

Zakład Geologii Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS w Lublinie

Józef SUPERSON

Geomorfologia doliny meandrowej dolnego Poru (Wyzyna Lubelska)

Геоморфология меандровой долины нижнего Пору (Люблинское плато)

Geomorphology of the Meandering Valley of the Lower Por River (the Lublin Upland)

Sieć rzeczna Kotliny Zamojskiej charakteryzuje się występowaniem mniej lub bardziej zniszczonych dolin meandrowych. Najlepiej zachowane są klasyczne formy meandrowe w obrębie dolnego Poru. Mimo ich klasycznej postaci, znajdujemy tylko fragmentaryczne wzmianki o nich w dwóch pracach (3, 14). E. D u s z y ń s k a (3) ogranicza się do stwierdzenia, że rzeka Por meandruje, a pozostałości terasy nadzalewowej miały duże znaczenie dla rozwoju osadnictwa, natomiast S. N a k o n i e c z n y (14) podkreśla, że w dolnym i środkowym odcinku Poru występują pagóry meandrowe terasy nadzalewowej, powstałe w wyniku późnoplejstoczeńskiego wcięcia rzeki.

Celem przeprowadzonych badań terenowych w latach 1973—1974* było opracowanie geomorfologiczne i wyjaśnienie genezy form meandrowych w dolinie dolnego Poru.

Dolina dolnego Poru położona jest w zachodniej części Kotliny Zamojskiej, zajmuje południową rynnę dużego, subsekwentnego obniżenia, które rozciąga się od okolic Turobina do doliny Wieprza, a w kierunku południkowym ograniczone jest przez stoki Roztocza Gorajskiego i Roztocza Szczebrzeszyńskiego oraz przez stoki Wierzchowiny Giełczewskiej. Zachodnią część obniżenia zajmuje w całości dolina środkowego Poru, natomiast część wschodnia obniżenia składa się z dwóch rynien odgrodzo-

* Praca wykonana w ramach seminarium prowadzonego pod kierunkiem prof. dr hab. Adama Malickiego.

nych od siebie niskimi, subsekwentnymi wzgórzami. Rynnę południową zajmuje dolina dolnego Poru, zaś rynnę północną dolina Łętowni.

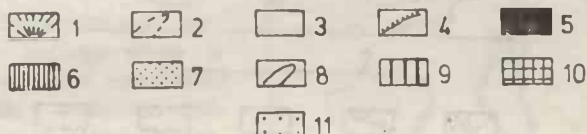
Dolina dolnego Poru założona jest na wychodniach miękkich margli, opok marglistych oraz opok typowych należących do dolnego i górnego mastrychtu (2). Utwory trzeciorzędowe na badanym obszarze nie zachowały się, natomiast osady czwartorzędu wypełniają rynnę dolnego Poru warstwą dochodzącą do 70 m miąższości i można je podzielić na kilka serii. Na erozyjnym, kredowym dnie rynny leży seria piaszczysto-żwirowa o zróżnicowanym wykształceniu facjalnym, wyżej zalega glina zwalowa, następnie osady ilasto-piaszczyste, seria mułków dryasowych, utwory gliniasto-piaszczyste oraz leżące na powierzchni osady piaszczysto-pylaste (7, 8, 10). Zbocza doliny pokrywa less, który na podstawie badań J. Malinowskiego (9, 10) i J. E. Mojskiego (12), dzielony jest na cztery różnowiekowe poziomy.

Dolina dolnego Poru ma przebieg mniej więcej prostoliniowy o kierunku WSW—ENE, zaś jej szerokość waha się od 2 do 4,5 km. Dominującym elementem morfologicznym w dolinie jest wyższa terasa nadzalewowa, która zajmuje prawie 75% badanego obszaru. Powierzchnię terasy tworzy płaska, słabo nachylona równina o wysokościach względnych 205—208 m n.p.m. W większych granicach wahają się wysokości względne terasy. Przy ujściu Gorajca ma ona około 2 m wysokości z biegiem rzeki wznosi się coraz wyżej ponad dno doliny i przy ujściu Poru wysokość względna tej terasy dochodzi do 14 m.

Budowa geologiczna wyższej terasy nadzalewowej jest zróżnicowana zarówno przestrzennie, jak i w profilu pionowym. Na podstawie badań terenowych stwierdzono, że w pobliżu ujścia Poru górne części terasy budują utwory piaszczysto-pylaste o miąższości około 5 m. Mają one strukturę warstwowaną, na którą składają się naprzemianległe warstewki piasku i pyłu o barwie żółtej. Na głębokości od 5 do 7 m pojawiają się piaski średnioziarniste o intensywnej żółtej barwie. Miąższość ich waha się w granicach od 0,5 m w Kulikowie do 3 m w Nawozie. Leżą one przeważnie w podstawie terasy na wysokości 199 m n.p.m. Pod piaskami występuje metrowa warstwa utworu mułkowego z dużą ilością frakcji ilastej. Ma on barwę popielatą i zawiera szczątki roślin. Niżej występuje następna seria utworów piaszczysto-pylastych, ale już o barwie siwej, jasnoniebieskiej, rdzawej i popielatej. Mają one także strukturę warstwową, ale o innej dynamice niż utwory wyższe. Warstewki piasku są mniej liczne, ale jednocześnie o większej miąższości, tworząc czasami duże soczewy. W warstwach pyłu spotyka się liczne orsztynowe zacieki oraz szczątki roślin. Na głębokości około 9 m spąg niższej serii utworów piaszczysto-pylastych przechodzi wyraźną granicą w ciemnożółty, gliniasty utwór o nieznannej miąższości.



