

Projekt

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

Förderkennzeichen BR 1622/5-1

Zwischenbericht

September 2001

Wilfried Hagg

Kommission für Glaziologie

Bayerische Akademie der Wissenschaften

Inhalt

1	Einleitung	3
1.1	Hauptziele des Projekts	3
1.2	Ausweitung der Untersuchungsgebiete	3
2	Das Klima in den Untersuchungsgebieten	6
3	Neukartierung des Gletschergebiets Tujuksu.....	9
4	Die Anwendung des HBV-ETH-Modells	10
4.1	Tujuksu	12
4.1.1	Aufbereitung der Eingabegrößen.....	12
4.1.2	Ergebnisse.....	13
4.1.3	Qualitätskontrolle	16
4.1.4	Szenarien.....	19
4.2	Abramov	23
4.2.1	Aufbereitung der Eingabegrößen.....	23
4.2.2	Ergebnisse.....	23
4.2.3	Qualitätskontrolle	26
4.2.4	Szenarien.....	28
4.3	Glacier No. 1	30
4.3.1	Aufbereitung der Eingabegrößen.....	30
4.3.2	Ergebnisse.....	30
4.3.3	Qualitätskontrolle	32
4.3.4	Szenarien.....	34
5	Geländeaufenthalte in Zentralasien	36
6	Ausstehende Arbeiten	38
7	Literaturverzeichnis	39

1 Einleitung

Der vorliegende Bericht soll einen Zwischenstand im laufenden Projekt "Auswirkungen von Gletscherschwund auf die Wasserspende hochalpiner Gebiete, Vergleich Alpen-Zentralasien" liefern. Es wird eine Übersicht über bereits geleistete Arbeiten gegeben und erste Zwischenergebnisse werden dargestellt. Des Weiteren wird beschrieben, wie sich diese Ergebnisse auf den bisherigen Projektverlauf auswirkten, welche Änderungen sie nötig machten und welche Erweiterungen sie hervorgebracht haben. Schließlich werden noch ausstehende Arbeitsschritte erläutert und ihre Notwendigkeit begründet.

1.1 Hauptziele des Projekts

- Neukartierung des Gletschergebiets Tujuksu im Maßstab 1:10000.
- Ermittlung der Gletscher-Volumenbilanz durch den Vergleich mit der Karte von 1958.
- Modellierung der Wasserhaushaltskomponenten mit dem HBV-ETH-Modell und Erstellen von Szenarien bezüglich veränderter Klima- und Vergletscherungsbedingungen.
- Vergleich der vom Modell berechneten Massenbilanzen mit den jährlich gemessenen Werten und mit der geodätisch ermittelten Volumenbilanz.
- Vergleich des Zusammenhangs zwischen Vergletscherung und Abflussspende in den Alpen und in Zentralasien.

1.2 Ausweitung der Untersuchungsgebiete

Beim ersten Besuch im Gletschergebiet Tujuksu im Juni 2000 konnte der dortige Messbetrieb in Augenschein genommen werden. Während die meteorologischen Messstationen einen durchaus zuverlässigen Eindruck machten, kamen bei den Abflusspegeln Bedenken bezüglich der Qualität der dort ermittelten Daten auf. An der Station Mynzhilki ist zwar ein betoniertes Messgerinne mit Standrohren vorhanden, diese sind aber offensichtlich schon länger nicht mehr in Benutzung gewesen. Während der Besichtigung waren jedenfalls keine Schwimmer oder Registriergeräte vorhanden und die Rohre waren an ihrem Grund mit Schneeresten gefüllt. An der Messstelle Touristic Camp Tujuksu ist der natürliche, unbetonierte Gerinnequerschnitt ständigen Veränderungen unterworfen. Um dem Rechnung zu tragen, werden hier 35-40 mal im Jahr Flügelmessungen durchgeführt, um Eichkurven für die Pegel/Abfluss-Beziehung zu ermitteln (GLAZIRIN, persönl. Mitt.). Das Ablesen der Pegelstände erfolgt dann allerdings nur 2 mal täglich, um 8 Uhr morgens und 8 Uhr abends, und das Mittel dieser

beiden Werte wird als Tagesmittel notiert. Darin liegt wohl die Hauptunsicherheit der Messung. 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. Diese Befürchtungen bezüglich der Qualität der Abflussdaten erwiesen sich nicht als unbegründet (siehe 4.1.2), so dass sich letztendlich nur die Daten von knapp fünf hydrologischen Jahren bedingt für die Kalibrierung des Modells eignen. Für die weiteren Jahre stehen dem berechneten Abfluss keine gemessenen Werte zum Vergleich gegenüber.

Diese unbefriedigende Situation führte zu der Überlegung, ein weiteres Untersuchungsgebiet mit besseren Abflussdaten in das Projekt aufzunehmen. Hier bot sich das Gebiet des Abramov-Gletschers in Kirgisistan an, von dem bekannt war, dass es ebenfalls seit mehreren Jahrzehnten glaziologisch, meteorologisch und hydrologisch untersucht wird und dass dort alle Daten, die für eine Modellierung mit dem HBV-ETH-Modell nötig sind, erhoben werden. Der Gletscher liegt in der südlichen Alai-Kette, direkt an der Grenze zu Tadschikistan (39°38'N/71°34'E). Er 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. Er entwässert in den Koku, der in dritter Ordnung dem Amu Darya, einem der Hauptzuflüsse des Aral Sees, tributär ist. Das Zentralasiatische Hydrometeorologische Forschungsinstitut (SANIGMI) in Taschkent betrieb seit 1967 eine Forschungsstation, die 1999 leider einem Anschlag islamischer Fundamentalisten zum Opfer fiel. Felix Pertziger stellte dankenswerterweise sehr schnell den kompletten Datensatz der Jahre 1967-1998 zur Verfügung.

Im Rahmen des Geländeaufenthalts im Tujuksu-Gebiet im März 2001 ergab sich die Möglichkeit, den Glacier No. 1 in den östlichen Ausläufern des chinesischen Tien Schans zu besichtigen. Dieser Gletscher wird seit 1959 von der Chinesischen Akademie der Wissenschaften in Lanzhou untersucht. Auffallend war der, im Vergleich zum Tujuksu hohe, messtechnische Standard, vor allem was die Abflussmessung betrifft. Hier wird an drei Pegeln mittels kontinuierlicher Registrierung von Schwimmern in Standrohren die Höhe des Wasserstands erfasst und über Eichkurven die Abflussganglinie ermittelt. Diese Qualität der Abflussmessung sowie persönliche Kontakte zum "Cold and Arid Regions Environmental Research Institute" der Chinesischen Akademie der Wissenschaften ließen schließlich die Idee entstehen, das HBV-ETH-Modell auch in diesem Gebiet anzuwenden. Der Gletscher liegt 120 km südlich von Urumchi, der Hauptstadt der chinesischen Provinz Xinjiang (43°05'N/86°49'E). Er hat sich infolge seines Rückzugs 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 (GLACIER MASS BALANCE BULLETIN 2001). Der vorwiegend nordexponierte Gletscher entwässert in den Urumchi Fluss, der die gleichnamige Stadt und die umliegenden landwirtschaftlichen Nutzflächen (ca. 40000 ha) mit Wasser versorgt (SHI & ZHANG 1984) und danach im Untergrund versickert.

Damit wurden also zwei weitere Untersuchungsgebiete in das Projekt mit aufgenommen, so dass nun drei Einzugsgebiete, die verschiedene Klimaregionen innerhalb Zentralasiens repräsentieren, sowohl untereinander, als auch mit Gletschern der Alpen, verglichen werden können. Die Lage der Untersuchungsgebiete ist in Abbildung 1 dargestellt.

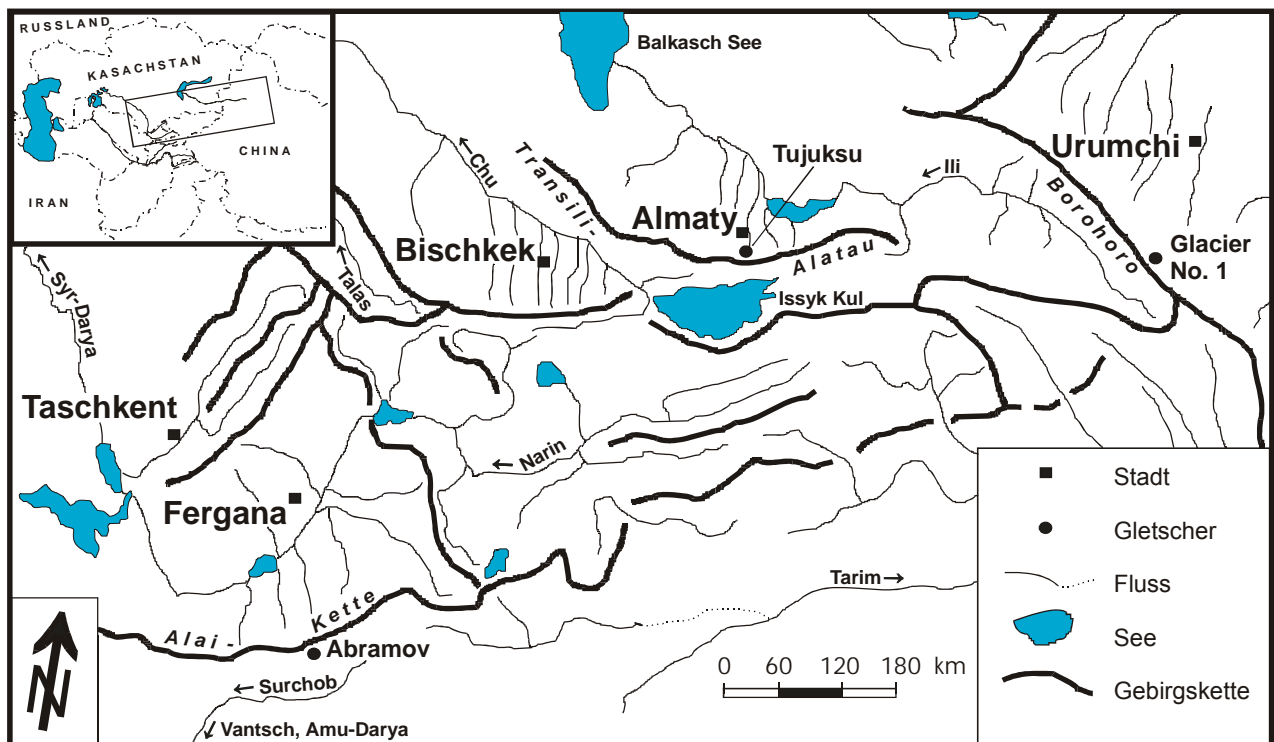


Abbildung 1: Die Lage der Untersuchungsgebiete, skizziert nach AIZEN et al. (1995).

2 Das Klima in den Untersuchungsgebieten

Generell herrscht in ganz Zentralasien ein kontinentales Klima. Die Kontinentalität des Tieflandes wird jedoch mit zunehmender Meereshöhe durch die Abnahme der jährlichen Temperaturamplitude und, vor allem am äußersten Randbereich des Gebirges, durch die Zunahme des Jahresniederschlags, abgeschwächt (AIZEN et al. 1995).

Der Transili Alatau ist der feuchteste Teil des nördlichen Tien Schans, weil hier die atlantischen Luftmassen zuerst das Gebirge erreichen und durch die Stauwirkung einen Großteil ihrer Feuchtigkeit verlieren (DYURGEROV et al. 1994). Vor allem die Nordabdachung mit dem Tjuksugebiet ist im zentralasiatischen Vergleich noch als relativ maritim beeinflusst zu betrachten.

Der Abramov Gletscher liegt weiter südwestlich und mehr im Gebirgsinnern. Dies führt einerseits dazu, dass die sibirische Antizyklone an Einfluss verliert und atlantische Luftmassen öfters 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, sodass die Jahresniederschläge geringer sind als im Transili Alatau.

Der Glacier No. 1 im östlichen Tien Schan wird im Winter noch stärker vom Asienhoch dominiert, da er dessen Kern über der Mongolei näher liegt als die anderen beiden Gebiete. 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 verursachen das sommerliche Maximum der Niederschlagssummen (OHMURA et al. 1990).

Die Jahresamplituden der Lufttemperatur sind in den drei Gebieten sehr ähnlich und variieren zwischen 19.4°C am Tjuksu und 20.7°C am Abramov, das Jahresmittel ist am Glacier No. 1 mit -5.4°C niedriger als am Tjuksu und am Abramov (jeweils -4°C) Abbildung 2 zeigt den saisonalen Gang der Lufttemperatur in den Untersuchungsgebieten.

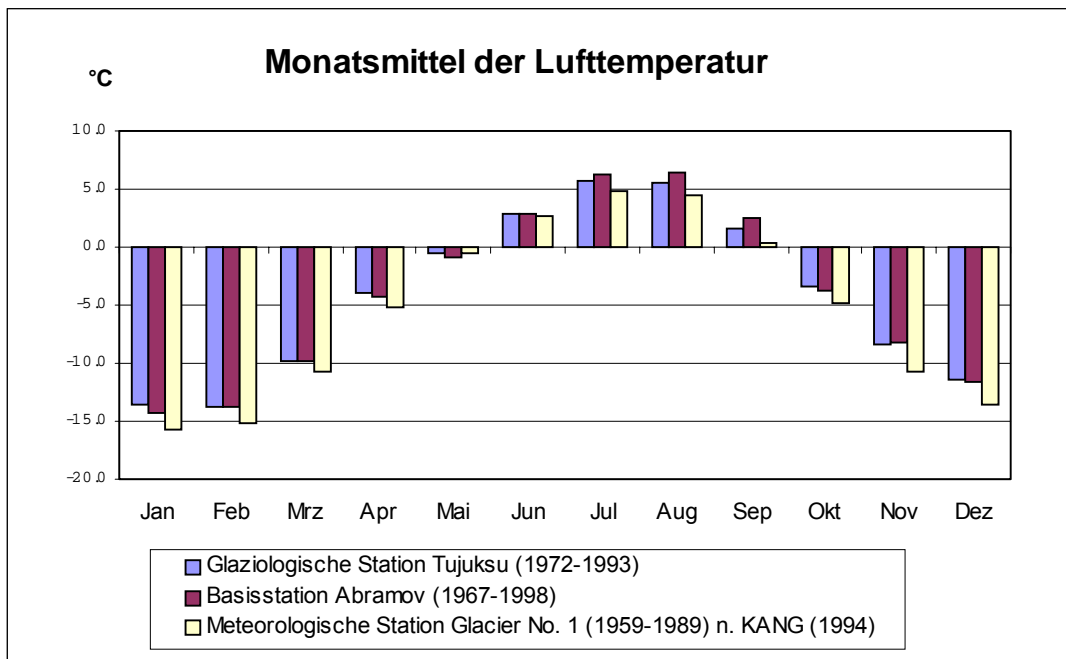


Abbildung 2: Monatsmittel der Lufttemperatur in den Testgebieten.

Die Jahressummen des Niederschlags nehmen vom Tujuksu (962 mm) über den Abramov (728 mm) zum Glacier No. 1 (429 mm) hin ab und das Maximum verlagert sich von Westen nach Osten immer mehr vom Frühjahr in den Sommer hinein (Abbildung 3), was mit dem zunehmendem Einfluss der winterlichen Antizyklone in dieser Richtung erklärt werden kann (AIZEN & AIZEN 1994).

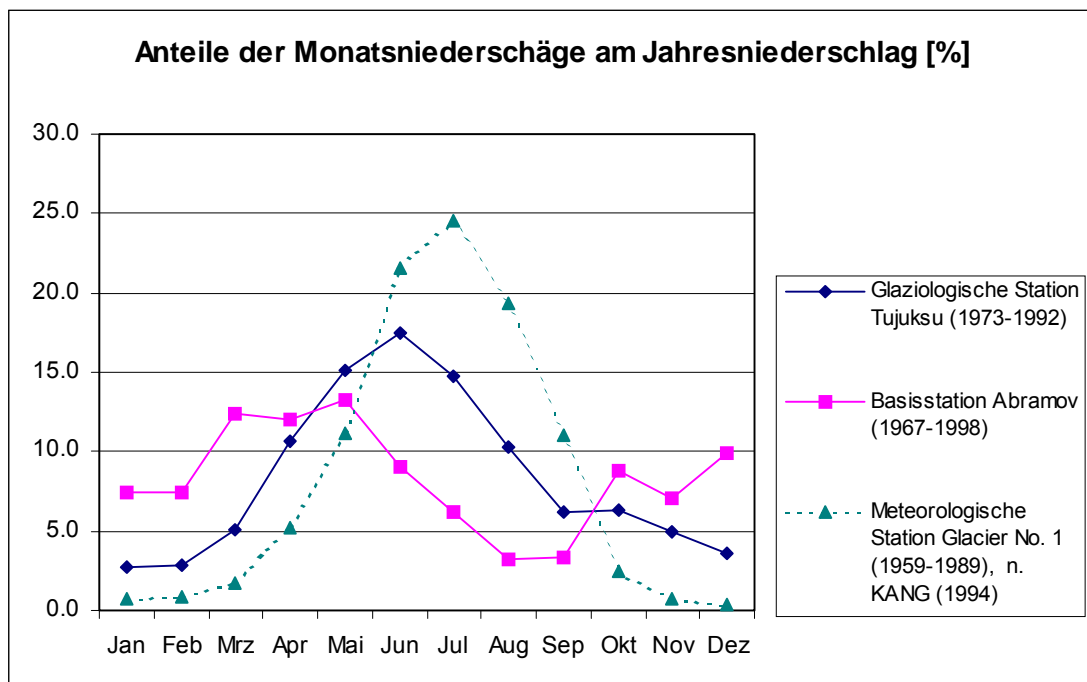


Abbildung 3: Die saisonale Verteilung der Niederschläge in den Testgebieten.

