhein, Domat, Ems	1984-1996	0.752	0.635	5.7
		Verifikation	0.782	0.682	0.7
		Gesamtperiode	0.769	0.662	2.8
Alpenrhein	Vorderrhein, Ilanz	1984-1996	0.719	0.487	2.1
		Verifikation	0.688	0.534	-3.6
		Gesamtperiode	0.702	0.513	-1.1
Engadin	Inn, Cinous	1984-1996	0.489	0.803	-2.0
		Verifikation	0.472	0.78	3.2
		Gesamtperiode	0.479	0.79	0.9
Engadin	Inn, Martina	1984-1996	0.727	0.645	-3.6
		Verifikation	0.732	0.698	-8.0
		Gesamtperiode	0.731	0.675	-6.1
Engadin	Inn, Tarasp	1984-1996	0.818	0.898	0.3
		Verifikation	0.783	0.881	-1.6
		Gesamtperiode	0.798	0.889	-0.8
Jurarandseen	Aare, Bruegg, Aegerten	1984-1996	0.882	0.88	-2.4
		Verifikation	0.856	0.863	-4.1
		Gesamtperiode	0.868	0.871	-3.3
Jurarandseen	Aare, Hagneck	1984-1996	0.86	0.832	0.8
		Verifikation	0.873	0.839	-1.1
		Gesamtperiode	0.867	0.836	-0.1
Jurarandseen	Areuse, Boudry	1984-1996	0.812	0.759	-2.3
		Verifikation	0.779	0.797	-6.1
		Gesamtperiode	0.796	0.777	-4.2
Jurarandseen	Broye, Canal, Sugiez	1984-1996	0.601	0.522	5.5
		Verifikation	0.62	0.551	-0.3
		Gesamtperiode	0.611	0.537	2.6
Jurarandseen	Broye, Payerne	1984-1996	0.841	0.884	-0.7
		Verifikation	0.794	0.845	1.1
		Gesamtperiode	0.818	0.864	0.2
Jurarandseen	Suze, Sonceboz	1984-1996	0.782	0.781	0.7
		Verifikation	0.703	0.771	-0.8
		Gesamtperiode	0.741	0.777	-0.2
Limmatt	Limmatt, Baden	1984-1996	0.902	0.893	-0.2
		Verifikation	0.883	0.876	-3.5
		Gesamtperiode	0.891	0.884	-2.0
Limmatt	Limmatt, Unterhard	1984-1996	0.9	0.885	-0.3
		Verifikation	0.883	0.874	-2.2
		Gesamtperiode	0.89	0.879	-1.4

Grossregion	Station	Periode*	NS	NSL	DV
Limmat	Linth, Mollis	1984-1996	0.726	0.645	6.6
		Verifikation	0.706	0.63	3.1
		Gesamtperiode	0.715	0.637	4.7
Limmat	Linth, Weesen	1984-1996	0.873	0.866	-0.5
		Verifikation	0.866	0.846	-3.6
		Gesamtperiode	0.869	0.856	-2.2
Limmat	Seez, Mels	1984-1996	0.705	0.736	4.4
		Verifikation	0.667	0.713	3.4
		Gesamtperiode	0.684	0.725	3.8
Limmat	Sihl, Zurich	1984-1996	0.694	0.794	5.1
		Verifikation	0.663	0.759	9.7
		Gesamtperiode	0.675	0.775	7.5
Ostschweiz	Glatt, Rheinsfelden	1984-1996	0.712	0.832	9.3
		Verifikation	0.709	0.821	8.4
		Gesamtperiode	0.71	0.827	8.8
Ostschweiz	Rhein, Neuhausen	1984-1996	0.954	0.935	2.6
		Verifikation	0.903	0.898	-2.4
		Gesamtperiode	0.926	0.916	-0.2
Ostschweiz	Rhine, Reckingen	1984-1996	0.95	0.937	1.4
		Verifikation	0.887	0.88	-5.0
		Gesamtperiode	0.916	0.909	-2.1
Ostschweiz	Thur, Andelfingen	1984-1996	0.836	0.882	1.0
		Verifikation	0.828	0.868	-0.2
		Gesamtperiode	0.832	0.875	0.4
Ostschweiz	Thur, Halden	1984-1996	0.831	0.872	-0.1
		Verifikation	0.828	0.854	0.2
		Gesamtperiode	0.829	0.862	0.1
Ostschweiz	Toess, Neftenbach	1984-1996	0.845	0.869	0.2
		Verifikation	0.854	0.853	-3.0
		Gesamtperiode	0.85	0.861	-1.5
Reuss	KleineEmme, Littau	1984-1996	0.823	0.859	1.9
		Verifikation	0.831	0.833	5.8
		Gesamtperiode	0.828	0.846	4.0
Reuss	Reuss, Luzern	1984-1996	0.931	0.884	-3.6
		Verifikation	0.903	0.864	-5.8
		Gesamtperiode	0.915	0.874	-4.8

