

## ROZWÓJ LITOFACJALNY PÓŹNEJ KREDY NIŻU POLSKIEGO

### LITHOFACIES EVOLUTION OF THE LATE CRETACEOUS BASIN IN THE POLISH LOWLANDS

KRZYSZTOF LESZCZYŃSKI<sup>1</sup>

**Abstrakt.** Praca jest podsumowaniem wieloletnich badań autora prowadzonych nad stratygrafią, litologią i paleogeografią kredy górnej Niżu Polskiego. W wyniku syntezy danych z 1018 otworów wiertniczych skonstruowano 6 map litofacjalno-paleogeograficznych, odpowiadających wydzielonym dla basenu późnej kredy na obszarze Niżu Polskiego cyklom transgresywno-regresywnym: K3-II–K3-III (wczesny cenoman–starszy późny cenoman), K3-IV (najmłodszy cenoman–środkowy turon), K4-I (późny turon–koniak), K4-II (santon–najstarszy kampan), K4-III (młodszy wczesny kampan–najstarszy mastrycht) i K4-IV–K4-V (młodszy wczesny mastrycht–późny mastrycht). Na mapach zastosowano jakościowe rekonstrukcje litofacjalne, ze wskazaniem na dominujący składnik litologiczny oraz składniki litologiczne towarzyszące. Wydzielono dziewięć kategorii litofacjalnych, odpowiadających określonym środowiskom i systemom depozycyjnym. Są to litofacie: kredy piszczącej, węglanowa (wapienna), węglanowo-krzemionkowa, marglista, ilasto-marglista, mułowcowo-marglista, mułowcowo-piaszczysto-marglista, węglanowo-piaszczysta i piaszczysta. W ramach prac nad prezentowaną w artykule wersją map, autor dokonał też kompleksowej analizy materiałów z wierceń Niżu Polskiego, uwzględniając przede wszystkim profilowania geofizyki wiertniczej. Niektóre profile wierceń zostały zweryfikowane i ponownie zinterpretowane. W szczególności, akcent położono na analizę poziomów twardych den, przerw sedimentacyjnych i wszelkich przejawów cykliczności sedimentacji. Umożliwiło to, w kilku przypadkach, logiczne korelacje odpowiadających sobie kompleksów litologicznych, które wcześniej stwarzały problemy interpretacyjne i były niewłaściwie skorelowane. Scharakteryzowano ogólne następstwo litofacji w basenie, zaprezentowano uwagi o subsydencji i batymetrii basenu oraz przedyskutowano pokrótce problem inwersji tektonicznej bruzdy śródpolskiej. Przedstawiona także została historia rozwoju litofacjalnego basenu późnej kredy.

**Słowa kluczowe:** litofacie, paleotektonika, kreda górna, Niż Polski.

**Abstract.** The report is a general overview of the author's many-year studies on the Late Cretaceous stratigraphy, lithology and paleogeography of the Polish Lowlands. Six lithofacies maps are presented for individual transgressive-regressive cycles in the Late Cretaceous of the Polish Basin: K3-II–K3-III (Early–early Late Cenomanian), K3-IV (latest Cenomanian–Middle Turonian), K4-I (Late Turonian–Coniacian), K4-II (Santonian–earliest Campanian), K4-III (late Early Campanian–earliest Maastrichtian), K4-IV–K4-V (late Early–Late Maastrichtian). The maps were constructed using qualitative lithofacies reconstructions with the dominant lithofacies component and accessory components indicated. Nine lithofacies types, corresponding to specific sedimentary environments and depositional systems, have been identified within the Upper Cretaceous succession of the Polish Lowlands: chalk, carbonate, carbonate-siliceous, marl, claystone-marl, mudstone (siltstone)-marl, mudstone-sandstone-marl, sandy-carbonate and sandstone lithofacies. The present version of the maps is based on an integrated analysis of drilling materials, mainly wireline logs. Lithology and stratigraphy in some boreholes were verified and reinterpreted by the author. In particular, special emphasis was laid on analysing hardgrounds, sedimentary breaks and any signs of sedimentary cyclicity. It enabled logical correlations between corresponding lithological complexes, which were previously incorrectly correlated. General succession of lithofacies in the basin is characterised, remarks on its subsidence and bathymetry are presented and a brief discussion of the problem of Late Cretaceous tectonic inversion of the Mid-Polish Trough is given. The report also presents the history of lithofacies evolution in the Late Cretaceous basin.

**Key words:** lithofacies, palaeotectonic setting, Upper Cretaceous, Polish Lowlands.

---

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 02-975 Warszawa; e-mail: krzysztof.leszczynski@pgi.gov.pl

## WSTĘP

Artykuł stanowi podsumowanie wieloletnich badań autora prowadzonych na Nizinie Polskiej, będących kontynuacją prac Jaskowiak-Schoeneichowej (1972, 1976, 1977a, 1979, 1981, 1987), Krassowskiej (1976, 1981, 1986, 1990, 1997) oraz Jaskowiak-Schoeneichowej i Krassowskiej (1983, 1988a, b) nad stratygrafią, litologią i paleogeografią kredy górnej na Nizinie Polskiej. Ich efektem było skonstruowanie sześciu map litofacjalno-paleogeograficznych, które odpowiadają cyklowi transgresywno-regresywnym, wydzielonym przez autora dla basenu późnej kredy na obszarze Niziny Polskiej (Leszczyński, 1997, 2002a) (fig. 1). Są to następujące cykle:

- K3-II–K3-III (wczesny cenoman–starszy późny cenoman);
- K3-IV (najmłodszy cenoman–środkowy turon);
- K4-I (późny turon–koniak);
- K4-II (santon–najstarszy kampan);
- K4-III (młodszy wczesny kampan–najstarszy mastrycht);
- K4-IV–K4-V (młodszy wczesny mastrycht–późny mastrycht).

Mapy te powstały na podstawie syntezy danych z 1018 otworów wiertniczych (fig. 2). W stosunku do dotychczas publikowanych map są one w istotny sposób zmodyfikowane i uaktualnione. Dotychczasowe mapy reprezentowały in-

Stratygrafia				Cykle transgresywno-regresywne wg Leszczyńskiego, 1997
schemat standardowy według: Gradsteina i in. (2004), Wagnera, red. (2008) i International... (2009)		wg Błaszczewicza, 1997		
Mastrycht	górný	mastrycht	górný	K4-V
	dolny		dolny	K4-IV
Kampan	górný	kampan	górný	K4-III
	dolny		dolny	
Santon	górný	santon	górný	K4-II
	środkowy		dolny	
	dolny			
Koniak	górný	koniak	górný	K4-I
	środkowy			
	dolny			
Turon	górný	turon	dolny	K3-IV
	środkowy			
	dolny			
Cenoman	górný	cenoman	górný	K3-III
	środkowy		środkowy	K3-II
	dolny		dolny	

\* Podział na podpiętra ma charakter nieformalny, jednak jest powszechnie stosowany

\* The subdivision into substages is informal, however commonly used

**Fig. 1. Podział stratygraficzny kredy górnej**

Upper Cretaceous stratigraphic scheme

terwały odpowiadające kolejnym piętom chronostratygraficznym, co często nie oddawało możliwie najbardziej naturalnych interwałów rozwoju basenu odpowiadających kolejnym cyklom. Obecnie prezentowane mapy odnoszą się do cykli transgresywno-regresywnych. Dodatkowo, na mapach zastosowano wyłącznie jakościowe rekonstrukcje litofacjalne ze wskazaniem na dominujący składnik litologiczny oraz składniki litologiczne towarzyszące.

## DANE GEOLOGICZNE I PODSTAWY KONSTRUKCJI MAP

Podstawowym materiałem do konstrukcji prezentowanych w artykule map były profile litologiczno-stratygraficzne kredy górnej z 1018 otworów wiertniczych (fig. 2), w tym szczegółowe profile litologiczne 780 wierceń.

Podstawą do interpretacji dla obszarów całkowitego lub częściowego zdarcia kredy górnej są modele paleogeograficzne i tektoniczne. Bardzo istotną rolę odgrywają też szeroko stosowane i interpretowane przez ostatnich kilkanaście lat reprocessowane przekroje sejsmiczne przez basen polski (szczególnie analiza sejsmiki refleksyjnej) (Dadlez, 2001; Krzywiec, 2000, 2002; Wagner i in., 2002).

Materiałem wyjściowym były archiwalne mapy paleomiąższości i facji kredy górnej i albu górnego (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988a), na których, na obszarach z pełnym lub prawie pełnym profilem osadów, zmienność litofacjalna została przedstawiona z wykorzystaniem metod ilościowych – współczynnikowych, według diagramów klasyfikacyjnych dwu- i trójskładnikowych. W strefach erozji – częściowej lub całkowitej, rekonstrukcje litofacjalne miały charakter ilościowy. Bazując na tych rozwiązaniach, autor zastosował wyłącznie jakościowe rekonstrukcje litofacjalne ze wskazaniem na dominujący składnik litologiczny oraz składniki litologiczne towarzyszące. Taka metodologia pracy i konstrukcji map wynika przede wszystkim ze specyfiki litofacjalnego wykształcenia kredy górnej, gdzie współwystępuje znaczne bogactwo typów skał, chociaż skład chemiczny poszczególnych typów jest zbliżony, a przejścia między nimi łagodne i stopniowe (np. kreda piszcząca – kreda piszcząca marglista – wapienie kredopodobne – wapienie wapienie margliste – margle – opoki – gezy), co sprawia realne trudności w ocenie ilościowej. Przyjęcie koncepcji jakościowej rekonstrukcji litofacjalnej z akcentem na dominujący składnik litologiczny powoduje ucytelnienie obrazu kartograficznego. Dla przejrzystości obrazu litofacjalnego, trzy, a w wyjątkowych przypadkach cztery składniki litofacjalne wchodziły w skład pojedynczego pola litofacjalnego. Z reguły uwzględniano te składniki, które stanowią co najmniej 25% profilu, jednak w nielicznych przypadkach, tam gdzie dany składnik jest charakterystyczny lub nietypowy a wart odzworowania, reguła ta nie była ściśle przestrzegana. W tym względzie, trudności przedstawienia złożoności litofacjalnych wynikają też z lokalnych zmian i relacji miąższościowych poszczególnych litofacji i typów skał oraz ze stopniowych przejść między różnymi typami skał. Pojęcie li-

Ostatnie mapy litofacjalne kredy górnej w skali 1:500 000 skonstruowano w latach 80. ubiegłego wieku (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988a – opracowanie archiwalne). Zgeneralizowane wersje tych map zostały opublikowane w latach 80. i 90. ubiegłego wieku (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988b; Krassowska, w: Marek, Pajchłowa red., 1997; Atlas..., 1998).

tofacji autor artykułu stosuje w znaczeniu opisowym, jako asocjacja skał o pokrewnych cechach litologicznych.

Dla większości pól litofacjalnych został pokazany (w formie słupkowej) typowy, rzeczywisty profil litologiczny dla otworów wiertniczych, z możliwie najlepszym zapisem geologicznym oraz paleontologicznym, dobrze rdzeniowanym, i z pełnym zestawem pomiarów karotażowych dobrej jakości. Podane zostały też miąższości osadów.

Litofacja kredy piszczącej, jako charakterystyczna dla basenu późnokredowego, została wydzielona z litofacji węglanowych jako osobna kategoria. Litofację węglanowo-piaszczystą wydzielono jako typ facji reprezentowanej przez skały przejściowe pomiędzy wapieniami a piaskowcami, tj. wapienie piaszczyste i piaskowce wapieniste, powszechne zwłaszcza w mastrychcie. Wydzielono również litofację mułowcowo-piaszczysto-marglistą, reprezentowaną przez mułowce piaszczysto-margliste z wkładkami margli mułowcowo-piaszczystych, wapieni piaszczysto-marglistych oraz margli i gezy piaszczystych. W obrębie tej litofacji zaznacza się znaczne zróżnicowanie typów skał. Dla sukcesji górnokredowej autor proponuje wydzielenie dziewięciu kategorii litofacjalnych, z dominującym typem litologicznym (wyłuszczone litery) oraz podrzędnymi typami skał, odpowiadającym określonym środowiskom i systemom depozycyjnym:

- (1) litofacja **kredy piszczącej** – kreda piszcząca/kreda piszcząca marglista, lokalnie wapienie kredopodobne i wapienie pelityczne (strefa otwartego basenu morskiego, sedymentacja węglanowa szelfu);
- (2) litofacja **węglanowa** (wapienna) – wapienie pelityczne/wapienie organogeniczne/wapienie margliste, lokalnie margle i wapienie kredopodobne (strefa otwartego basenu, sedymentacja węglanowa);
- (3) litofacja **węglanowo-krzemionkowa** – opoki, lokalnie gezy, podrzędnie margle (strefa otwartego basenu, sedymentacja węglanowo-krzemionkowa);
- (4) litofacja **marglista** – margle, lokalnie wapienie margliste, wkładki opok (strefa otwartego basenu, sedymentacja marglista);
- (5) litofacja **ilasto-marglista** – ilowce margliste, margle ilaste (szelf silikoklastyczny-węglanowy);
- (6) litofacja **mułowcowo-marglista** – mułowce margliste, margle mułowcowe (szelf silikoklastyczny-węglanowy);
- (7) litofacja **mułowcowo-piaszczysto-marglista** – mułowce piaszczysto-margliste, wkładki margli mułowcowo-

-piaszczystych oraz wapieni, margli i gezy piaszczystych (szelf silikoklastyczno-węglanowy);

(8) litofacja **węglanowo-piaszczysta** – wapienie piaszczyste, lokalnie margle piaszczyste, gezy piaszczyste (szelf silikoklastyczno-węglanowy);

(9) litofacja **piaszczysta** – piaskowce/piaskowce margliste, wkładki mułowców/mułowców marglistych (szelf silikoklastyczny).

Istotnym składnikiem głównie litofacji węglanowej (2) i węglanowo-krzemionkowej (3) są margle. Występują one powszechnie w postaci wkładek i przewarstwień, często w znacznych ilościach, nie przekraczając jednak 25% całkowitej miąższości.

Ze względu na erozję pokredową, zapis facjalny głównie mastrychtu i również w pewnym stopniu kampanu oraz starszych ogniw na niektórych obszarach jest niepełny. Pokazane na mapie litofacje w miarę możliwości uwzględniają interpretowane odcinki profili, które zostały usunięte wskutek

procesów denudacyjnych. Jednak rzeczywiste litofacje mogą oczywiście odbiegać od tych interpretowanych.

W ramach prac nad zaprezentowana w artykule wersją map, autor dokonał kompleksowej analizy materiałów z wierceń Niżu Polskiego, uwzględniając w szczególności profilowania geofizyki wiertniczej. Niektóre profile wierceń zostały zweryfikowane i ponownie zinterpretowane. W szczególności, akcent położono na analizę poziomów twardych den, przerw sedimentacyjnych oraz wszelkich przejawów cykliczności sedimentacji. W kilku przypadkach umożliwiło to logiczne korelacje odpowiadających sobie kompleksów litologicznych, które wcześniej stwarzały problemy interpretacyjne i były niewłaściwie skorelowane. Bardzo istotne zmiany dotyczyły profili otworów wiertniczych Gościejewo 2 i Damasławek 20. Dokładna analiza dostępnych danych wiertniczych i zastosowanie elementów metodyki stratygrafii sekwencyjnej umożliwiły skorelowanie poszczególnych sekwencji depozycyjnych.

