

Zakład Geografii Regionalnej
Instytut Nauk o Ziemi UMCS

Teresa BRZEZIŃSKA-WÓJCIK, Danuta MIŁKOWSKA

*Aktywność tektoniczna w dorzeczu górnego Wieprza (SE Polska)
w świetle wybranych wskaźników morfometrycznych*

Tectonic activity of the upper Wieprz river basin (SE Poland) in the light of selected
morphometric coefficients

POŁOŻENIE

Dorzecze górnego Wieprza, pod względem fizjograficznym, znajduje się w strefie Wyżyn Polskich i Ukraińskich, na pograniczu trzech makroregionów: Roztocza, Wyżyny Lubelskiej i Wyżyny Wołyńskiej (Kondracki 1994). Południowo-zachodnia część dorzecza należy do północno-wschodniej części Roztocza Zachodniego (Jahn 1954; Chałubińska, Wilgat 1954) zwanego także Gorajskim (Maruszczak 1972) lub Szczebrzeszyńskim (Buraczyński 1995), a środkowa i południowo-wschodnia część znajduje się w północnej części Roztocza Środkowego (Jahn 1954; Chałubińska, Wilgat 1954) zwanego także Tomaszowskim (Maruszczak 1972; Buraczyński 1995). Północny fragment dorzecza górnego Wieprza (na północ od Szczebrzeszyna) należy do Padołu Zamojskiego (Jahn 1954; Chałubińska, Wilgat 1954) zwanego także Kotliną Zamojską (Maruszczak 1972) wchodzącą w skład Wyżyny Lubelskiej (ryc. 1). Fragment dorzecza wysunięty najbardziej na północny wschód należy do Grzędy Sokalskiej w obrębie Wyżyny Wołyńskiej (Maruszczak 1972).

Najwyższy punkt dorzecza wznosi się 386 m n.p.m. (Wapielnia), a najniższy 219 m n.p.m. Deniwelacja wynosi 167 m. Wskaźnik urzeźbienia dorzecza

wynosi 0,008 i jest niższy w porównaniu ze współczynnikami urzeźbienia roztoczańskiej części dorzecza Tanwi (0,01) i Sołokiji (0,01).



Ryc. 1. Położenie dorzecza górnego Wieprza
 Situation of the upper Wieprz river basin

BUDOWA GEOLOGICZNA I RZEŻBA

Pod względem geologicznym, dorzecze górnego Wieprza znajduje się w strefie oddzielającej wschodnioeuropejską platformę prekambryjską od obszaru fałdowań paleozoicznych (Znosko 1962; Żelichowski 1972). Położenie dorzecza w tak ważnej strefie zadecydowało o jego rozwoju geologicznym we wszystkich piętach strukturalnych (Pożaryski 1974), a także w dużym stopniu

o cechach rzeźby (Harasimiuk 1980; Brzezińska-Wójcik 1996; Brzezińska-Wójcik, Superson 2001).

Dla współczesnego obrazu budowy geologicznej, a także rzeźby dorzecza górnego Wieprza najistotniejsze znaczenie miały procesy, które zachodziły w laramijskim piętrze strukturalnym.

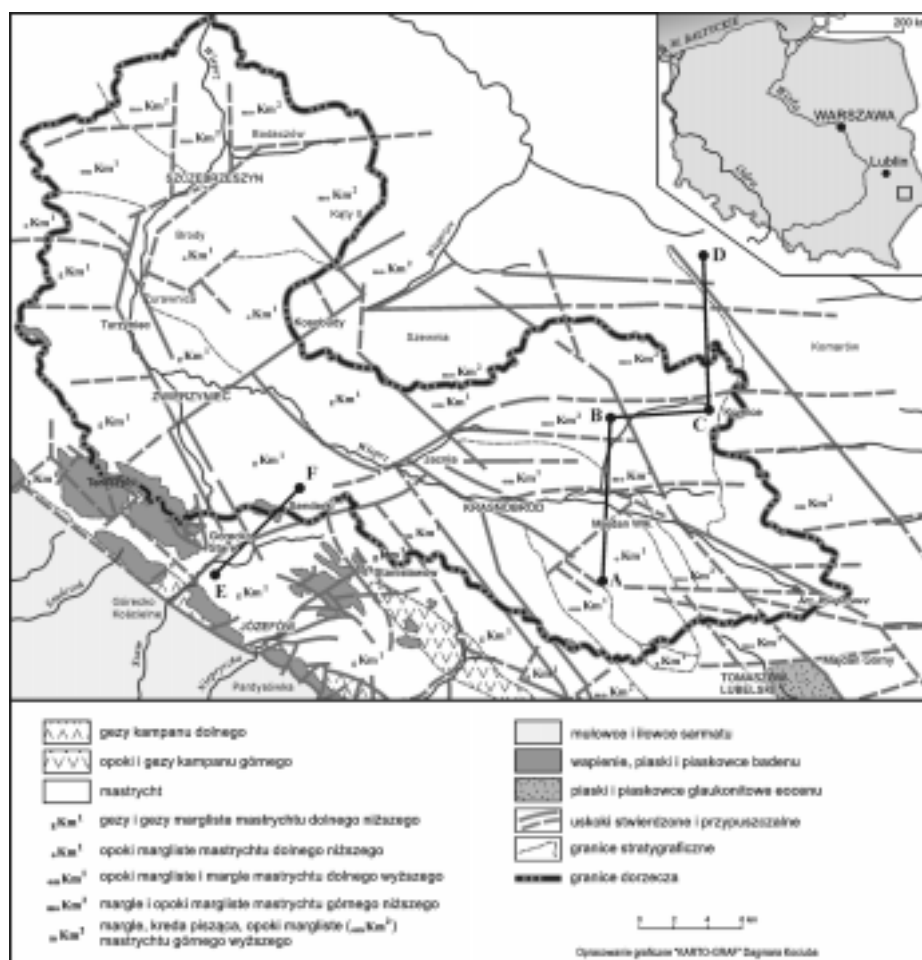
W jurze środkowej oś subsydencji rowu lubelskiego przesunęła się na NE (współczesne południowo-zachodnie krańce Roztocza) (Pożaryski, Brochwicz-Lewiński 1979) i w miejscu współczesnego dorzecza górnego Wieprza uformował się basen sedimentacyjny osadów węglanowych (Niemczycka 1976; Krasowska 1978), zwany synkliną Urzędów-Narol zorientowaną NW-SE (Ney 1969; Żelichowski 1972). W laramijskim piętrze strukturalnym tektonika blokowa uaktywniła i odmłodziła elementy strukturalne podłoża paleozoicznego. Z końcem mezozoiku obszar dorzecza Wieprza znalazł się w strefie południowo-zachodniego skłonu niecki lubelskiej (Pożaryski 1974). W wyniku inwersyjnego dźwignia i kompresji tektonicznej środkowej części niecki, w piętrze młodolpejskim, skały kredowe zostały zdeformowane w niewielkie, płaskie brachyfałdy (Cieśliński i in. 1996) oraz przecięte płytkimi uskokami podłużnymi (NW-SE) i poprzecznymi (NE-SW). Wówczas także uformowały się rowy i półrowy, nawiązujące przebiegiem (NW-SE) do paleozoicznego planu tektonicznego (Ney 1969; Żelichowski 1972, 1983; Pożaryski 1974). W paleocenie obszar dorzecza został wydzwignięty, stanowiąc część wału metakarpackiego (Nowak 1927; Połtowicz 1998). W środkowym eocenie (Gaździcka 1994) północny basen morski objął wschodnią część dorzecza Wieprza (Kasiński i in. 1993).

