

- OMVPI (Office de Mise en Valeur des Périmètres Irrigués Gafsa – Jerid):
Projet de Rénovation des Oasis de Tozeur et d'El Hamma
du Djerid. Manuskript des Ministère de l'Agriculture, Gafsa
1981.
- PAPADAKIS, J.: *Climates of the World and their Agricultural Potentials*. Buenos Aires 1966.
- PENMAN, H. L.: *Vegetation and Hydrology*. Commonwealth Bureau of Soils, Techn. Comm. 53, Harpenden 1963.
- PFEIFFER, R.: *Strukturanalyse und Strukturwandel der Oase Tozeur*. Wiss. Arbeit im Rahmen der Ersten Staatsprüfung für das Lehramt an Gymnasien, Bonn 1977 (Unveröff.).
- REHM, S. u. ESPIG, G.: *Die Kulturpflanzen der Tropen und Subtropen*. Stuttgart 1976.
- RICHTER, M.: *Beobachtungen zum Mikroklima und zur Vegetation am Kilimanjaro*. In: *Die Erde* 111, 1980, S. 247–262.
- SCHMIEDECKEN, W.: *Die Bestimmung der Humidität und ihrer Abstufungen mit Hilfe von Wasserhaushaltsuntersuchungen – ein Modell*. In: *Coll. Geogr.* 13, Bonn 1978, S. 135–159.
- : *Humidität und Kulturpflanzen – ein Versuch zur Parallelisierung von Feuchtzonen und optimalen Standorten ausgewählter Kulturpflanzen in den Tropen*. In: *Erdkunde* 33, 1979, S. 266–274.
- SCHOONEVELD, S. VAN: *Etude évaluative sur le développement agricole à l'oasis de Nefta*. Planification agricole régionale, Vol. I/II, Tunis/Wageningen 1975.
- UNESCO: *Algérie, Tunisie. Etude des ressources en eau du Sahara*. Septentrional. Reg. 100, Paris 1972.
- WEHMEIER, E.: *Ein bewässerungsökologisches Profil durch den Norden der Region Nefzaoua*. In: *Stuttg. Geogr. Stud.* 91, Stuttgart 1977 (a), S. 105–138.
- : *Beobachtungen zum Tagesgang von Luft- und Bodentemperaturen im Nefzaoua-Gebiet*. In: *Stuttg. Geogr. Stud.* 91, Stuttgart 1977(b), S. 139–151.

SEDIMENTTRANSPORT UND FLUVIALE ABTRAGUNG DER JÖKULSÁ Á FJÖLLUM IM PERIGLAZIALEN ZENTRAL-ISLAND

Mit 7 Abbildungen und 1 Tabelle

EKKEHARD SCHUNKE

Summary: Suspended sediment, dissolved load discharge and fluvial erosion of the Jökulsá á Fjöllum river, central Iceland

This paper deals with the river Jökulsá á Fjöllum in central Iceland as the transport agent of a drainage area in nival and proglacial environments, and presents data on its suspended and dissolved load. These are based on long-term data of daily run-off and randomly taken tests of the concentration of fluvial suspended and dissolved load in the hydrological years 1963–1979. Suspended and solute load yield may be calculated by applying rating curve estimates of concentration to the observed discharge record.

The average suspended sediment yield of the Jökulsá á Fjöllum amounts to $1470 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{y}^{-1}$, that of the average dissolved load to $159 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{y}^{-1}$. 93 per cent of the total suspended sediment transport is accomplished from April till August. The total suspended load is made up of 7% base run-off, 68% glacial run-off, and 25% snowmelt run-off. The remarkably high rates of the suspended sediment and solute transport result mostly from the specific lithological character of the hyaloclastic rocks underlying the Jökulsá catchment area, and of the sandy-silty superficial deposits, the severe erodibility of which is especially favoured by the absence of a vegetation cover. As permafrost is absent, the periglacial fluvial erosion is not affected by the thaw or cryoclastic effects of permafrost. From the geomorphological point of view, therefore, the rates of fluvial erosion – calculated by means of the suspended sediment and solute load – suffice to ascribe the deepening (5–15 m) of the

periglacial stream valleys of the Jökulsá á Fjöllum drainage area during the Holocene exclusively to the effects of running snowmelt water.

1. Einleitung

Unter den Landschaftszonen der Erde gilt die arktische Periglazialzone aus klimatisch-geomorphologischer Sicht als Formungszone mit vorherrschender fluvialer Prägung (vgl. HAGEDORN u. POSER 1974); nach BÜDEL (1963) handelt es sich sogar um eine Zone mit „exzessiver Talbildung“. Die Ergebnisse neuerer geomorphologischer Untersuchungen veranlassen jedoch zu differenzierterer Bewertung, insofern als sie zeigen, daß weite Teile des Mesoreliefs im arktischen Milieu eine nennenswerte periglazial-fluviale Prägung bislang nicht erfahren haben (vgl. BIBUS et al. 1976, SEMMEL 1976, STÄBLEIN 1977, BARSCH 1981, PRIESNITZ 1981, RUDBERG 1983, SCHUNKE 1983, 1985).

Für eine sicherere Beurteilung der fluvialen Abtragung im arktisch-periglazialen Milieu sind vor allem genauere Kenntnisse über Abflußverhalten und Sedimenttransport erforderlich, wobei speziell die Unterschiede zwischen periglazialen

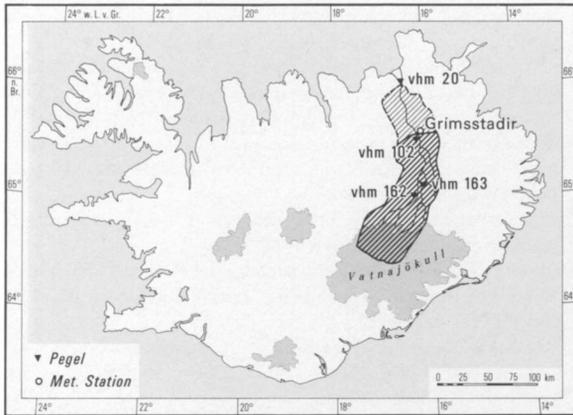


Abb. 1: Übersichtskarte: Das Flußgebiet der Jökulsá á Fjöllum mit Lage der Pegel

Orientation map: drainage area of the river Jökulsá á Fjöllum with location of the gauging stations

Flußgebieten mit und ohne glazi-fluvialen Sedimenttransport sowie zwischen Flußgebieten mit und ohne kontinuierlichen Permafrostboden von Interesse sind. In bezug hierauf besteht ein beträchtliches Kenntnisdefizit. Die wenigen vorliegenden Untersuchungen (vgl. ARNBORG et al. 1967, COOK 1967, OESTREM et al. 1967, CHURCH 1972, MCCANN a. COGLEY 1973, FLÜGEL 1981) basieren überdies oftmals auf nur kurzfristigen Messungen.

