

Mirosława CIEMNIEWSKA, Anna ZIĘTEK-KRUSZEWSKA

## Charakterystyka petrograficzna dolomitów kruszczośnych okolic Gołuchowic

### WSTĘP

Badany obszar stanowi mały wycinek terenu położony w NE obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, którego budowa geologiczna została szczegółowo omówiona w pracach wielu autorów (S. Siedlecki, 1964; S. Sliwiński, 1969; F. Ekiert, 1971; S. Bukowy, 1972). Przeprowadzone w ostatnich latach prace geologiczne w rejonie Gołuchowic dostarczyły nowych informacji o wykształceniu tego interesującego kompleksu, jakim są dolomity kruszczośne.

\*

Kompleks dolomitów kruszczośnych reprezentowany jest przez dolomity jasnoszare, szare, kremowe, beżowe, skryto- lub drobnoziarniste, spękane, niekiedy plamiste i smugowane z drobnymi falistymi przemazami ilastymi. Lokalnie o wygładzie brekcji z otoczkami skał węglanowych. Są one na ogół porowate, drobnokawerniste. Na ściankach por, kawern i płaszczyznach spękań czasami występują minerały kruszcowe wykształcone w postaci sfalerytu, galeny i siarczku żelaza.

Na podstawie przeprowadzonych obserwacji makro- i mikroskopowych w obrębie badanych dolomitów kruszczośnych wyróżniono następujące odmiany skał: 1 — dolomity skryto- i mikroziarniste; 2 — dolomity drobno- i średnioziarniste; 3 — dolomity laminowane; 4 — dolomity o charakterze zlepieńca śródformacyjnego.

Dolomity skryto- i mikroziarniste charakteryzują się teksturą masywną lub słabo porowatą. Zbudowane są z allo- i hipidiomorficznie wykształconych ziarn dolomitu o średnicy dochodzącej do 0,07 mm. Dolomity mikroziarniste posiadają nieregularne skupienia (o średnicy 0,0X—1,3 mm) węglanu skrytoziarnistego, pojedyncze blasty kalcytu o długości do 1,2 mm, nieliczne szczątki organiczne (tabl. I, fig. 5) oraz wyjątkowo ostrokrawędziste ziarenka kwarcu detrytycznego. Wśród szczątków organicznych wyróżniono otwornice, glony i małże. W pobliżu por oraz w sąsiedztwie minerałów rudnych dolomit uległ rekryształizacji. Osobniki dolomitu są tu większe od tła, a ich pokrój jest zazwyczaj romboedryczny.

Tabela 1

**Analizy chemiczne oraz ich przeliczenia na skład mineralny wybranych próbek dolomitów kruszonośnych**

Zawartość w % wagowych					w przeliczeniu na 100%			Stopień dolomityczności
MgO	CaO	CO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	CaCO <sub>3</sub>	CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	Minerały ilaste	
10,40	16,16	24,6	0,22	0,48	6,0	92,7	1,3	894
18,05	29,00	43,9	0,15	0,68	7,8	91,3	0,9	865
19,73	29,78	44,4	0,25	0,71	7,02	91,43	1,55	880
18,56	29,78	43,8	0,16	0,83	7,21	91,72	1,07	866
16,10	25,19	38,6	0,27	1,03	6,3	91,5	2,2	888
17,96	29,24	44,8	0,26	0,92	8,4	90,3	1,3	854
15,54	24,14	36,2	0,16	0,28	5,0	94,4	0,6	895
18,14	27,88	43,7	0,16	0,49	5,4	93,8	0,8	904
17,61	27,63	41,8	0,64	1,76	6,4	90,9	2,7	886
18,76	29,59	45,0	0,40	0,70	6,8	92,0	1,2	881
19,27	24,96	41,0	3,02	0,44	—	96,20	3,80	1000
18,85	29,92	44,4	0,93	0,83	6,13	90,03	1,84	875
18,62	29,64	43,2	1,03	0,36	4,27	90,27	5,46	874
14,30	23,50	34,7	0,37	1,86	8,8	88,2	3,0	846
15,24	26,52	39,2	1,34	5,12	11,1	81,3	7,6	798
20,64	29,83	43,8	0,77	0,41	7,20	89,50	3,30	870
19,83	29,23	43,8	1,40	0,17	5,01	92,54	3,45	908
16,12	25,14	39,0	1,59	0,57	6,0	91,3	2,7	890
20,10	29,14	43,8	2,00	0,27	6,7	91,9	1,4	914
20,26	29,78	45,0	0,06	0,22	4,2	95,0	0,8	924
21,57	27,76	43,8	2,4	0,33	—	95,6	4,3	1000
20,64	29,83	44,4	0,11	0,72	4,7	92,9	2,4	894

Uwaga: analizy wykonano w Głównym Laboratorium IG

Dolomity drobno- i średnioziarniste posiadają teksturę nierównomiernie porowatą. Zbudowane są z idio- lub hipidiomorficznie wykształconych ziarn dolomitu, których średnica waha się od 0,04 do 0,26 mm. Większość z nich jest w znacznym stopniu zanieczyszczona wrostkami mineralnymi. Często obserwowana jest budowa zonalna (tabl. II, fig. 7). W wielu przypadkach jądra kryształów są szare, o zmniejszonej przezroczystości, a obwódki kryształu — zwykle o grubości około 0,02 mm — są przejrzyste i pozbawione domieszek mineralnych. Niekiedy w skale spotykane są skupienia (do 2 mm długości) lub smugi węglanu skryto- lub mikroziarnistego, blasty kalcytu z wrostkami tła skalnego, detrytus kwarcowy, nieforemne gniazda (o średnicy 0,6 cm) chalcedonowo-kwarcowe z wrostkami tła skalnego oraz cienkie smużki substancji bitumicznej. Dolomit miejscami bywa zażółcony wodorotlenkami żelaza.

Dolomit laminowany zbudowany jest z naprzemianlegle ułożonych laminek jasnych i ciemnych. Pod mikroskopem obserwuje się, że laminy jaśniejsze (o grubości 0,03—5 mm) zbudowane są z dolomitu mikro- lub drobnoziarnistego o hipidio- lub allotriomorficznym wykształceniu składników, których średnica waha się od 0,02 do 0,07 mm, natomiast laminy ciemniejsze są zwykle cieńsze, czasami nieciągłe i utworzone z węglanu skrytoziarnistego. Sporadycznie spotykane są w nich pojedyncze zrekrystalizowane szczątki organiczne. Niekiedy w obrębie lamin skrytokrystalizowanych stwierdza się obecność niewielkich ilości substancji bitumicznej.

