

## O FAZACH SEDYMENTACJI DOLOMITU GŁÓWNEGO W POLSCE PÓLNO-CNO-ZACHODNIEJ

UKD 552.543:551.736.3(438 – 16)

W facji szelfowej dolomitu głównego stwierdzono występowanie złóż ropy i (lub) gazu w Polsce, NRD, RFN, Holandii, Wlk. Brytanii i na Morzu Północnym. Złoża te są związane z utworami oolitowymi i onkolitowymi facji barierowej, z izolowanymi wyniesieniami w strefie przedbarierowej oraz – rzadziej – z lagunami zabarierowymi (32). Podobnie jak w wypadku wielu skał zbiornikowych (27), kluczowymi determinantami prawdopodobieństwa i rozległości potencjalnych skał zbiornikowych są: natura osadzonych węglanów i ich środowiska sedymentacyjne oraz ścieżki wczesnej diagenety. Chociaż późnodiagenetyczne procesy mogą zaciemniać i zacierać tekstury sedymentacyjne i wczesnodiagenetyczne (np. 4, 5) to regułą jest decydujące znaczenie wczesnodiagenetycznego piętna dla późniejszej historii diagenety (22).

W wielu częściach zbiornika chechczyńskiego stwierdzono (np. 14, 23, 28), że depozycję dolomitu głównego poprzedził znaczny spadek poziomu morza, prowadzący do subaeralnej ekspozycji peryferycznej części zbiornika. Nieprzerwana sedymentacja trwała tylko w centralnej

części zbiornika. Transgresja dolomitu głównego miała charakter stopniowy.

W najniższej części dolomitu głównego w peryferycznej części zbiornika występują osady płytkowodne, przykryte bardziej głębokowodnymi (6, 15). Przełomowe okazało się stwierdzenie występowania na stoku platformy ewaporatowej cyklu PZ1, osadów jednoznacznie wskazujących na subaeralne środowisko powstania, które zostały przykryte osadami głębokowodnymi facji basenowej. Następstwo takie zostało najpierw stwierdzone w okolicach Kalisza (otwory: Florentyna IG 2 – 17 i Zakrzyn IG 1), a następnie na wyniesieniu Łeby (20, 21) i w pozostałej części syneklizy perybałtyckiej.

Podczas późniejszej, końcowej transgresji morze dolomitu głównego osiągnęło swój największy zasięg i począwszy od tego momentu sekwencja dolomitu głównego na całym obszarze peryferycznej części zbiornika wykazuje charakter wyraźnie regresywny. W niektórych częściach zbiornika chechczyńskiego (13, 15, 16, 20, 30) stwierdzono, że począwszy od momentu końcowej trans-

gresji dolomit główny ma charakter regresywny, w kilku jednak miejscach stwierdzono wyraźną dwudzielność dolomitu głównego: utwory cyklu pierwszego są oddzielone od utworów cyklu drugiego wyraźną powierzchnią emersyjno-krasową, stwierdzoną np. w rejonie Harzu (14). Ta dwudzielność jest interpretowana jako wynik eustatycznych ruchów poziomu morza w trakcie sedymentacji dolomitu głównego.

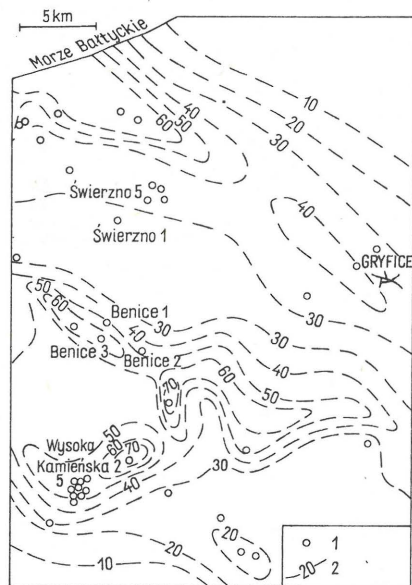
### RUCHY POZIOMU MORZA W TRAKCIE SEDYMENTACJI DOLOMITU GŁÓWNEGO

Po raz pierwszy wyraźna dwudzielność dolomitu głównego została stwierdzona przez J. Piske i S. Schretzenmayra (25). Z opublikowanych przez tych autorów przekrojów wynika, że spadek poziomu morza pod koniec I cyklu wyniósł około 70 m. Wzrost poziomu morza na początku cyklu II miał podobną wartość. Ponieważ autorzy ci nie przedstawili dotychczas danych analitycznych, na których oparli swoją interpretację, trudno jest stwierdzić na podstawie ich pracy, jakie kryteria (z wyjątkiem stwierdzenia wzbogacenia pewnych interwałów w siarczan wapnia) posłużyły im jako wskaźniki subaeralnej depozycji. Jeśli idzie o obrzeżenie Harzu, to krytyczna analiza opublikowanych danych (14) wskazuje, że istnieje tam świadectwo niewątpliwej, znacznej regresji, ale nie jest pewne, czy miała ona miejsce w środkowej części dolomitu głównego. Ponadto osady występujące powyżej wyraźnej powierzchni emersji powstały w środowisku bardzo płytkowodnym do subaeralnego i stąd nie jest wykluczone, że reprezentują one osady związane z początkową transgresją bądź końcową regresją morza dolomitu głównego. W swej późniejszej pracy dotyczącej dolomitu głównego obszaru NRD J. Piske i K.-H. Bleschert (24) przedstawili nowszą interpretację przebiegu sedymentacji dolomitu głównego, z której wynika, że I regresja dolomitu głównego (związana ze środkową częścią dolomitu głównego) była mniejsza niż

