

Morfometryczne kryteria oceny związku powierzchniowych form krasowych z tektoniką na przykładzie podniesienia Lubomla (Ukraina NW)

Radosław Dobrowolski*, Andrij Bogucki**, Iwan Zaleski***

Metody morfometryczne są przydatne nie tylko w rozważaniach nad morfogenezą lubelsko-wołyńskiego obszaru krasowego, ale także przy interpretacji jego cech strukturalnych. Analiza izopletowych map gęstości form krasowych dokumentuje ścisły związek między rozwojem współczesnej rzeźby krasowej, a kenozoiczną tektoniką podniesienia Lubomla w brzeżnej części kratonu wschodnioeuropejskiego. Ortogonalny układ głównych morfolineamentów (NE–SW/NW–SE) odzwierciedla przebieg subregionalnych dyslokacji kompleksu paleozoicznego, odmłodzonych w pokrywie mezo-kenozoiku w czasie młodolpejskich faz aktywności tektonicznej. Neotektoniczna ewolucja obszaru dokonywała się najprawdopodobniej w warunkach zmieniającego się regionalnego pola naprężeń, powodującego zmianę kierunku i zwrotu przemieszczeń, często wzdłuż tych samych płaszczyzn nieciągłości.

Słowa kluczowe: kras kredy piszącej, skały górnokredowe, analiza morfometryczna, podniesienie Lubomla, Polesie, Ukraina NW

Radosław Dobrowolski, Andrij Bogucki & Iwan Zaleski — **Morphometric criteria for estimation a relationship between karst relief and tectonics on the example of the Luboml Elevation (NW Ukraine).** Prz. Geol., 634–638.

Summary. Morphometric methods are useful not only for consideration a morphogenesis of the Lublin-Volhynia karst area but also for interpretation of its structural features. Analysis of isopleth maps of the density of karst forms evidences a close relationship between the development of present karst relief and the Cainozoic tectonics of the Luboml Elevation in the marginal part of the East European craton. Orthogonal arrangement of the main morpholineaments (NE–SW/NW–SE) follows subregional dislocations of the Paleozoic complex, which proliferated to the Meso-Cainozoic cover during the Late Alpine phases of tectonic activity. Neotectonic evolution of this area occurred probably in circumstances of a fluctuating regional stress field, what resulted in a change of direction and sense of displacements, often along the same surfaces of discontinuity.

Key words: karst of chalk, Upper Cretaceous rocks, morphometric analysis, Luboml Elevation, Polesiye, NW Ukraine

Wykorzystanie analiz morfometrycznych do badania związku powierzchniowych form krasowych ze strukturą krasowiejącego podłoża może stanowić cenne uzupełnienie prac prowadzonych w tym zakresie innymi metodami (Williams, 1971; Mills & Starnes, 1983; Ferrarese i in., 1998). Jest to szczególnie przydatne narzędzie badawcze w obszarach z dobrze rozwiniętym zespołem powierzchniowych form krasowych, zdradzającym ich wyraźne uporządkowanie przestrzenne. Orientację form — wydłużenie i azymut dłuższej osi — można bowiem w takim przypadku traktować jako morfologiczny wyraz uszczelnienia górotworu. Obraz przestrzennego zróżnicowania tych cech może być zatem wykorzystany zarówno do rozważań morfogenetycznych, jak i do wnioskowania o przebiegu uskoku i stref uskokowych w równinnych obszarach słabo czytelnych pod względem geologicznym. Wydaje się, że najlepszych wyników w tym względzie można oczekiwać w obszarach platformowych, charakteryzujących się stosunkowo mało skomplikowanym stylem tektonicznym. Warunki te spełnia południowo-zachodnia część platformy wschodnioeuropejskiej, z dobrze rozwiniętym na powierzchni zespołem form krasowych, reprezentujących typ krasu kredy piszącej (Maruszczak, 1966). Zastosowanie procedury badawczej, łączącej wyniki pomiarów morfometrycznych z badaniami terenowymi, dało dobre rezultaty przy ocenie wpływu tektoniki na morfogenezę krasu lubelskiego (Dobrowolski, 1998). Obiecujące wyniki dotychczasowych prac wskazywały jednocześnie na celowość rozszerzenia badań na słabo

dotychczas poznany pod tym względem obszar Wołynia (Ukraina NW), charakteryzujący się analogicznym typem wykształcenia litologicznego skał krasowiejących (kreda pisząca, margle kredopodobne), podobną topografią krasową oraz systemem odwodnienia.

Cechy strukturalne obszaru

Niemal cały lubelsko-wołyński obszar krasowy jest położony w południowo-zachodniej, brzeżnej strefie kratonu wschodnioeuropejskiego, głównie w obrębie jego elewowanych jednostek, zwanych: podniesieniem wołyńskim na wschodzie i podniesieniem (zrębem) kumowskim na zachodzie (ryc. 1). Obie elewacje strukturalne tworzą w istocie jedną wspólną jednostkę, rozdzieloną uskokami normalnymi — o zrzutach przewyższających niekiedy 1000 m — na jednostki niższego rzędu: blok Grabowca i Dubienki w obrębie zrębu kumowskiego oraz Lubomla i Owadna-Radowic w granicach podniesienia wołyńskiego (Chiżniakow & Żelichowski, 1974).

