

STUDIUM VON SEEDURCHMISCHUNG UND FLUSS-EINSCHICHTUNG IM BIELERSEE MIT HILFE VON $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -MESSUNGEN

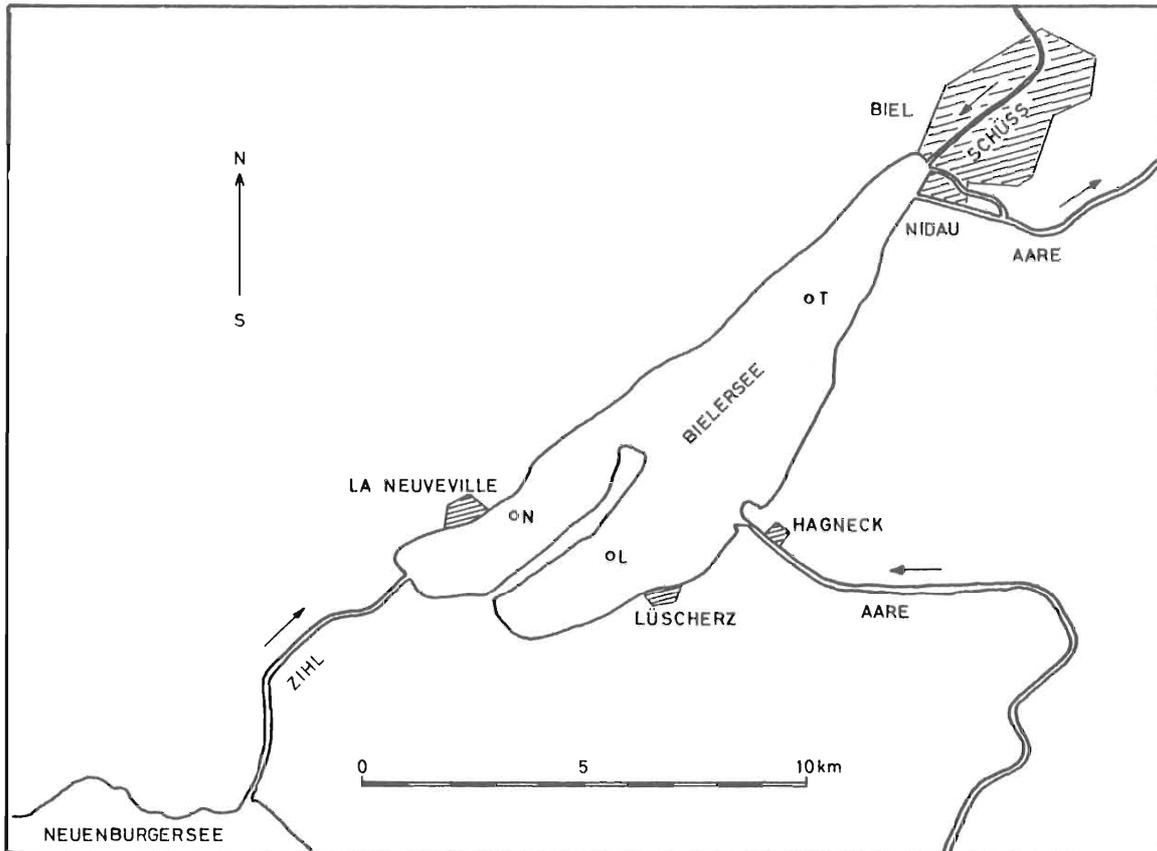
Ulrich Siegenthaler

Physikalisches Institut der Universität Bern

Abstract: Lake Biel (western Switzerland) is fed mainly by the two rivers Aare and Zihl which have markedly different mean $\delta^{18}\text{O}$ values (ca. -12.5 and -9‰). Due to the different seasonal discharge patterns of the two rivers, the lake's stratification in summer is reflected in $\delta^{18}\text{O}$, which permits to study vertical mixing. Inflow of the river Aare into the lake and subsequent mixing were studied by means of horizontal surface profiles.

1. Der Bielersee und seine Zu- und Abflüsse

Der Bielersee, am Fuss des Juras in der Westschweiz gelegen, war in den letzten Jahren Gegenstand eingehender geochemischer und biologischer Untersuchungen (z.B. SANTSCHI und SCHINDLER 1977, SCHINDLER und SANTSCHI 1978, V. ORELLI 1980). Im Zusammenhang mit diesen Untersuchungen und im Rahmen des Nationalen Forschungsprogramms "Wasserhaushalt der Schweiz" wurden $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Messungen zum Studium der Seezirkulation durchgeführt, und zwar wurden ca. monatlich ein Vertikalprofil so-

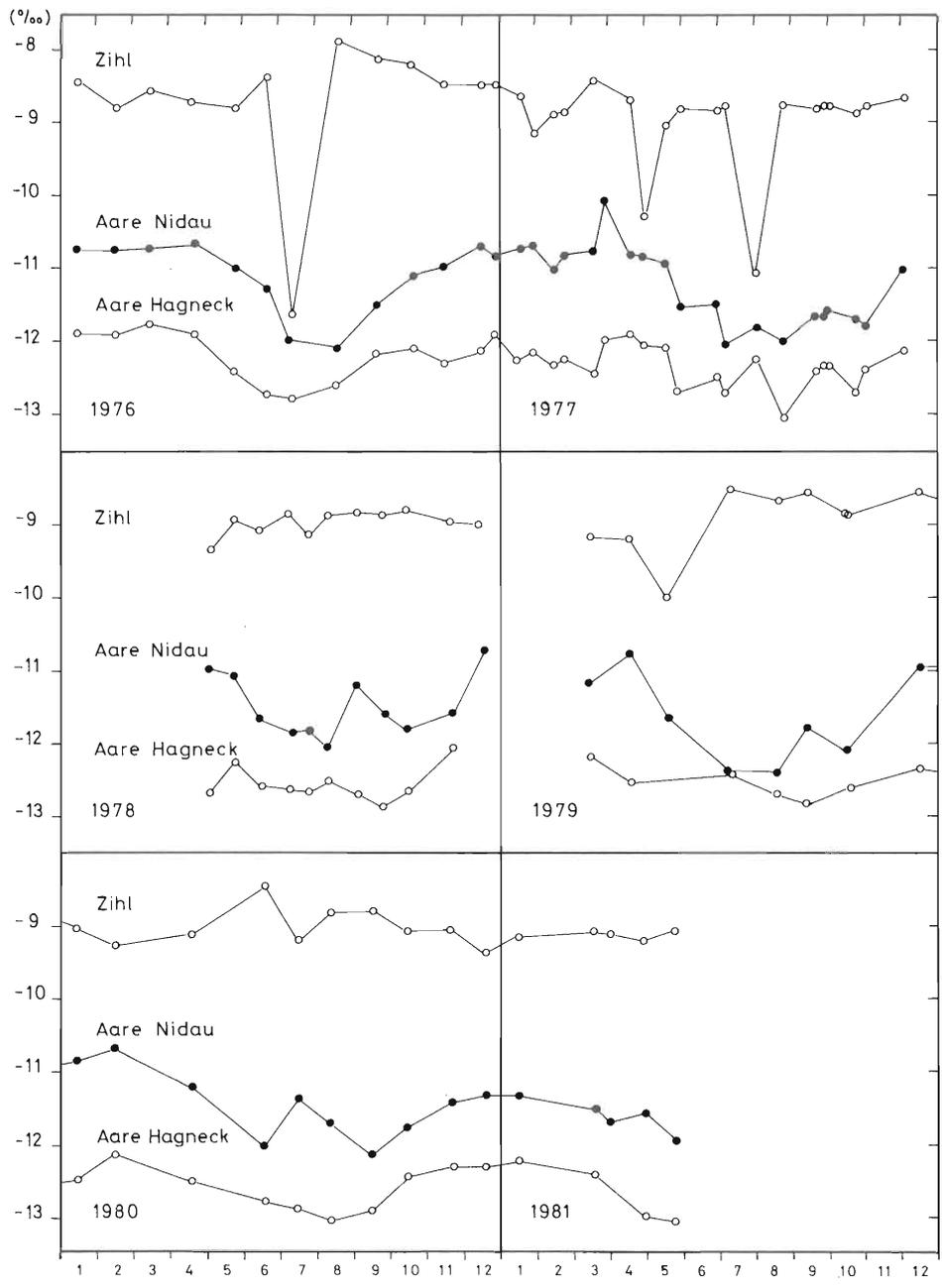


Figur 1: Karte des Bielersees mit Zu- und Abflüssen. T, L, N: Bojen, Entnahmestellen der Vertikalprofile.

Map of Lake Biel with inflows and outflow. T, L, N: buoys, sampling locations of vertical profiles.

wie Zu- und Abflüsse gemessen. Die morphometrischen und hydrologischen Hauptdaten des Bielersees lauten: Höhe über Meer: 429 m, Fläche: $39,3 \text{ km}^2$, Volumen: $1,24 \text{ km}^3$, mittlere Tiefe: 31 m, Einzugsgebiet: 8317 km^2 , mittlerer Jahresabfluss: $240 \text{ m}^3/\text{s}$. Die mittlere Aufenthaltsdauer des Wassers im See (Verhältnis von Volumen zu mittlerem Abfluss) beträgt nur 60 Tage, der See wird also sehr rasch durchflutet, was sich in rasch ändernder chemischer und isotopischer Zusammensetzung widerspiegelt.

Die Hauptzuflüsse des Sees sind die Zihl, die zugleich den Abfluss des Neuenburgersees bildet, und die Aare bei Hagneck (s. Fig. 1). Sie unterscheiden sich deutlich im mittleren $\delta^{18}\text{O}$: Aare ca. $-12,5 \text{ ‰}$, Zihl ca. -9 ‰ (s. Figur 2). Der Unterschied beruht auf den unterschiedlichen Einzugsgebiets-Höhen (SIEGEN-



Figur 2: $\delta^{18}\text{O}$ in den Zuflüssen (Zihl, Aare Hagneck) und im Abfluss (Aare Nidau).
 $\delta^{18}\text{O}$ in the inflows (Zihl, Aare Hagneck) and in the outflow (Aare Nidau).

THALER und OESCHGER 1980) sowie auf Verdunstung im Neuenburgersee, die zu einer ^{18}O -Anreicherung im Seewasser und also zu erhöhten $\delta^{18}\text{O}$ -Werten in der Zihl führt. Weitere, kleine Zuflüsse wie die Schüss sind für die Wasserbilanz von geringer Bedeutung und werden hier nicht betrachtet. Im Sommer weist wegen der Schneeschmelze im Gebirge die Abflussrate der Aare ein ausgeprägtes Maximum und demzufolge das mittlere $\delta^{18}\text{O}$ des Gesamtzuflusses ein Minimum auf. Das führt zu einer $\delta^{18}\text{O}$ -Schichtung des Sees während der Stagnationsperiode, mit relativ tiefem $\delta^{18}\text{O}$ im Epilimnion (Figuren 3 und 4), was es ermöglicht, die vertikale Durchmischung mit $\delta^{18}\text{O}$ zu studieren. Wegen der raschen Durchflutung ist die ^{18}O -Anreicherung durch Verdunstung im Bielersee gering, schätzungsweise höchstens 0,1 ‰; also kann das $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis als konservativer Tracer betrachtet werden.

In Figur 2 fällt auf, dass die Zihl gelegentlich im Sommer ein abnormal tiefes $\delta^{18}\text{O}$ aufweist (1976, 1977, weniger deutlich 1979). Diese tiefen Werte sind darauf zurückzuführen, dass ein Rückfluss vom Bieler- in den Neuenburgersee stattfindet, die Zihl also kurzzeitig Abfluss statt Zufluss ist. Dies tritt dann auf, wenn die Wasserführung der Aare so hoch ist, dass der Wasserspiegel des Bielersees über jenen des Neuenburgersees steigt. Typische Voraussetzungen dafür waren im trockenen, warmen Sommer 1976 gegeben, als die Abflüsse aus den tiefgelegenen Einzugsgebieten sehr niedrig waren (Zihl), die Aare aber infolge der Schneeschmelze in den Bergen viel Wasser führte. In der Zihl wird übrigens die Abflussmenge nicht gemessen und muss deshalb rechnerisch als Differenz zwischen Abfluss und übrigen Zuflüssen (Aare, Schüss) berechnet werden. Im Frühling sinken die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im (Gesamt-) Zufluss, und ein bis zwei Monate später auch im Abfluss. Aus der Verzögerung lässt sich ein effektives Mischungsvolumen resp. eine effektive Mischungstiefe abschätzen. Für April bis Juni ergibt sich, mit einer Verzögerung von ca. 1 Monat und $\bar{Q} \approx 380 \text{ m}^3/\text{s}$, eine effektive Mischungstiefe von etwa 25 m (entspricht rund 80 % des Seevolumens), was bedeutet, dass die vertikale Durchmischung auch in dieser Jahreszeit, als der See bereits temperaturgeschichtet war, die tieferen Wasser-

