

Sedimentologische Beobachtungen im Gletschervorfeld der Pasterze (Glocknergruppe, Hohe Tauern)

Karl KRAINER und Gerhard POSCHER

Mit 21 Abbildungen

ZUSAMMENFASSUNG

Infolge des starken Rückzuges der Pasterze hat sich in den letzten Jahrzehnten im Gletschervorfeld ein periglazialer Talsander entwickelt, auf dem proglaziale fluviatile und lakustrine Sedimente abgelagert werden. Sedimentationsprozesse auf diesem Talsander werden in hohem Maße von der stark schwankenden Schmelzwasserführung des Gletscherbaches beeinflusst und gesteuert. Sedimente werden ausschließlich in den Sommermonaten bei hohen Abflußraten (bis über 20 m³/sec) am Talsander abgelagert. Jährlich gelangen rund 40.000 m³ Sediment (Geschiebe- und Schwebfracht) zur Ablagerung.

Der fluviatile Abschnitt des Talsanders wird von einem verzweigten Rinnensystem eingenommen, das sich durch die schwankende Wasserführung ständig verändert. Dominierende Lithofaziestypen sind kiesige Rinnen- und Barrensedimente. Im fluviatilen Bereich, vor allem nahe der Gletscherstirn, können auch sämtliche Stadien der Toteislochbildung beispielhaft beobachtet werden. Die proximale fluviatile Talebene wird darüber hinaus von einer Kames-ähnlichen Erhebung geprägt. Der Kern dieser Erhebung besteht aus einem großen Toteisblock, der von Moränenmaterial und steilgestellten sandigen Sedimenten ummantelt wird.

In den Sommermonaten werden die Schmelzwässer zu einem ganz flachen Sandersee zurückgestaut. Die sedimentbeladenen Schmelzwässer fließen vermutlich als „Underflows“ (Dichteströme) über ein ganz flaches Delta in den See. Dabei entstehen einerseits unter Bedingungen des oberen Fließregimes horizontalgeschichtete Sedimente und andererseits unter Bedingungen des unteren Fließregimes verschiedene Typen von Strömungsrippeln. Im Bereich des Seeausflusses werden nur mehr tonig-siltige Sedimente abgelagert. Siltig-feinsandige Sedimente zeigen häufig syngedimentäre Deformationsstrukturen.

Im Sommer werden rund 50 bis 60% der antransportierten Schwebstoffmenge im Sandersee sedimentiert, der Rest gelangt mit den Schmelzwässern in den tiefer gelegenen Margaritzenspeicher. Im Herbst, bei abgesenktem Seespiegel, wird auch ein beträchtlicher Teil der im Sommer im Sandersee abgelagerten Schwebstoffmenge wieder erodiert und dem Margaritzenspeicher zugeführt. Durch den sommerlichen Rückstau kommt es also zu einem zeitlich verzögerten Schwebstoffausttrag aus dem Sandersee.

Abschließend werden einige Daten zur petrographischen Zusammensetzung, Sortierung und Rundung der Sedimente mitgeteilt.

Summary

The strong retreat of the Pasterze Glacier (Hohe Tauern, Austria) during the last decades led to the formation of a small periglacial valley sandur, on which proglacial fluvial and lacustrine sediments are deposited. Sedimentary processes on this valley sandur are highly influenced and controlled by the strongly fluctuating rates of meltwater discharge. Sediments are deposited during high runoff (up to more than 20 m³/sec) in summer. About 40.000 m³ sediment (suspended load and bedload) are deposited on the valley sandur every year.

The outwash plain of the valley sandur is characterized by a braided stream system composed of channels and different types of bars. Due to fluctuating runoff this stream system changes permanently. Dominant lithofacies types are gravelly channel fill and bar sediments. On the outwash plain near the glacier front there is a kame-like hill formed of a large block of dead ice, which is buried by moraine debris and steeply inclined sandy sediments. Around this hill all stages of kettle hole formation can be observed.

During summer the meltwaters are dammed up to a very shallow glacial lake on the distal part of the valley sandur. The sedimentladen meltwaters probably flow into the lake as density currents (underflows) along a very flat delta, forming sediments with horizontal bedding (upper flow regime) and different types of rippledrift cross-lamination (lower flow regime).

Near the outlet only fine grained sediments of clay and silt size are deposited. Layers of coarse silt and fine-grained sand frequently show syndimentary deformation structures (convolute bedding).

During summer about 50–60% of the suspended load are deposited in the glacial lake, the rest is transported to the Margaritzenspeicher (reservoir lake) by the meltwater stream.

During autumn, when the lake surface is lowered, a large part of the suspended load which was deposited in the lake during summer, is eroded and transported to the Margaritzenspeicher. The damming up of the meltwaters during summer results in a temporary delay of the suspended load runoff from the glacial lake to the Margaritzenspeicher.

Finally some data concerning composition, sorting and rounding of the sediments are presented.

EINLEITUNG

Infolge des starken Rückganges der Pasterze im Verlauf der letzten Jahrzehnte ist in einer natürlichen Geländemulde westlich des Elisabethfelsens im Gletschervorfeld zunächst ein kleiner Sandersee und in der Folge eine periglaziale Sanderfläche („Talsander“) entstanden, auf der proglaziale fluviatile und lakustrine Sedimente abgelagert werden. Im Bereich dieser Sanderfläche können heute die für periglaziale Klimabereiche charakteristischen fluviatilen und lakustrinen Sedimentationsprozesse sowie Toteislochbildung eindrucksvoll beobachtet werden. Gleichzeitig bietet dieses Gletschervorfeld auch ein rezentes Modellbeispiel für proglaziale fluviatile und lakustrine Sedimentationsprozesse, wie sie in vielen Alpentälern und teilweise auch im Alpenvorland während der quartären Vereisungsphasen abgelaufen sind.

In der vorliegenden Arbeit werden einige sedimentologische Daten aus

dem Gletschervorfeld (Sedimentstrukturen, textuelle Parameter und Zusammensetzung der Sedimente) vorgestellt sowie die Sedimentationsprozesse und deren steuernde Faktoren kurz diskutiert.

VERHALTEN DER PASTERZE UND ENTSTEHUNG DES GLETSCHERVORFELDES

Die Pasterze ist der größte Gletscher der Ostalpen und ein typisches Beispiel für einen Talgletscher. Die Länge der Pasterze beträgt derzeit rund 9 km, die Fläche circa 19 km². Die Gletscherstirn liegt heute in rund 2100 m Seehöhe, die maximale Eismächtigkeit kann derzeit mit rund 250 m angegeben werden. Die Pasterze ist durch ein sehr geringes Gefälle charakterisiert, das im Bereich des mittleren Pasterzenbodens bei 3 bis 4° liegt und im Bereich der Gletscherstirn rund 8 bis 10° beträgt. Die Veränderungen der Pasterze werden seit 1879 fast ununterbrochen gemessen und dokumentiert (siehe WAKONIGG 1991).

Der letzte neuzeitliche Hochstand wurde 1856 verzeichnet, die Pasterze erreichte damals ähnliche Ausmaße wie um 1620. Das Zungenende der Pasterze lag 1856 bei der Einmündung des Zlöpbaches in die Möll, auf einer Seehöhe von rund 1880 m, wobei der Margaritzenkopf nicht gänzlich vom Gletschereis bedeckt war. Um 1620 lag das Zungenende noch um rund 50 m talabwärts. Auch um 1780/90 soll die Pasterze über den Elisabethfelsen bis zur Margaritzensenke herabgereicht haben. Zwischen 1600 und 1856 war die Pasterze nie kleiner als heute.

Von 1856 bis 1890 ist die Pasterze stark zurückgeschmolzen, dann setzte in den Ostalpen ein erneuter Vorstoß ein, der um 1920 seinen Höhepunkt erreichte. Auf diese Vorstoßperiode reagierte die Pasterze nur durch eine Stagnation, das Zungenende ist nicht vorgerückt. Zu diesem Zeitpunkt reichte das Zungenende noch weit in die Möllschlucht hinunter, der Elisabethfelsen war noch gänzlich vom Eis bedeckt. 1928 setzte eine starke Rückzugsperiode ein, die 1965 infolge sehr gletschergünstiger Haushaltsjahre kurzfristig beendet wurde.

Im Zeitraum 1957 bis 1961 betrug der Rückgang im Mittel 11,5 m/Jahr. In diesem Zeitabschnitt ist der Untere Pasterzenboden allmählich eisfrei geworden und ein kleiner Sandersee entstanden. Noch 1953 war der Untere Pasterzenboden gänzlich vom Gletschereis ausgefüllt (PASCHINGER 1962).

1959 hat H. PASCHINGER vor dem Gletscherende in 2050 m Seehöhe Torfstücke gefunden, die das vorrückende Eis der neuzeitlichen Vorstoßperiode aus dem Becken des Sandersees ausgeschürft haben muß. Auch auf der orographisch rechten Talseite hat sich einer der Seebäche

1965/66 bis in den Fels eingeschnitten und zwischen Fels und überlagerner Moräne einen fossilen Boden freigelegt (PATZELT 1969), Torfstücke wurden ebenfalls gefunden. Die Boden- und Torfbildung erfolgte vermutlich während des spätmittelalterlichen Klimaoptimums in den Jahrhunderten vor 1600, als die Pasterze wesentlich kleiner war als heute.

