

ROZWÓJ SEDYMENTACJI CECHSZTYŃSKIEGO DOLOMITU PŁYTOWEGO (Ca3) W REJONIE ZATOKI PUCKIEJ*

UKD 551.736.3:552.543(438.162)

W trakcie sedymentacji cechsztyńskiej obszar Zatoki Puckiej (ryc. 1) wchodził w skład peryferycznej części zbiornika, dla której charakterystyczne jest występowanie brzeżnych platform węglanowych i siarczanowych (36, 22, 21). Pod koniec cyklu PZ2 obszar północnej części południowego basenu permskiego uległ wynurzeniu (21). Mikrorelief powstały w wyniku krasowienia osadów anhydrytu podstawowego (A2) w czasie subaeralnej ekspozycji został następnie wyrównany sedymentacją osadów mułowcowych i piaszczystych szarego iłu solnego (T3)(4). Utwory szarego iłu solnego zaczynają sedymentację cyklu PZ3.

SEDYMENTACJA SZAREGO IŁU SOLNEGO

Jak wynika z badań litofacjalnych szarego iłu solnego (4), szare, brązowe i czerwone mułowce oraz iłowce rozwijały się początkowo w głębszej lagunie i w górnej części przechodzą w zielonoszare drobnoziarniste piaskowce (często ilaste) powstałe w płytszej lagunie. Płycejca ku górze seria szarego iłu solnego przedstawia odrębny cykl sedymentacyjny

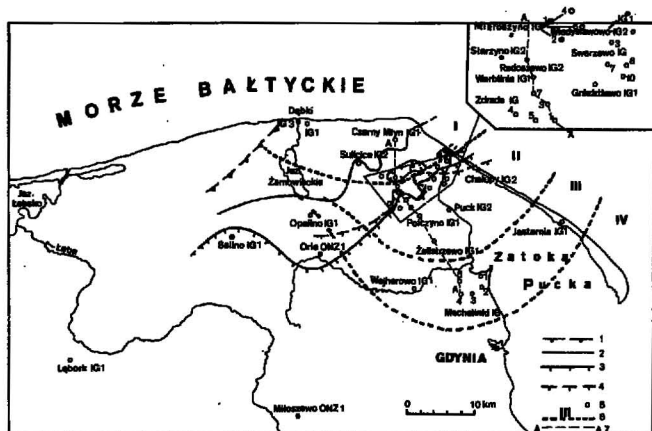
W najwyższej części sekwencji szarego iłu solnego nastąpiło pewne uspokojenie sedymentacji. Procesy transportu nie ustały całkowicie prowadząc do powstania laminowanych poziomo, skośnie lub krzyżowo oraz

beztęksturalnych rudstonów, charakteryzujących się wyraźnie podwyższoną zawartością węglanów. Te cechy wraz z obserwowanym zmniejszaniem się w stronę dolomitu płytowego ilości oraz wielkości intraklastów i gruzłów siarczanowych, a także występowanie wadoidów wskazują na wyraźne osłabienie tempa erozji i transportu, związanych z końcowym silnym spłyceniem zbiornika oraz lokalnym tworzeniem plazowych barów. Klastyczna seria najwyższej części szarego iłu solnego ma charakter przejścia pomiędzy typową dla szarego iłu solnego serią klastyczną z siarczanami a prawie czysto węglanowym kompleksem dolomitu płytowego. Jak można przypuszczać, stopniowa – aczkolwiek szybka – zmiana charakteru sedymentacji w najwyższej części szarego iłu solnego była związana ze zmianą klimatu z wilgotnego na suchy. Przed zapanowaniem okołopływowych warunków sedymentacji węglanowej dolomitu płytowego nastąpiło silne i szybkie ograniczenie dostawy materiału klastycznego.

DOLOMIT PŁYTOWY

Skały dolomitu płytowego powstawały w płytkim i ciepłym morzu epejrycznym w północnej, brzeżnej części permskiego basenu południowego, na skraju półwyspu środkowo-pomorskiego (1). Sekwencja węglanowa badanego poziomu rozwinęła się na stosunkowo wyrównanym podłożu. Ogólnie sekwencja ta wykazuje wyraźną dwudzielność. Utwory dolomitu płytowego są wykształcone głównie jako różne facje mikrobialne (ryc. 2) (mikrobiality *sensu* 3), wśród których przeważającym składnikiem są biolaminoidy. Skały te charakteryzują się słabo rozwiniętą, nieregularną, nieciągłą poziomą i falistą laminacją organiczną. Zdecydowana przewaga biolaminoidów w składzie litofacjalnym dolomitu płytowego wskazuje także, że maty mikrobialne mogą się również rozwijać w warunkach zwiększonej akrecji fizycznej, dając w efekcie utwory stromatolitowe źle lub słabo laminowane i których geneza biologiczna może być łatwo przeoczona w badaniach środowisk kopalnych. Ponadto wzrost organicznych zespołów mikrobialnych w warunkach sebh-y może łatwo ulec przerwaniu lub zaburzeniu przez stosunkowo małe fluktuacje środowiskowe depozycji, opadów deszczowych, tempa ewaporacji itp., co znacznie utrudnia ich rozpoznanie i sprawia wrażenie, że tego typu ekosystemy mikrobialne są delikatne i w skali geologicznej rzadkością. Utwory mikrobialne mają największe szanse zachowania w stanie kopalnym wówczas, gdy ich wzrost jest połączony z prawie jednoczesną lityfikacją (18, 11), która co prawda ogranicza rozwój organizmów budujących maty, ale eliminuje mikroby degradujące materiał organiczny.

Dolna część dolomitu płytowego. Najniższa część serii dolomitu płytowego jest wykształcona w postaci płasko rozwiniętej pokrywy stromatolitów o niewielkiej grubości i występujących na znacznej części obszaru badań. Stromatolity te zawierają w dolnej części dodatkowe laminy mikrytowe i smugi detrytycznego kwarcu, których liczba



Ryc. 1. Obszar badań wraz z lokalizacją przebadanych otworów wiertniczych

1-4 – obecny zasięg: 1 – dolomitu głównego, 2 – anhydrytu podstawowego, 3 – anhydrytu głównego, 4 – szarego iłu solnego, 5 – przebadany otwór wiertniczy, 6 – wyróżnione strefy geograficzne, 7 – przekrój litofacjalny

Fig. 1. Area studied with locations of investigated boreholes

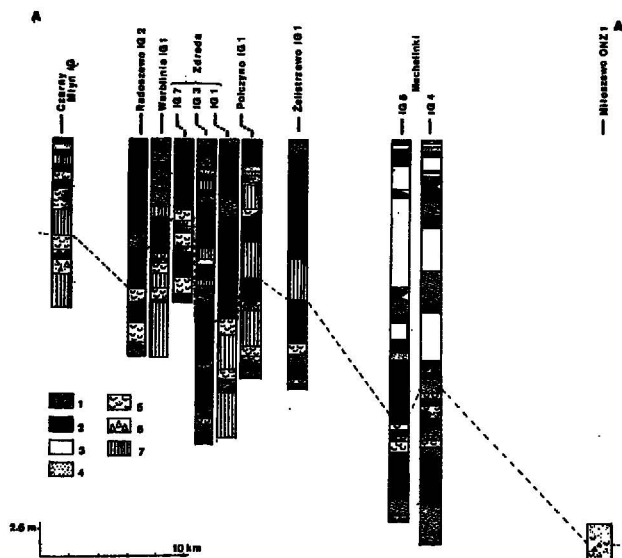
1-4 – present extent of: 1 – Platy Dolomite, 2 – Basal Anhydrite, 3 – Main Anhydrite, 4 – Grey Pelite; 5 – investigated borehole, 6 – distinguished geographic zones, 7 – lithofacies cross section

*) Niniejsza praca przedstawia tezy pracy doktorskiej, przygotowanej w PIG pod kierunkiem T.M. Peryta.

i grubość szybko maleją ku górze. Zarówno smugi kwarcu, jak i laminy mikrytowe stanowią końcowy efekt poprzedniej, mieszanej klastyczno-węglanowej sedimentacji w najwyższej części szarego iłu solnego. Wskazują one na bezpośredni związek sedimentacyjny z poprzednim cyklem depozycji.

Na obszarze położonym poza zasięgiem występowania utworów szarego iłu solnego brak stromatolitów w spągowej części dolomitu płytowego, a skały tego poziomu węglanowego erozyjnie kontaktują z utworami leżącymi poniżej. Utwory dolnej części dolomitu płytowego są rozwinięte jako biolaminoidy, identyczne z tymi występującymi ponad stromatolitami, a ich cechy wskazują na depozycję w warunkach strefy nadpływowej (ryc. 3). W rezultacie sedimentacji powstał rozległy, płaski, lekko pochylony w stronę morza obszar równi pływowej i w najniższej części badanej sekwencji, powyżej pokrywy stromatolitej, nastąpiło względne rozszerzenie zasięgu morza dolomitu płytowego (w porównaniu do szarego iłu solnego). Znaczna rozciągłość horyzontalna tego kompleksu stromatolito-biolaminoidalnego wskazuje, że następowała pozioma, skierowana w stronę morza, progradacja równi pływowej.

Wykształcenie się płaskiej, mało zróżnicowanej morfologicznie przybrzeżnej równi w klimacie suchym spowodowało pływowe zalewanie i okresową ekspozycję subaeralną części obszaru. W tym suchym lub stale wilgotnym środowisku, gdzie ewaporacyjne podsiąkanie i dostawa wody kapilarnej były bardziej typowe niż dopływ wody morskiej, jak współcześnie w rejonie Zatoki Akaba (6, 10), rozwinęły się charakterystyczne utwory mikrobialne — biolaminoidy. W lokalnych stawach pływowych mogły się rozwijać (występujące podrzędnie)



Ryc. 2. Przekrój litofacjalny z ryc. 1. Linia przerywaną zaznaczono granicę między częścią dolną a górną dolomitu płytowego

1 — stromatolity i utwory stromatolitopodobne, 2 — biolaminoidy, 3 — oolity i pelolity, 4 — madstony, 5 — biodetryty i muszłowce, 6 — rudstony, 7 — brak rdzenia

Fig. 2. Lithofacies cross section from Fig. 1. Dashed line divides the Platy Dolomite sequence in the upper and lower parts

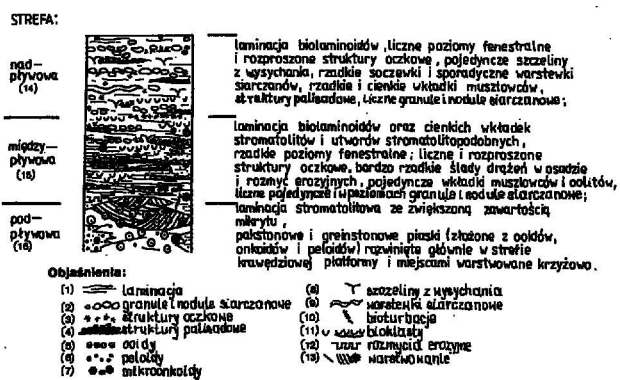
1 — stromatolites and stromatolite-like forms, 2 — biolaminoids, 3 — oolites and pelolites, 4 — mudstones, 5 — biodetrites and lumachelles, 6 — rudstones, 7 — lack of core

stromatolity i utwory stromatolitopodobne. Rozwój mat w stronę morza był z kolei limitowany przez inne czynniki, takie jak np. ilość transportowanego osadu. Energia falowania i prądy z pewnością ograniczały rozwój mat od strony głębszego sublitorału. Skrajne — pod względem wymagań życiowych organizmów — warunki, jakie panowały w czasie depozycji utworów dolomitu płytowego, umożliwiły zasiedlenie i rozwój licznej populacji cyjanobakterii, a także silnie ograniczyły rozwój potencjalnych konsumentów mat mikrobialnych.

W dolnej części sekwencji dolomitu płytowego, wskutek braku systemu barier ograniczających i chroniących słabo nachyloną równię pływową przed wpływami morza, rozwinęła się morska sedimentacja węglanowa o charakterze mułowym. Na równi pływowej w warunkach dolnego nadpływu rozwinęły się biolaminoidy mułowe (o stosunkowo gorzej wykształconych laminach organicznych — biolaminoidy A), obficie przewarstwiane wkładkami biodetrytów, muszłowców i madstonów, nierzadko o charakterze sztormowym.

Jednocześnie w miarę rozwoju sedimentacji nadpływowej w dolnej części dolomitu płytowego i w miarę rozwoju ingresji morskiej, podwyższone zasolenie wód, odziedziczone po lagunowej sedimentacji szarego iłu solnego, szybko zmniejszyło się do stanu bliskiego normalnemu, co umożliwiło rozwój fauny głównie euryhalinowej z elementami stenohalinowymi. Z czasem jednakże, wskutek wzrastającego zasolenia wód, warunki dla egzystencji fauny i flory ulegały stopniowo pogarszaniu, co spowodowało powolną eliminację niektórych grup organizmów. Otwarty charakter równi pływowej sprzyjał łatwej penetracji przez prądy pływowe i sztormy, co umożliwiło względnie szybką akumulację osadów. Stosunkowo szybka akrecja biologiczna połączona z kurbregowym transportem osadów wywołała progradację równi pływowej ku morzu.

Wzrastająca w stronę morza miąższość kompleksu nadpływowego wskazuje, że sedimentacja osadów dolnej części dolomitu płytowego odbywała się w warunkach powolnego wzrostu poziomu morza. Szybka przybrzeżna akrecja węglanowa spowodowała z czasem morfologicz-



Ryc. 3. Diagnostyczne struktury sedimentacyjne utworów dolomitu płytowego

Fig. 3. Diagnostic sedimentary structures of the Platy Dolomite sequence

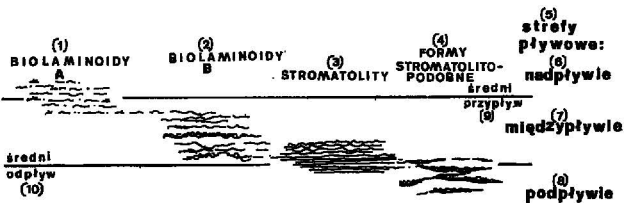
1 — lamination, 2 — sulphate granules and nodules, 3 — fenestrae, 4 — palisade structures, 5 — ooids, 6 — peloids, 7 — microoncooids, 8 — mudcracks, 9 — contorted layers, 10 — bioturbations, 11 — bioclasts, 12 — erosional surfaces, 13 — bedding, 14 — supratidal zone, 15 — intertidal zone, 16 — subtidal zone

na indywidualizację znacznej części obszaru. W strefie podpływowej w tym czasie zachodziła dość monotonna sedymentacja mułów węglanowych z licznymi szczątkami fauny oraz flory z rodzaju *Algites*. Zasięg poziomy tych glonów sięgał aż na skraj tworzącej się dość szybko i przyłączonej do lądu platformy węglanowej. Niewielka przewaga fizycznej sedymentacji nad akrecją biologiczną doprowadziła do powstania platformy węglanowej złożonej z odmiennych facji mikrobialnych, powstałych w różnych środowiskach okołopływowych (ryc. 4) i basenu charakteryzującego się depozycją mułową.

Górna część dolomitu płytowego. W górnej części serii dolomitu płytowego nastąpiło większe ujednoczenie litofacjalne odzwierciedlone przede wszystkim rozwojem biolaminoidów bardziej biogenicznych (o względnie lepiej rozwiniętej i obfitszej laminacji organicznej – biolaminoidy B).

Wraz z rozwojem mikrobialitów górnej części badanej sekwencji zaczęła się wykształcać strefa krawędziowa platformy węglanowej, zdominowana przez piaszczyste facje węglanowe, które utworzyły łukowaty system barierowy ograniczający platformę od strony morza (9). Taki układ morfologiczny sprzyjał rozwojowi bardziej biogenicznych facji mikrobialnych na obszarze szelfu wewnętrznego. Zespół cech strukturalnych i teksturalnych osadów górnej części dolomitu płytowego wskazuje (ryc. 3), że depozycja odbywała się w warunkach międzypływiu. Wzrost – w porównaniu z dolną częścią dolomitu płytowego – pokrycia wodą odzwierciedlił się wzrostem: 1) biogeniczności biolaminoidów, 2) liczby przewarsztwień stromatolitów i utworów stromatolitopodobnych (8), 3) liczby struktur oczkowych, warstewek oraz granul i nodul siarczanowych, 4) liczby minerałów ewaporatowych, a także 5) zmianą charakteru populacji cyjanobakterii budujących laminy organiczne mikrobialitów. Wraz z tym nastąpiła zmiana w składzie makroflory (algitesy charakterystyczne dla dolnej części dolomitu płytowego zostały zastąpione w górnej części przez kalcinemy), a przede wszystkim silna redukcja ilościowa i jakościowa fauny. Te zmiany biofacjalne były głównie spowodowane wzrastającym z czasem i wahającym się zasoleniem wód.

Morfologia strefy międzypływowej była bardziej urozmaicona w porównaniu ze strefą sedymentacji nadpływowej dolnej części dolomitu płytowego. Pas mobilnych ławic piaszczystych obrzeżających platformę węglanową ograniczał płytką i raczej wąską lagunę. Dalej na północ rozciągała się rozległa równia pływowa przecinana płytkimi kanałami pływowymi, zawierająca liczniejsze stawy o bardziej stagnujących warunkach i dłużej



Ryc. 4. Środowiska sedymentacji mikrobialitów dolomitu płytowego

Fig. 4. Depositional environments of the Platy Dolomite microbialites

- 1 – biolaminoids of type A, 2 – biolaminoids of type B,
- 3 – stromatolites, 4 – stromatolite-like forms, 5 – tidal zones,
- 6 – supratidal, 7 – intertidal, 8 – subtidal, 9 – mean high water, 10 – mean low water

utrzymującej się wodzie. Rozwijały się tam stromatolity i utwory stromatolitopodobne. Obecność żywszej morfologii równi pływowej, przez dłuższe utrzymywanie nawilgocenia osadów przybrzeżnych, dodatkowo sprzyjała rozwojowi mikrobialitów. Natomiast kanały pływowe mogły być – jak współcześnie (33, 26) – ważne dla dolomityzacji, jako drogi migracji wód interstycjalnych.

Szelf wewnętrzny platformy węglanowej był ograniczony strefą krawędziową, gdzie w warunkach silnego wzburzenia wód rozwijały się głównie piaski ooidowe, a miejscami (bezpośrednio w ich sąsiedztwie, w przyległej lagunie) piaski peloidowe. Biorąc pod uwagę optymalne warunki wymagane dla powstania piasków ooidowych można przyjąć, że głębokość wody w tej strefie była mniejsza niż 2 m, niekiedy jednakże ooidy tworzyły się w strefie łamania się fal. Piaszczyste ciała węglanowe tworzyły barierę złożoną z niskoreliefowej mozaiki nadpływowych do międzypływowych (i sięgających głębiej) ławic odgraniczających otwarty basen. Piaski węglanowe były roznoszone w stronę przyległej laguny oraz w stronę basenu i deponowane w strefie stoku platformy węglanowej. W strefie krawędziowej oraz stoku platformy kompleksy oolitowe przewarstwiają się z mikrobialitami, tworząc drobne równie pływowe wokół płyczn. Względnie częste tutaj utwory stromatolitopodobne wykazują cechy środowiska najwyższej części strefy podpływowej, wskazując na nieco głębsze warunki depozycji. Z drugiej strony przekładanie się tych kompleksów skalnych różnego typu sugeruje cykliczny rozwój tej części platformy.

