

Sylwester MAREK

Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej kredy dolnej w Polsce

Polski epikontynentalny basen dolnokredowy miał charakter ekspansywny, jednakże o zmiennych relacjach między dopływem silnie zasolonych wód Tetydy i Atlantyku a dopływem wód słodkich z otaczających lądów. Z analizy formacyjnej wynika, że dolna kreda reprezentuje morską asocjację terygeniczną z subasocjacją piasków i ilów na północnym zachodzie oraz z subasocjacją piasków, ilów i wapieni na południowym wschodzie. Profil o pełnym rozwoju kredy dolnej ograniczony jest do bruzdy środkowopolskiej, gdzie miąższość osadów dochodzi do 650 m. W centralnych strefach bruzdy występują liczne paleostruktury w przewodzie salinarnym. Na zewnątrz bruzdy stwierdza się duże redukcje litologiczno-stratygraficzne i stopniowe cienienie osadów, które tworzą monokliny i tarasy strukturalne. W ich obrębie występują synsedymencyjne rowy z profilami typowymi dla bruzdy środkowopolskiej.

WSTĘP

Rozwój sedymentacyjno-paleotektoniczny epikontynentalnej kredy dolnej przedstawiono na 5 mapach paleomiąższości i facji (fig. 1–5) oraz na mapie paleotektonicznej (fig. 6)¹. Mapy te wykonano na podstawie około 1000 otworów wiertniczych oraz kilku odsłonień dolnokredowych w Górach Świętokrzyskich. Stratygrafię opracowano opierając się na kryteriach faunistycznych, litologiczno-petrograficznych, geochemicznych, w połączeniu z geofizyką otworową. Mapy paleomiąższości i facji zostały skonstruowane metodą ilościowej analizy miąższości i litofacji, na drodze kombinacji współczynników: piaskowcowo-lupkowego $\frac{P}{L}$ i klastyczności $\frac{P+L}{W}$. Na obszarach erozji epigenetycznej pierwotne miąższości osadów i litofacje są hipotetyczne. Mapa paleotektoniczna kredy dolnej

¹ Współautorami map paleomiąższości i facji są A. Raczyńska (Polska północno-zachodnia) i W. Moryc (Polska południowa), a współautorką mapy paleotektonicznej jest A. Feldman.

Podział stratygraficzny epikontynentalnej kredy Polski

Chrono- i biostratygrafia		Fauna przewodnia i charakterystyczna	Litostratygrafia	
			ogniwa	formacje
1	2	3	4	5
Alb	środkowy	<i>Anahoplites praecox</i> <i>Hoplites dentatus</i> <i>Dimorphoplites hili</i> <i>Neohibolites minimus</i> <i>Cymatoceras radiatus</i>	kruszwickie	mogileńska
	dolny	--		
Apt		<i>Ammonites</i> sp. indet.	goplańskie	
Barrem		—	pagórczańskie	
Hoteryw	górnym	<i>Simbirskites</i>	żychnińskie	
	dolnym	<i>Endemoceras</i> <i>Endemoceras</i> aff. <i>enode</i> <i>Endemoceras</i> sp. (ex gr. <i>noricum-enode</i>) <i>Endemoceras</i> sp. <i>Endemoceras</i> cf. <i>amblygonium</i>	gniewkowskie	
Walanżyn	górnym	<i>Bochianites neocomiensis</i> <i>Saynoceras verrucosum</i> <i>Dichotomites bidichotomus</i> <i>Dichotomites</i> cf. <i>biscissus</i> <i>Polyptychites</i> cf. <i>petschorensis</i> <i>Polyptychites</i> cf. <i>ramulicostatus</i> <i>Polyptychites</i> cf. <i>michalskii</i> <i>Polyptychites</i> cf. <i>ascendens</i> <i>Polyptychites</i> cf. <i>scalarinus</i> <i>Polyptychites</i> cf. <i>latissimus</i> <i>Polyptychites</i> sp. ex gr. <i>gradatus</i> <i>Polyptychites</i> sp. ex gr. <i>keysserlingi</i> <i>Valanginites nucleus</i> <i>Neocraspedites complanatus</i> <i>Neocraspedites</i> sp. <i>Astieria</i> cf. <i>sayni</i> <i>Astieria bachelardi</i> <i>Leopoldia provincialis</i> <i>Leopoldia</i> cf. <i>biassalensis</i> <i>Leopoldia</i> sp. <i>Neocomites biformis</i>	wierzchosławickie	włocławska

c.d. tab. 1

1		2	3	4	5
Walanżyn	dolny	<i>Polyptychites</i>	<i>Polyptychites</i> sp. <i>Polyptychites</i> cf. <i>gravidus</i> <i>Oxyteuthis primus</i> <i>Platylenticeras</i> (Pl.) <i>heteropleurum posterum</i> <i>Platylenticeras</i> (<i>Tolypeceras</i>) <i>marcouisianum inflatum</i> <i>Platylenticeras</i> (Pl.) <i>gevrilianum gevrilianum</i> <i>Neocomites neocomiensis</i> <i>Neocomites neocomiensis</i> var. <i>praemolica</i> <i>Neocomites</i> sp.	—	bodzanowska
		<i>Platylenticeras</i> i <i>Neocomites</i>		Opczek	
Berias (Riazan)	wyższy	<i>Surites</i> i <i>Euthymiceras</i>	<i>Surites</i> cf. <i>subtzikwinianus</i> <i>Surites</i> (<i>Caseyceras</i>) sp. <i>Surites</i> sp. div. <i>Riasanites</i> cf. <i>riasanensis</i> <i>Euthymiceras</i> cf. <i>euthymi</i> <i>Neocosmoceras</i> cf. <i>flabelliforme</i> <i>Neocosmoceras prebulcanicum</i> <i>Neocosmoceras</i> aff. <i>sayni</i> <i>Berriasella</i> sp. div.	zakrzewskie	rogoźniańska
	niższy	<i>Riasanites</i> i <i>Himalayites</i>	<i>Riasanites swistowianus</i> <i>Riasanites rjasanensis</i> <i>Pseudosubplanites</i> (<i>Heguratella</i>) <i>jauberti</i> <i>Subcraspedites</i> (<i>Borealites</i>) sp. <i>Berriasella</i> (<i>Picteticeras</i>) <i>picteti</i> <i>Berriasella</i> (<i>Picteticeras</i>) sp. <i>Berriasella</i> (<i>Picteticeras</i>) cf. <i>aurousei</i> <i>Berriasella vranensis</i> <i>Himalayites</i> sp. <i>Galiocytheridea</i> cf. <i>postsinuata</i> <i>Cypridea posticalis</i> <i>Pachycytheridea compacta</i> <i>Ammobaculites kcyiensis</i> <i>Eoguttulina witoldi</i>	kajetanowskie	
Woląg	górnny	purbek	A <i>Klieana kujaviana</i>		
			C <i>Cypridea binodosa polonica</i> <i>Cypridea praealta</i> <i>Cypridea tumescens granulosa</i> <i>Cypridea tumescens acrobeles</i> <i>Cypridea tumescens praecursor</i>	skotnickie	kcyńska

1		2		3		4		5	
Woig	górnny	purbek	D	<i>Cypridea dunkeri dunkeri</i> <i>Cypridea dunkeri inwersa</i> <i>Cypridea granulosa polonica</i> <i>Cypridea binodosa binodosa</i>	Wieńca	kcyńska			
	śródkowy		E	<i>Fabanella ansata</i> <i>Cypridea dunkeri sowerbyi</i>					
			F	<i>Mantellina purbeckensis</i> <i>Procytheropteron brodici</i>					

(fig. 6) powstała z nałożenia poszczególnych map paleomiąższości i facji i przedstawia obraz paleostrukuralny spągu kredy dolnej ukształtowany w końcu sedymentacji albu środkowego. Rozwój paleotektoniczny osadów kredy prezentują także wyrównawcze przekroje paleotektoniczne (fig. 7).