Im Zeitraum 1962 bis 1966 ist auch die Felsstufe westlich des Sandersees eisfrei geworden, die Zunge ist in diesem Zeitraum um insgesamt 130 m zurückgewichen, allerdings betrug der Rückzug 1965/66 nur 1,2 m im Mittel, wobei der moränenbedeckte Teil sogar um 1,6 m vorgestoßen ist (PASCHINGER 1967).

Obwohl 1965 bei den Ostalpengletschern eine neue Vorstoßperiode eingeleitet wurde, die ihren Höhepunkt 1980 erreichte, als rund 75% aller Ostalpengletscher im Vorstoß waren, ist seither die Pasterze ununterbrochen zurückgeschmolzen, im Mittel zwischen 10 und 20 m/Jahr.

Gleichzeitig mit dem Zurückweichen ist auch die Oberfläche der Pasterze stark eingesunken und die Pasterze hat seit 1856 circa ein Drittel ihres Eisvolumens verloren. In diesem Zeitraum ist eine Fläche von gut 10 km² eisfrei geworden.

Derzeit senkt sich die Gletscheroberfläche infolge Abschmelzens und Verdunstung jährlich um über 3 m. Im Zeitraum 1980 bis 1984 betrug die mittlere spezifische Ablation 364 cm/Jahr, im Zeitraum 1985 bis 1990 474 cm/Jahr. 1980 bis 1984 sind beispielsweise 96,8 Millionen m³ Eis abgeschmolzen (TINTOR 1991). In den Sommermonaten werden tägliche Abschmelzbeträge bis zu 100 mm erreicht (PASCHINGER 1948).

Die Eisbewegungen liegen derzeit im Bereich der V.-PASCHINGER-Linie bei rund 5 bis 9 m/Jahr, im Bereich der Seelandlinie bei 26 bis 40 m/Jahr und im Bereich der Burgstalllinie bei 37 bis 55 m/Jahr (Details sind in den ausführlichen Arbeiten von V. PASCHINGER 1948, H. PASCHINGER 1962, 1967, 1972, WAKONIG 1977, 1982, 1988, 1991, PATZELT 1969, TINTOR 1991 sowie in den jährlichen Gletscherberichten, veröffentlicht in den Mitteilungen des Österr. Alpenvereins und der Zeitschrift für Gletscherkunde enthalten).

Eines der markantesten Ereignisse im Zuge des Eisrückganges der Pasterze in den letzten Jahrzehnten war zweifellos die Entstehung der Sanderfläche mit dem Sandersee durch das Abschmelzen der Pasterze am Unteren Pasterzenboden unmittelbar westlich des Elisabethfelsens.

Die Senke zwischen Elisabethfelsen und der Gletscherzunge bzw. dem in den sechziger Jahren eisfrei gewordenen Felsriegel stellt ein natürliches Sedimentationsbecken dar, in dem die gesamte von den Schmelzwässern der Pasterze angelieferte Sand- und Kiesfracht sowie ein beträchtlicher Teil der Ton- und Siltfracht in Form von fluviatilen und lakustri-

nen Sedimenten abgelagert wird. Das Fassungsvermögen dieses natürlichen Sedimentationsbeckens wurde 1968 von den Tauernkraftwerken durch die Errichtung zweier kleiner, grobblockiger Dämme beim Ausfluß des Sandersees künstlich um rund 150.000 m³ erweitert, um den Feststoffeintrag in den rund 60 Höhenmeter tiefer gelegenen Margaritenspeicher zumindest für einen bestimmten Zeitraum möglichst gering zu halten. Aufgrund von Eisabschmelzung und Dammerhöhungen wurde der Speicherraum vergrößert. Im Zeitraum von 1966 bis 1988 wurden rund 600.000 m³ Sediment abgelagert. Im Sandersee werden zur Zeit nur noch 15 bis 20% der zugeführten Schwebstoffmengen zurückgehalten.

Gletschervorfeld

Morphologie

Das Gletschervorfeld liegt in einer natürlichen Mulde zwischen dem Elisabethfelsen und dem vor rund 30 Jahren eisfrei gewordenen Felsriegel unterhalb der Franz-Josefs-Höhe bzw. dem derzeitigen Zungenende der Pasterze. Das Gletschervorfeld ist ganz flach geneigt. Es besteht aus einem annähernd kreisrunden Hauptbecken mit einem Durchmesser von rund 400 m, begrenzt vom Elisabethfelsen im Osten und dem markanten Felsriegel im Westen. Bedingt durch diesen nach Süden vorgeschobenen Felsriegel setzt sich das Gletschervorfeld auf der orographisch rechten Talseite vom Hauptbecken mit einer Breite von nur mehr rund 100 m noch gut 300 m nach Westen bis zum derzeitigen Gletscherrand fort (Abb. 1, 2). Durch den Gletscherrückgang vergrößert sich diese Fläche jährlich.

Bei diesem Gletschervorfeld handelt es sich um eine Sedimentationsfläche, die als „Talsander“ (KRIGSTRÖM 1962) bezeichnet werden kann (nach dem isländ. Sandr = Schotter- und Sandflur im Vorfeld von Gletschern). Im Gegensatz zu vielen Gletschervorfeldern in den Ostalpen, die vor allem durch Moränenmaterial und Moränenwälle verschiedener Gletscherhochstände charakterisiert sind, besteht dieses Gletschervorfeld der Pasterze aus fluviatil umgelagertem, „ausgewaschenem“ Moränenmaterial (daher der englische Begriff „glacial outwash plain“) und Seesedimenten. Nicht umgelagertes Moränenmaterial und kleine Wintermoränenwälle sind noch auf der orographisch linken Talseite, zwischen dem Felsriegel und dem heutigen linken Zungenende erhalten.

Im Bereich des Talsanders können folgende periglazialen Sedimentationsbereiche auseinandergehalten werden (nach BRODZIKOWSKI & VAN LOON 1987):

a) proglazialer (eisrandnaher) fluviatiler Ablagerungsbereich mit Toteisloch-(Soll-)bildung, und



Abb. 1: Übersichtsaufnahme der Sanderfläche („Talsander“) im Vorfeld der Pasterze (Werksfoto der Tauernkraftwerke AG vom 16. Oktober 1991). Zu diesem Zeitpunkt wurden die Schmelzwässer nicht mehr rückgestaut, die gesamte Sanderfläche wird von einem verzweigten Rinnensystem durchflossen.

b) proglazialer lakustriner Ablagerungsbereich (Sandersee, Abb. 1, 2, 3).

Dazu muß angemerkt werden, daß

a) der Sandersee derzeit nur in den Sommermonaten (Ende Mai bis September) bei hohen Abflußraten, die beim Steindamm im Bereich des Ausflusses einen entsprechenden Rückstau zur Folge haben, existiert (Abb. 3),

b) der Sandersee sehr flach ist mit maximalen Wassertiefen im Bereich des Abflusses von rund 1 bis 1,5 m,

c) daher ein typisches Delta mit steiler Deltaschüttung nicht vorhanden ist. Die fluviatilen Sedimente gehen bei Wasserbedeckung (während der Sommermonate) in ein ganz flaches Delta über (Abb. 3).

Während geringer Abflußraten, vor Einsetzen der Schneeschmelze und in den Herbstmonaten, kann die gesamte Wassermenge ungehindert durch den Steindamm abfließen und es kommt zu keinem Rückstau. Während dieser Zeit zeigt die gesamte Sanderfläche, auch der Bereich des Sandersees, keine Wasserbedeckung, sondern wird von einem verflochtenen Rinnensystem durchzogen.

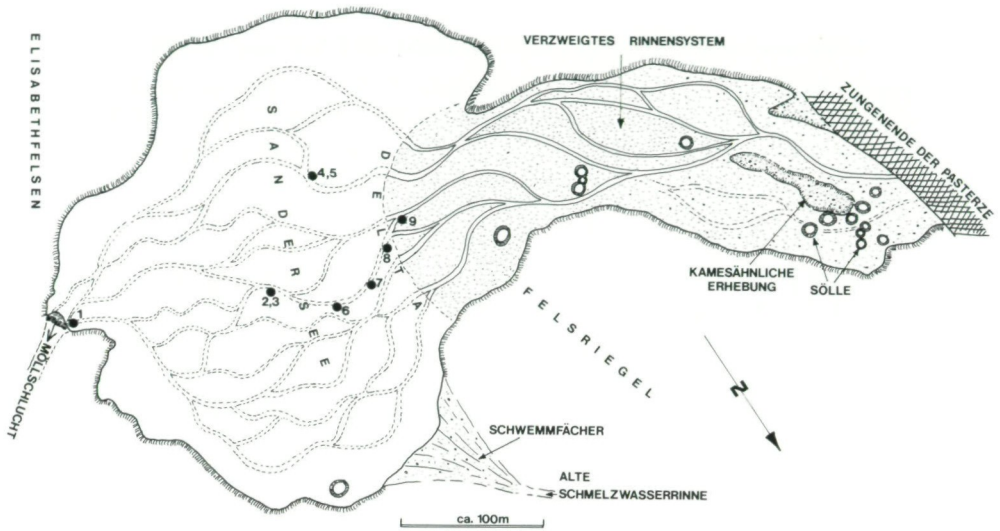


Abb. 2: Vereinfachte Skizze der Sanderfläche mit den einzelnen Ablagerungsräumen. Punkte 1–9 markieren Probenentnahmepunkte (Proben 1–9).

