

## Permafrost in hochletztzeitlichen glazifluvialen Sedimenten – und was daraus folgt \*

von Karl Albert Habbe, Erlangen

Die Abbildung 1 stammt aus einer Sandgrube westlich Vojens (Nordschleswig/Sönder-Jylland). Die Grube liegt nahe der Kegelspitze eines Sanders, der von – dem Haderslebener Tunneltal folgenden – Schmelzwässern des Maximalstandes der Weichsel-Eiszeit geschüttet wurde (zur Lage im Gürtel der nordwestdeutschen Sanderflächen vgl. Woldstedt 1961, 138). Die Aufschlußwand verläuft etwa West-Ost; die Schüttung erfolgte nach Südwesten, also schräg nach links aus der Wand heraus. Durch die gesamte Ablagerungsfolge – soweit sie erschlossen ist – greift eine Frostspalten-Pseudomorphose



Abb. 1. Ostabschnitt der nördlichen Abbauwand der Kiesgrube Vojens mit durchlaufender (syngenetischer) Frostspalten-Pseudomorphose (Aufn.: Verf. 21. 8. 1980).

\* Überarbeitete und durch Anmerkungen ergänzte Fassung eines Vortrags, der am 18. 4. 1990 auf der Jahrestagung der Hugo Obermaier-Gesellschaft in Trier gehalten wurde. Vgl. S. 227 dieses Bandes.

hindurch. Es handelt sich um eine syngenetische Frostspalte, die mit dem Schichtstapel aufgewachsen ist, sich also während der gesamten Akkumulationszeit immer wieder neu gebildet hat. Sie beweist nicht nur, daß die Akkumulation unter Permafrostbedingungen erfolgte, sondern auch, daß der Permafrost des Hochglazials die gerade geschütteten glazifluvialen Sedimente alsbald erfaßte, der Permafrostspiegel also im Gleichtakt mit der Aufschüttung im Sedimentkörper immer höher aufwuchs und dieser Vorgang bis zum Ende der Schüttung anhielt. Unter hochletztaltzeitlichen Bedingungen hat also der Permafrost nicht nur – was seit langem bekannt ist (Poser 1947, Kaiser 1960) – die gesamten älteren Ablagerungen außerhalb der vergletscherten Areale und ihrer Abflüsse erfaßt, sondern auch – und zwar unmittelbar nach der Ablagerung – die von den alpinen Vorlandgletschern und vom Inlandeis selbst geschütteten glazialen und glazifluvialen Ablagerungen.

Das ist im Prinzip keine neue Erkenntnis. So finden sich etwa bei Gallwitz (1949) entsprechende Beobachtungen und Schlußfolgerungen, und bei Ehlers & Grube (1983:252) heißt es mit Bezug auf die Schmelzwasserablagerungen in Nordwestdeutschland lapidar: „The sands were deposited under permafrost conditions.“ Aber über die Implikationen und Konsequenzen dieser Feststellung ist in der einschlägigen Literatur (Jopling & McDonald 1975, Reineck & Singh 1980, Starkel & Thornes 1981, Hinze et al. 1989) wenig zu finden. Über die zeitliche Einordnung des Phänomens habe ich selbst vor der Hugo Obermaier-Gesellschaft schon einmal vor 6 Jahren vorgetragen und zwar anhand von Beobachtungen aus dem Gebiet des würmzeitlichen Iller-Gletschers (Habbe 1985a, 1985b, 1986a). Dort ließ sich zeigen, daß Permafrostbedingungen charakteristisch sind für das Hochglazial der letzten Eiszeit, und daß das Spätglazial – südwestdeutsch gesprochen: die Zeit nach dem zweiten Vorstoß zur Inneren Jungendmoräne – keinen hochreichenden und damit – jedenfalls in der Regel – keinen unmittelbar oberflächenwirksamen Permafrost mehr kennt (und sich dadurch vom Hochglazial unterscheidet).

Über das Phänomen an sich kann es also keinen Zweifel geben. Aber man kann durchaus fragen: Prägt es sich – und gegebenenfalls: wie prägt es sich – auch in Aufschlüssen aus, in denen – und das ist die Regel – das Vorhandensein von Permafrost während der Ablagerung nicht durch Frostspalten belegt ist? Und man kann weiter fragen: Lassen die Aufschlüsse möglicherweise weitere Aussagen über die Auswirkungen des Permafrosts auf den Sedimentationsvorgang zu?

Um darauf eine Antwort zu finden, sei nochmals auf die Abbildung 1 eingegangen. Die Aufschlußwand konfrontiert mit mindestens zwei Problemen, nämlich

1. Wie ist das Vorkommen von Frostspaltenbildung – die Temperaturen tief unter 0° voraussetzt – und von Schmelzwassersedimenten – die Temperaturen über 0° anzeigen – in gleicher Position zu erklären? und

2. Wie erklärt sich das Ablagerungsmuster? Denn hier liegt offensichtlich keine konkordante Ablagerung vor. Die einzelnen Schichtpakete sind vielmehr

a. durch ganz unterschiedliche Korngrößen gekennzeichnet – was unterschiedliche Schleppekraft bei gleichen Gefällsbedingungen, also stark wechselnde Wassermengen anzeigt – und

b. durch unterschiedliche Schüttungswinkel – teils oberflächenparallele, teils Schräg-Schichtung –, was unterschiedliche Strömungsverhältnisse signalisiert, und sie sind teils in Rinnen, teils oberflächenparallel abgelagert, wobei aber oberflächenparallele Schichtgrenzen dominieren (Abb. 2).

Die Schichtgrenzen schneiden die jeweils älteren Ablagerungsstrukturen deutlich ab, womit klar wird, daß sie Erosionsdiskordanzen anzeigen. Die Schichtfolge repräsentiert also offensichtlich einen vielfach wiederholten Wechsel von Akkumulation und Abtragung, – und das bei unverändertem Gefälle, das an dieser Stelle den relativ hohen Wert von etwa 3 ‰ erreicht.

Dazu kommt als 3. Problem, daß Sand das am leichtesten mobilisierbare Sediment überhaupt darstellt und nicht leicht einzusehen ist, weshalb – wenn schon Erosion möglich war – nicht wesentlich mehr Material abgetragen wurde.

