

EWA GÓRECKA

Mineralizacja kruszczowa w utworach paleozoicznych północno-wschodniej części obszaru śląsko-krakowskiego

ORE MINERALIZATION IN PALAEOZOIC ROCKS OF THE SILESIAN-CRACOW AREA

STRESZCZENIE: Praca dotyczy problemów związanych z wyjaśnieniem mineralogicznego zróżnicowania, genezy, jak również prawidłowości występowania mineralizacji kruszczowej w utworach paleozoicznych NE części obszaru śląsko-krakowskiego. Mineralizacja kruszczowa występująca w utworach paleozoicznych należy tutaj do waryscyjskiej oraz alpejskiej epoki metalogenicznej. Mineralizacja kruszczowa epoki waryscyjskiej ma charakter polimetaliczny i reprezentuje typ subwulkaniczny, komagmowy z kwaśnym magmatyzmem fazy asturyjskiej. Mineralizacja kruszczowa epoki alpejskiej reprezentowana jest przez kruszce cynku i ołowiu; jest ona pochodzenia hydrotermalnego i stanowi partie korzeniowe śląsko-krakowskich złóż cynku i ołowiu, występujących w utworach mezozoicznych (głównie triasowych).

WSTĘP

Problem złóż kruszczowych w utworach paleozoicznych¹ obszaru śląsko-krakowskiego pojawił się dopiero w ostatnim dwudziestoleciu. W latach międzywojennych znane były tylko nieliczne punkty występowania mineralizacji kruszczowej w utworach paleozoicznych (Kuźniar 1930, 1932).

Decydujące znaczenie dla rozwoju badań nad mineralizacją kruszczową w utworach paleozoicznych obszaru śląsko-krakowskiego miały prowadzone od 1950 roku, przez Instytut Geologiczny i Przedsiębiorstwo Geologiczne w Krakowie, prace poszukiwawcze za złożami rud cynku i ołowiu. Prace te skoncentrowane zostały głównie we wschodniej i pół-

¹ Mówiąc o utworach paleozoicznych autorka ma na myśli utwory starsze od permu; osady permu zaliczane są tutaj do permomezozoicznego piętra strukturalnego (Ekiert 1971).

nocno-wschodniej części obszaru śląsko-krakowskiego. Do 1968 roku najwięcej otworów poszukiwawczych (ok. dwieście), obejmujących utwory paleozoiczne, założono w rejonie Olkusza, Zawiercia, Siewierza oraz Mrzygłodu. Paleozoik terenów pozostałych rozpoznany został jedynie pojedynczymi otworami. Spośród założonych otworów wiele stwierdziło mineralizację kruszczową jedynie w utworach mezozoicznych — głównie w wapieniu muszlowym. Kilkadziesiąt otworów (ok. pięćdziesiąt) stwierdziło ponadto różnorodną mineralizację kruszczową w utworach paleozoicznych. Najbardziej na północny zachód wysuniętym rejonem badań jest rejon Lublińca.

Częściowo badaniami objęty został również rejon północnego obrzeżenia rowu krzeszowickiego, gdzie wierceniami stwierdzona została w utworach paleozoicznych mineralizacja kruszczowa w Bęble, Karniowicach, Jerzmanowicach, Będkowicach oraz w Czernej.

Badania nad mineralizacją kruszczową w utworach paleozoicznych omawianego obszaru, obejmujące jeden lub kilka otworów wiertniczych, podejmowane były w rejonie Mrzygłodu (Ekiert 1957, 1968), Brudzowic (Sliwiński 1964), oraz Olkusza (Gałkiewicz, Harańczyk & Szostek 1960; Harańczyk 1963, 1970; Harańczyk, Szostek & Filipowicz 1968).

Praca przedstawiona przez autorkę stanowi, w miarę możliwości, kompleksowe opracowanie zagadnień dotyczących mineralogii, genezy oraz prawidłowości występowania kruszców w utworach paleozoicznych północno-wschodniej części obszaru śląsko-krakowskiego. Próbki do badań pobrane zostały z rdzeni wiertniczych, w latach 1964—1969.

Za okazaną pomoc w trakcie realizacji niniejszej pracy autorka pragnie złożyć serdeczne podziękowanie doc. dr hab. E. Zimnoch. Dziękuje również dr hab. inż. C. Harańczykowi za cenne wskazówki i dyskusje dotyczące problemów mineralogicznych i geochemicznych. Pracownikom Zakładu Żył (Rud Metali Nieżelaznych Instytutu Geologicznego oraz Pracowni Cynku i Ołowiu Przedsiębiorstwa Geologicznego w Krakowie, jak również Dyrekcji tych instytucji dziękuje za udostępnienie rdzeni wiertniczych oraz odnośnych materiałów geologicznych.

W wyniku przeprowadzonych badań i studiów autorka doszła do wniosku, że mineralizacja kruszczowa występująca w utworach paleozoicznych północno-wschodniej części obszaru śląsko-krakowskiego utworzyła się w wyniku różnych procesów geologicznych, zachodzących zarówno w cyklu waryscyjskim jak i alpejskim.

MINERALIZACJA KRUSZCOWA CYKLU WARYSCYJSKIEGO

Mineralizacja kruszczowa cyklu waryscyjskiego związana jest z rozwojem magmatyzmu, którego produkty występują na omawianym obszarze w różnej postaci.

Z badań petrograficznych S. Małkowskiego i M. Karasińskiego (1928), T. Wiesera (1957), O. Juskowiaka i W. Ryki (1963), O. Juskowiaka (1967, 1968), W. Ryki (1968) oraz W. Ryki i H. Sylwestrzaka (1960) wynika, że skały magmowe stwierdzone w północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego reprezentowane są przez: diabazy, lamprofiry i występujące najliczniej różnego rodzaju porfiry (fig. 1). Tylko w jednym otworze (B na fig. 1) stwierdzone zostały mikrogranodiority.

Pozycja geologiczna i wiek tych skał są różnie interpretowane, co przede wszystkim wynika z różnic w poglądach na budowę geologiczną obszaru, a wypowiedzianych w ostatnich latach przez S. Bukowego (1964a, b) i F. Ekierta (1971). W większości jednak badacze magmatyzmu są zgodni, że najwcześniej (w cyklu kaledońskim) utworzyły się diabazy. Wiek bezwzględny diabazu z otworu M-9 (A) został obliczony przez T. Depciucha (informacja ustna) na ok. 418 mil. lat (górnny sylur). Nieco młodsze od diabazów są lamprofiry, a najmłodsze intruzje porfirów i mikrogranodiorytów, utworzone w czasie orogenezy waryscyjskiej.

Według F. Ekierta (1971) skały magmowe nawiercone zostały w utworach od prekambriu do karbonu górnego (westfal A) włącznie. Diabazy, poza jednym otworem (K), stwierdzone zostały w utworach starszych od dewonu, najczęściej w łupkach syluru. Inne skały magmowe stwierdzone zostały zarówno w osadach starszego jak i młodszego paleozoiku. Ciąła magmowe, jak wykazują badania F. Ekierta (1971), występują z reguły w strefach dyslokacyjnych, w formie nieregularnych dajek cechujących się dużymi kątami upadu. Miąższość tych dajek jest zmienna i waha się w granicach od 0,2 do ponad 60 m; największą ich ilość oraz miąższość zarejestrowano w rejonie Mrzygłodu (A, B).

Z punktu widzenia mineralizacji kruszczowej interesująca wydaje się koncepcja O. Juskowiaka² oraz H. Pendiasa² o istnieniu w omawianym obszarze dwóch stref różnych genetycznie skał magmowych: zawierciańskiej — ciągnącej się od Krzywopiótów poprzez Zawiercie do Brudzowic, oraz mrzygłodzkiej — obejmującej skały kwaśne w obszarze Mrzygłód — Huta Stara — Woźniki (fig. 1).

Strefę zawierciańską reprezentują diabazy, lamprofiry i porfiry ortoklazowe, intrudujące w cyklu kaledońskim i początkowych fazach cyklu waryscyjskiego. Ku wschodowi magmatyzm ten ma prawdopodobnie swoje odpowiedniki w synklinorium miechowskim (Kiciuła & Wieser 1970) i w Górach Świętokrzyskich (Ryka 1966). Natomiast na zachodzie pokrewieństwo takie wykazuje diabaz zadularyzowany (oznaczenie A. Nowakowskiego) z Lublińca. Skały strefy zawierciańskiej są w znacznym stopniu hydrotermalnie przeobrażone, przy czym na pierwszy plan wysuwa się metasomatoza potasowa. Miejscami zaawansowana jest również karbonatyzacja, chlorytacja oraz pirytyzacja (Juskowiak 1968, Ryka 1968).

Magmatyzm strefy mrzygłodzkiej reprezentowany jest przez porfiryty, porfiry dacytowe, albitofiry oraz mikrogranodiority. Ogólnie stwierdza się, że kwaśne skały tej strefy są wieku asturyjskiego, na co wskazuje również wiek bezwzględny mikrogranodiorytu z otw. P-1 (B), obliczony przez T. Depciucha (informacja ustna) na ok. 300 mil. lat, zaś ich przestrzenne wykształcenie ma charakter subwulkaniczny (Wieser 1957, Ekiert 1971).

Skały magmowe strefy mrzygłodzkiej są w znacznym stopniu hydrotermalnie przeobrażone. Z oznaczeń T. Wiesera (1957), O. Juskowiaka i W. Ryki (1964) wynika,

² Referaty wygłoszone na LXVIII Sesji Naukowej Instytutu Geologicznego, w Warszawie (18 grudzień 1970).

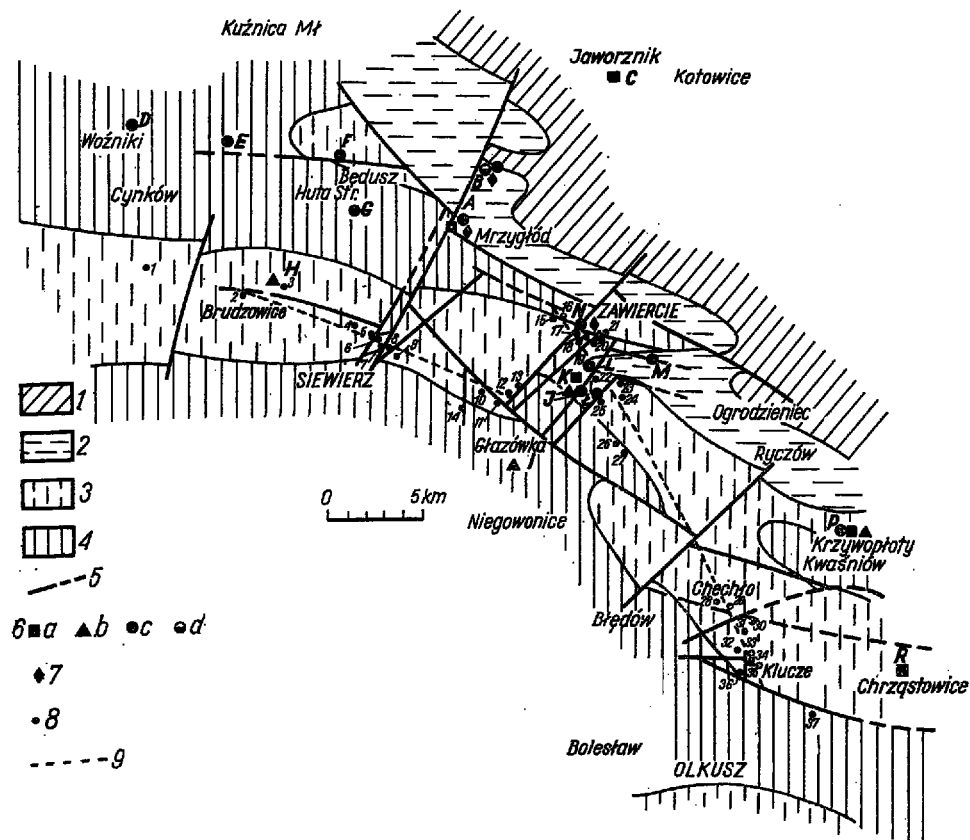


Fig. 1

Mineralizacja kruszcowa w utworach paleozoicznych północno-wschodniej części obszaru śląsko-krakowskiego (szkic geologiczny zestawiono na podstawie map Ekierta, 1971; typy skał magmowych podano za Małkowskim, Wieserem, Juskowiakiem i Ryką)

1 prekambr, kambr, ordowik; 2 sylur; 3 dewon; 4 karbon; 5 główne strefy dyslokacyjne; 6 stanowiska skał magmowych stwierdzone w wierceniach (stanowisko A obejmuje 6 wierceń, N — 7 wierceń, L — 2 wiercenia) — a diabazy, b lamprofiry, c porfiry, d mikrogranodiority; 7 mineralizacja kruszcowa (waryscyjska) stwierdzona otworami wiertniczymi; 8 otwór wiertniczy ze stwierdzoną mineralizacją Zn-Pb (cykl alpejski); 9 linie wyznaczające kierunki rozmieszczenia ciał kruszczowych (Zn-Pb)

Ore mineralization in Paleozoic deposits of the NE part of the Silesian-Cracow area (after Ekiert's maps, 1971; igneous rock types after Małkowski, Wieser, Juskowiak and Ryka)

1 pre-Cambrian, Cambrian, Ordovician; 2 Silurian; 3 Devonian; 4 Carboniferous; 5 main dislocational zones; 6 igneous rocks recorded in boreholes (locality A includes 6 boreholes, N — 7 boreholes and L — 2 boreholes) — a diabases, b lamprophyres, c porphyries, d microgranodiorites; 7 ore mineralization (Variscan) recorded in boreholes; 8 borehole penetrating Zn-Pb mineralization of the Alpine cycle; 9 lines delimiting course of ore (Zn-Pb) bodies

że typowymi procesami przeobrażeń jest tu albityzacja oraz szeroko rozwinięta propylityzacja (chlorytyzacja, serycytyzacja, kaolinizacja, pirytyzacja, rzadziej adularyzacja) i kalcytyzacja. Roztwory hydrotermalne doprowadziły również do daleko idących przeobrażeń skał osłony (Łydka 1970³).

Asturyjski magmatyzm, o podobnym charakterze skał magmowych i hydrotermalnych przeobrażeń, stwierdzony został również w północnym obrzeżeniu rowu krzeszowickiego: w Bębnie, Karniowicach i Jerzmanowicach (Bukowy & Cebulak 1964) oraz w Będkovicach (Górecka 1970b).

