

WYSTĘPOWANIE, PETROGRAFIA I GENEZA DOLOMITU GRANICZNEGO W CECHSZTYNIE OKOLIC LUBINA

Occurrence, petrography and genesis
of the boundary dolomite in the Zechstein near Lubin

Jan B. TOMASZEWSKI, Jerzy CYGAN

Instytut Górnictwa Politechniki Wrocławskiej
ul. K. Świerczewskiego 74, 50-020 Wrocław

SPIS TREŚCI

Wstęp	259
Pozycja stratygraficzna i rozprzestrzenienie dolomitu granicznego	261
Charakterystyka chemiczno-petrograficzna dolomitu granicznego	264
Warunki sedymentacji dolomitu granicznego	269
Zakończenie	271
Literatura	271
Summary	273

STRESZCZENIE. W pracy przedstawiono wyniki badań dolomitu granicznego w obszarze na zachód od Lubina (fig. 1). Dolomit graniczny występuje w spągu pierwszego cyklotemu cechsztyńskiego (P_21). Stanowi on zaburzenie typowego następstwa litologicznego w cyklotemach, co może być podstawą do wydzielenia subcyklotemu P_21' . Wydzielono dwie odmiany makroskopowe dolomitu granicznego: jasnoszarą i szaroczną, tworzące się w różnych środowiskach sedymentacyjnych. Badania mikroskopowe pozwoliły wydzielić trzy typy mikrofacjalne: mikrosparyt, biomikryt i dolomit zapiaszczony. Badania prób dolomitu granicznego oraz obserwacje

w wyrobiskach kopalnianych pozwoliły stwierdzić, że tworzył się on w nieckowatych zagłębieniach dna płytkiego zbiornika morskiego. W warunkach podwyższonego zasolenia wód następowała dolomityzacja świeżo osadzonego mułu kalcytowego. W dalszych etapach diagenety następowała rekryształizacja oraz procesy mineralizacyjne. Głównym minerałem kruszcowym w dolomicie granicznym jest chalkopiryt, mniej rozpowszechnione są bornit, galena i piryt. Analizy chemiczne pozwoliły wyróżnić dolomit graniczny jako dolomit czysty i dolomit zanieczyszczony substancją ilasto-węglistą i piaszczystą.

WSTĘP

W pracy przedstawiono charakterystykę dolomitu występującego pomiędzy białym piaskowcem cechsztyńskim w spągu i łupkami miedzionośnymi w stropie. Dolomit ten w praktyce górniczej został nazwany „dolomit granicznym” i nazwa ta przyjęła się w piśmiennictwie geologicznym. Należy jednak podkreślić, że do chwili obecnej brakowało szczegółowego opracowania tej warstwy. W literaturze spotyka się krótkie wzmianki stwierdzające fakt występowania dolomitu granicznego w profilu litologicznym (Dubieński 1967; Kłapciński 1971; Lorenc 1975) oraz wskazujące na jego znaczenie stratygraficzne (Tomaszewski 1962; Oberc, Tomaszewski 1963). Praca niniejsza stawia sobie za cel wypełnienie tej luki: określenie rozprzestrzenienia, miąższości, charakteru chemicznego i petrograficznego dolomitu granicznego. Dane te pozwalają na podjęcie

próby wyjaśnienia warunków jego sedymentacji, diagenety, a także dolomityzacji; problemów o tyle ciekawych, że dotyczą one najniższego cechsztynu, bezpośrednio po transgresji morskiej. Umożliwiają one również zweryfikowanie problemu cykliczności sedymentacji w pierwszym cyklocenie (P_21).

Zasadniczym materiałem, na którym opierano się przy realizacji prezentowanej pracy, były obserwacje i opróbowanie warstwy dolomitu granicznego w dostępnych wyrobiskach górniczych. Ogółem pobrano i przebadano 107 prób dolomitu granicznego i 30 prób skał sąsiadujących z nim w profilu litologicznym. Wykonano 117 płytek cienkich i 62 zgłady polerowane, które opracowano za pomocą mikroskopów Połam Ł-211 i Amplival pol. u.

Oznaczenia zawartości CaO i MgO wykona-

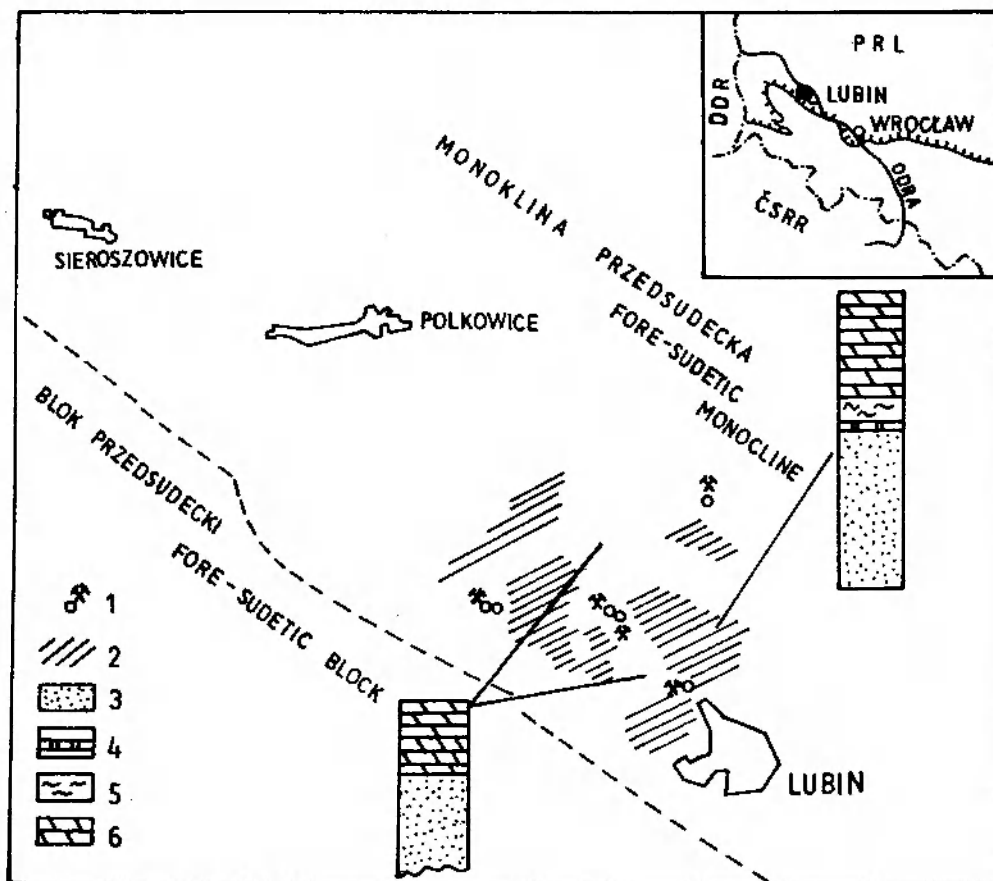


Fig. 1. Szkic sytuacyjny obszaru badań z typowymi profilami objętej badaniami serii. 1 – szyby kopalniane; 2 – obszar opróbowania i szczegółowych obserwacji w wyrobiskach górniczych; 3 – biały piaskowiec; 4 – dolomit graniczny; 5 – łupek miedzionośny; 6 – dolomit (W1)

Sketch of the study area with typical profiles of the investigated series. 1 – mine shafts; 2 – area of sampling and detailed observations in mine excavations; 3 – white sandstone; 4 – boundary dolomite; 5 – copper-bearing shale; 6 – dolomite (W1)

no dla 43 próbek dolomitu granicznego, miareczkując 0,02 M roztworem EDTA*. W pierwszym etapie oznaczano sumaryczną zawartość Ca^{+2} i Mg^{+2} miareczkując 0,02 M roztworem EDTA w środowisku o $\text{pH} = 10$, przy użyciu czerni eriochromowej T jako barwnika. Następnie oznaczano zawartość Ca^{+2} miareczkując w silnie zasadowym roztworze, w obecności mureksydu. Zawartość Mg^{+2} oznaczono według wzoru

$$\text{Mg}^{+2} = (\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2}) - \text{Ca}^{+2}.$$

Otrzymane wyniki przeliczono na zawartość CaO i MgO w procentach wagowych. W celu wyeliminowania wpływu jonów Cu^{+2} , Fe^{+2} , Fe^{+3} i innych metali oznaczenia wykonywano w obecności

ci kwasu askorbinowego i cyjanku potasu. Miareczkowanie kalcytu i dolomitu wzorcowego wykazało, że błąd oznaczenia CaO nie przekraczał $\pm 1\%$, a $\text{MgO} \pm 2\%$.

Kalcyt od dolomitu odróżniano mikroskopowo barwiąc cienkie płytki roztworem Eramy'ego (Migaszewski, Narkiewicz 1983). Barwi on kalcyt na różne odcienie czerwieni (zależnie od zawartości Fe^{+2}). Dolomit pozostaje niezabarwiony, przy podwyższonych zawartościach Fe^{+2} barwi się na niebiesko.

Wykonanie niniejszej pracy wymagało częstych zjazdów do wyrobisk górniczych kopalni miedzi rejonu Lubina. Autorzy dziękują za życzliwą pomoc w zbieraniu danych pracownikom kopalnianej służby geologicznej. Dziękujemy również P. mgr. Kijewskiemu za interesujące uwagi dotyczące prezentowanych wyników badań.

* Wersenian dwusodowy ($\text{C}_{10}\text{H}_{14}\text{O}_8\text{N}_2\text{Na}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

POZYCJA STRATYGRAFICZNA I ROZPRZESTRZENIENIE DOŁOMITU GRANICZNEGO

Osady cechsztynu w okolicy Lubina są wykształcone w postaci czterech niekompletnych cyklotemów, co jest zjawiskiem charakterystycznym dla brzeżnej części basenu sedimentacyjnego (Tomaszewski 1962). Najpełniejszy rozwój wykazuje cyklotem najstarszy (P_21), w obrębie którego wykształcił się opisywany dolomit graniczny. Profil osadów cechsztynu okolic Lubina przedstawia tabela 1 (Tomaszewski 1978).

Osady cechsztyńskie składają się z warstw należących do dwóch odmiennych genetycznie grup skał: klastycznych (piaskowce, łupki ilaste, iłowce) i chemicznych (skały węglanowe, anhydryty, sole). Cykliczna sedimentacja osadów cechsztynu jest ciągiem od osadów piaszczystych i ilastych, poprzez skały węglanowe (wapienie i dolo-

mity), siarczanowe (anhydryty i gipsy) do chlorokowych (halit i sole potasowe). W obrębie skał klastycznych obserwuje się zmniejszanie grubości ziarn, natomiast skały chemiczne przechodzą od najsłabiej do najłatwiej rozpuszczalnych w wodzie (Oberc, Tomaszewski 1963).

W normalnej sekwencji cyklotemu P_21 na białym piaskowcu cechsztyńskim (PO) leżą łupki miedzionośne (Ł1) jako kolejny klastyczny człon tego cyklotemu. Na łupkach miedzionośnych leżą wapienie i dolomity (W1) rozpoczynające człon chemiczny cyklotemu. W okolicy Lubina występowanie dolomitu granicznego zaburza to następstwo. Dolomit graniczny (WO) jest członem pochodzenia chemicznego wcisniętym pomiędzy dwa człony klastyczne: biały piaskowiec (PO) i łupki miedzionośne (Ł1). W tym układzie łupki miedzionośne wskazywałyby na etap regresji w transgresywnym cyklotemowym następstwie warstw, co w peryferyjnej strefie zbiornika morskiego jest możliwe.

Na podstawie przedstawionych faktów można przyjąć, że dolomit graniczny stanowi lokalnie wykształcone ogniwo chemiczne odrębnego subcyklotemu. W takim przypadku profil pierwszego cyklotemu przedstawia się następująco: Na białym piaskowcu leży dolomit graniczny podścielony niekiedy cienką laminką łupku ilastego, którego grubość nie przekracza 1,0 cm. Na dolomicie granicznym zalegają łupki miedzionośne, na których z kolei spoczywa seria dolomitów i wapieni (W1). Lokalnie dolomit graniczny i łupki miedzionośne nie są wykształcone, dolomity i wapienie (W1) spoczywają bezpośrednio na białym piaskowcu. Cyklotem P_21 kończą anhydryty (A1), a cyklotem P_22 rozpoczyna się dolomitami (W2).

Z powyższych rozważań wynika, że dolomit graniczny pomimo swej niewielkiej grubości spełnia istotną rolę w profilu litologicznym najstarszego cyklotemu cechsztyńskiego. Zaburza on normalne następstwo warstw, wskazując na potrzebę wydzielenia, w pierwszym cyklotemie odrębnego subcyklotemu. Aby nie zmieniać dotychczasowej numeracji cyklotemów, zaproponowano dla niego symbol P_21' .

Rozprzestrzenienie warstwy dolomitu granicznego przedstawia figura 2. Do wykonania mapki wykorzystano kopalniane materiały archiwalne uzupełnione obserwacjami poczynionymi w dostępnych wyrobiskach kopalnianych.

