

Jadwiga PAWŁOWSKA

## Kryteria podziału litostratygraficznego triasowej serii dolomitowej na obszarze śląsko-krakowskim

Utwory litofacji dolomitowej przedstawiono na tle wapiennych litofacji występujących na obszarach otaczających. Przedstawiono cechy litologiczne utworów dolomitowych, zarówno wczesnodiagenetycznych, jak i przeobrażonych (kruszconośnych), które mogą być pomocne w rozdzieleniu całej serii na dwie jednostki stratygraficzne: warstwy górażdżańskie i warstwy terebratulowe i karchowickie.

### WSTĘP

Do rozpoziomowania utworów wapienia muszlowego dolnego na Górnym Śląsku stosuje się zazwyczaj klasyczny podział stratygraficzny opracowany dla tych obszarów przez S. Doktorowicz -Hrebnickiego (1935), P. Assmanna (1944) i S. Siedleckiego (1952). Podział ten oparty jest o makro- i mikrofaunę i zgodnie z nim utwory wapienia muszlowego dolnego dzieli się na warstwy gogolińskie, górażdżańskie, terebratulowe i karchowickie. W nowszych badaniach wprowadza się jednostki stratygraficzne oparte na konodontach lub też uwzględnia się lokalne różnice litologiczne niektórych utworów węglanowych. Szczegółowsze omówienie tych i innych zagadnień związanych z rozwojem poglądów na stratygrafię utworów triasu dolnego i środkowego znajdzie czytelnik w opracowaniu J. Wyczołkowskiego (1978), tu natomiast zwrócona będzie uwaga na trudności w rozpoziomowaniu wyższych warstw wapienia muszlowego dolnego, wykształconych na obszarach występowania złóż cynku i ołowiu.

Złoża te, jak wiadomo, tworzyły się w obrębie przekryształizowanych lub metasomatycznie zmienionych dolomitów. Całkowite lub częściowe zatarcie struktur sedimentacyjnych wskutek zmian rekrystalizacyjnych lub metasomatycznych znacznej części tych utworów zmusza większość badaczy do stosowania dość uproszczonego podziału, według którego serię skał, głównie dolomitowych, występujących pomiędzy oczywistymi warstwami gogolińskimi a diploporowymi zalicza

się albo do tzw. warstw olkuskich (S. Śliwiński, 1961), albo do dolomitów kruszczo-  
nośnych. Przy bardziej szczegółowym podziale serię tę dzieli się na warstwy góra-  
żdzańskie, terebratulowe i karchowickie, głównie na podstawie cech litologicznych,  
zbliżonych do cech odpowiadającym im wiekowo takich samych warstw wykształ-  
conych w facji wapiennej. W innych miejscach, gdzie brak jest jakichkolwiek do-  
wodów diagnostycznych, podział taki jest często przypadkowy.

O ile w przypadku dokumentowania złóż cynku i ołowiu uproszczone pojęcie  
„dolomitów kruszczośnych” jest uzasadnione względami górnictwymi, to w roz-  
ważaniach paleogeograficznych, stratygraficznych lub genetycznych podział taki  
nie wystarcza, w związku z czym podejmowane są próby ustalenia kryteriów po-  
zwalających na dokładniejsze rozpozniowanie tych interesujących i ważnych  
gospodarczo utworów. Za podstawę podziału przyjmuje się albo wykształcenie  
litologiczne osadów (S.W. Alexandrowicz, 1972; P. Sobczyński, M. Szuwarzyński,  
1974), albo też charakterystyczne warstwy udokumentowane faunistycznie bądź  
facjalnie (C. Pastwa-Leszczyńska, S. Śliwiński, 1960; C. Pastwa-Leszczyńska,  
1962; W. Bilan, J. Golonka, 1972 i inni). Skały te usiłowano również korelować  
na podstawie analiz chemicznych (S. Śliwiński, 1969; J. Pomykała, 1974) i badań  
geofizycznych (T. Topulos, 1978). Ponieważ interpretację wyników ci ostatni  
autorzy oparli na niezbyt precyzyjnych przesłankach – nie mogły one przynieść  
pozytywnych rezultatów.

Jedną z prób podjęła autorka wraz z M. Szuwarzyńskim opracowując rejon  
Trzebieńki, gdzie rozpatrzono to zagadnienie z punktu widzenia zmienności facjal-  
nej (J. Pawłowska, M. Szuwarzyński, 1979). Badania te zostały przez autorkę roz-  
szerzone na inne, poza Trzebieńką, obszary złożowe, a wyniki tych obserwacji ze-  
brane są w niniejszym artykule. Wydaje się, że mimo ich wstępnego charakteru  
mogą one stanowić uzupełnienie do dawniej stwierdzonych prawidłowości i posunąć  
naprzód naszą znajomość wyższej części utworów dolnego wapienia muszlowego.

Badania porównawcze przeprowadzone były na rdzeniach z wiercenń wykona-  
nych w północnej części obszaru złożowego (rejony: Zawiercie, Łaski, Gołuchowice,  
Siewierz – Kalety) oraz z obszaru Lublińca (otwory: TL-3, TL-4, TL-8). Straty-  
grafię dla rejonu Lublińca ustalili M. Mizera i S. Śliwiński. Ponadto wykorzystano  
materiały z obszaru Olkusz – Zawiercie zgromadzone w latach poprzednich wspólnie  
z H. Senkowiczową i J. Wyczółkowskim.

Autorka czuje się zobowiązana podziękować doc. H. Senkowiczowej oraz drowi  
J. Wyczółkowskiemu za liczne dyskusje i uwagi merytoryczne, z których – za  
zgoda wyżej wymienionych – skorzystała. Przeprowadzenie tych badań było  
możliwe dzięki życzliwości kierownictwa i geologów Zakładu Badań Geologicz-  
nych – Kombinat Geologicznego „Południe”, a szczególnie pracujących w ma-  
gazynie rdzeni w Olkuszu. Wszystkim wymienionym składam za to serdeczne  
podziękowanie.

## OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA OBSZARU

Utwory węglanowe odpowiadające warstwom górażdzańskim, terebratulow-  
wym i karchowickim występującym w rejonie śląsko-krakowskim można ogólnie  
podzielić na trzy obszary litofacjalne (fig. 1):

1. Litofacja z przewagą wapieni, którą z uwagi na obecność  
charakterystycznej fauny przewodniej lub typowych cech litologicznych można  
dzielić na trzy ogniwa stratygraficzne stosownie do podziału P. Assmanna (1944),  
S. Siedleckiego (1952), H. Senkowiczowej i A. Szyperko-Śliwczynskiej (1961),

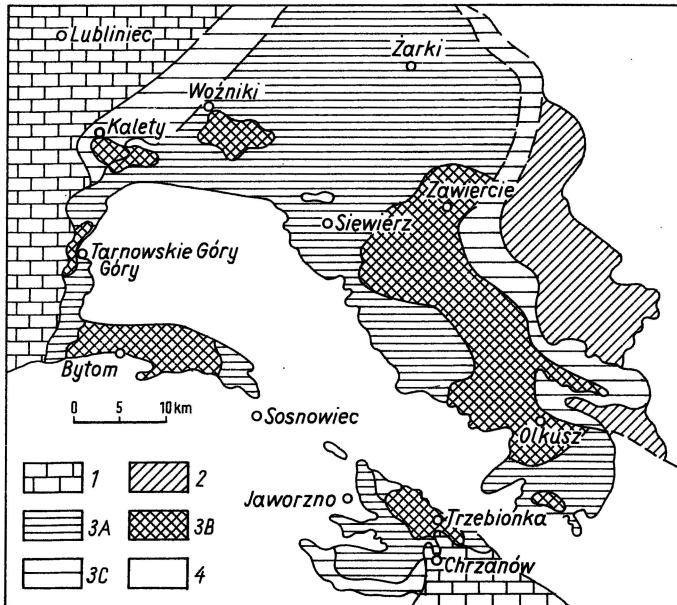


Fig. 1. Rozprzestrzenienie odmian litologicznych wyższej części dolnego wapienia muszlowego na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej

Distribution of lithological groups of the upper part of the Lower Muschelkalk in the Silesian-Cracow Upland

1 – litofacja z przewagą wapieni, którą można dzielić na trzy ogniwa stratygraficzne; 2 – litofacja wapienna, którą nie zawsze można dzielić na trzy ogniwa litostratygraficzne; 3 – litofacja dolomitowa obszaru złożowego: A – odmiana skał dolomitowo-wapiennych o przewadze dolomitów wczesnodiaogenetycznych, B – odmiana skał o przewadze dolomitów przeobrażonych, C – odmiana utworów przejściowych wapienno-dolomitowych; 4 – utwory paleozoiku, permu i starszego triasu  
 1 – lithofacies with predominance of limestones, which may be subdivided into 3 stratigraphic links; 2 – limestone lithofacies which not always may be divided into 3 stratigraphic links; 3 – dolomite lithofacies of the deposit area: A – alteration of dolomite-limestone rocks with predominance of early-diagenetic dolomites, B – alteration of rocks with predominance of altered dolomites, C – alteration of transitional, limestone-dolomite rocks; 4 – Paleozoic, Permian and older Triassic rocks

S. Kotlickiego (1974) oraz innych (por. J. Wyczółkowski, 1978). Są one wykształcone na zachód od obszaru złożowego oraz w południowo-wschodniej części niecki chrzanowskiej. Utwory te były już niejednokrotnie charakteryzowane pod względem litologicznym (P. Assmann, 1944; S. Siedlecki, 1952; H. Gruszczyk, B. Ostrowski, 1963; S. Dżułyński, A. Kubicz, 1971, 1974; S. Kotlicki, A. Kubicz, 1974; S. Kotlicki, 1974; A. Kubicz, 1974; J. Wyczółkowski, 1974 i inni). Charakteryzują się one obfitością fauny (przynajmniej w niektórych poziomach) oraz dużą zmiennością litologiczną poszczególnych ławic. Niektóre ławice wapienne odznaczają się stałym wykształceniem w skali regionalnej.

