

---

ANNALS  
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA  
LUBLIN — POLONIA

VOL. LII, 4

SECTIO B

1997

---

Zakład Geografii Regionalnej  
UMCS w Lublinie

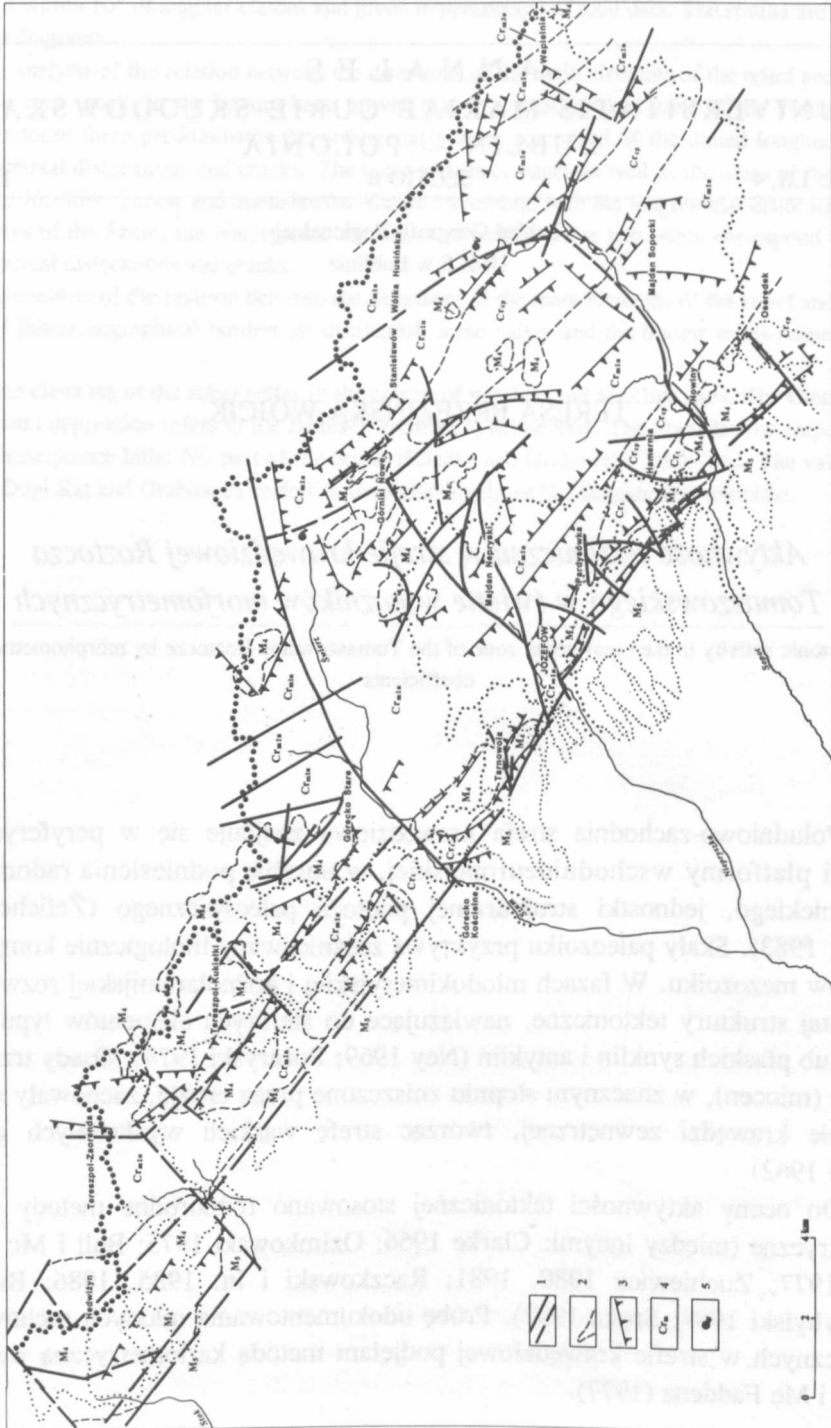
TERESA BRZEZIŃSKA-WÓJCIK

*Aktywność tektoniczna w strefie krawędziowej Roztocza  
Tomaszowskiego w świetle wskaźników morfometrycznych*

Tectonic activity in the escarpment zone of the Tomaszowskie Roztocze by morphometrical coefficients

Południowo-zachodnia strefa krawędziowa znajduje się w peryferycznej części platformy wschodnioeuropejskiej, w obrębie podniesienia radomsko-kraśnickiego, jednostki strukturalnej podłoża paleozoicznego (Żelichowski 1974, 1983). Skały paleozoiku przykrywa zróżnicowany litologicznie kompleks osadów mezozoiku. W fazach młodokimeryjskiej i późnolaramijskiej rozwinęły się tutaj struktury tektoniczne, nawiązujące do starszych elementów typu zrębów lub płaskich synklin i antyklin (Ney 1969; Pożaryski 1974). Osady trzeciorzędu (miocen), w znacznym stopniu zniszczone przez erozję, zachowały się w obrębie krawędzi zewnętrznej, tworząc strefę wąskich wydłużonych grzęd (Areń 1962)

Do oceny aktywności tektonicznej stosowano różnorodne metody morfometryczne (między innymi: Clarke 1966; Ozimkowski 1975; Bull i Mc Fadden 1977; Zuchiewicz 1980, 1981; Rączkowski i in. 1985, 1986; Badura i Przybylski 1989; Sroka 1992). Próbę udokumentowania młodych ruchów tektonicznych w strefie krawędziowej podjęłam metodą kartometryczną według Bulla i Mc Faddena (1977).



## BUDOWA GEOLOGICZNA I RZEŻBA

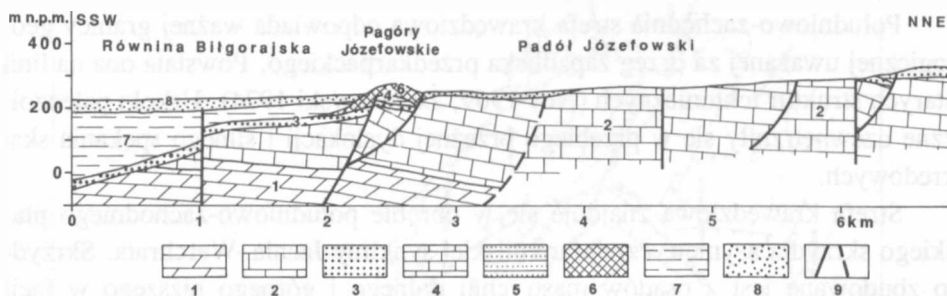
Południowo-zachodnia strefa krawędziowa odpowiada ważnej granicy geologicznej uważanej za brzeg zapadliska przedkarpacciego. Powstała ona na linii starych struktur tektonicznych (Ney 1969; Żelichowski 1974). Uskoki paleozoiczne uzewnętrzniły się w przebiegu brzeżnej dyslokacji i silnego spękania skał kredowych.

Strefa krawędziowa znajduje się w obrębie południowo-zachodniego płaskiego skrzydła asymetrycznej laramijskiej synkliny Jacnia–Werchrata. Skrzydło zbudowane jest z osadów mastrychtu dolnego i górnego niższego w facji opok marglistych. W jego obrębie występuje niewielka brachyantyklina Stanisławowa, w której jądrze ukazują się opoki i gezy kampanu (Cieśliński, Rzechowski 1993) (ryc. 1). W dorzeczu Niepryszki i Sopotu w strefie południowo-zachodniego segmentu krawędzi występuje wąski (około 1 km) pas wschodni wapieni i margli turonu oraz opoki i gezy kampanu (Cieśliński, Wyrwicka 1970). Osady miocenu występują płacami budując wzgórza zewnętrzne oraz wewnętrzne (ryc. 1). Są to wapienie organodetrytyczne badenu górnego z przerostami piasków i piaskowców kwarcowych i glaukonitowo-kwarcowych, nadbudowane wapieniami i marglami litotamniowymi (Areń 1962; Musiał 1987).

