

## O SEDYMENTACJI CECHSZTYŃSKIEGO DOLOMITU PŁYTOWEGO W BRZEŻNEJ, POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI SYNEKLIZY PERYBAŁTYCKIEJ

Poziom dolomitu płytowego jest najslabiej poznanym poziomem węglanowym cechsztynu. Wynika to zarówno z jego małego znaczenia gospodarczego, jak również z dużo mniejszej ilości materiałów w porównaniu z wapieniem cechsztyńskim i dolomitem głównym. Co więcej, utwory dolomitu płytowego zostały w znacznym stopniu zerodowane. Z tych to względów obszar dobrego rozpoznania dolomitu płytowego jest w zasadzie ograniczony do rejonu Zatoki Puckiej (6–9), rejonu Wrocławia (14) oraz strefy Koszalina–Chojnic (12, 19).

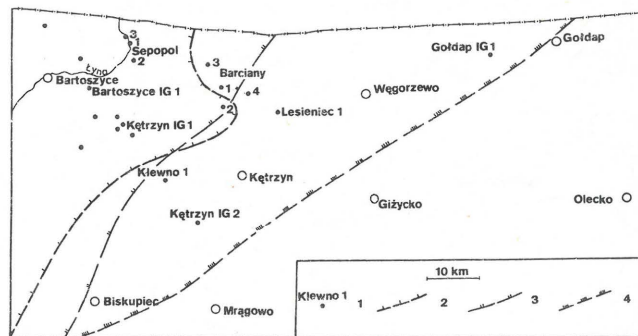
Utwory dolomitu płytowego w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej spoczywają miejscami na utworach dolomitu głównego, a ich rozróżnienie stało się możliwe dzięki zastosowaniu kompleksowej analizy stratygraficznej i sedymentologicznej (1, 20). Zgoła inaczej przedstawiała się do niedawna (16) sytuacja we wschodniej części syneklizy perybałtyckiej (ryc. 1). Dość duża zmienność facjalna (jakiej można się zresztą spodziewać w brzeżnej części zbiornika), a jednocześnie stosunkowo rzadka siatka wierceń i jeszcze skąpsza ilość materiału rdzeniowego dostępnego do badań powodowały tam dowolność interpretacyjną co do pozycji stratygraficznej (ryc. 2). Owa dowolność była konsekwencją słabego rozpoznania facjalnego utworów węglanowych oraz siarczanowych w tej części zbiornika cechsztyńskiego. Badania przeprowadzone w ciągu ostatnich kilku lat w rejonie Zatoki Puckiej pozwoliły na opracowanie szczegółowych modeli facjalnych utworów cechsztyńskich (6–9, 13–17), a rekonesansowe badanie profilu otworu Kętrzyn IG 2 (16) wykazało możliwość adaptacji tych modeli dla rozwiązania szeregu kontrowersyjnych dotychczas

UKD 552.543:551.736.3(438–18)

(ryc. 2) zagadnień stratygraficznych i paleogeograficznych.

### KORELACJA STRATYGRAFICZNA

Stratygrafia utworów cyklu PZ1 na obszarze syneklizy perybałtyckiej nie budzi obecnie wątpliwości (1, 16, 18). Na utworach należących do anhydrytu górnego (15)

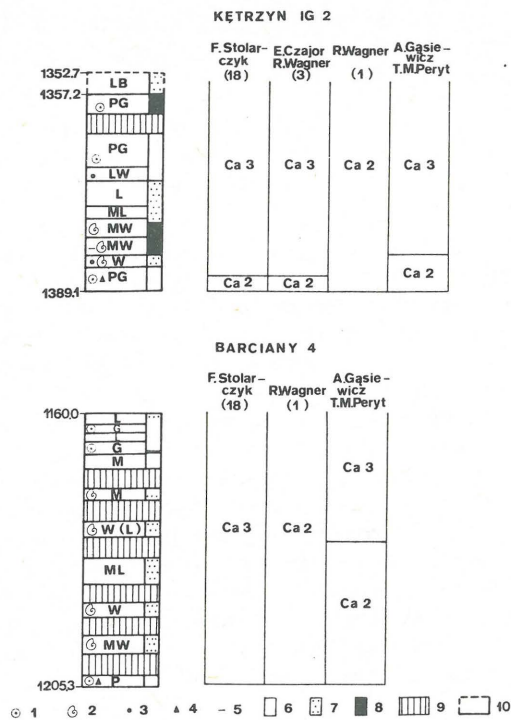


Ryc. 1. Obszar badań

1 – otwór wiertniczy, 2 – współczesny zasięg cechsztynu (wg 1),  
3 – współczesny zasięg anhydrytu podstawowego, 4 – współczesny zasięg anhydrytu głównego

Fig. 1. Area studied

1 – well, 2 – present extent of Zechstein deposits (after 1),  
3 – present extent of Basal Anhydrite, 4 – present extent of Main Anhydrite



Ryc. 2. Rozwój poglądów na stratygrafię utworów cechsztyńskich powyżej PZ1 w otworach wiertniczych Kętrzyn IG 2 i Barciany 4

M – madston, MW – madston-wakston, ML – skała przejściowa od madstonu do laminoidu, W – wakston, LW – skała przejściowa od laminoidu do wakstonu, W/L – przewarstwienie wakstonu i laminoidu, P – pakston, PG – pakston-greinston, G – greinston, GP – greinston-pakston, L – laminoid, LB – utwory stromatolitopodobne; 1 – ooid, 2 – bioklast, 3 – peloid, 4 – intraklast, 5 – silne zailenie, 6 – dolomit, 7 – dolomit wapnisty i wapień dolomityczny, 8 – wapień, 9 – brak rdzenia, 10 – interwał rdzeniowany o bardzo niskim uzysku rdzenia (kilka okruchów)

