

ANDRZEJ GAŚIEWICZ

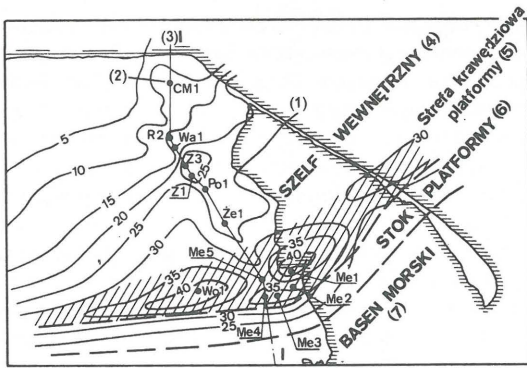
Instytut Geologiczny

KRAWĘDŹ PLATFORMY WĘGLANOWEJ DOLOMITU PŁYTOWEGO NA WYNIESIENIU ŁEBY

UKD 552.14:551.736.1:551.242.5.055/.056:552.54(438-17-192.2 wyniesienie Łeby)

W płytkim morzu epikontynentalnym cechsztynu, w kolejnych cyklach węglanowych, rozwijały się platformy węglanowe (por. 2). W dolomicie płytowym (Ca₃) na wyniesieniu Łeby powstała dość rozległa platforma osadowa odpowiadająca typowi platformy przyłączonej (terminologia: 17). Osady dolomitu płytowego osiągnęły największe miąższości w strefie krawędziowej platformy (Wejherowo – Mechelinki; przeważnie 30–40 m). Dalej od tej strefy, w kierunku północnym i północno-zachodnim miąższość tych osadów systematycznie maleje (ryc. 1). Na-

tomiast w kierunku południowym i południowo-wschodnim od tej strefy rozwinął się wąski stok platformy, a następnie względnie głęboki basen otwartego morza o miąższości osadów wynoszącej kilka metrów. Różnica głębokości pomiędzy platformą i basenem, wskutek różnego tempa produkcji węglanowej, stopniowo wzrastała i w końcowej fazie sedymentacji deniwelacje osiągały ponad 40 m. Na tej platformie rozwijała się, podobnie jak w trakcie wapienia cechsztyńskiego (15), cykliczna sedymentacja wapienna. Wszystkie wapienie dolomitu płytowego zostały



Ryc. 1. Mapa miąższości dolomitu płytowego i strefy paleogeograficzne platformy węglanowej na wyniesieniu Łeby

1 – izoliny miąższości utworów dolomitu płytowego, 2 – otwór wiertniczy, 3 – linia przekroju, 4 – szelf wewnętrzny, 5 – strefa krawędziowa platformy, 6 – stok platformy, 7 – basen morski

Fig. 1. Map of thickness of the Platy Dolomite and paleogeographic zones of the carbonate platform in the Leba Elevation

1 – isolines of thickness of Platy Dolomite rocks, 2 – borehole, 3 – line of cross-section, 4 – inner shelf, 5 – platform margin zone, 6 – slope of platform, 7 – marine basin

następnie w czasie diagenety całkowicie zdolomityzowane.

FACJE WĘGLANOWE

W strefie krawędziowej platformy facje węglanowe osiągnęły największe zróżnicowanie. Rozwinęły się tam charakterystyczne osady piaszczyste: oolity i pelolity; zasadniczo jednak w budowie tej strefy uczestniczą oolity i skały właściwe szelfowi wewnętrznemu – laminoidy (ryc. 2–4). Inne typy skał występują w ilościach podrzędnych.

W spągu dolomitu płytowego występują silnie- i drobno-smugowane rudstony kwarcowe o zmiennej miąższości: od kilku centymetrów do 5 m (w otworze Wejherowo IG 1). Początkowo zlepienie te są gruboziarniste, potem drobnoziarniste, dobrze wysortowane, bez wyraźnego smugowania i z pojedynczymi klastami podłoża (do 5 cm ϕ).

Powyżej rudstonów rozwinęły się laminowane utwory kryptoalgowe o zmiennej miąższości (0,3–0,6 m). Często są one niezbyt dobrze wykształcone i podobne do laminoidów. Alternacja lamin mułowych i algowych o różnej grubości pozwala zaliczyć je do laminowanych utworów kryptoalgowych o przemiennie złożonej alternacji lamin (11). Madstony występują rzadko, jako cienkie przewarstwienia (maksymalnie do 1 m miąższości) głównie w laminoidach.

Serie piaszczyste podścielone są grubym pakietem (do kilkunastu metrów) skał charakterystycznych dla szelfu wewnętrznego – laminoidów, które ponadto kilkakrotnie przedzielają oolity. Laminoidy charakteryzują się ogólnie źle wykształconą laminacją o charakterze smużastym, alternacją lamin pierwotnie bardziej lub mniej ziarnistych i bardzo zmienną grubością lamin (najczęściej około 1 mm).

