ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN — POLONIA
VOL. LIV, 4 SECTIO B 1999

Zakład Geografii Regionalnej
Instytut Nauk o Ziemi UMCS

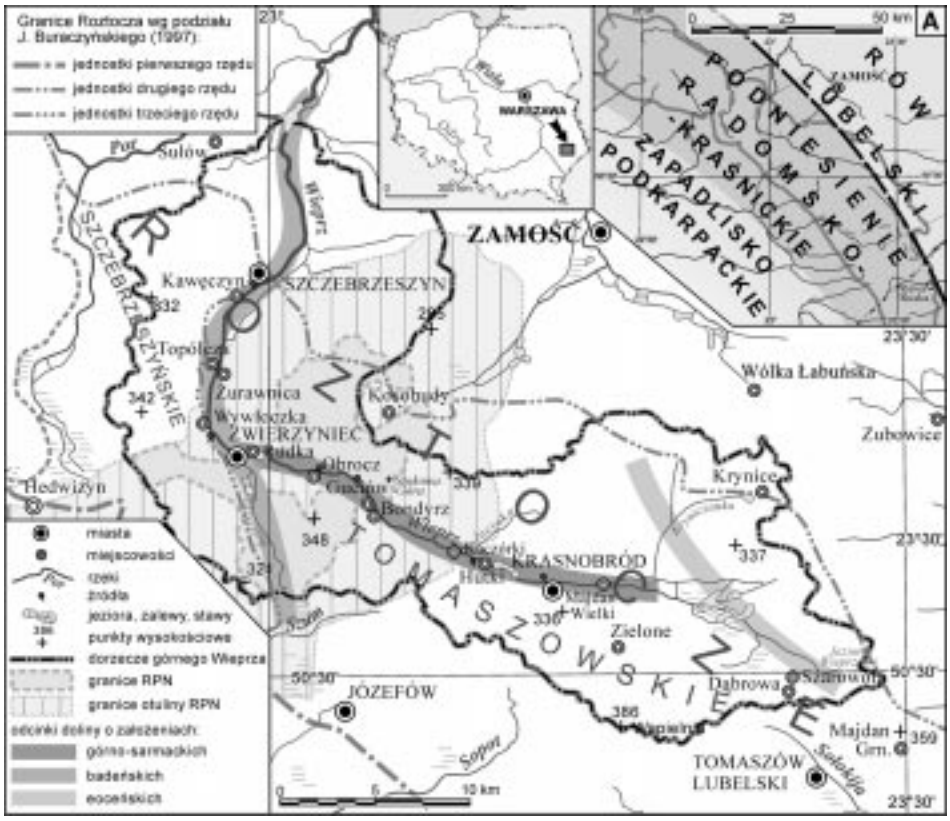
Waldemar KOCIUBA, Teresa BRZEZIŃSKA-WÓJCIK

Zarys paleogeografii roztoczańskiego odcinka doliny Wieprza (SE Polska) w czwartorzędzie

An outline of paleogeography of the Roztocze course of the Wieprz river valley (SE Poland) in the Quaternary

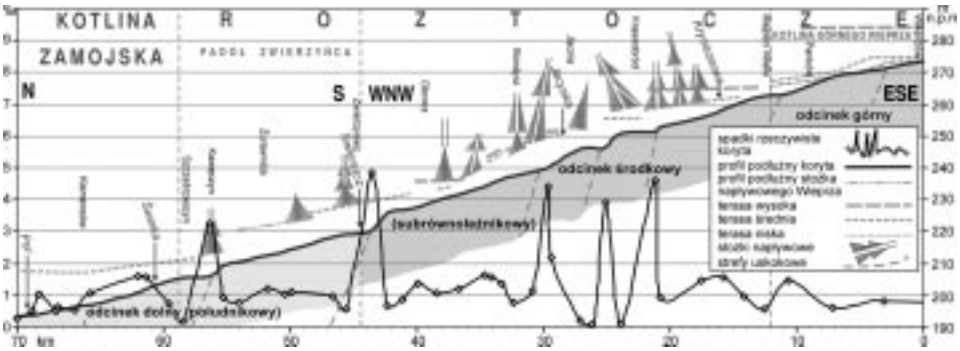
Roztoczański odcinek doliny Wieprza należy do dorzecza górnego Wieprza położonego w północno-wschodniej części Roztocza Szczebrzeszyńskiego i Tomaszowskiego (ryc. 1). Średni spadek rzeki między Jeziorem Wieprzowym a Zwierzyńcem wynosi 1,3 ‰, a w odcinku subpołudnikowym (między Zwierzyńcem a ujściem Poru) 1,16 ‰ (ryc. 2). Pod względem geologicznym, dolina górnego Wieprza znajduje się na podniesieniu radomsko-kraśnickim, tylko północno-wschodni jej fragment należy do rowu mazowiecko-lubelskiego (Żelichowski 1983) (ryc. 1). Podłoże paleozoiczne przykrywają skały wieku górnokredowego (Cieśliński i in. 1996). Profil podłużny kopalnej doliny Wieprza zmienia się nawiązując do starszych stref uskokowych (Buła i in. 1994), które dzielą dolinę na nierównomiernie wyniesione bloki o różnej wielkości. Współcześnie obserwuje się w ich obrębie przejawy tektoniki potomnej (Brzezińska-Wójcik, Miłkowska 2001).

Położenie, zmienne warunki klimatyczne i uwarunkowania strukturalne zadecydowały o podziale doliny na trzy, różniące się odcinki. Górny odcinek – Kotlina Wieprzowego Jeziora – wykorzystuje rów tektoniczny uformowany najprawdopodobniej w środkowym eocenie (Gaździcka 1994; Kasiński i in.



Ryc. 1. Położenie i strukturalne uwarunkowania powstania doliny górnego Wieprza
Location and structural setting of the upper Wieprz river valley

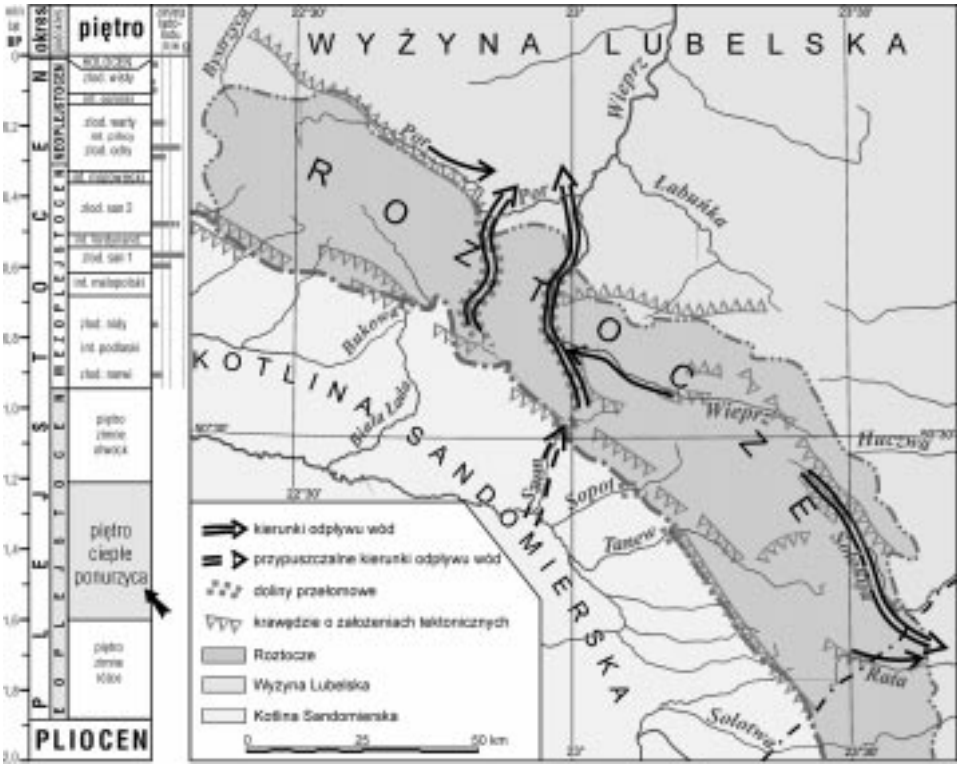
1993; Buraczyński, Krzowski 1994). Środkowy odcinek (między ujściem Kryniczanki a Zwierzyńcem) stanowi wąska, subrównoleżnikowa dolina założona w strefie półrowu tektonicznego, którego geneza wiąże się prawdopodobnie z końcową fazą nasunięcia Karpat Zewnętrznych (Oszczypko 1999; Krzywiec, Jochym 1997; Brzezińska-Wójcik, Superson 2001). Dolny odcinek wykorzystuje północną część subpołudnikowego rowu tektonicznego, uformowanego w wyniku synsedymentacyjnych, dysjunktywnych ruchów odnawiających starsze uskoki NW–SE (Bukowy, Karnkowski 1974; Jaroszewski 1977; Krzywiec, Pietsch 1996; Brzezińska-Wójcik, Superson 2001) (ryc. 1, 2).



Ryc. 2. Profil podłużny koryta górnego Wieprza (zestawiono według: Buraczyński 1996; Superson 1996; Brzezińska-Wójcik, Superson 2001)
Longitudinal profile of the Upper Wieprz river bed valley (compiled after: Buraczyński 1996; Superson 1996; Brzezińska-Wójcik, Superson 2001)

WARUNKI ROZWOJU DOLINY WIEPRZA W PLEJSTOCENIE

Wypiętrzanie Roztocza na początku plejstocenu spowodowało gwałtowną erozję wgłębną rzek (Jahn 1956; Rühle 1973a, b). Z tego okresu pochodzą terasy erozyjne o wysokości 30 i 60 m na zboczach doliny Wieprza (ryc. 12) (Jahn 1956; Maruszczak, Wilgat 1956). Prawdopodobnie w piętrze zimnym Różce (Baraniecka 1990) (dawniej pretegeleńskim) już ukształtował się odpływ wód karpackich w kierunku północno-wschodnim przez przełom Wieprza (ryc. 3) (Rühle 1973a; Starkel 1972; Wojtanowicz 1978). O wzmożonym przepływie wód świadczą też zachowane fragmentarycznie mułki w okolicach Biłgoraja (Racinowski 1969). Osady żwirowo-piaszczyste zachowane w przełomowej dolinie Wieprza koło Zwierzyńca datowano pierwotnie na eoplejstocen (Jahn 1956; Buraczyński 1967). Marszałek i in. (1995, 1998) uważają je za osady rzeczne z piętra nidy, a Rzechowski i Superson (1998) za osady interglacjału małopolskiego. W dolinie pra-Wieprza, na głębokości 19,0–21,0 m został stwierdzony zawodniony rumosz skalny reprezentowany przez zwietrzeliny z lepiszczem gliniastym. Jahn (1956) i Buraczyński (1967) określali je jako preglacjalne. Podobny pogląd wyraził Kurkowski (1994, 1998) sądząc, że akumulacja piasków i żwirów rzecznych w pradolinie zwierzynieckiej miała miejsce w warunkach zimnego piętra otwockiego oraz że w warunkach ciepłego piętra celestynowskiego w tej samej pradolinie zostały osadzone jeziorne mułki piaszczyste. Rzechowski i Superson (1998) uważają mułki piaszczyste za osady wodnolodowcowe – prawdopodobnie piętra wilgi (mezoplejstocen). Zdaniem Kurkowskiego (1994), położenie hipsometryczne stropu tej serii wskazuje na

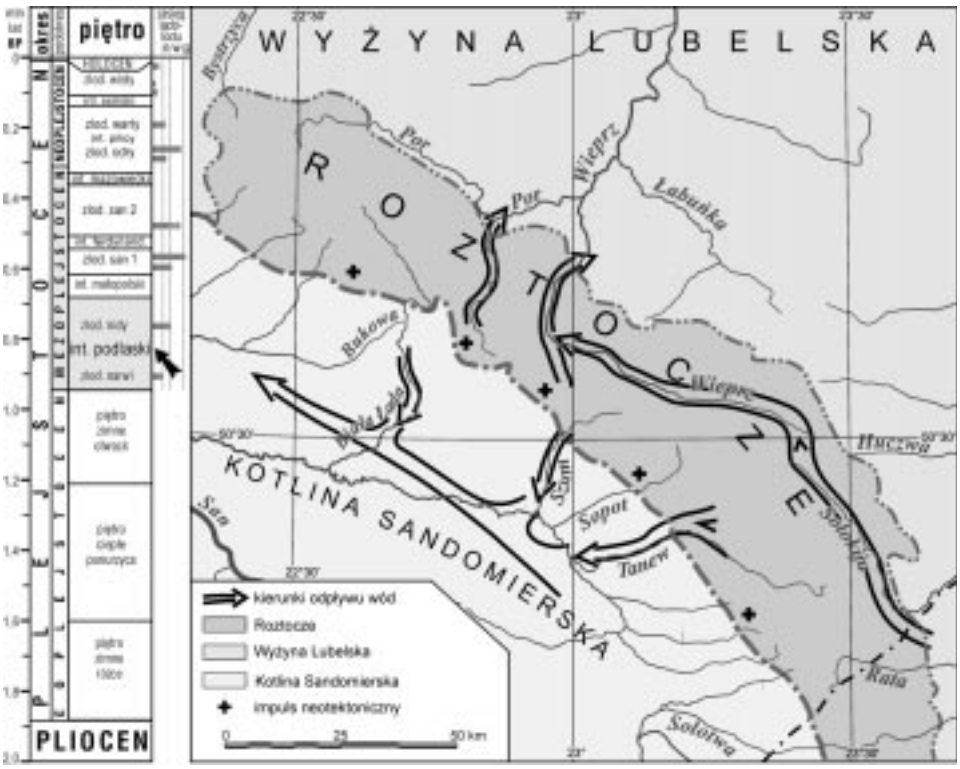


Ryc. 3. Dolina górnego Wieprza we wczesnym plejstocenie (piętro ciepłe ponurzycy) (zestawiono według: Jahn 1956; Maruszczak, Wilgat 1956; Rühle 1973; Wojtanowicz 1978)
The upper Wieprz river valley in the early Pleistocene (warm stage of Ponurzyca) (compiled after: Jahn 1956; Maruszczak, Wilgat 1956; Rühle 1973; Wojtanowicz 1978)

ówczesne tektoniczne obniżanie się doliny pra-Wieprza, a zwiększona miąższość osadów może sugerować, że sedymentacja następowała tutaj równocześnie z pogłębianiem się rowu tektonicznego. Pogłębianie subpołudnikowego rowu tektonicznego pra-Wieprza było zapewne związane z ruchami tektonicznymi dźwigającymi Roztocze, zwłaszcza jego południowo-zachodnią strefę krawędziową, a nasilającymi się w ciepłym piętrze celestynowskim (Baraniecka 1975, 1983). Doprowadziło to do przerwania łączności hydrograficznej między Kotliną Sandomierską i Wyżyną Lubelską. Wówczas, u schyłku eoplejstocenu w dolinie pra-Wieprza następowała najprawdopodobniej sedymentacja mułków jeziornych.