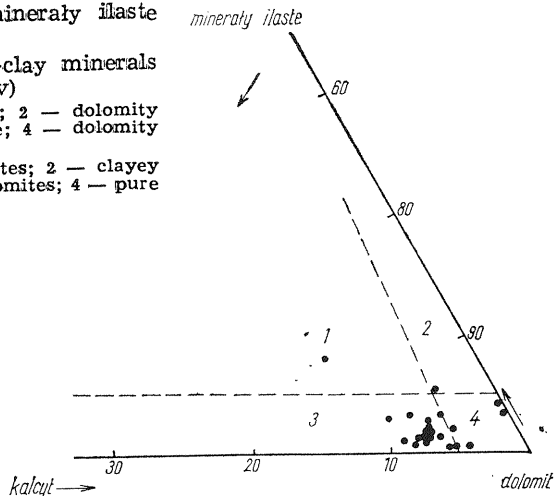
Zlepienieć śródformacyjny w płycie cienkiej wykazuje teksturę porowatą, kierunkową. Okruchy skał są płaskie o lekko zaokrąglonych narożach lub owalne (tabl. II, fig. 6), a wielkość ich jest dość zróżnicowana — od 0,4 mm do około 1,5 cm; składają się one z skrytoziarnistego dolomitu ze zrekrystalizowanymi szczątkami organicznymi. Okruchy zlepione są mikroziarnistym węglanem, dolomitem i kalcytem, który czasami posiada charakter gruzelkowo-organogeniczny. Wśród dość licznych szczątków organicznych rozpoznano glony i otwornice. Spoiwo jest porowate, niekiedy drobnokawerniste.

Fig. 1. Diagram kalcyt-dolomit-minerały ilaste (według S. Wiszniakowa)

Diagram: calcite-dolomite-clay minerals (according to S. Wiszniakov)

1 — dolomity wapnisto-ilaste; 2 — dolomity ilaste; 3 — dolomity wapniste; 4 — dolomity czyste

1 — calcareous-clayey dolomites; 2 — clayey dolomites; 3 — calcareous dolomites; 4 — pure dolomites



Chemiczną klasyfikację skał węglanowych przeprowadzono według diagramu S. G. Wiszniakowa (*vide* S. Przeniosło, 1974). Opiera się ona na zawartości  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  oraz minerałów ilastych, których miernikiem zawartości jest suma  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  i  $\text{MgO}$  nie związanego z  $\text{CO}_2$ .

W tabeli 1 podano wyniki i przeliczenia wskaźnikowych analiz chemicznych oraz stopień dolomityczności skał obliczony wg wzoru przedstawionego przez K. Radlicza (1967).

Na tabeli uwidacznia się wysoki stopień dolomityczności omawianych skał, stała obecność minerałów ilastych oraz prawie zawsze obecny kalcyt. Ilość minerałów ilastych (illit i kaolinit wg oznaczeń rentgenostrukturalnych M. Stępniewskiego) jest na ogół niewielka i rzadko przekracza wartość 5%.

Z otrzymanych projekcji (fig. 1) zawartości minerałów wynika, że przebadane skały reprezentowane są przede wszystkim przez dolomity wapieniste i czyste, a sporadycznie wapienisto-ilaste i ilaste. W rejonie Zawiercia S. Przeniosło (1974) wyróżnił w kompleksie dolomitów kruszczośnych oprócz wyżej wymienionych odmian dolomity wapienne i wapienno-ilaste, wapienie dolomityczne, wapienie dolomitczno-ilaste oraz wapienie.

Z dwóch próbek reprezentujących strukturalnie różne odmiany dolomitów J. Krasuska wykonała termiczne analizy różnicowe, a ich wyniki zinterpretował Z. Górzyński. Derywatogramy ujawniają, że w składzie mineralnym analizowanych próbek poza dolomitem i kalcytem występuje piryt (fig. 2) i ankeryt (fig. 3).

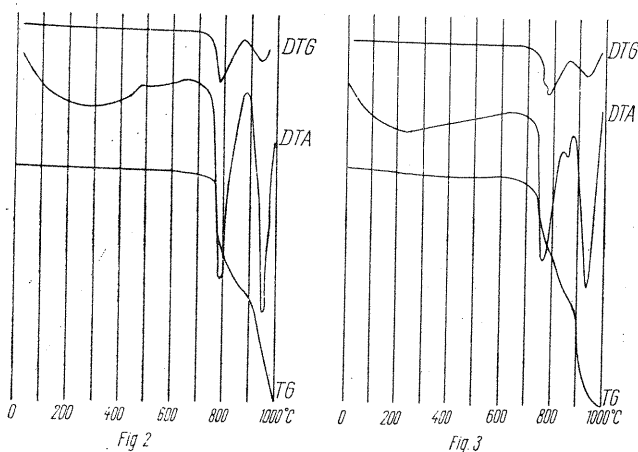


Fig. 2. Derywatogram próbki nr 3 — mikroziarnisty dolomit kruszczośny  
Derivatogram of sample 3 — microgranular mineralized dolomite

Fig. 3. Derywatogram próbki nr 13 — średnioziarnisty dolomit kruszczośny  
Derivatogram of sample 13 — medium-grained mineralized dolomite

Przeprowadzone obserwacje pozwoliły w obrębie badanego kompleksu wyróżnić skały węglanowe różniące się nie tylko cechami strukturalno-teksturalnymi, lecz również składem mineralnym. Z uwagi na niewielką ilość oznaczeń chemicznych, nie można było przeprowadzić pełnej charakterystyki skał, rozprzestrzenia poszczególnych odmian, a zwłaszcza określenia kierunków wędrówki roztworów dolomityzujących.

Wyróżnione powyżej trzy pierwsze odmiany skał występują w różnych częściach profilu dolomitów kruszczośnych; wydzielenie poziomu ich występowania z uwagi na ciągłe przejścia jednej odmiany w drugą jest trudne do przeprowadzenia. Są one odpowiednikami odmian wyróżnionych przez S. Przeniosło (1974) w rejonie Zawiercia.

Zagadnieniem genezy dolomitów kruszczośnych zajmowało się wielu badaczy, wśród których da się wyróżnić zwolenników hipotezy o ich

pierwotnym pochodzeniu (H. Gruszczyk, 1956) lub wtórnym (S. Siedlecki, 1964; S. Śliwiński, 1964; J. Smolarska, 1968; K. Bogacz, S. Dżużyński, C. Harańczyk, P. Sobczyński, 1972; S. Przeniosło, 1974). Niezmiernie interesującą genezą dolomitów kruszczośnych w oparciu o wyniki badań petrograficznych, geochemicznych i termoluminescencyjnych przedstawił S. Przeniosło (1974). Uważa on, że dolomityzacja przebiegała w dwóch etapach: W pierwszym etapie zachodziła ona pod wpływem infiltracji wód morskich wysychającego zbiornika, w którym doszło do znacznego stężenia jonów magnezowych. Przypuszczalnie miało to miejsce w okresie osadzania się warstw dipoporowych. Efektem tego procesu byłyby dolomity skryto- i mikroziarniste. Drugi etap stanowi dolomityzacja hydrotermalna, której rezultatem są dolomity drobno- i średnioziarniste. Zdaniem K. Bogacza, S. Dżużyńskiego i współautorów (1972) dolomityzacja hydrotermalna, która doprowadziła do powstania dolomitów kruszczośnych jest genetycznie związana z pierwszą fazą mineralizacji kruszcowej.

