

**WPLYW AKTYWNOŚCI TEKTONICZNEJ STREFY KRAWĘDZIOWEJ  
WYŻYNY LUBELSKIEJ NA ZRÓŻNICOWANIE FACJALNE  
I ROZPRZESTRZENIENIE MORSKICH OSADÓW MIOCENSKICH**

UKD 551.24:561.35:561.882.1(438.14—15 Wyżyna Lubelska)

Granica pomiędzy Wyżyną Lubelską i położoną na południe od niej Kotliną Sandomierską zaakcentowana jest 2—5 km szerokości strefą wyraźnych progów krawędziowych (tworzących dwie, lokalnie trzy kondygnacje), zbudowanych w przeważającej mierze z morskich utworów miocenkich spoczywających na bardzo zróżnicowanej powierzchni skał kredowych. W literaturze geologicznej od dawna wskazywano na dużą aktywność tektoniczną tej strefy, wiążąc powstanie krawędzi z systemem głębokich dyslokacji uskokurowych zamykających od północy zapadlisko przedkarpaccie — tzw. dyslokacji brzeżnych krawędzi (3). Wskazywano także na dające się niekiedy zauważyć wyraźne związki pomiędzy znanymi elementami budowy tektonicznej a rozmieszczeniem głównych obszarów facjalnych w miocenie. Zwracano przede wszystkim uwagę na:

1) istnienie w sarmacie wyraźnej granicy facjalnej na linii ciągu najniższych (zewnętrznych) progów krawędziowych, wiążąc tę granicę ze strefą dyslokacji brzeżnych krawędzi, które zarysowały się już w tortonie górnym;

2) częsty rozwój facji rafowej (i pokrewnych) w strefach progów morfologicznych, w tym również pochodzenia tektonicznego.

Ostatnio problemy tektoniki miocenkiej i związków rozwoju facjalnego tertonu i sarmatu ze zjawiskami tektonicznymi przedstawione zostały w syntetycznej pracy M. Bieleckiej (3). Dlatego też autor ograniczy się tu tylko do zwrócenia uwagi na kilka faktów, które jego zdaniem mogą mieć istotne znaczenie dla omawianej problematyki. Zajęto się problemami:

1) zasięgu ku północy utworów tortońskich i sarmackich,

2) przebiegu i wpływu na rozkład facji głównych tortońskich stref dyslokacyjnych,

3) zróżnicowania hipsometrycznego punktów występowania utworów sarmackich oraz tektoniki sarmackiej i posarmackiej.

Oczywiście zadanie to wymagało przeanalizowania danych geologicznych nie tylko ze strefy krawędziowej, ale i z przyległych obszarów Wyżyny Lubelskiej. Oparto się tu głównie na danych odnośnie do stratygrafii i rozprzestrzeniania miocenu, zaczerpniętych z prac M. Bieleckiej (1, 2, 3) oraz danych co do tektoniki według tejże autorki i W. Pożaryskiego (9, 10), jak również na własnych materiałach zebranych w trakcie przeprowadzania badań inżyniersko-geologicznych w obrębie strefy krawędziowej na odcinku: Opoka Duża nad Wisłą — Modliborzycze (7).

Analizując rozmieszczenie facji w miocenie (ryc. 1, 2) zauważa się gwałtowne przesunięcie ku północy zasięgu zarówno utworów dolnotortońskich, jak i dolnosarmackich w strefie w przybliżeniu południkowej, przebiegającej w okolicach Węglina i Trzydnika. Jest to jeden z bardzo nielicznych w tym rejonie wspólnych rysów paleogeografii tertonu dolnego i sarmatu. Ze strefy tej znane są także depresje wypełnione osadami oligocenu, helwetu i starszego tertonu (2, 3). Ponadto właśnie tu obserwuje się wyjątkowo daleki ku północy zasięg utworów górnortońskich, które na ogół tylko bardzo nieznacznie lub też w ogóle nie przekraczają północnej strefy utworów biogenicznych tertonu dolnego (3). Fakty te sugerują istnienie w tej strefie co najmniej względnych ruchów ujemnych podczas miocenu. Bardzo znamienity jest fakt bezpośredniego sąsiedztwa omawianej strefy z ważną linią dyslokacyjną w obrębie podłoża kredowego — fleksurą Marynopol (10). W granicach południowo-

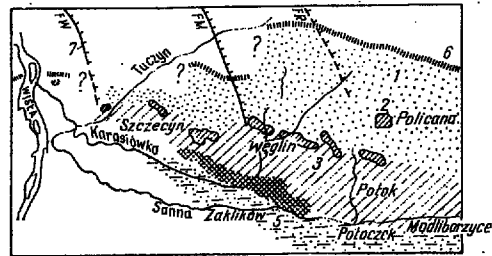
zachodniej części Wyżyny Lubelskiej W. Pożaryski (10) wyróżnia trzy fleksury (od wschodu): Rzeczyca (niepewna), Marynopol i Wesołówki, wzdłuż których następuje obniżanie się mezozoiku ku wschodowi. Flexury te są odbiciem w pokrywie mezozoicznej ruchów na liniach głębokich dyslokacji nieciągłych podłoża paleozoicznego.