Ważny etap rozwoju rzeźby doliny górnego Wieprza wiązał się z mezoplejstocenem. Lądolód zlodowacenia narwi sięgnął maksymalnie na przedpole Wyżyny Lubelskiej (Lindner, Wojtanowicz 1997). W strefie peryglacjalnej, na

Roztoczu procesy wietrzenia i denudacji sprzyjały akumulacji piasków i żwirów skał lokalnych (kredowych i trzeciorzędowych), m. in. w dolinie Wieprza (Buraczyński 1997). Interglacjał podlaski był okresem intensywnej erozji (Rühle 1973a; Wojtanowicz 1978), której istotnym impulsem stały się ruchy tektoniczne (Rühle 1973b; Baraniecka 1975, 1983), zwłaszcza wydatne obniżenie bazy erozyjnej rzek (Rühle 1973a, b). Ruchy tektoniczne spowodowały wydźwignięcie południowej części Roztocza i doprowadziły do powstania niewysokiego działu wodnego w strefie pradoliny Wieprza na wysokości południowej krawędzi Roztocza. Została przerwana łączność hydrograficzna między Kotliną Sandomierską a Wyżyną Lubelską (ryc. 4). Zlodowacenie południowopolskie rozpoczęło się transgresją lądolodu nidy (zob. Wojtanowicz 1995). Zastoiskowa akumulacja osadów, w obniżeniach dolinnych związanych z systemem pra-Wieprza (doliny zwierzynieckiej), była wynikiem zatamowania lądolodem odpływu wód ku północy (Kurkowski 1994; Marszałek 1998). W okresach ocie-

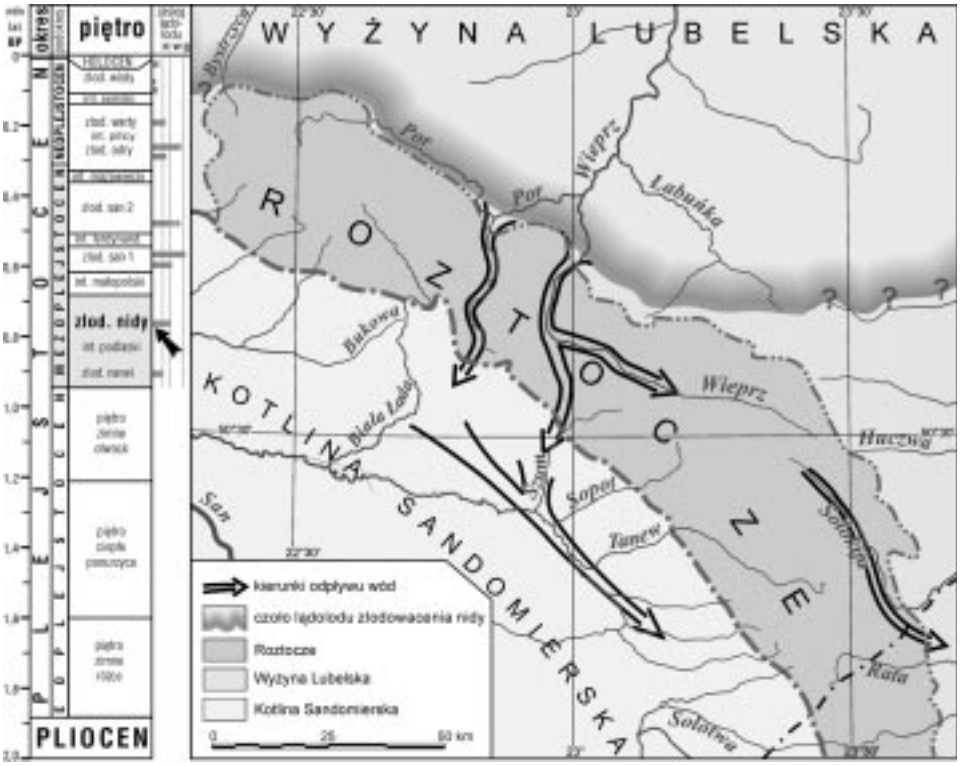


Ryc. 4. Dolina górnego Wieprza w interglacjale podlaskim (zestawiono według: Rühle 1973a, 1973b; Wojtanowicz 1978)

The upper Wieprz river valley in the Podlasje interglacial (compiled after: Rühle 1973a, 1973b; Wojtanowicz 1978)

pleń i fazach recesji czoła lądolodu mógł zostać ponownie uruchomiony odpływ wód pradoliną Wieprza na południe – ku Kotlinie Sandomierskiej i doliną Sołokiji na południowy wschód – ku Pobużu (ryc. 5).

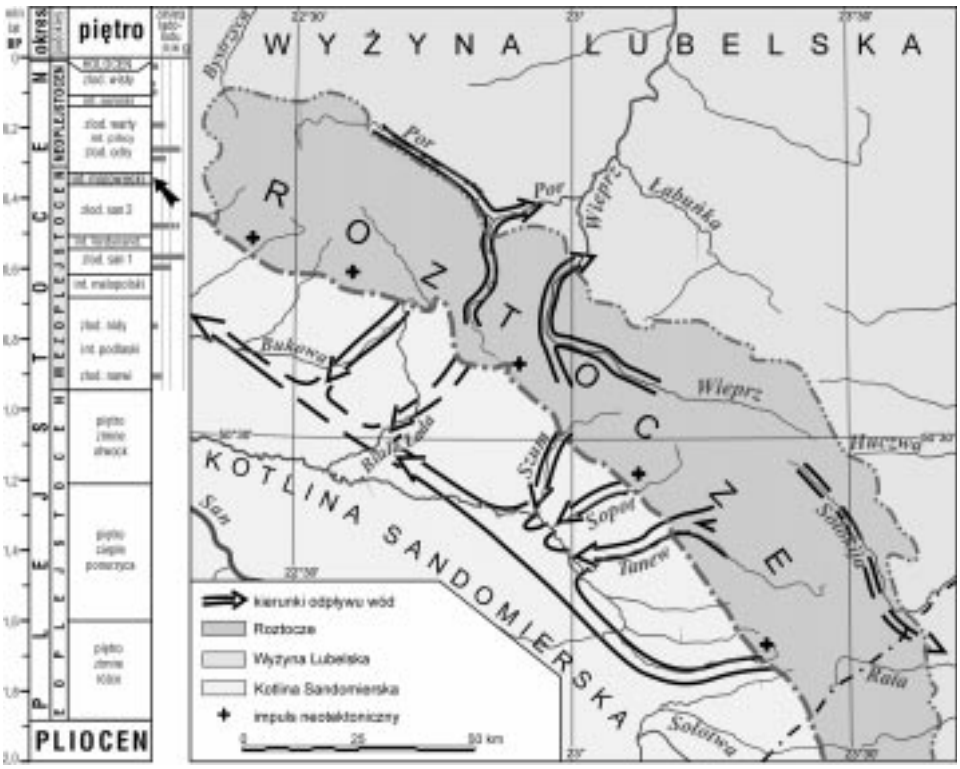
W zlodowaceniu san 1 Roztocze wraz z północną częścią Kotliny Sandomierskiej zostało przykryte lądolodem (Wojtanowicz 1978; Buraczyński 1997). Osady glacjalne (gliny zwałowe) zostały zakumulowane w aktywnej tektonicznie strefie krawędziowej (Laskowska-Wysoczańska 1979, 1980, 1983, 1992, 1995). Z okresu deglacjacji san 1 pozostały osady w dolinie Wieprza (Buraczyński 1996). Ruchy tektoniczne spowodowane recesją czoła lądolodu (Baraniecka 1975, 1983) sprzyjały rozwojowi intensywnych procesów erozji i denudacji na wierzchowinach i stokach, w warunkach peryglacjalnych w interglacjale ferdynandowskim. W pradolinach (m.in. pra-Wieprza, w odcinku Padołu Zwierzyńca) wolno płynące wody akumulowały mułki i mułki piaszczyste rzeczno-rozlewiskowe facji korytowej i powodziowej (Kurkowski 1994; Wągrowski 1995).



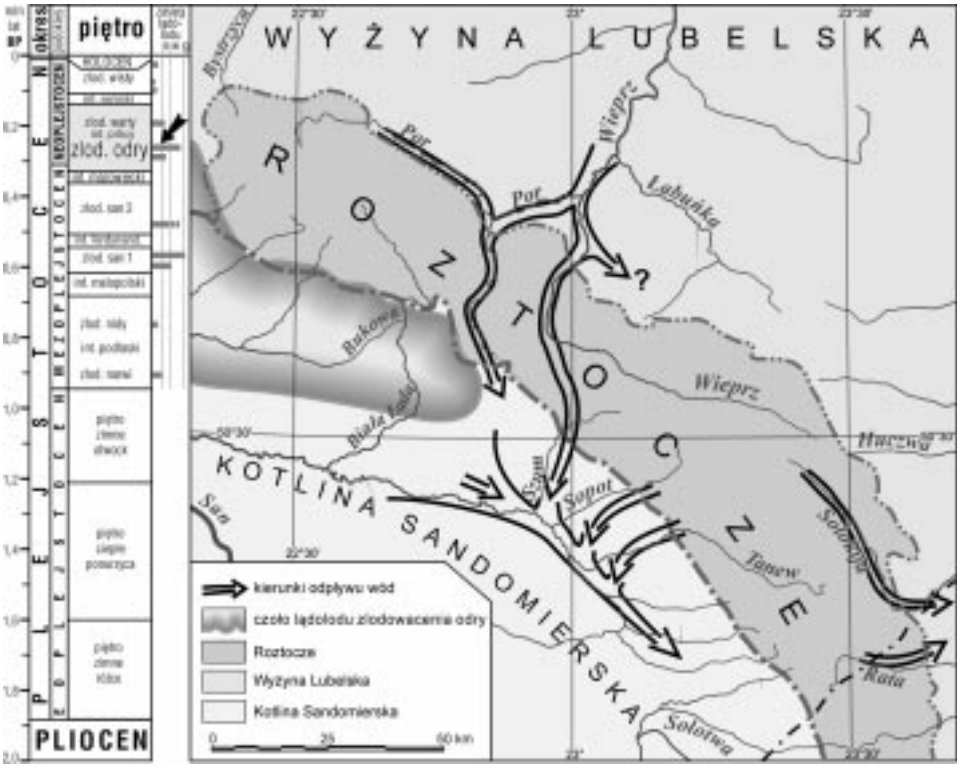
Ryc. 5. Dolina górnego Wieprza w czasie zlodowacenia nidy (zestawiono według: Wojtanowicz 1993; Kurkowski 1994; Marszałek 1998)

The upper Wieprz river valley in the Nida glaciation (compiled after: Wojtanowicz 1993; Kurkowski 1994; Marszałek 1998)

Zlodowacenie san 2 (Baraniecka 1990) również objęło Roztocze i znaczną część Kotliny Sandomierskiej (Laskowska-Wysoczańska 1995). W interglacjale mazowieckim zaznaczyły się przejawy silnej erozji zarówno na wierzchowinach, jak i w dolinach rzecznych (Kurkowski 1994; Wągrowski 1995), spowodowane tektonicznym uaktywnianiem podłoża (Rühle 1973a; Baraniecka 1983) w wyniku relaksacji glaciizostatycznej (Liszkowski 1975, 1993), jak również zmianami klimatycznymi (Lindner 1988). Osady rzeczne (piaski ze żwirami, żwiry, piaski pyłowate) z doliny Wieprza koło Zwierzyńca i Bondyrza wskazują, że w tym interglacjale dolina Wieprza była po raz pierwszy osią hydrograficzną Roztocza Tomaszowskiego (ryc. 6) (Kurkowski 1994; Wągrowski 1995). Seria mułków rzeczno-rozlewiskowych w dolinie pra-Wieprza między Bondyrzem i Zwierzyńcem pochodzi z piętra interglacjału zbójna (Kurkowski 1994; Popielski 1994).



