

Glacifluwialne facje strumieni przeciążonych zawiesiną na przykładzie plejstoceńskich osadów wschodniej Jutlandii i Pomorza Zachodniego

Małgorzata Pisarska-Jamroży*



Glaciofluvial facies of hyperconcentrated flow (the Pleistocene of Denmark and Western Pomerania).
Prz. Geol., 55: 503–510.

S u m m a r y. Beverage & Culbertson (1964) defined hyperconcentrated flow as a flow of water-sediment mixture with a behaviour intermediate between that of a debris flow (mudflow) and that of a stream flow. However, the essence of this definition has largely been misunderstood and lost in the subsequent literature. It would appear that almost any deposit can possibly be attributed to a hyperconcentrated flow, because this genetic label has been attached to: non-stratified deposits with normal or inverse-to-normal grading, as well as deposits that were stratified; some of these deposits had polymodal and only other bimodal grain-size distribution, occasionally bearing outsized cobble gravels and boulders. Arguably, the Beverage and Culbertson original definition implies a turbu-

lent, non-Newtonian fluidal flow with pseudoplastic rheological behaviour, intermediate between that of a mudflow (plastic) and a stream flow (Newtonian fluid), which may suggest sediment deposition by rapid dumping from suspension (Lowe, 1988; Vrolijk & Southard, 1997), rather than tractional emplacement.

The study areas in Western Pomerania and east Jutland are located in transition fan and glaciofluvial fans (Weichselian glaciation). Three assemblages of deposits derived from hyperconcentrated flow are exposed: massive cobble gravel (monofacial association GCm), massive sand (monofacial association Sm) and massive sand and planar-cross bedded sand (lithofacies association Sm, Sp). The reason for significant grain-size distribution diversity of sediments derived from the same depositional process was difference in competence flow which came out from discharge flow changes. Despite different grain framework grain-size distribution, grains within hyperconcentrated flows were mostly moved by turbulences and dispersive grain pressure.

Key words: hyperconcentrated flow, lithofacies analysis

Przepływ zawiesiny o wysokiej gęstości został określony przez Beverage'a i Culbertsona (1964) jako pośredni między spływem kohezyjnym i przepływem hydraulicznym. Definicja ta jest jednak często nieprawidłowo i zbyt szeroko stosowana w literaturze, zarówno do osadów masywnych z normalnym lub odwrócono-normalnym uziarnieniem frakcyjnym, jak i do osadów warstwowych. Niektóre z tych osadów mają polimodalne rozkłady uziarnienia, inne jedynie bimodalne. Definicja przepływu zawiesiny o wysokiej gęstości według Beverage'a i Culbertsona (1964) dotyczy przepływu turbulentnego, który lokalnie lub okresowo ma cechy przepływu cieczy ni-newtonowskiej o pseudoplastycznych właściwościach reologicznych (Lowe, 1988; Vrolijk & Southard, 1997).

Osady deponowane z przepływu zawiesiny o wysokiej gęstości może charakteryzować różna wydolność przepływu (ang. *competence flow*), od której zależy, czy zdeponowany osad będzie grubo- czy drobnoziarnisty. Depozycja osadu z przepływu zawiesiny o wysokiej gęstości nie następuje z trąceji, lecz w wyniku szybkiej depozycji z suspensji (Lowe, 1988; Vrolijk & Southard, 1997). Deponowane są wówczas: żwir średnio- i gruboziarnisty (Maizels, 1989; Pisarska-Jamroży, 2006a) oraz megaklasty (Siegenthaler & Huggenberger, 1993; Maizels, 1997; Fay, 2002), ale mogą być także deponowane osady drobnoziarniste (Pisarska-Jamroży, 2006a).

W skład matriks typowego gruboklastycznego osadu pochodzącego z analizowanego przepływu wchodzi frakcje: mułowo-iłowa, piasku i żwiru drobnoziarnistego. Podczas sedymentacji może zostać zdeponowany osad

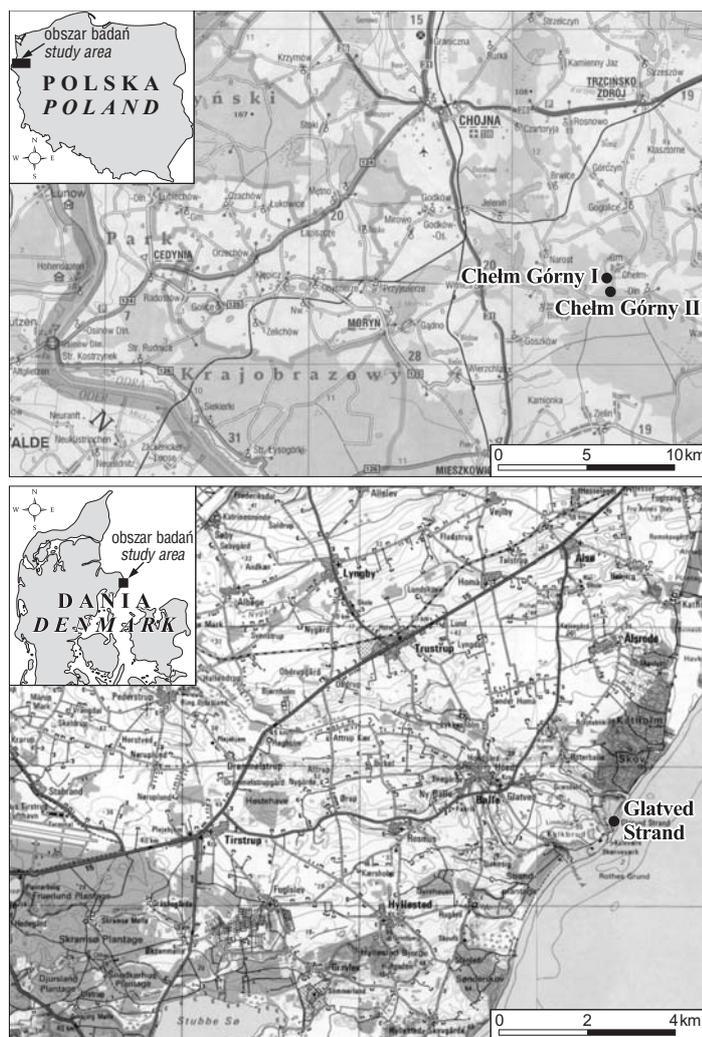
masywny albo osad składający się z dwóch warstw: dolnej z odwróconym uziarnieniem frakcyjnym oraz górnej z normalnym uziarnieniem frakcyjnym (Miller, 1990; Russell & Knudsen, 1997).

Typowe ławice powstałe w wyniku przepływu zawiesiny o wysokiej gęstości mają erozyjny spąg, miąższość — od kilku decymetrów do kilku metrów, a rozciągłość — od setek (Fraser & Bleuer, 1988) do tysięcy metrów, np. w przepływach typu *jökulhlaup* (Liboutry i in., 1977; Lord & Kehew, 1987; Maizels, 1989).

