

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO
ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

5

ELŻBIETA CZYŻOWSKA

ZAPIS ZDARZEŃ POWODZIOWYCH
NA POGRANICZU BOREAŁU
I ATLANTYKU W OSADACH
STOŻKA NAPŁYWOWEGO
W PODGRODZIU



WYDAWNICTWO
Continuo

1997

**WYKAZ ZESZYTÓW INSTYTUTU GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA PAN**

z ostatnich lat

1995

29. P. EBERHARDT – Zagadnienia ludnościowe obszaru byłych Prus Wschodnich, 41 s., zł 4,-
30. Z. BABIŃSKI, M. GRZEŚ – Monografia hydrologiczna zbiornika stopnia wodnego Włocławek, 79 s., zł 4,-
31. J. GRZESZCZAK – Przestrzenne zróżnicowanie społeczno-gospodarcze „północ-południe” w krajach Unii Europejskiej. Wielka Brytania, Niemcy, Francja, 60 s., zł 4,-
32. A. GAWRYSZEWSKI – Rynek pracy Warszawy i województwa warszawskiego, 131 s., zł 4,-
33. T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA, B. KRAWCZYK, K. BŁAŻEJCZYK – Warunki biometeorologiczne Supraśla, 68 s., zł 4,-
34. P. KORCELLI – Regional patterns in Poland's transformation: The first five years, 62 s., zł 4,-
35. E. NOWOSIELSKA – Bezrobocie – przegląd aktualnych tendencji, problemów i wyników badań (w krajach rozwiniętych), 70 s., zł 4,-
36. R. SZCZĘSNY – Przemiany struktury przestrzennej rolnictwa Polski 1989–1992, 60 s., zł 4,-

1996

37. A. B. ADAMCZYK – Charakterystyka wiatrów silnych i bardzo silnych w Polsce; J. BARAŃSKI – Wielkość zachmurzenia w Warszawie w zależności od cyrkulacji atmosferycznej, 71 s., zł 4,-
38. H. POWĘSKA, T. KOMORNICKI – Przejście graniczne: Kostrzyn, Słubice, Świecko, Gubin – podstawowe funkcje i strefa oddziaływania na terenie Polski i Niemiec; J. PAPIS, T. KOMORNICKI – Miasto Duszniki Zdroj jako gmina przygraniczna, 50 s., zł 4,-
39. L. KOLENDOWICZ – Burze na obszarze Polski północno-zachodniej w świetle częstości występowania różnych typów cyrkulacji atmosfery, 115 s., zł 4,-
40. R. SZCZĘSNY – Rolnictwo i gospodarka żywnościowa w okresie restrukturyzacji 1989–1994, 47 s., 31 il., zł 4,-
41. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: I, 72 s., zł 4,-
42. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: II, 98 s., zł 4,-

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA 5

ELŻBIETA CZYŻOWSKA

ZAPIS ZDARZEŃ POWODZIOWYCH
NA POGRANICZU BOREAŁU I ATLANTYKU
W OSADACH STOŻKA NAPŁYWOWEGO W PODGRODZIU

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA 5

ELŻBIETA CZYŻOWSKA

RECORD OF THE FLOOD EVENTS
IN THE ALLUVIAL FAN SEDIMENT AT PODGRODZIE
DURING THE BOREAL AND ATLANTIC PERIOD

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

5

ELŻBIETA CZYŻOWSKA

ZAPIS ZDARZEŃ POWODZIOWYCH
NA POGRANICZU BOREAŁU
I ATLANTYKU W OSADACH
STOŻKA NAPŁYWOWEGO
W PODGRODZIU



KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor: Roman Szczęsny

Zastępca Redaktora: Jerzy Grzeszczak

Członkowie: Krzysztof Błażejczyk, Adam Kotarba, Zygmunt Babiński,
Władysława Stola, Piotr Eberhardt, Marek Jerczyński

Sekretarz: Irena Stańczak

Adres Komitetu:

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Polskiej Akademii Nauk
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa

Opracowanie redakcyjne: Grażyna Seliga, Jan Kuźma
Redaktor techniczny: Maciej Szłapka

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, Warszawa 1997

PL ISSN 0012-5032
ISBN 83-86682-15-9

Łamanie wykonano w Pracowni Składu Komputerowego TYPO-GRAF
Wydrukowano we Wrocławskiej Drukarni Naukowej

<http://rcin.org.pl>

SPIS TREŚCI

Przedmowa	7
1. Wstęp	9
2. Charakterystyka środowiska naturalnego	10
3. Metody prac terenowych oraz laboratoryjnych	16
4. Zapis zdarzeń powodziowych w osadach równiny zalewowej oraz stożka napływowego – stan badań	19
5. Dotychczasowe rozpoznanie osadów stożka napływowego w Podgrodziu	22
6. Sedymentologiczna charakterystyka osadów stożka napływowego w Podgrodziu	24
6.1. Charakterystyka granulometryczna osadów stożka napływowego	24
6.2. Charakterystyka osadów stożka napływowego na podstawie wskaźników zaproponowanych przez R. L. Folka i W. C. Warda	27
6.3. Rozmieszczenie osadów stożka napływowego na diagramie C/M Passegi	30
7. Rekonstrukcja zdarzeń powodziowych osadów stożka napływowego	34
7.1. Kryteria przyjęte podczas wydzielenia pojedynczych zdarzeń powodziowych	34
7.2. Charakterystyka wydzielonych okresów powodziowych	38
7.3. Charakterystyka wydzielonych zdarzeń powodziowych zarejestrowanych w osadach stożka napływowego	49
7.4. Zapis zmian natężenia procesów w czasie wybranych zdarzeń powodziowych	56
8. Wnioski	64
8.1. Porównanie wyników różnych faz badań	64
8.2. Charakterystyka osadów i przebiegu sedymentacji	65
Literatura	69
Record of the flood events in the alluvial fan sediment at Podgrodzie during the Boreal and Atlantic period (summary)	73

CONTENTS

1. Introduction

2. Theoretical background

3. Methodology

4. Results

5. Discussion

6. Conclusions

7. References

8. Appendix

9. Index

10. Author's address

PRZEDMOWA

Jednym z reperowych profilów osadów holocenijskich dokumentujących wahania klimatyczne i zmiany hydrologiczne jest stanowisko w Podgrodziu nad Wisłoką. Stwierdzono tam paleokoryto Wisłoki ze schyłku glaciału wypełnione osadami starorzecznymi we wczesnym holocenie. Zapis ten przerwała (około 8400 lat BP) gwałtowna akumulacja stożka napływowego dopływu, w której zarejestrowano kilkadziesiąt epizodów powodziowych. Ta pierwsza faza wilgotna w holocenie została zapisana w szeregu innych stanowisk.

Badania profilu były prowadzone w latach siedemdziesiątych przez zespół pod kierownictwem autora przedmowy.

W 1994 r. mgr Elżbieta Czyżowska w ramach pracy magisterskiej na Uniwersytecie Jagiellońskim podjęła ponowne opróbowanie profilu w Podgrodziu, wykorzystując do określenia składu mechanicznego metodę laserową. Pozwoliło to na bardziej drobiazgowo zbadanie cienkich warstw i wydzielenie ponad 100 epizodów powodziowych w ciągu około 600 lat. Ze względu na stwierdzenie w holocenie faz o różnej skali i częstotliwości zdarzeń ekstremalnych, uważam za celowe opublikowanie tych interesujących materiałów.

Leszek Starkel

1. WSTĘP

Osady stożka napływowego w Podgrodziu nad Wisłoką rejestrują fazę wzrostu częstości powodzi w małej zlewni potoku Maga, na pograniczu boreału i atlantyku. Podjęcie tych badań miało za zadanie wypracowanie nowego spojrzenia na sedymentację osadów stożka z punktu widzenia zmian dynamiki procesu sedymentacji, przy równoczesnym uszczegółowieniu badań zapoczątkowanych w latach siedemdziesiątych i osiemdziesiątych (Mamakowa, Starkel 1977; Niedzialkowska 1988, 1991).

Aby podjąć to zagadnienie, wydzielono podstawowe fazy nadbudowywania stożka napływowego, ze szczególnym zwróceniem uwagi na okresy sedymentacji osadów powodziowych. W dalszym etapie badań, przy zastosowaniu wybranego zestawu wskaźników matematycznych i sedymentacyjnych, podjęto próbę wydzielenia zapisu poszczególnych wezbrań w sekwencji osadów powodziowych.

Podsumowaniem prowadzonych prac jest próba charakterystyki wydzielonych wezbrań, reprezentowanych przez określoną sekwencję osadu, jak również spojrzenie na akumulację osadów powodziowych jednego zdarzenia z punktu widzenia zmian przebiegu procesu hydrologicznego.

Niniejsze opracowanie było realizowane pod opieką Prof. dr. hab. Leszka Starkla i jest fragmentem pracy magisterskiej wykonanej pod kierownictwem Doc. dr. hab. Janiny Trepieńskiej, w konsultacji z Prof. dr. hab. Leszkiem Starklem w Zakładzie Klimatologii i Meteorologii Instytutu Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego. Praca została przygotowana do druku w Zakładzie Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk.

Pragnę w tym miejscu złożyć szczególne słowa podziękowania Panu Profesorowi Leszkowi Starklowi za inspirację w podjęciu tematu prezentowanego opracowania, za cenne uwagi podczas wykonywania prac laboratoryjnych, opracowania zebranych materiałów i przygotowania pracy do druku, jak również za przekazaną wiedzę. Słowa podziękowania kieruję również do Pani Docent Janiny Trepieńskiej za pomoc oraz zyczliwość podczas pisania pracy dyplomowej. Pragnę także podziękować Pani Profesor Barbarze Obrębskiej-Starkłowej, pod kierownictwem której stawiałam pierwsze kroki w Geografii, jak również wszystkim Pracownikom Zakładu Klimatologii UJ oraz Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN za krytyczne uwagi.

2. CHARAKTERYSTYKA ŚRODOWISKA NATURALNEGO

Opisując przestrzenny układ form geomorfologicznych i osadów, zwracamy uwagę głównie na ich kształt, wielkość czy czas powstania, natomiast znacznie mniej miejsca poświęcamy procesom fizycznym czy chemicznym, warunkujących ich powstanie. Problematyka znajomości fizycznych procesów kształtujących rzeźbę w przeszłości budziła zawsze duże zainteresowanie, niemniej jednak fizyczny model danego procesu geomorfologicznego czy hydrologicznego pozostawał nadal nie znany.

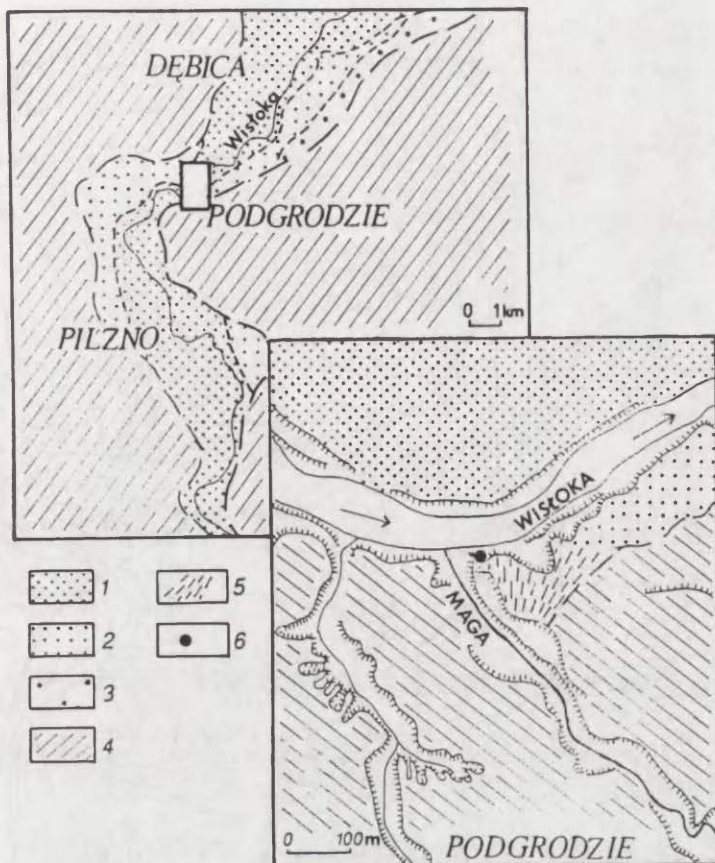
Zwrócenie uwagi na przestrzenny układ powiązań pomiędzy elementami środowiska geograficznego sprawia, iż postrzegamy środowisko naturalne jako układ o niezwyklej dynamice, w którym nigdy nie następuje całkowite wygaszenie działalności procesów fizycznych (Thornes 1976; Schumm 1977; Embleton, Thornes 1985; Teisseyre 1985, 1988). Podejmując próbę rekonstrukcji elementów epok minionych, należy dążyć do poznania pełnego łańcucha powiązań pomiędzy elementami wyjściowymi a badaną formą.

Zlewnia potoku Maga, dopływu Wisłoki, o powierzchni 1,7 km² leży około 7 km na SW od Dębicy (ryc. 1, 2), na stoku progu Pogórza Dynowskiego w Zewnętrznych Karpatach Fliszowych (Klimaszewski 1948; Starkel 1972). W wydłużonej zlewni występuje jeden ciek główny (2,3 km) oraz kilka mniejszych dopływów, które w sezonie letnim (poza krótkotrwałymi okresami) wysychają (obserwacje wykonano w 1994 r.). Kulminacja grzbietu wynosi 355 m n.p.m., ujście do Wisłoki jest na wysokości 200 m n.p.m., deniwelacja terenu wynosi około 155 metrów (ryc. 2). Nachylenia stoków w odcinku górnym wahają się od 10 do 25°, natomiast w odcinku dolnym – 2–15° (ryc. 3). Zlewnię potoku Maga budują warstwy piaskowca oraz łupków inoceramowych, odsłaniające się w górnej części zlewni, nasunięte na łożypki i łył miocenijskie widoczne w dolnym biegu potoku. Przykrywa je płaszcz utworów czwartorzędowych.

Rzeźba badanego obszaru posiada elementy czwartorzędowe, jak również starsze. Do elementów przedczwartorzędowych należy stok progu Pogórza Karpackiego, rozcinany siecią dolinek oraz intensywnie przekształcany przez procesy osuwiskowe.

Z okresem czwartorzędu związana jest m. in. terasa plejstocenijska, sięgająca obecnie około 20 metrów nad poziom współczesnego koryta Wisłoki (Klimaszewski 1948; Starkel 1957, 1960, 1981), rozcinana przez potok Maga.

Okres holocenu jest reprezentowany przez 8–10 m terasę oraz osady badane-



Ryc. 1. Dolina Wisłoki, położenie stożka napływowego w Podgrodziu (za E. Niedziałkowską 1988)

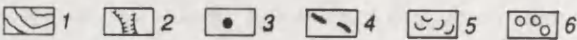
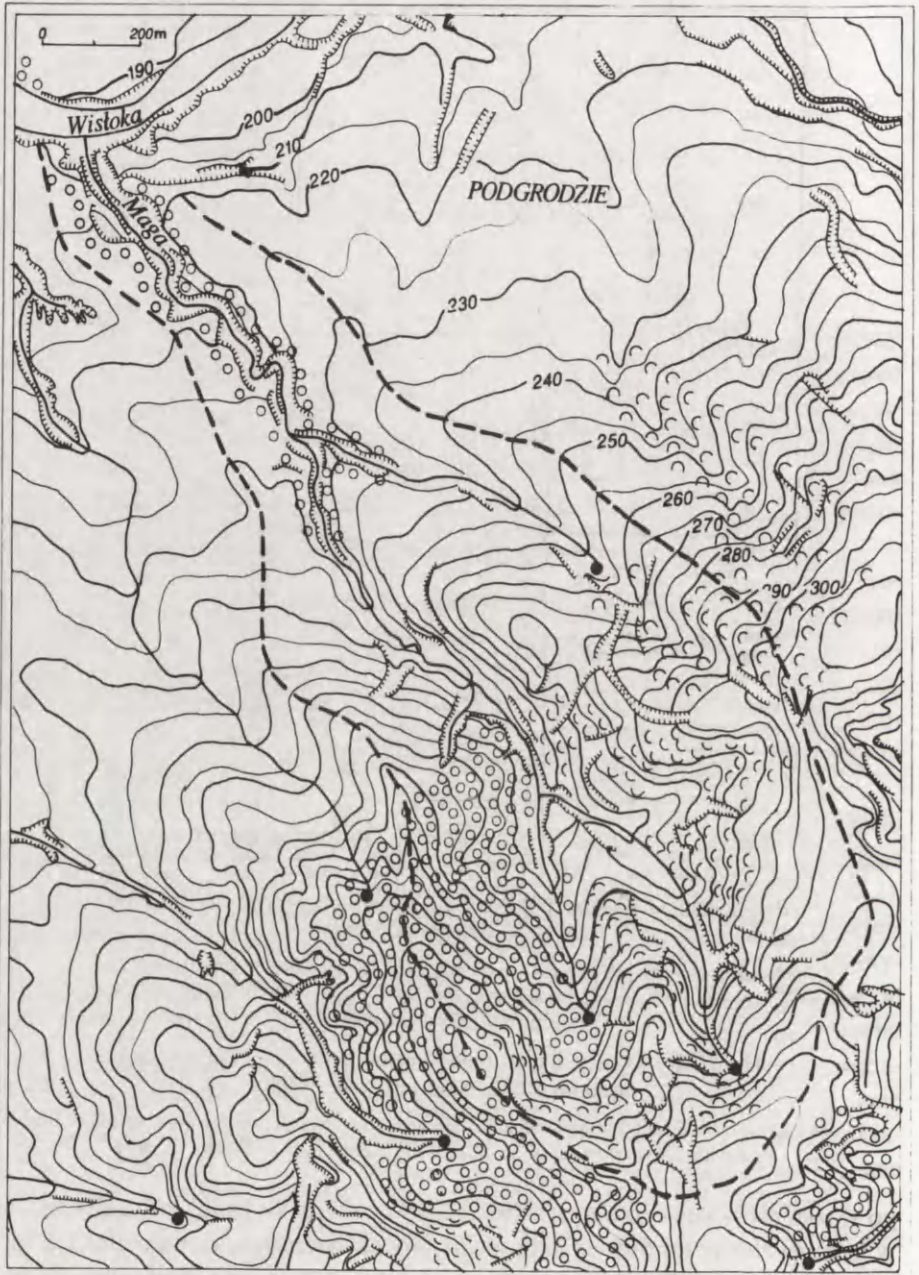
- 1 – holocenińska równina zalewowa, 2 – poziom terasowy ze zlodowacenia środkowopolskiego, 3 – poziom terasowy ze zlodowacenia południowopolskiego, 4 – krawędzie, 5 – osady stożka napływowego, 6 – miejsce opróbowania profilu

The Wisłoka valley, localization of the alluvial fan at Podgrodzie (according to E. Niedziałkowska 1988)

- 1 – the Holocene floodplain, 2 – the Middle Pleistocene terrace level, 3 – the South Polish Pleistocene terrace level, 4 – valley edges, 5 – alluvial fan sediments, 6 – elaborated profiles

go stożka napływowego o miąższości 12–15 m. Okres ostatnich około 10 000 lat w badanej zlewni to również intensywny proces rozcinania, którego efektem jest wykształcenie współczesnego koryta potoku Maga oraz jego dopływów. W dolnym odcinku dolina Magi rozcina osady eholocenijskiego stożka napływowego oraz docina się do podłoża miocenu. W okresie tym powstały także dwie listwy terasowe widoczne w dolnym odcinku doliny wzniesione na wysokość: niższa 3–5 m, wyższa 6–8 m nad poziom potoku.

W górnym biegu dolina Magi ma charakter doliny wciosowej, rozcinającej warstwy inoceramowe. Koryto jest wyścielone osadem piaszczysto-żwirowym

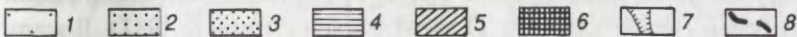
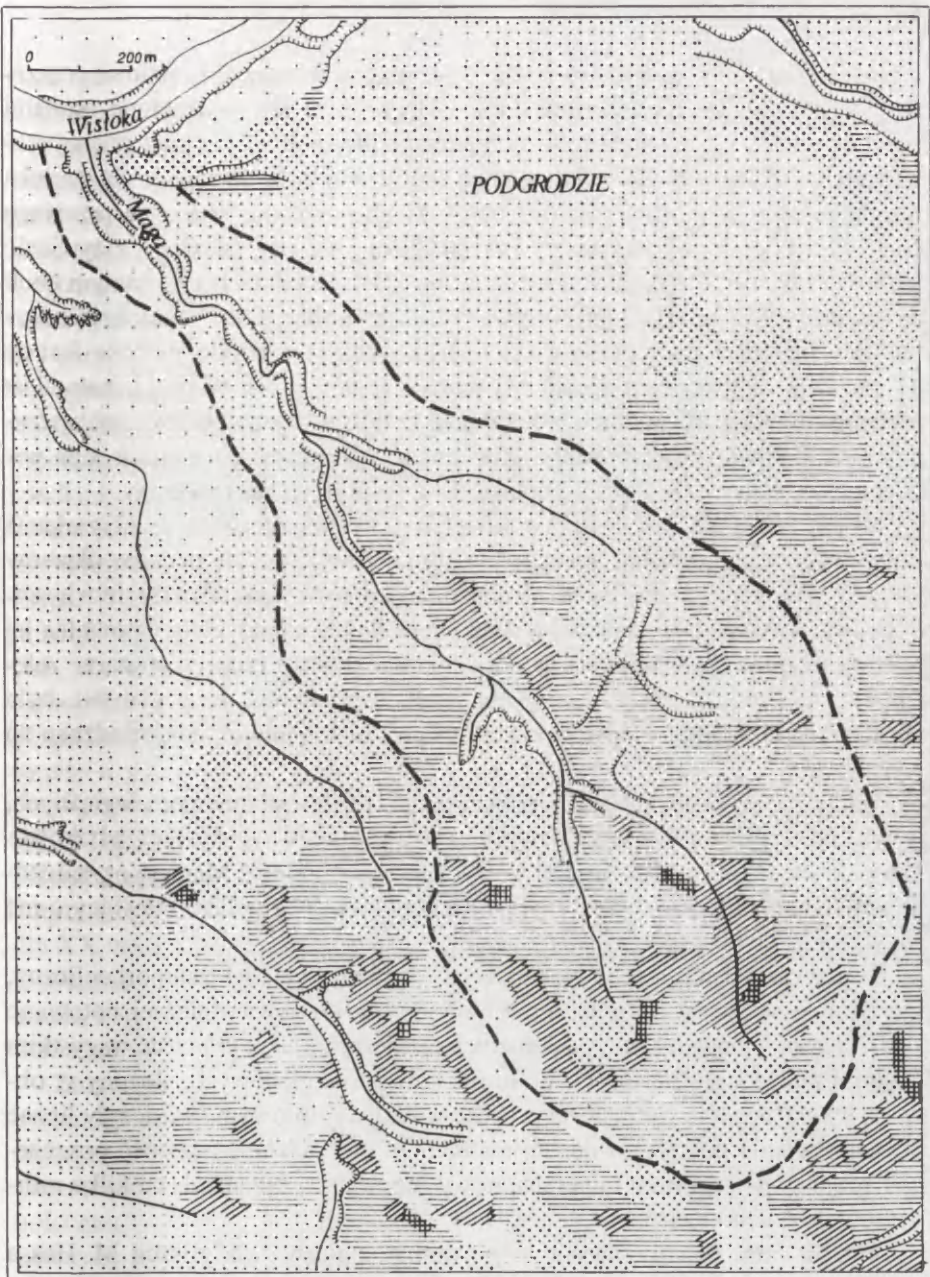


Ryc. 2. Szkic poziomicowy zlewni potoku Maga

1 – poziomicze, 2 – krawędzie, 3 – źródła, 4 – granica zlewni, 5 – osuwiska, 6 – las

Hypsometric map of the Maga catchment

1 – isohypses, 2 – undercuts, 3 – springs, 4 – watershed, 5 – landslides, 6 – forest



Ryc. 3. Mapa nachyleń zlewni potoku Maga

1 – poniżej 1°, 2 – 1° do 2°, 3 – 2° do 5°, 4 – 5° do 10°, 5 – 10° do 20°, 6 – powyżej 20°, 7 – krawędzie,
8 – granica zlewni

The slop inclination map of the Maga catchment

1 – below 1°, 2 – between 1° and 2°, 3 – between 2° and 5°, 4 – between 5° and 10°, 5 – between 10° and 20°, 6 – over 20°, 7 – edges, 8 – watershed

o średnicy do 3 cm. W odcinku środkowym można zauważyć stopniowe rozszerzanie się do kilku metrów dna doliny Magi, które jest wyścielone osadami o frakcji piaszczysto-żwirowej. W tym odcinku nie zauważa się intensywnej erozji wgłębnej. Odzwierciedleniem pewnej stabilizacji jest rozwinięcie się odcinka meandrowego. W dolnym odcinku potok Maga ponownie wykazuje przewagę erozji wgłębnej, w wybranych odcinkach można również zauważyć ożywienie się erozji bocznej. Potok docina się do łożysk miocenijskich, tym samym obok materiału żwirowego jest transportowana frakcja drobniejsza. Współcześnie rozwijający się stożek napływowy potoku Maga wkracza w koryto Wisłoki. Jest on dobrze widoczny podczas średnich i niskich stanów wody Wisłoki, natomiast zalewany w okresach wezbrań, co sprawia, iż udział w jego budowie mają również osady powodziowe Wisłoki. Roślinność wiklinowa, porastająca jego powierzchnię, stanowi doskonałą pułapkę dla transportowanej zawiesiny.

Należy podkreślić, iż zlewnia potoku Maga jest współcześnie przekształcana przez procesy osuwiskowe, szczególnie silnie rozwijające się podczas okresów wilgotnych (okresy roztopów wiosennych, opady rozlewne). W okresie wiosennym obserwowano również upłynnienie wierzchnich warstw gleby i powolne jej przemieszczanie się w dół zbocza. Proces ten notowano tylko w obszarze zalesionym, w strefie licznych wycieków wody. Upłynniona masa glebowa była dostarczana do potoku, a następnie jako spływy błotne powoli odprowadzana do jego ujścia.

Tempo rozwijających się współczesnych procesów geomorfologicznych, w tym także procesów osuwiskowych, jest uwarunkowane również użytkowaniem zlewni. Strefy ruchów osuwiskowych w zlewni potoku Maga są ograniczone głównie do obszarów łąk kośnych oraz pastwisk. W obszarze zalesionym nie zauważono osuwisk (por. ryc. 2).

W przekształcaniu rzeźby zlewni Magi ma również udział transport eoliczny, szczególnie widoczny w półroczu zimowym; na pokrywie śnieżnej notowano ślady materiału nawianego z odsłoniętych powierzchni. Był to przede wszystkim materiał z bliskiego transportu, w formie agregatów glebowych, złożony w obszarach wylesionych. O ciągłości procesu w okresie zimowym świadczyły liczne przewarstwienia pokrywy śnieżnej materiałem glebowym. Mięszkość poszczególnych warstw materiału mineralnego występowała w przedziale od kilku milimetrów do 4 centymetrów.

Analizowana zlewnia, na podstawie klimatologicznej klasyfikacji M. Hessa (1965), należy do piętra umiarkowanie ciepłego, ze średnią temperaturą roku około 8°C (okolice Dębicy i Pilzna) (Obrębska-Starkel, Leśniak 1981). Roczny opad atmosferyczny wynosi około 700 mm, z najwyższymi wartościami w lipcu, najniższymi w styczniu i lutym. Na podstawie danych pluwiograficznych z okresu 1966–1975 (Cebulak 1987) można wnosić, iż natężenia opadów burzowych mogą sięgać: 24–40 mm w ciągu 15 min., 40–60 mm w ciągu 30 min. oraz 60–100 mm w ciągu 2 godzin i mogą one stanowić około 1% prawdopodobieństwa występowania.

Z powodu braku posterunku hydrologicznego w analizowanym obszarze o rozkładzie wybranych wskaźników hydrologicznych można wnosić na podstawie badań prowadzonych w zlewniach o podobnej wielkości oraz zbliżonych warunkach środowiskowych (np. Soja 1981). Pojedyncze pomiary wielkości przepływu potoku Maga wskazują, że w okresie roztopowym potok prowadzi kilkanaście litrów w ciągu minuty, a w okresie niżówkowym – tylko kilka litrów.

Szata roślinna zlewni Magi została znacznie przeobrażona w wyniku działalności człowieka. Las występuje tylko na zboczach dolin wciosowych oraz w górnej partii zlewni (ryc. 2). Jest on pozostałością dawnych lasów mieszanych, występujących na Pogórzcu Karpackim. Dawne formacje leśne zostały obecnie zastąpione przez rośliny okopowe (głównie ziemniaki) i zbożowe. Uprawy ziemniaka obejmują stoki o nachyleniu 10–15° z przebiegiem bruzd zgodnym ze spadkiem. Tylko w nielicznych przypadkach pola ziemniaczane trawersują stoki. Pola z uprawą zbóż zajmują niekiedy również obszary stokowe objęte ruchami osuwiskowymi. Antropogeniczne zmiany są widoczne również w korycie potoku Maga. W kilku miejscach mieszkańcy pogłębili oraz poszerzyli koryto w celu retencji większej ilości wody. Proces ten nasilił się szczególnie w ostatnich latach, w związku z długimi okresami bezdeszczowymi w sezonie letnim. Retencjonowana woda służyła do nawadniania pobliskich pól, jak również do prac gospodarskich. Znaczne przeobrażenie koryta potoku w odcinku środkowym nastąpiło w wyniku budowy przepustu mostowego.