Ryc. 6. Dolina górnego Wieprza w czasie interglacjału mazowieckiego (zestawiono według: Rühle 1973a; Liszkowski 1975, 1993; Baraniecka 1983; Kurkowski 1994; Wągrowski 1995)
The upper Wieprz river valley in the Mazovian interglacial (compiled after: Rühle 1973a; Liszkowski 1975; 1993; Baraniecka 1983; Kurkowski 1994; Wągrowski 1995)



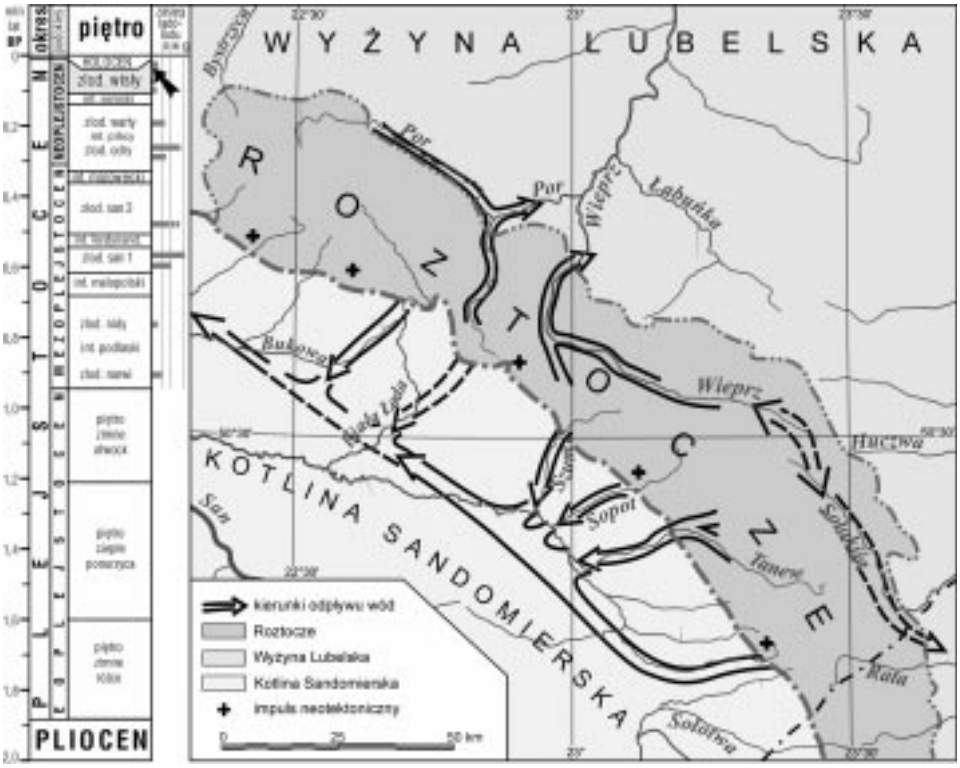
Ryc. 7. Dolina górnego Wieprza w czasie zlodowacenia odry (zestawiono według: Buraczyński i in. 1982; Buraczyński 1986; Kurkowski 1994; Wągrowski 1995)
The upper Wieprz river valley in the Odra glaciation (compiled after: Buraczyński et al. 1982; Buraczyński 1986; Kurkowski 1994; Wągrowski 1995)

Neoplejstocen rozpoczął się zlodowaceniami środkowopolskimi, w czasie których przeważały procesy erozji i denudacji w warunkach strefy peryglacjalnej oraz rozpoczęła się akumulacja pokrywy lessowej. Zatamowanie lądolodem odry (Buraczyński i in. 1982; Buraczyński 1986) odpływu wód ku północy i zachodowi spowodowało w pradolinie Wieprza (Padole Zwierzyńca) odtworzenie się starszego kierunku odwodnienia (por. ryc. 5, 7). Śladem tego są osady piaszczyste rzeczne oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe (Kurkowski 1994; Popielski 1994; Wągrowski 1995). Interglacjał lubelski (lubawski – Lindner 1988; pilicy – Baraniecka 1990) i zlodowacenie warty były piętrami, w których dominowały procesy denudacji i erozji, a w dolinach – lokalnie akumulacja mułków (Marszałek 1998; Brzezińska-Wójcik, Superson 2001) oraz powolna

erozja boczna (Wągrowski 1995). W kotlinie Wieprzowego Jeziora następowała sedymentacja mułków jeziornych (Superson 1996). Wynikiem spokojnego przepływu wód doliną Wieprza ku północy są piaski i mułki piaszczyste (Marszałek i in. 1995; Rzechowski, Superson 1998). Tektoniczne ruchy wznoszące w interglacjale eemskim powodowały bardzo silną erozję wgłębną w pradolinie Wieprza (odcinek subpołudnikowy) i znaczne zniszczenie osadów zlodowacenia warty (Wągrowski 1995). U wylotu doliny Wieprza z Roztocza zachowały się interglacjalne mułki fluwialne (Marszałek i in. 1995; Superson 1996).

Zlodowacenia północnopolskie były ostatnim okresem, w którym dominującym czynnikiem rozwoju rzeźby był surowy klimat peryglacjalny. Obszerne i wnikliwe studium funkcjonowania systemu fluwialnego górnego Wieprza w zlodowaceniu wisły przedstawił Superson (1996). W stadiale torunia i przez znaczną część zlodowacenia wisły Kotlina Wieprzowego Jeziora należała przez dolinę Sołokiji do dorzecza Bugu (Buraczyński, Superson 1996). Dolinny dział wodny pomiędzy Wieprzem i Sołokiją znajdował się wówczas koło Majdanu Wielkiego, a koryto paleo-Wieprza zaczynało się koło miejscowości Zielone. Takie położenie działu wodnego było prawdopodobnie wynikiem ruchów tektonicznych, które wydźwignęły Kotlinę Wieprzowego Jeziora lub obniżyły rów tektoniczny Sołokiji. Prawdopodobnie już w stadiale torunia funkcjonowały pozostałe dwa odcinki doliny Wieprza. Stanowiły one niski pasaż, którym przewiewane były piaski od zachodu przez: stożek napływowy Wieprza w Zwierzyńcu, równoleżnikową dolinę Wieprza w Obroczy do doliny Kryniczanki. Piaski eoliczne przewiewane z zachodu spychały rzekę w Kotlinie Wieprzowego Jeziora pod wschodnie zbocze. Okresy suche były przedzielone sezonami wilgotnymi z gwałtownymi ulewami, które powodowały powodzie (Superson 1996). W interstadiale gniewu system fluwialny Wieprza był mało aktywny, gdyż zlewnię pokrywała zwarta szata roślinna (Mamakowa 1986). W stadiale świecia nadal istniała łączność hydrograficzna między Kotliną Wieprzowego Jeziora i Sołokiją (Superson 1996). Połączenie to zostało w tym okresie znacznie zwężone przez narastający pomost lessowy między Dąbrową i Szarowolą (Buraczyński 1994). W interstadiale grudziądza nadal istniał niezbyt intensywny przepływ wód między Kotliną Wieprzowego Jeziora i Sołokiją (Superson 1996).

W fazie wstępującej stadiału głównego wody paleo-Kryniczanki utworzyły prawdopodobnie bifurkację – część wód odpływała do doliny Sołokiji, część do równoleżnikowej doliny Wieprza (Superson 1996). Pośrednio miały na to wpływ również zróżnicowane ruchy tektoniczne (Brzezińska-Wójcik, Superson 2001) (ryc. 8). Przerzedzenie roślinności tundrowo-stepowej przy końcu fazy wstępującej stadiału głównego wzmogło denudację na stokach. W dnie erozyjnej doliny górnego Wieprza były deponowane duże ilości rumowiska dennego i zawiesinowego. Materiał ten tworzył spągowe części średniej terasy nadzalewowej koło Majdanu Wielkiego. W stadiale głównym były deponowane osady stożków napływowych bocznych dolin. Prawdopodobnie wówczas utworzył się



Ryc. 8. Dolina górnego Wieprza w zlodowaceniu wisły (zestawiono według Supersona 1996)
The upper Wieprz river valley in the Vistulian (compiled after Superson 1996)

piaszczysty stożek napływowy, położony w lejkowatym węźle tektonicznym obniżenia Kosobud i doliny Wieprza. Fluwialne osady dolinne subrównoleżnikowego odcinka doliny zostały rozcięte przez erozję wgłębną. Proces rozcinania rozpoczął się prawdopodobnie przy ujściu odcinka subrównoleżnikowego doliny do Padołu Zwierzynieckiego. Podczas fazy zstępującej stadiału głównego w dolinie były deponowane osady średniej terasy nadzalewowej. Z czasem procesy fluwialne zostały zastąpione przez intensywne przewiewanie piasków, które tworzyły przeszkody w dolinie. Te naturalne przeszkody tamowały odpływ wód i prowadziły do powstawania dolinnych jezior zaporowych. U wylotów dolin były sypane stożki napływowe (ryc. 2), które, zajmując znaczną część dna doliny, przyczyniły się do rozwoju wąskiej strefy osadów związanych z przepływem podłużnym. Stożki spychały także koryto Wieprza pod przeciwległe zbocze, co powodowało kręty bieg rzeki (Superson 1996). O ruchach tektonicznych (Kowalski, Liszkowski 1972), modelujących warunki rozwoju doliny Wieprza, świadczą liczne załamania spadku profilu podłużnego

dna doliny oraz zróżnicowana wysokość powierzchni teras nadzalewowych (Harasimiuk 1980; Brzezińska-Wójcik 1996). Zróżnicowane ruchy tektoniczne miały również wpływ na rozwój stożków napływowych położonych przy wylocie subrównoleżnikowego odcinka doliny do szerokiego Padołu Zwierzynieckiego. Powodowały one rytmiczne rozcinanie powierzchni stożka i sypanie nowej formy stożkowej na przedpolu starej (Superson 1996; Brzezińska-Wójcik, Superson 2001).

WARUNKI ROZWOJU KORYTA WIEPRZA W PÓŹNYM VISTULIANIE I HOLOCENIE

W późnym vistulianie czynnikiem przewodnim kształtującym trzy odcinki dna doliny były zmiany warunków klimatycznych, które wymusiły zmianę warunków odpływu rzecznego oraz dostawy materiału na dno doliny. Nastąpiło zahamowanie poszerzania dna doliny. Ustąpienie wieloletniej zmarzliny polepszyło chłonność gruntu, a rozprzestrzenienie się lasów wywołało wzrost ewapotranspiracji (Rotnicki 1991). Spowodowało to stopniowe zmniejszenie odpływu rzecznego i średniej prędkości spływu wód w korytach (Superson 1996).

Na przełomie najstarszego dryasu i böllingu wraz z wilgotnieniem klimatu nastąpiło przeorganizowanie się roztokowego koryta Wieprza w roztokowo-meandrujące. Rozwój stożków napływowych dolinek bocznych wymusił kręty bieg rzeki oraz zahamował, charakterystyczne dla późnego glacjału, poszerzanie dna doliny (Superson 1996) (ryc. 9). Wzrost zasilania, spowodowany tajaniem wieloletniej zmarzliny, powodował rozwój meandrów wielkopromiennych. Ślady przebiegu koryta w tym okresie są słabo czytelne i najczęściej przykryte osadami stożków napływowych i dyluwiów stokowych (ryc. 10).

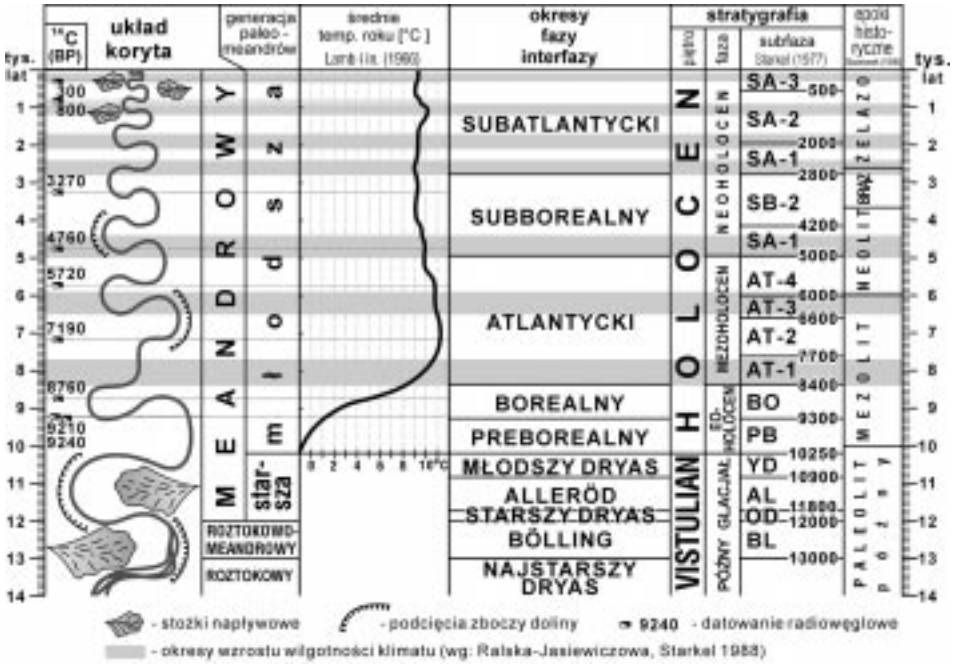
U schyłku böllingu i na początku starszego dryasu, w warunkach zahamowania rozwoju zbiorowisk roślinnych (Ralska-Jasiewiczowa 1991) dolina Wieprza była już dostatecznie szeroka, aby powstał zespół meandrów o rozmiarach wynikających z wielkości przepływów (por. Starkel 1983a, b). Zdaniem Buraczyńskiego (1996) ówczesne koryto rzeki było 2–3 razy szersze od koryta współczesnego (współcześnie średnio 7,8 m – według autorów niniejszej pracy), z 4–6 razy większym promieniem meandrów (średnio 34 m – według autorów tego opracowania). Uformowało ono równinę erozyjną, ograniczoną zboczami o wysokości 5 m, podkreśloną głębokimi niszami zakolowymi. Wysokość względna terasy nadzalewowej (3–6 m) także świadczy o przestrzennym zróżnicowaniu rozmiarów erozji (Buraczyński 1996).

Stopniowe ograniczanie rozwoju zbiorowisk roślinnych i obniżenie poziomu wód (Ralska-Jasiewiczowa 1991) mogło spowodować, że w odcinkach przewężeń, związanych z pasażami lessowymi i wałami wydmowymi oraz

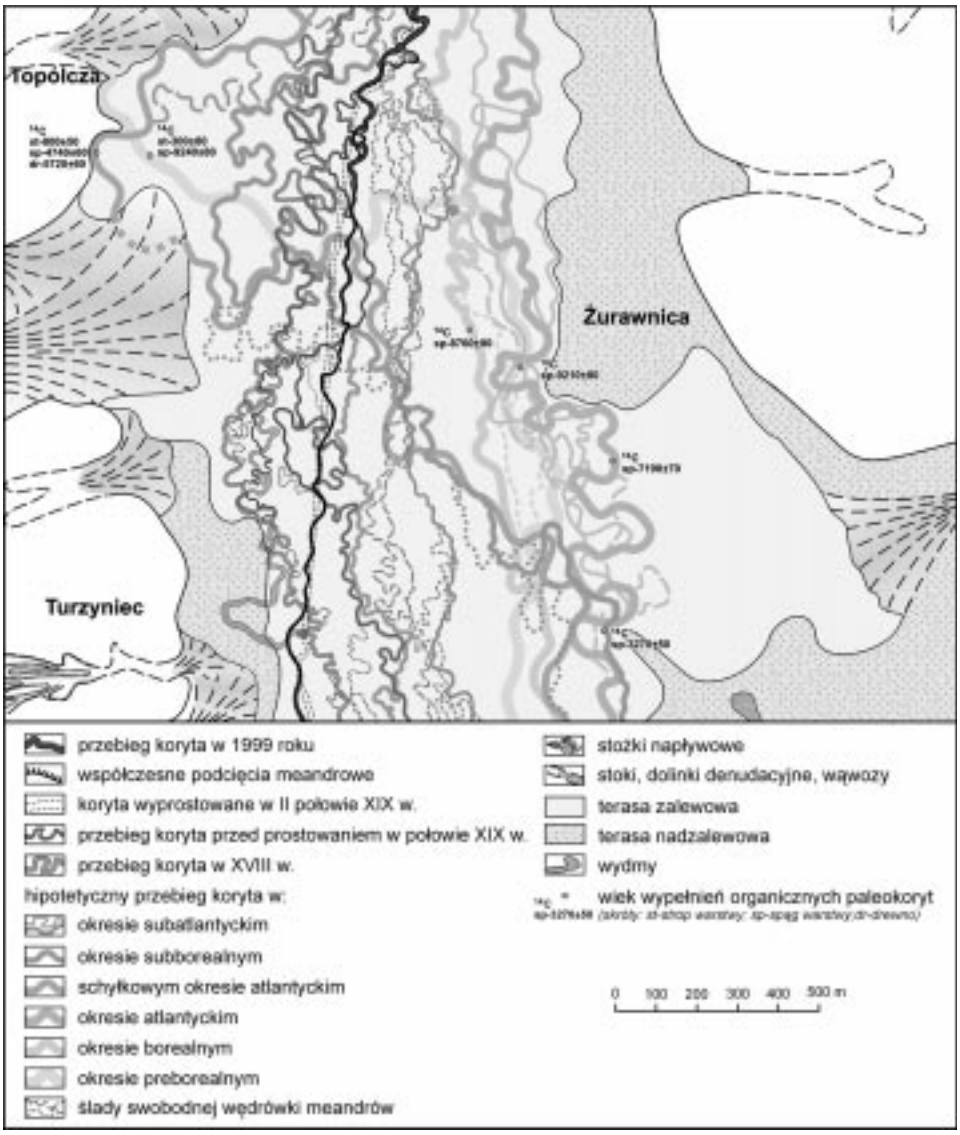
w strefach podparcia przez stożki, formowała się rzeka skrępowana. Nieliczne ślady meandrowania są zachowane jedynie w strefie krawędzi terasy nadzalewowej. Zmniejszeniu intensywności erozji bocznej towarzyszyły procesy erozji wgłębnej w dolinie i powierzchniowej na stokach (Superson 1996; por. Starkel 1977; Rotnicki 1987, 1991). O intensywności rozwoju stożków napływowych, świadczą zachowane na ich powierzchniach ślady koryt rozprowadzających (Buraczyński, Brzezińska-Wójcik 1995; Brzezińska-Wójcik, Superson 2001).

