

- channel patterns in the North Polish Plain during the Late-Würm und Holocene. – *Quaestiones Geographicae* 4, 1977, 51–93.
- KRAUSE, A.: Die Ahrmündung, ein Naturschutzgebiet südlich von Bonn. In: *Rheinische Landschaften*, H. 16 (Schutzwürdige Natur und Landschaft im Bonner Raum), Köln, 1979, 7–10.
- KREMER, E.: Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel. – *Arb. Rhein. Landeskd.* 6, 100 S., Bonn, 1954.
- LEOPOLD, L. B. & LÄNGBEIN, W. B.: River meanders. – *Sci. Amer.* 1966, 60–70.
- MÄCKEL, R.: Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte der Lahn in der Gießener Talweitung. – *Eiszeitalter u. Gegenwart* 20, 1969, 138–174.
- MANGELSDORF, J. & SCHEUMANN, K.: *Flußmorphologie. Ein Leitfaden für Naturwissenschaftler und Ingenieure.* – 262 S., München-Wien (Oldenbourg) 1980.
- MERCER, J. H.: The Allerød Oscillation: A European Climatic Anomaly? – *Arctic and Alpine Research* 1, 1969, 227–234.
- MIALL, A. D.: A Review of the Braided-River Depositional Environment. – *Earth-Science Reviews* 13, 1977, 1–62.
- MOORE, P. D.: Reconstructing the past. – *Nature* 279, 1979, 759–760.
- ROSE, F., TURNER, C., COOPE, G. R. & BRYAN, M. D.: Channel changes in a lowland river catchment over the last 13 000 years. – In: *Timescales in Geomorphology*, R. A. CULLINGFORD, D. A. DAVIDSON & J. LEWIN (ed.), Chichester 1980 (J. Wiley & Sons), 159–175.
- SCHUMM, S. A.: Geomorphic thresholds: the concept and its applications. – *Inst. of British Geographers, Transactions*. N. S. 4 (4), 1979, 485–515.
- SEMMELE, A.: Untersuchungen zur jungpleistozänen Talentwicklung in deutschen Mittelgebirgen. – *Z. Geomorph. N. F., Suppl.* Bd. 14, 1972, 105–112.
- THOSTE, V.: Die Niederterrassen des Rheins vom Neuwieder Becken bis in die Niederrheinische Bucht. – *Inaugural-Diss. Math.-Nat. Fak. Univ. Köln*, 1974, 130 S.

ZUM LANGFRISTIGEN ABFLUSSVERHALTEN UND SEINEN STEUERUNGSMECHANISMEN IM PERIGLAZIALEN ZENTRAL-ISLAND

Mit 4 Abbildungen und 1 Tabelle

KLAUS RICHTER

Summary: On the long-term runoff behaviour and its controlling mechanisms in the periglacial region of Central Iceland.

The existence of long-term hydrological raw data material for Icelandic rivers offers the rare opportunity of identifying the hydrological conditions of glacial-periglacial river basins quantitatively and of analysing them as to the variability of these conditions. The present paper deals with the long-term runoff behaviour (1940–1979) of the Jökulsá á Fjöllum river basin (7180 km²) in the north-eastern part of the Icelandic highlands. 22% of the area which receive 47% of the area precipitation are glaciated by a part of the Vatnajökull ice-cap. 79% of the long-term water input supply the runoff, 21% evaporate.

A seasonal and regional subdivision of the river basin reveals that the runoff is composed of, first, a relatively high base flow as a result of the permeable volcanic rocks and the unconsolidated sediments in the research area, of, secondly, snow meltwater from the unglaciated area as a result of increasing energy input in spring, and of, thirdly, glacial meltwater from the glaciated area as a result of relatively high summer energy input. For the river basin taken as a hydrological unit, direct glacial ablation runoff and the long-term infiltration of rain, of snow meltwater, and, most important, of glacial ablation water into the ground are, in connection with a northbound groundwater flow, the determining factors of the amount of the annual runoff. Correlation and regression analyses support these findings. Accordingly, the thermic-climatic development of the past forty years is reflected in the long-term runoff behaviour and results in considerable variations of the mean discharge during this period.

Aus geographischer Sicht machen hauptsächlich drei Gründe eine Beschäftigung mit der Wasserführung von Flüssen im arktischen und subarktischen Periglazialraum erforderlich. Erstens wird die Morphodynamik im periglazialen Milieu weitgehend durch fluvialen Sedimenttransport und fluviale Erosion bestimmt. Zweitens stellen die abfließenden Wassermengen ein beachtliches hydroenergetisches Potential dar, das in weitesten Teilen der Arktis und Subarktis noch ungenutzt ist. Drittens spiegeln sich speziell in der Wasserführung von periglazialen Fließgewässern mit Anschluß an vergletscherte Einzugsgebietsteile deutlich die Wetter-, Witterungs- und Klimabedingungen wider, die den Wasserhaushalt als wichtiges Teilsystem des Naturhaushaltes steuern. Damit besitzt das Abflußverhalten periglazialer Einzugsgebiete mit Gletscheranschluß eine Indikatorfunktion bezüglich der Persistenz bzw. Labilität periglazialer Ökosysteme. Unter diesem Aspekt erscheinen gerade mit Blick auf die markante Temperaturdepression in der atlantischen Arktis und ihren Randgebieten während der sechziger und siebziger Jahre unseres Jahrhunderts (vgl. v. a. SCHUNKE 1979a) einerseits und auf die befürchteten globalen Auswirkungen der steigenden Freisetzung von CO₂ in die Atmosphäre (vgl. FLOHN 1977) andererseits Untersuchungen des glazial-periglazialen Abflußverhaltens als von besonders aktueller Problematik.

Bisherige hydrologische Untersuchungen im arktischen und subarktischen Raum konnten sich nur auf relativ kurzzeitige oder saisonal lückenhafte Messungen des Abflusses stützen (vgl. SEIFRIED 1971, 1972, McCANN & COGLEY 1972). Für den teilweise vergletscherten Periglazialbereich Islands indes steht ein langfristigeres Datenmaterial der isländischen Energiebehörde „Orkustofnun“ zur Verfügung (vgl. RIST 1956, 1969). Hierauf gegründete neuere Untersuchungen galten bislang in erster Linie der Einbindung des Abflusses in das Wasserhaushaltsgefüge (vgl. RICHTER 1981, RICHTER & SCHUNKE 1981).

Im folgenden sollen am Beispiel der Jökulsá á Fjöllum anhand von täglichen Abflußmessungen, die die hydrologischen Jahre 1940–1979, d. h. die Zeit von Oktober 1939 bis September 1979, umfassen, das langfristige Abflußverhalten und seine Steuerungsmechanismen analysiert werden. Dabei wird zunächst der jährliche Wasserumsatz des Einzugsgebietes im langjährigen Mittel untersucht. Danach soll eine saisonale und regionale Aufteilung der Abflußsteuerung vorgenommen werden, bevor dann die langfristigen Entwicklungstendenzen des Abflusses und ihre Determinanten im Einzugsgebiet der Jökulsá á Fjöllum analysiert werden. Dabei gründet sich die Untersuchung außer auf eigene Feldarbeiten im Jahre 1979 vor allem auf die statistisch-quantitative Auswertung des von „Orkustofnun“ zur Verfügung gestellten hydrologischen Datenmaterials.

1. Der mittlere jährliche Wasserumsatz im Untersuchungsgebiet

Die Jökulsá á Fjöllum fließt im nordöstlichen Zentral-Island vom Rande der Vatnajökull-Eiskappe nach Norden in den Axarfjörður (vgl. Abb. 1). Von rechts empfängt sie mehrere Nebenflüsse, deren bedeutendster der Gletscherfluß Kreppa ist. Die Jökulsá á Fjöllum ist mit einer Länge von 206 km nach der Thjórsá (230 km) der zweitlängste Fluß Islands. In der mittleren Wasserführung steht sie hinter Ölfusá, Thjórsá und Kúdafljót/Skaftá an vierter Stelle. Das Einzugsgebiet umfaßt 7750 km². Es handelt sich damit um das größte isländische Flußgebiet, von dem 7180 km² das durch den Pegel vhm 20 (Axarfjörður) bei Laufkilometer 187 definierte Untersuchungsgebiet ausmachen.