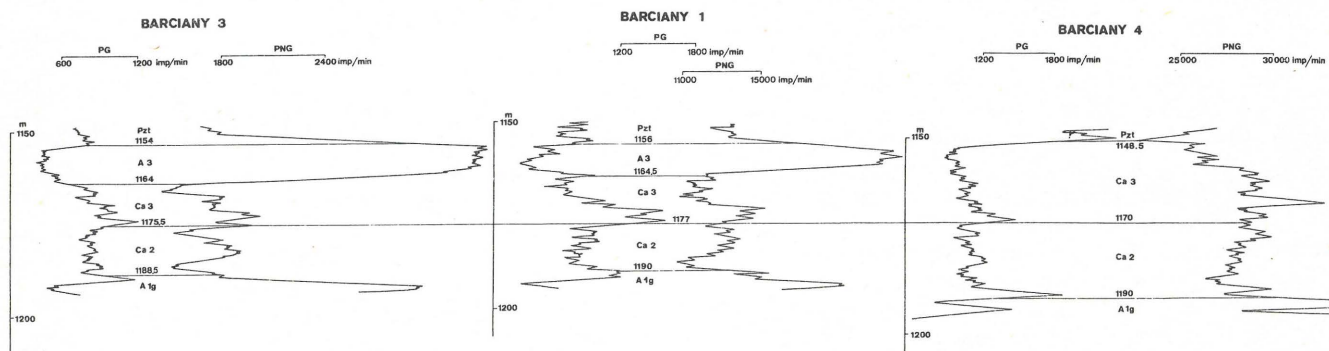
Fig. 2. Development of ideas on stratigraphy of Zechstein deposits above PZ1 in wells Kętrzyn IG 2 and Barciany 4

M – mudstone, MW – mudstone-wackestone, ML – mudstone-laminoid, W – wackestone, LW – laminoid-wackestone, W/L – interbeds of wackestone and laminoid rock, P – packstone, PG – packstone-grainstone, G – grainstone, GP – grainstone-packstone, L – laminoid, LB – stromatolite-like deposits; 1 – ooid, 2 – bioclast, 3 – peloid, 4 – intraclast, 5 – marly matrix, 6 – dolomite, 7 – calcareous dolomite and dolomitic limestone, 8 – limestone, 9 – no core, 10 – interval of very low core recovery

występują we wschodniej części synekliny utwory dolomitu głównego, które na ogół – z wyjątkiem brzeżnej, południowej części synekliny perybałtyckiej – są przykryte utworami anhydrytu podstawowego. Są one wykształcone jako masywne anhydryty z częstymi pseudomorfozami po kryształach selenitu powstałe w płytkim środowisku subakwalnym. Utwory te zanikają ku południowemu wschodowi (ryc. 1), przy czym zanik ten nie ma charakteru pierwotnego ze względu na brak facji, jakich należałoby spodziewać się blisko zbiornika, tak jak to stwierdzono w rejonie Zatoki Puckiej (17). Owa obecność facji subakwalnych w otworach leżących blisko obecnego zasięgu anhydrytu podstawowego jest związana ze spadkiem poziomu morza i erozją na granicy PZ2 i PZ3 (17). Utwory anhydrytu podstawowego nie występują z tego względu we wschodniej części obszaru omawianego w tej pracy. W okolicach Bartoszyce dolomit główny jest wykształcony w facji basenowej charakterystycznej dla głębszej części rampy, o niewielkiej miąższości (np. 4,6 m w otworze Kętrzyn IG 1, 5,2 m w otworze Bartoszyce IG 1) (1), a utwory anhydrytu podstawowego przykrywają utwory dolomitu głównego.

Inaczej jest w rejonie Barcian, na SW od Kętrzyna, a także na wschód od Barcian, w otworze Gołdap IG 1, gdzie utwory anhydrytu podstawowego nie występują, zaś powyżej anhydrytu górnego występuje tam kompleks skał węglanowych o miąższości, w rejonie Barcian, 30–40 m. Ku wschodowi miąższość dość szybko maleje i w otworze Gołdap IG 1 wynosi 3,0 m (1). Wyjątkiem jest otwór Barciany 2, gdzie ten kompleks węglanowy jest rozdzielony serią silikoklastyczną z gruzłami i przewarstwieniami anhydrytu. Seria ta reprezentuje T2r oraz szary il solny (1), podobnie jak to stwierdzono ostatnio w rejonie Zatoki Puckiej (4). Te utwory silikoklastyczne są podścielone – w otworze Barciany 2 – wapieniami zaliczanymi do dolomitu głównego i są przykryte wapieniami i dolomitami zaliczanymi do dolomitu płytowego (1). Miąższość utworów dolomitu głównego w otworze Barciany 2 wynosi 17,5 m (1).

We wszystkich innych otworach wiertniczych w rejonie Barcian (Barciany 1, 3, 4, Lesieniec 1), mimo braku anhydrytu podstawowego (lub – jak w otworze Barciany 2 – serii silikoklastycznej) możliwe jest rozdzielanie tego kompleksu węglanowego na dwie serie. Dolna to dolomit główny, a górna – dolomit płytowy (ryc. 3). Owo rozdzielanie jest możliwe ze względu na odmienne wykształcenie litologiczne obu serii, co jest wyraźnie odwzorowane na wykresach geofizyki wiertniczej (ryc. 3), a w otworze Kętrzyn IG 2 – makroskopowo.