to zakładano uprzednio, a w innej pracy S. Schretzenmayr i J. Piske (29) wykazali, że istnieją obszary, na których jest wykształcony jedynie jeden cykl. Z niepublikowanych wyników badań geologów NRD wiadomo, że w nowych otworach wykonanych w strefie przedbarierowej na obszarze dolnołużyckim owa dwudzielność jest niewyraźna lub zgoła jej brak, natomiast stwierdza się ją na SE i E od Berlina oraz na północy NRD (obszar Turynii nie jest dotychczas opracowany sedymentologicznie). Jeśli interpretacja Piske i Schretzenmayra (25) jest właściwa, należałoby oczekiwać, że wyróżnione przez nich cykle zostaną stwierdzone na przyległych obszarach Polski. Nawet jeśli osady subaeralne lub skrajnie płytkowodne — powstałe w trakcie obniżenia poziomu morza podczas regresji z końca I cyklu wg J. Piske i S. Schretzenmayra (26) — zostałyby zniszczone w trakcie II transgresji, spodziewać się należy diagenetycznego zapisu tak radykalnej zmiany środowisk diagenetycznych w obrębie stref batymetrycznie wyniesionych, które to zmiany jednoznacznie wskazywałyby na znaczne wahania poziomu morza, jak to zasugerowali J. Piske i S. Schretzenmayr (26).

### CEL, OBIEKT I METODY BADAŃ

L. Antonowicz i S. Roman (2) stwierdzili na podstawie materiałów sejsmicznych oraz karotażowych istnienie w NW Polsce dwóch faz sedymentacji dolomitu głównego: starszej, odpowiadającej niższemu poziomowi morza i młodszej, odpowiadającej poziomowi wyższemu. W rezultacie na pewnych obszarach można stwierdzić



Ryc. 1. Lokalizacja badanych otworów wiertniczych

1 — otwór wiertniczy, 2 — miąższość dolomitu głównego

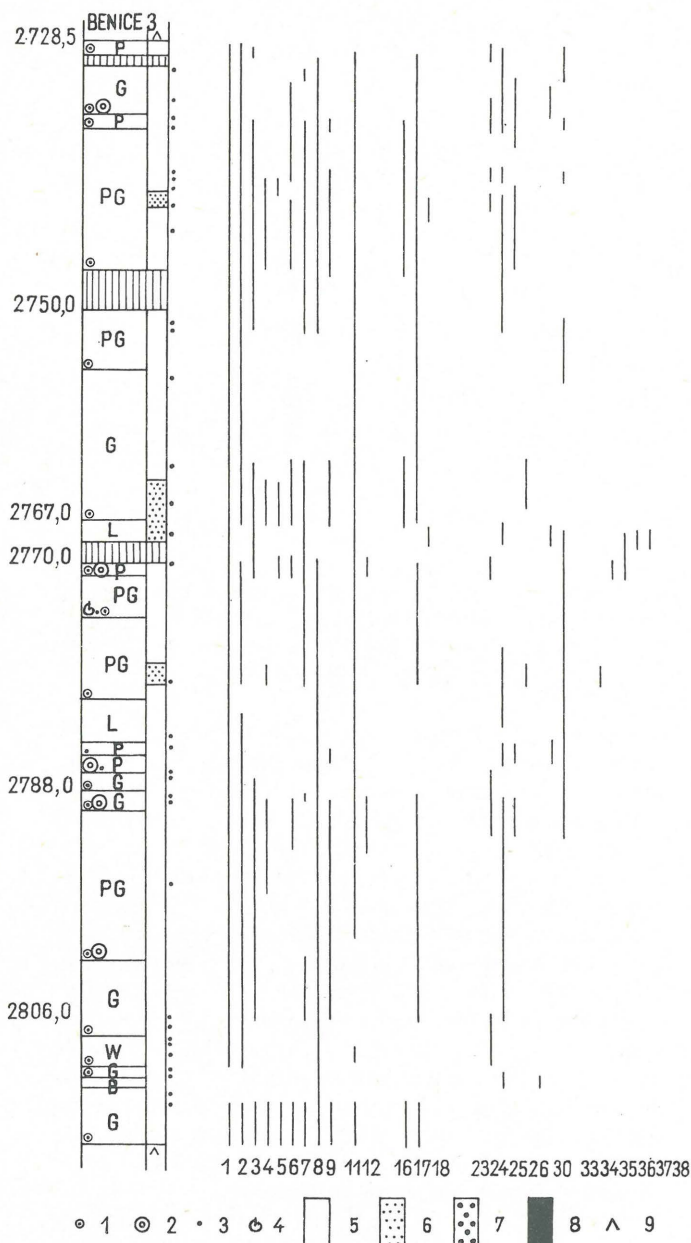
Fig. 1. Location of studied boreholes

1 — borehole, 2 — thickness of Main Dolomite deposits in metres



Ryc. 2. Wakston-pakston ooidowo-wadoidowy, graniczący ze smużystym pakstonem wadoidowym. Płytko cienka, otwór Świerżno 5, gł. 2859,0 m

