



lebensministerium.at

Mitteilungsblatt

des Hydrographischen Dienstes
in Österreich

Nr. 86



MITTEILUNGSBLATT

**DES HYDROGRAPHISCHEN DIENSTES
IN ÖSTERREICH**

NR. 86

Wien, 2009



lebensministerium.at

IMPRESSUM

**Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft
Abt. VII 3 Wasserhaushalt (Leitung: MR Dipl.-Ing. R. Godina)
A-1030 Wien, Marxergasse 2**

Redaktion: MR Dipl.-Hydr. Dr. Gabriele Müller
Fachbeirat: MR Dipl.-Ing. R. Godina, MR Dipl.-Ing. G. Fuchs, MR Dipl.-Ing. P. Lorenz, MR Dr. V. Weilguni
Technische Mitarbeit: ADir. Ing. J. Wurth

Redaktionsanschrift: Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft
Abt. VII 3 Wasserhaushalt, A-1030 WIEN, Marxergasse 2
Tel: ++43 1 71100 6942 Fax: ++43 1 71100 6851

E-mail: Wasserhaushalt@bmlfuw.gv.at
Foto Titelblatt: Rotmoos- und Wasserfallferner, September 2008
Institut für Meteorologie und Geophysik
Universität Innsbruck

Druck: Fa. AV+Astoria, Faradaygasse 6, 1030 Wien

Gedruckt auf umweltschonend hergestelltem Papier mit
Pflanzenöl-Druckfarben.

©BMLFUW, Wien, 2009 - Alle Rechte vorbehalten



INHALTSÜBERSICHT

ORIGINALARBEITEN	Seite
Die Bedeutung der Gletscherschmelze für den Abfluss der Donau gegenwärtig und in der Zukunft (M. Weber, M. Prasch und L. Braun)	1
Gletscher im Klimawandel: Aktuelle Monitoringprogramme und Forschungen zur Auswirkung auf den Gebietsabfluss im Ötztal (M. Kuhn, J. Abermann, M. Olefs, A. Fischer und A. Lambrecht)	31
Der „Untere Eisboden See“ – Entstehung eines neuen Gletschensees beim Stubacher Sonnblickkees (H. Wiesenegger und H. Slupetzky)	49
Blockgletscher und ihre hydrologische Bedeutung im Hochgebirge (K. Krainer und M. Ribis)	65
Schneebeobachtungen und Simulationen in Österreich für hydrologische Zwecke (J. Parajka und G. Blöschl)	79
Modellierung der Eis- und Schneeschmelze in vergletscherten Einzugsgebieten (G. Koboltschnig und W. Schöner)	93
Hochwasservorhersage Inn: Modellierung der Gletscherabflüsse (R. Kirnbauer, S. Achleitner, J. Schöber, J. Asztalos und H. Schönlaub)	109
BERICHTE UND MITTEILUNGEN	
Der Pegel Vent/Rofenache – Herausforderungen für eine hydrographische Messstelle in einem vergletscherten Einzugsgebiet (G. Müller, R. Godina, W. Gattermayr)	131
Hydrographie – aktuelle Monatscharakteristik im Internet (R. Godina)	135
Bemessungsniederschläge in Österreich (V. Weilguni)	136
Seminar Schwebstoff in Fließgewässern – Erfassung des Schwebstofftransports (P. Lalk)	138
Richtlinie für die Errichtung und Beobachtung von Quellmessstellen in Österreich (J. Eybl)	141
Österreichische Gesellschaft für Hydrologie (G. Müller)	142
Personalien der Hydrographischen Dienststellen	145
Verzeichnis der staatlichen Hydrographischen Dienststellen in Österreich mit Internet-Adressen für aktuelle Wasserstandsinformationen	147
Hinweise der Redaktion	148

Die Bedeutung der Gletscherschmelze für den Abfluss der Donau gegenwärtig und in der Zukunft

The relevance of glacier melt for the upper Danube River discharge today and in the future

Markus Weber, Ludwig Braun, Wolfram Mauser und Monika Prasch

Stichworte: Vernagtferner, Öztaler Ache, Alpiner Inn, Glazialhydrologie, Abflussgenese, Klima-Szenarien, GLOWA Projekt

Keywords: Vernagtferner, Oetztaler Ache, glacier hydrology, runoff generation, climate scenarios, GLOWA project

Zusammenfassung

Berechnungen mithilfe des hydrologischen Modells DANUBIA in hoher Auflösung zeigen die Bedeutung der Eisschmelze im gesamten Einzugsgebiet der oberen Donau bis Passau. Einen nennenswerten Beitrag zum Abfluss liefert die Gletscherschmelze ausschließlich im Bereich des Inns, ein glaziales Abflussregime ist gegenwärtig auf die direkten Zuflüsse aus den stark vergletscherten Kopfeinzugsgebieten beschränkt. Unter der Vorgabe eines veränderten Klimas mit trockeneren Sommern im Einklang mit dem gegenwärtigen Stand der Klimaforschung kommt es zu einem weiteren drastischen Rückgang der Gletscher, verbunden mit einer anfangs verstärkten Schmelzwasserabgabe und dem Übergang zu einem nivalen Regime. Für das Alpenvorland verliert das „Wasserschloss Alpen“ wegen der fehlenden Sommerniederschläge mehr an Bedeutung als durch den Verlust der Gletscher.

Summary

The amount of glacier melt is calculated in the upper Danube basin above Passau with the high resolution hydrological model DANUBIA. Only in the highly glacierized head watersheds of the Inn River is a considerable amount of ice melt water observed, producing a typical glacial runoff regime. With the assumption of a future climate change characterized by drier summers and generally higher air temperatures, in accordance with current climate research, a drastic reduction in glacier size is predicted, with a temporal increase of ice melt, followed by a gradual change into a nival regime with earlier snow melt. The significance of the Alps as “the water towers” for the surrounding lowlands will decrease more significantly through the lack of summer precipitation than through the loss of the glaciers.

1. Einleitung

In den alpinen Einzugsgebieten ist das Abflussgeschehen wesentlich durch die temporäre Speicherung von Niederschlag in der Form von Schnee und Eis geprägt. Während die Schneedecke einen temporären Zwischenspeicher darstellt, welcher im Verlaufe eines hydrologischen Jahres über den Winter aufgebaut und im Frühsommer wieder geschmolzen wird, ist im Gletschereis der Niederschlag über den Zeitraum von Jahrzehnten bis Jahrhunderten gespeichert und wird durch die sommerliche Gletscherschmelze wieder freigesetzt.

Typischerweise ist der Abfluss eines Einzugsgebietes im Gebirge **nival** geprägt, d.h. der Auf- und Abbau der Schneedecke bestimmt den Jahresgang des Hydrographen und verleiht ihm einen asymmetrischen dreieckförmigen Verlauf mit dem Minimum im Winter und dem Maximum zum Zeitpunkt der großräumigen Schneeschmelze in den tieferen Lagen im Frühjahr. Über den Sommer schmilzt der Schnee auch in höheren Lagen und liefert somit auch während Trockenperioden eine Abflussspende.

Der Abfluss von den Gletschern erreicht sein Maximum in den Hochsommermonaten Juli und August, wenn große Bereiche der Eisflächen schneefrei (aper) sind und immer noch ein hohes solares Strahlungsangebot verfügbar ist. Ein **glazial** geprägtes Abflussregime mit einem hohen Vergletscherungsgrad zeigt daher einen eher symmetrischen Jahresgang mit hohen Abflüssen im Sommer und niedrigen im Winter.

Im Flachland dagegen ist eine geschlossene Schneedecke ein eher seltenes Ereignis und dessen Andauer auf wenige Tage beschränkt. Der Abfluss im Gewässernetz wird dort weitgehend durch die Regenfälle bestimmt, das Regime ist somit **pluvial** geprägt und zeigt in der Regel mehrere Sekundärmaxima bzw. -minima in Trockenzeiten.

Die Alpen werden häufig als das „Wasserschloss“ Europas bezeichnet, da innerhalb des Gebirges verhältnismäßig viel Wasser verfügbar ist, welches über die Alpenflüsse auch in das Umland exportiert wird. Sie sind somit für das Abflussgeschehen im Einzugsgebiet der oberen Donau bis zum Pegel Passau-Achleiten prägend, von dessen 76660 km² Fläche das Gebirge einen Anteil von 29% einnimmt. Die auch in niederschlagsarmen Zeiträumen wirksame Schnee- und Eisschmelze sorgt das ganze Jahr über durch diesen sogenannten „Kompensationseffekt“ (RÖTHLISBERGER & LANG, 1987) für einen zuverlässigen und ausgeglichenen Abfluss im Gewässernetz.

Bei dem derzeit anhaltenden Gletscherschwund bezuschusst die Eisschmelze den Gebietsniederschlag, da sie aus den langfristig angelegten Eisreserven der Gletscher stammt. Die spezifischen Eisverluste sind von vielen lokalen Faktoren abhängig, zeigen aber ein im We-

sentlichen durch die lokalen Klimaparameter bestimmtes Höhenprofil. Die Menge des resultierenden zusätzlichen Schmelz-(Eis)Wassers ist zudem proportional zur Ausdehnung der aperen Eisfläche in der jeweiligen Höhenzone, wird daher in der Zukunft wegen der abnehmenden Gletscherflächen auch bei einer weiteren Erwärmung allmählich abnehmen (Abbildung 6). In den Kopfeinzugsgebieten ist damit der Übergang des glazial geprägten Abflussregimes in ein rein nivales verbunden, folglich wandelt sich der symmetrische Hydrograph mit einem Maximum im Sommer zu einer asymmetrischen Ganglinie mit dem Maximalabfluss im Frühjahr.

Ob das allmähliche Ausbleiben des Eiswassers in einzelnen Bereichen des Gewässernetzes einen nennenswerten Rückgang des Abflusses zur Folge hat, hängt von ihrem Beitrag bei der Abflussgenese ab. Dieser nimmt mit zunehmender Entfernung von den Gletschern ab und bewirkt in den oberen Bereichen des Gebirgsflusses nivo-glaziale Mischformen des Abflussregimes, die durch ein zweites hochsommerliches Maximum des Hydrographen aufgrund der Eisschmelze neben dem der Schneeschmelze im Frühjahr charakterisiert sind. Die Ausprägung und Höhe dieses sekundären Maximums wird maßgeblich durch den Anteil des Gletscherwassers in den Sommermonaten bestimmt.

Der Kompensationseffekt durch die Schnee- und Eisschmelze im Gebirge reicht über die Zubringer weit in das umliegende Tiefland und die Hauptflüsse und dämpft dort die Variabilität der Sommerabflüsse (VIVIROLI et.al., 2003). Dessen Wirksamkeit nimmt jedoch mit der Aridität des Klimas zu. Das Einzugsgebiet der oberen Donau war in der Vergangenheit jedoch durch ein humides Klima gekennzeichnet, so dass die Wasserführung der Donau am Pegel Passau-Achleiten nach Einmündung der Zuflüsse Iller, Lech, Isar und Inn/Salzach aus dem Gebirge, verglichen mit der Schneeschmelze, nur gering durch die Gletscherschmelze beeinflusst wurde. Sie zeigte einen nivo-pluvialen, über das Jahr ausgeglichenen Charakter mit einem Maximum im Frühjahr mit je nach Ergiebigkeit der Niederschläge im Winter unterschiedlicher Ausprägung (Abbildung 1). Auftretende Sekundärmaxima im Sommer oder Herbst sind dagegen eher mit höheren Niederschlägen in Verbindung zu bringen.

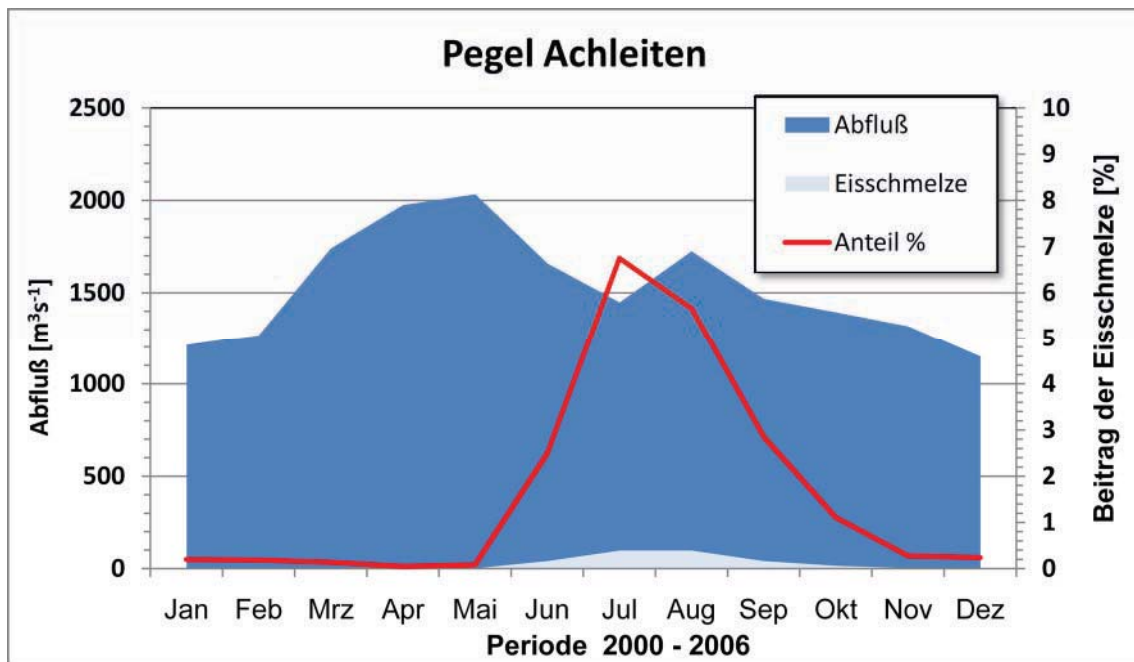


Abbildung 1: Mittlere Monatsmittel des Abflusses am Pegel Passau-Achleiten an der Donau für die Periode 2000-2006 nach Modellrechnungen mit dem Modell DANUBIA. Hell der Anteil, der durch die Gletscher verursacht wird, rot dessen prozentualer Anteil am Gesamtabfluss. Lage des Pegels siehe Abbildung 8.

Von den Zubringerflüssen der Donau aus dem Gebirge besitzt lediglich der Inn nennenswerte Gletscherflächen in den Kopfeinzugsgebieten seiner Zubringer. Somit sind im Einzugsgebiet dieses Gebirgsflusses die bedeutendsten Auswirkungen der Gletscher auf die Wasserführung zu erwarten. Diese jedoch anhand von Abflussmessungen auch für die Unterläufe zu quantifizieren, ist außerordentlich schwierig, wenn nicht gar unmöglich. Es fehlen vor allem die erforderlichen Daten zur lokalen Gletscherschmelze, die nur von sehr wenigen Gletschern exemplarisch vorliegen. Die wichtige Frage nach dem Anteil des Schmelzwassers an der Wasserführung der Alpenflüsse in einzelnen Sektionen kann daher auf dieser Basis nur grob abgeschätzt werden. Eine solche Abschätzung für den Inn und einige seiner Zuflüsse wird in BAUMGARTNER et al. (1983) für die Periode 1931-1960 diskutiert. Die Methodik beruht zunächst auf einer Hochrechnung der mittleren jährlichen Eisverluste der Gletscherfläche im Einzugsgebiet auf der Basis der Bestimmung einer mittleren, gleichsam repräsentativen Massenbilanz der Gletscher. Eine deutliche regionale Abweichung der Massenbilanz von Einzelgletschern zu diesem Mittelwert erzeugt bei dieser Vorgehensweise beträchtliche Fehler. Das Wasseräquivalent dieses Eisvolumens wird als sogenannte Gletscherspende analog zur Niederschlagshöhe auf die Fläche des Einzugsgebiets bezogen. In Relation zur mittleren Abflusshöhe beträgt dieser Zuschuss je nach Vergletscherungsgrad nur wenige

Prozent und wird somit besonders flussabwärts als eher unbedeutend für das Abflussgeschehen eingeschätzt.

Auch wenn die Änderung des Eisvolumens heute wesentlich genauer aus der Differenzbildung von digitalen Geländemodellen bestimmt werden kann (LAMBRECHT & MAYER, 2009), ist die in der beschriebenen Weise berechnete Gletscherspende nur ein ungenaues Maß für den tatsächlichen Schmelzwasseranteil vom Gletschereis in den Gerinnen und damit des Einflusses der Gletscher auf das Abflussgeschehen. Denn selbst wenn sie sehr genau bestimmt werden kann, wird ausschließlich die Erhöhung der Jahresabflüsse durch den Eisverlust der Gletscher berücksichtigt. Bei ausgeglichenen Gletschermassenbilanzen käme bei dieser Betrachtungsweise ein Anteil von 0% Eisschmelzwasser zustande. Aber auch im Falle von ausgeglichenen oder gar positiven Massenbilanzen apert bis zu einem Drittel der Gletscherfläche aus und liefert zeitweise einen Beitrag zum Abfluss, der in der „klassischen“ Gletscherschmelze nicht berücksichtigt wird.

Die Ursache für diese Diskrepanz besteht darin, dass auf einem Alpengletscher wegen des bestehenden Gefälles gebildetes Schmelzwasser in der Regel unmittelbar abfließt. Der damit verbundene Massenverlust wird in der Bilanz durch die hauptsächlich im Winter stattfindende Schneeakkumulation kompensiert. Im Falle eines ausgeglichenen Haushaltsjahres kann folglich Eiswasser bis zu einem Drittel der Schneeakkumulation in Form von Schmelzwasser dem Gerinne zugeführt werden, ohne dass dieses in der Massenbilanz explizit erfasst wird.

Am „lebenden Objekt“ kann der Anteil des Gletscherwasseranteils somit nicht bestimmt werden. Die praktikabelste Lösung wäre der Vergleich des Abflusses mit und ohne Gletscher unter sonst identischen Bedingungen. Im Einzugsgebiet der Donau müssten ca. 550 Gletscher berücksichtigt bzw. entfernt werden. Dieses Experiment erfordert ein sehr detailliertes hydrologisches Modell, welches lokale Informationen sowohl zur Menge als auch zum Verbleib des in das Gerinne eingespeisten Gletscherwassers liefert. In einem derartigen Modell müssen alle wesentlichen Komponenten der Abflussgenese berücksichtigt werden, also im speziellen Fall im Gebirge sowohl die umfassende Modellierung des Schneedeckenspeichers, der Gletscher als auch der sonstigen natürlichen und künstlich angelegten Speicher.

Ein derartiges Modell wurde innerhalb von sieben Jahren im BMBF-geförderten Projekt *GLOWA-Danube (Globaler Wandel des Wasserkreislaufs)* für das Einzugsgebiet der oberen Donau bis zum Pegel Passau-Achleiten interdisziplinär entwickelt. *DANUBIA* ist ein gekoppeltes Simulationsmodell, welches Modellkomponenten für naturwissenschaftliche und sozioökonomische Prozesse gemeinsam und in ihrer gegenseitigen Beeinflussung berücksichtigt. Die einzelnen Komponenten basieren auf dem Expertenwissen der Entwickler. Die räumliche

Auflösung der hydrologischen Komponente beträgt 1x1 km, der Zeittakt eine Stunde. Als Eingangsgrößen werden an jedem Gitterpunkt kontinuierliche Zeitreihen der meteorologischen Grundgrößen (Temperatur, Feuchte, Wind, Strahlungsflüsse etc.) benötigt. Diese können einerseits aus den Messdaten der operationellen Messnetze, z.B. des DWD in der BRD und der ZAMG in Österreich zur Simulation der Vergangenheit generiert werden, mittels eines statistischen Klimaantriebsgenerators oder alternativ der Ergebnisse von regionalen Klimamodellen sind auch Rechnungen in die nähere und fernere Zukunft möglich. Weitergehende Informationen finden sich im Internet unter www.GLOWA-Danube.de und insbesondere im GLOBAL CHANGE ATLAS (2009), von dem auch eine Internetversion verfügbar ist.

Das gekoppelte hydrologische Modell in DANUBIA liefert ab einer Teileinzugsgebietsgröße von 100 km² sehr detaillierte Informationen zu den Abflüssen im Gerinne. In die Behandlung der Landoberflächenprozesse ist in DANUBIA ein spezielles Modul zur Berechnung der Schneedecke und der expliziten Berechnung der Entwicklung jedes einzelnen der 550 Gletscher im Untersuchungsgebiet auf der Subskala enthalten, also mit einer feineren räumlichen Auflösung als das Basisraster des Systems. Das Gletschermodell übergibt das lokal berechnete Schmelzwasser unmittelbar an das Gerinnesystem, wo es den im Modell berücksichtigten Prozessen der Abflussbildung unterworfen ist. Der Anteil der Eisschmelze an einem beliebigen Punkt (Pegel) im Gewässernetz ergibt sich aus der Differenz des in einem regulären Modelllauf berechneten Abflusses und dem in einem Referenzlauf mit den identischen meteorologischen Treiberdaten ohne Gletschereis. Das Verhältnis dieser Differenz zum Gesamtabfluss ist zusammen mit letzterem ein Maß für die aktuelle Bedeutung der oberhalb befindlichen Gletscherareale für diesen Flussabschnitt.

Ein einfaches Beispiel für ein Ergebnis der Simulation der näheren Vergangenheit zeigt Tabelle 1. Hier werden für ausgewählte Teileinzugsgebiete entlang des Inn bis zur Mündung in die Donau die mittleren Jahressummen des Abflusses, der Eisschmelze und deren prozentualer Anteil am Abfluss angegeben. Letzterer übersteigt bisher in Form von Schätzungen veröffentlichte Angaben (z.B. BAUMGARTNER et al., 1983) um das Doppelte bis Dreifache, was nicht allein auf die gegenwärtig effizientere Gletscherschmelze zurückführbar ist, sondern auch auf die Methodik, welche das vom Gletscher abgegebene Wasser vollständig erfasst. Dennoch wird auch in dieser Untersuchung die flussabwärts drastisch abnehmende Bedeutung der Eisschmelze auf die Wasserführung des Inn deutlich.

Tabelle 1: Charakteristiken der untersuchten Einzugsgebiete und Anteil der Eisschmelze am Jahresabfluss

Einzugsgebiet	Fläche [km ²]	davon Gletscher [%]	Mittlerer hydrolog. Gebietsabfluss [mm]*)	Gebietsabfluss 1991-2000 modelliert [mm]	Modellierte Eisschmelze [mm]	Anteil [%] am Abfluss
Vent/Rofenache	98	35	1438	1367	505	36.9
Huben/Öztaler Ache	517	17	1220	1149	305	26.5
Innsbruck/Inn	5792	4	893	939	79	8.4
Oberaudorf/Inn	9715	3	993	1026	67	6.5
Wasserburg/Inn	11980	2.4	942	998	54	5.4
Achleiten/Donau	76660	0.5	584	639	10	1.6

*) Mittelwerte unterschiedlich langer Zeiträume. Quellen: Hochwassernachrichtendienst Bayern bzw. Hydrographischer Dienst des Landes Tirol

Da das System nicht nur die Vergangenheit und die Gegenwart wiedergeben kann, sondern auch auf der Basis beliebiger Klimaszenarien die Entwicklung der Vergletscherung im Untersuchungsgebiet fortschreibt, konnten mit Hilfe von *DANUBIA* ausführliche Untersuchungen der möglichen Änderungen des Abflussregimes im Gebirge und an der Donau durch das Abschmelzen der Eisressourcen durchgeführt werden.

2. Methode und Einzugsgebiet

Das Untersuchungsgebiet umfasst das Einzugsgebiet der Oberen Donau bis zum Pegel Passau-Achleiten (Abbildung 8). 22000 km² der insgesamt 76660 km² messenden Gesamtfläche liegen in den Alpen, die im Bereich der Bernina in Höhen über 4000 m NN reichen. Etwa die Hälfte dieser Fläche liegt im Höhengürtel zwischen 1000 und 2000 m NN, 5900 km² im Höhenbereich zwischen 2000 m und 3000 m NN, knapp 300 km² liegen oberhalb von 3000 m NN. Überwiegend dort oder knapp darunter existierten in den Grenzen des Modellgebietes von *DANUBIA* im Jahr 2000 noch 556 Gletscher, die insgesamt eine Fläche von 357.92 km² überdecken. Über 90% davon befindet sich in Österreich, der Rest in der Schweiz. Immerhin fünf Gletscherrelikte finden sich auch in Bayern, die aber in der Summe nicht einmal eine Fläche von 1 km² einnehmen. Die in den Gletschern gespeicherte Eisreserve verfügt unter Berücksichtigung der nicht ganz vollständigen Kenntnis zur Eisdickenverteilung über ein Volumen von 16.4 km³. Auf das gesamte Einzugsgebiet verteilt entspricht dieses Kontingent einer potentiellen Gletscherspende von 213 mm und somit lediglich etwa 20% des mittleren Jahresniederschlags. Nahezu die gesamte Masse dieser Eisreserve findet sich im Bereich des Alpenhauptkamms, 40% davon liegt in der Gebirgsgruppe der Öztaler

Alpen, jeweils zwischen 10% und 15% verteilen sich auf die Stubai-er Alpen, die Zillertaler Alpen, die Bernina-, Glockner- und Venedigergruppe.

Das Gletschermodell SURGES

Als Hindernis für quantitative Angaben zum Anteil der Eisschmelze für den Abfluss wurde bislang angeführt, dass für sämtliche Gletscher in einem großen Einzugsgebiet keine individuellen Daten zum Massenhaushalt vorliegen und die universelle Gültigkeit empirisch bestimmter mittlerer Höhenprofile der spezifischen Massenbilanz für größere Region zu bezweifeln sei (BAUMGARTNER et al., 1983). Ein möglicher Ausweg aus diesem Dilemma ist die Anwendung eines numerischen Modells, das die Entwicklung jedes einzelnen Gletschers mit vertretbarem Aufwand individuell auf physikalischer Basis hinreichend genau berechnet. Da nur eine geringe Zahl der Gletscher eine Fläche von mehreren km² und damit die nominale Auflösung von DANUBIA aufweist, muss das Modell mit einer feineren Auflösung (subskalig) rechnen. Für diese Aufgabe wurde von den Autoren das Teilmodell SURGES (**S**ubscale **R**egional **G**lacier **E**xtension **S**imulator) entwickelt, welches in das Modul zur Berechnung der Landoberflächenprozesse von DANUBIA integriert wurde.

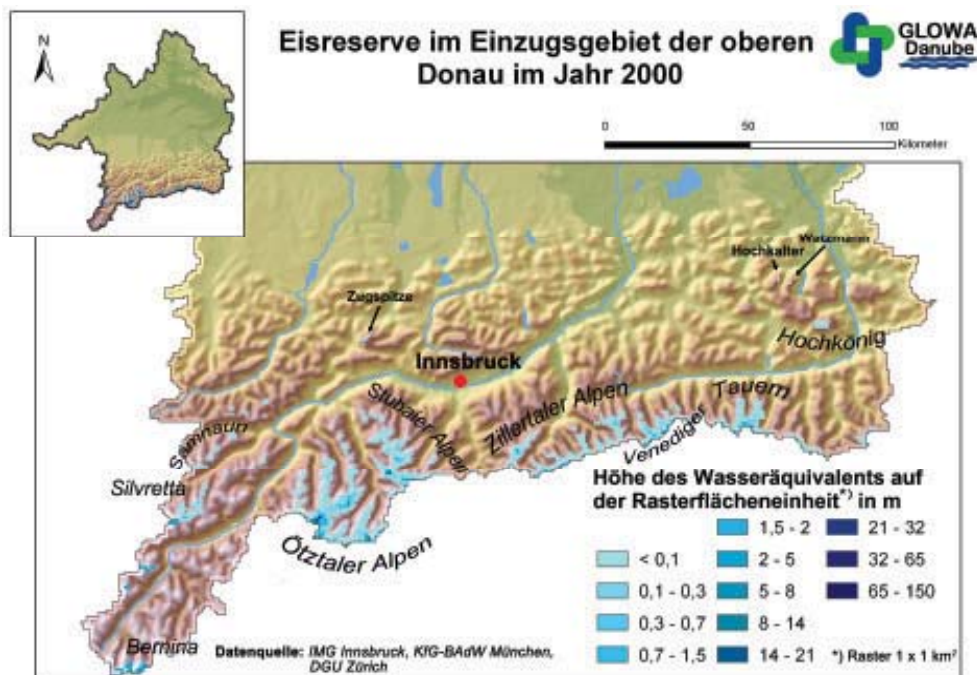


Abbildung 2: Eisreserve des Jahres 2000 im Einzugsgebiet der oberen Donau

Die alpinen Gletscher werden in dem Gletschermodell als über das Modellraster verteilte Objekte betrachtet, die auf diesem Raster durch eine Flächen-Höhenverteilung des bekannten oder angenommenen Gletscherbetts zusammen mit der zugehörigen Eismächtigkeit be-

schrieben werden (siehe Abbildung 3). Die erforderlichen Daten mit einer Vertikalauflösung von 20 m - 50 m wurden, referenziert auf das Jahr 2000, anhand des neuen Österreichischen Gletscherkatasters (Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck), des Satelliten-gestützten Gletscherkatasters der Schweiz (Universität Zürich) und der Daten des Projektes „Bayerische Gletscher“ der Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften ermittelt. Abbildung 2 zeigt die Verteilung der auf den Rasterflächen des Modells verfügbaren Eisreserven auf die Gebirgsgruppen im Einzugsgebiet. Sie sind durch die fiktive Höhe des Wasserstandes angegeben, der sich auf einer 1x1 km Fläche ergeben würde, nachdem der gesamte darauf befindliche Eisvorrat geschmolzen wäre. Nachfolgend werden die Grundzüge des Modells und seine Funktionsweise erläutert.

Eine detaillierte Gletschermodellierung erfordert mehr als ein einfaches Massenbilanzmodell. Gletscher verändern ihre Masse und Gestalt hauptsächlich auf Grund von drei Prozessen: der **Akkumulation** von Schnee, **Ablation** von Schnee und Eis, sowie dem **Fließen des Eisstroms** ins Tal. Die ersten beiden Prozesse finden nahezu ausschließlich an der Gletscheroberfläche statt, während die Eisbewegung im Eiskörper stattfindet und dessen Form je nach Intensität verändert. Die Hauptquelle für die Akkumulation ist der Schneefall, dessen Anteil am lokalen Niederschlag **P** von der Bedingung einer ausreichend tiefen Lufttemperatur **T** nahe der Oberfläche abhängt. Wegen der generellen Abnahme von **T** mit der Höhe nimmt der Schneefall nach oben hin zu. Lokal findet Akkumulation auch durch Lawinen oder Schneeverwehungen statt.

Für die Ablation ist Schmelzen von Eis der effektivste Prozess. Das entstehende Schmelzwasser wird unmittelbar dem Abfluss zugeführt. Schmelze findet dann statt, wenn die Schnee- oder Eisoberfläche auf 0°C erwärmt wird und darüber hinaus Energie zum Aufbringen der Schmelzwärme verfügbar ist. Letztere Bedingung ist gleichbedeutend mit einer positiven Energiebilanz der Oberfläche. Deren Komponenten sind die kurz- und langwellige Strahlung (z.B. Globalstrahlung **G**) und die turbulenten Wärmeströme zwischen der Atmosphäre und der Oberfläche.

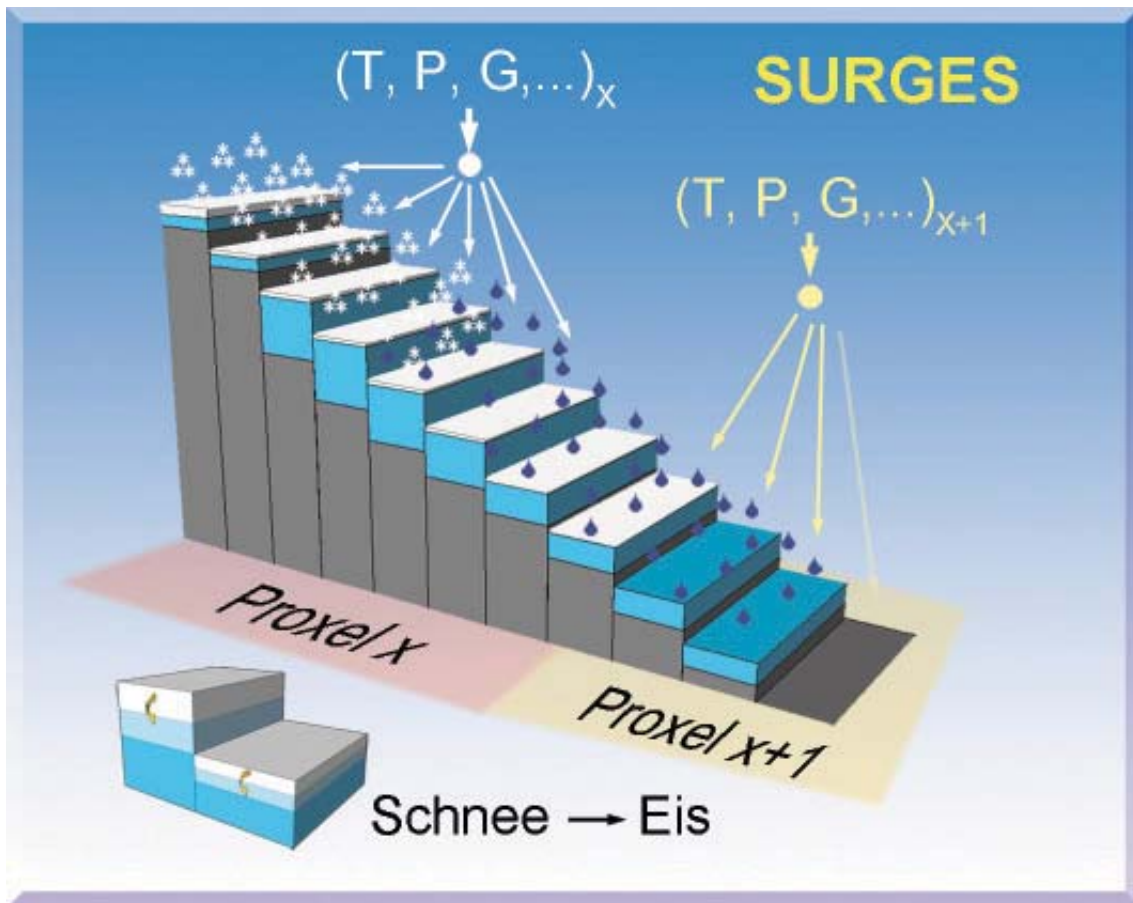


Abbildung 3: Schemazeichnung der Funktionsweise des subskaligen Gletschermodells SURGES und der wichtigsten berücksichtigten Prozesse.

Die Abbildung 3 verdeutlicht, wie die durch das Rahmenprogramm auf dem Rasterelement (nachfolgend bezeichnet als **Proxel** = **Prozess-Pixel**) bereitgestellten mittleren meteorologischen Grundgrößen entsprechend ihrer Höhenabhängigkeit auf die subskaligen Höhenstufen mit der Gletscherfläche extrapoliert werden. Die Akkumulation und Ablation wird anschließend individuell auf jeder einzelnen Stufe mit Parametrisierungen für die Prozesse (z.B. Strahlungshaushalt, Wärmeaustausch in der eisnahen Grenzschicht, Phasenübergänge usw.) berechnet, die auf der Basis experimenteller Beobachtungen über Gletschern entwickelt wurden (WEBER, 2008). Dadurch kann auf z.B. einem Proxel gleichzeitig Schneefall in den oberen Regionen und Regen bzw. Schmelze in tieferen Lagen berechnet werden. Die Unterscheidung von Schnee- und Eisoberflächen auf der Subskala ist ebenfalls von großer Wichtigkeit für die Berechnung der lokalen Massenänderung, da die Eisschmelze wegen der niedrigeren Albedo bis zu 4fach effizienter ist als die Schneeschmelze.

Massenänderung und Flächenänderung

Bisher wurde die Berechnung der Massenänderungen an der Gletscheroberfläche durch das Modell beschrieben. Die Ergebnisse entsprechen den lokalen Höhenprofilen der spezifischen Massenbilanz, wie sie auf wenigen ausgewählten Gletschern mit Hilfe von Pegeln und Schneeschächten auch experimentell bestimmt werden. Die Vorgehensweise ist auch als *glaziologische Methode* zur Bestimmung des jährlichen Massenhaushalts bekannt. *Surges* berechnet darüber hinaus die Massenänderung an der Oberfläche aller Gletscher individuell auf jedem eisbedeckten Proxel sogar im Stundentakt. Es liefert dadurch eine Fülle an Informationen, die experimentell unter vertretbarem Aufwand nie erhalten werden kann. Im Einzelfall können die Resultate jedoch anhand von lokalen Beobachtungen jederzeit exemplarisch überprüft werden.

Die Berechnung der mit der Massenänderung verbundenen Flächen- und Volumenänderung des Eiskörpers erfordert dagegen die Betrachtung von Zeiträumen, die mehrere Jahre überdecken. Diese Aufgabe kann in Analogie zur geodätischen Methode der Bestimmung des Massenhaushalts der Gletscher betrachtet werden. Ein relativ einfach zu beschreibender Prozess ist die Metamorphose der Schneedecke in Eis. Überdauert die Schneedecke auf einer Stufe ein Haushaltsjahr, dann wandelt sich eine durch einen Parameter definierte Menge Schnee in Eis um, welche dem Eiskörper zugeschlagen wird. In der Folge nimmt die Mächtigkeit des Eises auf der betroffenen Stufe zu. Sofern es sich um schneefreie (apere) Stufen handelt, ist auch die Änderung des Volumens und des Grundrisses des Eiskörpers einfach zu realisieren. Mit der Annahme einer konstanten Dichte von Eis ändert sich die Dicke der Stufe in Abhängigkeit von der berechneten Schmelzwassermenge. Ist sie vollständig geschmolzen, wird der Untergrund freigegeben. Dadurch wird die Gletscherfläche reduziert. Schmilzt innerhalb eines hydrologischen Jahres mehr Eis ab als sich bildet, ist die totale Massenbilanz des Gletschers negativ.

In Abhängigkeit von den klimatischen Randbedingungen ist die Massenbilanz der obersten Stufen in der Regel positiv, die der untersten Stufen Jahr für Jahr negativ. Die Eisbewegung sorgt für einen teilweisen Ausgleich, indem Eis von den höheren Stufen den tiefer gelegenen zugeschlagen wird. Ist die Gesamtbilanz des Gletschers negativ, verlangsamt dieser Prozess die Flächenabnahme, erhöht dabei aber den Massenverlust. Ist die Massenbilanz des Gletschers dagegen positiv, führt dieser Mechanismus zum Gletschervorstoß.

Surges bildet diesen Mechanismus mit einem empirischen Umverteilungsparameter nach. Da jedoch der Antrieb der Eisbewegung durch die Schwerkraft erfolgt, verliert dieser in Peri-

oden mit kontinuierlichen Massenverlusten immer mehr an Bedeutung. Damit steigt der beobachtete Flächenrückgang überproportional zum Massenverlust.

Das während eines Zeitschritts auf den Höhenstufen berechnete Schmelzwasser wird aufsummiert und zusammen mit eventuell vorhandenem Schneeschmelzwasser aus eisfreien Bereichen des Proxels und/oder abfließendem Regenwasser dem Abflussmodell von DANUBIA übergeben. Für die korrekte Berechnung der Abflussspende muss die Veränderung der Flächen-Höhenverteilung mit der Zeit möglichst korrekt ermittelt werden. Die Dynamik des Gletschers wird allein anhand des groben Höhenstufenmodells zwar ausreichend detailliert für hydrologische Fragestellungen beschrieben, präzise Ergebnisse zur Flächenänderung eines kleineren Teilgletschers und dessen Lebensdauer unter einem angenommenen Szenario erfordern noch weitergehende Auswertungen, die unter Anwendung der Modellresultate auf hochaufgelöste Daten zur Eisdickenverteilung die gewünschten Informationen liefert. Dazu muss das Modell mit der jeweils maximalen Eismächtigkeit auf jeder Höhenstufe initialisiert werden gegenüber dem Standardfall mit Flächenmitteln der Eisdicken.

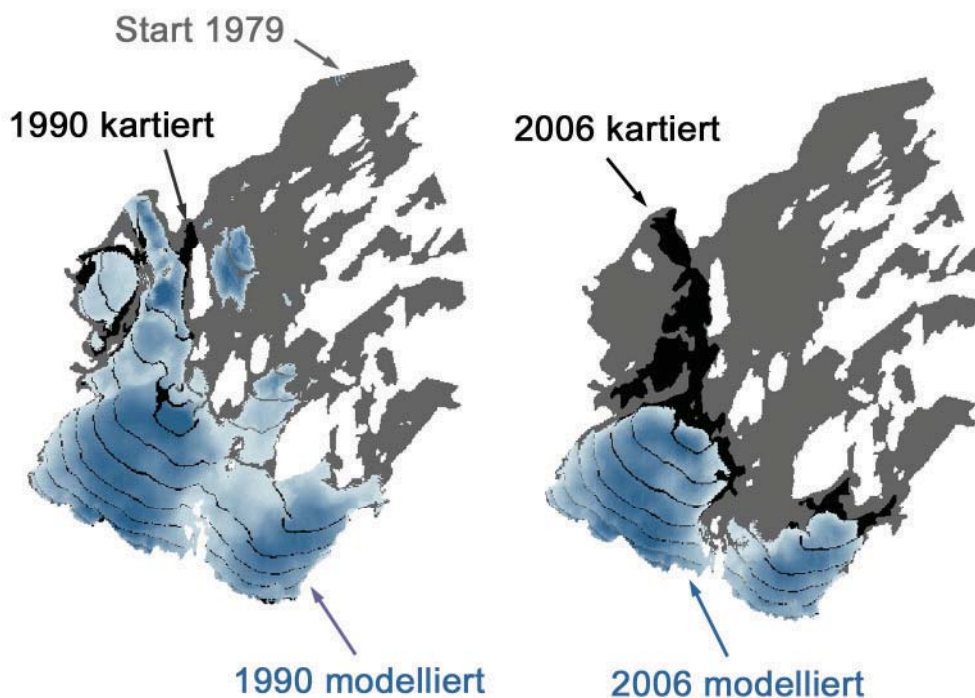


Abbildung 4: Zwei Momentaufnahmen im Oktober 1990 und 2006 der mit DANUBIA/Surges modellierten Ausdehnung (blau) des südlichen Schneeferners an der Zugspitze während eines Validierungslaufes, ausgehend von der Kartierung 1979 (grau). Zum Vergleich die Kartierungen 1990 und 2006 (schwarz). Der Abstand der Höhenlinien beträgt $\Delta z=20$ m, die Fläche des südlichen Schneeferners betrug 0.314 km^2 im Jahre 1979 und 0.115 km^2 im Jahre 2006.

Als Beispiel für eine derartige Detailuntersuchung für den Südlichen Schneeferner auf dem Zugspitzplatt zum Zwecke der Validierung sind in der Abbildung 4 zwei Phasen eines Modelllaufs mit *DANUBIA/Surges* wiedergegeben, der durch Messdaten der meteorologischen Stationen angetrieben wurde. Der Lauf wurde mit der Flächen-Höhenverteilung des Gletscherbettes innerhalb der Gletschergrenze 1979 und den aus der Kartierung der Oberfläche ermittelten maximalen Eisdicken initialisiert. Die Umrisse und die Eisdickenverteilung im Oktober der Jahre 1990 und 2006 sind durch Subtraktion der vom Modell alle 20 Höhenmeter berechneten Eisdickenverluste von einem DGM des Gletschers mit 2 m Gitterweite abgeleitet. Der Vergleich mit den Kartierungen der Jahre 1990 und 2006 zeigt angesichts der langen Simulationszeiträume von 19 Jahren bzw. 27 Jahren eine sehr gute Übereinstimmung. Diese ist nicht zuletzt auch der Qualität und Kontinuität der in dieser Region in der unmittelbaren Nachbarschaft verfügbaren Messwerte des Meteorologischen Observatoriums am Zugspitzgipfel zu verdanken. Der im Gebirge nur ungenau zu messende Schneeniederschlag wird in der Zugspitzregion sogar unmittelbar auf den Gletschern erfasst, während in anderen Regionen des alpinen Einzugsgebietes alle Messwerte mangels Hochgebirgsstationen über oftmals ungünstig große vertikale und horizontale Distanzen extrapoliert werden müssen.

Untersucht man die Entwicklung der kleineren Gletscher in den Ostalpen in Simulationen in Szenarien, welche eine fortschreitende Erwärmung um 2 bis 3 Grad und eine allmähliche Abnahme der Niederschläge über die erste Hälfte dieses Jahrhunderts annehmen, so werden alle innerhalb eines begrenzten Zeitraumes vollständig abschmelzen. Für den südlichen Schneeferner ist dieser Vorgang bereits nach 15 Jahren abgeschlossen, der ebenfalls auf dem Zugspitzplatt befindliche nördliche Schneeferner überdauert ein paar Jahre länger. Einzelheiten der Veränderung zeigt die Abbildung 5, in der vier Phasen des Gletscherrückgangs unter den Bedingungen eines Szenario mit der Bezeichnung *REMO regional baseline* (nähere Erklärungen weiter unten) zeigt. Die Simulation berücksichtigt allerdings nur den Abbau des Eiskörpers unter der vereinfachenden Annahme eines auf einer Höhenstufe gleichmäßigen Abschmelzens des Eises. Örtliche Variationen der Schmelzintensität, verursacht beispielsweise durch Veränderungen im Strahlungshaushalt durch Interaktion mit dem frei werdenden Felsuntergrund oder Staubeinlagerung an der Oberfläche, bleiben bislang im Modell unberücksichtigt. Diese sind jedoch wirksam und werden die Gletschergrenzen in der Realität gegenüber den Modellresultaten mehr oder weniger modifizieren.

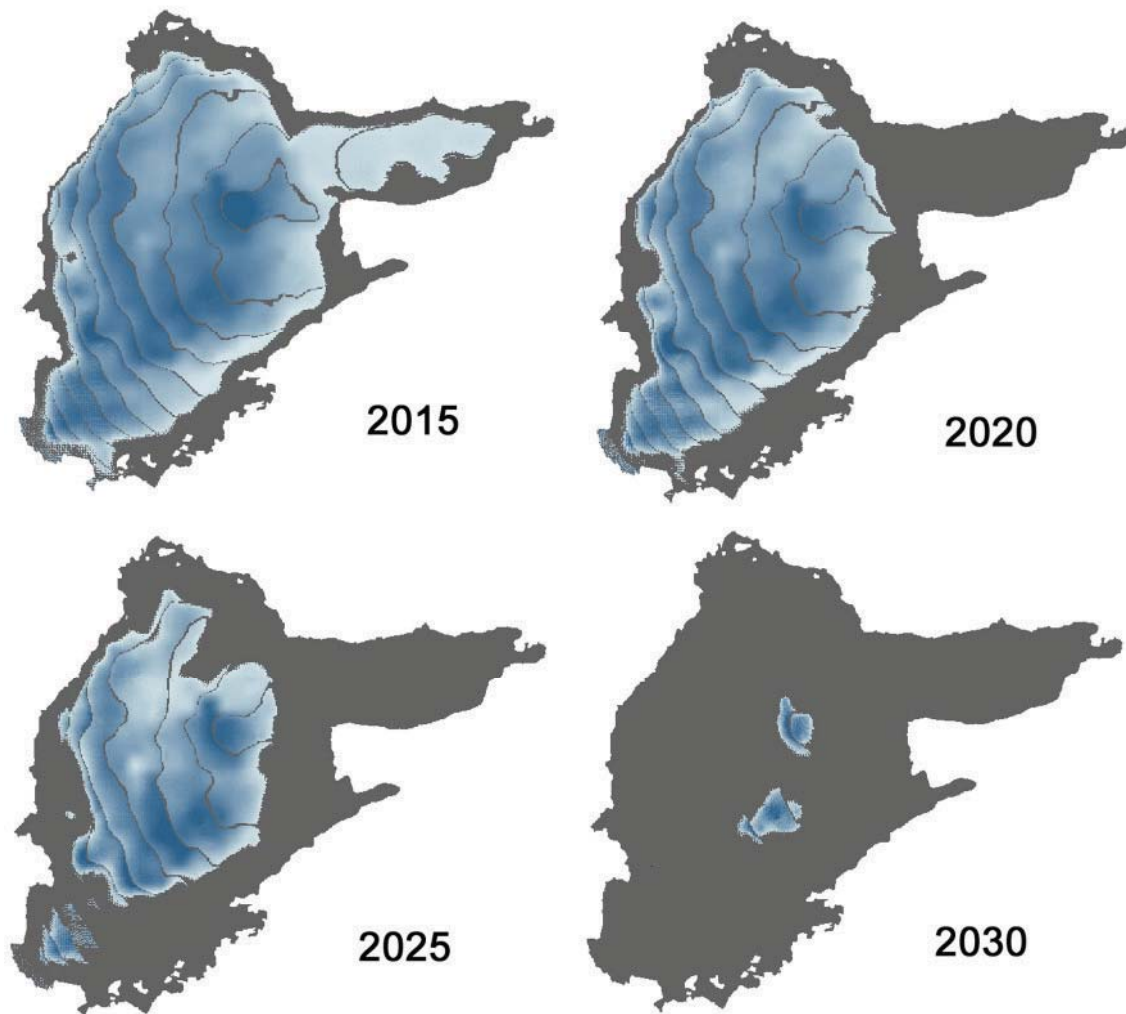


Abbildung 5: Vier Momentaufnahmen der Ausdehnung des nördlichen Schneeferners an der Zugspitze als Ergebnis eines Simulationslaufes von DANUBIA/Surges unter dem klimatischen Antrieb des Szenario REMO regional, ausgehend vom Gletscherstand 2006 (grau) mit einer Fläche von 0.307 km²

Derartige Detailstudien zum Gletscherrückgang mit dem Gletschermodell sind sehr interessant und demonstrieren dessen Leistungsfähigkeit. Die Ergebnisse ermöglichen in einem Wiederholungslauf die Anpassung der Flächen-Höhenverteilung mit der Zeit, was eine genauere Berechnung der Schmelzwasserabgabe des Gletschers erlaubt. Sie beschränken sich allerdings auf die wenigen Beispiele aus den 550 Gletschern, für die eine Eisdickenkartierung in hoher Auflösung vorliegt. Für die Mehrzahl kann die Veränderung der Fläche nur auf der Basis der einfachen Genauigkeit der Flächen-Höhenverteilung berechnet werden, was aber in der Regel für die Berechnung des Gletscherabflusses in einem größeren Teil-einzugsgebiet ausreichend ist. Kleinere Gletscherflächen schmelzen in dieser Simulation

schneller ab als in Realität, ihr Beitrag zum Abfluss verliert aber in der Endphase auch an Bedeutung.

Für die Abflussberechnung in einem vergletscherten Einzugsgebiet ist das Gletschermodell aber neben einem detaillierten Schneemodell unverzichtbar. Die Abbildung 6 zeigt dies eindrücklich am Beispiel des Pegels Huben an der Öztaler Ache, einem Einzugsgebiet von 517 km² Fläche mit einer Vergletscherung von 17%. Ohne Berücksichtigung der über den Sommer durch das Gletschermodell berechneten Eisschmelze von den Gletscherflächen können die beobachteten Abflüsse nicht erklärt werden.

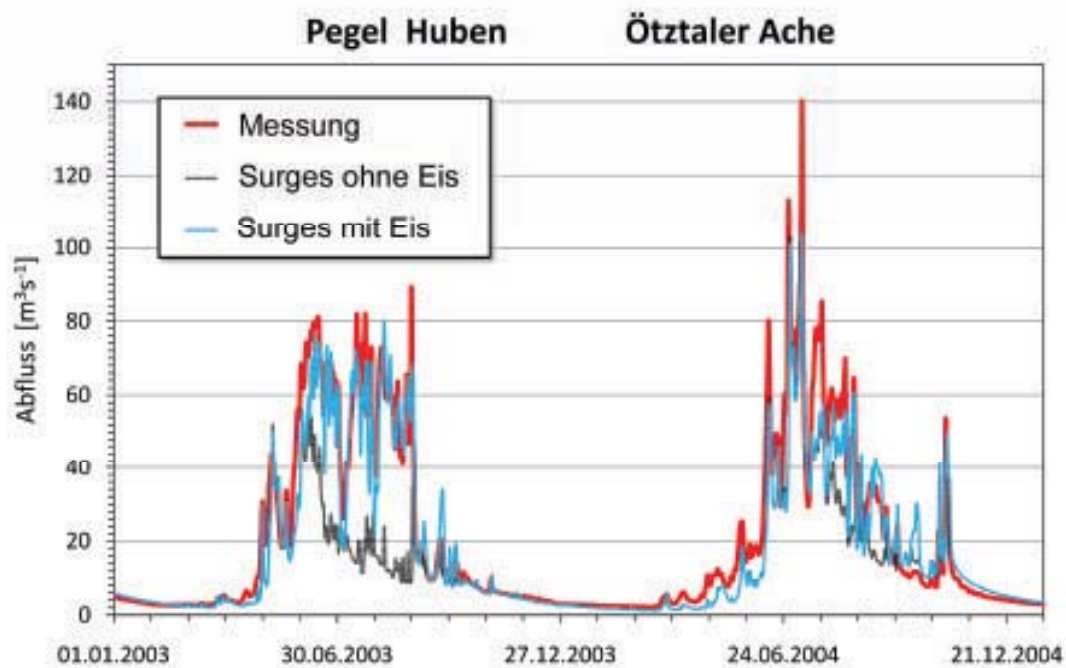


Abbildung 6: Modellierte Abflussganglinie des Pegels Huben im Ötztal mit Schnee- und Gletschermodell (blau), nur mit dem Schneemodell (Schwarz) und gemessen (rot).

Klimaszenarien

Ein hydrologisches Modell mit einer Komplexität wie DANUBIA benötigt als Antrieb kontinuierliche Zeitreihen der bodennahen meteorologischen Zustandsgrößen. Die Untersuchung der zukünftigen Veränderung des Abflussregimes erfordert folglich nichts weniger als eine stündliche Wettervorhersage über einen Zeitraum von 50 Jahren und länger. Dies können bekanntlich weder die verfügbaren operationellen Vorhersagemodelle, noch die globalen oder regionalen Klimamodelle auch nur annähernd leisten. Vorhersagemodelle weichen gegenwärtig spätestens nach 3 bis 7 Tagen erheblich von der realen Entwicklung ab, Klima-

modelle liefern dagegen überwiegend statistische Aussagen, die auf der Analyse der relativen Änderungen der Zustandsgrößen bei der Simulation von Episoden mit variablen Randbedingungen basieren. Die Globalmodelle beschreiben zwar die Physik der Atmosphäre auf dem gesamten Globus sehr detailliert, dies aber nur mit einer räumlichen Auflösung von 100 km oder mehr, die noch keine Information über ein kleinräumiges Regionalklima erlaubt. Diese Information liefern spezielle Regionalmodelle, die auf eine begrenzte Region die Ergebnisse der Globalmodelle um eine Größenordnung verdichten. Dabei werden je nach Auflösung weitere Wechselwirkungen zwischen der Atmosphäre und der Orographie bzw. Topographie berücksichtigt. Für das Einzugsgebiet der oberen Donau stehen aktuell das am Max-Planck-Institut in Hamburg entwickelte Regionalmodell REMO (JACOB et al., 2008) mit einer Auflösung von 10 km und im Rahmen des GLOWA-Danube-Projektes das am Meteorologischen Institut der Universität München betriebene Modell MM5 (GLOBAL CHANGE ATLAS, 2009, S5) mit einer Auflösung von 45 km zur Verfügung. Beide Modelle benutzen als Antrieb Ergebnisse desselben Globalmodells ECHAM5 mit einer Gitterpunktweite von 180 km.

Sowohl REMO als auch MM5 liefern stündliche Felder der meteorologischen Grundgrößen, welche generell als Antrieb von DANUBIA mit seinen angeschlossenen subskaligen Modellen dienen könnten. Vorher müssen die Ergebnisse jedoch noch eine Skalierungsprozedur (Downscaling) durchlaufen, um den Skalensprung auf das 1 km-Raster von DANUBIA zu ermöglichen. Zu dieser Vorgehensweise finden sich weitere Einzelheiten im GLOBAL CHANGE ATLAS (2009) und bei MARKE (2008).

Dennoch darf auch eine mit den Regionalmodellen gekoppelte Simulation nicht als gültige Langzeitvorhersage für das Wetter im Einzugsgebiet der oberen Donau verstanden werden, denn sie bereiten nur ein mögliches Szenario für den Ablauf einer Klimaveränderung von vielen. Es ist hauptsächlich durch einen saisonal unterschiedlichen Temperatur- und Niederschlagstrend innerhalb des Simulationszeitraums charakterisiert.