Wpływ człowieka na kształtowanie się procesów fluwialnych w korycie potoku Maga jest też związany pośrednio ze zmianami zachodzącymi w korycie Wisłoki, szczególnie z eksploatacją żwirów. Analizując wielkość pogłębienia koryta Wisłoki na podstawie danych hydrologicznych dla posterunku w Łabuziu dla XX wieku, otrzymujemy wartość około 3,2 m, natomiast dla Brzeźnicy jest to wartość 3,8 m. Pogłębienie koryta Wisłoki wpłynęło bezpośrednio na pogłębienie koryta potoku Maga. Brak posterunku hydrologicznego nie pozwala na dokładne odtworzenie przebiegu tego procesu.

Zrozumienie wzajemnych powiązań istniejących w badanej zlewni pomiędzy poszczególnymi jej składnikami, a w szczególności pomiędzy procesami powodującymi uruchomienie materiału mineralnego, procesem transportu, a następnie sedymentacji pozwala odnieść istniejące współcześnie relacje do minionych faz holocenu. Musimy zdawać sobie sprawę, iż przedstawiona aproksymacja współczesnych powiązań nawet w niedaleką przeszłość geologiczną, za jaką można uznać przełom boreału i atlantyku, jest bardzo dużym uproszczeniem. Główny model procesu fizycznego był jednak podobny.

3. METODY PRAC TERENOWYCH ORAZ LABORATORYJNYCH

Jesienią 1993 r., w konsultacji z L. Starklem i E. Niedziałkowską, został zlokalizowany nowy profil badawczy (profil B) w obrębie poboczniczy stożka napływowego w Podgrodziu, w podcięciu na prawym brzegu Wisłoki (ryc. 4).

Zakres prac terenowych obejmował oczyszczenie odsłonięcia, opis profilu oraz opróbowanie warstw mineralnych i organicznych do badań laboratoryjnych. Opracowywany profil (profil B) znajduje się w odległości około 15 m od profilu reperowego (profil A), opracowanego w 1974 r. przez L. Starkla i E. Niedziałkowską (Niedziałkowska i in. 1977; Mamakowa, Starkel 1977).

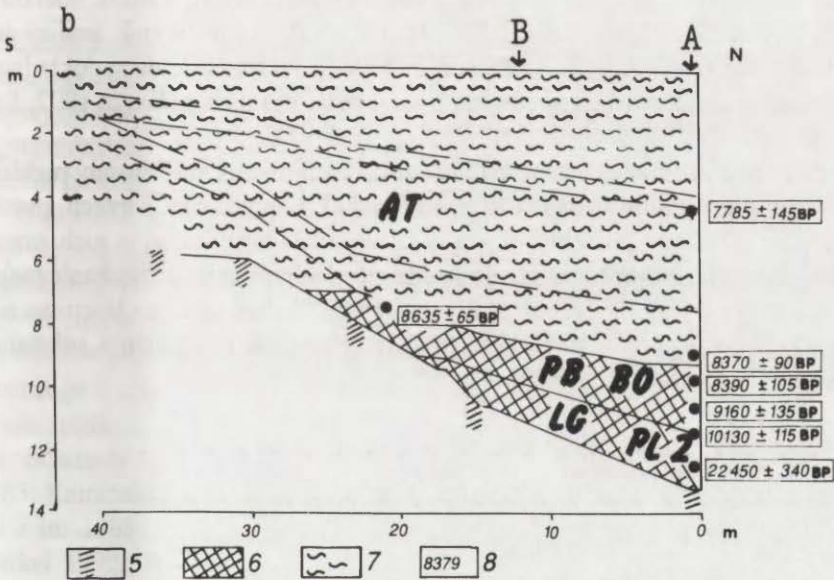
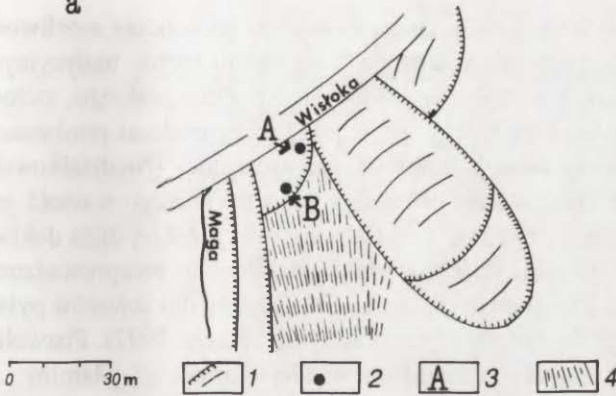
Całkowita miąższość analizowanych warstw wynosi 870 cm. Opracowywany profil miał układ schodkowy, co było związane z bezpieczeństwem prac terenowych i przyczyniło się do przesunięcia linii profilu około 150 cm pomiędzy odcinkiem stropowym i spągowym. Dlatego mogły nastąpić nieznaczne zmiany obrazu badanej sekwencji warstw, szczególnie warstw o miąższości od 2 do 3 mm.

Podczas prac terenowych pobrano około 200 prób, w tym 183 z linii wcześniej wyznaczonego profilu, pozostałe 17 prób zostało pobranych w odległości około 100–150 cm od opracowywanej linii profilu. Te ostatnie pozwalają na pełniejszą charakterystykę opracowywanej części poboczniczy stożka napływowego. W celu pełniejszej dokumentacji badanych osadów sporządzono dla każdej sekwencji warstw dokumentację fotograficzną. Z 183 pobranych prób, 21 reprezentuje osady ilaste, z dużą ilością substancji organicznej, wykazującej cechy torfu lub gleby kopalnej.

Głównym założeniem prac terenowych było pobranie prób z każdej widocznej warstwy (laminy). Warstwy o miąższości 2–5 mm były traktowane jako oddzielne, z których pobierano materiał do analizy. W takim przypadku wielkość pobranej próby była bardzo mała, jednak wystarczająca do analizy metodą laserową. Optycznie jednorodne warstwy o miąższości 10–20 cm były dzielone na 2–4 części, z których pobierano oddzielne próby.

Prace laboratoryjne zostały wykonane w laboratorium Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN pod kierownictwem mgr. J. Sali. Materiał o charakterze żwirowym (2 próby) oraz osady piaszczyste, z przewagą piasku grubego (13 prób), zostały zanalizowane metodą sitową o pełnym zestawie sit: 16,0; 8,0; 5,6; 4,0; 2,8; 2,0; 1,4; 1,0; 0,71; 0,5; 0,33; 0,18; 0,125; 0,09 mm, pozostałe próby były analizowane metodą laserową na analizatorze składu granulometrycznego „Analysette 22” firmy Fritch’a.

a



Ryc. 4. Lokalizacja profili opracowywanych w latach osiemdziesiątych i dziewięćdziesiątych w poboczniczy stożka napływowego w Podgrodziu. Przekrój poprzeczny osadów stożka napływowego według E. Niedziałkowskiej (1988)

- 1 – krawędź osuwiska, 2 – miejsce opróbowania, 3 – numeracja opracowywanych profili:
 A – profil opracowywany w latach osiemdziesiątych, B – profil opracowywany w latach
 dziewięćdziesiątych, 4, 7 – osady stożka napływowego, 5 – iły mioceniśkie,
 6 – osady wypełnienia paleokoryta Wiśłoki, 8 – datowania radiowęglowe

Localization of the elaborated profiles of the alluvial fan in the eighties
 and nineties [according to E. Niedziałkowska (1988)]

- 1 – landslide edge, 2 – profiles, 3 – numbering of the elaborated profiles: A – profile elaborated in the
 eighties, B – profile elaborated in the nineties, 4, 7 – alluvial fan sediments, 5 – Miocene clay,
 6 – paleochannel fill deposit, 8 – radiocarbon datings

Metoda laserowa jest obecnie mało znana i brak jest dotychczas możliwości porównania wyników otrzymanych tą metodą z wynikami metod tradycyjnych (np. metoda areometryczna Cassendorfa w modyfikacji Pruszyńskiego, metoda pipetowa) (Kasza 1992). Fakt ten należy wziąć pod uwagę podczas porównania uzyskanych wyników z analizami wykonywanymi wcześniej (Niedziałkowska i in. 1977). Porównanie takie będzie obarczone błędem, którego wartość jest trudna do określenia. Podstawową zaletą metody laserowej jest jej duża dokładność i równocześnie bardzo mała ilość materiału potrzebna do przeprowadzenia analizy (około 60 mg dla iłów bardzo ciężkich, 150–200 mg dla utworów pylastych, 1 g dla grubych pyłów i osadów piaszczystych) (Kasza 1992). Pozwoliła ona na określenie składu mechanicznego dla każdej najmniejszej laminy, co byłoby niemożliwe przy zastosowaniu metod tradycyjnych. Zakres mierzonej frakcji mieści się w przedziale od 1250 μm do 0,16 μm , wynik analizy jest podawany dla 31–48 przedziałów średnicy frakcji, szczególnie dużą dokładność otrzymujemy dla utworów z przewagą frakcji pylastej i ilastej (Kasza 1992; Sala – inf. ustna).

Próby ilaste zawierające znaczną ilość substancji organicznej zostały poddane spalaniu w piecu muflowym w temperaturze 400° C przez okres trzech godzin, a następnie określono procentową wartość substancji organicznej w nich zawartej. Dla powyższych prób nie przeprowadzano pomiaru składu mechanicznego, gdyż uzyskany wynik obarczony byłby znacznym błędem (analiza laserowa wymaga czystego materiału mineralnego, sadza powstała po spalaniu substancji organicznej zafałszowałaby odczyt).

4. ZAPIS ZDARZEŃ POWODZIOWYCH W OSADACH RÓWNINY ZALEWOWEJ ORAZ STOŻKA NAPŁYWOWEGO – STAN BADAŃ

Badania zdarzeń powodziowych obejmują szeroki wachlarz od zagadnień hydrologicznych, hydraulicznych aż po szczegółowe badania struktur sedymentacyjnych, często przy wykorzystaniu precyzyjnych metod badawczych. Choć w prezentowanym opracowaniu ograniczono się do analizy procesu sedymentacji osadów powodziowych, to nadal zakres prowadzonych badań jest bardzo szeroki.

Większość prac koncentruje się na problematyce wzajemnej relacji różnych facji osadów powodziowych: korytowych i pozakorytowych, jak również materii organicznej. Prowadzone badania zmierzają do odtworzenia ewolucji dolin rzecznych oraz wydzielenia epizodów charakteryzujących się wzmożoną akumulacją osadów powodziowych, które mogą świadczyć albo o przebudowie systemu rzecznoo o charakterze lokalnym, albo o zmianach hydrologicznych mających swoje źródło w długookresowych wahaniach klimatu (np. Burkham 1972; Becker, Schirmer 1977; Knox i in. 1981; Starkel 1982; Baker 1983; Brakenbridge 1983; Kamiński 1984; Brown, Barber 1985; Kalicki 1987; Starkel 1987; Kozarski i in. 1988; Florek 1989; Jarrett 1989; Starkel 1989; Brakenbridge 1990; Starkel 1990; Webb i in. 1990; Kalicki 1991, 1992; Enzel i in. 1994; Starkel 1995a, b, c, 1996). W przypadku badań obejmujących znaczny odcinek czasu geologicznego (np. okres od późnego glacjału) udało się w wielu przypadkach uwydatnić rolę człowieka w przekształceniu środowiska naturalnego, przejawiającą się m. in. w zmianie tempa sedymentacji osadów powodziowych (Teisseyre 1985, 1988; Klimek 1974 b; Starkel 1977; Knox 1987; Starkel 1988, 1991; Macklin, Klimek 1992; Macklin i in. 1992; Kalicki 1996).

Poznanie charakterystycznych cech osadów powodziowych pozwala określić mechanizm ich sedymentacji. Zagadnienie to jest niezmiernie interesujące, gdyż wymaga powiązania sedymentacji osadów mineralnych (materia) z przebiegiem powodzi. W początkowym etapie następuje uruchomienie substancji mineralnej, następnie transport, a w okresie wygaszania energii – sedymentacja. Osady powodziowe, pierwotnie traktowane jako materia statyczna (osad klastyczny), są obecnie jednym z elementów układu odznaczającego się dużą zmiennością pól sił fizycznych (por. przegląd literatury Teisseyre'a 1985, 1988). Wzajemne powiązanie sedymentacji osadów powodziowych z procesem hydrologicznym spra-

wia, że oprócz określenia cech osadu powodziowego możemy również scharakteryzować warunki środowiskowe, w jakich następowała sedymentacja.

Powyższe zagadnienie podjął m.in. A. K. Teisseyre (1985, 1988) w badaniach nad osadami powodziowymi rzek sudeckich. Autor zwrócił uwagę, że elementem wyjściowym do rozwiązania podjętego zagadnienia jest poznanie środowiska równiny zalewowej, która podczas powodzi musi być traktowana jako mezośrodowisko wody płynącej, a osady powodziowe jako element powstający w tym środowisku. Podsumowując Teisseyre (1985, 1988) zwraca uwagę, że przepływ pozakorytowy występujący w obrębie równiny zalewowej jest zawsze przepływem nieustalonym, a tym samym nierównomiernym. Nierównomierność przepływu pozakorytowego jest związana z nierównomiernym zasilaniem, jak również z ubytkiem wody w wyniku procesu infiltracji. Bardzo duże znaczenie w podtrzymywaniu ruchu nieustalonego ma ciągła zmiana wymiaru, kształtu oraz szorstkości kolejnych przekrojów równiny zalewowej. Elementem zaburzającym przepływ powodziowy na powierzchni równiny zalewowej jest m.in. zjawisko separacji prądu występujące podczas ruchu szybkozmiennego. Należy podkreślić, iż przepływ powodziowy jest zawsze turbulentny, o ustroju rwącym lub krytycznym. Biorąc pod uwagę ustrój szorstkości podłoża, należy w przypadku równiny zalewowej rozpatrywać przepływ gładki (pierwszy etap powodzi po wyłożeniu traw) oraz szorstki (pokrycie równiny zalewowej materiałem żwirowym). Ustrój szorstkości jest jednym z głównych czynników decydujących o formach akumulacji osadu powodziowego oraz zmianach parametrów fali powodziowej. Prędkość przepływu na równinie zalewowej jest zawsze mniejsza od rozkładu prędkości w korycie, co powoduje m.in. wydłużenie fali powodziowej i zmniejszenie prędkości maksymalnych w obrębie równiny zalewowej. Zmniejszenie prędkości podczas kulminacji fali powodziowej sprawia, że na powierzchni równiny zalewowej proces erozji jest ograniczony jedynie do miejsc, w których występuje piętrzenie wody. Sedymentacja w obszarze równiny zalewowej trwa podczas całego okresu jej zalania, zmianie natomiast ulegają obszary, w których ma ona miejsce. Materiałem najczęściej akumulowanym w tym środowisku są osady pylasto-ilaste, natomiast osady wykazujące grubszą frakcję związane są z bezpośrednią dostawą osadu transportowanego w korycie rzeczonym, za pomocą koryt wlotowych (krewasa wlotowa).

Przedstawiony powyżej opis relacji pomiędzy przepływem powodziowym a sedymentacją osadów mineralnych wskazuje na złożoność, której rozwiązanie wymaga wręcz drobiazgowego poznania zmian pola rozkładu sił fizycznych podczas powodzi, stanowiącego tło do dalszych badań sedymentologicznych.

W pracach podejmujących problematykę sedymentacji osadów powodziowych pojawia się także zagadnienie odzwierciedlenia poszczególnych faz powodzi w osadach mineralnych. Jako jeden z pierwszych zagadnienie niniejsze podjął G. R. Mansfield (1938) podczas studiów nad osadami powodziowymi rzeki Ohio w USA. Uważa on, iż najczęściej w osadach powodziowych w obrębie równiny zalewowej występuje uziarnienie gradacyjne odwrócone, z materiałem

o największej frakcji w spągu sekwencji, który jest prawdopodobnie związany z okresem kulminacji fali powodziowej, jak również z procesem transportu najgrubszej frakcji. Należy podkreślić, że w zależności od warunków lokalnych występujących na powierzchni równiny zalewowej może także wystąpić sekwencja o uziarnieniu gradacyjnym pensymetrycznym, co może być również uwarunkowane wahaniami przepływu powodziowego.

Kolejne badania nad sekwencją osadów pojedynczej powodzi podjęli S. A. Schumm oraz R. W. Lichty (1963), E. D. McKee, E. J. Crosby, H. L. Berryhill (1967) oraz H. J. McPherson, W. F. Rannie (1970). Skłoniły one tych autorów do wniosku, iż mineralna sekwencja osadów pojedynczej powodzi nie odzwierciedla początkowej fazy wezbrania – wznoszenie fali powodziowej. W spągu sekwencji występuje osad o najgrubszej frakcji, będący zapisem kulminacji fali powodziowej, strop budują osady drobniejsze odzwierciedlające opadanie fali powodziowej.

Problematyka zapisu pojedynczego wezbrania w osadach została podjęta również w pracach K. Klimka (1974b). Na podstawie badań prowadzonych w dorzeczu Wisłoki autor ten stwierdził, iż pojedyncze wezbranie może pozostawić na równinie zalewowej osad o miąższości do kilkunastu centymetrów. Spąg wyróżnionej sekwencji budują osady mułkowe z licznymi szczątkami organicznymi bez zachowanych struktur sedimentacyjnych – pierwszy etap powodzi. Powyżej zalegają osady piaszczyste z dobrze widocznymi strukturami prądowymi – „faza miecenia lub transportu rytmicznego”. Strop budują ponownie osady bezstrukturalne bez domieszki substancji organicznej – opadanie fali powodziowej. Opisana sekwencja powodziowa odzwierciedla kolejne główne fazy powodzi i równocześnie zwraca uwagę na rolę roślinności wiklinowej, która decyduje o procesie sedimentacji w początkowej fazie powodzi. Podobny układ uziarnienia w sekwencji osadów powodziowych równiny zalewowej opisuje A. K. Teisseyre (1988).

Podając analizę osadów powodziowych stożka napływowego w Podgrodziu, autorka niniejszego opracowania napotkała trudności w odnalezieniu prac dotyczących zapisu pojedynczego wezbrania w osadach mineralnych. W monografii *Alluvial fan* pod redakcją A. H. Rachockiego oraz M. Churcha (1990) nie pojawia się również temat zapisu pojedynczych wezbrań w osadach mineralnych.

Nasuwa się pytanie: czy znając hydrologiczną oraz geomorfologiczną odrębność środowiska stożka napływowego można aproksymować model sedimentacji osadów powodziowych opracowany dla równiny zalewowej na obszar stożka napływowego? Znając ograniczenia wypracowanych modeli sedimentacji osadów powodziowych dla równiny zalewowej, można podjąć próbę transformacji tych modeli na obszar stożka napływowego, ze świadomością, że jest to duże uproszczenie, które jednak pozwoli podjąć próbę rekonstrukcji zapisu pojedynczej powodzi w tym środowisku. Weryfikacja przyjętego postępowania może być oparta na badaniach współczesnych osadów powodziowych na obszarze stożków napływowych lub na modelowych badaniach laboratoryjnych.

5. DOTYCHCZASOWE ROZPOZNANIE OSADÓW STOŻKA NAPŁYWOWEGO W PODGRODZIU

Osady stożka napływowego w Podgrodziu zaczęły być sypane w okresie preborealnym, przykrywając osady starorzecza Wisłoki. Pierwsze badania nad osadami pełnego profilu w Podgrodziu zostały zapoczątkowane w latach siedemdziesiątych, po wskazaniu odsłonięcia na prawym brzegu Wisłoki przez mgr. K. Czekerdę. Profil ten został dwukrotnie opisany w latach 1972 i 1973. We wrześniu 1974 r. ponownie opisano oraz opróbowano profil w odległości około 4,5 m od profilu reperowego (ryc. 4). Na podstawie pobranych materiałów wykonano: 145 analiz palinologicznych, 51 analiz szczątków organicznych, 51 analiz uziarnienia, 17 datowań radiowęglowych ^{14}C , jak również analizy malarologiczne (Mamakowa, Starkel 1977, Starkel [red.] 1981).

Duże zainteresowanie omawianym profilem wynika z pełnego zapisu osadów od późnego glacjału do okresu atlantyku.

Na podstawie badań granulometrycznych oraz występujących struktur sedymentacyjnych w analizowanym profilu wydzielono sześć ogniw o różnej genezie (Niedziałkowska i in. 1977) (por. ryc. 19).

Spągowa część profilu (15,75–12,85 m) jest zbudowana z piaszczystych iłów koluwalnych, z soczewkami żwirów rzecznych. Frakcja ilasta pochodzi z redeponowanych osadów mioceńskich ($M_z = 5,7\phi$; $\delta = 4,1$). Charakteryzując obróbkę ziarn kwarcu w omawianym poziomie można zauważyć dominację ziarn o złym obtoczeniu (50%), natomiast 40% ziarn nie wykazuje żadnych śladów obtoczenia (Niedziałkowska i in. 1977). Osady tego ogniwa (A) zostały złożone w pleni-glacjale.

Na głębokości 12,85–12,10 m zostało wydzielone drugie ogniwo (B), złożone z drobnolaminowanych mułków pylasto-piaszczystych ($M_z = 5,1\phi$; $\delta = 2,0$). Seria ta wyróżnia się dużym udziałem ziarn źle obtoczonych lub całkowicie pozbawionych obtoczenia (80%), sedimentacja jej przypada na okres młodszego pleniglacjału (22 450±340 BP).

Powyżej ogniwa B na głębokości 12,10–11,50 m występują osady (ogniwo C) bruku korytowego ($M_z = -0,2\phi$), przykryte piaskiem o przekątnym warstwowaniu (strop) – $M_z = 0,6\phi$. Warstwy dolne wykazują bardzo słabe wysortowanie, w odróżnieniu od umiarkowanego dla części stropowej. Ziarna kwarcu charakteryzują się złym obtoczeniem, tylko 25% wszystkich ziarn ma dobre i bardzo dobre obtoczenie. Depozycja tych osadów korytowych miała swój po-

czątek u schyłku późnego glacjału (9915±95 BP). Badania palinologiczne wskazują na wiek młododryasowy.

Powyżej występują osady wypełnienia pałokoryta (ogniwo D), złożone z piasków oraz mułków o deltowym typie warstwowania. Osady piaszczyste ($Mz = 2,4\phi$; $\delta = 0,8$) wykazują dominację ziaren typu α , natomiast tylko 20% wszystkich ziarn można zaliczyć do typu β . Analiza palinologiczna wskazuje na początek okresu preborealnego.

Na głębokości 10,90–9,14 m znajdują się osady o charakterze jeziorno-bagiennym z napławionymi makroszczałkami (ogniwo E). Są to typowe osady wypełnienia starorzecza. Wkładki piaszczyste w części stropowej, zapadające się w kierunku północno-wschodnim, wskazują na okresowe dostarczanie osadów mineralnych przez potok Maga. Osady mułkowe ($Mz = 4,9\phi$ – spąg; $5,9\phi$ – strop; $\delta = 2,3$ – $3,4$) wykazują znacznie gorszą obróbkę ziarn kwarcu niż osady piaszczyste ($Mz = 4,8\phi$). Datowania radiowęglowe (10–8,4 ka BP) oraz analizy pyłków roślinnych wskazują na preboreał i boreał.

Najwyższa część badanego profilu (9,14–0,0 m; ogniwo F) to osady stożka napływowego, reprezentowane najczęściej przez 3 typy osadów: piasek drobnoziarnisty ($Mz = 1,7$ – $3,3\phi$; $\delta = 0,8$ – $2,9$), pył piaszczysty i ilasty ($Mz = 3,7$ – $5,9\phi$; $\delta = 0,9$ – $2,0$) oraz mułki ilaste z makroszczałkami roślin – poziomy bagienno-torfiaste ($Mz = 4,7$ – $5,9\phi$; $\delta = 1,7$ – $3,1$). Analiza obróbki ziarn osadów piaszczystych wskazuje na wyraźną dominację ziarn o złym obtoczeniu (33%), ziarna o dobrym oraz bardzo dobrym obtoczeniu stanowią 10–20%. Warstwy piaszczysto-pylaste oraz mułkowe charakteryzują się natomiast wyraźną przewagą ziarn o złym obtoczeniu. Ogniwo F zostało uznane za osady stożka napływowego potoku Maga, których depozycja zapoczątkowana była u schyłku okresu boreału (8390±105 BP). Zakończenie sedymentacji nastąpiło we wczesnym atlantyku (poziom gleby kopalnej, około 2 m od powierzchni, datowany na 7745±145 BP).

Warstwy organiczne rozdzielające osady mineralne zostały uznane przez Makową i Starkla (1977) za reprezentujące przerwy w nadbudowywaniu stożka. Dokładne rozpoznanie osadów stożka napływowego pozwoliło tym autorom na wydzielenie 35 dużych powodzi, w tym 24 – w okresie około 600 lat (między 8390±105 BP a 7784±145 BP). Obok przytoczonych analiz sedymentologicznych i palinologicznych zmienność warunków sedymentacji poszczególnych ogniw została również uszczegółowiona na podstawie rozmieszczenia prób na diagramie C/M Passegi (Niedziałkowska 1991).

6. SEDYMENTOLOGICZNA CHARAKTERYSTYKA OSADÓW STOŻKA NAPŁYWOWEGO W PODGRODZIU

6.1. CHARAKTERYSTYKA GRANULOMETRYCZNA OSADÓW STOŻKA NAPŁYWOWEGO

Opracowywany obecnie profil poboczny stożka napływowego znajduje się w odległości około 15 m od profilu reperowego opracowanego w latach siedemdziesiątych (por. ryc. 4). Krawędź, z której pobrano próby jesienią 1993 r., uległa cofnięciu w miesiącach wiosennych 1994 r., w wyniku wezbrania Wisłoki i nadal podlega niszcącym ruchom osuwiskowym.

Stropowa część profilu o miąższości 120 cm, zbudowana z osadów pylastych (udział frakcji pylastej do 65%), z domieszką piasku drobnego, została pominięta w dalszej analizie ze względu na zatarcie pierwotnych struktur sedymentacyjnych przez procesy glebowe (por. ryc. 5, 19). Wyróżniono jednak w tej części profilu dziewięć warstw, których granice były bardzo słabo widoczne. Na podstawie analiz granulometrycznych zaliczono badany osad do grupy pyłu ilastego (według nieznacznie zmodyfikowanej klasyfikacji F. P. Sheparda 1954; por. dalszą część rozdziału). Zalegające poniżej 153 warstwy osadów mineralnych oraz 21 warstwy ilaste z domieszką substancji organicznej zostały poddane szczegółowej analizie.

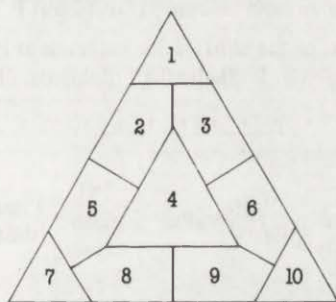
Po wykonaniu analiz składu mechanicznego dokonano podziału na czternaście frakcji, według klasyfikacji zaproponowanej przez C. K. Wentwortha (1922), w której granica poszczególnej frakcji odpowiada średniej średnicy wyrażonej w milimetrach. Skala C. K. Wentwortha (1922), ze względu na przyjęcie liczb całkowitych jako wartości granicznych pomiędzy danymi frakcjami, pozwala na przeprowadzenie porównania ze skalą wprowadzaną przez W. C. Krumbeina (1934, 1964), wyrażoną w jednostkach ϕ , gdzie $\phi = -\lg d$ [mm] (Gradziński i in. 1986).

Z wielu stosowanych w sedymentologii, geologii, gleboznawstwie oraz w inżynierii budowlanej klasyfikacji osadów (Folk 1957; Gorsline 1960; Urbaniak-Biernacka 1979; norma PN-86/B-02480 za: Racinowski, Szczypek 1985) do dalszej charakterystyki osadów wybrano litologiczną klasyfikację F. P. Sheparda (1954) (ryc. 6). Środkowy fragment trójkąta (piasek-mulek-ił) podzielono na sześć części, które następnie dołączono odpowiednio do typu osadu sąsiadującego z fragmentem wydzielonym po podziale. Zmieniono również nieznacznie na-

zwy poszczególnych typów osadów litologicznych. Ostatecznie przyjęta klasyfikacja jest przedstawiona na rycinie 7.

Na podstawie zmodyfikowanej klasyfikacji F. P. Sheparda (1954) w badanym profilu wydzielono pięć typów osadów: pył ilasty, pył, pył piaszczysty, piasek pylasty, piasek. Pozostałe cztery grupy osadów (ił, ił pylasty, ił piaszczysty, piasek ilasty) nie zostały stwierdzone.