Na plan strukturalny przedmezozoicznego podłoża, obejmującego cokół krystaliczny i paleozoiczną pokrywę platformową, składa się system uskoku normalnych i normalno-przesuwczych o kierunkach: NW–SE — równoległych do walnej strefy T-T oraz prostopadłych do nich uskoku NE–SW (Żelichowski, 1972). Drugorzędną rolę w paleozoicznym kompleksie strukturalnym odgrywają ponadto uskoki WNW–ESE, których powstanie związane jest z uaktywnianiem ruchów przesuwczych wzdłuż wglębnych rozłamów NW–SE (Pożaryski & Karnkowski, 1992).

W porównaniu z kompleksem paleozoicznym, tektonika mezo-kenozoiku jest znacznie słabiej wyrażona. Odegrała ona jednak istotną rolę w kształtowaniu kenozoicznej morfogenezy obszaru, wpływając na ukierunkowanie przebiegu oraz dynamikę procesów rzeźbotwórczych, czytelną w zapisie hipsometrycznym przedczwartorzędowej rzeźby

*Instytut Nauk o Ziemi, UMCS, ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin; e-mail: rdobro@biotop.umcs.lublin.pl

**Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Lwowski, ul. Doroszenki 41, 290000 Lwów, Ukraina

***Równieński Państwowy Uniwersytet Techniczny, ul. Soborna 10, 266000 Równe, Ukraina

obszaru (ryc. 2). Stosunkowo regularna sieć uskoków kenozoicznych o kierunkach zgodnych z wartyjskim planem strukturalnym zdaje się potwierdzać tezę Liszkowskiego (1979) o oscylacyjnych, cyklicznie odnawiających się, pionowych ruchach wzdłuż powierzchni struktur bretońskich, prowadzących do reaktywizowania starych stref uskokowych. Część uskoków kenozoicznych nie wykazuje jednak tak wyraźnych związków z przebiegiem dyslokacji paleozoicznych. Na podstawie przesłanek hydrogeologicznych (Herbich, 1980) i litostratygraficznych (Henkiel, 1984) są one interpretowane jako struktury nadprzesuwce (uskoki przesuwce i normalno-zrzutowe), pochodne względem poziomych przemieszczeń w podłożu. Ich orientacja, zwykle równoleżnikowa lub południkowa, nawiązuje do zmieniającego się w trakcie cyklu alpejskiego kierunku i zwrotu tych przemieszczeń. Zdaniem Kru-

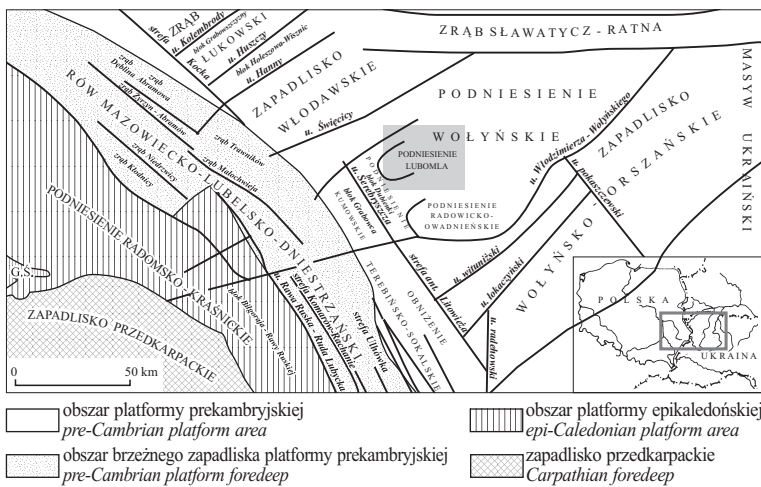
głowa i Cypki (1988) cechą charakterystyczną alpejskiego etapu ewolucji strukturalnej obszaru, poza samym faktem reaktywacji starych dyslokacji, była bowiem okresowa przebudowa regionalnego pola naprężeń, powodująca zmianę układu sił między uskokami podłużnymi (NW–SE) i poprzecznymi (NE–SW). Tendencję do reorientacji regionalnego pola naprężeń w tym okresie zdają się potwierdzać również wyniki analiz mezostrukturalnych, wykonanych dla kompleksu mezozoicznego w granicach podniesienia kumowskiego (Dobrowolski, 1995).