Grossregion	Station	Periode*	NS	NSL	DV
Reuss	Reuss, Mellingen	1984-1996	0.932	0.918	-1.8
		Verifikation	0.919	0.902	-2.2
		Gesamtperiode	0.925	0.909	-2.0
Reuss	Reuss, Muelhau	1984-1996	0.931	0.91	-3.5
		Verifikation	0.914	0.89	-3.6
		Gesamtperiode	0.922	0.899	-3.6
Reuss	Reuss, Seedorf	1984-1996	0.857	0.778	-0.3
		Verifikation	0.821	0.779	-3.3
		Gesamtperiode	0.838	0.779	-1.9
Rhein	Birs, Muenchenstein	1984-1996	0.859	0.836	2.8
		Verifikation	0.829	0.858	-4.2
		Gesamtperiode	0.842	0.849	-1.2
Rhein	Ergolz, Liestal	1984-1996	0.775	0.72	-1.0
		Verifikation	0.775	0.753	-4.5
		Gesamtperiode	0.775	0.739	-3.0
Rhein	Rhine, Basel	1984-1996	0.953	0.95	0.3
		Verifikation	0.927	0.931	-3.4
		Gesamtperiode	0.939	0.941	-1.7
Rhein	Rhine, Reckingen	1984-1996	0.95	0.937	1.4
		Verifikation	0.887	0.88	-5.0
		Gesamtperiode	0.916	0.909	-2.1
Rhein	Rhine, Rhinefelden	1984-1996	0.954	0.951	0.4
		Verifikation	0.927	0.932	-3.7
		Gesamtperiode	0.94	0.941	-1.8
Rhone	Massa, Blatten	1984-1996	0.923	0.872	8.4
		Verifikation	0.924	0.904	5.1
		Gesamtperiode	0.923	0.89	6.5
Rhone	Rhone, Branson	1984-1996	0.607	0.455	0.1
		Verifikation	0.624	0.529	-1.1
		Gesamtperiode	0.617	0.497	-0.5
Rhone	Rhone, Brig	1984-1996	0.841	0.839	4.2
		Verifikation	0.8	0.801	5.5
		Gesamtperiode	0.818	0.818	4.9
Rhone	Rhone, Genf, Halle	1984-1996	0.329	0.349	1.6
		Verifikation	0.316	0.383	4.5
		Gesamtperiode	0.322	0.368	3.1

Grossregion	Station	Periode*	NS	NSL	DV
Rhone	Rhone, Genf, PST	1984-1996	0.329	0.349	1.6
		Verifikation	0.265	0.374	2.4
		Gesamtperiode	0.306	0.36	1.9
Rhone	Rhone, Porte	1984-1996	0.529	0.449	5.2
		Verifikation	0.571	0.523	3.2
		Gesamtperiode	0.554	0.491	4.1
Rhone	Rhone, Reckingen	1984-1996	0.866	0.784	0.1
		Verifikation	0.833	0.808	0.3
		Gesamtperiode	0.847	0.798	0.2
Rhone	Rhone, Sion	1984-1996	0.768	0.735	5.2
		Verifikation	0.756	0.743	3.2
		Gesamtperiode	0.761	0.74	4.1
Rhone	Venoge, Ecublens	1984-1996	0.852	0.864	-0.3
		Verifikation	0.833	0.87	-3.1
		Gesamtperiode	0.841	0.867	-1.8
Rhone	Vispa, Visp	1984-1996	0.657	0.499	0.4
		Verifikation	0.539	0.441	7.9
		Gesamtperiode	0.594	0.468	4.5
Saane	Saane, Laupen	1984-1996	0.616	0.466	-3.1
		Verifikation	0.608	0.617	-0.7
		Gesamtperiode	0.612	0.556	-1.8
Saane	Sarine, Broc	1984-1996	0.766	0.691	1.1
		Verifikation	0.743	0.704	2.5
		Gesamtperiode	0.754	0.697	1.8
Saane	Sarine, Fribourg	1984-1996	0.508	0.34	-3.5
		Verifikation	0.498	0.497	-4.8
		Gesamtperiode	0.503	0.431	-4.2
Saane	Sense, Thoirishaus	1984-1996	0.732	0.797	1.0
		Verifikation	0.733	0.767	3.3
		Gesamtperiode	0.733	0.782	2.2
Ticino	Maggia, Solduno	1984-1996	0.753	0.708	-4.8
		Verifikation	0.731	0.718	2.4
		Gesamtperiode	0.744	0.712	-1.4
Ticino	Ticino, Bellinzona	1984-1996	0.793	0.735	0.7
		Verifikation	0.816	0.698	-2.5
		Gesamtperiode	0.805	0.715	-1.0

Grossregion	Station	Periode*	NS	NSL	DV
Ticino	Tresa, Rocchetta	1984-1996	0.848	0.786	-3.0
		Verifikation	0.86	0.808	-5.1
		Gesamtperiode	0.854	0.797	-4.1
Ticino	Verzasca, Lavertezzo	1984-1996	0.854	0.857	2.4
		Verifikation	0.837	0.867	2.2
		Gesamtperiode	0.844	0.863	2.3
Wasserschloss	Aare, Brugg	1984-1996	0.9	0.9	-0.9
		Verifikation	0.883	0.887	-2.7
		Gesamtperiode	0.891	0.894	-1.9
Wasserschloss	Aare, Murgenthal	1984-1996	0.897	0.891	-0.3
		Verifikation	0.887	0.887	-1.9
		Gesamtperiode	0.891	0.889	-1.1
Wasserschloss	Aare, Untersiggenthal	1984-1996	0.935	0.937	-0.7
		Verifikation	0.926	0.929	-2.6
		Gesamtperiode	0.93	0.933	-1.7
Wasserschloss	Emme, Emmenmatt	1984-1996	0.747	0.687	7.7
		Verifikation	0.777	0.733	0.6
		Gesamtperiode	0.766	0.711	3.8
Wasserschloss	Emme, Wiler	1984-1996	0.697	0.6	5.0
		Verifikation	0.748	0.647	-4.1
		Gesamtperiode	0.729	0.627	-0.2
Wasserschloss	Wigger, Zofingen	1984-1996	0.741	0.782	1.8
		Verifikation	0.694	0.767	1.6
		Gesamtperiode	0.715	0.775	1.7