Dolomit graniczny nie tworzy na objętym badaniami obszarcie ciągłej warstwy. Występuje

Tabela 1. Litostratygrafia cechsztynu okolic Lubina
Zechstein lithostratigraphy of the Lubin region

Cyklotem Cyclothem	Poziom litologiczny Lithologic stage	Symbol Label	Miaższość [m] Thickness
P_24	iłowce czerwone górne upper red claystones	Ł 4 (g)	10–32
	gipsy i anhydryty gypsum and anhydrite	A 4	0–2,5
	iłowce czerwone dolne lower red claystones	Ł 4 (d)	3,5–12
P_23	anhydryt ze sferulitami anhydrite with spherulites	A 3	0–42
	iłowce szare, w stropie często dolomitowe (Ł3-W) gray claystones, in upper part often dolomitic (Ł3-W)	Ł 3	2–14
P_22	anhydryt anhydrite	A 2	16–35
	dolomit szary grey dolomite	W 2	0–16
P_21	anhydryt górny upper anhydrite	A 1 (g)	do 80
	iłowiec gipsowy (brekcja) gypsum claystone (breccia)	A 1 (br)	0–6
	anhydryt dolny lower anhydrite	A 1 (d)	do 60
	wapienie i dolomity limestone and dolomite	W 1	60–100
	łupki miedzionośny copper-bearing shale	Ł 1	0,0–0,5
P_21'	dolomit graniczny boundary dolomite	W 0	0,0–0,3
	biały piaskowiec white sandstone	P 0	0,2–3,0

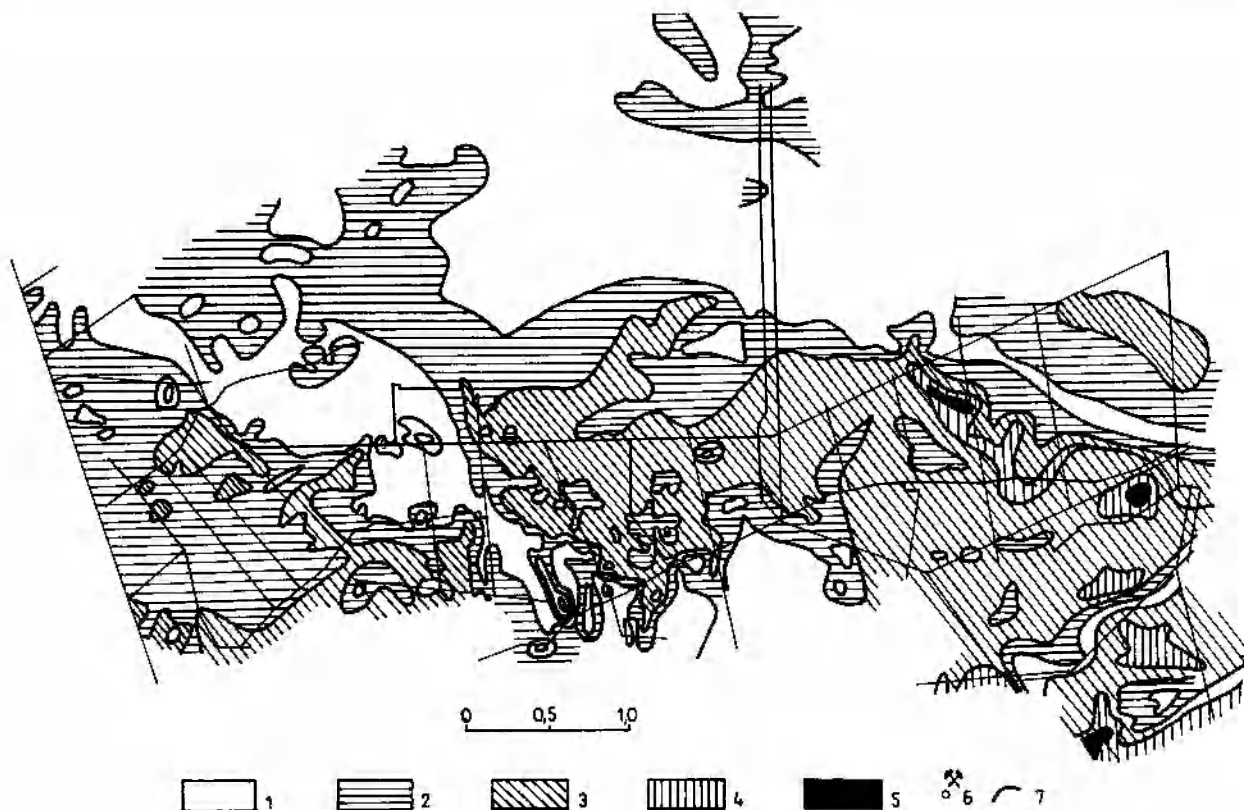


Fig. 2. Mapa rozprzestrzenienia i miąższości dolomitu granicznego. 1 – 0 cm; 2 – 1 do 6 cm; 3 – 6 do 10 cm; 4 – 10 do 20 cm; 5 – powyżej 20 cm; 6 – szyby kopalniane; 7 – izopachy dolomitu granicznego
 Map showing extent and thickness of the boundary dolomite. 1 – 0 cms; 2 – 1 to 6 cms; 3 – 6 to 10 cms; 4 – 10 to 20 cms; 5 – above 20 cms; 6 – mine shafts; 7 – isopachs of boundary dolomite

on w formie dwóch rozległych płatów oraz kilku mniejszych, nieregularnych soczew. Obszary występowania dolomitu granicznego przedzielone są strefami, w których nie doszło do osadzenia się tej warstwy. Charakterystyczne są dwie takie strefy, ograniczające dwa główne płaty dolomitu granicznego: zachodni i środkowowschodni.

Strefa bezdolomitowa oddzielająca płat zachodni od płata środkowowschodniego ma przebieg południkowy. Zarys tej strefy jest skomplikowany. Szerokość jej zmienia się od 100 m do 700 m. Widoczne są głębokie „zatoki” i wydłużone „półwyspy”, zwłaszcza w południowej części tej strefy, gdzie wyraźnie ulega ona zwężeniu. W rejonie południowego odcinka strefy miąższość dolomitu granicznego osiąga duże wartości, około 20 cm. W części północnej strefa ta również ulega zwężeniu, ale miąższości dolomitu granicznego w jej sąsiedztwie są małe, około 2–6 cm. W środkowym, najszerszym odcinku strefy obserwuje się występowanie kilku soczew dolomitu granicznego o rozmiarach od 100 m do 300 m i miąższości od 4 do 8 cm.

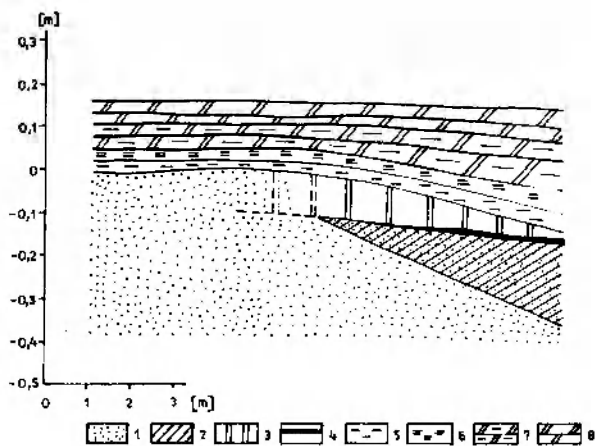


Fig. 3. Lateralne przejście dolomitu granicznego w piaskowiec. 1 – biały piaskowiec; 2 – szary piaskowiec; 3 – dolomit graniczny; 4 – łupek podścielający; 5 – łupek dolomityczno-ilty; 6 – łupek ilty-dolomitowy; 7 – dolomit ilty; 8 – dolomit smugowany

Lateral passage of boundary dolomite into sandstone. 1 – white sandstone; 2 – gray sandstone; 3 – boundary dolomite; 4 – underlying shale; 5 – dolomitic-clayey shale; 6 – clayey-dolomitic shale; 7 – clayey dolomite; 8 – streaky dolomite

Druga strefa bezdolomitowa ma generalny przebieg NW–SE. Ogranicza ona od północnego wschodu środkowowschodni płat dolomitu granicznego. Dokładny przebieg tej strefy nie jest znany, ponieważ przebiega ona w znacznej części przez obszar nie rozcięty wyrobiskami górniczymi. Dotyczy to głównie północno-wschodniej granicy strefy, gdzie nie obserwuje się zwartego obszaru występowania dolomitu granicznego. Występują tam nieregularne płyty dolomitu o miąższości od 1 do 4 cm.

Obserwacje przeprowadzone w wyrobiskach kopalnianych wykazały, że na całym obszarze występowania dolomitu granicznego zalega spokojnie. Zmiany miąższości są stopniowe i stosunkowo niewielkie. Można zaobserwować pewien ogólny trend zmian miąższości. Wzrasta ona w kierunku południowym i południowo-wschodnim od 2 do 4 cm w części zachodniej badanego obszaru, poprzez 6 do 8 cm w części środkowej, do powyżej 8 cm w części wschodniej.

Kontakt dolomitu granicznego z białym piaskowcem i łupkami miedzionośnymi jest zwykle wyraźny, ostry. Tylko lokalnie obserwuje się lateralne przejścia dolomitu granicznego w piaskowiec. Interesujący przykład takiego zjawiska przedstawia figura 3. Na skłonie lokalnej elewacji stropu piaskowca, o amplitudzie około 2 m, obserwuje się zacieranie się granicy pomiędzy piaskowcem a dolomitem. Szybkiemu wzrostowi grubości dolomitu granicznego (z 3 cm do 10 cm) w kierunku grzbietu elewacji towarzyszy wzrastające zapiaszczenie. Elewacja zaznacza się także powyżej dolomitu granicznego, w łupkach miedzionośnych i dolomicie ilastym, których grubość na grzbiecie elewacji jest najmniejsza.

Obok typowych, powolnych zmian miąższości obserwuje się lokalnie szybkie zmiany związane z nierównościami powierzchni stropowej białego

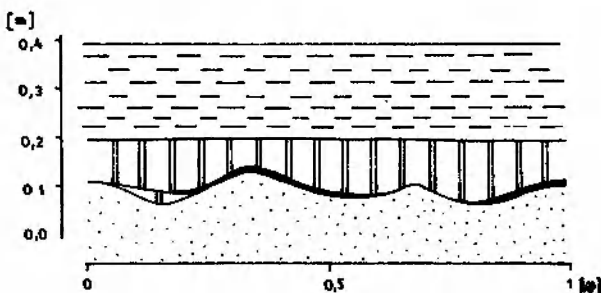


Fig. 4. Zmiany miąższości dolomitu granicznego związane z nierównościami powierzchni stropowej białego piaskowca. Objaśnienia jak na figurze 3

Thickness variations of the boundary dolomite related to the uneven top surface of the white sandstone. Legend as in Fig. 3

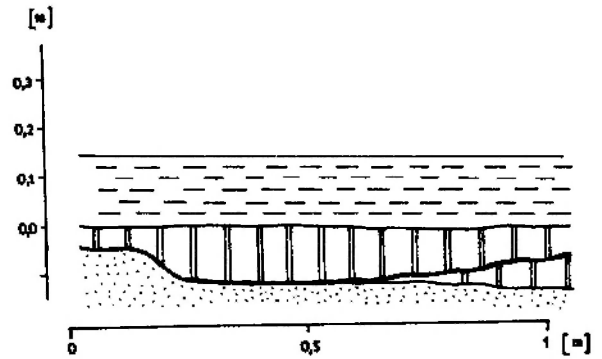


Fig. 5. Zmiana miąższości dolomitu granicznego związana z nierówną powierzchnią stropu białego piaskowca. Łupek podścielający wnika w dolomit graniczny. Objaśnienia jak na figurze 3

Change of thickness of the boundary dolomite related to the uneven white sandstone top surface. Legend as in Figure 3

piaskowca (fig. 4, 5). Spągowa powierzchnia dolomitu jest nierówna; stanowi jakby odlew nierówności stropowej powierzchni piaskowca. W przeciwieństwie do powierzchni spągowej powierzchnia stropowa jest równa. Efektem takiej sytuacji jest znaczna zmienność lokalna miąższości dolomitu granicznego.

Opisane powyżej zjawiska obserwuje się w jasnoszarym dolomicie. Dla dolomitu ciemnoszarego typowe są stopniowe zmiany miąższości: maleje ona stopniowo, aż do całkowitego wyklinowania (fig. 6).

Pomiędzy białym piaskowcem i dolomitem występuje zwykle cienka (od 0,1 do 1,0 cm gru-

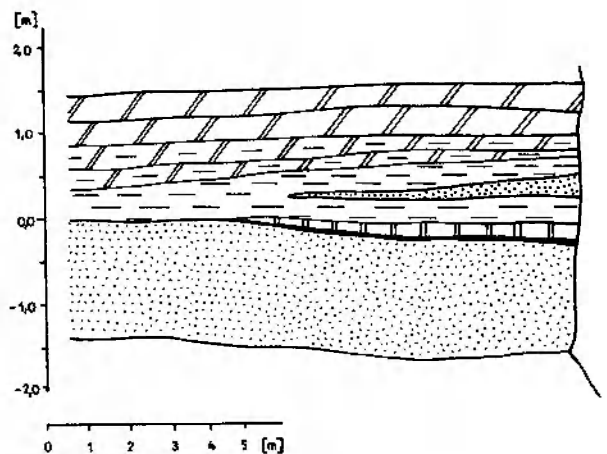


Fig. 6. Wyklinowanie dolomitu granicznego (szaroczarne). Łupek podścielający łączy się z łupkiem dolomityczno-ilastym. Objaśnienia jak na figurze 3

Thinning out of the boundary dolomite (gray-black). The underlying shale is jointed dolomitic-clayey shale. Legend as in Figure 3

bości) warstewka czarnego łupku ilastego, nazwanego łupkiem podścielającym (fig. 3, 6). W miejscu wyklinowania się dolomitu granicznego łupek podścielający łączy się z łupkami miedzionośnymi (fig. 6). Niekiedy obserwuje się wnikanie łupku

podścielającego w dolomit graniczny jasnoszary (fig. 5, pl. I, 1), w którym tworzy przewarstwienie aż do wyklinowania się po kilkudziesięciu metrach. Ze względu na znikomą grubość, łupek podścielający nie został ujęty w tabeli 1.