MAPY PALEOMIĄŻSZOŚCI I FÁCJI

Stratygrafia epikontynentalnej kredy dolnej Polski jest w dalszym ciągu niejednoznaczna. W centralnych strefach basenu stosunkowo dobrze udokumentowany jest berias (riazań), walanżyn dolny (platylenticerasowy) oraz walanżyn górny. Słabszą dokumentację mają osady walanżynu dolnego (polyptychitesowego), hoterywu i albu środkowego. W barremie, apcie i albie dolnym brak fauny charakterystycznej (S. Cieśliński, 1959, 1960; S. Marek, 1965, 1967, 1968, 1969, 1983; S. Marek, A. Raczyńska, 1973, 1979b; S. Marek i in., 1984; A. Raczyńska, 1967, 1971, 1979; A. Witkowski, 1969; A. Błaszkiwicz, 1963; J. Szejn, 1969, 1984). Brak dokumentacji faunistycznej stwierdza się także w brzeźnych strefach dolnokredowego basenu. W związku z tym obok podziałów chrono- i biostratygraficznych w ostatnich latach szerzej stosowano podziały litostratygraficzne (A. Raczyńska, 1979; S. Marek, A. Raczyńska, 1979a – tab. 1). Istotne znaczenie dla stratygrafii najwyższej jury i kredy dolnej mają badania mikroflorystyczne (J. Mamczar, 1986).

Basen dolnokredowy wiąże się ściśle z cechszyńsko-mezozoiczną sedymentacyjną bruzdą środkowopolską, uformowaną na styku platformy prekambryjskiej Europy Wschodniej i platformy paleozoicznej Europy Środkowej i Zachodniej. Łączyła ona dwie prowincje paleogeograficzne: Atlantyku na północnym zachodzie i zachodzie oraz Tetydy na południu i południowym wschodzie. Ekspansywny basen dolnokredowy miał charakter oscylacyjny, wyrażony następującymi po sobie stadiami morskimi i śródlądowymi.

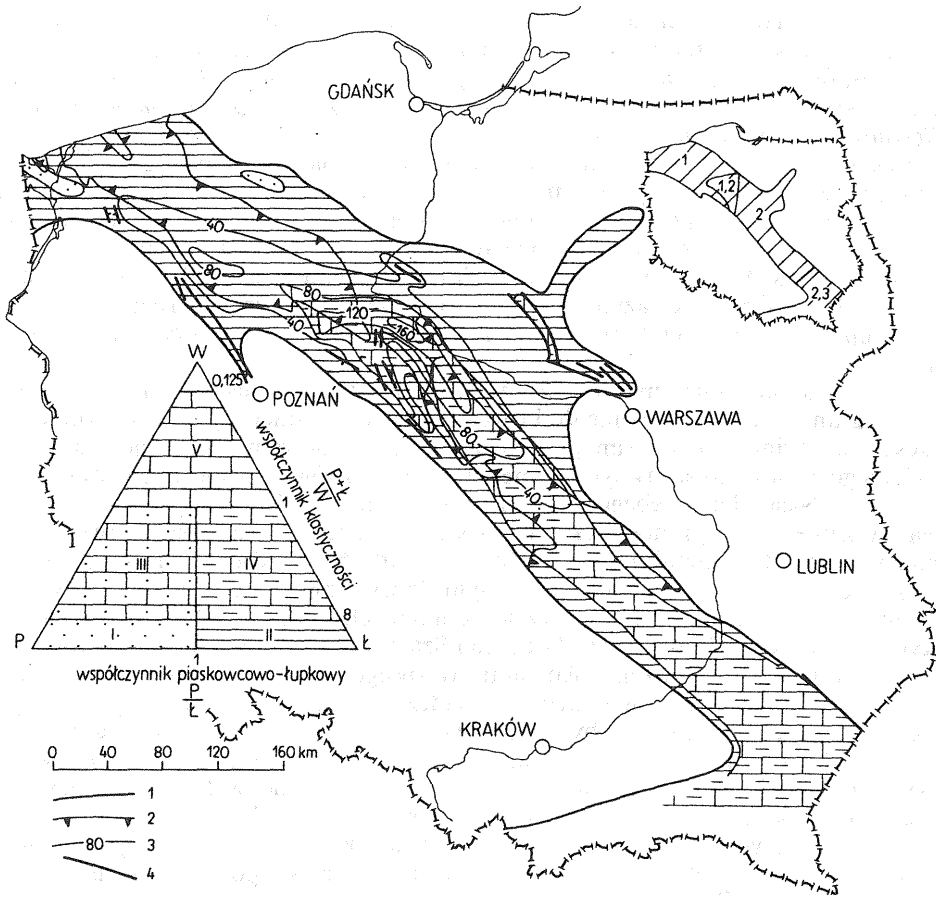


Fig. 1. Paleomiąższości i litofacje riazania i walanżynu dolnego (*Platilenticeras*) według: A. Raczyńskiej (1), S. Marka (2) i W. Moryca (3)

Palaeothickness and lithofacies of the Riasian and Lower Valanginian (*Platilenticeras*) after A. Raczynska (1), S. Marek (2) and W. Moryc (3)

1 – pierwotny zasięg osadów (izopachyta zerowa) walanżynu dolnego z *Platilenticeras*; 2 – zasięg całkowitej późnej erozji epigenetycznej po kredzie górnej; 3 – izopachyty; 4 – uskoki synsedymenacyjne; trójkąt klasyfikacyjny: P – piaskowce, Ł – łupki, W – węglany; litofacje: I – piaskowcowo-mułowcowa, II – mułowcowo-łupkowa, III – piaskowcowo-węglanowa, IV – łupkowo-węglanowa, V – węglanowo-klastyczna

1 – primary extent of sediments (zero isopach) of Lower Valanginian with *Platilenticeras*; 2 – extent of complete of late epigenetic erosion after Upper Cretaceous; 3 – isopachs; 4 – synsedimentary faults; classification triangle: P – sandstones, Ł – shales, W – carbonates; lithofacies: I – sandstone-siltstone, II – siltstone-shaly, III – sandstone-carbonate, IV – shaly-carbonate, V – carbonate-clastic

BERIAS (RIAZAŃ) – WALANŻYN DOLNY PLATYLENTICERASOWY

Pierwsze ingresje morza dolnokredowego dotarły na Niż Polski z Tetydy i zmieniły wysłodzone zbiorniki najwyższego wołgu w zbiorniki brackiczno-morskie najniższego riazania – fig. 1 (J. Kutek, 1962; J. Kutek, J. Głazek, 1972; S. Marek, 1967, 1984; S. Marek i in., 1969; J. Dembowska, 1973; J. Dembowska, S. Marek, 1975, 1976; W. Bielecka, J. Szejn, 1966). Wkrótce w młodszym riazaniu i walanży-

nie dolnym platylenticerasowym zbiorniki te przekształciły się w typowo morski basen intrakontynentalny połączony zapewne także z Atlantykiem. Świadczy o tym zespół amonitów atlantyckich i tetydzkich z rodzajów: *Riasanites*, *Surites*, *Caseyiceras*, *Subcraspedites*, *Euthymiceras*, *Neocosmoceras*, *Pseudosubplanites*, *Berriassella*, *Himalayites* oraz *Platylenticeras*, *Neocomites* i *Polyptychites*. Początkowo panowała sedimentacja piaszczysto-wapienna i piaszczysto-mułowcowa, przechodząca następnie w mułowcowo-ilastą ze sferosyderytami. W osadach mułowcowo-ilastych przeważa ciemne zabarwienie. Ku południowi osady tracą znamiona terygeniczne i wzrasta udział osadów węglanowych. Jednakże rozpoznanie tych osadów w południowo-wschodniej części bruzdy środkowopolskiej jest bardzo słabe. Przeważnie zostały one usunięte w wyniku erozji wczesno- i późnoepigenetycznej. Dotyczy to zresztą, w zasadzie, i młodszych ogniw kredy dolnej.

Intrakontynentalne morze rianzańskie i dolnowalanżyńskie – platylenticerasowe ograniczone było głównie do bruzdy środkowopolskiej i tylko w jej środkowej części na odcinku kujawskim przekroczyło wschodnie ramy. Ingresje morza rianzańskiego dotarły do strefy synsedymencyjnych rowów tektonicznych: Żuromina, Płońska i Nasielska – Dębego, a morze walanżynu platylenticerasowego wniknęło wąską zatoką na ląd mazurski. W środkowej części bruzdy środkowopolskiej miąższość osadów kształtuje się od 80 do ponad 160 m. Maleje ona ku zewnętrznym strefom basenu. Na tym regionalnym tle zarysowują się wyraźnie rowy i obniżenia synsedymencyjne. Oprócz wspomnianych już poprzednio rowów należy wymienić w szczególności rowy: Grzęzna i Szamotoł – Człopy. Obecność miąższych osadów riazania i walanżynu platylenticerasowego w tych rowach, i to w pełnym rozwoju i ciągłości sedimentacyjnej, świadczy, że miały one nieskrępowane połączenie z otwartym morzem, być może, przez zatokę w okolicach Płońska. Rowy te ukształtowane na pograniczu jury i kredy istniały także później w młodszym walanżynie, hoterywie oraz barremie i apcie. Struktury solne wykazywały niewielką ruchliwość tektoniczną i nie miały istotnego wpływu na zróżnicowanie miąższości.