2. Litofacja wapienna, którą nie zawsze da się rozdzielić na trzy ogniwa litostratygraficzne, występuje na wschód od Zawiercia i Olkusza. Skały tej jednostki różnią się od wyżej opisanej litofacji z przewagą wapieni zunifikowanym wyglądem makro- i mikroskopowym oraz ubóstwem fauny przewodniej. S. Śliwiński (1961) zaproponował dla nich nazwę „warstwy olkuskie”, podobnie jak dla całej serii dolomitów występujących w obszarze złożowym. Z opisu litologicznego, przedstawionego przez autora na poparcie swej propozycji, wynika dwu-

dzielność wykształcenia litologicznego: część dolna – odpowiada warstwowi góraždzańskiemu, górna – serii warstw terebratulowych i karchowickich. Podobne, dwuczęściowe wykształcenie litologiczne obserwowano często w innych rejonach występowania litofacji dolomitowej (S. Śliwiński, 1966; P. Sobczyński, M. Szuwarzyński, 1974; J. Wyczółkowski, 1974, 1978).

Stosowanie nazwy „warstwy olkuskie” dla całej serii wapiennej obszaru wschodniego oraz serii dolomitowej nie wydaje się właściwe, podobnie jak uproszczone pojęcie „dolomitów kruszczośnych” stosowane nie w celach górniczych. Ponieważ obydwa omawiane określenia są wygodne tam, gdzie pobieżne przeglądnięcie utworów nie pozwala na bliższe rozpozniomowanie, są one coraz powszechniej stosowane, nawet bez istotnej potrzeby.

Litofacja wapieni występująca na wschód od Olkusza i Zawiercia jest jeszcze zbyt słabo zbadana, aby na podstawie dość nikłych przesłanek wykluczyć możliwość jej podziału.

3. Litofacja dolomitowa obejmuje serię utworów węglanowych, w której wapienie zachowane są tylko w ostańcach nie objętych metasomatozą lub w postaci cienkich przeławiczeń w obrębie dolomitów pierwotnych. Problem powstania dolomitów oraz związanych z nimi kruszców był od dawna przedmiotem szerokiej dyskusji, która, ogólnie biorąc, sprowadzała się do rozstrzygnięcia problemu, czy są one pochodzenia syngenetycznego, czy epigenetycznego. W ostatnich latach przeważa wyrażony niegdyś przez P. Assmanna (1944) pogląd poli-genicznego pochodzenia dolomitów i kruszców. W obrębie serii dolomitowej wyróżnia się obecnie dwie grupy dolomitów: dolomity syngenetyczne, zwane też dolomitami wczesnodiaogenetycznymi, oraz dolomity przeobrażone, jako typowe dolomity kruszczośne (S. Śliwiński, 1966, 1969; K. Bogacz i in., 1972, 1975; I. Smolarska, 1974). Podział dolomitów na dwa odrębne typy genetyczne potwierdzony był później przez M.B. Frydrychewicz (1975) na podstawie badań termoluminescencji oraz przez autorkę niniejszego artykułu na podstawie badań facjalnych w rejonie Trzebionki (J. Pawłowska, M. Szuwarzyński, 1975).

Badania facjalne wykazały, że twory węglanowe wykształcone na obszarze, gdzie dziś występuje litofacja dolomitowa, miały cechy sedymentacyjne typowe dla środowiska równi pływowej. Węglany sedymentowały tu w zbiorniku morskim znacznie płytszym niż na obszarach przyległych<sup>1</sup>. Generalne spłylenie tej części zbiornika triasowego zaznaczało się w niektórych miejscach już pod koniec sedymentacji warstw gogolińskich i na początku okresu sedymentacji warstw góraždzańskich. Sedymentacja zachodziła głównie w strefach powyżej podstawy falowania. Zaznaczyły się tu zmiany w zasoleniu zbiornika oraz liczne lateralne przejścia od wapieni do dolomitów. W dolnej części warstw góraždzańskich dolomity wczesnodiaogenetyczne tworzyły pojedyncze przeławiczenia w wapieniach, a w utworach odpowiadających warstwowi karchowickim przeważały ilościowo nad wapieniami lub tworzyły serię ciągłą (dolomity siewierskie wg P. Assmanna, 1944).

Takie wykształcenie utworów obserwuje się w południowych częściach badanego obszaru, w niecce chrzanowskiej, bytomskiej oraz na południe i zachód od Zawiercia. Najbliższe okolice Zawiercia charakteryzowały się znacznym zróżnicowaniem morfologicznym podłoża (J. Wyczółkowski, 1971); grubsze przeławiczenia dolomitów wczesnodiaogenetycznych tworzyły się w niemal całym interwale czasowym

<sup>1</sup> Podobna równia sedymentacyjna w obrębie szelfu Wielkiej Ławicy Bahamskiej ma głębokość nie przekraczającą 10 m (R. Gradziński i in., 1976), a obszar sebhwa w Zatoce Perskiej ma średnią głębokość około 4 m (L.V. Illing i in., 1965).

odpowiadającym warstwom górażdzańskim, terebratulowym i karchowickim, a nawet niekiedy w stropie warstw gogolińskich. Bardzo zmienna jest tutaj również miąższość poszczególnych warstw.

Dolomity wczesnodiagenetyczne przeważały również na obszarze pomiędzy Siewierzem a Kaletami, a zapewne także na północ od Siewierza i Zawiercia. Ta ostatnia część nie została jednak dotychczas zbadana pod kątem występowania dolomitów wczesnodiagenetycznych.

W obrębie występowania litofacji dolomitowej na obszarze śląsko-krakowskim zachowały się liczne cechy sedimentacyjne wykazujące znaczne podobieństwo do facji rafowych, stwierdzonych na obszarach występowania złóż Zn–Pb w Ameryce Północnej, Kanadzie, Australii, w alpejskich utworach triasowych oraz w innych miejscach geosynkliny alpejskiej (*fide* – J. Pawłowska, M. Szuwarzyński, 1979).

Omówione wyżej utwory węglanowe były później zmienione. Część dolomitów wczesnodiagenetycznych uległa rekrystalizacji, wapienie zostały w procesach metasomatozy niemal całkowicie zastąpione przez dolomity krystaliczne, liczne są również dolomity wypełniające pory, kawerny i inne pustki w skałach uprzednio zdolomitizowanych.

Biorąc pod uwagę zarówno rodzaj skał wyjściowych, jak też zmiany końcowe po procesach przeobrażeniowych w obrębie litofacji dolomitowej można wydzielić trzy odrębne odmiany litologiczne (fig. 1):

A. Odmiana skał dolomitowych z wkładkami wapieni, w której przeważają ilościowo dolomity pelityczne lub drobnokrystaliczne, z niewielką ilością szczątków fauny i mikrofauny. Dolomity w tej odmianie wykazują cechy dolomitów wczesnodiagenetycznych. Zawierają one czasem partie silniej przekryształizowane lub zmetasomatyzowane i były dotychczas zaliczane – w literaturze i w dokumentacjach złożowych – do dolomitów kruszczośnych.

B. Odmiana skał o przewodze ilościowej dolomity przekryształizowanych, często z kruszcami. Odpowiadają one cechom dolomitów kruszczośnych (w rozumieniu K. Bogacza i in., 1972). Odmiana ta składa się z dolomitów powstałych przez: 1) metasomatozę wapieni; 2) zrekrystalizowania dolomitów wczesnodiagenetycznych; 3) dolomitów wypełniających wolne przestrzenie w skałach przeobrażonych. Te ostatnie tworzą kilka generacji i powstały zapewne wskutek zmian w równowadze chemicznej roztworów mineralizacyjnych, z których precypitowały siarczki. Do tej ostatniej grupy można także zaliczyć dolomity okrucowe, noszące cechy osadów wewnętrznych, a sedymentujących w obrębie komór krasowych i brekcji.

C. Odmiana utworów przejściowych, które w spągu zawierają zazwyczaj niezmiennione wapienie górażdzańskie i terebratulowe, a w stropie dolomity wczesnodiagenetyczne, głównie karchowickie.