Die Sedimentationsprozesse im Gletschervorfeld werden im wesentlichen von zwei Faktoren gesteuert, nämlich

- von der stark schwankenden Schmelzwasserführung des Gletscherbaches, und
- von der in Abhängigkeit von der Wasserführung in unterschiedlicher Menge angelieferten Sedimentfracht (Geschiebe- und Schwebfracht).



Abb. 3: Sanderfläche im Sommer 1989 während hoher Abflußraten. Die Schmelzwässer werden zum Sandersee rückgestaut und münden in Form eines flachen, breiten Deltas in den Sandersee (siehe Skizze Abb. 2).

Schmelzwasserführung (Abflußraten) und Sedimentfracht

Dank ständiger Messungen des Wasserzulaufes in den Margaritzenspeicher (= Abfluß Sandersee), der Schwebfrachtführung und der jährlichen Veränderungen der Oberfläche des Gletschervorfeldes (Sanderfläche) seitens der Tauernkraftwerke sind die Schmelzwasserführung sowie die jährlich angelieferte Sedimentfracht im Bereich des Gletschervorfeldes sehr gut bekannt.

Die Abflußwerte der Schmelzwässer, die im Sommer als beachtlicher Gletscherbach unter dem moränenbedeckten Zungenende der Pasterze hervorfließen, sind starken jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen.

Die geringsten Tagesmittelwerte (0,1 bis 0,3 m³/sec) sind von Ende November bis Ende April/Anfang Mai zu beobachten. Mit Beginn der Schneeschmelze Anfang Mai steigen auch die Abflußwerte rasch an und

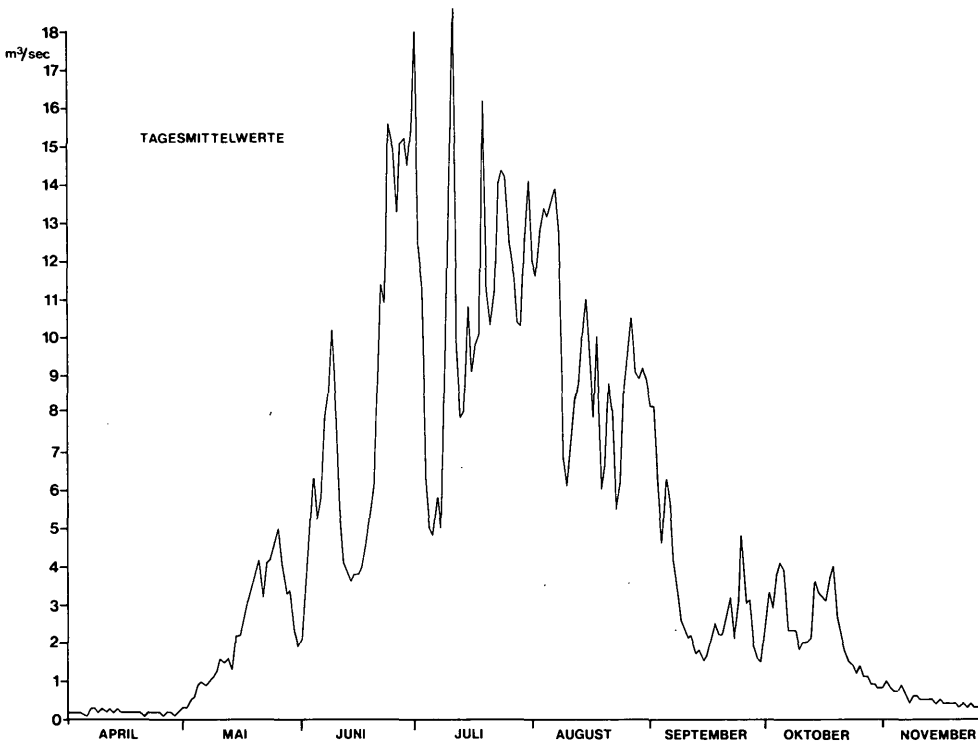


Abb. 4: Ganglinie des Eigenzulaufes in den Speicher Margaritze (= Abfluß Sandersee), Tagesmittelwerte 1990 in m³/sec. Einzugsgebiet = 44.2 km² (gezeichnet nach Daten der Tauernkraftwerke AG).

erreichen Ende Juni bis Anfang August ihre Höchstwerte mit Tagesmittelwerten bis zu rund $25 \text{ m}^3/\text{sec}$. Von September bis Ende November geht dann die Wasserführung allmählich zurück (Abb. 4). Zu diesen jahresbedingten Schwankungen kommen noch die kurzfristigen, witterungsbedingten Schwankungen. Warmfronten mit starken Regenfällen können im Sommer die Abflußwerte kurzfristig auf über $70 \text{ m}^3/\text{sec}$ (Hochwasser 1987) ansteigen lassen. Dagegen können Temperaturstürze mit Schneefall im Gebirge auch in den Sommermonaten einen kurzfristigen Rückgang der Abflußwerte auf unter $10 \text{ m}^3/\text{sec}$, in seltenen Fällen sogar unter $5 \text{ m}^3/\text{sec}$ zur Folge haben. Diese kurzfristig stark schwankenden Abflußwerte werden durch das wechselnde Wetter verursacht. Letztlich müssen auch die von der Lufttemperatur verursachten täglichen Schwankungen berücksichtigt werden. Während der Nachtstunden nimmt infolge der verminderten Schmelzprozesse auch die Wasserführung leicht ab und erreicht in den frühen Morgenstunden ihren Minimalwert. Mit Sonnenaufgang nehmen auch die Schmelzprozesse an der Gletscheroberfläche zu, erreichen am frühen Nachmittag ihren Höhepunkt, so daß etwa zwischen 15 und 16 Uhr auch die höchsten Abflußwerte erzielt werden. Diese täglichen Schwankungen liegen in der Größenordnung von wenigen m^3/sec .

1989/90 betrug der Eisverlust der Pasterze etwas mehr als 11 Millionen m^3 Eis (entspricht rund 10 Millionen m^3 Wasser).

Die Sedimentfracht (Suspensions- und Geschiebefracht) der Schmelzwässer ist stark abhängig von den Abflußraten: je höher die Abflußrate, desto höher die Sedimentfracht. Daraus ergibt sich, daß Sedimentationsprozesse im Gletschervorfeld im wesentlichen von Ende Mai bis Anfang September ablaufen, wenn der Gletscherbach infolge seiner starken Wasserführung entsprechende Mengen an Sedimentfracht (Suspensions- und Geschiebefracht) von der Pasterze antransportiert und im Gletschervorfeld abgelagert.

Die Schwebfrachtführung der Schmelzwässer liegt in den Sommermonaten durchschnittlich bei rund $0,5 \text{ g/l}$, kann aber bis zu 5 g/l betragen.

Von Mai bis September 1990 wurden beispielsweise im Schnitt täglich etwas mehr als 164 t Schwebfracht angeliefert. Dazu kommen noch schätzungsweise 60 bis 100 t Geschiebe (Sand und Kies) pro Tag. Jährlich werden rund 40.000 m^3 Sediment (Geschiebe- und Schwebfracht) im Gletschervorfeld abgelagert.

In den Monaten Juli bis Oktober 1990 wurden circa 12.800 m^3 Schwebstoff angeliefert, das sind rund 75% des jährlichen Schwebstoffeintrages (circa 17.000 m^3). Davon wurden 6.500 m^3 dem Speicher Margaritze zugeführt.



Abb. 5:
Fluviatile, schlecht sortierte Kiese mit viel sandiger Grundmasse, undeutlich geschichtet. Abgeflachte Gerölle zeigen teilweise Dachziegellagerung (Imbrikation). Aufschluß an einem Totloch nahe der Gletscherstirn. Maßstab mit cm-Markierung (aufgenommen am 26. Oktober 1991).

Während der Monate Juli und August, bei großen Zuflußraten und Rückstau durch den Steindamm zum Sandersee, werden rund 50 bis 60% der angelieferten Schwebstoffmenge im Sandersee abgelagert. Dagegen wird im Herbst, wenn die Zuflußraten gering sind, der Seespiegel abgesenkt ist und die Schwebstoffanlieferung stark zurückgeht, ein beträchtlicher Teil der im sommerlichen Sandersee abgelagerten Schwebstoffe wieder erodiert und dem Margaritzenspeicher zugeführt. Desgleichen passiert auch im Frühsommer.

Durch den sommerlichen Rückstau zum Sandersee kommt es also zu einem zeitlich verzögerten Schwebstoffaustrag aus dem Sandersee, ein beträchtlicher Teil der angelieferten Schwebstoffe wird den Sommer über im Sandersee zwischengelagert.

Im Zeitraum September 1989 bis August 1990 wurden dem Sandersee rund 25.300 t Schwebstoff zugeführt, im gleichen Zeitraum betrug der Schwebstoffaustrag rund 19.100 t, so daß rund 20% der angelieferten Schwebstoffmenge sowie die gesamte Geschiebefracht im Gletschervorfeld abgelagert wurden (Daten der Tauernkraftwerke AG).