CHARAKTERYSTYKA CHEMICZNO-PETROGRAFICZNA DOLOMITU GRANICZNEGO

Obserwacje makroskopowe wykazały występowanie dwóch odmian dolomitu granicznego: jasnoszarej (pl. I, 1) i szaroczarnej (pl. I, 2, 3). Stwierdzono, że przejścia pomiędzy tymi odmianami są stopniowe. Opis makroskopowy obu wyróżnionych odmian przedstawia się następująco.

Dolomit graniczny jasnoszary występuje w okolicach Lubina mniej powszechnie niż dolomit szaroczarny. Jest to skała o strukturze mikrokryształicznej, obserwuje się w niej często pofalowane laminki ilaste opływające soczewki jasnego dolomitu. Nadają one skale teksturę równoległą, smugowaną. Zwykle są dobrze widoczne na zglądach polerowanych. Zdarza się jednak, że nie obserwuje się ich w skale, a wtedy ma ona teksturę bezkierunkową. W dolomicie występują w różnej ilości fragmenty skorupki, a czasem kompletne skorupki mięczaków (pl. I, 2). Wielkość skorupki jest zmienna, od 0,1 do 1,5 cm. Zawartość elementów szkieletowych waha się od 1 do 50% objętości skały. Gromadzą się one najczęściej w górnej partii warstwy. Skorupki są ułożone bezładnie, przy dużym nagromadzeniu ich ułożenie jest najczęściej równoległe. Skorupki zbudowane są z białoszarego kalcytu, bywają też dość często zmineralizowane chalkopirytem, bornitem, rzadziej galeną.

Gips występuje w jasnoszarym dolomicie granicznym dość rzadko. Tworzy owalne gniazda dochodzące do 0,5 cm oraz igielkowe skupienia. Jest najczęściej biały, różowy lub zielonkawy.

Równie rzadkie są skupienia kalcytu, osiagają one jednak większe rozmiary, dochodzące do 2,0 cm. Jest to kalcyt biały, mleczny lub przezroczysty. Żyłki kalcytowe występują głównie w strefach zaangażowanych tektonicznie. Żyłki siarczkowe, głównie chalkopirytowe, są zjawiskiem nieco powszechniejszym. Grubość żyłek wynosi od ułamków milimetra do 3,0 mm. Przebiegają one w różnych kierunkach, najczęściej zbliżonych do pionowego. Żyłki siarczkowe przechodzą niekiedy w zalegające na dolomicie granicznym łupki miedzionośne.

Dolomit graniczny szaroczarny jest odmianą występującą na badanym obszarze zna-

cznie powszechniej niż dolomit jasnoszary. Jest to skała barwy szaroczarnej do czarnej, znacznie mniej zailona niż odmiana jasnoszara. Struktura i tekstury są podobne jak w odmianie jasnoszarej. Istotną różnicę stanowi zupełny brak laminy ilastych w dolomicie szaroczarnym. Okruchy skorupki mięczaków są drobniejsze niż w odmianie jasnoszarej. Znacznie częściej natomiast obserwuje się owalne skupienia białego i różowego gipsu (pl. I, 3). Dolomit graniczny szaroczarny nie wykazuje poziomych ani pionowych przejść w sąsiadujące z nim skały.

Badania mikroskopowe dolomitu granicznego wykazują, że podstawowym składnikiem ortochemicznym jest przekryształizowany mikryt, czyli mikrosparyt dolomitowy. Wielkość ziarn dolomitowych zawiera się w przedziale od 4 do 8 μm , mają one pokrój anhedralny. W obrębie mikrosparytu nie obserwuje się euhedralnych ziarn dolomitu, co potwierdzają badania przelamu skały pod mikroskopem elektronowym skanningowym. Euhedralne kryształy dolomitu obserwuje się jedynie w większych porach, gdzie mogły swobodnie krystalizować (pl. I, 4). Pory te są obecnie wypełnione siarczkami lub kalcytowym sparytem. Podobnie bywa w przypadku elementów szkieletowych, gdzie euhedralne kryształy dolomitu występują na granicy skorupki z mikrosparytowym tłem. Romboedryczne kryształy dolomitu tkwią w tworzącym skorupki kalcyście lub siarczku (pl. I, 4).

Mikrosparyt tworzący dolomit graniczny jest drobnokryształiczny o teksturze bezładnej. Nie obserwuje się większych skupień kryształów o zbliżonych wymiarach. Wyjątek stanowią skupienia pseudosparytu oraz ciemne laminy ilasto-węgliste, w obrębie których kryształy dolomitu są najdrobniejsze, o rozmiarach z pogranicza mikrytu i mikrosparytu (około 4 μm). Obserwowane pod dużym powiększeniem ziarna mikrosparytu nie wykazują wrostków obcych minerałów.

W obrębie masy mikrosparytowej występują mniej lub bardziej izometryczne skupienia białych, przezroczystych kryształów dolomitu (pl. I, 5). Wielkość tych skupień dochodzi do 0,5 cm.

Rozmiary kryształów dolomitu rosną w kierunku środka skupień. Największe kryształy dochodzą do 0,1 cm, co pozwala określić je jako sparyt. Przejście od mikrosparytu do sparytu jest ostre. Sparyt ten ma wszystkie cechy pseudosparytu odróżniające go od ortosparytu:

– granice pomiędzy kryształami są nierówne, kształt ziarn jest anhedralny, wyjątkowo subhedralny,

– kryształy wykazują różną orientację optyczną,

– granica z otaczającym mikrosparytem jest ostra.

Skupienia pseudosparytu odróżniają się od mikrosparytu jasną barwą. Jest to spowodowane brakiem substancji ilasto-węglistej pomiędzy ziarnami dolomitu. Fakt ten dodatkowo potwierdza tezę, iż sparyt dolomitowy jest wynikiem rekryształizacji dolomitu w pierwotnych porach i ich najbliższym otoczeniu. Pseudosparyt jest jednym z pobocznych składników dolomitu granicznego. Jego zawartość nie przekracza 2-3% obj. skały. Najczęściej wynosi 0 do 1% obj. Występuje sporadycznie w jasnoszarym i znacznie częściej w szaroczarnym dolomicie granicznym. Częściej występuje w mikrosparycie, rzadko w dolomicie granicznym zapiaszczonym lub biomikrycie, gdzie skupienia jego są drobniejsze (do 0,25 mm).

Trzecim, obok mikrosparytu i pseudosparytu, wyróżnionym składnikiem ortochemicznym dolomitu granicznego jest substancja ilasto-węglista. Jest ona rozproszona w całej masie skały dość równomiernie; tworzy miejscami większe skupienia w formie smug i lamin. Gromadzi się również na granicy kryształów mikrosparytu (pl. I, 6). Zawartość substancji ilasto-węglistej w dolomicie granicznym wynosi od kilku do 40% obj., najczęściej 15-20% obj. Wyniki oznaczeń zawartości węgla organicznego przedstawiono w tabeli 2. Zawartość C_{org} wynosi od 0,8 do 1,88% wag. Oznaczenia wykonano dla różnych odmian makroskopowych dolomitu w Samodzielnej Pracowni Mikroanalizy i Automatyzacji Metod Analitycznych w Łodzi. Wyniki analiz wykazały brak zależności pomiędzy zawartością węgla organicznego a barwą skały. Twierdzenie, że czarna lub ciemnoszara barwa skały zależy od zawartości węgla organicznego, nie znalazło w dolomicie granicznym potwierdzenia.

Do allochemicznych składników dolomitu granicznego należą detrytyczny kwarc i elementy szkieletowe. Jedną z charakterystycznych odmian dolomitu jest dolomit zapiaszczony. Występuje on zwykle w pobliżu elewacji podłoża piaszkowco-

Tabela 2. Zawartość węgla organicznego w dolomicie granicznym okolic Lubina

Contents of organic coal in boundary dolomite of the Lubin region

Nr próby Sample No.	Barwa skały Colour of rock	C_{org} (%)
2/GSz	jasnoszara – grey light	1,08
3/GSz	szara – grey	1,32
4/GSz	szara – grey	0,80
2/GIV	jasnoszara – light grey	1,23
7/GIV	jasnoszara – light grey	1,05
12/GIV	szara – grey	1,25
14/GIV	ciemnoszara – dark grey	1,35
15/GIV	ciemnoszara – dark grey	1,09
18/GIV	ciemnoszara – dark grey	1,50
1/GV	ciemnoszara – dark grey	1,88
2/GV	ciemnoszara – dark grey	1,04
5/GV	ciemnoszara – dark grey	1,53

wego. Zawartość kwarcu systematycznie maleje w miarę oddalania się od elewacji, co wskazuje na nie jako na źródło materiału piaszczystego. Kwarc stanowi 80-100% wszystkich litoklastów. Od 0 do 12% litoklastów stanowią okruchy skał krzemionkowych, a 0 do 8% skalenie. Zapiaszczenie dolomitu zmienia się w bardzo szerokim przedziale, od 0 do 47% obj., a w niektórych przypadkach, kiedy przechodzi on w szary piaszkowiec dolomityczny, zawartość litoklastów przekracza 50% obj.

Dla wybranych, charakterystycznych próbek zapiaszczonego dolomitu granicznego (zawierają-

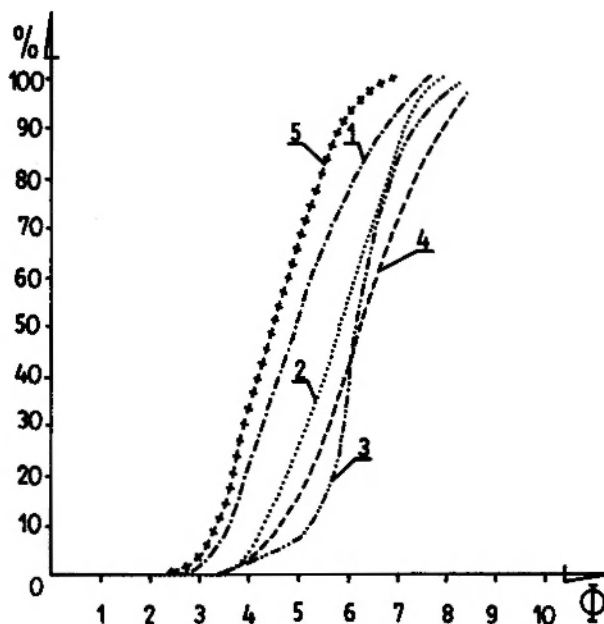


Fig. 7. Krzywe granulometryczne frakcji piaszczystej dolomitu granicznego. Oznaczenia jak w tabeli 3

Sieve curves of sandy fraction of the boundary dolomite. Samples numbered as in Table 3

cych ponad 100 ziarn litoklastów w szlifie) wykonano mikroskopową analizę uziarnienia. Wyniki przedstawiono w postaci krzywych granulometrycznych (fig. 7) oraz w tabeli 3. Wykazały one, że wysortowanie materiału jest przeważnie słabe, sporadycznie umiarkowane ($GSO = 0,8$ do $1,23$), średnia średnica ziarn wynosi od $0,06$ do $0,035$ mm. Litoklasty należą głównie do frakcji mułowcowej. Wskazuje to na bardzo niską energię morską środowiska sedymentacyjnego, skoro na odległościach rzędu stu metrów od źródła materiału klastycznego (elewacje) przenoszony był tylko tak drobny materiał. Ziarna kwarcu są owalne lub wydłużone, dość dobrze obtoczone. Ułożenie ziarn jest beładne, co potwierdza tezę o niskiej energii środowiska.

Elementy szkieletowe są składnikiem występującym w dolomicie granicznym w bardzo zmiennych ilościach. Nie występują tylko w dolomicie zapiaszczonym. Są to głównie skorupki cienkoskorupowych małży, dochodzące do $1,5$ cm długości, oraz ich fragmenty i okruchy różnej wielkości i kształtu. Są zbudowane z białego kalcytu wypełniającego przestrzeń ograniczoną romboedrami dolomitu. Obserwuje się również skorupki zmineralizowane siarczkami (pl. II, 1) oraz detrytus roślinny (pl. II, 2). W jednej z prób stwierdzono występowanie kolonii glonów o rozmiarach dochodzących do kilku milimetrów. Ułożenie ich jest różne, często zgodne z warstwowaniem dolomitu (pl. II, 3). W obrębie mat glonowych, których fragmenty obserwowano, stwierdzono owalne skupienia sparytu kalcytowego (pl. II, 4) przypominające sporyngia glonowe (Horowitz, Potter 1971). Ogólnie można powiedzieć, że elementy szkieletowe są ułożone w skale w różny sposób. Przeważnie są ułożone beładnie, lokalnie jednak ułożenie skorupki jest równoległe, co może być

Tabela 3. Parametry statystyczne uziarnienia składników klastycznych w zapiaszczonym dolomicie granicznym

Statistic grain size parameters of clasts in sandy boundary dolomite

Próba Sample	GSS	GSO	GSK	GSP
1 1/GV	3,99	0,92	-0,100	0,82
2 2/GVa	4,58	0,82	-0,790	0,82
3 2/GVb	4,95	0,66	+0,740	1,40
4 7/GV	5,03	0,92	+0,001	1,26
5 9/GSz	4,66	0,78	-0,300	0,82

Oznaczenia: (abbreviations): GSS – graficzna średnia średnica ziarn (mean); GSO – graficzne średnie odchylenie (dispersion (sorting)); GSK – graficzna skośność (graphic skewness); GSP – graficzne spłaszczenie (kurtosis)

wynikiem ich redepozycji. W pojedynczych przypadkach stwierdzono gipsyfikację oraz sylikację, nie są to jednak zjawiska o istotnym znaczeniu.