Der Höhenunterschied von 694 m, den die Jökulsá á Fjöllum von ihrem Austritt am Gletscherrand des Vatnajökull in 720 m ü. M. bis zum Pegel in 26 m ü. M. überwindet, entspricht einem mittleren Gefälle von 3,7‰, das jedoch aufgrund mehrerer Gefällsstufen sehr ungleich verteilt ist und im 30 km langen Jökulsá-Canyon im Nordteil des Laufes 10‰ überschreitet, wobei mehrere Wasserfälle, darunter der Dettifoss mit einer Fallhöhe von 44 m, zwischengeschaltet sind (vgl. THORARINSSON 1959, 1960, SIGURDSSON et al. 1975). Das Einzugsgebiet der Jökulsá á Fjöllum liegt in der neovolkanischen Zone Zentral-Islands und weist insgesamt hoch-

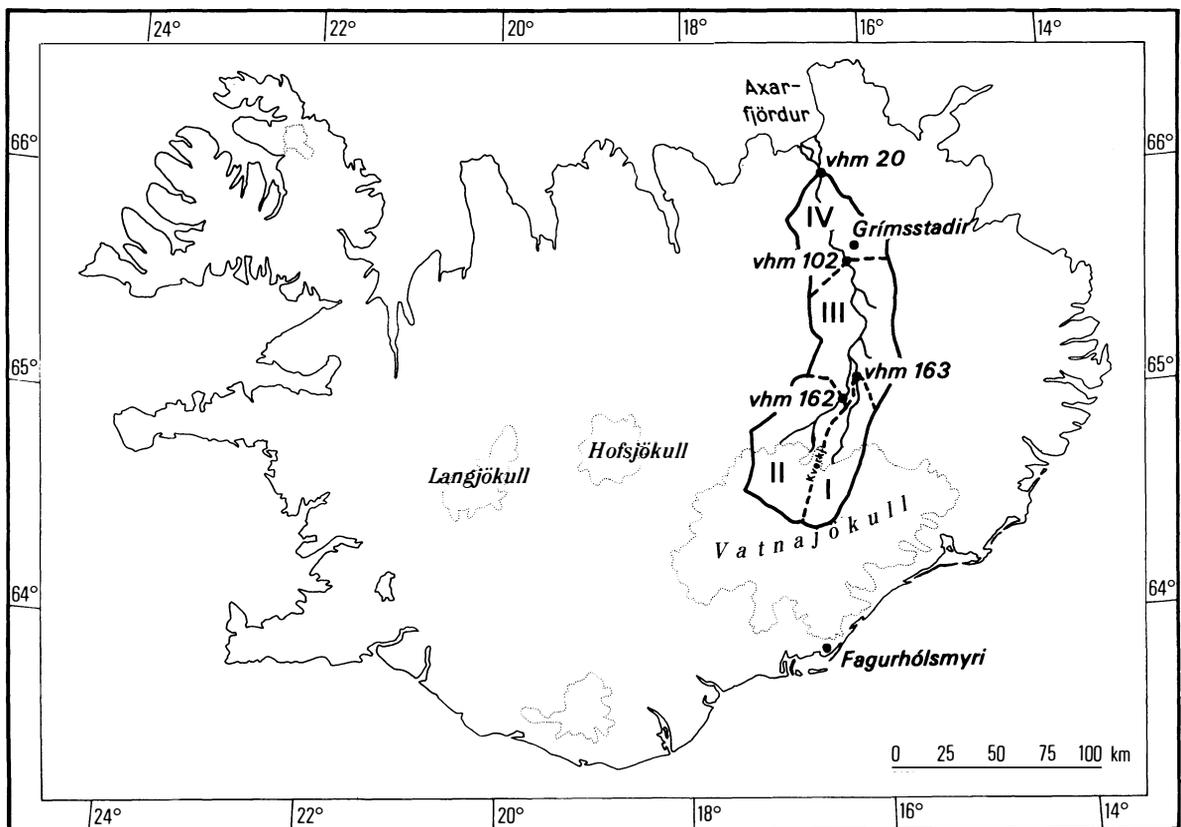


Abb. 1: Orientierungskarte / Orientation map

gradig permeable Untergrundverhältnisse auf (vgl. HJARTARSON 1980). Während der höchstgelegene Teil des Gletschergebietes ein EF-Klima nach KÖPPEN (1931) besitzt, ist das gesamte übrige Untersuchungsgebiet durch ein ET-Klima gekennzeichnet. Vegetationsbedeckt sind jedoch aufgrund vornehmlich edaphischer, aber auch klimatischer Aridität nur 5% der Gebietsfläche, und zwar überwiegend im Bereich von Arealen mit Grundwassernähe oder Staunässe. Östlich des Flusses wird das Reliefgefügemuster durch die hyaloklastischen Gebirgsrücken der pleistozänen „Palagonit-Formation“ beherrscht (vgl. SCHUNKE 1979b), während im westlichen Teil pleistozäne Tafelvulkane und ausgedehnte holozäne Lavadecken, auf denen ein oberirdisches Entwässerungsnetz fehlt, das Bild bestimmen. In den tieferen Lagen des Einzugsgebietes finden sich grobgekörnte glaziale, fluviale und äolische Lockersedimente. Im Süden des Untersuchungsgebietes ist ein Anteil von 1600 km² vergletschert, was 22% der Gesamtfläche entspricht. Hier werden Eismächtigkeiten von über 700 m und die maximale Höhe des Einzugsgebietes von 2000 m ü. M. erreicht.

Subglaziale Geothermalaktivität oder Vulkanausbrüche führten in prähistorischer Zeit zu „Gletscherläufen“, die geomorphologisch außerordentlich wirksam waren, da Spitzenabflüsse von 200 000 m³s⁻¹ bis 500 000 m³s⁻¹ erreicht worden sein dürften (vgl. TÓMASSON 1973, SÆMUNDSSON 1973, ELFASSON 1977). Auch in historischer Zeit, vor allem im 18. Jh., hat es mehrere Gletscherläufe gegeben, die jedoch nach Schätzung von THORARINSSON (1950, 1960) Abflußmaxima von 10 000 m³s⁻¹ bis 15 000 m³s⁻¹ erreichten.

Während des Untersuchungszeitraumes 1940–1979 betrug der höchste Abfluß (HHQ) 1570 m³s⁻¹ (20. 6. 1949); dabei handelt es sich gleichzeitig um den Maximalabfluß mindestens seit 1875 (vgl. HANNESDÓTTIR 1975). Der mittlere Abfluß (MQ) beträgt 203 m³s⁻¹. Das entspricht einer Abflußspende von 28,3 l s⁻¹km⁻² und einer mittleren jährlichen Abflußhöhe von 892 mm. Aufgrund der hohen Permeabilität des Untergrundes weist die Jökulsá á Fjöllum einen hohen grundwassergespeisten Basisabfluß auf, wie im Winter erkennbar wird. Bei plötzlichen Kälteeinbrüchen kann jedoch durch sehr starke Eisbildung (vgl. RIST 1962) der Abfluß kurzzeitig extrem herabgesetzt werden. Während des Untersuchungszeitraumes sank der Abfluß der Jökulsá á Fjöllum aus diesem Grunde auf einen Minimalwert (NNQ) von 36 m³s⁻¹ (19. 11. 1947). Der Mittelwert des Basisabflusses wurde daher so gewonnen, daß für jeden der vierzig Winter des Untersuchungszeitraumes derjenige Abflußwert ausgewählt wurde, der an fünfzehn Tagen desselben Winters unterschritten oder erreicht wurde. Das arithmetische Mittel dieser vierzig Werte ergibt einen Basisabfluß von 114 m³s⁻¹; das entspricht 15,9 l s⁻¹km⁻² oder 500 mm a⁻¹ bzw. 56% des gesamten Abflusses. Damit entfallen auf den Oberflächenabfluß im Mittel 89 m³s⁻¹; das entspricht 12,4 l s⁻¹km⁻² oder 392 mm a⁻¹ bzw. 44% des gesamten Abflusses. In dem großen Anteil des Basisabflusses am Abfluß zeigt sich eine hohe Versickerungsrate von Niederschlagswasser (einschließlich des Schneeschmelzwassers) und Gletscherschmelzwasser.