Na podstawie trójskładnikowego diagramu klasyfikacyjnego wyodrębniono dwie dominujące litofacje: mułowcowo-ilastą na odcinku północno-zachodnim – pomorskim i środkowym – kujawskim oraz ilasto-węglanową na południowym wschodzie. Ponadto występuje litofacja piaszczysto-mułowcowa lokalnie na północnym zachodzie. Sedymencja odbywała się w płytkim, ale otwartym morzu, w strefie oddziaływania prądów pływowych i falowania. Jedyne w najniższym riazaniu istniał zbiornik brakiczo-morski o niskim zasoleniu (schyłek sedimentacji facji purbeckiej).

WALANŻYN DOLNY POLYPTYCHITESOWY

Po poprzednim etapie transgresywnym w walanżynie polyptychitesowym (fig. 2) basen nieznacznie rozszerzył się. Nastąpiło osłabienie morskich wpływów w środowisku sedimentacyjnym, a w rejonie pomorskim rozwinęła się nawet sedimentacja bagienna. W okresie tym osadziły się głównie utwory piaszczyste, podrzędnie mułowcowo-piaszczyste zawierające rizoidy i kawałki drewna. Wskazują one na dopływające w przewadze wody słodkie. Sedymencja bagienna mogła się odbywać w spłyconych partiach zbiornika, które nawet przekształcały się częściowo w rozległe mielizny.

Morskie osady ilasto-mułowcowe, drobnowarstwowane, z konkrekcjami żelazistymi, szarobrazowe występują jedynie w dolnej i górnej części profilu na Kujawach. Tam też w dole profilu znaleziono nieliczne fragmenty amonitów z rodzaju

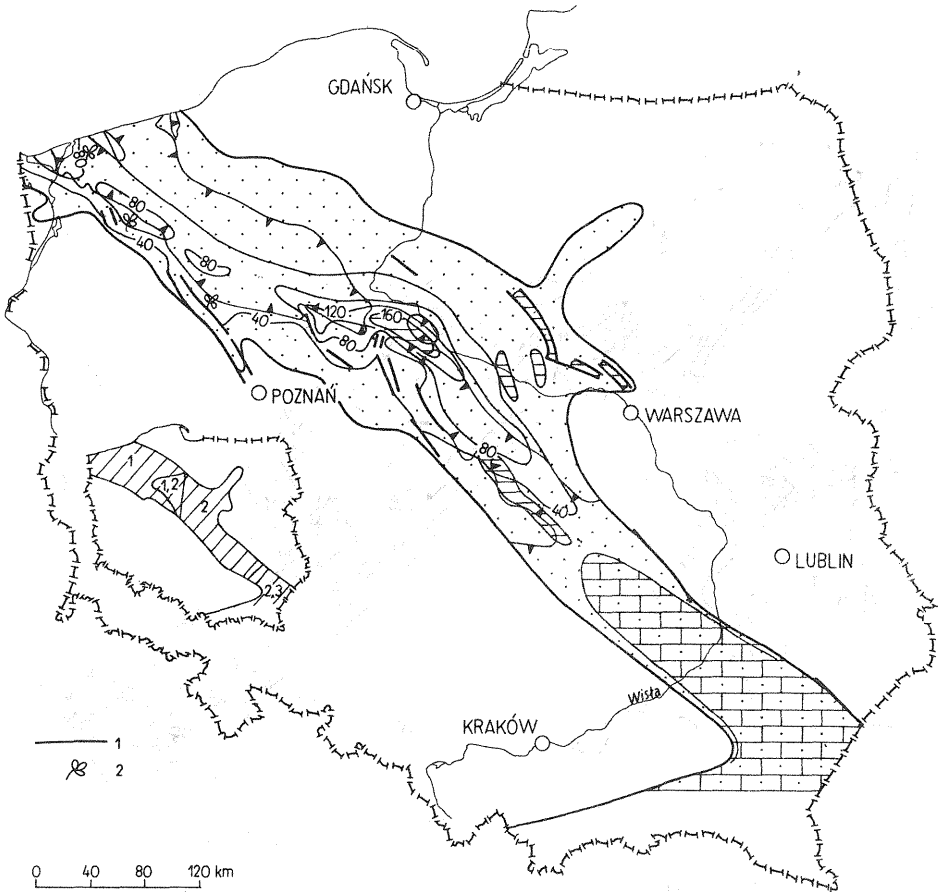


Fig. 2. Paleomiąższości i litofacje walażynu dolnego (*Polyptychites*) według: A. Raczyńskiej (1), S. Marka (2) i W. Moryca (3)

Palaeothickness and lithofacies of the Lower Valanginian (*Polyptychites*) after A. Raczyńska (1), S. Marek (2), and W. Moryc (3)

1 – pierwotny zasięg osadów (izopachyta zerowa) wyższej części walażynu dolnego z *Polyptychites*; 2 – flora środowiska jeziorno-bagiennego; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1

1 – primary extent of sediments (zero isopach) of the upper part of Lower Valanginian with *Polyptychites*; 2 – limnic-swampy flora; other explanations as in Fig. 1

Polyptychites, wskazujące na wpływ Atlantyku. Ogólnie w północno-zachodniej i środkowej części basenu rozwinęła się litofacja piaskowcowo-mułowcowa. Terygeniczna sedimentacja ustąpiła ku południowemu wschodowi zapewne sedimentacji piaszczysto-węglanowej. W najbardziej subsyduentnej, kujawskiej części bruzdy miąższość warstw polyptychitesowych kształtuje się w granicach od 120 do ponad 160 m. Należy przy tym podkreślić, że miąższość ta bardzo szybko maleje ku granicom bruzdy. Zwiększone miąższości stwierdza się poza bruzdą jedynie w synsedymencyjnych rowach. Podobnie jak w poprzednim okresie struktury solne wykazywały niewielką aktywność tektoniczną.

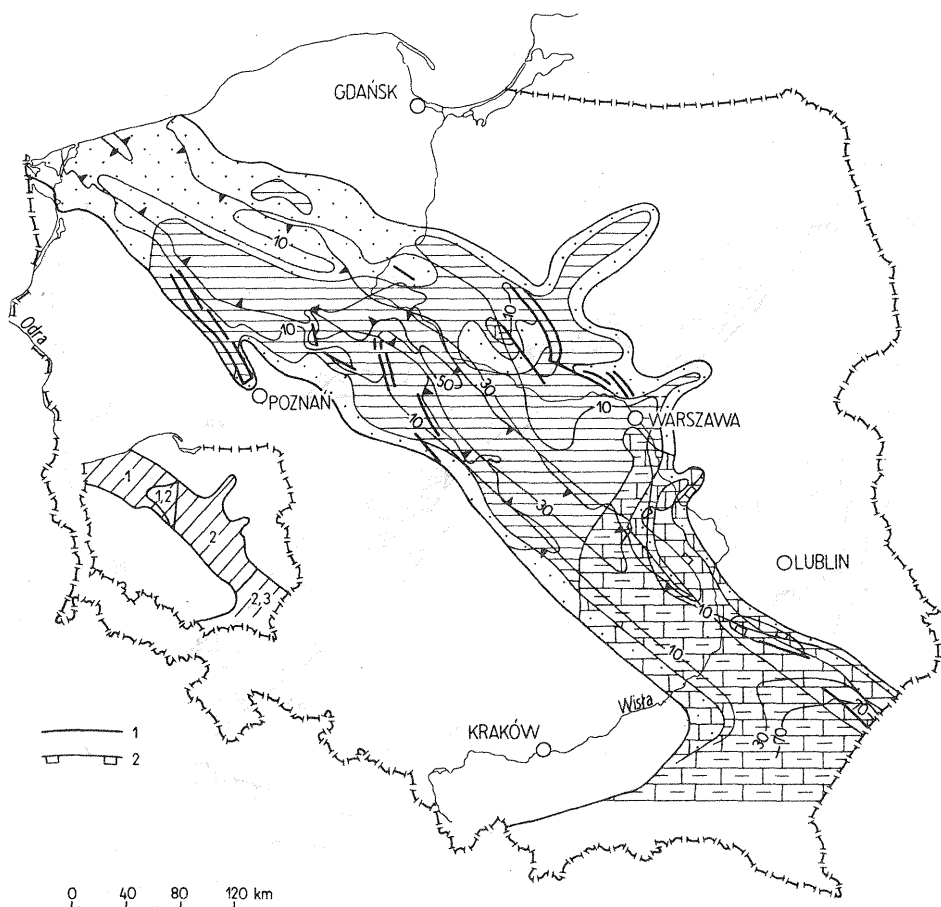


Fig. 3. Paleomiąższości i litofaciej walanżynu górnego według: A. Raczyńskiej (1), S. Marka (2) i W. Moryca (3)