Współczesne pola naprężeń masywu skalnego w obszarze lubelskim, określone na podstawie pomiarów *break-outs*, sugerują względnie stałe, południkowe położenie osi δ_1 — maksymalnego naprężenia głównego i równoleżnikowy osi δ_3 — najmniejszego naprężenia (Jarosiński, 1994). Taki rozkład wskazuje na działanie prostej kompresji zgodnej z kierunkiem N–S i tensji W–E. W konsekwencji, w strefach starych rozłamów paleozoicznych mogą zaznaczać się tendencje do małoskalowych ruchów dźwigających. Na podstawie analizy miąższości poszczególnych ogniw litostratygraficznych kompleksu mezo-kenozoicznego Palienko (1992) szacuje, że w granicach podniesienia wołyńskiego najszybsze tempo wynoszenia, rzędu 0,1 mm/rok, jest charakterystyczne dla wydzielanych tu bloków: Lubomla, Łukowa i Owadna (na ryc. 3 — oznaczone odpowiednio indeksami cyfrowymi X, XI, XIX).

Warunki rozwoju form krasowych

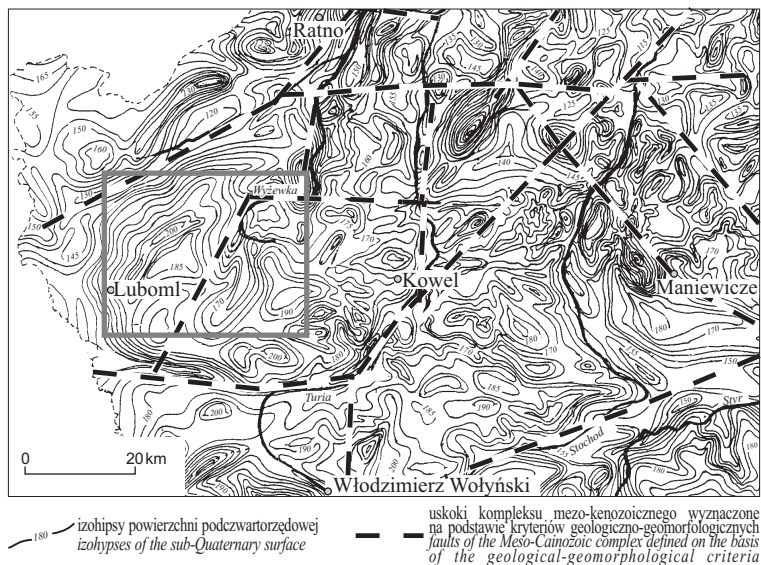
Wyżyny lubelsko-wołyńskie wraz z położonym na ich przedpolu Polesiem stanowią największy w Europie zwarty obszar występowania szczególnego typu zjawisk krasowych, określanych jako kras kredy piszącej. Jego odrębność warunkują cechy litologiczne skał węglanowych, wykształconych w facji kredy piszącej lub marglistej (margle kredopodobne). Brak tutaj typowego systemu odwodnienia podziemnego, istotne są również różnice w rzeźbie. Kras lubelsko-wołyński był opisywany wielokrotnie w literaturze geologicznej i geomorfologicznej, zazwyczaj jednak odrębnie dla części wołyńskiej (Tutkowskij, 1911; Pawłowski, 1930; Lencewicz, 1931; Rühle, 1935, 1937) i lubelskiej (Wilgat, 1950; Maruszczak, 1966; Harasimiuk, 1980; Dobrowolski, 1998). Wyjątek w tym względzie stanowi opracowanie Rühlego (1976), będące jak dotąd jedynym kompleksowym studium zjawisk krasowych w kredzie piszącej na międzyrzeczu Wisły i Bugu oraz Bugu i Styru.

Kreda pisząca i margle kredopodobne w postaci monolitycznej są bardzo słabo przepuszczalne mimo swej wysokiej porowatości. Wodoprzepuszczalność kredy lubelskiej jest określana średnio na $10^{-8} \div 10^{-11}$ m/s (Herbich, 1980); podobne wartości podawane są dla kredy wołyńskiej (Lomaew, 1979). W praktyce więc, z hydrogeologicznego punktu widzenia, oba typy litofacjalne skał węglanowych uznać można za skały nieprzepuszczalne. Decydującą rolę w krążeniu wód podziemnych w tej sytuacji odgrywa system szczelin, głównie tektonicznych; największe współczynniki filtracji są notowane w sąsiedztwie udokumentowanych



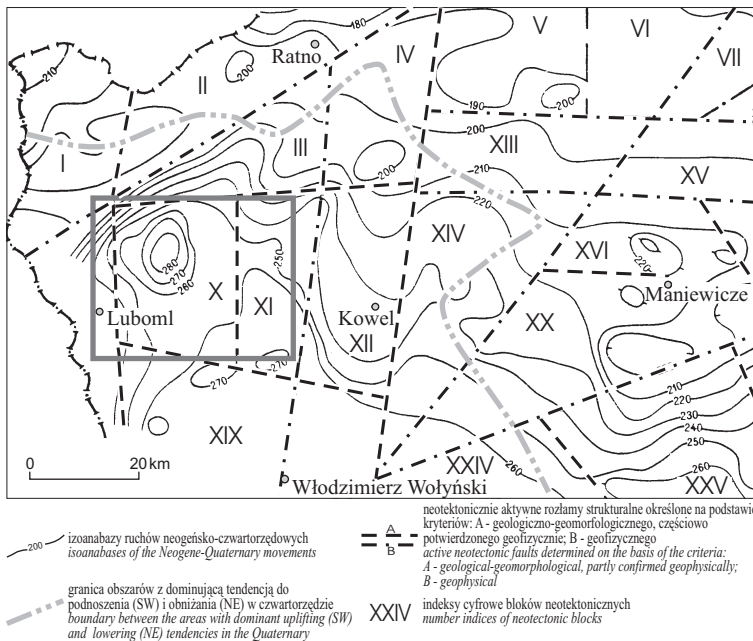
Ryc. 1. Położenie obszaru badań na tle szkieletu tektonicznego Polski SE i Ukrainy NW (wg Chiżniakowa & Żelichowskiego, 1974). Obszar objęty analizą morfometryczną zaznaczony rastrem kropkowym