Oolity wykazują dość znaczną zmienność teksturalną: od wakstonów do greinstonów, przy czym przeważają pakstony i greinstony. Grubość pakietów oolitowych jest bardzo zmienna: od około 0,5 m do prawie 20 m. Oolity są wyraźnie warstwowane poziomo lub – najczęściej – skośnie (pod kątem 0–20°), niekiedy także krzyżowo. W poszczególnych otworach wiertniczych, w kompleksach oolitowych, często dają się zauważyć liczne, miejscami

doskonale rozwinięte, oomoldy. Porowatość oomoldyczna występuje strefowo. Rozpuszczanie nie zawsze było kompletne, w wielu miejscach objęło tylko niektóre ziarna lub też poszczególne części ooidów, dając m.in. charakterystyczne ooidy półksiężycowe (14).

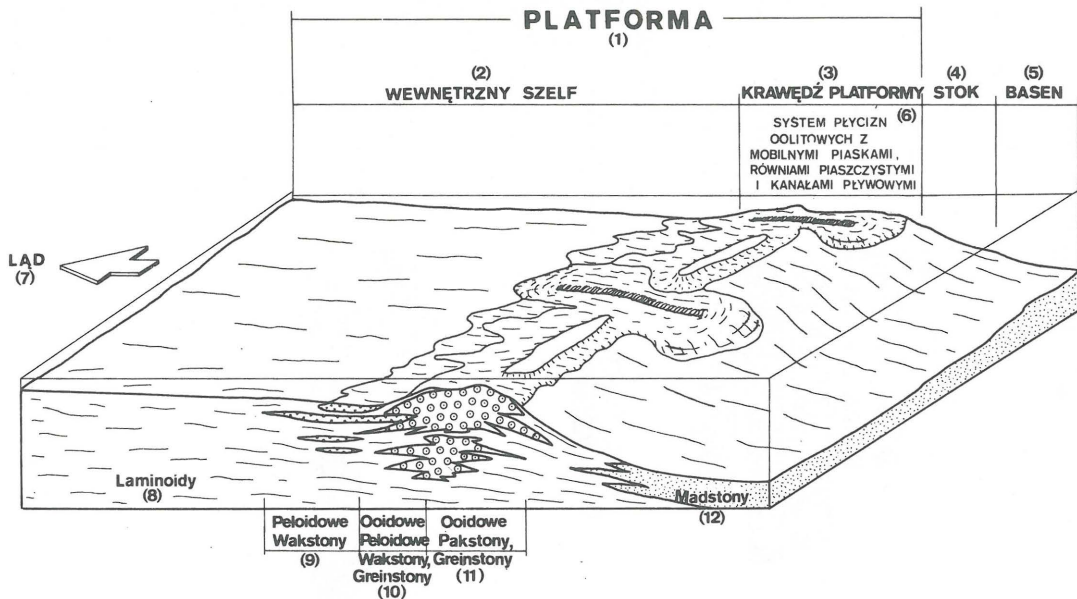
W bezpośrednim sąsiedztwie strefy krawędziowej, od wewnętrznej strony platformy, niekiedy rozwijały się peloidowe wakstony i rzadziej pakstony. Peloidy są najczęściej domieszką, o różnym udziale procentowym, w oolitach. Przewarstwienia pelolitów o miąższości do 1 m występują rzadko.

PALEOGEOGRAFIA

Krawędź platformy węglanowej ma przebieg łukowaty, zmieniając kierunek z północno-wschodniego na zachodni otacza platformę i rozdziela dwie główne strefy paleogeograficzne: szelf i basen morski (ryc. 1). Generalnie, w kierunku na północ od tej strefy, rozwinął się płytki szelf wewnętrzny, o znikomym kącie nachylenia ku krawędzi platformy (ryc. 2). Dominowanie na tym obszarze laminoidów wskazuje na dość jednolite warunki sedymentacji. Cechy laminoidów oraz pojedyncze rozmycia erozyjne i szczeliny z wysychania, ślady drażenia i penetracji osadu przez organizmy, pojedyncze formy i poziomy fenestralne wskazują, że osady te powstawały prawdopodobnie w dolnej części strefy międzyplatformowej, pod częstym przykryciem wody. Ponieważ krawędź platformy jest strefą rozpuszczania energii hydrodynamicznej, laminoidy musiały powstawać w stosunkowo spokojnej wodzie o dość szybkim tempie akumulacji równoważącej względnie szybki rozwój utworów piaszczystych. Głębokość wody była zapewne nieco mniejsza lub nawet taka sama jak w strefie krawędziowej. Osady piaszczyste nie mogły się tam rozwinąć wskutek mniejszej energii wody. Pomiedzy ciałami piaszczystymi istniały liczne przesmyki umożliwiające wymianę wód między szelfem i otwartym morzem (ryc. 5). Cyrkulacja wód odbywała się także nad osadami piaszczystymi. Można przypuszczać, że istniało dość dobre połączenie morza z szelfem wewnętrznym, przy czym pływy w strefach pozakrawędziowych zaznaczały się słabiej niż w strefie ławicy, gdyż płycizna działała jako bariera dla prądów pływowych płynących nad krawędzią platformy. Kanały funkcjonowały jako drogi dla transportu piasków ooidowych, a u ich wylotu powstawały prawdopodobnie delty ooidowe, tak jak to się obserwuje w środowiskach współczesnych (9).