Obserwowane w dolomitach mikroziarnistych nieforemne skupienia węgla skrytoziarnistego przypuszczalnie stanowią relikty skał macierzystych — wapieni. Skały macierzyste dla dolomitów kruszczośnych tworzyły się w dość płytkim środowisku morskim, wolnym od wpływów brzegu, na co wskazuje obecność fauny drobnoskorupowej oraz sporadycznie występujący detrytus kwarcowy (S. Śliwiński, 1969). Obecność wkładek zlepieńcowatych świadczy o ich szybkiej konsolidacji oraz o spłycaaniu pewnych partii zbiornika i niszczeniu osadów.

## MINERALIZACJA KRUSZCOWA

Zespół minerałów kruszcowych w kompleksie dolomitów kruszczośnych rejonu Gołuchowic — w przeciwieństwie do analogicznej serii rejonu bytomskiego (Cz. Harańczyk, 1962) czy olkuskiego — jest znacznie uboższy. Tworzy go dość skromny zespół mineralny, spośród którego minerały pierwotne reprezentuje głównie sfaleryt ziarnisty, galena, piryty i rzadko markasyt, natomiast minerały wtórne — cerusyt. Podrzednie mógłby tu występować również smitsonit, jednak w badanych próbkach minerału tego nie stwierdzono. W przeciwieństwie do analogicznych złóż rejonu bytomskiego czy olkuskiego nie obserwuje się tutaj blendy skorupowej.

### SIARCZEK CYNKU

Związek ten reprezentowany jest wyłącznie w postaci jednej odmiany polimorficznej — sfalerytu. Wykazuje on przeważnie strukturę mikro- i drobnoziarnistą, rzadziej średnio- i gruboziarnistą; jest przeważnie zabarwiony od domieszek żelaza, kadmu, manganu oraz innych minerałów śladowych, wykazując całą gamę barw od jasnożółtej do ciemnobrunatnej z barwnymi refleksami wewnętrznymi. Występuje również bezbarwna i przezroczysta odmiana sfalerytu — kleofan. Wyróżniono tu dwie generacje sfalerytu:

Sfaleryt starszej generacji należącej do I fazy mineralizacji kruszcowej (S. Przeniosło, 1974) posiada strukturę mikro- i drobnoziarnistą, barwę przeważnie białą i jasnożółtą, tworzy tekstury głównie impregnacyjne

i metasomatyczne, znacznie rzadziej wypełnia większe kawerny i szczeliny w skale. Najczęściej koncentruje się w przestrzeniach interstycyjnych w dolomicie.

Sfaleryt młodszej fazy mineralizacji posiada strukturę przeważnie średnio- i gruboziarnistą (metakryształy do 1 mm średnicy), barwy ciemniejsze — w odcieniu brązowym i ciemnobrunatnym. Kryształy tego sfalerytu bardzo często wykazują pomarańczowe i czerwone wewnętrzne refleksy. Charakterystyczne, że sfaleryt ten podścielony jest często dolomitem neogenicznym, wykształconym zazwyczaj idiomorficznie. Lokalnie sfaleryt tworzy duże — do 1 mm średnicy idioblasty (tabl. III, fig. 9), z których niektóre ujawniają relikty pierwotnej struktury drobnoziarnistej sfalerytu (przy skrzyżowanych nikolach obserwuje się zarysy drobnych ziarn pierwotnych).

W obrębie blastów występują relikty dolomitu, średnicy 0,02—0,07 mm, o lekko strzępiastych brzegach, będące jak gdyby załączkami ich krystalizacji. Niektóre blasty wykazują budowę pasową, podkreśloną przez różną barwę sfalerytu; środkowe pasy kryształu posiadają barwę brązową, natomiast zewnętrzne — jasnożółtą. Taka budowa pasowa może być spowodowana różnymi czynnikami. Według P. Ramdohra (1960) pasowość jest częściowo wynikiem zmiany składu chemicznego roztworów podczas wzrostu kryształu, a częściowo zmiany szybkości wzrostu i związanej z tym różną zawartością obcych inkluzji w kryształach. Obecność tej struktury sfalerytu świadczy o dość gwałtownych wahaniami chemizmu zachodzących w roztworach mineralizujących.

Wyróżniono 3 grupy tekstur sfalerytu: impregnacyjne, metasomatyczne i wypełnień pustych przestrzeni.

Textury impregnacyjne najczęściej reprezentowane są przez sfaleryt pierwszej generacji. Charakteryzują się występowaniem pojedynczych (elementarnych), przeważnie ksenomorficznych kryształów o rozmiarach od 0,005 do 0,06 mm, koncentrujących się w porach i przestrzeniach interstycyjnych dolomitu. Kryształy te miejscami grupują się w większe agregaty krystaliczne, o średnicy 0,05—0,5 mm, sporadycznie dochodzące do 2,0 mm średnicy; często posiadają wydłużone kształty.

Wprysnięcia (powyżej 0,06 mm) reprezentuje przeważnie sfaleryt młodszej generacji; mają one najczęściej nieregularne kształty i tworzą ze skałą, na niewielkiej przestrzeni, kontakty metasomatyczne.

Skupienia sfalerytu młodszego rozwijające się w większych kawernach często podścielone są dolomitem neogenicznym, wykształconym idiomorficznie, tworzącym z siarczkiem kontakt w kształcie linii drobnoząbkowanej, wyznaczonej przez krawędzie płaszczyzn romboedrow dolomitu. Często sfaleryt zamyka zatokowo kryształy dolomitu. W przypadku, kiedy dolomit nie uległ rekrystalizacji w zetknięciu się z roztworami mineralizującymi, kontakt jego z siarczkiem jest z reguły metasomatyczny.

Omawiane sfaleryty tworzą przeważnie wprysnięcia monomineralne, chociaż sporadycznie obserwuje się sfaleryt młodszy w asocjacji z galeną. Ta ostatnia jest zawsze młodsza, narasta na sfalerycie, lokalnie wypiera go, okcludując relikty sfalerytu średnicy 0,015—0,04 mm.

Textury metasomatyczne reprezentowane są przeważnie przez sfaleryt młodszej fazy mineralizacji. W niektórych próbkach bardzo dokładnie można prześledzić rozwijający się proces metasomatozy (tabl.

IV, fig. 10), w wyniku którego powstało kilka typów tekstur (według definicji H. Schneiderhöhna).

