

SEDYMENTACJA CECHSZTYŃSKA NA OBSZARZE PODLASIA

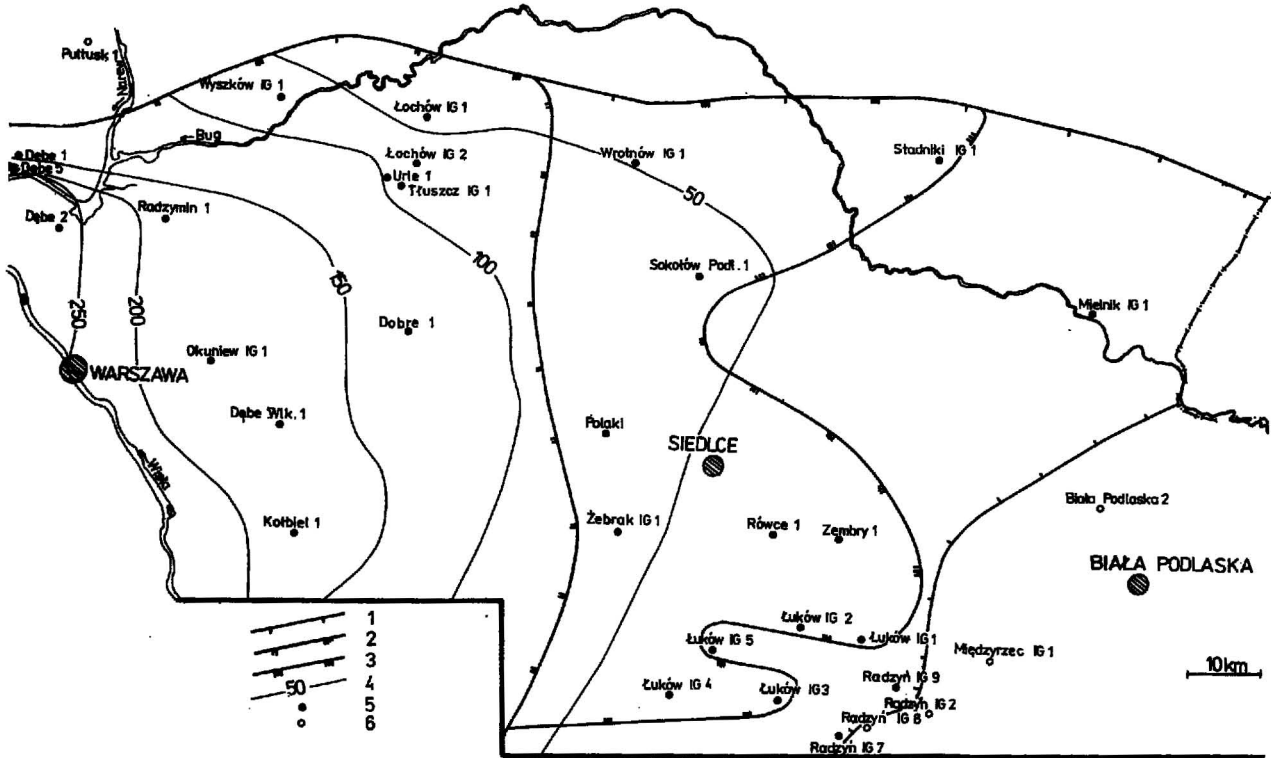
UKD 551.736.3(438.142)

W trakcie sedymentacji cechsztyńskiej zatoka podlaska (1, 23) była odnogą morza, wcinającą się pomiędzy łądem mazurskim na północy a łądem radomsko-lubelskim na południu (ryc. 1). Pierwsze ujęcia stratygrafii i paleogeografii cechsztynu na tym obszarze przedstawili, opierając się z konieczności na niewielkiej ilości danych, J. Poborski (18) i K. Pawłowska (8). Uwzględniając wyniki późniejszych wierceń, nowy obraz stosunków stratygraficznych przedstawili E. Czajor i R. Wagner (3), a następnie – R. Wagner (1, 19, 22, 23) (ryc. 2). Obie te koncepcje różnią się przede wszystkim odmiennym podziałem stratygraficznym przyjętym dla rejonu Wyszkowa, Łochowa i Tuszcz (problem ten jest omówiony poniżej), ale implikacje tej różnicy były doniosłe dla całego omawianego obszaru.

W zachodniej części zatoki podlaskiej stratygrafia cechsztynu nie nastęczyła większych wątpliwości, natomiast inaczej rzecz się miała w części środkowej i wschodniej, gdzie znakomitą większość bądź całość profilu cechsztynu stanowią skały węglanowe. Po części należą one do wapienia cechsztyńskiego, zawierającego charakterystyczny zespół makro- (8, 10) i mikrofauny (26, 27). Zasięg wapienia cechsztyńskiego (Ca1) jest największy w porównaniu z innymi poziomami (1); osady tego

poziomu są głównym składnikiem profilu cechsztyńskiego w środkowej i wschodniej części omawianego obszaru, a także na przylegającej doń części Białorusi (7). Komplex terygeniczo-anhydritowy, występujący powyżej wapienia cechsztyńskiego, został zaliczony (21, 22) do cyklu PZ1, natomiast zasadniczym problemem była kwestia przynależności kompleksu skał węglanowych występującego powyżej cyklu PZ1. R. Wagner (22) zdecydował się zaliczyć ten kompleks w północnej części badanego obszaru (np. w otworach Łochów IG1 i Łochów IG2 – 21, otwór Wyszków IG1 – 1) w całości do dolomitu głównego, opierając się – jak stwierdził (21, s. 102) – na podstawie korelacji mikrofacjalnej oraz szerszego zasięgu osadów dolomitu głównego niż dolomitu płytowego w obniżeniu podlaskim. W tym miejscu należy zauważyć, że ta druga przesłanka była założeniem; szerszy zasięg dolomitu głównego w obniżeniu podlaskim powinien wynikać albo z przesłanek ogólnych (a na całym niemal obszarze zbiornika cechsztyńskiego zasięg dolomitu głównego jest znacznie mniejszy niż dolomitu płytowego, o czym jest mowa poniżej), albo też wynikać z badań profili otworów wiertniczych (co nie miało miejsca).