Ooidy o dobrze rozwiniętych koncentrycznych powłokach występują współcześnie w środowiskach takich, jak: podmorskie bary, kanały pływowe i plaże, które charakteryzują się znikomą głębokością, wysoką energią wody i przesyleniem węgla wapnia. Różne środowiska są wywołane gradientem wzburzenia ziarn od krawędzi morza do wnętrza płycizny. Wielkość energii fizycznej i czas jej trwania może wpływać na orientację i topografię ławicy, rozmiary ciał piaszczystych i ich kształt, a także na typ osadu (4).

Ławica piaszczysta dolomitu płytowego była prawdopodobnie, podobnie jak płycizna oolitowa Joultera na Bahamach (5), równia piaszczystą, której mobilne piaski rozchodziły się w stronę morza. Równia piaszczysta znajdowała się w strefie międzyplatformowej a miejscami nieco głębiej i penetrowana była przez liczne kanały pływowe. Miała ona zmienną szerokość (4–10 km) i wąski pierścień mobilnych piasków ooidowych, miejscami dochodzących do poziomu morza. Struktury sedymentacyjne wskazują, że był to morski łuk piaszczysty z dobrze a miejscami

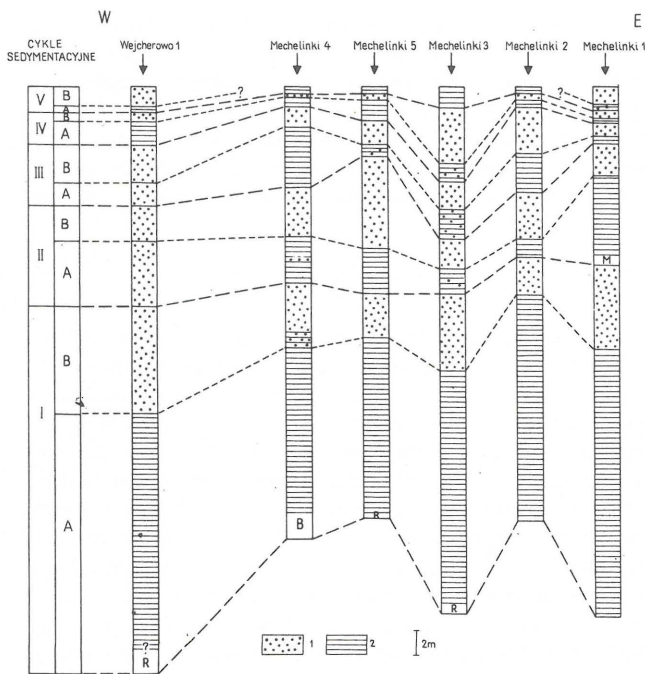


Ryc. 2. Środowiska sedymentacji dolomitu płytowego w rejonie Zatoki Puckiej

1 – platforma, 2 – szelf wewnętrzny, 3 – krawędź platformy, 4 – stok platformy, 5 – basen, 6 – system pływów oolitowych z mobilnymi piaskami, równinami piaszczystymi i kanałami pływowymi, 7 – ląd, 8 – laminoidy, 9 – peloidowe wakstony, 10 – ooidowe i peloidowe wakstony i pakstony, 11 – ooidowe pakstony i greinstony, 12 – madstony

Fig. 2. Sedimentary environments of the Platy Dolomite in the Puck Embayment area

1 – platform, 2 – inner shelf, 3 – platform margin, 4 – slope of platform, 5 – basin, 6 – system of oolite shoals with mobile sands, sandy flats and tide channels, 7 – land, 8 – laminoids, 9 – pelloid wackestones, 10 – ooid and pelloid wackestones and packstones, 11 – ooid packstones and grainstones, 12 – mudstones