Dieses Szenario ist aber nicht zwingend die einzig mögliche oder die wahrscheinlichste Realisation des zukünftigen Klimawandels. Der mit den gekoppelten Modellläufen verbundene Aufwand erlaubt jedoch gegenwärtig keine weiteren Variationen. Diese sind jedoch erforderlich, um die notwendige Bandbreite für einigermaßen gesicherte Erkenntnisse zu den potentiellen Klimafolgen zu gewinnen. Deshalb wurde im Rahmen von GLOWA-Danube am Lehrstuhl für Hydrologie und Fernerkundung der Universität München noch ein weiteres Werkzeug zur Bereitstellung von Treiberdaten entwickelt, ein *Klimaantriebsgenerator* (MAUSER, 2009). Dieser kombiniert die in der Vergangenheit gemessenen Witterungsepisoden mittels

Zufallsprozessen zu neuen synthetischen Datenreihen, denen ein vorgegebener Trend der Temperatur und des Niederschlags aufgeprägt werden kann. Das Reservoir von 50 Jahren Messdaten und die damit verbundene große Zahl an Kombinationsmöglichkeiten ermöglicht es relativ einfach, eine große Zahl von gleichartigen Szenarien mit unterschiedlichen Eigenschaften bereitzustellen. Neben diesem wichtigsten Vorteil der Methode bleiben zumindest die kurzfristigen Zusammenhänge der Wetterabläufe erhalten. Allerdings wird vorausgesetzt, dass der Charakter des Wetters auch unter den Bedingungen der Klimaänderung prinzipiell in seinen Elementen den Beobachtungen in der Vergangenheit entspricht. Neuartige Extreme (Höchsttemperaturen, Starkniederschläge, Windgeschwindigkeiten) können in den Zustandsgrößen nicht auftreten. Das Klima wird beispielsweise einfach dadurch wärmer, dass warme oder trockene Episoden, wie sie bereits in der jüngeren Vergangenheit auftraten, sich zunehmend häufen. Als weiteren Kritikpunkt könnte man anführen, dass das Verfahren durch die Zerlegung in einzelne Witterungsabschnitte und die Neukombination in den Klimadaten vorhandene längerfristige Periodizitäten, wie sie beispielsweise mit dem NAO-Index korreliert sind, nicht auf die synthetische Reihe überträgt.

Dafür erlaubt der Klima-antriebsgenerator im Gegensatz zu den direkt mit einem Klimamodell gekoppelten Läufen neben der Aufprägung eines speziellen Trends die Selektion der Szenarien nach besonderen Eigenschaften, wie beispielsweise das Auftreten einzelner Jahre mit ausgesprochen trockenen bzw. besonders heißen Sommern oder warmen Wintern in Folge. Derartige Feinheiten betreffen zwar in stärkerem Maße die sozioökonomischen Fragestellungen als die nach dem Schicksal der Gletscher, sie sind jedoch durchaus ein Thema bei der Untersuchung des Kompensationseffekts.

In enger Abstimmung mit potentiellen Interessenten an den Ergebnissen (Stakeholdern) wurde im GLOWA-Danube-Projekt eine Auswahl von 20 Szenarien auf der Basis des anerkannten Berichtes des IPCC im Jahre 2007 und der Ergebnisse der regionalen Klimamodellierung definiert und in DANUBIA-Läufen untersucht. Sie unterscheiden sich sowohl in den Temperatur- und Niederschlagstrends als auch dem Witterungsverlauf. Die Varianten zeigen Änderungen, die von extrem bis gemäßigt und wahrscheinlich beurteilt wurden, um ein möglichst breites Spektrum abdecken zu können. Die hier präsentierten Ergebnisse basieren im Wesentlichen auf einem Szenario, das die projektinterne Bezeichnung *IPCC regional baseline* trägt. Es beruht auf den Analysen des IPCC unter den Bedingungen des sogenannten A1B-Emissionsszenario, das einen Anstieg der CO₂-Konzentration in der Atmosphäre bis zum Ende des Jahrhunderts auf ca. 700 ppm projiziert, einem eher als gemäßigt eingeschätzten Anstieg. Die damit verbundenen Veränderungen der Temperatur und des Niederschlags sind regional variabel. Nach den jüngsten Veröffentlichungen des IPCC (2007) kann

für den Donaauraum im Zeitraum 1990 – 2100 einheitlich für das Winter- wie Sommerhalbjahr ein Temperaturanstieg mit einem Trend von +3.3K angenommen werden, während im Winter eine Niederschlagszunahme um +7%, im Sommer eine Abnahme um -14% zu erwarten ist. Unter diesen Randbedingungen wurden vier Varianten des Szenarios erzeugt, von denen die Variante *baseline* als die wahrscheinlichste angenommen wird. Die Modellrechnungen erstrecken sich nicht über den gesamten Trendzeitraum, sondern werden auf das fiktive Jahr 2060 beschränkt, da darüberhinaus die Vielfalt von potentiell verwendbaren Witterungsperioden drastisch eingeschränkt wird. Ab dann wird außerdem unter den dann herrschenden Verhältnissen allmählich auch der Gültigkeitsbereich der notwendigerweise im Modell angewandten Parametrisierungen verlassen.

Anhand der Ergebnisse der regionalen Klimamodelle REMO und MM5 ergeben sich saisonal noch stärkere Trends, die z.B. nach REMO im selben Zeitraum in den Sommermonaten bis zu +5.3 K bei der Temperatur und -31.4% beim Niederschlag betragen. Als vierte Variante werden noch die im Einzugsgebiet seit 1960 beobachteten Trends in die Zukunft fortgeschrieben. Daraus ergeben sich ein durchschnittlicher Temperaturanstieg von 5.2 K und eine Abnahme des Niederschlags von 69% im Sommer. Dies ist die bislang extremste Variation, die im Rahmen eines Szenarios verwendet wurde.

Zur Bereitstellung der Daten zur Analyse der Klimafolgen wurde für die Trends (IPCC regional, Remo und Trendfortschreibung) mit den Varianten des Klimaantriebsgenerators jeweils ein gekoppelter Modelllauf mit und ein Referenzlauf ohne Gletschereis über die Zeiträume 2011 – 2060 durchgeführt. Als Referenz dient die Modellierung des Zeitraums 1991 - 2000 auf der Basis von Messdaten.

Die Abbildung 7 zeigt die zeitliche Änderung der Eisreserven im gesamten Einzugsgebiet auf der Basis dieser 12 unterschiedlichen Szenarien. Obwohl sich im Detail durchaus Unterschiede im Ablauf des Gletscherschwunds ergeben, genügt es, die charakteristischen Änderungen im Abflussregime anhand eines ausgewählten Beispielszenarios zu demonstrieren. Die umfangreichsten Massenverluste erleiden die Gletscher in allen Szenarien in den nächsten Dekaden, da ihr Massenhaushalt bereits gegenwärtig stark aus dem Gleichgewicht geraten ist und eine weitere Fortschreibung des wärmeren und trockeneren Klimas zwangsläufig zu einem noch beschleunigten Gletscherschwund führen muss. Deshalb ist auch ihr Beitrag zum Abflussgeschehen in der zweiten Hälfte des Simulationszeitraums nur noch unbedeutend.

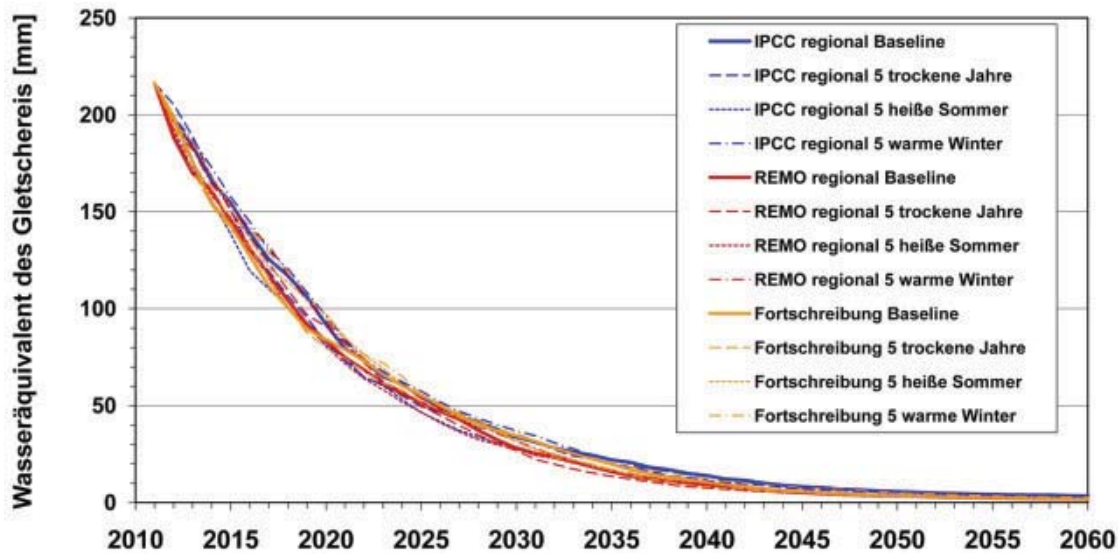


Abbildung 7: Veränderung des Wasseräquivalents der potentiellen Eisreserve im Einzugsgebiet der oberen Donau am Pegel Achleiten unter drei verschiedenen Szenario-Trends (IPCC, REMO und Fortschreibung) und jeweils vier Varianten

3. Resultate

Die Modellergebnisse für das Einzugsgebiet der oberen Donau ermöglichen erstmals eine umfassende Darstellung hinsichtlich der heutigen und möglicherweise zukünftigen Bedeutung der Gletscher bei der Abflussgenese. Abbildung 8 zeigt mittels einer Farbskala den mittleren jährlichen Anteil der Gletscherschmelze im Gewässernetz der oberen Donau in den Jahren 1991-2000, berechnet aus der Differenz der resultierenden Abflüsse mit und ohne Gletschereis. Den meteorologischen Antrieb der Modellrechnungen liefern dabei die Beobachtungsdaten der meteorologischen Messnetze der landesspezifischen Wetterdienste. Es sei noch einmal darauf hingewiesen, dass der Anteil am Abfluss nicht über die Gletscher-spende, also den Zuschuss an Schmelzwasser in Höhe des (meist geschätzten) Massenverlustes, sondern durch die vollständige Erfassung des an Gletscheroberflächen gebildeten, in das Gerinne abgegebenen Eisschmelzwassers bestimmt wird.

Die Farbkodierung des Regenbogenspektrums ist so gewählt, dass Beiträge des Schmelzwassers unter 10% durch rote bis gelbe Farbtöne dargestellt werden, höhere Anteile im Bereich grün bis blau. Abschnitte ohne Gletscherwasser bleiben weiß. Da die Gletscherabflüsse sich auf die Sommermonate Juli bis September konzentrieren, können in dieser Zeit ausbleibende Niederschlagsmengen kompensiert werden. Dann steigt in den flussabwärts gelegenen Abschnitten der relative Beitrag des Gletscherwassers auf ca. das Dreifache des Jah-

resdurchschnitts. Deshalb kann ab einem Anteil am Abfluss von 10% im Jahresmittel in einem Flussabschnitt eine ausgleichende Wirkung durch die Gletscher postuliert werden.

Die Abbildung 8 zeigt, dass der Einfluss der Gletscher im Untersuchungsgebiet auf die Wasserführung des Inn und der Salzach beschränkt bleibt. Vor der Mündung des Inn bei Passau führt die Donau überhaupt kein Gletscherwasser. Die verbliebenen Gletscherrelikte am nördlichen Alpenrand an Iller, Lech und Isar liefern nur vernachlässigbare Anteile im Promillebereich zum Abfluss, gekennzeichnet durch die rote Farbkodierung. Zur wichtigsten Komponente bei der Abflussgenese werden die Gletscher dagegen in den stark vergletscherten Kopfeinzugsgebieten am Alpenhauptkamm, besonders im hinteren Ötztal, Stubai, Zillertal und den Tauern (siehe auch Abbildung 2). Aus diesen erhält der Inn insbesondere im Abschnitt zwischen Landeck und Innsbruck und in bescheidenerem Maße auch die Salzach einen Eintrag von mehr als 10% Gletscherwasser.

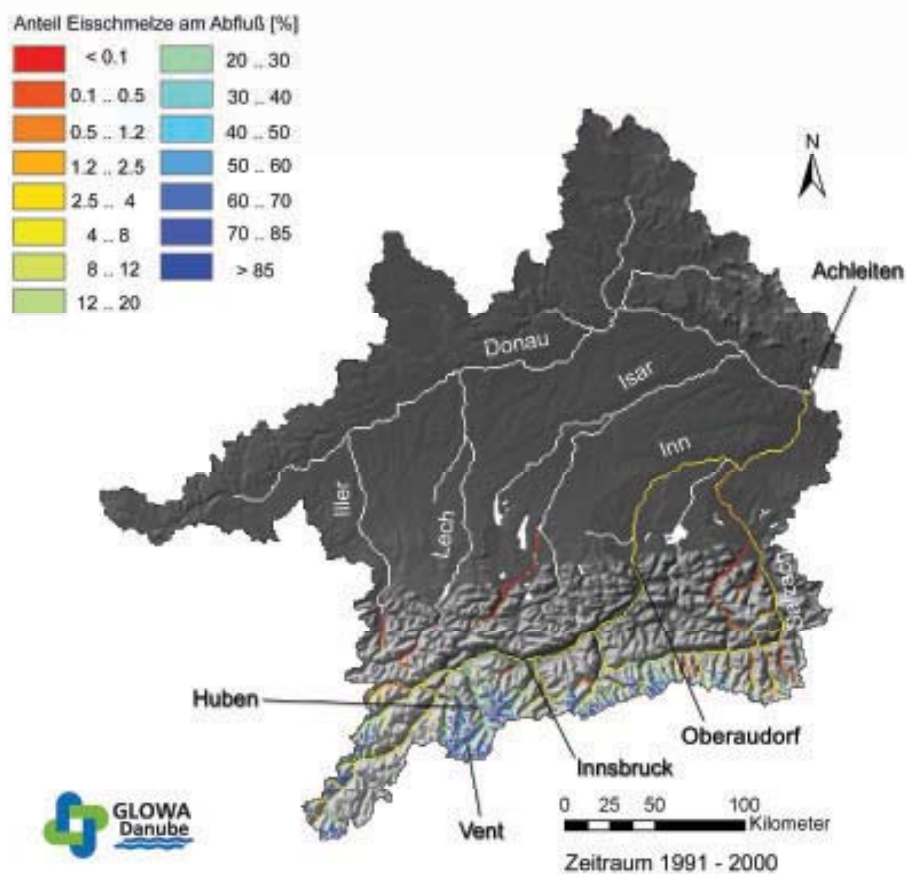


Abbildung 8: Mittlerer jährlicher Beitrag der Gletscherschmelze zum Abfluss in den einzelnen Abschnitten des Gerinnes im Einzugsgebiet der oberen Donau, basierend auf Modellrechnungen mit DANUBIA und dem Gletschermodell Surges auf der Basis der Klimadaten in der Dekade 1991 – 2000.

Im weiteren Verlauf des Inns bis zum Alpenrand nimmt das absolute Gletscherwasservolumen mit Einbezug weiterer vergletschelter Teileinzugsgebiete nur unbedeutend zu. Der Gesamtabfluss, hauptsächlich gespeist durch den Niederschlag, verdoppelt sich aber gegenüber Innsbruck gemäß der zunehmenden Einzugsgebietsgröße. Die relative Bedeutung der Gletscherspende nimmt daher rasch ab, durch ihre Konzentration auf den Hochsommer macht sie sich immer noch in den Hydrographen bemerkbar. Ein vergleichbares schwach ausgeprägtes nivo-glaziales Regime herrscht auch an der Salzach, nur sind dort die Anteile an Gletscherwasser wegen der geringeren Vergletscherung im Einzugsgebiet deutlich kleiner als am Inn.

Um auch die zeitliche Entwicklung zu verdeutlichen, werden in den Abbildungen 9 und 10 die mittleren Jahregänge des Abflusses und des Anteils der Gletscherschmelze als Monatsmittelwerte an 5 Abschnitten im Gewässernetz exemplarisch dargestellt. Die Auswahl der Pegelstellen Vent und Huben im Ötztal, Innsbruck und Oberaudorf am Inn sowie Achleiten an der Donau erfolgte nach dem Kriterium, dass sowohl die Verhältnisse in hoch gelegenen, stark vergletscherten Kopfeinzugsgebieten, als auch die Veränderung des Abflussregimes flussabwärts in und außerhalb der Alpen mit wachsender Einzugsgebietsgröße deutlich werden. Die Lage der Pegel ist in der Abbildung 8 verzeichnet. In allen Teilabbildungen ist der mittlere Abfluss der vergangenen Dekade 1991 - 2000 als dunkelblaue Fläche und der mittlere monatliche Anteil der Eisschmelze als gepunktete Linie wiedergegeben.

Der Vergleich der Diagramme untereinander zeigt in der Referenzdekade 1991 - 2000 nur an den beiden Pegeln Vent (Abbildung 9) und Huben (Abbildung 10a) im stark vergletscherten Ötztal ein vollständig durch die Eisschmelze geprägtes Abflussregime. Dort liefert das Schmelzwasser der Gletscher im Juli und August bis zu 50% des Abflusses, insgesamt etwa $\frac{1}{3}$ bzw. $\frac{1}{4}$ der Jahressumme (siehe auch Tabelle 1). Nach Einmündung in den Inn wird das Regime bei Innsbruck (Abbildung 10b) nivo-glazial, dort reduziert sich der Anteil der Gletscherschmelze an der Jahresfracht auf 10%. Sie fällt ausschließlich im Zeitraum Mai bis Oktober an, im Juli/August erreicht sie ihren maximalen Anteil am Abfluss von 25%. Das Gletscherwasser trägt damit auch zu dem sekundären Abflussmaximum im Sommer bei, primär ist dieses jedoch die Folge der im Sommer im Gebirge gegenüber dem Flachland verstärkten Niederschlagsaktivität beispielsweise durch orographisch angeregte Gewitter. Zusammen mit dem in den letzten Jahren häufigeren Auftreten von Vb-Lagen mit großräumig ergiebigen Niederschlägen wird der mittlere Sommerabfluss sogar dem während der Schneeschmelze vergleichbar. Dass Schneeschmelze und Niederschlag am nördlichen Alpenrand die bestimmenden Faktoren für das Abflussgeschehen sind, verdeutlicht auch die Abflussganglinie bei Oberaudorf (Abbildung 10c). Dort nimmt der Abfluss entsprechend der Einzugsgebiets-

größe weiter zu, die Höhe des Sommermaximums bleibt jedoch trotz der weiteren Abnahme des relativen Beitrags der Gletscherschmelze erhalten.

Während sich im Hochsommer dennoch das Schmelzwasser im Inn bis zur Mündung in Passau bemerkbar macht, ist dessen Bedeutung für den Abfluss der Donau am Pegel Achleiten (Abbildung 10d) vernachlässigbar. Nur noch 1.6% der Jahresfracht stammen gegenwärtig von den Alpengletschern, selbst im Juli/August beträgt der mittlere Anteil am Abfluss aber gerade noch 6% bis 7%. Er liegt damit unterhalb der witterungsbedingten Variabilität des Abflusses und kann daher kaum eventuell eintretende Niederschlagsdefizite kompensieren. Eventuell im Juli/August auftretende Maxima sind in der Regel pluvial, d. h. sie resultieren aus ergiebigen flächendeckenden Niederschlägen bei außergewöhnlichen Wetterlagen, bzw. entstammen auch den Zuflüssen aus den gletscherfreien Gebirgsregionen.

Wie könnte sich das Abflussregime in der Zukunft durch den Gletscherschwund in und außerhalb der Alpen verändern? Wie der Abbildung 7 entnommen werden kann, beträgt das Gesamtpotential zur Bezuschussung des Abflusses durch die Gletscherspende am Pegel Achleiten etwas mehr als 200 mm, also nur ca. 20% der durchschnittlichen Jahressumme des Gebietsniederschlags. Da die vollständige Mobilisierung dieser Reserve sich über Jahrzehnte verteilt, ist sie für die Wasserführung der Donau ab Passau tatsächlich unerheblich. Anders sind die Verhältnisse jedoch in den Alpen bzw. auch am Oberlauf von Inn und Salzach, wo der Anteil des Gletscherwassers groß genug ist, um regulierend in die Wasserführung einzugreifen.

Zur Quantifizierung der Veränderungen wurden im Rahmen von GLOWA-Danube die Veränderung des Gletscherabflusses unter den bereits weiter oben beschriebenen Klimaszenarien untersucht. Die hier präsentierte Untersuchung der Entwicklung des Abflussregimes bis zur Mitte des Jahrhunderts basiert auf dem Szenario mit der Bezeichnung *IPCC Regional baseline*. Unter diesen Randbedingungen beschleunigt sich der Gletscherschwund weiter, so dass innerhalb des Untersuchungszeitraums 2011 - 2060 die vorhandene Eisreserve nahezu vollständig aufgebraucht wird. Die Eintrittswahrscheinlichkeit einer so beschriebenen Entwicklung sei an dieser Stelle nicht weiter diskutiert, aber da das Modell die Entwicklung der Vergangenheit mit hoher Genauigkeit beschreibt, wird es auch für zukünftige Zusammenhänge unter dem vorgegebenen Antrieb realistische Resultate liefern.

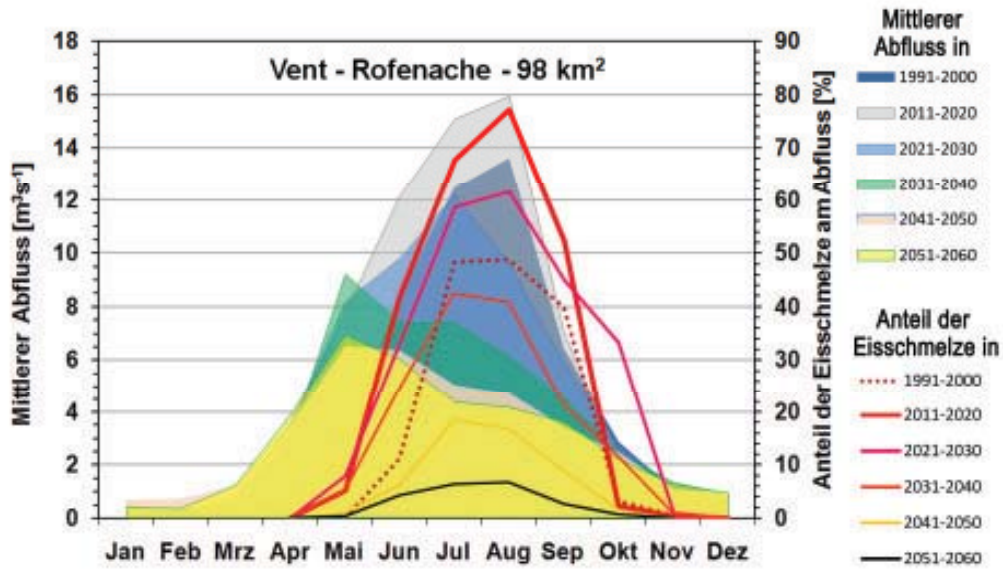


Abbildung 9: Der durchschnittliche Jahresgang des Abflusses (farbige Flächen, linke Skala) und der korrespondierende prozentuale Anteil des Schmelzwassers von den Gletschern (Linien, rechte Skala) im gegenwärtig zu 35% vergletscherten Einzugsgebiet der Rofenache in Vent.

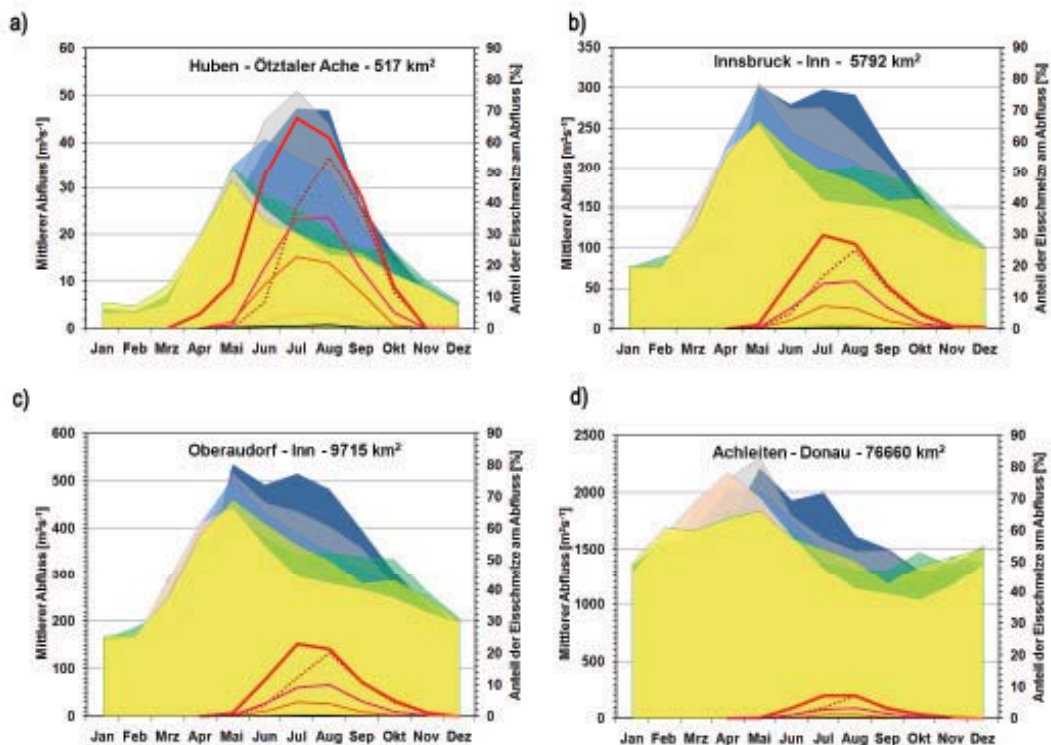


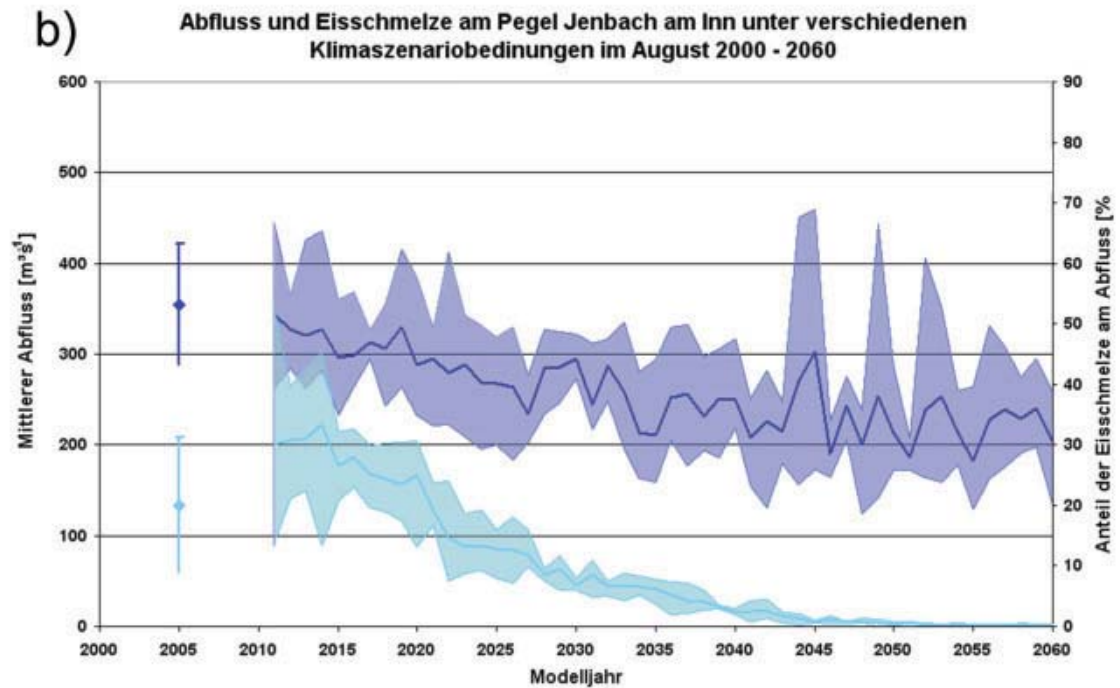
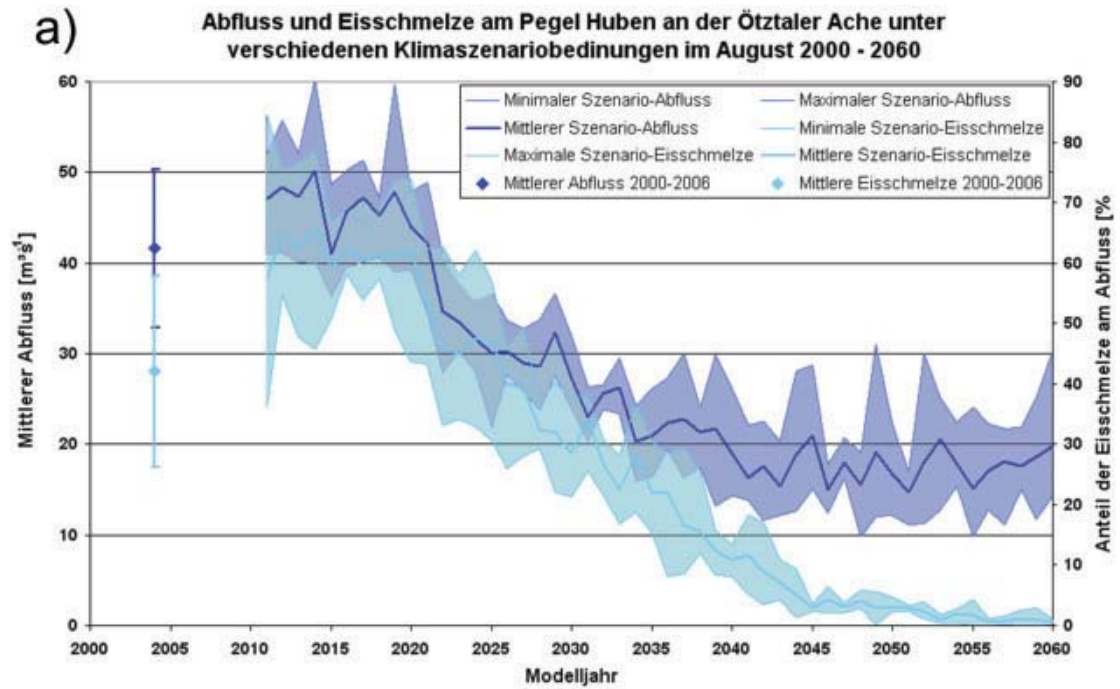
Abbildung 10: Die Veränderung der Abflussregime analog zur Darstellung in Abbildung 9 für die flussabwärts gelegenen Pegel der Einzugsgebiete a) Huben im Ötztal, b) Innsbruck im Inntal, c) Oberaudorf am Nördlichen Alpenrand und d) Achleiten an der Donau nach der Einmündung des Inn. Legende siehe Abbildung 9

Nach den Ergebnissen der Modellrechnung nimmt die Schmelzwasserbildung auf den Gletschern in der ersten simulierten Dekade 2011 - 2020 als Folge einer verlängerten Ablationsperiode und dem damit verbundenen größeren aperm Eisgebiet zunächst zu. Die Auswirkungen zeigen sich am deutlichsten in Kopfeinzugsgebieten wie beispielsweise am Pegel der Rofenache in Vent (Abbildung 9). Hier führt das zusätzliche Gletscherwasser in der Modelldekade 2011 - 2020 zu deutlich höheren Sommerabflüssen als in der Dekade 1991 - 2000. Dadurch steigt der Anteil des Gletscherwassers von 50% auf über 70%. Mit der abnehmenden Gletscherfläche verringert sich der Gletscherabfluss stetig, aber erst gegen 2030 wird das durchschnittliche Niveau der Abflüsse vor 2000 wieder erreicht. In der sich daran anschließenden Phase liefern die Gletscher deutlich weniger Wasser als heute, weshalb der Sommerabfluss unter das Maximum der Schneeschmelze im Mai/Juni abfällt. Das ursprünglich glazial geprägte Abflussregime wandelt sich zu einem weitgehend durch den Schneespeicher geprägten nivalen Regime um. Obwohl dann der absolute Anteil des Beitrags der Gletscher nur noch ein Viertel der heutigen Wassermenge beträgt, ist der relative Anteil wegen der reduzierten Abflüsse weiterhin nennenswert hoch.

An den Flüssen der angeschlossenen Täler wie beispielsweise dem Ötztal, dem Pitztal oder dem Kaunertal werden ähnliche Veränderungen beobachtet, wenn auch nicht in gleicher Ausprägung wie direkt in den Kopfeinzugsgebieten. Auch die Ötztaler Ache in Huben (Abbildung 10a) führt zunächst mehr Wasser als in der Referenzperiode, das Abflussregime wandelt sich ebenfalls von einem glazial geprägten zu einem nivalen um.

Mit dem Fortschreiten der Klimaerwärmung ist in den Szenarien eine Abnahme der Sommerniederschläge verbunden, die letztlich einen abnehmenden Gebietsabfluss zur Folge hat. Diese kann bereits in Innsbruck (Abbildung 10b) und noch deutlicher in Oberaudorf (Abbildung 10c) durch den erhöhten Anteil an Gletscherwasser nicht vollständig kompensiert werden. Gleichzeitig nimmt auch der Beitrag aus der Schneeschmelze ab, so dass die Abflüsse des Inn über das Jahr unter denen von 1991 - 2000 liegen.

Über die folgenden Dekaden nimmt der Gletscherabfluss mit der abnehmenden Gletscherfläche weiter ab. Mit der Umwandlung der Abflussregime gegen Ende der Simulation vom symmetrischen glazialen bzw. doppelgipfligen nivo-glazialen zum asymmetrischen nivalen Regime in den Kopfeinzugsgebieten entwickelt sich am Unterlauf des Inn sogar ein spätsommerliches Minimum im Abflusshydrographen, welches auf den Verlust der kompensatorischen Wirkung der Gletscherspende hinweist. In Achleiten (Abbildung 10d) werden zwar ebenfalls geringere Sommerabflüsse beobachtet, dafür steigen die Winterabflüsse gegenüber der Referenzperiode signifikant an.



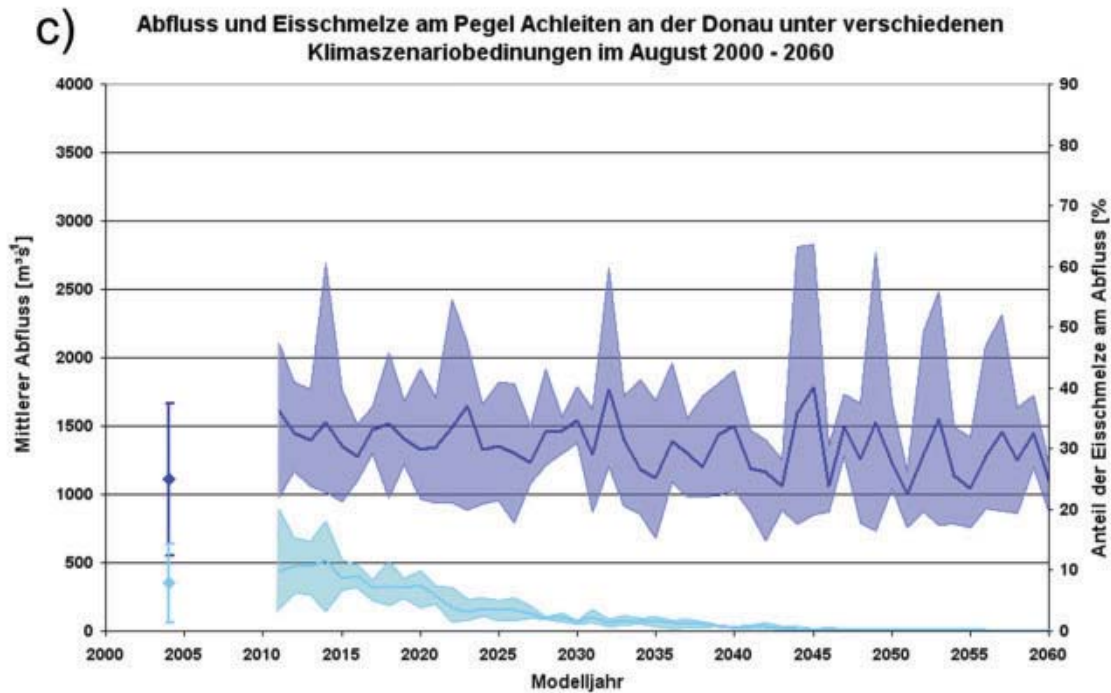


Abbildung 11: Mittlerer Augustabfluss und der prozentuale Anteil der Gletscherschmelze und deren Bandbreite aus allen Klimavarianten für die Pegel a) Huben, b) Jenbach (Inn vor der Mündung der Ziller) und c) Achleiten

Die Abnahme der Gletscherabflüsse hat somit an allen Pegelstellen an Inn und Salzach sowohl einen Rückgang der Jahressumme der Abflüsse als auch der maximalen Abflüsse zur Folge. Die Abnahme der jährlichen Fracht beträgt ca. 15-20% in Kopfeinzugsgebieten wie Vent oder Huben, ca. 10% inneralpin am Inn oder der Salzach und weniger als 5% außerhalb der Alpen. Am Pegel Achleiten ist ein Rückgang der Jahresfracht wegen der ausbleibenden Gletscherspende gegenüber dem im gesamten Untersuchungszeitraum um 2.2% abnehmenden Gebietsniederschlag nicht mehr signifikant nachzuweisen.

Den deutlichsten Rückgang zeigen die Abflüsse im August, da sie in der Regel mit dem Zeitpunkt der maximalen Gletscherspende zusammenfallen. In der Abbildung 11a-c sind für die drei Pegel Huben, Jenbach (Inn unterhalb Innsbruck) und Achleiten die mittleren Monatsmittel des Abflusses und der prozentuale Anteil der Eisschmelze zusammen mit der Bandbreite aus allen Simulationen angegeben. Während im Ötztal und am Inn ein deutlicher Rückgang der Abflüsse aufgrund der reduzierten Gletscherschmelze festgestellt werden kann, ist ein solcher in Achleiten selbst in den ersten zwei Dekaden der Simulation nicht mehr signifikant. Insbesondere am Inn, aber auch an der Donau ist eine leichte Zunahme der Variabilität des Abflusses feststellbar, welche auf einen Verlust des Kompensationseffektes hindeutet, bzw. die Variabilität des Niederschlages stärker zu Ausdruck bringt. Die hohen, an allen drei Pe-

geln im August während der letzten beiden Modelldekaden auftretenden Maximalabflüsse sind die Folge singulärer Ereignisse (niederschlagsbedingte Hochwasserlagen) in den Beobachtungsdaten, die sich gegen Ende der Simulation zufällig häufen.

4. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Zusammenfassend zeigen die Resultate, dass im Einzugsgebiet der oberen Donau zumindest für die Zubringerflüsse Inn und Salzach gegenwärtig noch eine deutliche glaziale Prägung des Abflussregimes durch die Gletscherschmelze vorhanden ist. In Zukunft wird sich dieses zu einem rein nivalen wandeln, wobei der inneralpin wirksame Kompensationseffekt verloren geht und damit vor allem im Sommer die Variabilität des Abflusses zunimmt. Auf die Wasserführung der Donau am Pegel Achleiten dagegen sind die Auswirkungen durch den Gletscherschwund in Relation zu den Änderungen im Gebietsniederschlag als gering einzuschätzen.

Unter den Randbedingungen des *IPCC regional baseline* Szenario kommt es zwar in den Kopfeinzugsgebieten zu erheblichen Veränderungen im Abflussregime, in den Einzugsgebieten außerhalb der Alpen sind die Auswirkungen weniger dramatisch. Dazu trägt nicht zuletzt das „Wasserschloss Alpen“ bei, das auch ohne Gletscher einen Überschuss an Wasser aus dem Niederschlag und dem Schneespeicher zu liefern vermag. Allerdings haben die in GLOWA-Danube untersuchten Szenarien hinsichtlich der Entwicklung des Niederschlags eine große Bandbreite. Das Szenario *REMO regional baseline* beispielsweise zeigt im Sommer einen sehr viel deutlicheren Rückgang der Niederschläge auch im Gebirge. Die Folgen auf den Abfluss werden im GLOWA Global Change Atlas obere Donau präsentiert. Sie zeigen in Zukunft auch in den Regionen einen deutlichen Rückgang der Sommerabflüsse, die an das „Wasserschloss Alpen“ angeschlossen sind.

Danksagung

Die Autoren danken Kathrin Marowsky (Universität Eichstätt) für ihren Beitrag zur Validierung des Gletschermodells, sowie Michael Kuhn und Astrid Lambrecht (beide Universität Innsbruck), Willi Hagg (Universität München) und Christoph Mayer (Kommission für Glaziologie KfG) für die Bereitstellung von Gletscherdaten. Das Projekt GLOWA wird vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) gefördert, die Arbeit der Kommission für Glaziologie durch das Akademienprogramm der Bundesrepublik Deutschland und den Freistaat Bayern.

Literaturhinweise

- BAUMGARTNER A., REICHEL, E. & WEBER, G., 1983: Der Wasserhaushalt der Alpen: Niederschlag, Verdunstung, Abfluss u. Gletscherspende im Gesamtgebiet der Alpen im Jahresdurchschnitt für d. Normalperiode 1931-1960. Oldenburg Verlag, München, Wien, Oldenburg, ISBN3-486-27251-9.
- GLOBAL CHANGE ATLAS, 2009: Einzugsgebiet Obere Donau, Hrsg.: GLOWA-Danube-Projekt, Koord.: W. Mauser, Department für Geographie, LMU-München.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007, The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by Solomon, S. et al., Cambridge University Press, UK and New York, NY, USA, p. 996.
- JACOB, D., GÖTTEL, H., KOTLARSKI, S., LORENZ, P. and SIECK, K. , 2008: Klimaauswirkungen und Anpassungen in Deutschland – Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland. In: Umweltbundesamt (Hrsg.) (2008): Climate Change 11/08.
- LAMBRECHT, A. & MAYER, C., 2009: Temporal variability of the non-steady contribution from glaciers to water discharge in western Austria, Journal of Hydrology, in press, accepted manuscript.
- MARKE, T., 2008: Development and Application of a Model Interface to couple Regional Climate Models with Land Surface Models for Climate Change Risk Assessment in the Upper Danube Watershed, Dissertation der Fakultät für Geowissenschaften, Digitale Hochschulschriften der LMU München, 188, München.
- MAUSER, W., 2009: Der statistische Klimaantriebs-Generator, Kapitel S.3, GLOWA-Danube-Projekt, LMU München (Hrsg.): Global Change Atlas. Einzugsgebiet Obere Donau, München.
- MAUSER, W. & BACH, H., 2009: PROMET – Large scale distributed hydrological modelling to study the impact of climate change on the water flows of mountain watersheds, Journal of Hydrology, in press, accepted manuscript, doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.07.046
- RÖTHLISBERGER, H. & LANG, H., 1987: Glacial hydrology. In: Glacio-Fluvial Sediment Transport: an Alpine Perspective (ed. by A. M. Gumell & M. J. Clark), 207-284. John Wiley, Chichester, UK.

VIVIROLI, D., WEINGARTNER, R. & MESSERLI, B., 2003: Assessing the Hydrological Significance of the World's Mountains, Mountain Research and Development, 23 (1), 32-40.

WEBER, M., 2008: Mikrometeorologische Prozesse bei der Ablation eines Alpengletschers. Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, München, Heft 177, 257 S.

Anschrift der Verfasser

Dr. Markus Weber und Dr. Ludwig N. Braun
Kommission für Glaziologie
Bayerische Akademie der Wissenschaften
Alfons-Goppel-Str. 11
D-80539 München
wasti.weber@kfg.badw.de
ludwig.braun@kfg.badw.de

Prof. Wolfram Mauser und Dipl.-Geogr. Monika Prasch
Dept. für Geo- und Umweltwissenschaften, Sektion Geographie
Ludwig-Maximilians-Universität München
Luisenstr. 37
D-80333 München
w.mauser@iggf.geo.uni-muenchen.de
m.prasch@iggf.geo.uni-muenchen.de

Gletscher im Klimawandel: Aktuelle Monitoringprogramme und Forschungen zur Auswirkung auf den Gebietsabfluss im Ötztal

Glaciers and climate: monitoring programs and research on changes in basin runoff in the Ötztal Alps

Michael Kuhn, Jakob Abermann, Marc Olefs, Andrea Fischer, Astrid Lambrecht

Stichworte: Gletscher, Gletscherinventare, Massenbilanz, Abfluss, Ötztal

Keywords: glacier, glacier inventories, mass balance, runoff, Ötztal

Zusammenfassung

Die Gletscher Österreichs haben seit 1850 mehr als die Hälfte ihrer Fläche verloren. Die Gletscheränderungen der letzten Jahrzehnte sind für alle Gletscher in den Inventaren 1969 und 1997 erfasst. Die Methode für ein Gletscherinventar 2006 wurde bereits erarbeitet. Die langjährigsten Massenbilanzmessungen im Ötztal an Hintereisferner und Kesselwandferner liefern zusätzliche Informationen über den Zusammenhang zwischen Gletscher und Klima. Zusammen mit den Eisdickenmessungen an über 50 österreichischen Gletschern und weiteren Massenbilanzmessungen steht ein Datensatz zur Verfügung, der die Berechnung von Abflussszenarien basierend auf verschiedenen Klimaszenarien erlaubt. Für die Ötztaler Ache zeigt sich, dass eine weitere Erwärmung und leichte Niederschlagsänderung zusammen mit verstärktem Gletscherschwund die Jahreswasserbilanz im Ötztal vermutlich nur marginal verändern werden und die Gletscher hauptsächlich eine saisonale Wirkung auf die Abflussganglinie haben.

Summary

More than half of the Austrian glacier area has disappeared since 1850. Glacier changes in the last decades are well documented by the Austrian glacier inventories from 1969 and 1997. The method for a new glacier inventory 2006 was already derived. The long term mass balance measurements at the glaciers Hintereisferner and Kesselwandferner provide additional information on the climate-glacier relationship. Together with ice thickness measurements from 50 Austrian glaciers and further mass balance measurements this is a valuable dataset in order to deduce runoff scenarios based on different climate scenarios. For the river Ötztaler Ache, further warming and small precipitation changes together with stronger

glacier shrinkage will only marginally affect the annual water balance of the Ötztal as glaciers there have mainly a seasonal impact on runoff.

Einleitung



Abbildung 1: Brücke über den Kesselwandbach Ende Juli 2007 und 1946 - Der Hintereisferner ist deutlich zurückgegangen.

Die weltweiten Veränderungen der Gletscherfläche und des Volumens in den letzten Jahrzehnten sind im Brennpunkt der internationale Forschung. In den letzten Jahren beschäftigt sich auch zunehmend die Klimafolgenforschung mit der Auswirkung dieser Veränderungen auf den Wasserhaushalt. Als Grundlage dieser Arbeiten dienen die – im Alpenraum weltweit am besten und am längsten zurück bekannten – hydrologischen und glaziologischen Datenreihen. In Österreich sind dazu besonders die österreichischen Gletscherinventare 1969 und 1997 zur erwähnen, in denen alle Gletscher erfasst sind, sowie die langjährigen Reihen von Gletschermassenbilanzen, Abflüssen und natürlich auch die Klimazeitreihen. Diese Datensätze ermöglichen die Entwicklung von Modellen und in weiterer Folge von möglichen Zukunftsszenarien des Abflusses, die wir für zwei Einzugsgebiete (EZG) in den Ötztaler Alpen exemplarisch hier vorführen.

Massenbilanzmessungen

Massenbilanzmessungen stellen die zeitlich und räumlich am besten aufgelöste Messung von Volumenänderungen auf Gletschern dar (Hoinkes, 1970). Die Messreihen an Hintereis- und Kesselwandferner sind die längsten Österreichs, sie wurden 1952/53 begonnen, während der Internationalen hydrologischen Dekade ausgebaut und umfassen nicht nur Messungen am Gletscher, sondern auch die Erfassung des Gebietsniederschlages mit einem Totalisatorennetz (Kuhn et al., 1999). Der Hydrografische Dienst der Abteilung Wasserwirt-

schaft des Amtes der Tiroler Landesregierung (HD) und die Kommission für Geophysikalische Forschungen der Österreichischen Akademie der Wissenschaften unterstützen die Messungen des Institutes für Meteorologie und Geophysik. Mit der Abflussstation des HD an der Rofenache in Vent und mit der von der Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften in München betriebenen Pegelmessstelle am Vernagtbach und der Massenbilanzmessung am Vernagtferner dürfte dies eines der am besten überwachten Einzugsgebiete Österreichs sein.

Abbildung 2 zeigt die kumulierte spezifische Massenbilanz von Hintereisferner und Kesselwandferner im Vergleich zum weiter westlich in der Silvretta gelegenen Jamtalferner. Obwohl Hintereisferner und Kesselwandferner direkt benachbart sind, sind die Unterschiede zwischen den Massenbilanzen dieser beiden Gletscher in der gleichen Größenordnung wie zum Jamtalferner, der in einem anderen Niederschlagsregime und in einer anderen Höhe liegt. Das zeigt, dass auch für hydrologische Modelle glaziale Prozesse sowie die Topographie des Gletscherbetts detailliert und genau modelliert werden müssen. Seit 2006 werden vom Institut für Meteorologie und Geophysik zusätzlich zu den Massenbilanzmessreihen im Ötztal und in der Silvretta auch das Mullwitzkees (Venedigergruppe) und der Hallstätter Gletscher (Dachstein) vermessen.

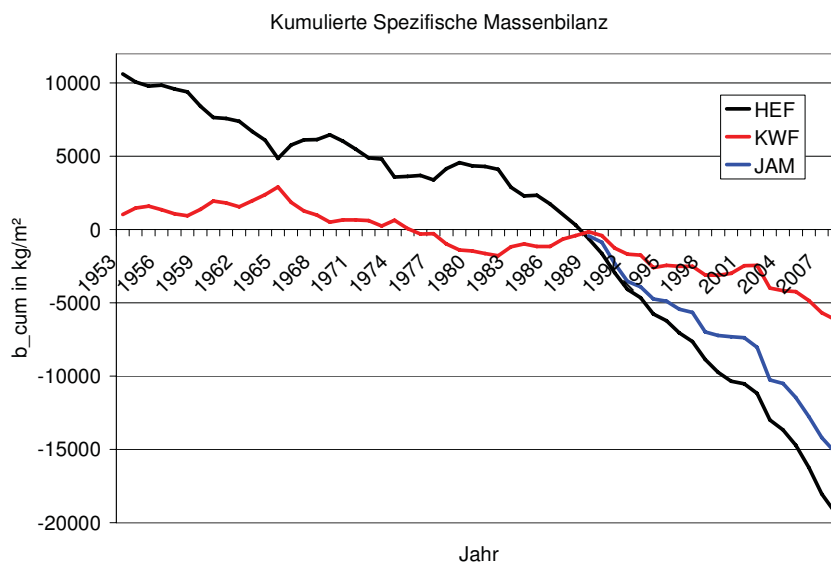


Abbildung 2: Jährliche spezifische Massenbilanz des Hintereisferners (HEF), Kesselwandferners (KWF) und Jamtalferners (JAM).

Gletscherinventare

Obwohl nur etwa ein halbes Prozent der Fläche Österreichs von Gletschern bedeckt ist, ist ihre Verteilung und Entwicklung von maßgeblicher Bedeutung. Gletscher dienen nämlich als

wichtiger Speicher im Wasserkreislauf und können somit die Abflussmaxima im Sommer entscheidend verschieben oder abschwächen. Außerdem geben sie Aufschluss über Klimaänderungen im Alpenraum, auch aus Zeiten, in denen nur wenige direkt gemessene Daten vorliegen. Schließlich sind sie in jüngerer Zeit zu einem wichtigen touristischen Faktor geworden, denn sie ermöglichen eine stark verlängerte Schi- und damit Tourismussaison für viele Gebiete.

Schon früh hat man die Wichtigkeit ihrer Dokumentation erkannt, und so liegen erste Gletscherkarten bereits aus dem 19. Jahrhundert vor (Richter, 1888). Das erste vollständige österreichische Gletscherinventar wurde dann im Jahr 1969 von Patzelt (1980) und Groß (1987) erstellt. Damals noch analog, lagen erstmals für alle Gletscher in Österreich Karten und Höhenmodelle vor. In einem aufwändigen Projekt wurde etwa 30 Jahre später, nach einer Periode starken Gletscherrückgangs, die nur kurzfristig von kräftigen Gletschervorstößen unterbrochen war (Patzelt, 1985) unter der Leitung des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck ein neues, vollständiges Inventar erstellt (Lambrecht und Kuhn, 2007; Kuhn et al., 2009). Darin wurde das Inventar von 1969 digital aufbereitet, der neue Gletscherstand je nach Region für die Jahre 1996 bis 2002 abgeleitet und digitale Höhenmodelle (DHMs) erstellt. Flächen- und Volumenänderungen wurden mittels eines Gradtagmodells auf das Jahr 1998 homogenisiert. Somit konnte erstmals die Entwicklung der österreichischen Gletscher umfassend und vollständig beschrieben und nicht nur Flächen, sondern auch Volumenänderungen für die Periode 1969 bis 1998 quantifiziert werden (Lambrecht und Kuhn, 2007).

Die Flächenänderung zwischen 1969 und 1998 lag bei -17 % der Ausgangsfläche (1969) und in diesem Zeitraum hat sich das Volumen der österreichischen Gletscher um etwa 5 km³ reduziert. Abbildung 3 zeigt die relative Flächenänderung aller österreichischen Gletscher zwischen 1969 und 1998. Dabei fällt auf, dass die großen Gletscher sich weniger stark negativ und einheitlicher entwickelt haben, während die kleinen Gletscher sehr stark streuen. Große Gletscher haben natürlich wesentlich größere „Eis-Reservoirs“ in großen Höhen und verlieren somit anteilmäßig weniger Fläche oder Volumen bei derselben Klimaänderung, als es ein kleiner Gletscher macht. Die starke Streuung der kleinen Gletscher in Bezug auf relative Flächenänderungen hängt damit zusammen, dass diese individuell sehr unterschiedlich sind und somit unterschiedlich auf geänderte Klimabedingungen reagieren. Ein Gletscher, der in tiefen Lagen 1969 noch als Relikt aus der kleinen Eiszeit existieren konnte, hat sich bis 1997 schon maßgeblich reduziert, wohingegen ein hochgelegener Kargletscher die Periode ohne starke Flächen- und Volumenverluste überstanden haben kann.

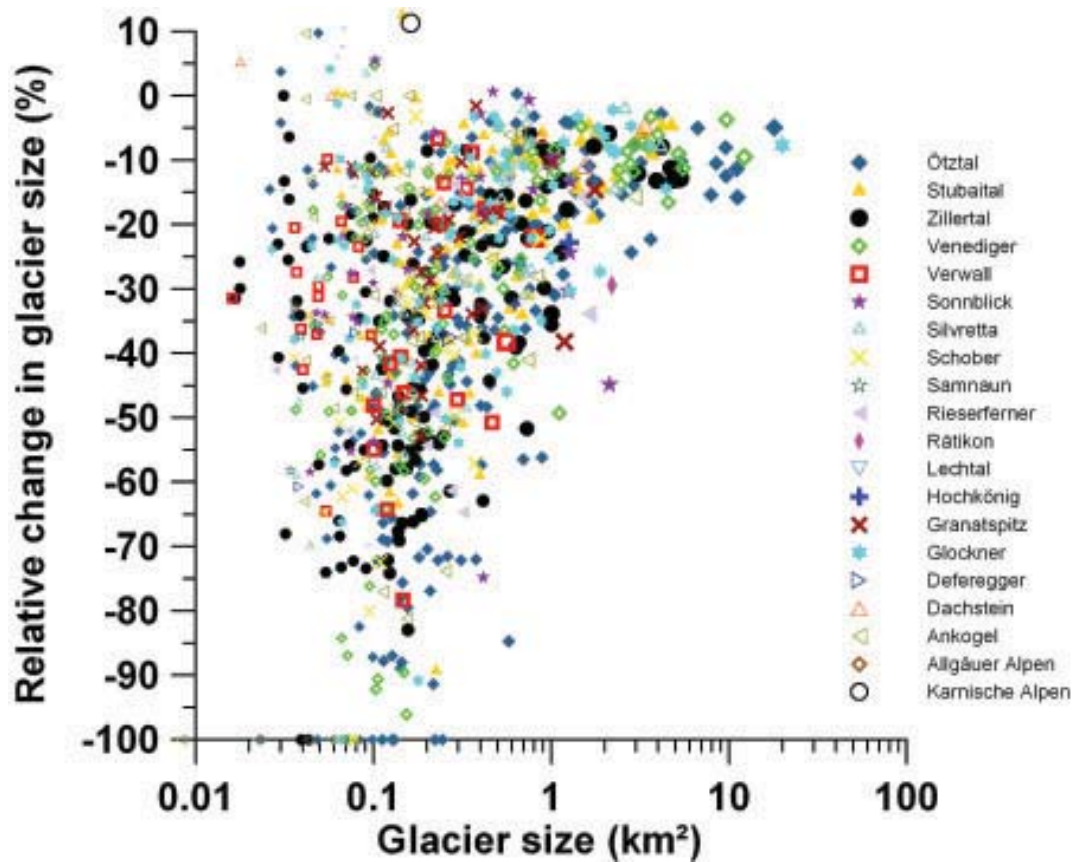


Abbildung 3: Relative Flächenänderungen aller österreichischen Gletscher.

