

Zbigniew DECZKOWSKI, Maria FRAN CZYK

Paleomiąższość, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej jury dolnej w Polsce

Mapy paleomiąższości i litofacji osadów jury dolnej obrazują kolejne etapy rozwoju basenu sedimentacyjnego. Analiza paleotektoniczna dokonana na podstawie tych map wykazała, że największy wpływ na uformowanie się bruzdy środkowopolskiej i garbu wielkopolskiego wywarły ruchy tektoniczne z przełomu retyku i jury dolnej. Przyczyniły się one również do wzmożonej aktywności rowów synsedymencyjnych Laski – Poznań i Kalisza – Kamieńska oraz Koszalina – Chojnic.

WSTĘP

W celu odzwierciedlenia rozwoju osadów jury dolnej w epikontynentalnym basenie sedimentacyjnym Polski wykonano trzy mapy paleomiąższości i litofacji: hetangu i synemuru dolnego (fig. 1), synemuru górnego i pliensbachu (fig. 2) oraz toarsu (fig. 3). Należy podkreślić, że podział omawianych osadów został oparty głównie na analizie wykształcenia litologicznego. Wyróżnione w poszczególnych regionach ogniwa litostratygraficzne, o ustalonym na przesłankach paleontologicznych wieku, umiejscowiono na schemacie chronostratygraficznym (tab. 1). Mapy opracował zespół autorów, o czym informują objaśnienia do figur. Na podstawie tych map sporządzono metodą superpozycji dodatniej mapę paleotektoniczną (fig. 4), przedstawiającą układ powierzchni spągowej dolnej jury z końcem sedimentacji tych utworów.

ROZWÓJ OSADÓW HETANGU I SYNEMURU DOLNEGO

Po regresji zaznaczającej się wyraźnie w retyku, w hetangu i synemurze dolnym rozwijał się płytki zbiornik sedimentacyjny o wodach wysłodzonych. Od zachodu

Tabela 1

Zestawienie podziałów litologiczno-stratygraficznych jury dolnej w Polsce

CHRONOSTRATYGRAFIA		REGIONALNE OGNIWA LITOSTRATYGRAFICZNE WCHODZĄCE W SKŁAD POSZCZEGÓLNYCH MAP										
		POLSKA ZACHODNIA R. Dadlez (1964)		K U J A W Y R. Dadlez (1958, 1964)		NW OBRZEŻENIE GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH W. Karaszewski (1962)		POLSKA NE R. Dadlez (1969, 1974)		JURA KRAKOWSKO KALISKA Z. Deczkowski (1964, 1981) J. Messing (1967) J. Znosko (1959)		
JURA ŚRODKOWA												
D O L N A	T O A R S	górnym	w - wy kamięskie	seria borucicka		seria borucicka		w - wy borucickie	seria tysiecka	górnym	w - wy tysieckie	górnym
		dolnym	w - wy gryfickie	seria ciechocińska		seria ciechocińska		w - wy ciechocińskie		dolnym	w - wy esteriówce	warstwy tysieckie
D O L N A	P L I E N S B A C H	domer	w - wy komarowskie	seria stawęcińska	górnym	seria drzewiecka		w - wy olsztyńskie	seria wielunska	w - wy pod węglowe	warstwy połomskie	
		karyks	w - wy łobeskie		głównym	seria gieleniowska				szare mutki		
J U R A	S Y N E M U R	górnym	w - wy radowskie	seria ksawerowska	seria koszarowska		w - wy	olewińska	seria kaliska	warstwy połomskie	warstwy helenowskie	
		dolnym	górnym		seria ostrowiecka							
	górnym	w - wy mechowskie	środkowym	seria rudonośna seria skłobska seria zagajska		liwieckie						
	dolnym	dolnym	seria kładowa-gorna									
T R I A S G Ó R N Y - (N O R Y K - R E T Y K)												

i północnego zachodu łączył on się okresowo z basenem morskim (R. Dadlez, 1969, 1973). Z analizy wynika, że od strony południowo-wschodniej istniało również połączenie z basenem alpejskim, na co zwracał uwagę J. Kopik (1970). W hetangu i synemurze dolnym ingresje morskie zaznaczyły się kilkakrotnie, o czym świadczą pojawiające się miejscami warstwy z zubożałą fauną morską.

