

Geneza i główne etapy rozwoju rowu Lubstowa w alpejskiej epoce tektonicznej

Marek Widera*

Rów Lubstowa jest położony w NE części większej jednostki tektoniczno-strukturalnej, tzw. elewacji konińskiej. Deniwelacje paleopowierzchni mezozoicznej w okolicach Lubstowa mieszczą się w przedziale wysokości od 40–50 m n.p.m. do poniżej 180 m p.p.m. Jest to najgłębszy rów tektoniczny w Wielkopolsce, wypełniony osadami od górnego eocenu do najniższego pliocenu(?). Geneza rowu Lubstowa jest wiązana głównie z halotektoniką. Potwierdza tę opinię lokalizacja badanego obszaru nad SE skłonem struktury Gopła, należącej do strefy Gopło–Ponętów–Pabianice z wysoko wyniesionymi solami cechsztyńskimi. Metodami kartograficznymi i geofizycznymi w rzeźbie powierzchni podkenozoicznej rowu stwierdzono zręby i drugorzędne rowy tektoniczne. W odkrywce węgla brunatnego Lubstów udokumentowano także liczne uskoki wśród osadów trzeciorzędowych. Subsydencja kompensowana była w trzeciorzędzie przez akumulację mineralną i organiczną z maksymalną miąższością ciągłego pokładu węglowego wynoszącą 86,2 m, a maksymalną miąższością sumaryczną węgla w otworze sięgającą 91,6 m. Główne zdarzenia w alpejskiej epoce tektonicznej w rejonie rowu Lubstowa są jednowiekowe z fazami diastroficznymi na innych obszarach Polski i Europy. W fazie laramijskiej (mezozoik/kenozoik) badany obszar podlegał ruchom wznoszącym. W fazie pirenejskiej (górnego eocenu/oligocenu) zostały zainicjowane zręby rowu. W fazie sawskiej (oligocen/miocen) rów i tereny otaczające ulegały obniżaniu. W fazie styryjskiej (środkowy miocen) rozwój rowu był najintensywniejszy, co znalazło zapis w niespotykanej w Wielkopolsce miąższości węgla. W późniejszym czasie obszar rowu Lubstowa podlegał ruchom tektonicznym o zmiennym zwrocie, rejestrowanym w skali regionalnej.

Słowa kluczowe: litostratygrafia, tektonika, trzeciorzęd, rów Lubstowa, elewacja konińska

Marek Widera — Lubstów graben genesis and the main development stages in the Alpine cycle, Central Poland. *Prz. Geol.*, 48: 935–941.

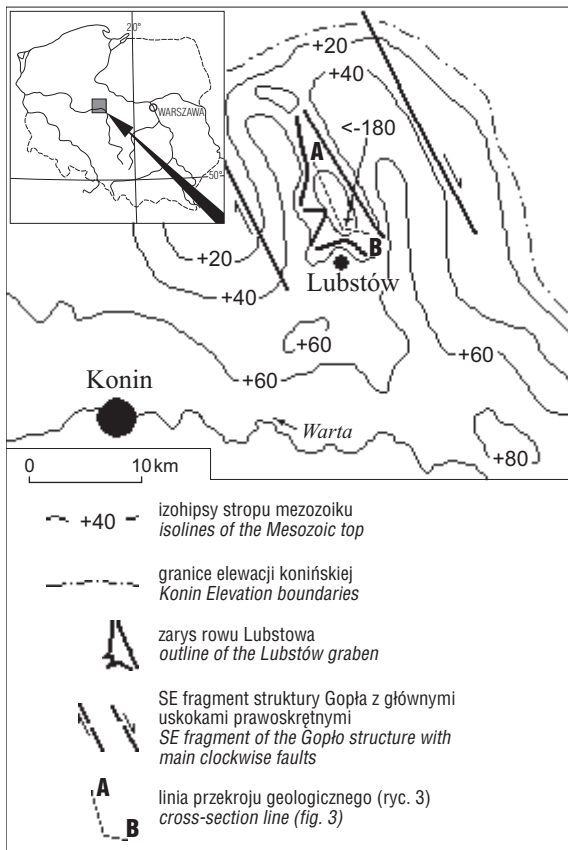
Summary: The Lubstów graben occupies the NE part of greater geological structure, so called the Konin Elevation. There is a Mesozoic palaeorelief which lies at the height of 40–50 m asl. to more than 180 m bsl. in the Lubstów area. This is the deepest tectonic graben in the Wielkopolska Lowland with Tertiary deposits which were accumulated from the Upper Eocene to the lowermost Lower Pliocene(?). The genesis of the Lubstów graben is usually connected with halotectonics. This interpretation is supported by the location of studied area above the SE slope of the Gopło structure, which belongs to the Gopło–Ponętów–Pabianice zone with a high position of the Zechstein salts. The Mesozoic palaeorelief is marked by tectonic grabens and horsts. A lot of faults, dislocations and other tectonic structures were documented in the Lubstów lignite mines among Tertiary deposits. The subsidence of the Mesozoic substratum in the graben was compensated by the accumulation of mineral and organic matter with the thickness of continuous lignite seam equal to 86.2 m and with the thickness in the borehole reaching 91.6 m. The main tectonic events in the studied area are comparable to the major diastrophic phases in Poland and Europe during the Alpine cycle. The Lubstów region was elevated in the Laramie phase (Mesozoic/Cainozoic). The Lubstów graben came to existence in the Pyrenean phase (Upper Eocene/Oligocene). In the Savian phase (Oligocene/Miocene), the graben and surrounded area were decreased. The development of the block-faulting graben was the most intensive in the Styrian phase (Middle Miocene). The thickest lignite seam in the Wielkopolska Lowland was formed at the same time. Later the Lubstów graben and its neighbourhood were increased and decreased in the regional scale.