Wysokość pływu na omawianej platformie węglanowej jest trudna do określenia. System barierowy, jak współcześnie, nie stanowił przeszkody dla komunikacji z otwartym morzem. Ponadto istniejący wał barierowy chronił obszar wewnętrznej części platformy przed sztormami i silnymi pływami.

Najwyższa część badanej sekwencji jest zwieńczona nieciągłą pokrywą stromatolitów powstałych na pograniczu stref podpływowej i międzypływowej. Na obszarze basenu w dalszym ciągu trwała podpływowa sedymentacja mułowa, a różnica głębokości pomiędzy obszarem platformy węglanowej i basenu stale wzrastała.

ANHIDRYT GŁÓWNY

Wykształcenie dolnej części serii siarczanowej wskazuje na płytką podpływową depozycję (21). Relief powstały w trakcie akumulacji utworów dolomitu płytowego został w znacznej mierze wyrównany sedymentacją siarczanów, które strącały się zarówno na obszarze platformy węglanowej, jak i basenu. Odtworzenie pełnego schematu depozycji najniższej części anhydrytu głównego nie jest możliwe ze względu na erozyjne usunięcie znacznej części pokrywy siarczanowej i ograniczenie jej występowania do południowej części obszaru badań. Miejscami anhydryty omawianego poziomu siarczanowego ulegały gipsyfikacji, najprawdopodobniej w związku z działaniem wód słodkich przyczyniających się także do dedolomityzacji utworów dolomitu płytowego.

EWOLUCJA PLATFORMY WĘGLANOWEJ DOLOMITU PŁYTOWEGO

Zróznicowanie facjalne dolomitu płytowego w rejonie Zatoki Puckiej pozwala na wyróżnienie szerokiej platformy węglanowej, ograniczonej od południa brzezną strefą środkowej części basenu cechsztyńskiego (9). Depozycja węglanowa na platformie dolomitu płytowego zachodziła w rozległym systemie sebhyy. Współczesne środowiska

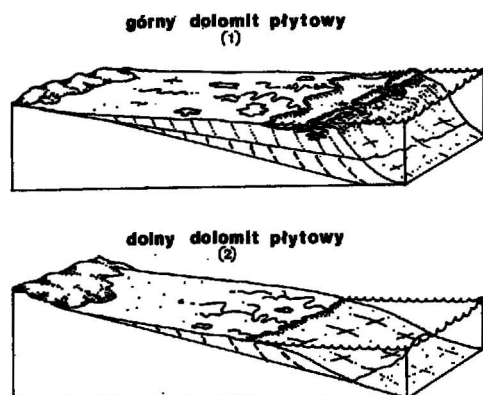
sebhy zwykle tworzą się wzdłuż chronionych linii brzegowych (26).

Znikome nachylenie powierzchni dna zbiornika dolomitu płytowego ($<1^\circ$) odziedziczone po akumulacji szarego iłu solnego spowodowało, że początkowo wykształciła się rozległa i stosunkowo płaska równia pływowa. Ta pochyła powierzchnia sedymentacyjna, bez obramowującego wału barierowego jak w górnej części dolomitu płytowego, może być określona jako homoklinalna rampa (35, 28). Utwory w strefie stoku omawianej platformy nie wykazują cech głębokiego środowiska, co dodatkowo wskazuje na rampopodobną powierzchnię. Podobnie częstsze przewarstwienia tempeptytowe w dolnej części dolomitu płytowego sugerują szeroką, otwartą ku morzu, równię pływową i łagodnie zapadającą w stronę morza powierzchnię depozycji.

Warunki sprzyjające formowaniu i rozwojowi platformy węglanowej dolomitu płytowego, podobnie jak współcześnie w Zatoce Perskiej (25), istnieją na skraju kratonów stabilnych tektonicznie. Taką rolę w czasie depozycji dolomitu płytowego przypuszczalnie odgrywało stabilne tektonicznie wyniesienie Łeby (34).

Rozwój do ok. 30 km szerokości przybrzeżnej sebhy musiał zależeć od pozabrzegowej i brzegowej topografii obszaru. Z jednej strony tak szeroka sebha mogła się utworzyć tylko na obszarze stabilnym tektonicznie. Z drugiej zaś utworzenie i utrzymanie tak rozległego systemu mogło zachodzić na wybrzeżach chronionych (przez np. konfigurację linii brzegowej) przed działalnością silniejszych prądów usuwających gromadzone i progradujące osady. Stwierdzono ponadto (19), że dla utrzymania tak szerokiej sebhy jest konieczne istnienie regionalnego systemu wód podziemnych, który powoduje wzrost poziomu wód gruntowych w miarę progradacji tych osadów. Z kolei obecność pochylonej ku morzu strefy wód podziemnych wymaga obecności dużych mas lądowych o dość zróżnicowanym reliefie i działających jako miejsce odpływu (*recharge area*) wód powierzchniowych. Współdziałanie wszystkich tych czynników jest najprawdopodobniej odpowiedzialne za utworzenie sebhy dolomitu płytowego w rejonie Zatoki Puckiej.

Wskutek intensywnej akrecji osadów na obszarze rampy różnica między powierzchniami sedymentacyjnymi rampy i basenu systematycznie rosła, zwłaszcza



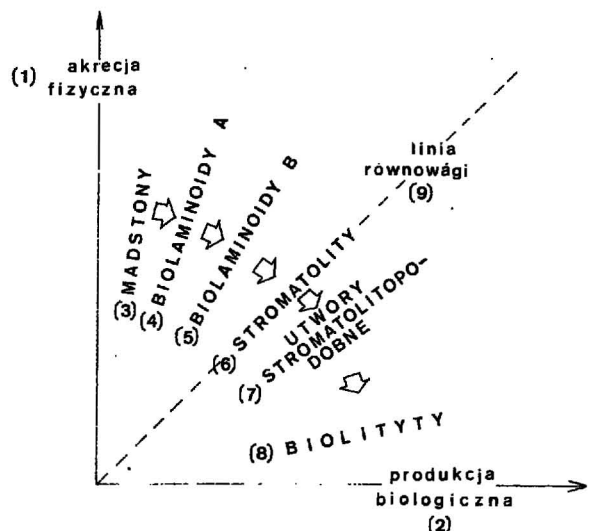
Ryc. 5. Ewolucja strukturalna rejonu Zatoki Puckiej w ciągu dolomitu płytowego

Fig. 5. Structural development of the Puck Bay area during the Platy Dolomite depositional time

1 — upper Platy Dolomite, 2 — lower Platy Dolomite

w górnej części dolomitu płytowego, kiedy to pierścieni wysokoenergetycznych piasków węglanowych uformował strefę krawędziową i wąski stok platformy węglanowej. W końcowej fazie sedymentacji dolomitu płytowego deniwelacje na badanym obszarze w skrajnym wypadku sięgały do ponad 40 m. W ten sposób (ryc. 5) homoklinalna rampa dolnego dolomitu płytowego przekształciła się w rampę obrzeżoną strefą barierową (29), jak obecnie w Zatoce Perskiej (27) lub obrzeżoną platformą węglanową (17, 31). Wykształcenie wyraźnego systemu barierowego od strony morza ograniczyło dostęp i wpłynęło na wyhamowanie wysokoenergetycznych zjawisk sztormowych na obszarze strefy wewnętrzzplatformowej. Efekt ten zaznaczył się wyraźnie mniejszą ilością przewarstwień pochodzenia burzowego.

Platforma węglanowa dolomitu płytowego w rejonie Zatoki Puckiej miała wyraźnie łukowaty kształt (9). Niektórzy badacze (np. 2, 24) podkreślali znaczenie odziedziczonych wyniosłości topograficznych w formowaniu piaszczystych stref węglanowych. Jednakże wykształcenie facjalne najwyższej części szarego iłu solnego i dolnej części dolomitu płytowego nie wskazuje na obecność jakiegś dodatkowej morfologicznie formy mającej znaczenie dla późniejszego rozwoju ławic piaszczystych. Inni z kolei (np. 32) wskazywali, że charakter krawędzi platformy węglanowej zależy od wzrostu pokrywy osadowej platformy i jej erozji. A. Hine i A. Neumann (16) podają aż pięć czynników odpowiedzialnych za rozwój i zróżnicowanie facjalne stref marginalnych platform węglanowych, spośród których — jak się wydaje — dla piasków węglanowych dolomitu płytowego miały znaczenie jedynie trzy. Są to: 1) czas, wielkość i kierunek energii fizycznej wywołanej sztormami, pływami, wiatrami i falowaniem; 2) zmiany poziomu morza oraz 3) tempo akrecji osadów. Brak dowodów na istnienie w omawianej strefie krawędziowej: 4) biogenicznych barier, a także — jak wspomniano wyżej — 5) wskazówek na obecność topograficznych elewacji podłoża.



Ryc. 6. Rozwój facji mikrobialnych w zależności od tempa akrecji fizycznej i biologicznej produktywności

Fig. 6. Development of microbialites according to the rates of physical accretion (1) and biological productivity (2)

3 — mudstones, 4 — biolaminoids A, 5 — biolaminoids B, 6 — stromatolites, 7 — stromatolite-like, 8 — biolithites, 9 — equilibrium line

Współwystępowanie stromatolitów (rytmicznie odsłanianych i zalewanych), utworów stromatolitopodobnych (względnie dłużej zanurzonych) z biolaminoidami (typowymi osadami przybrzeżnej sebh) wskazuje na różne reżimy sedymentacyjne panujące w czasie depozycji dolomitu płytowego. Dominacja biolaminoidów w składzie facjalnym wskazuje na nierównowagę między procesami akrecji fizycznej i biologicznej produktywności oraz ogólną przewagę fizycznej depozycji. Tym samym sukcesja facji mikrobiałnych (ryc. 6) odzwierciedla wzrost pokrywy wodnej, a w warunkach równi pływowej wzrost częstości pokrycia powierzchni osadu zalewami pływowymi. Stąd wynika także wzrost liczby niekorelowalnych przewarstwień laminitów mikrobiałnych ku górze sekwencji, a także wzrost ich sumarycznej miąższości (8). Zmiany te wskazują na stopniowo rozwijający się charakter transgresywny zbiornika dolomitu płytowego i ogólną tendencję do nieznaczego pogłębiania cechsztyńskiego morza w tym czasie. Sugeruje to także nieciągły charakter pokrywy stromatolitowej, rozwiniętej w najwyższej części badanej sekwencji oraz jej, niejednokrotnie obserwowany, epizodyczny sposób zanikania w utworach anhydrytu głównego.

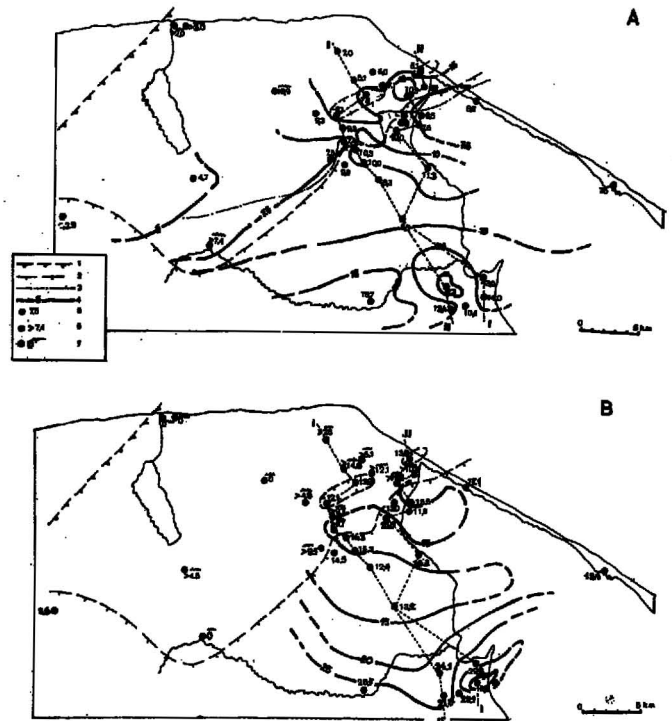
W ciągu sedymentacji dolomitu płytowego zarysowuje się także wyraźna, jednokierunkowa tendencja do coraz obfitszego i lepszego wykształcania lamin organicznych biolaminoidów. Odzwierciedla się to zmianą od biolaminoidów mułowych przeważających w dolnej części dolomitu płytowego do bardziej biogenicznych charakterystycznych dla górnej części tego poziomu. Oznacza to ogólnie zmianę charakteru sedymentacji z nadpływowej w dolnym dolomicie pływowym na międzypływową w górnym. Taka zmiana środowisk sedymentacji spowodowała wzrost produktywności biologicznej. Ponadto dowodzi to, że w warunkach stałego wzrostu poziomu morza akrecja osadów musiała osiągać tempo podnoszenia poziomu morza, a nawet je przekraczać, co z kolei umożliwiło progradację osadów. Wzrost pokrywy wodnej był na tyle wolny, że umożliwiał zasiedlenie i rozwój mat mikrobiałnych w strefie okołopływowej. W sumie też połączona akrecja fizyczno-biologiczna osadów była większa niż niszczące efekty fizycznej erozji, a także bioerozji. Granica między dolną (nadpływową) a górną (międzypływową) częścią dolomitu płytowego jest stopniowa, co jest zgodne z klasycznym prawem Waltera, gdyż strefy pływowe lateralnie przylegają do siebie i tworzą tym samym spójny system wskutek normalnej zmienności skali i wysokości pływu oraz efektów sztormowych, co powoduje różną, czasową i przestrzenną, ekspozycję subaeralną równi pływowych (13).

Obecność płaskich pokryw stromatolitowych o stosunkowo znacznej rozciągłości regionalnej w spągu i stropie sekwencji dolomitu płytowego jest szczególnie uderzająca. Odzwierciedlają one bardziej subakwaticzne warunki związane z pływającym podcyklem depozycji (pokład spągowy) i pogłębiającym się subcyklem (pokład stropowy) dolomitu płytowego. Pokrywy te są wyraźnym wskaźnikiem granic czasowych i przestrzennych między głębszym środowiskiem podpływowym a skrajnie płytkim, między- i nadpływowym. Znaczą one bardziej regionalne zdarzenia w porównaniu do niekorelowanych ze sobą soczewkowatych laminitów pozostałej części serii dolomitu płytowego. Dominacja biolaminoidów w składzie facjalnym dolomitu płytowego wskazuje na mikrobiałny

i mułowy charakter platformy węglanowej w rejonie Zatoki Puckiej.

Ogólna zmiana charakteru sedymentacji w ciągu dolomitu płytowego spowodowała wyraźną dwudzielność litofacjalną sekwencji. Poszczególne części różnią się także miąższością: część dolna jest ogólnie cieńsza, a jej grubość wyraźnie maleje ku północy (ryc. 7A). Natomiast miąższość części górnej (wyjawszy strefę krawędziową, która zawsze stanowiła wyraźny i pozytywny element morfologiczny), mimo że obraz ten jest niekompletny wskutek częściowego usunięcia erozyjnego serii, wykazuje (ryc. 7B) bardziej jednolity rozkład na obszarze szelfu wewnętrznego.

Obraz rozkładu miąższości części dolnej i górnej lepiej charakteryzują poprzeczne do platformy węglanowej przekroje (ryc. 8). Uśredniona miąższość na tych przekrojach ilustruje przybliżone nachylenie pierwotnych powierzchni sedymentacyjnych. W dolnym dolomicie pływowym jest ona nachylona w stronę basenu a spadek wynosi 175 mm/1 km, podczas gdy w górnym nachylenie to jest lekko skierowane w stronę lądu, a spadek wynosi 40 mm/1 km. Przy tym zwraca uwagę większe nachylenie

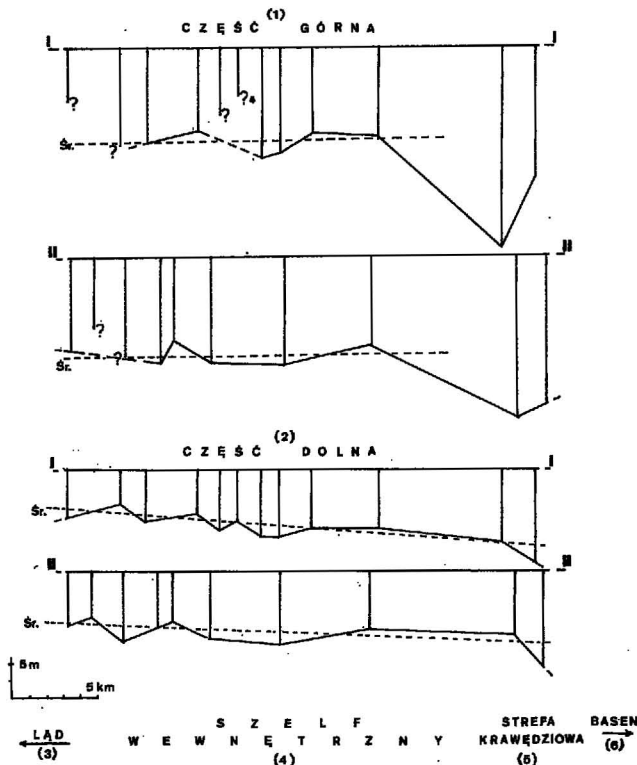


Ryc. 7. Mapa miąższości dolomitu płytowego: A – część dolna, B – część górna

I – I i II – II linie przekrojów miąższościowych (przedstawionych na ryc. 8); 1–3 – obecny zasięg: 1 – dolomitu płytowego, 2 – anhydrytu głównego, 3 – obecny zasięg szarego ilitu solnego; 4 – izolinie miąższości, 5 – całkowita miąższość wyróżnionych części dolomitu płytowego, 6 – miąższość niepełna wskutek niepełnego rdzeniowania, 7 – brak górnej części serii wskutek erozji

Fig. 7. Thickness of the Platy Dolomite series: A – lower part, B – upper part

I – I and II – II – the thickness cross sections (presented in Fig. 8); 1–3 – present extent of: 1 – Platy Dolomite, 2 – Main Anhydrite, 3 – Grey Pelite; 4 – isopachs of the Platy Dolomite deposits, 5 – complete thickness of the Platy Dolomite, 6 – incomplete thickness of the Platy Dolomite due to partial coring, 7 – lack of core due to postgenetic erosion



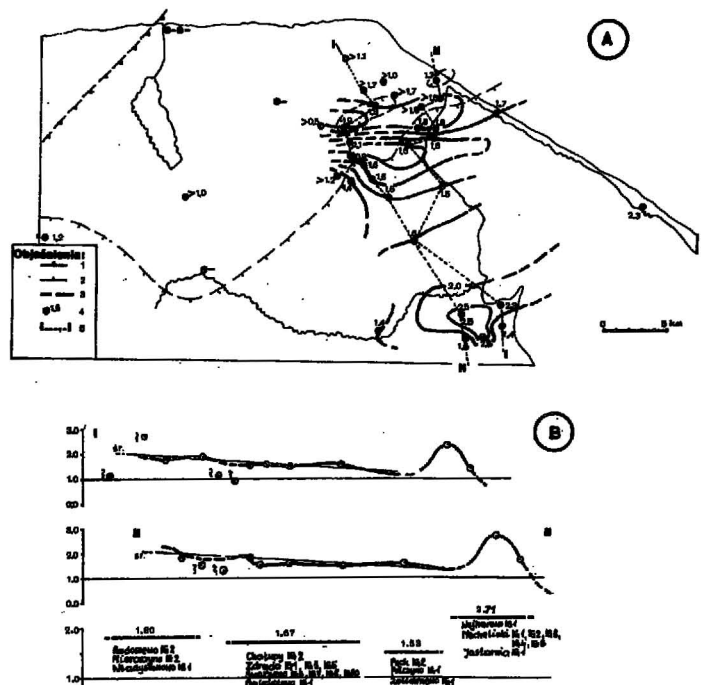
Ryc. 8. Przekroje (z ryc. 7) przez dolną i górną część dolomitu płytowego. (Śr. = średnie nachylenie powierzchni sedymentacji w czasie depozycji obu członów)

Fig. 8. The thickness cross section (from Fig. 7) of the lower and upper Platy Dolomite parts (averaged dashed lines illustrate general inclination of sedimentary surfaces during deposition of the both depositional members)

1 — upper Platy Dolomite, 2 — lower Platy Dolomite, 3 — land, 4 — inner shelf, 5 — carbonate platform margin zone, 6 — basin

powierzchni sedymentacyjnej dolnej części dolomitu płytowego niż to wynikałoby z depozycji wyrównującej odziedziczone nachylenie podłoża w owym czasie. Dowodzi to, że akrecja węglanowa odbywała się w warunkach stałego wzrostu poziomu morza lub subsydencji. W dolnej części dolomitu płytowego nastąpiło rozszerzenie, w porównaniu z szarym łem solnym, zasięgu pokrywy wodnej.