Zasięg zbiornika sedymentacyjnego hetangu i synemuru dolnego był odmienny niż zbiornika retyckiego. Najistotniejsze zmiany nastąpiły w południowo-wschodniej części, gdzie w retyku istniał łąd, który w hetangu i synemurze dolnym uległ pograżeniu, wchodząc w skład strefy centralnej, o kierunku NW-SE, biegnącej od Kołobrzegu po rejon Kielc. Strefa ta charakteryzowała się wzmoczoną subsydencją kompensowaną przez sedymentację. W jej obrębie miąższość osadów hetangu i synemuru dolnego przekracza 200 m, osiągając w najbardziej pograżonych rejonach ponad 600 m (fig. 1). Na południowy zachód od tej strefy - między Wągrowcem a Mierzynem - znajdował się obszar wyspowy, przy czym po jego południowo-zachodniej stronie miąższość osadów wynosi około 50 m. Wzmoczoną subsydencją kompensowaną przez sedymentację cechują się tu tylko rowy synsedymentacyjne Kalisza-Kamięńska i Poznania-Kłęki. Dalszy ciąg rowów synsedymentacyjnych zaznacza się między Poznaniem i Łaską. Pojawiają się one również w północno-wschodniej części basenu sedymentacyjnego, w rejonie Koszalina-Chojnic.

W hetangu i synemurze dolnym dominuje litofacja piaskowcowo-iłwocowa. Litofacja iłowcowo-piaskowcowa występuje na północny wschód od obszaru wyspowego, rozciągając się w kierunku Warszawy i Kielc. Tworzy ona również odosobnione pola w rejonie Kostrzyna-Poznania oraz Kalisza-Wielunia (fig. 1).

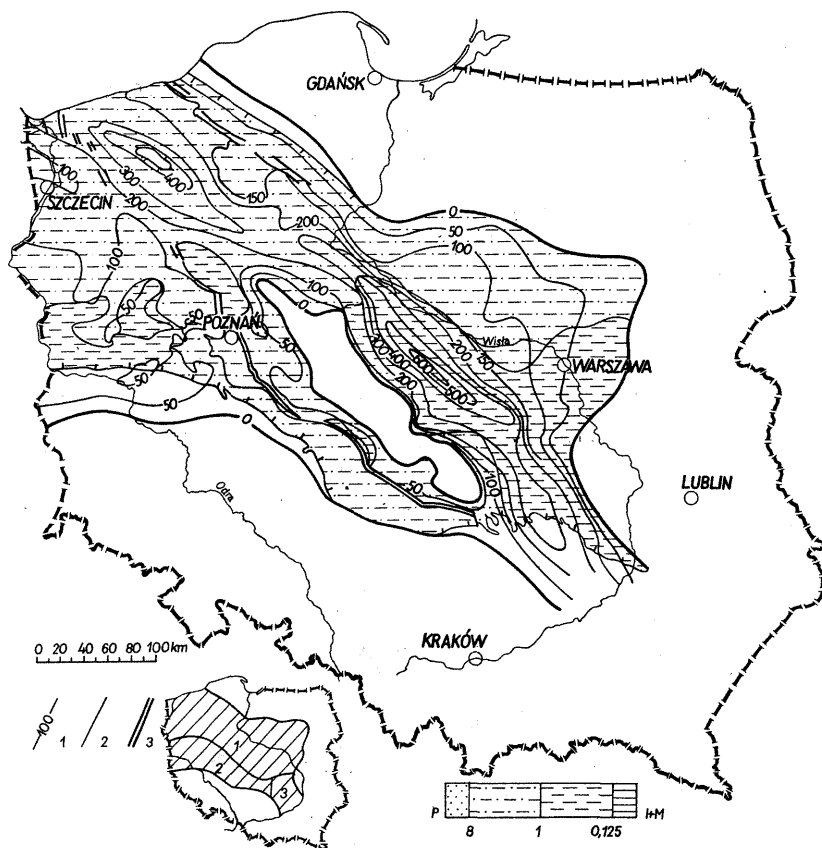


Fig. 1. Paleomiąższości i litofacje hetangu i synemuru dolnego według: M. Franczyk (1), Z. Deczkowski (2), Z. Kozydry, E. Cieśli (3).

Palaeothickness and lithofacies of the Hettangian and Lower Sinemurian after M. Franczyk (1), Z. Deczkowski (2), Z. Kozydra, E. Cieśla (3)

1 – paleoizopachyty w metrach; 2 – obecny zasięg osadów; 3 – uskoki i rowy synsedymacyjne; trójkąt klasyfikacyjny: P – piaskowce, I+M – ilowce i mulowce

1 – palaeoizopachs in metres; 2 – present extent of sediments; 3 – synsedimentary faults and grabens; classification triangle: P – sandstones, I+M – claystones and siltstones

ROZWÓJ OSADÓW SYNEMURU GÓRNEGO I PLIENSBACHU

Łączna analiza osadów synemuru górnego i pliensbachu nie odzwierciedla w pełni początkowego rozwoju basenu sedymentacyjnego przypadającego na synemur górny. Wykształcenie litologiczne synemuru górnego, reprezentowanego głównie przez piaskowce z podrzędnymi przewarstwieniami mulowców i ilowców, wskazuje na spłylenie zbiornika oraz mniejszy w stosunku do pliensbachu jego zasięg. Przyjmuje się, że osady te powstawały w warunkach limnicznych i przypuszczalnie połączenia z basenem morskim, istniejące w hetangu oraz synemurze dolnym, zostały w synemurze górnym przerwane. Dopiero w pliensbachu zbiornik

