

## Ewolucja basenu niecki miechowskiej w jurze jako rezultat regionalnych przemian tektonicznych

Zbigniew Złonkiewicz\*



**Evolution of the Miechów Depression basin in the Jurassic as a result of regional tectonical changes.** Prz. Geol., 54: 534–540.

*S u m m a r y.* Evolution of a sedimentary basin in the Miechów Depression (MD) during the Jurassic was due to the synsedimentary tectonic activity of the Caledonian–Variscan structures. There was a local zone of maximal subsidence extending NW–SE in its area. The Włoszczowa Massif (WM) in the basement of the Permian–Mesozoic cover in central and NW part of the MD was an element of a little lesser subsidence in comparison to the adjacent NW and SE areas. A narrow graben in the Lasocin–Strzelce Dislocation Zone separated it from the Holy Cross Mts. Block (HCM).

The Mid-Polish Trough invaded the MD from the NW. The edge of WM (Pilica Fault) limited a reach of the pre-Bathonian SE ingressions. In addition, transgression from an inland basin (from SE) developed since the Bathonian.

Grabens and horsts elongated NNW–SSE were formed in the central part of MD. They continued further S-wards beyond the edge of the Carpathians. In the Callovian and Late Jurassic facial zones in the central and NW part of the MD were elongated NW–SE. The zone of major subsidence was located between Pągów and Kostki Małe and stretched further SE into the basin of the Carpathian Foreland. During the Late Oxfordian and Kimmeridgian the shallowest zone of the basin SW to the HCM was located in the N part of the WM. Structures formed in the MD area pointed at an oblique extension directed to NW. It was effected by palaeostress directed to NW, stronger in the NW part of the area and gradually decreasing. The stress reactivated two oblique-slip fault systems: Kraków–Lubliniec and Lasocin–Strzelce. Also an increasing tension to W, stronger in its S part, might be recognized. It activated the Zawiercie Fault in the Late Bajocian and caused left-slip rotation of the WM in the Late Oxfordian. The tectonic model controlling sedimentation during the Latest Jurassic and Early Cretaceous was very similar to the pattern of subsiding and elevating zones formed in this area during Variscan compression. The Mid-Polish Trough was formed by dextral extension and reactivation of dislocations parallel to the edge of the East European Craton. The consolidated HCM-block belonged to a zone of elevated blocks, characteristic for the axial part of an extension basin.

**Key words:** Miechów Depression, Włoszczowa Massif, Mid-Polish Trough, Jurassic, palaeotectonics, oblique extension

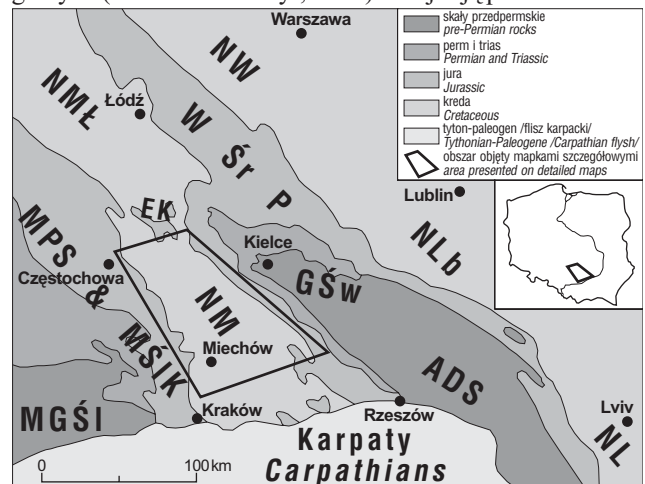
Brak skał jury i kredy w Górach Świętokrzyskich prowadził do różnych interpretacji roli, jaką ten obszar pełnił w basenie epikontynentalnym Polski. Analiza miąższości poszczególnych systemów w SE odcinku bruzdy śródpolskiej (ryc. 1), w opinii większości badaczy (Kutek & Głazek, 1972; Kutek, 1994; Hakenberg & Świdrowska, 1998, 1999) przemawiała za przyjęciem przebiegu strefy maksymalnej subsydencji ukośnie do trzonu paleozoicznego. Na obszarze bloku świętokrzyskiego w keloweju, późnej jurze i późnej kredzie lokalizowano maksimum subsydencji w basenie bruzdy. Kutek (1994) uznał bruzdę śródpolską w jurze i wczesnej kredzie za swoisty basen ryftowy, w którym znaczenie regionalne miała dyslokacja świętokrzyska, reaktywowana jako synsedymacyjny uskoku zrzutowo-przesuwczy. Modelowania analogowe (Gutowski & Koyi, 2005) postulowały synsedymacyjne przesunięcia bloków głębokiego podłoża wzdłuż dyslokacji świętokrzyskiej i uskoku Zawiercia. Świętokrzyski odcinek bruzdy zinterpretowano jako obszar o maksymalnej inwersji laramijskiej (Pożaryski, 1974; Dadlez i in., 1995).

Dla rozwoju bruzdy śródpolskiej w alpejskim etapie ekstensji, Dadlez (1997a) wskazał decydującą rolę synsedymacyjnych uskokuw przesuwczych, o biegu zgodnym z krawędzią kratonu. Jednak problem zwrotu wektora przesunięć w SE części bruzdy, czyli także w niecce miechowskiej i na bloku świętokrzyskim, pozostawił nierozstrzygnięty.

Skały jurajskie z obszaru niecki miechowskiej, rozpoznano wierceniami (Państwowego) Instytutu Geologicznego (Jurkiewicz i in., 1969). Uzyskane wyniki pozwalają na interpretacje paleotektoniczne, dotyczące także obszaru świętokrzyskiego, a w szerszej skali, całej bruzdy śródpolskiej.

Wyniki badań autora przedstawione w pracy doktorskiej (Złonkiewicz, 2006), dotychczas publikowano tylko

w zarysie (Złonkiewicz, 2001, 2002, 2004a, b). Prezentowane opinie na temat paleogeografii i paleotektoniki, są zbliżone do wyników wspomnianych modelowań analogowych (Gutowski & Koyi, 2005). Znajdują potwierdzenie



**Ryc. 1.** Obszar badań na tle głównych jednostek tektonicznych SE Polski (bez utworów kenozoiku); ADS — antyklinorium dolnego Sanu, EK — elewacja Kodrąbia, GŚW — Góry Świętokrzyskie, MGŚI — masyw Górnego Śląska, MPS & MŚIK — monoklina przedsudecka i monoklina śląsko-krakowska, NL — niecka lwowska, NLb — niecka lubelska, NM — niecka miechowska, NMŁ — niecka mogileńsko-łódzka, NW — niecka warszawska, WŚrP — wał środkowopolski

**Fig. 1.** Investigated area and the tectonic units of SE Poland (without Cenozoic deposits); ADS — Lower San Anticlinorium, EK — Kodrąb Elevation, GŚW — Holy Cross Mts., MGŚI — Upper Silesian Massif, MPS & MŚIK — Fore-Sudetic Monocline and Cracow-Silesian Monocline, NL — Lviv Depression, NLb — Lublin Depression, NM — Miechów Depression, NMŁ — Mogilno-Łódź Depression, NW — Warszawa Depression, WŚrP — Mid-Polish Anticlinorium