Od allerödu do połowy okresu preborealnego w dolinie Wieprza koło Krasnobrodu istniały jeziora, w których były akumulowane gytie (Bałaga 1998a). Od preboreału do czasów współczesnych w miejscu zbiorników, opuszczonych fragmentów koryta oraz lokalnych obniżeniach dna doliny Wieprza, następowała sedentacja torfu w tempie od 0,1 do 0,3 mm/rok (według autorów niniejszej pracy) w odcinku subpołudnikowym i średnio 0,44 mm/rok w okolicy Krasnobrodu (Bałaga 1995, 1998a; por. Pazdur 1992) oraz w Kotlinie Wieprzowego Jeziora (ryc. 11).

Na początku preboreału, w związku z ociepleniem klimatu i sukcesją lasów (Ralska-Jasiewiczowa 1991; Bałaga 1998b), postępowało stopniowe wyrównanie przepływów. Spowodowało to zmianę reżimu transportu rumowiska z obciążenia dennego w obciążenie przejściowe i dalej w zawiesinowe. Mniejsza



Ryc. 9. Rozwój koryta górnego Wieprza w późnym vistulianie i holocenie
Development of the upper Wieprz river-bed in the late Vistulian and Holocene



Ryc. 10. Szkic geomorfologiczny fragmentu subpołudnikowego odcinka doliny Wieprza (zasięgi teras i stożków według Buraczyńskiego 1996 – zmienione)
Geomorphological sketch of the subparallel segment of the Wieprz valley (extent of terraces and proluvial fans after Buraczyński 1996 – modified)

ilość opadów wywołała zmniejszenie odpływu oraz częstotliwości i rozmiarów powodzi (por. Klimek, Starkel 1974; Starkel 1983). Stopniowo postępująca stabilizacja koryta przejawiała się zmniejszeniem jego szerokości, skróceniem promieni meandrów oraz zwężeniem pasa meandrowego. Ówczesną dolinę Wieprza kształtowało wąskie koryto z małopromiennymi meandrami w pasie meandrowania o szerokości 200–300 m (Buraczyński 1996). Na kilkukilometrowym odcinku doliny na północ od Zwierzyńca zachowały się fragmenty starorzeczy, świadczące o przerzutach koryta, w trakcie typowej dla jej holoceńskiego rozwoju swobodnej wędrówki meandrów (ryc. 10) (por. Buraczyński 1996; Szumański 1983, 1986; Gębica, Starkel 1987). Zanik przepływu w opuszczonych fragmentach koryta pozwolił na zapoczątkowanie rozwoju torfowisk.

Pochodzące z przełomu preboreału i boreału, datowane radiowęglowo na 9240±80 lat BP, organiczne wypełnienia paleomeandrów stwierdzono w okolicy Topólczy, zaś datowane na 9210±80 lat BP w Żurawnicy. Wyznaczają one maksymalny holoceński zasięg pasa meandrowego południkowego odcinka dna doliny Wieprza (ryc. 10). Zachowane fragmenty terasy nadzalewowej zaznaczające się w rzeźbie współczesnego dna w okolicach Krasnobrodu, Bondyrza i Guciowa (środkowy odcinek doliny) sugerują, że promień kształtujących je meandrów dochodził do 75 m (ryc. 12). Postępujące ocieplenie klimatu i dalsza sukcesja lasów liściastych w okresie borealnym (Środoń 1959, 1964; Maruszczak 1974; Starkel 1977; Bałaga 1998b; Bałaga i in. 1995) sprzyjały stabilnemu rozwojowi doliny, przejawiającemu się sukcesywnym zmniejszaniem szerokości koryta i pasa meandrowego. U schyłku okresu borealnego ustabilizował się węższy pas meandrowy. W tym okresie na skutek wzrostu częstotliwości powodzi (Gębica 1995) następowało odcinanie zakoli. W okolicy wsi Żurawnica stwierdzono starorzecze opuszczone w okresie 8760±80 lat BP, wypełnione osadami organicznymi, cechujące się znacznie mniejszym od preborealnego promieniem meandrów (ryc. 10). Parametry paleokoryta świadczą o erozji na przełomie okresu borealnego i atlantyckiego. Skutkiem tego mogło być okresowe pogłębianie i spadek krętości koryta.

Na początku okresu atlantyckiego ponownie zaznaczył się wzrost krętości koryta Wieprza. Koreluje to z okresem (8400–7700 lat BP) zwiększonej wilgotności klimatu (Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1988; Bałaga 1998b). Wzrost częstotliwości powodzi powodował częste przerzuty fragmentów koryta (por. Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1975) oraz poszerzanie pasa meandrowego ku wschodowi na odcinku południkowym. Maksymalny jego zasięg w okresie atlantyckim podkreślają wyraźnie czytelne w rzeźbie podcięcia meandrowe krawędzi piaszczystej terasy nadzalewowej. Wypełnione osadem organicznym starorzecza, opuszczone w okresie 7190±70 lat BP, stwierdzono w południowej części wsi Żurawnica (ryc. 10). Po osiągnięciu maksymalnego w kierunku

wschodnim zasięgu pasa meandrowego zaznaczała się stopniowa migracja koryta ku zachodowi oraz skracanie promieni meandrów. W obrębie dna doliny, w niewielkich, lokalnych obniżeniach między wałami przykorytowymi a krawędzią terasy nadzalewowej oraz w opuszczonych fragmentach koryta tworzyły się torfy, często przykryte później osadami stożków lub facji pozakorytowej. Od neolitu stopniowo zaznaczał się wpływ osadnictwa i gospodarki człowieka (Machnik 1959; Gurba 1961) na rozwój dna doliny (ryc. 9). Zapoczątkowane wówczas lokalne wylesianie wpływało na okresowe zmiany reżimu transportu rumowiska rzecznego z erozyjnego na agradacyjny. Ponowny wzrost wilgotności pod koniec mezoholocenu, w okresie 6500–5900 lat BP (Latałowa 1982; Pawlikowski i in. 1982; Bałaga 1998b), zaznaczył się kolejną fazą poszerzania pasa meandrowego w kierunku zachodniego zbocza doliny (ryc. 10). Świadczą o tym szczątki drewna znalezione w aluwiach paleokoryta w okolicy Topólczy datowane radiowęglowo na 5720±60 lat BP. Na pograniczu okresów atlantyckiego i subborealnego w związku z ożywieniem działalności rzek (Starkel 1991c) wzrosła prawdopodobnie liczba powodzi i przerzutów koryta (por. Gębica, Starkel 1987).

Na początku neoholocenu miał miejsce kolejny wzrost wilgotności klimatu w okresie 5000–4400 lat BP (Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1991; Bałaga i in. 1995). Spowodowało to wzrost aktywności erozji bocznej oraz wydłużenie promieni meandrów. Stopniowo postępowała stabilizacja szerokiego pasa meandrowego kształtowanego od schyłku okresu atlantyckiego do końca subboreału. Świadczą o tym leżące po przeciwległych stronach doliny fragmenty starorzeczy wyznaczające maksymalny zasięg pasa meandrowego na początku i na końcu okresu subborealnego. Wypełnione torfami starorzecze, podcinające lewe zbocze doliny w okolicy Topólczy wydatowano radiowęglowo na 4740±60 lat BP. Po przeciwległej stronie doliny, na południe od Żurawnicy, znaleziono starorzecze opuszczone pod koniec subboreału (ryc. 10). Spąg torfów, wypełniających starorzecze podcinające krawędź terasy nadzalewowej, datowano na 3270±50 lat BP (ryc. 9). Wpływ osadnictwa, rolnictwa i hodowli na transformację dna doliny w tym okresie zaznaczał się głównie cykliczną gospodarką wypaleniskową (Gurba 1961; Skowronek 1996). Wyniszczenie lasów mogło także spowodować zwiększenie intensywności procesów erozyjnych i denudacyjnych w dolinie Wieprza (Maruszczak 1988; Starkel 1991a; Bałaga i in. 1995).

Okres subatlantycki rozpoczyna kolejna faza wzrostu wilgotności klimatu. Sytuacja ta powtarza się czterokrotnie, przy czym podkreślić należy, że okresy te są coraz krótsze (por. Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1991). W subpołudnikowym odcinku doliny Wieprza pas meandrowy ponownie zwęża się i stabilizuje w środkowej części doliny. Stopniowo zmniejszają się promienie meandrów, a częste migracje koryta w obrębie pasa meandrowego tworzą skomplikowany układ starorzeczy, świadczący o zmiennej dynamice przepływów w tym okresie

(ryc. 10). Kolejne ożywienie działalności rzek, korelujące ze wzrostem wilgotności klimatu (Bałaga i in. 1995), nawiązuje do zwiększonej antropopresji związanej z kulturą łużycką, zasiedlającą roztoczańską dolinę Wieprza w okresie 3200–1800 lat BP (Skowronek 1996). Karczunki w okresie późnorzymskim (1800–1600 lat BP, kultura przeworska w dolinie Wieprza – Kokowski 1991) spowodowały ponowny wzrost aktywności rzek i postępującą agradację. W okresie wędrówek ludów (1600–1400 lat BP) (Gurba 1978) nastąpiła przejściowa regeneracja lasów i wzrost tendencji erozyjnych. Stopniowy wzrost wilgotności klimatu, który miał miejsce w okresie 1200–900 lat BP (Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1988), spowodował rozwój procesów erozji powierzchniowej i liniowej na zboczach doliny oraz wzmożoną akumulację rzeczną. Optimum klimatyczne okresu subatlantyckiego (Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1991) cechował klimat początkowo suchy i ciepły, stopniowo coraz wilgotniejszy, sprzyjający rozwinięciu meandrowemu o niewielkim promieniu i stosunkowo rzadkich wylewach (Maruszczak 1998). Duża stabilność koryta i optymalne warunki klimatyczne z niewielkimi sezonowymi zmianami przepływów i rzadkimi powodziami (Maruszczak 1974; Bałaga i in. 1995) sprzyjały zakładaniu osad i rozwojowi rolnictwa w obrębie doliny górnego Wieprza (Gurba 1978). Wzrost wilgotności i opadów przy nieznacznym spadku temperatur od XI do XIII/XIV wieku – podokres ciepły wilgotniejszy optimum klimatycznego (Maruszczak 1998) – sprzyjał dalszemu rozwojowi rolnictwa (Stworzyński 1834). Powodowało to aktywny rozwój stożków i deluwiów podstokowych (ryc. 9). Potwierdzają to mułki pylaste, przykrywające paleokoryto, podcinające krawędź lewego zbocza doliny w Topólczy. Strop torfów wypełniających palekoryto, datowany na okres 800±50 lat BP, potwierdza aktywność procesów stokowych, ale niewielka miąższość pokryw (0,7–1,0 m) wskazuje na umiarkowaną ich intensywność.

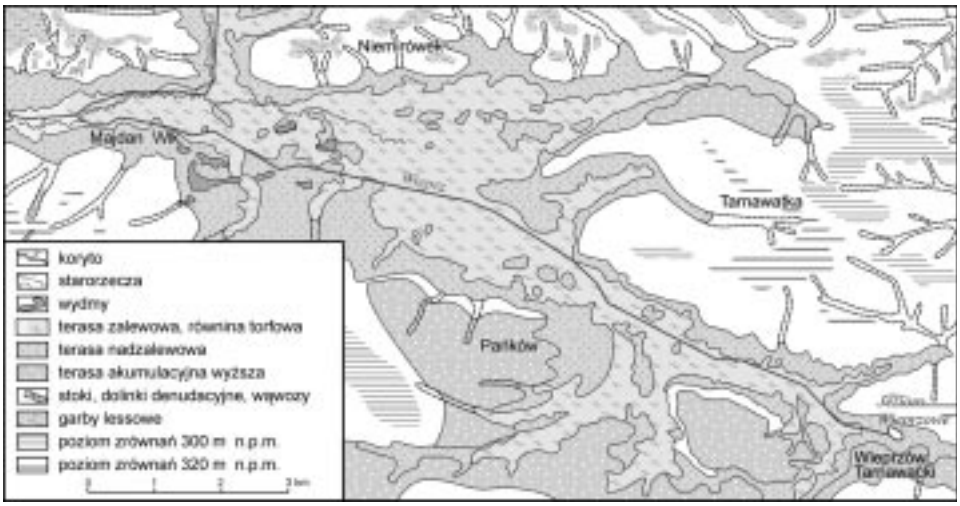
W XIII wieku na skutek licznych najazdów istniejąca w dolinie sieć osadnicza w większości uległa zniszczeniu. Pierwsze historyczne wylesienia, które objęły w wieku XIV dolną część subpołudnikowego odcinka Wieprza, wiązały się z ponownym rozwojem sieci osadniczej (Skowronek 1999). Począwszy od drugiej połowy XIV wieku stopniowe ochładzanie klimatu przy umiarkowanym wzroście wilgotności powodowało coraz częstsze wylewy rzek (Dobrowolska 1961) oraz spowolnienie rozwoju osadnictwa w dolinie górnego Wieprza (Skowronek 1996). Na przełomie XIV i XV wieku nasiliły się powodzie skutkujące wzrostem aktywności migracji koryt rzecznych (Maruszczak 1998).