## OGÓLNE NASTĘPSTWO FACJI

Sedimentacja późnokredowego megacyklu związanego z eustatycznym podniesieniem się poziomu morza, rozpoczętego już w środkowym–późnym albie depozycją silikoklastyczną na płytkim szelfie, kontynuowana była w cenomanie, wyrażając się sukcesywnym pogłębianiem morza. Skutkowało to występowaniem na coraz większym obszarze facji głębszego szelfu silikoklastycznego i silikoklastyczno-węglanowego, a następnie węglanowego z sedimentacją wapieni pelagicznych.

System depozycyjny węglanowo-krzemionkowy rozwinął się na szeroką skalę w środkowym–późnym turonie i dominował po mastrycht, szczególnie w centralnych partiach basenu.

Począwszy od turonu, w relatywnie płytkich strefach basenu – najprawdopodobniej poniżej sztormowej podstawy falowania, ale z dala od lądu, czyli źródła materiału terygenicznego, były deponowane osady kredy piszącej. Ze strefą sedimentacji kredy piszącej graniczyła strefa wapieni organogenicznych. Na obszarach najgłębszych były deponowane wapienie pelityczne, margle i utwory węglanowo-krzemionkowe (opoki) (por. też: Świdrowska, Hakenberg, 1999; Świdrowska, 2007). Zależność typu facji węglanowej od głębokości basenu Harapinska-Depciuch (1972) tłumaczy różną zdolnością rozpuszczania przez wodę morską węglanu wapnia. Głównym czynnikiem decydującym o sedimentacji i typie facji była jednak odległość od brzegu oraz topografia obszarów lądowych. Istotnie znaczenie miał też niewątpliwie klimat, cieplejszy od obecnego, bardziej wyrównany o mniejszych amplitudach temperatur ze względu na znaczne obszary morskie.

Typowe przejścia litofacjalne w obrębie basenu późnokredowego (od strefy najbardziej oddalonej od lądu – głębszej, do najbliższej lądowi – płytkiej) przedstawiają się następująco: opoki i wapienie pelityczne wapienie organo-

geniczne kreda pisząca. Margle mogą być osadem zarówno głębszych stref basenu znacznie oddalonych od brzegu (rozpuszczanie  $\text{CaCO}_3$ ), jak i stref płytszych, bliższych brzegowi (zwiększona dostawa materiału ilastego z lądu). Na obszarach znajdujących się pod wpływem dostawy materiału terygenicznego z lądu (np. niecka pomorska, wyniesienie Łeby, synekliza perybałtycka) strefowość facjalna jest następująca: opoki iłowce margliste mułowce (margliste) piaskowce. Na ten obraz w centralnych strefach basenu nakłada się występowanie facji klastycznych, związanych ze wznoszeniem szczytów antyklin wskutek przemieszczeń mas solnych i procesów inwersyjnych. Procesy lokalnej tektoniki solnej i inwersji bruzdy śródpolskiej miały istotny wpływ na topografię dna i batymetrię basenu. Ważnym elementem paleotektonicznym i paleogeograficznym była strefa Koszalin–Chojnice. Stanowiła ona południowo-zachodnią barierę dla facji silikoklastycznych wyniesienia Łeby i syneklizy perybałtyckiej, szczególnie wyraźnie widoczną w koniakum i santonie. Okresowe wycofanie się facji silikoklastycznych ku północnemu wschodowi w kampanie mogło być związane z eustatycznym podniesieniem poziomu morza. Dla regionu brytyjskiego Hancock (1989) właśnie w tym czasie przyjmuje najwyższy poziom morza późnokredowego z maksimum w późnym kampanie (fig. 3). Istnieją również poglądy, że maksymalny poziom światowego oceanu miał miejsce we wczesnym turonie (np. Haq i in., 1987). Dla platformy rosyjskiej (interwał cenoman–santon) Sahagian i in. (1996) rysują maksimum wzniosu eustatycznego w najwcześniejszym turonie (fig. 3).

Charakterystycznymi i powszechnymi zjawiskami obserwowanymi w sekwencji górnokredowej jest występowanie poziomów z fosforytami, czertami i krzemieniami. Horyzonty fosforytowe w epikontynentalnych sekwencjach węglanowych dokumentują stany niskiego poziomu morza

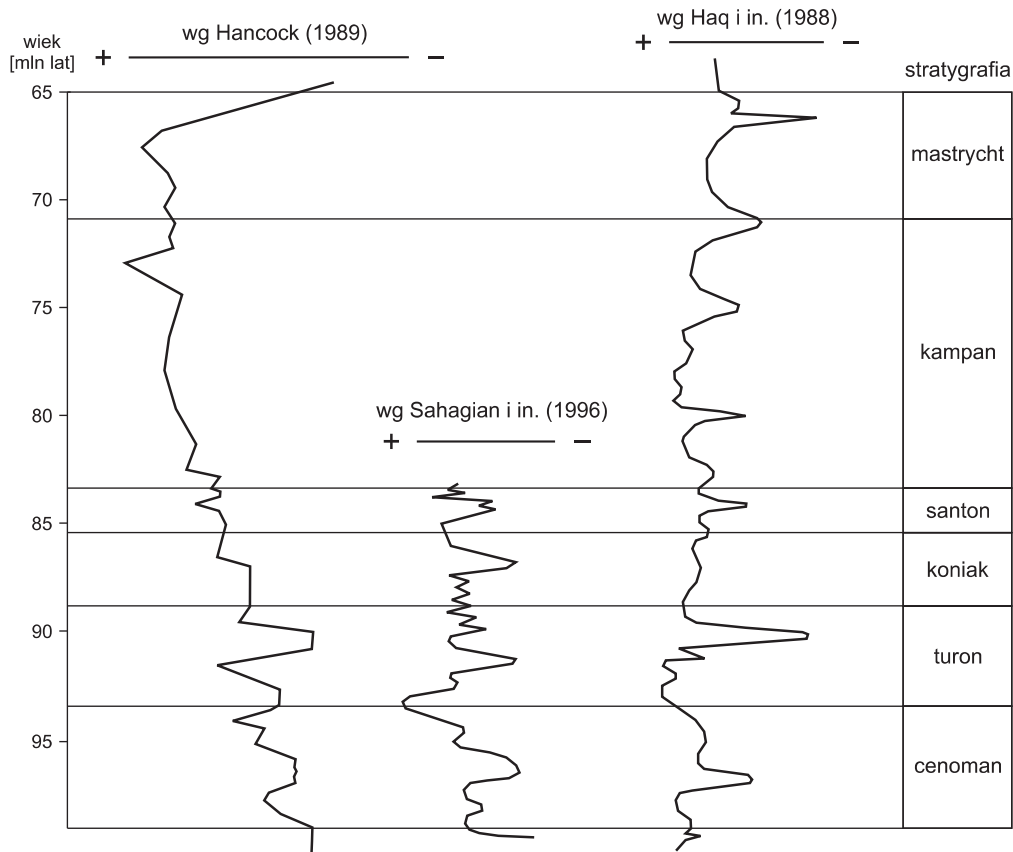


Fig. 3. Krzywe eustatycznych zmian poziomu morza w późnej kredzie

Late Cretaceous eustatic sea-level changes

i mogą być korelowane z punktami zwrotnymi na krzywej batymetrycznej, wyznaczającymi przejście od trendu regresywnego do transgresji (por. Hancock, 1989; Marcinowski i in., 1996). Liczne są również powierzchnie twardego dna, powstające w wyniku wczesnodiagenetycznej cementacji. Dokumentują one okresy braku depozycji. Ich rozwój mógł być warunkowany zarówno przez lokalne ruchy wznoszące (np. na szczytach wznoszących się osi antyklin solnych), jak i pulsy regresywne, związane z eustatycznym obniżaniem się poziomu morza (por. Hancock, 1989). Znaczenie mogła też mieć wzmożona aktywność dennych prądów morskich (*op. cit.*). W węglanowej sekwencji kredy górnej Polski, twarde dna notowane były między innymi na wyniesieniu mazursko-suwalskim (w otworach wiertniczych: Bartoszyce IG 1, Kętrzyn IG 2, Elk IG 1, Krasnopol 1 (turon)),

niecce szczecińskiej (w otworach wiertniczych: Choszczno IG 1, Żabicko 1 (cenoman/turon), Gorzów Wlkopolski IG 1 (turon), Szamotuły geo 8 (santon), Międzychód IG 1 (turon/santon) – Jaskowiak-Schoeneichowa, 1979, 1981), niecce płockiej (w otworach wiertniczych: Płońsk 8 (kampan/mastyrycht) – Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska (1983), Magnuszew IG1 (mastyrycht/dan) – Krassowska, 1973), w regionie lubelskim (w otworach wiertniczych: Lublin IG 2, Lublin IG 1, Świdnik 5, Świdnik 6, Żyrzyn IG 1, Abramów 8 (najwyższy mastyrycht) – Krassowska (1986), w niecce miechowskiej (Marcinowski, 1974; Walaszczyk, 1992; Olszewska-Nejbert, 2004). Twarde dna występują na pograniczu cenomanu i turonu, w północnym i północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Cieśliński, 1959; Walaszczyk, 1992).

### UWAGI O SUBSYDENCJI I BATYMETRII BASENU

Eustatyczne podniesienie się poziomu morza w cenomanie (Hancock, Kauffman, 1979; Haq i in., 1988; Hancock, 1989) spowodowało pogłębienie mórz i rozwój sedimentacji węglanowej (w tym kredy piszącej) w większości euro-

pejskich basenów. Problem głębokości powstawania kredowych sekwencji pelagicznych był szeroko dyskutowany w literaturze. Wskazywane wartości sięgają od 100 do 500 m (Research on..., 1986; Mortimore i in., 2001). Niektórzy au-



torzy sugerują głębokości nawet do 650 m (Hancock, Kauffman, 1979; Tucker, Wright, 1990) Przyjmując, że późna kreda była okresem wysokiego poziomu morza światowego (Hancock, Kauffman, 1979; Ziegler, 1982; Haq i in., 1988; Hancock, 1989), i zakładając głębokość basenu cenomanu podczas sedymentacji węglanowej na obszarze bruzdy śródpolskiej przekraczającą 100 m, okazuje się, że tempo subsyduencji tektonicznej było w cenomanie nadal niskie i niewiele różniło się od obserwowanego we wczesnej kredzie (Dadlez i in., 1995, 1998; Leszczyński, 2002a). Tempo subsyduencji tektonicznej nie przekraczało zapewne 30 m/Ma. Wskutek dalszego eustatycznego podnoszenia się poziomu morza rejestrowanego w turonie (Haq i in., 1988, Hancock, 1989) głębokość morza mogła ulec zwiększeniu do około 200–400 m pod koniec turonu i później. Tempo subsyduencji znacznie wzrosło dopiero w turonie–koniaku, przekraczając 200 m/Ma (Leszczyński, 2002a) i było zróżnicowane w zależności od strefy basenu. Nie osiągnęło jednak takich wartości jak we wcześniejszych przedkredowych stadiach rozwojowych bruzdy śródpolskiej (Dadlez i in., 1995, 1998; Stephenson i in., 2003). Nasilenie przemieszczeń mas solnych rejestrowane od koniaku powodowało z pewnością tworzenie się stref płytszych i głębszych.

W bruzdzie kujawskiej (obszar maksymalnej subsyduencji) głębokości basenu były największe. W obszarach formujących się stref synklijalnych (ubytek mas solnych) głębokość zbiornika mogła sięgać 200–400 m. W obszarach

wznoszących się stref antyklinalnych głębokości były mniejsze, a lokalnie okresowo w rejonach bardzo silnej aktywności inwersyjnej i/lub halotektonicznej (np. ponad powstającymi diapirami solnymi) głębokości morza mogły sięgać podstawy falowania, z ewentualnością wynoszenia ponad poziom morza (strefy erozji z sedymentacją osadów typu spływów grawitacyjnych w bezpośredniej bliskości progów morfologicznych). Świerczewska-Gładysz (2006) interpretuje maksymalne głębokości basenu późnego kampanu dla rejonu środkowej Wisły na podstawie badań gąbek w przedziale 200–250 m, natomiast minimalne głębokości zbiornika w czasie sedymentacji opok najwyższego mastrychtu na około 100 m. Abdel-Gawad (1986), analizując makrofaunę stwierdził, że opoki górnego kampanu okolic Puław deponowane były w warunkach pełnomorskich na głębokościach 100–150 m.

Na obszarach podlegających powolnej inwersji tektonicznej, w okresie koniak–mastrycht, głębokości morza mogły sięgać nawet poniżej 100 m. W rejonach silniejszej aktywności tektonicznej i/lub halotektonicznej niektóre obszary mogły być okresowo wynurzane ponad poziom morza.

W strefie sedymentacji kredy piszącej we wschodniej Polsce głębokości morza i tempo subsyduencji były mniejsze i mało zróżnicowane. Osady silikoklastyczne marginalnych stref basenu były deponowane na płytszym szelfie, a ilość i rodzaj materiału terygenicznego był warunkowany typem obszarów źródłowych.

## PROBLEM INWERSJI TEKTONICZNEJ BRUZDY ŚRÓDPOLSKIEJ

W ostatnich latach prowadzono liczne dyskusje na temat inwersji tektonicznej bruzdy śródpolskiej i paleogeografii późnej kredy.

Problem mechanizmu (kompresyjnego na różnych poziomach skorupy czy też tensyjnego) i czasu inwersji tektonicznej bruzdy śródpolskiej jest nadal kontrowersyjny. Niektórzy autorzy uważają, że inwersja zachodziła po kredzie, a najwcześniejsze jej oznaki mogą być dostrzegane w mastrychcie (np. Kutek, Głazek, 1972; Świdrowska, Hakenberg, 1999). Na obszarze południowo-zachodniej lubelszczyzny Świdrowska (2007) dostrzegła początki inwersji we wczesnym mastrychcie. Inna koncepcja zakłada wielofazowość tego procesu i przejawy jego początku już w koniaku (?późnym turonie) (Dadlez, 1976, 1980; Dadlez i in., 1997; Jaskowiak-Schoeneichowa, 1981; Dadlez, Marek, 1997; Krassowska, 1997; Leszczyński, 1997, 2000; Leszczyński, Dadlez, 1999; Krzywiec, 2000, 2002a, b, 2006; Krzywiec i in., 2009). Analiza danych sejsmicznych wskazuje na trzy główne fazy inwersji: w późnym turonie–koniaku, późnym santonie–kampanie i późnym mastrychcie–paleocenie (Krzywiec, 2006).

Autor konsekwentnie skłania się ku tej drugiej koncepcji, chociaż skala zjawisk inwersyjnych w późnej kredzie była zapewne mniejsza, niż wynikało to z map paleomiąższości i litofacji Jaskowiak-Schoeneichowej i Krassowskiej (1988b).