0 1 2 3 km

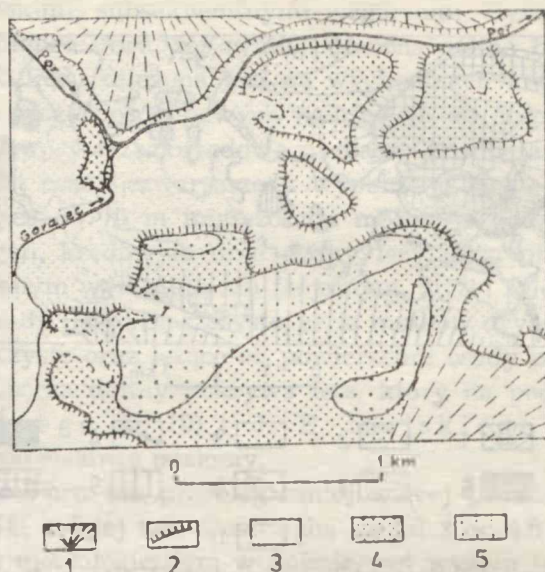


Rys. 1. Szkic geomorfologiczny doliny meandrowej dolnego Poru (opracował J. Superson 1975); 1 — stożki napływowe, 2 — dolinki nieckowate, 3 — terasa zalewowa, 4 — krawędzie teras nadzalewowych, 5 — niższa terasa nadzalewowa, 6 — średnia terasa nadzalewowa, 7 — wyższa terasa nadzalewowa, 8 — suche doliny, 9 — stoki garbów kredowych Wyżyny Lubelskiej oraz krawędź Roztocza Gorajskiego, 10 — zrównania wierzchowinowe, 11 — ostańce „pomostu lessowego”

Geomorphological scheme of meandering valley of the lower Por river (by J. Superson 1975); 1 — alluvial cones, 2 — channelled dales, 3 — flood terrace, 4 — margins of non-flooded terraces, 5 — lower non-flooded terrace, 6 — middle non-flooded terrace, 7 — higher non-flooded terrace, 8 — dry valleys, 9 — slopes of cretaceous hills of the Lublin Upland and Gorajskie Roztocze Margin, 10 — upland planations, 11 — inselbergs of "loess landbridge"

Taka budowa geologiczna wyższej terasy nadzalewowej typowa jest tylko dla wschodniego odcinka doliny dolnego Poru, natomiast w górę rzeki oraz ku zboczom doliny warstwowane utwory piaszczysto-pylaste przechodzą w osady pylaste, a przy ujściu Gorajca nawet w less eoliczny.

Bardzo ciekawą formę i budowę geologiczną reprezentuje wyższa terasa nadzalewowa blisko ujścia Gorajca we wsi Mokrelipie. Tworzy ona tu szeroką listwę, na powierzchni której występuje wydłużony, opłykowy garb o wysokości względnej dochodzącej do 15 m (rys. 2). Zarówno garb, jak i terasa zbudowane są z typowego lessu eolicznego. Występowanie garbu na powierzchni terasy można wytłumaczyć specyficznymi warunkami osadzania lessu w tym fragmencie doliny dolnego Poru. W okresie chłodnego, peryglacialnego klimatu zasypanie pyłem lessowym było tak duże, że zagrodziło dolinę Poru i przyczyniło się do powstania tzw. „pomostu lessowego”, który łączył dwa przeciwległe blisko siebie leżące zbocza doliny. Zmiana warunków klimatycznych przy końcu plej-



Rys. 2. Wyspy meandrowe i ostańce „pomostu lessowego” w okolicy wsi Mokrelipie (opracował J. Superson 1975); 1 — stożki napływowe, 2 — krawędzie teras nadzalewowych, 3 — terasa zalewowa, 4 — wyższa terasa nadzalewowa, 5 — ostańce „pomostu lessowego”

Meandrous islands and Inselbergs of "loess landbridge" in the environs of Mokrelipie village (by J. Superson 1975); 1 — alluvial cones, 2 — margins of non-flooded terraces, 3 — flood terrace, 4 — higher non-flooded terrace, 5 — Inselbergs of "loess landbridge"

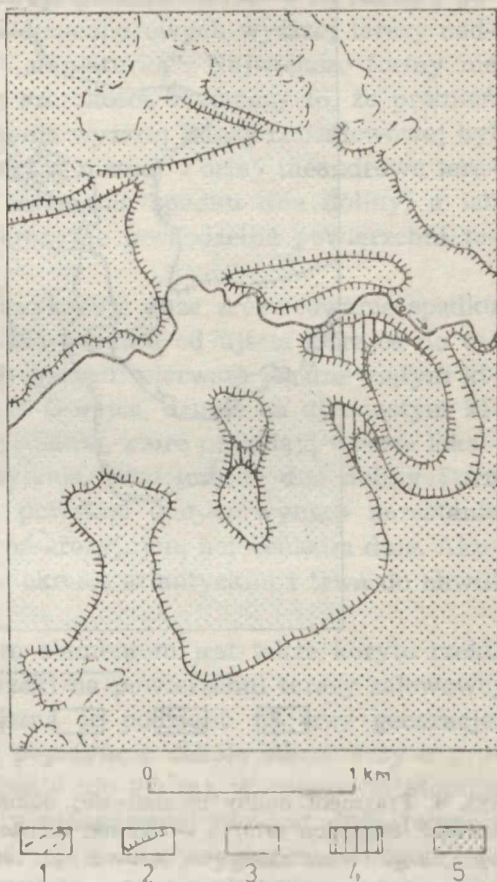
stocenu nasiliła procesy erozji rzecznej. Wody zaczęły rozcinać i podcinać przeszkodę, zostawiając ostańcowe formy w postaci podłużnych garbów lessowych.

W utworach peryglacjalnych wyższej terasy nadzalewowej została wyrzeźbiona młoda, plejstocenska dolina meandrowa dolnego Poru, która występuje od ujścia Gorajca do okolic ujścia Poru (rys. 1). W klasycznej formie zachowała się ona jednak tylko w dolnym odcinku. Wcięte meandry rzeczne o promieniach zakoli dochodzących do 700 m wytworzyły tutaj cztery półwyspy meandrowe (w obrębie całego badanego obszaru dwanaście), z których dwa zostały rozbite na krótkie ostrogi i wyspy meandrowe (rys. 3 i 4).

