

**Auswirkungen von Gletscherschwund auf die
Wasserspende hochalpiner Gebiete,
Vergleich Alpen – Zentralasien**

Dissertation der Fakultät für Geowissenschaften
der Ludwig – Maximilians – Universität München

Vorgelegt von Wilfried Hagg

im März 2003

Tag der mündlichen Prüfung: 02. Juni 2003

Erster Gutachter:	Prof. Dr. O. Baume
Zweiter Gutachter:	Prof. Dr. K. Rögner
Gastgutachter:	Dr. L.N. Braun

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis.....	I
Verzeichnis der Abbildungen.....	III
Verzeichnis der Tabellen.....	V
Danksagung - Acknowledgements.....	VII
1 Einleitung und Zielsetzung	1
2 Beschreibung der Untersuchungsgebiete	4
2.1 Zur Auswahl der Gebiete.....	4
2.2 Zum Begriff der Kontinentalität	4
2.3 Die zentralasiatischen Gebiete	8
2.3.1 Tjuksu	8
2.3.2 Abramov	14
2.3.3 Glacier No.1.....	16
2.4 Das Rofental.....	18
2.4.1 Lage und Orographie.....	18
2.4.2 Klima.....	19
3 Zum Stand glazialhydrologischer Forschung in Zentralasien und den Alpen.....	20
3.1 Rezente Vergletscherungsentwicklung	20
3.1.1 Die Einflussfaktoren Meereshöhe und -entfernung	20
3.1.2 Vergleich Alpen - Zentralasien	21
3.2 Überlegungen zur Schmelzwasserproduktion in verschiedenen Klimaten.....	27
3.3 Abflussbildung	32
3.3.1 Allgemein.....	32
3.3.2 Zentralasien.....	32
3.3.3 Alpen	32
4 Das HBV-ETH-Modell.....	34
4.1 Zur Auswahl des Modells	34
4.2 Modellbeschreibung	35
4.2.1 Eingabedaten	36
4.2.2 Schnee- und Gletscherroutine.....	37
4.2.3 Bodenfeuchteroutine	39
4.2.4 Abflussbildung	40
4.2.5 Ausgabedaten	41
4.3 Modellkalibrierung über den Abfluss	42
4.4 Qualitätskontrolle und Kalibrierung über Gletschermassenbilanzen	44
4.4.1 Tjuksu	45
4.4.2 Abramov	51
4.4.3 Glacier No. 1.....	51
4.5 Datenbasis und –aufbereitung.....	53
4.5.1 Tjuksu	53
4.5.2 Abramov	53
4.5.3 Glacier No. 1.....	54

5	Modellierungsergebnisse.....	55
5.1	Unter heutigen Bedingungen.....	55
5.1.1	Simulationsgüte.....	55
5.1.2	Untersuchung von Methoden zur Verbesserung der Simulationsgüte.....	56
5.1.3	Variabilität des Abflusses.....	59
5.1.4	Hydrologische Bilanz.....	62
5.2	Abflussszenarien.....	63
5.2.1	Allgemeine Ergebnisse der Klimaerwärmung.....	66
5.2.2	Halbierung der vergletscherten Fläche.....	66
5.2.3	Komplettes Abschmelzen der Gletscher.....	68
6	Zusammenfassung.....	71
7	Schlussfolgerung und Ausblick.....	73
8	Literatur- und Quellenverzeichnis.....	75
9	Anhang.....	84

Verzeichnis der Abbildungen

Abbildung 1: Lage und Meerferne der Untersuchungsgebiete, Kartengrundlage aus SDC (1997).	5
Abbildung 2: Lage der Untersuchungsgebiete, skizziert nach AIZEN et al. (1995).	8
Abbildung 3: Die Karte „Gletschergebiet Tjuksu“ aus dem Jahre 1958 (SIMON et al. 1961). Originalmaßstab: 1:10'000.	9
Abbildung 4: Die Karte „Gletschergebiet Tjuksu“ aus dem Jahre 1998 (KFG 2001). Originalmaßstab: 1:10'000.	10
Abbildung 5: Übersichtskarte des Tjuksugebiets.	11
Abbildung 6: Die saisonale Verteilung der Niederschläge in den Testgebieten.	13
Abbildung 7: Monatsmittel der Lufttemperatur in den Testgebieten.	14
Abbildung 8: Schematische Übersicht über das Abramovgebiet.	15
Abbildung 9: Schematische Übersicht über das Testgebiet Glacier No. 1.	17
Abbildung 10: Schematische Übersicht über das Rofental.	19
Abbildung 11: Kumulative Flächen-Höhen-Verteilung der untersuchten Gletscher.	20
Abbildung 12: Kumulative Massenbilanzkurven der Untersuchungsgletscher.	23
Abbildung 13: Anteile der vorstoßenden, stationären und zurückweichenden Gletscherzungen an der Gesamtzahl (n) der Gletscher mit Längenüberwachung. Daten für Schweizer Gletscher aus Aellen (1995), sonst aus Kotlyakov et al. (1997).	24
Abbildung 14: Terme der Energiebilanz innerhalb der eisnahen Grenzschicht (Vernagtferner am 25.08.2000, nach Weber 2001).	28
Abbildung 15: Terme der Strahlungsbilanz einer schmelzenden Gletscheroberfläche (Vernagtferner am 25.08.2000, nach Weber 2001).	29
Abbildung 16: An der Pegelstation Vernagtbach gemessene mittlere Jahresabflüsse und ihr linearer Trend.	33
Abbildung 17: Schematische Darstellung des HBV3-ETH9-Modells. Zu optimierende Parameter sind fett gedruckt.	36
Abbildung 18: Nach Höhe und Exposition berechneter spezifischer Gletschermassenhaushalt im Vergleich zu gemessenen Werten auf dem Zentralgletscher.	45
Abbildung 19: Streudiagramm der gemessenen und modellierten, spezifischen Gletschermassenbilanzen der Jahre 1958/59 bis 1989/90 für das Einzugsgebiet Touristic Camp Tjuksu.	46

Abbildung 20: Streuungsdiagramm der gemessenen und modellierten, spezifischen Gletschermassenbilanzen der Jahre 1958/59 bis 1989/90 für das Einzugsgebiet Touristic Camp Tujuksu nach der Kalibrierung anhand der Summe über den Gesamtzeitraum.....	47
Abbildung 21: Streuungsdiagramm der auf dem Zentralgletscher gemessenen, höhenspezifischen Massenbilanzwerte und aus der Gesamtbilanz und mittleren Höhengradienten konstruierten Werten.	48
Abbildung 22: Mittels hydrologischer und glaziologischer Methode ermittelte, kumulative Massenbilanzkurven, vor und nach der Kalibrierung über die geodätische Methode.....	50
Abbildung 23: Nach Höhe und Exposition berechneter, spezifischer Gletschermassenhaushalt im Vergleich zu gemessenen Werten (KAMNYANSKY 2001) auf dem Abramovgletscher.....	51
Abbildung 24: Vergleich der gemessenen (FLUCTUATIONS OF GLACIERS, Vol. VI) und modellierten Massenbilanzwerte des Glacier No.1.	52
Abbildung 25: Gemessene und berechnete Tagesmittel der Abflüsse in vier Beispieljahren.....	55
Abbildung 26: Modellerte Jahresabflüsse für heutige Klimaverhältnisse mit und ohne Gletscherbedeckung.	60
Abbildung 27: Variationskoeffizienten von Jahres- und Sommerabfluss in Beziehung zum Vergletscherungsgrad.	61
Abbildung 28: Variationskoeffizienten des modellierten Abflusses der Monate Juli und August in den Einzugsgebieten Tujuksu, Rofenache, Abramov und Vernagtbach für heutige Bedingungen und für Simulationen ohne Gletscherbedeckung. Polynomische Trendlinie zweiter Ordnung.....	62
Abbildung 29: Berechnete Tagesmittel der Abflüsse im Bezugsjahr und für einen dreiphasigen Gletscherschwund nach einer Klimaerwärmung (Verdopplung des CO ₂ -Gehalts der Atmosphäre).	65
Abbildung 30: Hydrologische Auswirkungen der Klimaerwärmung (Prognose des GISS-Modells für eine Verdopplung des atmosphärischen CO ₂) und einer Reduzierung der vergletscherten Fläche um 50%, bezogen auf den Sommerabfluss der beiden Referenzjahre.....	67
Abbildung 31: Hydrologische Auswirkungen der Klimaerwärmung (Prognose des GISS-Modells für eine Verdopplung des atmosphärischen CO ₂) und eines völligen Abschmelzens der Gletscher, bezogen auf den Sommerabfluss der beiden Referenzjahre.....	69

Verzeichnis der Tabellen

Tabelle 1: Vergleich der Kontinentalität der Untersuchungsgebiete nach verschiedenen Autoren.	7
Tabelle 2: Übereinstimmung der jährlichen Massenbilanzwerte in den Untersuchungsgebieten. Der Bereich für ausgeglichene Bilanzwerte wurde mit 10% der Schwankungsbreite festgelegt, was beim Tujuksu 60 mm bis –147 mm, beim Abramov 74 mm bis –183 mm, beim Glacier No 1. 35 mm bis –72 mm und beim Vernagtferner 75 mm bis –108 mm entspricht.	22
Tabelle 3: Gletscherschwund in verschiedenen Gebirgsregionen Zentralasiens.....	24
Tabelle 4: Aus dem Kartenvergleich zwischen 1958 und 1998 ermittelte Flächen und Flächenänderungen für die Gletscher des Tujuksugebiets.	25
Tabelle 5: Vergletscherungsflächen der verschiedenen Alpenländer in den 1870er, 1930er und 1970er Jahren, nach CHEN (1991).	26
Tabelle 6: Gemessene Energiebilanzwerte über Eisoberflächen ausgewählter Gletscher in W/m^2 und im Verhältnis zur verfügbaren Energiemenge.	30
Tabelle 7: Beschreibung der freien Parameter und verwendete Parameterwerte für das HBV-ETH- Modell.	43
Tabelle 8: Anhand der geodätischen und der glaziologischen Methode ermittelte Volumenbilanzen der einzelnen Gletscher des Tujuksu-Gebiets.	48
Tabelle 9: Anhand unterschiedlicher Methoden ermittelte Massenbilanzwerte für die einzelnen Höhenstufen des Zentralgletschers über den Zeitraum von 1958 bis 1998 (m Wasser).	49
Tabelle 10: Simulationsgüte der Modellierung (Q_{diff} = akkumulierte Differenz zwischen berechnetem und gemessenem Abfluss in mm/a [Prozent des gemessenen Jahreswerts], R^2 = Nash-Sutcliffe-Koeffizient).	56
Tabelle 11: Vergleich der Nash-Sutcliffe-Koeffizienten für die Modellierung mit verschiedenen Indextemperaturen.	58
Tabelle 12: Jahr-zu-Jahr-Variation der Abflüsse, des Niederschlags und der Gletscherschmelze in den Monaten Juli und August.	62
Tabelle 13: Mittlere Jahresbeträge der modellierten Wasserhaushaltskomponenten. (Q = Abfluss, P = Gebietsniederschlag [Anteil des festen Niederschlags am Jahresniederschlag in %], V = Verdunstung, B = Speicheränderung) in mm/a. Berücksichtigt sind nur die Zeiträume, für die Abflussdaten vorliegen.	63
Tabelle 14: Monatliche Veränderung von Lufttemperatur und Niederschlagsmengen nach einer Verdopplung des CO_2 -Gehalts in der Atmosphäre. Mittelwerte aus Ergebnissen des GISS-Modells für drei Stationen im Kleinen Almatinkatal und drei benachbarten Stationen nach KazNIIMOSK (1999).	63

Tabelle 15: Hydrometeorologische Bedingungen der Referenzjahre und Abflussveränderung in der Hauptablationsphase nach einer Klimaerwärmung und dem kompletten Abschmelzen der Gletscher.....70

Danksagung - Acknowledgements

Ohne die Hilfe einer Vielzahl von Personen hätte diese Arbeit nicht entstehen können. Ich bedanke mich bei allen und bin mir bewusst, dass die folgende Aufzählung nicht vollständig ist, sondern nur die unmittelbar Beteiligten beinhaltet.

Als Doktorvater gebührt Prof. Dr. Otfried Baume mein erster Dank. Er, der mich zum Geographen ausgebildet hat, bot mir nun die Möglichkeit, außerhalb seines Hauses zu promovieren, aber dennoch stets offene Türen vorzufinden.

Mein herzlichster Dank geht an Dr. Ludwig Braun, der als Antragsteller und geistiger Vater des Projekts zu jeder Zeit und immer in freundschaftlichster Weise mit Rat und Tat zur Seite stand. Ihm verdanke ich die angenehme und produktive Atmosphäre, in der ich während der letzten drei Jahre arbeiten durfte. Eine wesentliche Grundlage bildete hierbei mein Arbeitsplatz in den Räumen der Bayerischen Akademie der Wissenschaften.

Für tiefeschürfende Diskussionen, vor allem das Abflussmodell und meteorologische Fragestellungen betreffend, sowie für die Hilfestellung bei Hard- und Softwareproblemen, bin ich Dipl. Met. Markus Weber zu größtem Dank verpflichtet.

Ebenso hilfsbereit, vor allem was die Bereiche „Allgemeine Meteorologie“, „Daten Vernagtferner“ und „Korrekturlesen“ betrifft, war Dr. Heidi Escher-Vetter. Vielen Dank! Lusia Soturczak kümmerte sich um die Verwaltung des Projekts und war eine wertvolle Hilfe bei Übersetzungen aus dem Russischen.

Das Institut für Photogrammetrie und Kartographie der Technischen Universität München produzierte die Karte des Tujuksugebiets von 1998, eine unschätzbare Hilfe für alle Wissenschaftler, die in der Region arbeiten. Des weiteren wurde hier die Flächen-Höhen-Expositionsverteilung des Einzugsgebiets sowie die Volumendifferenzen zur Karte von 1958 berechnet. In diesem Zusammenhang geht mein Dank vor allem an die Dipl.-Ings. Hermann Rentsch, Konrad Eder, Roland Würländer und Theo Geiß.

Prof. Dr. Michael Becht gab wertvolle Anregungen für die Modellierung und für Feldarbeiten und er lieferte unschätzbare Verbesserungsvorschläge für das Manuskript.

The project partner in Almaty, Prof. Igor Severskiy, assisted with the formulation of the research topic and administrative procedures such as visa procurement. Moreover, he supplied hydrometeorological data of the Tujuksu region and was an obliging host. Dr. Volodya Uvarov was extremely helpful with data acquisition and a valuable organizer and companion for field trips. His wife Alisa acted as an excellent translator for scientific discussions and never became tired of presenting cultural highlights. Prof. K.G. Makarevich was very cooperative and gave me information about hydrological and glaciological features of the Little Almatinka valley. For logistic support in Kazakhstan I would like to thank Alexander Khokarev and his wife Irina.

Prof. Gleb Glazirin was an excellent partner in the field and during his stay in Munich in spring 2001. He helped very much with assessing the data quality of different stations and time periods and was a critical discussion partner for the mathematical aspects in hydrological modelling.

Sincere thanks are given to Felix Pertziger in Tashkent, who provided us very quickly with the whole Abramov glacier data set.

Prof. Dr. Ersi Kang organized a wonderful excursion to Glacier No. 1 and made hydrometeorological data of this region available.

Gefördert wurde die Forschungsarbeit durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft, Projekt BR 1622/5-3, den Deutschen Akademischen Austauschdienst (Forschungsreise Sommer 2002) und die Arbeitsgemeinschaft für Vergleichende Hochgebirgsforschung. Für all diese Unterstützung wird herzlichst gedankt. Gedruckt mit Unterstützung des Bundesministeriums für Bildung und Forschung und des Freistaates Bayern.

1 Einleitung und Zielsetzung

Wasser war eine Voraussetzung für die Entstehung von Leben auf der Erde. Für den Menschen stellt Süßwasser die Grundlage für die Erzeugung aller Nahrungsmittel dar. Die Bedeutung dieses Rohstoffs ist in den letzten Jahrzehnten immer mehr gestiegen und sie wird auch in Zukunft weiter steigen. Dafür sorgen das fortschreitende Bevölkerungswachstum und der steigende Pro-Kopf-Verbrauch. Während der Bedarf an Trink- und Brauchwasser weiterhin wächst, bleibt die verfügbare Menge gleich. Die Nutzung fossiler Vorkommen schafft nur einen zeitlichen Aufschub der Probleme, aber keine nachhaltige Alternative. Circa zwei Drittel der globalen Wasserentnahmen werden zur Nahrungsmittelproduktion durch Bewässerung verwendet, ein weiterer großer Anteil entfällt auf die Industrie, die Haushalte verbrauchen etwa 10% (WORLD BANK 1998). Durch die Ungleichverteilung des Wassers gibt es viele Gebiete mit knappen Wasserressourcen. Dies stellt für die betroffenen Regionen ein starkes Entwicklungshemmnis dar und schafft neben wirtschaftlichen auch soziale, gesundheitliche und ökologische Probleme. Bereits heute leben mehr als 40% der Weltbevölkerung mit unzureichender Wasserversorgung, bis 2025 soll sich dieser Anteil auf 50% erhöhen (REVENGA et al. 2000).

Bergländer nehmen im globalen Wasserkreislauf eine besondere Stellung ein. Obwohl sie nur 20% der Festlandsfläche ausmachen, stammen aus ihnen 40-90% des oberflächlich fließenden Süßwassers (MESSERLI 1998). Die hydrologische Bedeutung von Gebirgen liegt in mehreren Aspekten begründet. Der orographische Effekt führt zum Auskämmen von Niederschlägen aus der Atmosphäre und damit zur Entstehung von Abfluss. Außerdem werden winterliche Niederschläge in der Schneedecke und längerfristig in Gletschern gespeichert und, jahreszeitlich verzögert, im Frühling und im Sommer dem Abfluss zugeführt. Das Wasser kommt dabei nicht nur den Bergregionen selbst zugute, Fließgewässer transportieren den Überschuss in die Vorländer und versorgen diese mit der wertvollen Ressource. Gebirge können somit als Wasserschlösser betrachtet werden, die große Mengen von Wasser speichern und über Raum und Zeit verteilen.

Die Bedeutung der Wasserschlösser für die Vorländer und die Stärke ihrer Fernwirkung hängt dabei stark von den Niederschlagsverhältnissen in den Tiefländern ab. Je arider die umliegenden Regionen, desto größer und weitreichender ist die hydrologische Ausstrahlung der Gebirge. Im Extremfall können sie die einzig relevante Wasserversorgung darstellen und damit von existenzieller Bedeutung für die Bevölkerung der Tiefländer sein. Dies hat bereits Rickmer-Rickmers 1928 bei seiner Forschungsreise in den Pamir erkannt: *„Ohne Gletscher keine Kultur. Da es im Sommer nie regnet, sind die Äcker ausschließlich auf künstliche Bewässerung angewiesen, und das Wasser der Ströme ist ausschließlich Gletscherwasser. Ohne die Gebirge, wo sich die Schneefälle des Winters aufspeichern und zu Eis verdichten, wäre das flache Land eine Wüste“* (RICKMER-RICKMERS 1929, S. 62). In humideren Bereichen wird das Abflussregime am Gebirgsrand schnell von starken Stauniederschlägen überprägt, während in Trockengebieten das nivale oder glaziale Gebirgsregime bis in die Unterläufe der Flüsse bestehen bleibt. Dies zeigt, dass hydrologische Prozesse in Gebirgen und deren Veränderung in trockenen Teilen der Kontinente größere Auswirkungen haben als in niederschlagsbegünstigten. So ergänzen Gebirgsabflüsse in Zentralasien nicht nur die Wasserversorgung wie in Mitteleuropa, sondern sie sind die wichtigsten Lieferanten. Bei einer weltweiten Analyse der hydrologischen Bedeutung von Gebirgen in 18 Flussgebieten kommt VIVIROLI (2001) zu der Schlussfolgerung, dass die Alpen, im Vergleich zu Gebirgen

mit ausgeprägt aridem Vorland, fast unbedeutend für die Wasserversorgung der Tiefländer sind. Auf dem höchsten Rang befindet sich in dieser Gegenüberstellung der Amudarja, für den der Pamir den einzig maßgeblichen Wasserlieferanten darstellt.

Vor dem Hintergrund der steigenden Weltbevölkerung, des zunehmenden Wasserbedarfs, der Klimaerwärmung und des Konfliktpotenzials, das sich aus der ungleichen Verteilung von Süßwasser auf der Erde ergibt, kann man nur erahnen, welche wichtige Rolle internationale wasserwirtschaftliche Planungen und Abkommen in der Zukunft spielen werden. Vor allem in Gebieten, wo Regionen mit großen Unterschieden in der Wasserversorgung benachbart liegen, werden noch größere Probleme zu lösen sein als schon heute. Zu diesen Gebieten gehört zweifellos der zentralasiatische Raum. Die Hochgebirge sind auch hier Wassergewinnungs- und Speicherräume, die umgebenden Tiefländer dagegen von einer defizitären Wasserversorgung gekennzeichnet. Wie knapp und wertvoll die Ressource Wasser in Zentralasien ist, lassen zum Beispiel Gebietsansprüche, die von Tadschikistan, Usbekistan und Turkmenistan auf Areale am Amudarja erhoben werden, erkennen. Auch die Kritik am Karakum-Kanal, der als längster Bewässerungskanal der Welt den Amudarja an der turkmenisch-usbekischen Grenze anzapft und bis zum Kaspischen Meer führt, zeigt, wie Wasser als politisches Instrument benutzt wird (STADELBAUER 1997). Der Anbau von bewässerungsintensiven Kulturen wie Baumwolle oder Reis schmälert die Wasserversorgung der Unterlieger und führt zu ökologischen und sozialen Katastrophen wie der Verlandung des Aralsees.

Gerade im Hinblick auf die Erwärmung des Klimas werden Fragen der Wassergewinnung auch in Gebieten, die sich bisher noch einer ausreichenden Versorgung erfreuen durften, eine zentralere Rolle spielen. Im 20. Jahrhundert ist die globale Mitteltemperatur um 0.6°C ($\pm 0.2^{\circ}\text{C}$) angestiegen, bis zum Ende dieses Jahrhunderts wird mit einer weiteren Erwärmung um $1.4\text{--}5.8^{\circ}\text{C}$ gerechnet (IPCC 2001). Klimaveränderungen wirken sich auf alle Größen des Wasserhaushalts aus. Vor allem Gebirgsabflüsse, bei denen Schnee und Gletscher zusätzliche Speicher darstellen, reagieren sensibel auf Änderungen der Lufttemperatur. Diese Reaktion erfolgt in unterschiedlichen zeitlichen Skalen. Hydrologische Prozesse können sich jahreszeitlich verlagern und in ihrer Intensität ändern, bei einer anhaltenden Verschiebung des Klimas können Speicher wie die Schneedecke oder Gletscher ihr Volumen drastisch verändern oder ganz verschwinden. Das aktuell zu beobachtende, globale Schwinden der Gebirgsgletscher ist Folge der oben genannten Klimaerwärmung.

Gebirge gelten als Schlüsselstellen für die Analyse von Umweltveränderungen infolge globaler Klimaschwankungen, da sie aufgrund ihrer Höhenerstreckung verschiedene Klimazonen in geringer Horizontaldistanz vereinen und Veränderungen von klimatischen Mittelwerten sehr schnell und deutlich an der Verschiebung von Höhengrenzen ablesbar sind.

Im Rahmen dieser Arbeit sollen glazialhydrologische Forschungsergebnisse aus Gebirgen in verschiedenen Klimaregionen miteinander verglichen werden. Dabei sollen vor allem Auswirkungen einer klimabedingten Gletscherdegradation auf die Wasserführung der Flüsse untersucht werden. Diese Art der Einordnung von topischen und chorischen Analysen in regionische bis planetarische Betrachtungsmaßstäbe ist ein wichtiger Gesichtspunkt der vergleichenden Geographie. Besonders in der Hochgebirgsforschung ist es eine gängige und notwendige Vorgehensweise, neue Erkenntnisse aus wenig zugänglichen Gebieten mit Erfahrungen aus bereits gut erkundeten Gebirgsregionen in Zusammenhang zu bringen (BAUME 2002). Die vergleichende Hochgebirgsforschung verfolgt dabei zwei Ansätze. Zum einen werden ganze Gebirgsräume anhand von Geoökosystembetrachtungen miteinander

verglichen, was eine vorherige Ausweisung von Hochgebirgstypen erfordert (z.B. TROLL & LAUER 1978). Diese folgt in der Regel dem planetarischen Formenwandel und richtet sich nach den Landschaftsgürteln der Erde. Eine weitere Vergleichsmöglichkeit, die den meistbestrittenen Weg in der vergleichenden Hochgebirgsforschung darstellt und auch im Rahmen der vorliegenden Arbeit verfolgt wird, bietet die Betrachtung einzelner Geofaktoren. Wegen der ökologischen und ökonomischen Fernwirkung von Gebirgen erscheint es bei vielen Fragestellungen sinnvoll, auch das Vorland mit in die Analyse einzubeziehen (RATHJENS 1982).

Die Gegenüberstellung Alpen-Zentralasien erschien besonders lohnenswert, weil sich die Regionen auf ähnlichen geographischen Breiten befinden und eine maritim-kontinentale Klimadifferenzierung vorliegt. Ein weiterer, wenn auch nicht entscheidender Aspekt ist das Bewusstsein über die deutsche und insbesondere Münchner Tradition in der Zentralasienforschung, die auf Persönlichkeiten wie Filchner, Merzbacher und Finsterwalder zurückblicken kann.

Das Ziel dieser Arbeit ist es, den Effekt des Gletscherschwundes auf den Abfluss in zentralasiatischen Hochgebirgen abzuschätzen und mit Ergebnissen aus den Alpen zu vergleichen. Für dieses Vorhaben ist eine möglichst genaue Kenntnis der Wasserhaushaltsgrößen nötig, die durch die Anwendung eines Abflussmodells in ausgewählten Gletschergebieten erarbeitet werden soll. Die Anwendung des Modells beinhaltet sowohl die Berechnung der Wasserhaushaltskomponenten im Ist-Zustand, als auch das Erstellen von Szenarien bezüglich veränderter Klima- und Vergletscherungsbedingungen. Die Ergebnisse werden hinsichtlich der Bedeutung der Gletscher für die Wasserversorgung der Berg- und Vorländer, vor allem im Hinblick auf einen klimabedingten Gletscherschwund, interpretiert. Im Vergleich mit der Situation im Alpenraum werden Ähnlichkeiten oder Unterschiede bezüglich des Zusammenhangs zwischen Vergletscherung und Abflussspende herausgearbeitet. Damit soll zum Verständnis des Wirkungsgefüges Klima – Gletscher - Abfluss beigetragen werden, welches eine Grundvoraussetzung für nachhaltige wasserwirtschaftliche Entscheidungen und Planungen darstellt.

2 Beschreibung der Untersuchungsgebiete

2.1 Zur Auswahl der Gebiete

Bei den zentralasiatischen Testgebieten wurden die drei Gletscher Tjuksu, Abramov und Glacier No. 1 (geographische Lage siehe Abb. 1 und 2) ausgewählt, weil sie Regionen unterschiedlicher Kontinentalität repräsentieren und damit eine Variationsbreite des Gletscherverhaltens im zentralasiatischen Raum bieten. Auch die Datenverfügbarkeit war hier ein wesentlicher Gesichtspunkt, weil längere Datenreihen aus entlegenen Hochgebirgsregionen relativ selten zu finden sind. Die drei genannten Gletscher gehören zu den bestuntersuchten Zentralasiens und persönliche Kontakte zu den jeweiligen Forschungseinrichtungen ermöglichten die Übermittlung der erforderlichen Daten.

Um den Rahmen dieser Arbeit nicht zu sprengen, sollte im Gebiet der Alpen weitgehend auf aktuelle Forschungsarbeiten zurückgegriffen werden. Hier bot sich als Untersuchungsgebiet das Rofental an, wo bereits Abflussszenarien mit dem HBV-Modell erstellt wurden (BRAUN et al. 2000). Das besondere und für den Alpenraum einzigartige an diesen Szenarien ist, dass sie auf detaillierten regionalen Klimamodellierungen (BayFORKLIM 1999) beruhen, witterungsbedingte Abläufe berücksichtigen und nicht auf pauschalen Verschiebungen von Mittelwerten basieren (siehe 5.2). Das Rofental ist mit seiner Lage in den trockenen Zentralalpen klimatologisch sicher nur für die Ostalpen repräsentativ, allerdings besitzt der Inn, der die östlichen Zentralalpen entwässert, die größte Anzahl von Gletschern aller Haupteinzugsgebiete (CHEN & OHMURA 1990), so dass diesem Alpenteil eine wichtige Stellung bezüglich Glazialabflüssen zukommt.

2.2 Zum Begriff der Kontinentalität

Wenn vom Klima Zentralasiens die Rede ist, fällt sehr schnell der Begriff „kontinental“, womit im Allgemeinen die auf die Meerferne zurückzuführenden hohen Temperaturschwankungen zwischen Sommer und Winter, sowie die geringen Mengen des Jahresniederschlags gemeint sind. Das scheint schlüssig und plausibel, doch da im Rahmen dieser Arbeit Vergleiche zwischen zentralasiatischen Gebirgen mit den Alpen und darüber hinaus Vergleiche zwischen vermeintlich unterschiedlich kontinentalen Gebieten Zentralasiens angestrebt werden, ist es sinnvoll, sich dem Begriff etwas ausgiebiger zu widmen. Erschwerend kommt in Gebirgsräumen noch hinzu, dass sich beim Vergleich von Untersuchungsgebieten mit unterschiedlicher Meereshöhe die vertikalen Kontinentalitätsgradienten mit Höhengradienten überlagern. Für einen großräumigen Überblick ist die Lage der Untersuchungsgebiete innerhalb der Landmasse Eurasiens in Abbildung 1 dargestellt.

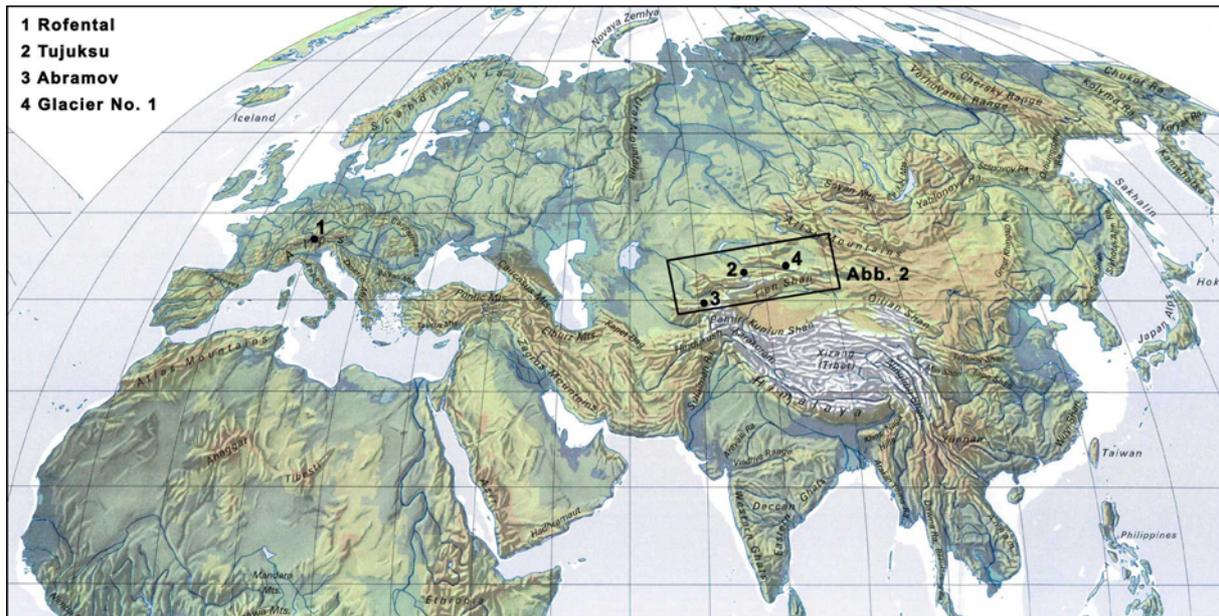


Abbildung 1: Lage und Meerferne der Untersuchungsgebiete, Kartengrundlage aus SDC (1997).

Ein Maß für die Kontinentalität zu finden ist ein ebenso altes wie schwieriges Bemühen. Da sie kein eigenständiges und messbares Klimaelement ist, ist man auf Indikatoren angewiesen, die dem Phänomen in unterschiedlichem Maße unterliegen. Kontinentalität zeigt sich am deutlichsten in Temperatur- und Niederschlagsparametern, womit auch die Unterscheidung in thermische und hygrische Kontinentalität vorgegeben ist.

Thermische Kontinentalität (BOHNSTEDT 1932) wird zumeist in der Amplitude zwischen heißestem und kältestem Monatsmittelwert ausgedrückt, wobei die größte bekannt gewordene Differenz von 65.5°C in Werchojansk (Nordostsibirien) gleich 100% gesetzt wurde und sich alle anderen Messungen auf diesen Wert beziehen.

Der älteste Versuch, Kontinentalität (K) quantitativ auszudrücken, geht auf ZENKER (1888, zit. in BLÜTHGEN & WEISCHET 1980) zurück, der in seiner Formel neben der Jahrestemperaturamplitude (A) auch schon die geographische Breite (φ) berücksichtigte:

$$K = \frac{600}{5} * \frac{A}{\varphi} - 20$$

Aufgrund der zunehmenden Beleuchtungsgegensätze und Temperaturschwankungen in Richtung der Pole muss die geographische Breite bei der Bestimmung eines Kontinentalitätsgrads berücksichtigt werden. Die Formeln von SCHREPFER (1925) und GORCZYNSKI (1920) bauen auf der von ZENKER auf:

$$K = \frac{800}{7} * \frac{A}{\varphi} - 14 \quad (\text{SCHREPFER 1925})$$

$$K = 1.6 \frac{A}{\sin \varphi} - 14.4 \quad (\text{GORCZYNSKI 1920})$$

Größere Betonung der hygrischen Kontinentalität zeigt das Berechnungsverfahren nach GAMS (1932) das für die Ostalpen entwickelt wurde und Radiane liefert.

$$K = \arctan \frac{\text{Meereshöhe (m)}}{\text{Jahresniederschlag (mm)}} \quad (\text{GAMS 1932})$$

STEINER (1965) definiert Kontinentalität unter anderem mit der Jahresamplitude des Niederschlags. Sein Verfahren wurde für die Anwendung in den USA entwickelt und es sind keine Erfahrungen für andere Regionen bekannt.

$$K = -0.62 T_y - 0.80 T_1 - 0.64 P_1 + 0.93 \exp. (TR) + 0.75\sqrt{PR} \quad (\text{STEINER 1965})$$

T_y = Jahresmitteltemperatur [K]

T_1 = Temperaturmittel Januar [K]

P_1 = Niederschlagsmittel Januar [inch]

TR = Jahrestemperaturamplitude [K]

PR = Jahresniederschlagsamplitude [inch]

Eine weitere, 1959 von IWANOW (zit. in BLÜTHGEN & WEISCHET 1980) empirisch abgeleitete Formel nimmt zusätzliche Parameter wie die Tagesschwankung der Temperatur oder das Sättigungsdefizit auf, was die Anwendbarkeit in entlegenen Regionen mit spärlichen Daten einschränkt.

$$K = \frac{A_j + A_t + 0.25 * D_f}{0.36 * \varphi + 14} * 100 \quad (\text{IWANOW 1959})$$

A_j = Jahrestemperaturamplitude [°C]

A_t = Tagesschwankung der Temperatur [°C]

D_f = Sättigungsdefizit [%]

φ = geographische Breite

Mit dieser Formel ergibt sich für ein indifferentes Durchschnittsklima ohne Überwiegen kontinentaler oder maritimer Einflüsse ein Wert von 100, Maxima von 250-260 sind in Zentralasien und in der Sahara zu finden, das Minimum liegt mit 37 bei der Macquarie-Insel südlich von Neuseeland (BLÜTHGEN & WEISCHET 1980). Aufgrund fehlender meteorologischer Messdaten in den anderen Testgebieten konnte diese Formel nur für den Vernagtferner und das Abramovgebiet angewandt werden. Die Werte liegen bei 134 und 149, was nach IWANOW den Klimastufen „gemäßigt kontinental“ und „kontinental“ entspricht. Der Wert für das Abramovgebiet scheint plausibel, wenn man bedenkt, dass die Kontinentalität bei steigender Meereshöhe durch die Niederschlagszunahme und die Abnahme der Temperaturgegensätze abgeschwächt wird. Der Wert des Vernagtfernens wirkt allerdings zu hoch, zumal es von der Klimastufe „gemäßigt kontinental“ noch 6 Abstufungen bis zu „extrem ozeanisch“, aber nur noch 3 bis zu „extrem kontinental“ gibt.

Alle weiteren oben beschriebenen Ansätze zur Berechnung eines Kontinentalitätsindex wurden in den Untersuchungsgebieten erprobt, die Ergebnisse sind in Tabelle 1 dargestellt.

Da die Verfahren sehr unterschiedlich sind, können nur die Relationen zwischen den Untersuchungsgebieten, nicht aber die absoluten Werte miteinander verglichen werden.

Tabelle 1: Vergleich der Kontinentalität der Untersuchungsgebiete nach verschiedenen Autoren.

	Vernagtferner	Tujuksu	Abramov	Glacier No. 1
Thermische Kontinentalität [%]	25	30	32	31
ZENKER (1888)	22	34	43	37
SCHREPFER (1925)	26	38	46	40
GORCZYNSKI (1920)	22	31	38	34
GAMS (1932) [Radiane]	74	74	79	83
STEINER (1965)	30	34	33	36

Bei der thermischen Kontinentalität ergibt sich eine nicht allzu signifikante Zweigliederung zwischen den Alpen und dem Tianschan, aber keine Abstufung innerhalb Zentralasiens. Die drei verwandten Verfahren nach ZENKER, SCHREPFER und GORCZYNSKI liefern ebenfalls höhere Werte für die asiatischen Gebiete, aber ein unerwartetes Maximum der Kontinentalität am Abramov. Die Formel nach GAMS liefert eine Reihung, wie sie aufgrund von Literaturhinweisen erwartet wird: ähnliche Werte für den für die Alpen kontinentalen Vernagtferner und für den für den Tianschan maritimen Tujuksu, sowie eine stärkere Kontinentalität der beiden anderen zentralasiatischen Gletscher, mit einem Maximalwert am Glacier No. 1. Das Verfahren nach STEINER scheint in den hier untersuchten Regionen zu versagen.

Der Vergleich zeigt, dass es kein einheitlich gültiges Maß für Kontinentalität gibt und dass bei Kontinentalitätsabstufungen von vorschnell zugewiesenen Prädikaten wie „hochkontinental“ abgesehen werden sollte. Für die vorliegende Arbeit seien hier die relevanten Fakten bezüglich Kontinentalität zusammengefasst: das Rofental in den trockenen Zentralalpen weißt ähnliche Jahresniederschläge auf wie das Tujuksugebiet am Rand des Tianschans, und da die Temperaturamplitude am Tujuksu nicht wesentlich höher ist, kann für die beiden Gebiete eine ähnliche Kontinentalitätsstufe angenommen werden. Die beiden anderen Untersuchungsgebiete haben eine stärker kontinentale Ausprägung, wobei der Glacier No. 1 aufgrund seiner Lage im Kontinent und seiner Nähe zum Kern des Asienhochs der kontinentalste Gletscher sein dürfte. Er wird auch in der Literatur als Musterbeispiel für einen Gletscher in extrem kontinentalem Klima angeführt (z. B. DOLGUSHIN 1961).

Der Vollständigkeit halber seien noch die komplexen Verfahren genannt, die Kontinentalität mit der Häufigkeit des Auftretens kontinentaler Luftmassen zu quantifizieren (DINIES 1931, BERG 1940, BRUNNSCHWEILER 1957, alle zit. in BLÜTHGEN & WEISCHET 1980). Da für die hier untersuchten Gebiete keine entsprechenden Daten zur Verfügung standen, waren sie jedoch nicht von Interesse.

2.3 Die zentralasiatischen Gebiete

Die vielfältigen Raumbezeichnungen und Abgrenzungen, die sich aus der Verwendung des Begriffs „Zentralasien“ in verschiedenen Wissenschaftsdisziplinen und Sprachen ergeben, machen eine klare Definition desselben nahezu unmöglich. „Zentralasien“ hat das in älterer Literatur häufiger verwendete „Mittelasien“ verdrängt, weiterhin wird oft „Innerasien“ synonym verwendet; „Hochasien“ schließt mit dem Hochland von Tibet und seinen Randgebirgen südlich an (STADELBAUER 1997). Die meisten Autoren bezeichnen mit „Zentralasien“ die Hochländer im Kernraum Asiens, die aus den Gebirgszügen des Tienschan und des Pamir bestehen und an denen die Staaten Kirgisistan, Usbekistan, Tadschikistan, Turkmenistan, sowie kleine Teile Kasachstans und Chinas Anteil haben. Eine genauere Abgrenzung scheint an dieser Stelle nicht notwendig. Die Lage der drei untersuchten Gletschergebiete ist in Abbildung 2 dargestellt.

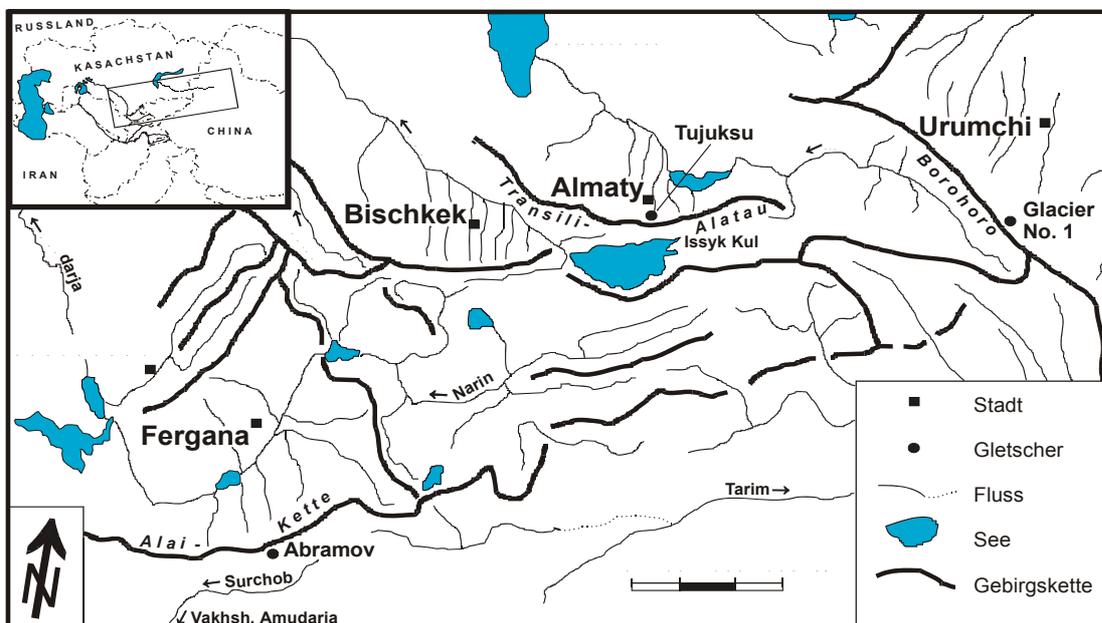


Abbildung 2: Lage der Untersuchungsgebiete, skizziert nach AIZEN et al. (1995).

2.3.1 Tjuksu

2.3.1.1 Lage und Orographie

Das Gletschergebiet Tjuksu liegt im kasachischen Tienschan, ca. 30 km südlich von Almaty im Tal der Kleinen Almatinka, an der Nordabdachung des Transili Alataus (43°03'N/77°05'E). Wegen seiner guten Erreichbarkeit war es bereits seit 1902 immer wieder Untersuchungsgebiet der Hochgebirgsforschung, vor allem bei Fragestellungen zur Glaziologie und zur Entstehung von Muren. Systematische Untersuchungen begannen 1956 im Rahmen des Internationalen Geophysikalischen Jahres, seit dem ist das Tjuksugebiet ein Schwerpunkt glaziologischer, hydrologischer und klimatologischer Forschung in Zentralasien. Die glaziologische Station auf 3434 m ü. NN ist mit geländegängigen Fahrzeugen zu erreichen.

Dies geschah im Rahmen des DFG-Projekts „Tjuksu“ in Zusammenarbeit mit dem Institut für Photogrammetrie und Kartographie der Technischen Universität München und dem Institut für Geographie der Kasachischen Akademie der Wissenschaften in Almaty.

Der Kartenausschnitt umfasst das 21 km² große Einzugsgebiet der Station Mynzhilki (3017 m ü. NN). Die am Lehrstuhl für Photogrammetrie und Fernerkundung durchgeführte Flächenberechnung anhand der Karte von 1998 ergab eine Gesamtfläche der neun benachbarte Gletscher von 6.18 km². Der größte und am besten untersuchte ist der Zentralgletscher mit 2.62 km², der sich über ein Höhenintervall von 3418 m ü. NN bis 4208 m ü. NN (Pik Pogrebezki) erstreckt. Im oberen Zungenbereich erreicht der Zentralgletscher eine Eismächtigkeit von 106 m (MAKAREVICH 1985b). Höchster Punkt des Einzugsgebiets ist der Pik Ordshonikidse (4410 m ü. NN). Die weiteren Gletscher heißen mit abnehmender Fläche Iglu Tjuksu (Tjuksu Nadeln), Molodoshny (Jugendgletscher), Mametova, Kosmodemjanskaja, Majakowski, Ordshonikidse und Besimjany.

Die Kleine Almatinka mündet in den Ili und gehört damit zum Einzugsgebiet des abflusslosen Balkasch Sees.

Die Abflussdaten für den Pegel Mynzhilki haben sich als unbrauchbar erwiesen, da etwa zwei Drittel des Abflusses die Messstelle unterirdisch im mächtigen Moränenschutt passiert (MAKAREVICH, mündl. Mitt.). Die Modellierungen wurden deshalb für den Pegel Touristic Camp (siehe Abbildung 5) durchgeführt, dessen Einzugsgebiet 28 km² groß und zu 26% vergletschert ist.

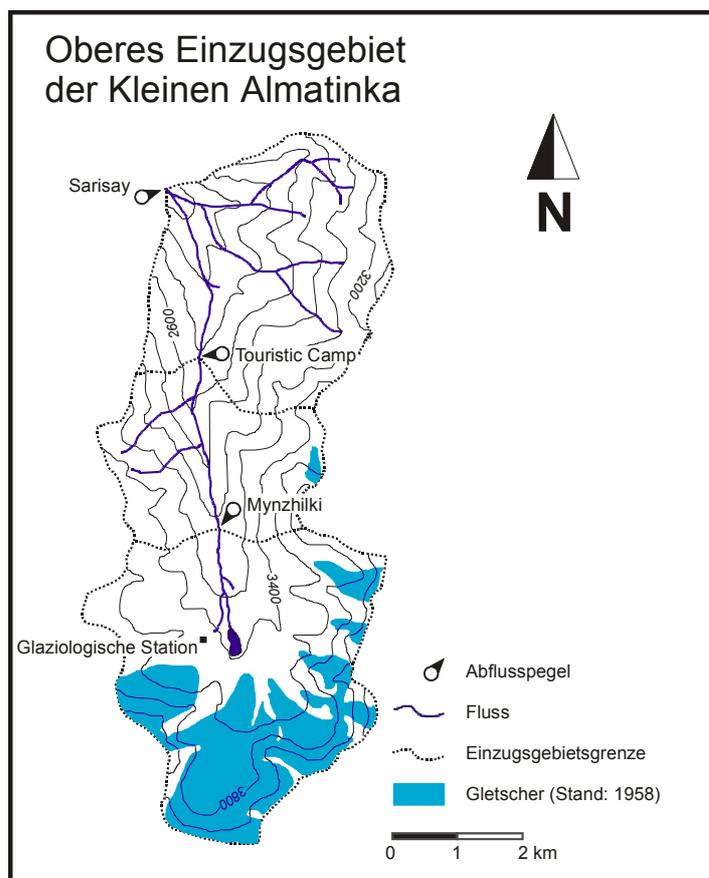


Abbildung 5: Übersichtskarte des Tjuksugebiets.

2.3.1.2 Klima

Während des Winters wird die Witterung von der sibirischen Antizyklone (Asienhoch) bestimmt, die niederschlagssenkend wirkt und eine südwestliche Luftströmung zur Folge hat. Im Sommer löst sich das Asienhoch auf und erlaubt Zyklonen aus westlicher Richtung, in das Gebiet einzudringen. Dann werden drei Zirkulationsmuster voneinander unterschieden (KazNIIMOSK 1999): Kurze Wellen ziehen schnell ostwärts und transportieren feuchte Luftmassen und Niederschläge in die Region, während lange Wellen entweder kalte, arktische oder tropisch warme Luft nach Südostkasachstan bringen. Im ersten Fall verschärfen sich die Fronten im Vorland, was zu beträchtlichen Niederschlägen im Gebirge führt, im zweiten Fall kommen die Luftmassen aus dem Iran und sind durch Föhneffekte sehr trocken. Im Tienschan werden maximale Jahresniederschläge in den Höhenlagen der nördlichen und nordwestlichen Gebirgsperipherie erreicht. Hier können in nördlichen und westlichen Expositionen Werte von über 1200 mm auftreten, während sich in den Leelagen dieser Gebirgsregionen Trockeninseln mit weniger als 120 mm/a ausbilden (BÖHNER & SCHRÖDER 1999). Das Tjuksugebiet liegt an der Nordabdachung des Transili Alataus, der nördlichsten Randkette im zentralen Teil des Gebirges und gehört damit zu den niederschlagsreichsten Regionen des Tienschan. Hier erreichen die atlantischen Luftmassen zuerst das Gebirge und verlieren durch die Stauwirkung einen Grossteil ihrer Feuchtigkeit (DYURGEROV et al. 1994). Somit ist dieser Gebirgstheil noch als relativ maritim beeinflusst zu betrachten, was im mittleren Jahresniederschlag der Glaziologischen Station (1973-1992) von 968 mm zum Ausdruck kommt. Im Höhengürtel der Gletscher wird ein mittlerer Jahresniederschlag von etwa 1000 mm gemessen (GLACIER MASS BALANCE BULLETIN 2001). Am Nordrand des Tienschan ist von Westen nach Osten eine Abnahme der Jahresniederschläge und eine Verschiebung des Niederschlagsmaximums von Winter auf Sommer zu beobachten, was mit der zunehmenden Schwächung der winterlichen Antizyklone in Richtung Westen erklärt werden kann (AIZEN & AIZEN 1994). Das Kleine Almatinkatal liegt meridional im zentralen Teil des nördlichen Tienschans und hat sein Niederschlagsmaximum im Frühjahr bis Sommer. Abbildung 6 zeigt die monatliche Verteilung der Niederschläge für die Glaziologische Station. Es ergibt sich eine jahreszeitliche prozentuale Niederschlagsverteilung von 31% im Frühjahr (Mrz.-Mai), 43% im Sommer (Jun.-Aug.), 17% im Herbst (Sep.-Nov.) und 9% im Winter (Dez.-Feb.).