Ryc. 3. Cykle sedymentacyjne w strefie krawędzowej platformy węglanowej

1 – pakstony i greinstony oolitowe, 2 – laminoidy, B – bandstony, M – madstony, R – rudstony

Fig. 3. Sedimentary cycles in marginal zone of the carbonate platform

1 – oolitic packstones and grainstones, 2 – laminoids, B – bandstones, M – mudstones, R – rudstones

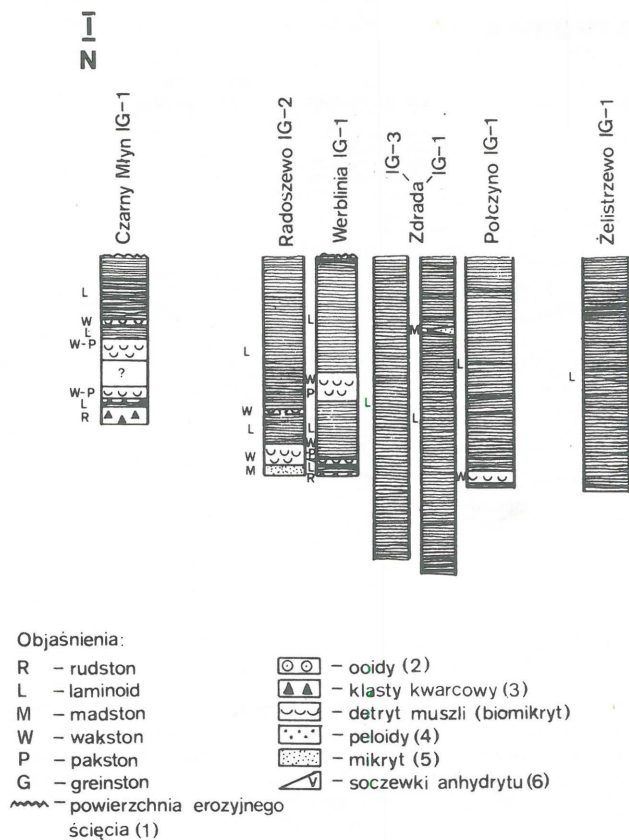
slabo rozwiniętymi formami deltowymi, takimi jak na Bahamach (1) (ryc. 5). Formy takie są utrzymywane przez codzienne pływy, ale w znacznym stopniu wywoływane także przez sztormy (13, 6), które mogą być odpowiedzialne za powstanie kanałów normalnych do osi ciał piaszczystych.

W budowie pływów biorą udział 3 facje. Ooidowe greinstony o miąższości do około 4 m (przeważnie do około 1 m) tworzyły wąski łuk wzdłuż granicy z otwartym morzem, gdzie powstawały i osadzały się ooidy. Najbardziej rozpowszechnioną facją były ooidowe pakstony oraz facja mieszana pakstonowo-greinstonowa, odsłaniane na równi piaszczystej. Drobnopeloidowe pakstony, występujące na ogół rzadko, tworzyły się we wnętrzu ławicy lub na jej skraju od strony szelfu wewnętrznego. Oolity tworzyły grubiejące ku morzu kliny piasków. W stronę szelfu greinstony przeplatają się i w końcu przechodzą w pakstony, a te z kolei w laminoidy. W miarę jak piaski węglanowe formowały podmorskie wydmy i kanały przy granicy z morzem na obszarze otwartej krawędzi platformy, łuk aktywnych barów zwiększał swoją szerokość, przez co piaski mogły być transportowane w stronę stoku, jak i częściowo ku wnętrzu platformy.

CYKLE SEDYMENTACYJNE

Sedymentacja cykliczna jest charakterystyczna dla utworów węglanowych powstających na płytkim szelfie (16). W strefie krawędzowej dolomitu płytowego wyróżnić można maksymalnie pięć cykli sedymentacyjnych (ryc. 4). Cykle te, podobnie jak w wapieniu cechsztyńskim (15), mają charakter wstępujący i są w większości przypadków proste asymetryczne. Zaznaczone są one bardzo szybkim powrotem warunków nieco głębszego morza (w ogólności bez utworów piaszczystych) i generalnie silniej rozbudowanym członem górnym regresywnym.