Proglaziale, fluviatile Sanderfläche

Die proximale, eisrandnahe Sanderfläche wird von einem verflochtenem Rinnensystem durchzogen (Abb. 1, 2). Die Schmelzwässer verlassen die Pasterze als einheitlicher Gletscherbach, der sich jedoch bald nach Austritt aus dem Gletschertor in eine Hauptrinne und mehrere Nebenrinnen aufzweigt. Die Rinnen sind bis über 5 m breit und 50 cm tief. Sedimentationsprozesse werden vor allem von der während der Sommermonate stark schwankenden Wasserführung beeinflusst und gesteuert. Erodieren

Abb. 6:
Sandablagerungen
im fluviatilen Ab-
schnitt der Sander-
fläche mit verschie-
denen Typen von
Strömungsrippeln.
Fließrichtung von
rechts oben nach
links unten. Maßstab
mit cm-Markierung
(26. Oktober 1991).



und transportiert wird vor allem bei maximaler Wasserführung, sedimentiert bei nachlassender Wasserführung sowie in Bereichen mit herabgesetzter Strömung. Die starken Schwankungen in der Wasserführung während der Sommermonate haben auch zur Folge, daß sich die einzelnen Rinnen, vor allem die Nebenrinnen sowie die dazwischen liegenden Barren (longitudinale und diagonale Kiesbarren) ständig verlagern und das fluviale System somit ständigen Veränderungen unterworfen ist. Die Kiesbarren werden bei hohen Abflußraten teilweise überflutet und migrieren dann bachabwärts, wodurch auch das Rinnensystem verändert wird.

Vorherrschendes Sediment ist ein grober Kies mit Geröllen von meist 5 bis 10 cm, untergeordnet bis mehrere dm Durchmesser. Die Sortierung ist schlecht bis sehr schlecht, der Rundungsgrad der Gerölle schwankt von eckig/kantengerundet bis gerundet. Die Sedimente sind ungeschichtet bis undeutlich horizontalgeschichtet, abgeflachte Gerölle zeigen häufig Dachziegellagerung (Imbrikation; Abb. 5).

Bei den Sedimenten handelt es sich um durch Schmelzwässer fluvial umgelagertes Moränenmaterial mit Transportweiten von meist nur wenigen 100 m. Vorherrschende Lithofaziestypen sind kiesige Rinnenfüllungen und Kiesbarren. In Bereichen mit herabgesetzter Strömung werden auch sandige Sedimente mit Strömungsrippeln und Rippelschichtung abgelagert (Abb. 6).

Charakteristisch für den proximalen Bereich des Gletschervorfeldes ist die Toteisloch-(Soll-)bildung. Durch das langsame Abschmelzen von Toteis in den fluviatilen Sedimenten entstehen an der Sedimentoberfläche durch das Nachsinken der über den abschmelzenden Toteiskörpern



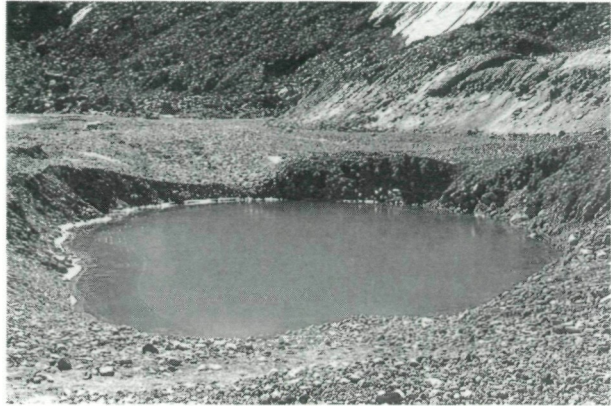
Abb. 7:
Übersichtsaufnahme der fluviatilen Sand- und Geröllfläche nahe der Gletscherstirn. Im Vordergrund sind mehrere Toteislöcher, in der Bildmitte eine langgestreckte, kamesähnliche Erhebung erkennbar. Rechts oben ist der Eisrand sichtbar (Aufnahme am 9. Oktober 1990).

liegenden Sedimente trichterförmige Toteislöcher mit einem Durchmesser bis zu rund 7 m. Gegenwärtig können sämtliche Stadien der Toteislöcherbildung eindrucksvoll beobachtet werden (Abb. 7 bis 11). Die Entstehung der Sölle beginnt mit einer leichten Einsenkung der Sedimentoberfläche, begleitet von randlicher Spaltenbildung im Sediment (Abb. 8). Durch das fortschreitende Abschmelzen des Toteises entsteht dann allmählich ein annähernd kreisrundes, durch nachbrechendes Sediment an den Rändern trichterförmiges Toteisloch mit einer Tiefe von bis zu über 2 m. Die Toteislöcher sind meist mit klarem, blaugrünem, teilweise auch mit trübem Grundwasser gefüllt (Abb. 9, 10). Bei einem Toteisloch kam im Herbst 1991 unter der Sedimentbedeckung das Toteis zum Vorschein. Teilweise werden die Toteislöcher durch Verlagerung der



Abb. 8:
Beginnende Toteislöcherbildung in fluviatilen Kiesen nahe der Gletscherstirn. Infolge des Abschmelzens eines eingesedimentierten Toteisblockes beginnen die darüberliegenden Kiese trichterförmig einzusinken (Aufnahme am 9. Oktober 1990).

Abb. 9:
Großes, annähernd
kreisrundes Toteis-
loch, etwa zur Hälfte
mit klarem, blaugrün-
em Grundwasser
gefüllt (Aufnahme
am 9. Oktober
1990).



Rinnen wieder mit Kies aufgefüllt. Kleinere Toteislöcher entstehen innerhalb weniger Jahre, für größere Sölle muß ein Zeitraum von mehr als zehn Jahren angenommen werden.

Bei den Toteisblöcken handelt es sich um Reste des zerfallenden, moränenbedeckten Teiles der Pasterze, die vom fluvial umgelagerten Moränenschutt begraben wurden und nur sehr langsam abschmelzen.

Im proximalen Bereich des Gletschervorfeldes fällt auch eine längliche, Kames-förmige, hauptsächlich aus Moränenschutt bestehende Erhebung mit einer maximalen Höhe von rund 5 m und einer Länge von etwa 30 m auf (Abb. 7). Die Entstehung dieser Erhebung war zunächst unklar, bis im Herbst 1991 am nördlichen Rand durch nachrutschendes

Abb. 10:
Drei unmittelbar ne-
beneinanderliegende
Toteislöcher, mit
klarem Grundwas-
ser aufgefüllt. Am
rechten Rand der
Toteislöcher sind
deutlich Setzungs-
risse im Sediment
erkennbar (Aufnah-
me am 9. Oktober
1990).



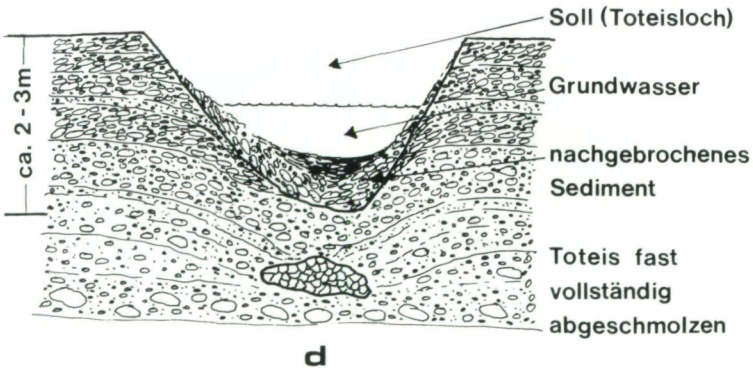
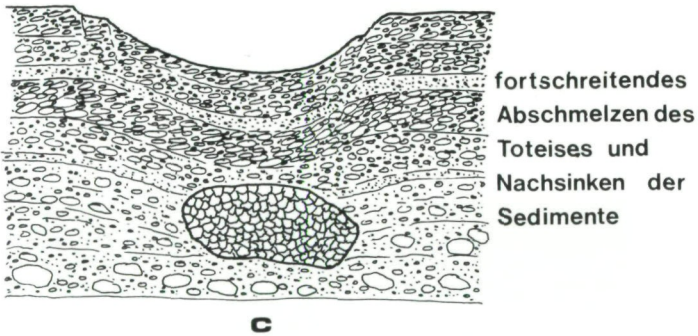
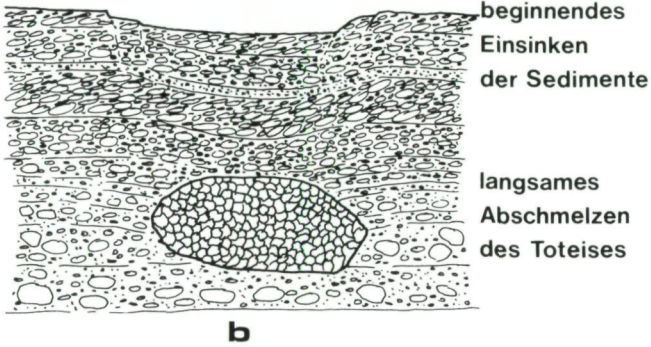
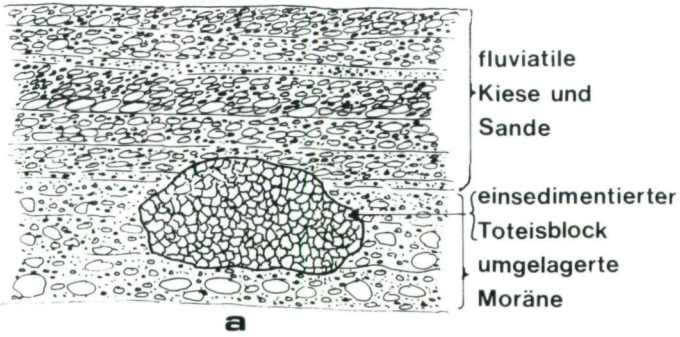
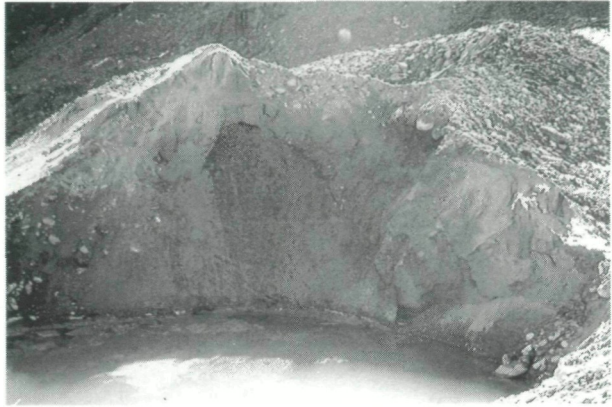