Key words: lithostratigraphy, tectonics, Tertiary, Lubstów graben, Konin Elevation

Rów Lubstowa jest położony ok. 20 km na NE od Konina (ryc. 1). Jest to najczytelniejsza w paleomorfologii mezozoicznego podłoża struktura tektoniczna na obszarze jednostki tektoniczno-strukturalnej wyższego rzędu, tzw. elewacji konińskiej. W 1952 r. Krygowski sformułował pojęcie elewacji konińskiej, opisując wysokie zaleganie skał mezozoiku w okolicach Konina, w stosunku do obszarów otaczających. Wysoka pozycja elewacji konińskiej jest łączona ze strukturami solnymi: poduszkami i diapirami, których strop znajduje się na głębokości 5–7 km (Dadlez & Marek, 1974; Marek, 1977; Widera, 1998). Również geneza największych depresji w stropie mezozoiku jest wiązana głównie z halotektoniką (Widera, 1997a, b, 1998). Szczególnie wyraziście zaznacza się związek między powstaniem rowu Lubstowa a strukturą Gopła, będącą częścią tzw. strefy Gopło–Ponętów–Pabianice (Dadlez & Marek, 1974; Dadlez, 1997; Marek, 1977). Rów Lubstowa jest zlokalizowany na SE skłonie struktury Gopła, ograniczonej strefami dyslokacji rejestrowanymi metodami geofizycznymi i geologicznymi w osadach mezozoicznych (ryc. 1). Aktywność strefy Gopło–Ponętów–Pabianice w

kenozoiku jest kontynuacją mezozoicznej halotektoniki, aczkolwiek wielokrotnie słabiej wyrażonej. Niemniej jednak położenie i rozmiary rowu Lubstowa dowodzą, że w trzeciorzędzie najbardziej aktywnie tektonicznie był SE skłon struktury Gopła. Rów Lubstowa jest dobrym przykładem alpejskiej tektoniki w środkowej Polsce. Istnieje duża zgodność opinii zawartych w piśmiennictwie na temat genezy opisywanej struktury (Biernat, 1962; Olendski, 1962; Ciuk & Grabowska, 1991; Matl & Wagner, 1987; Widera, 1997a, b, 1998 i in.). Dzięki pracom wiertniczym zmierzającym do rozpoznania złoża węgla brunatnego wypełniającego rów Lubstowa — po części — możliwe było poznanie morfologii dna rowu. Analizom i weryfikacji poddano 362 otwory, z których 182 osiągnęły strop mezozoiku. Oprócz profili wiertniczych najgłębsza (SE) część rowu ma dokumentację geofizyczną (Midura & Staszak, 1989). Ponadto w latach 1993–1997 przeprowadzono badania mezostrukturalne, które potwierdziły istnienie dyslokacji w osadach trzeciorzędowych rowu Lubstowa (Widera, 1997b, 1998). Analiza osadów trzeciorzędowych dostarczyła zarówno pośrednich, jak i bezpośrednich danych o deformacjach tektonicznych. Szczegółowe rozpoznanie litologii pozwoliło na określenie charakteru i środowiska sedymentacji, które uwarunkowane było mobilnością podłoża. Natomiast określenie wieku osadów

*Instytut Geologii Uniwersytetu im. A. Mickiewicza, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań



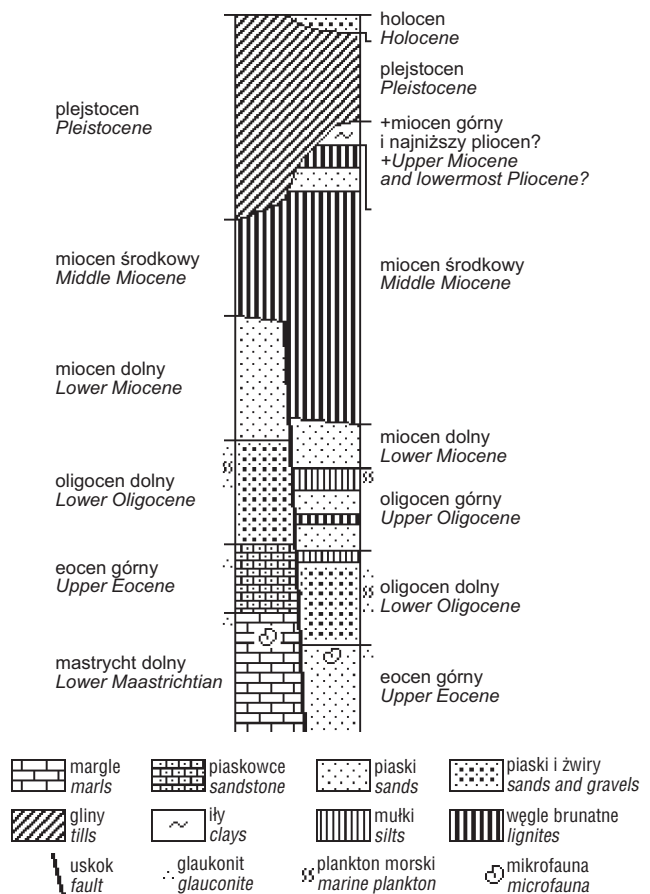
Ryc. 1. Lokalizacja rowu Lubstowa na tle szkicu hipsometrycznego stropu mezozoiku SE fragmentu struktury Gopła
Fig. 1. Location of the Lubstów graben in the background of the Mesozoic top hipsometry of SE fragment of the Gopło structure

wypełniających rów tektoniczny dało podstawy do korelacji procesów diastroficznych zachodzących na terenie badań z innymi obszarami Polski i Europy.

Profil litostratygraficzny

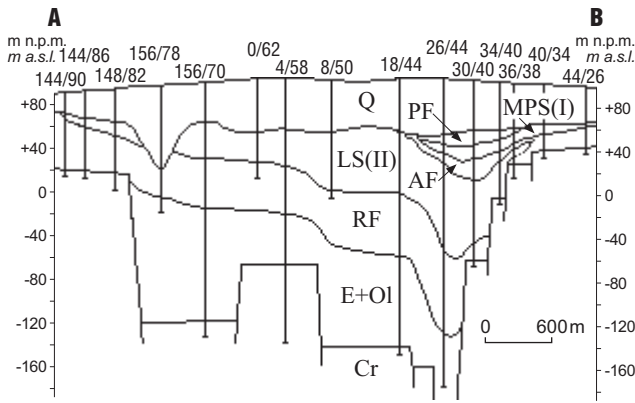
W rowie Lubstowa zachował się najpełniejszy na obszarze wschodniej Wielkopolski profil osadów trzeciorzędowych (ryc. 2), które posiadają bogatą dokumentację palinologiczną i paleontologiczną. Ponadto poziomy tufowe z badanego terenu zostały skorelowane z poziomami tufowymi rowu Bełchatowa i Zapadliska Przedkarpackiego, gdzie ich wiek określono metodą trawową (Matl & Wagner, 1987). Trzeciorząd niezgodnie leży na marglach dolnomaastrychckich kredy górnej. Profil trzeciorzędu obejmuje osady od górnego eocenu po górny miocen, a być może nawet najniższy pliocen? (Biernat, 1962; Ciuk & Grabowska, 1991; Widera, 1998). Pododdział górnioeoceni rowu Lubstowa reprezentują piaski i kruche piaskowce glaukonitowe z mikrofauną otwornicową (ryc. 2). Według Śmigielskiej ([W:] Matl i in., 1979) inwentarz otwornicowy jest typowy dla form późnoeoceni. Piaski i żwiry glaukonitowe zawierające plankton morski, a także łupki i mułowce węgliste z wkładkami węgla brunatnych w stropie reprezentują oligocen (Ciuk & Grabowska, 1991). Omówione osady wieku eoceni i oligoceni nie rozprzestrzeniają się poza strefę rowu Lubstowa.

