

Zakład Geologii  
Instytut Nauk o Ziemi UMCS

Wojciech SZWAJGIER

*Warunki rozwoju doliny Bugu na odcinku Horodło–Włodawa  
w czasie późnego vistulianu i w holocenie*

Evolution of the Bug river valley between Horodło and Włodawa during Late Vistulian  
and Holocene

Problematyka procesów fluwialnych w polskiej literaturze geomorfologicznej do lat siedemdziesiątych nie stanowiła przedmiotu szczególnych zainteresowań. Nieliczne prace z tej dziedziny poświęcone były przede wszystkim osadom i morfologii dolin rzecznych.

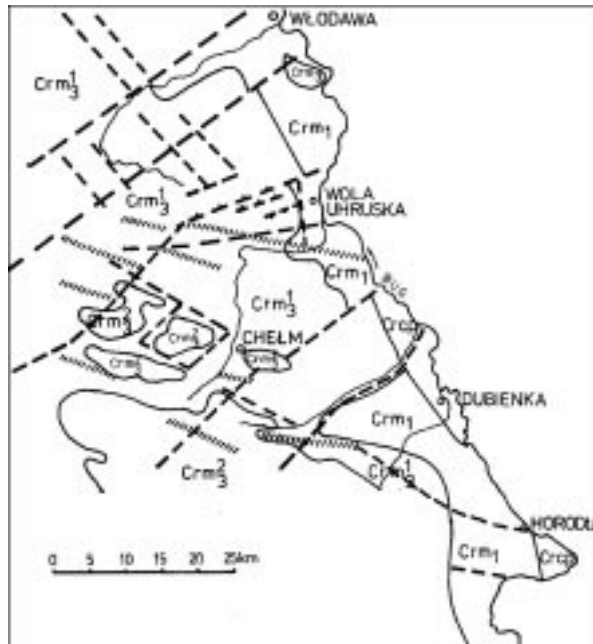
Dolina Bugu już na początku wieku stała się obiektem zainteresowań wielu badaczy, przy czym najwięcej uwagi poświęcano górnemu i dolnemu biegowi rzeki. Mimo trwających od ponad 100 lat badań geologicznych i geomorfologicznych w dorzeczu środkowego Bugu, informacje na temat warunków rozwoju doliny, a zwłaszcza najmłodszego – holocenijskiego – etapu ewolucji są bardzo skąpe. Samej dolinie poświęcono tylko kilka prac (Rzechowski 1963, 1965; Harasimiuk, Rzechowski, Szwałgier 1995a, b; Szwałgier 1997, 1998a, b).

W publikowanych pracach geologicznych i geomorfologicznych zwracano jednakże uwagę na wyraźne odrębności doliny Bugu w stosunku do innych dolin podobnej rangi (kwestie wpływu stref marginalnych zlodowacenia odry i warty na warunki rozwoju doliny, ilość i budowa teras, zmiany hydrograficzne).

Stan badań w dolinie środkowego Bugu wskazuje na słabe rozpoznanie budowy geologicznej holoceniowego dna doliny. W związku z tym głównym celem jest poznanie warunków rozwoju współczesnego dna doliny Bugu na odcinku Horodło–Włodawa. Wymagało to rozwiązania następujących problemów:

- wpływ budowy geologicznej i jej ewolucji na warunki rozwoju dna doliny Bugu;
- wzajemne związki pomiędzy stanami wody i wielkością przepływów a zdolnością transportową rzeki oraz rozpoznanie cech hydrologicznych rzeki istotnych dla procesów geomorfologicznych;
- klasyfikacja form w obrębie równi zalewowej i rozpoznanie budowy geologicznej tych form;
- określenie genezy i wieku sklasyfikowanych form dna doliny.

Opracowaniem objęto odcinek doliny Matcze–Włodawa, który ma około 80 km długości, co stanowi około 2/3 poleskiego odcinka doliny Bugu (od północnej granicy Grzędy Horodelskiej do ujścia Krzyny). Odcinek ten charakteryzuje się specyficznym kształtem w planie późnovistuliańskiego i holoceniowego dna doliny – składa się z szeregu zwożeń i rozszerzeń dna doliny.