W środkowym i górnym odcinku dolina meandrowa jest już w znacznym stopniu zniszczona. Występują tu tylko formy ostańcowe w postaci wysp meandrowych i pseudomeandrowych oraz krótkich półwyspów meandrowych. Wyspy meandrowe leżą przeważnie w znacznej odległości od zboczy doliny i są zróżnicowane pod względem wielkości. Największe formy mają rozmiary 1000 m na 600 m, a najmniejsze 100 m

Rys. 3. Wyspy oraz półwyspy meandrowe doliny dolnego Poru w okolicy wsi Tworyczów (opracował J. Superson 1975); 1 — dolinki nieckowate, 2 — krawędzie teras nadzalewowych, 3 — terasa zalewowa, 4 — średnia terasa nadzalewowa, 5 — wyższa terasa nadzalewowa

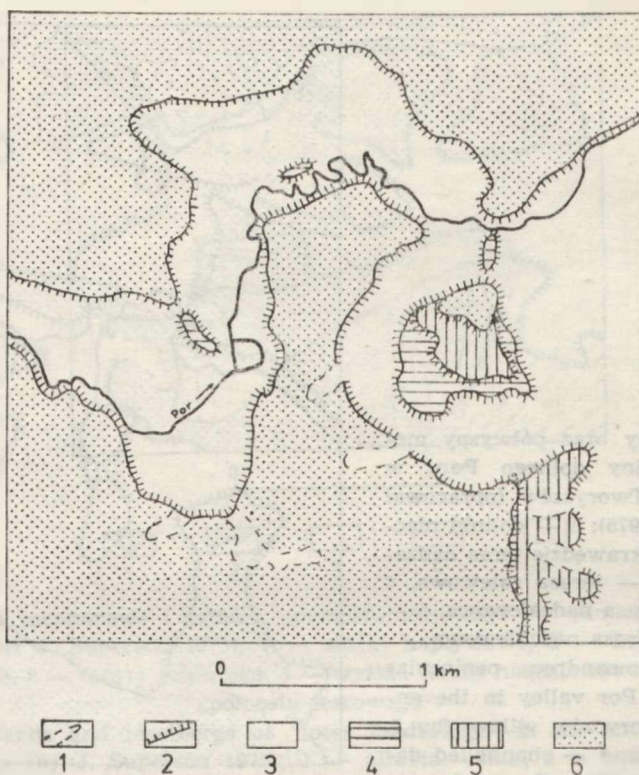
Islands and meandrous peninsulas of the lower Por valley in the environs of Tworyczów village (by J. Superson 1975); 1 — channelled dales, 2 — margins of non-flooded terraces, 3 — flood terrace, 4 — middle non-flooded terrace, 5 — higher non-flooded terrace



na 80 m. Półwyspy meandrowe mają kształty bardzo wydłużone i reprezentują różne stadia rozwojowe — począwszy od młodych poprzez dojrzałe do form starych.

Zbocza doliny meandrowej są w znacznej części strome, ich nachylenia wahają się od 20° do 45° , a w obrębie współczesnych podcięć rzecznych są prawie pionowe. Na zboczach rozwijają się nieliczne, krótkie doliny nieckowate. W niektórych z nich można zaobserwować niewielkie teraski, inne dolinki są jakby zawieszane nad dnem głównej doliny. Prawdopodobnie ma to związek z kolejnymi etapami erozji wgłębnej w głównej dolinie. W obrębie młodej doliny meandrowej wyróżniono dwie następne terasy nadzalewowe dolnego Poru, a mianowicie: średnią terasę nadzalewową i niższą terasę nadzalewową.

Średnia terasa nadzalewowa jest wykształcona w postaci listew przylegających do form meandrowych wyższej terasy nadzalewowej. Ma ona niewielkie rozprzestrzenienie i występuje głównie w miejscach załama-



Rys. 4. Fragment doliny meandrowej dolnego Poru w okolicy wsi Nawóz (opracował J. Superson 1975); 1 — dolinki nieckowate, 2 — krawędzie teras nadzalewowych, 3 — terasa zalewowa, 4 — niższa terasa nadzalewowa, 5 — średnia terasa nadzalewowa, 6 — wyższa terasa nadzalewowa

Fragment of the lower Por meandering valley in the environs of Nawóz village (by J. Superson 1975); 1 — channelled dales, 2 — margins of non-flooded terraces, 3 — flood terrace, 4 — lower non-flooded terrace, 5 — middle non-flooded terrace, 6 — higher non-flooded terrace

nia spadku dna doliny (rys. 3 i 4). Wysokości względne terasy wahają się od 2,5 m w Sąsiadce do 7 m w Kulikowie. Krawędzie terasy są łagodnie nachylone i słabo zaznaczają się w rzeźbie terenu. Budowa geologiczna średniej terasy nadzalewowej wykazuje takie samo następstwo warstw jak w obrębie wyższej terasy nadzalewowej. Wyjątek stanowi terasa w Kulikowie, gdzie nadbudowana jest ona metrową warstwą piasków korytowych. Geneza terasy ma więc charakter akumulacyjno-erozyjny.

Niższa terasa nadzalewowa wznosi się od 0,5 do 2,5 m ponad dnem doliny w postaci niewielkich wysp meandrowych i pseudomeandrowych. Wyjątek stanowią okolice ujścia Poru, gdzie tworzy wąską półkę przy-

legającą do zboczy doliny meandrowej. Ostańce terasowe są ładząco podobne do wysp meandrowych i pseudomeandrowych wyższej terasy nadzalewowej, z tym że są ich jakby „miniaturką”. Największe formy nie przekraczają 20 m długości i 10 m szerokości. Świadczy to, że promień zakoli meandrowych w czasie tworzenia wyższej terasy nadzalewowej był o wiele większy niż w przypadku terasy niższej. Formy meandrowe terasy grupują się także w strefach załamania spadku dna doliny, a ich budowa geologiczna wskazuje na erozyjne pochodzenie powierzchni terasowych.