W grupie tekstur metasomatycznego zastępowania skały obserwuje się przejścia — od tekstur selektywnego, mimetycznego oraz częściowego zastępowania dolomitu aż do jego pełnego frontalnego zastąpienia z częściowo zatartą strukturą pierwotną. Miejscami występuje charakterystyczna metasomatoza kryształów dolomitu o budowie pasowej. W tym przypadku w obrazie mikroskopowym obserwuje się wyraźne nałożenie się procesów metasomatycznych. Sfaleryt starszy wypiera romboedry dolomitu w dwóch kierunkach (tabl. IV, fig. 10). Często dolomit zachował się w postaci „ramek” okalających pseudomorficzne kryształy sfalerytu. Obok metasomatozy wymienionych form w tych samych próbkach obserwuje się znacznie zaawansowaną metasomatozę oolitów dolomitu. Pomiędzy już częściowo zmetasomatyizowanymi romboedrami, a także oolity węgla „wszedł” sfaleryt młodszej generacji i ponownie zmetasomatyizował otoczenie. Niekiedy zastępowanie dolomitu przez siarczek odbywało się bez korozji kryształów węgla (tabl. III, fig. 8).

**T e k s t u r y w y p e ł n i e ń** pustych przestrzeni typu kawern i szczelin tworzy najczęściej sfaleryt młodszej generacji. Wypełnia on częściowo lub całkowicie pustki w dolomicie. Tworzy krystaliczne skupienia rozetowe i naskorupienia narastające na ściankach pustek lub też krótkie żyłki w dolomicie.

Naskorupienia posiadają najczęściej grubość od 0,04 do 0,07 mm, a sporadycznie 0,5—1,0 mm, są zazwyczaj krótkie; kontakt ich ze skałą jest przeważnie metasomatyczny na przestrzeni około 2,0 mm od naskorupienia (tekstury z częściowym zastępowaniem skały).

Skupienia rozetowe względnie nieregularne posiadają średnice od około 2,0 do 5,0 mm, narastają na ściankach kawern lub szczelin i podobnie jak naskorupienie tworzą ze skałą kontakty metasomatyczne.

Formy żyłkowe obserwuje się sporadycznie, są one krótkie, o grubości 0,03 mm, miejscami rozszerzające się do 0,3 mm, zawierają relikty dolomitu.

Reasumując rozważania nad typami tekstur sfalerytu można stwierdzić, że wszystkie wyróżnione typy ściśle współwystępują z sobą i przeważnie jeden typ przechodzi w drugi. Podobnie jak w rejonie zawierciańskim (S. Przeniosło, 1974), również i w rejonie Gołuchowic najbardziej rozpowszechnione są tekstury metasomatyczne i wypełnień pustych przestrzeni.

#### SIARCZEK OŁOWIU

Związek ten reprezentowany jest wyłącznie przez odmianę galeny o strukturze ziarnistej. W omawianym rejonie nie stwierdzono siarczku ołowiu o cechach metakoloidalnych — bolesławitu. Zjawisko to tłumaczy się dużą siłą krystalizacji galeny.

Galena tworzy przeważnie makroskupienia średnicy 0,5—3,0 mm, sporadycznie do 5,0 mm oraz makrożyły o grubości 2—2,5 cm. W przeciwieństwie do sfalerytu, znacznie rzadziej występuje w formie mikrookruszczenia, tworząc tekstury rozproszone (ziarna średnicy 0,02—0,04 mm) oraz krótkie żyłki o grubości około 0,3 mm. Często osobniki o średnicy poniżej 5,0 mm, makroskopowo wyglądające na dość regularne, w obrazie

mikroskopowym wykazują nieregularne i znacznie rozwinięte formy. Charakterystyczne trójkątne wykruszenia naroży sześcianów oraz sposób ich rozmieszczenia względem siebie są dowodem nie zdeformowanej sieci przestrzennej kryształów, co z kolei świadczy o dużej swobodzie krystalizacji galeny, a zatem o warunkach fizyko-mechanicznych panujących w górotworze (np. ciśnienie). Galena wykazuje niewielki stopień utlenienia, wynoszący 4—10% (wyliczony z analiz chemicznych). Cerusyt wypiera ją w różnych kierunkach, wzdłuż płaszczyzn łupliwości (tabl. IV, fig. 11), spękań oraz wzdłuż kontaktu z dolomitem. W tym ostatnim przypadku cerusyt tworzy ciekłą łupinę makrożyły galenowej.

**Tekstury galeny.** Galena najchętniej wypełnia makro- lub mikroszczeliny i kawerny w dolomicie, znacznie rzadziej jednak niż sfaleryt, tworzy również tekstury rozproszone i typowo metasomatyczne z częściowym zastępowaniem skały w różnym stopniu zresorbowanej. Galena rozwijająca się w pustkach i na ich ściankach często tworzy z dolomitem kontakty metasomatyczne, wnika w skałę w postaci wżerek na przestrzeni około 1,0 mm. Jeśli natomiast podściela ją dolomit neogeniczny o idiomorficznym wykształceniu, kontakt przedstawia się w postaci linii drobnoząbkowanej.

Galena tworząca mikrotekstury wykształcona jest przeważnie w postaci monomineralnych skupień, a rzadko w asocjacji ze sfalerytem — na którym narasta. Galena tworząca makrotekstury występuje w ściślejszej paragenezie ze sfalerytem II i pirytem, przy czym w szeregu sukcesyjnym zajmuje przeważnie ostatnią pozycję. Linia graniczna galeny z pozostałymi siarczkami jest najczęściej nierówna — korozyjna, z zatokowym wypieraniem, np. sfalerytu, chociaż obserwuje się miejsca, gdzie odcinkami kontakt ten jest dość równy względnie w kształcie linii falującej.

#### SIARCZEK ŻELAZA

Jest on reprezentowany przez dwie odmiany polimorficzne — piryty i markasyt. Być może podrzędnie występuje jeszcze skrytokrystaliczna odmiana — mielnikowit, jednak w badanych próbkach nie została stwierdzona.

Piryty jest minerałem powszechnym, występującym głównie w formie dużego rozproszenia (tekstury dyspersyjne) w ziarnach rzędu 0,00X mm lub w postaci pyłu w dolomicie, obserwowanego dopiero przy dużych powiększeniach. Taka forma występowania piryty uważana jest za piryty syngenetyczny, powstały jednocześnie z osadami pierwotnymi. Lokalnie obserwuje się większe ilości piryty wykształconego w postaci monomineralnych wypełnień szczelin, różnie zorientowanych, dających w płaszczyźnie zglądu obraz tekstury pseudobrekcyjowej. Niekiedy wypełnia również większe kawerny i pory w dolomicie, rzadziej w sfalerycie, tworząc skupienia średnicy 0,04—0,1 mm. Skupienia te posiadają czasami aureole pyłu pirytyowego.

Piryty w asocjacji z markasytem tworzy sporadycznie większe skupienia, średnicy 0,3—1,0 mm, przerasta markasyt w sposób nieregularny. Tego typu współwystępowanie obu siarczków świadczy o obojętnym charakterze środowiska macierzystego podczas ich precipitacji (Z. Michałek, 1962).



Markasyt jest minerałem mniej pospolitym niż piryt. Wykształcony jest w postaci palczastych osobników, bezładnie ułożonych w skupieniach średnicy 0,03—0,5 mm, sporadycznie do 1,0 cm, które przerosnięte są pirytem. Obserwuje się także izolowane monokryształy markasytu o pokroju prawidłowych tabliczek, o wymiarach  $0,06 \times 0,3$  mm, tkwiące w masie dolomitowej obok innych siarczków. Wykazuje on stosunkowo słaby efekt anizotropii. Większe jego skupienia posiadają teksturę gąbczastą. Markasyt wypełnia pustki w dolomicie — typu kawern.

