1. Wstęp

1.1. Zarys problemu badawczego

W osadach rzecznych wyróżnia się aluwia korytowe i pozakorytowe. Uwzględniając różnice warunków środowiska sedymentacji pomiędzy aluwiami korytowymi i pozakorytowymi, przyjęło się utożsamiać aluwia korytowe jako osady przyrostu bocznego, natomiast aluwia pozakorytowe jako osady przyrostu pionowego (Fenneman 1906, Mackin 1937, Szancer 1951, Wolman & Leopold 1957, Allen 1965a, Czałow 1979). W ogólnym ujęciu uznaje się, że aluwia przyrostu bocznego powstają w wyniku akumulacji ziaren transportowanych w ładunku dennym, zaś aluwia przyrostu pionowego są deponowane na równinach zalewowych w czasie powodzi głównie z ładunku zawiesinowego. Warto nadmienić, że wzajemna relacja aluwiów pozakorytowych (przyrostu pionowego) pokrywających aluwia korytowe (przyrostu bocznego) stała się podstawą do wyróżniania sekwencji cyklotemu charakteryzującego się drobnieniem ziarna ku stropowi uznawanego za diagnostyczny cyklotem dla rzek meandrujących (Allen 1965b, 1970b).

Jak wynika jednak z rezultatów badań Teisseyre'a (1985), aluwia pozakorytowe, które zwane są także madami (m.in. Pożaryski 1955, Biernacki 1968, 1975, Myślińska 1980, Myślińska i in. 1982, Teisseyre 1985, 1988a, b, Kalicki & Starkel 1987, Rutkowski 1987, Kalicki 1991, 1996, 2000, 2006, Kalicki & Szmańda 2008), mogą powstawać na drodze nie jednego, ale pięciu typów przyrostów: pionowego, czołowego, bocznego, wstecznego i złożonego. Na znaczący udział przyrostu bocznego w sedymentacji aluwiów pozakorytowych wskazują także badania Jacksona (1978), Nansona (1980), Lewina (1982, 1983) oraz Hughesa i Lewina (1982), Smitha (1987), Knightona i Nansona (1994), Kurowskiego (1999) czy Page'a i in. (2003).

W odniesieniu do procesu przyrostu aluwiów pozakorytowych Middelkoop i Asselman (1998) uważają, że współczesna akumulacja mad w obwałowanych łożyskach rzek odbywa się przy udziale dwóch typów depozycji materiału klastycznego: (1) piaszczystego z ładunku dennego i (2) pylasto-ilastego z ładunku zawiesinowego. Na złożoność procesu akumulacji aluwiów pozakorytowych w kontekście rodzaju materiału transportowanego w ładunku dennym i zawieszonym, składającego się z różnych typów obciążenia rzeki, zwraca także uwagę Teisseyre (1988b). Autor ten na podstawie badań aluwiów pozakorytowych w dolinach żwirodennych rzek sudeckich wyróżnia osady żwirowe wałów przykorytowych, deponowane z saltacji, oraz piaszczyste i pylasto-ilaste osady równi zalewowych i basenów powodziowych, deponowane z zawiesiny. W nieco innym ujęciu związek dwóch typów depozycji w strefie proksymalnej równiny zalewowej określają Ferguson i Brierley (1999). Autorzy ci na podstawie wyników badań morfologii wałów przykorytowych dolnego odcinka rzeki Tuross (w południowo-wschodniej Australii) stwierdzili, że akumulacja aluwiów na wałach przykorytowych odbywa się przy kombinacji procesów korytowych i pozakorytowych. Zapewne z tego też powodu warstwy piaszczyste występujące w kohezyjnych, drobnoklastycznych aluwiach wałów przykorytowych lub serie piaszczyste powstające na przykład w wyniku akumulacji stożków krewasowych na aluwiach równi zalewowych często mogą być mylnie interpretowane jako osady korytowe (Collinson 1978). Na problem rozróżnienia tylko dwóch typów depozycji w powstawaniu aluwiów rzecznych zwraca uwagę także Tomczak (1971), która wyodrębnia serię osadów "przejściowych", rozdzielających aluwia korytowe od pozakorytowych w budowie geologicznej równiny zalewowej Wisły na Kępie Bazarowej w Toruniu.

1.2. Cel badań i główne założenia badawcze

W kontekście wspominanych poglądów na proces powstawania aluwiów pozakorytowych, zagadnienie dotyczące analizy mechanizmu ich akumulacji w oparciu o interpretacje litodynamiczne analiz uziarnienia, osadów rzek meandrujących i rozgałęzionych wydaje się bardzo ważne ze względu na poprawność wnioskowań genetycznych.

Celem badań było zatem odtworzenie warunków sedymentacji aluwiów pozakorytowych na równi-

nach zalewowych, które zostały zapisane w ich uziarnieniu. Rekonstrukcja warunków hydrodynamicznych i litodynamicznych polegała głównie na interpretacji ustroju przepływu, wartości prędkości progowych warunkujących ruch ziaren oraz udziału różnych typów transportu materiału klastycznego podczas przepływów pozakorytowych, a szczególnie sposobu ruchu ziaren poprzedzających ich unieruchomienie.

Hydrodynamiczna interpretacja wyników uziarnienia aluwiów dotyczy warunków przepływu wody, określania ustroju przepływu i szacowania prędkości erozyjnych i depozycyjnych. Natomiast litodynamiczna interpretacja wyników uziarnienia osadów obejmuje analizę warunków transportu materiału klastycznego w środowisku fluwialnym. Jak słusznie zauważył Teisseyre (1991), warunki ruchu ziaren w środowisku rzecznym zmieniają się zależnie od zmiany warunków przepływu (głównie jego prędkości oraz intensywności i struktury turbulencji). Dlatego też na podstawie cech uziarnienia osadów można odczytać warunki ruchu ziaren jakie były trakcie depozycji.

Z punktu widzenia poprawności stosowania terminu *osady przyrostu pionowego* w relacji do przebiegu procesu sedymentacji aluwiów pozakorytowych ważna jest głównie odpowiedź na pytania:

- 1) Jak zróżnicowane jest uziarnienie aluwiów pozakorytowych?
- Jak zróżnicowane jest ich środowisko sedymentacji?
- 3) Czy akumulacja materiału klastycznego na równinach zalewowych odbywa się przy dominującym udziale transportu ziaren w zawieszeniu bezpośrednio przed ich unieruchomieniem?
- Czy proces akumulacji aluwiów pozakorytowych rzeczywiście odbywa się głównie na drodze przyrostu pionowego?
- 5) Jakie czynniki wpływają na cechy uziarnienia aluwiów pozakorytowych?
- 6) Jaka jest rola warunków hydrodynamicznych transportu fluwialnego i tekstury materiału źródłowego w kształtowaniu uziarnienia aluwiów pozakorytowych?
- 7) W jaki sposób odbywa się transport i depozycja materiału klastycznego na równinach zalewowych?
- 8) Jakie są tendencje przestrzennego zróżnicowania litologicznego aluwiów pozakorytowych?

Cel badań został zrealizowany przy użyciu wybranych metod interpretacji warunków przepływu wody i warunków transportu ziaren zapisanych w cechach uziarnienia osadów. W tym zakresie starałem się także odpowiedzieć na pytanie: Czy i jakie metody interpretacji dynamiki przepływów poprawnie odzwierciedlają przebieg rzeczywistych procesów sedymentacji?

Wnioskowanie o warunkach sedymentacji aluwiów pozakorytowych oparłem na założeniu, że warunki przepływu wody oraz sposób akumulacji aluwiów można interpretować na podstawie cech ich uziarnienia. Założenie to wynika z rezultatów wielu prac badawczych dotyczących sedymentologii fluwialnej prowadzonych w warunkach naturalnych i laboratoryjnych. Badania te dotyczyły zarówno analiz hydrodynamicznych warunków ruchu ziaren (m.in. Hjulström 1935, Einstein 1950, Chien 1956, Sundborg 1956, 1969, Morris 1957, Le Roux 1977, 2002, 2005, Sengupta 1979, Baba i Komar 1981, Bridge 1981, Froehlich 1982, Chien i Wan 1983, Młynarczyk 1985, Leeder 1983, Mazumder 1994, Mazumder i Dalal 2003, Ferguson i Church 2004), jak i interpretacji ruchu ziaren w transporcie fluwialnym na podstawie analiz uziarnienia (m.in. Doeglas 1946, Sindowski 1958, Moss 1962, 1963, Braithwaite 1973, Southard i Boguchwal 1973, Baker 1974, Kaniecki 1976, Middleton 1976, Le Roux 1994, Viard i Breyer 1979, Eschner i Kichner 1984).

Drugie założenie badawcze dotyczy mechanizmu ruchu materiału klastycznego bezpośrednio przed jego unieruchomieniem na powierzchni równiny zalewowej. Jak już wspominałem, powszechnie przyjmuje się, że aluwia pozakorytowe powstają w wyniku akumulacji materiału transportowanego w zawiesinie. Jednak obserwacje wykonane w warunkach laboratoryjnym przez Reesa (1966) oraz podczas badań terenowych przez Teisseyre'a (1988b) wykazały, że na powierzchniach zbudowanych z osadów mułkowych tworzą się ripplemarki. Wynika z tego, że nawet ziarna frakcji pyłowej, które są predysponowane do ruchu w zawiesinie (Bagnold 1966, Sundborg 1967), bezpośrednio przed unieruchomieniem były transportowane w chwilowym kontakcie z podłożem. Ponadto wyniki badań uziarnienia aluwiów pozakorytowych opublikowane między innymi przez Zwolińskiego (1985), Florka (1991), Kalickiego (1996, 2000), Kordowskiego (2003, 2004, 2009), Florka i Kaczmarzyka (2007), Kaczmarzyka i in. (2008) oraz przeprowadzonych przeze mnie analiz uziarnienia mad zdeponowanych w dolinach Wisły, Drwęcy i Tążyny (Szmańda 2004) oraz Dunaju (Szmańda 2009) wykazały, że w uziarnieniu aluwiów pozakorytowych występuje znaczny, często dominujący udział ziaren frakcji piasku, które to predysponowane są do ruchu w saltacji (m.in. Lane i Kalinske 1939, Passega 1964, Sundborg 1967, Middleton 1976).

1.3. Zadania badawcze

Cel badań realizowałem poprzez następujące zadania:

1) Przegląd poglądów na temat warunków transportu materiału klastycznego w dolinach rzecznych ze szczególnym uwzględnieniem przepływów powodziowych na równinach zalewowych.

- Rozpoznanie roli wybranych czynników wpływających na zróżnicowanie uziarnienia aluwiów pozakorytowych, a szczególnie na ich zmienność poziomą i pionową.
- Dobór i opis metod hydro- i litodynamicznych interpretacji stosowanych w badaniach sedymentologicznych środowiska fluwialnego na podstawie cech uziarnienia.
- Zgromadzenie danych uziarnienia aluwiów pozakorytowych piasko- i żwirodennych rzek jedno- i wielokorytowych.
- Interpretację hydrodynamiki i litodynamiki sedymentacji w oparciu o zebrane wyniki analiz uziarnienia aluwiów pozakorytowych.

Podziękowania

W tym miejscu chciałbym serdecznie podziękować mojemu promotorowi pracy doktorskiej prof. dr. hab. Leonowi Andrzejewskiemu za zainteresowanie mnie tematyką geomorfologii fluwialnej i pomoc w organizacji i realizacji badań oraz dr. Krzysztofowi Romanowi Lankaufowi za wsparcie merytoryczne i koleżeńską współpracę w wieloletnich badaniach sedymentologicznych.

Wszystkim koleżankom i kolegom z Instytutu Geografii Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu, Instytutu Geografii Słowackiej Akademii Nauk w Bratysławie, Instytutu Geografii Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach dziękuje za życzliwość i stworzenie twórczej atmosfery pracy. Koleżankom i kolegom z Zakładu Zasobów Środowiska i Geozagrożeń (dawniej Zakłady Geomorfologii i Hydrologii Niżu) Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk w Toruniu oraz Pracowni Sedymentologicznej Instytutu Geografii Fizycznej Uniwersytetu Warszawskiego (z Panią profesor Elżbietą Mycielską-Dowgiałło na czele) dziękuje za wielogodzinne twórcze rozmowy prowadzone na temat problemów podjętych w tym opracowaniu.

Za wspólną pracę i dyskusje w terenie w niezwykle przyjaznej atmosferze wyrażam podziękowania (w kolejności alfabetycznej): dr. Piotrowi Gierszewskiemu, dr. Jarosławowi Kordowskiemu, dr. Milanowi Lehotskýemu, dr Edycie Łokas, dr Annie Michno, dr. Janowi Novotnýemu, dr. Piotrowi Szwarczewskiemu, dr. Przemysławowi Wachniewowi. Za udostępnienie laboratorium do analiz uziarnienia dziękuję prof. dr. hab. Kazimierzowi Krzemieniowi, a za wykonanie części analiz uziarnienia mgr. Mariuszowi Bonieckiemu i mgr. Włodzimierzowi Juśkiewiczowi.

Recenzentom pracy prof. UJK dr. hab. Tomaszowi Kalickiemu i prof. dr. hab. Tomaszowi Zielińskiemu, a także Redaktorowi naczelnemu *Landform Analysis* prof. UAM dr. hab. Zbigniewowi Zwolińskiemu składam podziękowania za cenne uwagi i dyskusje pomocne w przygotowaniu pracy do druku.

Praca ta nie powstała by, gdyby nie wsparcie mojej żony Małgosi Luc, której wszystkich zasług nie jestem w stanie tu wymienić, za które z całego serca dziękuję i pracę tą dedykuję.

Badania były częściowo finansowane ze środków MNiSW przeznaczonych na naukę w latach 2008–2011 z grantu N N306 424834 pt. Sedymentacja pozakorytowa na równinie zalewowej Wisły w świetle analiz litofacjalnych, luminescencyjnych, geochemicznych i radioizotopowych oraz z grantu MNiSW N N306 084837 pt. Kierunki przemian rzeźby i depozycji osadów w wielokorytowych systemach fluwialnych Wisły i Dunaju w warunkach zabudowy hydrotechnicznej – studium porównawcze.

2. Transport i akumulacja aluwiów pozakorytowych

2.1. Warunki hydrodynamiczne i litodynamiczne transportu fluwialnego podczas przepływów pozakorytowych

Związek transportu materiału klastycznego z warunkami przepływów w środowisku rzek opisuje formuła opracowana przez Lane'a (1955):

$$Q_{r}D \sim QS \tag{1}$$

gdzie:

 Q_r – natężenie transportu rumowiska,

D – średnica uziarnienia transportowanego materiału,

Q – natężenie przepływu,

S – spadek podłużny dna.

Jak z niej wynika, natężenie transportu materiału klastycznego (Q_r) oraz rozmiar ziaren w transporcie fluwialnym (D) trwają w zależności polegającej na równowadze z natężeniem przepływu (Q) i spadkiem równiny zalewowej (S). Chociaż zarówno warunki przepływu, jak i związane z nimi warunki transportu materiału są dużo bardziej złożone, to związek ten dobrze odzwierciedla podstawy idei interpretacji hydrodynamicznej warunków transportu ziaren mineralnych w środowisku fluwialnym na podstawie cech rozkładu ich wielkości w aluwiach.

Ze względu na problematykę pracy dotyczącą sedymentacji aluwiów pozakorytowych kilka zagadnień odnoszących się do hydro- i litodynamicznych warunków transportu fluwialnego w korytach rzecznych, a przede wszystkim na równinach zalewowych wymaga krótkiego omówienia.

2.1.1. Warunki przepływu i sposoby ruchu ziaren w środowisku fluwialnym

Warunki przepływu i związane z nimi procesy sedymentacji materiału klastycznego badano w oparciu o obserwacje prowadzone w korytach rzecznych oraz w warunkach laboratoryjnych w urządzeniach różnej konstrukcji, w których symulowano przepływ rzeczny. Były to głównie sztuczne koryta oraz rury przepływowe. Do licznych prac obejmujących obser-

wacje warunków transportu i sedymentacji prowadzonych w korytach rzecznych zaliczyć można prace Ziemskiej (1928), Hjulströma (1935), Lane'a i Kalinskego (1939), Leopolda (1953, 1994), Sundborga (1956, 1967), Skibińskiego (1963, 1976), Nawary (1964), Allena (1965a, 1970a), Marsza (1967), Kaszowskiego i Kotarby (1970), Kostrzewskiego (1970), Froehlicha (1975, 1982, 1998, 1999), Kanieckiego (1976), Leopolda i Emmetta (1976, 1977, 1984, 1997), Wallinga (1978), Howarda (1980), Zwolińskiego (1980, 1989, 1993), Jacksona (1981), Bridge'a (1981), Teisseyre'a (1984), Młynarczyka (1985, 1989, 1991, 1996), Pizzuto (1985), Brańskiego i Kondzielskiego (1986), Rotnickiego i Młynarczyka (1989), Ciupy (1990, 1991, 2009), Gölza (1990), Komara i Carlinga (1991), Shiono i Knighta (1991), Bartnika (1992), Grovesa i Howarda (1994), Kostrzewskiego i in. (1994), Howarda i Grovesa (1995), Smolskiej (1996, 2009), Haschenburgera i Chucha (1998), Kurowskiego i Jędrzejczaka (2007), Młynarczyka i Słowika (2007). Zarówno wspomniane badania, jak i eksperymenty laboratoryjne prowadzone w sztucznych kanałach przepływowych (Einstein 1950, Bagnold 1955, 1956, Leopold i in. 1960, Jopling 1964, Rees 1966, Moss 1972, Southard i Boguchwal 1973, 1990, Sengupta 1975, 1979, Dingler 1979, Costello i Southard 1981, Ghosh i in. 1981, Baas 1994, Mazumder 1994, Knigth i Brown 2001, Barthurst i in. 2002) umożliwiły opracowanie zależności pomiędzy warunkami przepływu rzecznego a warunkami ruchu materiału klastycznego.

Hydrodynamiczne warunki przepływów fluwialnych zostały wyczerpująco opisane w podręcznikach do hydrodynamiki, geomorfologii dynamicznej i sedymentologii przez Szancera (1951), Bagnolda (1955, 1956, 1966), Jarockiego (1957), Aipolowa (1963), Leopolda i in. (1964), Allena (1970a, 1977), Grafa (1971), Gradzińskiego i in. (1976, 1986), Blencha (1977), Yalina (1977), Middletona i Southharda (1978), Richardsa (1982), Chiena i Wana (1983), Emblentona i Thornesa (1985), Bridge'a (2003), Kondolfa i Piégay (2003) oraz innych.

W najbardziej ogólnym ujęciu przepływy w korycie rzecznym opisują dwa bezwymiarowe parametry. Pierwszym z nich jest liczba Reynoldsa *Re*, która **Tabela 1.** Zależność rodzajów transportu ziaren od typów przepływu fluwialnego (na podstawie Sundborga 1956, Allena 1965a, Gradzińskiego i in., 1976, 1986)

Table 1. Dependency of types of grain transport from to types of fluvial flow (based on Sundborg 1956, Allen 1965a,
Gradziński et al. 1976, 1986)

Typ przepły	wu	Laminarny spokojny	Burzliwy spokojny	Burzliwy gwałtowny	Laminarny gwałtowny
Parametry	Re	<500	500-2000	500-2000	<500
przepływu	Fr	<1	<1	>1	>1
Hydrauliczny rodzaj materiału klastyczne	transportu go	Zawiesina jednorodna	Saltacja*, zawiesina gradacyjna	Trakcja, saltacja*, zawiesina gradacyjna	Trakcja i saltacja**

*głównie tzw. chwilowa zawiesina (ang. intermitted suspension)

**krótkie przeskoki saltacyjne do wysokości równej 2–3-krotności przeciętnej średnicy ziarna materiału dennego

określa ruch płynu i jest miarą intensywności turbulencji. Drugim, określającym typ przepływu, jest liczba Froude'a *Fr*. Przyjęte umownie wartości graniczne dwóch wymienionych parametrów bezwymiarowych stanowią kryterium do wyróżnienia czterech podstawowych typów przepływu (Sundborg 1956, Allen 1965a, Gradziński i in. 1976, 1986), które zestawiono w tabeli 1. W tabeli tej zależność rodzajów ruchu ziaren od hydraulicznych typów przepływu lepkiego zostały uporządkowane w kolejności determinowanej przez wzrost prędkości przepływu.

W tym miejscu warto nadmienić, że podczas przepływów powodziowych o dużym obciążeniu wód rumowiskiem, zarówno w korycie rzeki, jak i na terasie, przepływ wody może mieć cechy płynu nieniutonowskiego. W zależności od udziału frakcji pylastej i ilastej w transportowanym materiale, występuje przepływ będący odpowiednikiem kohezyjnego lub niekohezyjnego płyniecia gestościowego (Costa 1997). W warunkach płynięcia gruzowego materiał klastyczny przemieszczany jest laminarnie przy dnie (Enos 1977, Lowe 1976) (ryc. 1). Przepływ wody przeciążonej zawiesiną może mieć też charakter hydraulicznego przepływu typu hiperskoncentrowanego (ang. hyperconcentrated flow). Ten typ przepływu ma lokalnie cechy reologicznego binghamowskiego płynięcia plastyczno-lepkiego (Beverage & Culbertson 1964). W tych warunkach materiał mineralny przemieszczany jest w postaci quasi-laminarnej zawiesiny. Depozycja materiału w przepływach przeciążonych materiałem odbywa się zatem głównie z zawiesiny (Lowe 1976, 1988, Vrolijk & Southard 1997). Należy podkreślić, że w przypadku transportu zawiesinowego wleczenie i toczenie materiału w zasadzie nie występuje (Popek 2006).

2.1.2. Warstwowe zróżnicowanie transportu osadu

W transporcie fluwialnym wyróżnia się 3 podstawowe rodzaje transportu materiału klastycznego: trakcję, saltację i zawiesinę. Ruch ziaren w korycie rzeki pod względem zróżnicowania w pionie odbywa się warstwowo (ryc. 1). Trakcja obejmuje wleczenie i toczenie po dnie w warstwie dennej. Saltacja to okresowy ruch ziaren w zawieszeniu odbywający się po torach zbliżonych do balistycznych. Ruch ziaren w zawieszeniu to ciągły transport ziaren ponad dnem od momentu jego uruchomienia do unieruchomienia. Transport ziaren w saltacji i zawieszeniu odbywa się głównie w warstwie zewnętrznej (górnej części słupa wody). Warstwę denną od zewnętrznej oddziela warstwa buforowa, w której następuje gwałtowny przyrost prędkości przepływu wody. Z tego powodu powstają w niej małoskalowe, ale bardzo silne wiry. Wiry te mają istotne znaczenie w utrzymywaniu ruchu ziaren w zawieszeniu.



Ryc. 1. Struktura przepływu powodziowego w korycie rzeki (za Gradzińskim i in. 1986, Teisseyrem 1988a, Le Rouxem 2005, zmienione)

a – warstwa trakcyjna, b – warstwa saltacyjna, c – warstwa zawiesinowa

- **Fig. 1.** Structure of flood flow in river channel (after Gradziński et al. 1986, Teisseyre 1988a, Le Rouxe 2005, modified)
 - a traction layer, b saltation layer, c suspended layer

W swoich badaniach wyróżniam dwa rodzaje ruchu saltacyjnego: saltację przydenną i chwilowe unoszenie (ang. intermittent suspension), różnice pomiędzy nimi wynikają z odmiennej wysokości transportu ziaren. Saltacja przydenna oznacza krótkie przeskoki ziaren w warstwie dennej na wysokość nie wyższą niż 2–3 przeciętnych średnic ziaren budujących dno (Einstein 1950, Teisseyre 1988a). Ruch ziaren w chwilowym zawieszeniu odbywa się w warstwie zewnętrznej. Wysokość tego ruchu uzależniona jest od relacji pomiędzy prędkością ścinającą i prędkością opadania danego ziarna oraz gestości transportowanego rumowiska w cieczy. Warstwę, w której odbywa się ruch ziaren w chwilowym zawieszeniu, określa się jako warstwę saltacyjną albo przydenną. Jej górną granicę stanowi wysokość ruchu ziaren w saltacji, którą wyznacza bezwymiarowy parametr Rouse uzyskiwany ze wzoru (ryc. 1):

gdzie:

 V_f – prędkość opadania ziaren lub prędkość, przy której ziarno jest unieruchamiane na dnie (Vs), V^* – prędkość ścinająca,

 $p = \frac{V^*}{\chi V_f} = 5$

 γ – stała von Kármána.

Ziarna, dla których wartość parametru $p \ge 5$, są transportowane w saltacji. Natomiast jeśli wartość p < 5, ziarna transportowane są w zawieszeniu, przy zachowaniu warunku, że głębokość przepływu jest większa od dwukrotności średnicy danego ziarna

(Rouse 1938, 1939, 1950, Vanoni 1946, 1975, Middleton & Southard 1978). Zastosowana w tym wzorze stała von Kármána (χ) jest wartością zmienną i zależną od koncentracji zawiesiny i struktury turbulencji (Teisseyre 1984, s. 26) i wynosi dla czystej wody $\chi =$ 0,4, a dla obciążonej zawiesiną waha się w granicach 0,1-0,3 (Teisseyre 1984). Nieco inne kryterium dla warunków ruchu ziaren w saltacji zostało określone przez Lane'a i Kalinskego (1939). Autorzy ci przyjęli, że ziarna o średnicy, dla której iloraz prędkości ścinającej do prędkości opadania jest większy od jedności $(V^*/V_f > 1)$, powinny być głównie transportowane saltacyjnie. Ponieważ prędkości ścinające i prędkości opadania oraz gęstość zawiesiny są zmienne zarówno w czasie, jak i przestrzeni, dlatego wielkość ziaren transportowanych w saltacji i grubość warstwy przydennej ulegają ciągłym zmianom (Teisseyre 1986).

Ruch ziaren w zawieszeniu zależy od warunków przepływu, rozmiaru ziaren oraz gęstości zawiesiny (tab. 2). Zdaniem Joplinga (1966), który analizował kryteria niezbędne do utrzymywania się ziaren w trwałej zawiesinie, oparte na badaniach m.in.: Lane'a i Kalinskego (1939), Einsteina (1950), Bagnolda (1956), Sundborga (1956), Simonsa i Richardsona (1962), prędkość przepływu, przy której odbywa się transport w zawiesinie osadu o zróżnicowanej teksturze (ang. *sediment mix*), jest 2–2,5 razy większa od prędkości erozyjnej. W porównaniu do prędkości depozycyjnej, obliczanej dla danego osadu w oparciu o wartość mediany jego rozkładu uziarnienia (np. Koster 1978, Williams 1983), prędkość utrzymująca ziarna w zawiesinie jest 4–6 razy większa.

Tabela. 2. Rodzaje zawiesiny według Teisseyre'a (1985), zmodyfikowane **Table. 2.** Types of suspension after Teisseyre (1985), modified

Rodzaj zawiesiny	Rozmiar ziarna [mm]	Charakterystyka zmienności koncentracji w pionie
Zawiesina gradacyjna najgrubsza	D>0,5	Największe ziarna transportowane w tego typu zawiesinie zależne są od parametru Rouse p≤5. Koncentracja zawiesiny jest niewielka i ogranicza się praktycznie do dolnej, dennej warstwy profilu przepływu. WKZ zmienia się w zakresie 0,001 do zera. Zawiesina tego typu może wystąpić tylko przy wysokoenergetycznych przepływach o prędkości powyżej 1 m/s*.
Zawiesina gradacyjna gruba	0,1 <d<0,25< td=""><td>Koncentracja zawiesiny maleje gwałtownie wraz z odległością od dna, a na powierzchni spada do kilku procent. Zawiesina ta występuje przy prędkościach powyżej 10 cm/s. Przy czym nawet przy prędkościach do 4 m/s WKZ nie przekracza wartości 0,9*. Najgrubsze ziarna wchodzące w skład tej zawiesiny (>0,2 mm) mogą być częściowo transportowane w ładunku dennym.</td></d<0,25<>	Koncentracja zawiesiny maleje gwałtownie wraz z odległością od dna, a na powierzchni spada do kilku procent. Zawiesina ta występuje przy prędkościach powyżej 10 cm/s. Przy czym nawet przy prędkościach do 4 m/s WKZ nie przekracza wartości 0,9*. Najgrubsze ziarna wchodzące w skład tej zawiesiny (>0,2 mm) mogą być częściowo transportowane w ładunku dennym.
Zawiesina gradacyjna drobna	0,04 <d<0,1< td=""><td>Koncentracja zawiesiny przy prędkościach poniżej 1 m/s istotnie zmienia się w pionie. Wraz ze wzrostem prędkości przepływu koncentracja zawiesiny stopniowo wyrównuje się. Przykładowo: przy prędkościach 6 cm/s wartość WKZ dla rozmiarów ziaren stanowiących jej dolną granicę wg Teisseyre'a (0,04 mm) wynosi 0,1*, a przy prędkości 20 cm/s wartość WKZ wynosi 0,5*. Dopiero przy prędkościach powyżej 1,2 m/s WKZ przekracza wartość 0,9*, co powoduje, że koncentracja tej zawiesiny prawie nie zmienia się w pionie.</td></d<0,1<>	Koncentracja zawiesiny przy prędkościach poniżej 1 m/s istotnie zmienia się w pionie. Wraz ze wzrostem prędkości przepływu koncentracja zawiesiny stopniowo wyrównuje się. Przykładowo: przy prędkościach 6 cm/s wartość WKZ dla rozmiarów ziaren stanowiących jej dolną granicę wg Teisseyre'a (0,04 mm) wynosi 0,1*, a przy prędkości 20 cm/s wartość WKZ wynosi 0,5*. Dopiero przy prędkościach powyżej 1,2 m/s WKZ przekracza wartość 0,9*, co powoduje, że koncentracja tej zawiesiny prawie nie zmienia się w pionie.
Zawiesina jednorodna	D<0,04	Koncentracja zawiesiny prawie nie ulega zmianom, a WKZ dla ziaren <0,002 mm zawsze wynosi więcej niż 0,9 niezależnie od prędkości przepływu.

(2)

WKZ – względna koncentracja zawiesiny występująca w pobliżu dna i w połowie głębokości przepływu * – wartości określone z diagramu Sundborga (1967)

W tym miejscu należy podkreślić, że ziarna różnych frakcji przy stałej prędkości przepływu mogą być jednocześnie przemieszczane w każdym z wymienionych sposobów ruchu (Popek 2006). Jednak pionowa zmienność warunków przepływu przyczyniająca się do warstwowego ruchu rumowiska powoduje generalną pionową gradację wielkości ziaren w transporcie fluwialnym. Ponadto poszczególne ziarna w zależności od lokalnych warunków przepływu, powodowanych głównie zmianami jego energii oraz koncentracji materiału, mogą w sposób ciągły podlegać zmianom rodzaju ruchu (Eschner & Kichner 1984, Teisseyre 1988a, b, Popek 2006). Wydaje się to oczywiste, jednak nie wszyscy badacze zwracają na to uwagę. Przykładowo Passega (1964) czy Passega i Byramjee (1969) wiążą dany rozmiar ziaren tylko z jednym typem transportu.

Należy także dodać, że podczas przepływów powodziowych na proces sedymentacji konkretnych frakcji osadu w korytach rzek, oprócz wspomnianych wcześniej czynników, wpływ mają warunki przebiegu wezbrania, takie jak kształt fali, tempo wzrostu przepływu, kolejność typów następujących po sobie wezbrań i długość okresu pomiędzy nimi (Froehlich 1999).

Warunki uruchomienia i sposób transportu materiału klastycznego w ośrodku wodnym zależą nie tylko od wielkości klastów (ziaren), ale też od ich kształtu (Kostrzewski 1970, Kaniecki 1976, Teisseyre 1984, Młynarczyk 1985, 1996). Przy identycznej średnicy ziaren nawet niewielkie zmiany ich obróbki wpływają na prędkość krytyczną ruchu ziarna. Jeśli dno koryta jest gładkie, to ruch ziaren sferycznych jest inicjowany szybciej niż graniastych (Młynarczyk 1985). W transporcie trakcyjnym ziarna sferyczne pokonują również dalszą drogę niż graniaste, natomiast w ruchu saltacyjnym jest odwrotnie. Ponieważ nie prowadziłem badań wpływu obtoczenia ziaren na sedymentację osadów na równinach zalewowych, wspominam jedynie o znaczeniu tej cechy granulometrycznej w transporcie fluwialnym.

2.1.3. Problemy w klasyfikowaniu rodzajów transportu materiału klastycznego

Podstawowym problemem w badaniach warunków transportu materiału klastycznego w środowisku fluwialnym jest różny sposób zaliczania określonych rodzajów ruchu ziaren do jednego z dwóch typów ładunku (obciążenia) czy też rumowiska rzecznego, dennego i zawiesinowego. Einstein (1950) zalicza transport osadu w warstwie trakcyjnej – dennej (ryc. 1) do ładunku dennego, a ziarna przemieszczane w warstwie zewnętrznej, czyli w warstwie saltacyjnej i zawiesinowej, do ładunku zawieszonego. W innych badaniach hydrologicznych warunków transportu fluwialnego ładunek denny i zawieszony określane są często jako rumowisko wleczone i unoszone (m.in.: Dębski 1967, Graf 1971, Froehlich 1975, Skibiński 1976, Yalin 1977, Banasik 1994, Popek 2006, Ciupa 2009). Rumowisko unoszone definiowane jest jako drobnoziarniste cząstki mineralne, zwykle o średnicy poniżej 0,25 mm (Bagnold 1966), przemieszczane bez kontaktu z dnem, w ciągłej dyspersji i nierównomiernym rozproszeniu w przekroju poprzecznym rzeki. Rumowisko wleczone to głównie grubsze ziarna, frakcji powyżej 0,2 mm (Sundborg 1967), poruszające się w stałym lub okresowym kontakcie z dnem rzeki (Mokwa 2002, Ciupa 2009). W tym kontekście transport w krótkich przeskokach saltacyjnych, a także chwilowym zawieszeniu, należy uznać za rumowisko denne.

Trzeba dodać, że Teisseyre (1986, 1991) każdy z trzech podstawowych sposobów przemieszczania się materiału klastycznego (trakcję, saltację i zawiesinę) w środowisku fluwialnym określa jako odrębne typy obciążenia: trakcyjne (denne), saltacyjne i zawiesinowe, co jest związane z warstwowym rozdzieleniem transportu ziaren w rzece (ryc. 1). To ujęcie badawcze transportu w rzekach najpełniej odzwierciedla procesy sedymentacji, ze względu na istotną rolę saltacji w depozycji aluwiów.

Oddzielny problem stanowi sposób interpretacji transportu ziaren oparty na analizach kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia. W badaniach tych często nie odróżnia się saltacji przydennej od transportu ziaren w chwilowym zawieszeniu. Visher (1965, 1969) oprócz ziaren transportowanych przez wleczenie i w zawieszeniu wyróżnia tylko populację ziaren, której ruch nazywa saltacją, nie opisując precyzyjnie jej cech. Middleton (1976), powołując się na Mossa (1972), tę samą populację określa terminem *intermittent suspension*. Opisuje ją bardzo lakonicznie, jako ziarna chwilowo przenoszone w zawieszeniu i opadające na dno.

Należy także zwrócić uwagę, że chwilowa zawiesina bywa czasem utożsamiana z zawiesiną gradacyjną (m.in. Passega 1957, Zwoliński 1985, Mycielska-Dowgiałło 1995, 2007), która z kolei przez Singha i in. (2007) jest zaliczana do ładunku dennego. Fakty te dodatkowo komplikują możliwości porównywania wyników badań interpretacji warunków transportu materiału klastycznego w środowisku fluwialnym.

Interpretując rodzaj transportu materiału klastycznego na równinach zalewowych w pracy wyróżniam trzy podstawowe rodzaje ruchu ziaren trakcję, saltację i zawiesinę. W ramach ruchu saltacyjnego wyróżniam krótkie przeskoki saltacyjnie i ruch ziaren w chwilowej zawiesinie, natomiast zawiesinę dzielę na gradacyjną i jednorodną.

2.2. Przepływ i transport materiału klastycznego na równinach zalewowych

Pomiar parametrów przepływu i pobór materiału transportowanego w ładunku wleczonym i zawieszonym w korytach rzecznych jest stosunkowo prosty do wykonania, dlatego zależności pomiędzy warunkami przepływu wody w korytach rzecznych i determinowanymi przez nie warunkami transportu osadu są stosunkowo dobrze zbadane. W przypadku przepływów pozakorytowych prowadzenie prac terenowych na równinach zalewowych jest utrudnione.

Z tego powodu procesom sedymentacji aluwiów pozakorytowych poświęconych jest mniej prac niż tym procesom zachodzącym w korytach rzecznych.

2.2.1. Główne cechy hydrodynamiczne przepływów pozakorytowych

Ruch i depozycja materiału klastycznego w strefie pozakorytowej odbywają się głównie w warunkach nieustalonego, nierównomiernego i burzliwego przepływu podkrytycznego (Teisseyre 1985, 1988a). W korytach rzecznych podczas powodzi przepływ różni się od przepływu na równinach zalewowych głównie tym, że jest zwykle nadkrytyczny.

Turbulentny ruch wody na równinach zalewowych warunkowany jest przez wiry wstępujące o osiach nachylonych, które powstają w warstwie buforowej (Teisseyre 1988a) oraz przez wiry o osiach pionowych typu lejków wodnych, powstające w brzeżnej części koryta (ryc. 2). Wiry te pełnią istotną rolę w transporcie ziaren w zawiesinie z koryta rzecznego na obszar terasy zalewowej (Allen 1970a).

Wraz z oddalaniem się od koryta rzeki zmniejsza się prędkość przepływu na równinach zalewowych, co wiąże się z utratą energii przepływu spowodowaną tarciem. Pośrednio przyczyną tego jest także wzrost



Ryc. 2. Schemat warunków hydrodynamicznych podczas przepływu pozakorytowego według Sellina (1964)

głębokości przepływu, która jest mniejsza nad wałami przykorytowymi i większa nad równinami zalewowymi i basenami powodziowymi (Teisseyre 1985). Jednak prawidłowość ta często nie potwierdza się, ponieważ jest modyfikowana przez rzeźbę równin zalewowych.

Wektory największych prędkości przepływów pozakorytowych są ogólnie zgodne z osią koryta (Sellin 1964, Teisseyre 1985, Zwoliński 1985, Bridge 2003). Natomiast nad wałem przykorytowym wektory prędkości mają kierunek skośny względem koryta rzeki (Teisseyre 1985, Zwoliński 1985, 1992, Wyżga 1999a,b). W dalszej odległości od koryta dystrybucja wód i osadu na równinach zalewowych odbywa się w skomplikowanym układzie wektorów prędkości. W strefie najmniejszych prędkości w dystalnej części równiny zalewowej, gdzie przepływ jest quasi-ustalony, wektory prędkości przepływu wody są przeważnie zgodne ze spadkiem dna doliny. Jednakże zarówno kierunki, jak i prędkości przepływu powodziowego w strefie dystalnej są lokalnie modyfikowane przez rzeźbę i elementy pokrycia terenu (Teisseyre 1985, Zwoliński 1985, 1992).

2.2.2. Dostawa, transport i akumulacja materiału klastycznego

Dostawa materiału klastycznego, który jest transportowany i akumulowany na równinach zalewowych, odbywa się głównie z koryta rzeki. Zarówno w korycie rzeki, jak i w jego bezpośrednim sąsiedztwie utrzymuje się duża koncentracja zawiesiny.

Podobieństwa i różnice w udziale poszczególnych typów transportu oraz w uziarnieniu aluwiów w strefie koryta rzeki i w strefie pozakorytowej dobrze obrazuje schemat transportu rumowiska klastycznego w dnie żwirodennej rzeki meandrującej (ryc. 3). Warto zwrócić uwagę, że zarówno w korycie rzeki jak i na równinie zalewowej osad transportowany jest trakcyjnie, saltacyjnie i w zawieszeniu. A więc, warstwowe zróżnicowanie transportu materiału klastycznego w przepływie ma miejsce nie tylko w korycie rzeki, ale także na równinie zalewowej. Różnice pomiędzy transportem ziaren w korycie rzeki i poza nim polegają na wielkości ziaren przemieszczanych w poszczególnych typach ruchu i wzajemnym udziale tych typów transportu.

Warto podkreślić, że przepływ ten może mieć charakter turbulentnego przepływu o wysokiej koncentracji zawiesiny lub laminarnego spływu mas (Teisseyre 1985, Banihabib & Hiramo 1996, Froehlich 1999, Xu 1999, Costa 1997).

Mimo że przepływy na równinach zalewowych mają zwykle mniejszą niż w korycie rzeki koncentrację zawiesiny, to jednak przepływy wysoko skoncentrowane lub płynięcie materiału o charakterze spływu kohezyjnego lub spływu ziarnowego odbywające się w korycie rzeki mogą być także kontynuowane poza nim i przyczyniać się do akumulacji

Fig. 2. Scheme of hydrodynamic condition during overbank flow after Sellin (1964)



Ryc. 3. Charakter transportu osadu w czasie powodzi w zależności od lokalnych warunków przepływu i wielkości ziaren w korycie i na równinie zalewowej żwirodennej rzeki o dużym spadku (Teisseyre 1986, 1991)

Fig. 3. Mode of sediment transport during flood as related to local condition of flow and grain size in high slope gravel-bed river channel and flood plain (Teisseyre 1986, 1991)

wielofrakcyjnych aluwiów pozakorytowych typu diamiktonów. O depozycji osadów podczas przepływu o charakterze prądu zawiesinowego mogą świadczyć obserwowane m.in. przez Teisseyre'a (1988b) i Farrell (2001) sukcesje osadowe zbliżone do sekwencji Boumy (ang. *upward fining Bouma-like structure*) oraz występujące w mułkach o strukturze masywnej ziarna żwiru lub nawet otoczakowe megaklasty (Szmańda i in. 2008a, b, Lehotský i in. 2010b). Obecność megaklastów w aluwiach drobnoziarnistych może być związana z większą kompetencją transportową plastyczno-lepkich ciał o reologii binghamowskiej, którymi cechują się spływy mas, niż kompetencją transportową cieczy newtonowskich (Hampton 1975).

2.3. Główne czynniki warunkujące depozycję aluwiów pozakorytowych

Z analizy prac dotyczących badań litologii aluwiów pozakorytowych wynika, że ich uziarnienie oraz rozkład przestrzenny jest zróżnicowany (m.in.: Teisseyre 1985, 1988a, b, Zwoliński 1985, 1986, 1992, Kalicki 1991, 1996, 2008, Asselman & Middelkoop 1995, Middelkoop & Asselman 1998, Simm & Walling 1998, Ferguson & Brierley 1999, Kurowski 1999, Szponar 2000, Szmańda 2000, 2002, 2006a, b, Kordowski 2001, 2003, Bridge 2003). Mimo tego zróżnicowania zaobserwować można kilka prawidłowości, których przyczyny związane są ze specyfiką przepływów pozakorytowych, morfologią równin zalewowych oraz zmianami pokrycia terenu. W rozdziale tym dokonałem analizy tych prawidłowości oraz uporządkowania wybranych czynników je determinujących.

2.3.1. Dynamika przepływu wód powodziowych

Najlepsze odzwierciedlenie w rozmieszczeniu aluwiów pozakorytowych na równinach zalewowych ma spadek prędkości płynięcia wód wraz ze wzrostem odległości od aktywnego koryta rzeki. W ogólnym zarysie dystrybucja ta polega na akumulacji osadów gruboziarnistych w strefie wałów przykorytowych i drobnoziarnistych na równinie dystalnej. Prawidłowość ta znana już z prac Fennemana (1906) i Fiska (1947) została szerzej omówiona między innymi w artykułach Teisseyre'a (1985 1988a, b).

Teisseyre (1988a), powołując się na równanie ciągłości nieustalonego przepływu osadu (Henderson 1966, Douglas i in. 1979), wyjaśnia fizyczne przyczyny procesu sedymentacji na równinach zalewowych powodujące drobnienie osadów ze wzrostem odległości od koryta rzeki:

$$\frac{\partial q_s}{\partial x} + \beta \frac{\partial z}{\partial t} = 0 \tag{3}$$

gdzie:

 ∂q_s – różniczka jednostkowej wielkości przepływu osadu,

 ∂x – różniczka kierunku ruchu (płynięcia wody),

 ∂z – różniczka wysokości ponad poziom odniesienia (głębokość wody),

∂t – różniczka czasu trwania przepływu,

 β – stosunek objętości ziarna do całkowitej objętości osadu.

Wraz z tendencją wzrostu ilorazu różniczkowego $\partial q_s / \partial x$ w kierunku dystalnym równiny zalewowej, iloraz różniczkowy $\partial z / \partial t$ ma tendencję malejącą. W efekcie w strefie wału przykorytowego obserwuje się depozycję materiału gruboziarnistego (żwirów i piasków). Natomiast wraz z dążeniem do wartości zero obu wyrażeń różniczkowych ($\partial q_s / \partial x \rightarrow 0$, $\partial z / \partial t \rightarrow 0$), w kierunku dystalnym równi zalewowych deponowane są coraz to bardziej drobnoziarniste aluwia mułkowo-ilaste.

Zjawisko drobnienia ziaren wraz ze wzrostem odległości od koryta rzeki występuje nie tylko pomiędzy wałami przykorytowymi i strefą dystalną równin zalewowych, ale także w budowie samych wałów przykorytowych. Wyrażone jest ono w ich nadbudowie w kierunku prostopadłym do koryta rzeki (Teisseyre 1988b, Ferguson & Brierley 1999, Kurowski 1999).

Badając zapis sedymentacji w aluwiach pozakorytowych, zaobserwowałem, że istotne znaczenie w kształtowaniu uziarnienia aluwiów pozakorytowych ma zmiana prędkości przepływów i stanów wody podczas powodzi (Szmańda 2000, 2002, 2006a, b, 2008, Szmańda i in. 2008a, b). Przebieg fali powodziowej w 5. fazach opisanych przez Zwolińskiego (1985, 1986, 1992) znajduje odzwierciedlenie w charakterystycznej sekwencji cyklotemu powodziowego cechującego się pensymetrycznym uziarnieniem frakcjonalnym (z najgrubszym członem w środku) lub w rytmitach powodziowych. Zarówno pensymetryczny cyklotem sedymentacyjny, jak i rytmit powodziowy są często obserwowane w strukturze litologicznej aluwiów pozakorytowych (m.in. Mansfield 1938, Schumm & Lichty 1963, McKee i in. 1967, Tomczak 1971 & Antczak 1985, 1986, Teisseyre 1988a, b, Farrell 1987, 2001, Czyżowska & Starkel 1996, Czyżowska 1997, Zieliński 1998, Ferguson & Brierley 1999, Czajka 2000, Rumsby 2000, Bridge 2003, Kordowski 2003, Kaczmarzyk 2004, Brooks 2005, Knox 2006, Szmańda 2006b, Kaczmarzyk & Florek 2007, Szmańda i in., 2008a, b).

Pełny zapis zmian prędkości przepływu dla całej powodzi zarejestrowany jest w postaci cyklotemu powodziowego (Klimek 1974, Zwoliński 1985, Teysseyre 1988b, Szmańda i in. 2008a, b). Cyklotem ten składa się z trzech warstw (ryc. 4A):

- dolnej mułku o strukturze masywnej, zawierającego detrytus roślinny;
- środkowej piasku lub piasku o uziarnieniu frakcjonalnym odwróconym;
- 3) górnej mułku i/lub iłu masywnego.

Dolna warstwa mułku z zawartością szczątków roślinnych (głównie traw) powstaje w pierwszej fazie powodzi odpowiadającej szybkiemu wzrostowi głębokości i prędkości przepływu wody. W fazie tej



Ryc. 4. Modele sedymentacji pozakorytowej. A – w dnie doliny żwirodennej rzeki meandrującej wg Teisseyre'a (1988b): GF – frakcje żwirowe, SF – frakcje piaszczyste; B – w dnach dolin piaskodennych rzek meandrujących i anastomozujących – teoretyczny schemat litofacjalny cyklotemu; litofacje: C – detrytus roślinny, Fm – masywne mułki lub iły, Fr – mułki laminowane riplemarkowo, Sh – piaski warstwowane poziomo, Sr – piaski warstwowane riplemarkowo, Smi – masywne piaski o odwrócone gradacji uziarnienia, SFm – masywne piaski mułkowe, FSm – masywne mułki piaszczyste

Fig. 4. Models of overbank sedimentation. A – on floodplain of gravel-bed meandering river after Teisseye (1988b): GF – gravel, SF – sand; B – on floodplain of sand-bed meandering and anastomosing river – theoretical scheme of sedimentary cycle; litofacies: C – detritus, Fm – massive silt and clay, Fr – ripple cross-laminated silt, Sh – horizontally stratified sand, Sr – ripple cross-laminated sand, Smi – inverse grading massive sand, SFm – massive silty sand, FSm – massive sandy silt

duże opory przepływu powodowane przez wysokie współczynniki oporu trawy przyczyniają się do akumulacji na nich i pomiędzy nimi dolnej serii mułków. Jej miąższość maleje wraz z oddalaniem się od krawędzi koryta. Mułki dolne mają zwykle miąższość kilku milimetrów. W drugiej fazie powodzi deponowane są głównie piaski. Rozmiary ziaren wzrastają konsekwentnie wraz ze zwiększaniem się prędkości przepływu, by w kulminacji fali powodziowej osiągnąć największe średnice lub przejść we frakcje żwirowe i utworzyć sekwencję uziarnienia gradacyjnego odwróconego (Teysseyre 1988b, Moody & Meade 2008, Szmańda i in. 2008a, b). Miąższość warstwy piasków i żwirów może dochodzić do kilkunastu centymetrów. W dalszej kolejności ze stopniowym opadaniem fali wezbraniowej i zanikiem przepływu (w 3 i 4 fazie) powstaje warstwa mułków górnych. Jej miąższość stopniowo rośnie w kierunku dystalnym równin zalewowych, osiągając maksimum lokalnie w basenach powodziowych. Średnie tempo sedymentacji, szacowane w oparciu o datowania ¹³⁷Cs, może osiągać 7-8 mm rocznie (Walling i in. 1992, Walling & He 1998). W piątej fazie po ustąpieniu powodzi w powstałych strukturach zachodzą procesy zaburzeń postsedymentacyjnych przyczyniających się do stopniowej homogenizacji osadu.

W rytmitach powodziowych zapisana jest tylko 2, 3 i 4 faza wezbrania. Dlatego też w budowie rytmitu wyraźnie zaznaczają się 2 warstwy różniące się uziarnieniem: dolna gruboziarnista piaszczysta lub piaszczysto-żwirowa (często z odwróconym uziarnieniem frakcjonalnym) i górna warstwa masywnego mułku.

Warto w tym miejscu dodać, że zapis przebiegu fali powodziowej może być wyrażony nie tylko w zróżnicowaniu uziarnienia pomiędzy warstwami (laminami) w sukcesji cyklotemu lub/i rytmitu powodziowego, ale także w różnicach strukturalnych pomiędzy nimi (Teysseyre 1985, Bridge 2003, Szmańda 2006b) oraz zawartości materii organicznej (Szmańda 2006a, b).

W strukturze mułków powodziowych tzw. serii mady ilastej w dolinie Wisły obserwowałem dyskretną rytmiczną zmienność uziarnienia oraz słabo wyrażoną zdeformowaną laminację poziomą (Szmańda 2002, 2006a, b). Na możliwość wystąpienia w aluwiach mułkowych deponowanych w basenach powodziowych wielozestawów lamin będących odpowiednikiem pensymetrycznego uziarnienia frakcjonalnego w cyklotemach powodziowych wskazuje Teisseyre (1985).

Natomiast przykładem zróżnicowania zawartości materii organicznej w osadach wałów przykorytowych jest rytmit powodziowy w dolinie Tążyny (Szmańda 2006a, b). W laminie piasku lub piasku mułkowego deponowanego w czasie opadania i stagnacji wód wezbraniowych występuje bowiem zwiększenie zawartości detrytusu roślinnego, który był deponowany z obciążenia flotacyjnego rzeki.

W oparciu o badania własne (Szmańda 2002, Szmańda 2006a, b, Szmańda i in. 2008a, b) i wybrane pozycje literatury (Mansfield 1938, Schumm & Lichty 1963, McKee i in. 1967, Tomczak 1971, Klimek 1974, Antczak 1985, 1986, Zwoliński, 1985, Teysseyre, 1988b, Bridge 2003, Kaczmarzyk 2004, Brooks 2005, Knox 2006, Moody & Meade 2008, Kaczmarzyk & Florek 2007) opracowałem schemat litofacialny sedymentacji aluwiów pozakorytowych deponowanych podczas pojedynczego epizodu powodziowego (ryc. 4B). Przedstawia on teoretyczny rozkład zróżnicowania aluwiów powodziowych na równinie zalewowej. Schemat ten wzorowany jest na modelu sedymentacji w dolinie meandrującej rzeki żwirodennej (Teisseyre 1988b). W strefie proksymalnej wału przykorytowego, tuż przy krawędzi koryta, cyklotem powodziowy może być wykształcony w postaci sukcesji Fm-Sh-Sr. W części proksymalnej wału przykorytowego może nie tworzyć się warstwa górnych mułków. Przyczyną tego jest utrzymujący się nad wałem przykorytowym przepływ wód, związany z ich powrotem do aktywnego koryta w czasie ustepowania wód z równiny zalewowej. Sedymentacja w tej części wału może w ogóle nie zachodzić, gdyż wały mogą być wynurzone ponad lustro wody. W strefie dystalnej wału przykorytowego zapisem poszczególnych faz powodzi może być wielozestaw Fm-Smi-Fm. W bardziej dystalnej strefie równi zalewowej cykotem może składać się z zestawu warstw Fm-SFm(FSm)-Fm, z tendencją do drobnienia frakcji w środkowej warstwie od litofacji masywnych piasków mułkowych do masywnych mułków piaszczystych. Wówczas cyklotem przyjmuje postać: Fm-SFm-FSm-Fm. W basenach powodziowych może tworzyć się opisany powyżej zestaw warstw mułkowych Fm-Fr-Fm. W spagu wszystkich sukcesji powinna znajdować się warstwa detrytusu roślinnego (C).

2.3.2. Zmiany spadku i szerokości dna doliny

Zmiana nachylenia poziomu wody w korycie rzecznym wzdłuż profilu podłużnego, która przyczynia się do zmiany prędkości płynięcia wody, ma istotny wpływ na rodzaj aluwiów akumulowanych w dolinach rzecznych (Schumm 1977, Pickup 1986, Teisseyre 1991, Knighton & Nanson 1994). W warunkach przepływów powodziowych zmiana spadku równin zalewowych, który jest nieco większy niż spadek wody w korycie rzecznym (Teisseyre 1985), prowadzi do zróżnicowania typu deponowanych aluwiów pozakorytowych. Wynika to z cytowanej już ogólnej zasady Lane'a (1955) (wzór 1). Zakłada ona, że przy stałej wielkości przepływu (Q) i stałym natężeniu transportu rumowiska (Q_r) wraz ze zmniejszaniem się spadku podłużnego dna doliny (S) zmniejsza się średnica deponowanego ziarna (D). Przykładem tego mogą być różnice w uziarnieniu aluwiów pozakorytowych Drwęcy i Tążyny (Szmańda 2002, Kostrzewski i in. 2008). W dnie doliny Tążyny, w której przeciętny spadek wody w korycie wynosi 2,3‰, deponowane są piaszczyste aluwia pozakorytowe, natomiast w dnie doliny Drwęcy przy spadku 0,4‰ odkładane są głównie osady mułkowe. Na wzrost udziału frakcji pylastych i ilastych w aluwiach pozakorytowych wraz ze zmniejszaniem się spadku równin zalewowych wskazywali także Walling i Moorehead (1989). Warto dodać, że wraz ze zmniejszaniem się średniego spadku powierzchni równiny zalewowej z biegiem rzeki następuje zmniejszanie się tempa akumulacji mad (Łajczak 1999).