Abb. 11:
Schematische Dar-
stellung einzelner
Stadien bei der Ent-
stehung von Toteis-
löchern. Erläuterun-
gen im Text.

Abb. 12:

Kamesähnliche Erhebung nahe der Gletscherstirn, am Rande eines angrenzenden Toteisloches durch herabstürzendes Sediment angeschnitten. Hier ist deutlich erkennbar, daß der Kern dieser Erhebung aus einem großen Toteisblock besteht, der von Moränenmaterial und teilweise steilgestellten sandigen Sedimenten ummantelt wird (Aufnahme am 4. Oktober 1991).



Sedimentmaterial in ein unmittelbar angrenzendes Toteisloch sehr grobkörniges Toteis zum Vorschein kam (Abb. 12). Demnach handelt es sich bei dieser Erhebung um einen großen Toteiskörper, der über die Sedimentoberfläche noch gut 2 m herausragt und von Moränenmaterial sowie feinkörnigen, verstellten Sedimenten ummantelt wird. Dieser Toteisblock dürfte vom ursprünglichen moränenbedeckten Zungenende abgebrochen und als isolierter Block stehengeblieben sein, der nun infolge der Sedimentbedeckung nur sehr langsam abschmilzt.

Interessant sind die feinkörnigen Sedimente im Bereich dieser sedimentummantelten Toteiskuppe. Es handelt sich um sandige, geschichtete Ablagerungen, wobei die Schichtung heute steilgestellt ist. Diese ursprünglich horizontal in Stillwasserbereichen an der Gletscherstirn oder sogar im Gletscher abgelagerten Feinsande müssen im gefrorenen Zustand zerschert und steilgestellt worden sein. Dies geschieht beispielsweise durch das Kippen von Eisblöcken an der Gletscherstirn, wobei die auf den Eisblöcken liegenden, gefrorenen Sedimente mitgekippt und somit steilgestellt werden. Theoretisch wäre eine solche Steilstellung auch durch einen Vorstoß der Gletscherzunge möglich. Dies kann allerdings für die Pasterze für die letzten Jahrzehnte ausgeschlossen werden.

Im distaleren fluviatilen Abschnitt des Talsanders nimmt die Korngröße der Sedimente ab und gleichzeitig der Sandgehalt zu, es werden überwiegend Fein- bis Mittelkiese abgelagert. Auch hier wird das Bild von einem verzweigten Rinnensystem mit dazwischenliegenden diagonalen und longitudinalen Kiesbarren geprägt. Toteislöcher entstehen in diesem Abschnitt ebenfalls.

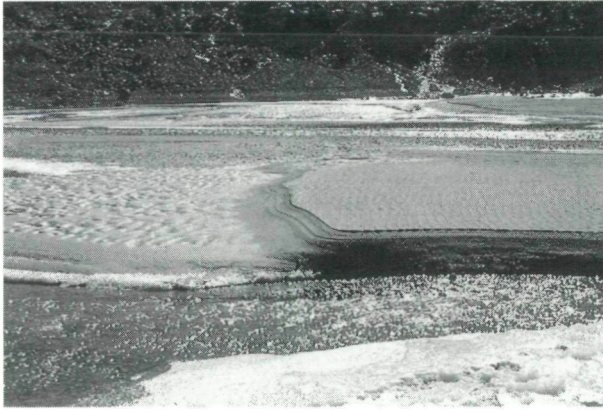


Abb. 13:
Feinkiesbarre mit sandigen Strömungsrippeln am Top (rechte Bildmitte). Die Strömungsrippeln zeigen einen leicht gebogenen Kammverlauf, Fließrichtung von rechts nach links. Maßstab mit cm-Markierung (Aufnahme am 9. Oktober 1990).

In Bereichen mit herabgesetzter Wasserströmung werden Sande mit verschiedenen Typen von Strömungsrippeln abgelagert.

An Sedimenttypen überwiegen undeutlich und horizontal geschichtete Kiese. Die Gerölle zeigen häufig Imbrikation mit der Längsachse quer zur Fließrichtung. Ein weiterer Lithofaziestyp sind horizontalgeschichtete Grobsandlagen des oberen Fließregimes, trogförmig schräggeschichtete, feinkiesige Rinnenfüllungen und Feinkiesbarren mit planarer Schrägschichtung. Am Top der Feinkiesbarren sind mitunter sandige Strömungsrippeln ausgebildet (Abb. 13). Die einzelnen Lithofaziestypen sind an den bis zu rund 50 cm hohen Prallhängen aufgeschlossen.

Auch in diesem Abschnitt ist das verzweigte Rinnensystem mit den longitudinalen und transversalen Kiesbarren infolge der stark schwankenden Schmelzwasserführung ständigen Veränderungen unterworfen.

Insgesamt können im fluviatilen Abschnitt des Talsanders Sedimentationsprozesse beobachtet werden, wie sie auch von den riesigen Sanderflächen („glacial outwash plains“) Islands und Nordamerikas (v. a. in Alaska und arktisch Kanada) detailliert untersucht und beschrieben wurden (z. B. KRIGSTRÖM 1962, McDONALD & BANERJEE 1971, CHURCH 1972, BLUCK 1974, BOOTHROYD & ASHLEY 1975, CHURCH & GILBERT 1975, HEIN & WALKER 1977; siehe auch BRODZIKOWSKI & VAN LOON 1987).

Proglazialer Sandersee

In den Sommermonaten wird das Hauptbecken infolge des Rückstaus der Schmelzwässer von einem sehr flachen Sandersee eingenommen (Abb. 2, 3). Die maximale Wassertiefe des Sandersees beträgt beim

Abb. 14:

Sanderfläche zwischen Elisabethfelsen (im Hintergrund) und dem Felsriegel, aufgenommen am 4. Oktober 1991. Zu diesem Zeitpunkt wurden die Schmelzwässer nicht mehr zurückgestaut und die im Sommer vom Sandersee bedeckte Fläche wird von einem verzweigten Rinnensystem mit dazwischenliegenden Barren durchflossen (Aufnahme am 4. Oktober 1991).



Ausfluß in die Möllschlucht derzeit maximal etwa 1 bis 1,5 m. Wegen der geringen Wassertiefe ist ein Delta mit steiler Deltavorschüttung nicht entwickelt, sondern die fluviatilen Sedimente gehen in ein sehr flaches Delta über, das eher den Charakter eines Prodeltas aufweist und im proximalen Teil von einzelnen Rinnen durchzogen wird. Eine Temperatur- und Dichteschichtung in der Wassersäule des Sandersees ist bei der geringen Wassertiefe und hohen Durchflußrate nicht zu erwarten. Durch den starken Eintrag an Suspensionsfracht ist das Wasser des Sandersees ständig getrübt, da sich die Suspensionsfracht nur langsam absetzt.

Bei starker Schmelzwasserführung ist die Sedimentfracht (Geschiebe- und Suspensionsfracht) und damit auch die Dichte des in den Sandersee fließenden Schmelzwassers recht hoch, sicher höher als die Dichte des Wassers im Sandersee, so daß die sedimentbeladenen Schmelzwässer vermutlich in Form von „Underflows“ (Dichteströmen, Turbiditen) in den See fließen. Als Folge dieser Underflows entstehen, je nach Korngröße, Sedimentgehalt und Strömungsgeschwindigkeit Lithofaziestypen mit unterschiedlichen Sedimentstrukturen. Diese Sedimente können im Herbst bei abgesenktem Wasserspiegel, wenn sich die fluviatilen Rinnen in die im Sommer abgelagerten lakustrinen Sedimente einschneiden und diese erodieren (Abb. 14), an den Prallhängen größerer Rinnen untersucht werden. Die Sedimentstrukturen werden durch den Wind oft sehr schön herauspräpariert.

Generell ist im Sandersee eine deutliche Korngrößenabnahme vom proximalen Deltabereich (sandig – feinkiesig) bis zum Ausfluß des Sees (tonig – siltig) festzustellen.