Ponad paleogenem występują piaski, podścielające dolny pokład węgla brunatnego — II pokład łuzycy w



Ryc. 2. Profil litostratygraficzny rowu Lubstowa
Fig. 2. Lithostratigraphic profile of the Lubstów graben

Lubstowie. Wspomniane piaski nie zawierają fauny i fitoplanktonu, a zostały zaliczone do miocenu dolnego — warstwy rawickie (Ciuk & Grabowska, 1991). Zgodnie z aktualnym schematem litostratygraficznym neogenu Niżu Polskiego, omawiane osady należy korelować z dolnomiocenią formacją rawicką (Piwocki & Tworzydło-Ziemińska, 1995; Piwocki, 1998). Są to często piaski węgliste lub zawęglone o dominującym zabarwieniu szarym i brunatno-szarym. Środkowy miocen rozpoczynają węgle brunatne II pokładu łuzycy. Pokład ten osiąga miąższość średnią 20–30 m, maksymalną ciągłego pokładu 86,2 m i maksymalną sumaryczną w otworze 91,6 m (ryc. 2 i 3). Na podkreślenie zasługuje fakt, że II pokład łuzycy występuje jedynie w Lubstowie na obszarze konińsko-turkowskich złóż węgla brunatnego. Ze względu na niespotykaną w Wielkopolsce grubość ciągłego pokładu węgla oraz znaczenie dla litostratygrafii trzeciorzędu tego regionu, dolny pokład węglowy można nazwać pokładem lubstowskim (Widera, 1998). Wyżej w profilu występują osady piaszczysto-ilaste reprezentujące formację adamską. Osady te osiągają miąższość 3–10 m, a maksymalnie 26 m i wyklinowują się ku obszarom ramowym rowu. Górny pokład węgla — I pokład środkowopolski cechuje się niewielkim rozprzestrzeniem i miąższością 3–8 m (ryc. 2 i 3). Węgłe tego pokładu, występujące we wszystkich złożach okolic Konina i Turku, były poddane wnikliwym analizom palinologicznym (Kremp, 1949; Mamczar, 1960; Doktorowicz-Hrebnicka, 1960; Doktorowicz-Hrebnicka & Mamczar, 1960; Domagała, 1982; Grabowska, 1985; Ciuk & Grabowska, 1991). Na podstawie wyżej przedstawionych faktów I pokład środkowopolski występ-



Ryc. 3. Uproszczony przekrój geologiczny przez rów Lubstowa (lokalizacja na ryc.1). Q — czwartorzęd; Trzeciorzęd: PF — formacja poznańska, MPS(I) — I pokład środkowopolski, AF — formacja adamowska, LS(II) — II pokład łużycki, RF — formacja rawicka, E+Ol — eocen i oligocen; Cr — kreda

Fig. 3. Simplified geological section through Lubstów graben (location in Fig.1). Q — Quaternary; Tertiary: PF — Poznań Formation, MPS(I) — I Middle Polish Seam, AF — Adamów Formation, LS(II) — II Lusatian Seam, RF — Rawicz Formation, E+Ol — Eocene and Oligocene; Cr — Cretaceous

pujący wyłącznie (oprócz złoża Lubstów) w złożach KWB Konin S.A i KWB Adamów S.A. nazwano pokładem konińskim (Widera, 1998). W Lubstowie ły formacji poznańskiej zachowały się szczątkowo. Niemniej jednak stwierdzono wszystkie trzy ogniwa: ły szare, ły zielone i ły płomieniste, często z przewarstwieniami mułków i piasków drobnoziarnistych. Czas sedimentacji formacji poznańskiej w środkowej Polsce można z dużym przybliżeniem przyjąć za Piwockim i Tworzydło-Ziemińską (1995) na wyższy środkowy miocen – niższy wczesny pliocen.

Tektonika

Poprzeczny przekrój geologiczny przez rów Lubstowa wypełniony osadami trzeciorzędowymi z 2 pokładami węgla brunatnego przedstawiono na ryc. 3. Linię przekroju poprowadzono tak, by ujęte zostały charakterystyczne, a jednocześnie reprezentatywne dla całej struktury, elementy budowy geologicznej. Przekrój oddaje stosunki miąższościowe i hipsometryczne między osadami różnego wieku. Charakterystyczny jest wyrównany, o niewielkich deniwelacjach relief stropu mezozoiku na obszarach ramowych rowu między otworami: 144/90, 144/86, 148/82 i 40/34, 44/26 (ryc. 3). Strop mezozoiku na obszarze ramowym zalega średnio na wysokości 40–50 m n.p.m. (por. ryc. 1). Natomiast strefa rowu wyróżnia się dużymi deniwelacjami o wysokościach względnych przekraczających kilkadziesiąt, a nawet ponad 100 m między otworami, np.: ponad 140 m między 148/82 i 156/70 oraz ponad 120 m między 26/44 i 30/40. Otwór 26/44 do głębokości 179,99 m p.p.m. nie osiąga stropu kredy, a zatem deniwelacje między obszarem ramowym (40–50 m n.p.m.) i najgłębszą częścią rowu przekraczają 220–230 m. Rów Lubstowa jest najgłębszym rowem tektonicznym w Wielkopolsce, gdyż nawet w rowie Poznania różnice wysokości między strefą osiową a skrzydłami wynoszą maksymalnie 203,6 m (Walkiewicz, 1984). Przekrój ukazuje bardzo złożoną budowę rowu Lubstowa. Z jednej strony schodowo zapadające się podłoże ku największej depresji, z drugiej natomiast występujące progi strukturalne o charakterze zrębów tekto-