Bardzo istotne znaczenie dla współczesnego obrazu strukturalnego roztoczańskiej części dorzecza Wieprza miały procesy związane z tworzeniem się płaszczowin Karpat zewnętrznych i rozwojem zapadliska przedkarpackiego (Krzywiec, Jochym 1997). Trzeciorzędowe ruchy dźwigające odmłodziły paleozoiczne strefy uskokowe i rozczłonkowały inwersyjny wał metakarpacki (zrąb Roztocza) na różnej wielkości bloki stanowiące charakterystyczny rys współczesnej rzeźby dorzecza Wieprza (Harasimiuk 1980). Trzeciorzędowa (baden) transgresja morska objęła częściowo (od południowego zachodu) dorzecze (Areń 1962; Bielecka 1967), pozostawiając płytkowodne utwory okrucowe i węglanowe (Musiał 1987). Równocześnie, w wyniku tektoniki synsedymencyjnej, odnowione zostały starsze uskoki NW-SE (Jaroszewski 1977; Krzywiec, Pietsch 1996). Od schyłku trzeciorzędu do wczesnego plejstocenu obszar współczesnego dorzecza podlegał procesom erozji i denudacji (Połtowicz, Starczewska-Popow 1973; Alexandrowicz 1991). W pliocenie, w wyniku izostatycznego wynoszenia przedgórze Karpat (Oszczypko 1997, 1999), obszar dorzecza mógł być ponownie aktywowany tektonicznie (Jaroszewski 1977). Rozwijały się wówczas poziomy zrównań (Jahn 1956; Jaroszewski 1977) oraz procesy krasowe (Harasimiuk i in. 1969, 1971).

W obrazie geologicznym współczesnego dorzecza górnego Wieprza najwyraźniej czytelny jest północny kraniec długiej, asymetrycznej, rozplaszczającej i zanikającej ku północnemu zachodowi, brachyantykliny Krasnobrodu, zbudowanej ze skał mastrychtu w facji opok, opok marglistych i margli (ryc. 2). Jądro brachyantynkliny budują opoki margliste i margle mastrychtu dolnego niższego, a skrzydła – opoki mastrychtu dolnego wyższego. Od wschodu brachyantyklina jest obcięta zespołem podłużnych uskoku normalnych górnego Wieprza i Kryniczanki, nawiązujących do głębokich uskoku tnących skały paleozoiku. Brachyantyklina jest zdeformowana przez płytkie uskoki ekstensyjne. Zachodnia część dorzecza znajduje się w obrębie płaskiej brachysynkliny Obroc–Stanisławów, zbudowanej ze skał mastrychtu dolnego niższego w facji gez i gez marglistych. Skały miocenu (wapienie rafowe, detrytyczne i glonowe badenu górnego), prawie zupełnie zniszczone przez erozję, występują w strefie działu wodnego Wieprza i Tanwi (ostańce koło Tereszpoła) oraz na działle wodnym Wieprza i Tanwi (ostaniec Wapielni) (Cieśliński i in. 1996) (ryc. 2).

Wyraźnie zarysowujące się struktury antyklinalne i synklinalne nie odegrały jednak istotnej roli w rozwoju morfologicznym dorzecza. Wynika to z niewielkiej zmienności litologicznej osadów oraz niewielkich upadów. Istotniejszy wpływ na rozwój rzeźby dorzecza zdają się mieć rowy i półrowy tektoniczne oraz liczne uskoki podłużne o przebiegu NW–SE i uskoki poprzeczne o orientacji SW–NE oraz zespoły spękań ciosowych. Rowy i półrowy tektoniczne oraz uskoki poprzeczne i podłużne dzielą obszar dorzecza na szereg nierównomierne wyniesionych bloków o różnej wielkości (ryc. 2). Z powodu odnawiania horyzontalnych przesunięć wzdłuż uskoku głębokiego podłoża (Brochwicz-Lewiński, Pożaryski 1986) bloki są nierównomiernie dźwigane (Harasimiuk 1980; Brzezińska-Wójcik 1996).

Ogólny obraz tektoniki obszaru jest wynikiem ruchów miocenijskich (Jaroszewski 1977). W czwartorzędzie, zdaniem Baranieckiej (1983), szczególne nasilenie ruchów tektonicznych miało miejsce w eoplejstocenie (na granicy zlodowacenia otwocka i interglacjału celestynowa, zlodowacenia narwi oraz podczas interglacjału ferdynandowa i na początku interglacjału mazowieckiego). W neoplejstocenie i holocenie Roztocze podlegało ruchom pionowym o amplitudzie od +50 do +100 m (Rühle 1976). Według Wyrzykowskiego (1971), Kowalskiego i Liszkowskiego (1972) wartość współczesnych ruchów podnoszących obszar dorzecza Wieprza wynosi od 0,5 do 1,0 mm/rok. W północno-wschodniej części dorzecza (w strefie rozłamu paleozoicznego) mogą się współcześnie zaznaczać tendencje do regionalnej mobilności tektonicznej (ruchów podnoszących) (Haber 1989). Rozkład współczesnego pola naprężeń w obrębie paleozoicznego kompleksu Lubelszczyzny wskazuje na działanie prostej kompresji zorientowanej N–S (Jarosiński 1994, 1997). Przejawy młodej tektoniki potomnej



Ryc. 2. Geologia (bez osadów czwartorzędowych) (według Cieślińskiego i in. 1994; Buraczyńskiego i Supersona 1994; Kurkowskiego 1994; Marszałka i in. 1994; Popielskiego 1994)
 Geology (without Quaternary deposits) (compiled after: Cieśliński et al. 1994, Buraczyński, Superson 1994, Kurkowski 1994, Marszałek et al. 1994, Popielski 1994)

obserwuje się także współcześnie w zjawiskach hydrologicznych (Malinowski 1993), w deformacjach profili podłużnych rzek, zmianach w rozwinięciu koryt rzecznych oraz zmianach charakteru i miąższości aluwów (Buraczyński, Brzezińska-Wójcik 1995; Buraczyński 1997), a także w rozwoju dolin zawieszonych (Jahn 1956), asymetrii kształtu doliny i rozwoju stożków napływowych (Brzezińska-Wójcik, Superson 2001).

METODA BADAŃ

Do parametrów, które nieźle ilustrują zależność systemu rzeczno od skali pionowych ruchów wypiętrzających, należą: współczynnik wydłużenia dorzecza R_e i krętości krawędzi S . Metody te były stosowane wcześniej dla obszarów górskich (Bull, McFadden 1977; Sroka 1992; Zuchiewicz 1995a, 1995b), ale również dla innych części Roztocza (Brzezińska-Wójcik 1996). Nie przypisując waloru ścisłości wymienionym metodom, można na ich podstawie uzyskać przybliżoną orientację co do zróżnicowania dynamicznego w obrębie jednego, dość jednorodnego geologicznie systemu. Warunki te spełnia Roztocze, zbudowane ze słabo zróżnicowanych litologicznie skał mezozoicznych (Cieśliński, Wyrwicka 1970; Cieśliński i in. 1996), charakteryzujące się ponadto wysokim współczynnikiem kontynentalizmu klimatu (Kaszewski i in. 1995).