Terasa zalewowa dolnego Poru wykazuje duże zróżnicowanie spadku oraz posiada niewyrównany profil. Na odcinku od ujścia Gorajca do ujścia Poru występują dwa załamania spadku: pierwsze na dziewiątym kilometrze biegu rzeki licząc od ujścia Gorajca, drugie na dwunastym kilometrze. Dzielą one dolinę na trzy odcinki, które posiadają własne lokalne bazy erozyjne oraz różne nachylenia. Współczesne dno doliny Poru jest pochodzenia akumulacyjnego, powstało ono w wyniku narastania materiału organicznego i pylastego na erozyjnym, holocenijskim dnie. Akumulacja materiału rozpoczęła się w okresie atlantyckim i trwa do chwili obecnej (14).

W dolinie dolnego Poru ważnym elementem jest także koryto rzeki. W wyniku silnego meandrowania rzeki na powierzchni terasy zalewowej spotyka się liczne starorzecza. Można je podzielić na trzy generacje. Generację najmłodszą (III) tworzą pojedyncze zakola starorzeczy o promieniu około 30 m. Są one niegłębokie (do 0,5 m), w znacznym stopniu zarośnięte i suche. Szerokość strefy meandrowej nie jest duża (wynosi około 150 m). Starorzecza II generacji swoim wyglądem w ogóle nie przypominają poprzednich form. Są to długie (ciągnące się nawet na przestrzeni 2 km) meandry rzeczne o bardzo zawiłym przebiegu. Taki właśnie system tworzą starorzecza po wschodniej stronie wyspy meandrowej w Kulikowie. Meandry mają tu bardzo zawiłe kształty przy szerokości meandrowania ówczesnej rzeki do około 350 m. Bardzo ciekawe jest to, że ze starorzeczami II generacji związane są prawie wszystkie wyspy ostańcowe niższej terasy nadzalewowej. Wyspy te leżą w bezpośrednim sąsiedztwie starorzeczy, co sugeruje, że są to wyspy pseudomeandrowe powstałe w wyniku różnoczasowego podcinania powierzchni terasowych. Starorzeczy I generacji (najstarszych) jest niewiele. Występują one tylko sporadycznie, po zewnętrznej stronie starorzeczy II generacji, tworząc pojedyncze zakola o promieniu około 50 m.

Dolina meandrowa dolnego Poru jest wynikiem nałożenia się meandrowania rzeki na proces erozji wgłębnej wód. W związku z tym nasuwają się następujące problemy: 1) czy proces meandrowania był wcześniejszy od procesu pogłębienia koryta rzeki, czy też jednoczesny? 2) w ja-

kim okresie plejstocenu zaczęło się meandrowanie rzeki oraz rozcinanie osadów peryglacialnych? 3) dlaczego została wykształcona dolina meandrowa, a nie dolina o prostoliniowym biegu i szerokim dnie?

Na podstawie badań terenowych należy przyjąć, że proces meandrowania rzeki w plejstocenie był wcześniejszy od tworzenia doliny meandrowej. Hipotezę tę sugeruje specyficzne wykształcenie doliny, która jest wąska i głęboka, o poprzecznym profilu w przewadze symetrycznym. Meandrowanie rzeki nie mogło więc rozwijać się dopiero w trakcie rozcinania powierzchni terasowych, gdyż dolina musiałaby mieć wtedy profil poprzeczny wybitnie asymetryczny i byłaby formą o większej szerokości. Należy nawet przypuszczać, że proces meandrowania został wówczas przyhamowany, o czym świadczy zachowanie dolnej części doliny meandrowej.

Określenie początku meandrowania Poru jest problemem dość skomplikowanym. Pewne przesłanki w tym zakresie daje interpretacja wykształcenia osadów wyższej terasy nadzalewowej. W profilu geologicznym terasy można wyróżnić dwie serie różniące się wyraźnie wykształceniem, a mianowicie: 1) serię dolną — tworzą ją warstwowane utwory piaszczysto-pylaste barwy siwej, o dużej zmienności warstewek i z licznymi szczątkami roślin; 2) serię górną — składają się na nią także warstwowane utwory piaszczysto-pylaste, ale o barwie żółtej, równomiernie warstwowane.

Seria dolna prawdopodobnie powstawała w klimacie wyraźnie wilgotnym i niezbyt zimnym, na co wskazuje oglejenie osadów oraz liczne szczątki roślin. Takie warunki klimatyczne mogły istnieć w okresie interstadialnym lub w interfazie (12). Seria górna swym wykształceniem wskazuje na klimat zimny i suchy, a więc z małym ryzykiem błędu można datować te utwory na jedną z faz zlodowacenia bałtyckiego.

Bliższe określenie wieku osadów terasowych sprawia poważne trudności. Większość badaczy (1, 8, 12, 16), którzy zajmowali się tym problemem na terenach sąsiednich lub na Wyzynie Lubelskiej, ustala wiek osadów piaszczysto-pylastych na pełnię zlodowacenia północnopolskiego, tzn. na pleniglacjał B. Natomiast H. Maruszczak (11) uważa, że maksymalne zasypanie w dolinach nastąpiło znacznie wcześniej, tj. w czasie pleniglacjału A. Wniosek ten nie znajduje potwierdzenia, jeśli chodzi o Kotlinę Zamojską. Na podstawie analizy budowy geologicznej wyższej terasy nadzalewowej dolnego Poru należy przypuszczać, że maksymalne zasypanie w dolinie zachodziło podczas pleniglacjału B.