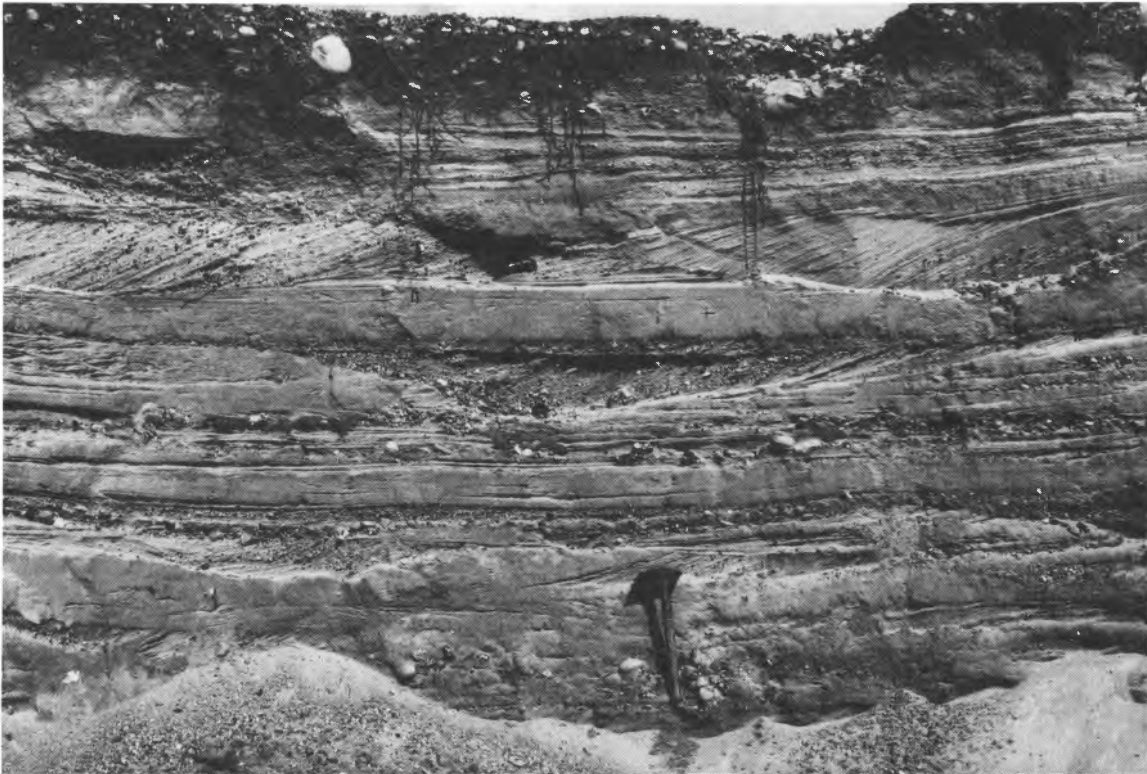


Abb. 2. Mittelabschnitt der nördlichen Abbauwand der Kiesgrube Vojens. Wechsel von Schräg- bzw. Kreuzschichtung und Parallelschichtung (Aufn.: Verf. 21. 8. 1980).

Um das zu erklären, muß man die Bedingungen rekonstruieren, unter denen diese Sedimentfolge zustandekam. Man kann dabei nicht ohne weiteres auf Beobachtungen aus rezenten Permafrostgebieten der europäischen und nordamerikanischen Arktis (Büdel 1969, Church 1972, McCann et al. 1972, Bibus et al. 1976, Scott 1978, Barsch & King 1981, Schunke 1981, 1989) zurückgreifen, – auch dann nicht, wenn sie an glazifluvialen (und nicht rein periglazial-fluvialen) Systemen vorgenommen wurden. Denn 1. fehlt es an den notwendigen Langzeitbeobachtungen aus diesen Gebieten, 2. haben die heutigen arktischen Gletscher und ihre Abflüsse andere (wesentlich kleinere) Dimensionen als das nordische Inlandeis und die alpinen Vorlandgletscher im pleistozänen Mitteleuropa, 3. hat die Arktis im Postglazial infolge isostatischer Ausgleichsbewegungen der Erdkruste Absenkungen der Erosionsbasen um z. T. mehrere Dekameter (mit gravierenden Auswirkungen auf die Flußlängsprofile) erfahren und 4. unterliegen die hohen Breiten anderen klimatischen (insbesondere anderen Strahlungs-) Bedingungen als Mitteleuropa während der pleistozänen Kaltzeiten. Man muß daher die notwendigen Informationen der Sedimentfolge selbst abzugewinnen suchen.

Feststeht, daß den Ablagerungen ein glaziales Abflußregime (Pardé 1933, 1947) zugrundeliegt. Gletscherabflüsse zeigen – und zwar unter allen Klimabedingungen – ein ganz charakteristisches Abflußverhalten (Abb. 3): es gehen dabei drei Viertel bis neun Zehntel des Abflusses während der Sommermonate Juni bis September ab, die übrigen acht Monate zusammen verzeichnen entsprechend nur ein Viertel bis ein Zehntel des Abflusses. Hauptursache für die Konzentration des Abflusses auf nur wenige Monate ist die Schneeschmelze in der warmen Jahreszeit. Anders als in reinen Periglazialgebieten, wo das Schneeschmelzwasser oft in nur zwei bis drei Wochen abkommt (McCann et al. 1972, Semmel 1985), zieht sie sich – wegen des allmählichen Aufwärtswanderns der Schneegrenze (Gross et al. 1976)

Abflußkoeffizient  $(= \frac{\text{Monatsmittel} \times 12}{\text{Jahresmittel}})$