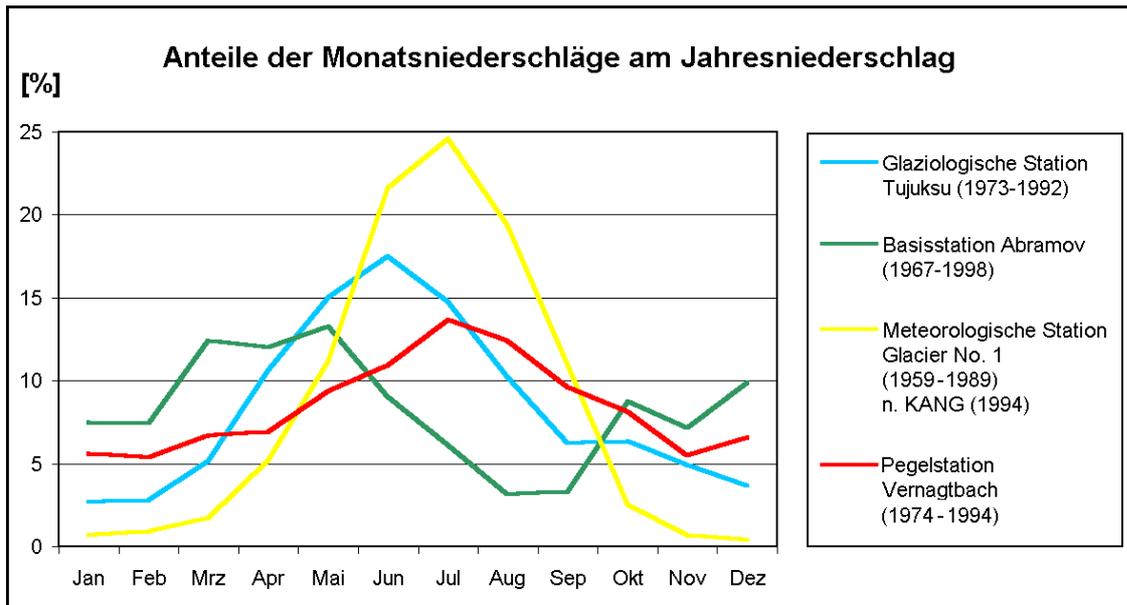


Abbildung 6: Die saisonale Verteilung der Niederschläge in den Testgebieten.

Im ganzen Tianschan kann eine Zunahme des Jahresniederschlags bis in die höchsten Lagen beobachtet werden (AIZEN 1988, zit. in AIZEN et al. 1995). Diese Zunahme ist im nördlichen Tianschan nicht konstant, sondern ab ca. 3000 m ü. NN stärker als in niedrigen Lagen. Der Grund für diese konkave Verteilung liegt in den Maxima des horizontalen Luftmassentransports bei 3000 und 5000 m ü. NN (AIZEN & AIZEN 1994). Der Transili Alatau ist allerdings eine Ausnahme, hier kann eine konvexe Höhenverteilung des Niederschlags mit einer maximalen Zunahme unter 1800 m ü. NN beobachtet werden. Dies wird auf die Offenheit der Täler für westliche und nördliche Luftströmungen zurückgeführt, die dafür sorgt, dass hier nicht, wie bei abgeschirmteren Tälern, nur die höchsten Lagen Niederschläge erhalten (AIZEN et al. 1995). Im Winter ist der Höhengradient des Niederschlags negativ, weil Inversionen im Talraum das Kondensationsniveau niedrig halten. Im Transili Alatau beträgt er während der kalten Jahreszeit (Okt.-Apr.) oberhalb von 2600 m ü. NN $-4\text{mm}/100\text{m}$, darunter $12\text{mm}/100\text{m}$ (AIZEN et al. 1996), im Kleinen Almatinkatal liegt der Höhenbereich mit den meisten Niederschlägen in dieser Jahreszeit um 2000 m ü. NN (KAZNIIMOSK 1999). Von Mai bis Oktober nehmen die Niederschläge im transilenischen Alatau bis in die Kammlagen mit einem Gradienten von $12\text{-}22\text{mm}/100\text{m}$ zu. In diesem Zeitraum fallen in 3400 m Höhe 62-72% der Jahresniederschläge, 65% davon als Schnee (AIZEN et al. 1996).

Die Jahresmitteltemperaturen an der Glaziologischen Station (3434 m ü. NN) liegen im Mittel bei -4.0°C . An zwei Stationen auf dem Zentralgletscher lagen die Jahresmittel in den Jahren 1958 und 1959 nach MAKAREVICH (1961) zwischen -4.2°C (1958, 3420 m ü. NN) und -6.5°C (1959, 3750 m ü. NN). Das Maximum der Lufttemperatur wird im Juli erreicht, für die Glaziologische Station beträgt es 5.7°C . Der kälteste Monat ist der Januar mit durchschnittlich -13.8°C , woraus sich eine mittlere Jahresamplitude von 19.5 K errechnet.

Der Höhengradient der Lufttemperatur wird durch katabatische Winde abgeschwächt, im Winter zusätzlich durch Temperaturinversionen im Tal (BÖHNER & SCHRÖDER 1999). AIZEN et al. (1995) geben für höhere Lagen des Nordtianschans (1111-3120 m ü. NN) ein Jahresmittel von $-0.57^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ an (Winter: $-0.48^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, Sommer: $-0.63^{\circ}\text{C}/100\text{m}$). Diese Angaben werden durch die Analyse der Tageswerte im Almatinkatal sehr gut bestätigt. Hier

errechnen sich zwischen den Stationen Sarisay und Mynzhilki für den Zeitraum 1976-1985 mittlere monatliche Gradienten, die zwischen $-0.47\text{ °C}/100\text{ m}$ im Winter und $-0.64\text{ °C}/100\text{ m}$ im Sommer schwanken.

Für einen besseren Vergleich wurden die Monatsmitteltemperaturen aller Testgebiete mit einem Höhengradienten auf die mittlere Gletscherhöhe des jeweiligen Untersuchungsgebiets extrapoliert, weshalb die Werte in Abbildung 7 nicht mit den im Text erwähnten Stationswerten übereinstimmen. Am Abramov wurde hierbei ganzjährig eine Temperaturabnahme von $0.6\text{ °C}/100\text{ m}$ angenommen, in den anderen Gebieten konnten die mittleren monatlichen Gradienten herangezogen werden.

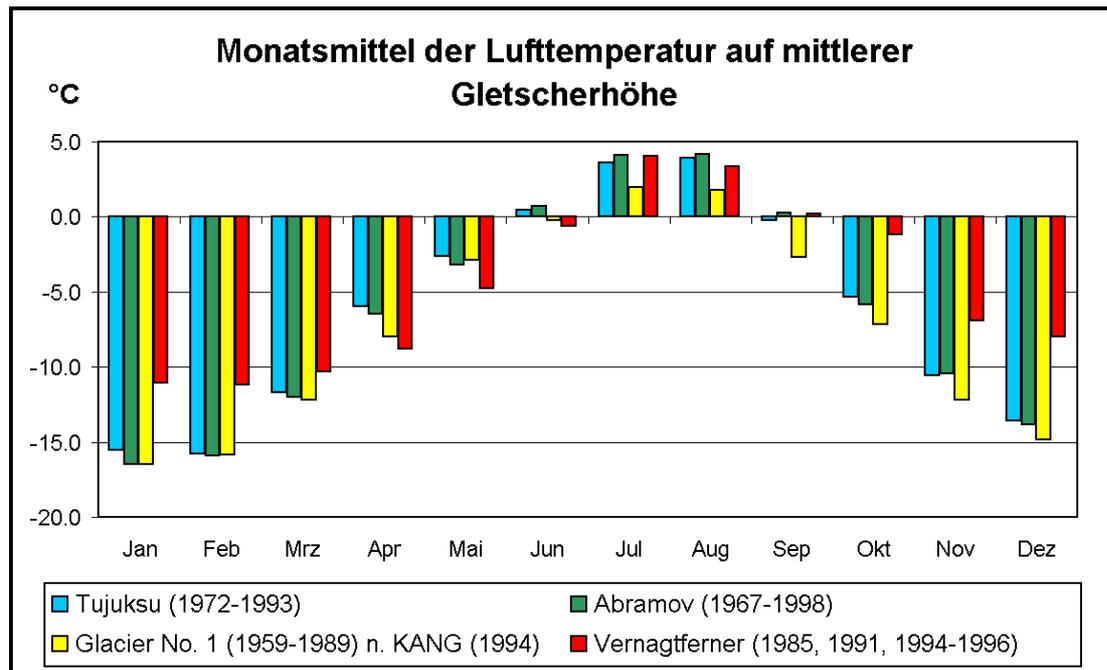


Abbildung 7: Monatsmittel der Lufttemperatur in den Testgebieten.

2.3.2 Abramov

2.3.2.1 Lage und Orographie

Der Abramov Gletscher ist ein typischer Talgletscher und liegt in der südlichen Alai-Kette auf dem Staatsgebiet Kirgisistans ($39^{\circ}38'N/71^{\circ}34'E$). Das Gebiet gehört zum Pamiro-Alai, einer Übergangsregion zwischen Tianschan und Pamir und wird von manchen Autoren (z.B. CHAOHAI & TIANDING 1992) dem Tianschan, von anderen (z.B. AIZEN & AIZEN 1994) dem Pamir zugerechnet. Die erste wissenschaftliche Erwähnung findet der Gletscher durch den Botaniker Korjinski im Jahre 1895. In den folgenden Jahrzehnten wurde das Abramovgebiet von mehreren glaziologischen und geologischen Expeditionen besucht, bis das „Central Asian Regional Research Hydrometeorological Institute“ (SANIGMI) in Taschkent im Jahre 1966 im Rahmen der Internationalen Hydrologischen Dekade eine glaziologische Forschungsstation errichtete. Auf dieser Station wurde mit großem Aufwand und bester technischer Ausstattung bis zum Jahre 1999, als sie einem Brandanschlag islamischer Fundamentalisten zum Opfer fiel, glaziologisch und hydrometeorologisch gearbeitet (BUGAEV

1995). Der Abramovgletscher ist 26.21 km² groß (GLACIER MASS BALANCE BULLETIN 2001), vorwiegend nordexponiert und erstreckt sich von 4960 m ü. NN bis 3625 m ü. NN. Eismächtigkeiten erreichen im Mittelteil bis zu 200 m (BUGAEV 1995). Er entwässert in den Koxu, der in dritter Ordnung dem Amudarja, einem der Hauptzuflüsse des Aral Sees, tributär ist. Das Einzugsgebiet des Abflusspegels ist 55.5 km² groß und besitzt noch weitere Gletscher, die, zusammen mit dem Abramov, 51 % der Fläche ausmachen.

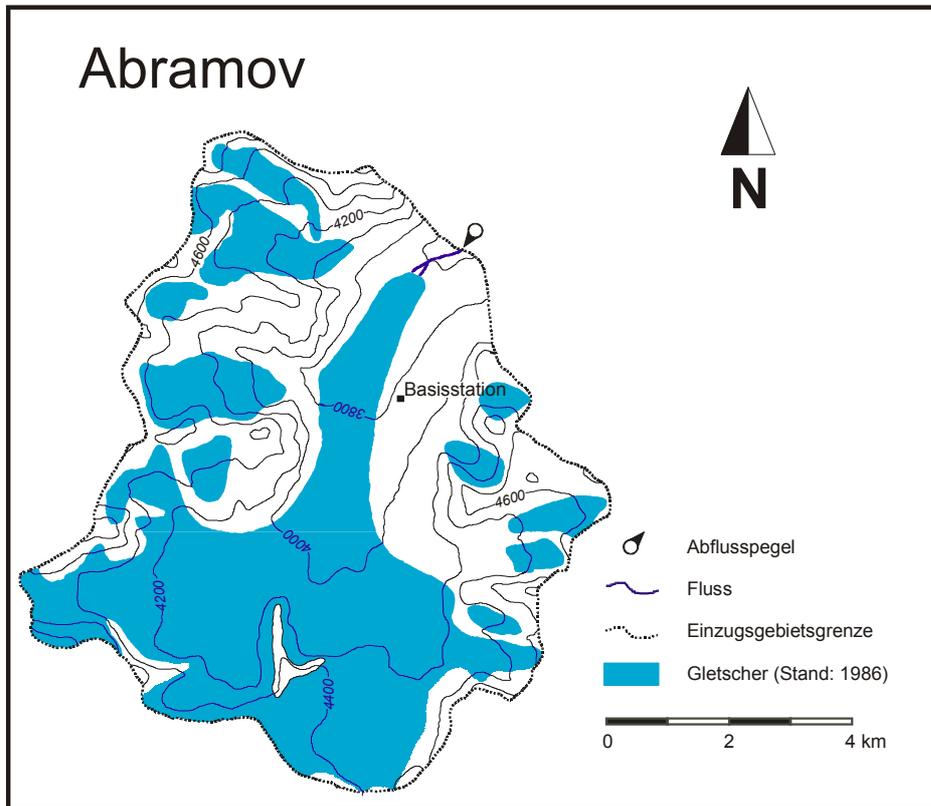


Abbildung 8: Schematische Übersicht über das Abramovgebiet.

2.3.2.2 Klima

Der Gletscher liegt im Vergleich zum Tjuksu weiter westlich und mehr im Gebirgsinnern. Dies führt einerseits dazu, dass die sibirische Antizyklone an Einfluss verliert und atlantische Luftmassen häufiger in das Untersuchungsgebiet eindringen können, andererseits haben diese dann aber schon einen Grossteil ihrer Feuchtigkeit an den weiter nordwestlich gelegenen Gebirgsketten verloren. Quantitativ überwiegt der Effekt der Stauwirkung, so dass die Jahresniederschläge geringer sind als im Transili Alatau. Entsprechend der oben genannten Verschiebung des saisonalen Niederschlagsmaximums von Westen nach Osten liegt dasselbe hier etwas früher als im Tjuksugebiet (Abbildung 6).

Die an der Basisstation (3837 m ü. NN) gemessenen Jahresniederschläge liegen im Mittel (1967-1998) bei 728 mm. Die feuchteste Jahreszeit ist das Frühjahr (Mrz.-Mai), in denen 38% des Jahresniederschlags fallen, gefolgt vom Winter (Dez.-Feb.) mit 25%. Am wenigsten Niederschlag wird im Sommer (Jun.-Aug., 18%) und im Herbst (Sep.-Nov., 19%) gemessen (Abbildung 6).

Die Jahresmittel der Lufttemperatur betragen an der Basisstation im 32 jährigen Messzeitraum durchschnittlich -4.0°C. Kältester Monat ist der Januar mit -14.3°C, die

höchsten Temperaturen werden in den Monaten August (6.4°C) und Juli (6.3°C) erreicht, was eine mittlere Jahresamplitude von 20.7 K ergibt (Abbildung 7).

2.3.3 Glacier No.1

2.3.3.1 Lage und Orographie

Der Gletscher liegt in den östlichen Ausläufern des Tienschan, 120 km südlich von Urumchi, der Hauptstadt der chinesischen Provinz Xinjiang (43°05'N/86°49'E). Im Jahre 1959 errichtete die Chinesische Akademie der Wissenschaften eine glaziologische Forschungsstation auf 3600 m ü. NN. Nach einer Unterbrechung der Arbeiten während der Kulturrevolution wurde 1980 eine Basisstation auf 2100 m ü. NN errichtet. Des Weiteren betreibt das Xinjiang Bureau of Meteorology auf 3539 m ü. NN eine meteorologische Station, die seit 1958 in Betrieb und über eine Strasse zu erreichen ist. Im Talschluss existieren 7 Gletscher, allesamt kleinere Kar- oder Wandgletscher, die anstelle von Namen lediglich eine Durchnummerierung erhielten.

Hauptobjekt der glaziologischen Untersuchungen ist der Glacier No. 1. Er hat sich infolge seines Rückschmelzens im Jahr 1993 in zwei Teile aufgelöst, einen östlichen, der zwischen 3700 und 4267 m ü. NN 1.2 km² bedeckt, sowie einen westlichen, der etwas höher zwischen 3825 und 4486 m ü. NN liegt und mit einer Fläche von 0.7 km² der Kleinere ist (WGMS 2001). Die maximale Eisdicke lag im Jahr 1981 bei 139 m, der Gletscher ist zumindest in Teilbereichen temperiert (SHI & ZHANG 1984). Der vorwiegend nordostexponierte Gletscher entwässert in den Urumchi Fluss, der die gleichnamige Stadt und die umliegenden landwirtschaftlichen Nutzflächen (ca. 40000 ha) mit Wasser versorgt und danach im Untergrund versickert. Das Testgebiet ist 3.34 m² groß und zu 55% vergletschert. Die Temperatur- und Niederschlagsdaten stammen von der meteorologischen Station, die sich etwa 2 km außerhalb des Einzugsgebiets befindet.

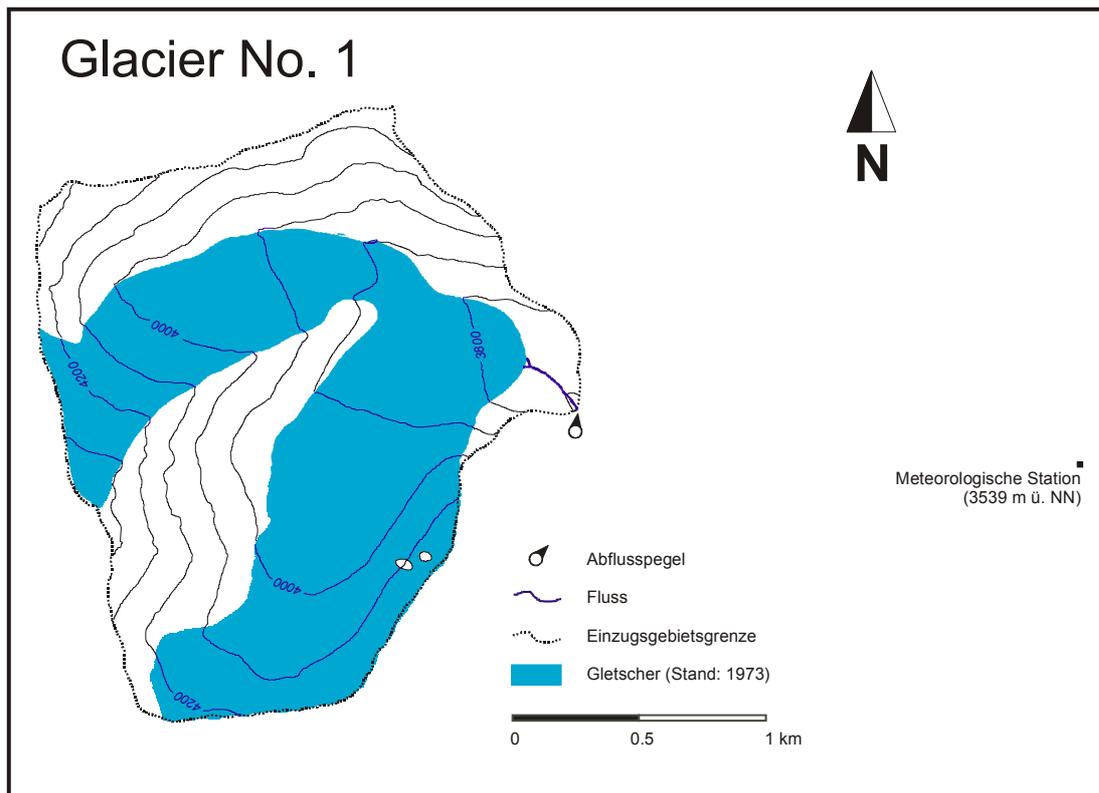


Abbildung 9: Schematische Übersicht über das Testgebiet Glacier No. 1.

2.3.3.2 Klima

Der östliche Tianschan wird im Winter ebenfalls durch das Asienhoch dominiert, da er seinem Kern über der Mongolei noch deutlich näher liegt als die anderen beiden Gebiete. Die Zyklonen, die von Westen her entlang des Nordrandes des Tianschan herantransportiert werden, verursachen im Untersuchungsgebiet, das für diese Windrichtungen im Lee liegt, Föhn. Allerdings führen Kaltfronten mit arktischen Luftmassen, die über Westsibirien eindringen, dazu, dass in den Wintermonaten die größten Niederschlagshäufigkeiten auftreten (GREBNER 1990). Diese Niederschlagsereignisse sind wegen der tiefen Lufttemperaturen jedoch äußerst unergiebig und die Winter können als sehr trocken bezeichnet werden. Von Juni bis September gewinnt das Monsuntief über Indien an Einfluss. Es führt trocken-heiße Luft über Südwestchina heran, die sich im Nordwesten des Landes mit feuchten, aber kühlen Luftmassen aus Westsibirien vermischt und an den Gebirgen zum Aufsteigen gezwungen wird. Dieser Umstand und die wärmeren Temperaturen, die höhere Wasserdampfgehalte in der Luft ermöglichen und zu verstärkter Konvektion führen, verursachen das sommerliche Maximum der Niederschlagssummen (GREBNER 1990). Diese betragen an der meteorologischen Station (3539 m ü. NN) 429 mm und auf der Gleichgewichtslinie 650 mm (KANG 1994). In den Sommermonaten fallen im Mittel 66% der Jahressumme, mit einem Maximum von 24.7% im Juli (Abbildung 6). Im Frühjahr und Herbst liegen die Anteile nur noch bei 18.1% bzw. 14.2% und im Winter fallen nur 2.0% des Jahresniederschlags (KANG 1994). Die Niederschlagsänderung mit der Höhe ist zeitlichen Schwankungen unterworfen und kann auch negative Werte annehmen. Im Sommer, wo feuchte Luft advektiv herangeführt wird, ist sie jedoch in der Regel positiv und liegt im Höhenintervall zwischen 3540 und 4030 m ü. NN im Durchschnitt bei 18.3 mm/100m. Im Juli ist die Niederschlagszunahme mit der Höhe durch die starke Konvektion gestört und es

besteht keine Abhängigkeit, im Juni beträgt die Niederschlagszunahme 5.5%/100 m, im August 7.2%/100 m (KANG 1994).

Die Jahresmitteltemperatur liegt an der Meteorologischen Station (3539 m ü. NN) bei $-5.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ (KANG 1994). Die Monatsmittel variieren zwischen $-15.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Januar und $4.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Juli (Abbildung 7), woraus sich eine mittlere Jahresamplitude von 20.5 K errechnet.

2.4 Das Rofental

Das Rofental weist eine lange Tradition hinsichtlich gletscherkundlicher Untersuchungen auf. Dies hängt sicherlich mit der Tatsache zusammen, dass der Vernagtferner während der Kleinen Eiszeit mehrmals surge-artig vorstieß, dabei das Rofental abriegelte und einen See aufstaute, der sich teilweise spontan entleerte und schwere Verwüstungen im gesamten Ötztal anrichtete. Dadurch geriet der Vernagtferner sehr früh in das Interesse von Öffentlichkeit und Wissenschaft. So wurde er durch die Arbeiten von Sebastian Finsterwalder im Jahre 1889 zum Objekt der ersten genauen Karte eines Gesamtgletschers. Aufgrund dieser frühen Vermessungen entwickelte sich im hinteren Ötztal ein Schwerpunkt der glaziologischen Forschung in den Ostalpen. Im Rahmen der Internationalen Hydrologischen Dekade wurde das Rofental zum Bestandteil eines internationalen glazial-meteorologisch-hydrologischen Programms, bei dem durch kombinierte Wasser-, Eis- und Wärmehaushaltsstudien der Zusammenhang zwischen Klima, Gletscher und Abfluss erforscht wurde (HOINKES 1970a). Seit Anfang der 1960er Jahre wird die Forschung am Vernagtferner hauptsächlich von der Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften betrieben, deren Hauptaufgabe die Langzeitbeobachtung dieses Gletschers ist. Zu diesem Zweck werden seit 1964 die Massenbilanzen mit der direkten glaziologischen Methode gemessen und seit 1974 die wichtigsten meteorologischen Parameter, sowie der Abfluss, kontinuierlich aufgezeichnet. Das letztere geschieht an der Pegelstation Vernagtbach, der mit 2640 m ü. NN höchstgelegenen, ganzjährig betriebenen Abflussmessstelle der Alpen. Das Einzugsgebiet Vernagtbach ist somit auch das einzige im Alpenraum, in dem alle drei Verfahren zur Bestimmung der Massenbilanz eines Gletschers (vgl. 4.4) in exemplarischer Weise durchgeführt werden können.

2.4.1 Lage und Orographie

Das Rofental erstreckt sich im hinteren Ötztal zwischen der Ortschaft Vent (1893 m ü. NN) und dem Alpenhauptkamm und gehört zum Stromgebiet des Inns. Das Einzugsgebiet des Pegels Rofenache umfasst 98 km^2 und ist zu 41% vergletschert. Die Gletscher liegen im Höhenbereich von etwa 2400 m ü. NN bis 3772 m ü. NN (Wildspitze), die größten sind Vernagt-, Hintereis-, Hochjoch-, Kesselwand- und Guslarferner. Ein Seitental des Rofentals ist das Vernagttal. In dem zu 78% vergletscherten Einzugsgebiet der Pegelstation Vernagtbach liegt mit einer Fläche von 8.7 km^2 (Stand 1999) der vorwiegend südexponierte Vernagtferner ($46^{\circ}53'N/10^{\circ}49'E$). Der Gletscher erstreckt sich von 2765 m ü. NN bis 3628 m ü. NN, aufgrund seines Plateaucharakters befindet sich ca. 80% seiner Fläche im Höhenbereich zwischen 3100 m ü. NN und 3300 m ü. NN. Das Eis des Vernagtfernens ist in allen Teilbereichen temperiert und erreicht maximale Mächtigkeiten von 80-100 m (MOSER et al. 1986).

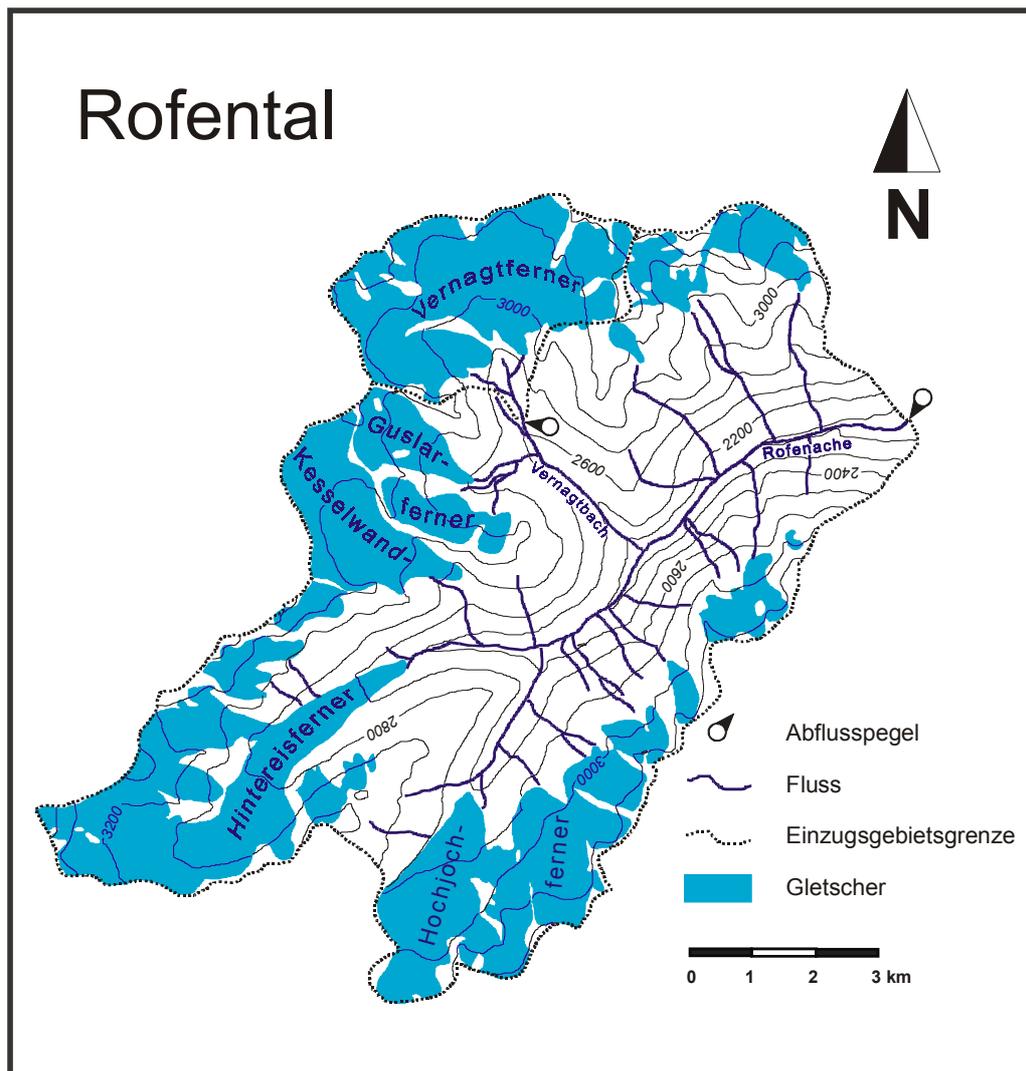


Abbildung 10: Schematische Übersicht über das Rofental

2.4.2 Klima

Durch seine Lage am Hauptkamm und die gute Abschirmung gegenüber allen Himmelsrichtungen kann das Rofental zu den inneralpinen Trockentälern gerechnet werden (KUHN et al. 1982). Der mittlere Jahresniederschlag liegt an der Pegelstation Vernagtbach bei etwa 1000 mm, in Vent bei ca. 700 mm (FLIRI 1965). Das sommerliche Niederschlagsmaximum wird vor allem durch konvektive Niederschläge verursacht. Die mittlere Lufttemperatur an der Pegelstation schwankt zwischen 7.6°C im Juli (MOSER et al. 1986) und -9°C im Januar und Februar (SCHULZ 1999), was eine Amplitude von 16.6 K ergibt. Die geringen Niederschlagssummen und hohen Temperaturunterschiede zeugen von einer für den Zentralalpenraum typischen und im Vergleich zu den Randalpen hohen, hygri-schen und thermischen Kontinentalität (FLIRI 1975). Der Höhengradient der Lufttemperatur besitzt ein für die gemäßigten Breiten typisches Maximum im Sommerhalbjahr und beträgt im Jahresmittel -0.57°C/100 m.

3 Zum Stand glazialhydrologischer Forschung in Zentralasien und den Alpen

3.1 Rezente Vergletscherungsentwicklung

3.1.1 Die Einflussfaktoren Meereshöhe und –entfernung

Sowohl in den Alpen als auch in den zentralasiatischen Gebirgssystemen kann derzeit mit dem Rückschmelzen der Gletscher ein Trend beobachtet werden, der in fast allen außerpolaren Regionen zu verzeichnen ist. Zurückzuführen ist diese Entwicklung in erster Linie auf die Erhöhung der durchschnittlichen Sommertemperaturen, die eine Verstärkung der Ablation bewirkt und die Schneefallgrenze nach oben verschiebt. Gerade diese sommerlichen Schneefälle sind aber, weniger wegen des Massenzugewinns als wegen der Reduzierung der Ablation durch die Erhöhung der Albedo, ausschlaggebend für den Massenhaushalt von Gebirgsgletschern. Die Erhöhung der Gleichgewichtslinie und die daraus resultierende Veränderung der Eisdynamik führen schließlich zu einem klimabedingten Gletscherschwund.

Hierbei ist allerdings zu beachten, dass die Auswirkungen dieser Prozesskette in hohem Maße von der durchschnittlichen Höhenlage der 0°C-Grenze und der Höhenverteilung der Gletscher, die in Abbildung 11 dargestellt ist, beeinflusst werden.

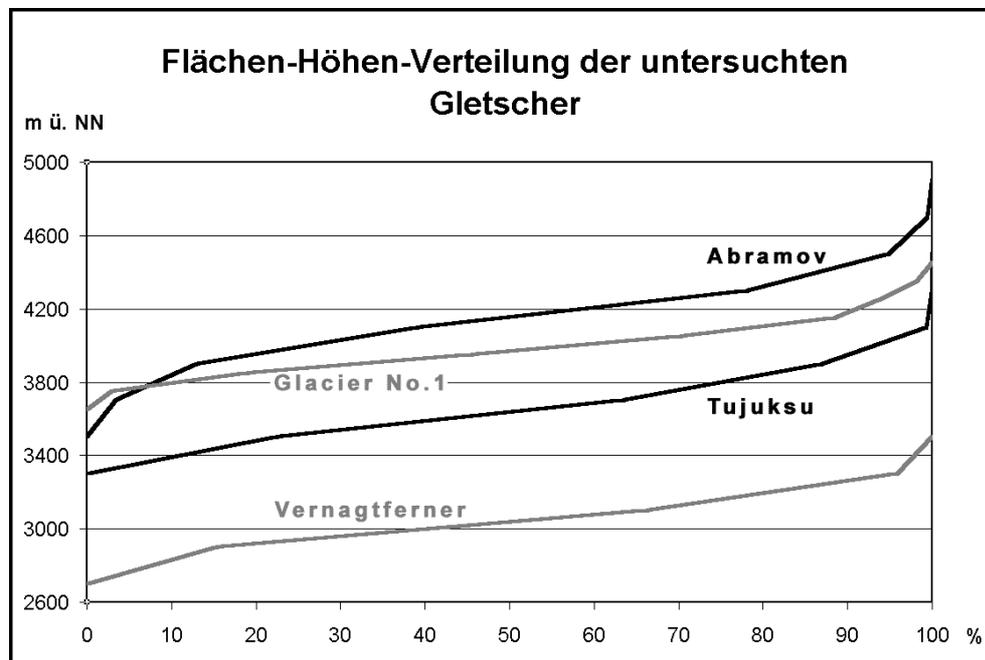


Abbildung 11: Kumulative Flächen-Höhen-Verteilung der untersuchten Gletscher.

Bei flacheren Gletschern können bei der gleichen Anhebung der Gleichgewichtslinie viel größere Flächenanteile betroffen sein als bei steileren. Die geringe Höhenerstreckung wird z.B. beim Tujuksu als Grund für die hohe Variabilität der Massenbilanzen und den starken Gletscherschwund genannt (CHAOHAI & TIANDING 1992). Auch der Vernagtferner besitzt

wegen seines Plateaucharakters eine relativ geringe Höhererstreckung, beim Glacier No. 1 ist sie schon wegen der geringen Ausdehnung des Gletschers beschränkt. Auch die absolute Höhe von Gebirgen ist entscheidend für das Verhalten seiner Gletscher. Abbildung 11 zeigt, dass sich die zentralasiatischen Gletscher in einem anderen Höhenintervall befinden als der Vernagtferner, dessen höchste Bereiche gerade die Höhenlage der Zungen von Tjuksu, Abramov und Glacier No. 1 erreichen. In sehr hohen Gebirgsregionen, wo sich große Areale deutlich oberhalb der klimatischen Frostgrenze befinden, kann als Folge einer Klimaerwärmung eine erhöhte Schneeakkumulation im Winter der Verstärkung der sommerlichen Ablation entgegenwirken. Dies ist z.B. im Pamir der Fall, wo ein Trend zur Erhöhung der Niederschläge bereits nachgewiesen werden konnte. Am stärksten ist die Niederschlagszunahme in den höchsten Regionen und im Winter, am Fedtschenko-Gletscher beträgt sie beispielsweise etwa 50% für das 20. Jahrhundert, mit einem saisonalen Maximum von Dezember bis Mai (FINAEV 1999). SHCHETINNIKOV (1998) gibt für das Fedtschenko-Gebiet, das sich mit einer mittleren Gletscherhöhe von 5000 m ü. NN bis in Höhen von 7500 m ü. NN erstreckt, einen Flächenschwund zwischen den Jahren 1957 und 1980 von nur 0.7% an.

Neben der Höhenverteilung der Gletscher ist bei einem großräumigen Vergleich des Gletscherverhaltens die Kontinentalität des Klimas ein zu betrachtender Faktor. Die stärkere Aufheizung der Landmasse im Sommer und die Niederschlagsabnahme in Richtung Kontinent-Innerem führen dazu, dass mit zunehmender Kontinentalität der Höhenbereich, in dem Gletscher existieren können, immer mehr ansteigt. Dies wird beim Vergleich zwischen Vernagtferner und Tjuksu (Abbildung 11) deutlich. Beide Gletscher haben ähnliche klimatische Existenzgrundlagen, was Temperaturen und Niederschläge betrifft, der Tjuksu liegt aber im Mittel etwa 600 m höher. Am Abramov und am Glacier No. 1 nehmen die Niederschläge wegen der noch kontinentaleren Lage ab, obwohl diese Gletscher noch höher liegen als der Tjuksu. Dies veranschaulicht das Ineinandergreifen von Höhen- und Kontinentalitätsgradienten. Die Abnahme der Niederschläge mit der Meerese Entfernung und die daraus resultierende Abnahme der Massenumsätze führt dazu, dass kontinentalere Gletscher langsamer und weniger heftig auf Klimaschwankungen reagieren als maritime (Dyurgerov et al. 1994). Bei einem Vergleich der Alpen mit Zentralasien lassen sich Unterschiede im Gletscherverhalten sowohl zwischen als auch innerhalb der beiden Gebirgsregionen feststellen. Diese werden im Allgemeinen auf inter- und intramontane Kontinentalitätsgradienten zurückgeführt und im folgenden in ihren Grundzügen umrissen.

3.1.2 Vergleich Alpen - Zentralasien

Ein Hauptcharakteristikum zentralasiatischer Gletscher liegt im Massenbilanzjahreszyklus. Während in Europa und Nordamerika das jährliche Maximum der Akkumulation im Winter liegt ("winter accumulation glacier type" n. AGETA & HIGUCHI 1984), existieren in kontinentalen Teilen Asiens auch Gletscher, bei denen der Zeitpunkt des maximalen Massenzuwachses auf die Sommermonate fällt ("summer accumulation glacier type" n. AGETA & HIGUCHI 1984). DYURGEROV et al. (1994) konnten anhand eines gleichzeitigen Massenbilanz-Monitorings an drei Gletschern im Tianschan zeigen, dass der Kontinentalitätsgradient innerhalb des Gebirges beide Typen der Gletscherernährung entstehen lässt, die exemplarisch an den Gletschern Tjuksu und Glacier No. 1 dargestellt werden können. Der Tjuksu repräsentiert den "maritimen Typ", der seinen Massenzuwachs

hauptsächlich im Winter erhält. In der warmen Jahreszeit finden Schmelze und Oberflächenabfluss bis in die obersten Bereiche statt, so dass die gesamte Gletscherfläche Massenverluste aufweist. Beim „kontinentalen Typ“ des Glacier No. 1 nimmt der Anteil der Winterniederschläge ab, in der Periode ohne Schmelzbedingungen (Oktober bis April) fällt nur 12.1% des Jahresniederschlags (KANG 1994). Gleichzeitig nehmen die Sommerschneefälle zu und die kühleren Temperaturen auf Grund der größeren absoluten Höhe des Gletschers sorgen dafür, dass in den höheren Lagen keine Ablation, sondern nur Akkumulation auftritt. Deshalb machen hier die Sommerniederschläge den Großteil des jährlichen Massengewinns aus und maximale Akkumulation und Ablation haben auf räumlich getrennten Bereichen gleichzeitig ihr jährliches Maximum. Dies führt dazu, dass die Gesamtbilanzen über das Jahr gesehen ausgeglichener sind, aber die Bilanzwerte für die einzelnen Höhenintervalle stärker differieren (DYURGEROV et al. 1994). Die Zunahme der Sommerniederschläge in Richtung Osten sowie die Unterschiede in der Meereshöhe resultieren in Abweichungen in der Sommerbilanz und sind die Hauptursachen für das asynchrone Verhalten unterschiedlich kontinentaler Gletscher im Tianschan (DYURGEROV et al. 1993, DYURGEROV et al. 1994). Diese Asynchronität zeigt sich in Tabelle 2 an der schlechten Übereinstimmung der Massenbilanz-Vorzeichen des Glacier No. 1 mit denen der beiden anderen zentralasiatischen Gletscher. Untergliedert man die Bilanzwerte in die drei Klassen "positiv", "ausgeglichen" und "negativ", ergeben sich noch schlechtere Übereinstimmungen mit dem Glacier No.1, allerdings auch zwischen Tujuksu und Abramov (Tabelle 2). Der Unterschied beim Vergleich der "maritimeren" zentralasiatischen Gletscher untereinander und derselben mit dem Glacier No. 1 ist aber in jedem Fall signifikant. Der Vernagtferner zeigt mit Werten um 50% eine geringe, wohl eher zufallsbestimmte Übereinstimmung mit allen anderen Gletschern.

Tabelle 2: Übereinstimmung der jährlichen Massenbilanzwerte in den Untersuchungsgebieten. Der Bereich für ausgeglichene Bilanzwerte wurde mit 10% der Schwankungsbreite festgelegt, was beim Tujuksu 60 mm bis -147 mm, beim Abramov 74 mm bis -183 mm, beim Glacier No 1. 35 mm bis -72 mm und beim Vernagtferner 75 mm bis -108 mm entspricht.

	Vergleich Tujuksu-Abramov	Vergleich Tujuksu-Glacier No.1	Vergleich Abramov-Glacier No. 1	Vergleich Vernagtf.-Tujuksu	Vergleich Vernagtf.-Abramov	Vergleich Vernagtf.-Glacier No. 1
Anzahl der Jahre	31	37	29	34	31	31
Häufigkeit der Übereinstimmung der Massenbilanzvorzeichen	84%	59%	61%	59%	55%	55%
Häufigkeit der Übereinstimmung der Massenbilanzklassen (positiv, ausgeglichen, negativ)	81%	49%	54%	56%	42%	45%

Generell reagieren benachbarte Gletscher in trockenen Regionen wie Zentralasien einheitlicher und synchroner auf Klimaschwankungen als in den Alpen, weil ihre Massenbilanzen mehr durch die Sommertemperaturen als durch Niederschläge bestimmt werden und diese räumlich weniger stark variieren (DYURGEROV et al. 1996). Aufgrund dieses Mechanismus´ sinkt auch innerhalb des Tianschans mit zunehmender Kontinentalität

zum Gebirgsinnern und in Richtung Osten die Bandbreite des Gletscherverhaltens. Die Reaktionszeit der Gletscher steigt hingegen mit abnehmenden Massenumsätzen an, während die Stärke der Reaktion abnimmt. Der Glacier No. 1 ist im 30 jährigen Mittel nur 5 m/a zurückgewichen, der Tujuksu hingegen 20 m/a (CHAOHAI & TIANDING 1992). Bei den Massenbilanzkurven der untersuchten Gletscher wird dieser Effekt ebenfalls sehr deutlich (Abbildung 12).

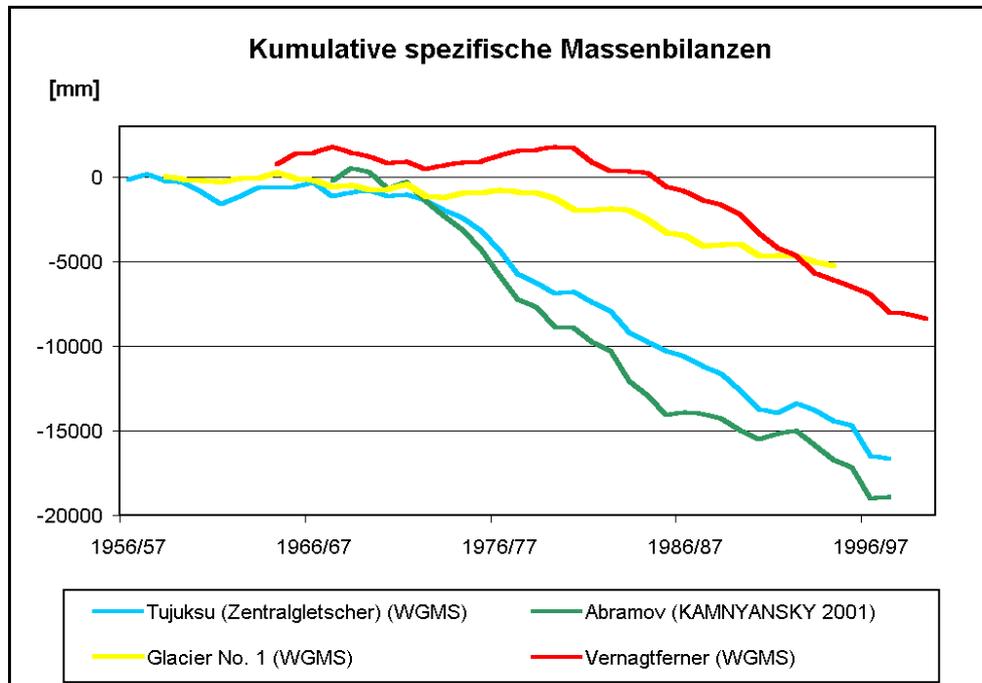


Abbildung 12: Kumulative Massenbilanzkurven der Untersuchungsgletscher.

Die Klimaentwicklung, die in maritimeren Gebirgen wie den Alpen oder dem Kaukasus von Mitte der sechziger bis Mitte der achtziger Jahre des vergangenen Jahrhunderts dazu führte, dass viele Gletscher ausgeglichene oder positive Massenbilanzen aufwiesen und sogar vorstießen, hat sich bei den Gletschern des Tianschan weniger stark bemerkbar gemacht (CHAOHAI & TIANDING 1992). Dies ist der Grund für die vergleichsweise moderat negative Massenbilanzkurve des Vernagtferners in Abbildung 12. Im Zeitraum von 1964/65 bis 1984/85 ist die akkumulierte Nettobilanz des Vernagtferners leicht positiv, erst danach verläuft die Kurve in etwa parallel zu denen des Tujuksu und Abramov.

Auch MIKHALENKO & SOLOMINA (1996) haben im Gebiet der ehemaligen Sowjetunion nachgewiesen, dass die maritimen Gletscher seit 1880 stärker abschmelzen als die kontinentalen, zuvor verliefen die anhand meteorologischer Messreihen rekonstruierten Massenbilanzkurven der beiden Typen ähnlich. Der anhand von Luft- und Satellitenbildern ermittelte Flächenschwund von Gletschern in verschiedenen kontinentalen Gebirgsregionen Zentralasiens ist in Tabelle 3 dargestellt.

Tabelle 3: Gletscherschwund in verschiedenen Gebirgsregionen Zentralasiens

	Zeitraum	Autor/Quelle	Flächenschwund	Kontinentalität und Meershöhe
Transili-Alatau (Nordabdachung)	1955-1979	VILESOV & UVAROV (1998)	20.3%	↓
Alai	1957/58/59-1978/79/80	SHCHETINNIKOV (1998)	15.8%	
Pamir	1957/58/59-1978/79/80	SHCHETINNIKOV (1998)	10.0%	

Weitaus leichter zu erfassen und deswegen auch für eine größere Anzahl von Gletschern verfügbar als Flächenangaben oder gar Massenbilanzwerte sind Änderungen in der Gletscherlänge. Da diese Größe eng mit der Fläche und, außer bei Surges, mit dem Eisvolumen korreliert ist, ist sie ein wertvoller Indikator für die Massenbilanz. Abbildung 13 stellt die quantitativen Längenänderungen ausgewählter zentralasiatischer und alpiner Gletscher dar.

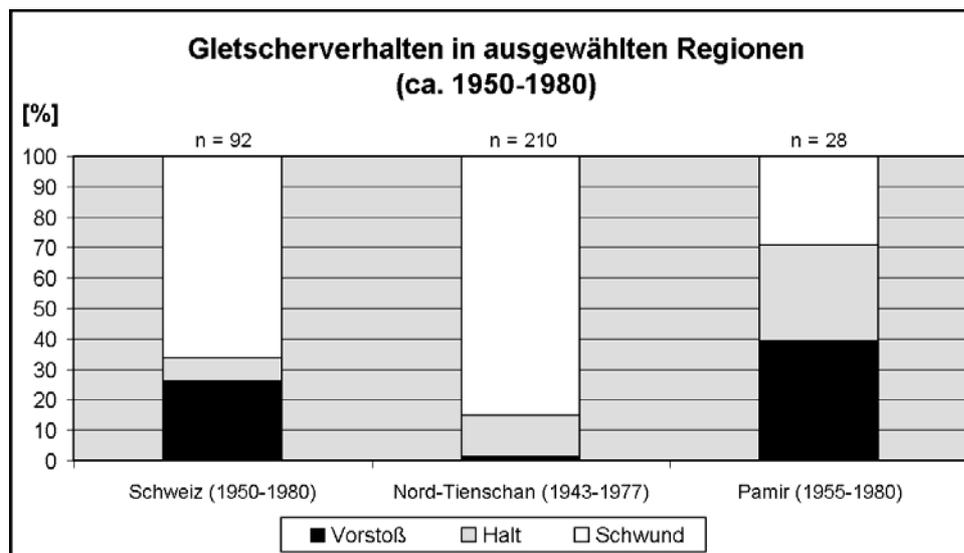


Abbildung 13: Anteile der vorstoßenden, stationären und zurückweichenden Gletscherzungen an der Gesamtzahl (n) der Gletscher mit Längenüberwachung. Daten für Schweizer Gletscher aus Aellen (1995), sonst aus Kotlyakov et al. (1997).

Das Bild ist in den einzelnen Regionen recht unterschiedlich. Der größte Anteil vorstoßender Gletscher befindet sich mit 39% im Pamir, was mit der langsamen und schwachen Reaktion dieser kontinentalen Gletscher auf globale Klimaveränderungen erklärt werden kann. Hier halten sich Vorstoß, stationäres Verhalten und Schwund im betrachteten Zeitraum in etwa die Waage. Die beiden anderen Regionen sind wesentlich stärker vom Rückschmelzen der Gletscher betroffen, wobei in der Schweiz auch ein beträchtlicher Teil Gletscher (26%) vorstößt. Die betrachtete Periode fällt hier in etwa zur Hälfte, von 1950 bis in die Mitte der 1960er Jahre, in einen Zeitraum mit beträchtlichem Gletscherschwund, und zur anderen

Hälfte in die feuchte, kühle Phase, die viele Alpengletscher von Mitte der sechziger bis Mitte der achtziger Jahre des vergangenen Jahrhunderts vorstießen ließ. Wie oben schon angeführt wurde, machte sich diese Klimaentwicklung im Gletscherverhalten zentralasiatischer Gletscher weniger bemerkbar als in den Alpen, was durch die geringe Zahl vorstoßender Gletscher im nördlichen Tianshan (3 von 210) belegt wird.

Für die rezente Gletscherentwicklung in Zentralasien lässt sich zusammenfassen, dass in allen Gebirgsregionen ein Gletscherschwund zu beobachten ist, der seine Maximalwerte in den maritimen und tiefergelegenen Bereichen, im Tianshan also an den nördlichen und nordwestlichen Randketten, erreicht.

Diese Bereiche zeigen hinsichtlich ihrer jüngsten Gletschergeschichte starke Parallelen zu den Alpen. VILESOV & UVAROV (1998) untersuchten die Veränderungen der Vergletscherung an der Nordabdachung des Transili Alataus an Hand von Luftbildern aus den Jahren 1955, 1979 und 1990 und konnten feststellen, dass in den 80er Jahren eine neue Phase begann, in der nicht mehr nur kleine Gletscher völlig abschmolzen, sondern auch mittelgroße Gletscher begannen, sich in mehrere Teile aufzulösen. Dies wird an der Zahl der Gletscher deutlich, die von 1955 bis 1979 noch um 13% sank, während sie von 1979 bis 1990 um 24% auf 330 anstieg. Die Gesamtfläche der Vergletscherung ist in den 35 Jahren von 287.3 km² um 29.2% auf 205.5 km² und das Eisvolumen von 11.5 km³ um 32.2% auf 7.8 km³ zurückgegangen. Der Gletscherschwund war im nördlichen Tianshan in den 80er Jahren doppelt so hoch wie im Zeitraum 1955-1979 (VILESOV & UVAROV 1998).

Die am Lehrstuhl für Photogrammetrie und Fernerkundung der Technischen Universität München durchgeführte Flächenberechnung anhand der beiden Karten von 1958 und 1998 ergab für das Gletschergebiet Tjuksu folgende Werte.

Tabelle 4: Aus dem Kartenvergleich zwischen 1958 und 1998 ermittelte Flächen und Flächenänderungen für die Gletscher des Tjuksugebiets.