Inną koncepcję R. Wagner (19, 22) przedstawił dla

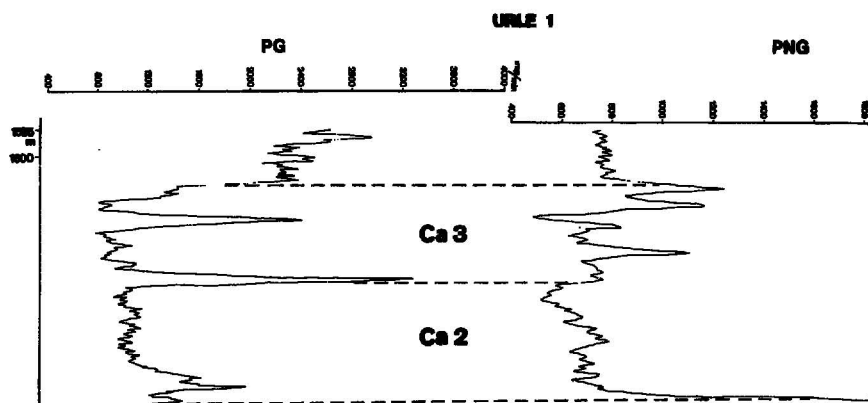
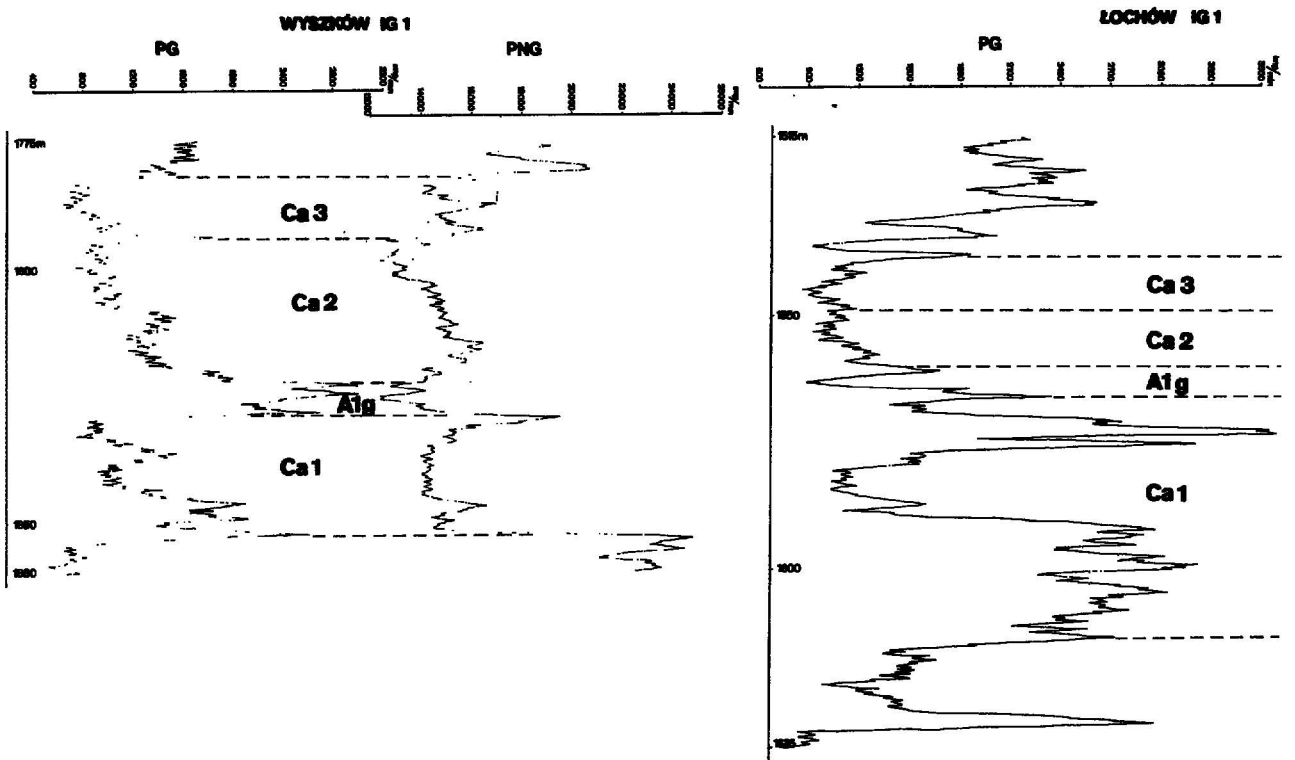
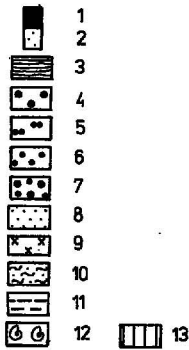
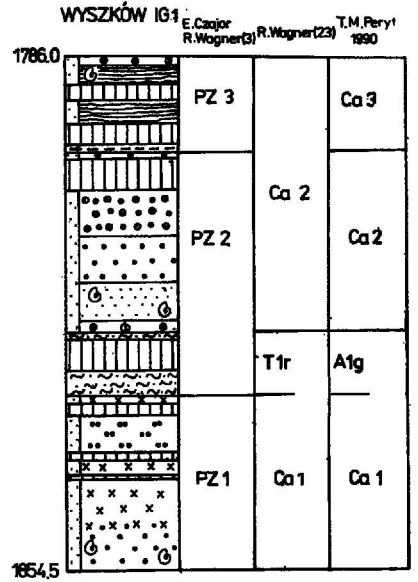
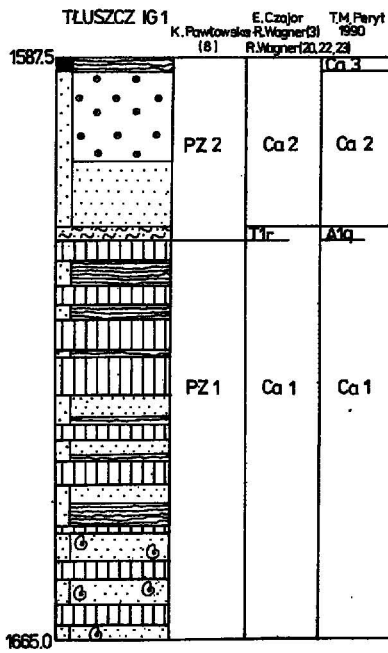
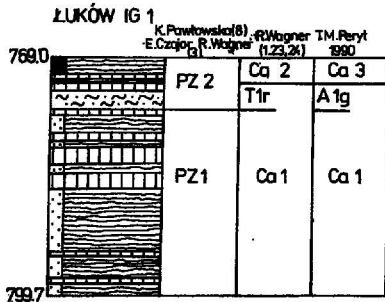


Ryc. 1. Występowanie utworów cechsztyńskich na obszarze Podlasia

Fig. 1. Zechstein deposits in the area of Podlasie

1 – zasięg utworów cyklu PZ1, 2 – zasięg utworów cyklu PZ2, 3 – zasięg utworów cyklu PZ3, 4 – miąższość utworów cyklów: PZ1, PZ2 i PZ3, 5 – otwór wiertniczy, w którym występują utwory cechsztynu, 6 – otwór wiertniczy, w którym brak jest utworów cechsztynu

1 – limit of deposits of PZ1 cycle, 2 – limit of deposits of PZ2 cycle, 3 – limit of deposits of PZ3 cycle, 4 – thickness of PZ1, PZ2 and PZ3 deposits, 5 – well with Zechstein deposits, 6 – well without Zechstein deposits



Ryc. 2. Rozwój poglądów na stratygrafię utworów cechsztyńskich w otworach wiertniczych Łuków IG1, Tuszcz IG1 i Wyszków IG1