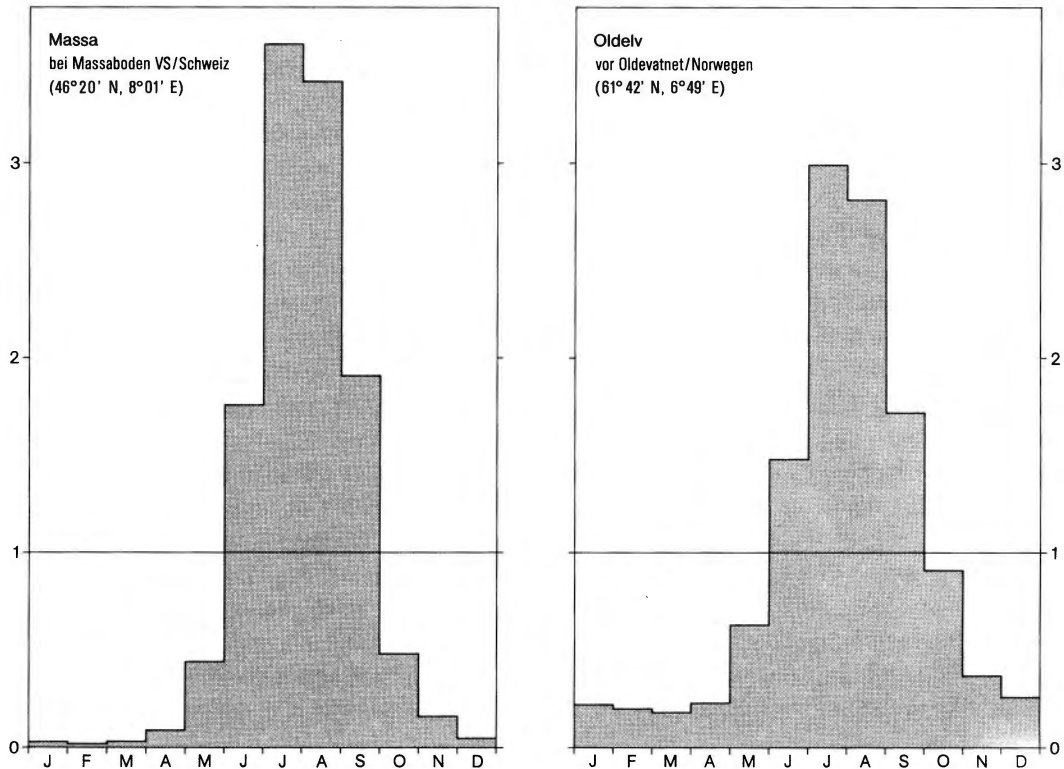


Abb. 3. Abflußkurven zweier Gletscherabflüsse nach Pardé (1933, 1947). Die Massa ist der Abfluß des Großen Aletsch-Gletschers, der Oldelv ein Abfluß des Jostedalubre. Zur besseren Vergleichbarkeit sind die Abflußmengen durch die Abflußkoeffizienten dargestellt. Der Koeffizient-Wert 1 entspricht dem arithmetischen Mittel (MQ) der Monatsabflüsse.

auf der Gletscheroberfläche – über die ganze warme Jahreszeit hin<sup>1</sup>. Dazu kommt im Hochsommer in erheblichem Maße Schmelzwasser aus den abtauenden Eismassen. Es dürfte unter den kaltzeitlichen Verhältnissen Mitteleuropas eine noch wesentlich größere Rolle gespielt haben als unter den heutigen Bedingungen in der Arktis (Flügel 1981). In jedem Falle führt ein glaziales Abflußregime dazu, daß das Gerinnebett vom Juni bis in den September – vor allem aber während des Spitzenabflusses im Frühsommer – durch das abkommende Schmelzwasser überflutet wird, in den übrigen Monaten aber größtenteils trockenliegt. Derartige Verhältnisse sind auch für die Abflüsse der hochkaltzeitlichen Alpenvorlandgletscher und des Inlandeises zu unterstellen, zu rechnen ist allenfalls – wegen der generell tieferen Temperaturen – mit einer noch stärkeren Konzentration auf die wärmsten Monate.

Für die Erklärung hochletztzeitlicher Sedimentfolgen bedeutet das: sie sind das Ergebnis extrem starker Wechsel in der Wasserführung, die zwei gegenläufige Formungstendenzen bedingten, nämlich zunehmende Erosionstendenz bei steigender Wassermenge im Frühsommer und – im Gegensatz dazu – zunehmende Akkumulationstendenz bei zurückgehendem Wasserandrang im Hoch- und Spätsommer.

Dazu kam unter hochkaltzeitlichen Bedingungen die Wirkung des Permafrostes. Zum einen verhinderte er, daß Schmelzwasser in den Untergrund eindringen konnte: Permafrostgebiete kennen kein

<sup>1</sup> Der Vorgang unterliegt – je nach Witterungsverlauf – zeitlichen Schwankungen: er kann konzentriert oder über einen längeren Zeitraum gestreckt, in einzelnen Jahren früher, in anderen später ablaufen. Einzelne Niederschlagsereignisse können das Abflußverhalten massiv beeinflussen (Church 1972, Flügel 1981, Schunke 1989).

Grundwasser. Die gesamte zur Verfügung stehende Wassermenge mußte also oberflächlich ablaufen. Erst dadurch wird verständlich, weshalb auf den heute gut drainierten und daher ganzjährig trockenliegenden Sander- und Vorlandschotterflächen überhaupt fluviale Erosions- und Akkumulationsvorgänge stattfinden konnten.

Zum anderen beeinflusste der Permafrost aber auch das Wechselspiel von Erosion und Akkumulation. Im einzelnen kann man die dabei ablaufenden Vorgänge in vier Phasen untergliedern:

1. Nach der kurzen, aber intensiven Akkumulationsperiode im späten Hochsommer, die die Gerinnebetten – wie bei rezenten Gletscherabflüssen auch – als breit aufgefächertes System von langgestreckten Kies- und Sandbänken und dazwischenliegenden, nach und nach ebenfall trockenfallenden flachen Rinnen – also den Typmerkmalen eines „braided river“ (Leopold et al. 1964, Miall 1977, Rust 1978) – hinterlassen hatte (Abb. 4), froren in den langen Monaten geringer Wasserführung zwischen Herbst und spätem Frühjahr die trockenliegenden Flächen komplett durch, wurden also in den im Untergrund vorhandenen Permafrostkörper einbezogen, – oder anders ausgedrückt: der jahreszeitliche Frostspiegel wuchs bis an die Reliefoberfläche auf. In der Endphase des Gefrierens konnte es dabei zur Ausbildung von Frostspalten kommen.

2. Im Frühsommer führte die Schneeschmelze im Gletschervorfeld alsbald zu rasch steigendem Wasserstand in den Gerinnebetten, jedoch – wegen des noch hochliegenden Permafrostspiegels – kaum zu Materialtransport.



Abb. 4. Hochsommeraspekt zweier glazifluvial gesteuerter 'braided river'-Systeme auf Plaun Segnas oberhalb Flims GR/Schweiz in knapp 2 100 m NN. Der Abfluß geht nach rechts. Das System im Mittelgrund zeigt den typischen Grundriß mit langgestreckten Kiesbänken und dazwischenliegenden verzweigten Rinnen, das von der gegenüberliegenden Talseite her einmündende System deutet den typischen Aufriß mit kleinräumigem Wechsel von Kiesrücken und Rinnenfüllungen an (Aufn.: Verf. 6. 8. 1988).