Ryc. 1. Mapa geologiczna bez utworów młodszych od kredy według Wyrwickiej i Harasimiuka (1992) uzupełniona; linie przerywane – uskoki, szrafura – strefy uskoków  
 Geological map with rocks to the Cretaceous ceiling acc. to Wyrwicka and Harasimiuk (1992) supplemented; broken lines – faults, diagonal hachure – zones of faults

Badany obszar leży w brzeżnej strefie platformy wschodnioeuropejskiej. Części południowej (Obniżenie Dubienki) prawie dokładnie odpowiada zrąb zwany Podniesieniem Kumowskim, a część północna leży w obrębie Zapadliśka Włodawskiego (ryc. 1). Podniesienie Kumowskie od południa ogranicza uskoki włodzimierski, a od północy strefa dyslokacyjna Święcicy, gdzie amplituda dyslokacji w obrębie paleozoiku przekracza 1000 m. Strefie dyslokacyjnej Święcicy odpowiada w przybliżeniu tak zwany Łuk Uhruski. Podniesienie Kumowskie i Zapadliśko Włodawskie przecinają podrzędne dyslokacje (uskoki Udału, uskoki Włodawki o kierunku SW–NE) oraz uskoki Serebryszcza o kierunku równoległym do doliny Bugu. Paleozoiczny plan strukturalny jest w przybliżeniu powtórzony przez układ dyslokacji czytelny w pokrywie mezozoicznej.

Rzeki są głównymi drogami transportu materiału z obszarów lądowych do mórz i oceanów. Transport erodowanego materiału nie jest procesem ciągłym, lecz składa się z wielu etapów (erozji i depozycji), w wyniku czego następuje czasowe gromadzenie lub erodowanie osadów aluwialnych. Proces ten jest bezpośrednio związany z powstawaniem nowych form w obrębie dolin rzecznych i zachodzi nawet w bardzo stabilnych warunkach przepływu i obciążenia rzeki. Duża dynamika środowiska rzecznego sprawia, że trwałość form jest różna: formy powstające na dnach rzeki (np. ripplemarki) są formami krótkotrwałymi, natomiast duże formy akumulacyjne rzeki meandrującej (np. odsyp meandrowy) są formami długotrwałymi (Allen 1965; Gradziński 1973; Teisseyre 1985, 1990). W warunkach niestabilnych przepływów bardzo istotne są osady depozowane w strefie pozakorytowej rzeki, gdzie akumulacja może następować w warunkach wody stojącej lub zróżnicowanych przepływów. W tej strefie oprócz form akumulacyjnych powstają również formy erozyjne i są one zazwyczaj związane z dłuższym przepływem wód pozakorytowych (Szwajgier 1998a).

Zespół procesów kształtujących również zalewowa, traktowana jako przestrzeń o wysokiej dynamice zmian, zależy nie tylko od rozmiarów, typu rzeki, warunków hydrodynamicznych, ich okresowych zmian, rodzaju niesionego materiału, ale także od budowy geologicznej podłoża, różnic w rzeźbie terenu, ruchów pionowych, warunków klimatycznych oraz obecności i rodzaju szaty roślinnej.

Zmiany klimatu podczas ostatnich 30 tys. lat są stosunkowo dobrze poznane na obszarze Polski. Przejście od klimatu oceanicznego do kontynentalnego miało miejsce 25–20 ka BP, dobrze rozpoznawalny jest okres rozwoju zmarzliny i procesów eolicznych datowany na 20–15 ka BP. Zmiana klimatu na bardziej wilgotny i umiarkowany przebiegała w trzech krótkich etapach: ok. 14,5 ka, 13 ka i 10 ka lat BP (Starkel 1997).

Przed fazą degradacji wieloletniej zmarzliny prawie płaskie dno doliny Bugu tworzyły osady piaszczyste, a ówczesna rzeka miała cechy roztokowej.

Wielonurtowe koryto zajmowało prawie całe dno. Przy wysokich stanach wody w brzeżnych częściach dna doliny osadzały się utwory piaszczysto-mułkowe, które budują niższą terasę nadzalewową (Harasimiuk, Rzechowski, Szwajgier 1995a; Szwajgier 1998a).