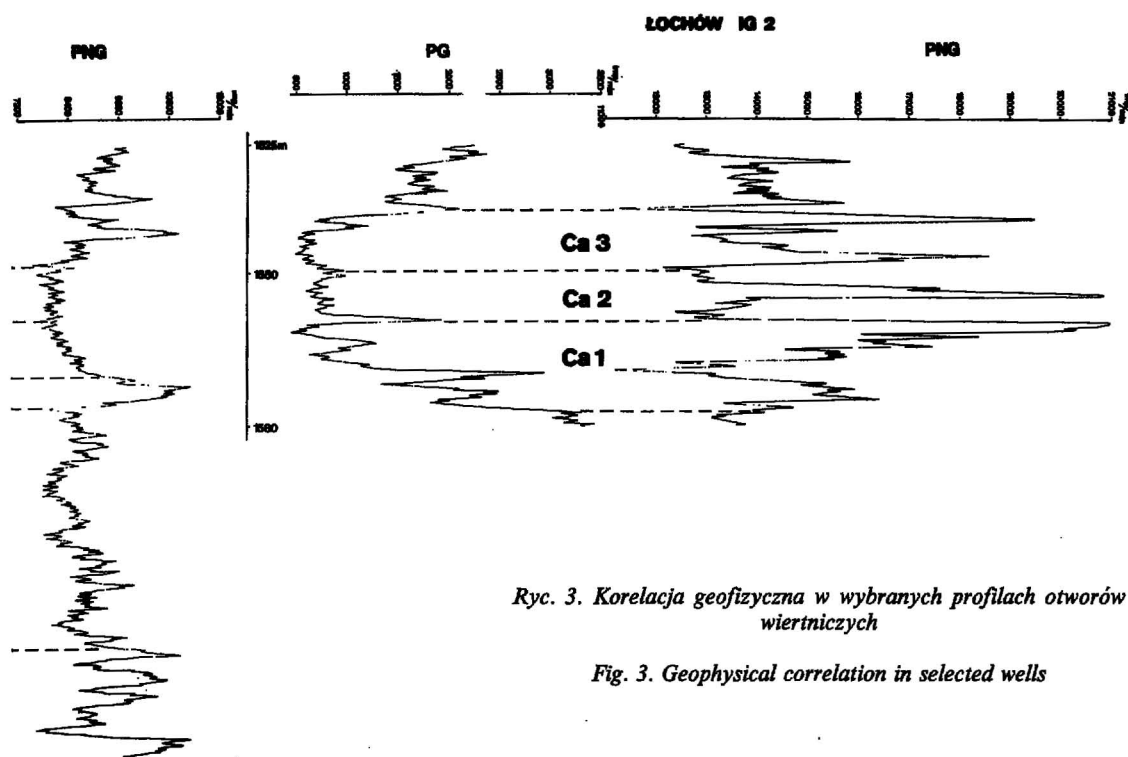
1–9: skały węglanowe (1 – wapień, 2 – dolomit, 3 – utwory mikrobialne, w wapieniu cechsztyńskim otworu Tuszcz IG1 także biolityty stromatolitowo-mszywiolowe – 2, 4 – ooidowe greinstony, 5 – peloidowe greinstony, 6 – peloidowe pakstony, 7 – peloidowo-ooidowe pakstony, 8 – madstony, 9 – utwory zrekrystalizowane); 10 – piaskowce, mułowce, 11 – ilowce, 12 – bioklasty, 13 – brak rdzenia

Fig. 2. Development of ideas on stratigraphy of Zechstein deposits in wells Łuków IG1, Tuszcz IG1 and Wyszków IG1

1–9: carbonate rocks (1 – limestone, 2 – dolomite, 3 – microbial deposits, in the Zechstein Limestone of Tuszcz IG1 also stromatolitic-bryozoan biolithites – 2, 4 – ooid grainstones, 5 – peloid grainstones, 6 – peloid packstones, 7 – peloid-ooid packstones, 8 – mudstones, 9 – recrystallized rock); 10 – sandstones, mudstones, 11 – siltstones, 12 – bioclasts, 13 – no core

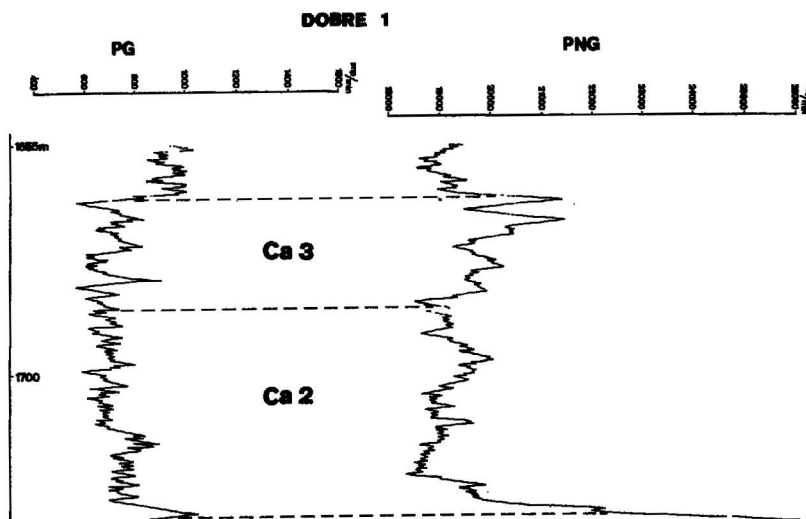
południowej części obniżenia podlaskiego, gdzie stwierdził występowanie wapieni o miąższości 2–5 m, najczęściej zneomorfizowanych i zaliczonych do dolomitu płytowego, leżących na utworach dolomitu głównego (np. w otworze Wilga IG1 – 22, Fig. 52, Magnuszew IG1 – 19, Fig. 1, por. 9, s. 130). Podobne związki stwierdzono również w otworze Dobre 1 (22), gdzie na utworach zaliczonych do dolomitu głównego występuje kompleks skał o miąższości 20 m, reprezentujących dolomit płytowy.

Szczegółowe badania przeprowadzone najpierw w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej (1, 5, 16), a następnie w jej wschodniej części (15, 13, 6) wykazały, że zasięg dolomitu płytowego jest tam znacznie większy niż dolomitu głównego, przeciwnie niż to zakładał R. Wagner (23); tym samym obniżenie podlaskie byłoby jedynym obszarem na platformie prekambryjskiej o zupełnie odmiennej tendencji ewolucji. Co więcej, obraz wzorów fałcjalnych dla dolomitu głównego i dolomitu płytowego, jaki wynikał z badań na obszarze syneklizy perybałtyckiej



Ryc. 3. Korelacja geofizyczna w wybranych profilach otworów wiertniczych

Fig. 3. Geophysical correlation in selected wells



(4–6, 12, 13), był zasadniczo odmienny od tego zakładanego dla obniżenia podlaskiego (19, 22). Wyjaśnienie tych problemów stało się celem badań, których wyniki przedstawiono w niniejszym artykule.

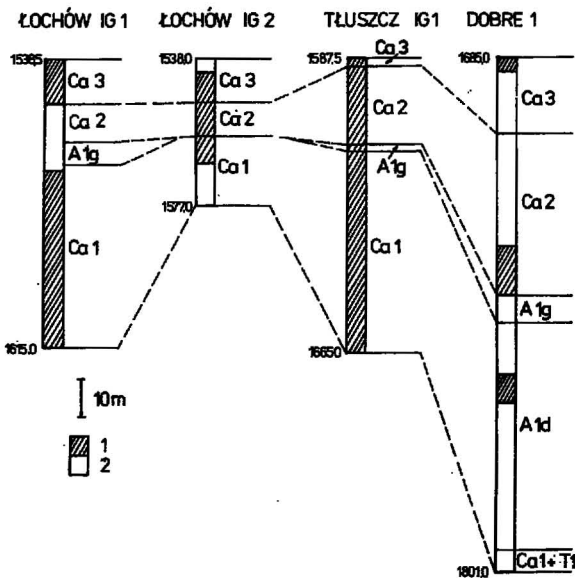
KORELACJA STRATYGRAFICZNA

W skrajnie zachodniej części obniżenia podlaskiego stratygrafia cechsztynu nie budzi większych wątpliwości, dzięki obecności poziomów ewaporatowych (dotyczy to profilu otworu Okuniew IG1 i na zachód od tego otworu). Ku wschodowi obserwuje się wyklinowanie ewaporatów i z wyjątkiem cyklu PZ1 brak jest ich w większej części obniżenia podlaskiego (22).

