

ANNALS
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN-POLONIA

VOL. XLIV/XLV,2

SECTIO B

1989/1990

Zakład Geografii Fizycznej Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS

Henryk MARUSZCZAK, Ina SIRENKO

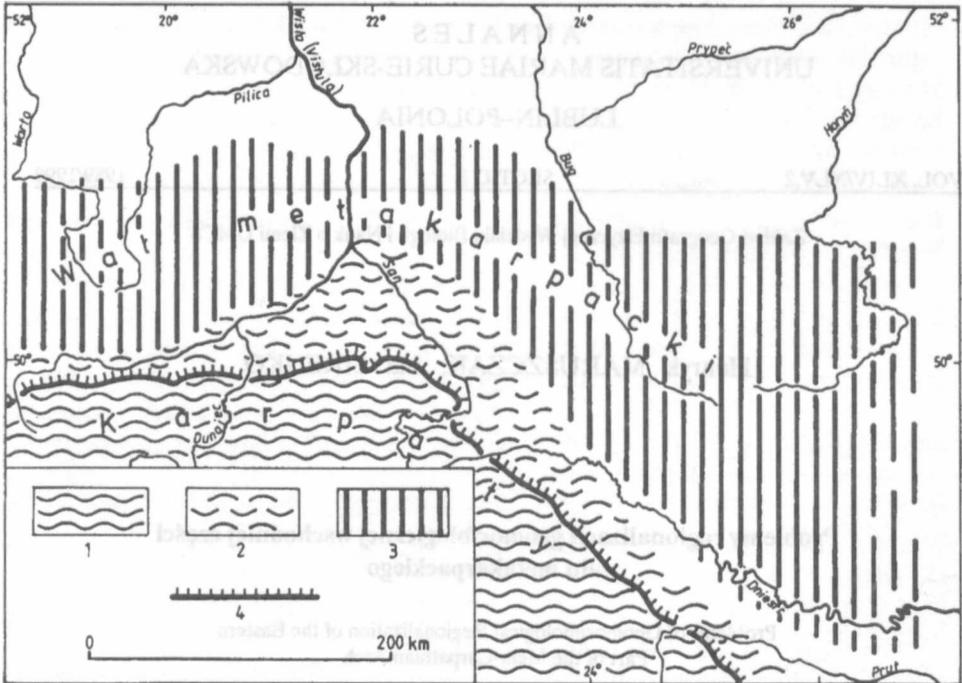
**Problemy regionalizacji geomorfologicznej wschodniej części
wału metakarpackiego**

Problems of Geomorphological Regionalization of the Eastern
Part of the Meta-Carpathian Arch

Wał metakarpacki stanowi położe podniesienie skorupy ziemskiej, które było reakcją na alpejskie fałdowanie Karpat. Wschodnia jego część rozciąga się — między obniżeniem perikarpackim i nizinami środkowoeuropejskimi — od doliny Wisły środkowej do zachodniego brzegu krystalicznej tarczy ukraińskiej. Analiza cech morfostrukturalnych tego obszaru świadczy, że dzisiejsza jego rzeźba odzwierciedla nie tylko główne, ale także drugorzędne rysy tektoniki podłoża platformy wschodnioeuropejskiej. Każdy z makroregionów geomorfologicznych, które wyróżnia się tutaj, charakteryzuje odrębny układ przewodnich linii orotektonicznych. Są to mianowicie cztery makroregiony typowo wyżynne (Wyżyna Lubelska, Wyżyna Wołyńska, Roztocze, Wyżyna Podolska) oraz obniżenie śródwyzynne (Kotlina Bużańsko-Styrska). Granice tych jednostek — a także drugorzędnych w ich obrębie — są wyraźnie czytelne na mapach topograficznych i przeważnie mają cechy krawędzi geomorfologicznych. Czytelność tych granic, oraz innych oznak zależności od tektoniki głębokiego podłoża, bardzo wyraźnie zmniejsza się na wschodzie, w strefie brzegu tarczy ukraińskiej. Tarcza ta była bowiem elementem strukturalnym zbyt sztywnym, aby mogła reagować na napięcia w skorupie ziemskiej w sposób charakterystyczny dla wału metakarpackiego. Cechy odrębności obszaru wschodniometakarpackiego są tak wyraźne, że łączenie go z sąsiednimi wyżynami nie wydaje się uzasadnione. W szczególności nie jest uzasadnione łączenie z przedgórzem wschodniokarpackim oraz Wyżyną Mołdawską pod wspólną nazwą Wyżyny Lubelsko-Mołdawskiej, tak jak to zaprezentowane zostało w monografii geomorfologicznej Europy (opublikowanej w 1984 r. pod redakcją C. Embletona).

WPROWADZENIE

Pojęcie „wał metakarpacki” wprowadził do literatury geologicznej J. Nowak (1927). W sensie orograficznym oznacza ono pas wyżynny równoległy do części łuku Karpat Zachodnich i Wschodnich (ryc. 1). W obrębie wału powszechnie odsłaniają się skały mezozoiczne oraz miejscami wynurzające się spod nich struktury zbudowane ze skał paleozoicznych. Od południa obrzeżają go krawędzie związane ze strefą uskokuw wyznaczających północną granicę zapadliska perikarpackiego, które



Ryc. 1. Szkic orotektoniczny wału metakarpackiego; 1 – orogen alpejski; 2 – zapadlisko przedgórskie Alpidów; 3 – wał metakarpacki; 4 – brzeg Karpat

Orotectonic sketch of the Meta-Carpathian arch; 1 – Alpine orogen; 2 – Alpine foredeep; 3 – Meta-Carpathian arch; 4 – Carpathians margin

w miocenie znajdowało się w zasięgu transgresji morskich. Od północy natomiast skłon wału zanurza się łagodnie pod neogeńskie osady zbiorników śródlądowych. Według A. Tokarskiego (1958, s. 807) „[...] to metakarpackie, trzeciorzędowe podniesienie może dziś być przez nas rozumiane jedynie jako wgłębna reakcja skorupy ziemskiej w okresie fałdowań młodopalpejskich na tworzący się na południu łańcuch karpacki”.

Według opinii prof. W. Pożaryskiego wał metakarpacki nie był dźwigny w następstwie ruchów alpejskich. Jego forma strukturalna jest wynikiem kontrastu silnych ruchów obniżających w schyłkowym basenie orogenezy alpejskiej, czyli w zapadlisku perikarpackim, oraz braku takich ruchów na sztywnym przedpolu. Północny skłon wału ma natomiast pewne założenia strukturalne jeszcze z epoki waryscyjskiej. Wiązały się one z istnieniem zapadliska wschodnioprypeckiego na odcinku platformowym oraz peryferycznego obniżenia tektonicznego waryscydów na zachodzie. Oba te obniżenia powiązane zostały później ze sobą w następstwie powstania trzeciorzędowej niecki mazowieckiej.

Wał metakarpacki przecina ukośnie różne jednostki strukturalne skorupy ziemskiej. W odcinku zachodnim znaczną rolę odgrywają struktury plikatywne

* Panu prof. W. Pożaryskiemu dziękujemy serdecznie za wyrażenie zgody na przedstawienie tej opinii w naszym opracowaniu, a także za inne uwagi krytyczne odnoszące się do dwu pierwszych rozdziałów.

uksztaltowane w okresie orogenezy kaledońskiej i waryscyjskiej oraz mezozoicznej orogenezy laramijskiej. Natomiast we wschodnim ważniejszą rolę odgrywają dysjunktywne linie paleozoicznych struktur blokowych w obrębie skłonu krystalicznej tarczy ukraińskiej, która ogranicza od wschodu zasięg wału. Wśród tych starych jednostek strukturalnych należy wymienić przede wszystkim granicę platformy wschodnioeuropejskiej. Chociaż przypisuje się jej charakter linijny i wysoką rangę w skali kontynentalnej, to jednak kreśli się ją dość różnie (W. P o ż a r y s k i 1957, J. Z n o s k o 1962, 1970). Historia tego „kreślenia” w literaturze polskiej rozpoczęła się w latach dziewięćdziesiątych XIX w. od wyznaczenia – na odcinku galicyjskim – linii Berdo–Narol przez W. T e i s s e y r e ’ a (1893, 1921). Nieco później w rozleglejszym kontekście europejskim pisał o tej linii A. Tornquist (patrz J. Z n o s k o 1962). W związku z tym w ostatnich dziesięcioleciach określa się ją dość często i to nie tylko w literaturze polskiej, jako linię Teisseyre’a–Tornquista (J. Z n o s k o 1970, S. S. K r u g ł o w i A. K. C y p k o 1988, W. P o ż a r y s k i 1990). Ta ważna linia tektoniczna w niektórych odcinkach nie odzwierciedla się w sensie orograficznym. Dlatego też tylko generalnie można byłoby przyjąć ją jako granicę dzielącą wał metakarpacki na część zachodnią i wschodnią. Z orograficznego punktu widzenia lepiej rozgranicza obie części dolina Wisły środkowej, a ściślej mówiąc przełom Wisły przez wyżyny południowopolskie. Na zachód od tego przełomu wśród struktur wału metakarpackiego bardzo istotną rolę odgrywają fałdowo-blokowe antyklinoria, a na wschód – bloki platformowe, oddzielone wyraźnymi rozłamami wgłębny, z odpowiadającym im typem rzeźby „płytowej” lub „płaskowyżowej”.

Trudności rozgraniczenia obu części wału metakarpackiego zaznaczały się chyba najwyraźniej przy określaniu przynależności Wyżyny Lubelskiej. Wiązano ją albo z Wyżyną Podolską pod wspólnym określeniem Płyta Czarnomorska (S. L e n c e w i c z 1922), albo też z Wyżyną Małopolską (J. K o n d r a c k i 1961). Według H. Maruszczaka na międzyrzeczu Wisły i Bugu łatwiej jest przeprowadzić granicę między regionami fizyczno-geograficznymi Europy Wschodniej i Zachodniej niż między regionami geomorfologicznymi (H. M a r u s z c z a k 1974, 1987).

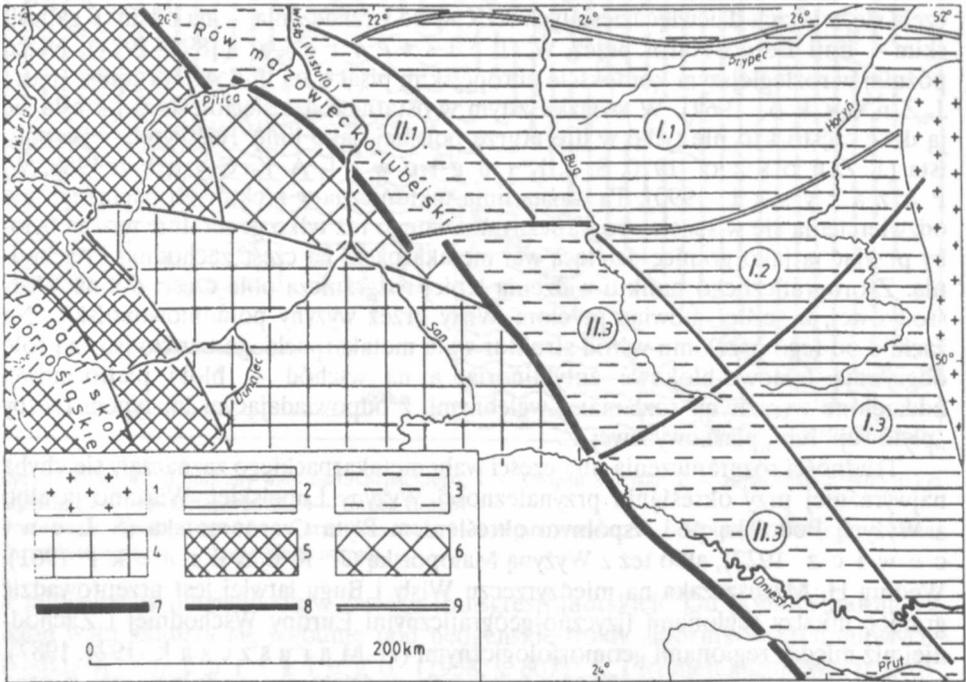
Oprócz cech naturalnych, utrudniających podziały geomorfologiczne, istotną rolę odgrywały także wielokrotne zmiany granic politycznych w ciągu ostatnich stuleci. Przykład omawianego obszaru wymownie świadczy o tym, jak czynniki natury politycznej ograniczają i zaciemniają perspektywę przestrzenną w rozważaniach nad przebiegiem granic jednostek naturalnych, w tym także geomorfologicznych.

PRZEWODNIE CECHY TEKTONIKI WSCHODNIEJ CZĘŚCI WAŁU METAKARPACKIEGO

Jak podkreślono, obie części wału metakarpackiego różnią się wyraźnie pod względem tektoniki. W części zachodniej układ orograficzny jest predysponowany budową blokową rozwiniętą na podłożu struktur fałdowych z okresu paleozoiczne-

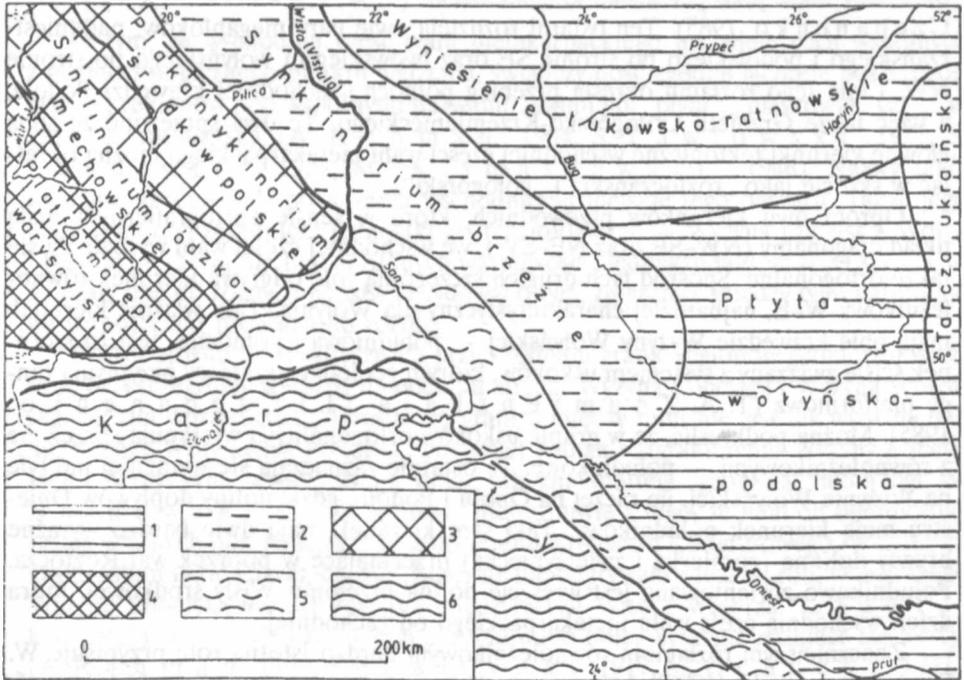
* W odniesieniu do tych obszarów powszechnie były używane określenia „płyta czarnomorska” lub „płaskowyż czarnomorski”. Znajdujemy je w podręcznikowych zarysach fizycznogeograficznych ziem polskich z okresu poprzedzającego pierwszą wojnę światową i międzywojennego (A. R e h m a n 1904, A. P a w ł o w s k i 1917, S. L e n c e w i c z 1922, 1937).

go, a szczególnie z orogenezy waryscyjskiej. Dominują tutaj kierunki NW–SE oraz WNW–ESE, tak charakterystyczne dla antyklinorium świętokrzyskiego oraz zapadliska górnośląskiego (ryc. 2 i 3). Można podkreślić, że kierunek WNW–ESE jest chyba najbardziej reprezentatywny, jako odpowiadający przebiegowi całej północnej gałęzi waryscydów środkowoeuropejskich (hercynidów) oraz północnej krawędzi masywu małopolskiego, ukształtowanego w cyklu kaledońskim.