Ogólny obraz tektoniki obszaru jest wynikiem ruchów miocennych, które przebiegały w dwu cyklach: wczesnobadeńskim i dolnosarmackim (Jaroszewski 1977). W czwartorzędzie, zdaniem Harasimiuka (1984), szczególne nasilenie zjawisk tektonicznych miało miejsce na początku interglacjału wielkiego. Ruhle

Ryc. 1. Geologia strefy krawędziowej (zestawiono według: Arenia 1968; Neya 1969; Jaroszewskiego 1977; Buraczyńskiego i in. 1992; Cieślińskiego i Rzechowskiego 1993; Buraczyńskiego i Supersona 1994; Kurkowskiego 1994; Popielskiego 1994); 1 – uskoki stwierdzone i przypuszczalne; 2 – granice stratygraficzne; 3 – ważniejsze krawędzie morfologiczne o założeniach tektonicznych; 4 – Cr<sub>l</sub> – wapienie i margle z krzemieniami turonu, Cr<sub>cp</sub> – opoki i gezy margliste oraz gezy kampanu, Cr<sub>m1n</sub> – gezy mastrychtu dolnego niższego, Cr<sub>m1w</sub> – opoki margliste mastrychtu dolnego wyższego, Cr<sub>m3n</sub> – opoki margliste mastrychtu górnego niższego, M<sub>4</sub> – wapienie, piaski i piaskowce badenu, M<sub>5</sub> – mulowce i ilowce sarmatu; 5 – ważniejsze źródła

Geology of the escarpment zone (compiled after: Areń 1968; Ney 1969; Jaroszewski 1977; Buraczyński i in. 1992; Cieśliński i Rzechowski 1993; Buraczyński i Superson 1994; Kurkowski 1994; Popielski 1994); 1 – real and presumed faults; 2 – stratigraphic boundaries, 3 – more important morphological edges of tectonic foundation; 4 – Cr<sub>l</sub> – limestones and marls with of silexes Turonian; Cr<sub>cp</sub> – opokas and marly gaizes also gaizes of the Campanian, Cr<sub>m1n</sub> – gaizes of bottom Lower Maestrichtian, Cr<sub>m1w</sub> – marly opokas of top Lower Maestrichtian, Cr<sub>m3n</sub> – marly opokas of bottom Upper Maestrichtian, M<sub>4</sub> – limestones, sands and sandstones of Badenan, M<sub>5</sub> – and of Sarmatian; 5 – more important springs

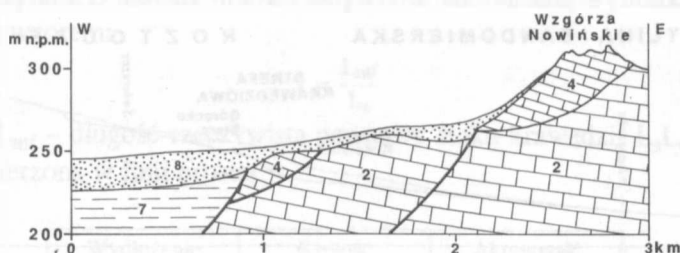


Ryc. 2. Przekrój geologiczny przez pagóry Nowin (opracowano według Arenia 1962 i Ney 1965); jura: 1 – wapień (malm); kreda: 2 – gezy, opoki i margle (kampan i mastrycht); trzeciorzęd: 3 – piaski i piaskowce (baden), 4 – wapień litotamniowe i detrytyczne (baden), 5 – wapień detrytyczne i piaskowce glaukonitowo-kwarcowe (baden), 6 – wapień rafowe (baden), 7 – mułowce i ilowce (sarmat); czwartorzęd: 8 – piaski eoliczne i pylaste; 9 – dyslokacje stwierdzone i przypuszczalne

Geological section across the Nowiny Hilllocks (compiled after: Areń 1962 and Ney 1965); Jurassic: 1 – limestones (Malm); Cretaceous: 2 – gaizes, opokas and marls (Kampanian and Maestrichtian); Tertiary: 3 – sands and sandstones (Badenian), 4 – lithothamnium and detrital limestones (Badenian), 5 – detrital limestones and glauconite–quartz sandstones (Badenian), 6 – reef limestones (Badenian), 7 – (Sarmatian); Quaternary: 8 – eolian and dusty sands; 9 – real and presumed dislocations

(1976) stwierdził, że w neoplejstocenie i holocenie Roztocze podlegało ruchom pionowym o amplitudzie od +50 do +100 m. Współczesne ruchy pionowe na tym obszarze osiągają prędkość około 1 mm rocznie (Wyrzykowski 1971; Kowalski i Liszkowski 1972).

Strefa krawędziowa jest rozcięta systemem uskoków dzielących ją na różnej wielkości bloki. Do obszarów najlepiej rozpoznanych strukturalnie należą wzgórze zewnętrzne Pardysówki i Nowin (280 m n.p.m.), Padół Józefowa (ryc. 2) oraz wzgórze wewnętrzne (320 m n.p.m.) koło Górników Nowych, Górecka Starego i Majdanu Niepryskiego (ryc. 3). Urozmaicona rzeźba i ostańcowy charakter wzgórz związany jest z nierównomiernym podnoszeniem bloków strefy krawędziowej oraz z odpornością skał miocenijskich (Jaroszewski 1977, 1994; Buraczyński 1980/81). Padół Józefowa uformował się w badenie górnym w warunkach różnicowych ruchów blokowych Roztocza i zapadliska przedkarpaccyjskiego. W sarmacie, w związku z szarżazową fazą ruchów wschodniokarpaccyjskich, padół został przecięty poprzecznymi dyslokacjami. Jedną z nich jest dyslokacja Józefowa oraz „wyspy Górników”. Skutkiem działania poprzecznych uskoków jest również szeroka przerwa (około 6 km) w paśmie



Ryc. 3. Przekrój geologiczny przez strefę krawędziową koło Józefowa (opracowano według Ney 1966 i Jaroszewskiego 1977); objaśnienia jak na ryc. 2

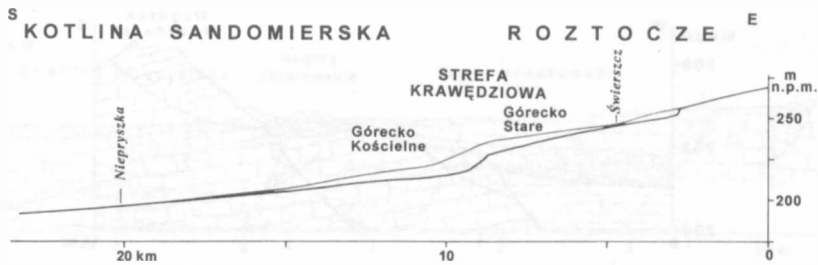
Geological section of the escarpment zone near Józefów (compiled after: Ney 1966 and Jaroszewski 1977). For explanations – see Fig. 2

wzgórz zewnętrznych koło Futymówki (Jaroszewski 1977). Doliny Szumu, Niepryszki i Sopotu rozwinęły się w strefach dyslokacji poprzecznych o kierunku SW–NE (ryc. 1).

Współcześnie obserwuje się w tej części Roztocza przejawy młodej tektoniki potomnej zaznaczającej się w zjawiskach hydrologicznych (Malinowski 1977, 1993). Istotnym przejawem współczesnej aktywności tektonicznej są deformacje profili podłużnych rzek (ryc. 4, 5), zmiany w rozwinięciu koryt rzecznych oraz zmiany charakteru i miąższości aluwów (Buraczyński 1980/81, 1984). Aktywność tektoniczna wyraża się dźwiganiem obszaru ze zróżnicowaną intensywnością (Brzezińska-Wójcik 1995a, b, 1996).