Późnokredowa inwersja tektoniczna spowodowała uaktywnienie dawnych uskoków synsedymentacyjnych jako uskoków odwróconych (por. Świdrowska, Hakenberg, 1999). Proces ten najwyraźniej zaznaczył się prawdopodobnie wzdłuż południowo-zachodniego skraju obecnego wału śródpolskiego, prowadząc do nasilenia ruchów wznoszących wzdłuż pogranicza z formującymi się nieckami szczecińską, mogileńską i uniejowską, gdzie w strefach synklijalnych miała miejsce silna subsyduencja, której efektem były znaczne miąższości osadów w szczególności santonu i kampanu. Na pograniczu wału śródpolskiego i przylegających do niego od południowego zachodu niecek występują najsilniej rozwinięte struktury solne w postaci diapirów przebijających się do powierzchni podkenozoicznej. Na obszarze wału kujawsko-pomorskiego pozbawionego obecnie osadów kredy górnej, intensywność tektoniki solnej wzrasta od NW ku SE (Dadlez, 1980). Najwyraźniejsze nabrzmienia mas solnych w postaci poduszek są rejestrowane w obrębie struktur solnych Prądów, Szubina, Ciechocinka i Jeżowa, (por. Dadlez, 2001). Struktury te znajdują się w osiowej strefie wału lub przy jego północno-wschodnim skraju. Nie ma jednak żadnych przesłanek sugerujących, że w późnej kredzie struktury te były źródłem materiału klastycznego deponowanego następnie w sąsiednich strefach (np. w nieckach pomorskiej i płockiej). Najbardziej rozwinięte diapiry solne (np. Da-

masławka, Inowrocławia czy Kłodawy), przebijające się do powierzchni podkenozoicznej, są zlokalizowane na pograniczu wału i przylegających od południowego zachodu niecek.

Ruchy wznoszące zachodziły zarówno w obrębie antyklin solnych, jak i niesolnych. Najbardziej spektakularnym przykładem inwersji na obszarze pozbawionym tektoniki solnej jest strefa Koszalin–Chojnice, w rejonie której udowodnione zostały śródgórnokredowe luki stratygraficzne (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1976; Dadlez, 2001; Leszczyński, 2002b). Aktywność tektoniczna w strefach antyklinalnych jest powszechna w późnej kredzie bruzdy śródpolskiej. Analizując ciąg struktur tektonicznych Grzęzno–Człopa–Szamotuły i Damasławek–Mogilno–Gopło–Kłodawa oraz rozkład litofacji w okół nich – w czasie, można wysnuć wniosek, że w tej części basenu aktywność tektoniczną najwcześniej zaczęły wykazywać struktury północno-zachodnie (turon–konian). Aktywność ta z czasem obejmowała kolejne struktury położone ku południowemu wschodowi (struktura Kłodawy – w santonie).

Również interpretacja danych sejsmiki refleksyjnej z obszaru północno-wschodniej, brzeżnej strefy uskokowej świętokrzyskiego segmentu bruzdy środkowopolskiej, świadczy o inwersji tego odcinka, być może już od późnego turonu (Gutowski i in., 2003; Krzywiec i in., 2009).

Zjawiska wznoszenia się struktur antyklinalnych w późnej kredzie są znane z basenu duńskiego (Liboriussen i in., 1987). Analiza zapisów sejsmicznych wykazała, że proces tworzenia się antyklin rozpoczął się w koniak i narastał

gwałtownie w santonie i kampanie. Osiowe strefy tych antyklin zostały w późnej kredzie–wczesnym paleogenie wyniesione do poziomu morza lub nawet powyżej niego i utworzyły wydłużone strefy równoległe do brzegu tarczy bałtyckiej (*op. cit.*). Świadczy o tym lokalny dopływ materiału klastycznego, w dużej mierze piaszczystego, w rejonie Bornholmu (Surlyk, 1980).

Rekonstrukcje paleogeograficzne sugerują, że wskutek inwersji z obszaru wału śródpolskiego usuniętych zostało ok. 1–2 km osadów kredy górnej (Dadlez i in., 1997; Dadlez, 2001), a spąg cechsztynu w segmencie kujawskim został podniesiony nawet o 4 km (Wagner i in., 2002).

Obok procesów inwersji bruzdy śródpolskiej, istotną rolę w rozmieszczeniu litofacji odgrywały głęboko zakorzenione rozłamy uskokowe, takie jak te, które zostały stwierdzone badaniami geofizycznymi, np. w strefie Koszalin–Chojnice, Drawno–Człopa–Szamotuły i Gopło–Ponętów–Wartkowice (Dadlez, Marek, 1974; Jaskowiak-Schoeneichowa, 1976; Leszczyński, 2002a, b), a których aktywność ujawniała się w czasie sedymentacji w późnej kredzie. Wpływ na sedymentację miały też uskoki rejestrowane i aktywne w podłożu regionów: świętokrzyskiego i lubelskiego (Hakenberg, Świdrowska, 1998; Świdrowska, 2007). Kolejnym czynnikiem mającym istotny wpływ na lokalne wykształcenia facjalne osadów były przemieszczenia mas solnych, zaznaczające się w całej późnej kredzie ze szczególną aktywnością od konia-ku (Cieśliński, Jaskowiak, 1973; Leszczyński, 2000).

## ROZWÓJ LITOFACJALNY BASENU PÓŻNEJ KREDY

### CYKLE K3-II–K3-III

#### (WCZESNY CENOMAN–STARSZY PÓŻNY CENOMAN)

Sedymentacja w cyklach K3-II–K3-III jest konsekwencją transgresji morza rozpoczętej w albie i rozprzestrzeniającej się szybko od późnego albu. Spośród pięter górnej kredy na Niżu Polskim osady te mają największy zasięg i na przeważających obszarach leżą na małej miąższości piaszczystych oraz piaszczysto-marglistych utworach albu górnego. Pierwotnie były deponowane niemal na całym obszarze Niżu Polskiego. Strefami pozbawionymi sedymentacji w tym czasie mogły być rejon na północny wschód od Olsztyna i lokalnie niewielkie obszary na Wyżynie Lubelskiej (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988b; Grigelis, Leszczyński, 1998).

Różnicowanie facjalne było stosunkowo niewielkie, a rozkład facji prosty (fig. 4). We wczesnym cenomanie, na znacznych obszarach – szczególnie w północnej, północno-wschodniej i wschodniej części basenu, głównie tam, gdzie osady cenomanu leżą na osadach jury lub starszych, miała jeszcze miejsce sedymentacja płytkomorskich osadów silikoklastycznych i silikoklastyczno-węglanowych (piaszczysto-węglanowych), najczęściej z glaukonitem i poziomami

fosforytowymi. Na północnym wschodzie utwory silikoklastyczne budują cały profil K3-II–K3-III. Na pozostałym obszarze piaszczyste osady w miarę postępu transgresji przechodzą w litofacje margliste i węglanowe, zapewne stosunkowo płytkiego jeszcze morza. Również w rejonach lubelskim (Krassowska, 1981, 1986, 1990), pomorskim (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1976) i lokalnie, w północnej części niecki nidziańskiej oraz w rejonie świętokrzyskim (Hakenberg, Świdrowska, 1998) często występują facje piaszczysto-węglanowe z fosforytami oraz twarde dna (Cieśliński, 1976), świadczące o przerwach w sedymentacji. Na lubelszczyźnie przechodzą one w wapienie organogeniczne z fauną *Inoceramus* (wapienie inoceramowe). Natomiast na obszarze pomorskim, ponad nimi występuje litofacja mułowcowo-marglista (margle mułowcowe i ilaste oraz mułowce margliste). Znaczne obszary zajmuje dominująca w cenomanie litofacja węglanowa (wapienie i wapienie margliste biogeniczne organogeniczne/organodetrytyczne i pelityczne), lokalnie ze znacznym udziałem lub przewagą margli. Wapienie są reprezentowane głównie przez mikryty i biomikryty (typu pakstonów i wakstonów) oraz madstony (Połoińska, w: Marek, Pajchłowa, red., 1997). Podstawowymi składnikami organicznymi wapieni są otwornice i inoceram. Lokanie w wapieniach występują krzemienie i czerty. Na obszarze se-