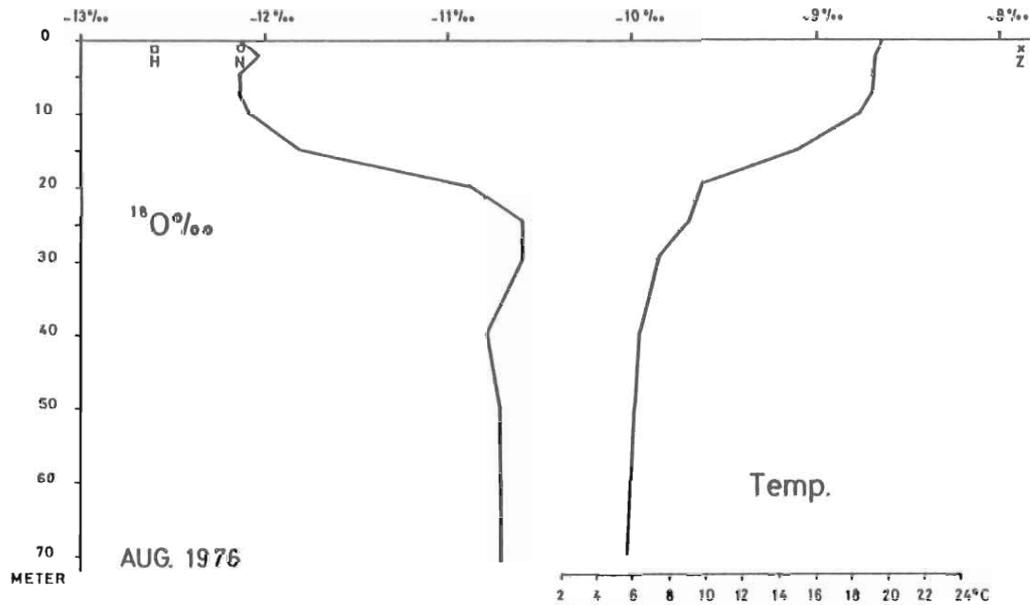
schichten noch stark erfasste. Dies wird durch $\delta^{18}\text{O}$ - und Temperaturprofile bestätigt, wobei sich aus der Temperatur eine etwas kleinere Mischungstiefe ergibt. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 1976 wurden nicht für diese Abschätzung verwendet, weil damals $\delta^{18}\text{O}$ im Abfluss im Mittel wesentlich höher als der berechnete Zuflusswert war. Dies hängt vermutlich damit zusammen, dass die Daten für die Abflussmengen - die in die Berechnung von $\delta^{18}\text{O}$ im Zufluss eingehen - das etwas unwahrscheinliche Resultat ergeben, dass die Zihl während Juni und Juli 1976 netto rückwärts floss. Das tatsächliche mittlere $\delta^{18}\text{O}$ im Zufluss war zu der Zeit vermutlich höher als die berechneten Werte.

2. Tiefenprofile und vertikale Mischung

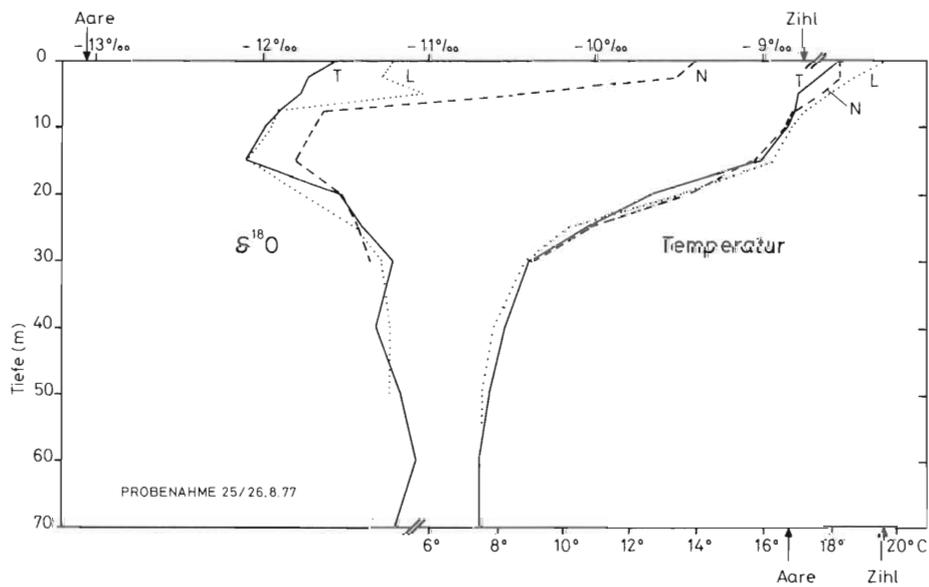
Figur 3 zeigt ein typisches Vertikalprofil im Sommer mit der erwähnten isotopischen Schichtung. Da $\delta^{18}\text{O}$ in Zihl und Aare (Hagneck) recht konstant ist, lassen sich die Anteile der beiden Zuflüsse im See und den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten direkt abschätzen. Für das Tiefenwasser (≥ 40 m) während der Stagnationsperiode erhält man für 1975 bis 1978 Anteile von 31 bis 43 % Zihlwasser und 69 bis 57 % Aarewasser, wobei für die Zuflüsse $\delta^{18}\text{O}$ -Mittelwerte des vorangehenden Winterhalbjahres benutzt wurden. Diese Anteile stimmen gut mit dem Verhältnis der Abflussmengen beider Flüsse im Winter (Oktober bis März) überein, das Zihl-Anteile von 35 bis 42 % ergibt.

Eine analoge Schätzung der Zufluss-Anteile ist an sich auch für das Epilimnion möglich, doch bringt eine starke örtliche (vgl. Figur 4) und zeitliche (wegen der raschen Durchflutung) Variabilität von $\delta^{18}\text{O}$ in den oberen Wasserschichten relativ grosse Unsicherheiten mit sich.

Wird Oberflächenwasser in die Tiefe gemischt, so erniedrigt sich dort $\delta^{18}\text{O}$. Durch Verfolgen des zeitlichen Verlaufs von $\delta^{18}\text{O}$ ist es also möglich, die Durchmischungsrate abzuschätzen. Die vertikale Mischung in einem geschichteten See wird oft durch Eddy-Diffusion beschrieben, wobei angenommen wird, dass der Fluss F eines Tracers proportional zum Konzentrations-



Figur 3: Typische sommerliche Vertikalprofile von $\delta^{18}\text{O}$ und Temperatur, entnommen bei der Boje T (vgl. Fig. 1). Typical summer vertical profiles of $\delta^{18}\text{O}$ and temperature, taken at buoy T (cf. Fig. 1). H: Aare Hagneck, N: Aare Nidau, Z: Zihl



Figur 4: $\delta^{18}\text{O}$ -Vertikalprofile in den drei Seebecken (vgl. Fig. 1). Die beiden Zuflüsse Zihl und Aare schichteten sich in verschiedenen Tiefen ein. Vertical profiles of $\delta^{18}\text{O}$ in the three basins (cf. Fig. 1). The two inflows Zihl and Aare entered different depths.

gradienten $\partial c/\partial z$ ist:

$$F = - K \partial c/\partial z$$

Das Konzept eines solchen turbulenten Diffusionsflusses wurde empirisch eingeführt und beruht nicht auf theoretischen Prinzipien; es ist also als Modell anzusprechen. Dementsprechend kann der Eddy-Diffusionskoeffizient K nicht theoretisch berechnet, sondern nur experimentell bestimmt werden (z.B. LI 1973, IMBODEN und EMERSON 1978). Mit Hilfe präziser Temperaturmessungen wurden im Bielersee detaillierte K -Profile berechnet (WIRZ 1978, NYFFELER 1980). Wir haben versucht, Eddy-Diffusionskoeffizienten miteinander zu vergleichen, die einerseits aus $\delta^{18}\text{O}$, andererseits aus Temperaturdaten abgeschätzt wurden, und damit zu überprüfen, ob für verschiedene Tracer wirklich dieselben Gesetzmässigkeiten gelten, wie bei dieser Methode angenommen wird, ob also das Eddy-Diffusions-Modell bestätigt werden kann oder nicht. $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen sind - wie sich herausstellte - verglichen mit den auftretenden Änderungen zu wenig genau, um K -Profile zu berechnen. Es ist jedoch möglich, Eddy-Diffusionskoeffizienten (oder obere Grenzen dafür) für die Sprungschicht abzuschätzen, wo - wegen der grossen Dichtegradienten - minimale K -Werte auftreten, die den Transport zwischen Epilimnion und Hypolimnion bestimmen. Dazu nahmen wir stationäre Diffusion durch die Tiefenschicht 15-25 m an und erhielten folgende Resultate:

Periode:	K aus $\delta^{18}\text{O}$:	K aus Temperatur:
Mai-August 76	$\approx 0,01 \text{ cm}^2/\text{s}$	$0,014 \text{ cm}^2/\text{s}$
17.5.-6.7.77	$< 0,07 \text{ cm}^2/\text{s}$	$0,044 \text{ cm}^2/\text{s}$
6.7.-2.8.77	$< 0,1 \text{ cm}^2/\text{s}$	$0,041 \text{ cm}^2/\text{s}$
2.8.-25.8.77	$\sim 0,26 \text{ cm}^2/\text{s}$	$0,11 \text{ cm}^2/\text{s}$

Die Ergebnisse zeigen innerhalb ihrer Genauigkeit keine Widersprüche zwischen den beiden Methoden (die Resultate der letzten Periode liegen allerdings an der Grenze), was bedeutet, dass sich der Transport von Wärme und von Wasser (markiert durch ^{18}O), wahrscheinlich durch Eddy-Diffusion mit demselben

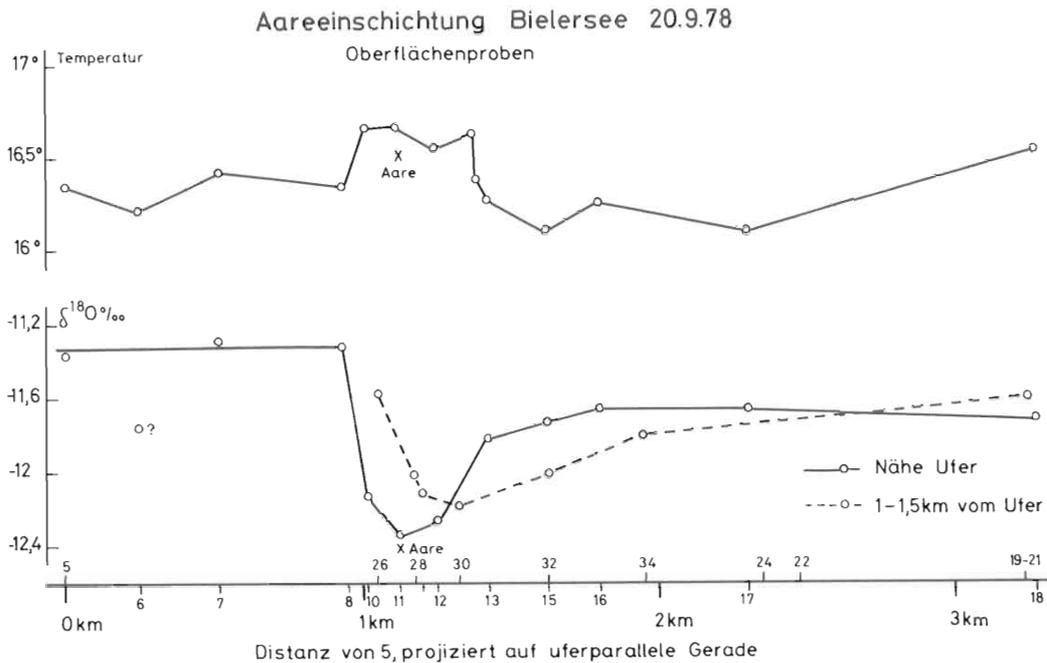
K beschreiben lassen. Wie bei der Ermittlung der Zufluss-Anteile ist die Genauigkeit der aus $\delta^{18}\text{O}$ bestimmten K-Werte dadurch beschränkt, dass die isotopische Zusammensetzung des Wassers horizontale Unterschiede aufweist und zeitlich relativ rasch schwankt.

Aus Eddy-Diffusionskoeffizienten lässt sich die Erneuerungsrate des Tiefenwassers abschätzen, nämlich als $A K / (V_H \Delta z)$, wobei V_H = Volumen des Hypolimnions, Δz , A = Dicke und Fläche der Sprungschicht sind. Mit $V_H = 5,7 \cdot 10^8 \text{ m}^3$, $\Delta z = 10 \text{ m}$, $A = 2,5 \cdot 10^7 \text{ m}^2$ ergibt sich für $K = 0,01 \text{ cm}^2/\text{sec}$ eine Erneuerungsrate von 1,1 % pro Monat, für $K = 0,1 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 11 % pro Monat.

3. Einschichtung und Vermischung der Zuflüsse im See

Mit Hilfe von $\delta^{18}\text{O}$ lässt sich die Einströmung der Zuflüsse in den Bielersee studieren. Figur 4 zeigt Vertikalprofile in allen drei Seebecken vom 25./26. August 1977. Offensichtlich schichtete sich die Zihl in den obersten ca. 5 m ein, die Aare dagegen in etwa 7-15 m Tiefe. Grund für die unterschiedlichen Tiefen sind die verschiedenen Temperaturen und damit Dichten. Der weitaus höchste Zihlwasser-Anteil ist im Becken von La Neuveville, in welches die Zihl einfließt, festzustellen.