Dość wyrównany rozkład miąższości części dolomitu płytowego wskazuje na depozycję w warunkach stopniowo wzrastającego poziomu morza. Kierunek nachylenia powierzchni sedymentacyjnej górnej części badanego poziomu wskazuje na działanie subsydencji, wywołującej tym samym efekt transgresywny. Dla zobrazowania tej tendencji w rozwoju basenu obliczono — przy założeniu, że tempo sedymentacji węglanowej w obu częściach dolomitu płytowego było takie samo — stosunek miąższości części górnej (depozycja głównie w strefie międzyplywowej) do dolnej (powstałej głównie w środowisku nadplywowym). Kiedy stosunek ten wynosi 1, oznacza to akrecję osadową przy stałym poziomie morza; jeśli jest mniejszy niż jeden, oznacza to grubszą pokrywę osadów nadplywowych i tendencję regresywną, a jeśli przewyższa jeden — wskazuje na przewagę sedymentacji międzyplywowej i odzwierciedla tendencję transgresywną. Rozkład poziomy obliczonych wartości (ryc. 9A) wskazuje, że — poza strefą krawędziową — następuje ogólny wzrost pokrywy osadów międzyplywowych ku północy, w stronę pierwotnego lądu (ryc. 9B).



Ryc. 9. Rozkład stosunku utworów nadplywowych (dolna część dolomitu płytowego) do międzyplywowych (górną część serii). A — mapa współczynników, B — przekroje

1 — obecny zasięg dolomitu płytowego, 2 — obecny zasięg anhydrytu głównego, 3 — izolinie współczynników, 4 — przebadany otwór z podaną wartością stosunku (brak wartości oznacza całkowicie, a znak „>” oznacza częściowe usunięcie górnej części sekwencji wskutek postgenetycznej erozji), 5 — linie przekrojów współczynnikowych. Na najniższej figurze ryc. B podano średnie wartości współczynnika obliczone (na podstawie wymienionych otworów wiertniczych) dla wyróżnionych na ryc. 1 stref geograficznych

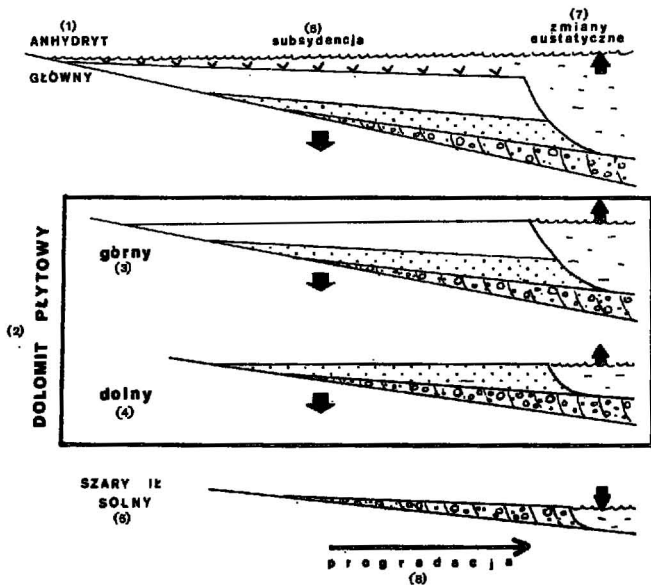
Fig. 9. Distribution of the ratio index of supratidal (lower part of the sequence) to intertidal (upper part of the series) deposits of the Platy Dolomite)

A — map of coefficients, B — adequate coefficient cross sections, 1 — present extent of Platy Dolomite, 2 — present extent of Main Anhydrite, 3 — isopachs of coefficients, 4 — investigated borehole with value of the ratio (the lack of value means completely, and sign „>” means partial removal of the upper part of the series due to postgenetic erosion), 5 — the coefficient cross section. In the lower part of Fig. B average values (calculated on the basis of the mentioned boreholes) are given for the zones distinguished in Fig. 1.

Z powyższego wynika, że po sedymentacji najniższej części dolomitu płytowego wokół dolnego poziomu pływu i związanej z pływającym ku górze cyklem szarego łu solnego nastąpiła wyżejplywowa depozycja węglanowa. Analiza rozkładu miąższości poszczególnych członów osadów dolomitu płytowego wskazuje (ryc. 10) na odmienny charakter okółplywowej depozycji w niższej i wyższej części sekwencji, związanej z ogólną tendencją do wzrostu poziomu morza wskutek ruchów eustatycznych i (lub) subsydencji. W końcu dolomitu płytowego sedymentacja odbywała się już na pograniczu stref między- i podplywowej, a na początku anhydrytu głównego akumulacja siarczanowa zachodziła w warunkach podplywowych.

PRZYCZYNY ZMIAN POZIOMU MORZA

Jak wykazano wyżej, w ciągu dolomitu płytowego depozycja węglanowa na obszarze Zatoki Puckiej za-



Ryc. 10. Ewolucja sedymentacji na początku cyklu PZ3 we wschodniej części wyniesienia Łeby

Fig. 10. Sedimentary development at the beginning of the PZ3 cycle in the eastern part of the Łeba Elevation

1 — Main Anhydrite; 2 — Platy Dolomite; 3 — upper part, 4 — lower part; 5 — Grey Pelite, 6 — subsidence, 7 — eustasy

chodziła w warunkach wzrastającego poziomu morza. Morze cechsztyńskie miało zatem charakter lekko transgresywny, a zanurzanie brzeżnej partii zbiornika mogło być wywołane dwiema głównymi przyczynami: 1) subsydencją podłoża i 2) zmianami poziomu morza wskutek ruchów eustatycznych.

Obserwowana dwudzielność serii dolomitu płytowego (problem ten będzie przedmiotem osobnej publikacji autora) w innych częściach zbiornika cechsztyńskiego wskazuje, że zmiany mogły mieć bardziej ogólny charakter i mogły być związane ze zmianami eustatycznymi przyjmowanymi także dla innych poziomów węglanowych cechsztynu (np. 20). Absorbowanie i uwalnianie dużych ilości wody w krótkim czasie przez łądół Gondwany wywołało krótkookresowe, niewielkie zmiany poziomu morza (12). Powszechnie też (np. 5, 23) przyjmuje się, że przyczyną małoskalowej cykliczności osadów, a taka zachodziła w trakcie depozycji dolomitu płytowego i przyległych jednostek sedymentacyjnych, są eustatyczne fluktuacje powierzchni morza. Zakres zmian poziomu morza w omawianym poziomie węglanowym był niewielki, tworząc mały podcykl sedymentacyjny. Zatem, jak się wydaje, w sedymentacji badanej sekwencji odegrały rolę zarówno procesy subsydenacji, jak i eustazji. Jednakże obecna znajomość tych zjawisk i zebrany materiał z rejonu Zatoki Puckiej nie pozwalają na rozstrzygnięcie udziału tych czynników w zmianie poziomu morza dolomitu płytowego.

PROGRADACJA

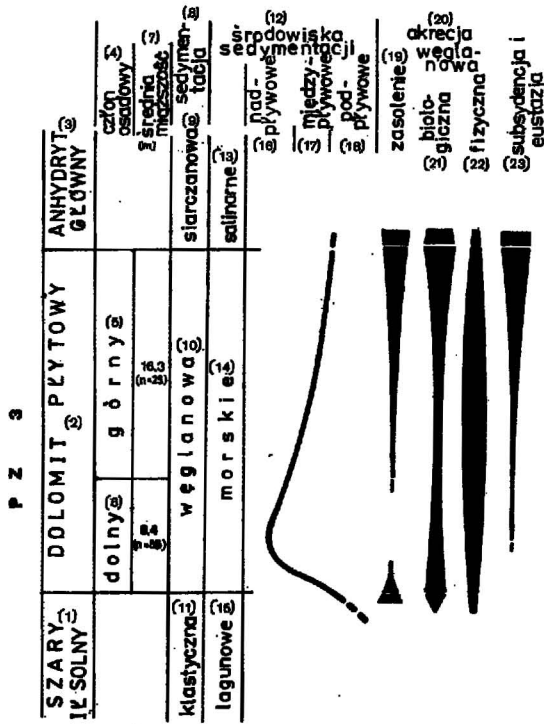
Na badanym obszarze tempo sedymentacji węglanowej było ogólnie zróżnicowane, co znalazło swoje odbicie w wykształceniu dwóch wyraźnych jednostek paleogeograficznych: platformy węglanowej i basenu. Obszar platformy węglanowej charakteryzował się wysokim tempem akumulacji, podczas gdy basen — jak się wydaje — zwolnioną depozycją. Ponieważ tempo sedymentacji

na platformach węglanowych łatwo dotrzymuje kroku podnoszącemu się poziomowi morza (z wyjątkiem okresów glacji i pulsów tektonicznych) we wszystkich okolicznościach eustazji i subsydenacji operujących w płytkich morzach epejrycznych (31), to powstające osady musiały progradować w stronę morza. Czynnikiem decydującym o progradacji lub zatapianiu są: 1) tempo dostawy osadów, 2) tempo subsydenacji lub podnoszenia obszaru, i 3) tempo zmian eustatycznych. W odniesieniu do utworów dolomitu płytowego, wszystkie te czynniki odegrały rolę w utworzeniu pogłębiającej się z czasem sekwencji osadowej. Progradacja osadów w warunkach powolnego wzrostu poziomu morza w dolnej części serii powodowała progresywnie grubienie deponowanej sekwencji ku morzu, dając coraz miększy kompleks nadpływowo. Wzrost pokrycia wodą w górnej części dolomitu płytowego i charakter transgresywny spowodował, że tempo progradacji było nieco mniejsze, co przyczyniło się do powstania laguny przylegającej do wyniesionej morfologicznie strefy krawędziowej. Szczególnie wysoki „potencjał wzrostu” tej strefy spowodował, że pływacz oolitywe łatwo osiągały poziom morza, a transport piasków wpływających na charakter tej strefy i przyległej laguny (15 z literaturą), umożliwił szybką progradację tych osadów. Szybka zmiana charakteru osadów na granicy kompleksów oolitowych i mikrobialnych utworzonych w strefie okołopływowo wskazuje na progradację luźnych osadów wskutek pływów i sztormów przez przyległą również pływową.

ZAGADNIENIE CYKLICZNOŚCI SEDYMENTACJI

Sedymentacja cykliczna jest charakterystyczna dla utworów węglanowych powstających na płytkim szelfie lub platformach węglanowych (np. 35, 14). W utworach dolomitu płytowego w rejonie Zatoki Puckiej cykle depozycyjne zaznaczają się wyraźnie w strefie krawędziowej platformy, gdzie przewarstwiają się kompleksy osadów wysoko- i niskoenergetycznych. Szczegółowa korelacja tych utworów w strefie Wejherowo—Mechelinki umożliwia wyróżnienie 4—5 kompleksów oolitowych przeważnie przewarstwianych mikrobialitami (7). Pary tych odmiennych osadów tworzą cykle sedymentacyjne, które mogą być określone jako powtarzające się grupy jednostek skalnych, z tendencją do występowania w określonym porządku (30). Nagłe pojawienie się i rozwój piaszczystych pakietów zwykle wyraźnie oddzielonych od skał mikrobialnych może sugerować, że głębokość wody odgrywała główną rolę w ich formowaniu.

Utworki strefy krawędziowej były okresowo odsłaniające, o czym świadczy rozwój procesów diagenety meteorycznej w stropie wielu kompleksów oolitowych. Okresy subaeralnej ekspozycji były prawdopodobnie krótkotrwałe, na co wskazuje brak rozwoju paleogleb, krasu i grubszych pokryw wadycznych. Tak wyrażona cykliczność sugeruje małe wahania poziomu morza. Jednakże brak widocznej cykliczności rozwoju osadów w obrębie utworów okołopływowo szelfu wewnętrznej platformy — co ogranicza występowanie rozwoju cyklicznego jedynie do strefy krawędziowej — wyklucza mechanizm krótkotrwałych wahań poziomu morza. Ponadto względnie mała miąższość (do około 20 m) cyklicznej serii oraz stosunkowo duża geograficzna i stratygraficzna stabilność facjalna świadczy o dość trwałych warunkach depozycji.



Ryc. 11. Syntetyczne zestawienie rozwoju sedimentacji na początku cyklu PZ3

Fig. 11. Synthetic pattern view of the sedimentary development at the beginning of the PZ3 cycle

1 — Grey Pelite; 2 — Platy Dolomite; 3 — Main Anhydrite; 4 — depositional member: 5 — upper, 6 — lower; 7 — average thickness; 8 — sedimentation; 9 — sulphates, 10 — carbonates, 11 — clastics; 12 — depositional environments; 13 — evaporitic, 14 — open marine, 15 — lagoon, 16 — supratidal, 17 — intertidal, 18 — subtidal; 19 — salinity; 20 — carbonate accretion; 21 — biological, 22 — physical; 23 — subsidence and eustatic changes

Wszystko to wskazuje, że progradacja piasków węglanowych wynikająca z wiekowego rozwoju ciał piaszczystych jest odpowiedzialna za obserwowaną cykliczność osadów. Widoczne różnice w wykształceniu poszczególnych cykli (7) wynikają ze złożonych relacji pomiędzy ogólną tendencją do wzrostu poziomu morza w ciągu dolomitu płytowego, lokalnym tempem progradacji ciał piaszczystych i szerokością wewnątrzplatformowej laguny. Ogólnie obserwowane zmniejszanie się grubości ciał piaszczystych dolomitu płytowego ku górze serii może dodatkowo świadczyć o wzrastającym w czasie poziomie morza (cf. 15). Wydaje się też, że na to wskazuje także mała ilość tych utworów w strefie stoku platformy węglanowej, bowiem w czasie zatapiania obszaru transport z ławic luźnego materiału zwykle zmniejsza się aż do całkowitego zaniku (16). Tym samym kompleksy oolitowe odzwierciedlają okresową (wskutek akrecji do poziomu morza) i progradację materiału piaszczystego na przylegające do ławic płytsze obszary o charakterze niewielkich równi pływowych z sedimentacją mikrobialitów.

Można zatem stwierdzić, że schemat depozycji na początku cyklu PZ3 (ryc. 11) był dość złożony i odzwierciedlał współdziałanie następujących głównych procesów: 1) subsydenca, 2) zmian eustatycznych poziomu morza, 3) progradacji okołopływowych utworów i 4) mikrobialnego wpływu na akrecję osadów.

- Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski (pod red. S. Depowskiego), Wyd. Geol., 1978.
- Ball M.M. — J. Sed. Petrol., 1967 vol. 37 s. 556—591.
- Burne R.V., Moore L.S. — Palaios, 1987 vol. 2 s. 241—254.
- Czapowski G., Gąsiewicz A., Peryt T.M. — Proc. Symp. Zechstein, 1987 (w druku).
- Fischer A.G. — Kansas Geol. Surv. Bull., vol. 169 s. 107—149.
- Friedman G.M., Krumbain W.E. (eds) — Hypersaline Ecosystems — The Gavish Sabkha. Ecol. Stud. Springer, 1985 no. 53.
- Gąsiewicz A. — Prz. Geol., 1985 nr 4 s. 211—216.
- Gąsiewicz A., Gerdes G., Krumbain W.E. — Lecture Notes in Earth Sciences, 1987 vol. 10 s. 253—272.
- Gąsiewicz A., Peryt T.M. — Biul. Państw. Inst. Geol., 1989 nr 363 s. 41—68.
- Gerdes G., Krumbain W.E. — Lecture Notes in Earth Sciences, 1987 vol. 9 s. 1—183.
- Golubic S. — [In:] P. Westbrook, E.W. de Jong (eds) — Biomineralization and Biological Metal Accumulation, Dordrecht, 1983 s. 313—326.
- Guidish T.M., Lerche I., Kendall C.G.St.C., O'Brien J.J. — AAPG Bull., 1984 vol. 68 s. 164—177.
- Hardie L.A. — [In:] L.A. Hardie, E.A. Shinn — Carbonate Depositional Environments. Modern and Ancient. Part 3: Tidal Flats, Col. School of Mines Quart., 1986 vol. 81 s. 3—6.
- Hardie L.A. — Ibidem, s. 59—74.
- Hine A.C. — [In:] T.M. Peryt (ed) — Coated Grains. Springer Berlin, 1983 s. 116—131.
- Hine A.C., Neumann A.C. — AAPG Bull., 1977 vol. 61 s. 376—406.
- Kendall C.G.St.C., Schlager W. — Mar. Geol., 1981 vol. 44 s. 181—212.
- Krumbain W.E. — [In:] W.E. Krumbain (ed) — Environmental Biogeochemistry and Geomicrobiology, Michigan, 1978 s. 209—225.
- Patterson R.J., Kinsman D.J.J. — AAPG Bull., 1981 vol. 65 s. 1457—1475.
- Peryt T.M. — Pr. Inst. Geol., 1984 vol. 109 s. 1—80.
- Peryt T.M. — Bull. Pol. Acad. Sci., Ser. Earth Sci., 1989 v. 37 s. 103—119.
- Peryt T.M., Czapowski G., Dębski J., Pizon A. — Prz. Geol., 1985 nr 4 s. 204—211.
- Pratt B.R., James N.P. — Sedimentology, 1986 vol. 33 s. 313—343.
- Purdy E.G. — AAPG Bull., 1961 vol. 10 s. 53—62.
- Purser B.H. (ed) — The Persian Gulf. Holocene carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea. Springer Berlin, 1973.
- Purser B.H. — [In:] G.M. Friedman, W.E. Krumbain (eds) — Hypersaline Ecosystems — The Gavish Sabkha. Ecol. Stud. Springer, 1985 s. 72—102.
- Purser B.H., Evans G. — [In:] B.H. Purser (ed) — The Persian Gulf. Springer Berlin, 1973 s. 211—231.
- Read J.F. — Tectonophysics, 1982 vol. 81 s. 195—212.

