

## Transformacja roztoczańskiego odcinka doliny Wieprza w plejstocenie

Teresa Brzezińska-Wójcik\*, Waldemar Kociuba\*

Położenie doliny górnego Wieprza i zmienne warunki klimatyczne zadecydowały o jej podziale na trzy, wyraźnie różniące się odcinki, odmiennie funkcjonujące przez cały czwartorzęd. Górny odcinek, najstarszy, wykorzystuje rów tektoniczny — Kotlinę Wieprzowego Jeziora. Od miocenu do eoplejstocenu ten segment doliny był wykorzystywany przez rzeki odwadniające Rostocze ku południowemu wschodowi. W zlodowaczeniu odry i warty, w vistulianie oraz w holocenie jednoczesne obniżanie dna północnej i północno-wschodniej części Kotliny Wieprzowego Jeziora oraz jej wypiętrzanie w miejscu ujścia subsekwentnej doliny Zielone–Krasnobród doprowadziło do częściowego lub całkowitego zatamowania odpływu wód z kotliny przez środkowy odcinek Wieprza i utworzenia rozległego rozlewiska lub jeziora. Środkowy odcinek doliny górnego Wieprza, to wąska, subrównoleżnikowa dolina założona w strefie półrowu tektonicznego od ujścia Kryniczanki do Padolu Zwierzynieckiego. Jej asymetryczny przekrój sugeruje, że powstała ona w półrowie tektonicznym, rozwijającym się na antytetycznym, rotacyjnym uskoku. Ten odcinek charakteryzuje się licznymi załamaniem spadku profilu podłużnego tarasów nadzalewowych i holocenijskiego dna doliny. Środkowy segment doliny był formowany w interglacjalach ferdynandowskim i mazowieckim. W czasie zlodowaczenia odry wykorzystywała go rzeka zasilająca jezioro w Kotlinie Wieprzowego Jeziora. Poprzeczne podnoszenie wąskich stref dna doliny (w strefie uskoku poprzecznych) przyczyniało się wielokrotnie do powstawania jezior. Miększa seria vistuliańskich piasków fluwialnych świadczy o funkcjonowaniu późnoglacialnej rzeki dojrzałej, swobodnej, o dolinie dostatecznie szerokiej do powstania zespołu meandrów, o rozmiarach wynikających z dużej wartości przepływów. O holocenijskiej ewolucji tej części doliny decydowały procesy bocznego rozwoju dna doliny. Dolny, przelomowy odcinek doliny górnego Wieprza wykorzystuje północną część subpółnocnego półrowu tektonicznego Padolu Zwierzynica. Charakteryzuje się również asymetrycznym przekrojem poprzecznym. Ten segment doliny był najczęściej wykorzystywany przez rzeki odwadniające, najpierw wał metakarpacki: w badenie i sarmacie; następnie Rostocze: w pliocenie i czwartorzędzie, w zależności od intensywności ruchów tektonicznych, powodujących istotne zmiany w orografii obszaru. O intensywności procesów erozyjnych w dnie doliny koło Zwierzynica świadczą dwie rynny erozyjne, całkowicie zasypane osadami mezoplejstocenu i vistulianu oraz wysoko położone tarasy erozyjne. Zatamowanie lądolodem odry odpływu wód ku północy spowodowało w pradolinie Wieprza (zwierzynieckiej) odtworzenie badeńskiego (na południe) kierunku odwodnienia.

**Słowa kluczowe:** Rostocze, dolina górnego Wieprza, rzeźba, plejstocen

Teresa Brzezińska-Wójcik, Waldemar Kociuba — Transformation of the Rostocze segment of the Wieprz River Valley (SE Poland) in the Pleistocene. *Prz. Geol.*, 49: 257–266.

*S u m m a r y.* The situation of the valley of the upper Wieprz and changeable climatic conditions determined its division into three significantly diverse segments which functioned in different ways through the Quaternary. The upper segment, the oldest one, makes use of a tectonic graben — the Wieprz Lake Trough. From the Miocene to the Eopleistocene, this valley segment was used by rivers draining the Rostocze region towards the south-east. During the Odra and the Warta glaciations, as well as in the Vistulian and in the Holocene, the subsidence of the bottom of the northern and northeastern parts of the Wieprz Lake Trough, and its simultaneous uplift at the outlet of the subsequent Zielone-Krasnobród Valley, contributed to partial or total barring of basin waters from the middle segment of the Wieprz River; and formation of a vast flooding area or a lake. The middle segment 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. Its asymmetric cross-section indicates that the half-graben developed on a rotational thrust fault. The segment is characterised by numerous breaks of slope in the long profile of suprainundational terraces and Holocene talweg. The middle segment 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. The Transverse uplift of narrow zones in the talweg (in a transverse fault zone) frequently led to formation of lakes. A thick series of Vistulian fluvial sands testifies to the existence of a mature free late-glacial river with a valley wide enough to form a group of meanders whose size depended on great flow volume. Its Holocene evolution was determined by processes of lateral development of the talweg. The lower gap segment 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: originally, the Meta-Carpathian Swell — in the Badanian and Sarmatian and finally, the Rostocze region — in the Pliocene and 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 erosional terraces. Damming the water runoff towards the north by the Odra glacier resulted in a reconstruction of the Badanian drainage direction (to the south) in the Wieprz (Zwierzyniec) preglacial stream valley.

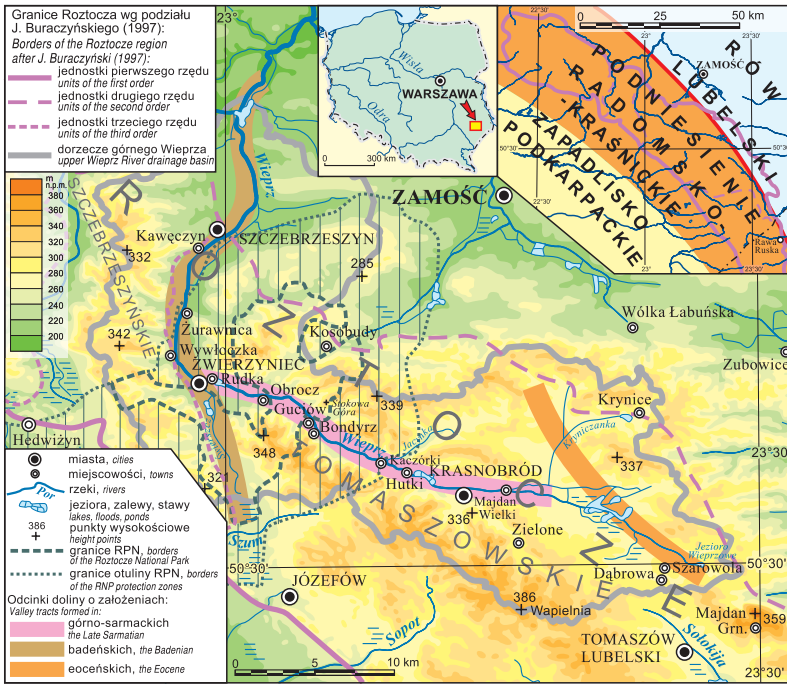
**Key words:** Rostocze region, upper Wieprz River Valley, relief, Pleistocene

Dolina górnego Wieprza należy do dorzecza górnego Wieprza położonego w północno-wschodniej części Rostocza Szczebrzeszyńskiego i Tomaszowskiego (ryc. 1). Powierzchnia dorzecza, od źródeł po ujście do Poru, zajmuje 645,2 km<sup>2</sup>, przy długości rzeki 50,5 km (Brzezińska-Wójcik, 1996). Średni spadek rzeki między Jeziosem Wieprzowym

a Zwierzyniec wynosi 1,26‰, a na odcinku subpółnocnym (między Zwierzyniec a Szczebrzeszynem) 0,75‰ (Buraczyński, 1996) (ryc. 2). Rzekę Wieprz w górnym biegu zasilają krótkie dopływy: Kryniczanka, Jacynka i Świerszcz.