Współczynnik R_e (*drainage basin shape*) określa powierzchniową aktywność tektoniczną i wyraża się wzorem:

$$R_e = \frac{2\sqrt{A}}{L}, \text{ gdzie:}$$

A – powierzchnia zlewni (obliczona przy użyciu planimetru biegunowego),

L – długość zlewni (odległość między ujściem a najdalej położonym punktem zlewni).

Współczynnik S (*mountain-front sinuosity*) określa liniową aktywność tektoniczną wybranej krawędzi (założonej w strefie uskoku) i wyraża się wzorem:

$$S = \frac{L_{mf}}{L_s}, \text{ gdzie:}$$

L_{mf} – długość granicy między górami a przedpołem (długość podstawy stoku krawędzi),

L_s – długość krawędzi mierzona w linii prostej.

Współczynniki obliczono na mapie topograficznej w skali 1 : 10 000. Szczegółowymi pomiarami objęto dorzecza o powierzchni większej od 0,25 km² i długości większej od 0,5 km. Przy określaniu rzędu dorzeczy zastosowano klasyczny model hydrograficzny. Za dorzecze I rzędu przyjęto dorzecze Wisły; II rzędu – dorzecze Wieprza, Sanu; III rzędu – dorzecze Tanwi itd.

Tab. 1. Parametry morfometryczne określające zależność systemu fluwialnego od skali pionowych ruchów tektonicznych (wg Bull, McFadden 1977)
Morphometrical parameters showing dependence of fluvial system on vertical tectonics movements scale

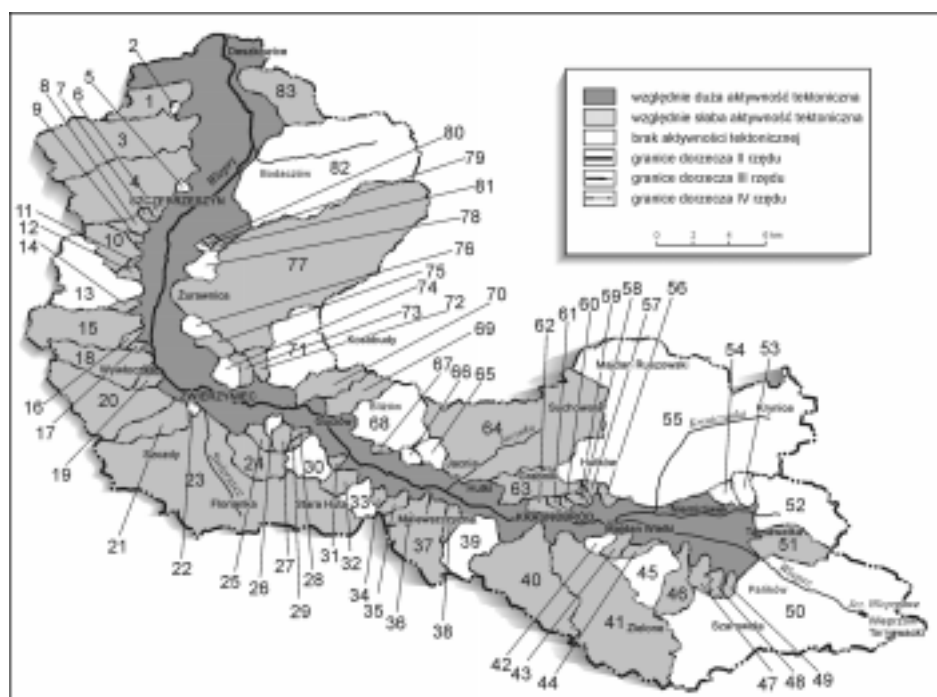
Wartości współczynników		Nateżenie współczesnej aktywności tektonicznej
wydłużenia dorzecza (R_e)	krętości krawędzi (S)	
< 0,50	1,2–1,6	względnie duże
0,50–0,75	1,7–2,0	słabe
> 0,75	2,1–7,0	bardzo słabe

AKTYWNOŚĆ TEKTONICZNA DORZECZA W ŚWIETLE WSPÓŁCZYNNIKA WYDŁUŻENIA DORZECZA I KRĘTOŚCI KRAWĘDZI

Dorzecze górnego Wieprza II rzędu o powierzchni 645,2 km² i długości 45,5 km składa się z 83 zlewni III rzędu. Największe są zlewnie cząstkowe Wieprzowego Jeziora i Kryniczanki, położone we wschodniej części dorzecza.

W roztoczańskiej części dorzecza Wieprza (II rzędu) średnia wartość współczynnika R_e (0,83) wskazuje na słabą aktywność tektoniczną. Wynik ten jest nieco zaskakujący ze względu na położenie dorzecza w strefie aktywizowanej tektonicznie (Cieśliński, Rzechowski 1993; Buraczyński, Superson 1994; Kurkowski 1994; Marszałek i in. 1995; Popielski 1994). Wyniki szczegółowych pomiarów współczynnika w 83 zlewniach III rzędu (ryc. 3) wskazują na zróżnicowanie aktywności tektonicznej w poszczególnych częściach dorzecza. Dużą aktywność tektoniczną ($R_e < 0,50$) stwierdzono w głównej dolinie Wieprza, wykorzystującej rów tektoniczny między Szczepieszynem a Zwierzyńcem o niemal południkowym przebiegu oraz uskoki w kompleksie skał mezozoicznych między Zwierzyńcem i Krasnobrodem (ryc. 2, 3). Słabą aktywność tektoniczną wykazują zlewnie cząstkowe północne między Bodaczowem i Szczepieszynem oraz zlewnia Żurawnicy, jak również zlewnie południowe między Wywłóczką i Starą Hutą. Taką samą aktywność stwierdzono w środkowej części dorzecza Wieprza między Wapielnią, Krasnobrodem i Adamowem. Brak aktywności tektonicznej ($R_e > 0,75$) wykazują symetryczne zlewnie kotliny Majdanu Wielkiego oraz mniejsze zlewnie prawo- i lewobrzeżne między Zwierzyńcem i Jacnią (ryc. 2, 3).

Dobre rozpoznanie budowy geologicznej oraz wyniki kartowania geomorfologicznego w dorzeczu górnego Wieprza skłoniły do przeprowadzenia jeszcze szczegółowszych pomiarów w zlewniach IV–IX rzędu (ryc. 4). Uzyskane wartości wskaźników R_e i S wskazują na duże zróżnicowanie obszaru pod