Fig. 1. Situation of the examined area against the background of the tectonic sketch of SE Poland and NW Ukraine (after Chiżniakow & Żelichowski, 1974). The area subjected to a morphometric analysis is marked by dot hachure



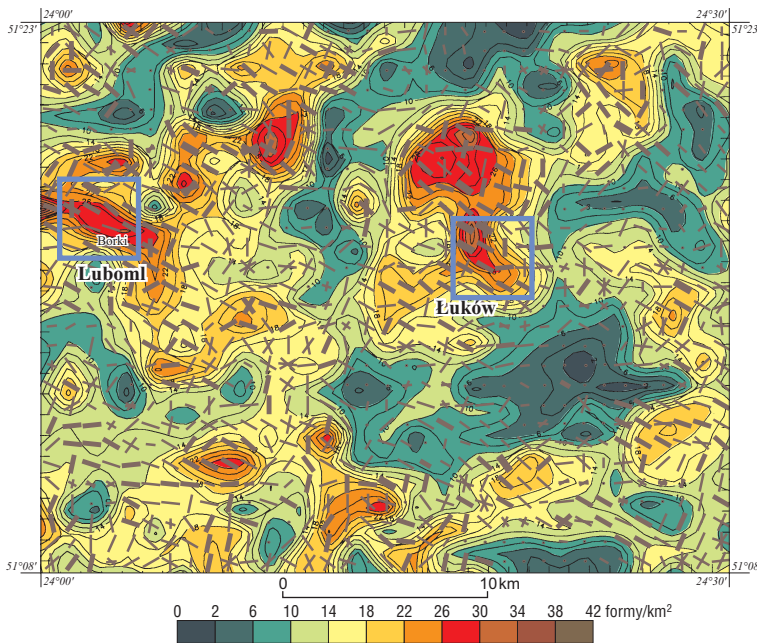
Ryc. 2. Mapa hipsometryczna powierzchni podzwartorzędowej Polesia Wołyńskiego (wg Rühle, 1948 z uzupełnieniami Zaleskiego, 1999)

Fig. 2. Hypsometric map of the sub-Quaternary surface in the Volhynia Polesie (after Rühle, 1948, completed by Zaleski, 1999)



Ryc. 3. Mapa sumarycznych amplitud neotektonicznych ruchów podnoszących na Polesiu Wołyńskim wg Palienko, 1992. Obszar objęty analizą morfometryczną zaznaczony prostokątem

Fig. 3. Map of total amplitudes of neotectonic uplift movements in the Volhynia Polesiye after Palienko, 1992. The area subjected to a morphometric analysis is marked by a rectangle



Ryc. 4. Mapa gęstości form krasowych na podniesieniu Lubomla (obszar analizowany zaznaczony na ryc. 1); krótkie kreski — dominujący kierunek morfologiczny określony dla pól podstawowych o powierzchni 1 km² (grubość kresek proporcjonalna do frekwencji elementarnych form krasowych); w ramach pola testowe przedstawione na ryc. 5 (opis w tekście)

Fig. 4. Density map of karst forms in the Luboml Elevation (the examined area marked in Fig. 1); short lines — dominant morphologic direction defined for the elementary fields of 1 km² (line thickness proportional to the frequency of primary karst forms); the measurement fields presented in Fig. 5 (description in the text) are framed

stref dyslokacyjnych o charakterze tensyjnym (Krajewski, 1970). Laminarny ruch wody wzdłuż powierzchni uskoków wpływa na ukierunkowanie odpływu podziemnego,

przyczyniając się do ukierunkowania form rzeźby krasowej.