Der Höhengradient des Niederschlags ist in den Testgebieten im Winter oft negativ, weil Inversionen im Talraum das Kondensationsniveau niedrig halten. Im Kleinen Almatinkatal liegt der Höhenbereich mit den meisten Niederschlägen in dieser Jahreszeit um 2000 m ü. NN (KAZNIIMOSK 1999), AIZEN et al. (1996) geben für den Transili Alatau oberhalb von 2600 m ü. NN eine Niederschlagsabnahme von 4mm/100m an. Im Sommer herrschen jedoch in der Regel positive Gradienten, im transilenischen Alatau von 12-22 mm/100m (AIZEN et al. 1996) und am Glacier No. 1 von 18 mm/100m (KANG 1994).

Das HBV-ETH-Modell bietet lediglich einen fixen, linearen Niederschlagsgradienten an, der saisonal nicht variiert werden kann. Oberhalb einer festzulegenden Höhengrenze werden die Niederschläge als konstant angenommen. Daher kann das Modell die Höhenverteilung des Niederschlags und damit den Gebietsniederschlag nicht ganzjährig fehlerfrei berechnen. Da die Niederschläge im Winter jedoch relativ niedrig sind, dürfte sich der Fehler in Grenzen halten, wenn ein positiver Gradient eingestellt wird.

3 Neukartierung des Gletschergebiets Tujuksu

Die fotogrammetrischen Aufnahmen wurden im August 1998 gemacht und anschließend ausgewertet. Die Karte im Maßstab 1:10000, die, ebenso wie ihr Vorgänger aus dem Jahr 1958, das Einzugsgebiet der Station Mynzhilki umfasst, befindet sich bereits im Druck und wird demnächst in einer zweisprachigen Version vorliegen. Veröffentlichungen in der Reihe "Fluctuations of Glaciers" und in der "Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie" sind bereits in Planung. Ein Vorabdruck einer Version, an der noch kleinere Korrekturen vorgenommen werden, wurde dem Bericht beigelegt und ist in Abbildung 4 dargestellt.

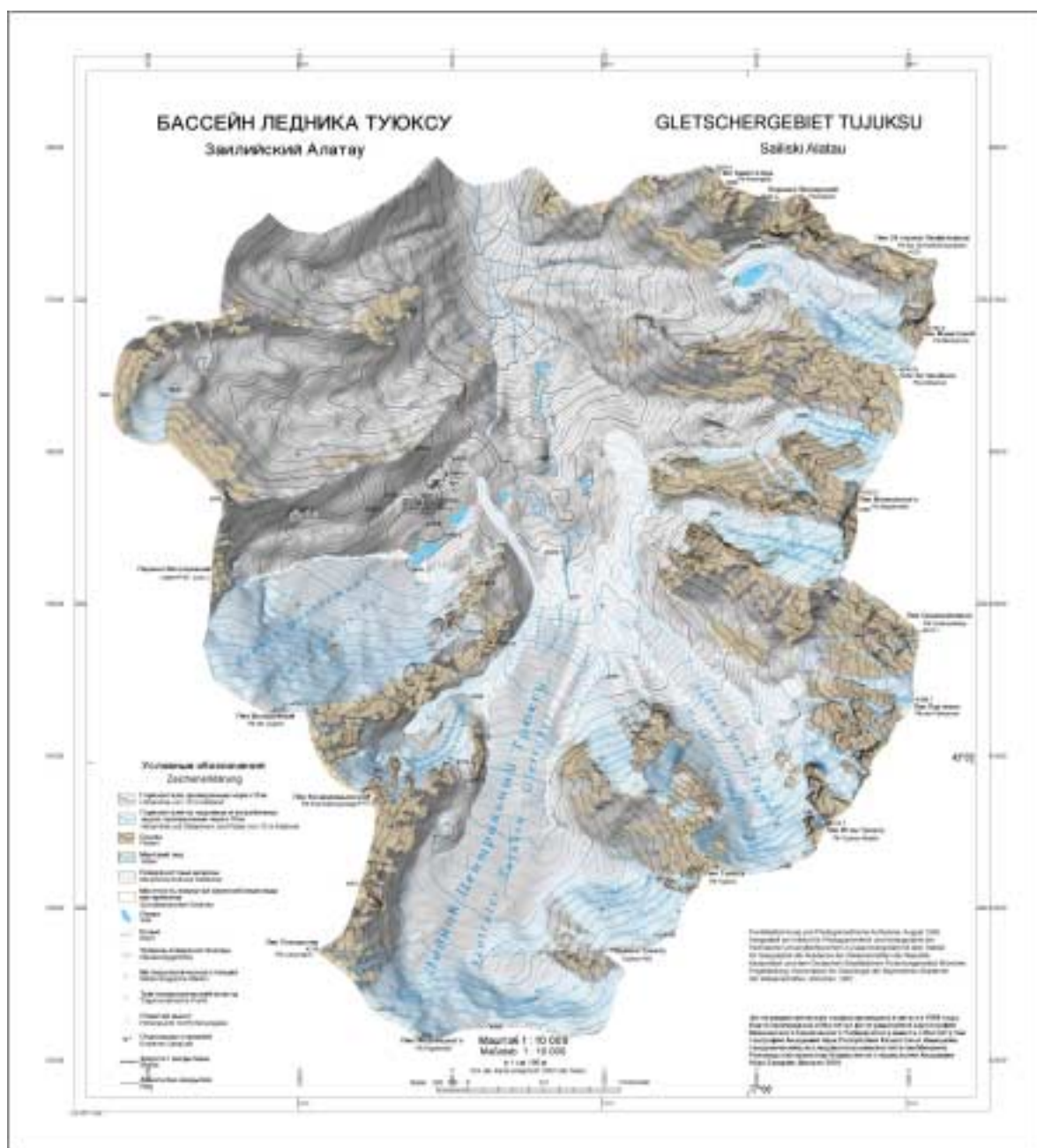


Abbildung 4: Unkorrigierte Version der Karte "Gletschergebiet Tujuksu".

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 sind zusätzlich Tagesmittel des Abflusses erforderlich.

Die Schnee- und Gletscherroutine arbeitet bei der Berechnung der Schnee- und Eisbedeckung mit Höhen- und Expositionsclassen, die weiteren Modellierungsschritte werden pauschal für das gesamte Einzugsgebiet durchgeführt. Die Klassifizierung des Aggregatzustands des Niederschlags erfolgt anhand einer Schwellentemperatur, die Schnee- und Eisschmelze wird mit der Temperaturindexmethode berechnet, wobei ein saisonal variabler Gradtagfaktor angenommen wird. Als Nebenprodukt wird zusätzlich die Gletschermassenbilanz ermittelt. Der Output der Schnee- und Gletscherroutine dient als Input für das nächste Modul, dem Bodenfeuchtespeicher. Dieser beinhaltet alle Verdunstungsverluste, die aus der potentiellen Evaporation, der ein sinusförmiger Jahresgang aufgeprägt wird, abhängig vom Füllstand des Bodenfeuchtespeichers, berechnet werden. Aus dem verbleibenden Wasser wird in drei zeitlich unterschiedlich verzögerten Speicherformen die Abflussganglinie in Tagesschritten konstruiert. Der so berechnete Abfluss wird mit dem gemessenen verglichen, wobei Rückschlüsse auf die Modellparameter gezogen werden können. Diese werden durch eine sogenannte inverse Modellierung optimiert, wodurch sich die berechnete Abflussganglinie an die gemessene anpasst. Für diesen Vorgang sieht das HBV-ETH-Modell Optimierungsläufe vor, bei denen für verschiedene Wertekonstellationen von jeweils zwei Parametern die Nash-Sutcliffe-Koeffizienten sowie die akkumulierten Differenzen zwischen den beiden Abflussganglinien als numerische Gütekriterien berechnet werden. Die Auswahl der Wertekonstellation erfolgt subjektiv anhand der numerischen als auch anhand graphischer Kriterien.

Das Modell besitzt den Vorteil, dass nur wenig Eingangsinformation benötigt wird, birgt jedoch die Gefahr der Fehlerkompensation bei den drei Hauptprozessen Regionalisierung, Schneedeckenauf- und abbau sowie Gletscherschmelze. Zudem liefert es nur integrale Informationen über das Einzugsgebiet.

4.1 Tujuksu

4.1.1 Aufbereitung der Eingabegrößen

Ende August 2000 erfolgte ein erster Datentransfer, dessen Umfang in Tabelle 1 aufgelistet wird.

Tabelle 1: Umfang des ersten Datenpakets aus dem Tujuksugebiet.

	Glaz. Station (3434 m)	Mynzhilki (3017 m)	Touristic Camp (2450 m)	Sarisay (1950 m)
Tagesmittel der Lufttemperatur	1976-1985	1976-1985	-	1976-1985
Tagessummen des Niederschlags	1976-1985	1976-1985	-	1976-1985
Tagesmittel des Abflusses	-	1976-1985	1981-1985	1076-1985

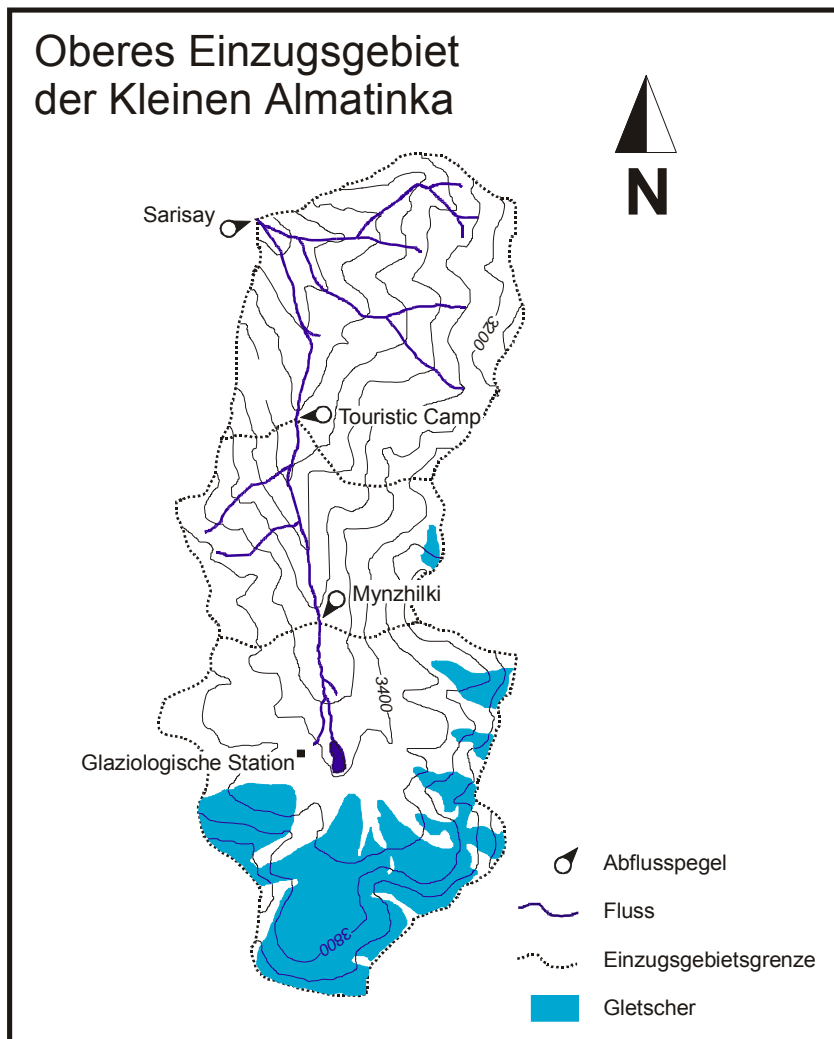


Abbildung 6: Lage der Wetterstationen und Abflusspegel im Tujuksugebiet.

Damit stand eine zehnjährige Reihe der hydrometeorologischen Daten, also ein Viertel des angestrebten Modellierungszeitraums von 1958 bis 1998, zur Verfügung. Allerdings lagen die Eingangsdaten nicht digital, sondern als Ausdrucke und im Fall der meteorologischen Größen sogar als handschriftlich ausgefüllte Erfassungsbögen, vor. Diese mussten erst von einer studentischen Hilfskraft in eine digitale und des Weiteren in eine vom HBV-ETH-Modell lesbare Form gebracht werden.

Die Flächen-Höhen-Expositions-Verteilung des Einzugsgebiets kann entweder aus einem digitalen Geländemodell (DGM) oder anhand topografischer Karten ermittelt werden. Weil zum damaligen Zeitpunkt kein DGM zur Verfügung stand, wurden die Geländeinformation für die Einzugsgebiete aller drei Abflussmessstellen aus Karten (1:25000 und 1:100000) abgeleitet.

4.1.2 Ergebnisse

Für den Pegel Mynzhilki berechnet das Modell in den Sommermonaten deutlich höhere Abflüsse als jene, die an der Station registriert wurden (Abbildung 7). Die Abflussspitzen, die bei der modellierten Kurve meist durch hohe Lufttemperaturen in Verbindung mit starken Niederschlägen erzeugt werden, sind bei der gemessenen Abflussganglinie nur stark gedämpft wiederzufinden.

Im dargestellten Beispieljahr 1982/83 ist die Übereinstimmung in der Kurvenform relativ gut, in anderen Jahren reagiert der Hydrograph teilweise gar nicht auf stark abflussrelevante meteorologische Ereignisse oder verhält sich gegenläufig zur berechneten Kurve. Durch die meteorologischen Modellparameter allein lässt sich der Abfluss nicht auf ein so geringes Niveau wie das der gemessenen Kurve "herunterdrücken", zumindest nicht, wenn die Prozesse der Abflussbildung realitätsnah beschrieben werden sollen. Eine Möglichkeit, die geringen Abflusswerte zu erklären, bot die Annahme, dass ein Großteil des Wassers im Moränenschutt oberhalb der Station versickert und als Grundwasser die Messstelle passiert. Diese Hypothese wurde durch MAKAREVICH (persönl. Mitt.) bestätigt, der davon ausgeht, dass bei der Station Mynzhilki zwei Drittel des Wassers unterirdisch abfließen. Für den Höhenbereich oberhalb von Mynzhilki berechnet MAKAREVICH (1985) einen Abfluss von durchschnittlich $22 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$ (1965-1984). Die gemessenen Werte an der Station Mynzhilki liegen in den Jahren 1976-1985 im Mittel bei $7.38 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$.

Mit dem Parameter CPERC (mm/d) lässt sich im HBV-ETH-Modell die Perkolation in den Grundwasserspeicher regulieren (siehe Abbildung 5). Nachdem diese Größe von 0.5 auf 6 erhöht wurde, konnten die hohen Abflussspitzen im Sommer etwas gedämpft werden. Allerdings simuliert das Modell mit dieser Einstellung eine Entleerung des Grundwasserspeichers in den Wintermonaten, die bei den gemessenen Daten nicht beobachtet werden kann (Abbildung 7). Dadurch bleibt die Diskrepanz zwischen berechnetem und gemessenem Abfluss inakzeptabel, sodass eine generelle Verbesserung der Modellierung durch diesen Schritt nicht erreicht wird.