Na uwagę zasługuje również wyraźne załamanie ogólnej linii przebiegu raf dolnotortońskich (rozwinętych wzdłuż progów tektonicznych), które obserwuje się właśnie na linii fleksury Marynopol (ryc. 1). Powyższe fakty sugerują możliwość wystąpienia w miocenie ruchów tektonicznych związanych z uaktywnieniem się omawianej fleksury. O takiej możliwości zdają się również świadczyć uskoki wzdłuż dolin Karasiówki i Trzydnicki (ryc. 3), których obecność stwierdziła, bądź przypuszcza M. Bielecka (3).

W literaturze (1, 2, 3, 10) wskazywano na wielki wpływ, jaki wywarł w tortonie dolnym na rozkład facji tzw. rów środkokrawędziowy (rów Zdziechowice — Węglin). Jest to depresja podłoża kredowego o kierunku WNW — ESE, mająca charakter rowu tektonicznego, wypełniona kilkudziesięciometrowej miąższości serią osadów dolnotortońskich. Ograniczające go progi stworzyły warunki sprzyjające powstawaniu osadów biogenicznych, często o charakterze rafowym (rafy litotamniowe).

Odnosnie do strefy raf rozwiniętych wzdłuż północnej krawędzi rowu środkokrawędziowego zwrócić należy uwagę na dwa zagadnienia.

1. Strefa ta stanowi bardzo wyraźnie zarysowaną północną granicę występowania ilów marglistych i



Ryc. 1. Szkic rozmieszczenia głównych obszarów facjalnych w okresie maksimum transgresji dolnotortońskiej.

1 — facja płytkowodnych i przybrzeżnych wapieni detrytycznych-litotamniowych, 2 — facja rafowych wapieni litotamniowych rozwiniętych przypuszczalnie głównie wzdłuż linii i stref dyslokacyjnych, 3 — facja ilów marglistych i margli z litotamniami, 4 — płytki ze starymi ławicami ostrygowymi — warunki sedimentacji nieznane, 5 — facja płytkowodnych osadów piaszczystych i iltasto-piaszczystych, 6 — przypuszczalna strefa brzegowa, 7 — fleksurowe dyslokacje podłoża przedmiocenkiego (FW — fleksura Wesołówki, FM — Marynopol, FR — Rzeczyca).

Fig. 1. Distribution sketch of the main facial areas from the period of the maximum extent of the Lower Tortonian transgression.

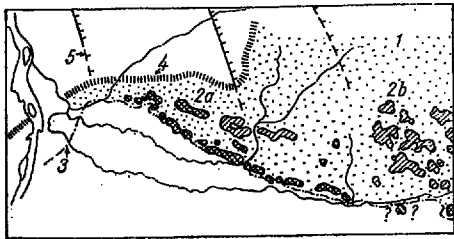
1 — facies of shallow-water and littoral Lithothamnium detrital limestones, 2 — facies of Lithothamnium reef limestones developed probably along dislocation lines and zones, 3 — facies of marly clays and of marls with Lithothamnium individuals, 4 — shoals with old oyster banks; sedimentary conditions unknown, 5 — facies of shallow-water arenaceous and clay-arenaceous deposits, 6 — probable coastal zone, 7 — flexure-like dislocations of the pre-Miocene basement (FW — flexure of Wesołówka, FM — flexure of Marynopol, FR — flexure of Rzeczyca).

margli poziomu nadlitotamniowego. Na północ od nich znane są tylko osady detrytyczne drobnolitotamniowe, lokalnie spoczywające na piaskach (3). Jest to zapewne zjawisko pierwotne. Rąfy litotamniowe rozwinięte w strefie progów, głównie tektonicznych, stanowią granicę obszarów o różnej głębokości morza. Na południe od nich tworzyły się osady margliste i ilaste, na północ — w strefie morza dużo płytszego, tworzyć się mogły osady bliskie osadom detrytycznym poziomu litotamniowego. Istnieje więc możliwość, że na tym obszarze, bardzo słabo odsłoniętym, osady te mogły być potraktowane łącznie jako odpowiadające poziomowi litotamniowemu.