## Objaśnienia do figur 4–9

### Explanation for Figures 4–9

<b>Litofacie</b> <i>Lithofacies</i>			
	kredy piszącej <i>chalk</i>		kreda pisząca <i>chalk</i>
	węglanowa (wapienna) <i>carbonates (limestones)</i>		kreda pisząca marglistą <i>marly chalk</i>
	marglista <i>marl</i>		wapień kredopodobny <i>chalk-like limestone</i>
	węglanowo-krzemionkowa <i>carbonate-siliceous</i>		wapień <i>limestone</i>
	ilasto-marglista <i>claystone-marl</i>		wapień marglisty <i>marly limestone</i>
	mułowcowo-marglista <i>mudstone (siltstone)-marl</i>		wapień piaszczysty <i>sandy limestone</i>
	mułowcowo-piaszczysto-marglista <i>mudstone-sandstone-marl</i>		margiel <i>marl</i>
	piaszczysta <i>sandstone</i>		opoka <i>siliceous marl (opoka)</i>
	węglanowo-piaszczysta <i>sandy carbonates</i>		opoka marglistą <i>soft siliceous marl</i>
	znaczny udział geż <i>significant contribution of gaizes</i>		opoka ilasta <i>clayey siliceous marl</i>
	brak depozycji <i>non-deposition area</i>		opoka mulasta <i>silty siliceous marl</i>
	obecny zasięg osadów <i>present-day extent of deposits</i>		geza <i>gaize</i>
	zasięg paleocenu dolnego (danu) na mapie maastrichtu <i>present-day extent of the Lower Palaeocene (Danian) in Maastrichtian map</i>		iłowiec <i>claystone</i>
	rzeczywisty profil otworu wiertniczego; miąższość w metrach; ~ miąższość niepełna wskutek erozji epigenetycznej <i>actual borehole section; thickness in metres; ~ incomplete thickness due to epigenetic erosion</i>		iłowiec marglisty <i>marly claystone</i>
			mułowiec <i>mudstone/siltstone</i>
			mułowiec marglisty <i>marly mudstone/siltstone</i>
			piaskowiec <i>sandstone</i>
		*	glaukonit <i>glauconite</i>
		-	konkrecje fosforytowe <i>phosphatic concretions</i>
		- -	zailenie <i>clay admixture</i>
		•	krzemienie <i>flints</i>
		◦	czerty <i>cherts</i>
		~~~~~	powierzchnia erozyjna <i>erosional surface</i>
			twarde dno <i>hardground</i>
<b>Ważniejsza fauna</b> <i>Significant faunal evidence</i>			
	amonyty <i>ammonites</i>		
	belemnity <i>belemnites</i>		
	małże <i>bivalves</i>		

Florentyna IG 2  
30,5



dymantacji węglanowej zachodniej Polski Jaskowiak-Schoeneichowa (1977b) wyodrębniła w profilu kredy górnej otworu wiertniczego Chociwel IG 1 kompleksy geofizyczne. Utwory cykli K3-II–K3-III odpowiadają kompleksowi geofizycznemu B (Połomska, w: Marek, Pajchłowa, red., 1997).

W Polsce północnej (na północy wschód i wschód od linii Koszalin–Grudziądz) litofacje: marglista, mułowcowo-marglista i ilasto-marglista przechodzą w litofację mułowcowo-piaszczysto-marglistą, zawierającą coraz większą ilość materiału klastycznego, i dalej w litofację piaszczystą z przeważającymi piaskowcami, lokalnie wakami i wakami arkozowymi na wyniesieniu Łeby i w syneklizie perybałtyckiej oraz na wyniesieniu mazurskim (*op. cit.*). Ta zwiększona zawartość klastyków miała zapewne związek z bliskością ładu tarczy bałtyckiej. W rejonie północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, w strefie przylegającej do obecnego wału śródpolskiego, występują też wkładki osadów węglanowo-krzemionkowych: gez i opok z wkładkami margli, często z domieszką materiału piaszczystego (Cieśliński, 1959, 1976; Uberna, 1967; Cieśliński, Pożaryski, 1970; Hakenberg, Świdrowska, 1998). Był to prawdopodobnie obszar obniżonego tempa subsydencji, ze względnie dużą dostawą materiału klastycznego do basenu (Cieśliński, 1959; Hakenberg, Świdrowska, 1998.; Walaszczyk, 1987; Marcinowski, Radwański, 1989). Kreda piszcząca występuje w cenomanie tylko lokalnie – w rejonie wyspy Wolin, a interesującym zjawiskiem obserwowanym w niecce szczecińskiej jest występowanie czerwonego zabarwienia wapieni (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1981). Czerwone zabarwienie wapieni zaobserwowano też w utworach turonu tego regionu (*op. cit.*). Ogólnie obserwuje się wzrost zawartości materiału klastycznego od osiowej strefy basenu w kierunku północnym i północno-wschodnim oraz w stronę niecki nidziańskiej.

Sukcesja K3-II–K3-III Niżu Polskiego reprezentuje zatem ogólny trend konsekwentnie pogłębiającego się basenu sedimentacyjnego, od litofacji płytkomorskich silikoklastyczno-węglanowych i silikoklastycznych po węglany otwartego morza. Wapienie organogeniczne z otwornicami i inoceramami mogą reprezentować typowe osady szelfu węglanowego (platformy węglanowej). Wapienie pelityczne i kreda piszcząca (o cechach osadów pelagicznych) były deponowane w środowiskach tektonicznie spokojnych i występują w strefach pomiędzy osiową, bardziej subsydenzną częścią basenu a obszarami marginalnymi, jednak z dala od linii brzegowej.

Maksymalne miąższości osadów stwierdzane wierceniami występują w niecce uniejowskiej, przy obecnym skłonie wału śródpolskiego na południowy wschód od Łodzi (do 167,0 m) oraz w okolicy wysadu solnego Damasławka (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1972, 1977a). Po północno-wschodniej stronie obecnego wału śródpolskiego, maksymalne miąższości występują w północno-zachodniej części niecki płockiej, w południowo-wschodniej części niecki pomorskiej i na południowy zachód od Koszalina, gdzie nieznacznie przekraczają 100 m. Silniejsza subsydencja zaznaczała się także w rejonie nadbałtyckim – od niecki Trzebiatowa po Półwysep Helski i na wschód od Augustowa (Jasko-

wiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988a). Oś subsydencji basenu, z głównymi jego depocentrami, przebiegała prawdopodobnie na obszarze dzisiejszego wału śródpolskiego, z interpretowanymi miąższościami mogącymi dochodzić do około 200 m (Leszczyński, 2002a).

W strefach antyklin oraz poduszek i struktur solnych obserwuje się zmniejszone miąższości (lub nawet brak osadów), świadczące o powolnym różnicowaniu się dna zbiornika i subsydencji oraz aktywności mas solnych. Wspomniany brak osadów w takich strefach może mieć charakter synsedymencyjny (jak np. w niecce szczecińskiej – Jaskowiak-Schoeneichowa, 1981) lub tektoniczny (np. strefa Szamotuł i północno-zachodnia część strefy Koszalin–Chojnice – Jaskowiak-Schoeneichowa, 1981; Jaskowiak-Schoeneichowa, w: Dadlez red., 1976; Leszczyński, 2002b). Małe miąższości K3-II–K3-III (poniżej 25 m; 3,0 m w otworze wiertniczym Nowa Karczma 1) notuje się także w środkowej części niecki pomorskiej. Ta strefa zmniejszonej subsydencji rozciąga się w kierunku wschodnim, poprzez rejon Gdańska, i dalej wzdłuż granicy z obwodem kaliningradzkim.

Największe zróżnicowanie miąższości obserwuje się w nieckach szczecińskiej, mogileńskiej i uniejowskiej po południowo-zachodniej stronie obecnego wału śródpolskiego. Znacznie bardziej wyrównane miąższości występują w niecce płockiej, regionie lubelskim i bloku Gorzowa. Wyjątkowo małe miąższości notuje się w regionach lubelskim i podlaskim gdzie z reguły nie przekraczają one 20 m.

#### CYKL K3-IV

##### (NAJMŁODSZY CENOMAN–ŚRODKOWY TURON)

Podczas cyklu transgresywno-redresywnego K3-IV ograniczeniu obszarowemu uległa litofacja piaszczysta w północno-wschodniej Polsce (fig. 5). Rozpowszechniły się natomiast litofacje: węglanowa, węglanowo-krzemionkowa i kredy piszczącej (na wschodzie i północnym wschodzie). Na obszarach zajmowanych obecnie przez nieckę pomorską, w przyległej strefie niecki szczecińskiej i prawdopodobnie w bruździe pomorskiej, rozprzestrzeniły się również litofacje: ilasto-marglista i mułowcowo-marglista. W niecce szczecińskiej wyższą część profilu buduje litofacja węglanowo-krzemionkowa. W otworze wiertniczym Chociwel IG 1 utwory cyklu K3-IV odpowiadają najprawdopodobniej kompleksom geofizycznym CIa i CIb, a granica K3/K4 pokrywa się z granicą CI/CII (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1977b).

W syneklizie perybałtyckiej, w rejonie Zatoki Gdańskiej, występuje litofacja piaszczysta z glaukonitem (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1976). Na północny wschód od Olsztyna, podobnie jak w poprzednim cyklu, istniał obszar pozbawiony depozycji. Mogła być to wyspa, wokół której zachodziła sedimentacja silikoklastyczna, z przewagą od facji piaszczystych ku coraz drobniejszym, wraz z oddalaniem się od ładu. Na obszarze tym, omawiany cykl ma bardzo małą miąższość i zamykają go twarde dna (np. otwór wiertniczy: Bartoszyce IG 1, Kętrzyn IG 2).

W rejonie bloku Gorzowa oraz wzdłuż monokliny przed-sudeckiej aż po południowo-zachodni skraj niecki uniejowskiej rozciągał się rozległy obszar z sedymentacją wapieni organogenicznych lub pelitycznych, nierzadko z krzemieniami i czertami (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1979, 1981).

W kierunku północno-wschodnim, w stronę obecnego wału śródpolskiego, ilość wapieni zmniejsza się, pojawia się natomiast litofacja węglanowo-krzemionkowa. Dominuje ona w górnej części turonu oraz w koniak, santonie i kampanie, co mogło mieć związek z rozwojem gąbek. W niecce szczecińskiej, w strefie Grzęzno-Człopa obserwuje się także lokalny dopływ materiału klastycznego (litofacje: mułowcowo-marglista oraz ilasto-marglista, związane być może z aktywnością tektoniczną w strefach struktur solnych). Litofacja ilasto-marglista występuje też w niecce pomorskiej, w strefie przylegającej do obecnego wału śródpolskiego, a na pograniczu niecek pomorskiej i płockiej pojawia się litofacja węglanowo-krzemionkowa. Ku północnemu-wschodowi, w stronę wyniesienia Łeby i syneklizy perybałtyckiej, zwiększa się ilość materiału klastycznego i udział facji silikoklastycznych. Dominują tu litofacje: mułowcowo-marglista i mułowcowo-piaszczysto-marglista, ze znaczną ilością glaukonitu i wkładkami piaskowców kwarcowo-glaukonitowych (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1976).

W niecce mogileńsko-uniejowskiej występuje także litofacja marglista (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1972, 1977a; Leszczyński, 2002a). W pasie rozciągającym się wzdłuż południowo-zachodniego skraju wału śródpolskiego, od rejonu Noteci po nieckę nidziańską, dominują litofacje: węglanowa i węglanowo-krzemionkowa. W północnej części niecki nidziańskiej, w facjach węglanowych obserwuje się liczne czerty i krzemienie (Mrozek, 1975; Hakenberg, 1978, 1986). W profilach bloku Gorzowa występują twarde dna (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1981).

Od rejonu Olsztyna ku południowi i południowemu wschodowi, poprzez centralne Mazowsze i region lubelski ponownie występuje szeroki pas z dominującą litofacją węglanową, powstałą w strefie otwartego basenu. W niecce płockiej i rejonie lubelskim na znacznym obszarze występują wapienie pelityczne oraz organogeniczne (głównie biomikryty, wakstony) z inoceramami, otwornicami i oligosteginami (powszechne w turonie mikrofacje oligosteginowe (Krassowska, 1986)), a wzdłuż obecnego wału śródpolskiego obszaru lubelskiego także osady węglanowo-krzemionkowe – opoki. W wapieniach liczne są czerty i krzemienie.

Na lubelszczyźnie granica pomiędzy cyklami K3-IV i K4-I pokrywa się z granicą pomiędzy kompleksami geofizycznymi KG IIB2 i KG IIB3 (Krassowska 1981, 1986). Charakterystyczny poziom geofizyczny 2, uznawany przez Krassowską (*op. cit.*) za regionalny reper korelacyjny, należy prawdopodobnie włączyć do cyklu K3-IV.

Na wschodnim i północno-wschodnim Podlasiu oraz na wschodniej lubelszczyźnie, w strefie spokojnej sedymentacji

pelagicznej powstawały osady kredy piszącej oraz wapieni kredopodobnych (Krassowska, 1976; Krassowska, w: Marek, Pajchłowa red., 1997). Utwory te są reprezentowane przez mikryty z bioklastami typu madstonów (Połomska, w: Marek, Pajchłowa red., 1997). Litofacja kredy piszącej turonu dolnego i środkowego północno-wschodniej Polski najprawdopodobniej odpowiada formacji Pamerkys rejonu Kowna na Litwie, natomiast litofację marglisto-mułowcową wschodniej części syneklizy perybałtyckiej należałoby korelować z formacją Brasta rejonu Kłajpedy, obejmującą przedział turon-santon (Grigelis, 1996; Grigelis, Leszczyński, 1998).

Na znacznych obszarach (przede wszystkim w niecce mogileńsko-uniejowskiej i szczecińskiej) występują ciemnoszare, prawie czarne iłowce margliste, o charakterystycznym pokroju płytkowym Jaskowiak-Schoeneichowa, 1972, 1977a, 1987; Leszczyński, 2002a). Osady te mają stosunkowo niewielką miąższość kilku-kilkunastu metrów i cechy osadu deponowanego w basenie o słabym natlenieniu wód. Być może, warstwa ta jest zapisem zdarzenia anoksycznego z pogranicza cenomanu i turonu (*Oceanic Anoxic Events* (oceaniczne zdarzenia beztlenowe) – np. Jenkyns, 1980). Podobne utwory znane są z Dolnej Saksonii (Hilbrecht, Dahmer, 1994).

Kredowe zdarzenia anoksyczne ściśle korelują się z fazami transgresywnymi w basenie oraz ociepleniem klimatycznym, mniejszą ilością rozpuszczonego w wodzie tlenu i wysoką emisją dwutlenku węgla (Jenkyns, 1980). W tym czasie następował wzmożony transport materiału roślinnego z lądu do mórz i zwiększona produkcja morskiego planktonu. Bakteryjny rozkład materii organicznej powodował z kolei rozwój słabo natlenionych basenów. Zdarzenia takie mogły też mieć związek ze wzmożoną aktywnością wulkaniczną i powodować masowe wymieranie organizmów (np. Palfy, Smith, 2000). Model opracowany przez Kumpa i in. (2005) zakłada, że zdarzenia anoksyczne w basenach mogły charakteryzować się też ruchami wstępującymi wód bogatych w siarkowodor, który następnie był emitowany do atmosfery.

Miąższości osadów cyklu K3-IV są większe niż cyklu K3-II–K3-III, osiągając swe maksymalne wartości w niecce uniejowskiej i prawdopodobnie lokalnie na obszarze odcinka kujawskiego osiowej strefy bruzdy śródpolskiej. Wyraźniejsze są też różnice miąższości między strefami antyklinalnymi i elewacjami a towarzyszącymi im obszarami obniżonymi i synklinalnymi. W strefach Koszalin–Chojnice i Człopa–Szamotuły brak utworów tego cyklu lub profile są niepełne na skutek późnokredowej inwersji tych struktur, a wyższe ogniw kredy górnej leżą na zdenudownej powierzchni turońskiej lub starszej (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1976, 1981; Leszczyński, 2002b). Obszar osiowej części bruzdy śródpolskiej był strefą o podobnej lub większej głębokości morza oraz subsydencji w porównaniu do stref położonych ku SW i NE (obecne niecki ograniczające wał śródpolski).

#### CYKL K4-I (PÓŹNY TURON-KONIAK)

W późnym turonie i koniakowi w basenie Niżu Polskiego nastąpił dalszy rozwój litofacji węglanowo-krzemionkowych (fig. 6). W strefie bruzdy śródpolskiej powstawały różne rodzaje opok: zwięzłe, margliste, mułowcowe i ilaste (por. Jaskowiak-Schoeneichowa, 1981). W tym czasie litofacja ta znacznie poszerzyła swój zasięg geograficzny i stała się dominującą w basenie polskim. Litofacja opokowa (węglanowo-krzemionkowa) rozciąga się w pasie od wybrzeża bałtyckiego pomiędzy Świnoujściem a Koszalinem aż po Góry Świętokrzyskie (obejmując swym zasięgiem znaczny obszar niecki szczecińskiej oraz cały obszar niecki mogileńsko-uniejowskiej), a ku NE sięga w rejonie dolnej Wisły aż po linię Malbork–Ostróda. Ku SW od tej strefy, na obszarze bloku Gorzowa i wzdłuż granicy polsko-niemieckiej, występuje litofacja węglanowa z dominującymi wapieniami i wapieniami marglistymi, głównie z otwornicami i inoceramami (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1979). Pomiedzy litofacją węglanową a węglanowo-krzemionkową, we wschodniej części bloku Gorzowa na pograniczu z nieką szczecińską znaczny udział ma litofacja marglista.

W strefie południowo-zachodniej skłonu obecnego wału śródpolskiego obszaru niecek mogileńskiej i uniejowskiej lokalnie występują facje silikoklastyczne. W rejonie Damasławka zachodziła sedymentacja mułowcowo-piaszczysta, co miało zapewne związek z silną aktywnością struktur solnych Wapna–Damasławka (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1972, 1977a, 1987). Występują tu mułowce margliste, wapienie piaszczyste i piaskowce wapniste.