Aus der Niederschlagskarte Islands von SIGFÚSDÓTTIR (vereinfachter Abdruck z. B. bei EYTHÓRSSON & SIGTRYGGSSON

1971) ergibt sich für die Normalperiode 1931–1960 ein mittlerer Gebietsniederschlag von 935 mm. Für den Untersuchungszeitraum 1940–1979 ist jedoch zu berücksichtigen, daß die einzige im Einzugsgebiet gelegene Meßstation Grímsstadir sowie die für die Niederschlagsverhältnisse des Vatnajökull repräsentative nahegelegene Station Fagurhólsmýri (vgl. THORARINSSON 1964) für den Untersuchungszeitraum 1940–1979 Niederschlagswerte aufweisen, die rund 1,5% über denen der Normalperiode liegen. Weiterhin kommen eigene Untersuchungen in Übereinstimmung mit Ergebnissen von EINARSSON (1972) und SIGBJARNARSON (1970) zu dem Resultat, daß die große Häufigkeit hoher Windgeschwindigkeiten in Island zu außerordentlich starken Meßverlusten bei der Niederschlagsmessung führt. Aus diesen Gründen wurde der aus der Niederschlagskarte Islands von SIGFÚSDÓTTIR ermittelte Wert für den Gebietsniederschlag mit einem tentativen Korrekturfaktor von 1,1 multipliziert und der so gewonnene Wert um 1,5% erhöht. Daraus ergibt sich ein mittlerer Jahresniederschlag von 1044 mm, der jedoch räumlich sehr ungleich verteilt ist. Auf die eisbedeckten 22% der Gebietsfläche fallen nämlich 47% des Gebietsniederschlags. Das entspricht, bezogen auf die Gesamtfläche, 492 mm, während die übrigen 78% der Fläche lediglich 53%, entsprechend 552 mm, des Niederschlags empfangen, da sie im Lee der niederschlagbringenden warm-feuchten südlichen Luftströmungen liegen. An der Station Grímsstadir (380 m ü. M.) beträgt die mittlere Jahressumme des Niederschlags 361 mm. Der nivometrische Koeffizient an dieser Meßstelle liegt bei 61%; er geht in den Hochlagen des Vatnajökull gegen 100%.

Oberhalb der klimatischen Schneegrenze bei 1200 bis 1400 m ü. M. wird ein Teil des dort reichlich fallenden Schnees gespeichert und zu Gletschereis metamorphisiert. Der Gletscher ist also ein großer oberirdischer Wasserspeicher, bei dem jedoch während des Untersuchungszeitraumes die Ablation stärker war als die Akkumulation. Nach Untersuchungen von SIGBJARNARSON (1970) wurde während der Jahre 1932 bis 1968 pro Jahr durchschnittlich etwa 20% mehr Wasser vom Gebiet der Gletscherfläche freigesetzt, als an Niederschlag neu hinzukam, was sich in einem starken Zurückweichen der Gletscherzungen manifestierte. Übernimmt man diese Angabe für die vorliegende Untersuchung, so ergibt sich ein mittleres Überwiegen der Gletscherablation gegenüber der Akkumulation um jährlich 88 mm, und zwar bezogen auf die Fläche des gesamten Untersuchungsgebietes.

Zur Berechnung der mittleren jährlichen aktuellen Gebietsverdunstung (V) muß die Wasserhaushaltsgleichung in der Form $V = N + Z - A$ herangezogen werden. In sie wird nach den obigen Ausführungen als Wert der jährlichen Niederschlagshöhe (N) 1044 mm eingesetzt. Da im langjährigen Mittel die Gletscherablation die Akkumulation um 88 mm übersteigt, muß zur Verdunstungsberechnung diese aus langfristiger Speicherung zusätzlich zur Höhe des aktuellen Niederschlags zur Verfügung gestellte Wassermenge (Z) ebenfalls als Eingabegröße berücksichtigt werden. Die mittlere jährliche Höhe des Abflusses (A) beträgt, wie oben dargelegt, 892 mm. Er muß als eine der beiden Ausgabegrößen von der

Menge der gesamten Wassereingabe abgezogen werden. Somit verbleibt für die zweite Ausgabegröße, nämlich die Verdunstung, ein Wert von 240 mm; das entspricht 50% der potentiellen Evapotranspiration (vgl. EINARSSON 1972). Die in diesem Kapitel behandelten Beziehungen lassen sich in einem Diagramm vereinfacht darstellen (vgl. Abb. 2). Insgesamt ist als Ergebnis festzuhalten, daß im langjährigen Mittel 79% der Wassereingabe abfließen und 21% verdunsten.

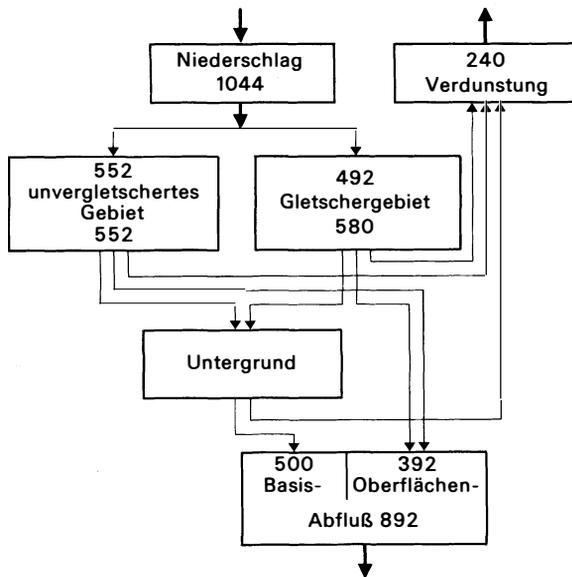


Abb. 2: Der jährliche Wasserumsatz im Einzugsgebiet der Jökulsá á Fjöllum. (Mittelwerte der hydrologischen Jahre 1940–1979, Angaben in mm)

The annual water turnover in the river basin of Jökulsá á Fjöllum. (Mean values of the hydrological years 1940–1979, values given in mm)

2. Die saisonale und regionale Differenzierung des Abflusses

Der Abfluß der Jökulsá á Fjöllum weist trotz des relativ hohen Basisabflusses einen ausgeprägten Jahresgang auf, und zwar schwankt, bezogen auf den Untersuchungszeitraum 1940–1979, der mittlere Jahresabfluß von $203 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ zwischen einem Mittelwert von $127 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ im Januar und einem Mittelwert von $353 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ im August (vgl. Abb. 3). Der Schwankungskoeffizient, gebildet aus dem Quotienten $MQ_{\text{Monat}} : MQ_{\text{Jahr}}$, liegt zwischen 0,63 im Januar und 1,73 im August. Da die Abflußspitze in den Sommer fällt, handelt es sich nach der Klassifikation von PARDE (1947) um ein glaziales Regime. Der Abflußgang verläuft weitgehend parallel zum Gang der Lufttemperatur, die als Indikator die Eingabe von Schmelzenergie repräsentiert (vgl. Abb. 3). An der Station Grímsstadir liegt im Mittel der hydrologischen Jahre 1940–1979 die Jahresmitteltemperatur bei $0,7^\circ \text{C}$. Die Monatsmitteltemperatur erreicht im Januar ihr Minimum mit $-5,2^\circ \text{C}$ und im Juli ihr Maximum mit $8,7^\circ \text{C}$. Der Monat