Palaeothickness and lithofacies of the Upper Valanginian after A. Raczyńska (1), S. Marek (2), and W. Moryc (3)

1 – pierwotny zasięg osadów (izopachyta zerowa) walanżynu górnego; 2 – zasięg erozji epigenetycznej przed albem; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1

1 – primary extent of sediments (zero isopach) of Upper Valanginian; 2 – extent of epigenetic erosion before Albanian; other explanations as in Fig. 1

WALANŻYN GÓRNY

Walanżyn górny (fig. 3) stanowi początek następnego transgresywnego etapu morza kredowego, którego zasięg wyraźnie wykracza poza ramy bruzdy środkowopolskiej na całej jej długości. Na zewnątrz bruzdy osady walanżynu górnego leżą na ogół niezgodnie na różnych ogniwach wołgu i kimerydu.

W północno-zachodniej i centralnej części basenu osadzały się głównie ciemne utwory mułowcowo-ilaste z wkładkami piaszczysto-dolomitycznymi i sydereitycznymi. Tworzą one litofację mułowcowo-lupkową, która rozciąga się nawet do brzeżnych partii zbiornika sedimentacyjnego, gdzie graniczy z litofacją piaskow-

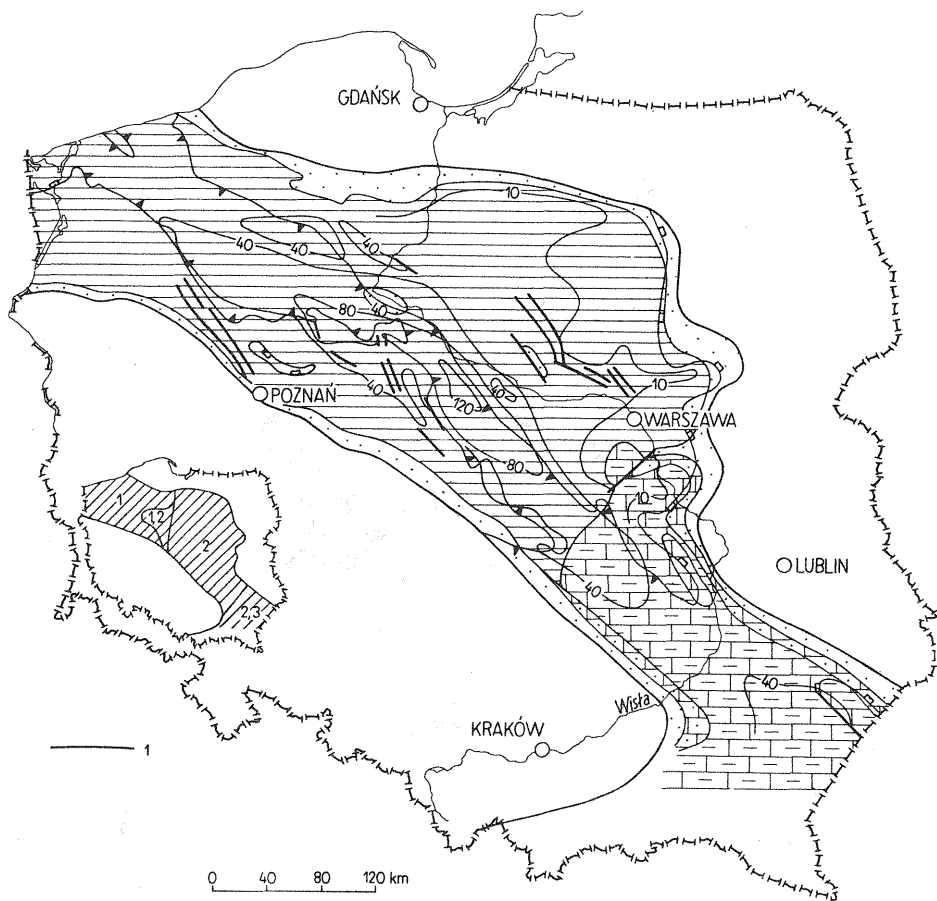


Fig. 4. Paleomiąższości i litofacje hoterywu według: A. Raczyńskiej (1), S. Marka (2) i W. Moryca (3)
 Palaeothickness and lithofacies of the Hauterivian after A. Raczyńska (1), S. Marek (2), and W. Moryc (3)
 1 – pierwotny zasięg osadów (izopachyta zerowa) hoterywu; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1 i 3
 1 – primary extent of sediments (zero isopach) of Hauterivian; other explanations as in Figs 1 i 3

cowo-mułowcową. Ku południowemu wschodowi wzrasta udział wapieni i margli organodetrytycznych i oolitowych. Przeważa tu litofacja łupkowo-węglanowa i piaskowcowo-węglanowa, a nawet rozwinięta jest litofacja węglanowo-klastyczna.

W centralnej, kujawskiej części bruzdy miąższość osadów walanżynu górnego kształtuje się w granicach 30–50 m. Lokalne zróżnicowanie miąższości wiąże się z ruchliwością niektórych struktur solnych aktywnych w czasie sedymentacji górnowalanżyńskiej.

Na południowym wschodzie w strefie zapadliska przedkarpackiego górnowalanżyńskie wapienie oolitowe osiągają ponad 70 m miąższości, a lokalnie, w pobliżu synsedymencyjnych uskoku, nawet około 80 m (Basznia 1; W. Moryc, J. Waśniowska, 1965). W zewnętrznej strefie Karpat fliszowych jedynie w otworze Stasiówka 1 nawiercono pod turonem a na kimerydnie 10-metrową warstwę epikontynentalnych iłowców marglistych najprawdopodobniej także górnowalanżyńskich (S. Geroch i in., 1972). Na powiązanie zbiornika z Tetydą w górnym walan-



Fig. 5. Paleomiąższości i litofaciec barremu – albu środkowego według: A. Raczyńskiej (1) i S. Marka (2)
 Palaeothickness and lithofacies of the Barremian – Middle Albian after A. Raczyńska (1), and S. Marek (2)

1 – pierwotny zasięg osadów (izopachyta zerowa) albu środkowego; litofaciec: 2 – piaskowcowa, 3 – piaskowcowo-mułowcowa; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1–3

1 – primary extent of sediments (zero isopach) of Middle Albian; lithofacies: 2 – sandstone, 3 – sandstone-siltstone; other explanations as in Figs 1–3

żynie wskazują amonity z rodzajów: *Bochianites*, *Saynoceras*, *Astieria*, *Leopoldia*, *Neocomites* i *Valanginites*. Łączność z Atlantykiem potwierdzają amonity: *Neocraspedites*, *Dichotomites* i *Polyptychites*.