Magmatyzm strefy zawierciańskiej na ogół nie prowadzi mineralizacji kruszcowej. Niekiedy tylko w towarzystwie tych skał pojawia się nieznaczne okruszcowanie. Z uwagi na małą ilość próbek, autorka nie zajmowała się bliżej tą mineralizacją kruszcową. Prawdopodobnie należy tu zaliczyć siarczki stwierdzone w otw. IG-1 w Lublińcu oraz w otw. P-8 (P) w Krzywopłotach. Z otworu w Lublińcu autorka dysponowała jedynie dwiema próbkami pochodzącymi ze strefy silnie przeobrażonego (zadularyzowanego, skarbonatyzowanego i spirytyzowanego) diabazu kontaktującego z łupkami syluru. W próbkach tych stwierdzono drobne żyłki kwarcowo-kalcytowe z hydrotermalną mineralizacją kruszcową reprezentowaną przez piryt, pirotyn, chalkopiryt z rozpadowym walerytem oraz ślady sfalerytu (Górecka 1971). Pewne światło na mineralizację kruszcową z Lublińca rzuca artykuł K. Piekarskiego (1971), który wyróżnia następujący zespół siarczków tworzących żyłki: piryt, markasyt, chalkopiryt, sfaleryt oraz ślady siarczków Ni i Co (linneit, milleryt, wiołaryt) występujących w towarzystwie chalkopiryty. Autor ten wyraża pogląd o niewątpliwie osadowym charakterze rozważanej mineralizacji. Pogląd taki jest jednak trudny do przyjęcia, z uwagi na fakt stwierdzonej działalności hydrotermalnej, o czym m.in. świadczy adularyzacja diabazu oraz występowanie chalkopiryty z rozpadowym walerytem. Stojąc na stanowisku hydrotermalnego pochodzenia siarczków z Lublińca interesujący wydaje się fakt występowania siarczków Ni i Co, wskazujący na zasadowy charakter ogniska macierzystego roztworów kruszcowości.

Mineralizacja kruszcowa w Krzywopłotach stwierdzona została przez F. Ekierta (1968, 1971), jako typ pirytowo-miedziowy, pokrewny kruszcom z Mrzygłodu. Mineralizacja ta nie została jednak bliżej scharakteryzowana. Z pewnością rozwiązanie genezy mineralizacji kruszcowej z Krzywopłotów jest ważnym momentem dla rozwiązania problemów kruszcowych zawierciańskiej strefy magmowej i jej ewentualnego pokrewieństwa z mineralizacją kruszcową towarzyszącą lamprofirom w Górach Świętokrzyskich (Rubinowski 1971).

Magmatyzm typu granodiorytowego rozwinięty w strefie mrzygłodzkiej (strefa północna) oraz w rejonie północnego obrzeżenia rowu

³ Referat wygłoszony na LXVIII Sesji Naukowej Instytutu Geologicznego, w Warszawie (16 grudzień 1970).

krzeszowickiego (strefa południowa) z reguły prowadzi mineralizację kruszcową.

Szczegółowe opracowanie mineralizacji kruszcowej z rejonu Mrzygłodu przedstawił F. Ekiert (1968), jako typ mineralizacji pirytowo-międziejowej utworzonej w sześciu etapach hydrotermalnych. Kruszcze z rejonu rowu krzeszowickiego (Bębło, Karniowice 2a, Jerzmanowice) badane były przez J. Ślósarz (1964a, b, Bukowy & Ślósarz 1968) oraz E. Górecką (1970b).

Przeprowadzone badania mineralizacji kruszcowej związanej z rozwojem procesów pomagmowych we wspomnianych wyżej strefach występowania kwaśnych skał magmowych (północnej i południowej) doprowadziły autorkę do wniosku, że mineralizacja ta reprezentowana jest przez utwory kruszcowe pochodzenia metasomatycznego oraz przez żyłowe i impregnacyjne utwory kruszcowe.

Metasomatyczne utwory kruszcowe

Geneza utworów kruszczowych pochodzenia metasomatycznego wiąże się ściśle z procesami przeobrażeń hydrotermalnych skał magmowych i ich osłony. Kruszcze te reprezentowane są przez tlenki oraz siarczki.

W skład wtórnych minerałów tlenkowych wchodzi tlenki żelaza (hematyt i limonit) oraz leukoksen, które występują najczęściej w postaci rozszaniach w skałach drobnych ziarn (rzędu setnych i dziesiątych części mm), a niekiedy grupują się w skupienia o średnicy 1—2 mm. Pomimo dość częstego występowania tych tlenków, udział ich w badanych skałach paleozoicznych jest nieznaczny. Ogólnie daje się zauważyć, że wtórne tlenki pojawiają się stosunkowo częściej w diabazach, co jest zrozumiałe z uwagi na większą zawartość minerałów ciemnych, głównych nosicieli Fe i Ti, w tego typu skałach. Z drugiej zaś strony udział minerałów tlenkowych w poszczególnych typach skał zależy od stopnia oraz charakteru przeobrażeń, które zaszły w tych skałach.

Największe znaczenie dla powstania wtórnych tlenków żelaza oraz leukokseny ma proces chlorytyzacji, który najczęściej obserwowany jest w biotytach, gdzie drobne ziarna tlenków żelaza, a niekiedy leukokseny, ułożone są wzdłuż płaszczyzn łupliwości (pl. 1, fig. 1). Leukoksen jest ponadto częstym produktem przeobrażeń występujących akcesorycznie minerałów tytanowych, zwłaszcza ilmenitu (pl. 1, fig. 4). Podobnie występujący w skałach magmowych akcesorycznie magnetyt jest z reguły przeobrażony w hematyt lub limonit. Uwodnione tlenki żelaza są również częstym produktem przeobrażeń skaleni. Tworzą one tutaj — obok sercytu, węglanów czy kaolinitu — drobne, często pigmentowe wtrącenia w fenokryształach oraz w tle skalnym.

Metasomatoza siarczkowa wyrażona została w pirytyzacji skał, związanej z procesem propylityzacji oraz berezytyzacji. Pirytyzacja omawianych skał magmowych, a częściowo również ich bezpośredniej osłony, jest zjawiskiem powszechnym. Stosunkowo największy udział tego typu pirytu obserwuje się w diabazach, zwłaszcza silnie przeobrażonych, co podobnie jak w przypadku wtórnych tlenków żelaza, wiązać można z większym tutaj udziałem minerałów ciemnych. Słabiej natomiast spirytyzowane są skały kwaśne, wśród których albitofiry charakteryzują się stosun-

kowo najbardziej zaawansowaną pirytyzacją. Proces pirytyzacji wyraził się w częściowym lub całkowitym zastąpieniu minerałów ciemnych, uruchomieniu żelaza zawartego w minerałach skałotwórczych oraz jego wytrąceniu — w postaci pirytu — w innych miejscach kompleksów skalnych.

Zastępowanie minerałów jest najbardziej charakterystyczne dla biotyty, gdzie piryt obok tlenków żelaza i leukoksenu (a niekiedy także serycytu) tworzy nieregularne skupienia ułożone wzdłuż płaszczyzn łupliwości (pl. 1, fig. 1). Piryt może również zastępować minerały od ich brzegów, tworząc obwódki o grubości ok. 0,05 mm (pl. 1, fig. 2), względnie struktury szkieletowe rozwijające się na kanwie struktury zastępowanego minerału. Całkowite pseudomorfozy obserwowane były tutaj bardzo rzadko.

Znacznie częściej obserwuje się pirytyzację połączoną z uruchomieniem żelaza; piryt jest wtedy z reguły nierównomiernie rozproszony w skale, tworząc drobne (0,05—0,5 mm, rzadko 1 mm), często automorficzne ziarna, występujące pojedynczo lub grupujące się w skupienia. Skupienia takie ułożone są niekiedy kierunkowo, co może wskazywać na selektywne zastępowanie skały, względnie podkreślać pierwotną jej teksturę, np. w przypadku spirytyzowanego łupku. Niekiedy również drobne, ksenomorficzne ziarna pirytu gromadzą się w niektórych przeobrażonych minerałach, szczególnie w skaleniach (pl. 1, fig. 3). Uruchomienie żelaza prowadzi również do powstawania pirytu w drobnych szczelinach. Tworzą się w ten sposób drobne (0,01—0,1 mm miąższości), często ślepe żyłki pirytu występującego samodzielnie lub w towarzystwie niekruszcowych utworów metasomatycznych, najczęściej serycytu i kwarcu (pl. 1, fig. 4).

Piryt jest też niekiedy składnikiem utworzonych w procesie propylityzacji żyłek kwarcowo-epidotowo-adularowych, często z chlorytem i węglanami. Utwory tego typu obserwowane były niejednokrotnie w zasadowych i kwaśnych skałach magmowych rejonu Mrzygłodu (Juskowiak & Ryka 1963).

W rozważanych utworach zwraca uwagę wyraźny związek silnie okruszczonych pirytem stref ze szczelinami, którymi doprowadzane były roztwory hydrotermalne. Wszyscy badacze magmatyzmu omawianego obszaru podkreślają, że nasilenie hydrotermalnych przeobrażeń oraz pirytyzacji wzrasta w strefach skał silnie spękanych i zbrekcjowanych. Strefy te występują najczęściej w partiach przykontaktowych dajek i obejmują również skały bezpośredniej osłony. Przypuszczać można, że sfery silniej zaangażowane tektonicznie były również drogami dla późniejszych roztworów kruszczośnych, dających utwory polimetaliczne, gdzie głównym minerałem kruszcowym jest piryt (fig. 2). Utwory polimetaliczne, zwłaszcza impregnacyjne, niejednokrotnie nakładają się na wcześniej powstałe utwory metasomatyczne, powodując miejscami częściowe zatarcie ich pierwotnego charakteru. Należy podkreślić, że nie wyklucza się pewnego udziału metasomatozy przy tworzeniu się wspomnianych utworów polimetalicznych, polegającego np. na ługowaniu przez roztwory kruszczośne niektórych składników skały, wpływających na zmianę składu chemicznego oraz parametrów fizyko-chemicznych tych roztworów. Z przeprowadzonych badań wynika jednak, że roztwory hydrotermalne, z których wytrąciły się utwory polimetaliczne, przenikały przez skały już uprzednio znacznie przeobrażone, a występujące tu liczne produkty wtórne (zwłaszcza ilaste) ograniczały zasięg metasomatycz-

nej działalności tych roztworów. W ten sposób wspomniane roztwory kruszczośne wytrącały treść mineralną głównie w szczelinach oraz drob-

Minerały	Paragenezy		II		III
	Asoc.	A	B	A	
Piryty		—	—	—	
Pirytyn		—	—	—	
Chalkopiryty	—	—	—	—	
Chalkopirytyn ?	—	—	—	—	
Waleryt	—	—	—	—	
Bizmutynit	—	—	—	—	
Bizmut rodzimy	—	—	—	—	
Molibdenit	?	—	—	—	
Sfaleryt	—	—	—	—	
Galenit	—	—	—	—	
Tetraedryt	—	—	—	—	
Bornit	—	—	—	—	
Chalkozyn	—	—	—	—	
Arsenopiryty	—	—	—	—	
Enargit (tenantyt ?)	—	—	—	—	
Markasyt	—	—	—	—	
Melnikowit - piryt	—	—	—	—	
Kwarc	—	—	—	—	
Kalcyt	—	—	—	—	—

Fig. 2

Waryscyjska mineralizacja kruszcowa w utworach paleozoicznych NE części obszaru śląsko-krakowskiego

Variscan ore mineralization in Paleozoic rocks of the NE part of the Silesian-Cracow area

nych porach skały, dając tekstury żyłowe i impregnacyjne, z zaznaczonym niekiedy zastępowaniem niektórych składników skały.

Żyłowe i impregnacyjne utwory kruszcowe

Utwory te, mające charakter polimetaliczny, stwierdzone zostały otworami wiertniczymi w rejonie Mrzygłodu (A-M-2, A-M-6, A-M-7, A-M-8, A-M-9, B-P-1) oraz Zawiercia (N-TN-261; *vide* fig. 1). Podobne utwory kruszcowe występują w rejonie rowu krzeszowickiego (otwory: Bębło, Karniowice 2a, Będkowice, Jerzmanowice).

Ustalenie paragenez oraz sukcesji mineralnej wykonano głównie w oparciu o analizę materiałów z rejonu Mrzygłodu, gdzie stosunkowo duża ilość wierceń i stwierdzonych kruszców pozwoliła na pełne uchwycenie zmienności mineralogicznych. W innych rejonach mineralizacja kruszcowa jest znacznie uboższa, i stąd oznaczono tam jedynie niektóre ogniwa kruszców wyróżnionych w sukcesji. Należy podkreślić, że stopień rozpoznania tych rejonów, zwłaszcza głębokość założonych wierceń, w porównaniu z rejonem Mrzygłodu jest znacznie mniejszy.

W całym rozważanym obszarze zaznaczają się duże analogie w rozmieszczeniu polimetalicznych utworów kruszczowych, które koncentrują się przeważnie w strefach endo- i egzokontaktów dajek skał kwaśnych. Są to zarazem strefy skał silnie spękanych i często zbrekcjowanych. Okruszczowanymi strefami egzokontaktów dajek skał kwaśnych są najczęściej przeobrażone łupki starszego paleozoiku, a w Mrzygłodzie także diabazy, które jako skały o dużej kompetencji są z reguły na kontakcie z dajkami skał kwaśnych silnie spękane i zbrekcjowane, zaś szczeliny wypełnione są tutaj kruszczami. Miąższość stref okruszczowanych jest bardzo zmienna i waha się w granicach od kilkunastu centymetrów do kilku metrów (Ekiert 1968). Przypuszczać można, że w większości ilaste wykształcenie skał osłony wpłynęło zasadniczo na rozmieszczenie omawianych utworów kruszczowych. Z uwagi na słabą przepuszczalność, i chemiczną aktywność tych skał roztwory kruszonośne, w przypadku małej ilości spękań i szczelin, nie przenosiły się na większe odległości i wytrącały treść mineralną w partiach nieznacznie oddalonych od skał magmowych oraz w samych skałach magmowych. F. Ekiert (1971) podkreśla, że w obrębie skał intruzywnych większe nagromadzenie kruszców przypada na odcinek stropowy dajek. Częstym zjawiskiem, zwłaszcza w skałach kwaśnych, jest większa ilość impregnacji kruszczowych w pobliżu szczelin i ich zubożenie w miarę oddalania się od tych szczelin.

Polimetaliczne utwory kruszczowe tworzą tekstury żyłowe, brekcjowe oraz impregnacyjne.

Tekstury żyłowe są najliczniej reprezentowane. Są to najczęściej drobne, krótkie żyłki o miąższości wahającej się w granicach od ok. 1 mm do 1 cm, niekiedy kilku centymetrów (Ekiert 1968). Tylko w jednym przypadku stwierdzono (Ekiert 1957) w łupkach z otw. M-2 żyłę kwarcowo-kruszcową o miąższości (poziomej) 80 cm. Ogólnie daje się zauważyć, że żyły o większej miąższości częściej spotykane są w diabazach i łupkach, rzadziej zaś w skałach kwaśnych. Treść mineralną żył, zwłaszcza grubszych, stanowi najczęściej kwarc, który występuje samodzielnie lub towarzyszą mu skupienia siarczków różnej wielkości (od ok. 0,1 mm do ok. 1 cm). Często również kruszce, zwłaszcza piryt (niekiedy chalkopiryt), stanowią samodzielne drobne żyłki. Bardzo licznie występują tutaj monomineralne żyły i żyłki grubokrystalicznego białego kalcytu, których system jest najczęściej niezależny od systemu żyłek kwarcowo-kruszczowych.