Ogólna relacja zmiany średnicy ziarna w aluwiach w zależności od spadku dna doliny jest modyfikowana przez zmianę warunków sedymentacji powodowaną zróżnicowaniem szerokości równiny zalewowej. Wpływ zmiany szerokości dna doliny rzecznej, czyli szerokości przekroju poprzecznego przepływu na równinach zalewowych, na zmiany uziarnienia mad wynika z relacji pomiędzy prędkością płynięcia wody w korycie (V_k) i na równinie zalewowej (V_p) podczas wezbrań powodziowych. Zagadnienie to badali m.in. Lecce (1997), Wyżga (1998, 1999a, b), Gomez i in. (1999) oraz Ciszewski i Wyżga (2010). Zwrócili oni uwagę na to, że aby w ogóle mogło dojść do depozycji materiału mineralnego na równinie zalewowej musi zaistnieć różnica pomiędzy prędkością przepływu w korycie i na równinie zalewowej wyrażona w zależności – $V_k > V_p$. Na wąskich odcinkach dolin istnieją tendencje do erozji lub transportu materiału klastycznego, a w ich rozszerzeniach do akumulacji.

Przy ustalonym przepływie prędkość płynięcia wody w obszarach zalewowych, w których rzeźba umożliwia swobodny przepływ wód, różnica prędkości będzie rosnać wraz ze wzrostem wielkości prze-



Ryc. 5. Schemat akumulacji aluwiów pozakorytowych w kotlinach na podstawie Mackina (1941) i Teisseyre'a (1988b)

Fig. 5. Scheme of overbank accumulation based on Mackin (1941) and Teisseyre (1988b)

kroju zwilżonego w dolinie rzeki. W konsekwencji wraz ze wzrostem szerokości równiny zalewowej akumulowany będzie coraz drobniejszy osad (ryc. 5). Ten rodzaj akumulacji określany jako agradacja kontrolowana "od góry" (Mackin 1948) powoduje, że wraz z biegiem rzeki i wzrostem odległości od koryta spada wielkość akumulowanego ziarna i miąższość aluwiów. W efekcie u wlotu do kotlinowatych rozszerzeń dolin rzecznych powstają głównie piaszczyste stożki napływowe (Teisseyre 1980, 1988b). Często warunki takie powstają poprzez zatamowanie przepływu i wywołany przez nie efekt piętrzenia, co ma miejsce u wylotu kotlinowatych fragmentów dolin rzecznych. W tym wypadku zachodzi tzw. agradacja "od dołu" (Mackin 1948) (ryc. 5). Ponieważ materiał gruboziarnisty (piaszczysty) został przeważnie odłożony w dolinie rzecznej w górnej części kotliny, w dolnym jej fragmencie wraz ze zmniejszaniem się jej szerokości akumulowany jest materiał coraz drobniejszy (najpierw mułkowy, a później ilasty). W przypadku agradacji kontrolowanej "od dołu", wraz ze zmniejszaniem się szerokości dna doliny zachodzi akumulacja coraz drobniejszego materiału, przy wzrastającej miąższości aluwiów (Teisseyre 1988b). W tych warunkach często następuje podział przepływu na kilka koryt rozdzielonych obszarami zbudowanymi z kohezyjnego materiału. W miejscu ponownego zwężenia się doliny rzecznej, tuż przy wylocie z kotliny, następuje wzrost prędkości płynięcia wód przyczyniający się do erozji lub akumulacji gruboziarnistego materiału klastycznego. Opisane rozmieszczenie osadów można prześledzić, analizując na przykład rozkład wartości przeciętnej średnicy ziaren aluwiów pozakorytowych rzeki Waal (Holandia), jaki zamieściła Asselman (1999).

Mając na uwadze wspomniane zależności, można stwierdzić, że rozkład aluwiów pozakorytowych w rozszerzeniach den dolin rzecznych może być zbliżony do rozkładu osadów dennych powstających w zbiornikach zaporowych, który został opisany między innymi przez Teisseyre'a (1984, 1988b), Banacha (1985, 1994), Gierszewskiego i in. (2005) oraz Gierszewskiego i Szmańdę (2007a, b, 2010).

2.3.3. Czynniki powodujące zmiany uziarnienia w profilach pionowych aluwiów

W profilach aluwiów pozakorytowych często obserwowana jest prawidłowość polegająca na zwiększaniu się średnicy ziarna ku powierzchni równiny zalewowej (ang. *coarsening upward succession*). Prawidłowość ta została udokumentowana w badaniach litostratygraficznych prowadzonych przez wielu autorów (m.in. Pożaryski 1955, Biernacki 1968, 1975, Tomczak 1971, 1982, 1987, 1989, Kowalkowski & Starkel 1977, Myślińska 1980, Schirmer 1988, Teisseyre 1984, Myślińska i in. 1982, Knox 1987, 2006, Rutkowski 1987, Farrell 1989, 2001, Magilligan 1992, Kalicki 1996, 2000, 2006, Klimek 2000, 2002, Szmańda 2000, 2002, 2006a, b, Bruneton i in. 2001, Florsheim & Mount 2003, Kukulak 2004, Lecce & Pavlowsky 2004, Brooks 2005, Houben 2007, Kaczmarzyk i in. 2008, Kalicki & Szmańda 2009, Szmańda i in. 2010, Wistuba & Sady 2011). W równinach zalewowych wydzielane są dwie serie aluwiów (mad) różniące się uziarnieniem:

- 1) starsza seria mady drobnoziarnistej,
- 2) młodsza seria mady gruboziarnistej.

Należy jednak dodać, że obecność w profilach serii mady piaszczystej i ilastej nie jest powszechna. Zmienność uziarnienia pomiędzy zalegającymi na sobie różnowiekowymi aluwiami pozakorytowymi może być na przemian grubo- i drobnoziarnista, (Scharpff 1977, Lipps 1988, Kalicki 1996, 2000).

Jeśli w profilach występuje tylko jeden typ osadu o strukturze masywnej, grubienie frakcji można zaobserwować jedynie w wynikach analiz uziarnienia. Tendencja ta występuje w aluwiach pozakorytowych akumulowanych w ostatnim tysiącleciu zarówno w piaskach wałów przykorytowych, jak i w mułkach basenów powodziowych (Kalicki 1996, 2000, Szmańda 2002, 2006a, Kaczmarzyk i in. 2008).

Zjawisko grubienia frakcji w aluwiach pozakorytowych wynika z następujących przyczyn:

- Lateralnej migracji koryta rzeki, która może powodować wzrost prędkości płynięcia wód na równinie zalewowej w miejscu depozycji wraz ze stopniowym zbliżaniem się do niego aktywnego koryta rzeki (Kalicki 1991, Lecce i Pavlowsky 2004). Należy podkreślić, że konsekwencją oddalenia się koryta od danego miejsca depozycji może być zapis sekwencji drobnienia frakcji ku stropowi (ang. *fining upward succession*). Sukcesję tę opisują: Allen (1965b, 1970b), Collinson (1978), Jackson (1978), Brown (1985), Zieliński (1998), Rumsby (2000) oraz Erskine i Melville (2008) i in.
- 2) Przyrostu aluwiów na równinach zalewowych, który powoduje, że w danym miejscu na równinie zalewowej są deponowane coraz grubsze osady przy przepływach o coraz wyższej energii (Tomczak 1971). Na wpływ wysokości względnej równiny zalewowej na uziarnienie deponowanych osadów zwracają uwagę m.in. Teisseyre (1985), Tomczak (1987, 1989), Kalicki i Sanko (1997), Gomez i in. (1997), Kalicki (2006) oraz Grenfell i in. (2009). Na podstawie ich badań można stwierdzić, że w wyżej położonych miejscach równin zalewowych deponowane są aluwia piaszczyste, a na niżej położonych równinach zalewowych i basenach powodziowych – aluwia mułkowe i ilaste.
- 3) Zmian pokrycia terenu w zlewniach rzek. Powody tych zmian mogą być naturalne lub antropogeniczne. Część autorów przyjmuje, że przyczyną akumulacji aluwiów pozakorytowych i ich zróżnicowania litologicznego w profilach są zmiany użytkowania ziemi, związane z wylesieniem, któ-

re zaczęło się w neolicie (mada gliniasta), a szczególne nasiliło we wczesnym średniowieczu (mada piaszczysta) (m.in. Natermann 1941, Klimaszewski 1948, Menshing 1957, Biernacki 1968, 1975, Schirmer 1973, 1983, 1995, Klimek 1988, 1996, 2000, 2002, Pastre i in. 1991, Brown & Keough 1992, Aleksandrowicz 1996, Arnaud-Fassetta 2003, Klimek i in. 2003, Szmańda 2003, 2006a, Houbrechts i in. 2004, Kukulak 2004, Kaczmarzyk i in. 2008, Wistuba & Sady 2011). Inne badania, między innymi Pożaryskiego (1955), Starkla (1960, 2001), Myślińskiej (1980), Rutkowskiego (1987), Lipps (1988), Antoine'a (1994), Kalickiego (1996, 2000, 2006), Houbena (1997, 2003), Aleksandrowsky'iego i in. (2004), Kukulaka (2004) i Knoxa (2006), wskazują, że akumulacja mad odbywała się z różną intensywnością we wszystkich okresach późnego glacjału i holocenu, a także w plenivistulianie (Knox 1999, Gębica 2004). Wymienieni autorzy wiążą akumulację mad nie tylko z działalnością człowieka, ale również ze zmianami klimatycznymi.

W mojej opinii najważniejszą przyczyną zmiany uziarnienia aluwiów pozakorytowych zarejestrowaną w profilach pionowych jest zmiana użytkowania terenu (wylesienie) w dorzeczach (zlewniach) i w dnie doliny. Wraz ze wzrostem antropopresji rola klimatu w zmianach pokrycia terenu, a przez to w kształtowaniu uziarnienia aluwiów traci na znaczeniu. Jako dobry przykład obrazujący zastąpienie czynnika klimatycznego przez antropogeniczny, który decydował o depozycji gruboziarnistego materiału w aluwiach pozakorytowych w holocenie, mogą posłużyć wyniki badań Kalickiego (2006) z doliny Wisły w okolicach Krakowa. Przejście z depozycji grubodo drobnoziarnistej notowane od schyłku późnego glacjału do przełomu okresu borealnego i atlantyckiego spowodowane było sukcesją roślinności postępującą wraz z ogólną tendencją ocieplania się klimatu. Powrót do akumulacji gruboziarnistej obserwowany w ostatnim tysiącleciu związany jest głównie z wylesieniem antropogenicznym.

Podsumowanie wyników badań na temat wpływu zmian klimatu i antropogenicznego użytkowania terenu na akumulację rzeczną w ciągu ostatnich 200 tys. lat znajdzie czytelnik na przykład w pracach Starkla (2005), Macklina i Lewina (2008) czy Notebaerta i Verstraetena (2010). Natomiast przegląd poglądów dotyczących wpływu tych czynników na uziarnienie aluwiów pozakorytowych między innymi w pracy Kalickiego (2006).

2.3.4. Model konceptualny uwarunkowań uziarnienia aluwiów pozakorytowych

Nieustaloność i nierównomierność przepływów pozakorytowych i wynikających z nich warunków transportu materiału klastycznego są przyczyną



Ryc. 6. Model uwarunkowań uziarnienia aluwiów pozakorytowych

Fig. 6. Model of factors controlling the grain size of overbank deposits

skomplikowanego rozkładu przestrzennego i nieciągłości depozycji aluwiów pozakorytowych. Pomimo złożoności wspomnianych procesów, na podstawie analizy literatury i obserwacji własnych wyróżniłem kilka czynników determinujących akumulację aluwiów. Efektem tego jest model uwarunkowań depozycji aluwiów pozakorytowych (ryc. 6). Pierwotne wersje tego modelu były już prezentowane na konferencjach naukowych (Kalicki & Szmańda 2008, Szmańda 2009a) i publikowane w opracowaniach z zakresu geomorfologii fluwialnej (Kostrzewski i in. 2008, Kalicki & Szmańda 2009).

W opracowanym modelu uwarunkowań depozycji aluwiów pozakorytowych uwzględniłem sześć czynników:

1) Zmniejszanie się prędkości płynięcia wód po równinie zalewowej wraz ze wzrostem od**ległości od koryta rzeki.** Zjawisko to powoduje akumulację coraz drobniejszego materiału klastycznego wraz ze wzrostem odległości od aktywnego koryta rzeki.

- 2) Zróżnicowanie wysokości względnej równiny zalewowej oraz jej wzrost powodowany przyrostem osadów na równinach zalewowych. W efekcie na wyżej położonych fragmentach równin zalewowych akumulowany jest materiał bardziej gruboziarnisty.
- Zmiany lesistości dorzecza (zlewni) rzeki. Zmiana udziału powierzchni leśnych w dorzeczu powoduje nasilenie lub osłabienie erozji gleb:
 - zalesienie powoduje zmniejszenie ogólnej dostawy materiału do koryta rzeki oraz spadek udziału materiału grubioziarnistego, w efekcie na równinach zalewowych deponowane są głównie drobnoklastyczne części spławialne, tworzące mady gliniaste;
 - wylesienie przyczynia się do wzrostu ogólnej dostawy materiału klastycznego, w tym przede wszystkim gruboziarnistego, który podczas powodzi deponowany jest na równinach zalewowych, tworząc madę piaszczystą.
- 4) Zmiana spadku równin zalewowych. Zmiana ta implikuje wzrost lub spadek prędkości płynięcia wód na równinie zalewowej. Wzrost prędkości przyczynia się do depozycji materiału gruboziarnistego, a spadek – do drobnoziarnistego.
- 5) Zmiana szerokości równin zalewowych. Przyczynia się ona głównie do zmian relacji prędkości płynięcia wody na równinie zalewowej do jej prędkości w korycie rzeki. Na skutek wzrostu tej różnicy wraz ze wzrostem szerokości równiny następuje gromadzenie coraz drobniejszego materiału.
- 6) Zmiana prędkości płynięcia wód na równinach zalewowych w czasie pojedynczej powodzi. Rejestrowana jest ona bądź w sekwencji cyklotemu powodziowego, który jest zapisem wzrostu i opadania fali wezbraniowej, bądź w sekwencji rytmitu powodziowego, jeśli zapis obejmuje tylko fazę opadania powodzi.

3. Weryfikacja metod interpretacji warunków hydrodynamicznych i litodynamicznych depozycji

Interpretacje warunków sedymentacji badanych przeze mnie aluwiów pozakorytowych wykonywałem w oparciu o metody analizy wartości wskaźników statystycznych uziarnienia. Najczęściej w interpretacji warunków hydrodynamicznych i procesów sedymentacji rzecznej wykorzystywane są następujące wskaźniki statystyczne: (1) średnia średnica ziarna, (2) odchylenie standardowe – miara wysortowania, (3) skośność i (4) kurtoza. Wskaźniki te mogą być wyliczane przy pomocy różnych metod (Folk 1966). W interpretacji warunków hydro- i litodynamicznych używane są miary wyliczane metodą momentów (M₁ - średnia, M_2 - odchylenie standardowe, M_3 - skośność i M_4 – kurtoza) lub metodą graficzną według wzorów Folka i Warda (1957): M_z – graficzna przeciętna średnica ziarna, σ_1 – graficzne wysortowanie, Sk_1 – graficzna skośność lub asymetria i K_G – graficzne spłaszczenie lub kurtoza. Sposób wyznaczania tych wskaźników oraz analiza różnic w uzyskiwanych wynikach zamieszczone są w opracowaniach Folka (1966), Grzegorczyka (1970) i Racinowskiego i in. (2001). Interpretacja rozmieszczenia wspomnianych wskaźników na diagramach zależności jest pomocna w określaniu między innymi warunków ustroju przepływu wody, procesów sortowania i litodynamiki transportu oraz genezy osadów.

W analizie sposobu ruchu ziaren osadu najczęściej używane są dwie grupy metod: (1) metody interpretacji oparte na analizie rozmieszczenia próbek na diagramie zależności C (pierwszego percentyla) i M (mediany) zaproponowane przez Passegę (1957, 1964) oraz Passegę i Byramjee (1969), (2) metody analizy kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia (Moss 1962, 1963, Visher 1969, Viard & Breyer 1979).

Metoda analizy kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia zwana potocznie "metodą Vishera" (1969), propozycja interpretacji rozmieszczenia próbek na diagramie C/M Passegi (1957, 1964) i Passegi i Byramjee (1969), czy zaproponowana przez Mycielską-Dowgiałło (1980) metoda polegająca na analizie "układów" próbek na diagramie zależności średniej średnicy ziarna i wysortowania, zostały opisane w powszechnie dostępnych polskich podręcznikach lub skryptach do nauki sedymentologii (Gradziński i in. 1976, 1986, Racinowski & Szczypek 1985, Racinowski i in. 2001, Mycielska-Dowgiałło 1995, 2007, Mycielska-Dowgiałło & Ludwikowska-Kędzia, 2011). Stosowano je w Polsce także w badaniach środowiska sedymentacji aluwiów pozakorytowych (m.in. Zwoliński 1985, Antczak 1985, 1986, Teisseyre 1988b, Zieliński 1989, 1992, 1993, Andrzejewski 1994, Czyżowska 1997, Szmańda 1998, 2000, 2004, 2007, Ludwikowska-Kędzia 2000, Kordowski 2001, 2003, Andrzejewski & Juśkiewicz 2003, Kaczmarzyk i in. 2008).

Ponadto, w analizie rozmieszczenia wskaźników statystycznych uziarnienia na diagramach zależności nawiązałem do metody zaproponowanej przez Sly i in. (1983). Metoda ta nie była wcześniej stosowana w badaniach środowiska sedymentacji aluwiów pozakorytowych. Posłużyłem się nią w opracowaniu alternatywnej interpretacji w stosunku do pogladów Mycielskiej-Dowgiałło (1980, 1995, 2007), dotyczących genetycznej analizy układów rozmieszczenia próbek na diagramie zależności średniej średnicy ziarna i wysortowania odnoszącej się do osadów środowiska fluwialnego. W rozważaniach nad warunkami depozycji powodziowej na równinach zalewowych nawiązałem także do metody analizy trendów sedymentacji (Mc Laren 1981, Mc Laren & Bowles 1985). Metoda ta była stosowana w wielu pracach zagranicznych (m.in.: Gao & Collins 1992, Asselman 1999, Le Roux & Rojas 2007). Nie jest jednak znana z opracowań polskich autorów. Szersze informacje na temat wymienionych metod zamieściłem ostatnio w tomie metodycznym Landform Analysis (Szmańda 2010).

Rozpatrując procesy akumulacji aluwiów pozakorytowych w oparciu o analizy uziarnienia nie można pominąć głosów krytycznych dotyczących stosowania różnych metod interpretacji w badaniach mechanizmu procesów sedymentacji. Poglądy te zostały opublikowane ostatnio między innymi przez Hartmanna i Flemminga (2007) oraz Hartmanna (2007). Wątpliwości budzi przede wszystkim sposób wyjaśnienia obecności w osadach głównych populacji ziaren mineralnych występujących w przyrodzie, czyli frakcji żwirowej, piaszczystej i iłowej (Pettijon 1957). Ich mieszaninę w osadach różnych środowisk wodnych zaobserwowali między innymi Folk i Ward (1957), Spencer (1963), Ashley (1978) i Flemming (1988). Przyjmuje się, że cechy uziarnienia tych populacji kształtowane są przede wszystkim przez różne mechanizmy wietrzenia skał, a w mniejszym stopniu są determinowane przez procesy sedymentacyjne. Chociaż przykładowo, Sun i in. (2002) wiążą powstawanie frakcji o średnicy modalnej ziarna $60 \,\mu\text{m}$ i $6.5 \,\mu\text{m}$ ze środowiskiem eolicznym, a frakcję 0,35–0,4 mm ze środowiskiem rzecznym.

Flemming (2007), powołując się na rezultaty badań Poole'a (1957) oraz Singera i in. (1988) podkreśla, że analizy wykonywane różnymi metodami dają odmienne wyniki, w efekcie także różny jest kształt krzywych kumulacyjnych uziarnienia wykreślanych w oparciu o nie. Dlatego też obliczanie wskaźników uziarnienia dla osadów bi- i wielomodalnych, będących mieszaniną różnych frakcji, daje fałszywy obraz, na podstawie którego nie można wnioskować o procesach mieszania ziaren powszechnie spotykanych w przyrodzie. Flemming stwierdza także, że tylko analiza cech każdej z tych frakcji z osobna ma sens w interpretacji procesów zachodzących w różnych środowiskach sedymentacji. Mimo, że obserwowane różnice w stopniu wysortowania frakcji podstawowych mogą zależeć od mechanizmu transportu, to żaden ze stosowanych dotychczas modeli interpretacji hydrodynamicznej nie wyjaśnia w pełni udziału różnych procesów sedymentacyjnych w kształtowaniu tej cechy uziarnienia osadów.

Ponieważ część z wymienionych metod interpretacji wyników uziarnienia aluwiów nie była opisywana w polskich opracowaniach naukowych, a bardziej znane wymagają sprecyzowania i wyjaśnienia, gdyż oparte na nich interpretacje budzą liczne wątpliwości, w dalszej części tego rozdziału omówię założenia interpretacyjne wszystkich metod, które stosowałem w swoich badaniach.

3.1. Metody estymacji prędkości progowych

W badaniach środowiska sedymentacji fluwialnej istotne znaczenie ma estymacja prędkości progowych. Prędkości progowe zwane także rangowymi są to parametry, które warunkują uruchomienie (V*) lub unieruchomienie (V_s) ziaren na dnie (Racinowski i in. 2001, Mycielska-Dowgiałło 2007). Z badań Middletona (1976) oraz Viarda i Breyera (1979) wynika, że parametry te w przypadku osadów piaszczystych są zbliżone do siebie. Natomiast doświadczenia Hjulströma (1935) i Sundborga (1967) wykazały, że wartości V_s, przy których ziarna są unieruchamiane na dnie (ang. *cessation of movement*), są mniejsze od wartości krytycznej prędkości erozyjnej.

Jednym z parametrów przepływu, możliwym do interpretacji na podstawie cech uziarnienia osadów,

18

opisującym mechanizm transportu w środowisku rzecznym, jest kompetencja czynnika transportującego. Jako kompetencję tego czynnika w środowisku fluwialnym przyjmuję za Roysem (1968) i Mycielską-Dowgiałło (2007) minimalną prędkość przepływu wody niezbędną do transportu najgrubszego ziarna w osadzie. Można ją oznaczyć na podstawie wartości największego pierwszego percentyla C (Passega 1957, 1964, Mycielska-Dowgiałło 2007). Wartości prędkości kompetencyjnej odczytywałem rzutując wartość średnicy C na linię prędkości erozyjnej na diagramie Sundborga (1967).W dalszej części pracy ilekroć zostanie użyty termin prędkość erozyjna, oznacza to prędkość niezbędną do uruchomienia najgrubszego ziarna w badanym osadzie.

Do estymacji przeciętnych prędkości, przy których akumulowany był badany osad, używałem formuł, w których jako zmienną (D) wprowadza się wartość średniej średnicy ziarna wyrażoną w centymetrach. Spośród kilku wzorów wybrałem dwa:

 $v = 160 D^{0.45}$ (Miller i in. 1977) (4)

$$v = 49 D^{0.381}$$
 (Koster 1978) (5)

Swój wybór uzasadniam faktem, że podczas dokonywania wyliczeń prędkości depozycyjnych w oparciu o wszystkie znane mi formuły (Szmańda 2010) stwierdziłem, że dane uzyskiwane z tych dwóch wzorów były najbardziej zbliżone do wartości prędkości, przy których w modelu Sundborga (1967) ziarna były unieruchamiane na dnie. Warto w tym miejscu dodać, że wartości uzyskiwane ze wzorów Aipołowa (1963) i Costy (1978) dawały znacznie zawyżone wyniki przekraczające wartości prędkości erozyjnej przepływu wody dla danego osadu wyznaczane na podstawie wartości pierwszego percentyla. Natomiast wartości ze wzorów O'Connor (1983) i Williamsa (1983) były niższe niż wartości prędkości opadania ziaren w wodzie. Z tych względów wzory zaproponowane przez Aipołowa, Costę, O'Connor i Wiliamsa uznałem za nieprzydatne dla poprawnej estymacji prędkości przepływu na równinach zalewowych. Porównanie wartości prędkości depozycyjnych uzyskiwanych ze wzorów Millera i in. (1977) i Kostera (1978) z wartościami prędkości unieruchomienia ziaren na dnie według Sundborga (1967) i wartościami predkości opadania ziaren według Fergusona i Churcha (2004) zamieściłem na rycinie 7.

Jak wynika z obliczeń uzyskiwanych z podanych wzorów do oznaczania prędkości przepływu, przy których odbywa się depozycja aluwiów frakcji gruboi drobnoziarnistych, wartości te odbiegają od siebie w różnym zakresie. Przykładowo dla osadu gruboziarnistego, którego średnia wielkość ziarna w próbce wynosi –4 *phi* (1,6 cm), wartości te wynoszą od 0,6 m/s (wg Kostera 1978) do 2 m/s (wg Millera i in.



Ryc. 7. Prędkości depozycyjne według różnych autorów i prędkość opadania ziaren **Fig. 7.** Settlement velocities after different authors and fall velocity of grains

1977). Natomiast dla osadów drobnoklastycznych o średniej średnicy ziarna 8 *phi* (4 mm) różnice w estymacji prędkości są dużo mniejsze niż w przypadku frakcji gruboziarnistych i mieszczą się w zakresie od 2,5 cm/s (wg Kostera 1978) do 4,7 cm/s (wg Millera i in. 1977). Ze względu na różnice w uzyskiwanych wynikach badania prędkości progowych na podstawie wyników uziarnienia mają charakter szacunkowy.

3.2. Metoda interpretacji režimu przepływu rzeki

Metodę interpretacji reżimu przepływu hydraulicznego opracowali Sly i in. (1983). Ich badania polegały na analizie rozmieszczenia próbek osadów rzecznych, morskich i jeziornych na diagramach zależności wskaźników wyliczanych metodą momentów: M_1 i M_2 (ryc. 8) oraz M_3 i M_4 (ryc. 9).

Granicę pomiędzy aluwiami górnego i dolnego ustroju przepływu określają wartości M_1 równe 2,5 i 2,7 *phi*, czyli 0,15 i 0,18 mm (patrz linie a i b na ryc. 8). Wartość $M_1 = 2,5$ *phi* została wyznaczona w punkcie skorelowanym z największymi wartościami wskaźnika spłaszczenia rozkładu uziarnienia. Natomiast wartość $M_1 = 2,7$ *phi* odpowiada średniej wielkości frakcji w strefie, w której Sly i in. (1983) stwierdzili największe dodatnie i ujemne wartości wskaźnika asymetrii (ryc. 10). Linia ta nazwana linią podziału skośności jest linią graniczną pomiędzy dwiema strefami frakcjonalnymi (grubo- i drobnoziarnistą), w których zaznacza się tendencja stopniowych zmian wartości M_3 z dodatniej na ujemną wraz ze zmniejszaniem się wartości M_1 (ryc. 10). Warto w tym miejscu nadmienić, że wspomniane wartości średniej średnicy ziarna odpowiadające maksymalnym wartościom kurtozy i linii podziału dwóch trendów skośności znajdują się w strefie średnic ziaren, dla których Hjulström (1935) (ryc. 8), a później Sundborg (1956, 1967) określili najmniejsze prędkości erozyjne. Fakt ten dodatkowo uzasadnia kryterium podziału na aluwia powstające w górnym ustroju przepływu wody, dla których M₁>2,5 *phi* i dolnym ustroju przepływu – M₁<2,5 *phi*.

Identyfikacja aluwiów powstających w warunkach górnego i dolnego reżimu przepływu możliwa jest także na podstawie dwóch tendencji, a lub b (ryc. 9), rozkładu próbek na diagramie zależności skośności (M_3) i kurtozy (M_4). Tendencję oznaczoną jako a – aluwiów powstających w warunkach dolnego ustroju przepływu w wyniku sortowania materiału klastycznego poprzez selektywną depozycję drobnych ziaren z zawiesiny zauważyłem na diagramie zależności Sk₁ i K_G w osadach dennych Zbiornika Włocławskiego (Gierszewski & Szmańda 2007 a, b) i aluwiach pozakorytowych Dunaju (Szmańda 2009).

3.3. Metody interpretacji procesów sortowania

W uznawanej za klasyczną pracy Folka i Warda (1957) opisano charakterystyczny M-kształtny rozkład próbek na diagramie Mz do σ_1 . Rozkład ten lub jego fragmenty można prześledzić w wielu pracach dotyczących analiz uziarnienia aluwiów rzecznych (m.in: Antczak 1986, Turkowska 1988, Andrzejewski 1991, 1994, Florek 1991, Kalicki 1991, Niedziałkowska 1991, 1992, Kalicki i in. 1996, Szmańda 1998, 2004, Ludwikowska-Kędzia 2000, Kordowski 2003, Gębica 2004, Kaczmarzyk 2008, Kaczmarzyk i in. 2008). Jak już wspomniałem, Folk i Ward opisany M-kształtny rozkład wyjaśniali zjawiskiem mieszania się w środowisku fluwialnym trzech frakcji podstawowych powszechnie występujących w przyrodzie: żwirowej, piaszczystej i ilastej. Warto tu nadmienić, że podobny podział na frakcje stosuje się w badaniach litofacjalnych (por. Zieliński 1995, Miall 1996), z tą różnicą, że frakcja ilasta łączona jest z frakcją pylastą w jedną drobnoklastyczną (ang. *fine-grained fraction*). Granice wielkości frakcji stosowane w badaniach litofacjalnych odpowiadają niedoborom frakcji występujących pomiędzy tymi głównymi populacjami ziaren (Pettijohn 1957, Tanner 1958, 1964, Spencer 1963).

Stopień wysortowania wymienionych wyżej głównych populacji ziaren jest różny. Jak można zauważyć, analizując diagram zależności średniej średnicy ziarna i odchylenia standardowego (ryc. 8), najlepsze wysortowanie mają osady piaszczyste, o średniej średnicy ziaren w zakresie wartości 1,7 *phi–3 phi*. Porównując ten diagram z diagramem prędkości erozyjnych (w dolnej części ryc. 8), można stwierdzić, że strefa najlepszego wysortowania pokrywa się z rozmiarami ziaren podlegających uruchomieniu przy najmniejszych prędkościach przepływu. Łatwo więc potwierdzić wpływ warunków hydrodynamicznych na wysortowanie tej frakcji ziaren. Z kolei osady o



Średnia średnica ziarna M₁

Ryc. 8. Zależność pomiędzy średnią średnicą ziarna i wysortowaniem na tle interpretacji ustroju i warunków litodynamicznych przepływu według Sly i in. (1983); linie tendencji zależne od genezy osadów według Mycielskiej-Dowgiałło (2007) oraz prędkości erozyjnych i sedymentacyjnych według Hjulströma (1935)

Interpretacja hydrodynamiczna środowiska fluwialnego według Sly i in. (1983): a – linia maksymalnych wartości kurtozy, b – linia podziału skośności, graniczna wartość nakładania się dwóch trendów zmiany skośności z dodatniej na ujemną w warunkach górnego i dolnego reżimu przepływu, H – górny reżim przepływu, L – dolny reżim przepływu. Układy rozmieszczenia próbek i ich interpretacja genetyczna według Mycielskiej-Dowgiałło (2007): 1a, b – układ I – linia tendencji pogarszania się wysortowania wraz ze wzrostem średniej średnicy ziarna w osadach 1a korytowych, fluwioglacjalnych i eolicznych, a także 1b osadach zawiesinowych wypełnień paleokoryt (wg Ludwikowskiej-Kędzi 2000); 2a, b – układ II – linia tendencji polepszania się wysortowania wraz ze wzrostem średnicy ziarna w 2a aluwiach pozakorytowych osadach pustynnych-eolicznych i deluwialnych, 2b aluwiach bruku korytowego. Prędkości progowe według Hjulströma (1935): V* – linia prędkości erozyjnej, V_s – linia prędkości sedymentacyjnej

Fig. 8. Relation between mean grain size and sorting, on the base of flow regime after Sly et al. (1983), tendency lines relative to sediment genesis after Mycielska-Dowgiałło (2007) and shear and settlement velocities after Hjulström (1935) Hydrodynamic and morphodynamic interpretation of fluvial environment after Sly et al (1983): a – maximum kurtosis value, b – skewness divided, H – high energy regime L – low energy regime. Tendencies of samples distribution and their genetic interpretation after Mycielska-Dowgiałło (2007): 1a, b – tendency 1 – line of sorting decreasing along with increasing mean grain size in 1a river channel, fluvioglacial and eolian deposits, and also 1b suspended filling of paleochannels deposits (after Ludwikowska-Kędzia, 2000); 2a,b – tendency 2 – line of sorting increasing along with decreasing mean grain size in overbank deposits, eolian-deserts and deluvial deposits, 2b channel lag deposits. Thresholds velocities after Hjulströma (1935): V^{*} – shear velocities line, V_s – settlement velocities line

średniej średnicy ziarna odpowiadającej frakcji żwirowej znajdują się w strefie wyższych od frakcji piaszczystej i najbardziej zbliżonych do siebie prędkości: erozyjnej i sedymentacyjnej. Z tego też względu osady zbudowane z frakcji żwirowej są transportowane przy większej energii i na krótsze odległości niż aluwia składające się z ziaren piasku. Jak wynika z opisanych wcześniej badań sposobu ich ruchu (rozdział 2), ziarna te przemieszczane są głównie trakcyjnie w bezpośrednim kontakcie z dnem lub w saltacji bezpośrednio nad dnem. Ponieważ transport przydenny odbywa się przy dużej koncentracji rumowiska, w tych warunkach ziarna łatwo ulegają wzajemnym kolizjom. W efekcie uzyskują charakterystyczny gładki, owalny i dobrze obtoczony kształt. Ze względu na te cechy nazywa się je otoczakami. Jednak pod względem procesów sortowania warunki transportu trakcyjnego nie sprzyjają dobrej selekcji ziaren. Dlatego osady zbudowane z frakcji żwirowej mają wyższe wartości odchylenia standardowego, czyli są słabiej wysortowane niż osady zbudowane z frakcji piaszczystych. Gorsze wysortowanie od osadów piaszczystych mają także osady składające się z frakcji drobnoklastycznej (pyłowej i iłowej). Powodem tego jest ich powolna sedymentacja determinowana małą prędkością opadania ziaren, czego przejawem jest wspomniana wcześniej typowa, szczególnie dla frakcji pyłowej, pionowa gradacja ziarna podczas transportu fluwialnego.



- **Ryc. 9.** Tendencje rozkładu próbek na diagramie skośności do kurtozy wyliczanych metodą momentów, w relacji do reżimu przepływu i warunków litodynamicznych według Sly i in. (1983)
 - H górny reżim przepływu, L dolny reżim przepływu, a sortowanie przez selektywną depozycję drobnoklastycznych ziaren z zawiesiny, b – selektywny transport poprzez resuspensję ziaren
- Fig. 9. Samples distribution tendency on skweness versus kurtosis diagram (moments method calculated), in relation to flow energy regime and lithodynamic condition after Sly et al. (1983)

H – high energy regime, L – low energy regime, a – sorting by selective deposition progressively finer, b – selective transport by produced ability to resuspended particles

Osady jednomodalne składające się z jednej z głównych populacji ziaren są generalnie dobrze wysortowane. Znacznie gorszym wysortowaniem odznaczają się osady bimodalne, które składają się z mieszaniny jednej z dwóch głównych populacji ziaren. Wysortowanie to pogarsza się wraz z równoważeniem udziału w osadzie obu frakcji modalnych (Folk & Ward 1957, Szmańda 2004). Pogarszaniu się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna w osadzie towarzyszy zmiana skośności. W sytuacji, w której dominuje frakcja grubsza, jeśli wskaźniki wyliczane są w jednostkach phi (Krumbein 1934), to rozkład wielkości ziarna osadu ma dodatnią skośność. Natomiast w sytuacji, gdy zaczyna przeważać udział frakcji drobniejszej, rozkład uziarnienia staje się ujemnie skośny. Jeśli udział obu frakcji jest zbliżony do siebie i jednocześnie wysortowanie słabe, to rozkład ziaren w osadzie jest symetryczny. Opisana tendencja zmiany skośności z dodatniej na ujemną wraz ze zmieszaniem się średniej średnicy ziarna w osadach i towarzyszące temu zjawisku tendencje zmiany wysortowania (ryc. 11) zostały opisane przez McLarena i Bowlesa (1985). Tendencje zmian wskaźników uziarnienia zaobserwowane przez tych autorów występuje dwukrotnie w modelu zależności M₁ i M₂ opracowanym przez Sly i in. (1983). Powtarza się on bowiem zarówno w części odpowiadającej osadom powstającym w warunkach górnego, jak i dolnego ustroju przepływu (por. ryc. 8, 10 i 11).

Analizując model McLarena i Bowlesa (ryc. 11), łatwo zauważyć, że zmniejszaniu się średniej średnicy ziarna towarzyszą dwa trendy. Początkowo następuje



- **Ryc. 10.** Zależność pomiędzy średnią średnicą ziarna i skośnością wyliczanych metodą momentów, według Sly i in. (1983), zmienione
 - H górny režim przepływu, L dolny režim przepływu, a graniczna wartość skośności, b linie trendów zmiany skośności, c pole rozmieszczenia próbek
- **Fig. 10.** Dependency between mean grain size and skweness calculated by moment method, after Sly et al. (1983), modified
 - H high energy regime, L low energy regime, a skewness divide, b skewness changes tendency line, c field if samples distribution



Ryc. 11. Relacje zmian wskaźników uziarnienia w procesach transportu fluwialnego, według McLarena i Bowlesa (1985)

Fig. 11. Relations of grain size composition parameters changes in fluvial transport processes, after McLaren & Bowles (1985)

pogorszenie się wysortowania, a następnie polepszanie się wysortowania. Mycielska-Dowgiałło (1980, 1995) w analizie tendencji zmian wysortowania względem zmian średniej średnicy ziarna wyróżniła dwie główne tendencje, które nazwała układami (ryc. 8):

- Układ 1a trend spadku wysortowania wraz ze wzrostem średniej średnicy ziarna. Zdaniem autorki osady, w których występuje ten trend, powstają w środowisku o niskiej dynamice, z obciążenia saltacyjnego, w warunkach przewagi sortowania przerywanego okresami wzmożonego przepływu z depozycją gruboziarnistego materiału klastycznego. Układ ten rejestruje wzrost kompetencji środowiska i jest charakterystyczny dla korytowych osadów fluwialnych i glacjofluwialnych (1a na ryc. 8).
- Układ 2a trend pogarszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna. Tworzy się w osadach powodziowych w warunkach spadku kompetencji środowiska depozycyjnego. Procesy sortowania charakterystyczne są dla grubszej frakcji w osadach bimodalnych, a dostawa drobniejszego materiału następuje z zawiesiny podczas gwałtownych zmian kompetencji środowiska (2a na ryc. 8).

W niedawno opublikowanym opracowaniu Mycielska-Dowgiałło (2007) dodała, że układ 2a występuje także w osadach bruku korytowego (2b na ryc. 8). Nieco wcześniej Ludwikowska-Kędzia (2000), analizując układy aluwiów Belnianki na diagramie zależności M_z i s_1 , rozszerzyła propozycje Mycielskiej-Dowgiałło o dodatkowy trend osadów wypełnień paleokoryt powstających z zawiesiny (1b na ryc. 8).

Opisany układ 2a i dodatkowy układ 1b zaobserwowałem w aluwiach pozakorytowych Wisły, Drwęcy i Tążyny (Szmańda 1998, 2004). Utożsamiałem go jednak z efektem mieszania się frakcji piaszczystej i pyłowo-iłowej, nawiązując tym samym do poglądów Folka i Warda (1957). W podsumowaniu powyższych rozważań oraz na podstawie interpretacji rozmieszczenia próbek zaproponowanej przez Sly i in. (1983) i własnych doświadczeń wynikających z analizy warunków ruchu ziaren podczas depozycji aluwiów pozakorytowych Tążyny, Drwęcy, Wisły i Dunaju (Szmańda 2004, 2007, 2009) proponuję następującą interpretację tendencji rozkładu próbek na diagramie średniej średnicy ziarna i wysortowania (ryc. 8):

- Układ 2b trend pogarszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna aluwiów o wartości M₂ powyżej 2 mm. Osad jest deponowany z ziaren transportowanych w ładunku dennym w tzw. warstwie dennej. Ziarna przemieszczają się trakcyjnie lub saltacyjnie. Prędkość przepływu wody, podczas której następuje osadzanie się tych aluwiów, przekracza 25 cm/s – estymacja wg wzoru Kostera (1978).
- 2) Układ 1a trend polepszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna od piaszczysto-żwirowych do piaszczystych aluwiów o wartościach M₂ w zakresie 2 mm do 0,15 mm. Estymowane według wzoru zaproponowanego przez Kostera (1978) prędkości depozycyjne zmniejszają się od około 25 cm/s (dla najgorzej wysortowanych osadów bimodalnych) do około 10 cm/s (dla najlepiej wysortowanych, jednorodnych osadów drobnopiaszczystych). Układ ten tworzą próbki aluwiów deponowanych w warunkach górnego ustroju przepływu. Przeważa depozycja ziaren z saltacji. Ziarna piasku o rozmiarach powyżej 0,1 mm mogą jednak być osadzane z zawiesiny gradacyjnej grubej, a frakcje poniżej 0,1 mm z zawiesiny gradacyjnej drobnej.
- 3) Układ 2a trend pogarszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziaren od piaszczystych do piaszczysto-mułkowych aluwiów o wartości M_z w zakresie od 0,15 mm do 0,03 mm. Układ ten jest uznawany za typowy dla aluwiów pozakorytowych. Akumulacja tych osadów odbywa się w warunkach dolnego ustroju przepływu. Prędkości depozycyjne mieszczą się przeważnie w zakresie 5–10 cm/s. Dominuje depozycja frakcji piaszczystych z obciążenia saltacyjnego lub/i zawiesiny gradacyjnej drobnej. Frakcje pylaste i ilaste opadają głównie z zawiesiny jednorodnej, chociaż część ziaren pylastych przed unieruchomieniem może być przemieszczana w zawiesinie gradacyjnej drobnej.
- 4) Układ 1b trend polepszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziaren od mułkowo-piaszczystych do mułkowych i mułkowo-ilastych aluwiów o rozmiarach M_z poniżej 0,03 mm. Próbki osadów wykazujące ten trend stanowią największą populację próbek aluwiów pozakorytowych. Zdaniem Ludwikowskiej-Kędzi (2000) reprezentują osady wypeł-

nień paleokoryt, jednak z moich doświadczeń wynika, że mogą być deponowane także na wale przykorytowym w fazie ustępowania fali powodziowej (Szmańda i in. 2008a, b). Aluwia te powstają w środowisku o najniższej energii, w dolnym ustroju przepływu przy prędkościach poniżej 5 cm/s. W tych warunkach gruboziarniste cząstki pylaste deponowane są z saltacji i/lub zawiesiny gradacyjnej drobnej. Ten typ depozycji stanowi blisko 80% udziału w ogólnym obciążeniu rzeki. Pozostałe 20% to ziarna o średnicy poniżej 0,01 mm opadające z zawiesiny gradacyjnej drobnej (średnio- i drobnoziarniste pyły) i z zawiesiny jednorodnej (ziarna ilaste). Należy jednak dodać, że czasem w osadach tych stwierdzane są ziarna piaszczyste i żwirowe. Ich udział nie przekracza 2%.

3.4. Interpretacja warunków ruchu ziaren przed depozycją osadu

Z opisanych wcześniej warunków transportu materiału klastycznego (rozdział 2) wynika, że w zależności od ustroju prądu i związanej z nim prędkości przepływu poszczególne ziarna mogą być transportowane w różny sposób. Ponadto wraz ze zmianą prędkości mogą przechodzić z obciążenia dennego do zawiesinowego i na odwrót. Charakter transportu ziaren mineralnych zależy zatem nie tyle od ich wielkości, ile przede wszystkim od warunków przepływu (Hunt 1954, Froehlich 1975, Teisseyre 1984, 1988, 1991, Baker i in. 1988, Haschenburger & Church 1998). Na tej podstawie Teisseyre (1991) stwierdza, że wszelkie sposoby klasyfikowania obciążenia rzeki na podstawie średnicy ziaren są błędne.

W aluwiach zarejestrowane są natomiast warunki ruchu ziaren, jakie były w momencie ich depozycji i nie zawsze mogą odpowiadać przypisanemu dla danej wielkości ziarna rodzajowi ruchu w czasie transportu w środowisku wodnym. Z obserwacji Teisseyre'a (1988b) i Wyżgi (1998) wynika bowiem, że ziarna piaszczyste transportowane w saltacji tuż przed depozycją były toczone lub wleczone po dnie. Natomiast Rees (1966) sugeruje, że w określonych warunkach ziarna pylaste predysponowane do transportu w zawiesinie mogły tuż przed ich unieruchomieniem na dnie podlegać saltacji.

Do określenia warunków ruchu ziaren tuż przed depozycją aluwiów pozakorytowych posłużyłem się trzema metodami: (1) metodą Passegi (1957, 1964) i (2) metodą Passegi i Byramjee (1969), które polegają na analizie rozmieszczenia próbek osadów na diagramie zależności pierwszego percentyla i mediany oraz (3) metodą analizy kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia opracowaną przez Mossa (1962, 1962) i Vishera (1969), zmodyfikowaną przez Viarda i Breyera (1979).

3.4.1. Analiza rozmieszczenia próbek na diagramie C/M

Metoda oceny warunków akumulacji aluwiów uwzględniająca interpretację sposobu ruchu materiału klastycznego podczas depozycji na diagramie zależności pierwszego percentyla (C) i mediany (M), została opracowana przez Passegę (1957) w oparciu o badania ponad 10 000 próbek różnowiekowych osadów, reprezentujących różne środowiska sedymentacyjne na obszarze Europy i Ameryki Północnej, w tym współczesne osady rzeki Missisipi. Uwzględnione w interpretacji wskaźniki odzwierciedlają dwa istotne parametry hydrodynamiczne warunków ruchu rumowiska (Royse 1968). Wartość pierwszego percentyla (C) jest utożsamiana z kompetencją ośrodka transportowego. Natomiast wartość mediany (M) stanowi statystyczną uśrednioną charakterystykę całkowitego zakresu ziaren podlegających transportowi w danym środowisku sedymentacyjnym.

Passega (1957) na diagramie C/M wykreślił kilka pól depozycji (ryc. 12):

- S-kształtne pole sedymentacji aluwiów rzecznych (oznaczone punktami załamania N-O-P-Q-R-S);
- 2) owalne pole osadów pelagicznych (T);
- dwa podłużne pola osadów powstających przy udziale prądów zawiesinowych (Tc – ang. turbidity currents);
- 4) pole osadów plażowych (B ang. beach deposits).



- **Ryc. 12.** Pola różnych typów transportu ziaren na diagramie C/M według Passegi (1957, 1964), uzupełnione o kryteria oznaczania punktów załamania segmentów pola depozycji środowiska rzecznego Cr, Cs i Cu, objaśnienia symboli w tekście
- **Fig. 12.** Fields of different grain transport types on CM diagram after Passega (1957, 1964), supplemented by criteria of delimitation Cr, Cs, Cu inflection points, interpretation of symbols in text

Pole osadów rzecznych Passega (1957, 1964) podzielił na segmenty. Dwa z nich reprezentują osady deponowane w przewadze z ładunku dennego: N-O – toczenie, O-P – toczenie z udziałem zawiesiny. W pozostałych trzech lokują się osady deponowane z ładunku zawieszonego: P-Q – zawiesina gradacyjna z udziałem toczonych ziaren, Q-R – zawiesina gradacyjna i R-S – zawiesina jednorodna.

W tym miejscu należy podkreślić, że pole Q-R ma przebieg równoległy do pól prądów zawiesinowych (Tc) oraz do linii C=M. Taki przebieg wskazuje na jednoczesną proporcjonalnie w tym samym zakresie zmianę wartości pierwszego percentyla i mediany w próbkach lokujących się w tych polach. Zupełnie inny przebieg ma natomiast pole R-S – zawiesiny jednorodnej, które może zmieniać długość jedynie w zakresie wartości mediany, jak zaznaczono strzałkami na rycinie 12. Względnie stałe w polu zawiesiny jednorodnej są za to wartości pierwszego percentyla (C=Cu). Taki przebieg pola R-S oznacza, że istnieje progowa wartość rozmiaru najgrubszego ziarna transportowanego w zawiesinie jednorodnej, zaś jej skład może być różny pod względem wielkości ziaren, które są selektywnie deponowane wraz ze zmniejszaniem się prędkości przepływu. Przebieg równoległy do segmentu R-S ma także segment O-P - toczenie z udziałem zawiesiny. W tym przypadku wartością progową jest rozmiar najdrobniejszego ziarna, które transportowane jest trakcyjnie. Zaś w zależności od zmniejszania się prędkości przepływu średnia średnica ziaren w osadzie zmniejsza się, ponieważ wraz z deponowanymi trakcyjnie ziarnami unieruchamiane są ziarna transportowane częściowo w zawiesinie.

Warte zanotowania jest także to, że Passega nie sprecyzował wzajemnych relacji udziału materiału transportowanego przez toczenie do materiału transportowanego w zawiesinie. Ponadto w późniejszej współautorskiej pracy z Byramjee (Passega & Byramjee 1969) segmenty O-P-Q pola akumulacji rzecznej definiowane są w sposób jeszcze bardziej ogólny: O-P – toczenie i zawiesina, P-Q – zawiesina i toczenie.

Próbki osadów lokujących się w segmentach P-Q-R można interpretować jako osady powstające w warunkach transportu, w których obserwuje się wyraźne zróżnicowanie wielkości zawieszonych ziaren w pionie.

Do wyznaczenia położenia S-kształtnego pola sedymentacji rzecznej służą następujące wartości pierwszego percentyla, które odpowiadają granicznym rodzajom ruchu ziaren:

- wartość Cr, odpowiadająca punktowi P i oznaczająca minimalną średnicę ziarna przemieszczanego przez toczenie lub wleczenie po dnie;
- wartość Cs skorelowana z punktem Q, która odpowiada największemu wymiarowi ziarna transportowanego w zawiesinie,
- wartość Cu równoznaczna z punktami R i/lub S, na podstawie których oznacza się maksymalny

wymiar ziaren transportowanych w zawiesinie jednorodnej.

Wymienione wartości graniczne pierwszego percentyla, a co za tym idzie – odpowiadające im także punkty załamania S-kształtnego wzorca – P, Q i R, w przypadku próbek pobranych z różnych środowisk sedymentacyjnych mogą zmieniać się (jak zaznaczono strzałkami na ryc. 12) w zależności od prędkości przepływu i związanej z tym siły nośnej warunkującej określony ruch ziarna.

Jak łatwo zauważyć, posługując się zaproponowaną przez Passegę interpretacją warunków transportu materiału klastycznego na podstawie rozmieszczenia próbek w S-kształtnym polu sedymentacji rzecznej na diagramie C/M, nie można jednoznacznie wyróżnić materiału osadzającego się z saltacji. Jedynie w artykule z 1957 r. Passega przyjmuje, że saltacja może być ekwiwalentem zawiesiny gradacyjnej i toczenia, czyli próbek osadów lokujących się w polu P-Q. Zapewne dlatego Racinowski i in. (2001) interpretuja segmenty P-Q-R jako pola osadów deponowanych z rumowiska transportowanego w sposób frakcjonalny, przyjmując, że część ziaren przemieszczana jest w nim saltacyjne. Także Arnaud-Fassetta (2003) interpretuje segment Q-R jako osady powstające przy udziale mieszanego transportu w saltacji i w zawiesinie gradacyjnej. Ponadto Ramamohanarao i in. (2003) segment O-P określają jako osady deponowane z toczenia i zawiesiny dennej, którą w mojej opinii można uznać za rodzaj saltacji. Natomiast Mycielska-Dowgiałło (1995, 2007) próbki lokujące się w segmencie O-P interpretuje jako "toczenie i saltacja", w segmencie P-Q – "saltacja i toczenie", a w segmencie Q-R – "saltacja".

Jeżeli Passega w zaproponowanej przez siebie w pracy z 1964 r. interpretacji rozmieszczenia próbek na diagramie C/M nie wspomina o saltacji, to powstaje pytanie, czy autorzy opracowań powołujących się na ten artykuł słusznie uwzględniają ten rodzaj ruchu ziaren w swoich propozycjach analizy rozkładu próbek na tym diagramie C/M? Odpowiedź na to pytanie można upatrywać w kilku spostrzeżeniach Passegii (1964). W oparciu o wyniki badań uziarnienia aluwiów rzeki Missisipi stwierdza on, że ziarna grubsze od Cs były transportowane przez toczenie, czyli deponowane z ładunku dennego rzeki. Dodaje także, że ziarna mieszczące się w zakresie pomiędzy Cs i Cr są zbyt duże, aby mogły być transportowane w zawiesinie gradacyjnej i zbyt małe, aby podlegać wyłącznie toczeniu po dnie. Ponadto stwierdza, że rozpiętość przedziału ziaren pomiędzy wartościami Cs i Cr wskazuje, że są to dwa niezależne rodzaje transportu. Na tej podstawie można przypuszczać, że ziarna, których średnice mieszczą się w zakresie pomiędzy tymi wartościami, były transportowane w sposób pośredni, czyli saltacyjnie, lub w zawiesinie chwilowej. Potwierdzają to również moje wnioski z badań porównawczych wyników interpretacji warunków sedymentacji aluwiów pozakorytowych Wisły (Szmańda 2007).