Niejasne jest pochodzenie wapieni piaszczystych i piaskowców wapnistych, znajdujących się w analogicznej pozycji stratygraficznej w otworze wiertniczym Gościejewo 2. W tym regionie odwiercono niewielką liczbę otworów mogących pomóc w wyjaśnieniu tej kwestii, a w tych najbliższych (w stosunku do otworu wiertniczego Gościejewo 2) nie stwierdza się obecności podobnej serii silikoklastycznej (otwory wiertnicze: Janowiec 1, Janowiec 2, Janowiec 3, Wągrowiec IG 1, Gościejewo 1, Marunowo IG1). Pierwotny zasięg serii silikoklastycznej na obszarze obecnego wału śródpolskiego nie jest znany.

W płytkim otworze wiertniczym w rejonie Ozorkowa Jaskowiak-Schoeneichowa (1972, 1977a) stwierdziła występowanie w koniakowi środkowym–górnym geoz. z przewarstwieniami piaskowców wapnistych. Osad ten może być dowodem na wznoszenie się strefy struktur solnych rejonu Kłodawy–Łęczycy lub Rogóżna. Natomiast po drugiej stronie wału kujawskiego, na południowy wschód od Skierniewic, występują margle piaszczyste, mogące mieć związek z aktywnością struktury Jeżowa lub też wznoszeniem się obszaru Gór Świętokrzyskich, ponieważ w ich północno-wschodnim obrzeżeniu, w utworach koniakowi górnego występują mułowce (Jas-

kowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983; Walaszczyk, 1992).

W niecce pomorskiej, wzdłuż granicy obecnego wału śródpolskiego występują opoki mułowcowe (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1976), podobnie jak po przeciwnej jego stronie w niecce szczecińskiej. Ku północnemu wschodowi zaznacza się pas litofacji mułowcowo-marglistych, obejmujący strefę Koszalin–Chojnice (Leszczyński, 2002b) i rozciągający się od Chojnic po obszar Zalewu Wiślanego, a w wyższej części profilu (prawdopodobnie odpowiadającej koniakowi) występuje litofacja węglanowo-krzemionkowa. W południowo-wschodnim rejonie niecki pomorskiej część profilu odpowiadająca górnemu turonowi jest mułowcowo-piaszczysto-marglista, natomiast część prawdopodobnie odpowiadająca koniakowi jest już węglanowo-krzemionkowa.

Dalej, w kierunku północno-wschodnim i północnym, strefa litofacji mułowcowo-marglistej przechodzi w litofację mułowcowo-piaszczysto-marglistą i piaszczystą z glaukonitem wyniesienia Łeby i skrajnie północno-zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. Litofacja węglanowo-krzemionkowa jest tu nieobecna.

W późnym turonie nastąpiła znaczna ekspansja litofacji węglanowej i kredy piszącej ku północy, na obszar od rejonu Olsztyna i Bartoszyce po wschodnią granicę Polski, tam gdzie w cenomanie oraz dolnym i środkowym turonie dominują litofacje silikoklastyczne.

W niecce płockiej i lubelskiej litofacja węglanowo-krzemionkowa z opokami, a lokalnie – w rejonie Skierniewic, Mszczonowa i Magnuszewa – także z udziałem litofacji marglistej, zastępowana jest ku wschodowi przez litofację węglanową z wapieniami marglistymi i wapieniami, i dalej przez litofację kredy piszącej, obejmującą pas wzdłuż wschodniej granicy Polski oraz Podlasie i północno-wschodnie Mazowsze, gdzie pole kredy piszącej poszerzyło nieco swój zasięg geograficzny w stosunku do sytuacji z cyklu K3-IV. Kreda pisząca zawiera tu zmienną ilość szczątków organicznych, ze znacznym udziałem otwornic i reprezentuje mikryty i mikryty z bioklastami typu madstonów (Połomska, w: Marek, Pajchłowa red., 1997).

Na północny wschód od Olsztyna zanika strefa pozbawiona depozycji (lub obszar wyspowy). Na obszarze syneklizy perybałtyckiej od rejonu Dolnej Wisły ku północnemu wschodowi, aż po granicę z obwodem kaliningradzkim, występuje natomiast luka sedymentacyjna spowodowana prawdopodobnie istnieniem podmorskiej płycizny z silnymi prądami morskimi (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988b; Atlas..., 1998).

Osady cyklu K4-I nie występują na szczytach struktur solnych niecki szczecińskiej (strefa Człopa–Szamotuły) i mogileńskiej (np. struktury Mogilna i Gopła) (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1961, 1972, 1981) oraz antyklin niesolnych niecki pomorskiej (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1976; Leszczyński, 2002b).



W późnym turonie–koniaku nastąpił pierwszy etap inwersji tektonicznej wału śródpolskiego. Sugerują to wyniki badań sejsmiki refleksyjnej w strefach uskokowych ograniczających bruzdę śródpolską oraz w strefie skłonu obecnego wału śródpolskiego (Krzywiec, 2000, 2002a, b, 2006; Gutowski i in., 2003; Krzywiec i in., 2009). Aktywność inwersyjna wyraziła się zahamowaniem maksymalnej subsydencji wzdłuż osi bruzdy śródpolskiej oraz prawdopodobnie mniejszymi miąższościami osadów w tej strefie w porównaniu z notowanymi w obecnych nieckach szczecińskiej, mogileńskiej i uniejowskiej.

Maksymalne miąższości (powyżej 500 m) występujące w synklinalnych strefach niecki mogileńsko-uniejowskiej przy granicy z obecnym wałem kujawskim mogą sugerować znaczną aktywność długiej strefy tektonicznej Izbica–Kłoda-wa–Łęczyca.

#### CYKL K4-II (SANTON–NAJSTARSZY KAMPAN)

Strefowość litofacyjna cyklu K4-II jest zbliżona do tej ze środkowego i górnego koniak, chociaż regionalne zróżnicowanie facjalne jest znacznie większe (fig. 7). Strefę bruzdy śródpolskiej zajmuje litofacja węglanowo-krzemionkowa (opoki), przeważająca w nieckach mogileńskiej i uniejowskiej, jednak lokalnie występuje też litofacja marglista, a wzdłuż skłonu obecnego wału śródpolskiego pojawiają się litofacje węglanowo-silikoklastyczne i silikoklastyczne, nierzadko piaszczyste, omówione dalej w tekście.

Ku południowemu zachodowi od osiowej strefy basenu, w niecce szczecińskiej, obok opok coraz większy udział mają litofacje marglista i węglanowa, a wzdłuż zachodniej granicy Polski i na obszarze bloku Gorzowa dominuje litofacja węglanowa z wapieniami zawierającymi głównie otwornice i szczątki inoceramów (głównie mikryty z bioklastami typu madstonów i biomokryty – wakstony (Połńska, w: Marek, Pajchłowa red., 1997). W rejonie Ośna (rejon nadodrzański) występują też wapienie kredopodobne (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1981). W strefie Szamotuł, Rogoźna i innych struktur solnych niecki szczecińskiej, osady santonu leżą bezpośrednio na starszych ogniwach kredy, i lokalnie wykazują zapiaszczenie osadów (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1998; Leszczyński, 2002b). Na antyklinie Gopła, podobnie jak w koniak, istnieje luka stratygraficzna, obejmująca również najniższy kampan (Jaskowiak, 1961, Jaskowiak-Schoeneichowa, 1977a).

Wzdłuż południowo-zachodniego skraju obecnego wału pomorskiego występuje pas mułowców marglistych i opok na ogół mułowcowych, a w rejonie Drawna pojawiają się także mułowce i margle piaszczyste. W strefie Szamotuł lokalnie obserwowane są piaskowce, a nawet zwirowce (*op. cit.*). Serie piaskowcowe znane są też z rejonu struktur Damasławka, Mogilna oraz strefy kłódawskiego wysadu solnego (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1977a; Leszczyński, 2000), gdzie interpretowane były jako osady spływów grawitacyj-

nych typu piaszczystych stożków podmorskich, występujące pośród skał węglanowo-krzemionkowych – typowych dla basenu głębszego morza otwartego (Leszczyński, 2000, 2002a). Piaskowce te są reprezentowane przez waki kwarcowe (Połńska, w: Marek, Pajchłowa, red., 1997) z widocznym warstwowaniem frakcjonalnym (Leszczyński, 2002a). Serie te są związane z tworzącymi się strefami antyklinalnymi i występującymi w ich osiach wznoszącymi się słupami solnymi. Interesującym zjawiskiem jest występowanie grubej serii piaskowców wapienistych i wapieni piaszczystych w otworze wiertniczym Gościejewo 2 na północ od Poznania. Reinterpretacja profili kredy górnej regionu Gościejewa–Damasławka wskazuje, że utwory te należą do cyklu K4-II, a następna seria piaszczysta zaznacza się tu w cyklu K4-III (por. Jaskowiak-Schoeneichowa, 1981).

Zróżnicowanie facjalne w cyklu K4-II obserwowane wzdłuż południowo-zachodniego skraju obecnego wału śródpolskiego na odcinku pomorskim i kujawskim oraz fragmentaryczność danych z otworów wiertniczych przysparza dużo problemów interpretacyjnych odnośnie rozkładu litofacji na tym obszarze. Znamiennym zjawiskiem jest fakt, że litofacje silikoklastyczne obserwowane w niecce szczecińskiej wzdłuż południowo-zachodniego skłonu obecnego wału oddziela od silikoklastyków północno-wschodniej części niecki pomorskiej i wyniesienia Łeby pas litofacji węglanowo-krzemionkowej. Podobna sytuacja występuje w kampanie. Może to sugerować inne źródło materiału klastycznego dla obu tych obszarów.

W cyklu K4-II, na obszarze niecki pomorskiej obserwuje się strefowość podobną do tej z poprzedniego cyklu. W strefie najbliższej osi bruzdy pomorskiej występuje litofacje węglanowo-krzemionkowe (opoki mułowcowe), dalej ku północnemu wschodowi występuje litofacja mułowcowo-marglista, a następnie litofacje piaszczysto-mułowcowo-marglista i piaszczysta z glaukonitem, dominujące na obszarze wyniesienia Łeby i w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. W strefie Koszalin–Chojnice lokalnie występują luki o charakterze pierwotnym lub denudacyjnym związane z erozją pokredową (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1976; Leszczyński, 2002b).

Sedymentacja węglanowo-krzemionkowa, powszechnie występująca w strefie osiowej bruzdy śródpolskiej, zajmuje także znaczne obszary Niżu Polskiego na wschód od niej, sięgając po Olsztyn i dalej ku północy, obejmując również większą część niecki płockiej. Strefa opok rozciąga się zarówno w północno-wschodnim, jak i w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Lokalnie, występują tu strefy z domieszką materiału piaszczystego (Walaśzczyk, 1992). W niecce nidziańskiej pojawiają się też margle i margle piaszczyste (*op. cit.*).

We wschodniej części niecki płockiej oraz w niecce lubelskiej, od osi bruzdy śródpolskiej ku NE, litofacje węglanowo-krzemionkowa (opoki) i węglanowa (głównie wapienie margliste, często z krzemieniami, a także wapienie kredopodobne) przede wszystkim o składzie mikrytów i mikrytów z bioklastami (wakstonów i madstonów) są zastępowane

przez węglanową i marglistą. W Polsce wschodniej, od Hrubieszowa po Białystok, rejon otworu wiertniczego Olszyny IG 1 i wzdłuż wschodniej granicy Polski, występuje litofacja kredy piszącej (mikryty z bioklastami typu madstonów) (Krassowska, 1976; 1986; Połomska, w: Marek, Pajchłowa red., 1997). Zajmuje ona podobny obszar jak w koniaku, rozprzestrzeniając się jedynie nieco bardziej ku zachodowi na obszarze wschodniego Mazowsza aż po rejon otworu wiertniczego Okuniew IG 1 (Krassowska, 1975).

W północno-wschodniej Polsce występuje strefa pozbawiona depozycji, obejmująca znaczny obszar na wschód od Olsztyna, zajmująca wschodnią część syneklizy perybałtyckiej oraz północną część wypiętrzenia mazurskiego (por. Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988b; Atlas..., 1998). Jednocześnie zanika strefa pozbawiona depozycji, występująca wcześniej na południe od Zalewu Wiślanego, spowodowana prawdopodobnie istnieniem podmorskiej płytcizny z prądami morskimi.

W santonie nastąpił wyraźny impuls inwersji tektonicznej na obszarze bruzdy śródpolskiej. Możliwe, że w strefach o silniejszych trendach wznoszących powstawały płytcizny podmorskie lub lokalne wyspy, które mogły istnieć po mastyrycht, na co wskazują facje z udziałem klastyków. Takie obszary prawdopodobnie znajdowały się na Pomorzu i w rejonie kłodawskiego wysadu solnego.

Rozkład miąższości omawianego cyklu przypomina ten z cyklu (K4-1), ale wartości są większe. Maksymalne miąższości występują w niecce mogileńskiej pomiędzy strukturami Mogilna i Gopła oraz w rejonie Koła — ponad 600 m. Po północno-wschodniej stronie bruzdy śródpolskiej strefa zwiększonej subsydencji znajdowała się w rejonie Janowa Lubelskiego–Tomaszowa Lubelskiego. Znaczne miąższości notuje się też po obu stronach elewacji Obornik i stref Szamotuł oraz Koszalina–Chojnic, co świadczy o ich silnej aktywności tektonicznej (Leszczyński, 2002b).

### CYKL K4-III (MŁODSZY WCZESNY KAMPAN–NAJSTARSZY MASTRYCHT)

W późnym kampanie poziom światowego oceanu osiągnął swoje późnokredowe maksimum (w późnym kampanie – Hancock, 1989) (fig. 3). Za maksimum w kampanie basenu polskiego mogłoby przemawiać przekraczające występowanie osadów kampanu na wyniesieniu Łeby (Dadlez i in., 1976). Na niektórych obszarach, wskutek lokalnych zjawisk tektonicznych, zasięg basenu polskiego uległ jednak w tym czasie niewielkiemu zmniejszeniu, a w wielu regionach następowało spływanie morza (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988b; Krassowska, w: Marek, Pajchłowa red., 1997; Świdrowska, 2007).

Rozkład litofacji (fig. 8) w ich głównych zarysach przypomina ten z poprzedniego cyklu (K4-II). Charakterystycznym zjawiskiem jest większy udział litofacji węglanowej kosztem węglanowo-krzemionkowej i węglanowo-krze-

mionkowej kosztem litofacji marglisto-silikoklastycznych i silikoklastycznych (szczególnie dobrze widoczne na wyniesieniu Łeby i obszarze przyległym, gdzie kampan prawdopodobnie leży przekraczająco na santonie (Dadlez i in., 1976). W części południowo-zachodniej niecki szczecińskiej i na bloku Gorzowa, obok litofacji węglanowej pojawiła się litofacja kredy piszącej. Nastąpiło tu przejście od litofacji kredy piszącej i wapieni z czertami i krzemieniami na południowym zachodzie, poprzez wapienne, lokalnie margliste, aż po litofacje węglanowo-krzemionkową i mułowcowo-piaszczysto-marglistą przy skraju obecnego wału śródpolskiego. Węglały tego obszaru są eprezentowane przez mikryty z bioklastami (madstony) oraz biomikryty (wakstony) (Połomska, w: Marek, Pajchłowa, red., 1997). Litofacja węglanowo-krzemionkowa rozciągała się zapewne szerokim pasem wzdłuż osi bruzdy śródpolskiej od Bałtyku aż po południowo-zachodnią część niecki lubelskiej. Dominuje ona także w nieckach mogileńskiej i uniejowskiej. W niecce mogileńskiej towarzyszy jej litofacja marglista, natomiast w niecce uniejowskiej litofacja węglanowa. Na pograniczu z niecką nidziańską, obok litofacji węglanowo-krzemionkowej znów występuje litofacja marglista (Hakenberg, Świdrowska, 1998). Na antyklinie Gopła występuje luka i kampan górny, bardziej marglisty, leży bezpośrednio na turonie (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1972, 1977a).

Po północno-wschodniej stronie obecnego wału śródpolskiego, w niecce płockiej, litofacja węglanowa powiększa swój zasięg ku zachodowi, obejmując znaczną jej część i rozciągając się od Olsztyna przez Warszawę i dalej po rejon Lublina i Roztocze. Na wschód od tej litofacji występuje litofacja kredy piszącej. W rejonie lubelskim kreda pisząca zawiera mniej krzemieni niż starsze utwory, sugerując pewne spłylenie basenu (Świdrowska, 2007). Na tym obszarze granica pomiędzy cyklami K4-II i K4-IV pokrywa się z granicą pomiędzy kompleksami geofizycznymi KG IV i KG V (Krassowska, 1981, 1986).

W kredzie piszącej Podlasia stwierdzono warstwę bentonitu, będącą świadectwem zjawisk wulkanicznych w otoczeniu basenu (Harapińska-Depciuch, 1967).

W niecce pomorskiej obserwuje się przejście od litofacji węglanowo-krzemionkowej wzdłuż skłonu wału śródpolskiego (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1976) do litofacji piaszczystej na wyniesieniu Łeby i w syneklizie perybałtyckiej. Charakterystyczny jest tu brak litofacji drobnosilikoklastycznych (iłowce, mułowce). Lokalnie, po północno-wschodniej stronie antykliny Koszalina występują wapienie piaszczyste.