2. Analiza kierunkowości poszczególnych masywów rafowych pozwala sądzić, że sugerowana przez M. Bielecką (3) dyslokacja Węglina stanowi stosunkowo szeroką strefę dyslokacyjną złożoną z systemu niewielkich raczej uskokiów o kierunkach ok. 100—110° i 140—150°, a więc kierunkach bardzo charakterystycznych dla tej części Wyżyny Lubelskiej. Ten ostatni kierunek udokumentowany jest niewielkim uskokiem (posarmackim) o kierunku 140°, stwierdzonym w sąsiedztwie tortońskiego masywu rafowego o tym samym kierunku koło wsi Potok — Stany.

Rola sarmackich i posarmackich ruchów tektonicznych w kształtowaniu strefy krawędziowej Wyżyny Lubelskiej jest zagadnieniem dość dobrze poznanym w odniesieniu do strefy zewnętrznych progów krawędziowych utworzonych na linii dyslokacji ograniczających zapadlisko przedkarpackie. W ich wyniku nastąpiło rozbitcie wąskiej strefy przykrawędziowej na system listw i bloków wzajemnie względem siebie przemieszczonych. W obrębie niektórych silnie obniżonych bloków obserwuje się częściowe pokrycie sarmackich wapieni biogenicznych przez iły krakowieckie, np. w okolicach Szczecina oraz pomiędzy Potoczkiem i Modliborzycami (niecytowane dotychczas w literaturze małe sztuczne odsłonięcie sarmackich wapieni biogenicznych koło wsi Grabczycha). Podobna sytuacja została stwierdzona w kilku otworach wiertniczych na przedpolu krawędzi (2, 3) oraz w strefie krawędziowej Rostocza (4, 5).

Na obszarach położonych na północ od strefy progów zewnętrznych zagadnienie sarmackich i posarmackich ruchów tektonicznych przedstawia się już bardzo niejasno. Znane jest bardzo duże zróżnicowanie wysokościowe występowania sarmatu, które przekracza 100 m (Mniszek — ok. 175 m. Rostocze Zachodnie — ok. 300 m npm). Niewątpliwie zróżnicowanie to traktować należy częściowo jako wynik pierwotnego zróżnicowania morfologicznego powierzchni przedsarmackiej, częściowo zaś jako wynik sarmac-



Ryc. 2. Szkic rozmieszczenia głównych obszarów facyjnych w dolnym sarmacie

1 — facja płytkowodnych wapieni detrytycznych, 2 — facja wapieni biogenicznych rozwiniętych: a — na stokach progów morfologicznych często mających założenia tektoniczne, b — głównie w obrębie płyczn, których związek z tektoniką nie jest stwierdzony, 3 — północny zasięg facji ilastej morza głębszego, 4 — przypuszczalna strefa brzegowa morza, 5 — fleksury podłoża przedmioceniowego.

Fig. 2. Distribution sketch of main facial areas at the Lower Sarmatian time.

1 — facies of shallow-water detrital limestones, 2 — facies of biogenic limestones developed: a — on slopes of morphological swells, frequently of tectonical provenance, b — mainly within shoals, where no relations with tectonics have been ascertained, 3 — northern range of clay facies of a deeper sea, 4 — probable coastal zones, 5 — flexures of the pre-Miocene basement.

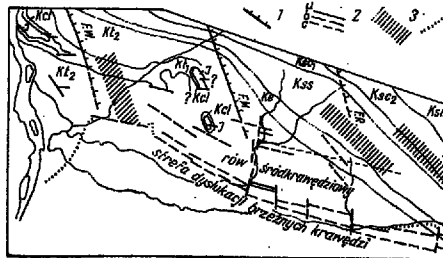
kich i posarmackich ruchów tektonicznych. Analizując współczesną powierzchnię stropową sarmackich osadów biogenicznych (budujących z reguły lokalne kulminacje) zauważa się istnienie przynajmniej trzech obszarów (poza strefą progów zewnętrznych), charakteryzujących się w przybliżeniu podobną pozycją hipsometryczną występowania sarmatu rafowego. Są to:

Obszar I — okolice Szczecyna i Mniszka. Sarmat zachowany jest w bardzo niewielu punktach. Poza dość potężnym kompleksem rafowym Kamiennej Góry (kulminacja — 235 m npm) rozwiniętym w strefie przedsarmackiego progów morfologicznego (o starszych założeniach tektonicznych) spotyka się niewielkie „czapy” osadów biogenicznych bezpośrednio na kredzie, położone na rzędnych ok. 175 m npm (po między Szczecynem i Mniszkiem).