HOTERYW

Po krótkotrwałej regresji pod koniec walanżynu morze wczesnego hoterywu (fig. 4) było nadal transgresywne, o czym świadczy przekraczające ułożenie osadów. W północno-zachodniej i centralnej części basenu hoterywu dolny reprezentują ciemne iłowce i mułowce z wkładkami syderytów, niekiedy z nagromadzeniami oolitów żelazistych. Początek hoterywu górnego charakteryzuje się spłynieniem zbiornika sedymentacyjnego, odnowieniem erozji na jego peryferiach i znacznym

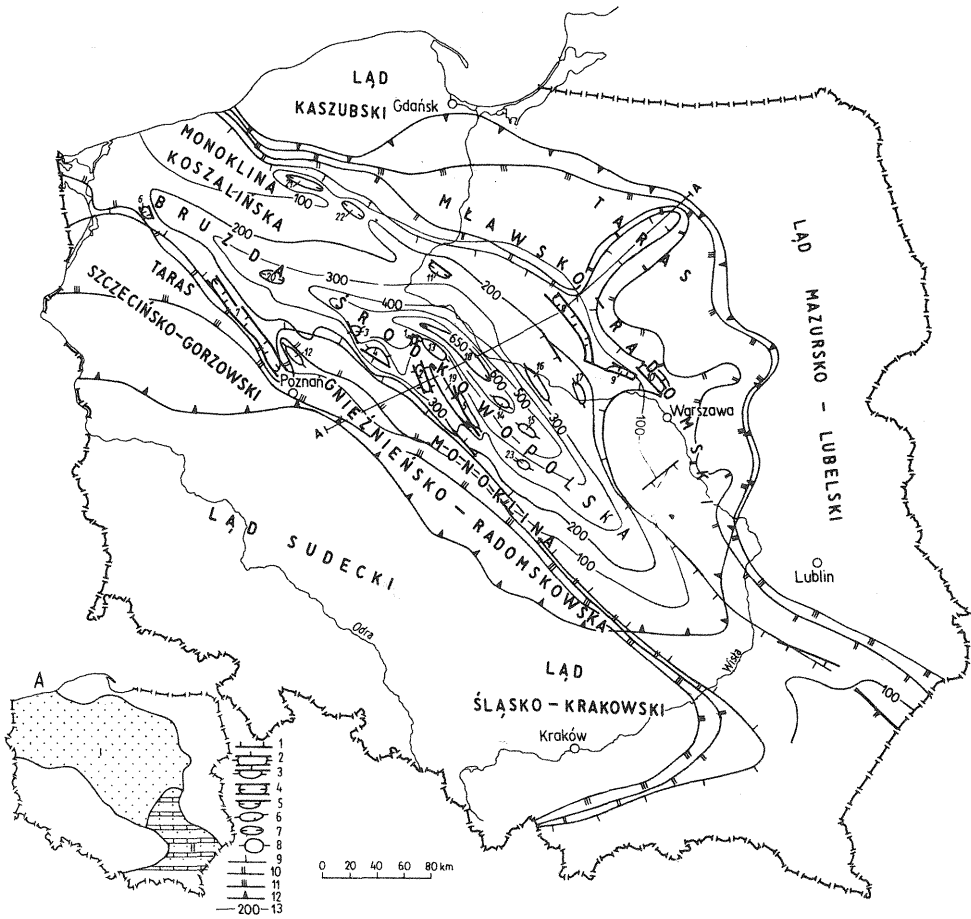
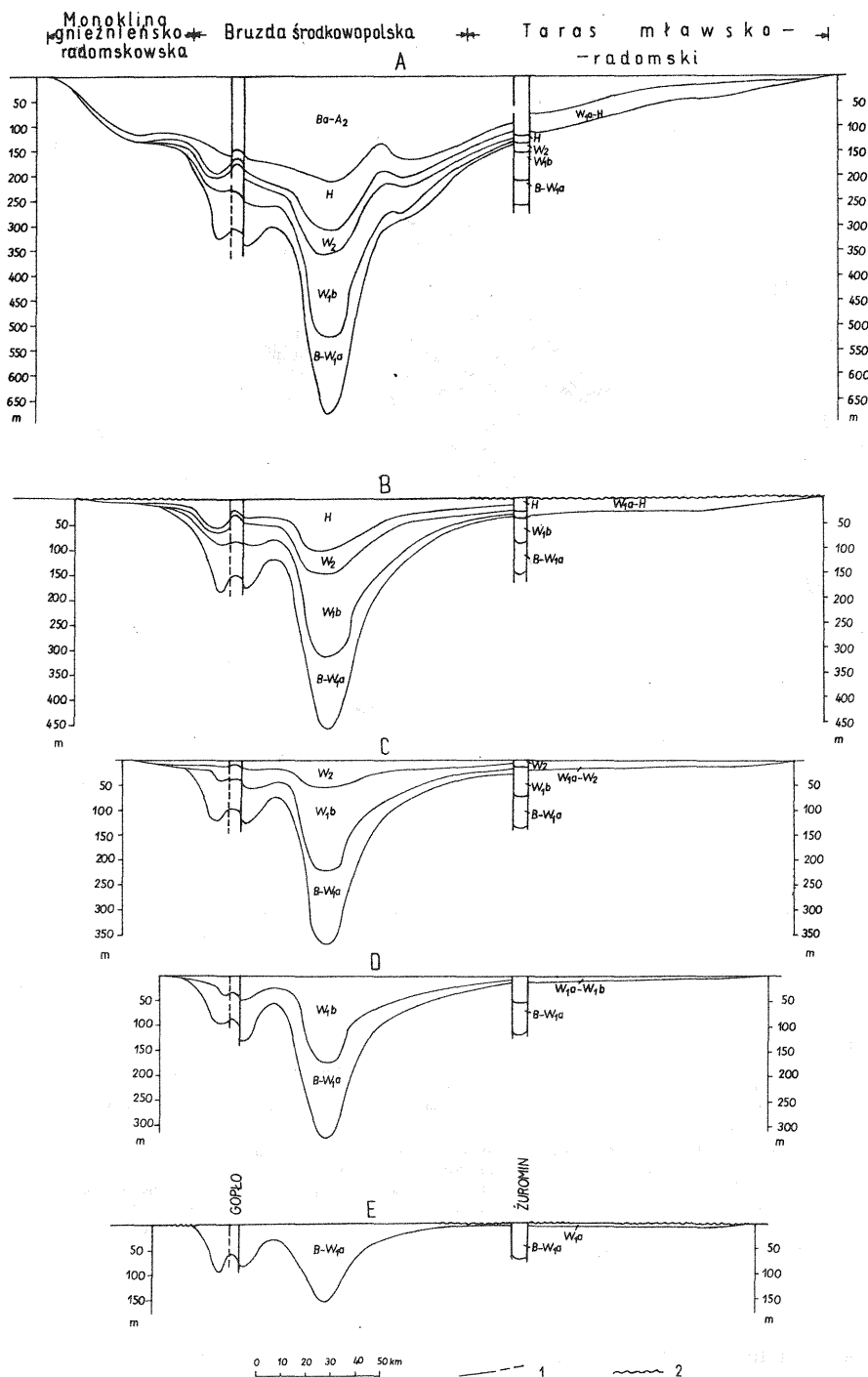


Fig. 6. Mapa paleotektoniczna kredy dolnej według: S. Marka i A. Feldman
 Palaeotectonic map of the Lower Cretaceous after S. Marek and A. Feldman

1 – uskoki synsedymantacyjne; 2 – zręby synsedymantacyjne (1 – Inowrocławia, 2 – Gopła); 3 – półzręby (3 – Damasławka, 4 – Mogiła, 5 – Izbicy-Kłodawy); 4 – rowy (6 – Grzęzna, 7 – Szamotuł-Człopy, 8 – Zuromina, 9 – Płońska, 10 – Nasielska-Dębeo); 5 – półrowy (11 – Chełmży); 6 – elewacje (12 – Obornik, 13 – Konar, 14 – Lubienia-Łaniąt, 15 – Wojszyc, 16 – Gostynina, 17 – Wyszkowa); 7 – depresje (18 – Gniewkowa, 19 – Piotrkowa Kujawskiego-Grzegorzewa, 20 – Piły, 21 – Białego Boru-Rzeczynicy, 22 – Chojnic); 8 – kopuły (23 – Rogoźna); zasięgi basenu: 9 – walanżyn dolny platylenticerasowy, 10 – walanżyn górny, 11 – hoteryw, 12 – barrem-alb środkowy; 13 – paleoizohipsy spągu kredy dolnej; A – morska asocjacja terygeniczna: I – subasocjacja piasków i ilów (klastyczna), II – subasocjacja piasków, ilów i wapieni (klastyczno-wapienna); A-A – linia przekrojów paleotektonicznych

1 – synsedimentary faults; 2 – synsedimentary horsts; 3 – half-horsts; 4 – grabens; 5 – half-grabens; 6 – elevations; 7 – depressions; 8 – domes; extents of the basin: 9 – Lower Valanginian (*Platylenticeras*), 10 – Upper Valanginian, 11 – Hauterivian, 12 – Barremian-Middle Albian; 13 – palaeoisohypses of the base of Lower Cretaceous; A – marine terrigenous association: I – sand and clay (clastic) sub-association, II – sand, clay and limestone (clastic-calcareous) sub-association; A-A – line of palaeotectonic cross-sections; for geographical names of palaeotectonic units see Polish text (numbers in italics)

dopływem materiału piaszczystego. Osadziły się wtedy piaskowce częściowo dolomityczne i syderytyczne, miejscami z oolitami getytowo-szamozytowymi. W młodszym hoterywie górnym morze nieco rozszerzyło zasięg i na powrót przeważały



osady ilasto-mułowcowe. Dopiero pod koniec hoterywu znów wzrosła domieszka materiału piaszczystego, a miejscami dochodziło do koncentracji rud oolitowo-syderytyczno-szamozytowych. Ogólnie w północno-zachodniej i w centralnej części zbiornika hoteryw reprezentuje litofacja mułowcowo-lupkowa, natomiast w południowo-wschodniej, gdzie w osadach hoterywu wzrasta udział margli i wapieni piaszczysto-oolitowo-żelazistych, dominuje litofacja ilasto-węglanowa i piaszczysto-węglanowa. W strefach brzeżnych basenu występuje litofacja piaszkowo-mułowcowa.