29. Read J.F. — AAPG Bull., vol. 69 s. 1—21.
30. Read J.F., Grotzinger J.P., Bova J.A., Koerschner W.F. — Geology, 1986 vol. 14 s. 107—110.
31. Schlager W. — Geol. Soc. Am. Bull., 1981 vol. 92 s. 197—211.
32. Schlager W., Hooke R.L., James N.P. — Geol. Soc. Am. Bull., 1976 vol. 87 s. 1115—1118.
33. Shinn E.A. — AAPG Mem., 1983 vol. 33 s. 172—210.
34. Wagner R., Pokorski J., Dadlez R. — Kwart. Geol., 1980 vol. 24 s. 553—569.
35. Wilson J.L. — Carbonate Facies in Geologic History. Springer Berlin, 1975.
36. Ziegler P.A. — Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Inter. Petrol. Maatschappij B.V. Amsterdam, 1972.

SUMMARY

In the Puck Bay area the Platy Dolomite series developed in arid climate and marine waters experienced schizohaline conditions but generally increased in salinity levels with the time. The Platy Dolomite sequence is dominated by various type of microbialites (*sensu* 3) deposited in peritidal zones of the sabkha system. They are subdivided in three subfacies characterized by variously developed organic lamination: biolaminoids, stromatolites and stromatolite-like deposits. Most characteristic sedimentary units of the microbialites are biolaminoids (poorly developed muddy stromatolitic subfacies) which predominate the Platy Dolomite facies composition. The microbialite complex is intercalated by thin allocthonous facies composed of mudstones, rudstones, bioterrites and lumachelles, pelolites, and oolites.

Environmental interpretation of the Platy Dolomite components indicates differentiation of the depositional environment into two units: (I) a carbonate platform attached to the land, and (II) marginal part of the central Zechstein basin. The carbonate platform was rimmed by a narrow arched margin zone composed mainly of peritidal oolite shoals and connected with small tidal flats. The carbonate platform inner shelf is composed of thick tidal complex.

In vertical section, the Platy Dolomite rocks exhibit a distinct bipartition according to their macroscopic features, mineralogical, biofacies and lithofacies compositions. It reflects different sedimentary patterns developed due to a common effect of subsidence and eustasy acted during the deposition of the section. The Platy Dolomite peritidal complex prograded basinward. The lower Platy Dolomite part originated mainly in supratidal zone and was connected with shallowing-upwards depositional cycle of the Grey Pelite deposited on a gently seaward inclined carbonate ramp. The upper one was formed mostly in the intertidal zone and was connected with slightly deepening-upwards sedimentary cycle depo-

sited on the rimmed carbonate platform. A cyclicity of carbonate sands is observed in carbonate platform margin zone which, however, is not reflected in the inner carbonate platform zone.

Translated by the author

РЕЗЮМЕ

Отложения плитового доломита в районе Пудского залива образовались в сухом климате в схизо-галинных условиях, а морские воды характеризовались увеличивающимся во времени засолением. Осадочная серия плитового доломита доминирована микробиялитами (в смысле 3), образовавшимися в приливно-отливных условиях обширной системы себхи. По характеру прослоек органических микробиялитов, их можно разделить на три подфации: биоламиноиды, строматолиты и строматолито-подобные отложения. Характерным подразделением микробиялитов плитового доломита являются биоламиноиды (слабо развитая алевритистая строматолитовая субфация), которая преобладает в фациальном составе исследуемой секвенции. Микробиялитовый комплекс содержит тонкие аллохтонные прослойки мадстонов, рудстонов, биодетритов и ракушечников, пелолитов и оолитов.

Интерпретация среды компонентов отложений плитового доломита указывает на дифференцировку среды депозиции на две основные единицы: (I) присоединенную к континенту карбонатную платформу и (II) побочную зону центральной части цехштейнового бассейна. Карбонатная платформа была окружена узкой дугообразной краевой зоной, состоящей главным образом из околоприливно-отливных оолитовых мелководий, соединенных с небольшими приливно-отливными площадками. Внутренний шельф сложен минералогических мощным комплексом отложений приливно-отливных равнин. В вертикальном разрезе, на основании макрокопических признаков, биофациального и литофациального состава видно, что отложения плитового доломита состоят из двух частей. Это является отражением разных схем депозиции, которые развивались во время седиментации, благодаря общему влиянию субсиденции и евстатических изменений, действующих на протяжении плитового доломита. Нижняя часть плитового доломита образовалась главным образом в надприливно-отливной зоне, на полого наклоненной к морю карбонатной платформе, и она была соединена с обмеляющим кверху седиментационным циклом серой соляной глины. Зато верхняя часть формировалась главным образом в приливно-отливной зоне и была связана с немного погружающимся кверху осадочным циклом. В краевой зоне наблюдается циклическое развитие песчаных осадков, а цикличность не наблюдается на территории внутреннего шельфа.

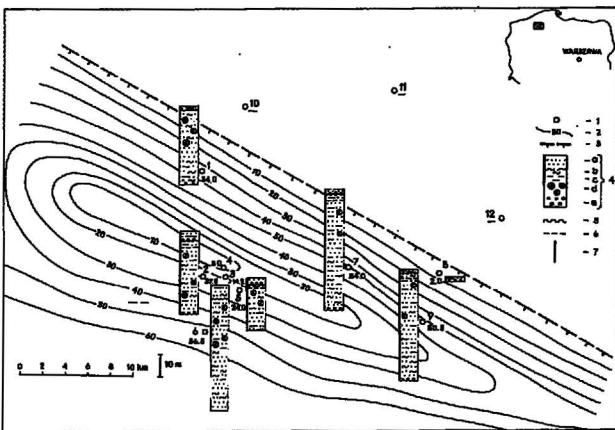
CZERWONY SPĄGOWIEC W STREFIE BIELICA—OLSZANOWO W ŚWIETLE NOWYCH BADAŃ

UKD 551.736.1/3.02(438—16)

Petrologia utworów czerwonego spągowca w strefie Bielica—Olszanowo jest słabo poznana. Publikowane i archiwalne opracowanie litologiczno-złożowe utworów permu dolnego z tego obszaru (1, 3, 8, 11) mają w większości założenie hipotetyczne z powodu słabego rozpoznania geologicznego. Położenie omawianego rejonu na przedpolu wyżyny pomorskiej (8, 11) nie sprzyja rozważaniom hipotetycznym z powodu dużej zmienności warunków sedymentacji w brzeźnych strefach tego typu basenów akumulacyjnych (9).

Prowadzone w strefie Bielica—Olszanowo w latach 1987—1989 intensywne prace geologiczno-poszukiwawcze dostarczyły bogatego materiału rdzeniowego z czerwonego spągowca. Dzięki temu było możliwe przeprowadzenie badań litologicznych, sedymentacyjnych, petrograficznych, rentgenograficznych i innych osadowej serii saksonu reprezentującej tu utwory permu dolnego.

W artykule autor zwraca uwagę na dwudzielność



Ryc. 1. Mapa miąższości czerwonego spągowca z litologią wybranych profili

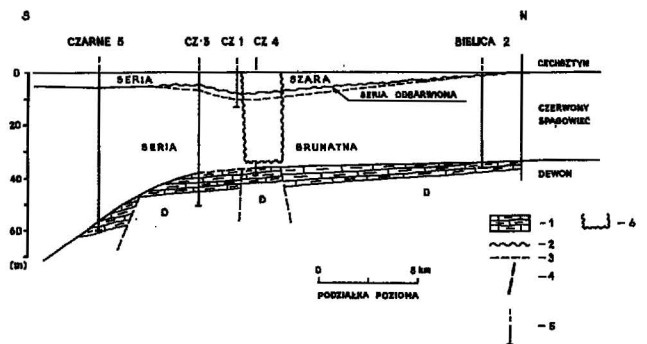
Otwory wiertnicze: 1 — Bielica 2, 2 — Czarne 3, 3 — Czarne 1, 4 — Czarne 4, 5 — Czarne 2, 6 — Czarne 5, 7 — Sokole 1, 8 — Olszanowo 1, 9 — Debrzno IG 1, 10 — Bielica 1, 11 — Rzeczenica 1, 12 — Człuchów IG-1; objaśnienia: 1 — otwór wiertniczy, 2 — izopachyta czerwonego spągowca w m, 3 — zasięg czerwonego spągowca, 4 — schematyczny profil litologiczny: a — piaskowce, b — mułowce, c — ilowce, d — nodule anhydrytowe, e — zlepniece, 5 — granica spągowa serii szarej, 6 — zasięg pionowy serii odbarwionej, 7 — interwały rdzeniowane

Fig. 1. Map of thickness of the Rotliegendes deposits and the lithology in selected boreholes

Boreholes: 1 — Bielica 2, 2 — Czarne 3, 3 — Czarne 1, 4 — Czarne 4, 5 — Czarne 2, 6 — Czarne 5, 7 — Sokole 1, 8 — Olszanowo 1, 9 — Debrzno IG 1, 10 — Bielica 1, 11 — Rzeczenica 1, 12 — Człuchów IG 1; 1 — borehole, 2 — isopach of the Rotliegendes deposits, in metres, 3 — limit of the Rotliegendes, 4 — schematic lithological column, a — sandstones, b — mudstones, c — claystones, d — anhydritic nodules, e — conglomerates, 5 — bottom boundary of the grey series, 6 — vertical limit of decoloured series, 7 — cored interval

utworów saksonu pomijaną w dotychczasowych opracowaniach (3, 8, 11). Wyjaśnia różnice genetyczne pomiędzy stropową, piaszczysto-ilastą serią szarą a niżej leżącą piaszczysto-mułowcowo-ilastą serią brunatną wraz z rozdzielającym je wyraźnym poziomem erozyjnym (ryc. 1, 3).

W opracowaniu wykorzystano wyniki badań petrologicznych rdzeni z otworów wiertniczych wykonanych przez Zakład Poszukiwań Nafty i Gazu w Pile. Rodzaje skał okrucowych oznaczono na podstawie badań mikroskopowych płytek cienkich. Materiały dotyczące wykształcenia czerwonego spągowca z otworu wiertniczego Debrzno IG-1 zaczerpnięto z opracowania J. Pokors-

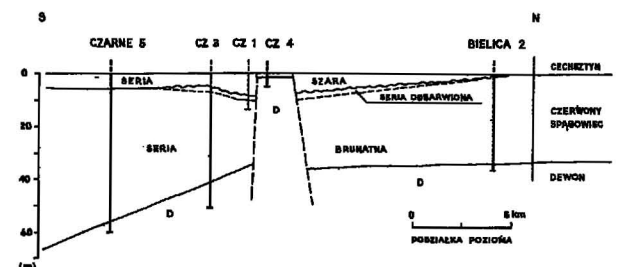


Ryc. 2. Przekrój utworów czerwonego spągowca na linii Czarne 5 — Bielica 2 w odniesieniu do stropu utworów P1. Sytuacja w czasie sedymentacji

1 — devon, wapień zailone, ilowce, 2 — granica spągowa serii szarej, 3 — zasięg pionowy serii odbarwionej, 4 — dyslokacje, 5 — otwór wiertniczy, 6 — powierzchnia niezgodności erozyjnej

Fig. 2. Cross-section through the Rotliegendes deposits along the Czarne 5 — Bielica 2 line in relation to the top of the Rotliegendes (situation during the deposition)

1 — Devonian, marly limestones, claystones, 2 — bottom boundary of grey series, 3 — vertical limit of decoloured series, 4 — dislocation, 5 — borehole, 6 — erosional surface



Ryc. 3. Przekrój utworów czerwonego spągowca na linii Czarne 5 — Bielica 2 w odniesieniu do stropu utworów P1. Sytuacja obecna: objaśnienia jak na ryc. 2; w profilu Czarne 4 występuje tylko seria brunatna

Fig. 3. Cross-section through the Rotliegendes deposits along the Czarne 5 — Bielica 2 line in relation to the top of the Rotliegendes (present situation); explanation as in Fig. 2; in the Czarne 4 borehole only brown series occurs

kiego (10). Badania SEM utworów detrytycznych i XRD minerałów ilastych w próbach sedimentowanych wykonano w laboratorium ZPNiG w Wołominie. Badania własności zbiornikowych utworów czerwonego spągowca oraz charakterystykę ilościową i jakościową spoiwa wykonano w laboratorium ZPNiG w Pile.

Wszystkim osobom i instytucjom, które przyczyniły się do powstania prezentowanego opracowania serdecznie dziękuję.

WYKSZTAŁCENIE CZERWONEGO SPĄGOWCA

Utwory czerwonego spągowca w strefie Bielica – Olszanowo są pozbawione serii wylewnej autunu i leżą niezgodnie na dewonie górnym (ryc. 2, 3). Maksymalna miąższość tych utworów stwierdzona w otworze wiertniczym Czarne 5 wynosi 56,5 m (ryc. 1). Nie bez znaczenia dla obecnego rozkładu miąższości utworów czerwonego spągowca jest wpływ tektoniki. Wyraźną redukcję miąższości saksonu (do ok. 10 m) obserwujemy w strefie podniesienia utworów dewońskich (ryc. 1, 3).

Seria saksowska wykazuje dwudzielność widoczną już na etapie makroskopowej obserwacji rdzeni wiertniczych. Wyróżnia się wyraźnie szarą serią stropową osiagającą w otworze Czarne 1 miąższość 8,0 m oraz piaszczysto-mułowcowo-ilastą serią brunatną o miąższości 30–50 m (ryc. 1). W spągu serii szarej występuje (poza profilem Czarne 5) poziom zlepieńcowy lub poziom z toczęncami ilastymi (profil Czarne 1) o miąższości 5–7 cm (ryc. 1, 4).

Poniżej granicy erozyjnej obserwuje się poziom odbarwiony (szaro-brunatny) genetycznie związany z niżej leżącą serią brunatną. Poziom odbarwiony posiada analogiczne struktury sedimentacyjne oraz identyczne z obserwowanymi w serii brunatnej formy występowania anhydrytu. Seria szara lokalnie zalega przekraczając na serii brunatnej. Potwierdza to profil z Olszanowa 1, w którym stwierdzono występowanie serii szarej saksonu o miąższości 2,0 m leżącej bezpośrednio na dewonie (ryc. 1).

Utwory serii szarej czerwonego spągowca mogą być

również potencjalną serią zbiornikową gazu ziemnego. Potwierdził to otwór wiertniczy Czarne 1, dając przyływ gazu ziemnego o wydajności 200 Nm³/min., zawierającego ok. 67,3% węglowodorów.

CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNO-PETROGRAFICZNA

Seria szara jest reprezentowana przez piaskowce szare laminowane ilowcem szaroseledynowym.

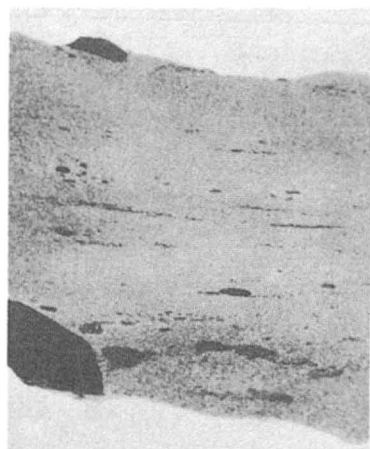
P i a s k o w c e – są to skały o strukturze różnoziarnistej z udziałem ziarn frakcji drobnej, średniej i bardzo drobnej (ryc. 4, 9). W piaskowcach występuje laminacja pozioma i warstwowanie frakcyjne. Tekstura kierunkowa często słabo widoczna. Materiał okruchowy nie obtoczony i słabo obtoczony. Stopień upakowania składników mineralnych wysoki.

W składzie piaskowców serii szarej dominuje kwarc (65–90%) o prostym i falistym wygaszaniu światła. Skalenie alkaliczne i plagioklasy, częściowo zwietrzałe, stanowią domieszkę do 7%. Pozostałe składniki to okruchy zdewitryfikowanego szkliwa wulkanicznego, wapieni, kwarcytów i podrzędnie – okruchy ilowców. Przeważa spoiwo (do 15%) węglanowo-ilaste, węglanowe i krzemionkowo-ilaste z udziałem anhydrytu. Omawiane skały zaliczono do arenitów litycznych (7).

I ł o w c e – skały te zabarwione są na seledynowo lub szaroseledynowo. Najczęściej ilowce charakteryzują się drobną laminacją poziomą. Głównymi składnikami ilowców są: illit, kaolinit, chloryty, lyszczki, węglany (kalcyt, w mniejszej ilości dolomit) i materiał klastyczny (kwarc).

Seria brunatna jest reprezentowana przez piaskowce, mułowce i podrzędnie występujące ilowce (ryc. 5, 6, 7).

P i a s k o w c e – są to skały o strukturze różnoziarnistej z udziałem ziarn frakcji średniej, drobnej i bardzo dobrej. Udział ziarn frakcji drobnej i bardzo drobnej jest wyższy niż w piaskowcach serii szarej. W utworach tych powszechnie występuje laminacja pozioma (ryc. 5). Materiał okruchowy jest dobrze obtoczony. Stopień upakowania składników mineralnych zróżnicowany. Zia-



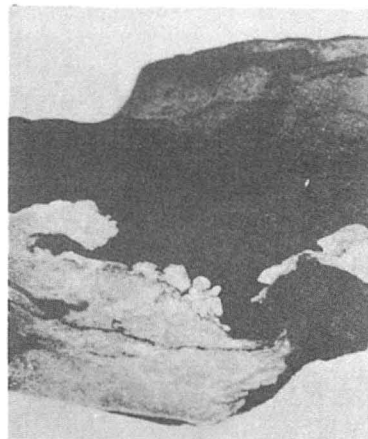
Ryc. 4. Piaskowiec różnoziarnisty z toczęncami ilastymi na granicy serii szarej z serią odbarwioną; Czarne 1, głęb. 3812,4 m; $\times 0,66$

Fig. 4. Fine to coarse-grained sandstone with clay balls at the grey series-decoloured series boundary; Czarne 1 borehole, depth 3812.4 m; $\times 0.66$



Ryc. 5. Mułowiec z anhydrytem, laminowany drobnoziarnistym piaskowcem. Widoczne rozmoczenia erozyjne lamin; Czarne 5, głęb. 3811,8 m; $\times 0,66$

Fig. 5. Mudstone with laminae of fine-grained sandstone and with anhydrite. Notice distinct erosion of laminae; Czarne 5 borehole, depth 3811.8 m; $\times 0.66$



Ryc. 6. Piaskowiec laminowany mułowcem z anhydrytem w formie konkrecji; Czarne 2, głęb. 3823,6 m; $\times 0,66$

Fig. 6. Sandstone with mudstone laminae and with anhydrite concretions; Czarne 2 borehole, depth 3823.6 m; $\times 0.66$

rna mineralne frakcji drobnej charakteryzują się wyższym stopniem upakowania od ziarn frakcji średniej.

W składzie mineralnym omawianych piaskowców dominuje kwarc (50–70%) o prostym i falistym wygaszaniu światła. Występuje domieszka skaleni alkalicznych i plagioklazów (do 4%) i jest niższa od obserwowanej w serii szarej. Występuje również zdewitryfikowane szkliwo wulkaniczne, okruchy kwarcytów i liczne (do 10%) okruchy skał węglanowych w większości doskonale obtoczone. Dominuje spoiwo (do 35%) typu podstawowego i porowego – węglanowe, węglanowo-ilaste i ilasto-żelaziste z anhydrytem. Piaskowce serii brunatnej zaliczono również do arenitów arkozowo-litycznych.