Położenie i zmienne warunki klimatyczne zadecydowały o podziale doliny na trzy, wyraźnie różniące się odcinki, które odmiennie funkcjonowały przez cały czwartorzęd. Górny odcinek doliny wykorzystuje rów tektoniczny — Kotlinę

\*Instytut Nauk o Ziemi UMCS, ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin

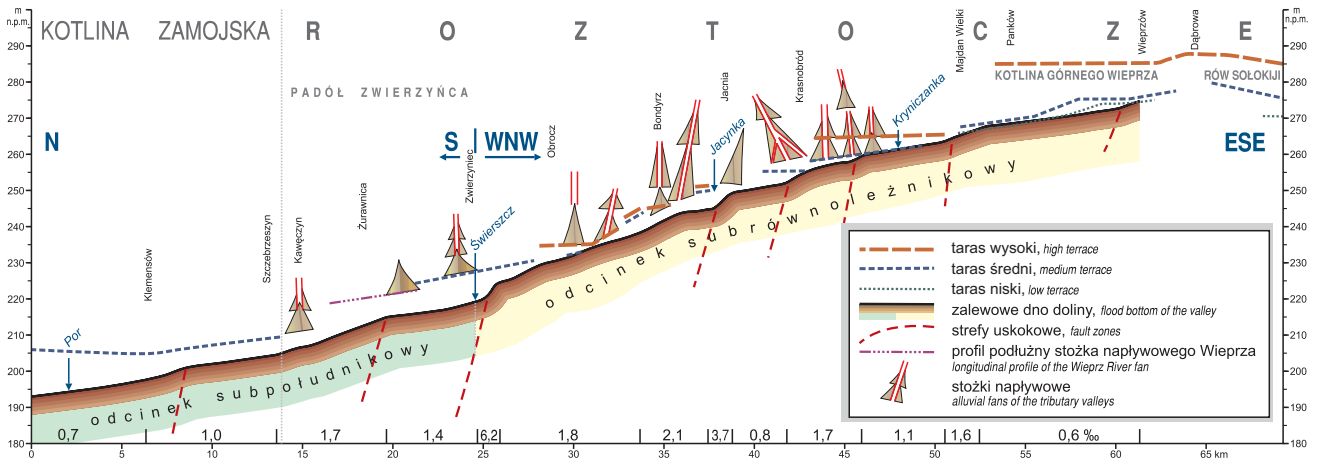


**Ryc. 1.** Położenie i strukturalne uwarunkowania powstania doliny górnego Wieprza  
**Fig. 1.** Location and structural setting of the upper Wieprz River Valley

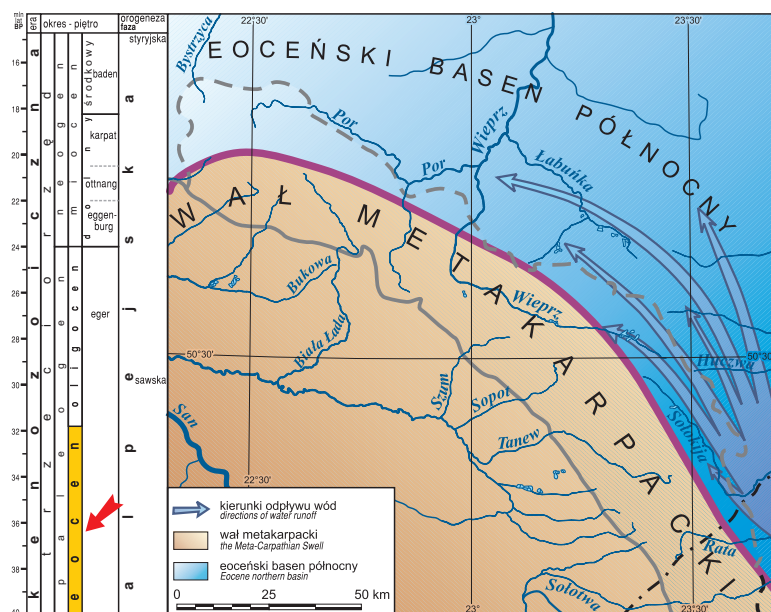
Wieprzowego Jeziora; środkowy odcinek to wąska, subrównoleźnikowa dolina założona w strefie półrowu tektonicznego od ujścia Krynicy do Padołu Zwierzynca, zaś dolny odcinek wykorzystuje północną część subpółdnikowego rowu tektonicznego, zwanego Padołem Zwierzynca (ryc. 1). Powstanie doliny górnego Wieprza w trzech różnych okresach tektonicznych miało wpływ na przebieg procesów rzeźbotwórczych i wykształcenie osadów czwartorzędowych.

**Strukturalne uwarunkowania rozwoju doliny**

Dorzecze górnego Wieprza znajduje się w obrębie prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej (ryc. 1), podzielonej



**Ryc. 2.** Profil podłużny doliny górnego Wieprza (wg Brzezińskiej-Wójcik, 1996; Supersona, 1996; Brzezińskiej-Wójcik & Supersona, 2001)  
**Fig. 2.** Longitudinal profile of the upper Wieprz River Valley (after: Brzezińska-Wójcik, 1996; Superson, 1996; Brzezińska-Wójcik & Superson, 2001)



na bloki przez wczesnowaryjskiej strefy uskoku o charakterze zrztowo-przesuwczym i orientacjach NW–SE, SW–NE (Żelichowski, 1974; Pożaryski, 1997). Znaczna część dorzecza (na zachód od uskoku Zamość–Rawa Ruska) znajduje się w strefie paleozoicznej jednostki strukturalnej, zwanej podniesieniem radomsko-kraśnickim; natomiast pozostała część leży na obszarze rowu lubelskiego (Żelichowski, 1983). Granicą między tymi jednostkami stanowi zespół głębokich uskoku normalno-przesuwczych (strefa uskoku Teisseyre'a-Tornquista)

**Ryc. 3.** Dolina górnego Wieprza w środkowym eocenie (zestawiono według: Kasińskiego i in., 1993; Buraczyńskiego & Krzowskiego, 1994; Gaździckiej, 1994)

**Fig. 3.** The upper Wieprz River Valley in the middle Eocene (compiled after: Kasiński et al., 1993; Buraczyński & Krzowski, 1994; Gaździcka, 1994)



(Pożaryski, 1997), przecinających najwyższą część dorzecza górnego Wieprza. Po ruchach orogenezy waryscyjskiej, w strefie podniesienia utworzyła się osadowa pokrywa permsko-mezozoiczna, związana z funkcjonowaniem basenu środkowopolskiego, którego genezę łączono z powstaniem aulakogenu śródpolskiego (Pożaryski & Kutek, 1976). Ostatnio uważa się, że depresja basenu powstała w warunkach naprężeń ekstensyjnych (Dadlez i in., 1994). Od środkowej jury do późnej kredy obszar dorzecza górnego Wieprza znajdował się w południowo-wschodniej części basenu śródpolskiego, który podlegał wyraźnej subsydencji (Pożaryski, 1974). Z końcem mezozoiku, w wyniku ruchów tektonicznych fazy laramijskiej, w miejscu basenu środkowopolskiego powstała niecka lubelska — zapadlisko tektoniczne oddzielone od północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich strefą uskokową (Pawłowski, 1961; Jaroszewski, 1972; Pożaryski, 1974). Obszar, który obecnie nazywany jest Roztoczem, znajduje się w strefie południowo-zachodniego skrzydła niecki lubelskiej (Pożaryski, 1974).

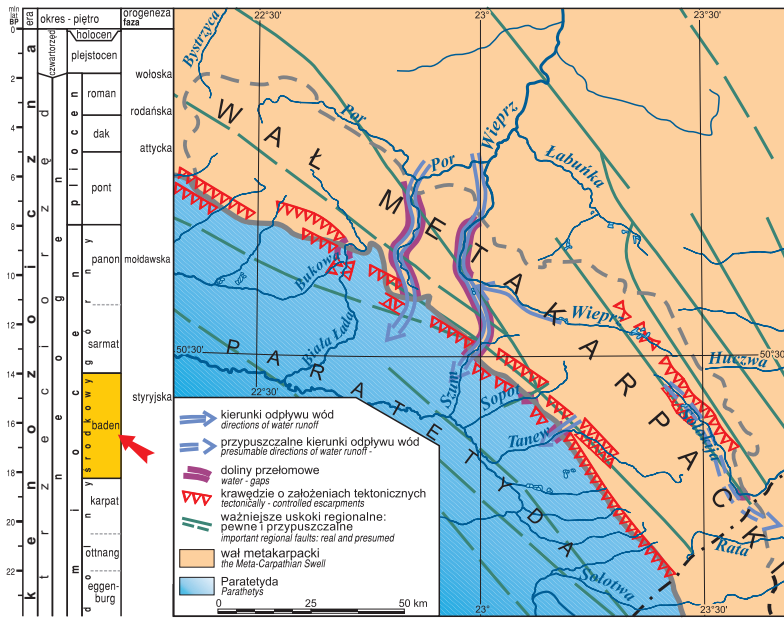
W polifazie laramijskiej skały mezozoiczne (głównie kredowe) zostały zdeformowane w niewielkie, płaskie brachyfałdy w wyniku inwersyjnego dźwigania środkowej części niecki (Cieśliński & Wyrwicka, 1970; Cieśliński i in., 1996). Fałdy te zostały przecięte płytkimi uskokami, nawiązującymi do paleozoicznego planu tektonicznego (por. Żelichowski, 1983; Cieśliński i in., 1996). W wyniku kompresyjnej tektoniki synsedymantacyjnej, na przełomie późnej kredy i trzeciorzędu, powstały rowy i półrowy tektoniczne oraz liczne płytkie uskoki podłużne o przebiegu NW–SE. W planie nawiązują one do głębokich uskoku tnących kompleks skał paleozoiku (Ney, 1969; Żelichowski, 1972, 1983; Pożaryski, 1974; Krassowska, 1976, 1977). Nasilające się ruchy tektoniczne spowodowały rozwój zapadliska tektonicznego Wieprzowego Jeziora oraz rowu Sołokiji w strefie zespołu głębokich uskoku Zamość–Rawa Ruska (ryc. 1) (Buraczyński i in., 1992; Cieśliński & Rzechowski, 1993).