Obserwacje mikroskopowe pozwoliły wydzielić w badanym obszarze trzy odmiany mikrofacjalne dolomitu granicznego. Ich wydzielenie ma istotne znaczenie dla scharakteryzowania środowiska sedymentacyjnego dolomitu granicznego (fig. 8).

A) Mikrosparyt (pl. IV, 1). Barwa od jasnoszarej do szaroczarnej, tekstura beładna lub równoległa. Zawiera mniej niż 10% litoklastów i bioklastów. Występuje w centralnych częściach niecek, w których osadzał się dolomit graniczny.

B) Biomikryt (pl. IV, 2). Barwa szara do ciemnoszarej, tekstura beładna, niekiedy równoległa. Zawartość elementów szkieletowych dochodzi do 40% , najczęściej nie przekracza jednak 15% . Podobnie jak mikrosparyt, występuje w centralnych częściach płatów dolomitu.

C) Dolomit zapiaszczony (pl. IV, 3). Barwa jasnoszara do szarej. Zawiera powyżej 10% litoklastów. W niektórych strefach zapiaszczenie przekracza 50% obj. skały, która przechodzi wtedy w piaskowiec o spoiwie podstawowym dolomitowym i wapienno-dolomitowym. Dolomit graniczny zapiaszczony występuje w brzeźnych partiach płatów, przechodząc w sposób ciągły w mikrosparyt lub biomikryt.

Dolomit graniczny jest zmineralizowany minerałami kruszczowymi miedzi, ołowiu, żelaza i innych pierwiastków metalicznych. Badania prób w świetle odbitym pozwoliły stwierdzić, że głównymi minerałami kruszczowymi są chalkopiryt i bornit, podrzędnie występują chalkozyn i piryt. W obszarze położonym na N i NE od Lubina głównym minerałem kruszczowym jest galena, wyraźnie ustępują jej ilościowo chalkopiryt i bornit.

Minerały kruszczowe występują w różnych formach, zarówno jako ziarna monomineralne, jak i zrosty kilku minerałów. Najczęściej występują jako mineralizacja rozproszona – drobne ziarna, o rozmiarach poniżej $0,1$ mm i nieregularnych kształtach. Stanowi ona tło dla innych form mineralizacji kruszczowej: nieregularnych ziarn siarczków wypełniających przestrzenie pochodzenia porowego, okruszczowych skorupki fauny oraz żyłek siarczkowych.

Najpospolitszym minerałem miedzi w dolomicie granicznym jest chalkopiryt. Często jest on jedynym minerałem kruszczowym, tworzącym zarówno mineralizację rozproszoną (ziarna od $0,01$ do $0,5$ mm), jak i inne formy mineralizacji. Chalkopiryt jest w zasadzie najmłodszym z opisywa-

nych siarczków, wypiera bowiem zarówno bornit (pl. II, 5), jak i galenę. Stwierdzone przypadki wypierania chalkopirytu przez bornit starszy od galeny mogą wskazywać, iż chalkopiryt był jednym ze składników pierwotnej mineralizacji kruszcowej. Chalkopiryt najliczniej występuje w dolomicie granicznym jasnoszarym. W dolomicie szaroczarnym większe ilości chalkopirytu występują w żyłkach kruszcowych, w samej skale dominuje natomiast bornit.

Bornit jest obok chalkopirytu głównym minerałem miedzi w dolomicie granicznym. Formy występowania bornitu są takie same, jak chalkopirytu. Bardzo często inkrustuje skorupki małży i otwornic. Rzadko występuje samodzielnie, zwykle towarzyszy chalkopirytowi, przez który jest najczęściej wypierany. Największe zawartości bornitu występują w odmianie szaroczarnej dolomitu

granicznego, gdzie dominuje on nad chalkopirytem. Żyłki bornitowe są w dolomicie rzadkością, dominującym minerałem jest tu zwykle chalkopiryt. Nie stwierdzono w badanych próbach bornitu wrzosożowego. Występuje wyłącznie typowy bornit ceglasty.

W rejonie wschodnim kopalni Lubin, na północ i północny wschód od Lubina, stwierdzono w dolomicie granicznym oraz skałach z nim sąsiadujących mineralizację ołowiową i ołowiowo-miedziową. W rejonie tym głównym minerałem kruszcowym jest galena. Najczęściej towarzyszą jej chalkopiryt i bornit; w niektórych próbach bywa ona jedynym siarczkiem. Formy występowania galeny nie różnią się od opisanych w przypadku chalkopirytu. Obserwowano okruszczowane galeną skorupki fauny oraz żyłki przechodzące w łupek miedzionośny. W obrębie większych

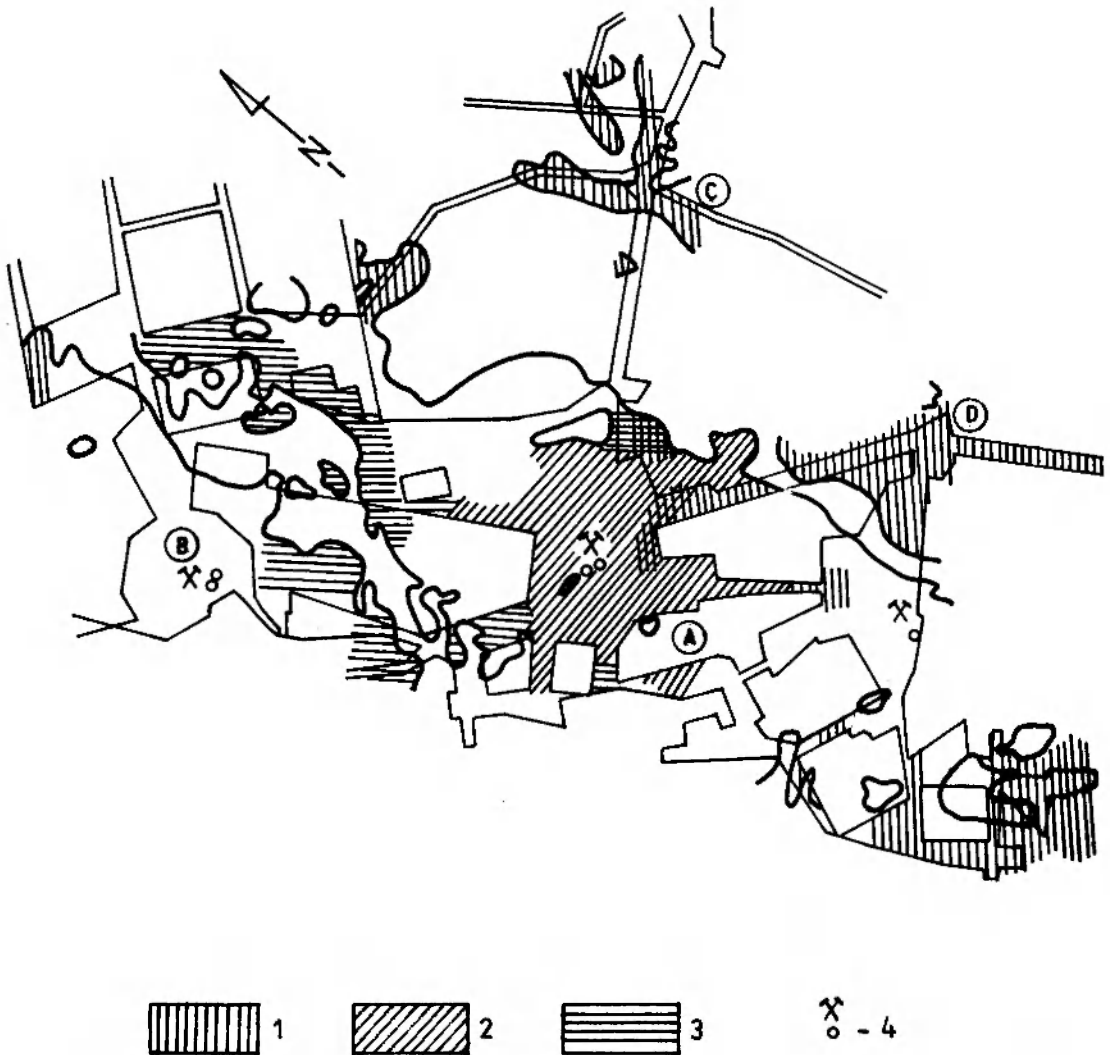


Fig. 8. Mapa rozprzestrzenia typów mikrofacjalnych dolomitu granicznego. 1 – mikrosparyt; 2 – biomicryt; 3 – dolomit zapiaszczony; 4 – szyby kopalniane; A – płat Lubina; B – płat Polkowic; C – płat Rynarce; D – płat Małomic
Map of distribution of the boundary dolomite microfacies types. 1 – microsparite; 2 – biomicrite; 3 – sandy dolomite; 4 – mine shafts; - - lobe of Lubin; B – lobe of Polkowice; C – lobe of Rynarce; D – lobe of Małomic

ziarn galeny (na przykład zmineralizowane skorupki) stwierdzono obecność reliktywów bornitu. Powszechnym zjawiskiem jest wypieranie galeny przez chalkopiryt. Można więc przyjąć, że galena jest młodsza od bornitu (pl. II, 6), a starsza od chalkopiryty.

Tabela 4. Analizy chemiczne dolomitu granicznego z rejonu Lubina
Chemical analyses of the boundary dolomite of the Lubin region

Próba Sample	CaO	MgO	Ca, Mg(CO ₃) ₂	CaCO ₃	Składniki nierozp. Insoluble components
1	2	3	4	5	6
5/GIV	25,9	16,4	81,4	5,5	13,1
7/GIV	26,5	18,5	93,2	1,1	6,6
12/GIV	27,0	18,8	94,0	1,0	5,0
14/GIV	26,1	17,9	88,8	2,2	9,0
15/GIV	25,5	18,3	92,1	—	6,8
17/GIV	27,4	18,6	92,3	2,7	5,0
18/GIV	27,0	19,3	98,0	—	1,0
23/GIV	27,4	18,1	90,0	3,9	6,1
27/GIV	27,4	18,6	92,3	2,7	5,0
38/GIV	22,2	15,3	76,0	1,6	22,4
1/GV	20,3	12,5	62,2	4,9	32,9
2/GV	26,4	17,7	88,1	3,0	8,9
3/GV	21,7	16,0	80,0	—	18,0
4/GV	22,1	15,6	77,4	0,7	21,9
5/GV	23,5	16,9	82,1	—	17,9
2/GSz	25,5	18,2	90,0	—	10,0
8/GSz	23,8	16,6	82,1	0,9	17,0
10/GSz	26,1	17,8	88,3	3,7	8,0
17/GSz	23,1	17,5	86,9	—	10,9
19/GSz	25,1	17,8	88,3	0,7	11,0
1/GXI	22,6	15,6	77,4	1,6	21,0
2/850	17,1	11,2	55,5	2,7	41,8
3/850a	26,0	17,9	88,8	2,0	9,2
3/850b	20,7	14,8	73,6	8,9	17,5
4/850	25,6	17,3	85,9	2,7	11,4
5/850	26,3	18,0	89,3	2,4	8,3
7/GII	20,6	14,3	70,0	2,0	28,0
2/GII	24,0	15,6	78,0	4,0	18,0
1/GIII	22,5	16,4	82,1	—	16,8
3/GIII	25,4	17,8	88,3	0,9	10,8
5/GIII	26,7	18,2	90,0	2,8	7,2
6/GIII	25,6	18,0	90,2	0,6	9,2
7/GIII	27,3	18,0	90,2	3,9	5,9
8/GIII	24,1	16,0	80,0	3,1	16,9
9/GIII	26,7	18,2	90,0	2,8	7,2
10/GIII	25,2	18,0	90,2	—	9,8
11/GIII	25,6	18,5	92,3	—	7,2
12/GIII	26,5	18,6	92,3	1,1	6,6
5/GI	23,9	17,0	84,0	1,0	15,0
IV/LZ	17,2	12,7	62,0	—	38,0
8/VI/LZ	22,8	16,3	80,0	1,0	19,0
Ko22/1731	22,7	14,2	70,0	5,0	25,0
4/GSz	31,0	9,1	44,1	32,9	23,0

Piryt spotyka się w dolomicie granicznym dość rzadko, i to głównie w odmianie szaroczarnej. Występuje najczęściej w pobliżu stropu warstewki dolomitu granicznego. Nie tworzy zrostów z innymi minerałami kruszcowymi. Obserwacje przy użyciu mikroskopu elektronowego skanninowego wykazały, że jest to głównie piryt framboidalny, odpowiadający framboidom pełnym, czyli właściwym (Kosacz, Pawłowicz 1983). Są to skupienia wielkości od 10 do 30 μm, zbudowane z dużej liczby drobnych kryształów pirytu o różnej średnicy (pl. III, 1). Większe ziarna pirytu są idiomorficzne, mniejsze najczęściej są hipidiomorficzne, a nawet ksenomorficzne. Oprócz skupień pirytu framboidalnego obserwuje się skupienia pojedynczych idiomorficznych ziarn pirytu (pl. III, 2, 3). Obserwacje te pozwalają uważać piryt za składnik pierwotny dolomitu granicznego. Diageniza dolomitu nie zatarła tych interesujących form pirytowych. Obecność pierwotnego pirytu potwierdza panujący powszechnie pogląd o redukcyjnym środowisku sedymentacji w początkowym etapie rozwoju morza cechsztyńskiego.