Z wykształcenia górnej serii terasowej można wysnuć także inne wnioski. E. Falkowski (4, 5, 6) na podstawie badań osadów Wisły Środkowej stwierdza, że występuje wyraźna różnica w wykształceniu osadów rzeki warkoczowej (dzikiej) i rzeki meandrującej. Rzeka meandrująca

tworzy osady dobrze wysortowane i o dużej zawartości części ilastych, natomiast rzeka dzika akumuluje grube pokłady aluwii słabo wysortowanych, w których brak śladów starorzeczy.

Wykształcenie górnej serii terasowej dolnego Poru wskazuje na typ rzeki dzikiej (warkoczowej), a więc meandrowanie rzeki musiało być późniejsze od akumulacji osadów peryglacialnych i zarazem wcześniejsze od wcięcia koryta rzeki. Zasypywanie dolin rzecznych skończyło się prawdopodobnie u schyłku fazy pomorskiej, natomiast rozcinanie pokryw peryglacialnych rozpoczęło się najpóźniej w Allerödzie (1, 8, 12, 13). Początek meandrowania rzek Kotliny Zamojskiej należy więc datować na okres dzielący schyłek fazy pomorskiej od interfazy Alleröd. Wniosek ten zgadza się z wynikami badań na przedpolu Alp, które były prowadzone przez licznych uczonych niemieckich i francuskich. C. Troll (17) tak ujmując ten problem: „na podstawie piasków pochodzących z wybuchu wulkanu można datować tworzenie meandrów dokładnie między wyższym Würmem i fluktuacjami w Allerödzie”.

Na podstawie powyższych rozważań podjęto próbę odtworzenia etapów rozwoju doliny meandrowej dolnego Poru (tab. 1).

W fazie pomorskiej zlodowacenia północnopolskiego dolny Por był rzeką dziką, obciążoną gęstą zawiesiną. Płynął kilkoma odnogami i akumulował najwyższe poziomy górnej serii terasowej w postaci warstewek pyłu i piasku. Na przełomie fazy pomorskiej i interfazy Bölling pokrycie dorzecza roślinnością spowodowało odciążenie rzeki z zawiesiny i rozpoczęcie meandrowania rzeki. Coraz mniejsza dostawa materiału ze zbczy wpływała na coraz większy rozwój meandrów swobodnych. W momencie maksymalnego rozwoju tego zjawiska (pełnia interfazy Bölling) koryto rzeki tworzyło klasycznie wykształcone zakola, a strefa meandrowania rzeki dochodziła do 2 km szerokości. Z niewiadomych przyczyn, bezpośrednio po maksymalnym rozwinięciu meandrów swobodnych, nastąpiło nagłe wcięcie koryta rzeki — meandry swobodne zmieniły się w meandry wcięte. Erozja boczna, mimo że uległa dużemu osłabieniu, poszerzała powoli koryto rzeczne, tworząc wspólnie z erozją wgłębną dolinę meandrową.

W wyniku ochłodzenia się klimatu przy końcu interfazy Bölling erozja wgłębną powoli ustaje. Rzeka jeszcze meandruje podcinając długie i wąskie półwyspy meandrowe, z których część przekształciła się w duże wyspy meandrowe i krótkie wąskie ostrogi. Jednak coraz chłodniejszy klimat w starszym dryasie zatrzymuje także meandrowanie rzeki, które ulega wyraźnemu zdziżeniu. Duża dostawa materiału ze zbczy powoduje przeciążenie rzeki aluwiami i akumulację w dnie doliny. Liczne i gwałtowne powodzie przyczyniają się do dalszego niszczenia doliny meandrowej. Przy końcu starszego dryasu dolina meandrowa była już

Tab. 1. Ewolucja procesów fluwiodynamicznych w dolinie dolnego Poru
Evolution of fluvio-dynamic processes in the lower Por valley

Data BP wg Star- kiela 1977	Podział stratygraficzny	Ewolucja procesów fluwiodynamicznych w dolinie			Osady
		Klimat	typ koryta	zjawiska zachodzące w dnie doliny	
2 800	Okres subatlantycki — mya	Współczesny oraz umiar- kowanie ciepły i wilgotny	Rzeka mean- drująca	Meandrowanie koryta rzeki, tworzą się staro- rzecza trzech generacji.	Mada chuda
				Rozwój stożków napywowych na terenie te- rasy zalewowej. Zahamowanie procesu narastania torfu na skutek dużej dostawy materiału pylastego ze zboczny doliny. Powstanie wysp meandrowych i pseudomean- drowych niższej terasy nadzalewowej.	
5 100	Okres subborealny — limnea Holocen	Ciepły i wilgotny	Rzeka mean- drująca	Akumulacja osadów organicznych.	Torfy
				Akumulacja osadów organicznych Maksymalny rozwój procesu meandrowania koryta rzeki w holocenie. Akumulacja mady tłustej. Zakończenie wcinania się meandrującego ko- ryta rzeki.	Torfy
8 400	Okres borealny Holocen	Ciepły i wilgotny	Rzeka mean- drująca	Sedymentacja aluwii facji powodziowej i ko- rytowej. Erozja boczna Poru — niszczenie niższej te- rasy nadzalewowej.	Piaski ko- rytowe Mada tłusta
				Powstanie niższej terasy nadzalewowej. Wcięcie się koryta rzeki w erozyjne dno do- liny.	
9 300	Okres preborealny — yoldiowy Holocen	Dość ciepły	Rzeka mean- drująca		