Analizując litologiczne typy osadów zwrócono uwagę na liczbę prób w każdym typie oraz na miąższość danego typu osadu. Przeprowadzając analizę liczby prób, na pierwsze miejsce wysuwają się osady piaszczyste, stanowiące 38,5% wszystkich wyróżnionych warstw (67 warstw). Znaczny jest także udział osadów piasku pylastego (21,9% – 38 warstw) oraz pyłu piaszczystego (20,1% – 35 warstw), dla pozostałych grup litologicznych dane te prezentuje tabela 1. Biorąc natomiast pod uwagę łączną miąższość danego typu osadu litologicznego, możemy

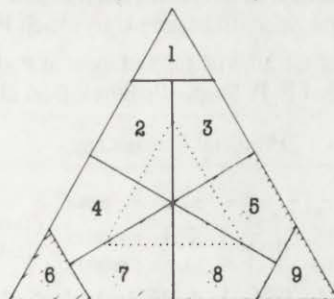


Ryc. 6. Litologiczna klasyfikacja osadów mineralnych zaproponowana przez F. P. Sheparda (1954)

1 – ił, 2 – ił piaszkowy, 3 – ił mułkowy, 4 – piasek–mułek–ił, 5 – piasek ilowy, 6 – mułek ilowy,
7 – piasek, 8 – piasek mułkowy, 9 – mułek piaszkowy, 10 – mułek

S. P. Shepard's lithological classification of the sediments (1954)

1 – clay, 2 – sandy clay, 3 – silty clay, 4 – sand–silt–clay, 5 – clayey sand, 6 – clayey silt,
7 – sand, 8 – silty sand, 9 – sandy silt, 10 – silt



Ryc. 7. Nieznacznie zmodyfikowana klasyfikacja F. P. Sheparda (1954) – objaśnienia w tekście

1 – ił, 2 – ił piaszczysty, 3 – ił pylasty, 4 – piasek ilasty, 5 – pył ilasty, 6 – piasek, 7 – piasek pylasty,
8 – pył piaszczysty, 9 – pył

Slightly modified F. P. Shepard's lithological classification

1 – clay, 2 – sandy clay, 3 – silty clay, 4 – silty sand, 5 – clayey silt, 6 – sand, 7 – silty sand,
8 – sandy silt, 9 – silt

znacznie obiektywniej scharakteryzować udział osadu w budowie profilu stożka napływowego. Dwadzieścia jeden prób ilastych (niekiedy z domieszką osadów piaszczystych) z dużym udziałem substancji organicznej, o cechach torfu ma łączną miąższość 130 cm, co stanowi 17,3% miąższości stożka. Osad piaszczysty, najczęściej reprezentowany w analizie liczbowej, wykazuje miąższość 322 cm (42,9% miąższości profilu). Wspomniany także wcześniej osad piasku pylastego i pyłu piaszczystego ma odpowiednio następujące wartości: 148 cm – 19,7%, 122,5 cm – 19,7%. Pozostałe grupy litologiczne przedstawia tabela 2.

Udział danej grupy litologicznej w profilu pionowym ulega bardzo dużym zmianom, dlatego w następnym rozdziale zostanie zaprezentowana dokładna charakterystyka czternastu okresów sedymentacji powodziowej (por. ryc. 5).

Tabela 1

Rozkład prób osadów stożka napływowego w Podgrodziu w przedziałach litologicznych na podstawie nieznacznie zmodyfikowanej klasyfikacji F. P. Sheparda (1954)

The distribution of the samples of the alluvial fan sediment at Podgrodzie, according to the slightly modified F. P. Shepard's lithological classification

Przedział litologiczny										
	II	II pylas- ty	II piaz- czysty	Pył ilasty	Pył	Pył piaz- czysty	Piasek ilasty	Piasek pylas- ty	Piasek	Wars- twy orga- niczne
Liczba prób	–	–	–	10	3	35	–	38	67	14
Wartość (%)	–	–	–	5,9	1,9	20,9	–	22,8	40,2	8,3

Tabela 2

Miąższości prób osadów stożka napływowego w Podgrodziu w przedziałach litologicznych na podstawie nieznacznie zmodyfikowanej klasyfikacji F. P. Sheparda (1954)

Thickness of various types of the alluvial fan sediment at Podgrodzie, according to the slightly modified F. P. Shepard's lithological classification

Przedział litologiczny										
	II	II pylas- ty	II piaz- czysty	Pył ilasty	Pył	Pył piaz- czysty	Piasek ilasty	Piasek pylas- ty	Piasek	Wars- twy orga- niczne
Miąższość (cm)	–	–	–	21,5	7,0	122,5	–	148,0	322,0	130,0
Wartość (%)	–	–	–	2,9	0,9	16,3	–	19,7	42,9	17,3

6.2. CHARAKTERYSTYKA OSADÓW STOŻKA NAPŁYWOWEGO NA PODSTAWIE WSKAŹNIKÓW ZAPROPONOWANYCH PRZEZ R. L. FOLKA I W. C. WARDA

Podobnie jak w przypadku litologicznej klasyfikacji osadów, biorąc pod uwagę wskaźniki opisujące podstawowe cechy osadu napotyamy także na wiele różniących się podziałów. Spotykane w literaturze wskaźniki uziarnienia można podzielić na dwie zasadnicze grupy: obliczone na podstawie średniej średnicy wyrażonej w milimetrach (Traska 1930; Krumbein 1938; Sindowski 1958; Buller, Manus 1972) lub w skali ϕ (Inman 1952; Folk, Ward 1957, Dyera 1970 za: Racinowski, Szczypek 1985). Do drugiej grupy należą określone metodą momentów (Cardigan 1961) lub entalpii (Pelto 1954; Hauryłkiewicz, Racinowski 1974 za: Racinowski, Szczypek 1985). Z tej dużej grupy wskaźników uziarnienia wybrano wyrażone w skali ϕ parametry według R. L. Folka i W. C. Warda (1957). Wybrane wskaźniki są powszechnie stosowane zarówno w literaturze polskiej, jak i zagranicznej. Równocześnie dobrze oddają one cechy osadów czwartorzędowych i mogą być stosowane do opisu jedno- lub wielomodalnych rozkładów uziarnienia (Racinowski, Szczypek 1985).

Średnia średnica ziarn próby została wyliczona według następującego wzoru:

$$Mz = [\phi 16 + \phi 50 + \phi 85]3^{-1},$$

gdzie: Mz – średnia średnica ziarn,

$\phi 16$ – średnica ziarn, która wraz z większymi stanowi 16% masy,

$\phi 50$ – średnica ziarn, która wraz z większymi stanowi 50% masy,

$\phi 85$ – średnica ziarn, która wraz z większymi stanowi 85% masy.

Wartość odchylenia standardowego, utożsamianą z wartością wysortowania, obliczono według wzoru:

$$\delta = [\phi 85 - \phi 16] 4^{-1} + [\phi 95 - \phi 5] 6,6^{-1},$$

gdzie: δ – odchylenie standardowe; $\phi 5$ itd. (% masy – porównaj wyżej).

Wydzielono również następujące klasy wysortowania:

$\delta < 0,35$ – bardzo dobre,

0,35–0,5 – dobre,

0,5–1,0 – umiarkowane,

1,0–2,0 – słabe,

2,0–4,0 – bardzo słabe,

$\delta \geq 4,0$ – skrajnie słabe.

Wartość skośności jest wyrażona wzorem:

$$Sk = [\phi 16 + \phi 84 - 2\phi 50] [(2\phi 84 - 2\phi 16)^{-1}] + [\phi 5 + \phi 95 - 2\phi 50] [(2\phi 95 - 2\phi 50)^{-1}],$$

gdzie: S_k – skośność uziarnienia; $\phi 5$ itd. (% masy – porównaj wyżej).

Wartość skośności rozpatrywano w następujących przedziałach:

–1,0–0,3 – bardzo ujemnie skośny,

–0,3–0,1 – ujemnie skośny,

–0,1–0,1 – symetryczny,

0,1–0,3 – dodatnio skośny,

0,3–1,0 – bardzo dodatnio skośny.

Czwarty wskaźnik uziarnienia zaproponowany przez R. L. Folka i W. C. Warda (1957) – spłaszczenie rozkładu – jest opisany wzorem:

$$K_G = [\phi 95: \phi 5] [(2,44\phi 75 - 2,44\phi 25)^{-1}],$$

gdzie: K_G – wartość spłaszczenia rozkładu; $\phi 5$ itd. (% masy – porównaj wyżej).

Zmienność wskaźnika spłaszczenia rozpatrywano w następujących przedziałach:

0,41–0,67 – bardzo platykurtyczny,

0,67–0,90 – platykurtyczny,

0,90–1,11 – mezokurtyczny,

1,11–1,50 – leptokurtyczny,

1,50–3,0 – bardzo leptokurtyczny,

$K_G \geq 3,0$ – skrajnie leptokurtyczny.

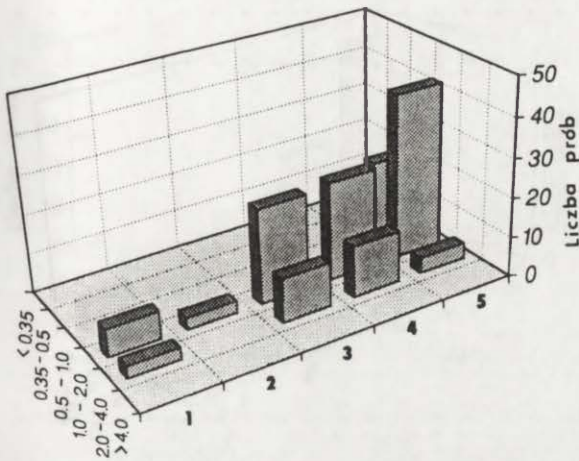
Wstępna analiza badanego osadu na podstawie wymienionych wskaźników uziarnienia oddaje tylko ogólny zarys wahań każdego ze wskaźników, dokładne omówienie zakresu zmian zostanie przedstawione w podrozdziale 7.2.

Wartość średniej średnicy występuje w bardzo szerokim przedziale, od –2,29 do +6,34 ϕ , z wyraźną dominacją dwóch zakresów: od 2,0 do 3,0 ϕ (40 prób – 26,1%) oraz od 4,0 do 5,0 ϕ (41 prób – 26,8%).

Rozkład poszczególnych prób w przedziałach odchylenia standardowego wykazuje wyraźną dominację osadu o cechach wysortowania słabego (101 prób – 66%). Pozostałe 53 próby występują w dwóch przedziałach wysortowania: 21 – umiarkowane, 32 – bardzo słabe. Należy podkreślić, że wysortowanie umiarkowane wykazują tylko osady piasku, natomiast wysortowanie bardzo słabe – osady piasku pylastego (por. ryc. 8)

Wartość średniej średnicy, a także odchylenia standardowego, są parametrami najczęściej stosowanymi w sedymentologii. Równocześnie dobrze oddają ogólne cechy dynamiki środowiska. Z porównania obydwóch wskaźników dla badanych grup osadów możemy powiedzieć, iż osad grubszy wykazuje lepsze wysortowanie, i tym samym wskazuje na środowisko o większej dynamice.

Dwa pozostałe wskaźniki uziarnienia zaproponowane przez R. L. Folka



Ryc. 8. Rozkład wskaźnika wysortowania dla prób danego typu osadu litologicznego dla stożka napływowego w Podgrodziu

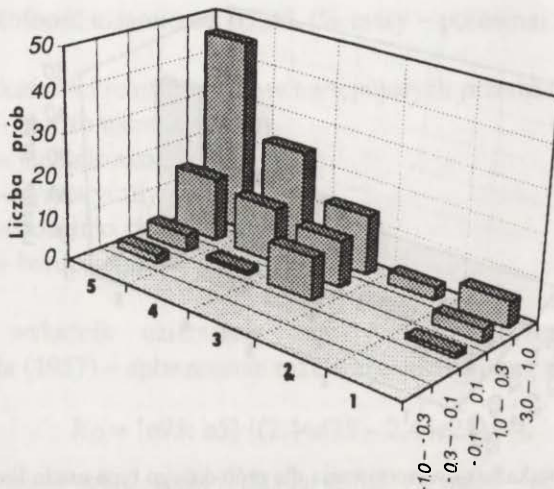
1 – pył ilasty, 2 – pył, 3 – pył piaszczysty, 4 – piasek pylasty, 5 – piasek

Distribution of the standard deviation index for the particular lithological type of the alluvial fan at Podgrodzie

1 – clayey silt, 2 – silt, 3 – sandy silt, 4 – silty sand, 5 – sand

i W. C. Warda wykazują także znaczny przedział zmienności. Wartość skośności uziarnienia waha się od $-0,15$ do $+0,72$, z wyraźnym zwiększeniem udziału w przedziale dodatnio skośnym (43 próby – 26,8%), a także – bardzo dodatnio skośnym (97 prób – 63,4%). Największy zakres wahań wykazują osady piaszczyste – od ujemnej do dominującej, bardzo dodatniej skośności ($+0,3$ – $+1,0$ – 68,7%). Osady pyłu ilastego nie występują w grupie osadów o skośności ujemnej, tym samym mieszczą się w trzech pozostałych przedziałach skośności (symetrycznej, dodatniej i bardzo dodatniej). Pyły (3 próby) występują w przedziale o bardzo dodatniej skośności (por. ryc. 9). Przedział zmienności wartości skośności wyraźnie podkreśla, że osady piaszczyste były deponowane w środowisku, w którym prędkości były wyższe od średniej (ujemne wartości skośności), niemniej jednak znaczna przewaga wartości prób o dodatniej skośności wskazuje, że depozycja znacznej części osadu odbywała się w warunkach zmniejszających się prędkości, tym samym następowało unieruchamianie ziarn poruszających się w saltacji lub w trakcji (Racinowski, Szczypek 1985).

Splaszczenie uziarnienia osadu mieści się w przedziale od 0,53 (rozkład bardzo platykurtyczny) do 2,60 (rozkład bardzo leptokurtyczny), z dominacją przedziału leptokurtycznego (73 próby – 47,7%), znaczny udział reprezentuje również rozkład bardzo leptokurtyczny (52 próby – 33,9%). Osady piaszczyste, podobnie jak w przypadku wskaźnika skośności, wykazują największe zróżnicowanie – od bardzo platykurtycznego do bardzo leptokurtycznego, z wyróżnieniem przedziału leptokurtycznego (53,2%). Osady pyłu piaszczystego i pia-



Ryc. 9. Rozkład wskaźnika skośności dla prób danego typu osadu litologicznego dla stożka napływowego w Podgrodziu

1 – pył ilasty, 2 – pył, 3 – pył piaszczysty, 4 – piasek pylasty, 5 – piasek

Distribution of the skewness index for particular lithological type of the alluvial fan at Podgrodzie

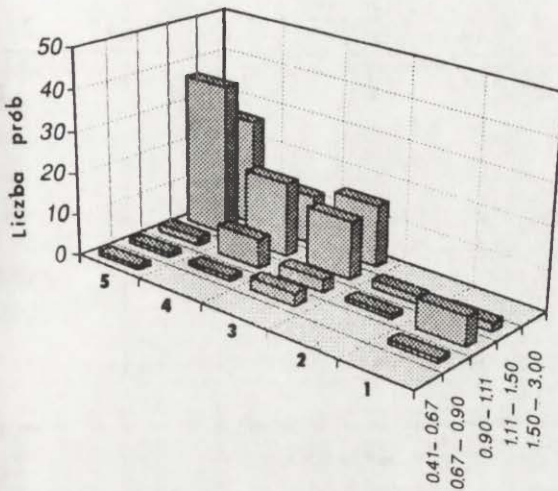
1 – clayey silt, 2 – silt, 3 – sandy silt, 4 – silty sand, 5 – sand

sku pylastego nie reprezentują rozkładu platykurtycznego. Pył piaszczysty najczęściej reprezentuje rozkład bardzo leptokurtyczny (42,8%), natomiast osad piasku pylastego – leptokurtyczny (47,4%). Osad pylasty posiada tylko dwa przedziały rozkładu spłaszczenia – mezokurtyczny (33,3%) i leptokurtyczny (66,7%). Na uwagę zasługują osady pyłu ilastego, które wykazują rozkład mezokurtyczny (70,0%) z pominięciem rozkładu bardzo platykurtycznego i leptokurtycznego (por. ryc. 10). Wyraźna przewaga prób odznaczających się wyższymi wartościami wskaźnika spłaszczenia może świadczyć o jednorodnych warunkach dynamiki środowiska. Należy jednak podkreślić, iż osad powstający w takich warunkach jest w sensie litologicznym bardzo niestabilny (Racinowski, Szczypek 1985).

Przedstawiony zakres wahań wskaźników uziarnienia bardzo dobrze podkreśla dużą zmienność środowiska, w którym były one sedymentowane.

6.3. ROZMIESZCZENIE OSADÓW STOŻKA NAPŁYWOWEGO NA DIAGRAMIE C/M PASSEGI

W celu pełniejszej litologicznej charakterystyki badanych osadów stożka napływowego oraz środowiska, w którym przebiegała ich sedymentacja, zostanie



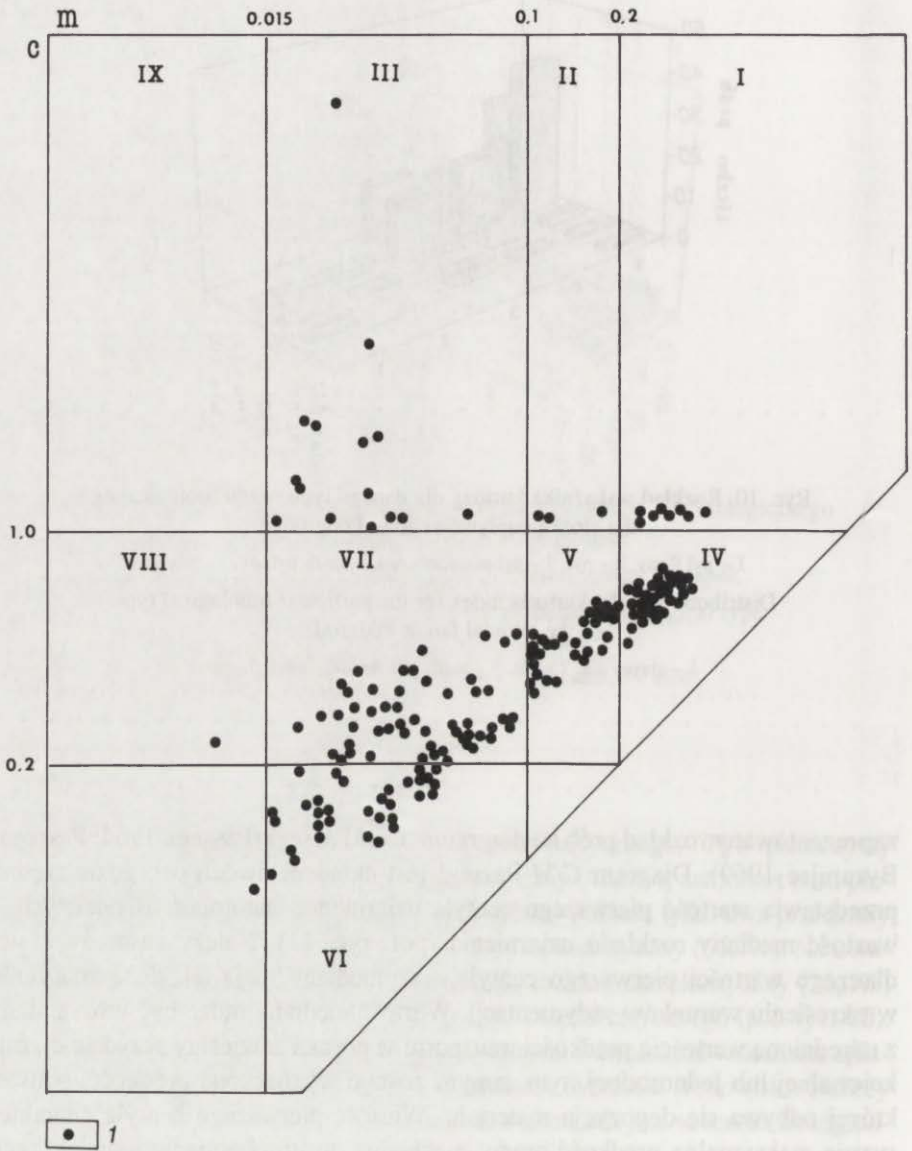
Ryc. 10. Rozkład wskaźnika kurtozy dla danego typu osadu litologicznego dla stożka napływowego w Podgrodziu

1 – pył ilasty, 2 – pył, 3 – pył piaszczysty, 4 – piasek pylasty, 5 – piasek

Distribution of the kurtosis index for the particular lithological type of the alluvial fan at Podgrodzie

1 – clayey silt, 2 – silt, 3 – sandy silt, 4 – silty sand, 5 – sand

zaprezentowany rozkład prób na diagramie *C/M* Passegi (Passega 1964; Passega, Byramjee 1969). Diagram *C/M* Passegi jest układem dwóch osi, gdzie rzędna przedstawia wartość pierwszego centyla uziarnienia, natomiast oś odciętych – wartość mediany rozkładu uziarnienia (por. ryc. 11). Należy zastanowić się, dlaczego wartości pierwszego centyla oraz mediany mają tak duże znaczenie w określeniu warunków sedymentacji. Wartość mediany może być utożsamiana z uśrednioną wartością prędkości transportu w postaci zawiesiny przydennej, frakcjonalnej lub jednorodnej, tym samym zostaje wyznaczona prędkość, poniżej której odbywa się depozycja materiału. Wartość pierwszego centyla charakteryzuje maksymalną prędkość prądu, niezbędną do uruchomienia największych ziarn. Można próbować wiązać ją z rangową wartością prędkości, powyżej której cały osad podlega transportowi (brak depozycji) (Racinowski, Szczypek 1985). Pola I, II, III, IX obejmują utwory, które mogą być transportowane w wyniku trakcji w środowisku o dużej dynamice, w których brak warunków do depozycji materiału z zawiesiny. Pole IV obejmuje utwory, które powstawały z materiału o niedalekim transporcie z frakcjonalnej zawiesiny przydennej oraz rumowiska toczzonego po dnie, w środowisku z możliwością występowania prądów turbulencyjnych. Pole V charakteryzują utwory sedymentujące z zawiesiny frakcjonalnej, lecz przy udziale mniejszej zmienności dynamiki środowiska niż w przypadku



Ryc. 11. Rozkład osadów powodziowych stożka napływowego
w Podgordzie w polach diagramu C/M Passegi

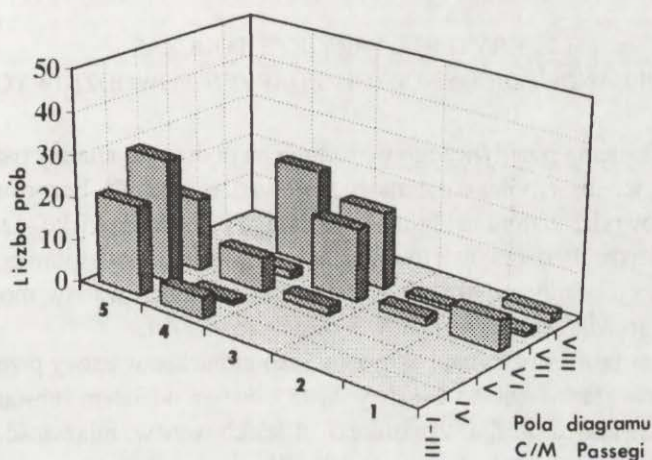
1 – próba osadu mineralnego

Distribution of the samples of the alluvial fan sediment at Podgordzie
on C/M Passega's diagram areas

1 – sediment sample

poła IV. Pola VI, VII zawierają utwory powstające z zawiesiny jednorodnej w obszarach o obniżonej dynamice środowiska. Pole VIII gromadzi utwory powstające z zawiesiny jednorodnej i pelagicznej (Passega, Byramjee 1969).

Analiza osadów stożka napływowego w Podgrodziu pokazała, że w polach I, II, III, IX, wskazujących na największą dynamikę środowiska, znalazło się 27 prób, IV – 30 prób, V – 27 prób, VI, VII – 68 prób, VIII – 1 próba (ryc. 11). Bardzo szeroki rozrzut położenia poszczególnych prób osadów stożka napływowego na diagramie *C/M* Passegi podkreśla duże zróżnicowanie dynamiki środowiska, w którym były one akumulowane (por. ryc. 12).



Ryc. 12. Rozkład prób danego typu osadu litologicznego dla osadów stożka napływowego w polach diagramu *C/M* Passegi

1 – pył ilasty, 2 – pył, 3 – pył piaszczysty, 4 – piasek pylasty, 5 – piasek

Distribution of the samples of the particular lithological type of the alluvial fan sediment on *C/M* Passegi's diagram

1 – clayey silt, 2 – silt, 3 – sandy silt, 4 – silty sand, 5 – sand

7. REKONSTRUKCJA ZDARZEŃ POWODZIOWYCH OSADÓW STOŻKA NAPŁYWOWEGO

7.1. KRYTERIA PRZYJĘTE PODCZAS WYDZIELANIA POJEDYNCZYCH ZDARZEŃ POWODZIOWYCH

Próba wydzielenia pojedynczego wezbrania na podstawie analizy osadów jest trudna, nawet jeżeli współcześnie można prowadzić badania bezpośrednio po wystąpieniu powodzi; natomiast biorąc pod uwagę paleośrodowisko – zadanie to jest tym trudniejsze. Podstawową trudnością jest określenie kryterium pozwalającego w sekwencji osadów wydzielić warstwę czy też układ warstw mogący być zapisem jednego zdarzenia powodziowego (por. rozdz. 4.).

Opracowując profil stożka napływowego, jako graniczne warstwy przerywające nadbudowywanie stożka uznano warstwy ilaste z dużym udziałem substancji organicznej. W omawianym profilu wyróżniono 14 takich warstw: miąższość ich waha się od 1 do 28 cm (por. tab. 3, ryc. 5, 19). Wyróżnione warstwy reprezentują zatem różnej długości jednostki czasowe, w których następował rozwój szaty roślinnej, a następnie depozycja substancji organicznej. Wskazują one na pewną stabilizację środowiska, podczas której nie odbywała się sedymentacja powodziowa w badanej części stożka napływowego. Biorąc pod uwagę fakt, iż opisywane warstwy wykazują znaczną ciągłość w profilu, można wnosić, że w najmniej odsoniętej części stożka nastąpiła przerwa w sedymentacji, natomiast koryto mogło być wcięte, a niewielkie wezbrania mogły być ograniczone do najbliższej strefy przykorytowej.

Czternaście warstw ilastych, ze znacznym udziałem substancji organicznej, oddziela okresy sedymentacji powodziowej znajdujące się pomiędzy nimi (tab. 3, ryc. 5 część „a”). Miąższość poszczególnych okresów sedymentacji powodziowej waha się od 1 do 192 cm. Liczba wyróżnionych warstw w poszczególnych ogniwach jest różna. Dokładne omówienie czternastu okresów sedymentacji powodziowej zostanie przedstawione w podrozdziale 7.2.

Bardzo duża różnorodność osadów wchodzących w skład wyróżnionych okresów sedymentacji powodziowej (miąższość wyróżnionych warstw, skład granulometryczny, wskaźniki R. L. Folka i W. C. Warda, położenie prób na diagramie C/M Passegi) skłoniła do podjęcia próby wydzielenia zapisu pojedynczego wezbrania powodziowego. Na podstawie prac poruszających temat sedymentacji


tacji osadów powodziowych (Mansfield 1938; Schumm, Lichty 1963; McKee i in. 1967; McPherson, Rannie 1970; Jahns 1947; Klimek 1974b; Teisseyre 1985; Niedziałkowska 1988; Teisseyre 1988) możemy przyjąć, że jedno wezbranie pozostawia sekwencję osadów, którą umownie możemy nazwać „pełną”, będącą zapisem zarówno wznoszenia fali powodziowej (grubienie materiału ku stropowi), jak i opadania (drobnienie materiału ku stropowi) (Mansfield 1938; Klimek 1974b; Teisseyre 1985; Niedziałkowska 1988). Opisywana „pełna” sekwencja zapisu fali powodziowej może wystąpić na równinie zalewowej. Dużą rolę należy przypisać szacie roślinnej, będącej barierą dla transportowanego materiału i wymuszającej depozycję pomimo wzrostu energii środowiska (Klimek 1974b). Przeprowadzając analizę osadów stożka napływowego przyjęto, iż w tym środowisku mogą również wystąpić warunki pozwalające na zapis sedymentacji kolejnych faz powodzi. Na podstawie tak przyjętego kryterium (por. tab. 3, ryc. 5 część „b”, ryc. 13) w całym badanym profilu wydzielono 50 epizodów powodziowych.


Wystąpienie „pełnej” sekwencji osadów powodziowych na poboczniczy stożka napływowego, charakteryzującej się bardzo dużą zmiennością dynamiki, jest raczej mało prawdopodobne. Tym samym sekwencja warstw, wykazująca grubienie materiału ku stropowi (zapis wznoszenia fali powodziowej?), jest prawdopodobnie zapisem kilku wezbrań o rosnącej dynamice, których liczba jest określona liczbą wyróżnionych warstw. Na podstawie przedstawionego powyżej założenia rozdzielono sekwencje warstw, które w poprzednim podziale wiązano z okresem wznoszenia fali powodziowej. Po przeprowadzonej analizie w opracowywanym profilu wydzielono 101 pojedynczych wezbrań (por. tab. 3, ryc. 5 część „c”, ryc. 13).