Siegenthaler i Huggenberger (1993) oraz Fay (2002) uważają, że wskaźnikiem genezy osadów z przepływu zawiesiny o wysokiej gęstości jest struktura masywna. Możliwość wystąpienia niewyraźnego warstwowania poziomego podają Costa (1984) oraz Benn i Evans (1998). Za wskaźnikowe uznaje się również jednakowe ułożenie osi ziaren — zgodnie z kierunkiem paleoprzepływu (Siegenthaler & Huggenberger, 1993; Fay, 2002; Todd, 1989).

Przepływy zawiesiny o wysokiej gęstości są często katastrofalne i trudno jest badać mechanizmy ich depozycji. Należy więc opierać się na interpretacjach kopalnych osadów tego typu. W celu uszczegółowienia cech identyfikujących osady deponowane w efekcie tego typu przepływów przesłędzono zespoły litofacjalne znajdujące się w stożku glacifluwialnym oraz przejściowym w strefie glacialmarginalnej zlodowacenia wisły na obszarze Pomorza Zachodniego i wschodniej Jutlandii (ryc. 1). Geneza analizowanych zespołów litofacjalnych została określona na podstawie: pokroju, miąższości, rozciągłości ławic, cech powierzchni spągowej ławic, uziarnienia szkieletu ziarnowego i matriks, rodzaju szkieletu ziarnowego, rodzaju uziarnienia frakcyjnego, imbrykacji klastów, struktury oraz obecności litofacji towarzyszących. Zidentyfikowano

*Instytut Geografii, Wydział Nauk Przyrodniczych, Uniwersytet Kazimierza Wielkiego, ul. Mińska 15, 85-428 Bydgoszcz; adres korespondencyjny: ul. Katowicka 35/28, 61-131 Poznań; pisanka@ukw.edu.pl



Ryc. 1. Lokalizacja stanowisk badawczych (zespół monofacjalny Sm — Chełm Górny I; zespół litofacjalny Sm, Sp — Chełm Górny II; zespół monofacjalny GCm — Glatved Strand)

Fig. 1. Location of sites studied (Sm monofacial association — Chełm Górny I; Sm, Sp association — Chełm Górny II; GCm monofacial association — Glatved Strand)

trzy zespoły litofacjalne deponowane z przepływów zawiesziny o wysokiej gęstości (tab. 1):

- zespół monofacjalny gruboziarnistego żwiru masywnego GCm (stanowisko Glatved Strand),
- zespół monofacjalny piasku masywnego Sm (stanowisko Chełm Górny I),
- zespół litofacjalny piasku masywnego Sm i piasku warstwowanego przekątnie płasko Sp — stanowisko Chełm Górny II (Pisarska-Jamroży, 2006a, b).

Ogólna sytuacja geologiczna

Stanowiska Chełm Górny I i Chełm Górny II leżą na Pomorzu Zachodnim w strefie przejściowej pomiędzy moreną czołową a sandrem. Moreny czołowe występujące w Chełmie Górnym są zbudowane z gliny glacialnej, piasku, żwiru i głazów fazy pomorskiej zlodowacenia wisły. Na południu moreny czołowe graniczą z sandrem. Sandr jest zbudowany głównie z piasku i żwiru glacialnego tego samego wieku co moreny. Powierzchnia sandru jest

nachylona pod kątem około 0,5–2° w kierunku południowym.

Stanowisko Glatved Strand znajduje się w południowo-wschodniej części Półwyspu Djursland we wschodniej Jutlandii (Dania). Analizowane stanowisko jest zlokalizowane na obszarze sandru Tirstup. W ESE części sandr jest zbudowany ze żwiru, a w WNW — głównie z piasku. Powierzchnia sandru jest nachylona przeciętnie 0,2–0,5° w kierunku zachodnim. Na południe i północ od równiny sandrowej znajdują się moreny fazy wschodniojutlandzkiej odpowiadającej czasowo fazie pomorskiej zlodowacenia wisły. Moreny te są zbudowane głównie z diamiktonu oraz żwiru i piasku.

Charakterystyka osadów

Zespół monofacjalny GCm (ryc. 2a) składa się ze wskaźnikowej litofacji masywnego żwiru gruboziarnistego GCm (88%) oraz litofacji drugorzędnych: piasku warstwowanego przekątnie płasko Sp (7%) oraz masywnego żwiru średnioziarnistego GPm (5%).

Litofacja wskaźnikowa GCm ma pokrój tafłowy, miąższość 4,6–5 m i rozciągłość co najmniej 120 m. Zarówno spąg, jak i strop są ostre, erozyjne. Szkielet ziarnowy litofacji GCm jest zbudowany z grubo- i średnioziarnistego żwiru. Największe średnice klastów — MPS (ang. *maximum particle size*) szkieletu ziarnowego wynoszą 45 cm. W omawianej litofacji występuje zwarty lub rozproszony szkielet ziarnowy. Odwrócone uziarnienie frakcjonalne jest obecne w dolnej części osadu, a normalne — w górnej. Matriks litofacji GCm tworzą frakcje: piasku średnio- i gruboziarnistego, żwiru drobnoziarnistego oraz frakcja mułowo-iłowa, której udział wynosi 6% obj. (tab. 2). W litofacji GCm występuje imbrykacja klastów z płaszczyną *ab* ziaren nachyloną 30° na wschód.

Litofacja drugorzędna Sp ma pokrój soczewkowy. Miąższość soczew wynosi 0,6–0,7 m, a rozciągłość co najmniej 8 m. Zarówno spąg, jak i strop litofacji Sp są ostre, erozyjne. Litofacja jest zbudowana głównie z grubo- i średnioziarnistego piasku, w spągu występują pojedyncze ziarna żwiru drobnoziarnistego. W litofacji Sp laminy są nachylone 20° na północny-zachód.

Tab. 1. Oznaczenia kodu litofacjalnego (Miall, 1977; Pisarska-Jamroży, 2006b)

Table 1. Lithofacies code symbols (Miall, 1977; Pisarska-Jamroży, 2006b)

Tekstura Texture	
F	muł/ił <i>fine-grained silt/mud</i>
S	piasek <i>sand</i>
GC	żwir gruboziarnisty <i>cobble gravel</i>
GP	żwir średnioziarnisty <i>pebble gravel</i>
D	diamikton <i>diamicton</i>
Struktura Structure	
m	masywna <i>massive</i>
p	warstwowanie przekątne płaskie <i>planar-cross bedding</i>
h	warstwowanie poziome <i>horizontal bedding</i>

Drugorzędna litofacja GPm występuje w spągu zespołu GCm. Pokrój litofacji GPm jest soczewkowy, miąższość wynosi 0,7 m, rozciągłość — co najmniej 15 m. Spąg litofacji jest ostry, erozyjny, a kontakt z wyżejległą litofacją jest gradacyjny. Szkielet ziarnowy tworzy średnioziarnisty żwir o zwartym szkielecie ziarnowym, tylko lokalnie ma on teksturę typu *open-work* charakteryzującą się brakiem matriks (ryc. 3a; Smith, 1985).