W południowej części (w otw. Warszawa IG1 i Wilga IG1), a także w otworze Dobre 1, R. Wagner (19, 22) stwierdził, że utwory dolomitu głównego są przykryte utworami dolomitu płytowego. Niestety, z powodu niewielkiego stopnia rdzeniowania w otworze Dobre 1 nie można było w sposób pewny ustalić pozycji facjalnej utworów należących do obu tych poziomów. Dysponujemy wszakże wykresami geofizyki wiertniczej, na których zresztą opierał się R. Wagner (22). Identyczne jak w otworze Dobre 1 następstwo stwierdzono także w otworze Urle 1, gdzie również brak jest rdzenia z interesującego nas interwału. Oba otwory mają kluczowe znaczenie dla interpretacji otworów położonych bliżej brzegów zbiornika, przy czym ułatwia to fakt bliskiego sąsiedztwa otworów Urle 1, Łochów IG2 i Tuszcz IG1 (ryc. 3).

Podział stratygraficzny w otworach Łochów IG1, Łochów IG2, Tuszcz IG1 oraz Wyszków IG1 nastęcał sporo problemów (ryc. 2, 3). W Wyszkwie (ryc. 2) E. Czajor i R. Wagner (3) uznali, że występują tu wszystkie trzy poziomy węglanowe, ale później R. Wagner – o czym świadczą przedstawiane przez niego mapy (1, 22, 23) – przyjął brak dolomitu płytowego w tym rejonie.

Powyżej utworów zaliczonych przez R. Wagnera (22)



Ryc. 4. Zestawienie korelacyjne profili cechsztyńskich na linii otworów Łochów IG1–Dobre 1

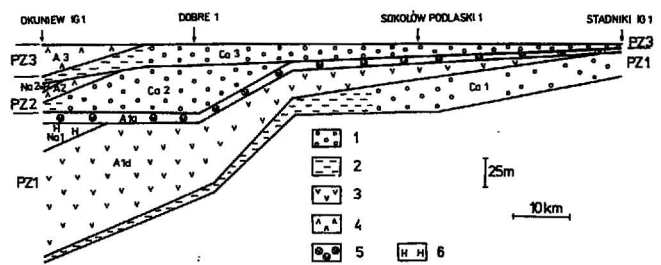
1 – odcinek rdzeniowany, 2 – odcinek nierdzeniowany

Fig. 4. Correlation of Zechstein deposits along the line Łochów IG1–Dobre 1

1 – cored interval, 2 – no core

do T1r występuje cykl o charakterze pływającym ku górze, z osadami transgresywnej plaży w najniższej części (ryc. 2) przykrytymi bioklastycznymi madstonami, przechodzącymi w peloidowe pakstony i – w najwyższej części – ooidowe (i miejscami wadoidowe) greinstony (ryc. 2). Taka sekwencja jest typowa dla strefy lagunowej dolomitu głównego, jak to się obserwuje na obszarze syneklizy perybałtyckiej (12, 13), blisko strefy osiągananej przez progradujący kompleks brzeżnej bariery oolitowej (12). Ooidowe greinstony przykryte są cienką warstwą szaro-zielonego itowca, powyżej którego występują osady mikrobialne z przewarstwieniami biodetrytów i drobno-ooidowych greinstonów. Identycznie wykształcone osady mikrobialne są typowe dla dolomitu płytowego syneklizy perybałtyckiej (4–6), powstałego w systemie sebhyy. Biorąc pod uwagę tak odmienną pozycję facjalną obu pakietów warstw i wyniki korelacji geofizycznej, jak również odmienną sukcesję i natężenie procesów wczesnodiaogenetycznych w obu tych pakietach uznano, że w otworze Wyszków IG1 występują – podobnie jak w otworze Dobre 1 (22) – utwory dolomitu głównego przykryte osadami dolomitu płytowego.

Korelacja geofizyczna (ryc. 3) i porównanie wykształcenia utworów zaliczonych do dolomitu głównego i płytowego w otworze Wyszków IG1 oraz wykształcenia kompleksu węglanowego leżącego na wapieniu cechsztyńskim w otworach Tuszcz IG1, Łochów IG1 i Łochów IG2 oraz analiza wykresów geofizyki wiertniczej z tych otworów oraz z Urle 1 i Dobre 1 (ryc. 3) prowadzi do wniosku, że kompleks węglanowy występujący powyżej wapienia cechsztyńskiego w otworach Tuszcz IG1 i Łochów IG2 należy wiązać – podobnie jak w otworze Wyszków IG1 – z dolomitami głównymi oraz płytowymi, jak to przedstawiono na ryc. 4. Zwłaszcza profile Wyszkowa i Tuszcza są bardzo do siebie podobne; w tym drugim otworze powyżej wyraźnie pływającego cyklu dolomitu głównego, z ooidowymi i wadolitowymi greinstonami w górnej części (2), występują identyczne jak w Wyszkwie – choć silniej zrekrytalizowane – utwory mikrobialne (na ich obecność zwróciła uwagę już E. Czajor – 2). Zasadniczą zmianę środowiskową, przypadającą na granicę kompleksu greinstonowego z kompleksem mikrobialnym, dostrzegła już E. Czajor (2, s. 237), która uznała, że owa zmiana odzwierciedla znaczne



Ryc. 5. Schemat stosunków stratygraficzno-facjalnych utworów cechsztynu na linii otworów Okuniew IG1–Stadniki IG1

1 – platforma węglanowa, 2 – basen węglanowy, 3 – platforma siarczanowa, 4 – basen siarczanowy, 5 – system sebhyy, 6 – basen solny

Fig. 5. Scheme of stratigraphic-facies relations of Zechstein deposits along the Okuniew IG1–Stadniki IG1 line

1 – carbonate platform, 2 – central part of carbonate basin, 3 – sulphate platform, 4 – sulphate basin, 5 – sabkha system, 6 – halite basin

spływanie lub wynurzenie „grzbietu onkolitowego”, powodujące osłonięcie części laguny przed działaniem fal. Sekwencja procesów diagenetycznych w kompleksie greinstonowym jest odmienna od tej stwierdzonej w kompleksie mikrobialnym, natomiast zarówno sekwencja, jak i intensywność procesów diagenetycznych są bardzo zbliżone dla dolnych pakietów w Wyszku i Tuszczu z jednej strony i górnych pakietów w obu tych otworach – z drugiej.