Die letzten Jahrzehnte haben allerdings als Folge von geänderten klimatischen Bedingungen einen unerwartet starken Gletscherrückgang mit sich gebracht (s. Abbildung 4: Kesselwandferner).



Abbildung 4: Fotodokumentation Kesselwandferner: 1947, 1971 und 2005 (Fotos: IMG1).

Airborne Laser Scanning (ALS) ist ein geeignetes hochaufgelöstes aktives Fernerkundungssystem für das Monitoring von Gletschern und so entstand die Idee und das Potential, auf der Basis der vom Land Tirol weitgehend flächendeckenden ALS-Befliegung ein neues Inventar zu erstellen. Abermann et al. (2009a) haben eine Methodik beschrieben, mit der die

Ableitung des aktuellen Gletscherstands sowie die Berechnung der Volumsänderungen sehr genau erfassbar sind. Dabei werden aus den vorliegenden DHMs (Auflösung 1 m) sogenannte Hillshades gerechnet und die Unterschiede in der Oberflächenrauigkeit dazu verwendet, ausgehend von der alten Gletschergrenze, die neue zu setzen (Abbildung 5). Auch die mit konventionellen Methoden sehr problematische Ableitung schuttbedeckter Gletscherflächen und Toteiskörper erlangt durch das Miteinbeziehen von Höhenänderungen eine erhöhte Genauigkeit dieser Methode.

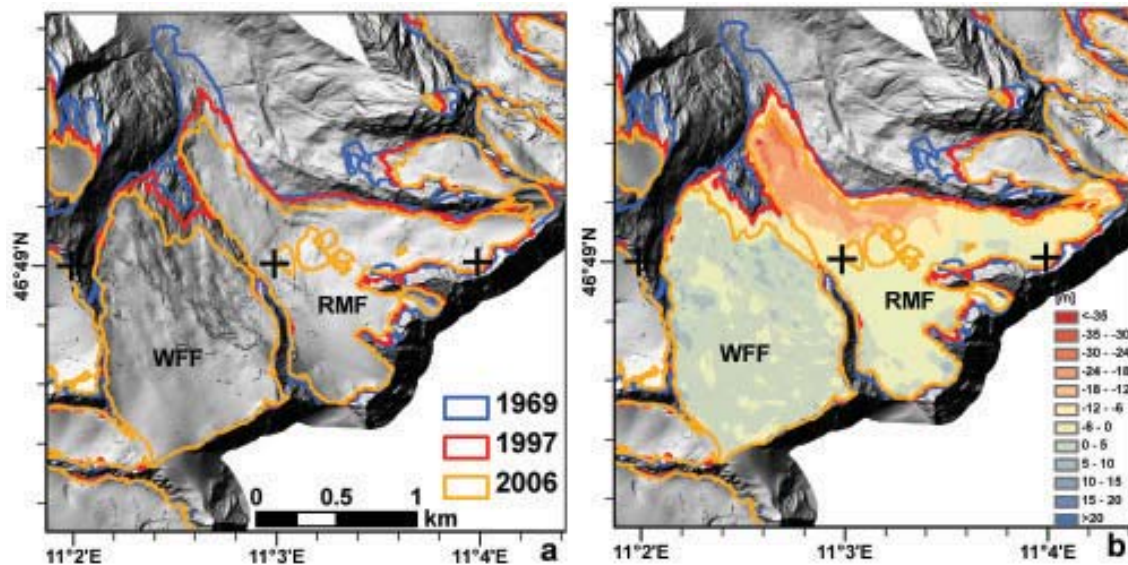


Abbildung 5: Rotmoosferner (RMF), Wasserfallferner (WFF) und die umliegenden Gletscher: Hillshade und Gletschergrenzen 1969, 1997 und 2006 (a), sowie die Dickenänderungen zwischen 1997 und 2006 (b) (Abbildung aus: Abermann et al. (2009b)).

Erste Ergebnisse wurden in Abermann et al. (2009b) beschrieben und beziehen sich auf die Gletscheränderungen in den Ötztaler Alpen. Dabei wurde gezeigt, dass sich die Ötztaler Gletscher zwischen 1997 und 2006 um etwa 8 % ihrer Fläche (bezogen auf 1997) reduziert haben. Diese Zahl kann als Untergrenze der Gletscheränderung Gesamt-Österreichs für diesen Zeitraum betrachtet werden, weil die Gletscher der Ötztaler Alpen aufgrund ihrer anteilmäßig großen Flächen in hohen Lagen unterdurchschnittlich stark auf geänderte Klimabedingungen reagieren. Abbildung 6a zeigt die Flächen-Höhenverteilung der Ötztaler Gletscher in 50 m-Höhenstufen, deren Gletschergrenzen nun für 1969, 1997 und 2006 vorliegen. Die Höhenstufe mit der maximalen Vergletscherung liegt in den Ötztaler Alpen in etwa 3200 m während für alle österreichischen Gletscher betrachtet, die meiste Fläche ca. 200 m tiefer in 3000 m liegt (Lambrecht und Kuhn, 2007).

Auf etwa 130 km² Gletscherfläche schmolz innerhalb von 9 Jahren (1997 - 2006) etwa 1 km³

an Eis ab. Dies entspricht einem über die Gesamtfläche gemittelten Eisdickenverlust von etwa 8 m. Im Vergleich dazu hat sich die Eisdicke im gleichen Gebiet in den 28 Jahren davor (1969 - 1997), also in der Zeitspanne von 28 Jahren um knapp 10 m Eis reduziert. Eine Beschleunigung des Rückgangs ist aus den vorhandenen Daten also klar festzustellen, allerdings müssen die relativ kleinen Rückgänge zwischen den ersten beiden Inventaren in Zusammenhang mit dem erwähnten Vorstoß um 1980 gesehen werden und können daher nicht direkt verglichen werden. Abermann et al. (2009b) haben mit Zusatzdaten (Längenänderungen, Massenbilanz) die Netto-Rückzugsperioden extrahiert und kommen zu dem Ergebnis, dass sich die Rate der Volumenänderungen stärker beschleunigt hat als jene der Flächenänderungen. Dies ist auf die Flächen-Höhenverteilung der für die Volumenänderungen maßgeblichen Gletscher zurückzuführen, wobei noch relativ dicke Gletscherzungen in vergleichsweise tiefen Höhenregionen liegen. Auch Abbildung 6b zeigt das mit der vertikalen Verteilung der absoluten Flächenänderungen für die zwei beschriebenen Perioden deutlich. In Höhen unterhalb von etwa 3000 m schmolzen in beiden Perioden nahezu gleich große Flächen ab, oberhalb davon sind in der wesentlich kürzeren zweiten Periode (1997 - 2006) etwa ein Drittel weniger verschwunden. Der beobachtete Klimawandel bewirkt offensichtlich in den tief liegenden Gletscherteilen wesentlich stärkere Änderungen.

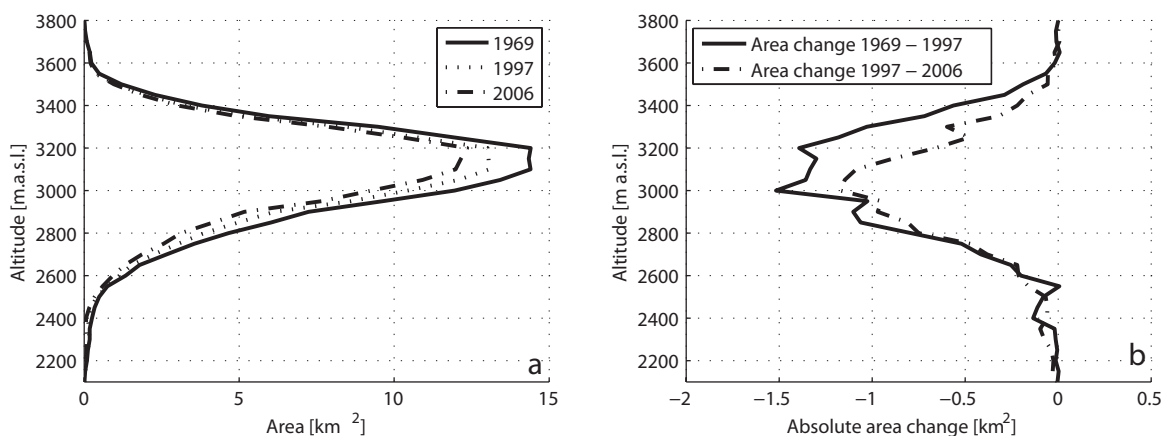


Abbildung 6: Die Flächen-Höhenverteilung der Ötztaler Gletscher für die Jahre 1969, 1997 und 2006 (a) und die absoluten Flächenänderungen in den einzelnen Höhenstufen für die Perioden 1969-1997 und 1997-2006 (b) (Abbildung aus: Abermann et al. (2009b)).

Das Volumeninventar der österreichischen Gletscher ist mit der Eisdickenmessung von über 40 % der Gletscherfläche schon weit fortgeschritten (Span et al., 2005; Fischer et al, 2007; Fischer, 2009).

Der Einfluss der Gletscher auf mögliche zukünftige Abflussänderungen am Beispiel des Ötztals

In diesem Beitrag wird das Abflussverhalten der hydrologischen Einzugsgebiete Tumpen, Vent-Rofenache und Obergurgl im Tiroler Ötztal für die Mittelperiode 1982-2003 (Referenzperiode) und ein Klimaszenario betrachtet. Das hydrometeorologische Modell OEZ (Kuhn 2000, 2003) wird verwendet, um den Gesamtabfluss in einzelne Abflusskomponenten aufzuteilen, den Gletscherbeitrag zum Abfluss zu quantifizieren und den Einfluss einer möglichen Temperatur- und Niederschlagsänderung auf die Abflussganglinien zu untersuchen. Um die gesamte Bandbreite zukünftiger Abflussänderungen darzustellen, wird das Klimaszenario mit der Vergletscherung der Referenzperiode sowie ganz ohne Gletscher gerechnet.

Zur alpinen Wasserbilanz des Ötztals

Im Gegensatz zu anderen österreichischen Einzugsgebieten ist das Abflussregime im Tiroler Ötztal stark von der Schneebedeckung, der Vergletscherung, den großen absoluten Höhen und dem großen Höhenunterschied (Tumpen 930 m - Wildspitze 3774 m) geprägt. Die hier untersuchten Pegel Tumpen (Ötztaler Ache; 931 m ü. M.; 759 km²), Vent-Rofenache (Rofenache; 1891 m; 98 km²) und Obergurgl (Gurgler Ache; 1876 m; 73 km²) des Hydrographischen Dienstes Tirol haben einen Vergletscherungsgrad von 15 %, 39 % und 32 % (Österreichisches Gletscherinventar 1997 (s. Tabelle 1 und Abbildung 7)), ihr Abflussregime ist daher glazial geprägt, mit deutlichen Abflussspitzen im Juli und August zwischen 284 mm (Mittelwert 1982 - 2003, Tumpen) und 509 mm (Vent-Rofenache) sowie erhöhten Werten im Herbst (s. Abbildung 8). Der winterliche Gebietswert des Basisabflusses überschreitet nicht den Wert von 30 mm (Rofenache, Gurgler Ache) bzw. 40 mm (Ötztaler Ache). Die mittlere Jahressumme des Abflusses für die Periode 1982 - 2003 beträgt 1172 mm in Tumpen, 1543 mm in Vent und 1718 mm in Obergurgl. Der Niederschlag wird im Ötztal bis zu einer Höhe von 2000 m von den nördlichen Kalkalpen abgeschirmt, dadurch ist das untere Ötztal recht trocken (mittlere Jahresniederschläge 1982 - 2003: Längenfeld: 854 mm; Vent: 797 mm; Obergurgl: 886 mm), erst darüber steigen die Jahresniederschlagsmengen wieder an und erreichen in 3000 m Höhe ca. 1500 mm. Für advektive Niederschläge ist diese Zunahme stark, für konvektive sommerliche geringer. Die Lufttemperatur beeinflusst den Wasserkreislauf beim Auf- und Abbau der Schneedecke, sie bestimmt, ob Niederschlag als Regen oder Schnee fällt und ist mitbestimmend im Energiehaushalt der Schneedecke, der ihr Schmelzen reguliert (Jahresmitteltemperaturen 1982 - 2003: Längenfeld 5,8°C; Vent: 2,1°C; Obergurgl 2,4°C).

Tabelle 1: Übersicht der untersuchten Einzugsgebiete im Ötztal, Angaben zur Gletscherfläche beruhen auf dem Österreichischen Gletscherinventar 1997. Die Medianhöhe der Gletscherfläche definiert sich durch die Höhe, in der 50 % der Gletscherfläche darüber und 50 % darunter liegen.

Pegel	Höhenerstreckung (m)	Gesamtfläche EZG (km²)	Vergletscherungsgrad (%)	Waldanteil (%)	Periode	Mittlere flächenge- wichtete Höhe (m)	Medianhöhe Gletscherfläche (m)
Tumpen	898-3731	759	15	11	1982-2003	2487	3056
Obergurgl	1876-3495	73	32	0	1982-2003	2789	3023
Vent-Rofenache	1891-3731	98	39	0	1982-2003	2899	3110

Das hydrometeorologische Modell OEZ

Das hydrometeorologische Modell OEZ (Kuhn, 2000 & 2003) arbeitet mit Monatswerten der Wasserbilanz in 100 m-Höhenstufen und liefert als Ergebnis Werte des Niederschlages, der Schneedecke, des Massenhaushaltes der Gletscher und den Abfluss, aufgeteilt in Schmelzwasser und Regenwasser. Messdaten von Temperatur, Niederschlag sowie Gletschermassenbilanzen liefern die nötigen Eingabeparameter. Gemessene Abflusswerte werden als Verifikationsgrundlage verwendet. Weitere benötigte Inputparameter des Modells sind die Flächen-Höhenverteilung der Gesamt-, Wald- und Gletscherfläche des jeweiligen Einzugsgebietes. Abbildung 9 zeigt das Ergebnis der OEZ-Modellierung anhand der Abflusskomponenten der 3 Ötztaler Pegel. Nach Einstellen der Modellparameter und Anpassung des flüssigen Speicherterms (Boden, Schneedecke, Gletscher) liegen die Abweichungen der Modellierung im Bereich der Messgenauigkeit der Abflüsse (max. mittlerer absoluter Fehler der Monatswerte < 20 mm, max. relativer Fehler der Jahressummen < 1 %).

Der Beitrag der Gletscher

Die Wasserspende der mittel bis stark vergletscherten Einzugsgebiete wird nennenswert von der Eis- und Rücklagenschmelze der jeweiligen Gletscher mit gesteuert. In der betrachteten Periode 1982-2003 war der Massenhaushalt der Gletscher im Vergleich zu den Jahrzehnten davor stark negativ: die OEZ-Modellierung zeigt in dieser Mittelperiode für Tumpen eine Gletscherspende (der jährliche Beitrag des Schmelzens der Gletscher zum Abfluss eines Einzugsgebietes als Gebietswert) von -95 mm, für Obergurgl von -158 mm und für Vent-Rofenache von -108 mm, das entspricht einem Anteil am Jahresabfluss von 8 %, 9 % und 7 %. In den Sommermonaten liegt dieser Beitrag bei 20 % bis 30 %. Daher ist die Analyse der

vergangenen Gletscheränderungen von hoher Bedeutung für das Abflussgeschehen im Ötztal.

Gletscheränderungen

Die Österreichischen Gletscherinventare 1969 (Patzelt, 1978, 1980; Groß, 1987) und 1997 (Lambrecht und Kuhn, 2007; Kuhn et al., 2009) liefern die Basis, um Höhen- und Flächenänderungen im Ötztal zu analysieren, das Inventar mit Stand 2006 ist noch in Ausarbeitung (Abermann, 2009b). Zwischen 1969 und 1997 ist die Gletscherfläche im Rofental (EZG Vent-Rofenache) von 42.9 km² auf 37.74 km² geschrumpft, was einer Flächenreduktion von 12 % entspricht. Die beiden am tiefsten gelegenen Gletscherzungen dieses EZG (Hintereisferner, Hochjochferner) sind dabei um 50 m abgesunken, am Hintereisferner war die Gletscheroberfläche 1997 lokal sogar bis zu 86 m tiefer verglichen mit 1969. Für die EZG Tumpen und Obergurgl liegen die Flächenreduktionen ebenfalls in der gleichen Größenordnung.

Die zukünftige Flächenreduktion der Gletscher hängt u.a. von deren dreidimensionaler Form, der Eisdynamik, Höhenlage und Exposition ab. Es ist unrealistisch, feste Flächenbeträge pro Höhenstufe zu subtrahieren oder Gletscher einfach unten „abzuschneiden“. Um somit die Entwicklung des Abflusses realistisch abschätzen zu können, wären flächendeckende Daten über die Verteilung der Eisdicke vonnöten, die es aber derzeit von nur ca. 50 der über 900 österreichischen Gletscher gibt (40 % der vergletscherten Fläche Österreichs; Fischer, 2009). Derartige Berechnungen sind dementsprechend aufwendig, wenn überhaupt möglich und wurden bisher nur für einzelne Gletscher gemacht (Kuhn et al., 2008). Sie zeigen aber sehr eindrucksvoll, wie das Wechselspiel zwischen Wirkung der Erwärmung (größerer Eisdickenverlust) und der fortschreitenden Verringerung der Gletscherfläche je nach Geometrie und Größe des Gletschers die Gletscherspende des EZG verändert (Olefs et al., 2009). Basierend auf diesen Ergebnissen kann man für das Ötztal grob abschätzen, dass die Gletscherspende zunächst noch einige wenige Jahrzehnte zunehmen wird, um dann in Folge der überwiegenden Flächenreduktion wieder abzunehmen.

Klimaszenario

Um die zukünftige Änderung des Abflussverhaltens in allen hier betrachteten EZG abschätzen zu können, wurden die Eingangsgrößen Temperatur und Niederschlag im OEZ-Modell verändert. Die Wasserbilanzkomponenten Niederschlag, Verdunstung und Speicherung werden direkt vom Klima beeinflusst, der Abfluss wird sich also an ein geändertes Klima über diese drei Größen anpassen. Das hier verwendete Klimaszenario ist für alle behandelten

EZG gleich. Bedingt durch die im Vergleich zur realen Topographie immer noch zu grobe Auflösung der regionalen Klimamodelle (20-50 km) kann es keine regionale Differenzierung geben, weder horizontal noch vertikal. Zudem zeigt die Langzeitanalyse von homogenisierten Temperaturmessreihen der Alpen keine unterschiedlichen Trends für Berg- und Talstationen (Auer et al., 2007). Somit ist eine Differenzierung der Temperatur- und Niederschlagsänderungen im Szenario in Abhängigkeit der Höhe ohnehin nicht anzuwenden. Das hier verwendete Szenario basiert auf einer Regionalisierung des A1B-Szenarios des letzten IPCC-Berichtes (Solomon, 2007; reclip:more 2007) und gilt für die Änderung der Referenzperiode bis in die Jahre 2020-29. Es zeigt wärmere, trockenere Sommer (Mai-Oktober: Niederschlag -20 %, Temperatur +2°C) und geringfügig wärmere, niederschlagsreichere Winter (November-April: Niederschlag +15 %, Temperatur +1 °C).

Um dem oben erwähnten Problem der Gletscherflächenreduktion am besten zu entgegen, werden die Abflussszenarien sowohl mit der Gletscherfläche der Referenzperiode als auch ganz ohne Gletscher gerechnet. Somit ergeben sich 2 Extremszenarien, die die Bandbreite der zu erwartenden Änderungen besser abstecken.

Abflussszenarien

Das Klimaszenario (s. Abbildung 10, Abbildung 11 und Abbildung 12) bewirkt durch höhere Temperaturen in allen EZG eine mehr oder weniger starke Verschiebung von Schneefall zu Regen, was zu mehr Abfluss im Winter und einer geringeren Schneedecke führt. Der erhöhte Winterniederschlag im Szenario trägt zusätzlich zum winterlichen Abfluss bei. Generell gibt es mehr Schmelzwasser im Mai und Juni durch die frühere Schneeschmelze.

Das Extremszenario mit gleichbleibendem Gletscherstand zeigt für das Klimaszenario erhöhte Abflusswerte in den Sommermonaten Juli, August, September, der Jahresabfluss erhöht sich um 25 %, 32 % und 39 % (1462 mm (Tumpen), 2272 mm (Oberurgl), 2138 mm (Rofenache)), die Gletscherspende steigt auf Werte um 30 %.

Das Extremszenario ohne Gletscher zeigt für das Klimaszenario Jahresabflüsse, die ca. 7 % unter denen der Referenzperiode liegen. Diese Änderungen zeigen den kombinierten Effekt der fehlenden Gletscherspende und der feuchteren Winter bzw. trockneren Sommer.

Bei beiden Szenarien ist die zukünftige Bestimmung des flüssigen Speichers (Boden, Schneedecke, Gletscher) nicht möglich, in beiden Fällen wurde sie als gleichbleibend zur Referenzperiode angenommen.

Die mögliche Bandbreite der Änderung des Abflussgeschehens in den kommenden 2 bis 3

Jahrzehnten im Ötztal ist durch die rote und grüne Kurve der Szenarien zufriedenstellend abgedeckt. Vermutlich wird der tatsächliche Abfluss näher an der roten Kurve liegen, genauere Abschätzung kann die endgültige Auswertung des Gletscherinventars von 2006 liefern, die die rezenten Änderungen der Gletscherflächen zwischen 1997 und 2006 zeigt. Fest steht, dass der Gletscherschwund eine saisonale Änderung des Abflusses herbeiführen wird, jedoch die Jahreswasserbilanz im Ötztal nicht dramatisch verändern wird.

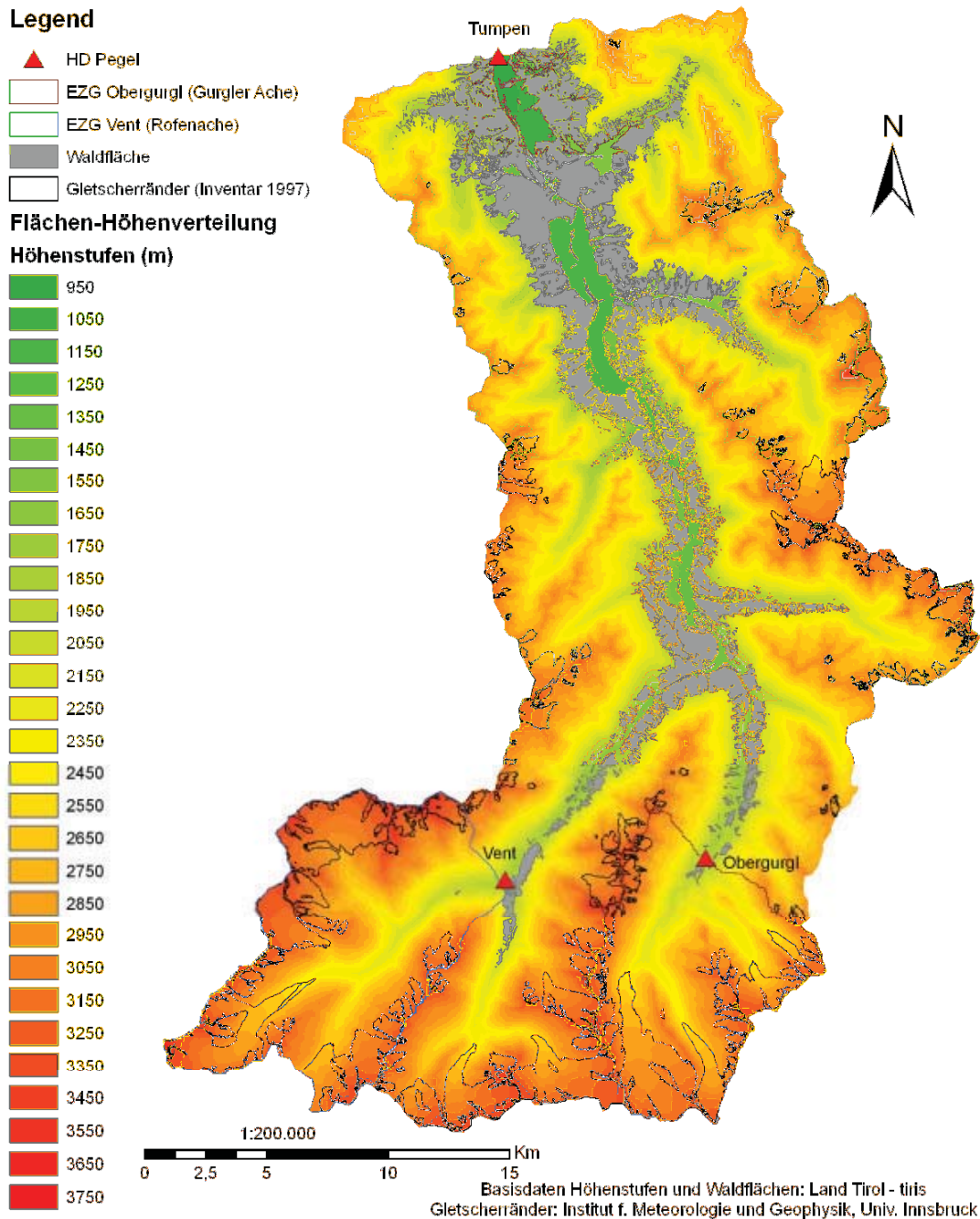


Abbildung 7: Übersichtskarte des Einzugsgebiets Tumpen (Ötztaler Ache) mit den flussaufwärts gelegenen Einzugsgebieten Vent (Rofenache) und Obergurgl (Gurgler Ache).

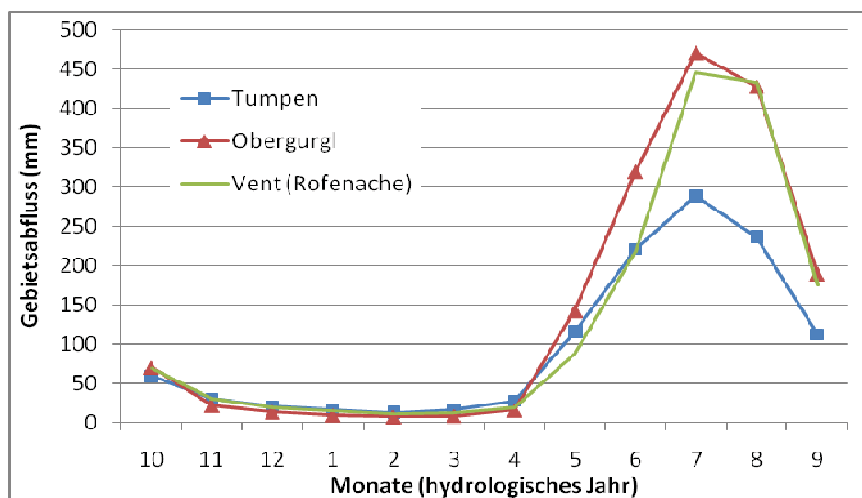


Abbildung 8: Mittlerer Gebietsabfluss für die Periode 1982-2003 an den 3 untersuchten Pegeln im Ötztal.

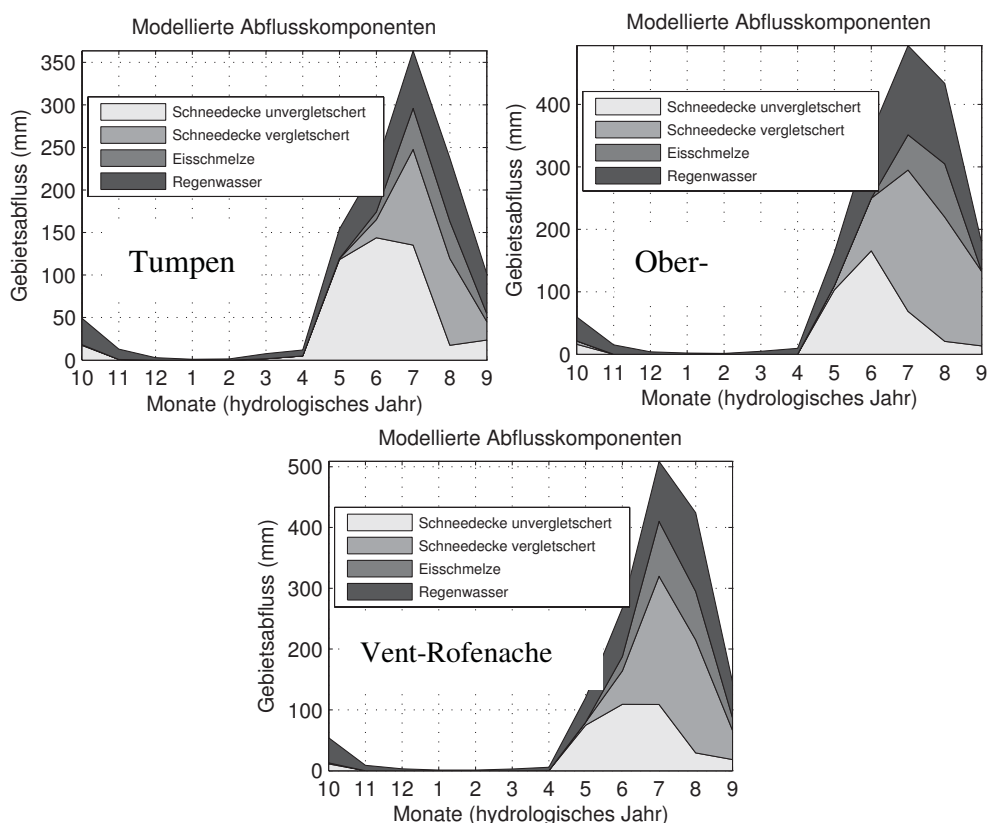


Abbildung 9: Mit OEZ modellierte Abflusskomponenten an den 3 Ötztaler Pegeln für den mittleren Zustand der Periode 1982-2003. Die Umhüllende der Komponenten unterscheidet sich leicht vom Gesamtabfluss in Abbildung 8, da der flüssige Speicherterm der Wasserbilanz (Grundwasser, Schmelzwasser-Retention in der Schneedecke) nicht ohne Weiteres auf die Abflusskomponenten aufgeteilt werden kann. Man beachte die unterschiedlich skalierten Ordinaten.

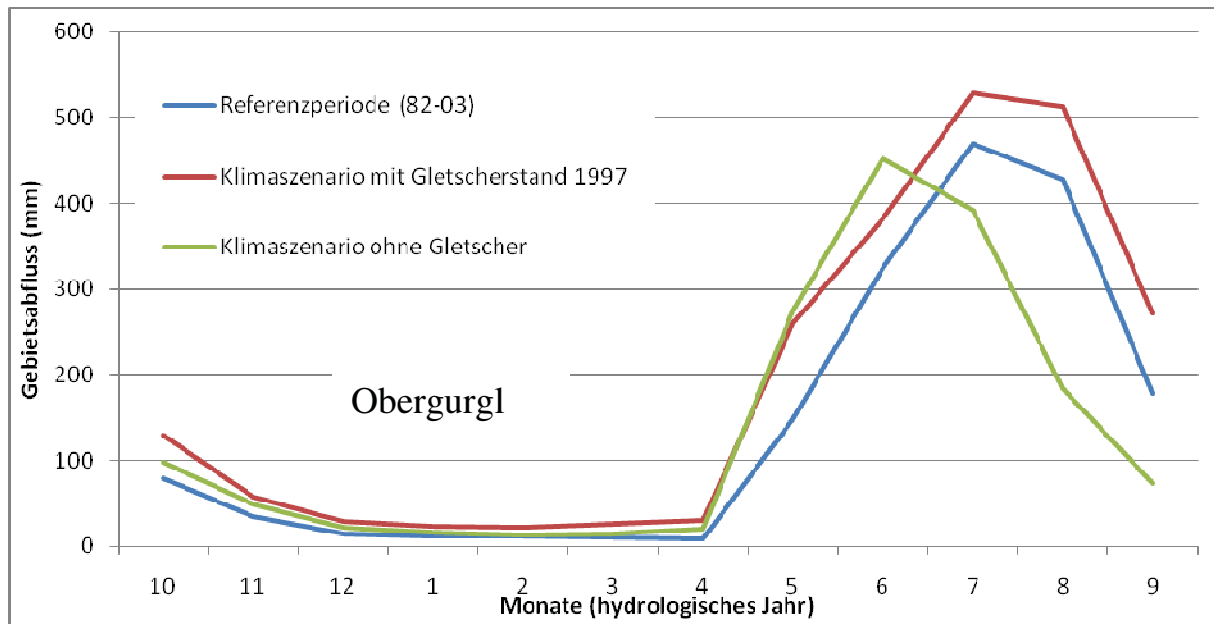


Abbildung 10: Gemessener Abfluss (Mittelwert 1982-2003) und Klimaszenarien für das EZG Obergurgl mit Gletscherfläche von 1997 und ganz ohne Gletscher. Reaktion des Abflussverhaltens auf eine monatsabhängige Temperatur- und Niederschlagsänderung wie im Text beschrieben (gerechnet mit heutigem Flüssigwasserspeicher (Boden, Schneedecke, Gletscher)).

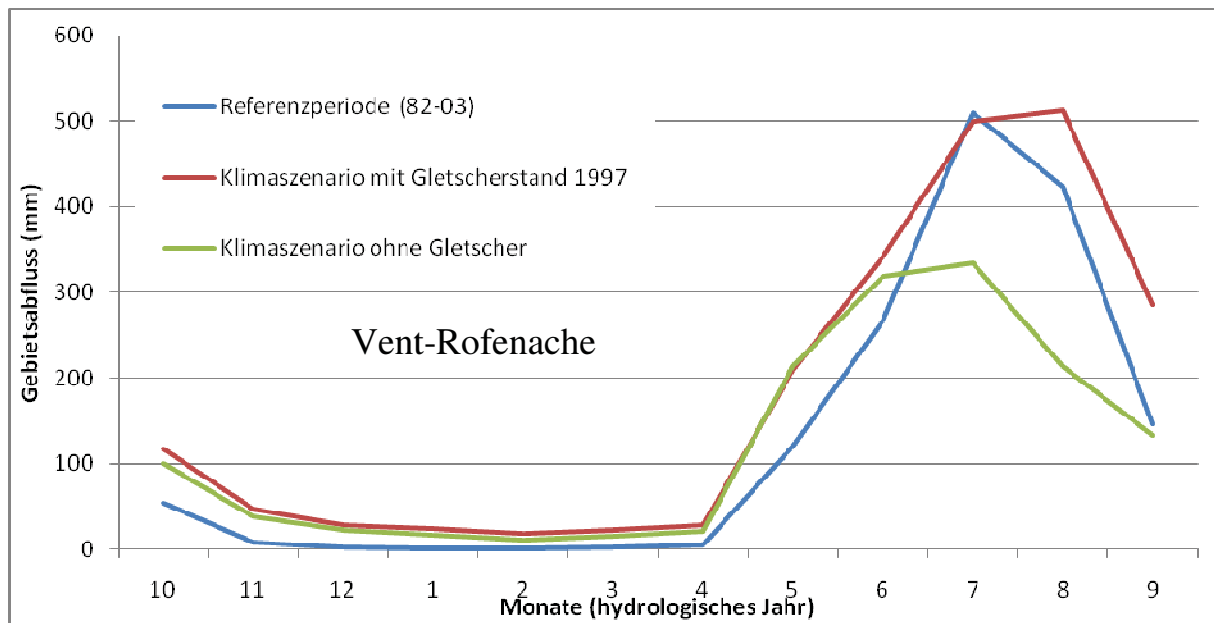


Abbildung 11: Gemessener Abfluss (Mittelwert 1982-2003) und Klimaszenarien für das EZG Vent-Rofenache mit Gletscherfläche von 1997 und ganz ohne Gletscher. Reaktion des Abflussverhaltens auf eine monatsabhängige Temperatur- und Niederschlagsänderung wie im Text beschrieben (gerechnet mit heutigem Flüssigwasserspeicher (Boden, Schneedecke, Gletscher)).

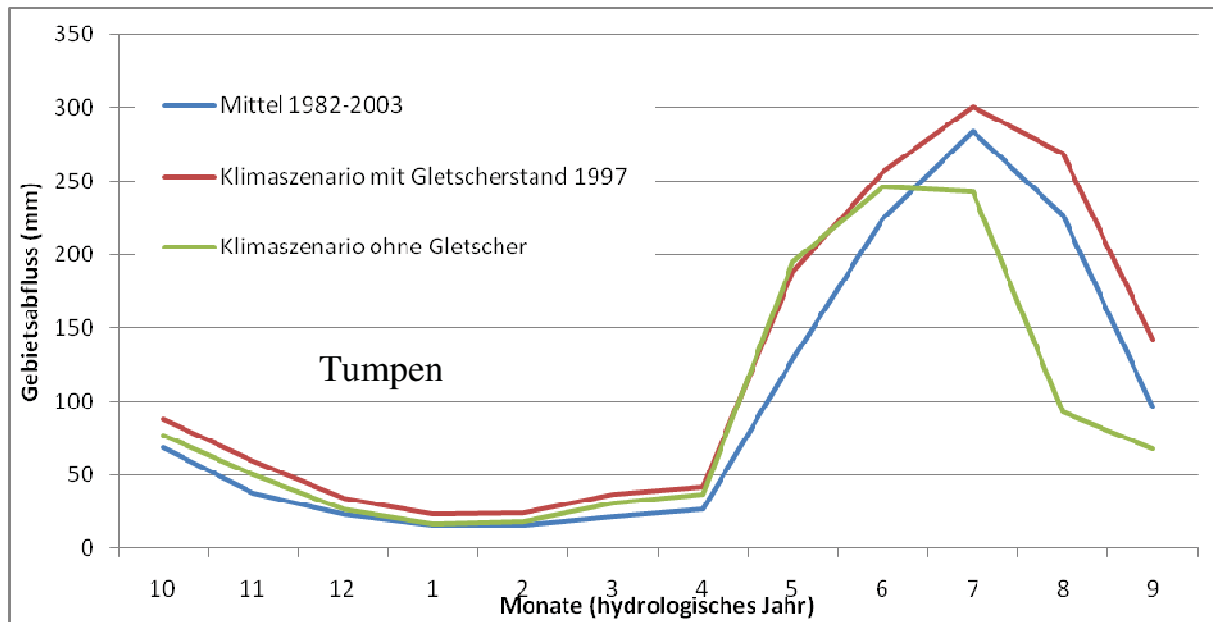


Abbildung 12: Gemessener Abfluss (Mittelwert 1982-2003) und Klimaszenarien für das EZG Tumpen mit Gletscherfläche von 1997 und ganz ohne Gletscher. Reaktion des Abflussverhaltens auf eine monatsabhängige Temperatur- und Niederschlagsänderung wie im Text beschrieben (gerechnet mit heutigem Flüssigwasserspeicher (Boden, Schneedecke, Gletscher)).

Literaturhinweise und Quellen:

ABERMANN, J., FISCHER, A., LAMBRECHT, A. UND GEIST, T., 2009a, in review: Multi-temporal LIDAR-DEMs for glacier and permafrost mapping and monitoring, The Cryosphere Discussion.

ABERMANN, J., LAMBRECHT, A., FISCHER, A. UND KUHN, M., 2009b, in review: Quantifying changes and trends in glacier area and volume in the Austrian Ötztal Alps (1969 - 1997 - 2006), The Cryosphere Discussion.

AUER I., R. Böhm, A. Jurkovic, W. Lipa, A. Orlik, R. Potzmann, W. Schöner, M. Ungersböck, C. Matulla, K. Briffa, P.D. Jones, D. Efthymiadis, M. Brunetti, T. Nanni, M. Maugeri, L. Mercalli, O. Mestre, J.M. Moisselin, M. Begert, G. Müller-Westermeier, V. Kveton, O. Bochnicek, P. Stastny, M. Lapin, S. Szalai, T. Szentimrey, T. Cegnar, M. Dolinar, M. Gajic-Capka, K. Zaninovic, Z. Majstorovic, E. Nieplova, 2007: HISTALP – Historical Instrumental Climatological Surface Time Series of the Greater Alpine Region, International Journal of Climatology, 27, 17-46.

- FISCHER, A. , N. SPAN, M. KUHN, M. MASSIMO UND M. BUTSCHEK, 2007: Radarmessungen der Eisdicke Österreichischer Gletscher. Band II: Messungen 1999 bis 2006., Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, 39, 142 pp.
- FISCHER, A., 2009: Calculation of glacier volume from sparse ice thickness data, applied to Schaufelferner, Austria. *Journal of Glaciology*, 55 (191), 453-460.
- FISCHER, A. UND G. MARKL, 2009: Mass balance measurements on Hintereisferner, Kesselwandferner and Jamtalferner 2003 to 2006: database and results. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 42, in press.
- GROSS, G., 1987: Der Flächenverlust der Gletscher in Österreich 1850–1920–1969, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 23(2), 131-141.
- HOINKES, H., 1970: Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 6(1-2), 37-90.
- KUHN, M., Dreiseitl, E., Hofinger, S., Markl, G., Span, N., Kaser, G., 1999: Measurements and Models of the mass balance of Hintereisferner, *Geografiska Annaler*, 81(A), 659-670.
- KUHN, M., 2000: Verification of a hydrometeorological model of glacierized basins, *Annals of Glaciology*, 31, 15-18.
- KUHN, M., 2003: Redistribution of snow and glacier mass balance from a hydrometeorological model, *Journal of Hydrology*, 282, 95-103.
- KUHN, M., OLEFS, M., FISCHER, A., 2008: Auswirkung von Klimaänderungen auf das Abflussverhalten von vergletscherten Einzugsgebieten im Hinblick auf Speicherkraftwerke, StartClim2007.E, <http://www.austroclim.at/index.php?id=startclim2007>
- KUHN, M., LAMBRECHT, A., ABERMANN, J., PATZELT, G., GROSS, G., 2009: *Projektbericht 10. Die österreichischen Gletscher 1998 und 1969, Flächen- und Volumenänderungen*. Verlag der österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien, 125 Seiten.
- LAMBRECHT, A. UND KUHN, M., 2007: Glacier changes in the Austrian Alps during the last three decades, derived from the new Austrian glacier inventory, *Annals of Glaciology*, 46, 177-184.
- OLEFS, M., KUHN, M., FISCHER, A., 2009: Climate Change – Runoff in glacierised Alpine catchments – Reservoir power stations, EGU General Assembly Vienna.

PATZELT, G., 1978. Der Österreichische Gletscherkataster. In Almanach '78 der Österreichischen Forschung. Vienna, Verband der wissenschaftlichen Gesellschaften Österreichs, 129–133.

PATZELT, G., 1980: The Austrian glacier inventory: status and first results. IAHS Publ. 126 (Riederalp Workshop 1978 – World Glacier Inventory), 181–183.

PATZELT, G., 1985: The period of glacier advances in the Alps, 1960 to 1985, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 21, 403 - 407.

reclip:more 2007: Research for Climate Protection: Model Run Evaluation. Working report by A. Gobiet, H. Truhetz, A. Riegler, Wegener Center for Climate and Global Change, University of Graz.

RICHTER, E., 1888: Die Gletscher der Ostalpen. Stuttgart, Engelhorn, 288pp.

SOLOMON, S., D. Qin, M. Manning, R.B. Alley, T. Berntsen, N.L. Bindoff, Z. Chen, A. Chidthaisong, J.M. Gregory, G.C. Hegerl, M. Heimann, B. Hewitson, B.J. Hoskins, F. Joos, J. Jouzel, V. Kattsov, U. Lohmann, T. Matsuno, M. Molina, N. Nicholls, J. Overpeck, G. Raga, V. Ramaswamy, J. Ren, M. Rusticucci, R. Somerville, T.F. Stocker, P. Whetton, R.A. Wood and D. Wratt, 2007: Technical Summary. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

SPAN N., A. FISCHER, M. KUHN, M. MASSIMO und M. BUTSCHEK, 2005: Radarmessungen der Eisdicke österreichischer Gletscher, Band I: Messungen 1995 bis 1998. in: Österreichische Beiträge zur Meteorologie und Geophysik, Heft 33, 146 S.

Anschrift der Verfasser:

Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck,
Innrain 52,
6020 Innsbruck
michael.kuhn@uibk.ac.at

Der „Untere Eisboden See“ Entstehung eines neuen Gletschersees beim Stubacher Sonnblickkees

Genesis of a pro-glacial lake near to Stubacher Sonnblickkees

Hans Wiesenegger und Heinz Slupetzky

Stichworte: Stubacher Sonnblickkees, Eisrandsee, Abfluss, Gletscher, Seeausbruch

Keywords: Stubacher Sonnblickkees, pro-glacial lake, discharge, glacial outburst,

ZUSAMMENFASSUNG

Am Stubacher Sonnblickkees ist ein neuer Gletschersee im Entstehen begriffen. Die Prozesse werden laufend beobachtet und mit GPS-Vermessungen, Laserscans und hydrologischen Messeinrichtungen dokumentiert. Die Ergebnisse dieser Beobachtungen tragen zum Verständnis der Prozessabläufe bei. Gletscherrückgang und Gletscherschwund, der zu einem starken Absenken der Eisoberfläche führte, bilden neben der topographischen Situation die Voraussetzung für die Entwicklung eines Eisrandsees, der den Namen „Unterer Eisboden See“ bekam. Bei einem „glacial outburst“ im Sommer 2006 flossen innerhalb von nur wenigen Tagen rund 100.000 m³ Wasser aus dem See, der sich um 6 m absenkte, aus. Er könnte am Ende seiner Entwicklung in naher Zukunft 400 m lang und 200 m breit werden sowie eine Fläche von rund 5 bis 6 ha einnehmen.

SUMMARY

A new pro-glacial lake is emerging in the surroundings of Stubacher Sonnblickkees. The ongoing processes are observed and documented by means of GPS survey, laser scans and hydrological gauging stations. The results of the observations enable a better understanding of relevant processes. The preconditions for the development of the pro-glacial lake - now called Lake 'Unterer Eisboden See' - were the distinct mass loss and glacier retreat as well as the topographical situation. A glacial outburst occurred in the summer of 2006, the lake "lost" 100,000 m³ of water within a few days and the surface level was lowered by 6 m. It seems possible, that in the near future Lake 'Unterer Eisboden See' will reach a maximum size of 5 to 6 ha at the end of its development, possibly showing a length of 400 m and a width of 200 m.

1. Einleitung

Im Jahr 1987 waren beim Stubacher Sonnblickkees (SSK), in der Granatspitzgruppe im Nahbereich der Rudolfshütte (Gemeinde Uttendorf) im Nationalpark Hohe Tauern gelegen, in 2.500 m Seehöhe erste Anzeichen eines Eisrandsees zu erkennen. Ebenso wie das „Vergehen“ eines Sees durch Verlanden meist ein lang dauernder Prozess ist, kann sich auch die „Geburt“ eines Sees über Jahre oder Jahrzehnte hinziehen.

Im Rahmen der glaziologischen Forschungen, welche im Projekt *„Wasser- und Eishaus-haltsmessungen im Stubachtal“* im Auftrag des Hydrographischen Dienstes Salzburg durchgeführt werden, konnte die Entstehung dieses neuen Sees beobachtet und seine weitere Entwicklung mitverfolgt werden (SEITLINGER et al., 2006). Der See wurde „Unterer Eisboden See“ benannt.

Die glaziologischen Messungen wurden im August 2002 mit Messeinrichtungen (Wasserstand des Seespiegels, Wassertemperatur, Leitfähigkeit und Abfluss) zur Erfassung des hydrologischen Systems erweitert, wodurch einige bemerkenswerte Vorgänge bei der Entstehung des neuen Gletschersees erfasst werden konnten.

Der starke Massenverlust und Rückgang der Alpengletscher, insbesondere in den letzten drei Jahrzehnten, sind die Ursache dafür, dass bei entsprechender Topographie des Gletscherbettes neue Seen entstehen bzw. zurückbleiben, sobald sich der Gletscher vollständig aus einem Becken zurückgezogen hat. In den Hohen Tauern sind seit Mitte des 19. Jahrhunderts mehrere Seen entstanden (SEITLINGER, 1998; 1999).

Der „Untere Eisboden See“, dessen Entwicklung noch nicht abgeschlossen ist, bildet derzeit einen Eisrandsee, der durch die Gletscherabschmelzung und aufgrund des Kalbens des Gletschers in den See stetig größer wird. Der See konnte deswegen entstehen, weil eine Nord - Süd verlaufende Felsschwelle und ein dahinter liegendes Felsbecken, welches sich nun mit Schmelzwasser füllt, vorhanden sind.

In der unmittelbaren Umgebung des Unteren Eisboden Sees gibt es schon zwei Seen. Einer davon ist ebenso aus einem Eisrandsee hervorgegangen, der „Kees See“. Er entstand zwischen 1988 und Ende der 1990er Jahre (SLUPETZKY, 1997; 1998). Zuerst wurde die Eisverbindung zum aktiven Gletscher (Stubacher Sonnblickkees) auf der orographisch rechten Seite des Sees abgetrennt, dann schmolz das übrige Toteis zur Gänze weg. Ein völlig freier See mit einer auch durch Schneefelder nicht unterbrochenen Uferlinie lag erst im heißen Sommer 2003 vor. Der See liegt auf einer Seehöhe von 2.511 m, ist heute rund 150 m lang bzw. 75 m breit und weist eine Fläche von ca. 0,9 ha auf.

Der zweite See ist der „Schafflkogl See“, ein schon lange (seit Beginn der Nacheiszeit) bestehender See mit einer Fläche von rund 1,7 ha (SEITLINGER, 1999).

In etwas größerer Entfernung und deutlich höher gelegen gibt es noch einen dritten kleinen

Eissee. Der episodisch auftretende, höchstgelegene See des Nationalparks Hohe Tauern liegt zwischen dem Gipfelaufbau des Hochfürls (Hochfülleck 2.943 m) und dem Eisrand des Rabenkeeses in einem Windkolk. Er füllt sich unregelmäßig während der sommerlichen Ablationsperiode und fließt subglazial aus, meist im Winter. Auf der Karte „Stubacher Sonnblickkees“ 1: 5.000 ist ein Höchststand im Jahr 1990 abgebildet (SLUPETZKY, 1997 a.) Die Beobachtungen erfolgen derzeit in Form von Markierungen des maximalen Wasserstandes, im Zeitraum 1997 bis 2008 hat sich der Seespiegel um ca. 3 m abgesenkt.

Alle genannten Seen liegen im Einzugsgebiet des „Weißsees“, der zur Kraftwerksgruppe Stubachtal der ÖBB gehört (Beilage: Orthophotokarte Stubacher Sonnblickkees 1:10.000 und Einzugsgebiet Speicher Weißsee, 2003).

Der eine „künstliche“ und die drei „natürlichen“ Seen prägen zunehmend das Landschaftsbild im Weißseegebiet, ersetzen visuell immer mehr die Gletscherlandschaft und beeinflussen auch immer mehr das sich verändernde Abflusssystem.

2. Glaziologische Voraussetzungen zur Seenentstehung

Noch in den 1940er Jahren bedeckte das Stubacher Sonnblickkees (SSK) die Felsschwelle, die heute den neuen See abdämmt. Sie wurde in den 1950er Jahren frei und ab 1960 verlief der Eisrand der Gletscherstirn an der Oberkante der Felsschwelle. Von 1965 bis 1981 wuchs der Gletscher, das SSK nahm an Masse (10 Mio m³) zu und stieß um 17,3 m vor. Die Eisdicke nahm ebenfalls zu, die Eisoberfläche hob sich.

Die warmen Sommer bzw. Jahre ab 1982 brachten einen Massenverlust von insgesamt 29 Mio m³ (bis 2009 ca. 30 Mio m³), wobei das Jahr 2003 mit einem Verlust von 4 Mio m³ (WIESENEGGER et al., 2005) als negatives Rekordjahr in die Massenbilanzmessreihe einging (sh. Beilage Orthophotokarte 1:10.000).

Die Gletscherstirn schmolz von 1982 bis 2009 um -81,5 m zurück (Gletschermessdienst des Österreichischen Alpenvereins ÖAV). In einem 400 m langen Querprofil (Pegel Nr. 52 bis 58) am Unteren (Eis)Boden, das schon 1964 angelegt wurde, betrug der Höhenverlust bzw. das Absinken der Eisoberfläche im Zeitraum Anfang der 1980er Jahre (zumeist ab 1981) bis 2009 bei 5 Messpunkten im Mittel -35,6 m und maximal -37,4 m. Die Höhenänderung an der Eisoberfläche war in den letzten Jahren nicht nur eine Folge der Ablation. An einem Punkt (P 55) war die Höhenänderung 2005 bis 2009 -536 cm, die Abschmelzung aber 510 cm, also um -26 cm unterschiedlich. An einem anderen Punkt (P 56) war die Tieferverlegung der Eisoberfläche 2007 bis 2009 -780 cm gegenüber nur -700 cm Schmelzung, also um -80 cm mehr. Die Differenzen können auf das Nachsacken aufgrund subglazialer Prozesse zurückgeführt werden.

1987 waren die ersten Anzeichen eines neuen „proglazialen“ (Eisrand-) Sees in rund 2.500 m Seehöhe zu erkennen. Auf der Karte „Granatspitze“ 1 : 5.000 mit dem Gletscherstand

1990 ist der zunächst noch kleine See erstmals eingetragen (ASCHENBRENNER, 1992, SLUPETZKY, 1997 b.). Im Alpenverein-Gletschermessbericht für 1992 steht vermerkt: „In Zungenmitte ist ein weiterer Eisrandsee entstanden, er wird aber bei weiterem Rückzug auslaufen, gleichzeitig wird dann der Gletscherbach verlegt werden“.

Der neue Eisrandsee wurde langsam, aber stetig, größer (Abb. 1). Er wurde 1994 geodätisch vermessen und eine Länge von 80 m und eine Breite von 30 m festgestellt, der Seespiegel lag in einer Seehöhe von 2.498,7 m.ü.A (Vermessungen durch M. KISKEMPER; SLUPETZKY et al., 2000). 1998 wurde der See gelotet (SEITLINGER, 1998; 1999) und eine maximale Tiefe von 7,8 m gemessen. Der See erreichte bis 2005 eine Länge von 200 m und 125 m Breite (Tabelle 1). Vor der Absenkung des Seespiegels am 27. Juli 2006 hatte der Eisrandsee eine maximale Fläche von 1,90 ha.

Die Vergrößerung des Sees ging mit deutlichen Veränderungen des Gletschers einher. Durch das Abschmelzen und Zusammenbrechen des Gletschers aufgrund subglazialer Hohlräume an der orographisch linken Seite (sh. Karte 1:10.000 Schneefleck nahe dem Gletscherrand beim Eisrandsee) dehnte sich die Seefläche nach Westen aus.



a)



b)



c)



d)

Abb. 1: Entwicklung des Eisrandsees 1993 bis 2009: a) 27. August 1992, b) 17. August 2003, c) 18. September 2005, d) 1. September 2009

Tabelle 1: Längen- und Breitenentwicklung des Eisrandsees

	1994	1998	2002	2003	2005	2006	2008
Max. Länge in m	80	132	160	200	200		ca: 400 *
Max. Breite in m	30	62	100	112	125		90 **
Fläche in ha	0,470	0,627	1,14	1,417	1,90 ***	0,93	ca. 2,0
Max. Tiefe in m		7,8					

* in der Mittelachse des hufeisenförmigen Sees gemessen ; ** nach Seespiegelabsenkung

*** ohne "Trichter-Einsenkung", 2,05 ha mit Einsenkung

In der Zwischenzeit entstand am Unteren Boden des Sonnblickkees unterhalb des früheren Filleck-Eisbruches zuerst eine Einmuldung an der Gletscheroberfläche. In Abb.1 (a) ist der Fuß des Eisbruches rechts an einem Schutt- und Schmutzsaum zu erkennen, der Schneefleck im Anschluss, durchsetzt mit Felsblöcken, weist auf die konkave Oberfläche hin. Von 2003 an senkte sich die Stelle kontinuierlich ab, es entstand ein Trichter im Eis mit halbkreisförmigen Bogenspalten (Abb. 2).

