

WYKSZTAŁCENIE MIKROFACJALNE DOLOMITU GŁÓWNEGO W PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ

UKD 551.736.3.022;551.836.3:551.351;551.243.22(438—12)

W zbiorniku cechsztyńskim występowanie strefy barierowej dolomitu głównego, oddzielającej strefę lagunową od otwartego morza, często wiąże się genetycznie z obecnością wałów anhydrytowych werry (1, 3, 5, 6, 12, 16, 17). Na obszarze przedSUDECKIM wały takie występują lokalnie, przede wszystkim w północnej jego części, gdzie cechsztyń rozpoznano otworami wiertniczymi dopiero w ostatnich latach. Lokalnie występowanie wałów anhydrytowych werry powoduje nieco odmienne wykształcenie paleogeograficzne dolomitu głównego na obszarze przedSUDECKIM. Chodzi tu przede wszystkim o występowanie strefy barierowej. Koncepcja istnienia ciągłego systemu barierowego (7, 8, 9, 15) została zakwestionowana przez autora (10), który uznał, że bariery (rozumiane jako obszary zdominowane przez onkolity) występują pomiędzy Cybinką i Krosnem Odrzańskim, na południe od Wolsztyna oraz pomiędzy Rawiczem i Grabowem. Analiza mowych materiałów z północnej części monokliny przedSUDECKIEJ, poczyniona w Instytucie Geologicznym w ramach opracowywania cechsztyń przez zespół pod kierownictwem R. Wagnera, pozwala na uzupełnienie i aktualizację istniejącego obrazu rozwoju sedimentacji na obszarze przedSUDECKIM.

Materiał do badań pochodził z wierceń wykonanych przez Zjednoczenie Górnictwa Naftowego i Gazownictwa oraz Instytut Geologiczny. Wstępne ekspertyzy petrograficzne wykonali: mgr K. Dudzińska i mgr S. Wolny (Zakład Poszukiwań Nafty i Gazu w Zielonej Górze) oraz mgr L. Piątkowska (Kombinat Geologiczny „Północ” — Warszawa).

WYKSZTAŁCENIE DOLOMITU GŁÓWNEGO

Najczęstszymi typami mikrofacjalnymi w skałach dolomitu głównego monokliny przedSUDECKIEJ są: mikryty (oraz sparyty powstałe niewątpliwie w wyniku neomorfizmu agradacyjnego wcześniej istniejącego mikrytu), onkolity oraz mikryty laminowane materiałem terygenicznym (10). Są to najczęściej dolomity. W północnej części monokliny dość często występują także wapienie sparytowe, ze stosunkowo rzadkimi relikami pierwotnej struktury skały. Wapienie te powstały w wyniku kalcytyzacji dolomitu (10). Przedstawiona poniżej charakterystyka mikrofacjalna dolomitu głównego w północnej części obszaru przedSUDECKIEGO oparta jest na wynikach badań 40 profili otworów wiertniczych (por. ryc. 1), nie licząc profili z rejonów: Cybinki, Krosna Odrzańskiego, Rybaków i Sulechowa, opracowanych wcześniej (10).