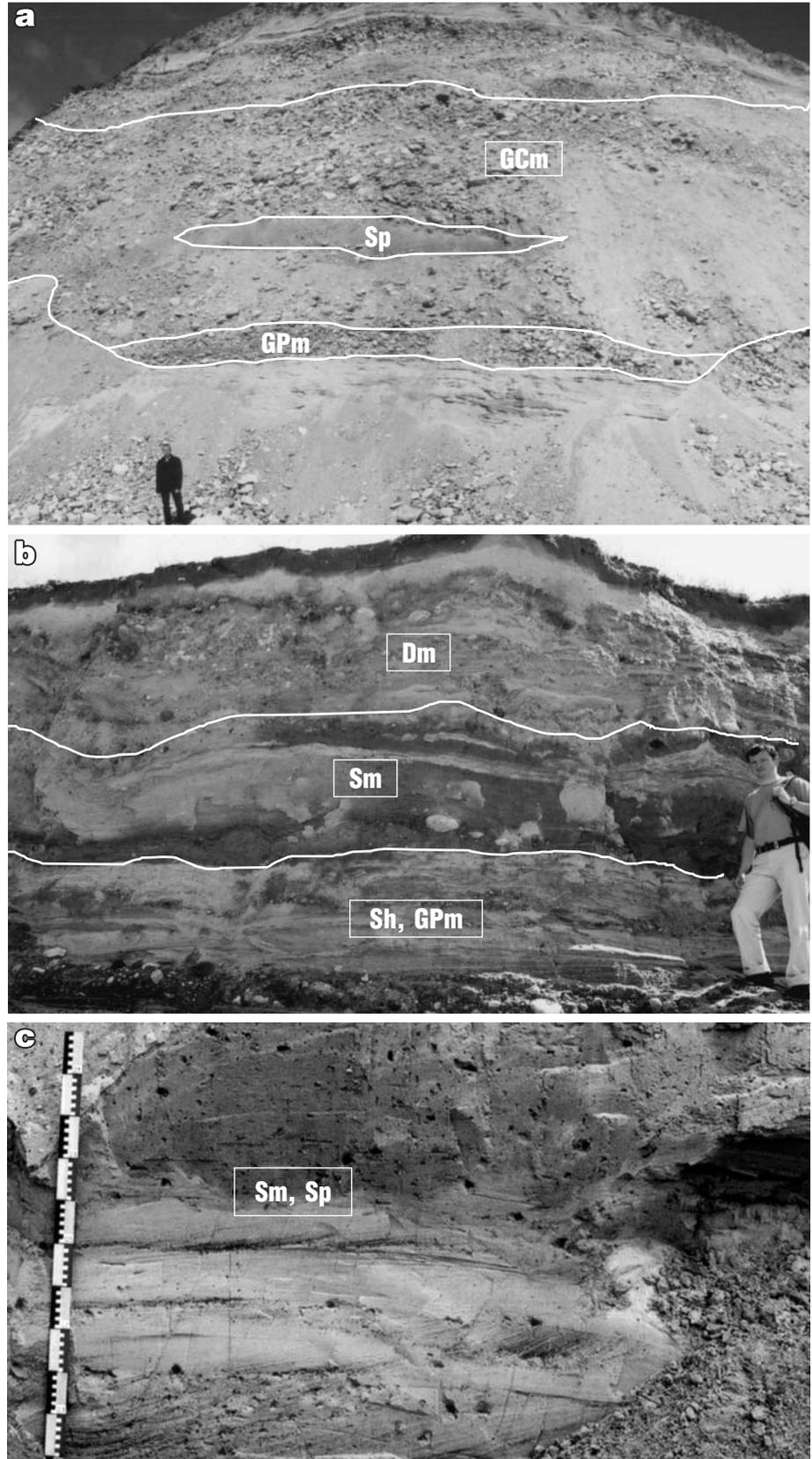
Monofacjalny zespół piasku masywnego Sm (ryc. 2b) składa się ze wskaźnikowej litofacji piasku masywnego Sm i drugorzędnej mułu masywnego Fm.

Litofacja Sm ma pokrój taflowy, miąższość 20–80 cm i rozciągłość 20 m. Spąg i strop litofacji są zdeformowane. W skład litofacji wchodzi piasek grubo- i drobnoziarnisty, udział frakcji mułowo-iłowej wynosi 6–7% obj. (tab. 2). Powszechnie występują pojedyncze ziarna żwiru drobno- i średnioziarnistego, przeważnie zwietrzałe. Litofację charakteryzuje struktura masywna. W litofacji Sm występują liczne struktury deformacyjne w postaci płyt deformacyjnych, struktur słupowych oraz struktur sedimentacyjnego budinażu.

Drugorzędna litofacja Fm ma miąższość 5–10 cm, rozciągłość co najmniej 10 m. Spąg i strop litofacji są przeważnie zdeformowane. W skład litofacji Fm wchodzi frakcja mułowo-iłowa oraz piasku drobnoziarnistego. Struktura osadu jest masywna, ale podobnie jak w litofacji Sm występują w niej liczne deformacje.

Płaty deformacyjne zawinięte (ryc. 3b i 3c) mają szerokość od 7 do 50 cm. Większość płyt jest zbudowana z dwóch warstw tworzących jeden rytm piaszczysto-mułowy, ale można także spotkać płyty zbudowane z kilkunastu warstw wchodzących w skład ryt-

mów. Analizowane płyty deformacyjne są symetryczne, asymetryczne lub soplowe. Kolejne struktury deformacyjne, czyli struktury słupowe (ryc. 3d), mają wysokość średnio 50 cm i średnicę do 8 cm. Składają się z frakcji mułowo-iłowej oraz piasku drobnoziarnistego. Lokalnie występują także ziarna drobnoziarnistego żwiru. Trzecim rodzajem struktur deformacyjnych są struktury sedimenta-



→

Ryc. 2. Zespoły litofacjalne deponowane z przepływów zawiesiny o wysokiej gęstości: a — zespół monofacjalny gruboziarnistego żwiru masywnego GCm; b — zespół monofacjalny piasku masywnego Sm; c — zespół litofacjalny piasku masywnego i piasku warstwowanego przekątnie płasko Sm, Sp

Fig. 2. Hyperconcentration flow sediments: a — GCm monofacial association; b — Sm monofacial association; c — Sm, Sp association

cyjnego budinażu (ryc. 3e), występujące w warstwie średnio 40 cm miąższości. Budiny są zbudowane z piasku drobno- i średnioziarnistego oraz frakcji mułowo-iłowej i przyjmują kształt całkowicie lub częściowo izolowanych soczewek.

Zespół litofacjalny Sm, Sp (ryc. 2c) składa się z dwóch litofacji wskaźnikowych — piasku masywnego Sm i piasku warstwowanego przekątnie płasko Sp.

Litofacja Sm ma pokrój tafłowy, miąższość 1 m i rozciągłość co najmniej 6 m. Spąg litofacji jest zdeformowany. Litofacja jest zbudowana z piasku drobnoziarnistego oraz pojedynczych ziaren żwiru drobno- i średnioziarnistego. W skład litofacji wchodzi 6–7% obj. frakcji mułowo-iłowej (tab. 2). Struktura osadu jest masywna.

Litofacja Sp ma pokrój tafłowy, miąższość 60 cm i rozciągłość co najmniej 6 m. Strop litofacji jest zdeformowany. Litofację tworzy piasek drobno- i średnioziarnisty warstwowany przekątnie płasko w średniej skali.