Am 20.9.1978 wurden vor der Aaremündung im See zwei Horizontalprofile von Oberflächenproben aufgenommen, ungefähr entlang zwei uferparallelen Geraden, das eine wenige 100 m, das andere ca. 1,5 km vom Ufer entfernt. Die Aare war leicht wärmer als der übrige See und schichtete sich an der Oberfläche ein. Die Abgrenzungszone zwischen Aare- und übrigem Seewasser war in einigen 100 m Abstand von der Mündung z.T. nur wenige m breit und deutlich erkennbar, sowohl von Auge an Trübungsunterschieden wie an Temperatur- und $\delta^{18}\text{O}$ -Werten (Figur 5). Im ufernäheren Profil war der Aare-Strahl, definiert durch >50 % Aarewasser/ <50 % "See"-Wasser, ca. 400 m breit, im entfernteren Profil ca. 600 m breit. Der Strahl war schärfer gegen links



Figur 5: Oberflächenprofile von $\delta^{18}\text{O}$ und Temperatur, entnommen am 20. September 1978. Der Aare-Strahl ist aufgrund des relativ niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ und der hohen Temperatur deutlich sichtbar. Zahlen auf der horizontalen Achse: Probenahme-Stellen.

Surface profiles of $\delta^{18}\text{O}$ and temperature, taken on September 20, 1978. The jet of inflowing river water (Aare) is clearly discernible by relatively low $\delta^{18}\text{O}$ and high temperature. Numbers on the horizontal axis denote sampling locations.

als gegen rechts begrenzt, was auf den Einfluss der Coriolis-kraft hindeuten könnte: Unter ihrem Einfluss wird das fließende Wasser nach rechts abgelenkt (NYDEGGER 1967), wobei der Radius der Bahn proportional der Geschwindigkeit v ist. In der Nähe der Strahlachse fließt das Wasser schnell und wird nur wenig abgelenkt (Bahnradius z.B. für $v \approx 0,2$ m/s: ca. 2000 m), während das Wasser am Strahlrand infolge Vermischung mit ruhendem Wasser langsamer fließt und folglich stärker abgelenkt wird. Dies würde erklären, wieso der Aare-Strahl gegen rechts eine relativ breite Mischungszone aufweist, gegen links aber

scharf abgegrenzt ist, da ja die Corioliskraft nur gegen rechts ablenkt. Allerdings üben zweifellos auch die Bodentopographie sowie die Tatsache, dass links des Strahles ein ziemlich abgeschlossenes Seebecken liegt, einen Einfluss auf Strömung und Vermischung aus.

Im ufernahen Profil konnte der Aare-Strahl auch aufgrund der gegenüber dem übrigen Oberflächenwasser leicht höheren Temperatur unterschieden werden (Figur 5). Allerdings ist die Temperatur an der Oberfläche kein konservativer Tracer, sondern kann sich in wenigen Stunden signifikant ändern. Darauf sind wahrscheinlich auch die in Figur 5 festzustellenden unregelmässigen Variationen und die Beobachtung, dass die gemessene Temperatur im See höher als in der Aare war, zurückzuführen.

4. Schlussfolgerungen

$\delta^{18}\text{O}$ -Messungen erlauben es, Mischungsvorgänge und Einschichtung der Zuflüsse im Bielersee zu studieren sowie die Anteile der zwei Hauptzuflüsse im See, und damit das Verhältnis ihrer Abflussmengen, abzuschätzen. Dabei wird die Tatsache ausgenutzt, dass die zwei Flüsse durch stark verschiedenes $\delta^{18}\text{O}$ markiert sind und dass $\delta^{18}\text{O}$ in jedem Zufluss zeitlich nur wenig variiert. Diese günstige Voraussetzung ist bei andern Seen im allgemeinen nicht gegeben. Jedoch können stabile (oder radioaktive) Isotope oft trotzdem wertvolle Informationen liefern, solange systematische Konzentrationsunterschiede bestehen, etwa infolge ^{18}O -Anreicherung durch Verdunstung oder verknüpft mit zeitlichen Änderungen (IAEA 1979, ZIMMERMANN et al. 1976).

5. Verdankungen

Ein grosser Teil der Wasserproben wurde uns vom anorganisch-chemischen Institut der Universität Bern zur Verfügung gestellt. Für ihre aktive Hilfe bei Feldarbeiten danke ich den Herren Dr. J. von Orelli und Dr. U. Nyffeler, aber auch vielen weiteren Personen. Die ^{18}O -Messungen wurden von Herrn K. Hänni in sorgfältiger Weise durchgeführt. Herr Prof. Dr. H. Oeschger hat die Arbeiten unterstützt und war mit Diskussionen und An-

regungen behilflich. Die Untersuchungen wurden im Rahmen des Nationalen Forschungsprogramms Wasserhaushalt durch den Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung finanziell unterstützt.

Literaturverzeichnis

- IAEA (1979): Isotopes in Lake Studies. Proceedings of an advisory group meeting - International Atomic Energy Agency (Wien).
- IMBODEN D.M. und EMERSON S. (1978): Natural radon and phosphorus as limnological tracers: Horizontal and vertical eddy diffusion in Greifensee - Limnol. Oceanogr. 23, 77-90.
- LI Y.-H. (1973): Vertical eddy diffusion coefficient in Lake Zurich - Schweiz. Z. Hydrol. 35, 1-7.
- NYDEGGER P. (1967): Untersuchungen über Feinststofftransport in Flüssen und Seen - Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie, Nr. 16. Kümmerli + Frey (Bern).
- NYFFELER U.P. (1980): Mischungsprozesse im Bielersee - Dissertation, Inst. f. anorganische Chemie, Universität Bern.
- VON ORELLI J. (1980): Die horizontale Verteilung von Natrium und Chlorophyll im Bielersee - Dissertation, Zoologisches Institut, Universität Bern.
- SANTSCHI P.H. und SCHINDLER P.W. (1977): Chemical and geochemical studies of Lake Biel, I.-Schweiz. Z. Hydrol. 39, 182-200.
- SCHINDLER P.W. und SANTSCHI P.H. (1978): Unsere Seen aus der Sicht des Chemikers - Probleme der chemischen Limnologie - Chimia 32, 1-9.
- SIEGENTHALER U. und OESCHGER H. (1980). Correlation of ^{18}O in precipitation with temperature and altitude - Nature 285, 314-317.
- WIRZ U.E. (1978): Untersuchungen über vertikale Diffusionsprozesse im Bielersee - Lizentiatsarbeit, Institut für anorganische Chemie, Universität Bern.
- ZIMMERMANN U., BAUMANN U., IMEVBORE A.M.A., HENDERSON F., ADENIJI H.A. (1976): Study of mixing pattern of Lake Kainji using stable isotopes - Catena 3, 63-76.

FLOW-ROUTING OF MELTWATER IN AN ALPINE GLACIER AS INDICATED BY DYE TRACER TESTS

David N. Collins, Manchester

Department of Geography, University of Manchester/GB

Abstract: Meltwaters entering a moulin on the surface of Peyto Glacier, Rocky Mountains, Canada, were labelled with Rhodamine WT dye, which was monitored together with discharge in Peyto Creek immediately downstream of the glacier portal. Dye tracer tests were undertaken at intervals of a few hours through-out several 24h discharge cycles in order to investigate flow-routing behaviour of meltwaters in subglacial channels. Concentration-time curves for the various tests showed a general similarity. Average flow-through velocity ranged from 0.13 - 0.35 m/s⁻¹, showing a strong dependence on discharge. Transit times for tracer flow-through decreased markedly with increasing discharge. Wide variation in transit times associated with a given discharge indicates flow-routing effects on meltwater discharge during diurnal runoff cycles.

Introduction

A large fraction of the daily meltwater production of an alpine glacier is derived from melting of surface ice in the ablation zone, much of which combines in streams to enter the ice via moulins, flowing thence through the internal hydrological system to the portal. It is generally accepted that this system consists of englacial and subglacial conduits, in which the ten-

dency of ice overburden pressure to close the tunnels is opposed by frictional melting of channel margins by flow under pressure (RÖTHLISBERGER 1972; NYE 1973). Diurnal variations of tritium concentration and electrical conductivity in portal meltwaters in phase with fluctuations of discharge suggest rapid runoff of meltwaters from the ablation area, without delay (BEHRENS et al. 1971; COLLINS 1979). Daily minimum tritium content occurs only a few hours after the maximum of daily ablation rate, with the rapid contribution of large quantities of melt of tritium-free old glacier ice, and conductivity decreases sharply from the onset of daily ablation with arrival of chemically-dilute icemelt water. Salt and dye tracer tests from moulins have been used to investigate network structure and flow characteristics in conduits beneath ablation zones. Average flow-through velocities from moulins to portals in several temperate glaciers, in the range $0.5 - 1.7 \text{ m s}^{-1}$, are similar to velocities measured directly in supraglacial streams (STENBORG 1969; LANG et al. 1979). Since conduits under ablation areas appear to transmit flow without great retention, meltwaters maintaining portal discharge at times of decreased ablation will be retarded elsewhere in the glacier. Flow portions derived from snow- and firn-melt in the accumulation area are delayed in reaching the conduit system. Transit times from the accumulation area to the portal of Hintereisferner determined by dye tracing ranged from 20h (near the equilibrium line) (AMBACH et al. 1974) to 10 - 17d from the upper firn (BEHRENS et al. 1976), including 3h for flow in conduits through the ablation zone.

Both structure of and flow characteristics within the conduit system beneath the ablation zone are important in runoff formation. Almost all dye tracer tests have been 'spot' samples, collected infrequently, but close interval instantaneous injections during a daily discharge cycle showed a marked diurnal variation of transit time, average velocity of flow increasing during higher discharges (AMBACH et al. 1972; BEHRENS et al. 1975). Diurnal and seasonal variations of meltwater inputs to a particular moulin, and seasonally changing flows in the conduit network to

which that moulin connects, resulting from upglacier expansion of the ablation area with the ascent of the transient snowline, will result in time-variation routing behaviour. Further, structural changes in conduit capacity at daily and seasonal timescales, conditioned by widening or closure of tunnels during varying discharge conditions, together with possible changes in network connectivity, may affect the variation of average flow velocity with discharge. This paper describes the results of dye

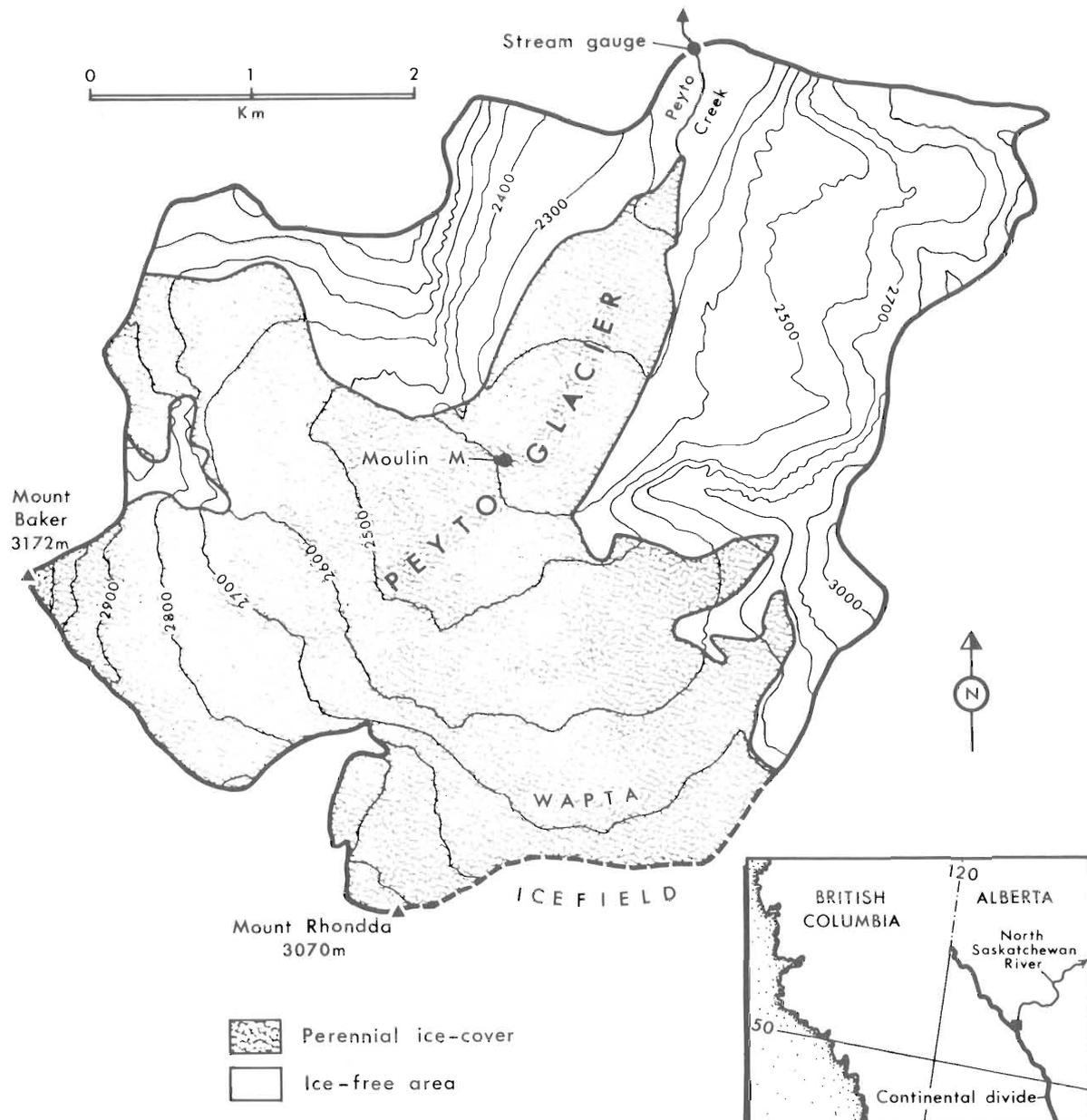


Fig. 1 Map of Peyto Glacier showing the location of moulin M, and the gauging station on Peyto Creek

tracer injections from one moulin to the portal meltstream of Peyto Glacier, Rocky Mountains, Alberta, Canada, in a study designed to measure concentration-time curves, to determine diurnal variations in average velocity of flow through conduits beneath the ablation area with changing discharge conditions, and to examine to what extent meltwaters may be delayed in flowing in the internal hydrological system.