Insgesamt konnten an den Prallhängen folgende Lithofaziestypen beobachtet werden:

a) Proximaler Deltabereich

– Vereinzelt kleine Rinnen, mit trogförmig schräggeschichteten Feinkiesen ausgefüllt (Abb. 15).

– Bis etwa 10 cm dicke Feinkieslagen mit planarer Schrägschichtung (Abb. 16).

Diese beiden Lithofaziestypen sind als fluviatile Sedimente (Rinnen, Barren) zu deuten, entstanden bei abgesenktem Wasserspiegel.

– Horizontalgeschichtete Feinkies- und Sandlagen, bis etwa 10 cm dick und häufig gradiert, überlagert von

Abb. 15:

Kleine, trogförmig eingeschnittene Rinnen, mit feinkiesigen, schräggeschichteten Sedimenten aufgefüllt. Die schräggeschichteten Rinnenfüllungen werden von einer dünnen Lage horizontalgeschichteter Feinkiese und von Sanden mit Strömungsrippeln überlagert. Aufschluß an einem Prallhang, aufgenommen am 26. Oktober 1991. Maßstab mit cm-Markierung.

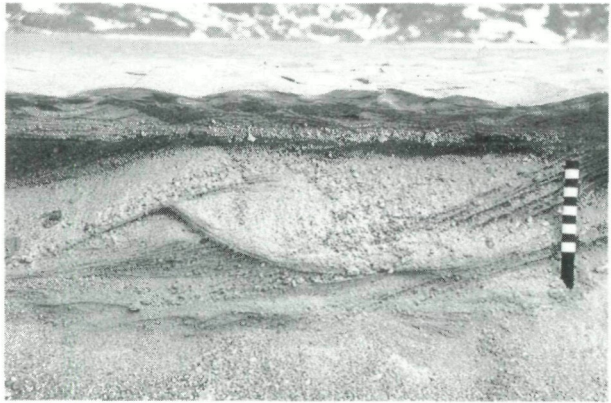


Abb. 16:

Planar schräggeschichtete Feinkieslage (kleine Kiesbarre), überlagert von horizontalgeschichteten Feinkiesen des oberen Fließregimes und einer dünnen Sandlage mit Strömungsrippeln (unteres Fließregime) am Top. Aufnahme vom 26. Oktober 1991, Maßstab mit cm-Markierung.

– verschiedenen Typen von Strömungsrippeln mit Rippelschrägschichtung (Abb. 16, 17, 18).

– Grobsilt-, Feinsandlagen zeigen häufig syndesimentäre Deformationsstrukturen (Wickelschichtung; Abb. 18).

b) Distaler Deltabereich

In diesem Bereich werden fast nur siltige und feinsandige Sedimente abgelagert. Die dominierenden Lithofaziestypen sind

– horizontalgeschichtete Silt- und Feinsande, die nach oben in

– Grobsilt- und Feinsandlagen mit verschiedenen Typen von Strömungsrippeln übergehen.

c) Im Bereich des Ausflusses werden tonig-siltige, laminierte Sedimente

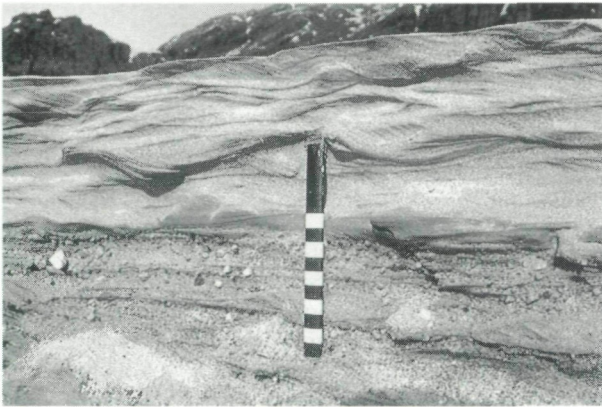
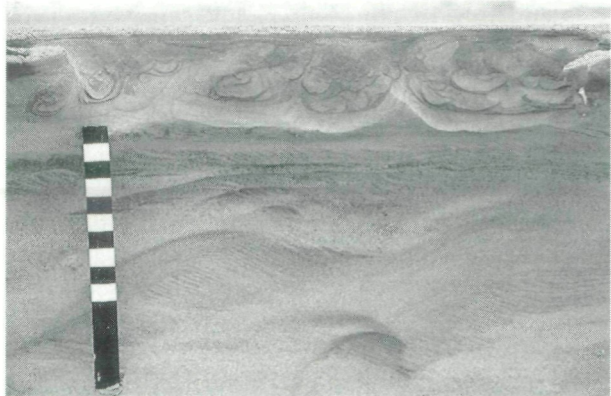


Abb. 17:
Horizontalgeschichtete sandige Feinkiese, überlagert von Sanden mit Strömungsrippeln und Rippelschrägschichtung (teilweise kletternde Rippeln). Fließrichtung von links nach rechts. Aufnahme vom 26. Oktober 1991, Maßstab mit cm-Markierung.

Abb. 18:

Sandlage mit schön ausgebildeten kletternden Strömungsrippeln (mit erhaltener Luv- und Leeseite), überlagert von feinsandig-siltigen Sedimenten mit charakteristischen syndesimentären Entwässerungsstrukturen („Wickelschichtung“). Aufnahme vom 26. Oktober 1991, Maßstab mit cm-Markierung.



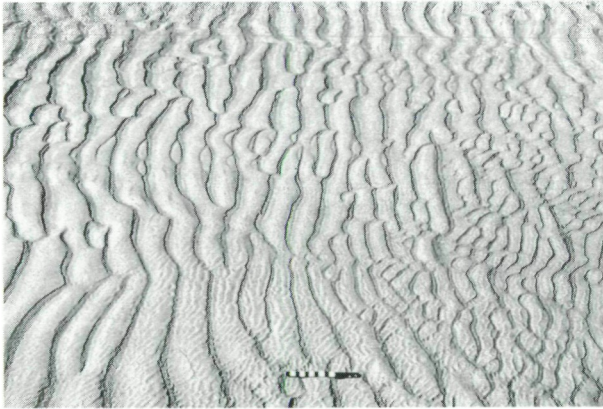


Abb. 19:
Sedimentoberfläche des Sandersees im Herbst (4. Oktober 1991) mit Strömungsrippeln. Kammverlauf der Rippeln ist leicht bis stärker gebogen. Maßstab mit cm-Markierung.

mit eingeschalteten, wenige mm dicken Kleinstrippellagen (Strömungsrippeln mit Rippelschrägschichtung) abgelagert.

In den siltigen und feinsandigen Sedimenten des distalen Deltabereiches bis hin zum Ausfluß sind syndimentäre Deformationsstrukturen (Abb. 18) häufig zu beobachten.

Sowohl die horizontalgeschichteten, teilweise gradierten Sedimente als auch die verschiedenen Strömungsrippeln sind aus sedimentbeladenen Dichteströmen hervorgegangen. Die horizontalgeschichteten Sedimente entstanden bei relativ hohen Fließgeschwindigkeiten (oberes Fließregime), die verschiedenen Strömungsrippeln dagegen sind Ablagerungen des unteren Fließregimes.

Nach der Form der Rippelkämme können Strömungsrippeln mit geradem, leicht gebogenem bis zungenförmigem Kammverlauf beobachtet werden (Abb. 19, 20). Zwischen den einzelnen Typen bestehen oft fließende Übergänge.

Die Ausbildung des Kammverlaufes ist generell abhängig von der Fließgeschwindigkeit. Je höher die Fließgeschwindigkeit, umso unregelmäßiger wird der Kammverlauf (siehe z. B. BANKS & COLLINSON 1975).

Im Querschnitt können verschiedene Typen von Rippelschrägschichtung (ripple-drift cross-lamination) beobachtet werden:

- Typ A: Kletternde Rippeln mit erodierten Luv-Blättern und erhaltenen Lee-Blättern,
- Typ B: Kletternde Rippeln mit erhaltenen Luv- und Lee-Blättern (Abb. 18) sowie
- In-Phase-Rippeln („draped lamination“ sensu ASHLEY et al. 1982).

Abb. 20:
Sedimentoberfläche
des Sandersees im
Herbst (4. Oktober
1991) mit stark
asymmetrischen,
zungenförmigen
Strömungsrippeln.
Maßstab mit cm-
Markierung.



Generell entstehen kletternde Rippeln im unteren Fließregime (15 bis 50 cm/sec) bei hoher Sedimentfracht (Suspensions- und Geschiebefracht) im Grobsilt- bis Feinsandbereich. Nach ASHLEY et al. (1982) werden Rippeln vom Typ A bei relativ geringer Sedimentfracht (v. a. geringer Geschiebefracht) und Rippeln vom Typ B bei hoher Sedimentfracht (v. a. hoher Geschiebefracht) gebildet. In-Phase-Rippeln entstehen durch das Absinken von Suspensionsfracht auf inaktive Rippeln. Die entscheidenden Faktoren bei der Bildung von Strömungsrippeln sind also Fließgeschwindigkeit und Sedimentfracht sowie das Verhältnis Suspensions- zu Geschiebefracht. Die Korngröße spielt ebenfalls eine gewisse Rolle. Die verschiedenen Typen von Strömungsrippeln sind in erster Linie auf Änderungen in der Fließgeschwindigkeit und Sedimentkonzentration zurückzuführen (siehe ALLEN 1970, 1971, 1973, ASHLEY et al. 1982, GUSTAVSON et al. 1975, JOPLING & WALKER 1968).