Interesującym faktem jest podrzędne występowanie chalkozynu, który tworzy ziarna o rozmiarach 0,01–1,5 mm. Ziarna chalkozynu nie tworzą

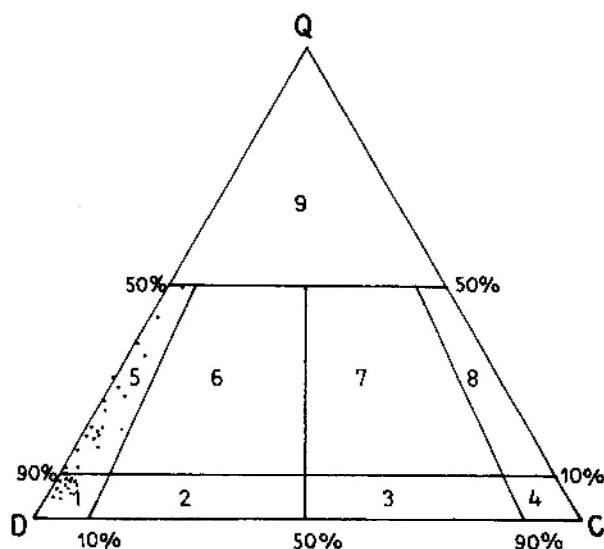


Fig. 9. Pozycja dolomitu granicznego w trójkącie klasyfikacyjnym Leightona i Pendextera. 1 – dolomit; 2 – dolomit wapnisty; 3 – wapień dolomityczny; 4 – wapień; 5 – zanieczyszczony dolomit; 6 – zanieczyszczony dolomit wapnisty; 7 – zanieczyszczony wapień dolomityczny; 8 – zanieczyszczony wapień; 9 – skały niewęglanowe

Plot of boundary dolomite against classification triangle of Leighton and Pendexter. 1 – dolomite; 2 – calcareous dolomite; 3 – dolomitic limestone; 4 – limestone; 5 – impured dolomite; 6 – impured calcareous dolomite; 7 – impured dolomitic limestone; 8 – impured limestone; 9 – non-carbonate rocks

zrostów z innymi minerałami (jednakże materiał badany był ilościowo szczupły).

Obserwacje minerałów kruszcowych wykazały, że ich formy występowania są typowe dla mineralizacji diagenetycznej i epidiagenetycznej. Są to głównie ziarna wypełniające przestrzenie ograniczone zrekrytalizowanym dolomitom, inkrustacje skorupki małży i otworów oraz żyłki kruszcowe przecinające dolomit pod różnymi kątami. Formy te utworzyły się na różnych etapach diagenetyzacji dolomitu granicznego. Pierwotnym źródłem miedzi mogły być syngenetyczne z dolomitom minerały miedziowe. Nie można również wykluczyć, że pewna ilość minerałów kruszcowych przedostała się do dolomitu granicznego z łupków miedzionośnych.

Badania chemiczne wykonane dla 43 próbek dolomitu granicznego pozwalają dość dokładnie określić jego charakter litologiczny. W tabeli 4 przedstawiono oznaczone zawartości CaO i

MgO, a także wyliczone na tej podstawie zawartości dolomitu, kalcytu oraz składników nierozpuszczalnych w kwasie solnym. Zawartość CaO waha się od 17,1 do 31% wag., MgO od 9,1 do 19,3% wag. Po przeliczeniu odpowiada to zawartości dolomitu od 55,5 do 94% wag. oraz kalcytu od 0,0 do 8,9% wag. Zawartość części nierozpuszczalnych wynosi od 5,0 do 41,8% wag. Pozwala to określić badane próbki zgodnie z klasyfikacją Pettijohna jako dolomity. Tylko jedna próbka wykazała zawartość 31% CaO i 9,1% MgO, czyli 44,1% dolomitu i 32,5% kalcytu, co określa ją jako wapień dolomitowy. Wyniki analiz chemicznych przedstawiono na trójkącie klasyfikacyjnym szeregu wapień-dolomit (Leighton, Pendexter 1962; fig. 9).

Pozostałość po rozpuszczeniu węglanów w zimnym HCl w czasie 24 godzin składa się z minerałów ilastych, substancji węglistej, pelitu kwarcowego i minerałów kruszcowych.

WARUNKI SEDYMENTACJI DOLOMITU GRANICZNEGO

Zasadniczą rolę w powstawaniu morskich osadów węglanowych odgrywa kilka czynników. Przede wszystkim są to:

- podwyższone zasolenie wody morskiej,
- intensywny rozwój organizmów żywych,
- podwyższona temperatura wody,
- niewielki dopływ materiału terrygenicznego.

Stwierdzone w trakcie badań fakty wskazują, że czynniki te występowały w rejonie Lubina w czasie sedymentacji dolomitu granicznego. Mało jest natomiast danych pozwalających dokładniej określić głębokość zbiornika morskiego w tym okresie. Analiza mikrofacjalna nawiązująca do klasyfikacji skał węglanowych Folka (1959, 1962) oraz do propozycji standardowych mikrofacji skał węglanowych (Wilson 1975) wskazuje, że dolomit graniczny zbliżony jest do mikrofacji określonej jako „mikrobioklastyczny dolomit z pelitem kwarcowym”. Jest to mikrofacja wskazująca na płytki szelf jako środowisko sedymentacji dolomitu granicznego. Przewaga wśród badanych próbek mikrosparytów z niewielkim udziałem biomikrytów wskazuje, że powstały one w środowisku o niskiej energii (Folk 1962).

Biorąc pod uwagę stosunek ilości mikrytu do ilości i rodzaju allochemów (Leighton, Pendexter 1962) określono dolomit graniczny jako dolomit mikrytowo-biogeniczny. Zgodnie z uproszczoną klasyfikacją skał węglanowych (Dunham 1962)

dolomit graniczny określono jako „mudstone”, czyli skałę węglanową zawierającą mniej niż 10% luźno rozmieszczonych allochemów (głównie elementów szkieletowych).

Przedstawione wyniki badań pozwalają określić warunki, w jakich tworzył się dolomit graniczny. Transgresja morza cechsztyńskiego nastąpiła na obszar lądowy zbudowany z utworów czerwonego spągowca. W wyniku transgresji powstał na badanym obszarze zbiornik nerytyczny, którego dno stanowiły białe piaskowce, efekt odbarwienia i redepozycji stropowych partii czerwonego spągowca. Dno zbiornika było nierówne. Wydłużone, wąskie elewacje dzieliły zbiornik na nieckowate zagłębienia, w których następowało gromadzenie się osadów węglanowych i ilastych. Dały one w efekcie dolomit graniczny i łupki miedzionośne. Elewacje obserwuje się obecnie w wyrobiskach kopalnianych jako strefy, w których nie występują dolomit graniczny i łupki miedzionośne (fig. 2). Geneza elewacji jest trudna do wyjaśnienia, mogą one być efektem działania ruchu wód (prądy morskie), ale nie jest wykluczone, że ich założenia są przedtransgresyjne. Szczytowe części elewacji sięgały do strefy falowania tworząc wydłużone płycizny. Ruch wody nie pozwalał na gromadzenie się mułu węglanowego w tych strefach. Poniżej strefy ruchu wód panowały spokojne warunki hydrodynamiczne i hydrochemiczne umożliwiające gromadzenie się mułu węglanowe-

go i substancji ilastej. Wynikiem ruchu wód w strefie przypowierzchniowej było wymywanie z piaszczystych elewacji materiału klastycznego, który był znoszony do basenu sedymentacyjnego. Ponieważ energia środowiska była niska, a spadki dna nieduże, piasek nie docierał do głębszych części basenu. Z tego powodu zapiaszczony dolomit występuje w najbliższym sąsiedztwie elewacji. W głębszych partiach basenów osadzał się muł węglanowy, z którego utworzył się mikrosparytowy dolomit graniczny (fig. 10).

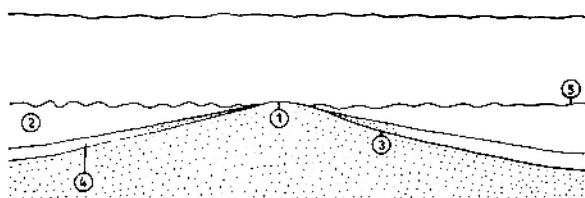
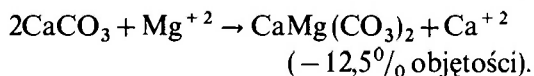


Fig. 10. Schemat sedymentacji dolomitu granicznego w strefie elewacji piaszczystych dna basenu. 1 - elewacja piaszczystego dna; 2 - niecka sedymentacyjna dna dolomitu granicznego; 3 - dolomit graniczny zapiaszczony; 4 - dolomit graniczny z łupkiem miedzionośnym; 5 - podstawa falowania

Scheme of sedimentation of the boundary dolomite in zone of sandy elevations of the sea-floor. 1 - elevation of sandy floor; 2 - sedimentary trough of boundary dolomite; 3 - sandy boundary dolomite; 4 - boundary dolomite with copper-bearing shale; 5 - wave base

Istotną cechą świeżo osadzonego mułu wapiennego była wysoka porowatość, która przez analogię do współczesnych osadów węglanowych mogła stanowić 40 do 70% objętości osadu (Chocquette, Pray 1970). Umożliwiała ona przenikanie reaktywnych roztworów morskich zawierających jony Mg^{+2} . Reakcja mułu wapiennego z jonami magnezu prowadziła do powstania dolomitu w postaci niescementowanego osadu o strukturze pelitowej. Porowatość, początkowo stała, zmniejszała się dopiero w wyniku kompaktacji i rekrytalizacji osadu. Znaczna część porów została wypełniona pseudosparytem z rekrytalizacji mułu węglanowego. Za bardzo wczesną, prawie synsedymentacyjną dolomityzacją przemawia mikrytowy charakter dolomitu granicznego, brak euhedralnych kryształów dolomitu w masie skały oraz dobre zachowanie bioklastów i struktur sedymentacyjnych (smugi materiału ilastego). Trzeba również pamiętać, że późnodiagenetyczna dolomityzacja spowodowałaby znaczny wzrost porowatości (Selley 1976) zgodnie z reakcją



Podwyższoną koncentrację jonów magnezu w stosunku do jonów wapnia mogą osiągać wody porowe strefy pływowej, ale również niektóre warstwy wód głębszego basenu ewaporacyjnego. Przyczyną podwyższonego stosunku Mg do Ca może być odparowanie wody morskiej z równoczesnym wytrącaniem $CaCO_3$ i $CaSO_4$, zwłaszcza w bardzo płytkim zbiorniku morskim. Istotnym czynnikiem w tych procesach jest także podwyższona temperatura wody morskiej.

Stwierdzenie, czy pierwotny osad miał postać aragonitu czy kalcytu nie jest możliwe. Proces przechodzenia aragonitu w kalcyt powoduje zwiększenie objętości o około 8% (Hoskin 1966), co mogło być przyczyną zmniejszenia porowatości pierwotnego mułu wapiennego.

W objętym badaniem obszarze wydzielono cztery obszary sedymentacji dolomitu granicznego pooddzielane elewacjami piaszczowcowego podłoża. Są to: basen Lubina - największy i najlepiej poznany, basen Polkowic, basen Rynarcic i basen Małomic. Być może, że baseny Rynarcic i Małomic są fragmentami jednego, dużego basenu, przy obecnym rozcięciu tego rejonu wyrobiskami górniczymi nie można tego jednak stwierdzić. Rozmieszczenie omówionych basenów sedymentacyjnych dolomitu granicznego przedstawia figura 8.

W basenie sedymentacyjnym Lubina tworzyły się dwie odmiany dolomitu granicznego: jasnoszara i szaroczarna. Są one odbiciem różnych warunków sedymentacji.

Odmiana jasnoszara osadzała się w pobliżu piaszczystych elewacji dna, w warunkach dość energicznych ruchów wody spowodowanych prądami lub falowaniem. Mogły one powodować przemieszczanie się nieskonsolidowanych osadów, czego efektem są obserwowane lateralne przejścia dolomitu w piaskowiec (fig. 3) oraz nagłe zmiany miąższości dolomitu granicznego (fig. 4, 5). Stosunkowo duża zawartość frakcji piaszczystej oraz substancji ilastej wskazuje na wpływ położonych w sąsiedztwie piaszczystych elewacji.

Odmiana szaroczarna reprezentuje spokojniejszą sedymentację centralnych części basenu, gdzie środowisko było spokojne i bardziej redukcyjne. Charakter środowiska określał ujemny potencjał redoksy (Eh < 0) i alkaliczny odczyn wód zbiornika (pH > 7, 8). W tak opisanych warunkach kalcyt jest trwały (Krumbein, Garrels 1954). Spokojny charakter sedymentacji potwierdza tekstura skały, na ogół bezładna w mikrosparycie, czasami równoległa w biomikrycie. Obecność skupień gipsu potwierdza tezę o podwyższonym

zasoleniu wód basenu, co było jedną z przyczyn bardzo wczesnej dolomityzacji osadu. Nie można też wykluczyć, że przy tak płytkim zbiorniku oraz istnieniu pływów w strefach elewacji pewien wpływ na hydrochemię wód oraz dolomityzację mułu wapiennego mogły mieć wody opadowe.