Measurements

The strategy for dye testing undertaken in 1979 was to inject tracer into a supraglacial meltwater stream draining into a moulin every few hours through-out a diurnal discharge cycle, and to repeat this sequence during several 24h periods at intervals within the ablation season, in order to obtain measurements over a wide range of discharges. Instantaneous injections of dye were added to the inflow of moulin M, at 2395 m a.s.l. downglacier of the icefall on Peyto Glacier (Fig. 1). A large supraglacial stream entered moulin M from early in the ablation season. Samples of meltwater from Peyto Creek were collected every 5 - 15 minutes following dye insertion at the gauging station (1950 m a.s.l.) where discharge was also recorded. Rhodamine WT was selected for use as tracer, since it has been shown to have high rates of recovery and be well suited for use in meltwaters (BEHRENS et al. 1975). Samples were filtered on collection (Whatman 542 filter papers) so as to reduce the interference of particules of finely-divided suspended sediment in fluorimetry, especially for background control. Tracer in the samples was determined in the field using a Turner model III fluorometer powered by a portable generator. From the time elapsed from injection to appearance of peak concentration of dye in Peyto Creek (time to peak, TTP), average velocities of flow were calculated using the air line distance from M to the gauging station. Table 1 gives details of the dye test programme.

Results and evaluation

Concentration-time curves of dye in Peyto Creek resulting from

Table 1: Dye tracer tests through Peyto Glacier in 1979

Date	Time of injection	Quantity of dye (ml)	Range of discharge of Peyto Creek
27 July	23.15	1000	7.1 - 4.7
28 July	05.20	1000	2.5 - 2.7
	08.15	1000	2.7 - 7.0
	11.15	1000	6.0 - 14.4
	14.15	1000	13.2 - 14.7
	17.10	1000	11.9 - 10.4
2 August	07.15	400	-
	10.00	200	-
	12.08	200	-
	13.30	200	-
3 August	07.00	200	-
	09.30	200	-
22 August	13.08	200	18.9 - 20.8
	15.20	200	19.0 - 20.1
	17.01	200	20.8 - 18.3
	20.21	200	16.8 - 5.5
23 August	09.11	200	1.8 - 18.2
	11.05	200	10.8 - 19.0

each injection are shown in Fig. 2 for 27-28 July, Fig. 3 for 2-4 August and Fig. 4 for 22-23 August. Concentration of Rhodamine WT is given in arbitrary units in Figs. 2-4. In general, the curves are asymmetrical showing a steep rise to peak, in a short period of time, after which an initially steep reduction is followed by a more gentle decline. The concentrations show that a large proportion of the dye injected in each test is concentrated in that portion of the tracer cloud passing in a few minutes producing the steep rise to and fall from the peak, clearly shown by the examples in Fig. 3. Certain curves deviated from the basic pattern. After the 05.20 injection of 27 July (Fig. 2), a secondary peak appeared during the recession of the concentration curve. Part of the 08.15 curve of 27 July was not measured. On 22 August, the curve from the 20.21 insertion was considerably flattened, but remained asymmetrical (Fig. 4). The asymmetrical form of these curves strongly resembles that measured by Aletschgletscher by LANG et al. (1979).

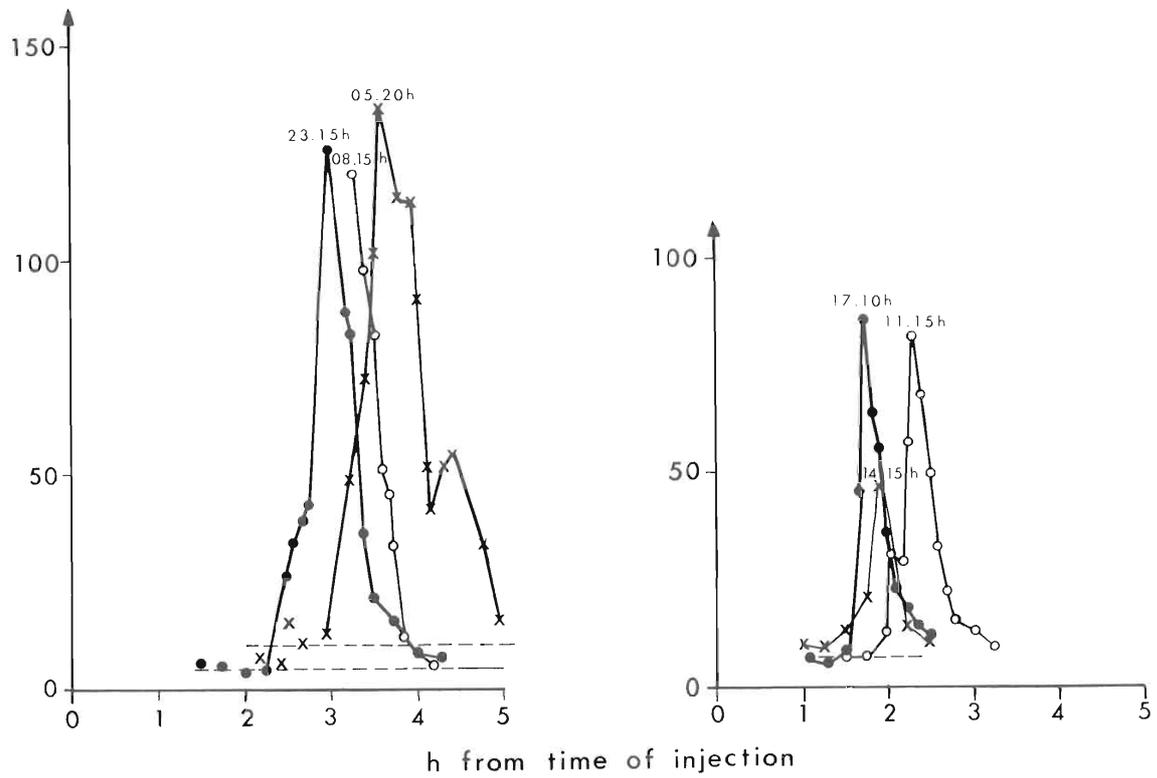


Fig. 2 Concentration-time curves for dye injections on 27 - 28 July 1979.

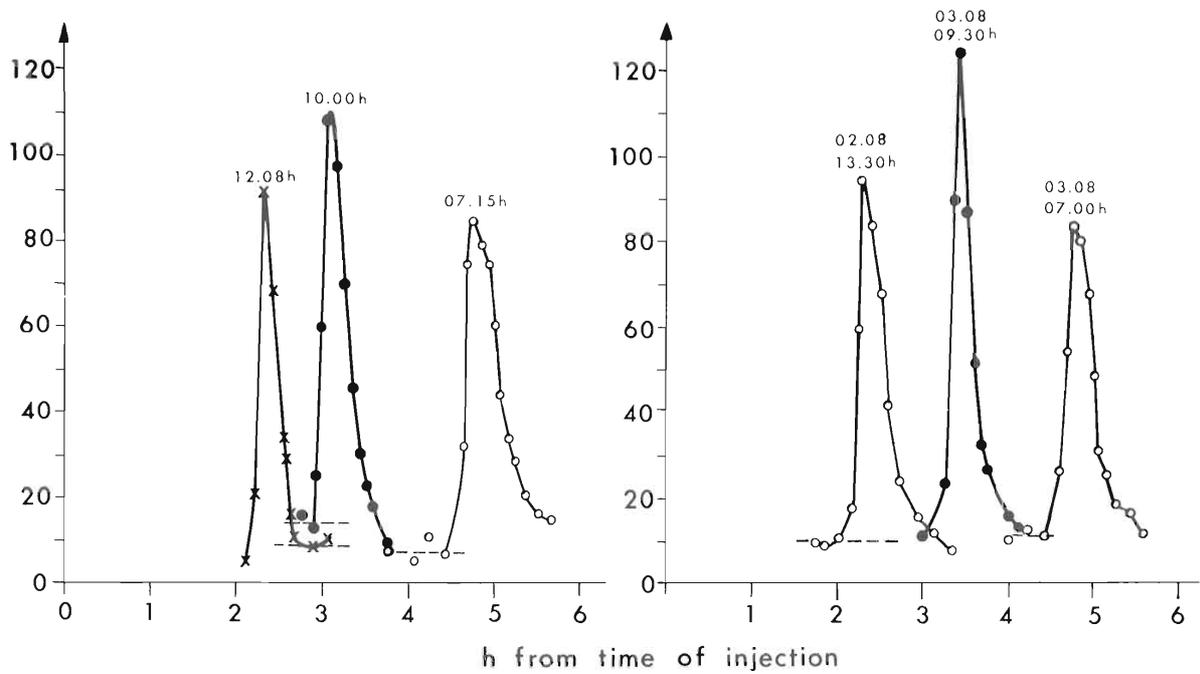


Fig. 3 Concentration-time curves for dye injections on 2 - 3 August 1979.

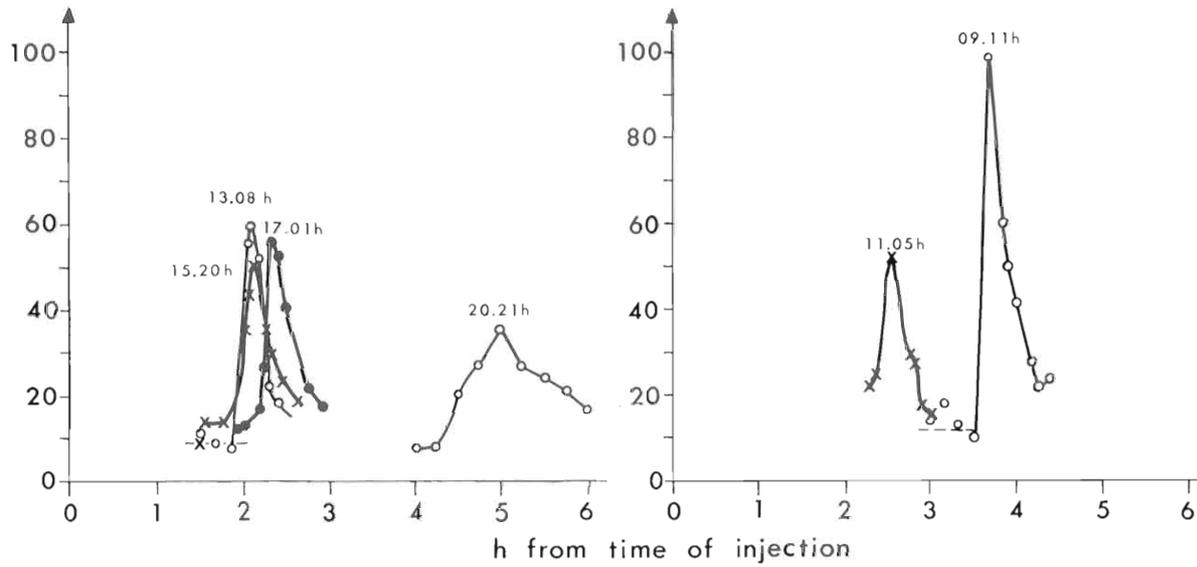


Fig. 4 Concentration-time curves for dye injections on 22 - 23 August 1979.

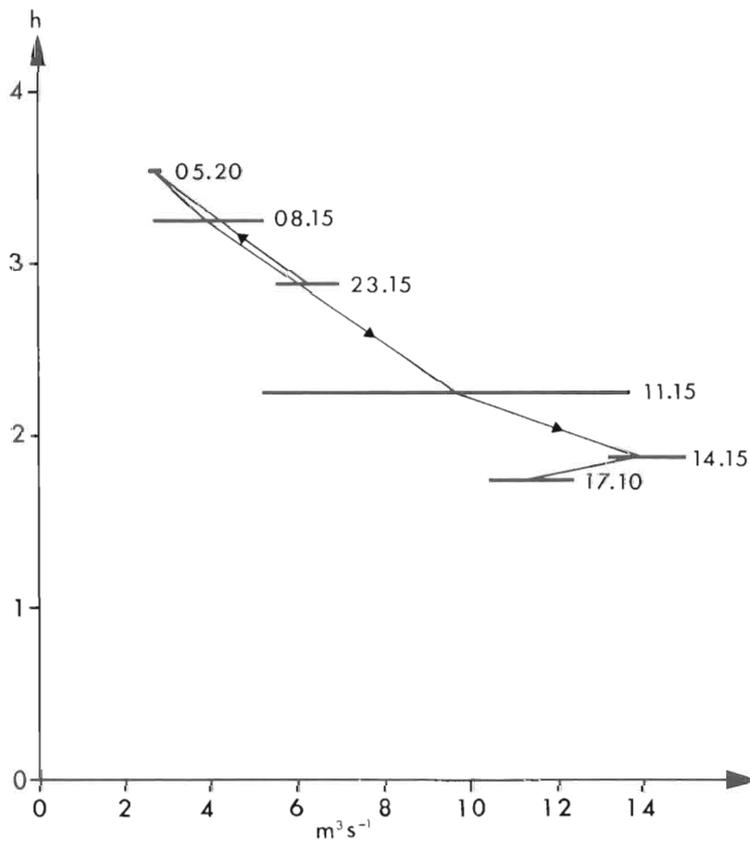


Fig. 5 Diurnal variations of transit time of through flow from moulin M to stream gauge with discharge on 27 - 28 July. Horizontal bars indicate the range of discharge in Peyto Creek during the passage of tracer cloud from the time of injection to peak concentration. Average discharges for sequential tracer tests are joined by the arrowed lines.