ASHLEY et al. (1982) konnten anhand experimenteller Untersuchungen im Strömungskanal zeigen, daß bei Fließgeschwindigkeiten von 15 bis 40 cm/sec und Sedimentationsraten von 5 bis 15 cm/Stunde eine 20 cm dicke Abfolge von Strömungsrippeln in einem Zeitraum von 1,5 bis 3 Stunden entsteht.

Daraus kann folgendes geschlossen werden:

Die an den Prallhängen aufgeschlossenen Abfolgen, die sich aus horizontalgeschichteten, häufig gradierten Feinkiesen bis Sanden und überlagernden Feinsanden bis Grobsilten mit verschiedenen Typen von Strömungsrippeln zusammensetzen (Abb. 17), bilden jeweils eine Sedimentationseinheit, die innerhalb mehrerer Stunden bis weniger Tage entstanden ist und auf ein Sedimentationsereignis zurückzuführen sind. Diese wenige dm-mächtigen, nach oben feiner werdenden Abfolgen dokumen-

tieren auch sehr schön das Nachlassen der Fließgeschwindigkeit während der Sedimentation. Die horizontalgeschichteten Feinkiese und Grobsande entstanden im oberen Fließregime, nachlassende Fließgeschwindigkeit führte dann zur Entstehung der Strömungsrippeln, wobei generell die Korngröße von unten nach oben abnimmt. Am Top dieser Abfolgen sind oft In-Phase-Rippeln zu beobachten, die darauf hinweisen, daß die Rippeln überhaupt zum Stillstand gekommen sind und nur mehr Suspensionsfracht aus der Wassersäule abgesunken ist.

Ein charakteristisches Merkmal der lakustrinen Sedimente des Sandersees ist auch das Auftreten synsedimentärer Deformationsstrukturen („Wickelschichtung“). Es handelt sich dabei um Entwässerungsstrukturen, die bevorzugt in Grobsilt- bis Feinsandlagen entstehen (Abb. 18). Entwässerungsvorgänge werden vor allem durch plötzliche Auflast ausgelöst, wenn wassergesättigte Sedimente von einer rasch abgelagerten Sedimentlage überlagert werden. Im Bereich des Sandersees konnten wir beobachten, daß solche synsedimentären Deformationsstrukturen häufig aus Strömungsrippeln hervorgegangen sind. Möglicherweise spielen bei diesen Entwässerungsvorgängen auch Gefrier- und Tauprozesse eine gewisse Rolle.

Die laminierten Sedimente im Bereich des Seeausflusses sind teilweise durch distale Dichteströme (grobe Laminae und Strömungsrippeln), teilweise durch das Absinken der Suspensionsfracht entstanden.

Ähnliche Sedimente und Sedimentationsprozesse sind aus vielen proglazialen Seen bekannt (z. B. GUSTAVSON 1975a, b, GILBERT 1975, SHAW 1977 u. a.).

Zusammensetzung, Rundung und Sortierung der Sedimente

An 6 Proben (4 Fein- bis Mittelkiesproben, 2 Moränenproben) wurde das Geröllspektrum der Kornfraktion > 8 mm untersucht, wobei 4 Geröllgruppen unterschieden wurden: 1. Quarz- und Quarzitgerölle, 2. Grünschistsgerölle, 3. Kalkglimmerschiefergerölle und 4. diverse Glimmerschiefer- und Gneisgerölle.

In den fluviatilen Kiesen schwankt der Gehalt an Quarz- und Quarzitgeröllen zwischen 20 und 30%, jener an Kalkglimmerschiefergeröllen zwischen 26 und 48%. Der Anteil an diversen Glimmerschiefer- und Gneisgeröllen liegt zwischen 23 und 40%. Der Gehalt an Grünschistsgeröllen (v. a. Prasinitgerölle) ist mit 5 bis 13% auffallend gering.

Im Vergleich dazu ist der Anteil an Quarz- und Quarzitgeröllen in den 2 untersuchten Moränenproben deutlich geringer ($< 5\%$), Grünschistsgerölle sind mit rund 10% etwa gleich häufig. Der Gehalt an Glimmer-

schiefer- und Gneisgeröllen schwankt zwischen 9 und 42%, Kalkglimmerschiefergerölle sind mit 46 bis 77% vertreten.

Interessante Ergebnisse lieferten auch die Schwermineraluntersuchungen, wobei insgesamt 8 Proben (Feinsand – Kies, 1 Moränenprobe) untersucht wurden. Das Schwermineralspektrum setzt sich, wie zu erwarten, aus Mineralen der Epidot-Zoisit-Gruppe, Hornblende, Granat, Apatit, Zirkon, Turmalin, Rutil und Titanit zusammen. Letztere treten nur in einzelnen Körnern auf, während der Gehalt an Epidot-Zoisit, Hornblende und Granat unterschiedlich ist: Die höchsten Gehalte an Granat (bis knapp 50%) waren in grobsandigen und kiesigen Sedimenten festzustellen, während in Fein- und Mittelsanden max. 5% Granat enthalten waren. Minerale der Epidot-Zoisit-Gruppe zeigten dagegen einen umgekehrten Trend, sind in Fein-, Mittelsanden mit 50 bis 70% vertreten, in gröberen Sedimenten dagegen mit weniger als 50%. Hornblende ist in feinkörnigeren Sedimenten ebenfalls etwas häufiger vertreten als in grobkörnigen. Die Ursachen für diese Korngrößenabhängigkeit ist nicht bekannt, hängt möglicherweise mit der höheren Dichte von Granat ($D = 3,4$ bis $4,5$) gegenüber Epidot-Zoisit ($D = 3,25 - 3,45$) und Hornblende ($D = 3,1$ bis $3,6$) zusammen. Auch Kornform und Korngröße in den Ausgangsgesteinen spielen hier vermutlich eine gewisse Rolle.

Von insgesamt 11 Proben (Silt – Kies, 2 Moränen) wurde die Grobsiltfraktion (0,04 bis 0,063 mm) abgesiebt und davon Difraktometeraufnahmen durchgeführt, wobei folgende Mineralphasen festgestellt werden konnten: Quarz, Albit, Muskowit, Kalzit, Chlorit, Dolomit, Hornblende, Paragonit, Ankerit und Biotit.

Während Quarz, Albit und Kalzit keine nennenswerte Korngrößenabhängigkeit zeigten, waren Muskowit und Chlorit in feinkörnigen Sedimenten und in den beiden Moränenproben häufiger als in den grobkörnigen Sedimenten. Hornblende, Paragonit, Dolomit und Ankerit konnten nur vereinzelt und in geringen Mengen nachgewiesen werden. Die Suspensionsfracht besteht aus Quarz, Albit, Kalzit und größeren Mengen an Chlorit, Muskowit und Hornblende.

Chlorit zeigt bereits deutliche Anzeichen stärkerer Verwitterung zu Tonmineralen.

An 6 Proben (4 fluviatile Kiese und 2 Moränen) wurde an den Geröllen mit > 8 mm Durchmesser der Rundungsgrad festgestellt. Gerölle mit Korngrößen von 8 bis 16 mm waren durchwegs als eckig bis kantengerundet zu bezeichnen, Gerölle > 16 mm als kantengerundet (v. a. Kalkglimmerschiefergerölle), untergeordnet eckig und gerundet. Gerölle über 10 cm sind überwiegend kantengerundet bis gerundet, teilweise

auch eckig. Kalkglimmerschiefergerölle sind meist besser zugerundet als andere Gerölltypen.

Die Sortierung wurde nach der Formel von FOLK & WARD (1957) (Inclusive graphic standard deviation) berechnet.

Proben 2–5 (feinsandige Strömungsrippeln) waren gut bis mäßig sortiert ($S_I = 0,46 - 0,73$), Probe 6 (planar schräggeschichtete Feinkieslage) zeigte schlechte Sortierung ($S_I = 1,5$), Proben 7–9 (ungeschichtete Feinkieslagen, Barren und Rinnensedimente) sind sehr schlecht sortiert ($S_I = 2,5 - 3$) und die Proben 10 und 11 (Moränen) zeigten sehr schlechte bis extrem schlechte Sortierung ($S_I > 3$) (siehe dazu die Kornsummenkurven in Abb. 21).