Reasumując przedstawione fakty i rozważania dotyczące powstawania dolomitu granicznego można stwierdzić, że proces diagenetyzacji dolomitu granicznego nie był zbyt skomplikowany. Najwcześniejszą fazą diagenetyzacji mogło być przejście aragonitu w kalcyt i związane z tym zmniejszenie się pierwotnej porowatości. Brak dowodów na aragonitowy skład pierwotnego mułu wapiennego czyni ten proces czysto hipotetycznym.

Pierwszym stwierdzonym badaniem procesem neomorficznym było przejście kalcytu w dolomit. Proces ten zachodził w stadium ciągle nieskonsolidowanego osadu. Towarzyszące mu zmniejszenie objętości spowodowało wzrost porowatości osadu.

Ważny udział w procesie diagenetyzacji mułu dolomitowego w dolomit miała kompaktacja spowodowana naciskiem gromadzących się nowych

osadów. Spowodowała ona rekrytalizację mikrytu dolomitowego w mikrosparyt. Zrekrytalizowany dolomit wypełnił dużą liczbę porów tworząc skupienia pseudosparytu. Równocześnie zachodził proces sekrecyjnego przemieszczania się minerałów miedzi, które wypełniły część porów oraz zastąpiły kalcyt tworzący skorupki fauny. Jako ostatnie tworzyły się żyłki siarczkowe i kalcytowe, które przecinają wcześniejsze formy mineralizacji. Ostatni etap mineralizacji kruszcowej polegał na wypieraniu jednych minerałów przez inne, co zmierzało do osiągnięcia trwałego stanu równowagi w warunkach fizyko-chemicznych, jakie istniały w skale.

W dolomicie granicznym zaznaczyły się z różnym natężeniem procesy epigenetyczne, takie jak kalcytyzacja, gipsyfikacja, a sporadycznie także sylikfikacja. Procesy te rozwijały się w strefach silnie zaangażowanych tektonicznie, gdzie najintensywniejsza jest kalcytyzacja skały. Nie zaobserwowano w dolomicie granicznym zjawisk, które wskazywałyby na występowanie dedolomityzacji skały.

ZAKOŃCZENIE

Przedstawione studium geologiczno-petrograficzne warstw dolomitu granicznego jest pierwszą próbą szczegółowego wyjaśnienia zagadnień związanych z rozwojem cyklicznej serii osadów cechsztynu w brzeżnej części monokliny przedsudeckiej. Pewne pozytywne wyniki uzyskane w trakcie realizacji tej pracy wskazują na potrzebę przeprowadzenia szczegółowych badań geologicznych, petrograficznych i sedimentologicznych dalszych warstw skalnych występujących w spągowej części cechsztynu. Mogą one dostarczyć

wiele interesujących danych charakteryzujących najwcześniejsze etapy rozwoju cechsztyńskiego basenu sedimentacyjnego. Ponieważ białe piaskowce (PO) zostały już dość dokładnie przebadane (Oberc, Tomaszewski 1963; Jerzykiewicz *et al.* 1976; Tomaszewski 1978), obecnie najwięcej uwagi należałoby poświęcić łupkom miedzionym oraz serii dolomitowej leżącej powyżej łupków. Bardzo cenne będą również badania dolomitu granicznego poza obszarem omówionym w tej pracy.

LITERATURA

- CHOCQUETTE P. W., PRAY L. C., 1970: Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 54, nr 2.
- DUBIŃSKI K., 1967: Seria złożowa w rejonie Lubina i Sieroszowic. *Przewodnik XL Zjazdu PTG*, Wyd. Geol., Warszawa 1967.
- DUNHAM R. J., 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture, [w:] *Classification of carbonate rocks*. Amer. Ass. Petrol. Geol., Memoir 1.
- FOLK R. L., 1959: Practical petrographic classification of limestone. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 43, nr 1.
- 1962: Spectral subdivision of limestone types, [w:] *Classification of Carbonate Rocks*. Amer. Ass. Petrol. Geol., Memoir 1.
- HOROWITZ A. S., POTTER P. E., 1971: *Introductory Petrography of Fossils*. Springer, Berlin.
- HOSKIN C. M., 1966: Coral pinnacle cementation, Alacran Reef Lagoon, Mexico. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 36, nr 4.
- JERZYKIEWICZ T., KIJEWSKI P., MROCZKOWSKI J., TEISSEYRE A. K., 1976: Geneza osadów białego spągowca monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudetica*, vol. 11, 1.
- KOSACZ R., PAWŁOWICZ S., 1983: Formy występowania pirytu framboidalnego w złożu miedzi monokliny przedsudeckiej. *Rudy i Met. Nieżel.*, vol. 28, nr 8.
- KŁAPCIŃSKI J., 1971: Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudetica*, vol. 5.

- KRUMBEIN W. C., GERRELS R. M., 1952: Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation – reduction ratio. *J. Geol.*, vol. 60.
- LEIGHTON M. W., PENDEXTER C., 1962: Carbonate types, [w:] *Classification of Carbonate Rocks*. Amer. Ass. Petrol. Geol., Memoir 1.
- LORENC S., 1975: Petrografia i zróżnicowanie facjalne wapieni i anhydrytów Werra monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudetica*, vol. 10, nr 1.
- MIGASZEWSKI Z., NARKIEWICZ M., 1983: Identyfikacja pospolitych minerałów węglanowych przy użyciu wskaźników barwiących. *Prz. Geol.*, vol. 31, nr 4.
- OBERC J., TOMASZEWSKI J. B., 1963: Niektóre zagadnienia stratygrafii i podziału cechsztynu monokliny przedsudeckiej. *Prz. Geol.*, vol. 11, nr 12.
- PETTIJOHN F. J., 1975: *Sedimentary Rocks*. Harper, Row.
- SELLEY R. C., 1976: *An Introduction to Sedimentology*. Academic Press, London.
- TOMASZEWSKI J. B., 1962: Problemy stratygrafii monokliny przedsudeckiej. *Rudy i Met. Nieżel.*, vol. 7, nr 12.
- 1978: Budowa geologiczna okolic Lubina i Sieroszowic (Dolny Śląsk). *Geol. Sudetica*, vol. 13, nr 2.
- WILSON J. L., 1975: *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer, Berlin.

OCCURRENCE, PETROGRAPHY AND GENESIS OF THE BOUNDARY DOLOMITE IN THE ZECHSTEIN NEAR LUBIN

JAN B. TOMASZEWSKI, Jerzy CYGAN

Institute of Mining, Technical University of Wrocław
ul. Świerczewskiego 74, 50-020 Wrocław

Summary

ABSTRACT. The paper presents results of investigations of the so-called boundary dolomite occurring west of Lubin. The boundary dolomite appears at the base of the first Zechstein cyclothem (P_2I). Its appearance disturbs typical lithological succession in the cyclothem, thus one may distinguish subcyclothem P_2I' . There are two megascopic varieties of the boundary dolomite: light-gray and gray-black, developing in different sedimentary environments. Microscopic studies allow to distinguish three microfacial varieties, namely microsparite, biomicrite, and sandy dolomite. Studies performed on rock samples and in the mine

excavations allow to conclude that the boundary dolomite developed in troughs of a shallow sea basin. Increased salinity promoted dolomitization of a newly deposited calcite mud. Then, in further stages of diagenesis took place recrystallization and mineralization. The chief ore mineral of the boundary dolomite is chalcopyrite. Bornite, galena and pyrite are less common. Chemical analyses showed that the boundary dolomite is composed of pure dolomite and dolomite impured with sandy and clayey-coal matter.

INTRODUCTION

The paper presents geological characteristics of a thin dolomite layer occurring between the white sandstone and the copper-bearing shale, at a base of the Zechstein deposits in the vicinity of Lubin (fig. 1). The dolomite was called by mine geologists "boundary dolomite" and this local lithostratigraphic term spread through the geological literature, though the rock itself has not drawn too much attention so far. Brief notes dealing with the boundary dolomite are encountered in papers devoted to geology and stratigraphy of the Fore-Sudetic Monocline Copperfield-

(Tomaszewski 1963; Oberc, Tomaszewski 1963; Dubiński 1967; Lorenc 1975). The present authors attempt to fill this gap by giving description of the boundary dolomite and specifying conditions of its sedimentation, dolomitization, and diagenesis.

The boundary dolomite was studied and sampled in copper mine excavations. Laboratory investigations were performed on 107 samples of the dolomite and 30 samples of the adjacent rocks.

STRATIGRAPHIC POSITION AND OCCURRENCE OF THE BOUNDARY DOLOMITE

There are four cyclothem in a profile of the Zechstein deposits near Lubin (Tomaszewski 1978). Their development (Tab. 1) is characteristic of a marginal part of the Zechstein sea. The appearance of the boundary dolomite (WO) between the Weiss-liegendes sandstone (PO) and the copper shale ($\text{Ł}1$) disturbs normal cyclothem sequence: clastic sediments fining upward \rightarrow chemogenic sediments hardly soluble \rightarrow chemogenic sediments readily soluble. Copper-bearing shale (clastic member) lying over dolomite the boundary dolomite (chemical member) suggests a short marine regression followed by successive ingression which produced chemical members of P_2I cyclothem. That is why it seems reasonable to discern, in the region of Lubin and Polkowice, a separate subcyclothem denoted P_2I' (Tab. 1).

An extent of the boundary dolomite and variability of its thickness are shown on the map (Fig. 2). The dolomite appears as two vast lobes and several smaller lensoid

occurrences. The lobes are separated by long and fairly narrow zones free of both boundary dolomite and copper-bearing shale; the zones are 100 to 700 m wide. The boundary dolomite gets thicker southeasterly. It is 2-4 cms thick in western part of the study area, 6-8 cms in its central part, and more than 8-10 cms in eastern part. Maximum thickness reaches locally up to 25 cms. Highly variable thickness of the boundary dolomite can be observed in the mine excavations. At a distance of a few metres the dolomite may get two or even three times thicker. The variations are of sedimentary nature, being caused mostly by the distinctly uneven top surface of the white sandstone (Fig. 3, 4). Also lateral passages of the boundary dolomite into the white sandstone can locally be observed. This phenomenon is common near elevations of the top of the white sandstone (Fig. 3).

CHEMICAL AND PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS OF THE BOUNDARY DOLOMITE

There are two basic varieties of the boundary dolomite. The light-gray boundary dolomite is less widespread (pl. I, 1). This is a microcrystalline rock containing considerable amount of clayey substance deposited in laminae and making

it occasionally laminated. Usually the light-gray dolomite displays an orderless texture. Bulk of the rock is represented by dolomitic micrite in which occur fragments of mollusc shells as well as occasional detritic quartz and sporadic

gypsum and calcite crystals. Ore minerals are represented by chalcopyrite, less common are bornite and galena.

The gray-black boundary dolomite dominates in the study area (pl. I, 2, 3). It is more massive and contains less clayey substance than the light-gray dolomite. It does not show any lateral and vertical passages into the surrounding rocks, on contrary to the light-gray variety. Mollusc shells are smaller and more severely fragmented. White and pink gypsum concretions are more frequent in the dark dolomite (pl. I, 3).

Microscopic observations show that both the varieties consist of dolomitic microsparite (pl. IV, 1) being composed of anhedral grains. Euhedral crystals occur merely in sulphide- or calcite-filled pores. Texture of the microsparite is essentially orderless but gets parallel in the presence of orthochems and allochems occurring in it. There are nearly isometric concentrations of dolomitic sparite inside the microsparite, reaching up to 0.5 cm in their diameter. The biggest dolomite crystals are 0.1 mm large and they appear in the middle of these concentrations. The crystal sizes diminish outward. The grains are usually anhedral, occasionally subhedral, and their optic orientations are widely different. The concentrations display sharp boundaries against the microsparite groundmass. Taking into account all these features the concentrations are interpreted as pseudosparite (pl. I, 5). Pseudosparite contents in the boundary dolomite amounts 0–3%. It is commoner in the gray-black dolomite than in the light-gray one. Pseudosparite in sandy varieties and those rich in faunal fragments is rare and develops only small concentrations (up to 0.2 cm).

The clayey-coaly substance is spread throughout the rock. It accumulates mostly at the boundaries of dolomite grains (pl. I, 6), and sometimes forms linear concentrations as streaks or laminae. The clayey-coaly substance contents ranges from 1 to 42%, averaging at 5–20%. The contents of organic coal varies from 0.8 to 1.88% (Tab. 2). Dark colour of the rock is not only due presence of organic coal.

Lithoclasts and skeletal elements represent the main allochemical constituents. Most of lithoclasts (80–100%) is composed of quartz grains, 0–12% may be represented by fragments of siliceous rocks, and 0–8% by feldspars. Sandy admixture in the boundary dolomite varies from 0 to 3%. In zones of lateral passages of the boundary dolomite into the white sandstone lithoclasts amounts even more than 50% of rock volume, the rock becoming sandstone with abundant dolomitic cement. Samples of lithoclast-rich dolomite were subjected to microscopic sieve analysis, the results of which are presented in Table 3 and Figure 7. Material is poorly sorted ($GSO = 0.8–1.23$), average grain size ranges from 0.06 to 0.035 mm. Lithoclasts are oval or elongated, usually randomly disposed.

Skeletal elements occurring in the boundary dolomite

amounts from 0 to 40%, averaging at 1 to 15%. These are mostly mollusc shells, commonly broken, and built of calcite. Besides there are also foraminifers (pl. II, 1) and plant detritus (pl. II, 2). Locally are encountered algae or fragments of algal mats (pl. II, 3, 4), with calcite concentrations resembling sporangia described in the literature (Horowitz, Potter 1971). The skeletal elements are distributed randomly and sometimes directionally. The shells are composed of calcite with impregnation of copper and lead sulphides (pl. II, 6).