Na marginesie tych rozważań warto przypomnieć przypuszczenie H. Gruszczyka o przestrzennym związku strefy przejściowej wapieni i dolomitów ze złożami rud cynku i ołowiu (*fide* H. Gruszczyk, A. Paulo, 1976). Istotnie w niektórych miejscach można się takiej zależności dopatrzeć, jakkolwiek autorka jest zdania, że istnieje tu raczej związek koncentracji Zn–Pb z pierwotnymi przeławieniami wapiennymi w obrębie litofacji dolomitowej oraz z tektoniką utworów. Nie jest to jednak reguła. Ciągłe poziomy rudne występują w obrębie pierwotnych wapieni. Ponieważ takie przeławienia są liczniejsze i grubsze w pobliżu występowania litofacji wapiennych, stąd też prawdopodobieństwo występowania złóż jest tutaj większe. Zrekrystalizowane dolomity wczesnodiagenetyczne wykazują zazwyczaj okruszcowanie o znaczeniu mineralogicznym. Większe okruszcowanie w tych dolomitach obserwuje się wówczas, kiedy roztwory mineralizacyjne mogły rozchodzić

się wzdłuż szczelin i zluźnień tektonicznych w górę lub w dół od ciał złożowych występujących w zmetasomatyзовanych wapieniach.

Badania szczegółowe w rejonie Trzebieonki pozwoliły ustalić, że w obrębie obszaru górniczego tej kopalni istniały pierwotnie wapienie w niższej części warstw górażdzańskich (poziom I i II) oraz jedna ławica wapieni w górnej części warstw terebratulowych (poziom III). Ławice te wyklinowały się w kierunku zachodnim i w okolicy Jaworzna ustąpiły całkowicie dolomitom wczesnodiagenetycznym.

Porównując dolomity kruszconośne w rejonie Trzebieonki i Żelatowej, widać jednak, że rozmieszczenie pierwotnych warstw wapiennych w obrębie dzisiejszych dolomitów kruszconośnych nie jest jedynym kryterium kontrolującym rozmieszczenie złóż. Mimo że w dolnej części dolomitów w Żelatowej można wykazać istnienie metasomatozy wapieni górażdzańskich, to jednak złoża nie wykształciły się. Można to tylko tłumaczyć brakiem w Żelatowej uprzywilejowanych stref tektonicznych, którymi mogły krążyć roztwory mineralizacyjne. Szczegółowe badania tektoniczne w obrębie serii triasowych nie zostały jeszcze ukończone.

## LITOLOGIA SKAŁ JAKO PODSTAWA LITOSTRATYGRAFICZNEGO PODZIAŁU LITOFACJI DOLOMITOWEJ

W poprzednim rozdziale omówiono rozwój sedimentologiczny i wtórne przeobrażenia powodujące trudności w rozpozniowaniu biostratygraficznym litofacji dolomitowej. Można tego jednak dokonać posługując się metodą litostratygraficzną. Utwory te zachowały cechy litologiczne pozwalające na rozdzielenie serii dolomitowej na warstwy górażdzańskie oraz warstwy terebratulowe i karchowickie. Prawidłowości w wykształceniu litologicznym dostrzega się niemal na całym obszarze występowania warstw mało zmienionych w późniejszych procesach metasomatozy i rekrystalizacji oraz w 50% profilu w obrębie dolomitów przeobrażonych. Niektóre cechy litologiczne mają znaczenie korelacyjne dla większego obszaru, wykraczającego poza obszar występowania litofacji dolomitowej. Prawidłowości w wykształceniu litologicznym można dostrzec w stropowych partiach warstw gogolińskich, w całym profilu warstw górażdzańskich oraz w stropie warstw karchowickich, mimo ich znacznego przeobrażenia. Poniżej omówione będą tylko te utwory, które mogą być pomocne w jednoznacznym określeniu granic stratygraficznych.

### STROP WARSTW GOGOLIŃSKICH

W stropie warstw gogolińskich występują cztery rodzaje skał: wapienie faliste i gruzłowe, czarne ily, dolomity wczesnodiagenetyczne oraz tak zwana ławica plamista.

1. Czarne ily występują albo w obrębie wapieni jako podwyższone zailenie skał, różnej grubości przemazy i otuliny gruzłów, albo jako nieciągłe przetawicenia i warstewki. Te ostatnie osiągają często grubość do kilkudziesięciu centymetrów i wtedy kończą profil warstw gogolińskich. Ponieważ nie ulegają one zdolomityzowaniu, są doskonałym horyzontem korelacyjnym.

W niecce bytomskiej w stropie warstw gogolińskich oraz w niższej części dolomitów kruszconośnych występują ily witiolowe (J. Horzowski, 1978; L. Zawisłak, 1965). Geneza ich nie została dotychczas definitywnie rozwiązana. Obok niewątpliwych cech sedimentacyjnych, ily te wykazują również przemiany wtórne.

2. W wielu miejscach w warstwach stropowych III wapienia falistego warstw gogolińskich spotyka się różnej grubości warstewki lub cienkie przeławicenia dolomitów pylastych lub marglistych. Dolomity są szare i ciemnoszare, a niektóre z nich wykazują teksturę falistą, podobnie jak otaczające je wapienie. Podobieństwo to sprawia, że nie zawsze są one wyróżniane, szczególnie wówczas, kiedy nie towarzyszy im dolomityzacja wtórna. Czasami są to tylko wapienie dolomityczne, a badania szczegółowe wykazują, że stanowią one produkty niecałkowicie zdolomityzowanych mułów węglanowych lub jednoczesnej sedymentacji kalcytu i dolomitu. Seria dolomityczna zaczyna się pojawiać w odległości 2 do 6 m od stropu warstw gogolińskich.

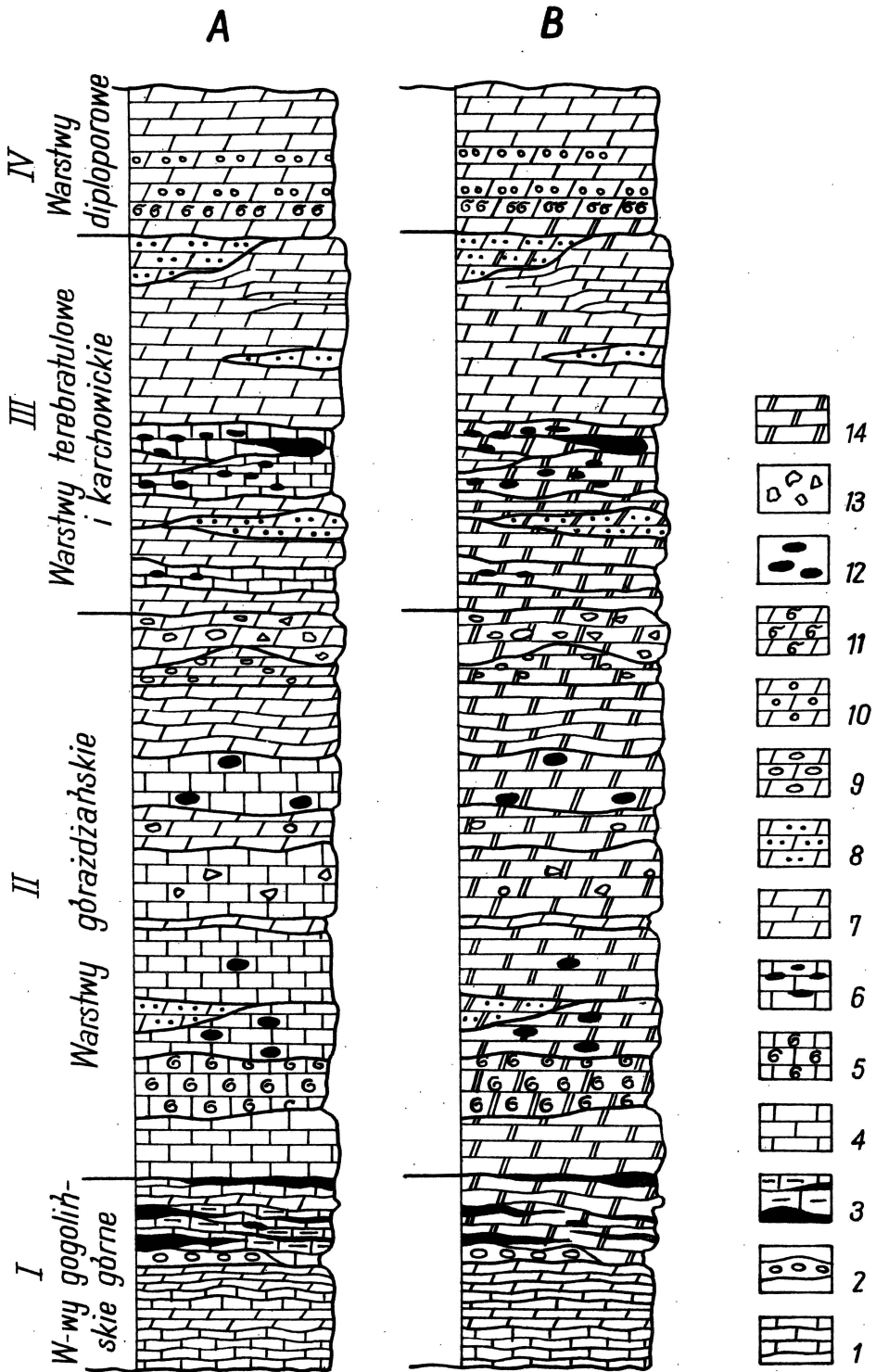
3. Najbardziej przydatną w odróżnianiu warstw gogolińskich od górażdzańskich jest ławica plamista (P. Sobczyński, M. Szuwarzyński, 1974), która mimo wtórnej dolomityzacji zachowała swe pierwotne cechy makroskopowe (tabl. I, fig. 3, 4). Jest to skała zbudowana z okruchów wapieni spojonym spoiwem wapienistym, dolomitowym lub dolomitowo-marglistym. Gdy spoiwem jest wapień marglisty – to przypomina ona dobrze wykształcone wapienie gruzłowe. Okruchy są zazwyczaj owalne lub też – w przypadku nierównomiernej metasomatozy spoiwa wapiennego ogarniającej też okruchy – kształty ich są nieregularne, jakkolwiek częściej wydłużone. Wielkość okruchów owalnych waha się zazwyczaj od 0,5 do 1 cm, a w przypadku wydłużonych form jest różna, do 3 cm długości. Wszystkie okruchy są dobrze wyróżnialne dzięki barwie, zawsze jaśniejszej niż spoiwo. Kiedy spoiwo jest wapienne, okruchy są białe i zmurszałe.