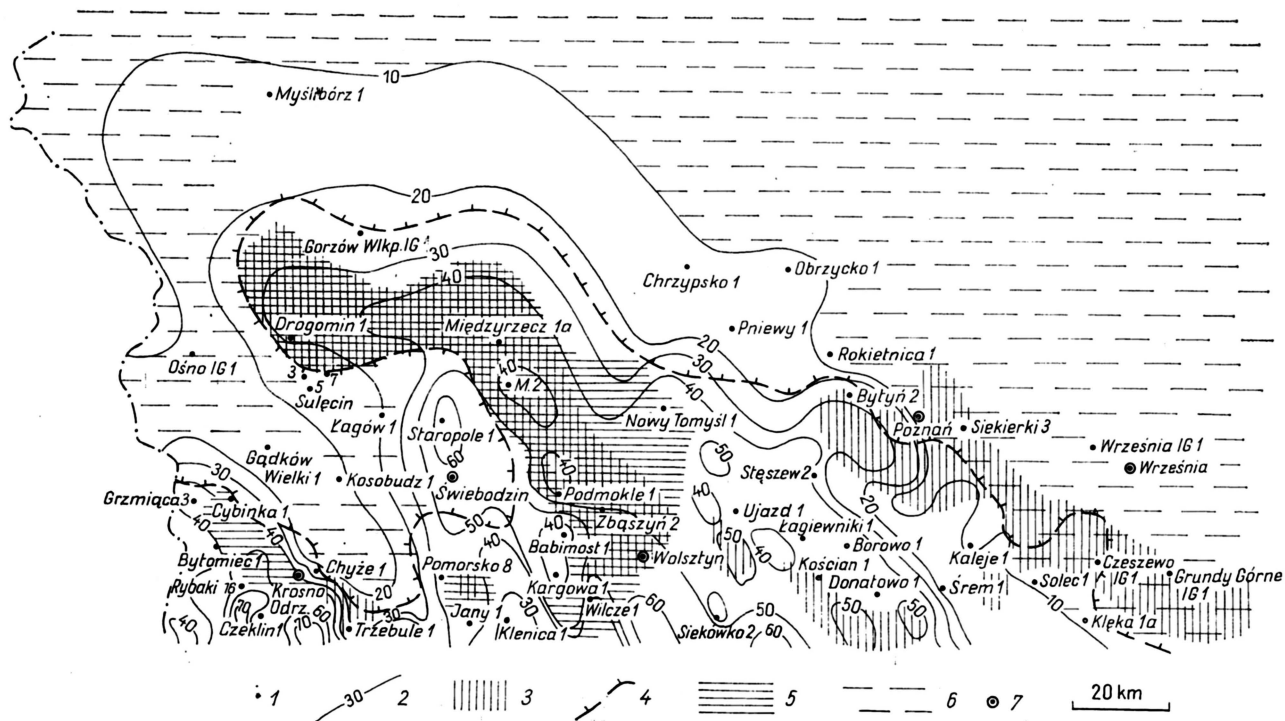
W otworze Gorzów Wlkp. IG 1 występuje dolomity o zawartości poniżej 1% części nierozpuszczalnych w dolnej części profilu i około 8% w górnej części. Są to przewarstwiane się pelmiky (ryc. 2) i onkolity (składające się głównie z gruzelków), zawierające niekiedy muszle małżów i skorupki glomo-

spir. Zbliżone wykształcenie obserwuje się także w profilu otworu Pniewy 1. W spagu występują tam mikryty laminowane materiałem terygenicznym, natomiast w środkowej i górnej części profilu — onkolity i sparyty poonkolitowe przewarstwiane pelmiky. Na uwagę zasługuje stwierdzenie intraklastów (o średnicy do 1 cm) w stropowej części profilu. Obecność intraklastów oraz onkolitów przemawia za płytkością tego rejonu, jak również rejonu otworów: Bytyń 2 i Chrzypsko 1, na ile pozwala sądzić analiza skąpego materiału rdzeniowego. W otworze Bytyń 2 rdzeń pochodzi ze spagu profilu. Stwierdzono tam dolomity i magnezyty, zawierające około 10% części nierozpuszczalnych, wykształcone jako oolity (oprócz ooidów wśród allochemów stwierdzono również naskorupienia algowe oraz rzadkie otwornice jednoseryjne) oraz sparyty pooolitowe lub poonkolitowe. Z kolei w otworze Chrzypsko 1 nawiercono tylko stropową część dolomitu głównego. Stwierdzono tutaj wapienie, miejscami wapienie dolomityczne, o zawartości poniżej 0,6% części nierozpuszczalnych, wykształcone jako sparyty poonkolitowe.

Podsumowując należy stwierdzić, że na obszarze ciągnącym się pasem od Gorzowa Wlkp. przez Chrzypsko do Pniew i Bytynia panowały warunki dość płytkowodne, o stosunkowo wysokim reżimie hydrodynamicznym, typowe dla równi płytkiego szelfu.

Odmienne wykształcony jest dolomit główny na obszarze ciągnącym się od Drogomina i Sulęcina przez Międzyrzecz do Nowego Tomyśla i skracającym tutaj w kierunku południowym, obejmując rejon Podmokła, Zbąszynia i Wilcze (ryc. 3). Rejon ten cechuje się bardzo dużym udziałem dolomitów onkolitowych w profilu, a także wykazuje miejscami, w pobliżu Drogomina i Sulęcina, obecność silnej erozji śródformacyjnej. W rejonie Międzyrzecza cały profil tworzą onkolity silnie zneomorfizowane, zwłaszcza w otworze Międzyrzecz 2, miejscami są to sparyty poonkolitowe. W dolnej części profilu wśród form onkolitowych przeważają tutaj onkoloidy właściwe, natomiast w górnej — otoczki algowe (ryc. 3).