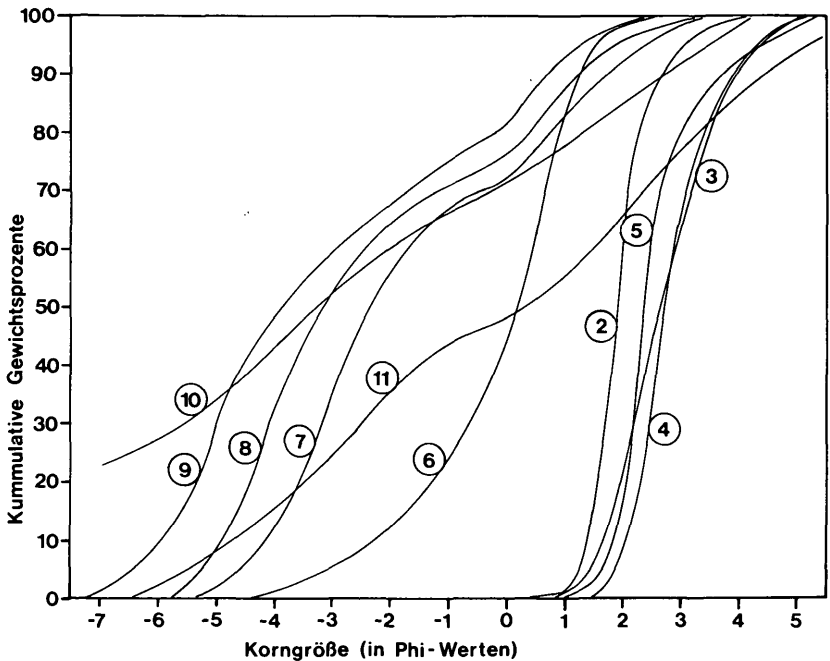


Abb. 21: Kornsummenkurven untersuchter Sedimentproben vom Gletschervorfeld der Pasterze. Probe 2: sandige Strömungsrippeln, 3: kleine Strömungsrippeln mit leicht gebogenem Kammverlauf an der Sedimentoberfläche, 4 und 5: sandige Strömungsrippeln (kletternde Rippeln), 6: planar schräggeschichtete Feinkieslage (Abb. 16), 7: ungeschichtete Kieslage, 8: mittelkörnige Kiesbarre, 9: Kiesbarre, 10 und 11: Moräne vor der Gletscherzunge auf der orogr. linken Talseite unterhalb der Franz-Josefs-Höhe (die Lage der Probenpunkte 2–9 ist aus Abb. 2 ersichtlich).

Auffallend hoch ist der Gehalt an Altkristallgeröllen (diverse Glimmerschiefer und Gneise) sowie teilweise an Granat im Schwermineralspektrum. Altkristallingesteine („Riffeldecke“) sind nur im Bereich Eiskögele – Johannisberg – Hohe Riffel, d. h. im hintersten Einzugsgebiet der Pasterze, aufgeschlossen. Der Großteil des Einzugsgebietes wird aus Kalkglimmerschiefern und Prasiniten der Oberen Schieferhülle (Glocknerdecke) aufgebaut. Demnach werden beträchtliche Sedimentmengen durch die Pasterze vom hintersten Nährgebiet (hinteres Schneewinkel und hinteres Riffelwinkel) zum Gletschervorfeld transportiert. Der teilweise erstaunlich hohe Rundungsgrad der Gerölle im eisrandnahen Gletschervorfeld, auch im Moränenmaterial, weist darauf hin, daß neben Eistransport (Moränen) auch Sedimenttransport durch fließendes Wasser, und zwar durch Schmelzwässer in Eisspalten und subglazialen Tunnels sowie in Abflußrinnen an der Gletscheroberfläche stattfindet. An der Gletscherstirn können auch tatsächlich breite, mit kiesigen Sedimenten ausgefüllte Spalten im Gletschereis beobachtet werden, wobei die Gerölle teilweise gut zugerundet sind. Durch die oberflächliche Abflußrinne an der Grenze moränenbedeckte–moränenfreie Pasterze wird die Oberflächenmoräne erodiert und das Material zum Gletschervorfeld transportiert, allerdings spielt dies mengenmäßig nur eine untergeordnete Rolle.

DANK

Wir danken sehr herzlich der Tauernkraftwerke AG für die Bereitstellung von Unterlagen (Meßdaten bezüglich der Abflußwerte, des Schwebstofftransportes und der Auflandung des Sandersees) und wertvolle Hinweise. Die Herren Mag. V. Mair und Dr. R. Tessadri (Institut für Mineralogie der Universität Innsbruck) waren bei der Durchführung der Röntgendiffraktometeranalysen behilflich, wofür wir uns ebenfalls herzlichst bedanken.

LITERATUR

- ALLEN, J. R. L. (1970): A quantitative model of climbing ripples and their cross-laminated deposits. – *Sedimentology* 14, 5–26 Amsterdam.
- (1971): A theoretical and experimental study of climbing-ripple cross-lamination, with a field application to the Uppsala esker. – *Geogr. Annaler* 53A, 157–187, Stockholm.
- (1973): A classification of climbing-ripple cross-lamination. – *Jl. geol. Soc. Lond.*, 129, 537–541, London.
- ASHLEY, G. M., J. B. SOUTHARD & J. C. BOOTHROYD (1982): Deposition of climbing-ripple beds: a flume simulation. – *Sedimentology* 29, 67–79, Oxford.
- BANKS, N. L., & J. D. COLLINSON (1975): The size and shape of small-scale current ripples: an experimental study using medium sand. – *Sedimentology* 22, 583–599, Oxford.
- BLUCK, B. J. (1974): Structure and directional properties of some valley sandur deposits in southern Iceland. – *Sedimentology* 21, 533–554, Oxford.

- BOOTHROYD, J. C., & G. M. ASHLEY (1975): Processes, bar morphology and sedimentary structures on braided outwash fans, Northeastern Gulf of Alaska. – In: A. V. JOPLING & B. C. McDONALD (Eds.), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. 23, 193–222, Tulsa.
- BRODZIKOWSKI, K., & A. J. VAN LOON (1987): A Systematic Classification of Glacial and Periglacial Environments, Facies and Deposits. – *Earth-Sci. Rev.* 24, 297–381, Amsterdam.
- CHURCH, M. (1972): Baffin Island sandurs: a study of arctic fluvial processes. – *Geol. Surv. Canada Bull.* 216, 1–208.
- CHURCH, M., & R. GILBERT (1975): Proglacial fluvial and lacustrine sediments. – In: A. V. JOPLING & B. C. McDONALD (Eds.), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. 23, 22–100, Tulsa.
- FOLK, R. L., & W. C. WARD (1957): Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. – *Jour. Sed. Petrology* 27, 3–26, Tulsa.
- GILBERT, R. (1975): Sedimentation in Lillooet Lake, British Columbia. – *Can. J. Earth Sci.*, 12, 1697–1711.
- GUSTAVSON, T. C. (1975a): Bathymetry and sediment distribution in proglacial Malaspina Lake, Alaska. – *Jour. Sed. Petrol.* 45, 450–461, Tulsa.
- (1975b): Sedimentation and physical limnology in proglacial Malaspina Lake, Southeastern Alaska. – In: A. V. JOPLING & B. C. McDONALD (Eds.), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. 23, 249–263, Tulsa.
- GUSTAVSON, T. C., G. M. ASHLEY & J. C. BOOTHROYD (1975): Depositional Sequences in glaciolacustrine Deltas. In: A. V. JOPLING & B. C. McDONALD (Eds.), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. 23, 264–280, Tulsa.
- HEIN, F. J. & R. G. WALKER (1977): Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. – *Can. Jour. Earth Sci.*, 14, 562–570.
- JOPLING, A. V. & R. G. WALKER (1968): Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination from the Pleistocene of Massachusetts. – *Jour. Sed. Petrol.*, 38, 971–984, Tulsa.
- KRIGSTRÖM, A. (1962): Geomorphological studies of Sandur plains and their braided rivers in Iceland. – *Geogr. Annaler* XLIV, 328–346, Stockholm.
- McDONALD, B. C., & I. BANERJEE (1971): Sediments and bed forms on a braided outwash plain. – *Can. Jour. Earth Sci.*, 8, 1282–1301.
- PASCHINGER, H. (1962): Die Pasterze in den Jahren 1957–1961. – *Carinthia* II, 152/72, 7–13, Klagenfurt.
- (1967): Die Pasterze in den Jahren 1962–1966. – *Carinthia* II, 157/77, 82–88, Klagenfurt
- (1972): Die Pasterze in den Jahren 1967–1971. – *Carinthia* II, 162/82, 123–128, Klagenfurt.
- PASCHINGER, V. (1948): Pasterzenstudien. *Carinthia* II, Sonderheft 11, 1–119, Klagenfurt.
- PATZELT, G. (1969): Zur Geschichte der Pasterzenschwankungen. – In: J. BÜDEL & U. GLASER (Hrsg.): *Neue Forschungen im Umkreis der Glocknergruppe*. – *Wiss. Alpenver-einsh.* 21, 171–179, München.
- SHAW, J. (1977): Sedimentation in an alpine lake during deglaciation, Okanogan Valley, British Columbia, Canada. – *Geogr. Annaler*, 59A, 221–240, Stockholm.
- TINTOR, N. (1991): 10 Jahre Ablationsmessungen an der Pasterze. – *Carinthia* II, 181/101, 277–299, Klagenfurt.

- WAKONIGG, H. (1977): Die Pasterze in den Jahren 1971 bis 1976. – Carinthia II, 167/87, 147–152, Klagenfurt.
- (1982): Die Pasterze in den Jahren 1976 bis 1981. – Carinthia II, 172/92, 173–180, Klagenfurt.
- (1988): Die Pasterze in den Jahren 1981 bis 1986. – Carinthia II, 178/98, 421–429, Klagenfurt.
- (1991): Die Nachmessungen an der Pasterze von 1879 bis 1990. – Arb. Geogr. Inst. Graz, Bd. 30, 271–307, Graz.

Anschrift der Verfasser: Univ.-Doz. Dr. Karl KRAINER, Institut für Geologie und Paläontologie, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Mag. Dr. Gerhard POSCHER, ILF-Ingenieurgesellschaft, Framsweg 16, A-6020 Innsbruck.