Ławica plamista nie jest ciągła, ale w utworach stropowych warstw gogolińskich spotyka się ją częściej niż przewarstwienia iłów czy dolomitów. Występuje ona zazwyczaj w odległości od 0,2 do 2 m od spągu warstw górażdzańskich. Grubość jej jest zmienna i wynosi od kilkunastu centymetrów do około 1 metra. Występowanie tej ławicy ma szerszy zasięg, obserwowano ją bowiem na Górnym Śląsku i na Śląsku Opolskim (P. Assmann, 1944). Na obszarach, gdzie przeważają utwory wapienne jest znana jako „ławica oolitowa”, jakkolwiek A. Kubicz (1974, str. 160) pisze, że na Śląsku Opolskim jest to „typowy wapień detrytyczny z nielicznymi szczątkami fauny, składający się z obtoczonych intraklastów i pseudo-oolitów przy braku oolitów”.

I. Smolarska (1968, str. 24) opisując te skały jako „dolomity plamiste” stwierdziła, że obecność ich „...świadczy o zmianie warunków fizyczno-chemicznych w zbiorniku morskim w czasie ich powstania”. Inni badacze (K. Bogacz, S. Dżużyński i in., 1972) twierdzili, że są to „struktury plamiste” powstałe wskutek niecałkowitego zdolomityzowania wapieni podczas procesów epigenetycznych.

Jak wykazały obecne badania, jej obecność nie zawsze zbiega się ze zdolomityzowaniem skał wyżej leżących, ponadto badania szczegółowe wykazały, że nie zawsze dolomit rozwinięty w spoiwie jest wtórny. Autorka niniejszego artykułu jest zdania, że skała ta zanim uległa wtórnej dolomityzacji zawierała okruchy wapieni, a spoiwo było mniej lub bardziej dolomityczne. Stanowi ona rodzaj brekcji śródformacyjnej, podobnej do tych, które powstają w wyniku załamywania się i kruszenia twardych naskorupień wapiennych, tworzących się okresowo na niższej leżących, luźnych osadach mułu wapienno-dolomitowego i dolomitowo-marglistego. Takie naskorupienia powstają często na obszarze równi pływowej, w strefach wewnątrz- i nadpływowej. Znaczna część roztworów nasycających muł zawierała już od początku dużą ilość magnezu i powodowała w procesach głębokiej diagenety metasomatozę partii wapiennych i rekrytalizację mikrytu dolomitowego.

W niecce chrzanowskiej ławica plamista przechodzi lateralnie w wapienie i wapienie dolomityczne lub w dolomity i dolomity margliste i nie jest okruszczowana.





Podczas badań porównawczych na innych obszarach autorka nigdy nie spotkała w niej okruszczenia. P. Assmann (1944) zaliczył wydzielaną przez siebie „ławicę oolitową” wraz z nadległymi warstwami granicznymi do warstw gogolińskich.

#### WARSTWY GÓRAŹDZAŃSKIE

Utwory warstw górażdzańskich wykształcone zarówno w facji wapiennej jak i dolomitowej miały specyficzne cechy utworów płytkowodnych osadzonych w warunkach niespokojnej depozycji. Większość tych cech zachowana jest w dolomitach przekrystalizowanych i wtórnych. Dolomity wczesnodiagenetyczne charakteryzowały się licznymi strukturami erozyjnymi oraz różnego rodzaju jamkami i zagłębieniami, kanałami erozyjnymi i naskorupieniami typu „hard ground”. W wapieniach występowały brekcje spływowe i śródformacyjne, przemazy ilaste oraz struktury zlepieńcowate. Większość tych cech świadczy o okresowym wynurzeniu obszaru równi do strefy nadpływowej. W głębszych obszarach szelfu, gdzie tworzyła się wyżej opisana litofacja z przewagą wapieni, znalazło to swoje odbicie w zróżnicowaniu ławic wapiennych oraz w gruzłowatości, zlepieńcowatości, marglistości osadów i w innych zaburzeniach sedymentacyjnych (P. Assmann, 1944; S. Siedlecki, 1952; A. Kubicz, 1974 i inni). Liczne były również stylolity.

W niższej części profilu występował poziom wapieni piankowych (P. Assmann, 1944; S. Siedlecki, 1952), często z ławiczkami fauny. Dolomity powstałe przez metasomatozę tych wapieni charakteryzują się jasną barwą i strukturą krystaliczną (S.W. Alexandrowicz, 1972; P. Sobczyński, M. Szuwarzyński, 1974).

W obrębie ławic wapiennych tworzyły się dość często конкреcje krzemionkowe. Zmienne ich rozmieszczenie spotyka się obecnie w dolomitach wtórnych (S.W. Alexandrowicz, 1972; P. Sobczyński, M. Szuwarzyński, 1974). Nie występują one tylko w jednym poziomie wapieni warstw górażdzańskich, jak to obserwował S. Siedlecki (1952) w niecce chrzanowskiej, ale spotyka się je w całym profilu pierwotnych wapieni górażdzańskich, a czasami w warstwach terebratulowych.

W stropie warstw górażdzańskich występują dolomity ze zmienną ilością nieregularnych okruchów, widocznych w skale mimo jej silnego przekrystalizowania. Barwa, kształty oraz wielkość tych okruchów jest różna. Część takich dolomitów przypomina typowe zlepieńce śródformacyjne, o tym samym materiale pelitycznym tworzącym okruchy, co i otaczające je spoiwo, inne natomiast tworzą typową brekcję spływową, często z formami typu stromatolitów (tabl. II, fig. 5). Również w stropie warstw górażdzańskich spotyka się czasami dolomity silnie utlenione. Były to, jak się wydaje, dolomity wczesnodiagenetyczne zmienione w procesach diagenetyki powierzchniowej. Na obszarze Śląska Opolskiego notowane były w stropie warstw górażdzańskich ślady rozmywania (S. Dżułyński, A. Kubicz, 1974).

Fig. 2. Syntetyczny profil utworów pierwotnych (A) i po przeobrażeniach (B) wykształconych w litofacji dolomitowej

Synthetic section of rocks developed in dolomite lithofacies before (A) and after alterations (B)

1 – wapień faliste i gruzłowate; 2 – ławica plamista; 3 – ility, margle oraz dolomity margliste; 4 – wapień masywny, laminowane i piankowe; 5 – wapień z fauną i zlepmy muszlowe; 6 – wapień gruzłowe; 7 – dolomity pelityczne masywne i laminowane; 8 – dolomity ziarniste i nakrapiane; 9 – rozmycia i zlepieńce śródformacyjne; 10 – dolomity oolitowe; 11 – ławice algowe; 12 – конкреcje i buły krzemienne; 13 – brekcje spływowe i śródformacyjne; 14 – dolomity wtórne (kruszczońskie)

1 – wavy and crumpled limestones; 2 – mottled layer; 3 – clays, marls and marly dolomites; 4 – massive, laminated and cavernous limestones; 5 – limestones with fauna and lumachelles; 6 – crumpled limestones; 7 – massive and laminated pelitic dolomites; 8 – grained and spotted dolomites; 9 – erosional scarring and infraformational conglomerates; 10 – oolitic dolomites; 11 – algal layers; 12 – siliceous concretions and nodules; 13 – flow and infraformational breccias; 14 – secondary (ore-bearing) dolomites; I – Upper Gogol's Beds; II – Górażdże Beds; III – Terebratula and Karchowice Beds; IV – Diplopore Beds

## WARSTWY TEREBRATULOWE I KARCHOWICKIE

Sedymentacja utworów warstw terebratulowych i karchowickich odbywała się w warunkach znacznie spokojniejszych niż warstw górażdzańskich. Częściej tworzyły się tutaj dolomity niż wapienie. Te ostatnie występowały jeszcze w niższej części profilu, natomiast w górnej, na całym obszarze równi tworzyły się niemal wyłącznie dolomity. W zmetasomatyizowanych dziś wapieniach terebratulowych nie notuje się śladów dużego nagromadzenia terebratul, jak to obserwuje się w niektórych warstwach znanych z litofacji z przewagą wapieni. Pojedyncze okazy drobnych małży i ślimaków widać tylko w obrębie słabo przekryształizowanych dolomitów wczesnodiagenetycznych. Dużo w nich było także mikrofauny i glonów (J. Pawłowska, M. Szuwarzyński, 1979). Cała seria skał jest na ogół monotonna, jedynie czasami spotyka się cienkie warstewki zlepieńców śródfornacyjnych.