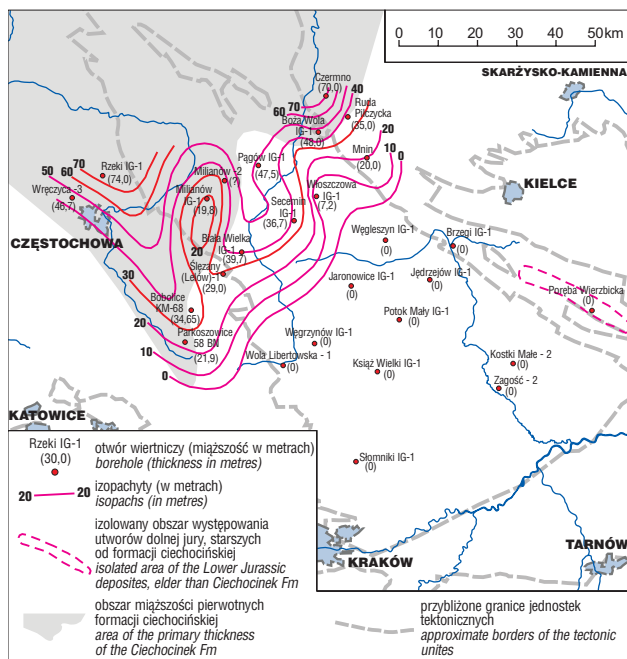
\*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce; zbigniew.zlonkiewicz@pgi.gov.pl

w rezultatach kontynuowanych zespołowo badań jury z SE części niecki oraz w zjawiskach tektonicznych (Dadlez & Jaroszewski, 1994; McClay i in., 2002), a pośrednio w stopniu przeobrażenia materii organicznej w skałach z Gór Świętokrzyskich (Belka, 1990; Szczepanik, 1997).

### Miąższości i paleogeografia jury w centrum i NW niecki miechowskiej

Zachowane miąższości oraz rozkład facjalny osadów, powstałych w wybranych etapach rozwoju basenu jurajskiego niecki (ryc. 2–5), są pośrednio wskaźnikami rozmiaru subsydencji (ryc. 6, 7), zachodzącej na przemian z erozją podczas staro- i młodokimeryjskich ruchów tektonicznych.

Skały dolnej jury, powstałe w środowiskach rzecznych, paralicznych i szelfowych, częściowo zerodowane w najniższej jurze środkowej, zachowały się w NW części niecki oraz w izolowanym płacie, na pograniczu z obszarem świętokrzyskim. Teren niecki należał do tarasu śląsko-krakowskiego (Deczkowski & Franczyk, 1988). Dzisiejszy zasięg zielonych iłowców i mułowców formacji ciechocińskiej dolnego toarku (ryc. 2), z wyjątkiem izolowanego płata w rejonie Chmielnika, pokrywa się z obecnym występowaniem dolnej jury na tym obszarze. Rozkład miąższości tej formacji, bliski pierwotnemu, charakterystyczny jest dla całego piętra. Wskazuje na ingresję zbiornika od NW, od bruzdy śródpolskiej i odzwierciedla zróżnicowanie subsydencji. Ujawnia istnienie zatok/bruzd i półwyspów/grzbietów, o osiach biegnących wzdłuż kierunku NNW–SSE i N–S. Z niewielkimi modyfikacjami powtarza to model paleogeograficzny basenów czerwonego spągowca (Szyperko-Teller & Moryc, 1988), późnego permu i triasu (Morawska, 1986). Zatoka na pograniczu niecki miechowskiej i obszaru świętokrzyskiego, stanowiła SE kontynuację rowu Kalisz-Kamięński (Marek & Pajchłowa, 1997; Deczkowski & Franczyk, 1988). Na jej przedłużeniu, w pobliżu Chmielnika, znalazł się wspomniany izolowany płat utworów dolnej jury.



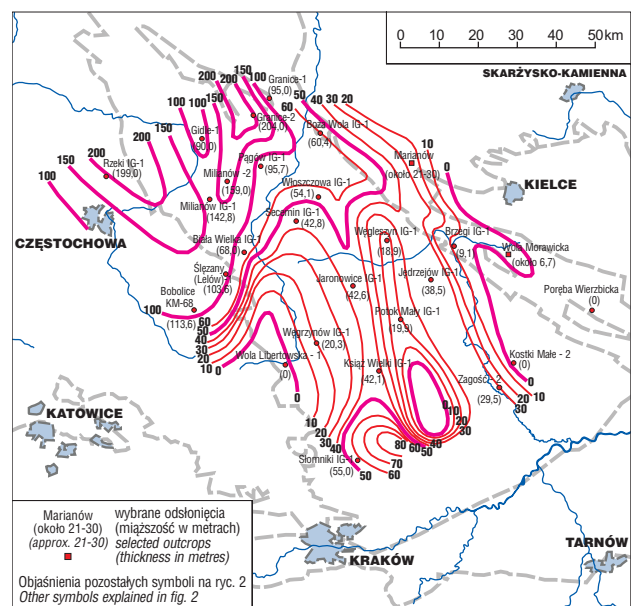
Ryc. 2. Niepełne miąższości formacji ciechocińskiej (dolny toark) w niecce miechowskiej

Fig. 2. Incomplete thickness of the Ciechocinek Fm (Lower Toarcian) in the Miechów Depression

Brak jest kryteriów, pozwalających na jednoznaczne określenie wieku szelfowych i lagunowych utworów jury środkowej. Na możliwość istnienia, poza NW części niecki, luk erozyjnych w stropie i wewnątrz zachowanego profilu, wskazują analogie z SW obrzeżeniem Gór Świętokrzyskich (Siemiątkowska-Giżewska, 1974; Barski, 1999) i przedgórzem Karpat (Moryc & Ratajska 1983). Po okresie erozji (późny toark–wczesny bajos) zbiornik ponownie wkraczał od NW, z obniżenia sulechowsko-częstochowskiego, należącego do bruzdy śródpolskiej (Dayczak-Calikowska & Moryc, 1988). Sedymentacja przebiegała przy zmianach zasięgu i batymetrii szelfu silikoklastycznego, lokalnie silikoklastyczno-węglanowego oraz w środowiskach lagunowych. Rozkład niepełnych miąższości jury środkowej (ryc. 3) wskazuje, że w NW części niecki układ zatok i zalanych grzbietów powtarzał wcześniejszy schemat. Zarazem znajdował on kontynuację w strukturach rejonu kalisko-częstochowskiego (Marek & Pajchłowa, 1997).

Od wczesnego batonu centrum niecki zalewane było również od SE, wodami śródlądowego zbiornika, znajdującego się między Miechowem, Krakowem i Nowym Korczynem. Na badanym obszarze notujemy wzrost subsydencji w zatokach uformowanych przy krawędzi monokliny śląsko-krakowskiej oraz wzdłuż SW krawędzi Gór Świętokrzyskich. W centrum i SE części niecki powstały cieśniny/bruzdy o kierunku NNW–SSE. Znajdowały kontynuację w analogicznych strukturach, obserwowanych także pod nasunięciem karpackim między Krakowem a Tarnowem (Barbacki & Kazanowska, 2001; Moryc & Ratajska, 1983), wypemionych osadami bajosu i środkowego batonu. Przez analogię, także na terenie niecki można spodziewać się lokalnych luk erozyjnych między górnym batonem a górnym kelowejem. Był to czas rozpadu tarasu małopolskiego, o którym sądzono, że na tym terenie przetrwał do keloweju (Marek & Pajchłowa red., 1997).