Die Ursache dieser Vorgänge waren Unterhöhungen des Gletschers (Abb. 3) in diesem Bereich, welche durch die Gletscherbäche, die vom Filleck-Eisbruch über die Felsstufe herabflossen und sich dabei erwärmten, entstanden.



Abb. 2: Bogenspalten mit Trichter 10. 9.2005



Abb. 3: Unterhöhungen des Gletschers



Am Boden des Trichters wurde 2006 ein erster kleiner See sichtbar. 2007 brach das Eis zusammen, rasch entstand eine Verbindung zum bestehenden See.

Der neue See hat nun Hufeisenform (Abb. 4).

Abb. 4: Eisrandsee 21. September 2009

Die Höhenänderung des Unteren Gletscherbodens wurden im Zeitraum 2002 bis 2008 mit einem terrestrischen Laserscanner erfasst (Abb. 5 und Abb. 6), der gesamte Untere Eisboden senkte sich in beiden Zeitabschnitten stark, wobei die Änderung 2005 bis 2008 größer (hellgrün bis orange Flächen) war als zwischen 2002 und 2005 (orange-rote Flächen). Gebiete mit stärkerer „Senkungstendenz“ sind in beiden Zeitabschnitten ident.

An der Stelle der Einsenkung und Entstehung eines Trichters mit Bogenspalten trat die max. Höhendifferenz (2002 bis 2008 minus 30 m) auf. Obwohl das extrem negative Haushaltsjahr 2003 in den Zeitraum 2002 bis 2005 fällt, war die Absenkung im anschließenden Dreijahresabschnitt 2005 - 2008 deutlich akzentuierter. Der gemessene Massenverlust im ersten Zeitraum (-4,4 Mio m³) und im zweiten (-4,7 Mio m³) war ähnlich negativ, die Höhendifferenz von 2005 – 2008 aber größer (Abb. 6). Da also die Ablation nicht die Ursache sein kann, kommen als Erklärung nur subglaziale Prozesse (subglaziale Schmelzung, Tunnelbildung und Eiszerfall, Auftauen der Sedimente an der Gletscherbasis und damit verbunden Einsinken des Eiskörpers durch sein Gewicht etc.), die sich mehr und mehr auswirken, in Frage.

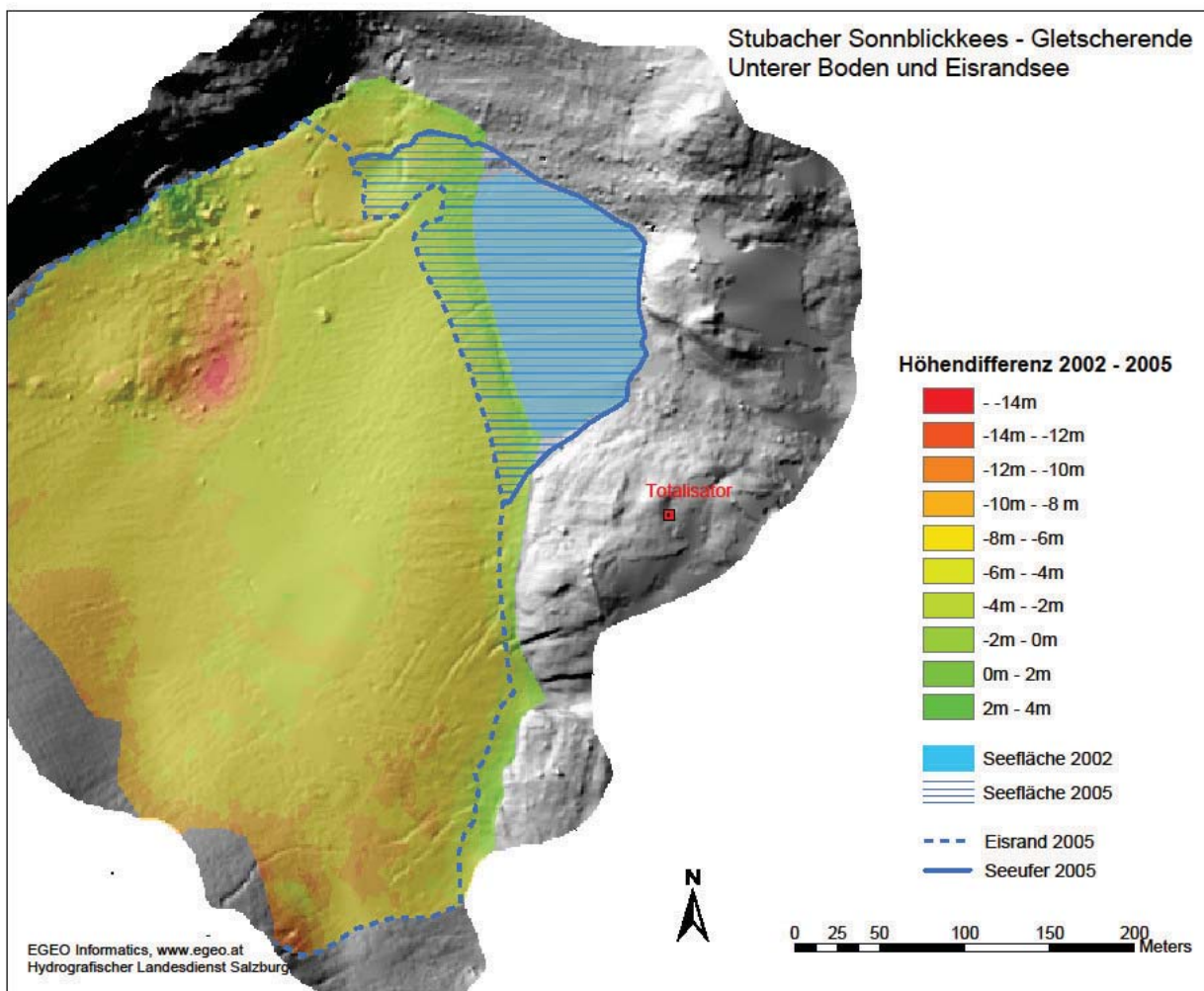


Abb. 5: Höhendifferenzen 2002 bis 2005 aus Laserscanaufnahmen

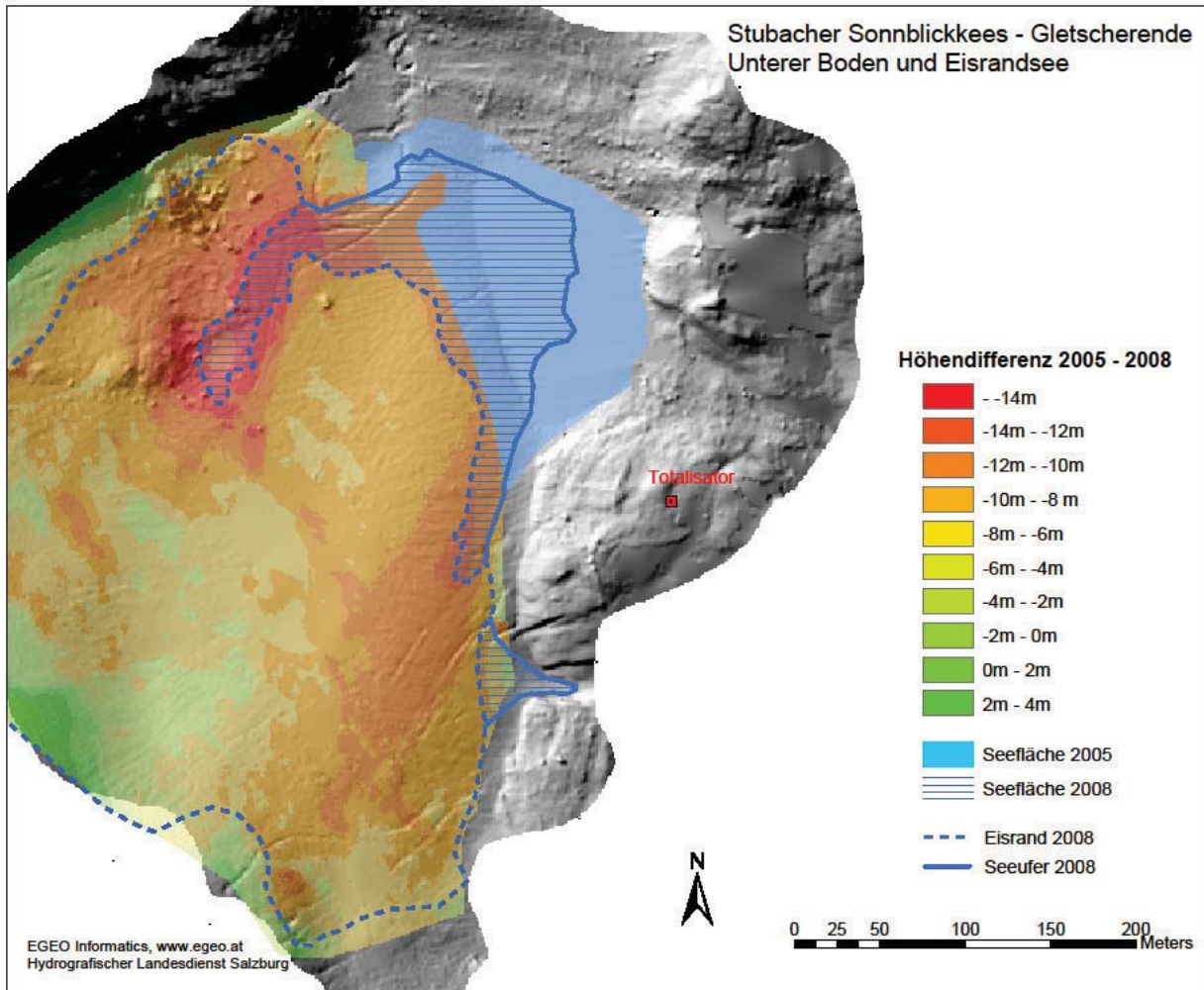


Abb. 6: Höhendifferenzen 2005 bis 2008 aus Laserscanaufnahmen

3. Hydrologie

Das hydrologische System des Eisrandsees mit einem Einzugsgebiet von 1,66 km², welches derzeit zu rund 70 % vergletschert ist, stellte sich von Anfang an als sehr komplex dar.

Um die Entwicklung und das Verhalten des neu entstehenden Sees beobachten und analysieren zu können, wurden daher im August 2002 am Ostufer des „Unteren Eisboden Sees“ auf 2.499 m Seehöhe der bis dahin höchstgelegene Pegel des HD Salzburg errichtet. Zum Einsatz kam eine „robuste“ Drucksonde mit Datensammler (Abb. 7), die auch ein Einfrieren in den Wintermonaten aushalten musste. Es folgte ein Pegel am Eisbach, sowie im September 2003 ein weiterer Pegel am Keesbach (Abb. 8), im Süden des Sees und deutlich tiefer (2.493 m.ü.A) gelegen. Im September 2009 wurde am Ausfluss des Kees Sees in 2.511 m ein weiterer Pegel installiert, um einen Vergleich mit dem Abfluss aus einem zum Großteil unvergletscherten Einzugsgebiet zu ermöglichen.



Abb. 7: Pegel Eisrandsee



Abb. 8: Pegel Keesbach

Durch Beobachtungen und Messungen am Unteren Eisboden See wurde erkannt, dass im Sommer ein Großteil des Schmelzwassers aus dem See über den Eisbach, der als „Überlauf“ diente, abfloss. Im Herbst und Winter reduzierte sich der Zufluss vom Gletscher zum See, das Schmelzwasser konnte daher ausschließlich subglazial zum tiefer gelegenen Keesbach am südlichen Ende fließen und sich der See schließlich bis auf ein Restvolumen entleeren. Der Seespiegel senkte sich dabei um bis zu 4 Meter ab, wie dies ein „technisches Nivellement“ mit einer Laserwasserwaage im April 2004 zeigte.

In den Monaten April bis Mai kam es nach Regenereignissen erstaunlicherweise mehrmals zu einer deutlichen Erhöhung des „winterlichen“ Seespiegels, dabei wurde der Pegel am Eisbach völlig unerwartet unter Wasser gesetzt und die Aufzeichnung der Datensammler beeinträchtigt. Das Problem konnte aber mit einem zusätzlichen wasserdichten Gehäuse für die Aufzeichnungsgeräte gelöst werden (Abb. 9).



Abb. 9: Eisrandsee mit abgesenktem Seespiegel – 8. Juli 2004

Im Spätfrühjahr, bei Einsetzen der Schnee- und Eisschmelze, reichte die Abflusskapazität des subglazialen Systems nicht mehr aus, der Seespiegel stieg an und erreichte im Frühsommer wieder die Überlaufkante am Eisbach.

Durch die Pegel konnten, neben den jahreszeitlichen Schwankungen, in den Sommermonaten auch tägliche Wasserstandsschwankungen (5 bis 20 cm) des Sees und des Abflusses beobachtet werden, das Maximum trat in den frühen Nachmittagsstunden auf (Abb.10).

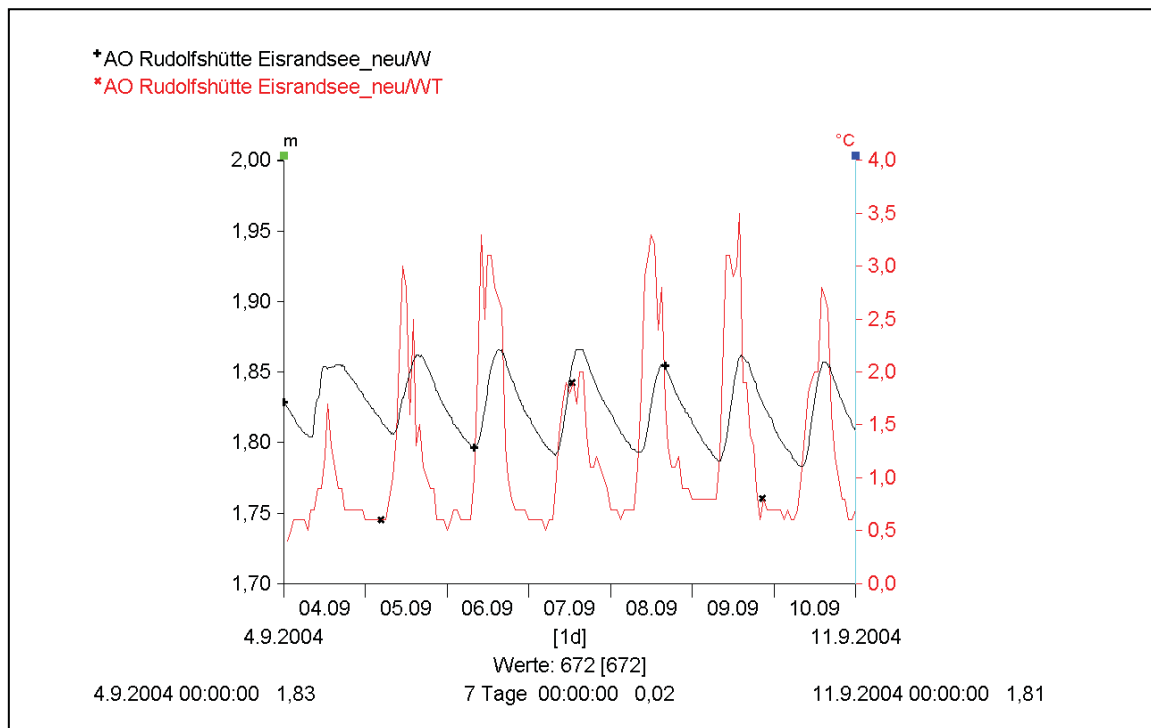


Abb. 10: Tägliche Wasserstands- und Wassertemperaturschwankungen am Eisrandsee

Der Abflussgang des Keesbaches wird im Sommer im Gegensatz zum Ausfluss des Kees Sees, der hauptsächlich von der Schneeschmelze und Niederschlagsereignissen beeinflusst wird, deutlich vom Schmelzwasser des Sonnlickkees geprägt. Der Untere Eisboden See wirkt dabei als Puffer und verzögert den Abfluss geringfügig.

Die in ca. 0,5 m Tiefe gemessene Wassertemperatur schwankt im Sommer ebenfalls rhythmisch zwischen 0,5 und 4 Grad Celsius. Die Messwerte am See und an den beiden Ausflüssen korrelieren sehr gut, wobei der See im Vergleich zu seinen Ausflüssen eine deutlich größere Erwärmung aufweist. Aufgrund der oberflächlichen Erwärmung auf dem Weg vom Schaffelkogelsee zum Kees See liegt das Temperaturniveau des Kees Sees bzw. seines Ausflusses deutlich höher (plus 5 – 7 Grad Celsius).

Auffällig sind auch die geringen Werte der elektrischen Leitfähigkeit, die im Bereich von nur wenigen μS liegen.

4. **Seeausbruch und Spiegelabsenkung**

Seit 2005 gab es einige Anzeichen, dass eine Änderung im Abflusssystem des Eisrandsees bevorstand.

Der Eisrandsee konnte nur so lange zum Eisbach hin entwässern, wie am Südennde des Sees die tiefste Stelle des „Gletscher-Dammes“ höher lag als der Auslauf im Bereich des Eisbaches (Abb. 11). Ende des Sommers 2005 war der tiefste Punkt nur mehr 90 cm über dem Seespiegel. Die Prognose lautete daher damals: 2006 sollte die Richtungsänderung der Entwässerung vor sich gehen.

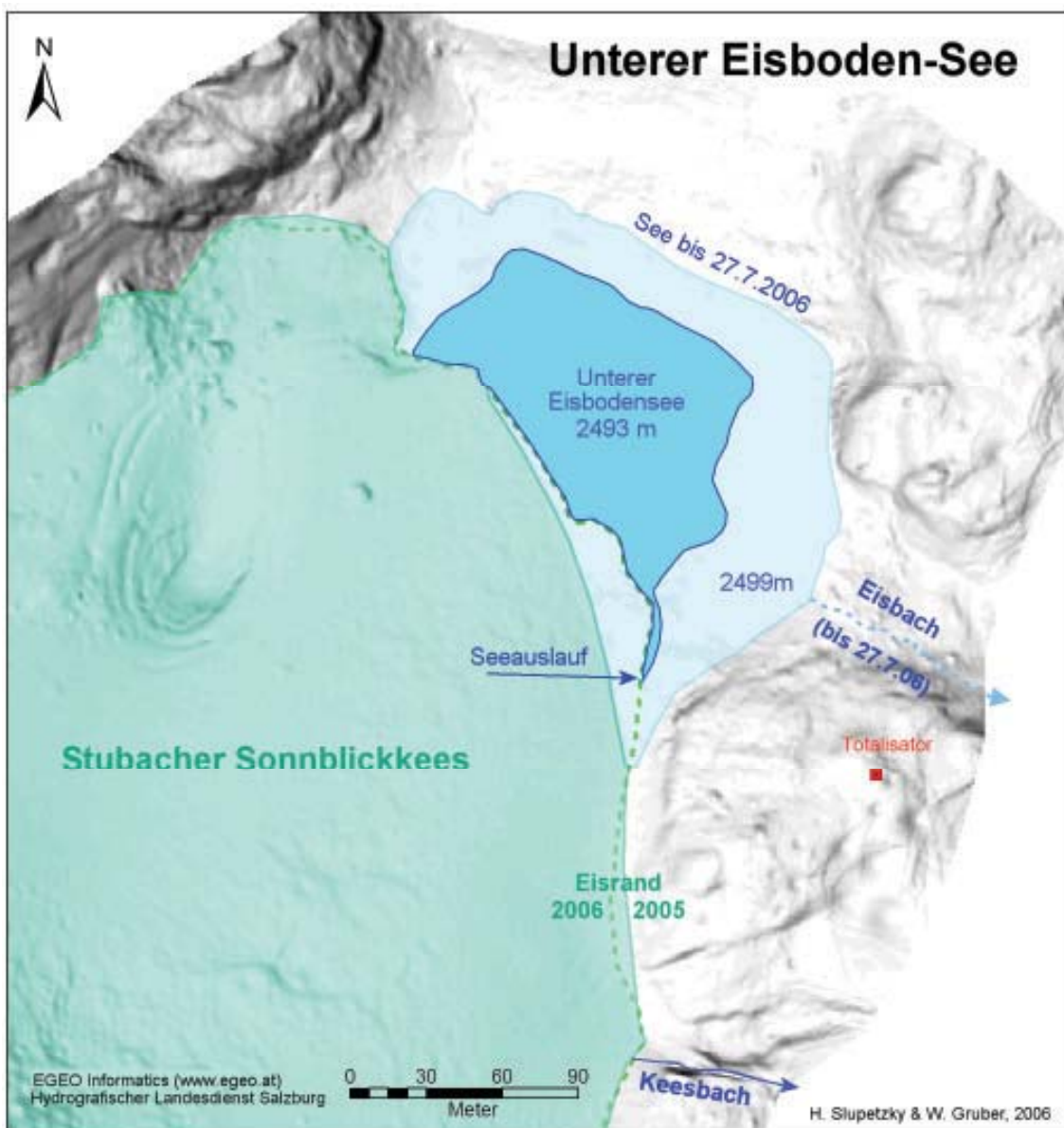


Abb. 11: Unterer Eisboden See mit seinen Ausflüssen Eisbach und Keesbach

Am 26. Juli 2006 wurde bei einer Begehung festgestellt, dass der Seespiegel nur mehr wenige Zentimeter unter der Höhe der angrenzenden Eisoberfläche lag und daher der Beginn der Entwässerung durch Überlaufen nach Süden zum Keesbach unmittelbar bevorstand bzw. ab 27. Juli zu erwarten war. Ein subglaziales Auslaufen wurde jedoch für sehr wahrscheinlich gehalten, da ja Risse und Abflusskanäle im Eis vorhanden sein mussten, die immer beim subglazialen Auslaufen im Winter entstanden oder noch vom Sommer vorhanden waren. Dieser Verdacht war aufgetaucht, als 2005 eine Bohrung im Eis an der lokalen Wasserscheide Überraschendes zeigte: In 6 m Tiefe wurde der Fels erreicht, bei 5,7 m lief das Wasser im Bohrloch (3 cm Durchmesser) aus, füllte sich aber gleich wieder bis auf die Spiegelhöhe des Sees; es mussten also kommunizierende Kanäle vorhanden sein!

Wenige Tage nach dem „Stichtag“ 27. Juli war es dann so weit: Bergführer meldeten, dass sich der Eisrandsee abzusenken begann (Abb. 12). In zwei, drei Tagen sank der Seespiegel von 2.499 m um ca. 6 m ab und pendelte sich auf 2.493 m ein, wobei die Messstation aufgrund der Höhenlage der Drucksonde nur den ersten Bereich der Absenkung erfassen konnte. Gleichzeitig stiegen Wasserstand und Abfluss im Keesbach deutlich an, während der Eisbach am 27. Juli 2006 trocken fiel.

Es flossen ca. 100 000 m³ Wasser aus dem Eisrandsee ab und bewirkten im tiefer gelegenen Stausee „Weißsee“ eine Erhöhung des Seespiegels um ca. 20 cm. Die Fläche des Eisrandsees verringerte sich von rund zwei ha auf knapp einen ha (Abb. 13).

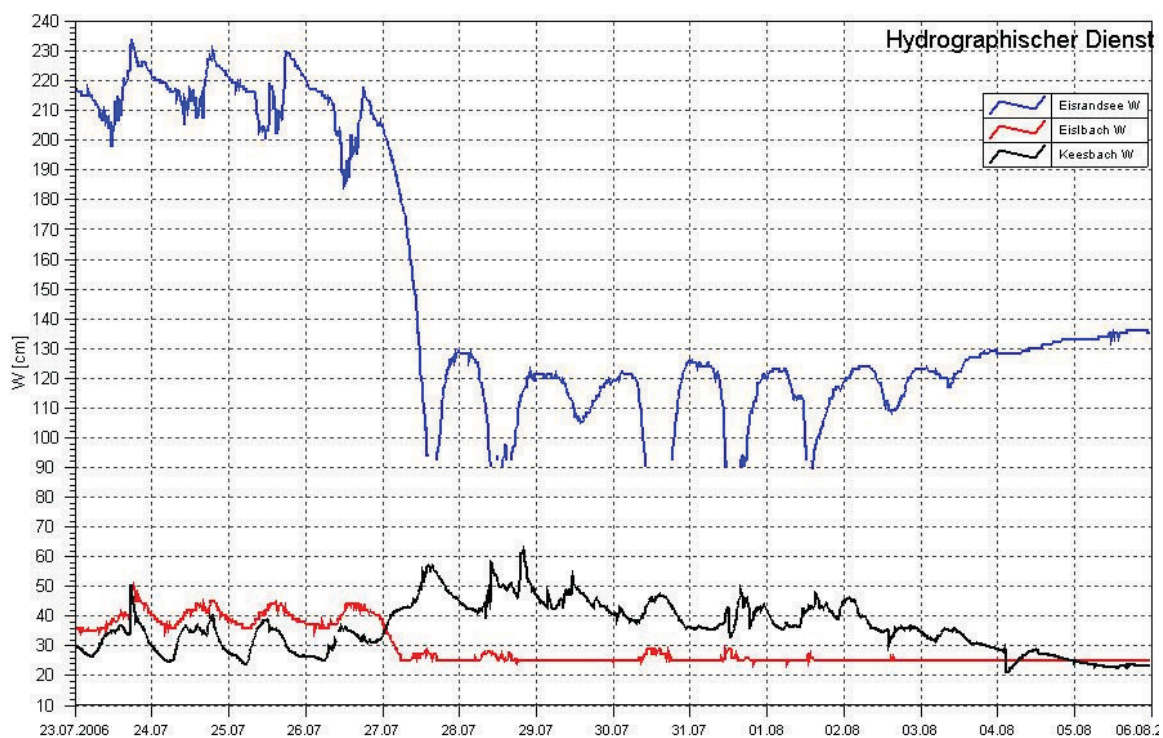


Abb. 12: Änderung des Abflusssystemes und Absenken des Seespiegels am Eisboden See



Abb. 13: Der Eisrandsee vor und nach Absenken des Seespiegels

Beim Auslaufen hatte sich durch Einschneiden und Nachstürzen ein canyon-artiger Kanal gebildet, durch den das Seewasser floss und anschließend in einer Gletscherhöhle verschwand (Abb. 14).



Abb. 14: Ausfluss-Canyon am Eisrandsee

Seit 27.7.2006 existiert nun der „neue“ Eisrandsee, dessen Seespiegel sich auf die Überlaufkante des Keesbaches einstellte (2.493 m). Da dieser See am Ende der endgültigen Entwicklung bestehen bleiben wird, bekam er den Namen „Unterer Eisboden See“; er soll später daran erinnern, dass hier einmal der Gletscher war.

5. Zukünftige Entwicklung

Hinter der stauenden Felsschwelle befindet sich ein großes Felsbecken. Es ist zum überwiegenden Teil noch mit Eis gefüllt. Wann wird es den Unteren Eisboden See mit endgültigen Umrissen geben?

Fest steht, dass sich die Abschmelzung des SSK in naher Zukunft fortsetzen wird, vor allem auch deswegen, weil schon jetzt durch das Freiwerden großer Felsinseln und -stufen oberhalb des „Unteren Bodens“ faktisch kein Eiszufluss mehr stattfindet und das Gletscherende daher zum Toteiskörper werden wird, der zum gänzlichen Abschmelzen verurteilt ist. Dazu kommt noch das zu erwartende Kalben an der Gletscherstirn: Wenn der Gletscher dünner wird, wird das Eis aufschwimmen und der Gletscher kalben.

Das Ende der Gletscherzunge am Unteren Boden ist vorprogrammiert, umgekehrt aber steht fest, dass ein großer See zurückbleiben wird. Der neue See könnte größenordnungsmäßig 400 m lang und 200 m breit werden und eine Fläche von ca. 5 – 6 ha einnehmen. Auch die Tiefe kann nur geschätzt werden. 1998 wurden mit einem Georadar die Eisdicken bestimmt (KUHNS et al., 2008), allerdings war zu dieser Zeit der Gletscher noch dicker und die Eisoberfläche lag deutlich höher, im Mittel von 5 Punkten des Querprofils (Pegel Nr. 54 bis 58) um 35,6 m (bei einem Maximum von 37,4 m) gegenüber der Eisoberfläche 2009.

Im Jahr 2009 lag die Eisoberfläche im Querprofil im Mittel nur mehr 10 m (bei einem Maximum von 11,5 m) über dem Seenniveau von 2493 m.

Aus den Daten der Eisdicke, gemessen auf der Eisoberfläche von 1998, sind die Eisdicken im Querprofil an den fünf Punkten grob abschätzbar. Aus der Höhendifferenz zwischen Eisoberfläche und den Tiefenpunkten ergibt sich eine mittlere Seetiefe in der Größenordnung von ca. 16 m bzw. eine maximale Tiefe von ca. 20 m.

Was das hydrologische System betrifft, wird der See dämpfenden Einfluss auf den Abfluss haben und im Sommer seine bisher schon festgestellten rhythmischen Schwankungen im Tagesgang beibehalten, zudem wird er als Sedimentfalle wirken und so seine Tiefe bis zu einem gewissen Grad verringern.

Auch über die Farbe des neuen Sees ist es möglich, Vorstellungen zu entwickeln. Große Ablagerungen von glazialen Ton, Schluff und Sand an der jetzigen Nordseite des Sees werden noch Jahrzehnte lang in den See geschwemmt werden, sodass mit einer trüb-grünen Farbe zu rechnen ist. Jeder der drei eingangs erwähnten Seen hat damit seine eigene, charakteristische Farbe (vgl. Beilage Orthophotokarte 1 : 10.000).

Alpinistisch gesehen werden sich zwangsläufig einige Routen zu den Gipfeln Granatspitze und Stubacher Sonnblick im Nahbereich des Eisrandsees im Sommer wie im Winter ändern. Es ist damit zu rechnen, dass erst im Spätherbst eine tragfähige Eisdecke, auf die im Winter mehrere Meter Schnee akkumuliert werden, entstehen wird. Im Frühsommer schmilzt dann die Eisdecke und macht damit ein Begehen unmöglich.

Abschließend sei noch erwähnt, dass bei völligem Wegschmelzen des Stubacher Sonnblickkeeses - dies könnte bei einer Fortsetzung des derzeitigen Trends der Klimaerwärmung schon in der Größenordnung von 30 bis 50 Jahren der Fall sein - am höher gelegenen Filleck-Eisboden in ca. 2.660 m Seehöhe noch ein weiterer, eventuell bis zu 50 m tiefer See entstehen wird.

Dank

Gedankt sei an dieser Stelle den zahlreichen Helfern im Rahmen des *Projektes „Wasser- und Eishaushaltsmessungen im Stubachtal“* insbesondere Martin Kiskemper (FH Neubrandenburg) für die fachkundige Ausführung der Vermessungsarbeiten, Gerhard Ehgartner (EGEO) für die Durchführung und Bearbeitung der terrestrischen Laserscans sowie Walter Gruber (FB Geographie und Geologie, Uni Salzburg) für die Kartographische Bearbeitung der Ergebnisse und last but not least den „HYDRO Buam“ und „Madln“ für ihren unermüdlichen Einsatz im Dienste der Hydrographie des Landes Salzburg.

Literaturhinweise und Quellen

ASCHENBRENNER, J., 1992, Orthophoto und Monoplotting in der Gletscherkartographie, Salzburg, Salzburger Geographische Arbeiten Bd. 21, 98 S., Anhang und Karten.

KISKEMPER, M., Jährliche Berichte der GPS-Vermessungen am Stubacher Sonnblick und Ödenwinkelkees (unveröffentlicht).

KOBOLTSCHNIG, G., 2007, Mehrfachvalidierung hydrologischer Eis- und Schneeschmelzmodelle in hochalpinen, vergletscherten Einzugsgebieten, Dissertation, Univ. für Bodenkultur, Inst. für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstr. Wasserbau.

KUHN, M., A. LAMBRECHT, J. ABERMANN, G. PATZELT und G. GROSS, 2008, Die österreichischen Gletscher 1998 und 1969, Verl. Österr. Akademie d. Wissenschaften, Projektbericht 10, 125 S.

SEITLINGER, G., 1999, Neu entstandene natürliche Seen im Nationalpark Hohe Tauern – Salzburger Anteil. Dipl.-Arbeit, Naturwissenschaftliche Fakultät Univ. Salzburg, Juni 1999, 95 S.

- SEITLINGER, G., 1998, Arbeitsbericht zu den Seenuntersuchungen im Oberen Stubachtal, Gemeinde Uttendorf, Salzburg, Im Nationalpark Hohe Tauern, 23 S. (unveröffentlicht).
- SEITLINGER, G., H. SLUPETZKY und H. WIESENEGGER, 2006, Gletscher vergehen, Seen entstehen. Nationalpark Hohe Tauern Magazin, Herbst 2006, S. 11.
- SLUPETZKY, H., 2007, Wasser statt Eis. Der Gletscher vergeht, ein See entsteht. Bergauf 02, S. 26 – 28.
- SLUPETZKY, H. und G. EHGARTNER, 2000, Programm „Wasser- und Eishaushaltsmessungen im Stubachtal“ (Massenbilanzmessreihe Stubacher Sonnblickkees). Ergebnisbericht 1998. In: Mitteilungen des Hydrographischen Dienstes in Österreich Nr. 79, Wien 2000, Seite 89 – 107.
- SLUPETZKY, H., 1997 a, Der „Keessee“ beim Stubacher Sonnblickkees in der Granatspitzgruppe (Hohe Tauern), Salzburger Geographische Arbeiten, Band 31, S. 165-183.
- SLUPETZKY, H., 1997 b, Die Gletscher auf den topographischen Karten 1 : 5000 im Gebiet der Nationalpark-Forschungsstelle Rudolfshütte (Stubachtal, Hohe Tauern) von 1990, Bd. 3, Seite 137 - 162 (5 Karten).
- SLUPETZKY, H., 1998, Gletscher vergehen - Gletscherseen entstehen. In: Mitteilungen des OeAV, Heft 2/98; mit 3 Fotos. Innsbruck, S. 14-16.
- WIESENEGGER, H. und H. SLUPETZKY, 2005, Glazialhydrologische Aspekte des Jahres 2003 im "Hohe Tauern Einzugsgebiet" der Salzach, Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich Nr. 83, S. 61 – 81.

FOTOS

© Heinz Slupetzky und Hans Wiesenegger

Anschrift der Verfasser:

Dr. Heinz Slupetzky
Univ. Prof. i. R. der Universität Salzburg
Fachbereich Geographie und Geologie
Hellbrunnerstrasse 34
5020 Salzburg

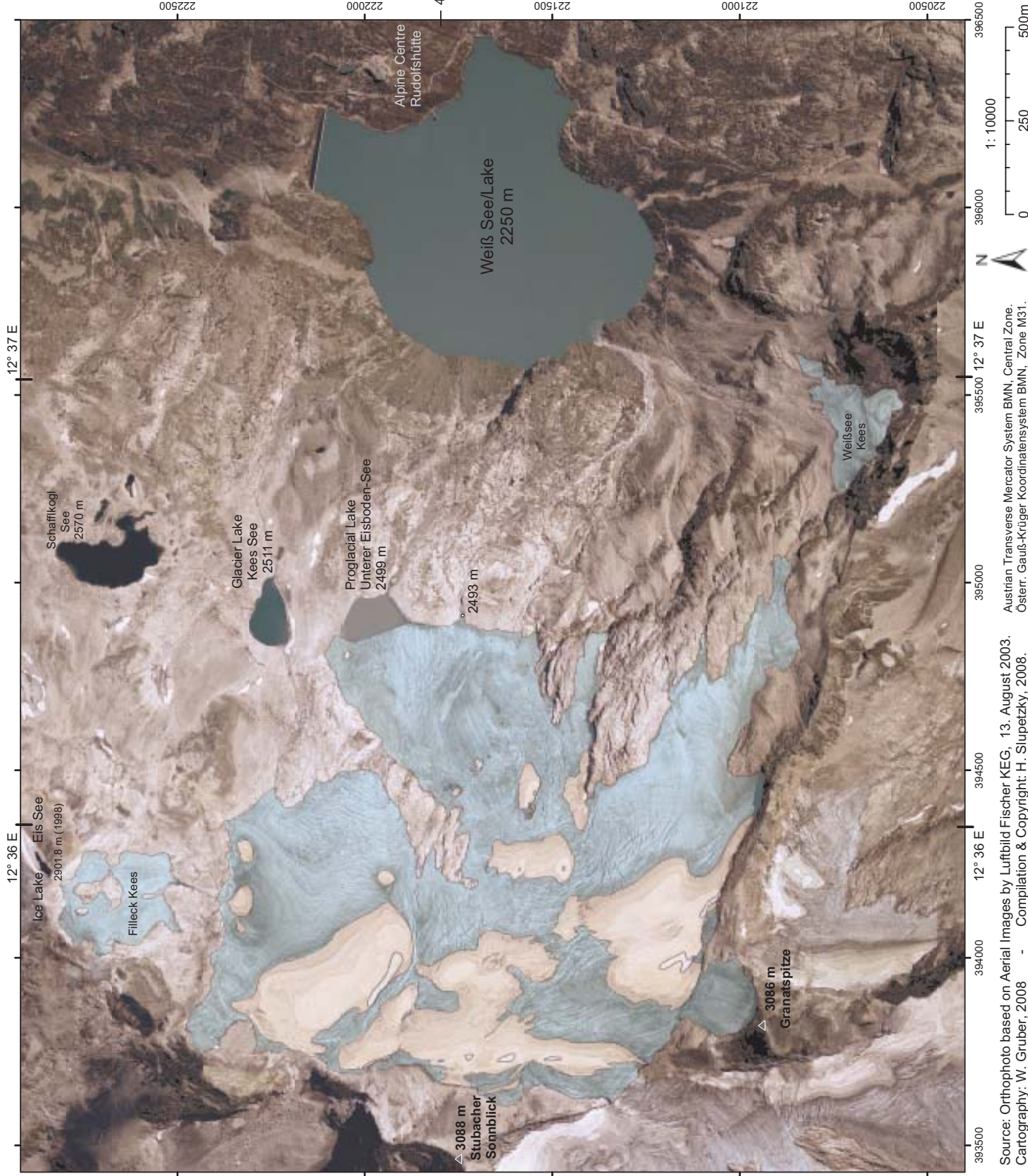
Dipl. Ing. Hans Wiesenegger
Amt der Salzburger Landesregierung
Hydrographischer Dienst
Michael Pacherstrasse 36
5020 Salzburg

Email: Heinz.Slupetzky@sbg.ac.at

Email: hans.wiesenegger@salzburg.gv.at

STUBACHER SONNBLICKKEES

Max. Snow Depletion / Max. Ausaperung / 10. Sept. 2003

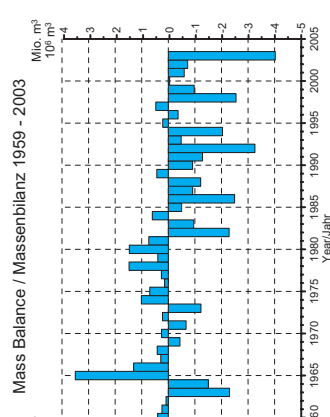


Rudolfshütte

47°08'N

Mio. m³

10⁶ m³



Stubacher Sonnblick Kees/Glacier

Ice Edge

August 13, 2003

Accumulation Area
Akkumulationsgebiet

Old Snow Patches
Altschneeflecken

Ablation Area
Ablationsgebiet

Ice / Eis



393500

394000

394500

395000

395500

396000

396500

397000

397500

398000

398500

399000

399500

400000

400500

401000

401500

402000

402500

403000

403500

404000

404500

405000

405500

406000

406500

407000

407500

408000

408500

409000

409500

410000

410500

411000

411500

412000

412500

413000

413500

414000

414500

415000

415500

416000

416500

417000

417500

418000

418500

419000

419500

420000

420500

421000

421500

422000

422500

423000

423500

424000

424500

425000

425500

426000

426500

427000

427500

428000

428500

429000

429500

430000

430500

431000

431500

432000

432500

433000

433500

434000

434500

435000

435500

436000

436500

437000

437500

438000

438500

439000

439500

440000

440500

441000

441500

442000

442500

443000

443500

444000

444500

445000

445500

446000

446500

447000

447500

448000

448500

449000

449500

450000

450500

451000

451500

452000

452500

453000

453500

454000

454500

455000

455500

456000

456500

457000

457500

458000

458500

459000

459500

460000

460500

461000

461500

462000

462500

463000

463500

464000

464500

465000

465500

466000

466500

467000

467500

468000

468500

469000

469500

470000

470500

471000

471500

472000

472500

473000

473500

474000

474500

475000

475500

476000

476500

477000

477500

478000

478500

479000

479500

480000

480500

481000

481500

482000

482500

483000

483500

484000

484500

485000

485500

486000

486500

487000

487500

488000

488500

489000

489500

490000

490500

491000

491500

492000

492500

493000

493500

494000

494500

495000

495500

496000

496500

497000

497500

498000

498500

499000

499500

500000

500500

501000

501500

502000

502500

503000

503500

504000

504500

505000

505500

506000

506500

507000

507500

508000

508500

509000

509500

510000

510500

511000

511500

512000

512500

513000

513500

514000

514500

515000

515500

516000

516500

517000

517500

518000

518500

519000

519500

520000

520500

521000

521500

522000

Blockgletscher und ihre hydrologische Bedeutung im Hochgebirge

Karl Krainer und Markus Ribis

1. Einleitung

Das Vorhandensein von Permafrost in den Alpen war vor 20 Jahren nur einer relativ kleinen Gruppe von Fachleuten bekannt. Erst der Klimawandel mit seiner seit etwa 1990 spürbaren Erwärmung hat auch in der Öffentlichkeit das Interesse für den Permafrost in den Alpen geweckt. Der Grund dafür ist das verstärkte Abschmelzen des Permafrost-Eises in den Sommermonaten und eine damit einhergehende zunehmende Destabilisierung steiler Bergflanken, verbunden mit verstärkter Steinschlagaktivität.

Permafrost tritt in den Alpen in unterschiedlicher Form auf. Die weitaus häufigste Form des Permafrostes in den Alpen sind die Blockgletscher. Daneben tritt Permafrost auch im Lockergestein außerhalb der Blockgletscher und im Festgestein in Form des Spaltenfrostes auf.

Alle Formen des alpinen Permafrostes enthalten Eis, wobei der weitaus größte Anteil des Permafrost-Eises vermutlich in den zahlreichen Blockgletschern anzutreffen ist. Allerdings kann derzeit nicht abgeschätzt werden, wie viel Eis letztendlich im alpinen Permafrost gebunden ist. Dazu fehlen Angaben über die Verbreitung, den Eisanteil und die Mächtigkeiten des Permafrostes.

Da im alpinen Permafrost beträchtliche Eismengen gespeichert sind, könnte sich das verstärkte Abschmelzen des Permafrost-Eises auch auf das Abflussgeschehen im Hochgebirge auswirken.

Seit einigen Jahren werden von uns im Rahmen von Forschungsprojekten an ausgewählten Beispielen umfangreiche Untersuchungen zum besseren Verständnis des Permafrostes in den Alpen durchgeführt.

Diese Untersuchungen umfassen geologische und geomorphologische Detailkartierungen, sedimentologische Untersuchungen (v.a. Korngrößenverteilung), Bodentemperaturmessungen (bis in eine Tiefe von 2 m), hydrologische Untersuchungen (Wassertemperatur, elektrische Leitfähigkeit, Abflussmessungen, Wasserchemie, Sauerstoffisotope, Tracerversuche), Bewegungsmessungen mit differentiellm GPS und geophysikalische Messungen (Seismik, Georadar, Gravimetrie) zur Untersuchung der Mächtigkeit, des

internen Aufbaues und Eisgehaltes von Permafrostbereichen, insbesondere von aktiven Blockgletschern. Diese Untersuchungen werden in den Öztaler Alpen (Kauertal, Öztal) sowie in Südtirol (Schnalstal, Ultental, Dolomiten, Rieserferner Gruppe) durchgeführt (Berger et al. 2004; Hausmann et al. 2007; Krainer & Lang 2007; Krainer & Mostler 1999, 2000, 2001, 2002, 2004, 2006; Krainer et al. 2002, 2007; Mair et al. 2008).

Blockgletscher zählen zwar zu den auffälligsten und häufigsten morphologischen Erscheinungsformen des alpinen Permafrostes, trotzdem wurde diesem Phänomen bei uns bisher nur sehr wenig Aufmerksamkeit geschenkt. Erst in den letzten Jahren hat das wissenschaftliche Interesse an den Blockgletschern stark zugenommen, vor allem im Zusammenhang mit der gegenwärtigen Klimaänderung.

Wir wissen zwar, dass in den letzten 150 Jahren durch die Erwärmung und den damit verbundenen Anstieg der klimatischen Schneegrenze um ca. 100 m die Alpengletscher über ein Drittel ihrer Fläche und mehr als die Hälfte ihrer Eismassen verloren haben.

Wir wissen allerdings nicht, wie sich in diesem Zeitraum der alpine Permafrost, vor allem die vielen aktiven Blockgletscher verändert haben, denn das Eis des Permafrostes ist unter einer bis zu mehrere Meter dicken Schuttlage verborgen und daher direkten Untersuchungen nicht zugänglich.

2. Was sind Blockgletscher?

Blockgletscher sind lappen- bis zungenförmige Körper aus gefrorenem Lockermaterial (Hangschutt, Moräne) und Eislinsen oder Eiskörpern, die sich deutlich von ihrer Umgebung abheben und sich langsam hangabwärts bewegen. Blockgletscher sind Erscheinungen des alpinen Permafrostes, können aber auch aus zurückschmelzenden, schuttbedeckten Kargletschern entstehen.

Man unterscheidet a) aktive Blockgletscher, die Eis enthalten und sich langsam hangabwärts bewegen, b) inaktive Blockgletscher, die auch noch Eis enthalten, sich aber nicht mehr bewegen, und c) fossile Blockgletscher, die kein Eis mehr enthalten (siehe Barsch 1996).

Blockgletscher sind meist einige 100 m lang und 100 – 200 m breit. Einzelne Blockgletscher in den Öztaler und Stubaier Alpen erreichen eine Länge von bis zu 1.5 km (Abb.n 1 bis 5). Die meisten Blockgletscher findet man in den Zentralalpen, insbesondere in jenen Gebirgsgruppen, die aus Altkristallingesteinen aufgebaut sind. Insgesamt gibt es in Österreich mehrere hundert aktive Blockgletscher.

Allein in den Öztaler Alpen befinden sich zahlreiche Blockgletscher, davon sind viele heute noch aktiv. Als Beispiel sei hier das Kaunertal angeführt: Im Einzugsgebiet des Kaunertales wurden insgesamt 121 Blockgletscher festgestellt, die eine Fläche von insgesamt 7,25 km² bedecken (Abb. 10). Davon wurden 40 als aktiv, 47 als inaktiv und 34 als fossil eingestuft. Die aktiven Blockgletscher bedecken eine Fläche von 3,47 km², die inaktiven 2,22 km² und die fossilen 1,56 km². Der größte aktive Blockgletscher im Kaunertal ist 1340 m lang, bis zu 380 m breit und bedeckt 0,367 km².

Aktive Blockgletscher sind gekennzeichnet durch eine sehr steile Stirn aus frischem Gesteinsmaterial mit einem Böschungswinkel von ca. 40° (Abb.n 1 bis 4). Unter einer bis zu mehrere Meter mächtigen, aus grobem Blockwerk bestehenden, ungefrorenen Schuttlage folgt der gefrorene Kern, der entweder aus einem Gemisch aus Eis und Gesteinsmaterial oder aus mehr oder weniger reinem Gletschereis besteht. Blockgletscher sind meist 30 – 50 m mächtig.

Aktive Blockgletscher weisen eine typische Oberflächenmorphologie aus transversalen und longitudinalen Rücken und Vertiefungen auf (Abb.n 1 bis 5). Im Wurzelbereich der Blockgletscher ist häufig eine Senke ausgebildet, in der sich im Sommer die Schmelzwässer zu einem kleinen See sammeln. Am Fuß der steilen Stirn entspringt meist eine Quelle (Abb. 3). Die Wassertemperatur der Blockgletscherquellen liegt den ganzen Sommer hindurch konstant bei knapp unter 1 °C. Die Fließgeschwindigkeit aktiver Blockgletscher liegt meist bei einigen Dezimetern pro Jahr. Einzelne Blockgletscher bewegen sich bis zu mehreren Metern pro Jahr. Der spektakuläre Blockgletscher in der Inneren Ölgrube mit seiner sehr steilen und bis zu 70 m mächtigen Stirn bewegt sich derzeit mit ca. 2 m pro Jahr (Abb. 2).

3. Bedeutung von Blockgletschern

Permafrost, dazu zählen auch die aktiven Blockgletscher, ist in den Alpen oberhalb der Waldgrenze weit verbreitet und kann lokal beträchtliche Mächtigkeiten erreichen. Veränderungen des Permafrostes sind nahezu unbekannt, weil das Permafrosteis unter einer mehr oder weniger dicken, nicht gefrorenen Schuttlage verborgen und daher direkten Untersuchungen nicht zugänglich ist.

Die gegenwärtige Erwärmung führt in den Permafrostbereichen des Hochgebirges durch das verstärkte Abschmelzen des Permafrosteises zu einer zunehmenden Instabilität des Untergrundes. Die Folgen sind verstärkte Massenbewegungen, insbesondere Steinschlag- und Felssturzprozesse in steilen Felsflanken sowie eine zunehmende Gefährdung von

Straßen, Schipisten und vor allem Schilften und Seilbahnen (Beispiel Weißseespitze im Kaunertal).

In aktiven Blockgletschern sind beträchtliche Wassermengen in Form von Eis gespeichert, wodurch sie zu einem bedeutenden hydrologischen Faktor im Hochgebirge werden. Durch die ungefrorene Schuttlage geschützt, schmilzt das Eis der Blockgletscher allerdings viel langsamer als das Eis der Gletscher. Außerdem kann Eis zu bestimmten Jahreszeiten auch wieder neu gebildet werden.

Zur Untersuchung des Abflussverhaltens aktiver Blockgletscher wurden von uns bereits vor einigen Jahren an mehreren Blockgletschern Pegelmessstellen eingerichtet (Abb. 6). Die bisherigen Daten zeigen, dass der Abfluss sehr stark von den lokalen Witterungsverhältnissen bestimmt wird. Der Abfluss ist durch ausgeprägte saisonale und tägliche Schwankungen gekennzeichnet. Mit Beginn der Schneeschmelze, die meist Anfang Mai einsetzt, steigt der Abfluss stark an und erreicht meist im Juni seinen Höhepunkt. Kaltlufteinbrüche führen kurzfristig zu einem starken Rückgang, während Niederschlagsereignisse (Regen) zu extremen Abflussspitzen führen. Während der Schneeschmelze sind vor allem an Schönwettertagen auch ausgeprägte tageszeitliche Schwankungen erkennbar, mit Abflussspitzen in den späten Abendstunden und Abflussminima um die Mittagszeit. Sobald der winterliche Schnee geschmolzen ist (meist Anfang August), geht der Abfluss rapide zurück und Tagesschwankungen sind kaum mehr erkennbar (Abb. 7, 8). Dies zeigt, dass der Großteil des Abflusses von der Schneeschmelze und vom sommerlichen Niederschlag stammt und dass nur ein geringer Teil auf abschmelzendes Eis und auf Grundwasser bzw. Bergwasser zurückzuführen ist. Dies geht auch aus der Untersuchung stabiler Isotope hervor (Krainer & Mostler, 2002; Krainer et al. 2007).

Die Wassertemperatur an der Quelle aktiver Blockgletscher bleibt über die gesamte Schmelzperiode konstant niedrig, meist knapp unter 1 °C. Diese niedrige Wassertemperatur ist darauf zurückzuführen, dass das Wasser auf seinem Weg durch den Blockgletscher in Kontakt mit Eis steht. Im Spätherbst versiegt entweder die Blockgletscherquelle völlig oder die Schüttung geht auf extrem niedrige Werte (meist um 1 l/s) zurück.

Die höchsten Abflusswerte bei aktiven Blockgletschern wurden im extrem heißen Sommer 2003 mit knapp über 1000 l/s im Kaunertal (Blockgletscher Ölgrube und Kaiserberg) gemessen.

Auch fossile Blockgletscher stellen bedeutende Wasserspeicher dar, was zuletzt in den Niederen Tauern untersucht wurde (Untersweg & Proske 1996).

Beispiel Hochebenkar-Blockgletscher

Als Beispiel für einen aktiven Blockgletscher soll hier der Hochebenkar-Blockgletscher kurz vorgestellt werden. Der Hochebenkar-Blockgletscher weist die weltweit längste Messreihe an einem aktiven Blockgletscher auf, an diesem Blockgletscher werden seit über 60 Jahren Bewegungsmessungen durchgeführt (Pillewizer 1938, 1957; Vietoris 1958, 1972; Haeberli & Patzelt 1982; Kaufmann 1996; Schneider & Schneider 2001; Kaufmann and Ladstätter 2002, 2003; Ladstätter and Kaufmann 2005).

Nach Kaufmann (1996) ist die Stirn des Blockgletschers innerhalb von 50 Jahren um 148 m vorgestoßen, was für diesen Zeitraum eine durchschnittliche jährliche Fließgeschwindigkeit von 3 m ergibt. Die höchsten jährlichen Fließbewegungen wurden mit 5 m im untersten Messprofil gemessen.

Der Hochebenkar-Blockgletscher liegt im Äußeren Hochebenkar, einem nach NW ausgerichteten Kar in den südlichen Ötztaler Alpen ca. 4.3 km SSW von Obergurgl im hinteren Ötztal (Tirol).

Es ist ein aktiver, zungenförmiger Blockgletscher, dessen Zunge auf 2360 m und dessen Wurzelzone in 2840 m Seehöhe liegt. Der Blockgletscher ist 1550 m lang, bis zu 160 m breit im Bereich der Zunge, bis zu 335 m im mittleren Bereich und bis zu 470 m im oberen Bereich. Der Blockgletscher bedeckt eine Fläche von 0.4 km², das Einzugsgebiet misst insgesamt 1 km².

Die oberflächliche Schuttlage ist sehr grobblockig, die Korngröße variiert stark. Bereiche mit Blöcken im dm-Bereich wechseln mit Bereichen mit Blöcken im m-Bereich. Stellenweise sind ausgeprägte longitudinale und transversale Rücken und Vertiefungen (Loben) zu erkennen. Im westlichen Bereich der Wurzelzone ist eine leichte Depression ausgebildet.

Die Stirn des Blockgletschers ist steil und vegetationsfrei. Auch die Ränder sind sehr steil, stellenweise inaktiv und mit etwas Vegetation bedeckt. An der Oberfläche ist stellenweise etwas Vegetation vorhanden, und zwar in Bereichen mit viel feinkörnigem Material.

Der Blockgletscher wird vom Hochebenkamm mit Schuttmaterial versorgt, das durch Frostverwitterung in den steilen Felsflanken bereitgestellt wird. Das Festgestein im Einzugsgebiet besteht aus Paragneis und Glimmerschiefer des Ötztal-Stubai-Alt-kristallins.

Im Winter 2007/2008 durchgeführte BTS-Messungen (BTS = Basistemperatur der Schneedecke) zeigten deutlich tiefere Temperaturen am Blockgletscher als außerhalb des Blockgletschers auf permafrostfreiem Untergrund (siehe auch Abb. 9). Dies und die

Quelltemperaturen zeigen eindeutig, dass dieser Blockgletscher Eis enthält. Die Quelltemperaturen liegen den ganzen Sommer über $< 1.5^{\circ}\text{C}$, häufig sogar $< 1.0^{\circ}\text{C}$.