#### METODA BADAŃ

Celem udokumentowania natężenia aktywności tektonicznej zastosowałam wskaźnik wydłużenia dorzecza  $R_e$  i współczynnik krętości krawędzi  $S$  (według Bulla i Mc Faddena 1977), stosowane wcześniej dla obszarów górskich. Współczynnik  $R_e$  może odzwierciedlać zależność systemu rzecznego od skali ruchów pionowych, bowiem wypiętrzanie lub obniżanie obszarów wzdłuż uskoków powoduje naruszenie równowagi dynamicznej systemu rzecznego i jego szybkie dostosowanie się do zmienionych warunków. Ruchy wypiętrzające powodują przede wszystkim wzrost erozji wgłębnej, której przejawem jest często powstawanie teras. Ruchy obniżające mogą powodować wzmożoną akumulację osadów w dolinach. Jednakże procesy te mogą być również wywołane przez inne niezależnie działające czynniki geograficzne lub antropogeniczne. Kształt dorze-



Ryc. 4. Profil podłużny dna doliny i terasy nadzalewowej Szumu (według Buraczyńskiego 1980/1981)

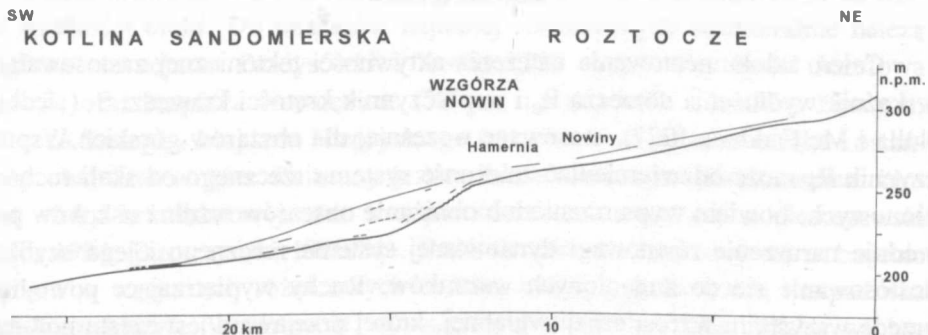
Longitudinal profile of the valley bottom and over flood-land terrace of the Szum river (acc. to Buraczyński 1980/1981)

cza może również być uwarunkowany strukturalnie bądź związany z odpornością skał podłoża, czego przykładem jest Kotlina Kryniczanki w północno-wschodniej części Roztocza Tomaszowskiego. Współczynnik  $S$  – wskaźnik krętości krawędzi (pierwotna nazwa: *mountain-front sinuosity*) może odzwierciedlać intensywność wypiętrzania krawędzi, ale czynnikiem wpływającym na jego wartość jest również odporność skał budujących krawędź. Wartości obu parametrów może ponadto modyfikować niezależnie działający czynnik klimatyczny.

Współczynnik  $R_e$  określa powierzchniową aktywność tektoniczną i wyraża się wzorem:

$$R_e = \frac{2\sqrt{A}\sqrt{\pi}}{L}$$

gdzie:  $A$  – powierzchnia dorzecza,  $L$  – długość dorzecza (maksymalna odległość od ujścia doliny do najdalej położonego punktu na wododziale).



Ryc. 5. Profil podłużny dna doliny i terasy nadzalewowej Sopotu (według Buraczyńskiego 1980/1981)

Longitudinal profile of the valley bottom and over flood-land terrace of the Sopot river (acc. to Buraczyński 1980/1981)

Współczynnik  $S$  określa liniową aktywność tektoniczną wybranej krawędzi i wyraża się wzorem:

$$S = \frac{L_{mf}}{L_s}$$

gdzie:  $L_{mf}$  – długość rzeczywista podstawy stoku krawędzi,  $L_s L_s$  – długość krawędzi mierzona w linii prostej.

Wydłużenie dorzecza	Krętość krawędzi	Aktywność tektoniczna
$Re < 0,50$	$S = 1,2-1,6$	duża
$Re = 0,50-0,75$	$S = 1,8-2,0$	słaba
$Re > 0,75$	$S = 2,1-7,0$	brak

Współczynniki obliczyłam na podstawie pomiarów kartometrycznych na mapie topograficznej w skali 1:10 000. Szczegółowymi pomiarami objęłam dorzecza o powierzchni większej od 0,25 km<sup>2</sup> i długości większej od 0,5 km.

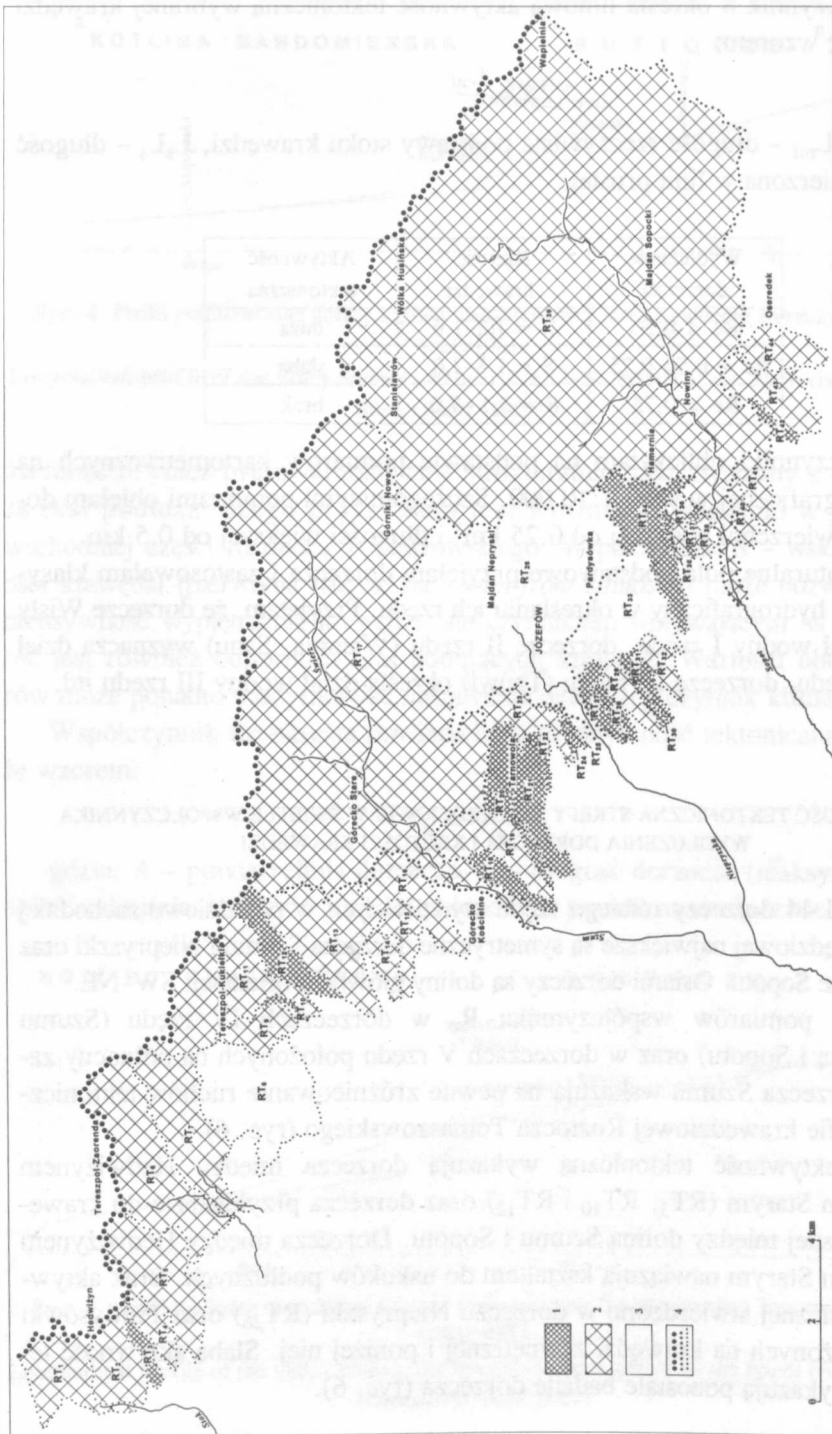
Jako naturalne pola podstawowe przyjąłam dorzecza i zastosowałam klasyczny model hydrograficzny w określaniu ich rzędu. Przyjąłam, że dorzecze Wisły określa dział wodny I rzędu, dorzecze II rzędu (Wieprza, Sanu) wyznacza dział wodny II rzędu, dorzecze III rzędu (Tanwi) określa dział wodny III rzędu itd.