The width of the tracer cloud was derived from the 20 per cent levels of maximum concentration where this value was sufficiently distinct from the variable natural background fluorescence of the suspended sediments, shown as pecked lines in Figs. 2-4. The 20 per cent width ranged from 45-108 minutes for the tests of 27-28 July, and 21-56 minutes for 2-3 August, despite general similarity of curve shapes. In relation to the length of time for the passage of rhodamine through the glacier (TTP), 20 per cent width ranged from 0.28 - 0.60 of TTP on 27-28 July, exhibiting no relation to discharge. On 2-3 August, the 20 per cent width was 0.15 - 0.19 of the time of flow through, except for the 13.30 injection where this value was 0.41, again independent of variations of discharge. AMBACH et al. (1972), using 10 per cent widths, however, showed tracer cloud width to be 0.33 of TTP, at the most.

Diurnal variations of transit times from M to the stream gauge with discharge are shown in Fig. 5, for 27-28 July. As discharge receded, average transit time measured from time of injection to time of maximum dye concentration increased from 180 minutes for the 23.15 insertion, to 216 minutes for 05.20. With increasing flows through the internal hydrological system, transit time declined to a minimum of 105 minutes for 17.10 injection. A flow-routing effect is indicated, in which a five-fold increase in discharge is accompanied by a 50 per cent reduction in transit time. The 17.10 injection resulted in the shortest transit time, however, although discharge had reduced by comparison with the 14.15 injection. Average transit times determined from the tests on 2-3 August ranged from 285 minutes during low flows in the morning, to 140 minutes in early afternoon peak discharge, also a 50 per cent reduction. During higher discharges on 22-23 August, transit times during afternoon peak flows were between 129 and 138 minutes (Fig. 6), slowing to 300 minutes for the 20.12 injection, during the overnight recession. It is apparent that the flow-routing effect at higher discharges results in a minimum transit time of about 130 minutes for afternoon flows of $18-20 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ in comparison with a minimum of about 110 for

peak afternoon discharges of $12-14 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Transit times were longer during the discharge cycle of 22-23 August than for equivalent levels of discharge on 27-28 August. The range of average transit times for all the dye injections was 105-300 minutes, indicating the importance of flow-routing in the internal hydrological system of Peyto Glacier in transforming temporal variations of ice ablation to time-variant portal runoff.

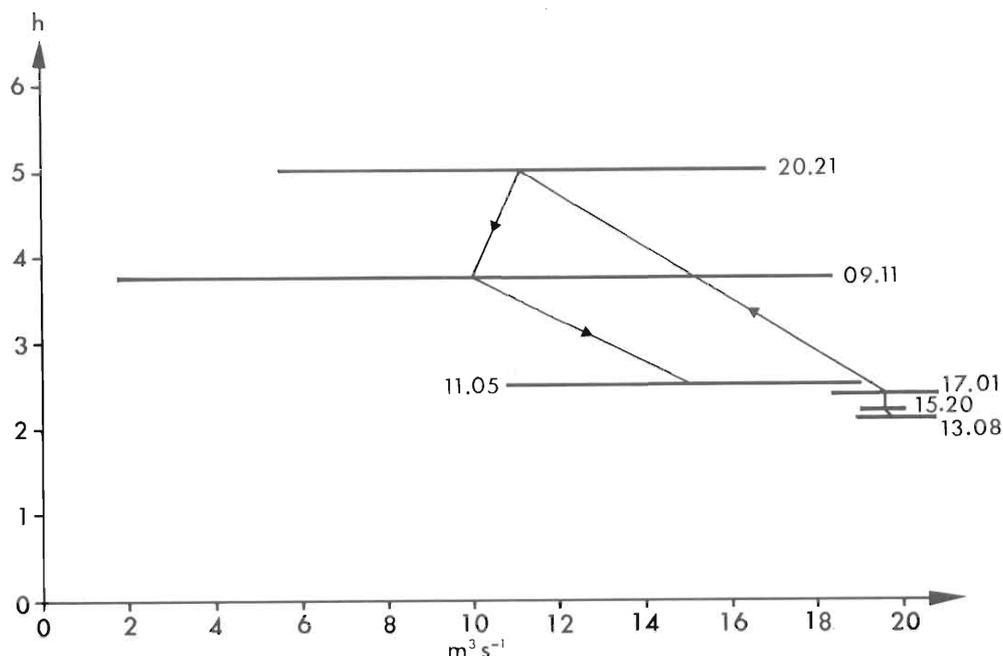


Fig. 6 Diurnal variations of transit time of through flow from moulin M to stream gauge with discharge on 22 - 23 August.

The relationship between transit time and discharge is complex and variable. A considerable change of portal discharge occurs during the passage of the dye cloud from moulin to gauge, and rates of change of flow differ between rising and falling limbs of a diurnal discharge cycle. Consequently, plots of transit time against average discharge recorded in that time provide imprecise information about hydraulic conditions. Further, discharge at the portal reflects the aggregate hydrological performance of all the internal hydrological system, and is not specific to conduits linking moulin M to the portal. Increased levels

of discharge between July and August probably result from increased exposure of ice surface extending the effective drainage area upglacier, while a conduit specifically connecting moulin M to an arterial subglacial canal retains the same or possibly reduced flows. Hence flow-routing effects associated with high discharge in an arterial channel segment of the network may be of limited importance if that segment forms only a minor part of the flow pathway. Elsewhere, smaller conduits fed only from moulins retain flow-routing characteristics associated with their lower discharges. Also, flows in major arterial canals probably influence the rate at which meltwater from moulins can enter the trunk system.

Diurnal variations of average velocity of flow from moulin M to the portal were in ranges $0.17 - 0.35 \text{ m s}^{-1}$ on 27-28 July, $0.13 - 0.26 \text{ m s}^{-1}$ on 2-3 August and $0.13 - 0.28 \text{ m s}^{-1}$ on 22-23 August. Average velocity of flow varied directly with discharge throughout each 24h cycle and indicates the nature of flow-routing behaviour. Maximum velocities of flow, derived from the time elapsed from injection to first detection of tracer at the gauge were in similar ranges $0.20 - 0.40 \text{ m s}^{-1}$, $0.13 - 0.28 \text{ m s}^{-1}$ and $0.13 - 0.30 \text{ m s}^{-1}$ respectively. These results are average velocities, and provide no information about velocities of flow distributed in individual segments of the pathway with differing hydraulic conditions. These measurements of velocity provide a useful comparison with studies on other glaciers (Table 2), confirming that meltwater draining into moulins flows fairly directly to a main channel, and that storage or retention is for a period of several hours only. The velocities of flow beneath Peyto Glacier determined from moulin M are slower than for most other glaciers, although the mean of average velocities measured from a moulin at South Cascade Glacier was 0.29 m s^{-1} (KRIMMEL et al. 1973). It is possible that moulin M joins first to a minor channel and subsequently one of the major conduits which are predicted theoretically (RÖTHLISBERGER 1972). Diurnal range of average through flow velocity in Peyto Glacier is subdued by comparison with Hintereisferner, $0.45 - 1.1 \text{ m s}^{-1}$ (BEHRENS et al. 1975).

Table 2: Maximum and average velocities of through flow within alpine glaciers

Glacier	Average velocities (m s ⁻¹)	Maximum velocities (m s ⁻¹)	Source
Peyto Glacier	0.13 - 0.35	0.13 - 0.40	-
Storglaciären Mikkaglaciären	0.5 - 0.7	-	Stenberg (1969)
Hintereisferner	0.47 - 1.11	-	Behrens et al (1975)
South Cascade Glacier	0.07 - 0.68	-	Krimmel et al (1973)
Aletschgletscher	0.84 - 1.65	0.9 - 1.71	Lang et al (1979)

Interpretation and conclusions

The interpretation of the dye tracer tests is limited because of the few tests and the use of one moulin only for injection. Spatial and longterm temporal variations of hydrological conditions in the glacier plumbing cannot be discriminated. Short-time (24h) variations in through flow provide difficulty in demonstrating effects of seasonal changes in system structure or conduit capacity. However, a diurnal flow-routing effect of velocity strongly dependent on discharge is demonstrated. The flow-routing allows for delay of water through flow for up to 5h at low flows, and for rapid runoff in under 2h during times of peak surface ablation. This effect, aggregated for all moulins as distributed over the ablation area, will in part account for the shape of the diurnal discharge hydrograph, and is important for the development of distributed models of glacier runoff.

The concentration-time curves presented are of the same form, and suggest no detectable structural change in the conduit system. There is no indication as to the nature of flow, whether in closed pipes or open channels. Conduit capacity must increase during the ablation season, but tunnel characteristics and ice

overburden closure of the enlarged network prevent further decreases of transit time. The measurements are specific to one glacier, and to one segment of the drainage system. More complex studies using many moulins, each injected with distinctive dye, with frequent tests in closely-spaced 24h cycles, should form the basis of future work.

Acknowledgements

The author wishes to acknowledge the following assistance: Glaciology Division, Inland Waters Directorate, Environment Canada, for the provision of field support; G.J. Young for helpful suggestions; and P.G. Cleves and C.J. Paul for field assistance.

References

- AMBACH W., BEHRENS H., BERGMANN H., and MOSER H. (1972): Markierungsversuche am inneren Abflusssystem des Hintereisferners (Ötztaler Alpen) - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 8, S. 137-145.
- AMBACH W., ELSÄSSER M., BEHRENS H., and MOSER H. (1974): Studie zum Schmelzwasserabfluss aus dem Akkumulationsgebiet eines Alpengletschers (Hintereisferner, Ötztaler Alpen) - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 10, S. 181-187.
- BEHRENS H., BERGMANN H., MOSER H., RAUERT W., STICHLER W., AMBACH W., EISNER H., and PESSL K. (1971): Study of the discharge of alpine glaciers by means of environmental isotopes and dye tracers - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 7, S. 79-102.
- BEHRENS H., BERGMANN H., MOSER H., AMBACH W., and JOCHUM O. (1975): On the water channels of the internal drainage system of the Hintereisferner, Ötztal Alps, Austria - Journal of Glaciology, Vol. 14, p. 375-382.
- BEHRENS H., LÖSCHHORN U., AMBACH W., and MOSER H. (1976): Studie zum Schmelzwasserabfluss aus dem Akkumulationsgebiet eines Alpengletschers (Hintereisferner, Ötztal Alpen) - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 12, S. 69-74.
- COLLINS D.N. (1979): Quantitative determination of the subglacial hydrology of two Alpine glaciers - Journal of Glaciology, Vol. 23, p. 347-362.
- KRIMMEL R.M., TANGBORN W.V., and MEIER M.F. (1973): Water flow through a temperate glacier - Internal Association of Hydrological Sciences, Publication No. 107, p. 401-416.
- LANG H., LEIBUNDGUT Ch., and FESTEL E. (1979): Results from tracer experiments on the water flow through the Aletschgletscher - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 15, S. 209-218.
- NYE J.F. (1973): Water at the bed of a glacier - International Association of Scientific Hydrology, Publication No. 95, p. 189-194.
- RÖTHLISBERGER H. (1972): Water pressure in intra- and subglacial channels - Journal of Glaciology, Vol. 11, p. 177-203.
- STENBORG Th. (1969): Studies of the internal drainage of glaciers - Geografiska Annaler Vol. 51A, p. 13-41.

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE	Bd. 28 II	S. 535 - 549	Bern, 1982
---	-----------	--------------	------------

DIE MARKIERUNG DER WASSER DES GORNERSEE AUSBRUCHES MIT DREI FLUORESZENZTRACERN

Aschwanden H., Leibundgut Ch.

Geographisches Institut, Universität Bern/CH

Abstract: To obtain further findings about the mechanisms of the subglacial water run-off, the water of the outburst of the ice-dammed Gornersee (Swiss Alps) at the beginning and during the main and the final phase was traced by three different dye tracers. The concentration-time curves showed, that in the preliminary phase of the runoff of the lake the drain system was not completely developed, but in the main phase a fully developed drain system was existing. This drain system is very similar to karstic runoff systems at which melting ice from the walls of the runoff channels by frictional heat substitutes the corrosion of limestones.