Ryc. 2. Główne jednostki tektoniczne w erze paleozoicznej; zestawione na podstawie opracowań W. Pożaryskiego (1974, 1990) dla części zachodniej oraz I.D. Gofszejna (1979), a także T.A. Znamienskiej i I.I. Czebanenki (1985) dla części wschodniej; 1 – tarcza krystaliczna; 2 – platforma prekambryjska (megabloki: I.1 – łukowsko-poleski; I.2 – wołyński; I.3 – podolski); 3 – obniżona strefa skłonu platformy prekambryjskiej (megabloki: II.1 – mazowiecko-lubelski; II.2 – lwowski; II.3 – nadniedziestrzański); 4, 5, 6 – platforma paleozoiczna (4 – wczesnokaledoński masyw małopolski, 5 – obszar fałdowań waryscyjskich, 6 – wczesnokaledoński blok łysogórski); 7 – granica platformy prekambryjskiej; 8 – granice megabloków fundamentu prekambryjskiego; 9 – wczesnowaryscyjskie strefy uskokowo-zrzutowe i przesuwcze

Main tectonic units of the Palaeozoic era; completed on the basis of studies by W. Pożarski (1974, 1990) for the western part, and by I.D. Gofstein (1979), and also T.A. Znamenskaja and I.I. Czebanenko (1985) for the eastern part; 1 – Ukrainian crystalline shield; 2 – Precambrian platform (megablocks: I.1 – Łukowian-Polesian; I.2 – Volhynian; I.3 – Podolian); 3 – lowered zone of the Precambrian platform slope (megablocks: II.1 – Mazovian-Lublinian; II.2 – Lvovian; II.3 – Peri-Dniestrian); 4, 5, 6 – Palaeozoic platform (4 – early Caledonian „Masyw Małopolski” = Małopolsian Massif, 5 – area of Variscan foldings, 6 – early Caledonian block of Łysogóry); 7 – boundary of the Precambrian platform; 8 – boundaries of the megablocks of the Precambrian basement; 9 – early Variscan dip-slip fault and wrench fault zones



Ryc. 3. Główne jednostki tektoniczne w epoce orogenezy alpejskiej zestawione głównie na podstawie opracowania W. Pożaryskiego (1974); 1 – prekambryjska platforma wschodnioeuropejska; 2 – obniżona strefa skłonu platformy wschodnioeuropejskiej; 3 – antyklinoria i synklinoria w obrębie platformy paleozoicznej; 4 – platforma epiwaryscyjska; 5 – zapadlisko perikarpackie; 6 – orogen karpacki
 Main tectonic units in the epoch of the Alpine orogenesis; completed mainly on the basis of study by W. Pożarski (1974); 1 – East-European Precambrian platform; 2 – lowered zone of the East-European platform slope; 3 – anticlinoria and synclinoria within the Palaeozoic platform; 4 – epi-Variscan platform; 5 – Peri-Carpathian depression; 6 – Carpathian orogen

W części wschodniej natomiast główną rolę odgrywa kierunek NW–SE oraz NNW–SSE, odpowiadający przebiegowi południowo-zachodniej krawędzi platformy prekambryjskiej. Tej linii tektonicznej geolodzy ukraińscy przypisują obecnie nawet rangę planetarną (T. A. Z n a m i e n s k a j a i I. I. C z e b a n e n k o 1985). Określa ona jednoznacznie przebieg południowej granicy tej części wału metakarpackiego. Jest to kierunek szczególnie reprezentatywny dla Roztocza i Opola. W opracowaniach geologicznych odnoszących się do północno-zachodniej Ukrainy określany jest więc dość powszechnie jako roztozańsko-opolski (T. A. Z n a m i e n s k a j a i I. I. C z e b a n e n k o 1985). Identyczny kierunek ma także pasmo Miodoborów, dzielące Podole Zachodnie od Wschodniego i rozciągające się w strefie rozłamu tektonicznego między dwoma megablokami głębokiego podłoża: naddniestrzańskim i podolskim. Ten rozłam „miodoborski” i jego przedłużenie ku NW oddziela obniżone megabloki strefy skłonu od megabloków wzniesionych równoległe do brzegu platformy wschodnioeuropejskiej (ryc. 2). Z liniami rozłamowymi równoległymi do brzegu platformy ściśle jest sprzężony prostopadły do

nich, wglębny uskok gologórsko-krzemieniecki (J. D. G o f s z t e j n 1978), określane także jako perzańsko-krzemieniecki (T. A. Z n a m i e n s k a j a i I. I. C z e b a n e n k o 1985). Ten ostatni rozdziela dwie pary megabloków: naddniestrzańskiego i podolskiego po stronie SE oraz lwowskiego i wołyńskiego po stronie NW. Linia tego rozłamu określa przebieg północno-zachodniej krawędzi Podola, a więc także Grzbietu Gologórsko-Krzemieckiego. Te dwa sprzężone ze sobą główne kierunki tektoniczne wschodniej części wału metakarpackiego można określać w skrócie jako „roztoczański” i „gologórski”.

Oprócz dwu kierunków przewodnich, które w sensie kartograficznym mają układ diagonalny (NW–SE oraz NE–SW), we wschodniej części wału wyróżniają się także ortogonalne. Spośród tych drugich szczególną rolę odgrywa kierunek równoleżnikowy W–E, najbardziej charakterystyczny dla Wołynia. Taki właśnie kierunek mają obie krawędzie Wyżyny Wołyńskiej – południowa i północna. Jest to kierunek ściśle związany z systemem uskoków, którym geolodzy ukraińscy przypisują rangę platformową (T. A. Z n a m i e n s k a j a i I. I. C z e b a n e n k o 1985). Można podkreślić, że w grupie uskoków ortogonalnych występują sprzężone z równoleżnikowymi – południkowe. Te ostatnie zaznaczają się wyraźniej nie tyle na Wyżynie Wołyńskiej, ile raczej na Opolu i Podolu, gdzie doliny dopływów Dniestru mają kierunek południkowy. Taki sam kierunek mają dwie bardzo wyraźne bruzdy dolinne (gorajecka i zwierzyńska) przecinające w poprzek wał Rostocza. Południkowo zorientowana jest wreszcie dolina przełomu Wisły środkowej, która dzieli wschodnią część wału metakarpackiego od zachodniej.

Znaczniejszym rozłomom równoleżnikowym bardzo istotną rolę przypisuje W. P o ź a r y s k i (1990), który wyodrębnia je jako „wczesnowaryscyjskie strefy uskokowo-zrutowe i przesuwce” (ryc. 2). Na interesującym nas obszarze uskoki przesuwce powstały – według wspomnianego autora – we wczesnych fazach orogenezy waryscyjskiej. Skomplikowały one w sposób istotny strukturę orogenu kaledońskiego, rozciągającego się po zachodniej stronie linii Teisseyre’a-Tornquista. Orogen ten składa się z oddzielnych bloków, „[...] terranów, przetasowanych w trakcie przesuwu, zgarniętych i spojonych [...] oderwanych od różnych odległych struktur tektonicznych” (W. P o ź a r y s k i 1990, s. 7). Pod wpływem nacisku tych bloków w epoce waryscyjskich ruchów tektonicznych (W. P o ź a r y s k i 1986) powstały uskoki przesuwce sięgające także poza linię Teisseyre’a-Tornquista, na obszar platformy wschodnioeuropejskiej (ryc. 2).

Rozłamy omówionych głównych kierunków określają przewodnie rysy morfostukturalne, czyli także układ orograficzny wschodniej części wału metakarpackiego. Zależność struktury orograficznej od przewodnich linii tektonicznych podłoża wymownie ilustruje załączona mapa hipsometryczna (ryc. 4) i mapa wysokości względnych (ryc. 5). Pomimo tego przy próbach regionalizacji geomorfologicznej występowały różne wątpliwości i trudności. Bardzo często wynikały one z przyczyn natury subiektywnej.

RÓŻNICE W DOTYCHCZASOWYCH POGLĄDACH NA TEMAT
REGIONALIZACJI GEOMORFOLOGICZNEJ

O tym, że wschodnia część wału metakarpackiego ma wiele cech wspólnych z geomorfologicznego punktu widzenia, świadczy dość zgodne łączenie poszczególnych jej regionów pod wspólnymi nazwami, takimi jak „plyta”, „płaskowyż” czy „wyżyna” czarnomorska (A. R e h m a n 1904, S. P a w ł o w s k i 1917, S. L e n c e w i c z 1922, M. K l i m a s z e w s k i 1946). Nazwy takie wyraźnie akcentowały powiązania wschodnioeuropejskie tego obszaru. Także jego podział na trzy zasadnicze jednostki geomorfologiczne – Wyżyna Lubelska, Wołyń i Podole – raczej nie budził żadnych wątpliwości. Jednakże fakt, iż w XIX i XX w. należały one do różnych państw decydował o tym, że granice między tymi naturalnymi jednostkami prowadzono różnie.

Wpływ stosunków politycznych przy kreśleniu granic regionów geomorfologicznych był szczególnie wyraźny na odcinku między Wyżyną Lubelską i Wyżyną Wołyńską. Można wprawdzie podkreślić, że granica między nimi nie jest tak wyraźna, jak np. między Wołyniem i Podolem. Niemniej jednak rozgraniczenie Wyżyny Lubelskiej i Wołyńskiej wzdłuż Bugu przez tak znakomitego geografa, jakim był W. N a ł k o w s k i (1887), wynikało niewątpliwie z tego, że miał on ograniczony zasięg własnych obserwacji głównie do terenu Królestwa Kongresowego. W ośrodku krakowskim takie „ograniczenie” zapewne nie odgrywało większej roli, wobec czego Wyżynę Lubelską umieszczano na międzyrzeczu Wisły i Wieprza (L. S a w i c k i 1922). W ośrodku lwowskim przyjmowano obie, wyraźnie różniące się wersje (A. R e h m a n 1904, S. P a w ł o w s k i 1917, M. O c h o c k a 1931).

W atlasach szkolnych E. R o m e r a (1928, 1956) Wyżyna Lubelska rozciąga się między Wisłą i Bugiem. Wpłynęło to zapewne na kreślenie zasięgu tej Wyżyny w podziałach opublikowanych w latach pięćdziesiątych, opracowanych przez wychowanków szkoły lwowskiej (A. C h a ł u b i Ń s k a i T. W i l g a t 1954, A. J a h n 1956). Zapewne podświadomie zaznaczały się w tych ujęciach skutki istnienia granicy państwowej wytyczonej po drugiej wojnie światowej wzdłuż Bugu. Trzeba bowiem zwrócić uwagę, że w 1939 r. ukazała się cenna rozprawa A. B o r u s i e w i c z a, w której było wykazane, że po obu stronach środkowego Bugu występują jednostki geomorfologiczne rozciągające się w poprzek dolin na kształt „grzęd równoleżnikowych”, tak charakterystycznych dla Wyżyny Wołyńskiej. Rozprawa A. B o r u s i e w i c z a (1939) ukazała się jednak tuż przed drugą wojną światową i w pewnym sensie została przeoczona. Poza tym poprowadzona w niej zachodnia granica Wyżyny Wołyńskiej, sięgającej prawie do środkowego Wieprza, była nie mniej dyskusyjna niż prowadzona przez innych wzdłuż Bugu. Zapewne m. in. dlatego autor znakomitego studium geomorfologicznego Wyżyny Lubelskiej A. J a h n (1956) przyjął wschodnią granicę tej Wyżyny wzdłuż Bugu. Z geomorfologicznego punktu widzenia było to jednak trochę niekonsekwentne, gdyż na obszarze między Wisłą i Bugiem autor ten wyróżnił trzy następujące, podstawowe kierunki strukturalno-geomorfologiczne: „lubelski” (WNW–ESE), „wołyński” (W–E) i „roztoczański” (NW–SE).

Rozgraniczenie Wyżyny Lubelskiej i Wołyńskiej wzdłuż środkowego Wieprza przyjmował J. K o n d r a c k i (1961) w swoich wcześniejszych podziałach fizycznogeograficznych Polski. Taką koncepcję granicy skrytykował H.

M a r u s z c z a k (1972) zwracając uwagę, że jednostki geomorfologiczne o bardzo podobnych cechach występują nie tylko po obu stronach środkowego Bugu, ale także i środkowego Wieprza. Zaproponował więc rozgraniczenie obu wyżyn wzdłuż działu wodnego Wieprza i Bugu. Po wschodniej stronie tego działu panuje wołyński kierunek grzęd równoleżnikowych, a po zachodniej stronie raczej lubelski, co wyraźnie podkreślają doliny prawych dopływów Wieprza środkowego – Łabuńki i Wolicy (ryc. 4). Taką propozycję rozgraniczenia akceptował J. K o n d r a c k i (1977) w swoich nowszych wersjach podziału regionalnego Polski. Przeciwno wypowiedzieli się J. B u r a c z y Ń s k i i J. W o j t a n o w i c z (1981), nie podając przy tym żadnego istotnego uzasadnienia. Nie jest bowiem uzasadnieniem słowne zapewnienie, że jako kryterium swojego podziału przyjęli „charakter morfostrukturalny, związany z głównymi liniami tektonicznymi”. Nie jest także uzasadnieniem to, że nie odpowiada im zaliczenie Grzędy Horodelskiej i Sokalskiej do Wyżyny Wołyńskiej, a także stosowanie pojęcia Wyżyny Lubelsko-Wołyńskiej, „[...] które to nazwy dla badanego obszaru są nieuzasadnione i niewłaściwe z wielu powodów” (J. B u r a c z y Ń s k i i J. W o j t a n o w i c z 1981, s. 167–168). Taka argumentacja upoważniła tych autorów do sugerowania, że geomorfologiczny makroregion Wyżyny Lubelskiej sięga – przez Grzędę Horodelską i Sokalską – na wschód od Bugu, co zdaje się podpowiadać także załączona do ich opracowania mapa „jednostek geomorfologicznych”.

Mniej drastyczne przykłady subiektywnego podejścia zarysowały się przy kreśleniu granic między Roztoczem i Podolem. Nazwę Roztocze (od imienia pospolitego „roztocz” – rozpuszczenie, rozlanie) wprowadzili do literatury geografowie i geologowie galicyjscy w drugiej połowie XIX w. (H. M a r u s z c z a k i T. W i l g a t 1956). Granica polityczna, która dzieliła wówczas Galicję od Królestwa Kongresowego, wpłynęła na to, że grzbiet roztoczański kreślono tylko od Lwowa do Tomaszowa (wyróżniano Roztocze Lwowsko-Tomaszowskie lub Roztocze Rawskie). Uzasadnioną wersję rozciągnięcia zasięgu Roztocza na południe od Lwowa aż do krawędzi Podola przedstawił J. C z y ż e w s k i (1925). Krawędź Grzbietu Gologórsko-Krzemieńskiego przyjął on jako granicę Podola ujmowanego łącznie z Opolem. Obszar pomiędzy Opolem a Roztoczem Południowym wyodrębnił przy tym jako Podniestrze Zachodnie. Ta ostatnia, niewielka jednostka o rzeźbie typowo płaskowyżowej (Płaskowyż Lwowski), „nie pasuje” ani do Opola, ani do Roztocza, co zapewne może utrudniać kreślenie granic naturalnych.

Zmiana granic politycznych po drugiej wojnie światowej odzwierciedliła się dość jednoznacznie w podziale geomorfologicznym Ukrainy, który opracował P. M. C y ś (1962). Roztocze, którego tylko niewielka część znalazła się w granicach tej republiki, połączył on z Opolem i Podolem w granicach makroregionu Wyżyny Podolskiej. Zagadnienie to przedstawione jest identycznie w najnowszej geomorfologicznej monografii Ukrainy (J. M. R o s l y j et al. 1990). Przy akceptacji takiego poglądu należałoby w konsekwencji rozciągnąć zasięg Wyżyny Podolskiej ku północo-zachodowi aż do okolic Kraśnika na Wyżynie Lubelskiej. Grzbiet Roztocza ciągnie się bowiem nie od Lwowa do Tomaszowa, a od góry Chom (krawędź gologórsko-krzemieniecka) na południo-wschodzie do okolic Kraśnika na północo-zachodzie (H. M a r u s z c z a k i T. W i l g a t 1956).