Globalne ochłodzenie klimatu trwało od połowy XVI do drugiej połowy XIX wieku (Lamb 1984). Zdaniem Maruszczaka (1998) postępujący kontynentalizm klimatu wpłynął na obniżenie wartości przepływów, przy jednoczesnym wzroście sezonowości. Autor ten wyznacza dwie fazy ochłodzenia trwające po około 180 lat (I – od połowy XVI do końca XVII wieku; II – od pierwszej po-

łowy XVIII do początku XIX wieku), charakteryzujące się zwiększoną częstotliwością wylewów rzek i skutkujące przerzutami koryt. W okresie pogorszenia warunków klimatycznych nastąpił wzrost aktywności osadniczej. W XVI wieku zwiększyła się liczba ludności w dorzeczu Wieprza (Skowronek 1999), co determinowało rozwój rolnictwa, hodowli i przemysłu, oparty w znacznej mierze na lokalnych zasobach naturalnych, a w szczególności drewnie (Tittenbrun 1997). Spowodowało to kolejne wylesienia, zajmujące znacznie większe powierzchnie od poprzednich, powodując aktywizację procesów erozyjnych oraz zmianę naturalnej szaty roślinnej. W kolejnych stuleciach XVII i XVIII zaznaczyło się wyraźne osłabienie tendencji osadniczych. Niewielki przyrost powierzchni wsi skutkował postępującym rozdrobnieniem siedlisk i przylegających do nich pól (Skowronek 1999). Orka zgodna z kierunkiem nachylenia zboczy doliny przyczyniała się do pogłębiania procesów erozyjnych zarówno w obrębie pól, jak i dróg dojazdowych, powodując znaczny przyrost materiału klastycznego deponowanego w dnie doliny oraz transportowanego przez rzekę. Przypada to na najmłodszy okres wzrostu wilgotności klimatu, datowany na 300–100 lat BP (Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1988). Wzmożona powierzchniowa i liniowa erozja zboczy doliny pozbawionych osłony roślinnej determinowała intensywny rozwój najmłodszej generacji stożków zawężających dno doliny i pas meandrowy (ryc. 9). Między innymi w okolicy Topólczy znaleziono mułki pylaste przykrywające preborealne paleokoryto wypełnione osadami organogenicznymi. Strop torfów wypełniających palekoryto, datowany na 300±50 lat BP, świadczy o wzroście aktywności rozwoju stożków i wałów proluwialnych w tym okresie. Znaczna miąższość (do 2,5 m) pokryw sugeruje dużą dynamikę kształtujących je procesów.

Produkty erozji ulegały redepozycji i po krótkim transporcie zasilały rumowisko rzeki. W okresach stabilizacji w obrębie koryta były deponowane osady w formie łach i odsypów. W trakcie wezbrań na równi zalewowej osadzały się mułki piaszczyste i pylaste facji pozakorytowej (mada młodsza). Ich depozycja była związana ze zwiększoną dostawą materiału pylasto-piaszczystego z rozcinanych stoków w wyniku rosnącej roli czynnika antropogenicznego, a zwłaszcza wylesiania obszaru (por. Starkel 1983a; Szumański 1986; Buraczyński 1996).

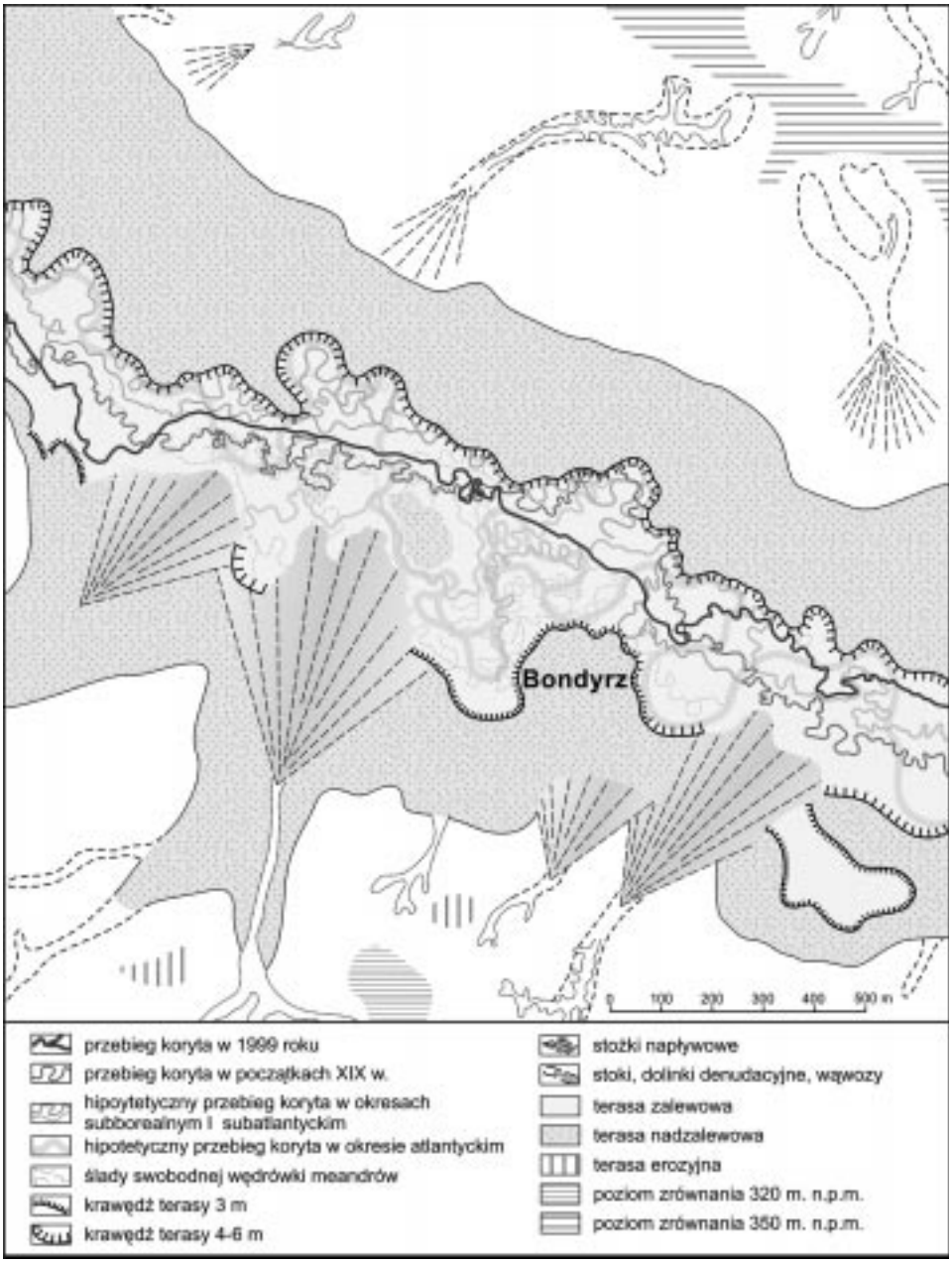
Największe zmiany w rozwoju doliny spowodowane natężeniem rozwoju osadniczego nastąpiły w dwóch ostatnich stuleciach. Na początku XVIII wieku rozpoczęto planową eksploatację lasów, zwłaszcza nad brzegami Wieprza (Skowronek 1999). W pierwszej połowie XIX wieku Wieprz na całej długości roztoczańskiego odcinka był rzeką meandrującą. Współczynnik krętości koryta zmierzony dla obszaru gruntów wsi (tab. 1) charakteryzuje ówczesne koryto jako silnie meandrujące (ryc. 10, 12). W czasie prostowania koryta (w okolicach Bondyrza, Guciowa, Zwierzyńca, Wywłoczki i Kawęczyna), w drugiej połowie XIX wieku, odcięto na znacznych odcinkach dobrze czytelny w rzeźbie dna sy-



Ryc. 11. Szkic geomorfologiczny kotliny górnego Wieprza koło Majdanu Wielkiego (według Buraczyńskiego, Supersona 1994, uproszczony)
Geomorphological sketch of the upper Wieprz lake trough near Majdan Wielki (after Buraczyński, Superson 1994, simplified)

stem małopromiennych starorzeczy (10–30 m), kształtowanych przez kilka ostatnich stuleci. Skrócenie koryta zwiększyło dynamikę procesów korytowych, spowodowało pogłębianie się dna, zanikanie meandrowania i zwiększenie spadku koryta. Wzrost zasilania koryta materiałem klastycznym w wyniku wzrastającej antropopresji oraz zabiegi konserwujące wpłynęły na stabilizację takiego układu koryta przez kilka następnych dziesięcioleci. Wiek XIX przyniósł dalszy rozwój osiedli w dolinie. Rozwijającemu się osadnictwu towarzyszyły postępujące zmiany zagospodarowania, wylesienia dla potrzeb rolniczych i osadniczych oraz wzrost infrastruktury transportowej (Skowronek 1999).

Znaczącą rolę w kształtowaniu procesów fluwialnych odgrywały wówczas lokalne bazy erozyjne, a w szczególności zakładanie nowych lub odtwarzanie dawniej istniejących zbiorników wodnych. W XIX wieku w dnie doliny istniały liczne stawy, młynówki i stopnie piętrzące (Pałys 1971). Początek XX wieku zaznaczył się spadkiem powierzchni tak zwanych „młynówek". W drugiej połowie XX wieku zbudowano nowe zbiorniki, o dużych powierzchniach, m.in. w Rudce o powierzchni 9,36 ha i średniej głębokości 2,4 m (Szczerbicka, Kozina 1997). Ponadto powiększono znacznie zbiorniki w Hutkach (Skowronek 1999). W ostatniej dekadzie uruchomiono zbiornik w Nieliszu o powierzchni 834 ha (Szczerbicka, Kozina 1997), stanowiący bazę erozyjną dla wód Wieprza i Poru. Morfogenetyczną rolę zbiorników o dużej kubaturze szczególnie dobrze widać na przykładzie zbiornika w Rudce. Podparcie rzeki oraz spiętrzenie wód



Ryc. 12. Szkic geomorfologiczny fragmentu subrównoleżnikowego odcinka doliny Wieprza w okolicach Bondyrza

Geomorphological sketch of the submeridional segment of Wieprz lake trough near Bondyrz

w strefie delty w górnym odcinku zbiornika podniosło poziom wód gruntowych, spowodowało wzmożoną erozję boczną powyżej zbiornika i silną erozję wgłębną poniżej tamy. Aby zapobiec niekorzystnym procesom, wybetonowano znaczny odcinek rzeki, co przesunęło strefę erozji wgłębnej. Brak konserwacji progów i jazów powoduje wzmaganie się erozji wgłębnej poniżej tych budowli. Odwrotne tendencje występują w obrębie Roztoczańskiego Parku Narodowego i obszarów otuliny, gdzie rekonstrukcja siedlisk bobrów wpływa na zwiększanie się ilości przeszkód i tam pochodzenia zoogenicznego, a w konsekwencji piętrzenie wód i lokalne tendencje do agradacji.

Tab. 1. Zmiany długości i krętości koryta górnego Wieprza w okresie ostatnich dwóch stuleci
Changes of the lenghtwise and sinuosity of the upper Wieprz river bed valley within the last two hundred years

Grunty wsi	Lata			
	1825–1829		1979–1985	
	długość odcinka [km]	współczynnik krętości	długość odcinka [km]	współczynnik krętości
Guciów	2,51	1,80	2,04	1,44
Rudka	2,50	2,23	2,00	1,79
Zwierzyniec	4,19	2,03	2,82	1,10
Wywłoczka–Kawęczyn	10,46	1,87	6,02	1,09

Źródło: Opracowanie własne.

Wiek XX cechuje się wzmożonym wpływem gospodarki człowieka na rozwój procesów w dolinie Wieprza. Okres najintensywniejszej eksploatacji lasów, zbiegający się z największą gęstością zaludnienia w dolinie, przypadł na początek okresu międzywojennego. Lata II wojny światowej zmieniły sytuację demograficzną i gospodarczą. Nastąpiło zatrzymanie postępujących wylesień oraz użytkowania rolniczego spowodowane zmniejszeniem się liczby ludności. Po zakończeniu wojny ponownie rozpoczęto wycinanie lasów. Stopniowo rosło zaludnienie, zbliżając się w 1974 r. do stanu maksymalnego z pierwszej połowy XX wieku. Utworzenie w 1974 r. Roztoczańskiego Parku Narodowego (ryc. 1) sprzyjało sukcesywnemu wzrostowi lesistości. W wyniku tego znaczna część doliny górnego Wieprza została wyłączona z użytkowania rolniczego (Skowronek 1999). Ujemne tendencje demograficzne w ostatnich dekadach XX wieku przyśpieszyły wyłączanie z użytkowania rolniczego obszarów równi zalewowej i teras nadzalewowych. Spowodowało to sukcesję roślinności zielnej i powolne odtwarzanie się roślinności łęgowej. Zmniejszenie zasilania rzeki materiałem klastycznym było kompensowane wzmożoną erozją boczną na całej długości roztoczańskiego odcinka doliny Wieprza.