W zdecydowanej większości każdy cykl złożony jest z dwóch członów: dolnego utworzonego przez laminoidy



Ryc. 4. Wykształcenie dolomitu płytowego w wybranych otworach wiertniczych

i górnego złożonego z oolitów. Niekiedy jednak oba te człony są rozwinięte w tej samej facji oolitowej, przez co wydzielenie poszczególnych członów jest utrudnione, ale możliwe na podstawie wykształcenia skały (pakston, greinston), jak i samych ziam (ooidów). Sporadycznie spotykana domieszka peloidów w oolitach pozwala na łatwiejsze rozdzielenie obu części cyklu, podobnie jak występowanie ooidów w tle laminoidalnym. Człon dolny – transgresywny – wskazuje na szybkie i niewielkie zwiększenie głębokości (ponieważ osady nie wykazują cech zwolnionej sedimentacji), gdy człon górny – regresywny – na powolne sflacywanie – niejednokrotnie aż do poziomu morza – spowodowane akumulacją osadów. Rozróżnienie pomiędzy cyklami wykształconymi w facjach oolitowych było możliwe dzięki obecności w najwyższej części członów regresywnych intensywnej porowatości oomoldycznej, wskazującej na względnie długi okres słodkowodnego rozpuszczania.

Mięższść cykli w poszczególnych otworach wiertniczych jest różna. Lokalnie człon górny ma większą miąższść niż dolny. Wyjątkiem jest tu cykl pierwszy, gdzie utwory piaszczyste mają znacznie mniejszą miąższść, a także miejscami cykl czwarty, gdzie miąższść piasków jest nieco mniejsza. Najlepiej rozwinięty jest cykl pierwszy (20–29 m). Cykle drugi i trzeci są podobne do siebie (odpowiednio miąższść: 5–8 m i 4–6 m). Podobne do siebie wydają się być także cykle czwarty i piąty (odpowiednio przeważająca miąższść: 1,0–2,5 m i do 1,8 m). Cykl piąty nie wszędzie jest zachowany, najczęściej jest on erozyjnie zredukowany do dolnego członu, a w pełni wykształcony występuje w otworach wiertniczych Wejherowo IG 1 i Mechelinki IG 1. Miąższści osadów poszczegól-

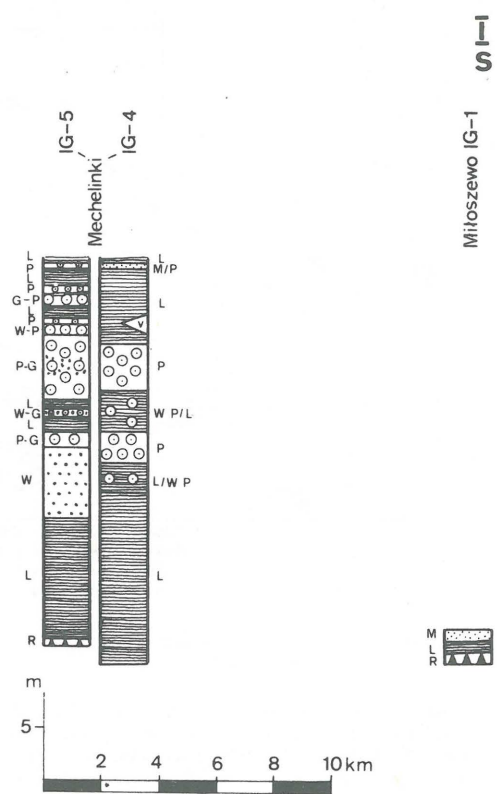


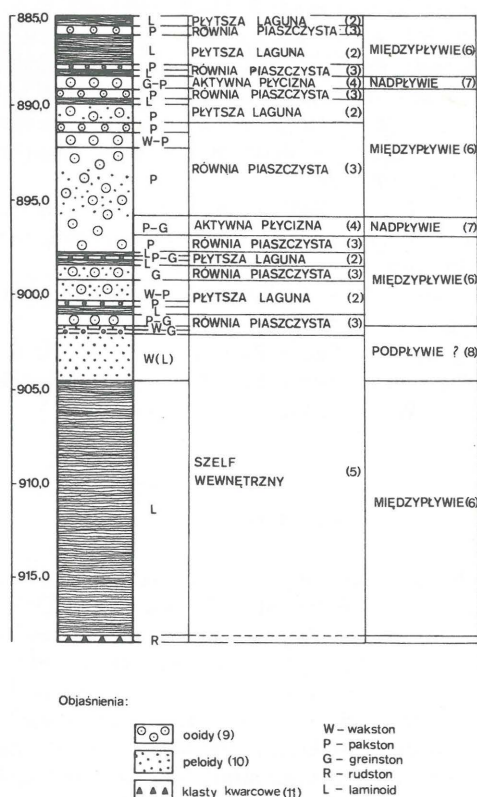
Fig. 4. Development of the Platy Dolomite in selected boreholes

1 – erosional truncation, 2 – ooids, 3 – quartz clasts, 4 – shell detritus (biomicroite), 5 – peloids, 6 – micrite, 7 – anhydrite lenses

nych cykli, jak i ich członów w kierunku poziomym są bardzo zmienne. W przypadku członów poszczególnych cykli na ogół mniejsza miąższść dolnego członu jest kompensowana przez rozwój grubszego pakietu górnego. Sytuacja taka występuje nie wszędzie i wtedy oba człony są słabo lub stosunkowo silnie rozwinięte. Podobna ogólna zasada wydaje się dotyczyć także miąższści osadów w cyklach.