Ryc. 3. Korelacja geofizyczna utworów cechsztyńskich występujących powyżej PZ1 w rejonie Barcian. Uwaga: granice wyznaczone w rdzeniu (ryc. 2) i na wykresach geofizyki wiertniczej są przesunięte względem siebie o 15,3 m w otw. Barciany 4

Fig. 3. Geophysical correlation of Zechstein deposits above PZ1 in the Barciany region. Note that there is a difference in depth boundaries as recorded in core (Fig. 2) and geophysical logs of 15.3 m in the well Barciany 4

Poniżej scharakteryzowano utwory dolomitu głównego i dolomitu płytowego w otworach Kętrzyn IG 2 i Barciany 4, gdzie jest dostępny rdzeń do badań. Utwory dolomitu płytowego są przykryte osadami silikoklastycznymi, zaliczanymi (1) do stropowej serii terygenicznej, we wschodniej części, zaś w otworach Barciany 1 i Barciany 3 oraz na zachód od nich – utworami anhydrytu głównego (18).

#### CHARAKTERYSTYKA UTWORÓW DOLOMITU GŁÓWNEGO

Skąły dolomitu głównego mają zmienną barwę od jasnej do ciemnoszarej i miejscami zawierają różną ilość lamin i smug materiału marglistego. Różniące się barwą przerosty margliste mają zmienną grubość (zwykle kilkunastocentymetrową). Ich ilość generalnie wzrasta ku górze serii. W obrębie facji bardziej mułowych pojawiają się rzadkie przerosty siarczanowe, a także pojedyncze struktury oczkowe oraz granule i nodule siarczanowe.

W najniższej części dolomitu głównego występują osady transgresyjne, bardzo podobne do występujących na wyniesieniu Łeby (13). Dolna część utworów dolomitu głównego to przeważnie bioklastyczne wakstony i pakstony oraz ooidowe wakstony i pakstony. Te piaszczyste skały węglanowe niejednokrotnie występują jako stosunkowo cienkie przewarstwienia w obrębie madstonów. Miejscami madstony przechodzą w laminoidy lub też przewarstwiają się z nimi, dość często tworząc skały o charakterze mieszanym (madstonowo-laminoidalnym) z pojedynczymi strukturami oczkowymi oraz granulami siarczanowymi.

Dla utworów dolomitu głównego jest charakterystyczne dość silne zróżnicowanie jakościowe i ilościowe fauny. Najbardziej lokalnie występują liczne małże oraz otwornice, głównie nodosarie i glomospiry. Zespół małżoraczkowo-nodosariowo-glomospirowy występuje niezależnie od typów mikrofacji.

#### CHARAKTERYSTYKA UTWORÓW DOLOMITU PŁYTOWEGO

Skąły dolomitu płytowego są przeważnie jasne: w dolnej części serii zwykle jasnoszare i białe, w górnej zaś szare i miejscami ciemnoszare. Ciemne przerosty dolomityczne występują także w dolnej części jako cienkie pakiety, często nieciągłe, o grubości do kilku centymetrów. W najniższej części dolomitu płytowego jasne węglany są obficie przerastane cienkimi powłeczeniami faliście ułożonej substancji ilastej, często tworzącymi kilkunastocentymetrowe pakiety. Ilość i grubość tych przerostów szybko maleje ku górze i w wyższej części sekwencji dolomitu płytowego powłeczenia te są rzadkie. Podobnie stosunkowo liczne, cienkie wkładki muszlowe, nierzadko silniej zailone, zwykle o miąższości paru centymetrów zanikają ku górze, gdzie pojawiają się okazjonalnie.

Występujące w niższej części dolomitu płytowego pojedyncze struktury oczkowe oraz granule siarczanowe ku górze sekwencji stają się stopniowo częstsze i towarzyszą im pojedyncze nodule siarczanowe. W wyższej części serii występują mniej lub bardziej wyraźne horyzonty o grubości do kilkunastu centymetrów złożone z licznych granul i nodul siarczanowych. W górnej części omawianej sekwencji sporadycznie można zaobserwować powierzchnie rozmyte erozyjnych.

W profilu pionowym stwierdza się wyraźną zmienność mikrofacjalną (ryc. 4). Madstony z licznymi wkład-

kami bioklastycznymi i rzadszymi przerostami mułowych laminoidów występujące w dolnej części badanej sekwencji przechodzą stopniowo ku górze w facje laminoidalne i (lub) madstonowe. W wyższej części przeważają laminoidy, charakteryzujące się bardzo słabo rozwiniętą mikrolaminacją poziomą (najczęściej o charakterze smuży-stym) lub jej brakiem i dużym udziałem frakcji mułowej. Stosunkowo grube przerosty mułowe w tych skałach, nieostra i nieregularna alternacja materiału mikrytowego i organicznego oraz mały udział frakcji organicznej nadają tym skałom charakter mułowy (laminoidy mułowe). Stosunkowo lepiej rozwinięta mikrolaminacja tych skał biogenicznych pojawia się miejscami w górnej części dolomitu płytowego, gdzie też sporadycznie obserwuje się płaskie, cienkie i nieostro oddzielone utwory stromatolito-podobne (8).