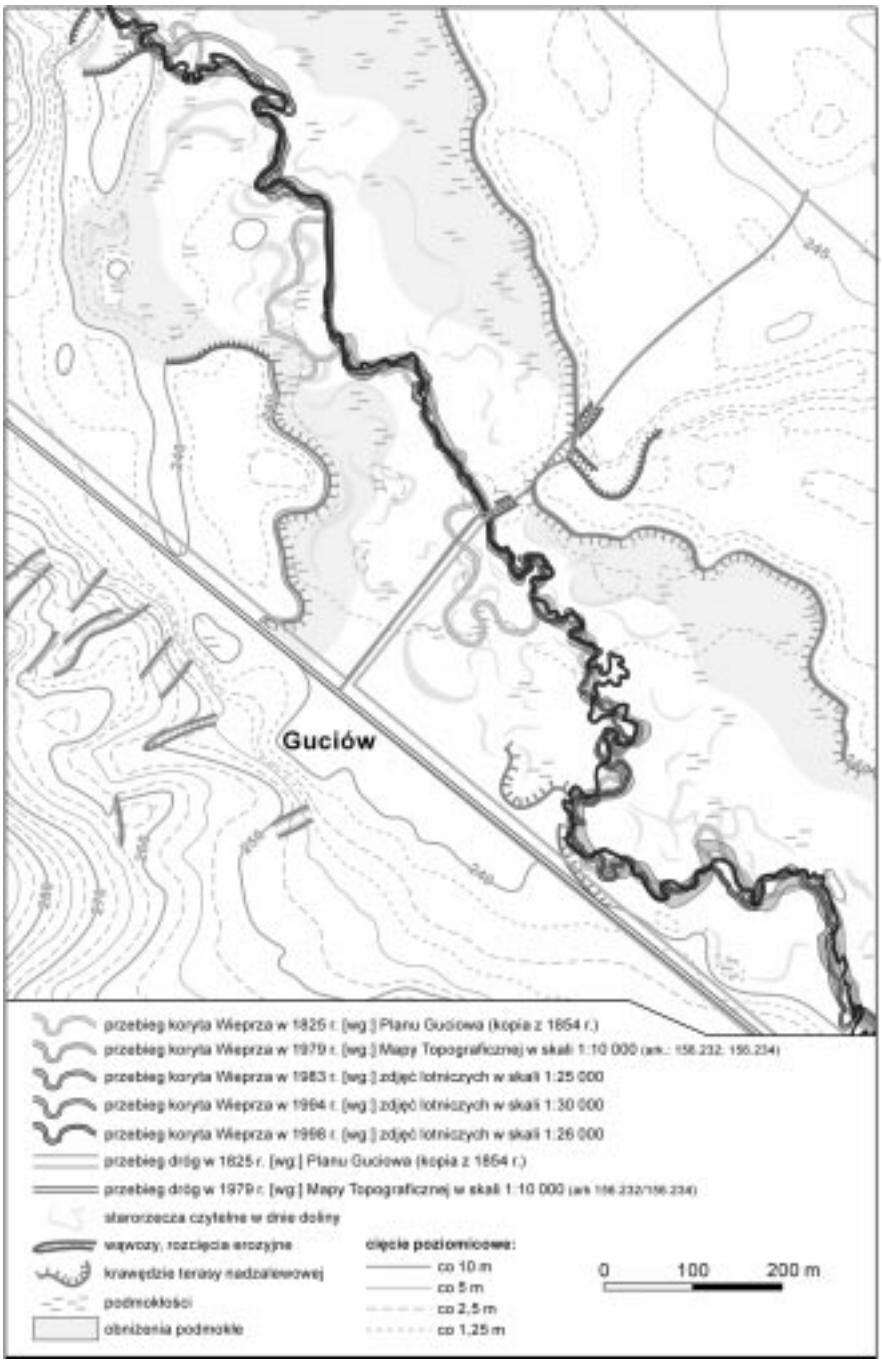
Współczesne dno doliny kształtują procesy fluwialne. Rozwijające się po obu jej stronach stożki napływowe zawężają dno oraz lokalnie powodują zwiększenie spadku (ryc. 2). Zakola i meandry, rozwijające się w okresie ostatnich dziesięcioleci, mają promienie od 6,3 do 115 m, a szerokość koryta waha się w zakresie 1,5–25,0 m. Wartości współczynnika krętości (tab. 2) wskazują na znaczącą rolę prac regulacyjnych w kształtowaniu obecnego układu koryta. Obserwuje się również wzrost aktywności erozji bocznej i przerywanie meandrów (ryc. 13). Dominującą rolę we współczesnym modelowaniu rzeźby dna doliny odgrywają wiosenne wezbrania roztopowe oraz opadowe wezbrania letnie wód Wieprza. Istotnym czynnikiem kształtującym przepływy Wieprza są także źródła, zasilające rzekę m.in. w Krasnobrodzie, Hutkach, pod Stokową Górą, w Obroczy oraz w Zwierzyńcu (Michalczyk 1996, 1998). Duże zasilanie podziemne wpływa na charakterystyczną dla Wieprza wysoką stabilność przepływów (Michalczyk 1997).

Tab. 2. Współczynnik krętości koryta górnego Wieprza w latach 1979–1985
The coefficient of sinuosity of the upper Wieprz river bed valley in 1979–1985

Odcinek doliny	Długość odcinka [km]	Współczynnik krętości		
		min.	średni	maks.
Cała roztoczańska część	70,87	1,00	1,20	2,22
Górny	13,06	1,00	1,02	1,04
Środkowy	28,65	1,01	1,33	2,22
Dolny	29,16	1,01	1,16	1,41

Źródło: Opracowanie własne.

Na znaczącą rolę czynnika tektonicznego w holoceńskim rozwoju doliny wskazuje zmiana kierunku odwodnienia górnego Wieprza i Kryniczanki (pod koniec plejstocenu) na współczesny (ryc. 8). Zróżnicowane ruchy blokowe w obrębie doliny są przyczyną różnych głębokości i nachyleń koryta Wieprza (Brzezińska-Wójcik, Superson 2001). W związku z tym, że średnia prędkość dźwigania Roztocza w holocenie wynosi 1 mm/rok (Kowalski, Liszkowski 1972) (ryc. 14), koryta rzeczne mogły wcinać się nawet o 10 m (por. Rotnicki 1991). W dolinie Wieprza nie zaobserwowano jednak przejawów tak intensywnej erozji wgłębnej. Zróżnicowanie przestrzenne i czasowe tego zjawiska w okresie holocenu przemawia za ich blokowym charakterem (por. Harasimiuk 1980). Holoceńskim ruchom pionowym towarzyszy zmiana kierunku poziomej składowej ruchu skorupy Ziemi z NW–SE na NNE–SSW (Liszkowski i in. 1998) lub nawet, jak sugeruje Jarosiński (1994), na N–S. Mogło to mieć swoje



Ryc. 13. Zmiany koryta Wieprza w Guciowie w ciągu ostatnich dwóch stuleci
Changes of the Wieprz river-bed over the last two centuries

implikacje w zmianach wielkości przepływu i tempa migracji koryta między innymi w okresach preborealnym i atlantyckim (por. ryc. 10).

PODSUMOWANIE

Górna, najstarsza część roztoczańskiej doliny Wieprza (Kotlina Wieprzowego Jeziora) była stosunkowo wcześnie aktywna tektonicznie, co decydowało o obniżaniu lub podnoszeniu dna doliny, a to z kolei wpływało na zmniejszanie lub zwiększanie spadku. W okresie od miocenu do wczesnego plejstocenu ten odcinek doliny był prawdopodobnie wykorzystywany przez rzeki odwadniające

Ryc. 14. Pionowe ruchy skorupy ziemskiej na Roztoczu
Tectonic vertical movements in the Roztocze region

inwersyjny zrąb Roztocza ku południowemu wschodowi. Wyprzątnięcie starszych osadów wskazuje na podnoszące ruchy tektoniczne w eoplejstocenie. W zlodowaceniach środkowopolskich (odry i warty), w zlodowaceniu wisły oraz w holocenie (od allerödu do połowy okresu preborealnego) istniały w Kotlinie Wieprzowego Jeziora rozległe rozlewiska lub jeziora.

Środkowy, wąski i asymetryczny odcinek doliny górnego Wieprza przecina Roztocze Tomaszowskie równolegle do dłuższej osi regionu. Charakteryzuje się licznymi załamaniami spadku profilu podłużnego teras nadzalewowych i holoceńskiego dna doliny. Pokrywanie się załamań spadku ze strefami tektonicznymi przecinającymi poprzecznie dno doliny skłania do wniosku, że załamania spadku dna doliny są wynikiem ruchów tektonicznych. Środkowy segment roztoczańskiej doliny Wieprza był formowany przez wolno płynące wody interglacjału ferdynandowskiego i mazowieckiego. W czasie zlodowacenia odry wykorzystywała go rzeka zasilająca jezioro w Kotlinie Wieprzowego Jeziora. Wąskie i cienkie listwy mułków warciańskich przy zboczu doliny świadczą o istnieniu jeziora zastoiskowego. Poprzeczne podnoszenie wąskich stref dna doliny (w strefie uskoków poprzecznych) przyczyniało się zapewne wielokrotnie do powstawania jezior. Miąższa seria słabo zróżnicowanych litologicznie vistuliańskich piasków fluwialnych świadczy o funkcjonowaniu późnoglacjalnej rzeki dojrzałej, swobodnej, o dolinie dostatecznie szerokiej do powstania zespołu meandrów. W jego holoceńskiej ewolucji coraz większą przewagę zyskiwały procesy bocznego rozwoju dna doliny.

Dolny, przełomowy odcinek doliny Wieprza, założony w strefie południkowego półrowu tektonicznego, charakteryzuje się również asymetrycznym przekrojem poprzecznym. Ten południkowy segment doliny był najczęściej wykorzystywany przez rzeki odwadniające, najpierw wał metakarpacki: w badenie – w kierunku południowym, w sarmacie – w kierunku północnym; a następnie Roztocze: w pliocenie – w kierunku północnym, w zależności od intensywności ruchów tektonicznych, powodujących istotne zmiany w orografii obszaru. O intensywności procesów erozyjnych w dnie półrowu tektonicznego koło Zwierzyńca świadczą dwie rynny erozyjne, całkowicie zasypane osadami mezoplejstocenu i vistulianu oraz wysoko położone terasy erozyjne. Zatamowanie lądolodem odry odpływu wód ku północy spowodowało w pradolinie Wieprza (Zwierzyńca) odtworzenie badeńskiego (ku południowi) kierunku odwodnienia.

W holocenie w całym roztoczańskim odcinku doliny Wieprza kształtuje się jednokorytowy system rzeczny o rozwinięciu najczęściej krętym bądź meandrowym (por. Shumm 1977, 1985), zmieniającym się w zależności od reżimu hydrologicznego. Cyklicznie wykazuje tendencje do: obniżenia podstawy erozyjnej wskutek silnego wcinania się rzeki, agradacji spowodowanej przewagą dostawy i akumulacji osadów nad erozją oraz poszerzania dna w wyniku erozji

bocznej w okresach stabilności. Reakcja rzeki na zmiany klimatyczne, tektoniczne i antropogeniczne zależy w znacznym stopniu od litologii skał podłoża i rodzaju aluwiów, nachylenia stoków w dorzeczu, nachylenia profilu podłużnego dna doliny oraz naturalnej i antropogenicznej szaty roślinnej.

Morfologia dna doliny kształtowana jest swobodną wędrówką meandrów z okresowymi awulsjami, w obrębie zmieniającego szerokość pasa meandrowego. Tempo agradacji i erozji regulowane jest warunkami dostawy materiału z dorzecza, co wiąże się ze zmianami szaty roślinnej i użytkowania. Do ważnych czynników modelujących współcześnie dno doliny należą także: zmieniające się położenie lokalnych baz erozyjnych oraz zmiany użytkowania skutkujące zróżnicowaniem wielkości dostawy materiału klastycznego do koryta.

LITERATURA

Alexandrowicz S. W. 1991: Zarys paleogeografii Polski. [W:] Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze, red. L. Starkel, PWN, Warszawa: 25–38.

Allen J. R. L. 1977: Fizyczne procesy sedymentacji (Physical Processes of Sedimentation). PWN, Warszawa.

Bałaga K. 1995: Diagramy pyłkowe trofowisk Roztocza Środkowego. [W:] Problemy geomorfologii i paleogeografii czwartorzędu. Mat. konf. dedykowanej prof. dr H. Maruszczakowi. Lublin, 10–11.04.1995. Zakł. Geogr. Fiz. i Paleogeogr. UMCS, Kom. Bad. Czwart. PAN, Pol. Tow. Geogr.

Bałaga K. 1998a: Postglacial vegetational changes in the Middle Roztocze (E Poland). Acta Paleobot., 38(1): 175–192.

Bałaga K. 1998b: Rozwój torfowisk postglacjalnych w okolicy Krasnobrodu na Roztoczu ze szczególnym uwzględnieniem wskaźników działalności człowieka (Development of postglacial bogs near Krasnobród (Roztocze, SE Poland) and the indications of human activity). Prz. Geol., 46, 9: 881–886.

Bałaga K., Dobrowolski R., Rodzik J. 1995: Paleogeograficzne warunki rozwoju jezior i torfowisk Poleskiego Parku Narodowego i jego strefy ochronnej (Paleogeographic Conditions of the Development of Lakes and Mires of the Polesie National Park and Its Protection Zone). Ann. UMCS, B, 48: 1–19.

Baraniecka M. D. 1975: Fazy tektoniczne w czwartorzędzie w środkowej części Niżu Polskiego (Quaternary tectonic phases in central part of the Polish Lowlands). I Krajowe Sympozjum: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. 1, Wyd. Geol.: 197–206.

Baraniecka M. D. 1983: Faza małopolska, kujawska i mazowiecka jako fazy tektoniczne w czwartorzędzie Polski (The Małopolska, Kujawska and Mazowiecka phases treated as tectonic phases in Quaternary of Poland). Materiały III Krajowego Sympozjum: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, 4, Ossolineum, Wrocław: 183–193.

Baraniecka M. D. 1990: Propozycja nowelizacji stratygrafii czwartorzędu dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000 w świetle głównych wyników badań stratygraficznych ostatnich 20 lat (Revision proposals of the Quaternary stratigraphy for the Detailed Geological Map of Poland 1:50 000 in the light of main stratigraphic survey results in the recent 20 years). Kwart. Geol., 34, 1: 149–166.

Bogacz K. 1967: Budowa geologiczna północnego obrzeżenia rowu krzeszowickiego (The geological structure of the Northern border of the Krzeszowice graben). Prace Geol. PAN, Oddz. Kraków, 41.

Brzezińska-Wójcik T. 1996: Wpływ budowy geologicznej na rozwój rzeźby Roztocza Tomaszowskiego i Rawskiego (niepubl.). Archiwum Biblioteki Głównej UMCS, Lublin: 1–120.

Brzezińska-Wójcik T., Superson J. 2001: Wpływ ruchów neotektonicznych na warunki rozwoju doliny górnego Wieprza na Roztoczu Tomaszowskim (SE Polska) (Influence of the neotectonic movements on conditions of development of Upper Wieprz Valley in the Tomaszowskie Roztocze). [W:] Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, red. A. Kostrzewski, T. III. Wyd. Nauk. UAM, Ser. Geogr., Poznań, 64: 85–103.