MODEL ROZWOJU

Transgresja osadów dolomitu płytowego, na stosunkowo znacznie wyrównane podłoże, zaznaczyła się rozwojem na ogół cienkiej pokrywy rudstonów kwarcowych o frakcji piaszczystej. Dno zbiornika było nieznacznie pochylone, ogólnie w kierunku południowym. Następnie w rezultacie sedimentacji następowało zróżnicowanie zbiornika na dwa obszary: platformę z akumulacją laminoidów i otwarte morze z sedimentacją madstonów. Obszary te różniły się od siebie głębokością wody jak i tempem sedimentacji, które było względnie wysokie na platformie. Ta różnica spowodowała, że z czasem wyindywidualizowała się krawędź platformy, rozdzielając coraz widoczniej rozwijający się płytki szelf i głębsze morze. Deniwelacje pomiędzy tymi jednostkami paleogeograficznymi stopniowo wzrastały. Wysoka produkcja węglanowa na platformie powodowała, że głębokość wody zmniejszała się w następstwie zapełniania się basenu. Z czasem płytkowodność obszaru stała się na tyle znaczna, że mogły formować się ławice oolitowe. Optimum wzrostowe dla ooidów występuje na głębokości do 2 m, a ich formowanie zaczyna się już nieco głębiej (12), i tę głębokość można przyjąć dla wody w strefie krawędziowej.



Ryc. 5. Dolomit płytowy w otworze Mechelinki IG-5

Fig. 5. The Platy Dolomite in borehole Mechelinki IG-5

1 - interpretation of sedimentary environments, 2 - shallow lagoon, 3 - sandy flat, 4 - active shoal, 5 - inner shelf, 6 - intertidal zone, 7 - supratidal zone, 8 - subtidal zone, 9 - ooids, 10 - peloids, 11 - quartz clasts

Wzrost płycizny odbywał się w 3 etapach: 1) zatopienie płycizny i rozwój nieco głębszych facji laminoidów, 2) formowanie płycizny przez rozwój ciał piaszczystych, 3) rozwój płycizny. Stosunkowo dobrze wyrażone w utworach dolomitu płytowego są 2 pierwsze etapy, natomiast trzeci wydaje się być rozwinięty słabo wskutek tego, że progradacja ruchomych osadów miała ograniczony zasięg. Wokół wyniosłości dna utworzonych przez piaski ooidowe budujące równię piaszczystą i formy bardziej wyniesione, w obszarach obniżonych osadzały się piaski peloidowe. Osiągnięcie strefy pływów ograniczyło wzrost płycizny ku górze i skierowało jej rozwój w kierunkach bocznych. Intensywnemu rozwojowi w kierunku poprzecznym do krawędzi platformy przeszkadzała mała szerokość i z czasem coraz większa stromość stoku platformy. To spowodowało jej niezbyt duży rozwój lateralny i powstanie równi piaszczystej. Produkcja piasków ooidowych uformowała pas aktywnych barów, który z czasem wzrastał nieco w szerokości i ruchomy materiał był transportowany na małą odległość ku wewnętrznemu szelfowi i w stronę stoku.

Zmiany poziomu morza warunkowały rozwój ciał piaszczystych. Pojawienie się, rozwój i nagłe zniknięcie tych ciał wskazuje, że głębokość (i tym samym poziom morza) odgrywały zasadniczą rolę w formowaniu tych litosomów. Szybkie podniesienie poziomu morza powodowało izolowanie (a najczęściej pograżenie) ciał piaszczystych. W przypadku, gdy poziom morza podnosi się gwał-

townie i zatapia szybko płytki basen powstają tylko osady o niewielkiej miąższości (7). Ilość transportowanych, w stronę stoku, piasków jest zależna od poziomu zatopienia i tempa zatopienia. Ponieważ w strefie stoku platformy dolomitu płytowego piaski ooidowe występują raczej w małych ilościach, można sądzić, że zatopienie było raptowne. W czasie względnie wysokiego stanu poziomu morza praktycznie nie było transportu z obszaru szelfu, a w strefie krawędziowej występowały warunki stabilizacji osadu. Podczas względnie niskich stanów poziomu morza następowała niewielka dostawa piasków do głębszych skrzydeł ławicy, a sama ławica w wielu miejscach mogła osiągać powierzchnię morza. Wskazuje na to obecność słodkowodnego rozpuszczania i cementacji, które to procesy dotknęły płycizny złożone z piasków ooidowych. Na tym etapie wymiana wód między szelfem a morzem była stosunkowo ograniczona i odbywała się bardziej kanałami pływowymi niż poprzez krawędziową równię piaszczystą.