1. Einleitung und Problemstellung

Wissenschaftliches Interesse und Nutzungsansprüche haben im vergangenen Jahrzehnt eine Intensivierung der hydroglaziologischen Forschung bewirkt. Neben den klassischen hydrologischen und glaziologischen Methoden werden zunehmend auch Tracermethoden eingesetzt. Die kombinierte Anwendung von Isotopen- und Markierverfahren wurde bis heute nur beschränkt systematisch betrieben (MOSER H., 1981). Von einer anderen Seite her versucht die Versuchsanstalt für Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, VAW

(RÖTHLISBERGER H., 1980), weitere Erkenntnisse zum Abfluss aus vergletscherten Gebieten zu gewinnen. Seine Theorie geht davon aus, dass beim Abfliessen des Wassers in den intra- und subglazialen Gerinnen durch die freiwerdende Reibungswärme Eis an der Gerinnewand abgeschmolzen wird. Diese Gerinneerweiterung wird durch die Plastizität des Eises wieder rückgängig gemacht, sobald der Wasserdruck in den Eisröhren unter den Eisdruck fällt (NYE J.F., 1953). Die Berechnungen ergeben, dass mit steigender Durchflussmenge im Hauptkanal der Druck in den zuleitenden Röhren abnimmt. Daraus resultiert die Tendenz, dass sich das Wasser eines intraglazialen Systems in Hauptadern sammeln muss (RÖTHLISBERGER H., 1972).

Das Untersuchungsgebiet des Gornergletschers nimmt durch die Existenz des gletschergestauten Gornersees eine besondere Stellung ein. Die aus diesem Reservoir ausbruchartig auslaufenden Wassermassen in der Grössenordnung von mehreren Millionen Kubikmetern, erzeugen im Bezug auf den subglazialen Abfluss eine Extremsituation, die das Erkennen der grundlegenden Mechanismen des subglazialen Abflusses und des dazugehörenden Abflusssystemes im Gletscher erleichtern.

Der Beitrag des Geographischen Institutes, Abt. Gewässerkunde, lag in der Markierung des Seeabflusses, um über die Konzentrations-Zeit-Verteilung (gemessen am Gletschertor) Auskunft über die hydraulischen Eigenschaften des Wasserweges zu erhalten.

2. Das Untersuchungsgebiet

Ueber dem Talkessel von Zermatt/Wallis erhebt sich das 4634 m hohe Monte Rosa Massiv. Der Gornergletscher dehnt sich an der Nordwestabdachung dieses Hauptgebirgsstockes der Walliser Alpen aus. Er ist mit seinen 68.8 km² Fläche nach dem Grossen Aletschgletscher der zweitgrösste Gletscher der Alpen. Nacheinander vereinigen sich sieben Gletscher und bilden als mächtiger Talgletscher den Eisstrom des Gornergletschers.

Beim Zusammenfluss von Grenz- und Gornergletscher bildet sich durch die Schmelzwässer des Monte Rosa Massivs im Zwickel der

beiden Gletscherarme ein Gletscherstausee (vgl. Fig. 1).

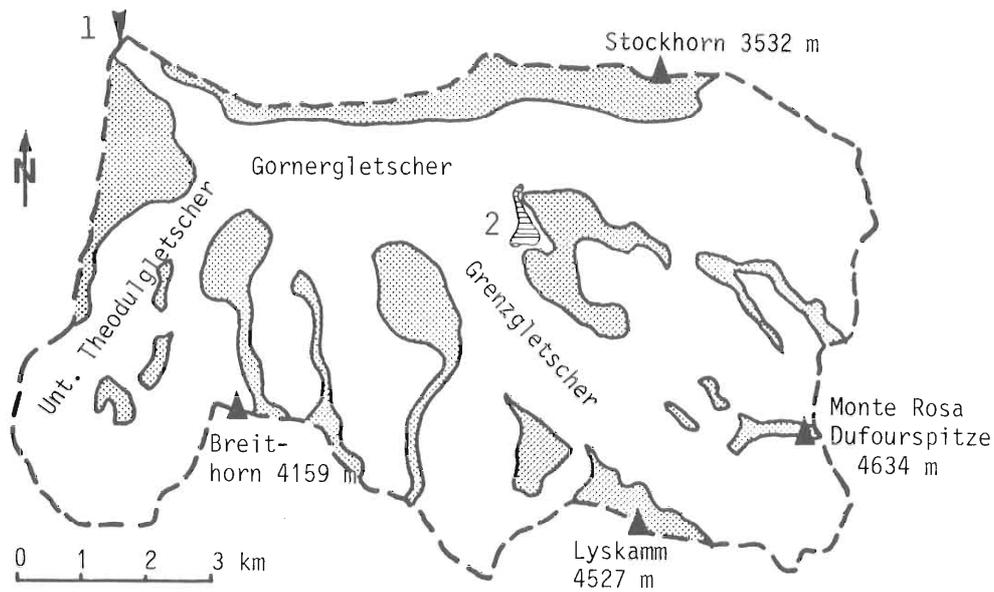


Fig. 1: Lageskizze des Einzugsgebietes der Gornera in den Walliser Alpen.

Map of the catchment area of the Gornera in the Swiss Alps.

- 1: Abflussmessstation und Probeentnahmestelle
Gauging station and sampling site
- 2: Eisgestauter Gornersee / Ice-dammed Gornersee

Dieser See ist seit 1862 als Gornersee bekannt (BEZINGE A. et al., 1970). Im Zusammenhang mit diesem Gletscherstausee beschäftigte seit altersher eine Erscheinung die Talbewohner und Wissenschaftler gleichermassen:

Die von den umliegenden Gletschern anfallenden Frühjahresschmelzwässer füllen den See allmählich auf. In den Monaten Juli bis September erfolgt dann alljährlich irgendwann ausbruchartig die Entleerung des Sees. In wenigen Tagen fliessen $2 - 6 \cdot 10^6$ m³ Wasser ab und führen zu Hochwasserspitzen bis 150 m³/sec im Mattertal. Das Ausmass dieses Hochwassers hängt im wesentlichen vom Volumeninhalt des Sees ab, der aber von Jahr zu Jahr einen unterschiedlichen Füllungsgrad aufweist.

Tabelle 1 fasst die wichtigsten Daten des Gornersees zusammen.

Tabelle 1: Kenngrößen des Gornersees
 Characteristics of the Gornersee

G O R N E R S E E	
Lage	im Zwickel des Zusammenflusses von Grenz- und Gornergletscher
Höhe	2165 m.ü.M.
Oberfläche	wenige bis 25 ha
Volumen	$2-6 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (1979: $1.3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$)
Max. Abfluss Gornera	$15-150 \text{ m}^3/\text{sec}$ (1979: $35 \text{ m}^3/\text{sec}$)
Dauer der Entleerung	2-3 Tage

Figur 2 zeigt die Auswirkung der subglazialen Entleerung des Gornersees im Sommer 1974. Das Ganglinienbild der Gornera weist eine kräftige Anomalie auf, die auf den Ausbruch des Gornersees zurückzuführen ist: die tageszeitlichen Schwankungen der Wasserführung werden durch eine Hochwasserspitze überprägt.

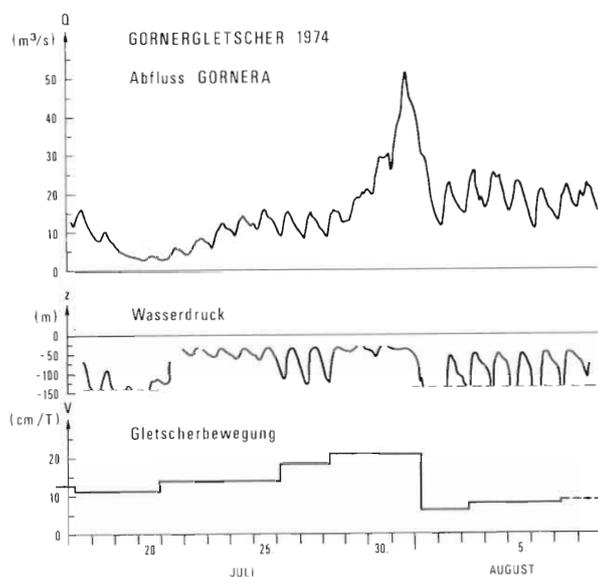


Fig. 2: Subglaziale Entleerung des durch den Gletscher gestauten Gornersees: Abfluss, piezometrische Drucklinie in Metern unter der Gletscheroberfläche und Horizontalkomponente der Gletscherbewegung vom 17. Juli - 8. August 1974. Subglacial evacuation of the ice-dammed Gornersee: discharge, hydrostatic pressure in meters under the glacier-surface and the horizontal component of the glacier-movement from July 17th to August 8th, 1974. (RÖTHLISBERGER H., 1980)

Durch den hohen Füllungsgrad des Sees erreicht das Hochwasser gerade die Grenze des Schadenhochwassers von $50 \text{ m}^3/\text{sec}$. Gleichzeitig mit dem Ausbruch des Sees erreicht auch die Gletscherbewegung ein Maximum. Durch den anhaltend hohen Wasserdruck in den Abflussgerinnen kann sich ein ausgereiftes subglaziales Abflusssystem entwickeln. Trotz durchschnittlich höheren Abflussmengen nach der Seeentleerung liegt die piezometrische Drucklinie in Bohrlöchern durchschnittlich tiefer als vor dem Seeausbruch. Dies ist ein deutlicher Hinweis darauf, dass die Abflusskanäle grösser geworden sind.

3. Ablauf der Tracerversuche

Ausgehend von diesen Erkenntnissen und den Modellvorstellungen der subglazialen Wassersysteme (RÖTHLISBERGER H., 1972, und SPRING U., 1979) drängte sich für die vorliegende Problemstellung eine 3-Phasen-Markierung auf: die Markierung der Wasser zu Beginn des Seeausbruchs, in der Hauptphase und unmittelbar nach der Seeentleerung. Durch diese Versuchsanordnung wurde es notwendig, kurz hintereinander Fluoreszenzfarbstoffe einzusetzen, deren Emissions-/Extinktionsspektren gut trennbar sind. Aufgrund der bisherigen Erfahrungen wurden folgende Farbstoffe und Farbstoffmengen vorgesehen:

- I. Vorphase: 100 l Tinopal ABP flüssig
- II. Hauptphase: 25 kg Uranin
- III. Nachphase: 5 kg Amidorhodamin G extra

Während heute Markierversuche im Porengrundwasser oder im Karst bereits routinemässig durchgeführt werden, stellen sich bei Markierversuchen auf dem Gletscher immer noch wesentlich grössere organisatorische Probleme.

So ist der Transport von grösseren Materialmengen, wie sie für hydrologische Untersuchungen in vergletscherten Gebieten normalerweise gebraucht werden, im Hochgebirge grundsätzlich ein schwieriges Problem. Die elegante Lösung über einen Helikoptereinsatz ist an Flugwetter und genügend finanzielle Mittel gebunden. Kann der Transport derart erfolgen, können die Fluoreszenz-

tracer als konzentrierte Lösungen eingeflogen werden. Die Gefahr der Kontamination mit Tracersubstanz im Einzugsgebiet wird damit deutlich verringert. Wird der Transport auf klassische Art bewerkstelligt, müssen die Tracer in Pulverform herangebracht werden, damit das Gewicht möglichst klein gehalten werden kann. Weil Kontaminationen vermieden werden müssen, gestaltet sich das meist nötige Ansetzen von konzentrierten Impflösungen oft sehr umständlich. Im Akkumulationsgebiet, bei kalter Witterung auch in der Ablationszone, kann sogar das notwendige Wasser fehlen. Auch die Probeentnahme im meist unwegsamen oder gefährlichen Gelände um das Gletschertor ist oft schwierig. Für die Untersuchungen muss berggängiges Personal zur Verfügung stehen. Falls keine festen Unterkünfte vorhanden sind, bringt das Biwak zusätzlichen organisatorischen Aufwand.

Bei den Tracerversuchen am Gornergletscher ergaben sich durch die besonderen Versuchsbedingungen im Zusammenhang mit dem gestauten Gletschersee weitere Schwierigkeiten. Die Dynamik des glazialen Wassersystems und der unbekanntes Ablauf des Seeausbruchs verhinderten vorerst eine definitive Bestimmung der Einspeisestellen. Es wurden deshalb Schmelzwasserrinnen, Gletscherschwinden, Bohrlöcher und Abzugsrinnen aus dem See als mögliche Einspeisestellen in die Planung einbezogen.

Aus Figur 2 ist ersichtlich, dass mit dem Seeausbruch die täglichen Schwankungen des Wasserdruckes in den Bohrlöchern aufhören und die Gletscherbewegung ein Maximum erreicht. Zur Festlegung der Einspeisezeit für die Markierung der Vorphase wurden deshalb seismische Messungen, Beobachtungen des Wasserdruckes in Bohrlöchern sowie Wasserstandsbeobachtungen des Seespiegels herangezogen. Der Zeitpunkt der Einspeisung für die Haupt- und Nachphase musste aus Erfahrungswerten bestimmt werden, da keine direkte Beobachtungen den Verlauf des Ereignisses erkennen lässt. Das Seevolumen schwankt je nach Füllungs- und Vereisungsgrad von Jahr zu Jahr sehr stark.

Notwendige Voraussetzung für die Interpretation eines Tracerversuches sind die Kenntnisse der hydroglaziologischen Komponenten,

insbesondere der Abflussverhältnisse des Untersuchungsgebietes. Die Schmelzwasser des Gornersees werden unmittelbar beim Gletschertor gefasst und in den alpinen Stausee Grande Dixence geleitet. Die dazugehörige Abflussmessstation mit einer pneumatischen Pegelregistrieranlage liefert Aufschluss über die Abflussverhältnisse. Allerdings wird der Messvorgang durch die grosse Schwebstofffracht während des Seeausbruchs erheblich gestört.