Tekstury żyłowe omawianych utworów kruszczowych reprezentowane są przez całkowite wypełnienia szczelin (pl. 1, fig. 6; pl. 4, fig. 3); częściowe wypełnienia szczelin (pl. 1, fig. 5; pl. 2, fig. 7); żyłki rozwijające się przez selektywne zastępowanie, np. biotytowo-chlorytowo-kwarcowych lamien w łupku (pl. 1, fig. 7).

Minerały kruszczowe i niekruszczowe wchodzące w skład utworów żyłowych często stanowią również cement brekcji tektonicznej złożonej z okruchów skał ilastych, bądź magmowych. Kruszczowe tekstury brekcjowe rozwijają się najczęściej w łupkach oraz diabazach, w strefach przykontaktowych dajek skał kwaśnych. Wśród tekstur brekcjowych można wyróżnić dwa rodzaje: 1) okruchy brekcji stanowią skały ilaste lub magmowe, lepiszczsze zaś kruszce, kwarc lub węglany; 2) kruszce starszych generacji (np. piryt I_A) są rozdrobnione oraz scementowane kruszczami młodszymi lub kwarcem (pl. 1, fig. 8).

Agregaty kruszcowe rozwijające się w szczelinach i pustkach skał magmowych, rzadziej ilastych, tworzą też niekiedy gniazdowe skupienia (do ok. 1 cm średnicy), przy czym zaznacza się tutaj wyraźne wypieranie napotkanej skały przez kruszce (pl. 3, fig. 5).

Tekstury impregnacyjne są najintensywniej rozwinięte w porfirach, gdzie kruszce tworzą rozproszone pojedyncze, często automorficzne ziarna o wymiarach od dziesiątych części milimetra do ok. 2 mm (pl. 1, fig. 7; pl. 2, fig. 1—2), grupujące się nieraz w nieco większe (do ok. 1 cm) skupienia (pl. 2, fig. 6; pl. 3, fig. 1). Ziarna kruszcowe zastępują skałę i z reguły posiadają liczne jej wrostki (pl. 2, fig. 1 i 6). Często również obserwuje się, że agregaty kruszcowe impregnują tylko pewne składniki skały, np. fenokryształy przeobrażonych skaleni (pl. 2, fig. 8) i niekiedy ułożone są kierunkowo (pl. 3, fig. 1).

Zaznacza się wyraźny związek rozmieszczenia omawianych kruszców impregnacyjnych ze strefami występowania utworów żyłowych i brekcjowych. W miarę oddalania się od tych stref impregnacje kruszcowe wyraźnie zmniejszają się.

Wśród omawianych kruszców makroskopowo wyróżnia się najczęściej siarczki żelaza (piryt, rzadziej markasyt) oraz chalkopiryt. Jednoznaczna identyfikacja innych minerałów kruszczowych możliwa była po przeprowadzeniu badań mikroskopowych.

Charakterystyka mikroskopowa utworów kruszczowych

Badania mikroskopowe w świetle odbitym wykazały obecność wśród żyłowych i impregnacyjnych utworów kruszczowych następującego zespołu minerałów: pirit, pirotyn, chalkopiryt, chalkopirotyl(?), waleryt, bizmutynit, bizmut rodzimy, molibdenit, sfaleryt, galenit, tetraedryt, bornit, chalkozyn, arsenopiryt, enargit (tenantyt?), markasyt, melnikowit-piryt, a wśród utworów wtórnych pochodzenia endogenicznego — wtórny magnetyt (muskietowit) oraz pirit i markasyt powstałe po pirotynie. Największy udział posiadają pirit, chalkopiryt oraz markasyt, które tworzą kilka generacji; podrzędnie występują pirotyn, sfaleryt, galenit i enargit, zaś pozostałe minerały spotykane były sporadycznie. Mineralom kruszczowym towarzyszy kwarc oraz kalcyt.

Analiza sposobu występowania, cech strukturalnych oraz współwystępowania poszczególnych utworów kruszczowych wskazuje, że kruszce te tworzą cztery asocjacje (fig. 2).

Asocjacja I_A: pirit I_A, pirotyn I_A, chalkopiryt I_A, chalkopirotyl(?), waleryt, bizmutynit, bizmut rodzimy, oraz molibdenit.

Piryt I_A występuje przede wszystkim w porfirach, gdzie najczęściej tworzy impregnujące skałę, pojedyncze kryształy 0,1 do ok. 2 mm średnicy (pl. 2, fig. 6), grupujące się nieraz w nieco większe agregaty. Pirit I_A często również wypełnia szczeliny spękań w porfirach, zajmując je całkowicie, lub narasta drobnokrystalicznymi agregatami na ścianach tych szczelin (pl. 2, fig. 7). W diabazach i łupkach pirit I_A spotykany jest znacznie rzadziej, gdzie tworzy drobne (do ok. 3 mm), niekiedy kierunkowo ułożone, skupienia oraz auto- lub ksenomorficzne ziarna rozproszone w skałe (pl. 1, fig. 7).

Pirotyn I_A występuje najczęściej w postaci pojedynczych ziarn o średnicy 0,1—0,5 (maks. 1 mm), impregnujących porfiry. Ziarna te zbudowane są przeważnie z prawidłowo zrastających się tabliczkowych i pryzmatycznych kryształów

(pl. 2, fig. 1), co charakterystyczne jest dla wysokotemperaturowego pirotynu (Ramdohr 1960).

W niektórych ziarnach pirotynu zaobserwowano słabo zaznaczającą się lamelkową budowę. Naprzemianlegle ułożone i krystalograficznie zorientowane lamelki pirotynu (szer. ok. 1 do kilkunastu μ) wykazują przy skrzyżowanych nicołach różną barwę oraz siłę odbicia światła. Według I. S. Volynskiego (1949) i P. Ramdohra (1960) struktury tego typu są charakterystyczne dla wysokotemperaturowego pirotynu i powstają w wyniku rozpadu roztworu stałego. R. G. Arnold (1969) w trakcie badań eksperymentalnych ustalił, że tego typu lamelkowe struktury tworzą dwie modyfikacje pirotynu. Lamelki ciemniejsze — o większej sile odbicia światła — tworzy pirotyn heksagonalny, natomiast lamelki jaśniejsze reprezentowane są przez odmianę jednoskośną (pseudoheksagonalną). Autor ten stwierdził również, że współwystępowanie tych dwóch faz pirotynu jest możliwe w temperaturze $\leq 225^{\circ}\text{C}$. Kryształy pirotynu I_A tworzą też niekiedy prawidłowe zrosty z kryształami pirytu I_A oraz chalkopirytu I_A (pl. 2, fig. 2).

Pirotyn I_A występuje też w postaci nieregularnych lub owalnych wtrąceń (ok. 0,01—0,06 mm średnicy), obserwowanych dość często w obrębie kryształów pirytu I_A . Wtrąceniom tym z reguły towarzyszy chalkopiryt I_A , tworzący z pirotynem prawidłowe zrosty, co niekiedy przypomina struktury odmieszania się roztworów stałych. Takie przerosty pirotynowe lub pirotynowo-chalkopirytowe obserwowane były w kryształach pirytu I_A w porfirach dacytowych z rejonu Mrzygłodu (pl. 2, fig. 3) oraz w łupkach z wlercienia Bębło (pl. 2, fig. 5). Podobne przerosty pirotynowo-chalkopirytowe stwierdzone zostały również w pirycie tworzącym żyłki w porfirach i łupkach nawierconych w Będkovicach (Górecka 1970b). Miejscami obserwuje się, że grubokrystaliczne agregaty pirytu I_A , z wtrąceniami pirotynowo-chalkopirytowymi, otaczają samodzielne ziarna pirotynowe (pl. 2, fig. 3).

Chalkopiryt I_A występuje w nieznacznych ilościach i najczęściej koncentruje się obok pirotynu w postaci omówionych poprzednio wtrąceń. Ponadto chalkopiryt I_A tworzy drobne (ok. 0,01—0,1 mm) ziarna występujące pojedynczo lub w 1—2-milimetrowych skupieniach. Skupienia takie obserwowane były przede wszystkim w porfirach, najczęściej obok skupień pirytu I_A . Sporadycznie drobne ziarenka chalkopiryty występują w diabazach, lecz geneza ich — z uwagi na samodzielne oraz śladowe wystąpienia — nie jest całkowicie jasna.

Chalkopiryt(?). W porfirze dacytowym z otw. M-9 napotkano, w towarzystwie pirotynu I_A oraz chalkopiryty I_A , dwa ziarna (ok. 0,01 mm) minerału o formach występowania i cechach optycznych przypominających chalkopiryt. Minerai ten opisany został również przez F. Ekierta (1968) w porfirze dacytowym z otw. M-6.

Waleryt obserwowany był sporadycznie wśród utworów kruszcowych występujących w porfirze dacytowym z otw. M-9, gdzie tworzy on struktury odmieszania w chalkopirycie I_A znajdującym się w obrębie kryształów pirytu I_A .

Bismutytnit oraz bismut rodzimy stwierdzone zostały w największej ilości w porfirze dacytowym z otw. M-9 (por. także Ekiert 1968). Bismutytnit, wraz z towarzyszącym mu bismutem, tworzy tu nieregularne skupienia (0,05—0,8 mm średnicy) koncentrujące się przeważnie wzdłuż kontaktów kryształów pirytu I_A (pl. 2, fig. 4). Ponadto, często pryzmatyczne ziarna bismutytnitu (ok. 0,1 mm) tworzą miejscami impregnacje w tle skalnym tego porfiru, a kilka ziarn stwierdzono również w porfirach dacytowych z otw. M-8. Samodzielne wystąpienia bismutu rodzimego opisane zostały (Ekiert 1968) w zsylikowanym łupku z otw. M-6. Drobne skupienia bismutytnitu z bismutem stwierdzono również wśród kryształów pirytu I_A w otw. Bębło (pl. 2, fig. 5).

Molibdenit — w porfirze dacytowym z otw. M-9 (głęb. 493 m) autorka zaobser-

wowała jedno ziarno (ok. 0,05 mm) przypominające swym wykształceniem oraz cechami optycznymi molibdenit, notowany tu już uprzednio (Ekiert 1968). Stosunkowo większe koncentracje molibdenitu stwierdzone zostały przez K. Piekarskiego⁴ w mikrogranodiorytach, porfirach oraz łupkach z otw. P-1 (B). Molibdenit, według tego autora, występuje tu w żyłkach kwarcowych samodzielnie lub w towarzystwie piryty, chalkopiryty, sfalerytu, galenitu, bizmutynu. Nie podając analizy występowania oraz zależności paragenetycznych autor ten wyraża, zresztą bliżej nie uzasadniony, pogląd o hipergenicznym pochodzeniu wspomnianych utworów kruszczowych. Przez analogię z mineralizacją kruszczową rejonu Mrzygłodu (A) uznać należy jednak, że wyróżnione przez K. Piekarskiego utwory kruszczowe w otw. P-1 należą w rzeczywistości do I paragenezy mineralnej (fig. 2), w której przypuszczalna pozycja molibdenitu podana została na podstawie jego występowania w porfirach zawierających również minerały bizmutowe.

Asocjacja I_B : chalkopiryt I_B , sfaleryt I, galenit, tetraedryt, bornit, chalkozyn, arsenopiryt, piryt I_B , oraz pirotyn I_B .

Chalkopiryt I_B jest głównym minerałem rozważanej asocjacji i występuje przede wszystkim w porfirach oraz w partiach łupków i diabazów znajdujących się w bliskim lub bezpośrednim sąsiedztwie dajek porfirowych. Chalkopiryt ten cechuje się brakiem lub słabo zaznaczoną anizotropią. Przeprowadzone badania wskazują, że chalkopiryt I_B wydzieliał się przez cały czas tworzenia się kruszców asocjacji I_B w różnych formach i stopniu nasilenia (fig. 2). Charakterystyczną cechą jest współwystępowanie chalkopiryty I_B ze sfalerytem I, w którym tworzy on emulsyjne wydzielenia, wskazujące na rozpad roztworów stałych (pl. 2, fig. 6—7), a także narasta na jego ziarnach (pl. 2, fig. 8). W próbkach, w których występowały ziarna sfalerytowo-chalkopirytowe, niekiedy obserwowano również pojedyncze ziarna bornitowo-chalkopirytowe, o wymiarach rzędu setnych i dziesiątych części milimetra (por. Ekiert 1968).

Stosunkowo najintensywniejsza mineralizacja chalkopirytowa skoncentrowana jest w partiach skał silnie okwarcowanych, gdzie chalkopiryt I_B tworzy z reguły ksenomorfczne ziarna (0,1—3 mm) rozproszone w gniazdach i żyłkach kwarcowych, które rozwijają się w szczelinach spękań skał i niejednokrotnie narastają na wcześniej utworzonych kruszczach. Nierzadkie są również drobne (rzędu 0,1—0,5 mm) żyłki chalkopirytowe lub chalkopirytowo-kwarcowe występujące w spękaniach piryty I_A . W omawianych utworach chalkopirytowo-kwarcowych spotyka się też niekiedy pojedyncze ziarna arsenopiryty oraz chalkozynu, które występują samodzielnie lub w towarzystwie ziarn chalkopiryty I_B . W grubszych, makroskopowo monomineralnych, żyłkach i gniazdach kwarcowych (względnie kwarcowo-węglanowych) rozproszone są miejscami drobne (0,01 do 0,1 mm) kryształki chalkopiryty I_B , którym z reguły towarzyszą podobne kryształki pirotynu I_B , piryty I_B oraz bornitu.

Sfaleryt I zwykle tworzy — obok kwarcu, chalkopiryty I_B czy galenitu — niewielkie (rzędu dziesiątych części milimetra) skupienia impregnujące skały lub narastające na ścianach szczelin. Sfaleryt I wykazuje czerwone refleksy wewnętrzne i często posiada emulsyjne wydzielenia chalkopiryty (pl. 2, fig. 6—8). Ścisłe współwystępowanie sfaleryty I z chalkopirytem I_B wyraża się również w fakcie tworzenia niekiedy wspólnych ziarn sfalerytowo-chalkopirytowych, najczęściej w towarzystwie kwarcu. W jednej próbce porfiru dacytowego (otw. M-9) zaobserwowano kilka kierunkowo ułożonych ziarn (ok. 0,5 mm długości), w których sfaleryt

⁴ Referat wygłoszony na LXVIII Sesji Naukowej Instytutu Geologicznego, w Warszawie (16 grudzień 1970).

tworzyli przerosty z galenitem oraz bornitem, wskazujące na jednoczesne ich powstanie (pl. 3, fig. 1).