Vor diesem Hintergrund soll im folgenden der Frage nach dem Ausmaß der fluvialen Abtragung im periglazialen Flußgebiet der Jökulsá á Fjöllum in Zentral-Island nachgegangen werden, für das umfangreiche Meßdaten über Abfluß und Sedimentführung existieren. Für die Beurteilung der fluvialen Abtragung im arktisch-periglazialen Milieu sind diese Daten vor allen aus zwei Gründen von Belang: Erstens handelt es sich um langfristige Messungen, die weitgehend frei von Zufallsereignissen sind. Zweitens beziehen sie sich auf ein Flußgebiet mit Periglazialtälern von 5–15 m Tiefe, die ohne Mitwirkung von Permafrostboden entstanden sind. Das vorliegende Datenmaterial gestattet Aussagen 1. über die mittlere jährliche Suspensions- und Lösungsfracht und ihre granulometrische Zusammensetzung, 2. über den Jahresgang der Suspensionsfracht und ihrer Fraktionen sowie 3. über die mittlere fluviale Abtragsrate und ihre Aufschlüsselung nach unterschiedlichen Abflußereignissen.

Das oberirdische Einzugsgebiet der Jökulsá á Fjöllum – mit einer Gesamtfläche von 7750 km² das größte Flußgebiet Islands – läßt sich in vier hydrographische Teilgebiete aufgliedern, die durch die Pegel vhm 20: Axarfjörður (26 m ü. M.) bei Laufkilometer 187, vhm 102: Grimsstadir (360 m ü. M.) bei Laufkilometer 133, vhm 162: Upptyppingar (580 m ü. M.) bei Laufkilometer 45 und vhm 163: Kreppabrú (540 m ü. M.) am Nebenfluß Kreppa definiert sind (vgl. Abb. 1). Die folgenden Darlegungen beziehen sich auf das durch den Pegel Grimsstadir festgelegte Einzugsgebiet mit einer Fläche von 5750 km², die einen Gletscheranteil von

1600 km² (= 28%) einbegreift. Gesondert herangezogen wird das hierin enthaltene Teilgebiet oberhalb des Pegels Upptyppingar, dessen Fläche 2300 km² mit einem Gletscheranteil von 1050 km² (= 46%) umfaßt. Die 133 km lange Laufstrecke der Jökulsá oberhalb des Pegels Grimsstadir hat ein mittleres Gefälle von 2,7 Promille.

Das Untersuchungsgebiet liegt vollständig im periglazialen Hochland Islands. Sein geologisch-lithologischer Bau besteht hauptsächlich aus Hyaloklastiten der pleistozänen Palagonit-Formation, die durch relativ geringe Resistenz und hochgradige Wasserdurchlässigkeit gekennzeichnet sind. Die Festgesteine werden von kryoklastischem, glazialen und äolischem Lockermaterial verhüllt, dem größtenteils eine geschlossene Vegetationsdecke fehlt. Der granulometrischen Zusammensetzung nach dominieren kiesige, sandige und schluffige Substrate.

Das Klima des Untersuchungsgebietes ist nach den Daten der im Flußgebiet gelegenen Station Grimsstadir (385 ü. M.) ein ET-Klima; der Gebietsanteil am Vatnajökull im Süden des Flußgebietes ist dem EF-Klima zuzurechnen. Der mittlere jährliche Gebietsniederschlag beläuft sich auf 1044 mm (vgl. RICHTER 1981, 25). Der Anteil der Schneetage an den Niederschlagstagen beträgt 61 Prozent. Die vollständige Schneebedeckung reicht von Oktober bis Mai.

Das dieser Arbeit zugrundeliegende Datenmaterial resultiert 1. aus täglichen Abflußmessungen an den Pegeln Grimsstadir ab 1972, Upptyppingar ab 1974 und Axarfjörður ab 1939 sowie 2. aus stichprobenartigen Messungen der Suspensions- und Lösungskonzentration am Pegel Grimsstadir in den Jahren 1962–1978 und am Pegel Upptyppingar im Zeitraum 1971–1978. Das hydrologische und sedimentologische Datenmaterial wurde von der isländischen Energiebehörde Orkustofnun erhoben. Die für die Untersuchung erforderlichen meteorologischen Daten stammen vom Meteorologischen Dienst Islands. Für die Bereitstellung des Datenmaterials und weitere Hilfen habe ich beiden isländischen Institutionen zu danken. Außer auf der Auswertung dieser Daten basiert die Arbeit auf Feldforschungen in den Jahren 1979 und 1982, die von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziert wurden.

Die Datenbearbeitung erfolgte auf der Rechenanlage der Gesellschaft für Wissenschaftliche Datenauswertung in Göttingen in der Programmsprache FORTRAN. Für die Datenaufbereitung danke ich Frau ALMUT KIEL und Herrn HEINZ BENNAT, beide Geographisches Institut der Universität Göttingen. Soweit nicht anders vermerkt, beziehen sich alle Jahresangaben im folgenden auf das Wasserhaushaltsjahr, das im Oktober beginnt.

2. Der mittlere jährliche Schweb- und Lösungstransport

Eine Analyse des fluvialen Transportes von Schweb- und Lösungsfracht setzt bekanntlich die Erfassung des Abflusses voraus. Hierzu werden tägliche Abflußmessungen (1973–1979) am Pegel Grimsstadir ausgewertet. Zur Beurteilung früherer Abflußereignisse werden außerdem die Abflußdaten (1940–1979) vom Pegel Axarfjörður herange-

zogen. In bezug auf eine detaillierte Darstellung des Abflußverhaltens der Jökulsá á Fjöllum und seiner Einbindung in den Wasserhaushalt sei auf Arbeiten von RICHTER (1981, 1982) verwiesen.

Der Abfluß im Flußgebiet oberhalb des Pegels Grimsstadir läßt sich für den Zeitraum 1973–1979 durch folgende Jahresmittelwerte kennzeichnen: Abflußmenge (MQ): 164 m³/s, Abflußspende (Mq): 28,5 l/km²/s, Abflußhöhe (Mq-p): 899 mm und Abflußmengensumme: 5167 Gl. Als absolutes Abflußmaximum (HHQ) wurden 561 m³/s (5. 9. 1979) und als absolutes Abflußminimum (NNQ) 52,5 m³/s (12. 11. 1978) registriert.

Der Abfluß weist einen zweigipfeligen Jahresgang auf (vgl. Abb. 2): Die drei Zeitabschnitte des Abflußganges repräsentieren im großen und ganzen verschiedenartige Abflußereignisse: Basisabfluß (Oktober–März), nivalen Abfluß (April–Juni) und glazialen Abfluß (Juli–September). Starkregen spielen für den Abflußgang eine untergeordnete Rolle. Abflußereignisse vom Typ der Gletscherläufe („Jökulhlaup“), die auf subglazialen Vulkanismus des Vatnajökull im Süden des Flußgebietes zurückgehen und in der Vergangenheit mehrfach im Tal der Jökulsá große geomorphologische Wirksamkeit hatten (vgl. THORARINSSON 1960, BJÖRNSSON 1975 u. a.), wurden von den stichprobenartigen Messungen der Sedimentführung nicht erfaßt und finden in die Analyse der periglazial-fluvialen Abtragung keinen Eingang.

Für den fluvialen Sedimenttransport spielt vor allem die Häufigkeit bestimmter Abflußstärken eine entscheidende Rolle. Sie wird durch die Abflußmengendauerlinie erfaßt (vgl. Abb. 3): Am Pegel Grimsstadir geht die Abflußmenge an 245 Tagen im Jahr über diejenige des Basisabflusses von 106 m³/s hinaus. An 65 Tagen werden den Standardbereich (164 ± 70 m³/s) überschreitende überdurchschnittliche Abflußmengen von mehr als 235 m³/s verzeichnet. An 35 Tagen kommen Spitzenabflüsse von über 300 m³/s vor.