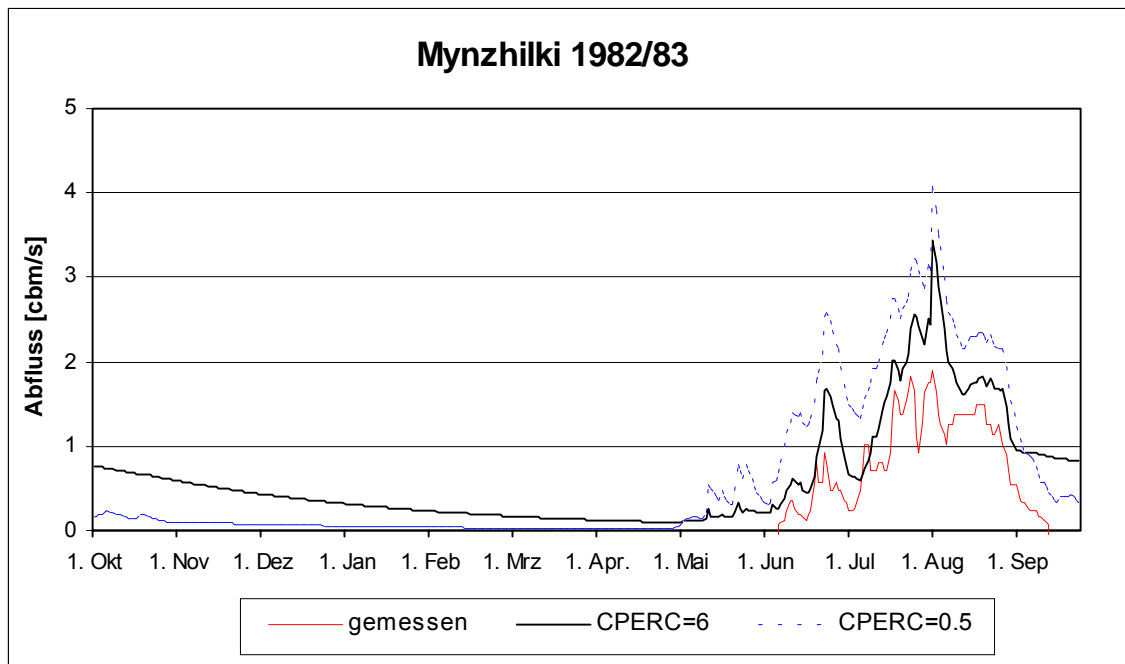


Abbildung 7: Gemessene und (mit unterschiedlichen Infiltrationsraten) berechnete Tagesmittel der Abflüsse an der Station Mynzhilki im Beispieljahr 1982/83.

Die durchschnittliche jährliche Differenz im Zeitraum 1976-1985 beträgt bei niedriger Infiltration 619 mm (176% des gemessenen Mittels) und bei hoher Versickerungsrate 587 mm (167%). Der Nash-Sutcliffe-Koeffizient kann nur für zwei Jahre und nur beim Modellauf mit hoher Infiltration berechnet werden und beträgt im Mittel 0.14, was bedeutet, dass 14% der jährlichen Variationen mit dem Modell erklärt werden können.

An der Messstelle Touristic Camp Tujuksu wird die Qualität der Modellierung wesentlich besser, (Abbildung 8, Tabelle 3). Bei den Jahressummen beträgt die durchschnittliche jährliche Abweichung zwischen Modell und Messung in den 4 Messjahren 77 mm (7.6% des gemessenen Mittelwerts), wobei das Jahr 1983/84 mit 185 mm einen Ausreißer darstellt, in den drei anderen Jahren liegt die Abweichung im Mittel bei 40 mm (4.0%).

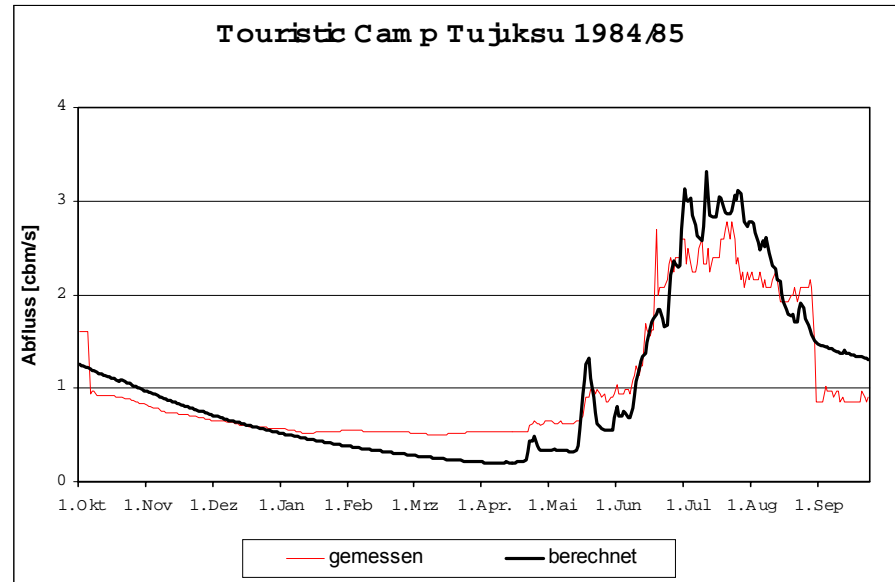
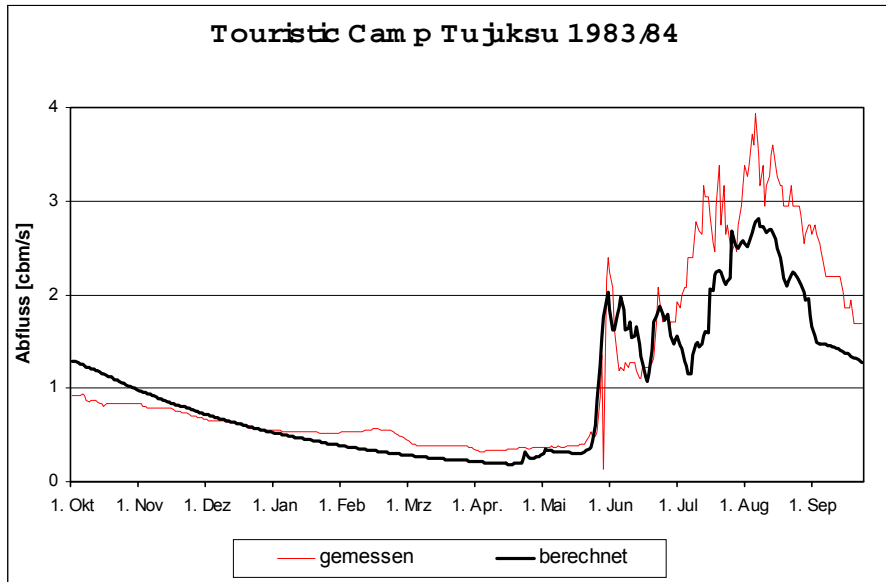
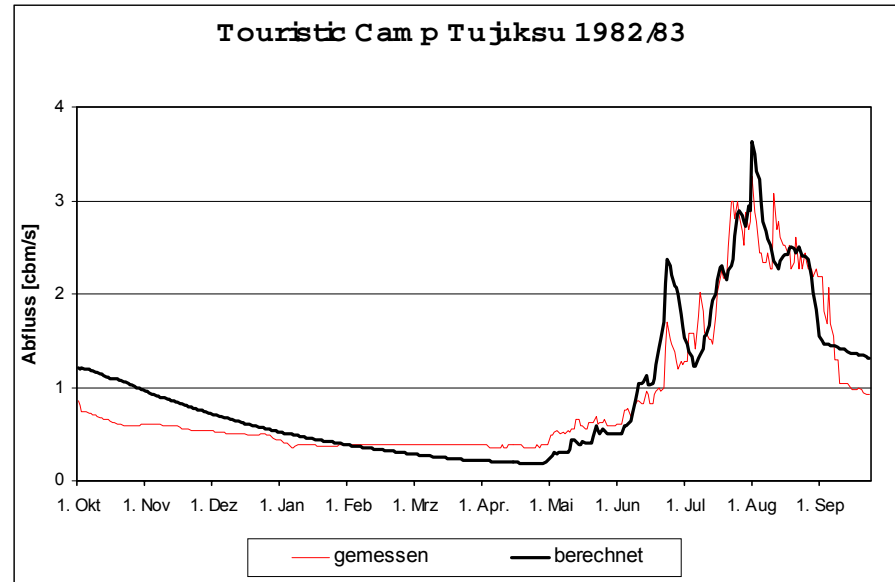
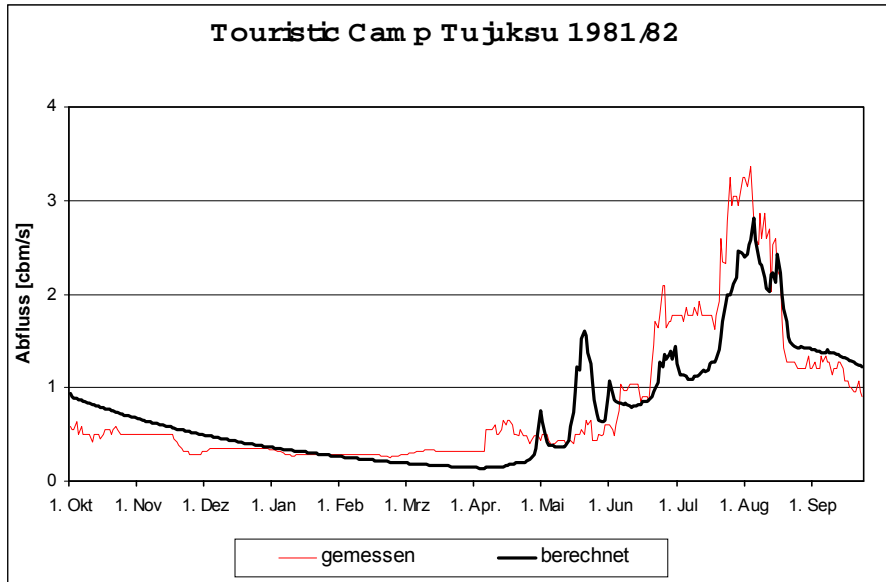


Abbildung 8: Gemessene und berechnete Tagesmittel der Abflüsse an der Station Touristic Camp Tujksu.

Die gemessenen Abflusskurven zeigen hier den langsamen Abfall in den Wintermonaten, der durch das Auslaufen des unterirdischen Speichers verursacht wird und den das Modell ebenso berechnet, wenn die Grundwasser-Parameter auf hohe Infiltration und großes Speichervermögen eingestellt sind (Abbildung 8). Im Sommer weichen die beiden Kurven allerdings noch beträchtlich voneinander ab. Zum einen werden die berechneten Abflussspitzen infolge hoher Temperaturen und Niederschläge oft nur in weitaus geringerem Umfang am Pegel registriert (z.B. Ende Juni 1983), zum anderen treten auch Phasen auf, in denen die simulierten Werte unter den gemessenen liegen (z.B. Juli 1984). Die Gründe für diese Diskrepanzen liegen wohl nicht zuletzt an der Art der Abflussmessung (Pegelablesung 2 mal täglich, siehe 1.2).

Die berechneten Jahressummen der wichtigsten Modellgrößen sind in Tabelle 2 dargestellt, Tabelle 3 zeigt numerische Gütemasse der Abflussmodellierung.

Tabelle 2: Modellierte Wasserhaushaltskomponenten für das Einzugsgebiet Touristic Camp Tujuksu (Q = Abfluss, P = Gebietsniederschlag, V = Verdunstung, B = Speicheränderung) in mm/a.

Hydrolog. Jahr	Q	P	V	B _{Gletscher}	B _{Schnee}	B _{Unterirdisch}
1981/82	798	795	179	-242	32	-29
1982/83	989	955	142	-190	-16	-31
1983/84	1021	782	147	-376	4	14
1984/85	1065	1083	150	-149	3	-14
Mittelwert	968	904	155	-239	6	-15

Tabelle 3: Simulationsgüte an der Messstelle Touristic Camp Tujuksu (Q_{diff} = akkumulierte Differenz zwischen berechnetem und gemessenem Abfluss in mm/a, R² = Nash-Sutcliffe-Koeffizient).

Hydrolog. Jahr	Q _{gemessen}	Q _{berechnet}	Q _{diff}	R ²
1981/82	844	798	46	0.80
1982/83	924	989	65	0.85
1983/84	1206	1021	185	0.79
1984/85	1075	1065	10	0.80
Mittelwert	1012	968	77	0.81

Eine sehr schlechte Übereinstimmung des berechneten mit dem gemessenen Hydrographen liefert die Modellierung für den Pegel unterhalb des Zuflusses des Sarisay. Die Mittelwerte der gemessenen Abflüsse entsprechen fast exakt denen am Touristic Camp, obwohl das Einzugsgebiet deutlich Größer und die spezifischen Werte entsprechend kleiner sind (Tabelle 4). Dieser Umstand konnte auch von den Projektpartnern vor Ort nicht erklärt werden, zumal zwischen den beiden Stationen keine künstliche Wasserentnahme erfolgt. Eine Modellierung für diesen Messpunkt wurde deshalb nicht weiter verfolgt.

Damit ist der Pegel Touristic Camp die einzige Abflußmesstelle, die brauchbare Werte liefert und sich zur Kalibrierung des Modells bedingt eignet. Leider existieren von dieser Messstelle nur Daten von 4 hydrologischen Jahren, so dass keine Validierung des Modells vorgenommen werden kann.

Aus Tabelle 4 wird ersichtlich, wie niedrig die gemessenen Abflüsse im Vergleich zum Jahresniederschlag und zur Gletscherschmelze an den beiden anderen Pegeln sind.

Tabelle 4: Gemessene Wasserhaushaltsgrößen im Kleinen Almatinkatal.

	Mynzhilki (21km²)	Touristic Camp (28 km²)	Sarisay (45 km²)
Messzeitraum	1976-1985	1981-1985	1976-1985
Abflusshöhe (mm/a)	351	1267	786
Jahresniederschlag (mm/a)	867	-	942
Mittlerer gemessener Massenverlust aller Gletscher, bezogen auf die Fläche des Einzugsgebiets (mm/a)	256	189	118

4.1.3 Qualitätskontrolle

4.1.3.1 Gletschermassenbilanzen

Das HBV-ETH-Modell berechnet die Gesamtbilanz aller Gletscher und bezieht diese auf die Fläche des Einzugsgebiets. Diese Werte können mit gemessenen Bilanzwerten, die nicht nur für den Zentralgletscher vorliegen, verglichen werden. Abbildung 9 zeigt diesen Vergleich für das Einzugsgebiet Touristic Camp Tujuksu.

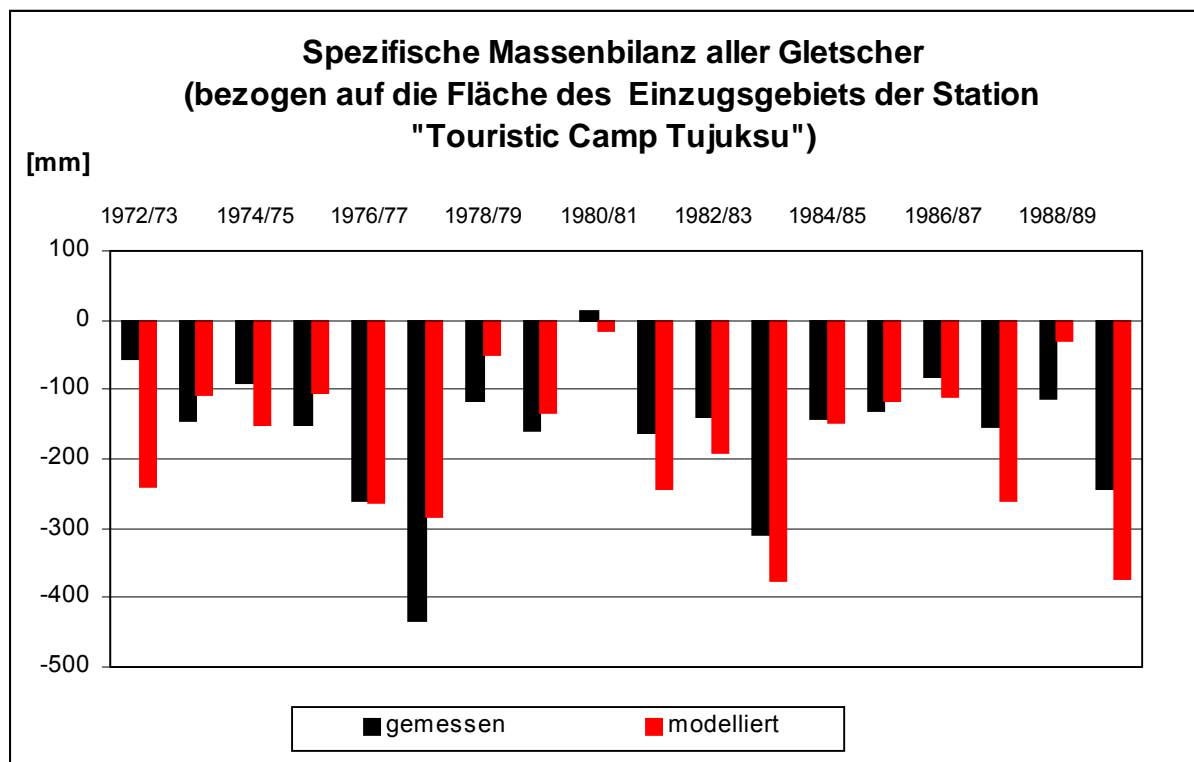


Abbildung 9: Vergleich der gemessenen (FLUCTUATIONS OF GLACIERS, Vol. III-VI) und modellierten Massenbilanzen aller Gletscher im Kleinen Almatinkatal.

Ein Teil der Massenbilanzschwankungen kann mit dem Modell recht gut erklärt werden, und die Summe der modellierten Werte (-3198 mm) weicht in den 18 Testjahren nur um 321 mm oder 11% von gemessenen Gesamtwert (-2877 mm) ab. Allerdings treten auch Jahre mit beträchtlichen Abweichungen auf, so dass insgesamt nur 48% der jährlichen Schwankungen erklärt werden können (Abbildung 10).

