

Zakład Geografii Regionalnej
Instytut Nauk o Ziemi UMCS

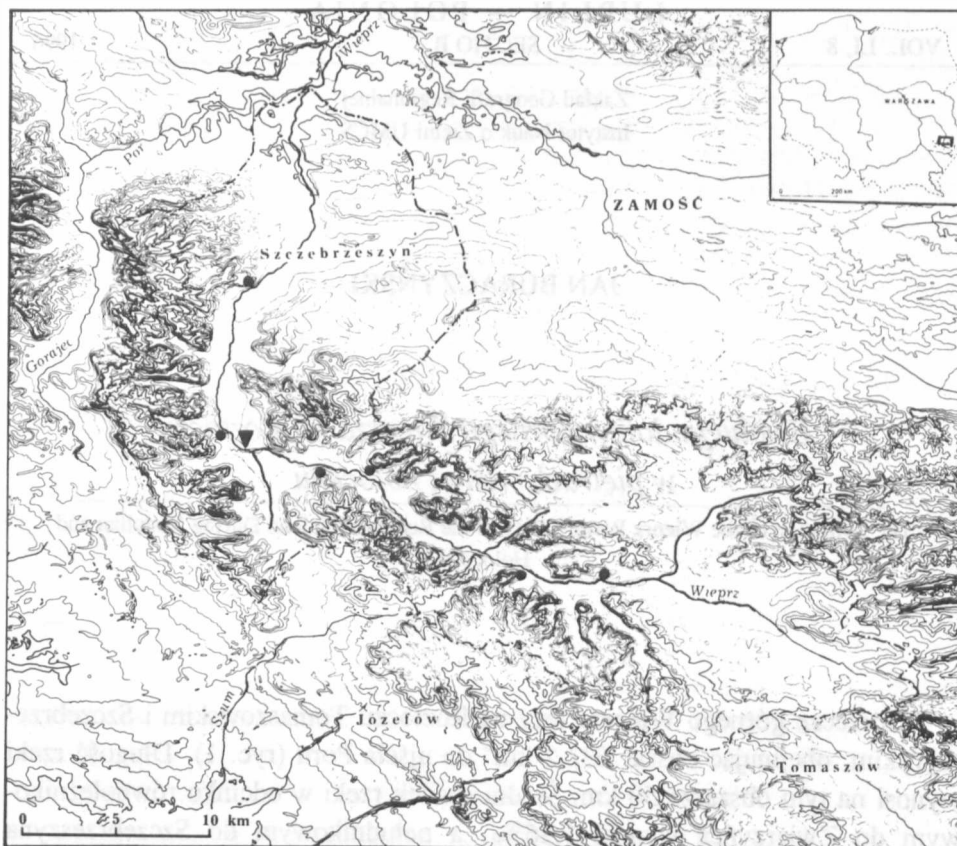
JAN BURACZYŃSKI

*Ewolucja doliny górnego Wieprza na Roztoczu
w piętrach wisty i holocenu*

The Evolution of the Wieprz River Valley in the Roztocze Upland During Vistulian and
Holocene

Dorzecze górnego Wieprza leży na Roztoczu Tomaszowskim i Szczebrzeszyńskim, obejmując obszar 632,2 km² do ujścia Poru (ryc. 1). Długość rzeki wynosi na tym obszarze 50 km. Średni spadek rzeki w odcinku równoleżnikowym do Zwierzyńca wynosi 1,26‰, a południkowym do Szczebrzeszyna 0,75‰. Na Roztoczu do Wieprza uchodzi kilka małych dopływów: Kryniczanka, Jacynka, Świerszcz i Świnka. Źródła Wieprza leżą na wysokości 273,5 m n.p.m. w Wieprzowie Tarnawackim. Rzeka opuszcza Roztocze koło Szczebrzeszyna na wysokości 205,5 m n.p.m. Największa wysokość dorzecza wynosi 386 m n.p.m., przy czym znaczne jego obszary leżą powyżej 320 m n.p.m. Wysokości względne wzdłuż doliny Wieprza osiągają 110 m. Badania wykonano w latach 1986–1988 na zlecenie Instytutu Geografii Polskiej Akademii Nauk (CPBP 03.13).

Dorzecze górnego Wieprza można podzielić na trzy części: 1) rozległa kotlina źródłiskowa Wieprza do Majdanu Wielkiego (12 km), 2) dolina subsekwentna o kierunku WNW–ESE, od Majdanu Wielkiego do Zwierzyńca (27 km), 3) dolina południkowa – Padół Zwierzyniecki, od Zwierzyńca do Szczebrzeszyna (10 km).



Ryc. 1. Dorzecze górnego Wieprza; ● – źródła, ▼ – stacja hydrometryczna
Relief of the upper Wieprz river basin; ● – spring, ▼ – hydrometric station

BUDOWA GEOLOGICZNA I RZEŻBA

Pod względem strukturalnym dorzecze Wieprza leży w obrębie dużej jednostki wydzielonej w podłożu paleozoicznym na podniesieniu radomsko-kraśnickim (Żelichowski 1974). Skąty górnokredowe wypełniają rozległą synklinę ukształtowaną w fazie ruchów laramijskich (Pożaryski 1974). W osi garbu stwierdzono struktury fałdowe: synklinę Żurawica–Obroc–Stanisławów–Narol oraz antyklinę Szczebrzeszyn–Kosobudy–Krasnobród–Lubycza Królewska (Buraczyński, Superson 1994; Cieśliński, Rzechowski 1993). Dorzecze Wieprza budują górnokredowe utwory dolnego mastrychtu po linię Szczebrzeszyn–Brody–Adamów–Krasnobród–Tomaszów Lubelski, a na północ od niej mastrychtu górnego. Pod względem litologicznym mastrycht dolny reprezentują opoki i gezy, a mastrycht górny opoki i margle.

W rozwoju rzeźby Roztocza wielką rolę odegrały trzeciorzędowe ruchy blokowe (Jaroszewski 1977). Główne krawędzie (NW–SE) o założeniach tektonicznych są równoległe do jednostek strukturalno-tektonicznych. Garb Roztocza przecina w poprzek głęboka południkowa dolina Wieprza, rozwinięta w rowie tektonicznym (Harasimiuk 1980; Marszałek i in. 1995). Predyspozycję tektoniczną stwierdzono również w równoleżnikowej dolinie Wieprza (Buraczyński, Superson 1994; Kurkowski 1994).

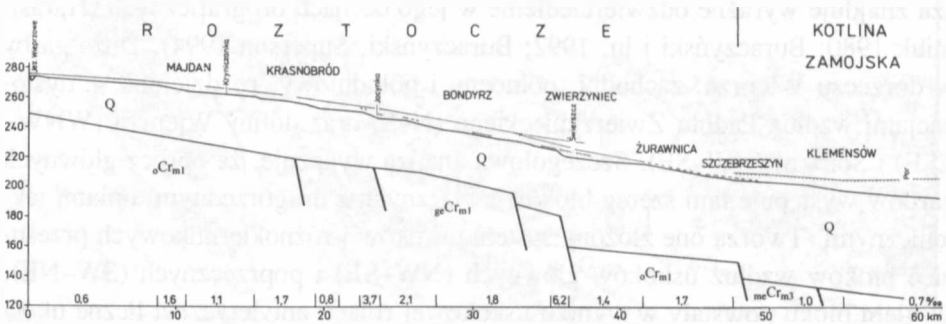
Zróznicowanie litologiczne skał nawiązujące do cech strukturalnych dorzecza znajduje wyraźne odzwierciedlenie w jego cechach orograficznych (Harasimiuk 1980; Buraczyński i in. 1992; Buraczyński, Superson 1994). Duże garby w dorzeczu Wieprza: zachodni, północny i południowy, rozdzielone są dyslokacjami wzdłuż Padolu Zwierzynieckiego (N–S) oraz doliny Wieprza (WNW–ESE) i Sołokiji (NW–SE). Szczegółowa analiza wykazuje, że oprócz głównych garbów występuje tam szereg bloków związanych z drugorzędnymi liniami tektonicznymi. Tworzą one złożony system uskoków i różnokierunkowych przesunięć bloków wzdłuż uskoków głównych (NW–SE) i poprzecznych (SW–NE). W głębi bloku powstały w wyniku uskokowej rotacji antytetycznej liczne ukośne uskoki, równoleżnikowe i południkowe (Jaroszewski 1977). Garb zachodni podzielony jest przez doliny równoleżnikowe na szereg grzbietów. Garb północny przecinają poprzeczne (SW–NE) rowy Wieprza, Blizowej, Jacni i Kryniczanki, tworząc bloki Żurawica–Kosobudy, Adamów–Suchowola i Grabniaka; a garb południowy dzieli na bloki Obroc–Senderki i Krasnobród–Bełżec rów Malewsczyzny (Harasimiuk 1980, Buraczyński 1980/81).

Badania geomorfologiczne wykazały zgodność głównych kierunków rzeźby, krawędzi i dolin ze spękaniem skał kredowych (Jahn 1956; Buraczyński 1974). Istotną cechą rzeźby dorzecza, rzutującą na procesy kształtujące dolinę Wieprza, jest gęsta sieć dolinna. Są to głównie suche doliny, rozcięte wąwozami w obszarach z pokrywą lessową (Buraczyński 1967, 1968, 1992).