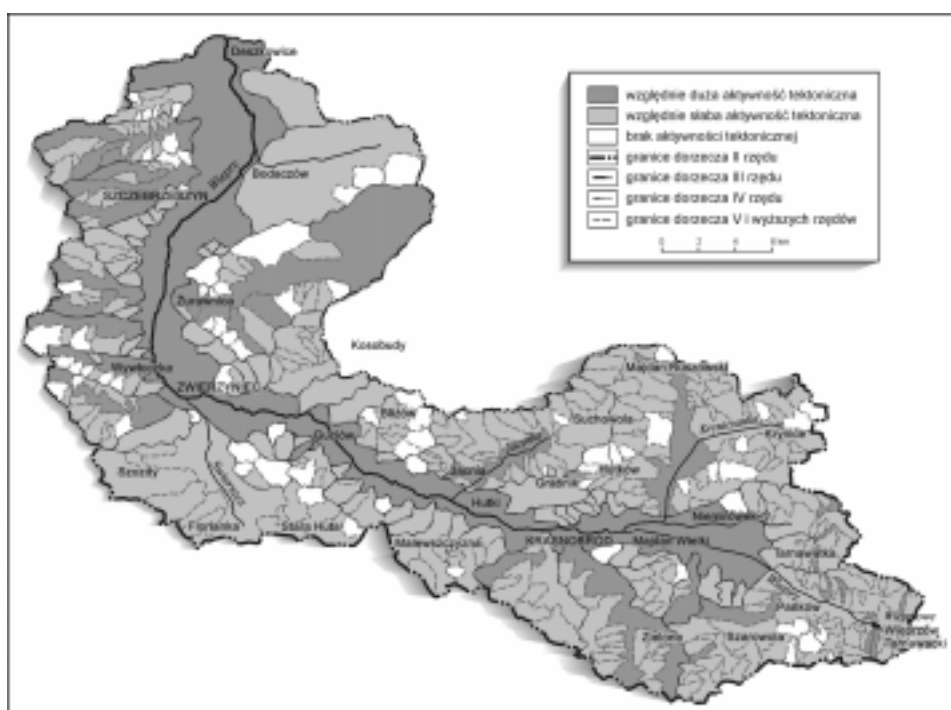


Ryc. 3. Aktywność tektoniczna w zlewniach częściowych III-IV rzędu (według T. Brzezińskiej-Wójcik 1996)

Tectonic activity in the partial catchments of III-IV order (after T. Brzezińska-Wójcik 1996)

względem aktywności tektonicznej. Względnie dużą aktywność tektoniczną stwierdzono w strefach predysponowanych tektonicznie. Jedną z nich jest główna dolina górnego Wieprza rozwinięta w strefie rowu tektonicznego o niemal południkowej orientacji (między Szczebrzeszynem a Zwierzyńcem) oraz uskoku o przebiegu WNW-ESE (między Zwierzyńcem a Krasnobrodem). Wartości współczynników wskazujące na względnie dużą aktywność uzyskano także dla drugorzędnych dolin, rozwiniętych w strefach płytkich poprzecznych uskoku: Żurawnicy i Jacni o przebiegu SW-NE oraz Krasnobrodu i Krynicy o orientacji NW-SE. Czwartorzędowe tektoniczne ruchy potomne w dolinie Wieprza przejawiają się także koncentracją dużej liczby źródeł o wydajności 10-50 dcm³/s w strefach przecinania się uskoku (Michalczyk i in. 1996). Względnie duże natężenie współczesnych ruchów tektonicznych (dźwiganie krawędzi bloków strukturalnych) po obu stronach doliny między Krasnobrodem i Zwierzyńcem potwierdzają fragmenty teras erozyjnych koło Krasnobrodu i Kaczórek (Buraczyński, Brzezińska-Wójcik 1995). W okolicach Zwierzyńca współczesne obniżanie dna doliny potwierdza prawdopodobnie wzrost spadku

dna doliny Wieprza do 4,8‰ (Kociuba, Brzezińska-Wójcik 2001). Jest to strefa przecięcia południkowego rowu tektonicznego Wieprza poprzecznym (SW-NE) uskokiem Kosobud. Południkowa dolina Wieprza, założona w półrowie tektonicznym między Zwierzyńcem a Szczepieszynem, ulegała ruchom obniżającym w plejstocenie, o czym świadczy miąższa (60 m) seria osadów czwartorzędowych. Współczesne ruchy obniżające, oprócz współczynnika wydłużenia dorzecza i krętości krawędzi, potwierdza niska i słabo czytelna terasa nadzalewowa oraz proces zasypywania doliny głównej stożkami z dolin bocznych (Jahn 1956; Buraczyński, Brzezińska-Wójcik 1995). Południowo-wschodnia część dorzecza Wieprza, między Krasnobrodem i Ułowem, ulega ruchom podnoszącym o różnej intensywności, na co wskazuje również dźwiganie ostańca Wapielni (Buraczyński, Superson 1994).



Ryc. 4. Aktywność tektoniczna w zlewniach cząstkowych V–IX rzędu (według T. Brzezińskiej-Wójcik 1996)

Quaternary tectonic activity in the partial catchments of VI–IX order (after T. Brzezińska-Wójcik 1996)

Drugim obszarem dużej aktywności tektonicznej są równoleżnikowe doliny w zachodniej części dorzecza między Zwierzyńcem a Szczepieszynem, założone na uskokiach WNW–ESE, poprzecznych do południkowego rowu Wie-

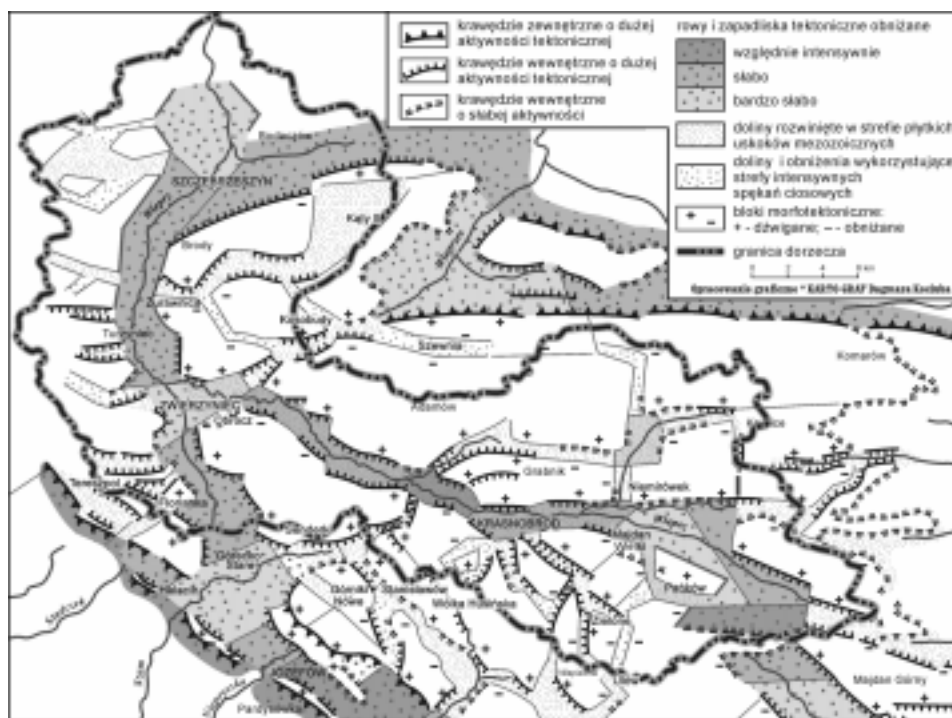
prza. Trzecią grupę stanowią asymetryczne doliny rozwinięte w strefie uskoku WNW–ESE, poprzecznych do zespołu uskoku NW–SE nawiązujących do przebiegu brzegu platformy krystalicznej w północno-wschodniej części dorzecza Wieprza między Niemirówkiem i Krynicami (ryc. 2, 5).

Brak aktywności wykazuje północno-wschodnia część dorzecza między Żurawnicą, Kosobudami i Adamowem. Pozostała część dorzecza ma względnie słabą aktywność tektoniczną (ryc. 2, 4).