Zur Messung des Abflusses wurde unterhalb der Quelle, die an der Ostseite entspringt, im Frühjahr 2007 eine Pegelmessstelle eingerichtet. An dieser Quelle entspringen etwa 30% des Gesamtabflusses. Im Herbst 2008 wurde seitens des Sachgebietes Hydrographie und Hydrologie in der Abteilung Wasserwirtschaft beim Amt der Tiroler Landesregierung unterhalb der Stirn des Blockgletschers zur Messung des Gesamtabflusses eine Pegelmessstelle zur automatisierten Erfassung von Schüttung, Temperatur und elektrischer Leitfähigkeit der Quelle errichtet.



Abb. 1: Aktiver Blockgletscher im Inneren Reichenkar (westliche Stubaier Alpen) mit markanter zungenförmiger Form, deutlich ausgeprägter Oberflächenmorphologie und steiler frischer Stirn. Der Blockgletscher weist im Stirnbereich jährliche Bewegungsraten von bis zu 3 m auf. Am Fuße der Stirn entspringt eine Blockgletscherquelle, ca. 30 m unterhalb der Quelle wurde eine Pegelstation eingerichtet (siehe Abb.6).



Abb. 2: Der aktive Blockgletscher in der Inneren Ölgrube (Kaunertal) besteht aus zwei Zungen. Die Zunge links im Bild ist bis zu 60 m mächtig, die Stirn ist sehr steil. Deutlich erkennbar ist die Oberflächenmorphologie des Blockgletschers. Die Zunge links im Bild weist derzeit jährliche Bewegungsraten von bis zu 2 m auf.



Abb. 3: Aktiver Blockgletscher im Kaiserbergtal (Kaunertal, Glockturmkeim) mit deutlicher, durch die Fließbewegung verursachter Oberflächenmorphologie. Die Stirn ist sehr steil, am Fuße der Stirn entspringt eine Blockgletscherquelle.



Abb. 4: Blick vom Glockturm in das hintere Radurschltal (westliche Ötztaler Alpen) mit zahlreichen aktiven, inaktiven und fossilen Blockgletschern.

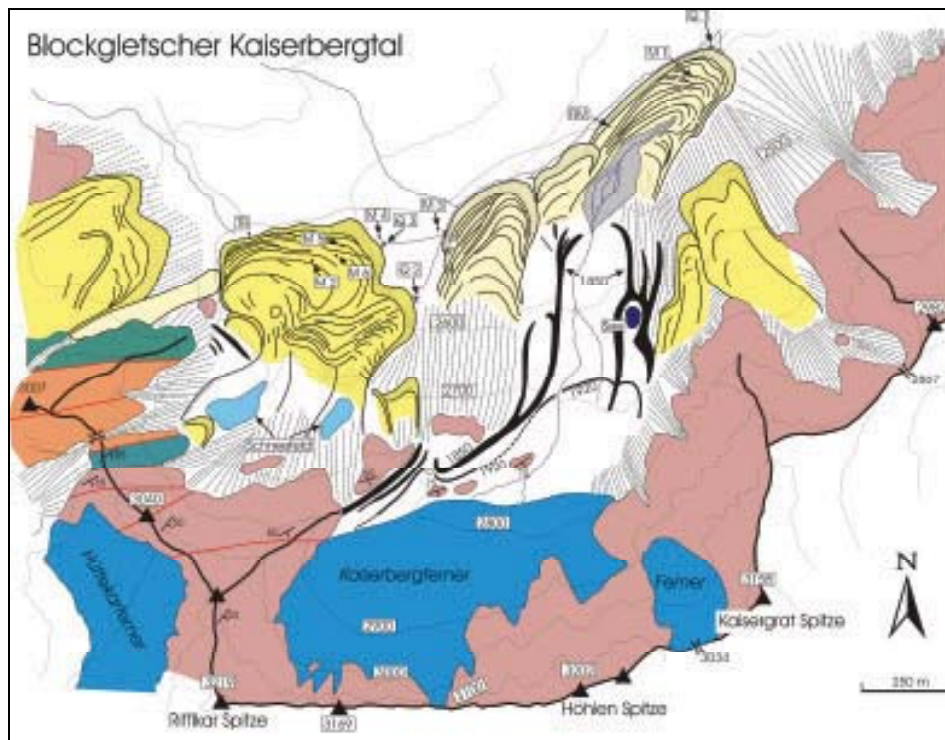


Abb. 5: Geologisch-morphologische Karte des hinteren Kaiserbergtales (Kauertal, Glocknerkamm) mit mehreren Blockgletschern.



Abb. 6: Automatische Pegelstation ca. 30 m unterhalb der Stirn des Blockgletschers im Inneren Reichenkar, ausgestattet mit einer Druckpegelsonde und einem Temperaturfühler (Micro von Logotronic).

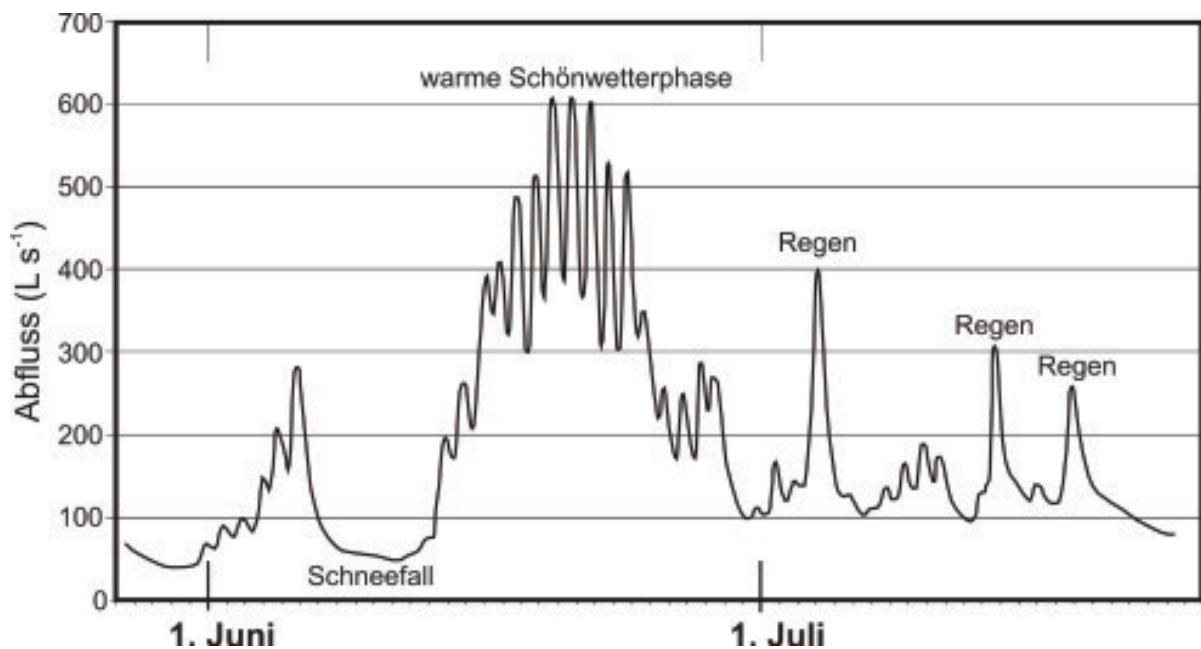


Abb. 7: Abflussganglinie des aktiven Blockgletschers im Kaiserbergtal für Juni und Juli 2002. Nach der kühlen Phase zwischen 7. und 12. Juni mit geringen Abflusswerten folgte eine Warmwetterperiode mit Spitzenabflüssen bis zu 600 l/s und ausgeprägten Tagesschwankungen zwischen 19. und 25. Juni. Danach ging der Abfluss merklich zurück, unterbrochen durch einzelne Peaks, die auf Niederschlagsereignisse zurückzuführen sind.

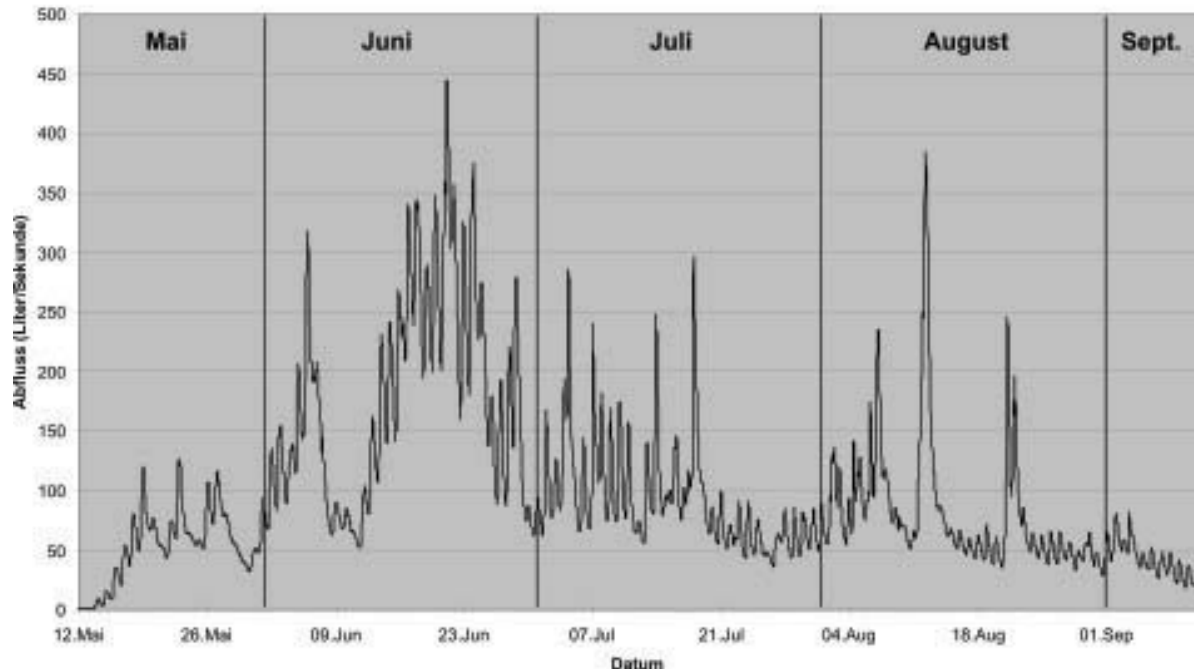


Abb. 8: Abflussganglinie für den aktiven Blockgletscher im Inneren Reichenkar für das Jahr 2002. Die Schneeschmelze hat um den 11. Mai eingesetzt, ein erstes Abflussmaximum wurde Anfang Juni erreicht, gefolgt von einem starken Rückgang als Folge einer kühlen Wetterphase um den 9. Juni. Danach verursachte eine warme Schönwetterperiode hohe Abflüsse mit bis zu 450 l/s und ausgeprägten Tagesschwankungen. Ende Juni ging der Abfluss zurück, unterbrochen durch einzelne, durch Niederschlagsereignisse verursachte Peaks.

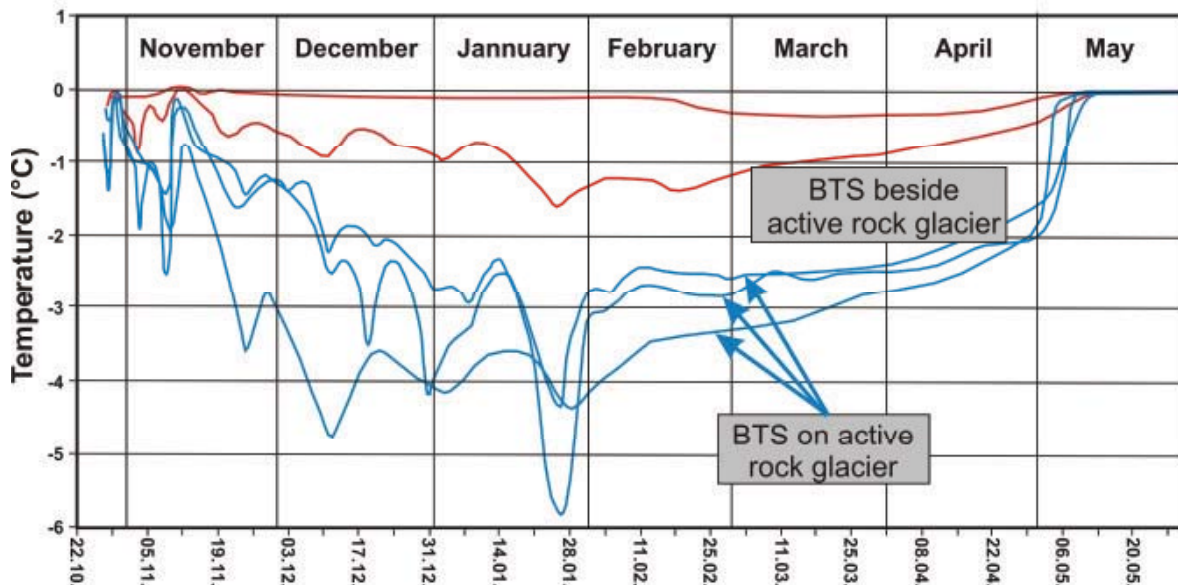


Abb. 9: Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS) für den Winter 1998/1999, gemessen im Bereich des aktiven Blockgletschers im hinteren Kaiserbergtal. Am Blockgletscher wurden an der Basis der winterlichen Schneedecke deutlich tiefere Temperaturen gemessen als außerhalb des Blockgletschers auf permafrostfreiem Untergrund.



Abb. 10: Übersicht und Aktivität der Blockgletscher im Kaunertal (Tirol)

4. Literaturhinweise

- BARSCH, D. (1996): Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments: Berlin, Springer-Verlag, 331 p.
- BERGER, J., KRAINER, K. and MOSTLER, W. (2004): Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria). – Quaternary Research 62(2004): 233-242.
- HAEBERLI, W. & PATZELT, G. (1982): Permafrostkartierung im Gebiet der Hochebenkar-Blockgletscher, Obergurgl, Öztaler Alpen: Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, v. 18, no. 2, p. 127-150.
- HAUSMANN, H., KRAINER, K., BRÜCKL, E. and MOSTLER, W. (2007): Internal Structure and Ice Content of Reichenkar Rock Glacier (Stubai Alps, Austria) Assessed by Geophysical Investigations. Permafrost and Periglacial Processes 18: 351-367. DOI: 10.1002/ppp.60.
- KAUFMANN, V. (1996): Geomorphometric monitoring of active rock glaciers in the Austrian Alps. - 4th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography. Karlstad - Kiruna - Tromso, August 19-29, 1996:97-113.
- KAUFMANN, V. and LADSTÄTTER, R. (2002): Spatio-temporal analysis of the dynamic behaviour of the Hochebenkar rock glaciers (Oetztal Alps, Austria) by means of digital photogrammetric methods. - Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung 37: 119-140.
- KAUFMANN, V. and LADSTÄTTER, R. (2003): Quantitative analysis of rock glacier creep by means of digital photogrammetry using multi-temporal aerial photographs: two case studies in the Austrian Alps. In: Phillips, M., Springman, S.M. and Arenson, L.U. (eds), Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, 21-25 July 2003, Zürich, Switzerland, Vol. 1:525-530.
- KRAINER, K. & LANG, K. (2007): Active rock glaciers at Hohe Gaisl (Eastern Dolomites). Geo.Alp, Vol. 4: 127-131 (field guide Sediment 2007).
- KRAINER, K. & MOSTLER, W. (1999): Aktive Blockgletscher als Transportsysteme für Schuttmassen im Hochgebirge. – Geoforum Umhausen (Ötztal), 14.-16. Okt. 199, p. 12-13.

- KRAINER, K. & MOSTLER, W. (2000): Reichenkar Rock Glacier, a glacial derived debris-ice system in the Western Stubai Alps, Austria. - *Permafrost and Periglacial Processes*, v. 11:267-275.
- KRAINER, K. & MOSTLER, W. (2001): Aktive Blockgletscher als Transportsysteme für Schuttmassen im Hochgebirge: Der Reichenkar Blockgletscher in den westlichen Stubaier Alpen. – *Geoforum Umhausen*, Bd. 1, 28-43.
- KRAINER, K. & MOSTLER, W. (2001).: Der aktive Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar, Gößnitz Tal (Schobergruppe, Nationalpark Hohe Tauern). – *Wiss. Mitt. Nationalpark Hohe Tauern* 6:139-168.
- KRAINER, K. & MOSTLER, W. (2002): The discharge of active rock glaciers: examples from the Eastern Alps (Austria). *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 34(2):142-149.
- KRAINER, K. und MOSTLER, W. (2004): Ein aktiver Blockgletscher im Sulzkar, westlichen Stubaier Alpen (Tirol). – *Geo.Alp* 1:37-55, Innsbruck.
- KRAINER, K., MOSTLER, W. and SPAN, N. (2002): A glacier-derived, ice-cored rock glacier in the western Stubai Alps (Austria): evidence from ice exposures and ground penetrating radar investigation. – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 38:21-34.
- KRAINER, K. and MOSTLER, W. (2006): Flow velocities of active rock glaciers in the Austrian Alps. – *Geografiska Annaler* 88: 267-280.
- KRAINER, K., MOSTLER, W. and SPÖTL, C. (2007): Discharge from active rock glaciers, Austrian Alps: a stable isotope approach. – *Austrian Journal of Earth Sciences* 100: 102-112.
- LADSTÄTTER, R. and KAUFMANN, V. (2005): Studying the movement of the Outer Hohebenkar rock glacier: Aerial vs. ground-based photogrammetric methods. - 2nd European Conference on Permafrost, Potsdam, Germany, *Terra Nostra* 2005(2):97 (abstract).
- MAIR, V., LANG, K., TAGNIN, S., ZISCHG, A., KRAINER, K., STÖTTER, J., ZILGER, J., BELITZ, K., SCHENK, A., DAMM, B., KLEINDIENST, H., BUCHER, K. & MUNARI, M. (2008): PROALP. Rilevamento e Monitoraggio dei Fenomeni Permafrost. Esperienze della Provincia di Bolzano. – *AINEVA* 64: 50-59.
- PILLEWIZER, W. (1938): Photogrammetrische Gletscheruntersuchungen im Sommer 1938. - *Zeitschr. Ges. Erdkde Berlin* 9/1:367-372.

- PILLEWIZER, W. (1957): Untersuchungen an Blockströmen der Öztaler Alpen: Geomorphologische Abhandlungen des Geographischen Institutes der FU Berlin (Otto-Maull-Festschrift), v. 5, p. 37-50.
- SCHNEIDER, R. & SCHNEIDER, H. (2001): Zur 60-jährigen Messreihe der kurzfristigen Geschwindigkeitsschwankungen am Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar, Öztaler Alpen, Tirol. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 37:1-33.
- UNTERSWEIG, T. & PROSKE, H. (1996): Untersuchungen an einem fossilen Blockgletscher im Hochreichartgebiet (Niedere Tauern, Steiermark): Arb. Inst. Geogr. Univ. Graz, v. 33, p. 201-207.
- VIETORIS, L. (1958): Der Blockgletscher des Äußeren Hochebenkars: Gurgler Berichte, v. 1, p. 41-45.
- VIETORIS, L. (1972): Über die Blockgletscher des Äußeren Hochebenkars: Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, v. 8, p. 169-188.

5. Anschrift der Verfasser

Ao. Univ.-Prof. Dr. Karl Krainer
Institut für Geologie und Paläontologie
Universität Innsbruck
Innrain 52
6020 Innsbruck
Tel.: 0043/512/507/5585
E-Mail: karl.krainer@uibk.ac.at

Mag. Markus Ribis
Wasser Tirol - Wasserdienstleistungs-GmbH
Salurner Straße 6
6020 Innsbruck
Tel.: 0043/512/209100
E-Mail: markus.ribis@wassertirolbuero.at

Schneebeobachtungen und Simulationen in Österreich für hydrologische Zwecke

Juraj Parajka und Günter Blöschl

1. Einleitung

Schnee ist in Österreich eine sehr wichtige Komponente der Wasserbilanz. Das Ausmaß von Schneeschmelze und Schneespeicherung in Einzugsgebieten ist jedoch räumlich und zeitlich sehr variabel, nicht zuletzt wegen der starken topographischen Gliederung Österreichs.

Schneebeobachtungen werden in Österreich von den Hydrographischen Diensten durchgeführt, vor allem Messungen der Schneehöhe, der Neuschneehöhe und, in geringerer Anzahl, des Schneewasserwertes. Neuerdings können Satellitenmessungen von Schneekenngrößen genutzt werden, die eine äußerst interessante Ergänzung der Messungen der Dienste darstellen. Dies gilt insbesondere für die alpinen Teile Österreichs, in denen die Messnetzdicke tendenziell geringer ist, bzw. die Messstellen vor allem in den Tälern liegen. Satellitendaten geben gleichmäßige, flächendeckende Informationen über Schneekenngrößen, unabhängig von den topographischen Gegebenheiten. Allerdings erfordert die Verwendung von Satellitendaten für hydrologische Zwecke spezielle Methoden.

Schneedaten können zum einen direkt für hydrologische Zwecke herangezogen werden, wobei oft eine räumliche Interpolation der Punktwerte notwendig ist. Zum anderen können Schneedaten mit hydrologischen Modellen kombiniert werden. Dies bietet den Vorteil, mehrere Datenarten für Vorhersagen bzw. Simulationen in konsistenter Weise berücksichtigen zu können, wie z.B. Niederschlag, Schneekenngrößen und Abfluss. Dieser Artikel soll einen Überblick geben über aktuelle Arbeiten zum Thema Schnee aus hydrologischer Perspektive in Österreich. Der Schwerpunkt liegt auf der flächendeckenden, regionalen Betrachtung. Dementsprechend kommt Satellitendaten ein hoher Stellenwert zu.

2. Satellitendaten der Schneebedeckung

International gesehen liegt der Schwerpunkt bei der Ermittlung von Schneekenngrößen mittels Satellitendaten oft auf großen Gebieten der Tundra. Für ein Land wie Österreich sind die meisten Satellitendaten hingegen wenig geeignet, da es meist um vergleichsweise kleine Gebiete geht, oft mit Baumvegetation und starkem Relief. Eine Ausnahme bildet die

Bestimmung von Schneebedeckungsmustern, die für die Schneemodellierung sehr aussagekräftig sind. Bei der Auswahl der Sensoren für hydrologische Zwecke ist auf die folgenden Aspekte zu achten:

- Räumliche und zeitliche Auflösung
- Genauigkeit
- Termingerechte Verfügbarkeit (für operationelle Anwendungen)
- Kosten

Unter diesen Gesichtspunkten kommen für österreichische Verhältnisse vor allem zwei Satellitensensoren im sichtbaren bzw. Infrarotbereich in Frage, das Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) und das Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), wobei MODIS auf zwei Satelliten (Aqua und Terra) eingesetzt ist. AVHRR besitzt ca. 1 km Auflösung mit 1-10 Bildern pro Tag, während MODIS ca. 0,5 km Auflösung mit 1-2 Bildern pro Tag besitzt. Eine Einschränkung bei der Verwendung von Satellitendaten in den sichtbaren bzw. infraroten Wellenlängen besteht darin, dass bei Bewölkung die Landoberfläche verdeckt ist, wodurch Schnee und aperer Boden nicht unterschieden werden kann. Deshalb wurden auch Mikrowellensensoren getestet, die durch Bewölkung hindurchsehen können. Aktive Mikrowellensensoren können grundsätzlich Information über feuchten Schnee liefern. Diese Sensoren sind allerdings stark von Vegetation und Geländerauhigkeit beeinflusst. Ein aktiver Mikrowellensensor ist beispielsweise der ASAR-Sensor an Bord des ENVISAT. Passive Mikrowellen können grundsätzlich Information über den Schneewasserwert liefern. Allerdings sind die Pixel sehr groß und das Verfahren ist nur für geringmächtige Schneedecken geeignet. Passive Mikrowellensensoren sind beispielsweise die AMSR-Sensoren an Bord von Terra und ADEOS II. Wegen dieser Probleme sind für hydrologische Zwecke in Österreich die AVHRR- und MODIS-Sensoren gegenüber aktiven und passiven Mikrowellensensoren vorzuziehen. Mehrere Datenzentren in den USA verarbeiten die Rohdaten zu Schneebedeckungsprodukten: NSIDC (www.nsidc.org) erzeugt tägliche Schneebedeckungskarten sowie 8 Tageswerte auf Basis von MODIS für die ganze Welt, die frei im Internet zugänglich sind. NOHRSC (www.nohrsc.noaa.gov) kombiniert zahlreiche Datensätze (einschließlich AVHRR) und Modelle, um verschiedene Schneeprodukte zu erzeugen. NESDIS (www.nesdis.noaa.gov) erzeugt Schneekarten für die nördliche Hemisphäre, die für Wetterprognosemodelle verwendet werden. NOHRSC- und NESDIS-Produkte sind jeweils am nächsten Tag über ftp erhältlich und grundsätzlich kostenpflichtig.

Da MODIS für hydrologische Zwecke in Österreich besonders von Interesse ist, wird hier die Verfügbarkeit und die Genauigkeit des NSIDC-Produktes von MODIS für Österreich näher erläutert (Parajka und Blöschl, 2006, 2008ab). Der MODIS-Schneeerkennungsalgorithmus des NSIDC-Produktes basiert auf der Differenz zwischen den Helligkeiten im infraroten, sichtbaren und kurzwelligen Bereich (Hall et al., 2001). Dichter Wald erschwert die Schneerkennung, deshalb werden je nach Waldbedeckung unterschiedliche Parameter im Algorithmus verwendet. Wenn die Schneerkennung nicht eindeutig ist, werden Pixel als nicht identifiziert klassifiziert, obwohl das in der Regel nur eine sehr kleine Anzahl von Pixeln betrifft. Ein Beispiel der MODIS-Schneebedeckung für den 23.2.2003 ist in Abbildung 1a dargestellt. Man sieht die sehr gute Übereinstimmung mit den Schneehöhendaten der hydrographischen Dienste (Abbildung 1b).

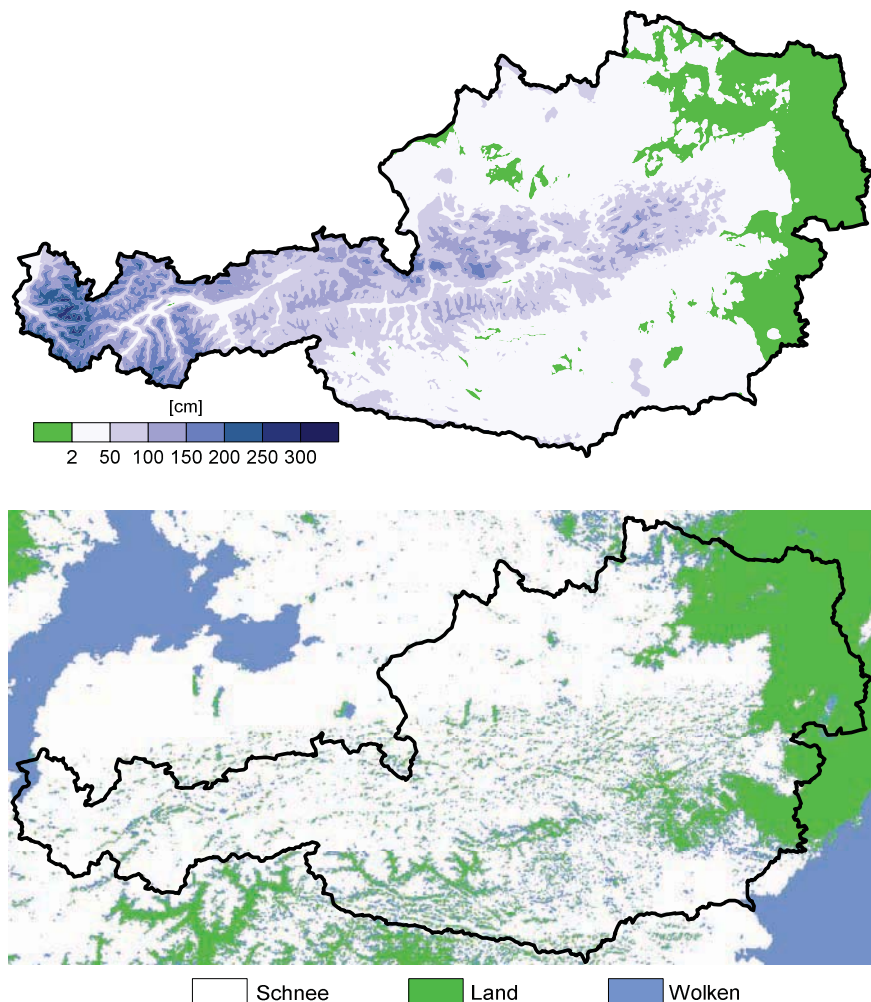


Abb. 1: (a) Aus Stationsdaten interpolierte Schneehöhen für den 23.2.2003; (b) MODIS-Schneebedeckung für den gleichen Termin

Wie erwähnt arbeiten die MODIS-Sensoren im sichtbaren und nahen Infrarot Bereich. Deswegen verhindern Wolken das Erkennen der Schneebedeckung. Dies ist in Österreich ein großes Problem, da durchschnittlich etwa 2/3 der Tage im Winter bewölkt sind. Der Anteil der durch Wolken verdeckten Pixel kann jedoch durch geeignete Methoden deutlich verringert werden, wenn Satellitenaufnahmen mit hoher zeitlicher Auflösung zur Verfügung stehen. Eine derartige Methode wurde von Parajka und Blöschl (2008a) entwickelt. Dabei werden vorerst die Bilder unterschiedlicher Satellitenplattformen (in diesem Fall Aqua und Terra) am gleichen Tag kombiniert. Eine zusätzliche Reduktion der Wolken ist möglich durch Kombination mit den Bildern der vorhergehenden Tage sowie durch eine Kombination der Pixelwerte mit benachbarten Pixeln (raum-zeitliche Filterung). Alternativ kann die Höhenabhängigkeit der Schneebedeckung für die Reduktion der Bewölkung herangezogen werden. Einen Vergleich der Original-MODIS-Daten mit den beiden Möglichkeiten, die Bewölkung zu reduzieren, zeigt Abbildung 2.

Die Reduktion der Bewölkung wirkt sich unmittelbar auf eine bessere hydrologische Anwendbarkeit der Satellitendaten aus, da die Anzahl der verfügbaren Bilder für ein bestimmtes Gebiet stark ansteigt. Allerdings könnte die Genauigkeit der Schneebedeckungsmuster dadurch sinken. Zu diesem Zwecke testeten Parajka und Blöschl (2006, 2008a) die Genauigkeit dieser Methode durch einen Vergleich mit Bodenmessungen der Schneehöhe an 754 Stationen in Österreich (Abbildung 3). Die Genauigkeit ist hier definiert als Verhältnis der korrekt identifizierten Stationstage zur Gesamtanzahl der Stationstage. Eine Genauigkeit von 90% bedeutet beispielsweise, dass im Durchschnitt in Österreich an 90% der Tage die Schneebedeckung (schneebedeckt bzw. aper) durch MODIS korrekt identifiziert wurde. Die Symbole zeigen verschiedene Methoden zur Reduktion der Wolkenbedeckung jeweils für die Monate Februar und April. Im Februar ist die Genauigkeit der Originaldaten (Aqua bzw. Terra) 85 bzw. 83%. Dabei ist die Wolkenverdeckung etwa 70%. Durch die verschiedenen Methoden kann die Wolkenverdeckung auf 8% reduziert werden. Allerdings sinkt die Genauigkeit etwas ab (auf 78%). Im April liegt die Genauigkeit der Originaldaten bei etwa 88% entsprechend einer Wolkenverdeckung von 70%. Die Wolken können ebenfalls stark reduziert werden, wobei die Genauigkeit nur wenig absinkt. Die Methode ist also sehr wirksam in der Reduktion der Wolkenverdeckung ohne große Genauigkeitseinbußen. Dadurch können die Satellitendaten wesentlich effektiver für hydrologische Zwecke eingesetzt werden.

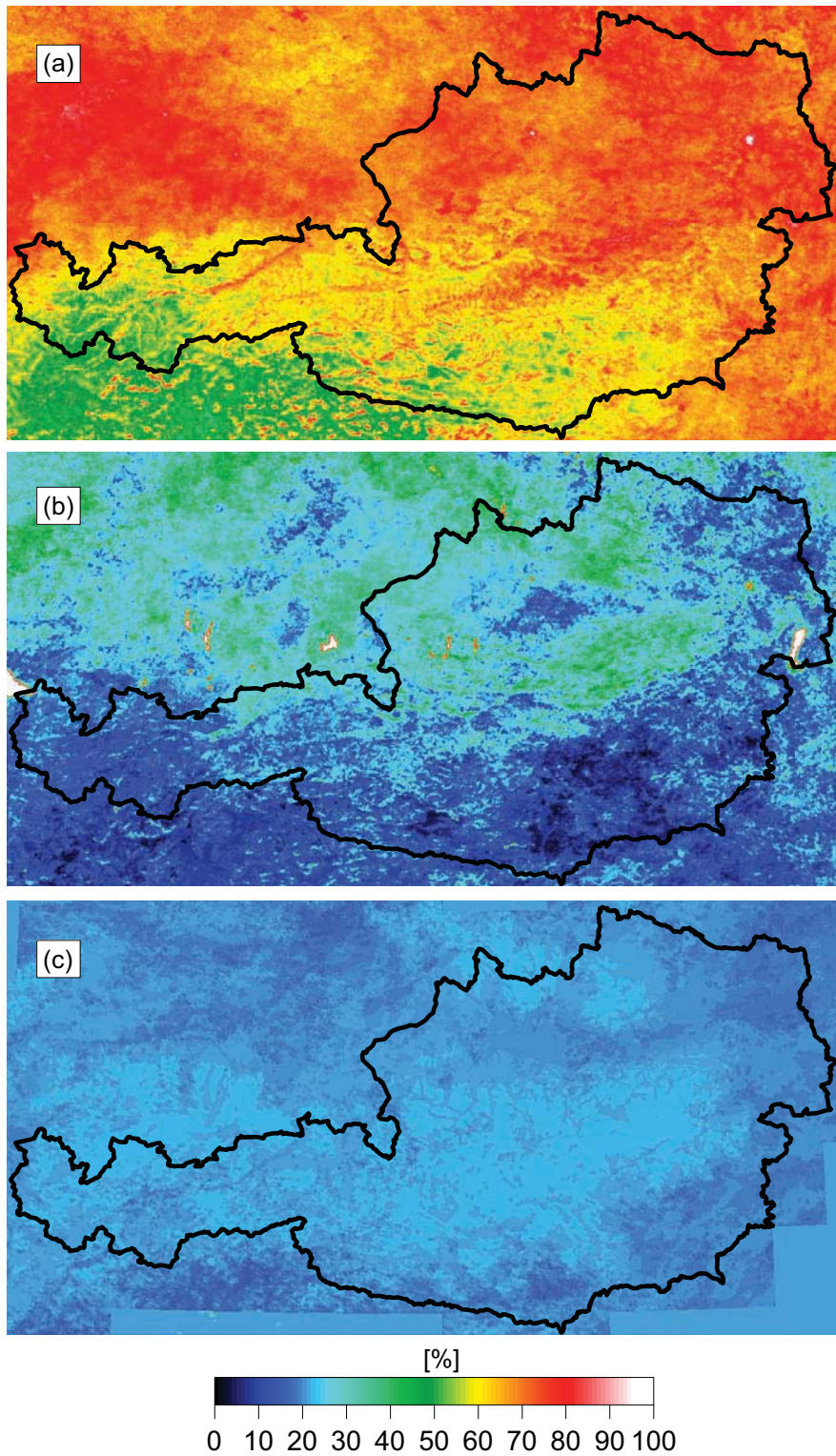


Abb. 2: Räumliche Verteilung der Bewölkung für den Monat Februar im Zeitraum 2003-2006. (a) Ursprüngliche MODIS-Daten (Terra). (b) Mittels raum-zeitlicher Filter reduzierte Bewölkung. (c) Mittels Höhenabhängigkeit reduzierte Bewölkung.

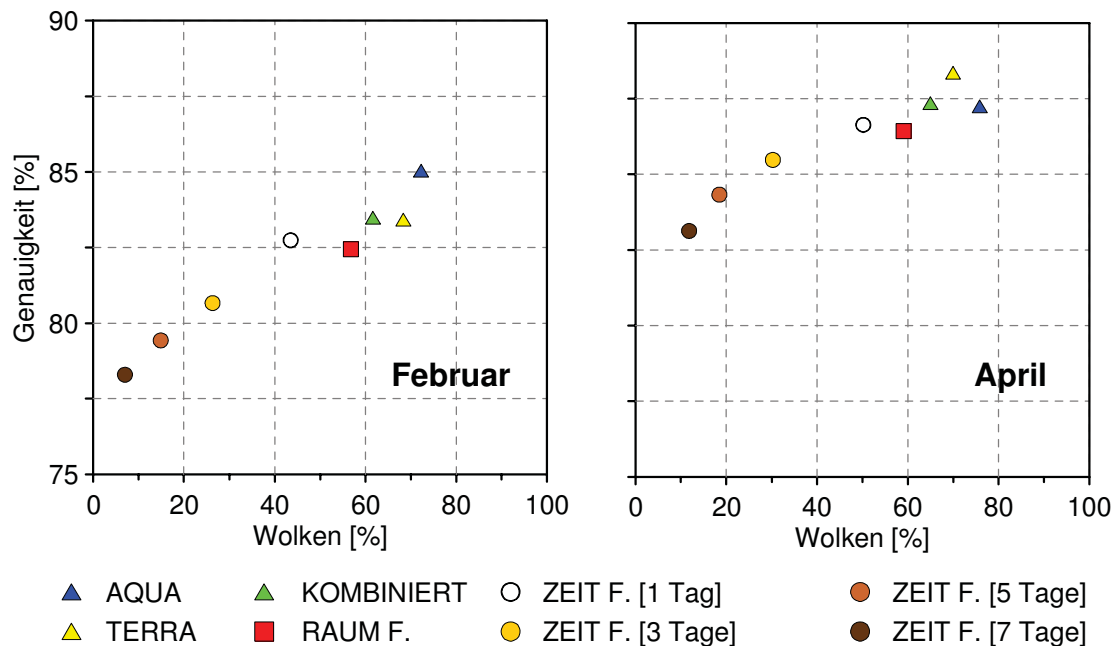


Abb. 3: Genauigkeit der MODIS-Schneeklassifizierung (schneebedeckt bzw. aper) im Vergleich zu Messungen der Schneehöhe im Messnetz des Hydrographischen Dienstes in Österreich. Die Symbole zeigen verschiedene Methoden zur Reduktion der Wolkenverdeckung, wodurch allerdings die Genauigkeit etwas reduziert wird. Dreiecke stellen die Aqua- bzw. Terra-Daten dar, das Quadrat einen räumlichen Filter, Kreise zeitliche Filter (aus Parajka und Blöschl, 2008a).

3. Kombination von Schneebeobachtungen mit hydrologischen Modellen

Die grundsätzliche Überlegung der Kombination von Schneebeobachtungen mit hydrologischen Modellen besteht darin, dass die bei der Simulation verwendeten Punktinformationen (insbesondere Niederschlag, sowie andere meteorologische Daten) ergänzt werden durch flächige Informationen von Schneemustern. Einem Vorschlag von Blöschl et al. (1991) folgend werden deshalb beobachtete Schneemuster in verschiedenen Ländern im Zusammenhang mit der numerischen Modellierung des Schneedeckenaufbaus und der Schneeschmelze eingesetzt (z. B. Wigmosta et al., 1994; Davis et al., 1995; Cline et al., 1998; Blöschl et al., 2002).

Im vorliegenden Beitrag soll die flächendeckende Modellierung der Wasserbilanz (einschließlich Schneekenngrößen) für Österreich, die im Rahmen zweier Europäischer Projekte (AWARE, M.CURIE) durchgeführt wurde (Parajka et al., 2005, 2007, 2008b), dargestellt werden. Die Schwierigkeit bei einer derartigen Wasserbilanzrechnung besteht unter anderem darin, dass die Niederschlagsstationen vor allem in den Tallagen angeordnet

sind und die Hochlagen vergleichsweise wenige Stationen besitzen. Außerdem wird, gerade im Gebirge, der Niederschlag durch die Messung systematisch unterschätzt. Aus beiden Gründen ist der mit hydrologischen Modellen simulierte Schneewasserwert im Gebirge wesentlich unsicherer als im Flachland. Um zuverlässigere Aussagen über die Wasserbilanz zu erhalten, werden auch hier Fernerkundungsdaten der Schneebedeckung herangezogen.

Das hydrologische Modell ist ein kontinuierliches Konzeptmodell ähnlich HBV auf Tagesbasis (Parajka et al., 2005). Es besteht aus einem Schneemodul unter Verwendung des Gradtag-Konzeptes, einem Modul zur Berechnung der Bodenfeuchte und einem Abflussmodul. Die Einzugsgebiete wurden in Höhenstreifen zu je 200 m Seehöhe unterteilt. Für die Höhenstreifen innerhalb eines Pegelinzugsgebietes wurden unterschiedliche Eingangsdaten (Niederschlag, Lufttemperatur), aber die gleichen Modellparameter angesetzt. Die Modellparameter wurden durch Eichung bestimmt. Dafür wurde eine Zielfunktion angesetzt, die aus drei Komponenten besteht – Abweichungen zwischen simulierter und beobachteter Abflussganglinie, Abweichungen zwischen simulierter Schneebedeckung und MODIS-Schneebedeckung sowie Abweichungen von einer zuvor definierten a-priori Verteilung der Parameter. Diese Variante wird als „Eichung mit MODIS“ bezeichnet. Zum Vergleich wurde eine getrennte Eichung durchgeführt, wobei nur Abflussdaten herangezogen wurden (Variante „Eichung ohne MODIS“).

Ein Beispiel ist in Abbildung 4 dargestellt, das die Simulationen mit und ohne Verwendung von MODIS-Daten für den Gschnitzbach bei Steinach am Brenner (111 km²) zeigt. Beim Ereignis im November 2002 wird die Abflusssimulation durch das Einbeziehen von MODIS deutlich verbessert (simulierter Scheitelabfluss von 27 m³/s statt 21 m³/s im Vergleich zu einer Beobachtung von 32 m³/s). Im Mai 2003 wird die Abflusssimulation ebenfalls verbessert wegen der genaueren Schneesimulation. Im Juni 2003 wird die Abflusssimulation hingegen etwas verschlechtert. Die Simulation der Schneehöhen der beiden Varianten sind deutlich unterschiedlich (Abbildung 4 Mitte). Die Simulation der Schneebedeckung der Variante unter Verwendung von MODIS ist wesentlich besser (Abbildung 4 unten). Dieses Beispiel zeigt, dass die Verwendung von Schneeeinformationen differenziert zu sehen ist. Der wesentliche Vorteil des Einbeziehens der Schneeeinformation ist, dass erwartet werden kann, dass das Modell ungewöhnliche Situationen besser erfasst als ein Modell, dem keine Schneeedaten zur Verfügung stehen.

Zur flächendeckenden Beurteilung der Simulationsgüte wurden zwei statistische Kenngrößen betrachtet. Die erste ist die Modelleffizienz des Abflusses nach Nash und Sutcliffe. Eine Modelleffizienz *ME* von 1 bedeutet eine perfekte Übereinstimmung der simulierten mit der

beobachteten Abflussganglinie. Kleinere Werte bedeuten eine schlechtere Übereinstimmung. Die zweite Kenngröße MS ist ein Fehlermaß, das die mittlere Abweichung der Schneebedeckung der hydrologischen Simulation von der MODIS-Sneebedeckung beschreibt. Ein Fehlermaß von 0 bedeutet eine perfekte Übereinstimmung, größere Werte bedeuten eine schlechtere Übereinstimmung. Die räumlichen Muster dieser beiden Kenngrößen sind in Abbildung 5 dargestellt. Wenn die MODIS-Sneedaten in die Eichung einbezogen werden, sinkt die Simulationsgüte des Abflusses im Mittel nur geringfügig, die Simulation der Schneeverhältnisse wird aber wesentlich verbessert. Die Kenngrößen in Abbildung 5 betreffen die mittlere Simulationsgüte des hydrologischen Modells. Im Einzelfall können die MODIS-Daten einen davon abweichenden Effekt auf die Simulationen ausüben.

Wie erwähnt besteht der Vorteil der Kombination von Schneebeobachtungen mit hydrologischen Modellen darin, dass zu erwarten ist, dass die simulierten Schneekenngrößen genauer sind als solche, die aus direkter Interpolation von Schneemessungen entstanden sind. Die größere Genauigkeit betrifft insbesondere die Massenbilanz (Schneewasserwert), die alleine aus Schneehöhendaten nur sehr grob abgeschätzt werden kann, sowie die Höhenabhängigkeit. Auch hier ist durch die Simulation der Schneeakkumulation sowie Schneeschmelze eine genauere räumliche Verteilung als bei Interpolation von Schneemessungen zu erwarten. Die Schneemessungen bilden dennoch eine wichtige Eingangsgröße in die Modellierung, wie in Abbildung 5 gezeigt. Ein wichtiges Ergebnis solcher Simulationen ist die Schneeschmelze, da sie ein direkter Input in die Abflussmodellierung ist (siehe Abbildung 4). Ein anderes wichtiges Ergebnis ist der Schneewasserwert, also das in Form von Schnee in Einzugsgebieten gespeicherte Wasser. Abbildung 6 zeigt das Ergebnis hydrologischer Simulationen. Dargestellt sind die mittleren Schneewasserwerte für die Monate Februar und April in Zeitraum 1976-2006. Die typische, zu erwartende Höhenabhängigkeit sowie räumliche Differenzierung prägt sich in den beiden Monaten durchaus unterschiedlich aus. Derartige Ergebnisse sind eine wertvolle hydrologische Grundlage für eine Reihe wasserwirtschaftlicher Entscheidungen.

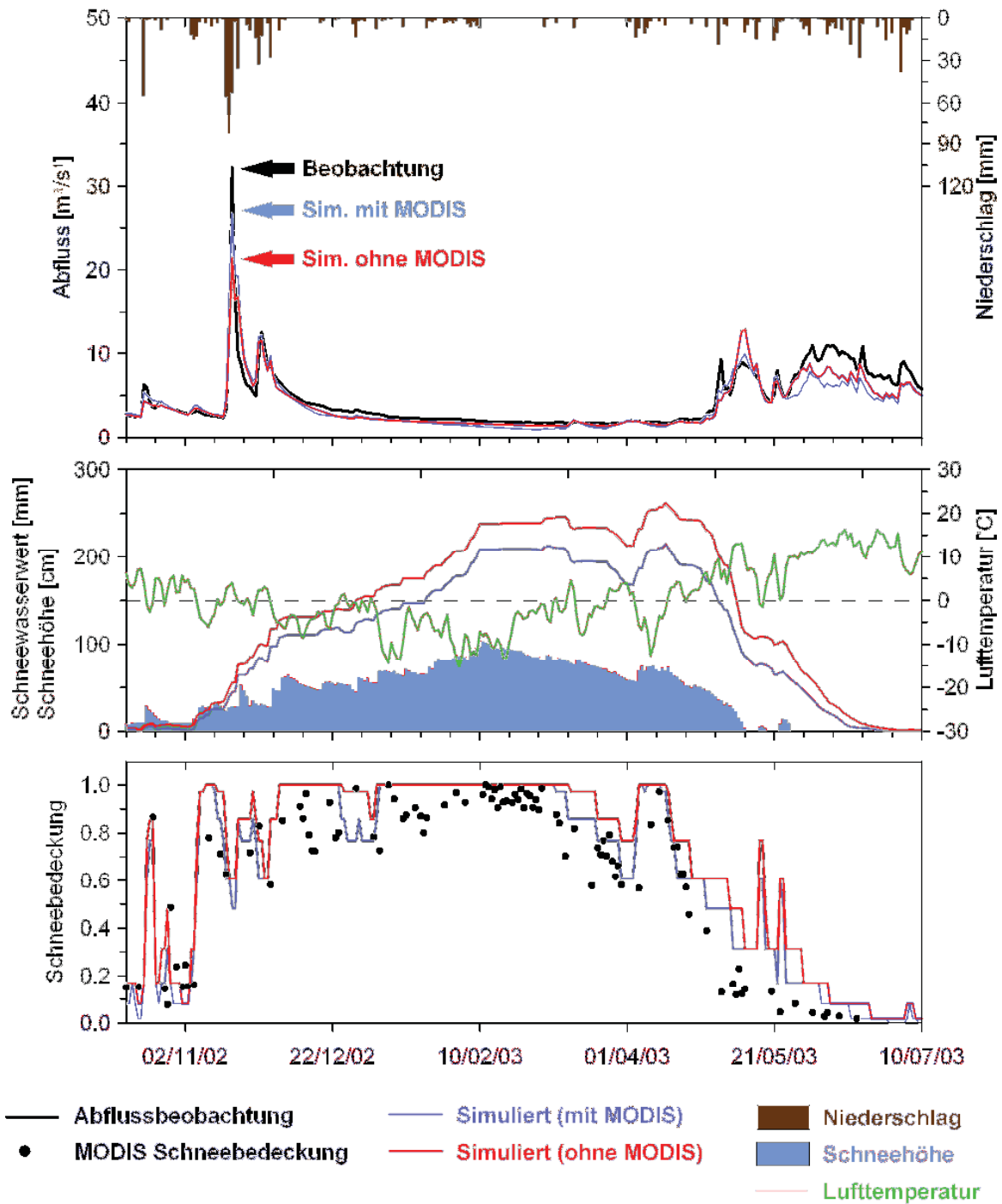


Abb. 4: Simulationen mit und ohne Verwendung von MODIS-Daten für den Gschnitzbach bei Steinach am Brenner (111 km^2). Aus Parajka et al. (2006).

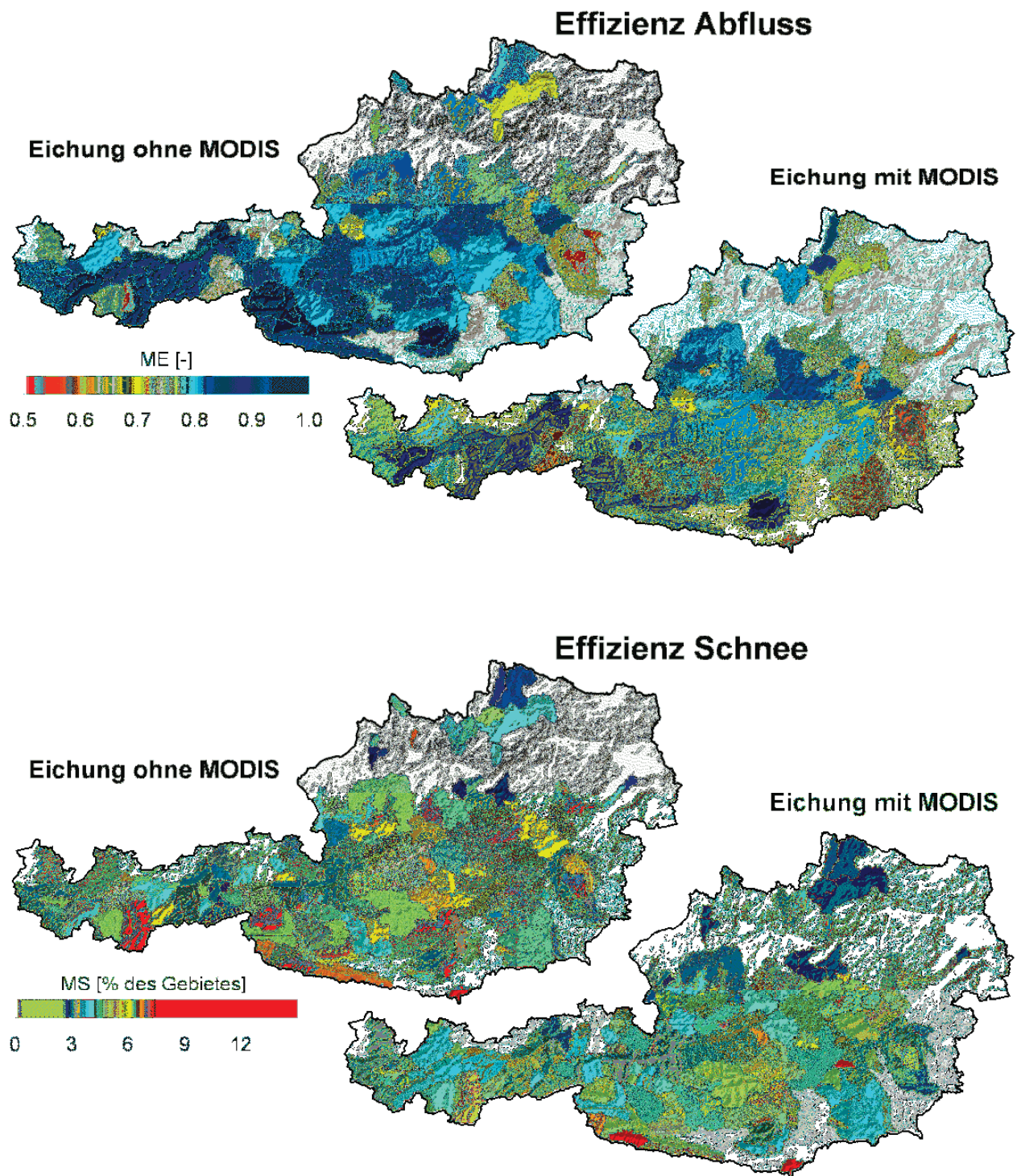


Abb. 5: Oben: Effizienz der Simulation von Tageswerten des Abflusses für die Varianten mit und ohne Verwendung von MODIS. Unten: Fehler der Schneesimulation mit und ohne Verwendung von MODIS. Zeitraum 2000-2003. Rot entspricht schlechten Simulationen, dunkelblau entspricht guten Simulationen. Aus Parajka et al. (2006).

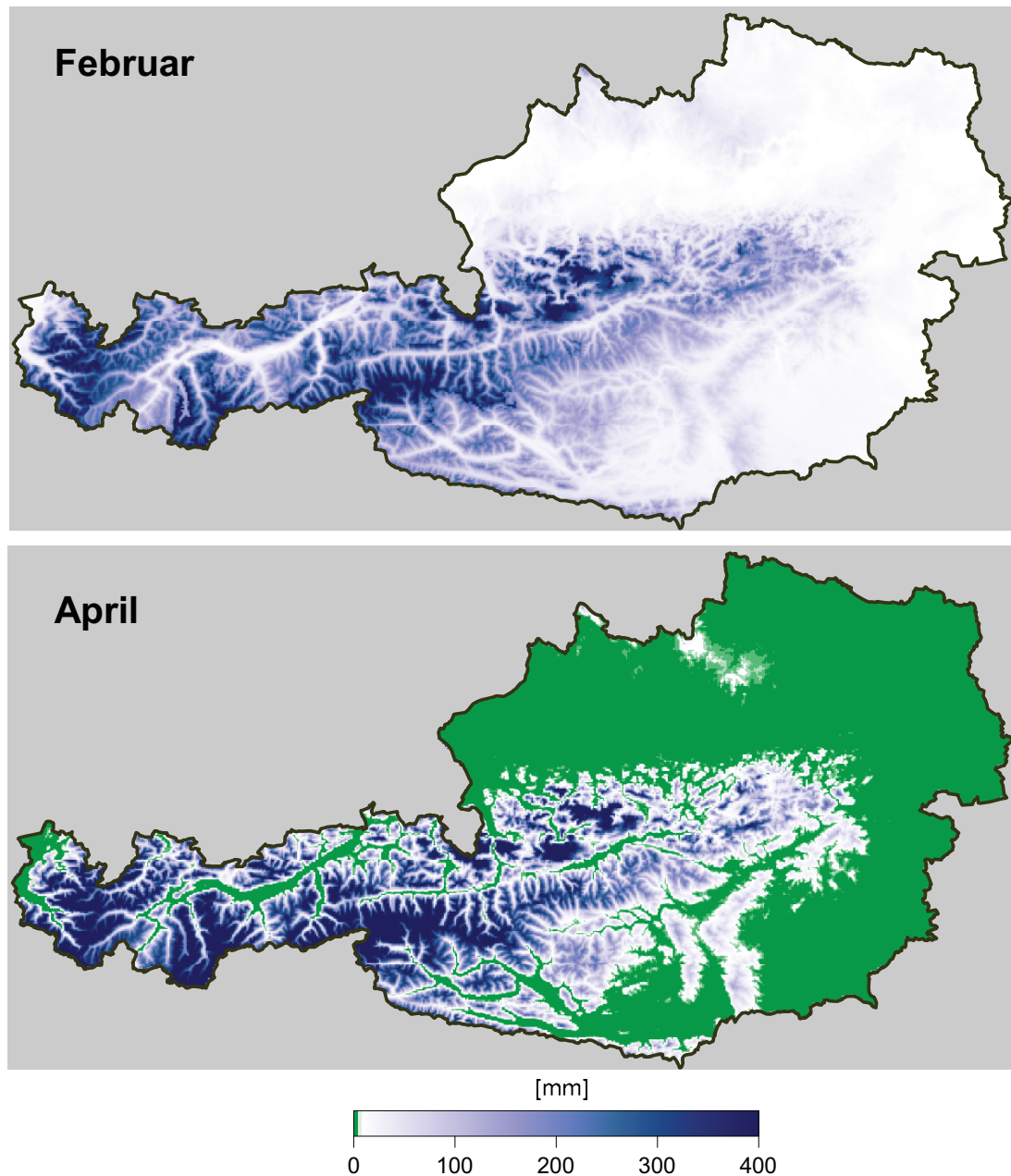


Abb. 6: Mittlere simulierte Schneewasserwerte für die Monate Februar und April in Zeitraum 1976-2006.