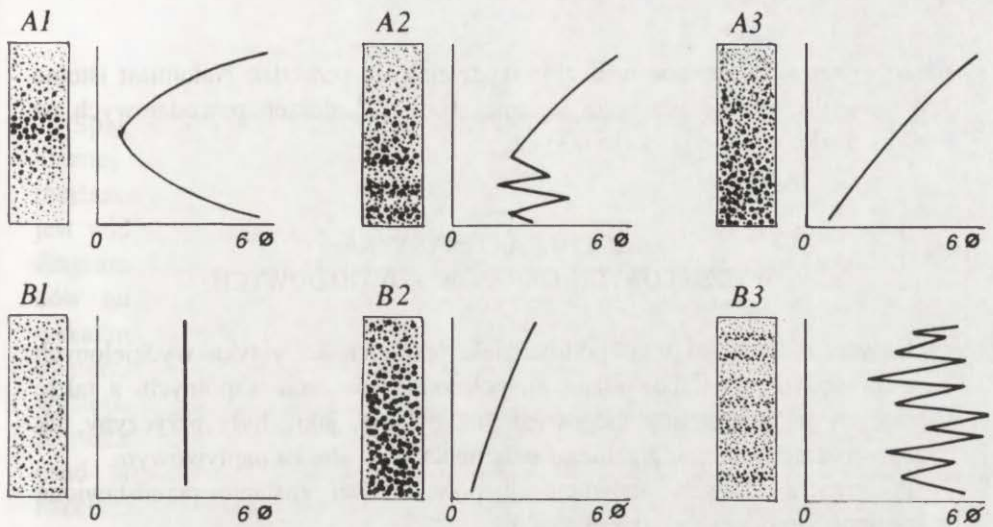
Dotychczasowa analiza wyróżnionych sekwencji osadów mineralnych, mogących być zapisem pojedynczego wezbrania, została przeprowadzona na podstawie składu mechanicznego, jak również wartości wskaźników uziarnienia. Pozwoliła ona na wydzielenie pojedynczych warstw lub sekwencji warstw będących zapisem jednego wezbrania. Podczas dalszej analizy skupiono uwagę na „powodziach” zbudowanych z kilku warstw, w celu dalszej ich charakterystyki, ze szczególnym podkreśleniem zmian pola dynamiki obszaru sedymentacji.

Liczba zdarzeń powodziowych wydzielonych na podstawie czterech kryteriów dla czternastu okresów sedymentacji powodziowej osadów stożka napływowego w Podgrodziu
 Number of flood events reconstructed on the base of the four criteria for fourteen periods of the flood sedimentation of the alluvial fan at Podgrodzie

Datowanie ¹⁴ C	Liczba wydzielonych okresów sedymentacji powodziowej			Liczba powodzi na podstawie wybranego kryterium		
	okres	głębokość (cm)*	miąższość (cm)	b	c	d
7785±145 BP	XIV	312,0	192,0	14	26	28
		322,0	10,0			
	XIII	355,0	33,0	2	2	5
7820±100 BP		360,0	5,0			
	XII	382,0	22,0	3	6	6
		392,0	10,0			
	XI	408,0	16,0	4	5	6
		409,0	1,0			
8015±135 BP	X	462,0	53,0	4	15	16
		465,0	3,0			
	IX	567,0	102,0	8	18	19
		571,0	4,0			
	VIII	572,0	1,0	1	1	1
		575,0	2,0			
	VII	585,0	10,0	1	2	2
		608,0	23,0			
	VI	627,0	19,0	4	6	9
		634,0	7,0			
	V	772,0	138,0	5	13	20
		800,0	28,0			
	IV	807,0	7,0	1	1	1
		814,0	7,0			
	III	824,0	11,0	1	2	3
	830,0	5,0				
II	841,0	11,0	1	3	4	
	842,0	1,0				
I	848,0	6,0	1	1	3	
8390±130 BP		871,0	23,0			

 poziomy organiczne oddzielające okresy sedymentacji powodziowej
 *głębokość spągu horyzontu

 peaty layers dividing the selected flood periods
 *depth of the horizon



Ryc. 13. Uproszczone modele sedymentacji osadów mineralnych stożka napływowego w Podgrodziu

Pełne sekwencje zapisu pojedynczej powodzi: A1 – uziarnienie symetryczne (bardzo rzadkie!), A2 – uziarnienie wielokrotne – dolna część sekwencji mineralnej wykazuje laminację, A3 – uziarnienie stopniowane. Niepełne sekwencje zapisu pojedynczej powodzi: B1 – uziarnienie jednolite, B2 – uziarnienie stopniowane, brak zapisu końcowej fazy powodzi, B3 – uziarnienie wielokrotne, występuje w sekwencjach wykazujących laminacje

Simplified models of the mineral sedimentation of the alluvial fan sediment at Podgrodzie

Recording of the full sequences of single flood: A1 – symmetrical graining (uncommon very much!), A2 – multiple graining, lowest part of this sequence shows lamination, A3 – graded graining. Recording of the incomplete sequences of single flood: B1 – uniform graining, B2 – graded graining, ended recording of the flood was eroded, B3 – multiple graining is founding at the laminated layers

Jak powiedziano w podrozdziale 6.3, diagram *C/M* Passegi pozwala na rangową ocenę zmian dynamiki w danym środowisku, dlatego w celu potwierdzenia, iż wydzielone sekwencje warstw są zapisem jednej powodzi, rozmieszczono poszczególne próby w polach wspomnianego diagramu.

Zmiany dynamiki odczytane na podstawie diagramu *C/M* Passegi pozwalają rozdzielić niektóre wcześniej wydzielone sekwencje warstw i oznać je za zapis oddzielnych zdarzeń powodziowych. Tak złożona analiza badanego profilu doprowadziła do wydzielenia 123 pojedynczych epizodów powodziowych (por. tab. 3, ryc. 5 część „d”, ryc. 13).

Z przeprowadzonej analizy wynika, że liczba zastosowanych parametrów wpływa na złożoność otrzymywanego obrazu wezbrań. Próba spojrzenia na badany materiał jeszcze z innego punktu widzenia (np. ilość zachowanych pyłków oraz ich rodzaj) zapewne przyczyniłaby się do uszczegółowienia spojrzenia na niektóre warstwy czy sekwencje warstw, np. ich związek z porami roku. Należy podkreślić, że nawet niewielkie przesunięcie na poboczniczy stożka

może wprowadzić zmianę w liczbie wydzielonych powodzi. Natomiast istotne jest stwierdzenie obecności co najmniej 100–120 zdarzeń powodziowych na małym stożku w okresie około 600 lat.

7.2. CHARAKTERYSTYKA WYDZIELONYCH OKRESÓW POWODZIOWYCH

Głównym tematem tego podrozdziału jest charakterystyka wydzielonych okresów sedymentacji powodziowej, pokazanie ich cech wspólnych, a także różniących je, a następnie odpowiedź na pytanie, jakie były przyczyny tak dużego zróżnicowania w przebiegu sedymentacji na stożku napływowym.

Prezentacja okresów sedymentacji powodziowej zostanie przedstawiona w kolejności zgodnej z wiekiem osadów.

7.2.1. CHARAKTERYSTYKA I OKRESU SEDYMENTACJI POWODZIOWEJ

Spąg osadów omawianego okresu zalega na głębokości 848 cm. Podściela je warstwa organiczna o miąższości kilkudziesięciu cm wydatowana w stropie na 8390 ± 130 BP. Osady I okresu przykrywa również warstwa organiczna o znacznie mniejszej miąższości (1 cm), wykazująca jednak wyraźną ciągłość w badanym fragmencie pobocznicę stożka.

Przed dokładną analizą najstarszego wyróżnionego okresu sedymentacji osadów powodziowych budujących stożek napływowy należy zwrócić uwagę na podścielające osady ogniwa E (por. rozdz. 5) (Mamakowa, Starkel 1977). Osady organiczne o charakterze jeziorno-bagiennym, stanowiące wypełnienie starorzecza Wiśłoki, są przewarstwiane cienkimi warstewkami, głównie piaszczystymi, o upadzie wskazującym na dostawę materiału mineralnego przez potok Maga (Mamakowa, Starkel 1977). Występowanie powyższych wkładek mineralnych świadczy o początkowym okresie destabilizacji zachodzącej w zlewni potoku Maga, będącej echem wezbrań w okresie boreału. Warstwy mineralne w stropowej części ogniwa E można uznać za najstarszy osad formującego się stożka napływowego, tym samym za zapis kolejnych zdarzeń powodziowych, których częstość była jeszcze mała.

Najstarszy wydzielony okres sedymentacji powodziowej jest zbudowany z trzech warstw – 2 warstwy osadu piaszczystego oraz 1 warstwa osadu pyłu piaszczystego o łącznej miąższości 6 cm. Osady piaszczyste wykazują słabe oraz bardzo słabe wysortowanie ($\delta = 1,75\text{--}2,02$), których sedymentacja przebiegała w środowisku o znacznej dynamice (I pole diagramu *C/M* Passegi). Warstwa pyłu piaszczystego o bardzo słabym wysortowaniu ($\delta = 2,11$) wskazuje na spadek dynamiki obszaru sedymentacji (V pole diagramu *C/M* Passegi).

W omawianym okresie wydzielono trzy wezbrania zbudowane z pojedynczych warstw.

7.2.2. CHARAKTERYSTYKA II OKRESU SEDYMENTACJI POWODZIOWEJ

Spąg omawianych osadów zalega na głębokości 857 cm na warstwie organicznej o miąższości 1 cm. Składają się one z czterech warstw o łącznej miąższości 11 cm. Analizując rozkład osadu w polach diagramu *C/M* Passegi, jest widoczne ich zgrupowanie w obszarze o dużej dynamice (I, II, III pole diagramu), w którym proces depozycji odbywał się przy dużym udziale prądów turbulencyjnych. Charakteryzując natomiast typ osadów oraz wartości wskaźników uziarnienia, można zauważyć obniżenie dynamiki środowiska sedymentacyjnego – osad piaszczysty o słabym wysortowaniu, wartości skośności występującej w dwóch przedziałach: dodatnio i bardzo dodatnio skośnym. Kurtoza wskazuje na rozkład leptokurtyczny i bardzo leptokurtyczny oraz osad piasku pylastego o bardzo słabym wysortowaniu i mezokurtycznym rozkładzie uziarnienia. Duża rozbieżność w ocenie dynamiki środowiska sedymentacyjnego, odczytana na podstawie diagramu *C/M* Passegi oraz wskaźników uziarnienia, może świadczyć, iż omawiany osad został ukształtowany w środowisku o wysokiej dynamice (duże wezbranie), natomiast proces depozycji zachodził w obszarze o mniejszym udziale prądów turbulencyjnych.

W prezentowanym okresie wydzielono cztery wezbrania, których zapis jest reprezentowany przez jedną warstwę.

7.2.3. CHARAKTERYSTYKA III OKRESU SEDYMENTACJI POWODZIOWEJ

Spąg osadów tego okresu występuje na głębokości 841 cm, natomiast strop – 830 cm. Składają się one z trzech warstw reprezentujących trzy typy litologiczne osadu: piasek, piasek pylasty oraz pył piaszczysty.

Osad warstwy piaszczystej o słabym wysortowaniu, dodatnim rozkładzie skośności oraz wartości kurtozy informującej o rozkładzie leptokurtycznym wskazuje na depozycję w warunkach silnej turbulencyjności (II pole diagramu *C/M* Passegi). Druga warstwa reprezentowana przez osad piasku pylastego, o bardzo słabym wysortowaniu oraz dodatniej skośności i platykurtycznym rozkładzie uziarnienia, wskazuje na przebieg sedymentacji w obszarze, w którym znaczenie prądów turbulencyjnych jest ograniczone (V pole diagramu *C/M* Passegi). Trzecią warstwę buduje osad pyłu piaszczystego o bardzo słabym wysortowaniu, symetrycznym rozkładzie skośności oraz wartości kurtozy wskazującej na rozkład mezokurtyczny; położenie w polu diagramu *C/M* Passegi wskazuje na środowisko o dużym udziale prądów turbulencyjnych (III pole diagramu). Biorąc pod uwagę łączną miąższość dwóch lamin sedymentujących w środowisku o wyższej dynamice (II, III pole diagramu *C/M* Passegi), możemy przyjąć, iż okres ten reprezentuje również fazę wyraźnej agradacji, będącej odzwierciedleniem zmian zachodzących w zlewni potoku Maga.

W III okresie wydzielono trzy pojedyncze wezbrania, każde reprezentowane przez jedną warstwę.

7.2.4. CHARAKTERYSTYKA IV OKRESU SEDYMENTACJI POWODZIOWEJ

Okres ten jest reprezentowany przez jedną warstwę osadu piasku pylastego o bardzo słabym wysortowaniu i miąższości 7 cm. Spąg warstwy znajduje się na głębokości 807 cm; jest on wyznaczony przez warstwę ilastą o miąższości 7 cm z dużą domieszką rozłożonej substancji organicznej.

Wartość mediany oraz pierwszego centyla uziarnienia wskazuje, iż osad ten mógł powstać w środowisku o dużej dynamice z możliwością wystąpienia prądów turbulencyjnych (III pole diagramu *C/M* Passegi). Odczytane na podstawie diagramu *C/M* Passegi (1954) zmiany dynamiki środowiska depozycji osadów powodziowych są zgodne z obrazem otrzymanym z analizy wskaźników uziarnienia – niskie wartości wskaźników skośności (0,37 – rozkład symetryczny) oraz kurtozy (0,74 – rozkład platykurtyczny) podkreślają, iż proces sedymentacji osadów zachodził w obszarze o pulsacyjnych zmianach energetyki środowiska przy prędkościach większych od wartości średniej.

Osad IV okresu sedymentacji powodziowej jest zapisem pojedynczego wezbrania, wskazuje na to między innymi brak zmian wskaźników uziarnienia w całej miąższości warstwy.

7.2.5. CHARAKTERYSTYKA V OKRESU SEDYMENTACJI POWODZIOWEJ

Miąższość osadów V okresu sedymentacji powodziowej wynosi 138 cm. Spąg jest wyznaczony przez poziom organiczny (osad ilasty z bardzo dużą ilością rozłożonej substancji organicznej) o miąższości 28 cm, strop natomiast przez 7 cm warstwę pyłu ilastego z bardzo dużą ilością substancji organicznej.

Na podstawie przyjętej litologicznej klasyfikacji wyróżniono cztery typy osadów: osad piaszczysty (14 prób o łącznej miąższości 112 cm), 5 prób piasku pylastego (17 cm łącznej miąższości), osad pyłu piaszczystego (2 próby – 4 cm łącznej miąższości) oraz osad pyłu ilastego (3 próby – 5 cm łącznej miąższości). Na uwagę zasługują osady piaszczyste, które stanowią 81,2% całkowitej miąższości tego okresu.

Rozkład *Mz* występuje w granicach od +1,45 do +6,34 σ z dominacją przedziału od +1,0 do +3,0 σ (62,5%). Osady piaszczyste charakteryzują się wysortowaniem umiarkowanym (6 prób) lub słabym (7 prób), tylko jedna próba znajduje się w przedziale wysortowania bardzo słabego. Osady piasku pylastego odznaczają się wysortowaniem słabym i bardzo słabym, natomiast osady pyłu piaszczystego i pyłu ilastego posiadają wysortowanie słabe. Brak prób w przedziale wysortowania bardzo słabego.

Wartość skośności wykazuje najszerszy zakres wahań, od skośności ujemnej do bardzo dodatniej, z wyraźną przewagą tej ostatniej (79,2%). Największe zróżnicowanie wartości skośności wykazują osady piaszczyste, pozostałe grupy osadów wykazują skośność bardzo dodatnią lub dodatnią.

Biorąc pod uwagę wartość kurtozy, osady badanego okresu wykazują dominację przedziału leptokurtycznego (13 prób) w ogólnym zakresie wahań od 0,95 (przedział mezokurtyczny) do 1,97 (bardzo leptokurtyczny). Osady piaszczyste

oraz piasku pylastego grupują się w dwóch zakresach kurtozy: leptokurtyczny i bardzo leptokurtyczny, natomiast osad pyłu ilastego wykazuje zróżnicowanie od mezokurtycznego do leptokurtycznego. Rozkład prób badanego osadu w wymienionych przedziałach wartości wskaźnika skośności oraz kurtozy podkreśla, że osady piaszczyste sedymentowały w środowisku o zróżnicowanej dynamice (pierwsza faza akumulacji osadów), natomiast osady o drobniejszej frakcji mogą być zapisem okresu opadania fali powodziowej (mniejsze zróżnicowanie dynamiki środowiska depozycji) lub są „brzeźnym” zapisem powodzi występujących w innej części poboczniczy stożka napływowego.

Pomimo bardzo dużego zróżnicowania rozkładu prób na diagramie *C/M* Passegi można zauważyć dominację transportu w trakcji i równocześnie dużą zmienność dynamiki, która nie sprzyjała depozycji materiału (9 prób – I, II, III pole diagramu *C/M* Passegi). Sedymentacja ośmiu warstw odbywała się w środowisku o obniżonej dynamice, z zawiesiny jednorodnej (VI, VII pole diagramu *C/M* Passegi). Pozostałe próby omawianego okresu sedymentacji powodziowej wskazują na depozycję niedaleko miejsca rozmycia, z zawiesiny frakcjonalnej (7 prób – IV pole diagramu *C/M* Passegi).

W V okresie sedymentacji powodziowej wyróżniono 20 pojedynczych epizodów powodziowych. W wymienionej liczbie powodzi wydzielono 16 wezbrań, które są reprezentowane przez jedną warstwę, oraz 4 powodzie reprezentowane przez sekwencje dwóch warstw.

7.2.6. CHARAKTERYSTYKA VI OKRESU SEDYMENTACJI POWODZIOWEJ

Osad reprezentujący VI okres o łącznej miąższości 19 cm (627–608 cm) jest ograniczony dwoma warstwami organicznymi: spąg – osad pyłu ilastego z dużą domieszką substancji organicznej o miąższości 7 cm; strop – osad iltu organicznego o miąższości 23 cm.

Jedenaście wyróżnionych warstw reprezentuje pięć litologicznych typów osadów: piasku (2 próby – 5 cm łącznej miąższości), piasku pylastego (3 próby – 6 cm łącznej miąższości), pyłu piaszczystego (1 próba – 1 cm miąższości), pyłu (1 próba – 1 cm miąższości), pyłu ilastego (4 próby – 6 cm łącznej miąższości).

Średnia średnica waha się od +2,16 do +6,22 ϕ , z wyraźną przewagą prób w przedziale od +6,0 do +7,0 ϕ (4 próby).

Wartość odchylenia standardowego waha się od 1,53 do 2,62. Można zauważyć niewielką dominację (54,5%) wysortowania słabego. Największą zmienność wysortowania wykazują osady pyłu ilastego, pozostałe grupy litologiczne grupują się w przedziale wysortowania słabego (pył, piasek) i bardzo słabego (pył ilasty, piasek pylasty).

Zakres zmian wskaźnika skośności dla danego typu osadu litologicznego jest znaczny: osady pyłu ilastego występują w trzech przedziałach (symetrycznym, dodatnio skośnym, bardzo dodatnio skośnym), osady piasku pylastego – w bardzo dodatnio skośnym, natomiast osady pyłu piaszczystego – w dodatnio skośnym.

Osad pyłu ilastego odznacza się również dużym zróżnicowaniem wskaźnika

kurtozy od 0,74 (platykurtyczny) do 0,95 (mezokurtyczny). Na uwagę zasługuje fakt, iż w prezentowanym okresie powodziowym występuje osad pyłu ilastego o mezokurtycznym rozkładzie, jest to jedyna próba w grupie dziesięciu prób tego typu osadu (w całym badanym profilu) o tak niskiej wartości omawianego wskaźnika. Tak niska wartość kurtozy uziarnienia w przypadku środowiska prądowego może świadczyć o pulsacyjnych zmianach energetyki podczas depozycji materiału. Pozostałe typy osadu wykazują zmianę wartości kurtozy od mezokurtycznego (pył piaszczysty) poprzez leptokurtyczny (pył, piasek pylasty), bardzo leptokurtyczny (piasek pylasty) do skrajnie leptokurtycznego reprezentowanego tylko przez osady piaszczyste.

Analizując rozkład poszczególnych prób na diagramie *C/M* Passegi, można zauważyć, że dwie próby piaszczyste oraz jedna próba piasku pylastego wskazują na depozycję niedaleko miejsca rozmycia (IV pole diagramu *C/M* Passegi), 6 prób sedymentowało w środowisku o obniżonej dynamice z zawiesiny jednorodnej (VI, VII pole diagramu *C/M* Passegi), 2 próby reprezentowane przez osad pyłu i pyłu ilastego deponowały z zawiesiny jednorodnej i pelagicznej w środowisku o małej dynamice (VII, VIII pole diagramu *C/M* Passegi).

Podsumowując należy zwrócić uwagę, iż pomimo wyraźnej przewagi środowiska sedymentacyjnego o obniżonej dynamice zaznaczają się sekwencje warstw wskazujące na podwyższenie dynamiki obszaru depozycji materiału.

Na podstawie zmienności cech litologicznych wyróżnionych warstw w omawianym okresie sedymentacji powodziowej wyróżniono 9 powodzi, w tym 7, których zapis stanowi jedna warstwa, oraz po jednej powodzi zbudowanej z układu dwóch oraz trzech warstw.

7.2.7. CHARAKTERYSTYKA VII OKRESU SEDYMENTACJI POWODZIOWEJ

Siódmy okres sedymentacji powodziowej reprezentują tylko dwie warstwy osadu: warstwa piaszczysta oraz pyłu piaszczystego, zalegające na głębokości od 585 cm do 575 cm.

Osad piaszczysty o słabym wysortowaniu, bardzo dodatniej skośności oraz leptokurtycznym rozkładzie był deponowany w środowisku o słabszej dynamice z zawiesiny frakcjonalnej (V pole diagramu *C/M* Passegi). Natomiast osad pyłu piaszczystego o słabym wysortowaniu (przedział zmienności wskaźnika skośności oraz kurtozy jest taki sam jak dla osadu piaszczystego) sedymentował z zawiesiny jednorodnej w obszarze o obniżonej dynamice (VI pole diagramu *C/M* Passegi).

Obydwie warstwy (osad piaszczysty – 5 cm miąższości, osad pyłu piaszczystego – 5 cm miąższości) zostały uznane za zapis pojedynczych wezbrań.

7.2.8. CHARAKTERYSTYKA VIII OKRESU SEDYMENTACJI POWODZIOWEJ

Omawiany okres jest reprezentowany przez jedną warstwę o miąższości 1 cm, będącą wtrąceniem o charakterze soczewki, która na pewnym odcinku badanej poboczniczy stożka ulega wyklinowaniu.

Warstwa ta znajduje się na głębokości 572 cm, pomiędzy dwoma warstwami organicznymi – w stropie 4 cm miąższości, w spągu 2 cm miąższości. Jest to osad piasku pylastego o słabym wysortowaniu i wskaźniku skośności wskazującym na rozkład bardzo dodatnio skośny. Wartość kurtozy wykazuje rozkład leptokurtyczny. Położenie omawianej próby na diagramie *C/M* Passegi informuje o sedymentacji z zawiesiny frakcjonalnej w środowisku o mniejszej dynamice prądów turbulencyjnych (V pole diagramu).

Osad analizowanej warstwy został uznany za zapis krótkotrwałego zdarzenia powodziowego, związanego z korytem roztokowym.

7.2.9. CHARAKTERYSTYKA IX OKRESU SEDYMENTACJI POWODZIOWEJ

Omawiana sekwencja 24 warstw ma łączną miąższość 106 cm, spąg jej zalega na głębokości 567 cm, dolna warstwa graniczna (osady ilaste z domieszką substancji organicznej) ma 4 cm miąższości.

Analiza rozkładu prób na diagramie *C/M* Passegi wykazuje bardzo duże zróżnicowanie warunków, w których odbywała się sedymentacja – od obszaru ze znacznym udziałem prądów turbulencyjnych (II pole diagramu) do miejsc wskazujących na znaczne obniżenie dynamiki (VII pole diagramu). W warunkach obniżonej dynamiki sedymentowały cztery typy litologiczne osadu: piasek pylasty, pył piaszczysty, pył, pył ilasty o słabym wysortowaniu dla wszystkich wymienionych typów litologicznych oraz o bardzo słabym – dla osadów pyłu piaszczystego i piasku pylastego. Można przypuszczać, iż pomimo ogólnej tendencji środowiska (spadek energii), warunki sedymentacji były bardzo zróżnicowane, potwierdza to także znaczny przedział zmienności skośności (symetryczna, skośna i bardzo skośna) oraz kurtozy – od rozkładu mezokurtycznego (pył ilasty – 1 próba, piasek piaszczysty – 1 próba) do bardzo leptokurtycznego (pył piaszczysty – 5 prób, piasek pylasty – 3 próby). Tak duże zróżnicowanie warunków sedymentacyjnych może być związane ze zmianami lokalnymi, nie uwarunkowanymi przebiegiem procesu hydrologicznego.

Obok warstw wskazujących na spadek przepływu występuje również osad mineralny, który uległ depozycji w miejscach o wyższej dynamice (II, IV, V pole diagramu *C/M* Passegi). Należy jednak zwrócić uwagę, że pomimo pozornego zwiększenia energii nadal dominuje środowisko o obniżonej dynamice – słabe prądy turbulencyjne (V pole diagramu *C/M* Passegi) – 35,3% miąższości omawianego okresu (36,0 cm). W tych warunkach sedymentowały osady piaszczyste oraz piaszczysto-pylaste o zmiennym wysortowaniu, od umiarkowanego do bardzo słabego. Osady piaszczyste odznaczają się również wysoką wartością wskaźnika skośności i kurtozy, co wskazuje, że depozycja tej frakcji przebiegała przy zaznaczającym się spadku dynamiki pola sedymentacji.

Podsumowując możemy powiedzieć, iż osad 21 warstw ulegał wytrąceniu w warunkach spadku energii środowiska (V, VI, VII pole diagramu *C/M* Passegi). Łączna miąższość osadów powstałych we wspomnianych warunkach wynosi 81 cm, co stanowi 79,4% miąższości osadu tego okresu.

W omawianym okresie wyróżniono 19 pojedynczych wezbrań powodziowych – 17 wezbrań pozostawiło tylko jedną warstwę, dwa pozostałe wezbrania są reprezentowane przez dwie oraz pięć warstw (najpełniejszy zapis zmiany dynamiki jednego wezbrania odczytany w omawianym profilu osadów stożka napływowego).

7.2.10. CHARAKTERYSTYKA X OKRESU SEDYMENTACJI POWODZIOWEJ

Osad dziesiątego okresu sedymentacji powodziowej położony na głębokości od 409 cm do 465 cm jest reprezentowany przez 18 warstw. Największa liczba warstw wskazuje na sedymentację w środowisku o obniżonej dynamice (11 warstw), biorąc natomiast pod uwagę miąższość osadów, otrzymujemy wartość 47%, co jest wartością największą obok okresu VII i XIV. W warunkach obniżonej dynamiki (VI, VII pole diagramu *C/M* Passegi) był deponowany osad piasku pylastego, pyłu piaszczystego oraz pyłu o bardzo słabym wysortowaniu. Wysoka wartość wskaźnika skośności (dodatnia – 2 próby, bardzo dodatnia – 9 prób) oraz kurtozy (rozkład leptokurtyczny – 4 próby, bardzo leptokurtyczny – 7 prób) wyraźnie podkreśla zmniejszenie dynamiki transportu.

Osady X okresu powodziowego zawierają również warstwy składane w warunkach wyższej dynamiki (III, IV pole diagramu *C/M* Passegi). Są one reprezentowane przez osady piaszczyste o umiarkowanym, słabym lub bardzo słabym wysortowaniu. Pomimo zaburzenia środowiska sedymentacyjnego przez prądy turbulencyjne można zauważyć powolny spadek dynamiki transportu oraz przejście frakcji najgrubszej w stan depozycji, o czym świadczą wysokie wartości wskaźnika skośności (dodatnia i bardzo dodatnia) i spłaszczenia rozkładu uziarnienia (leptokurtyczny i bardzo leptokurtyczny). Depozycja osadów omawianego okresu przebiegała zatem w warunkach większej stabilności, tylko nieliczne zdarzenia powodowały „gwałtowniejsze” zmiany.

W omawianym okresie wydzielono 16 pojedynczych powodzi, tylko jedna z nich posiada pełny zapis zmian dynamiki (układ trzech warstw), pozostałe są reprezentowane przez osad jednej warstwy.

7.2.11. CHARAKTERYSTYKA XI OKRESU SEDYMENTACJI POWODZIOWEJ

Jedenasty okres sedymentacji powodziowej ma łączną miąższość 16 cm (7 prób). Spągowa ilasto-organiczna warstwa graniczna na głębokości 408 cm ma miąższość tylko 1 cm.