W omawianym cyklu liczniejsze niż wcześniej są też gezy, gezy wapniste i piaszczyste, występujące zwłaszcza w pasie od północnej części niecki pomorskiej (rejon Koszalina) aż po Suwalszczyznę. Gezy obserwuje się również wzdłuż lubelskiego skłonu obecnego wału śródpolskiego oraz lokalnie – w rejonie struktury Szamotuł i w nieckach: mogileńskiej i uniejowskiej. Facje te są szczególnie obfite w gąbki lub ich igły, zawierają też lokalnie zwiększoną ilość materiału piaszczystego. Gezom towarzyszą przeważnie opoki, niekiedy przewarstwienia margli i wapieni marglistych.



Serie piaskowcowe (waki kwarcowe i kwarcowo-glaukonitowe – Połomska, w: Marek, Pajchłowa, red., 1997), znane już z santonu, występują też w strefie bruzdy śródpolskiej wzdłuż południowo-zachodniego skłonu wału pomorskiego, w niecce mogileńskiej (w otworze wiertniczym Gościeje-wo 2) oraz w pobliżu kłodawskiego wysadu solnego (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1977a; Leszczyński, 2000, 2002a, por. też Jaskowiak-Schoeneichowa, 1981).

Kolejne impulsy późnokredowej inwersji tektonicznej prawdopodobnie spowodowały, że na obszarze dzisiejszego wału śródpolskiego, podobnie jak w santonie, mogły tworzyć się strefy płytsze z lokalnymi wypami. Istnienie takich stref jest szczególnie prawdopodobne przy południowo-zachodnim skraju obecnego wału śródpolskiego: w rejonie kłodawskiego wysadu solnego oraz w strefie pomorskiej. Świadczy o tym paleogeograficzny zasięg facji zawierających znaczne ilości materiału klastycznego, w tym piaskowców.

Obszar maksymalnej subsydencji znajdował się po południowo-zachodniej stronie osi bruzdy w nieckach szczecińskiej, mogileńskiej i uniejowskiej. Tutaj też notuje się maksymalne miąższości osadów cyklu K4-III (ponad 800 m), a jednocześnie największe ich gradienty. W nieckach pomorskiej, płockiej i lubelskiej największe miąższości stwierdzono przy skłonie obecnego wału w południowo-wschodniej części niecki lubelskiej (ponad 500 m). We wschodniej i północno-wschodniej Polsce tempo subsydencji było znacznie mniejsze i mało zróżnicowane, a miąższości jednolite z niewielkimi lokalnymi zmianami. Także w tym czasie, w północno-wschodniej Polsce, podobnie jak wcześniej (santon–najniższy kampan) istniała strefa pozbawiona depozycji. Miała ona jednak jeszcze mniejszy zasięg i przesunęła się nieco ku południowi, sięgając od rejonu Szczytna po Suwalszczyznę (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988b; Atlas..., 1998). Lokalne luki synsedymacyjne obserwuje się także w rejonie struktury Koszalina–Chojnice (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1976; Leszczyński, 2002b).

#### **CYKLE K4-IV–K4-V (MŁODSZY WCZESNY MASTRYCHT– PÓŹNY MASTRYCHT)**

Osady cykli K4-IV–K4-V (odpowiadające większej części mastrychtu) występują na mniejszym obszarze niż utworzy kampanu ze względu na pokredową erozję (fig. 9). Dotyczy to w szczególności mastrychtu górnego i obszaru położonego ku południowemu zachodowi od obecnego wału śródpolskiego. Utwory mastrychtu górnego zachowane są na ogół w strefach synklinalnych. Osady cykli K4-IV–K4-V leżą przeważnie na utworach cyklu K4-III, chociaż, np. w rejonie wyspy Uznam mastrycht dolny (K4-IV) występuje bezpośrednio na turonie (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1981). Podobnie jest wokół antyklin niecki pomorskiej i w strefie Koszalin–Chojnice, gdzie różne ogniwa mastrychtu leżą na osadach turonu lub nawet cenomanu (Jaskowiak-Schoenei-

chowa, 1976; Leszczyński, 2002b). Górne ogniwa mastrychtu są na przeważającym obszarze zredukowane wskutek pokredowej denudacji.

W basenie polskim mastrychtu prawdopodobnie miały miejsce oscylacyjne wahania poziomu morza z powtarzającymi się zdarzeniami transgresywnymi i regresywnymi (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988b). Dlatego też, na wielu obszarach obserwuje się większe zróżnicowanie facjalne utworów cykli K4-IV–K4-V – zarówno lateralne jak i w profilu pionowym, niż na przykład w cyklu K4-III. Przypuszczalnie, największy zasięg morze mastrychtu osiągnęło pod koniec wczesnego mastrychtu (Krassowska, w: Marek, Pajchłowa, red., 1997). Jest to w ogólnych zarysach zgodne z krzywą zmian poziomu morza zaproponowaną przez Hancocka (1989) (fig. 3).

W profilu cykli K4-IV–K4-V obserwuje się większy niż wcześniej udział litofacji węglanowo-piaszczystych i silikoklastycznych głównie na obszarze Pomorza. Znaczny udział mają gezy szczególnie w północno-wschodniej Polsce. Litofacja kredy piszącej w zachodniej części niecki szczecińskiej i na bloku Gorzowa zajmuje nieco większy obszar niż w poprzednich cyklach. W tej części basenu obserwuje się układ litofacji od najbardziej węglanowych na południowym zachodzie do najbardziej silikoklastycznych na północnym wschodzie. W konsekwencji ku północnemu wschodowi od pola kredy piszącej, w niecce szczecińskiej, występują litofacje: węglanowa (z wapieniami i wapieniami marglistymi), marglista oraz węglanowo-krzemionkowa, a przy skłonie obecnego wału śródpolskiego litofacje węglanowo-krzemionkowa oraz litofacje silikoklastyczno-węglanowo-piaszczyste i mułowcowo-piaszczysto-margliste.

Dominującym obszarem sedymentacji węglanowo-krzemionkowej (opoki) były niecki mogileńska i uniejowska. W tej pierwszej przy skraju obecnego wału śródpolskiego występują litofacje piaszczyste/węglanowo-piaszczyste. Nie jest wykluczone, że pomiędzy obszarem opok a piaskowców/wapieni piaszczystych występuje wąski pas pośredni litofacji mułowcowo-marglistej i mułowcowo-piaszczysto-marglistej. W opokach występują przewarstwienia gez.

Po północno-wschodniej stronie obecnego wału, w niecce pomorskiej, mastrycht jest litologicznie silnie zróżnicowany (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1976). Znaczny udział stanowią piaskowce wapieniste i wapienie/wapienie margliste oraz margle piaszczyste z wkładkami gez. Litofacja węglanowo-krzemionkowa (opoki) występuje w północno-zachodniej i południowo-wschodniej części i kontynuuje się dalej ku wschodowi w niecce płockiej, gdzie towarzyszy jej litofacja węglanowa (wapienie), i w południowej części syneklizy perybałtyckiej. W tej ostatniej opokom towarzyszy litofacja marglista. Pomiedzy antykliną Koszalina a skłonem wału pomorskiego występują też wapienie i wapienie margliste z czertami, a nawet wkładki wapieni kredopodobnych. Rozkład facji na obszarze pomorskim wskazuje, że w późnym mastrychcie nastąpiło uspokojenie i wyrównanie warunków sedymentacji z silniej rozwiniętą litofacją węglanową (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1987).

W niecce płockiej, w części zachodniej i centralnej, przeważają litofacje węglanowo-krzemionkowa (opoki) oraz węglanowa (wapienie/wapienie margliste) lokalnie z wkładkami gez. W części południowo-wschodniej profil jest znacznie bardziej urozmaicony. Dodatkowo występują litofacje: marglista, a w części wschodniej – kreda piszcząca. Wyższa część profilu w niecce płockiej ma bardziej monotonne, węglanowe wykształcenie, szczególnie w części północno-zachodniej i środkowej.

Na północ i północny zachód od Warszawy w profilu często występuje twarde dno. Obserwuje się tu lukę sedimentacyjną na pograniczu cykli K4-III i K4-IV, obejmującą prawdopodobnie dolny mastrycht, a lokalnie być może także najwyższy kampan (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983).

Na Mazowszu i Podlasiu pole litofacjalne kredy piszczącej uległo nieznacznemu ograniczeniu i wycofaniu ku wschodowi, w porównaniu do cyklu K4-III. Kreda piszcząca mastrychtu jest bardziej marglista i zawiera więcej kwarcu frakcji mułowej (Połomska, w: Marek, Pajchłowa, red., 1997).

W Polsce północno-wschodniej nie obserwuje się już luki sedimentacyjnej, podobnej do tej obejmującej koniak–kampan. Dominującymi litofacjami są litofacje: marglista, często z marglami piaszczystymi oraz węglanowo-krzemionkowa, reprezentowana przez gezy i lokalnie opoki. W części północnej pojawiają się też litofacje mułowcowo-marglista i mułowcowo-piaszczysto-marglista z piaskami kwarcowo-glaukonitowymi. Na tym obszarze istnieje prawdopodobnie luka sedimentacyjna na pograniczu cykli K4-III i K4-IV, obejmująca prawdopodobnie mastrycht dolny. Mastrycht górny leży tu na utworach kampanu (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988a).

W regionie lubelskim obraz litofacjalny jest także dość skomplikowany. Zaznacza się tu podobnie jak w starszych cyklach przejście od litofacji węglanowo-krzemionkowej (z opokami i gezami) oraz marglistej na południowym zachodzie do litofacji węglanowej i kredy piszczącej ku północnemu wschodowi. Lokalnie kreda piszcząca przechodzi w wapienie kredopodobne i wapienie, a kreda piszcząca marglista w margle i opoki.

Charakterystyczną facją wyższej części profilu są lokalnie porowate opoki z bioklastami (liczne spikule) i ziarnami kwarcu oraz glaukonitu. W górnym mastrychcie przełomu Wisły koło Puław obserwowana jest luka sedimentacyjna (Machalski, Walaszczyk, 1987), podobnie jak w profilach wiertniczych górnego mastrychtu regionu lubelskiego (Popiel, 1977; Krassowska, 1986). Na południe od Tomaszowa Lubelskiego występują też facje margli piaszczystych z ge-

zami oraz margli mułowcowo-piaszczystych (Świdrowska, 2007).

W mastrychcie maksimum subsydencji basenu przesunęło się z niecek szczecińskiej, mogileńskiej i uniejowskiej do niecki lubelskiej i południowo-wschodniej części niecki płockiej. W niecce lubelskiej oś maksymalnej subsydencji uległa migracji ku północnemu wschodowi w stosunku do kampanu (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988b). Może to sugerować nasilenie ruchów inwersyjnych bruzdy śródpolskiej na obszarze lubelskim. Miąższości osadów cykli K4-III i K4-IV na obecnym wale śródpolskim musiały być stosunkowo nieznaczne i w większości zapewne nie przekraczały 100 m. Znaczne obszary regionu pomorskiego, kujawskiego, a być może także świętokrzyskiego i jego południowo-wschodniego przedłużenia mogły stanowić wyspy lub płycizny morskie.

Basen wczesnego paleocenu (danu) jest traktowany jako etap kończący rozwój całego późnokredowo-dańskiego megacyklu sedimentacyjnego. Osady paleocenu dolnego (cykl Pc-I) znane są z obszarów położonych na północny wschód od wału śródpolskiego (ich zasięg przedstawiony jest na mapie mastrychtu – fig. 9) i na przeważającym obszarze leżą z wyraźną luką stratygraficzną na różnych piętrach kredy górnej (Popiel, 1977; Krassowska, 1986; Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988b). Mogą być one oddzielone od mastrychtu powierzchnią twardego dna (np. Popiel, 1977) albo granicą erozyjno-omisyjną (Machalski, 1998). W rejonie Lublina osady mastrychtu być może przechodzą w osady danu bez wyraźnych przerw sedimentacyjnych (Krassowska, 1986). Dominującymi facjami w danie były płytkomorskie gezy, margle i wapienie margliste przechodzące w strefach marginalnych basenu w facje silikoklastyczne. Miąższości wynoszą od kilku do ponad 100 m (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988b; Krassowska, w: Marek, Pajchłowa red., 1997).

**Podziękowania.** Pragnę wyrazić serdeczne podziękowania Pani dr Marii Jaskowiak-Schoeneichowej za przekazanie bogatego zbioru materiałów rękopiśmiennych, dotyczących kredy górnej z otworów wiertniczych Niżu Polskiego, zgromadzonego przez kilkadziesiąt lat pracy. Dziękuję także Pani mgr Aleksandrze Krassowskiej za udostępnienie autorskich materiałów z wierceń regionu lubelskiego i Podlasia. Panu prof. Ireneuszowi Walaszczykowi dziękuję za niezwykle cenne konsultacje dotyczące stratygrafii i paleogeografii kredy oraz wnikliwą i krytyczną recenzję pracy.

## LITERATURA

- ABDEL-GAWAD G. I., 1986 — Maastrichtian non-cephalopod molluscs (Scaphopoda, Gastropoda and Bivalvia) of the Middle Vistula Valley, Central Poland. *Acta Geol. Pol.*, **36**, 1–3: 69–224.
- ATLAS paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce, 1998 — R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski (red.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BŁASZKIEWICZ A., CIEŚLIŃSKI S., 1979 — Prace nad systematyzowaniem stratygrafii górnej kredy Polski (poza Karpatami i Sudetami). *Kwart. Geol.*, **23**, 3: 639–647.
- CIEŚLIŃSKI S., 1959 — Alb i cenoman północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (stratygrafia na podstawie głowonogów). *Pr. Inst. Geol.*, **28**.

- CIEŚLIŃSKI S., 1976 — Rozwój bruzdy duńsko-polskiej na obszarze świętokrzyskim w albie, cenomanie i turonie dolnym. *Biul. Inst. Geol.*, **295**: 249–271.
- CIEŚLIŃSKI S., JASKOWIAK M., 1973 — Kreda górna. Niecka mogileńsko-łódzka. *W: Budowa geologiczna Polski*, t. 1. Stratygrafia, cz. 2. Mezozoik: 580–586. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- CIEŚLIŃSKI S., POŻARYSKI W., 1970 — Kreda. *W: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich*. Kreda. *Pr. Inst. Geol.*, **56**: 185–224.
- DADLEZ R., 1976 — Rozwój sedymentacyjno-paleotektoniczny. *W: Perm i mezozoik niecki Pomorskiej* (red. R. Dadlez). *Pr. Inst. Geol.*, **79**: 105–112.
- DADLEZ R., 1980 — Tektonika wału pomorskiego. *Kwart. Geol.*, **24**, 4: 741–747.
- DADLEZ R. (red.), 1998 — Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego na Niżu Polskim, w skali 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DADLEZ R., 2001 — Mid-Polish Trough – geological cross-sections. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DADLEZ R., MAREK S., 1974 — General outline of the tectonics of the Zechstein-Mesozoic complex in central and northwestern Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **274**: 111–148.
- DADLEZ R., MAREK S., 1997 — Rozwój basenów permu i mezozoiku. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce*. *Pr. Inst. Geol.*, **153**: 403–409.
- DADLEZ R., JÓŹWIAK W., MŁYNARSKI S., 1997 — Subsidence and inversion in the western part of Polish basin – data from seismic velocities. *Geol. Quart.*, **41**, 2: 197–208.
- DADLEZ R., NARKIEWICZ M., STEPHENSON R.A., VISSER M.T., Van WEES J.-D., 1995 — Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. *Tectonophysics*, **252**: 179–195.
- DADLEZ R., NARKIEWICZ M., POKORSKI J., WAGNER R., 1998 — Historia subsydencji a uwarunkowania tektoniczne rozwoju bruzdy śródpolskiej w późnym permie i mezozoiku. *W: Analiza basenów sedymentacyjnych Niżu Polskiego* (red. M. Narkiewicz). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**: 47–56.
- DADLEZ R., DAYCZAK-CALIKOWSKA K., DEMBOWSKA J., JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M., MAREK S., SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA A., WAGNER R., 1976 — Pokrywa permsko-mezozoiczna w zachodniej części syneklizy perybaltyckiej. *Biul. Inst. Geol.*, **270**: 143–163.
- GAWOR-BIEDOWA E., 1984 — Foraminiferal zonation of the Upper Cretaceous deposits in Poland (except for the Carpathians and Sudetes). *Bull. Centr. Rech. Explor.*, **6**: 213–223.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SMITH A.G. (red.), 2004 — Geological Time Scale. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- GRIGELIS A., 1996 — Lithostratigraphic subdivision of the Cretaceous and Palaeogene in Lithuania. *Geologija*, **20**: 45–55.
- GRIGELIS A., LESZCZYŃSKI K., 1998 — Cretaceous. *W: Structural evolution of the Permian-Mesozoic complex of northeastern Poland, Lithuania and adjacent Baltic areas* (red. S. Marek, A. Grigelis). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GUTOWSKI J., KRZYWIEC P., WALASZCZYK I., POŻARYSKI W., 2003 — Od ekstensji do inwersji – zapis aktywności północno-wschodniej brzeżnej strefy uskokowej świętokrzyskiego segmentu bruzdy śródkowopolskiej w osadach jury górnej i kredy na podstawie interpretacji danych sejsmiki refleksyjnej. *Tomy Jurajskie*, **1**: 124–125.