W późnym keloweju teren niecki wraz z przylegającymi obszarami, znalazł się na głębokim, spływającym się szelfie na peryferiach Tetydy. Z uwagi na specyfikę sedymentacji węglanowej i różną kompaktację osadów, rozkład miąższości nie w pełni odzwierciedla subsydencję.



Ryc. 3. Niepełne miąższości jury środkowej (górny aalen–najniższy kelowej) w niecce miechowskiej

Fig. 3. Incomplete thickness of the Middle Jurassic (Upper Aalenian–Lowermost Callovian) in the Miechów Depression

Jej istotne zróżnicowanie było równoważone dostawą materiału osadowego, co w skali regionalnej prowadziło do znacznego ujednoczenia batymetrii i facji. Strefy facjalne rozwinęły się w kierunku NW–SE, przy czym w centrum niecki znajdował się płytszy obszar zbiornika. Strefa o maksymalnej subsydencji jest mniej lub bardziej czytelna w całym zachowanym profilu późnej jury. Zaznaczała się w Pagowie, traciła na głębokości w okolicach Włoszczowy, skąd ponownie pogłębiając się, biegła przez Jarosław, Potok Mały i Kostki Małe. Obserwuje się jej kontynuację ku SE, w basenie przedgórzia Karpat (Konarski, 1974; Morycowa & Moryc, 1976). We wczesnym i środkowym oksfordzie największe głębokości w niecce wyznaczała obecność ciemnoszarych utworów marglistych pod typowymi wapieniami facji gąbkowej (ryc. 4). W tej pozycji w profilu w okolicach Tarnowa występują ciemnobrązowe wapienie margliste (Morycowa & Moryc, 1976), a w rejonie Pilzna czarne utwory mułowcowo-margliste (A. Urbaniec — inf. ustna). W SW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Matyja, 1977; Złonkiewicz, 1999) i wzdłuż krawędzi monokliny śląsko-krakowskiej dominowały wapienie facji gąbkowej. W górnym oksfordzie w tej samej strefie obserwuje się maksymalne miąższości pelityczno-marglistych „wapieni siedleckich”.

Potwierdzeniem przynależności centrum niecki do najpłytszych stref zbiornika, jest objęcie jej obszaru sedimentacją „wapieni kredowatych” w późnym oksfordzie, a ponadto wykształcenie osadów dolnego kimerydu, związanych z płytkowodną platformą węglanową. W obszarze niecki kontynuuje się rozkład facjalny dolnego kimerydu z SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Kutek, 1969). Do rejonu niecki o największej dynamice środowiska (Pagów–Jędrzejów) przylega obszar obrzeżenia, na którym stwierdzono najpłytsze facje (Małogoszcz-Brzegi). Wykształcenie facjalne wskazuje na nachylenie platformy węglanowej ku SW lub SSW (Golonka, 1978). Zarazem, współcześnie z sedimentacją płytkowodną, w lokalnej strefie maksymalnej subsydencji, której przebieg ustalił się

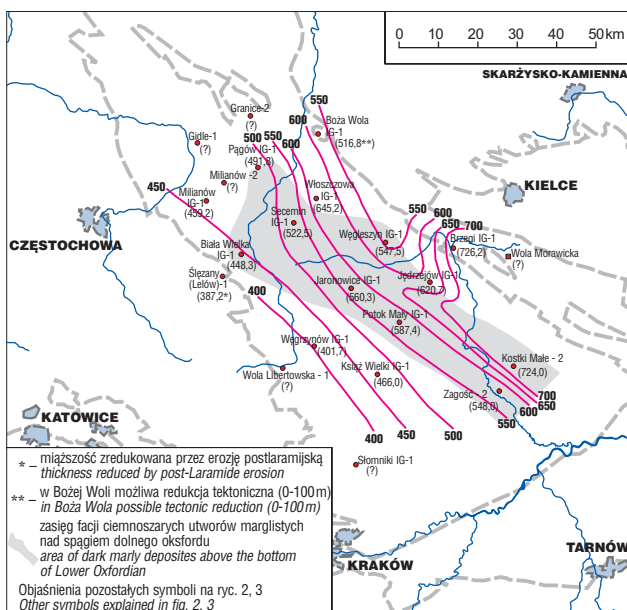
w oksfordzie, nadal zaznaczała się wąska bruzda. W porównaniu z detrytycznymi osadami platformy, obserwuje się w niej większy udział facji pelityczno-marglistych. Ta strefa facjalna znajdowała kontynuację w szelfowym basenie przedgórzia Karpat (Morycowa & Moryc, 1976).

Zatopienie płytkowodnej platformy węglanowej, rozpoczęte na pograniczu dób *Hypselocyclus* i *Divisum*, trwało co najmniej do późnego kimerydu (Kutek, 1994). Rozkład niepełnych miąższości utworów muszlowcowo-marglistych (ryc. 5), powstałych w tym okresie, ponownie wskazuje na istnienie w tym miejscu bruzdy, znacznie spływającej się w centrum niecki. W SW części niecki można spodziewać się wynurzeń i erozji w warunkach subaeralnych, trwającej od kimerydu do nadejścia transgresji w albie i cenomanie.

### Rozwój paleotektoniczny niecki miechowskiej w jurze

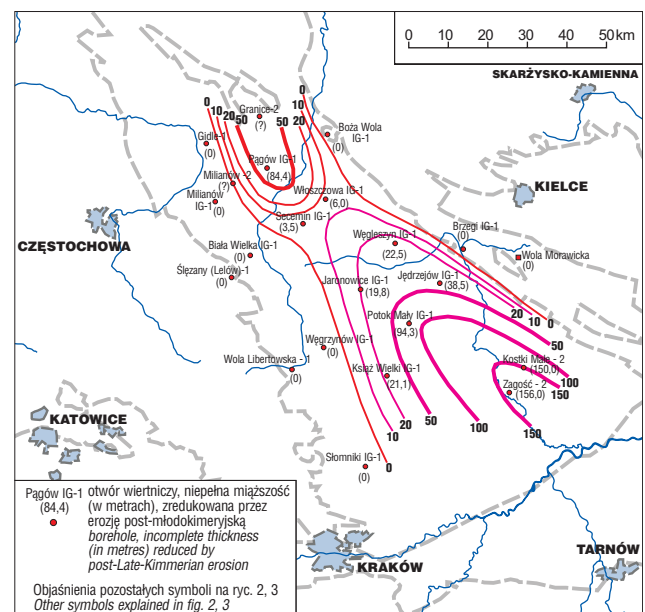
Paleogeografia miechowskiej części basenu jurajskiego ma ściśle uwarunkowania tektoniczne. Związane są one z synsedymencyjną aktywnością struktur podłoża kaledońsko-waryscyjskiego i zaznaczającą się odrębnością elementów składowych masywu małopolskiego (ryc. 6). W centrum niecki ujawnia się stałe oddziaływanie „masywu (wyniesienia) Włoszczowy” (Morawska, 1986; Morawska & Stupnicka, 1985), który od kambru wpływał na sedimentację w zachodniej brzeżnej części masywu małopolskiego. Podczas ruchów waryscyjskich pełnił on rolę złożonego elementu zrębowego, na którym skały młodopaleozoiczne uległy silnej erozji. Obszary przylegające od N, NW i SE, cechowała większa subsydencja, czego efektem jest obecność skał karbonu w podłożu permio-mezozoiku. Obserwacje rozwoju basenu jurajskiego z terenu niecki wskazują, że ingresje morskie wykorzystywały regenerowane rowy tektoniczne o założeniach co najmniej waryscyjskich.