M u ł o w c e – są skałami o strukturze aleurytowej i aleurytowo-pelitowej, bezteksturalne lub o teksturach kierunkowych (laminacja pozioma, warstwowanie smużyste, soczewkowe) często zaburzonych. W mułowcach występuje domieszka rozproszonego materiału piaszczystego jak również w postaci lamin, soczewek i smug. Główne składniki mułowców to: kwarc, muskowit, minerały rudne. Spoiwem jest substancja ilasta z udziałem węglanów i krzemionki.

I ł o w c e – są skałami intensywnie zabarwionymi

na czerwono-brunatno. Najczęściej mają drobną, gęstą laminację poziomą lub falistą. Głównymi składnikami ilowców są minerały ilaste (kaolinit, illit, chloryty) oraz łyszczyki, kwarc i węglany. Iłowce złożone wyłącznie z minerałów ilastych występują sporadycznie. Wśród materiału grubego występuje kwarc i minerały rudne.

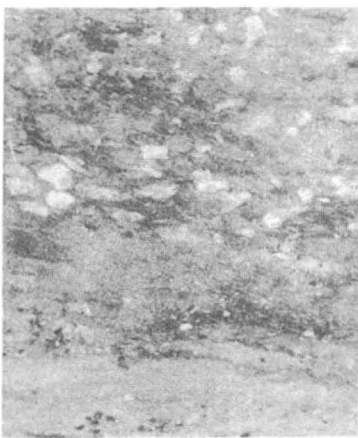
Wyniki badań XRD minerałów ilastych, w próbach sedymentowanych, przedstawiono w tabeli. Badaniami objęto zarówno utwory serii szarej jak i brunatnej w pięciu otworach wiertniczych. Należy podkreślić tu występowanie illitu-smektytu – minerału, który może tworzyć się w wyniku wietrzenia produktów wulkanicznych (szkliwo wulkaniczne, popiół) w środowisku wodnym (2).

Analizy SEM utworów piaszczystych pozwoliły stwierdzić różne nasilenie procesów diagenetycznych w serii szarej i serii brunatnej saksonu. Ogólnie utwory serii szarej posiadają dużo lepiej zachowaną pierwotną porowatość (ryc. 8) od utworów serii brunatnej (ryc. 9); mimo, że przebiegają w nich analogiczne procesy diagenetyczne. Procesy te doprowadzają głównie do krystalizacji minerałów wtórnych w przestrzeni porowej:

– w piaskowcach serii szarej i brunatnej przebiega proces tworzenia się przerostów kwarcowych w postaci

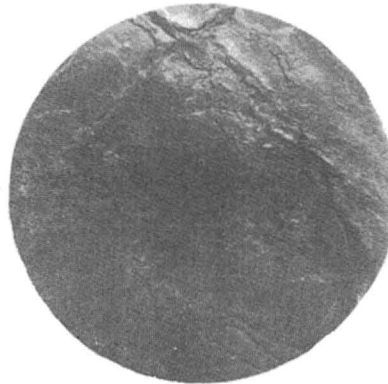
SKŁAD MINERALNY PRÓBEK SEDYMENTOWANYCH NA PODSTAWIE BADAŃ XRD

Otwór wiert.	głęb. próbki (m)	Seria	Illit	Illit-smektyt	Chloryt	Kaolinit	Kwarc	Plagioklasy	Skalenie K	Hematyt
CZARNE 1	3807,40	szara	+	śl	+	+	+	+	+	-
	3812,40	szara	+	śl	+	+	+	+	+	-
CZARNE 2	3819,70	szara	+	śl	+	+	+	+	+	-
	3825,60	brunatna	+	śl	+	+	+	+	-	+
CZARNE 3	3976,40	szara	+	śl	+	+	+	+	-	+
	4002,20	brunatna	+	śl	+	+	+	+	+	+
CZARNE 4	3861,70	brunatna	+	śl	+	+	+	+	-	+
	3863,80	brunatna	+	śl	+	+	+	+	-	+
CZARNE 5	3784,20	szara	+	+	+	+	+	+	+	+
	3897,30	brunatna	+	+	+	+	+	+	+	+



Ryc. 7. Piaskowiec różnoziarnisty z rozproszonym anhydrytem; Czarne 3, głęb. 4009,6 m; $\times 0,66$

Fig. 7. Fine to coarse-grained sandstone with dispersed anhydrite; Czarne 3 borehole, depth 4009.6 m; $\times 0.66$



Ryc. 8. Piaskowiec z serii szarej. Widoczne dobrze zachowane pory pomiędzy ziarnami detrytycznymi i niewielkie gniazdzowe skupienia kaolinitu nieznacznie redukujące przestrzeń porową skały; Czarne 2, głęb. 3819,7 m; $\times 66$

Fig. 8. Sandstone from the grey series. Notice clearly visible, well preserved pores between detrital grains and small nest accumulations of kaolinite which slightly decreases the porosity of the rock; Czarne 2 borehole, depth 3819.7 m; $\times 66$



Ryc. 9. Piaskowiec z serii brunatnej. Przestrzeń porowa w całości wypełniona zwartą masą ilasto-węglanowo-anhydrytową; Czarne 5, głęb. 3787,3 m; $\times 132$

Fig. 9. Sandstone from the brown series. The pores are completely filled by dense clayey-carbonate-anhydrite mixture; Czarne 5 borehole, depth 3787.3 m; $\times 132$

kryształów automorficznych wzmacniających szkielet skały,

— w piaskowcach serii szarej i brunatnej krystalizują minerały ilaste: kaolinit (ryc. 10) i illit (ryc. 11); illit w piaskowcach serii szarej nie powoduje jeszcze całkowitej zabudowy przestrzeni porowej, pojawiają się jedynie przerosty tzw. „radial illite”. Illit w utworach serii brunatnej skutecznie zamyka pierwotną przestrzeń porową (ryc. 11).

— w utworach serii brunatnej znaczną rolę w zabudowie przestrzeni porowej odgrywa również anhydryt (ryc. 5, 7).

Przykładem daleko posuniętych zmian diagenetycznych jest zredukowany tektonicznie profil saksonu z otworu Czarne 4. Przestrzeń porowa piaskowców występujących w tym profilu została wypełniona spoiwem, którego podstawowym składnikiem uszczelniającym są minerały ilaste (głównie illit, ryc. 11) oraz drobne skupienia węglanowe, nieprzepuszczalne dla płynów złożowych. Występujący w tym otworze profil koreluje się ze spągową częścią serii saksonu z otworu Czarne 3.

Z przeprowadzonych badań wynika, że rozwój procesów diagenetycznych, powodujących głównie zabudowę przestrzeni porowej, uzależniony jest od pierwotnych cech osadu ukształtowanych na etapie sedymentacji (skład mineralny, ilość spoiwa, charakter spoiwa) oraz od pewnych czynników nie związanych z sedymentacją, np. ruchy tektoniczne, erozja posedymentacyjna.

CHARAKTERYSTYKA GENETYCZNA

Celem wyjaśnienia prawdopodobnej genezy utworów saksonu w strefie Bielica — Olszanowo wykorzystano badania i obserwacje sedymentologiczno-litologiczne oraz analizy granulometryczne. Do zastosowania analizy granulometrycznej po badaniach genetycznych utworów piaszczystych, zachęciły wyniki otrzymane przez W. Strzetelskiego przy badaniach warstw miasteczkich i darłowskich na wyniesieniu Łeby (10, 12).

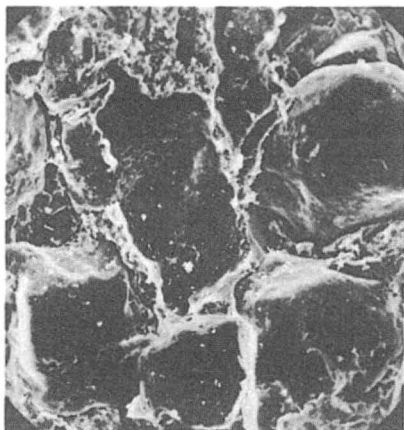
O ile interpretacja genetyczna na podstawie badań

granulometrycznych może budzić uzasadnione wątpliwości, to połączenie analizy granulometrycznej z obserwacjami struktur sedymentacyjnych i badaniami petrograficznymi daje możliwość dużo wiarygodniejszej interpretacji genetycznej osadu (4).

Wykorzystując parametry statystyczne rozkładu ziarnowego i diagramy genetyczne B. Ruchina oraz G.M. Friedmana (5) określono środowisko sedymentacji. Rozkład punktów projekcyjnych utworów serii szarej z profilu Czarne 1 wskazuje na związek ze środowiskiem wodno-ładowym. Utwory serii brunatnej z otworów Czarne 2, 3 i 4 wykazują cechy osadów rzecznych i przybrzeżnych. Cechy utworów serii szarej i brunatnej z otworu Czarne 5 wskazują na środowisko jeziorne na pograniczu z plażowym. W czasie sedymentacji czerwonego spągowca w basenie polskim przyjmuje się istnienie śródlądowego zbiornika typu jeziorzyska (11) oraz śródlądowej sebhya lub playa (6, 12). O środowisku wodno-ładowym tworzenia się serii brunatnej świadczą konkretne anhydrytowe (ryc. 6), powłoki anhydrytowe na powierzchni osadu, jak również szczeliny wysychania osadu (ryc. 12). Należy podkreślić, że środowisko sedymentacji serii szarej nie może być utożsamiane ze środowiskiem sedymentacji brunatnej.

UWAGI O PALEOGEOGRAFII

Omawiane utwory czerwonego spągowca rozwinęły się w brzeżnej części platformy paleozoicznej i nie osiągnęły znacznych miąższości (ryc. 1). Strefa ta leżąca na przedpolu wyżyny pomorskiej jest zbudowana ze skał dewonu i karbonu (11). Morfologia powierzchni obszaru sedymentacyjnego w czasie tworzenia się serii brunatnej była słabo zróżnicowana i miała cechy równiny o niewielkim nachyleniu w kierunku południowo-zachodnim. Nie należy przeceniać wielkości stożków usypiskowych tworzących się u podstawy wyżyny pomorskiej, jak również siły transportu rzecznej na tym obszarze. Mimo niewielkiego oddalenia rejonu Bielica — Czarne od wyżyny pomorskiej, w profilu czerwonego spągowca nie występuje



Ryc. 10. Kaolinit wypełniający przestrzeń międzyziarnową. Na ziarnach detrytycznych rozwija się płytkowy illit; Czarne 3, głęb. 3876,4 m; $\times 990$

Fig. 10. Kaolinite filling the intergranular porosity. Platy illite forms at detrital grains; Czarne 3 borehole, depth 3876.4 m; $\times 990$



Ryc. 11. Drobnopłytkowy illit zabudowuje w całości przestrzeń międzyziarnową; Czarne 4, głęb. 3861,7 m; $\times 660$

Fig. 11. Finely-platy illite fully filling the pre-existent intragranular porosity; Czarne 4 borehole, depth 3861.7 m; $\times 660$



Ryc. 12. Szczeliny wysychania osadu. Czarne 2, głęb. 3835,3 m; $\times 0,66$

Fig. 12. Mud cracks; Czarne 2 borehole, depth 3835.3 m; $\times 0,66$

materiał zlepiający, jak również znaczniejsze rozmycia erozyjne.

Prawdopodobnie na przedpolu krawędzi wyżyny pomorskiej istniało rozległe jeziorzysko, którego brzeg w czasie sedymentacji utworów serii brunatnej, zmienił okresowo swoje położenie pomiędzy Szczecinkiem a strefą Czarnego. W rejonie Czarnego zanika również strefa wpływu rzek i potoków spływających z wyżyny pomorskiej. Obszar pomiędzy stożkami usypiskowymi a brzegiem jeziorzyska stanowił równinę akumulacyjną z dominującą sedymentacją rzeczno-ładową, a istniejące rzeki były najprawdopodobniej typu roztokowego (6).

Oddzielne zagadnienie stanowi sedymentacja serii szarej czerwonego spągowca. Granica erozyjna podkreślona warstwą materiału zlepiającego, w którym obserwuje się okrucy skał dewońskich, wskazuje na zmianę warunków sedymentacji.

W rejonie Olszanowa utwory piaszczyste serii szarej leżą przekraczając na serii brunatnej (ryc. 1). Może to wskazywać na ich związek z transgresją cechsztyńską.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Wykonana na podstawie nowych badań petrologicznych analiza wykształcenia serii okrucowej czerwonego spągowca w rejonie Bielica—Olszanowo umożliwiła interpretację genetyczną i paleogeograficzną w brzeźnej części zbiornika akumulacyjnego. Pomimo pewnych wątpliwości co do zgodności obecnego zasięgu czerwonego spągowca z zasięgiem pierwotnym, wykonane obserwacje i badania dały nowe informacje litologiczne, sedymentologiczne, paleogeograficzne oraz paleotektoniczne dotyczące utworów leżących w strefie przejściowej pomiędzy brzeźną a osiową częścią basenu czerwonego spągowca. Interpretacja przejść bocznych i następstw pionowych w serii brunatnej pozwala sądzić, że warunki sedymentacji zmieniły się okresowo pomiędzy obszarem o silnej subsydenacji kompensowanej sedymentacją a strefą brzeźną ze słabą subsydenacją.

Utwory czerwonego spągowca na omawianym obszarze mają cechy osadów jeziorzyskowych w części południowej oraz osadów rzek roztokowych i sebhry w części północnej.

Wydzielona w omawianych profilach seria szara, oddzielona poziomem erozyjnym od utworów niżejleżących, różni się od serii brunatnej genezą. W pracy nie określono jednoznacznie pozycji stratygraficznej serii szarej z powodu braku dowodów faunistycznych lub palinologicznych. Autor skłania się wiązać genetycznie serię szarą z cechsztynem. Występowanie poziomu wyraźnie różniącego się od serii niżejleżącej skłania do postawienia granicy cechsztynu, określonego jako kompleks osadów morskich systemu permskiego, w dalszej części serii szarej.

Zmiany diagenetyczne stwierdzone w utworach saksonu, w znacznym stopniu są związane z pierwotnymi cechami osadu, ukształtowanymi jeszcze na etapie gromadzenia się osadów oraz pod wpływem czynników tektonicznych. Uwidocznia się to szczególnie przy porównaniu utworów serii szarej i brunatnej.

Utwory czerwonego spągowca są najważniejszym obiektem poszukiwań złóż gazu ziemnego na Niżu Polskim. Wyniki dotychczasowych poszukiwań w rejonie Czarnego wykazują, że nie bez znaczenia jest również stropowa seria szara, co potwierdził otwór wiertniczy Czarne 1.

LITERATURA

1. Bojarska J., Głowacki E. — Mapa miąższości i litologii saksonu w Polsce (aktualizacja). Arch. ZPNiG Piła. Warszawa, 1987.
2. Borkowska M., Smulikowski K. — Minerale skałotwórcze. Wyd. Geol., 1973.
3. Depowski S., Pokorski J. — Spoiwo w piaskowcach czerwonego spągowca ważny parametr w ocenie prognoz gazonośności. [W:] 30-let poszukiwań naftowych w północno-zachodniej Polsce (red. B. Sikorski). Piła, 1986.
4. Folk L.R. — Sedimentology, 1966 nr 6 s. 73—93.
5. Friedman G.M. — J. Sed. Petrol., 1967 nr 37 s. 327—354.
6. Gradziński R. — Post. Nauk Geol., 1973 nr 5 s. 57—112.
7. Gradziński R., Kostecka A. in. — Zarys sedymentologii. Wyd. Geol., 1986.
8. Lech S., Protas A., Ryba J. — Poglądowa mapa typów osadów klastycznych permu (saksonu). [W:] Mapy poglądowe podcechsztyńskiej budowy geologicznej północno-zachodniej Polski (red. Z. Krzysztofowicz). Toruń, 1981.
9. Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. — Sand and sandstone. Springer—Verlag. Berlin—Heidelberg—New York, 1972.
10. Pokorski J. — Pr. Inst. Geol., 1976 t. 29 s. 10—18.
11. Pokorski J., Kühn D. — Mapa litofacjalno-ilościowa saksonu. [W:] Atlas paleogeograficzno-facjalny permu obszarów platformowych Polski (red. S. Depowski). Wyd. Geol., 1978.
12. Strzetelski W. — Pr. Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN Kraków, 1977 nr 107 s. 1—91.

SUMMARY

The Rotliegendes of the Bielica—Olszanowo region is represented by the Saxonian sedimentary series which overlies the Upper Devonian deposits. The twofold division in the Saxonian includes the grey-coloured sandy-clayey series up to 8.0 m thick and the brown-coloured sandy-muddy-clayey series from 30 to 50 m thick. At the base of the grey series, conglomeratic bed or bed with clay balls, 5 to 7 cm thick, occur. Below the erosional boundary a decoloured (grey-brown) series, which is genetically related to the brown series, was recorded.

In the composition of the grey series, quartz is dominating (65—90%), and the content of alkaline feldspars and plagioclases is up to 7%. The cement (up to 15%) is usually carbonate-clayey. In the composition of the brown series, quartz is dominating as well (50—70%), and the content of alkaline feldspars and plagioclases is up to 4%. Grains of carbonate grains (up to 10%) are relatively abundant, and the cement (up to 35%) is carbonate and carbonate-clayey. Sandstones of the both series belong to the arcose-lithic arenites. The features of the grey series deposits indicate the origin in aqueous environment, and the brown series deposits originated in river and continental environments.

The problem of the Rotliegendes-Zechstein boundary remains open. The grey series contains no faunal or palynologic documentation; the occurrence of distinctive erosional boundary allows to put that boundary at the bottom of grey series. The Rotliegendes deposits are the

most important target for exploration of gas deposits in the Polish Lowland; it seems that the grey series where in the Czarne 1 borehole, gas was recorded, is promising target as well.

Translated by T. Peryt

РЕЗЮМЕ

Красный лежень в зоне Белица—Ольшаново представлен только осадочной серией саксона, залегающего несогласно на верхнем девоне (рис. 2). Разрез саксонских осадков состоит из двух частей: песчанисто-глинистой серии серого цвета и мощности до 8,0 м (рис. 1) и песчанисто-алевролитовой серии бурого цвета, мощности 30—50 м (рис. 1). В подошве серой серии залегают конгломератовый горизонт или горизонт с глинистыми катунами мощности 5—7 см (рис. 1, 4). Ниже эрозионной границы находится обесцвеченный горизонт (серо-бурый), генетически связанный с бурой серией.

В минеральном составе песчаников серой серии преобладает кварц (65—90%). Небольшую примесь (до 7%) представляют щелочные полевые шпаты и плагиоклазы. Цемент (до 15%) имеет разный состав, преобладает карбонатно-глинистый. В мине-

ральном составе песчаников бурой серии также преобладает кварц (50—70%). Щелочные полевые шпаты и плагиоклазы составляют примесь до 4%. Присутствуют многочисленные обломки карбонатных пород. Цемент (до 35%) бывает карбонатный или карбонатно-глинистый. Песчаники серой и бурой серий причислены к аркозово-литичным аренитам. Генетические исследования указывают за связь осадков серой серии с водной средой. Генетические свойства осадков бурой серии указывают за связь с речной и континентальной средами.