Fig. 2. Ooid-vadoid packstone and flaser vadoid packstone. Thin section, borehole Świerżno 5, depth 2859.0 m



Ryc. 3. Wykształcenie dolomitu głównego w otworze Benice 3

Litologia: W – wackston, P – pakston, G – greinston, PG – pakston-greinston, B – bandston, L – laminoid; 1 – ooid, 2 – wadoid, 3 – peloid, 4 – bioklast, 5 – dolomit, 6 – dolomit wapnisty, 7 – wapień dolomityczny, 8 – wapień, 9 – anhydryt, 10 – brak rdzenia. Punkty po prawej stronie słupka litologicznego oznaczają miejsce pobrania próbek do badań mikrofacjalnych. Objasnienie cech mikrofacjalnych: 1 – ooid prosty, 2 – ooid złożony, 3 – ooid ekscentryczny, 4 – ooid powierzchniowy, 5 – ooid zdeformowany, 6 – ooid pęknięty, 7 – ooid pęknięty i zregenerowany, 8 – ooid półksiężycowy, 9 – mikroonkoid, 11 – wadoid, 12 – peloid, 16 – mikrytyzacja, 17 – dedolomityzacja, 18 – rekrytalizacja, 23 – struktura oczkowa, 24 – granula i nodula siarczana, 25 – wcisk, 26 – por formowy, 30 – glony, 33 – otwornice spiralne, 34 – *Agathammina*, 35 – *Ammodiscus*, 36 – *Nodosaria*, 37 – *Dentalina*, 38 – *Fronicularia*

Fig. 3. Main Dolomite of the borehole Benice 3

Explanation of lithological column: W – wackstone, P – packstone, G – grainstone, PG – packstone-grainstone, B – boundstone, L – laminoid, 1 – ooid, 2 – vadoid, 3 – peloid, 4 – bioclast, 5 – dolomite, 6 – calcareous

przykrycie osadów płytkowodnych głębokowodnymi. Każdej z dwóch faz odpowiadać miał odrębny plan rozkładu facji zdeterminowany głębokością wody i morfologią podłoża. Brak było jednak potwierdzenia sedimentologicznego tej interpretacji, która zważywszy dowody istnienia dwóch głównych faz transgresji dolomitu głównego na wielu obszarach oraz fakt pewnej odmienności, zarysowującej się na przekrojach facjalnych opublikowanych przez innych autorów (8) wydała się prawdopodobną. Z drugiej strony obraz stosunków paleogeograficznych i facjalnych, wynikający z rozważań L. Antonowicza i S. Roman (2), znacznie różnił się od obrazu wynikającego z badań mikrofacjalnych (3, 8, 33). Z tego też względu wykonanie badań sedimentologicznych wydało się celowe i pożądane, a wyniki tych badań – w nawiązaniu do interpretacji danych geofizycznych – przedstawiono w niniejszej pracy.