Współwystępowanie sfalerytu z galenitem zaznaczyło się najwyraźniej w otw. TN-261 koło Zawiercia, w którym w przeobrażonych łupkach syluru występują miejscami żyłki kruszcowe, ok. 1—5 mm miąższości. Bezpośrednio na ścianach szczelin narasta sfaleryt, w postaci drobnych (ok. 0,1—0,2 mm) kryształków (z wydzieleniami chalkopirytu I_B) lub nieco większych agregatów poprzerastanych z galenitem (pl. 3, fig. 2—3). Agregaty sfalerytowo-galenitowe zajmują niekiedy całą objętość żyłek. Najczęściej jednak centralne partie żyłek wypełnione są siarczkami żelaza (II_B) lub minerałami niekruszcowymi.

W kryształkach sfalerytu I i galenitu z otw. TN-261, zwłaszcza w ich brzeżnych partiach, rozsiane są drobne (ok. 0,01 mm) automorficzne ziarna, których sposób wydzielenia oraz cechy optyczne wskazują na tetraedryt (pl. 3, fig. 4). Tego typu ziarna tetraedrytu pozwalają przypuszczać, że omawiane kruszce koncentrują stosunkowo większą ilość srebra (Ramdohr 1960, Schneiderhöhm 1962). Podobne wystąpienia tetraedrytu w towarzystwie sfalerytu i galenitu opisane zostały w Karniowicach (otw. 2a), gdzie kruszce tworzą żyłki wśród przeobrażonych mułowców syluru (Ślósarz 1964a).

Chalkozyn (nombowy) oznaczony został w jednej próbce silnie przeobrażonego, okwarcowanego i okruszcowanego diabazu (otw. M-9), gdzie tworzy nieznaczne (rzędu 0,01—0,1 mm) ksenomorficzne ziarna, ułożone kierunkowo i zastępujące muszkietowit. W towarzystwie chalkozynu występuje niekiedy chalkopiryt I_B , który w tym przypadku również zastępuje muszkietowit. Ponadto, drobne ziarna chalkozynu (ewentualnie digenitu) stwierdzone zostały — obok chalkopirytu, sfalerytu i arsenopirytu — w łupkach z otw. M-8 oraz TN-261 (Ekiert 1968).

Arsenopiryt należy do bardzo rzadko spotykanych minerałów i napotkany został tylko w dwóch próbkach przeobrażonego, okwarcowanego i okruszcowanego diabazu (otw. M-9). Automorficzne, często wydłużone jego ziarna (ok. 0,01—0,1 mm długości) przerastają się z równie małymi ziarnami chalkopirytu I_B . Ziarna chalkopirytowo-arsenopirytowe tworzą 1-milimetrowe skupienia w kwarcu, który jest wypierany i częściowo otaczany przez piryt II . Nieco większe skupienia arsenopirytu opisane zostały (Ekiert 1968) wśród kruszcowych utworów żyłowych przecinających diabazy (otw. M-9) oraz łupki (otw. M-8, TN-261).

Asocjacja II_A : piryt II , enargit (tenantyt?), oraz markasyt II_A .

Piryt II i markasyt II_A tworzą tutaj stosunkowo duże koncentracje, przy czym zdecydowanie przeważa piryt. Natomiast enargit występuje w znacznie mniejszej ilości (fig. 2). Omawiane kruszce zlokalizowane są głównie w obrębie silnie spękanych, miejscami zbrekcjowanych diabazów i łupków, w strefach kontaktujących z dajkami porfirowymi. Okruszcowanie tego typu spotkano również wśród piaskowcowo-łupkowych utworów karbonu górnego w otw. TN-82 koło Zawiercia.

Siarczki żelaza w obrębie tej asocjacji tworzą najczęściej różnej wielkości (1 mm do 1 cm i więcej) gniazda i żyły (pl. 1, fig. 5—6), jak również są lepiszczem brekcji. Piryt II z reguły występuje w drobno- i średniokrystalicznych agregatach (pl. 3, fig. 7). Z pirytem tym ściśle współwystępuje markasyt II_A , który tworzy z nim przerosty. Są to drobnokrystaliczne, agregatowe skupienia markasytu, z dołbrze zaznaczonymi krótkosłupkowymi i tabliczkowymi formami kryształów, których średnica waha się w granicach od setnych części milimetra do ok. 0,5 mm (pl. 3, fig. 8; pl. 4, fig. 1). Markasyt II_A koncentruje się zwykle w zewnętrznych

partiach agregatów pirytu II, na którym również narasta pojedynczymi kryształami (pl. 4, fig. 5). Niekiedy obserwuje się kierunkowo ułożone pasma pirytowo-markasytowe, w których poszczególne osobniki markasytu są zorientowane.

Charakterystyczną cechą jest występowanie enargitu, w obrębie agregatów pirytowych, rzadziej pirytowo-markasytowych. Sporadycznie obserwowano owalne wtrącenia enargitu (0,01—0,02 mm średnicy), częściej zaś enargit tworzy ziarna (rzędu 0,05—0,1 mm) z dobrze zaznaczonym niekiedy przyrzedycznym pokrojem (pl. 3, fig. 7—8). Ziarna enargitu towarzyszą najczęściej pirytowi II, rzadziej zaś spotykane one były w markasytce II_A, lub na kontaktach kryształów pirytu i markasytu. W niektórych ziarnach, wykazujących cechy optyczne enargitu, zaobserwowano słabo zaznaczającą się budowę płytkową, co może wskazywać na paramorficzne przeobrażenie luzonitu w enargit (por. Ramdohr 1960). Charakterystyczne są również, obserwowane niekiedy obok enargitu i podobnie wykształcone, ziarna cechujące się (w świetle odbitym) barwą niebieskawo-zieloną oraz izotropią optyczną. Forma ich wystąpień oraz cechy optyczne wskazują na tzw. „zielony” enargit, który jest produktem hydrotermalnego przeobrażenia „różowego” enargitu w tenantyt (Ramdohr 1960).

Kruszce asocjacji II_A korodują oraz zawierają relikty kruszców starszych asocjacji, szczególnie asocjacji I_B (pl. 3, fig. 5; pl. 4, fig. 5). Miejscami proces zastępowania wyraża się w silnym postrzępieniu brzegów oraz częściowym przeobrażeniu chalkopirytu I_B, w którym pojawiają się plamiste zabarwienia (pl. 3, fig. 6).

Siarczki żelaza asocjacji II_A zawierają często reliktowe wrostki kwarcu. Charakterystyczne jest również kierunkowe ułożenie małych wrostków minerałów niekruszcowych (prawdopodobnie kwarcu) w obrębie niektórych kryształów pirytu II, podkreślających pasową ich budowę. Ponadto agregaty pirytowo-markasytowe tworzące żyłki narastają najczęściej na kwarcu pokrywającym ściany szczeliny. Podobne utwory pirytowo-markasytowe, ze śladami enargitu, obserwowane były poprzednio w Będkovicach (Górecka 1970b).

Asocjacja II_B: chalkopiryt II, sfaleryt II, markasyt II_B, oraz melnikowit-piryt.

Chalkopiryt II oraz sfaleryt II ściśle ze sobą współwystępują z tym, że zaznacza się zdecydowana przewaga chalkopirytu nad sfalerytem (fig. 2).

Skupienia chalkopirytu II zlokalizowane są przede wszystkim w towarzystwie kruszców asocjacji II_A. Chalkopiryt II występuje najczęściej w postaci pojedynczych, izometrycznych lub wydłużonych ziarn (0,1—0,5 mm średnicy), względnie ich skupień, które zwykle gromadzą się w zewnętrznych partiach agregatów pirytowo-markasytowych. Agregaty siarczków żelaza z reguły są korodowane przez chalkopiryt II (pl. 4, fig. 1, 3—4). Miejscami chalkopirytu II tworzy w skupieniach pirytowo-markasytowych siatkę żyłek, o miąższości 0,01—0,5 mm (pl. 4, fig. 2). Chalkopiryt ten koncentruje się też w szczelinach, zwłaszcza w łupkach, tworząc żyłki 0,5—2 mm miąższości (pl. 4, fig. 3). Chalkopiryt II charakteryzuje się stosunkowo silną anizotropią i wyraźnie zaznaczonymi zbliżnieniami kryształów (pl. 4, fig. 1).

Sfaleryt II spotykany był wyłącznie w towarzystwie ziarn chalkopirytu II, na których z reguły narasta częściowymi lub całkowitymi obwódkami, 0,02—0,2 mm grubości (pl. 4, fig. 4—5). Niekiedy drobne kryształy tego sfalerytu poprzerażane są z chalkopirytem II (pl. 4, fig. 7). Sfaleryt II charakteryzuje się jasnymi i miodowymi refleksami wewnętrznymi i wyraźnie zaznaczającą się niekiedy koncentryczno-pasową budową (pl. 4, fig. 6).

Markasyt II_B oraz melnikowit-piryt tworzą samodzielne skupienia, lub zastępują wcześniej wytracone minerały, szczególnie siarczki żelaza asocjacji II_A.

Skupienia omawianych siarczków żelaza, dochodzące do 2 mm średnicy, stanowią mikrokryształiczne agregaty pirytu i markasytu o cechach przejściowych do melnikowitu. Agregaty te tworzą półkoliste pasma ułożone naprzemianległe z pasmami pirytowymi, przechodząc w sposób ciągły w drobnokryształiczne agregaty markasytowe występujące samodzielnie lub w pasmach pirytowych (pl. 4, fig. 8). Obok tego typu agregatów, markasytowo-melnikowitowo-pirytowych spotykane były nieregularne skupienia złożone z sadzowatej masy siarczków żelaza, prawdopodobnie melnikowitu i markasytu.

Interesujące agregaty tego typu siarczków żelaza występują wśród żyłek kruszcowych w otw. TN-261, gdzie siarczki te zajmują centralne partie żyłek oraz wyraźnie zastępują wcześniej utworzone kruszce sfalerytowo-galenitowe (pl. 3, fig. 3). Markasyt tworzy drobno- i mikrokryształiczne agregaty, z zaznaczonym niekiedy uporządkowaniem poszczególnych osobników, zaś piryt występuje w formie kuleczkowatych ziarn przerastających się z markasytem. Kuleczkowate ziarna pirytu zastępują także występujące, w towarzystwie sfalerytu i galenitu, ziarenka tetraedrytu, które tracą wtedy swoje pierwotne kwadratowe zarysy i przybierają kształty okrągłe (pl. 3, fig. 4).

Muskietowit stwierdzony został w jednej próbce silnie przeobrażonego, okwarcowanego i okruszcowanego diabazu (otw. M-9). Tworzy on charakterystyczne agregaty (ok. 2 mm średnicy), z wyraźnie zaznaczoną płytkową budową ziarn. Należy podkreślić, że muskietowit występuje w badanej próbce głównie w postaci reliktyw zastępowanych siarczkami. W pierwszej kolejności zaznacza się zastępowanie muskietowitu przez chalkozyn i chalkopiryt I_B , niekiedy sfaleryt I. Charakterystyczne jest również zastępowanie muskietowitu kwarcem (z ziarenkami pirotynu I_B), który miejscami tworzy dobrze rozwinięte kryształy. Muskietowit, wraz z zastępującymi go minerałami, stanowi z kolei relikty wśród siarczków żelaza asocjacji II_A .

Agregaty pirytowo-markasytowe powstałe po pirotynie obserwowano kilkakrotnie, przy czym przeobrażeniu uległy niektóre kryształy pirotynu I_B , które zostały częściowo lub całkowicie zastąpione mikrokryształicznymi agregatami pirytowo-markasytowymi, rozwijającymi się wzdłuż płaszczyzn łupliwości pirotynu.

Paragenezy mineralne

Przeprowadzone badania wskazują, że omawiane utwory kruszcowe tworzą dwie paragenezy (fig. 2), różniące się składem oraz warunkami powstawania.

Parageneza I charakteryzuje się znacznym urozmaiceniem utworów kruszcowych, wskazującym na dużą zmienność warunków fizyko-chemicznych środowiska. Szczególnie wyraźnie zaznaczyły się zmiany składu chemicznego oraz temperatury roztworów kruszczoonych, co znalazło odbicie w utworzeniu się dwóch asocjacji ściśle współwystępujących ze sobą minerałów kruszcowych.

Wskaźnikami temperatury roztworów, z których wytrącały się utwory kruszcowe asocjacji I_A , mogą być obserwowane tu niekiedy struktury odmieszania się

roztworów stałych. Struktury takie wykazują siarczki miedzi i pirotyt (chalkopiryty + pirotyt bądź chalkopiryty + waleryt), co wskazuje na roztwór stały $\text{CuFeS}_2\text{-FeS}$. Tego typu wysokotemperaturowy roztwór stały (chalkopirotyt) przy obniżeniu temperatury rozpada się na chalkopiryty + kubanit, chalkopiryty + pirotyt, chalkopiryty + waleryt (Ramdohr 1960). Rozpad ten, prowadzący do odmieszania kubanitu zachodzi w przedziale temperatur 250–300°C, kubanit zwykle jednak następnie rozpada się na chalkopiryty + pirotyt, dlatego rzadko obserwowany jest wśród produktów odmieszania; waleryt natomiast pojawia się w temperaturze 200–250°C (Ramdohr 1960).

Powyższe dane pozwalają przypuszczać, że kruszce asocjacji I_A utworzyły się w zakresie temperatur wysokich i średnich. W pierwszej kolejności powstał pirotyt i chalkopiryty, niejednokrotnie w wyniku rozpadu roztworu stałego, którego reliktem może być niepewnie oznaczony chalkopirotyt. Obok chalkopiryty i pirotytu wytrąciły się nieznaczące ilości piryty. W dalszej kolejności, w związku ze zmianą składu chemicznego roztworów, a szczególnie zwiększeniem się ilości siarki (w postaci H_2S) doszło do utworzenia piryty — głównego minerału asocjacji I_A . Spotykane niekiedy w tym piryty drobne przerosty pirotytu i chalkopiryty z odmieszanym walerytem wskazują na wygasającą mineralizację pirotynowo-chalkopirytową oraz na utrzymanie się w środowisku w dalszym ciągu wysokich temperatur — w zakresie kata- i mezothermalnych. Mineralizacja pirytowa najczęściej kończy asocjację I_A . W niewielu jedynie miejscach, w towarzystwie piryty I_A , doszło do utworzenia się bizmutynitu oraz bizmutu rodzimego. Pozycja sukcesyjna molibdenitu, jak wspomniano wyżej, nie jest jednoznaczna.