Analizując miąższość osadów, można zauważyć równowagę pomiędzy osadami powstającymi z zawiesiny frakcjonalnej niedaleko miejsca rozmycia (IV, V pole diagramu *C/M* Passegi) a osadami sedymentującymi w warunkach niższej energii środowiska z zawiesiny jednorodnej (VI, VII pole diagramu *C/M* Passegi).

W obszarach o obniżonej dynamice transportu osadzały się osady piaszczysto-pylaste oraz pylasto-piaszczyste o słabym i bardzo słabym wysortowaniu. Również wartości wskaźnika skośności (dodatnia i bardzo dodatnia) oraz kurtozy (rozkład leptokurtyczny i bardzo leptokurtyczny) podkreślają wyraźne obniżenie

przepływu, który warunkował bardziej stabilne warunki depozycji osadów. Środowisko o większych zmianach pola dynamiki (IV, V pole diagramu *C/M* Passegi) jest reprezentowane przez osad piaszczysty o umiarkowanym i słabym wysortowaniu, dodatniej i bardzo dodatniej skośności oraz wysokiej wartości kurtozy. Dane te świadczą, iż osad piaszczysty powstawał w warunkach wskazujących na końcową fazę powodzi, z zaznaczającą się jednak pulsacyjną działalnością niewielkich prądów turbulencyjnych.

W opracowywanym okresie wydzielono sześć pojedynczych zdarzeń powodziowych – trzy reprezentowane przez jedną warstwę, dwa wezbrania posiadają zapis złożony z dwóch warstw oraz jedno wezbranie zbudowane z sekwencji trzech warstw.

7.2.12. CHARAKTERYSTYKA XII OKRESU SEDYMENTACJI POWODZIOWEJ

Osady XII okresu sedymentacji powodziowej zalegają na głębokości od 382 do 360 cm, łączna miąższość dziewięciu warstw wynosi 22 cm. Podścielająca warstwa organiczna ma miąższość 10 cm, natomiast warstwa stropowa – 5 cm.

Omawiany okres wskazuje na środowisko o podwyższonej dynamice z mniejszym udziałem prądów turbulencyjnych (V, VI, VII pole diagramu *C/M* Passegi), w którym powstają osady piaszczyste i piaszczysto-pyłaste o słabym wysortowaniu. Wartość skośności wskazuje na przewagę rozkładu bardzo dodatnio skośnego, tylko jedna próba osadu piaszczystego charakteryzuje się rozkładem dodatnio skośnym, co może świadczyć o mało zróżnicowanych warunkach depozycji materiału mineralnego z możliwością wytrącenia osadów, których transport odbywa się w saltacji lub trakcji. Udział prądów turbulencyjnych, o których informuje nas diagram *C/M* Passegi, może mieć charakter lokalny i krótkotrwały. O mało zróżnicowanym środowisku depozycji świadczy również wysoka wartość wskaźnika kurtozy – 8 prób reprezentuje przedział leptokurtyczny.

W okresie tym wydzielono sześć pojedynczych zdarzeń powodziowych: cztery są reprezentowane przez jedną warstwę, jedno – przez dwie oraz jedno – przez trzy warstwy.

7.2.13. CHARAKTERYSTYKA XIII OKRESU SEDYMENTACJI POWODZIOWEJ

Okres ten w całości jest reprezentowany przez osady piaszczyste o łącznej miąższości 33 cm, wykazujących słabe wysortowanie. Spąg zalega na głębokości 357 cm, strop na – 324 cm. Wartości wskaźnika skośności (przedział bardzo dodatniej skośności) oraz kurtozy (przedział leptokurtyczny i bardzo leptokurtyczny) wskazują na obniżenie pola dynamiki, w których przebiegała sedymentacja osadów tego okresu. Natomiast na sedymentację w warunkach wyższej dynamiki, przy znacznym udziale prądów, wskazuje IV pole diagramu *C/M* Passegi.

Dominuje osad składany przy mniejszym udziale prądów turbulencyjnych (V pole diagramu *C/M* Passegi), jego miąższość wynosi 24 cm. Potwierdza to, obok wartości wskaźników uziarnienia, iż sedymentacja omawianego okresu

powodziowego jest związana z mniejszą dynamiką powodzi lub z fazą schyłkową kolejnych zdarzeń powodziowych.

W omawianym okresie wydzielono pięć pojedynczych zdarzeń powodziowych reprezentowanych przez zapis w postaci jednej warstwy.

7.2.14. CHARAKTERYSTYKA XIV OKRESU SEDYMENTACJI POWODZIOWEJ

Ostatni, najmłodszy okres sedymentacji powodziowej zalega na głębokości od 312 cm (spąg) do 120 cm (strop). Jak wspomniano w podrozdziale 6.1, nadległe osady stożka (miąższość 120 cm) pominięto w dalszych analizach, ze względu na zatarcie pierwotnych struktur sedymentacyjnych przez procesy glebowe. Spąg serii jest wyznaczony przez dobrze rozwinięty poziom gleby kopalnej (miąższość warstwy humusowej 10 cm), która na podstawie korelacji ciągłości głównych warstw pomiędzy obecnie opracowywanym profilem a profilem z 1974 r. (Niedziałkowska i in. 1977; Starkel, Mamakowa 1977) została wydatowana metodą radiowęglową na 7785 ± 145 BP.

Dominuje osad piaszczysty (14 prób o łącznej miąższości 64 cm). Duży udział mają także osady piasku pylastego (12 prób – 53 cm łącznej miąższości) oraz pyłu piaszczystego (11 prób – 58,5 cm łącznej miąższości). Występują również dwie próby pyłu ilastego (6,5 cm łącznej miąższości) oraz niespotykane niżej dwie warstwy żwirowe (10 cm łącznej miąższości).

Wielkość średniej średnicy wykazuje bardzo duże zróżnicowanie (największy zakres w całym badanym profilu) od $-2,29$ do $+5,88\phi$, z dominującym udziałem zakresu od $+3,0$ do $+5,0\phi$ (48,8%). Należy zwrócić szczególną uwagę na dwie warstwy żwirowe ($M_z = -2,29\phi$ i $-0,68\phi$) z maksymalną średnicą odpowiednio 50 mm i 8 mm oraz wartością mediany 11,86 i 2,00 mm. Obydwie próby są osadem korytowym, związanym ze znacznym przepływem, czemu mogło towarzyszyć powstawanie formy o charakterze roztokowym.

Wartość odchylenia standardowego w omawianym okresie sedymentacji powodziowej występuje w trzech przedziałach: umiarkowanym, słabym, bardzo słabym (53,7% prób wykazuje słabe wysortowanie). Osady piaszczyste występują w trzech przedziałach odchylenia standardowego: umiarkowanym, słabym i bardzo słabym. Trzy z czterech wyróżnionych grup litologicznych: piasek pylasty, pył, pył ilasty wykazują wysortowanie słabe i bardzo słabe. Obydwie próby żwirowe mają wartości wskazujące na wysortowanie bardzo słabe.

Skośność uziarnienia występuje w trzech zakresach: od symetrycznego do bardzo dodatnio skośnego, z 48,8% udziałem prób w ostatnim przedziale. Należy podkreślić, że osady pyłu ilastego grupują się w przedziale o bardzo dodatniej skośności, natomiast osady piasku pylastego oraz żwiru nie wykazują skośności symetrycznej. Pozostałe dwie grupy litologiczne (pyłu piaszczystego, piasku) występują we wcześniej wspomnianych zakresach.

Przedział kurtozy jest najszerszy w porównaniu z pozostałymi okresami sedymentacji powodziowej: od 0,53 – próby żwirowe do 2,48 – dla prób piaszczystych. Dwa przedziały najliczniej reprezentowane: leptokurtyczny (14 prób) i bar-

dzo leptokurtyczny (16 prób) stanowią 73,2% wszystkich prób w tym okresie. Biorąc natomiast pod uwagę zróżnicowanie wartości kurtozy w danych grupach osadu litologicznego, zwraca uwagę duży przedział zmienności osadów pyłu piaszczystego (od platykurtycznego do leptokurtycznego), co możemy wiązać ze zmianą (prawdopodobnie o krótkim okresie trwania) dynamiki środowiska sedymentacyjnego.

Rozkład prób na diagramie *C/M* Passegi wskazuje na bardzo duże zróżnicowanie dynamiki środowiska, w którym odbywała się sedymentacja omawianych osadów. Dwadzieścia trzy próby wskazują na środowisko o obniżonej dynamice z możliwością sedymentacji z zawiesiny jednorodnej. Dwie próby żwirowe oraz 4 próby osadów piaszczystych występują w polach diagramu wskazujących na bardzo dużą dynamikę środowiska z możliwością wystąpienia transportu w trakcji. Siedem prób grupuje się w obszarze wskazującym na depozycję materiału niedaleko od miejsca rozmycia z zawiesiny frakcjonalnej. Pozostałe 5 prób jest związane z sedymentacją z zawiesiny frakcjonalnej w środowisku o mniejszej turbulencyjności prądów.

Omawiany okres charakteryzuje się znaczną zmianą dynamiki środowiska sedymentacyjnego. O tym mogą świadczyć dwie warstwy żwirowe, jak również znaczny udział prób o słabym i bardzo słabym wysortowaniu. Niemniej jednak wyraźny wzrost udziału prób w dwóch górnych przedziałach skośności (dodatkowo i bardzo dodatnio skośny), jak również dominacja rozkładu leptokurtycznego i bardzo leptokurtycznego, pozwala przyjąć opinię, że na ogólnym tle podwyższonej dynamiki omawianego okresu występują warstwy odznaczające się obniżeniem jej wartości. Zmiany w procesie depozycji miały zatem charakter pulsacyjny.

Na podstawie analizy 41 warstw wyróżniono w prezentowanym okresie sedymentacji powodziowej: 28 epizodów wezbraniowych, w tym 18 powodzi, których zapisem może być jedna warstwa, 8 – dwudzielnych (dwie warstwy składowe), 1 – trójdzielna (trzy warstwy składowe) oraz jedno zdarzenie powodziowe, którego zapis jest złożony z czterech warstw wykazujących drobnienie materiału ku stropowi.

Podsumowując przedstawioną powyżej charakterystykę czternastu wyróżnionych okresów sedymentacji powodziowej należy podkreślić, że cztery najstarsze okresy (I, II, III, IV) o małej złożoności budowy wewnętrznej (liczba warstw składowych) nie pozwalają na dokładną charakterystykę zmian dynamiki środowiska depozycji osadów mineralnych, są jednak świadectwem początkowego etapu zmian zachodzących w badanym profilu, w którym nastąpiła zmiana sedymentacji organicznej na mineralną, związaną z wstępną fazą wezbrań schyłku boreału. Mała liczba warstw świadczy również o tym, iż pierwszy etap sedymentacji osadów powodziowych stożka napływowego miał charakter pulsacyjny, ograniczony głównie do dużych zdarzeń powodziowych (o czym informują wskaźniki uziarnienia, jak również rozmieszczenie prób w polach diagramu *C/M* Passegi). Fazy sedymentacji osadów mineralnych były przerywane dłuższą sta-

bilizacją środowiska zlewni potoku Magi, podczas której następował rozwój kolejnych poziomów organicznych. Bardzo wyraźnie świadczy o tym poziom organiczny o miąższości 28 cm, będący równocześnie końcowym etapem pierwszego okresu narastania osadów stożka napływowego. Nie można również wykluczyć, iż w pierwszej fazie sedymentacji osadów stożka napływowego mają swój udział osady powodziowe Wisłoki, które podczas wysokich stanów wody zalewały w całości powierzchnię nowo formującego się stożka napływowego. Osadem powodziowym Wisłoki może być też znaczna domieszka substancji organicznej w warstwach mineralnych.

Druga faza sedymentacji osadów stożka napływowego obejmuje dziewięć kolejnych okresów (V, VI, VII, VIII, IX, X, XI, XII, XIII), podczas których depozycja osadów mineralnych była znacznie szybsza, przedzielona jednak okresami względnej stabilizacji w odsłoniętej części poboczniczy stożka napływowego, o czym świadczą występujące warstwy organiczne. Szybkość sedymentacji w poszczególnych okresach powodziowych była bardzo zróżnicowana, co może być związane z różną liczbą powodzi, jak również z różną wielkością poszczególnych wezbrań. Należy podkreślić, iż poszczególne przerwy w sedymentacji osadów mineralnych obejmowały niekiedy znaczny odcinek czasu, o czym informuje m.in. poziom organiczny o miąższości 23 cm, rozdzielający VI i VII okres sedymentacji osadów powodziowych. Powyższą fazę sedymentacji kończy rozwój poziomu glebowego, niekiedy do 50 cm miąższości, wydatowanego na 7745 ± 145 BP, wykazującego wyraźną ciągłość w całej badanej poboczniczy stożka napływowego. Świadczy on o stosunkowo długiej przerwie w sedymentacji osadów powodziowych.

Trzecia faza akumulacji osadów powodziowych obejmuje raczej krótki odcinek czasu, młodszy od 7745 ± 145 BP (XIV okres sedymentacji powodziowej), podczas którego nastąpiło nadbudowanie stożka napływowego o 312 cm. O szybkiej sedymentacji osadów powodziowych w tej fazie świadczy występowanie w niektórych warstwach struktur sedymentacyjnych, jak również brak w całej miąższości omawianego okresu przewarstwień ilastych i organicznych.

Przedstawiona charakterystyka czternastu okresów sedymentacji powodziowej wskazuje na pewne podobieństwa w obrębie całego profilu, pomimo występowania niepowtarzalnych cech spotykanych w każdym z omawianych okresów. Podstawową cechą odróżniającą poszczególne okresy sedymentacji powodziowej, która jest zauważalna nawet podczas pobieżnej analizy, jest ich miąższość (od 1 cm do 312 cm), jak również liczba warstw (1–41). Świadczy to o różnej długości okresów sedymentacji powodziowej, jak i przerw.

Mineralny zapis wydzielonych powodzi rejestruje zmiany zachodzące w badanej części poboczniczy stożka napływowego, będące zapewne odzwierciedleniem procesów zachodzących w zlewni potoku Maga. Osady V oraz XIV okresu sedymentacyjnego rejestrują największy przedział zmian dynamiki w całym badanym profilu – od sedymentacji przebiegającej przy udziale prądów turbulencyjnych, z możliwością wystąpienia transportu w trakcji lub saltacji, do sedy-

mentacji w wyniku powolnego strącania zawiesiny pelagicznej. Pomimo dużego zróżnicowania warunków sedymentacyjnych w obydwóch okresach charakterystyczny jest wzrost osadów deponowanych w warunkach bardzo wysokiej energetyki środowiska – udział osadów zwirowych, piaszczystych oraz piaszczysto-pyłastych (trzy frakcje o największej średniej średnicy) w omawianych okresach jest największy: okres V – 20,7%, okres XIV – 20,4% miąższości całego profilu. Duża dynamika środowiska sedymentacyjnego jest związana również z XII, XIII oraz – jak już wspomniano wcześniej – z I, II, III, IV okresem.

Obok okresów wskazujących na gwałtowne zmiany zachodzące w zlewni Magi zarejestrowanych w osadach stożka napływowego (większe wezbrania, przesunięcie koryta potoku Maga w badany fragment poboczniczy stożka?) występują w omawianej poboczniczy stożka sekwencje osadów mogących świadczyć o znacznej obniżce dynamiki środowiska sedymentacyjnego – osady powstałe z zawiesiny pelagicznej. Zaprezentowany opis okresu VI (rozdz. 7.2.6) może wskazywać na ogólne zmniejszenie dynamiki środowiska z nieznacznym udziałem prądów turbulencyjnych biorących udział podczas sedymentacji niektórych warstw. Na pewną „stabilizację” środowiska wskazują również osady IX okresu, z którego pochodzi data 8015 ± 133 BP, w którym obok środowiska o obniżonej dynamice (58,3% wszystkich wyróżnionych warstw) występuje depozycja w obszarach z dużym udziałem prądów turbulencyjnych.

Na zakończenie porównawczej prezentacji osadów czternastu okresów sedymentacji powodziowej należy zwrócić uwagę na dwa okresy – IV i VIII, w których pojedyncze wezbranie przerwało sedymentację organiczną. Wezbranie pozostawiające osad mineralny VIII okresu było bardzo krótkotrwałe, ograniczone do niewielkiego fragmentu stożka napływowego, lecz jego dynamika była znaczna, o czym informują nas wskaźniki uziarnienia. Osad okresu VI wskazuje również na jedno zdarzenie powodziowe jednak o innym charakterze – większa miąższość osadu mineralnego, duża domieszka substancji organicznej, wyraźna ciągłość warstwy w poboczniczy stożka.

7.3. CHARAKTERYSTYKA WYDZIELONYCH ZDARZEŃ POWODZIOWYCH ZAREJESTROWANYCH W OSADACH STOŻKA NAPŁYWOWEGO

Jak wspomniano w poprzednim podrozdziale, w analizowanym profilu stożka napływowego wydzielono 123 pojedyncze epizody powodziowe, w tym: 99 „powodzi” reprezentowanych przez osad mineralny jednej warstwy, 17 – zbudowanych z dwóch warstw, 5 – składających się z trzech warstw oraz po jednej powodzi, której pełny zapis zawiera się w czterech oraz pięciu warstwach.

Dokładna analiza cech litologicznych każdej wydzielonej powodzi pozwoliła uwydatnić istniejące pomiędzy nimi różnice, jak również w niektórych przypadkach dostrzec ich podobieństwo. Istnienie cech wspólnych, jak również różnicujących dla wydzielonych powodzi, skłoniło do podjęcia próby ich charaktery-

styki, która pozwoliła na wydzielenie grup powodzi obrazujących podobne warunki sedymentacji osadów mineralnych, tym samym na określenie przedziału zmienności dynamiki istniejącej pomiędzy danymi grupami powodzi.

Wydzielenie typów powodzi o podobnych cechach litologicznych zostanie przeprowadzone dla powodzi reprezentowanych przez osad jednej warstwy (istotna próba statystyczna), dla pozostałych typów powodzi (zbudowanych z dwóch, trzech, czterech lub pięciu warstw) zostanie przeanalizowana zmiana dynamiki pomiędzy warstwą będącą zapisem wcześniejszej fazy powodzi (warstwa spągowa) a warstwą wskazującą na zmniejszenie dynamiki transportu (warstwa stropowa).

7.3.1. ZDARZENIA REPREZENTOWANE PRZEZ JEDNĄ WARSTWĘ

Charakterystyka powodzi zbudowanych z jednej warstwy osadu mineralnego została przeprowadzona na podstawie analizy wskaźników uziarnienia zaproponowanych przez R. L. Folka i W. C. Warda (1957). Elementem uszczegółwiająca przeprowadzoną charakterystykę było rozmieszczenie poszczególnych prób w polach diagramu *C/M* Passegi.

Podstawowym wskaźnikiem charakterystyki powodzi zbudowanych z pojedynczej warstwy była wartość średniej średnicy, gdyż oddaje ona najlepiej zakres zmian dynamiki środowiska fluwialnego (Racinowski, Szczypek 1985). Jest powszechnie przyjęte, iż wyższa dynamika obszaru sedymentacji odzwierciedlona jest w osadzie mineralnym przez większą ilość ziarn o mniejszej średnicy wyrażonej w skali ϕ (Racinowski, Szczypek 1985). Określona wartość średniej średnicy może informować o rodzaju transportu, któremu podlegał badany osad. Możemy tym samym ustalić wartości graniczne, które będą sygnalizowały zmianę warunków transportu, a tym samym przebiegu sedymentacji.

R. Racinowski i T. Szczypek (1985) dla rzek piaszczysto-żwirowych podają następujące wartości graniczne: 0,5 oraz 2,0 ϕ . Osad, w którym średnia średnica (Mz) jest < 0,5 ϕ , według wspomnianych autorów, może podlegać transportowi w trakcji, natomiast przedział Mz od 0,5 do 2,0 ϕ wskazuje na transport w saltacji, z możliwością wytrącania się ziarn mineralnych o najmniejszej średnicy (skala ϕ). Dla ziarn o średniej średnicy > 2,0 ϕ dominuje transport w zawieszynie z zaznaczającą się sedymentacją.

Przedstawione wartości graniczne mogą ulegać gruntownej zmianie w zależności od ośrodka dyspersyjnego, dynamiki ruchu turbulencyjnego, zmian w czasie oraz spójności pomiędzy poszczególnymi transportowanymi ziarnami (Allen 1977; Embleton, Thornes 1987; Racinowski, Szczypek 1985).

Dokładna charakterystyka osadu 99 warstw, będących zapisem pojedynczego zdarzenia powodziowego, pozwoliła na wydzielenie 3 typów i 22 podtypów powodzi, w której szczególną uwagę zwrócono na zmianę energii (dynamiki środowiska sedymentacyjnego).

Zakres zmian odczytanych na podstawie przebadanego osadu wykazuje, iż poszczególne epizody powodziowe charakteryzują się bardzo dużym zróżnicowaniem

waniem. Z jednej strony są to wezbrania, podczas których odbywał się transport frakcji żwirowych, charakteryzujących się złym wysortowaniem oraz wskazujących na transport w trakcji, z drugiej – osady pyłu ilastego o słabym wysortowaniu powstające z zawiesiny pelagicznej.

Wartość średniej średnicy oddająca najwyraźniej dynamikę procesu transportu, a tym samym zasadnicze cechy obrazu sedymentacji, pozwoliła na wydzielenie trzech głównych grup:

a) $M_z \leq 0,5\phi$ – dwie warstwy osadów żwirowych (XIV okres),

b) $0,5\phi < M_z \leq 2,0\phi$ – osiemnaście warstw piaszczystych: najwięcej warstw należących do omawianej grupy występuje w okresach IX – 6 warstw, V – 5 warstw, XIV – 3 warstwy, w pozostałych okresach II, III, IX, XIII wydzielono po jednej warstwie,

c) $M_z > 2,0\phi$ – siedemdziesiąt pięć warstw; występują one w każdym z omawianych okresów, ich liczba jest różna w danych okresach: 2 warstwy w II, III, VII, XI, XIII okresie, 3–4 warstwy w I, XII okresie, 5–10 warstw w VI i X okresie, 11–14 warstw w V, IX i XIV okresie, w omawianej grupie występują osady piaszczyste (26 warstw), piasku pylastego (21 warstw), pyłu piaszczystego (20 warstw), pyłu (2 warstwy) oraz pyłu ilastego (6 warstw).

Osady żwirowe pierwszej grupy wskazują na środowisko o największym zaburzeniu równowagi, sedymentowały one w obszarze o silnie zaznaczającej się działalności prądów turbulencyjnych (I pole diagramu C/M Passegi).

Druga grupa główna ($0,50\phi < M_z \leq 2,0\phi$) obejmuje wyłącznie osady piaszczyste o umiarkowanym i słabym wysortowaniu, sedymentujących w warunkach dużej dynamiki środowiska, przy znacznym udziale prądów turbulencyjnych (II, III pole diagramu C/M Passegi) – 6 warstw: 1 warstwa – II i III okres, 3 warstwy – V okres, 1 warstwa – X okres lub w obszarze niedaleko miejsca rozmycia z możliwością wystąpienia zaburzeń podczas procesu sedymentacji w wyniku działalności prądów turbulencyjnych (IV pole diagramu C/M Passegi) – 12 warstw: 6 warstw – X okres, 2 warstwy – V i XIV okres, 1 warstwa – IX i XIII okres.

Największą zmianę dynamiki środowiska prezentują osady trzeciej grupy głównej ($M_z > 2,0\phi$). Jak wspomniano wcześniej występuje tutaj pięć wyróżnionych typów osadów – osady piaszczyste wykazują zmianę wysortowania od umiarkowanego do bardzo słabego, obrazują również bardzo dużą zmianę dynamiki środowiska, w którym odbywała się sedymentacja: od obszarów z dużym udziałem prądów turbulencyjnych (II, III pole diagramu C/M Passegi) – 7 warstw: 3 warstwy – V okres, 2 warstwy – I okres, 1 warstwa II i XIV okres, natomiast 19 warstw wskazuje na powolne obniżenie dynamiki środowiska sedymentacyjnego z możliwością wystąpienia prądów turbulencyjnych (IV, V pole diagramu C/M Passegi): 4 warstwy – XII, XIV okres, 3 warstwy – V okres, 2 warstwy – VI, IX, XIII okres, 1 warstwa – VII, XI okres.

Osady piasku pylastego odznaczają się wysortowaniem słabym lub bardzo słabym. Nawiazując do różnicowania środowiska sedymentacyjnego osadów piaszczystych trzeciej grupy głównej, również dla prezentowanego typu osadów

zakres zmian jest znaczny; jest poszerzony o obszar, w którym proces depozycji materiału nie jest zaburzony przez prądy turbulencyjne (VI, VIII pole diagramu *C/M Passegi*) – 13 warstw: 5 warstw – XIV okres, 3 warstwy – X okres, 2 warstwy – V, IX okres, 1 warstwa – VI okres.

Osiem warstw osadu piasku pylastego sedymentowało w warunkach wyższej dynamiki (I–V pola diagramu *C/M Passegi*): 3 warstwy – IX okres, 1 warstwa – II, III, IV, VIII, XIV okres. Należy podkreślić, iż w tej grupie trzy warstwy sedymentowały w środowisku o znacznym udziale prądów turbulencyjnych (I pole diagramu *C/M Passegi*) – 1 warstwa – II, III, IV okres.

Osady pyłu piaszczystego reprezentują również dwa przedziały odchylenia standardowego (słabe i bardzo słabe). Zwracając natomiast uwagę na położenie tych warstw w polach diagramu *C/M Passegi*, zauważalny jest spadek dynamiki obszaru sedymentacji osadów – tylko 2 warstwy (I i III okres) sedymentowały w obszarze z możliwością wystąpienia prądów turbulencyjnych (V pole diagramu *C/M Passegi*), pozostałe warstwy (18) wskazują na depozycję w obszarach o obniżonej dynamice: 7 warstw – IX okres, 4 warstwy – X okres, 3 warstwy – XIV okres, 1 warstwa – V, VI, VII, XI okres.

Dwa pozostałe typy osadu (osad pyłu oraz osad pyłu ilastego) o słabym i bardzo słabym wysortowaniu sedymentowały w warunkach o bardzo małej dynamice środowiska (VI, VIII i VIII pole diagramu *C/M Passegi*) – 8 warstw: 3 warstwy – VI okres, 2 warstwy – V i XI okres, 1 warstwa – X okres. Należy podkreślić, iż w VI okresie sedymentacji powodziowej występuje warstwa pyłu ilastego o miąższości 2 cm, której depozycja przebiegała z zawiesiny pelagicznej w obszarze o obniżonej dynamice (VIII pole diagramu *C/M Passegi*). Osad ten obrazuje najmniejszą dynamikę powodzi, której zapis jest reprezentowany przez jedną warstwę.