#### AKTYWNOŚĆ TEKTONICZNA STREFY KRAWĘDZIOWEJ W ŚWIETLE WSPÓLCZYNNIKA WYDŁUŻENIA DORZECZA I KRĘTOŚCI KRAWĘDZI

Spośród 44 dorzeczy różnego rzędu wydzielonych w południowo-zachodniej strefie krawędziowej największe są symetryczne dorzecza Szumu i Niepryszki oraz asymetryczne Sopotu. Osiami dorzeczy są doliny główne o orientacji SW-NE.

Wyniki pomiarów współczynnika  $R_e$  w dorzeczach IV rzędu (Szumu z Niepryszką i Sopotu) oraz w dorzeczach V rzędu położonych na północny zachód od dorzecza Szumu wskazują na pewne zróżnicowanie ruchów tektonicznych w strefie krawędziowej Rostocza Tomaszowskiego (ryc. 6).

Dużą aktywność tektoniczną wykazują dorzecza między Hedwiżynem a Góreckiem Starym (RT<sub>3</sub>, RT<sub>10</sub> i RT<sub>12</sub>) oraz dorzecza przylegające do krawędzi zewnętrznej między doliną Szumu i Sopotu. Dorzecza między Hedwiżynem a Góreckiem Starym nawiązują kształtem do uskoków podłużnych. Brak aktywności tektonicznej stwierdzono w dorzeczu Niepryszki (RT<sub>26</sub>) oraz Pardysówki (RT<sub>33</sub>) położonych na krawędzi zewnętrznej i poniżej niej. Słabą aktywność tektoniczną wykazują pozostałe badane dorzecza (ryc. 6).



Ryc. 6. Czwartorzędowa aktywność tektoniczna w dorzeczu IV-V rzędu; 1 – duża aktywność tektoniczna ( $R_e > 0.75$ ), 2 – słaba aktywność tektoniczna ( $R_e = 0.50 - 0.75$ ), 3 – brak aktywności tektonicznej ( $R_e < 0.50$ ), 4 – działy wodne różnego rzędu

Quaternary tectonic activity in the catchments of IV-V order; 1 – high tectonic activity ( $R_e > 0.75$ ), 2 – poor tectonic activity ( $R_e 0.50 - 0.75$ ), 3 – lack of tectonic activity ( $R_e < 0.50$ ), 4 – water divisions of different order



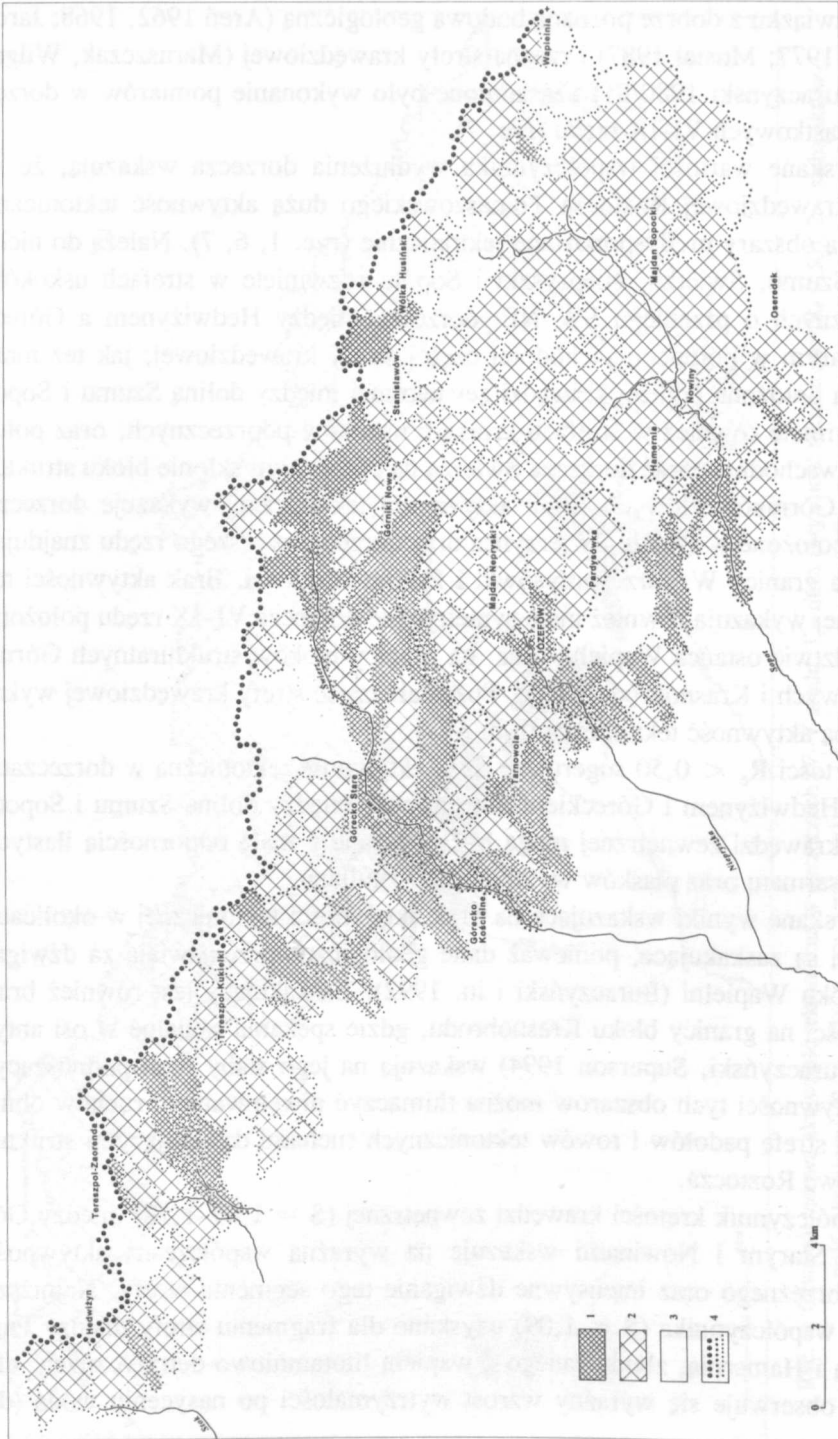
W związku z dobrze poznaną budową geologiczną (Areń 1962, 1968; Jaroszewski 1977; Musiał 1987) i rzeźbą strefy krawędziowej (Maruszczak, Wilgat 1956; Buraczyński 1980/81) uzasadnione było wykonanie pomiarów w dorzeczych cząstkowych VI–IX rzędu (ryc. 7).