W osadach budujących niższą terasę nadzalewową w okolicy Dorohuska występują struktury szczelinowe kontrakcji termicznej typu syngenetycznego, co wskazuje na występowanie w tym czasie niskich temperatur rocznych powietrza oraz dużych gradientów termicznych. Daty uzyskane z osadów terasowych (ze strukturami mrozowymi) określają ich wiek na fazę leszczyńską. W spągowej części tych osadów uzyskano datę TL 22 900 lat BP, a w stropowej 16 500 lat BP, co wskazuje, że akumulacja trwała od fazy leszczyńskiej do fazy pomorskiej. Następnie, w okresie między 16 500 a 15 000 lat BP wystąpiła faza erozji, której rozmiary osiągnęły ok. 8 m. W okresie 25–10 000 lat BP wystąpiły istotne zmiany w ewolucji koryta Bugu, który przeorganizował się z rzeki roztokowej w rzekę roztokowo-meandrującą, a następnie w rzekę o wielkich meandrach. Zmiany te warunkował klimat. W okresie klimatu kontynentalnego (25–20 000 lat BP) Bug funkcjonował jako rzeka roztokowa z przepływami zmniejszającymi się, a wody wykorzystywały tylko część rozległego, płaskiego dna doliny. W okresie 20–15 000 lat BP funkcjonowanie koryta Bugu odbywało się w podobnych warunkach z wyraźnie roztokowym korytem i niewielkimi przepływami. U schyłku tego okresu wraz z wilgotnieniem klimatu nastąpiła skokowa zmiana w ewolucji koryta Bugu. Nastąpiło przeorganizowanie się koryta Bugu z roztokowego w roztokowo-meandrujące, a w okresie 14–13 000 lat BP Bug osiągnął fazę meandrów wielkopromiennych. Rozwój meandrów wielkopromiennych w istotny sposób wpłynął na rzeźbę dna doliny Bugu. Szerokie, prawie płaskie dno doliny umożliwiło swobodny rozwój meandrów w obrębie całego dna doliny, a ślady ich działalności są szczególnie dobrze zachowane w brzeżnych częściach dna doliny. W okresie późniejszym (od okresu atlantyckiego) przejście meandrów wielkopromiennych w meandry o mniejszych promieniach prowadziło do wyodrębnienia się pasa meandrowego. Meandrująca rzeka wykorzystywała tylko część dna doliny Bugu, dzięki czemu w obrębie dna doliny (poza pasem meandrowym) mogły zachować się we fragmentach formy związane z fazą rozwoju meandrów wielkopromiennych. Ich obecność podkreślają łukowate podcięcia krawędzi terasy nadzalewowej tworzące charakterystyczne, rozległe nisze.

Jak wskazuje analiza występowania paleomeandrów wzdłuż doliny Bugu na odcinku kilkudziesięciu kilometrów wykorzystywały one w swojej ewolucji niektóre nisze termokrasowe rozwijające się w krawędzi terasy nadzalewowej. Nisze termokrasowe wykorzystywane przez meandry wielkopromienne zawierają osady związane z działalnością rzeki oraz bardzo wyraźne łuki odsypów meandrowych. W innych niszach, morfologicznie podobnych, nie stwierdzono osadów związanych z działalnością rzeki (np. w okolicy Stulna). W profilu ni-

szy termokrasowej dominują mułki i mułki piaszczyste, a w stropie torfy i namuły powodziowe (Szwajgier 1998a). Powstanie nisz termokrasowych należy wiązać z okresem degradacji wieloletniej zmarzliny.

Rzeka wielkopromienna wywierała znaczący wpływ na kształtowanie się rozległej powierzchni dna doliny, w morfologii której wyróżniały się odcinane pętle meandrów wielkopromiennych oraz powierzchnie odsypów meandrowych. Rozwojowi meandrów tego typu towarzyszyła erozja wgłębna osiągająca znaczne rozmiary. W wyniku wcinających się meandrów wielkopromiennych powstały różnej wielkości ostańcowe wyspy niższej terasy nadzalewowej zaznaczające się w rzeźbie współczesnego dna doliny (najwyraźniej widoczne na odcinku doliny Bugu między Dubienką a Dorohuskim). Etap erozji nie przebiegał jednostajnie i był uzależniony od wielkości przepływu. W fazie rozwoju meandrów wielkopromiennych erozja pogłębiła dolinę Bugu na badanym odcinku ok. 5–6 m.

Wraz z fazą meandrowania Bugu pojawiają się częste wezbrania i powodzie, co skutkuje narastaniem osadów powodziowych w postaci mułków piaszczystych. Dla rzek meandrujących bardzo istotny jest związek pomiędzy długością fali meandrowej, a więc i promieniem krzywizny meandru, a wielkością przepływu (Dury 1965). Na podstawie parametrów zachowanych form paleomeandrów można wnosić, że największe przepływy kształtowały rozwój meandrów wielkopromiennych Bugu na przełomie vistulianu i holocenu.

Z początkiem holocenu na tereny Polski środkowowschodniej poza sosną i brzoza zaczynają wkraczać drzewa o wyższych wymaganiach termicznych. Pierwszym gatunkiem, który osiąga wyższe wartości, już do kilku procent, w okresie preborealnym (10 200–9000 BP) jest wiąz (*Ulmus*). Wędrował on z południowego wschodu wzdłuż łuku Karpat. Z postępującym ociepleniem i sukcesją roślinności drzewiastej na początku okresu preborealnego (Starkel 1977; Bałaga 1995; Zernicka 1966) zachodziły szybkie zmiany reżimu rzek, głównie w kierunku wyrównania przepływów. Zmiany te prowadziły do przekształcania się koryt o obciążeniu dennym w koryta o obciążeniu zawieszonym, a to z kolei do zmniejszania się szerokości koryt, promieni meandrów i wyodrębnienia się pasa meandrowego z tendencją do zmniejszania jego szerokości. Okres borealny, według zgodnych poglądów wielu autorów, cechował się obniżeniem ilości opadów, co w konsekwencji powodowało zmniejszenie się odpływu i rozmiarów powodzi (Starkel 1997).