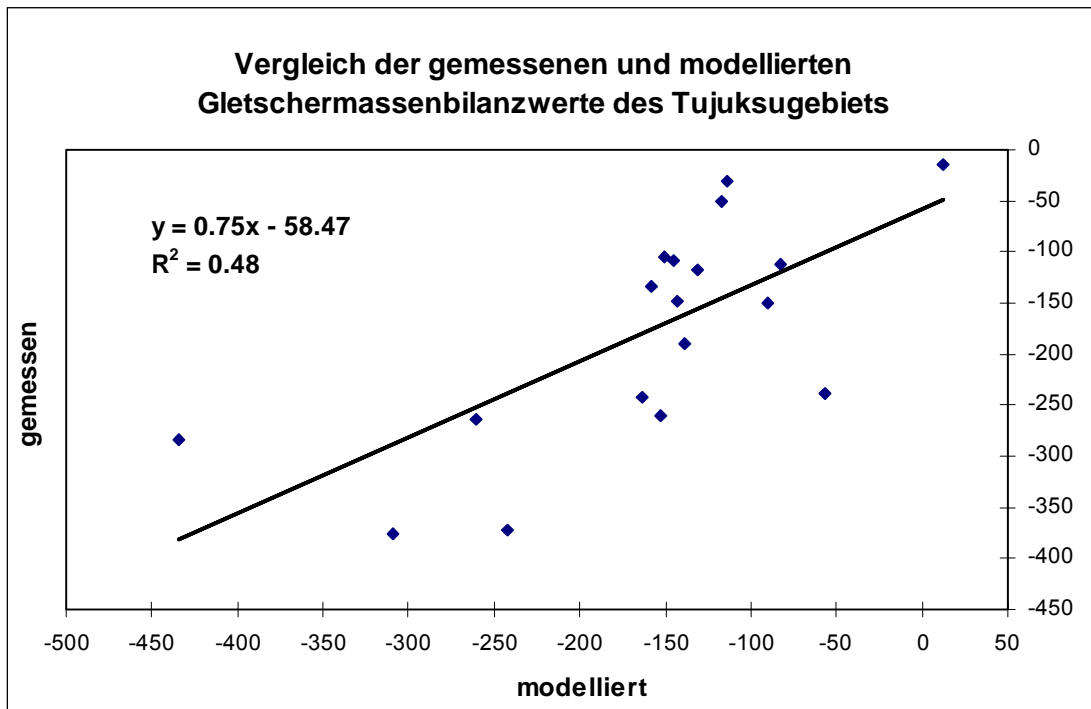


Abbildung 10: Streudiagramm der gemessenen und modellierten, spezifischen Gletschermassenbilanzen der Jahre 1972/73 bis 1990/91 für das Einzugsgebiet Touristic Camp Tujuksu.

Die relativ schlechte Übereinstimmung ist zumindest teilweise auf die unzureichenden Methoden der Massenhaushaltsbestimmung auf einigen Gletschern, wo die Werte lediglich grob berechnet oder aus Beobachtungen der Firnlinie abgeschätzt werden (MAKAREVICH 1982), zurückzuführen. Betrachtet man nur den Zentralgletscher, wo die Massenbilanzwerte mithilfe mehrerer Schneeschnäpfe und 130-150 Pegeln, im Sommer mehrmals im Monat und getrennt für 100 m-Höhenintervalle, ermittelt werden (CAO 1998), so ergibt sich ein erfreulicheres Bild.

In Abbildung 11 werden die mit der direkten glaziologischen Methode ermittelten spezifischen Massenbilanzwerte des Zentralgletschers mit Werten, die vom Modell für verschiedene Expositionsklassen und Höhen berechnet wurden, verglichen. Da der Zentralgletscher fast exakt die gleichen Anteile an den drei Expositionsklassen besitzt wie die Gesamtvergletscherung des Gebietes, sollten sich die Werte an die Kurve "real" annähern, was sie mit zufriedenstellender Genauigkeit auch tun.

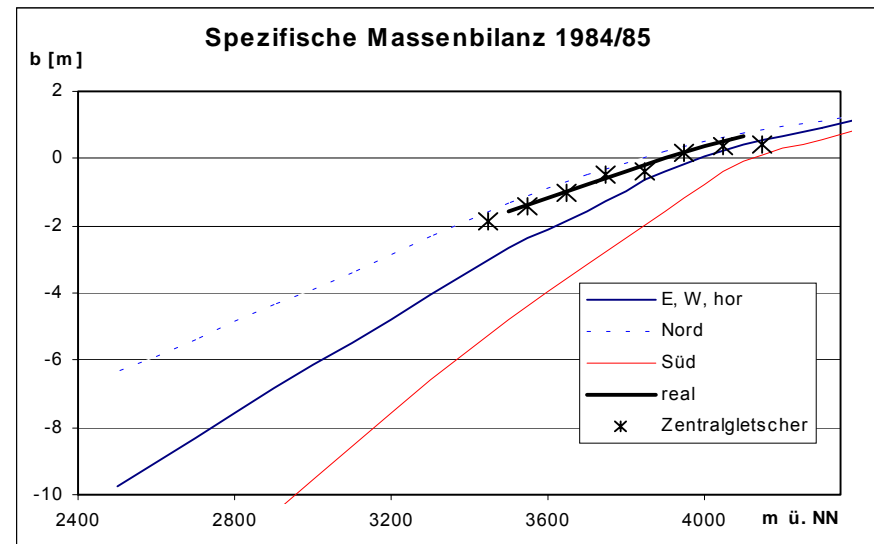
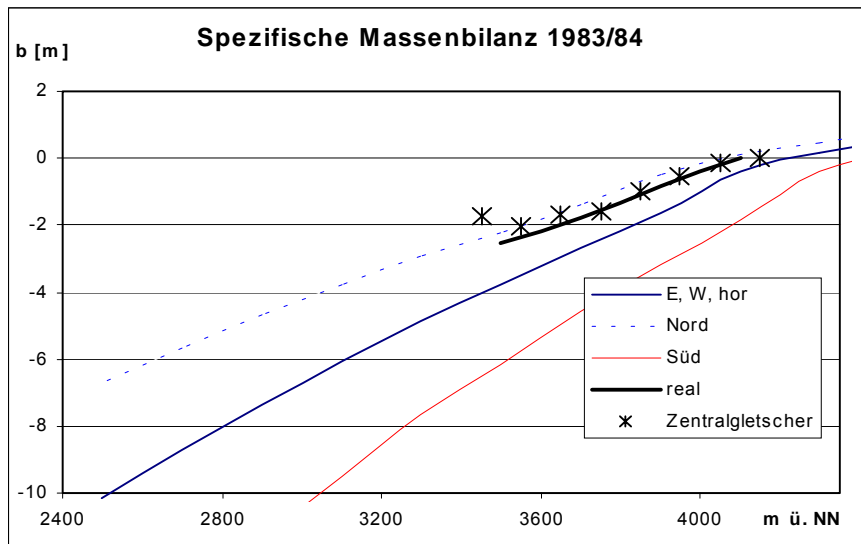
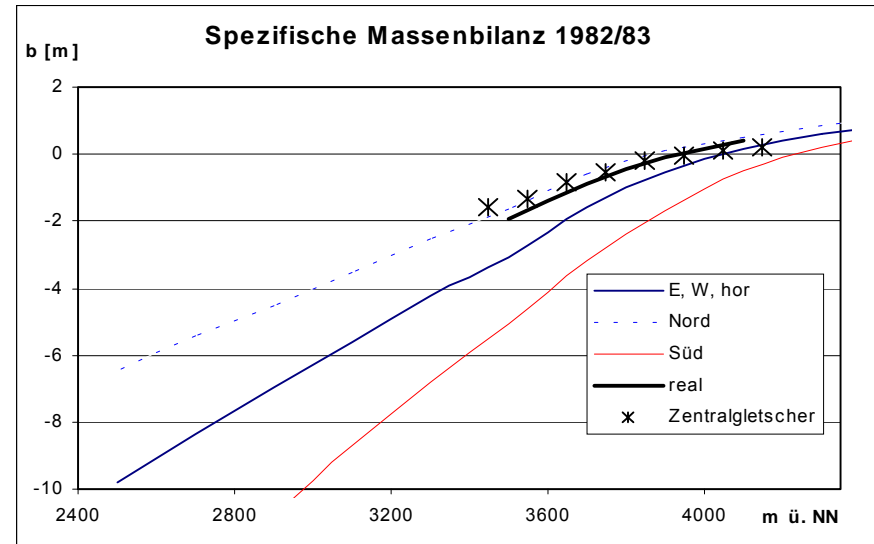
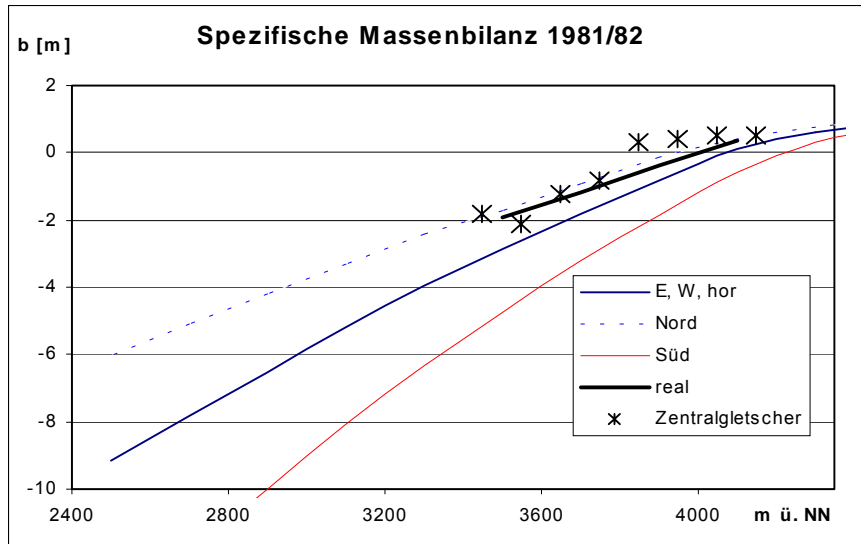


Abbildung 11: Nach Höhe und Exposition berechneter, spezifischer Gletschermassenhaushalt im Vergleich zu gemessenen Werten (FLUCT. OF GLACIERS, Vol. V) auf dem Zentralgletscher.

Diese wichtige Qualitätskontrolle zeigt, dass das Schnee- und Gletschermodul des HBV-ETH-Modells den Gletschermassenhaushalt recht gut simulieren kann.

4.1.3.2 Schneedecke

Im Tjuksugebiet stehen tägliche Gesamtschneehöhen an der Glaziologischen Station zur Verfügung und wurden bereits digital aufbereitet. Des Weiteren sind Wasseräquivalent- und Schneehöhendaten aus eigenen Messungen vorhanden, die über die Verteilung der Schneedecke im Einzugsgebiet Aufschluss geben. Ein Problem besteht nun darin, dass das Modell keine Schneehöhen, sondern Wasserbilanzwerte berechnet. Derzeit wird nach einem geeigneten Verfahren gesucht, um aus den Gesamtschneehöhen möglichst genau das Wasseräquivalent zu bestimmen. Dann können die modellierten Werte mit den täglichen Messungen verglichen und erneut überprüft werden. Bei den Methoden nach MARTINEC (1977) oder ROHRER (1992) muss das Problem umgangen werden, dass die tägliche Neuschneehöhe unbekannt ist.

4.1.4 Szenarien

Als Eingabedaten für die Szenarien hinsichtlich veränderter Klimabedingungen dienten die Ergebnisse eines Klimaszenarios, das im Rahmen der "Kazakhstan Climate Change Study" (KazNIIMOSK 1999) erstellt wurde. Auf Grundlage einer Verdopplung des CO₂-Gehalts in der Atmosphäre (wobei die Periode 1951-1980 als rezentes Klima betrachtet wird), die im Zeitraum 2050-2075 erwartet wird, wurden hier mit vier verschiedenen Globalen Zirkulationsmodellen (GCMs) die Temperatur- und Niederschlagsänderungen im Kleinen Almatinkatal für jeden Monat ermittelt, wobei die Modelle recht unterschiedliche Ergebnisse lieferten. Den folgenden Abflussszenarien wurden die Vorhersagen des GISS-Modells (**G**oddard **I**nstitute of **S**pace **S**tudies, USA) zugrunde gelegt, weil dieses das heutige Klima am besten simulieren kann (KazNIIMOSK 1999). Das GISS-Modell prognostiziert bei einer CO₂-Verdopplung einen Anstieg der Jahrestemperatur um 4.2°C und eine Niederschlagserhöhung um den Faktor 1.17, wobei sich die größten Veränderungen in den Wintermonaten ereignen (Temperatur +4.5°C, Niederschlag x 1.27).

Für die Berechnung mit dem HBV-ETH-Modell wurden die meteorologischen Eingabedateien entsprechend den Vorhersagen des Klimamodells modifiziert. Dabei wurde nicht mit einem konstanten Temperaturzuschlag oder Niederschlagsfaktor gearbeitet, sondern es wurden nur an einzelnen Tagen Veränderungen vorgenommen, um eine mögliche Änderung der Witterung realitätsnäher darzustellen als mit einer pauschalen Verschiebung der Werte. Diese Art der Modifizierung meteorologischer

Daten, unter Berücksichtigung der Witterung, wurde schon von WEBER praktiziert und erläutert (BRAUN et al. 1999).

Als Beispieljahr wurde das hydrologische Jahr 1982/83 ausgewählt, weil es zum einen durchschnittliche Temperatur- und Niederschlagsbedingungen aufweist, und zum anderen die beste Übereinstimmung in der Kurvenform bei der Modellierung mit dem HBV-ETH Modell lieferte (Tabelle 3).

Bei den folgenden Abflussszenarien wird der berechnete Hydrograph aus dem Jahr 1982/83 mit demjenigen verglichen, den das HBV-ETH-Modell mit den vom GISS-Modell prognostizierten meteorologischen Daten berechnet.

Abbildung 12 zeigt das Ergebnis einer Modellrechnung bei heutigem Vergletscherungsgrad.

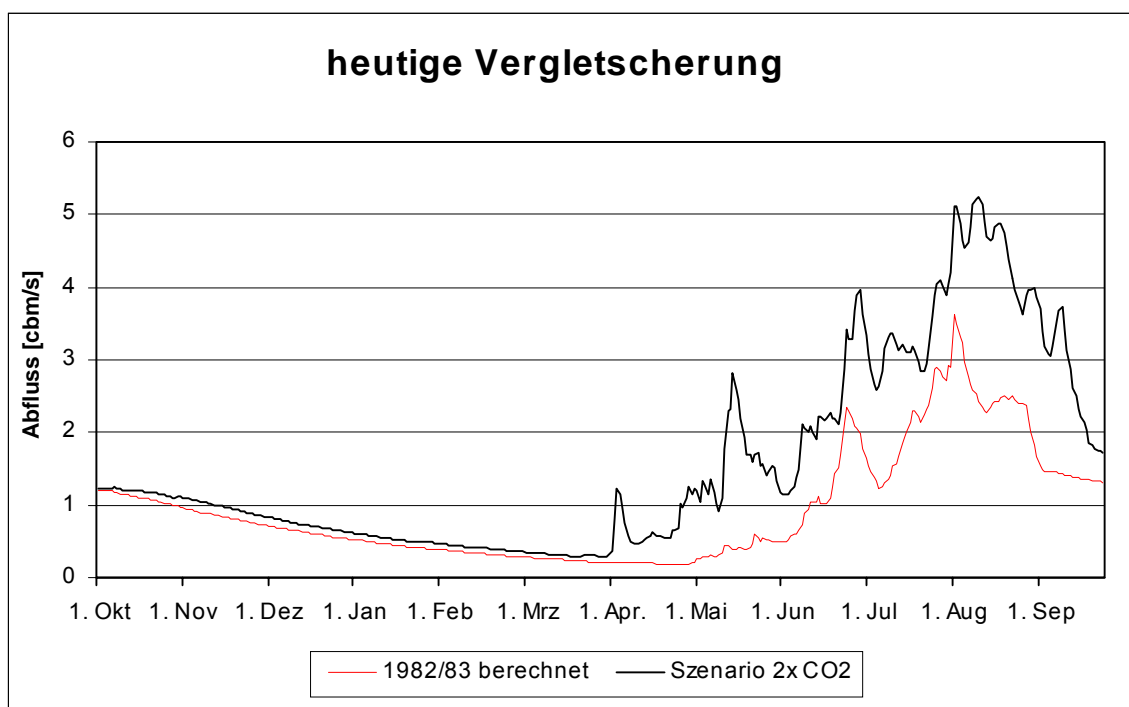


Abbildung 12: Berechnete Tagesmittel der Abflüsse an der Station Touristic Camp Tujuksu für 1982/83 und für eine Klimaprognose nach der Verdopplung des CO₂-Gehalts in der Atmosphäre (GISS-Modell), unter der Annahme einer Gletscherausdehnung wie heute.