Najgrubsze osady hoterywu notowane są w Polsce centralnej, gdzie miąższość ich wynosi 80–120 m, a w rowie tektonicznym Szamotuł–Człopy – nawet 217,5 m (otwór Szamotuły 21).

W brzeżnych strefach basenu hoterywu miąższość osadów wyraźnie maleje, przy czym redukcje te mają charakter nie tylko pierwotny, ale i wtórny. Doszło tu bowiem do wczesnoepigenetycznej erozji na pograniczu hoterywu i barremu, w barremie i apcie, a także w albie dolnym i środkowym. Tektonika salinarna nie była intensywna, toteż nie odegrała większej roli w sedimentacji. Amonity z rodzajów *Endemoceras* i *Simbirskites* wskazują na przewagę wpływów Atlantyku.

BARREM – ALB ŚRODKOWY

Barrem – alb środkowy (fig. 5) reprezentują w przewodzie osady piaszczyste wyróżnione litostratygraficznie jako formacja mogileńska z trzema ogniwami: pagórczańskim, goplańskim i kruszewickim. Ogniwom tym przypisuje się odpowiednio wiek barremski, apcki oraz dolno- i środkowoalbski (A. Raczynska, 1979).

W barremie doszło do wyraźnego spłycenia i skurczenia zbiornika; towarzyszył temu znaczny dopływ materiału piaszczystego. Osadzały się wtedy głównie jasne piaskowce kwarcowe, często kaolinowe z detrytem zwęglonej flory. Był to zbiornik śródlądowy o znikomych wpływach Atlantyku. Od Tetydy był on oddzielony ukształtowanym po heterywie lądem małopolskim.

W apcie doszło do nowej, niewielkiej ingresji morskiej wyrażonej osadami piaszczysto-mułowcowymi z glaukonitem, niekiedy z udziałem rud oolitowo-żelazistych. Morze to było płytkie i ruchliwe, słabo zasolone z prądami o wyższym zasoleniu, o czym świadczy obecność amonitów i otwornic. Podobnie jak w barremie morze aptu było odcięte od Tetydy i łączyło się tylko z Atlantykiem.

Alb dolny i środkowy jest wyrazem nowej sukcesywnie rozwijającej się ingresji morskiej, przy jednoczesnym dużym spłyceniu zbiornika sedimentacyjnego. Osadziły się wtedy przeważnie jasne piaskowce, w części przyspągowej, a niekiedy i przystropowej gruboziarniste, a nawet zwirowate. Piaskowce te wykazują największe rozprzestrzenienie spośród wszystkich ogniw kredy dolnej.

Fig. 7. Przekroje paleotektoniczne osadów epikontynentalnej kredy dolnej w środkowej części basenu sedimentacyjnego wzdłuż linii A–A (fig. 6)

Palaeotectonic cross-sections of epicontinental Lower Cretaceous in the middle part of the sedimentary basin along A–A line (Fig. 6)

A – schyłek albu środkowego; B – schyłek hoterywu; C – schyłek walanżynu górnego (polyptychitesowego), D – schyłek walanżynu dolnego (polyptychitesowego); E – schyłek walanżynu dolnego (platilenticerasowego); 1 – uskoki synsedymantacyjne; 2 – powierzchnie erozyjne; B – berias; W_{1a} – walanżyn dolny (platilenticerasowy); W_{1b} – walanżyn dolny (polyptychitesowy); W₂ – walanżyn górny; H – hoteryw; Ba – barrem; A₂ – alb środkowy

A – decline of Middle Albian; B – decline of Hauterivian; C – decline of Upper Valanginian (*Polyptychites*); D – decline of Lower Valanginian (*Polyptychites*); E – decline of Lower Valanginian (*Platilenticeras*); 1 – synsedimentary faults; 2 – erosional surfaces; B – Berriasian; W_{1a} – Lower Valanginian (*Platilenticeras*); W_{1b} – Lower Valanginian (*Polyptychites*); W₂ – Upper Valanginian; H – Hauterivian; Ba – Barremian; A₂ – Middle Albian

Wydaje się, że brak ich w południowo-wschodniej Polsce, gdzie przyjmuje się, że osady walańzynu górnego i hoterywu przykryte są bezpośrednio piaskowcami wapienistymi albu górnego (W. Moryc, J. Waśniowska, 1965). Morze dolnego i środkowego albu było płytkie o normalnym zasoleniu, połączone w dolnym albie zapewne jedynie z Atlantykiem, w albie środkowym przypuszczalnie z Tetydą, o czym świadczą głowonogi z rodzajów: *Hoplites*, *Anahoplites*, *Dimorphoplites*, *Cymatoceras* i *Neohoplites* (S. Cieśliński, 1959, 1960).

Ogólnie w barremie – albie środkowym w wewnętrznych strefach zbiornika, gdzie w profilu istotną rolę odgrywają utwory mułowcowe ogniwa goplańskiego, panuje litofacja piaskowcowo-mułowcowa, natomiast w brzeźnych, gdzie notujemy przekraczające ułożenie osadów ogniwa kruszwickiego, litofacja piaskowcowa. Miąższość całej formacji mogileńskiej w centralnej części basenu osiąga ponad 200 m. Zwiększone miąższości osadów obserwuje się także w rowach tektonicznych. W obszarze tektoniki salinarnej zanotowano wyraźne zróżnicowanie miąższości osadów ogniwa pagórczańskiego i kruszwickiego.

MAPA PALEOTEKTONICZNA KREDY DOLNEJ

Polski epikontynentalny basen dolnokredowy (fig. 6) miał charakter ekspansywny, jednakże o zmiennych relacjach między dopływem silnie zasolonych wód Tetydy i Atlantyku a dopływem wód słodkich z otaczających lądów.

W beriasie i walańzynie dolnym platylenticerasowym oraz w górnym walańzynie, hoterywie i apcie sedymentacja odbywała się głównie w płytkim, ale otwartym morzu intrakontynentalnym. W północno-zachodniej części basenu dominowała sedymentacja ciemnych osadów elasto-mułowcowych, zawierających znaczne domieszki siarczków i węglanów żelaza, glaukonitu, szamozytu i muskowitu. Osady te tworzyły się przeważnie w warunkach niedostatecznego przewietrzania zbiornika. W południowo-wschodniej części basenu osadzały się w tym czasie przeważnie jasne wapienie i margle, z dużym udziałem wapieni oolitowych i organodetrytycznych, charakterystyczne dla stref dobrze przewietrzanych.

W walańzynie dolnym polyptychitesowym, barremie oraz albie dolnym i środkowym cały basen silnie spłycił się, a nawet, w walańzynie polyptychitesowym i w barremie, znacznie wysłodził. W tym czasie przeważała sedymentacja piaszczysta.

Z rozkładu facji można wnioskować, że zbiornik znajdował się pod wpływem dwóch stref klimatycznych. Na północnym zachodzie klimat charakteryzowała duża wilgotność. Rzeki transportowały do zbiornika znaczne ilości materiału okruchowego powstałego w wyniku wietrzenia, w przewodzie mechanicznego, i stosunkowo głębokiej erozji otaczających basen lądów: kaszubskiego, mazursko-lubelskiego i sudeckiego.

Południowo-wschodnia część basenu znajdowała się pod wpływem klimatu suchszego i prawdopodobnie cieplejszego. Na sąsiadujących z basenem lądach śląsko-krakowskim i mazursko-lubelskim, przeważało wietrzenie chemiczne, toteż do zbiornika transportowane były mniejsze ilości materiału okruchowego.

Z analizy formacyjnej (facjalnej) wynika, że epikontynentalna kreda dolna Polski reprezentuje wczesne transgresywne stadium rozwoju tektonicznego wyrażone morską asocjacją terygeniczną. W północno-zachodniej części basenu występuje subasocjacja piasków i ilów (klastyczna), natomiast w południowo-wschodniej – subasocjacja piasków, ilów i wapieni (klastyczno-wapienna).