Od schyłku okresu borealnego w dolinie Bugu następuje stabilizowanie węższego pasa meandrowego z meandrującym korytem. Ukształtowana szerokość pasa meandrowego (ok. 300–400 m), szerokość koryta (30–70 m) i wielkość promieni (200–300 m) meandrów nie odbiegają w zasadniczy sposób od współczesnych. W obrębie pasa meandrowego następowała akumulacja piasków drobnych facji korytowej i mułków piaszczystych wału brzegowego i gli-

fów krewasowych. W pozostałej części dna doliny osadzały się mułki facji powodziowej budujące mady.

W wielu dolinach rzecznych na przełomie okresu borealnego i atlantyckiego wystąpiła mniej lub bardziej wyraźna faza erozji (Gębica, Starkel 1987). W tych warunkach nastąpiło dość szybkie przeorganizowanie się koryt meandrujących wielkopromiennych w koryta meandrujące o znacznie mniejszych promieniach lub nawet w koryta meandrująco-anastomozujące w dolinie Bugu. Zmniejszenie się przepływów i ograniczenie ilości transportowanego materiału przez Bug przyczyniło się do tego, że o charakterze rzeki w znacznym stopniu zaczęły decydować warunki lokalne. Wcześniej ich ranga była zbyt mała, by powodować skutki w funkcjonowaniu koryta. Zmiana typu meandrów odzwierciedliła się w charakterze aluwiów równi zalewowej: przejście od osadów piaszczysto-mułkowatych do mułków.

Okres atlantycki (8000–5000 BP) to optimum klimatyczne, w którym największe znaczenie mają lasy liściaste z dębem, lipą, wiązem, jesionem. Ich udział w zbiorowiskach leśnych zależy od warunków siedliskowych. Na obszarach z przewagą gleb piaszczystych duże znaczenie ma także sosna. Wysoki udział sosny w okresie atlantyckim jest notowany w diagramach pyłkowych z Polesia (Bałaga 1995; Zernickaja 1966).

Poprawa warunków klimatycznych (wzrost wilgotności, rozwój roślinności) w okresie atlantyckim ożywiła procesy korytowe w dolinie Bugu. Zwiększenie się przepływów wpłynęło na pogłębienie i poszerzenie koryta, a wzmożone procesy erozji bocznej w korycie przyśpieszały rozwój i odcinanie meandrów. Odcięte meandry stwarzały doskonałe warunki do rozwoju fauny i flory.

W osadach wypełniających starorzeczka z okresu atlantyckiego przeważa fauna wodna, a nagromadzenie skorupki niekiedy jest niemal skałotwórczym składnikiem. Oprócz zdecydowanej przewagi fauny wodnej występują skorupki ślimaków żyjących na podmokłych łąkach i roślinność typu szuwarowego. Licznie występują też gatunki typowe dla środowiska bagiennego.

W odróżnieniu od innych dolin rzecznych (Nakonieczny 1967; Gębica, Starkel 1987; Rotnicki 1982) w dolinie Bugu nie było warunków do sedymentacji organogenicznej na odcinku od Dorohuska po Włodawę. Jedyne w starorzeczach meandrów wielkopromiennych sedymentacja torfów zamyka stropowe ich wypełnienie, a miąższość nie przekracza 1,5 m. Inna sytuacja jest na odcinku doliny Bugu między Horodłem a Dorohuskim. Tu, w obrębie dna doliny tworzyły się torfy w niewielkich, lokalnych zakłębłościach (np. okolice Matczy, Skryhiczyna) między wałami przykorytowymi a krawędzią terasy nadzalewowej. Niekiedy łączą się one z torfami wypełniającymi boczne dolinki. Zupełnie inne warunki panowały w dolinach dopływów Bugu. Są one zatorfione (np. dolina Wełnianki, Udału, Uherki), a miąższość przekracza nawet 6 m (Nakonieczny 1967), czyli mniej więcej tyle, ile wynosi miąższość holocenijskich mad

w dnie doliny Bugu. Świadczy to o blokowaniu ujściowych odcinków dopływów Bugu przez wyższe tempo agradacji w dolinie Bugu.

Proces sedymentacji organicznej w starorzeczach meandrów wielkopromiennych Bugu rozpoczął się w schyłkowej fazie okresu atlantyckiego (Bałaga 1997; Sz wajgier 1998b).

W zbiorowiskach leśnych w młodszym holocenie zachodzą zmiany wywołane nie tylko wkraczaniem nowych gatunków drzew, warunkami klimatycznymi czy procesami glebowymi (bielicowanie), ale i związane z działalnością człowieka spowodowane wypalaniem czy wycinaniem lasów, gospodarką hodowlaną i rozwojem rolnictwa.