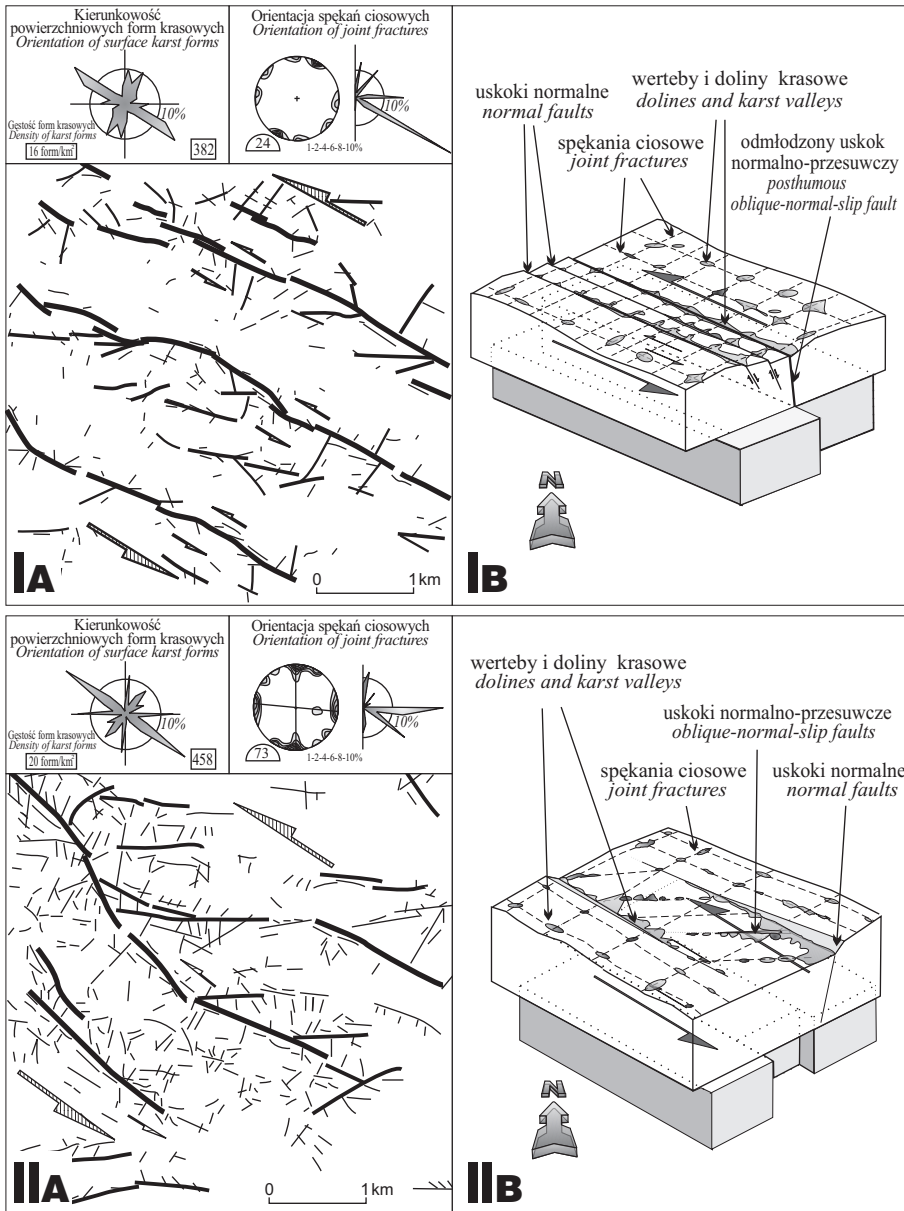
Metoda analizy morfometrycznej form krasowych

Przy wyborze wskaźników morfometrycznych ilustrujących wpływ struktury na morfogenezę krasową (vide Williams, 1971; McConnell & Horn, 1972; Mills & Starnes, 1983) zdecydowano się na rozwiązanie najprostsze z technicznego punktu widzenia, a mianowicie konstrukcję izoplekowej mapy gęstości form krasowych. Mimo swej prostoty jest ona jednak najbardziej efektywna pod względem interpretacyjnym, odzwierciedla bowiem indywidualne cechy litologiczne i parametry hydrogeologiczne skał krasowięjących.

Podstawę konstrukcyjną mapy stanowiły pomiary gęstości drobnych form krasowych (wertebów i uwałów), obliczone dla pól odniesienia o powierzchni 1 km². Ze względów technicznych w analizie uwzględniono jedynie te formy, które możliwe były do identyfikacji na mapie topograficznej 1 : 25 000 (cięcie poziomicowe 2,5 m). Obliczoną frekwencję obniżek krasowych przypisywano środkowi geometrycznemu każdego z pól pomiarowych, a następnie transformowano ich wyniki na zmienną ciągłą. Analizę statystyczną danych przeprowadzono z wykorzystaniem programu komputerowego *Surfer*; Golden Software Inc. (ryc. 4). Zgodnie z sugestią Mościbrody (1999), w celu zwiększenia wiarygodności wyników i uniknięcia dwuwariantowości biegu izolinii, przy wprowadzaniu danych uwzględniono dodatkowo tzw. „piąty punkt odniesienia”, będący średnią arytmetyczną frekwencji każdego z czterech sąsiadujących pól pomiarowych. Przy interpolacji została zastosowana metoda autokorelacji (*kriging*), powszechnie oceniana jako najbardziej obiektywna dla szacowania zmiennych przestrzennych.