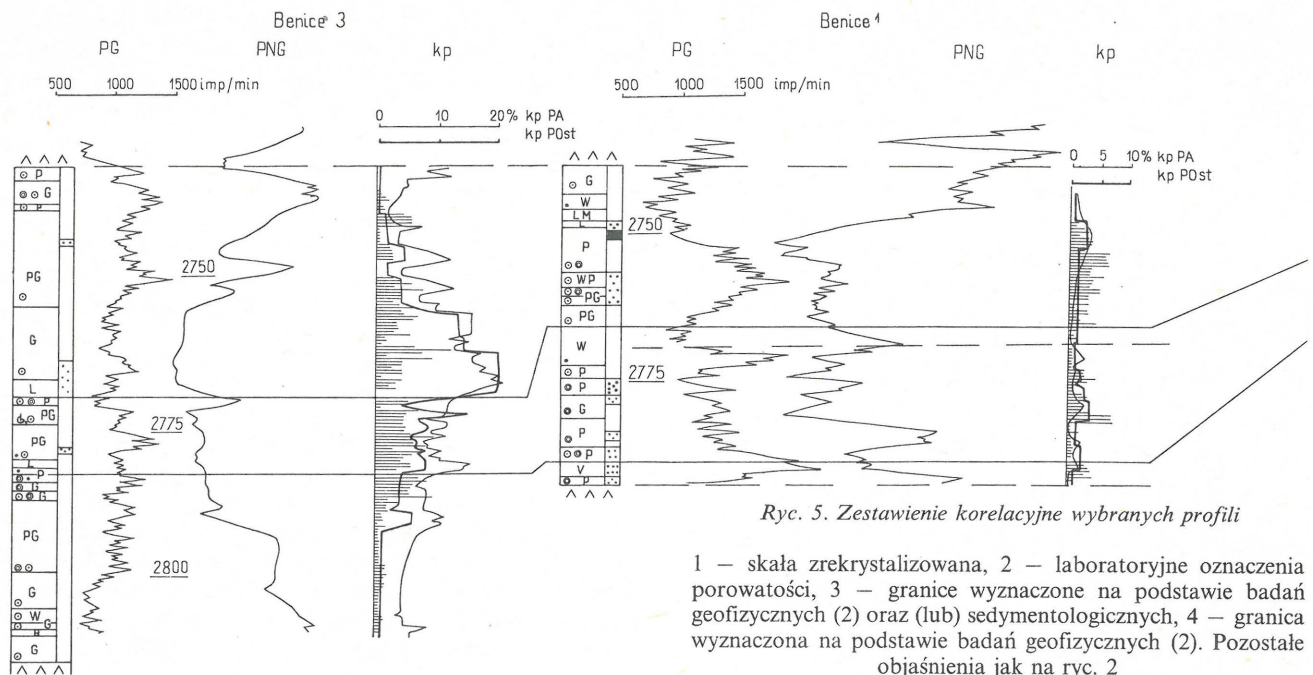
Z obszaru Polski północno-zachodniej sprofilowano następujące otwory: Wysoka Kamięńska 2, 5, 8, Benice 1, 2, 3 i Świerżno 1, 5 (ryc. 1). Podczas profilowania sedimentologicznego utworów dolomitu głównego, a także późniejszej weryfikacji obserwacji makroskopowych przez badania płytek cienkich, szczególną uwagę



Ryc. 4. Stromatolit glonowy. Płytką cienką, otwór Benice 3, gł. 2810,6 m

Fig. 4. Algal stromatolite. Thin section, borehole Benice 3, depth 2810.6 m

dolomite, 7 – dolomitic limestone, 8 – limestone, 9 – anhydrite, 10 – no core. Points on the right of the column show places of sampling for microfacies study. Explanation of microfacies characteristics: 1 – simple ooid, 2 – complex ooid, 3 – eccentric ooid, 4 – surficial ooid, 5 – deformed ooid, 6 – broken ooid, 7 – broken and regenerated ooid, 8 – half-moon ooid, 9 – micro-onkoid, 11 – vadoid, 12 – peloid, 16 – micritization, 17 – dedolomitization, 18 – recrystallization, 23 – augen structure, 24 – sulphate granule and nodule, 25 – pitting structure, 26 – oomould, 30 – algae, 33 – spiral foraminifers, 34 – *Agathammina*, 35 – *Ammodiscus*, 36 – *Nodosaria*, 37 – *Dentalina*, 38 – *Fronicularia*



Ryc. 5. Zestawienie korelacyjne wybranych profili

1 – skała zrekrystalizowana, 2 – laboratoryjne oznaczenia porowatości, 3 – granice wyznaczone na podstawie badań geofizycznych (2) oraz (lub) sedimentologicznych, 4 – granica wyznaczona na podstawie badań geofizycznych (2). Pozostałe objaśnienia jak na ryc. 2

zwracano na cechy o istotnej wymowie środowiskowej, a przede wszystkim na występowanie struktur i tekstur wskazujących na powstanie osadów i (lub) ich diagenezę blisko poziomu morza.

Podobne podejście zostało zastosowane podczas badań wapienia cechsztyńskiego w Polsce zachodniej (18) i dolomitu głównego na wyniesieniu Łeby (20, 21). Należy tu podkreślić, że w wypadku cechsztyńskich węglanów platformowych dość często obserwuje się liczne wskazówki istnienia meteorycznego środowiska diagenetycznego i odróżnienie epizodów lokalnych od większych zjawisk regionalnych, takich jak stosunkowo krótkotrwałe wahania poziomu morza o amplitudzie rzędu parudziesięciu metrów jest z reguły możliwe tylko wtedy, gdy siatka wierceń jest gęsta a stopień rdzeniowania i uzysku rdzenia wysoki (jak to miało miejsce w rejonie Zatoki Puckiej – 20, 21) bądź gdy istnieje możliwość weryfikacji wniosków wynikających z badań sedimentologicznych innymi metodami badawczymi.

Jednym z parametrów petrofizycznych badanych w sposób ciągły metodami geofizyki wiertniczej jest porowatość. W wyniku przeprowadzonych analiz porowatości utworów dolomitu głównego w NW części Polski, opartych zarówno na materiale rdzeniowym (26), jak i geofizyki wiertniczej (10, 12), stwierdzono charakterystyczny rozkład tego parametru w ujęciu poziomym. Próbkę uchwycenia pionowego rozkładu porowatości utworów dolomitu głównego w wymienionym rejonie podjęto na podstawie pomiarów geofizyki wiertniczej, przez prześledzenie w profilach otworów odcinków posiadających najwyższą porowatość osadów dolomitu głównego, wynoszącą 3% (przy takich wartościach uzyskiwano już na ogół przyróżym medium złożowego), zaznaczono w profilach otworów interwały wyróżniające się co najmniej taką (3%) lub wyższą porowatością. Obserwowane podobieństwo rozkładu porowatości w obrębie wydzielonych interwałów, jak i dość regularny ich układ w profilach otworów wskazują na możliwość ich korelacji (2).