W stropie warstw karchowickich, w odległości od 2 do 4 metrów od spągu warstw diploporowych, spotyka się cienkie, nieciągłe ławice dolomitów ziarnistych. Są one zazwyczaj ciemnoszare, rzadziej szare lub żółte i rdzawe. Wielkość ziarn nie przekracza 1 mm, ale najczęściej są one mniejsze. Podobne skały opisali C. Pastwa-Leszczyńska i S. Śliwiński (1960) w niecce chrzanowskiej jako dolomity oolitowe. Występowały one pod stropem warstw karchowickich i zawierały drobne diploporory oraz glony *Oligoporella pilosa balinensis*. Badania szczegółowe autorki (J. Pawłowska, M. Szuwarzyński, 1979) wykazały, że nie są to typowe dolomity oolitowe, takie, jakie spotyka się w obrębie warstw diploporowych. Pierwotnie były to grudki mikrytowe, które tworzyły się podczas wysychania zdolomityzowanego szlamu węglanowego. Część z nich uległa później przekryształizowaniu, a podczas kryształizacji z jednej grudki tworzył się jeden kryształ dolomitu. Zwiększała się przy tym znacznie porowatość tych skał. Rekrystalizacja nie ogarniała całych ławic, toteż dziś granica między dolomitami grudkowym a ziarnistym jest trudna do jednoznacznego określenia. Stanowią one jednak dobry poziom przewodni dla oznaczenia granicy pomiędzy dolomitami karchowickimi a dolomitami warstw diploporowych.

Czasami w miejsce dolomitów ziarnistych wykształciły się w stropie warstw karchowickich – dolomity nakrapiane. Makroskopowo są to dolomity pelityczne lub drobnoziarniste, nie laminowane, zazwyczaj żółte i rdzawe z jaśniejszymi „plamkami” zwietrzałego dolomitu (tabl. II, fig. 6). Pod mikroskopem widać, że nie są to powierzchniowe plamki, ale drobne kuliste próżnie, wypełnione też pelitycznym dolomitom, tylko znacznie jaśniejszym niż skała macierzysta. Średnica takich form dochodzi do 7 mm, najczęściej wynosi ona około 3 mm. Dolomity te mają strukturę zbliżoną do oczkowej (R. Gradziński, A. Kostecka i in., 1976); powstały one w zbliżonych warunkach jak dolomity ziarniste, spotyka się je jednak o wiele rzadziej.

W rejonie Zawiercia sedymentacja odbywała się na zróżnicowanym morfologicznie dnie zbiornika, toteż dolomity ziarniste spotyka się tu o wiele częściej niż w innych rejonach. Ponadto występują one tutaj również w niższej części profilu, tworząc cienkie przeławiczenia w obrębie warstw terebratulowych i karchowickich. W takich przypadkach najwyższą warstewką takiego dolomitu stanowi ławicę stropową warstw karchowickich.

Dolomity ziarniste i nakrapiane nie występują, niestety, we wszystkich profilach. Czasami żółte dolomity pelityczne warstw karchowickich przechodzą w sposób

ciągły w dolomity warstw diploporowych. W tych przypadkach zazwyczaj tylko najniższa ławica dolomitów algowych wskazuje, że granicy pomiędzy dolomitami diploporowymi a karchowickimi należy szukać od 2 do 4 metrów poniżej ławicy algowej. W spągu dolomitów warstw diploporowych występują także dolomity onkolitowe (W. Bilan, J. Golonka, 1972). Obecne są ponadto w całym profilu dolomity oolitowe, ławiczki z pokruszonymi szczątkami fauny oraz charakterystyczna mikroporowatość skał.

Przedstawione wyżej obserwacje nie obejmują wszystkich skał oraz ich cech litologicznych, jakie widać w obrębie litofacji dolomitowej warstw górażdzańskich, terebratulowych i karchowickich. Nie pozwalają na to ograniczone ramy niniejszego artykułu. Niemniej już taka skrócona analiza facjalna pozwala wyciągnąć wnioski co do środowiska sedymentacyjnego tych utworów. Charakterystyczne skały występujące w partiach stropowych warstw gogolińskich sygnalizują przejście od warunków głębszej strefy litoralnej do strefy pływów, tak wyraźnie wpływających na sedymentację warstw górażdzańskich. W górnej części tych utworów coraz częściej panowała okresowo dolomityzacja typu sebha, zaznaczająca się wyraźnie w okresie osadzania warstw terebratulowych i karchowickich. Warstwy karchowickie na znacznej części obszaru kończą się krótkotrwałym wynurzeniem, zaznaczonym obecnością dolomitów ziarnistych i nakrapianych. Powrót do przewagi warunków morskich nad sedymentacją typu sebha nastąpił w okresie osadzania warstw diploporowych.

Przedstawione tu w skrócie zagadnienia będą jeszcze przedmiotem dalszych badań. Jednym z nie rozwiązanych problemów jest granica pomiędzy warstwami terebratulowymi i karchowickimi. W miejscach, gdzie sedymentacja dolomitów przebiegała w sposób ciągły – od warstw terebratulowych do karchowickich – sprawa ta istotnie jest trudna. Być może, bardziej szczegółowe badania wykażą niezaważane dotychczas zmiany facjalne, które będzie można wykorzystać do celów korelacyjnych. W przypadku występowania profilu mieszanego – wapieni i dolomitów, granicę taką można łatwiej odszukać, nawet mimo zmetasomatyżowania wapieni (porównaj S.W. Alexandrowicz, 1972). Wydaje się, że z dużym prawdopodobieństwem można ją wówczas umownie postawić w stropie tych wapieni.

Wyjaśnienia wymaga również problem dolomitów siewierskich. Były one według P. Assmanna (1944) odpowiednikami wapieni karchowickich. Takie dolomity obserwował również S. Siedlecki (1952) w niecce chrzanowskiej oraz inni badacze (S. Śliwiński, 1961, 1964a, b, 1966; S.W. Alexandrowicz, 1972).

\*  
\* \* \*

Większość przedstawionych w niniejszym artykule kryteriów korelacyjnych była już znana, nie były one jednak konsekwentnie i jednolicie stosowane. Wydaje się, że zgrupowane w jednym artykule wyniki badań różnych badaczy oraz dodatkowe obserwacje autorki powinny ułatwić pracę i zwiększyć możliwość rozpoznania złóż cynku i ołowiu. Istniejące jeszcze luki w znajomości tych utworów będą niewątpliwie w miarę postępu badań stopniowo usuwane.

Korelując utwory trzeba jednak pamiętać, że na obszarze występowania litofacji dolomitowej przeważały odmienne facje litologiczne i rzadko ławice pierwotne były tu analogiczne do nie zmienionych ławic litofacji z przewagą wapieni (fig. 1).

W przypadkach umożliwiających jednoczesne wykorzystanie wyników innych badań, np. badań mikroskopowych, rentgenowskich czy rozszerzonych i pełnych analiz chemicznych, korelacja makroskopowa zyskuje na wartości. Cechy

makroskopowe dolomitów przeobrażonych stanowią dziś, jak wiadomo, wypadkową struktur przejętych ze skał pierwotnych oraz zmian wewnętrznych spowodowanych późniejszymi procesami, a te można jedynie określić na podstawie badań szczegółowych.