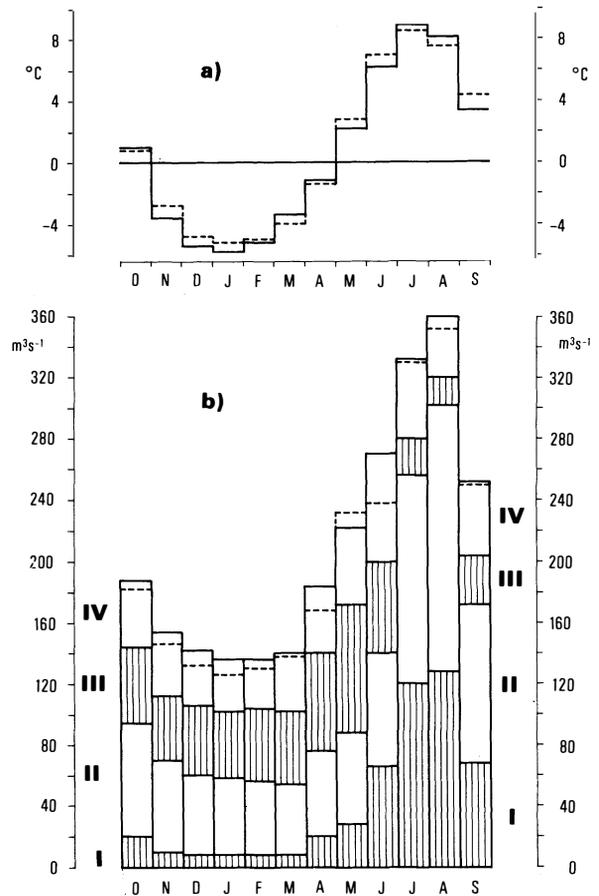


Abb. 3: a) Der mittlere Jahresgang der monatlichen Lufttemperatur an der Station Grímsstadir in den hydr. Jahren 1940–1979 (unterbrochene Linie) und 1973–1979 (durchgezogene Linie). b) Der mittlere Jahresgang des monatlichen Abflusses der Jökulsá á Fjöllum in den hydr. Jahren 1940–1979 (unterbrochene Linie) und 1973–1979 (gesamte Säulenhöhe) sowie die mittleren Jahresgänge des monatlichen oberirdischen Abflusses der vier Teilgebiete in den hydr. Jahren 1973–1979

a) The mean annual course of the monthly air temperature at the Grímsstadir station in the hydr. years 1940–1979 (broken line) and 1973–1979 (solid line). b) The mean annual course of the monthly discharge of Jökulsá á Fjöllum in the hydr. years 1940–1979 (broken line) and 1973–1979 (whole column) along with the mean annual courses of the monthly aboveground discharge of the four sub-areas in the hydr. years 1973–1979

August, in dem das Abflußmaximum auftritt, hat noch eine Mitteltemperatur von $7,6^\circ \text{C}$. Eine Modifikation der Parallelen zwischen Abflußgang und Temperaturverlauf ergibt sich auch im Frühjahr, wo dem großen Temperatursprung von $2,9^\circ \text{C}$ im Mai auf $7,0^\circ \text{C}$ im Juni lediglich eine geringe Abflußerhöhung von $232 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ auf $239 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ entspricht, während die relativ geringe Temperaturerhöhung auf $8,7^\circ \text{C}$

im Juli ausreicht, um eine große Abflußerhöhung auf $330 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ hervorzurufen. Hier zeigt sich, daß im nichtvergletscherten Gebietsteil die ruckartige Freisetzung der winterlichen Niederschlagsmagazinierung als Schneedecke im langjährigen Mittel zum überwiegenden Teil im Mai stattfindet. Die Gletscherablation erreicht dagegen erst im Juli und weiterhin im August beträchtliche Ausmaße, da erst in dieser Zeit die kritischen Werte der dazu notwendigen Energieeingebe nennenswert überschritten werden. Hinzu kommt die verminderte Albedo blanken Gletschereises gegenüber einer Altschneedecke oder gar einer Neuschneebedeckung.

Um die jahreszeitlich variable Speisung des Abflusses der Jökulsá á Fjöllum genauer untersuchen zu können, wird auf die seit dem hydrologischen Jahr 1973 betriebenen Pegel vhm 163 (Kreppa), vhm 162 (Uppþyppingar) und vhm 102 (Grímsstadir) zurückgegriffen (vgl. Abb. 1). Die zugehörigen Niederschlagsgebiete werden als Teilgebiete (TG) I bis IV bezeichnet. Von diesen haben die Teilgebiete I und II Anteil an der Gletscherfläche. Die Abflußwerte des TG III werden durch Subtraktion der Werte von TG I (vhm 163) und TG II (vhm 162) von denen des vhm 102 gewonnen, während die Werte des TG IV durch Subtraktion der Werte der TG I–III (vhm 102) von denen des vhm 20 berechnet werden. Weiterhin ist zu beachten, daß sich die Mittelwerte, auf die sich die folgende Analyse der regionalen und zeitlichen Aufschlüsselung der Herkunft des Abflusses gründet, auf die Periode 1973–1979 beziehen und sich somit nicht exakt mit denen des langfristigen Untersuchungszeitraumes decken (vgl. Abb. 3).

Der mittlere Gesamtabfluß der Jökulsá á Fjöllum liegt während der Periode 1973–1979 mit $210 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ um $7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ über dem langjährigen Wert. Das dürfte überwiegend auf den mit $125 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ um $11 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ über dem langjährigen Mittel liegenden Basisabfluß zurückzuführen sein. Die Jahresmitteltemperatur der Periode 1973–1979 liegt in Grímsstadir um $0,3^\circ \text{C}$ unter dem langjährigen Mittelwert. Dies beruht hauptsächlich auf Temperaturerniedrigungen während des Winters (Januar: $-5,9^\circ \text{C}$). Ihnen stehen jedoch Sommertemperaturen gegenüber, die über den langjährigen Mittelwert liegen (Juli: $9,1^\circ \text{C}$; August: $8,2^\circ \text{C}$). Der niedrige Mai-Wert, der in der Periode 1973–1979 nur $2,2^\circ \text{C}$ (1940–1979: $2,9^\circ \text{C}$) beträgt, spiegelt sich sehr markant in der Tatsache wider, daß in dieser kürzeren Periode der mittlere Mai-Abfluß der Jökulsá á Fjöllum mit $223 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ unter dem langjährigen Mittelwert liegt, zum Juni jedoch stark ansteigt und eine mit $271 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ weit über dem langjährigen Wert liegende Höhe erreicht. Dies ist als Zeichen dafür zu werten, daß während der Periode 1973–1979 die Schneeschmelze stärker in den Monat Juni verschoben war, als dies im langjährigen Mittel der Fall ist.

Einen Vergleich der Teilgebiete bezüglich ihrer prozentualen Anteile an Fläche, Niederschlag und Abfluß des gesamten Untersuchungsgebietes ermöglicht Tab. 1.

Aus ihr ergibt sich zweierlei. Erstens wird deutlich, daß die niederschlagsreichen, jeweils zu etwa 50% vergletscherten TG I und TG II einen überproportional hohen Anteil des Gesamtabflusses spenden, während das TG III einen gegenüber der Gebietsfläche geringen Abfluß besitzt. Zweitens

zeigen die Zahlen aber auch, daß in TG I und TG IV die Anteile von Niederschlag und oberirdischem Abfluß deutlich divergieren, und zwar fließt aus TG I scheinbar weniger ab, als aufgrund des hohen Niederschlages zu erwarten wäre, während im TG IV die Abflußspende erheblich über dem Niederschlagsanteil liegt. Die Erklärung ist in Grundwasserbewegungen zu finden, die vom Nordrand des Vatnajökull bis in das Gebiet des Jökulsá-Canyons reichen, wo das Wasser, teilweise in Form stark schüttender Quellen (vgl. HANESDÓTTIR 1975), in den oberirdischen Abfluß gelangt. Diese unterirdische Wasserbewegung wurde von ÁRNASON (1976) aufgrund radiometrischer Untersuchungen nachgewiesen und von RICHTER (1981) für die Südgrenze des TG III mit etwa $25 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ beziffert.