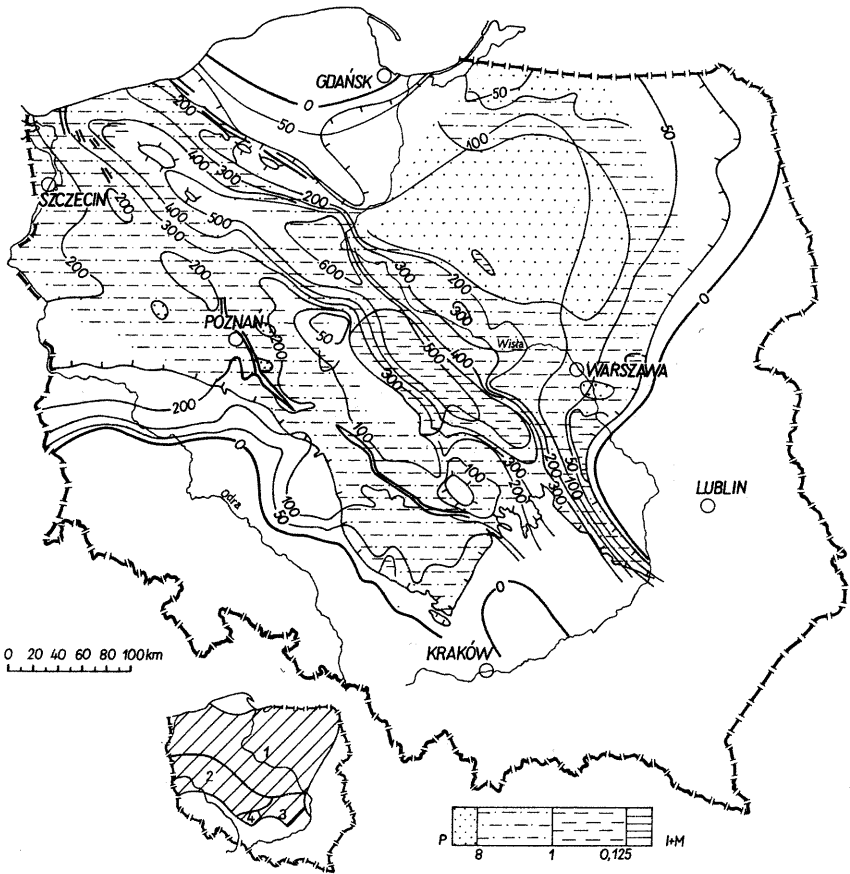


Fig. 2. Paleomiąższości i litofaciejs synemuru górnego i pliensbachu według: M. Franczyk (1), Z. Deczkowskiego (2), Z. Kozydry, E. Cieśli (3) i J. Daniec (4)

Palaeothickness and lithofacies of the Upper Sinemurian and Pliensbachian after M. Franczyk (1), Z. Deczkowski (2), Z. Kozydra, E. Cieśla (3), and J. Daniec (4)

Objaśnienia jak na fig. 1

Explanations as in Fig. 1

sedymentacyjny znacznie się powiększył, przekraczając na północnym wschodzie granicę państwa oraz obejmując znaczne obszary na południe od rejonu Kalisza – Wielunia (fig. 2). W dolnym pliensbachu – karyksie – nastąpiła najsilniej wyrażona w jurze dolnej ingresja morska, co doprowadziło do ponownego połączenia na południowym wschodzie z basenem alpejskim. W północno-zachodniej części obszaru w morskich osadach ilasto-mułowcowych pojawiły się amonity. W strefach bardziej peryferycznych piaszczystość osadów wzrosła, a występująca w nich zubożała fauna wskazuje, że tworzyły się one w środowisku brakicznym z wpływami morskimi.

W górnym pliensbachu – dōmerze – sedymentacja odbywała się głównie w środowisku wód wysłodzonych. Podpiętro to charakteryzuje się bardzo dużą piaszczystością i tylko w odcinkach przystropowych występują przewarstwienia mułowcowo-ilaste z fauną wskazującą na wpływy morskie.