nicznych w osiowych częściach rowu — otw. 4/58 (ryc. 3). W latach 60. rozpoznanie budowy rowu było niewielkie. Dlatego też Biernat (1962) wykreślił pokład węgla o miąższości ok. 20 m, natomiast powierzchnia mezozoicznaznaczona była jako stosunkowo płytka rów tektoniczny z symetrycznie zapadającymi się ku osiowej części rowu blokami podłoża. Wykonane w latach 60. i 70. wiercenia potwierdziły poglądy o tektonicznej genezie rowu Lubstowa (Ciuk & Grabowska, 1991). Wykreślony przez Ciuka i Grabowską (1991) przekrój geologiczny ukazywał większe rozmiary rowu, niż uczynił to Biernat (1962). Omawiany przekrój nie przedstawił jednak skomplikowanego stylu budowy tektonicznej rowu Lubstowa, co zostało dopiero stwierdzone i udokumentowane przez autora prezentowanej pracy (Widera, 1996, 1997b, 1998).

Współczesna rzeźba stropu mezozoiku rowu Lubstowa zawdzięcza swoją genezę tektonice. Widoczne są wyraźne deniwelacje, które na przestrzeni 200–300 m osiągają wielkości do ponad 100 m. Najbardziej potrząskana tektonicznie jest SE część rowu w otoczeniu otworu 26/44 (ryc. 3). Rów Lubstowa jest doskonałym przykładem klawiszowo-szachownicowego stylu budowy tektonicznej. Jest to struktura o orientacji NW–SE, czyli zgodnej przebiegiem strefy Gopło–Ponętów–Pabianice. Szerokość rowu wynosi ok. 2 km, a długość ok. 4 km. Powierzchnia mezozoiku pocięta jest siecią uskoków o dwóch dominujących kierunkach NW–SE i SW–NE. Analogiczny układ głównych kierunków tektonicznych, powstających w stropowych warstwach antykliny z pionowego wypiętrzania podłoża, przedstawił Gzowski (1964). W podobny sposób Kossowski (1974) wyjaśnia powstanie rowu Bełchatowa. W wyniku tensji z poprzecznego zginania mezozoiczne podłoże rowu rozpadło się na liczne bloki strukturalne. Poszczególne bloki przemieszczały się względem siebie w różnych okresach rozwoju. Skutkiem zróżnicowanego tempa subsydencji poszczególnych części rowu było powstanie depresji i progów, a w konsekwencji bardzo zróżnicowanej miąższości osadów trzeciorzędowych. W ogólnych zarysach morfologia spągu środkowomiocennych pokładów węglowych „dopasowała” się do morfologii mezozoicznego podłoża. Niemniej jednak dużo większe deniwelacje stropu mezozoiku, niż spągowej powierzchni osadów fitogenicznych, zamaskowane są przez niżejleżące, miąższe osady mineralne paleogenu i dolnego miocenu (ryc. 3). Dyslokacje w mezozoicznym podłożu rowu Lubstowa zostały potwierdzone również metodami geofizycznymi (Midura & Staszak 1989). Badania geofizyczne, wykonano metodą refleksyjną, a objęły one tylko najgłębszą (SE) część rowu. Określono położenie, orientację i długość linii uskokowych. Bardzo zbieżne wyniki uzyskano stosując metody kartograficzne na podstawie szczegółowej analizy sedimentologicznej i mezostrukturalnej osadów trzeciorzędowych wypełniających rów Lubstowa (Widera, 1997b, 1998). Trzeciorzędowe ruchy tektoniczne w rowie Lubstowa zapisały się w osadach odsłoniętych w ścianach odkrywki w postaci: uskoków, fleksur, wychylenia warstw z ich pierwotnego położenia. Stwierdzono dziesiątki mezostruktur, głównie w postaci uskoków normalnych o zrzutach od kilku centymetrów do kilku metrów. Należącej do czytelnego mezostruktur tektonicznych ukazują fotografie (ryc. 4–7). Obszerniejszą dokumentację struktur tektonicznych z obszaru rowu Lubstowa zawarto w innych pracach autora (Widera, 1997b, 1998). Oprócz uskoków o kątach upadu rzędu 40–70° występujących w trzeciorzędowych osadach mineralnych i organicznych, zaobserwowano



Ryc. 4. Uskok nożycowy w piaskach formacji rawickiej (dolny miocen) wygasający w węglach II pokładu lużyckiego (środkowy miocen)

Fig. 4. Scissors fault in sands of the Rawicz Formation (Lower Miocene) ending in the II Lusatian Seam (Middle Miocene)



Ryc. 5. Uskoki z możliwym zmiennym ruchem skrzydeł

Fig. 5. Faults with possible changed direction of the wings movement

wychylenia z pierwotnego położenia piasków podwęglowych, węgla brunatnych i piasków śródwęglowych. Rejestrowane w ścianach odkrywki wychylenia warstw, które pierwotnie leżały prawie poziomo, osiągają upady 10–30°. Kierunki upadu mają bardzo duży rozrzut, co wynika z blokowej budowy podłoża podkenozoicznego. O upadzie warstw piasków dolnomiocenicznych rzędu 25–28° i piasków oligocenicznych w granicach 27–28° wspominają także Ciuk i Grabowska (1991). Biernat (1962) natomiast odnotowuje warstewki słabo zdiagenizowanego oligocenicznego piaskowca glaukonitowego o upadzie nawet pod kątem 47°.