W celu zwiększenia zakresu interpretacji otrzymaną mapę izoplekową zestawiono z wynikami pomiarów ukierunkowania form krasowych. Dla każdego z pól pomiarowych konstruowano histogramy orientacji form, dające podstawę do wyznaczenia kierunku dominującego, przedstawianego z kolei w postaci wektorowej na mapie (ryc. 4). W celu obiektywizacji wyników analiz morfometrycznych porównano je z wynikami pomiarów mezostrukturalnych (orientacją spękań ciosowych), wykonanych w terenie dla pól testowych, odpowiadających obszarom o największych gradientach frekwencji form. Zestawienia tego dokonano na tle obrazu ukierunkowania form w ujęciu typologicznym (ryc. 5).

Analizą morfometryczną objęto elementarne formy krasowe na obszarze 980 km², położonym w zachodniej części Polesia Wołyńskiego, w całości w granicach podniesienia Lubomla (ryc. 1). Obszar ten pod względem typologicznym można zaliczyć do najbardziej reprezentatywnych dla wołyńskiego krasu kredy piszącej (Rühle, 1976).



Ryc. 5. Kierunki dłuższych osi form krasowych w wytypowanych polach testowych lubelsko-wołyńskiego obszaru krasowego (grubość linii proporcjonalna do rangi typologicznej form) zestawione z wynikami pomiarów orientacji spęknięć ciosowych (A) wraz z interpretacją morfostrukturalną (B): I — pole Borki; II — pole Łuków; lokalizacja pól jak na ryc. 4

Fig. 5. Directions of the longer axes in the selected measurement fields of the Lublin-Volhynia karst area (line thickness proportional to typologic rank of the forms) compared with the measurement results of orientation of joint fractures (A) and morphostructural interpretation (B): I — Borki measurement field, II — Łuków measurement field; situation of the fields as in Fig. 4

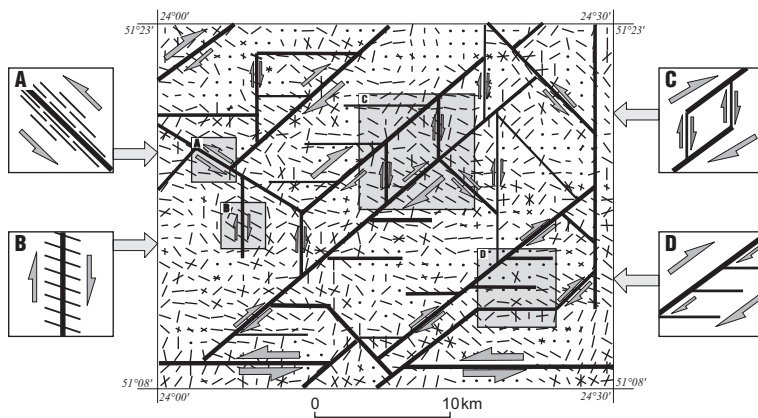
Dyskusja wyników

W uzyskanym obrazie kartograficznym zwraca uwagę liniowy układ stref o podwyższonych gradientach gęstości form krasowych, nawiązujących głównie do kierunków NE–SW oraz NW–SE (ryc. 4). Tworzą one kratowy, ortogonalny system krzyżujących się lineamentów, dzielących obszar na oddzielne bloki o średnich wymiarach 10 km x 15 km. Liczne, ale znacznie krótsze są odcinki o przebiegu równoleżnikowym i południkowym, ustawione kulisowo w stosunku do lineamentów przewodnich, na których urywają swój bieg. Te drugorzędne lineamenty dodatkowo rozczłonkują obszar na mniejsze, romboidalne bloki. Zdaniem Palienko (1998) taki

prostoliniowy przebieg granic, uzyskanych w efekcie analizy rzeźby strukturalnej, można traktować jako przejaw zaburzeń nieciągłych górotworu, dający podstawę do wyznaczania „neotektonicznie aktywnych” rozłamów strukturalnych. Hydrogeologiczne parametry węglanowego masywu skalnego zdają się wskazywać, że otrzymany obraz można interpretować jako modelowy rozkład stref drenażu ukrytego, *de facto* odzwierciedlający plan strukturalny kompleksu mezo-kenozoicznego. Zbieżność orientacji ciosu z przestrzennym rozkładem form krasowych (ryc. 5) potwierdza tę tezę i skłania do podjęcia próby kinematycznej interpretacji wyników. Istotną zgodność, zwłaszcza w odniesieniu do głównych sektorów kierunkowych, wykazuje również porównanie uzyskanych wyników z mapą hipsometryczną powierzchni podczwartorzędowej (ryc. 2) oraz schematyczną mapą wielkości neotektonicznych ruchów dźwigających (ryc. 3).