W składzie mineralnym asocjacji I_B na pierwszy plan wysuwa się chalkopiryty. Początkowo roztwory hydrotermalne, oprócz miedzi i żelaza, zawierały jeszcze nieznaczące ilości cynku, ołowiu i srebra. Metale te wytrącały się w postaci siarczków, rzadko siarkosoli. Ślady tej asocjacji, zwykle niekompletnej (sfaleryty + chalkopiryty; bornity + chalkopiryty; bornity + sfaleryty + galenity; sfaleryty + chalkopiryty + galenity + tetraedryty), obserwowano w wielu próbkach.

Wskaźnikiem warunków fizyko-chemicznych panujących w środowisku powstawania minerałów kruszcowych asocjacji I_B może być sfaleryty I . Cechy optyczne tego sfaleryty, zwłaszcza zaznaczające się czerwone refleksy wewnętrzne, wskazują na występowanie diadochowych domieszek żelaza podstawiającego cynk, a zarazem na wyższą temperaturę krystalizacji tego sfaleryty (Kullerud 1964).

Występujące w sfaleryty I emulsyjne wydzielienia chalkopiryty wskazują na rozpad roztworu stałego ZnS-CuFeS_2 (Ramdohr 1960). Odmieszanie się chalkopiryty z tego typu roztworu stałego następuje według N. W. Buergera (1934) w temperaturze 350–400°C, a według H. Borchetta (1934) w temp. 550°C.

Przedstawione powyżej dane pozwalają przypuszczać, że roztwory hydrotermalne, z których wytrącały się kruszce asocjacji I_B należały w początkowym okresie do wysokotemperaturowych, z których przy szybkim ochłodzeniu — w wyniku rozpadu roztworów stałych — w pierwszej

kolejności wypadal sfaleryt z chalkopirytem, a prawdopodobnie również bornit z chalkopirytem. Dalszy spadek temperatury tych roztworów spowodował możliwość wytrącenia się pozostałych składników — galenitu i tetraedrytu, charakterystycznych dla mineralizacji mezotermalnej (Schneiderhöhn 1962).

Stosunkowo wysoka temperatura roztworów hydrotermalnych utrzymywała się prawdopodobnie do końca tworzenia się kruszców asocjacji I_B . Świadczyć o tym może występowanie arsenopirytu, oraz drobnych wtrąceń pirotynu, chalkopirytu, bornitu i pirytu wśród kwarcu kończącego tę asocjację. Pozycję wyjątkową stanowi jedynie chalkozyn. Z oznaczeń mikroskopowych wynika, że jest to rombowa, niskotemperaturowa odmiana chalkozynu. F. Ekiert (1968) wyróżnił w grupie siarczków miedzi również digenit. Istnieje więc prawdopodobieństwo, że omawiany chalkozyn powstał w wyniku hydrotermalnego przeobrażenia digenitu lub heksagonalnego chalkozynu, przy czym czas przeobrażenia mógł być dowolnie późny.

Na uwagę zasługuje muszkietowit. Pseudomorficzne przeobrażenie hematytu w magnetyt jest często spotykanym zjawiskiem przy działalności siarkowodorowych roztworów hydrotermalnych, w warunkach podwyższonej koncentracji tlenu (Volynskij 1949, Ramdohr 1960). W badanej próbkę stwierdzono, że muszkietowit zastępowany jest w pierwszej kolejności przez siarczki i kwarc asocjacji I_B . Można więc przypuszczać, że do pseudomorficznego przeobrażenia doszło w trakcie działalności tych właśnie roztworów hydrotermalnych. Niemniej jednak, z uwagi na zbliżone warunki fizyko-chemiczne roztworów hydrotermalnych, do utworzenia się muszkietowitu mogło dojść wcześniej, nawet w początkowym etapie działalności siarkowodorowych roztworów hydrotermalnych, wywołujących propylityzację skał.

Minerałom kruszczowym paragenezy I towarzyszy kwarc. W miarę rozwoju utworów kruszczowych tej paragenezy udział kwarcu zwiększa się, aż do utworzenia samodzielnych gniazd i żył.

Utwory kruszczowe paragenezy II wskazują na znaczne obniżenie się temperatury roztworów kruszczonośnych. W rozwoju tej paragenezy zaznaczyły się dwie asocjacje ściśle współwystępujących ze sobą minerałów kruszczowych.

Mineralizacja kruszczowa asocjacji II_A zapoczątkowana została wytrąceniem się pirytu oraz towarzyszącego mu enargitu. W dalszej kolejności wśród agregatów pirytowych i pirytowo-enargitowych pojawia się markasyt. Udział markasytu stopniowo zwiększa się, aż do uzyskania przewagi nad pirytem i utworzenia samodzielnej fazy mineralnej. Wraz z pojawieniem się markasytu ilość enargitu zmniejsza się i stopniowo zanika.

Wskaźnikami temperatury roztworów kruszczonośnych omawianej

asocjacji, może być enargit oraz markasyt. Enargit jest głównym minerałem ubogich w żelazo średniotemperaturowych złóż miedzi (np. Butte w Montanie), gdzie enargit jest jednym z wcześniejszych minerałów hydrotermalnych i zwykle zastępowany jest przez później wytrącone siarczki. Z drugiej zaś strony enargit może tworzyć się w towarzystwie siarczków w niskich temperaturach (Holland 1956). Przeobrażenie enargitu w tenantyt jest częstym zjawiskiem. Obserwowane było zarówno wśród mineralizacji wyższych temperatur (McKinstry & Kennedy 1957), jak również wśród paragenez niskotemperaturowych (Harańczyk 1967).

Wytrącenie się markasytu świadczy przede wszystkim o zmianie pH roztworów hydrotermalnych. Przyjmuje się, że markasyt jest wskaźnikiem niskich temperatur roztworów kruszczośnych (Michalek 1962). I. S. Volynskij (1949) podkreśla, że wytrącenie się markasytu jest związane nie tyle z temperaturą, co z chemicznym charakterem środowiska. Autor ten również przyjmuje, że markasyt występujący w postaci prawidłowo zrastających się tabliczek powstaje w stosunkowo wyższych temperaturach.

Biorąc za podstawę powyższe rozważania można przypuszczać, że kruszce asocjacji II_A wytrąciły się w warunkach epitermalnych, w górnym zakresie temperatur.

Kruszce asocjacji II_B reprezentowane są przede wszystkim przez tetragonalny chalkopiryt, który z reguły narasta bezpośrednio na siarczках żelaza asocjacji II_A lub występuje w bliskim ich sąsiedztwie.

Roztwory hydrotermalne, z których wytrącał się chalkopiryt II , zawierały również nikłe ilości cynku wydzielonego w sfalerycie II . Jest to typowy sfaleryt niskotemperaturowy charakteryzujący się małą zawartością żelaza, na co wskazują jego refleksy wewnętrzne. Również budowa koncentryczno-pasowa tego sfalerytu wyraźnie mówi o metakoloidalnym jego charakterze.

Niskotemperaturowa mineralizacja chalkopirytowa lub chalkopirytowo-sfalerytowa zwykle kończy działalność kruszczośnych roztworów hydrotermalnych cyklu waryscyjskiego. W niewielu tylko próbkach obserwowano, obok tej mineralizacji, drobne skupienia siarczków żelaza o typowych cechach koloidalnych i metakoloidalnych.

Na uwagę zasługuje również różnicowanie się charakteru środowiska powstawania omawianej mineralizacji kruszcowej. W pierwszym okresie działalności hydrotermalnej, w trakcie tworzenia się propylitów, roztwory pomagmowe miały charakter kwaśny, z tym, że aktywność składników kwaśnych w miarę rozwoju przeobrażeń zmniejszała się (Wieser 1957). Natomiast skład mineralny I paragenezy kruszcowej wskazuje na alkaliczny charakter roztworów, z których wytrącały się kruszce, o czym może m.in. świadczyć występowanie sfalerytu żelazistego (por. Kabanova 1968). D. S. Korżinskij (1969) wyraża pogląd, że głów-

nym czynnikiem prowadzącym do wytrącenia się siarczków jest obniżenie zawartości kwaśnych składników w hydrotermalnych roztworach kruszconych, co może być wywołane ucieczką lotnych składników kwaśnych, w związku z obniżaniem się ciśnienia w warunkach subwulkanicznych.

Skład mineralny II paragenezy kruszcowej wskazuje, że pH środowiska macierzystego ulegało znacznym wahaniom. Roztwory kruszconne z początkowo alkalicznych, o czym świadczy wytrącenie się pirytu II, zmieniły swój charakter na obojętny (jednoczesne wytrącenie się pirytu i markasytu) oraz kwaśny, konieczny dla powstania markasytu (Michałek 1962).

Charakter procesów hydrotermalnych zmienił się zasadniczo w końcowym etapie ich działalności, związanym z cyrkulacją roztworów bogatych w CO_2 (Wieser 1957). Wyrazem tego jest występowanie żyłowych utworów kalcytowych (prawdopodobne są domieszki innych węglanów), zaliczonych do III paragenezy mineralnej (fig. 2).

W Mrzygłodzie oraz w Będkovicach zaznacza się wyraźna prawidłowość w rozmieszczeniu omawianych paragenez kruszczowych. Kruszcze I paragenezy koncentrują się przeważnie w obrębie dajek skał kwaśnych, przechodząc miejscami w partie skał osłony. Natomiast utwory kruszczowe II paragenezy gromadzą się głównie w skałach osłony tych dajek. Ogólnie daje się zauważyć, że największe nasilenie mineralizacji kruszczowej występuje w partiach spękanych i zbrekcjowanych, gdzie z reguły kruszcze II paragenezy nałożone są na kruszcze I paragenezy. Ten sposób wykształcenia paragenez kruszczowych pozwala na zaliczenie ich do teleskopowych, powstałych w warunkach szybkiego spadku temperatury i ciśnienia roztworów hydrotermalnych (Smirnov 1969).

Warunki mineralizacji

Polimetaliczne utwory kruszczowe, występujące w skałach paleozoicznych omawianego obszaru, powstały w wyniku działalności pomagmowych roztworów hydrotermalnych związanych z rozwojem kwaśnego (granodiorytowego i dacytowego) magmatyzmu fazy asturyjskiej.

Mineralizacja kruszczowa, podobnie jak magmatyzm, reprezentuje typ subwulkaniczny i rozwija się w dwóch strefach: północnej (mrzygłodzkiej) oraz południowej (północne obrzeżenie rowu krzeszowickiego). Niestwierdzenie dotychczas tej mineralizacji w zachodniej części magmowej strefy mrzygłodzkiej może wynikać ze słabego stopnia rozpoznania rejonu Woźnik. Występująca w rejonie Zawiercia polimetaliczna mineralizacja kruszczowa jest prawdopodobnie związana również z kwaśnym magmatyzmem mrzygłodzkim, na co wskazują duże analogie w składzie mineralnym polimetalicznych kruszców z Mrzygłodu i Zawiercia,

oraz brak związku tej mineralizacji kruszcowej ze skałami magmowymi strefy zawierciańskiej.

W stosunkowo najlepiej rozpoznanym rejonie Mrzygłodu, w pionowym rozmieszczeniu poszczególnych zespołów kruszczowych zaznacza się strefowe zróżnicowanie odpowiadające podanemu przez C. Meyera i J. Hemleya (1967) oraz J. Lowella i J. Guiberta (1970) modelowi strefowego zróżnicowania mineralizacji kruszcowej i przeobrażeń hydrotermalnych skał poziomu subwulkanicznego (typ *porphyry ore*), w polu działania roztworów pochodzących od magm granitoidowych. W profilu pionowym — przechodząc od partii głębszych do płytszych — autorzy ci wyróżnili 5 typów przeobrażeń hydrotermalnych: metasomatozę potasową, intensywną argilicyzację, serycytyzację, słabą argilicyzację oraz propylityzację. W przypadku strefowego układu poszczególnych utworów metasomatycznych centralną pozycję zajmuje strefa metasomatozy potasowej, dla której charakterystyczne jest występowanie pirytu, chalkopirytu oraz molibdenitu. Peryferyczne partie — w ujęciu pionowym i poziomym — zajmuje strefa propylityzacji z kruszcami polimetalicznymi.

Z oznaczeń petrograficznych O. Juskowiaka (1967) wynika, że stwierdzone w rejonie Mrzygłodu mikrogranodioryty i ogniwa przejściowe do porfirów charakteryzują się stosunkowo częstym występowaniem adularu. W skałach tych, jak wynika z obserwacji K. Piekarskiego, występuje chalkopiryt i molibdenit. Można więc przypuszczać, że centralna strefa przeobrażeń i mineralizacji kruszcowej subwulkanitów mrzygłodzkich — w myśl podanych wyżej danych — została nawiercona w otw. P-1 (B), na głębokości powyżej 450 m (strop nawierconych mikrogranodiorytów). W wyższych i bardziej odległych partiach górotworu, obejmujących również rejon Zawiercia, rozwija się głównie strefa propylitowa z typowymi dla niej siarczkami Fe, Cu, Zn, Pb (z możliwymi domieszkami Ag). Natomiast typ przeobrażeń hydrotermalnych oraz mineralizacji kruszcowej z północnego obrzeżenia rowu krzeszowickiego wskazują na nawiercony tu jedynie poziom strefy propylitowej. Należy podkreślić, że głębokość tworzenia się kruszczowych utworów subwulkanicznych wahać się może w bardzo szerokich granicach od 0,1—1 km (Kotlar 1968).

Analiza paragenez mineralnych wskazuje, że rozważana mineralizacja kruszczowa rozwijała się w warunkach szybkiego spadku temperatury i ciśnienia roztworów kruszczonośnych, wynikiem czego jest teleskopowe wykształcenie paragenez. Temperatura początkowa tych roztworów była wysoka, co wskazuje na zjawisko rekurencji w stosunku do niskotemperaturowych utworów metasomatycznych formacji propylitowej. Zjawisko rekurencji mineralizacji oraz obserwowane miejscami propylity bez kruszców polimetalicznych, wskazują z kolei na etapową działalność roztworów hydrotermalnych należących do jednego cyklu magmowego.

Przypuszczać można, że działalność roztworów pomagmowych związanych z rozwojem kwaśnego magmatyzmu asturyjskiego w omawianym obszarze zachodziła w dwóch etapach. W etapie pierwszym (bezkruszcowym) doszło do metasomatycznego przeobrażenia skał i utworzenia się propylitów. W etapie tym miała również miejsce pirytyzacja propylitów. Większość badaczy tego typu utworów (*m.in.* Korżiński 1955, Lovering 1961) przyjmuje, że metasomatoza siarczkowa jest związana z doprowadzeniem H_2S i utworzeniem się tzw. wczesnego pirytu, przy czym żelazo zostało wylugowane z minerałów wchodzących w skład otaczającej skały. W drugim etapie (kruszcowym) powstały żyłowe i impregnacyjne utwory polimetaliczne.