3. Bei weiter steigendem Wasserstand in der fortschreitenden warmen Jahreszeit haben die abkommenden Wassermassen ihrerseits die Permafrostoberfläche angeschmolzen. Damit wurde die erosionshemmende Wirkung des Bodeneises zunehmend aufgehoben, das bindungslos gewordene Lockermaterial konnte vom abfließenden Wasser aufgenommen werden, über die gesamte Gerinnebettbreite setzte Materialtransport ein. Es blieb jedoch nicht – wie in heutigen Subpolar- und Polargebieten (Koutaniemi 1984, Barsch 1981) – bei reinem Materialdurchtransport, sondern es kam – und zwar anscheinend regelmäßig – zu Erosion in die Tiefe. Sie war – man vergleiche dazu nochmals die Abbildungen 1 und 3 – offensichtlich imstande, die aus der vorjährigen Akkumulationsperiode überkommenen Kies- und Sandbänke nahezu vollständig abzuräumen, damit das typische Sedimentationsmuster eines „braided river“ – den kleinräumigen Wechsel von Kiesrücken und Rinnenfüllungen mit der dafür charakteristischen Kreuzschichtung (Miall 1977) – weitgehend auszulöschen und so jene oberflächenparallelen Strukturen zu schaffen, die das Aufschlußbild kaltzeitlicher fluvialer Ablagerungen kennzeichnen. Auf der anderen Seite hat aber der Permafrostspiegel die Abtragung auch in der warmen Jahreszeit wirksam behindert: leicht möglich war sie nur im aufgetauten und daher rasch mobilisierbaren Material, dagegen hielt sich die mechanisch wirkende Erosion im noch gefrorenen Untergrund offensichtlich in Grenzen. Denn sonst wäre nicht zu erklären, weshalb als Bilanz des Wechselspiels von Abtragung und Aufschüttung ein Akkumulationskörper entstehen konnte. Nur durch die erosionshemmende Wirkung des Permafrosts wird auch verständlich, weshalb sandige Lagen von offenbar rasch fließenden, grobsedimentreichen – und damit prinzipiell zu hoher Erosionsleistung fähigen – Schmelzwässern nicht ausgeräumt wurden.

4. Nach dem Durchgang der sommerlichen Hochwasserspitze kam es kurzfristig zu Akkumulation mit – je nach Lage zum Stromstrich – ganz unterschiedlichen Korngrößen und sicher auch unterschiedlichen Mächtigkeiten. Es entstanden erneut die für „braided rivers“ so typischen Kies- und Sandbänke mit dazwischenliegenden, nach und nach trockenfallenden Rinnen und damit über dem hochsommerlichen Permafrostspiegel eine Aufschüttung nichtgefrorenen Materials, das dann erst in der folgenden kalten Jahreszeit neu in den Permafrostkörper einbezogen wurde.

Dieses Wechselspiel von Aufschüttung und Abtragung, Durchfrieren und Auftauen wiederholte sich jedes Jahr, wobei die Auftaugrenze (und damit die Untergrenze der Abtragung) von Jahr zu Jahr – je nach Witterungsverlauf – unterschiedlich tief liegen konnte. Als Endergebnis dieser vielfach wiederholten Prozeßfolge zeichnen sich in den Aufschlüssen als Schichtgrenzen bzw. Diskordanzflächen diejenigen hochsommerlichen Permafrostspiegel ab, die später nicht mehr erreicht wurden, also – wie bei pleistozänen Ablagerungen häufig – in erster Linie die jüngsten Durchgänge der Prozeßfolge. Sie lassen sich als Folge von Jahren besonders geringer Auftautiefen, anders ausgedrückt: ungünstigster klimatischer Verhältnisse interpretieren.

Insgesamt ergibt sich demnach:

1. Die – in der Regel auffallend oberflächenparallelen – Schichtgrenzen hochglazialer glazifluvialer Sedimente repräsentieren ehemalige hochsommerliche Permafrostspiegel, oder – umgekehrt und als Antwort auf die erste der eingangs gestellten Fragen: – Permafrost läßt sich in den hochglazialen glazifluvialen Ablagerungen durch das Sedimentationsmuster nachweisen: die für diese Sedimente so charakteristische – und mit dem Oberflächenaspekt heutiger Gletscherabflüsse in so auffälliger Weise kontrastierende – Parallelschichtung ist eine direkte Folge des Permafrosts im Untergrund während der Zeit der Ablagerung<sup>2</sup>, und

<sup>2</sup> Das bedeutet u. a. auch, daß – zumindest in typischen Fällen – hochglaziale (permafrostbeeinflusste) und spät- bis postglaziale (nicht permafrostbeeinflusste) fluviale Sedimente anhand des Sedimentationsmusters unterschieden werden können. K. Heine (1982) hat dafür anhand der Älteren (hochglazialen) und der Jüngeren (jungtundrenzeitlichen) Niederterrasse des Mittelrheins im Bereich der Ahr-Mündung ein illustratives Beispiel geliefert: die Ältere Niederterrasse

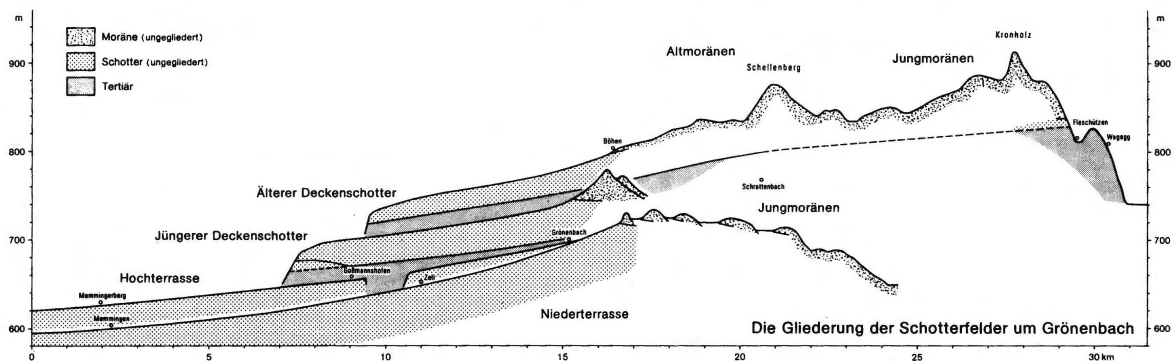


Abb. 5. Endmoränen und Schotterfelder beiderseits des Memminger Trockentals, der Penckschen Typregion für die Viergliederung der alpinen Eiszeiten. Deutlich wird bei allen vier Schotterkomplexen das erhöhte Längsgefälle im Bereich der Übergangskegel vor den Endmoränen (aus Habbe 1986b).

2. – als Antwort auf die zweite Frage: – der hochglaziale Permafrost hemmte die Tiefenerosion und förderte damit letztlich die Akkumulation, und zwar auch in Bereichen mit relativ hohen Längsgefällen<sup>3</sup>.