Ein Vergleich der mittleren Jahrgänge des oberirdisch meßbaren Abflusses aus den vier Teilgebieten (vgl. Abb. 3) zeigt dementsprechend vier deutlich unterschiedliche Abflußverläufe. Die Kreppa (TG I) weist einen äußerst geringen Basisabfluß auf, so daß in den Wintermonaten nur $8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Januar) bzw. $9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Dezember, Februar, März) abfließen. Das Abflußmaximum wird aufgrund starker sommerlicher Gletscherablation im August mit $128 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ erreicht. Der mittlere jährliche Abfluß (MQ) beträgt $42 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, die mittlere jährliche Abflußspende (Mq) $38,2 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, der Schwankungskoeffizient liegt zwischen 0,19 im Januar und 3,05 im August. Auch der Oberlauf der Jökulsá á Fjöllum (TG II) unterliegt, wie das Flußgebiet als Ganzes, einem glazialen Abflußregime, das aber im Gegensatz zu demjenigen von TG I durch einen hohen Basisabfluß abgeschwächt wird. Das mittlere monatliche Abflußminimum wird erst im März mit $46 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ erreicht, das Abflußmaximum im August beträgt $174 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Der mittlere jährliche Abfluß (MQ) erreicht $78 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, die mittlere Abflußspende (Mq) $33,9 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$. Es ergeben sich Schwankungskoeffizienten von 0,59 im März und 2,23 im August.

Im Gegensatz zu TG I und TG II besitzen TG III und TG IV keine vergletscherten Gebietsteile. Daher wird das Jahresmaximum des Abflusses während der Schneeschmelze erreicht. Im TG III liegt es im Mai bei $82 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Der geringe

Tabelle 1: Prozentuale Verteilung von Gebietsfläche, Niederschlagsmenge und Menge des oberirdischen Abflusses auf die vier Teilgebiete des Einzugsgebietes der Jökulsá á Fjöllum. (Niederschlag: Mittelwerte der Jahre 1931–1960 nach SIGFÚSDÓTTIR. Abfluß: Mittelwerte der hydrologischen Jahre 1973–1979)

Percentage distribution of area surface, precipitation amount, and aboveground discharge amount onto the four sub-areas of the Jökulsá á Fjöllum river basin. (Precipitation: mean values of the years 1931–1960 after SIGFÚSDÓTTIR. Discharge: mean values of the hydrological years 1973–1979)

Teilgebiet	Fläche	Niederschlag	oberirdischer Abfluß
I	15	25	20
II	32	38	37
III	33	22	22
IV	20	15	21
	100	100	100

Wert des Abflußminimums von $18 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ im August ist nicht überwiegend auf starke Verdunstung zurückzuführen, vielmehr steht es im Zusammenhang mit der hohen Permeabilität der Gesteine im Untersuchungsgebiet. Sie bewirkt erstens, daß der als Regen fallende Sommerniederschlag fast vollständig versickert und erst später als Basisabfluß wirksam wird. Zweitens muß damit gerechnet werden, daß bei durch Gletscherablation bedingt hohen sommerlichen Wasserständen im Mittellauf der Jökulsá á Fjöllum (TG III) Versickerungsverluste aus dem Gerinnebett in den Grundwasserkörper auftreten. Da die Berechnung des Abflusses aus TG III, wie oben dargestellt, durch Differenzbildung zwischen mehreren Meßstellen erfolgen muß, wirken sich diese Verluste für TG III rechnerisch als Abflußverringerung aus. Darüber hinaus ist damit zu rechnen, daß auch Grundwasser, das dem Vorfluter zuströmt, bei den genannten hohen Wasserständen aufgestaut wird und erst später zum Abfluß gelangt. Der mittlere jährliche Abfluß (MQ) des TG III beträgt $46 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, die mittlere Abflußspende (Mq) $19,61 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, der Schwankungskoeffizient liegt zwischen 0,39 im August und 1,78 im Mai. Nach der Klassifikation von PARDE (1947) handelt es sich um ein nivales Berglandregime.

Auch der Abfluß des TG IV ist so zu klassifizieren. Der Jahresgang weist jedoch aufgrund des hohen, z. T. unterirdisch von Süden zuströmenden Basisabflußanteiles nur relativ geringe Schwankungen auf. In den Monaten Januar und Februar wird mit $33 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ das Jahresminimum erreicht. Die Tatsache, daß das Maximum von $70 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ erst im Juni auftritt, deutet auf einen hohen Versickerungsanteil von Schneeschmelzwasser hin, da in diesem Teilgebiet der mit grobkörnigen Lockersedimenten bedeckte Flächenanteil besonders groß ist. Im Jahresmittel fließen $44 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ab, das entspricht einer im Vergleich zu TG III sehr hohen mittleren Abflußspende (Mq) von $30,81 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$. Der Schwankungskoeffizient liegt zwischen 0,75 in den Monaten Januar und Februar und 1,59 im Juni.

Insgesamt zeigt die Analyse der saisonalen und regionalen Differenzierung des Abflußganges, daß in den Herbstmonaten der Abfluß aus allen Teilen des Untersuchungsgebietes parallel zur Temperaturentwicklung auf grundwassergespeiste Basiswerte absinkt und der Niederschlag in Form von Schnee magaziniert wird. Dabei wird die Jökulsá á Fjöllum zeitweise zu über 60% aus den beiden nördlichen Teilgebieten III und IV gespeist. Dies gilt auch für die Periode von April bis Juni, in der im nichtvergletscherten Gebietsteil aufgrund der steigenden Energieeingabe der Abfluß durch Wasser aus der Schneeschmelze fortschreitend erhöht wird. Dabei verzahnt sich jedoch im Südteil des Einzugsgebietes die Schneeschmelze mit dem Beginn stärkerer Gletscherablation, so daß die weitere Abflußsteigerung im Juli und August vollkommen von dort her erfolgt. Die Speisung aus dem Nordteil des Einzugsgebietes reduziert sich dagegen auf die relativ geringen Basiswerte, wobei im Mittellauf der Jökulsá á Fjöllum darüber hinaus mit Versickerungsverlusten und Grundwasserrückstau gerechnet werden muß. Auch im September dominiert trotz stark zurückgehender Temperatur noch der glaziale Abfluß. Allen vier Teilgebieten ist gemeinsam, daß der Abfluß, soweit er über die grundwassergespei-

sten Basiswerte hinaus geht, weitgehend vom Ausmaß der zugeführten Schmelzenergie determiniert wird. Ein direkt durch die Niederschläge gesteuerter Oberflächenabfluß tritt aufgrund der im nicht vergletscherten Gebietsteil relativ geringen Niederschlagsmengen sowie der hohen Versickerungsraten weitgehend zurück.

Zusammenfassend geht aus der saisonal und regional differenzierenden Abflußanalyse hervor, daß das Einzugsgebiet der Jökulsá á Fjöllum in bezug auf das Abflußverhalten sehr inhomogen ist. Eine Betrachtung des Gebietes als hydrologische Einheit muß folglich viele interne Prozeßabläufe und einander gegenläufige Tendenzen vernachlässigen und kann nur ein relativ nivelliertes Gesamtbild erfassen.