W najwyższej partii osadów dolomitu płytowego skały występują w formie cienkich przewarstwień rozmaitych typów mikrofacjalnych: piaszczystych skał węglanowych (peloidowe i ooidowe wakstony, pakstony i greinstony) oraz dość jednolitych skał mułowych (madstony) i mikrobiogenicznych (laminoidy) tworzących przeważnie facje o charakterze mieszanym. Najwyższa część sekwencji osadowej dolomitu płytowego wykazuje największe zróżnicowanie mikrofacjalne (ryc. 4).

Charakterystyczną cechą utworów dolomitu płytowego jest obecność struktur oczkowych oraz granul i nodul siarczanowych pojawiających się wyraźnie obficie w obrębie mikrofacji biogenicznych, gdzie liczne struktury cyjanobakteryjne występują w nieostrych smugach i skupieniach.

Pod względem liczebności, jak i jakościowego zróżnicowania, elementy szkieletowe są wyraźnie bogatsze w niższej części dolomitu płytowego. Ku górze serii zróżnicowanie fauny i zachowana ilość szczątków stopniowo maleją. Najbardziej stałymi elementami zespołu faunistycznego dolomitu płytowego na badanym obszarze są małżoraczki i małże, a spośród mikrofauny nodosarie. Zespół faunistyczny dolomitu płytowego w badanych otworach wiertniczych można określić jako małżoraczkowo-nodosariowy, lokalnie (jedynie w dolnej części omawianej serii) z obfitymi skorupkami otwornic z rodzaju *Glomospira*.

Zarówno obserwacje mikroskopowe, jak i makroskopowe, skał dolomitu płytowego wskazują na dwudzielność tego poziomu węglanowego. Granice pomiędzy dolną i górną częścią są nieostre i stopniowe, zwykle słabiej widoczne w pojedynczych otworach wiertniczych, a dość wyraźnie zaznaczające się przy zestawieniu cech skał w kilku otworach.

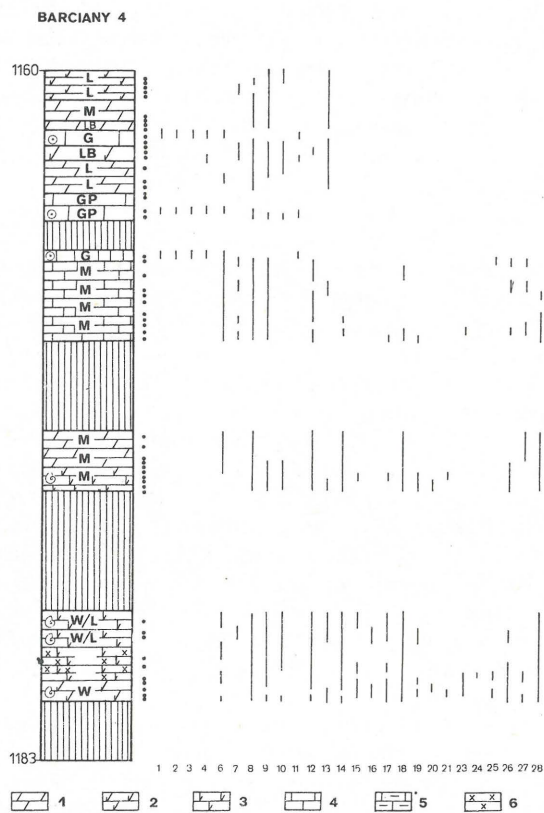
Dolna część dolomitu płytowego zwykle jest jaśniejsza i bardziej monotonna. Zawiera ona liczniejsze przewarstwienia facji organodetrytycznych oraz dość liczne przerosty ilasto-margliste. Ich ilość i grubość zwykle maleje ku górze. Ta część dolomitu płytowego zawiera raczej rzadkie struktury ewaporatowe, takie jak formy oczkowe, granule i nodule siarczanowe. Przeważającą mikrofacją tej części sekwencji są madstony często przewarstwiane cienkimi wakstonami bioklastycznymi (szczególnie w najniższej części) i laminoidami. Dolna część dolomitu płytowego jest – w porównaniu z górną – wyraźnie bogatsza tak pod względem ilościowym, jak i jakościowym, w elementy faunistyczne z charakterystycznym zespołem małżoraczkowo-nodosariowo-glomospirowym.

Górna część dolomitu płytowego charakteryzuje się ogólnie ciemniejszymi barwami skał i stosunkowo więk-

szym urozmaiceniem mikrofacjalnym (ryc. 4). Przewarstwienia margliste, a także domieszka tego materiału w obrębie facji są niewielkie i rzadkie. Najpowszechniejszymi utworami w tej części sekwencji są facje mikrobiologiczne (mikrobiality – sensu Burne i Moore – 2) rozwinięte jako laminoidy, które nierzadko przewarstwiają się z facjami ziarnistymi. Wkładki piaszczystych skał węglanowych dość często pojawiają się w części dolomitu płytowego, zwłaszcza w otworze Kętrzyn IG 2, gdzie występuje kompleks pakstonów i greinstonów ooidowych (ryc. 4). Charakterystyczną cechą wyższej części omawianej serii jest obecność stosunkowo licznych struktur oczkowych, granul i nodul siarczanowych niejednokrotnie występujących w cienkich horyzontach, a także pojawiającej się tu i ówdzie laminacji. Ilość i zróżnicowanie elementów faunistycznych są wyraźnie mniejsze, przy czym zespół faunistyczny można określić jako

małżoraczkowo-nodosariowy. Część dolna dolomitu płytowego na omawianym obszarze jest bardziej mułowa, natomiast górna – bardziej biogeniczna. W górnej części w otworze Kętrzyn IG 2 (ryc. 4) występują utwory oolitowe, a w najwyższej – mikrobiologiczne (formy stromatolitopodobne – 8).