	1958 (km²)	1998 (km²)	Flächenverlust (%)
Zentralgletscher	3.09	2.62	15.0
Iglu Tjuksu	1.79	1.21	32.3
Molodoshny	1.39	1.16	16.9
Mametova	0.36	0.32	12.5
Kosmodemjanskaja	0.34	0.24	27.4
Majakowski	0.17	0.12	26.5
Ordshonikidse	0.30	0.25	17.2
Besimjany	0.30	0.25	15.1
Gesamtgebiet	7.74	6.18	20.1

Der Flächenschwund von rund 20% für die 40 Jahre ist im Vergleich zu den von VILESOV & UVAROV (1998) für den gesamten Transili-Alatau berechneten 29.2% für 35 Jahre noch relativ moderat.

Auch AIZEN & AIZEN (1994) sehen eine Zweiphasigkeit des jüngsten Gletscherschwunds im nördlichen Tianshan, wobei dem Einsinken der Eisoberflächen seit 1977 um 25-30 m ein massives Rückschmelzen der Gletscherzungen seit 1982 folgt. Dies kann gut mit den Ergebnissen von CAO (1998) in Einklang gebracht werden. Er liefert für die Gletscher im Tianshan den statistischen Nachweis für eine sprunghafte Veränderung zu noch negativeren Massenbilanzen in den frühen 70er Jahren. Dieser abrupte Knick in den Massenbilanzkurven, der auch in Abbildung 12 deutlich erkennbar ist, wird zu 2/3 auf die

Erhöhung der Sommertemperatur und zu 1/3 auf verminderte Niederschläge, beides infolge eines veränderten Ozean-Atmosphäre-Systems über dem tropischen Pazifik, zurückgeführt (CAO 1998). Auch VILESOV et al. (1993) machen die Verstärkung der Kontinentalität für diese dramatische Entwicklung verantwortlich. Hält der Trend weiterhin an, wird ein Abschmelzen von Talgletschern wie dem Tjuksu in 70-80 Jahren und ein Eisfreiwerden des Transili Alataus in 150-200 Jahren prognostiziert (VILESOV et al. 1997). GLAZIRIN et al. (2003) konnten durch die Anwendung einer Methode zur Abschätzung von Vergletscherungsveränderungen aufgrund klimatischer Schwankungen in 18 vergletscherten Gebieten Zentralasiens nachweisen, dass auch bereits geringe Änderungen der Sommertemperatur von 0.5 bis 1°C eine Reduzierung der vergletscherten Fläche um 30-50% bewirken können.

Auch in den Alpen gibt es Kontinentalitäts- und Höhenunterschiede, sowohl vom Rand zum Gebirgsinnern als auch von Westen nach Osten. Die Niederschläge nehmen mit der Entfernung vom Atlantik an und aufgrund tektonischer Ursachen bei der Gebirgsbildung erreichen die Westalpen größere Höhen als die Ostalpen. Allerdings erreichen diese Höhen- und Kontinentalitätsunterschiede keine derart gravierenden Ausmaße, dass, wie im Pamir, Bereiche mit stark abweichendem Gletscherverhalten existieren, sondern es zeigt sich in allen Gebirgstteilen ein deutlicher Gletscherverlust. Von den 1870er bis 1970er Jahren ist im gesamten Alpenraum 33% der Ausgangsfläche abgeschmolzen (CHEN 1991), wobei in Österreich deutlich höhere Schwundbeträge auftraten als im restlichen Gebiet (siehe Tabelle 5). Dies könnte aber zumindest teilweise methodische Ursachen haben und auf eine Überschätzung der vergletscherten Fläche in Österreich in den 1870er und 1930er Jahren zurückgehen (CHEN 1991).

Tabelle 5: Vergletscherungsflächen der verschiedenen Alpenländer in den 1870er, 1930er und 1970er Jahren, nach CHEN (1991).

	Frankreich	Schweiz	Österreich (+ Deutschland)	Italien	Alpen
1870er [km ²]	640	1818	995	915	4368
1930er [km ²]	516	1556	727	742	3541
1970er [km ²]	417	1342	543	607	2909
Schwund 1930er-1970er	19%	14%	25%	18%	18%
Schwund 1870er-1930er	19%	14%	27%	19%	19%
Schwund 1870er-1970er	35%	26%	45%	34%	33%

Nach Temperatur und Niederschlag sind die wichtigsten lokalen und regionalen Faktoren für den Flächenschwund der Alpengletscher deren Größe, deren Vertikalerstreckung sowie das Ausmaß der regionalen Vergletscherung. Alle drei Parameter sind indirekt proportional zum (prozentualen) Flächenverlust (MAISCH et al. 2000).

Auch der Trend zur Auflösung größerer Gletscher in mehrere kleinere kann in den Alpen beobachtet werden (z.B. Plattacher Ferner in Nördlichen, Südlichen und Östlichen Schneesferner). Ebenso sind bei vielen Alpengletschern, die zuvor mehr oder weniger ausgeglichene Nettobilanzen vorweisen konnten, seit den frühen 1980er Jahren starke Massenverluste zu verzeichnen (siehe Abbildung 12).

3.2 Überlegungen zur Schmelzwasserproduktion in verschiedenen Klimaten

Der wichtigste energetische Term im Hochgebirge ist die Nettostrahlung, die Summe der Bilanzen aus kurzweiliger und langweiliger Strahlung, die unter Schmelzbedingungen und im Tagesmittel immer einen Energiegewinn für die Schnee- oder Eisoberfläche darstellt. Der fühlbare Wärmestrom kann zwar bei niedrigen Lufttemperaturen auch negativ an der Oberfläche sein, d.h. ihr Energie entziehen, während der Ablationsphase stellt er aber den zweitwichtigsten Energielieferanten dar. Der latente Wärmefluss kann, als Kondensation oder Verdunstung, zur Oberfläche hin oder von ihr weg gerichtet sein. Das erste bedeutet einen Energiegewinn, das zweite einen Energieverlust für die Oberfläche. Bei den turbulenten Flüssen, also beim fühlbaren und latenten Wärmefluss, sei hier auf die Bedeutung von Durchmischungsprozessen in der eisnahen Grenzschicht durch Konvektion und Advektion verwiesen, ohne die kein vertikaler Austausch stattfindet. Für ihre Aufrechterhaltung spielen Feuchte- und Temperaturgradienten in der Atmosphäre, sowie lokale Gletscherwindssysteme, eine zentrale Rolle. Einen Energiegewinn können Schnee- und Eisoberflächen auch durch den Wärmehalt des flüssigen Niederschlags erfahren, für das hier betrachtete Problem der Schmelzberechnung spielt dieser Term quantitativ jedoch kaum eine Rolle und kann vernachlässigt werden.

Als resultierende Größe aus den Vorgenannten ergibt sich schließlich die Energie, die für die Schmelze zur Verfügung steht und die somit für die Fragestellung dieser Arbeit von zentraler Bedeutung ist. Löst man die vereinfachte Energiebilanz nach diesem Term auf, so ergibt sich folgende Gleichung:

$$\Delta Q_M = Q^* + Q_H + Q_E$$

ΔQ_M : Schmelzenergie

Q^* : kurz- und langweiliger Strahlungsfluss

Q_H : Enthalpiefluss (fühlbare Wärme)

Q_E : Energieäquivalent durch Transport von Wasserdampf (latente Wärme)

Energiegewinne für die Oberfläche erhalten, entsprechend der Münchner Vorzeichenkonvention, ein positives Vorzeichen, Energieverluste sind negativ (Geiger 1961). Die einzelnen Glieder der Energiebilanz sind unterschiedlich großen tageszeitlichen Schwankungen unterworfen, ein typischer Tagesgang für eine alpine Gletscheroberfläche an einem Strahlungstag mit Schmelzbedingungen ist in Abbildung 14 dargestellt.

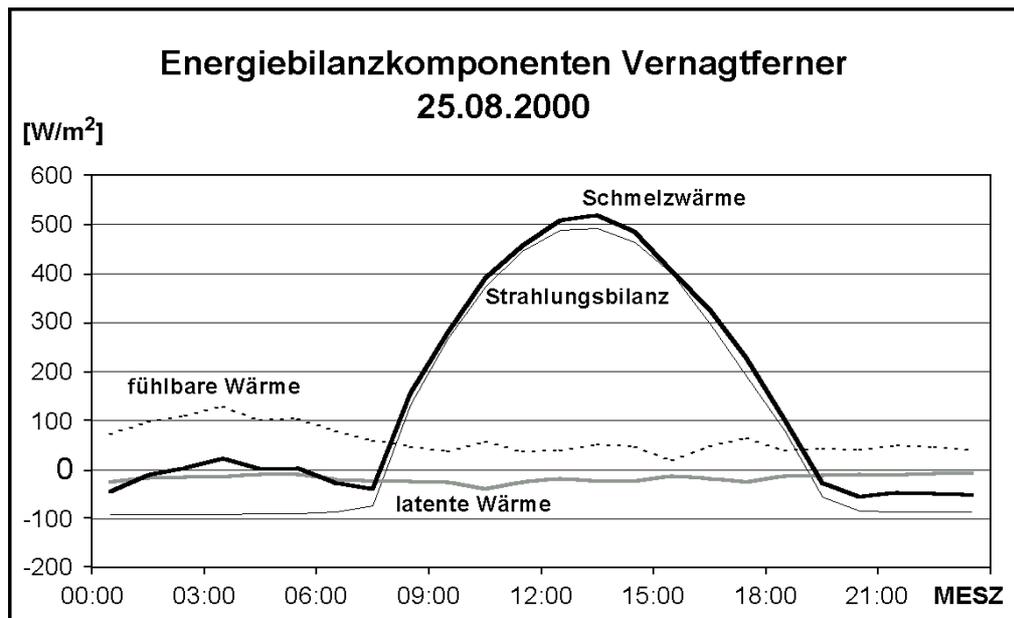


Abbildung 14: Terme der Energiebilanz innerhalb der eisnahen Grenzschicht (Vernagtferner am 25.08.2000, nach Weber 2001).

Der fühlbare Wärmestrom stellt im gezeigten Beispiel über den gesamten Tag einen Energiegewinn für die Oberfläche dar. Sinken die Lufttemperaturen allerdings deutlich unter den Gefrierpunkt ab, so kann dieser Term auch einen Energieverlust darstellen. Ebenso kann der Wasserdampftransport zur Atmosphäre oder zur Oberfläche gerichtet sein, je nachdem, ob Verdunstung oder Kondensation auftritt. Im gezeigten Beispiel sorgen Verdunstungsbedingungen den ganzen Tag über für einen leichten Energieverlust. Die Hauptenergiequelle ist die Strahlungsbilanz, die einen typischen, vom Sonnenstand gesteuerten Tagesgang zeigt, der hauptsächlich durch Bewölkung abgewandelt wird. In den Nachtstunden ist die Gesamtstrahlungsbilanz, aufgrund der hohen langwelligen Ausstrahlung, meist negativ. In Ausnahmefällen kann aber auch nachts Schmelze stattfinden, nämlich dann, wenn der Strahlungsverlust durch Energiegewinne aus dem fühlbaren und latenten Wärmestrom überkompensiert werden kann. Im gezeigten Beispiel vom Vernagtferner war dies von 2.30 Uhr bis 5.30 Uhr der Fall, und es kann zu einer wichtigen Größe in der Gesamtbilanz werden, wenn die nächtliche Schmelze über einen langen Zeitraum stattfindet und ein Auskühlen der Oberfläche, die dann am nächsten Morgen erst wieder auf Schmelztemperatur gebracht werden muss, verhindert. Da die Schmelzwasserproduktion auf Gletschern hauptsächlich durch die Gesamtstrahlungsbilanz (Q^*), der Summe aus kurzweiliger (Q_k^*) und langweiliger (Q_l^*) Strahlungsbilanz, gesteuert wird, soll dieser Größe noch etwas mehr Aufmerksamkeit geschenkt werden. Die kurzweilige Bilanz errechnet sich aus der Globalstrahlung und ihrem reflektierten Anteil, der Albedo. Bei der Globalstrahlung muss die direkte Sonnenstrahlung von der diffusen Strahlung, die an Molekülen, Aerosolen oder Berghängen abgelenkt oder reflektiert wurde, unterschieden werden. Die langweilige Strahlungsbilanz ergibt sich aus atmosphärischer Gegenstrahlung und Ausstrahlung. Die Ausstrahlung wird von der Oberflächentemperatur des Eises gesteuert und die Gegenstrahlung von Konzentration und Temperatur der emittierenden Stoffe (H_2O , CO_2 , O_3) in der Atmosphäre. Die Gesamtstrahlungsbilanz errechnet sich damit aus folgender Formel.

$$Q^* = Q_k^* + Q_l^* = G(1-a) + A_{cl} - \sigma(T_s + 273,16)^4$$

- G: Globalstrahlung [Wm^{-2}]
- a : kurzwellige Albedo
- A_{cl} : atmosphärische Gegenstrahlung [Wm^{-2}]
- T_s : Temperatur der Eisoberfläche [$^{\circ}\text{C}$]
- σ : Stefan-Boltzmann-Konstante [$\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$]

Abbildung 15 zeigt einen typischen Tagesgang der Strahlungsbilanz-Terme für einen wolkenlosen Sommertag auf einem Alpengletscher. Globalstrahlung und Albedo zeigen eine ausgeprägte Tagesamplitude. Dabei ist die Variation der Albedo nicht nur, wie bei anderen Oberflächen, auf den sich wandelnden Einstrahlungswinkel, sondern auch auf physikalische Veränderungen der Oberfläche, z. B. durch Schmelze, zurückzuführen. Die Albedo erreicht ihren Minimalwert während der Mittagszeit, gerade, wenn die Globalstrahlung ihr Maximum erreicht. Die langwellige Gegenstrahlung ist abhängig von Lufttemperatur und Wasserdampfgehalt und zeigt ein schwach ausgeprägtes Minimum um die Mittagszeit, wenn die Luft am trockensten ist. Bei Bewölkung nimmt der langwellige Strahlungsgewinn zu, während der kurzwellige abnimmt. Eine Ausnahme können dünne Wolkendecken bilden, bei denen sich durch Mehrfachreflexion auch die Globalstrahlung erhöhen kann. Der Tagesgang der Albedo nimmt bei Wolkenbedeckung ab.

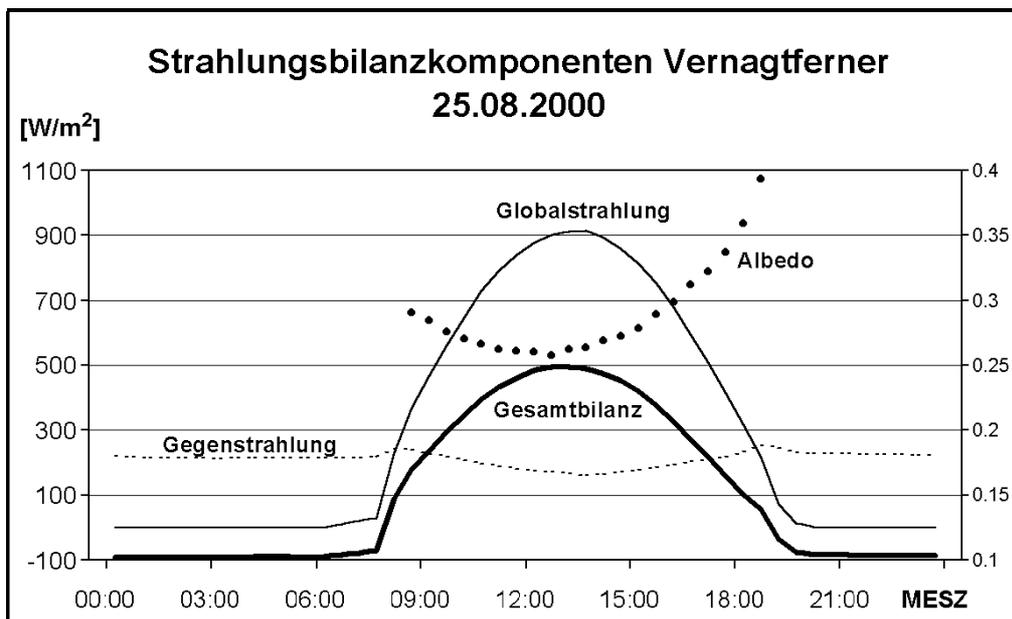


Abbildung 15: Terme der Strahlungsbilanz einer schmelzenden Gletscheroberfläche (Vernagtferner am 25.08.2000, nach Weber 2001).

Das Tagesmittel der Lufttemperatur ist ein guter Parameter für den Schmelzprozess, weil es eng mit der Gesamtstrahlung, der Hauptenergiequelle im Gebirge, verknüpft ist (Ohmura 2001). Der zweitwichtigste Energielieferant ist die fühlbare Wärme, die ebenfalls eng mit der Lufttemperatur korreliert ist. Verdunstung und Kondensation können bedeutende Energieverluste oder –gewinne für Schnee- und Eisoberflächen darstellen. Welcher der beiden Prozesse in welcher Intensität stattfindet, ist vom Wasserdampfdruck der Luft über

der Schnee- oder Eisoberfläche abhängig. Ist dieser kleiner als derjenige unmittelbar an der Oberfläche (6.11 hPa bei 0°C), so findet ein Massen- und Energietransport in Richtung Atmosphäre statt, im umgekehrten Fall tritt an der Oberfläche Kondensation auf. Der Wasserdampfgradient sowie die Stärke der turbulenten Durchmischung durch Wind bestimmen die Intensität der Prozesse. Da der entscheidende Dampfdruck von 6.11 hPa bereits relativ gering ist und die Luft deshalb schnell ihre Wasserdampfsättigung erreicht hat, kommen bedeutende Verdunstungsraten nur unter äußerst trockenen Bedingungen vor. Im Alpenraum und im nördlichen Tianshan zeigen Messungen, dass sich Verdunstung und Kondensation im Mittel die Waage halten (CICENKO, 1960). Im kontinentaleren Gebirgstteilen begünstigt die geringere Luftfeuchtigkeit die Verdunstung, die deshalb einen erheblichen Energieverlust für die Oberfläche darstellt (siehe Tabelle 6) und damit die verfügbare Schmelzenergie reduziert. Im zentralen Tianshan kann die Verdunstung mit Raten von 50-60 mm/a sogar bedeutende Massenverluste verursachen (EVERONOVA 1960).

Tabelle 6: Gemessene Energiebilanzwerte über Eisoberflächen ausgewählter Gletscher in W/m^2 und im Verhältnis zur verfügbaren Energiemenge.

	Q^* (W/m^2) [%]	Q_H (W/m^2) [%]	Q_E (W/m^2) [%]	ΔQ_M (W/m^2) [%]	Autor	Messperiode
Aletschgletscher	129 [71.3]	38 [21.0]	14 [8.4]	-181 [100]	RÖTHLISBERGER & LANG 1987	Aug. 1965
Rhonegletscher	90 [52.6]	81 [47.4]	-2 [-1.2]	-167 [97.7]	FUNK 1985	Aug./Sep. 1982
Hornkees	99 [52.7]	66 [35.1]	23 [13.9]	-188 [100]	HOINKES 1953	3.-9. Sep. 1951
Hintereisferner	191 [89.7]	22 [10.3]	-4 [-1.9]	-209 [98.1]	GREUILL & OERLEMANS 1987	10 d in 1986
Vernagtferner	143 [84.1]	23 [13.5]	4 [2.4]	-170 [100]	HOINKES 1955	45 d im Aug./Sep. 1950-1953
	185 [70.9]	76 [29.1]	[-2.3]	-256 [98.1]	MOSER et al. 1986	15.07.1982
	192 [88.5]	20 [9.2]	5 [2.4]	-217 [100]	WEBER 2001	11.08. 1998
	110 [66.3]	56 [33.7]	-16 [-9.6]	-150 [90.4]	WEBER 2001	24.- 26.08. 2000
Tujuksu	105 [82.0]	23 [18]	-13 [-10.2]	-115 [89.8]	AIZEN et al. 1995	Mai-Sep. 196 8-1973
Tujuksu	67 [78.3]	18 [21.6]	-12 [-14.3]	-73 [85.6]	SKEIB 1962	Jul.-Sep. 1958
Abramov	[93.0]	[7.0]	[-17.5]	[82.5]	KRENKE & SUSLOV 1980	Aug. 1973
Glacier No. 1	131 [90.3]	14 [9.7]	-24 [-16.6]	-116 [80.0]	OHMURA & FUNK 1986	Aug./Sep. 1985

Der Vernagtferner, der mit seiner Lage in den östlichen Zentralalpen einen „kontinentalen“ Vertreter der Alpengletscher repräsentiert, zeigt in der Messperiode im August 2000, in der eine Witterung mit ausgesprochen niedriger Luftfeuchtigkeit herrschte (WEBER 2001), ähnliche relative Verdunstungswerte wie der Tujusku-Gletscher. Auf dem Glacier No. 1 werden ca. 20% der verfügbaren Energie für Verdunstung verbraucht (CALANCA & HEUBERGER 1990), auf dem Abramov schwankt der Wert zwischen 11 und 24% (Krenke & SUSLOV 1980). Diese Tatsache in Verbindung mit der Rückkopplung über die Albedo, die bei Verdunstungsbedingungen höhere Werte annimmt und dadurch den Energieinput senkt, was von WEBER (2001) durch Messungen am Vernagtferner gezeigt werden konnte, dürfte in den besonders kontinentalen Regionen Zentralasiens die Existenz von Gletschern erklären, die auf Grund der Faktoren Niederschlag und Temperatur schon stärker degeneriert sein müssten. Für den Glacier No.1 wird unter der Annahme alpiner Luftfeuchtigkeits-Verhältnisse eine Erhöhung der Ablation um 25% berechnet (CALANCA & HEUBERGER 1990).

Eine Zunahme der Kontinentalität und die damit verbundene Erniedrigung des Wasserdampfgehalts der Luft hat folgende Auswirkungen auf die Terme der Energiebilanz einer Eisoberfläche: Da durch die turbulenten Wärmeströme weniger Energiegewinne auftreten, steigt die relative Bedeutung der Strahlung für den Energieinput. Die Schmelze wird stärker strahlungsdominiert. Dabei nimmt der Anteil der kurzwelligen Strahlung auf Kosten der langwelligen zu. Bei den latenten Strömen wird Kondensation häufiger durch Verdunstung ersetzt, was einen geringen Massen-, aber einen großen Energieverlust bedeutet. Dadurch nehmen die Schmelzbeträge ab. Zudem erzeugt Verdunstung eine hellere Eisoberfläche, die mehr Strahlung reflektiert und somit den Strahlungsgewinn abschwächt. Dies stellt einen Selbstverstärkungseffekt dar, der zu niedrigeren Energieumsätzen und Schmelzraten führt und somit einen Schutz vor dem Abschmelzen bietet.

Für eine akkurate Beschreibung der Schmelze von Schnee und Eis ist der Energiebilanzansatz notwendig, der sämtliche energetische Gewinne und Verluste der Oberfläche quantitativ berücksichtigt. Diese Vorgehensweise setzt allerdings die Kenntnis einer Vielzahl von physikalischen Größen voraus. Wegen methodischer und logistischer Probleme sind solche Messdaten in Hochgebirgsräumen nur selten verfügbar, und wo sie anhand von Einzeluntersuchungen ermittelt werden, stellen sie lediglich Punktmessungen über einen relativ kurzen Zeitraum dar. Bei der Berechnung der Schmelze für ein ganzes Einzugsgebiet behilft man sich daher meist mit der Temperaturindexmethode, die den Schmelzprozess allein über die Lufttemperatur berechnet und die auch im HBV-ETH-Modell zur Anwendung kommt (4.2.2).

Die Dominanz von Verdunstungsbedingungen mit resultierenden hellen Eisoberflächen führt in Zentralasien zu konstanteren Albedowerten, die sich wiederum in zeitlich stabileren Gradtagfaktoren auswirkt. Deswegen scheint die Temperaturindexmethode in kontinentalen Gebieten, wo nicht so häufige Wechsel zwischen Kondensation und Verdunstung, beziehungsweise zwischen hohen und niedrigen Albedowerten, auftreten, besonders gut anwendbar zu sein. Vorteilhaft auf konstante Albedowerte wirkt sich außerdem ein seltenes Auftreten von Neuschneefällen im Sommerhalbjahr aus. Dies konnte von RIBSTEIN (2002) an tropischen Gletschern Südamerikas gezeigt werden, wo im Sommer häufig auch im Ablationsgebiet Schnee fällt und der Temperaturindexansatz schlecht funktioniert. Der wichtigste Grund für die gute Anwendbarkeit der Indexmethode in Zentralasien ist jedoch der hohe Anteil der kurzwelligen Strahlung an der Schmelzwärme, die von allen Energiebilanzgliedern am besten mit der Lufttemperatur korreliert ist.

3.3 Abflussbildung

3.3.1 Allgemein

Je mehr man sich der Quelle eines Gebirgsflusses nähert, desto größer wird der Anteil der Schneeschmelze am Gesamtabfluss. Sofern Gletscher im Einzugsgebiet vorhanden sind, steigt mit zunehmendem Vergletscherungsgrad auch die Abflusskomponente der Eisschmelze. Beide Größen zusammen sind in den Alpen für 29% des jährlichen Wasserangebots verantwortlich, im Tianschan ist dieser Wert mit 60% doppelt so hoch (KOTLYAKOV et al. 1997).

Der Anteil der Gletscherschmelze variiert dabei, je nach Vergletscherungsgrad und Niederschlagscharakteristik des Einzugsgebiets, erheblich.

3.3.2 Zentralasien

Im Kirgisischen und Transilenischen Alatau stammen 18-28% des Jahresabflusses am Gebirgsausgang von der Gletscherschmelze, im Sommer steigt dieser Anteil auf 30-50% (AIZEN & et al. 1996). In Höhen von 2000 bis 3500 m ü. NN trägt im Tianschan die Schneeschmelze bis zu 40% zum Jahresabfluss bei, in Bereichen über 3800 m ü. NN werden die Flüsse hauptsächlich durch glaziales Schmelzwasser gespeist, in manchen Tälern mit bis zu 45% Anteil am Gesamtabfluss (AIZEN & et al. 1995). Im Tal der Kleinen Almatinka stammen an der Messstelle oberhalb des Zuflusses des Sarisay (ca. 2000 m. ü. NN, 35.2 km², 20% vergletschert) 12% des Jahresabflusses von der Eisschmelze (AIZEN & et al. 1995), laut MAKAREVICH (1985) beträgt dieser Wert am Gebirgsausgang 10-33% und steigt bis zum Oberlauf auf 70% an.

Im Transili Alatau führte der Gletscherschwund seit 1955 zu einem Anstieg der Eisschmelze (VILESOV et al. 1997). Da sich die Ablationsgebiete vergrößert haben, hat sich der Abfluss durch Gletscherschmelze um 200 mm auf 1400 mm erhöht, das Volumen von 295 auf 320 Mio. m³. Der Anteil der Eisschmelze am Gesamtabfluss ist dabei um 4% auf 26% angestiegen, der Gesamtabfluss hat sich jedoch verringert, was nach VILESOV et al. (1997) auf die höhere Verdunstung infolge höherer Lufttemperatur zurückzuführen ist. In stark vergletscherten Einzugsgebieten ist dieser Effekt weniger ausgeprägt (Talgar: -10 bis -12%) als in schwach vergletscherten (Grosse und Kleine Almatinka: -30 bis -35%).

Nach dem völligen Verschwinden der Gletscher wird nach Berechnungen von VILESOV & UVAROV (2001) der Jahresabfluss an der Nordabdachung des Transili Alataus im Vergleich zum heutigen Zustand und bei unveränderten Niederschlagsbedingungen um nur 16% oder 200 Mio. m³/a zurückgehen. Allerdings werden wasserwirtschaftliche Probleme wegen der unvorteilhaften saisonalen Verteilung der Abflüsse erwartet (VILESOV & UVAROV 2001).

3.3.3 Alpen

In den Alpen steuern die Gletscher 20% zum gesamten Schmelzabfluss aus Schnee und Eis bei (KOTLYAKOV et al. 1997) und es wurden bereits Auswirkungen des Gletscherrückgangs auf das Abflussgeschehen beobachtet. So hat sich beispielsweise am Vernagtferner seit den frühen 1980er Jahren der spezifische Abfluss ständig erhöht (Abbildung 16). Dies ist nur zum

geringen Teil mit den im gleichen Zeitraum ebenfalls angestiegenen Niederschlagsmengen zu erklären. Hauptursache sind die andauernden negativen Massenbilanzwerte, die sich in mehrfacher Weise auf das Abflussgeschehen auswirken (Braun & Weber 2002). Zum einen werden bei Massenverlusten dem Abfluss zusätzlich Eisreserven zugeführt, zum anderen verkleinert sich das Firngebiet stärker als der Gesamtgletscher, was zur Folge hat, dass im Sommer größere Gletscherflächen aper sind und erhöhte Schmelzbeträge liefern. Außerdem können Regenniederschläge dort, wo der Firnkörper fehlt, nicht mehr zwischengespeichert werden, sondern fließen im gut entwickelten Entwässerungssystem des Gletschers, dessen Röhren sich unter der geringen Auflast des ausdünnenden Eiskörpers nicht mehr schließen, schnell ab und tragen vor allem dann, wenn sie zusammen mit hohen Schmelzwassermengen auftreten, erheblich zur Erhöhung der Hochwassergefahr bei (Braun & Weber 2002).

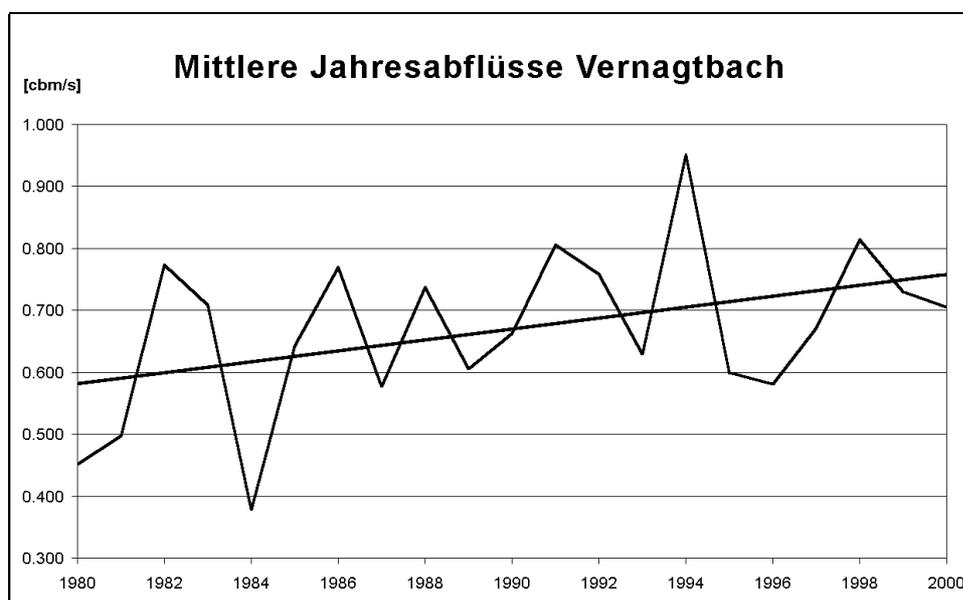


Abbildung 16: An der Pegelstation Vernagtbach gemessene mittlere Jahresabflüsse und ihr linearer Trend.

4 Das HBV-ETH-Modell

4.1 Zur Auswahl des Modells

Zur Umsetzung der angestrebten Ziele ist ein Modell nötig, welches die wichtigsten Wasserhaushaltskomponenten in vergletscherten Einzugsgebieten berechnen kann. Weil in Hochgebirgen umfangreiche und lange meteorologische Messreihen äußerst selten sind, ist es zudem wichtig, dass das Modell mit einem Minimum an Eingangsdaten auskommt. Damit kommen physikalische Modelle, bei denen der größte Nachteil in den enormen Datenanforderungen und der Repräsentativität von Punktmessungen für größere Gebiete liegt, nicht in Frage. Bei Modellen auf physikalischer Basis hat jeder Parameter eine physikalische Bedeutung und ist im Idealfall eine messbare Größe. Eine perfekte Nachbildung der Natur kann dabei allerdings nur angestrebt, aber nicht erreicht werden, weshalb auch jedes physikalische Modell konzeptionelle Züge aufweist.

Im Gegensatz zu physikalischen Modellen versuchen konzeptionelle hydrologische Modelle, den Prozess der Abflussbildung über Kenngrößen und Parameter zu beschreiben, die im Regelfall nicht gemessen, sondern statistisch abgeleitet werden. Dies hat zur Folge, dass Parameterwerte nicht ohne weiteres mit den physikalischen Abläufen, die sie beschreiben sollen, in Verbindung gebracht werden können. Stattdessen vereinen sie oft mehrere Prozesse, stellen Durchschnittswerte über große, inhomogene Einzugsgebiete dar und müssen daher eher als Index betrachtet werden (BERGSTRÖM 1976). Der größte Vorteil bei konzeptionellen Modellen liegt darin, dass sie nur wenig Eingangsinformationen benötigen und damit in vielen, auch entlegenen Regionen mit spärlichen Daten einsetzbar sind. Für die Auswahl des geeignetsten Modells ist die zeitliche und räumliche Auflösung, für die Aussagen getroffen werden sollen, von entscheidender Bedeutung. In dieser Arbeit werden relativ kleine Kopfeinzugsgebiete modelliert, weil der Einfluss der Gletscher hier am deutlichsten sichtbar wird. Um witterungsbedingte Abläufe erfassen zu können, ist eine Modellierung in Tagesschritten sinnvoll. Noch höhere zeitliche Auflösungen wie Stundenschritte erfordern eine zu große Datenbasis und schränken die Anwendbarkeit erheblich ein. Damit kommen Modelle wie das auf Monatsbasis arbeitende Konzeptmodell, welches von KUHNS & BATLOGG (1999) in Österreich angewandt wurde, nicht in Frage. Das „Snowmelt Runoff Model“ (SRM) wurde von MARTINEC (1975) für Gebiete mit hohem Anteil von Schneeschmelze am Gesamtabfluss entwickelt und wurde bereits in Zentralasien angewandt (BAUMGARTNER et al. 1999). Es ist deterministisch ausgelegt, da die Parameterwerte im Voraus bestimmt und allenfalls innerhalb enger Grenzen nachträglich angepasst werden. Für die Beschreibung der Ausaperung der Schneedecke sind beim SRM-Modell zeitliche Reihen von Luft- oder Satellitenbildern nötig. Die Vorgehensweise ist vor allem dann interessant, wenn Aussagen über flächenmäßige Veränderungen der Schneedecke getroffen werden sollen. Da dies in der vorliegenden Arbeit nicht beabsichtigt war, schien der Mehraufwand durch die fernerkundlichen Methoden nicht gerechtfertigt. Ein weiteres deterministisches Modell ist das von der Water Resources Division, U.S. Geological Survey entwickelte Precipitation-Runoff Modeling System (PRMS) (LEAVESLEY 1973). Es benötigt allerdings gemessene Strahlungswerte und eignet sich daher nicht für entlegene Hochgebirgsregionen.

Als geeignetes Modell für die angestrebte Modellierung kleiner, vergletscherteter Einzugsgebiete auf Tagesbasis erwies sich das HBV-ETH-Modell, bei dem es sich um eine

Weiterentwicklung des weltweit eingesetzten und in den 70er Jahren in Schweden entwickelten (BERGSTRÖM 1992) HBV-Modells handelt. Es wurde an der Eidgenössischen Technischen Hochschule (ETH) Zürich für die Anwendung in alpinen und vergletscherten Bereichen um ein Schnee- und Gletschermodul erweitert (BRAUN & RENNER 1992) und 1997 an der Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften weiterentwickelt und in der Version HBV3-ETH9 für den operationellen PC-Betrieb programmiert (KfG 1999). Die entscheidenden Vorteile des Modells liegen im transparenten, klaren Aufbau und in den geringen Datenanforderungen. Es erlaubt eine robuste Abschätzung des Gebietsniederschlags, der wichtigsten Speichergrößen wie Gletscher, Schneedecke, Boden- und Grundwasser sowie der maßgeblichen Abflusskomponenten und ist in Gebieten einsetzbar, in denen nur meteorologische Standarddaten vorliegen. Die Anwendungsgebiete des Modells reichen von der Schließung von Lücken in Abflussmessreihen über die Vorhersage von Abflüssen bis hin zu Wasserhaushaltsstudien oder Abflussszenarien hinsichtlich veränderter Klima- und Vergletscherungsbedingungen (BRAUN et al. 2000).

4.2 Modellbeschreibung

Das Modell arbeitet bei der Berechnung der Schnee- und Eisbedeckung mit Höhen- und Expositionsklassen, die weiteren Modellierungsschritte werden pauschal für das gesamte Einzugsgebiet durchgeführt und liefern deshalb nur integrale Informationen über das Gesamtgebiet. Wegen der relativ großen Anzahl freier Parameter birgt es die Gefahr der Fehlerkompensation bei den drei Hauptprozessen Regionalisierung, Schneedeckenauf- und -abbau sowie Gletscherschmelze.

Die Struktur der aktuellen Modellversion ist in Abbildung 17 dargestellt. Nachfolgend wird auf die erforderlichen Eingabedaten, die Hauptkomponenten des Modells und Ausgabedaten näher eingegangen.

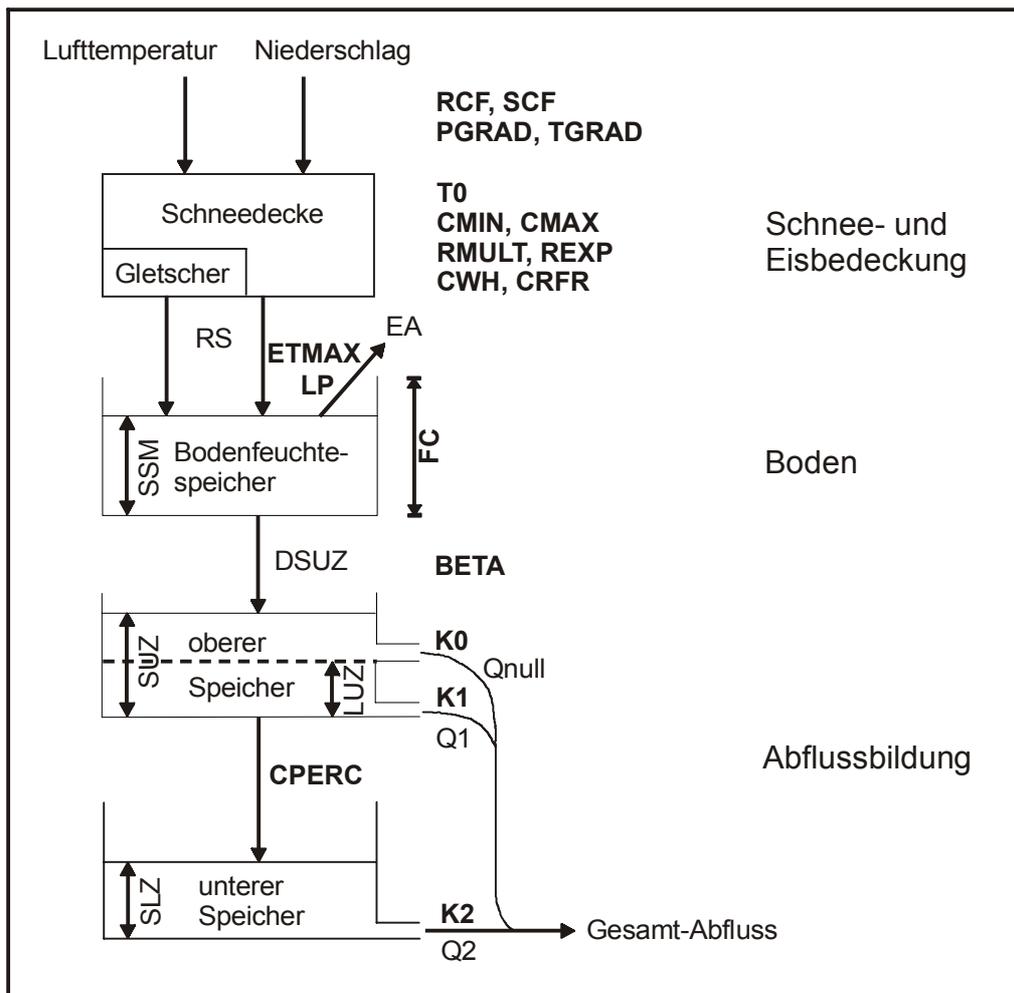


Abbildung 17: Schematische Darstellung des HBV3-ETH9-Modells. Zu optimierende Parameter sind fett gedruckt.

4.2.1 Eingabedaten

Als Eingabedaten benötigt das Modell eine nach vergletscherten und unvergletscherten Arealen getrennte Flächen-Höhen-Expositionsverteilung des Einzugsgebiets, sowie repräsentative Tageswerte von Temperatur und Niederschlag. Für die Kalibrierung der Modellparameter (Tabelle 7) sind zusätzlich Tagesmittel des Abflusses erforderlich. Die topografischen Geländeinformationen können aus Karten oder aus digitalen Geländemodellen ermittelt werden. Als Höhenklassen wurden Bänder von 200m gewählt, außer am Glacier No. 1, wo wegen der geringen Höhenerstreckung des Einzugsgebiets eine Abstufung in 100m-Bänder sinnvoll erschien. Nord- und südexponierte Hänge werden aufgrund ihres vom Mittel abweichenden Strahlungsangebots gesondert behandelt, die restlichen Flächen sind zur Expositionsklasse Ost-West-Horizontal zusammengefasst. Die Eingabedatei für das Modell muss demnach als Geländeinformationen enthalten, wie viel Fläche in jedem Höhenintervall jeweils auf die Expositionsklassen Nord, Süd und Ost-West-Horizontal entfallen. Die Werte werden dabei in Relation zur Gesamtfläche angegeben und vergletscherte Areale zusätzlich separat ausgewiesen. Die Flächen-Höhen-Expositionsverteilungen der hier untersuchten Gebiete sind in Anhang A zu finden.

4.2.2 Schnee- und Gletscherroutine

Unterscheidung zwischen festem und flüssigem Niederschlag

Die Klassifizierung des Aggregatzustands des Niederschlags erfolgt anhand einer Schwellentemperatur. Dazu wird über eine konstante Temperaturabnahme mit der Höhe die mittlere Temperatur für jedes Höhenintervall ermittelt und mit der Schwellentemperatur (T_0) verglichen. Bei Lufttemperaturen unterhalb der Schwellentemperatur wird fester Niederschlag angenommen und dem Schneedeckenspeicher (SP) zugeschlagen. Oberhalb von T_0 klassifiziert das Modell sämtlichen Niederschlag als Regen, gemischte Niederschläge bleiben unberücksichtigt. Bei diesem Verfahren ergeben sich zwangsläufig Fehler, da zum einen die Änderung der Temperatur mit der Höhe in der Natur weder linear noch räumlich und zeitlich konstant sein muss, zum anderen die Schwellentemperatur recht variabel ist und in einem relativ breiten Temperaturbereich beide Niederschlagsarten auftreten können (ROHRER 1992). Falsch klassifizierter Niederschlag wirkt sich vor allem in vergletscherten Gebieten stark auf Abflussmodellierung aus, weil hier zum generellen hydrologisch wirksamen Unterschied zwischen einer langsam schmelzenden Schneedecke und einem sofort abfließendem Regenniederschlag noch die unterschiedliche Albedo zwischen einem aperen und einem verschneiten Gletscher hinzukommt, welche die Eisschmelze entscheidend steuert.

Berechnung des Gebietsniederschlags

Die gemessenen Niederschlagswerte müssen zunächst mit einem Regenkorrekturfaktor (RCF) bzw. Schneekorrekturfaktor (SCF) korrigiert werden. Damit soll zum einen systematische Fehler der Niederschlagsmessung ausgeglichen werden, die vor allem im Hochgebirge bedeutend sein können (SEVRUK 1985), zum anderen wird der mangelnden Repräsentativität der Punktmessung für das gesamte Einzugsgebiet Rechnung getragen. Die Werte von RCF und SCF werden, wie alle anderen freien Parameter, durch inverse Modellierung ermittelt (s. 4.3).

$$P_{\text{liq}} = \text{RCF} * P_m$$

$$P_{\text{snow}} = \text{SCF} * P_m$$

P_{liq} : korrigierter flüssiger Niederschlag (mm)

P_{snow} : korrigierter fester Niederschlag (mm)

P_m : gemessener Niederschlag (mm)

Die Zunahme des Niederschlags mit der Höhe wird durch einen konstanten, prozentualen Anstieg pro 100 m (PGRAD) berücksichtigt. Für die einzelnen Höhenstufen berechnen sich die Niederschlagsmengen folgendermaßen:

$$P(h) = P_m * (1 + \text{PGRAD} * \Delta H * 10^{-4})$$

$P(h)$: Niederschlag der betrachteten Höhenstufe (mm)

PGRAD: prozentuale Zunahme der Niederschlagsmenge mit der Höhe [%/100m]

ΔH : Höhendifferenz zwischen der mittleren Höhe der betrachteten Höhenstufe und der Messstation (m)

Schneedeckenabbau und Gletscherschmelze

Bei der Berechnung der Schnee- und Eisschmelze kommt die Temperaturindexmethode zur Anwendung, die den komplexen physikalischen Vorgang vereinfacht und lediglich über die Lufttemperatur parametrisiert. Dabei errechnet sich die Schmelzmenge aus dem Tagesmittel der Lufttemperatur, einer Schwellentemperatur, oberhalb derer Schmelze stattfindet und dem Gradtagfaktor:

$$CMELT = CMF_{(i)} * (TM - T_0)$$

CMELT:	Schmelzbetrag (mm/d)
CMF _(i) :	Gradtagfaktor des i-ten Tages (mm/° C*d)
TM:	Tagesmitteltemperatur (°C)
T ₀ :	Schwellentemperatur (°C)

Da sich der Gradtagfaktor mit dem Einstrahlungswinkel der direkten Sonnenstrahlung und mit fortschreitender Schneemetamorphose jahreszeitlich ändert, ist er auch im Modell saisonal variabel und wird aus einer Sinusfunktion bestimmt, die ihren Maximalwert (CMAX) zum Sommersolstitium (21. Juni) und ihren Minimalwert (CMIN) zum Wintersolstitium (21. Dezember) erreicht.

$$CMF_{(i)} = \frac{CMAX - CMIN}{2} * \cos\left(\frac{2\pi}{MaxTag} * i\right) + CMIN + \frac{CMAX - CMIN}{2}$$

CMAX:	Maximaler Gradtagfaktor (mm/(K*d))
CMIN:	Minimaler Gradtagfaktor (mm/(K*d))
MaxTag:	Anzahl der Tage des Jahres minus 1
i:	Tag (durchnummeriert von 0 bis MaxTag (i=0 am 21. Juni))

Das HBV3-ETH9-Modell verfügt über eine expositionsabhängige Schmelzwasserberechnung. Dabei wird der verstärkten Schmelze an südexponierten Hängen durch die Multiplikation mit dem Faktor REXP (>1) Rechnung getragen, nordexponierte Hänge erfahren durch die Division durch REXP eine Verminderung der Schmelzwasserproduktion gegenüber den ost- oder westexponierten bzw. horizontalen Restflächen, die einen durchschnittlichen Strahlungsgenuss erfahren.

Unter Schmelzbedingungen verkleinert sich der Schneedeckenspeicher (SP) jeden Tag um den Betrag CMELT, bis die Schneedecke vollständig ausgeapert ist. Bei vergletscherten Flächen beginnt dann die Eisschmelze GC MELT. Die geringere Albedo von Gletschereis gegenüber Schnee erfordert eine andere Behandlung dieser Oberflächen bei der Schmelzberechnung. Das HBV3-ETH9-Modell hat hierfür den Parameter RMULT vorgesehen, mit dem die Schmelzmenge über aperen Gletscherflächen multipliziert wird.:

$$GC MELT = RMULT * CMF_{(i)} * (TM - T_0)$$

RMULT: Faktor für erhöhte Schmelze von Eis gegenüber Schnee

Wiedergefrieren und Speicherung von Schmelzwasser in der Schneedecke

Das an der Oberfläche einer Schneedecke anfallende Schmelzwasser kann teilweise in tiefere Schichten infiltrieren, dort wiedergefrieren und dabei die Schnee- oder Firnschicht durch die freiwerdende Energie erwärmen. Diese so genannte negative Schmelze wird im HBV-ETH-Modell durch den Wiedergefrierkoeffizienten (CRFR) gesteuert und kann nur unterhalb der Schwellentemperatur (T₀) stattfinden.

$$CMELT = (TM - T_0) * 4.5 * CRFR$$

TM: Lufttemperatur

Der Wert 4.5 (mm/(K*d)) ist der mittlere Gradtagfaktor für alpine Gebiete (ZINGG 1951). CMELT ist immer negativ und reduziert den Flüssigwasserspeicher in der Schneedecke (SLIQ). Das Wasserrückhaltevermögen des Schnees ist abhängig von seiner Körnung und kann im Falle lockeren Neuschnees bis zu 30 Gewichtsprozent betragen (WILHELM 1975). Im Modell wird die maximale Wasserspeicherkapazität der Schneedecke (SLIQMAX) durch folgende Gleichung beschrieben:

$$SLIQMAX = CWH * SP$$

CWH: Wasserrückhaltevermögen

SP: Wasseräquivalent der Schneedecke

Die Schnee- und Gletscherroutine berechnet das Wasseräquivalent der Schneedecke und die spezifische Gletschermassenbilanz, und zwar höhenabhängig und für jede Expositionsklasse. Außerdem werden die Gesamtbilanzen der beiden Speicher, bezogen auf das Einzugsgebiet, als Terme der Wasserhaushaltsgleichung, ermittelt.

4.2.3 Bodenfeuchteroutine

Die Schnee- und Gletscherroutine liefert als Ausgabegröße den sogenannten Äquivalentniederschlag, der aus der Summe von Regen und Schmelze (RS) gebildet wird. Er stellt den Input für den Bodenfeuchtespeicher dar, der auch sämtliche Verdunstungsverluste beinhaltet. Die aktuelle Evapotranspiration berechnet sich dabei aus der potenziellen, in Abhängigkeit vom Füllstand des Bodenfeuchtespeichers (SSM):

$$EA = EP * \frac{SSM}{LP}$$

EA : aktuelle Evapotranspiration

EP : potenzielle Evapotranspiration

SSM: Füllstand des Bodenfeuchtespeichers

LP: untere Grenze von SSM, ab der EA = EP

Diese Gleichung gilt nur, solange SSM kleiner als LP ist. Falls SSM einen größeren Wert als LP annimmt, gilt EA = EP. Der potenziellen Evapotranspiration wird ein sinusförmiger

Jahresgang aufgeprägt, der in Anlehnung an die Arbeiten von GRONOWSKI (1992) seinen Maximalwert (ETMAX) am 1. August und sein Minimum mit 0 mm/d am 1. Februar erreicht.

$$EP = 0.5 * ETMAX * \left(1 + \sin \left(j * \frac{2\pi}{\text{maxTag}} \right) \right)$$

ETMAX: maximale Evapotranspiration
maxTag: Anzahl der Tage des Jahres minus 1
j: Tag (durchnummeriert von 0 bis maxTag)

Der Anteil des Wassers, der nicht verdunstet, gelangt als Input für die dritte Modellkomponente in den oberen Speicher. Dieser Zufluss wird folgendermaßen berechnet:

$$DSUZ = RS * \left(\frac{SSM}{FC} \right)^{BETA}$$

DSUZ: Zufluss in den oberen Speicher (mm)
RS: Äquivalentniederschlag (mm)
SSM: Inhalt des Bodenfeuchtespeichers (mm)
FC: Maximale Speicherkapazität des Bodenfeuchtespeichers (mm)
BETA: zu kalibrierender Koeffizient

4.2.4 Abflussbildung

Im dritten Modul, das aus einem oberen und einem unteren Speicher besteht, wird die Abflussganglinie berechnet. Der obere Speicher besitzt zwei Ausflüsse, einen schnellen (Qnull) und einen langsamen (Q1), die in der Natur mit Oberflächenabfluss und Interflow vergleichbar sind. Der schnelle Ausfluss springt nur an, wenn der Füllstand des oberen Speichers (SUZ) einen Schwellenwert (LUZ) überschreitet. Eine konstante Wassermenge (CPERC) infiltriert vom oberen in den unteren Speicher, der sich wie ein Grundwasserkörper linear entleert.

$$Q_{\text{null}} = k_0 * (SUZ - LUZ)$$

$$Q_1 = k_1 * SUZ$$

$$Q_2 = k_2 * SLZ$$

Qnull: schneller Abfluss aus dem oberen Speicher
Q1: langsamer Abfluss aus dem oberen Speicher
Q2: Abfluss aus dem unteren Speicher
K0, k1, k2: Speicherkonstanten zur Berechnung des jeweiligen Abflusses
SUZ: Füllstand des oberen Speichers
LUZ: Schwellenwert für den Abfluss Qnull
SLZ: Inhalt des unteren Speichers

Das HBV-Modell sieht zur Berechnung des Gesamtabflusses aus den drei zeitlich unterschiedlich verzögerten Ausflüssen eine Dreiecksfunktion vor, die das Wasser auf die nachfolgenden Tage verteilt, um Konzentrations- und Fließzeiten zu berücksichtigen (BERGSTRÖM 1976). Bei der Simulation relativ kleiner hochalpiner Einzugsgebiete kann jedoch vereinfachend angenommen werden, dass der gesamte Äquivalentniederschlag aus Regen und Schmelze, abzüglich der Evapotranspiration, das Einzugsgebiet am selben Tag verlässt, an dem er gebildet wurde. Aus diesem Grund wurde in der vorliegenden Arbeit auf eine Verteilung des Abflusses auf mehrere Tage mittels einer Transformationsfunktion verzichtet.