Metoda Passegi (1957, 1964) analizy sposobu ruchu ziaren na podstawie rozmieszczenia próbek na diagramie zależności C/M była wielokrotnie używana do analizy warunków sedymentacyjnych środowiska rzecznego. Przykładem jednego z pierwszych zastosowań jest praca Bulla (1962), w której analizuje on warunki depozycji osadów stożków aluwialnych zachodniej części regionu Fresco w Kalifornii. Osady stożków na diagramie C/M lokowały się w następujących segmentach: P-Q – aluwia deponowane w nurcie koryt, Q-R - aluwia koryt roztokowych, Tc osady spływu błotnego. Kolejnym ważnym opracowaniem jest artykuł Royse'a (1968) zawierający analizę osadów rzeki Tounge w Dakocie Północnej. Osady tej rzeki zostały podzielone na 4 grupy: (1) transportowane w ładunku dennym osady żwirowo-piaszczysto-mułkowe (segment O-P-Q), (2) piaski i mułki deponowane z zawiesiny gradacyjnej i jednorodnej (segment Q-R-S), (3) mułki i mułki ilaste deponowane z zawiesiny jednorodnej (segment R-S) oraz (4) mułki ilaste i iły mułkowe deponowane z zawiesiny pelagicznej (segment T). Na uwagę zasługuje artykuł Peiry'ego (1988), w którym przeanalizował on rozmieszczenie na diagramie C/M aluwiów Rodanu reprezentujących pięć fragmentów systemu fluwialnego wzdłuż biegu tej rzeki. Fragmenty te różnią się układem koryta. W każdym z nich autor wyodrębnił zestaw segmentów, który jest charakterystyczny dla danego typu układu koryta: (1) segmenty N-O-P-Q – układ koryt roztokowych na sandrach przed czołem lodowca, (2) P-Q-R – układ potoku górskiego, (3) P-Q-P-S – układ rzeki roztokowej, (4) O-R-S – układ rzeki meandrujacej, (5) R-S – równina deltowa. Peiry podkreśla, że dużym zmianom ulegają wartości Cs i Cu, a wartości Cr są stosunkowo stabilne i nieznacznie odbiegają od 0 *phi* (1 mm). Potwierdzają to m.in. wyniki badań Kanieckiego (1976), Bruneton i in. (2001), czy także moje własne (Szmańda 2002, 2007). W tym miejscu warto też wspomnieć o pracy Arnauda-Fassetty (2003), który analizując różnowiekowe aluwia Rodanu, wyróżnia dwa niezależne i przesunięte względem siebie zestawy segmentów Q-R-S. Pierwszy wyznaczył na podstawie aluwiów paleokoryt pochodzących z okresu małej epoki lodowej (XVII-XVIII w.), w których Cu≈0,4 mm, drugi zestaw stanowia współczesne aluwia Rodanu, dla których Cu≈0,6 mm. Wyniki te potwierdzają postępujące zjawisko grubienia frakcji aluwiów pozakorytowych związanych z antropogenicznym wzrostem erozji gleb w zlewniach rzek. Przyjętej przez Peiry'ego regule stabilnej wartości C przeczą jednak rezultaty badań m.in. Passegi i Byramjee (1969), Ludwikowskiej-Kędzi (2000), Ramamohanarao i in. (2003) czy Warownej (2003). Wynika z nich, że wartość Cr może być przesunięta znacznie w kierunku większych średnic ziaren.

Niektórzy autorzy prac dotyczących interpretacji warunków sedymentacji aluwiów rzecznych nie wykreślali pola S-kształtnego (Simm & Walling 1998, Astrade & Bravard 1999, Singh i in. 2007), czasem tylko na tle wyznaczonego przez Passegę (1964) wzorca prezentowali rozmieszczenie badanych przez siebie osadów (m.in. Teisseyre 1988b, Andrzejewski 1994). Wynikać to mogło między innymi z braku możliwości wykreślenia S-kształtnego pola na diagramie zależności C/M. W takim przypadku w analizie warunków ruchu ziaren przydatna jest metoda zaproponowana przez Passegę i Byramjee (1969). Podstawę jej opracowania stanowiły następujące wnioski tych autorów z obserwacji dotyczących warunków ruchu ziaren:

- Aluwia są deponowane przy różnym udziale podstawowych dwóch typów ruchu ziaren toczenia i zawiesiny.
- Osady, których wartość C jest większa niż 1 mm, są deponowane głównie z transportu przez toczenie.
- Najgrubsze ziarna osadów deponowane z zawiesiny jednorodnej nie mają średnicy większej niż C=0,25 mm, a ich średnia średnica (M) jest rzadko większa niż 0,1 mm.

Model Passegi i Byramjee (1969) polega na podzieleniu diagramu zależności C/M na 9 pól (ryc. 12). Główne linie graniczne stanowią wartości C = 0 phi(1 mm), M = 2,3 phi (0,2 mm), M = 3,3 phi (0,1 mm)i M = 6 *phi* (0,015 mm). Sektor diagramu C/M, w którym występują najgrubsze ziarna o średnicy powyżej 1 mm, jest reprezentatywny dla osadów powstających przy udziale ziaren toczonych po dnie (trakcji), z niewielkim udziałem zawiesiny. W zależności od średnicy ziaren transportowanych w zawiesinie został on podzielony na cztery pola I, II, III, IX. Poniżej linii C o wartości 1 mm wyznaczono sektor osadów powstających przy dominującym udziale ziaren transportowanych w zawiesinie, przy niewielkim (mniejszym niż 1%) udziale ziaren drobniejszych od 1 mm transportowanych trakcyjnie. W sektorze tym wyznaczono 5 pól: IV - zawiesiny gradacyjnej transportowanej w warunkach dużej turbulencji, V - zawiesiny gradacyjnej transportowanej w warunkach umiarkowanej turbulencji, VI - zawiesiny gradacyjnej transportowanej w warunkach niskiej turbulencji, VII – zawiesiny jednorodnej i VIII – drobnoziarnistej zawiesiny jednorodnej typu pelagicznego. Granicę zawiesiny jednorodnej i gradacyjnej stanowi wartość C=0,2 mm.

Opisana wyżej metoda interpretacji rozmieszczenia próbek na diagramie C/M może być wykorzystywana w przypadku, gdy są one rozrzucone bezładnie, nie tworząc jednolitej "chmury" i w związku z tym nie można wykreślić żadnego z segmentów S-kształtnego pola.

Należy w tym miejscu podkreślić, że metoda Passegi i Byramjee nie uwzględnia różnych warunków transportu, w jakich mogą znajdować się ziarna w zależności od zmian warunków przepływu, a przypisuje określonym rodzajom ziaren tylko jeden sposób ruchu. Z tego powodu, nawiązując do poglądów m.in. Teisseyre'a (1991), powinno się ją uznać za błędną. W mojej opinii za jej pomocą można w sposób ogólny określać predyspozycje osadu do transportu w określonym rodzaju ładunku, a nie konkretny rodzaj ruchu ziaren przed ich unieruchomieniem, co wykazałem w jednym ze swoich opracowań (Szmańda 2007).

3.4.2. Analiza kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia

Za prekursora interpretacji hydrodynamicznej krzywych kumulacyjnych uziarnienia pod względem sposobu transportu osadu można uznać Doeglasa (1946). Stwierdził on, że uziarnienie jest mieszaniną dwóch lub więcej populacji ziaren, które powstają w różnych warunkach transportu. Pierwszym natomiast badaczem który zasugerował, że populacje te powstają w efekcie trzech różnych rodzajów transportu, czyli (1) przez toczenie i wleczenie po dnie (ang. suface creep), (2) saltację i (3) w zawieszeniu, był Inman (1949). Te trzy mechanizmy ruchu ziaren w środowisku fluwialnym zostały szerzej opisane m.in. przez Bagnolda (1956). Kolejnym ważnym krokiem w analizie przebiegu krzywych kumulacyjnych uziarnienia było zastosowanie przez Sindowskiego (1958) skali prawdopodobieństwa na osi procentów skumulowanych. Analizując krzywe kumulacyjne wyróżnił on siedem typów osadów: (1) reliktowy, (2) plażowy, (3) równi pływowych, (4) szelfów, (5) zatok pływowych, (6) koryt pływowych i (7) rzecznych. Sindowski nie prowadził jednak badań mechanizmu ich transportu. Dopiero Moss (1962, 1963) zaproponował interpretację przebiegu krzywych kumulacyjnych uziarnienia pod kątem analizy odcinków prostych, które odpowiadają populacjom ziaren cechujących się normalnym rozkładem wielkości i punktów załamania: CT i FT, rozdzielających trzy populacje ziaren (ryc. 13):

- populację A ziaren transportowanych saltacyjnie,
- populację B ziaren transportowanych w zawiesinie,
- populację C ziaren transportowanych trakcyjnie.

Na poprawność wyznaczenia wymienionych trzech rodzajów ruchu ziaren na podstawie kształtu krzywej kumulacyjnej uziarnienia w skali prawdopodobieństwa w osadach bimodalnych wskazał Tanner (1964). Stwierdza on, że wykres mieszaniny dwóch populacji ziaren różniących się frakcjonalnie na krzywych kumulacyjnych uziarnienia w skali prawdopodobieństwa ma przebieg w postaci trzech linii prostych.

Propozycję Mossa w interpretacji osadów rzecznych z Oklahomy wykorzystał Visher (1965). Bardziej znane od tego artykułu jest jednak opracowanie Vishera (1969), w którym za pomocą krzywych ku-





1 – populacja trakcyjna (objaśnienia w tekście), 2 – populacja trakcyjna (objaśnienia w tekście), 3 - populacja saltacyjna (objaśnienia w tekście), 4 - populacja chwilowej zawiesiny (objaśnienia w tekście), 5 - B populacja zawiesinowa; a - schemat łamanej kumulacyjnej uziarnienia materiału dennego z zaznaczonymi typami ładunku rzeki według rodzajów transportu za Mossem (1962, 1963), Visherem (1969) oraz Viardem i Breyerem (1979), b - krzywe częstości ładunku dennego i zawieszonego, CT - punkt załamania interpretowany jako granica pomiędzy ziarnami deponowanymi z trakcji i saltacji (Visher 1969), FT - punkt załamania interpretowany jako granica pomiędzy ziarnami deponowanymi z saltacji i zawiesiny (Visher 1969), CO – punkt załamania w miejscu nakładania się dwóch subpopulacji grubszych ziaren według Viarda i Breyera (1979), ST - punkt załamania interpretowany jako granica pomiędzy saltacją przydenną i chwilowym zawieszeniem (objaśnienia w tekście), V*«Vs – zakres wielkości ziaren pomiędzy punktami załamania CO i CT, na podstawie których interpretowane są prędkości ścinające i sedymentacyjne według Middletona (1976) oraz Viarda i Breyera (1979)

Fig. 13. Scheme of relations between grain size composition of bed material and grain size composition of bed and suspended loads in fluvial transport (after Eschner & Kichner 1984, modified)

1 – traction population (explanation in text), 2 – traction population (explanation in text), 3 – saltation population (explanation in text), 5 – B suspension population, a – scheme of grain size composition cumulative curve of bed material with tagged of river load types depended on class of grain transport after Moss (1962, 1963), Visher (1969) and Viard & Breyer (1979), b – bed load and suspended load frequency curves, CT – Coarse Truncation point (Visher 1969), FT – Fine Truncation point (Visher 1969), ST = Saltation Truncation point (Viard & Breyer 1979), ST = Saltation Truncation point (explanation in text), V* \approx Vs – shear and settlement velocities after Middleton (1976) and Viard & Breyer (1979)

mulacyjnych przeanalizował on udział materiału deponowanego z ładunku trakcyjnego, saltacyjnego i zawiesinowego, w dziesięciu środowiskach sedymentacyjnych, w tym aluwiów rzecznym i odrębnie osadów wałów przykorytowych. Natomiast Lecuanda (1993) wykorzystał dane Vishera do wyznaczenia pól na trójkątach ilustrujących udział populacji trzech rodzajów ruchu ziaren, które mogą być pomocne do interpretacji genetycznej środowisk sedymentacyjnych.

Artykuł Vishera z 1969 r. oprócz danych dotyczących warunków ruchu ziaren podczas depozycji wymienionych wcześniej środowisk sedymentacyjnych zawiera jeszcze jedną, istotną z punktu widzenia analizy kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia informację. Na schematycznym wykresie, obrazującym interpretację dynamiki transportu osadów na krzywej kumulacyjnej uziarnienia (Visher 1969, s. 1079), autor ten wyznaczył dodatkowy punkt załamania, który określa jako *swash and back swash separation* (ang.).

Punkt ten znajduje się pomiędzy dwiema subpopulacjami ziaren transportowanych saltacyjnie (odcinki 3 i 4 na ryc. 13), które różnią się nieznacznie wysortowaniem. Ze względu na fakt, że na podstawie załamania się krzywej kumulacyjnej w tym punkcie wydzielane są dwie subpopulacje ziaren deponowanych z saltacji oznaczałem go jako ST (ang. saltation truncation point). Zdaniem Vishera powstają one w efekcie ruchu ziaren determinowanym nieco innymi warunkami transportu saltacyjnego. Odcinek krzywej o mniejszym nachyleniu do osi wielkości ziaren (subpopulacja A₁) może odpowiadać saltacji w przesłonie trakcyjnej, czyli krótkim przeskokom saltacyjnym. Natomiast odcinek krzywej o bardziej stromym niż poprzedni nachyleniu do osi wielkości ziaren (subpopulacja A_2) tworzą cząstki drobniejsze od subpopolacji A₁ transportowane w chwilowym zawieszeniu.

Ważne wnioski dotyczące interpretacji warunków ruchu ziaren podczas depozycji aluwiów na podstawie analizy kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia, interpretacji diagramu C/M i analizy frekwencji głównych frakcji aluwiów Girondy wyciągnęli Allen i in. (1972). Wyznaczyli 3 grupy frakcji (ryc. 14): (1) gruboziarniste piaski, o średnicy ziarna >0,6phi – składowa I, (2) średnioziarniste piaski – 0,6–3,0 phi-składowa III, (3) drobnoziarniste piaski, mułki i iły, o średnicy <3.0 phi – składowa II. W oparciu o analizę kształtu krzywych kumulacyjnych wyróżnili także trzy populacje ziaren: (1) C (trakcyjną) – ziaren o średnicy w zakresie 0,6–1,3 phi, (2) A (saltacyjną) – 1,3–3,0 phi, (3) B (zawiesinową) – ziarna drobniejsze od 3 phi. Ponadto, dokonując analizy rozmieszczenia próbek osadów na diagramie C/M, stwierdzili, że 5–20% udziału ziaren o średnicy >0,6 phi (składowej I) mieści się w segmencie O-P (toczenie z udziałem zawiesiny lub toczenie i saltacja), a więcej niż 20% tej grupy w segmencie N-O (trakcja).

W rezultacie przeprowadzonych badań zaproponowali oni podział frakcyjny aluwiów na cztery grupy podlegające depozycji z czterech rodzajów ruchu: (1) trakcyjnego – ziarna o średnicy większej niż 0,6 *phi*, (2) saltacyjnego – od 0,6 *phi* do 2 *phi*, (3) zawiesiny gradacyjnej – od 2 *phi* do 3 *phi*, (4) zawiesiny jednorodnej – ziarna drobniejsze niż 3 *phi* (ryc. 14).

Badania Allena i in. (1972) potwierdzają istnienie w środowisku fluwialnym dwóch subpopulacji ziaren zaliczanych do populacji saltacyjnej (Visher 1969). Wskazują jednak, że (subpopulację od 2 *phi* do 3 *phi*) można interpretować jako depozycję z zawiesiny gradacyjnej, a nie tylko i wyłącznie z chwilowego unoszenia.

Nowy watek w interpretacji przebiegu krzywych kumulacyjnych uziarnienia wprowadził Middleton (1976). Autor badał aluwia piaszczyste rzeki Rio Grande oraz wykonywał eksperymenty przy użyciu sztucznego kanału przepływowego. W ich rezultacie przede wszystkim potwierdził, że punkt załamania CT pomiędzy dwoma najgrubszymi frakcjami odpowiada podziałowi na ziarna transportowane w ładunku trakcyjnym i saltacyjnym. Transport saltacyjny określił jako ruch ziaren w chwilowym zawieszeniu. Co najważniejsze, dodał, że wartość średnicy ziaren w punkcie CT odpowiada wielkości ziarna, w oparciu o którą można w przybliżeniu estymować prędkości ścinające (V^*) . Zasugerował także, że oznaczane w ten sposób prędkości ścinające są zbliżone lub nieznacznie wyższe od prędkości depozycyjnych (V_s) . Zależność tę można określić następującymi formułami: $V_{i}/V^{*} \approx 1$ lub $V^* \leq V_s$, jak zaznaczyłem na rycinie 13.

Wspomniany wątek estymacji prędkości progowych na podstawie analizy załamania krzywej kumulacyjnej uziarnienia w oparciu o badania aluwiów



Ryc. 14. Interpretacja typów obciążenia rzeki na tle grup frakcji I, II i III wyróżnionych metodą analizy czynnikowej według Allena i in. (1972)

Fig. 14. Interpretation of types of river load on base on mean fraction I, II, III distinguished by mean factor analysis, after Allen et al. (1972)

rzeki Platte kontynuowali Viard i Breyer (1979). Przede wszystkim w przebiegu odcinka populacji C (trakcyjnej) wyznaczyli jeszcze jeden dodatkowy punkt, oznaczony na rycinie 14 jako CO. Punkt ten oddziela dwie subpopulacje ziaren gruboziarnistych (C_1 i C_2 odcinki 1 i 2 na ryc. 13), które tworzą proste odcinki na łamanej kumulacyjnej. Porównali oni także wyniki estymacji prędkości ścinających na podstawie punktu CT, CO i wartości C (pierwszego percentyla). Na tej podstawie stwierdzili, że średnica ziarna oznaczona w punkcie załamania CT może służyć do szacowania średniej prędkości ścinającej dla całej badanej próbki, natomiast w punkcie CO maksymalnej prędkości ścinającej.

Ze względu na omawianą w tej pracy problematykę interpretacji litodynamicznej ruchu ziaren, wyjaśnienia wymaga różny w badaniach hydrologicznych i sedymentologicznych sposób kwalifikacji transportu saltacyjnego w kontekście ładunku dennego i zawieszonego. Wspominałem już, że według Einsteina (1950) ładunek denny rzeki stanowi materiał klastyczny przemieszczany w warstwie lepkiej poprzez trakcję i krótkie przeskoki saltacyjne do wysokości odpowiadającej od dwu do trzech średnich średnic ziarna budującego dno. Natomiast ładunkiem zawieszonym jest materiał transportowany powyżej warstwy lepkiej (w warstwie zewnętrznej). Według definicji podanej przez Einsteina, część ziaren transportowanych w saltacji, czyli przez krótkie przeskoki w zawieszeniu, zaliczana jest do ładunku dennego, a część przemieszczanych jako przerywane unoszenie zaliczana jest do ładunku zawieszonego. Podobnie do Einsteina różnice pomiędzy materiałem transportowanym w ładunku dennym i zawieszonym określa Sundborg (1956).

Problem interpretacyjny dotyczący sposobu zaliczenia materiału transportowanego w saltacji do ładunku dennego lub zawieszonego pojawia się podczas analizy kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia. W analizach tych populacja ziaren interpretowanych jako ziarna transportowane saltacyjnie

(Moss 1962, 1963, Visher 1965, 1969), czy też ta sama populacja określana przez Middletona (1976) oraz Viarda i Breyera (1979) jako chwilowe unoszenie, według Sengupty i in. (1977) zaliczana jest do ładunku dennego. Eschner i Kichner (1984) na podstawie badań aluwiów rzeki Platte (ryc. 13) wykazali jednak, że frakcja piaszczysta o rozmiarach 1-0,1 mm, zakwalifikowana na podstawie kształtu krzywych kumulacyjnych jako chwilowe unoszenie, przemieszczana jest zarówno w ładunku dennym, jak i w ładunku zawieszonym. Wraz ze wzrostem średnicy ziaren piasku populacji saltacyjnej spada udział ziaren grubszych transportowanych w ładunku dennym na korzyść ziaren drobniejszych przemieszczanych w ładunku zawieszonym (ryc. 13). Warto dodać, że także z badań Ghosha i in. (1981) wynika, iż zarówno w warstwie przydennej, czyli w ładunku dennym, jak i w ładunku zawieszonym saltacyjnie transportowane są ziarna piasku o rozmiarach od 1,5 phi (0,35 mm) do 4 phi (0,0625 mm).

Z powyższych rozważań wynika, że na podstawie analizy kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia nie można jednoznacznie wnioskować o rozmiarach i udziale materiału klastycznego transportowanego w ładunku dennym i zawieszonym. Można natomiast określić udział i wielkości ziaren ładunku trakcyjnego, saltacyjnego i zawiesiny jednorodnej (ryc. 13), z których następowała depozycja osadu.

W podsumowaniu przeglądu możliwości interpretacji ruchu ziaren za pomocą analizy kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia należy wspomnieć o wydzieleniu przez Mycielską-Dowgiałło (2007) dwóch podstawowych grup krzywych kumulacyjnych w skali prawdopodobieństwa różniących się kątem nachylenia linii populacji saltacyjnej. Krzywe o stromym nachyleniu (w zakresie 45–80°) autorka utożsamia z aluwiami korytowymi rzek meandrujących i anastomozujących o płaskim nachyleniu (10–45°) z aluwiami pozakorytowymi oraz aluwiami korytowymi rzek roztokowych.

4. Obszar i zakres badań

Zaprezentowane w poprzednim rozdziale metody interpretacyjne mają zastosowanie przede wszystkim w badaniach środowiska fluwialnego. Aby ich rezultaty miały charakter uniwersalny, należało zebrać odpowiednio dużą liczbę danych reprezentujących aluwia pozakorytowe powstałe w różnych warunkach sedymentacyjnych. Zgromadzone przeze mnie dane pochodzą z równin zalewowych różnej wielkości, piasko- i żwirodennych rzek jedno- i wielokorytowych. Próbki aluwiów pochodzą z różnego rodzaju form powstających na równinie zalewowej: wałów przykorytowych, stożków krewasowych, wypełnień obniżeń pomiędzy wałami przykorytowymi, smug i wstęg piaszczystych, płaskich powierzchni równi zalewowych, wypełnień basenów powodziowych i koryt przelewowych (krewa) oraz koryt rozprowadzających, a także starorzeczy. Próbki pobierałem też ze zróżnicowanych litologicznie, niewielkich rozmiarów pokryw aluwialnych (do kilku m2), których miąższość osiągała maksymalnie 10 cm. Miejscem poboru były zarówno powierzchnie równin zalewowych, jak i odsłonięcia oraz rdzenie wierceń i sondowań ręcznych osiągających strop aluwiów korytowych. Zinterpretowałem łącznie wyniki analiz uziarnienia 2629 próbek aluwiów pozakorytowych z równin zalewowych Drwęcy, Dunaju, Tążyny, Wisły i Złotnej (ryc. 15). Dane uziarnienia reprezentowały aluwia współcześnie deponowane, w tym pobrane tuż po powodzi (na Dunaju w 2007 r. i na Wiśle w 2010 r.) oraz aluwia starsze akumulowane w różnych okresach od początku holocenu.

Wybrane odcinki wymienionych rzek reprezentują cztery typy systemów rzecznych o różnym rozwinięciu koryta i budowie dna: (1) piaskodenną rzekę meandrującą, (2) żwirodenną rzekę meandrującą,

(3) piaskodenną rzekę wielokorytową – rozgałęzioną (ang. anabranched) i (4) żwirodenną rzekę wielokorytową - rozgałęzioną. Aluwia pozakorytowe meandrującej rzeki piaskodennej badałem w dolinie Tążyny i Drwęcy, natomiast meandrującej rzeki żwirodennej w dolinie Wisły w Bramie Krakowskiej i zachodniej części Kotliny Sandomierskiej. Dla uzupełnienia badań interpretacyjnych o dane z równin zalewowych meandrowych rzek żwirodennych wykorzystałem także wyniki analiz uziarnienia próbek aluwiów pozakorytowych pobranych ze stożka napływowego powstałego na południe od Myszkowic w dolinie dolnej Złotnej. Stożek ten utworzył się najprawdopodobniej w plejstocenie, a następnie w holocenie został rozciety i nadbudowany aluwiami wtórnego stożka napływowego (Teisseyre 1980). Dane uziarnienia dla 19 próbek zostały odtworzone z krzywych kumulacyjnych opublikowanych przez Teisseyre'a (1988a, s. 22). Badania terenowe na równinie zalewowej wielokorytowej rzeki piaskodennej prowadziłem w dolinie Wisły w przełomie małopolskim, Kotlinie Warszawskiej i Kotlinie Toruńskiej, natomiast wielokorytowej rzeki żwirodennej w dolinie Dunaju na Słowacji.

Informacje na temat liczby próbek użytych do interpretacji warunków depozycji aluwiów pozakorytowych na równinach zalewowych poszczególnych typów rzek znajdują się w rozdziale 7, tj. w miejscu poprzedzającym omówienie wyników interpretacji dotyczącej każdego z nich. Ponadto w rozdziale tym podana jest liczba próbek, na podstawie której interpretowałem warunki depozycji mad powstałych w szczególnych przypadkach sedymentacji powodziowej uwarunkowanej regulacją koryt rzecznych i przerwaniem wałów przeciwpowodziowych.



Ryc. 15. Lokalizacja obszarów badań

1 – odcinek Kraków–Niepołomice w Kotlinie Sandomierskiej, 2 – odcinek od ujścia Bzury do Kotliny Płockiej, 3 – Kotlina Toruńska, 4 – dolina Drwęcy pomiędzy Golubiem-Dobrzyniem i Elgiszewem, 5 – dolina Tążyny koło Aleksandrowa Kujawskiego 6 – odcinek od Bratysławy do Gabčíkova na Małej Nizinie Węgierskiej); B – Bodiki, C – Ciszyca Przewozowa (Małopolski Przełom Wisły), K – Kraków (Brama Krakowska), P – Pędzewo, S – Świniary, Z – potok Złotna (stożek Myszkowic)

Fig. 15. Location of research area

1 – Kraków-Niepołomice division in Sandomierz Basin, 2 – Bzura entrance – Płocki Basin division, 3 – Toruń Basin, 4 – Drwęca river valley between Gołub-Dobrzyń and Elgiszewo, 5 – Tążyna river valley near Aleksandrów Kujawski, 6 – Bratyslava-Gabčíkovo division in Little Hungarian Plain; B – Bodiki, C – Ciszyca Przewozowa (Małopolska Gap of Vistula river), K – Kraków (Kraków Gate), P – Pędzewo, S – Świniary, Z – Złotna creek (Myszkowice Fan)

5. Uziarnienie i litotypy

5.1. Metody analityczne

Uziarnienie badanych aluwiów pozakorytowych oznaczane było za pomocą metody sitowej, laserowej i kombinowanej. Zdecydowana większość próbek (2266, pobranych z równin zalewowych Wisły, Dunaju, Drwęcy i Tążyny), których zakres wielkości ziaren mieścił się w przedziale od 1,25 mm do 0,00016 mm analizowana była metodą laserową. Do badań wykorzystano laserowy miernik wielkości cząstek LPS Analysette 22 firmy Fritsch. Wyniki były uzyskiwane w przedziałach co 0,25 *phi*. Jeśli w osadzie występowały ziarna przekraczające górny zakres metody laserowej (1,25 mm), analizę wykonywano metodą kombinowaną, sitowo-laserową. W metodzie sitowej stosowano zestawy sit w przedziałe co 0,5 *phi*.

W badaniach użyte zostały także wyniki analiz wykonywanych wyłącznie metodą sitową (89 próbek). W interpretacji wykorzystane też zostały dane analiz 255 próbek pobranych z profili aluwiów w równinie zalewowej Wisły w Kotlinie Sandomierskiej opublikowane przez Kalickiego (1991, 1996, 2000). Uziarnienie próbek tych aluwiów analizowane było metodami sitową lub kombinowaną (sitowo-laserową).

Dla ujednolicenia wyników analiz uziarnienia wykonanych różnymi metodami do dalszej interpretacji zgodnej z podziałem frakcyjnym osadów według Urbaniak-Biernackiej (1975) przeliczyłem je na udział frakcji w przedziałach co 1 *phi*. W tym celu wykorzystałem krzywe kumulacyjne uziarnienia, a unifikację danych przeprowadziłem według procedury zaproponowanej przez Urbaniak-Biernacką (1977). Z krzywych kumulacyjnych odczytałem także w przedziałach co 1 *phi* wartości udziału procentowego frakcji w 19 próbkach aluwiów pozakorytowych zdeponowanych na stożku Myszkowic w dolinie Złotnej (Teisseyre 1988a).

5.2. Wskaźniki uziarnienia

Na podstawie wyników analiz uziarnienia wyznaczyłem wartości parametrów statystycznych (średniej średnicy, wysortowania, skośności i kurtozy) w jednostkach *phi*, stosując wzory Folka i Warda (1957), oraz obliczyłem miary momentowe (Grzegorczyk 1970). Wskaźniki momentowe stały się podstawą do opracowania modeli sedymentacyjnych na diagramach zależności parametrów przez Sly i in. (1983) oraz McLarena i Bowlesa (1985). Dlatego ich wyznaczenie było konieczne w celu zastosowania tych modeli. Ponieważ dla poprawnego wyliczenia wskaźników momentowych konieczne jest zachowanie warunków równych przedziałów frakcyjnych i zamkniętych przedziałów na krańcach rozkładów, wskaźniki te były wyznaczane w oparciu o dane w przedziałach co 0,25 *phi* w przypadku analiz laserowych oraz co 1 *phi* w przypadku analiz sitowych i kombinowanych.

Dla przeprowadzenia analizy rozmieszczenia próbek na diagramie parametrów pierwszego percentyla (C) i mediany (M) wyznaczyłem także te parametry. Na podstawie wartości wskaźnika C określana była też kompetencja ośrodka transportującego. Wszystkie parametry zostały wyliczone za pomocą programu komputerowego Gradistat (wersja 5.11pl).

5.3. Ogólna charakterystyka uziarnienia

W badanych aluwiach stwierdziłem obecność pięciu podstawowych frakcji: głazowej, żwirowej, piaskowej, pyłowej i iłowej. Zakresy rozmiarów ziaren 5 głównych frakcji przyjałem za Urbaniak-Biernacka (1975). Ich udział zmienia się wraz ze zmianą średniej średnicy ziarna (Mz). Na diagramie spektralnym uziarnienia (ryc. 16) można prześledzić zmiany udziału procentowego ziaren w przedziałach co 1 phi. Spośród frakcji otoczakowej największy udział mają otoczaki małe (od -8 do -7 phi), we frakcji żwirowej żwiry grube i średnie (od -5 do -3 phi). Frakcja piaszczysta najczęściej reprezentowana jest przez piaski grube (0 do 1 phi) i piaski drobne (od 2 do 3 phi). Wśród ziaren frakcji pylastej największe częstości odnotowano w zakresie średnicy odpowiadającej pyłom grubo- i średnioziarnistym (od 5 do 6 phi). Ziarna ilaste występują w największym udziale we frakcji iłów średnich (od 11 do 12 phi).

Wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna, co można skorelować ze spadkiem prędkości depozycyjnej (na ryc. 16 przedstawione w prędkościach estymowanych ze wzoru Kostera), stopniowo maleje udział poszczególnych frakcji. Graniczne wartości pojawiania się i zaniku frakcji można prześledzić analizując linię udziału 0,01% ziaren w przedziałach co *1 phi.* Zjawisko stopniowego zaniku i pojawiania się poszczególnych frakcji w osadach jest jednak "zakłócone" przez nagłe pojawianie się ziaren o szerokim zakresie frakcji. Analizując przebieg linii zawartości 0,01% frakcji w osadach od największej wartości Mz można wyróżnić 4 wartości graniczne wystąpienia lub zaniku ziaren o zakresie frakcji 3–5 *phi*:

- Mz = -5,5 phi pojawienie się frakcji piaszczystej o średnicy od –1 do 4 phi,
- Mz = -1,5 *phi* pojawienie się frakcji pyłowej o średnicy od 4 do 9 *phi*,
- Mz = 2 phi zanik frakcji żwirowej o średnicy od -4 do -1 phi (frakcja o średnicy <-2 phi pojawia się jeszcze w zakresie Mz = 4 phi),
- Mz = 8 phi zanik frakcji piaszczystej o średnicy od 0 do 3 phi.

Opisane zjawisko pojawiania się tych frakcji w osadach wraz ze spadkiem prędkości depozycyjnej wiążę z nierównomiernym rozkładem ziaren w badanych próbkach aluwiów, które odpowiadają zakresom pięciu głównych frakcji (Pettijohn 1957, Tanner 1958).



Ryc. 16. Diagram spektralny uziarnienia aluwiów pozakorytowych całej populacji badanych próbek Granice między frakcjami: a – otoczaków i żwirów, b – żwirów

i piasków, c – piasków i mułków, d – mułków i iłów, TG – luka Tannera

Fig. 16. Spectral diagram of the grain size composition in overbank deposition of tested samples all population Limits between fractions: a – cobble and gravel, b – gravel and sand, c – sand and silt, d – silt and clay, TG – Tanner gap

Pomiędzy wspomnianymi głównymi populacjami ziaren występują bardziej lub mniej wyraźnie zaznaczające się zakresy frakcji o zmniejszonym udziale ziaren. Zakresy te pokrywają się z wyznaczonymi przez Tannera (1958) trzema zakresami zwanymi lukami Tannera (ang. Tanner gaps) (ryc. 16): (1) od -3 do 0 phi, (2) od 3 do 5 phi, (3) od 7 do 9 phi. Zmianie wartości Mz towarzyszy zwykle zmniejszanie się średnicy ziaren frakcji podstawowych. Jednak w przypadku aluwiów, których Mz odpowiada zakresom frakcji luk Tannera, zmiana wartości Mz zależy od zmiany proporcji frakcji podstawowych. Jednocześnie stopień wysortowania tych frakcji nie zmienia się w istotny sposób. Wskazuje na to względnie stała wielkość ziaren i ich zróżnicowanie w badanych próbkach. Zjawisko to najlepiej widoczne jest w zakresie frakcji od -3 do 0 phi, odpowiadających osadom żwirowo-piaszczystym, oraz w zakresie frakcji od 3 do 5 phi, odpowiadających osadom piaszczysto-mułkowym (ryc. 16).

Proces mieszania się frakcji podstawowych znajduje także odzwierciedlenie w rozkładzie próbek na diagramie zależności Mz i σ_1 (ryc. 17A). Najgorzej wysortowane próbki skupiają się bowiem na tym diagramie w zakresie frakcji luk Tannera. Trzeba podkreślić, że zarysowujący się tu trend rozmieszczenia próbek nawiązuje do opisanego przez Folka i Warda (1957) i związany jest z mieszaniem się głównych trzech populacji, które występują w przyrodzie (Pettijohn 1957). Trendy te nawiązują do wyróżnionych przez Mycielską-Dowgiałło (1995, 2007) i Ludwikowską-Kędzię (2000) układów genetycznych osadów: a - dla bruku korytowego, b - osadów korytowych, c - osadów wezbraniowych (rozumianych jako aluwia pozakorytowe), d - osadów zbiornikowych i wypełnień paleokoryt (ryc. 17A).

Na diagramach zależności Mz i Sk₁ oraz s₁ i Sk₁ można zaobserwować rozmieszczenie próbek, których tendencje można skorelować z trzema z wymienionych układów (b, c i d) (ryc. 17B, C). Na diagramie Mz i Sk₁ zarysowują się trzy kierunki trendów nazwane przez Ludwikowską-Kędzię (2000) falami o przebiegu zbliżonym do sinusoidalnego. W przypadku badanych przez mnie aluwiów pozakorytowych trend odpowiadający fali pierwszej (b) tworzą osady powstające podczas rwących przepływów pozakorytowych. W tych warunkach ziarna piasku o średnicy powyżej 0,1 mm deponowane sa głównie z saltacji lub zawiesiny gradacyjnej grubej, ziarna piasków o średnicy poniżej 0,1 mm oraz ziarna frakcji pylastej i ilastej opadają na powierzchnię równiny zalewowej z zawiesiny gradacyjnej i jednorodnej. Fala druga (c) według zaproponowanej przeze mnie interpretacji układów rozrzutu próbek na diagramie zależności Mz i σ_1 sa to aluwia deponowane w warunkach dolnego ustroju przepływu, podczas których ziarna piasku deponowane są na równinie zalewowej głównie z saltacji, a ziarna frakcji pylastej i ilastej z zawiesiny.

Wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna obserwuje się początkowo zmianę skośności od symetrycznej do bardzo dodatnio skośnej (Mz od 2 do 3 phi) i następnie odwrotną tendencję od bardzo dodatnio skośnej do symetrycznej i ujemnej (Mz od 3 do 5 phi). Trzecią falę (d) tworzą aluwia powstające w warunkach najniżej energetycznych przepływów o spokojnym ustroju, ziarna frakcji pylastej deponowane są wówczas z saltacji lub zawiesiny gradacyjnej, a ziarna frakcji ilastej z zawiesiny jednorodnej. Obserwuje się tu tendencję podobną do występującej w przypadku fali drugiej. Wraz ze zmniejszaniem się Mz w zakresie od 5 phi do 6 phi wartości skośności zmieniają się od ujemnych do dodatnich. Następnie dla Mz w zakresie od 6 phi do 9 phi w większości rozkładów uziarnienia aluwiów zaczyna znowu następować przejście od przewagi udziału frakcji grub-



Ryc. 17. Diagramy zależności parametrów uziarnienia całej populacji badanych aluwiów pozakorytowych: A – Mz i s₁, B – Mz i Sk₁, C – s₁ i Sk₂

Linie układów identyfikacji genetycznej osadów wg Mycielskiej-Dowgiałło (2007) i Ludwikowskiej-Kędzi (2000): a – dla bruku korytowego, b – aluwiów korytowych, c –aluwiów pozakorytowych, d – osadów zbiornikowych i wypełnień paleokoryt

Fig. 17. Diagrams of relations between parameters in all population of researched overbank deposits: $A - Mz i s_1$, $B - Mz i S_1$, $C - s_1 i S_2$,

Genetic tendency lines of deposits after Mycielska-Dowgiałło (2007) and Ludwikowska-Kędzia (2000): a – channel lag, b – channel alluvia, c – overbank alluvia, d – lacustrine and ox-bow filling deposits szych od mediany (skośności dodatnie) do drobniejszych od mediany (skośności ujemne). Należy w tym miejscu podkreślić, że z analizy tych dwóch diagramów wynika, iż w badanych aluwiach przeważają próbki, których wartość Mz zawiera się w przedziale od 1 *phi* do 8 *phi*, co stanowi 94% udziału ziaren w badanej populacji próbek. Próbki aluwiów pozakorytowych kształtują więc głównie dwa układy genetyczne aluwiów pozakorytowych (c) i aluwiów wypełnień paleokoryt (d).

Środowisko depozycji aluwiów korytowych i pozakorytowych jest w nieco innych proporcjach reprezentowane na wykresie zależności σ_1 i Sk₁ (ryc. 17C). Za Ludwikowską-Kędzią (2000) wyróżnić tu można dwa paraboliczne lub też U-kształtne łuki tendencji rozmieszczenia próbek. Pierwszy łuk, oznaczony symbolem b, uznawany przez Ludwikowską-Kędzię (2000) za typowy dla aluwiów korytowych, w przypadku aluwiów pozakorytowych tworzą osady deponowane podczas przepływów nadkrytycznych. Układ ten kształtują głównie próbki osadów dobrze i umiarkowanie wysortowane o skośności od bardzo dodatniej do bardzo ujemnej. Drugi łuk, oznaczony symbolami c i d, kształtują umiarkowanie i słabo wysortowane osady uznawane za aluwia pozakorytowe (Ludwikowska-Kędzia 2000), które według moich poglądów, w odróżnieniu od aluwiów pozakorytowych tworzących układ oznaczony symbolem b, powstają podczas przepływów podkrytycznych. Wskaźnik asymetrii rozkładu wielkości ziaren zmienia się od ujemnie skośnego do bardzo dodatnio skośnego, czyli w mniejszym zakresie niż w przypadku łuku osadów korytowych.

Dalsze rozważania na temat cech rozkładów wielkości ziaren badanych aluwiów przeprowadzę, analizując wskaźniki uziarnienia w grupach osadów – litotypach.

5.4. Kryteria wydzielenia litotypów

Badane aluwia podzieliłem na litotypy. Ich wydzielenie oparłem na kryteriach wielkości ziaren i ich udziału procentowego w osadzie (tab. 3). W określaniu udziału procentowego frakcji podstawowych w wydzieleniach poszczególnych litotypów wzorowałem się na instrukcji w sprawie opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. Te same kryteria dla określenia typów osadów stosowałem już w badaniach uziarnienia aluwiów pozakorytowych (Szmańda 2002, 2004, 2009b) i osadów dennych Zbiornika Włocławskiego (Gierszewski & Szmańda 2007a, b, 2010).

Oznaczenia literowe symboli litotypów (tab. 3) oparłem na propozycji kodu litofacjalnego Mialla (1978, 1996) z późniejszymi zmianami Zielińskiego (1985, 1998). Jednakże ze względu na potrzebę rozróżnienia aluwiów mułkowych i ilastych spośród gru-

No-	Val		Zawartość gło	ównych frakcji w procentach [%]					
Nazwa osadu	Коа	> -6 phi	od –6 <i>phi</i> do –1 <i>phi</i>	od –1 phi do 4 phi	od 4 <i>phi</i> do 9 <i>phi</i>	> 9 phi			
Otoczaki	В	75–100	0–15		0–15				
Żwir	G	0–15	75–100	0–15					
Piasek	S		0–15	75–100	0–15				
Mułek	\mathbf{F}^{s}		0–15		75–100	0–15			
Ił	\mathbf{F}^{c}		0–15		0–15	75–100			
Otoczaki żwirowe	BG	45-85	15-50		0–10				
Otoczaki piaszczyste	BS	45-85	0-10		15-50				
Otoczaki żwirowo-piaszczyste lub piaszczysto-żwirowe ¹	BGS lub BSG	50-75	10–40		10-40				
Żwir otoczakowy	GB	15-50	45-85		0–10				
Żwir piaszczysty	GS	0-10	45-85		15-50				
Żwir mułkowy	GF^{s}		45-85	0-10	15-50				
Żwir otoczakowo-piaszczysty lub piaszczysto-otoczakowy ¹	GBS lub GSB	10–40	50–75		10-40				
Żwir piaszczysto-mułkowy, mułkowo-piaszczysty	GSF⁵ GF⁵S		50–75	10–40	10–40				
Piasek otoczakowy	SB	15-50	0–10		45-85				
Piasek żwirowy	SG	0-10	15-50		45-85				
Piasek mułkowy	SF^{s}		0–10	45-85	15-50				
Piasek ilasty	SF°		45-85		0–10	15-50			
Piasek otoczakowo-żwirowy lub żwirowo-otoczakowy ¹	SBG lub SGB	10–40	10–40		50-75				
Mułek żwirowy	F ^s G		15-50	0-10	45-85				
Mułek piaszczysty	F ^s S		15-50		45-85	0–10			
Mułek ilasty	$F^{s}F^{c}$		0–10		45-85	15-50			
Mułek żwirowo-piaszczysty, piaszczysto-żwirowy ¹	F⁵GS F⁵SG		10–40	10-40	50–75				
Mułek piaszczysto-ilasty, ilasto-piaszczysty ¹	F ^s SF ^c F ^s F ^c S		10–40	50–75	10–40				
Ił piaszczysty	F°S		15-50		0–10	45-85			
Ił mułkowy	F^cF^s		0-10		15-50	45-85			
Ił piaszczysto-mułkowy, mułkowo-piaszczysty ¹	F°SF ^s F°F ^s S		10-40		10–40	50-75			
Diamikton otoczakowy	DB	34–50	10–45	10-45					
Diamikton żwirowy	DG	10-45	34–50		10–45				
Diamikton piaszczysty	DS.		10–45	34–50	10-45				
Diamikton mułkowy	DF^{s}		10-45		34–50	10-45			
Diamikton ilasty	DF°		10–45	10-45 34-50					

Tabela 3. Propozycja teoretycznych litotypów aluwiów pozakorytowych**Table 3.** Proposition of theoretical lithotypes of overbank alluvia

¹kolejność członów nazwy zależy od przewagi domieszki

py osadów litofacji drobnoklastycznej kod ten został przeze mnie zmodyfikowany. Osady drobnoklastyczne o średnicy ziaren poniżej 4 *phi* oznaczane symbolem F (ang. *fine-grained*), nawiązując do symboliki kodowania litofacjalnego w klasyfikacji litotypów, proponuję zróżnicować, dodając do symbolu F w in-

deksie górnym literę s (ang. silt) dla wyróżnienia osadów mułkowych, a literę c (ang. clay) dla wyróżnienia osadów ilastych. Za wspomnianymi autorami dla oznaczenia głównych frakcji w litotypach użyłem następujących symboli: (1) B (ang. *boulder*) – otoczaki ze względu na dobre obtoczenie frakcji głazowej w środowisku fluwialnym ziarna należące do tego litotypu nazywane są m.in. według Wenthwortha (1922) otoczakami (ang. cobble), jednakże symbol C, który mógłby być użyty dla oznaczenia otoczaków w kodzie litofacjalnym, służy do oznaczania osadów organicznych (ang. carbonaceus deposits) i dlatego proponuje stosowanie symbolu B, (2) G (ang. gravel) – żwiry, (3) S (ang. sand) – piaski (4) F^s – mułki i (5) F^c – iły. Wydzielenia typu osadu dokonuje się na trójkątach Fereta, sumując udział frakcji - odpowiednio: piasku, mułku i iłu; otoczaków, żwirów, piasków oraz mułków i iłów; otoczaków, żwirów i piasków.

5.5. Uziarnienie litotypów

Spośród zaproponowanych w tabeli 3 wydzieleń w badanych aluwiach pozakorytowych wyróżniłem 25 litotypów. Ich skład i wskaźniki uziarnienia czytelnik może szczegółowo przeanalizować w tabeli 4 oraz na rycinie 18. Z analizy tabeli 4 wynika, że wśród wyróżnionych litotypów przeważają osady piaszczyste. Łączny udział próbek reprezentujących aluwia pozakorytowe, w których przeważa frakcja piasku, należących do litotypów SG, SGFs, SFsG, S, SFs, SF^sF^c, SF^cF^s, SF^c, wynosi 53%. Drugą pod względem udziału grupę osadów stanowią aluwia mułkowe. Udział 6 litotypów F^sG, F^sS, F^sSF^c, F^sF^cS, F^s i F^sF^c, w których przeważa frakcja mułkowa, to 44%. Udział pozostałych grup aluwiów jest śladowy i wynosi: osadów żwirowych i głazowych (B, BG, GBS, G i GS) -1,7%, diamiktonów (DS, DF^s i DF^c) – 1,0% i osadów ilastych (F^cS , F^cF^sS , F^cF^s) – 0,3%.

Osady, których uziarnienie składa się w przewadze z jednej z 4 frakcji podstawowych, litotypy B, GS i F^s, mają rozkłady jednomodalne. Wartości Mz tych litotypów są różne, co wynika ze zróżnicowanego udziału frakcji, które dominują w danej próbce. Mieszczą się one jednak w zakresie wyznaczonym granicami przedziałów dla danej frakcji. Pod względem wartości przeciętnych najlepiej wysortowane są litotypy B i G, a najgorzej litotyp F^s. Jednak w pojedynczych przypadkach najlepsze wysortowanie mają osady litotypu S. Przeszło 2% z nich jest bardzo dobrze wysortowanych, a 9% dobrze wysortowanych. W osadach tych wyraźnie zaznacza się jedna frakcja modalna. Ich rozkłady są bowiem przeciętnie bardzo leptokurtyczne (udział rozkładów leptokorycznych wynosi 75%, a bardzo leptokurtycznych – 34%).

Osady, które składają się z mieszaniny dwóch głównych frakcji nie rozdzielonych inną frakcją podstawową, litotypy BG, SG, S, SF^s, F^sS i F^s, mają także rozkłady uziarnienia jednomodalne. Wyjątek stanowią litotypy GS i F^cF^s, których rozkłady są dwumodalne. Osady te są słabo lub bardzo słabo wysortowane. Natomiast osady, które składają się z dwóch frakcji podstawowych rozdzielonych inną frakcją podstawową, litotypy F^sG, SF^c, F^cS, mają rozkłady dwumodalne i są bardzo słabo wysortowane.

Osady litotypów BGS, SGF^s, SF^sG, SF^sF^c, SF^cF^s, F^cF^sS, DS, DF^s i DF^c składających się z kilku frakcji podstawowych mają rozkłady dwu- lub trzymodalne. Osady te są zwykle platy-, a rzadziej mezokurtyczne. Pomiędzy wartościami modalnymi w tych typach litofacji wyraźnie zaznaczają się frakcje o zmniejszonym udziale procentowym. Frakcje te dobrze korelują ze wspomnianymi wcześniej *lukami Tannera*. Wśród osadów składających się z kilku frakcji podstawowych wielomodalność rozkładów wielkości ziarna słabo zaznacza się w litotypach F^sSF^c, F^sF^cS.

Ważnym wskaźnikiem uziarnienia aluwiów jest miara asymetrii (Sk₁). Zdaniem McLarena (1981) ujemne parametry skośności wskazują na gwałtowną depozycję osadu, a dodatnie mogą mieć różne znaczenie interpretacyjne w zależności od grubości osadu. W zakresie frakcji gruboziarnistych (odpowiadających frakcji bruku korytowego) dodatnie wartości wskaźnika asymetrii mogą być wskaźnikiem warunków erozyjnych, a w zakresie frakcji drobnoziarnistych – wskaźnikiem selektywnej, powolnej depozycji. W badanych osadach przeważają dodatnie wartości skośności. Udział próbek w poszczególnych litotypach, w których występują rozkłady zaliczane do grupy ujemnie skośnych przedstawia się następująco (wymienione są tylko litotypy, w których stwierdziłem ujemne wartości wskaźnika asymetrii): GS - 3,3%, SG - 56,8%, SGF^s - 42,5%, S - 11%, SF^s -0,6%, F^sG -100%, F^sS -8,5%, F^sF^cS -25%, F^cF^sS -100%, F^s - 2,9%, F^sF^c - 9,8%, F^cF^s - 100%, DF^s -33,3%, DF° - 50%.

Table 4.	Specificati	ion of gra	11102 2210 1111															
				Wskaźr	viki Folka i	Warda ((1957)					,W	skaźniki 1	momen	towe			
Kod	Udział w ⁻ osadach -	Mz	[phi]		dı	S	ik,	K	, p	M1 [[phi]	Z	[2	Z	43	4	14	C _{max/Csr}
muypu		śr.	zakres	śr.	zakres	śr.	zakres	śr.	zakres	śr.	zakres	śr.	zakres	śr.	zakres	śr.	zakres	[سط]
В	0,04	-7,5	I	0,6	I	0,0	I	1,0	I	-7,2	I	0,8	I	-0,1	I	2,7	I	-9,0
BG	0,08	-6,4	-6,6	0,6	0,6	0,0	0,0	1,0	1,0	-6,4	-6,6	0,7	0,7	-0,2	-0.5	3,2	3,1	-8, 3/8, 2
			-6,3		0,6		0,0		1,1		-6,2		0,7		0,1		3,3	
GBS	0,04	4,3	I	3,3	I	0, 6	I	2,8	I	4,3	Ι	3,7	I	2,3	Ι	7,5	Ι	-7,3
IJ	0,34	-3,8	-5,3	1,2	0,5	0,1	-0.3	1,2	0,8	-3,8	-5,3	1,3	0,7	0,5	-0,4	6,0	2,4	-8,5/-6,5
			-2,6		2,5		0,5		2,3		-2,7		2,4		2,2		13,0	
GS	1,14	-1,6	-3,1	2,2	1,4	0,3	-0,2	0,8	0,5	-1,5	-3,2	2,3	1,4	0, 6	-0,2	2,7	1,3	-7,5/-4,9
			-0,8		3,2		0,7		2,2		-0,7		3,3		2,6		12,2	
SG	1,41	0,1	-1,0	1,7	1,1	-0,1	-0,7	1,1	0,5	0,2	-1,0	1,9	1,1	0,5	-1,3	4,9	1,3	-5,4/-3,2
			1,0		2,7		0,4		2,0		1,1		3,3		2,7		13,0	
SGF	0,27	0,2	-0,4	2,1	2,0	0,1	-0,2	1,2	0,9	0,5	0	2,6	2,5	1,7	1,4	6,3	5,0	-2,7/-2,3
			0,5		2,5		0,4		1,8		0,7		2,7		2,2		7,6	
SF'G	0,04	2,9	I	3,2	I	0,2	Ι	1,3	I	2,9	Ι	2,9	I	0,5	I	2,8	Ι	-1,9
S	24,82	1,8	-0,2	0,9	0,1	0,2	-0.5	1,6	0,6	1,9	-0,2	1,2	0,3	2,6	-3,1	18,4	1,6	-4,8/0,2
			3,9		2,0		2,6		14,8		4,0		2,3		18,4		89,2	
SF^{s}	26,08	3,6	1,8	1,9	0,6	0,5	-0,4	1,3	0,5	3,7	2,0	2,0	1,1	1,4	-2,8	5,2	0,7	-2,9/1,1
			5,2		3,4		0,9		6,5		5,2		3,8		4,1		20,8	
$SF^{*}F^{c}$	0,27	5,0	3,2	2,9	1,6	0,7	0,3	1,1	0,0	4,8	2,8	3,0	1,6	1,2	0,8	3,1	2,5	0/1,6
			6,7		3,5		0,9		2,5		6,7		3,7		1,8		5,2	
SF^{F}	0,08	5,8	5,7	3,5	3,3	0,9	0,8	0,6	0,5	5,8	5,8	3,6	3,4	0,8	0,7	1,8	1,8	1,7/2,4
			5,8		3,6		0,9		0,6		5,8		3,7		0,8		1,8	
SF^{c}	0,15	5,7	5,4	3,6	3,3	0,8	0,8	1,1	0,5	5,3	4,6	3,7	3,2	1,0	0,8	2,3	1,8	1,7/1,6
			5,9		3,8		0,8		2,8		5,7		4,1		1,5		3,5	
F^{s} S	19,76	5,2	3,8	2,1	1,0	0,2	-0.5	1,1	0,0	5,3	3,7	2,1	1,2	0,7	-0,7	3,2	0,8	-2,8/1,9
			6,6		3,5		0,9		3,8		6,6		3,4		0,6		11,2	
ЪЪ	0,04	6,4	I	2,7	I	-0,2	I	2,0	I	5,7	I	3,3	I	-1,3	I	3,8	I	-1,9

	$\begin{bmatrix} C_{max} \\ Inhi \end{bmatrix}$	res Level	8 1,1/2,5	0	5 1,3/2,3	1	9 -1,9/3,5	1	6 0,9/4,0	4	- 1,8	7 3,0/3,0	6	8 2,1/3,5	8	4 -0,1/2,6	6	5 1,7/2,6	3	3 3,1/3,2	7
	M4	zak	1,	4	1,	6,	0,	31,	1,	5,	I	1,	1,	1,	,	1,	ω,	1,	4,	1,	1,
Wskaźniki momentowe		śr.	2,9		3,2		3,7		2,8		1,1	1,8		2,9		2,3		2,2		1,5	
ntowe	M3	zakres	-0.5	0,9	-0,7	1,8	-3,4	2,6	-1,1	0,7	Ι	-0,7	-0,6	-0,7	1,9	0,4	1,5	-0,8	1,5	-0.5	-0,1
i mome		śr.	0,3		0, 6		0,7		0,5		0,1	-0,7		1,1		0,8		0,3		-0.3	
Warda (1957) Wskaźniki Strowego w Kortowie w Workaźniki Strowego w Strawego w Worka	M2	zakres	1,9	2,3	1,8	3,0	0,6	2,6	1,2	2,9	I	3,1	3,2	2,5	3,4	2,4	3,5	1,5	4,2	3,0	3,4
М		śr.	2,1		2,4		1,6		1,9		3,9	3,2		3,0		3,0		2,9		3,2	
	[phi]	zakres	5,7	6,9	3,3	7,6	5,4	7,6	5,0	8,1	Ι	8,5	8,7	4,1	8,6	3,8	6,5	4,3	7,9	7,4	8,3
	M1	śr.	6,2		6,0		6,3		7,1		6,9	8,6		5,7		5,4		6,1		7,9	
	\mathbf{K}_{G}	zakres	0,6	2,2	0,6	1,6	0,7	6,6	0,3	1,8	I	0,7	0,7	0,4	0,9	0,5	0,9	0,5	1,4	0,5	0,7
Folka i Warda (1957) Sk ₁ K ₀		śr.	1,2		1,2		1,2		0,9		0,5	0,7		0, 6		0,7		0,8		0,7	
	zakres	0,0	0,8	-0,4	0,7	-0,4	0,8	-0.3	0,7	I	-0.3	-0,3	-4,6	-0,3	0,2	0,6	-0.5	0,5	-0,2	0,0	
Warda (S	śr.	0,2		0,2		0,3		0,2		0,4	-0,3		-1,8		0,4		0,0		-0,1	
skaźniki Folka i War	51	zakres	1,8	2,5	1,6	3,4	0,4	2,5	1,2	3,2	I	3,5	3,6	0,9	3,3	2,4	3,8	1,5	4,2	3,4	3,6
Wskaźn	U	śr.	2,1		2,5		1,6		2,0		3,5	3,5		2,0		3,2		3,0		3,5	
	[phi]	zakres	5,7	7,0	3,2	7,5	4,9	7,6	6,2	9,0	I	8,4	8,5	8,6	10,3	5,1	6,6	4,8	7,8	7,5	8,1
	Mz	śr.	6,3		6,3		6,3		7,3		6,3	8,5		9,2		6,0		6,2		7,8	
	Udział w [_] osadach —		0,27		0,30		18,16		5,44		0,04	0,08		0,19		0,19		0,69		0,15	
	litotvil	man	$\mathrm{F}^{\mathrm{s}}\mathrm{SF}^{\mathrm{e}}$		$F^{s}F^{c}S$		Ĺ		$F^{s}F^{c}$		$\mathrm{F}^{\mathrm{c}}\mathrm{S}$	$F^{c}F^{s}S$		$\mathrm{F}^{\mathrm{c}}\mathrm{F}^{\mathrm{s}}$		DS		DF°		DF^{c}	

śr. – wartość średnia



Ryc. 18. Uziarnienie litotypów

Litotypy: B – otoczaki, BG – otoczaki żwirowe, GBS – żwiry otoczakowo-piaszczyste, G – żwiry, GS – żwiry piaszczyste, SG – piaski żwirowe, SGF^s – piaski żwirowo-mułkowe, SF^sG – piaski mułkowo-żwirowe, S – piaski, SF^s – piaski mułkowe, SF^sF – piaski mułkowo-ilaste, SFF^s – piaski ilasto-mułkowe, SF^s – piaski ilaste, F^sG – mułki żwirowe, F^sS – mułki piaszczyste, F^sSF^s – mułki piaszczyste, F^sF^s – mułki piaszczyste, F^sF^s – iły mułkowe, DS – diamikton piaszczysty, DF^s – diamikton mułkowy, DF^s – diamikton ilasty.