Skały dolomitu płytowego ze wschodniej części syneklizy perybałtyckiej wykazują duże podobieństwo do skał dolomitu płytowego z rejonu Zatoki Puckiej. W obu przypadkach charakteryzują się one stosunkowo monotonnym składem litologicznym spowodowanym dość dużym udziałem frakcji mułowej. Spowodowało to rozwój madstonów i laminoidów na badanym obszarze i różniami wykształconych (7, 8) laminoidów w rejonie Zatoki Puckiej. Generalnie skały dolomitu płytowego wschodniej części syneklizy perybałtyckiej są bardzo mułowe, stąd często pojawiają się facje o charakterze



Ryc. 4. Charakterystyka utworów dolomitu płytowego w otworach Kętrzyn IG 2 i Barciany 4; (w otworze Kętrzyn IG 2 pominięto – ze względu na bardzo słaby uzysk rdzenia – dolomity wapieniste, zrekrystalizowane, z częstymi formami stromatolitopodobnymi, w najwyższej części sekwencji)

Litologia: 1 – dolomit, 2 – dolomit wapienisty, 3 – wapień dolomityczny, 4 – wapień, 5 – wapień silnie marglisty, 6 – skała zrekrystalizowana; pozostałe objaśnienia jak na ryc. 2. Punkty po prawej stronie słupków litologicznych pokazują miejsce pobrania próbek do badań mikrofacjalnych. Objasnienie cech mikrofacjalnych: 1 – ooid prosty, 2 – ooid złożony, 3 – ooid ekscentryczny, 4 – ooid powierzchniowy, 5 – mikroonkoid, 6 – peloid, 7 – mikrolaminacja, 8 – smugowanie, 9 – struktura oczkowa, 10 – granule siarczanowe, 11 – pory formowe, 12 – bioklasty (ogólnie), 13 – struktury cyjanobakteryjne, 14 – otwornice jednoseryjne (ogólnie), 15 – otwornice spiralne (ogólnie), 16 – *Agathammina*, 17 – *Ammodiscus*, 18 – *Nodosaria*, 19 – *Dentalina*, 20 – *Frondicularia*, 21 – *Geinitzina*, 22 – *Rectoglandulina*, 23 – *Glomospira*, 24 – *Ammovertella*, 25 – ślimaki, 26 – małże, 27 – mszywioty, 28 – małżoraczk

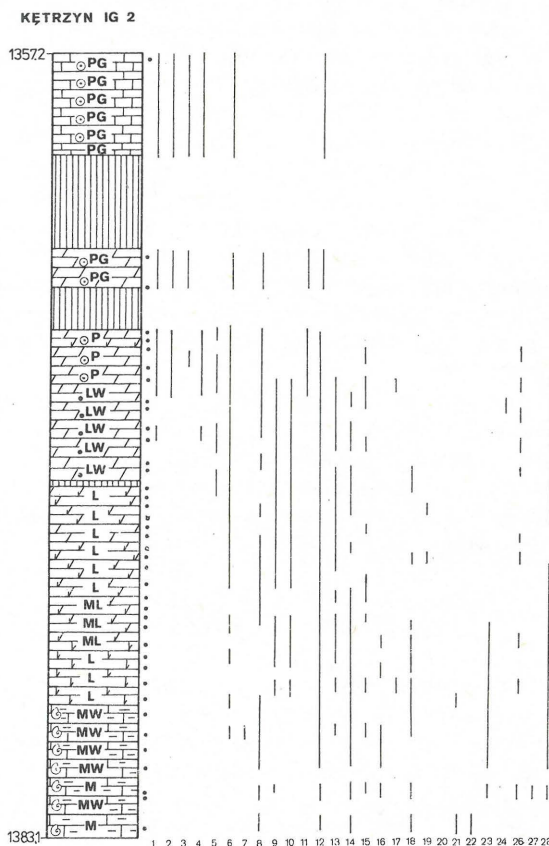


Fig. 4. Characteristics of Platy Dolomite deposits in wells Kętrzyn IG 2 and Barciany 4 (in the well Kętrzyn IG 2 dolomites and calcareous dolomites forming the top part of the sequence have been ignored because of very poor core recovery)

Explanation of lithological column: 1 – dolomite, 2 – calcareous dolomite, 3 – dolomitic limestone, 4 – limestone, 5 – strongly clayey limestone, 6 – recrystallized rock, other explanation as in Fig. 2. Points of the right hand of lithological columns show place of sampling for microfacies study. Explanation of microfacies characteristics: 1 – simple ooid, 2 – complex ooid, 3 – eccentric ooid, 4 – surficial ooid, 5 – microonkoid, 6 – peloid, 7 – microlamination, 8 – flasering, 9 – augen structure, 10 – sulphate granule and nodule, 11 – oomoulds, 12 – bioclasts, 13 – cyanobacterial structures, 14 – uniserial foraminifers, 15 – spiral foraminifers, 16 – *Agathammina*, 17 – *Ammodiscus*, 18 – *Nodosaria*, 19 – *Dentalina*, 20 – *Frondicularia*, 21 – *Geinitzina*, 22 – *Rectoglandulina*, 23 – *Glomospira*, 24 – *Ammovertella*, 25 – gastropod, 26 – mollusc, 27 – bryozoan, 28 – ostracod

mieszanym madstonowo-laminoidalnym, zaś brak jest przewarstwień stromatolitowych nierzadkich rfa wyniesieniu Łeby (8), chociaż w najwyższej części dolomitu płytowego w otworze Kętrzyn IG 2 występują formy stromatolitopodobne.