Interpretacja genetyczna osadów

Gruboziarniste osady przepływów zawiesiny o wysokiej gęstości. Gruboziarnisty, częściowo rozproszony szkielet ziarnowy, lokalnie występujące zgrupowania żwiru i głazów, a także obecność imbrykacji w litofacji gruboziarnistego żwiru masywnego GCm wskazują na związek z wysokoenergetycznym przepływem turbulentnym. Jednokierunkowe nachylenie (na zachód) płaszczyzn *ab* ziaren może wskazywać na depozycję z przepływu hydraulicznego, natomiast gruboziarnisty szkielet ziarnowy litofacji GCm oraz drobnoziarnisty matriks pozwalają dokładniej sklasyfikować analizowany osad jako efekt przepływu zawiesiny o wysokiej gęstości (por. Todd, 1989; Siegenthaler & Huggenberger, 1993; Fay, 2002). Genezę

z przepływu zawiesiny o wysokiej gęstości sygnalizuje obecność odwrócono-normalnego uziarnienia frakcjonalnego. W przepływach tego typu może być deponowany osad składający się z dwóch warstw — dolnej z odwróconym uziarnieniem frakcjonalnym oraz górnej z normalnym uziarnieniem frakcjonalnym (Miller, 1990; Russell & Knudsen, 1997; Pisarska-Jamroży, 2006b). Dolna warstwa zawiera osad gruboziarnisty, a górna drobnoziarnisty. Osad gruboziarnisty jest transportowany w dwóch strefach reologicznych: w strefie ruchu laminarnego (strefie plastycznego płynięcia; ang. *frictional region*) oraz w strefie ruchu kolizyjnego, czyli spływu ziarnowego (ang. *collisional region*) — Maizels, 1986; Todd, 1989; Sohn, 1997; Benvenuti & Martini, 2002. Najwięcej osadu (ok. 80% obj.) występuje w strefie ruchu laminarnego charakteryzującego się prawie zerowym ciśnieniem rozpraszającym, a najmniej (ok. 15–18% obj.) — w strefie ruchu kolizyjnego, w której dominuje ciśnienie rozpraszające z kolizji międzyziarnowych. Górna, drobnoziarnista warstwa jest deponowana w wyniku przepływu hydraulicznego ze słabo skoncentrowanej zawiesiny, w efekcie czego powstaje normalne uziarnienie frakcjonalne (Maizels, 1986; Todd, 1989; Sohn, 1997; Benvenuti & Martini, 2002).

Obecność odwrócono-normalnego uziarnienia frakcjonalnego może także wskazywać na wzrastającą wydolność przepływu (analogiczne do wczesnej fazy powodzi typu *jökulhlaup*, por. Todd, 1989; Russell, 1991; Sohn, 1997; Russell i in., 2000; Russell & Knudsen, 2002) i taką interpretację uznaje się za najbardziej prawdopodobną. Normalne uziarnienie frakcjonalne, występujące w górnej części litofacji gruboziarnistego żwiru masywnego GCm, powstało w wyniku spadku wezbrania, gdy siła nośna przepływu stopniowo malała. Depozycję litofacji GCm z przepływu zawiesiny o wysokiej gęstości potwierdza

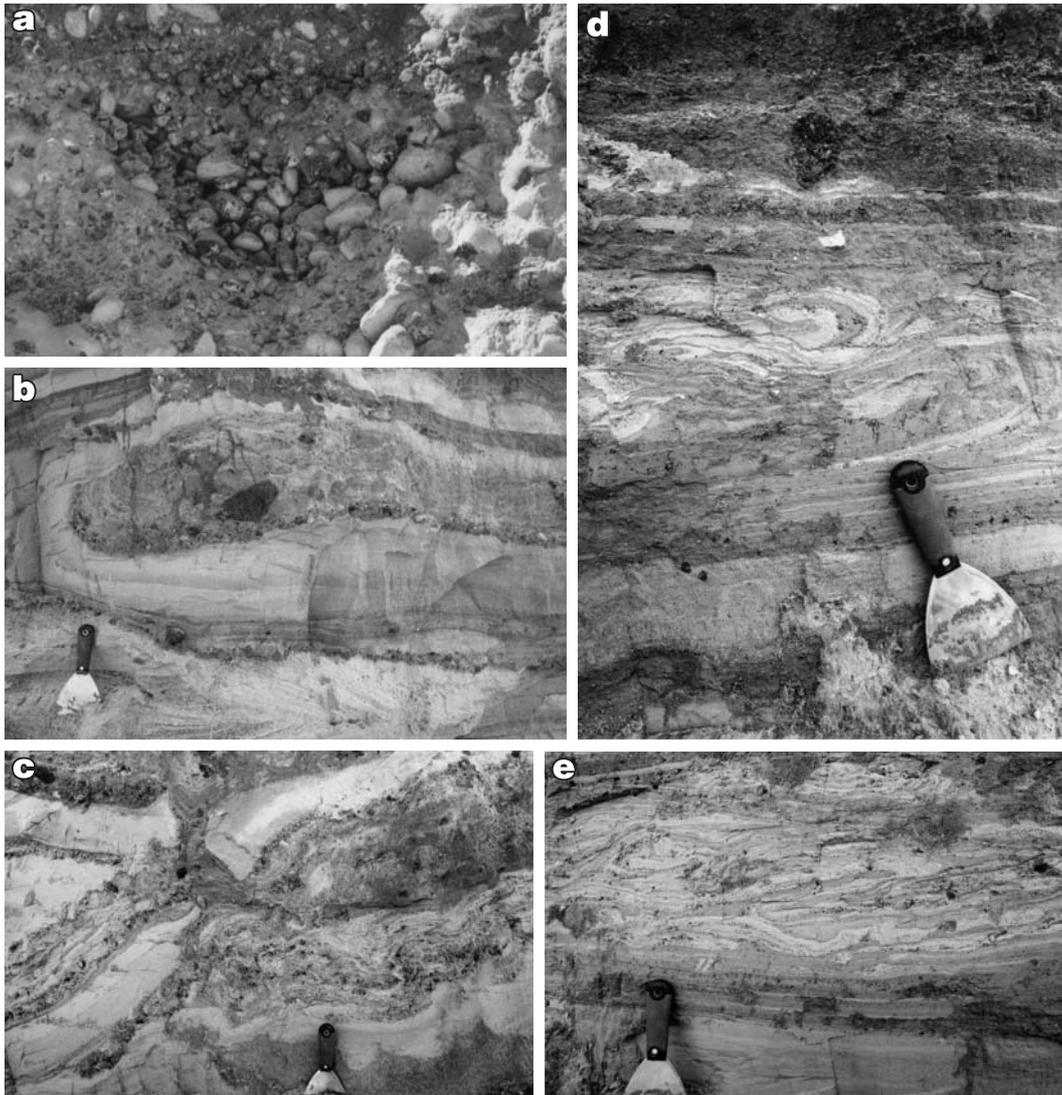
Tab. 2. Zestawienie cech uziarnienia oraz genezy zespołów litofacjalnych powstałych w wyniku przepływów zawiesiny o wysokiej gęstości

Table 2. Comparison of grain-size distribution and genesis of hyperconcentrated-flow lithofacies associations