Остается открытым вопрос границы красный лежень — цехштейн. Серая серия в районе Белица—Ольшаново не имеет фаунистической или палинологической документации. Автор предполагает связывать генетически серую с цехштейном. Присутствие четкого эрозионного горизонта внушает провести границу цехштейна в нижней части серой серии. Отложения красного лежня являются самым важным объектом поисков месторождений природного газа на Польской низменности. Полученные до сих пор результаты поисков указывают также на значение кровельной серой серии, из которой был получен (скважина Чарне-1) приток природного газа.

STANISŁAW SKOMPSKI

Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego

DINANT CZY MISSISIP — O PROBLEMACH PODZIAŁU KARBONU

UKD 551.735.1.02

Kilkanaście ostatnich lat, to okres znacznego przyspieszenia badań biostratygraficznych karbonu, zwłaszcza jego dolnej części. Intensyfikacja badań, szczególnie mikropaleontologicznych, współgrająca z postęпами prac kodyfikacyjnych prowadzonych przez Podkomisję Stratygrafii Karbonu przy IUGS sprawiła, że obecne zalecenia dotyczące podziału karbonu dolnego (ryc. 1) daleko odbiegają nie tylko od opracowań podręcznikowych, ale czasami również od codziennej praktyki. Obserwacja polskiej literatury ostatnich lat wskazuje, że „nowe” wkrocza z różnych powodów dość nieśmiało. Celem niniejszego szkicu jest więc rozszerzenie znajomości problemu poza wąski krąg specjalistów, a jednocześnie postawienie kilku pytań, na które powinna dać odpowiedź praktyka biostratygraficzna w najbliższej przyszłości.

DOLNA GRANICA KARBONU

Wydaje się, że po wieloletnich dyskusjach i poszukiwaniach (17) granicę tę ustanowiono maksymalnie dokładnie i jednoznacznie, wyznaczając w profilu La Serre (Montagne Noire) światowy standard (GSSP — Global Stratotype Section and Point). Stosunkowo wcześniej, bo już w 1979 r. uzgodniono, że definiować ją będzie pojawienie się elementu konodontowego *Siphonodella sulcata* (Huddell), rezygnując tym samym z rzadko występującego, a więc mniej praktycznego wskaźnika goniatytowego, jakim było pojawienie się gatunku *Gat-*

tendorfia subinvoluta (Münster). Poszukiwania, a właściwie wybór profilu stratotypowego, trwały jednak dość długo, bo dziesięć lat, a tymczasem zrodziły się wątpliwości co do izochroniczności pierwszych wystąpień *S. sulcata* w odległych profilach.

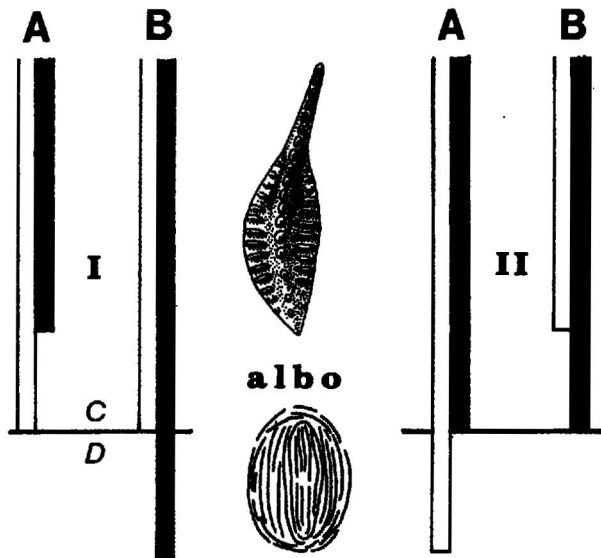
System		Oddział	Piętro
	Pod-system		
KARBON	Karbon dolny (Missisip)	NAMUR	Arnsbergian
			Pendleian
		WIZEN	Brigantian
			Asbian
			Holkerian
			Arundian
			Chadian
		TURNIEJ	Ivorian
			Hastarian

Ryc. 1. Podział karbonu dolnego na piętra według propozycji IUGS (patrz Episodes 1989 vol. 12 nr 2 — pominięto rosyjskie odpowiedniki pięter zachodnioeuropejskich)

Fig. 1. Subdivision of the Lower Carboniferous according to the proposition of IUGS (see Episodes 1989 vol. 12 nr 2 — Russian equivalents of West European stages are omitted)

Problem ten dobrze ilustruje przykład podany przez M. Blessa, J. Bouckaerta i E. Paproth (2), dotyczący współczesności pojawiania się taksonów konodontowych i małżoraczkowych. Pomimo że ogólnie taksony tej ostatniej grupy nie mogą precyzyjnie wskazać granicy D/C, to niektóre z nich występują w jej najbliższym sąsiedztwie. Dwa dyskutowane przez wspomnianych autorów małżoraczki *Pseudoleperditia venulosa* (Kummerow) i entomozoid *Richterina latior* Rabien preferowały środowiska otwartego szelfu bądź wręcz warunki pelagiczne, na ogół więc te nisze ekologiczne, które odpowiadały też wielu konodontom m.in. sifonodellom. Obydwa wymienione taksony pojawiły się w Europie Zachodniej nieco później niż *Siphonodella sulcata*, ale na platformie rosyjskiej kolejność ta była odwrotna: pojawienie się małżoraczków poprzedziło konodonty. Jeżeli przyjmiemy, że oznaczenia gatunków są poprawne, a rozpoznane zasięgi są kompletnymi zasięgami lokalnymi, to rysują się dwa możliwe rozwiązania problemu (ryc. 2). Przy wyborze pierwszej możliwości, zakładającej izochroniczne pojawiania się *S. sulcata* w obu obszarach, powstaje pytanie dotyczące barier ekologicznych blokujących migracje małżoraczków do Europy Zachodniej. Wybór drugiej możliwości podważa tezę o izochronicznym pojawianiu się *S. Sulcata*, czyniąc definicję granicy D/C bezzasadną.

Problem zilustrowany cytowanym przykładem stanowi jedną ze stałych kontrowersji powstających przy ustalaniu większości granic stratygraficznych, oczywiście pod warunkiem odpowiednio dokładnej analizy biostratygraficznej. Kwestie te próbuje się zwykle rozstrzygnąć przez porównanie zasięgów taksonów z różnych grup, rzadziej zaś przez odwołanie się do niebiologicznych zdarzeń, synchronicznych ze zmianami fauny i zostawia-



Ryc. 2. Warianty korelacji profili pogranicza D/C w Europie Zach. (A) i na platformie rosyjskiej (B)

Białe linie oznaczają zasięgi konodonta *Siphonodella sulcata*, czarne zaś małżoraczków *Richterina latior* i *Pseudoleperditia venulosa*. Wariant I ilustruje sytuację zgodną z definicją granicy D/C

Fig. 2. Variants of the correlation D/C boundary sequences in West Europe (A) and Russian Platform (B)

White lines — ranges of conodont *Siphonodella sulcata*, black lines — ranges of ostracods *Richterina latior* and *Pseudoleperditia venulosa*. Variant I corresponds with recent definition of D/C boundary (based on 2)

jących swój zapis w litologii granicznej sekwencji. W omawianym przypadku większe uznanie zdobyła pierwsza z przedstawionych interpretacji, na co w znacznej mierze wpłynęła zdecydowanie wyższa ranga stratygraficzna konodontów niż małżoraczków w granicznym interwale. Wyższość ta, trudna do określenia w kategoriach obiektywnych, wynika z częstości występowania, łatwości znalezienia i na ogół słabszych uwarunkowań ekologicznych konodontów niż małżoraczków, jak również z ciągłości zonacji konodontowej w młodszym paleozoiku.

Pomimo zgody na definicję granicy, poszukiwania profilu typowego trwały dość długo, gdyż żadna z propozycji nie spełniała wymogów IUGS (3). Rozwiązanie tego zadania zostało znakomicie przyspieszone po zgłoszeniu w 1987 r. mało znanego profilu La Serre (dogłębna analiza stratygraficzna — 4), który już rok później został wstępnie przyjęty jako stratotyp. Jednocześnie profile w Hasselbachtal (RFN) i Nanbiacun (Chiny) uznano za stratotypy pomocnicze.

Sekwencje osadów z pogranicza D/C występujące w Polsce południowej (Sudety, obrzeżenie GZW i region krakowski, Góry Świętokrzyskie i region radomsko-lubelski) oraz północnej (Pomorze Zachodnie) wniosły niewiele w procesie ustalania granicy, gdyż zazwyczaj reprezentują one facje niekorzystne do badań biostratygraficznych lub charakteryzują się wyraźnymi lukami, a czasami kondensacją (vide resume — 8, 19). Na tle innych obszarów stosunkowo słabo poznana jest ta granica w licznych i doskonalonych odsłonięciach podkrakowskich (okolice Krzeszowic), gdzie drobiazgowo analiza sedymentologiczna zdaje się wskazywać na ciągłe przejście między dewonem i karbonem (12). Badania biostratygraficzne są tutaj jednak ograniczone skrajną płytkowodnością sedimentacji w interwale granicznym, co w praktyce oznacza możliwość posłużenia się jedynie zonacją otwornicową. Co prawda istnieją dość liczne opracowania tej mikrofauny (16), wymagają one jednak uzupełnienia i dowiązania do nowszych opracowań zachodnioeuropejskich i z rejonu morawskiego.

GÓRNA GRANICA DOLNEGO KARBONU

W porównaniu z uprzednio przedstawioną granicą, ta jest znacznie bardziej niejednoznaczna. Tradycyjnie europocentryczne patrzanie na biostratyfografię karbonu (i nie tylko tego systemu) implikowało utożsamianie granicy karbonu dolnego z granicą wizenu i namuru, definiowało ją zaś pojawienie się goniatyta *Cravenoceras leion* Bisat (postanowienie IV Kongresu Heerleńskiego, 1958).

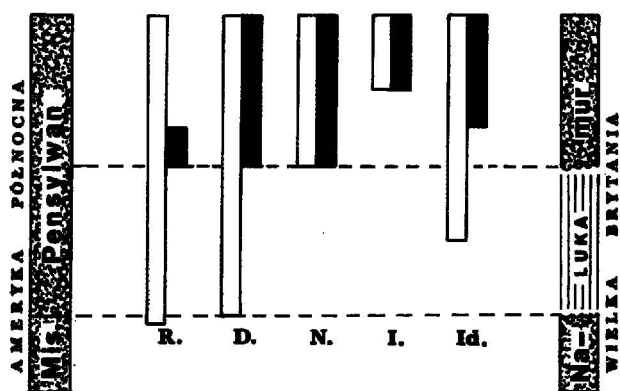
Tak określona granica nie mogła długo utrzymać się z kilku co najmniej powodów. Po pierwsze w Europie, w większości obszarów występowania wizenu i namuru na ich granicy następuje drastyczna zmiana facji i pojawia się często luka stratygraficzna, rozprzestrzenienie zaś geograficzne taksonu *C. leion* jest ograniczone. Poza tym istotny jest również fakt, że zmiany faunistyczne i florystyczne w pobliżu tej granicy, prześledzone w ciągłych, na ogół pozaeuropejskich profilach, są bardzo subtelne i wyrażają się zazwyczaj ilościowymi, a nie jakościowymi różnicami zespołów. Uwaga ta dotyczy szczególnie konodontów i otwornic, co jest o tyle istotne, że są to grupy wiodące w stratygrafii dolnego karbonu.

Prawdziwie wielki przełom faunistyczny nastąpił nieco później, bo w namurze A, w interwale obejmującym przełom poziomów goniatytowych *Eumorphoceras* i *Homoceras*. Przełom ten porównywany czasami do jednego z wielkich wymierań, zaznaczył się zarówno w makro-

faunie (np. wymarło 82% rodzajów goniatyków, 42% rodzajów liliowców), jak i mikrofaunie. Szczególnie wyraźny jest wśród konodontów – wymarła rozległa i zróżnicowana grupa gnatodusów górnokarbońskich, a pojawiali się pierwsi przedstawiciele górnokarbońskich rodzajów *Neognathodus*, *Declinognathodus*, *Idiognathodus* i *Idiognathoides*.

W tym też miejscu Grupa Robocza Podkomisji Stratygrafii Karbonu ustanowiła górną granicę karbonu dolnego (postanowienia X Kongresu Karbońskiego, Madryt 1983), rozumianego do tej pory jako jeden z dwóch podsystemów karbonu. W sensie formalnym granica ta odpowiada granicy zon *Eumorphoceras* i *Homoceras*, wyznaczonej przez pojawienie się gatunku *Homoceras subglobosum* (Bisat). Ponieważ takson ten ma ograniczone regionalnie występowanie (Europa Zachodnia, Zagłębie Donieckie, Ural), przyjęto że praktycznym wskaźnikiem granicy będzie pojawienie się elementu konodontowego *Declinognathodus noduliferus* (Ellison i Graves) lub wymieranie *Gnathodus girtyi simplex* Dunn (obszar Gondwany). Za dodatkowe pomocnicze wskaźniki uznano pojawienie się otwornicy *Millerella pressa* Thompson, *M. marblensis* Thompson i *Globivalvulina moderata* (Reitlinger) oraz konodontów *Adetognathus lautus* Sunnell, *Rhachistognathus minutus* (Higgins i Bouckaert) i *R. primus* (Dunn). Granicę tę określono jako środkowokarbońską („mid-Carboniferous boundary”), akcentując niekiedy małą literą w nazwie angielskiej, że chodzi o „środek” karbonu, a nie o środkowy karbon.

Przedmiotem obecnych prac Grupy Roboczej jest wybór profilu stratotypowego, utrudniony przez fakt występowania w większości profili znaczących lub stratygraficznych (14). Są one zwykle związane z zaznaczającą się na przelomie poziomów E i H ogólnosiwiatową regresją, stosunkowo krótkotrwałą, ale o bardzo znacznym zasięgu. Jak dotychczas spośród nielicznych profili z ciągłą sedymentacją największe szanse uznania za światowy standard ma profil Stonehead Beck w środ-



Ryc. 3. Porównanie zasięgów konodontów z pogranicza C_1/C_2 w Europie (czarne linie) i w wybranych profilach Ameryki Północnej (białe linie), uzasadniające istnienie luki stratygraficznej w profilu brytyjskim (6)

Oznaczenia konodontów: R. – *Rhachistognathus*, D. – *Declinognathodus*, I. – *Idiognathodus*, Id. – *Idiognathoides*, N. – *Neognathodus*

Fig. 3. Comparison of the Late Mississippian/Early Pennsylvanian conodont ranges in Europe (black) and selected sections of North America (white), justifying presence of stratigraphical gap in British sequence (6)

Abbreviations of conodont names: R. – *Rhachistognathus*, D. – *Declinognathodus*, I. – *Idiognathodus*, Id. – *Idiognathoides*, N. – *Neognathodus*

kowej Anglii (okolice Leeds), formalnie zgłoszony jako brytyjska propozycja stratotypu (13). Jego podstawową zaletą jest reprezentowanie pełnej sekwencji goniatykowej i jednocześnie kompletnego zapisu konodontowego w granicznym interwale dwóch angielskich pięter: arnsbergianu – kończącego dolny karbon i chokierianu – rozpoczynającego karbon górny.

Problem orto- i parastratygraficznego znaczenia poszczególnych grup paleontologicznych, zilustrowany uprzednio dla granicy D/C, również i tutaj nastęrcza kłopoty – pojawiają się one przy korelacji zonacji głowonogowej i konodontowej. Otóż konkurencyjnym w stosunku do profilu namuru Wysp Brytyjskich jest amerykański stratotypowy profil morrowanu w Arkansas, który charakteryzuje się wcześniejszym pojawianiem się ważnego stratygraficznie rodzaju *Rhachistognathus* i znacznie późniejszym gatunku indeksowego *Neognathodus symmetricus* Lane (ryc. 3). Tymczasem w profilach brytyjskich obydwie te taksony pojawiają się prawie jednocześnie, co dało podstawę autorytatywnym badaczom amerykańskim (6) do wnioskowania o występowaniu dużej luki stratygraficznej w profilu brytyjskim. Ten kontrowersyjny pogląd uzasadnia porównanie zasięgów konodontów w Europie i Ameryce Płn. przedstawione na ryc. 3. Tymczasem z punktu widzenia sukcesji głowonogowej sekwencja pennińska jest najbardziej ciągłą, kompletną i tradycyjnie wzorcową światową sekwencją namuru, podczas gdy w większości profili amerykańskich występuje wyraźna niezgodność kątowna. W tej sytuacji pogląd uzasadniający istnienie luki w profilu brytyjskim wydaje się być mocno wątpliwy, przede wszystkim z racji braku jakichkolwiek cech litologicznych, które wskazywałyby na przerwę w sedymentacji. Poza tym interpretacja amerykańska opiera się na niezbyt klarownie zdefiniowanych gatunkach rodzaju *Rhachistognathus*, który w Europie występuje sporadycznie, a jego światowe rozprzestrzenienie i zasięg czasowy ciągle nie są wystarczająco zbadane. Można również zauważyć, że w interpretacji R. Lane’a, J. Baesemanna i J. Groves’a (*op. cit.*) pominięto zróżnicowany geograficznie zasięg innego bardzo licznie występującego rodzaju *Idiognathoides* – uwzględnienie go może prowadzić do wniosków wskazujących, że amerykańskie zasięgi rodzajów *Neognathodus* i *Declinognathodus* są zasięgami niecałkowitymi (ryc. 3).

Sformułowane w tytule pytanie o uniwersalną nazwę dolnego karbonu pozostaje w ścisłym związku z jego granicami: przy zachowaniu starej granicy, identycznej z granicą wizenu i namuru, należałoby także zachować formalnie przyjętą nazwę dinantu, przy wprowadzeniu nowej zaś – „mid-Carboniferous boundary” – można by przyjąć nazwę missisip. Nowo zdefiniowana granica w sensie czasowym jest bardzo bliska granicy amerykańskich pięter chesterian i morrowan (jednoznacznej z granicą missisipi i pensylwanu); w sensie formalnym jest ona jednak nieco inaczej zdefiniowana, wyznacza ją bowiem pojawienie się konodonta *Rhachistognathus primus* (Dunn). Ta subtelna różnica powoduje, że w najnowszej tabeli IUGS (ryc. 1) podsystem ten jest ciągle nie nazwany.

STROPOWA GRANICA DOLNEGO KARBONU W POLSCE

Rodzi się pytanie, która z proponowanych górnych granic dolnego karbonu bardziej odpowiadałaby realiom polskiego karbonu (abstrahując od formalnych zaleceń

IUGS). Odpowiedź niestety nie jest prosta, gdyż żadnej z obydwu granic w sposób jednoznaczny nie można wskazać w polskich profilach, choć niektóre z nich prezentują ciągłe przejście od wizenu do namuru (por. dokładną analizę tej granicy — 18, 19). Poza tym przy rozważaniach stratygraficznych trudno nawiązać do wzorców stratygrafii konodontowej, gdyż badania tej mikrofauny znajdują się w fazie wstępnej, a profile np. GZW w większości charakteryzują się facjami niekorzystnymi dla tego rodzaju badań.

W obrzeżeniu GZW i okolicach Krakowa granica wizen/namur kryje się m.in. w drobnodetrytycznych warstwach malinowickich, które zawierają wskaźniki wizeńskiego podpoziomu $Go_{\gamma 1}$ i najniższego namurskiego E_{1a} , podczas gdy nie znaleziono dotychczas wskaźników podpoziomu $Go_{\gamma 2}$ (co nie wyklucza jednak ciągłości sedimentacji na tej granicy). W podobny sposób nieokreślona jest granica missisip/pensylwan: z warstw porębskich, kończących sedimentację paraliczną, jest opisana fauna podpoziomu E_{2c} ; dotychczas nie stwierdzono jednak występowania podpoziomu H_1 (9, 10).