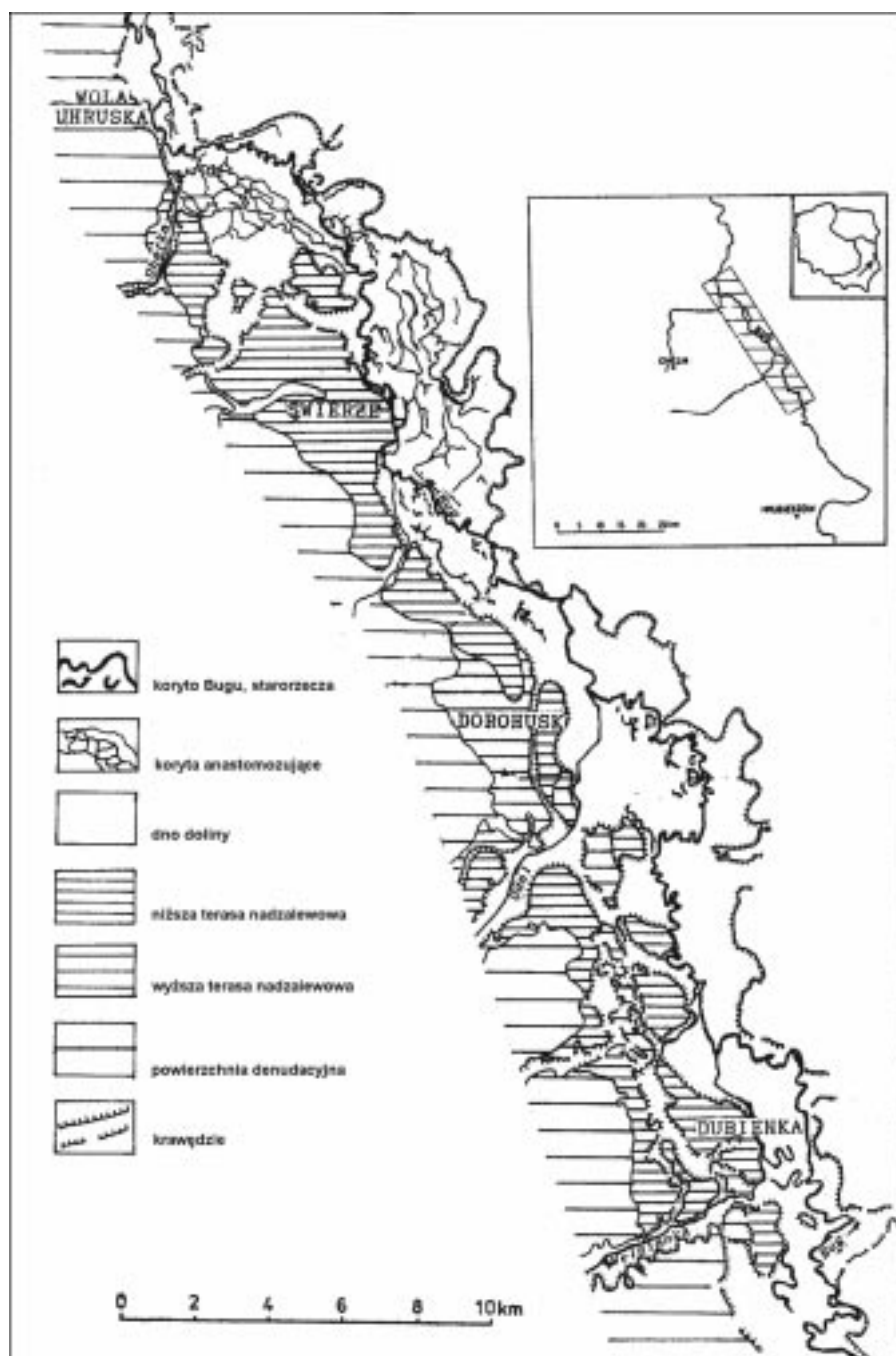
Osady młodszego holocenu (okres subborealny, subatlantycki) facji pozakorytowej to przede wszystkim mady deponowane na równi zalewowej. Wysoka zawartość węglanu wapnia i skład granulometryczny wskazują, że tworzyły się one w wyniku wzmożonej denudacji lessów z obszaru Grzędy Horodelskiej (Alexandrowicz, Dolecki 1991).

Od schyłku okresu atlantyckiego nie występowały w obrębie dna doliny Bugu zasadnicze zmiany. Ukształtowane wówczas parametry rzeki zachowały swoje zasadnicze cechy, a zmiany zachodziły głównie w obrębie pasa meandrowego. Charakterystyczne jest natomiast występowanie koryt anastomozujących i koryt powodziowych świadczących o awulsji, a nie swobodnej wędrówce meandrów (Harasimiuk, Rzechowski, Sz wajgier 1993).