Kontakt pomiędzy cyklami jest ostry i nie wykazuje stopniowej sukcesji środowisk (por. ryc. 3). Daje to asymetryczne cykle, które są właściwe platformom o stabilnym szelfie (8) i wskazuje na gwałtowność podniesień poziomu morza. Powtarzanie tych zdarzeń: gwałtowne zatopienie i rozwój nieco głębszych osadów, formowanie płycizny, spowodowało cykliczność osadów dolomitu płytowego na wyniesieniu Łeby. Jak wspomniano można wyróżnić 5 takich cykli. Każdy cykl oznacza powrót takich samych warunków sedymentacji i takiego samego jej przebiegu. W czasie kolejnych cykli rozmiary strefy krawędziowej zasadniczo nie zmieniały się: nie następowało ani zwiększenie, ani zmniejszenie jej zasięgu. Natomiast osie grzbietów piaszczystych zmieniały wielokrotnie swój przebieg i nieregularnie migrowały ciągle w obrębie tego samego obszaru.

Paleomorfologia po zakończeniu kolejnych cykli była dość zróżnicowana. Dolny człon kolejnego cyklu zwykle niwelował zastane nierówności, ale tylko do pewnego stopnia. Zakładając takie same tempo produkcji i akumulacji węglanowej dla wszystkich cykli dolomitu płytowego należy przyjąć, że każda kolejna jednostka osadzała się albo w progresywnie płytszej wodzie, albo w krótszym czasie. Ponieważ osady w poszczególnych cyklach nie różnią się, a miąższości cykli w kierunku pionowym szybko zmniejszają się (wyrównuje się także coraz bardziej paleomorfologia przy zachowaniu mniej więcej tych samych stosunków głębokościowych) należy przyjąć, że cykle powstawały w coraz krótszym czasie.

Przypuszczalnie każdy cykl nie jest w pełni wykształcony. Dotyczy to w zasadzie tylko członu górnego, w którym brak jest klasycznie rozwiniętej progradacji płycizny. Etap ten był prawdopodobnie przerywany w różnym czasie i miejscami płycizna poddawana była działaniu środowiska słodkowodnego. Czas trwania tych przerw depozycyjnych jest trudny do określenia i może być mierzony czasem potrzebnym do rozwoju obserwowanych zjawisk słodkowodnych.

Wielkość podniesień poziomu morza jest również trudna do określenia, chociaż prawdopodobnie była ona taka sama dla wszystkich cykli dolomitu płytowego, na co wskazuje powtarzanie się tych samych osadów. Pewne wskazówki co do tego można wysnuć na obszarach, gdzie kolejne cykle wykształcone są w identycznej facji oolitowej. Stosując metodę uniformitaryzmu geologicznego co do warunków batymetrycznych powstawania ooidów i wysokości nad dnem łuków piaszczystych można podejrzewać, że wzrost poziomu morza był rzędu kilku metrów. Dotyczy to zwłaszcza pierwszych trzech cykli. Cykle czwarty i piąty

są wykształcone regularnie (dolny człon jest laminoidalny) i mają podobne miąższości, przez co określenie podniesienia poziomu morza nie jest możliwe.

Charakter cykliczności, miąższość osadów w cyklach, następstwo środowisk morskich, brak progradacji strefy krawędzowej oraz alternacja środowisk freatycznych morskich i słodkowodnych wydaje się przeczyć możliwości wytłumaczenia cykliczności osadów dolomitu płytowego jako wyniku stopniowej subsydencji zbiornika i sedymentacji. Obecnie przyjmuje się, że cykliczność wielu utworów cechsztyńskich jest wynikiem eustatycznych zmian poziomu morza (np. 15). Absorbowanie i uwalnianie dużych ilości wody w krótkich okresach przez łądolód Gondwany wywołało krótkookresowe niewielkie zmiany poziomu morza (3).

Po każdorazowym zatopieniu platformy, w wyniku podniesienia poziomu morza następowała dość szybka akumulacja węglanów, aż do powierzchni morza i dalej lokalna i niewielka progradacja – głównie lateralna – płycizny. Ten model odpowiada typowi C (ang. *keep up*) – utrzymania i ewentualnej rozbudowy płaskiej platformy węglanowej w reakcji na względne podniesienie poziomu morza (8); natomiast typ rozbudowy platformy węglanowej dolomitu płytowego odpowiada modelowi *toplap* (10), który oznacza wzrost i rozbudowę w czasie spokojnego stanu poziomu morza w bardzo płytkim środowisku, a progradacji osadów piaszczystych zapobiega wyhamowanie tempa depozycji węglanowej lub jej brak.