ROZWÓJ DOLINY WIEPRZA PRZED ZŁODOWACENIEM WISŁY

Główna faza erozji na Wyżynie Lubelskiej miała miejsce w eoplejstocenie (Jahn 1956; Mojski 1964, 1985). Dzięki ruchom neotektonicznym około 1,4 mln lat BP, dna dolin obniżyły się o kilkadziesiąt metrów wskutek wzmożonej erozji wgłębnej (Baraniecka 1975). Ten krótki epizod wywołał daleko idące skutki. Powstała wówczas uwarunkowana tektonicznie przełomowa dolina pra-

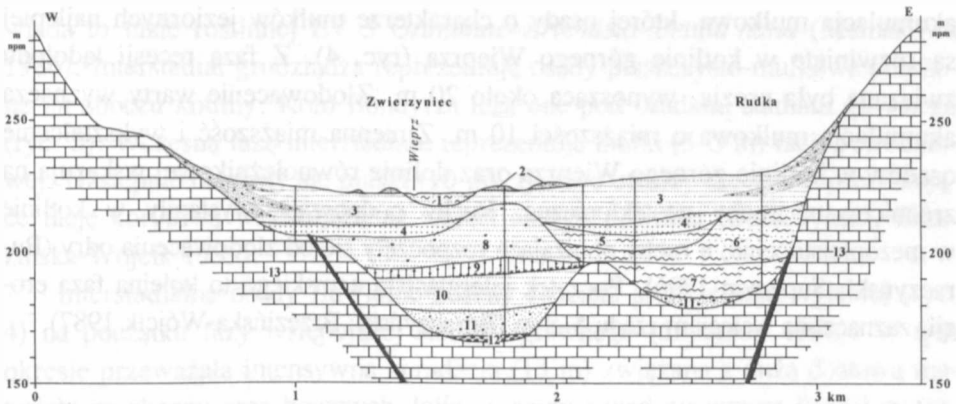
Wieprza – dużej rzeki, której odcinek źródłowy znajdował się w Kotlinie Sandomierskiej (Laskowska-Wysoczańska 1971; Starkel 1972; Wojtanowicz 1978). Dolina ta przecięła garb Roztocza uwarunkowanym strukturalnie przełomem (Harasimiuk 1980). Współcześnie dno kopalnej doliny na Roztoczu (ryc. 2) leży na wysokości 140–200 m n.p.m. (Buraczyński, Brzezińska-Wójcik 1995; Marszałek i in. 1995; Popielski 1995). Natomiast jej przebieg w Kotlinie Sandomierskiej jest trudny do rekonstrukcji (Laskowska-Wysoczańska 1979).



Ryc. 2. Profil podłużny dna doliny i terasy nadzalewowej górnego Wieprza (wg J. Buraczyńskiego i T. Brzezińskiej-Wójcik 1995); — – terasa piaszczysta, – terasa lessowa, ---- – kopalne dno doliny; spadek dna w ‰

Longitudinal profile of the bottom valley and terrace upper Wieprz river valley (after J. Buraczyński and T. Brzezińska-Wójcik 1995); — – sand terrace, – loess terrace, ---- – fossil valley, slope of the floor in ‰

W fazie agradacji dolinę kopalną wypełniły różnowiekowe serie osadów czwartorzędowych. Dolną część wypełnienia rynny tworzą osady jednego cyklu sedymentacyjnego, analogiczne do serii krasnostawskiej (Mojski 1964). Są to osady rzeczne żwirowo-piaszczyste, tworzące kilka rytmów sedymentacyjnych, przechodzących stopniowo w osady piaszczysto-mułkowe (ryc. 3). We frakcji żwirowej dominuje materiał lokalny wapieni jurajskich i miocenijskich, co wskazuje, że w eoplejstocenie pra-Wieprz odwadniał przynajmniej część Kotliny Sandomierskiej (Mojski 1991; Starkel 1972; Harasimiuk, Henkiel 1981; Harasimiuk 1991). Pierwotny układ preglacjalnej sieci rzecznej uległ zasadniczym przeobrażeniom przed wkroczeniem lądolodu sanu. W rezultacie wypiętrzenia Roztocza nastąpiło odcięcie górnej części dorzecza (Laskowska-Wysoczańska 1979). Rolę odcinka źródłowego dla zredukowanego dorzecza przejął wówczas dopływ, odwadniający pierwotnie garb Roztocza Tomaszowskiego. Dalsze zmiany sieci rzecznej nastąpiły w wyniku wkraczenia lądolodu sanu. Przyczyniło się do tego także ożywienie procesów neotektonicznych na pograniczu zlod-



Ryc. 3. Przekrój przez dolinę Wieprza koło Zwierzynca; 1 – piaski i mulki, holocen; 2 – piaski eoliczne, późny glacial; 3 – piaski terasowe i zboczowe, pleniglacial; 4 – piaski rzeczne, stadiał świecia; 5 – piaski i mulki, interstadiał grudziądza, 6 – mulki piaszczyste, zlodowacenie warty; 7 – mulki, zlodowacenie odry; 8 – piaski drobne, interglacial mazowiecki; 9 – glina zwalowa ze żwirami, zlodowacenie sanu 2; 10 – piaski i mulki, interglacial małopolski; 11 – piaski ze żwirami, 12 – żwiry, preglacial; 13 – opoki i margle, mastrych

Section of the Wieprz river valley near Zwierzyniec: 1 – sands and silts, Holocene; 2 – eolic sands, Late Glacial; 3 – terrace and slope sands, Pleniglacial; 4 – fluvial sands, Świecie Stadial; 5 – sands and silts, Grudziądz Interstadial; 6 – sandy silts, Warta Glaciation; 7 – silts, Odra Glaciation; 8 – fine sands, Mazovian Interglacial, 9 – till, San 2 Glaciation; 10 – sands and silts, Małopolsian Interglacial; 11 – fluvial sands with gravels; 12 – gravely, Eopleistocene; 13 – marls and gaises, Maestrichtian

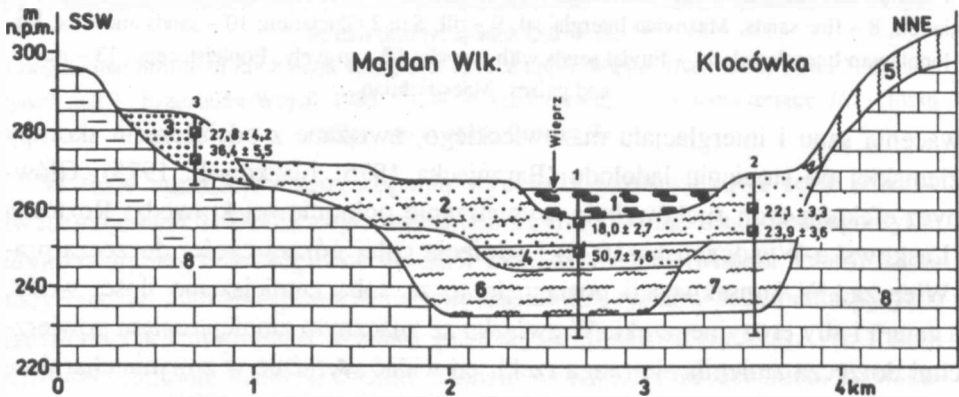
wacenia sanu i interglacialu mazowieckiego, związane z odciążeniem skorupy ziemskiej po stopieniu lądolodu (Baraniecka 1975; Liszkowski 1975). Głównym efektem tych ruchów było wypiętrzenie południowej krawędzi Roztocza (Laskowska-Wysoczańska 1979) i odcięcie całej górnej części dorzecza pra-Wieprza. W konsekwencji pociągnęło to za sobą zmniejszenie ilości wody, a zatem i siły erozyjnej rzeki. W związku ze znacznym zmniejszeniem powierzchni dorzecza zmieniła się ranga rzeki, co widać wyraźnie w zmianie charakteru osadów wypełniających dolinę (Mojski 1964; Harasimiuk 1991).

Powyżej preglacialnych osadów eoplejstocenijskich występują rzeczne osady piaszczyste oraz zachowane miejscami utwory glacialne ze zlodowacenia sanu. Pod koniec zlodowacenia rozwija się erozja, której rozmiary można ocenić na 20 m. W interglaciale mazowieckim osadził się 20-metrowy kompleks osadów piaszczysto-żwirowych, przechodzący ku stropowi w osady piaszczysto-mułkowe. Kolejny etap wypełniania doliny związany jest ze zlodowaceniem odry. Lądolód ten objął północną część Wyżyny, a czoło jego znalazło się na linii Krasnystaw-Rejowiec (Jahn 1956; Buraczyński 1986). W dolinie rozwijała się

akumulacja mułkowa, której osady o charakterze mułków jeziornych najlepiej są rozwinięte w kotlinie górnego Wieprza (ryc. 4). Z fazą recesji lądolodu związana była erozja, wynosząca około 20 m. Zlodowacenie warty wyznacza akumulacja mułkowa o miąższości 10 m. Zmienna miąższość i wykształcenie osadów w kotlinie górnego Wieprza oraz dolinie równoleżnikowej wskazują na zróżnicowane ruchy neotektoniczne. Ruchy podnoszące wystąpiły w kotlinie w mezoplejstocenie, a ruchy obniżające rozpoczęły się od zlodowacenia odry (Buraczyński, Superson 1996). Początek interglacjalu eemskiego to kolejna faza erozji, zaznaczona wcięciem rzędu 5–8 m (Buraczyński, Brzezińska-Wójcik 1987).