Uzyskane wartości współczynnika wydłużenia dorzecza wskazują, że w strefie krawędziowej Roztocza Tomaszowskiego dużą aktywność tektoniczną wykazują obszary predysponowane tektonicznie (ryc. 1, 6, 7). Należą do nich: doliny Szumu, Świerza, Niepryszki i Sopotu rozwinięte w strefach uskoków poprzecznych o przebiegu SW–NE; dorzecza między Hedwiżynem a Góreckiem Starym w północno-zachodniej części strefy krawędziowej; jak też małe dorzecza położone poniżej krawędzi zewnętrznej między doliną Szumu i Sopotu, rozwinięte również w strefach krótkich uskoków poprzecznych; oraz południowo-wschodnia część dorzecza Świerza na północnym skłonie bloku strukturalnego Górników Nowych. Brak aktywności tektonicznej wykazuje dorzecze Szumu położone w Padole Zwierzyńca oraz dorzecza wyższego rzędu znajdujące się na granicy Wzgórz Pardysówki i Padołu Józefowa. Brak aktywności tektonicznej wykazują również małe symetryczne dorzecza VI–IX rzędu położone w sąsiedztwie ostańca Wapielni oraz na granicy bloków strukturalnych Górników Nowych i Krasnobród–Bełżec. Pozostała część strefy krawędziowej wykazuje słabą aktywność tektoniczną (ryc. 6, 7).

Wartości  $R_e < 0,50$  sugerujące dużą aktywność tektoniczną w dorzeczach między Hedwiżynem i Góreckiem Starym oraz między doliną Szumu i Sopotu poniżej krawędzi zewnętrznej mogą być związane z małą odpornością ilastych osadów sarmatu oraz piasków wydmowych vistulianu.

Uzyskane wyniki wskazujące na brak aktywności tektonicznej w okolicach Wapielni są zaskakujące, ponieważ dane geologiczne przemawiają za dźwiganie bloku Wapielni (Buraczyński i in. 1992). Zaskakujący jest również brak aktywności na granicy bloku Krasnobrodu, gdzie spękania radialne w osi antykliny (Buraczyński, Superson 1994) wskazują na jego słaby ruch podnoszący. Brak aktywności tych obszarów można tłumaczyć niwelowaniem ruchów obniżających strefę padołów i rowów tektonicznych ruchami dźwigającymi struktury blokowe Roztocza.

Współczynnik krętości krawędzi zewnętrznej ( $S = 1,09–1,18$ ) między Góreckiem Starym i Nowinami wskazuje na wyraźną współczesną aktywność uskoku brzeżnego oraz intensywne dźwiganie tego segmentu strefy. Najniższą wartość współczynnika ( $S = 1,09$ ) uzyskano dla fragmentu strefy między Pardysówką i Hamernią, zbudowanego z wapieni litotamniowo-detrytycznych, dla których obserwuje się wyraźny wzrost wytrzymałości po nasyceniu wodą (do



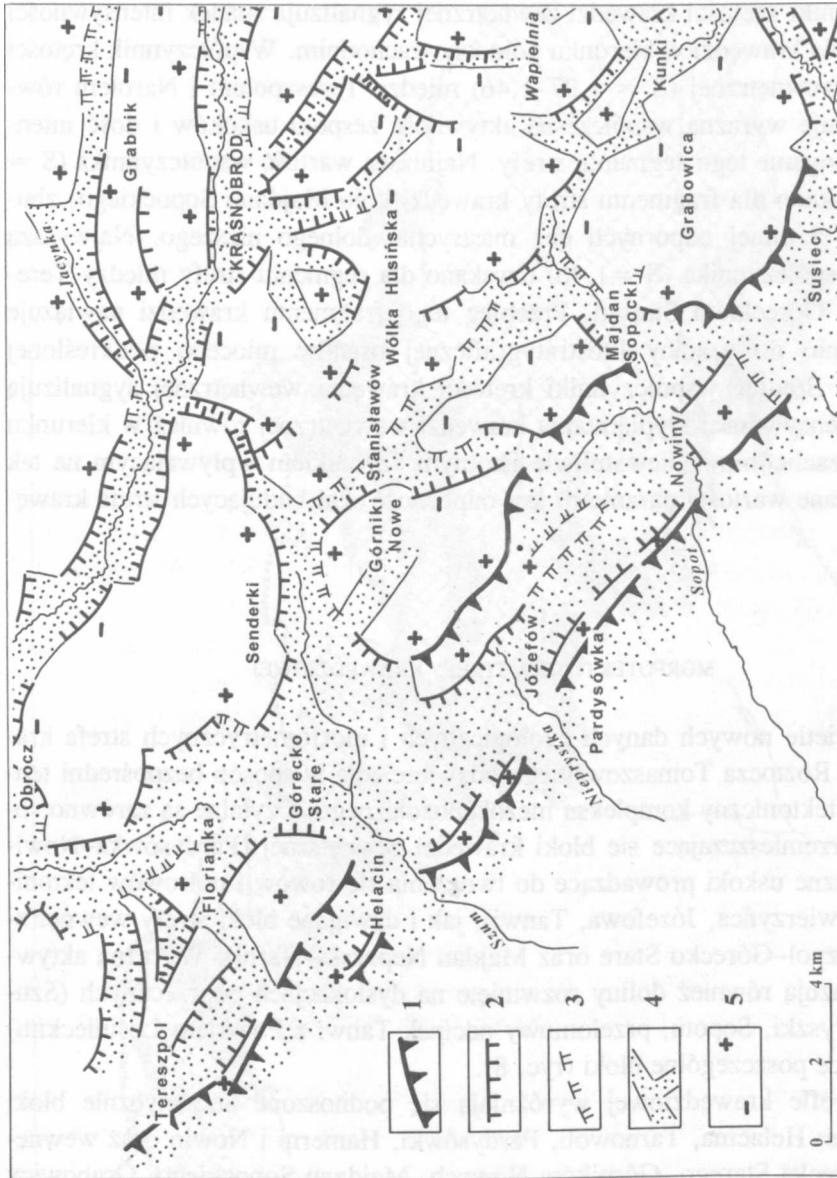
Ryc. 7. Czwartorzędowa aktywność tektoniczna w dorzeczach VI-IX rzędu (objaśnienia na ryc. 6)  
Quaternary tectonic activity in the catchments of VI-IX order (for explanations – see Fig. 6)

25%) (Moroz-Kopczyńska, Kozłowski 1960a, b; Wyrwicka 1977). Północna część krawędzi zewnętrznej (między Tereszpołem i Góreckiem Kościelnym) ogranicza się w zasadzie do słabiej dźwiganego wzniesienia Helacina. Średnie współczynniki krętości krawędzi zewnętrznej sygnalizują spadek intensywności wypiętrzania krawędzi w kierunku północno-zachodnim. Współczynnik krętości krawędzi wewnętrznej ( $S = 1,07-1,46$ ) między Tereszpołem i Narolem również sugeruje wyraźną współczesną aktywność zespołu uskoków i dość intensywne dźwiganie tego segmentu strefy. Najniższą wartość współczynnika ( $S = 1,07$ ) uzyskano dla fragmentu strefy krawędzi koło Majdanu Sopockiego, zbudowanego z mniej odpornych geozem masyfów dolnego niższego. Najwyższą wartość współczynnika ( $S = 1,46$ ) uzyskano dla segmentu strefy między Tereszpołem i Góreckim Starym. Przebieg tego fragmentu krawędzi nawiązuje bezpośrednio do granicy litostratygraficznej osadów miocenu podkreślonej uskokiem. Średnie współczynniki krętości krawędzi wewnętrznej sygnalizują spadek intensywności wypiętrzania krawędzi wewnętrznej również w kierunku północno-zachodnim. Niewątpliwie istotnym czynnikiem wpływającym na tak zróżnicowane wartości parametru jest odporność skał budujących strefę krawędziową.