MORFOTEKTONIKA DORZECZA

Wyniki współczynników: wydłużenia dorzecza R_e i krętości krawędzi S stanowiły podstawę do skonstruowania mapy morfotektonicznej roztoczańskiej części dorzecza Wieprza (ryc. 5). Wyróżnione mikrobloki nawiązują częściowo do bloków morfologicznych wydzielonych po raz pierwszy przez Harasimiuka (1980).

W obrębie roztoczańskiego dorzecza Wieprza szczególną rolę odgrywa dolina Wieprza. Górny jej odcinek, najstarszy (eocen), wykorzystuje rów tektoni-



Ryc. 5. Morfotektonika (według T. Brzezińskiej-Wójcik 1996, zmieniona)
Morphotectonic map (after Brzezińska-Wójcik 1996, modified)

czny – Kotlinę Wieprzowego Jeziora. Dolny, przełomowy odcinek doliny górnego Wieprza, wykorzystuje północną część subpołudnikowego półrowu tektonicznego Padołu Zwierzyńca. Środkowy odcinek doliny górnego Wieprza (między Zwierzyńcem i Majdanem Wielkim) to wąska, subrównoleżnikowa dolina założona w strefie półrowu tektonicznego (Brzezińska-Wójcik, Superson 2001; Brzezińska-Wójcik, Kociuba 2001). Dolina dzieli zarówno garb Roztocza Tomaszowskiego, jak i dorzecze na dwa megabloki: północny i południowy.

Na północ od doliny Wieprza wyróżniają się mikrobloki: Brodów, Żurawnicy-Kosobud, Adamowa i Grabnika (ryc. 5). Mikroblok Brodów o orientacji SW-NE wyznaczają doliny rozwinięte w strefie uskoku Bodaczowa od północy, Wieprza od zachodu oraz Żurawnicy-Kątów II od południa. Wysokości bezwzględne maleją ku NE od 320 do 285 m n.p.m. Współczynniki wydłużenia dorzecza i krętości krawędzi wskazują na podnoszenie południowo-zachodniej części bloku od południa i części północno-wschodniej (ryc. 2, 4, 5). Mikroblok Żurawnicy-Kosobud wyznacza dolina Żurawnicy-Kątów II od północy i dolina Obroczy-Kosobud od południa. Blok przecięty jest kilkoma uskokiemi o orientacji NW-SE, w strefie których rozwinęły się doliny dzielące go na trzy części: zachodnią – Żurawnicy, środkową – Kosobud i wschodnią – Hubale. Podział ten potwierdzają zwłaszcza wartości współczynnika krętości krawędzi. Względnie podnoszona jest także część Żurawnicy wzdłuż południkowego rowu Wieprza. Współczynniki wskazują na intensywne obniżanie tego odcinka doliny Wieprza, co potwierdza duża miąższość osadów czwartorzędowych (ponad 60 m), niska i słabo czytelna terasa nadzalewowa oraz proces zasypywania doliny głównej stożkami dolin bocznych (Jahn 1956; Buraczyński, Brzezińska-Wójcik 1995). Ruchom podnoszącym ulega również część Kosobud wzdłuż uskoku Obroczy-Kosobudy. W części Hubale zaznaczają się słabe ruchy podnoszące również w strefie tego uskoku. Wartości współczynników morfometrycznych pozwalają wnioskować, że te trzy wyróżnione części bloku Żurawnicy-Kosobud podlegają ruchom tektonicznym o różnej intensywności i kierunku. Część zachodnia (Żurawnicy) ulega rotowaniu w kierunku NE, część środkowa (Kosobud) w kierunku N, a część wschodnia (Hubale) w kierunku NW (ryc. 2, 3, 6). Mikroblok Adamowa wyznaczony jest przez uskok Obroczy-Kosobudy i Szewni od północy, Wieprza i Jacynki od południa oraz Kryniczanki od wschodu. Blok przecięty jest uskokiemi o orientacji NW-SE, w strefie którego rozwinęła się dolina Adamowa, oraz uskokiemi o orientacji W-E, na którym rozwinęła się dolina Suchowoli. Współczynniki wydłużenia dorzecza i krętości krawędzi wskazują na wyraźne zróżnicowanie aktywności tektonicznej w obrębie bloku. Ruchom podnoszącym ulega południowo-zachodnia część bloku wzdłuż uskoku Wieprza i Jacynki. Dolina Jacynki ulega względnemu obniżaniu między Jacnią i Suchowolą, co potwierdza miąższa seria osadów czwartorzędowych (około 40 m). Uzyskane wyniki wskazują, że mikroblok Adamowa jest rotowany ku północy (ryc. 5). Mikroblok Grabnika wyznaczają doliny rozwi-

nięte w strefie płytkich uskoków: Jacynki od północy, Wieprza od południa i Kryniczanki od wschodu. Blok podzielony jest równoleżnikowym uskokiem Grabnika na dwie części: północną i południową. Współczynniki wydłużenia dorzecza i krętości krawędzi sugerują, że względnym ruchom podnoszącym ulega południowa i północna część bloku, stąd wniosek, że w strefie uskoku Grabnika następują przemieszczenia pionowe obu części mikrobloku (por. ryc. 2–5).

Na południe od doliny Wieprza wyróżniają się mikrobloki: Obroczy–Senderek, Wólki Husińskiej, Wapielni, Podklasztoru, Majdanu Wielkiego i Pańkowa. Są one oddzielone poprzecznymi, w stosunku do osi garbu Roztocza, dolinami rozwiniętymi w strefach uskoków. Obniżenie Stanisławów–Łasochy o szerokości od 250 do 1000 m założone jest na uskoku o orientacji NW–SE. Współczynnik wydłużenia dorzecza wskazuje na słabą aktywność tego obszaru w czwartorzędzie, natomiast współczynnik krętości krawędzi przemawia za wyraźnym jego obniżaniem. Potwierdzają to formy sufozyczne, rozwinięte nad aktywnymi rozwartymi szczelinami wzdłuż uskoków koło Stanisławowa (Harasimiuk 1980). Strefa kotlin (zapadlisk) górnej Kryniczanki, Wieprzowego Jeziora i rowu Sołokiji oddziela bloki garbu Roztocza od bloków północno-wschodniej strefy krawędziowej (ryc. 5). Mikroblok Obroczy–Senderek wyznaczają doliny rozwinięte w strefie uskoku Wieprza od północy i zachodu oraz Świerza od południa. W świetle wartości wskaźników R_e i S ruchy podnoszące zaznaczają się na północno-wschodniej i południowo-zachodniej jego krawędzi. Podnoszenie krawędzi północno-wschodniej potwierdzają: dolinki zawieszane ponad dnem współczesnej doliny Wieprza oraz szereg stopni oddzielonych krawędziami o azymutach 275–280° i wysokościach 272–275, 285–290 i 335 m n.p.m. koło Obroczy. W okolicach Obroczy względnie dużą współczesną aktywność potwierdza wzrost spadku dna doliny Wieprza (Buraczyński, Brzezińska-Wójcik 1995). Podnoszenie krawędzi południowo-zachodniej bloku potwierdzają stopnie o wysokościach 305, 320 i 340 m n.p.m. oraz fragmenty świeżych luster tektonicznych w okolicach Senderek (Harasimiuk 1980).