Uśrednione wartości parametrów uziarnienia: wysortowanie: MW – umiarkowanie dobre, M – umiarkowane, P – słabe, VP – bardzo słabe, skośność: + + – bardzo dodatnio skośny, + – dodatnio skośny, = – symetryczny, - – skośny ujemnie, - – bardzo skośny, kurtoza: p – platykurtyczny, m – mezokurtyczny, l – leptokurtyczny, vl – bardzo leptokurtyczny, TG – luka Tannera


Fig. 18. Grain size composition of lithotypes

Lithotypes B – cobble, BG – gravelly cobble, GBS – cobbly-sandy gravel, G – gravel, GS – sandy gravel, SG – gravely sand, SGF – gravely sand, SFS – silty-silty sand, SFS – silty-silty sand, SFS – silty-clayey sand, SFS – clayey-silty sand, SFS – clayey sand, SFS – clayey sand, SFS – clayey sand, SFS – clayey sand, SFS – silty-silty silt, FSS – sandy silt, FSS – sandy-clayey silt, FSS – clayey-sandy silt, FSS – sandy clay, FSS – sandy clay, FSS – silty-sandy clay, FSS – silty clay, DS – sandy diamicton, DFS – silty diamicton, DFS – clayey diamicton.

Average values of grain size composition parameters: sorting: MW – moderately well, M – moderately, P – poorly, VP – very poorly, skewness: + + – very positive, + – positive, = – simetric, – – negative, – – very negative, kurtosis: p – platykurtic, m – mesokurtic, l – leptokurtic, vl – very leptokurtic, TG – Tanner gap



Ryc. 18. cd. - Fig. 18. cont.

6. Interpretacja hydrodynamiczna i litodynamiczna depozycji aluwiów pozakorytowych

6.1. Reżim przepływu podczas depozycji

Interpretację reżimu (ustroju) przepływu podczas depozycji badanych aluwiów pozakorytowych oparłem na poglądach Sly i in. (1983). W celu zastosowania zaproponowanej przez tych autorów metody rozróżnienia osadów powstających w warunkach przepływu rwącego i spokojnego wykonałem analizę rozmieszczenia próbek na diagramach zależności parametrów wyliczanych metodą momentów (ryc. 19).

Na diagramie zależności średniej średnicy ziarna $- M_1$ i skośności $- M_3$ (ryc. 19A) wyróżniłem dwie tendencje $(c_1 i c_2)$ zmniejszania się wartości skośności wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna. Według Sly i i in. (1983) zjawisko to powtarza się w warunkach przepływu nadkrytycznego (tendencja oznaczona jako c1) i podkrytycznego (tendencja oznaczona jako c_2). Autorzy ci na diagramie zależności M₁ i M₃ w miejscu występowania skrajnych wartości ujemnych i dodatnich wartości skośności dla tych samych wartości M₁ (ryc. 10) ustalili wartość progową średniej średnicy ziarna równą 2,7 phi. W przypadku badanych przeze mnie aluwiów pozakorytowych wyróżniłem zakres wielkości ziaren od 0 do 3 phi, w którym występuje podobne zjawisko. Jej środek wyznacza wartość 1,5 phi (linia a na ryc. 19A). Nie odpowiada ona wartości wyznaczonej przez wspominanych autorów. Natomiast wyznaczona przeze mnie na diagramie zależności M_1 i M_4 (ryc. 19B) największa wartość kurtozy dla średniej średnicy ziaren (lina b na ryc. 19B) równa 2,5 phi pokrywa się z wartością wyznaczoną przez Sly i in. (1983). W zakresie wartości średniej średnicy ziarna od 1 do 3 phi skupiają się zatem próbki osadów charakteryzujących się rozkładami uziarnienia o największych wartościach kurtozy i skrajnych wartościach skośności, które można podzielić na dwie grupy. Pierwszą z nich stanowią próbki o rozkładach uziarnienia symetrycznych i ujemnie skośnych, które razem z próbkami o wartości M₁ mniejszej od 0 phi (odpowiadającym większym średnicom ziaren) tworzą tendencję c₁ (osadów powstających w warunkach

górnego ustroju przepływu). Aluwia te zdaniem Sly i in. (1983) powstają w warunkach akumulacyjnych. Warto tu przypomnieć poglądy McLarena (1981), który uważał, że ujemne wartości skośności wskazują na warunki gwałtownej depozycji osadu. Oprócz próbek o symetrycznych i ujemnych wartościach skośności w zakresie wartości M₁ od 0 do 3 *phi* występują próbki osadów zaliczone przez mnie do drugiej grupy. Próbki tych aluwiów o dodatnich wartościach skośności wraz z próbkami o średniej średnicy ziaren mniejszej od 3 *phi* tworzą trend c₂ (osadów powstających w warunkach dolnego ustroju przepływu). Osady o dodatnich wartościach skośności zaliczane do tego trendu zdaniem Sly i in. (1983) powstają w warunkach erozyjnych. Natomiast McLaren (1981) uważał, że osady drobnoziarniste o dodatnio skośnych rozkładach uziarnienia są efektem selektywnej, powolnej depozycji ziaren. Ponieważ w zakresie wartości średniej średnicy ziaren od 0 do 3 phi lokują się próbki tworzące dwa różne trendy na diagramie zależności M₁ i M₃, uznałem, że osady te powstają w warunkach przejściowych od dolnego do górnego reżimu przepływu (przy wartości liczby Frouda zbliżonej do jeden, $Fr \approx 1$). Następnie w miejscu zaznaczającego się najmniejszego skupiania się próbek na wykresie zależności M₁ i M₃ wyznaczyłem linię (oznaczoną symbolem 1 na ryc. 19A) przebiegającą równolegle do linii trendów c₂ i c₂, która rozgranicza próbki tworzące te trendy. Na tej podstawie oraz w oparciu o wartości graniczne średniej średnicy ziaren 0 phi i 3 phi wyróżniłem 4 rodzaje osadów (symbole 2, 3, 4, 5 na ryc. 19A) powstające w warunkach: (1) górnego ustroju przepływu, (2) przejściowych z tendencją do górnego ustroju przepływu, (3) przejściowych z tendencją do dolnego ustroju przepływu i (4) w warunkach dolnego ustroju przepływu.

Na podstawie powyższej interpretacji i analizy udziału procentowego próbek deponowanych podczas wyróżnionych przeze mnie typów przepływu wody ustaliłem, że 2% spośród badanych osadów powstało w warunkach przepływu nadkrytycznego, 30% w warunkach ustroju przejściowego, w tym 4% z



tendencją w kierunku górnego, a 26% w kierunku dolnego ustroju przepływu. Większość aluwiów była deponowana podczas przepływu spokojnego – 68%.

Diagram relacji M_1 i M_2 (ryc. 19C) przedstawia rozmieszczenie wszystkich czterech wymienionych grup osadów powstających w różnych warunkach reżimu przepływu, na tle czterech linii tendencji zmian wysortowania względem zmian wartości średniej średnicy ziarna. Porównując ten diagram z diagramem zależności M_1 i M_3 (ryc. 19A), można zauważyć, że dwukrotnie powtarza się na nich schemat zmian wysortowania i skośności wraz ze zmianą średniej średnicy ziarna zaproponowany przez McLarena i Bowlesa (ryc. 14), co sugeruje, że podobne procesy sortowania osadów występują w warunkach zarówno górnego, jak i dolnego režimu przepływu. Natomiast fakt, że wszystkie te trendy zostały stwierdzone w aluwiach pozakorytowych, świadczy o tym, że genetyczna interpretacja zmian uziarnienia na diagramie zależności średniej średnicy ziarna i wysortowania (Mycielska-Dowgiałło 1995, 2007) oraz średniej średnicy ziarna i skośności (Ludwikowska-Kędzia 2000, Mycielska-Dowgiałło 2007), w przypadku badanych przeze mnie aluwiów, w oparciu o analizę uziarnienia nie zapewnia poprawności identyfikacji różnych subśrodowisk sedymentacji fluwialnej oraz że podobne procesy sedymentacyjne i warunki przepływu osadów mogą występować zarówno w korycie, jak i poza korytem rzeki.

- **Ryc. 19.** Diagramy zależności miar momentowych uziarnienia całej populacji badanych próbek: $A - M_1 i M_3$, $B - M_1 i M_4$, $C - M_1 i M_2$
 - A: a graniczna wartość średniej średnicy ziarna nakładania się dwóch trendów zmiany skośności z dodatniej na ujemną w warunkach górnego i dolnego reżimu przepływu, c1 - trend zmiany wartości parametru skośności w warunkach górnego ustroju przepływu, c2 - trend zmiany wartości parametru skośności w warunkach dolnego ustroju przepływu, 1 - linia podziału rozkładu próbek zaliczanych do trendu c₁ i trendu c₂, 2 – pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach górnego reżimu przepływu, 3 - pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach przejściowego reżimu przepływu z tendencją do górnego rezimu przepływu, 4 - pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach przejściowego reżimu przepływu z tendencją do dolnego reżimu przepływu, 5 - pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach dolnego reżimu przepływu; B: b - linia maksymalnych wartości kurtozy, 1 próbki aluwiów deponowanych w warunkach górnego ustroju przepływu, 2 – próbki aluwiów deponowanych w warunkach przejściowych z tendencją do górnego ustroju przepływu, 3 – próbki aluwiów deponowanych w warunkach dolnego ustroju przepływu, 4 – próbki aluwiów deponowanych w warunkach przejściowych z tendencją do dolnego ustroju przepływu; C: 1a - trend polepszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna w warunkach górnego ustroju przepływu, 1b - trend polepszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna w warunkach dolnego ustroju przepływu, 2a - trend pogarszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna w warunkach górnego ustroju przepływu, 2b - trend pogarszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna w warunkach dolnego ustroju przepływu

Fig. 19. Diagram of relations between moments parameters of tested samples all population: $A - M_1 i M_3$, $B - M_1 i M_4$, $C - M_1 i M_2$

A: a - skewness divide, c, - tendency of change skewness values developed during high energy flow regime, c2 - tendency of change skewness values developed during low energy flow regime, 1 - division line of samples distribution classified as trend c1 and trend c2, 2-field of samples distribution deposited under high energy flow regime condition, 3 - field of samples distribution deposited under transitional energy flow regime condition with tendency towards high energy flow regime, 4 – field of samples distribution deposited under transitional energy flow regime condition with tendency towards low energy flow regime, 5 - field of samples distribution deposited under low energy flow regime condition; B: b - maximum kurtosis value, 1 - samples of overbank alluvia deposited under high energy flow regime condition, 2 - samples of overbank alluvia deposited under intermediate energy flow regime with tendency to high energy flow regime condition, 3 samples of overbank alluvia deposited under intermediate energy flow regime with tendency to low energy flow regime condition, 4 - samples of overbank alluvia deposited under low energy flow regime condition; C: 1a - tendency of sorting increasing along with mean grain size decreasing under high energy flow regime condition, 1b - tendency of sorting increasing along with mean grain size decreasing under low energy flow regime condition, 2a - tendency of sorting decreasing along with mean grain size decreasing under high energy flow regime condition, 2b - tendency of sorting decreasing along with mean grain size decreasing under low energy flow regime condition

Reżim hydrologiczny przepływów wody w strefie pozakorytowej na podstawie badanych przeze mnie próbek analizowałem także na diagramie zależności



Ryc. 20. Diagramy zależności M_3 i M_4 A – trend górnego ustroju przepływu, B – trend dolnego ustro-

ju przepływu

A – high energy flow regime tendency, B – low energy flow tendency

 M_3 i M_4 (ryc. 20). Na diagramie tym, nawiązując do propozycji Sly i in. (1983), wykreśliłem dwie paraboliczne krzywe tendencji rozmieszczenia próbek. O ile wyznaczenie krzywej dla próbek reprezentujących aluwia powstające w warunkach ustroju podkrytycznego nie stanowiło problemu (ryc. 20B), o tyle w przypadku krzywej reprezentującej aluwia powstające w warunkach przepływów nadkrytycznych (ryc. 20A) jej wykreślenie jest watpliwe. Aluwia pozakorytowe tworzące krzywą reprezentującą osady deponowane w warunkach przepływów nadkrytycznych pochodza ze strefy proksymalnej równin zalewowych rzek żwirodennych (typu meandrującego – górnej Wisły i stożka potoku Złotna, a także typu rozgałęzionego – Dunaju na Słowacji), oraz pobrane zostały ze stożka powstałego w dolinie Wisły po przerwaniu wału przeciwpowodziowego w Świniarach podczas powodzi w 2010 r. Do zaznaczanego linią przerywaną trendu zmian skośności i kurtozy w kierunku wartości ujemnych wskaźnika asymetrii (ryc. 20A) dla zamieszczonych na diagramie zależności M_3 i M_4 próbek aluwiów skłoniły mnie następujące przesłanki: (1) wartości skrajne skośności ujemnych były wyższe niż dodatnich – odpowiednio –3,2 i 2,0, (2) udział próbek o ujemnej wartości wskaźnika M₃ nieznacznie przeważał nad udziałem próbek o wartości dodatniej i wynosił 58%, (3) udział próbek o wartości skośności poniżej -1 wynosił 11%, a udział próbek o wartości skośności powyżej 1 wynosił tylko 4%. Sugestie te wymagają jednak dalszych szczegółowych badań w zakresie potwierdzenia występowania aluwiów pozakorytowych charakteryzujących się jednocześnie leptokurtycznymi i ujemnie skośnymi rozkładami uziarnienia.

6.2. Prędkości progowe przepływu wody

Przyjęte w tej pracy definicje progowych prędkości przepływu wody oraz metody ich estymacji w oparciu o wyniki analiz uziarnienia aluwiów zostały przedstawione w rozdziale 3. Natomiast w tym rozdziale dokonuję próby oszacowania erozyjnych prędkości przepływu wody niezbędnych do uruchomienia najgrubszego ziarna i prędkości depozycyjnych, które zostały zapisane w uziarnieniu badanych przeze mnie aluwiów pozakorytowych zdeponowanych w różnych warunkach reżimu przepływu wody oraz różnych litotypach.

Ze względu na omówione wcześniej kryteria podziału aluwiów pozakorytowych, zakresy progowych prędkości depozycyjnych dla osadów powstających w warunkach reżimu rwącego, przejściowego i spokojnego zostały wyznaczone na podstawie dwóch wartości średnicy ziarna 0 i 3 *phi* oraz skrajnych wartości średniej średnicy ziarna (-7,8 i 10,3 *phi*) ustalonych dla wszystkich badanych próbek (por. tab. 4). Natomiast prędkości erozyjne przepływu wody niezbędne do uruchomienia najgrubszego ziarna w oparciu o wyniki analiz uziarnienia aluwiów zdeponowanych podczas wymienionych typów reżimu przepływu określiłem na podstawie czterech największych wartości pierwszego percentyla (por. ryc. 22), wynosiły one:

(1) C = -8,97 phi (0,5 m) przy przepływie rwącym,

(2) C = -5 phi (3,2 cm) przy przepływie przejściowym z tendencją w kierunku rwącego,

(3) C = -4.8 phi (2,8 cm) przy przepływie przejściowym z tendencją w kierunku spokojnego,

(4) C = -3.1 phi (8,7 mm) przy przepływie spokojnym.

Wyniki estymacji prędkości erozyjnych przepływu wody określone na podstawie rzutowania wartości C (pierwszego percentyla) na linię prędkości erozyjnej na diagramie Sundborga (1967) oraz wyliczenia prędkości depozycyjnych przepływu wody w oparciu o wzory Millera i in. (1977) oraz Kostera (1978) (rozdział 3, wzór 4 i 5) wyznaczone dla poszczególnych typów reżimu przepływu zamieściłem w tabeli 5. Natomiast w tabeli 6 zamieściłem prędkości te wyznaczone na podstawie uśrednionych wartości średniej średnicy ziaren (Mz) oraz najmniejszych (w jednostkach phi) i uśrednionych wartości pierwszego percentyla dla próbek osadów zaliczanych do poszczególnych litotypów wymienionych w tabeli 4. Ze względu na szacunkowy charakter prowadzonych analiz wartości te zostały przybliżone w przypadku prędkości erozyjnych do 0,1 m/s, a w przypadku prędkości depozycyjnych do 10 cm/s lub do 1 cm/s.

Z analizy wartości prędkości progowych zamieszczonych w tabeli 5 wynika, że prędkość erozyjna przepływu wody niezbędna do uruchomienia naj-

Fig. 20. Diagram of M₃ i M₄ relations

Tabela 5. Estymowane prędkości progowe przepływu wody podczas depozycji aluwiów pozakorytowych w różnych warun-kach reżimu przepływu

Table 5.	Estimated	thresho	olds vel	ocities of	f water flo	w during	deposition (of overb	oank allu	ivia in c	lifferent	regime f	low cond	li-
tions							-					0		

Ustrój przepływu	Prędkość erozyjna	Zakres prędkości depozycyjnych
Rwący	7 m/s	5,9–0,2 m/s
Przejściowy z tendencją do rwącego	2,8 m/s	0,5–0,1 m/s
Przejściowy z tendencją do spokojnego	2,6 m/s	0,5–0,1 m/s
Spokojny	1,6 m/s	<0,2 m/s

Tabela 6. Estymowane prędkości progowe przepływu wody podczas depozycji różnych litotypów aluwiów pozakorytowych

Table 6. Estimated thresholds velocities of water flow during deposition of different lithotypes of overbank alluvia

Litotyp	Prędkość erozyjna [m/s]	Zakres prędkości depozycyjnych [cm/s]
В	7,0	590-150
BG	6,0	450-120
GBS	4,9	220-6
G	6,3 (4,0*)	200-40
GS	5,1 (2,7*)	150-20
SG	3,1 (1,7*)	77–15
SGF^{s}	1,4 (1,3*)	64–18
SF ^s G	1,1	23-10
S	2,7 (0,5*)	64–18
SF^{s}	1,5 (0,4*)	32–5
$SF^{s}F^{c}$	0,6 (0,4*)	21–4
SF^cF^s	0,4 (0,4*)	10–4
SF^{c}	0,4	10–4
$F^{s}G$	1,1	8–4
$F^{s}S$	1,5 (0,4*)	17–4
$F^{s}SF^{c}$	0,4 (0,4*)	10–3
$F^{s}F^{c}S$	0,4 (0,4*)	21–3
\mathbf{F}^{s}	1,1 (0,4*)	17–3
$F^{s}F^{c}$	0,4	8–2
F°S	0,4	8–4
$F^{c}F^{s}S$	0,4	4–2
F^cF^s	0,4 (0,4*)	4–1
DS.	0,6	11–4
DF^{s}	0,4	13–3
DF^{c}	0,4	6–3

*prędkość odpowiadająca średniej wartości pierwszego percentyla

grubszego ziarna wyróżnionego spośród wszystkich badanych aluwiów pozakorytowych określona na podstawie najniższej wartości pierwszego percentyla (-8,97 phi), odpowiadającej średnicy ziarna równej 44,6 cm (próbka z potoku Złotna, wg Teysseyre'a 1980), wynosiła około 7 m/s. Ponadto, analizując informacje zamieszczone w tabelach 4, 5 i 6 oraz na rycinie 19, można stwierdzić kilka prawidłowości: (1) Depozycja aluwiów, w których przeważa frakcja otoczaków, odbywała się w warunkach przepływu nadkrytycznego przy prędkościach powyżej 1,2 m/s. Przepływy nadkrytyczne występowały także przy prędkościach w zakresie od 1,2 do 0,2 m/s, wówczas deponowane były osady żwirowe i grubopiaszczyste. (2) Przy prędkościach w zakresie od 0,5 do 0,1 m/s mogły występować warunki przepływów przejściowych z tendencją zarówno w kierunku reżimu nad-, jak i podkrytycznego. W tej sytuacji powstawały aluwia piaszczyste z domieszką żwirów (o ujemnych wartościach skośności przy przepływach z tendencją w kierunku górnego reżimu przepływ wody) i mułków (o dodatnich wartościach skośności przy przepływach z tendencją w kierunku dolnego reżimu przepływ wody). (3) Warunki podkrytyczne, podczas których akumulowane były głównie aluwia mułkowe i ilaste, występowały podczas przepływów wody o prędkości poniżej 20 cm/s.

Oszacowane wartości prędkości depozycyjnych dla krytycznych warunków przepływu wody (Fr = 1) powodują wątpliwości co do słuszności postawionych przez Sly i in. (1983) kryteriów wyznaczania reżimu przepływu na podstawie wskaźników uziarnienia. Podczas przepływu o prędkości depozycyjnej, określonej na 20 cm/s (wg wzoru Kostera 1978, na podstawie $M_1 = 0 phi$, czyli 1 mm), warunki krytyczne występują przy wysokości słupa wody 4 mm. Czy możliwe jest zatem, że depozycja osadów o średniej średnicy ziarna około 0 phi odbywała się przy tak małej głębokości przepływu? Jak wynika z analizy danych zawartych w tabeli 4, aluwia o takiej średniej średnicy ziarna mogą występować w próbkach litotypów piasku żwirowego i piasku. W badanych próbkach aluwiów pozakorytowych, w których wartość M₁

była zbliżona do 0 *phi*, wielkość średnicy najgrubszego ziarna określona na podstawie pierwszego percentyla wynosiła od –3,8 do –2,3 *phi* (od 14 do 5 mm). Przy wysokości przepływu wody 4 mm ziarna te musiały być toczone po powierzchni równiny zalewowej. Prędkość, przy której powinny być unieruchomione, według diagramu Sundborga (1967), wynosi około 80–130 cm/s. Jak zatem znalazły się w osadach, dla których oszacowana prędkość depozycyjna wynosi 20 cm/s? Osady te mogły być deponowane w sąsiedztwie koryta w warunkach hydraulicznego przepływu wody o wysokiej koncentracji transportowanego materiału klastycznego.

Obecność ziaren frakcji żwiru i gruboziarnistego piasku w aluwiach drobnoklastycznych deponowanych przy niskoenergetycznych przepływach także może świadczyć o hydraulicznych przepływach wysokoskoncentrowanych. Najgrubsze ziarna frakcji żwirowej, o średnicy -4,8 phi, występujące w aluwiach litofacji S zaliczanych do zakumulowanych w warunkach przepływów przejściowych z tendencją do podkrytycznych świadczą o tym, że prędkości niezbędne do ich uruchomienia osiągały 2,6 m/s. Natomiast prędkość przepływu, przy której następuje unieruchomienie ziaren żwirów o średnicy -4,8 phi, przekracza 1,5 m/s (Sundborg 1967). Dlatego też obecność tych ziaren w aluwiach deponowanych przy prędkościach w zakresie od 0,5 do 0,1 m/s, w warunkach przepływów przejściowych, w których dominują frakcje drobnoziarnistego piasku, może świadczyć o transporcie materiału klastycznego podczas przepływów o wysokiej koncentracji zawiesiny. Podobna interpretacja dotyczy aluwiów litotypów F^sG, F^sF^c, F^cS, F^cF^sS, F^cF^s zawierających ziarna żwiru lub grubego piasku zdeponowane w warunkach przepływu spokojnego. Przykładem mogą być aluwia litotypu FsG zdeponowane w zakresie prędkości przepływu od 4 do 8 cm/s oraz aluwia litotypu F^sF^c osadzone podczas przepływów o prędkości w zakresie od 2 do 4 cm/s. W aluwiach litotypu FsG stwierdziłem ziarna żwiru, których udział przekraczał nieznacznie 15%. Natomiast w niektórych próbkach aluwiów zaliczonych do litotypu FsFc występowały pojedyncze ziarna gruboziarnistego piasku. Prędkość erozyjna odpowiednio dla litotypu F^sG – –1,9 phi wynosi 1,1 m/s, a dla litotypu F^sF^c – 0,9 phi wynosi 0,4 m/s. Według diagramu Sundborga (1967) prędkość przepływu wody, podczas której następuje unieruchomienie ziaren o średnicy -1,9 phi wynosi około 0,5 m/s, a ziaren o średnicy 0,9 phi około 0,3 m/s. Obecność tych ziaren w aluwiach pozakorytowych osadzonych w warunkach dolnego reżimu przepływów wody, dla których prędkość depozycyjna jest mniejsza niż 8 cm/s, można uzasadnić transportem materiału klastycznego w kohezyjnych płynach hiperskoncentrowanych.

6.3. Warunki ruchu ziaren przed depozycją osadu

Sposób ruchu ziaren bezpośrednio poprzedzający depozycję badanych przez mnie aluwiów pozakorytowych analizowałem w oparciu o rozmieszczenie próbek na diagramie zależność C/M i kształt krzywych kumulacyjnych uziarnienia.

6.3.1. Analiza rozmieszczenia próbek na diagramie zależności C/M

Rozmieszczenie próbek aluwiów na diagramie zależności C/M jest chaotyczne i skomplikowane. Jednak opierając się na poglądach Passegi (1957, 1964), można na podstawie skupienia próbek w pewnych jego fragmentach wyróżnić wszystkie segmenty S-kształtnego pola sedymentacji rzecznej, które odpowiadają różnym rodzajom transportu ziaren, są to segmenty: N-O-toczenie, O-P-toczenie z udziałem zawiesiny, P-Q – zawiesina gradacyjna z udziałem toczonych ziaren, Q-R - zawiesina gradacyjna i R-S zawiesina jednorodna (ryc. 21). Ponadto można wyróżnić pole T – osadów sedymentacji zawiesiny typu pelagicznego. Kształt tego pola nawiązuje do kształtu pola Tc, charakterystycznego dla osadów powstających w warunkach spływów gęstościowych. Wzorując się na propozycji Passegi (1964), w punktach załamania pola sedymentacji rzecznej wyzna-





- 1 segmenty N-O, 2 segmenty O-P, 3 segmenty P-Q, 4 segmenty Q-R, 5 segment R-S, 6 granica segmentu T, 7 tendencja zmian wartości C i M nawiązująca do pola Tc
- Fig. 21. Distribution of researched alluvia samples on CM diagram
 - 1–N-O segment, 2–O-P segment, 3–P-Q segments, 4–Q-R segments, 5–R-S segment, 6–T segments, 7–tendency of C and M values changes referring to Tc field

czyłem wartości C (pierwszego percentyla) odpowiadające granicznym rodzajom ruchu ziaren, są to: w punkcie P – wartość Cr oznaczająca minimalną średnicę ziarna przemieszczanego trakcyjnie; w punkcie Q – wartość Cs określająca rozmiar największego ziarna transportowanego w zawiesinie gradacyjnej; w punkcie R – wartość Cu równoznaczna z maksymalnym wymiarem ziaren transportowanych w zawiesinie jednorodnej. Ponieważ na diagramie C/M zamieściłem wszystkie analizowane przeze mnie próbki reprezentujące różne typy rzek i deponowane w różnych warunkach reżimu przepływu, wyznaczyłem na nim kilka segmentów odpowiadających temu samemu rodzajowi ruchu ziaren oraz kilka wartości Cr, Cs i Cs.

Na podstawie analizy skupisk próbek badanych przeze mnie aluwiów pozakorytowych na diagramie C/M wykreśliłem trzy zestawy segmentów sedymentacji rzecznej składające się z segmentów (1) N_1 - O_1 - P_1 , (2) N_2 - O_2 - P_2 - Q_1 - R_1 - S_1 , (3) O_3 - P_3 - Q_2 - R_2 - S_2 i pole zawiesiny typu pelagicznego T (ryc. 21). Ze względu na to, że znaczna część próbek rozmieszczonych na diagramie C/M nie lokowała się w wyznaczonych segmentach, określiłem także udział procentowy próbek w 9 polach, zaproponowanych przez Passegę i Byramjee (1969), odpowiadających różnym rodzajom ruchu ziaren. Kryteria wyznaczenia tych pól opisałem w rozdziale 3.

Segmenty transportu ziaren w trakcji

Według Passegi (1957, 1964) aluwia powstające przy dominującym udziale transportu trakcyjnego lokują się na diagramie zależności C/M w segmentach N-O i O-P. Na podstawie rozmieszczenia badanych przeze mnie próbek aluwiów pozakorytowych na diagramie C/M wyznaczyłem 2 segmenty N-O (ryc. 21). Pierwszy (N_1 - O_1), wzdłuż którego równolegle do linii C=M rozmieszczone są próbki o wartości C poniżej -6 phi, i drugi (N₂-O₂) nawiązujący trendem do pierwszego w zakresie wartości C od -6 phi do -4 phi i wartościach M poniżej - 2 phi. Z segmentem N_1 - O_1 powiązany jest segment O_1 - P_1 , w którym lokują się próbki o wartości C poniżej -6 phi i wartości M w zakresie od -1 phi do -4 phi. Ponieważ na diagramie tym nie ma możliwości jednoznacznego wykreślenia segmentu P-Q powiązanego z segmentem O₁-P₁, można jedynie przypuszczać, że wartość C = -6 phi jest także wartością Cr_1 . Oprócz segmentu O_1 - P_1 wyróżniłem jeszcze dwa segmenty (O_2 - P_2 i O₃-P₃), w których lokują się próbki osadów transportowanych trakcyjnie z udziałem zawiesiny. Pierwszy z nich $(O_2 - P_2)$ obejmuje próbki, których wartości C zawierają się w zakresie od -4 phi do -2 phi. W segmencie tym można wyróżnić trzy grupy próbek aluwiów układających się równolegle do osi M o wartościach C równych odpowiednio: -4, -3,3 i -2,5 phi. Ponieważ wartości te można powiązać z segmentem P_2 - Q_1 , w którym wzrasta udział ziaren transportowanych w zawiesinie gradacyjnej w stosunku do trakcji, uzna-

P i są wartościami granicznymi transportu ziaren w trakcji $Cr_2 = -4 phi$, $Cr_3 = -3,3 phi$ i $Cr_4 = -2,5 phi$. Warto tu zwrócić uwagę, że tylko z fragmentem segmentu O_2 - P_2 w zakresie wartości $Cr_2 = -4 phi$ powiązany jest segment N2-O2. Kolejny segment, w którym lokują się próbki osadów deponowanych z trakcji przy udziale zawiesiny (O_3-P_3) , znajduje się w przedziale wartości C pomiędzy -1 i -0,5 phi oraz wartościach M pomiędzy 0 i 3 phi. Podstawę do wykreślenia tego pola stanowił punkt złamania P będący początkiem segmentu P₃-Q₂, osadów transportowanych w zawiesinie gradacyjnej z udziałem toczenia. W pierwszym z nich (Cr₅) wartość najmniejszego ziarna transportowanego w trakcji wynosi -0,5 *phi*, a w drugim (Cr_6) 0 *phi*. Z analizy wartości C próbek rozmieszczonych w segmentach N-O i O-P wynika, że w aluwiach pozakorytowych został zapisany trakcyjny transport otoczaków (N_1 - O_1 , O_1 - P_1), ziaren żwiru $((N_2-O_2, O_2-P_2))$ i gruboziarnistego piasku $(O_3 - P_3).$

łem, że wartości te odpowiadają punktom załamania

Segment transportu ziaren w saltacji

Zdaniem Passegi (1964) w segmencie P-Q lokują się ziarna przemieszczane w zawiesinie z udziałem toczenia. Ten mieszany rodzaj ruchu ziaren uznaje on za ekwiwalent saltacji (Passega 1957). Dominujący udział ziaren przemieszczanych w saltacji, z której deponowane są osady tworzące segment P-Q przyjmują także inny autorzy (Mycielska-Dowgiałło 1995, 2007, Racinowski i in. 2001, Arnaud-Fassetta 2003). Analizując rozmieszczenie badanych przez mnie próbek na diagramie C/M, w oparciu o punkty załamania P i Q pól sedymentacji rzecznej wyznaczyłem dwa segmenty osadów powstających przy dominującym udziale saltacji, P₂-Q₁ i P₃-Q₂ (ryc. 21).

W zakresie wartości C od -4 do 0 phi oraz wartości M od 0,5 do 1,5 *phi* wykreśliłem segment P_2 - Q_1 o przebiegu równoległym do osi C. Segment ten częściowo pokrywa się z opisanym powyżej segmentem O₃-P₃. Oznacza to, że ziarna aluwiów znajdujących się w fragmencie segmentu O₃-P₃, który pokrywa się z segmentem P_1 - Q_1 , mogły być transportowane zarówno przez toczenie, jak i w saltacji. Warto tu przypomnieć, że na podstawie punktu Q wyznaczana jest wartości Cs, odpowiadająca najgrubszemu ziarnu przemieszczanemu w zawiesinie gradacyjnej. Wartość Cs stanowi także granicę rozmiarów najdrobniejszych ziaren przemieszczanych w saltacji. W przypadku pierwszego z wyznaczonych segmentów (P_2-Q_1) jest to wartość $Cs_1 = 0$ phi. Przyjmując drugą granicę dla tego segmentu w punkcie $P_2 = -4 phi$, oznaczającą rozmiary najdrobniejszych ziaren przemieszczanych trakcyjnie (Cr), w saltacji przemieszczane były ziarna w zakresie od -4 do 0 phi. W drugim z wykreślonych przeze mnie segmentów transportu saltacyjnego (P₃-Q₂) wartości określające zakres ziaren transportowanych saltacyjnie mieszczą

się pomiędzy $Cr_5 = -0.5 \ phi$ lub $Cr_6 = 0 \ phi$ i $Cs_2 = 0.6 \ phi$. Na tej podstawie można stwierdzić, że w aluwiach zdeponowanych na równinach zalewowych zarejestrowany został saltacyjny ruch ziaren piasku (segment P_3 - Q_2) i żwiru (segment P_2 - Q_1).

Segmenty transportu ziaren w zawieszeniu

Na diagramie zależności C/M Passega (1957, 1964) wyróżnił trzy rodzaje segmentów transportu ziaren w zawieszeniu: (1) Q-R – segment zawiesiny gradacyjnej, (2) R-S – segment zawiesiny jednorodnej i (3) T – segment zawiesiny pelagicznej. W oparciu o rozmieszczenie badanych przeze mnie próbek aluwiów pozakorytowych na diagramie C/M wykreśliłem dwa segmenty osadów deponowanych z zawiesiny gradacyjnej (Q_1 -R₁ i Q_2 -R₂) oraz segmenty zawiesiny jednorodnej (R_2 -S₂ i R_2 -S₂) i pole zawiesiny jednorodnej typu pelagicznego T (ryc. 21).

W zakresie wartości od $Cs_1 = 0$ phi do $Cu_1 = 0.3$ phi oraz wartości M pomiędzy 0,5 i 1,5 phi wykreśliłem segment Q₁-R₁, który jest kontynuacją segmentu P_2 - Q_1 , tworzącego zestaw segmentów N_2 - O_2 - P_2 - Q_1 - R_1 - S_1 . Na wartości 0,3 *phi* zarysowuje się załamanie przebiegu tego zestawu segmentów w punkcie R₁ oznaczającym najgrubsze ziarno transportowane w zawiesinie jednorodnej. Z kolei w zakresie wartości $Cs_2 = 0,6$ i $Cu_3 = 3$ *phi* wyznaczyłem segment P₃-Q₂, będący kontynuacją segmentu Q₂-R₂ w polu sedymentacji rzecznej O₃-P₃-Q₂-R₂-S₂. Podobnie jak w przypadku wartości $Cu_1 = 0,3 phi$, także na wartości $Cu_3 = 3 phi$ zarysowuje się wyraźne załamanie przebiegu tego segmentu, co pozwala na oznaczenie go symbolem R2. Należy dodać, że załamanie takie występuje też na wartości $Cu_2 = 2 phi$, co oznacza, że z zawiesiny jednorodnej mogły być już deponowane ziarna o tej średnicy, które są jednocześnie zaliczane do segmentu zawiesiny gradacyjnej. W aluwiach pozakorytowych został więc zapisany ruch ziaren piasku w zawiesinie gradacyjnej i zawiesinie jednorodnej.

Próbki, w których wartość C jest większa od 3 phi (czyli zawierające ziarna drobniejsze od frakcji drobnego piasku), były najprawdopodobniej deponowane z zawiesiny jednorodnej typu pelagicznego, ponieważ skupiają się w polu T uznanym przez Passegę (1964) za pole zawiesiny pelagicznej. Kształt tego pola przypomina rozkład próbek w segmentach Tc (ryc. 12), osadów deponowanych z prądów gęstościowych (ryc. 21), dlatego uważam, że aluwia lokujące się w tym miejscu diagramu C/M mogły być deponowane w warunkach dużej koncentracji zawiesiny. Podobną do pozycji segmentów Tc tendencję rozmieszczenia próbek można także zaobserwować w segmencie R_2 - S_2 (por. ryc. 12, 21). Nie jest więc wykluczone, że w warunkach wysokiej koncentracji zawiesiny jednorodnej transportowany osad mógł mieć cechy ciała plastyczno-lepkiego, a przepływ mógł mieć charakter kohezyjnego płynięcia gęstościowego.

Rozkład próbek w polach diagramu zależności C/M

Z analizy rozmieszczenia próbek na diagramie zależności C i M w polach zaproponowanych przez Passegę i Byramjee (1969) wynika, że aluwia pozakorytowe deponowane były przy bardzo zróżnicowanym udziale transportu ziaren (por. tab. 7, ogółem dla całej badanej populacji). Osady deponowane przy udziale materiału przemieszczanego trakcyjnie stanowią prawie 20%, prawie 44% transportowanych było w zawiesinie gradacyjnej, a pozostałe 37% osadów deponowanych było z zawiesiny jednorodnej.

Warunki ruchu ziaren przed depozycją podczas przepływów o różnym ustroju

Reżim przepływu wody, podczas którego były deponowane analizowane przez mnie aluwia pozakorytowe, został, jak już wspomniałem, określony przy użyciu metody zaproponowanej przez Sly i in. (1983). Rozpatrując rozmieszczenie próbek na dia-

Tabela 7. Udział procentowy badanych próbek aluwiów pozakorytowych deponowanych w różnych warunkach ustroju przepływu¹ w polach diagramu C/M wg Passegi i Byramjee (1969)

Table 7. Percentage of researched samples of overbank alluvia deposited in different conditions of regime flow in fields of C/M diagram after Passega and Byramjee (1969)

	Udział w polu diagramu C/M ²										
Ustroj przepływu	Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX		
Rwący	100	0	0	0	0	0	0	0	0		
Przejściowy z tendencją do rwącego	56,2	2,9	1,0	16,2	13,3	0	10,4	0	0		
Przejściowy z tendencją do spokojnego	30,0	1,1	0,8	27,4	20,2	3,1	17,5	0	0		
Spokojny	0	4,3	5,6	6,1	15,9	21,9	24,3	21,3	0,6		
Ogółem w całej populacji	15,9	1,7	1,6	11,6	16,5	15,8	21,3	15,3	0,3		

¹Przynależność próbek do typów reżimu przepływu wody określono za pomocą analizy rozmieszczenia próbek na diagramie zależności średniej średnicy ziarna i wysortowania metodą zaproponowaną przez Sly i in. (1983) – rozdział 6.1 ²Ornegrania pół na diagramie *C*/M zostały opicane w rozdziała 3.4.1

²Oznaczenia pól na diagramie C/M zostały opisane w rozdziale 3.4.1

gramie zależności C i M, które były deponowane przy różnych warunkach ustroju przepływu, można stwierdzić następujące prawidłowości:

- 1) Osady deponowane przy przepływach nadkrytycznych powstają z ziaren transportowanych w ładunku dennym (100% w polu I – tab. 7). Próbki tych aluwiów lokują się w segmentach N_1 - O_1 , N_2 - O_2 , O_1 - P_1 i O_2 - P_2 (ryc. 22A). Jak wynika z analizy wartości Cr, najdrobniejsze ziarna transportowane w trakcji w warunkach górnego ustroju przepływu miały średnicę mniejszą od –2 *phi*, czyli powyżej 4 mm (ryc. 22A).
- 2) Przy przepływach spokojnych średnica najmniejszych ziaren toczonych i wleczonych po dnie tuż przed ich depozycją wynosi -0,5 *phi*. Próbki aluwiów deponowanych przy tego typu przepływach lokują się w segmentach O₃-P₃-Q₂-R₂-S₂, R₁-S₁ i T (ryc. 22A). Jednak ruch większości ziaren odbywał się w suspensji jednorodnej i jednorodnej typu pelagicznego (przeszło 45% próbek łącznie znajdowało się w polach VII i VIII – tab. 7).



- 3) Próbki aluwiów akumulowanych w warunkach przepływów przejściowych między rwącym i spokojnym lokują się głównie w segmentach P₂-Q₁, P₃-Q₂, Q₁-R₁ i Q₂-R₂ (ryc. 22B, C). Na tej podstawie można stwierdzić, że ruch ziaren przed depozycją tych osadów odbywał się przede wszystkim w saltacji i w zawiesinie gradacyjnej z niewielkim udziałem ziaren toczonych i wleczonych po dnie.
- 4) Większość osadów powstających w warunkach przejściowych z tendencją do przepływu rwącego była akumulowana z trakcji. Wynika to z faktu, że przeszło 60% aluwiów lokuje się w polach I, II i III (tab. 8).
- 5) W warunkach przejściowych z tendencją do przepływu spokojnego przeważa liczba osadów deponowanych z zawiesiny gradacyjnej. Przeszło 50% próbek osadów deponowanych przy przepływach przejściowych z tendencją do ustroju dolnego lokuje się w polach IV, V i VI (tab. 8), natomiast udział próbek osadów deponowanych z trakcji (w polach I, II i III) wynosi 32%.



Ryc. 22. Rozmieszczenie próbek aluwiów na diagramie zależności C i M

A – próbki osadów powstających w warunkach rwącego (1) i spokojnego (2) przepływu, B – próbki osadów powstających w warunkach przejściowych z tendencją do rwącego, C – próbki osadów powstających w warunkach przejściowych z tendencją do spokojnego

Symbole jak na rycinie 25

Fig. 22. Samples distribution on CM diagram

A – samples of alluvia deposited under high (1) and low (2) energy flow regimes condition, B – samples of alluvia deposited under intermediate energy flow regime with tendency to high energy flow regime condition, C – samples of alluvia deposited under intermediate energy flow regime with tendency to low energy flow regime condition Signatures as figure 25

Analiza warunków ruchu ziaren osadu różnych litotypów

Udział próbek reprezentujących różne litotypy badanych aluwiów w dziewięciu polach diagramu zależności C i M wyznaczonych przez Passegę i Byramjee (1969) zamieściłem w tabeli 8. Na podstawie jej analizy można stwierdzić, że:

- Z ładunku dennego przy dominacji trakcyjnego ruchu ziaren deponowane są wszystkie litotypy, w których przeważa udział frakcji otoczaków i żwirów. Ponadto z tego ładunku deponowana jest przynajmniej 1/3 piasków (S). Są to osady, w których przeważa frakcja piasków grubo- lub średnioziarnistych.
- 2) Prawie 64% piasków (litotyp S) deponowanych było z materiału transportowanego w ładunku zawieszonym. W tym przeszło połowa powstawała w warunkach dużej turbulencji (pole IV). Należy jednak zauważyć, że około 1/10 piasków deponowanych było z zawiesiny jednorodnej.
- 3) Aluwia, w których dominuje frakcja piaszczysta z domieszką frakcji drobnoklastycznych (mułków lub/i iłów) lokują się głównie w polu V – zawiesiny gradacyjnej transportowanej w warunkach umiarkowanej turbulencji i polu VI – zawiesiny jednorodnej. Ponieważ pole V jest określane przez Racinowskiego i in. (2001) jako pole zawiesiny ziarnowej (saltacji), można przypuszczać, że ruch

Tabela 8. Udział procentowy próbek lokujących się w polach diagramu zależności C i M (wg Passegi i Byramjee 1969) dla litotypów badanych aluwiów pozakorytowych

 Table 8. Percentage of samples located in fields of C/M diagram (after Passega & Byramjee 1969) for overbank deposits' of researched lithotypes

Litotyp	(tr	Transport akcja z udzia	przydenny łem zawiesi	ny)	Zaw	viesina grada	Zawiesina jednorodna		
51	Ι	II	III	IX	IV	V	VI	VII	VIII
В	100,0	0	0	0	0	0	0	0	0
BG	100,0	0	0	0	0	0	0	0	0
GBS	100,0	0	0	0	0	0	0	0	0
G	100,0	0	0	0	0	0	0	0	0
GS	100,0	0	0	0	0	0	0	0	0
SG	100,0	0	0	0	0	0	0	0	0
SGF ^s	100,0	0	0	0	0	0	0	0	0
SF ^s G	0	100,0	0	0	0	0	0	0	0
S	35,2	0,6	0,3	0	33,8	19,2	0	10,8	0
SF^{s}	8,9	5,4	2,5	0	8,4	39,0	3,1	32,7	0
$SF^{s}F^{c}$	0	0	0	0	0	14,3	0	71,4	14,3
SF^cF^s	0	0	0	0	0	50,0	0	50,0	0
SF^{c}	0	0	0	0	0	75,0	0	25,0	0
F ^s G	0	0	0	100	0	0	0	0	0
F ^s S	0	0	2,9	0,2	4,3	3,9	31,4	49,1	6,2
$F^{s}SF^{c}$	0	0	0	0	0	0	37,5	0	62,5
F ^s F ^c S	0	0	0	0	0	12,5	37,5	0	50,0
F^{s}	0	0	1,1	1,1	0,9	1,7	46,6	2,2	44,4
$F^{s}F^{c}$	0	0	0	0	0	4,3	9,3	1,4	85,0
F°S	0	0	0	0	0	0	0	100,0	0
F ^c F ^s S	0	0	0	0	0	0	0	0	100,0
$F^{c}F^{s}$	0	0	0	0	0	0	0	0	100,0
DS.	0	0	0	0	0	0	50	50,0	80,0
DF^{s}	0	0	0	5,60	0	5,6	11,1	22,2	55,6
DF^{c}	0	0	0	0	0	0	0	20,0	80,0

ziaren poprzedzających depozycję osadów lokujących się w tym polu mógł odbywać się w chwilowym zwieszeniu.

- 4) Mułki i osady, w których przeważa frakcja mułkowa, lokują się głównie w polu VIII lub VI. Oznacza to, że osady te deponowane były przeważnie z zawiesiny jednorodnej typu pelagicznego albo z zawiesiny gradacyjnej w warunkach małej turbulencji.
- Jeśli w osadzie przeważa frakcja ilasta, to osady te były deponowane w warunkach zawiesiny jednorodnej typu pelagicznego, z wyjątkiem aluwiów litotypu F^S, który powstawał z zawiesiny jednorodnej.

6.3.2. Analiza kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia

Na podstawie przeprowadzonej przeze mnie analizy kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia w oparciu o opisane w rozdziale 3 propozycje interpretacji sposobu transportu ziaren przed depozycją należy stwierdzić, że:

(1) W kształcie krzywych kumulacyjnych wyróżnić można pięć odcinków (ryc. 13):

 C_1 – odcinek o stromym nachyleniu w stosunku do osi odciętych – x (odpowiadającej średnicy ziaren) tworzony jest przez gruboziarniste ziarna przemieszczane trakcyjnie (subpopulacja trakcyjna grubsza).

 C_2 – odcinek o nachyleniu łagodnym do osi x, który tworzą ziarna przemieszczane trakcyjnie o średnicach mniejszych od ziaren tworzących odcinek C_1 (subpopulacja trakcyjna drobniejsza). Jeżeli krzywa kumulacyjna na tym odcinku ma przebieg równoległy do osi wielkości ziaren, oznacza to, że w osadzie brakuje ziaren, których wielkość odpowiada takiemu przebiegowi krzywej.

 A_1 – odcinek o stromym nachyleniu w stosunku do osi x tworzony przez ziarna przemieszczane w saltacji.

 A_2 – odcinek o stromym nachyleniu w stosunku do osi x. Jest on zwykle bardziej stromy niż odcinek A_1 lub oddzielony od niego krótkim odcinkiem o przebiegu łagodniejszym. Tworzą go ziarna, których ruch przed depozycją odbywał się w chwilowej zawiesinie. Ich średnica jest mniejsza od tworzących odcinek A_1 .

B – odcinek o zwykle łagodnym nachyleniu do osi x. Tworzą go ziarna przemieszczane w zawiesinie.

(2) Wymienione odcinki rozdzielają punkty załamania (ryc. 13):

CO (ang. *Coarse Overlaping point*) – rozdzielający subpopulację trakcyjną C_1 i C_2 ,

CT (ang. *Coarse Truncation point*) – rozdzielający populację trakcyjną od saltacyjnej,

FT (ang. *Fine Truncation point*) – rozdzielający populację saltacyjną od zawiesinowej,

ST (ang. Saltation Truncation point) – rozdzielający subpopulację saltacji (A_1) od subpopulacji chwilowej zawiesiny (A_2) . Jeśli przebieg odcinka C krzywej kumulacyjnej pomiędzy punktami załamania CO i CT jest równoległy do osi x, to rozmiar najdrobniejszego ziarna transportowanego przez toczenie lub/i wleczenie po dnie trzeba interpretować na podstawie punktu załamania CO. Natomiast wielkości i udziałowi najgrubszych ziaren transportowanych w saltacji odpowiada punkt załamania CT.

Ponieważ przedstawienie wyników analizy krzywych kumulacyjnych dla wszystkich badanych przeze mnie próbek znacznie zwiększyłoby objętość tej pracy, sposób wyznaczania poszczególnych odcinków krzywych kumulacyjnych uziarnienia i możliwości interpretacji, na podstawie których określałem wielkość i udział ziaren przemieszczanych w trakcji, saltacji, chwilowym zawieszeniu i zawieszeniu, zaprezentuję na kilku przykładach (ryc. 23, tab. 9).

Cztery krzywe kumulacyjne uziarnienia, w których kształcie wyróżniłem 5 odcinków, zamieszczono na rycinie 23A. Krzywe te reprezentują próbki aluwiów pozakorytowych dwóch litotypów, żwirów piaszczystych (GS) i mułków piaszczystych (F^sS). Wyniki interpretacji sposobu transportu ziaren tych osadów zamieściłem w tabeli 9. Na podstawie interpretacji kształtu krzywych kumulacyjnych próbek zamieszczonych na rycinie 23A można stwierdzić, że osady żwirowo-piaszczyste były deponowane głównie z trakcji, w której najdrobniejsze ziarna miały rozmiary odpowiadające frakcji piasku gruboziarnistego (0-1 phi). Jednak większość ziaren transportowanych tuż przed unieruchomieniem z trakcji to ziarna żwiru. Udział ziaren akumulowanych z saltacji wynosi około 30%, były to ziarna frakcji piasku. W osadzie bardziej gruboziarnistym (GS₁) ilość ziaren przemieszczajacych się w krótkich przeskokach saltacyjnych była większa o 6% od ilości ziaren opadających z chwilowej zawiesiny. Najdrobniejsze ziarna przemieszczane saltacyjnie w pobliżu dna miały rozmiar 1 phi. Natomiast w osadzie bardziej drobnoziarnistym (GS₂) znacznie wzrosła liczba i zmniejszył się rozmiar najdrobniejszych ziaren transportowanych w krótkich przeskokach saltacyjnych (do 3 *phi*) w stosunku do ziaren deponowanych z chwilowej zawiesiny. Udział ziaren opadających z zawiesiny w obu analizowanych próbkach był nieznaczny, z tą różnicą, że w przypadku osadu bardziej gruboziarnistego z zawiesiny opadały grubsze ziarna (ziarna piasku średnioziarnistego) niż w przypadku osadu bardziej drobnoziarnistego (głównie ziarna pyłu). W próbkach reprezentujących aluwia mułkowo-piaszczyste przeważają ziarna przemieszczane w saltacji. Ich rozmiar zawiera się w przedziale frakcji odpowiadającym bardzo drobnoziarnistym piaskom i średnioziarnistym pyłom. W osadzie bardziej gruboziarnistym (F^sS₁) ilość ziaren deponowanych z saltacji przy dnie jest większa niż ziaren opadających na dno z chwilowej zawiesiny. Natomiast w osadzie bardziej



Ryc. 23. Wybrane krzywe kumulacyjne uziarnienia aluwiów pozakorytowych A – aluwia o pięciu segmentowych krzywych kumulacyjnych, B – aluwia litotypu, FF_1^e – dwusegmentowe i FF_2^e – trzysegmentowe; GS₁, GS₂, MS₁, MS₂, FF_1^e , FF_2^e – krzywe kumulacyjne wybranych próbek litotypów; 1 – punkt załamania ST, 2 – punkt załamania FT wg Vishera (1969) oraz Viarda i Breyera (1979), 3 – punkt załamania FT wg Mossa (1972), 4 – punkt załamania CT, 5 – punkt załamania CO, 6 – B – zawiesina, 7 – A₂ – chwilowa zawiesina, 8 – A₁ – krótkie przeskoki saltacyjne, 9 – A – saltacja, 10 – C₂ – subpopulacja trakcyjna drobniejsza, 11 – C₁ – subpopulacja trakcyjna grubsza

Fig. 23. Selected grain size composition cumulative curves of ovebank deposits

A – alluvia of 5-segmental cumulative curves, B – lithotype alluvia, $FF_1 - 2$ -segmental and $FF_2 - 3$ -segmental, GS₁, GS₂, FS_1 , FS_2 , FF_3 , FF_3 , $FF_2 - cumulative curves of selected lithofacie samples; 1 – ST inflection point, 2 – Fine Truncations point FT after Visher (1969) and Viard, Breyer (1979), 3 – Fine Truncations point FT after Moss (1972) 4 – Coarse Truncation point CT, 5 – Coarse overlapping point CO, 6 – B – suspended load, 7 – A₂ – intermitted suspension load, 8 – A₁ – low distance jumping saltation load, 9 – A – saltation load, 10 – C₂ – finer subpopulation of traction load, 11 – C₁ – coarser subpopulation of traction load$

Tabela 9. Udział i rozmiar ziaren transportowanych w trakcji saltacji i zawieszeniu w wybranych próbkach żwirów piaszczystych, mułków piaszczystych i mułków ilastych

 Table 9. Percentage and size of grains transported in traction, saltation and suspension in selected samples of sandy gravels, sandy silts and clayey silts

Próbka	Ud	dział ziaren v	wg rodzajów i	transportu [Punkty załamania [phi]					
	C_1	C_2	A_3	A_4	\mathbf{B}_{5}	СО	СТ	ST	FT	
GS_1	58	10	18	12	2	-2	0	1	2	
GS_2	59	11	27	2,5	0,5	-1	1	3	3,7	
$\mathbf{F}^{s}\mathbf{S}_{1}$	0,1	0,1	47,8	38	14	2,7	3	5,3	7	
$F^{s}S_{2}$	1,5	1,5	29	64	4	3,5	5,5	6,7	7,5	
$F^{s}F^{c}_{1}$	0	0	5:	55		-	_	_	6	
$F^{s}F^{c}_{2}$	0	0	50	34	16	_	-	7	9	

drobnoziarnistym (F^sS₂) znacznie wzrasta ilość oraz zmniejsza się rozmiar najgrubszych ziaren (z pyłu grubego do pyłu średniego) przemieszczanych w chwilowym zawieszeniu. Z zawiesiny akumulowana była niewielka liczba ziaren frakcji drobniejszej od mułków średnich, przy czym wraz ze zmniejszaniem się udziału ziaren deponowanych z zawiesiny nieznacznie zmniejsza się także ich rozmiar. W trakcji tuż przed unieruchomieniem przemieszczane były ziarna frakcji drobnego i bardzo drobnego piasku, których udział w osadzie sięgał najwyżej kilku procent.