Ortogonalny układ głównych lineamentów (NE–SW/NW–SE) odzwierciedla przebieg subregionalnych dyslokacji kompleksu paleozoicznego, odmłodzonych w pokrywie mezo-kenozoiku w czasie młodoolpejskich faz aktywności tektonicznej. Szerokość strefy, w której zaznacza się bezpośredni przejaw ich morfostrukturalnego oddziaływania, podkreślony zbieżnością kierunkową form krasowych — elementarnych i wyższej rangi — wynosi ok. 5 km (ryc. 4–6). Kulisowo dochodzące do nich lineamenty o orientacji W–E oraz N–S i kącie inklinacji około 40–45°, mogą sugerować tendencję do ruchów przesuwczych w podłożu — prawoskrętnych wzdłuż rozłamów NE–SW i lewoskrętnych wzdłuż rozłamów NW–SE i W–E (ryc. 6). Zarówno

równoleżnikowe, jak i południkowe lineamenty należałoby wówczas interpretować jako drugorzędne uskoki normalne, bądź normalno-przesuwcze, pochodne względem głębszych przemieszczeń. Większość młodych uskoków kompleksu mezo-kenozoicznego o przebiegu południkowym (subpołudnikowym) wykazuje wyraźną tendencję do prawoskrętnego przesuwu. Wzdłuż głównej osi tych deformacji zaznacza się strefa ścinania o szerokości 1–3 km z kulisową, niskokątową asocjacją spęknięć (ryc. 6). Interesujący obraz morfostrukturalny wyłania się w środkowej części analizowanego obszaru, gdzie obecność romboidalnych bloków, ograniczonych rozłamami o orientacji NE–SW, można interpretować jako przejaw deformacji kompensacyjnych między schodkowo ustawionymi uskoki normalno-przesuwczymi w podłożu (ryc. 6).



Ryc. 6. Interpretacja strukturalna wyników pomiarów morfometrycznych: A — proste przedłużenie powierzchni uskoku w kompleksie mezo-kenozoicznym odmłodzonego uskoku normalnego lub normalno-przesuwczego, B — dekstralny uskok podłoża z kulisowo ustawionymi uskokami normalnymi lub normalno-przesuwczymi w kompleksie mezo-kenozoicznym, C — deformacje kompensacyjne między schodkowo ustawionymi uskokami dekstralnymi, D — drugorzędne uskoki przesuwcze lub normalno-przesuwcze, towarzyszące subregionalnemu uskoku dekstralnemu; grube linie — wyinterpretowane uskoki tektoniczne (grubość proporcjonalna do rangi kinematycznej)

Fig. 6. Structural interpretation of the results of morphometric measurements: A — simple continuation of the fault surface of exhumed normal or normal-strike-slip fault in the Meso-Cainozoic complex, B — dextral fault of the basement with échelon pattern of normal or normal-strike-slip faults in the Meso-Cainozoic complex, C — compensation deformations between the steplike arranged dextral faults, D — secondary strike-slip or normal-strike-slip faults accompanying the subregional dextral fault; thick lines — deduced tectonic faults (thickness proportional to kinematic rank)

Podsumowanie

Uzyskany na podstawie analizy parametrów morfometrycznych obraz planu strukturalnego kompleksu mezo-kenozoicznego badanego obszaru, uszczegółowił dotychczasowy stan wiedzy w tym zakresie. Odzwierciedla on młodokenozoiczną ewolucję tektoniczną obszaru, której kształtowanie musiało następować w warunkach zmieniającego się regionalnego pola naprężeń, przy zakładanym współdziałaniu pionowego wypiętrzania, prostej kompresji i pary sił w płaszczyźnie poziomej (*vide* Kruglow & Cypko, 1988; Palienko, 1992). W przypadku takim mogło dochodzić do zmiany kierunku i zwrotu przemieszczeń, często wzdłuż tych samych płaszczyzn nieciągłości.

Przedstawiona metoda analizy morfometrycznej pozwala zatem, poza oceną przestrzennego zróżnicowania gęstości powierzchniowych form krasowych, na dokonanie wstępnej interpretacji strukturalnej obszaru. Jest to szczególnie przydatne narzędzie badawcze w obszarach o niewystarczającym rozpoznaniu tektoniki kompleksu mezo-kenozoicznego. W badanym przypadku pozwoliło nie tylko na określenie jej wpływu na morfogenezę krasową, ale także umożliwiło wyznaczenie kenozoicznych nieciągłości tektonicznych w analizowanym, słabo odsłoniętym obszarze platformowym. Duża zgodność przebiegu uskoku wyznaczonych na podstawie analizy morfometrycznej z orientacją dyslokacji udokumentowanych innymi metodami świadczy o celowości prowadzenia tego typu analiz, zwłaszcza na etapie projektowania terenowych prac badawczych w zakresie geomorfologii i geologii.

Autorzy składają serdeczne podziękowania prof. dr Henrykowi Maruszczakowi za cenne wskazówki merytoryczne dotyczące pracy oraz Recenzentowi za uwagi krytyczne wykorzystane w ostatecz-

nym sformułowaniu artykułu. Artykuł powstał w wyniku realizacji projektu badawczego KBN nr P04E 014 14.