### SUKCESJA MINERALNA

Ustalenie sukcesji mineralnej w omawianych skałach z Gołuchowic, podobnie jak z rejonu zawierciańskiego, sprawia duże trudności, ponieważ minerały kruszczowe rzadko tworzą skupienia polimineralne; przeważnie obserwuje się ich monomineralne skupienia.

Na podstawie własnych obserwacji, jak też i innych badaczy (m. in. S. Przeniosło, 1974), wydzielono następujące fazy mineralizacji kruszczowej.

I fazę najstarszą, w której głównymi minerałami są piryt i sfaleryt, a podrzędnie galena. Minerały tworzą tutaj przede wszystkim tekstury impregnacyjne, rzadziej również metasomatyczne.

II fazę młodszą cechuje przewaga tekstur wypełnień pustych przestrzeni i metasomatycznych. Najliczniej reprezentuje ją sfaleryt i galena, podrzędnie piryt i markasyt.

W przeciwieństwie do kruszców z rejonu bytomskiego i olkuskiego, badanych przez A. Ziętek (prace archiwalne kopalń Zn-Pb, z lat 1957—1972), gdzie najczęściej występowały struktury metakoloidalne, w rejonie gołuchowickim tego typu wykształcenia nie są obserwowane. Tu występują skupienia ziarniste, często w postaci rozetek i naskorupień, rozwijające się w kawernach i szczelinach i często wnikające w masę dolomitową w postaci wżerek (kontakty metasomatyczne).

III fazę mineralizacji reprezentuje galena, która w postaci makrokruszcowania tworzy żyły (2—2,5 cm) oraz skupienia (do 3,0 cm). Jest ona z reguły nieco utleniona. Kolejność krystalizacji jest tu dość stała i bywa następująca:

piryt — sfaleryt — galena — siarczki żelaza (piryt, markasyt)

Markasyt stwierdzony w niektórych tylko próbkach nie zawsze wykazuje cechy umożliwiające jego jednoznaczne ustawienie w szeregu sukcesyjnym kruszców. Czasami obserwuje się również galenę przed sfalerytem lub występującą obok sfalerytu, co świadczyłoby o częstych zmianach warunków fizyko-chemicznych roztworu macierzystego podczas krystalizacji poszczególnych minerałów (J. Pawłowska, fide S. Przeniosło, 1974). Następstwo siarczków żelaza po sfalerycie i galenie w poszczególnych fazach mineralizacji świadczy o zmianie środowiska na bardziej utleniające (Cz. Harańczyk, 1965).

Z mineralizacją kruszczową związane jest częste występowanie makroskupień kalcytu w postaci żył i gniazd. Jest on końcowym efektem krystalizacji II i III fazy mineralizacji, zabliznia kawerny i szczeliny w dolo-

miecie zarówno okruszcowane, jak i nie zawierające minerałów kruszcowych. Natomiast barytu, często opisywanego w innych rejonach zagłębia kruszcowego, nie stwierdzono.

### UWAGI O GENEZIE MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ

Problem ustalenia genezy mineralizacji kruszcowej w serii dolomitów kruszczośnych jest ciągle jeszcze aktualny. Powiększa się grupa zwolenników teorii epigenetycznej. Również autorki przychylają się do poglądów wielu badaczy teorii hydrotermalnej.

W badanym rejonie Gołuchowic mineralizacja kruszcowa wykazuje ścisły związek z porowatością i kawernistością oraz mikrotektoniką dolomitów, będącą wynikiem zjawisk makrotektonicznych. Pozycja geotektoniczna całego obszaru śląsko-krakowskiego, w tym również i obszaru będącego tematem opracowania świadczy o predyspozycji do rozwoju mineralizacji kruszcowej. Roztwory hydrotermalne pochodzące z głęboko leżącego ogniska magmowego wykorzystały cały szereg dużych uskoków i szczelin, powstałych w podłożu paleozoicznym, a w późniejszych okresach odmładzanych.

Przejawy mineralizacji cynkowo-olowiowej w utworach syluru (prace archiwalne IG z 1972 r.), dewonu z rejonu Zawiercia (S. Przeniosło, 1974) i Siewierza (S. Śliwiński, 1964) oraz w utworach karbonu, gdzie udokumentowano przyuskokowe druzi galeny, piryty i barytu (dane z kopalń węglowych, fide S. Śliwiński, 1964), jak również ostatnio stwierdzona mineralizacja sfalerytowo-galenowa piaskowców zaliczonych do niższego pstrego piaskowca (S. Przeniosło, M. Stępniewski, L. Wielgomas, 1974) są niewątpliwym dowodem wskazującym kierunek wędrówki roztworów niosących mineralizację.

Charakter okruszcowania dolomitów kruszczośnych badanego rejonu oraz ich wykształcenie strukturalno-teksturalne świadczą o pochodzeniu z roztworów rzeczywistych ortohydrotermalnych (T. Gałkiewicz, 1971). Mineralizacja zachodziła w kilku kolejno następujących po sobie lub nakładających się etapach mineralizujących. Kruszcze tworzą przeważnie tekstury wypełnień pustych przestrzeni, często przechodzące w metasomatyczne; w różny sposób kontaktują się ze skałą otaczającą, przeważnie kontakt ten jest bardzo aktywny (metasomatyczny), chociaż bywa także dość bierny — w postaci linii prostej lub drobno ząbkowanej — w przypadku zmian okołorudnych dolomitu (dolomit zrekrystalizowany). Przepuszczalnie rekrystalizacja dolomitu nastąpiła przed okruszcowaniem, na skutek doprowadzonych roztworów hydrotermalnych poprzedzających cykl rudny (S. Przeniosło, 1974). Oczywiście obserwuje się tutaj, podobnie jak w innych zbadanych już rejonach, ślady mineralizacji głównie pirytowej, która mogła powstać syngenetycznie z dolomitami. Mineralizacja ta jednak nie odgrywa poważniejszej roli.