Wśród wielu geomorfologów i geologów zajmujących się problematyką rozwoju systemów rzecznych panuje dość zgodny pogląd, że koryta anastomozujące należy wyróżnić jako odrębny typ rozwinięcia. Koryta takie rozwijają się jako przejaw przystosowania się systemu rzeczno-geologicznego do malejącego spadku dna doliny. Bardzo podatne na rozwój tego typu systemów są rzeki o obciążeniu zawiesinowym (Rust, Nanson 1986; Allen 1965; Teisseyre 1992; Harasimiuk, Rzechowski, Sz wajgier 1993).

Koryta anastomozujące rozwijają się w określonych warunkach, na stosunkowo krótkich odcinkach. Jedną z głównych przyczyn anastomozowania koryta Bugu są ruchy tektoniczne zachodzące w holocenie i współcześnie. Powodują one lokalne zmiany spadku dna doliny i zwężenia o charakterze przełomów. Tendencja do transformacji koryta z meandrującego w anastomozujące pojawia się powyżej stref dyslokacyjnych przecinających poprzecznie dolinę Bugu (ryc. 1). Szczególnie wyraźnie czytelne są efekty transformacji powyżej Wału Uhruskiego (okolice Hnieszowa), dla którego dobrze jest udokumentowana tektoniczna aktywność trzeciorzędowa, w tym także plioceńska (Liszkowski 1975; Wyrwicka, Wyrwicki 1987; Haber 1989).

Pod względem hydrologicznym współczesny Bug jest rzeką o zróżnicowanych przepływach. Charakterystyczne są duże spadki odpływów letnich (co jest typowe dla klimatu o cechach kontynentalnych), zasilanie roztopowe, wczesno-

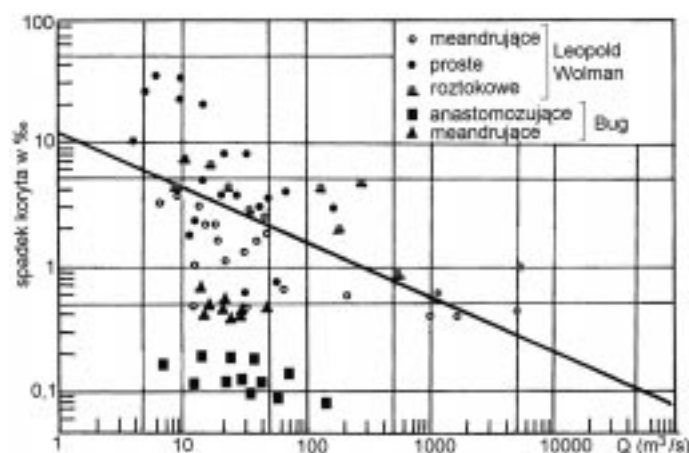


Ryc. 2. Główne elementy morfologii doliny Bugu w Obniżeniu Dubienki  
Main morphological elements of the Bug river valley in the Dubienka Depression



wiosenne powodzie, bardzo często zatorowe, o stromych falach (Michalczyk 1986). W świetle danych z literatury, głównie dotyczących rzek kanadyjskich (Smith 1983) i australijskich (Allan, Pickup 1988), takie cechy hydrologiczne powodują, że rzeka jest podatniejsza na rozwój systemów anastomozujących.

W literaturze polskiej problematykę rzek anastomozujących podjął Teisseyre (1985, 1990, 1992), a badania dotyczyły przede wszystkim warunków współczesnego rozwoju równin aluwialnych rzek Polski SW – głównie w części dolin sudeckich i przed-sudeckich, natomiast osady kopalne związane z tym typem rozwoju koryta rzecznego opisali Zwoliński (1985), Harasimiuk (1991), Harasimiuk, Rzechowski, Sz wajgier (1995).



Ryc. 3. Pozycja i typ rozwoju koryta Bugu na tle wykresu Leopolda i Wolmana (1957)  
Position and type of the Bug river channel in Leopold's and Wolman's diagram (1957)

Typ rzeki na badanym odcinku dobrze ilustruje ryc. 3, gdzie w układzie współrzędnych ( $x$  – przepływ  $Q$  w m/sek.,  $y$  – spadek koryta w ‰) przedstawiono (Leopold, Wolman 1957) punkty, które tworzą charakterystyczne pola dla danego typu rzeki, tj. rzeki meandrującej, roztokowej i prostej. Na wykres ten naniesiono punkty odnoszące się do koryta Bugu na odcinkach o różnym spadku. Odcinki o małym spadku tworzą zwarte pole, lekko rozciągnięte o równoległym ułożeniu do osi  $x$ , co świadczy o wpływie zmieniającego się przepływu. To wyraźnie wyodrębniające się pole jest charakterystyczne dla rzeki anastomozującej. Odcinki o większym spadku wchodzą w pole określone dla rzeki meandrującej. Układ pól dla poszczególnych typów rzek szczególnie dobrze ilustruje rzeki o przepływie w granicach 10–100 m/sek., a więc zakres, w którym mieści się Bug (spadek, przepływ). Wyraźnie widać, że ponad linią znajdują się rzeki roztokowe, poniżej rzeki meandrujące, a jeszcze niżej rzeki anastomozujące (Leopold, Wolman 1957).