- HAKENBERG M., 1978 — Paleotektonika i paleogeografia północnej części niecki miechowskiej w albie i cenomanie. *Studia Geol. Pol.*, **58**: 7–104.
- HAKENBERG M., 1986 — Alb i cenoman w niecce miechowskiej. *Stud. Geol. Pol.*, **86**: 57–85.
- HAKENBERG M., ŚWIDROWSKA J., 1998 — Evolution of the Holy Cross segment of the Mid-Polish Trough during the Cretaceous. *Geol. Quart.*, **42**, 3: 239–262.
- HANCOCK J.M., 1989 — Sea-level changes in the British region during the Late Cretaceous. *Proc. Geol. Assoc.*, **100**, 4: 565–594.
- HANCOCK J.M., KAUFFMAN E.G., 1979 — The great transgressions of the Late Cretaceous. *J. Geol. Soc. London*, **136**, 2: 175–186.
- HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL P.R., 1987 — Chronology and fluctuating sea levels rise since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, **235**: 1156–1167.
- HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL P.R., 1988 — Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *W: Sea-level changes: an integrated approach*. (red. C.K. Wilgus i in.). *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, **42**: 71–108.
- HARAPIŃSKA-DEPCIUCH M., 1967 — Utwory tufogeniczne kredy górnej Niżu Polskiego w otworze wiertniczym Thuszcz. *Kwart. Geol.*, **11**, 3: 647–660.
- HARAPIŃSKA-DEPCIUCH M., 1972 — Petrografia osadów kredy górnej w północno-wschodniej części Niżu Polskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **261**: 171–257.
- HILBRECHT H., DAHMER D.D., 1994 — Sediment dynamics during the Cenomanian-Turonian (Cretaceous) oceanic anoxic event in Northwestern Germany. *Facies*, **30**: 63–84.
- INTERNATIONAL stratigraphic chart, 2009 — International Commission on Stratigraphy. <http://www.stratigraphy.org/upload/ISChart2009.pdf>
- JASKOWIAK M., 1961 — Litologia i stratygrafia kredy górnej w paru wierceniach nad Gopłem na Kujawach. *Biul. Inst. Geol.*, **156**: 61–77.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M., 1972 — Kreda górna w niecce mogileńsko-łódzkiej. *Kwart. Geol.*, **16**, 2: 315–329.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M., 1974 — Kreda. *W: Bartoszyce IG1, Goldap IG 1*. (red. Z. Modliński). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **14**: 22–25, 72–75, 182–190.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M., 1976 — Kreda górna (łącznie z albem górnym i paleocenem dolnym). *W: Perm i mezozoik niecki pomorskiej* (red. R. Dadlez). *Pr. Inst. Geol.*, **79**: 94–105.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M., 1977a — Kreda górna. *W: Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej* (strefa Gopło-Ponętów-Pabianice). *Pr. Inst. Geol.*, **80**: 99–112.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M., 1977b — Kreda górna. *W: Chociwel IG 1*. (red. M. Jaskowiak-Schoeneichowa). *Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **41**.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M., 1979 — Kreda górna (łącznie z albem górnym). *W: Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa*. *Pr. Inst. Geol.*, **96**: 77–89.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M., 1981 — Sedymentacja i stratygrafia kredy górnej w północno-zachodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **98**.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M., 1987 — Kreda górna. *W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża* (red. A. Raczyńska). *Pr. Inst. Geol.*, **119**: 140–151.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M., KRASSOWSKA A., 1983 — Kreda górna. *W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża*. *Pr. Inst. Geol.*, **103**: 177–197.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M., KRASSOWSKA A., 1988a — Mapy paleomiąższości i facji: alb górny-paleocen dolny. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.



- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M., KRASSOWSKA A., 1988b — Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej kredy górnej w Polsce. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 177–198.
- JENKYN H.C., 1980 — Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *J. Geol. Soc. London*, **137**: 171–188.
- KENNEDY W.J., GARRISON R.E., 1975 — Morphology and Genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England. *Sedimentol.*, **22**: 311–386.
- KRASSOWSKA A., 1973 — Kreda górna. *W: Magnuszew IG I (red. A. Krassowska). Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **4**: 24–42.
- KRASSOWSKA A., 1975 — Kreda. *W: Okuniew IG I (red. B. Areń). Prof. Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **29**: 14–15, 85–86.
- KRASSOWSKA A., 1976 — Kreda między Zamościem, Tomaszowem Lubelskim a Kryłowem. *Biul. Inst. Geol.*, **291**: 51–101.
- KRASSOWSKA A., 1981 — Charakterystyka osadów kredy na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Kwart. Geol.*, **25**, 4: 703–716.
- KRASSOWSKA A., 1986 — Kreda górna i paleocen dolny okolic Lublina. *Kwart. Geol.*, **30**, 3/4: 559–574.
- KRASSOWSKA A., 1990 — Utwory młodszej kredy górnej i paleocenu dolnego w głębokich otworach wiertniczych w rejonie Puław, Lublina i Lubartowa. *Prz. Geol.*, **38**, 4: 168–173.
- KRASSOWSKA A., 1997 — Kreda górna. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Pr. Inst. Geol.*, **153**: 386–402.
- KRZYWIEC P., 2000 — O mechanizmach inwersji bruzdy środkowo-polskiej – wyniki interpretacji danych sejsmicznych. *Biul. Inst. Geol.*, **393**: 135–166.
- KRZYWIEC P., 2002a — Oświno structure (NW Mid-Polish Trough) – salt diapir or inversion-related compressional structure? *Geol. Quart.*, **46**, 3: 337–346.
- KRZYWIEC P., 2002b — Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms and its relationship to the Alpine – Carpathian collision. *W: Continental collision and the tectono-sedimentary evolution of Forelands (red. G. Bertotti i in.). European Geosciences Union Stephan Mueller Special Publication Series*, **1**: 151–165.
- KRZYWIEC P., 2006 — Structural inversion of the Pomeranian and Kuiavian segments of the Mid-Polish Trough – lateral variations in timing and structural style. *Geol. Quart.*, **51**, 1: 151–168.
- KRZYWIEC P., GUTOWSKI J., WALASZCZYK I., WRÓBEL G., WYBRANIEC S., 2009 — Tectonostratigraphic model of the Late Cretaceous inversion along the Nowe Miasto–Zawichost Fault Zone, SE Mid-Polish Trough. *Geol. Quart.*, **53**, 1: 27–48.
- KUMP L.R., PAVLOV A., ARTHUR M.A., 2005 — Massive release of hydrogen sulfide to the surface ocean and atmosphere during intervals of oceanic anoxia. *Geology*, **33**: 397–400.
- KUTEK J., GŁAZEK J., 1972 — The Holy Cross Area in the Alpine Cycle. *Acta Geol. Pol.*, **22**, 4: 603–653.
- LESZCZYŃSKI K., 1997 — The Upper Cretaceous carbonate-dominated sequences of the Polish Lowlands. *Kwart. Geol.*, **41**, 4: 521–532.
- LESZCZYŃSKI K., 2000 — The Late Cretaceous sedimentation and subsidence south-west of the Kłodawa Salt Diapir, central Poland. *Geol. Quart.*, **44**, 2: 167–174.
- LESZCZYŃSKI K., 2002a — Ewolucja geologiczna strefy Pone-tów–Wartkowice w kredzie. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **176**.
- LESZCZYŃSKI K., 2002b — The Late Cretaceous inversion and salt tectonics in the Koszalin–Chojnice and Drawno–Człopa–Szamotuły Zones, Pomeranian sector of the Mid-Polish Trough. *Geol. Quart.*, **46**, 3: 347–362.
- LESZCZYŃSKI K., DADLEZ R., 1999 — Subsycjencja i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górnokredowych – dyskusja. *Prz. Geol.*, **47**, 7: 625–628.
- LIBORIUSEN J., ASHTON A., TYGESEN T., 1987 — The tectonic evolution of the Fennoscandian Border Zone in Denmark. *Tectonophysics*, **137**: 21–29.
- MACHALSKI M., 1998 — Granica kreda–trzeciorzęd w przełomie Wisły. *Prz. Geol.*, **46**, 11: 1153–1161.
- MACHALSKI M., WALASZCZYK I., 1987 — Faunal condensation and mixing in the uppermost Maastrichtian/Danian Greensand (Middle Vistula, Central Poland). *Acta Geol. Pol.*, **37**, 1/2: 75–92.
- MARCINOWSKI R., 1974 — The transgressive Cretaceous (Upper Albian through Turonian) deposits of the Polish Jura Chain. *Acta Geol. Pol.*, **24**, 1.
- MARCINOWSKI R., RADWAŃSKI A., 1989 — A biostratigraphic approach to the Mid-Cretaceous transgressive sequence of the Central Polish Uplands. *Cretaceous Res.*, **10**, 2: 153–172.
- MARCINOWSKI R., WALASZCZYK I., OLSZEWSKA-NEJBERT D., 1996 — Stratigraphy and regional development of the mid-Cretaceous (Upper Albian through Coniacian) of the Mangyshlak Mountains, Western Kazakhstan. *Acta Geol. Pol.*, **46**, 1/2: 1–60.
- MAREK S., PAJCHŁOWA M. (red.), 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- MORTIMORE, R.N., WOOD C.J., GALLOIS R.W., 2001 — British Upper Cretaceous. *Stratigraphy. Geol. Conserv. Rev. Ser.*, **23**.
- MROZEK K., 1975 — Budowa geologiczna struktur wgłębnych w południowej części synklinorium łódzkiego. Wyd. Geol. Warszawa.
- OLSZEWSKA-NEJBERT D., 2004 — Development of the Turonian/Coniacian hardground boundary in the Cracow Swell area (Wielkanoc quarry, Southern Poland). *Geol. Quart.*, **48**, 2: 159–170.
- PALFY J., SMITH P.L., 2000 — Synchrony between Early Jurassic extinction, oceanic anoxic event, and the Karoo-Ferrar flood basalt volcanism. *Geology*, **28**: 747–750.
- POPIEL J.S., 1977 — Litologia i stratygrafia osadów najwyższego mastrychtu w okolicy Lublina i Chełma. *Kwart. Geol.*, **21**, 3: 515–526.
- RESEARCH ON CRETACEOUS CYCLES (R.O.C.C.) GROUP, 1986 — Rhythmic bedding in Upper Cretaceous pelagic carbonate sequences. Varying sedimentary response to climatic forces. *Geology*, **14**: 153–156.
- SAHAGIAN D., PINOUS O., OLFERIEV A., ZAKHAROV V., 1996 — Eustatic curve for the Middle Jurassic-Cretaceous based on Russian Platform and Siberian stratigraphy – Zonal resolution. *AAPG Bull.*, **80**: 1433–1458.
- STEPHENSON R.A., NARKIEWICZ M., DADLEZ R., VAN WEES J.-D., ANDRIESEN P., 2003 — Tectonic subsidence modelling of the Polish Basin in the light of new data on crustal structure and magnitude of inversion. *Sed. Geol.*, **156**: 59–79.
- SURLYK F., 1980 — Denmark. *W: Geology of the European Countries*. 26 Międzynarodowy Kongres Geologiczny. Graham i Trotman, Londyn.
- ŚWIDROWSKA J., 2007 — Kreda w regionie lubelskim - sedymentacja i jej tektoniczne uwarunkowania. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **422**: 63–78.
- ŚWIDROWSKA J., HAKENBERG M., 1999 — Subsycjencja i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górnokredowych. *Prz. Geol.*, **47**, 1: 61–68.
- ŚWIERCZEWSKA-GŁADYSZ E., 2006 — Late Cretaceous siliceous sponges from the Middle Vistula River Valley (Central Poland) and their palaeoecological significance. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **76**: 227–296.

- TUCKER M.E., WRIGHT V.P., 1990 — Carbonate sedimentology. Blackwells, Oxford.
- UBERNA J., 1967 — Rozwój serii fosforytonośnej północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich na tle zagadnień sedimentologicznych albu i cenomanu. *Biul. Inst. Geol.*, **206**: 5–113.
- WAGNER R. (red.), 2008 — Tabela Stratygraficzna Polski. Polska Pozakarpacka. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WAGNER R., LESZCZYŃSKI K., POKORSKI J., GUMULAK K., 2002 — Paleotectonic cross-sections through the Mid-Polish Trough. *Geol. Quart.*, **46**, 3: 293–306.
- WALASZCZYK I., 1987 — Mid-Cretaceous events at the marginal part of the Central European Basin (Annapol-on-Vistula cecction. Central Poland). *Acta Geol. Pol.*, **37**, 1/2: 61–74.
- WALASZCZYK I., 1992 — Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy. *Acta Geol. Pol.*, **42**, 1/2: 1–122.
- ZIEGLER P.A., 1982 — Geological Atlas of Western and central Europe. Elsevier, Amsterdam.

## SUMMARY

### Geological data and map construction method

Six lithofacies maps are presented for individual transgressive-regressive cycles in the Late Cretaceous of the Polish Basin (see Leszczyński, 1997, 2002a): K3-II–K3-III (Early–early Late Cenomanian) K3-IV (latest Cenomanian–Middle Turonian), K4-I (Late Turonian–Coniacian), K4-II (Santonian–earliest Campanian), K4-III (late Early Campanian–earliest Maastrichtian), K4-IV–K4-V (late Early–Late Maastrichtian).

The present maps are constructed for individual cycles with the use of qualitative lithofacies reconstructions with the dominant lithofacies component and accessory components indicated. The basic data for the presented lithofacies maps come from 1018 boreholes distributed throughout the Polish Lowlands.

Nine lithofacies types, corresponding to specific sedimentary environments and depositional systems, are proposed to be identified within the Upper Cretaceous succession of the Polish Lowlands (the major lithological components are in bold):

(1) **chalk** lithofacies – chalk/marly chalk, local chalk-like limestone and pelitic limestone (open-marine pelagic zone, carbonate shelf);

(2) **carbonate** (limestone) lithofacies – pelitic limestone/organogenic limestone/marly limestone, local marl, and chalk-like limestone (open-marine pelagic zone, carbonate shelf);

(3) **carbonate-siliceous** lithofacies – opoka (siliceous marl), local gaize, subsidiary marl (open-marine pelagic zone, carbonate-siliceous shelf);

(4) **marl** lithofacies – marl, local marly limestone, opoka interbeds (open-marine pelagic zone, carbonate (marly) shelf);

(5) **claystone-marl** lithofacies – marly clay, clayey marl (siliciclastic-carbonate shelf);

(6) **mudstone (siltstone)-marl** lithofacies – marly mudstone (siltstone), silty (muddy) marl (siliciclastic-carbonate shelf);

(7) **mudstone-sandstone-marl** lithofacies – sandy-marly mudstone (siltstone), muddy (silty)-sandy marl, sandy-marly limestone, sandy marl, sandy gaize interbeds (siliciclastic-carbonate shelf);

(8) **sandy carbonate** lithofacies – sandy limestone, local sandy marl and sandy gaize (siliciclastic-carbonate shelf);

(9) **sandstone** lithofacies – sandstone/marly sandstone, mudstone (siltstone)/marly mudstone interbeds (siliciclastic shelf).

The present version of the maps is based on an integrated analysis of drilling materials, mainly wireline logs. Lithology and stratigraphy in some boreholes were verified and reinterpreted by the author. In particular, special emphasis was laid on analysing hardgrounds, sedimentary breaks and any signs of sedimentary cyclicity. It enabled logical correlations between corresponding lithological complexes, which were previously incorrectly correlated.

### General succession of facies

Sedimentation of the Late Cretaceous megacycle initiated during the Middle–Late Albian by deposition on a shallow siliciclastic shelf, and accelerated during Late Cretaceous times leading to the development of deeper-marine siliciclastic-carbonate facies followed by carbonate deposition over large areas. The carbonate-siliceous depositional system developed on a larger scale during the Turonian and dominated in the Polish Lowlands (especially in the basin centre) until through the Maastrichtian.

Beginning with the Turonian, chalk was deposited in relatively shallow-marine zones below the storm wave base, far from land areas. Biogenic limestone sedimentation occurred in areas adjoining the chalk zone. Deeper marine zones were occupied by deposition of pelitic limestones, marls and carbonate-siliceous rocks (predominantly opoka).