Mając powyższe na uwadze można stwierdzić, że w dolomitach zrekrytalizowanych i metasomatycznych zachowują się następujące cechy litologiczne:

1. Marglistość i zailenie utrzymuje się w takiej samej ilości jak przed wtórnym zdolomitowaniem. Świadczą o tym wyniki analiz chemicznych (porównaj K. Bogacz, S. Dżułyński i in., 1972) oraz badań mikroskopowych i rentgenowskich (J. Pawłowska, M. Szuwarzyński, 1979 i inni). Minerale ilaste są w trakcie przeobrażeń usuwane poza obręb kryształów, w związku z czym taki dolomit może wydawać się bardziej zailony niż ławice nie przeobrażone. Skała przybiera ciemniejszą barwę, podkreślając jednocześnie gruzłowatość, warstewkowatość i laminację. Niektórzy badacze uważali, że podstawowa ilość ilów wiotriolowych powstała przez przeniesienie części ilastych poza litosom dolomitów kruszonośnych (porównaj J. Horzowski, 1978) w trakcie metasomatozy wapieni. Być może, w późniejszych etapach cyrkulacji wód część tych minerałów oraz substancji bitumicznej była usuwana z niektórych partii utworów, było to jednak zjawisko lokalne. Obserwowane dziś w kopalniach kieszenie wypełnione ilami o charakterze osadów wewnętrznych pochodziły z krasów, z których usuwane były nie tylko części ilaste. W skałach nie ługowanych, a tylko zrekrytalizowanych lub zmetasomatyzowanych, składniki ilaste nie były usuwane poza litosom. Związek mineralizacji rudnej z zaileniem skał zaobserwował S. Przeniosło (1974).

2. Gruzłowatość, falistość, zbrekcjowanie i zlepieńcowatość skał nie ulegają większym zmianom nawet w przypadku ponownego przekrytalizowania, spowodowanego dopływem roztworów zmineralizowanych cynkiem i ołowiem. Zachowują się podstawowe cechy wapieni, które uległy przeobrażeniom (np. ławica plamista, zlepienie i brekcje śródformacyjne).

3. Ośrodki i szkielety makrofauny widoczne są w skale makroskopowo, jakkolwiek najczęściej o zatartych kształtach. Niekiedy w skałach mniej zmienionych udaje się zidentyfikować niektóre gatunki (S.W. Alexandrowicz, 1972). Jeśli w skałach pierwotnych było to masowe występowanie fauny, to można zazwyczaj określić strop i spąg takiej warstwy.

4. Konkrecje krzemionkowe pozostają w swym pierwotnym położeniu mimo całkowitego zastąpienia wapieni, ulegają jedynie przemianom diagenetycznym, a w związku z częściowym uruchomieniem krzemionki w trakcie procesów diagenetycznych – kształty konkrecji są nieznacznie zmienione. Część uruchomionej krzemionki jest rozproszona w skale, wypełnia pory i drobne spękania.

5. Struktura grudkowa dolomitów ziarnistych pozostaje czytelna nawet mimo silnego przekrytalizowania.

6. W dolomitach mniej zrekrytalizowanych zachowują się także niektóre subtelniejsze szczegóły laminacji, ślady drążenia skałotoczy, nagromadzenia ziemiste go pirytu itp.

Nie wymieniono tu z pewnością wszystkich zjawisk ułatwiających korelacje, byłoby zatem korzystne, gdyby inni geolodzy pracujący na tym obszarze zechcieli podzielić się swoimi spostrzeżeniami.

## PIŚMIENNICTWO

- ALEXANDROWICZ S.W. (1972) – Stratygrafia dolomitów kruszonośnych w okolicy Zawiercia. Rudy Met. Niezel., nr 2. p. 58–60. Katowice.
- ASSMANN P. (1944) – Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. T. 2, Der Muschelkalk. Abh. Reichsmat. Bodenforsch. N.F., 208. Berlin.
- BILAN W., GOŁONKA J. (1972) – Poziom onkolitowy w środkowym wapieniu muszlowym wschodniego obrzeżenia Zagłębia Górnośląskiego. Kwart. Geol., 16, p. 491–493, nr 2. Warszawa.
- BOGACZ K., DŻUŁYŃSKI S., HARAŃCZYK C., SOBCZYŃSKI P. (1972) – Contact relations of the ore-bearing dolomite in the Triassic of the Cracow–Silesian region. Roczn. Pol. Tow. Geol., 42, p. 347–372, z. 4. Kraków.
- BOGACZ K., DŻUŁYŃSKI S., HARAŃCZYK C., SOBCZYŃSKI P. (1975) – Origin of the ore-bearing dolomite in the Triassic of the Cracow–Silesian Pb–Zn ore district. Roczn. Pol. Tow. Geol., 45, p. 139–155, z. 2. Kraków.
- DOKTOROWICZ-HREBNICKI S. (1935) – Arkusz Grodziec. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DŻUŁYŃSKI S., KUBICZ A. (1971) – Recrystallized and disaggregated limestones in the Triassic of Silesia. Roczn. Pol. Tow. Geol., 41, p. 519–529, z. 3. Kraków.
- DŻUŁYŃSKI S., KUBICZ A. (1974) – Wykształcenie warstw terebratulowych oraz duże formy erozyjno-depozycyjne i towarzyszące im deformacje. Przew. 46 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Opole, p. 166–170. Wyd. Geol. Warszawa.
- FRYDRYCHIEWICZ M.B. (1975) – Próba zastosowania termoluminiscencji w badaniach okruszczonych skał węglanowych triasu śląsko-krakowskiego. Prz. Geol., 23, p. 541–545, nr 11. Warszawa.
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A., UNRUG R. (1976) – Sedymentologia. Wyd. Geol. Warszawa.
- GRUSZCZYK H., OSTROWICKI B. (1963) – Przyczynek do znajomości utworów wapienia muszlowego w okolicach Chrzanowa. Pr. Geol. Kom. Nauk. Geol. Oddz. w Krakowie, nr 19, p. 7–30. Warszawa.
- GRUSZCZYK H., PAULO A. (1976) – Strefa przejściowa w utworach węglanowych triasu obszaru Olkusza. Kwart. Geol., 20, p. 737–749, nr 4. Warszawa.
- HORZEMSKI J. (1978) – Iły wtritolowe. Pr. Inst. Geol., 83, p. 139–157. Warszawa.
- ILLING L.V., WELLS A.J., TAYLOR J.C.M. (1965) – Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. In: Dolomitization and Limestone Diagenesis. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Special Public., 13, p. 69–111. Tulsa, Oklahoma.
- KARWOWSKI Ł., KOZŁOWSKI A., ROEDDER E. (1979) – Gas-liquid inclusions in minerals of ores of zinc and lead from the Silesia–Cracow region. Pr. Inst. Geol., 95, p. 87–96. Warszawa.
- KOTLIICKI S. (1974) – Wykształcenie litologiczne warstw karchowickich. Przew. 46 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Opole, p. 161–163. Wyd. Geol. Warszawa.
- KOTLIICKI S., KUBICZ A. (1974) – Trias Śląska Opolskiego. Przew. 46 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Opole, p. 18–26. Wyd. Geol. Warszawa.
- KUBICZ A. (1974) – Wykształcenie litologiczne i sedymentacja górnej części warstw gogolińskich i warstw gorządzańskich. Przew. 46 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Opole, p. 157–161. Wyd. Geol. Warszawa.
- PASTWA-LESZCZYŃSKA C. (1962) – Przykład zmienności litologicznej utworów wapienia muszlowego okolic Olkusza. Kwart. Geol., 6, p. 309–323, nr 2. Warszawa.
- PASTWA-LESZCZYŃSKA C., ŚLIWIŃSKI S. (1960) – Występowanie glonów (Dasycladaceae) w dolomitach kruszonośnych okolic Chrzanowa. Kwart. Geol., 4, p. 679–699, nr 3. Warszawa.
- PAWŁOWSKA J., SZUWARZYŃSKI M. (1979) – Sedimentary and diagenetic processes in the Zn–Pb host rocks of Trzebieńka. Pr. Inst. Geol., 95, p. 13–58. Warszawa.
- PRZENIOSŁO S. (1974) – Cynk i ołów w utworach węglanowych triasu rejonu zawierciańskiego. Biul. Inst. Geol., 278, p. 113–199. Warszawa.