Als einzige Probeentnahmestelle bot sich der Austrittspunkt der Gornera aus dem Gletscher an. Um eine Gefährdung des Hilfspersonals durch die turbulenten Wassermassen am Gletschertor auszuschliessen, wurde die Probeentnahme in den nahen Fassungsstollen der Grande Dixence verlegt. Wegen der kurzen Distanz zum Gletschertor und der hohen Fliessgeschwindigkeit trat dadurch kein messbarer Fehler auf.

Aufgrund der seismischen Messungen und den Beobachtungen des Wasserdruckes in den Bohrlöchern war der Ausbruch des Sees auf den 27. Juli 1979 zu erwarten. Die Einspeisung von 100 l Tinopal ABP flüssig erfolgte am 27. 6. 79/19.50 Uhr in eine Gletscherschwinde des Grenzgletscherbaches. Es ist dies ein Schmelzwassergerinne, das subglazial in die Abzugsrinne des Sees mündet.

Die Eingabe des Uranintracers wurde zwei Tage später vorgenommen. Da sich im See noch keine Abzugsrinne zeigte und das vorgesehene Bohrloch wassergefüllt war, wurden die 25 kg Uranin als konzentrierte Lösung am 29. 6. 79/16.00 Uhr ebenfalls in den Grenzgletscherbach eingespeist.

Am 30. Juni 1979 war das Seebecken bereits leer. Die Einspeisung von 5 kg Amidorhodamin G extra als konzentrierte Lösung erfolgte direkt in eine Abzugsrinne des Sees, die noch einen Rest Schmelzwasser führte.

Die Figur 3 zeigt die Abflussverhältnisse der Gornera während der Versuchsphase im Sommer 1979 und die Zeitpunkte der Einspeisung der drei Fluoreszenztracer Tinopal ABP, Uranin und Amidorhodamin G extra. Der Spitzenabfluss markiert die Maximalphase des Seeausbruchs.

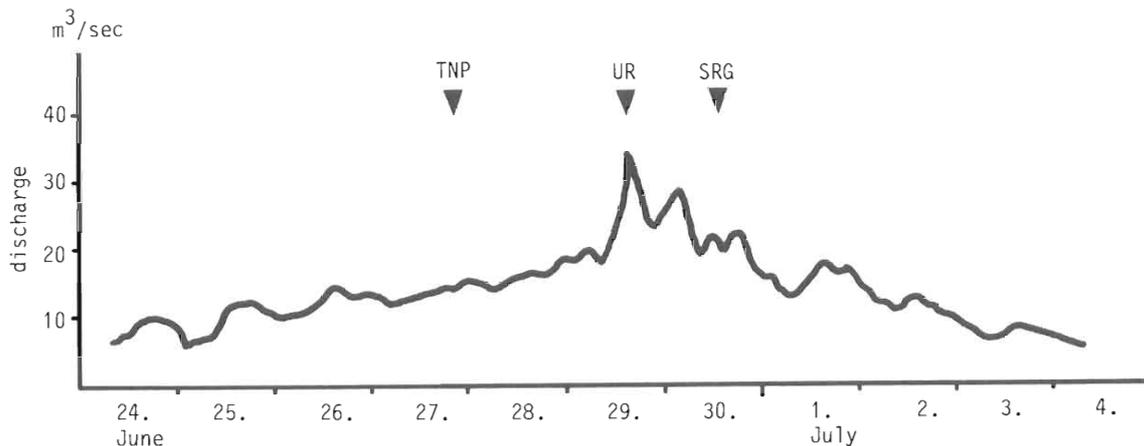


Fig. 3: Abflussverhältnisse der Gornera während der Versuchsphase im Sommer 1979.
Discharge of the Gornera during the dye tracer tests in summer 1979.

Die Probeentnahme wurde wie vorgesehen im Fassungsstollen der Grande Dixence vorgenommen und bot keine nennenswerten Probleme. Die Blindproben stammen vom 26. Juni 1979.

4. Resultate

Wie Figur 3 zeigt, erfolgte die Einspeisung des Tinopals und des Uranins optimal, jene des Amidorhodamins G extra etwas zu früh. Die eingesetzten Tracermengen erwiesen sich als gut geschätzt. Für das Tinopal musste wegen der geringen Fluoreszenzintensität dieses Stoffes vorweg eine rund 100 mal kleinere Maximalkonzentration in Kauf genommen werden. Dies ist denn auch eingetreten. Durch die etwas zu früh erfolgte Impfung mit dem Amidorhodamin-tracer, in einer Phase mit einem Abfluss von noch ca. 2/3 der Abflussspitze, war die eingegebene Tracermenge schliesslich etwas zu gering. Obgleich keine messtechnischen Probleme auftraten, wäre die Vergleichbarkeit der Versuche II und III bei ähnlichen Endkonzentrationen doch besser gewesen.

Die Resultate der durchgeführten Versuche sind in Form von Konzentration-Zeit-Diagrammen in der Figur 4 zusammengefasst.

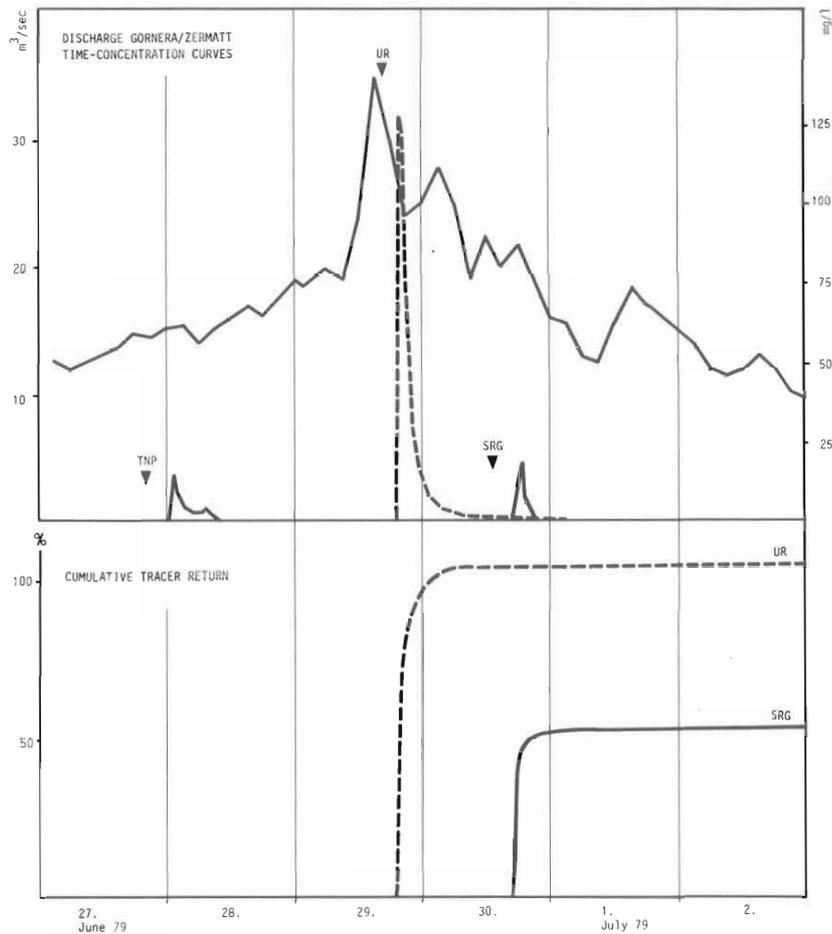


Fig. 4: Konzentration-Zeit-Diagramme der eingesetzten Fluoreszenzfarbstoffe
Concentration-time curves of the dye tracer tests

Tab. 2: Tracerdurchgang des Tinopals ABP
Characteristics of the Tinopal ABP test

	Datum	Zeit	Verweildauer		Konzentration mg/m ³
			Std.Min	Min.	
Einspeisung	27.6.79	19.50	4.10	250	2.85
1. Auftreten	28.6.	00.00	4.10	250	2.85
Max. Konzentration	28.6.	01.00	5.10	310	15.04
Ende Farbdurchgang	28.6.	09.15	13.25	805	0.27

Neben dem eigentlichen Maximum weist das Konzentration-Zeit-Diagramm (vgl. Fig. 4) ein Sekundärmaximum auf, das mit dem Zeitpunkt eines minimalen Wasserstandes zusammenfällt. In den frühen Morgenstunden wird das ausfliessende Wasser des Gornersees weniger stark durch anfallende Schmelzwasser verdünnt. Sobald die

Schmelzwasserabflüsse wieder zunehmen, steigt die Verdünnung und die Konzentration des Tinopals fällt unter die Nachweisgrenze. So dauert der Farbdurchgang des Tinopals nur rund 13 Stunden (vgl. Tab. 2). Dies liegt wohl vor allem an der höheren Nachweisgrenze dieses Markierstoffes. Bei einer ähnlich hohen Impfkonzentration des Tinopals wie des Uranins, bezogen auf die Maximalkonzentration, müsste ein wesentlich längerer Auslaufast der Durchgangskurve erwartet werden.

Tab. 3: Tracerdurchgang des Uranins
Characteristics of the Uranine test

	Datum	Zeit	Verweildauer		Konzentration mg/m ³
			Std.Min	Min.	
Einspeisung	29.6.79	15.45			
1. Auftreten	29.6.	18.00	2.15	135	0.99
Max. Konzentration	29.6.	18.45	3.00	180	127.20
Median	29.6.	19.20	3.35	215	
Ende Farbdurchgang	1.7.	18.00	50.15	3015	0.11

Das Zeit-Konzentrations-Diagramm des Uraninversuches zeigt schon 2 Stunden nach der Einspeisung den Beginn des Farbdurchganges. Nur kurze Zeit später ist das hohe Maxima erreicht und die Kurve fällt wieder steil ab. Nach 50 Stunden ist der Farbdurchgang abgeschlossen (vgl. Tab. 3). Die Besonderheit dieses Versuchs liegt darin, dass die ausgebrachte Farbmenge mit 26.5 kg die 100%-Grenze knapp übersteigt. Da auf der Analyseseite keine Probleme auftraten, muss diese Unstimmigkeit durch Ungenauigkeiten in der Bestimmung der Abflussmengen verursacht sein.

Tab. 4: Tracerdurchgang des Amidorhodamin G extra
Characteristics of the Amidorhodamine G extra test

	Datum	Zeit	Verweildauer		Konzentration mg/m ³
			Std.Min	Min.	
Einspeisung	30.6.79	12.15			
1. Auftreten	30.6.	16.00	3.45	225	0.15
Max. Konzentration	30.6.	17.00	4.45	285	17.35
Median	30.6.	17.35	5.20	320	
Ende Farbdurchgang	1.7.	14.00	25.45	1545	0.03

Einen ähnlichen Farbdurchgang wie bei der Hauptphase zeigt auch der Markierversuch der Nachphase, allerdings liegen die Konzentrationen weit tiefer (vgl. Tab. 4). Auch die ausgebrachte Farbmenge (2.7 kg = 54%) liegt deutlich unter derjenigen des Uraninversuches. Obwohl die Probeentnahme bis Ende August 1979 fortgesetzt wurde, konnte keine höhere Farbausbeute erzielt werden. Dies kann prinzipiell verschiedene Gründe haben. Durch Adsorption am Gletscherbett kann Tracersubstanz zeitweilig zurückgehalten werden. Obgleich Amidorhodamin Ge starke Adsorptionsneigung aufweist, ist bei den herrschenden Abflussbedingungen in den mächtigen Eisröhren nur ein relativ geringer Kontakt mit dem Gletscherbett zu erwarten. Da auch Laborversuche mit Schwebmaterial aus dem Gornergletscher keine nennenswerten Adsorptionsverluste ergaben, kann damit die Ausbringung von nur rund 54% der eingespeisten Tracermenge nicht erklärt werden. Die Ursache dürfte in diesem Falle eher im Verweilen, bzw. vorübergehendem Rückhalt von Wasser im subglazialen System zu suchen sein.

Aufgrund der bisherigen Modellvorstellungen hatte man beim letzten Markierversuch einen schleppenden Farbdurchgang mit langen Verweilzeiten erwartet. Die Einspeisung erfolgte zwar in eine Abzugrinne des leeren Seebeckens, doch Fig. 3 und der Farbdurchgang zeigen, dass der subglaziale Speicher noch nicht vollständig entleert war.

Aus den Zeitdifferenzen zwischen der Einspeisung und dem Beginn (v_{\max}), dem Maximum (v_{int}), dem Median (v_{med}) und dem Ende (v_{\min}) des Farbdurchganges lassen sich die Abstandsgeschwindigkeiten (v_a) berechnen. Die Resultate sind in Tabelle 5 zusammengestellt.

Tab. 5: Fliessgeschwindigkeiten / Distant flow velocities

	Tracer	v_{\max}	v_{int}	v_{med}	v_{\min}
			(m/sec)		
Beginn Seeausfluss	TNP	0.45	0.36		0.14
Hauptphase Seeausfluss	UR	0.84	0.63	0.53	0.04
Endphase Seeausfluss	SRG	0.52	0.41	0.36	0.08

Die Zusammenstellung zeigt, dass sich die maximale und die intensive Fliessgeschwindigkeit während des Ausbruchs beinahe verdoppeln und danach wieder auf den ursprünglichen Wert zurückgehen. Obwohl die Abstandsgeschwindigkeiten von der Nachweisgrenze der eingesetzten Farbstoffe abhängen, sind interessanterweise die minimalen Abstandsgeschwindigkeiten in der Hauptphase nur halb so gross wie in der Endphase des Seeausflusses.