Znacznie bardziej perspektywiczny dla ustaleń biostratygraficznych wydaje się profil karbonu lubelskiego, gdzie serie paraliczne sięgają aż do westfalu A, a obecność wapieni stwarza możliwość badania także mikrofauny. Podobnie jak na obszarze śląsko-krakowskim, tak i tu granica wizenu i namuru jest nie w pełni udokumentowana, gdyż brak goniatyfów indeksowych dla podpoziomu $Go_{\gamma 2}$ i E_{1a} . Dlatego też jest stosowany pomocniczy i niezbyt dokładny wskaźnik obecności gigantoproduktusów dla wizenu i ich brak dla namuru. W praktyce granica ta jest identyfikowana ze stropem (bądź spągami w innych opracowaniach) tzw. wapienia A, który jest wyznaczony jednak dość subiektywnie, ze względu na brak szczególnych wskaźników wyróżniających tę warstwę. W tej sytuacji niespodziewanie dużego znaczenia nabierają skamieniałości zwykle nieprzydatne w biostratygrafii, mianowicie glony wapienne. Ich zespół jest zróżnicowany (ponad 30 taksonów), ale ilościowo zdominowany przez różne glony dazykladowate i 2 gatunki Codiaceae: *Calcifolium okense* (Shvetzov i Birina) i *C. punctatum* (Maslov). Poziom współwystępowania tych gatunków obejmuje 2–3 warstwy węglanowe, a jego górna granica w przybliżeniu odpowiada granicy wizenu i namuru (7, 15). Dość liczne konodonty występujące w obrębie tego poziomu glonowego reprezentują najwyższą zonę wizenu *Gnathodus girtyi collinsoni*.

Granica missisipu i pensylwanu w profilu LZW, nigdy dotychczas nie wyznaczana, jest związana zapewne z pograniczem warstw komarowskich i bużańskich, co wynika z dotychczas znalezionych, lecz niezbyt licznych goniatyfów. W górnej części warstw komarowskich (poziom *Posidonia corrugata I*) stwierdzono występowanie zespołu charakterystycznego dla górnej części poziomu *Eumorphoceras*, w dolnej zaś części warstw bużańskich (poz. *P. corrugata II*) dla poziomu *Homoceras*. Niestety obydwa poziomy *posidoniowe* są wykształcone w facjach ilastych, dlatego też brak z nich na razie informacji o konodontach i otwornicach. W leżących poniżej poziomie *corrugata I* warstwach wapiennych (np. wapień F) występują m.in. konodonty *Gnathodus girtyi simplex* Dunn, *G. g. intermedius* Globensky, *G. g. rhodesi* Higgins, *Gnathodus bilineatus bilineatus* Roundy, *Paragnathodus cruciformis* Clarke, wskazujące najniższy poziom namuru w zonacji angielskiej — *Gnathodus girtyi simplex*, w górnej zaś części warstw bużańskich (wapień M, N, O) są bardzo liczne konodonty, należące do rodzajów *Idiogna-*

thodus, *Idiognathoides*, *Declinognathodus* i *Neognathodus*, reprezentujące już namur C bądź nawet westfal. Ta niedokładność wynika z różnych zasięgów rodzaju *Idiognathodus*, który w Anglii pojawił się w namurze C, w Niemczech zaś i Zagłębiu Donieckim. — dopiero w westfalu.

Tak więc w żadnej z polskich sekwencji karbońskich nie można w sposób precyzyjny wskazać granicy karbonu dolnego i górnego zarówno w jej dotychczasowym, jak i w nowym sformułowaniu. Z dotychczasowych badań wynika jednak, że większe perspektywy kryją się w profilu karbonu lubelskiego, z ciągłym przejściem między poziomami *Eumorphoceras* i *Homoceras*, gdzie dalsze rozszerzenie badań mikropaleontologicznych mogłoby pozwolić na dokładniejszą analizę obydwu granic. Nie bez znaczenia jest także fakt bardzo korzystnego — dla wszelkich porównań — paleogeograficznego położenia Lubelszczyzny, leżącej mniej więcej w połowie drogi między klasycznymi obszarami szelfu Europy Zachodniej i Zagłębia Donieckiego.

PIĘTRA KARBONU DOLNEGO

Dwa tradycyjne piętra karbonu dolnego — turnej i wizen, wywodzą się z Belgii, lecz w tym stratotypowym obszarze praktycznie straciły znaczenie pięter i są traktowane jako oddziały. W Belgii zostały zastąpione przez 5 nowych pięter, zdefiniowanych przez podanie profilu typowego dolnych granic, które następnie scharakteryzowano biostratygraficznie. Część z tych granic odpowiada jednocześnie dużym impulsom transgresywnym, które są czytelne w litologii i czasami wykorzystywane przy korelacji.

W podobny sposób podzielono na piętra dinant brytyjski. Punktem wyjścia były profile typowe, w których granice pięter odpowiadały granicom grup cykli sedimentacyjnych wyższego rzędu, a dopiero wtórnie nadano im znaczenie biostratygraficzne. Taki tok postępowania (przyjęcie pierwszeństwa koncepcji stratotypu przed wskazaniem paleontologicznych indeksów granic) sprawił, że z biostratygraficznego punktu widzenia granice pięter angielskich i belgijskich częstokroć nie są jednoznaczne i klarowne. Ilustracją tego zagadnienia może być np. dolna granica hastarianu, którą trudno utożsamiać z granicą D/C, gdyż w profilach belgijskich w ogóle nie znaleziono gatunku *Siphonodella sulcata*, a pierwsze sifonodelle pojawiają się kilka metrów powyżej granicy piętra.

W wspomnianej tabeli IUGS dwa niższe piętra, odpowiadające turnejowi, pochodzą z podziału belgijskiego, natomiast 5 wyższych (wizeńskie) — z podziału brytyjskiego. Pozostałą część karbonu dolnego, odpowiadającą namurowi, podzielono na 2 piętra wywodzące się z Wielkiej Brytanii (pendleian i arnsbergian), a ich granice pierwotnie już zdefiniowano biostratygraficznie, za podstawę przyjmując zonację goniatyfową.

W sumie w podsystemie dolnokarbońskim wydzielono 9 pięter, które przeciętnie trwają ok. 4 mln lat, są więc najkrótszymi piętrami w całej tabeli stratygraficznej. Dla porównania można podać, że piętra jurajskie czy kredowe trwały zwykle ok. 6 mln lat. Wydaje się jednak, że piętra karbońskie przy swej krótkotrwałości tracą jednocześnie walor uniwersalności i zawężają swoje znaczenie do szeroko rozumianego obszaru szelfowego, obrzeżającego kontynent północnoatlantycko-fennosarmacki.

Dla stratygrafii karbonu w Polsce wynika z tego kolejny problem, bowiem klasyfikacja polska tradycyjnie

nawiązywała do turneju i wizenu. Rezygnacja, wzorem Belgów, z tych nazw pięter implikuje nawiązanie do aktualnych podziałów angielsko-belgijskich, to zaś wydaje się niemożliwe bez dodatkowych badań sedymentologicznych i paleontologicznych. Obszarem, w którym można to zrobić stosunkowo najszybciej jest region krakowsko-śląski, gdzie istnieją już dane ilustrujące typową sukcesję konodontową (1), otwornicową (16), jak też jest prowadzona analiza cykliczności sedymentacji (12).

Z powyższego przeglądu problematyki stratygraficznej dolnego karbonu wynikają ewentualne kierunki dalszych badań. Przede wszystkim potrzebna, a zarazem możliwa, jest intensyfikacja badań mikropaleontologicznych, gdyż stratygrafia na podstawie mikroskamieniałości wyraźnie dziś dominuje w odniesieniu do sekwencji młodopaleozoicznych. Godna zastanowienia jest także możliwość bardziej kompleksowego prowadzenia badań, sumujących wyniki dociekań różnych specjalistów. Przykładem mogą być tutaj opracowania dużych grup badaczy belgijskich (11) czy angielskich (5), które sumują dotychczasowe wyniki prac stratygraficznych, obejmujących zarówno bio-, jak i litostratygrafię.

L I T E R A T U R A

1. B e ł k a Z. — Acta Geol. Pol., 1985 vol. 35 nr 1—2 s. 33—60.
2. B l e s s M.J.M., B o u c k a e r t J., P a p r o t h E. — [In:] Miller J., Adams A.E., Wright V.P. (Eds) European Dinantian Environments, 1987 s. 61—73.
3. C o w i e J.W. et al. — Cour.-Forsch. Inst. Senckenberg., 1986 nr 83 s. 1—14.
4. F l a j s G., F e i s t R. — Ibidem, 1988 nr 100 s. 53—107.
5. G e o r g e T.N. et al. — Geol. Soc. London, Spec. Rep., 1976 nr 7 s. 1—87.
6. L a n e R., B a e s e m a n n J.F., G r o v e s J.R. — Cour.-Forsch. Inst. Senckenberg., 1985 nr 74 s. 137—148.
7. M a m e t B., R o u x A. — Rev. Micropal., 1977 nr 4 s. 134—187.
8. M a t y j a H., T u r n a u E. — C-e Rd. XI Inter. Carb. Congr., Beijing (in press).
9. M u s i a ł Ł., T a b o r M., B o j k o w s k i K. — [In:] Bojkowski K., Porzyski J. (Eds) Geological problems of coal basins in Poland. 1983 s. 96—117.
10. M u s i a ł Ł. — XI Inter. Carb. Congr. Beijing, Abstr., 1987 s. 360—361.
11. P a p r o t h E. et al. — Ann. Soc. Geol. Belgique, 1983 nr 106 s. 185—239.
12. P a s z k o w s k i M. — [In:] Teisseyre A.K. (Ed.) IAS 7th Eur. Reg. Mtg., Kraków, Exc. Guidebook, 1986 s. 189—194.
13. R i l e y N.J. et al. — Cour.-Forsch. Inst. Senckenberg., 1987 nr 98 s. 159—177.
14. S a u n d e r s W.B., R a m s b o t t o m W.H.C. — Geology, 1986 vol. 14 s. 208—212.
15. S k o m p s k i S. — XII Symp. Geol. Form. Węgl. Polski. Mat., 1989 s. 47—50.
16. S o b o Ń - P o d g ó r s k a J. — Biul. Inst. Geol., 1975 nr 282 s. 249—272.
17. S z u l c z e w s k i M. — Biul. Geol. Wydz. Geol., 1982, nr 25 s. 267—299.
18. Ż a k o w a H. — II Symp. Strat. Węgl. Form. Karb. w Polsce. Sosnowiec, 1977 s. 61—72.
19. Ż a k o w a H. — XI Inter. Carb. Congr., Beijing, Abstr., 1987 s. 370—372.

According to recommendation of the IUGS Subcommittee on Carboniferous Stratigraphy, the Carboniferous system is divided into 2 subsystems: Lower (approximately Mississippian) and Upper (approximately Pennsylvanian). The lower boundaries of the both subsystems have been defined biostratigraphically and La Serre (Montagne Noire) section has been proposed as GSSP for D/C boundary. The latter (so called „mid-Carboniferous”) boundary is intensively investigated by Working Group of SCS, which is now seeking a potential stratotype section. In spite of an advanced stage in codification of Lower Carboniferous division, doubts connected with biostratigraphical markers of discussed boundaries still exist. Generally, they concern ortho- and parastratigraphic range of different groups of fossils (see fig. 2, 3).

In Poland D/C boundary sequences are usually characterized by stratigraphical gap or condensation. In Cracow area, near Krzeszowice, the limestone sequence in boundary interval seems to be continuous (according to the sedimentological observations), but extremely shallow facies make biostratigraphical solutions very difficult. The higher, mid-Carboniferous boundary, most precisely could be indicated in the section of the Lublin Carboniferous Basin. This boundary could be located between 2 biostratigraphical levels: *Posidonia corrugata I* and *P. corrugata II*, which are characterized by goniatites of E₂ and H₁ zones. Unfortunately both intervals are represented by shale sequences, and therefore the conodonts are unknown from these complexes.

The use of Belgian and British new stages, proposed in the IUGS stratigraphical chart as universal Lower Carboniferous stages, seems to be limited only to the carbonate facies in shelf of Northatlantic-Fennosarmatian Continent.

Translated by the author

P E Z J O M E

Согласно рекомендациям Подкомиссии стратиграфии карбона при Международном союзе геологических наук, карбонская система расчленяется на 2 подсистемы: нижнюю (близкую к миссиссипи) и верхнюю (близкую к пенсильвану). Нижние границы обеих систем обоснованы биостратиграфически, а для первой из них предложен стратотип в разрезе Ла Серре (Монтань Нуар). Вторая из них, т.е. среднекарбонская граница интенсивно прорабатывается Рабочей группой ПСК, которая в настоящее время ищет потенциальный типичный разрез. Несмотря на сильно подвинутый вперед процесс кодификации расчленений нижнего карбона, все еще существуют сомнения связанные с биостратиграфическими показателями обсуждаемых границ. В общем они касаются орто- и парастратиграфического значения разных групп окаменелостей (см. рис. 2 и 3).

В Польше разрезы охватывающие границу Д/К характеризуются обычно стратиграфическим пробелом или конденсацией. В Краковском регионе, в окрестностях Крешовиц, карбонатная секвенция кажется быть непрерывной в интервале пограничья Д/К (по седиментологическим данным), но особенно мелководные фации затрудняют биостратиграфи-

ческую верификацию этой гипотезы. Высшая, средне-карбонская граница может быть указана наиболее точно в разрезе Люблинского карбонского бассейна. Эта граница находится между двумя корреляционными горизонтами: *Posidonia corrugata* I и *Posidonia corrugata* II, которые характеризуются гониатитами зон E₂ и H₁. К сожалению оба эти горизонта пред-

ставлены глинистыми фациями, в которых конечно нет конодонт.

Принятие новых бельгийских и британских ярусов, предложенных в стратиграфической таблице МСГН в качестве универсальных ярусов нижнего карбона, кажется ограничиваться к Северо-Атлантическо-Фенно-Сарматскому континенту.

JOLANTA BEDNARCZYK

Wydział Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu Jagiellońskiego

GENEZA STRUKTUR GRUŻŁOWYCH W WAPIENIACH DEBNICKICH (ŻYWET/FРАН) W ŚWIETLE BADAŃ SEDYMENTOLOGICZNYCH I ANALIZY ZAWARTOŚCI IZOTOPÓW STAŁYCH WĘGLA I TLENU

UKD 552.541:551.834.4/.5.02(438.312)

W dewońskich wapieniach dębnickich, odsłaniających się w środkowej części antykliny Dębника, 30 km na zachód od Krakowa, występuje wiele typów skał, które określano terminem wapieni gruzłowych (8, 14). Termin ten był odnoszony do wszystkich odmian wapieni zbudowanych z elementów wapiennych (buł i gruzłów) i marglistego tła. W tym znaczeniu określenie wapienie gruzłowe jest pojęciem opisowym, pozbawionym interpretacji genetycznej.

Problem genezy utworów gruzłowych (kopalnych i współczesnych) był przedmiotem wielu badań. Wysunięte teorie podkreślały znaczenie następujących procesów genetycznych:*

- wczesnej wybiórczej podmorskiej cementacji,
- wczesnej lityfikacji i późniejszych zmian w warunkach pogrzebania,
- podmorskiego rozpuszczania,
- budinażu sedymentacyjnego i zróżnicowanej kompaktacji,
- zaburzeń niestatecznego warstwowania gęstościowego,
- późnodiagenetycznego rozpuszczania pod ciśnieniem.

Celem niniejszego artykułu jest opisanie i próba interpretacji genezy struktur gruzłowych, występujących w obrębie wapieni dębnickich, na podstawie badań sedymentologicznych i analizy zawartości izotopów stałych węgla i tlenu.

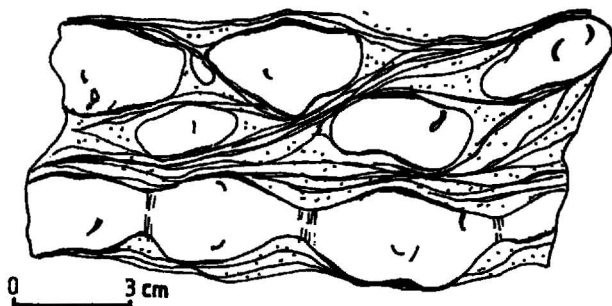
OPIS STRUKTUR GRUŻŁOWYCH

Wapienie dębnickie stanowią 40-metrowej miąższości serię osadów żyweckich i frańskich (1, 14). Są to ciemne, faliście uławiczone wapienie pelityczne z przeławiczeniami kalkarenitów i kalcyrudytów. Pełny opis litologiczny wapieni dębnickich zawarty jest w pracy A. Łaptasia (8). W obrębie wapieni pelitycznych występują trzy podstawowe typy struktur gruzłowych, różniących się morfologią gruzłów, charakterem tła skalnego i zawartością izotopów stałych węgla i tlenu.

Typ I — **falisto-soczewkowy i bulasty** (ryc. 1) — obejmujący utwory zbudowane z izolowanych, wapiennych gruzłów o owalnych lub elipsoidalnych kształtach, często

łączących się w ławiczki o pokroju falistym. Gruzły i cienkie warstewki wapienne są często plastycznie zdeformowane (rozciągnięte lub naddarte), lub też występują w nich sztywne, pionowe spękania wypełnione sparytem. Materiałem budującym gruzły jest mikryt lub biomikryt (*mudstone*, podrzędnie *wackestone*) z dobrze zachowanymi, nie pokruszonymi bioklastami fauny skorupowej. Penetracje mają zachowane pierwotne zarzysy nor, typowe jest ścinanie śladów przy granicy gruzłów. Górne granice gruzłów są ostre, boczne niewyraźne, rozmyte — w następstwie występowania struktur cieniowych (ryc. 2) wzrostu kryształów mikrosparytu. Tło, w którym występują gruzły, jest często smugowane, charakteryzuje się podwyższoną zawartością związków nierozpuszczalnych (ok. 20%), ciemniejszą barwą i występowaniem tylko większych bioklastów. Bioklasty te są zdeformowane i pokruszone, ułożone zgodnie z przebiegiem smug tła. Ślady penetracji występujące w matryks są spłaszczone. Ten typ utworów wykazuje podobieństwo do wapieni gruzłowych opisanych przez M. Narkiewicza (12, 13) z rejonu olkusko-zawierciańskiego.