Jak wynika z powyższego, zestaw typów ruchu ziaren przed depozycją aluwiów pozakorytowych należących do jednego litotypu różni się pod względem wielkości i udziału ziaren zaliczanych do różnych sposobów przemieszczania się. Przeprowadzona analiza ruchu ziaren na przykładzie próbek aluwiów pozakorytowych należących do jednego litotypu, ale różniących się nieznacznie cechami uziarnienia wskazuje, że wraz ze zmniejszaniem się rozmiarów ziaren w osadzie rejestrowany jest proces przechodzenia coraz drobniejszych ziaren z ruchu w ładunku zawieszonym do ruchu w ładunku dennym. Jednocześnie zapisany został wzrost udziału ziaren transportowanych w coraz dłuższym i częstszym kontakcie z podłożem.

Jak zwraca uwagę Visher (1969), wyznaczenie dwóch odrębnych subpopulacji A1 i A2 nie zawsze jest możliwe. Autor ten wspomniane subpopulacje wyróżnił w zakresie frakcji piasku. Z opisanej powyżej analizy wynika, że subpopulacje te można wydzielić zarówno w zakresie frakcji piasku, jak i mułku. Oznacza to, że bezpośrednio przed unieruchomieniem w transporcie saltacyjnym i chwilowym zawieszeniu znajdują się nie tylko ziarna piasku, ale także pyłu. Należy w tym miejscu zwrócić uwagę, że inny sposób od opisanego sposobu interpretacji kształtu krzywych kumulacyjnych zaprezentował Moss (1972, s. 177). Autor ten przyjął, że w przypadku krzywych, w których występuje kilka punktów załamania możliwych do interpretacji jako granica ziaren transportowanych w saltacji i opadających na dno z zawiesiny, punktem FT jest miejsce załamania odpowiadające największej średnicy ziarna. Jeśli punkt FT zostanie wyznaczony zgodnie ze sposobem zaprezentowanym przez Mossa, to w przypadku zamieszczonym na rycinie 23A do ziaren akumulowanych z zawiesiny należy zaliczyć wszystkie ziarna transportowane w chwilowej zawiesinie i część ziaren o średnicy mniejszej niż 4 phi zaliczonych do saltacji przy dnie. Ponieważ wnioskowanie o ruchu materiału klastycznego w środowisku fluwialnym na podstawie propozycji Visherta (1969) daje możliwości rozróżniania dwóch subpopolacji ziaren transportowanych w saltacji, w swoich badaniach wykorzystywałem jego propozycję.

Przykładem różnej interpretacji rodzaju ruchu ziaren przed depozycją, uwzględniających wydzielenie tylko jednej populacji saltacyjnej lub dwóch sub-

populacji tego rodzaju ruchu ziaren, na podstawie aluwiów nie różniących się istotnie pod względem cech uziarnienia jest porównanie kształtu krzywych kumulacyjnych dwóch próbek aluwiów litofacji mułków ilastych – F^sF^c (ryc. 23B, tab. 9). Niewielkie różnice w rozkładzie wielkości ziaren pomiędzy wybranymi próbkami dobrze obrazuje udział poszczególnych frakcji podstawowych oraz wartości wskaźników uziarnienia. W pierwszej z nich F^sF^c₁, udział frakcji piasku wynosi 12%, mułkowej 71%, a ilastej 17%, w drugiej F^sF^c₂, odpowiednio 14%, 70% i 16%. Wartości wskaźników uziarnienia są następujące: $F^{s}F^{c}_{1} - M_{z} = 6,8 \ phi \ s_{1} = 2,5, \ Sk_{1} = 0,06, \ K_{G} = 1,0;$ $F^{s}F^{c}_{2} - M_{z} = 6.2 phi s_{1} = 2.5, Sk_{1} = 0.05, K_{G} = 1.3. W$ przypadku próbki F^sF^c₁ w kształcie krzywej zaznaczają się tylko odcinki A i B. Natomiast w przypadku próbki FsFc2 w przebiegu linii stromego odcinka krzywej kumulacyjnej A dobrze zaznaczają się dwa odcinki odpowiadające ziarnom transportowanym w saltacji przy dnie i ziarnom opadającym na dno z chwilowej zawiesiny. Punkt FT krzywej kumulacyjnej próbki F^sF^c₂ odpowiada ziarnom o średnicy mniejszej niż w przypadku F^sF^c₁.

Z przeprowadzonej powyżej interpretacji wybranych próbek aluwiów pozakorytowych wynika, że na podstawie analizy kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia za pomocą metody zaproponowanej przez Mossa (1962, 1963) i Vishera (1969) oraz zmodyfikowanej przez Viarda i Breyera (1979) możliwe jest rozróżnienie ruchu ziaren tej samej frakcji w momencie bezpośrednio poprzedzającym depozycję nie tylko w osadach należących do różnych litotypów, ale nawet w próbkach aluwiów należących do jednego litotypu nie różniącego się istotnie cechami uziarnienia.

Analiza kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia litotypów

Kształt krzywych kumulacyjnych uziarnienia aluwiów pozakorytowych reprezentujących poszczególne litotypy różni się między sobą. Zróżnicowanie to obrazują krzywe kumulacyjne uziarnienia wykreślone na podstawie uśrednionych wartości wyliczonych dla wybranych litotypów (ryc. 24). Krzywe te mają zwykle stromy przebieg. Oznacza to, że większość ziaren bezpośrednio przed akumulacją tych osadów była transportowana w saltacji.

Szczegółowe wyniki interpretacji sposobu ruchu ziaren poprzedzającego depozycję aluwiów pozakorytowych zaliczanych do poszczególnych litotypów zamieściłem w tabeli 10. Na podstawie analizy danych zawartych w tej tabeli należy stwierdzić, że:

- W poszczególnych litotypach zaobserwować można zapis dużego zróżnicowania zarówno w udziale, jak i w średnicy ziaren transportowanych w trakcji, saltacji i zawieszeniu.
- Zróżnicowanie to wynika z opisanej w rozdziale 2 natury transportu ziaren w środowisku fluwialnym, polegającym m.in. na:



Ryc. 24. Krzywe kumulacyjne uśrednionych wartości uziarnienia wybranych litotypów

B - otoczaki, G - żwiry, S - piaski, F^s - mułki

1 – punkt załamania pomiędzy subpopulacjami saltacyjnymi ST, 2 – punkt załamania FT, 3 – punkt załamania CT, 4 – punkt załamania CO

Fig. 24. Cumulative curie of average grain size composition values of selected lithotypes

B-cobbles, G-gravels, S-sands, F^s-silts

1 – inflection point between saltation subpopulations ST, 2 – Fine Truncations point FT, 3 – Coarse Truncation point CT, 4 – Coarse Overlapping point CO

- częstych zmianach warunków ruchu zależnych od lokalnej zmiany turbulencji, koncentracji transportowanego materiału i głębokości wody podczas przepływów pozakorytowych,
- możliwości ruchu ziaren tej samej średnicy jednocześnie w różny sposób przy nie zmieniających się warunkach przepływu.
- 3) Wraz ze zmianą udziału ziaren różnych frakcji pomiędzy poszczególnymi litotypami zmienia się średnica ziaren deponowanych w określony sposób. Zjawisko to dobrze odzwierciedlają wysokie wartości współczynników korelacji Pearsona pomiędzy wartościami mediany (M) i wartościami średnicy ziarna w poszczególnych punktach załamania: M do CT – r = 0,76, M do FT – r = 0,79. Zmianę ruchu ziaren podczas depozycji szczególnie dobrze odzwierciedla analiza ziaren frakcji mułkowych. Ziarna tych frakcji tuż przed ich unieruchomieniem przemieszczane są w skrajnie różny sposób w przypadku litotypów grubo- i drobnoziarnistych. Podczas akumulacji aluwiów litotypów żwirowych i piaszczystych opadają one na podłoże z zawiesiny, natomiast podczas depozycji aluwiów litotypów mułkowych są przemieszczane w saltacji.

6.3.3. Różnice w wynikach interpretacji obu analiz

Różnice w interpretacji sposobu ruchu ziaren opisałem w artykule (Szmańda 2007) porównującym wyniki analizy rozmieszczenia próbek aluwiów na diagramie zależności C i M metodą Passegi (1964) oraz Passegi i Byramjee (1969) z wynikami analizy kształtu krzywych kumulacyjnych metodą Mossa (1962, 1963) i Vishera (1969). Najważniejszym spostrzeżeniem było ustalenie, że większość ziaren pochodzących z próbek aluwiów lokujących się w segmentach i polach osadów deponowanych z trakcji (segmenty N-O i O-P; pola I, II i III) oraz z zawiesiny jednorodnej podczas depozycji przemieszczała się w saltacji. Za metodę lepiej odzwierciedlającą proces akumulacji aluwiów pozakorytowych i dającą większe możliwości interpretacji sposobu transportu ziaren uznałem analizę kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia (Szmańda 2007).

Podobne wnioski można wyciągnąć, analizując kształt krzywych kumulacyjnych uziarnienia reprezentujących osady zaliczane do wybranych segmentów diagramu zależności C/M wyznaczonych na rycinie 25. Segmenty te obejmują osady deponowane przy dominującym udziale trakcji (NO i OP) oraz akumulowane z zawiesiny jednorodnej (RS i T).

Wśród próbek lokujących się w segmentach NO (ryc. 25A) nieco mniej niż połowa ma tylko jeden odcinek populacji ziaren deponowanych z saltacji (A). Krzywe kumulacyjne uziarnienia pozostałych próbek mają skomplikowany kształt. Analizując go, wyróżnić można zwykle odcinki A i B. W kształcie krzywych kumulacyjnych, w których występuje tylko odcinek A, przedział wielkości ziaren mieści się w zakresie od -9 do -4 phi. W krzywych tych nie można wyróżnić odcinków subpopulacji A1 (krótkich przeskoków saltacyjnych) i A₂ (chwilowej zawiesiny). Jeśli w kształcie krzywych wyróżniany jest tylko odcinek A i B, to odcinek reprezentujący ziarna opadające na dno z zawiesiny (B) obejmuje ziarna drobniejsze niż -3 *phi*, których udział dochodzi do 50%. Zawiesinę tę tworzą ziarna zaliczane głównie do zawiesiny gradacyjnej grubej i najgrubszej (por. tab. 2). W niektórych wypadkach w kształcie krzywych kumulacyjnych, w których wyróżniłem odcinki A i B, można było wyróżnić także punkt załamania ST. Występował on na wartości -4 phi. Na tej podstawie w populacji saltacyjnej wyróżniłem subpopulację saltacji przy dnie, której udział był nie większy niż 30%, oraz subpopulację chwilowej zawiesiny, której udział dochodził do 67%. W chwilowej zawiesinie transportowane były ziarna o rozmiarach od -5 phi do -3 phi.

Krzywe kumulacyjne próbek należących do segmentów O_1P_1 , dla których wartość C_r jest najwyższa spośród stwierdzonych w badanych próbkach, mają kształt, na podstawie którego można wyróżnić trzy ro-

Tabela 10. Interpretacja rodzajów ruchu ziaren litotypów aluwiów pozakorytowych wykonana na podstawie ana	izy kształtu
krzywych kumulacyjnych uziarnienia	

Litatum		Udział z	ziaren popul	acji [%]		Punkt załamania [phi]					
Litotyp	С	А	A_1	\mathbf{A}_2	В	СО	СТ	ST	FT		
В	0	100	0	0	0	-	_	-	_		
BG	0	100	50	50	0	_	_	-6	_		
GBS	0	86	0	0	14	-	_	-	3		
G	0–3	97–100	2-90	9–98	_	-7	-5	-6-2	_		
GS	0–78	20-100	7–97	3–93	0-12	-71	-5-0	0–3	2–5		
SG	0	92–96	29–90	12-70	1–8	-1	1	0–1	2–5		
$\mathrm{SGF}^{\mathrm{s}}$	0–8	91–98	18–94	10-80	2-6	-1	0	0–1	4		
SF ^s G	18	52	0	0	30	-0,8	1	_	4		
S	0–70	25-100	1–96	4–99	0-30	-4-2,5	-1-5	0–6	3–5		
SF^{s}	0–42	20-100	2-90	3–94	0–58	-3-3	0–5	0–7	4-8		
$SF^{s}F^{c}$	0–0,5	70–100	5-50	35-88	7–25	0,5–1,5	1–5	1–7	2–9		
SF^cF^s	1	70	29	0	0	0	1,5	_	6,5		
SF^{c}	1,5	68–72	20-30	5-61	7–71	0-1	1,5	2,3–3,5	4,5		
$F^{s}G$	15	85	57	28	0	-1,5	4,5	7	_		
$F^{s}S$	0–7	19–100	2–98	7–94	0-80	-3-3	0–5	1-8	2–9		
$F^{s}SF^{c}$	0,3	99,7–100	25-85	12–75	0	1,5–2	2,5–4	7–9	_		
$F^{s}F^{c}S$	0–22	0–78	45	14	0–30	0,5–1,5	1,5–3,5	5	7,5		
F^{s}	0–10	30-100	0–60	12–99	0-60	0–4	3,5–5	5-9	5–9		
$F^{s}F^{c}$	0–11	66–100	55-100	20-80	0–34	-1-4,5	1–6,5	6,5–9	6,5–9		
F°S	0	0	1,5	18,5	80	-	_	2	3		
F°F ^s S	40	60	0	0	0	_	9	-	_		
F^cF^s	20-30	70-80	22	28	0–90	6	7–9	9	5–9		
DS	0	0-100	68-80	20-32	0–100	_	_	8	9		
DF^{s}	0	0–8	0	0	92-100	_	_	-	9		
DF ^c	0	0	0	0	100	_	_	_	9		

F-11.10 T		•	с. <u>1 1 11 ч</u>	121	• •	1.4.	
Lable IU. Inter	pretation of g	grain movements of	i overbank alluvia.	lithotypes based o	on grain size cumi	lative curves anal	VS1S

dzaje ruchu ziaren (ryc. 25B). Ziarna transportowane tuż przed unieruchomieniem w trakcji mają średnicę ziarna poniżej 1 *phi*, a zwykle jest to 0 *phi*. Ich udział nie przekracza 70%. Z saltacji były deponowane ziarna piasku i pyłu grubego o średnicy w zakresie od 1 do 5 *phi*. Ich udział osiąga maksymalnie 40%. Udział zawiesiny jest nie większy niż 5%. Są to ziarna frakcji pyłu zaliczane głównie do zawiesiny gradacyjnej grubej i mniej niż 1% ziaren pylastych i ilastych zaliczanych do zawiesiny jednorodnej (por. tab. 2).

W segmencie OP, w którym lokują się próbki aluwiów o wartości Cr = -0.5 phi, odpowiadającej najmniejszej średnicy najgrubszego ziarna w analizowanych osadach, krzywe uziarnienia mają zwykle dwa segmenty (ryc. 25C). Odcinek A, w którego skład wchodzą ziarna o średnicy od 0 do 4 *phi*, oraz odcinek B – ziarna o średnicy ziarna >4 *phi*. Udział ziaren transportowanych tuż przed unieruchomieniem w saltacji wynosi od 50 do 95%. Natomiast udział ziaren deponowanych z zawiesiny mieści się w zakresie od 5 do 50%. W zawiesinie przemieszczane były głównie ziarna zaliczane do zawiesiny gradacyjnej drobnej (por. tab. 2).

Krzywe kumulacyjne uziarnienia w segmentach RS podzieliłem na dwie grupy: (1) próbek lokujących się w segmencie R_1S_1 i (2) próbek lokujących się w segmencie R_2S_2 (ryc. 21). Krzywe próbek, zaliczanych do segmentów R_1S_1 , mają kształt dwuczłonowy – odcinki A i B (ryc. 25D). Odcinek A obejmuje ziarna o średnicy od 1 do 3 *phi*. Z saltacji deponowane jest od 50 do 98% ziaren. Ponieważ w pojedynczych przypadkach można wyznaczyć także odcinek C, dla którego wartość CT wynosi 1 *phi*, ziarna o średnicy większej niż 1 *phi* mogą być bezpośrednio przed ich



unieruchomieniem przemieszczane w trakcji. Ich udział nie przekracza 1%. Ziarna drobniejsze od 3 phi tworzą odcinek B, a ich udział mieści się w zakresie od 1 do 50%. W przewadze są to ziarna zaliczane do zawiesiny gradacyjnej drobnej i jednorodnej (por. tab. 2). Znaczna liczba krzywych kumulacyjnych uziarnienia próbek zaliczających się do segmentu R_2S_2 ma stromy jednoczłonowy przebieg (ryc. 25E). Jest to człon A, w którym wyróżnić można subpopulacje ziaren deponowanych z saltacji przy dnie i z chwilowej zawiesiny. Graniczna wartość ST pomiędzy tymi dwiema subpopulacjami transportu saltacyjnego przebiega w zakresie ziaren o średnicy 7-8 phi. Określony na tej podstawie udział ziaren przemieszczanych w chwilowym zawieszeniu wynosi 20-30%. W pozostałej części próbek wyróżnić można dwa główne odcinki A i B. W takich przypadkach graniczna wartość FT zawiera się w przedziale średnicy ziaren pomiędzy 2 phi i 4 phi. Ustalony na podstawie tego punktu załamania krzywej udział ziaren opadających na powierzchnię równin zalewowych z zawiesiny wynosi od 50 do 70%. W kształcie krzywych kumulacyjnych uziarnienia pojedynczych próbek wyróżnić można także odcinek C. W próbkach tych udział ziaren deponowanych z trakcji, określony na podstawie punktu CT, nie przekracza 1%. Są to ziarna piasku drobniejsze niż 3 phi.

Większość krzywych kumulacyjnych uziarnienia próbek lokujących się w polu T ma kształt jednoczłonowy. Ich przebieg jest stromy (ryc. 25F). Podobnie jak w przypadku próbek zaliczanych do segmentu R_2S_2 (ryc. 25E), w ich kształcie wyróżnić można dwa odcinki (subpopulacji ziaren deponowanych z saltacji przy dnie i z chwilowej zawiesiny). Wartość graniczna ST w próbkach tych została ustalona na 9 phi (ryc. 25F), a określany na tej podstawie udział ziaren przemieszczanych w saltacji przy dnie wynosi od 70 do 95%. Ponadto w pojedynczych przypadkach w kształcie krzywych wyznaczyłem odcinek C. Tworzyły go ziarna o średnicy od -1 do 5 phi, których udział był śladowy i nie przekraczał 1%. Oznacza to, że chociaż pole T jest określane jako pole, w którym lokują się próbki deponowane z zawiesiny jednorodnej typu pelagicznego, to ziarna pylaste bezpośrednio przed depozycją przemieszczały się w warstwie dennej głównie w krótkich przeskokach saltacyjnych.

Na zakończenie tego rozdziału chciałbym zwrócić uwagę, że ziarna o średnicy mniejszej od 0,008 mm (ok. 7 *phi*), wchodzące według klasyfikacji Teisseyre-'a (1985) reprezentujące rodzaj zawiesiny jednorodnej (tab. 2), przed depozycją mogą być transportowane w saltacji przy dnie lub w chwilowej zawiesinie. Wniosek ten wynika z faktu, że punkt załamania ST krzywych kumulacyjnych znacznej części próbek osadów zaliczanych do segmentu R_2S_2 (ryc. 25E) odpowiada wartości 7 *phi*, a w przypadku krzywych kumulacyjnych próbek zaliczanych do pola T punkt wartości wynosi 9 *phi*. Na tej podstawie można przypuszczać, że nawet ziarna frakcji ilu bezpośrednio przed unieruchomieniem są przemieszczane w chwilowej zawiesinie.

Metoda Passegi i Byramjee (1969) przypisuje konkretnym rozmiarom ziaren (C i M) w dziewięciu polach na diagramie C/M tylko jeden, scharakteryzowany ogólnie rodzaj transportu. Wiadomo natomiast, że ruch ten zmienia się w zależności od warunków przepływu (patrz. rodz. 2). Analizując zapis transportu ziaren zarejestrowany w kształcie krzywych kumulacyjnych uziarnienia aluwiów rozmieszczonych w różnych polach diagramu zależności C i M (por. tab. 8, 9), zauważyć można zróżnicowanie transportu ziaren o tej samej średnicy. Metoda Passegi (1957, 1964) co prawda uwzględnia zmianę sposobu ruchu ziaren poprzez zmianę pozycji segmentów oznaczających różne rodzaje transportu w diagramie C/M. Jednak do wyznaczenia tych segmentów potrzebna jest duża liczba próbek. Zaletą analizy kształtu krzywych kumulacyjnych metodą Mossa i Vishera jest możliwość dokładnego określenie rozmiarów i udziału ziaren przemieszczających się w trakcji, saltacji i w zawieszeniu w każdej próbce. Natomiast charakterystyki sposobu ruchu ziaren za pomocą analizy rozmieszczenia próbek na diagramie C/M według Passegi (1964) i Passegi i Byramjee (1969) są bardzo ogólne i ograniczają się do przybliżonego opisu proporcji ziaren transportowanych w trakcji i zawieszeniu.

6.3.4. Analiza składowych głównych

Nawiązując do badań Allena i in. (1972), przeprowadziłem analizę składowych głównych, w celu zbadania wpływu poszczególnych frakcji na uziarnienie osadów. Autorzy ci wykazali związek określonych frakcji ze sposobem ruchu ziaren w oparciu o porównanie wartości populacji ziaren wyróżnionych za pomocą analizy czynnikowej z rozmieszczeniem próbek na diagramie CM i kształtem ich krzywych kumulacyjnych uziarnienia (patrz rozdział 3).

Analiza składowych głównych polegała na badaniu relacji pomiędzy udziałem procentowym frakcji w przedziałach co 1 phi oraz wartościami wskaźników statystycznych uziarnienia obliczonych według wzorów Folka i Warda (1957). W rezultacie obliczyłem wartości ładunków czynnikowych, czyli korelacji trzech składowych PC1, PC2 i PC3 z udziałem procentowym frakcji w przedziałach co 1 phi, średnia średnicą ziaren, wysortowaniem, skośnością i kurtozą w analizowanych 2629 próbkach aluwiów pozakorytowych (ryc. 26). Składowe te wyjaśniają zależności uwzględnionych w analizie zmiennych odpowiednio dla każdej z nich w 48%, 25% i 22% populacji badanych próbek. Na podstawie analizy tych wartości można wyróżnić kilka frakcji ziaren o różnym oddziaływaniu na uziarnienie osadów. Wynika z niej, że na uziarnienie najliczniejszej grupy badanych aluwiów pozakorytowych wpływ mają ziarna o śred-



Ryc. 26. Wartości składowych głównych uziarnienia frakcji w przedziałach co 1 *phi*

Fig. 26. Main factor values of grain size composition divided by 1 *phi* fraction range

nicy <4 *phi* (frakcje te mają dodatnie wartości współczynnika korelacji składowej głównej PC1). Największy dodatni wpływ na cechy uziarnienia tej grupy osadów mają frakcje w zakresie od 1 *phi* do 2 *phi* (współczynnik korelacji 0,71). Zdaniem Allena i in. (1972) są to ziarna przemieszczane w saltacji (por. ryc. 14). Drugą grupę aluwiów, na którą dodatni wpływ mają frakcje o wielkości ziaren w zakresie od –3 do 3 *phi* (transportowane w trakcji, saltacji i zawiesinie gradacyjnej) oraz powyżej 6 *phi* (przemieszczane w zawieszeniu), wyznacza druga składowa PC2. W tym wypadku wpływ frakcji na parametry statystyczne osadu określony współczynnikiem kore-

lacji nie większym niż 0,08 jest słaby. Na kolejną pod względem liczebności grupę osadów, określoną przez składową główną PC3, dodatni wpływ mają przemieszczane trakcyjnie frakcje o rozmiarach ziaren <-8 phi (współczynnik korelacji <0,06) oraz ziarna transportowane w zawiesinie gradacyjnej i jednorodnej, frakcji od phi 2 do 10 phi. Spośród ziaren transportowanych w zawiesinie gradacyjnej i jednorodnej najsilniejszy dodatni zwiazek maja ziarna o średnicy w zakresie 3-4 phi (współczynnik korelacji 0,42). W trzech wymienionych grupach aluwiów pozakorytowych, wyznaczonych przez trzy składowe główne, dodatni współczynnik korelacji ma tylko frakcja 2–3 *phi*, czyli 0,25-0,125 mm (PC1 = 0,61, PC2 = 0.02 i PC3 = 0.31). Wynika z tego, że w kształtowaniu cech uziarnienia największej liczby badanych osadów podstawowe znaczenie mają ziarna frakcji drobnego piasku. Zdaniem Allena i in. (1972) transportowane są one w zawiesinie gradacyjnej, którą według kryteriów Teisseyre'a (1985) należy uznać za zawiesinę gradacyjną drobną (por. tab. 2).

Przeprowadzona tu analiza składowych głównych wskazuje, że cechy uziarnienia większości badanych aluwiów pozakorytowych, które charakteryzowane są przez wskaźniki uziarnienia, kształtowane są głównie przez frakcje piaszczyste transportowane w zawiesinie gradacyjnej lub saltacyjnie.

7. Zapis sedymentacji w aluwiach pozakorytowych równin zalewowych

Na podstawie analizy udziału poszczególnych litotypów mad budujących równiny rzek piasko- i żwirodennych jedno- i wielokorytowych opracowanej na podstawie wyników badań zamieszczonych w rozdziale 6, a zestawionych w tabeli 11, można stwierdzić, że w dolinach jedno- i wielokorytowych piaskodennych rzek udział aluwiów pozakorytowych z przewagą frakcji piasku jest większy od udziału mad z przewagą frakcji mułku, natomiast w dolinach żwirodennych jedno- i wielokorytowych rzek udział aluwiów pozakorytowych z przewagą frakcji piasku jest mniejszy od udziału mad z przewagą frakcji mułku.

7.1. Depozycja w układach rzek meandrujących

7.1.1. Ogólna charakterystyka systemów meandrujących

Aluwia budujące poszczególne formy koryta i równiny zalewowej dzielone są na facje. W klasyfikacjach facjalnych, w rozumieniu genetycznym, zawierających charakterystykę uziarnienia aluwiów takich autorów, jak Allen (1965, 1970a), Royse (1968), Coleman (1969), Gregory i Walling (1973), Selley (1976), Lewin (1978), Rachocki (1978), Mycielska-Dowgiałło i Zieliński (1997), wydzielane są facje wału przykorytowego zwanego także wałem brzegowym (ang. natural levee, levee), glifu albo stożka krewasowego (ang. crevasse splay), zewnętrznej równiny zalewowej (ang. outer flood plane), basenu powodziowego (ang. flood basin) czy starorzecza (ang. oxbow lake). Spośród opracowań polskich na uwagę zasługuje praca Zwolińskiego (1985, 1992), w której autor wyróżnił i zamieścił opis cech strukturalnych i teksturalnych, oprócz już wymienionych także dodatkowo: facji wstęgi terasowej, cienia piaszczystego, stożka aluwialnego, koryta przelewowego i terasowego, nadbudowy łachy meandrowej, redeponowanych starszych osadów terasowych, osadów dekantacyjnych, osadów transformacji powezbraniowej i osadów organogenicznych. Nie wszystkie z wyróżnianych przez Zwolińskiego (1985, 1992) osadów moga

stanowić zapis powodzi. Dotyczy to głównie osadów transformacji powezbraniowej, osadów organicznych oraz starorzeczy i osadów bagiennych. Antczak (1986) w aluwiach pozakorytowych Warty wydzieliła facje i scharakteryzowała uziarnienie pokryw rytmitów. Natomiast w opracowaniu Florka (1991) oprócz wspomnianych wcześniej facji zostały wyróżnione facje pojedynczych odsypów piaszczystych i wypełnienia międzywałowego. W pracy Kurowskiego (1999) zamieszczony został opis uziarnienia aluwiów budujących nasypy za wałem przykorytowym i nasypy powrotne, jako form akumulacji powodziowej. Z opracowań, w których podjęto charakterystykę uziarnienia opartą na analizie wskaźników statystycznych na szczególną uwagę zasługują prace Kalickiego (1996, 2000, 2006) zawierające szczegółowa charakterystykę uziarnienia facji budujących równowiekowe formy równiny zalewowej Wisły Kotliny Sandomierskiej.

Wyżej wymienieni autorzy charakteryzują przede wszystkim uziarnienie mad, nie przeprowadzają natomiast interpretacji litodynamiki środowiska depozycyjnego. Wyjątek stanowią dwie publikacje: Zwolińskiego (1985) i Antczak (1986). Zwoliński dokonał oceny prędkości erozyjnej oraz opracował model obrazujący zmianę warunków sedymentacji aluwiów pozakorytowych na równinie zalewowej Parsęty w pięciu (Zwoliński 1985) i sześciu (Zwoliński 1992) fazach powodzi, Antczak przeanalizowała rozmieszczenie na diagramie zależności C/M próbek osadów rytmitów powodziowych pobranych z równiny zalewowej w dolinie Warty.

7.1.2. Piaskodenne rzeki meandrujące

Aluwia pozakorytowe piaskodennych rzek meandrujących są najlepiej zbadanymi osadami spośród wszystkich deponowanych na równinach zalewowych. Na cechy ich uziarnienia mają wpływ wszystkie wymienione w rozdziale 2 czynniki, a w ich rozkładzie przestrzennym można zaobserwować niemal wszystkie prawidłowości, opisane także w rozdziale 2 (ryc. 6). Powszechna jest natomiast rytmika powodziowa przejawiająca się nie tylko w zróżnicowaniu frakcjonalnym pomiędzy sąsiadującymi warstwami lub laminami, ale również w zmiennym udziale materii organicznej (Zwoliński 1985), której towarzyszy niewielka zmiana uziarnienia (Szmańda, 2006b). Rytmika jest czytelna najlepiej w strukturze aluwiów budujących wały przykorytowe. Występuje jednak też w spągu serii wypełnień koryt przelewowych (Szmańda 2002, 2006a).

Opis warunków sedymentacji aluwiów pozakorytowych piaskodennych rzek meandrujących przeprowadziłem w oparciu o interpretację wyników analiz uziarnienia 867 próbek dwóch rzek: (1) Tążyny w okolicy Aleksandrowa Kujawskiego i (2) Drwęcy pomiędzy Elgiszewem i Golubiem-Dobrzyniem (Szmańda 2002, 2004) (ryc. 15, 27, 28). Depozycja badanych przeze mnie aluwiów pozakorytowych meandrujących rzek piaskodennych, jak wynika z rozmieszczenia próbek na diagramie zależności średniej średnicy ziarna M_1 i skośności M_3 (ryc. 27), odbywała się podczas przepływów o reżimie spokojnym (69% próbek) lub przejściowym z tendencją do spokojnego (31% próbek). Na diagramie zależności średniej średnicy ziarna (M_1) i wysortowania (M_2) (ryc. 27) próbki te tworzą dwa układy, 2a – układ, w którym występuje trend pogarszania się wysortowanie wraz ze zmniejszaniem się średnicy ziarna w warunkach dolnego ustroju przepływu i 1b – trend polepszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średnicy ziarna w warunkach dolnego ustroju

Tabela 11. Udział procentowy litotypów w typach badanych rzek	ζ
Table 11. Percentage of lithotypes in researched rivers' types	

		Typ rzeki ¹								
Litotyp	Kod	piaskodenna meandrująca	żwirodenna meandrująca	piaskodenna wielokorytowa	żwirodenna wielokorytowa					
Otoczaki	В	_	0,3	_	_					
Otoczaki żwirowe	BG	_	0,6	_	_					
Żwiry otoczakowo-piaszczyste	GBS	_	0,3	_	_					
Żwiry	G	_	1,4	_	0,8					
Żwiry piaszczyste	GS	_	3,4	_	_					
Piaski żwirowe	SG	_	6,7	_	0,3					
Piaski żwirowo-mułkowe	SGF^{s}	_	2,0	_	_					
Piaski mułkowo-żwirowe	SF ^s G	_	0,3	_	_					
Piaski	S	24,8	17,2	30,7	6,1					
Piaski mułkowe	SF^{s}	29,9	15,4	30,7	24,2					
Piaski mułkowo-ilaste	$SF^{s}F^{c}$	0,2	1,1	0,3	_					
Piaski ilasto-mułkowe	SF^cF^s	_	0,3	0,1	_					
Piaski ilaste	SF^{c}	0,2	_	0,3	-					
Mułki żwirowe	$F^{s}G$	_	0,3	_	_					
Mułki piaszczyste	$F^{s}S$	14,5	20,6	21,4	30,5					
Mułki piaszczysto-ilaste	$F^{s}SF^{c}$	0,1	0,3	0,3	0,8					
Mułki ilasto-piaszczyste	$F^{s}F^{c}S$	0,2	1,1	_	0,6					
Mułki	F^{s}	24,2	10,1	12,9	26,7					
Mułki ilaste	$F^{s}F^{c}$	5,4	12,2	2,6	9,2					
Mułki piaszczyste	$F^{c}S$	0,1	_	_	-					
Iły mułkowo-piaszczyste	$F^{c}F^{s}S$	_	0,6	_	-					
Iły mułkowe	$F^{c}F^{s}$	_	1,4	_	-					
Diamiktony piaszczyste	DS	_	1,1	_	-					
Diamiktony mułkowe	DF^{s}	0,4	2,2	0,6	0,8					
Diamiktony ilaste	DF^{c}	_	1,1	0,1	_					
Ogółem		100,0	100,0	100,0	100,0					

¹rzeki reprezentujące poszczególne typy wymieniono w rozdziale 4

przepływu (por. ryc. 8, 19C). Są to układy, które tworzą aluwia pozakorytowe (Mycielska-Dowgiałło 2007). Mady Tążyny są bardziej gruboziarniste niż Drwęcy. Można zatem przypuszczać, że powstawały one w warunkach przepływów o wyższej energii, na co wskazuje m.in. większy udział próbek Tążyny niż Drwęcy w strefie przepływów przejściowych (ryc. 27). O bardziej wysokoenergetycznych przepływach pozakorytowych w dolinie Tążyny niż w dolinie Drwęcy świadczy także to, że większość próbek Tążyny znajduje się w segmencie O₃-P₃ (trakcji z domieszką zawiesiny) na diagramie zależności C i M (ryc. 28). Główną przyczyną bardziej energetycznych przepływów w dolinie Tążyny niż w dolinie Drwęcy



Ryc. 27. Rozmieszczenie próbek aluwiów pozakorytowych Drwęcy i Tążyny na diagramach zależności M_1 i M_3 oraz M_1 i M_2

1 – linia podziału rozkładu próbek zaliczanych do trendu c_1 i trendu c_2 (objaśnienia w rozdz. 6), a – pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach górnego reżimu przepływu, b – pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach przejściowego reżimu przepływu z tendencją do górnego reżimu przepływu, c – pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach przejściowego reżimu przepływu z tendencją do dolnego reżimu przepływu, d – pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach dolnego reżimu przepływu; 1b – trend polepszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średnicy ziarna w warunkach dolnego ustroju przepływu, 2a – trend pogarszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średnicy ziarna w warunkach dolnego ustroju przepływu

Fig. 27. Distribution of samples of Drwęca and Tążyna rivers overbank alluvia on M_1 versus M_3 and M_1 versus M_2 diagrams

1 – division line of samples distribution classified as trend c1 and trend c 2 (explanation in chapter 6), a – field of samples distribution deposited under high energy flow regime condition, b – field of samples distribution deposited under transitional energy flow regime condition with tendency towards high energy flow regime, c – field of samples distribution deposited under transitional energy flow regime condition with tendency towards low energy flow regime, d – field of samples distribution deposited under low energy flow regime condition; 1b – tendency of sorting increasing along with mean grain size decreasing under low energy flow regime condition, 2a – tendency of sorting decreasing along with mean grain size decreasing under low energy flow regime condition jest większy spadek dna pierwszej z wymienionych rzek, Tążyna S = 2,3%, Drwęca S = 0,41% (Szmańda 2002, Kostrzewski i in. 2008).

Jak wynika z szacunków prędkości depozycyjnych wykonanych w oparciu o średnią średnicę ziaren osadów powstających podczas przepływów o reżimie przejściowym i spokojnym, aluwia pozakorytowe tych rzek powstawały przy prędkościach płynięcia wody poniżej 50 cm/s (tab. 5). Natomiast prędkości niezbędne do uruchomienia najgrubszych ziaren w bada-



Ryc. 28. Rozmieszczenie próbek aluwiów pozakorytowych badanych piaskodennych rzek meandrujących na diagramie zależności C i M

a – aluwia akumulowane w warunkach ustroju przejściowego z tendencją w kierunku podkrytycznego, b – aluwia akumulowane w warunkach ustroju podkrytycznego, 1 – segmenty O-P, 2 – segmenty P-Q, 3 – segmenty Q-R, 4 – segment R-S, 5 – granica segmentu T, 6 – tendencja zmian wartości C i M nawiązująca do pola Tc

Fig. 28. Distribution of researched overbank alluvia of sand-bed meandering river samples on CM diagram a – alluvia accumulated under intermediate energy flow regime with tendency to low energy flow regime condition, b – alluvia accumulated under low energy flow regime 1–O-P segment, 2–P-Q segments, 3–Q-R segments, 4–R-S

segment, 5 – T segments, 6 – tendency of C and M values changes referring to Tc field nych aluwiach pozakorytowych piaskodennych rzek meandrujących, określone na podstawie najgrubszych ziaren o najmniejszej wartości C (ryc. 28), w warunkach przepływu przejściowego z tendencją w kierunku spokojnego (-0,73 *phi*) i podczas przepływów podkrytycznych (-0,71 *phi*), wynosiły nie mniej niż 70 cm/s.

Analizując rozkład próbek aluwiów pozakorytowych Drwęcy i Tążyny na diagramie zależności C i M (ryc. 28), należy stwierdzić, że próbki pochodzące z równin zalewowych tych rzek tworzą S-kształtny zestaw segmentów oznaczony literami O₃-P₃-Q₂-R₂-S₂, w którym występują dwa punkty załamania Cr_5 i Cr_6 o wartości odpowiednio 0,5 i 0 phi oraz punkt załamania Cs o wartości 0,6 phi i punkt załamania Cu o wartości 2 *phi* (por. ryc. 21). Większość badanych próbek reprezentuje aluwia deponowane z ładunku zawieszonego, łączny udział próbek w segmentach Q_2 - R_2 - S_2 i segmencie T wynosi 71% (tab. 12). Przeważająca część osadów powstałych podczas przepływów przejściowych z tendencją do spokojnego była deponowana z trakcji ze zmiennym udziałem materiału przemieszczanego w zawieszeniu (segmenty O_3 - P_3 i P_3 - Q_2), natomiast większość aluwiów deponowanych w trakcie przepływu spokojnego tuż przed unieruchomieniem transportowana była w zawiesinie jednorodnej (segmenty R₂-S₂ i T) (ryc. 28). Z analizy kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia próbek aluwiów Drwęcy i Tążyny wynika jednak, że większość ziaren przemieszczana była w saltacji (tab. 12), przy czym przeważał ruch ziaren w krótkich przeskokach saltacyjnych. W saltacji przemieszczane były głównie ziarna frakcji piasku i mułku. Analizując zmianę średnicy ziaren w punktach załamania (tab. 12) kolejno w segmentach, w których zwiększa się udział zawiesiny, należy zwrócić uwagę, że w ruchu saltacyjnym znajdowały się coraz drobniejsze ziarna. W segmencie O₃-P₃ zakres rozmiarów ziaren przemieszczanych saltacyjnie wynosi od 0 do 8 phi, natomiast w segmentach R_2 - S_2 i T od 1 do 9 *phi*. Warto dodać, że analizując kształt części krzywych kumulacyjnych uziarnienia próbek lokujących się w segmentach zawiesiny jednorodnej typu pelagicznego (T), nie stwierdziłem wartości CT i FT (tab. 12, por. ryc. 25 F), co oznacza, że występuje w nich tylko odcinek A. W próbkach tych, na podstawie punktu załamania ST o wartości 9 *phi*, wyznaczyłem dwie subpopulacje – ziaren transportowanych w krótkich przeskokach saltacyjnych i w chwilowym zawieszeniu.

Prawie 1/5 spośród badanych próbek na diagramie zależności C i M znajduje się poza wyznaczonymi segmentami O₃-P₃-Q₂-R₂-S₂ i T (ryc. 28). Część z nich lokuje się w polu Tc, które według Passegi (1957) tworzą osady prądów zawiesinowych (por. ryc. 12). Rozkład tych osadów nawiązuje do linii C=M oraz do trendu rozmieszczenia próbek w segmencie Q-R. Ten sam rozkład próbek można zauważyć w polu T, które pokrywa się także z drugim z pól Tc wyznaczonym przez Passegę (1957) na diagramie C/M (ryc. 12). Fakty te mogą świadczyć o tym, że badane aluwia pozakorytowe mogły być transportowane przy przepływach wysokoskoncentrowanych. O dużej koncentracji materiału klastycznego podczas przepływów pozakorytowych może też świadczyć to, że w kilkunastu próbkach, których mediana jest większa od 4 phi (odpowiadających frakcji mułków), znajduje się co najmniej 1% frakcji o średnicy ziarna większej od 1 mm (C<0 phi) (ryc. 28). Jak wynika z diagramu Sundborga (1967), ziarna o średnicy 0 phi są unieruchamiane przy prędkości przepływu wody 35 cm/s, natomiast osady o średniej średnicy ziaren 4 phi według obliczeń z wzoru Millera i in. (1977) deponowane były przy prędkości 16 cm/s, a według wzoru Kostera (1978) przy prędkości 7 cm/s. Obecność ziaren o średnicy powyżej 0 phi w aluwiach o wartości mediany poniżej 4 phi można zatem wyjaśnić transportem materiału w warunkach wysokiej koncentracji zawiesiny.

7.1.3. Żwirodenne rzeki meandrujące

Warunki sedymentacji aluwiów pozakorytowych żwirodennych rzek meandrujących analizowałem w oparciu o wyniki analiz uziarnienia 372 próbek pobranych z równiny zalewowej Wisły w Bramie Krakowskiej i zachodniej części Kotliny Sandomierskiej

Tabela 12. Udział i rozmiar ziaren w różnych typach transportu określony z krzywych kumulacyjnych próbek aluwiów pozakorytowych badanych piaskodennych rzek meandrujących lokujących się w segmentach na diagramie C/M Passegi (1964)
 Table 12. Percentage and size of grains in different transport types interpreted from cumulative curves of samples in researched meandering sand-bed rivers of overbank deposits located in segments on CM Passega (1964) diagram

Segment	Udział [%] —	Prze	eciętny udz	iał ziaren v		Punkt załamania [<i>phi</i>]				
		С	А	A_1	A_2	В	СО	СТ	ST	FT
$O_3 - P_3$	18	3	80	57	23	17	0–0,5	0–2	0,5–5	0,5–8
P_3-Q_2	11	1	62	36	26	37	0,5–1	0,5–1	1-6	2–8
$Q_2 - R_2$	26	1	68	43	25	31	0–2,5	0,5–5	1–7	3,5–9
R_2-S_2	13	1	66	53	13	33	0–2,5	1–5,5	7–8	4,5–9
Т	32	<1	54	73*	27*	45	0–5	1–6	8–9	5–9

*udział subpopulacjiA1 i A2 w próbkach, w których wyznaczono tylko populację A

oraz wyniki analiz uziarnienia 19 próbek opublikowane przez Teisseyre'a (1988a) (ryc. 15, 29, 30).

Sedymentacja aluwiów pozakorytowych w dnach żwirodennych rzek meandrujących została w wyczerpujący sposób opisana przez Teisseyre'a (1980, 1985, 1986, 1988a,b). Jak wynika z obserwacji prowadzonych przez tego autora, na równinach zalewowych tego typu rzek akumulowane są frakcje żwirowe (w tym otoczaki), piaszczyste i mułkowe. Największe rozprzestrzenienie mają aluwia mułkowe. Spostrzeżenie to potwierdzają także moje badania, ponieważ w aluwiach pozakorytowych górnej Wisły dominuje frakcja mułkowa (ok. 44%) względem frakcji piasku (35%, por. tab. 11). Frakcje żwirowe i piaszczyste osadzane są zwykle w bezpośrednim sąsiedztwie koryta. Rozkład pokryw żwirów ogranicza się do wałów przykorytowych. Pojedyncze okruchy otoczaków i żwirów mogą być, przy przepływach wysokoskoncentrowanych, przemieszczane do strefy dystalnej równiny zalewowej i akumulowane w asocjacji z mułkami (Teisseyre 1988a, b). Aluwia piaszczyste odkładane są na wałach przykorytowych oraz w obrębie stożków (glifów) krewasowych. Największe miąższości pokryw piaszczystych zanotowane zostały w strefie pomiędzy grzbietem wału przykorytowego i jego dystalnym skłonem (Teisseyre 1988b). Średnica ziaren frakcji piaszczystej zmniejsza się wraz z odległością od koryta rzeki. Teisseyre w swoich artykułach nie wypowiada się wprost, jak odbywał się ruch ziaren przed depozycją aluwiów piaszczystych. Jednak z zamieszczonego przez niego w pracach z 1986 i 1991 roku schematu prezentującego charakter transportu materiału klastycznego (ryc. 3) wynika, że na równinie zalewowej ziarna piaszczyste przemieszczane sa w zawiesinie, która ze wzgledu na średnice ziaren należy uznać za zawiesinę bardzo grubą i gruba (por. tab. 2).

Często spotykaną sekwencją wyrażoną w strukturze aluwiów pozakorytowych jest cyklotem powodziowy. Cyklotem ten cechuje pensymetryczne uziarnienie frakcjonalne (Teisseyre 1986). Występujące w jego części środkowej najgrubsze, zwykle żwirowe ziarna, stanowią zapis przejścia szczytu fali powodziowej. W strefie dystalnej cyklotem może być zapisany w postaci trzech warstw mułkowych (Teisseyre 1986). Warstwy zewnętrzne (górna i dolna) mają strukturę masywną, natomiast warstwa środkowa ma strukture riplemarkowa (rvc. 4). Ze wzgledu na epizodyczne pojawianie się riplemarków mułkowych oraz ich nietrwałość (Rees 1966), struktura cyklotemu powodziowego w mułkach praktycznie nie zachowuje się. Należy w tym miejscu podkreślić, że z uwagi na nieciągłość procesów depozycji na równinach zalewowych występowanie pokryw z sekwencją cykliczną ma charakter lokalny.

Typ rzeki na badanym odcinkach doliny Wisły (w Bramie Krakowskiej i Kotlinie Sandomierskiej) trudno jednoznacznie zaklasyfikować do rzeki mean-

drującej żwiro- lub piaskodennej. Z charakterystyki współczesnych aluwiów korytowych Wisły dokonanej od źródeł do ujścia przez Kociszewska-Musiał (1969, 1970) wynika, że udział żwirów w okolicy Krakowa nie przekracza 20%. Jednak z wyników badań litofacjalnych przeprowadzonych przez Rutkowskiego (1987) w Bramie Krakowskiej oraz z rezultatów badań litologicznych mad zachodniej części Kotliny Sandomierskiej, zamieszczonych m.in. w pracach Kalickiego i Starkla (1987) oraz Kalickiego (1991), można wnioskować, że aluwia korytowe Wisły cechuja się dwudzielnościa charakterystyczna dla żwirodennych rzek meandrujących (Gustavson 1978, Teisseyre 1984, Zieliński 1998). Według Rutkowskiego (1987) w spągu serii aluwiów korytowych występują żwiry i żwiry piaszczyste (Mz od -2,5 do -4,8 phi), nad którymi zalegają aluwia piaszczyste (Mz od 0,6 do 1,2 phi). Badane przeze mnie próbki mad górnej Wisły uznałem za reprezentatywne dla żwirodennej rzeki meandrującej.

Akumulacja analizowanych aluwiów pozakorytowych żwirodennych rzek meandrujących odbywała się głównie podczas przepływów niskoenergetycznych (ryc. 29). W 65% badanych próbek zarejestrowane zostały przepływy o spokojnym reżimie. Na diagramie zależności C i M próbki te lokują się w segmentach R_1 -S, R_2 -S₂ i Q_2 -R₂ (ryc. 30), co oznacza, że aluwia te deponowane były głównie z zawiesiny jednorodnej oraz w znacznie mniejszym udziale z zawiesiny gradacyjnej. Łącznie udział próbek lokujących się w segmentach zawiesiny jednorodnej stanowi 56% wszystkich badanych próbek (tab. 13). Jak wynika jednak z przeprowadzonej przeze mnie analizy kształtu krzywych kumulacyjnych, większość ziaren bezpośrednio przed unieruchomieniem transportowana była w saltacji (tab. 13). Udział ziaren przemieszczających się w saltacji i zawieszeniu oraz w saltacji przy dnie i w chwilowym zawieszeniu był zmienny. Różnił się istotnie szczególnie w segmentach zawiesiny jednorodnej (segmenty R-S). W segmencie R_1 - S_1 zarejestrowany został 9-krotnie większy udział ziaren przemieszczanych w saltacji niż zawieszeniu oraz przeszło 3-krotnie większy udział ziaren transportowanych w chwilowym zawieszeniu niż w saltacji przy dnie. W saltacji przy dnie przemieszczane były ziarna piasku drobnego i średniego (<3 phi), natomiast ziarna transportowane w chwilowej zawiesinie miały średnicę mniejszą od drobnego piasku (>3 phi). Przecietny udział ziaren deponowanych z saltacji w próbkach lokujących się w segmencie R_2 - S_2 stanowi nieco ponad połowe, były to ziarna piasku i mułku o średnicy od 2 phi do 9 phi. Z analizy kształtu krzywych kumulacyjnych próbek należących do tego segmentu można wnioskować, że z saltacyjnego ruchu w chwilowym zawieszeniu deponowanych było średnio około 1/3 ziaren frakcji drobniejszych od 7 phi (tab. 13). Z chwilowej zawiesiny akumulowane były zatem oprócz ziaren mułku także ziarna iłu.