MAKROREGIONY GEOMORFOLOGICZNE WSCHODNIEJ CZĘŚCI
WAŁU METAKARPACKIEGO

Dla zachodniej części wału metakarpackiego przyjmowane jest zbiorcze określenie Wyżyny Małopolskiej (J. K o n d r a c k i 1977) lub Wyżyny Śląsko-Małopolskiej (M. K l i m a s z e w s k i 1972). Dla wschodniej natomiast brak jest podobnego określenia, które można byloby akceptować bez zastrzeżeń. Przyjęte przez redaktora pierwszego tomu „Geomorfologii Polski”, M. K l i m a s z e w s k i e g o (1972), określenie Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie nie obejmuje całego interesującego nas obszaru. Dla całości można byłoby stosować wersję typu „Wyżyny Lubelsko-Wołyńsko-Podolskie”. Tak złożone określenie jest jednak niezbyt dobre z językowego punktu widzenia i niedogodne do stosowania. Raczej nie do przyjęcia wydaje się także rozszerzenie proponowanego przez H. M a r u s z c z a k a (1987) zasięgu „Wyżyn Polsko-Ukraińskich” na obszar Podola. Określenie to bowiem było zastosowane zamiast „Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie” i według intencji tego autora nie obejmowało Podola. Powrót do stosowanego od końca XIX w. pojęcia „Wyżyny Czarnomorskie” byłby także raczej nieuzasadniony, choćby dlatego, że taka jednostka nie sięga do Morza Czarnego i oddzielona jest od niego co najmniej pasem rozległej Niziny Nadczarnomorskiej. Jako zupełnie nieuzasadnioną należy ocenić propozycję wyodrębnienia, przez A. A. A s e - e v a et. al. (1984), „Wyżyny Lubelsko-Moldawskiej”. Obejmuje ona bowiem, oprócz wyżyn lubelsko-wołyńsko-podolskich, także znaczną część przedgórze wschodniokarpackiego oraz Wyżynę Moldawską. W każdym razie wydzielenie tak ujętej Wyżyny Lubelsko-Moldawskiej nie może być traktowane jako zastępcze, zamiast Wyżyn Czarnomorskich.

Przyjmujemy więc, że rozpatrywany obszar ma pewne istotne cechy wspólne związane z kształtowaniem się neogeńskiego wału metakarpackiego. Cechy te jednakże trudno jest akcentować za pomocą odpowiedniej nazwy regionalnej obejmującej omawiany obszar w całości. Można jeszcze podkreślić, że ten wielki region wyżynny stanowi część składową pasa wyżyn południowo-zachodnich rejonów platformy wschodnioeuropejskiej. Oprócz omawianych wyżyn do tego pasa należy rozległa Wyżyna Naddnieprzańska w zasięgu krystalicznej tarczy ukraińskiej oraz sąsiadująca z nią od południa Płyta Moldawska. Oddziaływanie ruchów pionowych związanych z orogenezą alpejską było tam słabsze ze względu na opór trzonu krystalicznego tarczy ukraińskiej. W związku z tym trudno byłoby dopatrywać się cech charakterystycznych dla wału metakarpackiego.

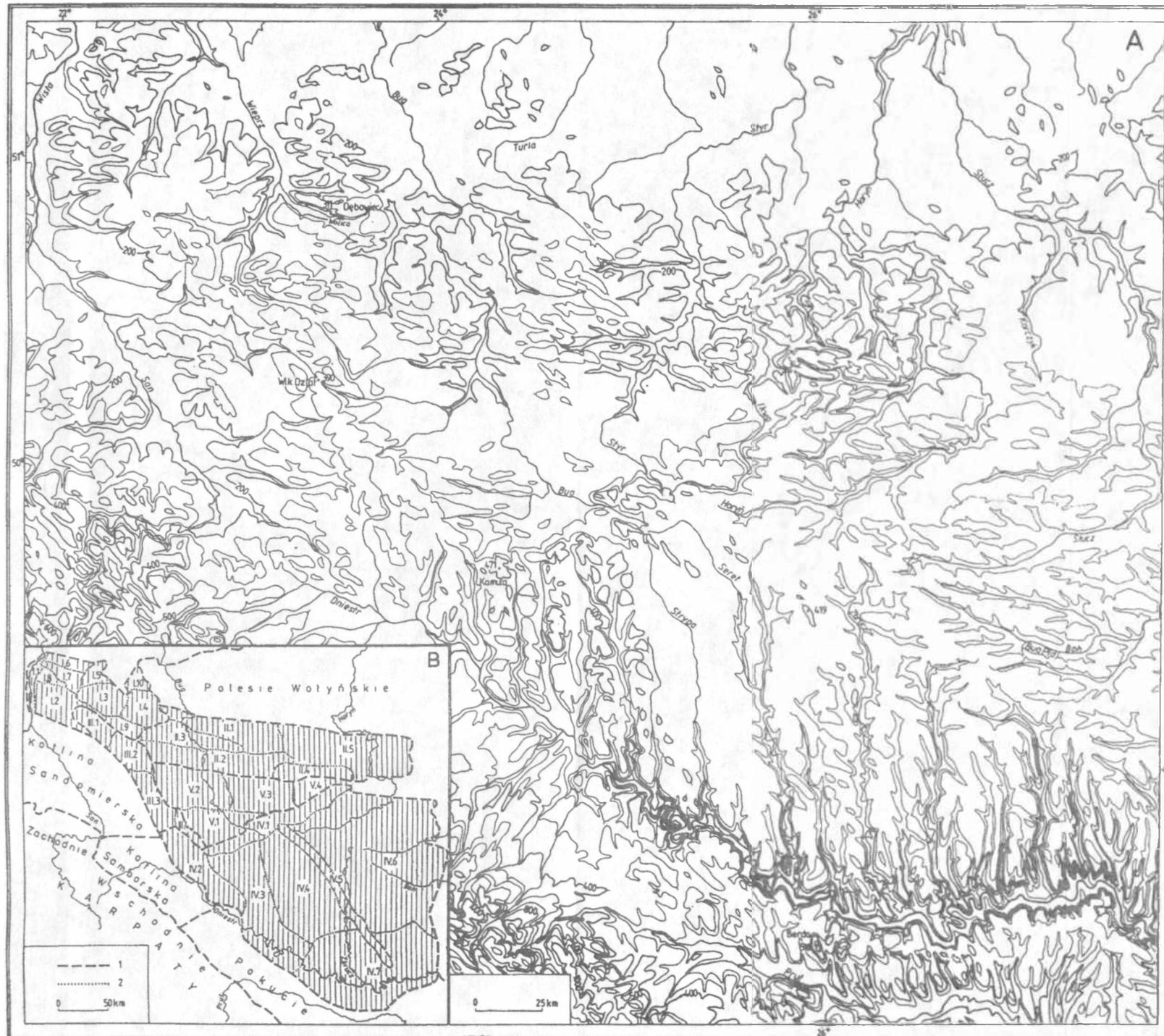
Wschodniometakarpacki obszar obejmuje następujące geomorfologiczne makroregiony o rzeźbie typowo wyżynnej: Wyżyna Lubelska (7550 km²), Wyżyna Wołyńska (12100 km²), Roztocze (3550 km²) i Wyżyna Podolska (38450 km²). Pomiędzy nimi w części środkowej występuje rozległe obniżenie Kotliny Bużańsko-Styrskiej (7050 km²), którego znaczna część ma rzeźbę nizinną. Najbardziej nizinna część tego makroregionu w niektórych opracowaniach autorów polskich była wyodrębniana m. in. jako „niż nadbużański” (A. R e h m a n 1904) czy Nizina Brodzka (A. B o r u s i e w i c z 1939). Według niektórych autorów ukraińskich cały ten makroregion charakteryzuje się rzeźbą typu nizinno-poleskiego; akcentowane to było stosowaniem nazwy Małe Polesie (K. I. G e r e n c z u k et. al. 1972).

Wyróżnione makroregiony mają dość wyraźnie różniące się główne rysy morfostrukturalne. Zróżnicowanie to podkreśla zmiana przewodnich kierunków orograficznych (ryc. 4 i 5). Na Wyżynie Lubelskiej jest to „lubelski” kierunek WNW–ESE. Na Wyżynie Wołyńskiej dominuje „wołyński” kierunek zbliżony do W–E. Dla Roztocza najbardziej charakterystyczny jest roztoczański kierunek NW–SE. Ramy strukturalne Wyżyny Podolskiej wyznaczają kierunki „gólogórski” (ENE–WSW) oraz „opolski” (NNW–SSE łącznie z kierunkiem NW–SE), ale dla jej wnętrza najbardziej charakterystyczny jest kierunek prawie południkowych jarów, który można określić jako „podolski”. Kotlina Bużańsko-Styrska ma ramy strukturalne określone przez kierunek gólogórski i roztoczański, ale w jej wnętrzu wyraźnie przeważa wołyński.

Najmniejszym z makroregionów jest Roztocze. Z formalnego punktu widzenia można oczywiście rozważać, czy należy wyodrębnić go jako „równoważny” w stosunku do Wyżyny Podolskiej. W niektórych podziałach łączono więc Roztocze z Wyżyną Lubelską (A. J a h n 1956, J. K o n d r a c k i 1961, 1977), która w takiej wersji sięgałaby osobliwym, wąskim półwyspem do krawędzi gólogórsko–krzemienieckiej, czyli do Podola. Półwysp ten przy tym ma dominujący kierunek morfostrukturalny NNW–SSE, ukośnie ścinający kierunek przewodni Wyżyny Lubelskiej WNW–ESE (ryc. 4 i 5). Inni zaś łączyli Roztocze z Wyżyną Podolską (P. M. C y ś 1962, J. M. R o s ł y j et al. 1990), która w takiej wersji miałaby analogiczny, przeciwnie zorientowany wąski półwysp sięgający 180 km na NW od krawędzi gólogórsko–krzemienieckiej; kierunek półwyspu jest przy tym w przybliżeniu prostopadły do wymienionej krawędzi. Te dwie wersje rozwiązania trudności nie mają uzasadnienia z punktu widzenia morfostrukturalnego. Roztocze stanowi jakby zwornik wiążący ze sobą wszystkie makroregiony wschodniej części wału metakarpackiego. Sięga ten zwornik ku NW na Wyżynę Lubelską, jest „przyrośnięty” do Wyżyny Wołyńskiej, obrzeża od SW Kotlinę Bużańsko-Styrską i swoim skrajnym południowo-wschodnim cyplem styka się z Wyżyną Podolską. Jego część północno–zachodnia i środkowa należy do zlewiska bałtyckiego, a część południowo-wschodnia – do czarnomorskiego; europejski dział wodny między dorzeczami Wisły i Dniestru przecina wał Roztocza w okolicy Rawy Ruskiej.

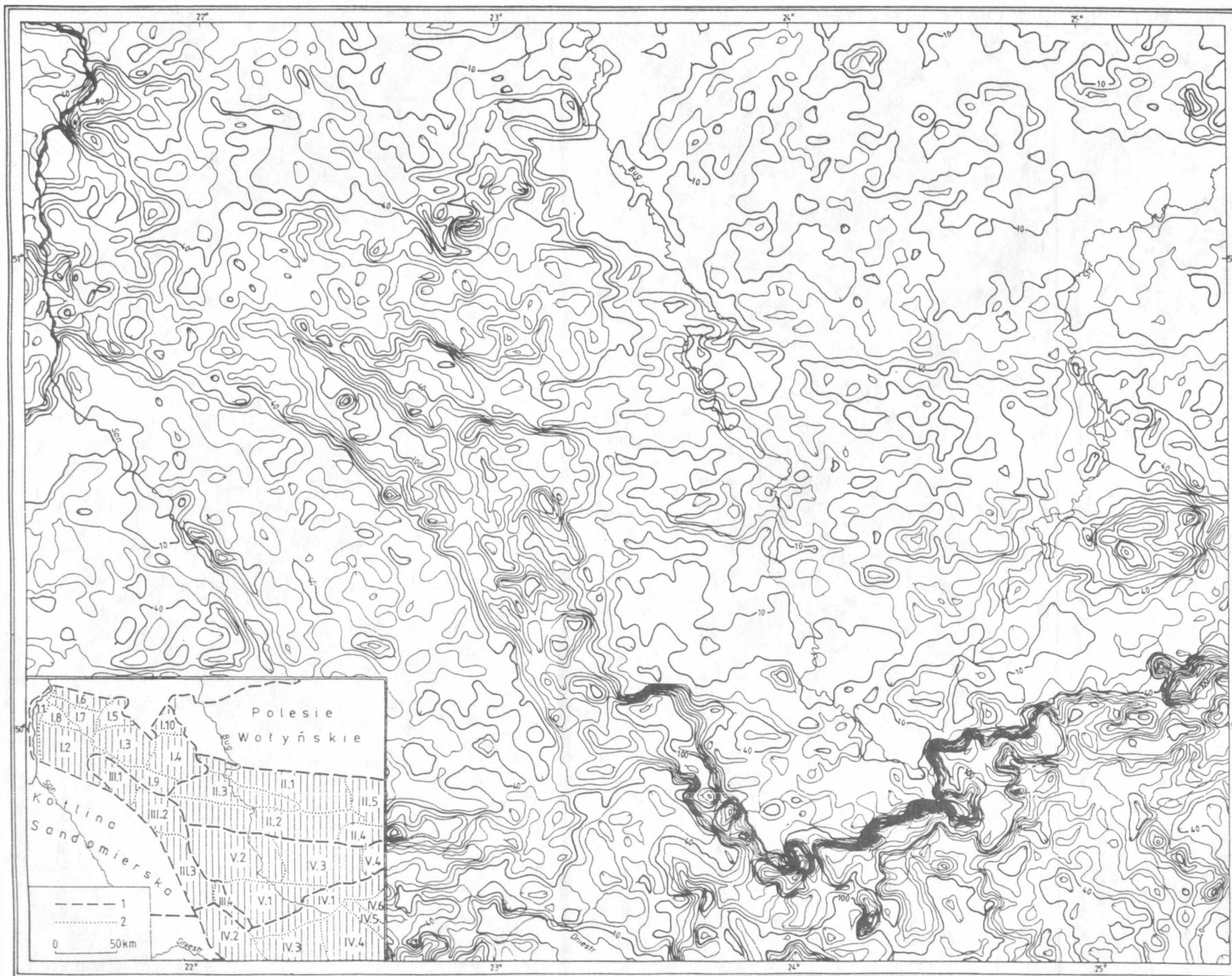
PRZEWODNIE CECHY MORFOSTRUKTURALNE WYRÓŻNIONYCH MAKROREGIONÓW

Na generalną zależność ukształtowania południowo-wschodniej części omawianego obszaru, tzn. Podola, od tektoniki zwrócił uwagę przy końcu XIX w. W. Teisseyre. W informacji tymczasowej dotyczącej tych zależności stwierdził „[...] pierwszorzędne faliści dzisiejszej powierzchni kraju nie mogły powstać innym sposobem, jak tylko drogą procesów tektonicznych” (W. T e i s s e y r e 1984b, s. 191). Pomimo iż przedstawił on także wyniki analizy głównych kierunków orograficznych, w następnych opracowaniach odnoszących się do tego obszaru zwracano uwagę przede wszystkim na te cechy rzeźby, które wiązały się z płytowym ułożeniem skał (S. P a w ł o w s k i 1917, S. L e n c e w i c z 1922).