- POMYKAŁA J. (1974) — Skład chemiczny i mineralny utworów węglanowych triasu zawierciańskiego. *Kwart. Geol.*, **18**, p. 749–759, nr 4. Warszawa.
- SENKOWICZOWA H., SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA A. (1961) — Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 8, Trias. Inst. Geol. Warszawa.
- SIEDLECKI S. (1952) — Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **60**. Warszawa.
- SMOLARSKA I. (1968) — Charakterystyka mineralogiczna dolomitów kruszczoonych wschodniej części śląsko-krakowskiego zagłębia kruszcowego. *Pr. Miner. Komis. Nauk. Miner. PAN, Oddz. w Krakowie*, **13**. Warszawa.
- SMOLARSKA I. (1974) — Studia nad okruszczowaniem triasu w Polsce. *Pr. Miner. Komis. Nauk. Miner. PAN, Oddz. w Krakowie*, **37**. Warszawa.
- SOBCZYŃSKI P., SZUWARZYŃSKI M. (1974) — Wykształcenie litologiczne i okruszczowanie dolomitów dolnego wapienia muszlowego w kopalni Trzebiejka. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **44**, p. 545–556, z. 4. Warszawa.
- ŚLIWIŃSKI S. (1961) — Warstwy olkuskie. *Rudy i Met. Niez.*, **6**, p. 526–529, nr 12. Katowice.
- ŚLIWIŃSKI S. (1964a) — Przejawy mineralizacji kruszczowej w utworach dewońskich i triasowych obszaru siewierskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **34**, p. 151–180, z. 1/2. Kraków.
- ŚLIWIŃSKI S. (1964b) — Geologia obszaru siewierskiego. *Pr. Miner. Komis. Nauk. Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, **25**. Warszawa.
- ŚLIWIŃSKI S. (1966) — Dolomityzacja morskich utworów triasu krakowsko-śląskiego. *Rudy Met. Niez.*, **11**, nr 1, p. 3–14; nr 2, p. 68–73; nr 3, p. 122–131. Katowice.
- ŚLIWIŃSKI S. (1969) — Rozwój dolomitów kruszczoonych w obszarze krakowsko-śląskim. *Pr. Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, **57**. Warszawa.
- TOPULOS T. (1978) — Wyniki badań geofizyki wiertniczej. *Pr. Inst. Geol.*, **83**, p. 273–287. Warszawa.
- WYCZÓLKOWSKI J. (1971) — Wpływ morfologii powierzchni podłoża paleozoicznego na sedimentację osadów pstrego piaskowca i dolnego wapienia muszlowego. *Biul. Inst. Geol.*, **243**, p. 121–163. Warszawa.
- WYCZÓLKOWSKI J. (1974) — Stratygrafia piaskowca pstrego i dolnego wapienia muszlowego północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego w świetle badań paleogeograficznych i sedimentologicznych. *Biul. Inst. Geol.*, **278**, p. 71–114. Warszawa.
- WYCZÓLKOWSKI J. (1978) — Osady triasu dolnego i środkowego. *Pr. Inst. Geol.*, **83**, p. 79–104. Warszawa.
- ZAWIŚLAK L. (1965) — Mineralogia i geneza iłów wirtiolowych niecki bytomskiej. *Pr. Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, **32**. Warszawa.

Ядвига ПАВЛОВСКА

### КРИТЕРИИ ЛИТОСТРАТИФИКАЦИИ ДОЛОМИТОВ СЕРИИ ТРИАСА НА СИЛЕЗСКО-КРАКОВСКОЙ ТЕРРИТОРИИ

#### Резюме

Доломитовая литофация, в которой содержатся залежи цинка и свинца, показана на фоне окружающих известковых литофаций (фиг. 1). Известковая литофация разделена на две группы:

1. Литофация с преобладанием известняков, которые делятся на три стратиграфических звена (гуражджанские, теребратуловые и карховицкие пласты). Для них характерна большая литологическая изменчивость и наличие руководящей фауны.

2. Известковая литофация, которую, ввиду унифицированного строения и слишком малого количества фауны, нельзя разделить на три стратиграфических звена.

Особенно детально анализировалась доломитовая литофация, соответствующая гуражджанским, теребратуловым и карховицким пластам. Ввиду отсутствия руководящей фауны её нельзя расчленить по биостратиграфическому методу. Значительные более поздние преобразования привели к тому, что эта серия целиком считается рудоносным доломитом, хотя многие сохранившиеся седиментационные признаки пород позволяют разделить её на гуражджанские, теребратуловые и карховицкие пласты.

Судя по фациальному анализу первичных отложений, породы этой фации откладывались на территории приливно-отливной равнины, а вся территория была в то время высоко поднята по отношению к окружающим площадям. Здесь образовались мелководные известняки и доломиты. Количество доломитовых пропластков в разрезе увеличивалось снизу вверх, в карховицких пластах их было немного больше, чем известняков, а местами они составляли непрерывную осадочную серию. Первоначальное строение всей доломитовой литофации очень напоминает рифовые породы, встречающиеся во многих местах земного шара, где имеются такие же месторождения Zn—Pb. Обобщённый разрез первичных отложений представлен на фиг. 2А.

Доломитовая литофация на Силезско-Краковской территории претерпела значительные изменения. Часть ранне-диагенетических доломитов перекристаллизовалась, а известняки почти полностью метасоматически доломитизировались (фиг. 2В). В настоящее время доломитовая литофация представлена двумя разновидностями: ранне-диагенетическими доломитами и преобразованными рудоносными доломитами. В пределах залегания преобразованных доломитов можно выделить три их вида, отличающихся друг от друга способом образования и исходными породами, которые подверглись преобразованию: 1 — доломиты, являющиеся метасоматически преобразованными из известняков; 2 — доломиты, перекристаллизованные из ранне-диагенетических доломитов и 3 — доломиты, заполняющие свободное пространство в преобразованных породах. У первых двух видов доломитовых пород в большинстве случаев сохранились черты, близкие к седиментационным чертам исходных пород. Поэтому в них можно проводить литостратиграфическую корреляцию. К этим чертам относятся:

1. Мергелистость и глинистость сохраняется в таком же количестве, как и до преобразования. Пласты и глинистые покровы, в известняках кровельных гоголинских пластов являются великолепным репером. Вблизи кровли гоголинских пластов залегают многочисленные тонкие пропластки ранне-диагенетических доломитов, а во многих местах — пятнистая порода, состоящая из обломков известняков и цемента: глинистого, мергелистого или доломитового. Несмотря на преобразование, эта порода макроскопически сохраняет свой первоначальный вид (табл. I, фиг. 3).

2. Комковатость, брекчированность и конгломератистость, первоначально характерные для гуражджанского пласта, не очень изменяются несмотря на перекристаллизацию и метасоматоз (табл. II, фиг. 5).

3. Сердцевины и скелеты фауны, макроскопически видны в породе, хоть и в несколько стёртом виде. В менее изменённых породах иногда удаётся определить некоторые виды фауны.

4. Кремнистые конкреции, типичные для гуражджанских и теребратуловых пластов, остаются в первоначальном положении, изменившись только диагенетически.

5. В ранне-диагенетических доломитах гуражджанских пластов сохранились эрозионные поверхности, поверхности типа *hard ground* и различные по виду следы долбления, скопления землистого пирита.

6. В кровле гуражджанских пластов во многих местах видны прослои конгломератов, похожих на основные конгломераты других областей.

7. В кровле карховицких пластов выделяется тонкий пласт зернистых доломитов или крапчатых доломитов (табл. II, фиг. 6). Они образовались в условиях, когда площадь была приподнята над водной поверхностью и позднее не подверглись слишком большим преобразованиям.

Jadwiga PAWŁOWSKA

## CRITERIA OF LITHOSTRATIGRAPHIC SUBDIVISION OF TRIASSIC DOLOMITE LITHOFACIES OF THE CRACOW-SILESIA AREA

### Summary

Dolomite lithofacies, to which zinc and lead deposits are related, is presented on the background of surrounding limestone lithofacies (fig. 1). The limestone lithofacies is subdivided into two groups:

1. Lithofacies with predominance of limestones, which may be further subdivided into three stratigraphic links (Górażdże, Terebratula and Karchowice Beds), characterized by a high variability in lithology and presence of guide fauna.

2. Limestone lithofacies which at present cannot be subdivided into three stratigraphic links because of uniform development and impoverishment in fauna.

The paper presents the results of detailed analysis of dolomite lithofacies corresponding to the Górażdże, Terebratula and Karchowice Beds. The lack of guide fauna precludes its biostratigraphic subdivision. Advanced post-diagenetic alterations make it possible to treat the whole series of ore-bearing dolomites, although numerous sedimentary features enable further subdivision of these rocks into the Górażdże Beds and joint link of Terebratula and Karchowice Beds.

The facies analysis of primary deposits showed that rocks of this lithofacies originated in tidal flat and the whole sedimentary area was at that time elevated in relation to the neighbouring ones. The tidal flat was the site of deposition of shallow-water limestones and dolomites. The number of dolomite intercalations increases towards the top of the section and in the Karchowice Beds they are more numerous than limestone ones or they form a continuous series. Original features of the whole dolomite lithofacies appear markedly similar to those of reef series with Zn–Pb deposits, known from several parts of the world. Figure 2A presents simplified section of original layers.

Dolomite lithofacies is strongly altered in the Silesian–Cracow area. Some early-diagenetic dolomites were subjected to recrystallization, and limestones – to almost complete dolomitic metasomatism (Fig. 2B). Two varieties of dolomite lithofacies may be differentiated at present: early-diagenetic dolomites and altered, ore-bearing ones. The latter may be further subdivided into three types, differing in the mode of origin and type of parent rocks subjected to alteration: 1 – metasomatic, post-limestone, 2 – recrystallized, post-early-diagenetic dolomites, and 3 – those infilling free space in altered rocks. The types (1) and (2) usually display features resembling sedimentary features of their parent rocks. This makes it possible to use the method of lithostratigraphic correlation. These features include:

1. Silica and clay content remain unaffected by altering processes. Clay horizons and envelopes occurring in limestones from the top part of the Gogolin Beds represent excellent marker horizon. The other marked horizons between Gogolin and Górażdże Beds are: numerous thin intercalations of early-diagenetic dolomites and mottled rock formed of limestone debris and clay, marly and calcareous or dolomitic cement. Despite of the further metasomatic alterations, that latter rock displays its original macroscopic appearance (Table I, fig. 3).