W tym miejscu należy zwrócić uwagę, że w przeszło 30 próbkach aluwiów pozakorytowych zdeponowanych w warunkach przepływu spokojnego, podczas którego prędkość płynięcie wody była mniejsza niż 20 cm/s (por. tab. 5), znajdują się ziarna, których wartość C jest mniejsza od 0 *phi* (ryc. 30). Z diagramu Sundborga (1967) wynika, że prędkość niezbęd-



Ryc. 29. Rozmieszczenie próbek aluwiów pozakorytowych górnej Wisły i potoku Złotna na diagramach zależności M₁ i M₃ oraz M₁ i M₂

1 – linia podziału rozkładu próbek zaliczanych do trendu c, i trendu c2 (objaśnienia w rozdz. 6), a – pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach górnego reżimu przepływu, b pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach przejściowego reżimu przepływu z tendencją do górnego reżimu przepływu, c - pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach przejściowego reżimu przepływu z tendencją do dolnego reżimu przepływu, d - pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach dolnego reżimu przepływu; 1a – trend polepszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna w warunkach górnego ustroju przepływu, 1b-trend polepszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna w warunkach dolnego ustroju przepływu, 2a trend pogarszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna w warunkach dolnego ustroju przepływu, 2b - trend pogarszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna w warunkach górnego ustroju przepływu

Fig. 29. Distribution of samples of upper Vistula river and Złotna creek overbank alluvia on M₁ versus M₃ and M₁ versus M, diagrams

1 - division line of samples distribution classified as trend c1 and trend c 2 (explanation in chapter 6), a - field of samples distribution deposited under high energy flow regime condition, b - field of samples distribution deposited under transitional energy flow regime condition with tendency towards high energy flow regime, c - field of samples distribution deposited under transitional energy flow regime condition with tendency towards low energy flow regime, d – field of samples distribution deposited under low energy flow regime condition; 1a - tendency of sorting increasing along with mean grain size decreasing under high energy flow regime condition, 1b - tendency of sorting increasing along with mean grain size decreasing under low energy flow regime condition, 2a - tendency of sorting decreasing along with mean grain size decreasing under low energy flow regime condition, 2b - tendency of sorting decreasing along with mean grain size decreasing under high energy flow regime condition



- **Ryc. 30.** Rozmieszczenie próbek aluwiów pozakorytowych badanych żwirodennych rzek meandrujących na diagramie zależności C i M
 - a aluwia transportowane w warunkach ustroju nadkrytycznego b – aluwia transportowane w warunkach ustroju przejściowego z tendencją w kierunku nadkrytycznego, c – aluwia transportowane w warunkach ustroju przejściowego z tendencją w kierunku podkrytycznego, d – aluwia transportowane w warunkach ustroju podkrytycznego, 1 – segmenty N-O, 2 – segmenty O-P, 3 – segmenty P-Q, 4 – segmenty Q-R, 5 – segment R-S, 6 – granica segmentu T, 7 – tendencja zmian wartości C i M nawiązująca do pola Tc
- Fig. 30. Distribution of researched overbank alluvia of sand-bed meandering river samples on CM diagram a alluvia transported under high energy flow regime, b alluvia transported under intermediate energy flow regime with tendency to high energy flow regime condition, c alluvia transported under intermediate energy flow regime with tendency to low energy flow regime condition, d alluvia transported under low energy flow regime, 1 N-O segment, 2 O-P segment, 3 P-Q segments, 4 Q-R segments, 5 R-S segment, 6 T segments, 7 tendency of C and M values changes referring to Tc field

Segment	Udział [%]	Prz	eciętny udz	ział ziaren w	populacji	Punkt załamania [<i>phi</i>]					
		С	А	A_1	A_2	В	СО	CT	ST	FT	
$N_1 - O_1$	2	0	100	30*	70*	0	-	-	-6	-	
$O_1 - P_1$	3	52	45	18	27	2	-24	0	1	2–3	
N_2-O_2	1	68	29	14	15	3	-2	0	1	2	
$O_2 - P_2$	12	9	84	39	46	7	-32	-1-0	0-1	2–4	
P_2-Q_1	14	1	89	29	58	10	-31	-2-0	1–1,5	2–4	
$Q_1 - R_1$	2	< 0,1	98	6	92	2	-1	0	1	2	
\mathbf{R}_{1} - \mathbf{S}_{1}	6	0	90	20	70	10	_	_	3	8	
$O_3 - P_3$	3	1	74	20	54	25	-1,5-0	0–1	1–2	2–4	
P_3-Q_2	4	0	100	10	90	0	_	_	1	-	
$Q_2 - R_2$	3	0,5	91	80	11	8,5	1	2	5	8	
R_2 - S_2	51	51 1	55	44	9	44	_1_1	2–4	7–9	7,5–9	
	31	1	1 55	77*	33*		-1-1				

Tabela 13. Udział i rozmiar ziaren w różnych typach transportu określony z krzywych kumulacyjnych próbek aluwiów pozakorytowych badanych żwirodennych rzek meandrujących lokujących się w polach diagramu C/M Passegi (1964)
 Table 13. Percentage and size of grains in different transport types interpreted from cumulative curves of samples in researched meandering sand-bed rivers of overbank deposits located in segments on CM Passega (1964) diagram

*udział subpopulacji A1 i A2 w próbkach, w których wyznaczono tylko populację A

na do uruchomienia tych ziaren była większa niż 50 cm/s, a dla C o największym spośród tu wspominanych rozmiarze ziarna, o średnicy –2,8 *phi* (wartość M wyznaczona dla tej próbki wynosi 5,1 *phi*), przekracza 1,5 m/s.

W warunkach przepływów o reżimie przejściowym powstało 26% aluwiów pozakorytowych badanych żwirodennych rzek meandrujących (ryc. 29), w jednakowym udziale z tendencją w kierunku dolnego i górnego ustroju przepływu. Z analizy rozmieszczenia próbek na diagramie zależności C i M wynika, że zdecydowana większość próbek aluwiów powstałych w warunkach przepływu przejściowego z tendencją do dolnego lokuje się w segmentach P_2 - Q_1 i P_3 - Q_2 (ryc. 29). Mycielska-Dowgiałło (1995, 2007) uważa, że segment ten tworzą próbki osadów deponowanych z saltacji z udziałem toczenia. Analiza kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia potwierdza dominację saltacyjnego transportu ziaren bezpośrednio poprzedzającego ich depozycję (tab. 13), przy czym średnio 10% ziaren drobniejszych od 2 phi w próbkach osadów lokujących się w segmencie P₂-Q₁ znajdowało się w zawieszeniu. Próbki aluwiów zdeponowanych przy przepływach przejściowych z tendencją do nadkrytycznego lokują się w segmencie O_2 - P_2 oraz w segmencie P_2 - Q_1 w zakresie wartości C niżej –2 phi. Zdaniem Passegi (1964) segmenty te tworzą próbki osadów deponowanych z trakcji przy udziale zawiesiny gradacyjnej. Z analizy krzywych kumulacyjnych uziarnienia wynika, że w próbkach aluwiów znajdujących się w tych segmentach dominuje udział ziaren przemieszczanych w saltacji (tab. 13). Na podstawie punktów załamania CT i FT można wnioskować, że były to ziarna drobnego żwiru i piasku. Ziarna grubsze od drobnego żwiru były transportowane trakcyjnie, a ziarna mułku w zawieszeniu.

Podczas przepływów nadkrytycznych osadziło się 10% badanych aluwiów. Były to próbki osadów zdeponowane na stożku Myszkowic w dnie potoku Złotna oraz próbki pobrane z równiny zalewowej Wisły w zachodniej części Kotliny Sandomierskiej (ryc. 28). W próbce osadów pobranej z potoku Złotna, której średnia średnica ziarna $M_1 = -7.3 phi$ (ryc. 29), a C = 9 phi (ryc. 30), zarejestrowana została największa prędkość przepływu niezbędna do uruchomienia najgrubszych ziaren spośród wszystkich badanych aluwiów pozakorytowych – 7 m/s (tab. 5). Próbki aluwiów pozakorytowych zdeponowanych podczas przepływów nadkrytycznych lokują się w segmentach N_1 - O_1 i O_1 - P_1 oraz w asocjacji z próbkami osadów zdeponowanych przy przepływach przejściowych z tendencją do nadkrytycznego w segmentach N_2 - O_2 i O_2 - P_2 . Segmenty te tworzą aluwia powstałe z trakcji z niewielkim udziałem zawiesiny. Z analizy kształtu krzywych kumulacyjnych wynika, że przy udziale trakcji przekraczającym 50% (O₁-P₁) i dochodzącym do 70% (N_2 - O_2) były akumulowane ziarna o średnicy większej od gruboziarnistego piasku (tab. 13). Ziarna o średnicy od 0 do 2 *phi* były transportowane saltacyjnie, natomiast ziarna drobniejsze od 2 phi, których udział wynosił średnio kilka procent, opadały na powierzchnię równiny zalewowej z zawiesiny. Szczególnie godny zanotowania jest fakt, że z analizy kształtu krzywych kumulacyjnych próbek lokujących się w segmencie N_1 - O_1 , czyli podczas najbardziej energetycznych przepływów z trakcji (Passega 1964), wynika, że osady te były transportowane saltacyjnie, w tym przy przewadze ruchu ziaren w chwilowej zawiesinie (tab. 13). Wskazuje to na transport ziaren w warstwie dennej przy dużej koncentracji transportowanego materiału klastycznego (ryc. 1), który był przemieszczany w chwilowym kontakcie z dnem, co potwierdza opinię Popka (2006), że transport materiału klastycznego w warstwie dennej odbywa się w zawieszeniu przy sporadycznym kontakcie z podłożem, o czym wspominałem w rozdziale 2.

Próbki aluwiów na diagramie zależności M_1 i M_2 tworzą wszystkie cztery wyróżniane przez Mycielska-Dowgiałło (2007) układy (ryc. 29, por. ryc. 8). Jedynie próbki reprezentujące aluwia pozakorytowe Wisły zdeponowane w zachodniej części Kotliny Sandomierskiej nie wykazują wyraźnego polepszania się wysortowania w zakresie układu 1b. Należy dodać, że większość próbek aluwiów akumulowanych podczas przepływów podkrytycznych pochodzących z Kotliny Sandomierskiej ma bardziej dodatnie skośności niż próbki pobrane z równiny zalewowej Wisły w Bramie Krakowskiej i potoku Złotna (diagram zależności M_1 i M_3 na ryc. 29). Na tej podstawie można wnioskować, że w próbkach z Kotliny Sandomierskiej, których średnica ziarna jest taka sama jak z Bramy Krakowskiej i potoku Złotna, jest większa domieszka ziaren grubszych od mediany.

Warte zanotowania jest, że mady powstałe podczas przepływów nadkrytycznych tworzą dwa (1a i 2b) z wyznaczonych przez Mycielską-Dowgiałło (2007) układów uznawanych za osady powstające w korytach rzecznych (ryc. 29). Oznacza to, że przy przepływach nadkrytycznych charakter transportu materiału na równinach zalewowych żwirodennych rzek meandrujących mógł być podobny do transportu w korytach rzecznych.

7.2. Depozycja w układach rzek wielokorytowych

7.2.1. Ogólna charakterystyka systemów wielokorytowych

Układy wielokorytowe rzek są nazywane i definiowane w literaturze geomorfologicznej w różny sposób (Beechie i in. 2006). Najczęściej używa się zamiennie nazw anastomozujące lub rozgałęzione (ang. anabranched). Termin anastomozujące (ang. anastomosing) został po raz pierwszy użyty przez Jacksona (1834, s. 79) dla określenia wielokorytowego systemu rozdzielonego przez wyspy aluwialne (Smith & Putnam 1980, Nanson & Knighton 1996). Natomiast termin rzeki rozgałęzione był używany także w stosunku do rzek roztokowo-wyspowych (ang. *island-braided*), w których poszczególne nurty rozdzielone są przez zarośnięte wyspy występujące zwykle w dolinach rzek żwirodennych (Beechie i in. 2006). W literaturze polskiej syntezę procesów sedymentacji i morfologii równin zalewowych oraz analizę układu koryt rzek anastomozujących opublikował Teisseyre (1991, 1992).

Jak wynika z obserwacji prowadzonych przeze mnie w dolinach rozgałęzionych systemów Wisły (Szmańda 2000, 2002, 2006a, b, Szmańda i in. 2008a, b, Szmańda 2009, Lehotský i in. 2010a, b) struktura drobnoklastycznych aluwiów pozakorytowych deponowanych w systemach wielokorytowych jest zwykle masywna, chociaż w osadach piaszczystych wałów przykorytowych i równi zalewowych spotyka się warstwowania przekątne, przeważnie riplemarkowe. Często zaobserwować można także rytmiczną sekwencję wyrażoną w różnej miąższości warstwach piaszczystych i mułkowych (mułkowo-ilastych), których grubość maleje ku powierzchni równiny zalewowej. W cechach teksturalnych osadów rytmiczne warstwowanych często widoczna jest słabo zaznaczająca się odwrócona gradacja uziarnienia. Sekwencja grubienia osadów ku stropowi uwidacznia się też w tych aluwiach w postaci wzrostu udziału frakcji mułku w warstwach akumulowanych w górnej części profili (Szmańda 2002).

Interesujący przykład interpretacji warunków sedymentacji mad budujących różne formy równiny zalewowej Wisły w Kotlinie Toruńskiej i Basenie Unisławskim, w oparciu o rozmieszczenie próbek na diagramie zależności C/M, przedstawił Kordowski (2003, 2004, 2009). Podsumowując wyniki jego badań, należy stwierdzić, że:

- inicjalne wały przykorytowe zbudowane są z osadów piaszczystych i mułkowo-ilastych, deponowanych z zawiesinowego obciążenia rzeki przy udziale ziaren z zawiesiny gradacyjnej drobnej lub jednorodnej,
- rozwinięte wały przykorytowe, głównie piaszczyste, akumulowane są z ładunku zawieszonego, a przed wszystkim z ziaren transportowanych w zawiesinie gradacyjnej średniej,
- osady basenów powodziowych deponowane są z zawiesiny jednorodnej, chociaż sporadycznie wypełniają je także osady akumulowane z zawiesiny gradacyjnej drobnej, a bardzo rzadko aluwia osadzające się z ładunku dennego rzeki, w którym ziarna frakcji piasku (o średnicy dochodzącej do 0,5 mm) są toczone lub wleczone po dnie,
- cienie piaszczyste powstają wyłącznie w obrębie wałów przykorytowych przy udziale ziaren transportowanych trakcyjnie,
- wstęgi piaszczyste występują głównie w proksymalnej części równiny zalewowej i zbudowane są z ziaren przemieszczających się w suspensji gradacyjnej drobnej.

7.2.2. Piaskodenne rzeki wielokorytowe

W analizie sedymentacji mad piaskodennych rzek wielokorytowych posłużyłem się próbkami aluwiów pozakorytowych zdeponowanych na równinie zalewowej w środkowym i dolnym biegu Wisły. Jak wynika z analizy różnych opracowań dotyczących układu koryta (Tomczak 1971, Koc 1972, Florek i in. 1987, Babiński & Klimek 1990, Andrzejewski & Juśkiewicz 2003), Wisła przed regulacją na odcinku poniżej ujścia Sanu charakteryzowała się złożonym układem koryt rozgałęzionych, z jednym korytem głównym i kilkoma bocznymi. Na badanych przeze mnie odcinkach równiny zalewowej Wisły w przełomie małopolskim koło Ciszycy Przewozowej, Kotlinie Warszawskiej i Kotlinie Toruńskiej (ryc. 15) cechy przepływu wody, osady i morfologia koryta oraz formy jego dna w poszczególnych korytach różnią się znacznie (m.in. Babiński & Klimek 1990, Florek i in. 1990, Soja, Mrózek 1990, Babiński 1992). Najogólniej można przyjąć, że koryto główne reprezentuje typ piaskodennej rzeki roztokowej, natomiast koryta boczne typ rzeki kretej lub meandrującej. Uwzględniając roztokowy i meandrujący rodzaj koryt oraz budowę geologiczną równin zalewowych, system fluwialny Wisły na odcinku środkowym i dolnym można uznać za rozgałęziony piaskodenny (Kalicki & Szmańda 2009) system fluwialny uformowany z mieszanego ładunku materiału klastycznego, o ustabilizowanym korycie głównym i migrujących lateralnie korytach bocznych oraz piaszczysto-mułkowej budowie brzegów. Na podstawie wyników badań, m.in. Tomczak (1982, 1987), Wiśniewskiego (1985, 1987), Niewiarowskiego (1987) i Babińskiego (1990), należy stwierdzić, że w dolinie dolnej Wisły rzeka w korycie głównym nigdy nie osiągnęła stadium rzeki meandrującej. Dlatego przyjąłem, że wielokorytowy system fluwialny Wisły powstał bezpośrednio na drodze przejścia od piaskodennej rzeki roztokowej do piaskodennej rzeki anastomozującej (Szmańda 2006a). Istnieją jednak także poglądy, że lokalnie formą przejściową z systemu roztokowego do anastomozującego mógł być typ rzeki meandrującej. Myślińska (1980), powołując się na poglądy Falkowskiego (1967), interpretuje występującą w budowie równiny zalewowej środkowej i dolnej Wisły spągową serię mady ilastej jako aluwia pozakorytowe rzeki meandrującej. Florek i in. (1990) oraz Mycielska-Dowgiałło i Chormański (2000) w Kotlinie Warszawskiej wydzielają fazę meandrowego rozwinięcia głównego koryta rzeki, która nastąpiła w okresie od około 6 tys. lat do około 3,4 tys. lat temu.

Interpretację warunków przepływu i transportu materiału na równinie zalewowej wielokorytowej rzeki piaskodennej oparłem na wynikach uziarnienia 723 próbek pobranych w przełomie małopolskim przez wyżyny w rejonie Ciszycy Przewozowej, w Kotlinie Warszawskiej w rejonie ujścia Bzury i w Kotlinie Toruńskiej na odcinku od Torunia do Przyłubia Krajeńskiego (ryc. 15, 31, 32).

Z analizy rozmieszczenia próbek na diagramie zależności M_1 i M_3 (ryc. 31) wynika, że akumulacja aluwiów na równinie zalewowej Wisły, na wymienionych odcinkach biegu środkowego i dolnego, odbywa się głównie podczas przepływów podkrytycznych (68% próbek) oraz przepływu przejściowego z tendencją w kierunku spokojnego (28% próbek). Próbki te, wraz z próbkami mad zdeponowanych w warunkach przejściowych z tendencją w kierunku przepływu rwącego i w warunkach górnego reżimu przepływu, tworzą dwa układy na diagramie zależności M₁ i M₂ (ryc. 31). Układy te, zdaniem Mycielkiej-Dowgiałło (2007), tworzą próbki osadów pozakorytowych (por. ryc. 8). W warunkach przepływu przejściowego z tendencją w kierunku rwącego powstało 4% badanych próbek, natomiast tylko w jednej zarejestrowany został przepływ nadkrytyczny. Próbka ta pochodzi z Kotliny Toruńskiej (ryc. 31, 32), a wyznaczone na podstawie analizy uziarnienia tej próbki wartości C = -1,4 phi, M = -0,21 phi (ryc. 32), $M_1 = -0.17 phi$ i $M_3 = 0.03$ spełniają warunki zaliczenia jej do osadów powstających podczas przepływów rwących, przy prędkości depozycyjnej w zakresie od 20 cm/s do 60 cm/s. Natomiast zapisana w niej prędkość erozyjna wynosi około 1 m/s. W tym miejscu warto zauważyć, że największą prędkość erozyjną w badanych aluwiach Wisły określiłem na podstawie próbki zdeponowanej w Kotlinie Warszawskiej (ryc. 30) podczas przepływu przejściowego z tendencją w kierunku nadkrytycznego. Prędkość ta określona na podstawie wartości C = -3,3 phi wynosi około 1,7 m/s, co przy największej prędkości depozycyjnej określonej dla aluwiów deponowanych w warunkach reżimu przejściowego (tab. 5), wynoszącej 0,5 m/s, może oznaczać, że ziarna te były przemieszczane w trakcie przepływów o dużej koncentracji zawiesiny. O wysokiej koncentracji materiału klastycznego występującej w czasie powodzi nie tylko przy przepływach przejściowych, ale także spokojnych może świadczyć lokowanie się próbek w polach oznaczonych jako Tc (por. ryc. 12) na diagramie zależności C i M (ryc. 32) oraz wartości C powyżej 0 phi w próbkach, których M jest mniejsze od 4 phi (ryc. 32).

Jak wynika z analizy rozmieszczenia próbek aluwiów pozakorytowych Wisły na diagramie zależności C i M, większość próbek lokuje się w segmentach uznanych przez Passegę (1957, 1964) za osady powstające z zawiesiny gradacyjnej lub jednorodnej (ryc. 32). Udział próbek osadów transportowanych w zawiesinie jednorodnej i gradacyjnej (segmenty Q-R, R-S i T) wynosi 73% (tab. 14). Próbki badanych aluwiów pozakorytowych tworzą dwa zestawy segmentów: (1) P_2 -Q₁-R₁-S₁ i (2) O₃-P₃-Q₂-R₂-S₂. W skład pierwszego z nich wchodzą głównie próbki zdeponowane w warunkach przepływu przejściowego, a w składzie drugiego, w segmentach O₃-P₃-Q₂, lokują się próbki powstałe przy przepływach przejściowych, zaś w segmentach Q_2 - R_2 - S_2 – głównie deponowane w dolnym ustroju przepływu wody.

Interpretacja kształtu krzywych kumulacyjnych wykazała, że transport ziaren we wszystkich badanych próbkach odbywał się głównie saltacyjnie (tab. 14). Wraz ze zmniejszaniem się wartości C i M, co związane jest ze spadkiem energii przepływu, zmniejsza się rozmiar ziaren transportowanych w saltacji. Rozmiar największych ziaren przemieszczanych w saltacji określiłem na 0 *phi* (wartość CT w segmentach Q_1 - R_1 - S_1). W krótkich przeskokach saltacyjnych przemieszczane były ziarna piasku, natomiast ziarna mułku w zależności od prędkości



Ryc. 31. Rozmieszczenie próbek aluwiów pozakorytowych wybranych odcinków środkowej i dolnej Wisły na diagramach zależności M₁ i M₃ oraz M₁ i M₂

1 – linia podziału rozkładu próbek zaliczanych do trendu c₁ i trendu c₂ (objaśnienia w rozdz. 6), a – pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach górnego reżimu przepływu, b – pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach przejściowego reżimu przepływu z tendencją do górnego reżimu przepływu, c – pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach przejściowego reżimu przepływu z tendencją do dolnego reżimu przepływu, d – pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach dolnego reżimu przepływu; 1b – trend polepszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna w warunkach dolnego ustroju przepływu, 2a – trend pogarszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna w warunkach dolnego ustroju przepływu

Fig. 31. Distribution of samples of meddle and lower Vistula river overbank alluvia on M_1 versus M_3 and M_1 versus M_2 diagrams

1 – division line of samples distribution classified as trend c1 and trend c 2 (explanation in chapter 6), a – field of samples distribution deposited under high energy flow regime condition, b – field of samples distribution deposited under transitional energy flow regime condition with tendency towards high energy flow regime, c – field of samples distribution deposited under transitional energy flow regime condition with tendency towards low energy flow regime, d – field of samples distribution deposited under low energy flow regime condition; 1b – tendency of sorting increasing along with mean grain size decreasing under low energy flow regime condition, 2a – tendency of sorting decreasing along with mean grain size decreasing under low energy flow regime condition przepływu mogły być przemieszczane w saltacji przy dnie lub chwilowej zawiesinie. Ziarna frakcji ilastej lokujące się w segmentach R_1 - S_1 i polu T mogły opadać na powierzchnie równin zalewowych z zawiesiny (jeśli punkt FT = 9 *phi*, tab. 14) lub chwilowej zawie-



Ryc. 32. Rozmieszczenie próbek aluwiów pozakorytowych badanych żwirodennych rzek meandrujących na diagramie zależności C i M

- a aluwia transportowane w warunkach ustroju nadkrytycznego, b – aluwia transportowane w warunkach ustroju przejściowego z tendencją w kierunku nadkrytycznego, c – aluwia transportowane w warunkach ustroju przejściowego z tendencją w kierunku podkrytycznego, d – aluwia transportowane w warunkach ustroju podkrytycznego, 1 – segmenty N-O, 2 – segmenty O-P, 3 – segmenty P-Q, 4 – segmenty Q-R, 5 – segment R-S, 6 – granica segmentu T, 7 – tendencja zmian wartości C i M nawiązująca do pola Tc
- Fig. 32. Distribution of researched overbank alluvia of sand-bed meandering river samples on CM diagram a alluvia transported under high energy flow regime, b alluvia transported under intermediate energy flow regime with tendency to high energy flow regime condition, c alluvia transported under intermediate energy flow regime with tendency to low energy flow regime condition, d alluvia transported under low energy flow regime, 1 N-O segment, 2 O-P segment, 3 P-Q segments, 4 Q-R segments, 5 R-S segment, 6 T segments, 7 tendency of C and M values changes referring to Tc field

	e			1 0						
Segment	Udział [%]	Prz	eciętny udz	iał ziaren w	v populacji	[%]	Punkt załamania [<i>phi</i>]			
		С	А	A_1	A_2	В	СО	CT	ST	FT
P_2-Q_1	5	0,2	90,6	53	37	9,2	0	1	1–3	2–4
$Q_1 - R_1$	1	0	95	5	90	5	-1	0	1	4
$R_1 - S_1$	10	0,01	90	20	70	10	-2	0	3	6
$O_3 - P_3$	2	15	82	60	22	3	_	1	2	2–4
P_3-Q_2	21	1	73	36	37	23	0–2	1–3	1–5	3–8
$Q_2 - R_2$	26	0,2	90,7	70,7	20,0	9,1	0–1	0–2	2–8	3–9
R_2 - S_2	20) 0,4	86,8	78,8	8,0	12,8	-2-2	0–3	4,5–9	3–9
	30			86*	14*					
Т	6	6 0,1	87.1	81,4	5,7	12,8	1–4	3,5–5	8–9	6_9
	U		07,1	83*	17*					0-9

Tabela 14. Udział i rozmiar ziaren w różnych typach transportu określony z krzywych kumulacyjnych próbek aluwiów pozakorytowych badanych piaskodennych rzek wielokorytowych lokujących się w polach diagramu C/M Passegi (1964)
 Table 14. Percentage and size of grains in different transport types interpreted from cumulative curves of samples in researched anabranching sand-bed rivers of overbank deposits located in segments on CM Passega (1964) diagram

* udział subpopulacjiA1 i A2 w próbkach, w których wyznaczono tylko populację A

siny (jeśli w próbkach wyróżniłem tylko populację saltacyjną, tab. 14).

7.2.3. Żwirodenne rzeki wielokorytowe

Zwirodenne rzeki rozgałęzione ze względu na stopień stabilności koryt zostały podzielone na dwa typy (Nanson & Knighton 1996): 1) koryta lateralnie aktywne (ang. gravel-dominated, laterally active system), (2) koryta stabilne (gravel-dominated, stable system). Nanson i Knighton (1996) twierdza, że żwiry deponowane w korytach tych rzek moga być przykryte mułkowymi lub mułkowo-piaszczystymi aluwiami pozakorytowymi. Koryta dolin przykrytych aluwiami mułkowymi są bardziej stabilne niż przykryte aluwiami piaszczysto-mułkowymi. Systemy żwirodennych rzek rozgałęzionych występują w chłodnych strefach klimatycznych. Stabilność ich koryt zależy nie tylko od litologii ich brzegu, ale też od wilgotności klimatu. W warunkach bardziej wilgotnych koryta są stabilniejsze niż w warunkach klimatu kontynentalnego. Zwirodenne rzeki wielokorytowe nazywane są także rzekami błądzącymi (ang. wandering) i traktowane jako typ przejściowy pomiędzy rzekami roztokowymi i meandrującymi (Desloges & Church 1989).

Aluwia i procesy sedymentacji w dolinach żwirodennych rzek anastomozujących zostały zbadane przez Teisseyre'a (1992) na przykładzie górnego Bobru i górnej Oławy. Systemy anastomozujące w dolinach obu tych rzek powstały poprzez transformację z układu koryta rzeki meandrującej. Powodem była głównie działalność rolnicza, która przyczyniła się do intensywnej akumulacji kohezyjnych mad i stabilizacji koryt. Nie bez znaczenia była także aktywność neotektoniczna, która przyczyniła się do zmniejszenia spadku dolin. Osady budujące grzbiety aluwialne mają mały zasięg boczny, co wskazuje na dużą stabilność koryt, do czego przyczyniają się kohezyjne właściwości mad deponowanych w warunkach wilgotnego klimatu na obszarach międzykorytowych.

Sedymentację aluwiów pozakorytowych w dolinach żwirodennych rzek wielorytowych badałem na przykładzie osadów zdeponowanych na równinie zalewowej Dunaju w Bratysławie (Szmańda i in. 2008a, b, Lehotský i in. 2010a, b) oraz na docinku pomiędzy zaporami wodnymi w Cunovie i Gabčíkovie (Szmańda i in. 2010a, b). Na badanych odcinkach system fluwialny Dunaju ma cechy stabilnego systemu rozgałęzionej rzeki żwirodennej o mułkowo-piaszczystej pokrywie madowej i złożonym układzie koryt (Szmańda & Luc 2011). W jego ewolucji można wyróżnić cztery etapy (Szmańda i in. 2010b): (1) późnoglacjalny, agradacyjny etap systemu żwirodennego koryta roztokowego, (2) eo- i mezoholoceński, erozyjny etap systemu żwirodennych koryt rozgałęzionych – wyspowo-roztokowych, (3) neoholoceński agradacyjny etap systemu koryt rozgałęzionych powiązany z intensywną akumulacją aluwiów pozakorytowych, (4) erozyjno-agradacyjny etap przekształconego antropogenicznie systemu koryt rozgałęzionych, funkcjonujących w warunkach silnej antropopresji, związanej z XIX-wieczną regulacją koryt i budową zapór wodnych w Cunovie i Gabčíkovie. Przyczyną ustabilizowania się koryt w efekcie akumulacji mad były dwa czynniki: (1) zmiany klimatyczne, które wystąpiły w okresie atlantyckim oraz (2) działalność antropogeniczna powodująca wzrost dostawy materiału do koryta rzeki. Początkowo był to materiał drobnoklastyczny, a następnie gruboklastyczny. Zmiana ta uwidacznia się w profilach aluwiów pozakorytowych w postaci sekwencji grubienia ziarna ku stropowi, od mad ilastych do piaszczystych (Lehotský i in. 2010b). Wiek mad ilastych został oznaczony metodą radiowęglową na od 6100 lat do 4300 lat BP (Szmańda i in. 2010b). Na podstawie wyników opisanych powyżej badań prowadzonych w dolinie Dunaju przypuszczam, że transformacja systemu fluwialnego Dunaju pomiędzy Bratysławą a Gabčíkowem nastąpiła na drodze ewolucji z systemu rzeki roztokowej do systemu rozgałęzionego.

Ważnymi cechami strukturalnymi, które często obserwowałem w badanych aluwiach pozakorytowych Dunaju, były (Szmańda i in. 2008a, b, Lehotský i in. 2010a, b): (1) struktura trzyczłonowego cyklotemu o cechach pensymentrycznego uziarnienia frakcjonalnego w aluwiach stropowych partii wałów przykorytowych, który stanowi zapis przebiegu fali wezbraniowej, (2) pojedyncze klasty otoczaków tkwiące w mułkach masywnych, które mogą świadczyć o wysokiej koncentracji materiału klastycznego podczas przepływów powodziowych.

Interpretację warunków sedymentacji na badanych odcinkach systemu anastomozującego Dunaju oparłem na analizie wyników uziarnienia 341 próbek aluwiów pozakorytowych. Większość (88% próbek) tych osadów była akumulowana podczas przepływów podkrytycznych (ryc. 33) z ładunku zawieszonego – 90% próbek ulokowanych jest w segmentach Q₂-R₂-S (ryc. 34, tab. 15). Próbki badanych mad Dunaju na diagramie zależności M₁ i M₂ tworzą cztery układy (ryc. 33, por. ryc. 8). Aluwia pozakorytowe zdeponowane podczas przepływów nadkrytycznych (5% próbek) tworzą trendy uznawane przez Mycielską-Dowgiałło (1995, 2007) za osady bruku korytowego (2b) i korytowe osady fluwialne i fluwioglacjalne (1a). Może to sugerować, że warunki przepływu podczas ich depozycji były zbliżone do panujących w korytach rzecznych. Próbki mad zdeponowanych w przejściowych warunkach przepływu wody z tendencją w kierunku reżimu podkrytycznego i podczas przepływów spokojnych tworzą układy osadów powstających na równinach zalewowych (układy 2a i 1b).

W madach dunajskich pobranych w Bratysławie zarejestrowane zostały przepływy o reżimie rwącym, przejściowym i spokojnym, natomiast w aluwiach pozakorytowych pobranych z odcinka pomiędzy Čunowem a Gabčíkowem tylko przepływy spokojne. Różnica w zapisie warunków przepływu w tych osadach może wynikać z położenia odcinka Čunovo–Gabčíkovo poniżej Bratysławy. Na odcinku tym mogą występować przepływy o mniejszej energii niż w Bratysławie, ponieważ znajduje się on w dystalnej części rozległego stożka aluwialnego.

Mady akumulowane w warunkach przepływu rwącego tworzą na diagramie zależności C i M ze-

staw segmentów N₂-O₂-P₂-Q₁, w którym występuje punkt załamania Cr₂ = -4 phi (ryc. 34). Prędkość przepływu wody niezbędna do transportu najgrubszych ziaren w badanych aluwiach pozakorytowych Dunaju ustalona w oparciu o wartość C = -8,5 phiwynosi około 6 m/s. Według Passegi (1964) osady te powstają przy dominującym udziale ziaren przemieszczanych trakcyjnie. Analiza kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia metodą Mossa (1962) i



- Ryc. 33. Rozmieszczenie próbek aluwiów pozakorytowych Dunaju na diagramach zależności M_1 i M_3 oraz M_1 i M_2 1 - linia podziału rozkładu próbek zaliczanych do trendu c, i trendu c₂ (objaśnienia w rozdz. 6), a – pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach górnego reżimu przepływu, b pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach przejściowego reżimu przepływu z tendencją do górnego reżimu przepływu, c - pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach przejściowego reżimu przepływu z tendencją do dolnego reżimu przepływu, d - pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach dolnego reżimu przepływu; 1a – trend polepszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna w warunkach górnego ustroju przepływu, 1b – trend polepszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna w warunkach dolnego ustroju przepływu, 2a – trend pogarszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna w warunkach dolnego ustroju przepływu, 2b - trend pogarszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna w warunkach górnego ustroju przepływu
- Fig. 33. Distribution of samples of Danube river overbank alluvia on M₁ versus M₃ and M₁ versus M₂ diagrams 1 - division line of samples distribution classified as trend c1 and trend c 2 (explanation in chapter 6), a – field of samples distribution deposited under high energy flow regime condition, b - field of samples distribution deposited under transitional energy flow regime condition with tendency towards high energy flow regime, c - field of samples distribution deposited under transitional energy flow regime condition with tendency towards low energy flow regime, d – field of samples distribution deposited under low energy flow regime condition; 1a - tendency of sorting increasing along with mean grain size decreasing under high energy flow regime condition, 1b - tendency of sorting increasing along with mean grain size decreasing under low energy flow regime condition, 2a - tendency of sorting decreasing along with mean grain size decreasing under low energy flow regime condition, 2b - tendency of sorting decreasing along with mean grain size decreasing under high energy flow regime condition



Ryc. 34. Rozmieszczenie próbek aluwiów pozakorytowych badanej żwirodennej rzeki wielokorytowej na diagramie zależności C i M

a – aluwia transportowane w warunkach ustroju nadkrytycznego, b – aluwia transportowane w warunkach ustroju przejściowego z tendencją w kierunku podkrytycznego, c – aluwia akumulowane w warunkach ustroju podkrytycznego, 1 – segmenty N-O, 2 – segmenty O-P, 3 – segmenty P-Q, 4 – segmenty Q-R, 5 – segment R-S, 6 – granica segmentu T, 7 – tendencja zmian wartości C i M nawiązująca do pola Tc

Fig. 34. Distribution of researched overbank alluvia of sand-bed anastomosing river samples on CM diagram a – alluvia transported under high energy flow regime, b – alluvia transported under intermediate energy flow regime with tendency to low energy flow regime condition, c – alluvia accumulated under low energy flow regime, 1 – N-O segment, 2 – O-P segment, 3 – P-Q segments, 4 – Q-R segments, 5 – R-S segment, 6 – T segments, 7 – tendency of C and M values changes referring to Tc field

Vishera (1969) wykazała jednak, że w próbkach tworzących segmenty O_2 - P_2 - Q_1 udział ziaren transportowanych trakcyjnie i saltacyjnie wynosił średnio po około 50% przy nieznacznej przewadze ziaren przemieszczanych przez toczenie i wleczenie (tab. 15). Trakcyjnie poruszały się ziarna grubsze od piasku średniego (<1 *phi*), zaś w saltacji ziarna piasku i bardzo grubego mułku, o średnicy w zakresie od 0 do 5 *phi*. Z zawiesiny deponowanych było średnio około 1% ziaren, były to ziarna o średnicy mniejszej od 4 *phi*.

Próbki aluwiów pozakorytowych Dunaju powstałe podczas przepływów przejściowych z tendencją do podkrytycznego i podczas przepływów spokojnych na diagramie zależności C i M utworzyły S-kształtny zestaw segmentów O_3 - P_3 - Q_2 - R_2 - S_2 i pole T (ryc. 34). Próbki mad zdeponowanych przez przepływy o przejściowym reżimie ulokowały się w segmentach O₃-P₃-Q₂ i w części segmentu Q₂-R₂ w zakresie wartości M < 3 phi. Próbki aluwiów zdeponowanych z zawiesiny gradacyjnej $(Q_2 - R_2)$ i jednorodnej (R_2 - S_2) stanowią łącznie przeszło 50% badanych próbek Dunaju (tab. 15). Natomiast 75% próbek reprezentuje aluwia akumulowane z zawiesiny jednorodnej (R_2-S_2) i zawiesiny jednorodnej typu pelagicznego (T) (tab. 15). Analiza kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia próbek zdeponowanych w warunkach przepływu przejściowego i spokojnego wykazała, że ziarna tworzące te osady przemieszczane były saltacyjnie (tab. 15). Były to głównie ziarna piasku i mułku. Chociaż śladowa ilość ziaren bardzo gruboziarnistego mułku (średnio poniżej 1%) próbek lokujących się w segmencie R_2 - S_2 i polu T transportowana była trakcyjnie. Ziarna iłu wchodzące w skład uziarnienia próbek mad deponowanych z zawiesiny jednorodnej i jednorodnej typu pelagicznego, według interpretacji metodą Passegi (1957, 1964), w momencie bezpośrednio poprzedzającym depozycję znajdowały się w zawieszeniu lub chwilowym zawieszeniu.

Na zakończenie tego rozdziału należy dodać, że podobnie jak w przypadku próbek mad pozostałych badanych rzek, część próbek aluwiów pozakorytowych Dunaju, które rozmieszczone są na diagramie C/M poza segmentami tworzącymi S-kształtne wzorce rzeczne, lokuje się w polach uznawanych przez Passegę (1957) za pola tworzone przez osady powstające z prądów zawiesinowych (por. ryc. 34 i ryc. 12). Ponadto część próbek, których wartość M > 4 *phi*, zawiera ponad 1% ziaren o średnicy 0 *phi* (ryc. 33). Dlatego można przypuszczać, że aluwia te powstawały przy przepływach o wysokiej koncentracji zawiesiny.

Tabela 15. Udział i rozmiar ziaren w różnych typach transportu określony z krzywych kumulacyjnych próbek aluwiów poza-
korytowych badanej żwirodennej rzeki wielokorytowej lokujących się w segmentach na diagramie C/M Passegi (1964)
Table 15. Percentage and size of grains in different transport types interpreted from cumulative curves of samples in re-
searched gravel-bed anastomosing river of overbank deposits located in segments on CM Passega (1964) diagram

Segment	Udział [%]	Prze	eciętny udz	iał ziaren w	populacji	Punkt załamania [<i>phi</i>]				
		С	А	A_1	A_2	В	СО	СТ	ST	FT
N_2-O_2	3,0	25	74	64	10	1	-74	-5-0	1–3	5
$O_2 - P_2$	2,6	54	45	33	12	1	-31	0–1	1–3	4–5
P_2-Q_1	0,4	53	47	_	_	1	-1	1	_	5
$O_3 - P_3$	2,3	< 0,1	72	_	_	28	-	1	_	3–5
P_3-Q_2	1,9	0	86	79	7	14	_	-	1	4
$Q_2 - R_2$	14,3	0	82	-	-	18	-	-	_	4-8
R-S	41,1	1	91	84	7	0	1 /	255	3–8	4–9
$\mathbf{R}_2 - \mathbf{S}_2$				93*	17*	0	1-4	2-3,3		
Т	34,3	34,3 <0,1	1 99	76	23	1	1–2	3–5	8–9	9
				92*	8*	1				

*udział subpopulacjiA, i A2 w próbkach, w których wyznaczono tylko populację A

7.3. Szczególne przypadki depozycji aluwiów pozakorytowych

W dokonanej w poprzednim rozdziale interpretacji warunków sedymentacji aluwiów pozakorytowych pominąłem aluwia pozakorytowe powstające w dolinach rzek w wyniku wymuszonej antropogenicznie sedymentacji. Mam tu na myśli te osady, których akumulacja zdeterminowana została przez budowę konstrukcji hydrotechnicznych w ramach regulacji koryt rzecznych lub przerwaniem wałów przeciwpowodziowych.

Wpływ zabudowy hydrotechnicznej na akumulację mad został opisany m.in. w pracach Falkowskiego (1967), Babińskiego (1992), Szmańdy (2000, 2005), Warownej (2003), Ciszewskiego i Dubickiego (2008), Łajczaka i in. (2008). Z ich lektury wynika, że po obwałowaniu koryt w dolinach rzecznych w obszarze ograniczonym wałami przeciwpowodziowymi dochodzi do intensywnej agradacji, a wskutek regulacji koryt pomiędzy ostrogami powstają współczesne poziomy zalewowe zwane czasem "terasami technicznymi" (Warowna 2003). Wyniki badań efektów sedymentacyjnych po przerwaniu wałów przeciwpowodziowych opublikowane zostały m.in. przez Gębicę i Sokołowskiego (2001), Kordowskiego i Szmańdę (2001) oraz Gierszewskiego i in. (2011). W pracach tych opisana jest budowa geologiczna, morfologia oraz interpretacja warunków sedymentacji, jakie panowały w czasie formowania się rozległych stożków piaszczysto-żwirowych lub wstęg piaszczystych, powstałych na równinie zalewowej górnej i dolnej Wisły oraz Czarnej (lewobrzeżnego dopływu Wisły), na zapleczu wyrw w wałach przeciwpowodziowych. Autorzy ci podkreślają przewagę aluwiów piaszczystych, co świadczy o dużej energii przepływu wody.

7.3.1. Depozycja uwarunkowana regulacją koryt rzecznych

Warunki sedymentacji aluwiów pozakorytowych pomiędzy oraz nad tamami poprzecznymi (ostrogami), które zostały zbudowane w XIX wieku w ramach regulacji koryt rzecznych interpretowałem w oparciu o trzy obszary testowe. Były to tereny pokryte madami zdeponowanymi na polderach powstałych pomiędzy ostrogami w dolinie Wisły w Ciszycy Przewozowej koło Solca nad Wisłą (C na ryc. 15), w dolinie Dunaju w Bodikach koło Gabčíkova (B na ryc. 15) oraz aluwiami osadzonymi na ostrodze w dolinie Wisły w Małej Nieszawce koło Torunia (M na ryc. 15). Rekonstrukcje hydrodynamiki przepływu i litodynamiki transportu tych osadów przeprowadziłem interpretując wyniki analiz uziarnienia 56 próbek pobranych z trzech wkopów wykonanych w Ciszycy Przewozowej, 34 próbek pobranych z dwóch wkopów w Bodikach oraz 58 próbek pochodzących z wkopu i sondowania ręcznego w Małej Nieszawce. W Małej Nieszawce dominowały osady piaszczyste i piaszczysto-mułkowe (ryc. 35A). We wkopach wykonanych w powierzchni polderu w Ciszycy Przewozowej na piaszczystych aluwiach korytowych odsłaniały się mady piaszczysto-mułkowe i mułkowe z przewarstwieniami piasków lub piasków mułkowych (ryc. 35B). W odległości 10 m od koryta płaską równinę zalewową budowały mułki. Średnia średnica ziarna (Mz) tych aluwiów mieściła się w zakresie 5,4 do 7 phi. 20 m od koryta rzeki, w wale powstałym pomiędzy młodymi drzewami, odsłaniały się aluwia, których miąższość i strukturę prezentuje rycina 34C. Wał ten, ciągnący się równoległe do koryta, był zbudowany głównie z osadów litotypu piasku i piasku mułkowego. Wyjątkiem była około 12-centymetrowej miąższości warstwa piaszczysto-mułkowego rytmitu zdeponowana w spągowej części wału (ryc. 35C). W krawędzi koryta Dunaju, w Bodikach, w powierzchni równiny zalewowej, na polderze odsłaniały



- **Ryc. 35.** Profile litofacjalne aluwiów pozakorytowych A – z Małej Nieszawki, B i C – z Ciszycy Przewozowej, D i E – z Bodik. Oznaczenia kodu litotypów według tab. 3. Kod do struktur sedymentacyjnych według Mialla (1978, 1996) i Zielińskiego (1995) z uzupełnieniem Szmańdy (2006b) – rt – rytmit
- Fig. 35. Lithofacial profile sof overbank alluvia
 A from Mała Nieszawka, B and C from Ciszyca Przewozowa, D and E from Bodiky. Sygnatures of lithotypes after tab.
 3. Sedimentological stucture cod after Miall (1978, 1996) and Zieliński (1995) with completion by Szmańda (2006b) rt rhytmithe

się mady (ryc. 35D). Budowę tego poziomu, w odległości 10 m od koryta, ukazuje profil E (ryc. 35).

Próbki wszystkich badanych przeze mnie mad pobranych z polderów w Ciszycy Przewozowej i Bodikach oraz znad ostrogi w Małej Nieszawie powstały w warunkach ustroju przejściowego z tendencją w kierunku spokojnego lub podczas przepływów spokojnych (ryc. 36). Na diagramie zależności M_1 do M_2 tworzą one układy 1b i 2a, typowe dla osadów pozakorytowych (por. ryc. 8, 36). Większość opisywanych tu badanych próbek mad na diagramie zależności C/M tworzyła segment zawiesiny jednorodnej R_2 -S₂ (ryc. 37, tab. 16). Z analizy kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia tych próbek wynika, że większość ziaren przemieszczana była w saltacji (tab. 16). W przypadku próbek lokujących się w segmencie O_3P_3 (toczenia z domieszką zawiesiny gradacyjnej) z saltacji deponowanych było średnio przeszło 90%, w tym były ziarna piasku o średnicy -0,5 phi (na podstawie wartości CT) oraz ziarna pylaste o średnicy do 7 phi (na podstawie wartości FT). Natomiast spośród próbek lokujących się w segmencie zawiesiny jednorodnej były to ziarna piasku średniego, o średnicy 1 *phi* (najgrubsze ziarno w punkcie załamania CT) oraz bardzo drobnego pyłu (wartość średnicy najdrobniejszego ziarna w punkcie FT = 9 phi) (tab. 16). W próbkach aluwiów segmentu zawiesiny jednorodnej przeciętny udział ziaren transportowanych w saltacji był o przeszło 10% mniejszy niż w segmencie toczenia z domieszką zawiesiny. Natomiast udział ziaren deponowanych z zawiesiny był o prawie 10%większy. Były to ziarna drobniejsze niż deponowane z zawiesiny w segmencie O_3P_3 (tab. 16). W kształcie krzywych kumulacyjnych zapisany więc został proces stopniowego przechodzenia coraz drobniejszych ziaren z transportu w zawiesinie do saltacji wraz ze zmniejszaniem się prędkości przepływu, co zostało z kolei zarejestrowane w zmniejszaniu się średnicy mediany badanych mad.

Prędkości depozycyjne przepływu przejściowego z tendencją do dolnego ustroju przepływu, przy którym osadzone zostały te aluwia, były mniejsze niż 50 cm/s (por. tab. 5). Prędkości erozyjne określiłem w oparciu o maksymalne wartości C (ryc. 37), odpowiednio na około 80 cm/s na podstawie aluwiów z Ciszycy Przewozowej (C = $-0.85 \ phi$), około 60 cm/s z Małej Nieszawki (C = $-0.41 \, phi$) i 40 cm/s z Bodik (C = 0.75 *phi*). Najgrubszy materiał klastyczny spośród analizowanych rzek występuje w korycie Dunaju (reprezentującej typ żwirodennej rzeki wielokorytowej), jednak w aluwiach na polderze w Bodikach nie występowały ziarna grubsze od frakcji piasku grubego. Ziarna frakcji żwirowej stanowiące zapis współczesnych powodzi w aluwiach pozakorytowych Dunaju znajdują się natomiast w madach zdeponowanych w Bratysławie (Szmańda i in. 2008a, b, Lehotský i in. 2010a, b)

Podsumowując wyniki interpretacji warunków sedymentacji badanych przeze mnie aluwiów pozakorytowych, które osadziły się na polderach i nad ostrogą, należy stwierdzić, że tworzyły się one podczas przepływów spokojnych z materiału transportowanego głównie w ładunku zawieszonym. Analiza krzywych kumulacyjnych uziarnienia wykazała natomiast, że ziarna frakcji piaszczystej i mułkowej bezpośrednio przed depozycją przemieszczały się w saltacji.



Ryc. 36. Rozmieszczenie próbek aluwiów pozakorytowych współcześnie powstających poziomów zalewowych w sąsiedztwie koryt Wisły i Dunaju, na diagramach zależności M, i M, oraz M, i M,

1 – linia podziału rozkładu próbek zaliczanych do trendu c₁ i trendu c₂ (objaśnienia w rozdz. 6), a – pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach górnego reżimu przepływu, b – pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach przejścio wego reżimu przepływu z tendencją do górnego reżimu przepływu, c – pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach przejściowego reżimu przepływu z tendencją do dolnego reżimu przepływu, d – pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach dolnego reżimu przepływu; 1b – trend polepszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna w warunkach dolnego ustroju przepływu, 2a – trend pogarszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna w warunkach dolnego ustroju przepływu

Fig. 36. Distribution of overbank alluvia samples in contemporarily accumulated floodplain levels near Vistula and Danube rivers' channels on M_1 versus M_3 and M_1 versus M_2 diagrams

1 – division line of samples distribution classified as trend c1 and trend c 2 (explanation in chapter 6), a – field of samples distribution deposited under high energy flow regime condition, b – field of samples distribution deposited under transitional energy flow regime condition with tendency towards high energy flow regime, c – field of samples distribution deposited under transitional energy flow regime condition with tendency towards low energy flow regime, d – field of samples distribution deposited under low energy flow regime condition; 1b – tendency of sorting increasing along with mean grain size decreasing under low energy flow regime condition, 2a – tendency of sorting decreasing along with mean grain size decreasing under low energy flow regime condition

7.3.2. Depozycja po przerwaniu wałów przeciwpowodziowych

Jednym ze skutków sedymentacyjnych spowodowanych przerwaniem wałów przeciwpowodziowych jest akumulacja rozległych form wykształconych w postaci stożków lub wstęg (Gębica & Sokołowski 2001, Kordowski & Szmańda 2001, Gierszewski i in. 2011). Formy te powstają w odległości od kilku do kilkudziesięciu metrów od miejsca przerwania wału



Ryc. 37. Rozmieszczenie próbek aluwiów pozakorytowych badanych współcześnie powstających poziomów zalewowych w sąsiedztwie koryt Wisły i Dunaju na diagramie zależności C i M

a – aluwia transportowane w warunkach ustroju przejściowego z tendencją w kierunku podkrytycznego, b – aluwia transportowane w warunkach ustroju podkrytycznego, 1 – segmenty O-P, 2 – segmenty P-Q, 3 – segmenty Q-R

- **Fig. 37.** Distribution of overbank alluvia in researched contemporarily accumulated floodplain levels near Vistula and Danube rivers' channels samples on CM diagram
 - a alluvia transported under intermediate energy flow regime with tendency to low energy flow regime condition, b alluvia transported under low energy flow regime, 1 O-P segment, 2 P-Q segments, 3 Q-R segments, 4 R-S segment, 5 tendency of C and M values changes referring to Tc field

Tabela 16. Udział i rozmiar ziaren w różnych typach transportu określony z krzywych kumulacyjnych próbek badanych aluwiów pozakorytowych współcześnie powstających poziomów zalewowych w sąsiedztwie koryt Wisły i Dunaju, lokujących się w segmentach na diagramie C/M Passegi (1964)

 Table 16. Percentage and size of grains in different transport types interpreted from cumulative curves of samples researched overbank alluvia of contemporary accumulated floodplain levels near Vistula and Danube rivers' channels, located in segments on CM Passega (1964) diagram

C	Udział	Prz	eciętny udz	iał ziaren w	populacji	Punkt załamania [<i>phi</i>]				
Segment	[%]	С	А	A_1	A_2	В	CO	CT	ST	FT
$O_3 - P_3$	8	0,2	91,2	60	21,2	8,4	-1-1	-0,5-2	1–5	2–7
P_3-Q_2	14	1	85	30	55	14	-2-0	0–1,5	1–2	3–5
$Q_2 - R_2$	33	< 0,1	77	49	28	23	0–1	0–2	2–5,5	3–8
$\mathbf{R}_2 - \mathbf{S}_2$	45	<0,1	80	74 78*	6 22*	17	1–3	1–5	7–9	5–9

*udział subpopulacjiA₁ i A₂ w próbkach, w których wyróżniono tylko populację A





Fig. 38. Location and geological structure of sandy band in Pędzewo (based on data by Kordowski, Szmańda 2001 and Szmańda 2002), explanation of symbols as on fig. 35
(ryc. 38, 39), w którym tworzy się rynna erozyjna o głębokości od kilku do maksymalnie kilkunastu metrów (ryc. 39). Powierzchnia form akumulacyjnych może osiągać nawet do kilkudziesięciu hektarów. Miąższość nagromadzonych pokryw piaszczystych ma zwykle miąższość od 1 do 1,5 m, a miejscami dochodzi do 3 m (Kordowski & Szmańda 2001). Wraz ze wzrostem odległości od miejsca wypływu przez wyrwę w wale przeciwpowodziowym obserwuje się drobnienie frakcji (Kordowski & Szmańda 2001, Gierszewski i in. 2011).

Do interpretacji warunków sedymentacji osadów budujących formy powstałe po przerwaniu wałów przeciwpowodziowych wykorzystałem dane z wyników analiz uziarnienia próbek z doliny dolnej Wisły w okolicy Pędzewa koło Torunia (P na ryc. 15; ryc. 38) oraz w Świniarach w Kotlinie Warszawskiej (S na ryc. 15; ryc. 39). Zinterpretowałem 38 próbek aluwiów (ryc. 38) z Pędzewa i 98 próbek ze Świniar (ryc. 39).

W przypadku obu analizowanych form podczas depozycji aluwiów przeważały warunki ustroju przejściowego (ryc. 40). Na diagramie zależności M_1 i M_2 próbki aluwiów wstęgi piaszczystej w Pędzewie tworzą dwa układy 1b i 2a, typowe dla osadów pozakorytowych (por. ryc. 8 i 40). Natomiast aluwia zdeponowane na stożku w Świniarach tworzą trzy układy. Poza układami 1b i 2a na diagramie zależności M_1 i M_2 formują także układ 1a (ryc. 40), który zdaniem Mycielskiej-Dowgiałło (1995, 2007) jest typowy dla rzecznych osadów korytowych (por. ryc. 8 i 40). Oznacza to, że podczas akumulacji części alu-



Ryc. 39. Rozmieszczenie stref erozji i akumulacji oraz średniej średnicy ziarna (Mz) aluwiów pozakorytowych w obrębie stożka w Świniarach (opracowane na podstawie danych Gierszewskiego i in. 2011)

a – strefa erozji wgłębnej, b – strefa erozji powierzchniowej i liniowej, c – miejsca poboru próbek

- **Fig. 39.** Distribution of erosion and accumulation zones and mean grain size (Mz) of overbank alluvia within the crevasse splay in Świniary (based on data by Gierszewski et al. 2011)
 - a deep crosion zone, b shallow crosion zone, c sites of sampling

wiów stożka w Świniarach na równi zalewowej panowały warunki zbliżone do przepływów korytowych. Z analizy rozmieszczenia próbek osadów układu 1a na diagramie zależności M_1 i M_2 wynika, że były to aluwia zdeponowane podczas przepływu o ustroju nadkrytycznym (ryc. 40).