10 250	Młodszy dryas	Chłodny kontynentalny	Rzeka dzika	Ponowne meandrowanie koryta rzeki i niszczenie średniej terasy nadzalewowej. Akumulacja piasków korytowych. Na pobliskich terasach Wieprza rozwój wydym. Silna denudacja na zboczach doliny — nadbudowanie stożków napływowych.	Deluwia Koluwia Piaski
10 900	Zlodowacenie północnopolskie		Rzeka meandrująca		
	Interferaza Alleröd	Chłodny umiarkowany	Rzeka meandrująca	Początek prostowania koryta rzeki. Erozja wgłębna rzeki Por przy jednoczesnym meandrowaniu koryta rzeki — wytworzenie listew średniej terasy nadzalewowej. Rozwój stożków napływowych.	Koluwia
11 800	Zlodowacenie północnopolskie				
	Starszy dryas północnopolskie	Chłodny kontynentalny	Rzeka dzika	Zdziczenie wód Poru pod wpływem dużej dostawy materiału ze zboczy — akumulacja piasków korytowych.	Piaski korytowe
12 000	Interferaza Bölling				
	Zlodowacenie północnopolskie	Chłodny umiarkowany	Rzeka meandrująca	Tworzenie się wysp meandrowych wyższej terasy nadzalewowej w wyniku przecięcia półwyspów meandrowych. Rozwój doliny meandrowej w obniżeniu dolnego Poru — pogłębienie doliny w odcinku dolnym, powolne niszczenie w odcinku środkowym.	
	Faza pomorska		Rzeka meandrująca	Silny rozwój meandrów swobodnych w strumieniu o szerokości ok. 2 km, zakończony raptownym wcięciem koryta rzeki w osady peryglacialne.	
12 300	Zlodowacenie północnopolskie				
	Zlodowacenie północnopolskie	Zimny kontynentalny	Rzeka dzika	Na przełomie okresu początek meandrowania koryta dolnego Poru. Gorajec uchodzi do Poru kilka kilometrów bardziej na wschód niż obecnie podcinając pomost lessowy w Mokremłipiu. Por tworzy koryto szerokie, dzikie, z licznymi odnogami i mieliznami. Akumulacja w dnie doliny najwyższych poziomów utworów peryglacialnych — aluwialnych, deluwialnych i koluwialnych.	Utwory piaszczyste Less
			Rzeka dzika	Na zboczach doliny tworzą się najwyższe poziomy lessu eolicznego.	

w znacznej części zniszczona, zachowując się tylko we wschodnim odcinku obniżenia dolnego Poru. Głębokość doliny wynosiła od 2 m przy ujściu Gorajca do 5 m przy ujściu Poru, szerokość wahała się od 250 m w dolnym odcinku do 2 km w odcinku środkowym.

Ciekawe jest to, że największe zniszczenie doliny meandrowej obserwuje się w odcinku środkowym, natomiast w odcinku ujściowym zmiany są nieznaczne. Wynikło to z faktu, że wcięte meandry rzeczne wytworzyły w powierzchni terasowej długie, prostopadłe do osi doliny półwyspy meandrowe. Stanowiły one istotną przeszkodę dla wód rzeki, a z czasem największe z nich awansowały do rangi lokalnych baz erozyjnych (15). Zatrzymywały one postępującą od ujścia rzeki erozję wgłębną, co przyczyniło się do powstania specyficznych warunków fluwiodynamicznych w dolinie dolnego Poru: w odcinku ujściowym przeważała erozja wgłębna, natomiast w odcinku środkowym główną rolę odgrywała erozja boczna. W związku z tym przy ujściu Poru dolina meandrowa była konserwowana, a w górę rzeki coraz bardziej niszczona.

Późniejsze etapy erozji bocznej, przedzielone etapami erozji wgłębnej (interfaza Alleröd i okres preborealny), przyczyniły się do dalszego niszczenia doliny meandrowej oraz do powstania dwóch teras nadzalewowych (średniej oraz niższej terasy nadzalewowej). Terasy te na skutek istnienia w dolinie lokalnych baz erozyjnych są wykształcone tylko w pobliżu załamań spadku dna doliny. Wyżej erozja wgłębna nie nadążała za erozją boczną i powstające terasy były bardzo szybko niszczone.

Przy końcu okresu borealnego dolina była już prawie całkowicie uformowana. Na erozyjnym dnie, które leżało około 4 m niżej od współczesnego, rzeka silnie meandrowała, a wody akumulowały piaski facji korytowej oraz osady ilaste. W pobliżu załamań spadku dna doliny istniały szczątki dwóch teras nadzalewowych o wysokościach względnych 3,5—5,5 m i 6—10 m. Nad nimi wzdłuż całego dolnego Poru wznosiły się szerokie listwy i ostańce meandrowe wyższej terasy nadzalewowej, której wysokości względne w tym okresie wynosiły od 5 do 17 m.

Od okresu atlantyckiego do czasów współczesnych, w wyniku akumulacji osadów organicznych i pylastych, dno doliny było cały czas nadbudowywane. Proces ten w dużym stopniu zależał od punktów podparcia rzeki, ponieważ największe miąższości osadów torfowych i madowych spotyka się bezpośrednio przed przeszkodami w dolinie.

Na podstawie przeprowadzonych badań można sformułować następujące wnioski.

1. Proces meandrowania rzeki Por rozpoczął się prawdopodobnie przy końcu fazy pomorskiej zlodowacenia północnopolskiego i był następstwem pokrycia dorzecza zwartą pokrywą roślinną.

2. Dolina meandrowa dolnego Poru powstała w wyniku nałożenia się erozji wgłębnej wód na proces meandrowania rzeki. Ma ona charakter doliny odziedziczonej, ponieważ meandrowanie rzeki było wcześniejsze od rozcięcia pokryw peryglacjalnych. Początek obniżania koryta należałoby przypuszczalnie ustalić na interfazę Bölling.

3. Proces kształtowania plejstocенskiej doliny dolnego Poru można podzielić na: a) etapy erozji wgłębnej — interfaza Bölling, interfaza Alleröd oraz okres preborealny holocenu; b) etapy bocznego rozwoju doliny — pełna interfazy Bölling, interfaza Alleröd oraz okres preborealny, borealny i subatlantycki holocenu; c) etapy akumulacji — w czasie bocznego poszerzania doliny oraz od okresu atlantyckiego do chwili obecnej.