Pełny profil kredy dolnej ograniczony jest w zasadzie do b r u z d y ś r o d k o w o p o l s k i e j, w której obrębie można wyróżnić odcinek północno-zachodni – pomorski, środkowy – kujawsko-rawski i południowo-wschodni – gielniowsko-

-świętokrzyski. Poszczególne odcinki bruzdy środkowopolskiej charakteryzują się różnym stopniem subsydencji i labilności. Najbardziej subsydentna jest środkowa część bruzdy (kujawsko-rawska), gdzie obserwuje się ciągłość sedymentacji utworów jurajskich i kredowych, a miąższość dolnej kredy dochodzi do ponad 650 m. Kujawsko-rawski odcinek bruzdy charakteryzował się także wyraźną mobilnością wyrażoną występowaniem licznych, małoamplitudowych paleostruktur. W przewodzie wiążą się one z synsedymentacyjnym wzrostem struktur salinarnych, niejednokrotnie przy udziale aktywnych uskoków. Wymienić tu należy zręby: Inowrocławia (1) i Gopła (2), półzręby: Damasławka (3), Mogilna (4) (NE) i Izbicy – Kłodawy (5), kopułę Rogoźna (23) oraz elewacje: Konar (13), Lubienia – Łaniąt (14), Wojszyc (15), Gostynina (16) i Wyszkowa (17). Do obniżonych paleostruktur należą: półrów Chełmży (11) oraz wydłużone depresje: Gniewkowa (18), Piotrkowa Kujawskiego – Grzegorzewa (19) i Piły (20). Paleostruktury obszaru tektoniki salinarnej formowały się przede wszystkim na pograniczu wołgu i beriasu, w walanżynie górnym oraz na przełomie walanżynu i hoterywu, a także w barremie i niższym albie.

W południowo-wschodnim przedłużeniu bruzdy środkowopolskiej powstała po hoterywie duża pozytywna struktura – ląd małopolski. Zaczął się on formować prawdopodobnie już w hoterywie, jednakże ostatecznie połączenie epikontynentalnego basenu dolnokredowego z Tetydą zostało przerwane w barremie i apcie, a także w niższym albie.

Na zewnątrz bruzdy środkowopolskiej stwierdza się duże redukcje litologiczno-stratygraficzne i stopniowe cienienie osadów. Poza bruzdę wyraźnie wykraczają osady walanżynu górnego i hoterywu, częściowo barremu i aptu, a szczególnie albu środkowego. Osady te tworzą duże jednoskrzydłowe paleostruktury: monokliny i tarasy strukturalne obejmujące strefy o niewielkiej i mało zróżnicowanej subsydencji, ograniczone paleoizohipsami o wartościach od 200 do 0 m.

Od północnego wschodu sąsiadują z bruzdą: monoklina koszalińska i taras mławsko-radomski, a od południowego zachodu – taras szczecińsko-gorzowski oraz monoklina gnieźnieńsko-radomskowska.

Na szczególną uwagę zasługują rowy synsedymentacyjne związane z tektoniką blokową, rozwinięte w obrębie tarasów w strefach graniczących z bruzdą środkowopolską. Po południowo-zachodniej stronie bruzdy pomorskiej uformowały się rowy: Szamotuł – Człopy (7) i Grzęzna (6), natomiast po północno-wschodniej stronie bruzdy kujawskiej – rowy: Żuromina (8), Płońska (9) i Nasielska – Dębeo (10). Rowy te założone już w jurze środkowej, a nawet w dolnej, były szczególnie aktywne w całej kredzie dolnej. Charakteryzują się one zdecydowanie pełniejszym profilem litologiczno-stratygraficznym oraz zdecydowanie większymi miąższościami osadów w stosunku do otoczenia. W rowie Żuromina miąższość osadów kredy dolnej przekracza miejscami 300 m, a w rowie Szamotuł – Człopy nawet 600 m. Są to miąższości typowe dla najbardziej subsydentnych stref bruzdy środkowopolskiej. Po północno-wschodniej stronie bruzdy pomorskiej stwierdzono także strefę wzmożonej subsydencji wyrażonej depresjami: Białego Boru – Rzeczenicy (21) i Chojnic (22). Warto jeszcze odnotować, że w północno-zachodniej części monokliny gnieźnieńsko-radomskiej występuje mała elewacja Obornik (12), która być może także związana jest z synsedymentacyjnym wzrostem struktury solnej.

PIŚMIENNICTWO

- BIELECKA W., SZTEJN J. (1966) – Stratygrafia warstw przejściowych między jurą a kredą na podstawie mikrofauny. *Kwart. Geol.*, **10**, p. 97–115, nr 1.
- BŁASZKIEWICZ A. (1963) – Rodzaj *Oxyteuthis* w utworach walańżyńskich na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **7**, p. 415–421, nr 3.
- CIEŚLIŃSKI S. (1959) – Alb i cenoman północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (stratygrafia na podstawie głowonogów). *Pr. Inst. Geol.*, **28**.
- CIEŚLIŃSKI S. (1960) – Biostratygrafia i fauna albu Polski (bez albu prowincji alpejskiej). *Pr. Inst. Geol.*, **30**, p. 5–30, cz. 2.
- DEMBOWSKA J. (1973) – Portland na Niżu Polski. *Pr. Inst. Geol.*, **70**.
- DEMBOWSKA J., MAREK S. (1975) – Development du bassin sédimentation sur le basse plaine de Pologne a la limite du Jurassique et du Cretacé. *Colloque Jurassique-Cretacé Lyon-Neuchâtel 1973*. *Mém. Bureau Rech. Geol. Min.*, **86**, p. 110–116.
- DEMBOWSKA J., MAREK S. (1976) – Stratygrafia i paleogeografia utworów z pogranicza jury i kredy na Niżu Polskim. *Biul. Inst. Geol.*, **295**, p. 187–201.
- GEROCH S., JEDNOROWSKA A., MORYC W. (1972) – Utwory dolnej kredy w południowej części Przedgórza Karpat. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **42**, p. 409–421, z. 4.
- KUTEK J. (1962) – Górny kimeryd i dolny wołg pn.-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, **12**, p. 445–527, nr 4.
- KUTEK J., GŁAZEK J. (1972) – The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. *Acta Geol. Pol.*, **22**, p. 603–653, nr 4.
- MAMCZAR J. (1986) – Palinostratygrafia najwyższej jury i kredy dolnej na Niżu Polskim. *Pr. Inst. Geol.*, **116**.
- MAREK S. (1965) – Dyskusyjne problemy granicy jura–kreda. *Kwart. Geol.*, **9**, p. 774–778, nr 4.
- MAREK S. (1967) – Infrawalańżyn Kujaw. *Biul. Inst. Geol.*, **200**, p. 133–236.
- MAREK S. (1968) – Zarys stratygrafii kredy dolnej niecki brzeźnej. *Kwart. Geol.*, **12**, p. 345–368, nr 2.
- MAREK S. (1969) – Zarys stratygrafii kredy dolnej Kujaw. *Kwart. Geol.*, **13**, p. 139–153, nr 1.
- MAREK S. (1983) – Epikontinentale Unterkreide Ablagerungen in Polen. *Zitteliana*, **10**, p. 55–64. München.
- MAREK S. (1984) – The question of the Jurassic-Cretaceous boundary in marginal zone of the East-European Platform. *Prz. Geol.*, **32**, p. 248–252, nr 5.
- MAREK S., BIELECKA W., SZTEJN J. (1969) – Górny portland (wołg) i berias (riazań) na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **13**, p. 566–582, nr 3.
- MAREK S., RACZYŃSKA A. (1973) – The stratigraphy and palaeogeography of the Lower Cretaceous deposits of the Polish Lowland area. *The Boreal Lower Cretaceous Proceedings International Symposium 1972*. *Geol. Jour. Spec.*, **5**, p. 369–386. Seel House Press. Liverpool.
- MAREK S., RACZYŃSKA A. (1979a) – Obecny podział litostratygraficzny epikontynentalnej kredy dolnej w Polsce i propozycje jego uporządkowania. *Kwart. Geol.*, **23**, p. 631–637, nr 3.
- MAREK S., RACZYŃSKA A. (1979b) – Paläogeographie der Unterkreide des nordpolnischen Bekenens. *Aspekte der Kreide Europas*. IUGS. Ser. A, p. 447–462. Stuttgart.
- MAREK S., RACZYŃSKA A., RAJSKA M., BŁASZKIEWICZ A., SZYMAKOWSKA F., LEFELD J. (1984) – Rząd Ammonitida. W: *Budowa geologiczna Polski, 3 – Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych*. Cz. 2c – Mezozoik. Kreda, p. 97–118. Inst. Geol. Warszawa.
- MORYC W., WAŚNIEWSKA J. (1965) – Utwory neokomskie z Baszni koło Lubaczowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **35**, p. 55–70, z. 1.
- RACZYŃSKA A. (1967) – Stratygrafia i sedymentacja osadów kredy dolnej w Polsce zachodniej. *Biul. Inst. Geol.*, **210**, p. 129–179.
- RACZYŃSKA A. (1971) – Zarys stratygrafii kredy dolnej w niecce mogileńskiej. *Kwart. Geol.*, **15**, p. 106–121, nr 1.