Brzezińska-Wójcik T., Miłkowska D. 2002: Aktywność tektoniczna w dorzeczu górnego Wieprza (SE Polska) w świetle wybranych wskaźników morfometrycznych. Ann. UMCS, Lublin, B, 54 (1999): 13–32.

Bukowy S., Karnkowski P. 1974: Zapadlisko przedkarpackie. [W:] Budowa geologiczna Polski. T. 4. Tektonika, Cz. 1. Niż Polski. Wyd. IG, Warszawa: 394–416.

Buła S., Drzymała J., Małek M. 1994: Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski. Ark. Nielisz (861), 1 : 50 000. Wyd. PIG, Warszawa.

Buraczyński J. 1967: Zarys geomorfologii Roztocza Zachodniego (Essai géomorphologique du Roztocze Occidental). Ann. UMCS Lublin, B, 22: 77–123.

Buraczyński J. 1986: Zasięg lądolodu Odry (Saalian) we wschodniej Polsce (Extent of the Odra (Saalian) Ice Sheet in Eastern Poland). Prz. Geol., 34, 12: 684–689.

Buraczyński J. 1994: Rola procesów eolicznych w rozwoju pokryw piaszczystych na Roztoczu Tomaszowskim. [W:] Vistuliańsko-holoceńskie zjawiska i procesy eoliczne (wybrane zagadnienia), red. B. Nowaczyk, T. Szczypek, Stow. Geom. Pol., Poznań.

Buraczyński J. 1996: Ewolucja doliny górnego Wieprza na Roztoczu w piętrach wisły i holocenu (The Evolution of the Wieprz River Valley in the Roztocze Upland during Vistulian and Holocene). Ann. UMCS, B, 51: 117–139.

Buraczyński J. 1997: Roztocze. Budowa – rzeźba – krajobraz (Geology, Relief and Lanscape of Roztocze Upland). UMCS, Lublin: 189.

Buraczyński J., Brzezińska-Wójcik T. 1995: Rozwój doliny górnego Wieprza w wistulianie i holocenie. [W:] Późnoczwartorzędowy rozwój rzeźby i zmiany środowiska przyrodniczego. Mat. sympozjum dedykowanego prof. dr. hab. Stefanowi Kozarskiemu z okazji 65-lecia urodzin i 40-lecia pracy naukowo-dydaktycznej. 12–13.10.1995, Poznań: 14–16.

Buraczyński J., Brzezińska-Wójcik T., Superson J. 1992: Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Tomaszów Lubelski, 1 : 50 000. Wyd. PIG, Warszawa (w druku).

Buraczyński J., Butrym J., Wojtanowicz J. 1982: „Interglacjał lubelski" w Polichnie na Wyżynie Lubelskiej („Lublin Interglacial" in Polichna on the Lublin Upland). Ann. UMCS, B, 37: 43–60.

Buraczyński J., Krzowski Z. 1994: Middle Eocene in the Sołokija graben on Roztocze Upland. Kwart. Geol., 38, 4: 739–753.

Buraczyński J., Superson J. 1994: Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Komarów, 1 : 50 000. Wyd. PIG, Warszawa (w druku).

Cieśliński S., Kubica B., Rzechowski J. 1996: Mapa geologiczna Polski 1 : 200 000. Tomaszów Lubelski, Dołhobyczów. B – Mapa bez utworów czwartorzędowych. Wyd. Kartogr. Polskiej Agencji Ekologicznej S.A. Warszawa.

Cieśliński S., Rzechowski J. 1993: Mapa geologiczna podłoża czwartorzędu Roztocza między Tomaszowem Lubelskim a Hrebennem. [W:] Tektonika Roztocza i jej aspekty sedymentologiczne, hydrogeologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe, red. M. Harasimiuk, J. Krawczuk, J. Rzechowski, Wyd. TWWP, Lublin: 38–46.

Cieśliński S., Wyrwicka K. 1970: Kreda obszaru lubelskiego. Przew. XLII Zjazdu Pol. Tow. Geol., Lublin, 3–5.09.1970: 56–74.

Dadlez R., Narkiewicz M., Stephenson R. A., Visser M. T. M. 1994: Subsydencja bruzdy środkowopolskiej w permie i mezozoiku. Prz. Geol., 42, 9: 715–720.

Dobrowolska M. 1961: Przemiany środowiska geograficznego Polski do XV wieku. PWN, Warszawa.

Dyjor S. 1987: Młodotrzeciorzędowy i eoplejstoceński rozwój sieci kopalnych dolin w Polsce na tle ewolucji paleogeograficznej obszaru bruzdy środkowopolskiej (Development of buried valleys in Poland during the Upper Tertiary and Eopleistocene against palaeogeographical evolution of the mid-European furrow). [W:] Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce. Mat. konf. nauk.: „Plioceńska i eoplejstoceńska sieć rzeczna i związane z nią kompleksy osadów gruboklastycznych w Polsce". Wrocław, 18–20.06.1985, PAN: 13–42.

Gaździcka E. 1994: Middle Eocene calcareous nannofossils from the Roztocze region (SE Poland – their biostratigraphic and paleogeographic significance). Kwart. Geol., 38, 4: 727–738.

Gębica P. 1995: Ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem w vistulianie i holocenie (Evolution of the Vistula river valley between Nowe Brzesko and Opatowiec in the Vistulian and Holocene). Dok. Geogr. IGiPZ PAN, 2: 7–91.

Gębica P., Starkel L. 1987: The evolution of the Vistula river valley at the northern margin of the Niepołomice Forest during the last 15 000 years. [W:] Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, red. L. Starkel, Geogr. Stud. IGiPZ PAN, Spec. Iss., 4.

Gilewska S. 1991: Rozwój środowiska Polski w trzeciorzędzie. [W:] Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze, red. L. Starkel, PWN, Warszawa: 37–67.

Gurba J. 1961: Neolithic Settlements on the Lublin Loess Upland (Neolityczne osadnictwo na obszarach lessowych Wyżyny Lubelskiej). Ann. UMCS, B, 15 (1960): 211–233.

Gurba J. 1978: Starożytne i wczesnośredniowieczne osadnictwo Lubelszczyzny. [W:] Z zagadnień kultury ludowej, T. I, Muzeum Wsi Lubelskiej, Lublin: 7–35.

Harasimiuk M. 1980: Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Rozpr. hab. Wydz. BiNoZ UMCS, Lublin: 136.

Jahn A. 1956: Wyżyna Lubelska (Rzeźba i czwartorzęd. Geomorphology and Quaternary history of Lublin Plateau). Prace Geogr. IG PAN, 7: 1–453.

Jarosiński M. 1994: Pomiary kierunków naprężeń skorupy ziemskiej w Polsce na podstawie analizy breakouts (Measurement of directions of recent lithosphere stress in Poland based on breakouts analysis). Prz. Geol., 42, 12: 996–1003.

Jaroszewski W. 1977: Sedymentacyjne przejawy mioceńskiej ruchliwości tektonicznej na Roztoczu Środkowym (Sedimentary evidence for Miocene tectonic activity in the Central Roztocze). Prz. Geol., 15, 8–9: 418–427.

Kasiński J., Piwocki M., Tołkanowicz E. 1993: Upper Paleocene facies setting in northeast Poland and its control of amber distibution. 2-nd Baltic Conference Vilnius. Abstracts, 39.

Klimek K., Starkel L. 1974: History and actual tendency of floodplain development at the border of the Polish Carpathians. [W:] Geomorphologische Prozesse und Prozess Kombinationen in der Gegenwart unter verschiedenen Klimabedingungen. Abh. Akad. Wiss. Göttingen, 3, 29.

Kokowski A. 1991: Lubelszczyzna w młodszym okresie przedrzymskim i w okresie rzymskim. Lub. Mat. Archeolog., IV, UMCS, Lublin.

Kowalski W. C., Liszkowski J. 1972: Współczesne pionowe ruchy skorupy ziemskiej w Polsce na tle jej budowy geologicznej (The dependence between the recent vertical movements of the Earth crust in Poland and its geological structure). Biul. Geol., UW, Warszawa, 14: 5–19.

Krassowska A. 1976: Kreda między Zamościem, Tomaszowem Lubelskim a Kryłowem (The Cretaceous between Zamość, Tomaszów Lubelski and Kryłów). Biul. IG., 291: 51–101.

Krassowska A. 1977: Kreda w okolicy Kraśnika–Zakrzewa (na podstawie głębokich otworów wiertniczych). Prz. Geol., 25, 2: 65–70.

Kruk J. 1973: Studia osadnicze nad neolitem wyżyn lessowych. PAN, Inst. Historii Kultury Materialnej, Wrocław.

Krysiak Z. 1998: Ewolucja tektoniczna zapadliska przedkarpackiego. Pos. Nauk. PIG, 54(6).

Krzywiec P., Pietsch K. 1996: Zmienność stylu tektonicznego i warunków sedymentacji na obszarze zapadliska przedkarpackiego między Krakowem a Przemyślem w świetle interpretacji regionalnych profili sejsmicznych (Tectonics and depositional conditions of the Carpathian Foredeep Basin between Kraków and Przemyśl as a result of regional seismic profiles). Geol. Kwart. AGH, Geologia, 22, 1: 49–59.

Krzywiec P., Jochym P. 1997: Charakterystyka mioceńskiej strefy subdukcji Karpat Polskich na podstawie wyników modelowań ugięcia litosfery (Characteristics of the Miocene subduction zone of the Polish Carpathians: results of flexural modelling). Prz. Geol., 45, 8: 785–792.

Kurkowski S. 1994: Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Krasnobród (894), 1 : 50 000. Wyd. PIG, Warszawa: tab. II, 1–34.

Kurkowski S. 1998: Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Józefów (927), 1 : 50 000. Wyd. PIG, Warszawa: tab. II, 1–32.

Lamb H. H. 1984: Climate of the last thousand years: natural climatic fluctuations and change. [W:] The climate of Europe: past, present and future, red. H. Flohn, R. Frantechi, Dordrecht: 25–64.

Lamb H. H., Lewis R. P. W., Woodroffe A. 1966: World Climate from 8000 to 0 B.C., Symp. Royal Met. Soc., London: 174–217.

Laskowska-Wysoczańska W. 1979: Czwartorzędowe ruchy pionowe brzeżnej strefy zapadliska przedkarpackiego u podnóża Roztocza (Quaternary vertical movements of marginal zone of the Carpathian Foredeep in front of the Roztocze). Prz. Geol., 27, 6: 318–321.

Laskowska-Wysoczańska W. 1980: Zlodowacenie południowopolskie na tle rozwoju paleogeomorfologicznego środkowej i wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. [W:] Przew. Sem. Teren. „Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacjalnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE", red. H. Maruszczak, Wyd. UMCS, Lublin.

Laskowska-Wysoczańska W. 1983: Czwartorzędowe ruchy pionowe środkowej i wschodniej części Kotliny Sandomierskiej (The Quaternary vertical movements in middle and east part of Sandomierz Depression). Materiały III Krajowego Sympozjum „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce". Wrocław 1981, Wyd. Geol., IV: 207–221.

Laskowska-Wysoczańska W. 1992: Typ i wiek kopalnych zbiorników wodnych wschodniej części Kotliny Sandomierskiej (Types and age of the fossil lake basins in the eastern part of the Sandomierz Basin). Studia Geol. Pol., V, XCIX, Warszawa: 93–104.

Laskowska-Wysoczańska W. 1995: Neotectonic and glacial control on geomorphic development of middle and eastern parts of the Sandomierz Basin and the Carpathian margin. Folia Quaternaria, 66: 105–122.

Latałowa M. 1982: Postglacial vegetational changes in the eastern Baltic coastal zone of Poland. Acta Paleobot., 22, 2.

Lindner L. 1988: The Pleistocene glaciations and interglacials in Poland. Quatern. Stud. in Poland, 8: 37–47.

Lindner L., Wojtanowicz J. 1997: Korelacja schematów stratygraficznych plejstocenu wyżyn południowopolskich. Prz. Geol., 45: 76–80.

Liszkowski J. 1975: Wpływ obciążenia lądolodem na plejstoceńską i współczesną dynamikę litosfery na obszarze Polski (The influence of ice sheet loading on Pleistocene-Recent dynamics of litosphere in Poland). Mater. I Kraj. Symp. „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce". Wyd. Geol., Warszawa, I: 255–277.

Liszkowski J. 1993: Glacjoizostazja jako znaczący czynnik młodych ruchów skorupy ziemskiej w Polsce południowej. Konf. Kom. Neotektoniki Kom. Bad. Czwart. PAN: „Neotektonika Polski: metodyka, datowania, przykłady regionalne". Kraków, 25–27.10.1993: 28.

Liszkowski J., Barlik M., Śledziński J. 1998: Geotectonics and Geodynamics of the Teisseyre-Tornquist Tectonic Zone. Politech. Warsz. Inst. Geod. Wyższ. i Astron. Geod., Reports on Geodesy, 34: 1–113.

Machnik J. 1959: Badania archeologiczne w Roztoczu Lubelskim. Spraw. Archeol., 9: 89–101.

Mamakowa K. 1986: Lower boundary of the Vistulian and the Early Vistulian pollen stratigraphy in continuous Eemian-Early Vistulian pollen sequences in Poland. Quatern. Stud., 7: 51–63.

Marszałek S. 1998: Osady czwartorzędowe w dolinie Gorajca. [W:] Przew. LXIX Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego: Budowa geologiczna Roztocza (100-lecie badań polskich geologów). Krasnobród, 23–26.09.1998: 129–132.

Marszałek S., Małek M., Drzymała J. 1995: Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Szczebrzeszyn, 1 : 50 000. Wyd. PIG, Warszawa.

Maruszczak H. 1974: Środowisko przyrodnicze Lubelszczyzny w czasach prehistorycznych. [W:] Dzieje Lubelszczyzny, red. T. Mencel, t. 1. PWN, Warszawa: 23–68.

Maruszczak H. 1988: Zmiany środowiska przyrodniczego kraju w czasach historycznych. [W:] Przemiany środowiska geograficznego Polski, red. L. Starkel, Ossolineum, Wrocław: 109–147.

Maruszczak H. 1998: Naturalne tendencje zmian krajobrazu Polski środkowej w ciągu ostatnich piętnastu stuleci (Natural tendencies of Central Poland landscape changes in the last fifteen centuries). Acta Geogr. Lodz., 74: 149–160.

Maruszczak H., Wilgat T. 1956: Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza Środkowego (Le rélief de la zone lisiére du Roztocze Central). Ann. UMCS, Lublin, B, 10: 1–109.