Die quantitative Analyse des fluvialen Sedimenttransportes gründet sich auf Messungen der Suspensions- und

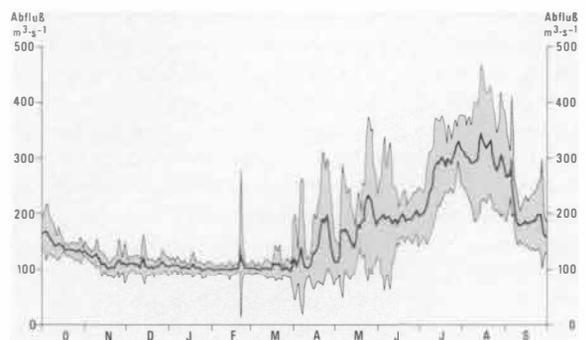


Abb. 2: Der mittlere Jahresgang des Abflusses der Jökulsá á Fjöllum am Pegel Grimsstadir (vhm 102); Mittelwerte 1973–1979 mit Standardabweichung

Curve of mean daily discharge of the Jökulsá á Fjöllum at Grimsstadir gauging station (vhm 102); averages 1973–1979 with standard deviations

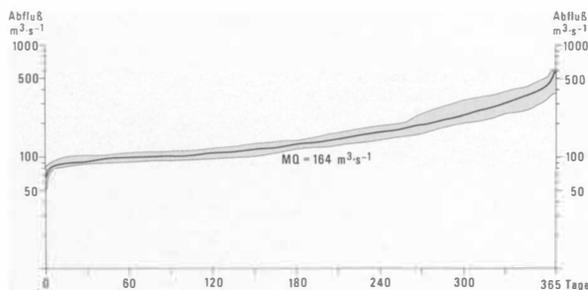


Abb. 3: Abflußmengendauerlinie der Jökulsá á Fjöllum am Pegel Grimsstadir (vhm 102); Mittelwerte 1973–1979 mit Schwankungsbereich

Flow duration curve of the Jökulsá á Fjöllum at Grimsstadir gauging station (vhm 102); averages 1973–1979 with range

Lösungsfracht am Pegel Grimsstadir (vhm 102). Die Probenentnahme, die mit tiefenintegrierten standardisierten Proben-sammlern erfolgte (vgl. TÓMASSON 1976), wurde jeweils mit einer Messung des Abflusses verknüpft. Insgesamt stehen für den Zeitraum von September 1962 bis November 1978 vom Pegel Grimsstadir 173 Stichproben zur Verfügung. Gemessen wurde die Konzentration der Suspensions- und Lösungsfracht in mg/l. Außerhalb der Betrachtung bleibt die Geröllfracht, für die keine Messungen vorliegen. Bei der Ermittlung der granulometrischen Zusammensetzung der Suspensionsproben wird zwischen folgenden Fraktionen differenziert: < 0,002 m (Ton), 0,002–0,02 mm (Schluff), 0,02–0,2 mm (Feinsand) und 0,2–2,0 m (Grobsand).

Für die 173 Stichproben ergeben die gleichzeitig mit der Probenentnahme durchgeführten Abflußmessungen eine mittlere Abflußmenge von 212 m³/s (Standardabweichung s = 73). Im Vergleich mit dem am gleichen Pegel durch tägliche Abflußmessung ermittelten langfristigen Jahresmittelwert des Abflusses von 164 m³/s (s = 70) wurden die Wasserproben im Mittel bei relativ starken Abflüssen entnommen. Dies erklärt sich daraus, daß sich die Probenentnahmen in der Hauptsache auf das Abflußgeschehen im Sommer mit seiner gegenüber dem winterlichen Basisabfluß viel größeren Schwankungsbreite konzentrieren. Die Zahl der Stichproben pro Monat liegt für die Sommermonate zwischen 10 (September) und 58 (Juni) und für die Wintermonate zwischen 3 (Februar) und 6 (Dezember). Im Januar erfolgten keine Probenentnahmen. Die Verteilung der bei Abflüssen von mehr als 130 m³/s entnommenen Stichproben entspricht signifikant der Häufigkeitsverteilung der Abflußmengen ($r_s = 0,72$; Signifikanzniveau: 0,1%). Auch ein Vergleich der sich aus den Abflußmessungen bei der Probenentnahme ergebenden Monatsmittelwerte (1963–1979) mit denjenigen Monatsmittelwerten (1973–1979), die durch die täglichen Abflußmessungen am gleichen Pegel ermittelt wurden, zeigt, daß beide Zeitreihen weitgehend übereinstimmen (vgl. Abb. 5: oben).

Die mittlere Konzentration der Schwebfracht beträgt 1675 mg/l (s = 1211). Die mittlere Transportrate, die sich aus der Schwebkonzentration und der Abflußmenge ergibt, be-

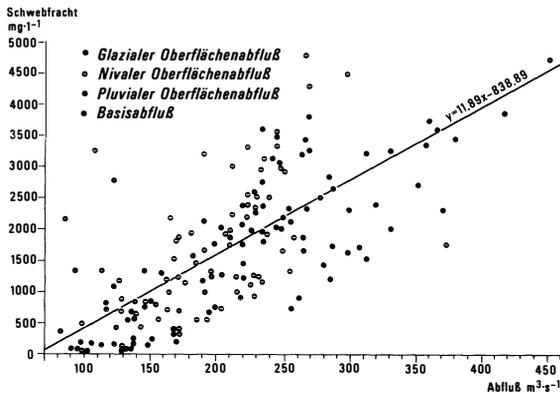


Abb. 4: Schwebfrachtkonzentration und Abflußmenge der Jökulsá á Fjöllum am Pegel Grimsstadir (vhm 102); 173 Stichproben 1963–1979

Suspended load concentration/discharge relationships of the Jökulsá á Fjöllum catchment at Grimsstadir gauging station; 173 records 1963–1979

läuft sich auf 416,7 kg/s ($s = 411,5$). In bezug auf die granulometrische Zusammensetzung aller Stichproben entfallen im Mittel 269 mg/l ($s = 297$) auf die Grobsand-Fraktion (16%), 985 mg/l ($s = 845$) auf die Feinsand-Fraktion (59%), 318 mg/l ($s = 250$) auf die Schluff-Fraktion (19%) und 103 mg/l ($s = 94$) auf die Ton-Fraktion (6%). Damit macht der Anteil der Grobschwebfracht mit einem Korndurchmesser $> 0,02$ mm im Durchschnitt 75% und derjenige der Feinschwebfracht 25% des gesamten Schwebstoffgehaltes aus. Die sehr großen Variationskoeffizienten von 72–110% dokumentieren eine sehr große Streuung der Stichproben: Diese erfassen die unterschiedlichsten Zeitabschnitte des jährlichen Abflusses und nahezu alle wichtigen Größenordnungen des Abflusses. Somit können Abflüsse ganz verschiedener Herkunft analysiert werden, was eine quantitative Einschätzung der Transportkraft und Abtragungsleistung von Basisabfluß, nivalem und glazialen Abfluß erlaubt.