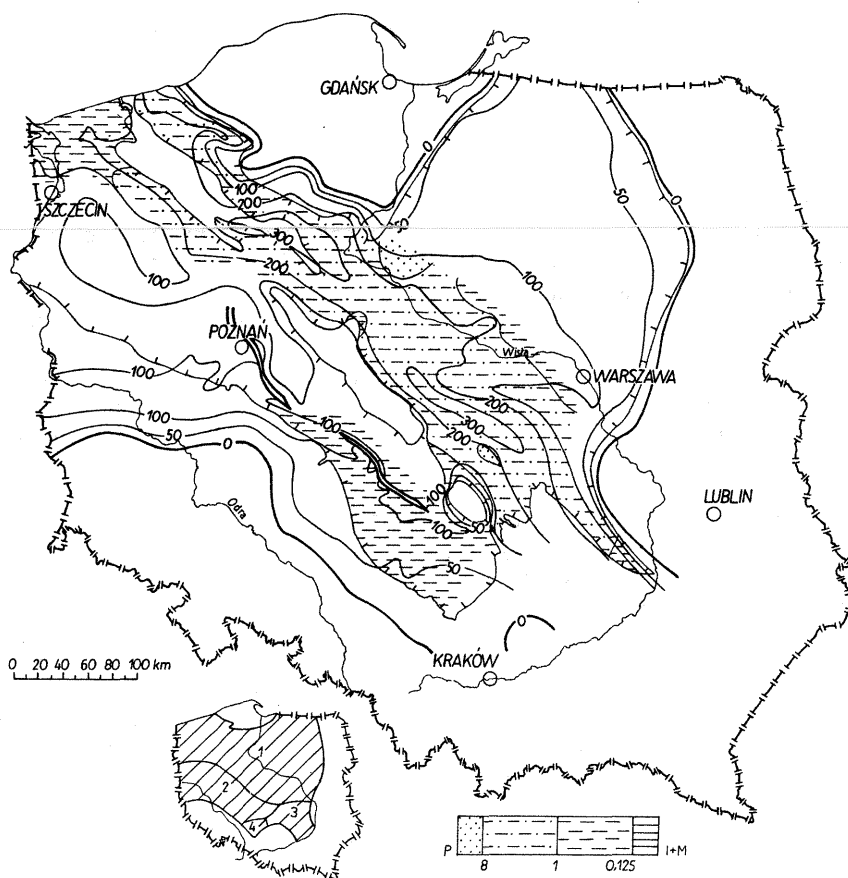


Fig. 3. Paleomiąższości i litofacie toarsu według: M. Franczyk (1), Z. Deczkowskiego (2), Z. Kozydry, E. Cieśli (3) i J. Daniec (4)

Palaeothickness and lithofacies of the Toarcian after M. Franczyk (1), Z. Deczkowski (2), Z. Kozydra, E. Cieśla (3) and J. Daniec (4)

Objaśnienia jak na fig. 1

Explanations as in Fig. 1

Strefa wzmózonej subsydencji kompensowanej przez sedimentację, zaznaczająca się w hetangu i synemurze dolnym, nie zmieniła położenia również w synemurze górnym i pliensbachu. W jej obrębie miąższość osadów waha się od 300 do 600 m, przy czym największą subsydencją objęte były rejony Bydgoszczy i Kutna. Na obszarach położonych na północny wschód i południowy zachód od tej strefy nie stwierdza się w rozkładzie miąższości znacniejszego zróżnicowania (fig. 2). Wzmózoną subsydencją kompensowaną przez sedimentację były objęte jedynie rowy synsedymentacyjne, które zaznaczały się już w trakcie powstawania osadów hetangu i synemuru dolnego.

Analiza litofacjalna wykazała, że największy zasięg ma litofacja piaskowcowo-iłowcowa, litofacja piaskowcowa natomiast występuje głównie w północno-wschodniej części obszaru oraz tworzy niewielkie pola w części południowo-zachodniej, co wskazuje na dominację transportu materiału z tych kierunków. Naj-

słabiej rozwinięta jest litofacja iłowcowo-piaskowcowa, której większe pole zaznacza się tylko w rejonie Kutna (fig. 2).

ROZWÓJ OSADÓW TOARSU

Zasięg basenu sedymentacyjnego w toarsie pokrywa się w ogólnych zarysach z zasięgiem basenu synemuru górnego i plienschachu. W okresie tym wyraźniejsze cofnięcie się linii brzegowej zbiornika w kierunku południowym nastąpiło między Koszalinem a Gdańskiem oraz ku zachodowi w Polsce północno-wschodniej (fig. 3).

W dolnym toarsie panowały wyrównane warunki sedymentacyjne, o czym świadczy dość jednolite wykształcenie litologiczne osadów. Są to głównie szarozielonawe i szare ropy z przewarstwieniami mułowców i piaskowców drobnoziarnistych, utworzone w środowisku brackim, z zaznaczającymi się w dolnej części kompleksu przejawami wpływów morskich.

W górnym toarsie zbiornik uległ spłyceniu oraz wysłodzeniu, co wpłynęło wyraźnie na zmiany warunków sedymentacji. W całym basenie osadzały się utwory piaszczyste, a rozkład ich miąższości był zależny od zróżnicowanego stopnia zagrożenia dna zbiornika.

Strefa wzmożonej subsydencji kompensowanej przez sedymentację, zaznaczająca się w synemurze górnym i plienschachu, istniała również w toarsie, zachowując taki sam układ. W jej obrębie miąższość osadów toarsu waha się od 250 do 300 m, przy czym redukcja postępuje zarówno w kierunku północno-wschodnim, jak i południowo-zachodnim. Wzmoczoną subsydencją charakteryzują się też rowy synsedymantacyjne Poznania – Kłęki i Kalisza – Kamińska (fig. 3).