Podobnie wykształcone są profile Zbąszynia (ryc. 3) i Podmokła; w tym drugim otworze w spagu występuje mikrofauna małżoraczkowa i otwornicowa (stwierdzono otwornice z rodzajów *Ammovertella*, *Ammodiscus* i *Nodosaria*). W profilu otworu Wilcze również zdecydowanie dominują onkolity, przewarstwione w dole górnej części dolomitu głównego żyłonimi mikrytami (ryc. 3). W Nowym Tomyślu onkolity, tworzące około 2/3 profilu, występują w górnej i środkowej części, pod nimi występują mikryty, a w spagu — mikryty laminowane materiałem terygenicznym (ryc. 3).



Ryc. 1. Szkic miąższościowo-paleogeograficzny dolomitu głównego w północnej części monokliny przed-sudeckiej.

1 — otwory wiertnicze, 2 — izopachyty dolomitu głównego, w metrach, 3 — obszar wałów anhydrytowych werry, 4 — zasięg soli starszej Na 2 o miąższości przeszło 200 m, 5 — obszar bariery lubuskiej, 6 — obszar głębokiego szelfu, 7 — miejscowości.

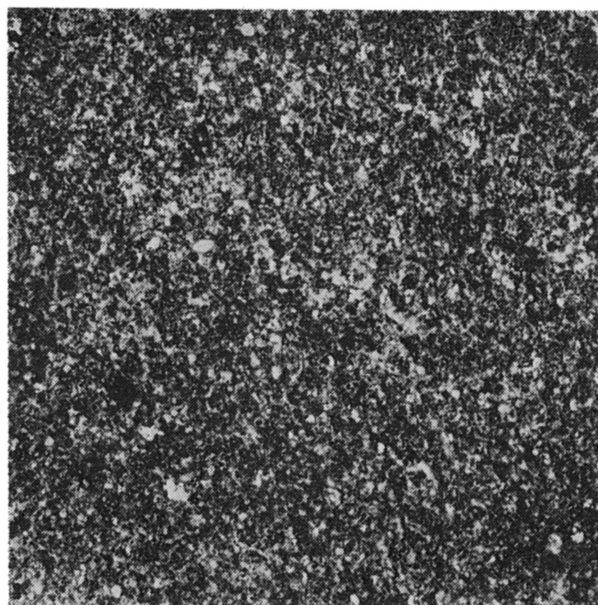
Fig. 1. Thickness-paleogeographic sketch of the Main Dolomite from northern part of the Fore-Sudetic Monocline.

1 — boreholes, 2 — isopachytes of Main Dolomite, in m, 3 — area of Werra anhydrite banks, 4 — extent of the Older Salt Na 2 over 200 m thick, 5 — area of the Lubuska barrier, 6 — deep shelf area, 7 — towns.

Podobne wykształcenie stwierdzono w otworze Drogomin 1, gdzie w spągu występują mikryty silnie zailone, wyżej mikryty z przewarstwieniami onkolitów (w składzie form onkoidowych przeważają otoczki algowe o średnicy do 1 mm) o miąższości około 1 m, a wyżej sparyty poonkolitowe (z formami onkoidowymi o wielkości do 2 mm i rzadkimi małżoraczkami) (ryc. 3). Dolomit główny w otworze Drogomin 1 ma 35,0 m miąższości, natomiast w położonym niedaleko niego otworze Drogomin 2 tylko 3,5 m. Jednocześnie jest on tutaj specyficznie wykształcony, w postaci dolomitów mikrytowych, w dole gruzelkowych, wyżej z fragmentami skał węglanowych, jeszcze wyżej gruzelkowych i w stropie laminowanych materiałem terygenicznym.

Tak szybkie zmiany miąższości i trochę odmienne wykształcenie mikrofacjalne związane jest z istnieniem wałów anhydrytowych werry oraz zróżnicowanym tempem subsydencji. W przypadku podobnego tempa subsydencji dolomit główny na obszarze wałów cechuje się mniejszą miąższością i bardziej płytkowodnym wykształceniem. Jest to dobrze widoczne przede wszystkim w blisko położonym od Drogomina rejonie Sulęcina, który ostatnio został scharakteryzowany przez K. Dyjaczynskiego i J. Piełę (4).