W paleocenie obszar Roztocza został wydzwignięty, stanowiąc część wału metakarpackiego (Nowak, 1927; Połtowicz, 1998). W środkowym eocenie (Gaździcka, 1994) północny basen morski sięgnął po Wyżynę Lubelską. Materiał klastyczny pochodzący z tarczy ukraińskiej i wału metakarpackiego był akumulowany wzdłuż wschodniego brzegu wału metakarpackiego jako osady deltowe rzeki płynącej z Podola w kierunku północno-zachodnim (ryc. 3) (Kasiński i in., 1993; Buraczyński & Krzowski, 1994). Ówczesna rzeka wykorzystała rowy i zapadliska tektoniczne powstałe na przełomie późnej kredy i trzeciorzędu, w strefie głębokich uskoku normalno-przesuwczych między podniesieniem radomsko-kraśnickim i rowem lubelskim (Żelichowski, 1972, 1983; Pożaryski, 1974, 1997; Krassowska, 1976, 1977). Istniał więc już najstarszy, górny odcinek doliny Wieprza, zwany Kotliną Wieprzowego Jeziora (por. ryc. 1 i 3). Na początku miocenu, w związku z tworzeniem się płaszczowin Karpat zewnętrznych i rozwojem zapadliska przedkarpackiego (Krzywiec & Jochym, 1997), w obrębie wału metakarpackiego, zaczął kształtować się zarys południowo-zachodniej strefy krawędziowej Roztocza. W dolnym badanie transgresja morska dotarła do osi garbu Roztocza (Areń, 1962; Bielecka, 1967). Jej pozostałościami są płytkowodne utwory okruchowe i węglanowe (Musiał, 1987). W wyniku synsedymantacyjnych, wczesnobadeńskich ruchów dysjunktywnych, odnawiających starsze uskoki NW–SE (Bukowy & Karnkow-

ski, 1974; Jaroszewski, 1977; Krzywiec & Pietsch, 1996), powstał prawdopodobnie subpołudnikowy rów tektoniczny Wieprza (Padół Zwierzynca) (Brzezińska-Wójcik & Superson, 2001) (por. ryc. 1). Część wału metakarpackiego (obecne Roztocze) była generalnie odwadniana w kierunku południowym, do Paratetydy (ryc. 4) (Jaroszewski, 1977; Wysocka, 1999). We wczesnym sarmacie nacisk przesuwających się płaszczowin karpackich i głębokie ugięcie cienkiej skorupy kontynentalnej spowodowały szybkie obniżanie się zapadliska przedkarpackiego i wypiętrzenie przedgórskie na północnym przedpolu zapadliska (Krzywiec & Jochym, 1997). Ruchy te przyczyniły się do powstania antytetycznych stopni uskokowych, wyraźnie oddzielających zapadlisko przedkarpackie od Roztocza. W środkowym sarmacie morze wycofało się, a Roztocze zostało ostatecznie wydzwignięte wzdłuż istniejących wcześniej uskoku NW–SE, tworząc wydłużony zrąb inwersyjny (Bogacz, 1967; Ney, 1969; Jaroszewski, 1977). W wyniku późnosarmackich ruchów, związanych z końcową fazą nasunięcia Karpat zewnętrznych (Oszczytko, 1996; Krzywiec & Jochym, 1997), w polu kompresji horyzontalnej powstały uskoki lewoprusuwcze zorientowane NE–SW i ENE–WSW (Krysiak, 1998). W tym samym polu naprężeń powstał półrów, w którym został założony środkowy odcinek doliny górnego Wieprza (ryc. 1). Prawdopodobnie inwersyjny zrąb Roztocza był odwadniany m.in. przez subpołudnikowy rów tektoniczny Wieprza na południe, do Paratetydy (ryc. 5). Od schyłku sarmatu do eoplejstocenu Roztocze wraz z wałem metakarpackim było denudowane (Połtowicz & Starczewska-Popow, 1973; Alexandrowicz, 1991). Z tego okresu pochodzą powierzchnie denudacyjne oraz tarasy erozyjne, zaznaczające się na zboczach doliny Sołokiji i Raty (Jahn, 1956; Buraczyński, 1967). W pliocenie (ryc. 6), w wyniku izostycznego wynoszenia przedgórzia Karpat (Oszczytko, 1997, 1999), Roztocze zostało rozbite na szereg nierównomiernie wyniesionych bloków, o różnej wielkości i randze, oddzielonych przez poprzeczne rowy i półrowy tektoniczne oraz uskoki kompensacyjne (Jaroszewski, 1977). Został utworzony południowo-zachodni, zuskokowany stopień przykrawędziowy Roztocza Gorajskiego, rozwijały się poziomy zrównań (Jaroszewski, 1977; Wągrowski, 1995) oraz procesy krasowe (Maruszczak & Wilgat, 1956). Wzmoczone ruchy wypiętrzające w środkowym pliocenie (faza rodańska) orogenezy młododoalpejskiej (Zuchiewicz, 1984) wzmogły procesy erozji i stworzyły warunki odpływu wód na północ przełomem pra-Wieprza (Różycki, 1972; Rühle, 1973a; Wojtanowicz, 1978; Gilewska, 1991) oraz prawdopodobnie doliną Sołokiji w kierunku południowo-wschodnim, o czym świadczą mułki rzeczne z tego okresu (ryc. 6) (Buraczyński i in., 2001). Rozmiary stożka delty pra-Wieprza w zbiorniku środkowopolskim świadczą o wysokiej randze tej rzeki w pliocenie (Jahn, 1956; Dyjor, 1987).

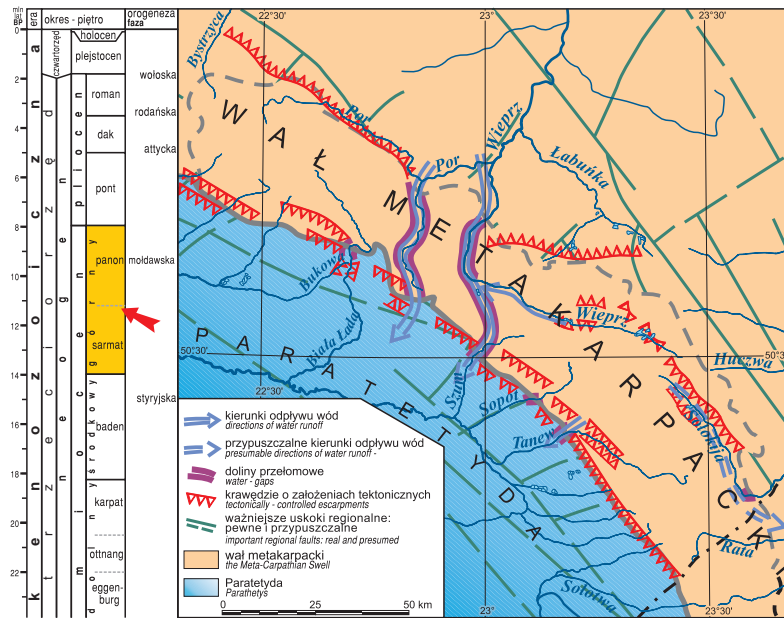
### Warunki rozwoju doliny Wieprza w plejstocenie

Początek eoplejstocenu zaznaczył się wypiętrzaniem Roztocza w fazie wołoskiej orogenezy młododoalpejskiej (Zuchiewicz, 1984). Spowodowało to gwałtowną erozję wglębną rzek (Jahn, 1956; Rühle, 1973, 1973a), o czym świadczą tarasy erozyjne o wysokości 30 i 60 m na zboczach dolin Gorajca i Wieprza (Jahn, 1956; Maruszczak & Wilgat, 1956). Prawdopodobnie w piętrze zimnym



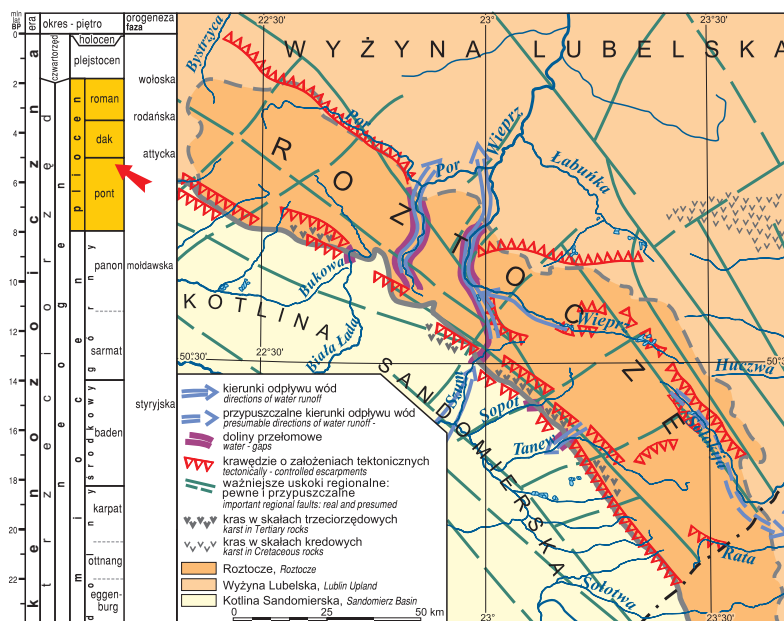
Ryc. 4. Dolina górnego Wieprza w badenie (zestawiono według: Bukowego & Karnkowskiego, 1974; Jaroszewskiego, 1977; Krzywca & Pietsch, 1996; Wysockiej, 1999)