DOLINA WIEPRZA W OKRESIE WISŁY

Zlodowacenie wisły charakteryzowało się zmiennymi warunkami rozwoju akumulacji i erozji. Nie napotkano osadów z wczesnego glacjału. Najstarszymi osadami doliny górnego Wieprza są utwory stadiału świecia (5 m) stwierdzone w profilu Majdanu Wielkiego i Bondyrza (Buraczyński, Superson 1996). Odpo-

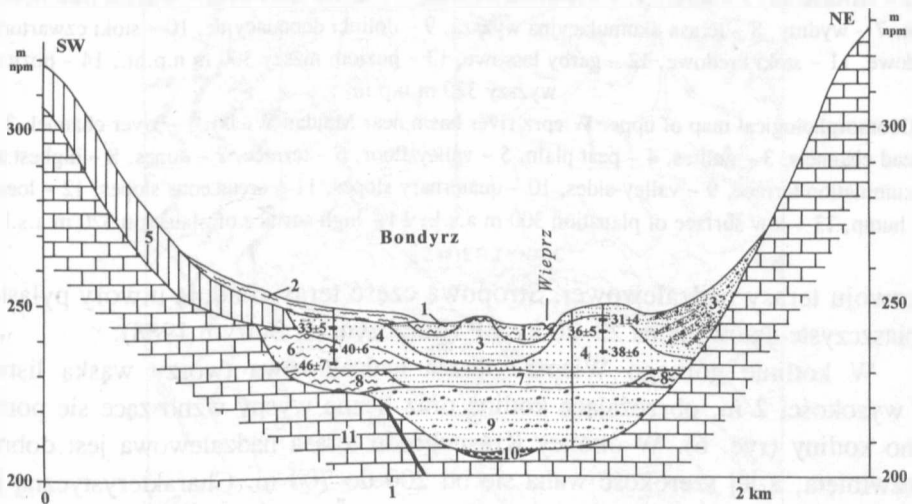


Ryc. 4. Przekrój geologiczny przez kotlinę górnego Wieprza koło Majdanu Wielkiego (wg J. Buraczyńskiego i J. Supersona 1994); 1 – torfy, holocen; 2 – piaski rzeczne, stadiał główny; 3 – piaski terasowe, interstadiał grudziądzka; 4 – piaski rzeczne, stadiał świecia; 5 – lessy, zlodowacenie wisły; 6 – mułki dolinne, zlodowacenie warty; 7 – mułki dolinne, zlodowacenie odry; 8 – margle, mastrycht

Section of the upper Wieprz river basin near Majdan Wielki (after Buraczyński and Superson 1994): 1 – peats, Holocene; 2 – terrace sands, Pleniglacial; 3 – fluvial sands, Grudziądz Interstadial; 4 – fluvial sands, Świecie Stadial; 5 – loess, Vistulian; 6 – silts, Warta Glaciation; 7 – silts, Odra Glaciation; 8 – marls, Maestrichtian

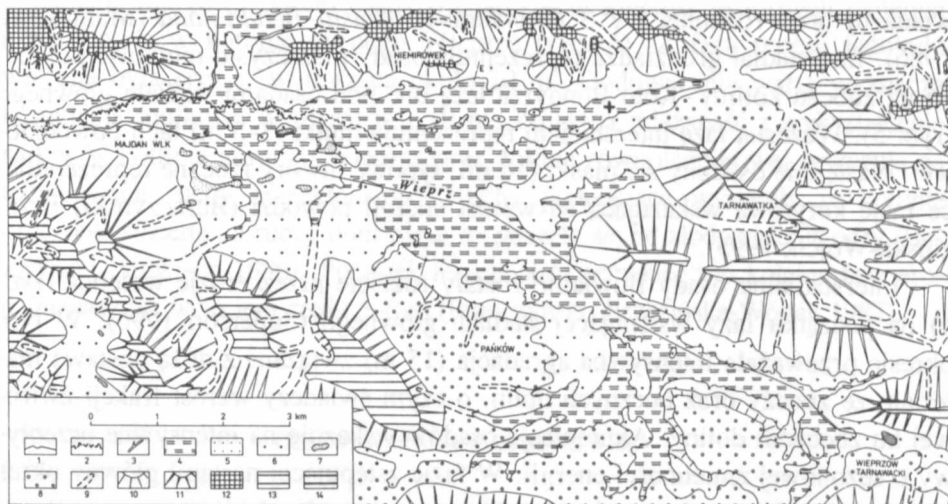
wiada to fazie roślinnej EV 3 *Graminae-Artemisia-Betula nana* (Mamakowa 1986). Interstadiał grudziądza reprezentują osady piaszczysto-mułkowe położone na zboczu kotliny. Koło Bondyrza leżą one pod osadami stadiału głównego (ryc. 5). Wczesną fazę interstadiału reprezentują mulki (3–5 m) facji powodziowej. Następnie osadziły się piaski (10 m), typowe utwory rzeczne reprezentujące fację korytową wskazującą na wzrost energii powodzi (Buraczyński, Brzezińska-Wójcik 1995).

Interstadialne osady fluwialne zostały rozcięte przez erozję wgłębną (ryc. 4) na początku fazy wstępującej stadiału głównego (Superson 1996). W tym okresie przeważała intensywne agradacja (15 m) związana z dużą dostawą materiału ze zboczy oraz bocznych dolin, o czym świadczy wzrost frakcji żwirowej ku zboczom doliny. Akumulacja osadów wskazuje na intensywne przepływy o sezonowej zmienności energii. W fazie zstępującej nastąpił główny okres



Ryc. 5. Przekrój geologiczny przez dolinę Wieprza koło Bondyrza; Holocen: 1 – piaski i mulki, 2 – namuly stożka, 3 – piaski terasowe, pleniglacial; 4 – piaski rzeczne, 5 – lessy, zlodowacenie wisły; 6 – mulki piaszczyste, interstadiał grudziądza; 7 – piaski rzeczne, stadiał świecia; 8 – mulki, zlodowacenie warty; 9 – piaski drobne ze żwirem kredowym, interglacial mazowiecki; 10 – żwiry, zlodowacenie sanu; 11 – opoka, mastrycht

Section of the Wieprz river valley near Bondyż: 1 – sands and silts, 2 – silts of alluvial fan, Holocene; 3 – terrace sands, Pleniglacial; 4 – fluvial sands, Świecie Stadial; 5 – loess, Vistulian; 6 – sandy silts, Grudziądz Interstadial; 7 – fluvial sands; 8 – silts, Warta Glaciation; 9 – fine sands with limestone gravels, Mazovian Interglacial; 10 – gravels, San Glaciation; 11 – gaizes, Maestrichtian



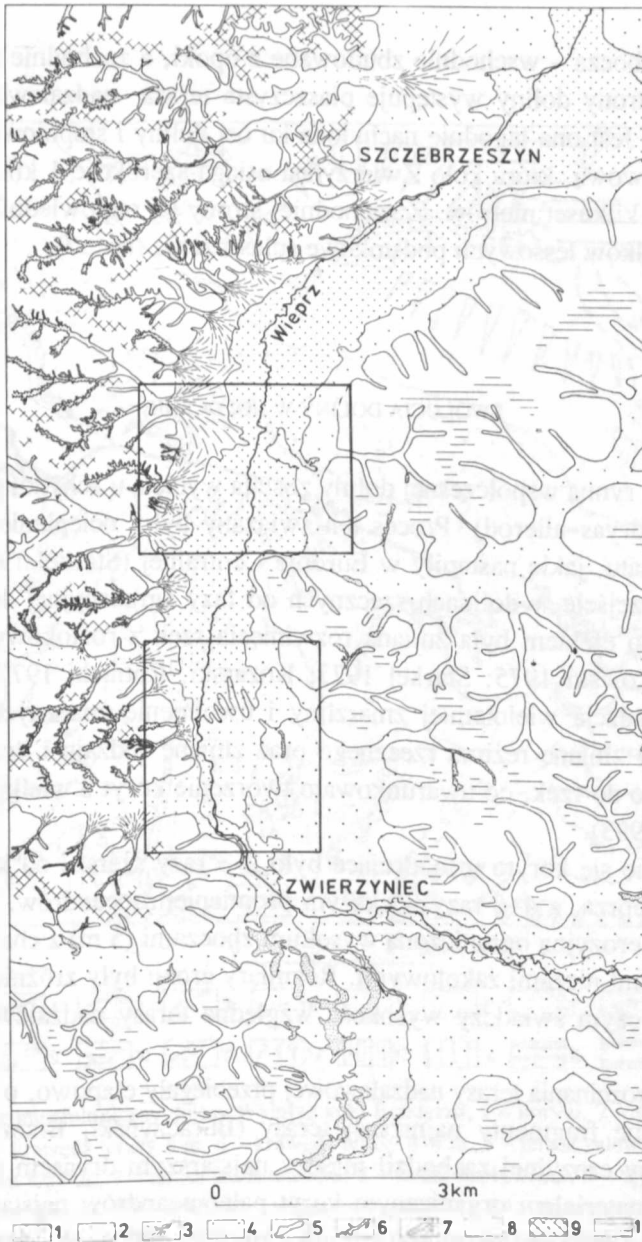
Ryc. 6. Szkic geomorfologiczny kotliny górnego Wieprza koło Majdanu Wielkiego; 1 – koryto, 2 – starorzecza, 3 – wąwozy, 4 – równina torfowa, 5 – terasa zalewowa, 6 – terasa nadzalewowa, 7 – wydmy, 8 – terasa akumulacyjna wyższa, 9 – dolinki denudacyjne, 10 – stoki czwartorzędowe, 11 – stoki kredowe, 12 – garby lessowe, 13 – poziom niższy 300 m n.p.m., 14 – poziom wyższy 320 m n.p.m.

Geomorphological map of upper Wieprz river basin near Majdan Wielki: 1 – river channel, 2 – dead channels, 3 – gullies, 4 – peat plain, 5 – valley floor, 6 – terrace, 7 – dunes, 8 – highest accumulation terrace, 9 – valley-sides, 10 – quaternary slopes, 11 – cretaceous slopes, 12 – loess hump, 13 – low surface of planation 300 m a.s.l., 14 – high surface of planation 320 m a.s.l.

rozwoju terasy nadzalewowej. Stropową część terasy budują utwory pylasto-piaszczyste datowane na 23–20 ky BP (Buraczyński, Butrym 1988).