Na obszarze wału anhydrytowego stwierdzono tutaj, np. w otworze Sulęcín 3 (ryc. 4), profile, w których przeważają onkolity (wśród form onkoidowych w stropie przeważają onkolity właściwe, dość często występują także worki onkolitowe, a w spągu — gruzelki) i tylko niekiedy w spągu pojawiają się mikryty, zawierające zresztą dość częste onkoloidy. W bliskim sąsiedztwie wału anhydrytowego w spągu występują onkolity (ryc. 5), a w stropie mikryty przewarstwiane mikryty laminowane materiałem terygenicznym (ryc. 6), jak np. w otworze Sulęcina 8, (ryc. 4), lub też mikryty zailone, niekiedy laminowane, w dole, onkolitowe (z onkoidami właściwymi o średnicy do 1 mm i z *Liebea*) w górze i mikryty la-

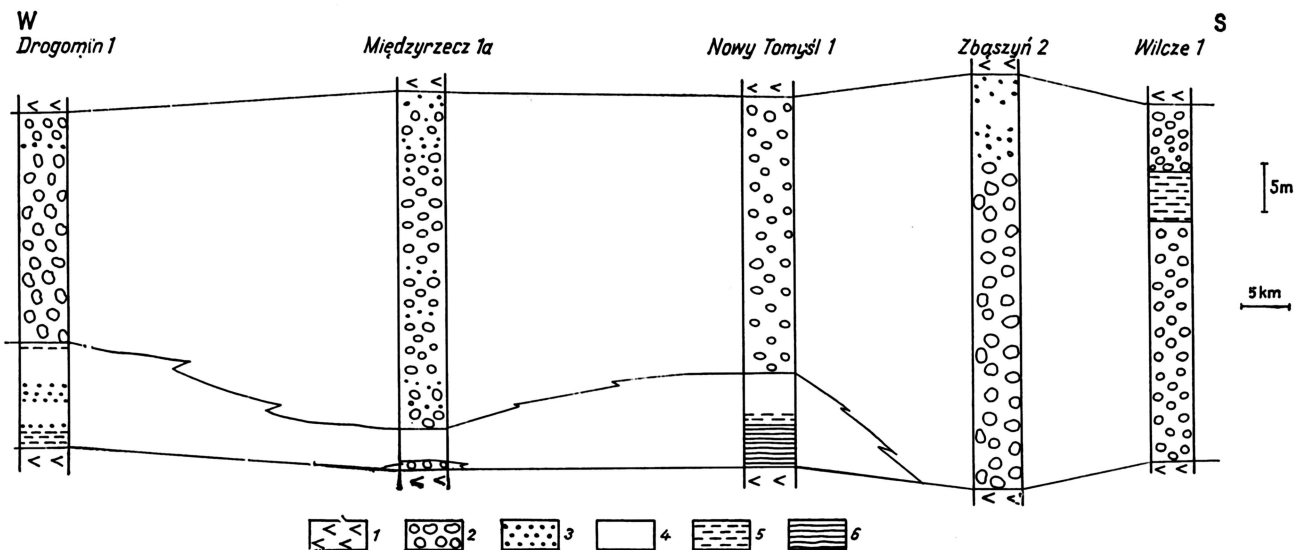


Ryc. 2. Pelmicryt. Otwór Gorzów Wlkp. IG 1, głębokość 3054,8 m. Płytką cienką, $\times 8$.

Fig. 2. Pelmicrite. Gorzów Wielkopolski IG 1 borehole, depth 3054.8 m, thin section, $\times 8$.

minowane w najwyższej części profilu, jak np. w otworze Sulęcín 6.

Najmniejszą miąższość dolomitu głównego w rejonie Sulęcina stwierdzono w otworze Sulęcín 7, gdzie wynosi ona 4 m; jednocześnie anhydryty werry osiągają w tym profilu maksymalną miąższość dla tego obszaru (243 m). Dolomit główny jest tutaj reprezentowany przez dość zmienną serię mikrytów laminowanych oraz mikrytów z onkoidami, zawiera-

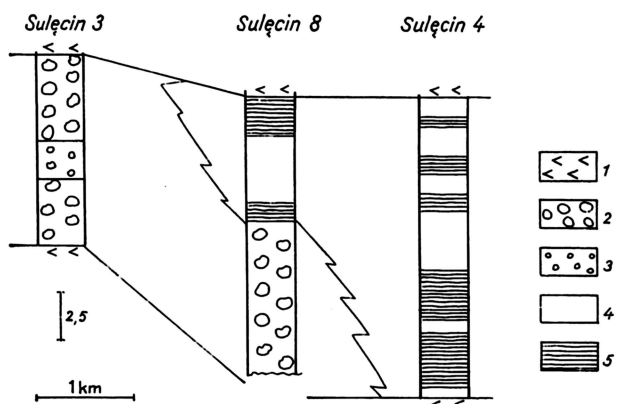


Ryc. 3. Przekrój przez strefę barierową dolomitu głównego na linii Drogomin 1 — Wilcze 1.