Fakt przestrzennego powiązania polimetalicznej mineralizacji kruszcowej z kwaśnym magmatyzmem fazy asturyjskiej — o czym świadczy występowanie głównej masy kruszców w partiach przykontaktowych dalek tego wieku — prowadzi do wniosku, że przerwa czasowa między etapami nie była zbyt długa i mieściła się w okresie ruchów asturyjskich. Prawdopodobnym jest zresztą, że działalność roztworów hydrotermalnych cyklu waryscyjskiego wygasła ostatecznie dopiero w dolnym permie, na co mogą wskazywać przejawy mineralizacji kruszcowej w obrębie piaskowców karniowickich i martwicy karniowickiej (Lipiarski & Zakrzewski 1969).

MINERALIZACJA KRUSZCOWA CYKLU ALPEJSKIEGO

W osadowych skałach paleozoicznych NE części obszaru śląsko-kra-kowskiego często spotykane są utwory kruszcowe, których skład mineralny, struktura i tekstura oraz położenie geologiczne odbiegają znacznie od wyżej omówionej mineralizacji kruszcowej. Kruszcze te wykazują genetyczne pokrewieństwo z kruszczami występującymi w utworach mezozoicznych, a nazywanymi powszechnie cynkowo-ołowiowymi.

Punkty występowania mineralizacji Zn-Pb stwierdzonej wierceniami w utworach paleozoicznych (fig. 1) naniesione zostały w oparciu o badania własne, opracowania archiwalne (*vide* Górecka 1971) i publikowane (Sliwiński 1964; Harańczyk, Szostek & Filipowicz 1968). Należy podkreślić, że stopień rozpoznania utworów paleozoicznych, a co za tym idzie występującej tu mineralizacji Zn-Pb, jest różny w poszczególnych rejonach, przy czym stosunkowo najlepiej rozpoznany został rejon Zawiercia i Klucz.

Kruszcze Zn-Pb stwierdzone zostały prawie wyłącznie w skałach węglanowych dewonu oraz karbonu dolnego. W pojedynczych przypadkach obserwowano ich ślady także w szczelinach w obrębie skał ilastych dewonu i karbonu. W większości kruszcze Zn-Pb występują w obrębie

szczelinowatych i kawernistych dolomitów dewonu środkowego. Drugie miejsce w ich koncentracji przypada na węglanowe serie dewonu górnego oraz karbonu dolnego, w których często pojawiają się dolomity epigenetyczne.

Z analizy materiałów dokumentacyjnych wynika, że głębokość występowania kruszców Zn-Pb jest bardzo zmienna. Najmniejsze maksymalne głębokości okruszcowania (licząc od powierzchni terenu) utworów paleozoicznych zanotowane zostały w otw. 2 (90 m) i otw. 17 (76 m). Są to zarazem miejsca płytkiego zalegania utworów dewonu. W innych miejscach głębokości występowania tych kruszców są większe i wahają się w granicach od ok. 100 do 500 m (rejon Kłutcz). Najczęściej jednak głębokość ta nie przekracza 200—250 m. Wyjątek stanowi otw. 3 w Brudzowicach, gdzie w dolomitach dewonu odnotowane zostały przejawy mineralizacji typu Zn-Pb na głęb. 1111,4—1120,7 m i 1213,2—1218 m. Powszechnym zjawiskiem jest wzrost koncentracji i głębokości występowania kruszców Zn-Pb w strefach silnie zdyslokowanych utworów paleozoicznych.

Obserwuje się, że bogatsze okruszcowanie występuje w stropowych partiach węglanowych utworów paleozoicznych, blisko lub w bezpośrednim kontakcie z węglanowymi utworami triasu, które w tym przypadku z reguły również zawierają kruszce Zn-Pb. Ten sposób okruszcowania występuje przede wszystkim tam, gdzie węglanowe utwory mezozoiczne leżą bezpośrednio na węglanowych utworach paleozoicznych, bez pośrednictwa ilasto-piaszczystych i zlepieńcowych osadów karbonu, czerwonego spągowca oraz niższego i górnego piaskowca. W pojedynczych przypadkach

Minerały	Fazy mineralizacji			
	I	II	III	IV
Staleryt	—	—	—	—
Blenda skorupowa	—	—	—	—
Galenit	—	—	—	—
Piryt	—	—	—	—
Melnikowit-piryt	—	—	—	—
Markasyt	—	—	—	—
Chalkopiryt	—	—	—	—
Dolomit	I _A	I _B	II	—
Redochryzyt	—	—	—	—
Ankeryt ?	—	—	—	—
Kwarc	—	—	—	—
Baryt	—	—	—	—
Kalcyt	—	—	I	II

Fig. 3

Alpejska mineralizacja kruszcowa w utworach paleozoicznych NE części obszaru śląsko-krakowskiego

Alpine ore mineralization in Paleozoic rocks of the NE part of the Silesian-Cracow area

(rejon Klucz) odnotowana została ciągłość mineralizacji Zn-Pb, od węglanowych utworów paleozoicznych do mezozoicznych, mimo pośrednictwa osadów permu czy niższego psrego piaskowca; wtedy też z reguły osady te są spękane i zbrekcjowane.

W rozpatrywanych utworach kruszczowych wyróżnić można szereg generacji (I—IV), które obejmują rozmaite minerały (fig. 3) określane poniżej mianem danej generacji.

Tekstury kruszców

Sposób wykształcenia kruszców Zn-Pb wśród węglanowych utworów paleozoicznych pozwala wyróżnić w tych kruszczach tekstury wypełnień pustych przestrzeni, tekstury zastępowania, oraz tekstury kruszców zbrekcjowanych. Niejednokrotnie obserwuje się ciągle przejścia jednego typu tekstur w drugi.

W grupie tekstur wypełnień pustych przestrzeni można wyróżnić: żyły; skupienia ziarniste i naskorupienia; brekcje.

Samodzielne żyły kruszczowe spotykane są stosunkowo rzadko. Najczęściej występują one w obrębie wapieni, rzadziej dolomitów. Z reguły są to krótkie żyłki, miąższości 1—5 mm (rzadko 1—2 cm), stanowiące wypełnienia szczelin. Treść mineralną tych żyłek tworzy najczęściej sfaleryt III (pl. 9, fig. 8). W żyłkach podobnej miąższości występują niekiedy kruszce II generacji, szczególnie siarczki żelaza (pl. 5, fig. 7). W grubszych utworach żyłowych — do kilku centymetrów miąższości — koncentruje się miejscami galenit IV. W stromo zapadających żyłach galenit występuje samodzielnie lub wspólnie z narastającym na ścianach szczelin sfalerytem III (np. w otw. 28).

Tekstury żyłowe tworzy niekiedy również sfaleryt I, wypełniający drobne spękania w dolomicie. Miejscami tego typu żyłki rozszerzają się i przechodzą w gniazda, w obrębie których występują zaokrąglone fragmenty dolomitu (pl. 5, fig. 5).

Na powierzchniach szczelin i w kawernach skał węglanowych nierzadko obserwuje się skupienia ziarniste kruszców. Tworzą je najczęściej kruszce młodszych generacji (III i IV). Kruszce występują w postaci pojedynczych ziarn sfalerytu, pirytu i galenitu (średnica do kilku milimetrów). Miejscami ziarna te grupują się w nieco większe agregaty.

Częstsze od poprzednich są naskorupienia kruszczowe, które reprezentowane są przez kruszce wszystkich generacji, a ich miąższość waha się w granicach od kilku milimetrów do kilku centymetrów. Naskorupienia kruszczowe występują na ścianach szczelin, rzadziej kawern. W postaci tej najczęściej występuje sfaleryt III (pl. 10, fig. 1). Miąższość jego naskorupień wynosi przeważnie 1—5 mm, niekiedy do kilku centymetrów (otw. 29). Kontakty naskorupień sfalerytu III ze skałą węglanową są najczęściej ostro zarysowane (pl. 10, fig. 1).

Naskorupienia kruszców II generacji zbudowane są przeważnie ze skorupowych siarczków Zn i Fe, rozwijających się na powierzchniach szczelin i kawern.

Typowe brekcje kruszczowe występują rzadko. Stosunkowo najczęściej spotykane są one w rejonie Klucz i Zawiercia. Brekcje składają się z lekko zaokrąglonych okruchów dolomitu scementowanych sfalerytem III, przy czym wyraźnie za-

znacza się kontakt korozyjny (pl. 9, fig. 5—6). Niekiedy obserwować można sfaleryt III otaczający fragmenty brekcji dolomitowej oraz dolomitowo-sfalerytowej, a pozostałe wolne przestrzenie wypełnia kalcyt II (pl. 9, fig. 7). Tekstury tego typu posiadają charakter tekstur kokardowych (por. Gaikiewicz, Harańczyk & Szostek 1960). Czasami okruchy dolomitu są jedynie słabo rozluźnione, a występujące między nimi niewielkie szczeliny wypełnia sfaleryt III (pl. 10, fig. 6). Tak wykształcone brekcje kruszcowe uległy niekiedy ponownemu brekcjowaniu oraz scementowaniu kalcytem II (pl. 10, fig. 8).

W grupie tekstur zastępowania można wyróżnić: tekstury impregnacyjne, tekstury masywne, tekstury selektywnego zastępowania.

Tekstury impregnacyjne spotykane są bardzo często, przy czym można wyróżnić impregnacje powstałe przez częściowe lub całkowite zastąpienie węglanów.

Impregnacje kruszcowe z częściowym zastąpieniem rozwijają się w przestrzeniach międzyziarnowych dolomitu. Szczególnie predysponowane są tu dolomity epigenetycznie, cechujące się luźnym ułożeniem romboedrow dolomitu i związaną z tym dużą porowatością skały. Kruszcze występujące w przestrzeniach międzyziarnowych wypełniają romboedry dolomitu i przybierają kształty automorficzne. Niejednokrotnie w obrębie ziarn kruszczowych występują wrostki zastępowanej skały. Impregnacje tworzą ziarna kruszczowe o średnicy rzędu setnych i dziesiątych części milimetra. Ziarna te grupują się czasami w 1—2-milimetrowe skupienia.

Tekstury impregnacyjne tworzy najczęściej sfaleryt I, z towarzyszącymi mu niekiedy innymi siarczkami I generacji (pl. 5, fig. 2—4; pl. 6, fig. 4). Ziarna sfalerytu I rozmieszczone są bezładnie lub tworzą skupienia smużyste ułożone równoległe do laminacji skały (pl. 5, fig. 7). Miąższość stref impregnacji sfalerytem I, sądząc po profilach z otw. 37 i 29, może miejscami dochodzić do kilkudziesięciu metrów. Impregnacje sfalerytem I rozwijają się miejscami strefowo, obejmując bardziej porowate serie (warstwy) kompleksu skalnego (pl. 5, fig. 2).

Impregnacje kruszcowe niekiedy tworzą też ziarna sfalerytu III (ok. 1 mm), rozwijające się w porach epigenetycznego dolomitu (pl. 11, fig. 2), względnie między romboedrami dolomitu II (pl. 11, fig. 1). Ziarna sfalerytu III grupują się miejscami w drobne (do 3 mm) gniazdowe skupienia (pl. 11, fig. 3). Sfaleryt III tworzy ponadto tekstury impregnacyjne z całkowitym podstawieniem skały, rozwijające się w wapieniach, w pobliżu nasłonecznień tego sfalerytu (pl. 10, fig. 1). Impregnacje tego typu tworzy również niekiedy galenit IV.

Strefy impregnacji sfalerytem III rozwijają się wokół szczelin i kawern, i zwykle nie przekraczają kilku centymetrów miąższości.

Innym typem często spotykanym wśród omawianych kruszców są tekstury masywne utworzone w wyniku bezładnego zastąpienia skały węglanowej. Tekstury tego typu tworzą najczęściej kruszcze II generacji (ZnS i FeS_2). Tutaj nieregularne lub skorupowe skupienia kruszców (wielkości ok. 0,5 do kilku centymetrów) posiadają relikty zastępowanej skały, ułożone bezładnie (pl. 9, fig. 1, 3—4) lub kierunkowo, np. wzdłuż pasm kruszczowych (pl. 8, fig. 5; pl. 9, fig. 2). Niekiedy dochodzi do całkowitego wyparcia dolomitu przez kruszcze skorupowe. Podobny typ kruszców tworzących skorupy i nerki wśród utworów dewońskich w Brudzowicach (otw. 2) opisał S. Słowiński (1964), stwierdzając zarazem, że mają one charakter metasomatyczny.

Tekstury masywne tworzą też miejscami grubokrystaliczne agregaty sfalerytu III, w obrębie których zachowują się relikty zastępowanej skały.

Bardzo charakterystyczne, lecz stosunkowo rzadko spotykane wśród omawianych kruszców są tekstury selektywnego zastępowania. Tekstury te zostały najlepiej

poznane w próbkach z otw. 37, gdzie kruszce II generacji zastępują żyłki dolomitu I_B (pl. 5, fig. 6—7).

Kruszce tworzące omówione wyżej tekstury są niejednokrotnie spękanane, a nawet zbrekcjowane (tekstury kruszców zbrekcjowanych) tak, że w chwili obecnej wchodzi one w skład okruchów różnego rodzaju brekcji tektonicznych.

Charakterystyczny typ brekcji kruszczowej (opisany również przez Harańczyka, 1970) stwierdzony został we wspomnianym otw. 37, gdzie dolomity epigenezytyczne (I_A i I_B) z towarzyszącym im sfalerytem I zostały miejscami zbrekcjowane, a następnie zastąpione przez kruszce II generacji (pl. 5, fig. 8). W innych jednak miejscach tego profilu zjawiska tektoniczne zaznaczyły się jedynie w spękaniu, a miejscami w nieznacznym przesunięciu okruszczowanego sfalerytem I dolomitu (pl. 5, fig. 7).

Inny typ brekcji kruszczowej napotkany został m.in. w otw. 13, gdzie niektóre okruchy tej brekcji, złożone z różnorodnych skał węglanowych (głównie dolomitowych), zawierają kruszce II generacji. Obok okruchów z kruszczami występują również okruchy węglanów płonnych. Wszystkie okruchy scementowane są dolomitami II (pl. 8, fig. 1). Sposób wykształcenia tej brekcji wskazuje, iż powstała ona w szczelinie uskokowej.

Przejawy brekcjowania obserwuje się również wśród kruszców skorupowych, gdzie poprzecinane fragmenty tych kruszców i skały są wypierane i otaczane przez dolomit II (pl. 8, fig. 4—5).

Charakterystyczny typ brekcji z udziałem sfalerytu I stwierdzono w otw. 1. Brekcja tektoniczna, w której lepiszczyste ostrokrawędzistych okruchów dolomitu stanowi pierwotnie dolomit I_A wraz z towarzyszącym mu sfalerytem I, została zastąpiona przez dolomit II. Wyparciu uległo przede wszystkim dolomitowo-sfalerytowe lepiszczyste tej brekcji, którego fragmenty zachowały się miejscami wśród dolomitu II (pl. 7, fig. 7—8). Podobny proces obserwowano w zlepieńcu nawierconym w obrębie utworów dewonu w otw. 6.