Obszar II — pomiędzy Szczecynem i Wolicą (koło Modliborzyc). Kulminacje układają się przeciętnie na rzędnych 240—250 m npm i tylko w sąsiedztwie krawędzi Rostocza sięgają 260 m npm.

Obszar III — peryferie Rostocza. Rzędne kulminacji „sarmatu rafowego” koło Polichny i Wojciechowa sięgają 290 m npm. Z terenów położonych bardziej na północo-wschód — w okolicach Aleksandrówki, a także położonej już poza Rostoczem Bychawy, znane są odsłonięcia sarmatu detrytycznego na wysokościach przekraczających 300 m npm (6). Obszar sarmatu rostockiego oddzielony jest od obszaru II krawędzią, której przebieg akcentuje rozległa forma dolinna.

Różnice w położeniu hipsometrycznym sarmatu poszczególnych obszarów są wyraźnie skokowe. W przypadku granicy pomiędzy obszarami III i II stanowi ją wspomniana dobrze zarysowana krawędź morfologiczna, której powstanie A. Jahn (6) wiąże z posarmackimi ruchami tektonicznymi wypiętrzającymi Rostocze. Mniej wyraźna jest granica pomiędzy obszarami II i I. Hipsometryczna pozycja sarmatu obszaru I wykazuje duże podobieństwo z obszarem sarmatu świętokrzyskiego, głównie doliny Opatówki i okolic Zawichosta. S. Pawłowski (8) podaje z okolic Chmielnika najwyższe położenie sarmatu na rzędnych 220—225 m npm, przy czym spąg sarmatu obniża się ku wschodowi od ok. 220 m npm koło Chmielnika do 170—175 m w okolicach Tarnobrzega i 135—145 m npm w dolinie Opatówki.



Ryc. 3. Szkic tektoniczny strefy krawędziowej Wyżyny Lubelskiej, częściowo wg M. Bieleckiej, W. Pożaryskiego i J. Uberny.

1 — fleksury podłoża przedmioceniowego, 2 — uskoki: a — stwierdzone, b — przypuszczalne, c — przypuszczalny przebieg dyslokacji Węgliny wg M. Bieleckiej, 3 — strefy, w których można spodziewać się miocenijskich dyslokacji wykorzystywanych przez sarmackie i posarmackie ruchy wznoszące, 4 — północna granica występowania ilów krakowieckich.

Oznaczenia stratygraficzne: J — jura; Kreda: Kcl — alb i cenoman, Kt — turon, Ke — emszer, Kss — santon, Ksc — kampan, Ksm — mastrycht.

Fig. 3. Tectonic sketch of the edge zone of the Lublin Upland, partly according to M. Bielecka, W. Pożaryski and J. Uberna.

1 — flexures of the pre-Miocene basement, 2 — faults: a — ascertained, b — supposed, c — probable course of the Węglina dislocation, according to M. Bielecka, 3 — zones in which Miocene dislocations used by the Sarmatian and post-Sarmatian uplifting movements may occur, 4 — northern boundary of the Krakowiec clay extent. Stratigraphical symbols: J — Jurassic; Cretaceous: Kcl — Albian and Cenomanian, Kt — Turonian, Ke — Emscherian, Kss — Santonian, Ksc — Campanian, Ksm — Maastrichtian.

Także duże podobieństwo wykazują współczesne powierzchnie wierzcholinowe obu obszarów, nie znajdując swych odpowiedników wysokościowych w innych rejonach Wyżyny Lubelskiej (poza wąskimi strefami przydolinnymi). Fakty te sugerują, że i granicę pomiędzy obszarem I i II stanowić może jakaś strefa dyslokacyjna, przy czym sąsiedztwo fleksury Wesołówki nasuwa przypuszczenie o odnowieniu się tej starej linii dyslokacyjnej. Niezupełnie jasna jest sytuacja Kamiennej Góry. Tak rzędne występowania sarmatu, jak i tortonu odbiegają od obszaru I, bliższe są analogicznym rzędnym obszarowi II, choć i tu dają się zauważyć dość znaczne rozbieżności. Być może Kamienna Góra stanowi osobny blok będący ogniwem pośrednim pomiędzy obszarami I i II. Również na granicy obszaru II z Roztoczem (obszar III) istnieje prawdopodobnie strefa przejściowa, co wynika z analizy położenia zarówno utworów tortońskich, jak i sarmackich.