Dla ingresji we wczesnej jurze, NW krawędź złożonego zrębu Włoszczowy stanowiła barierę, która przekroczona została dopiero w batonie. Postępujący rozpad tego



**Ryc. 4.** Miąższości górnego keloweju–niższego kimerydu (do spągu utworów płytkowodnej platformy węglanowej) w niecce miechowskiej

**Fig. 4.** Thickness of the Upper Callovian–Lower Kimmeridgian (to the bottom of the shallow water carbonate platform) in the Miechów Depression



**Ryc. 5.** Niepełne miąższości dolnego kimerydu (nad stropem utworów płytkowodnej platformy węglanowej) w niecce miechowskiej

**Fig. 5.** Incomplete thickness of the Lower Kimmeridgian (above the shallow water carbonate platform) in the Miechów Depression

bloku, doprowadził do połączenia na jego obszarze stref o większej subsydencji, wnikających od NW i SE. W efekcie jego wpływ na sedymentację w keloweju i oksfordzie był już mniej wyrazisty. Jednak i wówczas, struktury przylegające do wschodniej krawędzi bloku, nadawały kierunek bruzdzie, która przez całą późną jurę migrowała ku NW od przedgórzia Karpat, ściśle powiązanego z szelfem Tetydy. W tej bruzdzie, czyli na SW od krawędzi bloku świętokrzyskiego, znajdowała się strefa o największej subsydencji w SW ramieniu bruzdy śródpolskiej. Stabilność bloku Włoszczowy ponownie stała się wyraźna w rozkładzie facjalnym osadów, powstałych u schyłku oksfordu i we wczesnym kimerydzie oraz w późnym albie i wczesnym cenomanie.

Dotychczasowe interpretacje rozwoju paleotektonicznego w jurajskim basenie z obszaru niecki wskazywały na istotną rolę stref dyslokacyjnych: świętokrzyskiej, Pilicy i Zawiercia oraz Lasocin-Strzelce, będącej częścią lineamentu Rzeszów-Poznań (Pożaryski, 1974; Kutek, 1994; Gutowski & Koyi, 2005). Prezentowany rozkład miąższości i układ stref facjalnych, ujawnia aktywność także innych uskoków, śledzonych w podłożu kaledońsko-waryscyjskim (Jawor, 1970; Hakenberg, 1980; Dadlez, 1997b; Znosko, 1998; Buła, 2000). Należy spodziewać się obecności regionalnego węzła tektonicznego w pobliżu Przedborza, między obrzeżeniem Gór Świętokrzyskich i elewacją Kodrąbia (ryc. 6). Oddziaływanie struktur dyslokacyjnych, reaktywowanych stopniowo pod wpływem zmieniającego się układu naprężeń, było szczególnie wyraziste w rozkładzie miąższości jury środkowej.

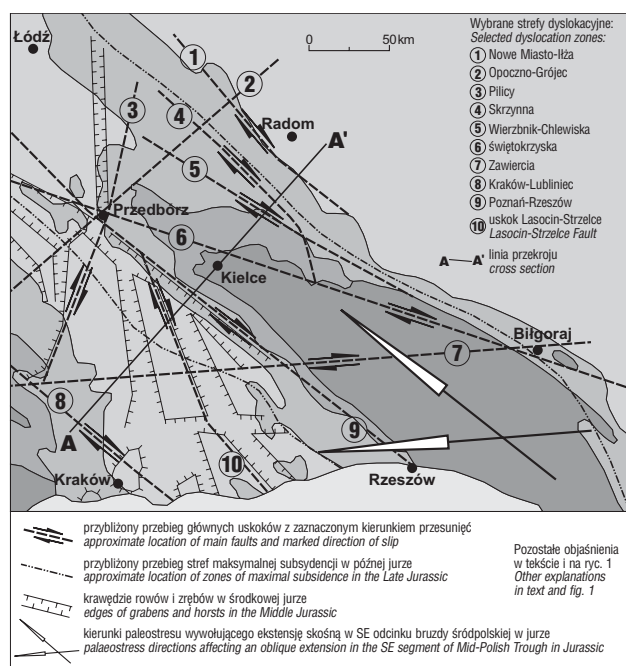
Zarysowana historia zmian pola naprężeń podczas ekstensji w basenie jurajskim niecki, znajduje częściowe potwierdzenie w wynikach modelowań analogowych (Gutowski & Koyi, 2005). System dyslokacji i bloków o zróżnicowanej subsydencji, obserwowany w basenie niecki miechowskiej, odpowiada zarazem strukturalnym uzyskanym podczas modelowań ekstensji ryftowej (McClay i in., 2002). Obserwacje wskazują na prawoskrętną ekstensję skośną, względem zrzutowo-przesuwczych dyslokacji Kra-

ków-Lubliniec i Rzeszów-Poznań. Obszar niecki miechowskiej znajdował się w ich skrzydłach zrzucanych, zaś skrzydła wiszące utworzone zostały ze skonsolidowanych bloków o mniejszej subsydencji. Pomiedzy tymi dyslokacjami o znaczeniu regionalnym powstawały systemy licznych prawoskrętnych uskoków normalno-przesuwczych, zazwyczaj o stosunkowo niewielkiej składowej pionowej i różnie ukierunkowanych wektorach przesunięć. Okresowo tworzone były zręby i rowy tektoniczne. Powstał romboedryczny układ struktur z odciągania, następowała rotacja bloków.

Model strukturalny i przemiany, obserwowane w jurze na obszarze niecki, wskazują na lewoskrętną rotację wypadkowego wektora naprężeń, powodującą zmianę zwrotu z NW na WNW. Otwieranie się ryftów północnego proto-Atlantyku (Dadlez i in., 1995) wywołało powstanie składowej naprężeń skierowanej ku NW. Wcześniej i silniej oddziaływała ona w północno-zachodniej części obszaru, ulegając stopniowemu osłabieniu. Towarzyszyła temu narastająca składowa naprężeń, zwrócona ku W, wywołana ekstensją zachodniej Tetydy. Oddziaływanie jej wcześniej i intensywniej zaznaczyło się w południowej części niecki. Rozwój paleotektoniczny obszaru niecki miechowskiej następował w kilku etapach:

**Etap I (hetang-bajos).** Dyslokacja Pilicy na krawędzi bloku Włoszczowy, będącego NW częścią masywu małopolskiego, stanowiła na obszarze niecki barierę dla rozwoju bruzdy śródpolskiej ku SE. Naprężenia o wypadkowej ku NW, powodowały powstanie uskoków normalnych, zrzucających skrzydła NW, potomnych względem dyslokacji Opoczna-Grójca i Pilicy. Pod wpływem jeszcze słabych naprężeń ku W, wzdłuż powierzchni tych uskoków prawdopodobnie zachodził niewielki prawoskrętny ruch przesuwczy. Reaktywowanie pomniejszych struktur prowadziło do zróżnicowania subsydencji przy krawędzi masywu małopolskiego oraz utworzenia lokalnego systemu stosunkowo niewielkich zapadłisk i zrębów z odciągania. W wyniku odprężeń postwaryscyjskich, towarzyszących przesunięciom, ewentualnie dzięki transtensji rozpoczynającej się pod wpływem oddziaływania wektora naprężeń ku W, między blokiem Włoszczowy i blokiem świętokrzyskim utworzył się rów lub zapadlisko. Struktura ta wykorzystywała odnowiony górnopermski rów Jędrzejów-Mielec (Morawska, 1986). Powstał też drugi rów przy krawędzi monokliny śląsko-krakowskiej, między Częstochową i Zawierciem.