#### MORFOTEKTONIKA STREFY KRAWĘDZIOWEJ

W świetle nowych danych geologicznych i morfometrycznych strefa krawędziowa Rostocza Tomaszowskiego odzwierciedla w sposób bezpośredni tensyjny styl tektoniczny kompleksu mezokenozoicznego. Czytelne są zarówno rotacyjnie przemieszczające się bloki krawędzi zewnętrznej (Pardysówka-Nowiny), wsteczne uskoki prowadzące do tworzenia się rowów i półrowów tektonicznych (Zwierzyńca, Józefowa, Tanwi), jak i dźwiganie bloki strefy wewnętrznej (Tereszpol-Górecko Stare oraz Majdan Niepryski-Narol). Wyraźną aktywność wykazują również doliny rozwinięte na dyslokacjach poprzecznych (Szumu, Niepryszki, Sopotu, przełomowy odcinek Tanwi z Potokiem Łosinieckim) oddzielające poszczególne bloki (ryc. 8).

W strefie krawędziowej wyróżniają się podnoszone antytetycznie bloki zewnętrzne: Helacina, Tarnowoli, Pardysówki, Hamerni i Nowin oraz wewnętrzne: Górecka Starego, Górników Nowych, Majdanu Sopockiego, Grabowicy i Paar. Przedzielają je padoliny o orientacji NW-SE (Sopotu, Józefowa, Suśca, rów Tanwi) oraz doliny rozwinięte w strefach uskoków o kierunku SW-NE (Szozdy-Tereszpol Zygmunt, Florianki, Szumu, Niepryszki, Sopotu, Tanwi



Ryc. 8. Morfotektonika strefy krawędziowej; 1 – krawędzie zewnętrzne o dużej aktywności tektonicznej, 2 – krawędzie wewnętrzne o takiej samej aktywności, 3 – krawędzie o słabej aktywności, 4 – obszary obniżane, 5 – bloki dźwigniane antytecznie (+ podnoszenie, – obniżanie)  
 Morphotectonic of the escarpment zone; 1 – outer edges of high tectonic activity, 2 – inner edges of high tectonic activity, 3 – edges of weak tectonic activity, 4 – lowering areas, 5 – blocks antithetically lifted (+ lifting, – lowering)

z Jeleniem i Potokiem Łosinieckim) (ryc. 8). Wyróżnione bloki nawiązują częściowo do bloków morfologicznych wydzielonych po raz pierwszy przez Harasiemiuka (1980).

W paśmie wzgórz zewnętrznych najsilniej wypiętrzane są bloki Tarnowoli i Hamerni, słabiej blok Nowin i Helacina, a najslabiej blok Pardysówki. Bloki Tarnowoli i Hamerni przechylone antytetycznie ku NE, są obcięte dyslokacją brzezną od zachodu oraz uskokami poprzecznymi od północy (Szumu) i południa (Sopotu). O intensywnym dźwiganiu bloków wzdłuż dyslokacji brzeżnej ( $311\text{--}320^\circ$ ) świadczy współczynnik krętości krawędzi zewnętrznej. Potwierdzają to głęboko wcięte, wąskie doliny Szumu i Sopotu o dużym spadku dna z szypotami w korycie oraz wąskie terasy erozyjne na zboczach dolin w strefie dyslokacji brzeżnej. Ku Padołowi Józefowa bloki ulegają słabym ruchom obniżającym (ryc. 1, 4, 5, 7, 8). Blok Nowin jest słabo dźwigany wzdłuż dyslokacji brzeżnej i uskoku Sopotu, na co wskazują wartości współczynnika krętości krawędzi. Północna część bloku wykazuje brak aktywności tektonicznej, co może wynikać z nakładania się ruchów podnoszących blok i przelomowy odcinek doliny Sopotu (ryc. 8). Za dźwiganiem przelomowej doliny Sopotu przemawia duży spadek dna (do  $15\%$ ) oraz trzy systemy teras erozyjnych (Buraczyński 1980/81). Najslabiej dźwigany jest blok Pardysówki, który składa się z kilku mniejszych bloków rotowanych antytetycznie i poprzesuwanym wzdłuż uskoku poprzecznych. Dolina Niepryszki dzieli blok na nieaktywną część północną i południową o dużej aktywności. Współczynnik krętości krawędzi wskazuje na wyraźną aktywność dyslokacji brzeżnej oraz nierównomierne i słabe podniesienie bloku (ryc. 1, 7, 8).

W strefie bloków wewnętrznych najsilniej dźwigany jest blok Górników Nowych, a słabym ruchom dźwigającym podlegają bloki Górecka Starego, Majdanu Sopockiego i Grabowicy (ryc. 8). Blok Górników Nowych jest jednym z obszarów najlepiej rozpoznanych pod względem geologicznym i tektonicznym. Od północy obcięty jest dyslokacją poprzeczną Szumu i pocięty uskokami antytetycznymi o kierunku NW–SE (Jaroszewski 1977). Złożona budowa geologiczna bloku odzwierciedla się w rzeźbie oraz nasileniu zjawisk tektonicznych. Wzdłuż uskoku rozwinęły się doliny i obniżenia dzielące blok na jednostkę zachodnią i wschodnią. Wyniki współczynnika wydłużenia dorzecza i krętości krawędzi wskazują, że różne części bloku ulegają ruchom o różnym natężeniu i kierunku. Doliny dzielące blok są obniżane, a dźwiganiu podlega najsilniej północna krawędź w zachodniej części bloku na linii dyslokacji poprzecznej. Dolina Szumu podlega wyraźnym czwartorzędowym ruchom obniżającym. Słabsze ruchy dźwigające wykazuje wschodnia krawędź bloku. Skomplikowana

budowa geologiczna bloku Górników Nowych bardzo wyraźnie różnicuje blok pod względem czwartorzędowej aktywności tektonicznej (ryc. 1, 7, 8). Blok Górecka Starego pocięty jest systemem uskoków kulisowych (Jaroszewski 1977) i wykazuje słabą aktywność tektoniczną. Współczynnik krętości krawędzi wskazuje na jego słabe dźwiganie wzdłuż dyslokacji wewnętrznej oraz Padołu Zwierzyńca i doliny Florianki (ryc. 1, 7, 8). Blok Majdanu Sopotkiego obramowują dyslokacje od zachodu i południa. Słabym ruchom dźwigającym podlega on wzdłuż dyslokacji wewnętrznej oraz uskoku Sopotu i Długiego Kąta, a obniżającym w części północno-wschodniej. Blok Grabowicy wyróżnia się dużą zwartością i nachyleniem powierzchni w kierunku NNE. Krawędź południowo-zachodnia składa się z kilku stopni opadających do Padołu Suśca. Blok rozcięty jest uskokami o orientacji NW–SE, na których rozwinęły się suche doliny. Według Harasimiuka (1980) w strefie dyslokacji występują rozwarte szczeliny podłoża kredowego, wzdłuż których następowały przemieszczenia pionowe o amplitudzie do 5–7 m. Wskaźniki  $R_e$  i  $S$  wskazują na wyraźne podnoszenie południowo-wschodniej części bloku oraz obniżanie części północno-wschodniej. Wyniki czwartorzędowej aktywności tektonicznej wskazują, że blok Grabowicy ulega antytetycznej rotacji z kierunku SE ku NW (ryc. 1, 8).