Zespół litofacjalny <i>Lithofacial association</i>	Uziarnienie szkieletu ziarnowego* <i>Grain-size of framework*</i>	MPS [mm]	Uziarnienie matriks* <i>Grain-size of matrix*</i>	Udział frakcji mul.-il. [% obj.] <i>Volume of fine-grained silt/mud [% by vol.]</i>	Mz i σ matriks <i>Mz & σ of matrix</i> [Φ]	Ilość wody <i>Water amount</i>	Tempo przemieszczania <i>Movement velocity</i>	Rodzaj sił unoszących <i>Sediment support mechanism</i>
Sm	pd	–	–	6–7	0,88 < Mz < 1,47 1,55 < σ < 2,08	średnia <i>medium</i>	szybkie <i>fast</i>	– turbulencja <i>turbulence</i> – ciśnienie rozpraszające z kolizji międzyziarnowych <i>dispersive pressure from grain collisions</i>
Sm, Sp	pś, pd	–	–	6–7	1,53 < Mz < 1,6 1,13 < σ < 1,43	niewielka <i>little</i>	szybkie <i>fast</i>	– ciśnienie rozpraszające z kolizji międzyziarnowych <i>dispersive pressure from grain collisions</i> – turbulencja <i>turbulence</i>
GCm	żg, g	45	pś, pg, żd, m/i	6	0,08 < Mz < 0,72 2,29 < σ < 2,35	znaczna <i>significant</i>	bardzo szybkie <i>very fast</i>	– turbulencja <i>turbulence</i> – ciśnienie rozpraszające z kolizji międzyziarnowych <i>dispersive pressure from grain collisions</i>

*m/i — frakcja mułowo-iłowa, pd — piasek drobnoziarnisty, pś — piasek średnioziarnisty, pg — piasek gruboziarnisty, żd — żwir drobnoziarnisty, żś — żwir średnioziarnisty, żg — żwir gruboziarnisty, g — głazy

*m/i — *fine-grained silt/mud*, pd — *fine-grained sand*, pś — *medium-grained sand*, pg — *coarse-grained sand*, żd — *granule gravel*, żś — *pebble gravel*, żg — *cobble gravel*, g — *boulders*



Ryc. 3. Osady deponowane z przepływów zawiesiny o wysokiej gęstości: a — tekstura typu *open-work* występująca w zespole monofacjalnym GCm; b–e — struktury deformacyjne występujące w zespole monofacjalnym Sm (b — zawinięty, niesymetryczny płat deformacyjny; c — zawinięty, symetryczny płat deformacyjny; d — struktura słupowa powstała w wyniku niestatecznego warstwowania gęstościowego; e — budinaż sedimentacyjna)

Fig. 3. Hyperconcentration flow sediments: a — open-work texture in the GCm monofacial association; b–e — deformed structures in the Sm monofacial association (b — deformed, revolved asymmetrical flake, c — deformed, revolved symmetrical flake, d — columnar structure, e — boudinage structure)

także jej znaczna (6 m) miąższość (por. Llibouty i in., 1977; Lord & Kehew, 1987; Maizels, 1987; Fraser & Bleuer, 1988; Cutler i in., 2002) oraz złe wysortowanie (matriks litofacji GCm — $2,29 < \sigma < 2,35\phi$).

Gruboziarniste klasty, obecne w litofacji gruboziarnistego żwiru masywnego GCm, były transportowane w wyniku trącenia w dolnej, laminarnej części przepływu (por. Todd, 1989). Wielkość ziaren żwiru średnioziarnistego oraz głazów sugeruje, iż analizowany przepływ charakteryzował się wysoką wydolnością, a ponadto transport klastów był wspomagany przez ciśnienie rozpraszające z kolizji międzyziarnowych (Smith, 1986). Ogólnie, gruboziarniste, masywne i źle wysortowane osady występujące na Islandii i w Ameryce Północnej interpretuje się jako efekt katastrofalnych powodzi (Maizels, 1989, 1997; Brennand, 1994; Russell & Marren, 1998, 1999; Baker, 2002).

Drugorzędna litofacja piasku warstwowanego przekątnie płasko Sp (ryc. 2a) została zdeponowana w wa-

runkach dolnego reżimu przepływu i reprezentuje akumulację piaszczystych odsypów poprzecznych w korycie roztokowym. Odpowiada ona ostatnim etapom opadania wezbrania. Obecność litofacji Sp jest również argumentem przemawiającym za hydrauliczną genezą zespołu litofacjalnego GCm. Normalne uziarnienie frakcyjne występujące w litofacji Sp wskazuje na opadające wezbranie. Mały zakres zmienności kierunków nachylenia warstwowań przekątnych (10%) dowodzi małej krętości paleokoryta. Pomiar kierunków paleoprzepływu wykazał, iż osad był transportowany z południowego wschodu i wschodu, czyli podobnie jak imbrykowane klasty w litofacji GCm.

Sedymentacja kolejnej, drugorzędnej litofacji GPm zachodziła w warunkach przepływów nadkrytycznych, krytycznych lub przejściowych. W efekcie doprowadziło to do bardzo dobrego wysortowania osadu, w którym nie występuje matriks (tekstura typu *open-work*). Podczas

wysokich stanów wód osady drobno- i gruboziarniste są deponowane razem. Sytuacja się zmienia, gdy przepływ słabnie i osad drobnoziarnisty wypełnia wolne przestrzenie (pory) pomiędzy większymi ziarnami. Tempo przenikania zależy od geometrii porów, prędkości przepływu oraz średnicy ziaren transportowanych przez wodę (Beschta & Jackson, 1979; Frostrick i in., 1984). W efekcie powstaje górna warstwa wypełniona matriks (ang. *clogging*), która uniemożliwia dalsze przenikanie drobnych ziaren w dolne części osadu. Tekstury typu *open-work* (ryc. 3a) mogą się rozwijać w wysokoenergetycznych prądach prowadzących do depozycji soczewek pozbawionych matriks (Maizels, 1977) i w miejscach, gdzie przepływ jest bardziej turbulentny (Costa, 1988). Tekstura typu *open-work* występuje w sandrach (McDonald & Banerjee, 1971; Smith, 1974; Fraser & Cobb, 1982; Hein, 1984), szczególnie deponowanych w wyniku powodzi typu *jökulhlaup* (Maizels, 1987, 1993, 1997; Russell & Marren, 1998).

Drobnoziarniste osady przepływów zawiesiny o wysokiej gęstości. Zespół monofacjalny piasku masywnego Sm powstał w efekcie przepływu zawiesiny o wysokiej gęstości, na co wskazuje złe wysortowanie osadu i chaotyczne rozmieszczenie żwiru drobnoziarnistego w masywnym piasku różnoziarnistym. Depozycja zespołu Sm zachodziła z suspensji.