**Etap II (baton).** W wyniku oddziaływania naprężeń zwróconych ku NW i silnie zaznaczającej się drugiej składowej ku W, nastąpiło urozmaicenie planu strukturalnego. Przy NW krawędzi niecki o sedymentacji w dalszym ciągu decydował model tektoniczny, zapoczątkowany co najmniej we wczesnej jurze. Przy południowej granicy bloku Włoszczowy nastąpiło uaktywnienie uskoków Zawiercia i systemu potomnych uskoków kulisowych o przebiegu W-E. Pełniły one zarazem rolę uskoków pierzastych, względem wiążącej je powierzchni poślizgu, jaką stały się uskoki strefy Kraków-Lubliniec. Efektem tego było utworzenie zbiornika śródlądowego między Krakowem, Miechowem i Nowym Korczynem, nawiązującego do struktur późnowaryscyjskiego rowu Dodów-Dobiesławice-Radłów (Morawska, 1986). Pod wpływem ekstensji skośnej, na obszarze bloku Włoszczowy, powstał szereg uskoków kulisowych. Były one zarazem uskokami pierzastymi drugiego rzędu, względem wiążącego je uskoków Zawiercia. Doprowadziło to do utworzenia systemu rowów i zrębów, początkowo o osi N-S i NNW-SSE. Struktury powstałe przy krawędzi nasunięcia karpackiego (Barbacki & Kazanowska, 2001) wskazują, że analogiczny model strukturalny kontynuował się też dalej na



Ryc. 6. Szkic paleotektoniczny SE odcinka bruzdy śródpolskiej w jurze

Fig. 6. The palaeotectonic pattern in the SE segment of the Mid-Polish Trough during the Jurassic

południe. Między blokiem Włoszczowy i elewowanym blokiem świętokrzyskim, w strefie dyslokacyjnej Lasocin-Strzelce, reaktywowany został rów, wykorzystujący założenia waryscyjskie. Najprawdopodobniej SE część niecki do schyłku batonu pozostawała łądem — reliktem tarasu małopolskiego.

### Etap III (kelowej–kimeryd/doba *Hypselocyclus*/).

Równoczesne oddziaływanie naprężeń ku NW i W spowodowało utworzenie na obszarze niecki romboedrycznego układu zrębów i zapadlisk, charakterystycznego dla struktury powstałej pod wpływem odciągania. W efekcie zróżnicowanie facjalne następowało wzdłuż kierunku NW–SE, odnotowanego także w obrazie paleogeograficznym jury SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Peszat, 1991). Kierunek ten, charakterystyczny dla przedlaramijskich struktur paleozoicznych masywu Włoszczowy i sąsiadującej z nim części trzonu Gór Świętokrzyskich (Morawska & Stupnicka, 1985), typowy jest także dla struktur powstałych pod wpływem kompresji laramijskiej (Morawska & Stupnicka, 1985; Lamarche i in., 2002; Pożaryski, 1974). W obszarach położonych dalej na wschód, zróżnicowanie facjalne w zbiorniku jurajskim w okresie ekstensji oraz deformacje tektoniczne w etapie kompresji, przebiegały wzdłuż kierunku WNW–ESE (Pożaryski, 1974; Konarski, 1974). Zarazem większą amplitudą ruchów obniżających odznaczały się obszary, leżące w NW i SE częściach niecki, na zewnątrz bloku Włoszczowy. Tendencje takie ujawniły się już podczas ruchów waryscyjskich, co wskazuje na odmłodzenie starych założeń strukturalnych. Najbardziej intensywna subsydencja zachodziła w basenie przedgórza Karpat, ściślej związanym z Tetydą. Miał on w przybliżeniu kształt trójkąta, którego NW wierzchołek wcał się między elementy rozczłonkowanego bloku Włoszczowy a blok świętokrzyski, połączony z blokiem dolnego Sanu. Basen ten wykorzystywał reaktywowaną strefę dyslokacyjną Lasocin–Strzelce, która na obszarze niecki poszerzała się ku SW kosztem bloku Włoszczowy.

Ruchy tektoniczne i eustatyczne o skali ponadregionalnej, doprowadziły do obniżenia poziomu morza i wieloetapowej regresji. Naprężenia ku NW uległy osłabieniu, zwłaszcza w południowej części obszaru. W wyniku tego, że oddziaływanie składowej ku W było silniejsze w południowej części niecki, zachodziła lewoskrętna rotacja bloków. Powodowała „dopychanie” bloku Włoszczowy do bloku

świętokrzyskiego w rejonie Małogoszcza, Węgleszyna i Włoszczowy. Składowa ekstensji ku W sprzyjała też dalszemu otwieraniu basenu w SE części niecki. Na obszarze niecki obserwuje się synsedymacyjną aktywność systemu kulisowych uskoków normalnych. Jej efektem jest pochylenie ku SW płytkowodnej platformy węglanowej kimerydu. Współdziałanie tych czynników doprowadziło do lokalnego zwężenia rowu, dzielącego oba bloki. Spowodowało, że w obszarze bruzdy leżącym na SW od bloku świętokrzyskiego, na tym etapie sedimentacji, najpłytsze strefy platformy węglanowej powstały w NE części bloku Włoszczowy.

**Etap IV (kimeryd/doba *Divisum*/ –walażyn).** Luka erozyjna w stropie skał jurajskich na badanym obszarze uniemożliwia prześledzenie rozwoju paleotektonicznego NW i centralnej części niecki miechowskiej u schyłku późnej jury i we wczesnej kredzie. Jednak w późniejszych etapach rozwoju, związanych z cyklem transgresyjno-regresyjnym zakończonym w walażynie, należy spodziewać się tylko nieznacznej modyfikacji przedstawionego schematu. Opinię tę potwierdza rozkład niepełnych miąższości skał powstałych po zatopieniu platformy, które rozpoczęło się na pograniczu dób *Hypselocyclus* i *Divisum* (ryc. 5). Przemawiają za nią też wyniki, uzyskane podczas badań modelu analogowego (Gutowski & Koyi, 2005). Na rolę złożonego bloku, uformowanego na masywie Włoszczowy, jako obszaru zrębowego o mniejszej subsydencji, wskazuje także paleogeografia zbiornika w albie i cenomanie (Hakenberg & Świdrowska, 1998). Pośrednio świadczy to, że w końcowym etapie sedimentacji jurajskiej i wczesnokredowej model paleotektoniczny (tj. zarys obszarów o zróżnicowanej subsydencji i kierunki przemieszczeń pionowych, jakim podlegały poszczególne obszary), decydujący o rozwoju basenu, był bardzo zbliżony do tego, jaki na tym terenie powstał pod wpływem kompresji waryscyjskiej (Morawska & Stupnicka 1985).