3. Die säkulare Differenzierung des Abflusses

Um die Determinanten des langfristigen Abflußverhaltens (A) zu erfassen, wird eine Korrelations- und Regressionsanalyse der Jahreswerte 1940 bis 1979 durchgeführt. Im Anschluß daran werden anhand übergreifender Zehnjahresmittelwerte die langfristigen Veränderungen innerhalb dieses Zeitraumes analysiert. Für die Bestimmung der Jahresniederschläge (N) werden die in Grímsstadir und Fagurhólmýri gemessenen Werte durch Ermittlung der jeweiligen prozentualen Abweichung vom Mittelwert und unter Annahme einer Abhängigkeit des Gebietsniederschlags zu gleichen Teilen von den Niederschlagsdaten beider Stationen auf das Untersuchungsgebiet umgerechnet. Als derjenige thermische Parameter, der die eingegebene Schmelzenergie am genauesten widerspiegelt, erweist sich die Wärmesumme der Monate Mai bis September an der Station Grímsstadir (W), die im langjährigen Mittel 978°C erreicht. Der Basisabfluß (AU) wird als eigene Determinante des Gesamtabflusses betrachtet, da er das Ergebnis einer längerfristig wirksamen Überlagerung hygrischer und thermischer Parameter in komplizierter, nichtlinearer Form darstellt.

Es ergibt sich folgendes Bild. Der Korrelationskoeffizient $r_{A,N} = 0,01$ bestätigt, daß angesichts des hohen Niederschlags auf den vergletscherten Gebietsteil sowie der hohen Versickerungsraten im unvergletscherten Gebiet keine direkte Abhängigkeit des Jahresabflusses vom Niederschlag besteht. Dagegen zeigt der Korrelationskoeffizient $r_{A,W} = 0,70$, daß 49% der Varianz des jährlichen Abflusses durch die Schwankungen der Wärmesumme und damit der Gletscherablation erklärt werden können. Der Korrelationskoeffizient von Gesamtabfluß und Basisabfluß ist mit $r_{A,AU} = 0,29$ recht gering, da die Schwankungen des Oberflächenabflusses, d. h. der direkten Speisung aus der Gletscherablation, die geringeren Basisabflußschwankungen weitgehend überdecken.

Die Korrelationsanalyse kann jedoch verfeinert werden. Eine Berechnung des partiellen Korrelationskoeffizienten von Abfluß und Basisabfluß bei gleichbleibender Wärmesumme ergibt einen Wert $r_{A,AU/W} = 0,59$. Damit wird das 0,1%-Signifikanzniveau erreicht. Es können 35% der Abflußvarianz erklärt werden. Der partielle Korrelationskoeffizient $r_{A,W/AU} = 0,81$ erklärt 65% der Abflußvarianz, wobei

in diesem Fall die Varianz des Oberflächenabflusses gekennzeichnet wird.

Eine Berechnung des multiplen Korrelationskoeffizienten, d. h. die Bestimmung des Abflusses als Ergebnis des Zusammenwirkens von Gletscherablation und Basisabfluß, ergibt $r_{A,W,AU} = 0,82$, womit 67% der Abflußvarianz erklärt werden. Eine multiple lineare Regressionsanalyse führt zu der Gleichung $A \text{ (mm)} = 43,90 + 0,46 \cdot W \text{ (}^\circ\text{C)} + 0,79 \cdot AU \text{ (mm)}$. Der Standardfehler der Vorhersage beträgt 52 mm.

Die langfristigen hydrologischen Veränderungen innerhalb des Untersuchungszeitraumes können anhand der Ganglinien der übergreifenden Zehnjahresmittelwerte von Gebietsniederschlag, Wärmesumme (Mai bis September) in Grímsstadir, Oberflächenabfluß, Gesamtabfluß, Basisabfluß und Speicherungsbilanz analysiert werden (vgl. Abb. 4).

Für den Niederschlag ergibt sich eine jeweils mehrere Dekaden umfassende Oszillation ohne eine eindeutig gerichtete Tendenz. Eine Korrelation mit den Kurven der Wärmesumme oder des Abflusses besteht nicht. Das absolute Maximum liegt mit 1082 mm in der Dekade 1959–1968, das absolute Minimum wird mit 979 mm in der Dekade 1948–1957 erreicht.

Das Zehnjahresmittel der Wärmesumme sinkt von seinem höchsten Wert, der mit 1069 °C in der Dekade 1940–1949 liegt, bis zur Dekade 1962–1971 ab. Dort beträgt der Wert 848 °C. Dieser Abfall der Kurve wird durch kurzzeitige Oszillationen gegliedert. Bis zur letzten Dekade des Untersuchungszeitraumes erfolgt dann ein Wiederanstieg bis auf das Niveau des langjährigen Mittelwertes. Es zeigt sich deutlich, daß die Verteilung der Werte innerhalb des Untersuchungszeitraumes nicht willkürlich ist. Vielmehr wird klar, daß die Klimaentwicklung nach dem Wärmeoptimum in den dreißiger Jahren dieses Jahrhunderts bis zum Beginn der siebziger Jahre durch eine markante Abkühlung gekennzeichnet ist. Seitdem deutet sich eine Tendenzwende an, deren Ausmaß und Andauer noch nicht absehbar ist.

Die Ganglinie des Oberflächenabflusses deckt sich gut mit der der Wärmesumme. Die Abhängigkeit wird auch hier evident. Es zeigt sich allerdings, daß in den ersten Dekaden die Werte des Oberflächenabflusses etwas geringer sind, als es aufgrund der großen Wärmesummen zu erwarten gewesen wäre. Das Maximum der Kurve wird mit 461 mm erst in der Dekade 1945–1954 erreicht. Eine ähnliche Verzögerung gegenüber der Wärmeentwicklung ist im Bereich der Minimumwerte zu beobachten. Das absolute Minimum des Oberflächenabflusses wird mit 313 mm erst in der Dekade 1964–1973 erreicht. Auch der Wiederanstieg in den letzten Dekaden ist geringer als erwartet. Mit 359 mm liegt der Wert sehr viel weiter unter dem langfristigen Mittel als der der Wärmesumme.

Auch in der Kurve des gesamten Abflusses ist im großen und ganzen die Tendenz der Wärmesummen verfolgbar. Es bestätigt sich, daß der durch Gletscherablation gesteuerte Oberflächenabfluß maßgeblich die Variationen der Abflußmenge bestimmt. Jedoch zeigt sich auch, daß der Abfluß in den ersten Dekaden erheblich unter den Werten liegt, die aufgrund der hohen Wärmesummen zu erwarten wären. Andererseits ist der Abfluß in den Dekaden 1949–1958 bis

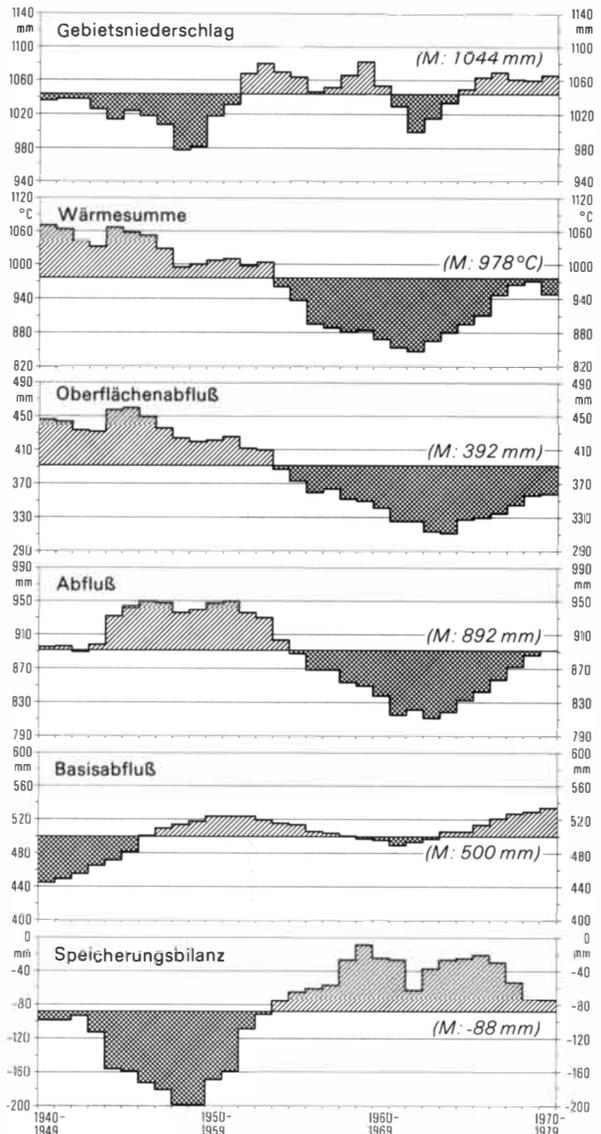


Abb. 4: Ganglinien der übergreifenden Zehnjahresmittelwerte von Gebietsniederschlag, Wärmesumme (Mai bis September, in Grímsstadir), Oberflächenabfluß, Gesamtabfluß, Basisabfluß und Speicherungsbilanz im Einzugsgebiet der Jökulsá á Fjöllum. (Hydrologische Jahre 1940 bis 1979)