Die Abflüsse sind nach der Klimaveränderung deutlich höher als heute. Die Schneeschmelze beginnt etwa einen Monat früher und führt zu erheblich stärkeren Abflussspitzen. In den Sommermonaten sind die höheren Abflüsse vor allem auf eine höhere Eisschmelze zurückzuführen, da sich die Niederschläge kaum verändern oder, wie etwa im August, sogar zurückgehen. Dieser Eisverlust muss sich mittelfristig auf die Gletscherausdehnung auswirken. Deshalb wird einem zweiten Szenario, zusätzlich zu den Klimamodifikationen, ein Gletscherrückzug auf Höhen von etwa 3700 m ü. NN (Stand 1998: 3415 m ü. NN) zugrunde gelegt, was ungefähr einem Verlust von 50% der heutigen Fläche entspricht (Abbildung 13).

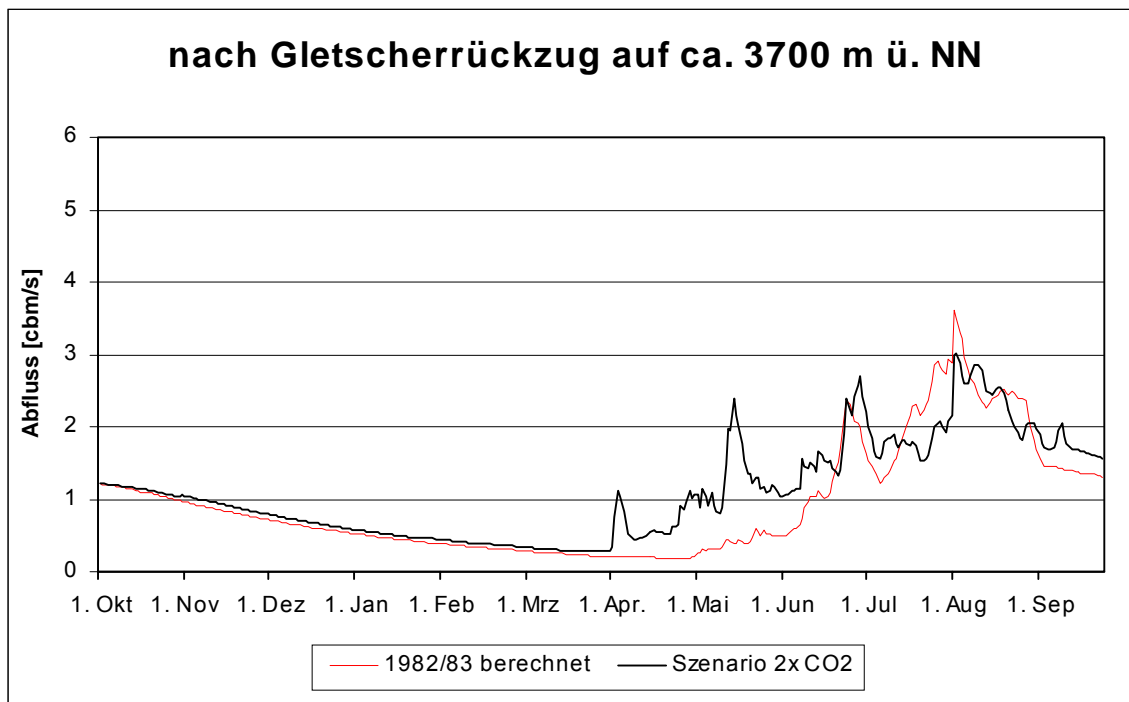


Abbildung 13: Berechnete Tagesmittel der Abflüsse an der Station Touristic Camp Tujuksu für 1982/83 und für eine Klimaprognose nach der Verdopplung des CO₂-Gehalts in der Atmosphäre (GISS-Modell), unter der Annahme eines Rückzugs der Gletscher auf Höhen über 3700 m ü. NN.

Der Abfluss zeigt, im Vergleich zum vorhergehenden Szenario, eine deutliche Dämpfung in den Sommermonaten, die auf den starken Rückgang der vergletscherten Areale und damit der Eisschmelze zurückzuführen ist. Der Abflussgang nähert sich wieder demjenigen unter heutigen Vergletscherungsbedingungen an und weicht nur noch in den Monaten April und Mai, aufgrund der veränderten Bedingungen bei der Schneeschmelze, signifikant von diesem ab.

Hält die momentane Klimaentwicklung noch länger an, so werden auch die Gletscher im Tujuksugebiet ganz verschwinden. VILESOV et al. (1997) erwarten das Abschmelzen von Talgletschern, wie z.B. dem Zentralgletscher, bei einer Fortdauer des derzeitigen Rückzugs in 70-80 Jahren, während sie den Zeitraum bis zum völligen Eisfreiwerden des Transili Alataus auf 150-200 Jahre berechnen. Welche Auswirkungen der Verlust der Gletscher auf die Abflussspende im Kleinen Almatinkatal haben könnte, wurde in einem dritten Modellauf simuliert (Abbildung 14).

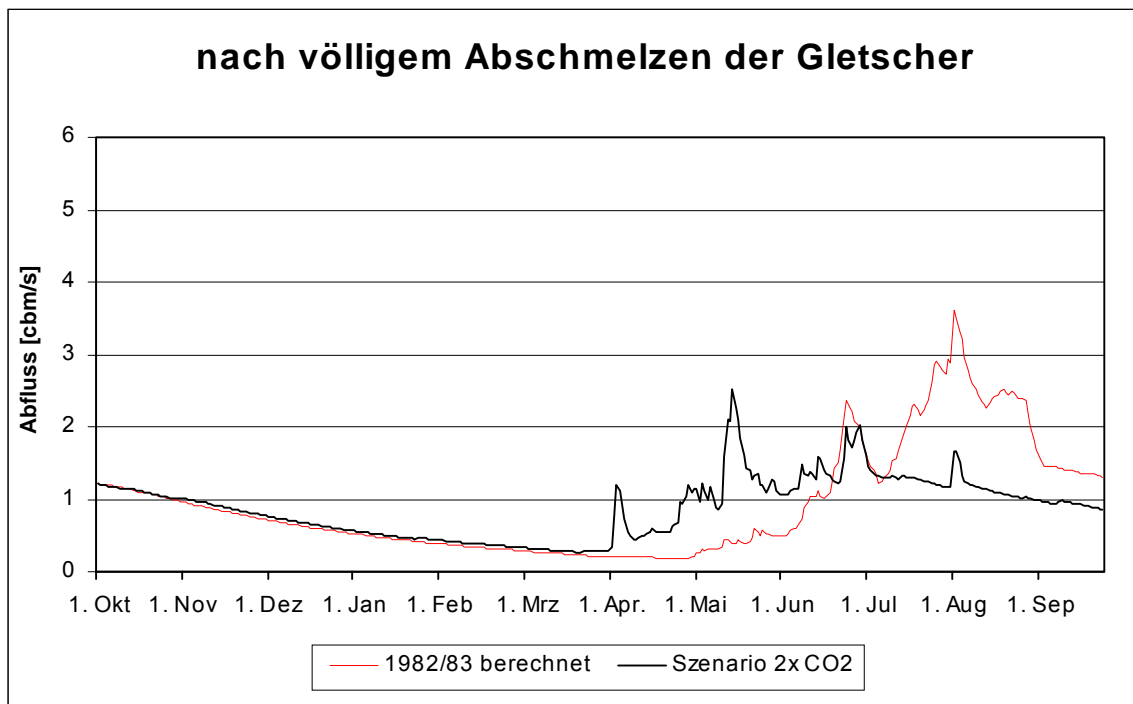


Abbildung 14: Berechnete Tagesmittel der Abflüsse an der Station Touristic Camp Tujuksu für 1982/83 und für eine Klimaprognose nach der Verdopplung des CO₂-Gehalts in der Atmosphäre (GISS-Modell), unter der Annahme eines völligen Verschwindens der Gletscher.

Während sich an der Jahresmenge des Abflusses nur wenig ändert (28 Mio. m³/a im Vergleich zu 29.8 Mio. m³/a im Jahr 1982/83), treten große Unterschiede in der saisonalen Verteilung auf. Für die Zeit der Schneeschmelze sind, wie schon im vorhergehenden Szenarium, hohe Abflüsse zu erwarten. In den Sommermonaten gehen dagegen die Tagesmittel wegen dem vollständigen Fehlen der Eisschmelze dramatisch zurück. Im Juli und August sinkt der Gesamtabfluss um 43%, von 12.2 Mio. m³ auf 6.9 Mio. m³. Die Tatsache, dass genau in diesen Monaten der Wasserbedarf für die landwirtschaftliche Bewässerung am höchsten ist, lässt erahnen, wie gravierend eine solche Veränderungen für die Bevölkerung in der Region sein würde und welche tiefgreifenden wasserwirtschaftlichen Gegenmaßnahmen sie erforderlich machen würde.

4.2 Abramov

4.2.1 Aufbereitung der Eingabegrößen

Die hydrometeorologischen Eingabedaten lagen hier bereits digital vor, so dass innerhalb kurzer Zeit ein kompletter Datensatz der Jahre 1967-1998 per E-Mail empfangen werden konnte. Dieser musste lediglich noch in Dateien, die vom Modell eingelesen werden können, umgewandelt werden. Abflussdaten liegen für eine Station (Koksu River, ca. 3590 m ü. NN), die ein Einzugsgebiet von 55,5 km² (zu 54% vergletschert) besitzt, vor. Die meteorologischen Variablen stammen von der Basisstation auf 3837 m ü. NN. Neben den für den Betrieb des Modells essentiellen Größen liegen für das Abramovgebiet zusätzlich Luftdruck, relative Luftfeuchtigkeit, Sättigungsdefizit, Sonnenscheindauer, Bewölkung sowie die Temperatur der Erdoberfläche vor.

Die topographischen Geländeinformationen wurden auch für dieses Einzugsgebiet aus einer topographischen Karte 1:25000, kleine Randbereiche zusätzlich aus einer Übersichtskarte 1:100000, ermittelt.

4.2.2 Ergebnisse

Tabelle 5 zeigt die berechneten Wasserhaushaltskomponenten der 10 Kalibrierungsjahre (1968/69-1977/78).

Tabelle 5: Modellierte Wasserhaushaltskomponenten für das Abramovgebiet (Q = Abfluss, P = Gebietsniederschlag, V = Verdunstung, B = Speicheränderung) in mm/a.

	Q	P	V	B _{Gletscher}	B _{Schnee}	B _{unterirdisch}
Mittelwert	1553	687	180	-1092	5	-41

Die berechneten Abflusskurven zeigen eine deutlich bessere Übereinstimmung mit den Messdaten als im Tujuksugebiet. In Abbildung 15 sind exemplarisch die Abflussganglinien von vier Jahren des Kalibrierungszeitraums dargestellt, darunter auch das Jahr mit dem niedrigsten (1969/70) und das mit dem höchsten Nash-Sutcliffe-Koeffizienten (1974/75).

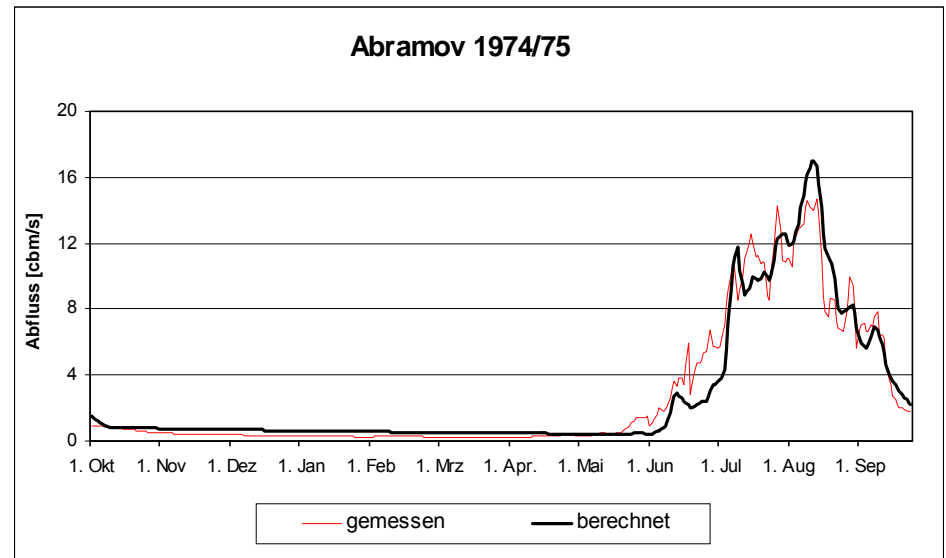
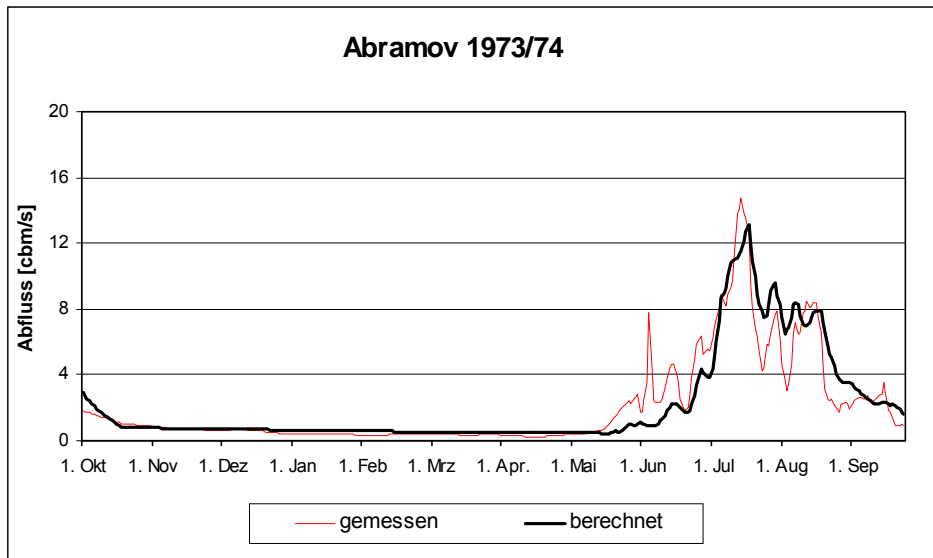
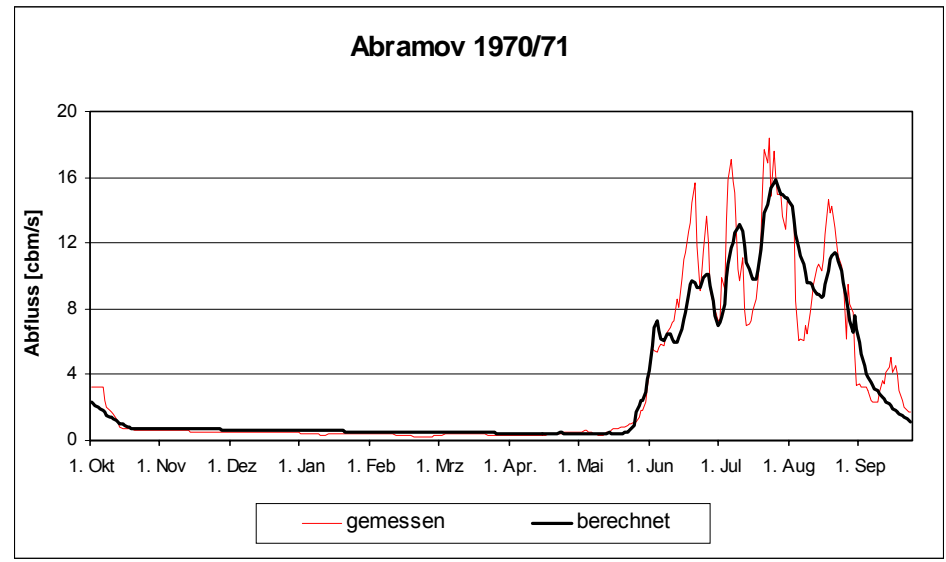
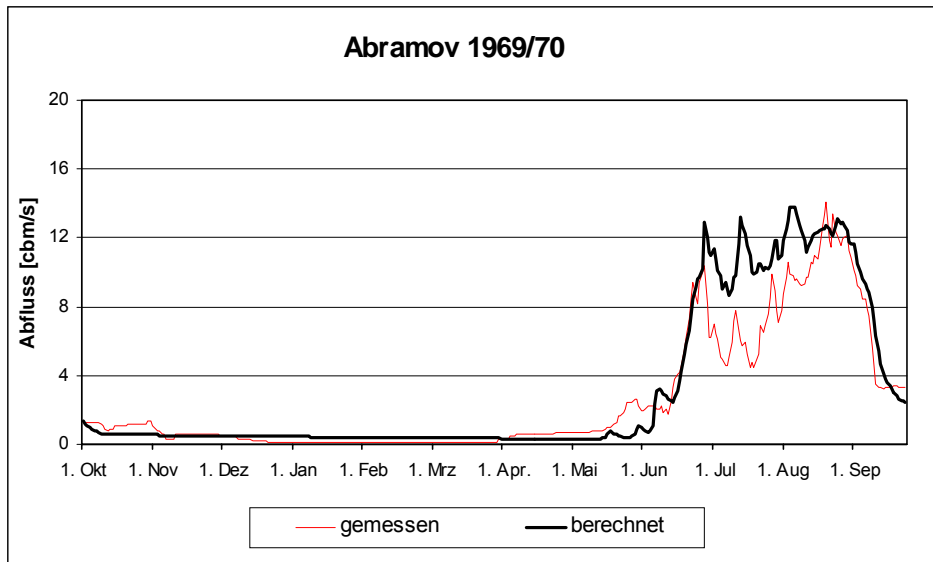


Abbildung 15: Gemessene und berechnete Tagesmittel des Abflusses im Abramovgebiet.