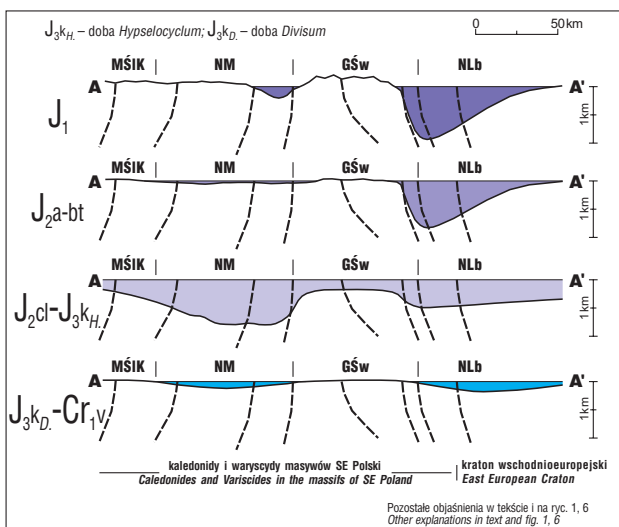
### Uwagi o paleotektonice bruzdy śródpolskiej w jurze

Prezentowane wyniki badań, obserwacje z innych obszarów Polski Środkowej (Dadlez, 1997a, 2003; Dadlez i in., 1998), układ struktur tektonicznych (Dadlez & Jaroszewski, 1994) oraz modelowania analogowe (Gutowski & Koyi, 2005; McClay i in., 2002), prowadzą do ogólnych wniosków o rozwoju bruzdy śródpolskiej w jurze.

W szerszym ujęciu obszar świętokrzyski i miechowski stanowiły jedynie fragmenty bruzdy śródpolskiej, rozumianej jako struktura powstała w strefie szwu transeuropejskiego (TESZ) (Dadlez i in., 1995, 1997a) pod wpływem ekstensji skośnej. NE krawędź tej struktury pokrywała się z brzegiem kratonu wschodnioeuropejskiego. Granicę SW wyznaczały skonsolidowane masywy waryscyjsko-kaledońskie, oddzielające strefę TESZ od brzegu Tetydy. Przemieszczenia prawoskrętne o znaczeniu regionalnym zachodziły w uskokach zrzutowo-przesuwczych, biegnących zgodnie z krawędzią kratonu, do których stopniowo dołączały uskoki o biegu W–E.

Analogia z modelem (McClay i in., 2002) lokalizuje zbiornik niecki między rozległymi blokami o mniejszej subsydencji. Wyznacza to blokom: świętokrzyskiemu i dolnego Sanu rolę kolejnych elementów składowych, wśród zrębów w osiowej części bruzdy śródpolskiej. Znajdowały się w niej wraz z blokiem Gorzowa, „grzbietem” wielkopolskim i blokiem Piotrkowa. Okresowo były one wszystkie blokami wynurzonymi, bądź stanowiły obszary płytszych tarasów (Dadlez, 2003; Dadlez i in., 1998). Przylegały do nich oraz dzieliły je bruzdy/rowy o większej subsydencji.

W SE odcinku bruzdy śródpolskiej (ryc. 6), na SW od pasma zrębów w osiowej części basenu, znalazły się strefy dyslokacyjne Kraków–Lubliniec i Lasocin–Strzelce, będące



Ryc. 7. Rozkład subsydencji w SE odcinku bruzdy śródpolskiej w jurze i najstarszej kredzie wzdłuż przekroju A-A'

Fig. 7. The subsidence pattern in the SE segment of Mid-Polish Trough in the Jurassic and eldest Cretaceous along section A-A'

fragmentami reaktywowanych struktur ponadregionalnych. Wskazanie analogicznych dyslokacji, oddzielających strefę zrębową bruzdy od krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego wymaga dalszych badań. Najprawdopodobniej rolę tę pełniły, aktywne na etapie ekstensji jurajskiej, uskoki: Skrzynna i Wierzbnika–Chlewisk (Kowalczewski, 2002), Nowego Miasta–Iłży (Pieńkowski, 2004) oraz strefa dyslokacyjna Radom–Kraśnik (Gutowski i in., 2003).

W świetle przytoczonych faktów, wydaje się konieczne przyjęcie dwu niezależnych stref o zwiększonej subsydencji w zbiorniku jurajskim bruzdy śródpolskiej, biegnących stycznie do trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich i antyklinorium dolnego Sanu (ryc. 7). Strefa południowo-zachodnia biegła w rozbudowanej strefie dyslokacyjnej Rzeszów-Poznań, oddzielając fragmenty rozczłonkowanego bloku Włoszczowy od bloków: świętokrzyskiego i dolnego Sanu. Przez analogię, z dużym prawdopodobieństwem można przyjąć, że także w północno-wschodnim ramieniu bruzdy, strefa o zwiększonej subsydencji między trzonem paleozoicznym a krawędzią kratonu wschodnioeuropejskiego, przebiegała w waryscyjskim rowie Odrzywół–Ćmielów, reaktywowanym w jurajskim etapie ekstensji (Kowalczewski, 2002).

Strefa o zwiększonej subsydencji w NE ramieniu bruzdy, ulegała stopniowemu spłyceciu, między zrębowym antyklinorium dolnego Sanu i obszarem lubelskim, należącym do kratonu wschodnioeuropejskiego. Po stronie ukraińskiej skręcała ku SSE, ponownie zanurzając się i powodując gwałtowny wzrost miąższości jury na przedpolu Karpat (Kutek, 1994). Wskazuje to na analogię między blokiem Włoszczowy i zrębem Biłgoraja, być może pozostającym w związku z anomalią grawimetryczną, odnotowaną w jego rejonie (Ney, 1992). W podłożu złożonej struktury ekstensyjnej zręby te stanowiły podrzędne elementy stabilne, w których strefy o maksymalnej subsydencji w obu ramionach bruzdy śródpolskiej ulegały lokalnemu spłyceciu.

Model rozwoju paleotektonicznego, wynikający z prezentowanych badań wskazuje, że zasadne jest ponowne rozważenie aktywności dyslokacji świętokrzyskiej podczas jurajskiego etapu ekstensji. Zgodnie z koncepcją Kutka (1994) oraz Gutowskiego i Koyia (2005), w dyslokacji świętokrzyskiej rozumianej jako głęboka strefa rozłamowa o znaczeniu ponadregionalnym, występujące naprężenia mogły wywoływać synsedymacyjny prawoskrętny ruch przesuwczy.

Mniej oczywiste wydaje się reaktywowanie dyslokacji potomnej względem niej na obszarze trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, w strefie nasunięcia dzielącego jednostkę kielecką i łysogórską. Analiza wektorów paleostresu sugeruje, że pod działaniem naprężeń ku NW, czyli równoległych do krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego, mógł w tej strefie powstać uskok prawoprzesuwczy, ze składową kompresyjną. Śladów ewentualnych przesunięć należy szukać w obrazie struktur na obszarze Gór Świętokrzyskich. Zarazem właśnie transpresja może tłumaczyć, dlaczego na pograniczu jednostki łysogórskiej i kieleckiej nie powstał wówczas rów, który podczas ekstensji bruzdy byłby wypełniany miąższymi utworami mezozoicznymi.

Naprężenia ku W, jeśli na obszarze trzonu paleozoicznego oddziaływały w stopniu istotnym, w strefie takiego uskoku powodowałyby prawoprzesuwczą transtensję. Składowa rozwierająca uskok byłaby równoważona przez składową kompresyjną, wynikającą z naprężeń ku NW. Wydaje się więc, że naprężenia te znosiły się wzajemnie lub ulegały rozładowaniu, a szczególnie ich składowa, która mogłaby powodować rozwieranie uskoku w obrębie trzonu paleozoicznego. Rozładowanie następowało przede wszystkim w rozbudowywanych regionalnych strefach

przesunięć i w reaktywowanych przegłębionych rowach waryscyjskich, jakie powstały wzdłuż SW i NE krawędzi bloku świętokrzyskiego, a także w uskokach o składowej pionowej w strefie dyslokacyjnej Opoczna–Grójca.