W Łochowie IG2 poniżej osadów mikrobialnych dolomitu płytowego występuje już tylko dolna – madstonowa – część dolomitu głównego; oczekiwać można, że w Łochowie IG1 sytuacja przedstawia się podobnie. Analiza stosunków stratygraficznych i facjalnych na linii Dobre 1–Łochów IG1 przedstawiona jest na ryc. 4.

Ważną implikacją nowej korelacji stratygraficznej jest to, że górny poziom węglanowy, występujący powyżej utworów cyklu PZ1 w bardziej wschodniej części Podlasia (np. w otworach Stadniki IG1, Żebrak IG1 czy Łuków IG1) i uprzednio wiązany z dolomitem głównym (1, 3, 24 oraz – warunkowo – 8), w istocie należy do dolomitu płytowego. Taką konkluzję potwierdzają wyniki badań mikrofacjalnych, wskazujących na dominację osadów mikrobialnych w utworach zaliczonych w niniejszej pracy do dolomitu płytowego. Osady te wykazują obecność wszystkich cech typowych dla platformy mikro-

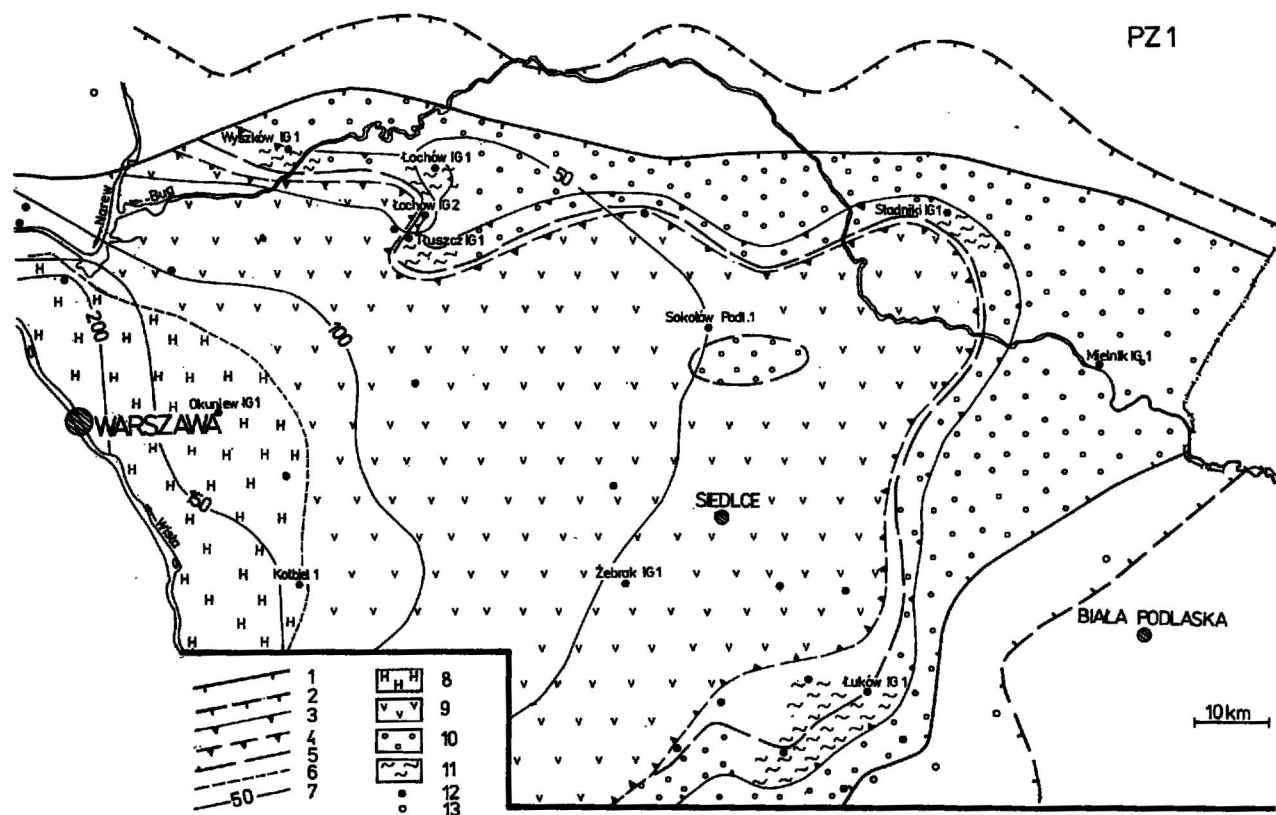
bialnej dolomitu płytowego w rejonie Zatoki Puckiej (4), w tym także obecność – np. w otworze Stadniki IG1 – kalcinem i brak jednocześnie cech typowych dla brzeżnej strefy dolomitu głównego, dobrze rozpoznanej w rejonie Zatoki Puckiej (12).

Schemat stosunków stratygraficzno-facjalnych, jaki wynika z nowych badań, jest pokazany na ryc. 5.

SEDYMENTACJA CYKLU PZ1

Zasięg zbiornika PZ1 (ryc. 6) objął większą część obszaru, na którym powstawały utwory czerwonego spagowca (1). Osady łupku miedzionośnego – pierwszego osadu cechsztyńskiego powstałego po transgresji – występują w środkowej części zatoki podlaskiej (8), natomiast brak jest ich w bardziej brzeżnych częściach zbiornika, gdzie profil cechsztynu zaczyna się utworami wapienia cechsztyńskiego, wykształconymi w facji platformy węglanowej.

Platforma węglanowa ciągnąca się na obrzeżu zbiornika była wąska (ryc. 6). Na krawędzi platformy powstawały budowle organiczne: glonowo-mszywiolowe (stwierdzone w Tuszczu IG1 – 2) względnie mikrobialne (Łuków IG1), lub też piaski ooidowe krawędzi platformy (Stadniki IG1). Na platformie węglanowej trwała depozycja głównie madstonów i utworów peloidowych (np.



Ryc. 6. Miąższość i facje cyklu PZ1

Fig. 6. Thickness and facies of the PZ1 cycle

1 – obecny zasięg utworów PZ1, 2 – pierwotny zasięg utworów PZ1, 3 – zasięg anhydrytu górnego (A1g), 4 – zasięg anhydrytu dolnego (A1d), 5 – krawędź platformy węglanowej wapienia cechsztyńskiego (Ca1), 6 – zasięg najstarszej soli kamiennej (Na1), 7 – miąższość utworów PZ1, 8 – basen solny, 9 – platforma siarczanowa, 10 – platforma węglanowa, 11 – facja silikoklastyczna anhydrytu górnego, 12 – otwór wiertniczy, w którym występują utwory PZ1, 13 – otwór wiertniczy, w którym brak jest utworów PZ1

1 – present limit of PZ1 deposits, 2 – original limit of PZ1 deposits, 3 – limit of Upper Werra Anhydrite (A1g), 4 – limit of Lower Werra Anhydrite (A1d), 5 – edge of the Zechstein Limestone (Ca1) platform, 6 – limit of the Oldest Halite (Na1), 7 – thickness of PZ1 deposits, 8 – halite basin, 9 – sulphate platform, 10 – carbonate platform, 11 – siliciclastic facies of the Upper Werra Anhydrite, 12 – well with PZ1 deposits, 13 – well without PZ1 deposits

Wyszków IG1), o cykliczności charakterystycznej dla wapienia cechsztyńskiego (11). Bliżej brzegu i (lub) na obszarach chronionych spotyka się przewarstwienia mułowcowe, zwłaszcza w górnej części wapienia cechsztyńskiego (np. w Łochowie IG1 — 2; 21), gdzie często występuje także detryt roślinny (8).