Charakterystyka mikroskopowa kruszców

Badania mikroskopowe, wykonane w świetle odbitym, wykazały obecność wśród cynkowo-olowiowych utworów kruszczowych, występujących w utworach paleozoicznych północno-wschodniej części obszaru śląsko-krakowskiego, następującego zespołu kruszczowego: siarczek cynku (sfaleryt, blenda skorupowa), galenit, piryt, melnikowit-piryty, markasyt i chalkopiryty. Wśród wymienionych minerałów największy udział posiada sfaleryt, następnie galenit i siarczki żelaza. Wystąpienia blendy skorupowej są nieznaczne, natomiast chalkopiryty — śladowe (fig. 3).

Sfaleryt

Sposób występowania oraz współwystępowania z innymi minerałami kruszczowymi pozwoliły na wyróżnienie trzech generacji sfalerytu.

Sfaleryt I stwierdzony został głównie w rejonie Olkusza (Sikorka, Klucze, Chechło). W innych rejonach omawianego obszaru nieznaczne ilości sfalerytu *I* napotkano w otw. 6 i otw. 1.

Sfaleryt I posiada barwę brązową i ciemnobrązową, strukturę drobno- i mikrokrystaliczną. Zwykle występuje w postaci pojedynczych kryształów rzędu setnych i dziesiątych części milimetra, grupujących się nieraz w 1—2-milimetrowe agregaty (pl. 5, fig. 3—4; pl. 6, fig. 3). Jak podano przy opisie tekstur, sfaleryt ten tworzy najczęściej bezładne lub kierunkowe impregnacje w dolomicie. Miejscami tylko obserwuje się drobne żyłki i gniazdowe skupienia.

Cechą charakterystyczną sfalerytu *I* jest jego pojawianie się w towarzystwie dolomitów epigenetycznych (I_A i I_B — *vide* pl. 6, fig. 3; pl. 7, fig. 8).

Sfaleryt II jest rzadszy od pozostałych sfalerytów. Występujące niekiedy nieco większe jego skupienia posiadają barwę ciemnomiodową.

Cechą charakterystyczną jest ściśle współwystępowanie sfalerytu *II* z siarczkami żelaza *II* generacji, przy czym utworzył się on w pierwszej kolejności, o czym świadczy stała kolejność narastania. Sfaleryt *II* nieraz (*np.* otwór 37) narasta na metakryształach galenitu *II*, które miejscami zastępuje. Zwykle sfaleryt tego typu przechodzi w agregaty sfalerytowo-pirytowo-maršasytowe (pl. 6, fig. 6).

W części północnej omawianego obszaru sfaleryt *II* obserwowany był w towarzystwie siarczków żelaza *II* generacji, zastępujących dolomit (pl. 7, fig. 5; pl. 8, fig. 2, 7—8).

Sfaleryt III tworzy największe koncentracje wśród omawianych sfalerytów, a stosunkowo większe jego skupienia stwierdzone zostały w rejonie Klucz, Chechła oraz Zawiercia. Sfaleryt *III*, jak podano przy opisie tekstur, występuje najczęściej w formie naskorupień, rzadziej żyłek i impregnacji.

Sfaleryt *III* występujący w pustkach skalnych jest grubokrystaliczny, a średnice jego kryształów dochodzą do 2 mm (najczęściej ok. 1 mm). Sfaleryt ten wykazuje różne barwy od jasnomiodowej do brunatnej, zaś trawienie wykazało budowę pasową jego kryształów (pl. 10, fig. 3). Ponadto budowa pasowa kryształów zaznacza się wyraźnie w skrzyżowanych nikolach, w świetle odbitym: ciemne jądra kryształów obrastane są pasami przezroczystego sfalerytu (pl. 10, fig. 4). W przypadku naskorupień, ciemne jądra kryształów narastają niekiedy bezpośrednio na skale, a na nich z kolei tworzą się pasy sfalerytu jaśniejszego (pl. 10, fig. 2). Przeprowadzone badania wskazują, że barwa sfalerytu *III* zależy od wykształcenia ciemnych jąder jego kryształów. Barwy ciemniejsze uzyskuje sfaleryt wówczas, gdy kryształy zbudowane są z dużych, ciemnych jąder obrośniętych cienką warstwą sfalerytu przezroczystego. Natomiast wzrost grubości warstwy sfalerytu przezroczystego powoduje rozjaśnienie barwy sfalerytu.

Drobnokrystaliczne agregaty sfalerytu *III* posiadają w większości barwę jasnobrązową. Kryształki tego sfalerytu posiadają również budowę pasową (pl. 11, fig. 3).

Ciekawe skupienia sfalerytu *III*, barwy brunatno-miodowej, stwierdzono także w obrębie dolomitów kruszczoonych (otw. 19). Występujące tutaj w dolomicie kruszczoonym kawerny zostały okruszcowane, przy czym wyraźnie zaznaczyła się sukcesja mineralna: na ścianach kawern narasta dolomit *II*, a na nim sfaleryt *III*. W miejscach, gdzie dolomit *II* nie utworzył się, sfaleryt *III* tworzy naskorupienia bezpośrednio na dolomicie kruszczoonym (pl. 10, fig. 7). Omawiany sfaleryt po trawieniu wykazał budowę pasowo-promienistą (pl. 10, fig. 8). Środki kawern wypełnia kalcyt *II* z pojedynczymi kryształami galenitu *IV*. Należy podkreślić, że w tym samym otworze, w dewonie, oznaczono również sfaleryt *III*, który tworzy lepsze brekcje dolomitowej (pl. 10, fig. 6).

Blenda skorupowa

Blenda skorupowa⁵ występuje bardzo rzadko wśród kruszców Zn-Pb z utworów paleozoicznych omawianego obszaru. Nieznaczne wystąpienia blendy skorupowej stwierdzone zostały w rejonie Zawiercia, wśród których na uwagę zasługują kruszce z otw. 19. Tutaj, jak podano przy opisie tekstur, dolomity dewonu zostały miejscami zastąpione przez kruszce skorupowe (miąższość 2—3 mm), a następnie zbrekcjowane oraz zmineralizowane dolomitem II.

Blenda skorupowa zbudowana jest z rytmicznie powtarzających się jasnych i ciemnych pasm siarczku cynku. Badania mikroskopowe wykazują, że cechy strukturalne siarczku cynku budującego poszczególne pasma są zmienne, przy czym pasma o tych samych cechach mogą powtarzać się kilkakrotnie. Największą ilość pasm tworzy siarczek cynku o strukturze kryptokrystalicznej. Pasma te przedzielone są miejscami pasmami siarczku cynku o strukturze promienistej, gdzie poszczególne osobniki ZnS ułożone są prostopadle do powierzchni skorupy. Tak wykształcone pasma blendy podścielone są nieco grubszym pasmem siarczku cynku o strukturze mikrokrystalicznej. Omawianej blendzie skorupowej towarzyszą siarczki żelaza (pl. 8, fig. 5—6).

Stosunkowo największe skupienia blendy skorupowej wśród utworów paleozoicznych omawianego obszaru stwierdzone zostały (Śliwiński 1964) w rejonie Brudzowic (otw. 2).

Galenit

Wśród omawianych utworów kruszcowych wyróżniono cztery generacje galenitu.

Galenit I występuje w ilościach śladowych, dostrzegalnych mikroskopowo. Galenit ten współwystępuje ściśle ze sfalerytem I, tworząc niekiedy na jego kryształach częściowe lub całkowite obwódki (pl. 6, fig. 4; pl. 6, fig. 4).

Galenit II został wyróżniony głównie na podstawie badań utworów kruszcowych z otw. 37. Kruszce te, jak podano przy opisie tekstur, wypełniają szczeliny spękań w dolomicie epigenetycznym (I_A), oraz rozwijają się w partiach dolomitów zbrekcjowanych i spękanych, gdzie zastępują przede wszystkim dolomit I_B . Zastępowanie żyłek dolomitu I_B powoduje linearne ułożenie agregatów kruszcowych, wśród których galenit zajmuje pozycję centralną. Ziarna galenitu są częściowo lub całkowicie otoczone siarczkami żelaza II generacji, w towarzystwie których występuje niekiedy sfaleryt II (pl. 6, fig. 6; pl. 7, fig. 3). W obrazie mikroskopowym ukazują się charakterystyczne struktury wskazujące na pseudomorficzne zastąpienia romboedrów dolomitu przez kruszce (pl. 6, fig. 8). Galenit występuje tu przeważnie w postaci metakryształów, o wymiarach od dziesiątych części milimetra do ok. 2 mm. Niekiedy metakryształy galenitu posiadają budowę szkieletową (pl. 6, fig. 7; pl. 7, fig. 1—2).

Na uwagę zasługuje fakt stwierdzenia analogicznie wykształconych zespołów kruszcowych w utworach triasu (dolomity diploporowe) i jury (oksford) w otw.

⁵ Blendę skorupową rozumie się jako teksturalną odmianę agregatów siarczków cynku, wśród których dominuje sfaleryt, a może też pojawiać się wurcyt i brunkit.

B-106 (34) (por. Gałkiewicz, Harańczyk & Szostek 1960; Górecka 1971). Utwory kruszcowe tworzą tu cienkie żyłki przecinające skały węglanowe. W niektórych żyłkach, obok dominujących zwykle siarczków żelaza, napotkano drobne skupienia sfalerytu oraz galenitu. Automorficzne ziarna galenitu zajmują centralne partie żyłek i otaczane są przez siarczki żelaza, przy czym podobnie jak w otw. 37 w pierwszej kolejności utworzył się piryt, następnie markasyt. Z kruszcami tymi współwystępuje miejscami sfaleryt o budowie ziarnistej lub kolomorficznej. Pozycja sukcesyjna tego sfalerytu jest analogiczna do pozycji sfalerytu II z otw. 37.

Galenit III spotykany był rzadko w towarzystwie sfalerytu III. Z galenitem tym miejscami współwystępuje chalkopiryt. Niekiedy galenit III, łącznie ze sfalerytem III, tworzy nieregularne wrostki wśród pirytu III. Innym razem w obrębie agregatów pirytu III obserwuje się automorficzne ziarna galenitu otoczone obwódką ?anglezytu (pl. 11, fig. 5).

Galenit IV występuje w zdecydowanej przewadze wśród omawianych generacji galenitowych, dając niejednokrotnie koncentracje przemysłowe. Galenit ten jest różnokryształiczny, przy czym wielkość kryształów dochodzi miejscami do 1 cm. Kryształy galenitu IV cechują się budową pasową.

Galenit ten niejednokrotnie występuje w kawernach, gdzie narasta na romboedrach dolomitu II lub na nasakorupieniach sfalerytu III, który zastępuje, względnie przecina drobnymi żyłkami (pl. 12, fig. 7). Wśród agregatów galenitu IV zachowują się niekiedy relikty kruszców starszych generacji (pl. 12, fig. 5-6).

Siarczki żelaza

Kruszcom Zn-Pb powszechnie towarzyszą siarczki żelaza, które w obrębie poszczególnych generacji pojawiają się zawsze jako piryt i markasyt. W drugiej generacji występuje ponadto melnikowit-piryt.

Piryt I — markasyt I występują w nieznacznych ilościach, przy czym udział markasytu jest większy. Siarczki te tworzą ziarna (rzędu setnych i dziesiątych części milimetra), gromadzące nie niekiedy obok galenitu I, w brzożnych partiach kryształów sfalerytu I (pl. 5, fig. 4). W nieco większych ziarnach widocznym staje się, że siarczki żelaza utworzyły się w następującej kolejności: piryt — piryt z przerostami markasytu — markasyt. Markasyt I tworzy też niekiedy drobnokryształiczne, kierunkowo ułożone agregaty, w towarzystwie sfalerytu I (pl. 6, fig. 5).

Piryt II — melnikowit-piryt — markasyt II posiadają największy udział wśród omawianych siarczków żelaza, przy czym markasyt występuje w przewadze. Kruszcze te zanotowane zostały głównie w rejonie Zawiercia, Siewierza i Brudzowic. Natomiast w rejonie Olkusza siarczki żelaza II generacji spotykane były rzadko, wśród utworów paleozoicznych. Stosunkowo większe ich koncentracje stwierdzono w otw. 37. Siarczki żelaza reprezentowane są przez agregaty markasytowo-pirytowe, z przejściami do melnikowitu-pirytu. Kruszcze te charakteryzują się dużym udziałem cech metasoloidalnych w ich wykształceniu.

Piryt II tworzy agregaty o strukturze mikrokryształicznej z przejściami do kryptokryształicznej. Agregaty mikrokryształiczne wykazują liczne zarodki kryształiczne. Struktura ta wykazuje analogie ze strukturą ząbkowo-zonalną cechującą skorupowe siarczki żelaza występujące, obok kruszców Zn-Pb, w utworach triasu (Harańczyk 1962). Tak wykształcony piryt przechodzi miejscami w melnikowit-piryt, o typowych dla niego kulistych formach (pl. 8, fig. 8).

Markasyt II koncentruje się z reguły w zewnętrznych partiach agregatów pirytu II. Tworzy on najczęściej struktury drobnokryształiczne z przejściami do

mikrokryształicznych. Markasyt *II* występuje w postaci krótkosłupkowych, często zbliźnionych kryształów narastających w sposób zorientowany na agregatach pirytu *II* (pl. 7, fig. 3; pl. 9, fig. 3). Często również markasyt *II* tworzy promieniście zorientowane osobniki, które wachlarzowato narastają na pirycie *II* (pl. 7, fig. 4), względnie tworzą w jego towarzystwie struktury sferolitowe (pl. 7, fig. 5; pl. 9, fig. 4).

Rozważane siarczki żelaza bardzo często współwystępują ze sfalerytem *II*, z którym tworzą nieregularne przerosty. W większości przerosty te tworzy piryt względnie melnikowit-piryt, a pojawianie się markasytu jest zarazem oznaką wygasania mineralizacji siarczkiem cynku.

Siarczki żelaza *II* generacji tworzą też niekiedy skupienia o cechach charakterystycznych dla skorupowych siarczków żelaza występujących w utworach triasu (Harańczyk 1962). Cechują się one budową pasmową, niekiedy koncentryczno-pasmową. Tego typu skorupy siarczków żelaza mogą być zbudowane głównie z pirytu, w obrębie którego pojawiają się pojedyncze (najczęściej zorientowane) osobniki markasytu, grupujące się miejscami w pasma (pl. 9, fig. 1). W innych skorupach, w których dominuje markasyt, obserwuje się stopniowy wzrost uporządkowania osobników markasytu, w miarę narastania poszczególnych pasm. Ostatnie pasmo należy do pirytu, wśród którego mogą występować pojedyncze osobniki markasytu (pl. 9, fig. 2).