Największe zmiany w środowisku współczesnego dna doliny Bugu na badanym odcinku wywoływane są sezonowymi przepływami; one decydują o wielkości i kierunku tych zmian. Przy przepływach do pełnokorytowych rzeka zachowuje swój meandrujący lub meandrująco-anastomozujący charakter. Koryta tej rzeki są stabilne, wcięte w osady równi zalewowej zbudowanej z osadów kohezyjnych, a rzeka ma obciążenie zawieszinowe.

Osady holoceńskie budujące dno doliny środkowego Bugu stanowią najbardziej rozległą powierzchnię i reprezentują różne typy genetyczne. Są to piaski facji korytovej, mułki i mady facji pozakorytovej oraz mułki ilaste, mułki organiczne i torfy wypełniające starorzeczca. Wiek osadów w zdecydowanej większości związany z rozwojem rzeki meandrującej (na niektórych odcinkach anastomozującej) i jest zawarty w przedziale całego holocenu.

#### LITERATURA

- Alexandrowicz S. W., Dolecki L. 1991: Osady i malakofauna holoceńskiej terasy Bugu w Gródku koło Hrubieszowa. *Nauk. AGH, Geologia*, 17, 1-2: 5-22.
- Allen J. R. L. 1965: A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 89-191.
- Allan G., Pickup G. 1988: History, Palaeochannels and Palaeofloods of the Finke River, Central Australia. *Fluvial Geomorphology of Australia*.
- Bałaga K. 1995: Jezioro Perespilno – analiza pyłkowa laminowanej części rdzenia. *Mat. konferencji „Problemy geomorfologii i paleomorfologii czwartorzędu”*, Lublin, 10-11.04.1995.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1983: Wpływ zlodowacenia środkowopolskiego na rzeźbę południowej części Polesia Lubelskiego. *Ann. UMCS, sec. B*, 35/36: 63-79.
- Dury G. H. 1965: Theoretical implications of underfit streams. *US Geol. Survey Profes. Paper*, 452-C, Waszyngton.
- Gębica P., Starkel L. 1987: The evolution of the Vistula river valley at the northern margin of the Niepołomice Forest during last 15,000 years. [W:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15,000 years. Part II Geogr. Stud., Special Issue*, 4.
- Gradziński R. 1973: Wyróżnianie i klasyfikacja kopalnych osadów rzecznych. *Postępy Nauk Geologicznych*, 5. Wyd. Geologiczne. Warszawa.
- Haber M. 1989: Dwa przekroje geofizyczne SW-NE w rejonie Chełma Lubelskiego. *Kwart. Geol.*, 33, 3/4.
- Harasimiuk M. 1991: Vistulian glacial cycle of the fluvial processes development in the valley of the middle Wieprz river (SE Poland), *Ann. UMCS, sec. B*, 46, 5: 81-109.
- Harasimiuk M., Rzechowski J., Szwałgier W. 1989a: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Dubienka (791). Państwowy Inst. Geol., Warszawa.
- Harasimiuk M., Rzechowski J., Szwałgier W. 1989b: Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Dubienka (791). Państwowy Inst. Geol., Warszawa.