W kotlinie górnego Wieprza terasa nadzalewowa tworzy wąską listwę o wysokości 2 m, obrzeżając kotlinę oraz liczne wyspy wznoszące się ponad dno kotliny (ryc. 6). W okolicy Krasnobrodu terasa nadzalewowa jest dobrze rozwinięta, a jej szerokość waha się od 200 do 700 m. Charakterystyczną jej cechą jest wyraźne rozszerzanie się u wylotu większych suchych dolin. Wysokość względna terasy nadzalewowej wzrasta na odcinku od Krasnobrodu do Zwierzyńca od 3 do 5 m. Powierzchnię jej urozmaicają wydmy występujące najliczniej w Padole Zwierzyńca (Buraczyński 1993). Koło Zwierzyńca terasa zanika, pojawia się natomiast terasa o wysokości 1,5 m, utworzona przez stożek napływowi u wylotu do doliny południkowej. Powierzchnia stożka obniża się i chowa się pod osadami młodszymi.

Odcinek doliny od Zwierzyńca do Szczebreszyna wykorzystuje Padół Zwierzyńcki, śródroztocky pasaż o szerokości 2 km (Jahn 1956). Ograniczają



Ryc. 7. Szkic geomorfologiczny południkowej doliny Wieprza (Zwierzyniec–Szczepieszyn); 1 – terasa zalewowa niższa, 2 – terasa zalewowa wyższa, 3 – stożki napływowe, 4 – terasa nadzalewowa, 5 – wydmy, 6 – wąwozy, 7 – suche doliny, 8 – stoki, 9 – wierzchowiny lessowe, 10 – wierzchowiny kredowe

Geomorphological sketch of Wieprz river valley from Zwierzyniec to Szczepieszyn: 1 – low valley floor, 2 – high valley floor, 3 – alluvial fans, 4 – terrace, 5 – dunes, 6 – gullies, 7 – dry valleys, 8 – slopes, 9 – loess humps, 10 – cretaceous high surfaces

go wysokie zbocza – wschodnie zbudowane z opoki, a zachodnie z lessów. Ze wschodniej strony doliny występuje piaszczysta terasa nadzalewowa o wysokości 3–5 m. Jest ona łagodnie nachylona ku osi doliny i stopniowo przechodzi w terasę zalewową, która koło Zwierzyńca osiąga szerokość 1 km, a następnie zwęża się do kilkuset metrów. Z zachodniej strony jej odpowiednikiem są zbudowane z mułków lessowych podstokowe spłaszczenia (ryc. 7).

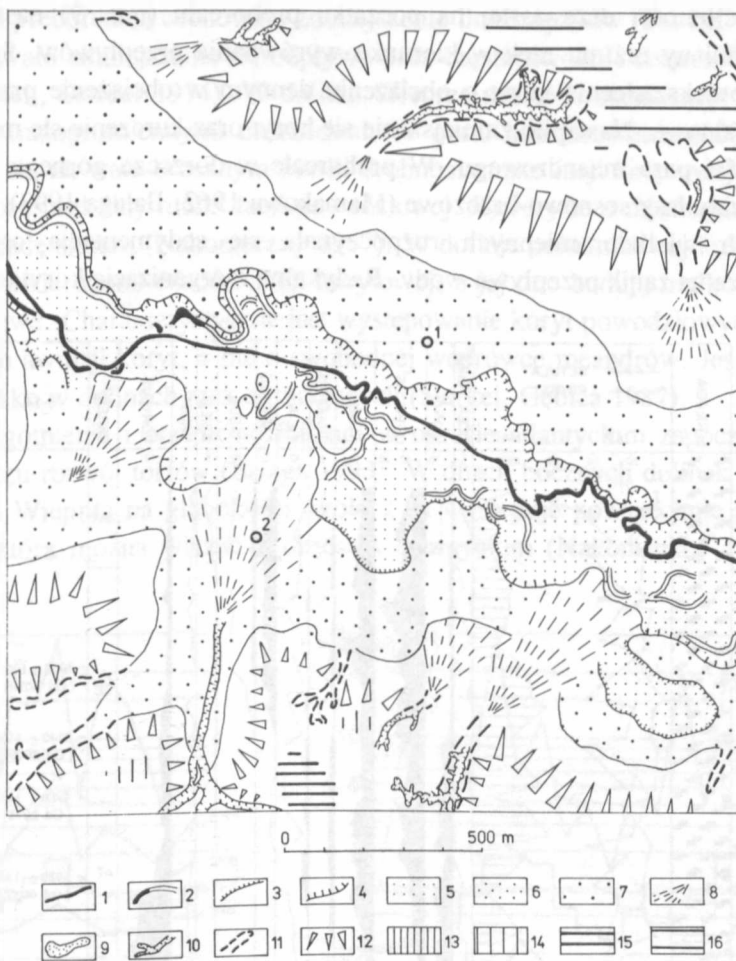
EWOLUCJA DOLINY W HOLOCENIE

Rozległa rynna współczesnej doliny została wycięta u schyłku glacjału (bolling–starszy dryas–allerod). Proces ten związany był z ociepleniem i zwłógnięciem klimatu, jakie nastąpiły w Europie Centralnej (Starkel 1983). Spowodowało to przejście w dolinach rzecznych od fazy agradacyjnej do fazy erozji liniowej, czego efektem była zmiana rozwinięcia rzek z roztokowych w meandrujące (Falkowski 1975; Starkel 1977; Kozarski, Rotnicki 1977; Szumański 1983). Degradacja wieloletniej zmarzliny i uwolnienie znacznych ilości wód spowodowały zmianę reżimu rzecznego oraz zmianę rodzaju i ilości materiału dostarczanego do rzek, co uwarunkowało tworzenie koryt z wielkimi meandrami (Starkel 1983).

Wcinające się koryto meandrujące było 2–3 razy szersze od koryta współczesnego Wieprza, z 4–6 razy większym promieniem meandrów. Uformowało ono równinę erozyjną ograniczoną wysokimi zboczami (5 m) z charakterystycznymi głębokimi niszami zakolowymi. Rozmiary erozji były zróżnicowane przestrzennie, o czym świadczy wysokość względna terasy nadzalewowej 3–6 m (ryc. 8).

Procesy rozcinania terasy nadzalewowej przebiegały etapowo, o czym świadczą zachowane fragmenty najniższej terasy (Buraczyński, Brzezińska 1988). Rozwój terasy erozyjnej zachodził między najstarszym dryasem a początkiem zapelniania materiałem organicznym koryt paleomeandrów najstarszej generacji, w okresie preborealnym (Harasimiuk, Henkiel 1980). W kotlinie górnego Wieprza u schyłku glacjału rozwinęły się jeziora, o czym świadczy gytia datowana na 10 750 210 lat BP. Pod koniec okresu borealnego jeziora zanikają i począwszy od okresu atlantyckiego rozwijają się torfowiska (Bałaga 1993).

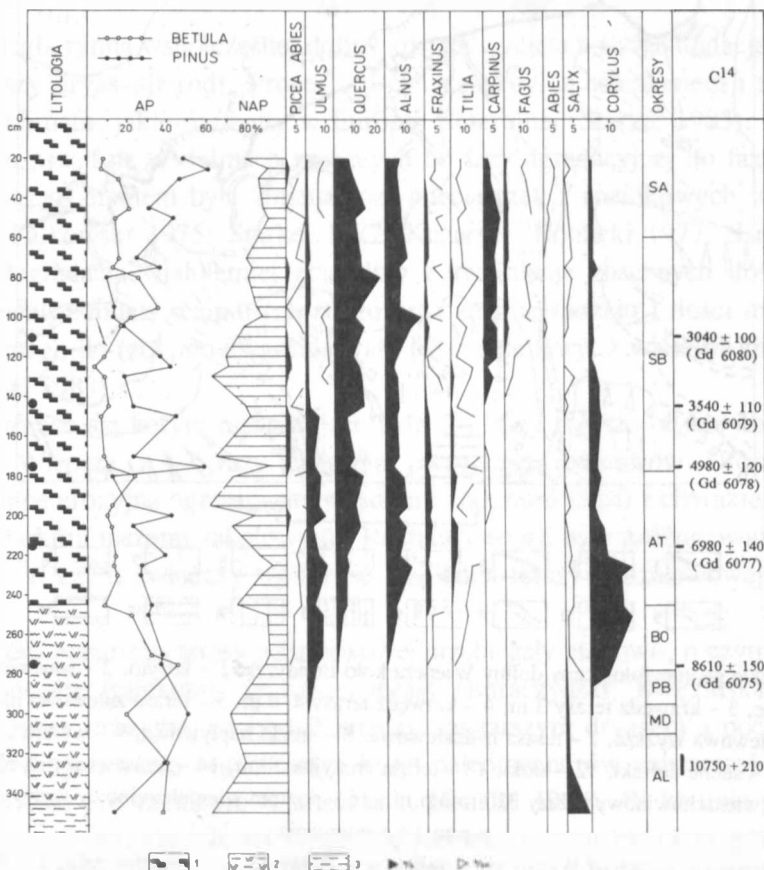
Charakterystyczną cechą utworzonego u schyłku zlodowacenia dna doliny jest wyraźne zróżnicowanie między odcinkiem równoleżnikowym a południkowym. Wieprz był szerokokorytową rzeką meandrującą, kształtującą rozległą