Diese erosionshemmende und akkumulationsfördernde Wirkung des hochglazialen Permafrosts hat eine ganze Reihe von Folgephänomen verursacht. Drei davon möchte ich kurz ansprechen:

1. Das hohe Längsgefälle der Übergangskegel vor den Endmoränen kaltzeitlicher Gletscher im Alpenvorland (Abb. 5) hat man zumeist als Folge des größeren Kornes der gletschernahen Ablagerungen gedeutet (du Pasquier 1891, Penck & Brückner 1901/09, Schaefer 1950, Troll 1977). Tatsächlich sind aber diese Schotter in ihrer Masse keineswegs besonders grobkörnig (Abb. 6). Andererseits ist ein Nachfolgefluß ehemaliger Schmelzwasserabflüsse wie die Iller mit einem Längsgefälle von 1,5 ‰ im Bereich der Jungmoränen auch unter heutigen Bedingungen bei Hochwasser noch zu beträchtlicher Tiefenerosion fähig (Habbe 1985b). Unter diesen Prämissen müßten die Längsgefälle der letztkaltzeitlichen Übergangskegel – sie liegen generell über 10 ‰, im Extremfall erreichen sie bis 17 ‰ (Habbe & Rögner 1989), sind also bis zu zehnmal steiler als das Längsgefälle eines Flusses, der unter heutigen Bedingungen erodiert – unerklärlich erscheinen, wenn es nicht die erosionshemmende und akkumulationsfördernde Wirkung des hochglazialen Permafrosts gegeben hätte. Sie erklärt aber nicht nur das besonders auffällige Phänomen der Übergangskegel, und auch nicht nur, weshalb es in den talwärts anschließenden glazifluvialen Abflußrinnen – worauf schon I. Schaefer (1950) hingewiesen hat –

zeigt Parallelschichtung, die Jüngere Niederterrasse dagegen Schräg- und Kreuzschichtung, also das auch von rezenten (und fossilen) „braided rivers“ bekannte Sedimentationsmuster (Miall 1977, Rust 1978).

Heine hat den Unterschied der Sedimentationsmuster freilich anders erklärt: er deutet sie als Folge unterschiedlich hoher Fließgeschwindigkeiten bei im übrigen gleichen morphologischen Bedingungen. Doch ist der für die Bildung der hochglazialen Ablagerungen unterstellte schießende Abfluß

- a. bei den gegebenen Gefällsverhältnissen nur schwer vorstellbar, und hätte – falls tatsächlich gegeben –
- b. die leicht beweglichen Kiese und Sande der Älteren Niederterrasse nicht akkumuliert, sondern durchtransportiert und damit letztlich zu Erosion führen müssen.

<sup>3</sup> Diese Feststellung steht scheinbar im Widerspruch zu Büdels (1969, 1977) Vorstellungen von den Wirkungen des „Eisrinden-Effekts“. Nach Büdel müßte Permafrost unter glazifluvialen Gerinnen gerade nicht zu Akkumulation, sondern zu Erosion führen. Büdel begründet damit seine „Subpolare Zone exzessiver Talbildung“. Aber abgesehen davon, daß der Eisrinden-Effekt als solcher ebenso wie seine Folgen durchaus umstritten ist (Bibus et al. 1976, Barsch & King 1981, Stäblein 1983, Weise 1983, Semmel 1985, Späth 1986), stellen die glazifluvialen Schmelzwassergerinne des kaltzeitlichen Mitteleuropa mit ihren großen Wassermengen und ihrer hohen Belastung durch grobklastisches Material einen Sonderfall dar, der nicht unbeschten verallgemeinert werden darf.



Abb. 6. Südwestwand der Kiesgrube Eichelsteig (nördl. Biberach a. d. Riß) im Übergangskegel des rißzeitlichen Rheingletschers. Wechsel von gröber- und feinerkörnigem Material, ausgesprochen grobes Material bildet die Ausnahme. Auch hier überwiegt Parallelschichtung (Aufn.: Verf. 5. 4. 1966).

überhaupt nur während des Hochglazials Akkumulation gab<sup>4</sup>. Sie dürfte auch der Grund gewesen sein, weshalb im hochglazial-fluvialen Milieu generell – also nicht nur in glazifluvialen, sondern auch in periglazial-fluvialen Systemen – bei entsprechender Zufuhr örtlich unverhältnismäßig große Materialmengen akkumuliert (ein – wiederum nur besonders auffälliges – Beispiel dafür sind die überdimensionierten kaltzeitlichen Schwemmkegel an der Ausmündung von Seitentälern in die Haupttäler) und damit – insbesondere in den oberen Abschnitten der Mittelläufe heutiger Flüsse – ein signifikant unausgeglichenes Flußlängsprofil aufgebaut wurde. Diese Unstetigkeit konnte erst im Spät- und frühen

<sup>4</sup> Schaefer selbst hat die ausschließlich hochglaziale Akkumulation als Folge eines zunehmend ungünstiger werdenden Verhältnisses von Abflußmenge und Schuttlast „in einer späteren Phase der eiszeitlichen Entwicklung“ (1950, 73) erklärt, andererseits aber dargelegt, daß sie „einen gleichmäßigen, sich über die ganze Talbreite erstreckenden, kaum unterbrochenen, einheitlichen und großzügigen Vorgang darstellt, der auch verhältnismäßig schnell abgelaufen sein muß“ (1950, 80). Diese zweite – durch zahlreiche Beobachtungen auch von Schaefer selbst belegte – Feststellung ist mit allmählich verminderter Wasserführung und erhöhter Schuttlast nicht vereinbar, die Schaefersche Erklärung der hochglazialen Akkumulation war damit bereits 1950 fragwürdig geworden. Das Problem war seitdem offen.



Postglazial wieder beseitigt werden. Die dabei umgelagerten Materialmengen haben ganz wesentlich zum Aufbau der spät- und postglazialen Akkumulationskörper in den unteren Abschnitten der Mittelläufe heutiger Flüsse (vgl. dazu u. S. 16) beigetragen.