W toarsie dominuje litofacja piaskowcowo-iłowcowa występująca na północno-wschodnim i południowo-zachodnim skłonie strefy wzmożonej subsydencji, natomiast litofacja iłowcowo-piaskowcowa tworzy na omawianym obszarze niewielkie, odosobnione pola (fig. 3). Na znacznych obszarach między Szczecinem a Poznaniem oraz na północny zachód od linii Grudziądz – Warszawa litofacji osadów toarsu nie można było odtworzyć, gdyż w jurze środkowej górna ich część uległa erozji.

ZARYS PALEOTEKTONICZNY

W polskim basenie epikontynentalnym utwory jury dolnej są rozwinięte w platformowej asocjacji terygeniczej piasków i ropy wczesnego stadium cyklu tektonicznego. Tworzyły się one w zmiennych warunkach środowiskowych, na co wskazują szczątki organiczne występujące w poszczególnych ogniwach jury dolnej. Na ich podstawie można określić, że osady powstawały w zbiorniku o zróżnicowanym reżimie słodkowodno-brackim-morskim.

Ruchy tektoniczne na przełomie retyku i jury dolnej ukształtowały nowe zarysy basenu sedymentacyjnego, który z końcem synemuru dolnego różnił się wyraźnie układem od basenu najwyższego triasu. Spowodowane to zostało dźwignięciem się na południu Polski ładu sudeckiego i ładu śląsko-krakowskiego, a na północnym wschodzie – obszaru mazursko-suwalskiego. W okresie tym został wydźwignięty również obszar między Wągrowcem a Piotrkowem Tryb. Ruchami

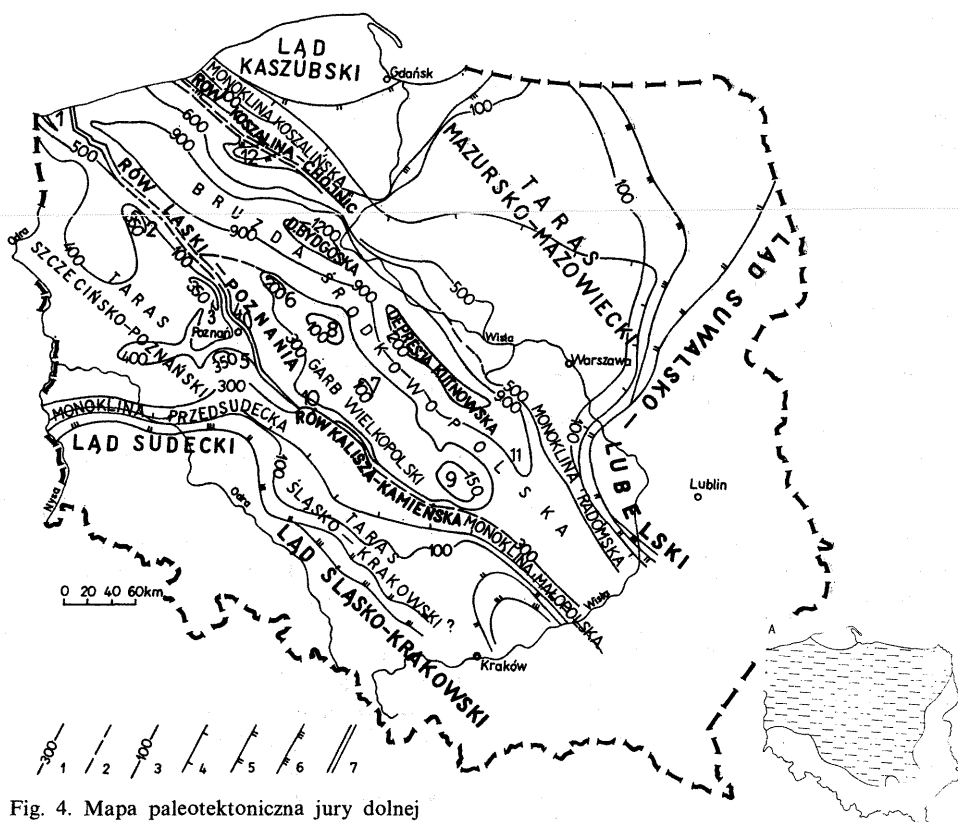


Fig. 4. Mapa paleotektoniczna jury dolnej
Palaeotectonic map of the Lower Jurassic