Ryc. 8. Szkic geomorfologiczny doliny Wieprza koło Bondyrza; 1 – koryta, 2 – starorzecza z wodą i suche, 3 – krawędź terasy 3 m, 4 – krawędź terasy 4–6 m, 5 – terasa zalewowa niższa, 6 – terasa zalewowa wyższa, 7 – terasa nadzalewowa, 8 – stożki napływowe, 9 – wydmy, 10 – wąwozy, 11 – suche dolinki, 12 – stoki, 13 – terasa erozyjna 30 m, 14 – terasa erozyjna 60 m, 15 – poziom wierzchołkowy niższy 320 m n.p.m., 16 – poziom wierzchołkowy wyższy 350 m n.p.m., o – wiercenia

Geomorphological sketch of Wieprz river valley near Bondyrz: 1 – river channels, 2 – dead channels, 3 – scarp 3 m high, 4 – scarp 4–6 m high, 5 – low valley floor, 6 – high valley floor, 7 – terrace, 8 – fluvial fans, 9 – dunes, 10 – gullies, 11 – dry valleys, 12 – slopes, 13 – terrace 30 m, 14 – terrace 60 m, 15 – low surface of planation 320 m a.s.l., 16 – high surface of planation 350 m a.s.l.

powierzchnię dna doliny, podobnie jak inne rzeki polskie (Falkowski 1975; Kozarski, Rotnicki 1977; Starkel 1977). Wraz z postępującym ociepleniem i sukcesją roślinności drzewiastej na początku preboreалу (ryc. 9) następowały szybkie zmiany reżimu rzek w kierunku wyrównania przepływów. Spowodowało to przekształcenie koryt o obciążeniu dennym w obciążenie przejściowe lub zawieszinowe. Nastąpiło zmniejszenie się koryt oraz kurczenie się meandrów i szerokości pasa meandrowego. W preboreale w dorzeczu górnego Wieprza występowały lasy sosnowo-brzozowe (Mamakowa 1962; Bałaga 1993), a w starorzeczach wielkopromiennych rozpoczynała się sedymentacja organiczna wskazująca na zanik przepływu wody. Radykalna reorganizacja koryta nastąpiła



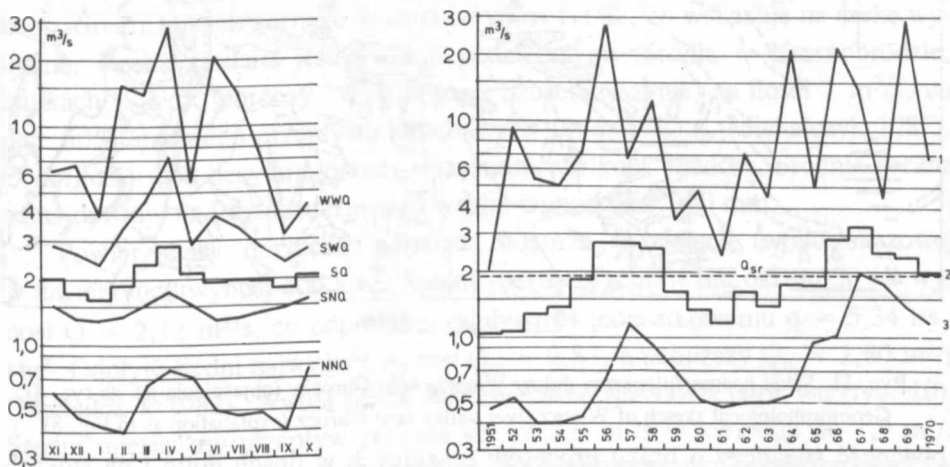
Ryc. 9. Diagram pylkowy torfowiska w Tarnawatce (wg Bałagi 1993); 1 – gytia, 2 – torfy, 3 – mulki

Pollen diagram of organogenic deposits at Tarnawatka (after Bałaga 1993): 1 – gytija, 2 – peat, 3 – silt

na przełomie okresu wisty i holocenu (Kozarski, Rotnicki 1977; Szumański 1986; Kalicki, Starkel 1987).

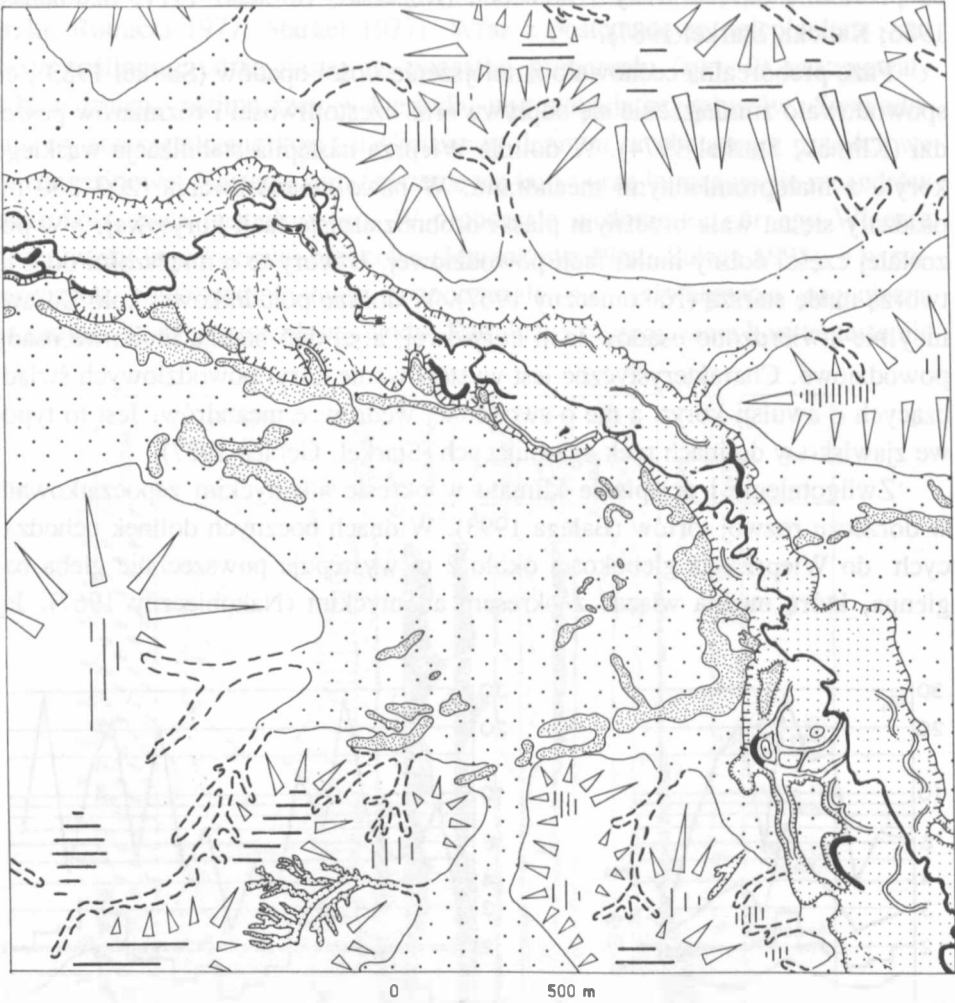
Fazę preborealną cechowało zmniejszenie ilości opadów (Starkel 1983), co spowodowało zmniejszenie się odpływu oraz częstotliwości i rozmiarów powodzi (Klimek, Starkel 1974). W dolinie Wieprza nastąpiła stabilizacja wąskiego koryta z małopromiennymi meandrami. W pasie meandrowania (200–300 m) osadzały się na wale brzeżnym piaski drobnoziarniste facji korytowej, a w pozostałej części doliny mułki facji powodziowej. Utwory te o miąższości do 2 m tworzą madę starszą (Nakonieczny 1967). W dolinie południkowej koło Żurawnicy nie stwierdzono osadów facji korytowej, a jej dno budują mułkowe osady powodziowe. Charakterystyczne jest występowanie koryt powodziowych świadczących o awulsji koryt, a nie o swobodnej wędrówce meandrów. Jest to typowe zjawisko w dolinach rzek agradujących (Starkel, Gębica 1987).

Zwilgotnienie i ocieplenie klimatu w okresie atlantyckim zapoczątkowało w dorzeczu rozwój torfów (Bałaga 1993). W dnach bocznych dolinek uchodzących do Wieprza na głębokości około 2 m występuje powszechnie gleba bagienna, którą można wiązać z okresem atlantyckim (Nakonieczny 1967). Jej



Ryc. 10. Przepływy Wieprza w Zwierzyniu w latach 1951–1970 (wg Wilgata i Michalczyka 1987); A. Przepływy charakterystyczne: WWQ – maksymalny, SWQ – średni wysoki, SQ – średni, SNQ – średni niski, NNQ – minimalny; B. Średnie i skrajne przepływy roczne: 1 – maksymalny, 2 – średni, 3 – minimalny, Q_{sr} – średni z wielolecia

Discharges of the Wieprz river at Zwierzyniec in the years 1951–1970 (after Wilgat and Michalczyk 1987); A. Characteristic discharges: WWQ – maximum, SWQ – medium high, SQ – medium, SNQ – medium low, NNQ – minimum; B. Mean and extreme annual discharges: 1 – maximum, 2 – medium, 3 – minimum; Q_{sr} – medium



Ryc. 11. Szkic geomorfologiczny doliny Wieprza koło Obroczy (objaśnienia jak na ryc. 8)

Geomorphological sketch of Wieprz river valley near Obroc (explanation as in Fig. 8)

obecność świadczy o braku procesów erozyjnych w dnach dolin i na stokach. Wynika to z pełnego pokrycia dorzecza lasami liściastymi, a w dolinach lasami łęgowymi (Bałaga 1993).