4.2.5 Ausgabedaten

Das HBV-ETH-Modell liefert als Ergebnis nicht nur die Tagesmittel des Abflusses (in m^3/s), sondern sämtliche Terme der Wasserhaushaltsgleichung eines vergletscherten Einzugsgebiets:

$$Q = P - V - B_{\text{Gletscher}} - B_{\text{Schnee}} - B_{\text{unterird.}}$$

- Q : Abfluss
- P : Gebietsniederschlag
- V : Evapotranspiration
- B : Speicheränderungen

Diese Größen werden als spezifische Werte auf das Einzugsgebiet bezogen und in mm Wasseräquivalent angegeben. Beim Gebietsniederschlag werden feste und flüssige Anteile separat ausgewiesen. Die Speicheränderungen beziehen sich auf die drei Speicher „Gletscher“, „Schneedecke“ und „unterirdisches Wasser“. Das unterirdische Wasser stammt aus Boden- und Grundwasserspeichern und addiert sich aus den vom Modell ausgegebenen Größen SSM, SUZ und SLZ, die im folgenden nur in ihrer Summe ($B_{\text{unterird.}}$) betrachtet werden.

Die Modellierungsergebnisse werden in speziellen Dateien ausgegeben und können bei der Modellversion HBV3-ETH9 durch ein Grafikmodul visualisiert werden. Neben den gemessenen und berechneten Abflussganglinien und der akkumulierten Differenz zwischen beiden wird auch ein Streudiagramm der gemessenen und simulierten Tagesmittel des Abflusses erstellt. Des Weiteren können die Temperaturen in drei Höhen, die täglichen Niederschlagsmengen, sowie der zeitliche Verlauf von Gradtagfaktor, potenzieller Verdunstung, Äquivalentniederschlag und Speicherfüllständen dargestellt werden. Der modellierte Auf- und Abbau der Schneedecke und die spezifische Massenbilanz der Gesamtvergletscherung werden getrennt für die Expositionsklassen und nach Höhenstufen abgebildet. Bei den Massenbilanzen wird zusätzlich die reale Höhenverteilung der Expositionsklassen im Diagramm berücksichtigt. Gemessene Wasseräquivalente der Schneedecke oder Gletschermassenbilanzen können, sofern spezielle Eingabedateien angelegt wurden, ebenfalls dargestellt werden. Die wichtigsten Terme der Wasserhaushaltsgleichung sowie die Bilanzen der Modellspeicher werden als Säulendiagramme ausgegeben.

4.3 Modellkalibrierung über den Abfluss

Die Optimierung der Parameterwerte erfolgt beim HBV-ETH-Modell durch eine sogenannte inverse Modellierung, bei der durch den Vergleich der vom Modell berechneten Werte mit vorhandenen Messdaten Rückschlüsse auf die Parameter gezogen werden. Das Hauptkriterium bilden hierbei Abflusswerte, unterstützend können auch Gletschermassenbilanzen oder Wasseräquivalente der Schneedecke herangezogen werden. Daten über die Schneedecke lagen für die zentralasiatischen Gebiete nicht vor, aber die Massenbilanzen wurden an allen Gletschern als zusätzliche Plausibilitätsstütze herangezogen. Weil am Tjuksu die Abflussdaten sehr unzuverlässig und lückenhaft sind und sich durch den Kartenvergleich eine zusätzliche Überprüfungsmethode ergibt, wurden in diesem Gebiet zusätzliche Kalibrierungsversuche über Massenbilanzen durchgeführt, die in Kapitel 4.4.1 beschrieben werden. Obwohl Massenbilanzen auch begleitend bei der Kalibrierung über den Abfluss berücksichtigt wurden, sind sämtliche Überprüfungs- und Kalibrierungsmöglichkeiten über dieses Kriterium in Kapitel 4.4 zusammengefasst.

Die Optimierung der freien Parameter erfolgt nicht mit einem automatischem Verfahren, sondern auf manuellem Weg, anhand von graphischen und numerischen Gütekriterien. Dabei bleibt durchaus ein Rest an Subjektivität erhalten, allerdings lernt der Modellierer die Sensitivität der einzelnen Parameter und Parameterkonstellationen wesentlich besser kennen und es kann eine stärkere Realitätsnähe der Parameterwerte gewährleistet werden. Dem HBV-ETH-Modell ist ein Optimierungsverfahren implementiert, mit dem verschiedene Wertekonstellationen von jeweils zwei Parametern durchgerechnet werden und das anschließend für jede Kombination zwei Gütekriterien ausgibt. Dies sind die akkumulierte Differenz zwischen gemessenem und modelliertem Abfluss sowie das Effizienz-Kriterium (R^2) nach NASH & SUTCLIFFE (1970):

$$R^2 = \frac{(F_0^2 - F^2)}{F_0^2}$$

R^2 : Nash-Sutcliffe-Kriterium ($-\infty \leq R^2 \leq 1$)

F^2 : Summe der Abstandsquadrate zwischen gemessenem und berechnetem Abfluss

F_0^2 : Variabilität des gemessenen Abflusses

$$F^2 = \sum (Q_g(t) - Q_b(t))^2$$

$$F_0^2 = \sum (Q_g(t) - mQ_g(T))^2$$

Q_g : gemessener Abfluss zum Zeitpunkt t

Q_b : berechneter Abfluss zum Zeitpunkt t

T: Ende des Untersuchungszeitraums

mQ_g : mittlerer gemessener Abfluss

Diese Optimierungsläufe werden solange mit allen zu optimierenden Parametern wiederholt, bis das Ergebnis nicht weiter verbessert werden kann. Zusätzlich gibt die Modellversion HBV3-ETH9 Streuungsdiagramme zwischen berechnetem und modelliertem Abfluss aus und anhand graphischer Darstellungen wird die Übereinstimmung der Hydrographen optisch überprüft.

Um die Güte der Simulation abschätzen zu können, ist es zweckmäßig, den Modellierungszeitraum in eine Kalibrierungsphase, in der die freien Parameter optimiert werden, und in eine Validierungsphase, in der die so gefundene Wertekonstellation auf ihre Gebietsspezifität hin überprüft werden, einzuteilen. Leider waren die Datenreihen im Tujuksugebiet und am Glacier No. 1 zu kurz, als dass eine solche Unterteilung sinnvoll erschien. Bei nur zwei Kalibrierungsjahren würde die spezielle Witterungscharakteristik dieses kurzen Zeitraums zu sehr in die Kalibrierung mit hineinspielen. Tabelle 7 beschreibt die zu optimierenden Parameter und zeigt die durch inverse Modellierung gefundenen Parameterbelegungen für die einzelnen Testgebiete. In den alpinen Gebieten wurden die Parameterbelegungen von SCHULZ (1999) übernommen.

Tabelle 7: Beschreibung der freien Parameter und verwendete Parameterwerte für das HBV-ETH-Modell.

Parameter			Tujuksu	Abramov	Glacier No. 1	Rofenache	Vernagt-bach
Kürzel	Bedeutung	Einheit					
RCF	Regen-Korrekturfaktor	-	0.8	1.1	1.15	1.05	1.6
SCF	Schnee-Korrekturfaktor	-	1.2	0.8	1.30	1.19	2.05
PGRAD	Höhen-Niederschlagsgradient	%/100m	3.5	5.0	0.0	8.5	0.0
TGRAD	Höhen-Temperaturgradient	°C/100m	-0.54	-0.65	-0.65	-0.65	-0.65
T0	Konstanter Temperaturzuschlag	°C	-0.6	-1.5	-0.3	-0.7	-0.5
CMIN	Minimaler Gradtagfaktor (Wintersolstitium)	mm/(°Cd)	2.4	2.4	0.9	3.5	0.0
CMAX	Maximaler Gradtagfaktor (Sommersolstitium)	mm/(°Cd)	3.9	5.2	3.5	3.6	3.8
RMULT	Faktor für erhöhte Schmelze von Eis gegenüber Schnee	-	1.8	1.9	1.65	1.85	1.4
REXP	Faktor für expositionsabhängige Berechnung der Schmelze	-	1.5	2.0	1.65	1.6	1.7
CWH	Wasserrückhaltevermögen der Schneedecke	-	0.03	0.03	0.03	0.07	0.02
CRFR	Wiedergefrierkoeffizient	-	0.5	0.5	0.5	0.45	0.5
ETMAX	Maximale Evapotranspiration	mm/d	2.5	2.5	4.2	2.6	2.0
LP	Füllstand des Bodenfeuchtespeichers, ab dem potenzielle Verdunstung angenommen wird	mm	150	150	150	140	150
FC	Feldkapazität	mm	200	200	130	215	160
BETA	Exponent bei der Berechnung des Zuflusses in den oberen Speicher	-	0.10	0.1	0.5	0.10	0.16
LUZ	Schwellenwert für Oberflächenabfluss	mm	10	100	50	75	25
CPERC	Perkolation vom oberen in den unteren Speicher	mm	6	2.2	0.0	0.6	0.6
k0	Speicherkonstanten zur Berechnung von Q0, Q1, Q2	-	0.05	0.07	0.7	0.10	0.12
k1		-	0.03	0.05	0.5	0.06	0.06
k2		-	0.01	0.003	0.001	0.02	0.02

4.4 Qualitätskontrolle und Kalibrierung über Gletschermassenbilanzen

Durch den Vergleich der berechneten Massenbilanzen mit gemessenen wird verhindert, dass Fehler in der Berechnung des Gebietsniederschlags durch falsche Eisschmelzbeträge kompensiert werden. Wenn keine oder nur unbefriedigende Abflussdaten, aber verlässliche Massenbilanzmessungen vorliegen, kann das Modell auch über diese Größe kalibriert werden. Dabei können zum einen die Gesamtbilanz für das ganze Einzugsgebiet, zum anderen spezifische Bilanzwerte für verschiedene Höhenstufen und Expositionsklassen mit gemessenen Werten verglichen werden.

Man unterscheidet im Wesentlichen drei Verfahren zur Bestimmung des Massenhaushalts von Gletschern. Dies sind die geodätische, die hydrologisch-meteorologische und die direkte glaziologische Methode, die bei HOINKES (1970b) ausführlich beschrieben werden. An dieser Stelle sollen nur die grundlegenden Prinzipien kurz wiederholt werden.

Bei der direkten glaziologischen Methode werden die Haushaltsgrößen Akkumulation und Ablation an Schneeschächten und Ablationspegeln direkt auf der Gletscheroberfläche gemessen. Dadurch sind zwar aufschlussreiche Aussagen über die Massenbilanzen verschiedener Gletscherbereiche möglich, die Extrapolation der zahlenmäßig beschränkten Punktmessungen auf die Fläche stellt allerdings die größte Fehlerquelle bei dieser Methode dar (PATERSON 1994).

Die geodätische Methode basiert auf dem Vergleich genauer topographischer Karten oder Schichtlinienplänen, die zu verschiedenen Zeitpunkten aufgenommen wurden und aus denen die Volumenänderung durch Differenzbildung bestimmt werden kann. Über mittlere Firn- und Eisdichten errechnet sich daraus der Wasserwert. Da Höhenänderungen der Gletscheroberfläche nicht nur durch Akkumulation und Ablation, sondern auch durch die Eisbewegung bestimmt werden, darf bei dieser Methode nur der Gesamtgletscher betrachtet werden. Die geodätische Methode kann in der Regel nicht für jährliche Massenhaushaltsbestimmungen benutzt werden, da - abgesehen vom messtechnischen Aufwand - die Veränderungen der Gletscheroberfläche in Jahresintervallen zu gering sind, um sie photogrammetrisch hinreichend genau zu bestimmen. Bei größeren zeitlichen Abständen liefert der Kartenvergleich aber exakte Volumenveränderungen und kann auch zur Überprüfung und Eichung der beiden anderen Methoden herangezogen werden (KASSER 1959).

Die hydrologisch-meteorologische Methode berechnet die Gletschermassenbilanz als Speicherglied in der Wasserhaushaltsgleichung. Durch Subtraktion von Abfluss und Verdunstung vom Gebietsniederschlag erhält man dabei den gesamten Massenumsatz des Einzugsgebiets. Problematisch ist bei dieser Methode, dass die Speicherveränderung eine kleine Zahl ist, die sich aus der Differenz großer Zahlen ergibt, die zudem noch schwierig zu ermitteln sind. Vor allem die Niederschlagsmessung und die Berechnung des Gebietsniederschlags sind mit großen Ungenauigkeiten behaftet, so dass sich der Fehler durchaus in der Größenordnung der gesuchten Größe bewegen kann.

Das HBV-ETH-Modell berechnet die Terme der Wasserbilanz, einschließlich des Massenhaushalts der Gletscher, anhand meteorologischer Eingabedaten und überprüft die berechneten Abflusswerte mit gemessenen. Somit repräsentiert die Anwendung des Modells

die hydrologisch-meteorologische Methode. Da die Schnee- und Gletscherroutine des HBV-ETH-Modells das Einzugsgebiet in Höhenstufen und Expositionsklassen gliedert, liefert sie im Gegensatz zur klassischen meteorologisch-hydrologischen Methode nicht nur die Bilanz des gesamten Einzugsgebiet, sondern ein räumlich differenziertes Bild. Die folgenden Abschnitte widmen sich dem Vergleich der meteorologisch-hydrologisch modellierten Massenbilanzen mit den Werten aus den anderen beiden Verfahren.

4.4.1 Tjuksu

Im Tjuksugebiet werden seit 1956 Massenbilanzmessungen durchgeführt, was die längste Massenbilanzreihe in Zentralasien (DYURGEROV 1996) darstellt. Die Messungen werden mit 130-150 Pegeln, im Winter einmal monatlich, im Sommer zwei- bis viermal im Monat, durchgeführt (CAO 1998). Anhand der beiden Karten wurde im Tjuksugebiet zusätzlich die Volumenbilanz zwischen 1958 und 1998 geodätisch ermittelt. Dieses Gletschergebiet bietet damit die Möglichkeit, alle drei Methoden der Massenbilanzbestimmung in exemplarischer Weise gegenüberzustellen.

Vergleich der hydrologischen mit der glaziologischen Methode

Das Modell wurde anhand der viereinhalb Jahre, für die Abflussdaten des Pegels Touristic Camp vorlagen (siehe 4.5.1), kalibriert. Dabei wurden die spezifischen Gletschermassenbilanzen, die vom HBV-ETH-Modell für verschiedene Expositionsklassen und Höhenbereiche ermittelt werden, anhand der auf dem Zentralgletscher gemessenen Werte überprüft. Das Modell gibt bei jedem Lauf Grafiken aus, anhand derer dieser Vergleich optisch möglich ist. Falls während des Optimierungsvorgangs zu große Abweichungen auftreten, müssen die Schmelzparameter entsprechend geändert werden. Hierbei muss der Modellierer oft einen Kompromiss zwischen der Übereinstimmung der Abflussganglinien und derjenigen der Massenbilanzwerte finden. Abbildung 18 zeigt ein Beispiel für solch eine Massenbilanzgrafik für den Zentralgletscher, nach Abschluss der Parameteroptimierung über Abfluss und Massenbilanz.

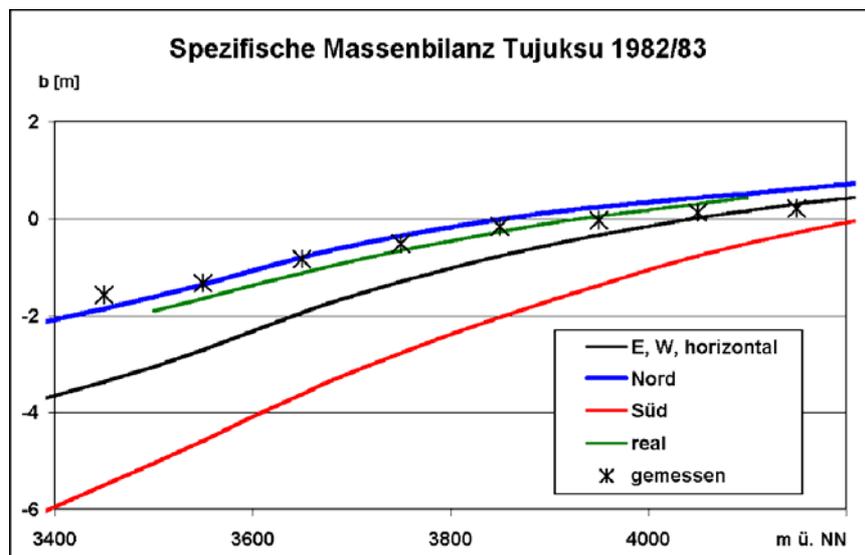


Abbildung 18: Nach Höhe und Exposition berechneter spezifischer Gletschermassenhaushalt im Vergleich zu gemessenen Werten auf dem Zentralgletscher.

Da der Zentralgletscher, auf den sich die gemessenen Werte beziehen, nahezu die gleiche Verteilung der Expositionsklassen aufweist wie das Gesamtgebiet, sollten sich die gemessenen Werte an die Kurve „real“ annähern, was sie mit befriedigender Genauigkeit auch tun.

Nach der Kalibrierung wurde das Modell auf den gesamten 40-jährigen Zeitraum angewandt. Das Streudiagramm in Abbildung 19 zeigt eine befriedigende Übereinstimmung zwischen den gemessenen und berechneten Werten für das Gesamtgebiet, also zwischen der direkten glaziologischen und der hydrologisch-meteorologischen Methode. Weil seit 1990 die Qualität aller Messungen fragwürdig ist und auch nur noch die Massenbilanz des Zentralgletscher ermittelt wird, wurden diese unsicheren Jahre hier außer Acht gelassen.

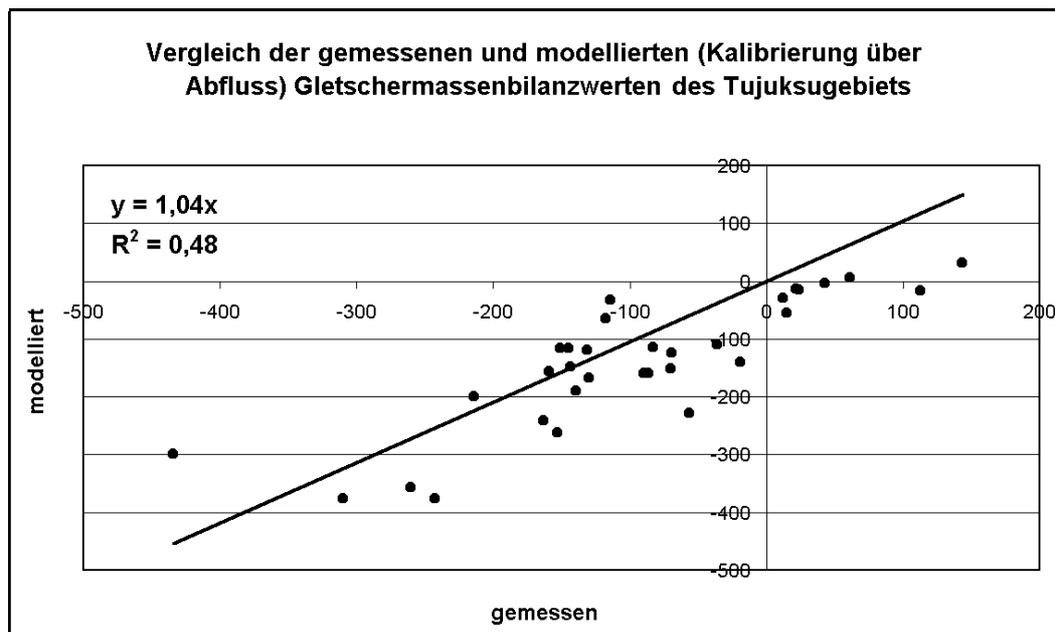


Abbildung 19: Streudiagramm der gemessenen und modellierten, spezifischen Gletschermassenbilanzen der Jahre 1958/59 bis 1989/90 für das Einzugsgebiet Touristic Camp Tujuksu.

Die Summe der berechneten Gletschermassenbilanzen weicht mit -4513 mm allerdings stark von dem gemessenen Wert (-3077 mm) ab. Verändert man die Modellparameter derart, dass die Summe der berechneten Werte (-3072 mm) mit jener der gemessenen nahezu übereinstimmt, so verringert sich auch die Streuung der Jahreswerte (Abbildung 20). Dafür wurden lediglich die für die Eisschmelze relevanten Parameter CMIN, CMAX und RMULT auf die Werte 2.1, 3.6 und 1.6 verringert (Parameter für die Kalibrierung über den Abfluss siehe Tabelle 7). Die Übereinstimmung zwischen der gemessenen und berechneten Abflussganglinie verschlechtert sich durch diesen Schritt allerdings, der Nash-Sutcliffe Koeffizient fällt von 0.81 auf 0.77 ab.

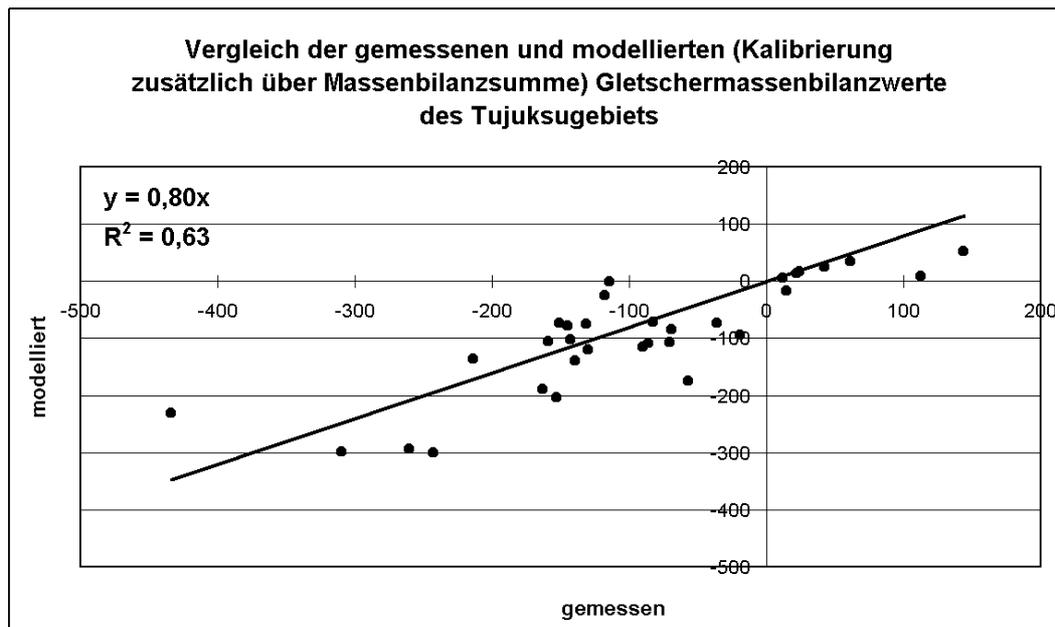


Abbildung 20: Streudiagramm der gemessenen und modellierten, spezifischen Gletschermassenbilanzen der Jahre 1958/59 bis 1989/90 für das Einzugsgebiet Touristic Camp Tujuksu nach der Kalibrierung anhand der Summe über den Gesamtzeitraum.

Vergleich der hydrologischen und glaziologischen Methode mit der geodätischen

Der für den Vergleich mit der geodätischen Methode interessante Zeitraum 1958-1998 ist bei den glaziologisch ermittelten Daten nur für den Zentralgletscher lückenlos vorhanden, für die anderen Gletscher fehlen die Jahre seit 1990 und für die Gletscher Kosmodemjanskaja, Majakowski, Ordshonikidse und Partisan zusätzlich die Jahre bis einschließlich 1963/64. Diese Daten wurden durch Massenbilanzkorrelationen dieser Gletscher mit dem Zentralgletscher abgeleitet. Der Fehler dürfte sich in Grenzen halten, da der fehlende Zeitraum im Vergleich zum Gesamtzeitraum gering ist und die Gletscher sehr einheitlich reagieren, weshalb Lücken gut rekonstruierbar sind. Durch Summierung der einzelnen Jahre ergibt sich für den Zeitraum 1958-1998 für das gesamte Gletschergebiet ein Volumendefizit von 113.5 Mio. m³ Wasseräquivalent. Bezogen auf die Gletscherfläche von 1958 ergibt das eine Gesamtablation von 13.5 m Wasser. Die Differenzbeträge für die einzelnen Gletscher sind in Tabelle 8 dargestellt.

Die beiden Karten aus den Jahren 1958 und 1998 bieten optimale Voraussetzungen, um die Volumendifferenz der Gletscher geodätisch zu ermitteln. Sie zeigen den gleichen Kartenausschnitt, besitzen denselben Maßstab und wurden mit der gleichen Methodik hergestellt. Am Lehrstuhl für Photogrammetrie und Fernerkundung der Technischen Universität München wurde das Volumendefizit aller Gletscher mit 94.4 Mio. m³ berechnet. Da die Volumendifferenzen nach Höhenstufen aufgeschlüsselt vorlagen, konnten anhand der mittleren Höhenlage der Gleichgewichtslinie das Firn- und Eisgebiet bei der Umrechnung des Volumenverlusts in ein Wasseräquivalent getrennt voneinander behandelt werden. Bei mittleren Firn- und Eisdichten von 0.62 bzw. 0.87 g/cm³ (PATERSON 1994) errechnet sich zwischen 1958 und 1998 ein Wasserverlust von 78.2 Mio. m³. Die auf diese Weise in Wasseräquivalente umgerechneten Werte für die Einzelgletscher sind in ebenfalls Tabelle 8 dargestellt. Auf die Gletscherfläche von 1958 bezogen beträgt die Gesamtablation nach der geodätischen Methode 9.3 m Wasser.

Tabelle 8: Anhand der geodätischen und der glaziologischen Methode ermittelte Volumenbilanzen der einzelnen Gletscher des Tujuksu-Gebiets.

	Volumenbilanz 1958-1998 [Mio. m ³ Wasser]	
	geodätische Methode	glaziologische Methode
Zentralgletscher	-34.8	-49.4
Iglu Tujuksu	-15.1	-24.9
Molodoshny	-20.4	-29.2
Mametova	-3.1	-5.0
Kosmodemjanskaja	-3.2	-2.6
Majakowski	-0.8	-0.5
Ordshonikidse	-0.8	-1.9
Gesamtgebiet	-78.2	-113.5

Bei den drei großen Gletschern liegen die Werte der glaziologischen Methode im Durchschnitt 50% über denen der geodätischen, die kleineren zeigen keine eindeutige Tendenz. Da die geodätische Methode durch den Vergleich des Felsumlandes gut überprüfbar ist und im Fall der Tujuksu-Karte eine sehr gute Übereinstimmung festgestellt wurde (RENTSCH, persönl. Mitt.), sollte man davon ausgehen, dass sie einen verlässlichen Wert liefert. Die Gründe für die Diskrepanz zu den Ergebnissen der glaziologischen Methode können mannigfaltig sein und sind ohne nähere Kenntnis der Mess- und Interpolationsmethoden nicht eindeutig zu klären.

Die drei Methoden wurden am Zentralgletscher zusätzlich nach Höhenstufen gegliedert miteinander verglichen. Glaziologisch ermittelte Massenbilanzdaten liegen hier für unterschiedliche Höhenbereiche allerdings nur von 1965-90, also für 26 Jahre vor. Da die Form der Massenbilanz-Höhenkurven aber recht stabil ist und sich diese von Jahr zu Jahr nahezu parallel zueinander verschieben, können die Nettobilanzwerte für einzelne Höhenstufen sehr gut aus der Gesamtbilanz abgeschätzt werden, wenn die mittlere Differenz zu den Bilanzen in den unterschiedlichen Höhen bekannt ist. Vergleicht man am Zentralgletscher die auf diese Weise ermittelten Bilanzen mit den tatsächlich gemessenen Werten, so ergibt sich eine gute Übereinstimmung (Abbildung 21).

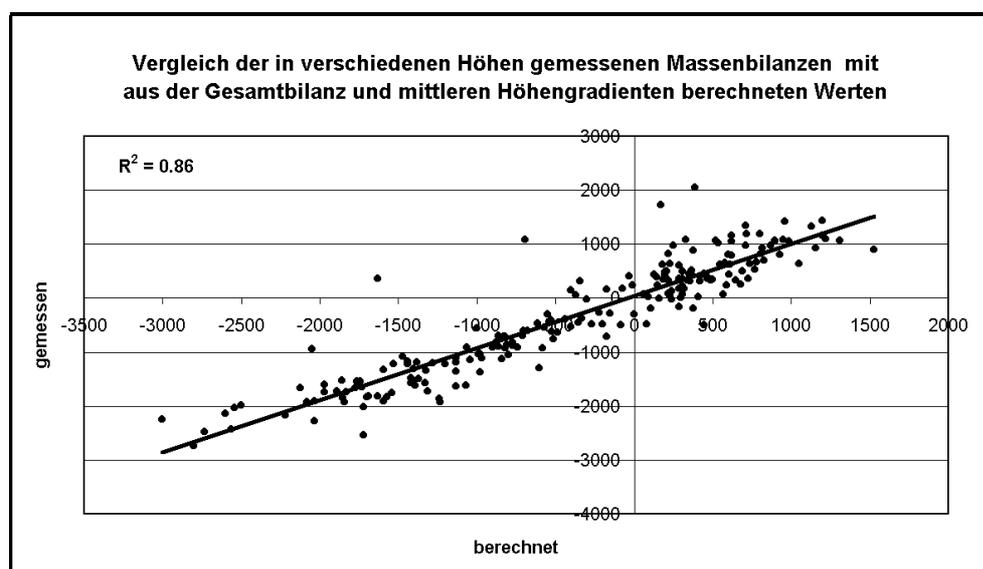


Abbildung 21: Streudiagramm der auf dem Zentralgletscher gemessenen, höhenspezifischen Massenbilanzwerte und aus der Gesamtbilanz und mittleren Höhengradienten konstruierten Werten.

Auf diese Weise wurden also die Massenbilanzwerte der unterschiedlichen Höhengürtel für die fehlenden 14 Jahre des 40jährigen Zeitraums ermittelt und den entsprechenden Werten, die sich aus den beiden anderen Methoden ergeben, gegenübergestellt (Tabelle 9).

Tabelle 9: Anhand unterschiedlicher Methoden ermittelte Massenbilanzwerte für die einzelnen Höhenstufen des Zentralgletschers über den Zeitraum von 1958 bis 1998 (m Wasser).

m ü. NN	Glaziologische Methode	HBV-ETH	Geodätische Methode	Anteil an Gesamtfläche (%)		
				1958	1998	
>4100	21.3	27.1	-0.6	5.0	7.1	Nährgebiet
4000-4100	22.0		-0.7	9.9	12.1	
3900-4000	20.9	4.9	-3.2	9.0	9.1	
3800-3900	10.9		-6.0	12.7	13.3	
3700-3800	-20.2	-21.0	-9.9	30.1	31.1	Zehrgebiet
3600-3700	-40.5		-12.4	11.0	12.0	
3500-3600	-58.1	-47.5	-22.8	13.1	11.1	
<3500	-68.8		-40.6	9.1	4.3	

Wie zu Beginn dieses Kapitels schon erwähnt, ist es nicht möglich, geodätisch ermittelte Volumenbilanzen auf einzelne Gletscherbereiche anzuwenden. Akkumulation und Ablation werden bei dieser Methode genauso wenig erfasst wie die Gletscherbewegung. Dynamische Prozesse wie kinematische Wellen oder Surges verdeutlichen, dass ein Aufwölben oder Einsinken einzelner Gletscherbereiche nicht mit einer spezifischen Nettoakkumulation oder – ablation einhergehen muss. Weiterhin sorgt die Vertikalbewegung (Submergenz und Emergenz) des Eises, die im Falle eines stationären Gletschers Akkumulation und Ablation kompensiert, dafür, dass sich die Höhe der Eisoberfläche trotz Massenzugewinnen und –verlusten in den einzelnen Teilbereichen nicht zwangsläufig verändern muss (HOINKES 1970b). Wegen dieser Submergenz und Emergenz liefert die geodätische Methode kleinere Werte als die glaziologische, so dass der Vergleich zwischen beiden zu systematischen Fehlern führen muss. Bei genauen Messungen kann allerdings aus diesem Vergleich die Geschwindigkeit der vertikalen Eisbewegung ermittelt werden. Beim hier betrachteten Zentralgletscher ergäbe sich im Nährgebiet eine durchschnittliche Submergenzgeschwindigkeit von 0.5 m/a und im Zehrgebiet eine Emergenzgeschwindigkeit von 0.6 m/a.

Wie bereits erwähnt, eignet sich die geodätische Methode dazu, die anderen Methoden zu eichen. Im Fall der glaziologischen Methode werden dazu lediglich die Jahreswerte mit einem Faktor multipliziert, der sich aus der Differenz aus aufsummiertem glaziologischem und geodätisch ermitteltem Wasserverlust ergibt. Bei der hydrologischen Modellierung müssen schmelzrelevante Parameterwerte derart verändert werden, dass die Summe der berechneten Massenbilanzen dem geodätischen Wert entspricht. Im vorliegenden Fall wurde nur der Parameter T_0 erhöht, was einer generellen Temperaturabnahme oder einem künstlichen Anheben des Einzugsgebiet auf eine größere Meereshöhe entspricht. Diese Vorgehensweise stellt eine zusätzliche Sensitivitätsanalyse der Vergletscherung gegenüber Temperaturveränderungen dar. Das Tujuksugebiet zeigte dabei ein sehr empfindliches Verhalten, Temperaturerhöhungen von 0.4°C, 0.6°C und 0.8°C zeigten eine Zunahme des Gletscherschwunds über den 40jährigen Zeitraum von 25%, 50% und 72%. Bei einer Modellkalibrierung nur über Jahreswerte kann allerdings die Form der Abflussganglinie nicht

mehr überprüft werden, so dass sich dieser Weg nur für Wasserhaushaltsstudien, nicht aber für Abflusssimulationen auf Tagesschritten eignet. In Abbildung 22 sind die unkalibrierten (bzw. im Fall der hydrologischen Methode die über die vierjährige Abflussmessreihe kalibrierten) sowie die an der geodätischen Methode kalibrierten, kumulativen Massenbilanzkurven dargestellt.

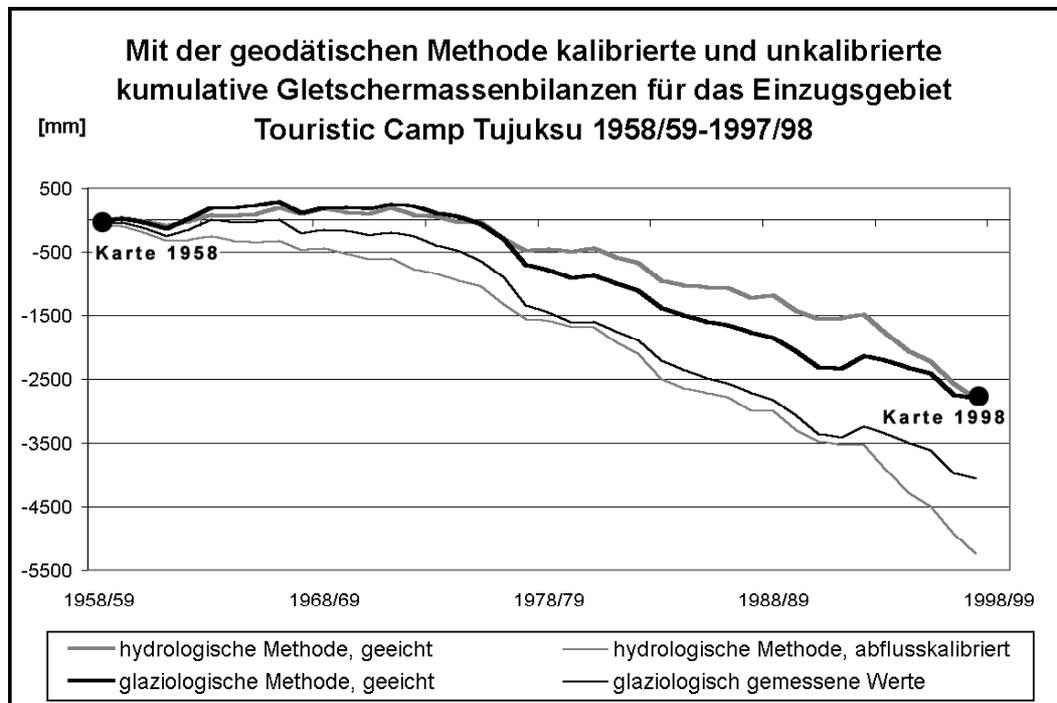


Abbildung 22: Mittels hydrologischer und glaziologischer Methode ermittelte, kumulative Massenbilanzkurven, vor und nach der Kalibrierung über die geodätische Methode.

Die beiden ungeeichten Kurven verlaufen beide zu negativ, vor allem die der über den Abfluss kalibrierten hydrologischen Methode liegt nach den 40 Jahren deutlich unter dem geodätischen Wert. Nach der Eichung stimmen die Kurven über die erste Hälfte des Zeitraums gut überein, erst mit Beginn der stärkeren Massenverluste nimmt die Kurve der glaziologischen Werte einen negativeren Verlauf, um sich in den neunziger Jahren wieder an die hydrologisch ermittelte Kurve anzunähern. Eine Parallelität zwischen den Kurven beider Methoden ist aber durchaus festzustellen. Das Problem der Datenqualität in den 90er Jahren wurde bereits angesprochen, bei diesem Vergleich konnten diese Daten jedoch nicht ausgeklammert werden, da sonst ein Vergleich mit der geodätischen Methode nicht möglich gewesen wäre. Erschwerend kommt hinzu, dass ab dem Haushaltsjahr 1992/93 die meteorologischen Eingabedaten für das Abflussmodell von einer anderen Station stammen (siehe 4.5.1), was eine zusätzliche Diskontinuität in der Datenreihe darstellt. Es kann ein deutlicher Knick in den Massenbilanzkurven beobachtet werden, der bei den hydrologisch ermittelten Kurven ein steileres Abfallen in den 90er Jahren bewirkt. Dadurch entsteht ein Auseinanderklaffen beider Kurven in den 80er und 90er Jahren, wenn man ihren Verlauf so trimmt, dass beide Ende der 90er Jahre den geodätischen Wert erreichen. Trotz dieser Diskrepanz geben die an der geodätischen Methode geeichten Massenbilanzkurven ein Band vor, innerhalb dessen sicherlich bessere jährliche Massenbilanzwerte als die Ungeeichten zu finden sind. Alle geeichten und ungeeichten Jahreswerte sind in Anhang E angeführt.

4.4.2 Abramov

Die vom Modell berechnete und auf das Einzugsgebiet bezogene Gesamtbilanz kann im Abramovgebiet nicht mit gemessenen Werten verglichen werden, da diese nur für den Abramovgletscher vorliegen, im Untersuchungsgebiet aber noch 10 weitere, kleinere Gletscher existieren.

Die spezifischen Gletschermassenbilanzen, die vom HBV-ETH-Modell für verschiedene Expositionsklassen und Höhenbereiche ermittelt werden, wurden aber, analog zum Tjuksu, mit direkt gemessenen Werten überprüft (siehe Abbildung 23).

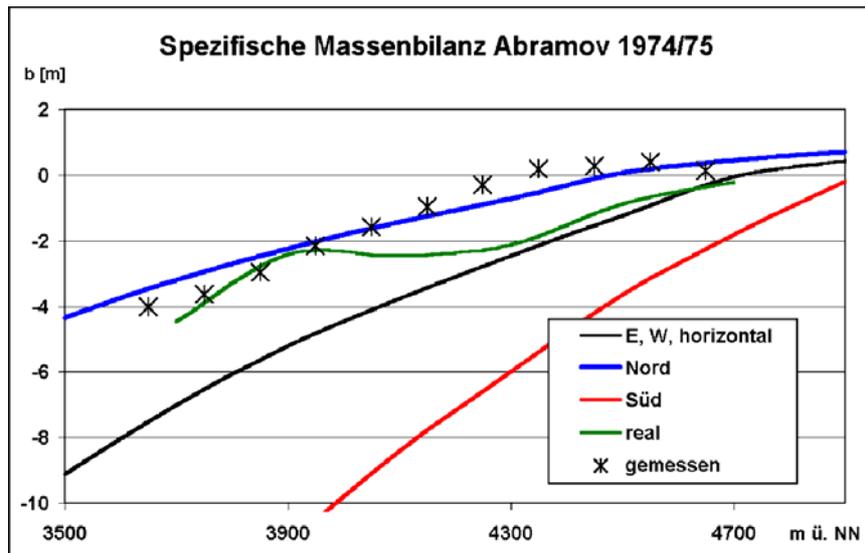


Abbildung 23: Nach Höhe und Exposition berechneter, spezifischer Gletschermassenhaushalt im Vergleich zu gemessenen Werten (KAMNYANSKY 2001) auf dem Abramovgletscher.

Da der Gletscher vorwiegend nordexponiert ist, sollten sich die gemessenen Bilanzen an die entsprechende Kurve annähern. Die Übereinstimmung ist in den Jahren am höchsten, in denen auch die Abflussmodellierung am besten ist. In allen Jahren werden die Bilanzen vom Modell, im Vergleich zur Messung, in niedrigen Höhen über- und in großen Höhen unterschätzt.

4.4.3 Glacier No. 1

Da für das Gebiet des Glaciers No.1 keine Massenbilanzwerte für einzelne Höhenstufen vorliegen, bleibt die einzige Möglichkeit zur Qualitätskontrolle der Vergleich zwischen der gemessenen und der berechneten Massenbilanz des gesamten Gletschers (Abbildung 24).

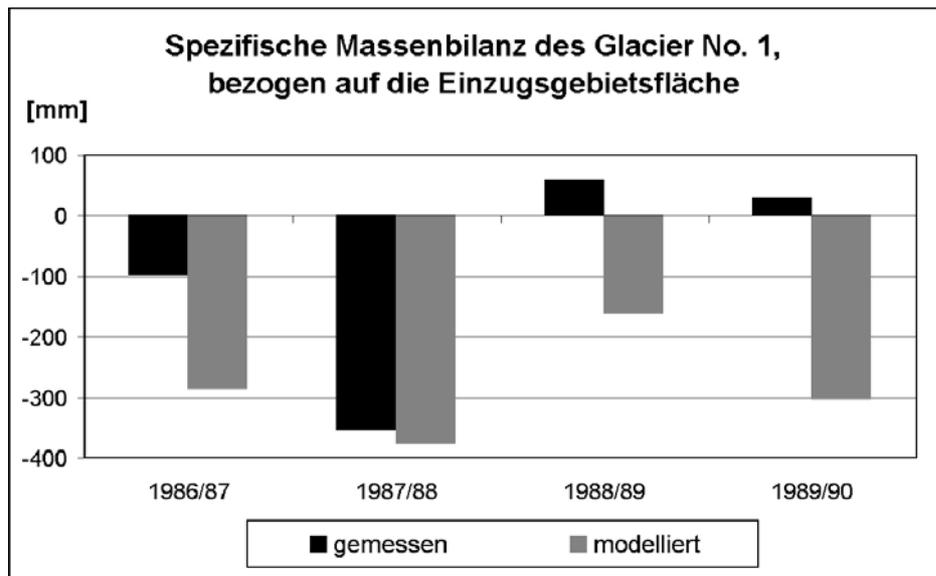


Abbildung 24: Vergleich der gemessenen (FLUCTUATIONS OF GLACIERS, Vol. VI) und modellierten Massenbilanzwerte des Glacier No.1.

In den vier Jahren zeigt sich eine starke Abweichung zwischen den gemessenen und berechneten Bilanzen, was vermutlich mit dem speziellen Massenbilanzjahreszyklus dieses Gletschers zusammenhängt. Eine der Hauptunsicherheiten des HBV-Modells bezüglich der Schneeakkumulation ist die Unterscheidung zwischen flüssigem und festem Niederschlag mittels einer Schwellentemperatur. Weil die Alpengletscher ihren Masseninput hauptsächlich im Winter erhalten und sich das Problem der Niederschlagsdifferenzierung auf die Übergangsjahreszeiten sowie auf kurze, kühle Perioden während des Sommers beschränkt, hält sich der Fehler dort in Grenzen. Beim Glacier No. 1 fällt jedoch der Zeitpunkt des größten Massenzuwachses auf die Sommermonate ("summer accumulation glacier type" n. AGETA & HIGUCHI 1984), so dass sich Fehler bei der Ermittlung der Schneegrenze stärker auswirken und sich die Berechnung der Gletschermassenbilanz unsicherer gestaltet als beim "winter accumulation glacier type".

4.5 Datenbasis und –aufbereitung

4.5.1 Tjuksu

Die Flächen-Höhen-Expositionsverteilung wurde im Tjuksugebiet aus Karten abgeleitet, das Teileinzugsgebiet Mynzhilki (20 km²) mittels der Karte im Maßstab 1:10'000 (SIMON et al. 1961), der Rest des 28 km² großen Einzugsgebiet Touristic Camp mittels sowjetischer Generalstabskarte im Maßstab 1:100'000 (Blatt K-43-35).

Die meteorologischen Daten liegen komplett von Oktober 1958 bis September 1998, allerdings von zwei verschiedenen Stationen, vor. Im Zeitraum Oktober 1969 bis Juli 1993 stammen die Daten von der Glaziologischen Station der Kasachischen Akademie der Wissenschaften auf 3434 m ü. NN. Diese Daten lagen nur auf Papier vor und mussten zunächst digitalisiert werden. Der restliche Zeitraum wurde mit Aufzeichnungen der Station Mynzhilki, die vom Kasachischen Hydrometeorologischen Dienst auf 3017 m ü. NN betrieben wird, abgedeckt.

Abflussdaten sind im Kleinen Almatinkatal sehr problematisch. Die einzige Station mit plausiblen Abflusswerten ist die Station Touristic Camp, von der allerdings nur ein Datensatz von vier hydrologischen Jahren vorliegt. Anhand dieser Abflussdaten wurde das Modell kalibriert, für die weiteren Jahre stehen dem berechneten Abfluss keine gemessenen Werte zum Vergleich gegenüber. Ein weiteres Problem liegt in der Art der Abflussmessung. Der Pegelstand wird hier nicht kontinuierlich registriert, sondern nur 2 mal täglich, um 8 Uhr morgens und 8 Uhr abends, und das Mittel dieser beiden Werte wird als Tagesmittel notiert. Da ein Gletscherbach einen starken Tagesgang aufweist und sich der Zeitpunkt des Maximums sowohl saisonal als auch mit der Entfernung der Messstelle vom Gletscher verlagert, ist es unmöglich, ein verlässliches Tagesmittel aus nur zwei Messungen an fixen Zeitpunkten zu bilden. Des weiteren können kurze, starke Niederschlagsereignisse, die schnell abflusswirksam werden und deren Durchgangszeit kürzer als der Ableseabstand ist, völlig durch das Erfassungsraster fallen.

Massenbilanzdaten aus dem Tjuksugebiet sind in FLUCTUATIONS OF GLACIERS veröffentlicht. Von 1965/66 bis 1989/90 sind alle 8 Gletscher aufgeführt; vor 1965/66 wurden nur der Zentralgletscher, der Jugendgletscher, Tjuksu Nadeln und Mametova vermessen, und seit 1990/91 gibt es nur noch Daten des Zentralgletschers. Um die gemessenen Massenbilanzwerte mit der Volumenbilanz zwischen den beiden Karten von 1958 und 1998 vergleichen zu können, wurden die Lücken in den Massenbilanzreihen durch Korrelationen mit dem Zentralgletscher geschlossen (siehe 4.4.1).

4.5.2 Abramov

Die topographischen Geländeinformationen für dieses Einzugsgebiet wurden aus einer topographischen Karte 1:25'000 (STAATLICHE GEODÄSIE DER UdSSR 1991), kleine Randbereiche zusätzlich aus Generalstabskarten 1:100'000 (Blätter J-42-12 und J-42-24), ermittelt.

Die meteorologischen Daten stammen von der Basisstation auf 3837 m ü. NN. Der komplette Datensatz von 1967 bis 1998 wurde bereits digital übermittelt, wobei die Daten ab 1988 sehr lückenhaft und qualitativ fragwürdig werden. Aus diesem Grund wurden nur die ersten 20

Jahre zur Modellierung verwendet. Abflussdaten liegen für die Station Koksü River (3590 m ü. NN) vor, auch sie weisen ab 1988 große Lücken auf. Die gesamten hydrometeorologischen Daten bis 1994 sind bei PERTZIGER (1996) veröffentlicht.

Es liegen nach Höhenzonen differenzierte Massenbilanzwerte für den Abramovgletscher vor, die komplette Datenreihe wurde in KAMNYANSKY (2001) veröffentlicht.

4.5.3 Glacier No. 1

Die Geländedaten des Einzugsgebiets wurden anhand einer Karte im Maßstab 1:25'000 (WANG & ZHANG 1983) ermittelt.

Zur Durchführung erster Probeläufe stellte Prof. Dr. Ersi Kang von der Chinesischen Akademie der Wissenschaften in Lanzhou eine 5 jährige Reihe (1986-1990) hydrometeorologischer Daten zur Verfügung. Die Abflussmessstelle befindet sich auf 3695 m ü. NN, die meteorologische Station Daxigou auf 3539 m ü. NN.

Allerdings deckten diese Datenreihen nur das Sommerhalbjahr ab, die meteorologischen Daten für die Monate Oktober bis April wurden anhand von monatlichen Höhengradienten und Mittelwerten aus Tageswerten der Station Urumchi extrapoliert. Leider gelang es trotz Bemühungen nicht, eine längere Datenreihe zur Verfügung gestellt zu bekommen, so dass für dieses Untersuchungsgebiet nur vier hydrologische Jahre bearbeitet werden konnten.

Gletschermassenbilanzwerte sind in FLUCTUATIONS OF GLACIERS veröffentlicht, leider nur für den gesamten Gletscher und nicht für einzelne Höhenintervalle.