2. Die für das Hochglazial typische Akkumulation wird nicht nur im glazifluvialen, sondern auch im periglazial-fluvialen Milieu im Spätglazial durch Erosion abgelöst. Sie hat – zumindest längs größerer Flüsse – einen großen Teil der hochkaltzeitlichen Sedimente bis auf deren Basis wieder ausgeräumt und stellenweise bis tief in den präquartären Untergrund eingeschnitten (Starkel & Thornes 1981). Eindrucksvoll belegen läßt sich das im Donautal zwischen Ulm und Wien (Fink 1977, Buch 1987 u.ö., Buch & Heine 1988). M. Buch (1987) hat den zeitlichen Ablauf dieser spätglazialen Erosions- und der nachfolgenden Akkumulationsphase in einem Diagramm dargestellt (Abb. 7, ähnlich auch Kozarski & Rotnicki 1977). Buchs Hauptinteresse gilt freilich den postglazialen Akkumulationsvorgängen. Die vorhergehende Erosionsphase wird als „initialer Störimpuls“ beschrieben, der „in den Großzyklen der Klimaentwicklung im Quartär gesehen werden“ könne (1988b, 132). Welcher Art dieser Störimpuls war, wird nicht erörtert. Das Diagramm zeigt jedoch, daß die Erosionstendenz an der Wende Hoch-/Spätglazial einsetzt, d. h. in der gleichen Zeit, in der – wie für das Illergletscher-Gebiet gezeigt (Habbe 1985a u.ö.) – der Permafrost zu schwinden beginnt. Es liegt daher nahe, beides in ursächlichem Zusammenhang zu sehen. An ganz anderer Stelle – nämlich im periglazialen Milieu des Lorenzer Reichswalds bei Nürnberg (Habbe 1980, 1981) – habe ich schon früher wahrscheinlich machen können, daß die Eintiefung der heutigen Wasserläufe mit dem Schwinden des Permafrosts einhergeht (ähnlich auch Brose & Präger 1983). Ein direkter Beweis ist freilich schwer zu führen. Aber mit dem Vorhandensein von Permafrost während der Hochglaziale und dessen Fehlen in allen anderen (also nicht nur den ausgeprägten Warm-)Phasen des Quartärs läßt sich plausibel erklären, weshalb es im Pleistozän in den glazifluvialen (und ebenso in den periglazial-fluvialen) Abflußrinnen bei prinzipiell gleichen Gefällsverhältnissen einerseits Akkumulation und andererseits kräftige Erosion gegeben hat, – mit anderen Worten: wie die Terrassentreppen entstanden sind, mit deren Hilfe seit über 100 Jahren (Penck 1882) die Untergliederung des Pleistozäns in Kalt- und Warmzeiten begründet wird.

3. Wenn man die stellenweise in postglazialen fluvialen Sedimenten auftretenden Lagen fossiler Baumstämme (Frenzel 1977, Becker 1982) näher untersucht, dann fällt auf (Abb. 8),

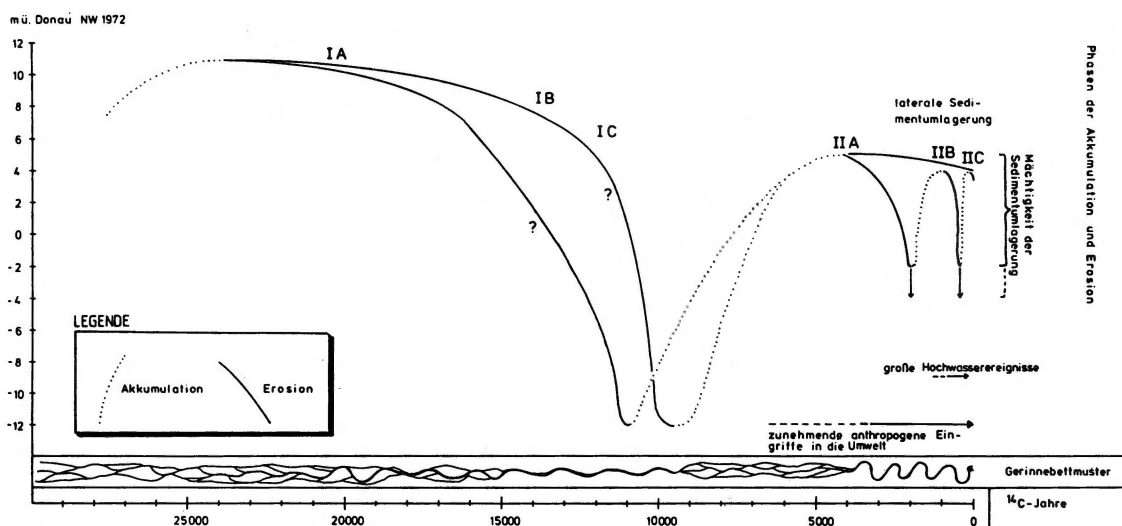


Abb. 7. Erosion und Akkumulation seit dem Hochglazial der letzten Eiszeit im Regensburger Raum nach Buch 1988a (Ausschnitt).

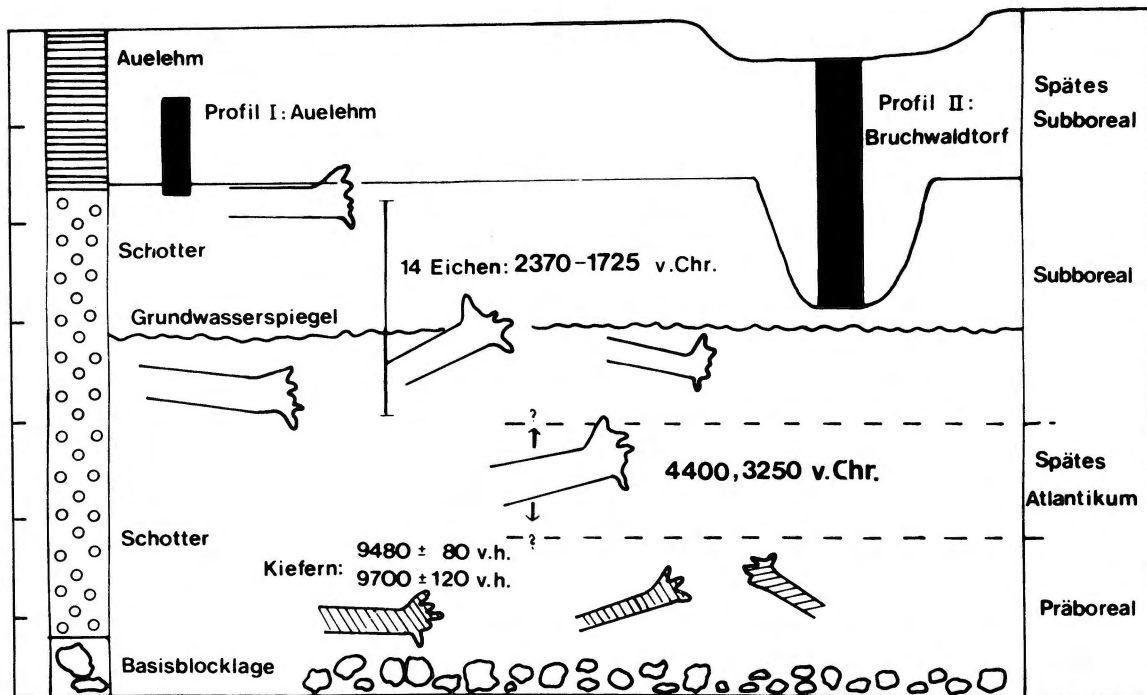


Abb. 8. Postglaziale Akkumulationsfolgen im Bereich des Iller-Schwemmkegels gegenüber Ulm (aus Becker 1982).