Ryc. 4. Mapa hipsometryczna (A) oraz regiony geomorfologiczne (B) wschodniej części wału metakarpackiego; granice geomorfologicznych jednostek regionalnych omawianych w tekście: 1 – makroregiony; 2 – regiony; wykaz makroregionów i regionów: I. Wyżyna Lubelska (I.1. Dolina Przełomowa Wisły Środkowej; I.2. Wzniesienie Urzędowskie; I.3. Wzniesienie Gielczewskie; I.4. Wzniesienie Grabowieckie; I.5. Płaskowyż Łuszczowski; I.6. Płaskowyż Nałęczowski; I.7. Płaskowyż Beżycki; I.8. Kotlina Chodelska; I.9. Kotlina Zamojska; I.10. Pagóry Chełmskie); II. Wyżyna Wołyńska (II.1. Grzęda Horodelsko-Torczyńska; II.2. Grzęda Sokalska; II.3. Padół Kryłowski-Porycki; II.4. Pasmo Pełczańsko-Mizockie; II.5. Wzniesienie Otycko-Korzeckie); III. Roztocze (III.1. Roztocze Gorajskie; III.2. Roztocze Tomaszowskie; III.3. Roztocze Rawskie; III.4. Roztocze Dawidowskie); IV. Wyżyna Podolska (IV.1. Grzbiet Gologórsko-Krzemieński; IV.2. Opole Małe; IV.3. Opole Wielkie; IV.4. Tarnopolski Płaskowyż Wierzchwinowy; IV.5. Miodobory; IV.6. Płaskowyż Płoskirowski; IV.7. Naddniestrzański Płaskowyż Jarowy); V. Kotlina Bużańsko-Styrska (V.1. Pobuże Grzędowe; V.2. Pobuże Zapadłe; V.3. Równina Brodzka; V.4. Kotlina Górnej Ikwy)

Hypsometric map (A) and geomorphological regions (B) of the eastern part of the Meta-Carpathian arch; boundaries of the geomorphological regional units discussed in the text: 1 – macroregions; 2 – regions; list of the macroregions and regions: I. Lublin Upland (I.1. Gap of the Middle Vistula; I.2. Urzędów Height; I.3. Gielczew Height; I.4. Grabowiec Height; I.5. Łuszczów Plateau; I.6. Nałęczów Plateau; I.7. Beżyce Plateau; I.8. Chodel Basin, I.9. Zamość Basin; I.10. Chelm Hills). II. Volhynia Upland (II.1. Horodło-Torczyń Plateau-ridge; II.2. Sokal Plateau-ridge; II.3. Poryck-Kryłów Trough; II.4. Pełcza-Mizocz Range; II.5. Otyka-Korzec Height); III. Roztocze Dividing Range (III.1. Goraj Roztocze; III.2. Tomaszów Roztocze; III.3. Rawa Roztocze; III.4. Dawidów Roztocze); IV. Podolia Upland (IV.1. Gologóry-Krzemieńec Ridge; IV.2. Little Opole; IV.3. Great Opole; IV.4. Tarnopol Flat Plateau; IV.5. Miodobory Ridge; IV.6. Płoskirów Plateau; IV.7. Peri-Dniesterian Dissected Plateau); V. Bug-Styr Basin (V.1. Pobuże Plateau-ridge; V.2. Low Pobuże; V.3. Brody Plain; V.4. Upper Ikwa Basin)



Ryc. 5. Wysokości względne wyżyn lubelsko-wołyńskich. Opracowane na podstawie pomiarów na mapie 1:100 000, w sześciobocznych polach o powierzchni 10 km², według zasad opracowanych przez prof. F. Uhorczaka. Izolinie do 100 m kreślone są w interwałach 10-metrowych, a powyżej 100 m w interwałach 20-metrowych. Grubszą linią wykreślono izoliny: 10, 40, 100 i 200 m

Relative relief of the Lublin-Volhynia Uplands. Worked out on the basis of the measurements on the map 1 : 100.000, in hexagonal areas of 10 km², according to the principles worked out by prof. F. Uhorczak (Uhorczak and Strojna 1972). Up to 100 m isolines are drawn every 10 m, and above 100 m — every 20 m. Isolines 10, 40, 100 and 200 m are thicker

Na znaczenie innych rysów tektoniki „płyty czarnomorskiej” ponownie zwróciła większą uwagę dopiero A. C h a ł u b i ń s k a (1928). Dzięki wnikliwemu studium wyróżniła ona wśród spękań skał na Podolu kierunki charakterystyczne dla warstw paleozoicznych i mezo-kenozoicznych. Porządkując systemy tych spękań wyróżniła główne kierunki wyraźnie związane z przebiegiem orogenu karpackiego, a także i brzegu tarczy ukraińskiej. Przedstawiła również przykłady zależności niektórych dolin od systemu spękań. Wyniki tego studium przyczyniły się do wzbogacenia obrazu zależności rzeźby omawianego obszaru od tektoniki. Świadczy o tym porównanie monograficznych opracowań podręcznikowych S. Lencewicza z 1922 i 1937 r. W opracowaniach regionalnych podjętych po drugiej wojnie światowej można więc było zwracać uwagę także na wpływ drugorzędnych rysów struktury geologicznej, a także szczegółowej ujętych cech litologicznych skał mezo-kenozoicznych (A. J a h n 1956, H. M a r u s z c z a k 1972). W ostatnich dziesięcioleciach nastąpił szybki rozwój badań geologicznych z zastosowaniem techniki głębokich wierceń. Umożliwiło to podejmowanie bardziej szczegółowych analiz cech morfostrukturalnych predysponowanych tektoniką głębokiego podłoża regionu lubelskiego czy wołyńsko-podolskiego (M. H a r a s i m i u k 1980, I. M. R o s t y j et. al. 1990).

W niniejszym opracowaniu chcemy dać bardziej systematyczny, porównawczy przegląd morfostrukturalnych cech rzeźby wschodniej gałęzi wału metakarpackiego. Posłużymy się przy tym m. in. mapą wysokości względnych (ryc. 5) znacznej części tego obszaru, zestawioną specjalnie w związku z przygotowaniem naszej rozprawy.

WYŻYNA LUBELSKA

Od dawna wyodrębniana jest pod taką nazwą (W. N a ł k o w s k i 1887); chyba tylko A. R e h m a n (1904) pisał o Płaskowzgórzu Lubelskim. Przewodnie kierunki morfostrukturalne wiążą się z położeniem Wyżyny w obrębie niecki brzeżnej skłonu platformowego. Główny z tych kierunków odpowiada załamaniu brzegu platformy wschodnioeuropejskiej, czyli linii Teisseyre'a-Tornquista (zgeneralizowany kierunek NW–SE), w strefie przeciętej wczesnowarwiscyjskimi ruchami przesuwczymi o kierunku W–E (ryc. 2). W rezultacie zarysował się kierunek pośredni WNW–ESE, „lubelski”, który odziedziczyła górnokredowa niecka brzeżna (synklinorium brzeżne). Bieg warstw skalnych w synklinorium określa układ subsekwentnych dolin lubelskich dopływów Wisły (Urzędówka, Chodelka, Bystra) i środkowego Wieprza (Por, Łabuńka). Ten tak charakterystyczny dla SW skrzydła synk-

* Mapa jest wykonana według metody ustalonej przez prof. dr F. Uhorczaka. Pomiary wysokości względnych wykonano dla pól pomiarowych o powierzchni 10 km², w postaci regularnych sześcioboków. Taki układ pól eliminuje wszelkie wątpliwości i trudności powstające przy interpolacji wyników, uzyskiwanych według najczęściej stosowanych pomiarów w różnych polach prostokątnych. Według tej metody H. Strojna wykonała w 1951 r. – pod kierunkiem F. Uhorczaka – mapę wysokości względnych Lubelszczyzny (F. U h o r c z a k , H. S t r o j n a 1972). Taką samą metodą E. Iwaniuk wykonała w 1981 r., pod kierunkiem H. Maruszczaka, mapę wysokości względnych Kotliny Sandomierskiej. Na obu wymienionych mapach znajduje się zachodnia część obszaru prezentowanego na ryc. 5. Dla części wschodniej mapę wysokości względnych opracowała taką metodą I. Sirenko. Całość zestawiona została w Zakładzie Geografii Fizycznej UMCS pod kierunkiem prof. dr H. Maruszczaka.

linorium brzeżnego kierunku dolin zmienia się we wschodniej części Wyżyny Lubelskiej, sięgającej do strefy osiowej synklinorium. Doliny subsekwentne w tej strefie rozciągają się równoleżnikowo, a następnie skręcają (i zmieniają kierunek na NNW–SSE) dość gwałtownie w obrębie NE skrzydła synklinorium. Taką zmianę kierunku najlepiej rejestruje dolina Wolicy na Wzniesieniu Grabowieckim (ryc. 4). Należy podkreślić, że ten region położony w strefie osiowej synklinorium wyróżnia się na Wyżynie Lubelskiej największą wysokością. Punkt kulminacyjny Wyżyny (311 m n. p. m.) znajduje się we wsi Dębowiec. Fakt ten wymownie świadczy, że struktura orograficzna Wyżyny Lubelskiej jest inwersyjna w stosunku do budowy geologicznej synklinorium brzeżnego. Ta cecha makrorzeźby była wyraźnie eksponowana w nowszych opracowaniach (A. J a h n 1956, H. M a r u s z c z a k 1972, M. H a r a s i m i u k 1980).

Oprócz przewodniego, „lubelskiego” kierunku subsekwentnego istotną rolę odgrywa także konsekwentny, właściwy dla SW skrzydła synklinorium brzeżnego, gdzie warstwy pochylone są generalnie ku NNE. Dobrze rejestruje go dolina Bystrzycy Lubelskiej oraz środkowego Wieprza między Zwierzyńcem i Krasnymstawem. Ta druga dolina w Krasnymstawie – położonym w strefie osiowej synklinorium – dość ostro zmienia swój kierunek SSW–NNE na SSE–NNW. Należy jeszcze zwrócić uwagę na południkowy kierunek przelomowej doliny Wisły środkowej, ukośnie ścinający układ warstw skał górnokredowych SW skrzydła synklinorium brzeżnego. Można się zastanawiać, czy wiąże się on z systemem uskoków ortogonalnych wyróżnianych na Wyżynie Wołyńsko-Podolskiej (T. A. Z n a m i e n s k a j a i I. I. C z e b a n e n k o 1985)? Przeciwko takiej interpretacji zdaje się świadczyć fakt, że ani na mapie topolineamentów Wyżyny Lubelskiej wyznaczonych na podstawie analizy rysunku poziomic (M. H a r a s i m i u k 1980), ani na mapie fotolineamentów interpretowanych na zdjęciach satelitarnych (J. B a ż y ń s k i i B. D a n i e l - D a n i e l s k a 1982) nie ma takiego kierunku ortogonalnego.

Granice Wyżyny Lubelskiej są dość wyraźne; ich kreślenie raczej nie nastęrczało wątpliwości, z wyjątkiem odcinka wschodniego. Najwyraźniejszą chyba granicę zachodnią wyznacza przelomowa dolina Wisły między Zawichostem i Puławami. Jej interpretacja morfostrukturalna jest jednoznaczna tylko w odcinku północnym, gdzie między ujściem Iłzanki i Kazimierzem jest to forma konsekwentna, a od Kazimierza do Puław – przynajmniej częściowo subsekwentna. Odcinek powyżej Iłzanki, typowo południkowy jest trudny do interpretacji ze względu na podkręślonych. Granica północna Wyżyny na odcinku między Wisłą i Bystrzycą, w postaci prostoliniowej krawędzi, ma kierunek zbliżony do subsekwentnego. Na wschód od Bystrzycy jest ona mniej wyraźna i ma złożony zarys; w kolejnych odcinkach biegnie w kierunku równoległym lub prostopadłym do brzegu platformy wschodnioeuropejskiej. Zmienność tych kierunków dobrze odpowiada układowi wgłębnych rozłamów (kierunki NE–SW oraz NW–SE), stwierdzanych w ostatnich latach przy pomocy metod geofizycznych na międzyrzeczu Wieprza i Bugu w rejonie Chełma (M. H a b e r 1989). W świetle tych badań rysuje się tutaj układ podrzędnych bloków strukturalnych w pełni zgodny z przebiegiem megabloków południowo-zachodniej peryferii platformy wschodnioeuropejskiej (ryc. 2). Taki układ podrzędnych bloków bardzo wyraźnie zaznacza się w rejonie Chełma także na mapie fotolineamentów odczytanych ze zdjęć satelitarnych (J. B a ż y ń s k i i B. D a n i e l - D a n i e l s k a 1982). Wobec tego wydaje się, że proponowane przez M. H a r a s i m i u k a (1980) kreślenie północnej grani-

cy Wyżyny Lubelskiej między Wieprzem i Uherką na linii o kierunku WNW–ESE nie jest uzasadnione z punktu widzenia budowy geologicznej. Taka linia nie jest czytelna także w sensie orograficznym. Trudno więc byłoby akceptować sugerowane przez M. H a r a s i m i u k a (1980) włączenie Obniżenia Dorohuckiego do Wyżyny Lubelskiej.

Granica wschodnia Wyżyny Lubelskiej na odcinku w rejonie Chelma jest wyraźna – stanowi ją krawędź oddzielająca Wzniesienie Grabowieckie od Kotliny Dubienki. Ma ona wyraźne założenia w postaci uskoku NNW–SSE, równoległego do brzegu platformy wschodnioeuropejskiej. Wymieniona krawędź krzyżuje się w okolicy Raciborowic z równoleżnikową krawędzią Grzędy Horodelskiej, stanowiącej subregion Wyżyny Wołyńskiej. Od miejsca tego skrzyżowania granica wschodnia jest mniej wyraźna. Uzasadnione przez H. M a r u s z c z a k a (1972) prowadzenie jej działem wodnym Wieprza i Bugu w pełni wytrzymuje konfrontację z najnowszymi wynikami badań wgłębnej budowy geologicznej. Zgeneralizowany przebieg tej granicy na odcinku „działowym” jest bowiem zgodny z tektonicznym kierunkiem prostopadłym do brzegu platformy wschodnioeuropejskiej.

Granice południową na znacznym odcinku stanowi NE skłon Roztocza, odpowiadający kierunkowi subsekwentnemu dominującemu na Wyżynie Lubelskiej. Wał Roztocza, „wkraczający” na Wyżynę po okolice Kraśnika, komplikuje przebieg granicy w odcinku środkowym. W odcinku końcowym granicę wyznacza krawędź o wyraźnych założeniach tektonicznych, związanych ze strefą brzegową zapadliska perikarpackiego.

Poza tak nakreślonymi granicami o dość wyraźnych założeniach strukturalnych pozostaje Wał Uhruski, który był łączony z Pagórami Chelmskimi (A. C h a ł u b i Ń s k a i T. W i l g a t 1954, A. J a h n 1956). Cechy odrębności Wału podkreślił H. M a r u s z c z a k (1972) zwracając uwagę, że stanowi on zachodnie ogniwo grzędy czołowomorenowej tak charakterystycznej dla północnej części Polesia Wołyńskiego. W późniejszym opracowaniu tego autora Wał Uhruski jest już jednoznacznie oddzielony od Pagórów Chelmskich. Należy podkreślić, że Wał Uhruski ma wyraźny trzon zbudowany ze skał górnokredowych, sterczący ponad sąsiednie równiny typu poleskiego. Podobne trzony mają także inne ognia czołowomorenowego wału Polesia Wołyńskiego, położone na wschód od Bugu. W najnowszych opracowaniach geologów ukraińskich podkreśla się, że równoleżnikowy ciąg tych trzonów ma założenia strukturalne (A. B. B o g u c k i j 1975, J. M. R o s ł y j et. al. 1990, s. 28). Ten strukturalny garb równoleżnikowy Wału Uhruskiego wykazuje więc duże analogie z grzędami wołyńskimi. Stanowił on przeszkodę na drodze lądolodu podczas jednego z postmaksymalnych stadiałów zlodowacenia odrzańskiego. Dlatego jest wyraźnie nadbudowany przez formy akumulacji glacialnej strefy marginalnej tego stadiału. Takie założenia strukturalne Wału Uhruskiego nie dają więc podstaw do wiązania go z Wyżyną Lubelską (Pagórami Chelmskimi). Mają one bowiem cechy wołyńskie, a nie lubelskie.

Podział Wyżyny Lubelskiej na regiony geomorfologiczne oraz ich zwięzła charakterystyka, opracowana przez H. M a r u s z c z a k a (1972), pozostają więc nadal aktualne. Regionów tych jest dziesięć (Dolina Przelomowa Wisły Środkowej; Wzniesienie Urzędowskie; Wzniesienie Giełczewskie; Wzniesienie Grabowieckie; Płaskowyż Łuszczowski; Płaskowyż Naleczowski, Płaskowyż Bełżycki; Kotliny Cho-

delska; Kotlina Zamojska; Pagóry Chełmskie).^{*} Aktualny jest także przedstawiony przez tego autora szkic wybranych elementów strukturalnych Wyżyny Lubelskiej. Nowszy i bardziej szczegółowy przegląd jednostek strukturalnych, z uwzględnieniem niższych rzędów ich wielkości, przedstawił M. H a r a s i m i u k (1980). Scharakteryzował on jednostki morfostrukturalne o założeniach plikatywnych i dysjunktywnych. Dla jednostek regionalnych wyróżnionych na Wyżynie Lubelskiej (ryc. 4) charakterystyczne są trzy następujące typy rzeźby: a) „wzniesienia” z wysokościami względnymi 50–80 m; b) „płaskowyże” z przeważającymi wysokościami względnymi 30–50 m^{**}; c) obniżenia kotlinowate o wysokościach względnych do 40 m (ryc. 5). Odrębny, mieszany typ wykazują Pagóry Chełmskie z mozaikowym układem wysokości względnych (jak pod „a” i „c”).