1 — anhydryty, 2 — onkolity, 3 — pelmikyry, podrzędnie onkolity, 4 — mikryty, 5 — mikryty zailone, 6 — mikryty warstwowane materiałem terygenicznym.

Fig. 3. Section through barrier zone of the Main Dolomite along the Drogomin 1 — Wilcze 1 line.

1 — anhydrites, 2 — onkolites, 3 — pelmicrites and, sometimes, onkolites, 4 — micrites, 5 — clayey micrites, 6 — micrites stratified with terrigenous material.



Ryc. 4. Przekrój przez dolomit główny (od strefy barierowej do głębokiego szelfu) w rejonie Sulęcina.

1 — anhydryty, 2 — onkolity, 3 — mikryty z częstymi onkolidami, 4 — mikryty, 5 — mikryty laminowane materiałem terygenicznym.

Fig. 4. Section through the Main Dolomite from the barrier zone to the deep shelf in the Sulęcina area.

1 — anhydrites, 2 — onkolites, 3 — micrites with numerous oncolids, 4 — micrites, 5 — micrites laminated with terrigenous material.

jących okruchy mikrytów o średnicy do 2 cm świadczące o erozji śródformacyjnej. Potwierdza to także wykształcenie dolomitu głównego w otworze Sulęcina 5, przyległym do obszaru wału anhydrytowego werry, przez obecność zmiennej serii brekcji występującej w stropie; w składzie okruchów stwierdzono mikryty, mikryty zailone oraz onkolity dwóch typów (w pierwszym przeważają otoczki algowe, w drugim — onkolity właściwe). Poza obszarem wału anhydrytowego w rejonie Sulęcina dolomit główny ma miąższość około 15 m i wykształcenie mikrytowe, przy czym w stropie i niekiedy w spągu występują mikryty laminowane materiałem terygenicznym (ryc. 4; por. 4).

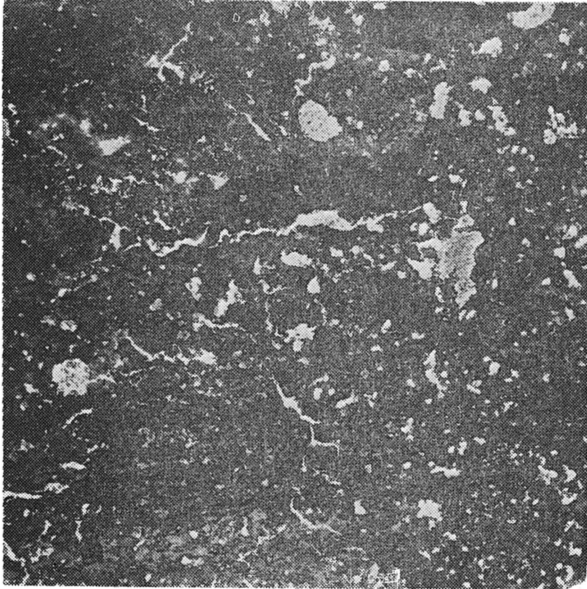
Na południe od pasa Sulęcina — Międzyrzecz, w rejonie Staropola i Łagowa, występują wapienie o zawartości poniżej 5% części nierozpuszczalnych, wykształcone jako sparyty, w spągu laminowane materiałem terygenicznym. Interpretacja pierwotnego charakteru osadu napotyka w tym przypadku znaczne trudności. Z jednej strony w profilu Staropola stwier-

dzone dolomikryt laminowany materiałem terygenicznym, co sugerowałoby pierwotnie mikrytowe wykształcenie dolomitu głównego, znane z innych części równi płytkiego szelfu (patrz niżej), z drugiej zaś wśród sparytów Łagowa stwierdzono w górnej części profilu wyraźne relikty form onkoidowych, co sugerowałoby onkolitową genezę górnej części profilu.