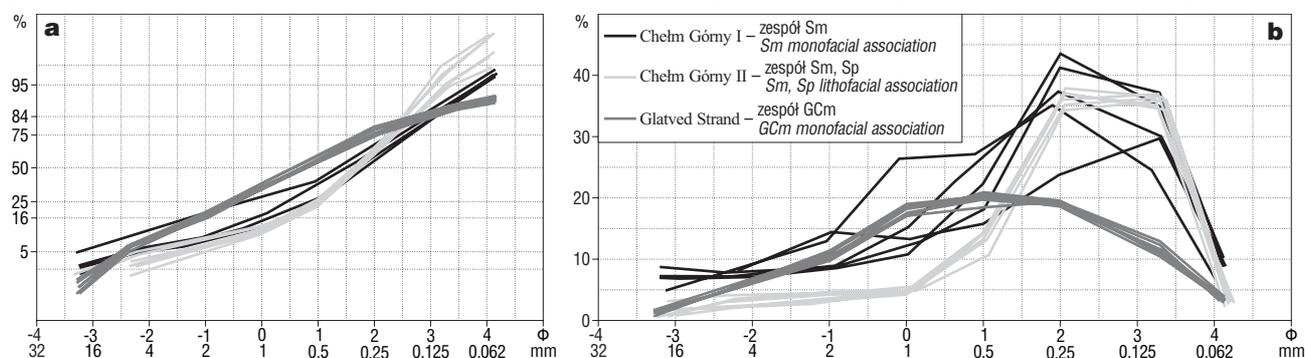
Liczenie występujące w spagu zespołu Sm struktury deformacyjne powstały w wyniku gwałtownego pogrążania wzbogaconego w zawieszinę przepływu w miękkie, przesycone wodą podłoże, co mogło powodować rozrywanie warstw osadu, a także w wyniku gwałtownej depozycji osadu (ryc. 3b–e). Efektem działania przepływu turbulentnego są wszechobecne zawinięte oraz soplewce płyty deformacyjne. Są to zdeformowane plastycznie fragmenty ławic. Zawinięte płyty deformacyjne powstają w wyniku pogrążania się masy osadu o większej gęstości, który w pewnym stopniu zachował ruch postępowy prądu. Spowodowało to, iż analizowane struktury upodobiły się do struktur spływowych i przyjmują określoną orientację przestrzenną. Płyty deformacyjne w zespole Sm mają postać fałdów obalonych i leżących, zbudowanych z materiału bardziej spoiowego, a zarazem bardziej plastycznego niż masa osadu otaczającego. W soplewym płacie deformacyjnym charakterystyczne zgrubienie powstało w wyniku przemieszczania upłynnionego materiału w obrębie płyty. Mułowe struktury słupowe, obecne w zespole Sm,

powstały w efekcie niestatecznego warstwowania gęstościowego, w wyniku zmniejszenia tarcia wewnętrznego piasku lub zmniejszenia lepkości mułu. Zmniejszenie tarcia w piasku mogło nastąpić poprzez spontaniczne upłynnienie, co z kolei mogło być zainicjowane przez bodziec mechaniczny, np. spłynięcie na osady zespołu Sm osadów wyżej leżącego zespołu diamiktonowego (ryc. 2b). Struktura słupowa ma średnicę wyraźnie mniejszą od miąższości warstwy nadległego mułu, co wskazuje, iż powstała ona w trakcie sedimentacji, zanim średnica słupa uzyskała wartość równą miąższości warstwy. Struktury sedimentacyjnego budinażu powstały natomiast w momencie, gdy upłynniony muł wdarł się w szczeliny i rozszedził piasek znajdujący się na granicy plastyczności (por. Cegła & Dżułyński, 1970).

W zespole litofacjalnym piasku masywnego i piasku warstwowanego przekątnie płasko Sm, Sp litofacja dominująca Sm została zdeponowana z suspensji, na co wskazuje złe wysortowanie osadu oraz chaotyczne rozmieszczenie żwiru drobnoziarnistego w masywnym piasku różnoziarnistym. Nieznaczne rozmiary ziaren szkieletu ziarnowego wskazują na małą wydolność przepływu. Genezę z przepływu zawiesiny o wysokiej gęstości potwierdza obecność w jednym zespole litofacjalnym: litofacji piasku masywnego Sm deponowanego z suspensji oraz litofacji piasku warstwowanego przekątnie płasko Sp, sedimentowanej z przepływu hydraulicznego. Następstwo występowania litofacji Sm i Sp może odpowiadać sezonowym epizodom ablacynym, w czasie których wzrost ilości wód powodował wzrost kanalizacji przepływu. Litofacja Sp, odpowiadająca fazie wzrostu kanalizacji, powstała w efekcie przyrastania piaszczystych odsypów poprzecznych, tworzących wielozestawy piasku warstwowanego przekątnie płasko w agradujących korytach roztokowych.

Porównanie cech litologicznych osadów przepływów zawiesiny o wysokiej gęstości

W efekcie przepływów zawiesiny o wysokiej gęstości zostały zdeponowane trzy zespoły litofacjalne: gruboziarnistego żwiru masywnego GCm, piasku masywnego Sm oraz piasku warstwowanego i piasku warstwowanego przekątnie płasko Sm, Sp (tab. 2). Zespoły Sm oraz Sm, Sp mają zbliżone cechy teksturalne. Szkielet ziarnowy litofacji piasku masywnego Sm w zespole monofacjalnym Sm



Ryc. 4. Łamane kumulacyjne (a) i łamane częstości uziarnienia matriksu (b) litofacji powstałych w wyniku przepływów zawiesiny o wysokiej gęstości

Fig. 4. Grain-size composition of matrix sediment deposited during hyperconcentration flow (a — cumulative curve, b — frequency curve)

tworzy piasek grubo- i drobnoziarnisty, a w zespole Sm, Sp — piasek drobnoziarnisty. Jedyne szkielet ziarnowy zespołu gruboziarnistego żwiru masywnego GCm składa się z ziaren większych — żwiru gruboziarnistego oraz głazów, a w skład jego matriks wchodzi frakcje piasku od grubo- do drobnoziarnisty. We wszystkich analizowanych litofacjach powstałych w wyniku przepływu zawiesiny o wysokiej gęstości udział frakcji mułowo-iłowej waha się w granicach 6–7% obj. W litofacji piasku masywnego Sm (pochodzącej zarówno z zespołu Sm, jak i z Sm, Sp) ziarna ponadwymiarowe (megaklasty) nie występują, podczas gdy w litofacji GCm megaklasty są obecne. W zespołach Sm oraz Sm, Sp uziarnienie frakcjonalne nie występuje, a w zespole GCm jest obecne odwrócono-normalne uziarnienie frakcjonalne.

Analizowane osady charakteryzują się monomodalnym rozkładem uziarnienia. Największy rozrzut łamanych częstości uziarnienia i łamanych kumulacyjnych oraz graficznych wskaźników uziarnienia zaznacza się w przypadku zespołu Sm (ryc. 4). Niewielki rozrzut łamanych i graficznych wskaźników uziarnienia występuje natomiast w zespołach Sm, Sp oraz GCm. Wspólną cechą wszystkich analizowanych zespołów powstałych w wyniku przepływów zawiesiny o wysokiej gęstości jest bardzo słabe i słabe wysortowanie oraz masywna struktura. Imbrykacja jest typową cechą osadów deponowanych z przepływów zawiesiny o wysokiej gęstości i jest obecna w zespole gruboziarnistego żwiru masywnego GCm.