## PIŚMIENNICTWO

- BOGACZ K., DŻUŁYŃSKI S., HARAŃCZYK C., SOBCZYŃSKI P. (1972) — O kontaktach dolomitów kruszczośnych z otaczającymi skałami węglanowymi. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **42**, p. 347—372, z. 4. Kraków.
- BUKOWY S. (1972) — Budowa podłoża karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.*, **61**, p. 23—59. Warszawa.
- EKIERT F. (1971) — Budowa geologiczna podpermskiego podłoża północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.*, **46**. Warszawa.
- GAŁKIEWICZ T. (1971) — Teoria ortohydrotermalnej genezy śląsko-krakowskich złóż Zn-Pb. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **41**, p. 565—570, z. 4. Kraków.
- GRUSZCZYK H. (1956) — Uwagi w sprawie wykształcenia morskich utworów triasu śląsko-krakowskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **107**, p. 5—54. Warszawa.
- HARAŃCZYK CZ. (1962) — Mineralogia kruszców śląsko-krakowskich złóż cynku i ołowiu. *Pr. geol. Kom. Nauk Geol. PAN*, Oddz. w Krakowie, nr 8. Warszawa.
- HARAŃCZYK CZ. (1965) — Geochemia kruszców śląsko-krakowskich złóż rud cynku i ołowiu. *Pr. geol. Kom. Nauk Geol. PAN*, Oddz. w Krakowie, nr 30. Warszawa.
- MICHAŁEK Z. (1962) — Studium geochemiczne siarczkowych minerałów żelaza. *Pr. geol. Kom. Nauk Geol. PAN*, Oddz. w Krakowie, nr 6. Warszawa.
- PRZENIOSŁO S. (1974) — Cynk i ołów w utworach węglanowych triasu rejonu zawierciańskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **282**. Warszawa.
- PRZENIOSŁO S., STĘPNIEWSKI M., WIELGOMAS L. (1974) — Mineralizacja galeonowo-sfalerytowa piaskowców triasu dolnego z rejonu Kozięgłów. *Kwart. geol.*, **18**, p. 279—287, nr 2. Warszawa.
- RADLICZ K. (1967) — Dolomity i dolomityzacja skał górnej jury Nizy Polskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **207**, p. 157—222. Warszawa.
- RAMDOHR P. (1960) — *Erzminerale und ihre Verwachsungen*. Akademie Verlag. Berlin.
- SIEDLECKI S. (1964) — Wybrane problemy stratygraficzno-sedymentologiczne utworów triasu śląsko-krakowskiego. *Materiały na XXXVII Zjazd PTG.* p. 42—53.
- SMOLARSKA I. (1968) — Charakterystyka mineralogiczna dolomitów kruszczośnych wschodniej części Śląsko-Krakowskiego Zagłębia Kruszcowego. *Pr. miner. Kom. Nauk Miner. PAN*, Oddz. w Krakowie, nr 13. Warszawa.
- ŚLIWIŃSKI S. (1964) — Przejawy mineralizacji kruszcowej w utworach dewońskich i triasowych obszaru siewierskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **34**, p. 151—181, z. 1—2. Kraków.
- ŚLIWIŃSKI S. (1969) — Rozwój dolomitów kruszczośnych w obszarze śląsko-krakowskim. *Pr. geol. Kom. Nauk Geol. PAN*, Oddz. w Krakowie, nr 57. Warszawa.

Мирослава ЦЕМНЕВСКА, Анна ЗЕНТЕК-КРУШЕВСКА

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ РУДОНОСНЫХ ДОЛОМИТОВ В ОКРЕСТНОСТЯХ ГОЛУХОВИЦ

### Резюме

В статье представлена петрографическая характеристика пород, составляющих горизонт рудоносных доломитов, а также рудных минералов, входящих в состав этой карбонатной серии в окрестностях Голуховиц.

Выделено 4 типа карбонатных пород: скрыто- и микрозернистые доломиты, мелко- и среднезернистые переслаивающиеся доломиты, а также внутрiformационный конгломерат. Представлена классификация карбонатных пород на основе диаграммы С. Г. Вишнякова (фиг. 1), согласно которой выделены известковые и чистые доломиты, а также в отдельных случаях известково-глинистые и глинистые доломиты. На нескольких образцах проведен дериватографический анализ (фиг. 2 и 3). Дериватограммы, кроме основных минералов, таких как доломит и кальцит, выявили наличие небольшого количества пирита и анкерит.

Макро- и микроскопическое изучение рудоносных минералов выявило наличие таких основных минералов, как сфалерит и галенит, подчиненных минералов — пирита и марказита и вторичных — церусит (таб. I—IV). Рудные минералы образуют текстуры различного типа, чаще всего они заполняют пустые пространства или представляют метасоматический тип, реже они рассеяны (дисперсионно). Структурно-текстурные свойства метасоматических свидетельствуют о их образовании из реальных ортогидротермальных растворов.

Mirosława CIEMNIEWSKA, Anna ZIĘTEK-KRUSZEWSKA

## PETROGRAPHICAL RESEARCH OF MINERALIZED DOLOMITES IN THE VICINITY OF GOŁUCHOWICE

### Summary

The article deals with the petrographical description of rocks that make the horizon of mineralized dolomites and of ore minerals that are a component of this carbonate series in the vicinity of Gołuchowice.

Four carbonate rock types have been distinguished: cryptogranular and microgranular dolomites, fine-grained and medium-grained dolomites, laminated dolomites and intraformational conglomerate. A carbonate rock classification has been presented on the basis of the diagram according to S. G. Vishniakov (Fig. 1). With the aid of the classification, calcareous and pure dolomites, and sporadically also calcareous-clayey and clayey dolomites, have been distinguished. Some rock samples underwent derivatographic analyses (Figs 2 and 3). Derivatograms demonstrated that in addition to the main minerals, i.e. dolomite and calcite, also little pyrite and ankerite occur.

Both macroscopic and microscopic observations of ore minerals show that the main minerals are represented here by sphalerite and galena, subordinately by pyrite and marcasite. Cerussite is here a secondary mineral (Tabs I—IV). The ore minerals make here various structures, mainly infillings of voids, and metasomatic, rarely dispersion ones. Structural-textural properties of sulphides prove their origin from the real orthohydrothermal solutions.