4. Zusammenfassung

Schneedaten mit hydrologischen Simulationen zu kombinieren ist ein zeitgemäßer und effizienter Ansatz, die Schneerücklage und die Schneeschmelze in Einzugsgebieten zu bestimmen. Diese Kombination bietet den Vorteil, mehrere Datenarten für Vorhersagen bzw. Simulationen in konsistenter Weise berücksichtigen zu können, wie z.B. Niederschlag, Schneekenngrößen und Abfluss. Zum einen kommen als Schneebeobachtungen die von

Hydrographischen Diensten gemessenen Daten in Frage (besonders Schneehöhendaten). Zum anderen kommen Satellitendaten in Frage, insbesondere AVHRR und MODIS. Analysen der MODIS-Daten zeigten, dass sie für hydrologische Zwecke in Österreich gut geeignet sind, da sie mit Bodenbeobachtungen der Schneehöhe gut übereinstimmen. Die Verdeckung durch Wolken ist zwar ein Problem, kann aber durch die hier vorgestellten Algorithmen weitgehend reduziert werden, wodurch die Anwendbarkeit der Daten für hydrologische Zwecke wesentlich erhöht wird. Anhand von Schneesimulationen in Österreich wird gezeigt, dass sich die Satellitendaten effizient mit hydrologischen Modellen kombinieren lassen. Die damit erzielten Ergebnisse liefern genauere Aussagen über die Schneekomponente des hydrologischen Kreislaufes als jeweils allein mit Hilfe von Schneedaten bzw. Abflussmodellen möglich ist.

5. Literatur

- BLÖSCHL, G., R. KIRNBAUER and D. GUTKNECHT (1991) Distributed snowmelt simulations in an Alpine catchment. 1. Model evaluation on the basis of snow cover patterns. *Water Resources Research* 27, 3171-3179.
- BLÖSCHL, G., R. KIRNBAUER, J. JANSKA, K. KRAUS, G. KUSCHNIG, D. GUTKNECHT und Ch. RESZLER (2002) Einsatz von Fernerkundungsmethoden zur Eichung und Verifikation eines flächendetaillierten Schneemodells. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft* 54, 1-16.
- CLINE D. W., R. C. BALES and J. DOZIER (1998) Estimating the spatial distribution of snow in mountain basins using remote sensing and energy balance modeling. *Water Resources Research* 34, 1275-1285.
- DAVIS, R. E., J. C. MCKENZIE and R. JORDAN (1995) Distributed snow process modelling: an image processing approach, *Hydrological Processes* 9, 865-875.
- HALL, D. K., G. A. RIGGS, V. V. SALOMONSON, J. S. BARTON, K. CASEY, J. Y. L. CHIEN, N. E. DIGIROLAMO, A. G. KLEIN, H. W. POWELL and A. B. TAIT (2001) Algorithm theoretical basis document (ATBD) for the MODIS snow and sea ice-mapping algorithms, available at: <http://modis-snow-ice.gsfc.nasa.gov/atbd01.html>.
- PARAJKA, J. and G. BLÖSCHL (2006) Validation of MODIS snow cover images over Austria. *Hydrology and Earth Systems Sciences* 10, 679-689.

- PARAJKA, J. and G. BLÖSCHL (2008a) Spatio-temporal combination of MODIS images - potential for snow cover mapping. *Water Resources Research*, 44, article number W03406.
- PARAJKA, J. and G. BLÖSCHL (2008b) The value of MODIS snow cover data in validating and calibrating conceptual hydrologic models, *Journal of Hydrology*, 358, 240- 258.
- PARAJKA, J., G. BLÖSCHL und R. KIRNBAUER (2006) Schneeinformationen aus Fernerkundungsdaten für die Hochwasservorhersage. In: Wiener Mitteilungen Band 199: Hochwasservorhersage - Erfahrungen, Entwicklungen & Realität, Wien Technische Universität, S. 209-226.
- PARAJKA, J., R. MERZ and G. BLÖSCHL (2005) Regionale Wasserbilanzkomponenten für Österreich auf Tagesbasis. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft*, 57 (3/4), pp. 43-56.
- PARAJKA, J., R. MERZ and G. BLÖSCHL (2007) Uncertainty and multiple objective calibration in regional water balance modeling - Case study in 320 Austrian catchments. *Hydrological Processes*, 21, pp. 435-446.
- WIGMOSTA, M., L.W. VAIL and D. P. LETTENMEIER (1994) A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research* 30, 1665-1679.

Anschrift der Verfasser

Dr. Juraj Parajka und Univ.Prof. Dr. Günter Blöschl
Institut für Wasserbau und Ingenieurhydrologie, Technische Universität Wien
Karlsplatz 13/222, A-1040 Wien
Email: parajka@hydro.tuwien.ac.at

Modellierung der Eis- und Schneeschmelze in vergletscherten Einzugsgebieten

Gernot Koboltschnig und Wolfgang Schöner

1 Einleitung

In den vergangenen Jahren wurden im Gebiet der Hohen Tauern zahlreiche glaziologische und hydrometeorologische Untersuchungen durchgeführt. Vor allem im Zuge des von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften finanzierten Projektes SNOWTRANS wurde versucht, die zahlreichen langjährigen meteorologischen Beobachtungen, aber auch die Massenbilanzbeobachtungen der Gletscher im Umkreis des Hohen Sonnblicks in hydrometeorologische Modellierungen zu packen. Dabei wurden die Schmelzprozesse von Schnee, Firn und Eis genauso wie die Wasserbilanz von hochalpinen Einzugsgebieten numerisch simuliert. Der vorliegende Beitrag wurde aus Teilen der Arbeit von Koboltschnig (2007) zusammengestellt und soll eine Übersicht der Möglichkeiten für die hydrometeorologische Modellierung von hochalpinen Einzugsgebieten geben. Es wird etwas detaillierter auf die zwei Typen von Schmelzmodellen, die Tag-Grad-Verfahren und die Energiebilanzverfahren eingegangen, um den jeweiligen Modellansatz grundsätzlich zu verstehen. Die Zwischenspeicherung und die Bewegung von Schmelzwasser durch die Schneedecke bzw. einen Gletscher und die Modellierung dieser Prozesse werden auch beschrieben. Im letzten Abschnitt wird ein Beispiel für die Modellierung eines österreichischen Einzugsgebietes, des Oberen Pinzgaus bis zum Pegel Mittersill vorgestellt.

2 Methodik der Eis- und Schneeschmelzmodellierung

In alpinen Einzugsgebieten ist der Abflussbeitrag durch Schnee- und Gletscherschmelze bzw. der Rückhalt von Niederschlag auf Grund von Schneeakkumulation bei tieferen Temperaturen von großer Bedeutung. Die Anwendungsfelder reichen von der Abflussprognose von Nieder- oder Hochwasserabflüssen bis zur Wasserhaushaltsmodellierung. Da der Niederschlag in hochalpinen Gebieten nur sehr schlecht gemessen werden kann, werden kombinierte Modelle benötigt, die die Akkumulation und die Abschmelzung simulieren können, um an den beobachteten Abfluss kalibriert den Niederschlag aus der Bilanz ableiten zu können. Für die hydrologische Modellierung werden also zwei Modellmodule benötigt, die einerseits den Schmelzprozess und andererseits die zeitliche Komponente der Speicherung und der Translation des Schmelzwassers beschreiben. Der Schmelzprozess von Eis oder Schnee wird als Reaktion

auf die klimatischen Einflüsse beschrieben. Je nach Bedarf und Verfügbarkeit von meteorologischen Daten kann das auf unterschiedlicher zeitlicher Basis passieren (z.B. auf Monats-, Tages- oder Stundenbasis). Die Speicher- und Translationsmodelle beschreiben die Speicherung des Schmelzwassers in der Schneedecke, im Firn oder im Eis und die Bewegung des Schmelzwassers entlang und durch die genannten Medien.

2.1 Schmelzmodelle für Schnee und Eis

Schnee- und Eisschmelzmodelle können prinzipiell in zwei Arten von Modellen unterteilt werden. Das sind die Energiebilanzmodelle, bei welchen die Residuen der Wärmebilanzgleichung ermittelt werden, und die Indexverfahren (Temperaturindex- oder gemischte Verfahren), die einen empirischen Zusammenhang zwischen der Lufttemperatur und der Schmelze annehmen. Die Energiebilanzmodelle zeichnen sich durch die physikalische Beschreibung der Schmelzprozesse aus, haben aber gerade in unbeobachteten Einzugsgebieten den entscheidenden Nachteil, dass die notwendigen Inputdaten nicht oder nur sehr schlecht verfügbar sind. Die Temperaturindexverfahren haben den Vorteil, dass sie nur von einer meteorologischen Größe, der Lufttemperatur abhängig sind, aber um gute Modellergebnisse zu erzielen, immer an das Gebiet angepasst oder kalibriert werden müssen.

2.1.1 Energiebilanz Verfahren

Beim physikalisch basierten Schmelzmodellansatz werden alle Energieflüsse aus und in die zu schmelzende Oberfläche (Schnee, Firn, Eis) aufgestellt. Bei einer Oberflächentemperatur von 0°C wird jeder Energieeintrag aus der Schnittstelle Oberfläche-Luft als unmittelbar für das Schmelzen verwendet angenommen. Die Energiebilanz kann folgend formuliert werden:

$$Q_N + Q_H + Q_L + Q_G + Q_R + Q_M = 0 \quad (1)$$

Dabei ist Q_N die Nettostrahlung, Q_H steht für den fühlbaren Wärmestrom, Q_L ist der latente Wärmestrom (Q_H und Q_L sind turbulente Wärmeströme), Q_G ist der Wärmestrom vom Untergrund, Q_R ist der fühlbare Wärmestrom, der durch Regen eingetragen wird und Q_M ist schließlich die Energie, die für das Schmelzen aufgewendet werden muss. Ein positives Vorzeichen steht für einen Energieeintrag und ein negatives für einen Energieverlust. Die Schmelzrate kann aus der verfügbaren Energie errechnet werden:

$$M = \frac{Q_M}{\rho_w L_f} \quad (2)$$

ρ_w steht hierbei für die Dichte des Wassers und L_f für die latente Schmelzwärme. Mit diesem Ansatz kann, wenn alle Parameter bekannt sind, die Schmelze von Schnee, Firn oder Eis berechnet werden.

Energiebilanzverfahren wurden bisher auf zwei unterschiedliche Arten angewendet. Einerseits für Punktuntersuchungen und andererseits für räumlich verteilte Untersuchungen. Beispiele für Punktuntersuchungen der Energiebilanz auf Gletschern wurden in Hoinckes (1955), La Chapelle (1959), Röthlisberger & Lang (1987) und in Oerlemans (2000) vorgestellt. Hock (2005) gibt einen tabellarischen Überblick der Studien und der gemessenen und errechneten Energieanteile der einzelnen Bilanzkomponenten. Verteilte, rasterbasierte Energiebilanzmodelle wurden für glaziologische Untersuchungen in Escher-Vetter (1985), Arnold et al. (1996) oder Hock & Nötzli (1997) vorgestellt. Blöschl et al. (1991) wendeten ein Energiebilanzmodell für die Schneeschmelzesimulation an.

2.1.2 Temperaturindex-Verfahren

Der Einsatz von Temperaturindex-Modellen hat bereits eine lange Geschichte. Zum ersten Mal wurde dieser Ansatz für einen alpinen Gletscher von Finsterwalder & Schunk (1887) angewendet. Temperaturindex-Modelle oder Grad-Tag-Modelle nehmen einen empirischen Zusammenhang zwischen Schmelze und Lufttemperatur an. Die Annahme basiert auf der guten Korrelation der beiden Größen. Ein detaillierter Überblick der Fortschritte und der Entwicklungen in der verteilten Schmelzmodellierung mit Grad-Tag-Modellen wird in Hock (2003) gegeben. Nachdem die Lufttemperatur jene meteorologische Größe ist, die am ehesten verfügbar, am einfachsten räumlich zu interpolieren und vorherzusagen ist, sind die Grad-Tag-Modelle die meist verbreiteten Modelle für die Berechnung der Eis- und Schneeschmelze. Die Anwendungen sind weit gestreut und reichen von der operationellen Abflussvorhersage (Holzmann & Nachtnebel, 2002) über Modellierungen für die Rückrechnung der Massenbilanz von Gletschern (z.B. Steinacker, 1979; Oerlemans et al., 1998) bis zur Vorhersage der Reaktion von Schnee und Eis unter angenommenen Klimaszenarien (Braithwaite & Zhang, 1999). Der Grad-Tag-Modellansatz wird auch in den folgenden hydrologischen Modellen verwendet (ausgewählt zitiert nach Hock, 2005): HBV (Bergström, 1976), SRM (Martinec & Rango, 1986) oder SHE (Bøggild, 1999). Der klassische Grad-Tag-Modellansatz berechnet die Eis- oder Schneeschmelze M [mm] während einer Zeitperiode von n Zeitschritten Δt als das „DDF-fache“ der positiven Lufttemperatur T^+ im selben Zeitabschnitt (zitiert nach Hock, 2005):

$$\sum_{i=1}^n M = DDF \sum_{i=1}^n T^+ \cdot \Delta t \quad (3)$$

Die Grad-Tag-Faktoren sind räumlich und zeitlich variabel, da sie implizit alle Energieflüsse eines Schmelzprozesses abdecken. Üblicherweise sind die Grad-Tag-Faktoren für Eis höher als die für Schnee, da Eis eine geringere Albedo aufweist. Die Albedo (von lat. „Weißheit“) ist ein Wert zwischen 0 und 1 und beschreibt dabei das Rückstrahlvermögen einer Oberfläche. Je mehr Strahlung von einer Oberfläche reflektiert wird, desto höher ist die Albedo.

Die physikalische Basis der temperaturbasierten Schmelzindexverfahren wird von Ohmura (2002) beschrieben. In dieser Publikation bestätigte Ohmura, dass die langwellige atmosphärische Strahlung die Hauptwärmequelle für die Schmelze ist. Der Hauptanteil der atmosphärischen Strahlung, die an der Erdoberfläche eintrifft, stammt von oberflächennahen Schichten der Atmosphäre. Daraus ergibt sich der gute physikalische Zusammenhang zwischen Lufttemperatur und Schmelze. In mehreren Studien wurde das klassische Grad-Tag-Verfahren mit einem Strahlungsanteil erweitert (Martinec, 1989; Kustas & Rango, 1994; Pellicciotti et al., 2005), um ein besseres Ergebnis bei der Modellierung der Tagesgänge der Schmelze zu erreichen. Das in dieser Untersuchung angewendete Modell nach Hock (1999) verfügt ebenfalls über einen Strahlungsterm.

2.2 Konzepte für die Erfassung und Modellierung hydrologischer Speicher in vergletscherten Einzugsgebieten

Je nachdem wo sich ein vergletschertes Einzugsgebiet befindet und wie es auf Grund der Landbedeckung zusammengesetzt ist, spielen die unterschiedlichen Arten von Speichern, wie Bodenspeicher, Wasserkörper, Karstspeicher, saisonaler Schneespeicher und der Gletscherspeicher eine Rolle. Bei dem Gletscherspeicher erfolgt die Speicherung von Wasser in flüssiger und fester Form (Schnee, Firn und Eis) auf drei Zeitskalen: kurzfristige Speicherung - Stunde bis Tag, mittelfristige Speicherung - Tag bis Jahr und langfristige Speicherung - Jahr bis Jahrhundert (Jansson et al., 2003). Die meisten hydrologischen Modelle nehmen nur die Kurz- und Mittelfristspeicher als dynamisch an. Das heißt, dass eine Speicherung des festen Niederschlags in der als Schneespeicher definierten Schneedecke erfolgt. Der durch Schmelze in Wasser umgebildete Schnee und der flüssige Niederschlag, der auf die Schneedecke fällt, werden bis zu einem gewissen Maß in der Schneedecke gespeichert. Singh et al. (1997) geben einen Überblick der relevanten Prozesse, die bei Ereignissen von Regen auf die Schneedecke auftreten. Sie berichten von Fließzeiten des Wassers durch die gesättigte Schneedecke von etwa 6 mh^{-1} und durchschnittlichen

Wasserhaltekapazitäten der Schneedecke zwischen 7 und 14%, abhängig davon, ob Eisschichten vorkommen oder nicht.

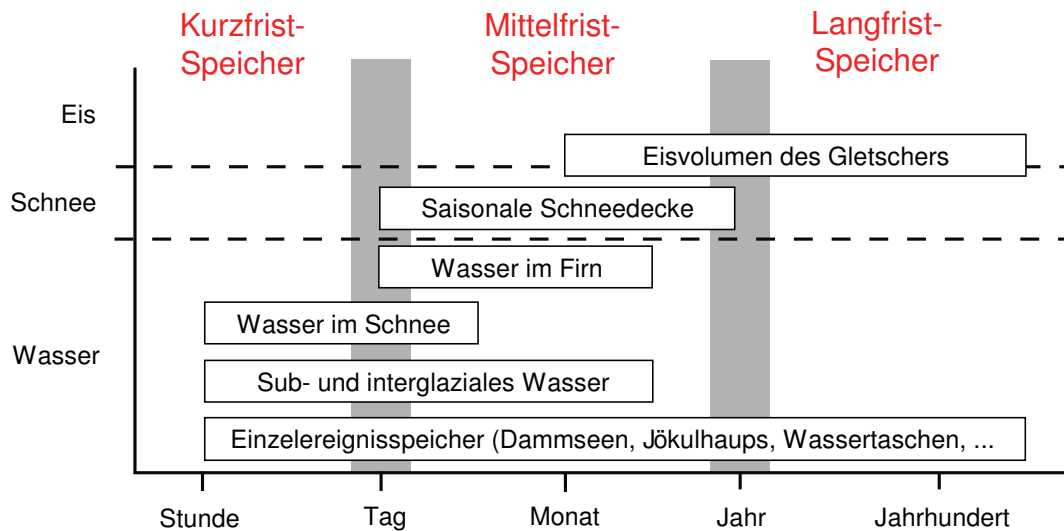


Abb. 2.1: Schematische Darstellung der unterschiedlichen Speicher von Gletschern und deren zugehörige Zeitskala (modifiziert nach Jansson et al., 2003).

Untersuchungen zum Firnspeicher in einem 30 m tiefen Firnschacht am Kesselwandferner werden in Ambach et al. (1978) beschrieben. Jene Speicher, die Wasser in fester Form über den Zeitraum eines Jahres zurückhalten, wie der Firn- oder der Eisspeicher (siehe Abb. 2.1), werden in Modellen meist als unerschöpfliche Speicher implementiert. Gerade bei der mehrjährigen Modellierung hochalpiner Einzugsgebiete ergibt sich dadurch das Problem, dass in den höchsten Zonen eines Einzugsgebietes immer mehr Schnee akkumuliert, obwohl dieser bereits nach einem Jahr per Definition als Firn bezeichnet werden müsste und nach mehreren zehn Jahren zum Gletschereis wird. Abb. 2.2 zeigt die Lage der in Abb. 2.1 angesprochenen Speicher. Dabei ist einmal mehr zu sehen, dass bei einer umfassenden, mehrjährigen hydrologischen Simulation solcher glazialer Systeme auch die bereits erwähnte Umwandlung von Schnee in Firn und weiter in Eis bzw. auch die Bewegung dieser Massen berücksichtigt werden müsste. Die Verfrachtung von Schnee durch Wind und Lawinen ist für die Hydrologie auf einer saisonalen Zeitskala von Relevanz. Die Bewegung des Gletschers inklusive der Firnflächen hat erst ab einer mehrjährigen Betrachtung eine Bedeutung. Beispiele für Simulationsmodelle für die Windverfrachtung werden in Gruber (2007), Lehning et al. (2006), Walter et al. (2004), Hartman et al. (1999) oder Greene et al. (1999) gegeben.

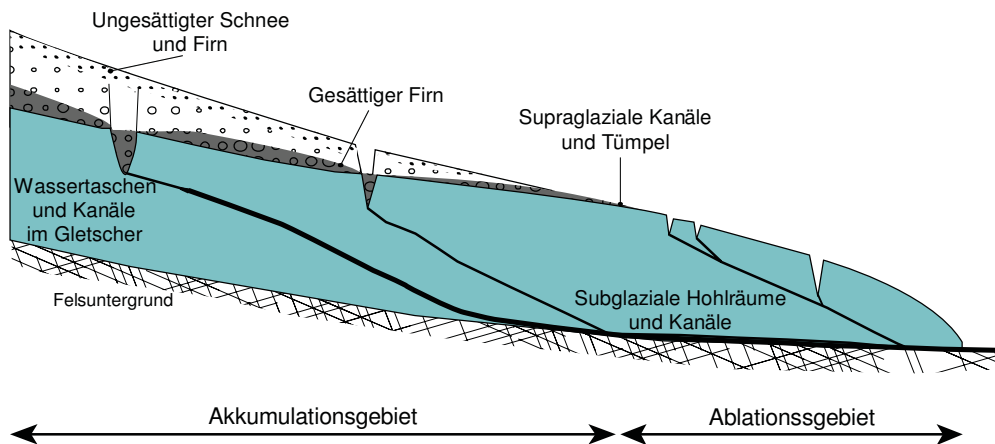


Abb. 2.2: Das hydrologische System und die Lage von Wasserspeichern in einem temperierten Gletscher (modifiziert nach Röthlisberger & Lang, 1997; zitiert nach Jansson et al., 2003)

An der Gletscheroberfläche wird Wasser sichtbar in den supraglazialen Kanälen transportiert bzw. in den supraglazialen tümpelartigen Becken gespeichert (siehe Abb. 2.2). Die Bewegung und der Rückhalt des Wassers im Gletscher kann an mehreren Stellen erfolgen. Das ist einerseits der Fluss durch das interglaziale Abflusssystem, welches aus kleineren und größeren Kanälen besteht, und die subglaziale Wasserbewegung entlang des Gletscherbettes (Fountain & Walder, 1998; Flowers & Clarke, 2002a+b). Gerade bei Einzugsgebieten mit starker Vergletscherung spielt dieser Transport des Wassers eine bedeutende Rolle. Am Aletschgletscher wurde bei Traceruntersuchungen eine mittlere Fließzeit von etwa 35 Tagen durch Bestimmung des Zeitpunktes, an welchem das Maximum des Tracers registriert wurde, verzeichnet (Lang et al., 1979).

Ein Speicheransatz, mit dem das Abfluss-Routing in vergletscherten Einzugsgebieten mit einem linearen Speicher gerechnet werden kann, wurde in Baker et al. (1982) präsentiert. Dabei liegt die Annahme zugrunde, dass der Abfluss aus dem Speicher immer proportional zum Inhalt ist. Der Speicherkoeffizient hat die Einheit Stunden und ist ein Maß dafür, wie groß der Speicherauslass ist.

$$Q(t) = \int_0^t \frac{R(\tau)}{k} \cdot e^{-(\tau-t)/k} d\tau + Q(0) \cdot e^{-t/k} \quad (4)$$

Dabei steht Q für den Abfluss aus dem Speicher zum Zeitpunkt t, R für die Wiederbefüllung des Speichers zum Zeitpunkt τ (vor dem Zeitpunkt t) und k für den Speicherkoeffizienten. Für den Fall, dass $Q = R$ ist, also Gleichgewichtsbedingung, stellt k die Zeit dar, die das Wasser benötigt, um durch den Speicher zu gelangen. Dieser Wert kann durch eine Kalibrierung bestimmt werden. Um die drei primären glazialen Speicher Schnee (1), Firn (2) und Eis (3)

getrennt erfassen und parametrieren zu können, wird Gleichung (4) für die Abflüsse Q_1 , Q_2 und Q_3 berechnet. Daraus ergibt sich der folgende Ansatz (nach Hock & Nötzli, 1997; zitiert nach Hock, 1999):

$$Q(t_2) = \sum_{i=1}^3 Q_i(t_1) e^{-\frac{1}{k_i} t_2} + R_i(t_2) - R_i(t_1) e^{-\frac{1}{k_i} t_2} \quad (5)$$

Q bezeichnet den Gesamtabfluss aus Schnee-, Firn- und Eisschmelze zum Zeitpunkt t_2 . Der Index i steht für die drei Komponenten, welche Schmelzbeiträge liefern können: Schnee (1), Firn (2) und Eis (3). k ist der Speicherkoeffizient für die einzelnen Schmelzbeiträge (1, 2, oder 3), und R ist die Wiederbefüllung des Speichers. Jeder Abflussanteil aus Schnee (1), Firn (2) und Eis (3) hat somit seinen eigenen Speicherkoeffizienten k und trägt zum Gesamtabfluss Q bei.

3 Hydrometeorologische Modellierung des Oberen Pinzgaus

Das Einzugsgebiet des Oberen Pinzgaus bis zum Pegel Mittersill (siehe Abb. 3.1) wurde als Testgebiet herangezogen, da der Abfluss der Salzach durch energetische Nutzung nahezu unbeeinflusst ist. Die Kraftwerksnutzung durch den Tagesspeicher in Krimml (KW Wald im Pinzgau) ist für die hydrologische Modellierung vernachlässigbar.

3.1 Das Einzugsgebiet

Der Obere Pinzgau hat eine Fläche von 593 km² und ist durch die Kombination von vergletscherten Flächen, hochalpinen, vegetationsfreien Gebieten, aber auch durch bewaldete Zonen und landwirtschaftlich genutzte Flächen im Talboden geprägt.

Die Höhenverteilung im Einzugsgebiet erstreckt sich von 780 m ü.d.A. beim Pegel Mittersill bis auf 3666 m ü.d.A. auf den Großvenediger. Alle hydrometeorologischen Beobachtungsdaten wurden vom Hydrographischen Dienst Salzburg, der ZAMG (Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik) und vom Lawinenwarndienst Salzburg und Tirol bezogen. Eigene Messungen wurden für diese Studie nicht durchgeführt. Die vergletscherte Fläche des Einzugsgebietes hat entsprechend einer Luftbildbefliegung 2003 32.8 km² betragen. Das entspricht einem gletscherbedeckten Anteil von 5.3%. Die mittlere Höhe des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau liegt bei etwa 1910 m ü.d.A.. Weitere Details sind in Koboltschnig (2007) und in Koboltschnig et al. (2008) zu finden.

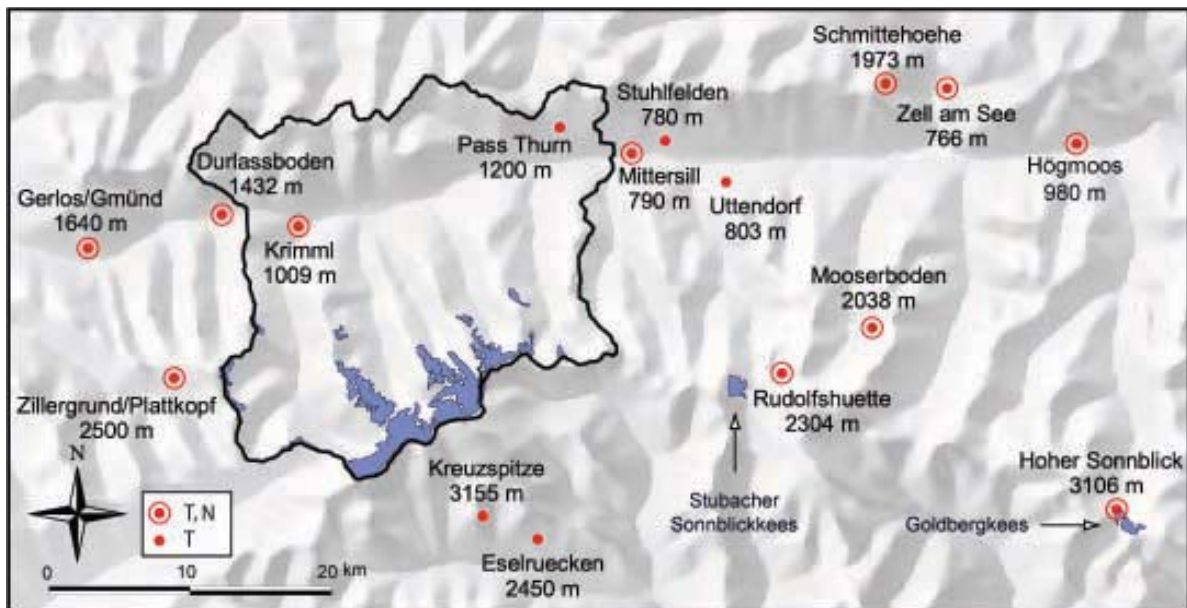


Abb. 3.1: Einzugsgebiet des Oberen Pinzgau und meteorologische Stationen mit stündlicher Auflösung (rote Punkte = nur Temperaturmessungen, roter Punkt mit Kreis = zumindest Temperatur und Niederschlagsmessung). Blau dargestellt sind die Gletscherflächen.

3.2 Hydrologisches Modell PREVAH

PREVAH (Precipitation-Runoff-Evapotranspiration-Hydrotope Model; Gurtz et al., 1999) ist ein HRU (Hydrological Response Unit) basiertes Modell, das die hydrologische Antwort der einzelnen HRUs, in welche das Einzugsgebiet aufgeteilt wird, auf den meteorologischen Input berechnet. Für die in dieser Arbeit vorgestellten Modellrechnungen wurde ein erweitertes Tag-Grad-Verfahren mit potentieller Solarstrahlung verwendet (Hock, 1999). Dieses Schmelzmodell benötigt ausschließlich die gemessene Lufttemperatur als Input und berechnet für jedes Flächenelement die potentielle Solarstrahlung, welche für die notwendige Ausprägung des Tagesganges bei den durch Gletscher- und Schneeschmelze beeinflussten Abflüssen sorgt. Eine detaillierte Beschreibung des Modells liefert Viviroli et al (2009).

3.3 Modellierungsergebnisse

Abb. 3.2 (oben) zeigt die modellierten stündlichen Abflüsse der Periode Oktober 2002 bis September 2003 aus dem Einzugsgebiet Oberer Pinzgau im Vergleich zu den beobachteten Abflüssen. Die beobachteten Abflüsse weisen vor allem während der Winterperiode ein Rauschen auf, welches durch den Kraftwerksbetrieb zustande kommt. Sobald die Abflüsse durch die Schneeschmelze erhöht sind, geht der Einfluss des Kraftwerksbetriebes zurück. Der Ausschnitt für den August 2003 zeigt die ausgeprägten tageszeitlichen Schwankungen,

welche durch die Schmelze der Gletscher zustande kommen. Das Modell kann diese Tagesgänge sehr gut beschreiben.

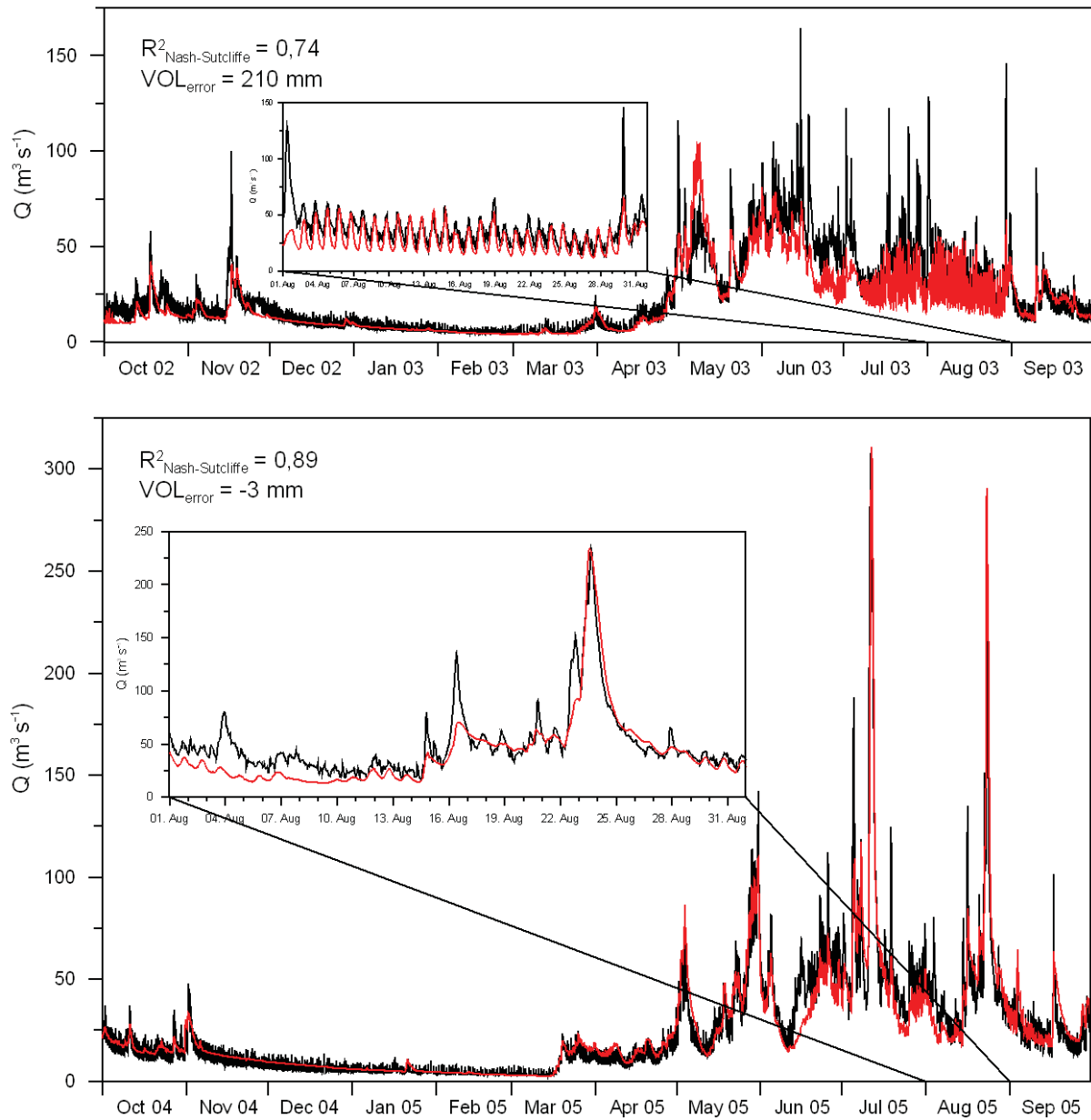


Abb. 3.2: Gegenüberstellung stündlicher beobachteter (schwarz) und simulierter (rot) Abflüsse. Für jede Teilperiode wird die Modellgüte angegeben. Für die Teilperioden wurden ausgewählte Monate vergrößert dargestellt.

Die untere Grafik in Abb. 3.2 zeigt die Periode Oktober 2004 bis September 2005. Hier ist die Modellgüte deutlich besser. Auch die im Sommer 2005 aufgetretenen Hochwässer (Ereignis im Juli 2005 mit einer Jährlichkeit von 80 bis 100 Jahren) konnten mit dem Modell gut

wiedergegeben werden. Der Ablauf der Schmelzwässer im August 2005 ist deutlich weniger stark ausgeprägt im Vergleich zu 2003. Der Sommer von 2003 war ein außergewöhnliches Ereignis, was die hohen Temperaturen und die lange trockene Periode anbelangt. Das hat sich auch auf die Schmelze der Gletscher ausgewirkt, die in dieser extremen Niederwassersituation den Abfluss ausgleichen konnten (siehe Koboltschnig et al., 2009).

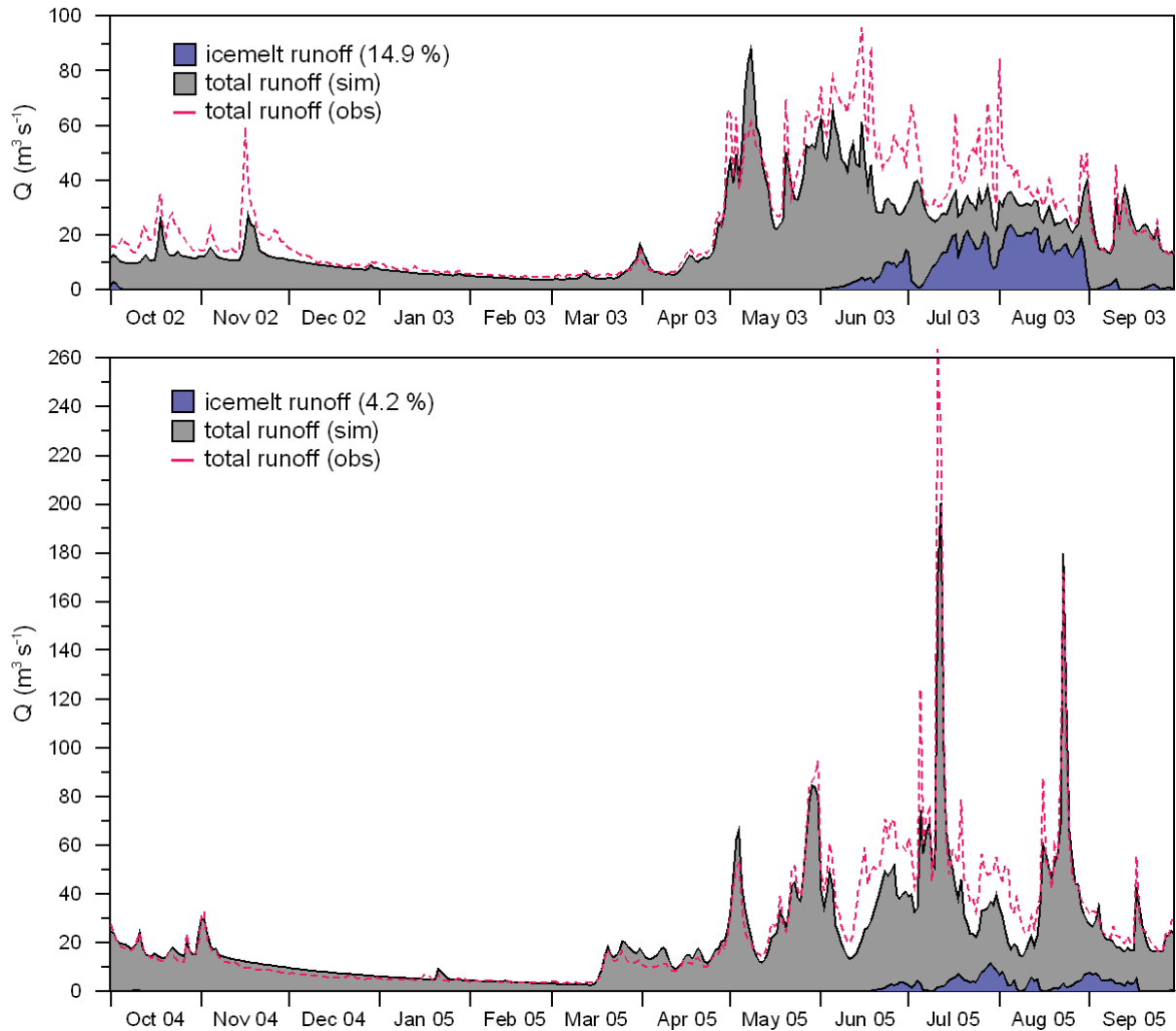


Abb. 3.3: Simulierte Ganglinien der Abflusstagesmittelwerte am Pegel Mittersill (grau) mit dem beitragenden Eisschmelzanteil (blau) für die Perioden 2002-2003 und 2004-2005.

Abb. 3.3 zeigt den Anteil der Gletscherschmelze am Gesamtabfluss. Dabei sieht man, dass vor allem im August 2003 der Schmelzanteil besonders hoch war. 58% des August-Abflusses am Pegel Mittersill entstammten der Gletscherschmelze. Das Tagesmaximum des Schmelzbeitrages betrug nahezu 70%. In einem Sommer mit nur leicht negativen Gletschermassenbilanzen sinkt der Anteil deutlich. Etwa 7% des Abflusses kamen von den

Gletschern. Während der Hochwasserereignisse war der Anteil der Gletscherschmelze relativ gering, da bei so ausgeprägten Niederschlagsereignissen die Temperatur im Hochgebirge fällt und dadurch weniger zum Schmelzen kommt. Mitunter kann es auch zu Schneefällen kommen.

4 Zusammenfassung

Das hier vorgestellte Schmelzmodell, welches auf dem Tag-Grad-Verfahren basiert, lässt sich ausgezeichnet an ein Gebiet anpassen. Nachteile ergeben sich bei der Übertragbarkeit in unbeobachtete Gebiete. Für die Abflussvorhersage eignet sich dieser Modelltyp sehr gut, da das Ergebnis nur vom Niederschlagsinput und der Lufttemperatur abhängig ist. Durch die gute Regionalisierbarkeit der Lufttemperatur ist die Abhängigkeit eher durch die Unsicherheiten bei der Erfassung des Niederschlages vorgegeben. Vor allem in hochalpinen Einzugsgebieten, wo das Stationsnetz auf Grund der schweren Erreichbarkeit von abgelegenen Gebieten weniger dicht ist, und durch die oft stark ausgeprägten Niederschlagsgradienten ist der Anspruch für die korrekte Abbildung des Niederschlagsgeschehens sehr hoch.

Die Modellierung der Gletscherabflüsse zeigt, dass der Anteil der Schmelze am Gesamtabfluss stark variieren kann. In heißen und trockenen Sommern vermögen Gletscher das Abflussgeschehen auszugleichen. Während kühlerer und niederschlagsreicher Sommer geht der Schmelzabfluss von Gletschern deutlich zurück.

5 Literatur und Quellennachweis

Ambach W., Blumthaler M., Eisner H., Kirchlechner P., Schneider H., Behrens H., Moser H., Oerter H., Rauert W., Bergmann H. 1978. Untersuchungen der Wassertafel am Kesselwandferner (Ötztaler Alpen) an einem 30 Meter tiefen Firnschacht. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 14: 61-71.

Arnold N.S., Willis I. C., Sharp M., Richards K.S., Lawson W. 1996. A distributed surface energy balance model for a small valley glacier. I. Development and testing for the Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland. Journal of Glaciology 42: 77-89.

Baker B., Escher-Vetter H., Moser H., Oerter H., Reinwarth O. 1982. A glacier discharge model based on results from field studies of energy balance, water storage and flow. In: Glen J.W. (Ed.) Hydrological Aspects of Alpine and High Mountain Areas (Proceedings of the Exeter Symposium, July 1982). IAHS Publ. 138: 103-112.

- Blöschl G., Kirnbauer R., Gutknecht D. 1991. Distributed Snowmelt Simulations in an Alpine Catchment, 1, Model Evaluation on the Basis of Snow Cover Patterns. *Water Resources Research*, 27(12), 3171-3179.
- Bøggild C.E., Knudby C.J., Knudsen M.B., Starzer W. 1999. Snowmelt and runoff modelling of an arctic hydrological basin in east Greenland. *Hydrological Processes* 13: 1989–2002.
- Braithwaite R.J., Zhang Y. 1999. Modelling changes in glacier mass balance that may occur as a result of climate changes. *Geografiska Annaler* 81A: 489–496.
- Escher-Vetter H. 1985. Energy balance calculations from five years meteorological records at Vernagtferner, Oetztal Alps. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 21, 397–402.
- Finsterwalder S., Schunk H. 1887. Der Suldenferner. *Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins* 18: 72-89.
- Flowers G.E., Clarke G.K.C. 2002a. A multicomponent coupled model of glacier hydrology. 1. Theory and synthetic examples. *Journal of Geophysical Research* 107/B11: 2287, doi:10.1029/2001JB001122
- Flowers G.E., Clarke G.K.C. 2002b. A multicomponent coupled model of glacier hydrology. 2. Application to Trapridge Glacier, Yukon, Canada. *Journal of Geophysical Research* 107/B11: 2288, doi:10.1029/2001JB001124
- Fountain A.G., Walder J.S. 1998. Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics* 36: 299-328.
- Greene E.M., Liston G.E., Pielke R.A. 1999. Simulation of above treeline snowdrift formation using a numerical snow-transport model. *Cold Regions Science and Technology* 30: 135-144.
- Gruber S. 2007. A mass-conserving fast algorithm to parameterize gravitational transport and deposition using digital elevation models. *Water Resources Research* 43: W06412. DOI:10.1029/2006WR004868.
- Gurtz J., Baltensweiler A., Lang H. 1999. Spatially distributed hydrotopobased modelling of evapotranspiration and runoff in mountainous basins. *Hydrological Processes* 13: 2751–2768.

- Hartman M.D., Baron J.S., Lammers R.B., Cline D.W., Band L.E., Liston G.E. Tague C. 1999. Simulations of snow distribution and hydrology in a mountain basin. *Water Resources Research*, 35(5): 1587-1603.
- Hock R. 2005. Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in Physical Geography* 29/3: 362-391.
- Hock R. 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology* 282/1-4/: 104–115. doi: 10.1016/S0022-1694(03)00257-9.
- Hock R. 1999. A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of Glaciology* 45/149: 101-111.
- Hock R., Nötzli C. 1997. Areal melt and discharge modelling of Storglaciären, Sweden. *Annals of Glaciology* 24: 211-216.
- Hoinkes H. 1955. Measurement of ablation and heat balance on alpine glaciers. *Journal of Glaciology* 2: 497-501.
- Holzmann H., Nachtnebel H.P. 2002. Abflussprognose für mittelgroße Einzugsgebiete - Methodik und Anwendungen. *Österr. Wasser- und Abfallwirtschaft* 54/9-10: 142-153. Springer Verlag, Wien.
- Jansson P., Hock R., Schneider T. 2003. The concept of glacier storage: a review. *Journal of Hydrology* 282: 116-129.
- Koboltschnig G.R., Schöner W., Zappa M., Holzmann H. 2009. Glaciers melt of a small basin contributing to runoff under the extreme climate conditions in the summer of 2003. *Hydrological Processes* 23: 1010-1018. DOI: 10.1002/hyp.7203
- Koboltschnig G.R., Schöner W., Zappa M., Kroisleitner C., Holzmann H. 2008. Runoff modelling of the glacierized alpine Upper Salzach basin (Austria): Multi-criteria result validation. *Hydrological Processes* 22: 3950–3964. DOI: 10.1002/hyp.7112
- Koboltschnig G.R. 2007. Mehrfachvalidierung hydrologischer Eis- und Schneeschmelzmodelle in hochalpinen, vergletscherten Einzugsgebieten. Dissertation an der Universität für Bodenkultur Wien: 164p
- Kustas W.P., Rango A. 1994. A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. *Water Resources Research* 30: 1515–27.
- La Chapelle E. 1959. Annual mass and energy exchange on the Blue Glacier. *Journal of Geophysical research* 64: 443-449.

- Lang H., Leibundgut Ch., Festel E. 1979. Results from tracer experiments on the water flow through the Aletschgletscher. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 15/2: 209-218.
- Lehning M., Voelksch I., Gustafsson D., Nguyen T.A., Stähli M., Zappa M. 2006. ALPINE3D: a detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology. *Hydrological Processes* 20: 2111–2128. doi: 10.1002/hyp.6204.
- Martinec J. 1989. Hour-to-hour snowmelt rates and lysimeter outflow during an entire ablation period. In Colbeck, S.C., editor, *Glacier and snow cover variations, Proceedings of the Baltimore Symposium, Maryland 1989*, Wallingford: IAHS Publication 183: 19–28.
- Martinec J., Rango A. 1986. Parameter values for snowmelt runoff modelling. *Journal of Hydrology* 84: 197–219.
- Oerlemans J. 2000. Analysis of a 3-year meteorological record from the ablation zone of Moteratschgletscher, Switzerland: energy and mass balance. *Journal of Glaciology* 46, 571-579.
- Oerlemans J., Anderson B., Hubbard A., Huybrechts P., Johannesson T., Knap W.H., Schmeits M. 1998. Modelling the response of glaciers to climate warming. *Climate Dynamics* 14, 267–74.
- Ohmura A. 2001. Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method. *Journal of Applied Meteorology* 40/4: 753-761. doi: 10.1175/1520-0450(2001)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2
- Pellicciotti F., Brock B., Strasser U., Burlando P., Funk M. Corripio J. 2005. An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d’Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology* 51/175: 573-587.
- Röthlisberger H., Lang H. 1987. Glacial hydrology. In: Gurnell A.M., Clark M.J. (Eds.), *Glacio-fluvial Sediment Transfer*, Wiley, New York, 207-284.
- Singh P., Spitzbart G., Hübl H, Weinmeister H.W. 1997. Hydrological response of snowpack under rain-on-snow events: a field study. *Journal of Hydrology* 202: 1-20.
- Steinacker R. 1979. Rückrechnung des Massenhaushaltes des Hintereisferners mit Hilfe von Klimadaten. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 15/1: 101–104.

Viviroli D., Zappa M., Gurtz J., Weingartner R. 2009. An introduction to the hydrological modelling system PREVAH and its pre- and post-processing-tools. Environmental Modelling & Software. 24(10): 1209–1222. doi:10.1016/j.envsoft.2009.04.001

Walter M.T., McCool D.K., King L.G., Molnau M., Campbell G.S. 2004. Simple Snowdrift Model for Distributed Hydrological Modeling. Journal of Hydrologic Engineering 9/4: 280-287.

Anschrift der Verfasser:

Dr. Gernot Koboltschnig
Internationale Forschungsgesellschaft
INTERPRAEVENT, % Amt der Kärntner
Landesregierung, Abt. A18 Wasserwirtschaft
Flatschacher Straße 70
9020 Klagenfurt

email: gernot.koboltschnig@ktn.gv.at

Dr. Wolfgang Schöner
Zentralanstalt für Meteorologie und
Geodynamik
Fachabteilung Klimafolgenforschung
Hohe Warte 38
1190 Wien

email: wolfgang.schoener@zamg.ac.at

Hochwasservorhersage Inn: Modellierung der Gletscherabflüsse

Flood Forecasting of the River Inn: Modelling of the glacier discharge

Robert Kirnbauer, Stefan Achleitner, Johannes Schöber, Judit Asztalos, Helmut Schönlaub

Stichworte: Hochwasserprognose, Gletscherabfluss, Energiebilanz, Hydrologische Modellierung, Schneeausdehnung

Keywords: flood forecasting, glacier discharge, energy balance, hydrological modelling, snow cover

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird das Hochwasserprognosesystem für den Tiroler Inn (HoPI) vorgestellt. Dabei handelt es sich um ein hybrides Modell, bestehend aus hydrologischen (SES und HQsim) und hydraulischen (FLUX^{DSS/DESIGNER}) Bausteinen, die über eine webbasierte Benutzeroberfläche gesteuert werden.

Im Folgenden wird vertiefend auf die Modellierung der im Gebiet befindlichen Gletscher mit dem Schnee-Eis-Schmelzmodul (SES) eingegangen, da dieser eine spezielle Stellung im alpinen Raum zukommt. Auf Grundlage eines Energiebilanzmodells wird die Schmelze von Schnee, Firn und Eis modelliert. Neben der Modellkalibrierung anhand von Abflussdaten wird auch die Verifikation des Modells durch Gegenüberstellung von Fernerkundungsdaten mit Simulationsergebnissen vorgestellt.

Summary

In this paper the reader is introduced to the online flood forecasting system for the Tyrolean part of the river Inn (HoPI). The hybrid model consists of two hydrological modules (SES and HQsim) and a hydraulic module (FLUX^{DSS/DESIGNER}) that are operated via a web-based user interface.

Since glacier runoff processes play a major role for flood generation in alpine catchments, the focus is put on the modelling of the glaciers with the snow ice melt module (SES). Based on energy balance the accumulation, depletion and runoff production for snow, firn and ice

components are simulated. The calibration of the model based on flow data from gauging stations near the glacier tongues is shown. Further the calibration was verified by means of remote sensing data and oblique photographs.

1 Einleitung

Die Schneeschmelze trägt ganz wesentlich zum Abfluss in alpinen Gewässern bei, und Gletscherabflüsse dominieren die Dynamik des Abflussgeschehens in den großen südlichen Zubringern des Inn. Abbildung 1 zeigt einen Vergleich der Abflussganglinien zweier Einzugsgebiete ähnlicher Größe, von denen eines vergletschert, das andere unvergletschert ist. Ein großer Anteil des sommerlichen Abflussdargebotes im Inn stammt aus Gletscherschmelze – und auch im Falle eines Hochwassers kann die Abflussreaktion der Gletscher darüber entscheiden, ob es zu Ausuferungen kommt oder nicht (Müller und Godina, 2007). Beim Inn-Hochwasser August 2005 war die Stadt Innsbruck akut durch Ausuferung des Inn gefährdet. Hätten die Gletscher im Oberlauf der Öztaler Ache zum Abfluss beigetragen, wäre es vermutlich zu Ausuferungen gekommen (Abbildung 2 und Abbildung 4).