Courses of the ten-year running mean values of area precipitation, thawing degree-days (May to September, at Grímsstadir), direct runoff, total runoff, base flow, and storage balance in the river basin of Jökulsá á Fjöllum. (Hydrological years 1940 to 1979)

1953–1962 weit höher, als die geringen Wärmesummen vermuten lassen. Während in der Dekade 1940–1949 lediglich 894 mm pro Jahr abfließen, sind es in den Dekaden 1946–1955 und 1951–1960, in denen die absoluten Maxima erreicht werden, jeweils 951 mm. Das Minimum in der Dekade 1963–1972 beträgt 813 mm.

Beim Basisabfluß fällt auf, daß seine Variabilität geringer ist als die des Oberflächenabflusses. Seine Kurve mit einem Minimum von 447 mm in der Dekade 1940–1949 und einem Maximum von 534 mm in der Dekade 1970–1979 zeigt jedoch eine eindeutig gerichtete Entwicklungstendenz. Ausgedrückt als Anteil am gesamten Abfluß, steigt der Basisabfluß kontinuierlich von 50% in der Dekade 1940–1949 auf 60% in der Dekade 1970–1979, obwohl die Absolutwerte nach einem sekundären Maximum von 525 mm in den Dekaden 1950–1959 bis 1952–1961 bis zur Dekade 1961–1970, wo ein Wert von 490 mm erreicht wird, wieder leicht sinken.

Es zeigt sich, daß der Abfluß nicht eine streng lineare Funktion der Faktoren Wärmesumme und Basisabfluß ist. Der geringe Basisabflußanteil bietet eine Erklärung für die geringen Abflußwerte der ersten Dekaden. Analog hierzu wird der hohe Abfluß der Dekaden 1949–1958 bis 1953–1962 bei gleichzeitig zurückgegangenen Temperaturen durch einen hohen Basisabfluß begründet.

Die allgemeine Erhöhung des Basisabflusses dürfte in erster Linie als Folge zunehmender Speicherung von Gletscherablationswasser im Untergrund zu sehen sein. Der Anstieg der Ablation wiederum ist eine Folge der starken Erwärmung vor allem seit etwa 1920. Die relativ geringen Werte des Basisabflusses in den ersten Dekaden sowie ihr nachfolgender Anstieg legen die Vermutung nahe, daß das Grundwasserreservoir des Untersuchungsgebietes, das den Basisabfluß steuert, im Gefolge dieser Erwärmung eine erhebliche Aufstockung erfahren hat. Daß diese Neuspeicherung auch im ersten Teil des Untersuchungszeitraumes noch sehr stark gewesen sein muß, ergibt sich aus den relativ geringen Werten des Oberflächenabflusses trotz hoher Wärmesummen. Erst ab der Dekade 1949–1958 sind die Wärmesummen dann offenbar so weit abgesunken, daß sich die Grundwasserzufuhr aus Gletscherablationswasser verringert. Der Wiederanstieg der Wärmesummen führt aber sogleich zu verstärkter Grundwasserspeicherung und -abgabe.

Es scheint, daß die Basisabflußspenden der verschiedenen Teilbereiche des Untersuchungsgebietes variabel sind. Ausgehend von der bereits genannten Grundwasserströmung von Süden nach Norden kann man vermuten, daß sich der relative Schwerpunkt der Speisung des Basisabflusses in der Zeit der Abkühlung nach Norden verlagert hat, während bei steigenden Temperaturen nun wieder verstärkt anfallende neue Ablationswassermengen in Gletschnähe versickern und durch den Teil, der dort wieder austritt, den Basisabfluß erhöhen. Es zeigt sich weiterhin, daß erst dann, wenn dieser Speicherraum im Laufe der Jahre weitgehend gefüllt worden ist, der Oberflächenabfluß wieder stärker zunehmen kann.

Setzt man voraus, daß die Abweichungen der Verdunstung vom langjährigen Mittelwert (240 mm) in den einzelnen Dekaden vernachlässigbar sind, so kann für jede Dekade durch Subtraktion des Abflusses und der Verdunstung vom Gebietsniederschlag berechnet werden, wie hoch die Speicherbilanz des gesamten Untersuchungsgebietes ist, deren langjähriges Mittel –88 mm beträgt (vgl. S. 14). Dabei stellt sich heraus, daß für das Gesamtgebiet in allen Dekaden der Aufbrauch gegenüber der Rücklagenneubildung überwiegt. Als Bestätigung dieser Berechnung mag gewertet werden,

daß die Zunge des Kverkjökull in der relativ kalten Periode von 1963 bis 1971 noch um 56 m zurückwich (vgl. RIST 1971) und sich auch danach weiterhin auf dem Rückzug befindet. Das Speicherungsdefizit ist allerdings unterschiedlich stark ausgeprägt. Naturgemäß ist es bei hohem Niederschlag und geringem Abfluß niedrig. Daher ist eine Überlagerung beider Determinanten im Kurvenverlauf erkennbar, wobei jedoch die über längere Zeit hinweg gleichsinnig verlaufende Temperaturentwicklung den Ausschlag gibt. Der niedrigste Wert der Speicherungsbilanz wird mit –199 mm in der Dekade 1949–1958 erreicht, in der Dekade 1959–1968 beträgt das Defizit dagegen lediglich 8 mm.

Insgesamt zeigt die Analyse des langfristigen Abflußverhaltens der Jökulsá á Fjöllum eine starke Abhängigkeit von thermischen Klimaparametern. Diese Beziehung läßt sich in erster Linie durch die weitgehend parallelen Kurvenverläufe der Wärmesumme und des überwiegend durch Gletscherablation gespeisten Oberflächenabflusses nachweisen. Sie zeichnen eine Klimaentwicklung nach, die von 1940 bis zum Anfang der siebziger Jahre durch Temperaturerniedrigung, seitdem durch einen Wiederanstieg der Zufuhr von Schmelzenergie gekennzeichnet ist. Darüber hinaus wirken sich thermische Klimaveränderungen langfristig modifizierend auf den bei permeablem Untergrund relativ hohen Basisabfluß aus, da dieser z. T. aus versickertem Gletscherschmelzwasser gespeist wird. Um das Ausmaß der langfristigen Abflußschwankungen in ihrer Wirkung auch auf Nutzungsmöglichkeiten zu verdeutlichen, seien die abflußreichen Dekaden 1946–1955 und 1951–1960 einerseits sowie die abflußarme Dekade 1963–1972 andererseits gegenübergestellt. In den beiden erstgenannten Dekaden flossen jährlich im Mittel 951 mm ab, was $217 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ oder $6,83 \text{ km}^3$ im Jahr entspricht. In der letztgenannten Dekade dagegen flossen im Mittel lediglich 813 mm jährlich ab, was $185 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ oder $5,84 \text{ km}^3$ im Jahr entspricht. Langfristige mittlere Abflußveränderungen in mindestens dieser Größenordnung müssen im glazial-periglazialen Milieu Zentral-Islands bei Planungen im Zusammenhang mit der Nutzung des hydroenergetischen Potentials in Rechnung gestellt werden, vor allem, wenn man berücksichtigt, daß im hier untersuchten Beispiel auch in einer Periode stärkerer Abkühlung bisher der Aufbrauch von langfristigen Wasservorräten die Neuspeicherung übersteigt.