Die durchschnittliche Abweichung bei der Jahressumme der Tagesmittel beträgt im 9-jährigen Validierungszeitraum 94 mm oder 6% des gemessenen Mittelwerts. Vor allem die Kurvenformen stimmen deutlich besser überein als am Tujuksu, was sich in einem höheren R^2 -Kriterium von 0.87 ausdrückt.

In der Validierungsphase sind die Ergebnisse kaum schlechter, vor allem die Nash-Sutcliffe-Koeffizienten sind nur unwesentlich niedriger als im Kalibrierungszeitraum (Tabelle 6).

Tabelle 6: Simulationsgüte im Abramovgebiet (Q_{diff} = akkumulierte Differenz zwischen berechnetem und gemessenem Abfluss in mm/a, R^2 = Nash-Sutcliffe-Koeffizient).

Zeitraum	Q_{diff}_{mittel}	Q_{diff}_{min}	Q_{diff}_{max}	R^2_{mittel}	R^2_{min}	R^2_{max}
Kalibrierungsphase (1968/69-1976/77)	94	11	295	0.87	0.79	0.94
Validierungsphase (1977/78-1987/88)	159	2	404	0.85	0.73	0.94

Allerdings gibt es auch in diesem Testgebiet in einzelnen Zeiträumen noch starke Abweichungen, und die kurzfristigeren Schwankungen in der Abflusskurve können vom Modell nicht nachgezeichnet werden, Die starke Dämpfung der berechneten Kurve lässt diese eher wie einen Trend der gemessenen wirken.

4.2.3 Qualitätskontrolle

4.2.3.1 Gletschermassenbilanzen

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, können aber anhand der auf dem Abramovgletscher gemessenen Werte überprüft werden. In Abbildung 17 sind die Ergebnisse für die vier Beispieljahre, die schon für den Abfluss herangezogen wurden, grafisch dargestellt.

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.

4.2.3.2 Schneedecke

Da keine gemessenen Daten über die Schneedecke vorliegen, muss diese Möglichkeit zur Qualitätsprüfung ungenutzt bleiben.

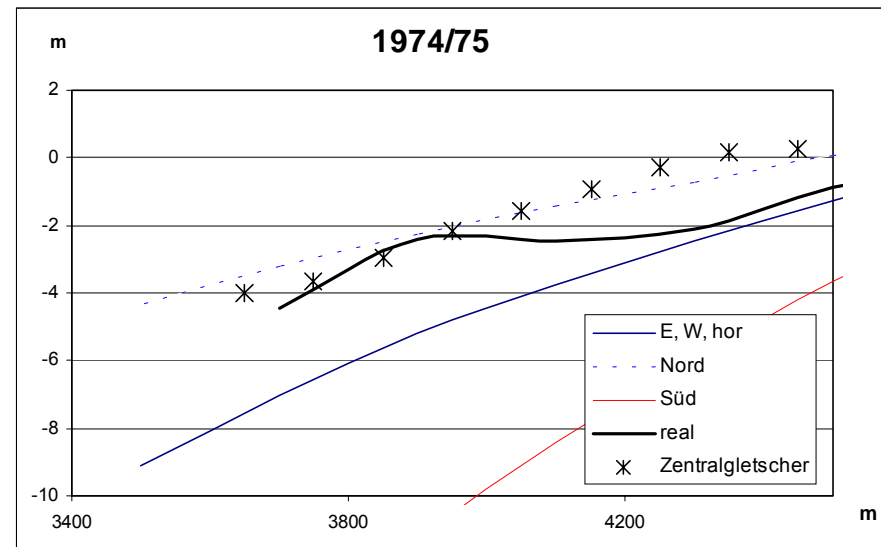
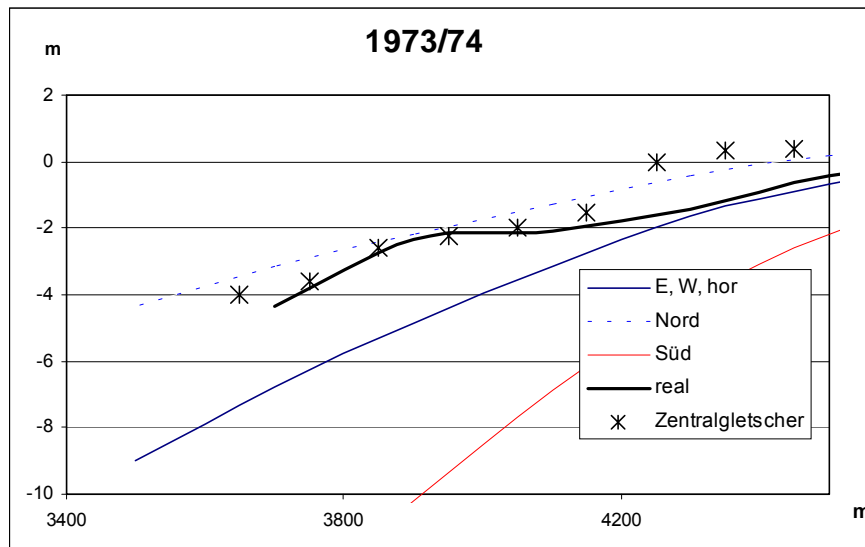
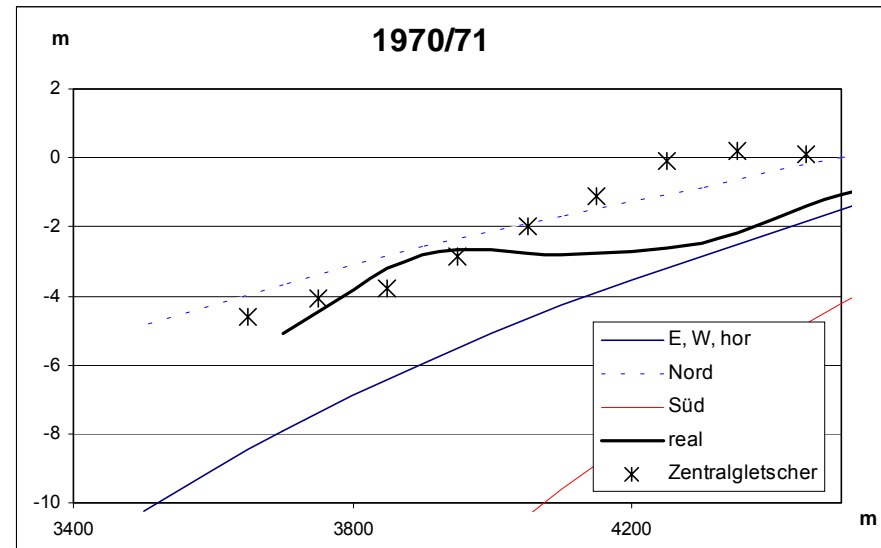
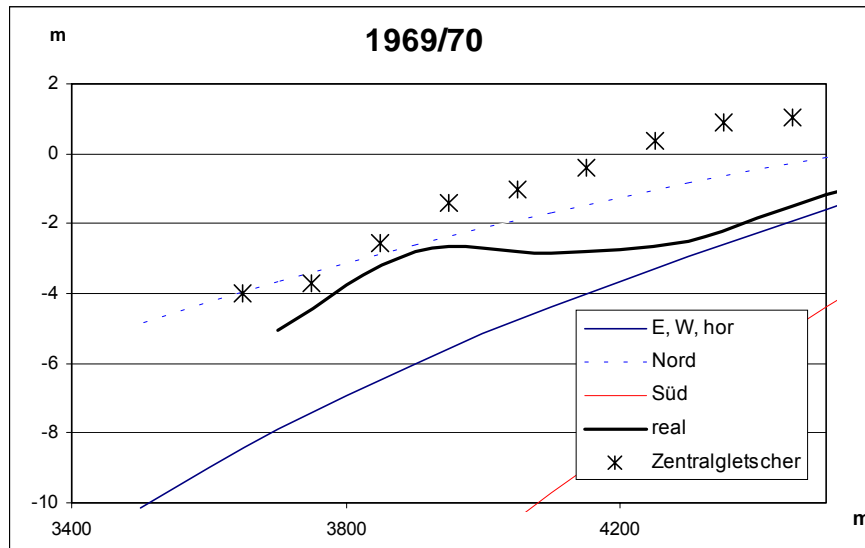


Abbildung 16: Nach Höhe und Exposition berechneter, spezifischer Gletschermassenhaushalt im Vergleich zu gemessenen Werten (KAMNYANSKY 2001) auf dem Abramovgletscher.

4.2.4 Szenarien

Da keine Klimaszenarien speziell für die Abramov-Region oder den Pamiro-Alai vorliegen, wurden als Eingabedaten für die Abflussszenarien die Klimaprognosen des GISS-Modells für das Tjuksugebiet herangezogen. Damit bleibt auch die Vergleichbarkeit zwischen den Testgebieten gewährleistet.

Bei der Erstellung der modifizierten Eingabedateien wurde analog zum Tjuksugebiet verfahren (vgl. 4.1.4) und es wurden ebenfalls drei Modellläufe für unterschiedliche Vergletscherungsbedingungen durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Abbildung 17-19 dargestellt.

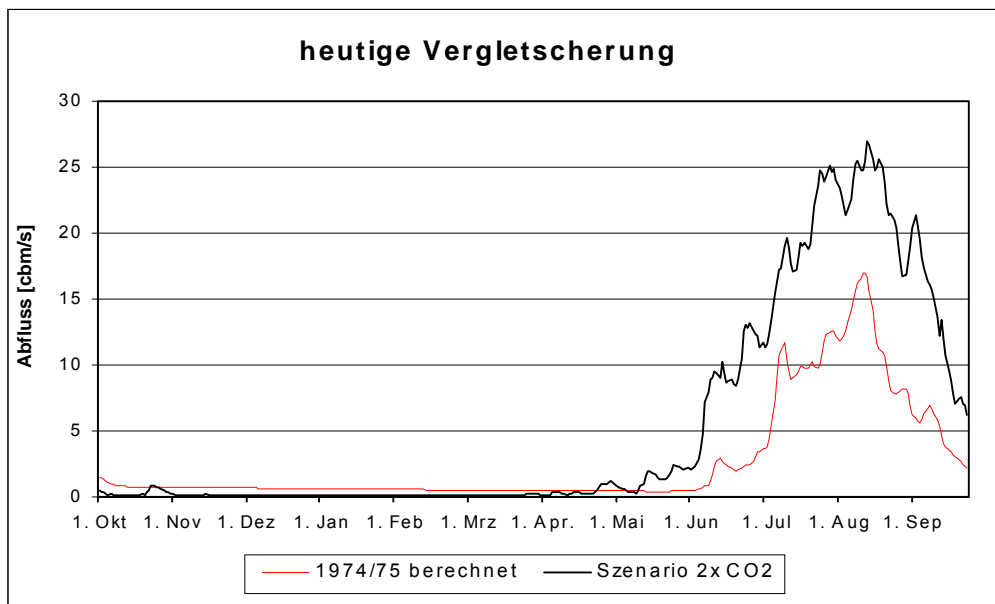


Abbildung 17: Berechnete Tagesmittel der Abflüsse im Abramovgebiet für 1975/75 und für eine Klimaprognose nach der Verdopplung des CO₂-Gehalts in der Atmosphäre (GISS-Modell), unter der Annahme einer Gletscherausdehnung wie heute.

Unter der Annahme eines Gletscherstands wie heute (Abbildung 17) kommt es etwa ab Juni zu einer starken Zunahme der Abflüsse, vor allem während der Eisschmelze in den Sommermonaten liegen sie meist zwischen 50 und 100% über den Werten des Bezugsjahres.

Bei einem Rückzug der Gletscher auf über 4200 m. ü. NN (1999: 3625 m), was in etwa einer Halbierung der heutigen Fläche gleichkommt, liegen die berechneten Abflüsse nur noch unwesentlich über denen von 1974/75 (Abbildung 18). Der Effekt einer intensiveren Schneeschmelze tritt hier weniger deutlich hervor als im Tjuksugebiet.

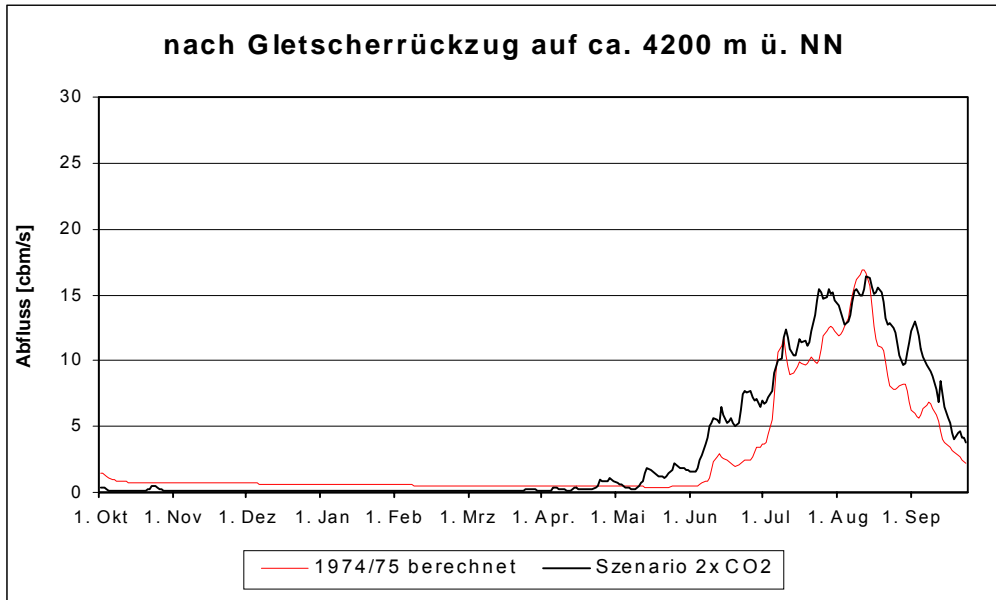


Abbildung 18: Berechnete Tagesmittel der Abflüsse im Abramovgebiet für 1975/75 und für eine Klimaprognose nach Verdopplung des CO₂-Gehalts in der Atmosphäre (GISS-Modell), unter der Annahme eines Rückzugs der Gletscher auf Höhen über 4200 m ü. NN.

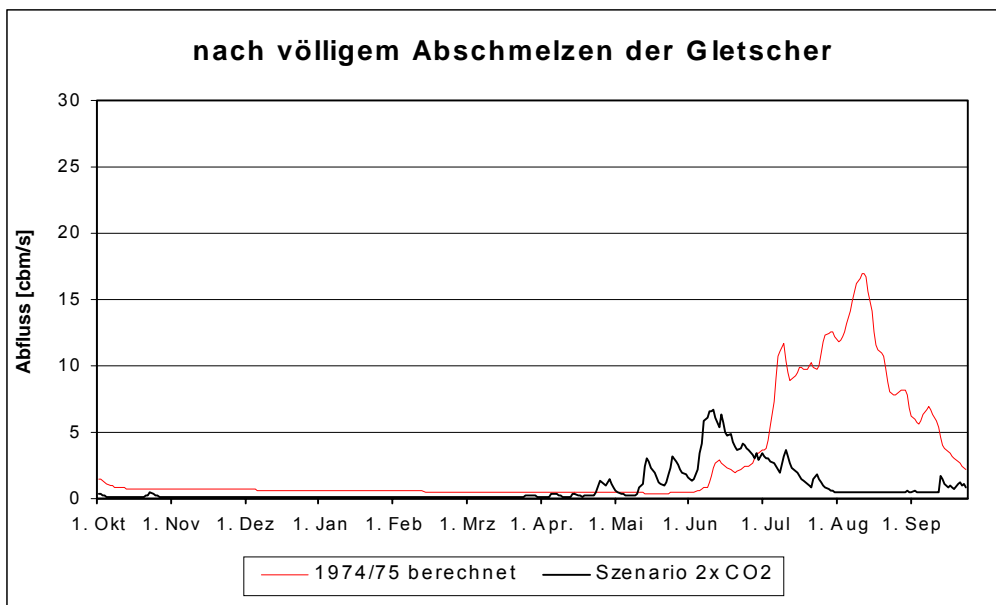


Abbildung 19: Berechnete Tagesmittel der Abflüsse im Abramovgebiet für 1975/75 und für eine Klimaprognose nach Verdopplung des CO₂-Gehalts in der Atmosphäre (GISS-Modell), unter der Annahme eines völligen Verschwindens der Gletscher.