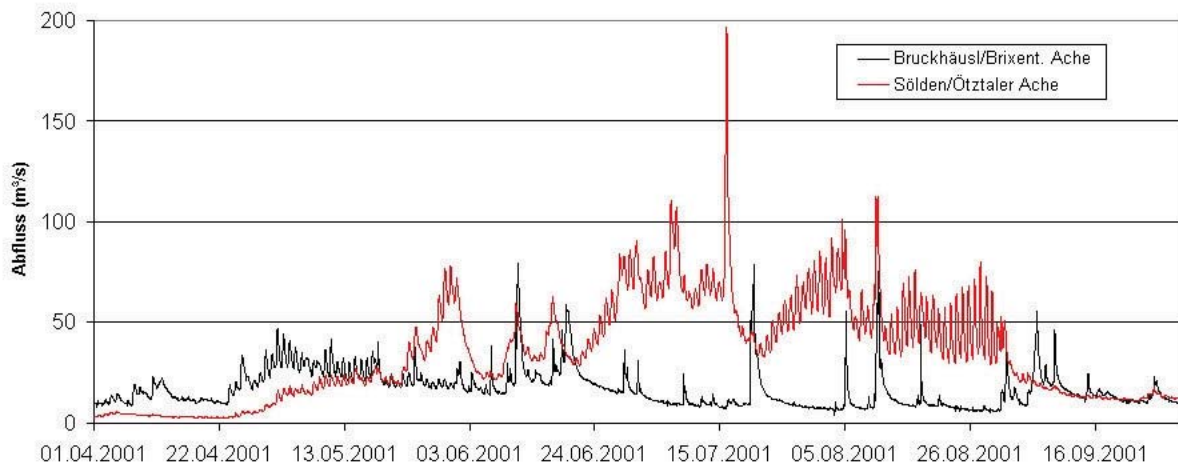


Abbildung 1: Abflussganglinien 2001 Sölden, Öztaler Ache (375 km², 27% vergletschert) und Bruckhäusl, Brixentaler Ache (322 km², unvergletschert)



Abbildung 2: Inn-Hochwasser 23.08.2005 zur Zeit des HW-Scheitels in Innsbruck. Nur mehr wenige Zentimeter fehlen zur Ausuferung

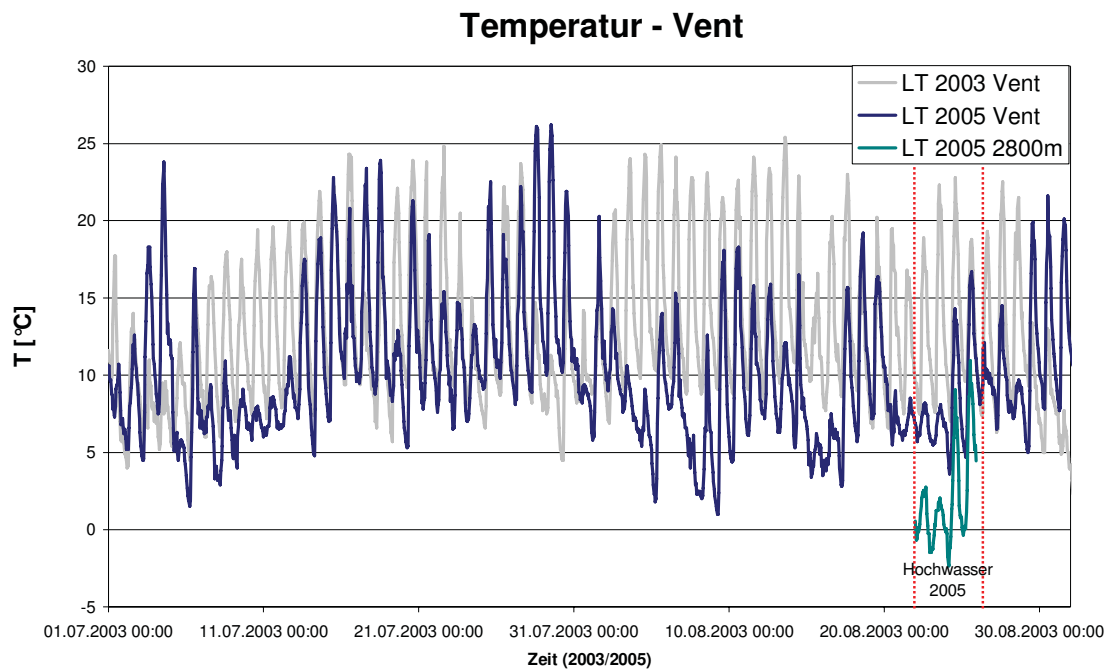


Abbildung 3: Lufttemperatur Vent für die Monate Juli und August 2003 und 2005

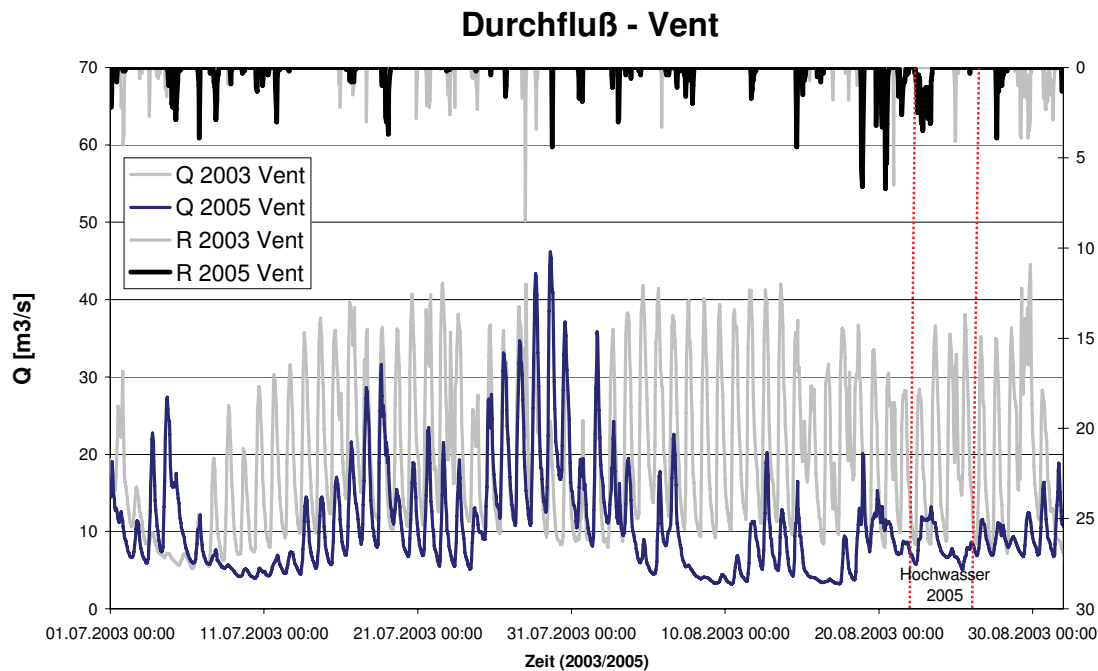


Abbildung 4: Durchfluss und Regen in Vent in den Monaten Juli und August 2003 und 2005

Die Abbildungen 3 und 4 zeigen die Temperatur bzw. Abflüsse (und Niederschläge) am Pegel Vent/Rofenache im Zeitraum Juli/August in den Jahren 2003 und 2005. Dabei wird deutlich, wie unterschiedlich die Abflüsse bei unterschiedlich ausgeprägten Temperaturverhältnissen durch Gletscherabfluss sein können. Für den Zeitraum des Hochwassers im Jahre 2005 wurde in Abbildung 3 die von den Stationswerten auf eine Höhe von 2800 m (bei Annahme eines feuchtadiabatischen Temperaturgradienten) extrapolierte Temperatur zusätzlich aufgetragen. Aufgrund der Lufttemperatur ist in Höhe der Gletscher der Niederschlag in Form von Schnee gefallen. Im entsprechenden Zeitraum des Jahres 2003 wären im Bereich der Gletscher Temperaturen von deutlich über 0°C zu erwarten.

Das im Weiteren vorgestellte Prognosemodell enthält aus den hier angeführten Gründen das Modul SES (Schnee und Eisschmelzmodul), mit dem die vergletscherten Einzugsgebiete abgebildet werden. SES ist dabei speziell auf die Berechnung von Schnee- und Gletscherschmelze (Asztalos, 2004, Asztalos et al., 2007) für die höchstgelegenen Einzugsgebietsteile ausgerichtet.

2 Das Hochwasserprognosesystem Inn (HoPI) im Überblick

Im Rahmen des Kompetenzzentrums alpS (alpS – Zentrum für Naturgefahren- und Risikomanagement GmbH) wird im Auftrag der TIWAG (Tiroler Wasserkraft AG) und des Landes Tirol ein Hochwasservorhersageverfahren für den Inn entwickelt (Achleitner et al., 2008, Kirnbauer und Schönlaub, 2006, Leonhardt et al., 2009). HoPI ist ein hybrides Modell, das aus den Bausteinen Daten-Vorverarbeitung, hydrologischen Bausteinen (SES und HQsim), einem hydraulischen Baustein (FLUX^{DSS/DESIGNER}) und einer graphisch-interaktiven Benutzeroberfläche besteht. Es liefert stündlich Durchflüsse und Wasserstände an 13 Pegeln des Inn. Der Vorhersagehorizont ist 48 Stunden und wird durch Einbeziehung von meteorologischen Vorhersagen als Inputgrößen abgedeckt. Die meteorologischen Input-Daten werden aus Messungen an Stationen unterschiedlicher Betreiber automatisch abgefragt und für die hydrologischen Modelle auf ein Raster von fünf Kilometer interpoliert. Für die nicht vergletscherten Einzugsgebiete, die mit HQsim modelliert werden, stehen Niederschlag und Temperatur als Eingangsgröße zur Verfügung. Das SES Modul mit einer etwas höheren Datenanforderung benötigt als zusätzliche Parameter die Globalstrahlung, relative Luftfeuchte sowie die Windgeschwindigkeit.

Die meteorologischen Vorhersagen werden von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) aus dem Nowcastingmodell INCA (Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis, Haiden et al., 2007) bezogen und umfassen alle von HQsim und SES benötigten Eingangsparameter.

Das Gletschermodell SES basiert auf einer Rastereinteilung des Einzugsgebiets und hat eine geometrische Auflösung von 50 m. Es bilanziert den Schneedeckenauf- und -abbau sowie die Firnschicht. Eine Bilanzierung des Gletschereises wird im Modell nicht durchgeführt. Die von SES berechneten Schmelzraten vom Gletscher und auch von den unvergletscherten Teilen der Kopfeinzugsgebiete bzw. die Abflüsse zufolge Regen werden im Modell durch fünf parallele Linearspeicherkaskaden (nach Nash, 1960) geleitet, um die unterschiedlichen Verzögerungs- und Retentionsprozesse zu simulieren, denen der Abfluss je nach seinem Entstehungsort unterliegt (Details zur Modellkonzeption von SES können dem Kapitel 3 entnommen werden.). Die Summe all dieser Abflusskomponenten von den vergletscherten Einzugsgebietsteilen wird als externer Zufluss an das hydrologische Modell HQsim und von diesem an das hydraulische Modell für den Inn weitergegeben.

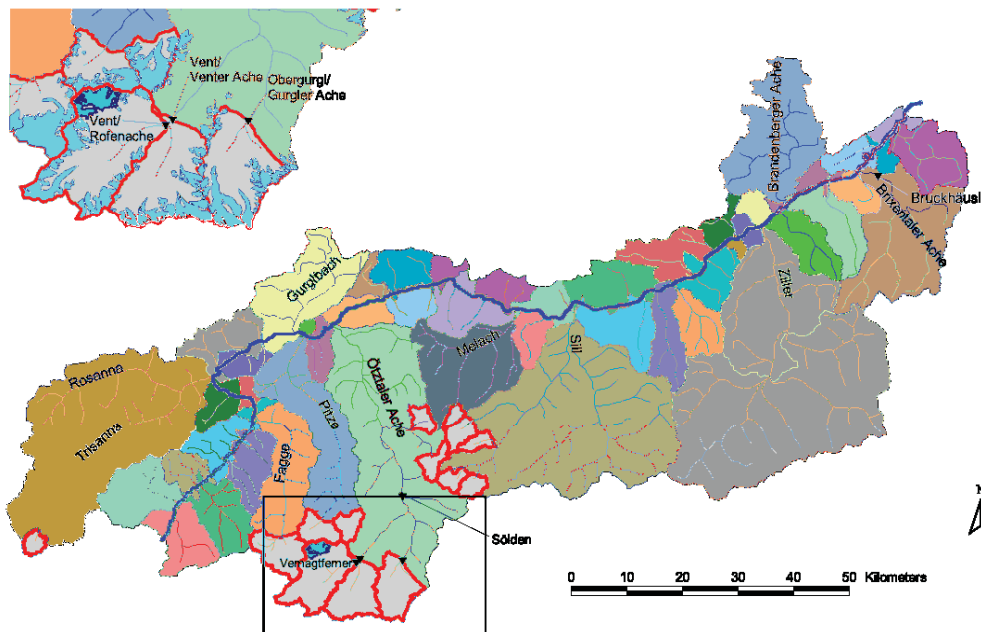


Abbildung 5: Gebietsgliederung für HoPI: 13 Gebiete werden mit SES, 48 Gebiete mit HQsim gerechnet

Das hydrologische Modell HQsim ist ein bilanzierendes Wasserhaushaltsmodell, das in seinen Grundzügen auf dem Modell BROOK (Federer und Lash, 1978) aufbaut und seither mehrfach weiter entwickelt wurde (Forster, 1994; Kirnbauer und Steidl, 1995; Kleindienst, 1996). Es gliedert das Einzugsgebiet in Teilflächen gleicher Abflussreaktion (Hydrotupe oder Hydrological Response Units, HRUs) und zwar nach den Kriterien Seehöhe, Neigung, Exposition, Böden, Vegetation. Für jedes einzelne Hydrotop werden Speicherinhalte (Interzeption, Schneedecke, Bodenwasserspeicher) und Massenflüsse (Verdunstung, Schneeschmelze, ober- und unterirdischer Abfluss) berechnet. Die Schneeschmelze wird mit einem Gradtagfaktor-Ansatz modelliert, der zusätzlich die Hangexposition berücksichtigt. Der Oberflächenabfluss wird mit dem Ansatz der Beitragenden Fläche ermittelt, der eine Funktion der Bodensättigung ist. Letztere bestimmt auch die Durchlässigkeit der ungesättigten Bodenzone entsprechend dem Ansatz von Mualem-Van Genuchten. Der in der ungesättigten Zone strömende Abfluss wird aufgeteilt in einen Anteil, der ins Gerinne ausströmt, und in einen zweiten, der in die gesättigte Zone weitergegeben wird. Von dort läuft er durch einen Linearspeicher ins Gerinne. Die Summe aller Teilabflüsse wird über einen Gerinnerouting-Baustein (nach Rickenmann, 1996) bis zur Mündung in den Inn weitergeleitet. Detailliertere Beschreibungen des Modellbausteines finden sich bei Kleindienst (1996) und Kirnbauer und Schönlaub (2006).

Der hydraulische Baustein des Vorhersagemodells ist ein 1D-hydrodynamisches Modell für

den Wellenablauf im Inn, das auch die Betriebsweise der Innkraftwerke zu beschreiben gestattet (FLUX^{DSS/DESIGNER}, siehe Reichel et al., 2000). Die relativ geringe Rechenzeit des 1D-Ansatzes ist für seinen Einsatz in einem Vorhersagemodell mit entscheidend, und numerische Stabilität über einen weiten Durchflussbereich muss im operationellen Vorhersagebetrieb gewährleistet sein. In Sonderfällen muss dies durch entsprechende Bearbeitung der geodätisch eingemessenen Querprofile erreicht werden: Schräg zur Flussachse gemessene Profile müssen in die rechtwinkelige Lage projiziert werden, und in Profilen, in denen bei Niederwasser sehr geringe Fließtiefen auftreten würden, z.B. in Restwasserstrecken, kann die numerische Stabilität durch Einbauen eines virtuellen Schlitzes in die Flussohle (Preissmann-Schlitz) erreicht werden. Auf der Tiroler Innstrecke vom Pegel Martinsbruck bis zum Kraftwerk Ebbs-Oberaudorf liegen ca. 800 gemessene Querprofile vor, die nach den genannten Gesichtspunkten zu prüfen und notfalls zu bearbeiten waren. Zur Bestimmung der Rauigkeitsparameter nach Strickler, die für die Güte der Modellierung entscheidend sind, wurde die Methode der sogenannten inversen Modellierung angewendet (Leonhardt et al., 2006). Hierbei werden die Parameter variiert und das Modell mit diesen Parametern so oft gerechnet, bis ein vorher gewähltes Gütekriterium erfüllt ist (eine echte Invertierung des Gleichungssystems findet nicht statt). Gegenüber einer manuellen Trial-and-Error-Methode bringt diese Vorgehensweise eine wesentliche Arbeitersparnis. Das Verfahren wurde mit bekannten Anschlaglinien des HQ₃₀ zur Kalibrierung und jenen von HQ₁₀₀ zur Verifizierung angewendet. Eine zusätzliche Möglichkeit zur Feinarbeit am Modell war durch das Hochwasser von 2005 gegeben: Im Anschluss daran waren Querprofile und Hochwasseranschlaglinien vermessen worden, und somit lag neues Material für Kalibrierung und Verifizierung vor. Im operationellen Einsatz werden die vom hydrologischen Modell ermittelten Zuflüsse zum Inn in den entsprechenden Berechnungsabschnitten zu den Zuflüssen vom oberen Flussquerschnitt addiert. Für den Betrieb der Kraftwerke am Inn (Prutz-Imst, Kirchbichl und Langkampfen) wurden die jeweiligen Standard-Betriebspläne im Modell implementiert. Zwar können die Kraftwerke im Hochwasserfall diese Betriebspläne nicht exakt einhalten, als Vorabschätzung und Eingangswert in die Vorhersage sind sie jedoch ausreichend.

Die Benutzeroberfläche von HoPI (siehe Abbildung 6) wurde speziell für die Erfordernisse des Vorhersagedienstes beim Hydrographischen Dienst des Landes Tirol und bei der TI-WAG entwickelt. Sie ist webbasiert und ermöglicht die Darstellung der aktuellen sowie vorangegangener Prognosen. Die Auswahl der anzuzeigenden Pegel bzw. Messstellen erfolgt wahlweise grafisch oder über eine Listenauswahl. Dabei wird in Messpegel (Abfluss und Wasserstand) und Berechnungsergebnisse (SES, HQsim und Flux) unterschieden. Wo an Pegeln sowohl Messung als auch Berechnung vorhanden sind, wird die prognostizierte

Rechnung anhand der Messung korrigiert. Die Signatur der Pegel auf der Benutzeroberfläche nimmt unterschiedliche Warnfarben an, sofern Prognoserechnungen ergeben, dass die statistisch ermittelten ein-, dreißig- bzw. hundertjährigen Hochwasserdurchflüsse überschritten werden (siehe Abbildung 6).

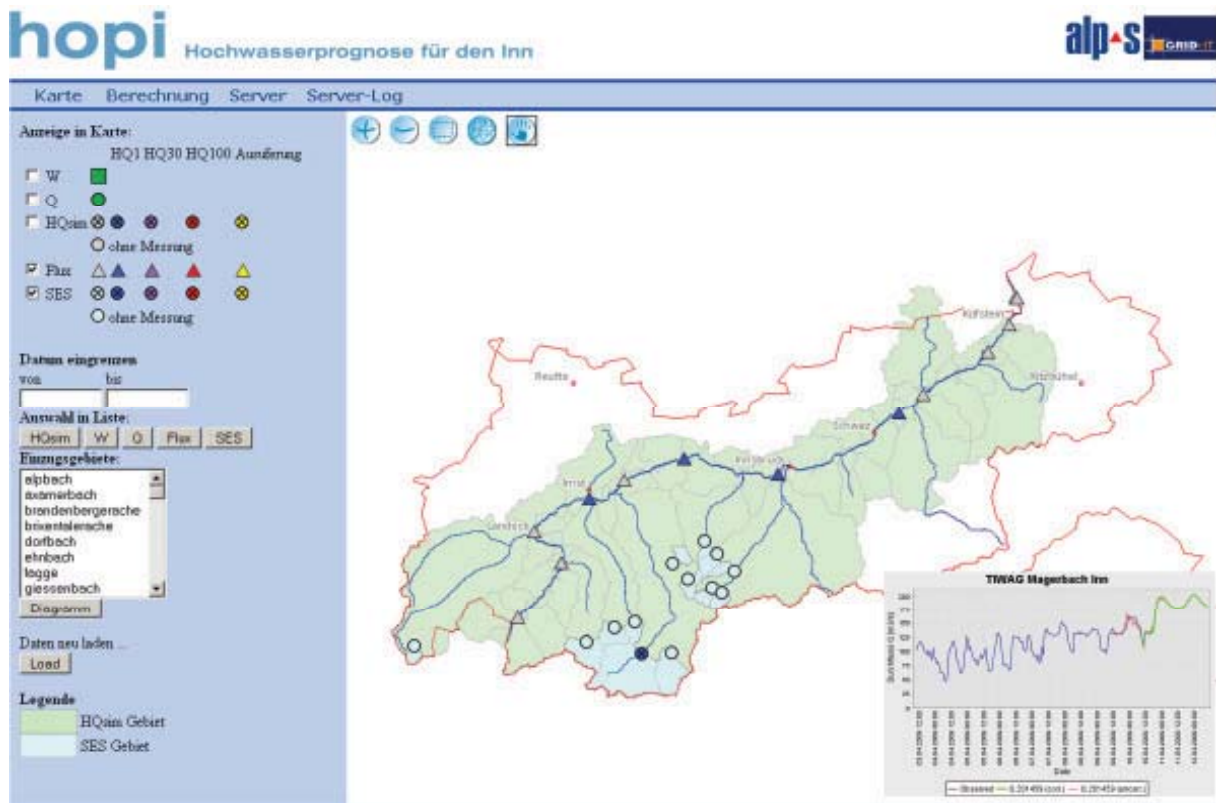


Abbildung 6: Benutzeroberfläche des Hochwasserprognosemodells HoPI

Weiters ist der komplette Ablauf einer Prognoserechnung über die Weboberfläche steuerbar. Im ersten Schritt erfolgt eine Aktualisierung der lokalen Datenbank von Messdaten (Meteorologie und Hydrologie) und der meteorologischen Prognosedaten (INCA). Nach der räumlichen Aufbereitung stehen Eingangsdatensätze für HQsim und SES zur Verfügung. Die Berechnungsergebnisse werden von SES an HQsim und letztlich an das hydraulische Modell des Inns (Flux) übergeben. Die Ergebnisse der hydrologischen und der hydraulischen Simulationen werden vom System, soweit Messungen verfügbar sind, korrigiert. Alle Berechnungsergebnisse stehen zur Darstellung in der Weboberfläche bereit. Die beschriebenen Simulationsschritte laufen im Regelfall automatisiert ab, können über die Weboberfläche aber auch schrittweise/manuell abgearbeitet werden.

3 Das Schnee und Eis- Schmelzmodell SES

Die Abflüsse aus den vergletscherten Oberläufen der südlichen Inn-Zubringer (siehe Abbildung 5) werden mit SES gerechnet. Es ist ein flächendetailliertes Energiebilanzmodell, wie sie in ähnlicher Form z.B. von Escher-Vetter (2000) und anderen Autoren entwickelt worden sind. SES ist eine Weiterentwicklung des Ansatzes zur Berechnung der Schneeschmelze, der bei Blöschl et al. (1987), Blöschl (1990) und Blöschl et al. (1991) veröffentlicht und näher beschrieben ist. Die Weiterentwicklung betrifft die speziellen Verhältnisse am Gletscher und die Modellierung des Abflusses vom Gletscher selbst und von seinem nicht von Eis bedeckten Umfeld. Die Besonderheiten am Gletscher betreffen einerseits die Dominanz der kurzwelligen Strahlung als steuernde Größe für Metamorphose und Schmelze des Schnees, die Umwandlung des Schnees in Firn und die Eisschmelze, andererseits die Abflussentstehung.

3.1 Topographische Daten

Für das Modell müssen folgende topographische Daten zur Verfügung stehen bzw. mit Hilfe eines digitalen Höhenmodells (DHM) abgeleitet werden: 1) die Seehöhe (zur Interpolation der Temperatur und der damit verknüpften Größen), 2) die Hangneigung (zur Berechnung der kurzwelligen Strahlung und als eine steuernde Größe bei der Schneedeckung nach Blöschl et al., 1991), 3) die Hangrichtung (zur Berechnung der kurzwelligen Strahlung), 4) die Gelände­krümmung (als eine steuernde Größe bei der Schneedeckung), 5) der lokale Horizont (zur Berücksichtigung der Abschattung des umliegenden Geländes bei der Berechnung der kurzwelligen Strahlung). Zusätzlich muss von jedem Flächenelement bekannt sein, ob es am Gletscher liegt oder nicht. Generell ist das Vorhandensein eines – womöglich digitalen – Orthofotos möglichst jungen Datums sehr vorteilhaft beim Aufsetzen des Modells. Darüber hinaus ist Gebietskenntnis von Vorteil bei der Interpretation der Daten. Abbildung 7 zeigt beispielhaft Geländeinformationen, abgeleitet aus dem DHM des Vernagtferners im Ventertal im hinteren Ötztal.

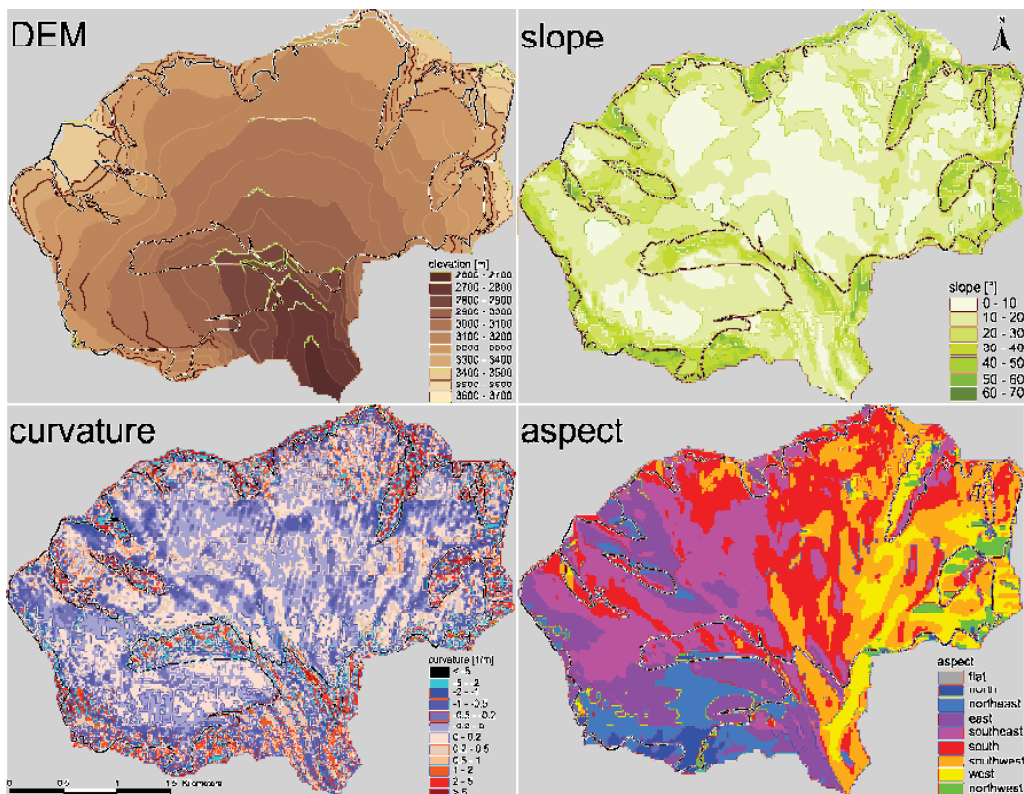


Abbildung 7: Digitales Höhenmodell des Vernagtferners mit den daraus abgeleiteten Größen Neigung, Krümmung und Hangrichtung (Rasterweite der Basisdaten 20 m)

3.2 Meteorologische Daten

Energiebilanzmodelle sind relativ anspruchsvoll bezüglich des meteorologischen Input. Für SES werden gebraucht: 1) Lufttemperatur, 2) Temperaturgradient, 3) Niederschlag, 4) relative Luftfeuchtigkeit, 5) Windgeschwindigkeit, 6) Globalstrahlung, 7) Bewölkung. Die meteorologischen Beobachtungsnetze mit zeitlich hoch aufgelöster Registrierung werden zwar zunehmend dichter, auch die numerischen Wettermodelle bzw. das Nowcastingverfahren INCA liefern Daten und die astronomisch mögliche Globalstrahlung lässt sich berechnen (Heindl und Koch, 1976), dennoch erweist sich die Ermittlung des Temperaturgradienten als nicht trivial (Rinderer et al., 2008). Bei Vorhandensein von gemessenen Werten der Globalstrahlung kann die Bewölkung nach Kasten und Czeplak (1980) zurückgerechnet werden. In der Nacht versagt diese Methode und es muss auf Schätzungen oder Modellergebnisse (Lokalmodell ALADIN Vienna) zurückgegriffen werden. Die Globalstrahlung wird in Abhängigkeit von der Bewölkung in Diffus- und Direktstrahlung aufgeteilt. Die Diffusstrahlung wird als überall gleich angesetzt, während die Direktstrahlung die Exposition, Hangneigung und Abschattung berücksichtigt. Wegen ihres starken und dauerhaften Einflusses auf die langwellige Strahlung beeinflusst die Bewölkung die Ergebnisse der Schneeschmelz-Simulation er-

staunlich stark. Die Annahme, der am Abend zuletzt errechnete Bewölkungswert sei die ganze folgende Nacht gültig, liefert gute Ergebnisse (Asztalos, 2004).

3.3 Die Energiebilanz

Die Wärmehaushaltsgleichung lautet

$$Q = Q_{SW} + Q_{LW} + Q_S + Q_L + Q_{Soil}$$

mit

Q_{SW}	Kurzwellige Bilanz
Q_{LW}	Langwellige Bilanz
Q_S	Fühlbarer Wärmestrom
Q_L	Latenter Wärmestrom
Q_{Soil}	Bodenwärmestrom

Die Bilanzglieder Q_{LW} , Q_S , Q_L (die Summe $Q_S + Q_L$ wird im folgenden als turbulente Flüsse bezeichnet) werden in SES gleich behandelt wie in Blöschl et al. (1987) bzw. Asztalos et al. (2007) beschrieben, und der Bodenwärmestrom wird als konstant mit 5 W/m^2 angenommen. Die Überlegungen, die zu der in SES verwendeten Methode der Ermittlung der kurzwelligen Bilanz geführt haben, sollen hier erwähnt werden.

Speziell in größeren Seehöhen trägt die kurzwellige Sonnenstrahlung den Löwenanteil der Schmelz-Energie in die Schneedecke ein. Der steuernde Parameter dieses Prozesses ist die Albedo, das Reflexionsvermögen der Schneedecke. Die im Jahreslauf und auch kurzfristig sehr unterschiedliche Oberfläche des Gletschers (bedeckt mit Neuschnee, mit Altschnee, mit Firn oder aper) bedingt stark unterschiedliche Albedo und somit auch eine stark unterschiedliche Strahlungsenergie-Aufnahme, die ihrerseits Rückwirkungen auf die Dynamik des Ausaperungsvorganges hat. Für das Gletschermodell wurde daher ein spezieller Baustein zur Modellierung des zeitlichen Verlaufes der Albedo als Folge unterschiedlicher Einflussfaktoren entwickelt. Dieser Baustein setzt die Beobachtung, dass es im Wesentlichen der Energiegenuss ist, der die Metamorphose der Schneedecke und somit auch die Veränderung der Albedo bewirkt, in einen entsprechenden Algorithmus um.

Ein weltweit angewendetes Verfahren zur Beschreibung der Änderung der Albedo nach einem Schneefall ist jenes des U.S. Army Corps of Engineers (1956). Hier wird die Abnahme der Albedo mit der Zeit als abnehmende Exponentialfunktion modelliert (aging curve approach). Dieser Ansatz beschreibt zwar das Phänomen, nicht aber dessen eigentliche Ursa-

chen: Durch die Energiezufuhr kommt es zur Metamorphose der Schneedecke, und die damit verbundene Änderung von Korngröße und -form bewirkt eine Abnahme der Albedo. Ein weiterer Grund liegt in der Verschmutzung des Schnees durch Staub, Algen, o.ä. Im Gletschermodell wird ein Ansatz von Trofimova (1970) in einer abgewandelten Form verwendet. Im Original lautet der Ansatz:

$$a(t) = f(a_N, a_O; Q(t))$$

Hierin sind $a(t)$ die Albedo, a_N , a_O die Neuschnee- bzw. Altschneealbedo, $Q(t)$ ist die Energiebilanz und f ist eine abnehmende Exponentialfunktion, die sich von der Neuschneealbedo jener des Altschnees annähert. Wie Albedomessungen an Testflächen zeigen (z.B. Blöschl, 1990; Weber, 2001), ist aber die Albedo keine monoton abnehmende Funktion, sondern hat einen ausgeprägten Tagesgang mit einem Minimum um Mittag und einem Anstieg gegen den Abend zu ("Badewannenkurve"). Asztalos (2004) wählte daher einen Ansatz, der außer der Energiebilanz auch deren Ableitung nach der Zeit enthält (a.a.O. Gleichung (4.19)). Hierdurch wird auch ein Anstieg der Albedo ermöglicht. Die Lösung der Gleichung erfordert im Prinzip einige wenige Iterationsschritte, doch kann in der Energiebilanzgleichung auch mit der Albedo des letzten Zeitschrittes gerechnet werden. In der abgeänderten Form lautet der Ansatz

$$a(t_2) = f(a_N, a_O; Q(t_2), \Delta Q(t_2-t_1))$$

mit $\Delta Q(t_2-t_1)$ gleich der Änderung der Energiebilanz von t_1 nach t_2 .

Nach einem Schneefall wird die Albedo wieder auf den Wert der Neuschneealbedo gesetzt. Dies erfolgt aber nur dann, wenn der in einer definierten Zeit gefallene Schnee eine gewisse Menge übersteigt (im Gletschermodell wird dieser Kalibrierparameter auf 2 mm Wasseräquivalent in 6 Stunden gesetzt), denn kleinere Schneemengen geben wegen Windverfrachtung etc. sehr bald die ursprüngliche Oberfläche wieder frei.

Durch die Ausaperung wird im Allgemeinen zuerst die Eisoberfläche der Gletscherzunge, später dann die Firnauflage in der Nährzone des Gletschers freigesetzt. Sind diese Flächen schneefrei, wird auf ihnen die Eis- bzw. Firn-Albedo wirksam. Bei den nicht vergletscherten Flächen erfolgt der Übergang zur Felsalbedo. Sowohl auf als auch neben dem Gletscher wird jeweils noch eine Zwischenstufe durchlaufen, wenn noch eine dünne Schnee- oder Firnauflage auf dem Untergrund (Eis oder Boden/Fels) lagert. In diesem Fall ist davon auszugehen, dass das Flächenelement nur teilweise mit Schnee bzw. Firn bedeckt ist, und somit

liegt die dann anzuwendende Albedo zwischen jener der Auflage (Schnee oder Firn) und der Unterlage (Gletschereis oder Boden/Fels). Im Gletschermodell sind für diese Übergänge zwischen den diversen Oberflächenzuständen Annahmen getroffen, die in Abbildung 6 schematisch wiedergegeben sind.

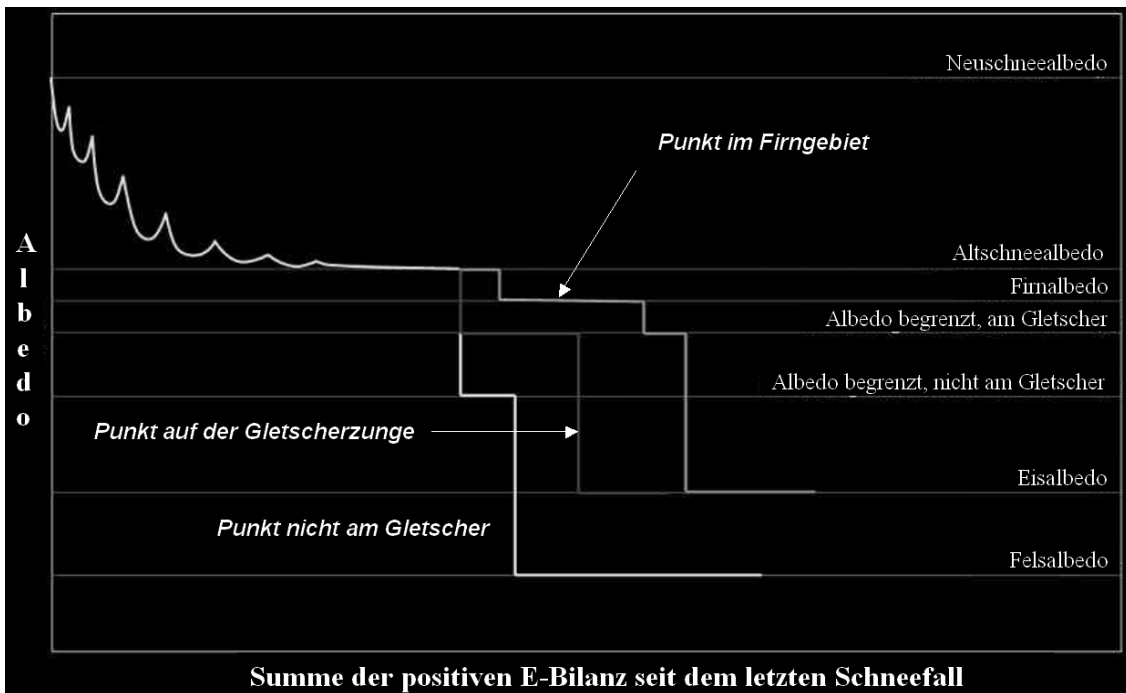


Abbildung 8: Albedoverlauf auf unterschiedlichen Oberflächen als Funktion der positiven Energiebilanz seit dem letzten Schneefall.

3.4 Interne Prozesse

Eine Schneedecke ist ein Mehrstoff-System aus Eis, Wasser und Wasserdampf, und zwischen den einzelnen Stoffen bestehen Wechselwirkungen und Übergänge. Die numerische Lösung des Systems von gekoppelten Differentialgleichungen für Energie- und Massenbilanz dieser Stoffe in der Schneedecke (Siemer, 1988; Blöschl, 1990) ist außerordentlich rechenintensiv und wäre für den Anwendungsfall im Vorhersageverfahren nicht gerechtfertigt. Statt dessen wurde für die Modellierung ein alter, aber bewährter Ansatz gewählt, der die Prozesse einfach parametrisiert (Braun, 1985): Der „factor of refreezing“ reduziert den Wärmeverlust der Schneedecke, der besonders nachts bei klarem Himmel und bei negativen Temperaturen rechnerisch auftritt, weil die Schnee-Oberflächentemperatur rechnerisch Null bleibt und nicht mitgeführt wird (der fühlbare Wärmestrom und insbesondere die langwellige Bilanz sind dann negativ). Die Größe „capacity of cold holding“ begrenzt die Speicherung von negativer

Energie in der Schneedecke auf ein Schmelzwasser-Äquivalent als Prozentsatz des Wasseräquivalents der auf dem Flächenelement liegenden Schneedecke. Ähnlich wirkt die Größe „capacity of water holding“ als Maß für die Wasserspeicherung in der Schneedecke, auch sie wird als Prozentsatz des Wasseräquivalents angegeben.

3.5 Die Abflusstehung

Die von SES berechneten Schmelzraten vom Gletscher und auch von den unvergletscherten Teilen der SES-Gebiete bzw. die Abflüsse zufolge Regen werden im Modell durch fünf parallele Linearspeicherkaskaden (nach Nash, 1960) geleitet, um die unterschiedlichen Verzögerungs- und Retentionsprozesse zu simulieren, denen der Abfluss je nach seinem Entstehungsort unterliegt. Am stärksten wird das Schmelzwasser retendiert, das an der Schneeoberfläche entsteht, durch sie durchsickert und dann noch eine Firnschicht durchdringen muss, am wenigsten die Schmelze des Gletschereises bzw. des Regens, der auf die aperen Zonen des Gletschers fällt. Aus den nicht vergletscherten Teilen des Gebietes kommen oberflächlich oder oberflächennah durch den Untergrund die wenig verzögerten Anteile, während die Anteile, die eine längere Bodenpassage durchlaufen müssen, starken Verzögerungen und Dämpfungen unterliegen. Alle diese Anteile werden durch Kaskaden von Linearspeichern nach Nash (1960) modelliert. In Abbildung 9 ist die Struktur dieses Abflussmodells schematisch dargestellt.

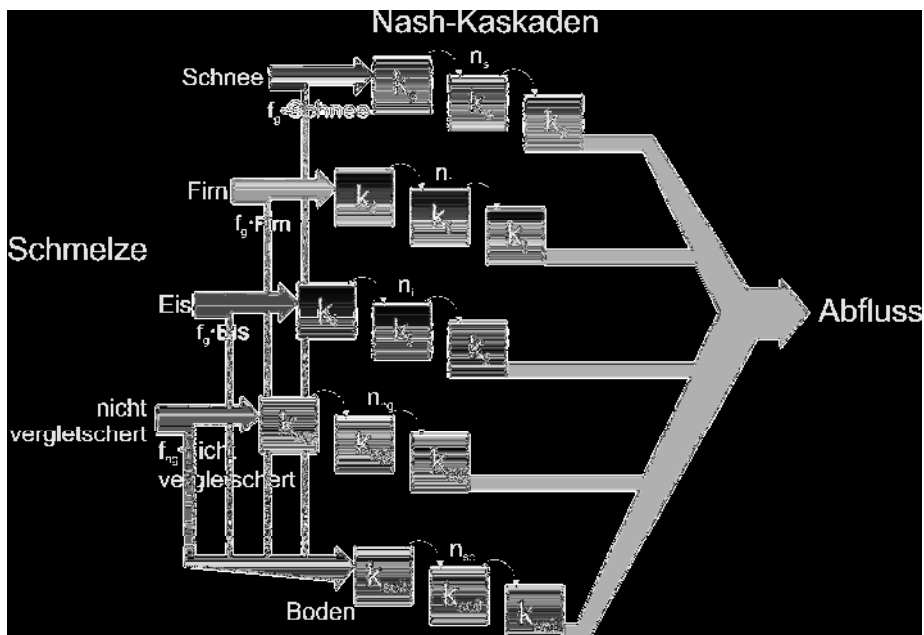


Abbildung 9: Fließwege von Schmelz- und Regenwasser und ihre Abbildung im Modell SES

Für jede Speicherkaskade nach Nash (1960) müssen die Parameter n (Zahl der Speicher) und k (Zeitkonstante des Linearspeichers) geschätzt werden. Diese Parameter wurden an Hand der Abflussganglinien am Pegel Vernagtbach bei unterschiedlichen Ausaperungszuständen des Vernagtferners durch manuelle Kalibrierung bestimmt. Die Abflüsse am Pegel Vernagtbach stimmten mit den Beobachtungen gut überein. Aber auch jene am übergeordneten Vorfluter (Pegel Vent/Rofenache), die nicht kalibriert worden waren, zeigten gute Übereinstimmung mit den Beobachtungen (Asztalos et al., 2007).

Weiterführende Kalibrierungen wurden in der Zusammenschau mit den Abflussganglinien der Pegel Vent/Venterache und Obergurgl (Öztaler Ache) sowie Gepatschalm (Kaunertal) während unterschiedlichen Schneebedeckungs- bzw. Ausaperungszuständen der großen Gletscher in den Jahren 1994 bis 2008 durchgeführt. Auch hier zeigte sich eine gute Übertragbarkeit der Parameter der Nash-Kaskaden innerhalb der Gebiete im Oberlauf der Öztaler Ache. Am Pegel Gepatschalm ergaben sich aufgrund der besonderen Form des Gepatschferners andere Werte für n und k . Die meiste Aufmerksamkeit wurde bei der Kalibrierung auf die großen Hochwasserabflüsse gelegt. Die simulierten Ganglinien wurden für diese Ereignisse nach unterschiedlichen Verfahren statistisch bewertet (Achleitner et al., 2008), damit die Anforderung für die Hochwasserprognose durch die Modelle erfüllt werden kann.

3.6 Verifikation der Schneemodellierung

Während der Kalibrierung wurden auch Ausaperungsmuster der Schneebedeckung in den Einzugsgebieten und auf den Gletschern berücksichtigt. Dazu standen Orthofotos aus den Jahren 1997 und 2003 zur Verfügung. Die Modellergebnisse für die Tage der Befliegung können in ein GIS importiert werden. Für die entsprechenden Zeitpunkte können die Wasseräquivalentswerte von Schnee und Firn an jedem Rasterpunkt des Modells dargestellt und mit dem Zustand im Orthofoto verglichen werden. Dies erlaubt einen Vergleich der Ausdehnung der Schneedecke, jedoch keinen Vergleich der gespeicherten Schneemengen. Bei den Fotos vom 03.09.1997 kann man die Schneegrenze deutlich als Übergang von weißen schneebedeckten Gebieten zum dunkelgrauen ausgeaperten Gletschereis erkennen. Wie die Beispiele (Abbildung 10) vom Gepatschferner und vom Hintereisferner zeigen, wird der Übergang von ausgeaperten Eisflächen zu schnee- oder firnbedeckten Gletscherflächen

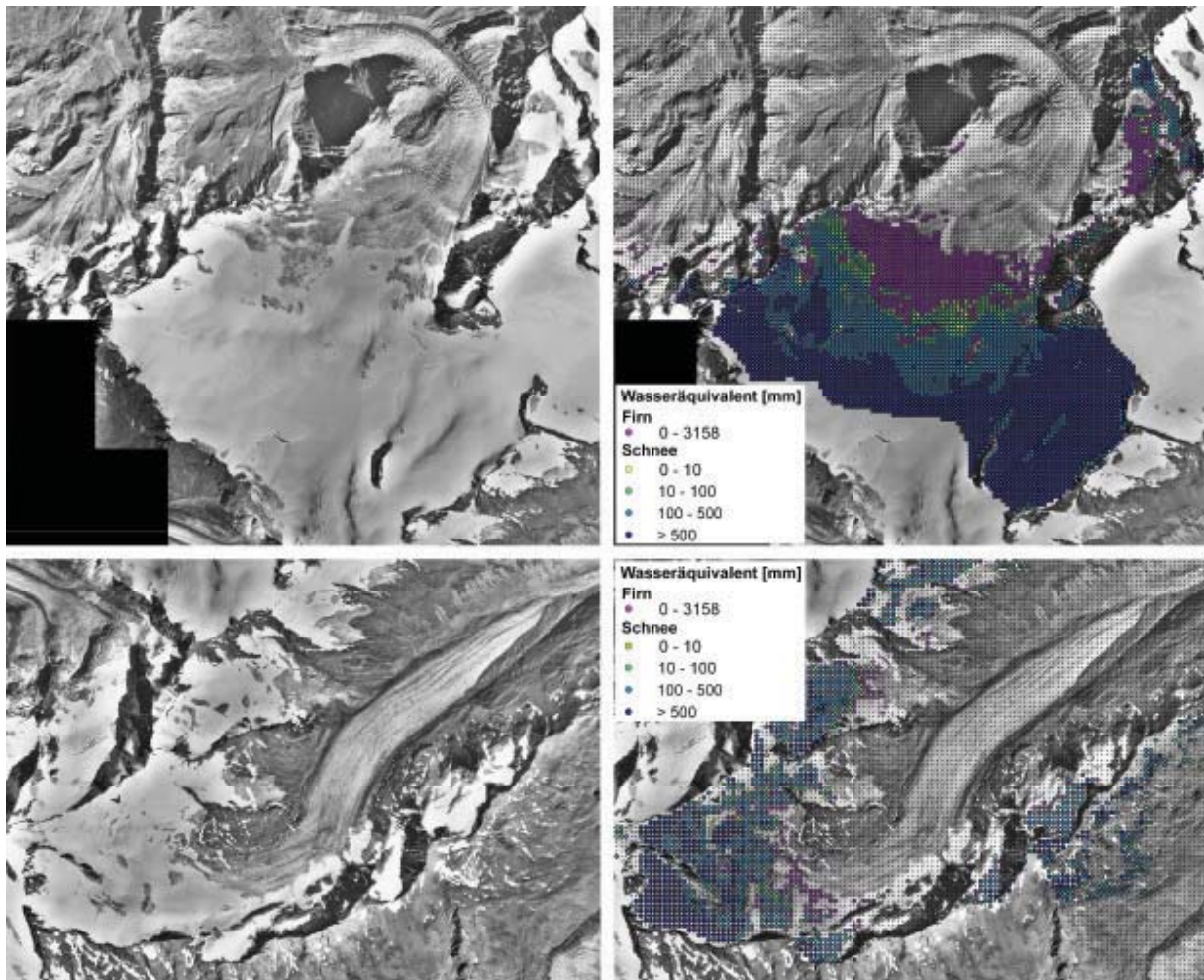


Abbildung 10: Gepatschferner (oberer Bildervergleich) und Hintereisferner (unterer Bildervergleich) am 03.09.1997

vom Modell zufriedenstellend berechnet. Durch die Farbgebung der Rasterpunkte der SES-Einzugsgebiete soll die Unterscheidung zwischen Firn (magenta) und saisonalem Schnee (gelb über grün bis dunkelblau) ermöglicht werden. Die weiteren Rasterpunkte ohne Schneebedeckung wurden in schwarz und kleiner dargestellt.

Um an weiteren Zeitpunkten die Ausdehnung der Schneedecke bewerten zu können, wurden terrestrische Schrägaufnahmen, von denen der Aufnahmepunkt und das Aufnahme datum bekannt sind, mit der simulierten Schneedecke zum Zeitpunkt der Fotoaufnahme als Ebene über dem digitalen Geländemodell des entsprechenden Gebietes in der 3D-Ansicht eines GIS-Systems verglichen (siehe Abbildung 11). Auch hier wird die Modellschneegrenze am Gletscher ähnlich den tatsächlichen Bedingungen am Ende der Ablationsperiode im Jahr 2008 berechnet. Die gelbe Fläche entspricht einer durchgehenden zusammenhängenden Schneedecke in der Simulation. In dem Foto entsprechenden Blickfeld der 3D-Ansicht kommen Wasseräquivalentswerte der Schneedecke bis 1000 mm vor.

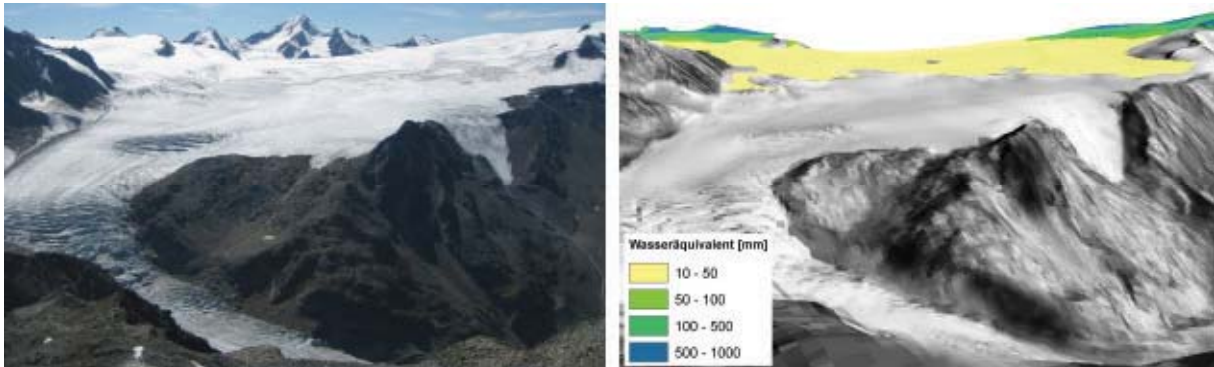


Abbildung 11: Gepatschferner am 09.09.2008; Links: Foto (Schöber J.), Rechts: GIS 3D Ansicht

Zusätzlich zu den Bildervergleichen konnten auch Schneemessungen innerhalb der vergletscherten Einzugsgebiete für die Verifikation der Modellierung verwendet werden. Dazu standen Aufzeichnungen der Schneehöhe [cm] vom Pitztaler Gletscher und aus Obergurgl zur Verfügung. Den Messwerten an den Stationen wurden die Bilanzen der Schneedecke der vergleichbaren Rasterpunkte des Modells gegenübergestellt. Da die modellierte Schneedeckenbilanz als Wasserwert berechnet wird, können bei der Gegenüberstellung dieser Daten nur der Beginn der Schneeakkumulation und der Zeitpunkt des Abschmelzens exakt miteinander verglichen werden. Aufzeichnungen zur Schneedichte lagen für die untersuchten Schneemessstationen nicht vor.

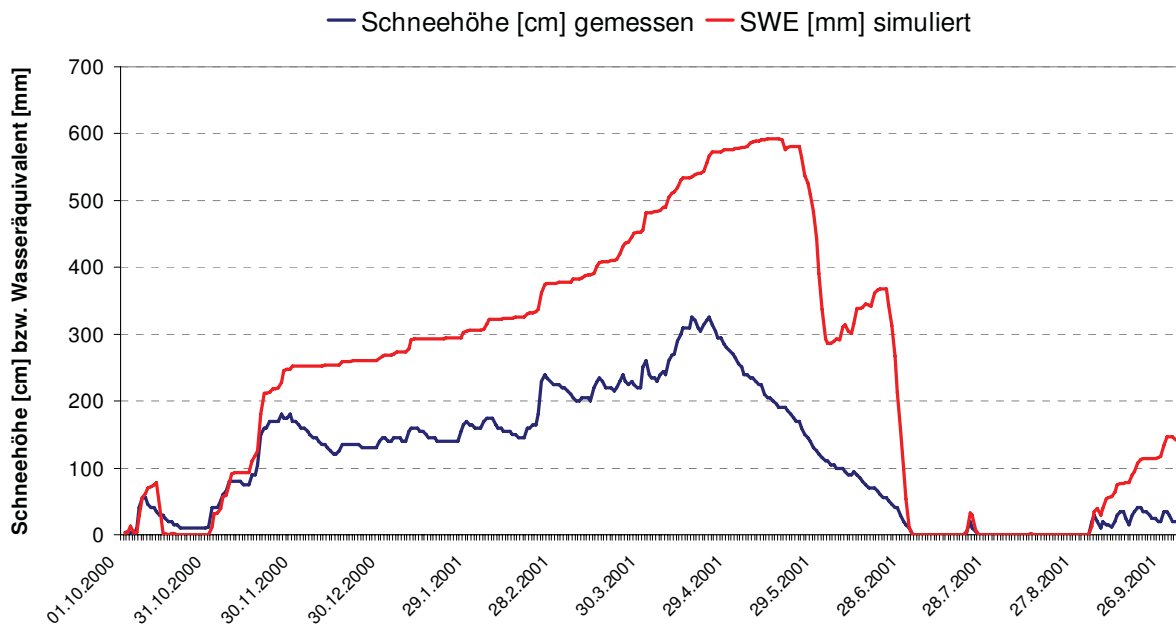


Abbildung 12: Schneehöhe – Wasseräquivalent 2001 an der Messstation Pitztaler Gletscher

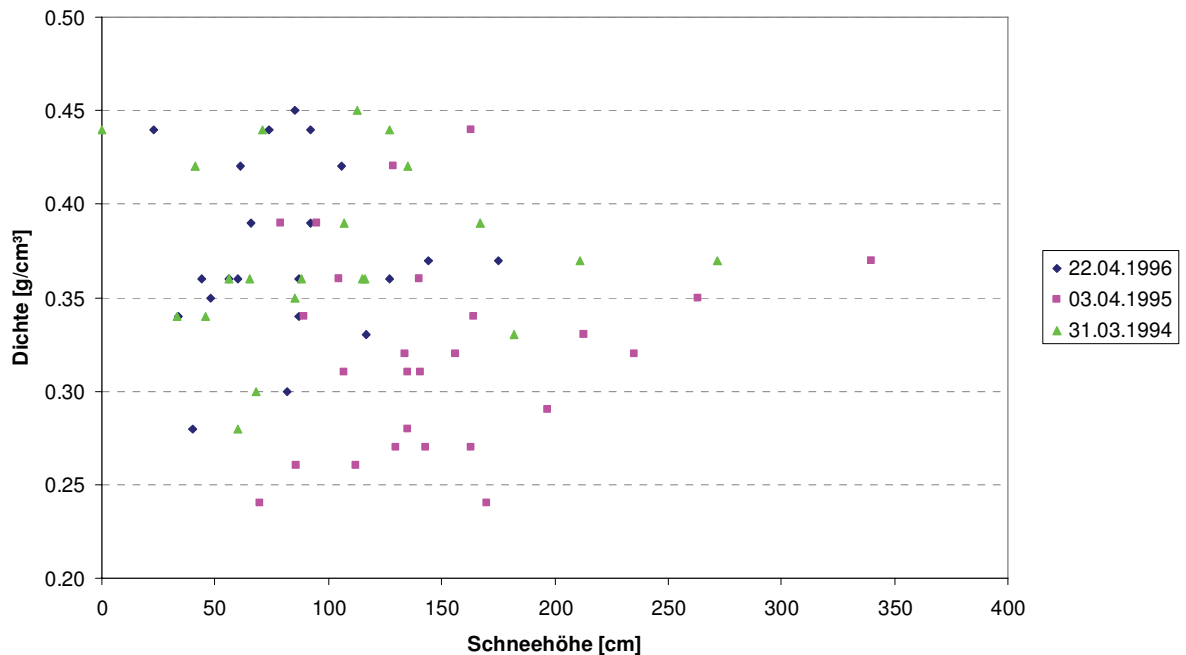


Abbildung 13: Schneemessungen im Kaunertal und im Pitztal (Quelle: TIWAG)

Für den Vergleich zwischen Schneehöhe und Schneewasserwert besteht ein Zusammenhang über die Schneedichte. Dieser „Faktor“ ändert sich im Laufe eines Winterhalbjahres. Als Vergleich für die Größenordnung der in diesem Gebiet vorherrschenden Schneedichte wurden in Abbildung 13 die aus Schneeprofilen ermittelten Schneedichten im Gebiet Kaunertal und Pitztal dargestellt. Die in diesem Gebiet erhobenen Werte liegen in einer Größenordnung von 0,25 – 0,45 g/cm³. Sie repräsentieren aufgrund der Messzeitpunkte die Dichte von Frühjahrsschnee und stimmen als Größenordnung mit dem in Abbildung 12 ersichtlichen Faktor zwischen modellierten Schneewasseräquivalent und gemessener Schneehöhe überein.