4. Zróżnicowanie natężenia erozji wgłębnej przyczyniło się do powstania trzech teras nadzalewowych. Wyższa terasa nadzalewowa tworzyła się pod wpływem jednej podstawy erozyjnej, w związku z tym wykształcona jest ona wzdłuż całego odcinka dolnego Poru. Pozostałe, niższe leżące terasy występują tylko w strefach załamania spadku dna doliny, gdyż tworzyły się pod wpływem lokalnych baz erozyjnych.

5. Istnienie w dolinie dolnego Poru lokalnych baz erozyjnych i zarazem punktów podparcia rzeki miało decydujące znaczenie we wszystkich procesach kształtujących plejstocенską dolinę meandrową. Wpłynęło to nie tylko na meandrowanie rzeki, zachowanie części doliny meandrowej czy też na specyficzne wykształcenie teras nadzalewowych, ale także na procesy akumulacji rzecznej.

LITERATURA

1. Buraczyński J.: Zarys geomorfologii Rostocza Zachodniego (Essai geomorphologique du Rostocze Occidental). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XXII, 4, Lublin 1967, ss. 72—112.
2. Cieślński S., Wirwicka K.: Kreda obszaru lubelskiego. [w:] Przewodnik XLII Zjazdu PTGeol., Lublin 3—5 września 1970. Wyd. Geol. Warszawa 1970, ss. 56—74.
3. Duszyńska E.: Zmiany hydrograficzne w dolinie Poru. (Hydrographical Changes in the Por Valley). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XVIII, 14, Lublin 1963, ss. 275—286.
4. Falkowski E.: Holocенska historia i prognoza rozwoju Wisły środkowej na odcinku od Zawichostu do Solca. Geologiczne problemy zagospodarowania Wisły środkowej. Materiały Sympozjum w Kazimierzu Dolnym 27—29 IX 1965, t. 1, ss. 45—61.
5. Falkowski E.: Ewolucja holocенskiej Wisły na odcinku Zawichost—Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju (Evolution of the Holocene Vistula from Zawichost to Solec with an Engineering-Geological Prediction of Further Development). Biuletyn Inst. Geol. 198, t. IV, 1967, ss. 57—141.
6. Falkowski E.: Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski (History and Prognosis for the Development of

- Bed Configurations of Selected Sections of Polish Lowland Rivers). *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, t. 12, Warszawa 1971, ss. 5—121.
7. Jahn A.: Materiały do geologii czwartorzędu północnej części arkusza 1 : 300 000 Zamość (Materials to the Quaternary Geology of the Northern Part of the Map Sheet 1 : 300 000 Zamość). *PIG Biul.* 66, Z badań czwartorzędu w Polsce, t. 2, Warszawa 1952, ss. 407—470.
 8. Jahn A.: Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (Geomorphology and Quaternary History of Lublin Plateau). *Prace Geogr. IG PAN* 7, Warszawa 1956, s. 453.
 9. Malinowski J.: Budowa geologiczna i własności geotechniczne lessów Roztocza i Kotliny Zamojskiej między Szczepieszynem a Turobinem (Geological Structure and Geotechnical Properties of Loesses in Roztocze and in the Zamość Basin, between Szczepieszyn and Turobin). *Prace Inst. Geol.*, t. XLI, Warszawa 1964.
 10. Malinowski J.: Utwory czwartorzędowe zachodniej części Kotliny Zamojskiej (Stratigraphy of Quaternary Deposits in the Western Part of the Zamość Basin). *Inst. Geol., Biuletyn* 187, Warszawa 1965, ss. 131—144.
 11. Maruszczak H.: Przebieg zjawisk w strefie peryglacjalnej w okresie ostatniego zlodowacenia w Polsce (The Course of Phenomena in the Periglacial Zone During the Last Glaciation). [w:] *Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce*. *Prace Geogr. IG PAN*, nr 74, Warszawa 1968, ss. 157—200.
 12. Mojski J. E.: Stratygrafia zlodowacenia północnopolskiego na obszarze Niżu Polskiego i wyżyn środkowopolskich (Stratigraphy of the North Polish Glaciation Würm, Vistula, Kalinin in the Polish Lowland and the Middle Polish Uplands). *Biuletyn Inst. Geol.*, 220. Z badań czwartorzędu w Polsce, 12, 1960, ss. 115—173.
 13. Mycielska-Dowgiałło E.: Próba rekonstrukcji warunków paleohydrodynamicznych rzeki na podstawie badań sedimentologicznych w dolinie Wisły pod Tarnobrzegiem (An Attempt of Reconstructing the Paleohydrodynamics of a River, Based on Sedimentological Studies in the Vistula Valley near Tarnobrzeg). *Przegl. Geogr.*, t. XLI, z. 3, Warszawa 1969, ss. 409—429.
 14. Nakonieczny S.: Holocenińska morfogeneza Wyżyny Lubelskiej. *Praca habilitacyjna*. Lublin 1967.
 15. Pękala K.: Wpływ lokalnych podstaw erozyjnych na kształtowanie systemu teras — na przykładzie dorzecza Wołosatego (The Influence of Local Base Levels on the Formation of Terrace Systems — as Exemplified by the Wołosaty River Basin). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XXI, 8, Lublin 1966, ss. 185—211.
 16. Pożaryski W.: Plejstocen w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowe (The Pleistocene in the Vistula Gap across the Southern Uplands). *Prace Inst. Geol.*, t. 9, Warszawa 1953.
 17. Troll C.: Über Alter and Bildung von Talmäander. *Erkunde* 1954, ss. 286—301.