Fazy ewolucji tektonicznej

W rozwoju rowu Lubstowa w alpejskiej epoce tektonicznej wyróżniono pięć głównych etapów. Podstawowym kryterium wyróżnienia kolejnych etapów był brak lub obecność osadów różnego wieku. Każdy cykl akumulacyjno-denudacyjny w rowie Lubstowa i jego otoczeniu był wywołany procesami diastroficznymi. W zależności od intensywności procesów tektonicznego wynoszenia lub obniżania zachodziły procesy denudacji lub akumulacji. Poszczególne etapy tworzenia się rowu Lubstowa były nierozdzielnie związane z alpejską tektoniką w skali regio-



Ryc. 6. Uskoki antytetyczne i homotetyczne w piaskach formacji rawickiej (dolny miocen)

Fig. 6. Antithetic and homothetic faults in sands of the Rawicz Formation (Lower Miocene)

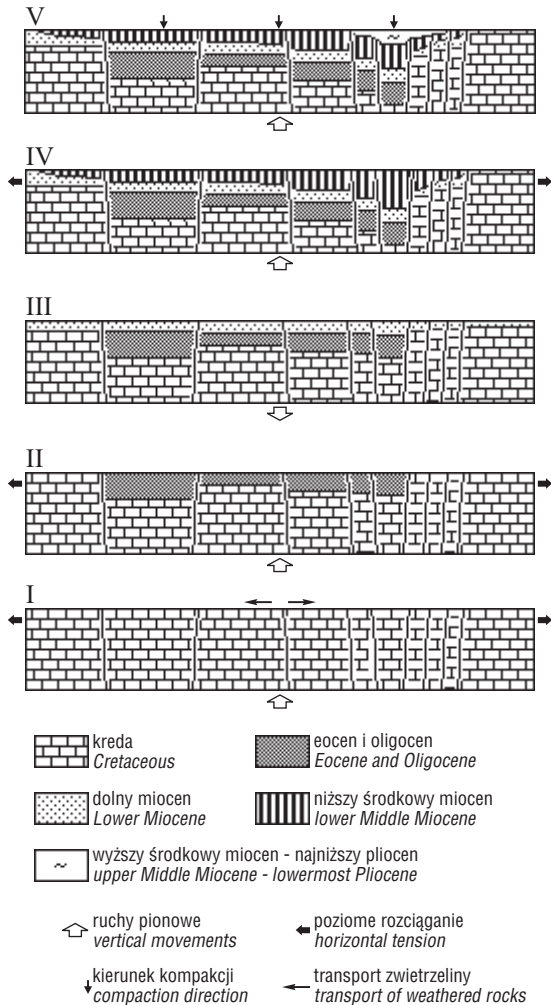


Ryc. 7. Uskok normalny między węglami II pokładu lużyckiego (środkowy miocen) a szaro-brązowymi wkładkami piasków (środkowy miocen) w strefie brzeżnej rowu Lubstowa

Fig. 7. Normal-slip fault between lignites of the II Lusatian Seam (Middle Miocene) and grey-brownish sand intercalations (Middle Miocene) in the outer zone of the Lubstów graben

nalnej na co wskazują przykłady rowów tektonicznych w Polsce i Europie, które rozwijały w tym samym czasie co row Lubstowa.

Pierwszy etap rozpoczęty na przełomie wczesnego i późnego mastrychtu trwał przez cały paleocen do środkowego eocenu włącznie (ryc. 8–I). Pod koniec kredy zakończył się rozwój permsko-mezozoicznej bruzdy środkowopolskiej (Pożaryski, 1970; Pożaryski & Brochwicz-Lewiński, 1979; Głazek & Kutek, 1971; Kutek & Głazek, 1972; Dadlez i in., 1995). Rozpoczął się u schyłku późnej kredy proces wynoszenia elewacji konińskiej, w tym obszarze rowu Lubstowa, przebiegał z różną intensywnością w trzeciorzędzie i trwa do dziś (Wyrzykowski, 1990; Stankowski i in., 1995; Widera, 1997a, 1997b, 1998). Przyczyną zmiany tendencji pionowego ruchu podłoża na przełomie mezozoiku i kenozoiku należy dopatrywać się w ruchach orogenicznych fazy laramijskiej. Echem fazy laramijskiej na Niżu Polskim była kompresja pozioma w podłożu podcechsztyńskim (Dadlez & Marek, 1974; Dadlez, 1997; Deczkowski & Gajewska, 1980). Według obecnych poglądów przebieg laramijskich dyslokacji w tej części Polski nawiązuje do późnowarszawskiego systemu prawoskrętnych uskokuw przesuwających wyznaczających przebieg struktury Gopło–Ponętów–Pabianice



Ryc. 8. Główne etapy rozwoju rowu Lubstowa. I — faza laramijska (mezozoik/kenozoik), II — faza pirenejska (eocen/oligocen), III — faza sawska (oligocen/miocen), IV — faza styryjska (środkowy miocen), V — poststyryjski etap kompaktacji (wyższy środkowy miocen — najniższy pliocen?)

Fig. 8. Main stages of the Lubstów graben development. I — Laramie phase (Mesozoic/Cainozoic), II — Pyrenean phase (Eocene/Oligocene), III — Savian phase (Oligocene/Miocene), IV — Styrian phase (Middle Miocene), V — post-Styrian stage of compaction (upper Middle Miocene — lowermost Pliocene?)

(Dadlez i in., 1980, 1995; Dadlez, 1997; Pożaryski, 1990; Graniczny, 1991; Pożaryski & Karnkowski, 1992). Na przełomie dolnego i górnego mastrychtu ponownie uaktywniły się struktury solne, w tym także struktura Gopła, nad którą występuje rów Lubstowa (Widera, 1997a, 1997b, 1998). Parcie cechsztyńskich soli mogło powodować tensję z poprzecznego zginania w skałach mezozoicznych. Największe naprężenia rozciągające panowały w warstwach przypowierzchniowych, co prowadziło początkowo do powstania pęknięć i szczelin, a następnie do ich rozwierania. W najwyższym mastrychcie, a głównie w paleocenie i okresie w eocenie, w otoczeniu rowu Lubstowa zachodziła nepenlenizacja. Płaska powierzchnia, z odsłoniętymi skałami marglistymi górnej kredy, podlegała procesom wietrzenia. Zwiertzeliny powstałe w omawianym etapie zostały najprawdopodobniej usunięte przez procesy erozyjne bądź włączone w masę osadów młodszych (Widera,

1998). Dlatego osadów tego wieku nie stwierdzono w obrębie rowu i w jego najbliższym otoczeniu.