1 – granice jednostek paleotektonicznych zgodne z przebiegiem paleoizohips ograniczających daną jednostkę; 2 – granice jednostek paleotektonicznych niezależne od przebiegu izohips; 3 – paleoizohipsy spągu osadów jury dolnej; 4 – zasięg basenu hetangu i synemuru dolnego; 5 – zasięg basenu synemuru górnego i pliensbachu; 6 – zasięg basenu toarsu; 7 – uskoki synsedymantacyjne; elementy strukturalne – rów: 1 – Wicka; elewacje: 2 – Drawna, 3 – Szamotuł, 4 – Kobylnicy, 5 – Stęszewa, 6 – Wągrowca, 7 – Turka; kopuły: 8 – Trzemżala, 9 – Piotrkowa Tryb.; cieśniny: 10 – Kalisza, 11 – Przedborza; nos strukturalny: 12 – Wierzchowa; A – platformowa asocjacja litologiczna piasków i ilów

1 – boundaries of palaeotectonic units concordant to palaeoisohyps limiting this unit; 2 – boundaries of palaeotectonic units independent of palaeoisohyps; 3 – palaeoisohyps of the Lower Jurassic base; 4 – extent of the Hetangian and Lower Sinemurian basin; 5 – extent of the Upper Sinemurian and Pliensbachian basin; 6 – extent of the Toarcian basin; 7 – synsedimentary faults; structural element: 1 – graben, 2–7 – elevations, 8, 9 – domes, 10, 11 – straits, 12 – structural nose (for geographical names of palaeotectonic units see Polish text – numbers in *italics*); A – platform lithological association of sands and clays

obniżającymi natomiast była objęta strefa wzdłuż linii Kamień Pomorski – Kutno – Kielce, wyznaczająca osiową część bruzdy. Oprócz tego tendencjami obniżającymi cechują się rowy synsedymantacyjne między Koszalinem a Chojnicami oraz na linii Łaska – Poznań – Kamieńsk.

W następnym etapie rozwoju, przypadającym na synemur górny i pliensbach, basen sedymentacyjny powiększył się obejmując wynurzony w hetangu i synemurze dolnym obszar północno-wschodniej Polski oraz przedpola ładu sudeckiego i śląsko-krakowskiego. W tym okresie dalszemu obniżeniu uległa strefa bruzdy, zachowując podobny układ do notowanego z końcem synemuru dolnego. Nastąpiło też dalsze pograżenie się rowów synsedymantacyjnych istniejących w he-

tangu i synemurze dolnym. Ponadto ruchy obniżające zaznaczyły się na pierwotnie wydzwigniętym obszarze między Wągrowcem a Piotrkowem Tryb.

Ruchy tektoniczne na przełomie retyku i jury dolnej oraz w czasie sedymentacji osadów dolnojurajskich doprowadziły z końcem toarsu górnego do uformowania na Niżu Polskim szeregu różnego rzędu paleostruktur, charakteryzujących się ogólnym układem NW – SE (fig. 4).

W Polsce północno-wschodniej wyodrębnił się taras mazursko-mazowiecki o łagodnie nachylonej w kierunku południowo-zachodnim powierzchni paleostrukuralnej. Należy podkreślić, że z końcem retyku istniała tu podobna forma paleotektoniczna. W hetangu i synemurze dolnym północno-wschodnie rejony tego obszaru zostały wyniesione i dopiero od synemuru górnego po toars górny włącznie zaznaczyły się tu słabo wyrażone ruchy obniżające. Ogólnie nie wywarły one jednak większego wpływu na wewnętrzne zróżnicowanie układu powierzchni paleostrukuralnej całej jednostki.

Taras mazursko-mazowiecki przechodzi na północnym zachodzie w monoklinę koszalińską, której rozwój zaznaczył się już z początkiem hetangu. Środkową część monokliny przecina synsedymentacyjny rów Koszalina – Chojnic, zarysowujący się również w noryku i retyku. Po południowo-zachodniej stronie tego rowu występuje nos strukturalny Wierzchowa (12), którego obecność ujawnia się w pliensbachu, natomiast jego dalsze formowanie nastąpiło w toarsie górnym. Nos strukturalny Wierzchowa oraz istniejąca w noryku i retyku elewacja Bobolic pokrywają się w ogólnych zarysach z wyróżnionym na tym obszarze przez R. Dadleza (1983) garbem wielimskim.

Rów Koszalina – Chojnic prawdopodobnie przedłuża się w kierunku południowo-wschodnim, lecz na obecnym etapie rozpoznania nie został on wykryty. Przypuszczalnie jego powstanie ma ścisły związek z założeniami tektonicznymi tworzącej się bruzdy środkowopolskiej, a tym samym powinien on jej towarzyszyć aż po rejon zaznaczającej się na południowym wschodzie monokliny radomskiej. Powierzchnia tej monokliny jest nachylona w kierunku bruzdy środkowopolskiej. Nagły przyrost miąższości osadów jury dolnej w kierunku bruzdy świadczy, że granicę między tymi jednostkami może stanowić uskok synsedymentacyjny.