Budowle organiczne powstały także w strefie centralnej (np. w Żebraku IG1 stwierdzono faunę ramienionogowo-mszywiolowo-koralową — 10), gdzie mogły również rozwijać się drobne izolowane platformy wokół wyniesień podłoża (Sokołów Podlaski 1). W następstwie rozwoju platform w przybrzeżnej części zatoki podlaskiej (1) doszło do powstania reliefu; relief ten, dodatkowo kształtowany w następstwie silniejszej subsydencji w zachodniej części omawianego obszaru, został następnie zniwelowany depozycją ewaporatów.

Sedymentacja siarczanów anhydrytu dolnego w środkowej części zatoki podlaskiej zachodziła w płytkich warunkach subakwalnych, w których powstały anhydryty masywne (Żebrak IG1), z częstymi pseudomorfozami po kryształach selenitu (Magnuszew IG1, Warka IG1, Okuniew IG1); tylko w najniższej części anhydrytu dolnego występują anhydryty gruzłowe, powstałe w systemie sebhy. Bardziej na zachód panowały nieco głębsze

warunki i powstawały anhydryty pasemkowane, a następnie sole. Wschodnia granica basenu solnego przebiega równoległe do Wisły, wzdłuż jej prawego brzegu, na wschód od otworów Okuniew IG1, Kołbiel 1 i Wilga IG1 (ryc. 6). Ten boczny basen solny był odcięty od głównego zbiornika przez „wał” rejonu Mszczonowa (14).

Częste tekstury brekcyjne (Żebrak IG1, Warka IG1, Okuniew IG1) i przewarstwienia iłowców z gruzłami i inkrustacjami anhydrytu w profilach anhydrytu górnego na całym omawianym obszarze świadczą o depozycji w bardzo płytkich warunkach subakwalnych z epizodami subaeralnymi. Pod koniec depozycji utworów cyklu PZ1 obszar zatoki perybałtyckiej — na wschód od Wisły — był równia lekko tylko pochyloną ku zbiornikowi centralnemu.

SEDYMENTACJA CYKLU PZ2

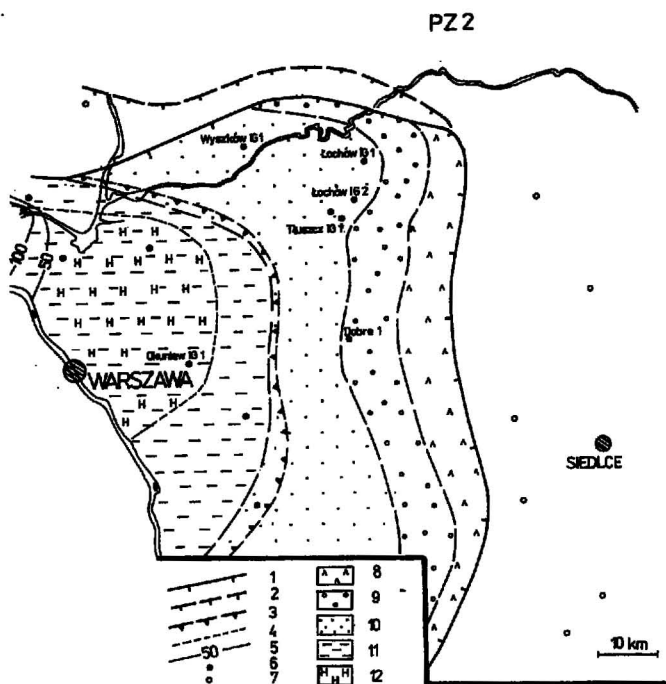
Utwory cyklu PZ2 występują tylko w zachodniej części omawianego obszaru (ryc. 7). W najniższej części dolomitu głównego występują ooidowo-bioklastyczne greinstony (np. w Wyszkowie IG1 i Magnuszewie IG1) — osady transgresywnej plaży, lub też dolomity krystaliczne, niekiedy bardzo silnie zrekrystalizowane, wynikiem czego odtworzenie pierwotnej struktury osadu jest niemożliwe. Miąższość osadów plaży transgresywnej z jednej strony i osadów silnie zrekrystalizowanych — z drugiej strony, jest bardzo podobna. Biorąc pod uwagę odmienne ścieżki diagenety silnie zrekrystalizowanych osadów od osadów występujących powyżej, a powstałych w warunkach głównie podpływowych (zob. niżej) w połączeniu z faktem występowania osadów plaży transgresywnej o identycznej pozycji w sekwencji uznano, że pakiet osadów silnie zrekrystalizowanych odpowiada — co najmniej częściowo — serii powstałej w trakcie transgresji morza dolomitu głównego.

Po osadach transgresywnej plaży osadziły się najpierw madstony (Łochów IG1 i Łochów IG2, Tuszcz IG1), potem peloidowe pakstony, a następnie — ooidowe greinstony (Tuszcz IG1, Wyszków IG1). Takie następstwo — cykl pływający ku górze — jest charakterystyczne dla strefy lagunowej, z progradującą brzezną barierą oolitową (12). Biorąc to pod uwagę spodziewać się można, że pierwotny zasięg dolomitu głównego nie był zbyt oddalony od tych otworów. Jest przy tym prawdopodobne, że kompleks brzeżnej platformy oolitowej występuje w otworze Dobre 1.

Osady tej części strefy lagunowej powstawały w warunkach głównie podpływowych, z częstymi — w górnej części profilu — epizodami międzypływowymi i — o czym świadczy obecność wadoidów (bardzo dobrze rozwiniętych np. w otw. Tuszcz IG1) — także nadpływowymi.

Ilość i częstość przewarstwień oolitowych maleją w miarę posuwania się w kierunku otwartego morza. W otworach Wilga IG1 i Warka IG1 występują madstony warstwowane w dolnej części, wyżej — madstony oraz waktstony — pakstony bioklastyczne, z kilkumetrowymi przewarstwieńiami greinstonów ooidowych w najwyższej części (19); profile te reprezentują strefę lagunową o dominującym reżimie sedymentacji podpływowej. Przejście do facji otwartego zbiornika, dobrze rozpoznanych na zachód od Wisły (17), miało charakter stopniowy, typowy dla układu rampy stwierdzonej w perybałtyckiej części platformy prekambryjskiej (12, 13).