Fig. 4. The upper Wieprz River Valley in the Badenian (compiled after: Bukowy & Karnkowski, 1974; Jaroszewski, 1977; Krzywiec & Pietsch, 1996; Wysocka, 1999)



Ryc. 5. Dolina górnego Wieprza w późnym sarmacie (zestawiono według: Połtowicz & Starczewskiej-Popow, 1973; Jaroszewskiego, 1977; Alexandrowicz, 1991; Krysiak, 1998)

Fig. 5. The upper Wieprz River Valley in the late Sarmatian (compiled after: Połtowicz & Starczewska-Popow, 1973; Jaroszewski, 1977; Alexandrowicz, 1991; Krysiak, 1998)



Ryc. 6. Dolina górnego Wieprza w środkowym i późnym pliocenie (zestawiono według: Maruszczaka & Wilgata, 1956; Różyckiego, 1972; Rühlego, 1973a; Dyjora, 1987; Gilewskiej, 1991; Buraczyńskiego i in., 2001; Oszczytko, 1997, 1999)

Fig. 6. The upper Wieprz River Valley in the middle and the late Pliocene (compiled after: Maruszczak & Wilgat, 1956; Różycki, 1972; Rühle, 1973a; Dyjor, 1987; Gilewska, 1991; Buraczyński i in., 2001; Oszczytko, 1997, 1999)

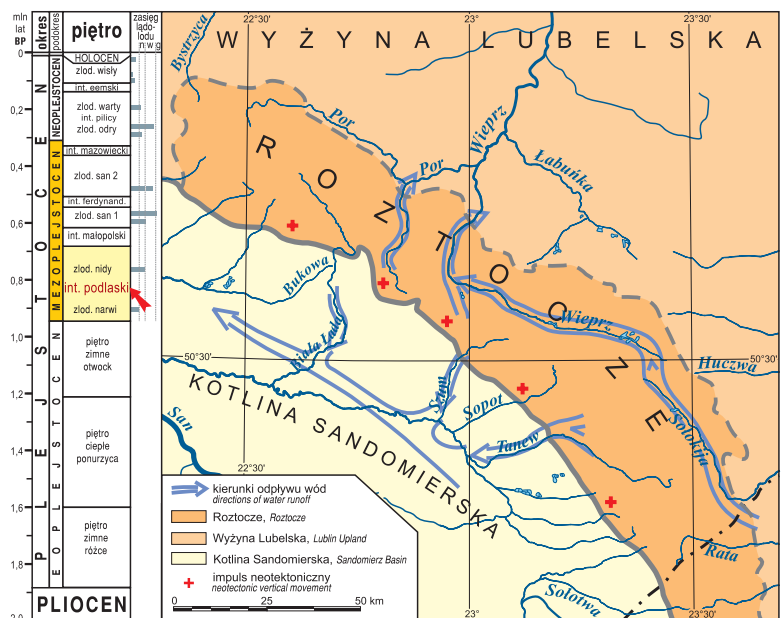
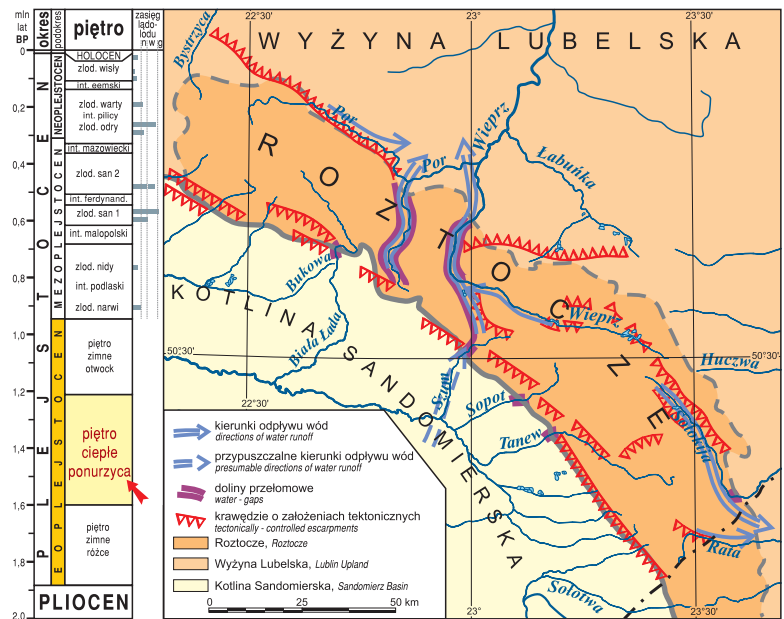


różce (Baraniecka, 1990) (dawniej pretegeleńskim) już ukształtował się odpływ wód karpaccich w kierunku północno-wschodnim przez przełomy Wieprza i Gorajca (ryc. 7) (Maruszczak & Wilgat, 1956; Rühle, 1973; Starkel, 1972; Wojtanowicz, 1978). O wzmożonym przepływie wód świadczą też zachowane fragmentarycznie mułki w okolicach Biłgoraja (Racinowski, 1969) oraz osady w dolinie górnej Tanwi koło Narola (Buraczyński i in., 2001). Pierwotnie datowano na eoplejstocen również osady żwirowo-piaszczyste zachowane w przełomowej dolinie Gorajca i w przełomowej dolinie Wieprza koło Zwierzyńca (Jahn, 1956; Buraczyński, 1967). Marszałek i in. (2001) oraz Marszałek (1998) uważają je za osady rzeczne z piętra nidy, a Rzechowski & Superson (1998) za osady interglacjału małopolskiego. W dolinie pra-Wieprza (tzw. Padół Zwierzyńca), na głębokości 19,0–21,0 m został stwierdzony zawodniony rumosz skalny reprezentowany przez zwietrzliny z lepiszczem gliniastym. Jahn (1956) i Buraczyński (1967) określali je jako preglacjalne (eoplejstoczeńskie). 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 & Superson (1998) uważają mułki piaszczyste za osady wodnolodowcowe — prawdopodobnie piętra wilgi (mezoplejstocen). Zdaniem Kurkowskiego (1994), położenie hipsometryczne stropu tej serii wskazuje na 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, 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. Łądolód zlodowacenia narwi sięgnął maksymalnie na przedpolu Wyżyny Lubelskiej (Lindner & Wojtanowicz, 1997). W strefie peryglacjalnej, na Roztoczu, procesy wietrzenia i denudacji sprzyjały akumulacji piasków i żwirów skał lokalnych (kredowych i trzeciorzędowych) w dolinach Poru, Wieprza i Tanwi (Buraczyński, 1997). Interglacjał podlaski był okresem intensywnej erozji (Rühle, 1973; Wojtanowicz, 1978), której istotnym impulsem były ruchy neotektoniczne (Rühle, 1973a; Baraniecka, 1975, 1983), zwłaszcza wydadne obniżenie bazy erozyjnej rzek Polski w wyniku subsydencji syneklizy perybałtyckiej i niecki szczecińskiej oraz powstania morza na obszarze dzisiejszego Bałtyku (Rühle, 1973, 1973a). Ruchy tektoniczne spowodowały wydzwignięcie południowej części Roztocza i doprowadziły do powstania niewysokiego działu wodnego w strefie pradolinie Wieprza na wysokości południowej krawędzi Roztocza. Została przerwana łączność hydrograficzna między Kotliną Sandomierską a Wyżyną Lubelską (ryc. 8). Zlodowacenie południowopolskie rozpoczęło się transgre-

sją łądolodu nidy (zob. Wojtanowicz, 1993). Zastoiskowa akumulacja osadów była wynikiem zatamowania łądolodem odpływu wód ku północy w obniżeniach dolinnych związanych z systemem pra-Wieprza (doliny zwierzynieckiej) (Kurkowski, 1994; Marszałek, 1998). W okresach ociepleń i fazach recesji czoła łądolodu mógł zostać ponownie uruchomiony odpływ wód pradoliną Wieprza na południe — ku Kotlinie Sandomierskiej i doliną Sołokiji na południowo-wschód — ku Pobużu (ryc. 9). W interglacjale małopolskim (przasnyskim) początkowo miała miejsce intensywna erozja i denudacja na wierzchowinach i stokach oraz akumulacja w dolinach. Po optimum klimatycznym nastąpił okres wzmożonej akumulacji piasków i żwirów z przewarstwieniami mułków w dolinach rzek (Gorajec) (Kurkowski, 1994; Wągrowski, 1995; Marszałek, 1998). Na wierzchowinach i stokach nasiliły się procesy krasowe i wietrzeniowe (Wągrowski, 1995). W zlodowaceniu san 1 łądolodem zostało przykryte Roztocze oraz północna część Kotliny Sandomierskiej (Wojtanowicz, 1978; Buraczyński, 1997). Osady glacialne (gliny zwałowe) zostały osadzone w aktywnej tektonicznie strefie krawędziowej (Laskowska-Wysoczańska, 1979, 1980, 1983, 1992, 1995). Z okresu deglacjacji pozostały osady w dolinie Gorajca (Popielski, 1994; Marszałek i in., 1995; Marszałek, 1998) i w dolinie Wieprza (Buraczyński, 1996). Ruchy neotektoniczne spowodowane recesją czoła łądolodu (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) wody wolno płynące akumulowały mułki i mułki piaszczyste rzeczno-rozlewiskowe facji korytowej i powodziowej (Kurkowski, 1994; Wągrowski, 1995). Zlodowacenie san 2 (Baraniecka, 1990) również objęło Roztocze i znaczną część Kotliny Sandomierskiej (Laskowska-Wysoczańska, 1995). Na przedpolu łądolodu następowała sedymentacja mułków zastoiskowych (Wągrowski, 1995). Pozostałością są gliny zwałowe na Roztoczu Gorajskim (Jahn, 1956; Buraczyński, 1967, 1986; Cieśliński, 1993) i na Roztoczu Tomaszowskim (Buraczyński i in., 2001). Na północnym przedpolu Roztocza znaleziono ozy i kemy (Buraczyński & Superson, 2001). W interglacjale mazowieckim zaznaczyły się przejawy silnej erozji zarówno na wierzchowinach, jak i w dolinach rzecznych (Kurkowski, 1994; Wągrowski, 1995), spowodowane neotektonicznym uaktywnianiem podłoża (Rühle, 1973; Baraniecka, 1983) w wyniku relaksacji glaciostatycznej (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. 10) (Kurkowski, 1994; Wągrowski, 1995). Z chłodnego piętra zlodowacenia liwca (Lindner, 1988; Baraniecka, 1990), zachowały się pod lessem osady szczelinowe deglacjacji arealnej na północno-wschodnim skłonie Roztocza Tomaszowskiego w okolicach Krynic (Buraczyński & Superson, 2001). Z piętra interglacjału zbójna pochodzi seria mułków rzeczno-rozlewiskowych w dolinie pra-Wieprza między Bondyrem i Zwierzyńcem (Kurkowski, 1994; Popielski, 1994).