7.3.2. ZDARZENIA REPREZENTOWANE PRZEZ DWIE WARSTWY

W badanym profilu osadów powodziowych stożka napływowego wydzielono również 17 sekwencji dwóch warstw, które zostały uznane za zapis jednego zdarzenia powodziowego. Po przeprowadzeniu analizy wszystkich wydzielonych sekwencji dwóch lamin zauważono trzy podstawowe typy zmian dynamiki zarejestrowanej w omawianej sekwencji osadów (por. ryc. 5, 13).

a. Obydwie warstwy wykazują bardzo podobne cechy litologiczne osadu (typ osadu, wskaźniki uziarnienia oraz położenie prób na diagramie *C/M Passegi*), tym samym możemy przypuszczać, że osad omawianej sekwencji reprezentuje jeden okres powodzi. Oczywiście można w takim przypadku połączyć obydwie warstwy w jedną, ale byłoby to bardzo duże uproszczenie, gdyż pomiędzy omawianymi warstwami występują niewielkie różnice, np. obydwie warstwy (B-30, B-31 → XIV okres) zbudowane są z osadu pyłu piaszczystego o słabym wysortowaniu. Warstwa spągowa o miąższości 3 cm ($Mz = 4,67\sigma$; $\delta = 1,70$) ma wartość skośności uziarnienia wskazującą na rozkład bardzo dodatnio skośny ($Sk = 0,39$), a wartość kurtozy wskazuje na rozkład bardzo leptokurtyczny

($K_G = 1,56$), natomiast warstwa stropowa omawianej sekwencji o miąższości 5 cm ($M_z = 4,90\emptyset$; $\delta = 1,96$) i dodatnim rozkładzie skośności ($Sk = 0,27$) ma wartość kurtozy, która sprawia, iż badany osad zaliczamy do przedziału leptokurtycznego ($K_G = 1,41$). Analizując rozkład omawianych warstw na diagramie *C/M Passegi*, jest widoczny niewielki spadek dynamiki obszaru sedymentacyjnego od warstwy spągowej (VI pole diagramu *C/M Passegi*) do stropowej (VII pole diagramu *C/M Passegi*).

b. Drugą grupę stanowią sekwencje, w których można zauważyć nieznaczną zmianę dynamiki pomiędzy warstwą dolną i górną; można przypuszczać, że zmiana ta jest związana z kolejnymi, szybko następującymi po sobie fazami powodzi. Warstwa stropowa wykazuje zawsze brak udziału prądów turbulencyjnych podczas procesu sedymentacji, tym samym proces depozycji osadu może być związany z końcowym etapem opadania fali powodziowej, np. łączna miąższość sekwencji wynosi 3 cm (B-15 i B-14 → XIV okres), w tym warstwa spągowa zbudowana z osadu piaszczystego ($M_z = 1,92\emptyset$) o słabym wysortowaniu ($\delta = 1,49$) jest dwukrotnie grubsza (2 cm) niż warstwa stropowa (1 cm) zbudowana z osadu piasku pylastego ($M_z = 4,59\emptyset$) o bardzo słabym wysortowaniu ($\delta = 2,45$). Przedział skośności zmienia się od bardzo dodatnio skośnego (spąg – $Sk = 0,55$) do dodatnio skośnego (strop – $Sk = 0,18$), w tym samym kierunku następuje spadek wartości kurtozy; rozkład bardzo leptokurtyczny (spąg – $K_G = 2,48$), rozkład mezokurtyczny (strop – $K_G = 1,08$). Niska wartość wskaźnika kurtozy dla warstwy stropowej może świadczyć o możliwości występowania zaburzeń wprowadzanych podczas fazy opadania fali powodziowej przez słabe prądy turbulencyjne. Rozkład omawianych osadów na diagramie *C/M Passegi* wyraźnie podkreśla spadek energii obszaru depozycji – osad warstwy spągowej wskazuje na depozycję niedaleko miejsca rozmycia z dużym udziałem prądów turbulencyjnych (IV pole diagramu), natomiast warstwa stropowa wskazuje na depozycję w miejscu o obniżonej dynamice (VII pole diagramu).

c. Trzecią grupę reprezentują układy warstw obrazujące bardzo duże zmiany dynamiki środowiska sedymentacyjnego pomiędzy warstwą stropową i spągową. Osad warstwy stropowej nadal wskazuje na dużą dynamikę. Duży przedział zmian dynamiki „widoczny” w warstwie stropowej można próbować wytłumaczyć nagłą zmianą położenia koryta lub gwałtownym spadkiem przepływu (krótki okres opadania fali powodziowej). Nie można wykluczyć, że późniejsze powodzie, które nastąpiły w krótkim okresie po złożeniu materiału, zniszczyły strop przed jego utwaleniem szatą roślinną, np. dwie warstwy (B-99, B-97 → IX okres) – warstwa dolna (6 cm miąższości) zbudowana z osadu piaszczystego ($M_z = 2,11\emptyset$) o umiarkowanym wysortowaniu ($\delta = 2,11$), natomiast warstwa górna (10 cm miąższości) – z osadu piasku pylastego ($M_z = 2,62\emptyset$) o słabym wysortowaniu ($\delta = 1,29$). Wartość wskaźnika skośności (rozkład dodatnio skośny – $Sk = 0,10, 0,27$) oraz kurtozy (spąg – leptokurtyczny, strop – bardzo leptokurtyczny) wskazują na spadek dynamiki obszaru sedymentacji w kierunku stropu badanej sekwencji. Odmienny obraz zmian dynamiki otrzymujemy analizując rozkład

omawianych osadów na diagramie *C/M Passegi* – warstwa dolna wskazuje na depozycję w warunkach obniżonej dynamiki (VII pole diagramu), natomiast warstwa górna – na depozycję przy znacznym udziale prądów turbulencyjnych (III pole diagramu).

7.3.3. ZDARZENIA REPREZENTOWANE PRZEZ TRZY I WIĘCEJ WARSTW

Jak przedstawiono w rozdziale 4 w środowisku stożka napływowego, pomimo epizodyczności wezbrań i dużej zmienności energii, może zaistnieć możliwość zapisu kolejnych etapów opadania fali powodziowej, który wyraźnie oddaje obraz zmian zachodzących w końcowej fazie powodzi (por. ryc. 5, 13). Na podstawie przyjętego kryterium, pozwalającego na wyróżnienie sekwencji osadów powodziowych, stanowiących zapis jednego zdarzenia, w badanym profilu wydzielono siedem z trzech warstwowych sekwencji osadu, który można uznać za zapis jednego zdarzenia hydrologicznego oraz po jednej sekwencji złożonej z czterech i pięciu lamin.

Miąszość sekwencji złożonych z trzech warstw ma od 6 do 10 cm, zakres zmian typu litologicznego osadu jest raczej niewielki – od osadów piaszczystych do osadów pyłu piaszczystego, podobnie mała zmienność jest widoczna w dynamice środowiska – wyraźne podkreślenie obszaru, w którym zauważalny jest spadek energii, a także brak prądów turbulencyjnych (VII pole diagramu *C/M Passegi*). (Przykładowo zostanie przytoczona dokumentacja dwóch wybranych sekwencji złożonych z trzech pojedynczych warstw).

Na największą zmianę dynamiki środowiska pomiędzy warstwą spagową, będącą zapisem początkowego opadania fali powodziowej, a warstwą stropową, obrazującą końcowy okres powodzi, wskazuje sekwencja B-8b, B-8a, B-7 → XIV okres sedymentacji powodziowej, w której występują dwie warstwy piasku (dolna – 5 cm miąszości i środkowa – 3 cm miąszości) o umiarkowanym wysortowaniu, którego sedymentacja odbywa się w obszarze o obniżonym udziale prądów turbulencyjnych z zawiesiny przydennej. Warstwa stropowa (4 cm) kończąca przedstawianą sekwencję jest zbudowana z osadu piasku pylastego o słabym wysortowaniu, akumulującym w miejscach o obniżonej dynamice środowiska z zawiesiny jednorodnej. W omawianym przypadku można zauważyć wyraźną granicę pomiędzy dwoma warstwami dolnymi a warstwą górną. Różnica ta jest widoczna, obok typu litologicznego osadu, we wskaźnikach uziarnienia ($Mz =$ od 1,72 ϕ – spąg do 3,70 ϕ – strop). Biorąc pod uwagę udział procentowy poszczególnych grup litologicznych, wyróżnionych na podstawie klasyfikacji K. C. Wentwortha (1922), występuje zmiana udziału piasku od 93,6% (spąg) do 65,6% (strop) oraz zwiększenie frakcji pyłu od 4,7% (spąg) do 32,0% (strop). Pomimo zapisu wyraźnej zmiany energii, można jednak zauważyć ciągłość tych zmian, tak istotną w przypadku omawiania zmian dynamiki środowiska.

Druga sekwencja powodziowa, w której są zauważalne zmiany dynamiki sedymentacji, jest zbudowana z różnego typu osadu o łącznej miąszości 9 cm

(B-53b, B-53a, B-52 → XII okres). Warstwa dolna (2 cm miąższości) jest reprezentowana przez osad piaszczysty o umiarkowanym wysortowaniu, składany w środowisku o znacznym udziale prądów turbulencyjnych z zawiesiny frakcjonalnej. Obydwie nadległe warstwy (łączna miąższość 7 cm) są zbudowane z osadu piasku pylastego o słabym wysortowaniu, którego sedymentacja odbywała się w środowisku o obniżonej dynamice z zawiesiny jednorodnej. Pomimo ogólnego podobieństwa obydwóch warstw na podstawie wskaźników uziarnienia ($M_z = 3,13\phi$, $3,96\phi$; $\delta = 1,51$, $1,87$; $Sk = 0,34$, $0,42$; $K_G = 1,26$, $1,29$) można zauważyć wyraźny spadek energii środowiska sedymentacji.

Przedstawione sekwencje trzech warstw wyraźnie uwidaczniają różnice zachodzące podczas opadania fali powodziowej. Wyraźne rozdzielenie pomiędzy poszczególnymi warstwami składowymi może świadczyć o istotnych (bardzo wyraźnych, raczej gwałtownych) zmianach energii podczas sedymentacji, wywołanych zmianami procesu hydrologicznego lub zachodzącymi w środowisku samego stożka.

Zmiany w przebiegu końcowego okresu wezbrania są także bardzo dobrze widoczne w dwóch sekwencjach złożonych z czterech i pięciu warstw.

Biorąc pod uwagę sekwencję złożoną z czterech warstw (B-24, B-23, B-22, B-21 → XIV), można zauważyć zmniejszenie dynamiki – od fazy, w której odbywa się sedymentacja osadu piaszczystego o słabym wysortowaniu (początkowa faza opadania fali powodziowej?), do fazy, w której sedymentują osady pyłu ilastego o bardzo słabym wysortowaniu z zawiesiny jednorodnej, w miejscach o obniżonej energii procesu transportu. Przedstawiony zapis powodzi wyznaczony przez dwie warstwy graniczne (spągową i stropową) bardzo wyraźnie rejestruje zmiany siły nośnej podczas okresu opadania fali powodziowej, których odzwierciedlenie można odnaleźć w typie litologicznym osadu oraz wskaźnikach uziarnienia. Badana sekwencja czterech warstw wykazuje następujące parametry: osad piaszczysty B-24 – $M_z = 1,80\phi$; $\delta = 1,01$, osad piasku pylastego B-23 – $M_z = 3,39\phi$; $\delta = 1,91$, osad pyłu piaszczystego B-22 – $M_z = 4,51\phi$; $\delta = 2,02$, osad pyłu ilastego B-21 – $M_z = 5,65\phi$; $\delta = 2,02$. Opisany układ czterech warstw (łączna miąższość 24 cm) może świadczyć o sprzyjających warunkach do powolnego opadania fali powodziowej oraz etapowej sedymentacji w środowisku stożka napływowego, jest to raczej rzadko spotykany przypadek w omawianym typie środowiska, który należy wiązać z lokalnymi warunkami zaistniałymi na obszarze stożka napływowego lub z długotrwałą powodzią (opad rozlewny?, roztopy?).

Podobną tendencję zmian podczas opadania fali powodziowej można zauważyć analizując sekwencję pięciu warstw o łącznej miąższości 23 cm (B-109, B-108, B-107, B-106, B-105 → IX okres). Warstwa spągowa o miąższości 6 cm jest zbudowana z osadu piaszczystego ($M_z = 2,49\phi$) o umiarkowanym wysortowaniu ($\delta = 0,95$) sedymentującym w środowisku o znacznym udziale prądów turbulencyjnych niedaleko miejsca zasilania (V pole diagramu C/M Passegi), kolejne dwie warstwy (4 i 5 cm miąższości) wskazują również na środowisko o znacznej dynamice – V pole diagramu C/M Passegi, niemniej jednak wartość

Mz oraz typ osadu litologicznego (piasek o słabym wysortowaniu, $Mz = 2,88\phi$; $\delta = 1,77$, piasek pylasty o słabym wysortowaniu, $Mz = 3,13\phi$; $\delta = 1,56$) wskazują, w porównaniu z warstwą spągową, na zmniejszenie energii środowiska. Dwie górne warstwy (7 i 1 cm miąższości) wskazują na schyłkowy okres powodzi – sedymentację w środowisku o obniżonej dynamice przy braku prądów turbulencyjnych z zawiesiny jednorodnej. Diagram C/M Passegi obydwie warstwy wiąże z tym samym środowiskiem sedymentacyjnym, niemniej jednak dokładna analiza pozostałych parametrów osadu (typ litologiczny osadu, wskaźniki uziarnienia) wskazują na wyraźne zmiany dynamiki o kierunku spadku ku stropowi – osad piasku pylastego o bardzo słabym wysortowaniu ($Mz = 3,52\phi$; $\delta = 2,02$), osad pylasty o słabym wysortowaniu ($Mz = 4,35\phi$; $\delta = 1,50$).

Podjmując próbę określenia zmian dynamiki podczas kolejnych faz powodzi na podstawie osadów kopalnych, należy podkreślić, iż tylko nieliczne sekwencje warstw pozwalają na podjęcie tego zagadnienia.

7.4. ZAPIS ZMIAN NATEŻENIA PROCESÓW W CZASIE WYBRANYCH ZDARZEŃ POWODZIOWYCH

Przedstawiając analizę osadów poboczniczy stożka napływowego w Podgrodziu, należy również zwrócić uwagę na warstwy mineralne o pozornie jednolitym składzie mechanicznym, wykazujące jednakże wewnętrzną laminację. Głównym elementem potwierdzającym istnienie wspomnianej laminacji była obserwowana w terenie zmiana barwy sąsiadujących lamin.

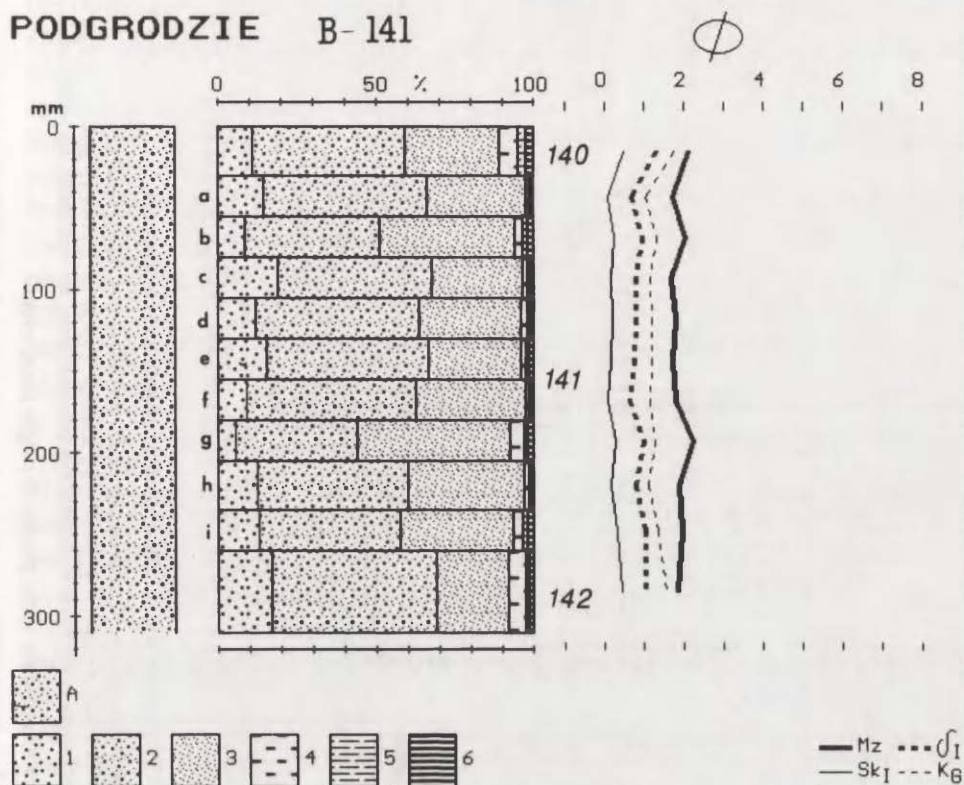
W analizowanym profilu poboczniczy stożka napływowego wyróżniono 12 warstw wykazujących budowę laminarną: B-38 → 6 lamin, B-4 → 5 lamin, B-41 → 13 lamin, B-4 → 13 lamin, B-43 → 3 laminy, B-110b → 7 lamin, B-141 → 9 lamin, B-143 → 4 laminy, B-145 → 8 lamin, B-152a → 4 laminy, B-154 → 9 lamin.

Nawiązując do wcześniej przeprowadzonej analizy osadów, zmierzającej do wydzielenia warstw lub sekwencji warstw mogących być zapisem pojedynczego wezbrania, wykazujące wewnętrzną laminację warstwy zaliczono do powodzi reprezentowanych przez osad jednej warstwy, oprócz dwóch warstw: B-38 i B-152a. Warstwa B-38 reprezentuje grupę powodzi złożonych z trzech warstw (B-39, B-38, B-37), natomiast warstwa B-152a – jest górną częścią sekwencji dwóch warstw, uznanej za zapis pojedynczej powodzi (B-152b, B-152a) (por. ryc. 5, 13).

Liczba lamin wchodzących w skład danej warstwy jest różna, co wskazuje na zróżnicowany przebieg procesu sedymentacji.

Przeprowadzona analiza składu mechanicznego (metoda laserowa) każdej wydzielonej laminy wykazała dla pięciu warstw (B-38, B-41, B-141, B-143, B-154) brak różnic uziarnienia pomiędzy poszczególnymi laminami (por. ryc. 14). Tym samym można przypuszczać, iż istniejąca laminacja odzwierciedla przebieg sedymentacji bez odniesienia do różnic w dynamice procesu transportu.

PODGRODZIE B-141



Ryc. 14. Wewnętrzna budowa warstwy B-141 ukazującej fazy w obrębie jednej powodzi

Podział litologiczny: A – piasek średnioziarnisty. Skład granulometryczny:

1 – piasek gruby, 2 – piasek średni, 3 – piasek drobny, 4 – pył gruby, 5 – pył średni i drobny, 6 – il.

Wskaźniki uziarnienia wg Folka i Warda (1957): Mz – średnia średnica ziarn,

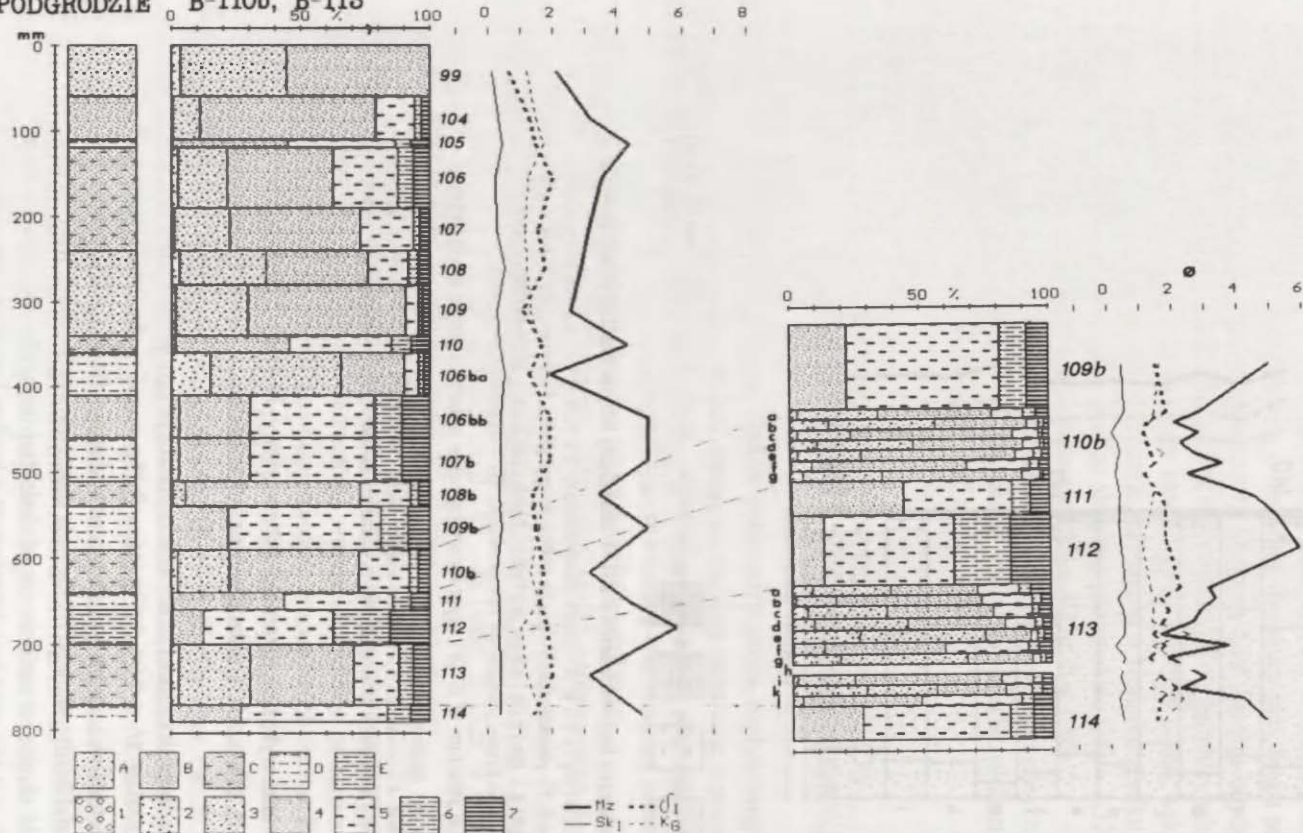
δ_1 – odchylenie standardowe (wysortowanie), Sk_1 – skośność, K_8 – kurtoza

The internal structure of B-141 layer recording some phases of single flood event

Lithology: A – medium sand. Grain size composition: 1 – coarse sand, 2 – medium sand, 3 – fine sand, 4 – coarse silt, 5 – medium and fine silt, 6 – clay. Granulometry after Folk and Ward's indexes: Mz – mean grain size, δ_1 – standard deviation, Sk_1 – skewness, K_8 – kurtosis

Zróznicowanie wykazują natomiast dwie warstwy: B-110b (2 cm miąższości) i B-152a (2 cm miąższości), składające się odpowiednio z 7 oraz 4 laminy (por. ryc. 15).

Średnia średnica dla pięciu laminy osadu piaszczystego warstwy B-110b występuje w przedziale $Mz = 2,03-3,53\phi$ ($Mz = 3,15\phi$ – analiza dla całej miąższości warstwy). Wartość wskaźnika wysortowania wskazuje dla wszystkich pięciu laminy na przedział bardzo słabego odchylenia standardowego – $\delta = 1,10-1,79$ ($\delta = 1,49$). Wartość skośności zmienia się od dodatniej do bardzo dodatniej – $Sk = 0,25-0,51$ ($Sk = 0,44$) przy leptokurtycznym i bardzo leptokurtycznym rozkładzie uziarnienia – $K_8 = 1,19-1,72$ ($K_8 = 1,59$) (por. ryc. 14). Lamina spągowa



Ryc. 15. Wewnętrzna budowa warstw B-110b oraz B-113 przedstawiająca fazy w obrębie pojedynczych powodzi

Podział litologiczny: A – piasek średnioziarnisty, B – piasek drobnoziarnisty, C – piasek pylasty, D – pył piaszczysty, E – pył ilasty.

Skład granulometryczny: 1 – żwir, 2 – piasek gruby, 3 – piasek średni, 4 – piasek drobny, 5 – pył gruby, 6 – pył średni i drobny, 7 – il.

Wskaźniki uziarnienia wg Folk i Warda (1957): Mz – średnia średnica ziarn, δ_1 – odchylenie standardowe (wysortowanie), Sk₁ – skośność, KG – kurtoza

The internal structure of B-110b and B-113 layers recording some phases of single flood event

Lithology: A – medium sand, B – fine sand, C – silty sand, D – sandy silt, E – clayey silt. Grain size composition: 1 – gravel, 2 – coarse sand,

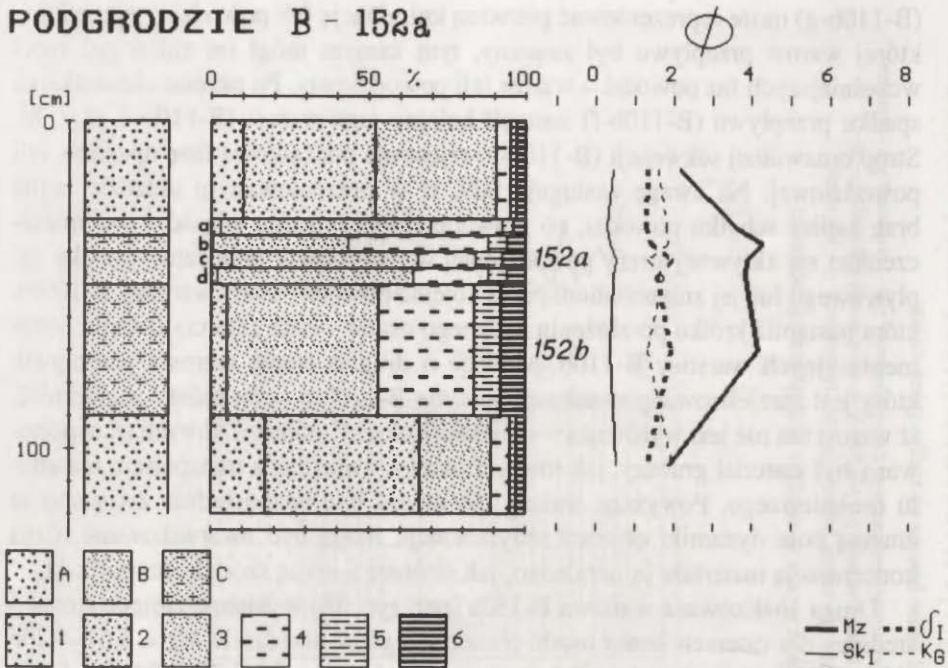
(B-110b-g) może reprezentować pierwszą kulminację fali powodziowej, podczas której wzrost przepływu był znaczny, tym samym mógł on zniszczyć zapis wcześniejszych faz powodzi – wzrost fali powodziowej. Po okresie niewielkiego spadku przepływu (B-110b-f) nastąpił kolejny jego wzrost (B-110b-e, d, c, b). Strop omawianej sekwencji (B-110b-a) rejestruje początkową fazę opadania fali powodziowej. Na uwagę zasługuje fakt, iż w prezentowanym układzie lamin brak zapisu schyłku powodzi, co prawdopodobnie można wiązać z przemieszczeniem się aktywnej strefy powodziowej w inny obszar poboczniczy stożka napływowego lub jej zniszczeniem przez kolejną powódź (osady warstwy B-109b), która nastąpiła krótko po złożeniu badanego osadu – brak zatarcia struktur sedymentacyjnych warstwy B-110b. Mówiąc o drugim etapie wzrostu przepływu, który jest zarejestrowany w sekwencji lamin B-110b-e → b, należy wspomnieć, iż wzrost ten nie jest wyrównany – rejestruje okresy, podczas których transportowany był materiał grubszy, jak również okresy, związane z transportem materiału drobniejszego. Powyższe zmiany nie muszą być bezpośrednio związane ze zmianą pola dynamiki obszaru sedymentacji, mogą być uwarunkowane różną koncentracją materiału mineralnego, jak również zmianą szorstkości podłoża.

Druga analizowana warstwa B-152a (por. ryc. 16) wykazuje zmianę średniej średnicy dla czterech lamin osadu piaszczystego w przedziale $Mz = 3,61-4,29\phi$ ($Mz = 2,03\phi$), przy wartości odchylenia standardowego $\delta = 1,28-1,94$ ($\delta = 1,26$). Wartość skośności wskazuje na rozkład bardzo dodatnio skośny $Sk = 0,30-0,54$ ($Sk = 0,50$), przy zmianie wskaźnika kurtozy od rozkładu leptokurtycznego do bardzo leptokurtycznego $K_G = 1,32-1,84$ ($K_G = 1,90$).

Analizując wzajemne położenie poszczególnych lamin warstwy B-152a w połączeniu z warstwą B-152b, można przypuszczać, iż sekwencja czterech badanych lamin wskazuje na schyłkową fazę powodzi, z nieznacznymi zmianami pola dynamiki obszaru sedymentacji (por. ryc. 16). Dwie spągowe laminy (B-152a-d, B-152a-c) są prawdopodobnie zapisem tego samego etapu wezbrania, podczas którego nastąpił znaczny spadek dynamiki obszaru sedymentacji (porównaj warstwa spągowa B-152b), jednak wielkość zmian pola dynamiki jest nadal znaczna, o czym informują wskaźniki uziarnienia. Lamina B-152a-b może obrazować końcową fazę powodzi ($Mz = 4,29\phi$; $\delta = 1,38$), jednak następująca po niej lamina B-152a-a wskazuje na kolejny wzrost energii przepływu, tym samym obniżenie dynamiki pola sedymentacji, zanotowane w osadzie laminy B-152a-b, świadczy o krótkotrwałym wygaszeniu energii – kilka okresów wzrostu oraz opadania fali powodziowej.

Podobny, lecz znacznie pełniejszy charakter zmian uziarnienia ma warstwa B-42, zbudowana z 13 lamin osadu piaszczystego (por. ryc. 17). Wartość średniej średnicy zmienia się w przedziale $Mz = 2,82-4,73\phi$ ($Mz = 3,22\phi$), przy zmianie odchylenia standardowego od słabego do bardzo słabego $\delta = 1,49-2,53$ ($\delta = 1,83$). Rozkład wartości skośności wskazuje na przedział bardzo dodatnio skośny $Sk = 0,39-0,59$ ($Sk = 0,57$), przy zmianie rozkładu kurtozy od platykurtycznego do bardzo leptokurtycznego $K_G = 0,77-2,07$ ($K_G = 1,63$).

PODGRODZIE B - 152a



Ryc. 16. Wewnętrzna budowa warstwy B-152a ukazująca kilka faz w obrębie pojedynczej powodzi

Podział litologiczny: A – piasek grubý, B – piasek drobny, C – piasek pylasty. Skład granulometryczny: 1 – piasek grubý, 2 – piasek średni, 3 – piasek drobny, 4 – pył grubý, 5 – pył średni i drobny, 6 – il. Wskaźniki uziarnienia wg Folk i Warda (1957): Mz – średnia średnica ziarn, δ_1 – odchylenie standardowe (wysortowanie), Sk_1 – skośność, K_G – kurtoza

The internal structure of B-152a layer recording some phases of single flood event

Lithology: A – coarse sand, B – fine sand, C – silty sand. Grain size composition: 1 – coarse sand, 2 – medium sand, 3 – fine sand, 4 – coarse silt, 5 – medium and fine silt, 6 – clay.