Trotz der regionalen Besonderheit der hohen ausfliessenden Wassermassen liegen die ermittelten Abstandsgeschwindigkeiten im Bereich von ähnlichen Versuchen auf anderen Gletschern: Grosser Aletschgletscher 0.84 - 1.65 m/sec (LANG H. et al., 1979) und Hintereisferner 0.5 - 1.11 m/sec (AMBACH W. et al., 1972 und BEHRENS H. et al., 1975). Es ist aber doch auffallend, dass die mittleren Abstandsgeschwindigkeiten dieses Versuches an der unteren Grenze vergleichbarer Versuche liegen. Nach der Theorie von RÖTHLISBERGER H. (1972) müsste der Auslauf des Sees einer exponentiellen Funktion folgen. Daraus müssten gegen Ende hohe Fliessgeschwindigkeiten resultieren. Rückstaueffekte sind eine mögliche Erklärung für diese relativ niedrigen mittleren Abstandsgeschwindigkeiten.

5. Interpretation der Resultate

Ursprüngliche Absicht war es, den Gornerseeausbruch in den drei Phasen Vor-, Maximum- und Nachphase zu markieren. Wie die Fig.3 zeigt, erfolgte die Einspeisung des Tinopal- und Uranin-Tracers optimal, das Amidorhodamin hingegen wurde etwas zu früh eingespeist. In der Phase des SRG-Farbdurchganges kam immer noch Seewasser zum Abfluss. Die Gestalt der Abflusskurven ist deshalb nur vom ersten zu den beiden nächsten Versuchen deutlich verschieden. Jene des Uranin- und des Amidorhodaminversuches unterscheiden sich nur wenig.

Der wesentlichste Unterschied betrifft die Durchgangszeiten der Tracer im Gletscher: Uranin ca. 50 Std., Amidorhodamin G extra ca. 25 Std. Dies ist deshalb erstaunlich, weil die maximale, die intensive und die mittlere Abstandsgeschwindigkeit in der

Hauptphase des Seeausflusses um den Faktor 1.5 grösser ist als in der Nachphase.

Eine Kavernenbildung wie RÖTHLISBERGER H. (1980) sie postuliert, ist eine der möglichen Erklärungen. Der Seeausfluss ist von einer maximalen Vertikal- und Horizontalbewegung des Gletschers begleitet. Durch den hohen Druck am Gletscherbett bilden sich an den Leeseiten von Unebenheiten am Gletscherbett wassererfüllte Kavernen, die sich beim Nachlassen des Druckes wieder schliessen. Dadurch gelangt kontaminiertes Wasser verzögert und verdünnt zum Abfluss. So könnten die grösseren Fliessgeschwindigkeiten während der Uraninversuchsphase (v_{amax} , v_{aint} , v_{amed}) bei gleichzeitig längerer Durchgangszeit (v_{amin}) erklärt werden.

Dieser Mechanismus ist mit jenen vergleichbar, die in Karstabflussgerinnen bereits nachgewiesen wurden (MÜLLER I., 1981). Wir postulieren, dass es sich bei subglazialen Abflusssystemen um karstähnliche Abflusssysteme handelt, bei denen die Schmelzung des Eises durch das fliessende Wasser anstelle der Karstlösung tritt. Während wir im Karst ein über den betrachteten Zeitraum stabiles System vor uns haben, ist das subglaziale System dynamisch. Im Karst wird bei sehr hohem Wasserabfluss in den grossen Abflusskanälen unter entsprechend hohem Wasserdruck Wasser lateral in die Klüfte und kleinen Karstschlote ausgepresst. Nach Sinken des Wasserdruckes im Hauptgerinne fliesst dieses Wasser verzögert ins Hauptgerinne ab (BURGER A., 1979). Bei der gleichen Situation im Gletscher wird das Hauptgerinne mit zunehmendem Abfluss durch Abschmelzung der Gerinnewandung erweitert. Je nach Wasserangebot erfolgt der Abfluss als Druckgerinne oder als Freispiegelgerinne. Dadurch wird zeitweise zwar lateral Wasser zurückgestaut, nicht aber in grösseren Mengen ausgepresst.

Diese Vorstellung über den subglazialen Abfluss gibt sowohl der Theorie von RÖTHLISBERGER H. (1972) als auch den Untersuchungen von COLLINS D. (1981) Raum.

Für die Abflussverhältnisse während der Versuchsphase können wir uns ein 3-Komponenten-Modell vorstellen (vgl. Fig. 5).

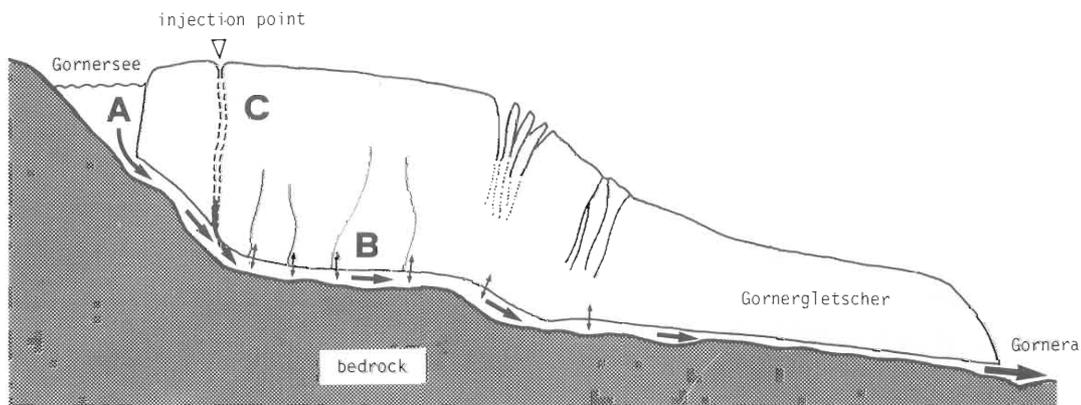


Fig. 5: 3-Komponenten-Modell für die Abflussverhältnisse während der Versuchsphase im Sommer 1979
 3-component-model for the drainage system during the dye tracer tests in summer 1979

A Seeausfluss / Discharge from the Gornersee

B Risse und Spalten, die durch Schmelzwasseranfall gefüllt und durch den schwankenden Wasserdruck zurückgestaut oder entleert werden.
 Fissures filled up by the melt water, dammed or emptied by fluctuations of the waterpressure in the main runoff channel

C Von der Gletscheroberfläche einfließende Schmelzwasserbäche (Moulins) mit dauerndem Abfluss ohne Rückstau / Melt water from the glacier surface with continuous flow (moulins).

Die Impfung eines Schmelzwasserbaches muss wie eine Impfung für die Abflussmessung nach der Verdünnungsmethode wirken. Die Resultate der Tracerversuche zeigen denn auch einen piston-flow für den Uranin- und Amidorhodaminversuch mit Dispersionsverteilung des Tracers. Der relativ lange auslaufende Ast der Uraninkurve deutet auf Retentionserscheinungen hin (Kavernen).

Zur Prüfung der aufgestellten Hypothese müsste der Gornersee selbst markiert und die drei Komponenten dieses Systems über Isotopenmethoden und hydrochemische Untersuchungen parallel dazu charakterisiert werden.

6. Literatur

- AMBACH W., BEHRENS H., BERGMANN H., MOSER H., 1972: Markierungsversuche am inneren Abflusssystem des Hintereisferners (Oetztaler Alpen). Zeitschrift für Gletscherkunde, Glazialgeol. 8, 137-145
- BEZINGE A., J.P. PERRETEN, SCHAFFER F., 1970: Phénomènes du lac glaciaire du Gorner. Symposium on the hydrology of glaciers, Cambridge 1969
- BEHRENS H., LOESCHHORN U., AMBACH W., MOSER H., 1976: Studie zum Schmelzwasserabfluss aus dem Akkumulationsgebiet eines Alpengletschers (Hintereisferner, Oetztaler Alpen); Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band 12, Heft Nr. 1, 69-74
- BEHRENS H., BERGMANN H., MOSER H., AMBACH W., 1975: On the water channels of the internal drainage system of the Hintereisferner, Oetztal Alp, Austria. J. Glaciology 14, 375-382
- BURGER A., 1979: Recherche de critères pour la protection des eaux souterraines karstiques contre la pollution. Application au Jura Suisse. Bull. Soc. neuch. Sci. nat. t. 79, 49-54
- COLLINS D.N., 1981: Seasonal variation of solute concentration in melt waters draining from an alpine glacier. Ann. Glac. 2, 11-16
- COLLINS D.N., 1979: Quantitative determination of the subglacial hydrology of two alpine glaciers. J. Glaciology, Vol. 23, N. 89, 347-362
- ELLISTON G.R., 1973: Water movement through the Gornergletscher. Symposium on the Hydrology of Glaciers, Cambridge 1969. Association Internationale d'Hydrologie, Nr. 95, 65-78
- IKEN A., 1978: Variations of surface velocities of some alpine glaciers measured at intervals of a few hours. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 13, Heft 1, 23-35
- LANG H., LEIBUNDGUT Ch., FESTEL E., 1979: Results from tracer experiments on the water flow through the Aletschgletscher. Zeitschrift für Gletscherkunde u. Glazialgeologie, Bd. 15, H. 2, 209-218
- MOSER H., 1981: Abfluss in und von Gletschern. Bericht 1977/79 zum Sonderforschungsbereich 81, Technische Universität München.
- MÜLLER I., ZÖTL J.G., 1980: Karsthydrologische Untersuchungen mit natürlichen und künstlichen Tracern im Neuenburger Jura (Schweiz). Steir. Beiträge z. Hydrogeologie 32, 5-100
- NYE J.F., 1953: The flow law of ice from measurements in glacier tunnels, laboratory experiments and the Jungfraufirn borehole experiment. Proceedings of the Royal Society, Ser. A, Vol. 219, No. 1139, 477-489
- RÖTHLISBERGER H., 1980: Gletscherbewegung und Wasserabfluss. Wasser, Energie, Luft, 72. Jg., H. 9, 290-294
- RÖTHLISBERGER H., 1972: Water pressure in intra- und subglacial channels. Journal of Glaciology, Vol. 11, No. 62, 177-203
- SPRING U., 1979: Zur Theorie des instationären Wasserabflusses durch intraglaziale Kanäle. Dissertation, ETH, Zürich.

ANSTELLE EINES RÜCKBLICKS ...

Als wir vor fünf Jahr war'n in Bled
und als am Schluss dann war die Red',
wo wir uns wieder wollen seh'n,
da tut der Leibundgut aufsteh'n;

Und sagt: "Kommts in die schöne Schweiz,
des hat auf alle Fäll' an Reiz,
da gibts vom Karst ganz neue Typen,
wo's Euer Zeug könnt's einikippen.

Der eine is am Jura drent,
wo der Burger durch d'Gegend rennt,
der andre is um's Hölloch rum,
wo unser Bögli wetzt herum;
und die Probleme im Porösen,
die könnt's Ihr mir dann helfen lösen!

Des einzig Schwere wird jetzt sei,
dass uns die beiden Fürsten lassen rei;
denn d'Geologen leicht vermiest,
balst rumspazierst auf ihrem Mist."

Der Christian schaffts mit Geduld,
zu kriegen beider Fürsten Huld;
die merken gar ned, dass dabei
an Hauf'n Arbeit krieg'n rei.

Dem Burger macht des wenig aus:
der Imre Müller is im Haus.
Im Muotatal is des ned mögli
für unsern guten Alfred Bögli.

Der denkt sich, ja, da war i g'scheiter
im Hölloch drinnen blieb'n no weiter
als dass i muss jetzt Wasserl mess'n -
die ham zum Schluss mei Theorie vergess'n
und kommen ganz woanders vor!
Des war a schönes Eigentor!

Die Arbeitsg'meinschaft schert des ned,
die schleppen her, was nur so geht
an Farben, Salzen und an Sporen,
die füttern's nei in die Ponoren.

Und weil die Schweiz is liberal
Serratia und Tinopal
und literweise Detergenzen,
da braucht desmal der Käss net benzen;
dafür hat der ganz ungeniert
a Op'rateurin koloriert.

So san die nassen Hydrologen
von eim Gebiet ins andre 'zogen,
am Tag wern d'Wasserl eingespiessen
und dann tun's Alkohol geniessen.

Mit dem Rezept, wie man erkennt,
bleibt d'Feucht'n stets äquivalent;
und dann fürs Herz, a warmes Platzerl,
Martina ham's, des Tracerschatzerl.

Inzwischen ist die ganze Messerei
und auch die Rechnerei vorbei,
und jeder sei Produkt jetzt sicht
schön dargestellt in am Bericht.

Sogar des Muotatal-Ergebnis
gedruckt is als Erfolgserlebnis;
obwohl Termine nicht gehalten
und d'Redaktion hat Kummerfalten.

So haben wir, wer hätt' des dacht,
glei drei Bericht zammabracht.
Ein jeder Fürst weiss jetzt genau,
wo's Wasserl fliesst in seinem Gau.

Des ganze G'schäft geht aus von Graz
o'gfanga Josef Zötl hats;
Er hat uns zoagt, dass man gemeinsam
im Wasser besser forschet als einsam.

Und ohne ihn wärn ned beinander
die Karstwasser-Markierungsmander,
die ihn nachträglich lassen noch
zum Sechzigsten heut' leben hoch!

H. Moser