W dolnej części anhydrytu podstawowego występują anhydryty masywne, z pseudomorfozami po kryształach selenitu, powstałe w płytkich warunkach subakwalnych,



Ryc. 7. Miąższość i facje cyklu PZ2

1 — obecny zasięg utworów PZ2, 2 — pierwotny zasięg utworów PZ2, 3 — zasięg anhydrytu podstawowego (A2), 4 — zasięg starszej soli kamiennej (Na2), 5 — miąższość utworów PZ2, 6 — otwór wiertniczy, w którym występują utwory PZ2, 7 — otwór wiertniczy, w którym brak jest utworów PZ2, 8–11: strefy facjalne dolomitu głównego (Ca2) (8 — sebha, 9 — system brzeżnej bariery oolitowej, 10 — laguna, 11 — głęboka rampa), 12 — basen solny

Fig. 7. Thickness and facies of the PZ2 cycle

1 — present limit of PZ2 deposits, 2 — original limit of PZ2 deposits, 3 — limit of Basal Anhydrite (A2), 4 — limit of Older Halite (Na2), 5 — thickness of PZ2 deposits, 6 — well with PZ2 deposits, 7 — well without PZ2 deposits, 8–11: facies zones of Main Dolomite (Ca2) (8 — sebha, 9 — coastal oolitic barrier system, 10 — lagoon, 11 — deep ramp), 12 — halite basin

u góry zaś – pasemkowane (Okuniew IG1) i bardziej na zachód, laminowane (Nadarzyn IG1). Utwory pasemkowane i laminowane powstały w nieco głębszym środowisku. Sekwencja anhydrytu podstawowego ma zatem charakter transgresywny, jak to stwierdzono (13) w zatoce perybałtyckiej. Utwory starszej soli kamiennej (ryc. 7) także powstały w płytkich warunkach subakwalnych.

SEDYMENTACJA CYKLU PZ3

Zalew związany z transgresją cyklu PZ3 spowodował powrót warunków morskich na obszarze Podlasia, choć prawdopodobnie zasięg morza dolomitu płytowego był – na południu i północy – nieco mniejszy niż zasięg morza wapienia cechsztyńskiego i znacznie mniejszy na wschodzie (ryc. 8). Szybko rozwinęła się platforma mikrobialna, zbudowana z laminoidów, stromatolitów i utworów stromatolitopodobnych, tak jak to się obserwuje w rejonie Zatoki Puckiej (4, 5), z przewarstwieniami ooidowych greinstonów (np. Wyszaków IG1, Łochów IG1) oraz – co jest szczególnie dobrze wyrażone w otworze Wrotnów IG1 – z przewarstwieniami utworów bioklastycznych uziarnionych frakcjalnie, najprawdopodobniej powstałych w wyniku uderzenia sztormów o brzeg. Występują także przewarstwienia madstonów ze zmienną ilością ziarn kwarcu oraz z przejawami diagenety pedogenicznej (np. spękania koncentryczne i tekstura grudkowa – Stądniki IG1). Ilość ziarn kwarcu stopniowo wzrasta i zapiaszczone osady węglanowe przechodzą (np. Łuków IG1) w osady silikoklastyczne, choć zazwyczaj kontakt osadów węglanowych i silikoklastycznych jest wyraźnie erozyjny. Geneza i korelacja utworów silikoklastycznych, zaliczonych przez R. Wagnera (np. 22,

23) do stropowej serii terygenicznej, nie będzie tutaj omawiana.

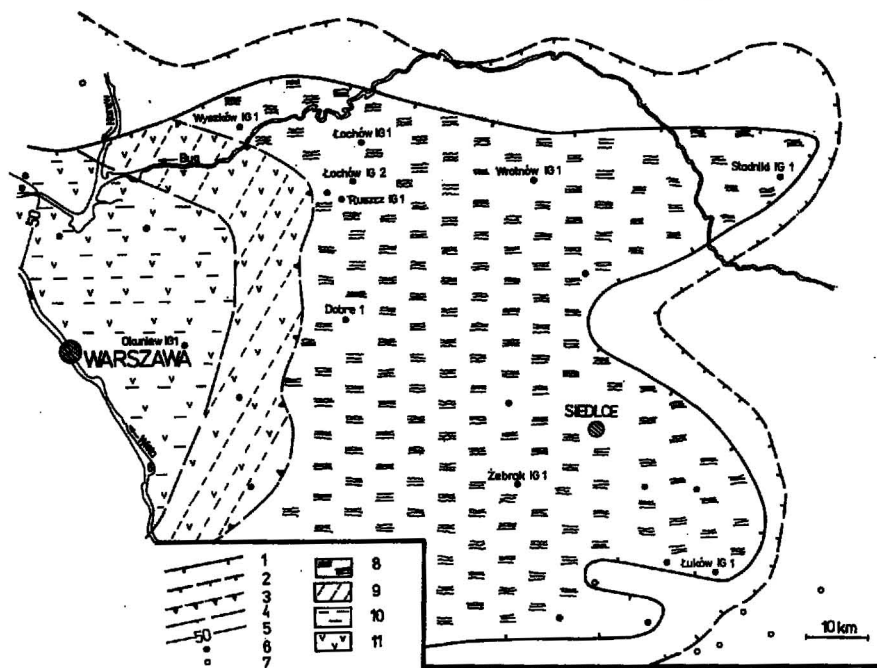
Przypuszczalny przebieg krawędzi dolomitu płytowego przedstawiono na ryc. 8. W stosunku do platformy dolomitu głównego zaznaczyło się lekkie przesunięcie krawędzi ku wschodowi, co w połączeniu z rozległością platformy mikrobialnej dolomitu płytowego i stosunkowo niewielką szerokością stref: lagunowej i brzeżnej bariery oolitowej (*sensu* 12) spowodowało przekraczające położenie dolomitu płytowego względem dolomitu głównego, o czym była mowa uprzednio.

W strefie otwartego zbiornika, dobrze udokumentowanej otworem Warszawa IG1 i otworami położonymi bardziej na zachód (Nadarzyn IG1, Mszczonów IG2 – 17), trwała depozycja silnie zailonnych madstonów, z fauną i bioturbacjami, o niewielkiej miąższości. Relief powstały w wyniku utworzenia się platformy dolomitu płytowego – stosunkowo niewielki – został następnie zniwelowany osadzeniem się anhydrytów masywnych, lokalnie pasemkowanych (Warszawa IG1), powstałych w płytkich warunkach subakwalnych. W dolnej części anhydrytu głównego częste są pseudomorfozy po kryształach halitu oraz pory, powstałe w warunkach okresowych silnych zmian zasolenia, typowych dla bardzo płytkich wód blisko brzegów zbiornika.

PODSUMOWANE

Wyniki badań stratygraficznych i facjalnych świadczą o tym, że historia sedymentacji cechsztyńskiej na Podlasiu ma wiele cech identycznych z obszarem syneklizy perybałtyckiej (13). Stwierdzono, że wykształcenie i układy facjalne, jak również relacje pomiędzy zasięgami

PZ3



Ryc. 8. Miąższość i facje cyklu PZ3

1 – obecny zasięg utworów PZ3, 2 – pierwotny zasięg utworów PZ3, 3 – zasięg anhydrytu głównego (A3), 4 – granica stref facjalnych dolomitu płytowego (Ca3), 5 – miąższość utworów PZ3, 6 – otwór wiertniczy, w którym występują utwory PZ3, 7 – otwór wiertniczy, w którym brak jest utworów PZ3, 8–10: strefy facjalne dolomitu płytowego (8 – platforma mikrobialna, 9 – stok platformy, 10 – głęboka rampa), 11 – basen siarczanowy

Fig. 8. Thickness and facies of the PZ3 cycle

1 – present limit of PZ3 deposits, 2 – original limit of PZ3 deposits, 3 – limit of Main Anhydrite (A3), 4 – boundaries of facies zones of Platy Dolomite (Ca3), 5 – thickness of PZ3 deposits, 6 – well with PZ3 deposits, 7 – well without PZ3 deposits, 8–10: facies zones of Platy Dolomite (8 – microbial platform, 9 – platform slope, 10 – deep ramp), 11 – sulphate basin

poszczególnych poziomów, są uderzająco podobne na obu tych obszarach. Przedstawione w niniejszej pracy rekonstrukcje paleogeograficzne zmieniają w zasadniczej mierze wcześniejsze interpretacje dla obszaru Podlasia (1, 3, 21–25) dla cykli PZ2 i PZ3 oraz w istotny sposób modyfikują dotychczasową (1, 23) interpretację cyklu PZ1. W szczególności stwierdzono, że na obszarze Podlasia obecny (a także pierwotny) zasięg dolomitu płytowego jest znacznie większy niż dolomitu głównego, co jest zresztą regułą dla zbiornika cechsztyńskiego.