Słabym ruchom obniżającym podlegają zapadliska (Kotlina Szumu, Padół Józefowa i Obniżenie Suśca) oddzielające bloki zewnętrzne od wewnętrznych. Kotlina Szumu, założona na liniach tektonicznych systemu ortogonalnego (NW–SE i NE–SW), jest ogólnie słabo obniżana w czwartorzędzie, o czym świadczy współczynnik wydłużenia dorzecza i krętości krawędzi oraz miąższość (ponad 50 m) osadów czwartorzędowych. Wartości współczynników uzyskane dla jej części południowo-zachodniej wskazują na dużą aktywność związaną z przelomowym odcinkiem doliny Szumu. Potwierdzają to progi w jej dnie, głębokie wcięcie (do 10 m) duży spadek dna (13,3‰), jak również wypukły profil terasy nadzalewowej i wklęsły dna doliny (Buraczyński 1980/81) (ryc. 1, 6, 7, 8). Obniżenie Suśca, również założone na uskokach systemu ortogonalnego, powstało w sarmacie w związku z szariażową fazą ruchów wschodniokarpaccich. Stanowi ono dyslokacyjną przerwę w sedymentacji osadów miocenu. Współczynnik krętości krawędzi wskazuje na wyraźną aktywność krawędzi północnej i wschodniej oraz wyraźne ruchy obniżające poniżej tych krawędzi (ryc. 8). Padół Józefowa jest przykładem podrzędnego rowu tektonicznego, rozwiniętego w strefie uskoków wstecznych i towarzyszącym im antytetycznym stopniom uskokowym. Objawy rotacji antytetycznej zaznaczają się obniżaniem powierzchni padołu ku NE i wzrastającą miąższością osadów czwartorzędowych. Zachodnia część Padołu ulega słabym ruchom obniżają-

cym, co można tłumaczyć antytetycznym podnoszeniem wzgórz zewnętrznych. Blok Majdanu Nepryskiego we wschodniej części Padołu Józefowa podlega słabym antytetycznym ruchom podnoszącym wzdłuż krawędzi zachodniej. Dowodzą tego wartości współczynnika krętości krawędzi i wydłużenia dorzecza oraz cienka pokrywa osadów czwartorzędowych (ryc. 1, 3, 6, 7, 8).

#### WNIOSKI

Dynamika rozwoju współczesnych zjawisk tektonicznych nawiązuje do kierunku NW–SE (ryc. 8). Większość wyróżnionych bloków przemieszcza się rotacyjnie w strefie krawędzi południowo-zachodniej i z nią wiąże się ich mobilność tektoniczna. Zastosowana metoda nie pozwala jednak na określanie rangi, amplitudy i wieku uskoków.

Otrzymane współczynniki wskazują na wyraźną współczesną aktywność zespołu uskoków brzeżnych, a także intensywne wypiętrzanie bloków krawędzi zewnętrznej oraz krawędzi wewnętrznej. Potwierdziły one, że strefa krawędzi południowo-zachodniej jest najbardziej zróżnicowana pod względem aktywności tektonicznej.

Przeprowadzone badania wskazują, że współczesny obraz tektoniczny Roztocza powstał w wyniku młodooalejskich ruchów między eocenem a wczesnym plejstocenem. Tektonika neogeńska ma charakter inwersyjny do tektoniki laramijskiej i zaznaczyła się głównie ruchami pionowymi, odmładzającymi przeważnie starsze linie tektoniczne. Wyodrębniły się wówczas bloki tektoniczne strefy krawędziowej Roztocza Tomaszowskiego. Przykładem inwersji jest blok Łosińca w osi synkliny Jacnia–Werchrata.

Otrzymane wartości wskaźników morfometrycznych dokumentują wcześniejsze poglądy na temat współczesnej aktywności tektonicznej Roztocza. Jednocześnie wskazują one na wyraźne zróżnicowanie aktywności tektonicznej w obrębie wyróżnionych bloków morfotektonicznych. Wskaźniki morfometryczne potwierdziły przejawy współczesnej aktywności tektonicznej zaznaczone deformacją profili podłużnych rzek (Szum, Sopot) i teras erozyjnych (Sopot) oraz zmianami miąższości aluwii (Obniżenie Suśca, Tanew).

Wskaźniki wydłużenia dorzecza i krętości krawędzi były dotychczas stosowane dla obszarów górskich (Bull, Mc Fadden 1977). Przeprowadzone na Roztoczu badania wskazują, że można je również stosować dla wyżyn o niemal jednorodnej budowie litologicznej, ale silnie zróżnicowanych tektonicznie. Zastosowane metody morfometryczne dobrze uzupełniają wyniki badań geologiczno-

-geomorfologicznych i pozwalają wydzielać obszary o różnym natężeniu współczesnej aktywności tektonicznej oraz precyzować związki dynamiczne między wyróżnionymi blokami.

## LITERATURA

- Areń B. 1962; Miocen Roztocza Lubelskiego między Sanną a Tanwią. *Prace Inst. Geol.*, T. 30: 5–86.
- Areń B. 1968; Mapa Geologiczna Roztocza Lubelskiego między Sanną a Tanwią 1:200 000. *Inst. Geol. Warszawa.*
- Badura J., Przybylski B. 1989; Zastosowanie metod morfometrycznych dla określenia ruchów neotektonicznych w SW części Dolnego Śląska. *Kwart. Geol.* 33: 355–356.
- Brzezińska-Wójcik T. 1995a; Czwartorzędowa aktywność tektoniczna w dorzeczu Tanwi na Roztoczu. *Ann. UMCS, Sec. B, T. 48 (1993): 25–43.*
- Brzezińska-Wójcik T. 1995b; Czwartorzędowa aktywność tektoniczna w SW strefie krawędziowej Roztocza Tomaszowskiego. [W:] *Późnoczwartorzędowy rozwój rzeźby i zmiany środowiska przyrodniczego. Mat. Sympozjum dedykowanego prof. dr hab. Stefanowi Kozarskiemu z okazji 65-lecia urodzin i 40-lecia pracy naukowo-dydaktycznej.* 12–13.10.1995 Poznań: 48–49.
- Brzezińska-Wójcik T. 1996; Wpływ budowy geologicznej na rozwój rzeźby Roztocza Tomaszowskiego i Rawskiego. *Praca doktorska. Arch. Bibl. Głównej UMCS, Lublin:* 1–120.
- Bull W. B., Mc Fadden L. D. 1977; Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. [W:] D. O. Doehring (red.), *Geomorphology in arid regions. Binghamton Symposia in geomorphology*, 9: 115–136.
- Buraczyński J. 1974; Zarys geomorfologii Roztocza Rawskiego. *Ann. UMCS, Sec. B, T. 29: 47–76.*
- Buraczyński J. 1980/81; Development of valleys in the escarpment zone of the Roztocze. *Ann. UMCS, Sec. B, T. 35/36: 81–102.*
- Buraczyński J. 1984; Wpływ tektoniki na rozwój dolin strefy krawędziowej Roztocza. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* T. 54, 1/2: 209–225.
- Buraczyński J., Brzezińska-Wójcik T., Superson J. 1992; Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Tomaszów Lubelski, 1:50 000, *Wyd. Geol. (w druku).*
- Buraczyński J., Superson J. 1994; Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Komarów, 1:50 000. *Wyd. Geol. (w druku).*
- Cieśliński S., Rzechowski J. 1993; Mapa geologiczna podłoża czwartorzędu 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. [W:] *Przew. XLII Zjazdu Pol. Tow. Geol., Lublin 3–5 września 1970:* 56–74.