5 Modellierungsergebnisse

5.1 Unter heutigen Bedingungen

5.1.1 Simulationsgüte

Abbildung 25 zeigt die gemessenen und berechneten Hydrographen der Testgebiete anhand von vier Beispieljahren, die kompletten Zeitreihen sind in Anhang C dargestellt.

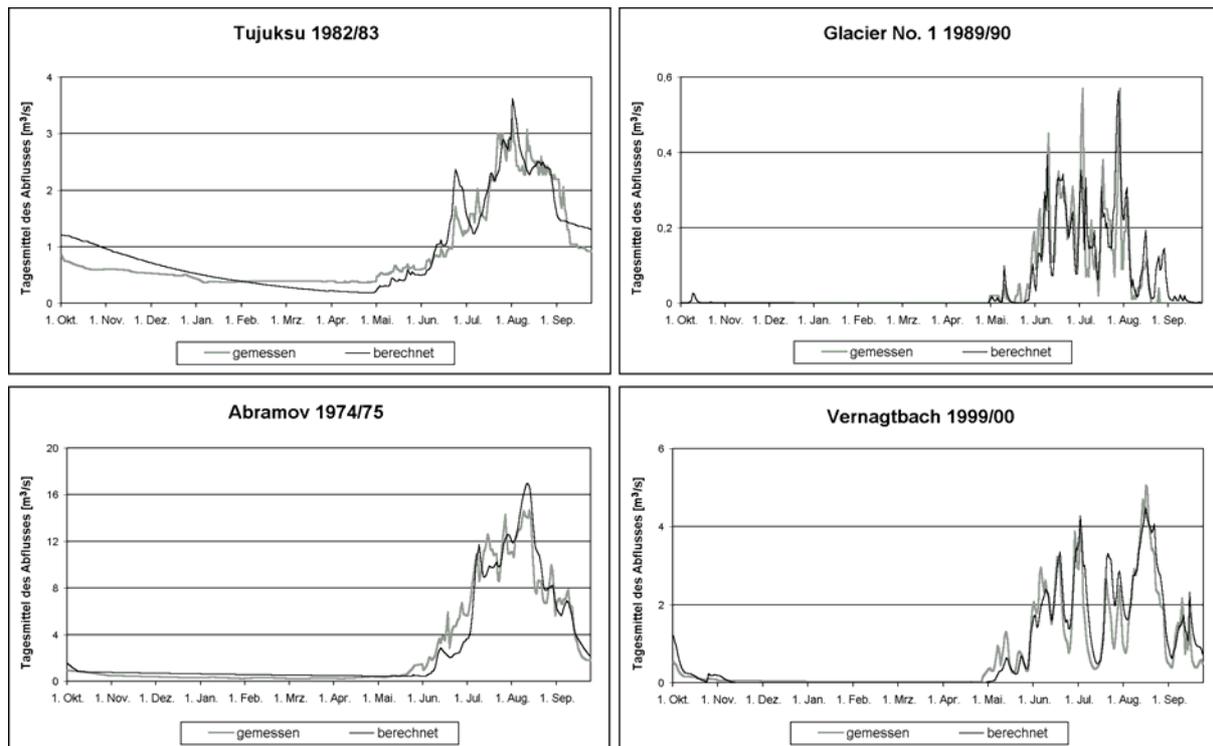


Abbildung 25: Gemessene und berechnete Tagesmittel der Abflüsse in vier Beispieljahren.

Obwohl die Ergebnisse am Glacier No. 1 optisch am besten wirken, werden die höchsten Nash-Sutcliffe-Koeffizienten im Abramovgebiet erzielt (Tabelle 10), wo auch die längste und wohl homogenste Datenbasis vorliegt. Hierbei sei bemerkt, dass der Vergleich von R^2 -Werten zwischen verschiedenen Einzugsgebieten mit Vorbehalt zu betrachten ist, weil sich die Abflussvariabilität stark auf dieses statistisches Maß auswirkt (BRAUN & RENNER 1992). Die starken Schwankungen des Abflusses könnten ein Grund für die relativ niedrigen Nash-Sutcliffe-Koeffizienten am Glacier No. 1 sein. Allerdings ist der Datensatz von nur vier hydrologischen Jahren zu kurz, um gesicherte Aussagen treffen zu können.

Tabelle 10 zeigt die mittleren akkumulierten Differenzen zwischen berechnetem und gemessenem Abfluss und die Nash-Sutcliffe-Koeffizienten als numerische Parameter für die Güte der Modellierung. Die alpinen Testgebiete wurden mit der Parameterbelegung von SCHULZ (1999) übernommen und im Falle des Vernagtbachs um die Jahre 1996/97 bis 1999/00 ergänzt. Die Werte für die einzelnen hydrologischen Jahre sind in Anhang B zu finden.

Tabelle 10: Simulationsgüte der Modellierung (Q_{diff} = akkumulierte Differenz zwischen berechnetem und gemessenem Abfluss in mm/a [Prozent des gemessenen Jahreswerts], R^2 = Nash-Sutcliffe-Koeffizient).

	Q_{diff}_{mean}	Q_{diff}_{min}	Q_{diff}_{max}	R^2_{mean}	R^2_{min}	R^2_{max}
Rofenache (1976/77-1981/82) Kalibrierungsphase	71 [5.3%]	6 [0.6%]	121 [10.0%]	0.89	0.83	0.93
Rofenache (1982/83-1995/96) Validierungsphase	143 [9.1%]	1 [0.1%]	428 [24.4%]	0.86	0.78	0.90
Vernagtbach (1974/75-1979/80) Kalibrierungsphase	45 [3.8%]	26 [2.7%]	78 [6.8%]	0.93	0.90	0.96
Vernagtbach (1980/81-1999/00) Validierungsphase	181 [9.9%]	9 [0.6%]	505 [26%]	0.88	0.81	0.96
Tujuksu (1981/82-1984/85)	65 [5.9%]	10 [0.9%]	185 [15.3%]	0.81	0.80	0.85
Glacier No. 1 (1986/87-1989/90)	115 [21.3%]	46 [11.5%]	204 [28.2%]	0.67	0.61	0.72
Abramov (1968/69-1977/78) Kalibrierungsphase	94 [5.7%]	11 [1.0%]	295 [13.7%]	0.87	0.79	0.94
Abramov (1978/79-1987/88) Validierungsphase	159 [10.1%]	2 [0.1%]	404 [25.6%]	0.84	0.73	0.94

Vergleichsstudien über konzeptionelle Abflussmodelle (RANGO 1992) haben gezeigt, dass R^2 -Werte über 0.8 für die Simulation von Tageswerten in hochalpinen Gebieten als gut einzuschätzen sind. Nach diesem Kriterium sind die obigen Ergebnisse sehr befriedigend, vor allem im Abramovgebiet, wo die Werte für die zehnjährige Validierungsphase nur unwesentlich schlechter sind als jene für die ebenso lange Kalibrierungsphase.

5.1.2 Untersuchung von Methoden zur Verbesserung der Simulationsgüte

In der Literatur findet man einige Arbeiten, in denen versucht wird, das Gradtagverfahren durch die Einbeziehung zusätzlicher meteorologischer Meßgrößen zu verbessern (MARTINEC 1989, KUSTAS & RANGO 1994, HOCK 1998, etc). Diesen Bestrebungen steht allerdings die Meinung gegenüber, dass gerade in der Einfachheit der Methode ihre größten Vorteile liegen und dass durch die Einführung neuer Parameter lediglich die Anwendbarkeit eingeschränkt, die Qualität aber durch die Erhöhung der Möglichkeiten bei der Fehlerkompensation in der Regel nicht verbessert werden kann (BERGSTRÖM 1992). Dies gilt zumindest, wenn wie bei der hier verwendeten Modellversion die Integrale über einen Tag verwendet werden, bei zeitlich höher aufgelösten Modellen kann sich die Einführung zusätzlicher Parameter, z. B. der kurzweiligen Strahlung, als sinnvoll erweisen (Hock 1998).

Weitere Versuche zur Verbesserung der Simulationsergebnisse basieren auf der Verwendung anderer Größen als das Tagesmittel der Lufttemperatur (U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS 1956, MCCALLISTER & JOHNSON 1962, BECHT et al. 1984) zur Parametrisierung der Schmelzprozesse. Die Erprobung dieser Ansätze erfolgte in den zentralasiatischen Testgebieten, in denen alle erforderlichen Daten verfügbar waren, einer wurde zusätzlich am

Vernagtferner angewandt. Die Verfahren werden im folgenden beschrieben und die erzielten Resultate diskutiert.

5.1.2.1 Äquivalenttemperatur

Untersuchungen in der bayerischen Voralpen (BECHT et al. 1984) haben gezeigt, dass die Äquivalenttemperatur, die neben der fühlbaren Wärme auch die latente Wärme des Wasserdampfes berücksichtigt, ein besserer Index für die Schmelze sein kann als die reine Lufttemperatur. Der Wasserdampfdruck der Luft entscheidet, ob über der Schneedecke Kondensation mit Energiegewinn oder Verdunstung mit Energieverlust auftreten.

Für das Abramovgebiet und den Vernagtferner lagen alle meteorologischen Größen vor, die zur Berechnung der Äquivalenttemperatur nötig sind, so dass dieser Ansatz hier erprobt werden konnte. Dafür muss zunächst die potenzielle Temperatur (θ) in K ermittelt werden. Diese Größe repräsentiert die Temperatur, welche die Luftmasse bei 1000hPa ohne Wasserdampf aufweisen würde und ist daher invariant gegenüber Höhenänderungen.

$$\theta = T_{\text{mean}} * \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.286}$$

T_{mean} : Tagesmittel der Lufttemperatur in K

p : Luftdruck in hPa

Aus dem Wasserdampfdruck der Luft (e , in hPa) und dem Luftdruck (p , in hPa) berechnet sich das Mischungsverhältnis (m):

$$m = \frac{e * 0.623}{p - e}$$

Die äquivalentpotentielle Temperatur (θ_e), ergibt sich dann aus der potenzielle Temperatur und einem Zuschlag, welcher dem Gehalt der Luft latenter Wärme in Form von Wasserdampf entspricht:

$$\theta_e = \theta * (1 + 0.61 * m)$$

5.1.2.2 Berücksichtigung der Tagesamplitude

Bei einem Tagesgang mit um den Gefrierpunkt schwankenden Lufttemperaturen findet während der Mittagszeit auch bei einem negativen Tagesmittelwert temporär Schmelze statt, die das einfache Gradtagverfahren nicht beschreibt. In solchen Fällen wird durch die Verwendung der Mitteltemperatur die Dauer, zu welcher die Temperaturen an einem Tag über 0°C liegen und Ablation auftreten kann, nicht genügend berücksichtigt. Aus diesem Grund wurde in manchen Untersuchungen mit dem Tagesmaximum der Lufttemperatur eine Qualitätsverbesserung bei der Schmelzberechnung mit dem Gradtagverfahren erreicht (U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS 1956). Dabei müssen natürlich andere Gradtagfaktoren und Schwellentemperaturen als beim Tagesmittel verwendet werden. Andere Autoren sind wiederum der Ansicht, dass bei der Verwendung des Tagesmaximums die mittäglichen Schmelzraten zu stark in die Berechnung eingehen, vor allem an Tagen, wo die

Temperaturen nur kurz den Gefrierpunkt überschreiten. Deshalb schlagen sie vor, die Indextemperatur mit Formeln wie

$$T_{\text{index}} = \frac{2T_{\text{max}} + T_{\text{min}}}{3}$$

zu berechnen (SINGH & SINGH 2001). Hier werden beide Extremwerte miteinbezogen, das Maximum aber stärker gewichtet.

ZHANG et al. (1990) haben am Glacier No. 1 ein Verfahren angewandt, das Tagesmittel der Lufttemperatur verwendet und nur dann, wenn der sinusförmige Tagesgang den Gefrierpunkt schneidet, die Indextemperatur (T_{index}) mit einer Formel nach SUGAWARA et al. (1984) berechnet:

$$T_{\text{index}} = \frac{(T + A)^2}{4 A}$$

T : gemessenes Tagesmittel der Lufttemperatur [°C]

A : Tagesamplitude der Lufttemperatur [°C]

5.1.2.3 Ergebnisse

Diese Ansätze wurden im Abramovgebiet und die Methode nach SUGAWARA et al. (1984) zusätzlich am Glacier No. 1 und am Tujuksu angewandt. Hier kann anstelle der täglichen Temperaturamplituden, wie von Zhang et al. (1990) praktiziert, auch der Mittelwert verwendet werden. Die mittleren Nash-Sutcliffe-Koeffizienten für die Kalibrierungsphase sind in Tabelle 11 den Werten, die sich bei der herkömmlichen Modellierung mit Tagesmitteln der Lufttemperatur ergaben, gegenübergestellt.

Tabelle 11: Vergleich der Nash-Sutcliffe-Koeffizienten für die Modellierung mit verschiedenen Indextemperaturen.

	Tujuksu (1981/82-1984/85)	Abramov (1968/69-1977/78)	Glacier No. 1 (1986/87-1989/90)	Vernagtbach (1996/97-1999/00)
T_{mean}	0.81	0.87	0.67	0.89
T_{max}	-	0.89	-	-
$\frac{2T_{\text{max}} + T_{\text{min}}}{3}$	-	0.88	-	-
$\frac{(T + A)^2}{4 A}$	0.83	0.88	0.76	-
$T_{\text{eq-pot}}$	-	0.71	-	0.83

Bei der Verwendung des Tagesmaximums und der Formel, die Maximum und Minimum berücksichtigt, zeigen sich nur unwesentliche numerische Unterschiede, die grafisch an den Abflussganglinien nicht zu erkennen sind. Dies wird darauf zurückgeführt, dass das Tagesmittel der Lufttemperatur als integrale Größe das Maximum und das Minimum bereits enthält und deshalb doch ein sehr guter Schmelzindikator ist. In diesem Kontext ist auch noch entscheidend, wie das Tagesmittel gebildet wurde. An der Basisstation Abramov ist es das arithmetische Mittel aus 7 Messungen und stellt daher einen recht verlässlichen Wert, der sowohl die Extrema als auch eine Gewichtung bereits beinhaltet, dar. Eine Verbesserung

der Ergebnisse wäre wohl eher in Gebieten zu erwarten, in denen der Tageswert lediglich aus dem Mittel von Maximum und Minimum gebildet wird.

Die Formel von SUGAWARA et al. (1990) bringt eine deutliche Erhöhung des mittleren Nash-Sutcliffe-Koeffizienten am Glacier No 1, während am Tujuksu und am Abramov keine nennenswerte Veränderungen feststellbar sind. Auch die anderen Kriterien der Simulationsgüte erfahren am Glacier No. 1 durchwegs eine Aufwertung (vgl. Tab. 7):

Q_{diff_mean}	Q_{diff_min}	Q_{diff_max}	R^2_{mean}	R^2_{min}	R^2_{max}
63 [13.3%]	17 [2.3%]	158 [31.6%]	0.76	0.73	0.78

Für alle weiteren Modellierungen an diesem Gletscher wurde deshalb die Indextemperatur nach SUGAWARA et al. (1984) verwendet, in den anderen Gebieten wurde weiterhin mit dem unveränderten Tagesmittel der Lufttemperatur gearbeitet.

Im Abramovgebiet und am Vernagtferner verschlechterte sich durch die Verwendung der äquivalentpotenziellen Temperatur die Simulationsgüte. Die Verwendung der Äquivalenttemperatur dürfte nur unter starken Kondensationsbedingungen, wenn der größte Teil des Wasserdampfs an der Oberfläche kondensiert, sinnvoll sein.

5.1.3 Variabilität des Abflusses

Um die Menge an glazialen Schmelzwasser und die Bedeutung der Vergletscherung für die Abflussvariabilität abzuschätzen, wurden zusätzliche Modellläufe durchgeführt, bei denen die vergletscherten Flächenanteile der Einzugsgebiete auf Null gesetzt wurden. Alle anderen Parameter blieben unverändert, so dass lediglich die Gletscher als Schmelzwasserspender wegfielen. Der Anteil von glazialen Schmelzwasser am Gesamtabfluss ist in Tabelle 15 aufgeführt und wird später diskutiert, die jährlichen Abflussmengen für die Modellläufe mit und ohne Gletscher sind in Abbildung 26 dargestellt. Da die Datenreihe am Glacier No. 1 zu kurz ist, wurde das Gebiet für diese Analyse außer Acht gelassen.

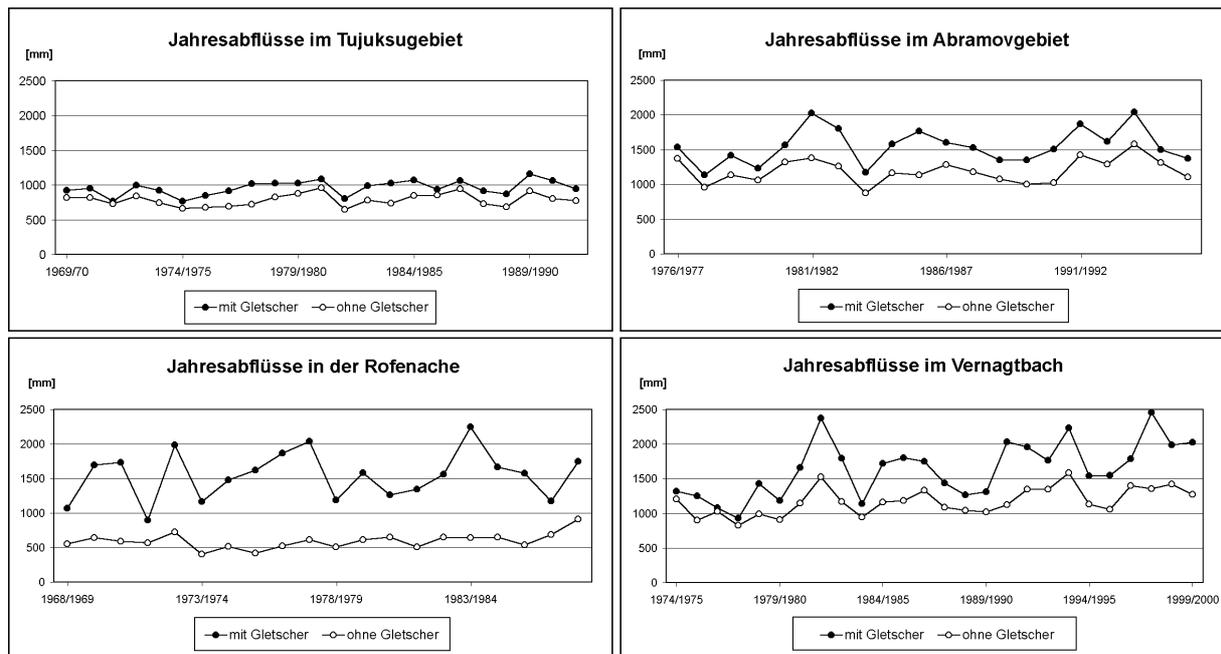


Abbildung 26: Modellierte Jahresabflüsse für heutige Klimaverhältnisse mit und ohne Gletscherbedeckung.

Ein Hauptcharakteristikum von Abflüssen in stark vergletscherten Gebieten ist der von RÖTHLISBERGER & LANG (1987) beschriebene Kompensationseffekt. In kühlen, feuchten Jahren trägt ein großer Teil des Niederschlags zur Ernährung der Gletscher bei, die dann in heißen Sommern, wenn die Niederschläge ausbleiben, durch erhöhte Schmelzraten einen Minimalabfluss sichern und daher ausgleichend auf die Wasserführung wirken. Gletscher reduzieren die Jahr-zu-Jahr-Variation des Abflusses, was aus wasserwirtschaftlicher Sicht ein wichtiger Aspekt ist. Gletscherschmelze und Niederschlag zeigen eine negative Korrelation, weil im Hochgebirge Niederschläge auch im Sommer teilweise als Schnee fallen, wodurch die Albedo der Gletscher erhöht wird. Außerdem ist während Niederschlagsereignissen die Einstrahlung und damit die Hauptenergiequelle für die Eisschmelze reduziert. In diesem Zusammenhang kann beobachtet werden, dass sich die Jahresabflüsse von vergletscherten und unvergletscherten Einzugsgebieten gegenläufig verhalten. Hohe Abflüsse werden in stark vergletscherten Gebieten in heißen Jahren erreicht, wenn die Gletscher stark ausgeapert sind und eine große Grundlast an Schmelzwasser liefern, während unvergletscherte Gebirgsregionen in niederschlagsreichen und daher kühleren Sommern die größten Abflussmengen aufweisen. Dieser konträre Verhalten kann in Abbildung 26 nicht bestätigt werden, die Kurven für die Simulationen mit und ohne Gletscherbedeckung zeigen einen weitgehend parallelen Verlauf. Hierbei ist allerdings zu bedenken, dass bei den Simulationen ein Klima angenommen wird, bei dem in den Untersuchungsgebieten heute Gletscher existieren und demnach das Verhältnis aus winterlicher Schneeakkumulation und sommerlicher Ablation relativ hoch sein muss, auch wenn in allen Gebieten aktuell ein Gletscherschwund zu verzeichnen ist. Dies bedeutet, dass das Modell eine mächtige Schneedecke aufbaut, die in hohen Lagen bis weit in den Sommer hinein erhalten bleibt und damit die Speicherfunktion der Gletscher, zumindest für den jährlichen Zyklus, teilweise übernehmen kann.

KASSER (1959) beobachtet in den Alpen einen maximalen Kompensationseffekt in Gebieten mit 30-40% Gletscherbedeckung. Für die Hauptablationsperiode finden sich minimale Jahr-

zu-Jahr-Variationen in Gebieten mit 30-60% Vergletscherung (RÖTHLISBERGER & LANG 1987). Die Abflussvariabilität der hier untersuchten Gebiete, mit und ohne Gletscher, ist in Abbildung 27 dargestellt.

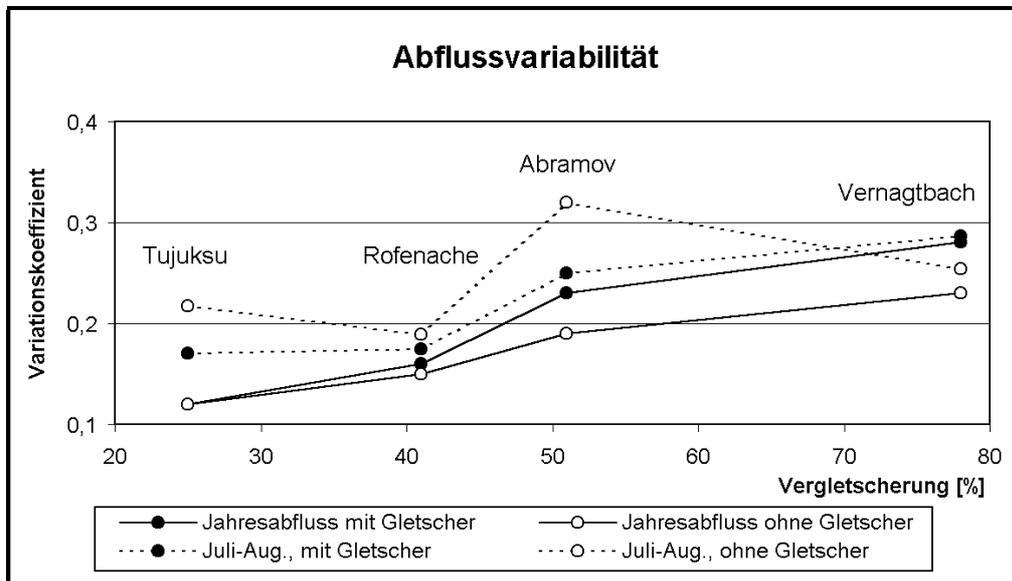


Abbildung 27: Variationskoeffizienten von Jahres- und Sommerabfluss in Beziehung zum Vergletscherungsgrad.

Die Ergebnisse stimmen gut mit den Angaben aus der Literatur überein, minimale Variationen des Jahresabflusses werden am Tujuksu (25% Vergletscherung) erreicht und die Schwankungsbreite des Sommerabflusses ist an der Rofenache (41% Vergletscherung) am geringsten. Wenn das HBV-ETH-Modell ohne Gletscher betrieben wird, sinken die CV-Werte des Jahresabflusses in allen Gebieten außer am Tujuksu, wo sie gleich bleiben. Diese Reaktion ist mit der Theorie des Kompensationseffektes nicht in Einklang zu bringen und dürfte wieder mit dem oben angesprochenen Schneedeckenspeicher zu erklären sein, der im Vergleich zu tatsächlich unvergletscherten Gebieten zu groß ist und eine ähnliche hydrologische Wirkung wie eine Gletscherbedeckung besitzt. Es gibt allerdings auch keine vernünftige Erklärung für einen zwanghaften Anstieg der Abflussvariabilität, wenn die Vergletscherung sehr niedrige Werte annimmt. Mit Gletschern wird die Abflussvariabilität von der Variation der Eisschmelze und derjenigen des Niederschlags gesteuert. Ohne Gletscher ist der Niederschlag allein der dominierende Faktor, doch es gibt keinen offensichtlichen Grund dafür, dass die Niederschlagsvariabilität allein höher sein muss als die Variabilität, die sich aus der Summe von Niederschlag und Gletscherschmelze ergibt.

Betrachtet man nur die Monate mit intensivster Ablation, dann steigt die Abflussvariation nach dem Wegfall der Gletscher in den Testgebieten Tujuksu, Rofental und Abramov an (Abbildung 27). Nur am Vernagtbach verkleinert sich bei einer Herabsetzung der Vergletscherung von 78% auf 0% der CV-Wert, der allerdings in beiden Fällen erwartungsgemäß recht hoch ist. Die Gegenüberstellung der Hauptablationphasen ist also eher mit der Kompensationstheorie zu vereinen, was wohl darauf zurückzuführen ist, dass die Schneedecke zu diesem Zeitpunkt schon relativ stark abgeschmolzen ist und weniger kompensierend wirken kann. Trägt man die Variationskoeffizienten der Abflüsse in den Monaten Juli und August gegen den Vergletscherungsgrad der Testgebiete, einschliesslich der Berechnungen ohne Gletscherbedeckung auf, so berechnet sich ein Trend, der minimale

Jahr-zu-Jahr-Variationen bei Vergletscherungsgraden zwischen 20 und 50% zeigt (Abbildung 28).

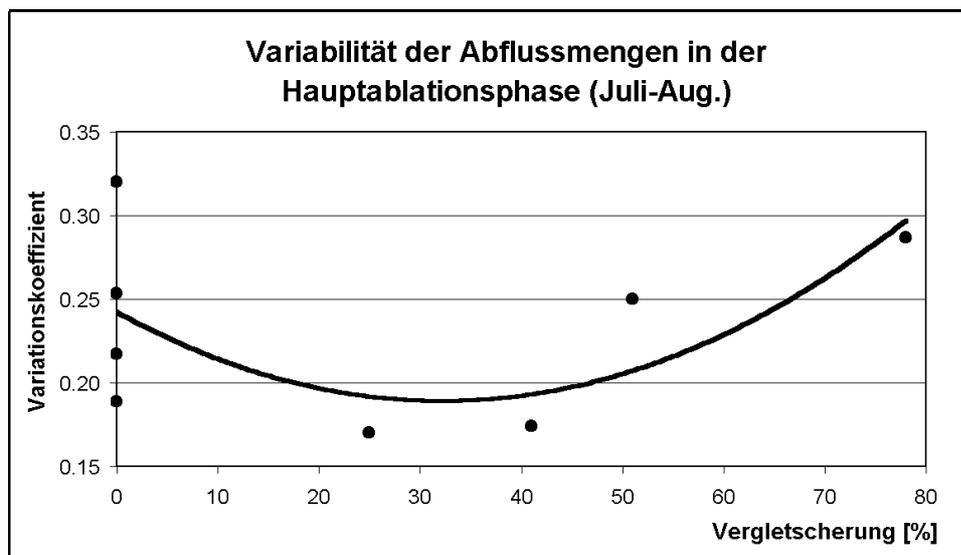


Abbildung 28: Variationskoeffizienten des modellierten Abflusses der Monate Juli und August in den Einzugsgebieten Tujuksu, Rofenache, Abramov und Vernagtbach für heutige Bedingungen und für Simulationen ohne Gletscherbedeckung. Polynomische Trendlinie zweiter Ordnung.

Auch bei der Betrachtung der Variationskoeffizienten der Abflüsse, des Niederschlags und der Gletscherschmelze verdeutlicht sich die kompensierende Wirkung der Gletscher auf den Abfluss in der Tatsache, dass die Abflussvariabilität geringer ist als die der beiden Größen, durch die sie bestimmt wird.

Tabelle 12: Jahr-zu-Jahr-Variation der Abflüsse, des Niederschlags und der Gletscherschmelze in den Monaten Juli und August.

	Tujuksu	Rofental	Abramov	Vernagtferner
Abfluss mit Gletscher	0.17	0.17	0.25	0.29
Abfluss ohne Gletscher	0.22	0.19	0.32	0.25
Niederschlag	0.35	0.31	0.56	0.29
Gletscherschmelze	0.32	0.53	0.40	0.65

5.1.4 Hydrologische Bilanz

Tabelle 13 zeigt die vom HBV-ETH-Modell berechneten Terme der Wasserhaushaltsgleichung in den einzelnen Testgebieten. Auffällig ist auch hier der hohe spezifische Abfluss am Abramov, der von der stark negativen Massenbilanz des Gletschers herrührt. Am Vernagtbach werden zwar noch höhere Abflusswerte erreicht, aber hier ist der Grad der Vergletscherung auch wesentlich höher. Die Gebietsniederschläge schwanken fast um den Faktor 3, wobei die niedrigsten erwartungsgemäß am Glacier No. 1 und die

höchsten in den Alpen auftreten. Die berechneten Wasserhaushaltskomponenten der einzelnen Jahre sind in Anhang D enthalten.

Tabelle 13: Mittlere Jahresbeträge der modellierten Wasserhaushaltskomponenten. (Q = Abfluss, P = Gebietsniederschlag [Anteil des festen Niederschlags am Jahresniederschlag in %], V = Verdunstung, B = Speicheränderung) in mm/a. Berücksichtigt sind nur die Zeiträume, für die Abflussdaten vorliegen.

	Zeitraum	Q	P [% fest]	V	B _{Gletscher}	B _{Schnee}	B _{unterirdisch}
Tujuksu	1981/82-1984/85	968	904 [64]	155	-239	6	15
Abramov	1968/69-1987/88	1544	740 [82]	180	-1030	7	39
Glacier No. 1	1986/87-1989/90	445	537 [43]	225	-145	34	23
Vernagtbach	1974/75-1999/00	1644	1518 [70]	179	-387	64	15
Rofenache	1982/83-1995/96	1362	1340 [67]	187	-258	42	1

5.2 Abflussszenarien

Eine Anwendungsmöglichkeit des HBV-ETH-Modells ist die Erstellung von Abflussszenarien für veränderte Klima- und Vergletscherungsbedingungen durch Modifikationen der Eingabedaten. Für die zentralasiatischen Einzugsgebiete wurde der meteorologische Modellinput entsprechend den Ergebnissen einer regionalen Klimamodellierung mit einem Globalem Zirkulationsmodell (GISS) verändert. Diese Klimamodellierung wurde im Rahmen der Kazakhstan Climate Change Study (KazNIIMOSK 1999) für die Tujuksu-Region und unter der Annahme einer Verdopplung des CO₂-Gehalts der Atmosphäre, der zwischen 2050 und 2075 erwartet wird, durchgeführt. Als Ergebnis liefert sie monatliche Temperatur- und Niederschlagsänderungen (Tabelle 14), über das Jahr gemittelt wird ein Anstieg der Lufttemperatur um 4.2°C und eine Veränderung des Niederschlags um den Faktor 1.17 prognostiziert, wobei sich beide Größen im Winterhalbjahr stärker verändern als im Sommer.

Tabelle 14: Monatliche Veränderung von Lufttemperatur und Niederschlagsmengen nach einer Verdopplung des CO₂-Gehalts in der Atmosphäre. Mittelwerte aus Ergebnissen des GISS-Modells für drei Stationen im Kleinen Almatinkatal und drei benachbarten Stationen nach KazNIIMOSK (1999).

	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	So.	Wi.	Jahr
ΔT (°C)	4.2	5.7	3.6	4.6	3.1	3.2	3.4	4.7	4.4	4.5	3.4	5.5	3.9	4.5	4.2
P (%)	142	129	113	125	121	116	94	81	117	120	103	147	108	127	117

Die Jahreswerte stimmen gut mit dem von GLAZIRIN & SHCHETINNIKOV (2001) für ganz Zentralasien angegebenen und ebenfalls mit dem GISS-Modell berechneten Werten von $\Delta T=4.7$ und $P(\%)=113$ überein. Da aus dieser Untersuchung aber keine Monatswerte und für die anderen Gebiete keine regionalen Klimamodellierungen bekannt sind, wurde in allen zentralasiatischen Testgebieten mit den Monatswerten aus dem Tujuksugebiet gearbeitet.

Die meteorologischen Daten wurden nicht mit einem pauschalen, monatlichen Faktor verändert, sondern es wurden einzelne heiße Tage mit zusätzlichem konvektivem Niederschlag eingeführt. Die Erstellung solcher manuell veränderter Datensätze ist zwar arbeitsintensiv, aber das Ergebnis dürfte die Witterungsbedingungen nach einer Klimaänderung realitätsnäher beschreiben als eine generelle Verschiebung aller Messwerte (ESCHER-VETTER et al. 1999). Um nicht witterungsbedingte Spezialfälle eines Einzeljahres zu diskutieren, sondern eine Bandbreite der möglichen Reaktionen aufzuzeigen, wurden jeweils zwei Bezugsjahre, mit unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen und Gletschermassenhaushalten, zugrunde gelegt. Die hydrologische Reaktion auf die Klimaänderung wurde für die heutige Gletscherausdehnung, für die halbierte Gletscherfläche und für die Situation nach völligem Abschmelzen der Gletscher simuliert.

Die Ergebnisse in den zentralasiatischen Gebieten werden mit einer Studie aus den Alpen (BayFORKLIM 1999) verglichen, in der die selbe Art von Abflussszenarien für das Rofental in Österreich erstellt wurde. Sie basieren auf vergleichbaren Klimaveränderungen, die vom MM5/MCCM-Klimamodell, ebenfalls unter der Vorgabe einer CO₂-Verdopplung, prognostiziert wurden. Um den Einfluss des Vergletscherungsgrades abschätzen zu können, wurden im Rahmen dieser Arbeit zusätzlich Szenarien für den stark vergletscherten Vernagtbach berechnet. Außerdem wurden aus oben genannten Gründen Modellläufe für ein zweites Bezugsjahr durchgeführt. Die Abflussganglinien der Szenarien für beide Bezugsjahre sind in Abbildung 29 dargestellt.

Bezugsjahr mit wenig Gletscherschmelze

Bezugsjahr mit viel Gletscherschmelze

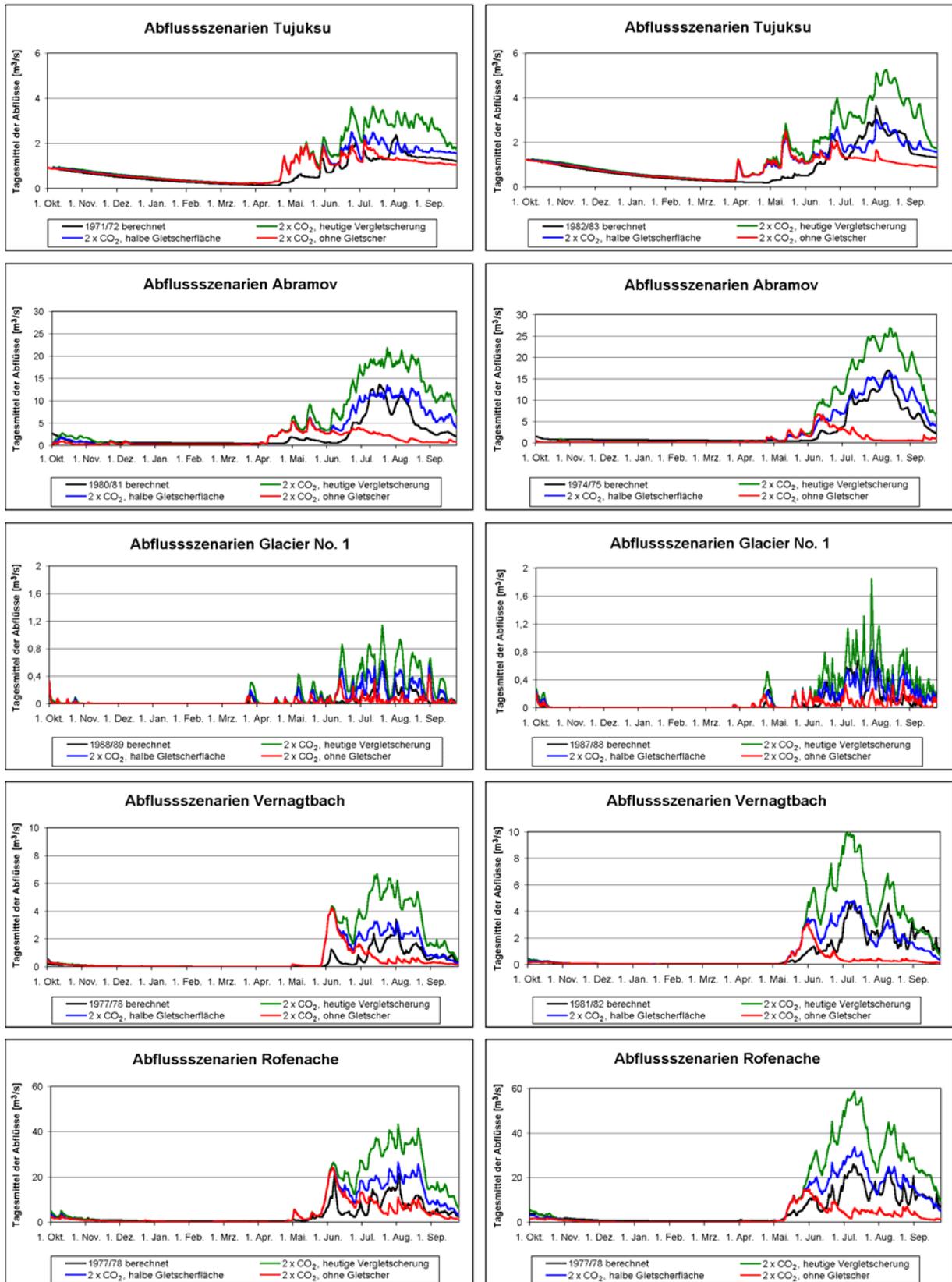


Abbildung 29: Berechnete Tagesmittel der Abflüsse im Bezugsjahr und für einen dreiphasigen Gletscherschwund nach einer Klimaerwärmung (Verdopplung des CO₂-Gehalts der Atmosphäre).

5.2.1 Allgemeine Ergebnisse der Klimaerwärmung

Die Reaktion der Abflussganglinien folgt in Zentralasien dem gleichen Schema wie in den Alpen, da der generelle Mechanismus der Wasserspeicherung auf jedem Gletscher derselbe ist.

Unter der Annahme einer heutigen Gletscherbedeckung beginnt der Abfluss durch eine intensivere Schneeschmelze früher im Jahr anzusteigen und erreicht im Sommer wegen der erhöhten Eisschmelze enorme Spitzen. Damit würde sich die Hochwassergefahr deutlich verschärfen. Dieser Situation besitzt aber eher theoretischen Charakter, da nach einer solch erheblichen Klimaerwärmung nicht mit einer heutigen Vergletscherung, sondern mit einem starken Gletscherschwund durch anhaltende Massenverluste, zu rechnen ist. Hierbei wird lediglich eine Tendenz angezeigt, für weitere, quantitative Analysen wurde dieser Fall nicht weiter berücksichtigt.

In einem zweiten Modelllauf wurde die vergletscherte Fläche halbiert, was zur Folge hat, dass nach einer Erhöhung der Abflüsse im Frühjahr die sommerlichen Spitzen auf ein ähnliches Niveau wie in den Bezugsjahren abfallen. Ein komplettes Abschmelzen der Gletscher, das in einem weiteren Schritt simuliert wurde, führt zu deutlich geringeren Abflüssen als zum heutigen Zeitpunkt. Erhöhte Abflusswerte sind nur noch während der Schneeschmelze zu erwarten, vor allem in den Sommermonaten ist mit Wasserknappheit zu rechnen. Der Abfluss wird dann nur noch von Niederschlagsereignissen und von auslaufenden Grundwasserspeichern gesteuert, was eine deutlich verringerte Wasserführung in trockenen Perioden zur Folge hat. Der Jahresgang nähert sich demnach einem nivo-pluvialen Abflussregime, wie es heute typisch für randalpine Einzugsgebiete ist, an (BRAUN et al.2000).

Das Ausmaß der Gletscherdegradation auf den Abflussgang variiert in den einzelnen Untersuchungsgebieten. Diese Unterschiede sind in Abbildung 30 und in Abbildung 31 für die beiden Stufen des Gletscherrückgangs dargestellt und werden im folgenden diskutiert.

5.2.2 Halbierung der vergletscherten Fläche

Abbildung 30 zeigt die monatlichen Veränderungen des Abflussvolumens nach der Klimaerwärmung und des Flächenschwundes um 50%, bezogen auf die beiden Referenzjahre.

Veränderungen des monatlichen Abflusses nach Halbierung der Gletscherfläche (bezogen auf den Sommerabfluss des Referenzjahres)

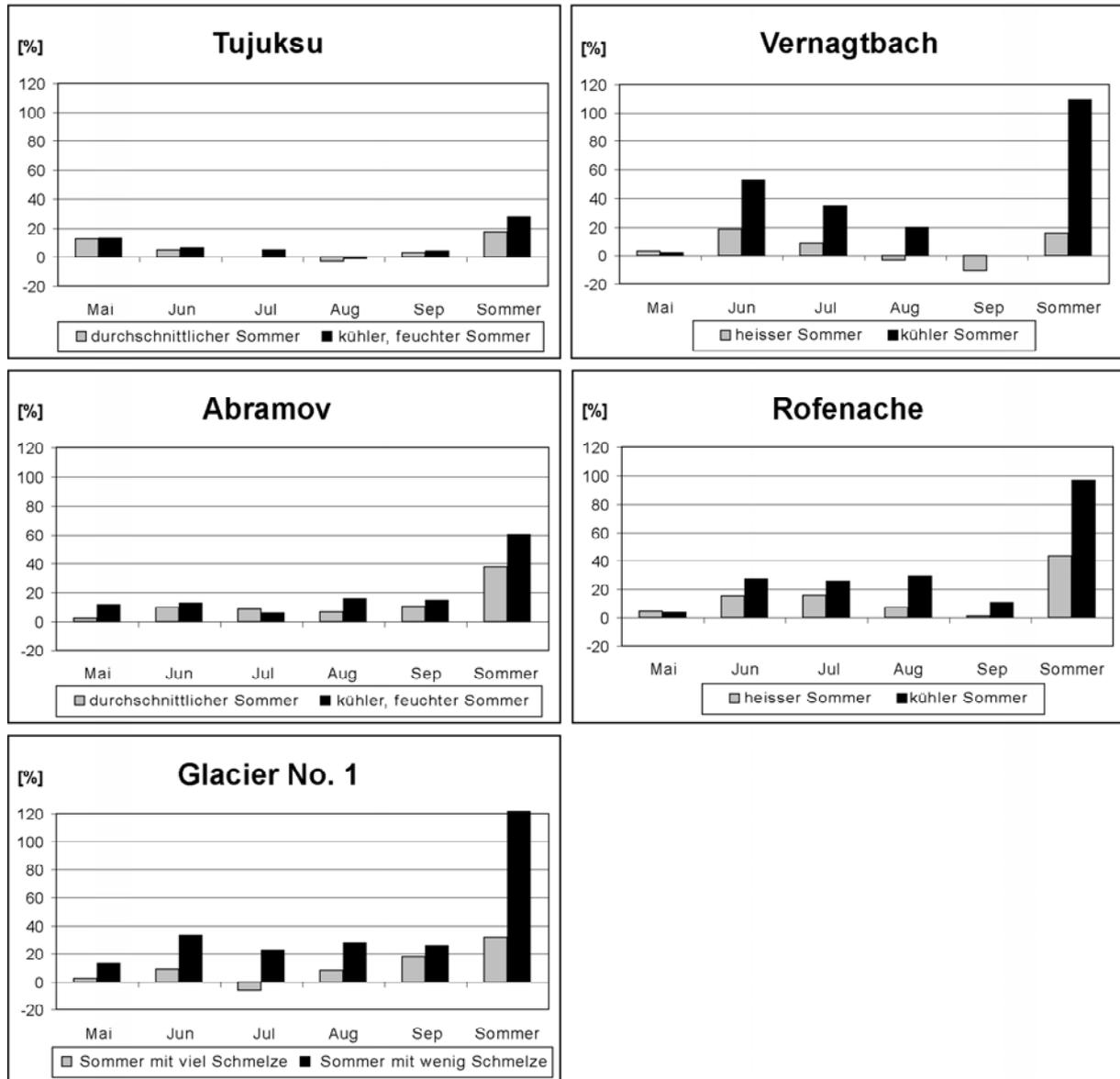


Abbildung 30: Hydrologische Auswirkungen der Klimaerwärmung (Prognose des GISS-Modells für eine Verdopplung des atmosphärischen CO₂) und einer Reduzierung der vergletscherten Fläche um 50%, bezogen auf den Sommerabfluss der beiden Referenzjahre.

In den Alpen zeigen sich große Unterschiede zwischen den beiden Modellläufen, was mit den stark unterschiedlichen Temperaturen und Schmelzraten in den beiden Bezugsjahren erklärt werden kann (Tabelle 15). Im Vergleich zum kühleren Referenzjahr steigt der Abfluss deutlich stärker an als im heißeren, wo die Gletscherschmelze schon vor der Klimaänderung hoch war. Die Unterschiede zwischen den Referenzjahren sind am Vernagtbach größer als an der Rofenache, was den höheren Vergletscherungsgrad widerspiegelt, da in beiden Fällen die gleichen meteorologischen Eingabedaten verwendet wurden. Am Vernagtbach kann im Falle des heißen Referenzsommers sogar ein Abflussrückgang im August und September beobachtet werden. Hier war die Gletscherschmelze bereits im Referenzjahr so

hoch, dass sie mit der halben Gletscherfläche auch nach der Klimaerwärmung nicht mehr erreicht werden kann. Auch am Tujuksu und am Abramov zeigt sich eine stärkere Reaktion bei den Simulationen, die sich auf das kühlere Referenzjahr beziehen, aber insgesamt sind die Veränderungen hier schwächer, vor allem am Tujuksu, wo die geringe Wasserspende nur mit dem kleinen Gletscheranteil (13%) und der hohen Grundwasserinfiltration zu erklären ist. Am Abramov kann die relativ schwache Reaktion zum einen auf das Höhenintervall zurückgeführt werden, in dem dieser Gletscher liegt (höchster Punkt: 4960 m ü. NN) und das für relativ niedrige Temperaturen in den höheren Gletscherbereichen verantwortlich ist. Die Hauptursache ist aber die extrem negative Massenbilanz. Eisschmelze trägt hier zu 56% des Jahresabflusses bei, und eine Verkleinerung der Gletscherfläche schwächt damit die wichtigste Abflussquelle, was den Anstieg der Schmelzintensität teilweise kompensiert. Am Glacier No. 1 beinhaltet die kurze Datenreihe keine Sommer, in denen die Temperaturen deutlich voneinander abweichen. Trotzdem konnten zwei Jahre mit unterschiedlichem Massenbilanzverhalten ausgewählt werden (Tabelle 15). Auf diesem Gletscher fallen 50% des Jahresniederschlags im Juli und August und die Eisschmelze wird stark von der Lufttemperatur während der Niederschlagsereignisse kontrolliert, weil der Aggregatzustand dieser Niederschläge die Albedo auf dem Gletscher beeinflusst. Es ist daher von größter Wichtigkeit für die Eisschmelze, ob Niederschläge mehr an kühleren oder wärmeren Tagen stattfinden. Unter diesen Bedingungen kann sich die Gletschermassenbilanz in Jahren mit ähnlichen meteorologischen Durchschnittswerten deutlich voneinander unterscheiden. Das Einzugsgebiet zeigt eine starke Reaktion für das Bezugsjahr mit geringer Eisschmelze.

5.2.3 Komplettes Abschmelzen der Gletscher

Die qualitativen Veränderungen der monatlichen Abflüsse sind sich in allen Untersuchungsgebieten sehr ähnlich, allerdings gibt es quantitative Unterschiede (Abbildung 31). Deutliche Veränderungen beginnen im Mai oder Juni, wo in allen Einzugsgebieten ein Anstieg des Abflusses als Folge einer intensiveren Schneeschmelze berechnet wird. In der Hauptablationsphase führt das Fehlen der Gletscher dann zu einem merklichem Rückgang der Abflussspende. Im Gegensatz zu den oben beschriebenen Szenarien für eine Halbierung der Gletscherfläche wird nach dem kompletten Abschmelzen der stärkere Effekt für die heißeren Referenzjahre mit intensiverer Eisschmelze erzielt. In den beiden Einzugsgebieten in den Alpen besteht wegen der großen meteorologischen Unterschiede wieder die größte Diskrepanz zwischen den beiden Bezugsjahren. Die Abflusswerte gehen von Juli bis September in allen Fällen zurück, wobei für die kühleren Referenzjahre dieser Effekt durch die erhöhte Schneeschmelze im Frühjahr teilweise kompensiert wird. Für die Rofenache ergibt sich sogar ein höherer Sommerabfluss für das Szenario als für das kühlere Bezugsjahr. Der gleiche Effekt kann am Tujuksu und am Glacier No. 1 beobachtet werden. Am Abramov zeigt sich für beide Bezugsjahre ein starkes Abflussdefizit in den Monaten Juli und August, weil die Gletscherschmelze in diesem Einzugsgebiet generell sehr hoch und Massenbilanzwerte stark negativ sind.