Z wcześniejszych badań dolomitu głównego wiadomo, że sekwencja dolomitu głównego na obszarze platformy węglanowej reprezentuje cykl regresywny, zaś w cen-

tralnej części zbiornika cykl transgresywny (3, 7, 8). Zmiany zarejestrowane na karotażach geofizycznych, które zdaniem L. Antonowicza i S. Roman (2) mają kluczowe znaczenie dla interpretacji historii sedimentacji dolomitu głównego, zaznaczają się w świadectwie skalnym, ale zważywszy na generalnie płytkowodne środowisko sedimentacji, normalne jest w takich wypadkach występowanie osadów i procesów diagenetycznych związanych ze środowiskiem meteorycznym. Ponieważ nie są one przy tym bardzo dobrze rozwinięte (jest brak wyraźnych powierzchni ekspozycji subaeralnej, dowody środowiska meteorycznego są często bardzo subtelne), co może być związane z naturą materiału rdzeniowego (jest prawdopodobne, że w odsłonięciach wyróżnienie takich powierzchni byłoby bardzo łatwe), standardową procedurą interpretacyjną jest nie nadawanie tym osadom i procesom większego, regionalnego znaczenia.

Przy opisie skał węglanowych w niniejszym opracowaniu zastosowano klasyfikację Dunhama (9) wg pisowni zaproponowanej przez Jaworowskiego (11).

## OMÓWIENIE WYNIKÓW BADAŃ

**Otwory Świerżno 5 i Świerżno 1.** Makroskopowo sekwencja dolomitu głównego w obu otworach jest taka sama, a ponieważ stan zachowania rdzenia w otworze Świerżno 5 był dużo lepszy, wybrano go do badań szczegółowych. Wynika z nich, że w profilu dolomitu głównego otworu Świerżno 5 (a także otworu Świerżno 1) wyróżnić można dwa kompleksy: dolny oolitowy, zwieńczony warstwą bioklastycznego wakstonu i górny wadolitowy (ryc. 2). Granica obu tych kompleksów znajduje się na gł. 2862,1 m\* w otworze Świerżno 5.

W obrębie kompleksu oolitowego stwierdzono – na głębokości 2870,8 m – granicę zaznaczającą się zmianą barwy (z jasnej na szarą) oraz występowaniem ooidów złożonych i porowatości poziarnowej poniżej tej granicy. Z kolei powyżej tej granicy pojawiają się – nie notowane wcześniej – niektóre ziarna szkieletowe (ślimaki, małże,

\* Głębokość w tym, jak i w innych wypadkach, według rdzenia.

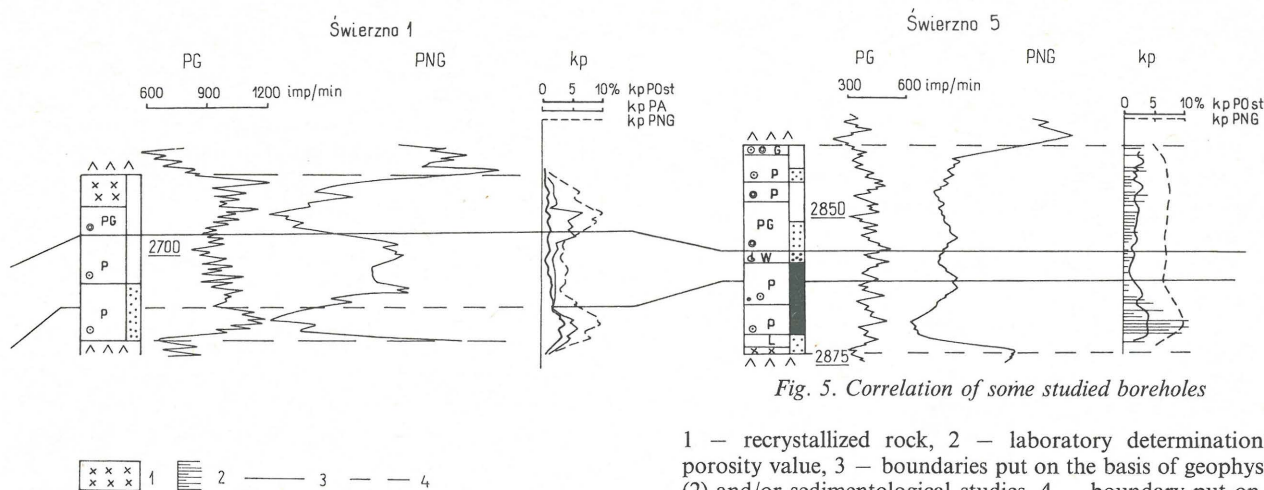


Fig. 5. Correlation of some studied boreholes

1 — recrystallized rock, 2 — laboratory determination of porosity value, 3 — boundaries put on the basis of geophysical (2) and/or sedimentological studies, 4 — boundary put on the basis of geophysical study (2). Other explanation as in Fig. 2

małżoraczki). Granica ta pokrywa się z górną granicą kompleksu o zwiększonej porowatości, wyznaczonego przez Antonowicza i Roman (2) w dolnej części sekwencji dolomitu głównego w otworze Świerzno 5.