WYŻYNA WOŁYŃSKA

Położenie poza zasięgiem niecki brzeżnej, czyli skłonu platformy wschodnioeuropejskiej, oraz w strefie wczesnowaryscyjskich ruchów przesuwczych, jednoznacznie predysponuje układ orograficzny tej Wyżyny. Dominuje tutaj równoleżnikowy, „wołyński” kierunek morfostrukturalny, określający grzędowy układ Wyżyny i jej wnętrza. Makroregion ten ma cechy jakby makrogrzędy z wyraźnymi krawędziami od strony południowej i północnej. W jej obrębie są grzędy drugiego rzędu, dzielące się na jednostki trzeciego rzędu („mikrogrzędy”), co najwyraźniej jest zaznaczone na Grzędzie Sokalskiej. Dominujący kierunek „wołyński” jest mniej więcej prostopadły do biegu warstw górnokredowych, odgrywających główną rolę wśród skał przedczwartorzędowych budujących ten makroregion. Dlatego też morfologiczny kierunek subsekwentny nie zaznacza się tak wyraźnie jak na Wyżynie Lubelskiej; ten oraz inne pozostałe kierunki morfostrukturalne odgrywają podrzędną rolę. Rejestrują je przede wszystkim doliny rzecznych przełomów przecinających w poprzek Wyżynę Wołyńską. Można wyróżnić wśród nich odcinki o kierunku równoległym do brzegu platformy (Bug między Horodłowicami i ujściem Huczwy) oraz prostopadłym (Styr powyżej ujścia Ikwy), a także odcinki południkowe, czyli prostopadłe do kierunku wołyńskiego (Bug w okolicy Sokala, Ikwa w okolicy Dubna, Horyń poniżej Ostroga).

Obie zasadnicze granice równoleżnikowe Wyżyny Wołyńskiej, tzn. północna i południowa, są tak wyraźne, że ich wyznaczenie nie nastęrcza żadnych wątpliwości. Mają one założenia w postaci zuskokowania podłoża platformowego w kierunku równoległym do wczesnowaryscyjskiej strefy przesuwczej. Od północy jest to znany w literaturze wglębny uskoc włodzimierski, (T. A. Z n a m i e n s k a j a i I . I . C z e b a n e n k o 1985), a od południa uskoc batiatycki, który okreś-

* Z podobnym stopniem szczegółowości przedstawiony jest w tym opracowaniu podział na regiony Rostocza. Nieco mniej szczegółowy jest podział Wyżyny Wołyńskiej i Kotliny Bużańsko-Styryjskiej. Nieporównanie mniej szczegółowy jest podział Wyżyny Podolskiej. Niektóre z uwzględnionych przez nas regionów podolskich są większe niż Wyżyna Lubelska, a nawet Wyżyna Wołyńska.

** Spośród regionów tego typu tylko Płaskowyż Nałęczowski w zachodniej części ma wysokości względne wzrastające do 90 m, co wiąże się ściśle z silnym jej rozcięciem w sąsiedztwie głębokiego, młodego przełomu Wisły środkowej (ryc. 5).

lany jest także jako wołyński (I. M. R o s ł y j et al. 1990, s. 46 i 55). Granica zachodnia, tzn. od strony Wyżyny Lubelskiej, jest już omówiona. Reprezentuje ona kierunek strukturalny prostopadły do brzegu platformy wschodnioeuropejskiej. Pozostały odcinek granicy zachodniej dzieli Wyżynę od Roztocza; stanowi ją krawędź między wierzchołną wyżej położoną na Roztoczu niż na Wołyniu. Można byłoby sugerować, że krawędź ta ma założenia tektoniczne o kierunku równoległym do brzegu platformy wschodnioeuropejskiej. Założenia takie nie zaznaczają się jednak zbyt wyraźnie, gdyż w strefie tej krawędzi równocześnie widoczna jest zależność rzeźby od biegu warstw skal górnokredowych. Następuje tutaj załamanie biegu warstw charakterystycznego dla SW skrzydła niecki brzeżnej (kierunek „roztoczański”) i przejście do równoleżnikowego kierunku w osiowej części niecki. W rezultacie w strefie wymienionej krawędzi następuje jakby zrastanie się grzęd wołyńskich (zachodnia część Grzędy Sokalskiej) z brzeżną częścią grzebietu Roztocza. Granica wschodnia Wyżyny ma inny charakter i jest mniej wyraźna. Cechy rzeźby wołyńskiej zanikają tam stopniowo na wschód od doliny Horynia, na pograniczu z krystaliczną tarczą ukraińską – Wyżyna Wołyńska niepostrzeżenie przechodzi w Polesie Zytomierskie. Jako umowną granicę można przyjąć dolinę Korczyka (lewy dopływ Sluczy), która prawdopodobnie jest predysponowana południkowym uskokiem korzeckim (T. A. Z n a m i e n s k a j a i I. I. C z e b a n e n k o 1985). Wprawdzie A. B o r u s i e w i c z (1939, s. 8) przyjmuje jako wschodnią granicę Wołynia słabo zaznaczoną krawędź (o wysokości 15–25 m), wznoszącą się po wschodniej stronie Sluczy, ale chyba raczej nie wyznacza ona faktycznego brzegu tarczy ukraińskiej.

Pierwszy dokładnie uzasadniony podział Wyżyny Wołyńskiej na regiony opracował A. B o r u s i e w i c z (1939), głównie na podstawie studium wysokości względnych. Nic więc dziwnego, że podział ten był akceptowany i powtórzony przez geomorfologów ukraińskich (P. M. C y ś 1962, I. M. R o s ł y j et al. 1990). Wydaje się, że należałoby go nieco zmodyfikować, nie tylko ze względu na inaczej nakreśloną granicę zachodnią Wyżyny Wołyńskiej. Chcemy bowiem zaakcentować odrębność podziału geomorfologicznego w stosunku do naszkicowanego przez A. Borusiewicza podziału Wołynia na krainy geograficzne.

Wydaje się więc, że Grzędę Północną można połączyć z Wyżyną Torczyńską, która także ma rzeźbę grzędową. Taką jednostkę można byłoby określić jako G r z ę d ę H o r o d e l s k o - T o r c z y Ń s k ą ; z punktu widzenia wysokości względnych reprezentuje ona płaskowyżowy typ rzeźby (ryc. 5). Nazwa ta proponowana jest od dwu znaczących miejscowości w strefie północnej krawędzi Grzędy. Wyodrębnienie G r z ę d y S o k a l s k i e j nie nastrocza żadnych wątpliwości. Podłużne obniżenie dzielące te dwie grzędy A. B o r u s i e w i c z (1939) wyodrębnił jako Padół Zamojski. Nie sięga ono jednak na zachód aż do Zamościa, który znajduje się już w granicach Wyżyny Lubelskiej. Określenie „padół” można pozostawić, gdyż obniżenie składa się z ciągu kotlinowatych odcinków doliny Huczwy, Bugu i Ługu. Od dwu znaczących miejscowości

* W podziale geomorfologicznym Polski łączące się ze sobą obniżenia nad Huczwą i Bugiem zostały wyodrębnione jako Kotlina Hrubieszowska (H. M a r u s z c z a k 1972). Obniżenie górnego Ługu oddzielone jest wyraźnym działem od Kotliny Hrubieszowskiej. Dlatego też niewłaściwe byłoby pozostawienie nazwy Kotlina Hrubieszowska na oznaczenie wszystkich trzech obniżen.

położonych w tym obniżeniu można zaproponować nazwę **P a d ó ł K r y - ł o w s k o - P o r y c k i**. Charakteryzuje się on wysokościami względnymi typowymi dla kotlinowatych obniżeń. Te trzy jednostki stanowią zachodnią część Wyżyny Wołyńskiej, rozciągającą się po lewej stronie rzeki Styru.

Po prawej stronie Styru A. Borusiewicz (1939) wyodrębnił rozległe Opole Wołyńskie oraz dwie znacznie mniejsze jednostki: Pasma Pelczańskie i Pasma Mizockie. Oba pasma różnią się dość istotnie pod względem budowy geologicznej od grzęd zachodniowołyńskich. Pasma Pelczańskie ma cechy zrębu paleozoicznego, w obrębie którego wynurzają się spod pokrywy skał górnokredowych zaburzone warstwy dewońskie i sylurskie. Strukturę tę wiąże się obecnie z rozwojem granitowo-gnejsowych intruzji w podłożu krystalicznym, tworzących koliste bloki kopułowe (I. A. Z n a m i e n s k a j a i I. I. C z e b a n e n k o 1985). W najnowszym opracowaniu podkreśla się, że centralna część Pasma Pelczy urozmaicona jest „diapirowymi strukturami warstw dewońskich” (I. M. R o s ł y j et. al. 1990, s. 58). Pasma Mizockie jest zbadane słabiej. Jego znaczne wzniesienie wiąże się z występowaniem rozległej czapy dość odpornych skał sarmackich, które w pozostałych regionach Wyżyny Wołyńskiej są słabo zachowane i nie zaznaczają się w rzeźbie. Niezależnie od tych odrębności budowy geologicznej oba pasma mają wołyński kierunek, co zapewne świadczy o tym, że ich tektonika wiąże się ze strefą wczesnowaryscyjskich ruchów przesuwczych. Oba pasma wyróżniają się także znacznie wyższymi wysokościami bezwzględnymi oraz największymi na Wyżynie Wołyńskiej wysokościami względnymi, przekraczającymi znacznie 100 m. Można je chyba traktować łącznie, jako jednostkę morfostrukturalną, pod nazwą **P a s m o P e ł c z a ń s k o - M i z o c k i e**. Oba te pasma łączył ze sobą pod taką nazwą S. L e n c e w i c z (1937). Charakterem swojego urzeźbienia Pasma przypomina raczej Roztocze niż „wzniesienia” na Wyżynie Lubelskiej.

Znaczne wzniesienie pelczańskiej struktury zrębowej zapewne zadecydowało o tym, że rozpościerające się po północnej jej stronie Opole Wołyńskie ma układ orograficzny mniej regularny niż Grzęda Horodelsko-Torczyńska. Cechy grzędowe zaznaczają się tutaj wyraźniej w części wschodniej, po obu stronach przełomowej doliny Horynia (między Ostrogiem i Horyngrodem). Zamiast nazwy Opole Wołyńskie w podziale geomorfologicznym można zaproponować: **W z n i e s i e n i e O ł y c k o - K o r z e c k i e**. Jednostka ta charakteryzuje się bowiem wysokościami bezwzględnymi oraz względnymi podobnymi, jak np. Wzniesienie Gielczewskie na Wyżynie Lubelskiej. Określenie omawianego wzniesienia zaproponowano od nazw dwu miast (Ołyka i Korzec), położonych w strefie północnej krawędzi tego regionu.

ROZTOCZE

Makroregion ten położony jest w części SW skrzydła synklinorium brzeźnego i w strefie północno-wschodniego brzegu zapadliska perikarpackiego, pokrywającej się z przebiegiem linii Teisseyre'a-Tornquista (ryc. 2). W sensie orograficznym jest to wał (grzbiet) działowy między dorzecziami Wieprza, Bugu i Sanu należącymi do zlewiska bałtyckiego oraz dorzeczem górnego Dniestru należącym do zlewiska czarnomorskiego. Kierunek tego wału oraz jego granice mają bardzo wyraźne założenia tektoniczne. Granice od strony NE oraz SW w postaci wyraźnych krawędzi są zwią-

zane z liniami tektonicznymi równoległymi do brzegu platformy wschodnioeuropejskiej. W odcinku północnym są to krawędzie o typowo roztoczańskim kierunku NW–SE, a w południowym o kierunku NNW–SSE, który jest bardzo charakterystyczny także dla Opola (ryc. 4). Wał roztoczański stanowi brzeżny blok lwowskiego megabloku zapadłego skłonu platformy wschodnioeuropejskiej (ryc. 2). Granica na NW krańcu wału jest niewyraźna – obniża się on tutaj stopniowo w strefie wczesnowaryscyjskich, przesuwczych dyslokacji równoleżnikowych, dzielących megablock lwowski od mazowiecko-lubelskiego. Granica na SE krańcu jest wyraźniejsza; predysponuje ją linia uskoku gołogórskiego – prostopadłego do brzegu platformy – dzielącego megablock lwowski od naddniestrzańskiego. Wał Roztocza przecięty jest w licznych miejscach w poprzek, wzdłuż drugorzędnych i podrzędnych linii dysjunktywnych, rekonstruowanych dla podłoża platformowego. Linie te stanowią naturalne granice regionów wyróżnianych na Roztoczu.

W okresie powojennym Roztocze dzielone jest dość jednomyślnie na trzy części (regiony). Część NW określona została przez A. Ch a ł u b i ń s k ą i T . W i ł g a t a (1954) jako Roztocze Zachodnie, część następna – Roztocze Środkowe i część SE – Roztocze Południowe. Określenia te nawiązujące do kierunków geograficznych są raczej niefortunne, o czym świadczy wyodrębnienie tej ostatniej części przez J. K o n d r a c k i e g o (1961) jako Roztocza Wschodniego. Dlatego H. M a r u s z c z a k (1972), nawiązując do nazewnictwa z okresu galicyjskiego, w podziale geomorfologicznym Polski południowej zaproponował określenia pochodzące od miejscowości: R o z t o c z e G o r a j s k i e (zamiast Zachodniego), R o z t o c z e T o m a s z o w s k i e (zamiast Środkowego) oraz R o z t o c z e R a w s k i e (zamiast Południowego). Granicę między Roztoczem Gorajskim i Roztoczem Tomaszowskim stanowi zwierzyńska dolina „rozłamowa”, wyraźnie predysponowana dyslokacją o kierunku południkowym. Graniczne między Roztoczem Tomaszowskim i Rawskim obniżenie na linii Belzec-Narol związane jest z tektonicznym kierunkiem równoleżnikowym. Główne rysy strukturalnej rzeźby tych trzech regionów przedstawił H. M a r u s z c z a k (1972). Szczegółowsza analiza wewnętrznego zróżnicowania, związanego z drugorzędnymi założeniami tektonicznymi, znajduje się w opracowaniu M. H a r a s i m i u k a (1980).

Należy podkreślić, że problem granicy południowej Roztocza Rawskiego jest nieco bardziej złożony. W tym rejonie w obrębie wału roztoczańskiego należy wyróżnić małe bloki, oddzielone liniami dyslokacyjnymi równoległymi do uskoku gołogórskiego. Ostatni z tych bloków, roztoczańsko-lwowski, jest wyraźnie zapadnięty (tworzy on jakby bruzdę tektoniczną na przedpolu podniesionego skrzydła dyslokacji gołogórskiej). Z tego bloku tylko brzeżna partia od strony NE (mikroblok dawidowski) sterczy nad Kotliną Pobuża. Na dyslokacje równoległe do krawędzi Roztocza i określające jej układ zwrócił uwagę H. T e i s s e y r e (1933). Partie środkowe i brzeżne od strony SW, najsilniej zapadłe, mają strukturę zamaskowaną i „wyrównaną” przez grubą pokrywę osadów miocenijskich, wśród których znaczną rolę odgrywają złoża gipsów. Te zapadnięte mikrobloki charakteryzują się rzeźbą płaskowyżową (Płaskowyż Lwowski), skrajnie kontrastującą z typem rzeźby roztoczańskiej. Właściwe dla Roztocza cechy reprezentowane są tylko w zewnętrznym, „poderwanym” i sterczącym nad Kotliną Pobuża mikrobloku dawidowskim. Ten

wąski, mały grzbiet dawidowski słusznie został przez J. Czyżewskiego (1925) zaliczony do Roztocza. Należy chyba oddzielić go od Roztocza Rawskiego jako czwarty region – *R o z t o c z e D a w i d o w s k i e*. Z morfostrukturalnego punktu widzenia jest to uzasadnione, pomimo że rozmiary tego regionu są raczej nieporównywalne. Zapadniętą część perigologórskiego bloku roztoczańskiego – ze względu na charakter rzeźby – lepiej jest chyba zaliczyć do Opola niż do Roztocza.