W cechach uziarnienia aluwiów obu form zaznacza się tendencja do zmniejszania się średniej średnicy ziaren wraz ze wzrostem odległości od miejsca przepływu wody w wyrwie wału przeciwpowodziowe-



Ryc. 40. Rozmieszczenie próbek badanych aluwiów pozakorytowych form powstałych po przerwaniu wałów przeciwpowodziowych na diagramach zależności M₁ i M₃ oraz M, i M₂

1 - linia podziału rozkładu próbek zaliczanych do trendu c, i trendu c, (objaśnienia w rozdz. 6), a - pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach górnego reżimu przepływu, b pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach przejściowego reżimu przepływu z tendencją do górnego reżimu przepływu, c - pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach przejściowego reżimu przepływu z tendencją do dolnego reżimu przepływu, d - pole rozkładu próbek deponowanych w warunkach dolnego reżimu przepływu; 1a - trend polepszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna w warunkach górnego ustroju przepływu, 1b-trend polepszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna w warunkach dolnego ustroju przepływu, 2a trend pogarszania się wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna w warunkach dolnego ustroju przepływu

Fig. 40. Distribution of samples in researched overbank alluvia of forms erected after flood dams cut-off, on M₁ versus M₂ and M₂ versus M₂ diagrams

1 – division line of samples distribution classified as trend c1 and trend c 2 (explanation in chapter 6), a – field of samples distribution deposited under high energy flow regime condition, b – field of samples distribution deposited under transitional energy flow regime condition with tendency towards high energy flow regime, c – field of samples distribution deposited under transitional energy flow regime condition with tendency towards low energy flow regime, d – field of samples distribution deposited under low energy flow regime condition; 1a – tendency of sorting increasing along with mean grain size decreasing under high energy flow regime condition, 1b – tendency of sorting increasing along with mean grain size decreasing under low energy flow regime condition, 2a – tendency of sorting decreasing along with mean grain size decreasing under low energy flow regime condition, 2a – tendency of sorting decreasing along with mean grain size decreasing under low energy flow regime condition, 2a – ten-



Ryc. 41. Rozmieszczenie próbek aluwiów pozakorytowych badanych form powstałych po przerwaniu wałów przeciwpowodziowych na diagramie zależności C i M

- A aluwia formy w Pędzewie, B aluwia formy w Świniarach; a – aluwia transportowane w warunkach ustroju nadkrytycznego, b – aluwia transportowane w warunkach ustroju przejściowego z tendencją w kierunku nadkrytycznego, c – aluwia transportowane w warunkach ustroju przejściowego z tendencją w kierunku podkrytycznego, d – aluwia transportowane w warunkach ustroju podkrytycznego, 1 – segmenty O-P, 2 – segmenty P-Q, 3 – segmenty Q-R, 4 – segment R-S, 5 – tendencja zmian wartości C i M nawiązująca do pola Tc
- **Fig. 41.** Distribution of overbank alluvia in researched forms accumulated after the flood dam cut-off, in samples on CM diagram
 - A alluvia of form in Pędzewo, B alluvia of form in Świniary; a – alluvia transported under high energy flow regime, b – alluvia transported under intermediate energy flow regime with tendency to high energy flow regime condition, c – alluvia transported under intermediate energy flow regime with tendency to low energy flow regime condition, d – alluvia transported under low energy flow regime, 1 – O-P segment, 2 – P-Q segments, 3 – Q-R segments, 4 – R-S segment, 5 – tendency of C and M values changes referring to Tc field

go. W przypadku osadów wstęgi piaszczystej zjawisko to można prześledzić na profilach litofacjalnych (ryc. 38). W profilu położonym najdalej od wyrwy (4 na ryc. 38), w dystalnej części badanej formy, występują aluwia litotypów SF^s, SF^s i F^s, a w pozostałych profilach (1, 2 i 3 na ryc. 38) głównie litotypu S. Struktura aluwiów budujących tę formę świadczy o wieloetapowości jej powstawania. Najprawdopodobniej w jej osadach został zapisany przebieg kilku epizodów powodziowych (Kordowski & Szmańda 2001). W rozmieszczeniu aluwiów budujących stożek w Świniarach drobnienie frakcji obrazuje rozkład średniej średnicy ziarna w aluwiach (ryc. 39).

Większość próbek aluwiów wstęgi piaszczystej w Pędzewie lokuje się na diagramie zależności C/M w segmencie O_3P_3 (trakcyjnym z udziałem zawiesiny gradacyjnej), natomiast większość próbek osadów zdeponowanych na stożku w Świniarach znajduje się w polu zawiesiny gradacyjnej Q_1 - R_2 (ryc. 41, tab. 17). Należy zwrócić uwagę, że populacje próbek z form w Pędzewie i Świniarach tworzą dwa różne zestawy segmentów. Zestaw segmentów tworzony przez próbki aluwiów stożka w Świniarach jest przesunięty w kierunku większych wartości C. Oznacza to, że występujące w osadach formy w Świniarach ziarna tej samej frakcji co w formie w Pędzewie w momencie bezpośrednio poprzedzającym depozycję były transportowane w inny sposób. Przykładowo ziarna frakcji piasku o średnicy C w zakresie od 0 do -1 phi w aluwiach z Pędzewa przemieszczały się w trakcji z udziałem zawiesiny (segment O_3P_3), natomiast w osadach ze Świniar w zawiesinie z niewielkim udziałem trakcji (segment P_2 - Q_1). Ta różnica w sposobie transportu wynika z cech uziarnienia, które odzwierciedlają różnice w prędkości przepływów. Zarejestrowana w najmniejszych wartościach pierwszego percentyla (ryc. 41) kompetencja do transportu najgrubszego ziarna w osadzie wyrażona w prędkości erozyjnej wynosiła w aluwiach ze Świniar 1,7 m/s, natomiast w osadach z Pędzewa 0,6 m/s. Tak więc przy przepływach o większej prędkości, jakie wystąpiły podczas powstawania formy w Świniarach niż w Pędzewie, ziarna bardzo gruboziarnistego piasku, o średnicy od 0 do -1 phi, transportowane były w ładunku zawieszonym, natomiast podczas przepływów w Pędzewie znajdowały się w ładunku dennym.

Wnioski z analizy rozmieszczenia badanych próbek z Pędzewa i Świniar na diagramie zależności C/M nie są zbieżne z wnioskami z interpretacji kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia. Podobnie jak we wcześniej opisywanych wynikach analizy kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia przeprowadzonych metodą Mossa i Vishera, niemal we wszystkich próbkach pobranych z form powstałych po przerwaniu wałów przeciwpowodziowych dominuje udział ziaren populacji saltacyjnej (tab. 17). **Tabela 17.** Udział i rozmiar ziaren w różnych typach transportu określony z krzywych kumulacyjnych próbek badanych aluwiów pozakorytowych form powstałych po przerwaniu wałów przeciwpowodziowych, lokujących się w segmentach na diagramie C/M Passegi (1964)

 Table 17. Percentage and size of grains in different transport types interpreted from cumulative curves of samples researched overbank alluvia of forms erected after flood dams cut-off, located in segments on CM Passega (1964) diagram

Segment	Udział [%]	Przeciętny udział ziaren w populacji [%]					Punkt załamania [<i>phi</i>]			
		С	А	A_1	A_2	В	СО	CT	ST	FT
forma w Pędzewie										
$O_3 - P_3$	47	0,5	89,5	16,3	73,2	10,0	_	2	1	2–4,5
P_3-Q_2	18	10	74	8	66	16	2	1–3	1	2–4
$Q_2 - R_2$	24	8	80	76	4	12	2–5	0–2	4	3–8
R_2-S_2	5	70	30	88*	12*	0	_	5	9	_
Т	5	0	98	85*	15*	2	-	_	9	6
forma w Świniarach										
$O_2 - P_2$	13	28	71	63	8	1	-21	-1-0	0–1	5
P_2-Q_1	31	1	98	26 25*	62 75*	1	_	-1-0	0–2	5
$Q_1 - R_2$	56	0,3	97,7	16,4 18*	81,3 82*	2,0	0–2	0–2	1–2	3–5

*udział subpopulacji A1 i A2 w próbkach, w których wyróżniono tylko populację A

8. Podsumowanie i wnioski

Terminem mada, którym nazywa się aluwia pozakorytowe w potocznym znaczeniu (wg Słownika Webstera), są określane "osady geologiczne mające fizyczne cechy błota" (Gove 1993), co sugeruje ich mułkową teksturę. Jednak z rezultatów przeprowadzonej w tej pracy badań uziarnienia wynika, że frakcją dominującą w madach jest frakcja piasku. Analiza udziału procentowego frakcji dla wszystkich badanych próbek aluwiów pozakorytowych (ryc. 42) wykazała, że największa przeciętna częstość występuje w zakresie frakcji piasku drobnoziarnistego w przedziale 2–3 *phi* i wynosi 16,8%. Druga pod względem średniego udziału procentowego wartość wynosi 14,5% i występuje w zakresie frakcji piasku średnioziarnistego, w przedziale 1-2 phi. Dopiero trzeci w kolejności jest udział frakcji mułku grubego w przedziale 5–6 phi, wynoszący 12%. Także w zakresie analizy frekwencji litotypów w aluwiach pozakorytowych przeważają litotypy piaszczysto-mułkowe -26% i piaszczyste – 25% (tab. 4, rozdział 5). Należy jednak podkreślić, że nie na wszystkich fragmentach równin zalewowych badanych rzek występuje przeważający udział litotypów piaszczystych. Na równinie zalewowej rzek żwirodennych przeważa udział litotypu mułku piaszczystego, a w dolinie Dunaju, reprezentującej żwirodenną rzekę wielokorytową, drugi co do udziału jest litotyp mułku (tab. 11, rozdział 7). Jednak nawet w aluwiach pozakorytowych tych rzek udział litotypów z przewagą frakcji piasku (S i SF^c) przekracza 30%.

W oparciu o analizę związku pomiędzy wartościami wskaźników uziarnienia badanych aluwiów poza-



Ryc. 42. Uśredniony udział procentowy frakcji badanych aluwiów pozakorytowych w przedziałach co *1 p*hi

korytowych a udziałem ziaren w przedziałach frakcyjnych co 1 phi, wykonaną metodą składowych głównych (rozdział 6), wynika, że uziarnienie badanych aluwiów pozakorytowych jest zdeterminowane głównie przez transportowana w zawiesinie gradacyjnej (Allen i in. 1972) frakcję drobnego piasku (2-3 phi). Jak stwierdzono powyżej, frakcja ta, pod względem uśrednionych danych udziału w przedziałach co 1 phi obliczonych w oparciu o wyniki uziarnienia wszystkich badanych próbek, ma największą częstość (ryc. 42). Z analizy składowych głównych wynika także, że największy wpływ na cechy uziarnienia blisko połowy badanych mad ma druga co do przeciętnego udziału procentowego frakcja średnioziarnistego piasku (1-2 phi), która zdaniem Allena i in. (1972) jest transportowana w saltacji.

Istotną cechą uziarnienia wielomodalnych aluwiów pozakorytowych jest zmniejszony udział ziaren w zakresie trzech przedziałów frakcyjnych (1) od -3 do 0 phi, (2) od 3 do 5 phi, (3) od 7 do 9 phi, określanych jako luki Tannera (ryc. 16, rozdział 6). Prawidłowość ta przejawia się m.in. w charakterystycznym M-kształtnym trendzie rozkładu próbek na diagramie zależności średniej średnicy ziarna i wysortowania (ryc. 8, 19C). Ponieważ zmniejszony udział frakcji opowiadający lukom Tannera występuje w uziarnieniu wszystkich wielomodalnych typów badanych aluwiów pozakorytowych (ryc. 18), niezależnie od miejsca poboru próbek, zgadzam się z poglądem Folka i Warda (1957), że procesy sedymentacyjne związane z przepływem fluwialnym jedynie modyfikują udział głównych populacji ziaren występujących w przyrodzie, nie wpływając w sposób istotny na cechy uziarnienia tych populacji.

Z analizy rozmieszczenia próbek na diagramie zależności średniej średnicy ziarna i wysortowania (ryc. 19C, rozdział 6) wynika, że aluwia pozakorytowe tworzą wszystkie zdefiniowane przez Mycielską-Dowgiałło (1995, 2007) układy genetyczne (ryc. 8, rozdział 3). Oznacza to, że identyfikacja aluwiów w rozumieniu miejsca depozycji (aluwia korytowe i pozakorytowe) tylko i wyłącznie na podstawie rozmieszczenia próbek na diagramie zależności średniej średnicy i wysortowania jest problematyczna. Moim zdaniem transport materiału w korytach

Fig. 42. Mean percentage of fraction of researched overbank alluvia in range of 1 *phi*

rzecznych i na równinach zalewowych w strefie przykorytowej nie różni się istotnie na tyle, aby uznać go za diagnostyczny dla każdego z tych subśrodowisk sedymentacji fluwialnej. Mady o cechach uziarnienia takich samych jak aluwia korytowe mogą występować wyłącznie w proksymalnej części równiny zalewowej. Natomiast mady deponowane w ich dystalnej części mają cechy uziarnienia (wartości M_z i σ_1), które Mycielska-Dowgiałło (1995, 2007) uznaje za diagnostyczne dla aluwiów pozakorytowych (por. ryc. 8, rozdział 3).

Analiza rozmieszczenia próbek badanych aluwiów pozakorytowych na diagramie zależności średniej średnicy ziarna i skośności (ryc. 19A, rozdział 6) wykazała, że podczas spokojnych przepływów zostało osadzone prawie 2/3 badanych mad. Tylko 2% spośród badanych próbek aluwiów pozakorytowych deponowanych było podczas przepływów nadkrytycznych. Dla prawie 1/3 badanych próbek aluwiów pozakorytowych, których wartości średniej średnicy ziarna mieściły się w zakresie 0-3 phi (frakcja od grubo- do drobnoziarnistego piasku), utrudnione było jednoznaczne określenie warunków ustroju paleoprzepływu. Większość próbek osadów o średniej średnicy ziarna w zakresie 0-3 phi rozmieszczona na diagramie zależności M₁ i M₃ nawiązywała trendem do próbek zaliczonych do podkrytycznego reżimu przepływu, znacznie mniej do nadkrytycznego (ryc. 19A). Dlatego w tej grupie osadów wyróżnione zostały aluwia powstające w warunkach ustroju przejściowego z tendencją w kierunku nadkrytycznego (4% badanych próbek) i reżimu przejściowego z tendencją w kierunku podkrytycznego (26% badanych próbek). W aluwiach pozakorytowych żwirodennych rzek meandrujących oraz piasko- i żwirodennych rzek wielokorytowych (rozgałęzionych) zostały zarejestrowane obydwa z wyróżnionych podtypów przepływu o ustroju przejściowym (ryc. 29, 31, 33). W madach piaskodennych rzek meandrujących zapisane zostały tylko przepływy o reżimie podkrytycznym i przejściowym z tendencją w kierunku podkrytycznego (ryc. 27).

W warunkach spokojnego przepływu wody na powierzchni równin zalewowych rzek piaskodennych deponowane były przede wszystkim piaski mułkowe lub piaski, natomiast w dolinach rzek żwirodennych, głównie wielomodalne aluwia mułkowe – mułki piaszczyste (tab. 11). Na podstawie uziarnienia aluwiów pozakorytowych nie można wnioskować o typie układu koryta, natomiast, jak wynika z powyższego, widoczny jest nieznacznie zwiększony udział frakcji piaszczystych w aluwiach rzek piaskodennych i mułkowych w aluwiach rzek żwirodennych.

Na równinach zalewowych wszystkich typów rzek przeważała sedymentacja z ładunku zawieszonego (rozdział 6, tab. 7, ryc. 22a). Jednak akumulacja poszczególnych frakcji, które były transportowane w zawieszeniu wraz ze spadkiem prędkości przepływu tuż przed unieruchomieniem na powierzchni równin zalewowych, przechodziła do ładunku dennego. Początkowo tylko ziarna frakcji piaszczystych bezpośrednio przed depozycją przemieszczane były saltacyjnie. Następnie w warunkach bardzo powolnego przepływu ziarna frakcji pylastej poruszały się w krótkich przeskokach saltacyjnych, a ziarna ilaste z transportu w zawieszeniu przechodziły do chwilowej zawiesiny.

W oparciu o interpretację wyników analiz uziarnienia aluwiów żwirowych i piaszczystych deponowanych głównie w strefie proksymalnej równiny zalewowej można wyciągnąć wniosek, że były one akumulowane podczas przepływów nadkrytycznych. Z analizy rozmieszczenia próbek tych gruboklastycznych osadów na diagramie C/M wynika, że ziarna frakcji żwiru i piasku były transportowane w ładunku dennym. W kształcie ich krzywych kumulacyjnych uziarnienia zapisany został jednak głównie transport saltacyjny, a nie poprzez toczenie i wleczenie

Wyniki interpretacji sposobu transportu ziaren bezpośrednio poprzedzającego depozycję osadu wykonane różnymi metodami nie są jednoznaczne. Z analiz rozmieszczenia próbek na diagramie zależności C/M wynika, że prawie 2/3 aluwiów deponowanych jest z różnych typów zawiesiny (gradacyjnej i jednorodnej). Natomiast z analizy kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia badanych osadów wynika, że większość ziaren, niezależnie od ich rozmiarów, w momencie bezpośrednio poprzedzającym depozycję była transportowana w saltacji. Analiza krzywych kumulacyjnych uziarnienia metodą Mossa i Vishera umożliwia dokładne określenie rozmiarów i udziału ziaren przemieszczających się w trakcji, saltacji i w zawieszeniu w każdej próbce. Ponadto wykazuje związek zmiany przemieszczania się ziaren o tej samej średnicy wraz ze zmianą prędkości przepływu zarejestrowaną w aluwiach. Dlatego uznałem, że oparte na niej wyniki badań najwierniej odzwierciedlają proces sedymentacji w środowisku fluwialnym.

Na podstawie analizy kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia aluwiów pozakorytowych powstałych w różnych warunkach reżimu przepływu, w oparciu o zmodyfikowane w tej pracy kryteria Sly i in. (1983) (rozdział 6), zaobserwować można następujące prawidłowości:

- Podczas przepływów nadkrytycznych niemal wszystkie ziarna frakcji piasku i grubsze przemieszczane są saltacyjnie, natomiast ziarna frakcji mułku i drobniejsze transportowane są w zawieszeniu.
- 2) Podczas przepływów przejściowych i podkrytycznych wraz ze zmniejszaniem się prędkości przepływu coraz drobniejsze frakcje przechodzą z transportu w suspensji do transportu w saltacji. Dotyczy to ziaren piasku drobnoziarnistego i mułku, a ziarna żwiru i piasku gruboziarnistego są przeważnie wleczone lub toczone po dnie.

Nie mogę zgodzić się określeniem, że aluwia pozakorytowe powstają na drodze zawiesinowego przyrostu pionowego. Przeciwko tej genezie mogą świadczyć następujące wnioski:

- Z badań rozmieszczenia próbek na diagramie zależności C/M wynika, że aluwia powstają nie tylko z ziaren opadających na powierzchnię równin z zawiesiny, ale także znaczna ich część jest przemieszczana saltacyjnie i toczona po dnie.
- 2) Z analizy kształtu krzywych kumulacyjnych można wyciągnąć jeszcze dalej idący wniosek. Wynikająca z tych badań dominacja saltacyjnego ruchu ziaren bezpośrednio poprzedzającego ich unieruchomienie, niezależnie od wielkości ziaren, świadczy raczej o przyroście osadów w kierunku przepływu, czyli, jak to określa Teisseyre (1985), bardziej czołowo niż w pionie.

Wniosek ten nie jest sprzeczny z faktem, że generalnie w wyniku tak przebiegającej akumulacji rośnie miąższość pokryw aluwialnych. Na rozbieżność mechanizmu przyrostu aluwiów pozakorytowych z pionową nadbudową równin zalewowych zwracał wcześniej uwagę Zwoliński (1985), stwierdzając, że specyfika sedymentacji aluwiów pozakorytowych przyczyniająca się do pionowego przyrostu osadów odbywa się dzięki procesom działającym w płaszczyźnie poziomej.

Wyniki przeprowadzonych w tej pracy interpretacji litodynamicznych dotyczących aluwiów otoczkowych i żwirowych, a także aluwiów drobnoklastycznych, których wartość mediany jest większa od 4 *phi* i jednocześnie wartość pierwszego percentyla jest mniejsza od 0 *phi* należących do litotypów piasku mułkowego, mułku piaszczystego i żwirowego oraz mułku i diamiktonu piaszczystego (por. tab. 4, rozdział 5), dowodzą, że:

- 1) Z kształtu krzywych kumulacyjnych uziarnienia osadów otoczkowych i żwirowych, deponowanych w warunkach przepływów o ustroju nadkrytycznym, wynika, że osady te były przeważnie transportowane w saltacji (tab. 10, ryc. 24). Jeśli zatem osady były przemieszczane saltacyjnie, to trudno uznać, że transport ziaren miał charakter trakcyjny, jak sugerują hydrauliczne modele przepływu ziaren w wodzie (Passega 1964, Gradziński i in. 1986, Teisseyre 1988a, Le Rouxe 2005). Ich depozycja mogła odbywać się zatem w warunkach transportu w quasi-laminarnej zawiesinie przydennej przy wysokiej koncentracji materiału klastycznego, w której wleczenie i toczenie materiału w zasadzie nie występuje (Lowe 1976, 1988, Vrolijk & Southard 1997, Popek 2006).
- Wyjaśnienie obecności w aluwiach drobnoklastycznych (mułkowo-ilastych) pojedynczych ziaren gruboziarnistych piasków, żwirów lub nawet

otoczaków nie jest możliwe w oparciu o użyte w tej pracy modele hydraulicznego przepływu wody. Ziarna te mogły być transportowane, a następnie deponowane w asocjacji z mułkami i iłami podczas przepływów o wysokiej koncentracji zawiesiny, nawet przy prędkościach znacznie poniżej prędkości depozycyjnej dla tych ziaren. Nie jest też wykluczone, że ziarna gruboklastyczne mogły być transportowane na obszarze równin zalewowych w bryłach (krach) lodu dennego (ang. anchor ice) (Grześ 1991) podczas powodzi zimowych, które odgrywają istotną rolę w modelowaniu ich rzeźby (Karabon 1980, Grześ 1985, 1991), aby po wytopieniu się lodu opaść w miejscu wcześniej osadzonych mułków. Mogą więc stanowić specyficzny, rzeczny przykład sedymentacji klastów z napławienia (ang. dropstone).

Zrekonstruowane w pracy warunki sedymentacji w oparciu o interpretację wyników analiz uziarnienia mogą dotyczyć nie tylko badanych aluwiów pozakorytowych, ale mieć charakter uniwersalny dla mad rzek umiarkowanej strefy klimatycznej.

Przeprowadzona tu interpretacja warunków depozycji aluwiów pozakorytowych umożliwiła w oparciu o ich uziarnienie:

- Oszacowanie prędkości depozycyjnych (na podstawie średniej średnicy ziarna) i erozyjnych osadu (na podstawie wartości pierwszego percentyla).
- 2) Wskazanie, w uproszczony sposób, typu reżimu przepływu wody, podczas którego odbywała się depozycja osadów w oparciu o rozmieszczenie próbek osadów na diagramach zależności wskaźników średniej średnicy ziarna, wysortowania, skośności i kurtozy. Należy zauważyć, że zastosowana w tej pracy metoda analizy reżimu przepływu zaproponowana przez Sly i in. (1983) budzi wątpliwości, szczególnie odnośnie do poprawności oceny warunków przepływu wody na podstawie wartości wskaźników uziarnienia aluwiów, których średnia średnica ziaren mieści się w zakresie 0–3 *phi* (czyli osadów z dominacją frakcji piaszczystej).
- 3) Charakterystykę sposobu ruchu ziaren podczas depozycji osadów przeprowadzoną na podstawie analizy rozmieszczenia próbek na diagramie C/M (Passega 1964) i analiz kształtu krzywych kumulacyjnych (Moss 1962, 1963, Visher 1969, Viard & Breyer 1979). Wyniki interpretacji uzyskiwane tymi dwiema metodami nie są zbieżne, jednak umożliwiają śledzenie zmian transportu osadu wraz ze zmianą prędkości (energii) przepływu wody na równinach zalewowych. Zdania co do poprawności w odzwierciedleniu procesów depozycji tymi dwiema metodami są podzielone.

9. Literatura

Aipołow B.A., 1963. Uczenie o riekach. Moskwa.

- Aleksandrowicz W., 1996. Malacofauna of Holocene overbank deposits in southern Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, 44, 4: 235–249.
- Aleksandrovsky A.L., Glasko M.P., Krenke N.A., Chichagova O.A., 2004. Buried soils of floodplains and paleoenvironmental changes in the Holocene. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21, 1: 9–17.
- Allen G.P., Castaing P., Klingebiel A., 1972. Distinction of elementary sand population in the Gironge estuary (France) by r-mode factor analysis of grain size data. Sedimentology, 19, 1–2: 21–35.
- Allen J.R.L., 1965a. A review of the origin and character of recent alluvial sediments. Sedimentology, 5: 89–91.
- Allen J.R.L., 1965b. Fining-upwards cycles in alluvial successions. Liverpool Manchester Geol. J., 4: 229–246.
- Allen J.R.L., 1970a. Physical processes of sedimentation. G. Allen & Unwin University Books, London.
- Allen J.R.L., 1970b. Studies in fluviatile sedimentation; a comparison of finning-upward cyclothems with special reference to coarse member composition and interpretation. J. Sedim. Petrol., 40: 19–26.
- Allen J.R.L., 1977. Fizyczne procesy sedymentacji. PWN, Warszawa.
- Andrzejewski L., 1991. The course of fluvial deposits processes in the lower Bzura river valley during the last 15 000 years. [W:] L. Starkel (red.), Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geogr. Stud. Spec. Iss., 6: 147–154.
- Andrzejewski L., 1994. Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym glacjale i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów. Rozprawy UMK, Toruń.
- Andrzejewski L., Juśkiewicz W., 2003. Lithofacies diversification of the alluvia in the area of Kępa Dzikowska, Kępa Bazarowa, Kępa Strońska and of the Vistula floodplain near Toruń. Prace Geogr., 189: 159–178.
- Antczak B., 1985. Rhythmites on lower terraces of the Warta River, Poland, and their paleohydrolo-

gic implications. Quaestiones Geographicae, Spec. Issue, 1: 31–43.

- Antczak B., 1986. Transformacja układu koryta i zanik bifurkacji Warty w pradolinie warszawsko-berlińskiej i południowej części przełomu poznańskiego podczas późnego vistulianu. Ser. Geografia, 35. UAM, Poznań.
- Antoine P., 1994. The Somme Valley terrace system (Northern France); a model of river response to Quaternary climate variations since 800 000 BP. Terra Nova, 6: 453–464.
- Arnaud-Fassetta G., 2003. River channel changes in the Rhone Delta (France) since the end of the Little Ice Age: geomorphological adjustment to hydroclimatic change and natural resource management. Catena, 51: 141–172.
- Ashley G.M., 1978. Interpretation of polymodal sediments. J. Geology, 86: 411–421.
- Aslan A., Autin J.A., 1999. Evolution of the Holocene Mississippi river floodplain, Ferriday, Louisiana: Insights on the origin of fine-grained floodplains. J. Sedim. Res., 69, 4: 800–815.
- Asselman N.E.M., 1999. Grain-size trends used to assess the effective discharge for floodplain sedimentation, river Waal, the Netherlands. J. Sedim. Res., 69, 1: 51–61.
- Asselman N.E.M., Middelkoop H., 1995. Floodplain sedimentation: quantities, patterns and processes. Earth Surf. Proc. Land., 20: 481–499.
- Astrade L., Bravard J.-L., 1999. Energy gradient and geomorphological processes along a river influenced by neotectonic (The Saône river, France). Geodinamica Acta (Paris), 12, 1: 1–10.
- Baas J.H., 1994. A flume study on the development and equilibrium morphology of current ripples in very fine sand. Sedimentology, 41: 185–209.
- Baba J., Komar P.D., 1981. Measurement and analysis of settling velocities of natural quarto Sand grain. J. Sedim. Pert., 51: 631–640.
- Babiński Z., 1990. Charakterystyka równiny zalewowej dolnej Wisły. Przegl. Geogr., 62, 1–2: 95–117.
- Babiński Z., 1992. Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły. Prace Geogr. IGiPZ PAN, 157.
- Babiński Z., Klimek K., 1990. The present-day channel and flood-plain of the Vistula river. [W:] L.

Starkel (red.), Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geogr. Stud., Spec. Iss., 5: 62–75.

- Bagnold R.A., 1955. Some flume experiments on large grains but little denser than the transporting fluid, and their implications. Proc. Insr. Civ. Eng., 4: 174–205.
- Bagnold R.A., 1956. The flow of cohesionless grains in fluids. phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 249: 235–297.
- Bagnold R.A., 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics. U.S. Geol. Survey Prof. Paper: 422-I.
- Baker V.R., 1974. Paleohydraulic interpretation of Quaternary alluvium near Golden, Colorado. Quarter. Res., 4: 94–112.
- Baker V.R., Kochel R.C., Patton P.C. (red.), 1988. Flood geomorphology. Wiley, Chichester.
- Banach M., 1985. Osady denne wskaźnik hydrodynamiki Zbiornika Włocławskiego. Przegl. Geogr., 57, 4: 487–497.
- Banach M., 1994. Morfodynamika strefy brzegowej Zbiornika Włocławskiego. Prace Geogr. IGiPZ PAN, Wrocław–Warszawa–Kraków.
- Banasik K., 1994. Model sedymentogramu wezbrania opadowego w małej zlewni rolniczej. Rozprawy Naukowe i Monograficzne. Wydawnictwo SGGW, Warszawa.
- Banihabib M.E., Hiramo M., 1996. Deposition of the high concentration flow on the flood plain. Ann. J. Hydr. Engin., 40: 1021–1026.
- Barthurst J.C., Benson I.A., Valentine E.M., Nalluri C., 2002. Overbank sediment deposition pattern for straight and meandering flume channels. Earth Surf. Proc. Land., 27, 8: 659–665.
- Bartnik W., 1992. Hydraulika potoków i rzek górskich z dnem ruchomym. Początek ruchu rumowiska. Zesz. Nauk. AR w Krakowie, Ser. Rozpr. Hab.
- Beechie T.J., Liermann M., Pollock M.M, Baker S., Davies J., 2006. Channel pattern and river-floodplain dynamics in forested mountain river systems. Geomorphology, 78: 124–141.
- Beverage J.P., Culbertson J.K., 1964. Hypecontentrations of suspended sediments. J. Hydraulics Division. Am. Soc. Civ. Eng., 90: 117–128.
- Biernacki Z., 1968. Wiek oraz przebieg przyrostu miąższości mad na terasie zalewowej Wisły w rejonie Warszawy w świetle stanowisk archeologicznych. Przegl. Geol., 1: 13–20.
- Biernacki Z., 1975. Holocene and Late Pleistocene alluvial sediments of the Vistula River near Warsaw. Biul. Geol., 19: 199–217.
- Blench T., 1977. Regime behaviour of river and canals. Butterworth Scientific, London.
- Braithwaite C.J.R., 1973. Settling behaviour related to sieve analysis of skeletal sands. Sedimentology, 20, 2: 251–262.

- Brański J., Kondzielski A., 1986. Uziarnienie rumowiska unoszonego wzdłuż biegu Wisły. Gospodarka Wodna, 6: 140–143.
- Bridge J.S., 1981. Hydraulic interpretation of grain-size distributions using a physical model for bedload transport. J. Sedim. Petrol., 51, 4: 1109–1124.
- Bridge J.S., 2003. Rivers and floodplain. Form, Processes and Sedimentary Record. Blackwell Publishing Company, Oxford, UK.
- Brooks G.R., 2005. Overbank deposition along the concave side of the Red River meanders, Manitoba, and its geomorphic segnificance. Earth Surf. Proc. Land., 30: 1617–1632.
- Brown A.G., 1985. Traditional and multivariate techniques in the interpretation of floodplain sediment grain size variations. Earth Surf. Proc. Land., 10: 281–291.
- Brown A.G., Keough M., 1922. Holocene floodplain metamorphosis in the Midlands, United Kingdom. Geomorphology, 4: 433–445.
- Bruneton H., Arnaud-Fassetta G., Provansal M., Sistach D., 2001. Geomorphological evidence for fluvial change during the Roman period in the lower Rhone valley (southern France). Catena, 45: 287–312.
- Bull W.B., 1962. Relation of textural (CM) patterns to depositional environments of alluvial-fan deposits. J. Sedim. Petrol., 32: 281–291.
- Chien N., 1956. The present stratus of research on sediment transport. Am. Soc. Civil Engin., Trans., Paper, 2824: 833–844.
- Chien N., Wan Z., 1983. Mechanics of Sediment Motion. Science Press.
- Ciszewski D., Dubicki A., 2008. Rezim hydrologicznyi współczesne przemiany koryta i równiny zalewowej Odry. [W:] L. Starkel, A. Kotarba, A. Kostrzewski, K. Krzemień (red.), Współczesne przemiany rzeźby Polski. Monografia SGP, IGiGP UJ, IGiPZ PAN, Kraków: 371–383.
- Ciszewski D., Wyżga B., 2010. Hydraulic controls on the entrapment of heavy metal-polluted sediments on a floodplain of variable width, the upper Vistula River, southern Poland. Geomorphology, 117, 3–4: 272–286.
- Ciupa T., 1990. Dynamika transportu i uziarnienie rumowiska wleczonego Białej Nidy. Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 1: 51–69.
- Ciupa T., 1991. Współczesny transport fluwialny w zlewni Białej Nidy. Wyd. Wyż. Szk. Ped. im. Jana Kochanowskiego, Kielce.
- Ciupa T., 2009. Wpływ zagospodarowania terenu na odpływ i transport fluwialny w małych zlewniach na przykładzie Sufragańca i Sinicy. Wyd. Uniw. Hum.-Przyr. Jana Kochanowskiego, Kielce.
- Coleman J.M., 1969. Brahmaputra River: Channel processes and sedimentation. Sedim. Geol. 3: 129–239.

- Collinson J.D., 1978. Vertical sequences and sand body shape in alluvial sequences. [W:] A.D. Miall (red.), Fluvial sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir, 5: 77–586.
- Costa J.E., 1978. Paleohydraulic reconstructions of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range. Geol. Soc. of Am. Bull., 94: 986–1004.
- Costa J.E., 1997. Rheologic, geomorphic and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flow, and debris flow. [W:] V.R. Baker, R.C. Kochel, P.C. Patton (red.), Flood geomorphology. J. Wiley & Sons: 113–122.
- Costello W.R., Southard J.B., 1981. Flume experiments on lower-flow-regime bed forms in coarse sand. J. Sedim. Petrol., 51, 3: 849–864.
- Czajka A., 2000. Sedymentacja pozakorytowa aluwiów w strefie międzywala Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej. Przegl. Geol., 48: 263–267.
- Czałow R.S. 1979. Geograficzeskije issledowanija rusłowych procesow. Izd. Moskowskowo Uniwersiteta, Moskwa.
- Czyżowska E., 1997. Zapis zdarzeń powodziowych na pograniczu Boreału i Atlantyku w osadach stożka napływowego w Podgrodziu. Dok. Geogr. IGi-PZ PAN, 5.
- Czyżowska E., Starkel L., 1996. Rhytmicity of floods at the Boreal-Atlantic transmition in the alluvial fan at the Podgrodzie upon Wisłoka river. [W:] L. Starkel, T. Kalicki (red.), Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geogr. Stud., Spec. Iss., 9: 36–42.
- Desloges J.R., Church M.A., 1989. Wandering gravel-bed rivers. Canadian Geographer, 33: 360–364.
- Dębski K., 1967. Regulacja rzek. Cz. 1. Podstawy projektowania. Wyd. SGGW, Warszawa.
- Dingler J.R., 1979. The treshold of grain motion under oscilatory flow in a laboratory wave channel. J. Sedim. Petrol., 49, 1: 287–294.
- Doeglas D.J., 1946, Interpretation of the results of mechanical analyses. J. Sedim Petrol., 16: 19–40.
- Douglas J.F., Gasiorek J.M., Awaffield J.A., 1979. Fluid Mechanics. Pitman. London.
- Einstein H.A., 1950. The Bed-Load Function for Sediment Transport in Open Channel Flows. U.S. Dept. Agric., Soil Conser. Serv., Tech. Bull., 1026: 1–71.
- Emblenton C., Thornes J. (red.), 1982. Geomorfologia dynamiczna. PWN, Warszawa.
- Endo N., Masuda F., Yokokawa M., 1996. Grain-size distributions of sediment carried by single transportation modes in an experimental microdelta system. Sedim. Geol., 102: 297–304.
- Enos P., 1977. Flow regimes in debris flow. Sedimentology, 23: 133–142.
- Erskine W.D., Melville M.D., 2008. Geomorphic and stratigraphic complexity: Holocene alluvial hi-

story of upper Wollombi Brook, Australia. Geogr. Ann., 90 A, 1: 19–35.

- Eschner T.R., Kichner J.E., 1984. Interpretations from measured sediment data, Platte River, Nebraska. Sedimentology, 31, 5: 569–573.
- Falkowski E., 1967. Ewolucja holoceńskiej Wisły na odcinku Zawichost–Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju. Biul. IG, 198, 4: 57–131.
- Farrell K.M., 1987. Sedimentology and facies architecture of overbank deposits of the Mississippi River, False River Region, Louisiana. [W:] F.G. Ethridge, R.M. Flores, J.D. Harvey (red.), Recent Developments in Fluvial Sedimentology. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 39: 111–120.
- Farrell K.M., 2001. Geomorphology, facies architecture, and high-resolution, non-marine sequence stratigraphy in avulsion deposits. Cumberland Marshes, Saskatchewan, Sedim. Geol., 139: 93–150.
- Fenneman N.M., 1906. Floodplains produced without floods. Am. Geogr. Soc. Bull., 38: 89–91.
- Ferguson R.I., Church M., 2004. A simple universal equation for grain settling velocity. J. Sedim. Res., 74: 933–937.
- Ferguson R.J., Brierley G.J., 1999. Levee morphology and sedimentology along the lower Tuross River, south-eastern Australia. Sedimentology, 46: 627–648.
- Fisk H.N., 1947. Fine Grained Alluvial Deposits and their Effects on Mississippi River Activity. Mississippi River Commission, Vicksburg, Miss.
- Flemming B.W., 1988. Process and pattern of sediment mixing in a microtidal coastal lagoon along the west coast of South Africa. [W:] P.L. de Boer, A. van Gelder, S.D. Nio (red.), Tide-influenced Sedimentary Environments and Facies. D. Reidel, Dordrecht: 275–288.
- Flemming B.W., 2007. The influence of grain-size analysis methods and sediment mixing on curve shapes and textural parameters: Implications for sediment trend analysis. Sedim. Geol., 202: 425–435.
- Florek E., Florek W., Mycielska-Dowgiałło E., 1987.
 Morphogenesis of the Vistula valley between Kepa Polska and Plock in the Late Glacjal and Holocene. [W:] L. Starkel (red.), Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geogr. Stud., Spec. Iss., 4: 189–205.
- Florek W., 1991. Postglacjalny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza. WSP, Słupsk.
- Florek W., Kaczmarzyk J., 2007. Współczesne formy i osady wezbraniowe Wieprzy na odcinku Staniewce–Kowalewice. [W:] R. Sołtysik (red.), Systemy dolinne i ich funkcjonowanie. Prace Instytutu Geografii AŚ w Kielcach, 16: 205–213.

- Florek W., Mycielska-Dowgiałło E., Starkel L., 1990. Lithology and facies of fluvial deposits. [W:] L. Starkel (red.), Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geogr. Stud., Spec. Iss., 5: 111–126.
- Florsheim J.L., Mount J.F., 2003. Changes in lowland floodplain sedimentation processes: pre-disturbance to post-rehabilitation, Cosumnes River, CA. Geomorphology, 56: 305–323.
- Folk R.L., 1966. A review of grain size parameters. Sedimentology, 6: 73–93.
- Folk R.L., Ward W.C., 1957. Brazos River bar, a study in the significance of grain size parameters. J. Sedim. Pert., 27: 3–26.
- Froehlich W., 1975. Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nowojowskiej. Prace Geogr. IG PAN, 114. Warszawa.
- Froehlich W., 1982. Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin w górskiej zlewni fliszowej. Prace Geogr. IGiPZ PAN, 143.
- Froehlich W., 1998. Transport rumowiska i erozja koryt potoków beskidzkich podczas powodzi w lipcu 1997. [W:] L. Starkel, J. Grela (red.), Powódź dorzecza górnej Wisły w lipcu 1997 r. Wyd. Oddz. PAN, Kraków: 133–144.
- Froehlich W., 1999. Mechanizm i natężenie procesów erozji, transportu i sedymentacji powodziowej w świetle badań metodami klasycznymi, radioizotopowymi i magnetycznymi. [W:] A. Kostrzewski (red.), Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych. 2. Powodzie rzek przymorza bałtyckiego i innych regionów Polski. Uwarunkowania, przebieg, skutki w środowisku przyrodniczym. Wyd. UAM, Poznań: 33–40.
- Gao S., Collins M., 1992. Sand sediment transport patterns inferred from grain-size trends based upon definition of "transport vectors". Sedim. Geol., 80: 47–60.
- Gębica P., 2004. Przebieg akumulacji rzecznej w górnym Vistulianie w Kotlinie Sandomierskiej. Prace Geogr. IGiPZ PAN, 193.
- Gębica P., Sokołowski T., 2001. Sedimentological interpretation of crevasse splay forming during the extreme 1997 flood in the upper Vistula river valley (South Poland). Ann. Soc. Geol. Pol., 71: 53–62.
- Ghosh J.K., Mazumder B.S., Sengupta S., 1981. Methods of computation of suspended load from bed materials and flow parameters. Sedimentology, 28: 781–791.
- Gierszewski P., Szmańda J., Luc M., 2005. Cechy litologiczne i rozkład osadów dennych Zbiornika Włocławskiego. [W:] A. Kotarba, K. Krzemień, J. Święchowicz (red.), VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Kraków 19–22 września 2005. Współczesna ewolucja rzeźby Polski: 147–152.
- Gierszewski P., Szmańda J.B., 2007a. Interpretacja środowisk sedymentacyjnych Zbiornika Włocław-

skiego na podstawie badań uziarnienia osadów dennych. [W:] E. Smolska, D. Giriat (red.), Rekonstrukcja dynamiki procesów geomorfologicznych – formy rzeźby i osady. Wydz. Geogr. i Stud. Reg. UW, Komitet Badań Czwartorzędu PAN, Warszawa: 165–176.

- Gierszewski P., Szmańda J.B., 2007b. Grain size composition and sedimentological environments in the Wloclawek reservoir bottom deposits deposits (Vistula river, central Poland). Proceedings of the Tenth International Symposium on River Sedimentation, Effects of River Sediments and Channel Processes on Social, Economic and Environmental Safety, 5, 1–14 August 2007, Moscow, Russia: 100–108.
- Gierszewski P., Szmańda J.B., 2010. Litodynamiczna interpretacja warunków akumulacji osadów dennych Zbiornika Włocławskiego. [W:] T. Ciupa, R. Suligowski (red.), Woda w badaniach geograficznych, Kielce: 169–177.
- Gierszewski P., Szmańda J.B., Habel M., Kaszubski M., 2011. Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis efektów przerwania wału przeciwpowodziowego Wisły w Świniarach. IX Zjazd Geomorfologów Polskich, Georóżnorodność rzeźby Polski, 20–22.09.2011, Poznań: 59.
- Gölz E., 1990. Suspended sediment and bed load problems of the Upper Rhine. Catena, 17: 127–140.
- Gomez B., Eden D.N., Hicks M.D., Trustrum N.A., Peacock D.H., Wilmshurts J., 1999. Contribution of floodplain sequestration to the sediment budget of the Waipaoa River, New Zealand. [W:] S.B. Mariott, J. Alexander (red.), Floodplains: Interdisciplinary Approaches.Geological Society, London, Spec. Publ., 163: 69–88.
- Gomez B., phillips J.D., Magilligan F.J., James L.A., 1997. Floodplain sedimentation and sensitivity: summer 1993 flood, upper Mississippi river valley. Earth Surf. Proc. Land., 22: 923–936.
- Gove P.B (red.), 1993. Webster's Third New International Dictionary of the English language unabridge. Merriam-Webster Incorporated, Könemann.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrung R., 1976. Sedymentologia. Wyd. Geol., Warszawa.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrung R., 1986. Zarys sedymentologii. Wyd. Geol., Warszawa.
- Graf W.L., 1971. Hydraulics of Sediment Transport. McGraw-Hill Book Co., New York.
- Gregory K.J., Walling D.E., 1973. Drainage basin and process. Edward Arnold Publ. Ltd., London.
- Grenfell S.E., Ellery W.N., Grenfell M.C., 2009. Geomorphology and dynamics of the Mfolozi River floodplain, KwaZulu-Natal, South Africa. Geomorphology, 107: 226–240.

- Groves C.G., Howard A.D., 1994. Early development of karst systems: I. Preferential flow path enlargement under laminar flow. Water Resources Research, 30, 10: 2837–2846.
- Grzegorczyk M., 1970. Metody przedstawiania uziarnienia osadów. Poz. Tow. Przyj. Nauk, Prace Kom. Geogr.-Geol., 10, 2.
- Grześ M., 1985. Problemy zatorów lodowych i powodzi zatorowych na dolnej Wiśle. Przegl. Geogr., 57, 4: 499–525.
- Grześ M., 1991. Zatory i powodzie zatorowe na dolnej Wiśle. Mechanizmy i warunki. IGiPZ PAN, Warszawa.
- Gustavson T.C., 1978. Bed form and stratification types of modern gravel meander lobes, Nueces River, Texas. Sedimentology, 25: 401–426.
- Hampton M.A., 1975. Competence of fine grained debris flow. J. Sedim. Petrol., 45, 4: 834–844.
- Hartmann D., 2007. From reality to model: Operationalism and the value chain of particle-size analysis of natural sediments. Sedim. Geol., 202: 383–401.
- Hartmann D., Flemming B.W., 2007. From particle size to sediment dynamics: An introduction. Sedim. Geol., 202: 333–336.
- Haschenburger J.K., Church M., 1998. Bed material transport estimated from the virtual velocity of sediment. Earth Surf. Proc. Land., 23: 791–808.
- Henderson F.M., 1966. Open Channel Flow. Mac-Millan Publ., New York, London.
- Hjulström F., 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. Bull. Geol. Inst., 25.
- Houben P., 1997. Late-glacial fluvial sedimentation in a small upland catchment in Hesse (Germany). Zeitschift f. Geomorphologie, 41, 4: 461–478.
- Houben P., 2003. Spatio-temporally variable response of fluvial systems to Late Pleistocene climate change: a case study from central Germany. Quaternary Science Reviews, 22: 2125–2140.
- Houben P., 2007. Geomorphological facies reconstruction of Late Quaternary alluvia by the application of fluvial architecture concepts. Geomorphology, 86: 94–114.
- Houbrechts G., Petit F., Kalicki T., 2004. Rozwój metalurgii a sedymentacja fluwialna z ostatnich stuleci w ardeńskich dopływach Mozy (Belgia).
 [W:] Z. Michalczyk (red.), Badania geograficzne w poznawaniu środowiska: 192–194.
- Howard A.D., 1980. Thresholds in river regime. [W:] D.R. Coates, J.D. Vitek (red.), The Concept of Geomorphic Thresholds. Allen and Unwin, Boston, Ch. L, 1: 227–258.
- Howard A.D., Groves C.G., 1995. Early development of karst systems: II. Turbulent flow. Water Resources Research, 31, 1: 19–26.
- Hunghes D.A., Lewin J., 1982. A small-scale flood plain. Sedimentology, 29: 891–895.

- Hunt J.N., 1954. The turbulent transport of suspended sediment in open channels. Proc. Ror. Soc., Ser. A., 224, 1158: 323–335.
- Inman D.L., 1949. Sorting of sediments in the light of fluid mechanics. J. Sedim. Petrol., 19: 51–70.
- Jackson M.R., 1834. Hintson the subject of geographical arrangement and nomenclature. Royal Geographical Society Journal, 4: 72–88.
- Jackson R.G., 1978. Preliminary evaluation of lithofacies models for meandering alluvial streams.[W:] A.D. Miall (red.), Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir, 5: 543–576.
- Jackson R.G., 1981. Sedimentology of muddy fine-grained channel deposits in meandering streams of the American middle west. J. Sedim. Petrol., 51, 4: 1169–1192.
- Jarocki W., 1957. Ruch rumowiska w cieczach. Badanie oraz obliczanie ilości materiału wleczonego i unoszonego. Wyd. Morskie, Gdynia.
- Jopling A.V., 1964. Laboratory study of sorting processes related to flow separation. J. Geophys. Res., 69: 3403–3418.
- Jopling A.V., 1966. Some principles and techniques used in reconstructing the hydraulic parameters of a paleo-flow regime. J. Sedim. Petrol., 36, 1: 5–49.
- Kaczmarzyk J., 2004. Holoceńska paleohydrologia środkowej Wieprzy w świetle cech sedymentologicznych osadów korytowych. Prace Geogr. IGiPZ PAN, 200: 119–145.
- Kaczmarzyk J., 2008. Holoceńska paleohydrologia środkowej Wieprzy w świetle cech sedymentologicznych osadów korytowych. Akademia Pomorska w Słupsku.
- Kaczmarzyk J., Florek W., 2007. Osady pozakorytowe środkowej Wieprzy jako zapis zjawisk powodziowych. [W:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), Procesy ekstremalne w środowisku fluwialnym. Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych, 4: 141–156.
- Kaczmarzyk J., Florek W., Olszak I., 2008. Górnoholoceńskie i współczesne formy i osady pozakorytowe w dolinie środkowej Wieprzy. Landform Analysis, 7: 80–94.
- Kalicki T., 1991. The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepołomice. [w:] L. Starkel (red.), Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geogr. Stud., Spec. Iss., 6: 11–38.
- Kalicki T., 1996. Overbank deposits as indicators of the changes in discharges and supply of sediments in the upper Vistula valley – the role of climate and human impact. [W:] L. Starkel, T. Kalicki (red.), Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geogr. Stud. Spec. Iss., 9: 43–60.
- Kalicki T., 2000. Grain size of the overbank deposits as carriers of paleogeographical information. Quaternary International, 72: 107–114.

- Kalicki T., 2006. Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holoceńskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich. Prace Geogr. IGiPZ PAN, 204.
- Kalicki T., Sanko A.F., 1997. Ewolucja doliny Łuczosy w późnym glacjale i holocenie. [W:] T. Kalicki (red.), Badania ewolucji dolin rzecznych na Białorusi – 1. Dok. Geogr., 6: 53–82.
- Kalicki T., Starkel L., 1987. The evolution of the Vistula river valley downstream of Cracow during the last 15 000 years. [W:] Evolution of the Vistula River Valley during the last 15000 year. Geogr. Stud., Spec. Iss., 4: 51–70.
- Kalicki T., Starkel L., Soja J., Soja R., Zenickaya V.P., 1996. Subboreal paleochannel system in the Vistula valley near Zabierzów Bocheński (Sandomierz Basin). Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geogr. Stud., Spec. Iss., 9: 129–158.
- Kalicki T., Szmańda J.B., 2008. Wiek i litologia osadów pozakorytowych Wisły w Kotlinie Sandomierskiej i Toruńskiej – podobieństwa i różnice. V Seminarium Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, Poznań, 20–21 listopada 2008: 50–51.
- Kalicki T., Szmańda J.B., 2009. Litologia, wiek i geneza mad wiślanych w Kotlinie Sandomierskiej i Kotlinie Toruńskiej. Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, 5, Ser. Georg., 88: 165–186.
- Kaniecki A., 1976. Dynamika rzeki w świetle osadów trzech wybranych odcinków Prosny. Prace Kom. Geogr.-Geol., 17. Poznań.
- Karabon J., 1980. Morfogenetyczna działalność wód wezbraniowych związana z zatorami lodowymi Wisły środkowej. Przegl. Geol., 9: 512–515.
- Kaszowski L., Kotarba A., 1970. Wpływ katastrofalnych wezbrań na przebieg procesów fluwialnych. Prace Geogr. IG PAN, 80: 5–87.
- Klimaszewski M., 1948. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. Prace Wrocł. Tow. Nauk., Ser. B, 7.
- Klimek K., 1974. The structure and mode of sedimentation of the flood-plane deposits in the Wisłoka valley (South Poland). Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan., 8: 136–151.
- Klimek K., 1988. An early anthropogenic alluviation in the Subcarpathian Oświęcim Basin, Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 36, 2: 159–169.
- Klimek K., 1996. Aluwia Rudy jako wskaźnik 1000-letniej degradacji Płaskowyżu Rybnickiego.
 [W:] A. Kostrzewski (red.), Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. T. II. UAM, Poznań: 155–166.
- Klimek K., 2000. The Sudetic tributaties of Upper Odra transformationduring the Holocene period. Stu. Geomorph. Carpatho-Balcan., 34: 27–45.

- Klimek K., 2002. Human-induced overbank sedimentation in the foreland of the Eastern Sudety Mountains, Earth Surf. Proc. Land., 2, 4: 391–402.
- Klimek K., Malik I., Owczarek P., Zygmunt E., 2003. Climatic and human impact on episodic alluviation in small mountain valleys, the Sudetes. Geographia Polonica, 76, 2: 55–64.
- Knigth D.W., Brown F.A., 2001. Resistance studies of overbank flowin rivers with sediment using the flood channel facility. J. Hydr. Res., 39, 3: 283–301.
- Knighton A.D., Nanson G.C., 1994. Flow transmission along an arid zone anastomosing river, Cooper Creek, Australia. Hydrological Processes, 8: 137–154.
- Knox J.C., 1987. Historical valley floor sedimentation in the upper Mississippi Valley. Annals of the Association of American Geographers, 77: 224–244.
- Knox J.C., 1999. Long-term episodic changes in magnitudes and frequences of floods in the Upper Mississippi River Valley. [w:] A.G. Brown, T.A. Quine (red.). Fluvial Processes and Environmental Change. John Willey & Sons, Chichester: 255–282.
- Knox J.C., 2006. Floodplain sedimentation in the Upper Mississippi Valley: Natural versus human accelerated. Geomorphology, 79: 286–283.
- Koc L., 1972. Zmiany koryta Wisły w XIX i XX wieku między Płockiem a Toruniem. Przegl. Geol., 44, 4: 703–719.
- Kociszewska-Musiał G., 1969. Charakterystyka piasków współczesnej Wisły od źródeł do ujścia Bugu. Biul. Geol. UW., 11: 37–100.
- Kociszewska-Musiał G., 1970. Charakterystyka aluwiów współczesnego koryta dolnej Wisły. Biul. Geol. UW., 12: 123–139.
- Komar P.D., Carling P.A., 1991. Grain sorting in gravel-bed streams and the choice of particle sizes for flow-competence evaluations. Sedimentology, 38: 489–502.
- Kondolf G.M., Piégay H., 2003. Tools in fluvial geomorphology. J. Wiley & Sons, Chichester.
- Kordowski J., 1997. Morfologia i budowa geologiczna równiny zalewowej Wisły na odcinku Solec Kujawski–Strzelce Dolne. Top-Courier, Toruń: 1–27.
- Kordowski J., 2001. Litologia osadów pozakorytowych równiny zalewowej dolnej Wisły między Górskiem i Chełmnem. Przegl. Geogr., 73, 3: 351–369.
- Kordowski J., 2003. Struktury wewnętrzne i uziarnienie osadów pozakorytowych doliny dolnej Wisły w Kotlinie Toruńskiej i Basenie Unisławskim. Przegl. Geogr., 75, 4: 601–621.
- Kordowski J., 2004. Osady i rzeźba doliny Wisły w okolicy Chełmna i Świecia. [W:] W. Chudziak (red.), Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie. Studia przyrodniczo-archeologiczne, Mons Sancti Laurenti, 2: 43–68.