Neoplejstocen rozpoczął się zlodowaczeniami środkowopolskimi, w czasie których przeważały procesy erozji i denudacji w warunkach strefy peryglacjalnej oraz rozpoczęła się akumulacja pokrywająca lessowej. Zasięg lądolodu odry wyznaczają osady w środkowej części Wyżyny Lubelskiej oraz w zachodniej części Rostocza Gorajskiego (Buraczyński i in., 1982; Buraczyński, 1986; Buraczyński i in., 1991). Zatomowanie lądolodem odry odpływu wód ku północy i zachodowi spowodowało w pradolinie Wieprza (Padole Zwierzyńca) odtworzenie się starszego kierunku odwodnienia (*por.* ryc. 4, 5, 9 i 11). Śladem tego są osady piaszczyste rzeczne oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe (Kurkowski, 1994; Popielski, 1994; Wągrowski, 1995). Interglacja lubelska (lubawska — Lindner, 1988; pilicy — Baraniecka, 1990) i zlodowacenie warty były piętrami, w których dominowały procesy denudacji i erozji oraz tworzyła się pokrywa lessowa na zboczach i wierzchołkach (Wągrowski, 1995). Natomiast w dolinach wolno płynących rzek (np. Gorajca) następowała lokalnie akumulacja mułków (Marszałek, 1998; Brzezińska-Wójcik & Superson, 2001) oraz powolna erozja boczna (Wągrowski, 1995). W czasie zlodowacenia warty, w warunkach peryglacjalnych, intensywnym procesom wietrzenia towarzyszyły procesy stokowe. W kotlinie Wieprzowego Jeziora następowała sedimentacja mułków jeziornych (Superson, 1996). Wynikiem spokojnego przepływu wód dolinami Gorajca i Wieprza ku północy są piaski i mułki piaszczyste (Marszałek i in., 2001; Rzechowski & Superson, 1998). W interglacjale eemskim na wierzchołkach i stokach Rostocza intensywnie rozwijały się procesy denudacji i erozji oraz wietrzenia chemicznego w warunkach klimatu umiarkowanego wilgotnego i ciepłego (Kurkowski, 1994, 1998; Wągrowski, 1995; Marszałek,



**Ryc. 7.** Dolina górnego Wieprza we wczesnym eoplejstocenie — piętro ciepłe ponurzyca (zestawiono według: Jahn, 1956; Maruszczaka & Wilgata, 1956; Rühlego, 1973; Wojtanowicza, 1978)

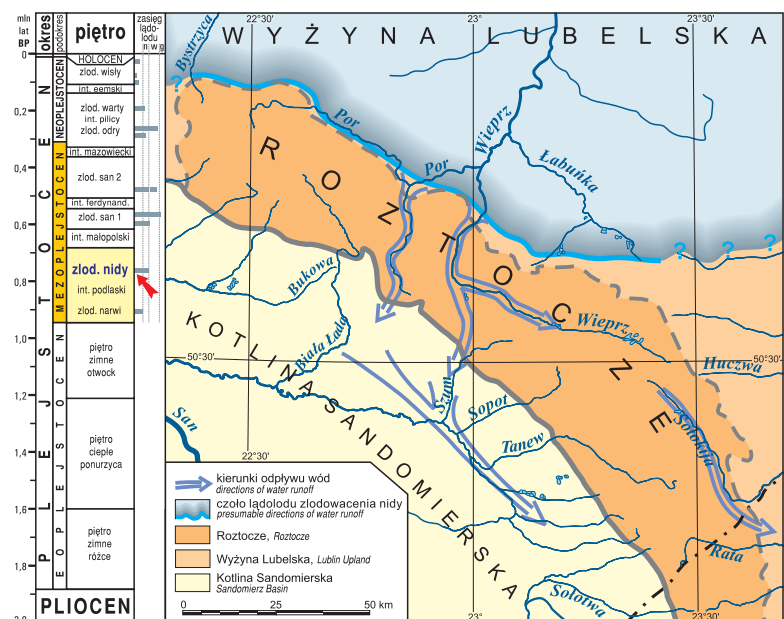
**Fig. 7.** The upper Wieprz River Valley in the early Eopleistocene — warm stage of Ponurzyca (compiled after: Jahn, 1956; Maruszczak & Wilgat, 1956; Rühle, 1973; Wojtanowicz, 1978)

**Ryc. 8.** Dolina górnego Wieprza w interglacjale podlaskim (zestawiono według: Rühlego, 1973, 1973a; Wojtanowicza, 1978)

**Fig. 8.** The upper Wieprz River Valley in the Podlasic interglacial (compiled after: Rühle, 1973, 1973a; Wojtanowicz, 1978)

**Ryc. 9.** Dolina górnego Wieprza w czasie zlodowaczenia nidy (zestawiono według: Wojtanowicza, 1993; Kurkowskiego, 1994; Marszałka, 1998)

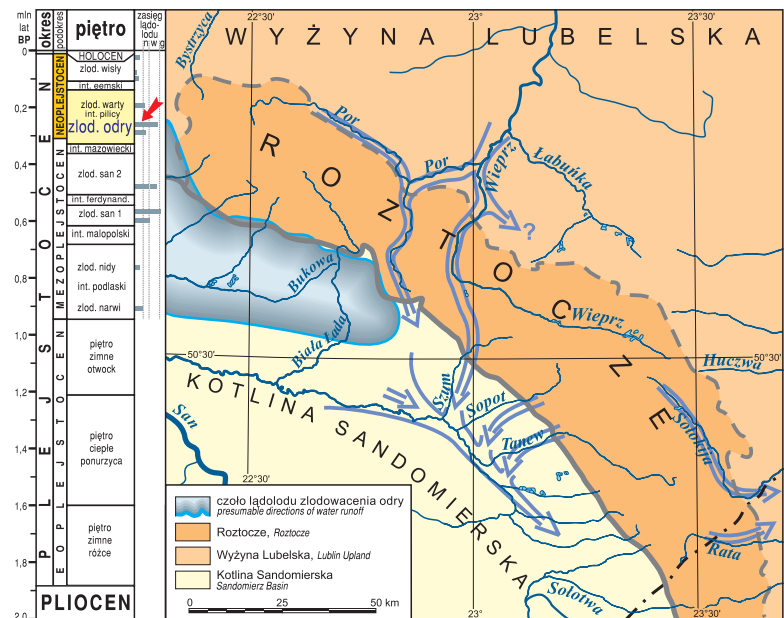
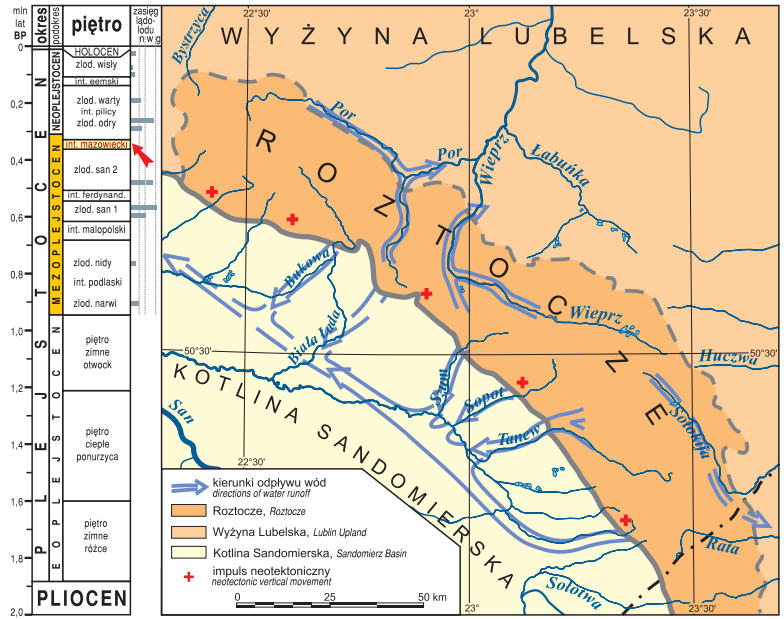
**Fig. 9.** The upper Wieprz River Valley in the Nida glaciation (compiled after: Wojtanowicz, 1993; Kurkowski, 1994; Marszałek, 1998)





1998). Neotektoniczne ruchy wznoszące powodowały bardzo silną erozję wgłębną w pradolinie Wieprza (odcinek subpołudnikowy) i znaczne zniszczenie osadów zlodowacenia warty (Wągrowski, 1995). W dolinach Gorajca i Wieprza, u ich wylotu z Roztocza, zachowały się interglacjalne mułki fluwialne (Marszałek i in., 2001; Superson, 1996).