Roztocze różni się od Wyżyny Lubelskiej większymi wysokościami bezwzględny-
mi i znacznie silniejszym rozcięciem. Wysokości względne są wyraźnie większe niż w rzeźbie typu wzniesień lubelskich; w trzech podstawowych regionach na znacz-
nych obszarach znajdują się one w przedziale 80–120 m. Zwraca uwagę, że Roztocze
charakteryzuje się przy tym mozaikowym układem „wysp” wysokości względnych
przekraczających 100 m oraz poniżej 60–50 m, podobnie jak na Pagórkach Chełm-
skich. Wiąże się to z występowaniem w tym regionie licznych, wyraźnie wyodrębnia-
jących się ostańców z czapami odpornych wapieni mioceńskich. Zdecydowanie naj-
silniejszym urzeźbieniem wyróżnia się czwarty region, tzn. Roztocze Dawidowskie,
gdzie wysokości względne sięgają nawet powyżej 160 m. Pod tym względem wykazuje
więc ono cechy podobne do Grzbietu Gologórsko-Krzemieńskiego na Wyżynie
Podolskiej.

WYŻYNA PODOLSKA

Wyżyna ta ma bardzo wyraźne znamiona rzeźby strukturalnej. Podkreślał to już
przed stu laty W. T e i s s e y r e (1894a). Ten znakomity geolog dobrze roz-
poznał uwarunkowania głównych elementów linijnych rzeźby oraz ich stosunki wza-
jemne. Rzeźba jest wyraźnie związana z płytowymi cechami budowy platformowego
megabloku podolskiego. Makroregion ten obejmuje zresztą także znaczną część
zewnętrznego megabloku naddniestrzańskiego. Ten ostatni jest jednakże mniej
zapadnięty niż megablock lwowski i dlatego nie jest zaliczany do synklinorium brzeż-
nego, ukształtowanego w okresie orogenezy alpejskiej (ryc. 3).

Granice Wyżyny Podolskiej są bardzo wyraźnie predysponowane tektoniką pod-
łoża platformowego. Od strony północno-zachodniej określa je wielki uskok golo-
górski. Intensyfikacji ruchów w strefie tego uskoku, która według A. Jahna (1946)
zaznaczyła się na przelomie plicenu i czwartorzędu, zawdzięczamy powstanie NW
krawędzi Podola. Tłumaczy to świeżość rysów oraz prawie górski charakter rzeźby
brzeżnego Grzbietu Gologórsko-Krzemieńskiego. Znacznie mniej wyraźna jest
granica od strony południowo-zachodniej, związana z brzegiem platformy wschod-
nioeuropejskiej. W rzeźbie jest ona w niektórych odcinkach bardzo słabo czytelna.
Dlatego za granicę Podola przyjmuje się często dolinę Dniestru, która na odcinku
w dół od Niżniowa przecina ukośnie strukturę megabloku naddniestrzańskiego,
a także południową peryferię bloku podolskiego (ryc. 2). Poza doliną Dniestru znaj-
duje się rozszerzająca się ku południowo-wschodowi strefa o cechach morfostruktural-
nych opolsko-podolskich, która w polskich podziałach regionalnych przeważnie
nie była zaliczana do Wyżyny Podolskiej. Wyodrębniano tę strefę jako ciąg kotlin
i nizin naddniestrzańskich (S. P a w ł o w s k i 1917, S. L e n c e w i c z
1922) lub pod nazwą Zadniestrza (J. O c h o c k a 1931). Ponieważ Zadniestrze
ma budowę geologiczną typu podolskiego, niektórzy zaliczali je wprost do Pod-

ola (patrz S. L e n c e w i c z 1937). W podziale geomorfologicznym Ukrainy P. M. C y ś (1962) wyróżnił rozpościerający się po obu stronach Dniestru podobszar Naddniestrzańskiego Podola. Wschodnia granica całego trójkątnego bloku Wyżyny Podolskiej jest najmniej wyrazista w sensie orograficznym. Z morfostrukturalnego punktu widzenia wiąże się ona z brzegiem krystalicznej tarczy ukraińskiej, który rozciąga się w kierunku południkowym. Podole graniczy tutaj z rozległą Wyżyną Naddnieprzańską.

Wyżyna Podolska zajmuje powierzchnię większą niż łącznie ujęte pozostałe makroregiony obszaru wschodniometakarpackiego. Dzieli się ją na kilka regionów, przeważnie rozległych, nieporównywalnie większych niż na Wyżynie Lubelskiej. Największy z nich, Płaskowyż Płoskirowski (13800 km²), zajmuje powierzchnię większą niż cała Wyżyna Wołyńska. W nowszych podziałach (P.M. Cyś 1962, I.M. R o s ł y j et. al. 1990) wyróżnia się dość zgodnie: Grzbiet Gologórsko-Krzemieński, Opole Małe, Opole Wielkie, Tarnopolski Płaskowyż Wierchowinowy, Miodobory, Płaskowyż Płoskirowski (Chmielnicki), czyli Podole Wschodnie, Naddniestrzański Płaskowyż Jarowy, czyli Podole Południowe albo Naddniestrzańskie (łącznie z Podolem Zadniestrzańskim), Opole Małe i Opole Wielkie łącznie z Tarnopolskim Płaskowyżem Wierchowinowym stanowią Podole Zachodnie, czyli jednostkę geomorfologiczną porównywalną pod względem wielkości z Podolem Wschodnim i Południowym.

G r z b i e t G o l o g ó r s k o - K r z e m i e n i e c k i, obejmujący Gologóry, Woroniaki i Góry Krzemienieckie, stanowi jednostkę najwyraźniej wyodrębniającą się, najwyżej wzniesioną i najsilniej rozciągniętą na całym wyżynnym obszarze wschodniometakarpackim. Od dawna więc wzbudzał duże zainteresowanie, m. in. geologów austriackich w latach osiemdziesiątych XIX w., którzy usiłowali tłumaczyć jego powstanie działaniem erozji rzecznej (patrz. A. R e h m a n 1904, s. 145–146). Jako dzieło erozji (egzaracji) glacialnej interpretował Grzbiet Gologórsko-Krzemieński A. M. Ł o m n i c k i (1884). Dopiero W. T e i s s e y r e (1893b) dopatrywał się założeń tektonicznych w postaci fleksuralnego ugięcia warstw górnokredowych. Wyrazistość Grzbietu wiąże się jednoznacznie z położeniem w ważnej strefie gologórskiej linii dyslokacyjnej, prostopadłej do brzegu platformy wschodnioeuropejskiej. Dyslokacja ta określa charakter północno-zachodniego brzegu całego Grzbietu, który tworzy krawędź podolską wznoszącą się do 200–250 m ponad dno Kotliny Bużańsko-Styryjskiej. Dzięki temu w strefie tej krawędzi, silnie rozciątej erozyjnie, mamy rzeźbę o cechach nie tylko półgórskich, ale prawie górskich; wysokości względne miejscami przekraczają 200 m (ryc. 5). Jednostka ta nie ma jednak charakteru typowego grzbietu, gdyż przeciwległy jej brzeg (skłon) bardzo trudno określić w sensie orograficznym. Grzbiet Gologórsko-Krzemieński jest bowiem organicznie „zrośnięty” z Opolem i Podolem.

* Podobnie jak makroregion Wyżyny Podolskiej jest wielokrotnie większy niż wszystkie pozostałe, tak też wyróżnione w jego obrębie jednostki niższego rzędu (określane umownie jako regiony geomorfologiczne) są niewspółmiernie duże. Takie ujęcie byłoby nie do przyjęcia z metodycznego punktu widzenia, gdyby przedmiotem naszego opracowania był podział na regiony geomorfologiczne. Dla uniknięcia nieporozumień należy podkreślić, że zajmujemy się przede wszystkim porównawczą analizą wpływu tektoniki głębokiej podłoża na ukształtowanie dzisiejszej powierzchni.

O p o l e M a ł e pod względem strukturalnym stanowi subblok brzeżny megabloku naddniestrzańskiego, reprezentujący jakby najniższy stopień skłonu platformowego. Zasadniczy kierunek morfostrukturalny tej jednostki, czyli „opolski” NNW–SSE, na południowym wschodzie – w części naddniestrzańskiej regionu – zmienia się na NW–SE. Oprócz tych dwu kierunków w spękaniach skał mioceńskich zarejestrowany jest jeszcze kierunek WNW–ESE (A. C h a ł u b i ń s k a 1928). Kierunek opolski jest predysponowany jednoznacznie przez brzeg platformy, czyli linię Teisseyre’a-Tornquista. Wnętrze Opola poprzecinane jest systemem uskoków równoległych do tej linii i równocześnie zgodnych z przebiegiem dyslokacji plikatywnych. Jedną spośród takich dyslokacji plikatywnych opisał Z. P a z d r o (1953) jako antyklinę Opola Małego. W strukturze orograficznej tego regionu bardzo dużą rolę odgrywają więc subsekwentne doliny regularnie układające się zgodnie z brzegiem platformy. Główne doliny rzeczne, przecinające Opole, zorientowane są jednak południkowo, tzn. zgodnie z morfostrukturalnym kierunkiem „podolskim”. Opole Małe poprzecinane jest w poprzek systemem dyslokacji prostopadłych do brzegu platformowego, a więc równoległych do systemu gołogórskiego. Dzielą one ten region na bloki: a) północno-zachodni – „zapadły” blok lwowski (Płaskowyż Lwowski) wyróżniający się wysokościami względnymi poniżej 50–40 m; b) środkowy – najwyżej wzniesiony, występujący na przedłużeniu Grzbietu Gołogórsko-Krzemieńskiego, o wysokościach względnych podobnych jak na Roztoczu; c) południowo-wschodni – najniżej położony blok (ewentualnie zespół dwu lub trzech) naddniestrzański, z nieco mniejszymi wysokościami względnymi.

O p o l e W i e l k i e (lub raczej Wysokie – ryc. 4) zajmuje naroże między Grzbietem Gołogórskim i Opolem Małym. Wyraźne granice od strony NW i SW określone są więc przez omówione kierunki „gołogórski” i „opolski”. Od strony wschodniej granica na dłuższym odcinku przebiega w strefie działowej między dolinami Złotej Lipy i Strypy; w przybliżeniu wyznacza ją dolina Koropca. Granica ta jest niewyraźna w sensie orograficznym, ale dość jednoznacznie predysponowana układem południkowych dolin rzecznych (kierunek „podolski”), przecinających także cały ten region. Powszechnie zaznacza się także subsekwentny kierunek czy raczej kierunki odpowiadające spękaniom skał. Według pomiarów A. C h a ł u b i ń s k i e j (1928) są to spękania w skałach dewońskich zbliżone do kierunku NNW–SSE, a w skałach górnokredowych NW–SE. Zarejestrowane są one przez sieć dolin drugorzędnych. Te ostatnie są bardzo dobrze rozwinięte dzięki dużym wysokościami względnymi, często przekraczającym 100 m (ryc. 5). Taki typ rzeźby występuje także poza doliną Dniestru na odcinku między Niżniowem i Uściczkiem. Dlatego też zachodni człon Zadniestrza można wiązać z Opolem Wielkim (ryc. 4).

T a r n o p o l s k i P ł a s k o w y ż W i e r z c h o w i n o w y rozpościera się między Opolem Wielkim na zachodzie i Miodoborami na wschodzie. Jest to region o budowie płytowej, z klasycznie zaznaczonymi cechami „podolskimi”. Niektórzy wyodrębniali go więc jako Podole Właściwe (J. C z y ż e w s k i 1925, J. O c h o c k a 1931). Jego granice mają bardzo wyraźne predyspozycje strukturalne, związane z kierunkiem „gołogórskim” od północy, „miodoborskim”, czyli równoległym do brzegu platformy od wschodu i „podolskim” od zachodu (granica z Opolem Wysokim). Od południa granica z Naddniestrzańskim Płaskowyżem Jarowym przebiega równolegle do brzegu platformy, nie jest ona jednak wyraź-

na w sensie orograficznym. Południkowy, „podolski” kierunek głównych dolin rzecznych wiąże się wyraźnie ze spękaniem o orientacji $N 10^{\circ} W$, stwierdzonymi przez A. Ch a ł u b i ń s k ą (1928) w warstwach syluru, dewonu, górnej kredy i miocenu. Drugorzędne doliny mają cechy form subsekwentnych podobnych jak na Opolu. Wyróżnia się ten region regularnym układem krajobrazu płaskich wierzchowin, z wysokościami względnymi nawet poniżej 20 m, oraz południkowych smug dolinnych z wysokościami względnymi wzrastającymi na południu do 100 m (ryc. 5).

M i o d o b o r y stanowią pasmo o szerokości zaledwie kilku kilometrów ze stromym brzegiem od strony zachodniej i łagodnym przeciwnym. Sterczy ono nad wierzchowiną Podola i zbudowane jest głównie z rafowych utworów morskich wieku miocenijskiego. Podstawowe cechy jego budowy szczegółowo zbadal już przy końcu XIX w. W. T e i s s e y r e (1894a, 1900), który wyodrębnił to pasmo jako akumulacyjną „rafę wałową”. Rozciągają się Miodobory od Woroniaków do okolic Kamieńca Podolskiego, prawie prostolinijnie w kierunku NNW–SSE. Przebieg strefy akumulacji rafowej był wyraźnie predysponowany linią rozłamową w starym podłożu, równoległą do brzegu platformy wschodnioeuropejskiej. O tym, że wzdłuż tej linii rozwijają się pionowe ruchy tektoniczne świadczy m. in. zlustrowanie powierzchni skalnych bloków, obserwowane na podnoszonym skrzydle dyslokacji miodoborskiej (A. R a d z i w i ł ł 1978). Dyslokacja ta dzieli obniżony megablock naddniestrzański od platformowego megabloku podolskiego (ryc. 2). Przecina całe Podole i ciągnie się dalej ku Wyżynie Mołdawskiej. Towarzyszące jej rafowe pasmo Miodoborów na odcinku ukraińskim wyodrębniane jest także jako Toutry (nazwa wołoskiego pochodzenia oznaczająca skaliste pagórki). W Mołdawii pagórkowate tereny zbudowane z osadów miocenijskich i z roślinnością leśnostepową wyodrębniane są jako „kodry” (rum. codru).

P ł a s k o w y ż P ł o s k i o w s k i (Chmielnicki) obejmuje obszar między Miodoborami i brzegiem krystalicznej tarczy ukraińskiej. Granica od strony Miodoborów jest wyraźna, a od strony tarczy – niewyraźna. Granicę od północy tworzą Góry Krzemienieckie, a na wschód od doliny Wilji (dopływ Horynia) znacznie słabiej zaznaczona, ale wyraźna, równoleżnikowa, czyli zgodna ze strukturalnym kierunkiem wołyńskim krawędź w okolicy Zaslavia i Szepetówki. Można przypuszczać, że krawędź ta jest związana z równoleżnikowym uskokiem wołyńskim, który sygnalizowany jest w najnowszych opracowaniach geologicznych (T. A. Z n a m i e n s k a j a i I. I. C z e b a n e n k o 1985). Granica południowa, od strony Naddniestrzańskiego Płaskowyżu Jarowego, przebiega równoległe do doliny Dniestru, płynącego w przybliżeniu równoleżnikowo na odcinku od Zaleszczyk do Kalisza (względnie do Nowodniestrowska). Tylko w południowo-zachodniej części tego regionu panuje południkowy, „podolski” kierunek dolin dopływów Dniestru. Na północo-wschodzie przeważają doliny równoleżnikowe (górny Słucz oraz Boh, czyli Bug Południowy ze swoimi dopływami). Ta zmiana kierunków dolin rzecznych świadczy o bardziej złożonych, nie tylko podolskich cechach założeń tektonicznych dzisiejszej rzeźby. Subsekwentny kierunek akcentowany przez doliny drugorzędne jest podobny jak na Tarnopolskim Płaskowyżu Wierzchowinowym i Opolu.