Analizując mechanizmy depozycji drobnoziarnistych osadów pochodzących z przepływu zawiesiny o wysokiej gęstości, musimy pamiętać, że depozycja zespołu piasku masywnego i piasku warstwowanego przekątnie płasko (Sm, Sp) przebiegała w środowisku o mniejszej dynamice niż w środowisku, w którym osadzał się zespół piasku masywnego Sm. Zespół Sm, Sp był w bardziej dystalnym położeniu w stosunku do zespołu Sm, który znajdował się w strefie kontaktu lodowego. Wielkość ziaren szkieletu ziarnowego litofacji gruboziarnistego żwiru masywnego GCm sugeruje, iż analizowany przepływ charakteryzował się w miarę stałą wprawdzie, ale dużą wydolnością przepływu, co potwierdza m.in. miąższość zespołu GCm. Obecność odwróconego uziarnienia frakcjonalnego w dolnej części zespołu GCm świadczy o wzroście wydolności przepływu, a normalnego w górnej — stopniowym spadku wydolności przepływu w końcowej fazie depozycji. Niewielka wielkość ziarna litofacji piasku masywnego Sm i jej niewielka miąższość wskazują na małą wydolność przepływu. Bez względu na różnice uziarnienia szkieletu ziarnowego głównymi siłami unoszącymi ziarna w przepływach zawiesiny o wysokiej gęstości były turbulencja oraz ciśnienie rozpraszające z kolizji międzyziarnowych.

Tab. 3. Zestawienie cech litologicznych osadów powstałych w wyniku przepływów zawiesiny o wysokiej gęstości

Table 3. Comparison of hyperconcentrated-flow lithofacies lithology

Cechy teksturalno-strukturalne <i>Lithologic features</i>	
pokrój <i>geometry of beds</i>	taflowy <i>sheet</i>
miąższość <i>bed thickness</i>	1–6 m
rozciągłość <i>extent</i>	20–200 m
powierzchnia spągowa <i>basal contact</i>	zazwyczaj ostra, erozyjna/rzadko zdeformowana <i>usually sharp and erosional/rarely deformed</i>
uziarnienie szkieletu ziarnowego* <i>grain size of framework*</i>	żś, żg
obecność megaklastów <i>megaclasts</i>	brak/powszechna <i>absent/common</i>
uziarnienie matriks* <i>grain size of matrix*</i>	pś, pg, zd
zawartość frakcji mułowo-iłowej <i>volume of fine-grained silt/mud</i>	6–7% obj 6–7% by vol.
rodzaj szkieletu ziarnowego <i>clast/matrix-supported texture</i>	zwarty/lokalnie rozproszony <i>clast supported/locally matrix supported</i>
uziarnienie frakcjonalne <i>grading</i>	brak lub odwrócone w spagu, normalne w stropie <i>absent or inverse grading in lower member, normal grading in upper member</i>
imbrykacja <i>imbrication</i>	obecna <i>present</i>
struktura <i>structure</i>	masywna <i>massive</i>
deformacje <i>deformations</i>	sporadyczne <i>infrequent</i>

*m/i — frakcja mułowo-iłowa, pś — piasek średnioziarnisty, pg — piasek gruboziarnisty, zd — żwir drobnoziarnisty, żś — żwir średnioziarnisty, żg — żwir gruboziarnisty

*m/i — *fine-grained silt/mud*, pś — *medium-grained sand*, pg — *coarse-grained sand*, zd — *granule gravel*, żś — *pebble gravel*, żg — *cobble gravel*

Powodem znacznego zróżnicowania uziarnienia osadów powstałych w wyniku tego samego procesu depozycyjnego była różna wydolność przepływów.

Deformacje, obecne jedynie w zespole piasku masywnego Sm, nie są typowymi cechami osadów deponowanych z przepływów zawiesiny o wysokiej gęstości. W przypadku zespołu piasku masywnego Sm jednak ich genezę należy łączyć z miękkim, przesyconym wodą podłożem, które było rozrywane przez wzbogacony w zawieszinę przepływ turbulentny, oraz z różnicami gęstości pomiędzy kolejnymi warstwami gwałtownie deponowanych osadów.

Uwagi końcowe

Wyniki płynące z analizy sedymentologicznej dowodzą, że osad zdeponowany z przepływu zawiesiny o wysokiej gęstości charakteryzuje się najczęściej: tafłowym pokrojem ławic, miąższością kilku metrów, rozciągłością kilkudziesięciu, kilkuset metrów, erozyjnym spągim ławic, zawartością frakcji mułowo-iłowej nie większą niż 7% obj., zwartym szkieletem ziarnowym, brakiem uziarnienia frakcjonalnego lub odwróconym uziarnieniem frakcjonalnym w spagu i normalnym w stropie oraz strukturą masywną (tab. 3). Na tej podstawie można stwierdzić, że spośród cech teksturalno-strukturalnych najbardziej przydatnymi w interpretacjach mechanizmów depozycji osadów stref glaciomarginalnych są: pokrój ławic, miąższość ławic, imbrykacja oraz rodzaj struktur.

Za cenne uwagi i dyskusje w trakcie przygotowywania niniejszego opracowania dziękuję prof. dr. hab. Tomkowi Zielińskiemu. Anonimowym recenzentom składam podziękowania za wartościowe spostrzeżenia, które wpłynęły na obecną formę artykułu.