Na obu obszarach niższa część dolomitu płytowego jest bardziej mułowa niż górna, która jest bardziej biogeniczna. W obu rejonach obserwuje się także wzrost ilości struktur ewaporatowych ku górze sekwencji. Wymienione cechy powodują, że na omawianym obszarze i na wyniesieniu Łeby (8) dolomit płytowy wykazuje charakterystyczną dwuzielność litologiczną.

Zespoły faunistyczne obu obszarów są generalnie podobne, a różnice dotyczą głównie ilości elementów szkieletowych. Szczególnie zaznacza się to w wypadku małży, które występują wręcz masowo w skałach dolomitu płytowego wyniesienia Łeby (11). Małżoraczki i nodosarie są w obu wypadkach podobnie liczne, o jednakowym zasięgu pionowym. Poza małżami, rzadkimi na badanym obszarze, różnice w składzie fauny sprowadzają się do różnic w zespole otwornicowym dolnej części dolomitu płytowego. W rejonie Zatoki Puckiej występuje zespół agathamminowo-ammodiskusowy, podczas gdy we wschodniej części syneklizy perybałtyckiej – nodosariowo-glomospirowy. Na wyniesieniu Łeby częściej obserwuje się mszywioly. Do istotnych różnic w świecie organicznym należy brak na badanym obszarze szczątków glonów, dość licznie występujących w rejonie Zatoki Puckiej (9).

Do zasadniczych różnic należy odmienna ewolucja sedymentacji na wymienionych obszarach. W rejonie Zatoki Puckiej w ciągu dolomitu płytowego zaznacza się tendencja do stopniowego pogłębiania (8), podczas gdy we wschodniej części syneklizy perybałtyckiej, obserwuje się pływający ku górze cykl sedymentacyjny.

Reasumując skały dolomitu płytowego obu obszarów wykazują znaczące podobieństwa litologiczne. Powstały one w bardzo podobnych środowiskach depozycji, choć ich ewolucja sedymentacji przebiegała odmiennie.

#### PORÓWNANIE UTWORÓW DOLOMITU GŁÓWNEGO I DOLOMITU PŁYTOWEGO I ICH INTERPRETACJA ŚRODOWISKOWA

Utwory dolomitu głównego i dolomitu płytowego są makroskopowo nieco podobne do siebie ze względu na przewagę madstonów w profilu oraz smużystą teksturą osadów. Dodatkowe podobieństwa wynikają z obecności w facjach mułowych (w madstonach i skałach mieszanych madstonowo-laminoidalnych) dolomitu głównego pojedynczych struktur ewaporatowych typowych dla dolomitu płytowego, takich jak: struktury oczkowe, granule i nodule siarczanowe. Do pewnego stopnia zbliża do siebie obie serie także skład faunistyczny, podobny w obu poziomach węglanowych.

Różnice pomiędzy skałami omawianych poziomów węglanowych sprowadzają się do kilku dość odmiennych cech litofacjalnych i biofacjalnych. Utwory dolomitu głównego charakteryzują się generalnie znacznie wyższą ziarnistością osadów w porównaniu z piaszczystymi facjami węglanowymi dolomitu płytowego. Skały dolomitu płytowego są bardziej mułowe, co nadaje tym utworom jednolity, monotony skład facjalny w porównaniu z bardziej urozmaiconymi facjalnie utworami dolomitu głównego. Facje biogeniczne rozwinięte jako laminoidy występują w sekwencji dolomitu głównego pod rządnie z wyjątkiem najwyższej części tej serii w otworze

Barciany 4, w którym stwierdzono (ryc. 4) grubszy kompleks skał przejściowych madstonowo-laminoidalnych. W serii dolomitu płytowego laminoidy występują na ogół często.

Utwory dolomitu głównego charakteryzują się stosunkowo większym zróżnicowaniem rodzajowym zespołu faunistycznego, a także znacznie większą ilością elementów szkieletowych niż to się obserwuje nawet w dolnej części dolomitu płytowego. Ponadto bogatszy zespół faunistyczny dolomitu głównego występuje niezależnie od rodzaju facji, podczas gdy w skałach dolomitu płytowego liczba elementów szkieletowych zwykle zmniejsza się w facjach mułowych i piaszczystych.

Dodatkowe różnice wynikają z częstości występowania struktur ewaporatowych oraz laminacji liczniej pojawiających się w skałach dolomitu płytowego.

Nieco odmiennie wykształcenie litofacjalne dolomitu głównego i dolomitu płytowego wskazuje na inne środowiska depozycji tych poziomów węglanowych. Występowanie w utworach dolomitu głównego piaszczystych facji węglanowych z jednej strony oraz facji mułowych, bioklastycznych i biogenicznych wraz z pojedynczymi strukturami ewaporatowymi z drugiej wskazuje na platformowy charakter depozycji na tym obszarze. W otworze Kętrzyn IG 2 facje oolitowe przewarstwiają się z okołopływowymi facjami bioklastycznymi i biogenicznymi, zaś w otworze Barciany 4 – bardziej oddalonym od brzegów zbiornika dolomitu głównego (1) – przeważają facje mułowe i bioklastyczne, co wskazuje na wykształcenie bardziej lagunowe. Takie samo następstwo facjalne stwierdzono w rejonie Zatoki Puckiej (13). Ku górze serii dolomitu głównego obserwuje się stopniową zmianę w obrębie środowiska sedymentacji. Pojawienie się facji mieszanych madstonowo-laminoidalnych oraz struktur ewaporatowych wskazuje, że depozycja w owym czasie osiągała powierzchnię morza, a osady powstawały na granicy stref podpływowej i międzypływowej, znacząc w ten sposób końcowy etap rozwoju platformy. Wzrosło także zasolenie wód, jednakże nie na tyle, aby w sposób istotny wpłynąć na charakter zespołu faunistycznego.