Zarówno granica w obrębie kompleksu oolitowego, jak i granica pomiędzy kompleksem oolitowym i wadolitowym wskazują na ważne zmiany środowiskowe. Pierwsza z nich była związana najprawdopodobniej z subaeralnym wynurzeniem i rozpuszczaniem ziarn oraz ich deformacją plastyczną (tę ostatnią cechę stwierdzono wyłącznie w części dolomitu głównego, poniżej partii z ooidami złożonymi). Interpretacja charakteru drugiej zmiany środowiskowej w otworze Świerzno 5 (oraz Świerzno 1) następuje z trudnością, ale ważnym faktem jest stwierdzenie kompaktacji i mikrytyzacji poniżej granicy kompleksu oolitowego i wadolitowego, co mogło być związane ze znacznym zwolnieniem tempa sedymentacji. Jednocześnie górna część dolomitu głównego powstała w warunkach częstych, choć stosunkowo krótkotrwałych, ekspozycji subaeralnych, które prowadziły do modyfikacji wadycznej piasków ooidowych (por. 19). Dominacja pakstonów wskazuje na stosunkowo niską energię środowiska depozycji, typową dla lagun.

**Otwór Benice 1.** W dolnej części dolomitu głównego występuje kompleks ooidowo-wadoidowy zwieńczony warstwą peloidowych wakstonów, zaś w górnej — kompleks wadoidowych pakstonów zawierający w górnej części laminoidy i peloidowe wakstony (przekryształizowane w środowisku wadycznym) oraz ooidowe greinstony. Granica obu kompleksów znajduje się na gł. 2766,3 m.

W obrębie kompleksu dolnego stwierdzono obecność warstwy utworów wadycznych (występują tam m.in. pokrywy wadyczne) i jest prawdopodobne, że jej obecność wyznacza strop cyklu, będącego odpowiednikiem pierwszej granicy stwierdzonej w otworze Świerzno 5 i związanej z subaeralnym wynurzeniem. Z kolei warstwa peloidowych wakstonów jest odpowiednikiem bioklastycznych wakstonów, występujących w otworze Świerzno 5.

**Otwór Benice 3.** Dolomit główny jest tutaj wyraźnie trójdzielny (ryc. 3). W dolnej części występuje kompleks oolitowy, zbudowany głównie z ooidowych greinstonów, którym towarzyszą stromatolity (ryc. 4) w dolnej części oraz wadoidy w części środkowej i górnej. Strop dolnego kompleksu występuje na gł. 2785 m. Kompleks środkowy, którego strop znajduje się na gł. 270 m, jest

zbudowany głównie z ooidowych pakstonów, przy czym jest zwieńczony przez warstwę ooidowo-wadoidową. Kompleks górny jest zbudowany głównie przez greinstony ooidowe; wadoidy spotyka się wyłącznie blisko spągu i blisko stropu tego kompleksu. Zważywszy na dominację greinstonów w profilu, wydaje się on reprezentować środowisko równi piaskowej, aktywną płycznę i ewentualnie plażę, być może z epizodami lagunowymi.

Nieco inaczej w badanym profilu wyznaczyli granice L. Antonowicz i S. Roman (2), ale wydzielenie korelowanego interwału w otworze Benice 3 może być niejednoznaczne ze względu na rejestrowaną tu wysoką porowatość, przy równocześnie dużej miąższości utworów porowatych w stosunku do całej miąższości dolomitu głównego (ryc. 5). Być może, należałoby tu wprowadzić szczegółowsze zróżnicowanie profilu, stosując przedziały np. poniżej 3%, 3–10%, powyżej 10% porowatości i korelowany interwał przyporządkować utworom tylko jednemu z dwóch ostatnich przedziałów porowatości.

**Otwór Benice 2.** Wyniki badań makroskopowych pozwalają na wyróżnienie trzech części: dolnej, gdzie przeważają beżowe skały masywne, środkowej — z przewagą dolomitów beżowych często oolitowych oraz górnej — gdzie dominują beżowe skały masywne, tym niemniej profil jest ogólnie zdominowany przez oolity. Granice pomiędzy tymi częściami profilu pokrywają się dokładnie z granicami kompleksów wyróżnionych przez Antonowicza i Roman (2).