Bruzda środkowopolska jest największą z wyodrębniających się jednostek paleotektonicznych i obejmuje obszar, który od hetangu do toarsu górnego włącznie ulegał obniżeniu. Ogólne zarysy bruzdy zostały ukształtowane już z końcem synemuru dolnego z wyraźnie zaznaczoną jej osiąwą strefą, ciągnącą się z północnego zachodu ku południowemu wschodowi, przez cały obszar basenu sedymentacyjnego. W okresie tym doszło do znacznej przebudowy podłoża utworów jury dolnej. Pozytywne elementy paleotektoniczne zaznaczające się z końcem sedymentacji retyku – a zwłaszcza północna część wyniesienia szczecińsko-bydgoskiego, wschodni odcinek garbu Konina – Tomaszowa oraz południowy rejon monokliny starachowickiej – zostały pograżone i rozformowane. W obrębie bruzdy największemu obniżeniu uległy depresje bydgoska i kutnowska.

Formowanie się bruzdy środkowopolskiej miało wpływ na uaktywnienie po jej południowo-zachodniej stronie ciągu synsedymentacyjnych rowów Łaski – Poznania i Kalisza – Kamieńska, przy czym należy wnioskować, że ten ostatni przechodzi w kierunku południowo-wschodnim w uskok synsedymentacyjny odgraniczający monoklinę małopolską od bruzdy środkowopolskiej.

W strefie między rowem Kalisza – Kamieńska a depresją kutnowską zaznacza się duża jednostka wypiętrzona nazwana garbem wielkopol-

s k i m (R. Dadlez, M. Franczyk, 1976). Początek tworzenia garbu przypada na przełom retyku i jury dolnej. Do końca synemuru dolnego był to obszar wyspowy, ulegający erozji. W jego obrębie znajdowało się szereg wypiętrzanych i obniżanych elementów paleotektonicznych noryku i retyku niższego rzędu, które zostały rozformowane. W następnym etapie rozwoju obszar ten nieznacznie się obniżył, przy czym w ostatniej fazie sedymentacji osadów pliensbachu w obrębie garbu zaznaczyły się już nowo powstałe elewacje Wągrowca (6) i Turka (7) oraz kopuły Trzemżala (8) i Piotrkowa Tryb. (9). Dalsze formowanie garbu wielkopolskiego przypada na toars górny. Od północnego wschodu garb wielkopolski jest przypuszczalnie ograniczony ciągiem uskoków synsedymencyjnych, o czym może świadczyć raptowny przyrost osadów jury dolnej w kierunku bruzdy środkowopolskiej.

Następną jednostką paleotektoniczną jest t a r a s s z c e c i ń s k o - p o z n a ń s k i, który w swoim rozwoju charakteryzował się powolnym i jednostajnym obniżaniem. Elementy paleotektoniczne różnego rzędu, zaznaczające się na tym obszarze w noryku i retyku, z końcem synemuru dolnego uległy rozformowaniu. W obrębie tarasu wyodrębniły się w tym okresie jedynie zarysy nowo powstających elewacji Drawna (2) i Szamotuł (3), których rozwój trwał aż do końca toarsu górnego. W tym ostatnim etapie utworzyły się również elewacje Kobylnicy (4) i Stęszewa (5). Taras szczecińsko-poznański przechodzi na południu w m o n o k l i n ę p r z e d s u d e c k ą, która charakteryzowała się większym od tarasu stopniem nachylenia powierzchni paleostrukuralnej ku północy.

Ostatnią z wyróżnionych jednostek paleotektonicznych jest t a r a s ś l ą s k o - k r a k o w s k i położony na południowy zachód od rowu Kalisza – Kamieńska i monokliny małopolskiej. Obszar ten w noryku i retyku cechował się zróżnicowanym układem paleostrukuralnym. W retyku, hetangu i synemurze dolnym stanowił wyniesienie objęte erozją. Dopiero w synemurze górnym i pliensbachu nastąpiło stopniowe jego obniżenie. Powierzchnia paleostrukuralna ukształtowana z końcem toarsu górnego była łagodnie nachylona w kierunku północno-wschodnim i nie wykazywała znacniejszego zróżnicowania.

W zakończeniu należy podkreślić, że na formowanie się paleostruktur w jurze dolnej zasadniczy wpływ wywarła tektonika salinarna (R. Dadlez, 1979, 1983, 1987; R. Dadlez, S. Marek, 1977; S. Marek, 1977). Przemieszczenie mas solnych doprowadziło do powstania tak stref depresyjnych, jak i wyniesionych. Do tych ostatnich należy zaliczyć znajdujące się w obrębie garbu wielkopolskiego elewacje: Wągrowca i Turka oraz kopuły: Trzemżala i Piotrkowa Tryb., a w zasięgu tarasu szczecińsko-poznańskiego elewacje: Drawna, Szamotuł, Stęszewa i Kobylnicy.