Na zachód od strefy onkolitowej Nowy Tomysl — Wilcze występuje strefa podwyższonych miąższości dolomitu głównego (por. 3). Jak stwierdzono wcześniej (10), dominują tutaj mikryty i sparyty, niekiedy laminowane materiałem terygenicznym, przy czym lokalnie w spągu spotyka się imtraklasty o średnicy do 4 cm. Z kolei na wschód od strefy Nowy Tomysl — Wilcze występuje dość szeroka strefa (około 40 km) o stosunkowo małych wahaaniach miąższości (por. ryc. 1) i charakterystycznym wykształceniu mikrofacjalnym. W profilu dominują tutaj dolomity mikrytowe o zawartości poniżej 1% części nierozpuszczalnych, w spągu zwykle silnie laminowane (zawartość części nierozpuszczalnych do 27%, zwykle około 3%), zawierające niekiedy otwornice i małżoraczki, sporadycznie zaś — mszywioly (ryc. 7). Neomorfizm agradacyjny i kalcytyzacja powodują, że w spągu występują wapienie sparytowe, rzadko są to sparyty poonkolitowe (np. w otworze Kościan 1).

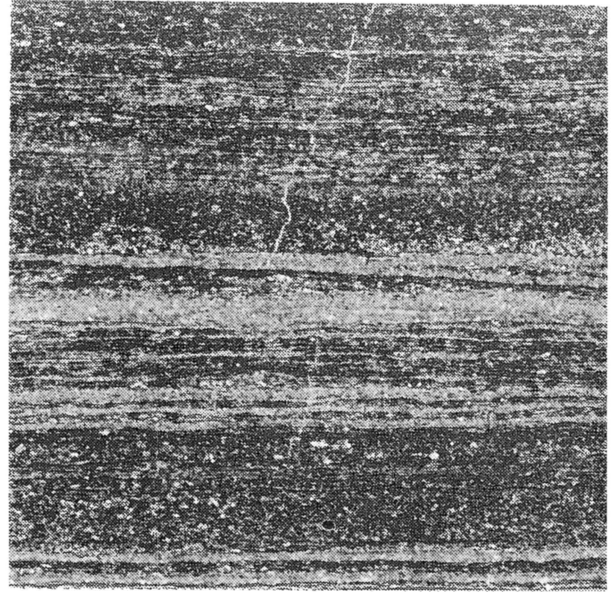
Dla interpretacji środowiskowej tego obszaru duże znaczenie miały badania mikrofacjalne otworu Ujazd 1, w których oprócz autora uczestniczył mgr T. S. Piątkowski. Stwierdzono tutaj masowe występowanie niestromatolitowych alg sinicowych, których włókna układają się zgodnie z warstwowaniem skały (ryc. 8). Należy podkreślić, że nawet stosunkowo słabe procesy neomorficzne zacierają obecność tych alg i cała skała wydaje się być bezstrukturalnym mikrytem (pojęcie mikryt używane jest tutaj dla skał, w których ziarna węglanów mają średnicę mniejszą niż 0,031 mm — por. 10).

Wschodni skraj północnej części monokliny przedsudeckiej, na wschód od linii Rokietnica 1 — Kłęka 1a, cechuje się obecnością dolomitu głównego o małej miąższości, z reguły poniżej 10 m oraz dużą zmiennością mikrofacjalną. W otworze Rokietnica 1 występują wapienie, miejscami wapienie dolomityczne, o zawartości części nierozpuszczalnych około 5%, wykształcone jako sparyty w spągu, wyżej — pelmikyry z dużą ilością otwornic jednoszyjnych, a w stropie występują sparyty zailone i warstwowane materiałem terygenicznym, zawierające niekiedy relikty pelmikyrytów. Zbliżone wykształcenie mikrofa-



Ryc. 5. Onkolit z dolomitu głównego rejonu Sulęcina. Otwór Sulęcina 8, głębokość 2926,3 m. Płytko cienka, $\times 7$.

Fig. 5. Oncolite from the Main Dolomite from the Sulęcina area. Sulęcina 8 borehole, depth 2926.3 m, thin section, $\times 7$.



Ryc. 6. Mikryt laminowany materiałem terygenicznym z dolomitu głównego rejonu Sulęcina. Otwór Sulęcina 8, głębokość 2915,5 m. Płytko cienka, $\times 6$.