Bei einem völligen Gletscherschwund (Abbildung 19) kommt es hingegen zu einer, im Vergleich zu heutigen Verhältnissen, deutlich veränderten Abflusssituation. In den Monaten Mai und Juni treten wegen einem früheren und stärkeren Einsetzen der Schneeschmelze etwas höhere Abflusswerte auf, in den Sommermonaten fallen die Werte allerdings auf ein extrem geringes Niveau ab. Ohne Gletscher werden die Flüsse im Sommer nur noch durch Niederschlag gespeist, und was das im Falle eines trockenen Zeitraums, wie es im Beispieljahr der August war (1975: 6.1 mm,

2xCO₂: 5.0 mm), für Auswirkungen auf die Abflussspende hat, wird in der Abbildung sehr deutlich sichtbar. Der Jahresabfluss sinkt um 69% auf 26.5 Mio. m³ und in den Monaten Juli und August geht die Abflussmenge sogar von 54.9 Mio. m³ auf nur noch 7.8 Mio. m³ (-85%) zurück. Dabei sei darauf hingewiesen, dass der August im Beispieljahr 1975 nicht außergewöhnlich trocken war, sondern dass die Niederschlagssummen in diesem Monat in 10 von 31 Messjahren unter 10 mm liegen.

4.3 Glacier No. 1

4.3.1 Aufbereitung der Eingabegrößen

Zur Durchführung erster Probeläufe stellte Dr. Ersi Kang von der Chinesischen Akademie der Wissenschaften in Lanzhou eine 5 jährige Reihe (1986-1990) hydrometeorologischer Daten zur Verfügung. Die Temperatur- und Niederschlagsdaten stammen von einer Station auf 3539 m ü. NN, die Abflussdaten von einem Kontrollpunkt, der auf 3695 m ü. NN liegt. Beide Messpunkte liegen in unmittelbarer Gletschernähe. 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. Das Einzugsgebiet ist 3.34 m² groß und zu 55% vergletschert. Die Daten lagen als Ausdrucke vor, digitale Dateien mussten erst erstellt werden. Die Flächen-Höhen-Expositionsverteilung wurde anhand einer Karte im Maßstab 1:25000 ermittelt.

4.3.2 Ergebnisse

Die Abflussganglinien der 4 hydrologischen Jahr sind in Abbildung 20 dargestellt. Auffallend ist die hohe Variabilität der Tageswerte. Während der Schmelzperiode treten hohe Spitzen und Niedrigwerte in häufigem und abruptem Wechsel auf. Das Modell kann diesen Verlauf generell gut nachzeichnen, wenn auch die Höhe der Spitzenabflüsse nicht immer richtig berechnet wird. Vor allem im überdurchschnittlich abflussreichen Jahr 1987/88 liegt die berechnete Kurve deutlich unter den gemessenen Werten. Dies kann mit der extrem negativen Gletschermassenbilanz dieses Jahres erklärt werden, die dazu geführt haben muss, dass im Sommer große Teile des Gletschers aper waren und dadurch einer erhöhten Schmelze ausgesetzt waren. Der Parameter RMULT, der im HBV-ETH-Modell dem Effekt erhöhter Schmelze über Eis Rechnung trägt, ist jedoch fix, was bei Jahren mit stark unterschiedlichen Anteilen von schneefreien Gletscherflächen zu Fehlern führen muss. Die Einführung eines saisonal variablen Parameters wäre hier eventuell eine Möglichkeit, das Modell zu verbessern.

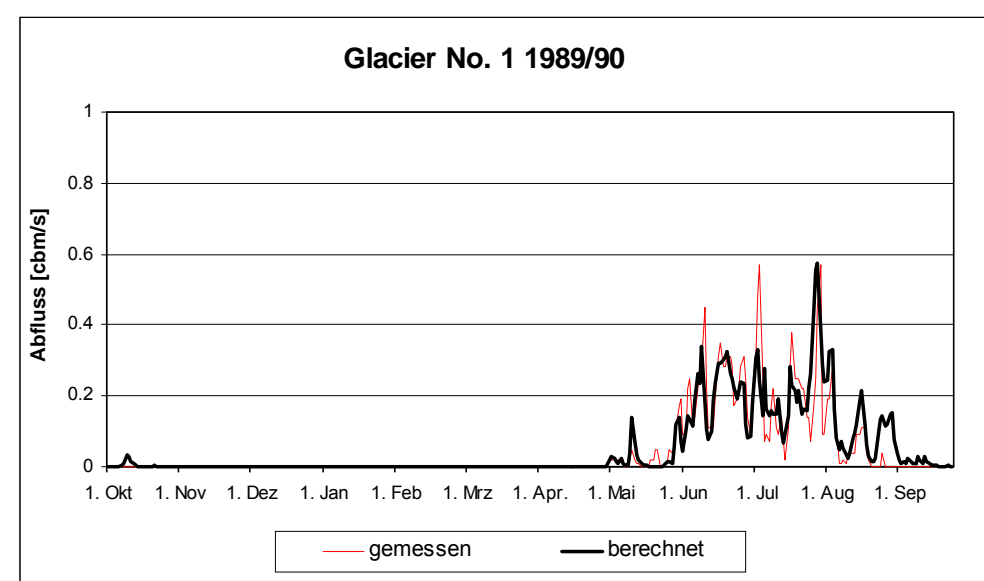
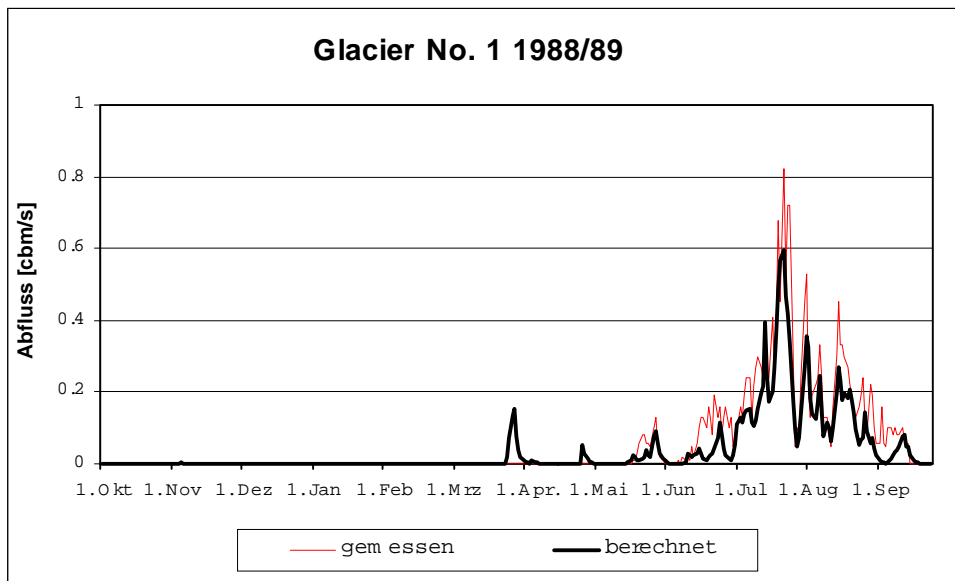
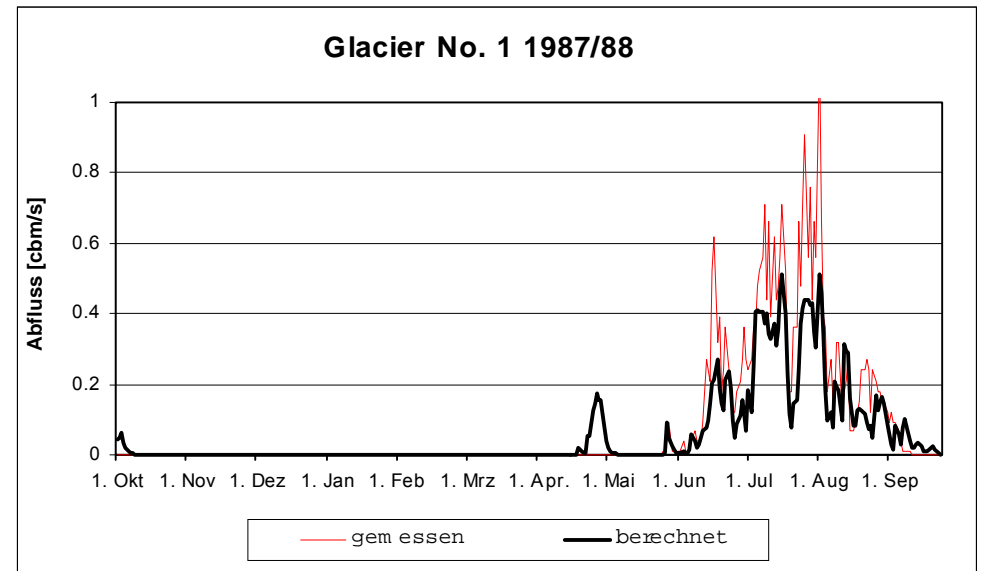
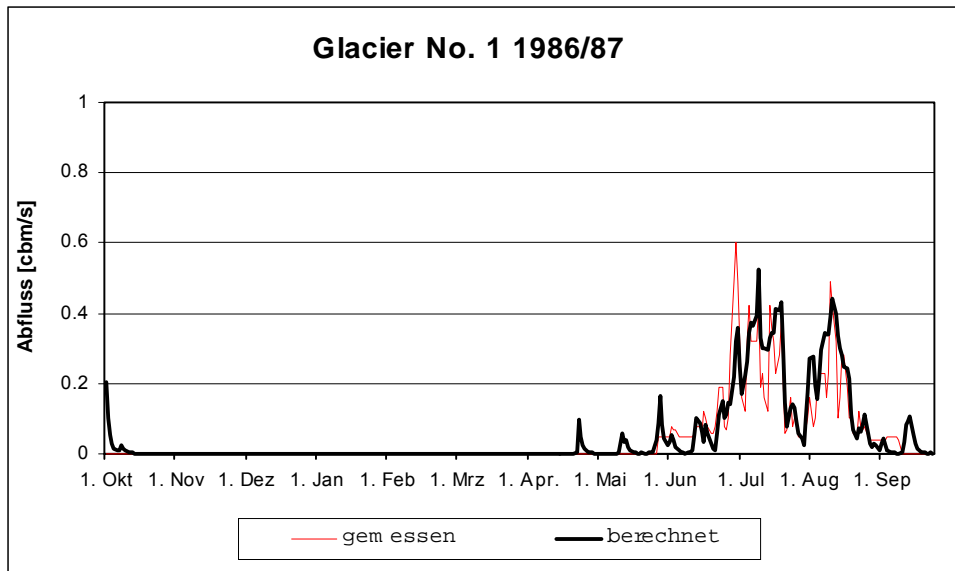


Abbildung 20: Gemessene und berechnete Tagesmittel des Abflusses im Gebiet des Glacier No. 1.

Tabelle 7 zeigt die berechneten Werte der wichtigsten Wasserhaushaltsgrößen.

Tabelle 7: Modellerte Wasserhaushaltskomponenten für das Gebiet des Glacier No. 1 (Q = Abfluss, P = Gebietsniederschlag, V = Verdunstung, B = Speicheränderung) in mm/a.

	Q	P	V	B _{Gletscher}	B _{Schnee}	B _{unterirdisch}
Mittelwert	443	380	234	-281	10	-26

Die numerischen Gütekriterien der vier modellierten hydrologischen Jahre werden in Tabelle 8 aufgeführt. Der Nash-Sutcliffe-Koeffizient ist niedriger als in den beiden anderen Testgebieten. Dies ist in erster Linie durch die starken Schwankungen in der Abflussganglinie, die generell niedrigere R^2 -Werte zur Folge haben, bedingt. Die Nash-Sutcliffe-Werte können daher nicht ohne weiteres mit denen der anderen Untersuchungsgebiete verglichen werden. Die mittlere jährliche Abweichung zwischen gemessenem und berechnetem Abfluss ist mit 115 mm (23%) deutlich Größer als in den anderen Untersuchungsgebieten.

Tabelle 8: Simulationsgüte am Glacier No. 1 (Q_{diff} = akkumulierte Differenz zwischen berechnetem und gemessenem Abfluss in mm/a, R^2 = Nash-Sutcliffe-Koeffizient).

Hydrolog. Jahr	$Q_{gemessen}$	$Q_{berechnet}$	Q_{diff}	R^2
1986/87	393	455	62	0.69
1987/88	724	520	204	0.66
1988/89	500	352	148	0.72
1989/90	399	445	46	0.61
Mittelwert	504	443	115	0.67

4.3.3 Qualitätskontrolle

Da für das Gebiet des Glaciers No.1 bislang weder Massenbilanzbilanzwerte für einzelne Höhenstufen noch gemessene Wasseräquivalente der Schneedecke vorliegen, bleibt die einzige Möglichkeit zur Qualitätskontrolle der Vergleich zwischen der gemessenen und der berechneten Massenbilanz des gesamten Gletschers (Abbildung 21).

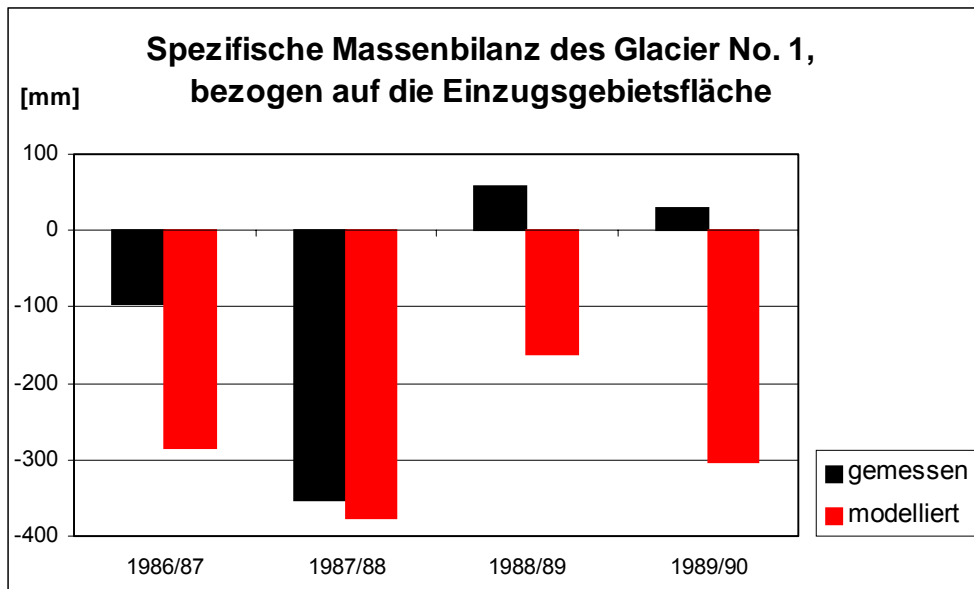


Abbildung 21: Vergleich der gemessenen (FLUCTUATIONS OF GLACIERS, Vol. VI) und modellierten Massenbilanzwerte des Glacier No.1.

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. Der Glacier No. 1 zählt zu den kontinentalen asiatischen Gletschern, bei denen der Zeitpunkt des größten Massenzuwachses auf die Sommermonate fällt ("summer accumulation glacier type" n. AGETA & HIGUCHI 1984), so dass Akkumulation und Ablation auf räumlich getrennten Bereichen gleichzeitig ihr jährliches Maximum erreichen. Hier wirken sich Fehler bei der Ermittlung der Schneegrenze stärker aus und die Berechnung der Gletschermassenbilanz gestaltet sich unsicherer als beim "winter accumulation glacier type".

4.3.4 Szenarien

Auch für den Glacier No. 1 wurden, ausgehend vom gleichen Klimaszenario und in analoger Vorgehensweise wie bei den anderen Testgebieten, Szenarien für veränderte Klima- und Vergletscherungsbedingungen erstellt. Die Ergebnisse der drei Modellläufe werden in Abbildung 22-24 grafisch dargestellt.

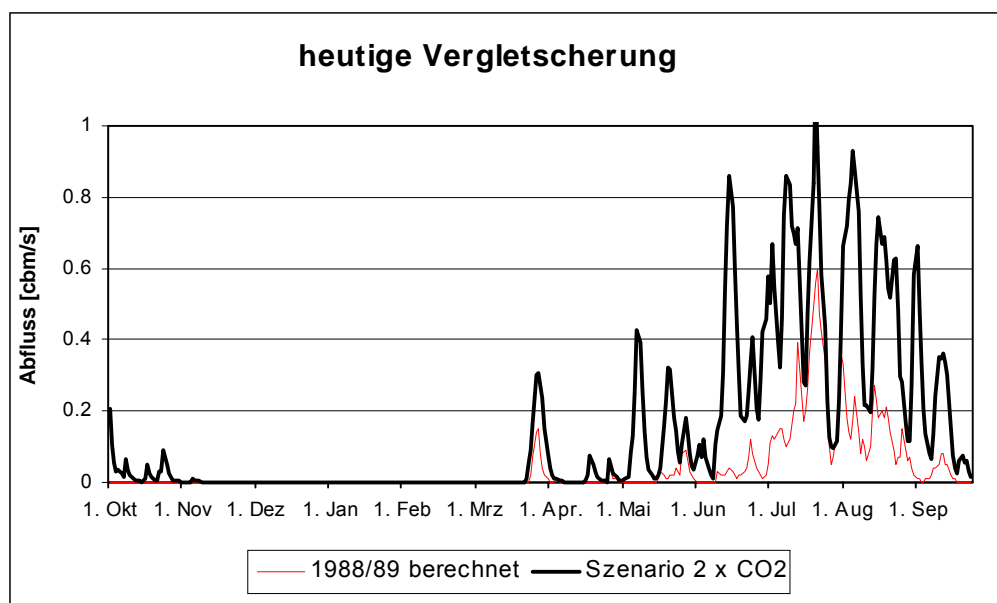


Abbildung 22: Berechnete Tagesmittel der Abflüsse am Glacier No. 1 für 1988/89 und für eine Klimaprognose nach der Verdopplung des CO₂-Gehalts in der Atmosphäre (GISS-Modell), unter der Annahme einer Gletscherausdehnung wie heute.