Literatur

- ÁRNASON, B.: Groundwater Systems in Iceland. – Visindafélag Íslendinga 42, 236 S., Reykjavík, 1976.
- EINARSSON, M.: Evaporation and Potential Evapotranspiration in Iceland. – Icelandic Meteorological Office, 23 S., Reykjavík, 1972.
- ELÍASSON, S.: Molar um Jökulsárhlauð og Ásbyrgi (Summary: Some Remarks on Prehistoric Floods in the Jökulsá á Fjöllum Glacial River, Northeast-Iceland). – Náttúrufræðingurinn 47, S. 160–179, Reykjavík, 1977.
- EYTHÓRSSON, J. & H. SIGTRYGGSSON: The Climate and Weather of Iceland. – The Zoology of Iceland, Vol. I Part 3, 62 S., Copenhagen & Reykjavík, 1971.

- FLOHN, H.: Stehen wir vor einer Klimakatastrophe? – Umschau in Wiss. u. Technik 17, S. 561–569, Frankfurt/Main, 1977.
- HANNESDÓTTIR, L.: Lindir í jökulsárgljúfrum við Hafragilsföss. – In: O. Sigurdsson et al.: Dettifossvirkjun, Jarðfræðiskýrsla. Orkustofnun Raðforkudeild, Afgang 3, Reykjavík, 1975.
- HJARTARSON, Á.: Explanatory Notes for the International Hydrogeological Map of Europe 1:1 500 000, Sheet B 2 Ísland. – 55 S., Hannover & Paris, 1980.
- KÖPPEN, W.: Grundriß der Klimakunde. – 388 S., Berlin & Leipzig, 1931.
- MCCANN, S. B. & J. G. COGLEY: Hydrological Observations on a Small Arctic Catchment, Devon Island. – Canadian J. Earth Sci. 9, S. 361–365, Ottawa, 1972.
- PARDÉ, M.: Fleuves et rivières. – 224 S., Paris, 1947.
- RICHTER, K.: Zum Wasserhaushalt im Einzugsgebiet der Jökulsá á Fjöllum, Zentral-Island. Ein Beitrag zur Hydrologie des Periglazialraumes. – Gött. Geogr. Abh. 78, 101 S., Göttingen, 1981.
- RICHTER, K. & E. SCHUNKE: Runoff and Water Budget of the Blanda and Vatnsdalsá Periglacial River Basins, Central Iceland. – Bulletins of Research Inst. Nedri Ás 34, 44 S., Hveragerði/Island, 1981.
- RIST, S.: Íslenzk Vötn – Icelandic Fresh Waters. – 127 S., Reykjavík, 1956.
- : Thjórsárísar (Summary: Winter Ice of Thjórsá River System). – Jökull 12, S. 1–30, Reykjavík, 1962.
- : Vatnasvið Íslands – Iceland's Drainage Net. – Orkustofnun Vatnamaelngar, 94 S., Reykjavík, 1969.
- : Jöklabreytingar (Glacier Variations). – Jökull 21, S. 89–95, Reykjavík, 1971.
- SAEMUNDSSON, K.: Straumrákadar klappir í kringum Ásbyrgi (Summary: Grooving on Lava Surface at Ásbyrgi, Northeast-Iceland). – Náttúrufræðingurinn 43, S. 52–60, Reykjavík, 1973.
- SCHUNKE, E.: Aktuelle thermische Klimaveränderungen am Polarrand der Ökumene Europas – Ausmaß, Ursachen und Auswirkungen. – Erdkunde 33, S. 282–291, Bonn 1979a.
- : Das vulkanische, glaziäre und periglaziäre Gefügemuster der Oberflächenform Íslands. – In: J. Hagedorn, J. Hövermann & H.-J. Nitz (eds.): Gefügemuster der Erdoberfläche. Festschrift zum 42. Dt. Geographentag, S. 125–151, Göttingen 1979b.
- SEIFRIED, A.: Eine Untersuchung der Abflußregime kanadischer Flüsse. – Geowiss. Diss., 133 S., Freiburg/Breisgau, 1971.
- : Canadian River Regimen. – In: R. Keller (ed.): Run-off Regimen and Water Balance II – Flußregime und Wasserhaushalt II. Freiburger Geogr. H. 12, S. 119–158, Freiburg/Breisgau, 1972.
- SIGBJARNARSON, G.: On the Recession of Vatnajökull. – Jökull 20, S. 50–61, Reykjavík, 1970.
- SIGFÚSDÓTTIR, A. B.: Ársúrcoma á Íslandi, 1931–1960. – Manuskriptkarte, Ísland. Wetterdienst, Reykjavík.
- SIGURDSSON, O., ZÓPHÓNÍASSON, S., HANNESDÓTTIR, L. & S. THÓRGÍMSSON: Dettifossvirkjun, Jarðfræðiskýrsla. – Orkustofnun Raðforkudeild, 16 S., Reykjavík, 1975.
- THORARINSSON, S.: Jökulhlaup og eldgos á jökulvatnasvaedi Jökulsá á Fjöllum (Summary: Glacier Outbursts in the River Jökulsá á Fjöllum). – Náttúrufræðingurinn 20, S. 113–133, Reykjavík, 1950.
- : Some Geological Problems Involved in the Hydro-Electric Development of Jökulsá á Fjöllum. – A Report to the State Electricity Authority, 35 S., Reykjavík, 1950.
- : Der Jökulsá-Canyon und Ásbyrgi. – Pet. Mitt. 104, S. 154–162, Gotha, 1960.
- : Sudden Advance of Vatnajökull Outlet Glaciers, 1930–1964. – Jökull 14, S. 76–89, Reykjavík, 1964.
- TÓMASSON, H.: Hamfarahlaup í Jökulsá á Fjöllum (Summary: Catastrophic Floods in Jökulsá á Fjöllum). – Náttúrufræðingurinn 43, S. 12–34, Reykjavík, 1973.

DIE VEGETATION DES SÜDTIROLER GRÖDNER TALES UND IHRE KARTOGRAPHISCHE DARSTELLUNG

Mit 9 Abbildungen und 1 Vegetationskarte als Beilage Ia + b

MANFRED MEURER

Summary: The vegetation of the Grödner Valley in the South Tyrol and its presentation

Situated in the South Tyrolean Dolomites, the Grödner Valley runs in a west-east direction. Its plant cover, consisting of a great variety of species, is characterised by complex geological, morphological, edaphic and climatic conditions. It was possible to show that the distribution pattern of the vegetation is influenced not only by the niveau effect, which is caused by altitude, but also by the effect of relief as a result of exposition. Of additional significance is the sometimes considerable anthropogenic interference. With reference to the geofactors that characterize the region in this way the vegetation has been classified according to floristically and plant sociologically defined altitudinal levels. At the montane level the warmth-loving, sub-mediterranean, summer-green deciduous forests of the colline level, including their degradation stages, give way to extra-zonal firs and spruces on the shady side and azonal pines on

the sunny one. At the sub-alpine level, on the other hand, there are extensive and hardier coniferous forests consisting of fir, larch and stone pine. Above the timber-line the spatially more restricted sub-alpine scrub societies are followed by lower alpine dwarf shrub societies and the upper alpine grass heaths. Only broken patches of pioneer turf and some rock plants advance even higher to the sub-nival and nival levels.

Zur Abgrenzung des Untersuchungsgebietes

Im Jahre 1966 veröffentlichte W. LUTZ eine detaillierte Untersuchung über „Siedlung und Wirtschaft“ von Gröden, in der reichhaltiges Material über die Kulturlandschaft dieses Südtiroler Dolomitenhochtales erarbeitet wurde.