W rozwoju sekwencji dolomitu płytowego można wyróżnić dwie części o odmiennej charakterystyce litologicznej mimo tego, że granice pomiędzy tymi pakietami nie są jednoznaczne i mają charakter płynnych przejść.

Wykształcenie utworów dolomitu płytowego w utworach Kętrzyn IG 2 i Barciany 4 wskazuje, że sedymentacja odbywała się w warunkach płytkowodnej platformy węglanowej, gdzie rozwijały się okołopływowe węglanowe facje mułowe, biogeniczne i piaszczyste. Wyraźnie mułowy charakter dolnej części serii dolomitu płytowego jest wynikiem depozycji – w rejonie otworu Barciany 4 – w warunkach płytkiej laguny i następnie płytkopodpływowych. Bliżej brzegu, tak jak to stwierdzono w otworze Kętrzyn IG 2, sedymentacja zachodziła na skraju płytkiej laguny, gdzie licznie przewarstwiają się podpływowe madstony i międzypływowe laminoidy. Bardziej biogeniczny charakter depozycji górnej części dolomitu płytowego, a także liczne przewarstwienia ziarnistych facji węglanowych w tej części profilu świadczą o tym, że stopniowo ujednotaczały się warunki sedymentacji na platformie węglanowej. Na platformie tej wykształciła się równia pływowa przypuszczalnie odgraniczona od morza piaszczystą barierą oolitową z której – podobnie jak to stwierdzono w rejonie Zatoki Puckiej (6, 9) – piaski oolitowe były roznoszone także w stronę łądu zapełniając płytką i dostępną dla wód morskich lagunę.

Odmienne charakter depozycji obu części dolomitu płytowego wskazuje na stopniową ewolucję środowiska sedymentacji w tym czasie, polegającą na zmianie z sedymentacji płytkopodpływowej w dolnej części na międzypływową w górnej części. W czasie depozycji dolomitu płytowego zmieniało się zasolenie wód. Było ono w niższej części serii nieco podwyższone, na co wskazują nieliczne fragmenty mszywiolów i rzadkie struktury ewaporatowe, zaś w wyższej części sekwencji wzrosło. Spowodowało to silne ograniczenie ilościowe i jakościowe wcześniej istniejącego zespołu faunistycznego i przyczyniło się do rozwoju hypersalinowych facji cyjanobakteryjnych w formie laminoidów właściwych dla strefy międzypływowej współczesnych środowisk sedymentacji węglanowej typu sebhya (5, 10).

Zarysowana powyżej ewolucja środowiska sedymentacji dolomitu płytowego na badanym obszarze spowodowała charakterystyczną dwudzielność litologiczną tego poziomu węglanowego.

#### PODSUMOWANIE

Biorąc pod uwagę charakter przejścia facjalnego od utworów facji basenowej, typowej dla centralnej części syneklizy perybałtyckiej (1, 13) poprzez facje stwierdzone w otworze Barciany 4 (ryc. 4) do facji opisanych w otworze Kętrzyn IG 2 (16) można stwierdzić, że wzór taki wykazuje wiele cech wspólnych ze wzorem stwierdzonym w rejonie Zatoki Puckiej (13). Otwór Barciany 4 byłby położony w strefie lagunowej, zaś otwór Kętrzyn IG 2 – na pograniczu stref lagunowej i brzeżnej bariery oolitowej. Jak wcześniej wspomniano, górna część sekwencji dolomitu głównego została zerodowana przed depozycją utworów dolomitu płytowego, ale biorąc pod uwagę stwierdzoną (18) dużą zawartość anhydrytu w stropowej części dolomitu głównego w otworze Barciany 1 można przypuszczać, że stopień erozji w rejonie Barciany nie był zbyt wielki. Wskazuje na to także analiza zmian miąższości dolomitu głównego. Zaobserwowany charakter przejść facjalnych wskazuje, że w południowej, brzeżnej części syneklizy perybałtyckiej, podobnie jak w jej części północnej (13), dla dolomitu głównego charakterystyczny był wzór rampy, z brzeżnym kompleksem bariery oolitowej. Bariery ta położona byłaby na SE od otworu Kętrzyn IG 2 i byłaby dużo słabiej rozwinięta w porównaniu z takim samym kompleksem stwierdzonym po stronie północnej (13). Takie stosunki oznaczałyby, że w całej syneklizie perybałtyckiej nie byłoby strefy barierowej oddzielającej laguny brzeżne od otwartej zatoki perybałtyckiej, jak to przyjęto we wcześniejszej interpretacji (1). Dotyczy to zarówno bariery mazurskiej (1), której obecność ze względu na postgenetyczną erozję i tak była wysoce hipotetyczna, jak i wschodniej części bariery pomorskiej. Charakter tej ostatniej został już wcześniej zakwestionowany po szczegółowych badaniach na obszarze wyniesienia Łęby (13).