Die Konzentration der Suspensionsfracht zeigt eine signifikante Abhängigkeit von der Abflußmenge ($r = 0,71$; Signifikanzniveau: 0,1%): Ganz allgemein nimmt der Gehalt an Schwebfracht mit der Stärke des Abflusses zu (vgl. Abb. 4). Die Aufschlüsselung der Suspensionsfracht auf den Basisabfluß, den nivalen und den glazialen Abfluß erbringt, daß der Oberflächenabfluß eine ungleich größere Konzentration an Suspensionsfracht enthält als der Basisabfluß (vgl. Abb. 4). Dabei fällt auf, daß vor allem der nivale Oberflächenabfluß schon bei Abflußmengen mittlerer Größenordnung (130 bis 270 m^3/s) eine große Schwebkonzentration aufweist. Bei Abflußmengen von über 270 m^3/s , wie sie hauptsächlich während des glazialen Oberflächenabflusses auftreten, werden im Mittel keine wesentlich größeren Konzentrationen registriert.

Die Zusammensetzung der Suspensionsfracht aus Grob- und Feinschweb läßt keine signifikanten Veränderungen in Abhängigkeit von der Abflußmenge erkennen: In aller

Regel dominiert der Anteil des Grobschwebs bei allen erfaßten Größenordnungen der Abflußmenge; die Konzentrationen beider Komponenten nehmen mit Zunahme der Abflußmenge mehr oder weniger deutlich zu. Allerdings ergibt hierzu die nähere Analyse, daß diese Zunahme der Schwebfrachtanteile mit der Abflußmenge in der Hauptsache die Feinsand- und Schluff-Fraktion betrifft ($r = 0,71$ bzw. $r = 0,73$; Signifikanzniveau: 0,1%). Die Grobsand- und die Ton-Fraktion hingegen zeigen keine bzw. eine deutlich geringere Abhängigkeit von der Stärke des Abflusses ($r = 0,13$ bzw. $r = 0,36$): Für den Anteil dieser beiden Fraktionen an der Suspensionsfracht sind offensichtlich andere Einflüsse als die Stärke des Abflusses von größerer Bedeutung. Das gilt vor allem für die Grobsand-Fraktion.

Gegenüber der Konzentration der Suspensionsfracht bleibt diejenige der Lösungsfracht deutlich zurück: Sie beträgt 71 mg/l ($s = 16,4$). Die geringe Variationsbreite dieser Werte dokumentiert eine relativ gleichbleibende Konzentration der Lösungsfracht. Anders als die Suspensionsfracht ist die Lösungsfracht der Abflußmenge umgekehrt proportional ($r = -0,42$; Signifikanzniveau: 0,1%). Dabei kommt im einzelnen dem Basisabfluß und in geringerem Maße auch dem glazialen Oberflächenabfluß eine größere Lösungsfracht zu als dem nivalen Oberflächenabfluß.

Die hier mit Blick auf die Jahresmittelwerte der Schweb- und Lösungsfracht untersuchten Stichproben sind – wie bereits oben gesagt – zeitlich so verteilt, daß mit Ausnahme des Januar für sämtliche Monate Daten vorliegen. Somit kann auch der zeitliche Gang der Schweb- und Lösungsfracht betrachtet werden. Hierbei konzentriert sich die Analyse im folgenden auf die Schwebfracht.

3. Der zeitliche Gang der Suspensionsfracht

Zunächst soll der saisonale Gang der Suspensionsfracht untersucht werden, und zwar auf der Basis von Monatsmittelwerten. Die hierfür zur Verfügung stehenden Stichproben der Suspensionsmessungen sind hinsichtlich ihrer Anzahl sehr unterschiedlich auf die Monate verteilt. Dabei ist die Mehrzahl der Probenentnahmen (128 Stichproben) auf die Monate Juni–August konzentriert, so daß die während dieser Monate zu verzeichnenden Schwankungen der täglichen Abflußmenge hinreichend repräsentativ erfaßt werden. Die geringe Häufigkeit der auf die Wintermonate entfallenden Stichproben betrifft Monate mit relativ gleichbleibenden Mittelwerten der täglichen Abflußmenge (Standardbereich: $106 \pm 10 m^3/s$). Die zeitliche Anordnung der Stichproben wird insgesamt sowohl der zeitlich unterschiedlichen Schwankungsbreite der Abflußmenge als auch der unterschiedlichen Herkunft des Abflusses gerecht. Somit erlaubt die Probenverteilung eine relativ genaue quantitative Beurteilung des Jahresganges, zumal da die Probenentnahmen einen Zeitraum von 16 Jahren abdecken.

Die gemessenen Schwebkonzentrationen zeichnen in Abhängigkeit vom Jahresgang der Abflußmenge im Mittel gleichfalls einen deutlichen Jahresgang nach (vgl. Abb. 5): In den Wintermonaten November/März mit vorherrschendem

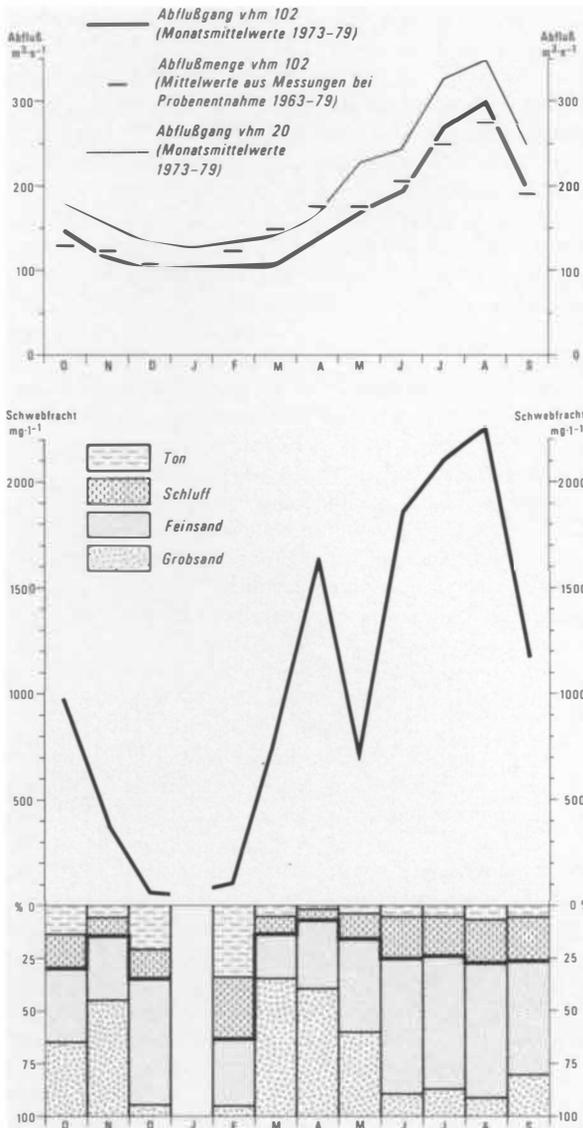


Abb. 5: Mittlerer Jahresgang der Suspensionskonzentration, der Körnungskomponenten und des Abflusses der Jökulsá á Fjöllum am Pegel Grimstadir (vhm 102); Mittelwerte 1963–1979 mit Standardabweichung

Regime diagram of suspended load, grain-size components, and discharge of the Jökulsá á Fjöllum at Grimstadir gauging station (vhm 102); monthly averages 1963–1979 with standard deviations

Basisabfluß ist die ermittelte Suspensionskonzentration mit Mittelwerten von 59–767 mg/l relativ gering. Sie steigt im April sprunghaft auf Mittelwerte von 1626 mg/l an. Die größte Schwebkonzentration wird mit Mittelwerten von 2107–2265 mg/l in den Monaten Juli und August erreicht.