N a d d n i e s t r z a ń s k i P ł a s k o w y ż J a r o w y roz-
pościera się po obu stronach równoleżnikowego odcinka Dniestru między Zalesz-

czykami a Kaliszem (Nowodniestrowskiem). Zgeneralizowany kierunek tego odcinka rzeki odpowiada spēkaniom o orientacji $N 80^\circ E$, stwierdzonym przez A. Ch a ł u b i ń s k ą (1928) w warstwach skał sylurskich. Jest to kierunek prostopadły do zachodniego brzegu tarczy ukraińskiej. Ta zmiana kierunku Dniestru (powyżej i poniżej tego odcinka płynie on z NW ku SE) wiąże się ze strefą skrętu wołyńsko-azowskiej płyty obrzeżającej od W i S tarczę ukraińską (patrz. S. S. K r u g ł o w i A. K. C y p k o 1988). Jest to strefa rozdzielająca megablok wołyńsko-podolski wymienionej płyty od megabloku moldawskiego. Można podkreślić, że jest to kierunek równoległy do wołyńskiego, ale o innych założeniach strukturalnych. W najnowszych opracowaniach geologów ukraińskich nie znajdujemy struktur tektonicznych o kierunku równoleżnikowym w tym obszarze (T. A. Z n a m i e n s k a j a i I. I. C z e b a n e n k o 1985, S. S. K r u g ł o w i A. K. C y p k o 1988). Bezpośrednią przeszkodę, wymuszającą zmianę kierunku Dniestru, stanowiła zapewne zrębowa struktura Berda. Według I. D. G o f s z t e j n a (1963) struktura ta wiąże się ze strefą uskoków w podłożu krystalicznym, ale obecny jej układ orograficzny powstał na przelomie trzeciorzędu i czwartorzędu. Berdo sterczy nad płytą podolską, podobnie jak Pelcza nad Wyżyną Wołyńską. Najwyższy jego punkt (516 m n.p.m.) wznosi się około 200 m nad wierzchowiną Zadniestrza, rozpościerającą się od strony zachodniej. Jest to kulminacja Równiny Wschodnioeuropejskiej między Karpatami Wschodnimi i Uralem.

Dopływy Dniestru rozcinające ten region, o typowo „podolskim” kierunku południkowym, mają głęboko wcięte doliny jarowe. W związku z tym wysokości względne są tutaj znacznie większe niż na Płaskowyżu Płoskirowskim; wzdłuż dolnego Seretu i Uszycy przekraczają one nawet znacznie 150 m. W związku z silniejszym rozcięciem subsekwentne kierunki drugorzędnych dolin są wyraźniej zaakcentowane. W zadniestrzańskiej części regionu układ morfostrukturalny jest podobny. Z tego ogólnego tła wyodrębnia się tam Berdo z Wyżyną Chocimską, gdzie maksymalne wysokości względne wznoszą się nawet do 300 m.

KOTLINA BUŻAŃSKO-STYRSKA

Genezę tego osobliwego, śródwyzynnego obniżenia wiązano w drugiej połowie XIX w. głównie z działaniem erozji rzecznej (A. R e h m a n 1904). Gdy modna stała się teoria zlodowaceń kontynentalnych, A. M. Ł o m n i c k i (1884, s. 511) wielką rolę przypisywał egzaracji glacialnej, pisząc „[...] cały niż nadbużański, aż po krawędź podolską pomiędzy Lwowem a Brodami, jest dawnym dnem północnoeuropejskich lodowców”. Później W. T e i s s e y r e (1896) i J. N o w a k (1927) zwrócili uwagę na rolę czynników tektonicznych. Jednoznacznie już o starych, paleozoicznych założeniach tektonicznych pisał S. L e n c e w i c z (1937). Na mapie „krajobrazów morfologicznych” Polski wyróżnił on Kotlinę Wołyńską (Kotlinę Górnego Bugu i Górnego Styru) jako zapadlisko tektoniczne. Trójkątny zarys Kotliny Wołyńskiej jednoznacznie określają dwie bardzo wyraźne krawędzie w strefach dyslokacji gołogórskiej i roztoczańskiej oraz mniej wyraźna krawędź Wyżyny Wołyńskiej, związana z dyslokacją wołyńską. „Zapadliskowa” geneza obniżenia otoczonego tymi trzema krawędziami raczej nie ułatwia tłumaczenia denudacyjnego piętna jego rzeźby. Dno zapadliska budują skały górnokredowe, które nawet

w najbardziej nizinnej części Kotliny Wołyńskiej odsłaniają się na powierzchni lub też występują pod cienką pokrywą osadów czwartorzędowych.

Kotlina Bużańsko-Styrska jest względnie młoda. Powstała niewątpliwie dopiero po regresji morza miocenńskiego; osady tego morza miejscami jeszcze zachowały się w jej obrębie. Nastąpiło to zapewne w jednym z późniejszych etapów formowania się wału metakarpackiego, najprawdopodobniej na przełomie pliocenu i czwartorzędu. Tak bowiem A. J a h n (1946) datował powstanie północnej krawędzi Podola. Pomimo iż otaczające Kotlinę Bużańsko-Styrską obszary wyżynne ulegały później znacznie szerszemu dźwiganiu, dno śródwyzynnej kotliny nie stanowiło obszaru agradacji. Świadczy o tym nie tylko ukształtowanie powierzchni podczwartorzędowej, ale także fakt dość skutecznego wyprzątnięcia osadów glacialnych, które były tutaj akumulowane w okresie zlodowacenia południowopolskiego. Dlatego też Kotliny Bużańsko-Styrskiej nie należy chyba interpretować jako typowego zapadliska. Jej dzisiejsze dno denudacyjne niewątpliwie także dźwigało się, ale znacznie słabiej niż otaczające wyżyny. Dno to ma w znacznej części cechy określone przez zespoły różnowiekowych pedymentów rozwijających się u stóp obrzeżających krawędzi.

Kotlinę w takich granicach wyodrębniano pod różnymi nazwami: „niż nadbużański” (A. R e h m a n 1904), Nadbuże (S. P a w ł o w s k i 1917), Kotlina Górnego Bugu i Kotlina Górnego Styru (S. L e n c e w i c z 1922, 1937), Pobuże (J. O c h o c k a 1931). Na mapach fizycznogeograficznych oraz w polskich opracowaniach geomorfologicznych po drugiej wojnie światowej najczęściej pisano o Pobużu (A. C h a ł u b i ń s k a i T. W i l g a t 1954, A. D y l i k o w a 1973) lub o Kotlinie Pobuża (J. K o n d r a c k i 1965, H. M a r u s z c z a k 1972). W literaturze ukraińskiej natomiast wyodrębniano ten obszar jako Równinę Górnego Bugu i Styru lub Małe Polesie (P. M. C y ś 1962, I. M. R o s ł y j et al. 1990). Ta ostatnia nazwa stosowana była dawniej tylko w odniesieniu do kotliny nad górną Ikwą (S. L e n c e w i c z 1937). Rozszerzenie zakresu jej stosowania na cały omawiany obszar z geomorfologicznego punktu widzenia jest niesłuszne. Podobnie jak niesłuszne jest chyba wyodrębnienie całego tego obszaru pod nazwą Pobuża, co ostatnio akceptował m. in. także H. M a r u s z c z a k (1974). Pobużem można nazwać tylko zachodnią część omawianego obszaru, tzn. Kotlinę Górnego Bugu.*

Kotlinę Bużańsko-Styrską można podzielić na następujące regiony geomorfologiczne: Pobuże Grzędowe, Pobuże Zapadłe, Równina Brodzka, Kotlina Górnej Ikwy z Rynną Ostrogską.

P o b u ż e G r z ę d o w e położone jest w narożu między krawędzią gologórką (krawędzią Podola) i roztoczańską. Północną granicę wyznacza krawędź niskiej grzędy sokołowskiej między Woroniakami i doliną Bugu oraz znacznie wyższej grzędy smerekowskiej i batiatyckiej między Bugiem i Rostoczem. Dominują-

* Nazwa „Pobuże” od dawna była używana jakby zamiennie z „Nadbużem”. Przeciwno stosowaniu nazwy Pobuże wypowiedzieli się ostatnio J. B u r a c z y ń s k i i J. W o j t a n o w i c z (1981, s. 168), pisząc „[...] przywracamy pierwotną nazwę Nadbuże, w miejsce Pobuża, jako nazwę bardziej prawidłową z semantycznego i genetycznego punktu widzenia”. Argumentacja ta nie jest jednak przekonująca. W podobny sposób można byłoby wypowiadać się przeciwko stosowaniu nazw takich, jak Powiśle czy nawet Pomorze.

cym rysem rzeźby są grzędy, których trzon stanowią skały górnokredowe. Kierunek grzęd, pośredni między WNW–ESE oraz W–E, zupełnie jednoznacznie odpowiada wołyńskiemu; można je więc paralelizować z mikrogrzędami Wyżyny Wołyńskiej. Grzędy „zrośnięte” są z warstwami skał górnokredowych budujących Roztocze. To ostatnie jednakże wznosi się nad grzędami stopniem o wysokości nawet do 100 m. Powtarza się więc tutaj układ morfostrukturalny podobny jak na pograniczu Grzędy Sokalskiej i Roztocza. Przeprowadzona przez A. M a l i c k i e g o (1936) analiza morfologiczna wykazała w osi grzęd nadbużańskich istnienie undulacji układających się równoległe do krawędzi Roztocza. Te oznaki krzyżowania się we wnętrzu Pobuża Grzędowego kierunku wołyńskiego z roztoczańskim zdają się świadczyć o dość złożonej naturze założeń strukturalnych rzeźby. Ogólne cechy urzeźbienia omawianego regionu są podobne jak w płaskowyżowym typie wyróżnionym na Wyżynie Lubelskiej (ryc. 5).

Specjalną uwagę należałoby zwrócić na SE część Pobuża Grzędowego, którą reprezentuje kotlinowata zatoka złoczowska górnego Bugu. Do tej zatoki uchodzi od wschodu głęboka dolina źródłiskowego odcinka Bugu, rozcinająca Woroniaki w okolicy Werchobuża, tzn. należąca już do innego regionu. Na dnie zatoki w licznych miejscach odsłaniają się skały górnokredowe, co zdaje się wskazywać na pedymentalne cechy tej formy. Podkreślić można, iż kierunek ESE–WNW źródłiskowego odcinka Bugu w obrębie Woroniaków może wskazywać na założenia tektoniczne typu wołyńskiego, tak charakterystyczne dla Pobuża Grzędowego.

P o b u ż e Z a p a d ł e rozpościera się między krawędziami Pobuża Grzędowego, Roztocza i Grzędy Sokalskiej. Niewyraźna granica wschodnia rozciąga się wzdłuż prawego brzegu doliny Bugu. Pomimo dominujących rysów rzeźby typu nizinnej skały górnokredowe odsłaniają się w dość licznych miejscach, w obrębie niskich działów między lewymi dopływami Bugu. Dopływy te, Rata i Sołokija, dobrze rejestrują kierunek wołyński, co pozwala dopatrywać się również i tutaj założeń strukturalnych rzeźby podobnych jak na Pobużu Grzędowym. W podziale geomorfologicznym P. M. C y s i a (1962) wyodrębniona jest ta jednostka jako Równina Raty. Według tego autora ma ona piętno równiny sandrowo-aluwialnej. Takie określenie typu rzeźby jest nieuzasadnione. Mało miększe utwory aluwialne łącznie z zachowanymi, zdenudowanymi ostańcami starych pokryw sandrowych nie zacierają zasadniczych cech denudacyjnych rzeźby tego regionu. Ze względu na to, a także fakt, iż forma ta stanowi wyraźne obniżenie między wymienionymi krawędziami preferować wypada nazwę nawiązującą do stosowanego przez A. M. Ł o m n i c k i e g o (1898) określenia „nadbuże zapadle”. Morfograficzne cechy urzeźbienia są tutaj podobne jak w kotlinowatych obniżeniach na Wyżynie Lubelskiej.

Te dwa pierwsze regiony łącznie stanowią Kotlinę Górnego Bugu, czyli właściwe Pobuże.

R ó w n i n a B r o d z k a położona jest między Woroniakami i krawędzią Wyżyny Wołyńskiej. Obejmuje ona kotlinę górnego Styru oraz dużą część bużańsko-styrskiej strefy działowej. Według P. M. C y s i a (1962) dla Kotliny Styrskiej miałyby być charakterystyczna rzeźba typu równiny sandrowej. Bardziej istotne wydaje się jednak piętno rzeźby denudacyjnej rozwiniętej na podłożu skał górnokredowych. Tak jak na Pobużu wyraźnie czytelny jest strukturalny kierunek wołyński, dobrze rejestrowany przez lewe i prawe dopływy Styru.

Kotlina Górnej Ikwy rozpościera się między Górami Krzemienieckimi i krawędzią Pasma Pelczańsko-Mizockiego. Takie położenie jednoznacznie określa ramy strukturalne tego regionu. Według P. M. C y s i a (1962) stanowi on wschodnią część „sandrowej równiny brodzkiej”. Piętno rzeźby denudacyjnej jest tutaj chyba jeszcze bardziej wyraźne niż w obrębie Równiny Brodzkiej według obecnie proponowanego ujęcia. Dopływy Ikwy mają także na znacznych odcinkach wyraźnie zaznaczony kierunek wołyński. Doliny tych dopływów, a także i samej Ikwy są rozległe i silnie zabagnione, szczególnie we wschodniej części regionu. Decyduje to o poleskim charakterze krajobrazu, co podkreślał S. L e n c e w i c z (1937), wyodrębniając tę część Kotliny Wołyńskiej jako „Małe Polesie”.

Wykazująca wyraźne założenia tektoniczne Kotlina Górnej Ikwy zwięza się dość szybko ku wschodowi, tzn. w stronę Rynny Ostrogskiej. Jest to wąskie i krótkie obniżenie (rów?) strukturalne między NE częścią Gór Krzemienieckich i Pasmem Mizockim. Rynna łączy Kotlinę Górnej Ikwy z rozleglejszym, równoleżnikowym obniżeniem między południową krawędzią Wyżyny Wołyńskiej i krawędzią Podola Wschodniego. Dla tego obniżenia charakterystyczny jest także krajobraz typu poleskiego. Wobec tego S. L e n c e w i c z (1937) — który wyodrębnił to obniżenie jako Kotlinę Ostrogską — zaliczał je także do Małego Polesia. Kotlina Ostrogska na wschodzie przechodzi w rozległą krainę Polesia Żytomierskiego, znajdującego się już w zasięgu krystalicznej tarczy ukraińskiej.

UWAGI KOŃCOWE

1. W strukturze orograficznej wschodniej części wału metakarpackiego odzwierciedlają się wyraźnie nie tylko zasadnicze rysy tektoniki podłoża platformowego. Dla poznania roli tych rysów tektoniki, oprócz prac geologów galicyjskich z końca XIX w. (głównie H. T e i s s e y r e 1893a, b, 1894a, b, 1900), istotne znaczenie miało studium „O spękaniach skał na Podolu”, które opublikowała A. Chałubińska w 1928 r. Dokładniejsze określenie roli drugorzędnych rysów wglębnej tektoniki oraz ich wpływu na rzeźbę stało się możliwe dopiero w ostatnich dziesięcioleciach, dzięki badaniom prowadzonym za pomocą głębokich wierceń. Konfrontacja najnowszych rekonstrukcji tektoniki podłoża platformowego z mapami hipsometrycznymi świadczy, że nawet drugorzędne struktury wyraźnie odzwierciedlają się w dzisiejszej rzeźbie omawianego obszaru.

2. Struktura orograficzna obszaru wschodniometakarpackiego zaczęła się kształtować w neogenie, w efekcie reakcji skorupy ziemskiej na fałdowania orogenu karpackiego. Zapewne jeden z początkowych etapów jej rozwoju rejestruje m. in. „rafa wałowa” Miodoborów, wyraźnie predysponowana wglębną dyslokacją podłoża równoległą do brzegu platformy wschodnioeuropejskiej. Wpływy takich zasadniczych linii tektonicznych uzewnętrzniały się już wówczas, pomimo tego że układ przestrzenny wału metakarpackiego był przeważnie niezgodny z tymi liniami. W miarę narastania napięć w skorupie w późniejszych etapach wpływ tektoniki podłoża na ukształtowanie powierzchni topograficznej wału narastał. Skutki kumulacji napięć prawdopodobnie zaakcentowały się wyraźniej na przełomie pliocenu i plejstocenu. Tak właśnie datował A. J a h n (1946) powstanie najwybitniejszego elementu

struktury orograficznej omawianego obszaru, jakim jest północna krawędź Podola. Datowanie to było tylko pośrednio potwierdzone i szczegółowiej uzasadnione przez późniejsze badania geomorfologiczne, które prowadzono na Wyżynie Lubelskiej i na Roztoczu (A. J a h n 1956, H. M a r u s z c z a k i T. W i l g a t 1956, H. M a r u s z c z a k 1972, M. H a r a s i m i u k 1980). Jak zwrócił na to uwagę A. J a h n (1989) studiów geomorfologicznych krawędzi Podola nie kontynuowano w okresie powojennym.