- daß sie nicht kontinuierlich abgelagert wurden, sondern während einzelner Sedimentationsschübe zu ganz verschiedenen Zeiten, und
- daß die Intensität der Ereignisse im jüngeren Holozän – auf dem Illerschwemmkegel seit dem späten Subboreal – schlagartig abnimmt, was sich in einem Wechsel vom Grob- zum Feinkorn in den jüngeren Sedimenten bemerkbar macht.

Die Sedimentationsfolgen insgesamt werden teils auf Klimaschwankungen, teils auf den Einfluß der Landnutzung durch den wirtschaftenden Menschen zurückgeführt (Schirmer 1983, Starkel 1985). Es läßt sich aber zeigen, daß die Sedimentationsschübe weder in den verschiedenen Abschnitten eines einzelnen Flußgebietes (Fink 1977), noch in verschiedenen Flußgebieten (Buch 1988b) gleichzeitig erfolgt sind, so daß beide Erklärungen allenfalls regionale Gültigkeit beanspruchen können. Als generelle Erklärungen bleiben sie unbefriedigend. Deswegen sei daran erinnert, daß

- jede Art von Sedimentation nicht nur eine Sache des Auslösemechanismus, sondern auch des zur Verfügung stehenden Materials ist, und
- während des Hochglazials insbesondere in den oberen Mittellaufabschnitten der heutigen Flüsse ein Potential leicht ausräumbarer Lockersedimente, also – bezogen auf die heutigen Flußlängsprofile – ein Ungleichgewicht aufgebaut wurde (vgl. dazu o. S. 15), das unter spät- und postglazialen Bedingungen ausgeglichen werden mußte. Die schubweise Sedimentation des älteren Holozäns kann daher als Ausdruck einzelner Phasen dieses Ausgleichsvorganges, die auffällige Umstellung von Grob- auf Feinsedimentation seit dem späten Holozän als Signal für den Abschluß des Ausgleichsvorganges aufgefaßt werden. Auch dies ist freilich bisher nur eine Hypothese, die weiterer Überprüfung bedarf. Stellte sie sich als richtig heraus – und bisher spricht nichts dagegen –, dann würde das heißen, daß die Folgen der hochglazialen Akkumulation unter Permafrostbedingungen bis weit in das Holozän hinein reliefformend gewirkt hätten.

## Literatur

- BARSCHE, D., 1981: Terrassen, Flußarbeit und das Modell der exzessiven Talbildungszone im Expeditionsgebiet Oobloyah Bay, N-Ellesmere Island, N. W. T., Kanada. In: D. BARSCHE & L. KING (Hg.): Ergebnisse der Heidelberg-Ellesmere Island-Expedition. Heidelberger Geograph. Arb. 69, 163–201.
- BARSCHE, D. & L. KING (Hg.), 1981: Ergebnisse der Heidelberg-Ellesmere Island-Expedition. Heidelberger Geograph. Arb. 69.
- BECKER, B., 1982: Dendrochronologie und Paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Flußablagerungen – Ein Beitrag zur nacheiszeitlichen Auenentwicklung im südlichen Mitteleuropa. Mitteil. d. Komm. f. Quartärforsch. d. Österreich. Akad. d. Wissensch. 5.
- BIBUS, E., G. NAGEL & A. SEMMEL, 1976: Periglaziale Landformung im zentralen Spitzbergen. Catena 3, 29–44.
- BROSE, F. & F. PRÄGER, 1983: Regionale Zusammenhänge und Differenzierungen der holozänen Flußgenese im nordmitteleuropäischen Vergletscherungsgebiet. – In: H. KLEWE et al. (Hg.): Das Jungquartär und seine Nutzung im Küsten- und Binnentiefenland der DDR und der VR Polen. Petermanns Geograph. Mitteil., Erg.-H. 262, 164–175.
- BUCH, M., 1987: Spätpleistozäne und holozäne Geomorphodynamik im Donautal östlich von Regensburg – ein Sonderfall unter den mitteleuropäischen Flußsystemen? Zeitschr. f. Geomorph. NF, Suppl.-Bd. 66, 95–111.
- , 1988a: Spätpleistozäne und holozäne Geomorphodynamik im Donautal zwischen Regensburg und Straubing. Regensburger Geograph. Schriften 21.
- , 1988b: Zur Frage einer kausalen Verknüpfung fluvialer Prozesse und Klimaschwankungen im Spätpleistozän und Holozän – Versuch einer geomorphodynamischen Deutung von Befunden von Donau und Main. Zeitschr. f. Geomorph. NF, Suppl.-Bd. 70, 131–162.
- BUCH, M. & K. HEINE, 1988: Klima- oder Prozeß-Geomorphologie – Gibt das jungquartäre fluviale Geschehen der Donau eine Antwort? Geograph. Rundsch. 40/5, 16–26.
- BÜDEL, J., 1969: Der Eistrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. Würzburger Geograph. Arb. 25.
- , 1977: Klima-Geomorphologie. Berlin/Stuttgart.
- CHURCH, M., 1972: Baffin Island sandurs – a study of arctic fluvial processes. Geolog. Survey Canada Bullet. 216.
- EHLERS, J. & F. GRUBE, 1983: Meltwater deposits in north-west Germany. In: J. EHLERS (Ed.): Glacial deposits in north-west Europe. Rotterdam, 249–256.
- FINK, J., 1977: Jüngste Schotterakkumulationen im österreichischen Donauabschnitt. – In: B. FRENZEL (Hg.): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwissenschaftl. Forsch. 13, 190–211.
- FLÜGEL, W. A., 1981: Hydrologische Studien zum Wasserhaushalt hocharktischer Einzugsgebiete im Bereich der Oobloyah-Tals, N-Ellesmere Island, N. W. T., Kanada. – In: D. BARSCHE & L. KING (Hg.): Ergebnisse der Heidelberg-Ellesmere Island-Expedition. Heidelberger Geograph. Arb. 69, 311–382.
- FRENZEL, B. (Hg.), 1977: Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwissenschaftl. Forsch. 13.
- GALLWITZ, H., 1949: Eiskeile und glaziale Sedimentation. Geologica 2.
- GROSS, G., H. KERSCHNER & G. PATZELT, 1976: Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. Zeitschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie 12, 223–251.
- HABBE, K. A., 1980: Die äolischen Sandablagerungen vor dem Albtrauf in Franken und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der jungpleistozänen Klimaentwicklung. Tagungsber. u. wissenschaftl. Abhandl. 42. Dt. Geographentag Göttingen 1979, 276–278.
- , 1981: Über zwei <sup>14</sup>C-Daten aus fränkischen Dünensanden. Geolog. Blätter f. Nordost-Bayern 31, 208–221.
- , 1985a: Das Späthochglazial der Würm-Eiszeit im Illergletscher-Gebiet – Ergebnisse einer geomorphologischen Kartierung. Quartär 35/36, 55–68.
- , 1985b: Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:25 000 der Bundesrepublik Deutschland – GMK 25 Blatt 18/8127 Grönenbach. Berlin.
- , 1986a: Zur geomorphologischen Kartierung von Blatt Grönenbach (I) – Probleme, Beobachtungen, Schlußfolgerungen. Erlanger Geograph. Arbeiten 47 = Mitteil. Fränk. Geograph. Gesellsch. 31/32, 1984/85, 365–479.
- , 1986b: Bemerkungen zum Altpleistozän des Illergletscher-Gebietes. Eiszeitalter u. Gegenwart 36, 121–134.
- HABBE, K. A. & K. RÖGNER, 1989: Bavarian Alpine Foreland between Rivers Iller and Lech. – In: O. SEUFFERT (Ed.): Manual of field trips in and around Germany. Geoöko-Forum 1, 181–222.
- HEINE, K., 1982: Das Mündungsgebiet der Ahr im Spät-Würm und Holozän. Erdkunde 36, 1–11.