**Otwory: Wysoka Kamięńska 2, Wysoka Kamięńska 5 i Wysoka Kamięńska 8.** Dolomit główny wszystkich trzech otworów cechuje dość monotonne wykształcenie. W profilu dominują laminowane często zrekryształizowane wapienie i wapienie dolomityczne o teksturze madstonu. W otworze Wysoka Kamięńska 8 powszechnie obserwuje się ściecia zespołów lamin, a także obecność grubszych lamin materiału detrytycznego. Wszystko to sugeruje depozycję na stoku platformy węglanowej z prądów zawieszinowych, być może spowodowaną przez sztormy.

Charakterystyczne dla tego rejonu jest występowanie w najwyższej części dolomitu głównego, pakietu dolomitu lub wapienia dolomitycznego, o kilkumetrowej miąższości w otworach Wysoka Kamięńska 5 i 8 i znacznie większej — w otworze Wysoka Kamięńska 2, o charakterystycznej brązowej barwie i podwyższonej porowatości. Geneza tego dolomitu wymaga dalszych dokładnych

badan przy zastosowaniu mikroskopu skaningowego oraz badan izotopowych.

**Podsumowanie.** Wyniki badan sedymentologicznych wskazuja, ze wyroznione przez L. Antonowicza i S. Roman (2) granice mozna przesledzic w wielu otworach wiertniczych na obszarze platformy węgłanowej (ryc. 5), co zwaywszy na stwierdzoną przez tych autorów regularność przemieszczeń stref o korzystnych własnościach zbiornikowych w kierunku poziomym i pionowym pozwala na wiarygodne prognozowanie — w oparciu o stwierdzoną dotychczas prawidłowość — występowania skał zbiornikowych. W rezultacie badan sedymentologicznych stwierdzono w kilku otworach dodatkową granicę o znaczeniu korelacyjnym, którą mozna sledzic praktycznie we wszystkich otworach (ryc. 5). Geneza stwierdzonej cykliczności w utworach dolomitu głównego rejonu Benic i Świerzna nie jest jeszcze jasna, choć zdaje się być związana z eustatycznymi wahaniami poziomu morza i dłuższymi fazami subaeralnej ekspozycji.

W czasie tych faz dochodziło do rozwoju utworów wadczych, podobnie jak to zaobserwowano w innych częściach zbiornika cechsztyńskiego, np. w Holandii (6) czy Danii (31). W tym ostatnim wypadku stwierdzono kilka poziomów wadoidowych pakstonów, korelowanych na odcinku 30 km (31).

W odróżnieniu od obszaru platformy węgłanowej, gdzie głównym czynnikiem kontrolującym rozkład korzystnych własności zbiornikowych były — tak jak to się obserwuje w rejonie Benic i Świerzna — warunki sedymentacji, w przypadku stoku platformy węgłanowej (tak jak w rejonie Wysokiej Kamieńskiej) bardzo duży wpływ miały zmiany diagenetyczne związane z pogrążaniem (18, 22).

#### WNIOSKI

Wahania poziomu morza były ważnym czynnikiem warunkującym rozkład facji węgłanowych utworów cechsztynu i związanych z nimi facji zbiornikowych (18, 22). W trakcie subaeralnych wynurzeń, jakim — na różny czas trwania — ulegały platformy węgłanowe, dochodziło do rozwoju osadów wadczych oraz procesów diagenetycznych związanych ze środowiskiem wadczym. Utwory wadcze są korelowane na znacznych obszarach, jak to stwierdzono w wypadku Polski północno-zachodniej oraz w innych częściach zbiornika cechsztyńskiego (6, 31). Ponieważ często dzielą one skały zbiornikowe na kilka poziomów (18, 31), ich stwierdzenie ma duże znaczenie praktyczne dla prognozowania kierunków zmian własności zbiornikowych.

Implikacją istnienia faz sedymentacji dolomitu głównego w Polsce północno-zachodniej jest możliwość stwierdzenia podobnej cykliczności i podobnych prawidłowości zmian przestrzennych własności zbiornikowych w północnej części monokliny przedsudeckiej. Dla rozwiązania tego problemu celowe jest zachowanie takiej samej procedury badawczej, jaka została zastosowana w wypadku Polski północno-zachodniej. Badania sedymentologiczno-petrograficzne, o ile ich celem jest prognozowanie, a nie tylko dokumentowanie występowania korzystnych facji zbiornikowych, powinny polegać na weryfikowaniu i uściśleniu wniosków oraz sugestii wynikających z badan geofizycznych. Powinny być one nie tylko końcowym ale także koniecznym etapem wytyczania facji zbiornikowych i obszarów o najlepszych własnościach zbiornikowych.

Ze względu na duże znaczenie syndepozycyjnej diagenety, marginesowo tylko tutaj potraktowanej, dla zro-

zumienia prawidłowości rządzących rozwojem facji zbiornikowych na obszarze platform węgłanowych, a także diagenety węgłanej, istotnej dla rozwoju korzystnych własności zbiornikowych na obszarach nie wykazujących predestynacji depozycyjnej po temu (jak w wypadku rejonu Wysokiej Kamieńskiej), konieczne jest zwrócenie na te procesy szczególnej uwagi.