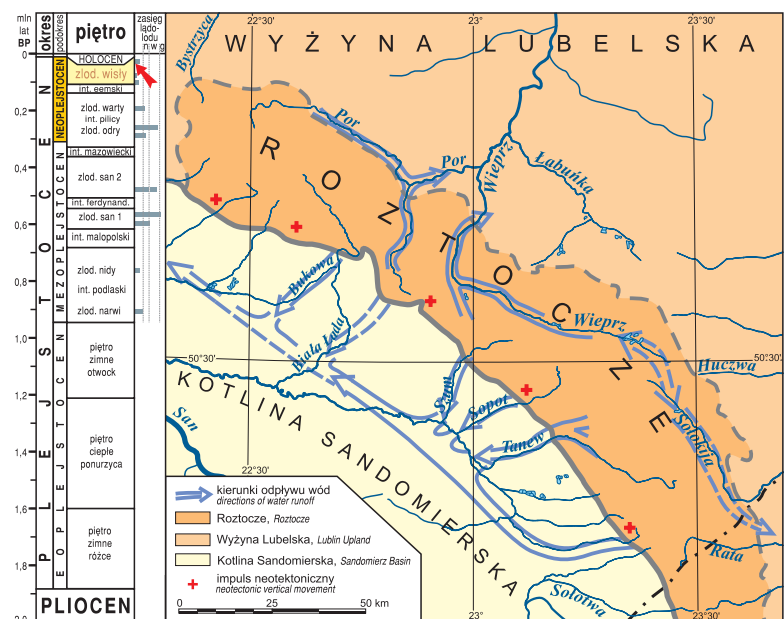
Zlodowacenia północnopolskie były ostatnim okresem, w którym dominującym czynnikiem rozwoju rzeźby był surowy klimat peryglacjalny. Obszerne i wnikliwe studium funkcjonowania systemu fluwialnego górnego Wieprza w zlodowaceniu wisły przedstawił Superson (1996). W stadiale torunia i przez znaczną część zlodowacenia wisły Kotliny Wieprzowego Jeziora należała przez dolinę Sołokiji do dorzecza Bugu (Buraczyński & Superson, 2001). 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 neotektonicznych, które wydzwignęły 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 Zwierzyncu, 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 powódzie (Superson, 1996). W interstadiale gniewu system fluwialny Wieprza był mało aktywny, gdyż zlewnię pokrywała zwarta szata roślinna



**Ryc. 10.** Dolina górnego Wieprza w czasie interglacjału mazowieckiego (zestawiono według: Rühlego, 1973; Liszkowski, 1975, 1993; Baranieckiej, 1983; Kurkowskiego, 1994; Wągrowskiego, 1995)  
**Fig. 10.** The upper Wieprz River Valley in the Mazovian interglacial (compiled after: Rühle, 1973; Liszkowski, 1975, 1993; Baraniecka, 1983; Kurkowski, 1994; Wągrowski, 1995)

**Ryc. 11.** Dolina górnego Wieprza w czasie zlodowacenia odry (zestawiono według: Buraczyńskiego i in., 1982; Buraczyńskiego, 1986; Buraczyńskiego i in., 1991; Kurkowskiego, 1994; Wągrowskiego, 1995; Buraczyńskiego & Supersona, 1998)  
**Fig. 11.** The upper Wieprz River Valley in the Odra glaciation (compiled after: Buraczyński et al., 1982; Buraczyński, 1986; Buraczyński et al., 1991; Kurkowski, 1994; Wągrowski, 1995; Buraczyński & Superson, 1998)

**Ryc. 12.** Dolina górnego Wieprza w zlodowaceniu wisły (zestawiono według Supersona, 1996)  
**Fig. 12.** The upper Wieprz River Valley in the Vistulian (compiled after Superson, 1996)



(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. W fazie wstępującej stadiału głównego wody paleo-Krynicy utworzyły prawdopodobnie bifurkację — część wód odpływała do doliny Sołokiji, część do równoleżnikowej doliny Wieprza (Superson, 1996). Pośrednio miały na to wpływ również zróżnicowane ruchy neotektoniczne (Brzezińska-Wójcik & Superson, 2001) (ryc. 12). Przerzedzenie roślinności tundrowo-stepowej przy końcu fazy wstępującej stadiału głównego wzmogło denudację na stokach. Na dno doliny erozyjnej górnej Wieprza woda transportowała duże ilości rumowiska dennego i zawieszynowego, co wskazuje na dużą intensywność przepływów. Materiał ten tworzył spągowe części średniego tarasu nadzalewowego koło Majdanu Wielkiego. W stadiale głównym były deponowane osady stożków napływowych bocznych dolin. Prawdopodobnie wówczas utworzył się 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 Zwierzyńca. Podczas fazy zstępującej stadiału głównego w dolinie były deponowane osady średniego tarasu nadzalewowego. 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 neotektonicznych (Kowalski & Liszkowski, 1972), modelujących warunki rozwoju doliny Wieprza świadczą liczne załamania spadku profilu podłużnego dna doliny oraz zróżnicowana wysokość powierzchni tarasów nadzalewowych (Harasimiuk, 1980, 1984; Brzezińska-Wójcik, 1996). Zróżnicowane ruchy tektoniczne miały również wpływ na rozwój stożków napływowych położonych przy wylocie subrównoleżnikowego odcinka doliny do szerokiego Padołu Zwierzyńca. Powodowały one rytmiczne rozcinanie powierzchni stożka i sypanie nowej formy stożkowej na przedpolu starej (Superson, 1996; Brzezińska-Wójcik & Superson, 2001).

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

## Podsumowanie

Górna, najstarsza, część doliny jest stosunkowo szeroka i głęboka, jak na najwyższy odcinek doliny. Jest to zapewne związane z jej tektoniczną genezą. Ma ona kształt równoległoboku i jest ograniczona krawędziami rotowanych pionowo bloków tektonicznych. Ta część doliny była stosunkowo wcześniej aktywna tektonicznie, co decydowało o obniżaniu lub podnoszeniu dna doliny, a to z kolei rzutowało na zmniejszanie lub zwiększanie spadku (Brzezińska-Wójcik, 1996; Brzezińska-Wójcik & Superson, 2001). W okresie od miocenu do eoplejstocenu ten odcinek doliny był prawdopodobnie wykorzystywany przez rzeki odwadniające inwersyjny zrzęb Rostocza ku południowemu-wschodowi. Wyprzątnięcie starszych osadów wskazuje na podnoszące ruchy tektoniczne w eoplejstocenie (Jahn, 1956; Harasimiuk, 1980; Cieśliński & Rzechowski, 1993). Jednoczesne obniżanie dna północnej i północno-wschodniej części Kotliny Wieprzowego Jeziora oraz jej wypiętrzanie w miejscu ujścia subsekwentnej doliny Zielone-Krasnobród przyczyniło się do częściowego lub całkowitego zatamowania odpływu wód z kotliny przez środkowy odcinek Wieprza i powstanie rozległego rozlewiska lub jeziora, zwłaszcza w zlodowaceniach środkowopolskich (odry i warty), w vistulianie (Superson, 1996) oraz w holocenie.