- Harasimiuk M., Rzechowski J., Sz wajgier W. 1993: Mapa Geomorfologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Dubienka (791). Inst. Nauk o Ziemi, UMCS Lublin.
- Harasimiuk M., Rzechowski J., Sz wajgier W. [w druku]: Objasnienia do Mapy Geomorfologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Dubienka (791). Inst. Nauk o Ziemi, UMCS Lublin.
- Harasimiuk M., Rzechowski J., Sz wajgier W. 1995a: Wplyw ruchow neotektonicznych na warunki rozwoju rowni zalewowej i koryta Bugu w Obnizeniu Dubienki (Polesie Zachodnie). Ann. UMCS, sec. B, 48.
- Harasimiuk M., Rzechowski J., Sz wajgier W. 1995b: Problemy genezy i wieku teras nadzalewowych w dolinie Bugu w Obnizeniu Dubienki. Mat. konferencji: „Problemy geomorfologii i paleogeografii czwartorzędu”, 10–11.04.1995, Lublin.
- Leopold L. B., Wolman M. G. 1957: River channel patterns; braided, meandering and straight. US Geol. Surv. Prof. Pap. 282–A: 36.
- Liszkowski J. 1975: Wplyw pionowych ruchow skorupy ziemskiej na ksztaltowanie sie warunkow hydrologicznych wodonoścow szczelinowych. [W:] Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, 1. Mat. Kraj. Symp, Warszawa.
- Michalczyk Z. 1986: Warunki występowania i krążenia wód na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. UMCS, Lublin.
- Nakonieczny S. 1967: Holocenska morfogeneza Wyżyny Lubelskiej. Rozprawa habilitacyjna. UMCS, Lublin.
- Rotnicki K. 1982: The method of retrodiction of former meandering river discharge and its significance for the investigation of river hydrology changes during the holocene. Abstracts of Papers, XI INQUA Congress, V. 2. int. Ass. Sediment. 7: 105–120.
- Rust B. R., Nanson G. C. 1986: Contemporary and Palaeochannel patterns and the late Quaternary Stratigraphy of Cooper Creek, Southwest Queensland, Australia. Earth Surface Processes and Landforms, 11.
- Rzechowski J. 1963: Młodoczwartorzędowe osady doliny Bugu w okolicy Dubienki. Ann. UMCS, sec. B, 16: 37–60.
- Rzechowski J. 1965: Facje młodoczwartorzędowe aluwiów dorzecza środkowego Bugu. Kwart. Geol., 9, 1.
- Smith D. G. 1983: Anastomosed fluvial deposits: modern examples from Western Canada. Spec. Publ. Int. Ass. Sedim., 6.
- Starkel L. 1977: Paleogeografia holocenu. PWN, Warszawa.
- Starkel L. 1988: Historia dolin rzecznych w holocenie. Wszechnica PAN. Ossolineum, Wrocław: 87–107.
- Starkel L. 1997: The evolution of fluvial systems in the Upper Vistulian and Holocene in the territory of Poland. Landform Analysis, UŚ Katowice, 1: 7–18.
- Sz wajgier W. 1997: The application of program „Surfer” to reconstruction of development of high-radius meander from the slope of Vistulian in the Bug valley near Dorohusk. [W:] The late Pleistocene in eastern Europe; stratigraphy, paleoenvironment and climate. INQUA–SEQS–Symposium. Vilnius.
- Sz wajgier W. 1998a: Rozwój doliny Bugu w plejstocenie. [W:] Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce – stan aktualny i perspektywy. IV Zjazd Geomorfologów Polskich. Lublin, 3–6.06.1998.

- Szwajgier W. 1998b: Warunki rozwoju paleomeandrów wielkopromiennych w dolinie Bugu pod Dorohuskim. [W:] Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce – stan aktualny i perspektywy. IV Zjazd Geomorfologów Polskich. Lublin, 3–6.06.1998.
- Teisseyre A. K. 1985: Mady dolin sudeckich. Cz. 1: Ogólna charakterystyka środowiskowa na przykładzie zlewni górnego Bobru. *Geologia Sudetica*, XX, 1.
- Teisseyre A. K. 1990: Klasyfikacja rzek w świetle systemu fluwialnego i geometrii hydraulicznej. *Acta Univ. Wratisl. Prace Geolog-Mineral.*, 22. Wyd. Uniw. Wrocławskiego, Wrocław.
- Teisseyre A. K. 1992: Rzeki anastomozujące – procesy i modele sedymentacji. *Przeg. Geol.*, 4: 241–248.
- Wyrwicka K., Wyrwicki R. 1987: Przekrój geologiczny łuku Uhruska. *Kwart. Geol.*, 30, 3/4.
- Wojtanowicz J. 1995: Charakterystyka litologiczna i stratygrafia osadów plejstoceniowych w dolinie Bugu koło Uhruska. *Ann. UMCS, sec. B*, 48 (1993).
- Zernicka V. P. 1966: Paleogeografia białoruskiego Polesia w późnym glacie i holocenie. *Przegląd Geograf.*, 68, 1–2: 137–149.
- Zwoliński Z. 1985: Sedymentacja osadów przyrostu pionowego na terasie zalewowej Parseyty. *Badania Fizjogr. nad Polską Zachodnią*, A, 35.

#### SUMMARY

The purpose of the study was to present the development of conditions of the modern Bug river valley-floor between Horodło and Włodawa. The influence of the geological structure and its evolution on the development of conditions of the valley-floor was defined, relations between water levels, discharge volumes and the river capacity were examined and hydrological features important for geomorphological processes were classified, their genesis defined.

In the final phase of the Vistulian climatic conditions determined the direction and intensity of fluvial processes, while in the Holocene the role of local conditions within the Bug valley-floor increased. The floor of the valley is formed of Holocene deposits of considerable genetic diversity: sands of the channel facies and loams and alluvial soils of the extrachannel facies, as well as clayey silts, organic silts and peat in abandoned channels. The deposits reflect the development of the meandering (and anastomosing) river and are contained within the interval of the whole Holocene. Anastomosing of the channel is a reaction to the tectonic conditions.