Fig. 6. Micrite laminated with terrigenous material from the Main Dolomite from the Sulęcina area. Sulęcina 8 borehole, depth 2915.5 m, thin section, $\times 6$.

cialne mają profile otworów Siekierki Wielkie 1 i Siekierki 3, przy czym różnią się one zawartością części nierozpuszczalnych (mniej niż 1% w Siekierkach Wielkich 1 i od 8 do 35% w Siekierkach 3). Profil otworu Kaleje 1 jest reprezentowany przez zailone wapienie mikrytowe, miejscami warstwowe materiałem terygenicznym, przy czym w spągu występują dolomity pelmikrytowe z otwornicami jednoseryjnymi.

Dalej na południowy wschód w rejonie Wrześni obserwuje się dwa podstawowe typy wykształcenia dolomitu głównego. Pierwszy typ, spotkany w otworach Czeszewo IG 1 oraz Grundy Górne IG 1, cechuje się obecnością biolitytów algowych (o miąższości 30 cm w Czeszewie IG 1 i 4,0 m w Grundach Górnych IG 1) w spągu oraz mikrytów z przewarstwieniami biomikrytów i onkolitów w górnej części profilu. Zawartość części nierozpuszczalnych wynosi poniżej 4% w biolitytach i zazwyczaj przeszło 20% w mikrytach z wyjątkiem ich stropowej części, zawierającej — podobnie jak przewarstwienia onkolitów — około 7% części nierozpuszczalnych. Drugi typ wykształcenia dolomitu głównego w rejonie Wrześni, stwierdzony w Solcu 1 oraz we Wrześni IG 1 (przy czym w otworze tym rdzeń pochodzi wyłącznie ze spągu dolomitu głównego), cechuje obecność wyłącznie mikrytów oraz mikrytów laminowanych materiałem terygenicznym.

UWAGI PALEOGEOGRAFICZNE

Biorąc pod uwagę wykształcenie dolomitu głównego i uwzględniając późniejszą, przypadającą na okres sedimentacji wyższych poziomów stassfurtu, ewolucję zbiornika na obszarze przedsudeckim, w północnej części monokliny przedsudeckiej wyróżnić można dwie jednostki paleogeograficzne; płytki szelf i głęboki szelf (ryc. 1). Na obszarze płytkiego szelfu można wyróżnić, podobnie jak w innych częściach zbiornika dolomitu głównego (por. 3), kilka stref: barierową, przedbarierową, lagunową oraz równi płytkiego szelfu. Zasady wydzieleni oraz ogólną charakterystykę podano w innej pracy (3), dlatego też problem ten nie będzie tutaj omawiany. Podane zostaną natomiast pewne cechy właściwe tylko omawianemu obszarowi.

Przebieg bariery lubuskiej wykazuje dość ścisły związek z wałem anhydrytowym werry, jednakże pozycja tej bariery jest bardzo szczególna. O ile

jej skrzydło zachodnie (w rejonie Rybaków) oddziela lagunę od otwartego morza, stwierdzonego na NE od Krosna Odrzańskiego (ten ostatni rejon został niedawno mylnie zinterpretowany jako lagunowy — por. 14), o tyle z obu stron wschodniego skrzydła bariery lubuskiej występuje otwarty zbiornik morski. W rezultacie rola środowiskowa tej części bariery lubuskiej jest zupełnie odmienna od innych barier dolomitu głównego. Była to bowiem niewątpliwie bariera morfologiczna, ale nie ograniczała ona żadnej przyległej części zbiornika. Z tego też względu jest to właściwie rozległa płycizna w obrębie płytkiego szelfu, różniąca się tylko wielkością rozmiarów od dość licznych płycizn występujących w obrębie równi płytkiego szelfu (np. w rejonie otworów Bytyń 2, Pniewy 1 czy Chrzypsko 1). Ponieważ jednak wschodnie skrzydło bariery lubuskiej stanowi kontynuację skrzydła zachodniego, wykazującego typowe cechy bariery, w niniejszej pracy uznano grzbiet onkolitowy Drogomin—Nowy Tomyśl—Wilcze za barierę.

Bariera lubuska otacza z trzech stron obszar, który w czasie sedimentacji utworów dolomitu głównego ulegał silnej subsydencji, co niewątpliwie miało związek także z tektoniką. Należy zaznaczyć że tendencja do silnej subsydencji tego obszaru zaznaczyła się już w czerwonym spągowcu (por. 13). W środkowej części omawianego obszaru, w rejonie Osna—Swiebodzina (3), subsydencja nie była kompensowana przez sedimentację, natomiast blisko bariery sedimentacja kompensowała subsydencję prawie całkowicie (rejon Babimostu i Kargowej) lub częściowo (rejon Staropola i Łagowa).