PIŚMIENNICTWO

- DADLEZ R. (1958) – Uwagi o stratygrafii liasu i dolnego doggeru na niżu niemiecko-polskim. *Kwart. Geol.*, **2**, p. 363–384, nr 2.
- DADLEZ R. (1964) – Zarys stratygrafii liasu w Polsce zachodniej i jego korelacja z liasem Polski środkowej. *Kwart. Geol.*, **8**, p. 122–144, nr 1.
- DADLEZ R. (1969) – Stratygrafia liasu w Polsce zachodniej. *Pr. Inst. Geol.*, **57**.
- DADLEZ R. (1971) – Retyki i lias na wschodnim Mazowszu. *Kwart. Geol.*, **15**, p. 624–642, nr 3.
- DADLEZ R. (1973) – Jura dolna. W: Budowa geologiczna Polski, 1 – Stratygrafia, cz. 2 – Mezozoik, p. 141–143. *Inst. Geol. Warszawa*.
- DADLEZ R. (1979) – Tektonika kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego. W: Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. *Pr. Inst. Geol.*, **96**, p. 108–121.
- DADLEZ R. (1983) – Podział tektoniczny i paleotektoniczny niecki pomorskiej. *Kwart. Geol.*, **27**, p. 59–68, nr 1.
- DADLEZ R. (1987) – Tektonika kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, **119**, p. 186–194.
- DADLEZ R., FRANCZYK M. (1976) – Znaczenie paleogeograficzne i paleotektoniczne garbu wielkopolskiego w czasie jury dolnej. *Biul. Inst. Geol.*, **295**, p. 27–55.
- DADLEZ R., MAREK S. (1977) – Tektonika. W: Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej (strefa Gopło–Ponętów–Pabianice). *Pr. Inst. Geol.*, **80**, p. 121–127.
- DECZKOWSKI Z. (1962) – Stratygrafia i litologia liasu na obszarze kalisko-częstochowskim. *Kwart. Geol.*, **6**, p. 50–71, nr 1.
- KARASZEWSKI W. (1962) – Stratygrafia liasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, cz. 3, p. 333–416.
- KOPIK J. (1970) – Dolny i środkowy lias. W: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, **56**, p. 67–84.
- MAREK S. (1977) – Rozwój sedymentacyjno-paleotektoniczny. W: Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej (strefa Gopło–Ponętów–Pabianice). *Pr. Inst. Geol.*, **80**, p. 117–121.
- MOSSOCZY Z. (1961) – Nowy podział stratygraficzny liasu w północnej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Kwart. Geol.*, **5**, p. 81–100, nr 1.
- ZNOSKO J. (1959) – Wstępny zarys stratygrafii utworów jurajskich w południowo-zachodniej części Niżu polskiego. *Kwart. Geol.*, **3**, p. 501–528, nr 3.

Збигнев ДЕЧКОВСКИ, Мария ФРАНЧИК

**ПАЛЕОМОЩНОСТИ, ЛИТОФАЦИИ И ПАЛЕОТЕКТОНИКА
ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕЙ ЮРЫ В ПОЛЬШЕ**

Резюме

В статье представлены три карты палеомощностей и литофаций по отложениям нижней юры (фиг. 1–3). На базе этих карт была построена палеотектоническая карта, освещающая рельеф подошвы нижнеюрских отложений к концу верхнего тоарса (фиг. 4).

Тектонические движения на пограничье рэта и нижней юры способствовали формированию новой конфигурации седиментационного бассейна, который к исходу нижнего синемура существенно отличался от норийско-рэтского бассейна. Такое изменение явилось следствием поднятия об-

ластей, расположенных на юге и северо-западе Польши. В то время в основных чертах сформировались Центральнопольская впадина, Великопольская гряда и седиментационные впадины Ласка—Познань, Калиш—Каменьск и Кошалин—Хойнице.

На отдельных этапах развития седиментационного бассейна нижней юры эти палеотектонические элементы не слишком изменились вплоть до конца верхнего тоарса.

Zbigniew DECZKOWSKI, Maria FRANCZYK

PALAEOTHICKNESS, LITHOFACIES AND PALAEOTECTONICS OF EPIKONTINENTAL LOWER JURASSIC IN POLAND

S u m m a r y

Three palaeothickness and lithofacies maps of Lower Jurassic are presented (Figs 1–3). Based on these the palaeotectonic map has been elaborated showing, the pattern of the Lower Jurassic base at the end of Upper Toarcian (Fig. 4).

Tectonic movements manifested at the boundary between the Rhaetian and Lower Jurassic formed new boundaries of the sedimentary basin, which at the end of Lower Sinemurian differed remarkably in its configuration from the Norian and Rhaetian basins. It was caused by the uplift of the areas located in the south and north-east of Poland. Then the main outlines of the Mid-Polish Furrow, the Wielkopolska Ridge, and the Laska—Poznań, Kalisz—Kamieńsk and Koszalin—Chojnice sedimentary grabens were formed. These palaeotectonic units did not change in particular stages of evolution of the Lower Jurassic basin until the end of Upper Toarcian.