W **drugim etapie**, obejmującym późny eocen i oligocen, ekspandujące w głąb mezozoicznego kompleksu skalnego szczeliny krzyżowały się, a powstałe bloki w kształcie klinów zaczęły się grawitacyjnie zapadać (ryc. 8–II). Osady tego wieku, kilkudziesięciometrowej nawet miąższości, wypełniają najgłębsze partie rowu i nie występują w jego otoczeniu. Rozprzestrzenienie osadów paleogeńskich sugeruje orientację i rozmiary omawianej struktury. W późnym eocenie i oligocenie ukształtowane zostały, rejestrowane również obecnie, uskokiowe ramy rowu o orientacji NW–SE. Oprócz uskoku o przebiegu NW–SE, aktywne były wtedy także uskoki o orientacji NE–SW, które w późniejszych etapach ewolucji rowu Lubstowa podlegały okresowej reaktywacji (Widera, 1997b, 1998). Na schyłek eocenu i oligocenu przypada inicjalna faza rozwoju pewnych fragmentów pobliskiego rowu Adamowa (Widera, 1997b) i rowu Poznań (Walkiewicz, 1984). Wtedy też, w warunkach ruchów tektonicznych odpowiadających fazie pirenejskiej, rozpoczęło się tworzenie potężnych systemów rowów w zachodniej Europie. Najlepiej rozpoznane są rowy tektoniczne Morza Północnego, SW Francji i S Niemiec — rów Renu (Rousset i in., 1992; Ziegler i in., 1995). Wreszcie osiągnął swój maksymalny zasięg północno-zachodnioeuropejski basen trzeciorzędowy (Vinken, 1988).

Trzeci etap rozwoju rowu Lubstowa, który rozpoczął się na przełomie oligocenu i miocenu obejmuje cały dolny miocen. Czasowo etap ten odpowiada tektonicznej fazie sawskiej. Doszło wtedy do wyraźnego nakładania się efektów tektoniki lokalnej i regionalnej (Widera, 1998). Wzmoczonej subsydencji podlegało dno rowu, a także, choć w mniejszym stopniu obszary ramowe podlegały obniżaniu (ryc. 8–III). Świadczy o tym obecność osadów dolnomiocenkich o miąższości kilkudziesięciu metrów także na obszarze ramowym rowu Lubstowa (Ciuk & Grabowska, 1991; Widera, 1997b, 1998). W tym czasie istniały już wszystkie rowy tektoniczne elewacji konińskiej (Widera, 1997b, 1998). Aktywny tektonicznie był już cały rów Poznań i jego odnogi (Piwocki, 1975; Deczkowski & Gajewska, 1980; Karnkowski, 1980; Kasiński, 1983, 1984; Walkiewicz, 1984). W dolnym miocenie została również zainicjowana subsydencja rowu Bełchatowa (Ciuk & Piwocki, 1982; Gotowała, 1994; Hałuszczak, 1999; i in.). Front Karpat znacznie przesunął się w kierunku E i NE (Ślaczka & Oszczytko, 1987; Fodor, 1995). Na obszarze alpejsko-karpaczkim powstały rozległe baseny wewnętrzne łuku alpidów: Wiednia, północnych Węgier i wschodniej Słowacji (Fodor, 1995; Márton & Fodor, 1995; Kováč i in., 1995).

Kolejny, **czwarty etap**, ewolucji rowu Lubstowa obejmujący najniższy i niższy środkowy miocen, może być łączony ze styryjską fazą orogeniczną. W tym czasie rozwój rowu osiągnął swoje maksimum subsydencji (ryc. 8–IV). Osłona strefa rowu obniżyła się od kilkudziesięciu do ponad 100 m (SE część rowu Lubstowa) względem obszarów otaczających. Subsydencja podłoża była równoważona narastaniem masy torfowej, co w efekcie doprowadziło do powstania miąższego pokładu węgla brunatnego. Podkreślić trzeba fakt, że klawiszowo-szachownicowy styl budowy tektonicznej był przyczyną dużego, niekiedy przekraczającego 20–30 m między sąsiednimi otworami, zrzu tu spągu węgla (Widera, 1997b, 1998). W omawianym okresie powstały oba pokłady węglowe i rozdzielające je osady mineralne (por. ryc. 2 i 3). Miąższość dolnego

pokładu (lubstowskiego) wynosi maksymalnie 91,6 m, górnego pokładu (konińskiego) 13,0 m, zaś rozdzielających oba pokłady osadów mineralnych 26,0 m (Widera, 1997b, 1998). Powstanie dolnego pokładu węglowego łączy z tektoniczną subsydująca dna rowu Lubstowa. Natomiast sedymentację osadów międzywęglowych i górnego pokładu węglowego można tłumaczyć konsolidacją niżejleżących, miąższych węgli pokładu dolnego (Widera, 1997b, 1998). Wspomniane osady w znikomym tylko stopniu występują na obszarze ramowym rowu. Wolno zatem stwierdzić, że w czwartym etapie ewolucji rowu Lubstowa przejawy tektonicznej aktywności znalazły zapis w osadzie w skali lokalnej. W najniższym i niższym środkowym miocenie powstały najbardziej produktywne pokłady węgla (z wyjątkiem rowu Bełchatowa) w Polsce i w ogóle na Niżu Europejskim (Ciuk, 1984; Standke i in., 1993; Piwocki 1995, 1998).

W ostatnim, **piątym etapie**, ruchy tektoniczne na obszarze rowu Lubstowa zaczęły wygasać, choć niewątpliwie trwały jeszcze w czwartorzędzie (Widera, 1997b, 1998). Okres ten obejmuje sedymentację formacji poznańskiej (ryc. 8–V). Na tle podziału chronostratygraficznego ramy czasowe wspomnianego etapu można przyjąć na wyższy środkowy miocen — niższy pliocen (Dyjur & Sadowska, 1986; Piwocki & Ziemińska-Tworzydło, 1995). W zmienionych warunkach paleotektonicznych na Niżu Europejskim sedymentacja fitogeniczna ustąpiła miejsca sedymentacji mineralnej, głównie ilów z przewarstwieniami mułków i piasków. Powstanie formacji poznańskiej było niewątpliwie związane z tektoniką regionalną, obejmującą znaczne obszary środkowej i zachodniej Polski oraz wschodnich Niemiec (Vinken, 1988; Piwocki 1998). Zwiększone miąższości formacji poznańskiej na obszarach złóż węgla brunatnego, w stosunku do obszarów otaczających, można tłumaczyć konsolidacją niżejleżących węgli (Widera, 1997b, 1998). Natomiast szcztkowe zachowanie osadów formacji poznańskiej w rowie Lubstowa może być efektem czwartorzędowych niszczących procesów łądolołów skandynawskich i ich wód roztopowych.