Stopień przeobrażenia materii organicznej i jego zróżnicowanie na obszarze trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (Belka, 1990; Szczepanik, 1997), nie potwierdzają wystąpienia istotnych różnic w pierwotnej miąższości utworów jurajsko-kredowych. Pośrednio przeczą więc synsedymacyjnej aktywności uskoku normalnych o dużej amplitudzie na tym obszarze podczas ekstensji w jurze.

Sugeruje to, że podczas ekstensji w jurze w SE odcinku bruzdy śródpolskiej mogła powstać pozytywna struktura kwiatowa. W jej centrum znalazł się obszar trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, co blokowi świętokrzyskiemu nadało postać skonsolidowanego zrębu, w granicach którego nie zachodziły silniejsze ruchy tektoniczne.

### Podsumowanie

Rozwój sedymtacji jurajskiej w niecce miechowskiej był ściśle uzależniony od synsedymacyjnej aktywności tektonicznej pogrzebanych w podłożu struktur kaledońsko-waryscyjskich, reaktywowanych pod działaniem zmieniającego się pola naprężeń. Na tym obszarze silnie zaznaczył się masyw Włoszczowy (NW część masywu małopolskiego), tkwiący w podłożu strukturalnego piętra permo-mezozoicznego w centrum i NW części niecki. Od permu pełnił on rolę rozległego, złożonego zrębu. Pomimo postępującego rozpadu, również w jurze, na etapie ekstensji alpejskiej, stanowił on stabilny element o subsydencji nieco mniejszej, względem obszarów przylegających od NW i SE. Od bloku świętokrzyskiego dzielił go uaktywniony rów w strefie dyslokacyjnej Lasocin–Strzelce, rozwiniętej na przedłużeniu rowu Kalisz–Kamieński. W końcowym etapie sedymtacji jurajskiej i wczesnokredowej, model paleotektoniczny decydujący o rozwoju basenu, w znacznym stopniu powtarzał model powstały na tym terenie u schyłku orogenezy waryscyjskiej.

We wczesnej i najstarszej środkowej jurze zbiornik transgredował na obszar niecki od NW, z bruzdy śródpolskiej, a uskok Pilicy na krawędzi masywu Włoszczowy wyznaczał zasięg tego zalewu ku SE. W batonie transgresja ponownie wkraczała z obniżenia sulechowsko-częstochowskiego, ponadto od S ze zbiornika śródlądowego, który powstał między Krakowem, Miechowem i Korczynem. W centrum niecki coraz wyraźniej formowały się rowy i zręby o przebiegu NNW–SSE, znajdujące kontynuację ku S pod nasunięciem karpackim. W kelowej i późnej jurze w centrum i NW części niecki strefy facjalne były wydłużone w kierunku NW–SE, a na obszarze masywu Włoszczowy postępował dalszy rozpad złożonego elementu zrębowego na odrębne bloki, o zróżnicowanej amplitudzie ruchów pionowych. Największą subsydencję na terenie niecki stwierdza się w odmłodzonej i poszerzonej strefie Lasocin–Strzelce. Jej przebieg wyznaczają: Pagów, dalej Włoszczowa (z lokalnym zmniejszeniem subsydencji), Jaronowice, Potok Mały i Kostki Małe. Dalej zmierzała ku SE, w basenie przedgórze Karpat. W późnym oksfordzie i kimerydzie centrum niecki, podłożo którego stanowił rozczłonkowany masyw Włoszczowy, stanowiło ponownie element elewowany. W efekcie stało się ono najpłytszą częścią platformy węglanowej po SW stronie bloku świętokrzyskiego.

Analiza zmian obrazu struktur z obszaru niecki miechowskiej wskazuje na ekstensję skośną pod wpływem wypadkowego wektora naprężeń ku NW, stopniowo skręcającego ku WNW. Oddziaływanie składowej naprężeń ku NW, silniejsze w północno-zachodniej części, ulegało stopniowemu osłabie-

niu. Naprężenia te powodowały synsedymacyjną aktywność dyslokacji zrzutowo-przesuwczych ze stref: Kraków–Lubliniec i Lasocin–Strzelce. Towarzyszyła im składowa zwrócona ku W, uaktywniająca uskoki Zawiercia. Zmiany struktur ujawniają postępujący wzrost tej składowej oraz wcześniejsze i silniejsze jej oddziaływanie w południowej części obszaru, lokalnie prowadzące do rotacji bloków.

Obszar niecki stanowił część bruzdy śródpolskiej, utworzonej w strefie szwu transeuropejskiego, między krawędzią kratonu wschodnioeuropejskiego i masywami waryscyjsko-kaledońskimi. Obraz struktur jest efektem ekstensji skosnej oraz synsedymacyjnej aktywności prawoskrętnych przesunięć wzdłuż dyslokacji o biegu NW–SE. Skonsolidowany trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich był jednym z elementów zrębowych, charakterystycznych dla osiowej strefy basenu, powstałego podczas ekstensji. Strefy o największej subsydemencji w ramionach bruzdy znajdowały się w późnowaryscyjskich przegłębionych rowach tektonicznych.

Prezentowane wyniki zostały zebrane i opracowane podczas przygotowywania pracy doktorskiej, a częściowo przy realizacji grantu, finansowanego przez Komitet Badań Naukowych (nr grantu 4T12B 038 028).

Autor wyraża wdzięczność kolegom dr J. Gutowskiemu i mgr S. Salwie za inspirującą dyskusję.