Środkowy odcinek doliny górnej Wieprza przecina Rostocze Tomaszowskie równoległe do dłuższej osi regionu. Dolina jest wąska (do 1 km) i ma przekrój asymetryczny. Lewe, południowo-zachodnie zbocze jest stosunkowo łagodnie nachylone i długie, natomiast zbocze prawe (północno-wschodnie) jest krótkie i strome. Powstała ona w półrobie tektonicznym rozwijającym się na antytetycznym, rotacyjnym uskoku. Ten odcinek doliny górnej Wieprza charakteryzuje się licznymi załamaniami spadku profilu podłużnego tarasów nadzalewowych i holocenijskiego dna doliny (Buraczyński & Brzezińska-Wójcik, 1995; Superson, 1996). Pokrywanie się załamań spadku ze strefami tektonicznymi, które przecinają poprzecznie dno doliny, pozwoliło postawić wniosek, że załamania spadku dna doliny są wynikiem ruchów tektonicznych (Brzezińska-Wójcik & Superson, 2001). Środkowy odcinek doliny górnej Wieprza był formowany przez wolno płynące wody interglacjału ferdynandowskiego i mazowieckiego. W czasie zlodowacenia odry odcinek ten był wykorzystywany przez rzekę zasilającą jezioro, istniejące w Kotlinie Wieprzowego Jeziora (Superson, 1996; Brzezińska-Wójcik & Superson, 2001). Wąskie i cienkie listwy mułków warciańskich, położone przy zboczu doliny (Buraczyński & Superson, 2001), świadczą o istnieniu jeziora zastoiskowego, które być może powstało przez zaryglowanie doliny dźwiganym progiem tektonicznym na rotacyjnym uskoku Hutków-Majdan Wielki, przy ujściu Kotliny Wieprzowego Jeziora (Brzezińska-Wójcik & Superson, 2001). Poprzeczne podnoszenie wąskich stref dna doliny (w strefie uskoku poprzecznych) przyczyniło się zapewne wielokrotnie do powstawania jezior, nawet jeszcze w czasach historycznych (Piasecka, 1973). Miększa seria słabo zróżnicowanych litologicznie vistuliańskich piasków fluwialnych świadczy o funkcjonowaniu późnoglacialnej rzeki dojrzałej swobodnej o dolinie dostatecznie szerokiej do powstania zespołu meandrów, o rozmiarach wynikających z wielkości przepływów (Falkowski, 1971). Coraz większą



przewagę zyskiwały procesy bocznego rozwoju dna doliny, decydujące o jego holocenijskiej ewolucji.

Dolny, przełomowy odcinek doliny górnego Wieprza, założony w strefie półrowu tektonicznego Padołu Zwierzynca, charakteryzuje się również asymetrycznym przekrojem poprzecznym. Lewe zbocze jest długie i łagodne nachylenie, natomiast prawe krótkie i strome. Ten południkowy odcinek doliny był najczęściej wykorzystywany przez rzeki odwadniające, najpierw wał metakarpaciki: 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 Zwierzynca, świadczą dwie rynnne erozyjne, całkowicie zasypane osadami mezoplejstocenu (Buraczyński, 1996) i vistulianu (Superson, 1996) oraz wysoko położone tarasy erozyjne (Jahn, 1956). Zatarowanie łądolodem odry odpływu wód ku północy spowodowało w pradolinie Wieprza (zwierzynieckiej) odtworzenie badeńskiego (ku południowi) kierunku odwodnienia (Kurkowski, 1994; Wągrowski, 1995).

Z końcem plejstocenu w dolinie Wieprza zanika koryto roztokowe. Kształtuje się koryto meandrowe, które 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. Procesy, kształtujące dno każdego z trzech segmentów doliny, zależą głównie od czynników klimatycznych, tektonicznych i antropogenicznych.

## Literatura

- ALEXANDROWICZ S.W. 1991 — Zarys paleogeografii Polski. [W:] L. Starkel (red.), Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. PWN, Warszawa: 25–38.
- AREŃ B. 1962 — Miocen Roztocza Lubelskiego między Sanną a Tanwią. Prace Inst. Geol., 30: 5–86.
- BARANIECKA M.D. 1975 — Fazy tektoniczne w czwartorzędzie w środkowej części Niżu Polskiego. I Krajowe Symp.: 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. Mat. III Krajowego Symp.: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, 4. Ossolineum, Wrocław: 183–193.
- BARANIECKA M.D. 1990 — Propozycja nowelizacji stratygrafii czwartorzędowej dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000 w świetle głównych wyników badań stratygraficznych ostatnich 20 lat. Kwart. Geol., 34: 149–166.
- BIELECKA M. 1967 — Trzeciorząd południowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Biul. Inst. Geol., 206: 115–188.
- BOGACZ K. 1967 — Budowa geologiczna północnego obrzeżenia rowu krzeszowickiego. Prace Geol. PAN, Oddz. Kraków, 41.
- BRZEZIŃSKA-WÓJCIK T. 1996 — Wpływ budowy geologicznej na rozwój rzeźby Roztocza Tomaszowskiego i Rawskiego. Arch. Bibl. Głównej UMCS, Lublin.
- BRZEZIŃSKA-WÓJCIK T. & SUPERSON J. 2001 (w druku) — Wpływ ruchów neotektonicznych na warunki rozwoju doliny górnego Wieprza na Roztoczu Tomaszowskim (SE Polska). Zesz. Nauk., Geografia, Poznań.
- BUKOWY S. & KARNKOWSKI P. 1974 — Zapadlisko przedkarpaciki. [W:] Budowa Geologiczna Polski. T. 4. Tektonika, Cz. 1. Niż Polski. Wyd. IG, Warszawa: 394–416.
- BURACZYŃSKI J. 1967 — Zarys geomorfologii Roztocza Zachodniego. Ann. UMCS Lublin, B, 22: 77–123.
- BURACZYŃSKI J. 1986 — Zasięg łądolodu odry (Saalian) we wschodniej Polsce. Prz. Geol., 34: 684–689.
- BURACZYŃSKI J. 1994 — Rola procesów eolicznych w rozwoju pokrywy piaszczystych na Roztoczu Tomaszowskim. [W:] B. Nowaczyk, T. Szczepiek (red.), Vistuliańsko-holocenijskie zjawiska i procesy eoliczne (wybrane zagadnienia). Stow. Geom. Pol., Poznań.
- BURACZYŃSKI J. 1996 — Ewolucja doliny górnego Wieprza na Roztoczu w piętrach wisły i holocenu. Ann. UMCS, B, 60, 8: 117–139.
- BURACZYŃSKI J. 1997 — Roztocze. Budowa-rzeźba-krajobraz. ZGR, Lublin: 88–97.
- BURACZYŃSKI J. & BRZEZIŃSKA-WÓJCIK T. 1995 — Rozwój doliny górnego Wieprza w vistulianie i holocenie. [W:] Północzwartorzędowy rozwój rzeźby i zmiany środowiska przyrodniczego. Mat. Symp. dedykowanego prof. dr hab. Stefanowi Kozarskiemu. Poznań: 14–16.
- BURACZYŃSKI J., BRZEZIŃSKA-WÓJCIK T. & SUPERSON J. 2001 (w druku) — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkusz Tomaszów Lubelski, 1 : 50 000. Wyd. PIG.
- BURACZYŃSKI J., BUTRYM J. & WOJTANOWICZ J. 1982 — „Interglacja lubelska” w Polichnie na Wyżynie Lubelskiej. Ann. UMCS, B, 37: 43–60.
- BURACZYŃSKI J., BUTRYM J. & BRZEZIŃSKA T. 1991 — Czwartrzęd strefy krawędziowej Roztocza Gorajskiego. [W:] A. Kostrzewski (red.), Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. UAM, Poznań, S. Geografia, 50: 389–400.
- BURACZYŃSKI J. & KRZOWSKI Z. 1994 — Middle Eocene in the Sołokija graben on Roztocze Upland. Geol. Quart., 38, 4: 739–753.
- BURACZYŃSKI J. & SUPERSON J. 2001 (w druku) — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkusz Komarów, 1 : 50 000. Wyd. PIG, Warszawa.
- CIEŚLIŃSKI S. 1993 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkusz Zakrzówek (822), 1 : 50 000, Wyd. PIG, Warszawa: 1–28.
- 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.
- CIEŚLIŃSKI S. & RZECHOWSKI J. 1993 — Mapa geologiczna podłoża czwartorzędowego Roztocza między Tomaszowem Lubelskim a Hrebennem. [W:] M. Harasimiuk, J. Krawczuk, J. Rzechowski (red.), Tektonika Roztocza i jej aspekty sedimentologiczne, hydrogeologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe. Wyd. TWWP, Lublin: 38–46.
- CIEŚLIŃSKI S. & WYRWICKA K. 1970 — Kreda obszaru lubelskiego. Przew. 42. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Lublin, 3–5 września 1970: 56–74.
- DADLEZ R., NARKIEWICZ M., STEPHENSON R.A. & VISSER M.T.M. 1994 — Subsycjencja bruzdy środkowopolskiej w permie i mezozoiku. Prz. Geol., 42: 715–720.
- DYJOR S. 1987 — Młodozłotocenijski i eoplejstocenijski rozwój sieci kopalnych dolin w Polsce na tle ewolucji paleogeograficznej obszaru bruzdy środkowopolskiej. [W:] Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce. Mat. Konf. Nauk.: Pliocenijska i eoplejstocenijska sieć rzeczna i związane z nią kompleksy osadów gruboklastycznych w Polsce. Wrocław, 18–20 czerwiec 1985. PAN: 13–42.
- FALKOWSKI E. 1971 — Historia i prognoza układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski. Biul. Geol. UW, 12: 5–121.
- GA DZICKA E. 1994 — Middle Eocene calcareous nannofossils from the Roztocze region (SE Poland) — their biostratigraphic and paleogeographic significance. Geol. Quart., 38, 4: 727–738.
- GILEWSKA S. 1991 — Rozwój środowiska Polski w trzeciorzędzie. [W:] L. Starkel (red.), Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. PWN, Warszawa: 37–67.
- HARASIMIUK M. 1980 — Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Wyd. BiNoZ UMCS, Lublin: 1–136.
- HARASIMIUK M. 1984 — Rola tektoniki i litologii w ewolucji sieci dolinnej Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Przew. 56. Zjazdu Pol. Tow. Geol., 13–15 wrzesień 1984 Lublin, Cz. 1: 66–68.
- JAHN A. 1956 — Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. Pr. Geogr. PAN, Warszawa, 7: 1–453.
- JAROSZEWSKI W. 1972 — Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogennych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Studia Geol. Pol., 38.
- JAROSZEWSKI W. 1977 — Sedymenacyjne przejawy mioceńskiej ruchliwości tektonicznej na Roztoczu Środkowym. Prz. Geol., 25: 418–427.
- KASIŃSKI J., PIWOCKI M., TOŁKANOWICZ E. 1993 — Upper Paleocene facies setting in northeast Poland and its control of amber distribution. 2-nd Baltic Conference Vilnius. Abstracts, 39.
- KOWALSKI W. C. & LISZKOWSKI J. 1972 — Współczesne pionowe ruchy skorupy ziemskiej w Polsce na tle jej budowy geologicznej. Biul. Geol., UW, 14.