The overall lithofacies pattern in the Late Cretaceous basin was as follows (from deeper to shallower zones): opoka and pelitic limestone biogenic limestone chalk. Marls could be deposited both in deeper (dissolution of CaCO<sub>3</sub>) and shallower zones extending closer to the land (more terrigenous material). In the areas remaining under the influence of strong clastic supply from the land (e.g. Pomeranian Trough, Łeba Elevation, Peribaltic Syncline), the lithofacies zonation is as follows: opoka marly claystone (marly) mudstone (siltstone) sandstone. In the basin centre, siliciclastic facies related to inversion uplifting movement of salt-cored anticline crests are superimposed on this general lithofacies pattern. An important palaeotectonic and palaeogeographic element was the Koszalin–Chojnice Zone.



It was a periodical barrier to the siliciclastic facies “expanding” from the Łeba Elevation and Peribaltic Syncline.

The common feature typical of the Upper Cretaceous sequence is the occurrence of numerous phosphatic, chert and flint horizons. Also numerous are hardground surfaces. In the Cretaceous of Poland, hardgrounds have been reported from many areas, *e.g.* the Mazury–Suwałki Elevation, Szczecin Trough, Płock Trough, Lublin region and Miechów Trough.

#### Remarks on basin subsidence and bathymetry

The Cenomanian tectonic subsidence rate was still low. In the Turonian, the sea was probably deeper (200–400 m) and the Turonian–Coniacian tectonic subsidence rate abruptly increased. Salt movements that intensified from the Coniacian on, resulted in the formation of deeper and shallower zones within the basin.

Chalk sedimentation in eastern Poland took place in a relatively shallow-marine environment (below storm wave-base). Siliciclastic deposits were accumulated in shallow shelf marginal zones of the basin.

#### The problem of tectonic inversion of the Mid-Polish Trough

The inversion was a multi-phase process triggered during the latest Turonian(?)–Coniacian, although it seems that its magnitude was weaker than inferred from the previous palaeothickness and lithofacies maps. It was especially intense along the SW margin of the present-day Mid-Polish Swell, resulting in uplift movements along the areas adjoining the then-forming Szczecin, Mogilno and Uniejów Troughs. The troughs were the areas of higher subsidence rate giving rise to considerable thicknesses of Santonian–Campanian deposits in synclinal zones. Both salt-cored and non-salt anticlinal zones were subjected to inversion. The most spectacular example of a non-salt inverted structure is the Koszalin–Chojnice Zone where mid-Late Cretaceous stratigraphic gaps have been proven. Tectonic activity is observed in the anticlinal zones, especially within the Mid-Polish Trough. Analyses of the strings of tectonic structures of the Grzęzno–Człopa–Szamotuły and Damasławek–Mogilno–Gopło–Kłodawa zones, supported by examination of the facies pattern around them and along the slope of the present-day Mid-Polish Swell, indicate that tectonic activity in this basin zone started in the northwest (in the Turonian) and moved in time towards the southeast (Kłodawa – in the Santonian).

#### Late Cretaceous lithofacies development

Cycles K3-II–K3-III (Early–early Late Cenomanian). The lithofacies variability is relatively low, and the facies distribution pattern is simple. Over much of the area, the early Cenomanian sedimentation occurred on a shallow siliciclastic and siliciclastic-carbonate (sandy-carbonate) shelf. Si-

liciclastic deposits compose the whole section of cycles K3-II–K3-III in northeast Poland. Sandy-carbonate facies with phosphatic horizons and local hardgrounds are also reported from the Lublin region, Pomerania, the northern Nida Trough and Holy Cross Mts. margin. As the transgression continued, the facies changed to open marine marls and carbonates with organogenic limestones. Mudstone-marl lithofacies developed in Pomerania. Towards the NE and E of the Koszalin–Grudziądz line, marly, mudstone-marl and claystone-marl lithofacies grade to mudstone-sandstone-marl and sandstone lithofacies. Chalk lithofacies is observed only in the Wolin Island region, northwest Poland. The K3-II–K3-III succession of the Polish Lowlands represents a general trend of continuously deepening sedimentary basin from shallow shelf siliciclastic and siliciclastic-carbonate deposition to open-marine carbonate shelf deposition. Reduced thickness or even lack of K3-II–K3-III deposits is locally observed on anticlinal crests and on tops of salt structures, indicating slow differentiation of the basin floor relief and subsidence rate due to tectonic (halotectonic) activity. This trend is also observed during later cycles.

Cycle K3-IV (latest Cenomanian–Middle Turonian). The K3-IV succession is characterised by retreat of siliciclastic lithofacies from northeastern Poland (Fig. 5), being replaced by carbonate and chalk facies (in northwestern and eastern areas). Development of carbonate-siliceous lithofacies (opokas) occurred at that time. In the northeastern part of the Szczecin Trough and further towards the NE, claystone-marl and mudstone-marl sedimentation prevailed.

Sandy lithofacies are observed in the Peribaltic Syncline. To the NE of Olsztyn, there was a non-deposition area, probably an island with siliciclastic deposition around. The area of the Gorzów Block and along the margin of the Fore-Sudetic Monocline was characterised by carbonate sedimentation of organogenic and pelitic limestones. As moving towards the NE, the percentage of limestones decreases in favour of carbonate-siliceous rocks. The latter become dominant in the upper Turonian and later in the Coniacian, Santonian and Campanian. The amount of clastic material increases towards the NE. Mudstone-marl and mudstone-sandstone-marl lithofacies are dominant there with a higher contribution of sand and sandy-glaucconitic facies.

Carbonate and carbonate-siliceous lithofacies dominate over large areas of the Mogilno and Uniejów troughs as far as the Nida Trough. From the Olsztyn region towards the S and SE, there is again a wide belt of dominant open-marine carbonates represented mostly by organogenic and pelitic limestones. Carbonate-siliceous lithofacies (opoka) are more common towards the Mid-Polish Trough axis. Eastern regions of Poland were the areas of calm pelagic sedimentation of chalk and chalk-like limestones.

Over a large area of the Polish Lowlands (mainly in the Mogilno and Uniejów troughs), a thin dark grey to black platy claystone layer is observed at the Cenomanian/Turonian boundary. These rocks show features of a deposit accumulated in an oxygen-depleted basin, and may be the record of an anoxic event.

Cycle K4-I (Late Turonian–Coniacian). Carbonate-siliceous lithofacies (various types of opokas) of cycle K4-I covers large areas of the Polish Lowlands, especially in the Szczecin, Mogilno and Uniejów troughs, and became the dominant lithofacies in the Late Cretaceous basin. Southwest of the carbonate-siliceous zone, carbonate (locally also marly) lithofacies continues in the Gorzów Block and along the Polish/German border. Close to the SW slope of the present-day Mid-Polish Swell, clastic influx is locally observed as a response to the rising crests of salt-cored anticlines.

On both sides of the Pomeranian Swell, there is a carbonate-siliceous lithofacies area (silty opoka). In the Koszalin-Chojnice Zone, the lithology changes to mudstone-marl lithofacies which extends as far eastwards as the Vistula Lagoon. The upper part of the succession in this region is composed of carbonate-siliceous lithofacies. Locally, the upper Turonian section is represented by mudstone-sandstone-marl lithofacies, whereas the inferred Coniacian interval is composed of opokas.

Further towards the N and NE, mudstone-sandstone-marl and sandstone lithofacies predominate in the Łeba Elevation and the NW part of the Peribaltic Syncline. Carbonate and chalk lithofacies expanded towards the north to occupy the area extending in NE Poland.

In the Płock and Lublin troughs, carbonate-siliceous lithofacies passes eastwards into carbonates. Large areas of eastern and northeastern Poland are occupied by chalk lithofacies.

There is a sedimentary gap related probably to an extensive current-dominated submarine shallows, extending in the Peribaltic Syncline from the Lower Vistula region towards the NE as far as the border with the Kaliningrad region.

The lack of K4-I deposits is also observed along salt-cored anticlinal crests of the Szczecin and Mogilno troughs and non-salt structures of the Pomeranian Trough.

Cycle K4-II (Santonian–earliest Campanian). The K4-II lithofacies zonal pattern resembles that of K4-I. The Mid-Polish Trough is still occupied by carbonate-siliceous lithofacies; however, marl lithofacies is locally observed. Larger areas of carbonate-siliciclastic and siliciclastic lithofacies appear in the Szczecin, Mogilno and Uniejów troughs along the present-day Mid-Polish Swell slope.

Towards the SW, carbonate-siliceous lithofacies is gradually replaced by marl and carbonate lithofacies with organogenic limestones. Sandstone series are known from near the Damasławek, Mogilno and Kłodawa salt structures, where they were interpreted as gravity flow deposits forming submarine fan-type bodies within open-marine carbonate-siliceous deposits typical of a deeper marine environment.

Interestingly, siliciclastic lithofacies in the Szczecin Trough along the present-day SW slope of the present-day Mid-Polish Swell are separated from the siliciclastic area of the Pomeranian Trough and Łeba Elevation by a belt of carbonate-siliciclastic lithofacies. Similar situation is observed in the Campanian. It can suggest different sources of clastic material to these areas.

In the Pomeranian Trough, carbonate-siliceous facies occurs in the south-western area. Towards the NE, a succession of muddy-marly, sandy-muddy-marly and finally sandy lithofacies is observed.

Carbonate-siliceous lithofacies extends northeast beyond Olsztyn, occupies most of the Płock Trough and stretches along the SW margin of the Lublin Trough. Towards the NE, carbonate-siliceous and carbonate lithofacies are replaced by carbonate and marly lithofacies. The eastern and north-eastern area of the Polish Lowlands is occupied by chalk lithofacies.

A large non-deposition area is observed east of Olsztyn in NE Poland.

The inversion pulse in the Mid-Polish Trough is evidenced by siliciclastic lithofacies close to the present-day slope of the Mid-Polish Swell.

Cycle K4-III (late Early Campanian–earliest Maastrichtian). The general lithofacies distribution pattern is roughly similar to that of the previous cycle. The characteristic feature is a higher proportion of carbonates at the expense of carbonate-siliceous rocks, and a smaller extent of siliciclastic facies in the north of the Pomeranian Trough and in the Łeba Elevation. Chalk lithofacies, accompanied by limestones, occurs in the Gorzów Block and in the SW part of the Szczecin Trough. Travelling from SW to NE, the lithofacies zonation is arranged here from chalk through carbonate (locally marl) to carbonate-siliceous lithofacies and mudstone-sandstone-marl lithofacies close to the present-day Mid-Polish Swell. It is interpreted that a wide belt of carbonate-siliceous lithofacies stretched along the Mid-Polish Trough from the Baltic coast to the SW flank of the Lublin Trough. This lithofacies is also prevalent in the Mogilno and Uniejów troughs. Marly and carbonate-siliceous lithofacies predominate in the transitional area between the Uniejów and Nida troughs.

Much of the Płock Trough is occupied by carbonate lithofacies extending from Olsztyn in the north through Warsaw to the Lublin and Roztocze regions. Chalk lithofacies occurs to the east of the carbonate area in E Poland. Carbonate-siliceous lithofacies of the Pomeranian Trough grades north-eastwards to sandy lithofacies. The very important lithological components of the K4-III succession of some areas are gaizes and calcareous and sandy gaizes.

Sandstone series occur locally along the SW slope of the present-day Mid-Polish Swell, in the Mogilno Trough and near the Kłodawa salt diapir. The non-deposition area of NE Poland slightly shrank and changed its position towards the south.

Cycles K4-IV–K4-V (late Early–Late Maastrichtian). The K4-IV–K4-V deposits occupy a smaller area than any other Upper Cretaceous stage due to post-Cretaceous erosion. The Maastrichtian shows a higher lithofacies variability both in a vertical section and across the basin, with a significant proportion of sandy-carbonate and siliciclastic facies as compared with the previous stages. Gaizes are very common, especially in north-eastern Poland. Compared to the Campanian, chalk lithofacies in western Poland occupies a slightly larger area and quickly grades laterally towards the

NE through carbonate into siliciclastic facies. From SW to NE, the distribution pattern includes chalk, carbonate, marl, carbonate-siliceous, carbonate-siliciclastic, sandy-carbonate and mudstone-sandstone-marl lithofacies.

Carbonate-siliceous (opoka) lithofacies occurs predominantly in the Mogilno and Uniejów troughs. Sandstone/sandy-carbonate lithofacies play an important role close to the present-day Mid-Polish Swell. In the Pomeranian Trough, the succession is represented by calcareous sandstones, limestones/marly limestones and sandy marls with gaize interbeds, which account for a significant percentage of the section. Carbonate-siliceous lithofacies (opoka) occurs in its northwestern and southeastern parts and continues eastwards in the Płock Trough, where it is accompanied by carbonate (limestone) lithofacies, and in the south of the Peribaltic Syncline where it co-occurs with marly lithofacies. Limestones are common rock types in the area stretching between the Koszalin Anticline and the slope of the Mid-Polish Swell. Carbonate-siliceous and carbonate lithofacies locally with gaize interbeds compose the K4-I–K4-V succession in the western and central parts of the Płock Trough. In the southeast, the section is much more varied with additional marl and chalk (in the east) components. The chalk area of the Mazow-

sze and Podlasie regions is slightly smaller than earlier. Northeast Poland is dominated by marl and carbonate-siliceous lithofacies. Mudstone-marl and mudstone-sandstone-marl lithofacies are supplementary components in the north-central region. The lithofacies pattern of the Lublin region is also relatively variable with carbonate-siliceous lithofacies in the SW, and carbonate to chalk lithofacies towards the NE.

A sedimentary gap, locally represented by a hardground, occurs within the Upper Maastrichtian section of the Vistula Gorge near Puławy. Hardgrounds were also reported from borehole sections in the Lublin and Płock troughs. In the extreme southeast, sandstone to sandstone-silty marls and gaize facies, extending towards the Ukraine territory, are a significant facies component.

Lower Paleocene deposits (cycle Pc-I) are known from the regions situated NE of the Mid-Polish Swell and, in most areas, they are separated from the Upper Cretaceous by a distinct stratigraphic gap. The Maastrichtian/Lower Paleocene boundary is locally represented by a hardground or an erosional-omission surface. In the Lublin region, the Maastrichtian deposits pass into Danian without any sedimentary breaks. The dominant Danian facies are gaizes, marls and marly limestones passing towards the basin margins into siliciclastic facies.