Veränderungen des monatlichen Abflusses nach Abschmelzen der Gletscher (bezogen auf den Sommerabfluss des Referenzjahres)

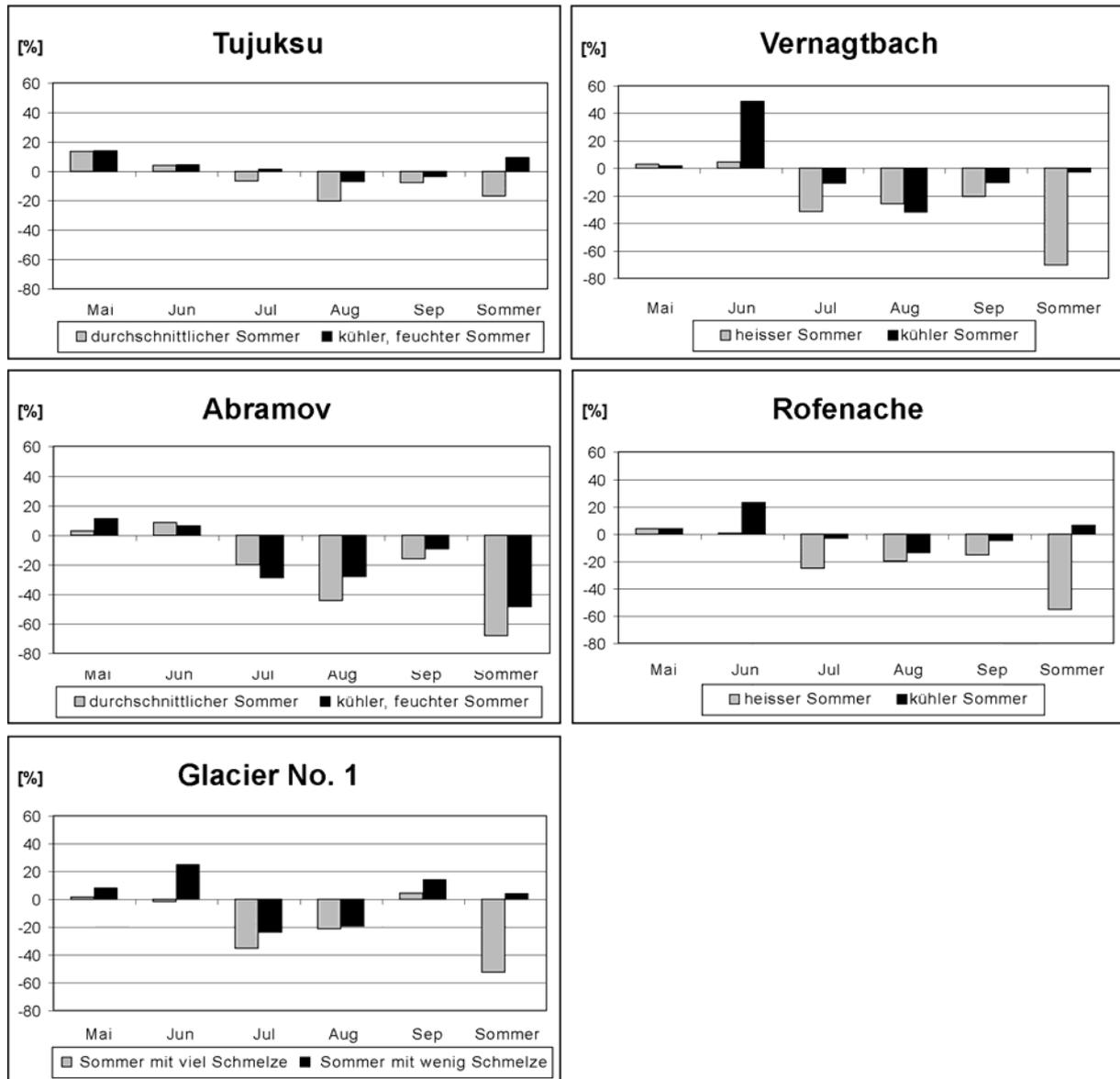


Abbildung 31: Hydrologische Auswirkungen der Klimaerwärmung (Prognose des GISS-Modells für eine Verdopplung des atmosphärischen CO₂) und eines völligen Abschmelzens der Gletscher, bezogen auf den Sommerabfluss der beiden Referenzjahre.

Die Stärke des hydrologischen Effekts des Gletscherschwundes wird hauptsächlich vom Anteil der Gletscherschmelze am Gesamtabfluss des Bezugsjahres kontrolliert und dieser wird wiederum maßgeblich vom Vergletscherungsgrad und von Witterungsbedingungen, vor allem der Lufttemperatur und dem Niederschlag in den Sommermonaten, beeinflusst. Tabelle 15 zeigt das Ausmaß der sommerlichen Wasserverknappung in den Untersuchungsgebieten, den Anteil der Gletscherschmelze am Abfluss sowie die Faktoren, die diesen steuern.

Tabelle 15: Hydrometeorologische Bedingungen der Referenzjahre und Abflussveränderung in der Hauptablationsphase nach einer Klimaerwärmung und dem kompletten Abschmelzen der Gletscher.

Einzugsgebiet (Vergletscherung)	Jahr	Witterungsverhältnisse (Jul-Aug)		Anteil der Gletscherschmelze am Gesamt- abfluss [%] (langjähr. Mittel)	Gletschermassenbilanz [mm] (bezogen auf das EZG)	Abflussveränderung (Jul-Aug) [%] (bez. auf Sommer- abfluss)	Abflusskoeffizient (langjähr. Mittel)
		Temperatur auf mittlerer Gletscher- höhe [°C] (langjähr. Mittel)	Nieder- schlag [mm] (langjähr. Mittel)				
Tujuksu 28.0 km ² (26%)	1982	2.8 (3.6)	251 (244)	18 (21)	-242	-43 (-26)	1.00 (1.02)
	1972	1.2 (3.6)	315 (244)	5 (21)	1	-10 (-5)	0.75 (1.02)
Abramov 55.5 km ² (51%)	1975	4.2 (4.2)	79 (70)	65 (56)	-1027	-86 (-64)	2.35 (1.94)
	1981	2.4 (4.2)	129 (70)	49 (56)	-598	-75 (-57)	1.48 (1.94)
Glacier No. 1 3.3 km ² (55%)	1989	1.5 (1.8)	189 (185)	22 (34)	-7	-59 (-50)	0.58 (0.81)
	1988	2.0 (1.8)	250 (185)	45 (34)	-234	-70 (-57)	0.93 (0.81)
Vernagtbach 11.7 km ² (76%)	1978	-0.1 (3.2)	181 (185)	11 (29)	238	-57 (-43)	0.64 (1.09)
	1982	4.4 (3.2)	215 (185)	35 (29)	-1139	-90 (-57)	1.65 (1.09)
Rofenache 98.2 km ² (41%)	1978	-0.1 (3.2)	181 (185)	16 (23)	-58	-25 (-16)	0.96 (1.16)
	1982	4.4 (3.2)	215 (185)	32 (23)	-679	-74 (-45)	1.61 (1.16)

Die stärksten Abflusseinbußen treten am Vernagtbach und am Abramov auf, wobei am Abramov das Defizit bereits in einem meteorologischen Durchschnittsjahr die gleiche Größenordnung erreicht wie am Vernagtbach in einem heißen Jahr. Deshalb, und im Hinblick auf die deutlich geringere Vergletscherung, ist das dramatischste sommerliche Wasserdefizit am Abramov zu verzeichnen. Die Gletschermassenbilanz ist hier extrem negativ und die Aufzehrung der Eisressourcen eine Hauptquelle des Abflusses, der doppelt so hoch ist wie der Gebietsniederschlag. Der hydrologische Effekt ist auch am Glacier No. 1 sehr stark, sogar für ein Bezugsjahr mit ausgeglichener Massenbilanz. Das Testgebiet ist wegen seiner geringen Größe möglicherweise schlecht mit den anderen zu vergleichen. Das Modell liefert hier die besten Ergebnisse, wenn kein Grundwasserspeicher angenommen wird. Ohne Gletscher entsteht Abfluss dann nur nach Regenfällen und fällt kurz danach wieder auf Null ab. Am Tujuksu kann die geringe Reaktion mit der relativ geringen Vergletscherung und mit der Tatsache, dass wegen des schlechten Datensatzes zwei relativ kühle Bezugsjahre ausgewählt werden mussten, erklärt werden. Außerdem zeigt hier der mächtige Grundwasserspeicher, der sich während der Schneeschmelze füllt und über die Sommermonate ausläuft, eine deutliche Pufferwirkung.

6 Zusammenfassung

Die Anwendung des konzeptionellen HBV-ETH-Modells in den Untersuchungsgebieten Tujuksu, Abramov und Glacier No. 1 hat gezeigt, dass das Modell bei ausreichender Qualität der Eingabedaten dazu geeignet ist, die Wasserhaushaltsgrößen Gebietsniederschlag, Gletschermassenbilanz und Abfluss im kontinentalen Klima Zentralasiens zu berechnen. Dies zeigt sowohl die befriedigende Übereinstimmung der gemessenen und simulierten Abflussganglinien als auch die Überprüfung durch die Gletschermassenbilanzen. Damit konnte das Gradtagverfahren zur Berechnung von Schnee- und Eisschmelze erfolgreich unter diesen Klimabedingungen angewandt werden. In Hochgebirgsregionen Zentralasiens ist die Schmelzenergie noch mehr strahlungsdominiert als in den Alpen und daher in hohem Maße mit der Lufttemperatur korreliert (OHMURA 2001). Außerdem fördert die geringe Luftfeuchtigkeit das häufige Auftreten von Verdunstungsbedingungen und damit die Bildung von hellen Eisoberflächen. Die konstant hohe Albedo des Eises führt zu stabilen Gradtagfaktoren, was der Anwendbarkeit der Temperaturindexmethode zugute kommt. Versuche, die Qualität der Modellierung durch die Verwendung anderer Indextemperaturen als dem Tagesmittel zu verwenden, erbrachten nur in einem Fall und nur in einem Testgebiet einen nennenswerten Erfolg. Dies weist zusätzlich auf die Robustheit des einfachen Gradtagverfahrens mit dem Tagesmittel der Lufttemperatur als integralen Informationsträger für thermodynamische Prozesse hin.

Der Vergleich der verschiedenen Methoden zur Massenbilanzbestimmung im Tujuksugebiet zeigt eine inakzeptable Abweichungen der direkt glaziologisch ermittelten Werte von der photogrammetrisch bestimmten Volumenbilanz und stellt sie damit für die Kalibrierung des Modells in Frage. Da aber auch die Abflussmessung mit Fehlern behaftet ist und im Falle des Tujuksugebiets die modellierten Massenbilanzen nach einer Kalibrierung über den Abfluss noch stärker vom geodätisch ermittelten Volumenverlust abweichen, bleibt nur der Schluss, dass bei mehreren Überprüfungs- und Kalibrierungsmöglichkeiten alle genutzt werden sollten und bei Diskrepanzen ein Kompromiss gefunden werden muss, der sich an der Qualität der unterschiedlichen Messungen orientieren sollte. Daher scheint es wichtig, möglichst detaillierte und objektive Angaben über die Messmethoden und –genauigkeiten in Erfahrung zu bringen.

Modellläufe unter heutigen Bedingungen, aber ohne Gletscherbedeckung zeigen eine Abnahme der Jahr-zu-Jahr Variation im Falle des Jahresabflusses und einen Anstieg derselben, wenn nur die Hauptablationsperiode betrachtet wird. Die Kompensationstheorie des Gletscherabflusses (RÖTHLISBERGER und LANG 1987), die auf dem gegenläufigen Abflussverhalten vergletscherter und unvergletscherter Einzugsgebiete beruht, kann nur für die Sommermonate bestätigt werden, beim Jahresabfluss kommt der Schneedecke eine zu große hydrologische Bedeutung zu. Im Vergleich zu unvergletscherten, niedrigeren Gebieten wird bei dieser Art von Kein-Gletscher-Szenarien ein mächtiger Schneedeckenspeicher aufgebaut, der bis weit in das Jahr hinein erhalten bleibt und eine ähnlich ausgleichende Wirkung auf den Abfluss besitzt wie eine moderate Gletscherbedeckung.

Mit dem Abflussmodell erstellte Szenarien für veränderte Klima- und Vergletscherungsbedingungen zeigen in Zentralasien ein ähnliches Muster wie in den Alpen, wo auf aktuelle Forschungsergebnisse, die um eigene Modellläufe ergänzt wurden, zurückgegriffen werden konnte. Im Frühjahr erhöhen sich die Abflussmengen, unabhängig von Gletschern, durch die intensivere Schneeschmelze, was die Überschwemmungshäufigkeit erhöht. Werden dann im

Sommer in einer ersten Phase der Klimaerwärmung große Eisreserven dem Abfluss zugeführt, steigt die Disposition für Hochwässer ebenfalls. Dafür ist nicht nur die erhöhte Grundlast von Schmelzwasser durch die intensive Ausaperung verantwortlich, sondern auch die Verkleinerung der Schnee- und Firnspeicher. Durch den Anstieg der Nullgradgrenze fällt im Sommer Niederschlag in hohen Bereichen immer häufiger in flüssiger Form, was das Puffervermögen der Kopfeinzugsgebiete erheblich vermindert (BRAUN & WEBER 2002). Nach anhaltenden negativen Massenbilanzen verkleinert sich die vergletscherte Fläche ständig und der Schmelzwasseranfall ist trotz steigender Ablationsraten rückläufig. In einer zweiten Phase gewinnt diese Tendenz dann die Oberhand und es kommt zu einem Rückgang der sommerlichen Abflussspenden. Während im Frühjahr noch immer eine erhöhte Hochwassergefahr besteht, herrscht in den Sommermonaten ein Abflussdefizit. Es kommt also zu einer ungünstigen jahreszeitlichen Umverteilung, da der Bedarf an Wasser im Sommer am höchsten ist.

Die Untersuchung zeigt einen ähnlichen Zusammenhang zwischen Gletscherschwund und Abflussspende in den unterschiedlich kontinentalen Gebirgen und quantitative Abweichungen zwischen den Untersuchungsgebieten ergeben sich hauptsächlich durch Unterschiede im Vergletscherungsgrad, in lokalen Witterungsabläufen und im Massenbilanzverhalten während der Bezugsperioden. Diese Faktoren müssen unbedingt berücksichtigt werden, wenn die Reaktion eines vergletscherten Einzugsgebiets auf eine Klimaänderung abgeschätzt werden soll. Vor allem lokale Zirkulationsmuster und ihre Veränderung sind dominierende Faktoren, sie bestimmen die Auswirkungen von Klimaschwankungen auf den Wasserhaushalt kleiner Einzugsgebiete in einem höheren Maß als überregionale und schwer zu quantifizierende Klimaparameter wie Kontinentalität. Deswegen sind generelle Aussagen über hydrologische Unterschiede zwischen Gebirgen in verschiedenen Klimazonen mit Vorsicht zu betrachten.

7 Schlussfolgerung und Ausblick

Schreitet die Klimaerwärmung in den nächsten Jahrzehnten mit der gleichen Geschwindigkeit wie im vergangenen Jahrhundert voran, dann wird der Gletscherschwund weitreichende hydrologische Auswirkungen für die Hochgebirge und ihre Vorländer haben. In den Grundzügen gleichen sich die Veränderungen in den untersuchten Regionen in Zentralasien und in den Alpen und bestehen im wesentlichen aus einer zunächst erhöhten Abflussspende und Hochwasserdisposition, bei stärkerer Degradation der Gletscher kommt es zu einer Verknappung der Abflüsse in den Sommermonaten. Unabhängig vom Gletscherschwund bewirkt die Klimaerwärmung eine Verstärkung der Schneeschmelze im Frühjahr. Die Hochwassergefahr in der ersten Phase beschränkt sich mehr auf die Gebirgsräume selbst, wo das Wasser wegen der hohen Reliefenergie schnell und konzentriert abfließen kann und auf enge Fließwege begrenzt ist. Hier kommt im Vergleich zum Tiefland zur Überflutungsgefahr noch das Risiko von Murgängen, Schlammströmen und anderen Massenbewegungen hinzu, was durch die zusätzliche Bereitstellung von beweglichem Lockermaterial durch das Eisfreiwerden der Gletschervorfelder und dem Auftauen des Permafrostes gefördert wird. Die Entstehung von Moränenstauseen vor den zurückweichenden Gletscherfronten stellt eine weitere Bedrohung für die Gebirgstäler dar. Diese Erhöhung des Gefahrenpotenzials erfordert die Errichtung von Schutzverbauungen, von Dämmen und Mursperren bis hin zu Speicherseen zum Auffangen von Hochwasserwellen. Bei der Dimensionierung solcher Bauten könnten mit dem HBV-ETH-Modell erstellte Abflussszenarien wichtige Entscheidungshilfen darstellen. Allerdings wird die Umsetzung solcher Vorhaben vor allem für die zentralasiatischen Regionen eine finanzielle Herausforderung bedeuten, die sie ohne fremde Hilfe kaum bewerkstelligen können. Aufwendige Schutzmaßnahmen werden sich hier auf Gebiete beschränken, wo größere Siedlungen bedroht sind. Die Verminderung der sommerlichen Abflussmengen, die in einer zweiten Phase zu erwarten ist, hat eine größere Fernwirkung auf das Gebirgsumland, wobei hier eindeutige Unterschiede zwischen Mitteleuropa und Zentralasien zu erwarten sind. Je größer die hydrologische Diskrepanz zwischen Gebirgen und ihren Vorländern ist, desto mehr sind diese auf den Gebirgsabfluss angewiesen und desto bedeutender sind Veränderungen von hydrologischen Prozessen in den Gebirgen. Für die hier betrachteten Untersuchungsgebiete bedeutet das, dass die Abflussdefizite in den Sommermonaten nach dem Verschwinden der Gletscher im Fall der Alpen spätestens am Gebirgsrand, wo hohe Sommerniederschläge einen Minimalabfluss während der Vegetationsperiode garantieren, einen Teil ihrer Brisanz verlieren. Die trockenen Vorländer Zentralasiens dagegen sind in viel höherem Maß auf die Gletscherschmelzwasser angewiesen und werden einer ernsthaften Wasserknappheit begegnen, wenn sich der Gletscherschwund mit ähnlicher Geschwindigkeit wie heute fortsetzt. Landwirtschaft ist hier in weiten Bereichen nur mit Bewässerung möglich, und wenn das heute schon knappe Wasserangebot noch weiter schrumpft, wird sich die Lebenssituation für Millionen von Menschen dramatisch zum Negativen verändern. Eine Häufung von ökologischen Katastrophen wie die Verlandung des Aralsees sind die logische Konsequenz. Entgegenwirken kann man dieser Entwicklung ebenfalls nur mit größerem Aufwand, zum Beispiel mit der Errichtung von Speicherseen. Diese könnten die Frühjahrshochwässer auffangen und in der sommerlichen Trockenzeit gezielt abgeben. Problematisch ist für die ökonomisch schwachen Länder Zentralasiens auch hier wieder die Umsetzung, die flächendeckend nicht möglich und allenfalls für große

Landwirtschaftsgebiete wie das Ferganatal denkbar ist. Dies hätte zwangsläufig eine Bevölkerungskonzentration auf wenige Gunststandorte, mit allen negativen sozialen und wirtschaftlichen Erscheinungen, zur Folge. Zu Bedenken wären bei solchen Projekten auch die großen Verdunstungsverluste, die sich aufgrund hoher Sommertemperaturen und geringer Luftfeuchtigkeit ergeben und über Wasseroberflächen der potenziellen Verdunstung entsprechen.

Um abschließend auf den Titel dieser Arbeit zurückzukommen, muss betont werden, dass sich die Ergebnisse nur auf Untersuchungen in wenigen Beispielgebieten beziehen. In Zentralasien existieren Gebirgsregionen, die sich klimatisch und orographisch wesentlich von den hier bearbeiteten unterscheiden. Für einen umfassenden Vergleich zwischen den Alpen und Zentralasien im Sinne einer vergleichenden Hochgebirgsforschung besteht noch erheblicher Forschungsbedarf. Besonders in der Gebirgsregion des Pamir scheint eine Ausweitung glazialhydrologischer Untersuchungen lohnenswert. Hier wäre es durchaus denkbar, dass sich wegen der noch stärkeren Kontinentalität und der größeren Höhe andere Zusammenhänge in der Prozesskette Klima – Gletscher – Abfluss ergeben. Aber auch in den Alpen konnten mit den bisherigen Modellierungen nur Aussagen für die östlichen Zentralalpen getroffen werden. Abflussszenarien, die den Verlauf der Witterung berücksichtigen und auf regionalen Klimaprognosen basieren, wären z. B. in den Westalpen dringend von Nöten, um auch im Alpenraum eine Bandbreite hydrologischer Reaktionen abschätzen zu können. Allerdings wurde im Rahmen dieser Arbeit durchaus ein Anfang gemacht, indem gezeigt werden konnte, dass sich das HBV-ETH-Modell als Werkzeug für solche Untersuchungen in beiden Klimaregion eignet.

8 Literatur- und Quellenverzeichnis

Aellen, M. (1995): Jährlich erfasste Gletscherveränderungen in den Schweizer Alpen. Jubiläums-Symposium der Schweizerischen Gletscherkommission. Publikationen der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften 6, 123-146.

Ageta, Y. & Higuchi, K. (1984): Estimation of mass balance components of a summer-accumulation type glacier in the Nepal Himalaya. *Geografiska Annaler* 66 A 3, 249-255.

Aizen, V. B. & Aizen, E. M. (1994): Features of regime and mass exchange of some glaciers on central Asia periphery. *Bulletin of Glacier Research* 12, 9-14.

Aizen, V. B., Aizen, E. M & Melack, J. M. (1995): Climate, snow cover, glaciers, and runoff in the Tien Shan, Central Asia. *Water Resources Bulletin* 31/6, 1113-1129.

Aizen, V. B., Aizen, E. M & Melack, J. M. (1996): Precipitation, melt and runoff in the northern Tien Shan. *Journal of Hydrology* 186, 229-251.

Baume, O. (2002): Spätpleistozäne bis holozäne Gletscherschwankungen ausgewählter Gebiete im Kaukasus, Tienschan und Altai. Ein Beitrag zur vergleichenden Hochgebirgsforschung. *Münchner Geographische Abhandlungen* A52, 45-79.

Baumgartner, M.F.; Spreafico, M. & Weiss, H. W. (1999): Operational snowmelt runoff forecasting in the Central Asian mountains. *IAHS Publ. No. 267*, 66-71.

BayFORKLIM (1999): Klimaänderungen in Bayern und ihre Auswirkungen. Abschlussbericht des Bayerischen Klimaverbundes.

Becht, M.; Kopp, M. & Wilhelm, F. (1984): Die zeitliche und räumliche Differenzierung der Schneedecke auf einzelnen Testflächen in einem randalpinen Niederschlagsgebiet im Spätwinter und während der Frühjahrsablation. *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München* 69, 95-127.

Bergström, S. (1976): Development and Application of a Conceptual Runoff Model for Scandinavian Catchments. Department of Water Resources Engineering, University of Lund, *Bulletin A/52*, 134 S.

Bergström, S. (1992): The HBV-Model - its structure and applications. SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute) Reports Hydrology No. 4, 32 S.

Blüthgen, J. & Weischet, W. (1980): Allgemeine Klimageographie. Lehrbuch der Allgemeinen Geographie, 887 S.

Braun, L. N. & Renner, C. B. (1992): Applications of a conceptual runoff model in different physiographic regions of Switzerland. *Hydrological Sciences Journal* 73/3, 217-231.

Braun, L. N.; Weber, M. & Schulz, M. (2000): Consequences of climate change for runoff from Alpine regions. *Annals of Glaciology* 31, 19-25.

Braun, L. & Weber, M. (2002): "Droht im nächsten Sommer Hochwasser vom Gletscher?" *Rundgespräche der Komm. f. Ökologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften* 24, 47-66.

Böhner, J. & Schröder, H. (1999): Zur aktuellen Klimamorphologie des Tienschan. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 143/1, 17-32.

Bohnstedt, H. (1932): Die thermische Kontinentalität des Klimas von Nordeuropa. *Meteorologische Zeitschrift* 49, 49-62.

Bugaev, V. A. [Hrsg.] (1995): Alpine fiels base for studying glaciers regime. *Data of glaciological studies* 79, 185-187.

Calanca, P. & Heuberger, R. (1990): Energy Balance. In: Ohmura et al. [Hrsg.], *Glacial Climate Research in the Tianshan*. *Zürcher Geographische Schriften* 38, 181 S.

Cao, M. S. (1998): Detection of abrupt changes in glacier mass balance in the Tien Shan Mountains. *Journal of Glaciology*, Vol. 44, No. 147, 352-358.

Chaohai, L. & Tianding, H (1992): Relation between recent glacier variations and climate in the Tien Shan mountains, central Asia. *Annals of Glaciology* 16, 11-16.

Chen, J. (1991): Changes of alpine climate and glacier water resources. *Zürcher Geographische Schriften* 46, 196 S.

Chen, J. & Ohmura, A. (1990): Estimation of Alpine glacier water resources and their change since the 1870s. *IAHS Publ. No. 193*, 127-135.

Cicenko, K. B. (1966): About Runoff Calculation in Altitudinal Zones of Mountain Basins. In: *Questions of Kirgizskiy Geography*, 32-63. In Russian.

Dolgushin, L. D. (1961): Main particularities of glaciation of Central Asia according to the latest data. *AIHS Publ. No. 54*, 348-358.

Dyurgerov, M. B. et al. (1993) : Mass balance monitoring of three Tien Shan glaciers. *Data of glaciological studies* 77, 79-86. Russian with english summary.

Dyurgerov, M. B., Mikhalenko, V. N, Kunakhovich, M. G., Chaohai, L. & Zichu, X. (1994): On the cause of glacier mass balance variations in the Tien Shan Mountains. *Geo Journal* 33.2/3, 311-317.

Dyurgerov; M. B. (1996): Substitution of long-term mass balance data by measurements of one summer. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 32, 177-184.

Dyurgerov, M. B., Uvarov, V. N. & Kostjashkina, T. E. (1996): Mass balance and runoff of Tuyuksu glacier and the north slope of the Zailiskiy Alatau Range, Tien Shan. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 32, 41-54.

Escher-Vetter, H., Weber, M. und Braun, L.N. (1999): Auswirkungen von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt alpiner, teilweise vergletschelter Gebiete. Schlussbericht BayFORKLIM, Kommission f. Glaziologie, Bayerische Akademie der Wissenschaften, München. CD-ROM, ISBN 3 7696 3500 0.

Everonova, M. I. (1960): Evaporation from Snow Cover Surface in the Terskey Alatau Range. In: Geography of Snow Cover, 5-43. In Russian.

Finaev, A. (1999): Climatic Changes in the mountain glacier area of Pamir. In: Wettlaufer, J. S.; Dash, J. G. & Untersteiner, N. [Hrsg.], Ice Physics and the Natural Environment, 289-294.

Fliri, F. (1965): Die Niederschläge in Tirol und den angrenzenden Gebieten im Zeitraum 1931-1960. Wetter und Leben, Sonderheft 10 zu Jg. 17, 3-16.

Fliri, F. (1975): Das Klima der Alpen im Raume von Tirol. Monographien zur Landeskunde Tirols, Folge 1.

Fluctuations of Glaciers, Vol. II (1965-1970). Kasser, P. [Hrsg.]. IAHS (ICSI)-UNESCO, 1973, 357 S.

Fluctuations of Glaciers, Vol. III (1970-1975). Müller, F. [Hrsg.]. IAHS (ICSI)-UNESCO, 1977, 269 S.

Fluctuations of Glaciers, Vol. IV (1975-1980). Haeberli, W. [Hrsg.]. IAHS (ICSI)- UNESCO, 1985, 265 S.

Fluctuations of Glaciers, Vol. V (1980-1985). Haeberli, W & Müller, P. [Hrsg.]. IAHS (ICSI)-UNEP-UNESCO, 1988, 288 S.

Fluctuations of Glaciers, Vol. VI (1985-1990). Haeberli, W & Hoelzle, M. [Hrsg.]. IAHS (ICSI)-UNEP-UNESCO, 1993, 319 S.

Fluctuations of Glaciers, Vol. VII (1990-1995). Haeberli, W.; Hoelzle, M.; Suter, S. & Frauenfelder, R. [Hrsg.]. IAHS (ICSI)-UNEP-UNESCO, 1998, 296 S.

Funk, M. (1985): Räumliche Verteilung der Massenbilanz auf dem Rhonegletscher und ihre Beziehung zu Klimaelementen. Zürcher Geographische Schriften 24, 183 S.

Gams, H. (1932): Die klimatische Begrenzung von Pflanzenarealen und die Verteilung der hygrischen Kontinentalität in den Alpen. Z. Ges. Erdk. Berlin, 52-68 & 178-198.

Geiger, R. (1961): Das Klima der bodennahen Luftschicht. Ein Lehrbuch der Mikroklimatologie. 646 S.

Glacier Mass Balance Bulletin (2001): Bulletin No. 6 (1998-1999). Haeberli, W.; Frauenfelder, R.; Hoelzle, M. [Hrsg.]. IAHS (ICSU)-UNEP-UNESCO-WMO, 2001. 93 S.

Glazirin, G. E., Braun, L. N., Shchetinnikov, A. S. (2003): Sensitivity of mountain glacierization to climatic changes in Central Asia. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, im Druck.

Glazirin, G & Shchetinnikov, A. S. (2001): State of glaciation in Gissaro-Alay in the last decades and its possible variations because of future climatic change. Russian with English summary. Data of glaciological studies 90, 126-129.

Gorczyński, W. (1920): Sur le calcul du degré de continentalisme et son application dans la climatologie. Geografiska Annaler 2, 324-331.

Grebner, D. (1990): Climate in Northwestern China. In: Ohmura, A., Lang, H. Blumer, F., Grebner, D. [Hrsg.], Glacial Climate Research in the Tianshan. Zürcher Geographische Schriften 38, 181 S.

Greuell, W., & Oerlemans, J. (1987): Energy balance calculations on and near Hintereisferner (Austria) and an estimate of the effect of greenhouse warming on ablation. In: J. Oerlemans [Hrsg.], Glacier fluctuations and climatic change, Glaciology and Quaternary geology, 305-323.

Gronowski, T. V. (1992): Die natürliche Grundwasserneubildung in einem urban beeinflussten Einzugsgebiet im Voralpenraum. Zürcher Geographische Schriften 50, 157 S.

Hock, R. (1998): Modelling of Glacier Melt and Discharge. Zürcher Geographische Schriften 70, 126 S.

Hoinkes, H. C. (1953): Zur Mikrometeorologie der eisnahen Luftschicht. Arch. Met. Geoph. Biokl. B2, 451-465.

Hoinkes, H. C. (1955): Measurements of ablation and heat balance on alpine glaciers. Journal of Glaciology 2/17, 497-501.

Hoinkes, H. C. (1970a): Ergebnisse des glazial-meteorologisch-hydrologischen IHD-Programmes im Rofental bei Vent 1964-1968. Österreichische Wasserwirtschaft 22/5-6, 101-113.

Hoinkes, H. C. (1970b): Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 6/1-2, 37-90.

IPCC (2001): Climate Change 2001: Impacts, Adaption and Vulnerability. Summary for policymakers. A Report of the Working Group I of the Intergovernmental Panel on Climate Change. UNEP & WMO.

- Kamnyansky, G. M. (2001): Abramov Glacier mass balance observations resume (1967-1998). Proceedings of SANIGMI 161(242), 122-131.
- Kang, E. (1994): Energy - Water - Mass Balance and Hydrological Discharge. Zürcher Geographische Schriften 57, 178 S.
- Kasser, P. (1959): Der Einfluss von Gletscherrückgang und Gletschervorstoß auf den Wasserhaushalt. Wasser- und Energiewirtschaft 6, 155-168.
- KazNIIMOSK (1999): Climate change and a new defence strategy against mudflows and snow avalanches. National report on the impact and adaptation assessment for the mountain region of South and Southeast Kazakhstan and the Kazakh part of the Caspian Sea coastal sector. Netherlands climate change studies assistance programme, Kazakhstan climate change study. Vol. 1, Almaty, 202 S.
- KfG (1999): Klimaerwärmung – Gletscher. Wie verändern sich die Gebirgsabflüsse? Resultate aus Beobachtung und Modellierung. Kommission für Glaziologie. CD-ROM. ISBN 3 7696 3500 0
- KfG (2001): Gletschergebiet Tjuksu, Sailiski Alatau. Karte 1:10000. Kommission für Glaziologie. In: Fluctuations of Glaciers 1995-2000, Vol. 8, World Glacier Monitoring Service 2002, Zürich.
- Kotlyakov, V. M [Hrsg.] et al. (1997): World Atlas of Snow and Ice Resources, Vol. 2. Russian Academy of Sciences, Institute of Geography, Moscow. 372 S.
- Krenke, A. N. & Suslov, V. F. [Hrsg.] (1980) : Water-ice and heat balance of Abramov glacier. In Russian. 205 S.
- Kuhn, M; Nickus, U. & Pellet, F. (1982): Die Niederschlagsverhältnisse im inneren Ötztal. Annalen der Meteorologie 19, 235-237.
- Kuhn, M. & Batlogg, N. (1999): Modellierung Klimaänderungen. Forschung im Verbund Schriftenreihe 46, 94 S.
- Kustas, W. P. & Rango, A. (1994): A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. Water Resources Research 30/5, 1515-1527.
- Leavesley, G. H. (1973): A mountain watershed simulation model. Ph. D. Thesis, Colorado State University.
- Maisch, M.; Wipf, A.; Denneler, B.; Battaglia, J. & Benz, C. (2000): Die Gletscher der Schweizer Alpen. Schlussbericht NFP 31, 2. Auflage, 373 S.
- Makarevich, K. G. (1961): Distribution of the snow on the glaciers of the Zailiskiy Alatau. IAHS Publ. No. 54, 169-182.

Makarevich, K. G. (1985): The external and internal mass exchange and fluctuation of glaciers of the Zailiskiy Alatau. The report 1980-1985, unveröffentlicht.

Makarevich, K. G. (1985b): Tuyuksu Glacier. Academy of Sciences of the Soviet Republic of Kasachstan. Alma-Ata, 16 S.

Martinec, J. (1975): Snowmelt-runoff model for streamflow forecasts. *Nordic Hydrology* 6, 145-154.

Martinec, J. (1989): Hour-to-Hour snowmelt rates and lysimeter outflow during an entire ablation period. *IAHS Publ. No. 183*, 19-28.

McCallister, J.P. & Johnson, R. (1962): An objective forecast of the snowmelt hydrograph in the plains region. *Proceedings of the 30th Annual Meeting of the Western Snow Conference*, 78-85.

Messerli, B. (1998): Die Alpen als Vorbild für die Berge der Welt: eine forschungspolitische Herausforderung. *GeoAgenda* 98/4, 8-11.

Mikhalevko, V. & Solomina, O. (1996): Long-term Variations of Mountain Glaciers in the former USSR (FSU). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 32, 159-166.

Moser, H.; Escher-Vetter, H.; Oerter, H.; Reinwarth, O. & Zunke, D. (1986): Abfluß in und von Gletschern. *GSF-Bericht* 41, Teil I u. II, GSF Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung, München, 408/147S.

Nash, J. E. & Sutcliffe, J. V. (1970): River flow forecasting through conceptual models. Part I – a discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10/3, 282-290.

Ohmura, A. (2001): Physical Basis for the temperature-based melt index method. *Journal of applied meteorology* 40, 753-761.

Ohmura, A. & Funk, M. (1986): Report on Energy Balance Measurements on Glacier No. 1 in Tianshan (August-September 1985). *Berichte und Skripten Nr. 24*, Geographisches Institut der ETH Zürich, 33 S.

Paterson, W. S. B. (1994): *The Physics of Glaciers*. 3rd Edition, 472 S.

Pertziger, F. (1996): *Abramov Glacier Data Reference Book: Climate, Runoff, Mass Balance*. 279 S.

Rango, A. (1992): Worldwide testing of the snowmelt runoff model with applications for predicting the effects of climate change. *Nordic Hydrology* 23, 155-172.

Rathjens, C. (1982): *Geographie des Hochgebirges*. Der Naturraum. 210 S.

- Revenge, C.; Brunner, J.; Henninger, N; Kassem, K. & Payne, R. (2000): Freshwater Systems. The Pilot Analysis of Global Ecosystems. (<http://www.wri.org/wr2000>)
- Ribstein, P. (2002): Climat et glaciers des Andes tropicales. Impacts Hydrologiques. Habilitation à Diriger des Recherches. Institut de Recherche pour le Développement. Université Pierre et Marie Curie. Unveröffentlicht.
- Rickmer-Rickmers, W. (1929): Die Alai-Pamir-Expedition 1928. Zeitschrift des deutschen und österreichischen Alpenvereins 60, S. 59-63.
- Röthlisberger, H. & Lang, H. (1987): Glacial Hydrology. In: Gurnell, A. M. & Clark, M. J. [Hrsg.], Glacio-fluvial Sediment Transfer, 207-284.
- Rohrer, M. B. (1992): Die Schneedecke im Schweizer Alpenraum und ihre Modellierung. Zürcher Geographische Schriften 49, 178 S.
- Schrepfer, H. (1925): Die Kontinentalität des deutschen Klimas. Petermanns Geographische Mitteilungen 71, 49-51.
- Schulz, M. (1999): Bestimmung der Wasserhaushaltsgrößen ausgewählter hochalpiner Gebiete mittels Messung und Simulation. Diplomarbeit am Institut für Geographie der Ludwig Maximilians Universität München, unveröffentlicht.
- SDC, Swiss Agency for Development and Co-operation (1997): Mountains and Highlands of the World. Karte 1:45 000 000. In: B. Messerli & J. D. Ives [Hrsg.], Mountains of the World. A global Priority. 495 S.
- Sevruk, B. (1985): Systematischer Niederschlagsmeßfehler in der Schweiz. Beitr. Z. Geol. D. Schweiz-Hydrol. 31, 65-86.
- Shchetinnikov, A. S. (1998): Morphology and regime of glaciers of Pamirs-Alay. SANIGMI Publ., in Russian, 219 S.
- Shi, Y. & Zhang, X. (1984): Guide to the Tianshan Glaciological Station. Glaciers in the Urumqi Valley and Related Phenomena. Lanzhou Institute of Glaciology and Cryopedology, Academia Sinica. 30 S.
- Simon, M.; Töppler, J. & Pillewitzer, W. (1961): Gletschergebiet Tujuksu, Sailiski Alatau. Karte 1:10000. Petermanns Geographische Mitteilungen 4.
- Singh, P. & Singh, V.P. (2001): Snow and Glacier Hydrology. 742 S.
- Skeib, G. (1962): Zum Strahlungs- und Wärmehaushalt des Zentralen Tujuksu-Gletschers im Tienschan-Gebirge. Zeitschrift für Meteorologie 16/1-2, 1-9.

Staatliche Geodäsie der UdSSR (1991): Abramov Gletscher. Karte 1:25'000. Kirgisischer aerogeodätischer Betrieb, Institut für Geographie der Akademie der Wissenschaften der UdSSR.

Stadelbauer, J. (1997): Zentral- und Hochasien – kontinentale Peripherie im Schnittpunkt der Kontinente. Geographische Rundschau 49/5, 260-265.

Steiner, D. (1965): A multivariate statistical approach to climatic regionalization and classification. Tijdschr. Kon. Nrd. Aardrijksk Gen. 82, 329-347.

Sugawara, M.; Watanabe, I.; Ozaki, E. & Katsuyama, Y. (1984): Tank model with snow component. National Research Center for Disaster Prevention, Japan, 1-17.

Troll & Lauer, W. (1978): Vergleichende Geographie der Hochgebirge der Erde in Landschaftsökologischer Sicht. Geographische Rundschau 27, 185-198.

U.S. Army Corps of Engineers (1956): Snow Hydrology. 437 S.

Vilesov, E.N. et al. (1993): Space- and temporal variability of the glacier system in the Zailiskiy Alatau. Data of glaciological studies 76. Russian with english summary.

Vilesov, E. N. , Makarevich, K. G. & Polyakov, V. G. (1997): Changes in the dimensions of glaciation of the Zailiskiy Alatau for 1955-1979. Data of Glaciological Studies 81 (Proceedings of the Tashkent Symposium 1993), 110-113.

Vilesov, E. N. & Uvarov, V. N. (1998) : Present degradation of glaciation on the northern slope of the Zailiskiy Alatau. Data of glaciological studies 84, 52-59.

Vilesov, E. N. & Uvarov, V. N. (2001): The evolution of modern glaciation of the Zailiskiy Alatau in the 20th century. Kazakh State University, Almaty, 252 S.

Viviroli, D. (2001): Zur hydrologischen Bedeutung der Gebirge. Diplomarbeit der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern. 117 S., unveröffentlicht.

Wang, W. & Zhang, H. (1983): Map of Glaciers at the Source of Ürümqi River, Tianshan. Map 1:10'000. Lanzhou Institute of Glaciology and Cryopedology, Academia Sinica.

Weber, M. (2001): Der Einfluß der Luftfeuchte auf die Ablation des Vernagtferners - Ergebnisse der Feldmesskampagnen HyMEX98 und HyMEX2000, Beitrag anlässlich der Tagung DACH-MT 2001 in Wien, Kommission f. Glaziologie der BAdW, München, 22/24S. Auf CDR ISSN Heft Nr.27/Publ. Nr. 399

WGMS (2001): Glacier Mass Balance Bulletin No. 6 (1998-1999). IAHS (ICSU)-UNEP-UNESCO-WMO. 93 S.

Wilhelm, F. (1975): Schnee- und Gletscherkunde. Lehrbuch der Allgemeinen Geographie III/3, 434 S.

World Bank (1998): World Development Indicators 1998: Freshwater.
http://www.worldbank.org/data/pdfs/tab3_5.pdf

Zhang, G.; Shang, S. & Wang, X. (1990): Simulation of daily runoff in the Urumqi River basin with the improved Tank model. IAHS Publ. No. 193, 693-700.

Zingg, T. (1951): Relations between temperature and meltwater. IUGG/IAHS Publ. No. 32, Vol. 1, 266-269.

9 Anhang

Anhang A: Topographische Eingabedaten für das HBV-ETH-Modell

Anhang A-1: Flächen-Höhen-Expositionsverteilung des Einzugsgebiets Touristic Camp Tujuksu, in Beziehung zur Gesamtfläche.

Höhenstufe (m ü. NN)	Ost-West-Horizontal		Nord		Süd	
	gesamt	vergletschert	gesamt	vergletschert	gesamt	vergletschert
3000-3200	0.035	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000
3200-3400	0.073	0.000	0.021	0.001	0.001	0.000
3400-3600	0.190	0.015	0.092	0.062	0.020	0.000
3600-3800	0.135	0.043	0.121	0.104	0.040	0.000
3800-4000	0.082	0.027	0.062	0.057	0.028	0.000
4000-4200	0.049	0.011	0.034	0.034	0.005	0.000
4200-4400	0.008	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
4400-4600	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Anhang A-2: Flächen-Höhen-Expositionsverteilung des Einzugsgebiets Abramov, in Beziehung zur Gesamtfläche.

Höhenstufe (m ü. NN)	Ost-West-Horizontal		Nord		Süd	
	gesamt	vergletschert	gesamt	vergletschert	gesamt	vergletschert
3400-3600	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
3600-3800	0.028	0.006	0.015	0.012	0.005	0.000
3800-4000	0.067	0.003	0.055	0.046	0.009	0.000
4000-4200	0.110	0.056	0.080	0.076	0.023	0.001
4200-4400	0.215	0.137	0.061	0.054	0.044	0.008
4400-4600	0.095	0.052	0.048	0.030	0.060	0.003
4600-4800	0.029	0.012	0.014	0.007	0.030	0.004
4800-5000	0.003	0.001	0.002	0.002	0.004	0.000

Anhang A-3: Flächen-Höhen-Expositionsverteilung des Einzugsgebiets Glacier No. 1, in Beziehung zur Gesamtfläche.

Höhenstufe (m ü. NN)	Ost-West-Horizontal		Nord		Süd	
	gesamt	vergletschert	gesamt	vergletschert	gesamt	vergletschert
3600-3700	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
3700-3800	0.020	0.016	0.007	0.000	0.019	0.000
3800-3900	0.050	0.050	0.043	0.039	0.016	0.000
3900-4000	0.088	0.053	0.096	0.093	0.028	0.000
4000-4100	0.130	0.082	0.055	0.054	0.048	0.000
4100-4200	0.106	0.054	0.046	0.046	0.056	0.000
4200-4300	0.067	0.012	0.017	0.017	0.029	0.000
4300-4400	0.046	0.011	0.013	0.013	0.009	0.000
4400-4500	0.005	0.000	0.010	0.010	0.000	0.000

Anhang A-4: Flächen-Höhen-Expositionsverteilung des Einzugsgebiets Vernagtbach, in Beziehung zur Gesamtfläche.

Höhenstufe (m ü. NN)	Ost-West-Horizontal		Nord		Süd	
	gesamt	vergletschert	gesamt	vergletschert	gesamt	vergletschert
2600-2800	0.038	0.002	0.000	0.000	0.015	0.000
2800-3000	0.089	0.063	0.014	0.012	0.058	0.044
3000-3200	0.187	0.173	0.028	0.019	0.213	0.207
3200-3400	0.144	0.107	0.022	0.013	0.135	0.111
3400-3600	0.028	0.014	0.003	0.001	0.025	0.017
3600-3800	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Anhang A-5: Flächen-Höhen-Expositionsverteilung des Einzugsgebiets Rofenache, in Beziehung zur Gesamtfläche.

Höhenstufe (m ü. NN)	Ost-West-Horizontal		Nord		Süd	
	gesamt	vergletschert	gesamt	vergletschert	gesamt	vergletschert
1800-2000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000
2000-2200	0.008	0.000	0.010	0.000	0.011	0.000
2200-2400	0.020	0.000	0.016	0.000	0.017	0.000
2400-2600	0.033	0.001	0.027	0.001	0.027	0.000
2600-2800	0.033	0.007	0.053	0.013	0.035	0.001
2800-3000	0.033	0.036	0.066	0.034	0.052	0.010
3000-3200	0.033	0.081	0.065	0.055	0.070	0.039
3200-3400	0.033	0.059	0.022	0.018	0.049	0.035
3400-3600	0.033	0.009	0.001	0.001	0.009	0.006
3600-3800	0.033	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000

Anhang B: Simulationsgüte

Anhang B-1: Numerische Gütekriterien für die Modellierung im Einzugsgebiet Tujuku (R² = Nash-Sutcliffe-Koeffizient, Q_{gem} = Summe der gemessenen Tagesmittel des Abflusses, Q_{ber} = Summe der berechneten Tagesmittel des Abflusses, Q_{diff} = akkumulierte Differenz zwischen berechneten und gemessenen Tagesmitteln des Abflusses).

Tujuku					
Kalibrierungsphase					
Hydrolog. Jahr	R ²	Q _{gem} [mm]	Q _{ber} [mm]	Q _{diff} [mm]	Qdiff [%]
1981/1982	0.80	844	798	46	5.5
1982/1983	0.85	924	989	17	1.8
1983/1984	0.79	1206	1021	185	15.3
1984/1985	0.80	1075	1065	10	0.9
Mittel	0.81	1012	968	65	5.9

Anhang B-2: Numerische Gütekriterien für die Modellierung im Einzugsgebiet Glacier No. 1 (R² = Nash-Sutcliffe-Koeffizient, Q_{gem} = Summe der gemessenen Tagesmittel des Abflusses, Q_{ber} = Summe der berechneten Tagesmittel des Abflusses, Q_{diff} = akkumulierte Differenz zwischen berechneten und gemessenen Tagesmitteln des Abflusses).

Glacier No. 1					
Kalibrierungsphase					
Hydrolog. Jahr	R ²	Q _{gem} [mm]	Q _{ber} [mm]	Q _{diff} [mm]	Qdiff [%]
1986/1987	0.73	393	466	47	12.0
1987/1988	0.77	724	533	17	2.3
1988/1989	0.78	500	342	158	31.6
1989/1990	0.75	399	430	29	7.3
Mittel	0.76	504	443	63	13.3

Anhang B-3: Numerische Gütekriterien für die Modellierung im Einzugsgebiet Abramov (R^2 = Nash-Sutcliffe-Koeffizient, Q_{gem} = Summe der gemessenen Tagesmittel des Abflusses, Q_{ber} = Summe der berechneten Tagesmittel des Abflusses, Q_{diff} = akkumulierte Differenz zwischen berechneten und gemessenen Tagesmitteln des Abflusses).

Abramov					
Kalibrierungsphase					
Hydrolog. Jahr	R^2	Q_{gem} [mm]	Q_{ber} [mm]	Q_{diff} [mm]	Qdiff [%]
1968/1969	0.83	1079	1068	11	1.0
1969/1970	0.79	1406	1696	290	20.6
1970/1971	0.91	1783	1734	49	2.7
1971/1972	0.91	915	898	17	1.9
1972/1973	0.87	1897	1982	85	4.5
1973/1974	0.84	1117	1162	45	4.0
1974/1975	0.94	1457	1474	17	1.2
1975/1976	0.81	1703	1616	87	5.1
1976/1977	0.92	2158	1863	295	13.7
1977/1978	0.87	1995	2038	43	2.2
Mittel	0.87	1551	1553	94	5.7
Validierungsphase					
Hydrolog. Jahr	R^2	Q_{gem} [mm]	Q_{ber} [mm]	Q_{diff} [mm]	Qdiff [%]
1978/1979	0.85	1520	1190	330	21.7
1979/1980	0.93	1643	1581	62	3.8
1980/1981	0.73	1104	1262	158	14.3
1981/1982	0.78	1341	1343	2	0.1
1982/1983	0.76	1375	1563	188	13.7
1983/1984	0.94	2485	2249	236	9.5
1984/1985	0.91	1780	1663	117	6.6
1985/1986	0.88	1657	1578	79	4.8
1986/1987	0.79	1578	1174	404	25.6
1987/1988	0.89	1759	1750	9	0.5
Mittel	0.84	1624	1535	159	10.1

Anhang B-4: Numerische Gütekriterien für die Modellierung im Einzugsgebiet Vernagtbach (R^2 = Nash-Sutcliffe-Koeffizient, Q_{gem} = Summe der gemessenen Tagesmittel des Abflusses, Q_{ber} = Summe der berechneten Tagesmittel des Abflusses, Q_{diff} = akkumulierte Differenz zwischen berechneten und gemessenen Tagesmitteln des Abflusses).

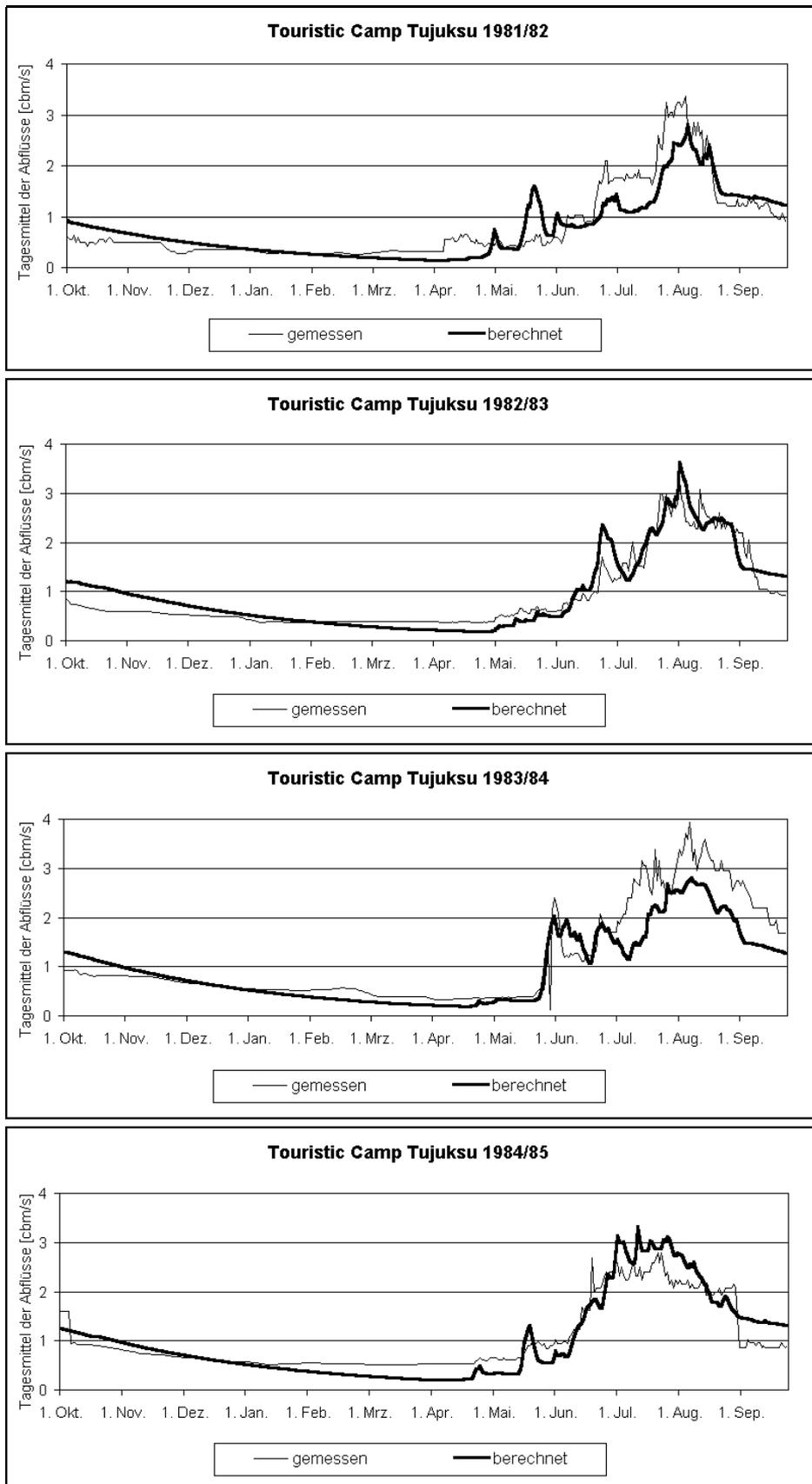
Vernagtbach					
Kalibrierungsphase					
Hydrolog. Jahr	R^2	Q_{gem} [mm]	Q_{ber} [mm]	Q_{diff} [mm]	Qdiff [%]
1974/1975	0.94	1288	1317	29	2.3
1975/1976	0.92	1182	1247	65	5.5
1976/1977	0.90	1155	1077	78	6.8
1977/1978	0.93	958	932	26	2.7
1978/1979	0.94	1399	1427	28	2.0
1979/1980	0.96	1226	1181	45	3.7
Mittel	0.93	1201	1197	45	3.8
Validierungsphase					
Hydrolog. Jahr	R^2	Q_{gem} [mm]	Q_{ber} [mm]	Q_{diff} [mm]	Qdiff [%]
1980/1981	0.84	1372	1656	284	20.7
1981/1982	0.90	2105	2373	268	12.7
1982/1983	0.91	1872	1794	78	4.2
1983/1984	0.90	1107	1142	35	3.2
1984/1985	0.84	1542	1716	174	11.3
1985/1986	0.87	1986	1802	184	9.3
1986/1987	0.81	1829	1748	81	4.4
1987/1988	0.85	1941	1436	505	26.0
1988/1989	0.86	1716	1267	449	26.2
1989/1990	0.87	1776	1312	464	26.1
1990/1991	0.89	2227	2030	197	8.8
1991/1992	0.95	2078	1957	121	5.8
1992/1993	0.87	1713	1766	53	3.1
1993/1994			2232		
1994/1995	0.96	1546	1537	9	0.6
1995/1996	0.89	1530	1544	14	0.9
1996/1997	0.89	1747	1783	36	2.1
1997/1998	0.91	2175	2452	277	12.7
1998/1999	0.89	1958	1984	26	1.3
1999/2000	0.89	1849	2026	177	9.6
Mittel	0.88	1793	1778	181	9.9

Anhang B-5: Numerische Gütekriterien für die Modellierung im Einzugsgebiet Rofenache (R^2 = Nash-Sutcliffe-Koeffizient, Q_{gem} = Summe der gemessenen Tagesmittel des Abflusses, Q_{ber} = Summe der berechneten Tagesmittel des Abflusses, Q_{diff} = akkumulierte Differenz zwischen berechneten und gemessenen Tagesmitteln des Abflusses).