Bariera lubuska ku północnemu wschodowi i północy łagodnie przechodziła w równię płytkiego szelfu, zapadającą pod niewielkim kątem w kierunku centrum zbiornika. Równia ta występuje również po wschodniej stronie bariery, przy czym przejście od bariery do równi jest tutaj dosyć szybkie. Równia płytkiego szelfu granicząca od wschodu z barierą lubuską ciągnie się od samego brzegu zbiornika dolomitu głównego.

ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI

Wykształcenie dolomitu głównego w strefie płytkiego szelfu wskazuje na sedimentację w środowisku o podwyższonym zasoleniu (10). To podwyższone zasolenie, ograniczające rozwój fauny, sprzyja-

- rierowa dolomitu głównego w Polsce zachodniej. *Nafta*, 1973, vol. 29, nr 4.
10. Peryt T. M. — Charakterystyka mikrofacjalna cechsztyńskich osadów węglanowych cyklotemu pierwszego i drugiego na obszarze monokliny przedsudeckiej. *Stud. geol. pol.*, 1978, vol. 54.
 11. Poncet J. — Faciès carbonates d'arrière récif dans l'Eodévonien du Nord-Est du Massif armoricain (Contentin). *Bull. BRGM* 1976, ser. 2, sect. 1, nr 1.
 12. Richter-Bernburg G. — Ueber saline Sedimentation. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 1955, vol. 104, nr 4.
 13. Sokołowski J. — Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. *Geol. sudetica*, 1967, vol. 3.
 14. Sokołowski J., Deczkowski Z. — Zmiany

- układów strukturalnych głównych formacji perspektywnych obszaru przedsudeckiego jako zasadniczy czynnik decydujący o migracji i akumulacji węglowodorów. *Nafta*, 1977, vol. 33, nr 6.
15. Surmiak W., Zołnierczuk T., Żurawik J. — O prawidłowościach rozmieszczenia złóż gazu ziemnego i ropy naftowej w dolomicie głównym w południowo-zachodniej Polsce. [In:] *Kierunki i metody poszukiwań bitumionów w utworach permu na Niżu Polskim*. Zielona Góra, 1977.
 16. Ziegenhardt W. — Charakter und Genese von Erdöl/Erdgas-Kluftlagerstätten im Stassfurtkarbonat (Zechstein 2). *Z. angew. Geol.*, 1974, vol. 20, nr 12.
 17. Ziegenhardt W. — Einige geologische Aspekte zur Kohlenwasserstoff-Frühbildung in Karbonaten. *Z. angew. Geol.*, 1975, vol. 21, nr 11.

SUMMARY

The paper presents results of studies on the microfacies of the Main Dolomite and the main features of paleogeography and sedimentary environment of northern parts of the Fore-Sudetic Monocline. It appeared possible to trace here two main paleogeographic units highly differing from one another in microfacies development, i.e. those of deep and shallow shelf. The former is characterized by the presence of transgressive sedimentary cycle which, under the conditions of repeated lack of compensation of subsidence by sedimentation resulted in a marked increase in depth of the reservoir during sedimentation of Main Dolomite deposits. The shallow shelf is characterized by regressive cycle of sedimentation, especially well-developed in the area of the Lubuska barrier which, in turn, resulted in the onset of supralittoral conditions at the end of sedimentation of Main Dolomite deposits. Attention should be paid to the existence of mud banks stabilized by non-stromatolite blue-green algae in shallow shelf plains stretching east of the Lubuska barrier.

РЕЗЮМЕ

Представлены результаты микрофациальных исследований основного доломита в северной части предсудетской моноклинали, а также главные палеогеографические и седиментационные черты этого района. Определено нахождение двух больших палеогеографических единиц с разным микрофациальным представлением: глубокий шельф и мелкий шельф. Глубокий шельф характеризуется присутствием трансгрессивного цикла седиментации, что стало причиной значительного углубления бассейна во время накопления осадков основного доломита. Мелкий шельф характеризуется регрессивным циклом седиментации, что видно особенно хорошо на территории любуского барьера. Это стало причиной выступления супралитеральных условий в самой верхней части седиментации основного доломита. Обращено внимание на присутствие иловых холмов стабилизированных нестроматолитовыми водорослями на территории равнин мелкого шельфа на восток от любуского барьера.