#### LITERATURA

1. Antonowicz L., Knieszner L. — Proc. Int. Symp. Central Europ. Permian, 1981 p. 356–368.
2. Antonowicz L., Roman S. — Nafta, 1986 nr 11 s. 296–300.
3. Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski (red. S. Depowski). Wyd. Geol., 1978.
4. Bifani R. — [In:] J.C.M. Taylor et al. — The role of evaporites in hydrocarbon exploration. JAPEC Course Notes, 1985 no. 39 p. 11–118.
5. Clark D.N. — Contr. Sedimentology, 1980 no. 9 p. 167–203.
6. Clark D.N. — Ibidem, p. 131–165.
7. Depowski S., Peryt T.M. — [In:] P.O. Roehl, P.W. Choquette (eds) — Carbonate Petroleum Reservoirs, New York, 1985 p. 251–264.
8. Depowski S., Peryt T.M., Piątkowski S., Wagner R. — Proc. Int. Symp. Central Europ. Permian, 1981 p. 587–595.
9. Dunham R.J. — AAPG Mem., 1962 no. 1 p. 108–121.
10. Głowacki E. i in. — Arch. PGNIG Warszawa 1983.
11. Jaworowski K. — Prz. Geol., 1982 nr 4 s. 194–195.
12. Król L. i in. — Arch. SITP Naft. Kraków, 1977.
13. Mausfeld S., Zankl H. — Lecture Notes in Earth Sciences, 1987 vol. 10 p. 123–141.
14. Paul J. — Int. Symp. Zechstein 87, 1987, Exkf. 2 p. 193–276.
15. Peryt T.M. — Studia Geol. Pol., 1978 vol. 54.
16. Peryt T.M. — Prz. Geol., 1978 nr 3 s. 163–168.
17. Peryt T.M. — Ibidem, 1983 nr 4 s. 252–254.
18. Peryt T.M. — Pr. Inst. Geol., 1984 vol. 109.
19. Peryt T.M. — J. Petrol. Geol., 1985 vol. 8 p. 463–474.
20. Peryt T.M. — Facies, 1986 vol. 14 p. 151–200.
21. Peryt T.M. — Prz. Geol., 1986 nr 5 s. 260–265.
22. Peryt T.M. — Lecture Notes in Earth Sciences, 1987 vol. 10 p. 225–252.
23. Peryt T.M., Czaporowski G., Dębski J., Pizon A. — Prz. Geol., 1985 nr 4 s. 204–211.
24. Piske J., Bleschert K.-H. — Z. Geol. Wiss., 1986 vol. 14 p. 95–98.
25. Piske J., Schretzenmayer S. — Ibidem, 1984 vol. 12 p. 83–100.
26. Protas A. — Nafta, 1985 vol. 41 s. 1–6.
27. Roehl P.O., Choquette P.W. (eds) — Carbonate Petroleum Reservoirs, 1985.
28. Sannemann D., Zimdars J., Plein E. — Z. Dt. Geol. Ges., 1978 vol. 129 p. 33–69.
29. Schretzenmayer S., Piske J. — Z. Geol. Wiss., 1986 vol. 14 p. 99–103.

30. Smith D.B. — Contr. Sedimentology, 1980 vol. 9 p. 7—34.
31. Stemmerik L., Frykman P., Wintther Christensen O., Stentoft N. — [In:] J. Brook, K. Glennie (eds) — Petroleum Geology of North West Europe, 1987 p. 365—374.
32. Taylor J.C.M. — [In:] K.W. Glennie (ed.) — Introduction to the Petroleum Geology of the North Sea, 1986 p. 87—111.
33. Wagner R. — Pr. Inst. Geol., 1987 t. 119 s. 64—81.

#### S U M M A R Y

A distinct cyclicity was recorded in the carbonate platform of the Main Dolomite of NW Poland. Its origin is not known yet although seems to be related to eustatic sea level oscillations and longer phases of subaerial exposure during which vadose deposits formed. As they often divide reservoir rocks into several horizons, their discovery is of great practical importance for prognosing directions of changes of reservoir characteristics. The implication of occurrence of several phases of deposition of Main Dolomite in NW Poland is that similar

cyclicity and regularities of spatial changes of reservoir properties may be found in the northern part of the Fore-Sudetic monocline.

*Translated by T. Peryt*

#### Р Е З Ю М Е

В отложениях главного доломита северо-западной Польши на территории карбонатной платформы была обнаружена цикличность осадков. Ее генезис еще не выяснен, хотя она кажется быть связана с евстатическими колебаниями уровня моря и продолжительными фазами субаэральной экспозиции. Во время этих фаз развивались вадозные отложения. Их определение имеет большое практическое значение для прогнозирования направлений изменений коллекторных свойств пород, так как они часто делят коллекторные породы на несколько горизонтов. Импликацией определения фаз седиментации главного доломита в северо-западной Польше является возможность определения подобной цикличности и закономерностей пространственных изменений коллекторных свойств в северной части предсудетской моноклинали.