Uwagi końcowe

Przedstawione wyżej wyniki badań potwierdzają aktywność rowu Lubstowa w alpejskiej epoce tektonicznej. Jednocześnie wskazano na ścisły związek przestrzenno-czasowy pomiędzy halotektoniczną ewolucją SE skłonu, tzw. struktury Gopła a rozwojem rowu Lubstowa. Weryfikacja materiałów archiwalnych, wyniki kartowania węglowego i ścian odkrywkę węgla brunatnego, pomiary mezostrukturalne oraz dokumentacja fotograficzna dostarczyły dowodów na tektoniczną genezę rowu Lubstowa. Wykorzystując bogatą dokumentację palinologiczną i paleontologiczną, wspartą korelacją poziomów tufowych datowanych w zapadlisku przedkarpaccim, określono wiek opisywanych osadów, a następnie skorelowano procesy diastroficzne zachodzące w rowie Lubstowa z innymi obszarami Polski i Europy. Przeprowadzone badania potwierdziły unikatowość rowu Lubstowa, wyrażoną głównie głębokością rowu oraz czytelnością efektów procesów tektonicznych, w porównaniu z innymi tego typu strukturami na obszarze większej jednostki tektoniczno-strukturalnej, tzw. elewacji konińskiej. Z drugiej jednak strony, wskazano przykłady rowów tektonicznych tak w Polsce, jak i w Europie, które rozwijały się w tym samym czasie co row Lubstowa i osiągnęły znacznie większe rozmiary.

Literatura

- BIERNAT S. 1962 — Wpływ urzeźbienia i tektoniki podłoża na wykształcenie się złóż węgla brunatnych na Kujawach oraz skutki ich częściowego zniszczenia w czasie zlodowaceń. *Prz. Geol.*, 10: 329–332.
- CIUK E. 1984 — Górnictwo węgla brunatnego w 40-leciej Polski Ludowej. *Prz. Geol.*, 32: 561–566.
- CIUK E. & GRABOWSKA I. 1991 — Syntetyczny profil stratygraficzny trzeciorzędu złoża węgla brunatnego Lubstów w Lubstowie, woj. konińskie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 365: 47–72.
- CIUK E. & PIWOCKI M. 1982 — Geologia trzeciorzędu w rowie Kleszczowa i jego otoczeniu. *Przewodnik LII Zjazdu Pol. Tow. Geol., Bełchatów*: 56–70.
- DADLEZ R. 1997 — Ogólne rysy tektoniczne bruzdy środkowopolskiej. [W:] Marek S., Pajchłowa M. (red.). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153: 410–414.
- DADLEZ R. & MAREK S. 1974 — Struktury epoki tektonicznej alpejskiej. Polska północno-zachodnia i środkowa. [W:] Pożaryski W. (red.) *Budowa geologiczna Polski*, T. 4, cz. 1. *Inst. Geol.*: 239–279.
- DADLEZ R., DECZKOWSKI Z., GAJEWSKA I., KŁOSSOWSKI J., MAREK S., STOLARCZYK J. & STOLARCZYK F. 1980 — Mapa tektoniczna cechsztyńsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego na Niżu Polskim. 1:500 000. *Wyd. Geol.*
- DADLEZ R., NARKIEWICZ M., STEPHENSON R.A., VISSER M. T. M. & WESS J.D. 1995 — Tectonic evolution of Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. *Tectonophysics*, 252: 179–195.
- DECZKOWSKI Z. & GAJEWSKA I. 1980 — Mezozoiczne i trzeciorzędowe rowy obszaru monokliny przedsudeckiej. *Prz. Geol.*, 28: 151–156.
- DOKTOROWICZ-HREBNICKA J. 1960 — Paralelizacja pokładów węgla brunatnego województwa bydgoskiego i poznańskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 157: 69–188.
- DOKTOROWICZ-HREBNICKA J. & MAMCZAR J. 1960 — Stratygrafia środkowego miocenu Polski środkowej na podstawie analizy sporowo-pyłkowej węgla brunatnego z województwa bydgoskiego i poznańskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 157: 189–192.
- DOMAGAŁA M. 1982 — Wstępna ocena palinologiczna złoża węgla brunatnego Lubstów koło Konina. *Spraw. z Pos. Komis. PAN*, 34. *Kraków*.
- DYJUR S. & SADOWSKA A. 1986 — Próba korelacji wydzielen stratygraficznych i litostratygraficznych trzeciorzędu zachodniej części Niżu Polskiego i śląskiej części Paratetydy w nawiązaniu do projektu IGCP Nr 25. *Prz. Geol.*, 34: 380–386.
- FODOR L. 1995 — From transpression to transtension: Oligocene–Miocene structural evolution of the Vienna basin and the East Alpine–Western Carpathian junction. *Tectonophysics*, 242: 151–182.
- GLĄZEK J. & KUTEK J. 1971 — Obszar Gór Świętokrzyskich w alpejskim cyklu diastroficznym. *Prz. Geol.*, 19: 443–448.
- GOTOWAŁA R. 1994 — Model tektoniki rowu Kleszczowa — interpretacja danych z wykorzystaniem metod komputerowych. *Mat. Konf. Tektonika rowu Kleszczowa — stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górniczej*: 91–103
- GRABOWSKA I. 1985 — Wyniki badań palinologicznych osadów trzeciorzędowych z profilu Lubstów 28/42, *Ark. Sompolno Kujawskie*.
- GRANICZNY M. 1991 — Możliwości wykorzystania fotolineamentów do oceny sejsmicznego zagrożenia terenu. *Biul. PIG*, 365: 5–46.
- GZOWSKI M. W. 1964 — Perspektywy tectonofizyki, *Dieformacja porod i tectonika*, *Izd. Nauka*: 128–146.
- HAŁUSZCZAK A. 1999 — Młodoalpejska tektonika w strefie rowu Kleszczowa (KWB Bełchatów). *Streszczenia referatów. Pol. Tow. Geol. Oddział Poznański. Wyd. Inst. Geol. UAM*: 35–46.
- KARNKOWSKI P. H. 1980 — Paleotektonika pokrywy platformowej w Wielkopolsce. *Prz. Geol.*, 28: 151–156.
- KASIŃSKI J. R. 1983 — Mechanizmy sedymentacji cyklicznej osadów trzeciorzędowych w zapadliskach przedpola Sudetów. *Prz. Geol.*, 31: 237–243.
- KASIŃSKI J.R. 1984 — Tektonika synsedymentacyjna jako czynnik warunkujący sedymentację formacji burowęglowej w zapadliskach tektonicznych na obszarze zachodniej Polski. *Prz. Geol.*, 32: 260–268.
- KOSSOWSKI L. 1974 — Budowa geologiczna złoża węgla brunatnego Bełchatów ze szczególnym uwzględnieniem tektoniki podłoża. *Górnictwo Odkrywkowe*, 10–11: 336–344.
- KOVÁČ M., KOVÁČ P., MARKO F., KAROLI S. & JANOČKO J. 1995 — The East Slovakian Basin — A complex back-arc basin. *Tectonophysics*, 242: 453–466.
- KREMP G. 1949 — Pollenanalytische Untersuchungen des miozänen Braunkohlelagers von Konin an der Warthe. *Palaentographica*, 90. *Stuttgart*.
- KRYGOWSKI B. 1952 — Zagadnienie czwartorzędowego i podłoża środkowej części Niziny Wielkopolskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 66: 189–217.
- KUTEK J. & GLĄZEK J. 1972 — The Holy Cross area, Central Poland in the Alpine cycle. *Acta Geol. Pol.*, 22: 603–653.