- RACZYŃSKA A. (1979) — Stratygrafia i rozwój litofacjalny młodszej kredy dolnej na Niżu Polskim. Pr. Inst. Geol., 89.
- SZTEJN J. (1969) — Mikrofauna dolnokredowa na wale kujawskim w świetle nowych badań. Kwart. Geol., 13, p. 155–165, nr 1.
- SZTEJN J. (1984) — Mikrofauna w osadach młodszej kredy dolnej Niżu Polskiego. Pr. Inst. Geol., 111.
- WITKOWSKI A. (1969) — Budowa geologiczna niecki tomaszowskiej. Pr. Inst. Geol., 53.

Сылвестер МАРЕК

ПАЛЕОМОЩНОСТИ, ЛИТОФАЦИИ И ПАЛЕОТЕКТОНИКА ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО МЕЛА В ПОЛЬШЕ

Резюме

Седиментационно-палеотектоническое развитие нижнего мела платформенных областей Польши показано на картах палеомощностей и фаций берриаса (рязанский ярус) — нижнего валанжина с *Platilenticeras* (фиг. 1), нижнего валанжина с *Polyptichites* (фиг. 2), верхнего валанжина (фиг. 3), готтерива (фиг. 4) и баррема—среднего альба (фиг. 5), а также на палеотектонической карте (фиг. 6). Карты палеомощностей и фаций составлены по методу количественного анализа мощностей и литофаций путем комбинаций показателей. Подробно рассмотрены границы распространения отложений — первоначальные и современные, реконструкция мощностей и фаций в зонах эпигенетической эрозии, границы погруженных зон и седиментационных перерывов.

Палеотектоническая карта, составленная путем наложения карт палеомощностей и фаций, дает представление о палеоструктурах в подошве нижнего мела, сформировавшихся к концу среднего альба. В ней отражены итоги анализа мощностей (процессы опускания дна бассейна, перерывов и несогласий), формационного анализа (литологические ассоциации) и палеотектоническое районирование.

Нижнемеловой бассейн тесно связан с цехштейно-мезозойской центральнопольской седиментационной впадиной, сформировавшейся на сочленении докембрийской платформы Восточной Европы с палеозойской платформой Центральной и Западной Европы. Она соединяла две палеогеографические провинции: Атлантику на западе и Тетис на юге и юго-востоке.

Польский эпиконтинентальный нижнемеловой бассейн характерен экспансивным развитием, причем менялись пропорции притока сильно засоленных вод Тетиса и Атлантики и пресных вод с окружающих материков.

Судя по формационному (фациальному) составу пород, эпиконтинентальные отложения нижнего мела в Польше относятся к ранней трансгрессивной стадии тектонического формирования бассейна, характеризующейся ассоциацией морских терригенных отложений. В северо-западной части бассейна залегает субассоциация песков и глин (обломочная), а на юго-востоке — ассоциация песков, глин и известняков (обломочно-известковая).

Полный разрез нижнего мела существует, в сущности, только в Центральнопольской впадине, где наблюдается непрерывность седиментации юрских и меловых пород, а мощность нижнемеловых отложений достигает 650 м (фиг. 6). Осевая часть впадины отличается подвижностью, выражающейся наличием множества малоамплитудных палеоподнятий, преимущественно соляных. Они формировались в основном в верхнем валанжине и на пограничье валанжина и готтерива, а также в барреме и низах альба. На юго-востоке Центральнопольской впадины в готтериве образовалось поднятие Нижнего Сана, отрезавшее эпиконтинентальное нижнемеловое море от океана Тетиса на время баррема, апта и нижнего альба. Вне впадины отмечается сильная литолого-стра-

тиграфическая редукция и постепенное уточнение осадков. За пределы впадины выходят отложения верхнего валанжина и готтерива, отчасти баррема и апта, и в особенности среднего альба. Эти отложения образуют моноклинали и структурные террасы, в пределах которых опускание было небольшим и слабодифференцированным.

Особого внимания заслуживают седиментационные впадины, образовавшиеся в результате блоковых подвижек в пределах террас, в областях, граничащих с Центральнопольской впадиной. Для них характерен намного более полный литолого-стратиграфический разрез и мощности отложений, типичные для наиболее погруженных областей Центральнопольской впадины.

Sylwester MAREK

PALAEOTHICKNESS, LITHOFACIES AND PALAEOTECTONICS OF THE EPICONTINENTAL LOWER CRETACEOUS IN POLAND

Summary

The Early Cretaceous sedimentary-palaeotectonic evolution of platform areas in Poland is presented on the palaeothickness and lithofacies maps of Riasanian/Lower Valanginian – *Platilenticeras* (Fig. 1), Lower Valanginian – *Polyptichites* (Fig. 2), Upper Valanginian (Fig. 3), Hauterivian (Fig. 4) and Barremian/Middle Albian (Fig. 5) as well as on the palaeotectonic map (Fig. 6). The palaeothickness and facies maps have elaborated by the quantitative analysis of thickness and facies using the coefficient combination. The detailed analysis of present and primary extents of sediments, the reconstruction of thickness and facies in the zones of epigenetic erosion, and the analyses of subsidence zone limits and sedimentary gaps were carried out.

The palaeotectonic map that was elaborated by superposition of the particular palaeothickness and facies map, presents the palaeostructural pattern of the base of Lower Cretaceous at the end of the Middle Albian sedimentation. It presents the results of the thickness analysis subsidence, gaps and unconformities, analysis of lithological associations and palaeotectonic regionalization.

The Lower Cretaceous basin was strictly connected with the Zechstein-Mesozoic Mid-Polish Furrow formed at the contact between the Precambrian East-European Platform and the Paleozoic Mid- and West-European Platform. The furrow connected two palaeogeographic provinces: the Atlantic in the west and north-west and the Thetys in the south and south-east. The Lower Cretaceous Polish epicontinental basin was of expansive type with variable relations between the incursions of the Thetys and Atlantic waters with high salinity and fresh waters from surrounded lands.

It is evident from the facies analysis that the epicontinental Lower Cretaceous in Poland represents the early transgressive stage of tectonic development marked by a marine terrigenous association. The sub-association of sands and clays (clastic), occurs in the north-western part of the basin, and the sub-association of sands, clays and limestones (clastic-calcareous) in its south-eastern part.

The fully developed Lower Cretaceous sequence is limited as rule to the Mid-Polish Furrow, where the continuity between Jurassic and Cretaceous is observed and thickness of Lower Cretaceous amounts to 650 m (Fig. 6). The central part of the furrow was characterized by distinct mobility expressed by numerous low-amplitude palaeostructures, mostly salt anticlines. They were formed mainly in the Upper Valanginian, at the Valanginian/Hauterivian boundary and also in the Barremian and Lower Albian.

In the south-eastern extension of the Mid-Polish Furrow the Lower San elevation was formed in Hauterivian; elevations broke the connection of the Lower Cretaceous epicontinental basin, with the Thetys in Barremian, Albian and Lower Albian. Large lithological-stratigraphic reductions and gradual thinning out of sediments are stated outside the Mid-Polish Furrow.

The Upper Valanginian, Hauterivian, partly Barremian and Aptian and particularly Middle Albian sediments distinctly exceeded the furrow. These sediments form monoclines and structural terraces with small and low-differentiated subsidence.

Synsedimentary troughs, connected with block tectonics, which developed within the terraces in boundary zones of the Mid-Polish Furrow are noteworthy. They are characterized by a more complete lithological-stratigraphical profile and thickness of sediments typical for the most subsident zones of the Mid-Polish Furrow.