W rejonie Zatoki Puckiej stwierdzono (6–9) obecność mikrobialnej platformy węglanowej obrzeżonej piaskami oolitowymi. Platforma ta dość szybko przechodzi w fację basenową, w której osadzały się zrazu madstony, a następnie – selenity. Z danych przedstawionych wcześniej w tej pracy wynika, że z podobną sytuacją mamy do czynienia w południowej, brzeżnej części syneklizy perybałtyckiej. Z powodu zbyt małej liczby otworów nie jest możliwe określenie szczegółowego rozmieszczenia platform dolomitu głównego i dolomitu płytowego w tej właśnie części syneklizy, ale zaobserwowane przesunięcie

facji krawędzi platformy dolomitu płytowego w kierunku centrum zbiornika w porównaniu z platformą dolomitu głównego wskazuje na takie same stosunki paleogeograficzne w trakcie depozycji utworów cyklu PZ2 i PZ3 jak w rejonie Zatoki Puckiej. Tym samym rejon ten może być obszarem modelowym dla rozwiązywania problemów sedymentacji cykli PZ2 i PZ3 w całej strefie brzeżnej syneklizy perybałtyckiej.

#### L I T E R A T U R A

1. Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski (pod red. S. Depowskiego). Wyd. Geol., 1978.
2. Burne R.V., Moore L.S. – *Palaios*, 1987 vol. 2 p. 241–254.
3. Czajor E., Wagner R. – *Pr. Inst. Geol.*, 1974 t. 74 p. 107–122.
4. Czapowski G., Gąsiewicz A., Peryt T.M. – *Proc. Symp. Zechstein*, 1987 (w druku).
5. Friedman G.M., Krumbain W.E. (eds) – *Hypersaline Ecosystems – The Gavish Sabkha*, *Ecol. Stud.* Springer, 1985 no. 53 pp. 484.
6. Gąsiewicz A. – *Prz. Geol.*, 1985 nr 4 s. 211–216.
7. Gąsiewicz A. – *Abstracts Symp. Zechstein*, 1987 p. 34–35.
8. Gąsiewicz A., Gerdes G., Krumbain W.E. – *Lecture Notes in Earth Sciences*, 1987 vol. 10 p. 253–277.
9. Gąsiewicz A., Peryt T.M. – *Biul. Państw. Inst. Geol.* nr 363 (w druku).
10. Gerdes G., Krumbain W.E. – *Lecture Notes in Earth Sciences*, 1987 vol. 9 pp. 183.
11. Karczewski L. – *Kwart. Geol.*, 1986 nr 2 s. 237–266.
12. Karwowski Ł. – *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 1985 (druk 1986) nr 3–4 p. 423–472.
13. Peryt T.M. – *Facies*, 1986 vol. 14 p. 151–200.
14. Peryt T.M. – *Biul. Inst. Geol.*, 1988 nr 358 p. 5–24.
15. Peryt T.M. – *Biul. Państw. Inst. Geol.*, nr 364 (w druku).
16. Peryt T.M., Czapowski G. – *Prz. Geol.*, 1988 nr 4 p. 235–236.
17. Peryt T.M., Czapowski G., Dębski J., Pizon A. – *Prz. Geol.*, 1985 nr 4 p. 204–211.
18. Stolarczyk F. – *Kwart. Geol.*, 1972 nr 1 s. 113–130.
19. Wagner R. – *Pr. Inst. Geol.*, 1976 t. 79 p. 18–38.
20. Wagner R., Piątkowski T.S., Peryt T.M. – *Prz. Geol.*, 1978 nr 12 p. 673–686.

#### S U M M A R Y

Microfacies and geophysical analyses indicate that the complex of carbonate deposits overlaying the Upper Werra Anhydrite sediments in the marginal part of Zechstein basin of the Peri-Baltic syncline east of Bartoszyce represents both Main Dolomite and Platy Dolomite deposits. Main Dolomite deposits were deposited on carbonate ramp, slightly inclined toward the central part of the Peri-Baltic Gulf, and Platy Dolomite deposits were

formed on microbial platform in peritidal environments. The development of both horizons in the eastern part of the Peri-Baltic syncline shows many similarities to the well known deposits of Main Dolomite and Platy Dolomite of the Puck Bay region although the sequence of Platy Dolomite of the eastern part of the Peri-Baltic syncline is regressive. Results of stratigraphical and facies study show that there was no barrier zone separating marginal lagoons from the open Peri-Baltic Gulf in the Main Dolomite as assumed before.

*Translated by T. Peryt*

## РЕЗЮМЕ

Результаты микрофациальной и геофизической корреляции указывают на то, что комплекс карбонатных отложений, находящихся над осадками верхнего ан-

гидрита, в береговой части цехштейнового бассейна на территории Прибалтийской синеклизы к востоку от Бартошиц, представляет собой отложения как главного доломита, так и плитного доломита. Осадки главного доломита образовались на карбонатной рампе с переходом к центральной части Прибалтийского залива, а плитного доломита — на микробильной платформе в околоприливных средах. Отложения обоих горизонтов в восточной части Прибалтийской синеклизы похожи на осадки главного доломита и плитного доломита района Пуцкого залива, хотя последовательность плитного доломита в восточной части Прибалтийской синеклизы является регрессивной.

Результаты стратиграфических и фациальных исследований указывают на то, что в главном доломите не было барьерной зоны, отделяющей береговые лагуны от открытого Прибалтийского залива, как это принималось до сих пор.