Granulometry after Folk and Ward's indexes: Mz – mean grain size, δ_1 – standard deviation, Sk_1 – skewness, K_G – kurtosis

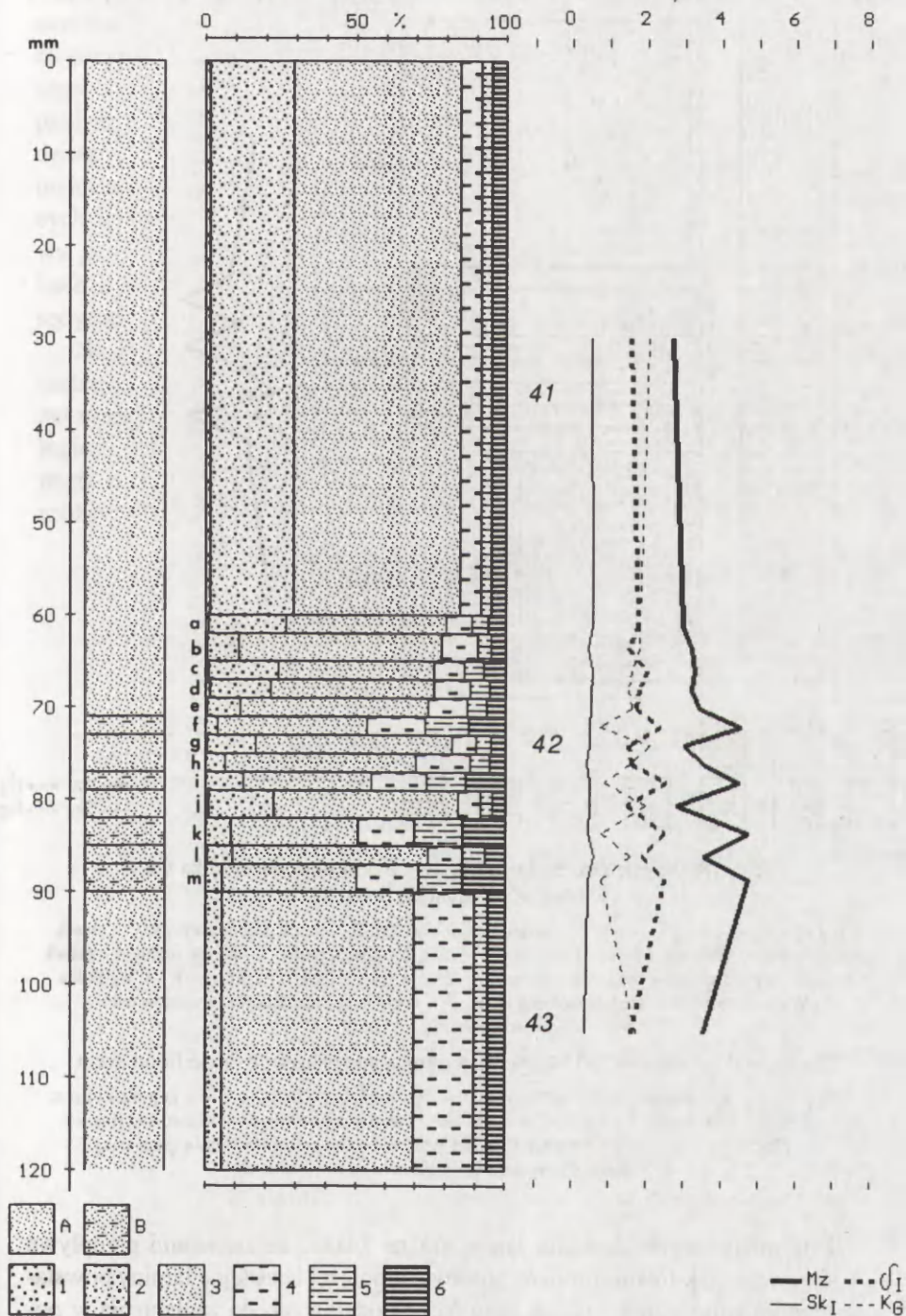
Ryc. 17. Wewnętrzna budowa warstwy B-42 ukazująca kilka faz w obrębie pojedynczej powodzi

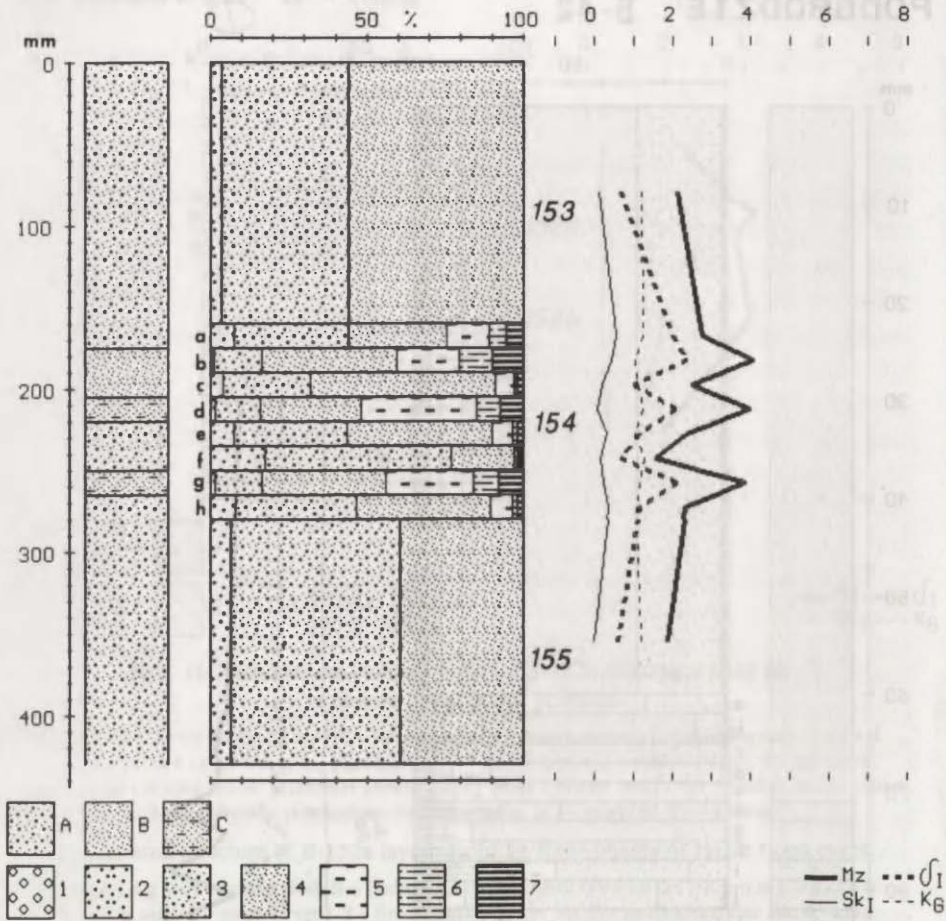
Podział litologiczny: A – piasek drobnoziarnisty, B – piasek pylasty. Skład granulometryczny: 1 – piasek grubý, 2 – piasek średni, 3 – piasek drobny, 4 – pył grubý, 5 – pył średni i drobny, 6 – il. Wskaźniki uziarnienia wg Folk i Warda (1957): Mz – średnia średnica ziarn, δ_1 – odchylenie standardowe (wysortowanie), Sk_1 – skośność, K_G – kurtoza

The internal structure of B-42 layer recording some phases of single flood event

Lithology: A – fine sand, B – silty sand. Grain size composition: 1 – coarse sand, 2 – medium sand, 3 – fine sand, 4 – coarse silt, 5 – medium and fine silt, 6 – clay. Granulometry after Folk and Ward's indexes: Mz – mean grain size, δ_1 – standard deviation, Sk_1 – skewness, K_G – kurtosis

PODGRODZIE B-42





Ryc. 18. Wewnętrzna budowa warstwy B-154 ukazującej kilka faz w obrębie pojedynczej powodzi

Podział litologiczny: A – piasek średnioziarnisty, B – piasek drobnoziarnisty, C – piasek pylasty. Skład granulometryczny: 1 – żwir, 2 – piasek grubo, 3 – piasek średni, 4 – piasek drobny, 5 – pył grubo, 6 – pył średni i drobny, 7 – il. Wskaźniki uziarnienia wg Folka i Warda (1957): Mz – średnia średnica ziarn, δ_1 – odchylenie standardowe (wysortowanie), Sk_1 – skośność, K_G – kurtoza

The internal structure of B-154 layer recording some phases of single flood event

Lithology: A – medium sand, B – fine sand, C – silty sand. Grain size composition: 1 – gravel, 2 – coarse sand, 3 – medium sand, 4 – fine sand, 5 – coarse silt, 6 – medium and fine silt, 7 – clay. Granulometry after Folk and Ward's indexes: Mz – mean grain size, δ_1 – standard deviation, Sk_1 – skewness, K_G – kurtosis

Układ omawianych trzynastu lamin można wiązać ze zmianami przepływu powodziowego, jak również można postawić hipotezę, iż kolejne laminy powstały w wyniku kolejnego wlewania się wód powodziowych do zagłębienia w pobocznicy stożka napływowego. Podczas kolejnych wzrostów przepływów, przy

założeniu, iż wezbranie było nieznaczne lub główna strefa powodziowa znajdowała się w innym fragmencie poboczniczy stożka napływowego, do niewielkiego obniżenia (głębokość 2–3 cm) były okresowo wlewane wody powodziowe. Można przypuszczać, iż sedimentacja w takim zagłębieniu miała charakter swobodnego wytrącania się materiału mineralnego – początkowo frakcji grubszej, następnie drobniejszej. Po pewnym okresie nastąpiło kolejne wlanie się wód powodziowych i kolejny etap sedimentacji osadów. Liczba kolejnych „dostaw” materiału mineralnego, rejestrowana w poszczególnych warstwach wykazujących laminację, była różna i związana prawdopodobnie z liczbą wahań przepływu powodziowego. Powtarzalność kolejnych wlewów w niektórych przypadkach była raczej szybka, o czym może świadczyć brak lamin wskazujących na sedimentację zawiesiny pelagicznej (por. ryc. 14–17).

Na zakończenie powyższej analizy należy podkreślić, że przedstawiona charakterystyka jest próbą wytlumaczenia zróżnicowania uziarnienia w obrębie jednej warstwy oraz powiązania tych różnic ze zmianami przebiegu procesu hydrologicznego. Należy oczywiście pamiętać, że w przypadku warstw osadu mineralnego o strukturze laminowanej bardzo często decydują warunki lokalne, np. zróżnicowanie powierzchni stożka napływowego, zmiana położenia koryta itp.

8. WNIOSKI

8.1. PORÓWNANIE WYNIKÓW RÓŻNYCH FAZ BADAŃ

Podsumowując prace nad osadami stożka napływowego w Podgrodziu, należy na wstępie nawiązać do badań prowadzonych w latach siedemdziesiątych oraz osiemdziesiątych (por. ryc. 19). Należy przy tym zwrócić uwagę na różnice związane z metodą opracowania, gdyż mają one bezpośredni wpływ na wynik prowadzonej analizy porównawczej. Najważniejsza różnica jest związana z inną metodą analizy składu granulometrycznego. W pracach wcześniejszych w badaniach osadów drobnoziarnistych zastosowano metodę areometryczną w modyfikacji Pruszyńskiego, w obecnie prowadzonych badaniach została zastosowana metoda laserowa. Porównanie obydwóch metod jest trudne (Kasza 1992), gdyż nadal brak wzorów matematycznych pozwalających na przeliczenie otrzymanych wyników. Zastosowanie różnych metod badania składu mechanicznego było powodem innej dokładności prac terenowych. Metoda laserowa, wymagająca nieznacznej ilości materiału mineralnego podczas analizy, pozwoliła na pobranie materiału z bardzo cienkich warstw (lamin), w przypadku analizy metodą areometryczną ilość niezbędnego materiału była znacznie większa, tym samym nie było możliwe pobranie materiału z warstw o miąższości mniejszej od 1 cm.

Zastosowano także odmienne skale podziału wielkości ziarn – w pracy E. Niedziałkowskiej (1977) użyto podział zaproponowany w przewodniku projektu IGCP nr 150 (Starkel, Thornes 1981; za Niedziałkowską 1988), natomiast w niniejszym opracowaniu posłużono się skalą C. K. Wentwortha (1922). Różnice wynikające z przyjęcia dwóch skal podziału frakcji są związane z przesunięciem górnej granicy dla frakcji pylastej z 4 na 3 ϕ oraz – ilastej z 9 na 8 ϕ . Tym samym ulega zmianie procentowy udział wymienionych frakcji w składzie litologicznym badanego osadu.

Należy również zwrócić uwagę, iż określenia typu litologicznego osadu dokonano na podstawie różnych klasyfikacji: J. Pacowskiej (1955) z pracy E. Niedziałkowskiej i in. (1977), a w obecnym opracowaniu zastosowano nieznacznie zmodyfikowaną klasyfikację F. P. Sheparda (1954).

Bardzo szczegółowa analiza porównawcza obydwu profili mogłaby dać fałszywy obraz zmian litologicznych poboczniczy stożka napływowego. Można jednak zwrócić uwagę na generalne tendencje zmian wartości wskaźników uziarnie-

nia, które pozwolą na prześledzenie głównych zmian zachodzących podczas sedymentacji osadów powodziowych (uchwycenie przestrzennych zmian depozycji), jak również zmian w danym okresie.

Zakres wahań wskaźników uziarnienia dla obydwóch cytowanych profili jest różny – największa różnica występuje w wartości średniej średnicy, dla profilu opracowywanego w latach osiemdziesiątych wartość średniej średnicy występuje w przedziale $Mz = +1,7 - +5,9\phi$, natomiast w obecnie opracowywanym profilu przedział ten jest znacznie szerszy $Mz = -2,29 - +6,34\phi$. Różnica ta jest spowodowana wystąpieniem dwóch warstw żwirowych w stropowym fragmencie profilu B (por. rozdz. 7.2.14). Eliminując obydwie warstwy, zakres przedziału średniej średnicy jest podobny do wyznaczonego podczas wcześniejszych badań, z nieznacznym przesunięciem górnej granicy w kierunku materiału drobniejszego. Przedział odchylenia standardowego dla obydwóch profili jest podobny – profil A – $\delta = 0,80-2,29$, profil B – $\delta = 0,53-2,26$. Podsumowując wartość zmian wskaźników uziarnienia, zwraca uwagę większy przedział ich zmienności w profilu B (większa zmienność pola sedymentacyjnego), jednak znaczna część osadów obydwóch profili była deponowana w podobnych warunkach.

Cechą wspólną obydwóch opracowywanych profili jest wyraźna ciągłość głównych horyzontów mineralnych i organicznych, pomimo iż mogą one wykazywać inną miąższość lub nieznacznie zmieniony skład mechaniczny. Ciągłość głównych warstw w badanym fragmencie poboczniczy stożka napływowego może świadczyć o tym, że główne fazy nadbudowywania osadów stożka były synchroniczne w poszczególnych okresach, nie oznacza to jednak, że nie występowały różnice w przebiegu procesu sedymentacji ograniczone do niedużego fragmentu poboczniczy.

Łącząc obydwadwa elementy osadów budujących opracowywany stożek napływowy, można stwierdzić, że na tle ogólnego modelu narastania kolejnych horyzontów stożka, odzwierciedlających fazy powodzi, jak również stabilizacji, zaznaczają się zmiany o charakterze lokalnym, oddające w wielu przypadkach dużą różnorodność i złożoność przebiegu sedymentacji.

8.2. CHARAKTERYSTYKA OSADÓW I PRZEBIEGU SEDYMENTACJI

W budowie i ewolucji stożka napływowego należy wyszczególnić następujące fakty:

a. W dziewięciometrowej poboczniczy stożka napływowego wydzielono około 180 pojedynczych warstw mineralnych, będących odzwierciedleniem czternastu okresów sedymentacji powodziowej, oddzielonych między sobą czternastoma warstwami organicznymi, wykazującymi w niektórych przypadkach cechy gleby kopalnej.

b. Miąższość poszczególnych warstw organicznych i sekwencji mineralnych pozwoliła na wydzielenie trzech głównych faz budowy stożka napływowego.

– Pierwsza, o miąższości 71 cm, obejmuje osad czterech najstarszych okresów sedymentacji powodziowej (I, II, III, IV), w których znaczny udział mają warstwy organiczne, co świadczy, iż przerwy w sedymentacji osadów powodziowych były częste i obejmowały znaczny przedział czasu. Zdarzenia powodziowe notowane w zlewni potoku Maga były raczej rzadkie, o dużych zmianach przepływu, o czym informują wskaźniki uziarnienia. Nie można również wykluczyć, iż w tym okresie w nadbudowywaniu nowo tworzącego się stożka napływowego mają udział osady powodziowe Wisłoki.

– Druga faza akumulacji osadów stożka napływowego obejmuje zasadniczą część profilu – 488 cm miąższości (V, VI, VII, VIII, IX, X, XI, XII, XIII okres sedymentacji powodziowej), w której znaczny udział mają osady mineralne, przedzielone jednak kilkoma warstwami organicznymi, co świadczy, iż okresy sedymentacji powodziowej były przedzielone okresami względnej stabilizacji w zlewni Magi, lub że strefa akumulacji osadów powodziowych została przesunięta w inny fragment poboczniczy stożka napływowego.

– Trzecia, kończąca faza akumulacji osadów powodziowych obejmuje stropowy fragment profilu – 312 cm (XIV okres sedymentacji oraz stropowy fragment osadów przeobrażony przez procesy glebowe), którego sedymentacja jest nałożona na poziom gleby kopalnej, wydatowanej na 7745 ± 145 BP. Sekwencja omawianych osadów mineralnych została prawdopodobnie złożona w krótkim czasie, o czym świadczą zachowane struktury sedymentacyjne występujące w wybranych warstwach, jak również brak rozwiniętych poziomów organicznych.

Po omówionym okresie sedymentacji osadów powodziowych nastąpiła zmiana dotychczasowej tendencji nadbudowywania stożka napływowego na fazę rozcinania wcześniej zdeponowanych osadów; proces ten trwa do dnia dzisiejszego.

c. W badanym profilu dominującym typem litologicznym sedymentacji powodziowej są osady piaszczyste oraz piasku pylastego, stanowiące łącznie 72,6% miąższości badanych osadów.

d. Miąższość poszczególnych warstw odzwierciedlająca wydzielone okresy powodziowe waha się od 1 do 192 cm, natomiast liczba wydzielonych warstw w każdym z wymienionych okresów zawiera się w przedziale od 1 do 41. Miąższość warstw organicznych, utożsamianych z okresem rozwoju, a następnie depozycji szaty roślinnej, w danej części poboczniczy stożka napływowego waha się od 1 do 28 cm, tym samym można przypuszczać, iż okresy rozdzielające fazy akumulacji powodziowej miały różną długość, biorąc pod uwagę, iż niektóre z nich wykazują rozwinięty poziom gleby kopalnej, należy spodziewać się, że trwały znaczny okres czasu.

e. Nawiązując do badań nad sedymentacją współczesnych osadów powodziowych, ze szczególnym uwzględnieniem zagadnienia podejmującego problematykę wyróżnienia sekwencji warstw, będącej zapisem pojedynczego wezbrania (Mansfield 1938; Schumm, Lichty 1963; McKee i in. 1967; McPherson, Rannie 1970; Klimek 1974; Teisseyre 1985; Niedziałkowska 1988), biorąc rów-

nocześnie pod uwagę informacje dotyczące sedymentacji na stożku napływowym, autorka jest skłonna uznać, iż w omawianym środowisku brak możliwości zapisu pełnego wezbrania powodziowego (zapis fazy wznoszenia oraz fazy opadania fali powodziowej). Tylko w nielicznych sytuacjach istnieje szansa rejestracji zmian dynamiki końcowej fazy powodzi (por. ryc. 5, 13). W sumie zapis 99 wezbrań jest reprezentowany przez jedną warstwę, 17 wezbrań reprezentowanych przez dwie pojedyncze warstwy, 5 złożonych z trzech warstw oraz po jednej sekwencji złożonej z czterech oraz z pięciu warstw.

Sekwencja złożona z czterech oraz z pięciu warstw rejestruje zapis spadku dynamiki od obszaru z możliwością wystąpienia prądów turbulencyjnych do strefy, w której sedymentacja przebiega z zawiesiny pelagicznej. Dominacja zdarzeń powodziowych reprezentowanych przez jedną warstwę wyraźnie podkreśla bardzo krótki okres opadania fali powodziowej – brak zapisu poszczególnych faz obniżenia dynamiki.

f. W analizie zmierzającej do wydzielenia pojedynczych wezbrań powodziowych zastosowano trzy kryteria (skład granulometryczny każdej próby, wartość wskaźników uziarnienia, rozkład prób na diagramie *C/M* Passegi). Suma tych parametrów pozwoliła na wydzielenie w badanym profilu 123 pojedynczych wezbrań powodziowych, liczba powodzi w czternastu wyróżnionych okresach waha się od 1 do 28.

g. Powodzie, których zapis jest rejestrowany przez osad mineralny jednej warstwy, zostały podzielone na 3 główne grupy o podobnych cechach litologicznych osadu. Do wybranego typu powodzi zostały zaliczone wezbrania występujące w różnych okresach sedymentacji powodziowej, co oznacza, iż w różnych okresach w obszarze zlewni potoku Maga mogły zachodzić takie same lub podobne zmiany, pozostawiające zapis w postaci osadu powodziowego o podobnych cechach wskaźników sedymentologicznych. Podobieństwo cech osadów może być również uwarunkowane przebiegiem procesu depozycji w środowisku stożka napływowego, który zatarł różnice procesów rozgrywających się w zlewni.

h. Zarejestrowane cechy osadów stożka napływowego w Podgrodziu zostały ukształtowane przez:

- gwałtowny przebieg powodzi w małej zlewni potoku Maga,
- dużą dynamikę powodzi i sedymentacji na obszarze stożka napływowego – związaną z nią krótką kulminacją fali powodziowej, gwałtowne wytrącanie osadu z zawiesiny oraz w efekcie obecność koryt okresowych wykazujących cechy roztokowe lub anastomozujące.

i. Ciągłość głównych horyzontów organicznych w całej poboczniczy stożka pozwoliła na korelację datowań ^{14}C pomiędzy profilem opracowanym w latach siedemdziesiątych (datowania radiowęglowe) i profilem badanym obecnie.

Wyznaczenie wieku bezwzględnego dwóch horyzontów organicznych (strop – 7785 ± 145 BP, spąg – 8390 ± 130 BP) pozwoliło w okresie około 600 lat wydzielić 95 pojedynczych wezbrań, oddzielonych niekiedy dłuższymi okresami stabilizacji i rozwoju szaty roślinnej.

Wzrost ilości oraz częstości opadów na początku atlantyku był bezpośrednią przyczyną zmiany sedimentacji z osadów wypełnienia starorzecza na depozycję osadów stożka napływowego. Wzrost ilości opadów warunkował zwiększenie częstotliwości powodzi, które naruszyły równowagę zlewni w obszarze źródłowym; stan ten trwał przez cały okres sedimentacji osadów stożka napływowego, proces depozycji osadów powodziowych nie był raczej przerywany fazami erozji i zachodził w różnych częściach poboczniczy stożka.

LITERATURA

- Allan J. R. L., 1977, *Fizyczne procesy sedymentacji*, PWN, Warszawa.
- Baker V. R., 1983, *Paleoflood hydrologic techniques for the extension of streamflow records*, Trans. Res. Record 922, s. 18–23.
- Becker B., Schirmer W., 1977, *Paleoecological study on the Holocene valley development of the River Main, southern Germany*, Boreas 6, s. 303–321.
- Brakenbridge G. R., 1983, *Late Quaternary floodplain sedimentation along the Pomme De Terre River, Southern Missouri*, part II: Notes on sedimentology and pedogenesis, Geol. Jb. A71, s. 265–283.
- 1990, *River flood and floodplain stratigraphy*, [w:] Baker V. R., Kochel R. C., Patton P. C. (red.), *Flood geomorphology*, John Wiley and Sons.
- Brown A. G., Barber K. E., 1985, *Late Holocene paleoecology and sedimentary history of a small lowland catchment in Central England*, Quatern. Res. 24, s. 87–102.
- Burkham D. E., 1972, *Channel changes of the Gila River in Safford Valley, Arizona 1846–1970*, Geol. Surv. Prof. Pap. 655-G, s. 1–24.
- Cebulak E., 1987, *Najwyższe zanotowane maksymalne opady dobowe w dorzeczu górnej Wisty i ich geneza*, Acta Univ. Wratisl., s. 120–154.
- Folk R. L., Ward W. C., 1957, *Brazos river bar: A study in the significances of grain size parameters*, J. Sedim. Petrol. 27, 1, s. 3–26.
- Embleton C., Thornes J., 1985 (red.), *Geomorfologia dynamiczna*, PWN, Warszawa.
- Enzel Y., Ely L. L., Martinez-Goytre J., Vivian R. G., 1994, *Paleofloods and a dam-failure flood on the Virgin River, Utah and Arizona*, J. Hydrol. 153, s. 291–315.
- Florek W., 1989, *Rozwój sieci rzecznej Przymorza na przelomie okresów subborealnego i subatlantyckiego a działalność człowieka (na przykładzie Stupi i Łupawy)*, [w:] *Problemy Kultury Łużyckiej na Pomorzu*, Słupsk, s. 173–182.
- Gradziński R., KostECKA A., Radomski A., Unrug R., 1986, *Zarys sedymentologii*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*, Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr. 1.
- Jahns R. H., 1947, *Geological features of the Connecticut Valley, Massachusetts, as related to recent floods*, U. S. Geol. Surv. Water Supply Pap. 995.
- Jarrett R. D., 1989, *Paleohydrology and its value in analyzing floods and droughts*, *National Water Summery 1988–89*, Floods and Droughts, s. 105–116.
- Kamiński J., 1984, *Próba rekonstrukcji zdarzeń holocenijskich w wybranych odcinkach doliny Moszczenicy na podstawie analizy osadów i powierzchniowych śladów odpływu*, Acta Geogr. Lodz. 50, s. 21–27.
- Kalicki T., 1987, *Late Glacial paleochannel of the Vistula river in Kraków–Nowa Huta*, Studia Geomorph. Carpatho-Balkan. 21, s. 93–108.
- 1991, *The evolution of the Vistula river between Cracow and Niepołomice in Late Vistulian and Holocene times*, [w:] Starkel L. (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part IV, Geogr. Stud., Spec. Iss. 6, s. 11–37.