Najmłodsza faza rozwoju doliny Wieprza zaznaczyła się akumulacją mułków piaszczystych i pylastych (młoda). Związana jest ona ze zwiększoną dostawą materiału pylasto-piaszczystego z rozcinanych stoków. Procesy te powszechnie są związane z rosnącą rolą czynnika antropogenicznego, wylesieniem obszaru (Starkel 1983; Szumański 1986; Śnieszko 1987; Buraczyński

1994). Akumulacja mady młodszej rozwinęła się w związku z intensywną działalnością rolniczą od XIII do XVIII wieku. Proces ten był szczególnie intensywny w obszarach lessowych, gdzie działalność antropogeniczna spowodowała rozwój erozji wązowej (Buraczyński 1977). W rezultacie wzdłuż lewego zbocza doliny Wieprza od Wywłoczki do Szczebrzeszyna rozwinęły się podstokowe równiny deluwalne oraz duże stożki napływowe (długości do 1 km i wysokości 1–3 m) u wylotu suchych dolin. Stożki te są nadbudowywane współcześnie, a część materiału jest unoszona wodami i akumulowana w dnie doliny (Buraczyński 1994).

CHARAKTERYSTYKA HYDROLOGICZNA

Stosunki hydrologiczne odgrywają ważną rolę w przebiegu i natężeniu procesów kształtujących dorzecze oraz w przebiegu erozji i akumulacji w dnie doliny.

Wieprz należy do rzek o ustroju deszczowo-śnieżnym, typu kontynentalnego. Średni spadek górnego Wieprza wynosi 1,1‰, co wskazuje na rzekę wyżynną. Rzeka zasilana jest wodami podziemnymi (źródła w Krasnobrodzie, Hutkach, Stoku, Obroczy, Wywłoczce i Szczebrzeszynie) w ilości 1 m³/s, co daje 50% średniego przepływu (Michalczyk 1986; Wilgat, Michalczyk 1987). O obfitości wód decyduje przede wszystkim wielkość opadów. Średnia roczna suma opadów na Roztoczu Tomaszowskim wynosi 650–700 mm.

Powierzchnia dorzecza górnego Wieprza do stacji wodowskazowej w Zwierzyńcu wynosi 406 km². Średni roczny przepływ dla okresu 30 lat wynosi $Q = 2,12 \text{ m}^3/\text{s}$, co odpowiada odpływowi jednostkowemu $q = 5,34 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$. Odpływ średni najwyższy wynosi $Q_w = 2,83$, a najniższy $Q_n = 1,80 \text{ m}^3/\text{s}$ (Michalczyk 1982). Ważną cechą jest zmienność sezonowa odpływu (ryc. 10). Średni miesięczny przepływ zmienia się od 2,9 m³/s w kwietniu do 1,9 m³/s w styczniu. Wyznacza go charakterystyczny rytm o zasilaniu śnieżno-deszczowym. Wezbrania letnie cechuje gwałtowny, krótkotrwały przybór wód: $Q = 20,9 \text{ m}^3/\text{s}$ w czerwcu 1956 r. i $Q = 14,0 \text{ m}^3/\text{s}$ w lipcu 1957 r. (Wilgat, Michalczyk 1987).

Cechą górnego dorzecza Wieprza jest wysoki udział zasilania podziemnego, oceniany na 80%. W przekroju Zwierzyńca minimalne średnie miesięczne przepływy stanowią 63% średniego przepływu maksymalnego. Maksymalne zarejestrowane odpływy jednostkowe dochodzą do 70–100 l/s·km² (Michalczyk

1986). Prawdopodobieństwo średniego rocznego przepływu $3 \text{ m}^3/\text{s}$ wynosi 10% (Wilgat 1982).

Warunki naturalne związane z rodzajem podłoża, rzeźbą i szatą roślinną mają wpływ na regulowanie odpływu Wieprza. Nieregularność odpływu rocznego w Zwierzyńcu charakteryzują następujące wskaźniki: $Q_{\text{sr}} = 2,12$, $Q_{\text{max}} = 3,57$ i $Q_{\text{min}} = 1,05 \text{ m}^3/\text{s}$ (Wilgat 1982). W rozwoju procesów morfodynamicznych istotne znaczenie mają bardzo wysokie odpływy jednostkowe w małych zlewniach (Ciepielowski 1970). W dorzeczu Wieprza zarejestrowano wartości rzędu $6\text{--}20 \text{ m}^3/\text{s}\cdot\text{km}^2$. Różnica między odpływami rocznymi oceniana jest na $1:2,7$, miesięcznymi $1:17$ i ekstremalnymi $1:85$. Takie warunki powodują, że najwięcej materiału Wieprz transportuje w odcinku Zwierzyniec–Szczebrzeszyn. Do rzeki dostaje się duża ilość materiału znoszonego z lessowych wzgórz. W okresie wiosennym rzeka odprowadza aż 42,7% materiału wynoszonego w ciągu roku (Maruszczak 1984).

TYPY RZEŻBY DNA DOLINY

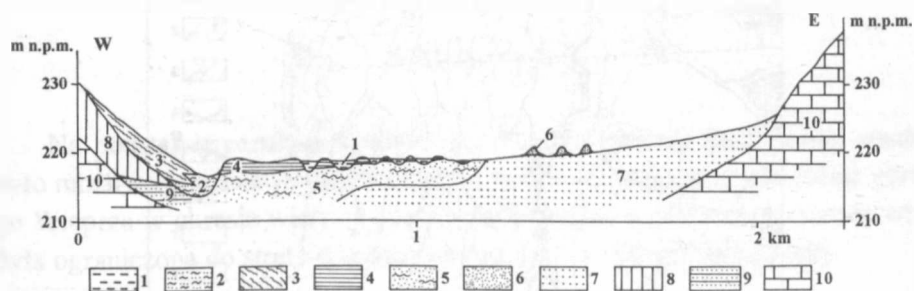
Dno współczesnej doliny Wieprza jest zróżnicowane, o zmiennym wykształceniu w różnych odcinkach doliny. Ze względu na kierunki morfologiczne wyróżnia się dwa główne odcinki – równoleżnikowy i południkowy (ryc. 1).

Kotlina źródłowego odcinka do Majdanu Wielkiego ma 12 km długości i 1–3 km szerokości, odznacza się płaskim dnem i spadkiem 0,5‰. Zabagniona kotlina odgrywa ważną rolę w retencji i zasilaniu Wieprza w wodę. Pierwotnie bagna odgrywały dużą rolę w zasilaniu rzeki, będąc jej obszarem źródłowym. Odpływ z bagien zorganizował się w środkowej części kotliny, skąd na odcinku 5 km prowadzi starorzecze od Kłocówki do Majdanu Wielkiego. Była to rzeka meandrująca z zakolami, o promieniu 10–30 m, odwadniająca bagno do XIX w. (ryc. 6). Obecnie Wieprz wypływa z Jeziora Wieprzowego na wysokości 273 m n.p.m. i sztucznym korytem płynie przez rozległe łąki i stawy. Jezioro Wieprzowe jest zasilane wodami powierzchniowymi i podziemnymi z utworów czwartorzędowych. Dno kotliny wypełniają torfy o miąższości 3 m (maksymalnie 7 m), miejscami z gytą (1 m). Podłoże stanowią piaski i mułki vistuliańskie, wznoszące się 1–3 m ponad dno kotliny na wysepkach i przy zbozczach.

Właściwa dolina rzeczna zaczyna się od Majdanu i przebiega do Zwierzyńca. Współczesne dno jest wąskie (100–300 m), ograniczone krawędzią terasy

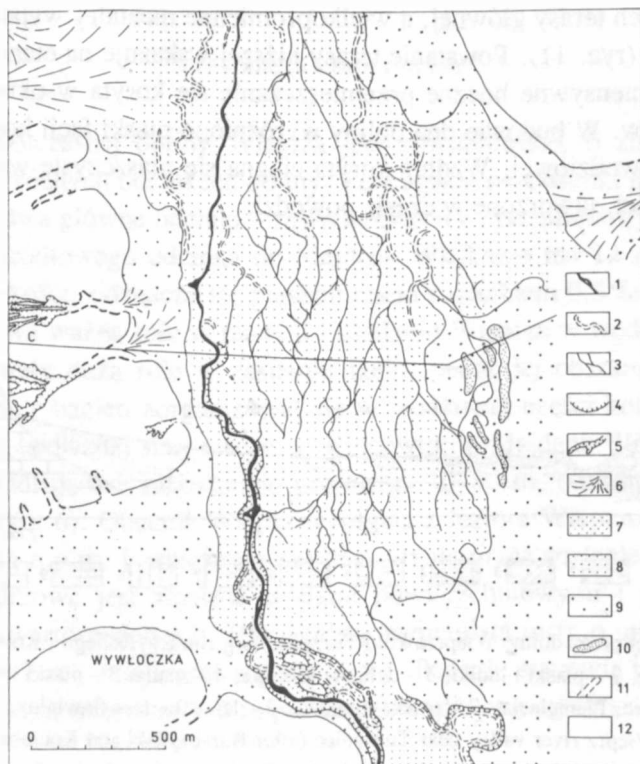
nadzalewowej o wysokości 3–5 m. Średni spadek doliny wynosi 1,6‰, wznosząc się w miejscach skrzywienia doliny do 2,2–3,6‰. Załamanie spadku występuje na linii uskoku przecinającego dolinę koło Jacni (ryc. 2). W dnie doliny występują małopromienne starorzecza (10–20 m), stanowiące młodszą generację meandrowania. Wielkopromienne paleomeandry występują wzdłuż krawędzi terasy, podcinając ją na głębokość 100–300 m. Promień meandrów wynosi 100–200 m, a szerokość koryta do 50 m. Meandry są wypełnione osadami organiczno-mineralnymi ze słabo zaznaczonymi odsypami.