- HINZE, C., H. JERZ, B. MENKE & H. STAUDE, 1989: Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1: 25 000 (GK 25). *Geolog. Jahrb. A* 112.
- JOPLING, A. V. & B. C. McDONALD (Ed.), 1975: Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. *Soc. Econ. Palaeontol. and Mineralog. Spec. Public.* 23.
- KAISER, K., 1960: Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. *Eiszeitalter u. Gegenwart* 11, 121–141.
- KOUTANIEMI, L., 1984: The role of ground frost, snow cover, ice break-up and flooding in the fluvial processes of the Oulanka river, NE Finland. *Fennia* 162, 127–161.
- KOZARSKI, S. & K. ROTNICKI, 1977: Valley floor and changes of river channel patterns in the North Polish Plain during the late Würm and Holocene. *Quaestiones Geograph.* 4, 51–93.
- LEOPOLD, L. B., M. G. WOLMAN & J. P. MILLER, 1964: *Fluvial processes in Geomorphology*. San Francisco/London.
- MCCANN, S. B., P. J. HOWARTH & J. G. COGLEY, 1972: Fluvial processes in a periglacial environment – Queen Elizabeth Islands, N. W. T., Canada. *Inst. Brit. Geograph. Transactions* 55, 69–92.
- MIALL, A. D., 1977: A Review of the Braided-River Depositional Environment. *Earth-Science Rev.* 13, 1–62.
- PARDE, M., 1933: Les cours d'eau glaciaires – Débit, régime, charge en matières solides et dissoutes. *Comptes Rendus Congr. Intern. de Géographie Paris 1931*, t. II, 1, 359–370.
- , 1947: *Fleuves et Rivières*. Paris.
- du PASQUIER, L., 1891: Über die fluvioglazialen Ablagerungen der Nordschweiz. *Beitr. z. Geolog. Karte der Schweiz* 31, 1–128.
- PENCK, A., 1882: *Die Vergletscherung der deutschen Alpen – Ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihr Einfluß auf die Bodengestaltung*. Leipzig.
- PENCK, A. & E. BRÜCKNER, 1901/09: *Die Alpen im Eiszeitalter*. 3 Bde. Leipzig.
- POSER, H., 1947: Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. *Die Naturwissenschaften* 34, 10–18.
- REINECK, H. E. & I. B. SINGH, 1980: *Depositional Sedimentary Environments – with Reference to Terrigenous Clastics*. 2nd ed. Berlin/Heidelberg/New York.
- RUST, B. R., 1978: The interpretation of ancient alluvial successions in the light of modern investigations. In: R. DAVIDSON-ARNOTT & W. NICKLING (Ed.): *Research in fluvial systems – Proceedings of the 5th Guelph Symposium on Geomorphology, 1977*. Norwich: 67–105.
- SCHAEFFER, I., 1950: Die diluviale Erosion und Akkumulation – Erkenntnisse aus Untersuchungen über die Talbildung im Alpenvorland. *Forsch. z. dt. Landeskunde* 49.
- SCHIRMER, W., 1983: Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. *Geolog. Jahrb. A* 71, 11–43.
- SCHUNKE, E., 1981: Abfluß und Sedimenttransport im periglazialen Milieu Zentral-Islands als Faktoren der Talformung. *Die Erde* 112, 197–215.
- , 1989: Schneeschmelzabfluß, Aufeis und fluviale Morphodynamik in periglazialen Flußgebieten NW-Kanadas. *Erdkunde* 43, 268–280.
- SCOTT, K. M., 1978: Effects of permafrost on stream channel behavior in arctic Alaska. *U.S. Geolog. Survey Profess. Pap.* 1068.
- SEMMEI, A., 1985: *Periglazialmorphologie*. Erträge der Forschung 231. Darmstadt.
- SPÄTH, H., 1986: Die Bedeutung der „Eisrinde“ für die periglaziale Denudation. *Zeitschr. f. Geomorph. NF, Suppl.-Bd.* 61, 3–23.
- STÄBLEIN, G., 1983: Polarer Permafrost – Klimatische Bedingungen und geomorphodynamische Auswirkungen. *Geoökodynamik* 4, 227–248.
- STARKEL, L., 1985: Lateglacial and postglacial history of river valleys in Europe as a reflection of climatic changes. *Zeitschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie* 21, 159–164.
- STARKEL, L. & J. B. THORNES (Ed.), 1981: *Palaeohydrology of river basins*. *Techn. Bullet. Brit. Geomorphol. Research Group* 28.
- TROLL, C., 1977: Die „fluvioglaziale Serie“ der nördlichen Alpenflüsse und die holozänen Aufschotterungen. In: B. FRENZEL (Hg.): *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa*. *Erdwissenschaftl. Forsch.* 13, 181–189.
- WEISE, O. R., 1983: *Das Periglazial – Geomorphologie und Klima in gletscherfreien kalten Regionen*. Berlin/Stuttgart.
- WOLDSTEDT, P., 1961: *Das Eiszeitalter – Grundlinien einer Geologie des Quartärs*. Erster Band: *Die Allgemeinen Erscheinungen des Eiszeitalters*. 3. Aufl. Stuttgart.