Bemerkenswerterweise zeigt der Jahresgang der Schwebkonzentration zum einen einen Anstieg bereits im März, zu einem Zeitpunkt also, zu dem die Abflußmenge noch nicht die Größenordnung des vollausgeprägten nivalen Abflusses

aufweist. Zum anderen geht im Mai die Schwebkonzentration zurück, obschon in dieser Zeit die Stärke des Abflusses deutlich größer als die des Monats zuvor ist. Beide Beobachtungen bedürfen kurz einer näheren Betrachtung.

Im März wurden drei Stichproben entnommen. Deren große Werte ergeben sich daraus, daß die Probenentnahme zum Zeitpunkt einer vorsommerlichen Tauphase im März 1964 erfolgte, womit diese Werte angesichts der normalerweise geringen Abflußmengen in diesem Monat kaum das langfristige Mittel repräsentieren dürften. In die Mittelbildung für den Monat Mai sind insgesamt 9 Messungen aus den Jahren 1963, 1964, 1976 und 1978 eingegangen. Wie die Analyse des jährlichen Abflußganges zeigt (vgl. Abb. 2), liegt zwischen dem nivalen Hochwasser im Frühsommer und dem glazialen Hochwasser im Spätsommer in aller Regel eine Phase des Rückganges oder zumindest der Stagnation der Abflußmenge, die in den untersuchten Jahren teils auf Ende Mai, teils auf Anfang Juni fällt. Somit können bei der Zufälligkeit der Probenentnahme im Mai sehr unterschiedliche Abflußereignisse erfaßt werden. In bezug hierauf ergibt die Einordnung jener niedrigen Stichprobenwerte, die zum niedrigen Mittelwert führen, daß diese teils in ein Jahr mit deutlich unternormalen Abflußmengen (Mai 1964), teils in die Abendstunden (Mai 1976) fallen, während derer die Suspensionskonzentration im Tagesgang ihr Minimum hat, wie weiter unten näher erläutert wird. Auf der anderen Seite unterscheiden sich die bei der Probenentnahme registrierten Abflußmengen mit einem Monatsmittelwert von $177 \pm 28 \text{ m}^3/\text{s}$ kaum von den aus täglicher Abflußmessung während der Periode 1973–1979 gewonnenen Monatsmittelwerten von $172 \pm 40 \text{ m}^3/\text{s}$. Demnach ist der niedrige Mittelwert der Suspensionskonzentration im Mai nicht einer Verminderung der Abflußstärke zuzuschreiben, sondern repräsentiert eine reale Verminderung der Konzentration, wobei der sich aus den vorliegenden Messungen ergebende Mittelwert wahrscheinlich etwas zu niedrig ausfällt.

Der Jahresgang der Suspensionsfracht läßt sich außer an den dargelegten Monatsmittelwerten auch am Beispiel des Haushaltsjahres 1964 näher beleuchten, für das mit Ausnahme des Januar pro Monat drei Messungen der Schwebkonzentration vorliegen (vgl. Abb. 6): Der Jahresgang der Parameter Abflußmenge und Schwebfrachtkonzentration dokumentiert, daß auf die geringe Schwebfrachtführung des winterlichen Basisabflusses von 32–116 mg/l mit Beginn des nivalen Abflusses Ende April ein ruckhafter Anstieg der Schwebfrachtkonzentration auf Werte um 3200 mg/l folgt. Trotz großer Stärke des Abflusses geht im Mai/Juni die Suspensionskonzentration auf Werte um 300–500 mg/l zurück. Im Juli wird dann in Verbindung mit Spitzen des glazialen Abflusses ein zweiter Anstieg der Suspensionskonzentration erreicht. Dieser zweigipfelige Gang der Schwebkonzentration entspricht im Prinzip dem oben anhand von Monatsmittelwerten dargelegten durchschnittlichen Jahresgang.

Mit dem vorliegenden Datenmaterial kann auch die Frage nach dem Tagesgang der Suspensionskonzentration angesprochen werden: Während der Zeiträume vom 20. 6.–

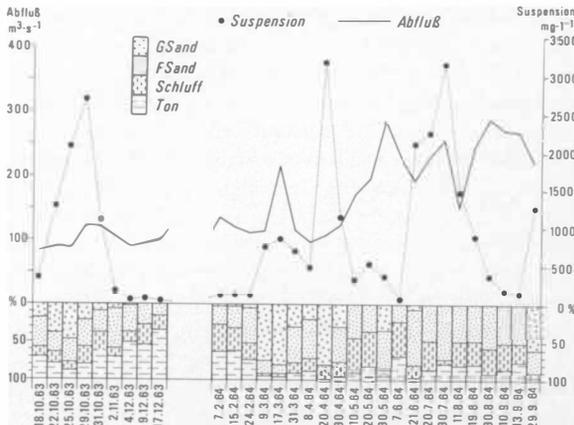


Abb. 6: Suspensionskonzentration, granulometrische Zusammensetzung der Schwebfracht und Abflußmenge der Jökulsá á Fjöllum am Pegel Grimsstadir (vhm 102) während des Jahres 1964
Regime diagram of suspended load, grain-size components, and discharge of the Jökulsá á Fjöllum at Grimsstadir gauging station (vhm 102) in 1964

26. 6. 1969 und vom 28. 6.–4. 7. 1970 wurden pro Tag drei Proben genommen. Die Messungen erfolgten morgens zwischen 7.30 und 9.00 Uhr, nachmittags zwischen 15.30 und 16.40 Uhr sowie abends zwischen 22.00 und 0.15 Uhr. Die Messungen verzeichnen regelmäßige tagesperiodische Schwankungen des Suspensionsgehaltes: Sowohl die Abflußmenge als auch die Suspensionskonzentration weisen Höchstwerte am Morgen auf. Die Abflußmenge verringert sich im Laufe eines Tages um 11–27%. Der Suspensionsgehalt geht innerhalb eines Tages um 25–55% zurück. Nach Untersuchungen an anderen glazialen Abflußregimen der Arktis und Subarktis tritt in unmittelbarer Gletschernähe das Maximum der täglichen Schwebkonzentration am Nachmittag auf; danach sinkt der Schwebstoffgehalt wieder ab (vgl. OESTREM et al. 1967, KLIMEK 1973). Der im Vergleich zu diesen Messungen anders gelagerte Zeitpunkt des Eintrittes der täglichen Maxima und Minima der Suspensionskonzentration sowie der Abflußmenge der Jökulsá am Pegel Grimsstadir findet seine Erklärung in der großen Entfernung der Meßstelle vom Gletscher.

Mit Blick auf die fluviale Transportleistung geht aus dem Jahresgang der Suspensionskonzentration und der Abflußmenge hervor, daß zu Beginn des nivalen Abflusses schon ein geringer Anstieg der Abflußmenge zu einer deutlichen Erhöhung des Suspensionsgehaltes führt. Weiteren Aufschluß über die fluviale Abtragung, die sich in diesem sprunghaften Anstieg der Suspensionskonzentration zu Beginn der Schneeschmelze abzeichnet, und zugleich Aufschluß über die Herkunft der Schwebfracht gibt eine Analyse der saisonalen Veränderung der granulometrischen Zusammensetzung der Schwebfracht.