Zdaniem J. Pokorskiego (1, s. 9), decydujący wpływ na sedymentację czerwonego spągowca w basenie podlaskim wywarły dyslokacje, aktywne w okresie poprzedzającym sedymentację permu. W rejonie Tuszcz, gdzie siatka wierceń jest stosunkowo gęsta, stwierdzono uderzającą zgodność pomiędzy układem tektonicznym, odzwierciedlonym np. rozkładem facji czerwonego spągowca (J. Pokorski, *vide* 1) a zasięgami i facjami poszczególnych poziomów cechsztyńskich (ryc. 6–8). Podobną zgodność obserwuje się także w pozostałych częściach zatoki podlaskiej. Świadczy to o tym, że – podobnie jak w wypadku obszaru perybałtyckiego (13) – ważnym czynnikiem warunkującym sedymentację cechsztyńską na obszarze Podlasia była subtelna aktywność tektoniczna podłoża.

L I T E R A T U R A

1. Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski (pod red. nauk. S. Depowski). Wyd. Geol., 1978.
2. Czajor E. — Profile Głęb. Otw. Wiern. Inst. Geol., 1978 nr 47 s. 228–238.
3. Czajor E., Wagner R. — Pr. Inst. Geol., 1974 t. 74 s. 107–122.
4. Gąsiewicz A. — Prz. Geol., 1990 nr 4 s. 187–195.
5. Gąsiewicz A., Peryt T.M. — Biul. Państw. Inst. Geol., 1989 nr 363 s. 41–68.
6. Gąsiewicz A., Peryt T.M. — Prz. Geol., 1989 nr 4 s. 193–199.
7. Gołubcow W.K., Machnac A.S. — Facii teritorii Belorussi w paleozoe i rannem mezozoe, Izd. An BSSR, Minsk 1961.
8. Pawłowska K. — [In:] Budowa geologiczna Polski t. 1 Stratygrafia cz. 1, 1968 s. 526–533.
9. Pawłowska K. — Profile Głęb. Otw. Wiern. Inst. Geol., 1973 nr 4 s. 124–132.
10. Pawłowska K. — Ibidem, 1975 nr 28 s. 113–120.
11. Peryt T.M. — Pr. Inst. Geol., 1984 t. 109 s. 1–80.
12. Peryt T.M. — Facies, 1986 vol. 14 s. 151–200.
13. Peryt T.M. — Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sciences, 1989 nr 37 s. 103–119.
14. Peryt T.M., Antonowicz L. — Prz. Geol., 1990 nr 4 s. 173–180.
15. Peryt T.M., Czaporowski G. — Ibidem, 1988 nr 4 s. 235–236.
16. Peryt T.M., Czaporowski G., *in*. — Ibidem, 1985 nr 4 s. 204–211.
17. Piątkowski T. — Profile Głęb. Otw. Wiern. Państw. Inst. Geol., 1988 z. 65 s. 221–227.
18. Poborski J. — Pr. Inst. Geol., 1960 t. 30 s. 355–366.
19. Pokorski J., Wagner R. — Biul. Inst. Geol., 1983 nr 344 s. 117–133.
20. Wagner R. — Profile Głęb. Otw. Wiern. Inst. Geol., 1974 nr 13 s. 59–60, 111–114.
21. Wagner R. — Ibidem, 1978 nr 44 s. 101–103.
22. Wagner R. — Pr. Inst. Geol., 1983 nr 103 s. 90–99.

23. Wagner R. — Kwart. Geol., 1988 nr 1 s. 33–52.
24. Wagner R., Peryt T.M., Piątkowski T.S. — [In:] Proc. Intern. Symp. Central Europ. Permian, s. 69–83, Warszawa 1981.
25. Wagner R., Piątkowski T.S., Peryt T.M. — Prz. Geol., 1978 nr 12 s. 673–686.
26. Woszczyńska S. — Kwart. Geol., 1970 nr 3 p. 477–486.
27. Woszczyńska S. — Acta Palaeont. Pol., 1987 vol. 32 p. 155–205.

S U M M A R Y

Stratigraphical (Figs. 1–5) and facies study (Figs. 5–8) indicates that the history of Zechstein deposition in the Podlasie area shows many common features with the Peri-Baltic area (13). It was proved that development, facies patterns and relations between extents of particular Zechstein units are strikingly similar in both areas. New paleogeographical reconstruction (Figs. 6–8) fundamentally changes the earlier-presented interpretations (1, 3, 21–25) for the PZ2 and PZ3 cycles, and modifies the interpretation of the PZ1 cycle. In particular, it was found that the present (and original) limit of the Platy Dolomite (Ca3) is considerably larger than the limit of the Main Dolomite (Ca2), what otherwise is a rule for the Zechstein basin. In the Tuszcz region where the well net is relatively dense, a striking similarity of tectonic pattern, expressed by the facies of the Rotliegendes, and of limit and facies of particular Zechstein units (Figs. 6–8), was recorded. It indicates that in the Podlasie area, like in the Peri-Baltic area (13), a subtle tectonic activity of the basement was an important control on the Zechstein deposition.

Translated by the author

Р Е З Ю М Е

Результаты стратиграфических (рис. 1–5) и фациальных (рис. 5–8) исследований свидетельствуют о том, что история цехштейнового осадконакопления в Подлясье имеет много общих сходных черт с территорией Балтийской синеклизы (13). Установлено, что развитие и системы фаций, а также соотношения между ареалами отдельных горизонтов поразительно похожи в обеих территориях.

Представленные в данной работе палеогеографические реконструкции (рис. 6–8) основательно изменяют более ранние интерпретации для территории Подлясья (1, 3, 21–25) для циклов PZ2 и PZ3, а также существенным образом изменяют прежнюю (1, 23) интерпретацию цикла PZ1. В частности обнаружено, что на территории Подлясья современный (а также первоначальный) ареал плитчатого доломита значительно больше чем главного доломита, что в общем является правилом для цехштейнового бассейна. В районе Тлуца, где сетка буровых скважин сравнительно густа, установлено поразительное совпадение между тектонической системой, отраженной например в распределении фаций красного лежня и ареалами, а также фациями отдельных цехштейновых горизонтов (рис. 6–8). Похожее совпадение наблюдается также в остальных частях Подлясского залива. Это свидетельствует о том, что – также как в случае прибалтийской территории (13) – важным элементом, обуславливающим цехштейновое осадконакопление на территории Подлясья была слабая тектоническая активность фундамента.