2. Original crumpled, breccia and conglomeratic nature of the Górażdże Beds is not much changed despite of recrystallization and metasomatism (Table II, fig. 5).

3. Fauna moulds and skeletons are macroscopically visible in rock and only their shape is obliterated. It is even possible to identify some species when altering processes are less advanced.

4. Siliceous nodules typical of the Górażdże and Terebratula Beds remain at place, undergoing some diagenetic changes only.

5. Erosional surfaces, surfaces of the hard ground type, non-crystallized various borings and impregnations of earthy pyrite are preserved in early-diagenetic dolomites of the Górażdże Beds.

6. Conglomeratic layer resembling basal conglomerates known from some areas may be traced in several places at the top of the Górażdże Beds.

The thin layers of grained or spotted dolomites are found at the top of the Karchowice Beds (Table II, fig. 6). These rocks originated due to emergence of sea floor and they were usually not much affected by subsequent alterations.



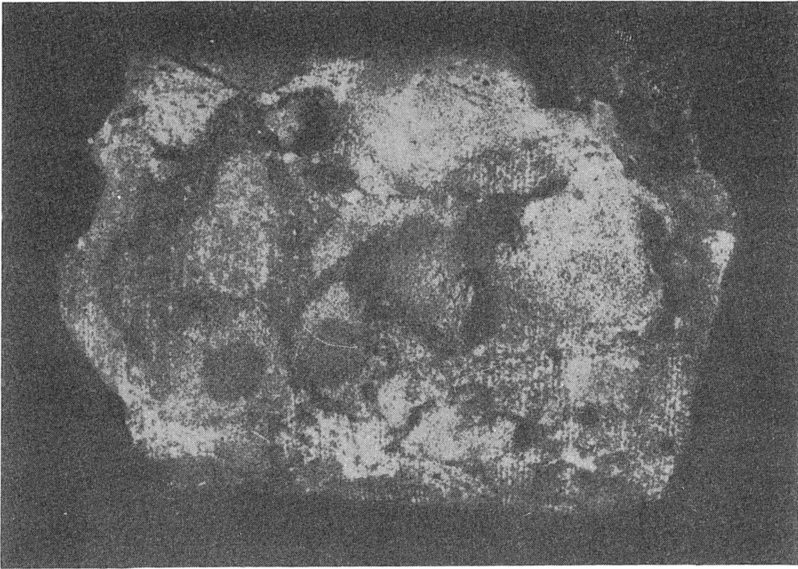


Fig. 3

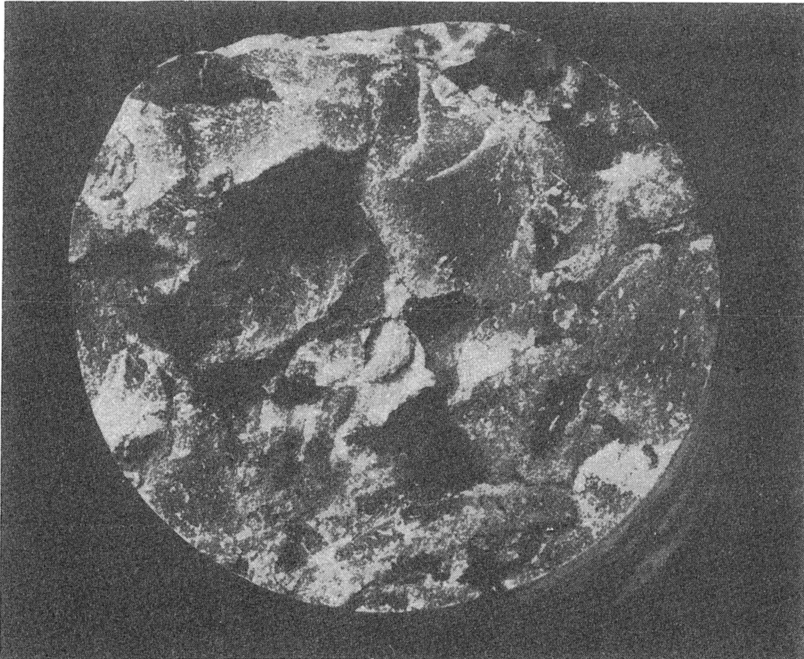


Fig. 4

Jadwiga PAWŁOWSKA – Kryteria podziału litostratygraficznego triasowej serii dolomitowej na obszarze śląsko-  
-krakowskim

**TABLICA I**

**Fig. 3. Skała plamista, całkowicie wtórnie zdolomityzowana. Otwór wiertniczy BM-170, głęb. 117,80 m;  
pow. około 1,5 ×**

**Mottled rocks subjected to complete secondary dolomitization; borehole BM-170, depth 117,80 m;  
× c. 1.5**

**Fig. 4. Skała plamista wapienna. Otwór wiertniczy ZN-3-18, głęb. 180,0 m, pow. około 2 ×**

**Mottled limestone rock; borehole ZN-3-18, depth 180.0 m, × c. 2**

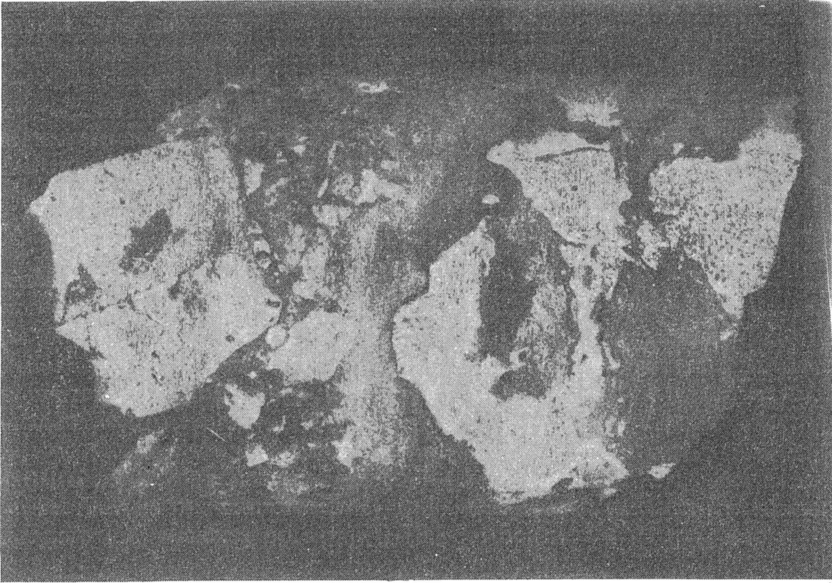


Fig. 5

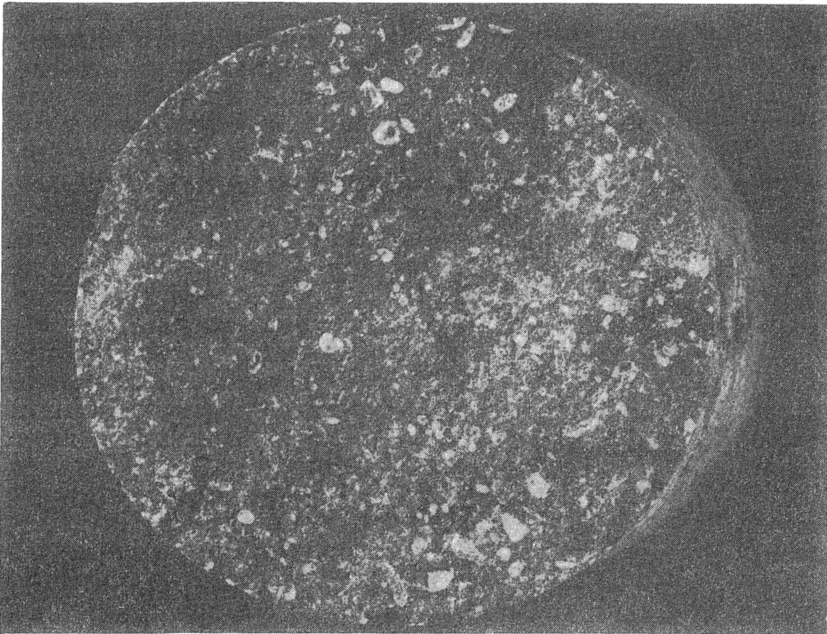


Fig. 6

TABLICA II

Fig. 5. Zlepieniec i brekcja sródformacyjna całkowicie wtórnie zdolomityzowana. Otwór wiertniczy ZN-3-8, głęb. 146,2 m. Nieznacznie powiększone

Conglomerate and infraformational breccia subjected to complete secondary dolomitization; borehole Zn-3-8, depth 146.2 m, somewhat enlarged

Fig. 6. Dolomit wczesnodiagenetyczny, nakrapiany. Otwór wiertniczy BL-411, głęb. 45,5 m. Pow. około 2 ×

Early-diagenetic spotted dolomite; borehole BL-411, depth 45.5 m, × c. 2