Typ II — **smużysty** (ryc. 3) — obejmuje utwory zbudowane z wapiennych elementów o wydłużonych kształtach, rozdzielonych wąskimi (do 0,5 cm) smugami ilasto-marglistymi. Materiałem budującym gruzły jest biomikryt (*mudstone* i *floatstone*). Drobne penetracje występujące przy granicy gruzłów są ostro ścięte przez smugi, pozostałe są nie zmienione. Bioklasty w gruzłach



Ryc. 1. Struktura gruzłowa — typ I, rysunek ze zglądu

Objaśnienia w tekście

Fig. 1. Nodular structure — I-type, sketch from the polished slab

Explanations in the text

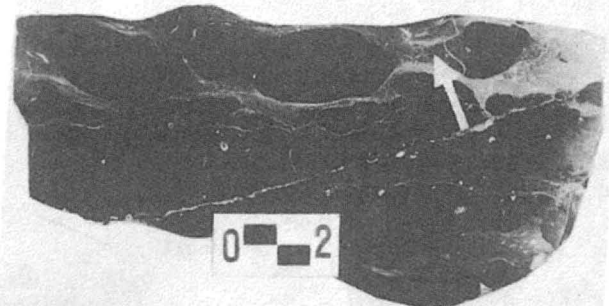
* Przegląd literatury dotyczącej wapieni gruzłowych w aspekcie genetycznym znajduje się w pracach (11, 13, 18).

są na ogół dobrze zachowane, w przeciwieństwie do występujących w tle, które dodatkowo noszą ślady korozji chemicznej. Granice gruzłów są ostro zaznaczone i mają charakterystyczny kręty lub falisty przebieg. Tło elementów wapiennych jest zbudowane wyłącznie ze smug o podobnym zmiennym przebiegu. Zawartość związków nierozpuszczalnych w tle wynosi około 35%.

Typ III – **zlepnięcowaty** (ryc. 4) – charakteryzuje się występowaniem wapiennych fragmentów o różnych kształtach w obrębie wapiennego tła o typie masy wypełniającej. Fragmenty te mają najczęściej izometryczne lub nieregularne rozgałęziające się kształty. Rozmiary gruzłów są zmienne, od 0,5–8,0 cm, brak też gradacji wielkości gruzłów w pojedynczych ławicach. Zarysy gruzłów są różne, od ostrokrawędzistych po rozmyte, dyfuzyjne. Materiałem budującym gruzły jest biomikryt (*mudstone*). Dobrze zachowane bioklasty i nie zmieniona penetracja występują tylko w obrębie gruzłów o izometrycznych kształtach i wyraźnie zaznaczonych granicach. Tło, w którym gruzły są „zawieszane” jest wapienne o nieznacznie podwyższonej w stosunku do nich zawartości związków nierozpuszczalnych (ok. 6%), ma odmienną teksturę (*wackestone*) i jaśniejszą barwę niż gruzły. Rozmieszczenie bioklastów w tle jest chaotyczne, tylko w miejscu występowania nielicznych smug ilastych są one ułożone zgodnie z ich przebiegiem.

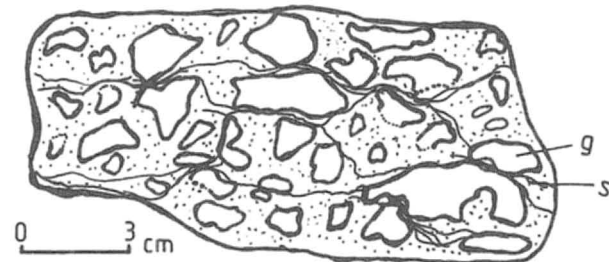
INTERPRETACJA GENEZY STRUKTUR GRUZŁOWYCH NA PODSTAWIE BADAŃ SEDYMENTOLOGICZNYCH

Różnorodność cech i struktur (sedymentacyjnych i diagenetycznych) w badanych utworach prowadzi do



Ryc. 2. Wapień gruzłowy I typu, strzałka wskazuje strukturę cieniową. Skala w cm

Fig. 2. Nodular limestones I type, the arrow indicates shadow structure. Scale in cm



Ryc. 3. Struktura gruzłowa – typ II, rysunek ze zglądu

Objaśnienia w tekście

Fig. 3. Nodular structure – II-type, sketch from the polished slab

Explanations in the text

ogólnego wniosku, że powstanie określonych typów struktur gruzłowych było związane z oddziaływaniem, a często też z nałożeniem się wielu procesów, zachodzących w kolejnych etapach historii diagenetycznej osadów.

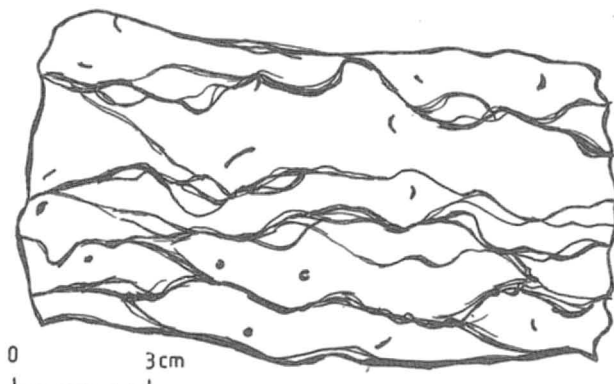
W wapieniach gruzłowych I typu stwierdzono następujące cechy, wskazujące na wczesną selektywną podmorską cementację osadów wapiennych (por. 15, 16, 19):

1) ograniczenie zmian kompakcyjnych w obrębie gruzłów przy jednoczesnym silnym zdeformowaniu marglistego tła – drobne bioklasty w gruzłach nie noszą śladów korozji chemicznej ani zgniecenia; podobnie nie zmienione pozostają ślady penetracji, zachowujące swój pierwotny kształt; odmienny jest stan zachowania szczątków organicznych w obrębie matriks, bioklasty są pokruszone, ułożone zgodnie z przebiegiem marglistych smug tła;

2) zachowanie pierwotnych kształtów gruzłów w związku z nieznacznym stopniem późniejszych zmian, takich jak: redukcja ilościowa i rozpuszczanie pod ciśnieniem (por. 3) – wcześniej scementowane gruzły mają kształty owalne zaokrąglone lub izometryczne.

Wybiórczo skonsolidowane gruzły wzbogacone w CaCO_3 pozostawały utworami o częściowo zmienionym składzie chemicznym i odmiennych właściwościach fizycznych w stosunku do niescementowanej wapieno-marglistej matriks, zubożonej w CaCO_3 . Słabo skonsolidowane fragmenty utworów wapiennych oraz margliste tło wczesnodiagenetycznych gruzłów ulegało następnie przekształceniom o charakterze mechanicznym. Powstawały wówczas struktury budinażu sedymentacyjnego: pionowe spękanie tensyjne i przewężone, ściśnione ławiczki i soczewki wapienne (por. 10). W utworach tego typu brak śladów działalności erozyjnej prądów lub falowania (ekshumacji i redepozycji) wcześniej scementowanych gruzłów, opisywanych w innych rejonach (13).

Powstanie wtórnych koncentracji minerałów nierozpuszczalnych (głównie min. ilastych) w postaci szwów mikrostylolitowych (smug rezydualnych) było związane z późnodiagenetycznym rozpuszczaniem pod ciśnieniem (3, 17). W efekcie tego procesu w obrębie smug nastąpiła wtórna koncentracja większych bioklastów wskutek selektywnego rozpuszczania materiału najdrobniejszego. Maksymalny rozwój mikrostylolitów przy górnych i dolnych granicach gruzłów (w miejscach największego stresu) spowodował nieznaczne spłaszczenie kształtów wczesnodiagenetycznych nodulek, korozję chemiczną bioklastów



Ryc. 4. Struktura gruzłowa – typ III, rysunek ze zglądu

Objaśnienia w tekście

Fig. 4. Nodular structure – III-type, sketch from the polished slab

Explanations in the text

i ścinanie penetracji. Strącanie rozpuszczonego CaCO_3 zachodziło na bocznych brzegach gruzłów, stąd ich niewyraźne zarysy, występowanie struktur cieniowych i wzrost kryształów mikrosparu przy granicy nodułu.

Typ II wapieni gruzłowych (smużysty) charakteryzuje się wyłącznie cechami związanymi z późnodiagenetycznym rozpuszczaniem w warunkach podwyższonego ciśnienia. Tło gruzłów wapiennych jest zbudowane w tych wapieniach jedynie z ilasto-marglistych smug rezydualnych. Nieregularny kształt samych nodułów jest określony przebiegiem mikrostylolitów.

Geneza wapieni gruzłowych III typu (zlepicińcowatych) jest natomiast związana z procesami dezintegracji mechanicznej pierwotnie ciągłych horyzontów wapiennych. Powstanie izolowanych wapiennych elementów, o zróżnicowanych kształtach i o różnym stopniu deformacji wewnętrznych, świadczy o erozji materiału skonsolidowanego w różnym stopniu. Z kontekstu sedimentologicznego wynika, że czynnikami erozyjnymi były prawdopodobnie falowanie sztormowe oraz działalność organizmów penetrujących. W wyniku intensywnej bioturbacji powstały nieregularne fragmenty o rozgałęziających się kształtach. Późnodiagenetyczne smugi rezydualne rozwinęły się jedynie w miejscach wzajemnego kontaktu gruzłów.

ANALIZA ZAWARTOŚCI IZOTOPOW STALYCH TLENU I WĘGLA

Zmianom diagenetycznym osadów wapiennych, prowadzących do powstania struktur gruzłowych towarzyszyły przemiany geochemiczne zaznaczające się w różnicowaniu izotopów stałych substratu. Dla prześledzenia frakcjonowania izotopowego towarzyszącego diagenecie, pomierzono $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ w 20 próbkach reprezentujących wszystkie typy gruzłów, jak też margliste tło. Uwzględniając charakter utworów (mikryty i biomikryty), próbki pobierano z całej masy skalnej z wykluczeniem większych bioklastów i sparytu wypełniającego spekania.

$\delta^{13}\text{C}$. Wartości $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ w badanych próbkach węglanów są zawarte w przedziale od $-0,57\text{‰}$ do $+1,0\text{‰}$ vs PDB. Brak wyraźnego zróżnicowania wskazań pomierzonych w próbkach z samych tylko gruzłów wartości te są bliskie 0. Bardziej negatywne wartości $\delta^{13}\text{C}$ wykazują próbki z marglistego otoczenia gruzłów.

$\delta^{18}\text{O}$. Znacznie większy zakres zmian między poszczególnymi typami gruzłów i marglistym tłem uwidacznia się w większym zróżnicowaniu wskazań tlenu. Wartości $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ zawierają się w 3 przedziałach wielkościowych:

1) od $-4,43\text{‰}$ do $-4,97\text{‰}$ dla próbek z gruzłów owalnych I typu i części gruzłów III typu o kształtach izometrycznych,

2) od $-5,03\text{‰}$ do $-5,31\text{‰}$ dla próbek z gruzłów II typu, gruzłów soczewkowych I typu oraz wapiennego tła III typu,

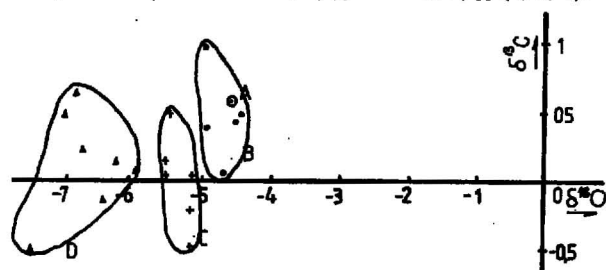
3) od $-5,89\text{‰}$ do $-7,37\text{‰}$ dla próbek z marglistego otoczenia gruzłów typu I i II struktur cieniowych w gruzłach I typu.

INTERPRETACJA BADAŃ IZOTOPOWYCH

Zawartości izotopów stałych mierzone z całej masy osadów zdeterminowane są przez proporcje allochemów i cementy różnej generacji (por. 9). Synsedymenacyjny cement wapienny jest izotopowo bliższy składowi izotopowemu wody morskiej i pierwotnym komponentom

niż późniejszy. Podczas sukcesywnej cementacji osadów wapiennych powstają bowiem minerały diagenetyczne (głównie kalcyt blokowy), wzbogacone w lekkie izotopy (2, 6, 9).

Założono stałość składu izotopowego pierwotnych składników węglanowych powstałych przy udziale organizmów morskich; pr. A – struktury glonowe, gdzie $\delta^{18}\text{O}$ wynosi $-4,65\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}$ $+0,60\text{‰}$ – ryc. 5; przyjmując jako wartości odniesienia odpowiednio dla $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ wartości z przedziału $+1,0\text{‰}$ do $+2,0\text{‰}$ vs PDB, dla $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ od $-4,5\text{‰}$ do $-5,0\text{‰}$ (4, 5, 7).



Ryc. 5. Wartości ^{18}O i ^{13}C : A – struktury glonowe, B – próbki z gruzłów owalnych I typu i gruzłów izometrycznych III typu, C – próbki z gruzłów II typu, gruzłów soczewkowych I typu i tła wapiennego III typu, D – próbki z matryks I i II typu oraz struktur cieniowych gruzłów I typu

Fig. 5. Values ^{18}O i ^{13}C : A – algal structures, B – samples from the oval nodules I type and isometric nodules III type, C – samples from nodules II type, lenticular nodules I type and matrix III type, D – samples from the matrix I and II type and shadow structures of nodules I type

Gruzły o kształtach owalnych typu I oraz izometryczne gruzły typu III, a więc utwory, w których makroskopowo stwierdzono wczesną cementację, pozostają bliższe wartościom odniesienia. Stosunki izotopowe w próbkach z tych utworów są też zbliżone do wartości izotopowych węglanowych cementów morskich referowanych z innych skał (7). Zbieżność tych wyników wskazuje, że segregacja CaCO_3 musiała nastąpić stosunkowo szybko po depozycji osadów, jeszcze przed modyfikacją składu izotopowego wód porowych. Jest to potwierdzeniem obserwacji makroskopowych, iż gruzły o kształtach izometrycznych i owalnych były cementowane relatywnie wcześniej od pozostałych typów.

Wartości $\delta^{18}\text{O}$ z drugiego przedziału wielkościowego pomierzone w innych typach gruzłów są wynikiem kombinacji sukcesywnej cementacji i rozpuszczania w warunkach pogrzebienia osadów.

Największy udział późnodiagenetycznych precypitatów jest odnoszony do próbek o najbardziej negatywnych wskazaniach $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$, tj. dla smug rezydualnych i struktur cieniowych.

PODSUMOWANIE

Rozwój struktur gruzłowych w wapieniach dębniczych był uwarunkowany procesami zachodzącymi w stadium sedimentacji i wczesnej diagenetyki osadów. Powstanie poszczególnych typów utworów gruzłowych było uzależnione od obecności cech związanych z wczesną wybiórczą podmorską cementacją. Stopień lityfikacji utworów wapiennych lub ich fragmentów, zależny od stopnia wczesnej cementacji, determinował następnie możliwość dalszych modyfikacji przez czynniki mechaniczne lub późnodiagenetyczne rozpuszczanie.

Przemiany diagenetyczne znalazły swoje odbicie w wynikach badań izotopów stałych węgla i tlenu. Spadek

wartości $\delta^{18}\text{O}$ i nieznaczne fluktuacje $\delta^{13}\text{C}$ w badanych próbkach są efektem frakcjonowania izotopowego wód porowych w trakcie postępującej cementacji w zmieniających się warunkach środowiska cementacji. Wyniki te potwierdzają rezultaty badań sedymentologicznych, podkreślając tym samym możliwości i znaczenie wykorzystania analizy zawartości izotopów stałych węgla i tlenu w badaniach nad diagenezą skał węglanowych w aspekcie genezy struktur gruzłowych.

Autorka wyraża podziękowania doc. dr hab. S. Hałasowi, kierownikowi Pracowni Spektrometrii Mas IF UMCS w Lublinie oraz całemu zespołowi tej placówki za umożliwienie wykonania pomiarów izotopowych oraz za udzieloną pomoc.

L I T E R A T U R A

1. B a l i ń s k i A. — *Palaeont. Pol.*, 1978, vol. 39 s. 1–70.
2. D i c k s o n J.A., C o l e m a n M.L. — *Sedimentology*, 1980 vol. 27 s. 107–118.
3. G a r r i s o n R.E., K e n n e d y V.J. — *Sedim. Geol.*, 1977 vol. 19 s. 197–297.
4. H a ł a s S., L i s J., S z a r a n J., Ż u k W. — *Prz. Geol.*, 1973 nr 5 s. 262–280.
5. H o e f s J. — *Stable Isotope Geochemistry*. Berlin, Springer-Verlag, 1980.
6. H u d s o n J.D. — *Sedimentology*, 1978 vol. 25 s. 339–370.
7. H u r l e y N.F., L o h m a n n C.K. — *J. Sedim. Petrol.*, 1989, vol. 59 nr 1 s. 127–146.
8. Ł a p t a ś A. — *Stud. Geol. Pol.*, 1982 vol. 75 s. 59–100.
9. M a r s h a l l D.J., A s h t o n M. — *Sedimentology*, 1980 vol. 27 s. 271–291.
10. M c C r o s s a n R.G. — *J. Sedim. Petrol.*, 1958 vol. 28 s. 316–320.
11. M u l l i n s H.T., N e u m a n n A.C., W i l b e r R.J., B o a r d m a n M.R. — *Ibidem*, 1980 vol. 50 s. 117–131.
12. N a r k i e w i c z M. — *Acta Geol. Polon.*, 1978 nr 4 s. 415–466.
13. N a r k i e w i c z M. — *Kwart. Geol.*, 1978 nr 4 s. 693–706.
14. N a r k i e w i c z M., R a c k i G. — *Ibidem*, 1984 nr 3 s. 571–595.
15. N o b l e J.P.A., H o w e l l s D.M. — *Sedimentology*, 1974 vol. 21 s. 597–609.
16. S h i n n E.A. — *Ibidem*, 1969 vol. 12 s. 109–144.
17. W a n l e s s H.R. — *J. Sed. Petrol.*, 1979 vol. 49 s. 437–462.
18. W i e c z o r e k J. — *Prz. Geol.*, 1982 nr 4 s. 251–252.

19. Z a n k l H. — *Sedimentology*, 1969 vol. 12 s. 241–256.

S U M M A R Y

The Upper Givetian – Lower Frashian carbonate sequence crops out in the Dębnik area, Cracow Upland. These sediments have been studied in order to reconstruct a genesis of nodular structures of some units of these limestones. Basing on sedimentological observations the following, different structural and genetic types of nodular limestones have been recognized: Type I – nodular and wavy limestones composed of isolated oval and ellipsoidal nodules resting within marly matrix. These limestones originated during early diagenetic concretionary carbonate cementation and subsequent pressure solution during burial. Type II – flaser – nodular limestones, formed due to pressure solution during late burial diagenesis. Type III – nodular limestones of conglomerate type, built up of irregular fragments of limestones produced due to erosion and reworking differentially consolidated carbonate deposits. Stable isotope composition supports results of sedimentological studies – an idea of diagenetical origin of nodular structures.

Translated by the author

З Е З Ю М Е

На основании седиментологических исследований комковатых известняков, выступающих в карбонатной секвенции (верхний живет-нижний фран) в районе Дембника возле Кракова были выделены три структурных и генетических типа. I-ой тип – это комковатые волнистые известняки, состоящие из изолированных овальных и эллипсоидальных комков находящихся в мергелистой матрикс. Эти известняки образовались в течение раннедиагенетической конкреционной карбонатной цементации и более позднего растворения под давлением во время погружения. Второй тип это полосчатые комковатые известняки, образовавшиеся в результате растворения под давлением в течение позднего глубинного диагенеза. III-й тип это комковатые известняки конгломератового типа, состоящие из нерегулярных фрагментов известняков, образовавшихся в результате эрозии и переработки разнообразно консолидированных карбонатных осадков. Результаты исследований изотопного состава поддерживают результаты седиментологических исследований, т.е. идею диагенетического образования комковатых текстур.