Ganz allgemein dominiert in allen Monaten, ausgenommen Januar (ohne Messung) und Februar, die Grobschwebfracht. Die monatlichen Mittelwerte der Korngrößenzusammensetzung zeigen von Dezember bis Februar

einen relativ großen Anteil des Feinmaterials bis zu 55%, wobei vor allem der relativ große Anteil der Ton-Fraktion hervortritt (vgl. Abb. 5). Im März/April steigt der Anteil der Grobkomponenten sprunghaft auf Werte von 80–90% an, mit einem besonders auffälligen Anstieg des Grobsand-Anteiles auf 65%. Der Anteil der Grobkomponenten an der Schwebfracht geht in den Monaten April bis Juni wieder etwas zurück. Dies betrifft vor allem den Grobsand-Anteil, der schließlich auf Werte um 10% absinkt. Zugleich nimmt ab Juni der Anteil der Feinschwebfracht auf Werte um 30% zu, wobei die Schluff-Fraktion dominiert. Während der Monate Juni bis September bleibt der Grobsand-Anteil gering. Der hier anhand von Monatsmittelwerten, die aus sämtlichen vorliegenden Messungen errechnet wurden, festgestellte Jahresgang der granulometrischen Zusammensetzung ergibt sich in prinzipiell gleicher Weise auch aus der Analyse des Jahresganges von 1964 (vgl. Abb. 6).

Diese saisonale Veränderung der granulometrischen Zusammensetzung der Suspensionsfracht ist weitgehend unbeeinflusst von der Veränderung der Abflußmenge. Sie spiegelt vielmehr die unterschiedliche Genese der Abflußereignisse wieder. Insgesamt ergeben sich nach den vorliegenden Messungen für den Basisabfluß, den nivalen, pluvialen und glazialen Oberflächenabfluß signifikante granulometrische Unterschiede der Schwebfracht (vgl. Tab. 1).

Damit unterscheidet sich die Schwebfracht des nivalen Abflusses im Mittel von derjenigen des glazialen Abflusses durch einen wesentlich größeren Grobsand-Anteil. Der Schwebfracht des nivalen Abflusses vergleichbar ist die granulometrische Zusammensetzung der Suspensionsfracht nach pluvialen Ereignissen. Der Basisabfluß hingegen weist einen relativ großen Ton- und Schluff-Anteil der Suspension auf. Insgesamt unterliegt der Grobsand-Anteil der größten Veränderung. Wie bereits oben angesprochen, stehen die Veränderungen des Grobsand- und Ton-Anteiles nicht im Einklang mit den Veränderungen der Abflußmenge. So bewirkt der glaziale Abfluß im Juli/August trotz seiner großen Stärke bemerkenswerterweise keine Zunahme des Grobsand-Anteiles an der Schwebfracht.

Der starke Anstieg des Grobsand-Anteiles während der Initialphase der Schneeschmelze sowie auch nach Starkregen läßt den Schluß zu, daß diese hydrologischen Ereignisse direkt zum Abtransport des von der Verwitterung bereitgestellten Materials führen. Hierbei dürfte der gemessene Grobsand-Anteil im wesentlichen dem durch die Frostwitterung im Winter bereitgestellten Verwitterungsprodukt im nicht-vergletscherten Flußgebiet entstammen. Offensichtlich kommt der Initialphase des nivalen Oberflächenabflusses eine besonders große Wirksamkeit für den Materialabtrag im gletscherfreien Flußgebiet zu. Entsprechende Befunde teilen im übrigen ARNBORG et al. (1967, 134) und SCHUNKE (1981, 210) von Flußgebieten in Nord-Alaska und im westlichen Zentral-Island mit.

Auf der Grundlage der dargelegten Analyse des Datenmaterials kann nunmehr der Frage nach der fluvialen Abtragungsleistung im Flußgebiet der Jökulsá á Fjöllum nachgegangen werden.

Tabelle 1: Durchschnittliche prozentuale Korngrößenzusammensetzung der Suspensionsfracht von Abflüssen verschiedenster Genese der Jökulsá á Fjöllum am Pegel Grimsstadir (173 Stichproben, 1963–1969)

Mean percentage granulometric composition of suspended load by different runoff sources of the river Jökulsá á Fjöllum at gauging station Grimsstadir (173 records, 1963–1979).

	Anzahl der Messungen	Anteil der Korngrößenfraktionen (in %)			
		<0,002	0,002–0,02	0,02–0,2	0,2–2,0 mm
Basisabfluß	15	26 ± 19	26 ± 12	43 ± 17	5 ± 6
Nivalabfluß	94	6 ± 5	19 ± 10	54 ± 14	21 ± 19
Glazialabfluß	49	11 ± 8	24 ± 7	57 ± 10	8 ± 8
Pluvialabfluß	15	9 ± 8	14 ± 5	38 ± 10	39 ± 13

4. Die fluviale Abtragungsrate

Die Konzentration der Schwebfracht zeigt eine signifikante Abhängigkeit von der Abflußmenge (vgl. Abb. 4). Die hierauf bezogene Regressionsgleichung lautet:

$$y = 11,89x - 838,89.$$

Mit ihrer Hilfe läßt sich die gesamte suspendierte Sedimentfracht näherungsweise quantifizieren. Hierzu ist außerdem die Kenntnis der Häufigkeit der verschiedenen Abflußmengen notwendig, die durch die Abflußmengendauerlinie erfaßt wird (vgl. Abb. 3).

Die auf dieser Basis vorgenommene Berechnung der mittleren Suspensionsfracht pro Jahr ergibt, daß für den Schwebfrachttransport der Oberflächenabfluß von entscheidender Bedeutung ist. Der Schwebfrachttransport durch den Basisabfluß bleibt relativ gering. Dies wird bei einem Vergleich der auf die verschiedenen Abflußstärken entfallenden Anteile der Suspensionsfracht mit der Häufigkeitsverteilung der Abflußmengen besonders deutlich (vgl. Abb. 7): Abflüsse von 90–140 m³/s erreichen zwar bei weitem die größte Häufigkeit, der größte Anteil des Schwebfrachttransportes

jedoch entfällt auf die selteneren Abflüsse von mehr als 140 m³/s. Die jährliche Suspensionsfracht der Tagesabflüsse von unter 140 m³ beträgt im Mittel 868341 t, die der stärkeren Abflüsse 7 626 939 t. Im Mittel entfallen über 90% des gesamten Schwebfrachttransportes auf die Zeitspanne April–September.

Insgesamt macht die Suspensionsfracht eines Abflußjahres im Mittel 8 449 671 t aus, was einer flächenbezogenen Abtragungsrate von 1470 t/km²/Jahr entspricht. Eine gesonderte Berechnung der jährlichen Sedimentfracht für das durch den Pegel vhm 162 (Upptyppingar) definierte Teilgebiet ergibt eine Abtragungsrate von ähnlicher Größenordnung: Auf der Grundlage von 41 Stichproben aus den Jahren 1972–1979 wurde eine mittlere Suspensionskonzentration von 1112 mg/l (s = 1001) bestimmt. Die tägliche Abflußmenge beläuft sich im Jahresmittel auf 82 m³/s (s = 45). Die Gesamtmenge der Schwebfracht am Pegel Upptyppingar beträgt im Mittel 2 854 037 t, die flächenbezogene Abtragungsrate 1241 t/km²/Jahr.