LITERATURA

1. Ball M.M. – Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. J. Sedim. Petrol. 1967 vol. 37.
2. Depowski S. (ed.) – Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski. Wyd. Geol. 1978.
3. Guidish T.M., Lerche I. et al. – Relationship between eustatic sea level changes and basement subsidence. AAPG Bull. 1984 vol. 68.
4. Halley R.B., Harris P.M., Hine A.C. – Bank margin environment. AAPG Mem. 1983 no. 33.
5. Harris P.M. – The Joulter Ooid Shoal, Great Bahama Bank. [W:] Peryt T.M. (ed.), Coated Grains, Springer-Verlag 1983.
6. Hine A.C. – Lily Bank, Bahamas; history of an active oolite sand shoal. J. Sedim. Petrol. 1977 vol. 47.
7. Hine A.C. – Relict sand bodies and bedforms of the Northern Bahamas: Evidence of Extensive Early Holocene Sand Transport. [W:] Peryt T.M. (ed.), Coated Grains, Springer-Verlag 1983.
8. Kendall C.G.St.S., Schlager W. – Carbonates and relative changes in sea level. Mar. Geol. 1981 vol. 44.
9. Loreau J.-P., Purser B.H. – Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf. [W:] Purser B.H. (ed.), The Persian Gulf, Springer-Verlag 1973.
10. Mitchum R.M., Vail P.R., Thompson III, S. – Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. [W:] Payton C.E. (ed.) Seismic Stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration. AAPG Mem. 1977 no. 26.
11. Monty C.L.V. – The origin and development of cryptalgal fabrics. [W:] Walter M.R. (ed.), Stromatolites. Developments in Sedimentology, 1976 vol. 20.

12. Newell N.D., Purdy E.G., Imbrie J. – Bahamian oolitic sand. J. Geol. 1960 vol. 68.
13. Perkins R.D., Enos P. – Hurricane Betsy in the Florida Bahama area, geologic effects and comparison with hurricane Donna. J. Geol., 1968 vol. 76.
14. Peryt T.M. – Ooidy półkieszycowe w cechsztyńskim dolomicie płytowym (Ca³) okolic Wejherowa. Prz. Geol. 1983 nr 5.
15. Peryt T.M. – Sedymentacja i wczesna diageniza utworów wapienia cechsztyńskiego w Polsce Zachodniej. Pr. Inst. Geol. 1984 vol. 109.
16. Wilson M.L. – Carbonate facies in geologic history. Springer-Verlag 1975.
17. Wright P. – Facies Patterns on Carbonate Ramps and Shelves as illustrated by the Lower Carboniferous of South Wales. J. Geol. Soc. 1983 vol. 4.

SUMMARY

A carbonate platform originated at the Łeba Elevation in times of sedimentation of the Platy Dolomite. Marginal zone of the platform was separating two major paleogeographic zones: shallow and wide inner shelf and a deeper, open-sea basin. Sediments originating in that zone mainly included laminoids typical of shelf, and sandy, mainly oolitic sediments typical of marginal platform zone. Sedimentation of these strata was cyclic in character. Each cycle consists of a lower transgressive (laminoidal) member, representing a deep environment, and an upper, regressive (sandy) one, representing somewhat shallower and higher-energy environment. Top parts of several cycles appear additionally accentuated by intense development of phenomena of solution and sedimentation under fresh-water conditions. Five such cycles may be differentiated in the Platy Dolomite. They correspond to successive infillings of the basin, often up to the sea level, followed by eustatic rise of the level and increase in production of carbonates.

РЕЗЮМЕ

Во время седиментации плитового доломита на возвышенности Лэбы образовалась карбонатная платформа. Краевая зона этой платформы разделяет две основные палеогеографические зоны: мелкий и обширный внутренний шельф, а также более глубокий бассейн открытого моря. В краевой зоне осаждались главным образом отложения характеристические для шельфа – ламиноиды и характеристические для маргинальной зоны платформы – песчанистые осадки (прежде всего оолитовые). Эти отложения образовались циклически. Каждый цикл состоит из нижнего звена – трансгрессивного (ламиноидового), которое образовалось в более глубокой среде и верхнего звена – регрессивного (песчанистого), образовавшегося в немногим более мелкой и взволнованной среде. Кроме того окончание многих циклов подчеркнуто интенсивным развитием явлений пресноводного растворения и цементации. Можно выделить пять таких циклов в пределах плитового доломита. Они соответствуют очередным заполнениям бассейна часто даже до уровня моря, а также очередным эвстатическим поднятиями уровня моря и увеличением образования карбонатов.