Microscopic studies allow to discern three microfacies within the boundary dolomite. Their distribution in the study area is shown in Figure 8. These are as follows:

– microsparite boundary dolomite (pl. IV, 1): it occurs in central parts of the boundary dolomite lobes, contains less than 10% of allochems; is present in both light-gray and gray-black varieties;

– biomicrite boundary dolomite (pl. IV, 2): contains more than 10% of skeletal elements, mostly mollusc shells, sometimes foraminifers and algae; occurs mostly in the gray-black variety in central parts of large lobes;

– sandy boundary dolomite (pl. IV, 3): occurs close to the elevations of the top of the white sandstone; contents of sand in the dolomite changes continuously from the places where it tapers out or passes laterally into sandstone (25 to 50% of lithoclasts) to the central parts of lobes where amount of lithoclasts decreases to zero per cent; sandy dolomite forms marginal parts of the large lobes of the boundary dolomite, usually 200–500 m wide.

The presence of merely three microfacies in the study area points to not too much diversified sedimentary environment in which the boundary dolomite was deposited, the deposition being controlled by a morphology of sea-basin floor.

The boundary dolomite is variously impregnated with copper and lead sulphides, less frequently with sulphides of iron and other elements. They occur as small grains of mineralization scattered throughout the whole rock. Also fauna shells can be replaced by the sulphides, forming occasionally large polymineral grains (pl. II, 5, 6). Chalcopyrite is the commonest ore mineral, less common are bornite, galena, pyrite, and chalcocine. The ore impregnation is characteristic of diagenetic and epidiagenetic mineralization.

The rock under investigations was analysed chemically for contents of CaO, MgO, and constituents insoluble in HCl. The results as well as recalculated amounts of dolomite, calcite and minerals insoluble in HCl are shown in Table 4. The boundary dolomite, according to classification by Leighton and Pendexter (1962), is represented by dolomite and impure dolomite (Fig. 9). The impurities consist of clayey minerals, coaly substance, quartz, and certain amount of ore minerals.

CONDITIONS OF ORIGIN AND DIAGENESIS OF THE BOUNDARY DOLOMITE

Microscopic microfacies analysis (Folk 1959, 1962; Wilson 1975) allow to determine sedimentary environment of the boundary dolomite. It was deposited in a shelf, shallow marine basin with increased salinity of water. It was low-energy environment as evidenced mostly by micritic nature of the boundary dolomite and small quantities of lithoclasts, usually of insignificant dimensions (Folk 1962).

The top of the Rotliegendes sandstone was reworked and redeposited during transgression of the Zechstein sea. The Rotliegendes, in shallow troughs of the shelf floor, was over-

lain by thin layer of shale followed by boundary dolomite and copper-bearing shale. These sediments omitted elongate elevations of sandy sea bottom (above the wave-base) from which the sandy fine material was transported into the just depositing boundary dolomite and copper-bearing shale (Fig. 10). In vast troughs between those elevations calcite mud (micrite) was precipitated from highly saline sea water. The mud was subjected concurrently to syndimentary dolomitization in the presence of Mg^{2+} ions in this water. There are four sedimentary basins in which the boundary dolomite deposited

in the region east of Lubin (Fig. 8); these are basins of Lubin, Polkowice, Rynarcice, and Małomice. The last two basins may represent one larger basin.

Two varieties of the boundary dolomite was deposited in the vicinity of Lubin: light-gray and gray-black. The light-gray variety represents more energetic environment, situated close to elevations of the sandy sea-floor. This is evidenced by the presence of sand, thickness variations, and lateral passages of boundary dolomite into dolomitic sandstone. The gray-black variety represents undisturbed sedimentation of central parts of the individual basins.

Diagenetic processes started with dolomitization of calci-

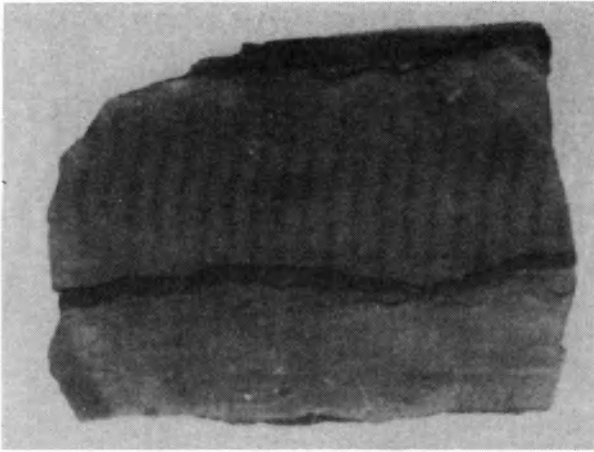
te mud and its recrystallization into microsparite and pseudo-sparite (evoked partly by compaction). At the same time migration of ore minerals could commence. They infilled pores, minute cracks and fractures, and impregnated faunal shells. Finally less stable minerals were replaced by more stable in given physico-chemical conditions.

The boundary dolomite was insignificantly touched also by gypsification and silification. In more tectonically engaged zones calcitization of the boundary dolomite took place too.

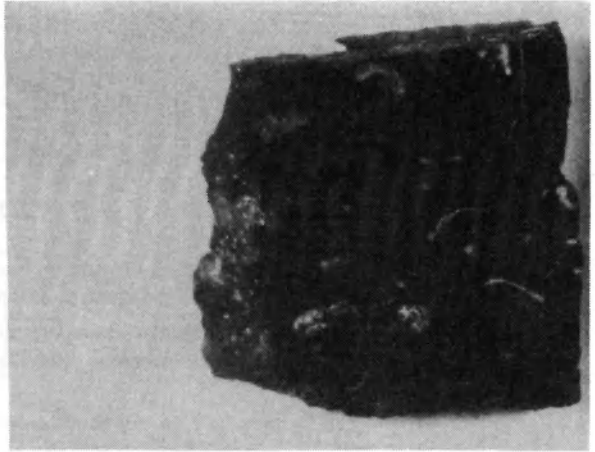
Translated by Andrzej Żelaźniewicz

PLANSZA I – PLATE I

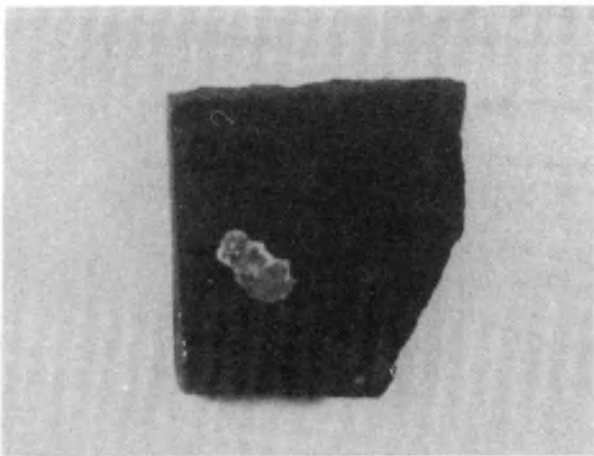
1. Dolomit graniczny jasnoszary z przewarstwieniem łupka ilastego podścielającego. U góry kontakt z dolomityczno-ilastym łupkiem miedzionośnym. 2/3 wielkości naturalnej
Light-gray boundary dolomite with intercalation of underlying shale. Contact with copper-bearing dolomitic shale (top). 2/3 of natural size
2. Dolomit graniczny szaroczarny z bezładnie ułożonymi fragmentami skorupki mięczaków. W stropie łupek miedzionośny dolomityczno-ilasty. Wielkość naturalna
Gray-black boundary dolomite with randomly distributed fragments of mollusc shells. Copper-bearing dolomitic shale at the top. Natural size
3. Gniazdo różowego gipsu w szaroczarnym dolomicie granicznym. Wielkość naturalna
Nest of pink gypsum in black-gray boundary dolomite. Natural size
4. Romboedryczne kryształy dolomitu w obrębie wypełnionych siarczkami porów. Dolomit graniczny jasnoszary. Bez analizatora, powiększenia 30 ×
Rhomboedral dolomite crystals inside sulphide-filled pores. Light-gray boundary dolomite. Parallel nicols, mag. 30 ×
5. Pseudosparyt w mikrosparytowym dolomicie granicznym. Bez analizatora, powiększenie 30 ×
Pseudosparite in microsparitic boundary dolomite. Parallel nicols, mag. 30 ×
6. Substancja ilasto-węglista: otoczki wokół ziarn dolomitu i krótkie, faliste laminki. Bez analizatora, powiększenie 110 ×
Clayey-coaly substance: rims around dolomite grains and short wavy laminae. Nicols parallel, mag. 110 ×



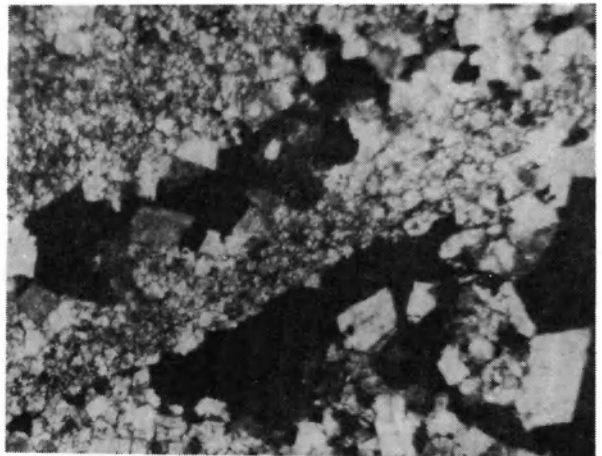
1



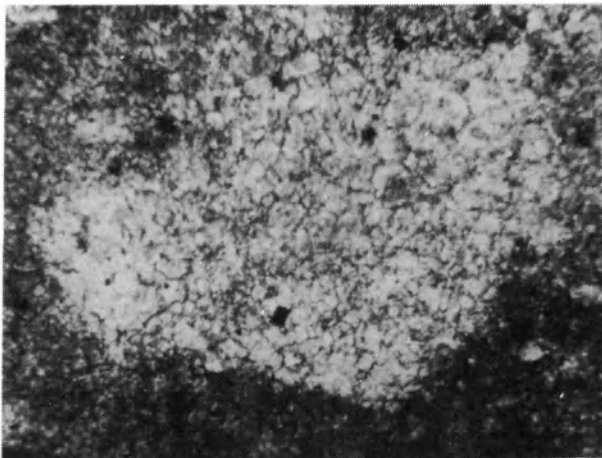
2



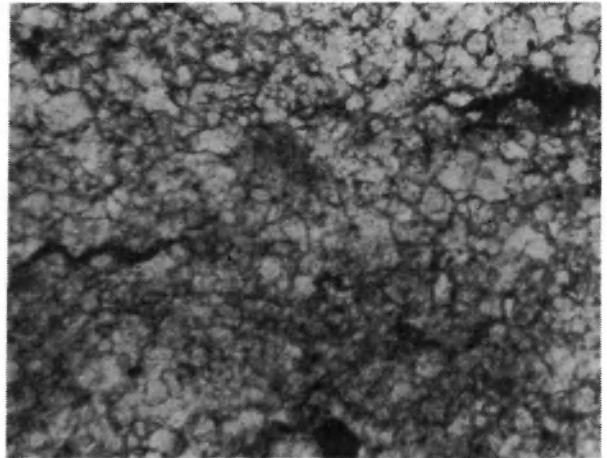
3



4



5



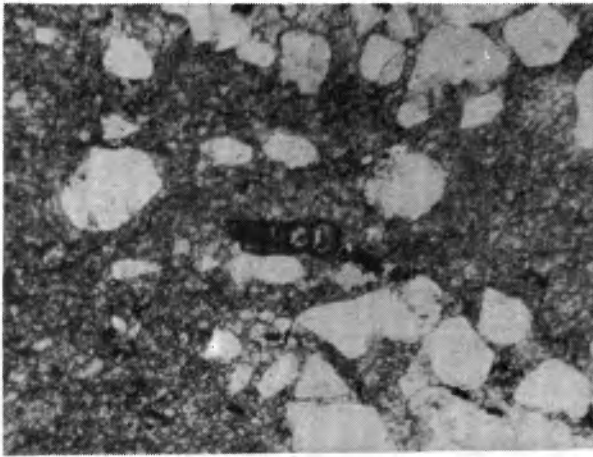
6

Jan B. TOMASZEWSKI, Jerzy CYGAN -- Występowanie, petrografia i geneza dolomitu granicznego w cechszynie okolic Lubina

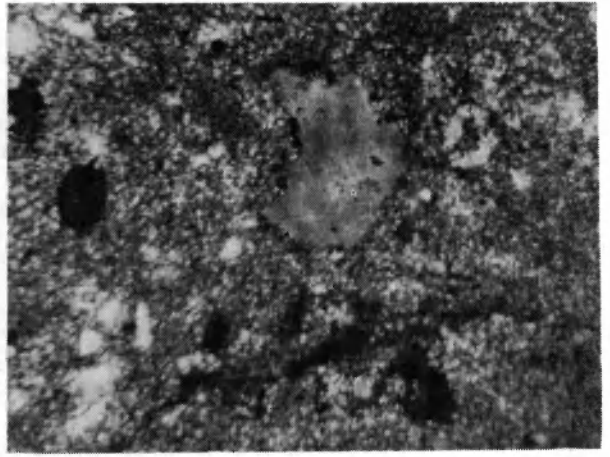
Occurrence, petrography and genesis of the boundary dolomite in the Zechstein near Lubin