- KRASSOWSKA A. 1976 — Kreda między Zamościem, Tomaszowem Lubelskim a Krylowem. *Biul. IG*, 291: 51–101.
- KRASSOWSKA A. 1977 — Kreda w okolicy Kraśnika–Zakrzewa (na podstawie głębokich otworów wiertniczych). *Prz. Geol.*, 25: 65–70.
- KRYŚIAK Z. 1998 — Ewolucja tektoniczna zapadliska przedkarpackiego. *Pos. Nauk. PIG*, 54(6).
- KRZYWIEC P. & PIETSCH K. 1996 — Zmienność stylu tektonicznego i warunków sedimentacji na obszarze zapadliska przedkarpackiego między Krakowem a Przemyślem w świetle interpretacji regionalnych profili sejsmicznych. *Z. Nauk. AGH, Geologia*, 22: 49–59.
- KRZYWIEC P. & JOCHYM P. 1997 — Charakterystyka mioceńskiej strefy subdukcji Karpat polskich na podstawie wyników modelowań ugięcia litosfery. *Prz. Geol.*, 45: 785–792.
- KURKOWSKI S. 1994 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkusz Krasnobród (894), 1 : 50 000. Wyd. PIG, Warszawa: Tab. II.
- KURKOWSKI S. 1998 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkusz Józefów (927), 1 : 50 000. Wyd. PIG, Warszawa: Tab. II.
- LASKOWSKA-WYSOCZAŃSKA W. 1979 — Czwartorzędowe ruchy pionowe brzeżnej strefy zapadliska przedkarpackiego u podnóża Roztocza. *Prz. Geol.*, 27: 318–321.
- LASKOWSKA-WYSOCZAŃSKA W. 1980 — Zlodowacenie południowopolskie na tle rozwoju paleogeomorfologicznego środkowej i wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. [W:] *Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE*. *Prz. Sem Teren. w Lublinie. Kom. Bad. Czwart. PAN, UMCS, Lublin*.
- LASKOWSKA-WYSOCZAŃSKA W. 1983 — Czwartorzędowe ruchy pionowe środkowej i wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. III Kraj. Symp.: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, T. 4. Ossolineum, Wrocław.
- LASKOWSKA-WYSOCZAŃSKA W. 1992 — Typ i wiek kopalnych zbiorników wodnych wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. *Studia Geol., Pol.*, 99, 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.
- 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 południowo-polskich. *Prz. Geol.*, 45: 76–80.
- LISZKOWSKI J. 1975 — Wpływ obciążenia łądłodem na plejstocенską i współczesną dynamikę litosfery na obszarze Polski. I Krajowe Symp.: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, T. 1. Wyd. Geol.: 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 październik 1993: 28.
- 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.
- MARZĄŁEK S. 1998 — Osady czwartorzędowe w dolinie Gorajca. [W:] *Przew. 69. Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego: Budowa geologiczna Roztocza (100-lecie badań polskich geologów)*. Krasnobród, 23–26 wrzesień 1998: 129–132.
- MARZĄŁEK S., MAŁEK M. & DRZYMAŁA J. 2001 (w druku) — Objasnienia do Szczegółowej Mapy geologicznej polski, arkusz Szczecbrzeszyn, 1 : 50 000. Wyd. PIG, Warszawa.
- MARUSZCZAK H. & WILGAT T. 1956 — Rzeźba strefy krawędzowej Roztocza Środkowego. *Annales UMCS, Lublin, B*, 10: 1–107.
- MUSIAŁ T. 1987 — Miocen Roztocza (Polska południowo-wschodnia). *Biul. Geol.*, 31: 5–140.
- NEY R. 1969 — Piętra strukturalne w północno-wschodnim obramowaniu zapadliska przedkarpackiego. *Prace Geol. PAN Oddz. Krakowski*, 53: 1–101.
- NOWAK J. 1927 — Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Stow. Geogr. i Etnogr. w Polsce, Kraków.
- OSZCZYPKO N. 1996 — Mioceńska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, 44: 1007–1018.
- OSZCZYPKO N. 1997 — The Early-Middle Miocene Carpathian Peripheral foreland basin (Western Carpathian, Poland). *Prz. Geol.*, 45: 1054–1063.
- OSZCZYPKO N. 1999 — Przebieg mioceńskiej subsydencji w polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Prace PIG*, 168: 209–230.
- PAWŁOWSKI S. 1961 — Kredowy i jurajski rów lubelski. *Kwart. Geol.*, 5: 831–838.
- PIASECKA J.B. 1973 — Niektóre zmiany hydrograficzne w świetle materiałów historycznych. [W:] J. Babicz (red.), *Studia z dziejów geografii i kartografii. Mon. z Dziejów Nauki i Techniki*, 87, Wrocław: 425–439.
- POŁTOWICZ S. 1998 — Dolnosarmacka delta Szczurowej na tle ewolucji geologicznej przedgórze Karpat. *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 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkusz Terespol (893), 1 : 50 000. Wyd. PIG, Warszawa: Tab. II.
- POŻARYSKI W. 1974 — Obszar świętokrzysko-lubelski. [W:] *Budowa geologiczna Polski, IV, Tektonika, Cz. I*. Wyd. Geol.: 349–363.
- POŻARYSKI W. 1997 — Tektonika powaryscyjska obszaru świętokrzysko-lubelskiego na tle struktury podłoża. *Prz. Geol.*, 45: 1265–1270.
- POŻARYSKI W. & KUTEK J. 1976 — Problematyka 48. Zjazdu Pol. Tow. Geol. *Prz. Geol.*, 24, 8: 445–450.
- RACINOWSKI R. 1969 — Sedymencja osadów czwartorzędowych w okolicach Biłgoraja. *Biul. Inst. Geol., Z badań czwartorzędu w Polsce*, 12: 275–288.
- RÓŻYCKI S.Z. 1972 — Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa.
- RÜHLE E. 1973 — Stratygrafia czwartorzędu Polski. [W:] E. Rühle (red.), *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*. Wyd. Geol.: 31–78.
- RÜHLE E. 1973a — Ruchy neotektoniczne w Polsce. [W:] E. Rühle (red.), *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*. Wyd. Geol.: 13–30.
- RZECHOWSKI J. & SUPERSON J. 1998 — Osady czwartorzędowe Roztocza. *Mater. Konf. Teren. PTGeol: Wpływ tektoniki Roztocza na przebieg sedimentacji osadów w trzeciorzędzie, rozwój rzeźby i warunki kształtowania zasobów wodnych. Lublin–Zwierzyniec, 25–26 czerwiec 1999: 79–89*.
- STARKE L. 1972 — Kotlina Sandomierska. [W:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski, t. 1*. PWN, Warszawa: 138–166.
- SUPERSON J. 1996 — Funkcjonowanie systemu fluwialnego wyżynnej części dorzecza Wieprza w zlodowaceniu wisły. *Wyd. BiNoZ UMCS, Lublin*.
- WĄGROWSKI A. 1995 — Objasnienia 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. *Wyd. BiNoZ UMCS, Lublin*.
- WOJTANOWICZ J. 1993 — Charakterystyka litologiczna i stratygraficzna osadów plejstocенskich w dolinie Bugu koło Uhruska. *Ann. UMCS, B*, 58, 22: 297–309.
- WYSOCKA A. 1999 — Przebieg sedimentacji utworów organodetrytycznych oraz terrygeniczo-organodetrytycznych w późnym badenie w strefie krawędzowej Roztocza (na podstawie utworów odsłaniających się w okolicach Józefowa). *Mat. Konf. Teren. PTG Wpływ tektoniki Roztocza na przebieg sedimentacji osadów w trzeciorzędzie, rozwój rzeźby i warunki kształtowania zasobów wodnych. Lublin–Zwierzyniec, 25–26.06.1999: 21–22*.
- ZUCHIEWICZ W. 1984 — The Late Neogene-Quaternary tectonic mobility of the Polish West Carpathians. A case study of the Dunajec drainage basin. *Ann. Soc. Pol.*, 54: 133–189.
- 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.: 113–128.
- ŻELICHOWSKI A.M. 1983 — Mapa tektoniczna 1 : 300 000. Tab. 43. [W:] S. Kozłowski, A.M. Żelichowski (red.), *Atlas Geologiczno-suwrowcowy obszaru lubelskiego*. Wyd. Inst. Geol., Warszawa.