4 SES als glazial-hydrologischer Baustein von HoPI zusammengefasst

Das Hochwasserprognosesystem für den Tiroler Inn (HoPI) enthält den Baustein „SES“, ein flächendetailliert arbeitendes bilanzierendes Energiebilanzmodell für den Auf- und Abbau von temporärer Schneedecke und von Firn. Für das Gletschereis werden keine Bilanzierungen gerechnet. Das nicht vergletscherte Umfeld der Gletscher wird insofern berücksichtigt, als für diese Flächen Auf- und Abbau der Schneedecke mit dem gleichen mathematischen Instrumentarium wie für die temporäre Schneedecke am Gletscher bearbeitet wird. Für die

Simulation der Abflüsse zufolge Schmelze bzw. flüssigen Niederschlägen von den vergletscherten und unvergletscherten Einzugsgebietsteilen wird ein auf parallelen Speicherkaskaden basierendes Abflussmodell verwendet. Es modelliert die unterschiedlichen Verzögerungs- und Retentionsprozesse, denen der Abfluss je nach seinem Entstehungsort unterliegt. Weil die Albedo des Gletschers sein Schmelz- und Abflussverhalten sehr wesentlich bestimmt, wird auf die Modellierung dieser Größe besonderer Wert gelegt. Sie wird als Funktion des Energieeintrages und seiner ersten Ableitung simuliert. Als adäquate Möglichkeit zur Kalibrierung bzw. Validierung des Schmelzmodells werden zusätzlich zu den Abflussganglinien an Pegeln unterhalb der Gletscherzungen auch simulierte und durch Fernerkundung dokumentierte Ausaperungsmuster verwendet. Die Simulationsergebnisse stimmen auch für die Verifikationsperioden mit den Fernerkundungs-Bildern (Orthofotos bzw. terrestrisch aufgenommene Fotos) gut überein. Dies deutet darauf hin, dass das Modell aus den richtigen Gründen richtige Resultate liefert. Der Einbau des Gletschermodells SES in das Vorhersagemodell HoPI ist somit gerechtfertigt.

5 Literaturhinweise und Quellen

ACHLEITNER S., RINDERER M., KIRNBAUER R. and KLEINDIENST H., 2008: Hydrological modeling in alpine catchments- sensing the critical parameters towards an efficient model calibration, Proceedings of the 4th International Symposium on Flood Defence (ISFD4) - 6-8 May, Toronto, Canada.

ASZTALOS J., 2004: Ein Schnee- und Eisschmelzmodell für vergletscherte Einzugsgebiete. Diplomarbeit, Technische Universität Wien.

ASZTALOS J., KIRNBAUER R., ESCHER-VETTER H. and BRAUN L., 2007: A distributed energy balance snow and glacier melt model as a component of a flood forecasting system for the Inn river. Proceedings of the Alpine*Snow*Workshop, Munich, October 5-6, 2006, Germany. Berchtesgaden National Park research report, Nr. 53, Berchtesgaden, 2007. pp. 9-17.

BLÖSCHL G., 1990: Snowmelt simulation in rugged terrain. Dissertation, Technische Universität Wien.

BLÖSCHL G., KIRNBAUER R. and GUTKNECHT D., 1991: Distributed snowmelt simulations in an alpine catchment - 1. Model evaluation on the basis of snow cover patterns. Water Resources Research, 27(12):3171–3179.

- BLÖSCHL G., KIRNBAUER R. und GUTKNECHT D., 1987: Zur Berechnung des Wärmeeintrags an einem Punkt der Schneedecke. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 31(5):149–155.
- BRAUN L. N., 1985: Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower alpine regions of Switzerland. Zürcher Geographische Schriften, 21:166 pp, 1985.
- ESCHER-VETTER H., 2000: Modelling meltwater production with a distributed energy balance method and runoff using a linear reservoir approach - Results from Vernagtferner, Oetztal alps, for the ablation seasons 1992 to 1995. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 36:119–150.
- FEDERER C. A. and LASH D., 1978: BROOK: A Hydrologic Simulation Model for Eastern Forests. Water Resources Research Centre, University of New Hampshire, Research Report No. 19.
- FORSTER F., 1994: Die Simulation hydrologischer Prozesse mit dem Modell BROOK - eine Analyse. In.: Hydrologie kleiner Einzugsgebiete, Gedenkschrift für Hans M. Keller. Beiträge zur Hydrologie der Schweiz Nr. 35. Hrsg.: Schweizerische Gesellschaft für Hydrologie und Limnologie (SGHL), Bern und Eidgen. Forschungsanstalt f. Wald, Schnee und Landschaft (WSL), Birmensdorf. S. 195-208.
- Haiden T., Kann A., Stadlbacher K., Steinheimer M. and Wittmann C., 2007: Integrated Nowcasting Through Comprehensive Analysis (INCA) – System Overview. ZAMG report, 49p (aktualisierte und erweiterte Version).
- Heindl, W. und Koch, H., 1976: Die Berechnung von Sonneneinstrahlungsintensitäten für wärmetechnische Untersuchungen im Bauwesen. Gesundheits-Ingenieur, 97(12), 1976.
- KASTEN F. and CZEPLAK G., 1980: Solar and terrestrial radiation dependent on the cloud amount and type of cloud. Solar Energy, 24:177–189, 1980.
- KIRNBAUER R. und SCHÖNLAUB H., 2006: Vorhersage für den Inn. Wiener Mitteilungen, 199: 69–84.
- KIRNBAUER R. und STEIDL R., 1995: Abflusentstehung auf unterschiedlichen Böden - Simulationen und Sensitivitätsanalysen mit Hilfe eines Wasserhaushaltsmodelles. Wasser und Boden 47 (1995), H. 8, S.17-21.
- KLEINDIENST H., 1996: Erweiterung und Erprobung eines anwendungsorientierten hydrologischen Modells zur Gangliniensimulation in kleinen Wildbacheinzugsgebieten Diplomarbeit, Institut für Geographie, Ludwig-Maximilians-Universität München.

- LEONHARDT G., SENFTER S., SCHÖBERL S. und SCHÖNLAUB H., 2006: Ein hybrider Ansatz zur adäquaten Berücksichtigung des Betriebs von Wehr- und Kraftwerksanlagen im Rahmen des Hochwasservorhersagemodells Inn, In: Horlacher H.-B., Graw K.-U. (eds) Wasserbauliche Mitteilungen - Strömungssimulation im Wasserbau (Flow Simulation in Hydraulic Engineering), vol 32, Institut für Wasserbau und Technische Hydromechanik, Technische Universität Dresden, pp 23-30.
- LEONHARDT G., SENFTER S., OBERPARLEITER C., ASZTALOS J., KIRNBAUER R., SCHÖBERL F. and SCHÖNLAUB H., 2009: Flood Forecasting of the River Inn. In: Veuliet, E., Stötter J. and Weck-Hannemann, H. (eds.): Sustainability in Natural Hazard Management. Berlin (in press).
- MÜLLER G. und GODINA R., 2007: Übersicht über die Hochwasserereignisse des Jahres 2005 in Österreich, Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich. Heft 84, S. 16-29.
- NASH J., 1960: A unit hydrograph study with particular reference to British catchments, Proc. Inst. Civ. Eng., 17, 249–282, 1960.
- REICHEL G., FÄH R. und BAUMHACKL G., 2000: FLORIS-2000: Ansätze zur 1.5D-Simulation des Sedimenttransportes im Rahmen der mathematischen Modellierung von Fließvorgängen. In: Heigerth G (ed) Symposium: Betrieb und Überwachung wasserbaulicher Anlagen, Graz, 19. - 20.10.2000. Eigenverlag Inst. f. Wasserbau u. Wasserwirtschaft, Techn. Univ. Graz, pp 485-494.
- RICKENMANN D., 1996: Fließgeschwindigkeit in Wildbächen und Gebirgsflüssen. Wasser, Energie, Luft, 88(11/12), 298-304.
- RINDERER M., ACHLEITNER S., ASZTALOS J. und KIRNBAUER R., 2008: Sensitivity analysis of lapse rate and corresponding elevation of the snowline – limited data availability and its impact on snow and glacier melt. – In: (Institute for Catastrophic Loss Reduction (ICLR) (ed.)): Proceedings of the 4th International Symposium on Flood Defence, 5th – 8th of May 2008, Toronto / Canada.
- SIEMER A. H., 1988: Ein eindimensionales Energie-Massenbilanzmodell einer Schneedecke unter Berücksichtigung der Flüssigwassertransmission. Berichte des Inst. für Meteorologie u. Klimatologie der Universität Hannover, 34: 167 S.

TROFIMOVA E., 1970: Metod rascheta otrazhayushchej sposobnosti snezhnogo pokrova (Eine Methode zur Berechnung der Reflexionseigenschaften von Schneeoberflächen). Sredneaziatskij Nauchno Issledovatelskij Gidrometeorologicheskij Institut, Leningrad, 52(67): 21-25, zitiert in Siemer (1988).

U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS, 1956: Snow hydrology, Summary report of the snow investigations. North Pacific Division, Portland (Oregon).

WEBER M., 2001: Der Einfluß der Luftfeuchte auf die Ablation des Vernagtferners - Ergebnisse der Feldmesskampagnen HyMEX98 und HyMEX2000, Beitrag zur Tagung DACH-MT 2001 in Wien,

<http://www.lrz-muenchen.de/~a2901ad/webserver/webdata/download/dach2001.pdf>

Anschrift der Verfasser:

Ass.Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn. Robert Kirnbauer

Institut für Wasserbau und Ingenieurhydrologie, TU Wien
Tel.: +43-1-58801-22320, Fax: +43-1-58801-22399
Email: kirnbauer@hydro.tuwien.ac.at

Dipl.-Ing. Dr. Stefan Achleitner

alpS - Zentrum für Naturgefahren- und Risikomanagement GmbH
Grabenweg 3, 6020 Innsbruck, Austria
Tel.: +43(0)512-39 29 29-31, Fax.: +43(0)512-39 29 29-39
Email: achleitner@alps-gmbh.com

Mag.rer.nat. Johannes Schöber

alpS - Zentrum für Naturgefahren- und Risikomanagement GmbH
Grabenweg 3, 6020 Innsbruck, Austria
Tel.: +43(0)512-39 29 29-12, Fax.: +43(0)512-39 29 29-39
Email: schoeber@alps-gmbh.com

Dipl.-Ing. Judit Asztalos

Amt der Oberösterreichischen Landesregierung, „OÖ Wasser“
Promenade 33, 4021 Linz
Tel: +43(0)732-7720-14348
Email: judit.asztalos@ooe.gv.at

Dipl.Ing. Dr. Helmut Schönlaub

TIWAG –Tiroler Wasserkraft AG
Eduard-Wallnöfer-Platz 2, 6020 Innsbruck, Austria
Tel.: +43(0)50607-21356
Email: helmut.schoenlaub@tiwag.at

BERICHTE UND MITTEILUNGEN

Der Pegel Vent/Rofenache – Herausforderungen für eine hydrographische Messstelle in einem vergletscherten Einzugsgebiet

(G. Müller, R. Godina, W. Gattermayr)

Der Pegel Vent/Rofenache in den Öztaler Alpen nahe des Alpenhauptkamms gehört mit seiner Lage auf 1891 m Seehöhe zu den am höchsten gelegenen hydrographischen Messstellen in Österreich. Das vergletscherte Einzugsgebiet der Rofenache hat bis zum Pegel Vent eine Fläche von 96,2 km². Die Vergletscherung betrug 1969 noch 44%, derzeit sind es 38%. Das Abflussregime mit dem Maximum im Juli und August (siehe Abbildung 1) ist eindeutig durch die Schnee- und Gletscherschmelze geprägt und bisher nicht durch Wasserkraftnutzung beeinflusst.

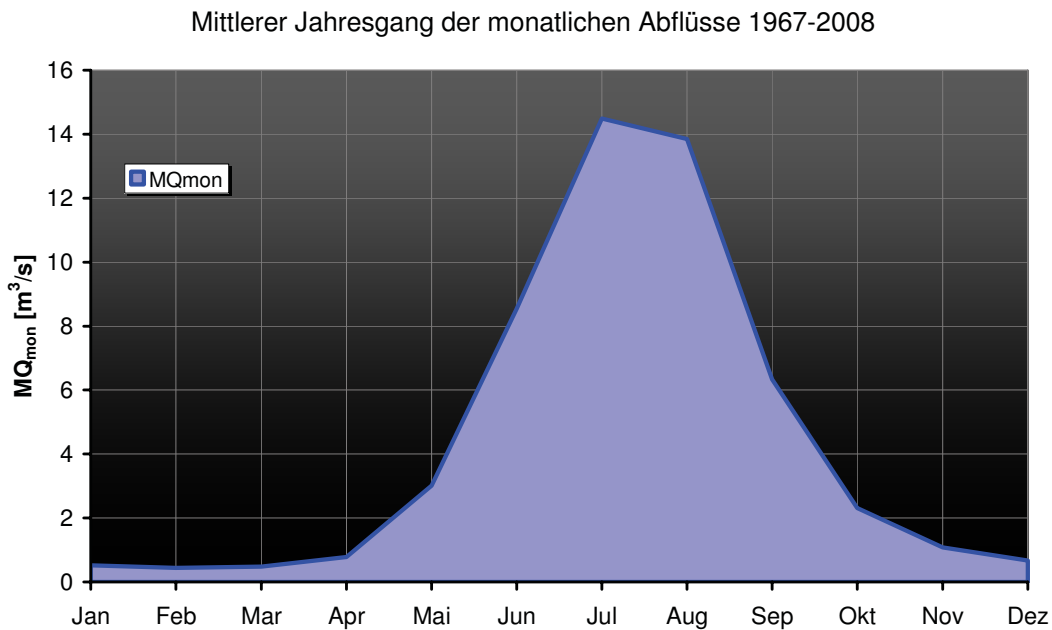


Abbildung 1: Verlauf der mittleren monatlichen Abflüsse von 1967 bis 2008

Erste hydrographische Beobachtungen im Bereich des heutigen Pegels an der Rofenache stammen aus dem Jahre 1936. Leider liegen aus dieser Zeit keine Daten vor. Am 01.08.1963 wurde der erste Schreibpegel zur kontinuierlichen Erfassung des Wasserstandes an der Rofenache in Betrieb genommen. Der Abfluss wird an dieser Stelle seit 1967 gemessen. Das Messprogramm des Hydrographischen Dienstes wurde in den vergangenen

10 Jahren um Schwebstoff- und Geschiebemessungen erweitert. Die nunmehr seit mehr als 40 Jahren vorliegenden Messdaten geben wertvolle Informationen über das natürliche Abfluss- und Feststoffregime eines hochalpinen vergletscherten Einzugsgebietes.

Die Bedeutung der Messungen wird noch dadurch erhöht, dass es im Einzugsgebiet der Rofenache am Vernagtbach unterhalb des Vernagtgletschers eine weitere, seit 1973 beobachtete Messstelle gibt. Beide Messstellen ergänzen sich und ermöglichen detaillierte Studien. Die Messstelle am Vernagtbach wird durch die Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften betreut (vgl. Beitrag WEBER et al., 2009, in diesem Heft) und ist mit einer Höhenlage von 2640 m die höchstgelegene Abflussmessstelle in Österreich (2005: 71% Vergletscherung des Einzugsgebietes). Ihre Daten werden seit 2003 im Hydrographischen Jahrbuch von Österreich veröffentlicht.

Vor dem Hintergrund der globalen Erwärmung und deren Auswirkung auf den Wasserhaushalt im gesamten Alpenraum sind solche Messstellen wichtige Stützstellen für das Studium von Veränderungen durch den Klimawandel. Wie Abbildung 2 zeigt, gibt es einen eindeutigen Zusammenhang zwischen dem Anstieg der Lufttemperatur und dem beobachteten Abfluss in Vent für den Zeitraum 1967-2008. Deutlich wird die mit der Temperaturerhöhung einhergehende Erhöhung des Abflusses, die ihre Ursache in erster Linie aus der erhöhten Gletscherschmelze und nicht aus einer Zunahme der Niederschläge hat. Solche Untersuchungen sind von großer Bedeutung für die Quantifizierung zukünftiger Veränderungen und unterstreichen die Notwendigkeit, einen stabilen und langfristigen Messbetrieb auch an aufwändigen Messstellen wie in Vent in Zukunft weiter sicher zu stellen.

Durch die sommerlichen Schmelzwässer ist der Abfluss der Rofenache sehr turbulent und von großen Schwankungen auch innerhalb eines Tages geprägt. Der Tagesgang des Abflusses wechselt im Sommer an Strahlungstagen vom Niederwasser in den Hochwasserbereich und wieder zurück. Zusätzlich führt der starke Feststofftransport – Gletschermilch und Geschiebe von beachtlicher Korngröße – zu großen Belastungen des Gerinnes. Das stellt entsprechende Herausforderungen für den Bau und den Betrieb solcher Messstellen dar. Um die Gewässersohle im Messbereich auch bei extrem unterschiedlichen Belastungen konstant zu halten, um den Messbetrieb zu gewährleisten und die Sicherungs-, Räumung- und Sanierungsmaßnahmen nach der „Schmelzsaison“ so gering wie möglich zu halten, sind die hydraulischen Randbedingungen bei der Planung des Messquerschnittes besonders zu beachten.

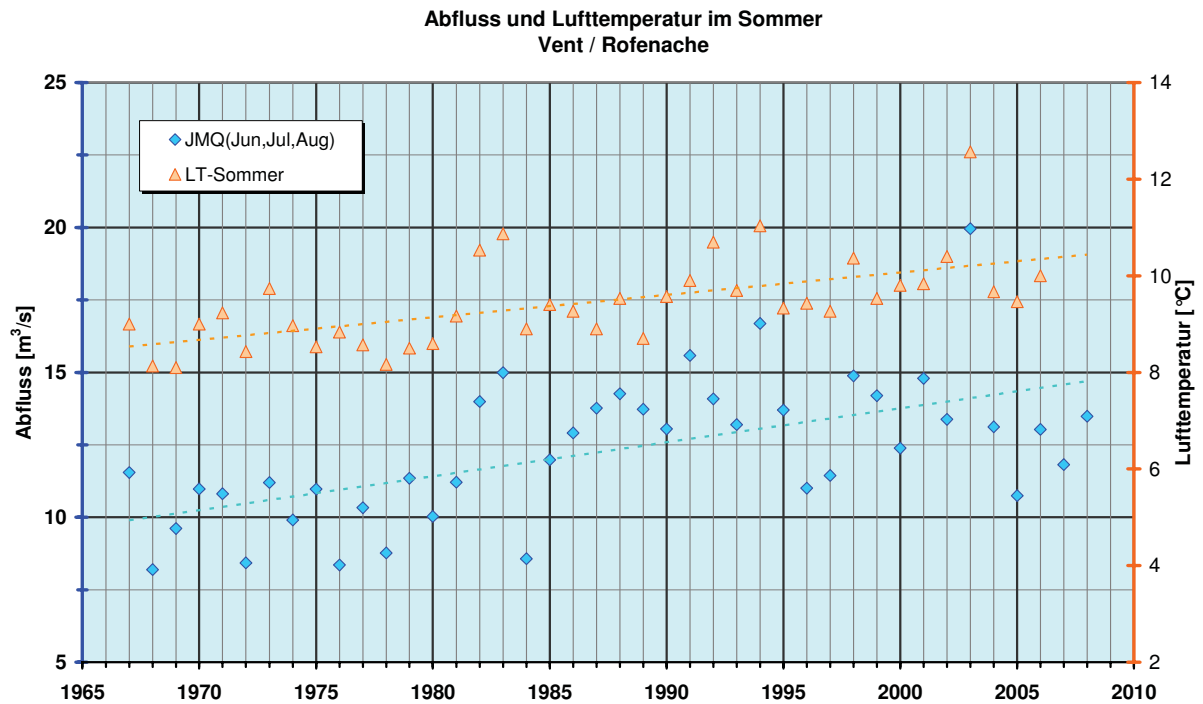


Abbildung 2: Darstellung der Lufttemperatur und der Abflüsse in den Sommermonaten Juni, Juli und August von 1967 bis 2008

Obwohl beim Bau und bei wiederholt notwendigen Sanierungen der Messstelle Materialien wie Granit, Spezialbeton und Stahlplatten verwendet wurden, erwies sich die Natur immer wieder als stärker. Die Messstelle in der heutigen Form besteht seit 10 Jahren. Die Ausführung als massiver Betonkörper war notwendig, um die natürlichen Belastungen der ständig wechselnden Abflüsse und der damit verbundenen Änderungen des Feststoffdurchsatzes sowohl im Winter- als auch im Sommerbetrieb beherrschen zu können (Abbildung 3). Im Jahr 1999 wurde der Beton der Gerinnesohle mit Kupferschlacke (32 mm) nach TIWAG-Rezeptur (Fayalith-Korn) versetzt. Trotzdem waren bereits nach einem Sommer 5 cm Beton abgerieben und die Bewehrung teilweise freigelegt. Im Winter 2000/2001 mussten als Notsicherung 12 mm dicke Stahlplatten aufgebracht werden. Auch diese waren im Winter 2006/2007 im Hauptstromstrich auf Blechstärke abgearbeitet.



Abbildung 3: Pegel Vent im Winter und im Sommer (Fotos: HD Tirol)

Auf Grund der Bedeutung der Messstelle wurde eine erneute umfassende Sanierung beschlossen. Nach ausführlicher Materialdiskussion 2007/2008 fiel die Entscheidung für eine Verkleidung der Sohle mit auf Stahlplatten vulkanisierten Gummiplatten, wie sie bei der Messstelle am Vernagtbach seit Jahrzehnten im Einsatz sind. Im Winter 2008/2009 erfolgte die Generalsanierung. Dazu wurden von der Abteilung Wasserhaushalt im BMLFUW Sondermittel bereitgestellt. Weiters waren an der Finanzierung die Bundeswasserbauverwaltung, das Land Tirol (Abteilung Wasserwirtschaft, Schutzwasserwirtschaft und Hydrographie u. Hydrologie) sowie die Studiengesellschaft Westtirol/TIWAG) beteiligt.



Abbildung 4: links - Blick vom Oberwasser über den neu gestalteten Einlaufbereich des Messgerinnes (glatt verlegte Flussbausteine), sichtbar ist noch die Einhausung der Messstelle; rechts - Blick in Richtung Oberwasser (16.04.2009) über die neu verlegten Gummiplatten des Messgerinnes (Fotos: HD Tirol)

Innerhalb von fünf Monaten wurden die Gerinnesohle (Verlegung von Gummiplatten), der Kolk samt Absturzbauwerk, die rechtsufrige Böschung und die Flusssohle oberhalb der Einlauftrumpete (glatte Verlegung von großen Wasserbausteinen in Beton und Verfugung) saniert. Der Einbau der vulkanisierten Gummiplatten erforderte Temperaturen von mindestens 10 bis 15°C, die im Winter in dieser Höhe nur mit einer vollständigen Einhausung der Messstelle und einer Beheizung der Baustelle eingehalten werden konnten (Abbildung 4). Von großem Wert war die Zusammenarbeit mit der Wildbach- und Lawinerverbauung Tirol, die mit ihrer Erfahrung bei der Abwicklung von Bauarbeiten im hochalpinen Gelände den Einbau der neuen Sohle im Winter erst ermöglicht hat.

Am 19. Oktober 2009 fand in Vent die (verspätete) Firstfeier statt, an welcher zahlreiche Vertreter aus Politik, Verwaltung und Wissenschaft sowie die beteiligten Institutionen und Firmen teilgenommen haben und die auch von den Medien zur Kenntnis genommen wurde.

Hydrographie – aktuelle Monatscharakteristik im Internet

(R. Godina)

Die vom Wettergeschehen abhängige große Varianz des Wasserdargebots in Österreich ergibt fast unendlich viele Kombinationen für die vom Niederschlag bestimmten Komponenten des Wasserkreislaufes, den oberirdischen Abfluss und die Grundwasserstände. Diese Zusammenhänge zu beschreiben ist eine der vielfältigen Aufgaben der Abteilung VII/3 – Wasserhaushalt. Dabei möglichst aktuell zu informieren ist eine besondere Herausforderung der Hydrographie Österreichs. Erst die Einrichtung des hydrographischen Datenverbundes ermöglichte es, den Niederschlag, den Abfluss und die Grundwassersituation des vergangenen Monats für ganz Österreich zusammenfassend zu beschreiben und in Form einer Monatscharakteristik im Internet zu veröffentlichen.

Wenn Sie sich informieren wollen, wie sich der Wasserhaushalt im vergangenen Monat im Vergleich zum Mittelwert verhält, dann besuchen Sie die Internetadresse des Lebensministeriums <http://www.wassernet.at/article/archive/5704>. Das Ziel der Abteilung VII/3 – Wasserhaushalt ist es, für jeden Monat bis zur Mitte des Folgemonats eine hydrographische Beschreibung zu geben. Natürlich werden dabei auch hydrographische Besonderheiten und auffällige Abweichungen im Wasserkreislauf hervorgehoben.

Bemessungsniederschläge in Österreich

(V.Weilguni)

Seit Mitte 2008 steht, nach den Starkniederschlagsauswertungen von Kreps und Schimpf (1965), und Lorenz und Skoda (2000) eine Neuauflage, Erweiterung und Kombination dieser Starkniederschlagsauswertungen Österreichweit zur Verfügung (Weilguni, 2009). Seit Anfang 2009 sind diese Auswertungen auch im Internet des Lebensministeriums abrufbar.

Die **Erweiterung** betrifft die konvektiven Modellniederschläge (Lorenz und Skoda, 2000), deren Gültigkeitsbereich von maximal 12 Stunden auf Dauerstufen bis 6 Tage ausgedehnt werden konnte. Diese maximierten Modellniederschläge „MaxModN“ konnten unter Verwendung der Ergebnisse des numerischen Vorhersagemodells ALADIN, die unter maximierten Rand- und Anfangsbedingungen abgeleitet wurden, ermittelt werden. Im Übergang der Gültigkeitsbereiche dieser beiden numerischen Modelle, zwischen 6 Stunden und 48 Stunden, wurden die Modellergebnisse gewichtet kombiniert.

Neuaufgelegt wurden die Starkniederschlagsauswertungen von Messstellendaten von Kreps und Schimpf (1965). Dabei wurde nach der Methode ÖKOSTRA (Österreichweit koordinierte Starkniederschlagsregionalisierung und -Auswertung) (ÖKOSTRA, 1992) vorgegangen. Insgesamt wurden zeitlich hoch aufgelösten Niederschlagsdaten von 141 Messstellen verwendet, die für Dauerstufen von 1 Tag bis 6 Tage durch extremwertstatistische Auswertungen von Ombrometerdaten (853 Messstellen) ergänzt wurden. Dadurch konnte eine starke räumliche Verdichtung der Niederschlagsinformationen für Dauerstufen größer als 1 Tag erreicht werden. Die Übertragung dieser extremwertstatistischen Messstellenauswertungen auf ein Gitternetz von ca. 6 km x 6 km Rasterweite, an dem auch die maximierten Modellniederschläge vorlagen, erfolgte mit Hilfe eines Interpolationsalgorithmus, der auch die räumliche Verteilung dieser MaxModN- Daten berücksichtigte.

Letztendlich wurden durch dauerstufenabhängige **Kombination** dieser beiden Auswertungstypen, der interpolierten ÖKOSTRA-Messstellenauswertungen und der MaxModN-Auswertungen, die sogenannten Bemessungsniederschläge abgeleitet. Damit konnten die Vorteile beider Auswertungsmethodiken vereint werden. Einerseits die auf Messwerten basierenden extremwertstatistischen Auswertungen, denen das Attribut „Messwertnähe“ zugeschrieben werden kann, und andererseits die maximierten Modellniederschläge, die von Messfehlern unabhängig sind und räumlich sehr dicht vorliegen.

Mit dieser Vorgehensweise gelang es eine Bandbreite möglicher Bemessungsniederschläge abzugrenzen (Abbildung 1), wobei nicht auszuschließen ist, dass in Einzelfällen der Bemessungswert auch außerhalb dieses Schwankungsbereichs liegen kann.

Die im Internet des Lebensministeriums („gis.lebensministerium.at/ehyd“) abrufbaren Niederschlagsauswertungen (Bemessungs-MaxModN- und ÖKOSTRA-Niederschlag) sind Punktwerte, die an jedem beliebigen Ort des Gitterpunktsbereichs (ca. 6 km x 6 km) auftreten können. Ein mittlerer Niederschlagswert, der gleichzeitig an jedem Punkt der Gitterpunktsfläche auftritt, wird durch Anwendung von räumlichen Abminderungsfunktionen auf den Punktniederschlag erhalten. Diese Abminderungsfunktionen sind im Wesentlichen von der Niederschlagshöhe, der Niederschlagsdauer und der Gebietsfläche abhängig.

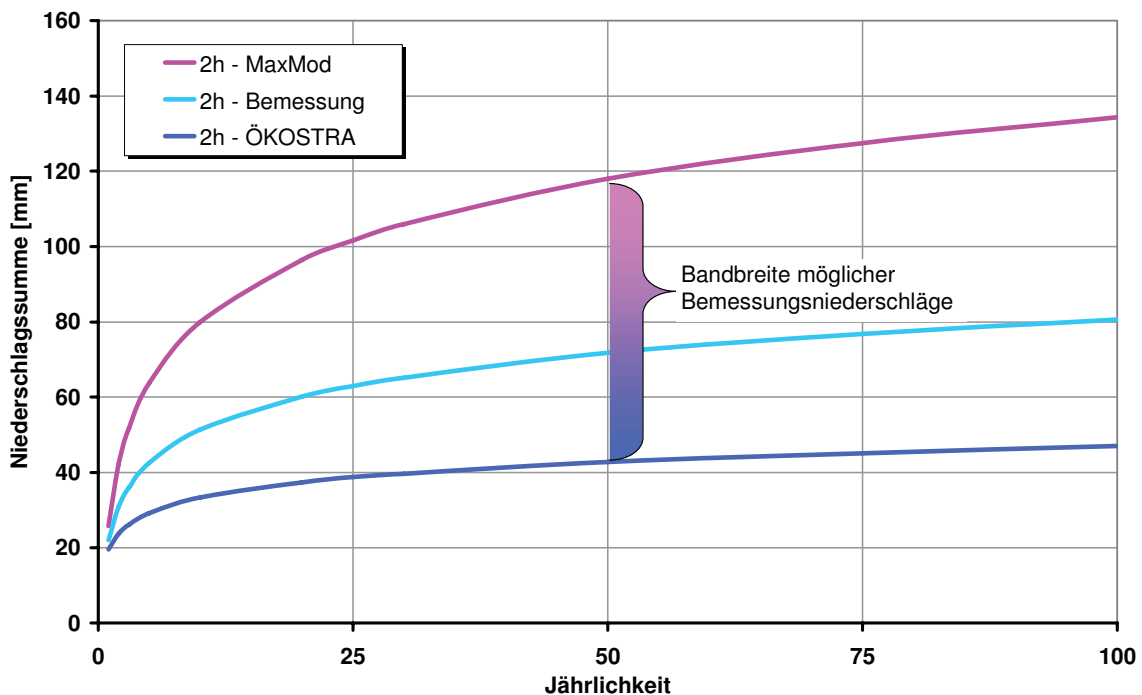


Abbildung 1: Starkniederschlagsauswertungen nach unterschiedlichen Methoden an einem diskreten Gitterpunkt für die Dauerstufe 2h

Für Bemessungsaufgaben wird empfohlen, als erste Näherung die Bemessungsniederschlagswerte zu verwenden. Für die Detailplanung wasserwirtschaftlicher Maßnahmen sind diese (Basis-) Bemessungsniederschläge mit – wenn vorhanden – aktuellen Auswertungsergebnissen z.B. von extremwertstatistischen Messstellenauswertungen (ÖKOSTRA-Auswertungen) zu vergleichen und gegebenenfalls zu modifizieren. Nähere Informationen und zusätzliche Auswertungen sind bei den hydrographischen Landesdiensten zu erhalten.

Kreps H., Schimpf H. (1965): Starkregen und Starkregenstatistik. Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich 42

Lorenz P., Skoda G. (2000): Bemessungsniederschläge kurzer Dauerstufen ($D \leq 12$ Stunden) mit inadäquaten Daten. Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich 80, S.1-24

ÖKOSTRA - 93 (1992): Österreichische koordinierte Starkniederschlagsregionalisierung und -auswertung. Heft 3 (Ed. G. SKODA): Eine optimierte Starkniederschlagsauswertung. Forschungsbericht, BMLFUW, Wien

Weilguni V. (2009): Bemessungsniederschläge in Österreich. Wiener Mitteilungen; Hochwasser, Bemessung, Risikoanalyse und Vorhersage; Band 216, S.71-84

Seminar Schwebstoffe im Fließgewässer - Erfassung des Schwebstofftransports

(P. Lalk)



Quelle: Vorarlberger Landesregierung

Am 26. März 2009 fand in Wien ein vom Österreichischen Wasser- und Abfallwirtschaftsverband veranstaltetes Seminar zum Thema „Schwebstoffe im Fließgewässer – Erfassung des Schwebstofftransportes“ statt, an dem über hundert VertreterInnen vor allem von Behörden und aus der Praxis teilnahmen. Die inhaltliche Leitung des Seminars wurde von DI Petra Lalk vom Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft und Univ.-Prof. DI Dr. Helmut Habersack von der Universität für Bodenkultur vorgenommen.

Bedeutung der Schwebstoffe

Der erste Teil des Seminars beschäftigte sich mit der Bedeutung der Schwebstoffe für die Praxis und behandelte auch ökologische Gesichtspunkte.

In Hochwasserüberflutungsbereichen kommt es durch den Einfluss der Schwebstoffe zu einer Vervielfältigung der Schäden gegenüber Reinwasser. Da die zur Schadensbildung beitragenden Prozesse natürlichen Ursprungs sind, ist bei großen Hochwassern eine Schadensminderung nur sehr bedingt möglich. Allerdings kann bei zukünftigen Planungen, wie z.B. Schutz- oder Nutzungsmaßnahmen von erosionsgefährdeten Flächen, der Schwebstoffeintrag in die Gewässer verringert werden. Hierfür sind ausreichende Daten über zu erwartende Schwebstoffmengen notwendig.

Wasserkraftanlagen beeinflussen die Abflussdynamik und die zeitliche Verteilung der Schwebstoffe im Fließgewässer. Andererseits haben die Verlandung von Stauräumen und die im Betriebswasser mitgeführten Schwebstoffe großen Einfluss auf den Kraftwerksbetrieb. Dies bedeutet für die Betriebsführung eine ständige Überwachung von Anlagenteilen mit einem hohen Wartungsaufwand, wodurch die Kraftwerksbetreiber in den letzten Jahren große Erfahrung in der Erfassung von Schwebstoffen gewonnen haben.

Im Vortrag der internationalen Rheinregulierung wurde die Deltabildung des Alpenrheins als Auswirkung einer flussbaulichen Maßnahme erläutert. Wesentliche Aufgabe auf österreichischem Gebiet ist die Gewährleistung des Hochwasserschutzes auf der Rheinstrecke Illmündung bis Bodensee. Dieser war jedoch durch die Verlandungsprozesse im Mündungsbereich des Bodensees, durch flussbaumaßnahmen bedingte ungünstige Umbildungen des Deltabereichs und der zeitgleich vorgenommenen Sohlhebung des Rheinbettes gefährdet. Mittels Vorstreckung des Rheins in den Bodensee und geeigneter Feststoffbewirtschaftung wird versucht, das Ausmaß und die Auswirkungen der Verlandungen zu verringern um den Hochwasserschutz weiterhin zu gewährleisten. Dafür ist unter anderem ein Monitoring des Feststoffeintrags in den Bodensee geplant.

Schwebstoffe haben auch eine ökologische Bedeutung für die Fließgewässerfauna. Sie dienen verschiedenen Organismen sowohl als Nahrung als auch als Lebensraum. Bei Hochwasserereignissen werden Artenanzahl und Biomasse vorübergehend dezimiert, während anthropogene Veränderungen des Schwebstofftransports (z.B. Spülungen, Baggerungen) schwerwiegende Auswirkungen auf Biozönosen haben. Daher wird zu jeglichem Schwebstoffmanagement eine ökologische Begleitung empfohlen.

Schwebstoffmonitoring in der Hydrographie

Im zweiten Teil des Seminars wurde der Leitfaden Schwebstoffe im Fließgewässer und die in Österreich entwickelte Methodik zum Schwebstoffmonitoring incl. Erfassung der Daten, Auswertung und geplanter Publikation im hydrographischen Jahrbuch vorgestellt. Dabei fanden Methoden zur Optimierung von Zeit und Ressourcen Berücksichtigung. Darüber hinaus wurde die Schwebstoff- und Trübungsbeobachtung in der Schweiz präsentiert.

Zum Aufbau eines Schwebstoffmonitorings in Österreich wurden zahlreiche Erfassungsmethoden untersucht, verglichen und die jeweils am besten geeigneten in das Messkonzept aufgenommen. Da sowohl direkte als auch indirekte Messmethoden zum Einsatz kommen, wurden verschiedene Kalibrier- und Anpassungsmethoden so miteinander kombiniert, dass die interessierende räumliche und zeitliche Variabilität in den zu erhebenden Daten, den Zielvorgaben entsprechend, abgebildet werden kann. Die zeitliche Variabilität der Schwebstoffe wird durch optische Trübungssonden erfasst. Die Kalibrierung der Werte der Trübungssonde erfolgt durch Probenentnahmen in Sondennähe. Zur Berücksichtigung der Variabilität der Schwebstoffkonzentration über das Querprofil wird die Verteilung der Schwebstoffkonzentration im Querprofil ermittelt. Dabei kommen unterschiedliche, zum Teil zeitlich aufwändige, Verfahren zum Einsatz. Zur Aufwandsoptimierung eingesetzte ADCP-Geräte liefern vielversprechende Ergebnisse.

Die Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen mündeten in den Leitfaden „Schwebstoffe im Fließgewässer - Leitfaden zur Erfassung des Schwebstofftransportes“, welcher im Dezember 2008 vom Lebensministerium herausgegeben wurde. Er enthält eine genaue, für Basismessstellen verbindliche Anleitung über die Methodik, Monitoringstrategie, Schwebstoffmessungen selbst sowie die Auswertung und Interpretation der Daten. Damit ist die Basis gelegt, künftig qualitätsgesicherte und bundesweit einheitlich erhobene Daten im hydrographischen Jahrbuch zu veröffentlichen und für die Bearbeitung der vielfältigen Problemstellungen zur Verfügung zu stellen.

In der Schweiz wurde bereits Anfang der 1960er Jahre mit der Messung von Schwebstoffkonzentrationen begonnen. Derzeit umfasst das Schwebstoffbasismessnetz 12 Stationen, von denen 5 mit einer Trübungssonde ausgestattet sind. Zusätzliche Messkampagnen wurden an bisher 53 Messstellen durchgeführt. An den Messstellen des Basismessnetzes werden zweimal pro Woche Schwebstoffkonzentrationen durch Probenentnahmen bestimmt. Die daraus ermittelten monatlichen und jährlichen Schwebstofffrachten werden im hydrologischen Jahrbuch der Schweiz publiziert. Durch die Ausstattung einiger Messstellen mit Trübungssonden werden durch einen mit Österreich

vergleichbaren Ansatz kontinuierliche Ganglinien der Schwebstoffkonzentration gewonnen, die zu genaueren Aussagen bei der Jahresfracht führen.

Die hydrographischen Dienste Steiermark und Tirol berichteten über den Aufbau des Schwebstoffmonitorings und den dabei gewonnenen Erfahrungen in ihren Ländern. Im Beitrag der Steiermark wurde Hauptaugenmerk auf die erfolgreiche Anwendung eines innovativen Ansatzes zur Optimierung der Ermittlung der Schwebstoffkonzentration über das Querprofil gelegt. Im Beitrag Tirol wurde die Konzeption des Messnetzes nach geologischen Einheiten, Grad der Beeinflussung, Gletscheranteil, sowie Grenzüberschreitender Gesichtspunkte erläutert und Beispiele bedeutender Hochwasser- und Schwebstoffereignisse präsentiert.

Im letzten Beitrag wurde die Bearbeitung und Auswertung der Schwebstoffdaten in Hinblick auf die Veröffentlichung im hydrographischen Jahrbuch erläutert. Messstellenspezifische Unterschiede erfordern unterschiedliche Ansätze bei der Datenerfassung und -bearbeitung. Zukünftig werden im Jahrbuch Ganglinien (Schwebstoffkonzentration und Durchfluss), Hauptzahlen und Extremwerte (Schwebstoffkonzentration und Transport), Tagesfrachten, Überschreitungsdauern der Schwebstoffkonzentration, Monatsfrachten und Schwebstoffabtrag, Jahresfrachten und größte Tages und Monatsfracht, sowie Korngrößenverteilungen veröffentlicht.

Richtlinie für die Errichtung und Beobachtung von Quellmessstellen in Österreich

(J.Eybl)

Der Hydrographische Dienst hat seit 1995 im Rahmen der Erhebung des Wasserkreislaufs ein Messnetz zur Beobachtung von Quellen aufgebaut, das heute 104 Messstellen an ungenutzten und genutzten Quellen umfasst. Die Beobachtung erfolgt ausschließlich mittels automatisierter Messwerterfassungssysteme und bezieht sich auf die Parameter Quellschüttung, Wassertemperatur, elektrische Leitfähigkeit und in ausgewählten Fällen auch Trübung.

Im vergangenen Juli ist nun die „Richtlinie für die Errichtung und Beobachtung von Quellmessstellen in Österreich“ erschienen. Sie stellt sicher, dass die Messergebnisse den Genauigkeitsanforderungen des Hydrographischen Dienstes genügen und die Vergleichbarkeit der Daten über die Bundesländergrenzen hinweg gegeben ist.

Die Richtlinie wurde in eineinhalbjähriger Arbeit von Mitgliedern der Arbeitsgruppe Quellbeobachtung des Hydrographischen Dienstes erstellt und ist eine über die

Wasserkreislaufferhebungsverordnung – WKEV hinausgehende fachliche Konkretisierung, die regelt, wie Messstellen an Quellen zu errichten, zu betreiben, zu warten und wie die Beobachtungen und Messungen durchzuführen sind.

Großer Wert wurde auch auf die Erklärung der technisch-physikalischen Prinzipien der Messgeräte gelegt.

In den Anhängen finden sich die Grundlagen der hydraulischen Berechnung für Messwehre und Venturigerinne sowie Fotobeispiele von Messstellen und Anleitungen zur Datenhaltung im Hydrographischen-Daten-Management-System (HyDaMS).

Die vorliegende „Richtlinie für die Errichtung und Beobachtung von Quellmessstellen in Österreich“ gilt für den Hydrographischen Dienst in Österreich. Allen anderen hydrographisch tätigen Institutionen, die gewässerkundliche Einrichtungen betreiben und auf Grund § 59i Abs 3 WRG 1959 zur Mitteilung der Daten verpflichtet sind, wird empfohlen, diese Richtlinie zu beachten.

Unter <http://www.wassernet.at/article/articleview/77199/1/5700> steht die Richtlinie im PDF-Format zum Download zur Verfügung. Bei Bedarf kann von der Abteilung Wasserhaushalt im BMLFUW (wasserhaushalt@bmlfuw.gv.at) auch ein gedrucktes Exemplar übermittelt werden.

Die Vervielfältigung und Wiedergabe dieser Richtlinie unter Einhaltung der gängigen Zitierregeln ist ausdrücklich erlaubt.

Österreichische Gesellschaft für Hydrologie

(G. Müller)

In Heft 85 des Mitteilungsblattes des Hydrographischen Dienstes in Österreich informierte über die Aktivitäten der Österreichischen Gesellschaft für Hydrologie (ÖGH) bis Juni 2008. Am **13.11. 2008** fand die Generalversammlung der Gesellschaft für das Jahr 2008 statt. Zu Beginn hielt Dr. Reinhard **Böhm** einen Vortrag zum Thema „Klimawandel im Großraum der Alpen – Daten, Fakten, Analysen“.

Nach der Annahme des Protokolls der vorjährigen Generalversammlung gab Univ.Prof. DI Dr. Günter Blöschl in seiner Funktion als organisatorisch-wissenschaftlicher Vorstandsbeirat einen Rechenschaftsbericht über die Aktivitäten der Gesellschaft im Jahr 2008. Folgende Veranstaltungen bzw. Vorträge wurden organisiert:

- 24.01.2008 Vortrag „Flow and Contaminant Transport in Integrated Surface-Subsurface Flow Systems“ von Prof. Dr. Ed Sudicky und Prof. Dr. René Therrien
- 28.05.2008 Exkursion in das Einzugsgebiet der Thaya
- 18.06.2008 Vortrag „Hochwasserschäden - Erfassung, Abschätzung und Vermeidung“ von Univ.Prof. Dr. rer. nat. Annegret H. Thieken
- 07.11.2008 Vortrag „Hydraulische, morphologische und wasserbauliche Untersuchungen an der oberen Donau“ von Prof. Dr.-Ing. Silke Wieprecht
- 13.11.2008 3. Veranstaltung der Vortragsreihe „Junge Hydrologie Österreichs“
- Mag. Michael **Rinderer** (alpS): „Hochwasserprognose für den Tiroler Inn – Die Rolle der Modellierung von Schneeakkumulation und Schneeschmelze“
 - DI Thilo **Lehmann** (Inst. für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau, BOKU): „Vergleichende Analyse des Abflussverhaltens in kleinen Einzugsgebieten bei Klimawandel“
 - DI Michael **Hofer** (Ing.-Büro Günter Humer, Geboltskirchen): „Ermittlung von W/Q Beziehungen im hohen Abflussbereich mittels 2D-Strömungsmodell“
 - DI Manfred **Kleidorfer** (Arbeitsbereich Umwelttechnik, Universität Innsbruck) "Urbanhydrologie - das Stadt/Land/Fluss der Wissenschaften"
- 13.11.2008 Generalversammlung; Vortrag „Klimawandel im Großraum der Alpen – Daten, Fakten, Analysen“ von Dr. Reinhard Böhm

Mit Stand November 2008 hatte die Österreichische Gesellschaft für Hydrologie 157 Mitglieder (133 ordentliche, 22 außerordentliche und 2 fördernde Mitglieder).

Für die Funktionsperiode 2009-2011 wurde der Vorstand neu gewählt. Er setzt sich aus folgenden Mitgliedern zusammen:

Präsident:	em.O.Univ.Prof. DI Dr. techn. Dr. h.c. Dieter GUTKNECHT
Vizepräsident:	DI Johannes WIESENEGGER
Schriftführer:	DI Dr. Otto PIRKER
Schriftführerstellvertreter:	MR Dr. Viktor WEILGUNI
Kassier:	MR DI Reinhold GODINA
Kassierstellvertreterin:	MR DI Dr. Gabriele MÜLLER
Org.-wissensch. Beirat:	O.Univ.Prof. DI Dr. Günter BLÖSCHL

technische Beiräte: O.Univ.Prof. DI Dr. Hans-Peter NACHTNEBEL, Ao.Univ.Prof. DI Dr. Hubert HOLZMANN, Univ.Prof. DI Dr. Harald KAINZ, DI Dr. Ralf MERZ, DI Peter HANISCH, Dr. Thomas HAIDEN

Rechnungsprüfer: HR DI Gerald LINDNER
HR DI Christian LABUT

Im Jahr **2009** fanden im Rahmen der Österreichischen Gesellschaft für Hydrologie bisher die nachfolgend genannten Veranstaltungen statt:

27.05.2009: Vortrag „Oberflächenwasser-Grundwasser-Interaktionen in semi-ariden Gebieten und zukünftige Herausforderungen in Anbetracht des Klimawandels“ von Prof. Stefan **Uhlenbrook**, UNESCO-IHE Delft, Niederlande

23.06.2009: Exkursion zur Betriebsgesellschaft Marchfeldkanal

Während der Exkursion wurden die Außenanlagen im Umfeld des Betriebshofes (hydrographische Messeinrichtungen, ökologische Begleitmaßnahmen) sowie die Grundwasseranreicherungsanlage Stallingerfeld und das Einlaufbauwerk des Marchfeldkanals in Langenzersdorf besichtigt. Vor allem die im Jahr 2009 aktuelle



Problematik der Grundwasserhochstände in diesem Gebiet, die durch Ausführungen der Betriebsgesellschaft zum Grundwassermanagement unter geänderten Bedingungen erläutert werden konnte, war Gegenstand interessanter Diskussionen. Der Betriebsgesellschaft Marchfeldkanal wird an dieser Stelle für die Führung und fachliche Betreuung im Namen der ÖGH herzlich gedankt.

29.10.2009: Vortrag „VERA – ein universelles Werkzeug zum meteorologischen Monitoring und Nowcasting in komplexem Gelände“ von Prof. Dr. Reinhold **Steinacker**, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien

Am 26.11.2009 finden die 4. Veranstaltung der Vortragsreihe „Junge Hydrologie Österreichs“ sowie die Generalversammlung für das Jahr 2009 statt.

Personalia der Hydrographischen Dienststellen

Abteilung VII/3 - Wasserhaushalt

Mit Juni 2009 beendete Frau Manuela **Maurer** ihre Mutterkarenz und arbeitet jetzt im Referat VII/3c (UWQ). Frau Bettina **Windisch**, Karenzvertretung von Frau Maurer, bleibt der Abteilung erhalten und betreut weiterhin Aufgaben im Referat VII/3a Atmosphärischer Bereich (NLV).

MR Mag. Heinrich **Pavlik** wechselte vom Referat VII/3c (UWQ) in das Referat VII/3b (OWF).

Amt der Burgenländischen Landesregierung:

Abteilung 9 – Wasser- und Abfallwirtschaft, Hydrographischer Dienst

Mit 1.12.2009 geht FOI **Schütz** in Pension (NLV).

Amt der Kärntner Landesregierung:

Abteilung 18 – Wasserwirtschaft, Unterabteilung 18 – Hydrographie

Der Lawinenwarndienst Kärnten (1 Person) ist ab Oktober 2009 in die Hydrographie integriert. Damit werden die 22 Stationen des Lawinenwarndienstes in die Hydrographie eingebunden und mit betreut.

Amt der Niederösterreichischen Landesregierung:

Abteilung Hydrologie

Herr Dr. Stephan **Pernkopf** folgte am 26. Februar 2009 Herrn Dipl.-Ing. Josef Plank als Mitglied der NÖ Landesregierung und übernahm damit auch die Ressortverantwortlichkeit für die Abteilung Hydrologie.

Amt der Oberösterreichischen Landesregierung:

Abteilung Oberflächengewässerwirtschaft, Unterabteilung

Schutzwasserwirtschaft und Hydrographie, Hydrographischer Dienst

In einem Organisationsprojekt wurde von der Direktorin für Umwelt und Wasserwirtschaft entschieden, dass die quantitative Hydrographie gesamthaft als Einheit Hydrographischer Dienst in der Abteilung Oberflächengewässerwirtschaft weiterhin wahrgenommen wird.

Der freie Dienstposten im Sachgebiet OWF wurde mit Herrn Ing. Daniel **Humberger** nachbesetzt.

Amt der Salzburger Landesregierung:

Fachabteilung 4/4 Wasserwirtschaft, Hydrographischer Dienst

Mit Wirkung vom 1. Juli 2009 wurde die gesamte Fachabteilung Wasserwirtschaft, der auch der Hydrographische Dienst zugeordnet ist, von der Abteilung 6 „Landesbaudirektion“ zur Abteilung 4, welche nunmehr die neue Bezeichnung „Lebensgrundlagen und Energie trägt“, übergeführt.

Amt der Tiroler Landesregierung:

Landesbaudirektion

Abteilung VIh Wasserwirtschaft, Sachgebiet Hydrographie und Hydrologie

Mit Ablauf des 30. April 2009 ist der Beamte Rudolf **Stolz**, Wasserstandsbearbeiter im Referat OWF, in den dauernden Ruhestand übergetreten.

Mit 1. Juni 2009 ist Herr Daniel **Brötz** der Organisationseinheit vorerst auf unbestimmte Zeit zugeteilt worden. Seit Juli 2009 ist Frau Melanie **Kraler** im Sachgebiet Hydrographie und Hydrologie für 1 Jahr als Verwaltungspraktikantin tätig.

Amt der Vorarlberger Landesregierung:

Abteilung VIId Wasserwirtschaft, Fachbereich Informationswirtschaft und Hydrographie

Herr Karl-Heinz **Winder** hat die Aufgaben der Buchhaltung der Abteilung Wasserwirtschaft übernommen und seine Tätigkeit für den Hydrographischen Dienst beendet. Am 1. April 2009 hat Herr Günter **Allgäuer** die Aufgaben von Herrn Winder im Hydrographischen Dienst übernommen.

via donau – Österreichische Wasserstraßen-GmbH

Im Team Hydrologie derzeit 5 Mitarbeiter tätig.

Verzeichnis der staatlichen Hydrographischen Dienststellen

Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft,

Abteilung VII/3 – Wasserhaushalt
Marxergasse 2, A-1030 Wien,
Tel.: 01/71100/Kl., Fax: 01/71100/6851
URL: <http://www.lebensministerium.at/wasser/>

Amt der Burgenländischen Landesregierung, Abt. 9 – Wasser- und Abfallwirtschaft,

Hydrographischer Dienst,
Thomas-Alva-Edison-Straße 2, A-7000 Eisenstadt
Postanschrift: Landhaus-Neu, Europaplatz 1, A-7000 Eisenstadt,
Tel.: 02682/600/Kl., Fax: 02682/600/2789

Amt der Kärntner Landesregierung, Abteilung 18 – Wasserwirtschaft

Unterabteilung 18 Hydrographie
Flatschacher Straße 70, A-9020 Klagenfurt,
Tel.: 0463/536/Kl., Fax: 0463/536/31828
URL <http://www.wasser.ktn.gv.at/>

Amt der Niederösterreichischen Landesregierung, Abteilung Hydrologie,

Landhausplatz 1, A-3100 St. Pölten,
Tel.: 02742/9005/Kl., Fax: 02742/9005/13040
URL: <http://www.noel.gv.at/Umwelt/Wasser.htm>

Amt der Oberösterreichischen Landesregierung, Abteilung

Oberflächengewässerwirtschaft,

Unterabteilung Schutzwasserwirtschaft und Hydrographie, Hydrographischer Dienst,
Kärntner Straße 12, A-4020 Linz,
Tel.: 0732/7720/Kl., Fax: 0732/7720/12411
URL: http://www.land-oberoesterreich.gv.at/cps/rde/xchg/SID-3DCFCFC3-4D950C44/ooe/hs.xsl/667_DEU_HTML.htm

Amt der Salzburger Landesregierung, Fachabteilung 4/4, Wasserwirtschaft,

Hydrographischer Dienst, Michael-Pacher-Straße 36, A-5020 Salzburg,
Tel.: 0662/8042/Kl., Fax: 0662/8042/4199
<http://www.salzburg.gv.at/themen/nuw/wassererangelegenheiten.htm>

Amt der Steiermärkischen Landesregierung: Abteilung 19,

Fachabteilung 19A Wasserwirtschaftliche Planung und Siedlungswasserwirtschaft
Ref. Hydrographie
Postfach 630, Stempfergasse 7, A-8010 Graz,
Tel.: 0316/877/Kl., Fax: 0316/877/2116
URL: <http://www.verwaltung.steiermark.at/cms/ziel/9394/DE/>

Amt der Tiroler Landesregierung, Gruppe Bau und Technik,
Abteilung VI h – Wasserwirtschaft, Sachgebiet Hydrographie und Hydrologie,
Herrengasse 1 - 3/II, A-6010 Innsbruck,
Tel.: 0512/508/Kl., Fax: 0512/508/4205
URL <http://www.tirol.gv.at/themen/umwelt/wasser>

Amt der Vorarlberger Landesregierung – Abt. VIId Wasserwirtschaft

Informationswirtschaft und Hydrographie
Josef-Huter-Straße 35, A-6901 Bregenz,
Tel.: 05574/511/Kl., Fax: 05574/511/927495
URL: http://www.vorarlberg.at/vorarlberg/wasser_energie/wasser/wasserwirtschaft/start.htm

Magistrat der Stadt Wien, MA 45 – Wiener Gewässer,

Gruppe Wasserwirtschaft und Hydrologie
Wilhelminenstraße 93, A-1160 Wien,
Tel.: 01/48829/Kl., Fax: 01/48829/997290
URL: <http://www.wien.gv.at/umwelt/wasserbau/>

via donau – Österreichische Wasserstraßen-Gesellschaft

Hydrographischer Dienst,
Am Brigittenauer Sporn 7, A-1200 Wien
Tel.: 0504321/Kl., Fax: 054621 2050
URL: <http://www.via-donau.org/>

Hinweise der Redaktion

Vor Übermittlung von Originalarbeit-Manuskripten ist mit der Redaktion Kontakt aufzunehmen.

Die „formalen Vorgaben“ für die Veröffentlichung im „Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes“ werden nach Kontaktaufnahme übermittelt.

Die Redaktion behält sich vor, unverlangt eingesandte Manuskripte anzunehmen oder ohne Angabe von Gründen abzulehnen.

Grundsätzlich dürfen nur Beiträge eingesandt werden, die nicht gleichzeitig an anderer Stelle zur Veröffentlichung eingereicht oder bereits veröffentlicht worden sind. Der Autor verpflichtet sich, seinen im „Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes“ veröffentlichten Beitrag auch nachträglich nicht an anderer Stelle zu publizieren.

Für den Inhalt der Beiträge sind die Verfasser allein verantwortlich.