Literatura

- BAKER V.R. 2002 — High-energy megafloods: planetary settings and sedimentary dynamics. [In:] Martini I.P., Baker V.R. & Garzon G. (eds) Flood and Megaflood Deposits: Recent and Ancient Examples. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 32: 3–15.
- BENN D.I. & EVANS D.J.A. 1998 — Glaciers and glaciation. Arnold, London.
- BENVENUTI M., MARTINI I.P. 2002 — Analysis of terrestrial hyperconcentrated flows and their deposits. [In:] Martini I.P., Baker V.R. & Garzon G. (eds) Flood and Megaflood Deposits: Recent and Ancient Examples. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 32: 167–193.
- BESCHTA R.L. & JACKSON W.L. 1979 — The intrusion of fine sediments into a stable gravel bed. *J. Fish. Res. Board Can.*, 36: 204–210.
- BEVERAGE J.P. & CULBERTSON J.K. 1964 — Hyperconcentrations of suspended sediment. *J. Hydraul. Division, American Society of Civil Engineers*, 90: 117–128.
- BRENNAND T.A. 1994 — Macroforms, large bedforms and rhythmic sedimentary sequences in subglacial eskers, south-central Ontario — implications for eskers genesis and meltwater regime. *Sediment. Geol.*, 91: 9–55.
- CEĞLA J. & DŻUŁYŃSKI S. 1970 — Układy niestatecznie warstwiane i ich występowanie w środowisku peryglacjalnym. *Acta Univ. Wratisl. 124, Stud. geogr.*, 13: 17–42.
- COSTA J.E. 1984 — Physical Geomorphology of debris flow. [In:] Costa J.E. & Fleisher P.J. (eds) Developments and Applications of Geomorphology. Springer, Berlin, New-York: 268–317.
- COSTA J.E. 1988 — Rheologic, geomorphic and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows and debris flows. [In:] Baker V.R., Kochel R.C. & Patton P.C. (eds) Flood Geomorphology. Wiley, New York: 113–122.
- CUTLER P.M., COLGAN P.M. & MICKELSON D.M. 2002 — Sedimentologic evidence for outburst floods from the Laurentide ice sheet margin in Wisconsin, U.S.A.: implications for tunnel-channel formation. *Quatern. Internat.*, 90: 23–40.
- FAY H. 2002 — Formation of ice block obstacle marks during the November 1996 glacier-outburst flood (jökulhlaup), Skeiðarársandur, southern Iceland. [In:] Martini I.P., Baker V.R. & Garzon G. (eds) Flood and Megaflood Deposits: Recent and Ancient Examples. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 32: 85–97.
- FRASER G.S. & BLEUER N.K. 1988 — Sedimentological consequences of two floods of extreme magnitude in the late Wisconsinan Wabash Valley. [In:] Clifton H.E. (ed.) Sedimentological consequences of extreme events. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 229: 111–125.
- FRASER G.S. & COBB J.C. 1982 — Late Wisconsinan proglacial sedimentation along the west Chicago moraine in northeastern Illinois. *J. Sediment. Petrol.*, 52: 473–491.
- FROSTRICK L. E., LUCAS P.M. & REID I. 1984 — The infiltration of fine matrices into coarse-grained alluvial sediments and its implications for stratigraphical interpretation. *J. Geol. Soc.*, 141: 85–94.
- HEIN F.J. 1984 — Deep-sea and fluvial braided channel conglomerates: a comparison of two case studies. [In:] Koster E.H. & Steele R.J. (eds) Sedimentology of gravels and conglomerates. *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, 10: 33–49.
- LLIBOUTRY L., MORALES ARNAO B. & SCHNEIDER B. 1977 — Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru, I: Historical failures of morainic dams, their causes and prevention. *J. Glaciology*, 18: 239–254.
- LORD M.L. & KEHEW A.E. 1987 — Sedimentology and paleohydrology of glacial-lake outburst deposits in southeastern Saskatchewan and northwestern North Dakota. *Geo. Soc. Am. Bull.*, 99: 663–673.
- LOWE D.R. 1988 — Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structures. *Sedimentology*, 35: 765–776.
- MCDONALD B.C. & BANERJEE I. 1971 — Sediments and bed forms on a braided outwash plain: *Can. J. Earth Sci.*, 8: 1282–1301.
- MAIZELS J.K. 1977 — Experiments on the origin of kettle holes. *J. Glaciology*, 18: 291–303.
- MAIZELS J.K. 1986 — Modelling of paleohydrologic change during deglaciation. *Géogr. Phys. Quatern.*, 40, 3: 263–277.
- MAIZELS J.K. 1987 — Large-scale flood deposits associate with the formation of coarse-grained braided terrace sequences, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 39: 135–148.
- MAIZELS J.K. 1989 — Sedimentology, paleoflow dynamics and flood history of jökulhlaup deposits: paleohydrology of Holocene sediment sequences in southern Iceland sandur deposits. *J. Sediment. Petrol.*, 59: 204–223.
- MAIZELS J.K. 1993 — Lithofacies variations within sandur deposits: the role of runoff regime, flow dynamics and sediment supply characteristic. *Sediment. Geol.*, 85: 299–325.
- MAIZELS J.K. 1997 — Jökulhlaup deposits in proglacial areas. *Quat. Sci. Rev.*, 16: 793–819.
- MIALL A.D. 1977 — A review of the braided river depositional environment. *Earth-Sci. Rev.*, 13: 1–62.
- MILLER A.J. 1990 — Flood hydrology and geomorphic effectiveness in the central Appalachians. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15: 119–134.
- PISARSKA-JAMROŻY M. 2006a — Transitional deposits between the end moraine and outwash plain in the Pomeranian glaciomarginal zone of NW Poland: a missing component of ice-contact sedimentary models. *Boreas*, 35 (1): 126–141.
- PISARSKA-JAMROŻY M. 2006b — Mechanizmy depozycji w strefie glaciomarginalnej. Studium sedymentologiczne wybranych stanowisk Pomorza Zachodniego i wschodniej Jutlandii. *Arch. Wydz. Nauk o Ziemi UŚ, Katowice*.
- RUSSELL A.J. 1991 — The Geomorphological and Sedimentological Effects of Jökulhlaup. University of Aberdeen, Archive.
- RUSSELL A.J. & KNUDSEN, Ó. 1997 — Controls on the sedimentology of November 1996 jökulhlaup deposits, Skeiðarársandur, Iceland. [In:] Smith N.D. & Rogers J. (eds) Fluvial Sedimentology VI. International Association of Sedimentologists Special Publication Memoir 28: 315–329.
- RUSSELL A.J. & KNUDSEN Ó. 2002 — The effects of glacier outburst flood flow dynamics on ice-contact deposits: November 1996 jökulhlaup, Skeiðarársandur, Iceland. [W:] Martini I.P. Baker V.R. & Garzon G. (eds) Flood and Megaflood Deposits: Recent and Ancient Examples. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 32: 67–83.
- RUSSELL A.J. & MARREN P.M. 1998 — A Younger Dryas (Loch Lomond Stadial) jökulhlaup deposits, Fort Augustus, Scotland. *Boreas*, 27: 231–242.
- RUSSELL A.J. & MARREN P.M. 1999 — Proglacial fluvial sedimentary sequence in Greenland and Iceland: a case study from active proglacial environments subject to jökulhlaup. [In:] Jones A.P., Tucker M.E. & Hart J.K. (eds) The Description and Analysis of Quaternary Stratigraphic Field Sections Technical Guide 7. Quatern. Res. Association. London: 171–208.
- RUSSELL A.J., TWEED F.S. & KNUDSEN Ó. 2000 — Flash flood at Sólheimajökull heralds the re-awakening of an Icelandic subglacial volcano. *Geology Today*, 16: 102–106.
- SIEGENTHALER CH. & HUGGENBERGER P. 1993 — Pleistocene Rhine gravel: deposits of a braided river system with dominant pool preservation. [In:] Best J. & Bristow Ch. (eds) Braided Rivers. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 75: 147–162.
- SMITH N.D. 1974 — Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse river, a braided outwash stream. *J. Geol.*, 81: 205–223.
- SMITH N.D. 1985 — Proglacial fluvial environment [In:] Ashley G.M., Shaw J. & Smith N.D. (eds) Glacial Sedimentary Environments. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short Course, 16: 85–136.
- SMITH G.A. 1986 — Coarse-grained and nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional processes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97: 1–10.
- SOHN Y.K. 1997 — On traction-carpet sedimentation. *J. Sediment. Petrol.*, 67: 502–509.
- TODD S.P. 1989 — Stream-driven, high-density gravelly traction carpets: possible deposits in the Traberg Conglomerate Formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their origin. *Sedimentology*, 36: 513–530.
- VROLIJK P.J. & SOUTHARD J.B. 1997 — Experiments on rapid deposition of sand from high-velocity flows. *Geoscience Canada*, 24, 1: 45–54.

Praca wpłynęła do redakcji 15.11.2006 r.
Akceptacja do druku 3.1.2007 r.