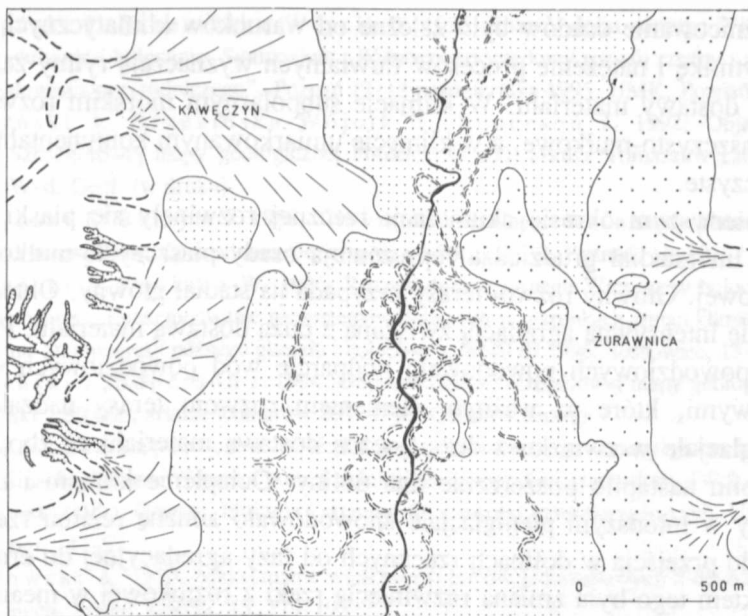
Terasa nadzalewowa niższa (1–2 m) występuje w postaci wysepek i wąskich półek i reprezentuje formy różnej genezy. W Krasnobrodzie tworzy ją stożek napływowy u wylotu suchej doliny. Wskutek tego nastąpiło zwężenie dna doliny do 50 m oraz załamanie spadku dna, powyżej podparcia wynosi on 1‰, a poniżej 2,5‰. Występuje tu charakterystyczna sieć paleomeandrów o szerokości 30–50 m, których czytelność maleje stopniowo w dół doliny, w miarę wzrostu miąższości osadów mineralno-organicznych wkraczających na powierzchnię stożka. Koło Obroczy podcięcia meandrowe tworzą terasę erozyjną wyciętą w piaskach terasy głównej, a wielkopromienne meandry wypełniają namuły organiczne (ryc. 11). Powstanie terasy niższej wskazuje na etapowe rozcinanie doliny i intensywne boczne przemieszczanie się koryta w okresie rozwoju paleomeandrów. W budowie dna doliny wyróżniono piaski facji korytowej oraz mady facji powodziowej. Wzdłuż koryta ciągną się piaszczyste wały o nieznacznej wysokości, utworzone w czasie powodzi.



Ryc. 12. Przekrój przez dolinę Wieprza koło Turzyniec (wg Buraczyńskiego i Kociuby 1995); 1 – namuły torfiaste, 2 – piaski i mulki, 3 – deluwia lessowe, 4 – mada; 5 – piaski i mulki, 6 – piaski wydymowe; Pleniglacja: 7 – piaski terasowe, 8 – less, 9 – less fluwialny, 10 – opoki
Section of the Wieprz river valley near Turzyniec (after Buraczyński and Kociuba 1995); 1 – organic silts, 2 – sands and silts, 3 – colluvial silt, 4 – silt, 5 – sands and silts, 6 – eolic sands, 7 – terrace sands, 8 – loess, 9 – alluvial loess, 10 – gaizes

Wąska równoleżnikowa dolina Wieprza łączy się w Zwierzyńcu z szeroką doliną południkową. Przed połączeniem się dolin koryto wcina się na głębokość 3 m, a spadek wynosi 3,6‰ (ryc. 2). Załamanie spadku występuje na linii uskoku przecinającego poprzecznie dolinę koło Zwierzyńca–Rudki. U wylotu równoleżnikowej doliny terasa nadzalewowa przechodzi w rozległy płaski stożek (ryc. 13), pocięty w dolnej części systemem koryt rzeki roztokowej, wypełnionych osadami mułowo-organicznymi (ryc. 12). Stożek obniża się i przechodzi w dno doliny, zanurzając się następnie pod osadami akumulacji powodziowej. Dno doliny południkowej początkowo o szerokości 300–500 m, rozszerza się od Wywłoczki do 1 km, a poniżej Żurawicy do 1,5 km, ze spadkiem 1,6‰. Najmłodsze zmiany koryta wyznaczają starorzecza o małych meandrach ($r < 10$ m). Strefa meandrowania występuje w pasie 200–300 m. Wieprz z okresu przed ingerencją człowieka wyznaczają widoczne na odcinku 4 km koryta meandrowe. Z lewej strony doliny na dno wkraczają liczne stożki napływowe zbudowane z utworów pyłowych, które rozwinęły się pod wpływem intensywnego





Ryc. 14. Szkic geomorfologiczny doliny Wieprza koło Żurawnicy (objaśnienia jak na ryc. 13)
 Geomorphological sketch of Wieprz river valley near Żurawnica (explantation as in Fig. 13)

nych procesów erozyjnych na lessowych stokach w pasie o szerokości 0,5–1,0 km (ryc. 14).

PODSUMOWANIE

Na podstawie rezultatów datowania TL oraz analizy litofacjalnej osadów było możliwe przedstawienie chronologii procesów kształtujących dolinę górnego Wieprza w okresie wisły. Akumulacja fluwialna w pierwszym okresie wisły była ograniczona do strefy dna utworzonego przez interglacialną rzekę.

Ryc. 13. Szkic geomorfologiczny doliny Wieprza koło Wywłóczki; 1 – koryto, 2 – starorzecza, 3 – koryta rzeki roztokowej, 4 – krawędzie, 5 – wąwozy, 6 – stożki napływowe, 7 – terasa zalewowa niższa, 8 – terasa zalewowa wyższa, 9 – terasa nadzalewowa, 10 – wydmy, 11 – suche dolinki, 12 – stoki

Geomorphological sketch of Wieprz river valley near Wywłóczka: 1 – river channel, 2 – dead channels, 3 – braided channel, 4 – scarp, 5 – gullies, 6 – alluvial fan, 7 – low valley floor, 8 – high valley floor, 9 – terrace, 10 – dunes, 11 – dry valleys, 12 – slopes

Zróznicowanie osadów było zależne od warunków klimatycznych i lokalnych. Rytmikę i natężenie procesów fluwialnych wyznaczają rytmy zależne od energii i dostawy materiału. W klimacie subpolarnym morskim rozwijały się osady piaszczysto-mułkowe, a w klimacie umiarkowanym kontynentalnym osady piaszczyste.

W pierwszym okresie akumulacji rzecznej rozwinęły się piaski stadiału świecia. Interstadiał grudziądzka reprezentują osady piaszczysto-mułkowe facji powodziowej. Główny rozwój terasy przypada na stadiał główny. Okres ten cechował się intensywną agradacją związaną z dużą dostawą materiału. Przewagę osadów powodziowych powodowało podparcie wód powodziowych stożkami napływowymi, które są ważnym elementem rozwoju terasy nadzalewowej. W pleniglacjale w związku z dużą boczną dostawą materiału ze zboczy i suchych dolin nastąpiło poszerzenie dna doliny. Ocieplenie klimatu i zanikanie zmarzliny w młodszym pleniglacjale spowodowało zmianę reżimu rzeki, prowadząc do przejścia w dolinach rzecznych od fazy agradacyjnej do erozji liniowej. Efektem tego była zmiana rozwinięcia rzeki z roztokowej w meandrującą. Śladem bocznego rozwoju doliny są głębokie podcięcia meandrowe w zboczu terasy. Występowanie terasy erozyjnej wskazuje na etapowy rozwój doliny.

LITERATURA

- B a ł a g a K. 1992; Ekspertyza palinologiczna profilu Tarnawatka. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Komarów 895. Archiwum PIG, Warszawa.
- B a r a n i e c k a M. D. 1975; Fazy tektoniczne w czwartorzędzie w środkowej części Niziu Polskiego. Materiały I Krajowego Sympozjum: „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej”, 1, Wyd. Geol., 185–195.
- B u r a c z y ń s k i J. 1968; Typy dolin Rostocza Zachodniego. Ann. UMCS, sec. B, 23, 47–86.
- B u r a c z y ń s k i J. 1974; Zarys geomorfologii Rostocza Rawskiego. Ann. UMCS, sec. B, 39, 47–76.
- B u r a c z y ń s k i J. 1977; Natężenie erozji wąwozowej i erozji gleb na Rostoczu Gorajskim. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln. 193, Warszawa, 91–99.
- B u r a c z y ń s k i J. 1986; Zasięg lądolodu odry (Saalian) we wschodniej Polsce. Przegl. Geol. 34, 12, 684–689.
- B u r a c z y ń s k i J. 1989/90; Rozwój wąwozów na Rostoczu Gorajskim w ostatnim tysiącleciu. Ann. UMCS, sec. B, 44/45, 95–104.
- B u r a c z y ń s k i J. 1994; Budowa geologiczna i rzeźba Rostocza. Przewodnik wycieczkowy, Ogólnopolski Zjazd PTG. Lublin, 202–209.
- B u r a c z y ń s k i J. 1994; Zmienność procesów eolicznych na Rostoczu i w Kotlinie Sandomierskiej podczas piętra wisły. Ann. UMCS, sec. B, 49, 51–79.