### Literatura

- BARBACKI A. P. & KAZANOWSKA A. 2001 — Śródkowojurajska formacja geotermalna centralnej części zapadliska przedkarpackiego i obszarów przyległych. *Prz. Geol.*, 49: 894–900.
- BARSKI M. 1999 — Stratygrafia jurajskich czarnych itów z odsłoneń w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich na podstawie cyst Dinoflagellata. *Prz. Geol.*, 47: 718–722.
- BELKA Z. 1990 — Thermal maturation and burial history from conodont colour alteration data, Holy Cross Mountains, Poland. *Courier Forsch.-Inst. Senkenberg*, 118: 241–251.
- BUŁA Z. 2000 — Dolny paleozoik Górnego Śląska i Zachodniej Małopolski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 171.
- DADLEZ R. 1997a — Tektonika kompleksu permsko-mezozoicznego. [W:] Marek S., Pajchłowa M. (red.). *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce*. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153: 410–415.
- DADLEZ R. 1997b — Epicontinental basins in Poland: Devonian to Cretaceous — relationships between crystalline basement and sedimentary infill. *Geol. Quart.*, 41: 419–432.
- DADLEZ R. 2003 — Mesozoic thickness pattern in the Mid-Polish Trough. *Geol. Quart.*, 47: 223–240.
- DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — Tektonika. PWN.
- DADLEZ R., NARKIEWICZ M., STEPHENSON R. A., VISSER M. T. M. & VAN WEES J.-D. 1995 — Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for Central Europe geology. *Tectonophysics*, 252: 179–195.
- DADLEZ R., MAREK S. & POKORSKI J. (red.) 1998 — Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. *Państw. Inst. Geol.*
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K. & MORYC W. 1988 — Rozwój basenu sedimentacyjnego i paleotektonika jury środkowej na obszarze Polski. *Kwart. Geol.*, 32: 117–136.
- DECZKOWSKI Z. & FRANCZYK M. 1988 — Paleomiąższość, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej jury dolnej w Polsce. *Kwart. Geol.*, 32: 105–115.
- GOLONKA J. 1978 — Mikrofacje górnej jury przedgórz Karpat. *Biul. Inst. Geol.*, 310: 5–30.
- GUTOWSKI J. & KOYI H. 2005 — Jurajsko-kredowa ewolucja perykarpackiego odcinka bruzdy środkowopolskiej w świetle wyników modeli analogowych. [W:] *Abstrakty referatów z konferencji „Jurassica V”*. Krościenko nad Dunajcem, 26–28 września 2005. *Tomy Jurajskie*. Wyd. Geol. UW, 3: 143–144.
- GUTOWSKI J., KRZYWIEC P., WALASZCZYK I. & POŻARYSKI W. 2003 — Od ekstensji do inwersji — zapis aktywności północno-wschodniej brzeżnej strefy uskoku świętokrzyskiego segmentu bruzdy śródpolskiej w osadach górnej jury i kredy na podstawie interpretacji danych sejsmiki refleksyjnej. *Tomy Jurajskie*, tom I. *Wyd. Geol. UW*, 1: 124–125.
- HAKENBERG M. 1980 — Dependence of the thickness of Permian to Jurassic sediments in the Miechów Basin on major faults. *Acta Geol. Pol.*, 30: 471–483.
- HAKENBERG M. & ŚWIDROWSKA J. 1998 — Evolution of the Holy Cross segment of the Mid-Polish Trough during the Cretaceous time. *Geol. Quart.*, 42: 239–262.
- HAKENBERG M. & ŚWIDROWSKA J. 1999 — Subsycydemacja i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górnokredowych. *Prz. Geol.*, 47: 61–68.
- JAWOR E. 1970 — Wgłębna budowa geologiczna na wschód od Krakowa. *Acta Geol. Pol.*, 20: 709–769.
- JURKIEWICZ H., KOWALCZEWSKI Z. & WIERZBOWSKI A. 1969 — Przekrój geologiczny przez osady permsko-mezozoiczne niecki niżańskiej. *Kwart. Geol.*, 13: 604–618.
- KONARSKI E. 1974 — Oksford i kimeryd przedgórz Karpat polskich. *Kwart. Geol.*, 18: 117–131.
- KOWALCZEWSKI Z. 2002 — Late Palaeozoic-Mesozoic development of the Skrzynno Fault (northeastern border of the Holy Cross Mts.). *Geol. Quart.*, 46: 281–291.
- KUTEK J. 1969 — Kimeryd i najniższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Część II. *Paleogeografia*. *Acta Geol. Pol.*, 19: 222–321.
- KUTEK J. 1994 — Jurassic tectonic events in south-eastern cratonic Poland. *Acta Geol. Pol.*, 44: 167–221.
- KUTEK J. & GŁAZEK J. 1972 — The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine Cycle. *Acta Geol. Pol.*, 22: 603–653.
- LAMARCHE J., BERGERAT F., LEWANDOWSKI M., MANSY J. L., ŚWIDROWSKA J. & WIECZOREK J. 2002 — Variscan to Alpine heterogeneous palaeo-stress field above a major Palaeozoic suture in the Carpathian foreland (southeastern Poland). *Tectonophysics*, 357: 55–80.
- MAREK S. & PAJCHŁOWA M. (red.) 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153.
- MATYJA B. A. 1977 — The Oxfordian in the south-western margin of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 27: 41–64.
- McCLAY K.R., DOOLEY T., WHITEHOUSE P. & MILLS M. 2002 — 4-D evaluation of rift systems: Insights from scaled physical models. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 86: 935–959.
- MORAWSKA A. 1986 — Palaeotectonic and palaeogeographic evolution of the northern part of Miechów Trough in the Permian. *Stud. Geol. Pol.*, 86: 7–55.
- MORAWSKA A. & STUPNICKA E. 1985 — Północno-zachodni zasięg masywu małopolskiego i pozycja tektoniczna wyniesienia Włoszczowej. *Prz. Geol.*, 33: 602–607.
- MORYCOWA E. & MORYC W. 1976 — Rozwój utworów jurajskich na Przedgórzu Karpat w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej–Szczucina. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46: 231–288.
- MORYC W. & RATAJSKA E. 1983 — Opracowanie geologiczno-złożowe utworów doggeru w rejonie Wadowice–Rzeszów. *Arch. PGNiG*, Kraków.
- NEY R. (red.) 1992 — Outline of Palaeozoic Geology of the Southern Lublin Region, by S. Pawłowski. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, 40: 125–139.
- PESZAT C. 1991 — Mikrostruktury i geneza mikrytowych wapieni oksfordu SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Arch. Miner.*, 97: 155–181.
- PIENKOWSKI G. 2004 — The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Polish Geol. Inst. Spec. Pap.*, 12: 1–154.
- POŻARYSKI W. 1974 — Budowa geologiczna Polski. IV. Tektonika. I. *Niż Polski*. *Wyd. Geol.*
- SIEMIĄTKOWSKA-GIŻEJEWSKA M. 1974 — Stratigraphy and palaeontology of the Callovian in the southern and western margins of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 24: 365–406.
- SZCZEPANIK Z. 1997 — Preliminary results of the thermal alteration investigations of the Cambrian acritarchs in the Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, 41: 257–264.
- SZYPERKO-TELLER A. & MORYC W. 1988 — Evolution of the Buntsandstein sedimentary basin in Poland. *Kwart. Geol.*, 32: 53–71.
- ZŁONKIEWICZ Z. 1999 — Szczegółowa mapa geologiczna regionu Świętokrzyskiego, 1 : 25 000, ark. Piekoszów-A (814). *CAG Państw. Inst. Geol.*
- ZŁONKIEWICZ Z. 2001 — Jura dolna w niecce miechowskiej — streszczenie referatu. II Spotkanie Polskiej Grupy Roboczej Systemu Jurajskiego. *Jurassica*. Starachowice 27–29.09.2001.
- ZŁONKIEWICZ Z. 2002 — Korelacja i paleogeografia górnej jury w południowo-zachodnim obrzeżeniu mezozoicznym Gór Świętokrzyskich i w niecce Nidy. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*
- ZŁONKIEWICZ Z. 2004a — Rozwój paleotektoniczny niecki miechowskiej na tle basenu jurajskiego bruzdy śródpolskiej. [W:] *Abstrakty referatów z konferencji „Jurassica IV”*. Bałtów, 27–29 września 2004. *Tomy Jurajskie*. *Wyd. Geol. UW*, 2: 162–163.
- ZŁONKIEWICZ Z. 2004b — Sedymentacja jury środkowej w niecce miechowskiej. [W:] *Abstrakty referatów z konferencji „Jurassica IV”*. Bałtów, 27–29 września 2004. *Tomy Jurajskie*. *Wyd. Geol. UW*, 2: 163–164.
- ZŁONKIEWICZ Z. 2006 — Rozwój sedymentacji jurajskiej w niecce Nidy. *CAG Państw. Inst. Geol.*
- ZNOSKO J. (red.) 1998 — Atlas tektoniczny Polski. *Państw. Inst. Geol.*

Praca wpłynęła do redakcji 24.03.2006 r.  
Aceptowano do druku 04.05.2006 r.