PLANSZA II – PLATE II

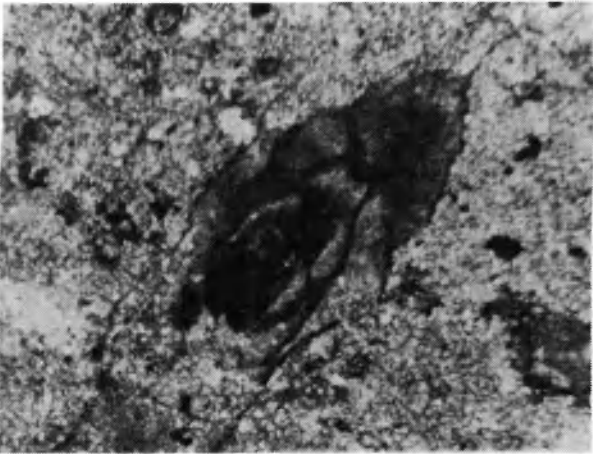
1. Zmineralizowana otwornica w zapiaszczonym mikrosparycie. Dolomit graniczny. Bez analizatora, powiększenie 60 ×
Mineralized foraminifer in sandy microsparite. Boundary dolomite. Nicols parallel, mag. 60 ×
2. Detrytus roślinny w mikrosparytowym dolomicie granicznym. Powiększenie 60 ×, bez analizatora
Plant detritus in microsparitic boundary dolomite. Nicols parallel, mag. 60 ×
3. Forma pochodzenia glonowego w mikrosparytowym dolomicie granicznym. Bez analizatora, powiększenie 30 ×
Algal form in microsparitic boundary dolomite. Nicols parallel, mag. 30 ×
4. Fragment „maty glonowej” w mikrosparytowym dolomicie granicznym. Owalne skupienie dolomitu w obrębie maty przypomina sporangia glonowe opisywane w literaturze. Bez analizatora, powiększenie 30 ×
Fragment of “algal mat” in microsparitic boundary dolomite. Oval concentration of dolomite inside the mat resembles algal sporangiae. Nicols parallel, mag. 30x
5. Chalkopiryt (biały) wypierający bornit (szary) w druzie ograniczonej romboedrami dolomitu. Światło odbite, bez analizatora, powiększenie 30 ×
Chalcopyrite (white) replacing bornite (gray) in druse limited by dolomite rhombohedrons. One nicol, reflected light, mag. 30 ×
6. Fragment skorupki mięczaka zmineralizowany galeną (biała z ciemnymi, trójkątnymi wykruszeniami). Widoczne relikty bornitu (szary) w obrębie galeny. Światło odbite, bez analizatora, powiększenie 15 ×
Fragment of mollusc shell mineralized with galena (white with dark, triangular breakings off). Bornite relics (gray) inside galena. Reflected light, without analyzer, mag. 15 ×



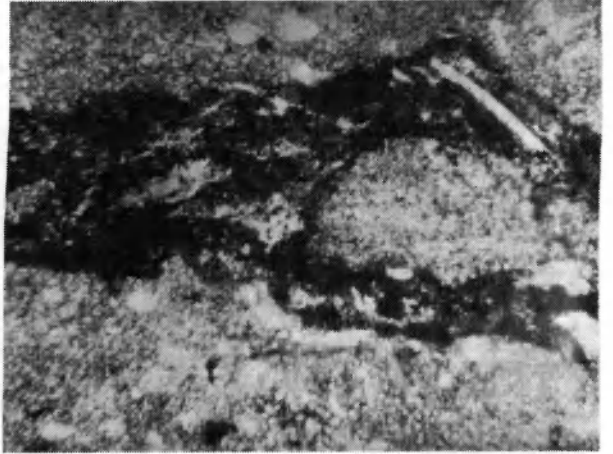
1



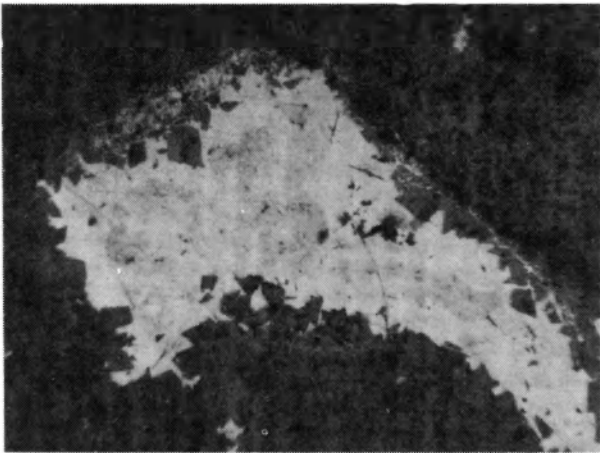
2



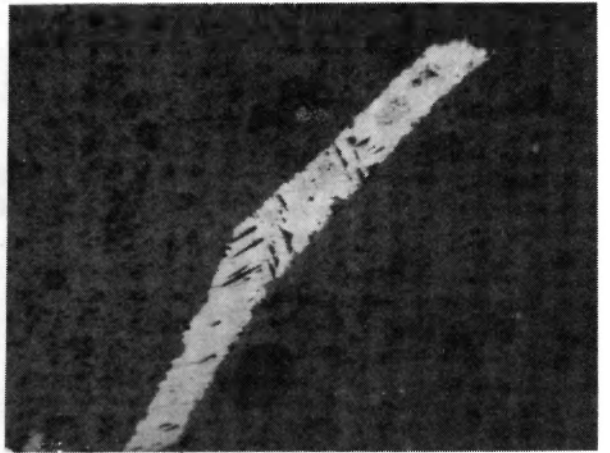
3



4



5



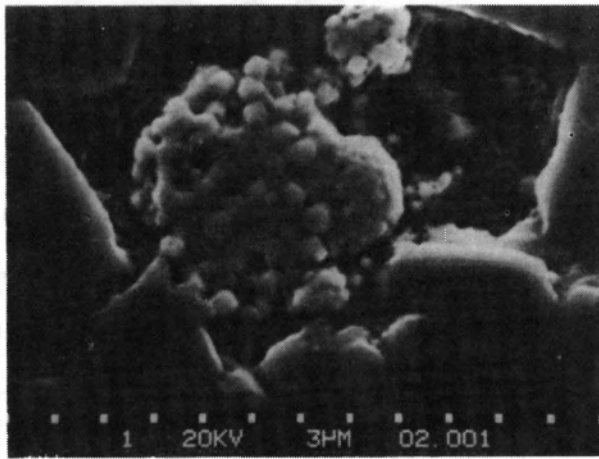
6

Jan B. TOMASZEWSKI, Jerzy CYGAN – Występowanie, petrografia i geneza dolomitu granicznego w cechsztynie okolic Lubina

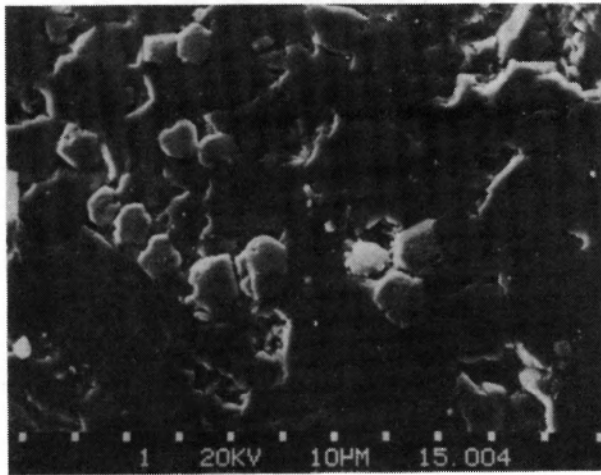
Occurrence, petrography and genesis of the boundary dolomite in the Zechstein near Lubin

PLANSZA III – PLATE III

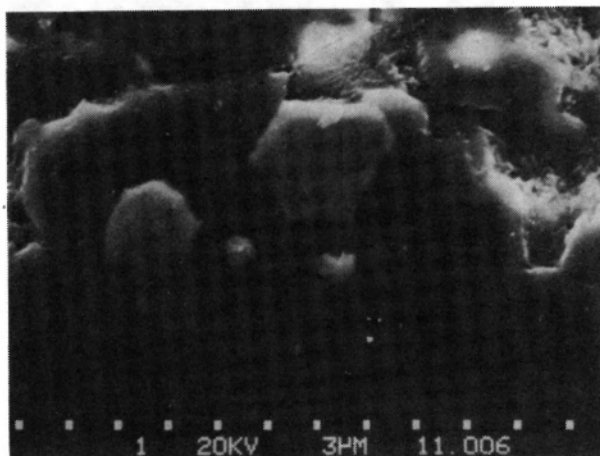
1. Framboidalny piryt w dolomicie granicznym. Mikroskop elektronowy skanningowy, powiększenie 3300 ×
Phramboidal pyrite in boundary dolomite. Scanning electron microscope, mag. 3300 ×
2. Euhedralne kryształy pirytu w dolomicie granicznym. Mikroskop elektronowy skanningowy, powiększenie 1020 ×
Euhedral pyrite crystals in boundary dolomite. Scanning electron microscope, mag. 1020 ×
3. Euhedralne kryształy pirytu w dolomicie granicznym. Mikroskop elektronowy skanningowy, powiększenie 3200 ×
Euhedral pyrite crystals in boundary dolomite. Scanning electron microscope, mag. 3200 ×



1



2



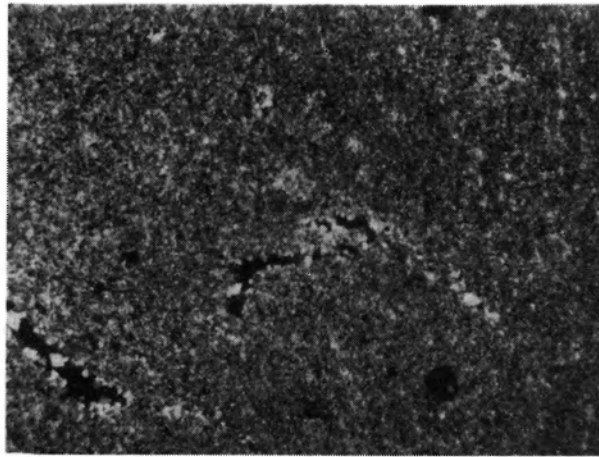
3

Jan B. TOMASZEWSKI, Jerzy CYGAN – Występowanie, petrografia i geneza dolomitu granicznego w cechszynie okolic Lubina

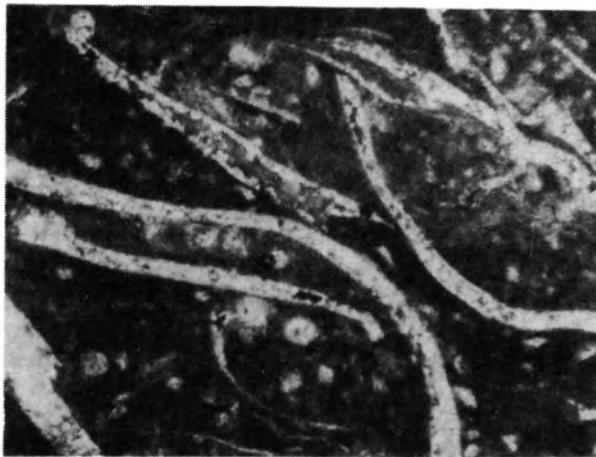
Occurrence, petrography and genesis of the boundary dolomite in the Zechstein near Lubin

PLANSZA IV – PLATE IV

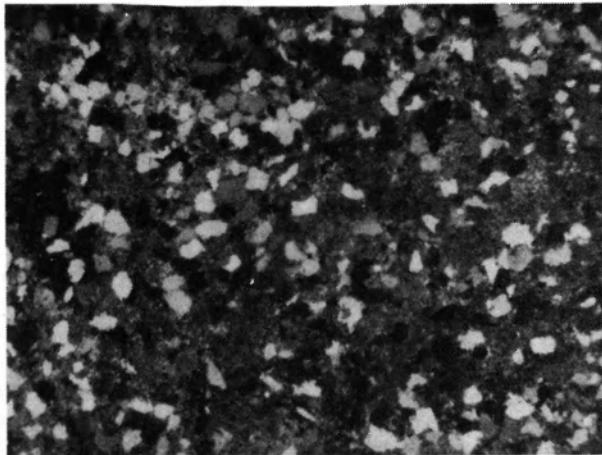
1. Mikrosparyt. Siarczki (czarne) wypełniają pory ograniczone romboedrami dolomitu. Bez analizatora, powiększenie 12 ×
Microsparite. Sulphides (black) inside pores limited by dolomite rhombohedrons. Without analyzer, mag. 12 ×
2. Biomikryt. Kalcytowe skorupki fauny tkwią w dolomitowym mikrycie. Bez analizatora, powiększenie 12 ×
Biomicroite. Calcite fauna shells inside dolomitic micrite. Without analyzer, mag. 12 ×
3. Dolomit zapiaszczony. Ziarna kwarcu o średnicy około 0,1 mm tkwią w dolomitowym mikrosparycie. Bez analizatora, powiększenie 12 ×
Sandy dolomite. Quartz grains nearly 0.1 mm large inside dolomitic microsparite. Without analyzer, mag. 12 ×



1



2



3

Jan B. TOMASZEWSKI, Jerzy CYGAN – Występowanie, petrografia i geneza dolomitu granicznego w cechszynie okolic Lubina

Occurrence, petrography and genesis of the boundary dolomite in the Zechstein near Lubin