Z rozważań powyższych wynika wniosek o niejednorodnym, wyraźnie zróżnicowanym i blokowym posarmackim wypiętrzaniu omawianej części Wyżyny Lubelskiej, przy czym zarysowuje się związek tych ruchów ze starszymi dyslokacjami podłoża przedmiocenijskiego. Te właśnie cechy, a więc niejednorodność — zmienny w czasie i przestrzeni oraz blokowy charakter młodych (neogeńsko-czwartorzędowych) ruchów tektonicznych jako bardzo typowe podkreślają I. Ł. Sokołowski i N. G. Wołkow (11) w odniesieniu do sąsiadujących z Wyżyną Lubelską obszarów Podola. Autorzy ci mocno akcentują również wyraźny związek omawianych ruchów ze starymi liniami i strefami dyslokacyjnymi.

Podsumowując stwierdzić można, że wiele faktów geologicznych zdaje się wskazywać na uaktywnienie się w miocenie starszych stref dyslokacyjnych znanych z podłoża kredowego południowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej, co wywarło znaczny wpływ na rozprzestrzenienie i zróżnicowanie facjalne utworów miocenijskich oraz rozwój morfologiczny wyżyny w okresie wycofywania się ostatniego zalewu morskiego i w okresie późniejszym.

## S U M M A R Y

The article deals with some palaeogeographical problems of the Miocene from the south-western part of the Lublin Upland in the light of the tectonic structure of its marginal zone. It has been ascertained that in addition to the known influence of the dislocations of marginal edges, the extent of the Tortonian and Sarmatian formations was affected also by one of the old flexure dislocations known to occur in the Cretaceous basement (the so-called marginal flexures described by W. Pożaryski — 9, 10). Thus, it is possible that at the Miocene time some older dislocation zones were rejuvenated. There are also reasons for an assumption that these were partly used by the Sarmatian and post-Sarmatian uplifting movements distinguished by a heterogeneous and block-like nature.

1. Bielecka M. — Uwagi o stratygrafii miocenu okolic Zaklikowa. *Prz. geol.*, 1957, nr 1.
2. Bielecka M. — Główne problemy trzeciorzędu okolic Zaklikowa. *Kwart. geol.*, 1959, nr 3.
3. Bielecka M. — Trzeciorząd południowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. *Biul. IG*, 1967, nr 206.
4. Brzezińska M. — Szkic stratygraficzny miocenu środkowej części Roztocza Lubelskiego. *Prz. geol.*, 1957, nr 9.
5. Brzezińska M. — Miocen z pogranicza Roztocza Zachodniego i Kotliny Sandomierskiej. *Biul. IG*, 1961, nr 158.
6. Jahn A. — Wyżyna Lubelska. *Inst. Geogr. PAN. Prace geogr.* 1956, nr 7.
7. Muchowski J. — Ewolucja i prognoza powierzchniowych ruchów masowych południowej krawędzi zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. *Praca doktorska — maszynopis, Bibl. Zakładu Nauk Geol. PAN*, 1969.
8. Pawłowski S. — Zarys budowy geologicznej okolic Chmielnika — Tarnobrzega. *Prz. geol.*, 1965, nr 6.
9. Pożaryski W. — Jura i kreda między Radomem, Zawichostem i Kraśnikiem. *Biul. PIG*, 1948, nr 46.
10. Pożaryski W. — *Tektonika. W: Regionalna geologia Polski, t. II, Region Lubelski, Kraków, 1956.*
11. Sokołowski I. Ł., Wołkow N. G. — Metodika postępnego izuczenia nieotektoniki (na przykładzie jugo-zapada Russkiej platformy). *Nauk. dumka. Kijów*, 1965.
12. Uberta J. — Jura i kreda środkowa okolic Gościeradowa. *Prz. geol.*, 1955, nr 9.
13. Uberta J. — Rozwój serii fosforytonośnej północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich na tle zagadnień sedymentologicznych albu i cenomanu. *Biul. IG*, 1967, nr 206.

## Р Е З Ю М Е

В статье проанализировано несколько проблем палеогеографии миоцена юго-западной части Люблинской возвышенности на фоне тектонического строения ее краевой части. Отмечено, что наряду с давно известным влиянием краевых дислокаций, в распространении отложений тортона и сармата намечается влияние одной из древнейших дислокаций типа флексуры, известных в меловом основании (так называемые береговые флексуры, описанные В. Пожарским, 9, 10). Весьма правдоподобно, что в миоцене некоторые древнейшие зоны дислокаций были омоложены. Имеется также основание для предположения, что они были частично использованы сарматскими и послесарматскими движениями поднятия, которые имели неоднородный и явно блоковый характер.