Um eine quantitative Einschätzung des sich hieraus ergebenden Abtragungsbetrages zu erlangen, ist bekanntlich die Ermittlung des Volumens der fluvialen Fracht erforderlich. Hierbei wird eine mittlere Lagerungsdichte des sandig-schluffigen Lockersubstrates von 1,5 g/cm³ zugrundegelegt. Auf dieser Basis ergibt sich ein flächenbezogener Abtragungsbetrag durch Suspensionstransport von 980 mm pro 1000 Jahre bzw. von 0,98 mm/Jahr. Für das Teilgebiet des Pegels Upptyppingar beläuft sich der Abtragungsbetrag auf 827 mm/1000 Jahre. Allerdings bleibt bei diesem methodischen Vorgehen außer acht, daß der Abtransport von Suspensions- bzw. Lösungsfracht nicht von vornherein zu einer Oberflächenerniedrigung führen muß.

Die aus dem Flußgebiet hinausbeförderte Lösungsfracht beträgt im Jahresmittel 365 695 t bzw. 159 t/km². Die Lösungsfracht erreicht also eine Größenordnung von 4,3% der Suspensionsfracht. Insbesondere angesichts des Fehlens von lösungsanfälligen Kalk- und Sulfatgesteinen erscheint der fluviale Lösungstransport zunächst als relativ groß. Die große Konzentration an gelösten Stoffen findet ihre Begründung hauptsächlich in zwei Umständen: Erstens haben die das Flußgebiet aufbauenden Hyaloklastite ein relativ großes Porenvolumen (vgl. VENZKE 1982), so daß für Lösungsvorgänge eine relativ große Angriffsfläche zur Verfügung steht.

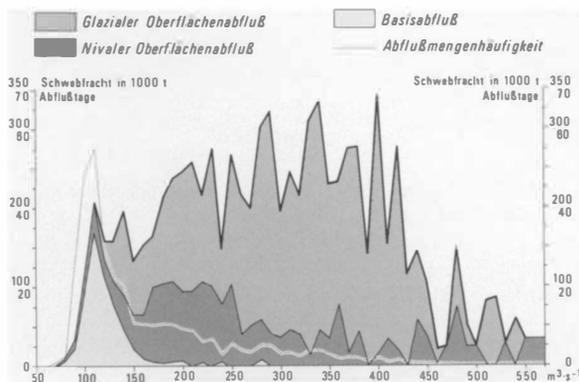


Abb. 7: Schwebfrachttransport (in 1000 t) und Abflußmengenhäufigkeit (in Tagen) der Jökulsá á Fjöllum am Pegel Grimsstadir (vhm 102); Mittelwerte 1963–1979

Suspended load discharge (t · 10³) and flow duration curve of the Jökulsá á Fjöllum at Grimsstadir gauging station (vhm 102); averages 1963–1979

Zweitens enthalten die Gesteine einen großen Anteil an basaltischen Gläsern (Sideromelan, Palagonit), die bekanntlich hydrochemisch instabil sind, womit ihre Komponenten besonders leicht in Lösung gehen (vgl. HAY a. IJAMA 1968, JAKOBSSON 1972, FURNES 1978, FURNES a. EL-ANBAAWY 1980).

Eine Aufschlüsselung der Suspensionsfracht auf die Abflüsse unterschiedlicher Genese zeigt, daß der Oberflächenabfluß rund 93% des gesamten Schwebfrachttransportes bewältigt. Hierbei dominiert der glaziale Abfluß mit einem Anteil von 68% (vgl. Abb. 7).

Bemerkenswert ist ferner die starke und ruckartige Zunahme des fluvialen Schwebfrachttransportes mit der Schneeschmelze. Da sich die Schwebfracht des nivalen Abflusses von der des glazialen Abflusses, wie oben dargelegt wurde, in bezug auf die granulometrische Zusammensetzung unterscheidet und im übrigen die Schwebfracht von pluvialen Abflüssen eine ähnlich sandreiche Zusammensetzung wie die des nivalen Abflusses aufweist, geht man wohl nicht fehl, diese Suspensionsfracht dem direkten aquatischen Oberflächenabtrag zuzuschreiben. Bezogen auf den gletscherfreien Teil des Flußgebietes führt allein der jährliche nivale Schwebfrachttransport, der für das gesamte untersuchte Flußgebiet 2099738 t ausmacht, zu einer flächenbezogenen Abtragsrate von 506 t/km²/Jahr, woraus sich ein Abtragungsbetrag von 337 mm/1000 Jahre bzw. 0,34 mm/Jahr errechnen läßt.

Die hier ermittelten fluvialen Abtragsleistungen der Jökulsá á Fjöllum durch Suspensions- und Lösungstransport übertreffen deutlich diejenigen, die von SCHÜNKE (1981) für das in basaltischen Gesteinen angelegte periglaziale Flußgebiet der Blanda in Zentral-Island ermittelt wurden, das gleichfalls glazi-fluvialen Abfluß hat. Dort beträgt die flächenbezogene Abtragsrate durch Schwebfrachttransport 260 t/km²/Jahr und durch Lösungstransport 40 t/km²/Jahr. Als eine wesentliche Ursache für diese Unterschiede kommen außer den Unterschieden des Wasserhaushaltes vor allem solche der lithologischen Ausstattung der Flußgebiete in Betracht: Die überwiegenden jungvulkanischen Hyaloklastite im Flußgebiet der Jökulsá á Fjöllum sind sowohl gegenüber der Frostverwitterung als auch gegenüber der Lösung anfälliger als die Basalte im Flußgebiet der Blanda.

Die für das Flußgebiet der Jökulsá á Fjöllum ermittelte Abtragung durch Suspensions- und Lösungstransport übertrefft auch deutlich die von ARNBORG et al. (1967, 144), CHURCH (1972, Tab. 15), McCANN a. COGLEY (1973, 126) und BARSCH (1981, 135) für verschiedene außer-isländische Flußgebiete des arktischen Periglazialraumes ermittelten flächenbezogenen Abtragsraten durch fluvialen Schweb- und Lösungstransport, für die Werte zwischen 22–150 t/km²/Jahr festgestellt wurden. Auch diese Unterschiede der fluvialen Abtragsleistung finden ihre Erklärung außer in Unterschieden der Hydroregime wahrscheinlich vor allem in den verschiedenartigen Gesteinsverhältnissen der untersuchten Flußgebiete.

Für die fluviale Abtragung sind der Suspensions- und Lösungstransport nicht die einzigen Parameter. Wie die markante Ausprägung von Schottersohlen bei vielen Peri-

glazialtälern und -tälichen dokumentiert, ist für die periglazial-fluviale Abtragung gerade die Bodenfracht kennzeichnend (vgl. auch FRENCH 1976, 173). Auf Messung gegründete Aussagen über den Bodenfrachttransport der Jökulsá á Fjöllum lassen sich jedoch nicht machen. Nach Untersuchungen von CHURCH (1972) an Flußsystemen mit nivalem und glazialen Abfluß auf Baffin Island hat die Bodenfracht am gesamten fluvialen Sedimenttransport einen Anteil von 77–95%. Ohne hierüber in spekulative Überlegungen einzutreten, sei angemerkt, daß die Gesamttransportrate der Jökulsá á Fjöllum die hier anhand der verfügbaren Messungen vorgelegten Daten übertrifft. Bei Annahme eines ähnlich hohen Anteiles der Bodenfracht, wie ihn CHURCH (1972) auf Baffin Island fand, ergäben sich Abtragungsraten von 2–3 mm/Jahr.