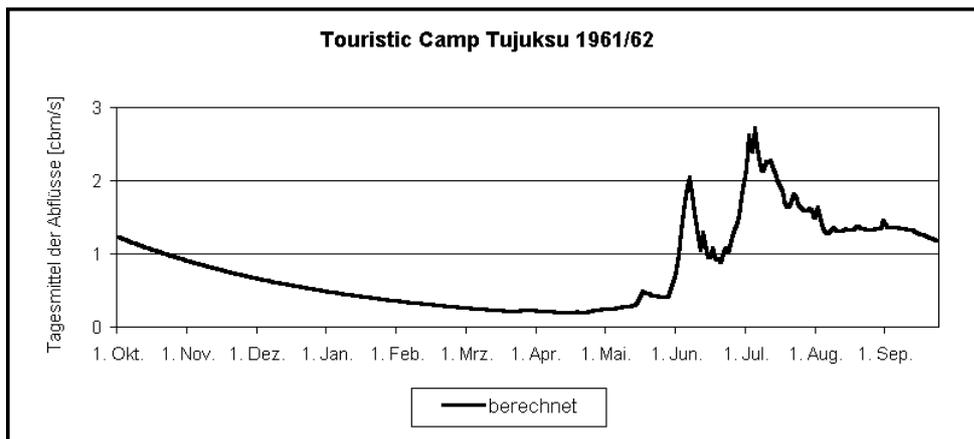
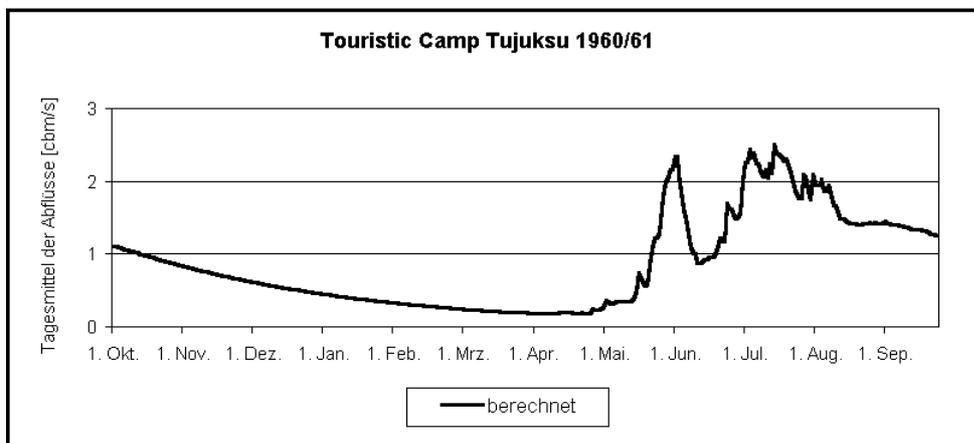
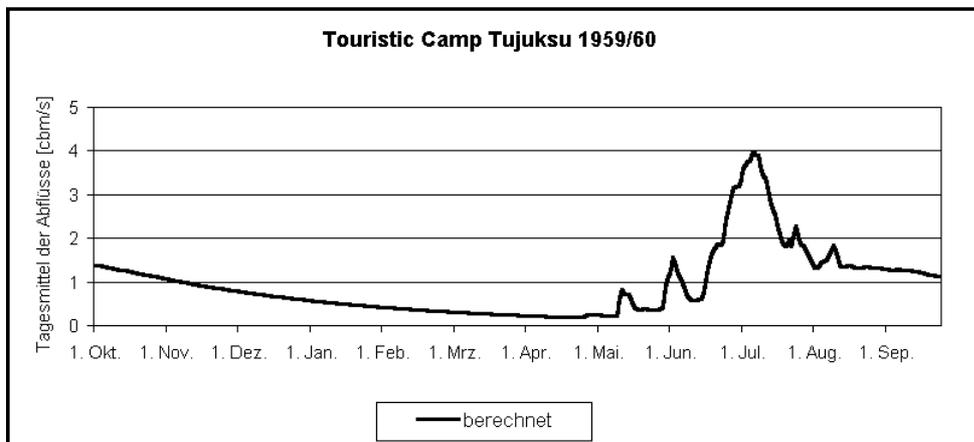
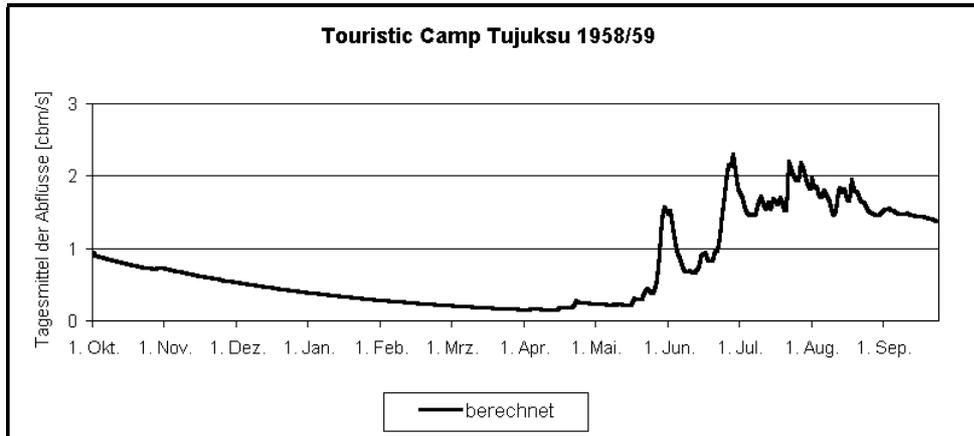
Rofenache					
Kalibrierungsphase					
Hydrolog. Jahr	R^2	Q_{gem} [mm]	Q_{ber} [mm]	Q_{diff} [mm]	Qdiff [%]
1976/1977	0.87	1281	1349	68	5.3
1977/1978	0.91	1005	999	6	0.6
1978/1979	0.83	1339	1248	91	6.8
1979/1980	0.93	1209	1088	121	10.0
1980/1981	0.91	1338	1379	41	3.1
1981/1982	0.87	1682	1780	98	5.8
Mittel	0.89	1309	1307	71	5.3
Validierungsphase					
Hydrolog. Jahr	R^2	Q_{gem} [mm]	Q_{ber} [mm]	Q_{diff} [mm]	Qdiff [%]
1982/1983	0.89	1721	1588	133	7.7
1983/1984	0.88	1043	1032	11	1.1
1984/1985	0.89	1387	1388	1	0.1
1985/1986	0.88	1534	1555	21	1.4
1986/1987	0.78	1625	1407	218	13.4
1987/1988	0.85	1622	1349	273	16.8
1988/1989	0.80	1519	1187	332	21.9
1989/1990	0.88	1406	1185	221	15.7
1990/1991	0.84	1752	1324	428	24.4
1991/1992			1648		
1992/1993	0.85	1364	1421	57	4.2
1993/1994	0.88	1799	1793	6	0.3
1994/1995	0.90	1421	1317	104	7.3
1995/1996	0.86	1157	1209	52	4.5
Mittel	0.86	1488	1386	143	9.1

Anhang C: Gemessene und berechnete Tagesmittel der Abflüsse

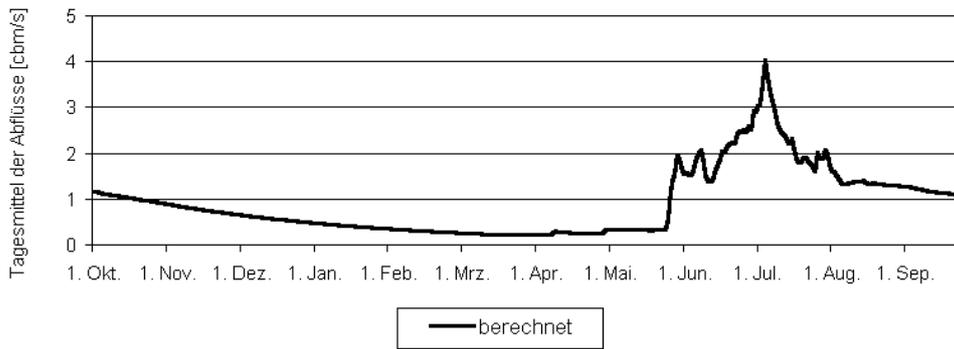
Anhang C-1: Gemessene und berechnete Tagesmittel der Abflüsse im Einzugsgebiet Touristic Camp Tujuku.



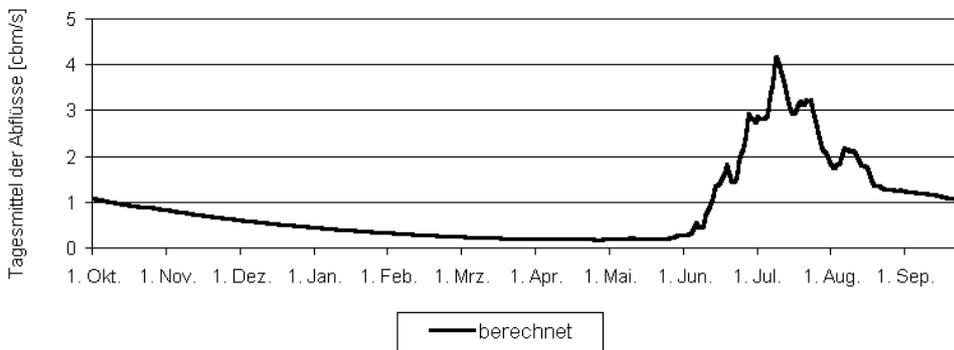
Anhang C-2: Gemessene und berechnete Tagesmittel der Abflüsse an der Station Touristic Camp Tujuksu in den Jahren mit lückenhafter oder fehlender Abflussmessung.



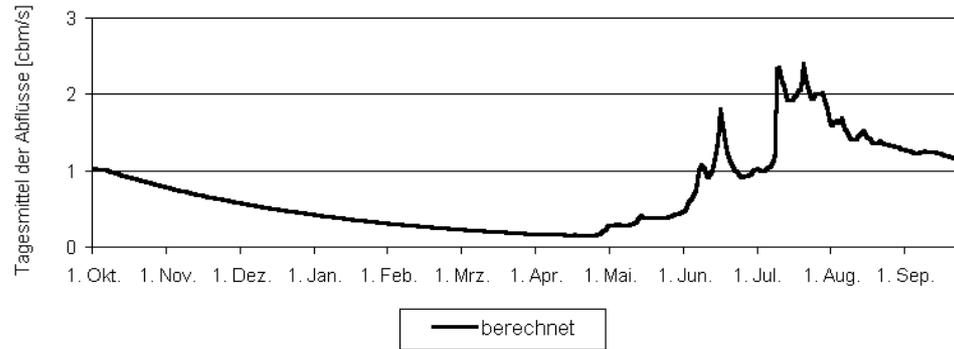
Touristic Camp Tujuksu 1962/63



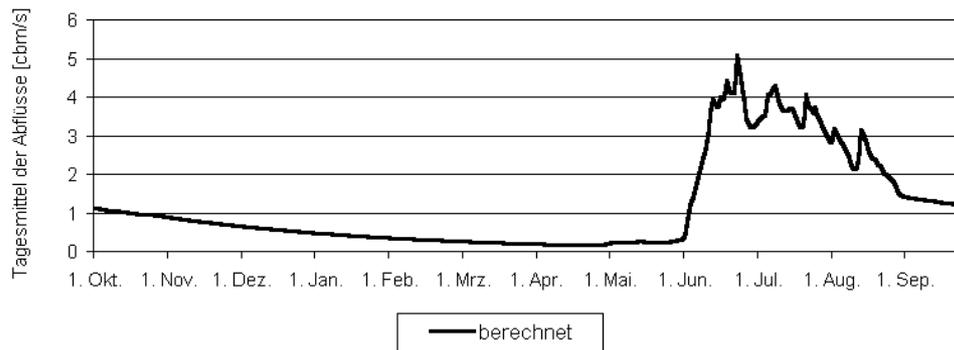
Touristic Camp Tujuksu 1963/64

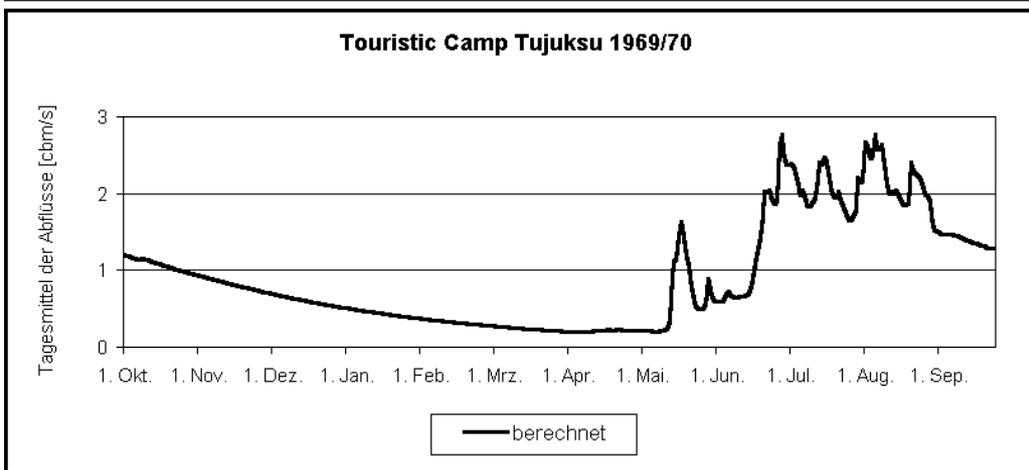
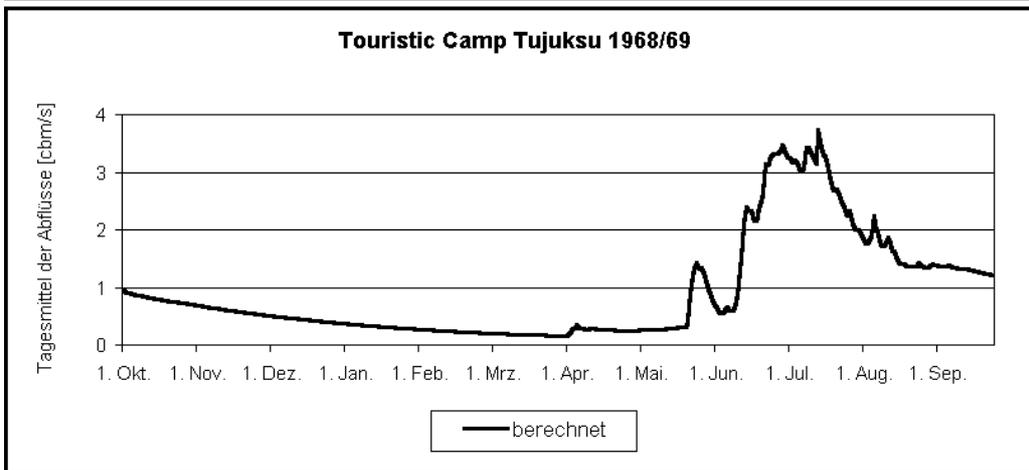
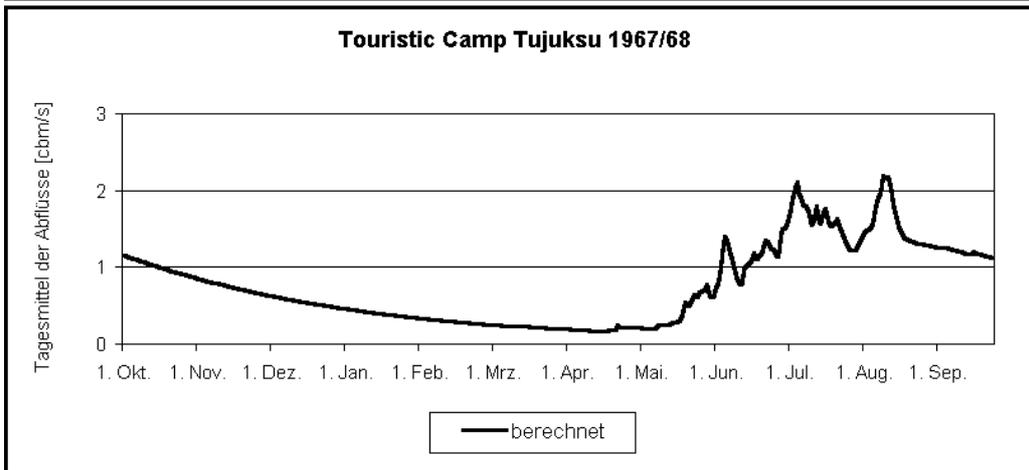
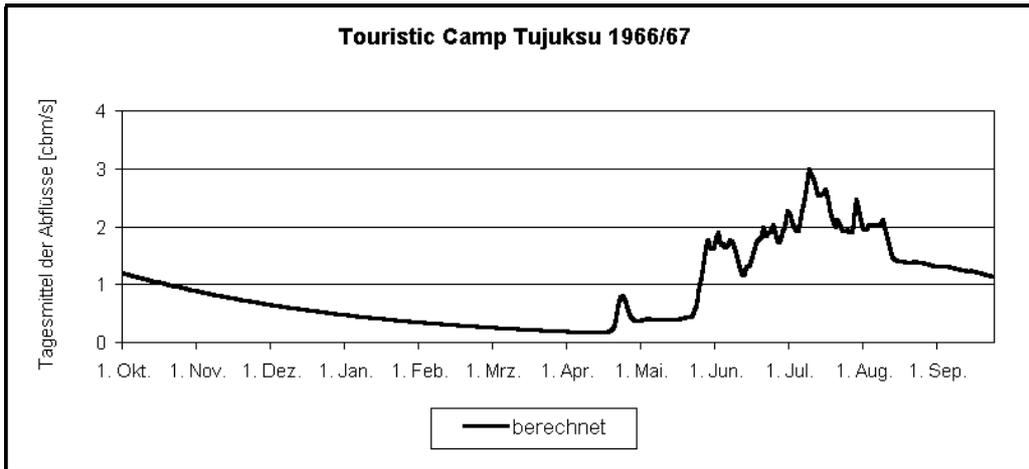


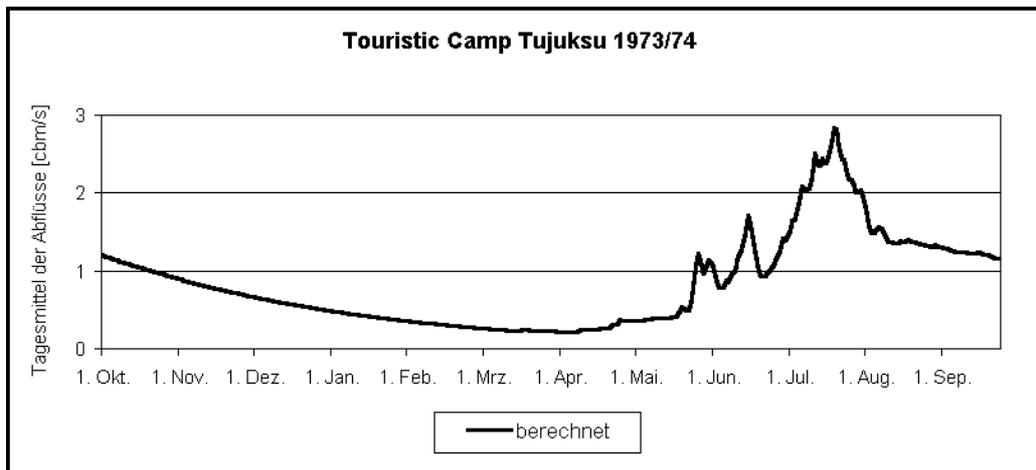
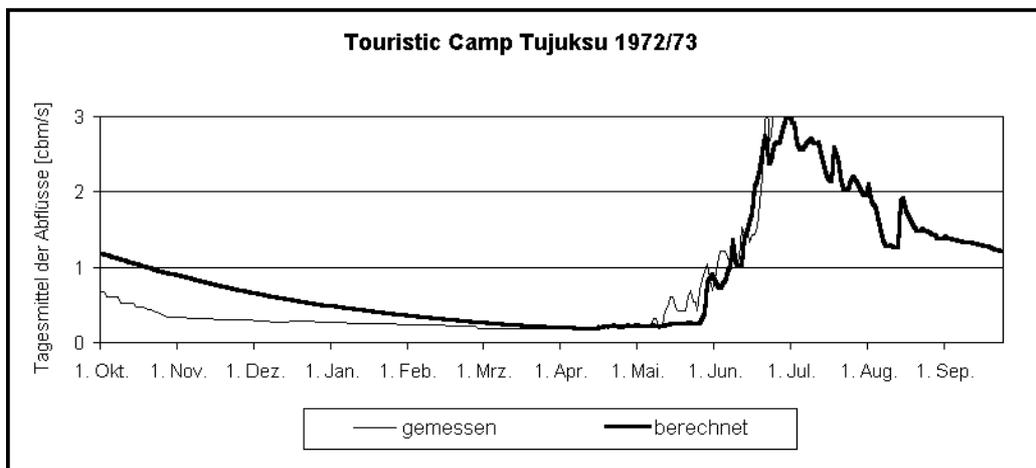
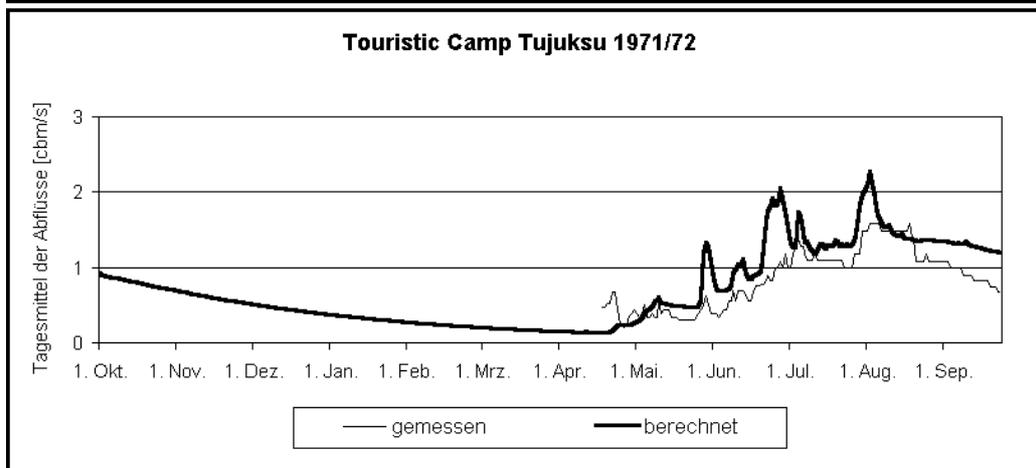
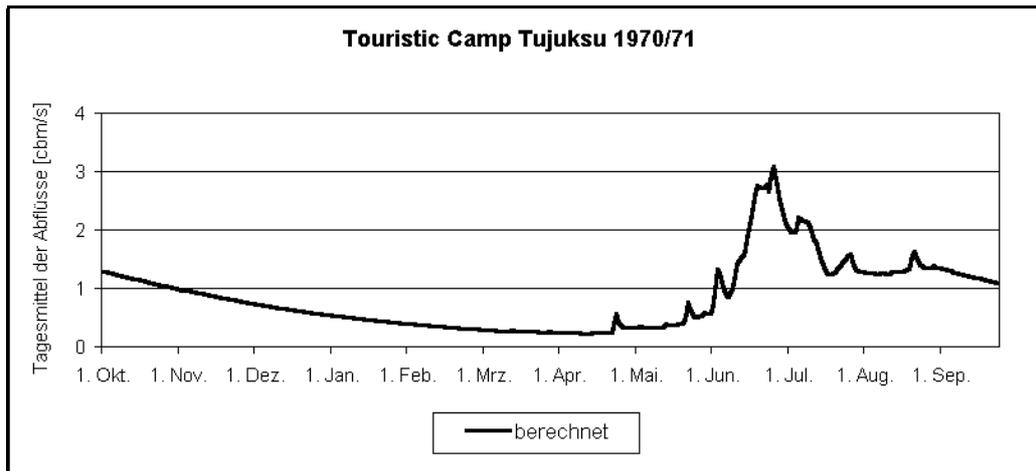
Touristic Camp Tujuksu 1964/65

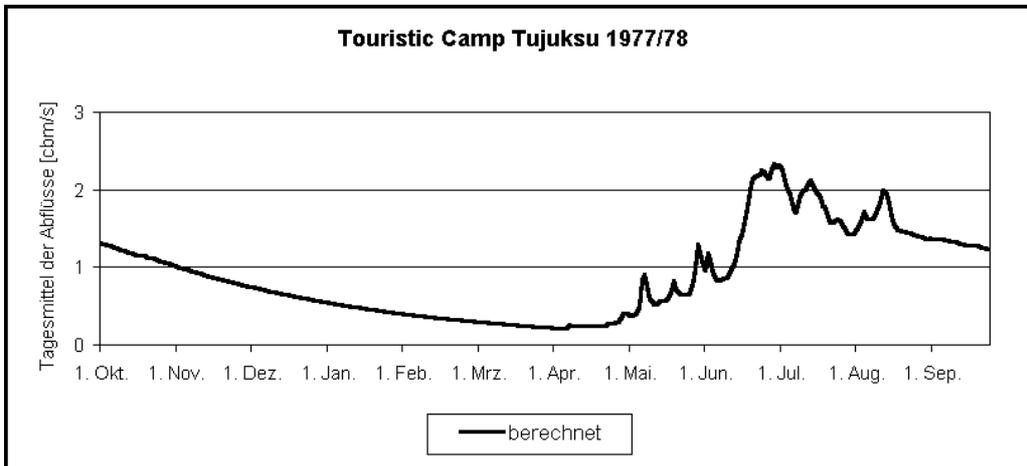
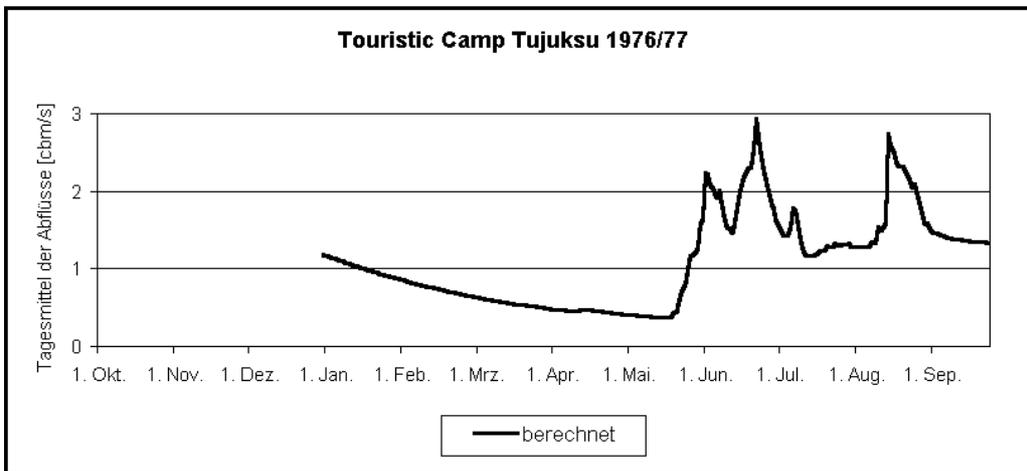
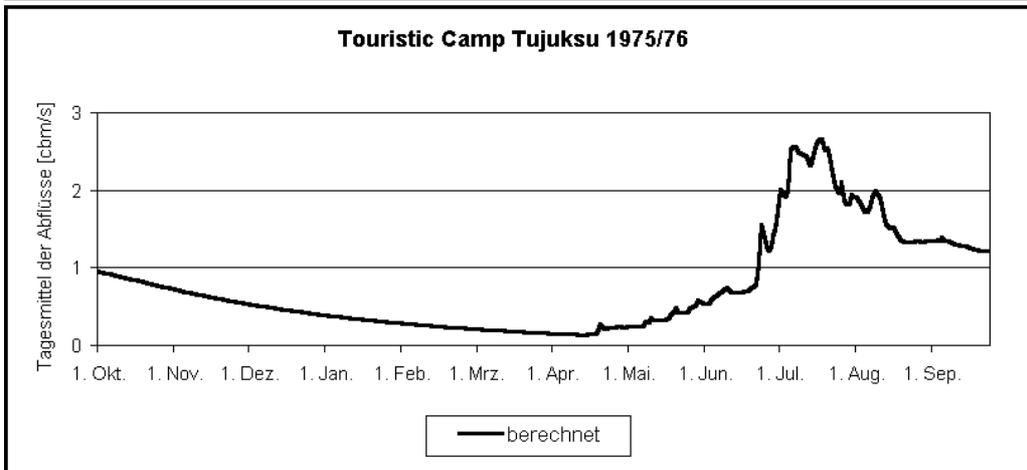
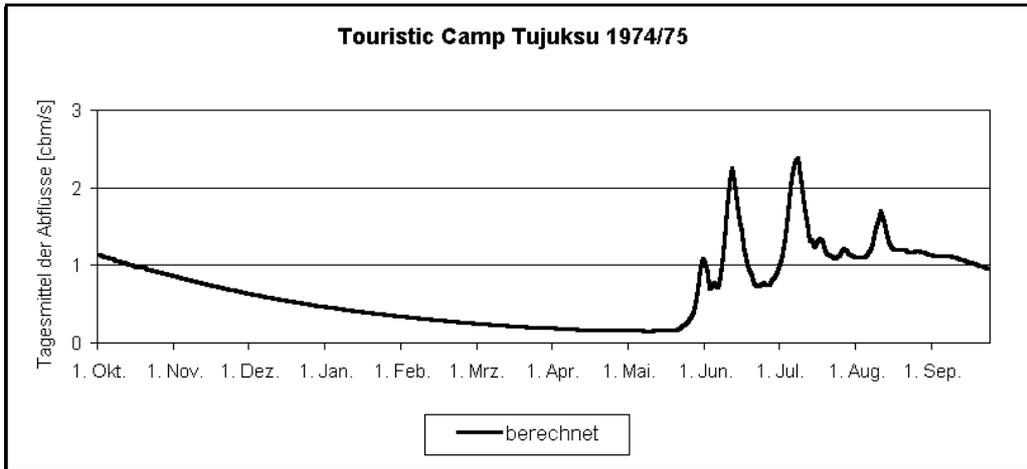


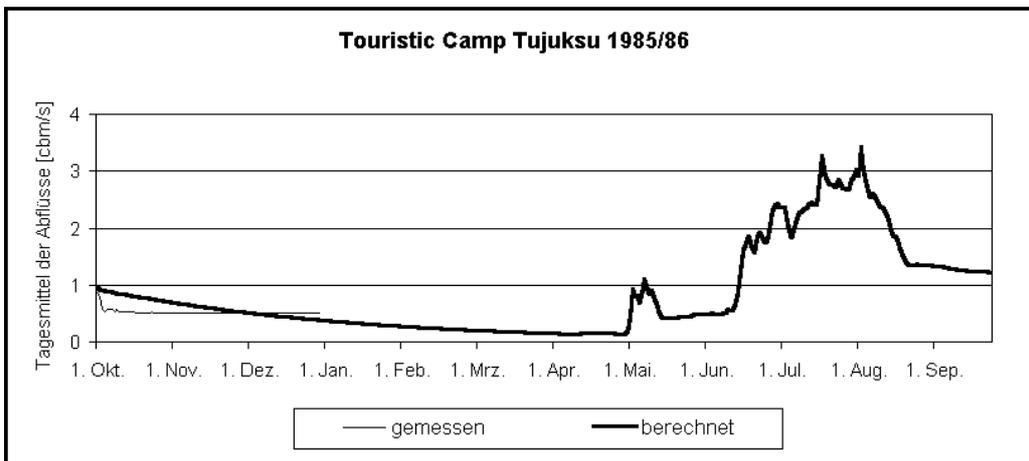
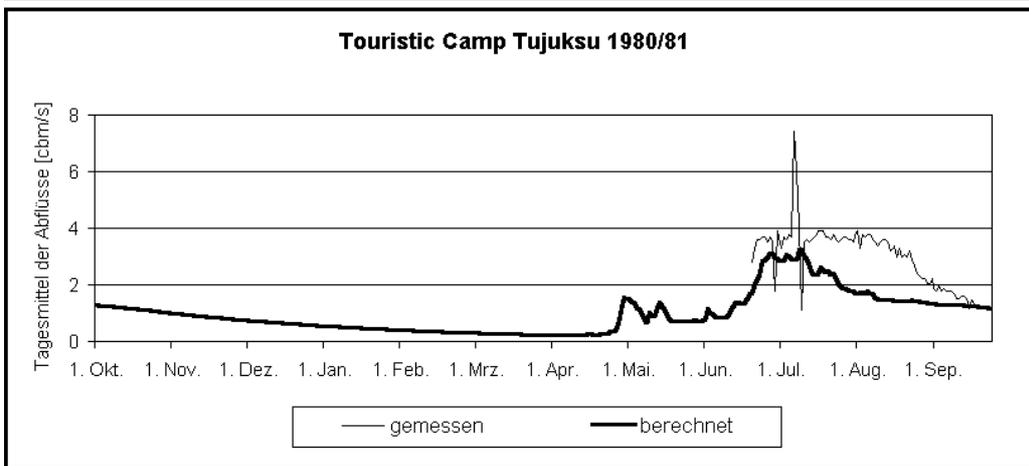
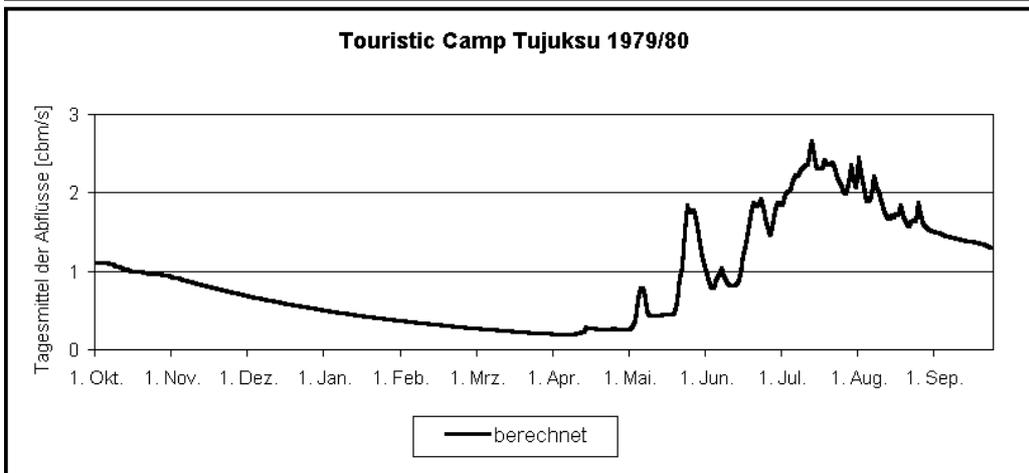
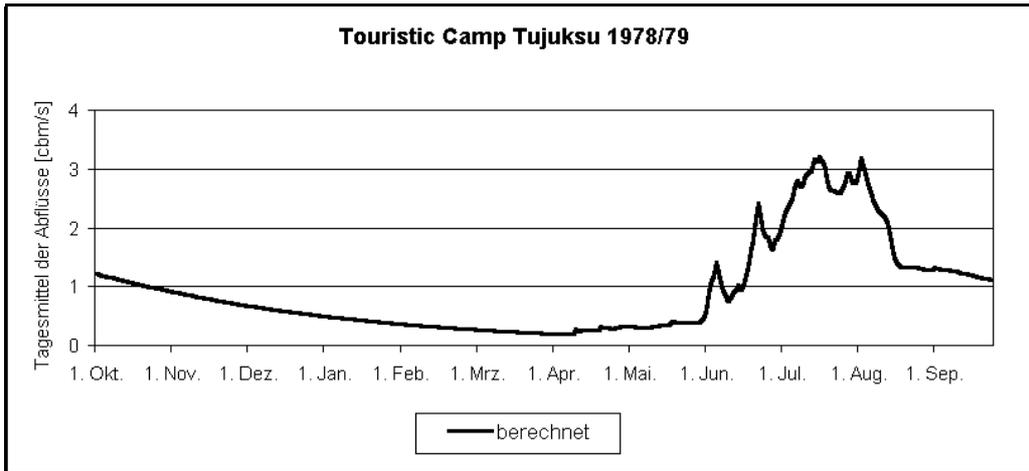
Touristic Camp Tujuksu 1965/66



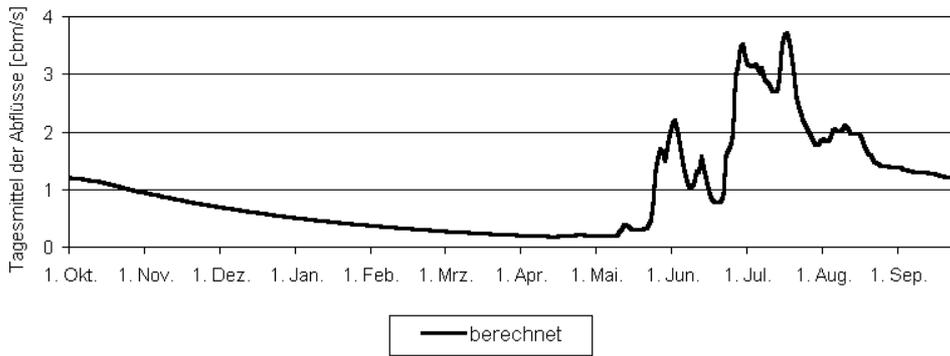




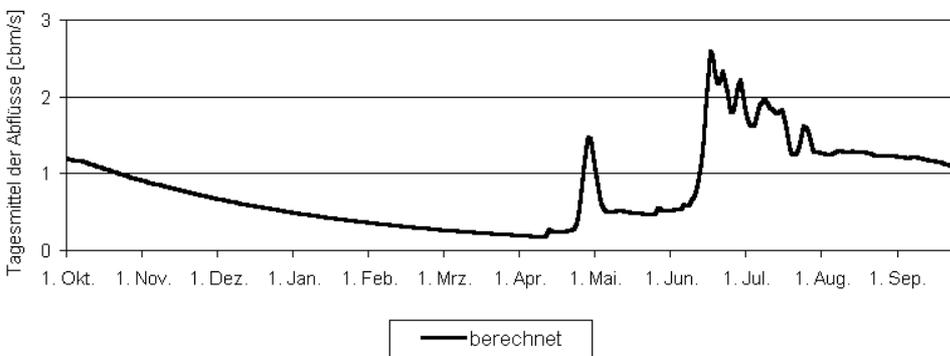




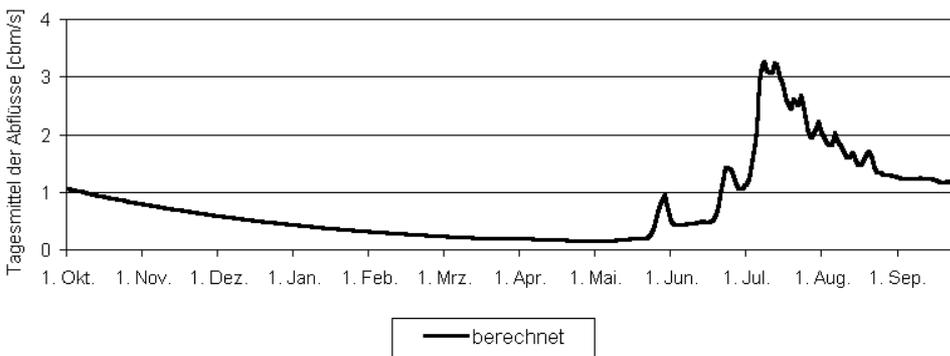
Touristic Camp Tujuksu 1986/87



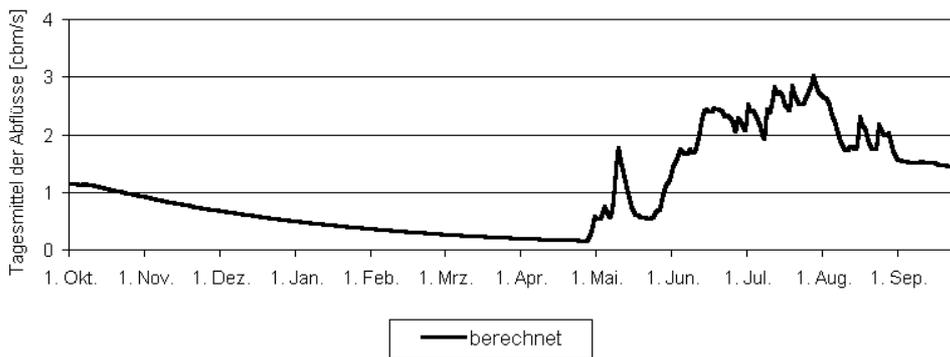
Touristic Camp Tujuksu 1987/88



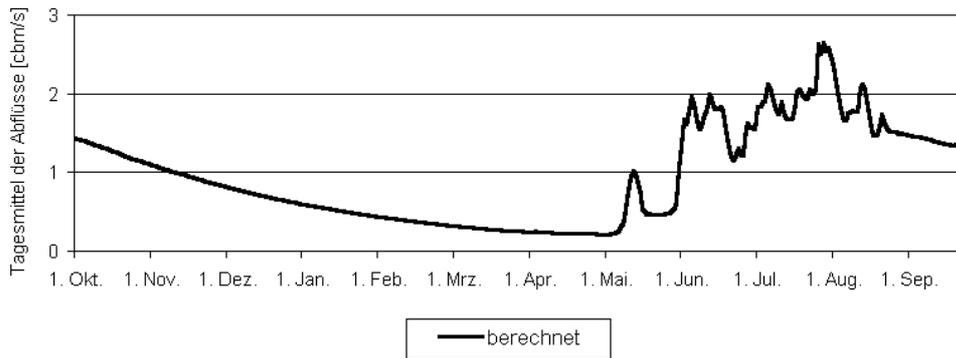
Touristic Camp Tujuksu 1988/89



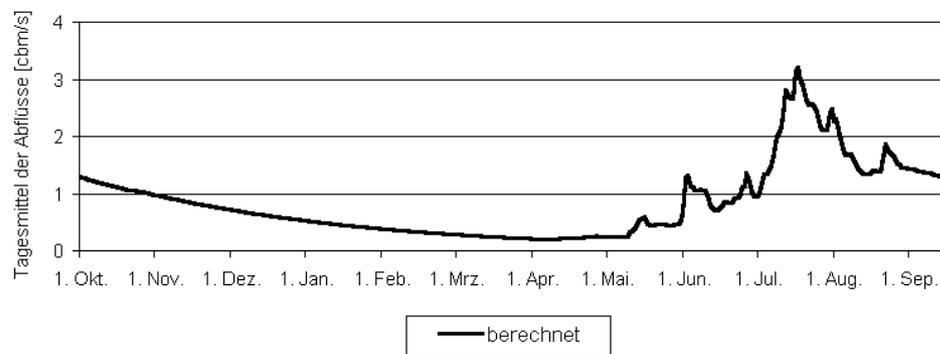
Touristic Camp Tujuksu 1989/90



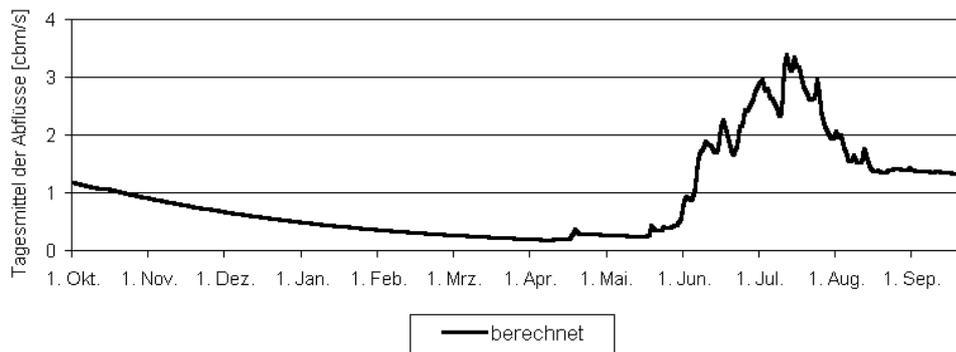
Touristic Camp Tujuksu 1990/91



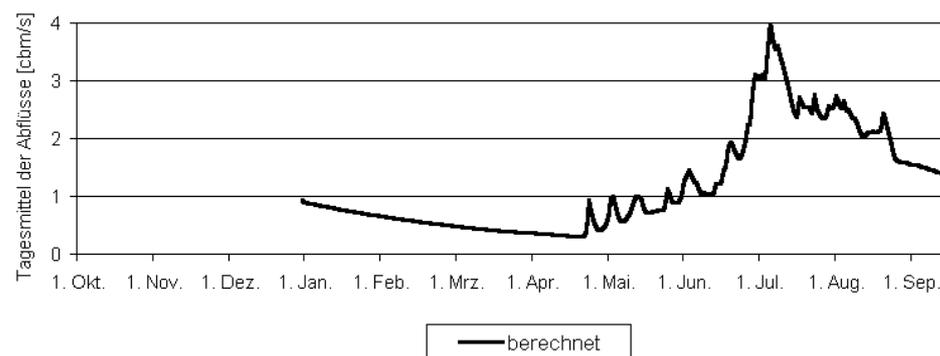
Touristic Camp Tujuksu 1991/92

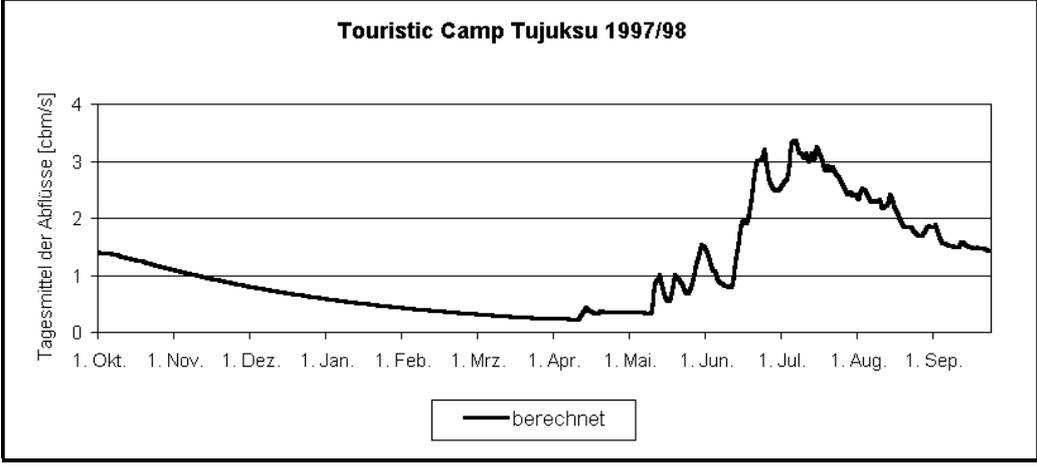
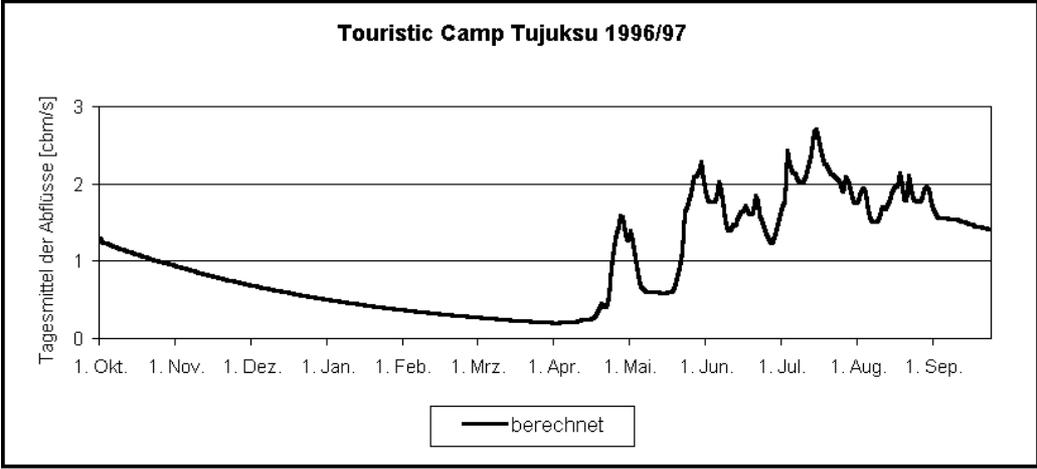
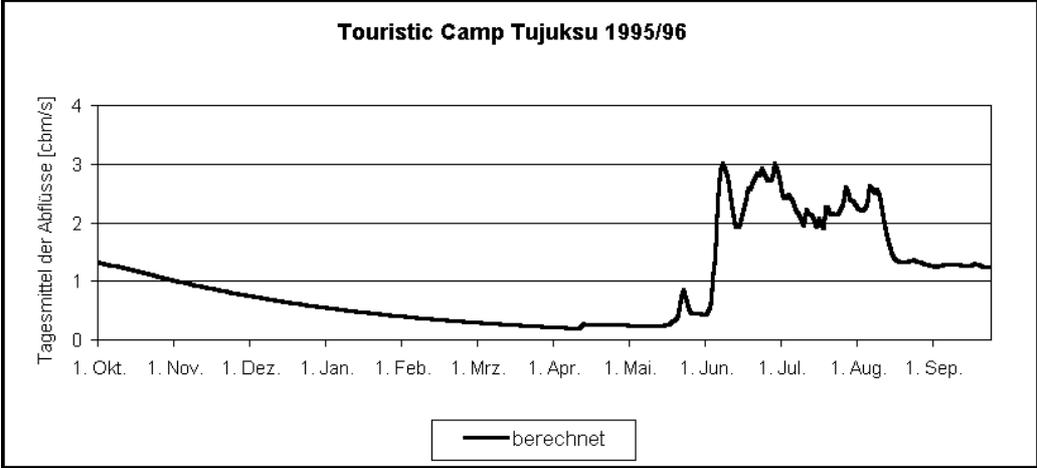
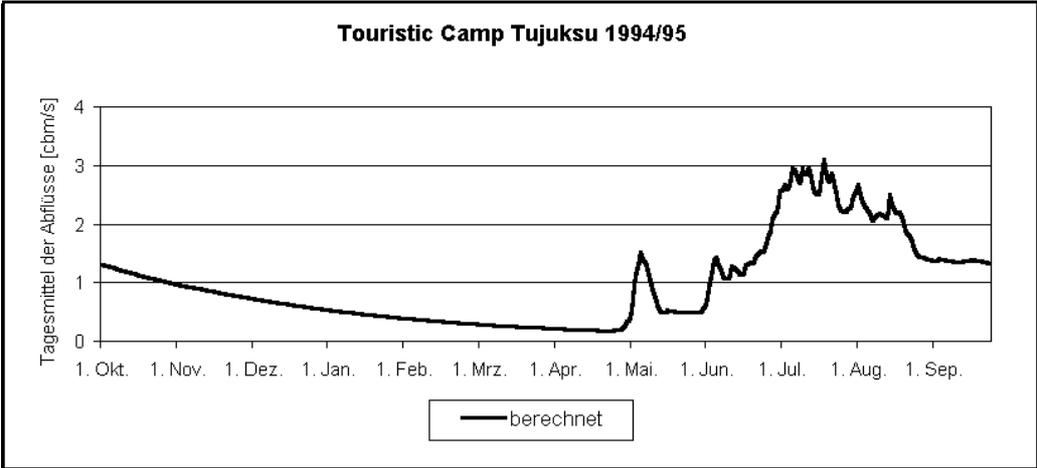