Mikroblok Wólki Husińskiej wyznaczają doliny założone w strefie uskoków: Świerza, Wieprza i Stanisławów–Łasochy. Poprzez obniżenie Łasochy–Wapielnia–Krasnobród sąsiaduje od wschodu z mikroblokiem Wapielni. Blok znajduje się w obrębie zachodniego skrzydła brachyantykliny Krasnobrodu. Jego wierzchowina opada wyraźnym stopniem o założeniach tektonicznych (uskok o orientacji NW–SE) ku SW. Współczynnik wydłużenia dorzecza wskazuje na słabą aktywność tektoniczną całego bloku. Wskaźnik krętości krawędzi sugeruje względnie szybkie podnoszenie krawędzi północnej bloku wzdłuż uskoku Wieprza, a słabsze wzdłuż uskoku Świerza, Stanisławowa–Łasochy i wzdłuż obniżenia Łasochy–Wapielnia–Krasnobród. Współczynnik krętości krawędzi, obliczony dla fragmentów krawędzi na stopniu tektonicznym wzdłuż uskoku o przebiegu NW–SE, wskazuje na jego wyraźną aktywność w czwarto-

rzędzie. Wskaźniki morfometryczne sugerują czwartorzędową mobilność północno-zachodniej krawędzi bloku wzdłuż uskoku Wieprza oraz Świerza. Względnie dużą aktywność (podnoszenie) potwierdza duża miąższość osadów czwartorzędowych w dolinie Wieprza (około 40 m). Mikroblok Wólki Husińskiej ulega obniżaniu ku SE (ryc. 2, 4, 5).

Mikroblok Wapielni wyznacza od wschodu dolina Podklasztor–Zielone–Ulów, od południa – dolina Łasochy oraz od zachodu – obniżenie Łasochy–Wapielnia–Krasnobród. Powierzchnia bloku obniża się ku północy (od 380 do 350 m n.p.m.). Ponad wierzchowinę wznosi się ostaniec Wapielni (386,0 m n.p.m.) zbudowany z wapieni rafowych badenu. Współczynnik wydłużenia dorzecza i krętości krawędzi wskazują na zróżnicowanie mobilności tektonicznej tego mikrobloku. Dzieli się on wyraźnie na trzy sprzężone ze sobą części: południową – ostańca Wapielni i północną – dwudzielną: Łuszczacza i Zielonego. Część południowa z ostańcem Wapielni wyraźnie dźwigana jest wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi i rotowana w kierunku NE. Dwudzielna część północna natomiast dźwigana jest od północnego-wschodu wzdłuż krawędzi doliny Podklasztor–Zielone. Dolina dzieląca część Łuszczacza od Zielonego wykazuje również dużą aktywność tektoniczną. Współczynnik krętości krawędzi sugeruje względnie intensywne podnoszenie zachodnich krawędzi obu części i rotowanie ich ku SE. Złożona budowa geologiczna bloku znajduje swoje dokładne odbicie w jego nierównomiernym podnoszeniu. Wskaźniki morfometryczne pozwalają wnioskować, że wyróżnione części podlegają ruchom tektonicznym o różnej intensywności i orientacji. Dwudzielna część północna mikrobloku Wapielni ulega rotowaniu ku SE, a część południowa na NE (ryc. 2, 4, 5). Względnie intensywne podnoszenie potwierdzają dane geologiczne o wydzwignięciu bloku Wapielni około 50 m (Buraczyński i in. 1992).

Mikroblok Podklasztoru sąsiaduje z blokami Wapielni i Wólki Husińskiej od południa oraz Majdanu Wielkiego od wschodu i jest wyznaczony uskokami od wschodu i zachodu. Współczynniki R_e i S wskazują na względnie duże podnoszenie północno-wschodniej części bloku wzdłuż uskoku Podklasztor–Zielone i obniżanie części południowo-zachodniej (ryc. 5). Mikroblok Majdanu Wielkiego wyznacza od północy dolina Wieprza, od zachodu dolina Podklasztor–Zielone i Zielone–Pańków. Wskaźniki morfometryczne sugerują podnoszenie południowo-zachodniej części bloku wzdłuż doliny założonej w strefie uskoku Podklasztor–Zielone i obniżanie części północno-wschodniej. Dolina Podklasztoru–Zielonego założona jest w strefie ekstensyjnego uskoku radialnego w osi brachyantykliny Krasnobrodu. Jej względne obniżanie może być związane z ruchami odprężeniowymi w osi brachyantykliny (ryc. 2, 4, 5). Mikroblok Pańkowa znajduje się w Kotlinie Majdanu Wielkiego (Wieprzowego Jeziora) i w świetle wskaźników aktywności tektonicznej ulega ruchom podnoszącym wzdłuż, słabo wyrażonej w rzeźbie, krawędzi Zielone–Pańków. Mikroblok Ulowa cechuje duża zwartość i nachylenie powierzchni ku NE i SE (od

około 345 do 330 m n.p.m.). Sąsiaduje on z mikroblokiem Wapielni od północnego zachodu. Od północy wyznacza go tektoniczna krawędź Kotliny Wieprzowego Jeziora, od wschodu rów Sołokiji, od południa dolina Jeziornej–Maził (w dorzeczu Sołokiji), a od południowego zachodu obniżenie wzdłuż uskoku Stanisławów–Łasochy (w dorzeczu Tanwi). Współczynniki R_e i S sugerują podnoszenie południowo-zachodniej części bloku wzdłuż uskoku Stanisławów–Łasochy. Słabym ruchom podnoszącym ulega krawędź północna wzdłuż uskoku Szarowoli. Mikroblok Ułowa podlega rotacji na SE (ryc. 2, 4, 5).

Wśród obszarów współcześnie obniżanych wyróżnia się południkowy rów tektoniczny Wieprza i zapadlisko tektoniczne Wieprzowego Jeziora oraz doliny (Żurawnicy, Kosobud, Jacynki, Kryniczanki). Względnie obniżane są również doliny i obniżenia nawiązujące do stref intensywnych spękań ciosowych, np. dolina Szewni. Na uwagę zasługuje także dolina Zielonego, głęboko wycięta w osi brachyantykliny, założona w strefie płytkiego ekstensyjnego uskoku radialnego (por. ryc. 2–5).

WNIOSKI

Czwartorzędowa mobilność tektoniczna dorzecza w dużym stopniu nawiązuje do zmian tektonicznych megacyklu alpejskiego od miocenu do wczesnego plejstocenu. Tektonika miała charakter inwersyjny i zaznaczyła się głównie w formie ruchów pionowych, odmładzających przeważnie starsze linie tektoniczne. Wówczas wyodrębniły się w większości inwersyjne bloki tektoniczne Rostocza. Do najważniejszych obszarów inwersyjnych można zaliczyć mikrobloki: Obroc–Senderki, Wólki Husińskiej i Wapielni, położone w osi brachysynkliny Obroc–Stanisławów. Należy podkreślić, że niektóre z wyróżnionych bloków morfotektonicznych (Grabnika, Majdanu Wielkiego, Zielonego i Pańkowa) można uznać za resekwentne (położone w osiach brachyantykliny Krasnobrodu).

Przykładem wpływu tektoniki na formowanie współczesnej rzeźby jest blok Wapielni, którego zasadnicza południowa część znajduje się w obrębie zachodniego skrzydła brachyantykliny Krasnobrodu, a północna w obrębie jej jądra podzielonego dolinami założonymi na uskokach radialnych na trzy sprzężone ze sobą części. Jego złożona budowa geologiczna znajduje swoje dokładne odbicie we względnie zróżnicowanej intensywności podnoszenia lub obniżania poszczególnych jego części.