РЕЗЮМЕ

В пределах высшей надпойменной террасы нижнего Пору имеется плейстоценовая меандровая долина. Она лучше всего сохранилась близко устья реки, где видны четыре излучины меандров с радиусами достигающими 700 м. На расстоянии 6—10 км от устья вверх реки Пор, долина меандровая уже в значительной степени разрушена. Видны здесь лишь останцевые формы высшей

надпойменной террасы в виде меандровых островов и псевдомеандровых островов, а также коротких меандровых полуостровов. Самые большие острова имеют размеры 1,0 км×0,6 км, наименьшие же — 80 до 100 м. Меандровые полуострова представляют разные стадии развития — от молодых форм, через зрелые, до старых форм.

Высшая надпойменная терраса сохранилась также в виде кайм, расширяющихся по направлению к устью реки Пор. Поверхность террасы легко волнообразная, а её относительные высоты колеблются от 2 м вблизи устья р. Гораяец (правый приток реки Пор), до 14 м у устья реки Пор (до реки Вепш). Террасу слагают песчанопылеватые слоистые отложения и аллювиальный лёсс.

В пределах самой меандровой долины нижнего Пору можно выделить небольшие остатки средней надпойменной террасы, а также меандровые и псевдомеандровые острова низшей надпойменной террасы. Эти формы имеются лишь в зонах заломов падения дна долины. Генезис обеих террас вероятно эрозионный.

Дно долины имеет аккумулятивное происхождение — его слагают торфяные залежи мощностью ок. 4 м, на которых залегает тонкий слой мады. На поверхности поймы встречаются старицы принадлежащие к разновозрастным генерациям.

Меандровая долина нижнего Пору образовалась вероятно в конце главной стадии Балтийского оледенения в результате наложения процесса меандрирования реки на процесс рассечения перигляциальных покровов. После первого неглубоко выпрепарирования меандровой долины, последовали две дальнейшие фазы глубинной эрозии, которые образовывали остальные надпойменные террасы и одновременно поглубили дно долины на глубину ок. 15 м. Во времена стабилизации поймы развивалась боковая эрозия, разрушая постепенно меандровые формы трех надпойменных террас.

Решающее значение в формировании остаточной формы меандровой долины нижнего Пору имели длинные, перпендикулярные к оси долины, меандровые полуострова. Во времена половодий Пору они подпруджали реку, а тем самым в значительной степени модифицировали флювиодинамические условия в долине.

ОБЪЯСНЕНИЯ РИСУНКОВ И ТАБЛИЦ

Рис. 1. Геоморфологический эскиз меандровой долины нижнего Пору (Ю. Суперсон 1975); 1 — конусы выноса, 2 — мульдообразные долинки, 3 — пойма, 4 — бровки надпойменных террас, 5 — низшая надпойменная терраса, 6 — средняя надпойменная терраса, 7 — высшая надпойменная терраса, 8 — сухие долины, 9 — склоны меловых горбов Люблинского плато и уступ Горайского Розточа, 10 — междуречные поверхности выравнивания, 11 — останцы „лессовой мостовой“.

Рис. 2. Меандровые острова и останцы „лессовой мостовой“ в окрестности села Мокрелипе (Ю. Суперсон 1975); 1 — конусы выноса, 2 — бровки надпойменных террас, 3 — пойма, 4 — высшая надпойменная терраса, 5 — останцы „лессовой мостовой“.

Рис. 3. Острова и полуострова меандровые долины нижнего Пору в окрестности села Творычув (Ю. Суперсон 1975); 1 — мульдообразные долины, 2 — бровки надпойменных террас, 3 — пойма, 4 — средняя надпойменная терраса, 5 — высшая надпойменная терраса.

Рис. 4 Фрагмент меандровой долины нижнего Пору в окрестности села Навуз (Ю. Суперсон, 1975); 1 — мульдообразные долины, 2 — бровки надпойменных террас, 3 — пойма, 4 — низшая надпойменная терраса, 5 — средняя надпойменная терраса, 6 — высшая надпойменная терраса.

Табл. 1. Эволюция флювиодинамических процессов в долине нижнего Пору.

SUMMARY

In the region of the higher non-flooded terrace of the Lower Por there occurs a Pleistocene meandering valley. It is best preserved at the river mouth where it forms four meanders reaching 700 m of radius. On the stretch of 6—10 km from the Por mouth the meandering valley is largely devastated. There are only inselbergs of the higher non-flooded terrace in the form of meandrous and pseudo-meandrous islands and short meandrous peninsulas found here. The size of the largest islands reaches 1.0 km×0.6 km while the smallest ones are of 80 to 100 m. The meandrous peninsulas represent different stages of development — from the young and mature ones to the old forms.

The higher non-flooded terrace also occurs in the form of narrow belts which widen towards the mouth of the Por river. The terrace surface is slightly undulating and its relative heights oscillate from 2 m at the Gorajec river mouth to the Por to 14 m at the Por river mouth to the Wleprz river. The geological structure of the terrace consists of bedded sand-silt formations and alluvial loess.

In the meandering valley of the lower Por one can observe small fragments of medium height non-flooded terrace and meandrous and pseudomeandrous islands of the lower non-flooded terrace. These formations occur only in the zones of refraction of the valley floor decline. Both terraces are of erosive origin.

The valley floor is of accumulative origin and is formed of peat layers of 4 m thickness on which there is a thin silt layer. On the surface of the valley floor there occur old river beds of different ages and generations.

The meandering valley of the lower Por was probably formed at the end of the substage of the main North—Polish glaciation as a result of overlapping of the river meandering process on the process of dissection of periglacial covers. After first shallow cut of the meandering valley there followed two other phases of deepening erosion which developed the rest of non-flooded terraces and, at the same time, deepened the valley floor of about 15 m. In the periods of valley floor stabilization the lateral erosion was slowly destroying the meandrous forms of the three non-flooded terraces.

In the formation of the final shape of the meandering valley the most decisive and important role was played by long meandrous peninsulas which were square with the valley axis. In the periods of higher water levels of the Por river the meandrous peninsulas supported the river determining the fluviodynamic conditions in the valley.