- Buraczyński J., Brzezińska-Wójcik T. 1995; Rozwój dolin górnego Wieprza w wistulianie i holocenie. Symposium „Późnoczwartorzędowy rozwój rzeźby i zmiany środowiska przyrodniczego”. Poznań 12–13 października 1995. UMK, Poznań, 14–16.
- Buraczyński J., Brzezińska-Wójcik T., Superson J. 1992; Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Tomaszów Lubelski 985. Wyd. Geol. (w druku).
- Buraczyński J., Butrym J. 1989; The Vistulian development of a sandy plain in the Sandomierz Basin. *Quaestiones Geographicae, Spec. Iss. 2*, Poznań, 11–30.
- Buraczyński J., Kociuba W. 1996; Rozwój doliny górnego Wieprza w holocenie. Symposium: „Funkcjonowanie geosystemów dolinnych w warunkach zmian klimatu i narastania antropopresji późnego glacialu i holocenu”. 28–29 III 1996, Sosnowiec, 13–14.
- Buraczyński J., Superson J. 1994; Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Komarów 895. Wyd. Geol. (w druku).
- Buraczyński J., Superson J. 1996; Litologia utworów mezo- i neoplejstocenijskich w dolinach górnego Wieprza i górnej Sołokiji (Rostocze Tomaszowskie). [W:] A. Kostrzewski (red.). *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. UAM, s. Geogr., 47–57.
- Ciepielowski A. 1970; Maksymalne wielkości splywów jednostkowych z deszczów nawalnych. *Przegl. Geofiz.* 15, 179–193.
- Falkowski E. 1970; Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek Polski. *Biul. Geol. UW*, 12, 5–121.
- Falkowski E. 1975; Variability of channel processes of lowland rivers in Poland and changes of the valley floors during the Holocene. *Biul. Geol. UW*, 19, 45–78.
- Gębica P., Starkel L. 1987; The evolution of the Vistula river valley at the northern margin of the Niepolomice Forest during the last 15 000 years. [W:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*. Starkel L. (red.), *Geographical Studies IGIPZ PAN. Spec. Iss. 3*.
- Harasimiuk M. 1980; Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. UMCS, Lublin, 136.
- 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*, 41, 81–109.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1981; Kopalne formy dolinne w okolicy Łęcznej i ich znaczenie dla paleogeografii dorzecza Wieprza. *Kwart. Geol.*, 25, 147–161.
- Jahn A. 1956; Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. *Prace Geogr. IG PAN*, 7, s. 453.
- Jaroszewski W. 1977; Sedymentacyjne przejawy miocenijskiej ruchliwosci tektonicznej na Rostoczcu Środkowym. *Przegl. Geol.* 39, 413–427.
- Kalicki T., Starkel L. 1987; The evolution of the Vistulian river valley downstream of Cracow during the last 15 000 years. [W:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*. L. Starkel (red.), *Geographical Studies IG PAN, Spec. Iss. 4*.
- Klimek K., Starkel L. 1974; History and actual tendency of floodplain development at the border of the Polish Carpathian. [W:] *Geomorphologische Prozesse und Prozess Kombinationen in der Gegenwart unter verschiedenen Klimabedingungen*, *Abh. Akad. Wiss. Gottingen*, 3, 29.
- Kozarski S. 1983; River channel changes in the middle reach at the Warta Valley, Great Poland Lowland. *Quat. Stud. in Poland*. 4, 159–169.

- Kozarski S. 1991; Paleogeografia Polski w vistulianie. [W:] Geografia Polski, środowisko przyrodnicze. L. Starkel (red.). PWN, 80–105.
- Kozarski S., Rotnicki K. 1977; Valleys floors and changes of river channel patterns in the North Polish Plain during the Late-Wurm and Holocene. *Quaest. Geogr.* 4, 51–93.
- Kurkowski S. 1994; Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Krasnobród 894. *Wyd. Geol.*, s. 34.
- Laskowska-Wysoczańska W. 1979; Czwartorzędowe ruchy pionowe brzeżnej strefy zapadliska przedkarpackiego u podnóża Rostocza. *Przegl. Geol.*, 6, 318–321.
- Laskowska-Wysoczańska W. 1981; Czwartorzędowe ruchy pionowe środkowej i wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. *Materiały III Sympozjum: „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”*. Wrocław, 207–221.
- Liszkowski J. 1975; Wpływ obciążenia łądolołem na plejstocenią i współczesną dynamiką litosfery na obszarze Polski. *Materiały I Krajowego Sympozjum: „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej”*, 1, *Wyd. Geol.*, 255–278.
- Mamakowa K. 1962; Roślinność Kotliny Sandomierskiej w późnym glacie i w holocenie. *Acta Paleobot.*, 3, 11–56.
- Mamakowa K. 1985; Lower boundary of the Vistulian and early Vistulian pollen stratigraphy in continuous Eemian, early Vistulian pollen sequences in Poland. *Quat. Stud. in Poland*, 7, 51–63.
- Marszałek S., Małek M., Drzymała J. 1995; Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Szczepieszyn 860. *Wyd. Geol.* (w druku).
- Maruszczak H. 1972; Wyżyny lubelsko-wołyńskie. [W:] *Geomorfologia Polski*. I, 340–384.
- Michalczyk Z. 1982; Zróżnicowanie odpływu w dorzeczu Wieprza. *Ann. UMCS, sec. B*, 37, 151–171.
- Michalczyk Z. 1986; Warunki występowania i krazenia wód na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. *UMCS, Lublin*, 3–195.
- Michalczyk Z. 1988; Wody Rostoczańskiego Parku Narodowego. *Badania hydrograficzne w poznaniu środowiska*. *Wyd. UMCS, Lublin*, 195–198.
- Mojski J. E. 1964; Osady najstarszego plejstocenu w dolinie Wieprza koło Krasnegostawu. *Kwart. Geol.* 8, 326–341.
- Mojski J. E. 1991; Czwartorzędowy rytm zmian środowiska. [W:] *Geografia Polski, środowisko przyrodnicze*. L. Starkel (red.). PWN, 67–80.
- Nakonieczny S. 1967; Holocenią morfogeneza Wyżyny Lubelskiej, *UMCS, Lublin*, s. 114.
- Popielski W. 1995; Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Terespol 893. *Wyd. Geol.* (w druku).
- Pożaryski W. 1974; Obszar świętokrzysko-lubelski. [W:] *Budowa Geologiczna Polski IV, Tektonika cz. I*. *Wyd. Geol.*, 349–363.
- Starkel L. 1972; Kotlina Sandomierska. [W:] *Geomorfologia Polski*. I, 138–166.
- Starkel L. 1977; Last glacial and holocene fluvial chronology in the Carpathian valleys. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balkan.* 11, 33–51.
- Starkel L. 1983; Report on research on the Vistula valley evolution during the last 15,000 years. *Quat. Stud. in Poland*. 4, 257–261.

- Starkel L., Gębica P. 1992; Osady rzeczne i ewolucja dolin w okresie 18 000–8000 lat BP w południowej Polsce. *Przegl. Geol.*, 40, 589–594.
- Superson J. 1996; Funkcjonowanie systemu fluwialnego wyżynnej części dorzecza Wieprza w zlodowaczeniu wistyl. *Wyd. UMCS, Lublin*, s. 280.
- Szumański A. 1983; Paleochannels of large meanders in the river valleys of the Polish Lowland. *Quat. Stud. in Poland*. 4, 207–216.
- Szumański A. 1986; Postglacialna ewolucja i mechanizm transformacji dna doliny Dolnego Sanu. *Geologia* 12, 1, AGH, Kraków, 5–92.
- Wilgat T. 1982; Zmienność odpływu rocznego w dorzeczu Wieprza. *Ann. UMCS, sec. B*, 37, 173–192.
- Wilgat T., Michalczyk Z. 1987; Stosunki wodne w rejonie Rostoczańskiego Parku Narodowego. *Ochrona Przyrody* 45, 295–324.
- Żelichowski A. M. 1974; Obszar radomsko-lubelski. [W:] *Budowa Geologiczna Polski IV, Tektonika, Cz. I*, *Wyd. Geol.*, 113–138.

SUMMARY

The upper Wieprz river valley situated in the Rostocze Upland includes three parts: the upper river basin, the subsequent valley and the meridional valley.

As the result of some neotectonic movements of the older quaternary the bottom of the valley lowered for several meters. In the aggradation phase it was filled with the quaternary deposits of different ages. The oldest deposits are represented by the preglacial set of gravelly-sands. The sandy-silt complex of the Mazovian Interglacial and the silts of Central Polish Glaciation are most important.

During the Vistulian there were various conditions for the development of accumulation and erosion. In the valley the deposits of the Świecie Stadial and the Grudziądz Interstadial were found. They were cut apart in the beginning of the ascending Main Stadial. In the descending one the intensive aggradation happened. The sand complex developed in the conditions of the intensive flow which changed seasonally.

In the Late Vistulian the linear erosion develops as the result of climate warming, in the consequence of which a braided channel changed into a meandering channel. In the beginning the Wieprz river channel was a large paleomeanders. As the result of the warming of the climate and the succession of forest vegetation the regime of the river changed quickly. The river channel and the width of the meander zone became narrowed. The Wieprz river of pluvial-nival regime and the medium discharge is $2 \text{ m}^3/\text{s}$. During summer freshet there is a short rise of water up to $20 \text{ m}^3/\text{s}$.

The medium slope of the valley bottom is 1.6‰. In the fault zone which crosses the valley there is a distinct rise of slope of the valley bottom (2,0-3,6‰). In the neighbourhood of Zwierzyniec in the place where the parallel valley joins the meridional one the river channel cuts its way into the land intensively. The youngest changes in the valley are caused by the aggradation of loessy-like mud under the influence of the intensive erosion of loess slopes.