- Clarke J. I. 1966; *Morphometry from Maps. Essays in Geomorphology*. Ed. by Dury G. H., N.Y. Ann. Elsev. Publ. Comp.: 235–274.
- Harasimiuk M. 1980; Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Rozpr. hab. Wyd. BiNoZ UMCS, Lublin: 1–136.
- Harasimiuk M. 1984; Rola tektoniki i litologii w ewolucji sieci dolinnej Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Przew. LVI Zjazdu Pol. Tow. Geol. 13–15. IX. 1984 Lublin, Cz. 1: 66–68.
- Jahn A. 1956; Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. Pr. Geogr. PAN, Warszawa, nr 7, s. 453.
- Jaroszewski W. 1977; Sedymentacyjne przejawy miocenijskiej ruchliwości tektonicznej na Roztoczu Środkowym. Prz. Geol. T. 25, z. 8–9: 418–427.
- Jaroszewski W. 1994; Neotektonika i ruchy współczesne. [W:] Dadlez R., Jaroszewski W., Tektonika. PWN Warszawa: 423–485.
- Kowalski W. C., Liszkowski J. 1972; Współczesne pionowe ruchy skorupy ziemskiej w Polsce na tle jej budowy geologicznej. Biul. Geol. UW, Warszawa, T. 14: 5–19.
- Kurkowski S. 1994; Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Krasnobród (894), 1:50 000. Wyd. Geol., Warszawa: Tab. II: 1–34.
- Malinowski J. 1977; Wpływ neotektoniki na zmiany stosunków hydrogeologicznych Roztocza. Kwart. Geol. Warszawa T. 21, z. 1: 51–58.
- Malinowski J. 1993; Warunki hydrogeologiczne Roztocza w świetle tektoniki. [W:] M. Harasimiuk, J. Krawczuk, J. Rzechowski (red.), Tektonika Roztocza i jej aspekty sedymentologiczne, hydrogeologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe. Wyd. TWWP, Lublin: 109–117.
- Maruszczak H., Wilgat T. 1956; Rzeźba strefy krawędzowej Roztocza Środkowego. Ann. UMCS Lublin, Sec. B, T. 10: 1–107.
- Musiał T. 1987; Miocen Roztocza (Polska południowo-wschodnia). Biul. Geol. T. 31: 5–149.
- Moroz-Kopczyńska M., Kozłowski S. 1960a; Poszukiwania geologiczne surowców skalnych na Roztoczu (I). Prz. Geol., T. 8, z. 3: 121–126.
- Moroz-Kopczyńska M., Kozłowski S. 1960b; Poszukiwania geologiczne surowców skalnych na Roztoczu (II). Prz. Geol., T. 8, z. 5: 266–272.
- Ney R. 1965; Strukturalne i facjalne podstawy lokalizacji kamieniołomów w obrębie południowego Roztocza. Zesz. Nauk. AGH, nr 78, X Sesja naukowa, Zeszyt specjalny nr 9: 545–574.
- Ney R. 1966; Wglębny przekrój krawędzi Roztocza w Józefowie. Sprawozd. z pos. Komisji PAN, Oddz. w Krakowie. T. 9, z. 2: 520–524.
- Ney R. 1969; Piętra strukturalne w północno-wschodnim obramowaniu zapadliska przedkarpackiego, Prace Geol. PAN Oddz. Kraków, 53, s. 106.
- Ozimek W. 1975; Próba kartometrycznego badania ruchów neotektonicznych na Podhalu. Mater. I Kraj. Symp. „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”. T. 1, Wyd. Geol., Warszawa: 89–93.
- Pawłowski S. 1938; Sur la morphologie de la lisiere meridionale du plateau de Lublin. Bull. Intern. de L'Ac. Pol. et de Lettr. Cl. de Sc. Mat. et Nat. Serie A. (Sc. Mat.), Cracovie: 366–372.
- Popiel J. S. 1977; O utworach santonu na Środkowym Roztoczu. Prz. Geol., T. 25, nr 1: 16–18.
- Popielski W. 1994; Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Teresopol (893), 1:50 000. Wyd. Geol., Warszawa: Tab. II: 1–35.

- Pożaryski W. 1974; Obszar świętokrzysko-lubelski. [W:] Budowa geologiczna Polski, IV, Tektonika, cz. I: 314–362.
- Rączkowski W., Wójcik A., Zuchiewicz W. 1985; Młoda tektonika Karpat polskich w świetle analizy morfostrukturalnej. Zesz. Nauk. AGH, Geologia, T. 11: z. 2, 37–83.
- Rączkowski W., Wójcik A., Zuchiewicz W. 1986; Czwartorzędowa mobilność tektoniczna Karpat w świetle analizy mapy tektonicznej. Sprawozd. z Pos. Kom. Nauk., Kraków, T. 27, z. 1: 237–238.
- Ruhle E. 1976; Dynamika litosfery na obszarze Polski w okresie młodoalpejskiego piętra strukturalnego. Mater. I Kraj. Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. T. II, Wyd. Geol. Warszawa: 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 X 1992: 9–12.
- Wyrwicka K. 1977; Wykształcenie litologiczne węglanowych surowców skalnych mastrychtu lubelskiego. Biul. IG, 299. Z badań złóż surowców skalnych. T. 9: 5–97.
- Wyrykowski T. 1971; Map of recent absolute velocities of vertical movements of the earths crust surface on the territory of Poland, 1:2500 000. Inst. Geod. Kartogr. Warszawa.
- Zuchiewicz W. 1980; Analiza morfometryczno-statystyczna małych zlewni w obszarach mobilnych tektonicznie. Czas. Geogr., 51: 171–185.
- Zuchiewicz W. 1981; Morphometric methods applied to the morphostructural analysis of mountainous topography. Roczn. PTGeol., Kraków, T. 51, no 1–2: 99–116.
- Żelichowski A. M. 1974; Obszar radomsko-kraśnicki. [W:] Bud. Geol. Polski, IV, Tektonika cz. I: 113–128.
- Żelichowski A. M. 1983; Mapa tektoniczna 1:300 000. Tab. 43. [W:] Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. Wyd. Inst. Geol., Warszawa.

#### SUMMARY

The escarpment zone which is distinguishable for its relief and its geological structure has been developed on the line of old tectonical forms and corresponds with an important geological border which is considered to be the edge of the Subcarpathian depression. The main forms of the relief were shaped in the Miocene, the Pliocene and the early Pleistocene in cooperation with the tectonics as well as the processes of erosion and denudation. The Miocene tectonics has been marked with vertical movements during which some tectonical blocks of various height were created. According to many scientists in this part of the Roztocze there are signs of the tectonics, which is visible in the different intensity of the earth lifting in this region.

The main part in the geological structure of the escarpment zone play the limestones and the marls of the Turonian, opokas and marly gaizes and the gaizes of the Campanian and the Lower Maastrichtian. The sediments of the Cretaceous are covered by the limestones of the Upper Badenian.

The relation between the relief of the escarpment zone and the modern tectonical phenomena has been estimated on the basis of the coefficient of elongation drainage basin ( $R_c$ ) and the

edge sinuosity ( $S$ ). The tectonic activity is described by the value of these coefficient as: large activity -  $R_e = 0.50$  and  $S = 1.2-1.6$ ; weak -  $R_e = 0.50-0.75$  and  $S = 1.8-2.0$ ; and no activity -  $R_e = 0.75$  and  $S = 2.1-7.0$ .

The results of the coefficient of elongation drainage basin ( $R_e$ ) and the edge sinuosity ( $S$ ) have made the basis for distinction of explicit morphotectonic blocks of various tectonical activity.

In the light of the most contemporary geological and morphometrical data the south-western escarpment zone of the Tomaszowskie Roztocze reflects directly tectonical style of the mezocenozoical complex. There are very vivid the rotary translocating blocks of the outer border (Pardysówka-Nowiny), backward dislocations leading to the creation of the tectonical troughs and the semi-troughs (Zwierzyniec, Józefów, Tanew), as well as the lifting of the blocks in the inner border (Tereszpol-Górecko Stare, Majdan Nepryski-Narol). The valleys (the Szum, the Niepryszka, the Sopot) created on the transversal dislocations show very strong activity and separate some single blocks.