3. Charakterystyczna dla obszaru wschodniometakarpackiego „czytelność” struktury orotektonicznej zanika na wschodnich krańcach Wyżyny Podolskiej, tzn. w strefie brzegu krystalicznej tarczy ukraińskiej. Dlatego też trudno jest odgraniczyć Wyżynę Podolską od rozległej Wyżyny Naddniestrzańskiej oraz od Wyżyny Mołdawskiej. Granice geomorfologiczne są tutaj niepewne – brak jest tak wyraźnych krawędzi, jak między Wyżyną Podolską a Wyżyną Wołyńską i Lubelską oraz Roztoczem. Tłumaczy się to zapewne tym, że tarcza ukraińska była zbyt sztywnym elementem strukturalnym, aby mógł on reagować na działanie sił wewnętrznych, które powodowały podnoszenie się wału metakarpackiego.

4. Wyżyny wschodniej części wału metakarpackiego mają wyraźnie zaznaczone cechy odrębności morfostrukturalnej. Łączenie ich z przedgórzem wschodniokarpackim (czy choćby tylko jego częścią) oraz Wyżyną Mołdawską, pod zbiorową nazwą „Wyżyny Lubelsko-Mołdawskie”, jak to przedstawiono w geomorfologicznej monografii Europy opublikowanej w 1984 r. pod redakcją C. Embletona (A. A. A s s e v et al. 1984), nie jest uzasadnione.

LITERATURA

- A s s e v A. A., B a s h e n i n a N. V., R u b i n a E. A. 1984, Russian platform. [In:] Geomorphology of Europe, Weinheim – Basel, 78–91.
- B a ż y Ń s k i J., D a n i e l - D a n i e l s k a B. 1982, Mapa geologicznej interpretacji zdjęć satelitarnych (Map presenting the results of geological interpretation of satellite imagery). [In:] Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, Warszawa.
- B o g u c k i j A. B. 1975, Geologiczna budowa ta korisni kopalini [In:] Pryroda Wołyńskoi oblasti, Lwiv, 12–29.
- B o r u s i e w i c z A. 1939, Krainy geograficzne Wołynia (sum. Natural divisions of Volhynia). Rocznik Wołyński, 8, Równe, 1–25.
- B u r a c z y Ń s k i J., W o j t a n o w i c z J. 1981, Typy rzeźby południowo-wschodniej części Wyżyny Lubelskiej (sum. Types of the relief in the south-eastern part of the Lublin Upland). Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska, B, 34, Lublin, 159–172.
- C h a ł u b i Ń s k a A. 1928, O spēkaniach skał na Podolu (rés. Sur les diaclases dans les roches en Podolie). Prace Geogr. wydawane przez E. Romera, 10, Lwów, 5–32.
- C h a ł u b i Ń s k a A., W i l g a t T. 1954, Podział fizjograficzny województwa lubelskiego. Przewodnik V Ogólnopolskiego Zjazdu Pol. Tow. Geogr., Lublin, 3–44.
- C y ś P. M 1962, Geomorfologija URSR. Lwiv.
- C z y ż e w s k i J. 1925, Podział Opola na podstawie wysokości względnych (rés. Division d'Opole, basée sur la hauteur relative du terrain). [In:] Pokłosie Geogr., Lwów-Warszawa, 1–14.
- D y l i k o w a A. 1973, Geografia Polski – krainy geograficzne. Warszawa.
- G e r e n c z u k K. I. (red.) et al. 1972, Pryroda Lwiwskoi Oblasti. Lwiv.
- G o f s z t e j n I. D. 1963, Tiektoniczne położennia wysoczyzny Berdo (Piwniczna Bukowyna). Geol. Żurnal, 23, 5, Kyjiw, 51–56.
- G o f s z t e j n I. D. 1978, Neotektonika zapadnoj Wołynno-Podolii. Kyjiw.

- H a b e r M. 1989, Dwa przekroje geofizyczne SW–NE w rejonie Chelma Lubelskiego (sum. Two SW–NE geophysical cross sections through the Chelm Lubelski area). *Kwartalnik Geol.*, 33, 3/4, 429–446.
- H a r a s i m i u k M. 1980, Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. UMCS, Lublin.
- J a h n A. 1946, Morfogeneza i wiek północnej krawędzi Podola w dorzeczu Iłwy (sum. Morphology and age of the northern Podolian scarp in the Iłwa Basin). *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska*, B, 1, Lublin, 103–130.
- J a h n A. 1956, Wyżyna Lubelska — rzeźba i czwartorzęd (sum. Geomorphology and Quaternary history of Lublin Plateau). *Prace Geogr. IG PAN*, 7, Warszawa.
- J a h n A. 1989, Północna krawędź Podola i historia jej badań (sum. The northern Podole escarpment and its history of investigations). *Czasopismo Geogr.*, 60, 3, 253–265.
- K l i m a s z e w s k i M. 1946, Podział morfologiczny południowej Polski (sum. Morphological division of southern Poland). *Czasopismo Geogr.*, 17, 3/4, 133–182.
- K l i m a s z e w s k i M. 1972, Podział geomorfologiczny Polski Południowej. [In:] *Geomorfologia Polski*, 1, Warszawa, 5–17.
- K o n d r a c k i J. 1961, W sprawie terminologii i taksonomii jednostek regionalnych w geografii fizycznej Polski (sum. On terminology and taxonomy of regional units in Poland's physical geography). *Przegląd Geogr.*, 33, 1, 23–38.
- K o n d r a c k i J. 1965, *Geografia fizyczna Polski*. Warszawa.
- K o n d r a c k i J. 1977, *Regiony fizycznogeograficzne Polski*. Warszawa.
- K r u g ł o w S. S., C y p k o A. K. 1988, *Tektonika Ukrainy*. Moskwa.
- L e n c e w i c z S. 1922, *Kurs geografii Polski*. Warszawa.
- L e n c e w i c z S. 1937, *Polska. Wielka geografia powszechna*. Warszawa.
- Ł o m n i c k i A. M. 1884, Powstanie krawędzi północnej płaskowzgórza podolskiego. *Kosmos*, 9, Lwów, 491–514.
- Ł o m n i c k i A. M. 1898, *Atlas geologiczny Galicji*. Tekst do zeszytu 10, część 2, Kraków.
- M a l i c k i A. 1936, Z morfologii Nadbuża Grzędowego (sum. Some morphological remarks about the upper Bug basin). *Kosmos*, 61 A, Lwów, 71–81.
- M a r u s z c z a k H. 1972, Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie. [In:] *Geomorfologia Polski*, 1, Warszawa, 340–384.
- M a r u s z c z a k H. 1974, Środowisko przyrodnicze Lubelszczyzny. [In:] *Dzieje Lubelszczyzny*, 1, Warszawa, 23–68.
- M a r u s z c z a k H. 1987, Uwagi do nowego podziału Polski na jednostki geomorfologiczne. *Przegląd Geogr.*, 59, 1/2, 139–146.
- M a r u s z c z a k H., W i l g a t T. 1956, Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza Środkowego (rés. Le relief de la zone lisiere du Roztocze Central). *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska*, B, 10, Lublin, 1–107.
- N a ł k o w s k i W. 1887, Polska; Obraz geograficzny Polski historycznej. [In:] *Słownik Geograficzny Królestwa Polskiego i innych krajów słowiańskich*, 8, Warszawa, 601–651.
- N o w a k J. 1927, *Zarys tektoniki Polski* (rés. Esquisse de la tectonique de la Pologne). Kraków.
- O c h o c k a J. 1931, *Krajobraz Polski w świetle mapy wysokości względnych* (rés. Cart des hauteurs relatives de la Pologne). *Prace Geogr.* wydawane przez E. Romera, 13, Lwów-Warszawa.
- P a w ł o w s k i S. 1917, *Geografia Polski*. Lwów.
- P a z d r o Z. 1953, *Jednostki tektoniczne w budowie Opola Małego i fazy ich rozwoju*. *Biul. Inst. Geol.* (seria do użytku służbowego), Warszawa.
- P o ź a r y s k i W. 1957, Południowo-zachodnia krawędź Fenno-Sarmacji (sum. The south-western margin of Fenno-Sarmatia). *Kwartalnik Geol.*, 1, 3/4, 383–424.
- P o ź a r y s k i W. 1974, Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. [In:] *Budowa geologiczna Polski*, IV, *Tektonika* 1, Warszawa, 24–34.
- P o ź a r y s k i W. 1986, Waryscyjski etap platformowego rozwoju tektonicznego Europy Środkowej (sum. The Variscan stage of platform tectonical development of the Middle Europe). *Przegląd Geol.*, 34, 3, 117–127.
- P o ź a r y s k i W. 1990, Kaledonidy środkowej Europy — orogem przesuwczym złożonym z terranów (sum. The Middle Europe Caledonides — wrenching orogen composed of terranes). *Przegląd Geol.*, 38, 1, 1–9.
- R a d z i w i ł ł A. Ja. 1978, Wołyń-Podolskaja plita. [In:] *Osnownyje czerty tektoniki Ukrainy*. Kyjiw, 43–66.
- R e h m a n A. 1904, *Niżowa Polska opisana pod względem fizyczno-geograficznym*. Lwów.

- R o m e r E. 1928, Powszechny atlas geograficzny (wydanie z 1934 r.), Lwów.
- R o m e r E. 1956, Atlas geograficzny. Warszawa.
- R o s ł y j I. M. (red.) et al. 1990, Geomorfologia Ukrainy SSR. Kyjów.
- S a w i c k i L. 1922, Terminologia regionalna ziem polskich. Polskie słownictwo geograficzne, 1, Kraków.
- T e i s s e y r e H. 1933, Dyslokacje na krawędzi południowego Roztocza i ich wpływ na ukształt terenu (rés. Les dislocations bordières de Roztocze aux environs de Lwów). Rocznik Pol. Tow. Geol., 9, 42–49.
- T e i s s e y r e W. 1893a, Całokształt płyty paleozoicznej Podola galicyjskiego. Kosmos, 18, Lwów, 319–336.
- T e i s s e y r e W. 1893b, Grzbiet gologórsko-krzemieniecki jako zjawisko orotektoniczne. Kosmos, 18, Lwów, 313–318.
- T e i s s e y r e W. 1894a, Ogólne stosunki kształtowe i genetyczne wyżyny wschodnio-galicyjskiej. Sprawozdanie Komisji Fizjograficznej AU, 29, Kraków, 168–187.
- T e i s s e y r e W. 1894b, Paleomorfologia Podola. Sprawozdanie Komisji Fizjograficznej AU, 29, Kraków, 188–191.
- T e i s s e y r e W. 1900, Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 8, Kraków.
- T e i s s e y r e W. 1921, O stosunku wewnętrznych brzegów zapadlak przedkarpaccich do krawędzi fliszu karpacciego (rés. La limite interne de l'affaissement Subcarpathique et ses relations avec la bordure du Flysch carpatique). Sprawozdania PIG, 1, 2/3, Warszawa, 103–138.
- T o k a r s k i A. 1958, O typach struktur wału metakarpacciego (sum. Notes on structure types in the Meta-Carpathian arch.). Kwartalnik Geol., 2, 807–824.
- U h o r c z a k F., S t r o j n a H. 1972, Wysokości względne — mapa 1:600.000. [In:] Województwo lubelskie — rejonizacja produkcji rolnej, 2, PWRN, Lublin.
- Z n a m i e n s k a j a T. A., C z e b a n e n k o I. I. 1985, Blokująca tectonika Wołyni-Podolii. Kyjów.
- Z n o s k o J. 1962, Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpacciej Polski (sum. Present status of knowledge of geological structure of deep substratum of Poland beyond the Carpathians). Kwartalnik Geol., 6, 485–511.
- Z n o s k o J. 1970, Pozycja tectoniczna obszaru Polski na tle Europy. [In:] Geologia i surowce mineralne Polski. Biul. Inst. Geol., 251, 45–70.

SUMMARY

The Meta-Carpathian arch is a gentle elevation of the earth's crust, formed as a response to folding of the Carpathians during the Alpine orogenesis. It rises between the Peri-Carpathian foredeep in the south and the Middle- and East-European lowlands in the north (Fig. 1). The uplift affected different tectonic units formed in older orogenic epochs (Fig. 2). We are studying the eastern part, which is within the reach of the East-European platform; it spreads between the margin of the platform and the crystalline Ukrainian shield (Fig. 2). Since the margin of the platform is not well-marked in orographic meaning, the deep valley of the middle Vistula (dissecting transversely the whole Meta-Carpathian arch) is accepted as the western boundary of the area we deal with. The eastern boundary is less visible because the Ukrainian shield has not a distinct margin from the geomorphological point of view.

Morphostructural analysis of the eastern Meta-Carpathian area reveals that its recent relief reflects not only main, but also subordinate tectonic features of the platform basement (compare Fig. 2 with Fig. 4 and 5). Each of the major geomorphological regions which are here distinguished (Fig. 4B) is characterized by a different system of main orotectonic lines. These are four major, typically upland regions (I — Lublin Upland; II — Volhynia Upland; III — Roztocze; IV — Podolia Upland) and one „interupland” depression (V — Bug-Styr Basin). In the Lublin Upland the important part is played by subsequent — in relation to the structure of upper Cretaceous rocks of the margin synclinorium — valleys and cuesta edges with dominant direction WNW–ESE („Lublinian” direction). The direction W–E, closely connected with latitudinal Variscan dip-slip fault and wrench fault zones, dominates in the Volhynia Upland („Volhynian” direction). The direction NW–SE („Roztocze” direction) parallel to the margin of the East-European platform dominates in the Roztocze. The trigonal block of the extensive Podolia Upland has the boundaries marked by the tectonic lines: a) in the south-west connected with the zone of the East-European platform margin (mainly the „Opolian” NNW–SSE direction, which is typical also for the

Miodobory Ridge — IV.5 wide Fig. 4B — and is developed in the zone of the basement fault parallel to the platform margin); b) perpendicular to the platform margin and which, in orographic respect, form the most distinct geomorphological unit in the whole area, distinguished as the Podolia edge or, in regional expression (Fig. 4B — IV.1), as Gologóry-Krzemieniec Ridge („Gologóry ” direction ENE–WSW); c) parallel to the west margin of the Ukrainian shield. Inside the Podolia Upland the direction parallel to the shield margin is stressed by deep, ravine-like valleys (= „jar” in Slav) of the Dniester tributaries („Podolian” direction N–S). The boundaries of the „interupland” Bug-Styr Basin are in the form of distinct edges conditioned tectonically: „Volhynian” direction in the north, „Gologóry” direction in the south-east, and „Roztocze” direction in the north-west; however, inside this Basin the „Volhynian” direction dominates.

Connections between the main orographic lines and the basement tectonics could be defined more exactly during the last some twenty years only, when the basement structure was examined by the deep-borings. Formerly these features of geologic structure did not appear so clearly. Therefore, the boundaries of the mentioned geomorphological units were drawn differently, sometimes with great approximation only. In our paper special attention is given to the misunderstandings which resulted from the subjective reasons. Conductive to rising such misunderstandings was the existence of the different state frontiers, which traversed the discussed area during the last two hundred years. It effectively limited the possibility of conducting the own researches of some authors. The state frontiers made the correct definition of the boundaries between the Lublin Upland and Volhynia Upland especially difficult; it was often conducted along the state frontiers in the Bug river, without paying attention to the fact that the areas on both sides of this river have identical morphostructural features (Nałkowski 1922, Lenciewicz 1937, Jahn 1956). For similar reasons the Roztocze was sometimes considered as a part of the Podolia Upland (Cyś 1962, Rostyż et al. 1990), or of the Lublin Upland. Another kind of the subjective view is shown in the geomorphological monograph of Europe where the unit named „Lublin-Moldavia Upland” is distinguished (Aseev et al. 1984). Joining within its range the mentioned uplands of the eastern part of the Meta-Carpathian arch, with part of the East-Carpathian Foreland and with the Moldavia Upland is completely unjustified from the morphostructural point of view. Such formulation could be proposed only in the very general view of the Russian Plain, the extent of which is groundlessly identified with the whole of Eastern Europe by many Russian authors.