- MAMCZAR J. 1960 — Wzorcowy profil środkowego miocenu Polski środkowej. *Biul. Inst. Geol.*, 157: 13–68.
- MAREK S. 1977 — Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej (strefa Gopło–Ponętów–Pabianice). *Pr. Inst. Geol.*, 80: 5–165.
- MÁRTON E. & FODOR L. 1995 — Combination of palaeomagnetic and stress data — a case study from North Hungary. *Tectonophysics*, 242: 99–114.
- MATL K., DOMAGAŁA M., ŚMIGIELSKA T. & WAGNER M. 1979 — Stratygrafia utworów trzeciorzędu i bezpośredniego podłoża w złożu węgla brunatnego Lubstów na podstawie wybranych próbek. [W:] Chlebowski Z. i in.. Dokumentacja geologiczna złoża węgla brunatnego Lubstów w kategorii B+C₁. Wrocław.
- MATL K. & WAGNER M. 1987 — The occurrence of tuffaceous horizons in the Tertiary of the Polish Lowland and the Carpathian Foredeep. *Ann. Inst. Geol. Hung.*, 70: 329–335.
- MIDURA A. & STASZAK B. 1989 — Dokumentacja badań sejsmicznych metodą refleksyjną odkrywka Lubstów. MOŚiZN.
- OLENDSKI W. 1962 — O związku powstania złóż węgla brunatnego z tektoniką podłoża. *Prz. Geol.*, 10: 576–579.
- PIWOCKI M. 1975 — Trzeciorząd okolic Rawicza i jego węglonośność. Z badań złóż węgla brunatnych w Polsce. *Inst. Geol., Biul.*, 284: 73–125.
- PIWOCKI M. 1995 — Złoża węgla brunatnego na bloku przedsudeckim. LXVI Zjazd Pol.Tow. Geol. Roczn. Pol. Tow. Geol., Wrocław: 71–78.
- PIWOCKI M. 1998 — An outline of the palaeogeographic and palaeoclimatic developments. [In:] Ważyńska H. (ed.). *Palynology and palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands*. *Pr. Państw.Inst. Geol.*, 160: 8–12.
- PIWOCKI M. & TWORZYDŁO-ZIEMBIŃSKA M. 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, 43: 916–927.
- POŻARYSKI W. 1970 — Rowy tektoniczne kimeryjskie na tle ewolucji strukturalnej Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, 14: 270–282.
- POŻARYSKI W. 1990 — Kaledonidy środkowej Europy — orogenezą przesuwczym złożonym z terranów. *Prz. Geol.*, 38: 1–9.
- POŻARYSKI W. & BROCHWICZ-LEWIŃSKI W. 1979 — O aulakogenie środkowopolskim. *Kwart. Geol.*, 23: 271–289.
- POŻARYSKI W. & KARNKOWSKI P. 1992 — Mapa tektoniczna Polski w epoce warszawskiej. 1:1 000 000. *PIG*.
- ROUSSET D., BAYER R., GUILLON D. & EDEL J.B. 1992 — Structure of the southern Rhine Graben from gravity and reflection seismic data. *Tectonophysics*, 221: 135–153.
- STANDKE G., RASCHER J. & STRAUSS C. 1993 — Relative sea-level fluctuations and brown coal formation around the Early–Middle Miocene boundary in the Lusatian Brown Coal District. *Geol. Rundsch.*, 82: 295–305.
- STANKOWSKI W., BIEDROWSKI Z., STANKOWSKA A., KOŁODZIEJ G., WIDERA M. & WILKOSZ P. 1995 — Litologia i stratygrafia kenozoiku okolic Konina. *Prz. Geol.*, 43: 559–564.
- ŚLĄCZKA A. & OSZCZYPKO N. 1987 — Olistostromes and overthrusting in the Polish Carpathians. *Ann. Inst. Geol. Hung.*, 70: 287–292.
- VINKEN R. (ed.) 1988 — The Northwest European Tertiary Basin, Results of the International Geological Correlation Programme, Project No 124. *Geologisches Jahrbuch Reihe A*, 100. Hannover: 1–512.
- WALKIEWICZ Z. 1984 — Trzeciorząd na obszarze Wielkopolski. *Seria Geologia, Wyd. Nauk. UAM*, 10: 1–103.
- WIDERA M. 1996 — [W:] Stankowski W. — Wstęp do geologii kenozoiku. *Wyd. Nauk. UAM*: 49.
- WIDERA M. 1997a — Wpływ struktur solnych na rozwój elewacji konińskiej. [W:] Burliga S. (red.). *Tektonika solna regionu kujawskiego*. *Wind. Wrocław*: 51–60.
- WIDERA M. 1997b — Geneza paleopowierzchni mezozoiku elewacji konińskiej, *Manuskrypt rozpr. Doktorskiej, Arch. Inst. Geol. UAM*: 1–115.
- WIDERA M. 1998 — Ewolucja paleomorfologiczna i paleotektoniczna elewacji konińskiej. *Continuo, Wrocław*: 55–103.
- WYRZYKOWSKI T. 1990 — Opracowanie map gradientów prędkości współczesnych pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski. *Pr. Inst. Geod. Kart.*, 37: 221–248.
- ZIEGLER P.A., CLOETINGH S. & WESS J. D. 1995 — Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, 252: 7–59.