Im Hinblick auf die Frage nach der periglazial-fluvialen Erosionsleistung, die von grundsätzlicher Bedeutung für eine klimatisch-geomorphodynamische Bewertung der arktischen Periglazialzone ist, muß für die Täler im Flußgebiet der Jökulsá á Fjöllum nach den Geländebefunden von einer postglazialen Eintiefung von 5–15 m in die vielfach erst im Pleistozän durch subglazialen Vulkanismus entstandenen Gesteine ausgegangen werden. Hieraus lassen sich postglaziale Erosionsbeträge von 500–1500 mm/1000 Jahre ableiten. Die aus der gemessenen Schwebfrachtführung der Jökulsá á Fjöllum ermittelten Transportleistungen allein des nivalen Abflusses reichen aus, derartige Eintiefungsbeträge zu erklären. Damit ergibt sich für das Problem der periglazialen Talbildung und -formung am Beispiel des Flußgebietes der Jökulsá á Fjöllum – dessen Periglazialtälern im übrigen hinsichtlich ihrer Eintiefung und Form auch ohne die Existenz von kontinuierlichem Permafrostboden im Untergrund weitgehend den postglazialen Periglazialtälern in arktischen Permafrostbodengebieten entsprechen (vgl. SCHÜNKE 1985) –, daß die periglaziale Zertalung ohne die Zuhilfenahme eines besonderen kryoklastischen Effektes des Permafrostbodens (vgl. BÜDEL 1969) erklärt werden kann, nämlich allein durch die Transportkraft des konzentrierten nivalen Oberflächenabflusses.

Literatur

- ARNBORG, L., WALTER, H. J. a. PEIPPO, J.: Suspended load in the Colville River, 1962. In: Geogr. Annaler 49A, 1967, 131–144.
- BARSCH, D.: Terrassen, Flußarbeit und das Modell der Exzessiven Talbildungszone im Expeditionsgebiet Oobloyah Bay, N-Ellesmere Island, N.W.T., Canada. In: Heidelberger Geogr. Arb. 69. Heidelberg 1981, 163–201.
- BIBUS, E., NAGEL, G. u. SEMMEL, A.: Periglaziale Reliefformung im zentralen Spitzbergen. In: Catena 3, 1976, 29–44.
- BjÖRNSSON, S.: Subglacial water reservoirs, jökulhlaups and volcanic eruptions. In: Jökull 25. Reykjavik 1975, 1–11.
- BÜDEL, J.: Klimagenetische Geomorphologie. In: Geogr. Rdsch. 34, 1963, 482–519.
- : Der Eisrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. Würzburger Geogr. Arb. 25. Würzburg 1969.

- CHURCH, M.: Baffin Island sandurs: a study of Arctic fluvial processes. Bull. Geol. Surv. Canada 216. Ottawa 1972.
- COOK, F.: Fluvial processes in the High Arctic. In: Geogr. Bull. 9. Ottawa 1967, 262–268.
- FLÜGEL, W.: Hydrologische Studien zum Wasserhaushalt eines hocharktischen Einzugsgebietes im Bereich des Oobloyah-Tals, N-Ellesmere Island, N. W. T., Canada. In: Heidelberger Geogr. Arb. 69. Heidelberg 1981, 311–382.
- FRENCH, H. M.: The Periglacial Environment. London, New York 1976.
- FURNES, H.: Element mobility during palagonitization of a subglacial hyaloclastite in Iceland. In: Chem. Geol. 22. Amsterdam 1978, 249–264.
- FURNES, H. a. EL-ANBAAWY, M.: Chemical changes and authigenic mineral formation during palagonitization of a basanite hyaloclastite, Gran Canaria, Canary Islands. In: N. Jb. Miner. Abh. 139. Stuttgart 1980, 279–302.
- HAGEDORN, J. u. POSER, H.: Räumliche Ordnung der rezenten geomorphologischen Prozesse und Prozeßkombinationen auf der Erde. In: POSER, H. (Hrsg.): Geomorphologische Prozesse und Prozeßkombinationen in der Gegenwart unter verschiedenen Klimabedingungen. Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3 F., Nr. 29. Göttingen 1974, 426–439.
- HAY, R. L. a. IJIMA, A.: Nature and origin of palagonite tuffs of the Honolulu group on Oahu, Hawaii. In: Geol. Soc. Am. Mem. 116. New York 1968, 331–376.
- JAKOBSSON, S.: On the consolidation and palagonitization of the tephra of the Surtsey volcanic island, Iceland. Surtsey Progress Rep. 6. Reykjavik 1972, 1–8.
- KLIMEK, K.: Geomorphological and geological analysis of the proglacial area of the Skeidarárjökull. In: Geogr. Polonica 26, 1973, 89–113.
- MCCANN, S. B. a. COGLEY, J. G.: The geomorphic significance of fluvial activity at high latitudes. In: FAHEY, B. D. a. THOMPSON, R. D. (Ed.): Research in Polar and Alpine Geomorphology. Proc. 3rd Guelph Symposium on Geomorphology 3. Guelph 1973, 118–135.
- OESTREM, G., BRIDGE, C. W. a. RANNIE, W. F.: Glacio-hydrology, discharge and sediment transport in the Decade Glacier area, Baffin Island, N. W. T., Canada. In: Geogr. Annaler 49 A, 1967, 269–282.
- PRIESNITZ, K.: Fußflächen und Täler in der Arktis NW-Kanadas und Alaskas. In: Polarforschung 51, 1981, 145–159.
- RICHTER, K.: Zum Wasserhaushalt im Einzugsgebiet der Jökulsá á Fjöllum, Zentral-Island. Göttinger Geogr. Abh. 78. Göttingen 1981.
- : Zum langfristigen Abflußverhalten und seinen Steuerungsmechanismen im periglazialen Milieu Zentral-Islands. In: Erdkunde 36, 1982, 11–19.
- RUDBERG, S.: Tal- und Hangformen im Sedimentgestein und Kristallin arktischer Periglazialräume. Ein Vergleich. In: POSER, H. u. SCHUNKE, E. (Hrsg.): Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3 F., Nr. 35. Göttingen 1983, 294–309.
- SCHUNKE, E.: Abfluß und Sedimenttransport im periglazialen Milieu Zentral-Islands als Faktoren der Talformung. In: Die Erde 112, 1981, 197–215.
- : Periglaziale Mesoformen der europäischen und amerikanischen Arktis. In: POSER, H. u. SCHUNKE, E. (Hrsg.): Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3 F., Nr. 35. Göttingen 1983, 352–370.
- : Vergleichende Talstudien im arktischen Periglazialraum Europas und Amerikas. In: Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, II. Math.-Phys. Kl., Jg. 1985, Nr. 1. Göttingen 1985, 1–83.
- SEMMELE, A.: Aktuelle subnivale Hang- und Talentwicklung im zentralen West-Spitzbergen. In: Verh. Dt. Geogr.-Tag 40. Wiesbaden 1976, 396–399.
- STÄBLEIN, G.: Rezente Morphodynamik und Vorzeitrelieffluenz bei der Hang- und Talentwicklung in Westgrönland. In: Z. Geomorph. Suppl. Bd. 28, 1977, 181–199.
- THORARINSSON, S.: Der Jökulsá Canyon und die Ásbyrgi. In: Pet. Geogr. Mitt. 104, 1960, 154–162.
- TÓMASSON, H.: The sediment load of Icelandic rivers. In: Nordic Hydrological Conference 1976. Reykjavik 1976, V-1–V-16.
- VENZKE, J. F.: Geoökologische Charakteristik der wüstenhaften Gebiete Islands. Essener Geogr. Arb. 3. Paderborn 1982.