- Kordowski J., 2009. Litologiczna charakterystyka osadów równiny zalewowej Wisły – stanowisko Kosowo, Basen Unisławski. [W:] M. Pisarska-Jamroży, Z. Babiński (red.), Plejstoceńskie środowiska sedymentacyjne Pojezierza Pomorskiego. Wyd. UKW, Bydgoszcz: 108–116.
- Kordowski J., Szmańda J., 2001. Budowa geologiczna i morfologia wstęg piaszczystych doliny dolnej Wisły na przykładach z Kotliny Toruńskiej i Basenu Unisławskiego. Streszczenia konferencji "Morfogeneza doliny Odry i jej dopływów", 6–8 czerwca 2001, Wrocław: 18–23.
- Koster E.H., 1978. Transverse rib: their characteristics, origin and paleohydrologic significance. [W:] A.D. Miall (red.), Fluvial sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5: 161–186.
- Kostrzewski A., 1970. Uziarnienie i obróbka współczesnych aluwiów Bobru jako wskaźnik dynamiki rzecznego środowiska sedymentacyjnego. PTPN, Pr. Kom. Geogr.-Geol., 7, 4.
- Kostrzewski A., Mazurek M., Zwoliński Z., 1994. Dynamika transportu fluwialnego górnej Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemu zlewni. Stow. Geomorfologów Polskich, Poznań.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., Andrzejewski L., Florek W., Mazurek M., Niewiarowski W., Podgórski Z., Rachlewicz G., Smolska E., Stach A., Szmańda J., Szpikowski J., 2008. Współczesna ewolucja rzeźby młodoglacjalnej Niżu Polskiego. [W:] L. Starkel, A. Kotarba, A. Kostrzewski, K. Krzemień (red.), Współczesne przemiany rzeźby Polski. Monografia SGP, IGiGP UJ, IGiPZ PAN, Kraków: 271–325.
- Kowalkowski B., Starkel L., 1977. Different age of soli cover of the Holocene terraces in Carpathian valleys. Folia Quaternaria, 49: 63–74.
- Krumbein W.C., 1934. Size frequency distribution of sediments. J. Sedim. Petrol., 4: 65–77.
- Kukulak J., 2004. Zapis skutków osadnictwa i gospodarki rolnej w osadach rzeki górskiej na przykładzie aluwiów dorzecza górnego Sanu w Bieszczadach Wysokich. Wyd. Nauk. AP, Kraków.
- Kurowski L., 1999. Formy akumulacji piasku na równi zalewowej Odry między Koźlem a ujściem Kłodnicy. Przegl. Geol., 47, 2: 194–198.
- Kurowski L., Jędrzejczak E., 2007. Warunki przepływu, formy dna i cechy osadów koryta rzecznego na przykładzie Strzegomki w Kątach. Sedimentologica, 1, 1: 31–39.
- Lane E.W., 1955. The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering. Proc. Am. Soc. Civ. Engr, 81: 1–17.
- Lane E.W., Kalinske A.A., 1939. The resolution of suspended to bed material in river. Am. Geophys. Union Trans., 20: 637–641.
- Le Roux J.P., 1977. Comparison of sphercinity indices as related to the hydraulic equivalence of settling grains. J. Sedim. Res., 67: 527–530.

- Le Roux J.P., 1994. An alternative approach to the identification of sand sediment transport paths based on a grain-size trends. Sedim. Geol., 94; 97–107.
- Le Roux J.P., 2002. Shape entropy and settling velocity of natural grain. J. Sedim. Res., 72: 363–366.
- Le Roux J.P., 2005. Grains in motion: A review. Sedim. Geol., 178: 285–313.
- Le Roux J.P., Rojas E.M., 2007. Sediment transport patterns determined from grain-size parameters: overview and state of the art. Sedim. Geol., 202: 473–488.
- Lecce S.A., 1997. Spatial patterns of historical overbank sedimentation and flood-plain evolution, Blue River, Wisconsin. Geomorphology, 18: 265–277.
- Lecce S.A., Pavlowsky R.T., 2004. Spatial and temporal variations in the grain-size characteristics of historical flood plain deposits, Blue River, Wisconsin. Geomorphology, 61: 361–371.
- Lecuanda R., 1993. Un tranglo para la representacion poblacional e intepretacion genetica de los sedimentos arenosos. (A trangle for the Representation od popolations and genetic interpretation of sandy sediments. Ciencias Marinas, 19, 1: 1–14.
- Leeder M.R., 1983. On the interpretations between turbulent flow, sediment transport and bedform mechanics channelized flows. [W:] J.D. Collinson, J. Lewin (red.), Modern and Acient Fluvial Systems. Spec. Publ. Int. Assoc. of Sedim., 6: 5–18.
- Lehotský M., Novotný J., Szmańda J., 2009. Flooding and Geomorphic of Modern Floodplain – Case Study of the Danube River Downstream of Devínska Gate. Rev. Roum. Géogr./Rom. J. Geogr., 53, 1: 81–90.
- Lehotský M., Novotný J., Szmańda J.B., 2010a. Response of the Danube River Floodplain to Flood Events During 2002–2007 Period. Quaestiones Geographicae, 29, 3: 37–45.
- Lehotský M., Novotný J., Szmańda J.B., Grešková A., 2010b. A suburban inter-dike river reach of a large river: Modern morphological and sedimentary changes (the Bratislava reach of the Danube River, Slovakia). Geomorphology, 117, 3–4: 298–308.
- Leopold L.B., 1953. Downstream Change of Velocity in Rivers. Am. J. Scien., 251: 606–624.
- Leopold L.B., 1994. Flood Hydrology and the Floodplain. [W:] G.F. White, M.F. Myers (red.), Coping with the Flood: The Next Phase. Water Resources Update, Spring Issue: 11–15.
- Leopold L.B., Bagnold R.A., Wolman M.G., Brush L.M. Jr., 1960. Flow Resistance in Sinuous or Irregular Channels, U.S. Geol. Sur. Miscellaneous Prof. Pap., 282-D: 111–134.
- Leopold L.B., Emmett W.W., 1976. Bedload Measurements, East Fork River, Wyoming. National Academy of Sci. Proc., 73, 4: 1000–1004.

- Leopold L.B., Emmett W.W., 1977. Bedload Measurements, East Fork River, Wyoming. National Academy of Sci. Proc., 74, 7: 2644–2648.
- Leopold L.B., Emmett W.W., 1984. Bedload Movement and its Relation to Scour. River Meandering, ASCE, New Orleans: 640–649.
- Leopold L.B., Emmett W.W., 1997. Bedload and River Hydraulics – Inferences from the East Fork River, Wyoming. U.S. Geol. Sur. Prof. Pap., 1583: 1–52.
- Leopold L.B., Wolman M.G., Miller J.P., 1964. Fluvial Processes in Geomorphology. W.H. Freeman and Co., San Francisco.
- Lewin J., 1978. Floodplain geomorphology. Prog. Phys. Geog., 2: 408–437.
- Lewin J., 1982. British Floodplains. [W:] B.H. Adlam, C.R. Fenn, L. Morris (red.), Papers in Earth Studies, Geobooks, Noreich: 21–37.
- Lewin J., 1983. Changes of channel patterns and floodplains. [w:] K.J. Gregory (red.), Background to Palaeohydrology. Wiley & Sons, Chichester: 303–319.
- Lipps T., 1988. Fluviatile Dynamik im Mittelwesertal während des Spätglazials und Holozäns. Eiszeitalter u. Gegenwart, 38: 78–86.
- Lowe D.R., 1976. Grain flow and grain flow deposits. J. Sedim. Petrol., 26: 188–199.
- Lowe D.R., 1988. Suspenden-load fallout rate as an independent varible in the analysis of current structures. Sedimentology, 35: 765–776.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2000. Ewolucja środkowego odcinka doliny Belnianki w późnym glacjale i holocenie. Wyd. Akad. Dialog, Warszawa.
- Łajczak A., 1999. Współczesny transport i sedymentacja materiału unoszonego w Wiśle i głównych dopływach. Mon. Kom. Gosp. Wod. PAN, 15.
- Łajczak A., Plit J., Soja R., Starkel L., Warowna J., 2008. Współczesne przemiany koryta i równiny zalewowej Wisły. [W:] L. Starkel, A. Kotarba, A. Kostrzewski, K. Krzemień (red.), Współczesne przemiany rzeźby Polski. Monografia SGP, IGiGP UJ, IGiPZ PAN, Kraków: 349–369.
- Mackin J.H., 1937. Erosional history of the Big Horn basin, Wyoming. Bull. Geol. Soc. Am., 48: 813–894.
- Mackin J.H., 1948. Concept of the graded river. Bull. Geol. Soc. Am., 59: 463–512.
- Macklin M.G., Lewin J., 2008. Alluvial responses to the changing Earth system. Earth Surf. Proc. Land., 33, 9: 1374–1395.
- Magilligan F.J., 1992. Sedimentology of a fine-grained aggrading floodplain. Geomorphology, 4: 393–408.
- Mansfield G.R., 1938. Flood deposit of Ohio River January–February 1937 – a study of sedimentation. U.S. Geol. Surv. Water Supply Pap., 838: 693–733.
- Marsz A. O możliwości stosowania materiału znaczonego luminoforami do badania niektórych pro-

cesów sedymentacyjnych. Zesz. Nauk. UAM w Poznaniu, Geografia, 7: 81–87.

- Mazumder B.S., 1994. Grain size distribution in suspension from bed materials. Sedimentology, 41: 271–277.
- Mazumder B.S., Dalal D.C., 2003. Saltation Layer of Particles in Water Flows Related to Transport Stage. Nordic Hydrology, 34, 4: 343–360.
- McKee E.D., Crosby E.J. Berryhill H.L. Jr., 1967. Flood deposit, Bijou Creek, Colorado, June 1965. J. Sedim. Petrol., 37: 827–851.
- McLaren P., 1981. An interpretation of trends in grain size measures. J. Sedim. Petrol., 51: 611–624.
- McLaren P., Bowles D., 1985. The effects of sediment transport on grain-size distributions. J. Sedim. Petrol., 55: 457–470.
- Menshing H., 1957. Bodenerosion und Auelehmbildung in Deutschland, Deutsche Gewässerkundl. Mitt., 1: 110–114.
- Miall A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary.[W:] A.D. Miall (red.), Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir, 5: 597–604.
- Miall A.D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits. Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg–New York.
- Middelkoop H., Asselman N.E.M., 1998. Spatial variability of floodplain sedimentation at the event scale in the Rhine-Meuse delta, the Netherlands. Earth Surf. Proc. Land., 23: 561–573.
- Middleton G.V., 1976. Hydraulic Interpretation of Sand Size Distributions. J. Geology, 24: 405–426.
- Middleton G.V., Southard J.B., 1978. Mechanics of sediment movement: Society of Economic Paleon-tologists and Mineralogists.
- Miller M.C., McCave I.N., Komar P.D., 1977. Treshhold of sediment motion under unidirectional currents. Sedimentology, 24: 507–527.
- Młynarczyk Z., 1985. Rola wielkości i kształtu ziarna w transporcie fluwialnym. PTPN, Pr. Kom. Geogr.-Geol., 21.
- Młynarczyk Z., 1989. A new method of measurement of sand particle entrainment velocity in the river channel bed. Quaestiones Geographicae, 2: 121–128.
- Młynarczyk Z., 1991. Nowa metoda pomiaru prędkości progowych transportu rumowiska w korycie rzecznym. [W:] A. Kostrzewski (red.), Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, 2, Ser. Georg., 50: 117–125.
- Młynarczyk Z., 1996. Transport materiału klastycznego w korycie rzeki meandrującej i krętej (na przykładzie środkowej Prosny). UAM, Acta Quater., 1.
- Młynarczyk Z., Słowik M., 2007. Zmiany natężenia transportu materiału zawieszonego w dolnym odcinku Obry. Bad. Fizjogr. Pol. Zach., Ser. A – Geogr. Fiz., 58: 107–132.

- Mokwa M., 2002. Sterowanie procesami fluwialnymi w korytach rzek przekształconych antropogenicznie. Zesz. Nauk. Akademii Rolniczej we Wrocławiu, 439, Rozprawy, CLXXXIX.
- Moody J.A., Meade R.H., 2008. Terrace aggradation during the 1978 flood on Powder River, Montana, USA. Geomorphology, 99: 387–403.
- Morris W.J., 1957. Effects of sphericity, roudness and velocity on traction transportation of sand grain. J. Sedim. Petrol., 27: 27–31.
- Moss A.J., 1962. The physical nature of common sandy and pebble deposits. Am. J. Scie., P. 1, 260, 5: 337–373.
- Moss A.J., 1963. The physical nature of common sandy and pebble deposits. Am. J. Scie., P. 2, 261, 4: 297–343.
- Moss A.J., 1972. Bed-load sediments. Sedimentology, 18: 159–219.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1978. Rozwój rzeźby fluwialnej północnej części Kotliny Sandomierskiej w świetle badań sedymentologicznych. Rozp. UW, Warszawa.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1980. Wstęp do sedymentologii (dla geografów). WSP w Kielcach, Kielce.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995. Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. [W:]
 E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. Uniw. Warszawski, Warszawa: 29–105,
- Mycielska-Dowgiałło E., 2007. Metody badań cech teksturalnych osadów klastycznych i wartość interpretacyjna wyników. [W:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), Badania cech teksturalnych osadów czwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku. Wyd. Szkoły Wyższej Przymierza Rodzin, Warszawa: 95–180.
- Mycielska-Dowgiałło E., Chormański J., 2000. Evolution of the Vistula valley between Kepa Polska and Płock during the Last Galciation and Holocene. [W:] A. Magnuszewski, Z. Mikulski, W.L.F. Brinkman (red.), Floodplain Pollution Control Management (Vistula river, Poland). Publ. Deutsches IHP/OHP-Nationalkomitee, Koblenz: 11–20.
- Mycielska-Dowgiałło E., Ludwikowska-Kędzia M., 2011. Alternative interpretations of grain-size data from Quaternary deposits. Geologos, 17, 4: 189–203.
- Mycielska-Dowgiałło E., Zieliński T., 1997. Wartość interpretacyjna cech teksturalnych i strukturalnych osadów rzecznych. [W:] Procesy, formy i osady fluwialne na obszarze młodoglacjalnym Niżu Polskiego, Warsztaty Terenowe, Toruń–Słupsk, 18–21 czerwca 1997: 14–17.
- Myślińska E., 1980. Inżyniersko-geologiczna charakterystyka mad doliny Wisły. Przegl. Geol., 6: 348–351.

- Myślińska E., Hoffman E., Kulesza-Wiewióra K., 1982. Zróżnicowanie geologiczne mad w wybranych odcinkach doliny Wisły. Przegl. Geol., 9: 474–479.
- Nanson G.C., 1980. Piont bar and floodplain formation of the meandering Beatton River, northeastern British Columbia, Canada. Sedimentology, 27: 3–29.
- Nanson G.C., Knighton A.D., 1996. Anabranching rivers: their cause, character and classification. Earth Surf. Proc. Land., 21: 217–239.
- Natermann E., 1941. Das Sinker der Wasserstände der Weser und ihr Zusammenhang mit der Auelehmbildung des Wesertales, Arch. L.-u. Volkske. Niedersachsen, 2: 288–309.
- Nawara K., 1964. Transport i sedymentacja współczesnych piasków Dunajca i jego niektórych dopływów. Acta Geol. Pol., 15: 501–520.
- Niedziałkowska E., 1991. The textural diversity of Quaternaty fluvial deposits in the Carpathian foreland. [W:] L. Starkel (red.), Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geogr. Stud., Spec. Iss., 6: 119–146.
- Niedziałkowska E., 1992. Cechy granulometryczne osadów złożonych podczas wezbrań w dolinach Wisłoki i Wisły. Studia Geomorph., Carpatho-Balcan., 25–26: 195–214.
- Niewiarowski W., 1987. Evolution of the lower Vistula valley in the Unisław Basin and the river gap to the North of Bydgoszcz Fordon. [W:] L. Starkel (red.), Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geogr. Stud. Spec. Iss., 4: 234–252.
- Notebaert B., Verstraeten G., 2010. Sensitivity of West and Central European river systems to environmental changes during the Holocene: A review. Earth Sci. Rev., 103, 3–4: 163–182.
- O'Connor J.E., 1993. Hydrology, Hydraulics, and Geomorphology of the Bonneville Flood. Special Paper, 274, Geological Society of America, Boulder Co.
- Page K.J., Nanason G.C., Frazier P.S., 2003. Floodplain formation and sediment stratigraphy resulting from obliqu accretion on the Murrumbidgee river, Australia. J. Sedim. Res., 73, 1: 5–14.
- Passega R., 1957. Texture as characteristic of clastic deposition. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 41, 9: 1952–1984.
- Passega R., 1964. Grain-size representation by CM patterns as a geological tool. J. Sedim. Petrol., 34: 830–847.
- Passega R., 1977. Significance of CM diagrams of sediments deposited by suspension. Sedimentology, 24: 723–733.
- Passega R., Byramjee R., 1969. Grain size image of clastic deposits. Sedimentology, 13: 830–847.
- Pastre J.-F., Cecchini M., Dietrich A., Fontugne M., Gauthier A., Kuzucuogiu C. Leroyer C, Limondin

N., 1991. L'évolution holocène des fonds de vallées au nord-est de la région parisienne (France): premiers résultats. Physio-géo, 22–23: 109–115.

- Peiry J.-L., 1988. Approche géographique de la dynamique spatio-temporelle des sédiments sur un cours d'eau intramontagnard; l'exemple de la plaine alluviale de l'Arve (Haute-Savoie). Thèse de Géographie et Aménagement. Université Jean Moulin, Lyon 3.
- Pettijohn F.J., 1957. Sedimentary rocks. Harper, New York.
- Pickup G., 1986. Fluvial landforms. [W:] D.N. Jeans (red.), Australia A geography. Univ Press, Sydney.
- Pizzuto J.E., 1985. Bank sediment type and suspended-sediment transport in sand-bed streams. J. Sedim. Petrol., 55U: 222–225.
- Poole D.M., 1957. Size analysis of sand by a sedimentation technique. J. Sedim. Petrol., 27: 460–468.
- Popek Z., 2006. Warunki ruchu rumowiska wleczonego w małej rzece nizinnej. Wyd. SGGW, Warszawa.
- Pożaryski W., 1955. Osady rzeczne w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowe. Prace Inst. Geol.
- Rachocki A., 1978. Klasyfikacja i terminologia osadów den dolinnych. Zesz. Nauk. Wydz. BiNoZ UG, 8: 141–150.
- Racinowski R., Szczypek T., 1985. Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych. Skrypt Uniw. Śląsk., 359.
- Racinowski R., Szczypek T., Wach T., 2001. Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia. Wyd. UŚ, Katowice.
- Ramamohanarao T., Sairam K., Venkateswararao Y., Nagamalleswararao B., Viswanath K., 2003. Sedimentological characteristics and depositional environment of Upper Gondwana rocks in the Chintalapudi sub-basin of the Godavari valley, Andhra Pradesh, India. J. Asian Earth Science, 21: 691–703.
- Rees A.I., 1966. Some flume experiments with a fine silt. Sedimentology, 6: 209–240.
- Richards K., 1982. Rivers: Form and Processes in Alluvial Channels. Methuen, London, New York.
- Rotnicki K., Młynarczyk Z., 1989. Późnowistuliańskie i holoceńskie formy i osady korytowe środkowej Prosny i ich paleohydrologiczna interpretacja. Ser. Geografia, 43. UAM, Poznań.
- Rouse H., 1938. Fluid Mechanics for Hydraulic Enginners. Mc-Hill Engin. Soc. Monography. New York.
- Rouse H., 1939. Laws of transportation of sediment by streams: Suspended load. Reprint 21, Univ. of Iowa City, Reprints in Engineering 1939: 1–26.
- Rouse H., 1950. Engineering Hydraulics. JohnWiley & Sons, New York.

- Royse Ch.F., 1968. Recognition of fluvial environments by particle-size characteristics. J. Sedim. Petrol., 38: 1171–1178.
- Rumsby B., 2000. Vertical accretion rate in fluvial systems: a comparison of volumetric and depht-based estimates. Earth Surf. Proc. Land., 25: 617–631.
- Rutkowski J., 1987. Vistula river valley in the Cracow Gate during the Holocene. [W:] Evolution of the Vistula River Valley during the last 15000 year, Geogr. Stud., Spec. Iss., 4: 31–50.
- Scharpff H.-J., 1977. Erläuterungen zu Blatt 6316 Worms. Geologishe Karte von Hessen 1:25 000, Geologishes Landesamt Hessen, Wiesbaden.
- Schirmer W., 1973. The Holocene of the former periglacial area. Eiszeitalter u. Gegenwart, 23/24: 306–320.
- Schirmer W., 1983. Criteria for the differentiation of late Quaternary river terraces. Quater. Stud. in Poland, 4: 199–205.
- Schirmer W., 1988. Holocene valley development on the upper Rhine and Main. [W:] G. Lang, Ch. Schlüchter (red.), Lake, Mire and River Environments, Balkema, Rotterdam: 153–159.
- Schirmer W., 1995. Valley bottoms in the Late Quaternary. [W:] J. Hagedorn (red.), Late Quaternary and present-day fluvial processes in Central Europe. Zeitschrift f. Geomorphology, Suppl.-Bd., 100: 27–51.
- Schumm S.A., 1977. The fluvial system. Wiley, New York.
- Schumm S.A., Lichty R.W., 1963. Channel widening and flood-plain construction along Cimarron River in Southwestern Kansas. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 352-D: 71–88.
- Selley R.C., 1976. An introduction to sedimentology. Academic Press, London.
- Sellin R.H.J., 1964. A laboratory investigation into the interaction between the flow in the channel of a river and that over the flood plain. Houille Blanche, 7: 793–801.
- Sengupta S., 1975. Size-sorting during suspension transportation lognormality and other characteristics. Sedimentology, 22: 257–273.
- Sengupta S., 1979. Grain-size distribution of suspended load in relation to bed materials and flow velocity. Sedimentology, 26: 63–82.
- Sengupta S., Ghosh J.K., Mazumder B.S., 1991.
 Experimental-theoretical approach to interpretation of grain-size frequency distributions. [W:]
 J.P.M. Syvitski (red.), Principles, Methods and Applications of Particle Size Analysis. Cambridge University Press, Cambridge: 264–279.
- Shiono K., Knight D.W., 1991. Turbulent Open Channel Flows with Variable Depth Across the Channel. J. Fluid Mech., 222: 617–646.

- Simm D.J., Walling D.E., 1998. Lateral variability of overbank sedimentation on a Devon flood plan. J. des Scie. Hydrologiques, 43, 5: 715–732.
- Simons D.B., Richardsan E.V., 1962. Resistance to flow in alluvial channels. Am. Soc. Civil. Eng., 127: 927–954.
- Sindowski K.H., 1958. Die synoptische Methode des Korkuryen-Vergleiches zur Aussenzug fossiler Sedimentationsraume. Geol. Jahrb., 73: 235–275.
- Singer J.K., Anderson J.B., Ledbetter M.T., McCave I.N., Jones K.P.N., Wright R., 1988. An assessment of analytical techniques for the size analysis of fine-grained sediments. J. Sedim. Petrol., 58, 3: 535–543.
- Singh M., Singh I.B., Müller G., 2007. Sediment characteristics and transportation dynamics of the Ganga River. Geomorphology, 86: 144–175.
- Skibiński J., 1963. Wleczenie rumowiska dennego przez Wisłę w rejonie Warszawy. Wiad. Służby Hydrolog.-Meteorolog., 53.
- Skibiński J., 1976. Próba ilościowej oceny intensywności transportu rumowiska wleczonego w rzekach środkowej Polski. Zesz. Nauk. SGGW AR w Warszawie, Rozpr. Nauk., 74.
- Sly P.G., Thomas R.L., Pelletier B.R., 1983. Interpretation of moment measures derived from water-lain sediments. Sedimentology, 30: 219–233.
- Smith D.G., 1987. Meandering river point bar lithofacies models: modern and ancient examples compared. [W:] F.G. Ethridge, R.M. Flores, M.D. Harvey (red.), Recent Developments in Fluvial Sedimentology. SEPM, Special Publication, 39: 83–91.
- Smith D.G., Putnam P.E., 1980. Anastomosed river deposits; modern and ancient examples in Alberta, Canada. Canadian Journal of Earth Science, 17: 1396–1406.
- Smolska E., 1996. Funkcjonowanie systemu korytowego w obszarze młodoglacjalnym na przykładzie górnej Szeszupy (Pojezierze Suwalskie). Wydz. Geogr. i Stud. Reg. UW, Warszawa.
- Smolska E., 2009. Čechy uziarnienia aluwiów rzek roztokowych a zapis litofacjalny. Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, 5. Ser. Geografia, 88: 517–533.
- Soja R., Mrózek T., 1990. Hydrological characteristic of the Vistula River. [W:] L. Starkel (red.), Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geogr. Stud., Spec. Iss., 5: 46–61.
- Southard J.B., Boguchwal L.A., 1973. Flume experiments on the transition from ripples to lower flat bed with increasing sand size. J. Sed. Petrol., 43: 1114–1121.
- Southard J.B., Boguchwal L.A., 1990. Bed configurations in steady unidirectional water flows. P. 2. Synthesis of flume data. J. Sedim. Petrol., 60: 658–679.

- Spencer D.W., 1963. The interpretation of grain-size distribution curves of clastic sediments. J. Sedim. Petrol., 33: 180–190.
- Starkel L., 1960. Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. Prace Geogr. IG PAN, 22.
- Starkel L., 2001. Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś. Monografie IGiPZ PAN, 2.
- Starkel L., 2005. Role of climatic and anthropogenic factors accelerating soil erosion and fluvial activity in central Europe. Studia Quaternaria, 22: 27–33.
- Sun D., Bloemendal J., Rea D.K., Vandenberghe J., Jiang F., An Z., Su R., 2002. Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. Sedim. Geol., 152: 263–277.
- Sundborg A., 1956. The River Klaralven: a study of fluvial processes. Geogr. Ann., 38: 127–316.
- Sundborg A., 1967. Some Aspects on Fluvial Sediments and Fluvial Morphology I. General Views and Graphic Methods. Landscape and Processes: Essays in Geomorphology. Geogr. Ann. Ser. A, Phy. Geogr., 49, 2–4: 333–343.
- Szancer E.W., 1951. Alluwij riek umieriennogo pojasa i jego znaczenije dla poznanija zakonomiernosti strojenija i formirówanija alluwialnych swit. Trudy GIN AN SSSR, 135, Moskwa.
- Szmańda J., 1998. Aluwia wybranych obszarów równin zalewowych Drwęcy i Tążyny w świetle analiz teksturalnych. [W:] K. Pękala (red.), Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce – stan aktualny i perspektywy. Referaty i Komunikaty, IV Zjazd Geomorfologów Polskich. Wyd. UMCS, Lublin: 185–190.
- Szmańda J., 2000. Litodynamiczny zapis powodzi w aluwiach pozakorytowych Wisły. [W:] P. Molewski, W. Wysota (red.), Dawne i współczesne systemy morfogenetyczne środkowej części Polski Północnej. Przewodnik wycieczek terenowych. V Zjazd Geomorfologów Polskich, 11–14 września 2000, Toruń: 221–231
- Szmańda J., 2003. Zapis litofacjalny powodzi w aluwiach pozakorytowych Wisły w okolicy Torunia. Sprawozdania Towarzystwa Naukowego w Toruniu, Posiedzenia Komisji Geograficzno-Geologicznej, 56: 35–38.
- Szmańda J.B., 2002. Litofacjalny zapis powodzi w wybranych fragmentach równin zalewowych Wisły, Drwęcy i Tążyny. Maszynopis pracy doktorskiej. Archiwum Instytutu Geografii UMK w Toruniu.
- Szmańda J.B., 2004. Znaczenie materiału źródłowego i transportu ziaren w akumulacji powodziowej – studium przypadku – aluwia pozakorytowe Wisły, Drwęcy i Tążyny. Prace Geogr. IGiPZ PAN, 200: 355–372.
- Szmańda J.B., 2005. Zastosowanie analiz metali ciężkich, koncentracji 137Cs i datowań luminescencyjnych w badaniach wieku aluwiów powo-

dziowych w Toruniu. Acta Univ. N. Copernici, Geografia, 33, 111: 83–103.

- Szmańda J.B., 2006a. Kępa Bazarowa na tle ewolucji i budowy geologicznej równin zalewowych Wisły i Tążyny, Kotlina Toruńska (stanowisko 9 – Toruń).
 [W:] A. Olszewski, K. Chutkowski (red.), Drogami wędrówek i badań profesora Rajmunda Galona w 100-ną rocznicę urodzin (1906–2006). Ogólnopolski Zjazd Geografów Polskich i 55 Zjazd Towarzystwa Geograficznego, Przewodnik sesji terenowej: 279–382.
- Szmańda J.B., 2006b. Rytmika powodziowa w aluwiach pozakorytowych Wisły, Drwęcy i Tążyny, [W:] P. Gierszewski, M.T. Karasiewicz (red.), Idee i praktyczny uniwersalizm geografii. Geografia Fizyczna, Dok. Geogr., 32: 266–270.
- Szmańda J.B., 2007. Porównanie interpretacji warunków transportu osadów na diagramie C/M i analizy krzywych kumulacyjnych aluwiów pozakorytowych Wisły w Toruniu. [W:] E. Smolska E., D. Giriat (red.), Rekonstrukcja dynamiki procesów geomorfologicznych – formy rzeźby i osady, Wydz. Geogr. i Stud. Reg. UW, Komitet Badań Czwartorzędu PAN, Warszawa: 367–376.
- Szmańda J.B., 2008. Interpretacja intensywności zdarzeń powodziowych w aluwiach wałów przykorytowych Drwęcy i Tążyny na podstawie zapisu sedymentologicznego i badań skażenia pierwiastkami śladowymi. Landform Analysis, 8: 78–82.
- Szmańda J.B., 2009a. Koncepcja modelu uwarunkowań depozycji aluwiów pozakorytowych. [W:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), V Seminarium "Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych". Rozwój dolin rzecznych w warunkach zmian klimatu i zróżnicowanej antropopresji, 26–28.10. 2009. Kołobrzeg: 34–35.
- Szmańda J.B., 2009b. Próba interpretacji litodynamicznej warunków sedymentacji litofacji aluwiów pozakorytowych Dunaju w Bratysławie (Słowacja). Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, 5, Ser. Geografia, 88: 535–554.
- Szmańda J., Hołowiecki M., 1997. Analiza litofacjalna aluwiów powodziowych na tle morfologii dna wybranego odcinka doliny Drwęcy w okolicy Elgiszewa. [W:] Warsztaty terenowe "Procesy, formy i osady fluwialne na obszarze młodoglacjalnym Niżu Polskiego", 18–21 czerwca 1997, Toruń– Słupsk: 42–48.
- Szmańda J.B., Gierszewski P., Kordowski J., Lehotský M., Luc, M., Novotný J., 2010a. Annabranching Danube River system between Cunovo and Gabcíkovo preliminary results of channel pattern and lithofacial analysis. 11. mezinárodna konference "Stav geomorfologických výskumù v roce 2010", 15–17.05.2010 Branná, Czech Republic. Geomorfologický Sborník, 9: 58–59.

- Szmańda J.B., Gierszewski P., Kordowski J., Lehotský M., Luc. M., Novotný J., 2010b. Ewolucja systemu anastomozującego Dunaju pomiędzy Cunovem i Gabcíkovem w świetle badań układu koryta i analiz litofacjalnych. Streszczenia konferencji "Dynamika procesów geomorfologicznych w różnych strefach klimatycznych – rzeźba i osady", 2–3.12.2010, Warszawa: 41.
- Szmańda J.B., Kalicki T., Łokas E., Michno A., Radwanek-Bąk B., Wachniew P., Szwarczewski P., 2009a. A new data of the present day overbank sedimentation in the Vistula river flood plain in the Krakow Gate. Proceedings of the conference State of the Geomorphological research in the year 2009, Geomorfologický Sborník 8, 15–17 April 2009 Kašperské Hory, Czech Republic, Geomorfologický Sborník, 8: 55–56.
- Szmańda J.B., Kalicki T., Łokas E., Michno A., Radwanek-Bąk B., Wachniew P., Szwarczewski P., 2009b. Współczesna akumulacja aluwiów pozakorytowych Wisły w Bramie Krakowskiej. V Seminarium "Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych. Rozwój dolin rzecznych w warunkach zmian klimatu i zróżnicowanej antropopresji", 26– 28.10.2009, Kołobrzeg: 30–31.
- Szmańda J.B., Kalicki T., Łokas E., Michno A., Radwanek-Bąk B., Wachniew P., Szwarczewski P., 2010a. Lithofacies, paricle size composition heavy metals content and accumulation rate of Vistula river overbank alluvia in Krakow Gate. 11. mezinárodna konference "Stav geomorfologických výskumù v roce 2010", 15–17.05.2010 Branná, Czech Republic. Geomorfologický Sborník, 9: 59–60.
- Szmańda J.B., Kalicki T., Łokas E., Michno A., Radwanek-Bąk B., Wachniew P., Szwarczewski P., 2010b. Wstępne wyniki badań warunków akumulacji mad wiślanych w oparciu o analizy ich uziarnienia, zawartości metali ciężkich i aktywności izotopu 137Cs. Streszczenia konferencji "Dynamika procesów geomorfologicznych w różnych strefach klimatycznych – rzeźba i osady", 2–3.12.2010, Warszawa: 42–43.
- Szmańda J.B., Lehotský M., Novotný J., 2008a. Zapis sedymentologiczny powodzi z 2002 i 2007 roku w aluwiach pozakorytowych Dunaju w Bratysławie, Landform Analysis, 8: 82–87.
- Szmańda J.B., Lehotský M., Novotný J., 2008b. Sedimental record of flood events from years 2002 and 2007 in the Danube river overbank deposits in Bratislava. Moravian Geogr. Rep., 16, 4: 2–8.
- Szmańda J.B., Luc M. 2010. Układ wielokorytowy Dunaju pomiędzy Cunovem a Gabcíkovem – analiza przestrzenna na podstawie klasyfikacji rzek wg Brice'a. Landform Analysis, 13: 129–133.
- Szponar A., 2000. Osady pozakorytowe Odry powstałe w czasie powodzi w 1997 r. Przegl. Geol., 48, 2: 176–181.

- Tanner W.F., 1958. The zig-zag nature of Type I and Type IV curves. J. Sedim. Petrol., 28: 372–375.
- Tanner W.F., 1964. Modification of sediment size distributions. J. Sedim. Petrol., 34: 156–164.
- Teisseyre A.K., 1980. Fluvial processes on the wet Miszkowice Fan. P. I. Erosion and erosional landform. Procesy fluwialne na mokrym stożku Myszkowic. Cz. 1. Erozja i formy erozyjne. Geol. Sudet., 15, 1: 67–121.
- Teisseyre A.K., 1984. Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967–1982). Geol. Sudet., 19, 1: 7–71.
- Teisseyre A.K., 1985. Mady dolin sudeckich. Cz. I: Ogólna charakterystyka środowiska (na przykładzie zlewni górnego Bobru). Geol. Sudet., 20, 1: 113–195.
- Teisseyre A.K., 1986. Fluvial processes on the wet Miszkowice Fan. P. II. Sediment transport, with special reference to the August 1977 flood. Procesy fluwialne na "mokrym" stożku Miszkowic. Cz. II. Transport osadu ze szczególnym uwzględnieniem powodzi w sierpniu 1977 roku. Geol. Sudet., 21, 2: 1–45.
- Teisseyre A.K., 1988a. Mady dolin sudeckich. Cz. II. Wybrane zagadnienia metodologiczne. Geol. Sudet., 23, 1: 66–95.
- Teisseyre A.K., 1988b. Mady dolin sudeckich. Cz. III. Subarealnie i subakwalnie deponowane osady pozakorytowe w świetle eksperymentu terenowego (1977–1979). Geol. Sudet., 23, 2: 1–55.
- Teisseyre A.K., 1991. Klasyfikacja rzek w świetle analizy systemu fluwialnego i geometrii hydraulicznej. Acta Uniw. Wratis., 1287, Prace Geol.-Mineralog., 12. Wrocław.
- Teisseyre A.K., 1992. Rzeki anastomozujące procesy i modele sedymentacji. Przegl. Geol., 4: 241–248.
- Tomczak A., 1971. Kępa Bazarowa na Wiśle w Toruniu w świetle badań geomorfologicznych oraz archiwalnych materiałów kartograficznych. Stud. Soc. Scien. Tor., 7, 6.
- Tomczak A., 1982. The evolution of the Vistula river valley between Toruń and Solec Kujawski during the Late Glacial and Holocene. [W:] L. Starkel (red.), Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geogr. Stud., Spec. Iss., 1: 108–129.
- Tomczak A., 1987. Evolution of the Vistula valley in the Toruń Basin in the Late Glacial and Holocene.[W:] L. Starkel (red.), Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Geogr. Stud. Spec. Iss., 4: 207–232.
- Tomczak A., 1989. Ewolucja doliny dolnej Wisły w ostatnich 15 tysiącach lat i jej związek ze zmianami poziomu Bałtyku w świetle badań w Kotlinie Toruńskiej. Studia i Materiały Oceanologiczne, 56, Geologia Morza, 4: 209–221.

- Turkowska K., 1988. Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Lubelskiej w późnym czwartorzędzie. Acta Geogr. Lodz., 57.
- Urbaniak-Biernacka U., 1975. Propozycja terminologii dla przedziałów klasowych stopniowanej skali wielkości okruchów skalnych. Przegl. Geogr., 47, 1: 147–152.
- Urbaniak-Biernacka U., 1977. Rozkład frekwencji uziarnienia. Przegl. Geogr., 49, 3: 515–521.
- Vanoni V.A., 1946. Transportation of suspended sediment by water. Trans. Am. Soc. Civ. Engrs., 111: 67–133.
- Vanoni V.A., 1975. Sedimentation Engineering. Am. Soc. Civ. Engrs., New York.
- Viard J.P., Breyer J.A., 1979. Description and hydraulic interpretation of grain size cumulative curves from the Platte River system. Sedimentology, 26: 427–439.
- Visher G.S., 1965. Fluvial processes as interpreted from ancient and Recent fluvial deposits. [W:] G.V. Middleton (red.), Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation. Spec. Pubis SOC. Won. Paleont. Miner., Tulsa, 12: 116–132.
- Visher G.S., 1969. Grain-size distributions and depositional processes. J. Sedim. Petrol., 39: 1074–1106.
- Vrolijk P.J., Southard J.B., 1997. Experiments on rapid deposition of sand from high-velocity. Geoscience Canada, 24, 1: 45–54.
- Walling D.E., 1978. Reliability considerations in the evaluation and analysis of river loads. Z. F. Geomorph. Suppl., 29: 29–42.
- Walling D.E., He Q., 1998. The spatial variability of overbank sedimentation on river floodplains. Geomorphology, 24: 209–223.
- Walling D.E., Moorehead P.W., 1989. The particle size characteristics of fluvial suspended sediment: an overview. Hydrobiologia, 176/177: 125–149.
- Walling D.E., Quine J.A., He Q., 1992. Investigating contemporary rates of floodplain sedimentation.[W:] P.A. Carling, G.E. Petts (red.), Lowland Floodplain Rivers: Geomorphological Perspectives. Wiley, Chichester: 166–184.
- Warowna J., 2003. Wpływ zabudowy hydrotechnicznej na warunki sedymentacji w korycie powodziowym Wisły na odcinku Zawichost–Puławy. Rozprawy UMCS, Lublin.
- Wenthworth C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. J. Geology, 30: 377–392.
- Williams G.E., 1983. Palaeohydrological methods and some examples from Swedish fluvial environments. I. Cobble and boulder deposits. Geogr. Ann., 65A: 227–243.
- Wistuba J., Sady A., 2011. Walachian colonization on mountain ridge recorded in alluvia of the Škoròanský stream (the Moravskoslezské Beskidy.

Western Carpathians, Czech Republic). Geomorphologia Slovacia i Bohemica, 1: 18–27.

- Wiśniewski E., 1985. Wiek terasy zalewowej Wisły pomiędzy Wyszogrodem a Płockiem w świetle datowań metodą radiowęglową. Przegl. Geogr., 57, 4: 553–559,
- Wiśniewski E., 1987, Evolution of the Vistula valley between Warsaw and Płock Basin during the last 15 000 years. [W:] L. Starkel (red.), Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years. Geogr. Stud., Spec. Iss., 4: 171–187,
- Wolman M.G., Leopold L.B., 1957. River Flood Plains: Some Observations on their Formation. U.S. Geol. Surv. Profess. Papers, 282-C: 85–107.
- Wyżga B., 1998. Szacowanie średnich prędkości przepływu w strefie korytowej i pozakorytowej oraz ich wykorzystanie do wyjaśnienia rozkładu osadów pozakorytowych. [W:] K. Pękala (red.), Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce, stan aktualny i perspektywy, 1: 433–441.
- Wyżga B., 1999a. Szacowanie średnich prędkości przepływu w strefie korytowej i pozakorytowej oraz ich wykorzystanie do wyjaśnienia rozkładu osadów pozakorytowych i oceny retencji wód wezbraniowych w obszarze zalewowym. Czas. Geogr., 70, 2: 143–167.
- Wyżga B., 1999b. Estimating mean flow velocity in channel and floodplain areas and its use for explaining the pattern of overbank deposition and floodplain retention. Geomorphology, 28: 281–297.
- Xu J., 1999. Grain-size characteristics of suspended sediment in the Yellow River, China. Catena, 38: 243–263.
- Yalin M.S., 1977. Mechanics of sediment transport. Pergamon Press, Oxford.
- Zieliński T., 1989. Litofacies and paleoenvironmental characteristic of the Suwałki outwash (Pleistocene, NE Poland). Ann. Soc. Geol. Polon., 59: 249–270.

- Zieliński T., 1992. Proglacial valley facies of the Silesian Upland genetic factors and their sedimentological effect. Geol. Sudet., 26: 83–118.
- Zieliński T., 1993. Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. Prace Nauk. UŚ, 1398, Katowice.
- Zieliński T., 1995. Kod litofacjalny i litogenetyczny konstrukcja i zastosowanie. [W:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. Uniw. Warszawski, Warszawa: 220–235.
- Zieliński T., 1998. Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych. [W:] E. Mycielska–Dowgiałło (red.), Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna. WGiSR UW, Warszawa: 195–257.
- Ziemska H., 1928. Próba spostrzeżeń i badań nad erozją wód Wisłoka. Czas. Geogr., 6: 102–106.
- Zwoliński Z., 1980. A reconstruction of the morphodynamics of a creek channel on the basis of the graining of alluvia, Copper Creek Basin, Australia. Quaestiones Geographicae, 5, 6: 115–146.
- Zwoliński Z., 1985. Sedymentologia osadów przyrostu pionowego na terasie zalewowej Parsęty. Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach., Ser. A, Geografia Fiz., 35: 205–238.
- Zwoliński Z., 1986. Morphogenetic activity of overbank flows on the Parseta River floodplain, the Pomeranian Lakeland; general outline. Acta Univ. N. Copernici, Ser. Geografia, 21, 67: 81–86.
- Zwoliński Z., 1989. Geomorficzne dostosowywanie się koryta Parsęty do aktualnego reżimu rzecznego. Polska Akademia Nauk, Dokum. Geogr., 3–4.
- Zwoliński Z., 1992. Sedimentology and geomorphology of overbank flows on meandering river floodplains. Geomorphology, 4: 367–379.
- Zwoliński Z., 1993. Dynamics of bed load transport in the Parseta River channel, Poland. [W:] M. Marzo, C. Puigdefábregas (red.), Alluvial Sedimentation Spec. Publ. Int. Ass. Sedim., 17: 77–87.

Record of depositional conditions in grain size composition of overbank deposits

As regards the place of settlement, channel deposits and overbank deposits are distinguished in the geological structure of meandering and multichannel floodplain rivers. Given the differences between the environmental conditions of sedimentation between channel deposits and overbank deposits, channel deposits are identified as lateral accretion deposits whereas overbank deposits are identified as vertical accretion deposits (Mackin 1937, Wolman & Leopold 1957, Allen 1965a).

As is apparent from the results of Teisseyre's research (1985), overbank deposits can be formed not by one but by five different types of increments: vertical, frontal, lateral, backward, and compound. Relying upon his own research and the views of Nanson (1980), Lewin (1982, 1983), and Hughes & Lewin (1982), the author states that:

there is no doubt that the channel deposits and the overbank deposits differ from each other not so much by the exclusivity of a certain type of accretion, but rather by the predominance of the vertical accretion in the overbank zone and the lateral and frontal accretion zone in the active channel.

Jackson (1978), Smith (1987), Knighton & Nanson (1994), Kurowski (1999), and Page et al. (2003) also indicate a significant share of lateral accretion in the sedimentation of overbank deposits.

In the context of different views on the process of the formation of overbank deposits, the matter of the analysis of the mechanism of their accumulation, based on the interpretation of the type of grain movement load prior to their deposition, based on the results of grain size, seems to be a very important issue because of the correctness of genetic interpretations.

The aim of this study was, therefore, assessment of the conditions of overbank deposit sedimentation on single-channel and multichannel river valley flood plains. This assessment consists of the description of selected hydrodynamical parameters, i.e. flow regime, flow competence, and settlement velocities. In addition, I analyzed the lithodynamical conditions of the fluvial transport environment, i.e. the importance of the bed load, saltation load and suspension load in the deposition of alluvia. As regards the correctness of the use of the term *vertical accretion deposits* in relation to the process of overbank deposits, the answer to the following three questions is of primary importance:

- 1) How diverse is the grain size and environment of overbank deposit sedimentation?
- 2) Does the accumulation of clastic material in flood plains take place with the accompanying dominant share of suspended load transport?
- 3) In the light of lithodynamical interpretations, does the process of accumulation of overbank deposits take place through vertical accretion? Understand accretion?

I based my inference about the conditions of sedimentation of overbank deposits on the assumption that the process of accumulation of deposits and water flow conditions during their deposition can be interpreted on the basis of the characteristics of their grain size (graining) composition. The study was carried out using selected methods of interpretation of the deposit flow conditions and grain transport conditions resulting from grain size characteristics of deposits. The most important are as follows: (1) analysis of the distribution of samples on the dependency diagram of mean grain size versus sorting (Sly et al., 1983, Mycielska-Dowgiałło 2007) and (2) analysis of the distribution of samples on the C/M diagram (Passega, 1964), (3) analysis of the cumulative curves of grain size (Moss 1962, 1963, Visher 1969, Viard & Breyer 1979).

Based on my research and on the review of the literature, it should be noted that overbank deposits on floodplains are not uniform in terms of grain size. They can be composed of grains of a wide fractional range: from cobbles fraction to clay fraction.

It is widely assumed that overbank deposits, commonly referred as a *geological deposits having the physical character of mud* (Gove 1993). However, the results of the analysis of grain size composition of the alluvial deposits examined by me contradict this widely adopted understanding. They show that the dominant fraction is grains of sand fraction rather than fine-grain silt fractions or even clay fractions. It follows from the calculated average values of percentage share in (as grouped by me) every 1 *phi* for all the tested samples that the highest mean rates are found in the sand fraction: (1) in the range of 2-3 phi and amounts to 16.8%, (2) in the range 1-2 phi and amounts to 14.5%. Silt, only the third in terms of mean percentage, was found in the silt fraction in the range from 5 to 6 phi – 12% Also, in terms of lithological sections in the examined overbank deposits, sandy-silt and sand lithotypes dominated. It should be noted, however, that not on all the floodplains of the rivers under study, and not on all its parts, can the predominant occurrence of sand fractions and lithotypes be seen. Among the overbank deposits investigated by me on the Drwęca (Szmańda 2004) and Danube (Szmańda 2009) floodplains I noted more silt fractions and deposits of that lithology than in other rivers, but they were not dominant.

So in answering the question asked in the purpose of this study of how varied the grain size composition of overbank deposits is, the following should be noted:

- 1) Depending on the change of flow conditions on the floodplain surfaces, bits of cobbles, grains of gravel, sand and silt and clay grains can accumulate in different proportions.
- Either the sand fraction or the silt fraction may locally slightly prevail in most alluvia deposited in floodplains.
- 3) In alluvia deposited on floodplains of valleys of sand-bed rivers, the sand fraction slightly prevails over the silt-clay one, and in association with these factions, single grains of gravel can be deposited.
- 4) On the floodplains of gravel-bed rivers, individual gravel particles and pebbles are deposited together with fine-grain fractions (mainly silts) which almost always prevail in the alluvia of this fluvial system.

The factors whose change was recorded in overbank deposits are:

- flood plain morphology, that is mainly its breadth, decline, and topographical profile diversity,
- a decrease in flow velocity with increasing distance from the river,
- hysteresis of clastic material transport during the flood flow,
- diversification of weathering mechanisms, common in nature,
- catchment area lithology,
- land use and land cover type of catchment and floodplain.

The importance of the source material effect on the distribution of grain size composition of overbank deposits is proved by the regularity consisting in the reduction of the proportion of grain fraction in certain fractional intervals of the Tanner gap in two-and multimodal deposits. This regularity is manifested, among other things, in a distinctive M-shaped trend of distribution of samples in the dependency diagram of mean grain size and sorting (Folk & Ward 1957).

It follows from the analysis of distribution of samples in the mean grain size and sorting dependency diagram that sediments form all the genetic systems as defined by Mycielska-Dowgiałło (1995, 2007). This means that the genetic identification of deposits within the meaning of place of deposition (channel deposits and overbank deposits, as well as channel cobble and paleo-channel fill) based on the distribution of samples in the dependency diagram of mean grain size and sorting is problematic. In my opinion, however, transport of the material in river beds and on floodplains in the near-channel zone does not differ significantly enough to consider it as diagnostic for each of the fluvial sedimentation subenvironments. As shown by Teisseyre (1985, 1986, 1988a, b), sediments of near-channel banks are often deposited during upper flow regime in which the conditions of transport and deposition of material on floodplains do not differ significantly from those in the channel. Attributing exclusiveness of one type of flow regime and the related transport conditions of clastic material to one fluvial subenvironment only causes a too far-reaching generalization of views on the processes of sedimentation in each of them. In effect, an erroneous understanding of the overbank sedimentation environment is perpetuated as an environment of exclusive deposition of fine-grain deposits from the suspension.

The flow of water on floodplains takes place mainly in the conditions of the subcritical system (lower flow regime). In these conditions, almost 2/3 of all alluvia investigated by me were deposited. At speeds of movement usually less than 20 cm/s, primarily multifractional silt sediments from different types of river loads are deposited on the surface. Deposition from the suspended load is predominant. However, the accumulation of the various fractions that may be transported in the suspended load, as the flow velocity decreases just prior to immobilization on the bottom, passes to the bed load of a river. Initially, only sand fraction grains move in saltation immediately before deposition. Then, in a very slow flow, at speeds less than 4 cm/s, just before immobilization, powdery fraction grains move by short saltation hops.

By interpreting the results of the analysis of graining composition of gravel and sand alluvia deposited mainly in the floodplain proximal zone, one can conclude that they were accumulated in the upper flow regime. Competence velocities determined on the basis of the thickest grains in gravel alluvia deposited during the upper flow regime exceeded 7 m/s. In the case of the thickest grains in sediments dominated by sand fraction in most cases the speed of about 0.5 m/s was sufficient. Sediments accumulated during supercritical flows were transported in the bed load. An analysis of the shape of grain-size composition cumulative curves shows, however, that the grain movement did not take place by rolling and dragging on the bed, but mainly by saltation.

Based on sediment grain size composition characteristics, whose values of mean grain size were in the range 0-3 phi, it was difficult to clearly define the conditions for the flow regime in which they were deposited. So I reasoned that they were formed in the intermediate regime. Some of them, with positive values of the skewness index, whose deployment in the dependency diagram of mean grain size and skewness referred in their tendency to sediments identified as being formed in a subcritical system, I defined as deposits formed in the intermediate, tending towards the quiet, flow regime. The others, however, with symmetric or negative characteristics of mean grain size distribution, whose positioning in the mean grain size and skewness distribution dependency diagram referred to the tendency of deposits produced in supercritical flow conditions, are thought to have been formed in the intermediate flow regime tending towards the upper flow regime. Alluvial deposits that were deposited during the flows in the intermediate flow regime constituted nearly 1/3 of all alluvia investigated by me. They were deposited from the river bed load or saltation load.

According to selected publications on the issues of sedimentation of overbank deposits (eg. Teisseyre 1985, Banihabib & Hiramo 1996, Froehlich 1999, Xu 1999) it follows that the transport of clastic material on floodplains takes place with a high concentration of debris. Considering these observations and the results of the lithodynamical interpretations and lithofacial studies carried out by me, the following should be noted:

- The shape of the cumulative curves of grain size shows that the alluvia deposited in the upper flow regime have characteristics indicating their accumulation from saltation during which the individual grains were only in brief contact with the bed. Based on this, it can be assumed that they were formed under conditions resembling the uncohesive debris flow.
- 2) Fine-grain alluvia deposited in lower flow regime have characteristics of grain size composition indicating that they were accumulated during a hyperconcentrated hydraulic flow. This is shown not only in the shape of their cumulative curves of grain size, but also in the presence of individual grains of coarse sand or gravel in the mud overbank deposits of sand-bed rivers, whereas in similar overbank deposits of gravel-bed rivers, in addition to grains of gravel, there are also single pebbles.

It follows from the lithodynamic analysis carried out by me that accumulation of overbank deposits does not take place with the dominant participation of suspension. The results of the interpretation of the kind of sediment transport before deposition are not conclusive. The analysis of distribution of samples in the C/M diagram shows that no more than 2/3 of alluvia are deposited from various types of suspension (graded and uniform). From the standpoint of the predisposition of grains to movement in the fluvial environment, the assumptions of this method correspond to the generally accepted views on fluvial transport. An analysis of the shape of the cumulative curves shows, however, that most of the grains are deposited from saltation.

Based on the findings of research into the shape of cumulative curves, the following regularity can be observed:

- 1) During upper hydraulic regime almost all the grains, mainly sand and coarse grain fractions, are moved by saltation
- 2) During hydraulic transitional and low regime, with the decreasing flow velocity just prior to immobilization on the bed, smaller and smaller fractions move from transport in suspension to transport in saltation. This applies to sand and silt grains, whereas gravel and coarse sand grains are usually dragged or rolled along the bed.

Despite differences in the results of interpretation of the grain movement mechanism before deposition made by the two methods, it cannot be accepted that overbank deposits are formed through vertical accretion. It results from the study of deployment of samples on the C/M diagram that deposits are formed not only from grains falling on the surface of the plains from the suspension, but also much of it is moved by saltation and rolled on the bed. An even further-reaching conclusion can be drawn from the analysis of the shape of cumulative curves. A dominant saltational grain movement before their immobilization, which emerges from these studies, rather testifies to accretion of deposits in the direction of the flow. Since the main direction of water movement on the surface of the floodplains takes place in accordance with its decline, that is downstream, deposits accrue primarily in this direction except for the clay grain fraction, which sinks to the bed from the suspension. As already mentioned, the observations of Teisseyre (1985) show that the thickness increment of overbank deposits takes place through multidirectional superstructure of forms.

The regularities resulting from the analysis of samples collected by me and described in this paper concern not only the examined deposits, but because of their scope they may also have a universal meaning for rivers in the temperate climate zone. One must bear in mind, however, that owing to the distinctiveness of the processes of sedimentation and its effects in various climatic zones, its course may be different from that described herein.

> Translated by Beata Luc, MA and Edward Maliszewski, MA.