Michalczyk Z. (red.) 1996: Źródła Roztocza. Wyd. UMCS: 1–196.

Michalczyk Z. 1998: Warunki występowania i krążenia wody na Roztoczu. [W:] Przew. LXIX Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego: Budowa geologiczna Roztocza (100-lecie badań polskich geologów). Krasnobród, 23–26.09.1998: 91–104.

Nakonieczny S. 1967: Holoceńska morfogeneza Wyżyny Lubelskiej. Wyd. UMCS, Lublin.

Ney R. 1969: Piętra strukturalne w północno-wschodnim obramowaniu zapadliska przedkarpackiego (Structural stages in the North-Eastern border of the Carpathian Fore-deep). Prace Geol. PAN Oddz. Krak., 53: 1–101.

Nogaj-Chachaj J. 1991: Środowineo geograficzne Wyżyn Lubelneo-Wołyńneich w okresie atlantyckim i subborealnym. Lubelskie Materiały Archeolog., IV, UMCS, Lublin: 39–47.

Nowak J. 1927: Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Stow. Geogr. i Etnogr. w Polsce, Kraków.

Oszczypko N. 1996: Mioceńska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego (The Miocene dynamics of the Carpathian Foredeep in Poland). Prz. Geol., 44, 10: 1007–1018.

Oszczypko N. 1997: The Early-Middle Miocene Carpathian Peripheral foreland basin (Western Carpathian, Poland). Prz. Geol., 45, 10: 1054–1063.

Oszczypko N. 1999: Przebieg mioceńskiej subsydencji w polskiej części zapadliska przedkarpackiego (The Miocene subsidence of the Polish Carpathian Foredeep). Prace PIG, 168: 209–230.

Pałys S. 1971: Erozja górnego i środkowego odcinka rzeki Wieprz na tle ogólnej charakterystyki zlewni. Zesz. Probl. Postępów Nauk Roln., 119: 67–89.

Pawlikowski M., Ralska-Jasiewiczowa M., Schönborn W., Stupnicka E., Szeroczyńska K. 1982: Woryty near Gietrzwałd, Olsztyn Lake District – vegetational history and lake development during the last 12,000 years, Acta Paleobot., 22, 1.

Pawłowski S. 1961: Kredowy i jurajski rów lubelski. Kwart. Geol., 5, 4: 831–838.

Pazdur M. F. 1992: Datowanie metodą C-14 osadów organicznych (sprawozdanie za lata 1989–1991). Spraw. z Bad. Nauk. Kom. Bad. Czwart. PAN, 9.

Piasecka J. B. 1973: Niektóre zmiany hydrograficzne w świetle materiałów historycznych. [W:] Studia z dziejów geografii i kartografii. Monografie z Dziejów Nauki i Techniki, red. J. Babicz, 87, Wrocław: 425–439.

Połtowicz S. 1998: Dolnosarmacka delta Szczurowej na tle ewolucji geologicznej przedgórza Karpat (The Lower Sarmatian delta of Szczurowa on the background of the Carpathian Foreland geological evolution). Kwart. AGH, 24, 3: 219–239.

Połtowicz S., Starczewska-Popow A. 1973: Rozwój zapadliska przedkarpackiego między Tarnowem a Przemyślem. Rocz. Pol. Tow. Geol., 43: 495–517.

Popielski W. 1994: Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Tereszpol (893), 1 : 50 000. Wyd. PIG, Warszawa: tab. II, 1–35.

Pożaryski W. 1974: Obszar świętokrzysko-lubelski. [W:] Budowa geologiczna Polski, IV, Tektonika, Cz. I, Wyd. Geol., Warszawa: 349–363.

Pożaryski W. 1997: Tektonika powaryscyjska obszaru świetokrzysko-lubelskiego na tle struktury podłoża (Post-Variscan tectonics of the Holy Cross Mts-Lublin region (central Poland) and the substrate structure). Prz. Geol., 45, 12: 1265–1270.

Pożaryski W., Kutek J. 1976: Problematyka XLVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Prz. Geol., 24, 8: 445–450.

Ralska-Jasiewiczowa M. 1991: Ewolucja szaty roślinnej. [W:] Geografia Polski, red. L. Starkel, PWN, Warszawa: 106–127.

Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L. 1975: The basic problems of palaeogeography of the Holocene in the Polish Carpathians. Biul. Geol. UW, 19.

Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L. 1988: Record of the hydrological changes during the Holocene in the lake, mire and fluvial deposits of Poland. Folia Quatern., 57.

Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L. 1991: Zmiany klimatu i stosunków wodnych w holocenie. [W:] Geografia Polski, red. L. Starkel, PWN, Warszawa: 177–180.

Racinowski R. 1969: Sedymentacja osadów czwartorzędowych w okolicach Biłgoraja. Biul. Inst. Geol., Z badań czwartorzędu w Polsce, 12: 275–288.

Reder J. 1987: Próba rekonstrukcji środowiska naturalnego na Grzędzie Horodelskiej w pradziejach i we wczesnym średniowieczu. Praca magisterska, mps, Katedra Archeologii UMCS, Lublin.

Rotnicki K. 1987: New approaches in valley floor palaeohydrology and their palaeoclimatic implications. Streszczenia i postery, red. J. M. Gaillard, IGCP 158 Symp. at Höör, 18–26 May 1987, Lundqua Report 27, Lund.

Rotnicki K. 1991: Główne czynniki kształtujące dna dolin (in Polish only). [W:] Geografia Polski, red. L. Starkel, PWN, Warszawa: 151–152.

Rotnicki K., Starkel L. 1991: Przekształcenie rzeźby w holocenie. [W:] Geografia Polski, red. L. Starkel, PWN, Warszawa: 139–159.

Różycki S. Z. 1972: Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie (in Polish only). PWN, Warszawa.

Rühle E. 1973a: Stratygrafia czwartorzędu Polski. [W:] Metodyka badań osadów czwartorzędowych, red. E. Rühle, Wyd. Geol., Warszawa: 31–78.

Rühle E. 1973b: Ruchy neotektoniczne w Polsce. [W:] Metodyka badań osadów czwartorzędowych, red. E. Rühle, Wyd. Geol., Warszawa: 13–30.

Rzechowski J., Superson J. 1998: Osady czwartorzędowe Roztocza. Mater. Konf. Teren. PTGeol. „Wpływ tektoniki Roztocza na przebieg sedymentacji osadów w trzecio-

rzędzie, rozwój rzeźby i warunki kształtowania zasobów wodnych". Lublin–Zwierzyniec, 25–26.06.1999: 79–89.

Schumm S. A. 1977: The Fluvial System. Wiley, New York: 338.

Schumm S. A. 1985: Patterns of alluvial rivers. Ann. Rev. Earth Plan. Sci., 13: 5–27.

Schumm S. A. 1986: Alluvial river response to active tectonics. [W:] Studies in Geophysics, Active Tectonics. Nation. Acad. Press. Washington: 80–94.

Skowronek E. 1996: Rozwój osadnictwa na Wyżynie Lubelskiej i Roztoczu (The development of settlement network in the Lublin Upland and Roztocze). Czas. Geogr., 67, 2: 209–225.

Skowronek E. 1999: Antropogeniczne przemiany krajobrazu Roztocza na przykładzie dorzeczy Białej Łady i górnego Wieprza (niepubl. rozpraw. doktor.). Arch. Biblioteki Głównej UMCS, Lublin: 1–111.

Starkel L. 1972: Kotlina Sandomierska. [W:] Geomorfologia Polski, red. M. Klimaszewski, T. 1, PWN, Warszawa: 138–166.

Starkel L. 1977: Paleogeografia holocenu. PWN, Warszawa.

Starkel L. 1983a: The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15,000 years. [W:] Background to Palaeohydrology: A Perspective, red. K. J. Gregory, J. Wiley and Sons, Chichester.

Starkel L. 1983b: Paleogeografia i klimat późnego plejstocenu i holocenu. [W:] Człowiek i środowisko w pradziejach. PWN, Warszawa: 14–31.

Starkel L. 1991a: Przemiany środowiska geograficznego Polski w osiemnastu tysiącach lat. Czas. Geogr. 62, 3: 169–172.

Starkel L. 1991b: Rola holocenu w ewolucji środowiska i jego stratygrafia. [W:] Geografia Polski, red. L. Starkel, PWN, Warszawa: 105–106.

Starkel L. 1991c: Ewolucja dolin gór i wyżyn. [W:] Geografia Polski, red. L. Starkel, PWN, Warszawa: 152–156.

Stworzyński M. 1834: Opisanie statystyczno-historyczne dóbr Ordynacji Zamoyskiej. Bibl. Narodowa w Warszawie, Bibl. Ordynacji Zamoyskiej, rękopis, (mps – zbiory APL w Lublinie).

Superson J. 1996: Funkcjonowanie systemu fluwialnego wyżynnej części dorzecza Wieprza w zlodowaceniu wisły (Development of the fluvial system of the Wieprz river upland part drainage basin in the Vistulian). Rozpr. hab. Wydz. BiNoZ UMCS, Lublin: 1–280.

Szczerbicka M., Kozina S. 1997: Identyfikacja stanu i problemów gospodarki wodnej rzeki Wieprz oraz Krzny i systemu kanału Wieprz-Krzna. Przeds. Geol. „Plgeol" Zakład w Lublinie (maszynopis).

Szumański A. 1983: Paleochannels of large meanders in the river valleys of the Polish Lowland. Quatern. Stud. Pol., 4: 207–216.

Szumański A. 1986: Postglacjalna ewolucja i mechanizm transformacji dna doliny dolnego Sanu. Zesz. Nauk. AGH, 12, 1: 5–92.

Środoń A. 1959: Zarys historycznego rozwoju szaty roślinnej Polski w późnym glacjale i postglacjale. [W:] Szata roślinna Polski, red. W. Szafer, t. I. PWN, Warszawa: 511–543.

Środoń A. 1964: Roślinność, klimat i stratygrafia późnego plejstocenu Polski. Wszechświat, 10: 209–213.

Tittenbrun A. 1997: Dawna gospodarka leśna na obecnym obszarze Roztoczańskiego Parku Narodowego i jej przyrodnicze konsekwencje. Archiwum Rozt. Parku Narod., Zwierzyniec.

Wągrowski A. 1995: Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, arkusz Janów Lubelski (858). Wyd. PIG, Warszawa: 1–34.

Wojtanowicz J. 1978: Rozwój nizinnej części doliny Sanu na tle paleogeomorfologii Kotliny Sandomierskiej. Rozpr. hab. Wydz. BiNoZ UMCS, Lublin: 1–116.

Wojtanowicz J. 1995: Charakterystyka litologiczna i stratygraficzna osadów plejstoceńskich w dolinie Bugu koło Uhruska (Lithology and stratigraphy of the Pleistocene sediments in the Bug river valley near Uhrusk). Ann. UMCS, B, 48 (1993), 22: 297–309.

Wysocka A. 1999: Przebieg sedymentacji utworów organodetrytycznych oraz terrygeniczno-organodetrytycznych w późnym badenie w strefie krawędziowej Roztocza (na podstawie utworów odsłaniających się w okolicach Józefowa). Mat. Konf. Teren. PTG „Wpływ tektoniki Roztocza na przebieg sedymentacji osadów w trzeciorzędzie, rozwój rzeźby i warunki kształtowania zasobów wodnych". Lublin–Zwierzyniec, 25–26.06.1999: 21–22.

Wyrzykowski T. 1971: Map of recent absolute velocities of vertical movements of the earths crust surface on the territory of Poland, 1 : 2 500 000. Inst. Geod. Kartogr., Warszawa.

Żelichowski A. M. 1972: Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. Biul. Inst. Geol., 263: 92–97.

Żelichowski A. M. 1974: Obszar Radomsko-Lubelski. [W:] Budowa geologiczna Polski, IV. Tektonika, Cz. I, Wyd. Geol., Warszawa: 113–128.

Żelichowski A. M. 1983: Mapa tektoniczna 1 : 300 000. Tab. 43 [W:] Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego, red. S. Kozłowski, A. M. Żelichowski, Wyd. Inst. Geol., Warszawa.

SUMMARY

The situation and structural conditions of the valley of the upper Wieprz determined its division into three significantly differing tracts which functioned in different ways throughout the Quaternary. The upper tract, the oldest one, makes use of a tectonic graben – the Wieprz lake trough. From the Miocene to the Eopleistocene, this valley tract was used by rivers draining the Roztocze region towards the south-east. During the Odra and Warta glaciation, as well as in the Vistulian and in the Holocene, the subsidence of the bottom of the northern and north-eastern parts of the Wieprz lake trough and its simultaneous uplift at the outlet of a subsequent Zielone-Krasnobród valley, contributed to partial or total baring of the basin waters from the middle tract of the Wieprz river and to the formation of a vast flooding area, or a lake. The middle tract of the valley of the upper Wieprz River is a narrow subparallel valley, formed in the zone of a tectonic half-graben (between the mouth of the Kryniczanka river and the Zwierzyniec trough) on a rotational thrust fault. The tract is characterised by numerous breaks of slope of the long profile of suprainundational terraces and of the Holocene talweg. The middle tract of the valley was shaped in the Ferdynandów and Mazovian interglacials. During the Odra glaciation, it was used by

a river which supplied the lake in the Wieprz lake basin. Transverse uplift of nar-row zones of the talweg (in the transverse fault zone) frequently led to lake formation. A thick series of Vistulian fluvial sands testifies to the existence of a mature free late-glacial river of a valley wide enough to form a group of meanders whose size depended on great flow volume. Its Holocene evolution was determined by the processes of lateral development of the talweg. The lower, gap tract of the upper Wieprz valley uses the northern part of a submeridional half-graben of the Zwierzyniec trough. It is also characterised by an asymmetric cross-section. This part of the valley was most often used by rivers draining: first, the Meta-Carpathian Swell – in the Badenian and Sarmatian; then the Roztocze region – in the Pliocene and in Quaternary, depending on the intensity of tectonic movements which caused significant changes in the orography of the area. The intensity of erosional processes in the talweg near Zwierzyniec is illustrated by two erosional channels entirely filled with Mesopleistocene and Vistulian deposits, and by high-lying erosion terraces. Damming the water runoff towards the north by the Odra glaciation resulted in a reconstruction of the Badenian drainage direction (to the south) in the Wieprz (Zwierzyniec) preglacial stream valley. In the Holocene development of the upper Wieprz river valley no rapid changes can be observed. The rate of aggradation and erosion is regulated by the conditions of the supply of material from the drainage basin, which is related to changes of the plant cover and of land use.