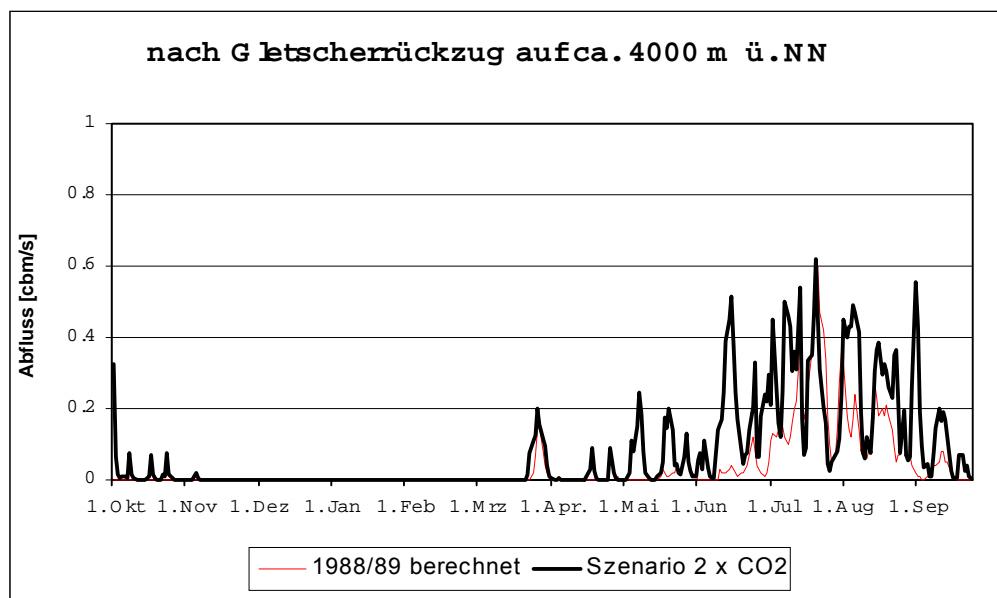


Abbildung 23: Berechnete Tagesmittel der Abflüsse am Glacier No. 1 für 1988/89 und für eine Klimaprognose nach Verdopplung des CO₂-Gehalts in der Atmosphäre (GISS-Modell), unter der Annahme eines Rückzugs der Gletscher auf Höhen über 4000 m ü. NN.

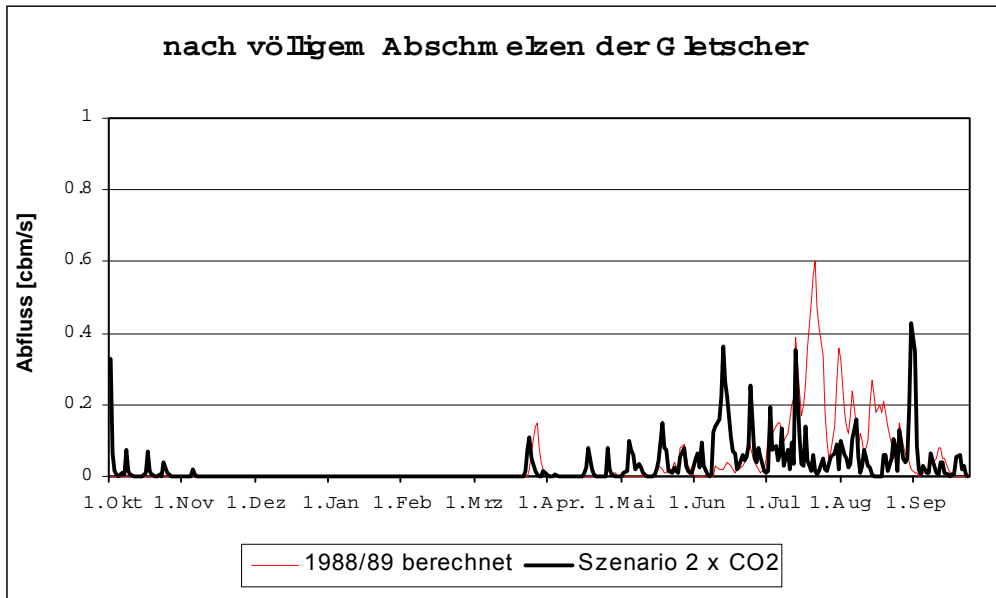


Abbildung 24: Berechnete Tagesmittel der Abflüsse am Glacier No. 1 für 1988/89 und für eine Klimaprognose nach Verdopplung des CO₂-Gehalts in der Atmosphäre (GISS-Modell), unter der Annahme eines völligen Verschwindens der Gletscher.

Bei gleichbleibender Gletscherausdehnung kommt es, wie auch schon in den beiden anderen Gebieten, zu einer drastischen Erhöhung der Abflusswerte (Abbildung 22). Nach einer Halbierung der Gletscherfläche sinken die Maxima wieder auf ein heutiges Niveau ab, allerdings treten diese Abflussspitzen häufiger und jahreszeitlich auch weiter ausgedehnt auf (Abbildung 23). Bei einem völligen Abschmelzen der Gletscher (Abbildung 24) sinkt der Jahresabfluss um 27%, wobei im Frühjahr und im Herbst höhere Abflusswerte als im Bezugsjahr 1988/89 auftreten, in den Monaten Juli und August allerdings ein Rückgang um 70% zu verzeichnen ist.

5 Geländeaufenthalte in Zentralasien

Ein erster einwöchiger Besuch im Juni 2000 in Kasachstan diente zur Erkundung des Untersuchungsgebiets und des Forschungsbetriebs am Tjuksu. Weiterhin sollte der Projektverlauf mit den lokalen Partnern diskutiert, Literaturrecherche betrieben und erste hydrometeorologische Daten übergeben werden. Bis auf den letzten Punkt verlief der Aufenthalt planmäßig, allerdings war es in der kurzen Zeit nicht möglich, einen ersten Datensatz zu organisieren. Allerdings konnten auch in diesem Punkt wichtige Impulse gesetzt werden, so dass zwei Monate später erste Daten geliefert wurden.

Ein zweiter vierwöchiger Geländeaufenthalt im März 2001 diente der Durchführung von Schneemessungen sowie der Entnahme von Schneeproben im Tjuksugebiet.

Das Wasseräquivalent der Schneedecke ist neben der Gletschermassenbilanz die einzige messbare Größe, die, neben dem Abfluss, mit modellierten Werten verglichen werden kann und stellt somit eine wichtige Möglichkeit zur Überprüfung und Bewertung der berechneten Daten dar. Für das Untersuchungsgebiet Tjuksu stehen lediglich die täglichen Schneehöhen an der glaziologischen Station zur Verfügung, es gibt aber keine detaillierteren Messdaten darüber, wie sich das Wasseräquivalent mit der Höhe und der Exposition ändert, was aber von entscheidender Bedeutung ist, wenn man den Schneedeckenspeicher des gesamten Einzugsgebiets erfassen will. Aus diesem Grund wurde in 5 verschiedenen Höhen zwischen 2450 m ü. NN und 3770 m ü. NN jeweils ein Schneeprofil aufgenommen. Zusätzlich wurden an möglichst vielen Orten unterschiedlicher Meereshöhe und Exposition die Schneehöhe mittels einer Sonde ermittelt, um eine möglichst genaue Vorstellung von den Variationen der Schneedecke im Einzugsgebiet zu bekommen.

Schneeproben wurden, ebenfalls in verschiedenen Meereshöhen, von der Schneeoberfläche sowie von jeder deutlich abgegrenzten Schicht innerhalb der Schneedecke genommen. An ihnen soll das Verhältnis der unterschiedlichen Sauerstoffisotope (O^{18}/O^{16}) untersucht werden, um Rückschlüsse auf Verdunstungsverhältnisse an der winterlichen Schneedecke zu ziehen. Von den Wetterbeobachtern der Station Mynzhilki (3017 m ü. NN) und der Glaziologischen Station (3434 m ü. NN) wurden während des Winters Proben von den stärksten Neuschneefällen genommen, um auch deren O^{18}/O^{16} -Gehalte zu bestimmen.

Die Schneesituation vor Ort stellte sich anders als erwartet heraus. Einerseits lag bis in hohe Lagen sehr wenig Schnee, andererseits war dieser Schnee extrem lawinengefährlich, so dass die Zugänglichkeit des Gebiets sehr eingeschränkt war. An den meisten Stellen bestand die Schneedecke aus einem mächtigen Fundament aus kohäsionslosem Schwimmschnee, das von einer dünneren, härteren Schicht überdeckt war. Diese Schicht war aber leider nur teilweise imstande, einen Skifahrer zu tragen, so dass es sehr beschwerlich war, sich im Gelände zu bewegen. Die Schneelage war für

die Einheimischen nicht ungewöhnlich und kann mit den dortigen meteorologischen Verhältnissen leicht erklärt werden. Während des Hochwinters fällt hier nur sehr wenig Niederschlag und die geringmächtige Schneedecke weist wegen der großen Differenz zwischen der Lufttemperatur (-20 bis -30 °C) und der vom Sommer her noch relativ hohen Bodentemperatur ($\approx 0^\circ\text{C}$) einen starken Temperaturgradienten auf, der eine intensive aufbauende Metamorphose bewirkt (LATERNSER 2000). Die Schicht über den Becherkristallen entsteht bei schon wärmeren Temperaturen im Spätwinter, ihre Kompaktheit ist in hohen Lagen auf Windkompression, in niedrigeren Bereichen zusätzlich auf Schmelz- und Wiedergefrierprozesse zurückzuführen.

Bei der Erfassung der Schneehöhen kam erschwerend die hohe Variation derselben hinzu, die mit den starken Windverfrachtungen und dem großen Einfluss der Hangexposition auf die Strahlungsbedingungen erklärt werden kann. Während Südhänge und Luvlagen bis in die höchsten Bereiche schneefrei waren, fanden sich in allen Höhenlagen auch Stellen, wo durch Windakkumulation Schneehöhen bis über 200 cm gemessen werden konnten, was ein typisches Muster in der Verteilung der Schneedecke nur sehr schwer erkennen lässt. An horizontalen, vom Wind wenig beeinflussten Stellen lag im Höhenbereich von 3500 m ü. NN etwa 80 cm Schnee, auf dem Zentralgletscher, wo wegen des wenig unruhigen Untergrundes recht einheitliche Werte gemessen wurden, bewegten sich die Schneehöhen zwischen 120 und 135 cm.

Während des einwöchigen Aufenthalts an der Glaziologischen Station wurden stratigraphische Dichte-, Härte- und Kristallform-Daten aus 5 Schneeschnitten ermittelt, circa 600 Sondierungen an 45 verschiedenen Standorten durchgeführt und 48 Schneeproben genommen, die derzeit noch am GSF (Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit in Neuherberg) auf ihren Gehalt an Sauerstoffisotopen untersucht werden.

Die restliche Zeit des vierwöchigen Aufenthalts wurde in Almaty unter anderem dazu genutzt, fachliche Diskussionen mit Experten zur lokalen Glazialhydrologie, wie V. Uvarov oder K.G. Makarevich, zu führen sowie weitere hydrometeorologische Daten des Tjuksugebiets zu beschaffen. Es konnten Kopien von den monatlichen Erhebungsbögen der Glaziologischen Station aus den Jahren 1972 bis 1975 und 1986 bis 1992, sowie Abflussdaten der Station Touristic Camp der Jahre 1972 und 1973 angefertigt werden. Schließlich blieb noch Zeit für eine kurze Reise nach Urumchi in China, wo der Messbetrieb am Glacier No. 1 besichtigt werden konnte und wo die Idee entstand, diesen hervorragend untersuchten Gletscher noch zusätzlich in dieses Projekt zu integrieren.

6 Ausstehende Arbeiten

Für das Tujuksugebiet wird demnächst die Karte aus dem Jahr 1998 fertiggestellt sein. Anschließend werden für beide Karten (1958 und 1998) digitale Geländemodelle erstellt und die Volumenbilanz der Gletscher berechnet.

Obwohl die Kalibrierung des HBV-ETH-Modells recht unbefriedigend war, wird eine Anwendung über den gesamten Zeitraum zwischen den beiden Kartierungen nach wie vor angestrebt. Zumal wenigstens für eine Abflussmessstelle die Jahressummen relativ gut berechnet werden können, ist es von großem Interesse, die modellierten Massenbilanzwerte über den 40 jährigen Zeitraum mit der geodätisch ermittelten Volumenbilanz zu vergleichen und damit erneut die Modellierung zu überprüfen. Momentan liegt eine Datenreihe von 21 Jahren, also etwa die Hälfte des Gesamtzeitraums, vor. Weitere meteorologische Daten wurden von den Projektpartnern bis zum Herbst 2001 versprochen.

Des weiteren werden die Ergebnisse der Isotopenanalyse der Schneeproben, sobald sie vorliegen, ausgewertet, interpretiert und mit modellierten Werten verglichen.

Im Abramovgebiet wird weiterhin an der Optimierung der modellierten Abflusskurve gearbeitet. Die Datenfülle ermöglicht es hier, weitere Parametrisierungen der Schnee- und Eisschmelze auszutesten, um damit die Qualität der Modellierung zu verbessern.

Beim Glacier No. 1 ist eine Ausweitung des Modellierungszeitraums geplant, sodass der ermittelte Parametersatz in einer Validierungsphase getestet werden kann. Des weiteren soll auch hier die Modellierung, zum Beispiel mit der Einführung eines saisonal variablen Albedowertes, verbessert werden.

In einem letzten Arbeitsschritt sind alle Ergebnisse zu interpretieren, mit Verhältnissen in den Alpen zu vergleichen und in einer Synthese zu vereinigen. Ein besonderer Schwerpunkt soll hierbei noch auf die Anwendbarkeit der Temperaturindexmethode zur Berechnung der Schmelze in den verschiedenen Klimaregionen gelegt werden.

7 Literaturverzeichnis

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.

BERGSTROM, S. (1992): The HBV-Model - its structure and applications. SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute) Reports Hydrology No. 4, 32 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. and SCHULZ, M. (1999): Consequences of climate change for runoff from Alpine regions. *Annals of Glaciology*, 31/2000, p19-25.

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.

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.

ESCHER-VETTER, H., WEBER, M. und BRAUN, L.N. (1998): 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.*

FLUCTUATIONS OF GLACIERS, Vol. III (1970-1975). Müller, F. (Hrsg.). IAHS (ICSU)-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.
- GLACIER MASS BALANCE BULLETIN (2001): Bulletin No. 6 (1998-1999). Haeberli, W.; Frauenfelder, R.; Hoelzle, M. (Hrsg.). IAHS (ICSI)-UNEP-UNRSCO-WMO, 2001. 93 S.
- GREBNER, D. (1990): Climate in Northwestern China. In: OHMURA et al. (Hrsg.), Glacial Climate Research in the Tianshan. Zürcher Geographische Schriften 38, 181 S.
- KANG, E. (1994): Energy - Water - Mass Balance and Hydrological Discharge. Zürcher Geographische Schriften 57, 178 S.
- 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.
- LATERNSER, M. (2000): Lawinenwarnung in Kasachstan. In: Eidgenössische Forschungsanstalt WSL (Hrsg.), Naturwerte in Ost und West. Publikation zur Tagung "Forum für Wissen" vom 25. Oktober 2000 an der WSL in Birmensdorf. 73-84.
- MAKAREVICH, K. G. (1982): Hydrological aspects of the glacier regime in the north Tien Shan in the anomalously arid period of 1974-1978. In: Hydrological Aspects of Alpine and High Mountain Areas (Proceedings of the Exeter Symposium, July 1982). IAHS Publ. No. 138, 43-50.
- MAKAREVICH, K. G. (1985): The external and internal mass exchange and fluctuation of glaciers of the Zailiskiy Alatau. The report 1980-1985, unveröffentlicht.
- MARTINEC, J. (1977): Expected snow loads on structures from incomplete hydrological data. J. of Glaciology, Vol. 19, No. 81, 185-195.
- ROHRER, M. B. (1992): Die Schneedecke im Schweizer Alpenraum und ihre Modellierung. Zürcher Geogr. Schr. 49, 178 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.

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.