Literatura

- CHIŻNIAKOW A.W. & ŻELICHOWSKI A.M. 1974 — Zarys tektoniki obszaru lubelsko-lwowskiego. *Kwart. Geol.*, 18: 707–719.
- DOBROWOLSKI R. 1995 — Drobne struktury tektoniczne w skałach górnokredowych wschodniej części Wyżyny Lubelskiej a dyslokacje podłoża platformy wschodnioeuropejskiej w kenozoiku. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 65: 79–91.
- DOBROWOLSKI R. 1998 — Strukturalne uwarunkowania rozwoju współczesnej rzeźby krasowej na międzyrzeczu środkowego Wieprza i Bugu. *Wyd. UMCS, Lublin.*
- FERRARESE F., SAURO U. & TONELLO C. 1998 — The Montello Plateau. Karst evolution of an alpine neotectonic morphostructure. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.*, 109: 41–62.
- HARASIMIUK M. 1980 — Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. *Wyd. UMCS, Lublin.*
- HENKIEL A. 1984 — Tektonika pokrywy mezo-kenozoicznej na północnym skłonie wału meta-karpackiego. *Ann. UMCS, sec. B*, 39: 15–38.
- HERBICH P. 1980 — Tektoniczne uwarunkowania horyzontalnej anizotropii warunków wodoprzepuszczalności utworów górnej kredy okolic Chełma. *Tech. Poszuk. Geol.*, 3: 27–32.
- JAROSIŃSKI M. 1994 — Pomiary kierunków naprężeń skorupy ziemskiej w Polsce na podstawie analizy breakouts. *Prz. Geol.*, 42: 996–1003.
- KRAJEWSKI S. 1970 — Charakterystyka dróg krążenia wód podziemnych w utworach szczelinowych górnej kredy na Wyżynie Lubelskiej. *Prz. Geol.*, 18: 367–370.
- KRUGLOW S.S. & CYPKO A.K. 1988 — Tektonika Ukrainy. *Niedra. Moskwa.*
- LENCEWICZ S. 1931 — Międzyrzecze Bugu i Prypeci. *Prz. Geogr.*, 9: 1–72.
- LISZKOWSKI J. 1979 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski, ark. Ostrów Lubelski. *Wyd. Geol.*
- LOMAEW A.A. 1979 — Geologia karsta Wołyni-Podolii. *Naukowa Dumka, Kijew.*
- MARUSZCZAK H. 1966 — Zjawiska krasowe w skałach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu (typ krasu kredy piszącej). *Prz. Geogr.*, 38: 339–370.
- McCONNELL H. & HORN J.M. 1972 — Probabilities of surface karst. [In:] R.J. Chorley (ed.), *Spatial analysis in geomorphology.* Methuen & Co Ltd., London: 111–133.
- MILLS H.H. & STARNES D.D. 1983 — Sinkhole morphometry in a fluviokarst region: eastern Highland Rim, Tennessee, USA. *Zeitsch. Geomorph. N.F.*, 27: 39–54.
- MOŚCIBRODA J. 1999 — Mapy statystyczne jako nośniki informacji ilościowej. *Wyd. UMCS. Lublin.*
- PALIENKO W.P. 1992 — Nowejsza geodynamika i jej odczucie w reliefie Ukrainy. *Naukowa Dumka, Kijew.*
- PALIENKO W.P. 1998 — Neotektonicznie aktywne rozłamy i ich wpływ na rzeźbę Ukrainy. *Mat. IV Zjazdu Geomorfologów Polskich, UMCS, Lublin:* 71–73.
- PAWŁOWSKI S. 1930 — Zjawiska krasowe na Polesiu. *Czasop. Geogr.*, 8: 172–174.
- POŻARYSKI W. & KARNKOWSKI P. 1992 — Tectonic Map of Poland During the Variscan Time, 1 : 1 000 000. *Wyd. Geol.*
- RÜHLE E. 1935 — Jeziora krasowe zachodniej części Polesia Wołyńskiego. *Rocz. Wołyński*, 4: 210–241.
- RÜHLE E. 1937 — Studium powiatu kowelskiego. *Zarząd Wołyńskiego Okręgu ZNP. Równe.*
- RÜHLE E. 1948 — Kreda i trzeciorzęd zachodniego Polesia. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 34: 1–120.
- RÜHLE E. 1976 — Uwagi o zjawiskach krasowych między środkową Wisłą a Bugiem oraz Bugiem i Styrem. *Stud. Soc. Sc. Torunensis*, 8: 257–277.
- TUTKOWSKI P.A. 1911 — Karstowyje jawlienija i samobytnyje artzijskije kluczi w Wołyńskiej gubernii. *Trudy Obszcz. Izslid. Wołyni*, t. 3, z. 1. Żytomierz.
- WILGAT T. 1950 — Kras okolic Cycowa. *Ann. UMCS, sec. B*, 8: 37–122.
- WILLIAMS P.W. 1971 — Illustrating morphometric analysis of karst with examples from New Guinea. *Z. Geomorph.*, 15: 40–61.
- ŻELICHOWSKI A. M. 1972 — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi a Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, 263: 1–97.