Touristic Camp Tujuksu 1992/93

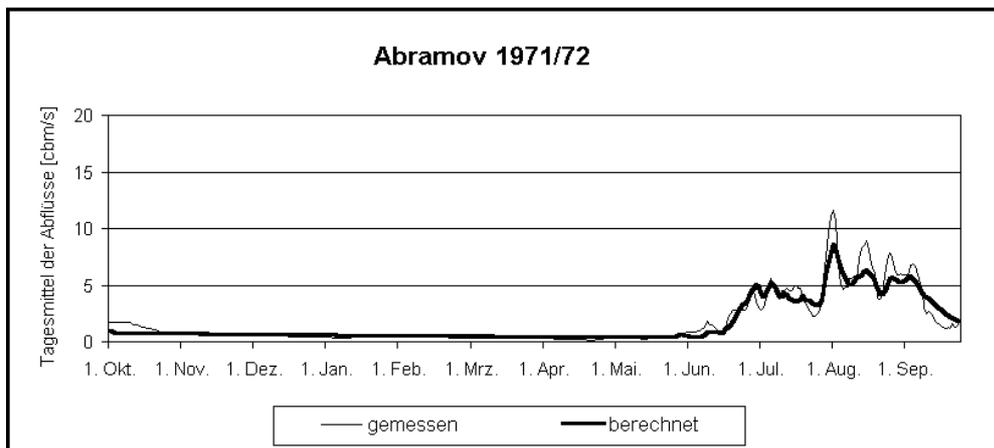
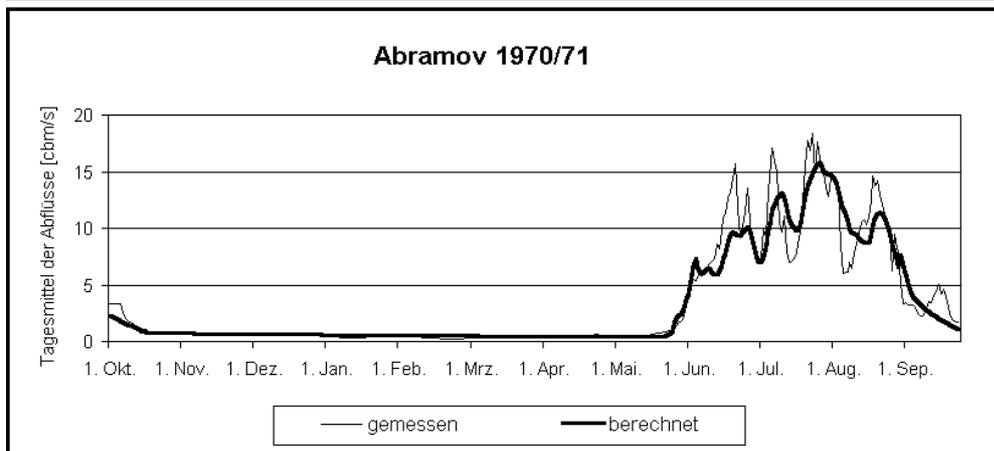
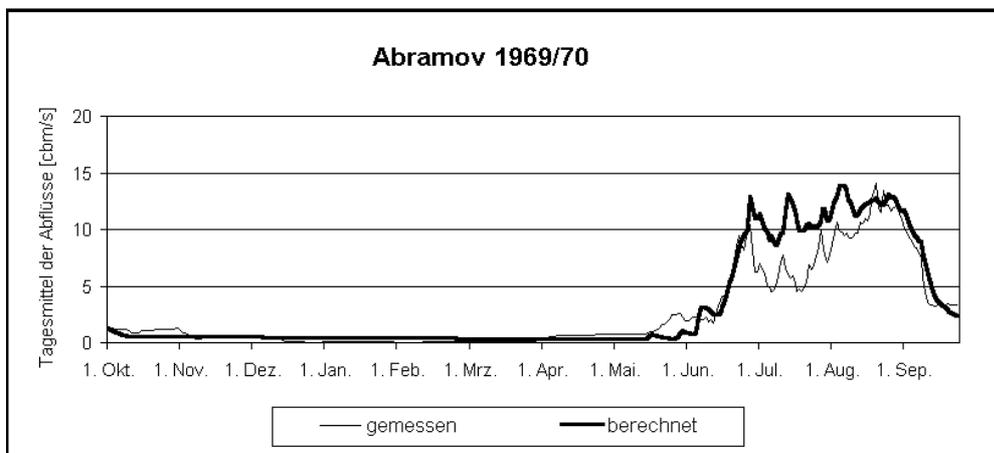
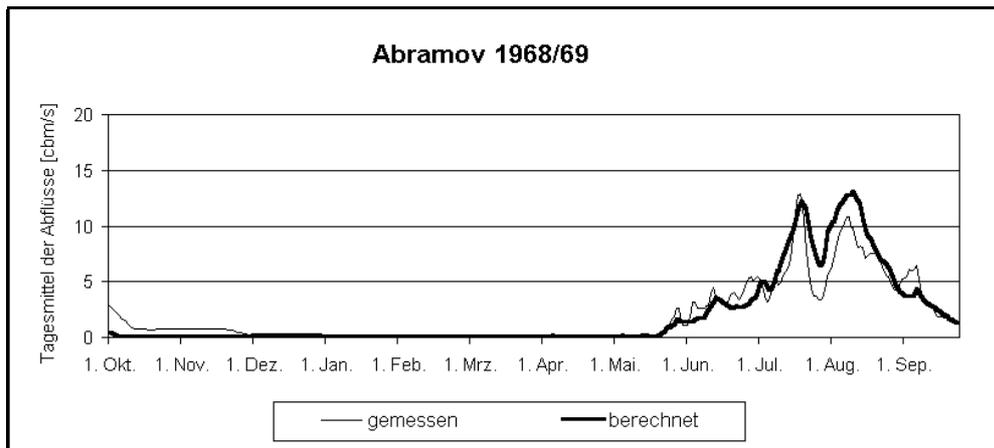


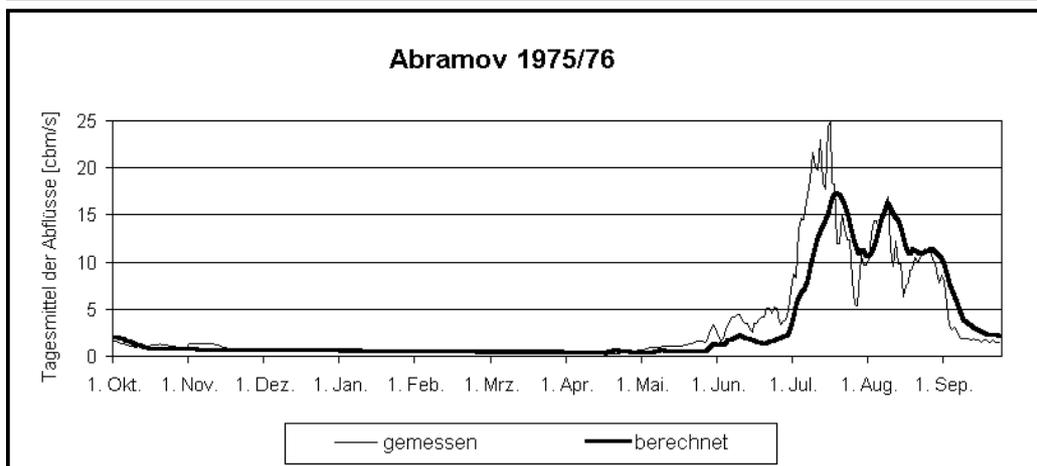
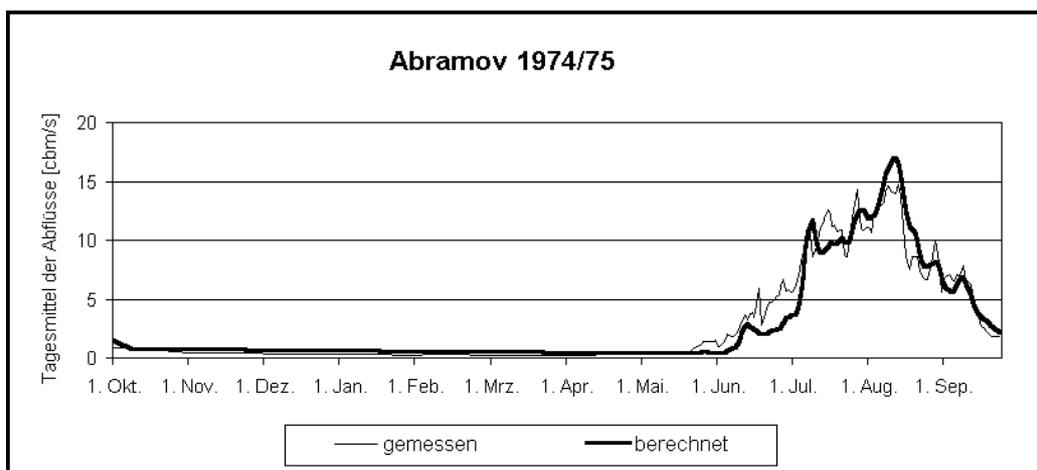
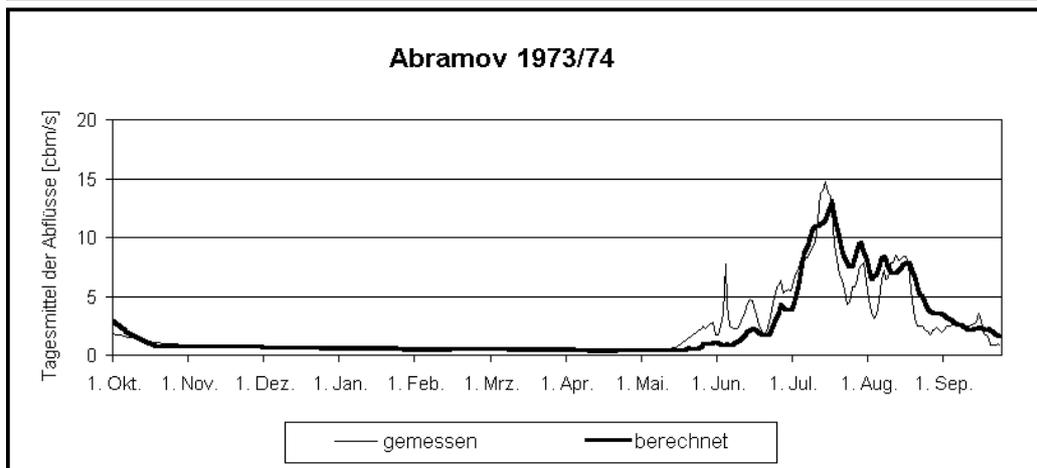
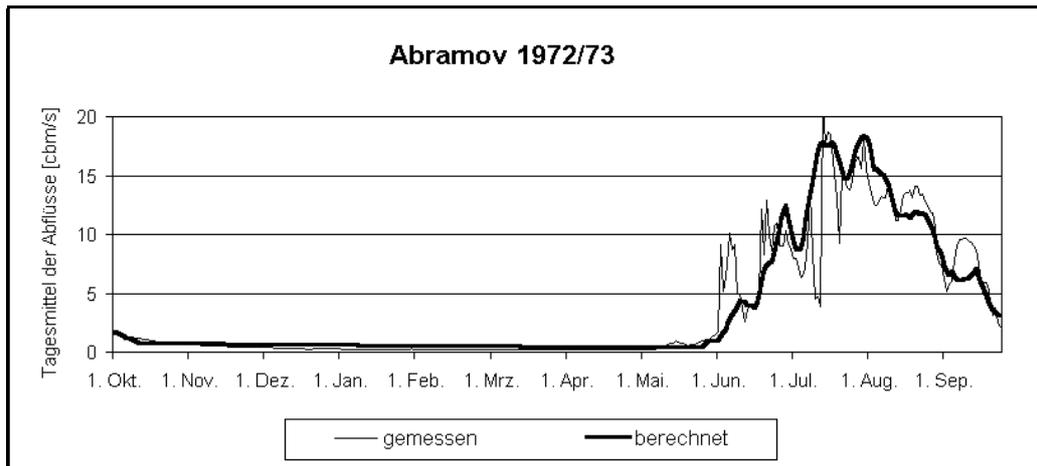
Touristic Camp Tujuksu 1993/94

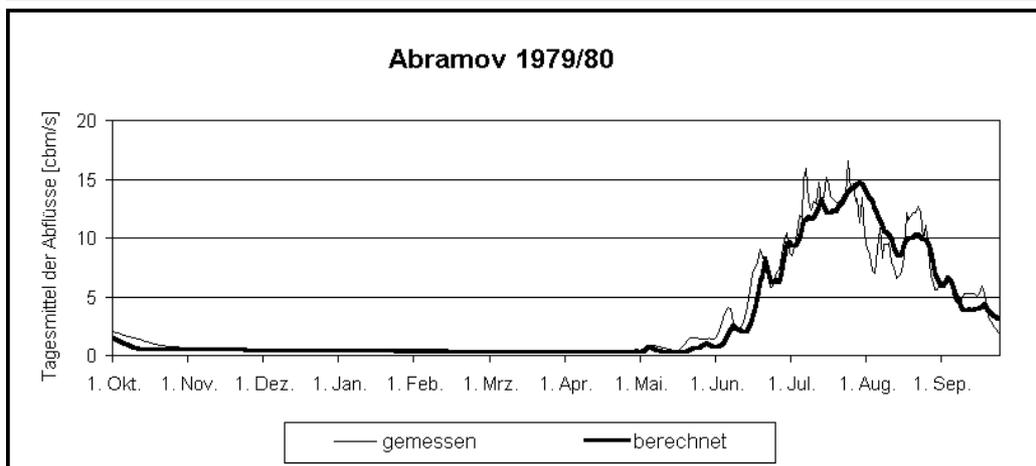
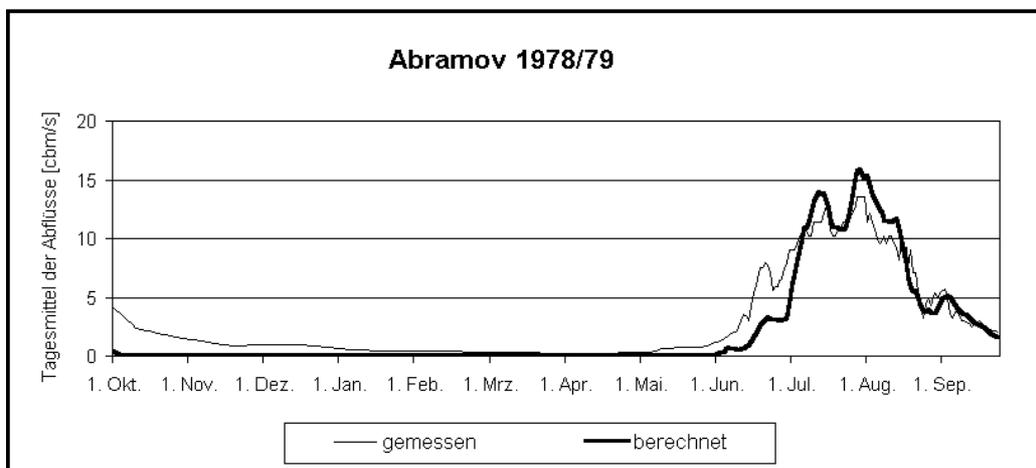
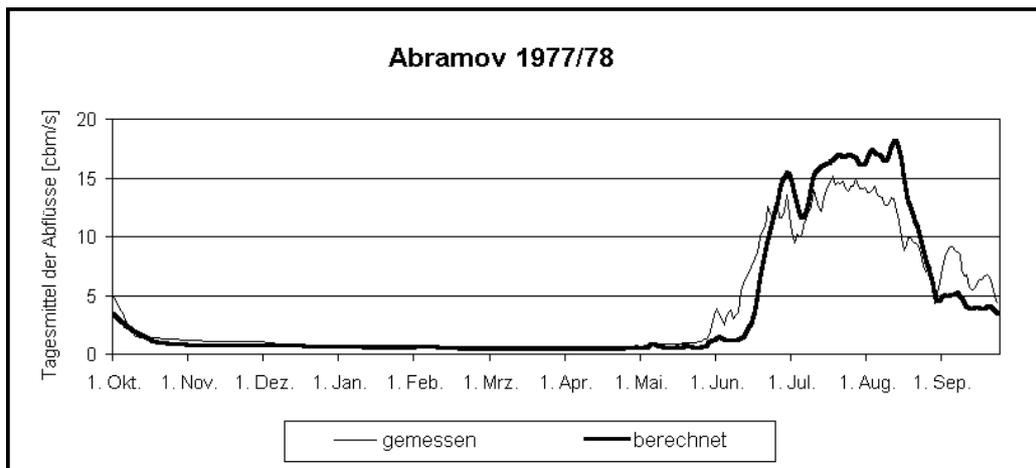
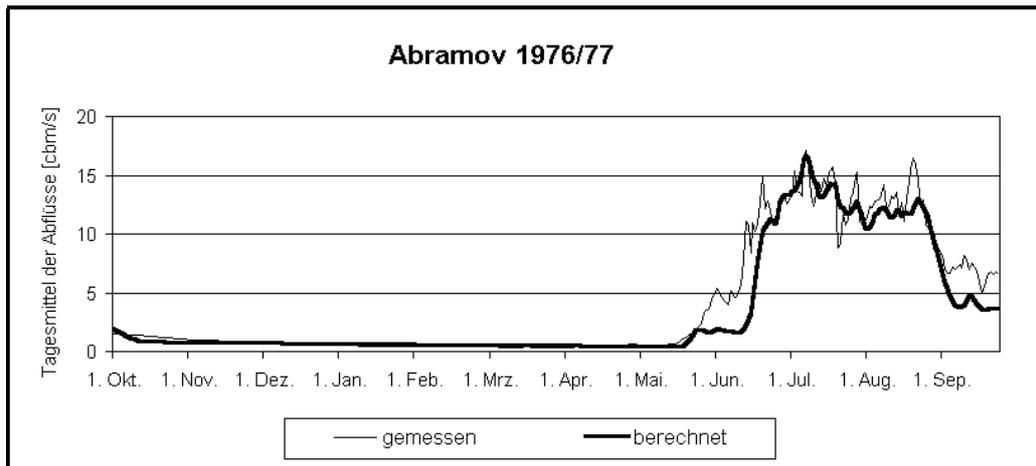


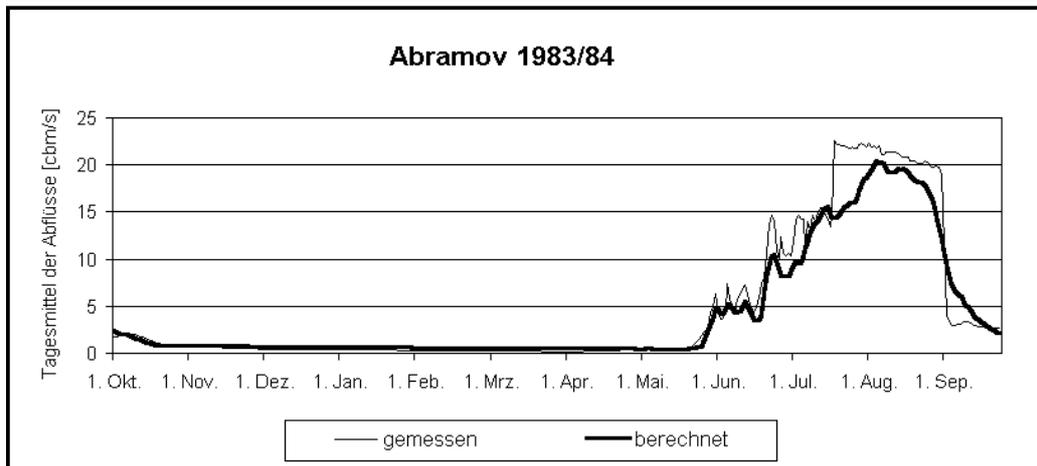
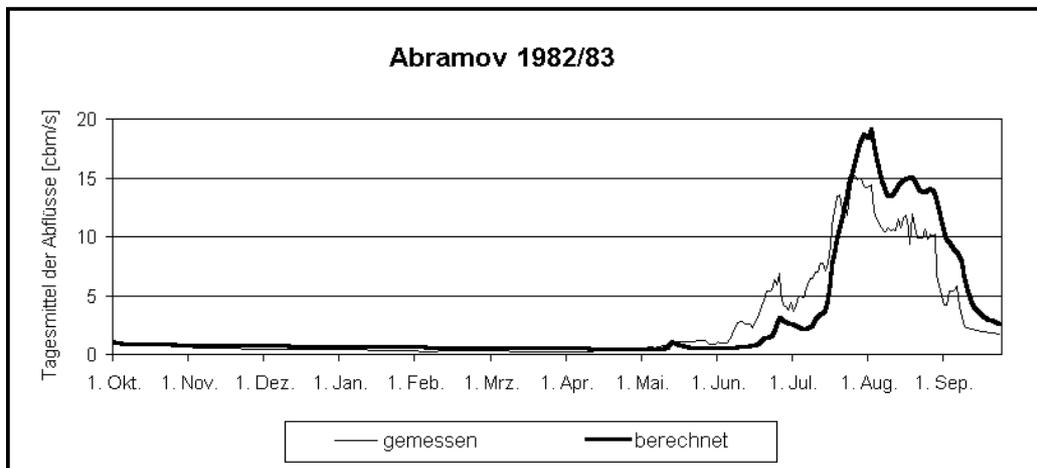
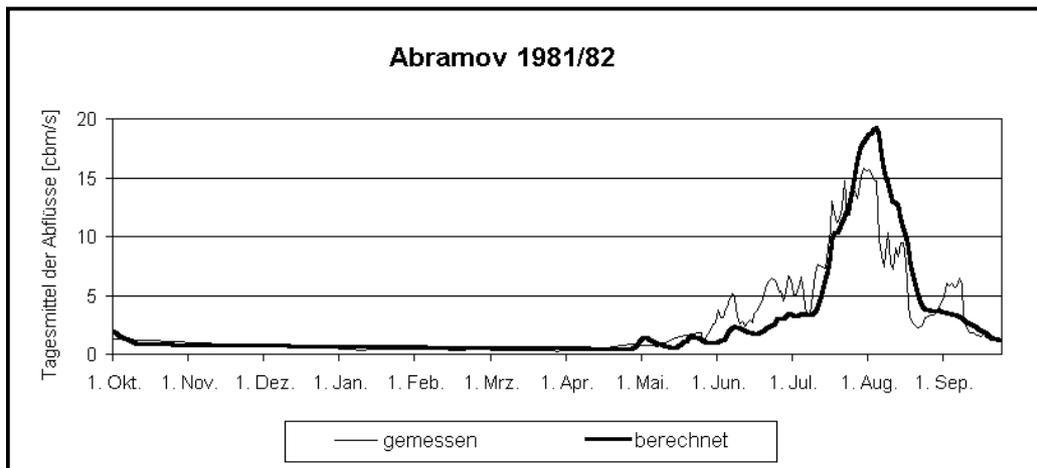
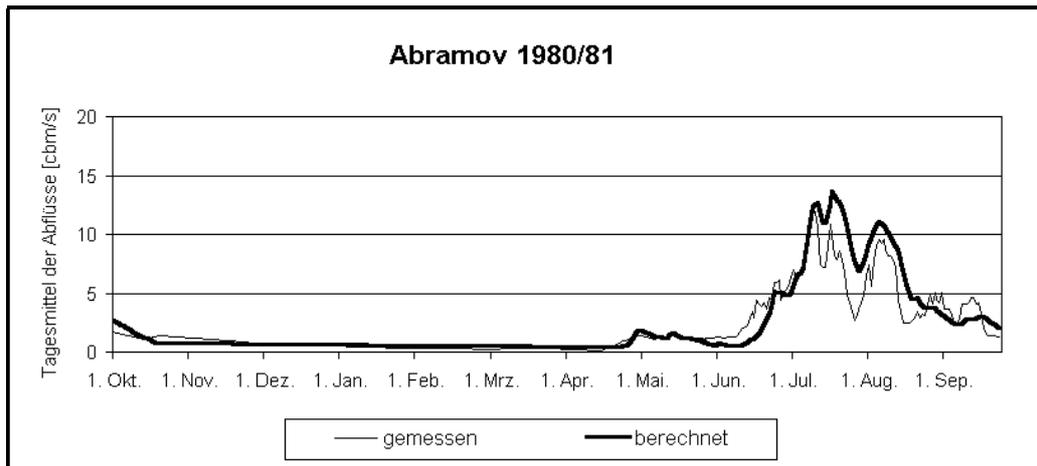


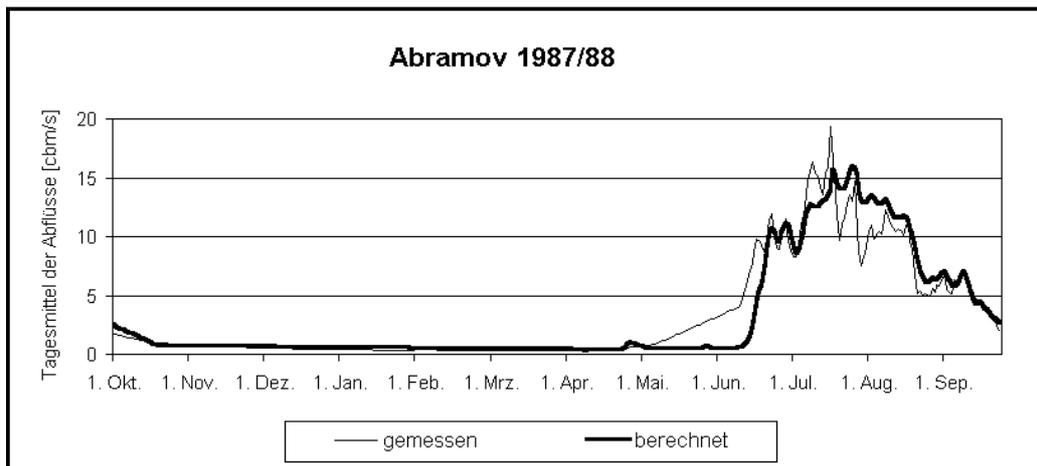
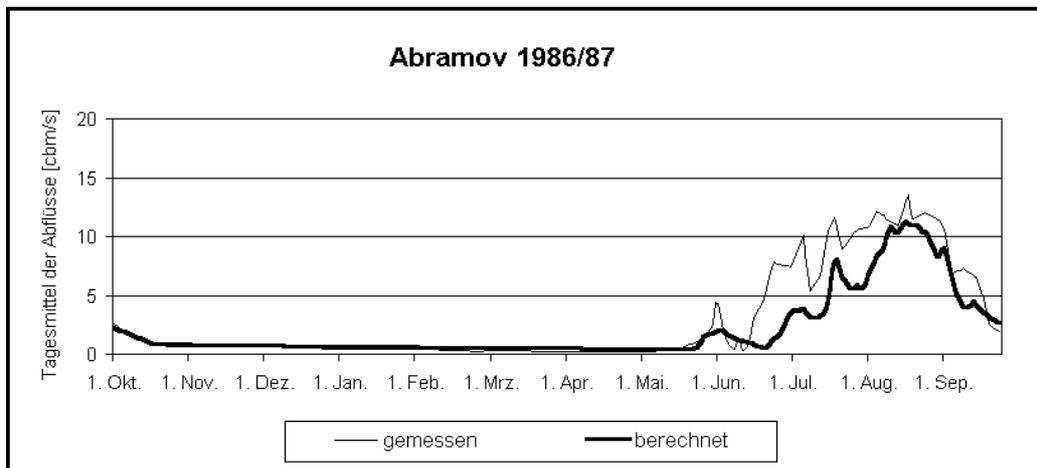
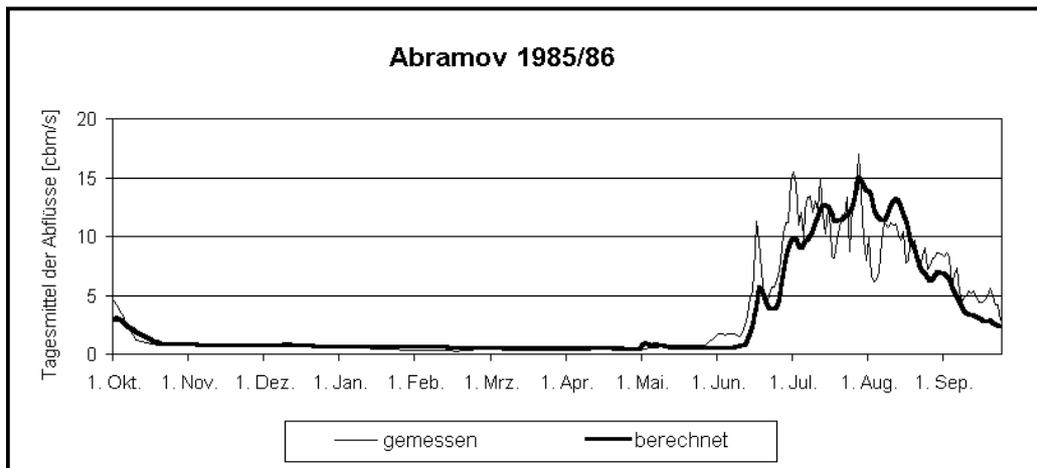
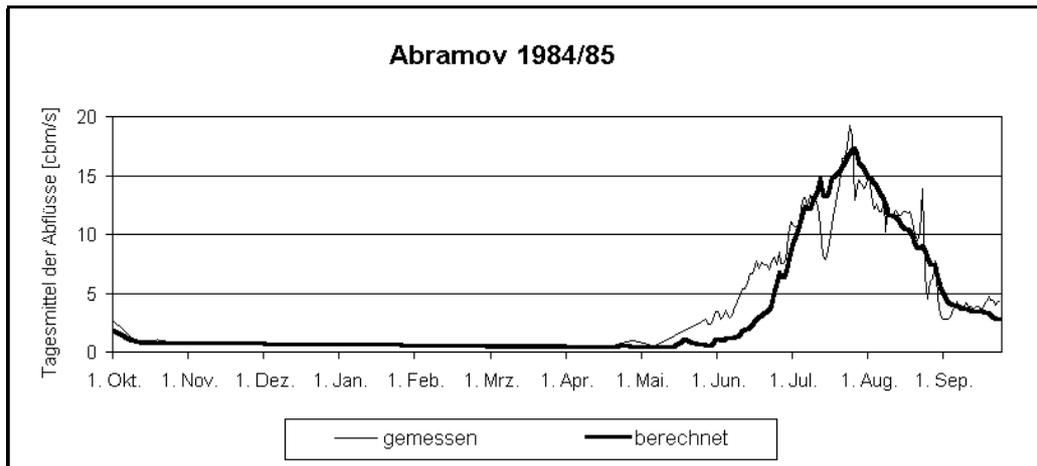
Anhang C-3: Gemessene und berechnete Tagesmittel der Abflüsse im Abramovgebiet.



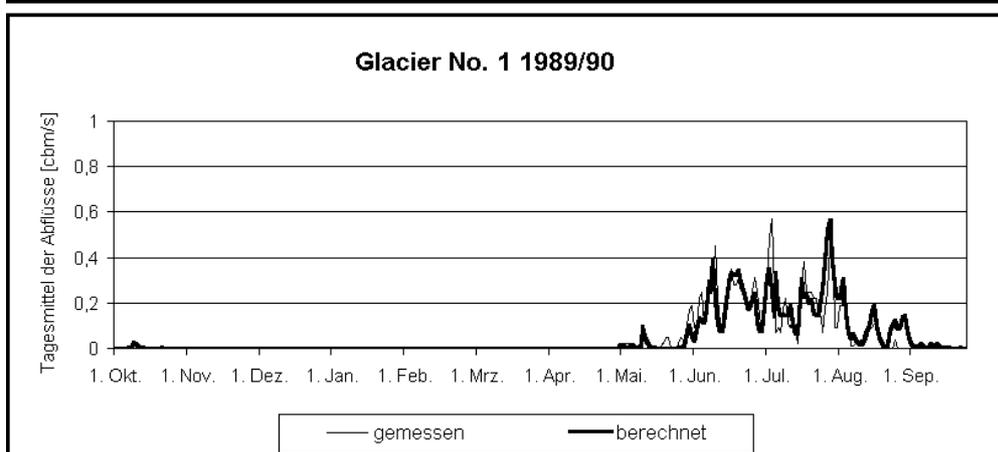
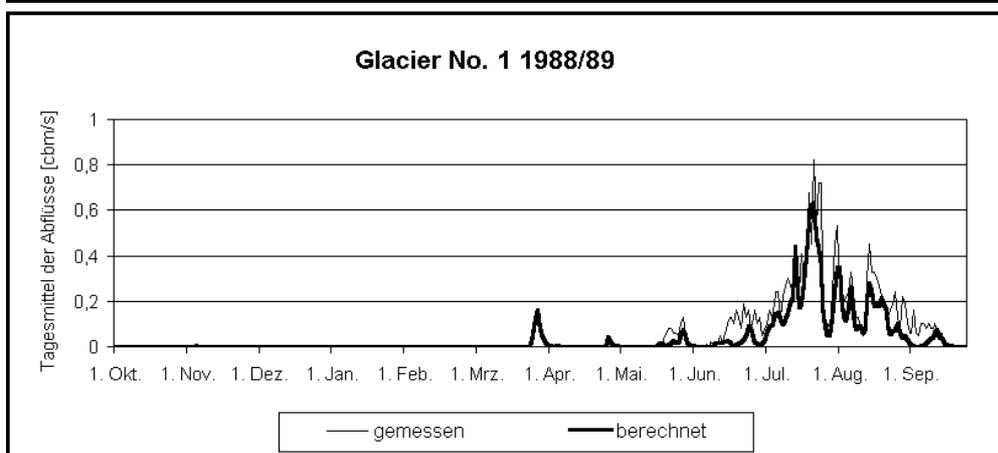
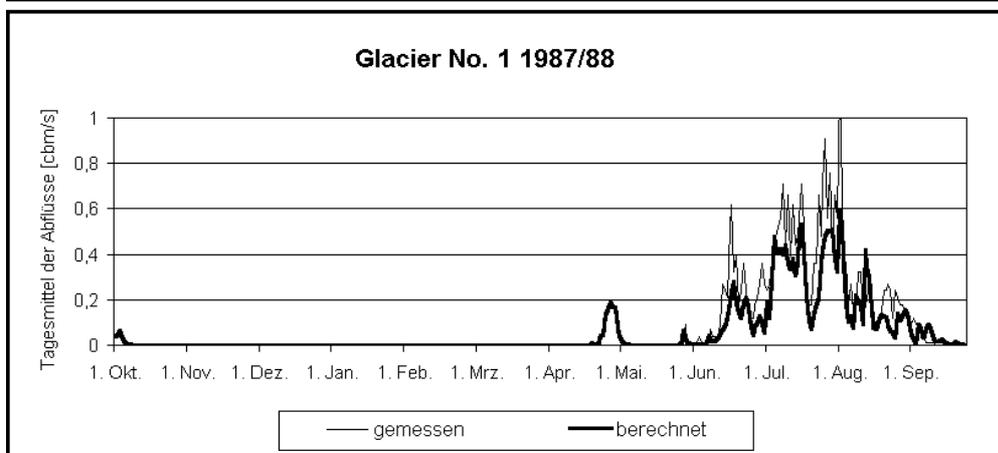
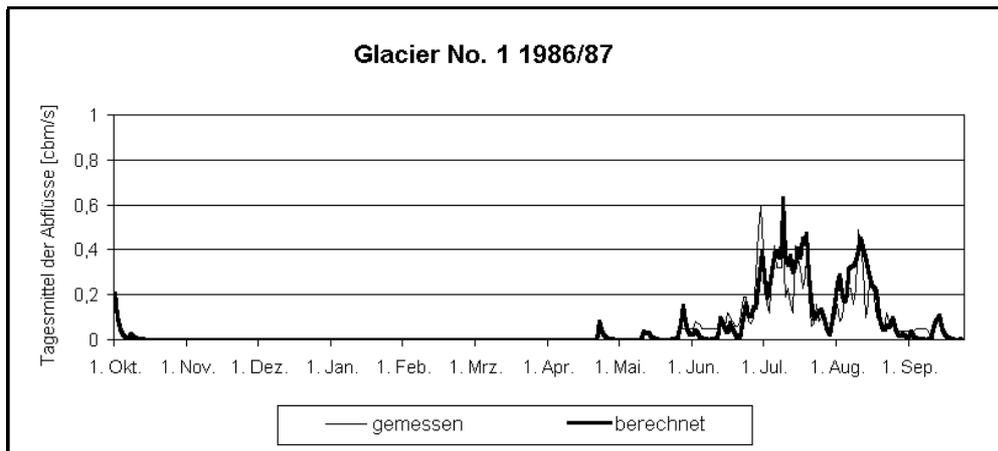




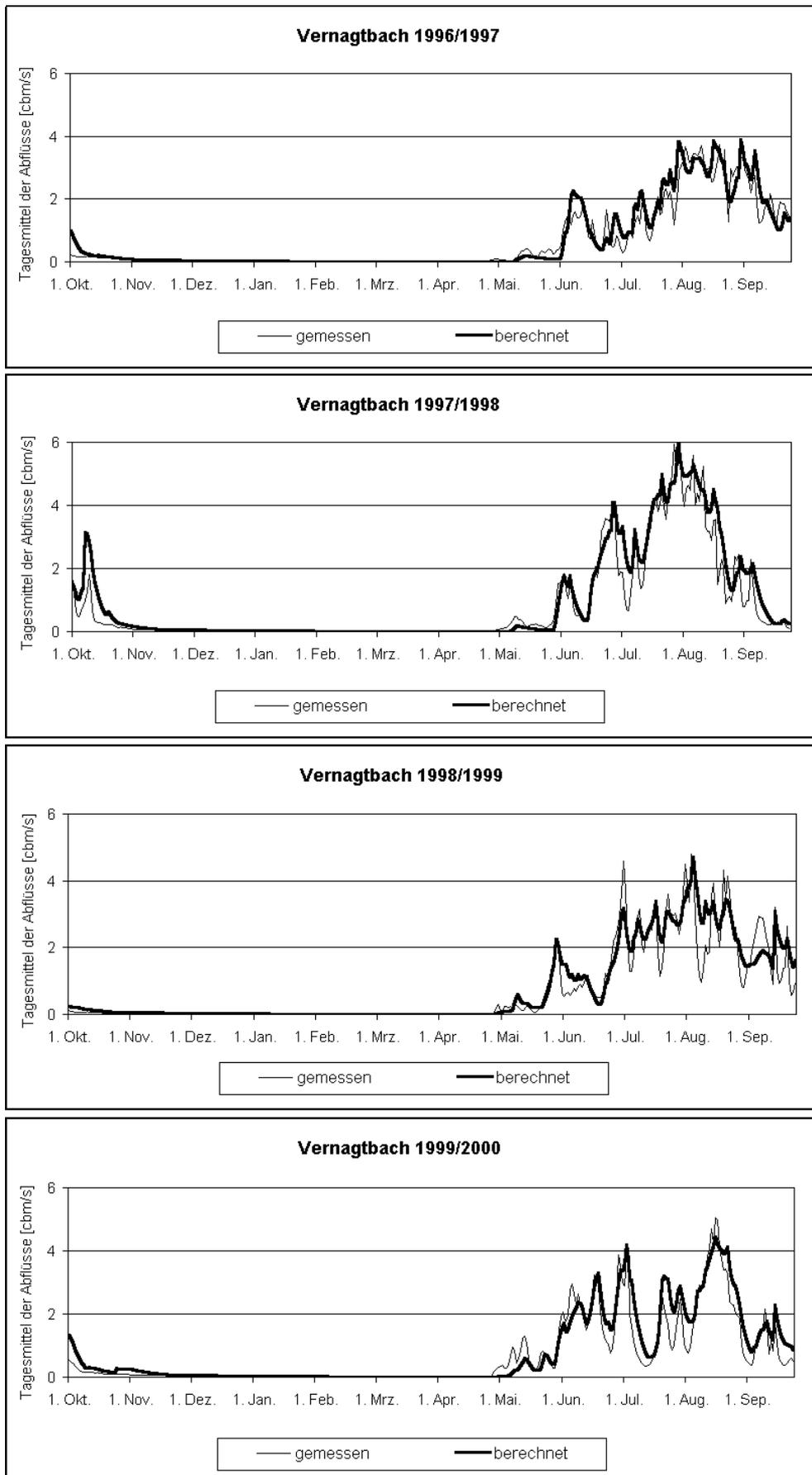




Anhang C-4: Gemessene und berechnete Tagesmittel der Abflüsse am Glacier No. 1.



Anhang C-5: Gemessene und berechnete Tagesmittel der Abflüsse im Einzugsgebiet Vernagtbach.



Anhang D: Modellierte Wasserhaushaltskomponenten

Anhang D-1: Modellierte Jahresbeträge der Wasserhaushaltskomponenten im Tujuksgebiet. (Q = Abfluss, P = Gebietsniederschlag, V = Verdunstung, B = Speicheränderung) in mm/a.

	Q	P	V	B _{Gletscher}	B _{Schnee}	B _{unterirdisch}
1958/1959	800	973	179	-107	18	82
1959/1960	1001	1146	143	14	72	-84
1960/1961	915	999	140	-109	12	40
1961/1962	856	850	132	-121	4	-20
1962/1963	962	1107	139	9	28	-31
1963/1964	927	1156	133	52	54	-10
1964/1965	768	862	128	-73	11	28
1965/1966	1227	1422	153	-17	30	29
1966/1967	964	1163	146	17	65	-28
1967/1968	808	774	128	-137	-16	-11
1968/1969	970	1301	189	35	77	30
1969/1970	973	1022	143	-95	-23	22
1970/1971	911	927	139	-85	25	-65
1971/1972	752	1027	175	24	57	18
1972/1973	944	935	136	-175	18	12
1973/1974	883	925	137	-79	7	-22
1974/1975	733	661	118	-116	-15	-59
1975/1976	801	986	128	-73	54	76
1976/1977	861	697	126	-294	-37	42
1977/1978	950	830	143	-232	3	-35
1978/1979	976	1121	138	-25	61	-31
1979/1980	974	1059	147	-105	-11	53
1980/1981	1045	1215	149	5	58	-42
1981/1982	798	795	179	-242	32	29
1982/1983	989	955	142	-190	-16	31
1983/1984	1021	782	147	-376	4	-14
1984/1985	1065	1083	150	-149	3	14
1985/1986	903	1071	183	-75	26	34
1986/1987	1020	1099	147	-72	12	-8
1987/1988	863	756	135	-204	2	-41
1988/1989	819	1061	125	-1	89	30
1989/1990	1091	972	155	-301	-60	86
1990/1991	1005	949	147	-172	16	-45
1991/1992	902	997	136	-55	49	-35
1992/1993	981	1173	141	-11	27	36
1993/1994	954	812	172	-384	10	60
1994/1995	1040	825	146	-370	2	5
1995/1996	1041	944	147	-218	-5	-21
1996/1997	1057	827	155	-426	-3	44
1997/1998	1170	1028	157	-314	3	12

Anhang D-2: Modellierte Jahresbeträge der Wasserhaushaltskomponenten im Abramovgebiet. (Q = Abfluss, P = Gebietsniederschlag, V = Verdunstung, B = Speicheränderung) in mm/a.

	Q	P	V	B_{Gletscher}	B_{Schnee}	B_{unterirdisch}
1968/1969	1068	938	196	-570	42	203
1969/1970	1696	759	180	-1218	-15	116
1970/1971	1734	744	197	-1193	24	-18
1971/1972	898	826	141	-275	59	4
1972/1973	1982	698	184	-1476	-57	65
1973/1974	1162	511	168	-787	18	-50
1974/1975	1474	632	159	-1027	15	12
1975/1976	1616	464	181	-1325	-32	25
1976/1977	1863	556	192	-1527	-7	36
1977/1978	2038	746	203	-1520	-1	27
1978/1979	1190	803	197	-795	18	193
1979/1980	1581	799	183	-1113	0	147
1980/1981	1262	876	172	-598	31	8
1981/1982	1343	627	163	-874	11	-16
1982/1983	1563	806	162	-960	8	34
1983/1984	2249	630	209	-1783	-27	-17
1984/1985	1663	783	190	-1097	2	24
1985/1986	1578	611	179	-1126	4	-22
1986/1987	1174	965	155	-413	49	1
1987/1988	1750	1032	186	-915	2	9

Anhang D-3: Modellierte Jahresbeträge der Wasserhaushaltskomponenten am Glacier No. 1. (Q = Abfluss, P = Gebietsniederschlag, V = Verdunstung, B = Speicheränderung) in mm/a.

	Q	P	V	B_{Gletscher}	B_{Schnee}	B_{unterirdisch}
1986/1987	466	525	266	-154	29	-83
1987/1988	533	574	239	-234	43	-8
1988/1989	342	589	199	-7	65	-10
1989/1990	430	514	219	-144	17	-8

Anhang D-4: Modellierte Jahresbeträge der Wasserhaushaltskomponenten am Vernagtbach. (Q = Abfluss, P = Gebietsniederschlag, V = Verdunstung, B = Speicheränderung) in mm/a.

	Q	P	V	B_{Gletscher}	B_{Schnee}	B_{unterirdisch}
1996/1997	1783	1778	189	-367	67	102
1997/1998	2452	1656	216	-1106	33	58
1998/1999	1984	1811	195	-591	63	154
1999/2000	2026	1680	208	-722	69	92

Anhang E: Gemessene und modellierte Gletschermassenbilanzen

Anhang E-1: Direkt glaziologische und hydrologisch bestimmte spezifische Gletschermassenbilanzen für das Einzugsgebiet „Touristic Camp Tujuku“, vor und nach der Eichung über die geodätische Methode in mm.

	Direkt glaziologisch gemessene Werte	Hydrologische Methode, über vierjährige Abflussmessung geeicht	Glaziologische Methode, an geodätischer Methode geeicht	Hydrologische Methode, an geodätischer Methode geeicht
1958/1959	-70	-107	-38	-54
1959/1960	22	14	54	80
1960/1961	-86	-109	-54	-59
1961/1962	-130	-121	-98	-69
1962/1963	113	9	144	69
1963/1964	144	52	175	109
1964/1965	-36	-73	-4	-18
1965/1966	15	-17	47	35
1966/1967	24	17	56	88
1967/1968	-214	-137	-182	-92
1968/1969	61	35	93	76
1969/1970	-19	-95	13	-52
1970/1971	-69	-85	-37	-21
1971/1972	43	24	74	96
1972/1973	-56	-175	-25	-123
1973/1974	-145	-79	-113	-23
1974/1975	-90	-116	-58	-80
1975/1976	-151	-73	-119	-5
1976/1977	-260	-294	-229	-257
1977/1978	-434	-232	-403	-187
1978/1979	-118	-25	-86	27
1979/1980	-159	-105	-127	-43
1980/1981	12	5	44	65
1981/1982	-163	-242	-132	-146
1982/1983	-139	-190	-107	-90
1983/1984	-309	-376	-278	-288
1984/1985	-143	-149	-111	-64
1985/1986	-131	-75	-99	-25
1986/1987	-83	-72	-51	-20
1987/1988	-152	-204	-121	-164
1988/1989	-114	-1	-82	47
1989/1990	-243	-301	-211	-246
1990/1991	-277	-172	-245	-120
1991/1992	-56	-55	-24	5
1992/1993	160	-11	191	66
1993/1994	-107	-384	-76	-301
1994/1995	-144	-370	-112	-290
1995/1996	-111	-218	-80	-154
1996/1997	-364	-426	-333	-339
1997/1998	-79	-314	-47	-227
Summe	-4055	-5427	-2793	-2793

Anhang E-2: Direkt glaziologische und hydrologisch bestimmte spezifische Gletschermassenbilanzen für den Glacier No. 1, bezogen auf das Einzugsgebiet, in mm.

	Direkt glaziologisch gemessene Werte	Hydrologische Methode
1986/1987	-154	-97
1987/1988	-234	-353
1988/1989	-7	58
1989/1990	-144	29
Summe	-539	-363

Anhang E-2: Direkt glaziologische und hydrologisch bestimmte spezifische Gletschermassenbilanzen für das Einzugsgebiet Vernagtbach, in mm.

	Direkt glaziologisch gemessene Werte	Hydrologische Methode
1996/1997	-384.73	-367
1997/1998	-792.37	-1106
1998/1999	-82.08	-591
1999/2000	-218.12	-722
Summe	-1477	-2786

Lebenslauf

Name: Wilfried Hagg
Anschrift: Entenbachstrasse 12
81541 München
Geburtsdatum: 09.01.1972
Geburtsort: Schwabmünchen
Familienstand: ledig
Staatsangehörigkeit: deutsch

Schulbildung: 1978-1981
Grundschule in Langerringen
1982-1991
Gymnasium in Schwabmünchen
Abschluss: Abitur

Zivildienst: 10/1991 -12/1992
Individuelle Schwerstbehindertenbetreuung bei der Arbeiterwohlfahrt in Schwabmünchen

Studium: 05/1993 - 09/1995
Studium der Geographie an der Universität Augsburg
Nebenfächer: Raumordnung und Landesplanung, Biologie
10/1995 - 09/1999
Studium der Geographie an der Ludwig-Maximilians-Universität in München
Nebenfächer: Geologie, Botanik

Beruflicher Werdegang: 10/1999 - 04/2000
Screen-Designer beim Software-Entwickler „hybris GmbH“ in München
seit 05/2000
Wissenschaftlicher Mitarbeiter an der Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften in München
im DFG-Projekt „Tujusku“

München den 07.03.2003