- 1992, *Zmiany rozwinięcia Wisły pod Krakowem w późnym Vistulianie w świetle nowych stanowisk w Pleszowie i Łęgu*, Folia Geogr., Ser. Geogr.-Phys. 23, s. 111–124.
- 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:] Starkel L., Kalicki T. (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part VI, Geogr. Stud. Spec. Iss. 9, s. 43–61.
- K a s z a R., 1992, *Laserowa metoda określenia składu granulometrycznego utworów gliniastych, pylastych i ilastych*, Przegl. Geol. 5, s. 323–325.
- K l i m a s z e w s k i M., 1948, *Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym*, Prace Wrocł. Tow. Nauk. seria B, 7, s. 97–161.
- K l i m e k K., 1974a, *The retreat of alluvial river banks in the Wistoka valley (South Poland)*, Geogr. Pol. 28, s. 59–75.
- 1974b, *The structure and mode of sedimentation of the flood-plain deposits in the Wistoka valley (South Poland)*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan. VIII, s. 136–151.
- K n o x J. C., 1987, *Historical valley flood sedimentation in the Upper Mississippi Valley*, Ann. Association of Amer. Geogr. 77, 2, s. 224–244.
- K n o x J. C., M c D o w e l l J., J o n h s o n W. C., 1981, *Holocene fluvial stratigraphy and climatic change in the driftless area, Wisconsin*, [w:] Mahaney W. C. (red.), *Quaternary paleoclimate*, s. 107–127.
- K o z a r s k i S., G o n e r a P., A n t c z a k B., 1988, *Valley flood development and paleohydrological changes: The Late Vistulian and Holocene history of the Warta River (Poland)*, [w:] Lang G., Schluchter C. (red.), *Lake, mire and river environments*, Rotterdam, s. 185–203.
- K r u m b e i n W. C., 1934, *Size frequency distribution of sediments*, J. Sedim. Petrol. 4, s. 65–77.
- 1964, *Some remarks on the phi notation*, J. Sedim. Petrol. 34, s. 165–197.
- M a c k l i n M. G., K l i m e k K., 1992, *Dispersal, storage and transformation of metal-contaminated alluvium in the Upper Vistula basin, Southwest Poland*, Applied Geogr. 12, s. 7–30.
- M a c k l i n M. G., R u m s b y B. T., N e w s o n M. D., 1992, *Historical floods and vertical accretion of fine-grained alluvium in the Lower Tyne Valley, Northeast England*, [w:] Billi P., Hey R. D., Thorne C. R., Tacconi P. (red.), *Dynamics of gravel-bed rivers*, John Wiley and Sons, s. 573–589.
- M a n s f i e l d G. R., 1938, *Flood deposit of the Ohio River January – February 1937 – a study of sedimentation*, U. S. Geol. Surv. Water Supply Pap. 838, s. 693–733.
- M a m a k o w a K., S t a r k e l L., 1977, *Stratigraphy of the Eo- and Mesoholocene alluvia in Podgrodzie upon the Wistoka river*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan. 11, s. 10–110.
- M c K e e E. D., C r o s b y E. J., B e r r y h i l l H. L. Jr., 1967, *Flood deposit, Bijou Creek, Colorado, June 1965*, J. Sedim. Petrol. 37, s. 829–851.
- M c P h e r s o n H. J., R a n n i e W. F., 1970, *Geomorphic effects of May 1967 flood in Graburn watershed, Cypress Hills, Alberta, Canada*, J. Hydrol. 9, s. 307–321.
- N i e d z i a ł k o w s k a E., 1983, *Zróżnicowanie facjalne młodoczwartorzędowych aluwów Wistoki koło Dębicy w świetle analizy granulometrycznej*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan. 16, s. 110–127.
- 1988, *Sedymentologiczne zróżnicowanie młodoczwartorzędowych osadów rzecznych na przedpolu Karpat*, maszynopis IGiPZ PAN Kraków.
- 1991, *The textural diversity of Upper Quaternary fluvial deposit in the Carpathian Foreland*, [w:] Starkel L. (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part IV, Geogr. Stud., Spec. Iss. 6, s. 199–154.
- N i e d z i a ł k o w s k a E., S k u b i s z A., S t a r k e l L., 1977, *Lithology of the Eo- and Mesoholocene alluvia in Podgrodzie upon the Wistoka river*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan. 11, s. 90–100.
- O b r ę b s k a S t a r k e l B., L e ś n i a k B., 1981, *Klimat*, [w:] Warszński J. (red.),

- Województwo tarnowskie – monografia, Zakład Narodowy Imienia Ossolińskich, Wyd. PAN, Warszawa, s. 29–42.
- Passéga R., 1964, *Grain size representation by CM patterns as a geological tool*, J. Sedim. Petrol. 34, s. 830–847.
- Passéga R., Byramjee R., 1969, *Grain size image of clasic deposits*, Sedimentology, 13, s. 233–252.
- Raciniowski R., Szczypek T., 1985, *Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych*, Skrypt UŚl. 359, s. 1–140.
- Rachocki A. H., Church M. (red.), 1990, *Alluvial Fans*, Johns Wiley and Sons, London.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L., 1975, *The basic problems of paleogeography of the Holocene in the Polish Carpathians*, Biul. Geol. UW 19, s. 27–44.
- Schumm S. A., 1977, *The fluvial system*, John Wiley and Sons, London.
- 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, s. 71–88.
- Shepard F. P., 1954, *Nomenclature based on sand-silt-clay ratios*, J. Sedim. Petrol. 24, s. 151–158.
- Soja R., 1981, *Analiza odpływu z fliszowych zlewni Bystrzanki i Ropy (Beskid Niski)*, Dok. Geogr. 1, s. 1–91.
- Starkel L., 1957, *Rozwój morfologiczny progó Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianką*, Prace Geogr. IG PAN 11, s. 1–152.
- 1960, *Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie*, Prace Geogr. IG PAN 22, s. 1–239.
- 1972, *Karpaty Zewnętrzne*, [w:] Klimaszewski M. (red.) *Geomorfologia Polski*, t. 1, s. 52–115.
- 1977, *Last Glacial and Holocene fluvial chronology in the Carpathian valleys*, Studia Geomorph. Carpatho-Balkan. 11, s. 33–51.
- (red.), 1981, *The evolution of the Wistoka valley near Dębica during the Last Glacial and Holocene*, Folia Quatern. 53, s. 1–91.
- (red.), 1982, *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part I, Geogr. Stud., Spec. Iss. 1.
- 1983, *The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years*, [w:] Gregory K. J. (red.), *Background to paleohydrology*, Chichester, s. 213–237.
- (red.), 1987, *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part II, Geogr. Stud., Spec. Iss. 4.
- 1988, *Działalność człowieka jako przyczyna zmian procesów denudacji i sedymentacji w holocenie*, Prz. Geogr. LX, 3, s. 251–263.
- 1989, *Antropogeniczne zmiany denudacji i sedymentacji w holocenie na obszarze Europy Środkowej*, Prz. Geogr. LXI, 1–2, s. 33–49.
- (red.), 1990, *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part III, Geogr. Stud., Spec. Iss. 5.
- (red.), 1995a, *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part V, Geogr. Stud., Spec. Iss. 8.
- 1995b, *The pattern of the Holocene climatic variations in Central Europe based on various geological records*, Quaest. Geogr., Spec. Iss. 4, s. 259–264.
- 1995c, *Reconstruction of hydrological changes between 7000 and 3000 BP in the upper and middle Vistula River Basin, Poland*, The Holocene 5, 1, s. 34–42.
- (red.), 1996, *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part VI, Geogr. Stud., Spec. Iss. 9.
- Teisseyre A. K., 1985, *Mady dolin sudeckich, część I: Ogólna charakterystyka śródowniska (na przykładzie zlewni górnego Bobru)*, Geol. Sud. XX, 1, s. 113–195.
- 1988, *Mady dolin sudeckich, część II: Wybrane zagadnienia metodologiczne*, Geol. Sud. XXIII, 1, s. 66–95.

- Thornes J. B., 1976, *The character and problems of theory in contemporary geomorphology*, [w:] Embleton C., Brunson D., Jones D. K. C. (red.), *Geomorphology, present problems and future prospects*, Oxford University Press, s. 14–24.
- Webb R. H., O'Conner J. E., Baker V. R., 1990, *Paleohydrologic reconstruction of flood frequency on the Escalante River, South-Center Utah*, s. 403–418, [w:] Baker V. R., Kochel R. C., Patton P. C. (red.), *Flood geomorphology*, John Wiley and Sons, London.
- Wentworth C. K., 1922, *A scale of grade and class terms for clastic sediments*, *J. Geol.*, 30, s. 377–392.

RECORD OF THE FLOOD EVENTS IN THE ALLUVIAL FAN SEDIMENT AT PODGRODZIE DURING THE BOREAL AND ATLANTIC PERIOD

S u m m a r y

The alluvial fan at Podgrodzie is located on the right bank of the Wisłoka river about 7 km to southwest from Dębica (South Poland) (fig. 1). This site exposes the structure of the alluvial fan of a small creek Maga, 2.3 km long and 1.2 km² catchment (fig. 2, 3). It dissects the escarpment of the Carpathian Foothills built of Cretaceous sandstones and shales overthrust on the Miocene claystones.

First time the all side at Podgrodzie (15.75 m) was elaborated in seventies (Mamakowa, Starkel 1977; Niedziałkowska *et al.* 1977; Starkel ed. 1981; Niedziałkowska 1991) (fig. 19). In 1993 E. Czyżowska sampled again a new profile at ca. 15 m distance (fig. 4). Altogether 183 samples were taken, among them 21 from clay horizons with high organic content (fig. 5). Even 2–3 mm thick layers were sampled. From the uniform layers 10–20 cm thick 2–3 samples were taken. These small samples of fine material were analyzed by Laser technique (Analyssette 22 produced by Fritsch) but the gravel and coarse sand samples were analyzed by sieving methods.

The total thickness of a new profile reaches 8.70 m. The top part, of 120 cm, transformed by pedogenic processes, was not considered (fig. 5). Based on all the grain size analyses and using the slightly modified Shepard's classification (1953) (fig. 7) the following 5 groups were distinguished: clayey silt, silt, sandy silt, silty sand and sand. Among all the samples the most frequent are sands (43,7%) as well as silty sands (24,8%) (table 1). The sandy layers, together 3.22 m thick, represent 42,9% of the total thickness (including peat). The silty clay or sandy horizons with the high organic content, representing longer breaks in deposition, form 17,3 % (130 cm) of the total thickness. The total thickness of other groups is presented in table 2.

Characteristics of sediments are based on the lithological indicators proposed by Folk and Ward (1957). The mean grain sizes (Mz) of the discussed fan fluctuate from -2.29ϕ to 6.34ϕ with distinct peaks between 2.0ϕ and 3.0ϕ (26.1%) and $4.0\phi - 5.0\phi$ (26.8%). Their standard deviations indicate weak sorting ($\delta = 1-2$; 26.1%) and very weak sorting ($\delta = 2-4$; 26.8%) (fig. 8). Skewness varies from -0.3 to $+1.0$ with dominance between -0.11 and $+0.72$ (28,1%) (fig. 9). Kurtosis covers the diapason from 0.53 to 2.60 with culmination between 1.11 and 1.50 (fig. 10).

The detailed recognition of lithological parameters of all layers visible in the profile, the position of particular samples on the C/M Passega's diagram (1969) (fig. 11, 12) as well as the examination of sedimentological structures varying in the vertical section, were the background for several approaches in distinguishing particular flood episodes and their groups, separated by distinct breaks visible in organic deposition. Several criteria have been used. The first, most general criterion allows for separating flood sequences based on the above mentioned fine grained layers with high organic content (7–23%). Such 14 swampy horizons helped to distinguish 14 phases of the flood sedimentation (fig. 5, table 3 – part „a”).

According to G. R. Mansfield (1938), K. Klimek (1974), A. K. Teisseyre (1985) and E. Niedzialkowska (1991) one flood episode on the alluvial plain in the large catchment may be represented by three flood phases: the rise and peak of the flood wave (coarsening of sediments) as well as its fall (finer sediment to the top). Using these criteria for the discussed fan, 50 single flood events may be distinguished (fig. 5, table 3 – part „b”, fig. 13). The parts explained above by the rising or falling water level of one flood, should be considered as the reflection of two different floods of various energy [see G. R. Mansfield (1938); S. A. Schumm, R. W. Lichty (1963); E. D. McKee, E. J. Crosby, H. L. Berryhill (1967); H. J. McPherson, W. F. Rannie (1970)]. In separation of coarser sequences the Folk-Ward indices, indicating continuous rise of the dynamics towards the top were very helpful. Such sequence is interpreted as several floods that are more activated than the previous ones. Using this criteria several sequences were identified and altogether 101 flood events were distinguished (fig. 5, table 3 – part „c”, fig. 13). The distribution of particular samples on the C/M Passega's diagram allows for a more detailed analysis of the dynamics during deposition of every layer and finally for identification of up to 123 flood episodes (fig. 5, table 3 – part „d”, fig. 13).

Among distinguished floods (part „d”; see fig. 5) 99 flood events are represented by a single layer. Many of them show similarities, nevertheless the existing differences (thickness, grain size composition and indices) show great variety of dynamics of particular floods. This can be explained by the differences in discharge, in sediment load as well as in the shifting of the shallow channel over the surface of the alluvial fan. The remaining 24 floods are represented by more complexed sequences: one flood represented by 5 layers, one by 4 layers, 5 floods by 3 layers and 17 – represented by 2 layers. One sequence consisting of 5 layers, being 23 cm thick is especially interesting. The lowest part was formed under conditions of turbulent flow and consists of silty sand. The top part was formed by sedimentation of material transported in uniform suspension.

Detailed analysis of the grain size composition of some uniform thick mineral layers (fig. 14–18) have allowed to separate the consecutive phases during falling phase of the flood.

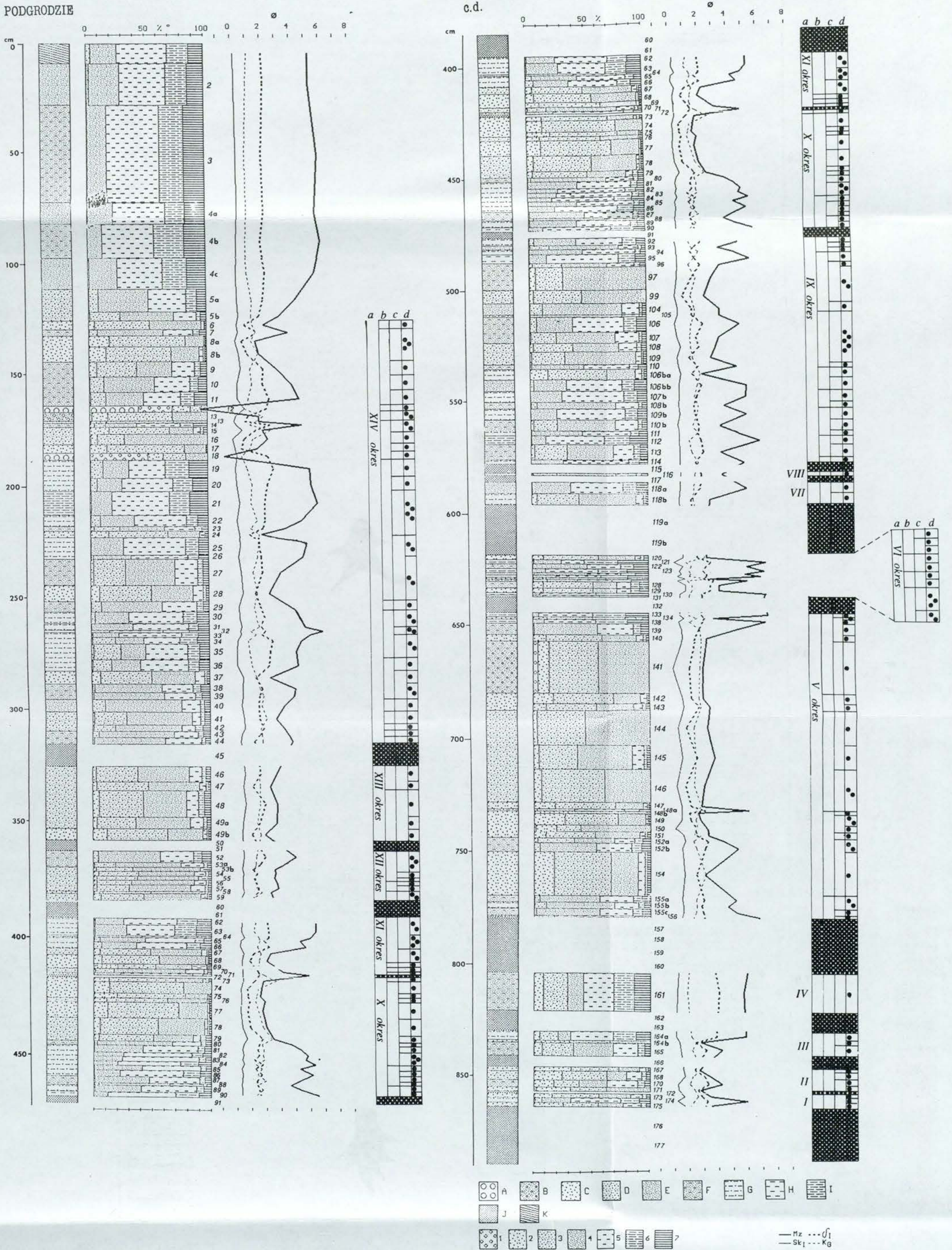
Taking into consideration the time of deposition being ca. 600 years (between two radiocarbon dates; 8390 ± 130 BP and 7750 ± 145 BP) we state, using the last discussed criteria, that during this period 95 flood events were registered (fig. 5, table 3). At the end it should be emphasized that during pre-cited period of the alluvial fan sedimentation the Maga creek may changed its water course, therefore many floods are not registered in the vertical profile. It may be documented by comparing two main profiles sections described in 1970s and 1993 (fig. 19). These profile are located in the same part of the alluvial fan and continuity of the main mineral and organic horizon is visible, however they register several differences in number and character of floods.

The results of presented detailed analyses agree with the previous opinion (Mamakowa, Starkel 1977; Niedzialowska *et al.* 1977; Starkel 1983) that the Podgorzcie site registers the phase with very frequent floods causing so rapid aggradation. This phase corresponds in the time of floods registered in many other localities in the Carpathian valleys (Ralska-Jasiewiczowa and Starkel 1975; Starkel 1984).

Translated by Author

ERRATA

Strona	Wiersz	Jest	Powinno być
18	3	Cassendorfa	Casagrande' a
28	3	-1,0-0,3	-1,0 - -0,3
28	4	-0,3-0,1	-0,3 - -0,1
28	30	wysortowanie	najliczniejsze wysortowanie
30	7	platykurtyczny	bardzo platykurtyczny
39	2	857	841
39	22	841	824
39	23	830	814
40	11	0,37	0,06
43	11	106	102
44	7	465	462
45	33	357	355
45	33	324	322
49	18	8015±133 BP	8015±135 BP
49	26	VI	IV
54	12	siedem z trzech warstwowych	siedem trójwarstwowych
56	23	0 5 lamin	5 lamin
71	5	clasic	clastic
72	8	clasic	clastic
74	30	7750±145 BP	7785±145 BP

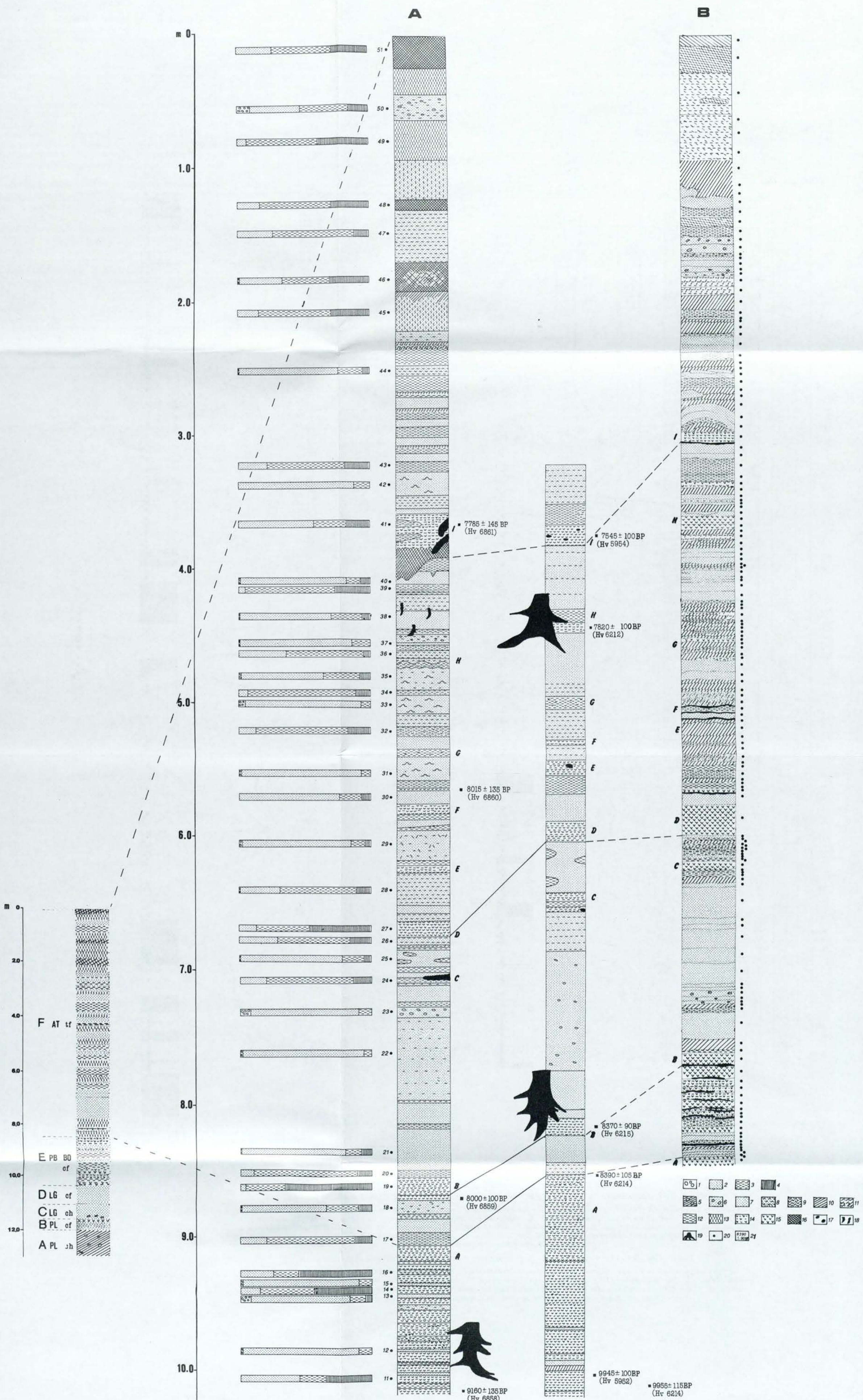


Ryc. 5. Profil osadów stożka napływowego opracowany w 1994 r. Wydzielenie sekwencji poszczególnych powodzi

Podział litologiczny: A – żwir, B – piasek ze żwirikami, C – piasek gruboziarnisty, D – piasek średnioziarnisty, E – piasek drobnoziarnisty, F – piasek pylasty, G – pył piaszczysty, H – pył, I – pył ilasty, J – poziomy organiczne, K – współczesny poziom glebowy. Skład mechaniczny: 1 – żwir, 2 – piasek gruby, 3 – piasek średni, 4 – piasek drobny, 5 – pył gruby, 6 – pył średni i drobny, 7 – il. Wskaźniki uziarnienia wg Polka i Warda (1957): Mz – średnia średnica ziarn, δ_1 – odchylenie standardowe (wysortowanie), Sk_1 – skośność, KG – kurtoza. Wydzielenie pojedynczych wznębrań: a – liczba warstw materiału mineralnego stanowiących zapis jednego zdarzenia powodziowego

Profile of the alluvial fan surveyed in 1994. Separation of the mineral sequences recording single flood event

Lithology: A – gravel, B – sand with gravel, C – coarse sand, D – medium sand, E – fine sand, F – silty sand, G – sandy silt, H – silt, I – clayey silt, J – organic layers, K – present soil layer. Grain size composition: 1 – gravel, 2 – coarse sand, 3 – medium sand, 4 – fine sand, 5 – coarse silt, 6 – medium and fine silt, 7 – clay. Granulometry after Folk and Ward's indexes: Mz – mean grain size, δ_1 – standard deviation, Sk_1 – skewness, KG – kurtosis. Record of single flood events represented by various number of the mineral layers



Ryc. 19. Zestawienie profili osadów stożka napływowego w Podgórzcie opracowanych w latach osiemdziesiątych (profil A) i dziewięćdziesiątych (profil B)

Skład granulometryczny: 1 - żwir, 2 - piasek, 3 - pyl, 4 - il. Litologia: 5 - glina ze żwirami, 6 - piasek ze żwirami, 7 - piasek, 8 - piasek zagliniony, 9 - pyl zagliniony, 10 - pyl, 11 - pyl ilasty, 12 - il, 13 - poziom zagliniony, przekształcony przez procesy glebowe, 14 - mułek organiczny, 15 - osad organiczny (torf), 16 - poziom glebowy, 17 - kawałki drewna, 18 - nacieki humusowe po korzeniach, 19 - pniaki, 20 - opróbowane warstwy, 21 - datowania radiowęglowe. AT - atlantyk, PB - preboreal, BO - boreal, LG - późny glacjał, PL - plenivistulian, cf - facja stożka, ch - facja wypełnienia koryt, ch - facja korytowa

The statement of the elaborated profiles of the alluvial fan at Podgórzcie in the eighties and nineties

Grain size composition 1 - gravel, 2 - sand, 3 - silt, 4 - clay. Lithology: 5 - clay with boulders of sandstones, 6 - sand with gravels, 7 - sand, 8 - clayey sand, 9 - clayey silt, 10 - silt, 11 - clayey silt, 12 - clay, 13 - clayey horizon altered by soil processes, 14 - organic mud, 15 - humus horizon (peat), 16 - soil horizon, 17 - wood pieces, 18 - humus sinter, round and roots, 19 - vertically standing stems, 20 - sampled layers, 21 - radiocarbon datings. AT - Atlantic, PB - Preboreal, BO - Boreal, LG - Late Glacial, PL - Plenivistulian, cf - oxbow lake facies, ch - channel facies

- Bibliografia Geografii Polskiej 1987–1989, cz. I, cz. II, 1995, 630 s., zł 35,-
Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce, Zeszyt 5. Wieloarkuszowe mapy
topograficzne Polski 1576–1870, 1984, cz. 1, 109 s., cz. 2 tab. 220, zł 12, -
Katalog dawnych map Rzeczypospolitej w kolekcji Emeryka Hutten-Czapskiego i w in-
nych zbiorach. Oprac. W. Kret, 1978, 164 s., 37 map; T. 2. Mapy XVIII wieku. Oprac.
T. Paćko, D. Stachnal-Talanda, E. Gołąb-Jankowska, 1992, 250 s., 56 map, zł 25, -

WYKAZ ZESZYTÓW CONFERENCE PAPERS

1. Restructuring of economies and regional development, 1988, 156 s.
2. Natural environment of suburban areas as development factor of big cities, 1988, 184 s.
3. The state, modes of production and world political map, 1989, 186 s.
4. Problemy współczesnej topoklimatologii / Problems of contemporary topoclimatology, 1990, 226 s.
5. Agricultural classifications. A review of methodology, 1990, 69 s.
6. Global change regional research centres, 1990, 181 s.
7. The impact of urbanization upon rural areas, 1990, 272 s.
8. The processes of depopulation of rural areas in Central and Eastern Europe, 1990, 322 s.
9. Przestrzenne problemy zdrowotności / Spatial problems of health, 1990, 322 s.
10. Evolution of population and economic activities in urban regions, 1990, 168 s.
11. Geograficzne badania nad płodnością / Geographical research on fertility, 1991, 123 s.
12. Restructuring and spatial strategy, 1991, 203 s.
13. Impact des mutations structurelles sur le développement territorial en Europe, 1991, 215 s., zł 2, -
14. Sesja naukowa IGiPZ PAN 1991 / Annual Conference 1991, 1991, 156 s., zł 2, -
15. Housing and urban policy in transition, 1992, 112 s., zł 2, -
16. Geographical issues of social and economic transformation of contemporary Japan and Poland, 1992, 158 s., zł 2, -
17. Współczesna geografia polityczna / Contemporary political geography, 1993, 128 s., zł 2, -
18. Geography of organic matter production and decay, SCOPE Seminar, Szymbark, September 11–18. 1991, 1993, 188 s., zł 3, -
19. Climate and atmospheric deposition studies in forests. International Conference, Nieborów, October 6–9. 1992, 1994, 276 s., zł 15,-
20. Przemiany środowiska przyrodniczego Karpat i Kotlin Podkarpackich / Environmental changes of the Carpathian and Subcarpathian Basins, 1995, 124 s., zł 9,-
21. EURO-MAB IV. Mountain zonality facing global change, 1995, 176 s., zł 10,-/18,-
22. Polish eastern border. Past and present problems, 1995, 96 s., zł 8,-/14,-
23. Współczesne badania klimatologów polskich w kraju i za granicą / Recent Polish climatological investigations in Poland and abroad, 1995, 236 s., zł 16,-/24,-
24. Urban and regional issues in geographical research in Poland and Italy, 1995, 168 s., zł 10,-/18,-
25. Przemiany struktury przestrzennej obszarów wiejskich w strefach przedmiejskich Polski i Rumunii. Materiały seminarium polsko-rumuńskiego, Warszawa 12–16 VI 1995, 1996, 116 s., zł 8,-/14,-

WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ
z ostatnich lat

1993

1. T. LIJEWSKI, E. S. SUJKO – Koncentracja aktywności gospodarczej i społecznej w 150 większych miastach Polski, 94 s., zł 3,-
2. A. MISZCZUK – Wyludnianie się wsi a rolnictwo wschodniej Lubelszczyzny, 86 s., zł 3,-
3. W. STOLA – Struktura przestrzenna i klasyfikacja funkcjonalna obszarów wiejskich Polski, 66 s., zł 3,-
- 4-5. A. KOTARBA (red.) – Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach, 81 s., zł 4,-
6. B. WYŻGA – Funkcjonowanie systemu rzecznej środkowej i dolnej Raby w ostatnich 200 latach, 93 s., zł 4,-

1994

- 1-2. A. S. KOSTROWICKI, J. SOLON (red.) – Studium geobotaniczno-krajobrazowe okolic Pińczowa, 197 s., zł 10,-
 - 3-4. A. DZIEWULSKA – Przemiany struktury przestrzennej chowu zwierząt gospodarskich w Polsce w latach 1970-1988, 77 s., zł 10,-
 - 5-6. T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA – Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk. Czterdzieści lat działalności 1953-1993, 138 s., 8 zał.
- SUPLEMENT (5-6) – D. GAZICKA – Wybrane publikacje pracowników Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk wydane w latach 1953-1993, 69 s., zł 10,-

1995

1. S. KOZARSKI – Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka → 10 ka BP), 84 s., zł 5.20,-
2. P. GĘBICA – Ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem w wistulianie i holocenie, 92 s., zł 5.20,-
3. A. GAWRYSZEWSKI – Mapy narodowościowe, wyznaniowe i językowe Polski wykonane przez autorów obcych. Bibliografia (lata 1846-1967), s. 102, zł 6,-

1996

4. A. KOTARBA (red.) – Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach – II, s. 70, zł 6,-