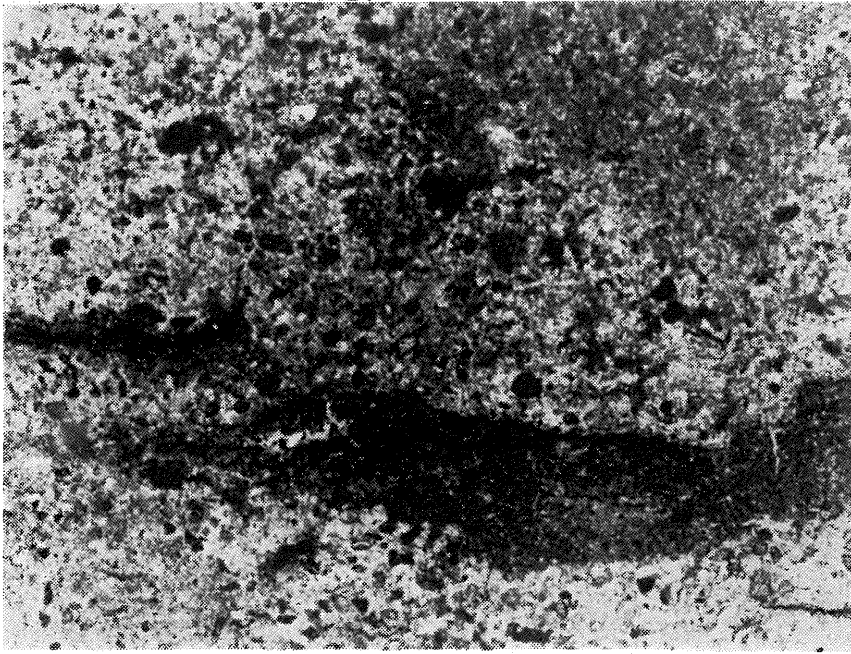


Fig. 4

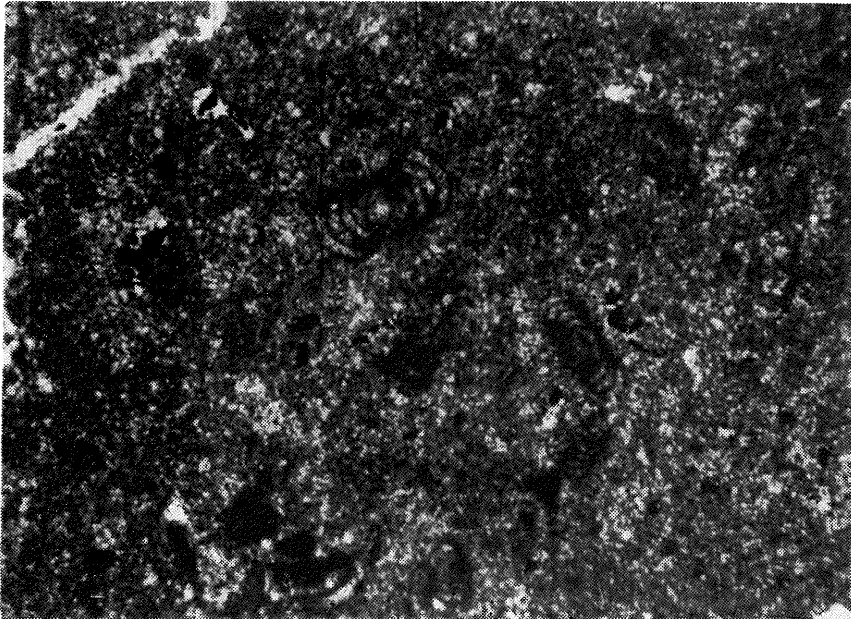


Fig. 5

Mirosława CIEMNIEWSKA, Anna ZIĘTEK-KRUSZEWSKA — Charakterystyka petrograficzna  
dolomitów kruszonośnych

TABLICA II

- Fig. 6. Zlepienieć śródformacyjny. Światło przechodzące, bez analizatora; pow.  $10 \times$   
Intraformational conglomerate. Transmitted light, without analyser. Enl.  $\times 10$
- Fig. 7. Dolomit średnioziarnisty z romboedrami o budowie pasowej. Światło przechodzące, bez analizatora; pow.  $45 \times$   
Medium-grained dolomite with rhombohedrons of banded structure. Transmitted light, without analyser. Enl.  $\times 45$

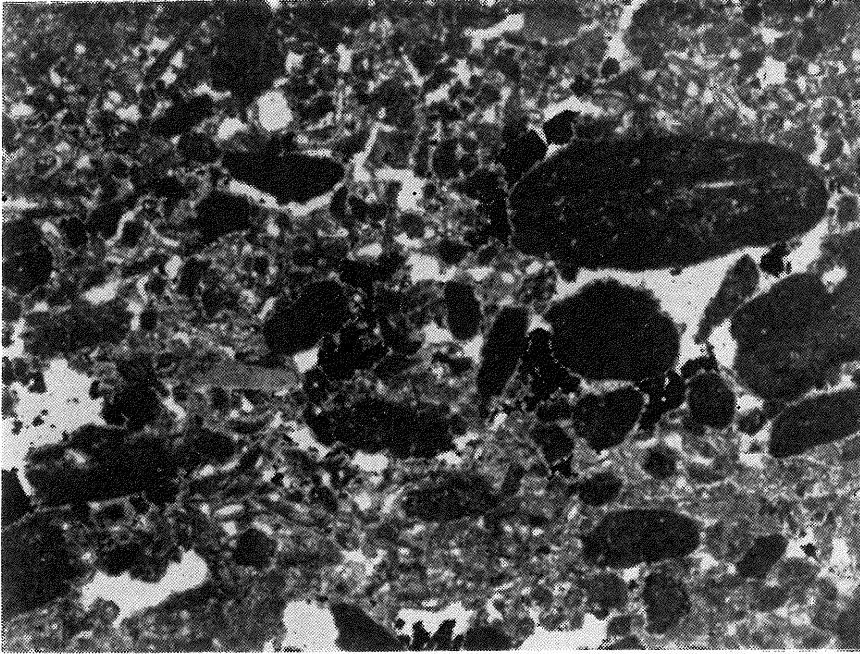


Fig. 6

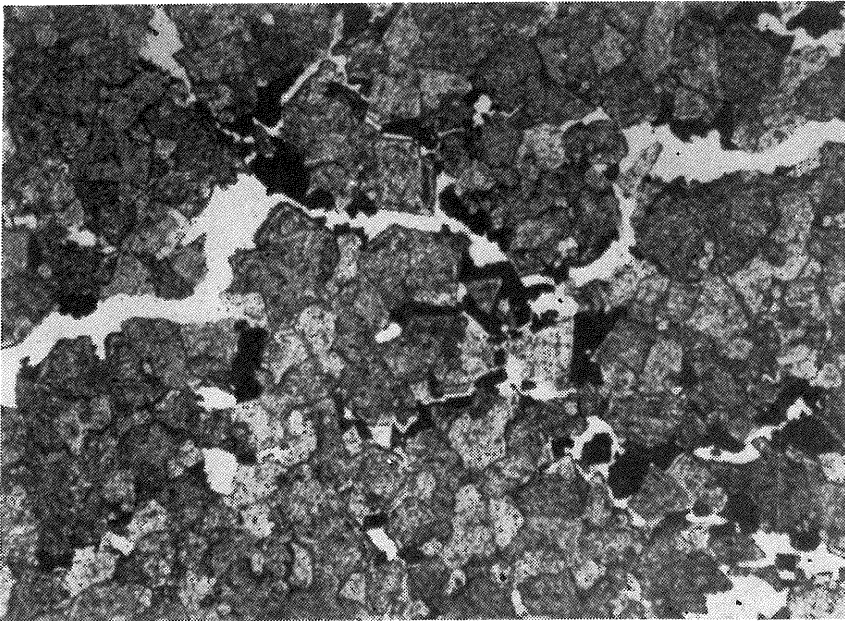


Fig. 7

Mirosława CIEMNIEWSKA, Anna ZIĘTEK-KRUSZEWSKA — Charakterystyka petrograficzna  
dolomitów kruszońskich