Dynamika współczesnych zjawisk tektonicznych w dorzeczu Wieprza nawiązuje do kierunków NW–SE i N–S. Większość wyróżnionych bloków przemieszcza się w stosunku do strefy południowo-zachodniej i północnej krawędzi Rostocza. Zastosowana metoda daje przybliżoną orientację co do zróżnicowa-

nia dynamicznego w obrębie dość jednorodnego pod względem litologicznym obszaru. Ranga, amplitudy, wiek przemieszczeń oraz rodzaj naprężeń, które spowodowały istnienie zróżnicowanych tektonicznie form rzeźby w obrębie dorzecza, będą przedmiotem oddzielnych badań.

Otrzymane wartości wskaźników morfometrycznych dokumentują wcześniejsze poglądy na temat współczesnej aktywności tektonicznej dorzecza Wieprza. Należy podkreślić, że wartości wskaźników morfometrycznych potwierdzają przejawy współczesnej aktywności tektonicznej czytelne w deformacjach profilu podłużnego rzeki Wieprz, położeniu teras erozyjnych oraz zmianach miąższości aluwii, jak również w rozwoju dolin zawieszonych, asymetrii kształtu doliny i rozwoju stożków napływowych. Dokładnych badań wymaga pozycja wysokościowa i miąższość osadów jednowiekowych, rozmiary i tempo ich denudacji oraz powierzchnie zrównań i ich deformacje.

W odniesieniu do najnowszych danych geologicznych, główne elementy rzeźby dorzecza ściśle wiążą się z budową geologiczną, zwłaszcza tektoniką. Krawędzie zewnętrzne bloków nawiązują do przebiegu uskoku podłużnych i poprzecznych. Doliny i obniżenia wykorzystują półrowy tektoniczne, uskoki lub spękania ciosowe.

LITERATURA

- Alexandrowicz S. W. 1991: Zarys paleogeografii Polski. [W:] Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze, red. L. Starkel, PWN, Warszawa: 25-38.
- Areń B. 1962: Miocen Roztocza Lubelskiego między Sanną i Tanwią (The Miocene of the Lublin Roztocze Region between the Sanna and Tanew Rivers). *Prace Inst. Geol.*, 30, 3: 5-86.
- 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, IV*, Ossolineum, Wrocław: 183-193.
- Bielecka M. 1967: Trzeciorzęd południowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej (The Tertiary of the South-Western Part of the Lublin Upland). *Biul. Inst. Geol.*, 206: 115-188.
- Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W. 1986: Ewolucja rowu środkowopolskiego w permie i mezozoiku i kenozoiku. *Materiały sympozjum: Historia ruchów tektonicznych na ziemiach polskich. Cykl alpejski*. Kraków: 8-9.
- 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., Kociuba W. 2001: Transformacja roztoczańskiego odcinka doliny Wieprza w plejstocenie (Transformation of the Roztocze segment of the Wieprz River Valley (SE Poland) in the Pleistocene). *Prz. Geol.*, 49, 3: 257–266.
- 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.
- Bull W. B., McFadden L. D. 1977: Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. [W:] *Geomorphology in Arid Regions*, red. D. O. Doering, Binghampton Symposia in Geomorphology, 9: 115–136.
- Buraczyński J. 1995: Regiony geomorfologiczne Roztocza (Geomorphological Regions of the Roztocze). *Annales UMCS, Lublin, B*, 48 (1993): 59–73.
- Buraczyński J. 1997: Roztocze. Budowa – rzeźba – krajobraz (Geology, Relief and Landscape 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. Materiały sympozjum dedykowanego prof. dr. hab. Stefanowi Kozarskiemu*. Poznań: 14–16.
- Buraczyński J., Brzezińska-Wójcik T., Superson J. 1992: Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Tomaszów Lubelski, 1 : 50 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Buraczyński J., Superson J. 1994: Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Komarów, 1 : 50 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Chałubińska A., Wilgat T. 1954: Podział fizjograficzny województwa lubelskiego. *Przew. V Ogólnop. Zjazdu PTG, Lublin*: 3–44.
- Chiżniakow A. W., Żelichowski A. M. 1974: Zarys tektoniki obszaru lubelsko-lwowskiego. *Kwart. Geol.*, 18, 4: 707–719.
- Cieśliński S., Wyrwicka K. 1970: Kreda obszaru lubelskiego. *Przew. XLII Zjazdu Pol. Tow. Geol., Lublin*, 3–5.09.1970: 56–74.
- Cieśliński S., Rzechowski J. 1993: Mapa geologiczna podłoża czwartorzędu Roztocza między Tomaszowem Lubelskim a Hrebennem. [W:] *Tektonika Roztocza i jej aspekty sedimentologiczne, hydrogeologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe*, red. M. Harasimiuk, J. Krawczuk, J. Rzechowski, Wyd. TWWP, Lublin: 38–46.
- 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.
- Gaździcka E. 1994: Middle Eocene calcareous nanofossils from the Roztocze region (SE Poland) – their biostratigraphic and paleogeographic significance. *Kwart. Geol.*, 38, 4: 727–738.
- Haber M. 1989: Dwa przekroje geofizyczne SW–NE w rejonie Chełma Lub. *Kwart. Geol.*, 33, 3/4: 429–446.
- Harasimiuk M. 1980: Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Rozprawa habilitacyjna. Wyd. BiNoZ UMCS, Lublin: 75–91.

- Harasimiuk M., Henkiel A., Pękala K. 1969: Kras okolic Frampola (Karst phenomena in the neighbourhood of Frampol). *Speleologia* 4, 1: 39–51.
- Harasimiuk M., Henkiel A., Pękala K. 1971: Rozwój zjawisk krasowych okolic Frampola w pliocenie i czwartorzędzie (Development of karst processes in the vicinity of Frampol during the Pliocene and the Quaternary). *Ann. UMCS, Lublin, B*, 24 (1969): 149–193.
- Jahn A. 1954: Zarys morfologii Wyżyny Lubelskiej. *Przew. V Ogólnop. Zj. Pol. Tow. Geogr. Lublin*: 45–65.
- Jahn A. 1956: Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (Geomorphology and Quaternary history of Lublin Plateau). *Prace Geogr.* 7, PAN, Warszawa: 214–249.
- 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.
- Jarosiński M. 1997: The recent stress field at the edge of the Polish part of the East European Platform. *Journ. Geoph.*, 19: 144–145.
- 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 distribution. 2-nd Baltic Conference Vilnius. Abstracts, 39.
- Kaszewski B. M., Mrugała S., Warakowski W. 1995: *Klimat. Seria: Środowisko Przyrodnicze Lubelszczyzny*. Wyd. Lub. Tow. Nauk., Lublin.
- Kociuba W., Brzezińska-Wójcik T. 2002: 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). *Ann. UMCS, Lublin, B*, 54 (1999): 47–80.
- Kondracki J. 1994: *Geografia Polski. Mezoregiony fizycznogeograficzne*. PWN, Warszawa.
- 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.
- Kozłowski S., Żelichowski A. M. (red.) 1983: *Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego (Atlas of geological structure and mineral deposits in the Lublin Region)*. Wyd. Inst. Geol., Warszawa.
- Krassowska A. 1978: Analiza paleotektoniczna strefy Biłgoraj–Cieszanów w kredzie. *Kwart. Geol.*, 22, 4: 900–901.
- Krzywiec P., Pietsch K. 1996: Zmienność stylu tektonicznego i warunków sedymentacji na obszarze zapadliska przedkarpaccy 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). *Zesz. Nauk AGH, Geologia*, 22: 49–59.
- Krzywiec P., Jochym P. 1997: Charakterystyka mioceńskiej strefy subdukcji Karpat Polskich na podstawie wyników modelowań ugięcia litosfery (Characteristics of the Mio-

- cene 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.
- Malinowski J. 1993: *Warunki hydrogeologiczne Roztocza w świetle tektoniki*. [W:] *Tektonika Roztocza i jej aspekty sedimentologiczne, hydrogeologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe*, red. M. Harasimiuk, J. Krawczuk, J. Rzechowski, Wyd. TWWP, Lublin: 109–117.
- Marszałek S., Małek M., Drzymała J. 1995: *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Szczębrzeszyn, 1: 50 000*. Wyd. PIG, Warszawa.
- Maruszczak H. 1972: *Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie*. [W:] *Geomorfologia Polski. T. 1*, Warszawa: 367–372.
- Maruszczak H., Wilgat T. 1956: *Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza Środkowego*. (Le relief de la zone lisière du Roztocze Central). *Ann. UMCS, Lublin, B*, 10: 1–109.
- Michalczyk Z., Paszczyk J., Sobolewski W. 1996: *Tektoniczne uwarunkowania występowania źródeł*. [W:] *Źródła Roztocza*, red. Z. Michalczyk, Wyd. UMCS: 171–176.
- Mizerski W. 1994: *Ewolucja paleotektoniczna kambru świętokrzyskiego*. *Prz. Geol.*, 42, 9: 721–727.
- Musiał T. 1987: *Miocen Roztocza (Polska południowo-wschodnia)*. *Biul. Geol.*, 31: 5–140.
- 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. Krakowski*, 53: 1–101.
- Niemczycka T. 1976: *Jura górna na obszarze wschodniej Polski (między Wisłą a Bugiem)*. *Prace Inst. Geol.*, t. 77.
- Nowak J. 1927: *Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Stow. Geogr. i Etnogr. w Polsce*, Kraków.
- Oszczypko N. 1997: *The Early-Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathian, Poland)*. *Prz. Geol.*, 45, 10: 1054–1063.
- Oszczypko N. 1999: *Przebieg miocenijskiej subsydencji w polskiej części zapadliska przedkarpackiego*. *Prace PIG*, 168: 209–230.
- 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 Teresopol (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: 314–362.
- Pożaryski W. 1997: *Tektonika powaryscyjska obszaru świętokrzysko-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., Brochwicz-Lewiński W. 1979: *O aulakogenie środkowopolskim*. *Kwart. Geol.*, 23, 2: 271–290.
- Pożaryski W., Kotański Z. 1979: *Rozwój tektoniczny bajkalski oraz kaledońsko-waryscyjski przedpola wschodnioeuropejskiej platformy w Polsce*. *Kwart. Geol.*, 23, 1: 7–19.
- Rühle E. 1976: *Dynamika litosfery na obszarze Polski w okresie młodoalpejskiego piętra strukturalnego*. *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, 2: 112–125.

- Sroka W. 1992: Czwartorzędowa aktywność Sudeckiego Uskoku Brzeźnego w świetle analizy morfometrycznej. [W:] Neotektoniczne aspekty rozwoju geomorfologicznego dolin rzecznych i stożków aluwialnych w strefie Sudeckiego Uskoku Brzeźnego. Przew. Konf. Teren. 15–17.10.1992: 9–12.
- Wągrowski A. 1995: Objąśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Janów Lubelski (858), 1 : 50 000. Wyd. PIG, Warszawa: 1–34.
- Wyrykowski T. 1971: Map of recent absolute velocities of vertical movements of the earths crust surface on the territory of Poland, 1 : 2 500 000. Instytut Geodezji i Kartografii, Warszawa.
- Znosko J. 1962: Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpaciej Polski. Kwart. Geol., 6, 3: 485–511.
- Zuchiewicz W. 1995a: Neotektonika polskich Karpat zewnętrznych w świetle wybranych parametrów morfometrycznych. Prz. Geol., 43, 7: 600–607.
- Zuchiewicz W. 1995b: Neotectonic tendencies in the Polish Outer Carpathians in the light of some river valley parameters. Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 29: 55–76.
- Żelichowski A. M. 1972: Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. Inst. Geol. Biul., 263: 92–97.
- Żelichowski A. M. 1974: Obszar Radomsko-Lubelski. [W:] Budowa geologiczna Polski, IV. Tektonika, cz. I: 113–128.
- Żelichowski A. M. 1983: Mapa tektoniczna 1:300 000. Tab. 43. [W:] Atlas geologiczno-suwrowcowy obszaru lubelskiego, red. S. Kozłowski, A. M. Żelichowski. Wyd. Inst. Geol., Warszawa.

SUMMARY

The drainage basin of the upper Wieprz River, in a physiographic formulation, is situated in the borderland of three macroregions: the Roztocze region, the Lublin Upland and the Wołyń Upland. Geologically, it is located on the Radom–Kraśnik Elevation, with only a minor north-eastern part of the basin belonging to the Mazowsze–Lublin Graben. The Palaeozoic basement complex is covered with Upper Cretaceous rocks, with a few patches of Tertiary rocks. Quaternary sediments fill the valleys and build up hilltops and hummocks.

The surface features of the basin are markedly related to the course of main structural elements, particularly to faults of various generation. Transverse displacement faults, formed during the Alpine megacycle, are connected with NW–SE longitudinal faults developed in deep Palaeozoic discontinuity zones. Faults divide the area of the basin into a number of unevenly uplifted blocks of different sizes and ranks. Nowadays, signs of older tectonics can be observed within the faults.

The parameters which properly determine the dependence of the river system on the intensity of vertical movements include such morphometric coefficients as the coefficient of the drainage basin shape R_e and the coefficient of the mountain-front sinuosity S . The application of those coefficients in the upper Wieprz river basin is justified by poor lithologic diversification of Mesozoic rocks and a high coefficient of continentality of the Roztocze climate. The values of the coefficients determined in the analysis were the basis for a morphotectonic map of the basin.

The dynamics of the tectonic phenomena development in the Wieprz basin is linked to the NW–SE and N–S directions. Most of the marked blocks are shifting in relation to the south-western and the northern escarpment zones of the Roztocze. The applied method allows an approximate orientation as to the dynamic diversification within this lithologically homogenous area. The rank, amplitudes, age of displacements and the type of the tensions which have brought about the tectonic diversification of relief forms, will be the subject of a separate study.

The obtained values of the morphometric coefficients validate earlier views on present-day tectonic activity in the Wieprz basin. It should be emphasised that the coefficient values confirm manifestations of recent tectonic activity visible in the deformations of the long profile of the Wieprz, the situation of erosional terraces and the changes of alluvial deposits' thickness as well as in the development of hanging valleys, the asymmetry of the valley shape and the development of alluvial cones. Detailed studies are required to examine the altitude position and thickness of deposits of the same age, the extent and rate of their denudation, and planation surfaces and their deformations.