TABLICA III

- Fig. 8. Sfaleryt otaczający nie skorodowane, idiomorficzne kryształy dolomitu. Światło odbite, bez analizatora; pow. 90 ×  
Sphalerite surrounds noncorroded, idiomorphic dolomite crystals. Reflected light, without analyser. Enl. × 90
- Fig. 9. Idioblasty sfalerytu II na tle masy dolomitowej. W sfalerycie widoczne relikty dolomitu. Światło odbite, bez analizatora; pow. 45 ×  
Idioblasts of sphalerite II against the background of dolomite mass. In sphalerite dolomite relics are visible. Reflected light, without analyser. Enl. × 45

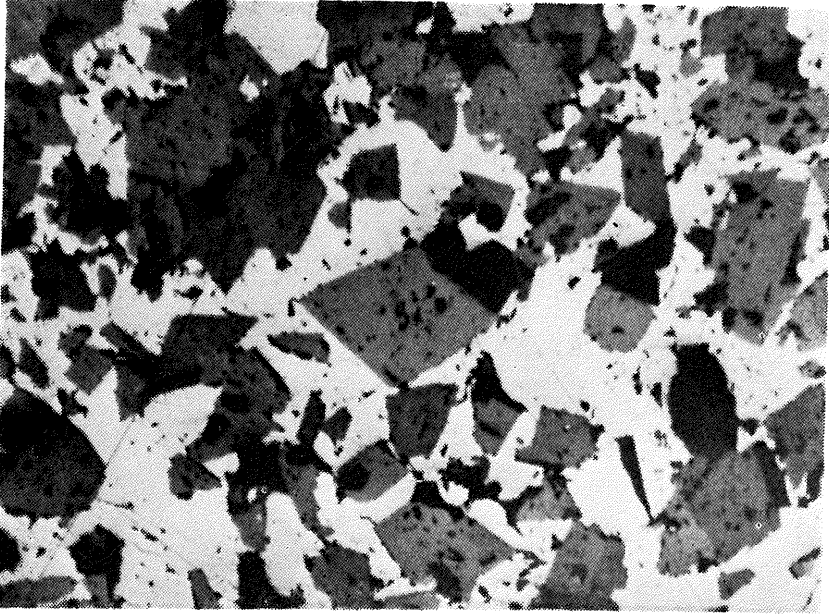


Fig. 8



Fig. 9

Mirosława CIEMNIEWSKA, Anna ZIĘTEK-KRUSZEWSKA — Charakterystyka petrograficzna dolomitów kruszonośnych

#### TABLICA IV

Fig. 10. Proces metasomatozy dolomitu kruszczońskiego (ciemnoszary) sfalerytem dwóch generacji (jasnoszary): sfaleryt I zastępuje idiomorficzne kryształy dolomitu, pomiędzy które dyfundował sfaleryt II (wyraźnie dodatni relief); pole czarne — pustki w dolomicie. Światło odbite, bez analizatora; pow. 90 ×  
Metasomatic process of mineralized dolomite (dark grey in colour) with sphalerite of two generations (light grey in colour): sphalerite I replace idiomorphic crystals of dolomite, among which sphalerite II diffused into sphalerite II (distinctly positive relief); black field — voids in dolomite. Reflected light, without analyser. Enl. × 90

Fig. 11. Galena wypierana przez cerusyt wzdłuż płaszczyzn łupliwości. Światło odbite, bez analizatora; pow. 45 ×  
Galena displaced by cerussite along cleavage plane. Reflected light, without analyser. Enl. × 45

Fotografie wykonała D. Oleksiak z Zakładu Stratygrafii IG

Photographs taken by D. Oleksiak, Department of Stratigraphy, Geological Institute

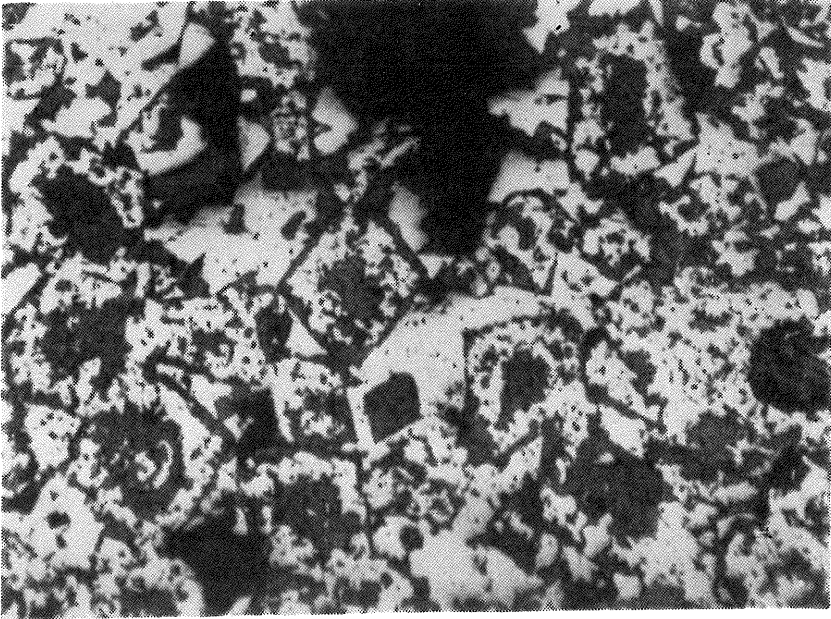


Fig. 10

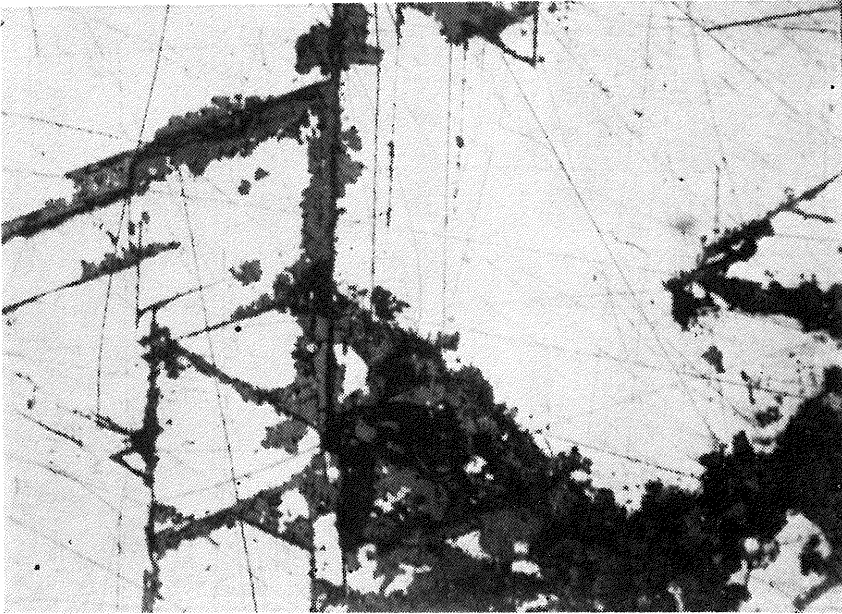


Fig. 11

Mirosława CIEMNIEWSKA, Anna ZIĘTEK-KRUSZEWSKA — Charakterystyka petrograficzna  
dolomitów kruszconośnych