Skorupowe siarczki żelaza występują samodzielnie lub w towarzystwie blendy skorupowej, gdzie koncentrują się w brzeźnych partiach skorup oraz tworzą nieregularne przerosty z tą blendą (pl. 8, fig. 5—6). Największe skupienia skorupowych siarczków żelaza występujących w towarzystwie blendy skorupowej napotkane zostały w otw. 2 koło Brudzowic (Śliwiński 1964).

Piryt III — markasyt III występują w niewielkiej ilości. Kruszcze te pojawiają się w tych miejscach, w których występuje drobnokryształiczny sfaleryt *III*, i obserwowane były w rejonie Klucz i Zawiercia.

Cechą charakterystyczną tego zespołu siarczków żelaza jest znaczna przewaga pirytu nad markasytem oraz wytrącenie się markasytu w pierwszej kolejności, tzn. zachodzi tu zjawisko odwrotne do kolejności powstawania siarczków żelaza *II* generacji.

Markasyt występuje w postaci drobnych (rzędu setnych i dziesiątych części milimetra) przerostów występujących wśród pirytu. Piryt ten w tym przypadku tworzy drobnokryształiczne agregaty zastępujące sfaleryt *III* (pl. 11, fig. 4).

Agregaty pirytowo-markasytowe przechodzą w sposób ciągły w agregaty pirytowe (średnice do 1 cm). Ziarna pirytu *III* zawierają niekiedy wrostki galenitu *III*, pokrytego obwódką anglesytu (pl. 11, fig. 5). Trawienie wykazało delikatną budowę pasową pirytu *III* tworzącego agregat ziarnisty (pl. 11, fig. 6).

Chalkopiryt

Chalkopiryt występuje wśród omawianych kruszców Zn-Pb w ilościach śladowych. Stwierdzony został w kilku próbkach, gdzie zawsze współwystępował z kruszczami *III* generacji.

Chalkopiryt tworzy cienkie (rzędu tysięcznych części milimetra) niekompletne obwódki na ziarnach sfalerytu *III* (pl. 10, fig. 5). Może on również tworzyć mikroskopijne przerosty z galenitem *III* oraz z pirytem *III*. Podobnego typu chalkopiryt zaobserwowany został w towarzystwie niektórych ziarn sfalerytu zastępującego lepsze piaskowca (pstry piaskowiec) w otw. TN-261 koło Zawiercia (pl. 11,

fig. 8). Należy podkreślić, że sfaleryt ten jest zastępowany drobnymi kryształkami pirytu (pl. 11, fig. 7), co sugeruje pokrewieństwo tych kruszców z otw. TN-261 z kruszcami III fazy mineralizacji wyróżnionymi wśród utworów paleozoicznych.

Charakterystyka geochemiczna kruszców

Kruszce złóż śląsko-krakowskich koncentrują znaczne ilości pierwiastków śladowych, pozwalających na wyróżnienie dwóch grup typologicznych (Harańczyk 1965). W skład pierwszej grupy wchodzi As, Tl, Ge oraz rzadziej spotykany Mo; kruszce z pierwiastkami tej grupy wykazują cechy pochodzenia koloidalnego. Grupę drugą pierwiastków śladowych — charakterystyczną dla kruszców Zn-Pb powstałych z rozтворów rzeczywistych — stanowią Ag, Cd, Cu, Ga, Bi i In, antymon zaś spotykany jest w obu grupach (Harańczyk 1965).

Autorka przedstawiła zawartości pierwiastków śladowych (tab. 1—3) w różnych generacjach ZnS, PbS i FeS₂ występujących w utworach paleozoicznych i mezozoicznych, w celu orientacyjnego wykazania

Tabela (Table) 1

Pierwiastki śladowe w ZnS I i III generacji
Trace elements in ZnS of the Ist and IIIrd generation

Lokalizacja i pozycja stratygraficzna	Generacja	Barwa	Struktura i forma występowania	Części na milion lub % wagowy										
				Ag	As	Cd	Cu	Fe	Ga	Ge	Mo	Pb	Sb	Tl
Otw. 37 Siskiria C4?	ZnS I	ob	drobnokryształowa; impregnuje w dolomicie, szorstki na pow. szczelina	50	-	4000	200	+	/61/	s	60	2000	120	/61/
Otw. 29 Klucze D	ZnS III	b	grubokryształowa /pasowa/; naskorupienia, żyły	50	-	6500	600	0,22%	/61/	/61/	50	600	-	-
Otw. 36 Klucze D	ZnS III	b	grubokryształowa /pasowa/; naskorupienia, żyły	80	-	6000	600	0,20%	/61/	/61/	600	1200	-	-
Otw. 36 Klucze D	ZnS III	m	grubokryształowa /pasowa/; naskorupienia, żyły	32	-	3800	70	0,09%	/61/	/61/	120	600	-	-
Otw. 19 Sawiszewo Tdk	ZnS III	bm	grubokrystaliczna /pasowo-promieniasta/; naskorupienia	60	-	5000	20	+ / +	s	s	30	1000	50	20

W badanych próbkach nie stwierdzono: Bi, Co, Hg, In, Mo, Ni, Sn, V

Objaśnienie znaków do tabeli 1, 2, 3:

Wiek — D dewon, Cd karbon dolny (wizen), Tr trias (ret), Tg trias (warstwy gogolińskie), Tdk trias (dolomity kruszczońskie), Tdd trias (dolomity diploporowe), Tt trias (warstwy tar-nowickie), Tk kajper

Barwy — cb ciemnobrązowa, b brązowa, m miódowa, bm brązowo-miódowa, s srebrzysta, ns niebiesko-srebrzysta, ztż złota z odcieniem zielonkawym, zt zielona

+ — ilość w granicach normatywnej wykrywalności, ++ — ilość większa od +, śl ślady; w nawiasach — wartości obniżone

Oznaczenie spektralne wykonano w następujących warunkach: spektrograf średniej dyspersji Q-24 (Zeiss), optyka kwarcowa, generator prądu zmiennego typu Swientickiego, wzbudzenie 7A, czas ekspozycji 50 sek, elektrody pomocnicze węglowe; widmo rejestrowane na kliszach

Agfa Spektralblau; pomiary zacierzenia linii wykonano na mikrofotometrze MF-2

Wszystkie analizy wykonał Dr hab. inż. C. Harańczyk

Tabela (Table) 2

Pierwiastki śladowe w PbS II i IV generacji
Trace elements in PbS of the IInd and IVth generation

Lokalizacja i pozycja stratygraficzna	Generacja	Barwa	Struktura	Części na milion lub % wagowy						
				Ag	As	Cu	Fe	Mn	Sb	Zn
Otw. 37 Sikorka Cd?	PbS II	na	metakrystały	61	800	75	40	61	80	200
Otw. 28 Klucze D	PbS IV	na	grubokrystaliczna	23	-	90	100	500	80	0,1%
Otw. 29 Klucze Tdd	PbS IV	na	grubokrystaliczna	22	-	120	100	50	150	3%
Otw. 13 Zawiercie D	PbS IV	s	grubokrystaliczna	80	-	15	30	61	200	150
Otw. 13 Zawiercie Tdd	PbS IV	s	grubokrystaliczna	50	-	60	40	61	230	150
Otw. 8 Siewiers D	PbS IV	na	grubokrystaliczna	30	-	61	30	100	150	150
Otw. 8 Siewiers Tr	PbS IV	na	grubokrystaliczna	40	-	61	50	61	200	150
Otw. 6 Siewiers Tr	PbS IV	na	grubokrystaliczna	30	-	61	40	61	100	100
Otw. 4 Siewiers Tg	PbS IV	na	grubokrystaliczna	35	-	61	30	61	150	150

W badanych próbkach nie stwierdzono: Bi, Co, Mo, Ni, Tl

geochemicznych cech tych kruszców, na tle prawidłowości podanych dla złóż śląsko-krakowskich przez C. Harańczyka (1965). Mała ilość oznaczeń spektralnych spowodowana jest brakiem odpowiedniej ilości materiału.

Siarczek cynku. Przedstawione zostały (tab. 11) wyniki analizy spektralnej dla I i III generacji sfalerytu występującego wśród utworów paleozoicznych w rejonie Sikorki (otw. 37) i Klucze (otw. 29 i 36). Dla porównania podano zawartości pierwiastków śladowych w sfalerycie (pasowo-promienistym) z dolomitów kruszonośnych rejonu Zawiercia (otw. 19).

Przeprowadzone analizy wykazują u wszystkich tych siarczków cynku wyraźne cechy pokrewieństwa geochemicznego. Pomijając Pb i Mn, których wykazane zawartości nie są wiarygodne (możliwość domieszek węglanów i galenitu w formie mechanicznych zanieczyszczeń), na uwagę zasługują tutaj: Ag, As, Cd, Cu, Fe, Ga, Ge, Sb, Tl.

Biorąc za podstawę wyróżnione przez C. Harańczyka grupy typochemiczne można wyciągnąć wniosek, że badane sfaleryty I i III generacji reprezentują drugą grupę kruszców koncentrującą większe ilości Ag, Cd, Cu i Ga.

Na pierwszy plan wysuwa się stosunkowo duża zawartość Ag i Cd w sfalerycie I i III generacji. Średnia zawartość Ag wynosi około kilkudziesięciu ppm. Zawartość Cd dochodzi do 6500 ppm, przy czym większe jego ilości koncentrują sfaleryty grubokrystaliczne. Dużą ilość Cd gromadzi również sfaleryt o budowie pasowo-promienistej.

Tabela (Table) 3

Pierwiastki śladowe w FeS₂ II generacji oraz w kongrecjach pochodzenia osadowego
Trace elements in FeS₂ (IInd generation) and sedimentary concretions

Lokalizacja i pozycja stratygraficzna	Generacja	Barwa	Skład mineralny, struktura i forma występowania	Części na milion lub % wagowy									
				Ag	As	Co	Cu	Mn	Mo	Ni	Pb	Tl	Zn
Otw. 37 Sikorka Cd?	FeS ₂ II	słz	piryt z przerwami markasytu; mikro- i drobnokrystal.; naskorupienia, żyłki	5	120	6	230	230	10	8	800	10	2,0%
Otw. 37 Sikorka Cd?	FeS ₂ II	słz	markasyt z przerwami pirytu; drobnokrystal.; naskorupienia, żyłki	2	300	/śl/	250	400	10	8	600	20	2,2%
Otw. 13 Zawiercie D	FeS ₂ II	słz	piryt z przerwami markasytu; drobno- do krytokrystal.; matowa, zast. dolomitu	śl	1300	-	120	250	6	śl	500	śl	1,3%
Otw. 13 Zawiercie D	FeS ₂ II	słz	piryt, melnikowit-piryt, śladowe przerosty markasytowe; mikro- do krytokrystaliczne; matowa	/śl/	2500	/śl/	150	350	6	12	500	200	3500
Otw. TH-147 Siewiersz Tdd	FeS ₂ /osadowy/	si	kongrecja sadowana z markasytu z przerwami dolomitu	3	300	40	630	2000	12	120	200	śl	3000
Otw. TH-147 Siewiersz Tk	FeS ₂ /osadowy/	si	kongrecja pirytowo-markasytowa w ilowcu piaszczystym	8	600	25	900	350	30	70	500	śl	1000
Otw. 6 Siewiersz Tt	FeS ₂ /osadowy/	si	skupienia kongregcyjne w dolomicie ilastym	22	300	120	1200	1200	25	180	200	30	1500

W badanych próbkach nie stwierdzono: Bi, Sb, Hg

Niektóre próbki sfalerytu III wykazały oprócz zwiększonej zawartości Cd również stosunkowo dużą zawartość Cu (800 ppm). Mając na uwadze, że diadochowe domieszki Cu cechują sfaleryty wyższych temperatur (Kabanova 1968) należy sądzić, że stwierdzone w dwóch próbkach sfalerytu III stosunkowo duże zawartości Cu pochodzą od domieszek chalkopiryty, co zresztą potwierdzają również badania mikroskopowe. W innych próbkach badanych sfalerytów III zawartość Cu jest mała — rzędu kilkudziesięciu ppm. Na uwagę zasługuje nieco większa zawartość Cu (200 ppm) oznaczona w jednej próbce ZnS I z otw. 37. W trakcie badań mikroskopowych nie dostrzeżono w towarzystwie tego sfalerytu wzrostów chalkopiryty. Fakt ten może wskazywać na nieco wyższą temperaturę tworzenia się sfalerytu I. Stwierdzony w tej próbce Sb oraz dosyć duża ilość Pb (2000 ppm) wskazują na zanieczyszczenie galenitem. Podobny wniosek dotyczy sfalerytu z otw. 19.

Na uwagę zasługuje Fe, którego nieznaczne koncentracje (rzędu setnych i dziesiątych części procentu) są oczywistym dowodem niskich temperatur tworzenia się omawianych sfalerytów (por. Kullerud 1964). Sfaleryty z małą zawartością żelaza powstają w środowisku kwaśnym (Kabanova 1968). Nieznaczne wahania zawartości Fe wykazane w 3 próbkach ZnS III wpływają na zmianę barwy tego sfalerytu. Sfaleryty brązowe koncentrują stosunkowo większą ilość żelaza od sfalerytów cechujących się barwą miodową. Ciemne zabarwienie jąder kryształów ZnS III wskazuje, że są one siedliskiem stwierdzonego w tych sfalerytach żelaza.

Omawiane sfaleryty cechują się ponadto śladowymi zawartościami Ga i Ge, oraz brakiem As i Tl. Wykazana w próbce ZnS I nieznaczna zawartość Ge oraz ślady Tl jest prawdopodobnie związana z zanieczyszczeniem próbki przez siarczki żelaza. Natomiast wyraźny wzrost zawartości Ga, Ge, a zwłaszcza Tl w sfalerycie pasowo-promienistym, o cechach metalokoidalnych jest zrozumiały w świetle koncepcji C. Harańczyka.

Siarczek ołowiu. Przedstawione zostały (tab. 2) zawartości pierwiastków śladowych koncentrujących się w PbS II i PbS IV (z utworów paleozoicznych i mezozoicznych).

Na pierwsze miejsce wysuwa się zróżnicowanie pomiędzy zawartością Ag i As w dwóch badanych generacjach galenitu. Stosunkowo duża zawartość As oraz stwierdzone jedynie ślady Ag pozwalają zaliczyć galenit II (otw. 37) do pierwszej grupy typochemicznej C. Harańczyka (1965), który podkreśla, że galenity gromadzące większą ilość As i Tl wykazują zarazem najmniejszą ilość Ag.

Zawartość pierwiastków śladowych w innych badanych galenitach (PbS IV) wskazuje (tab. 2), że należą one do drugiej grupy typochemicznej. Koncentracja Ag w badanych galenitach wynosi około kilkudziesięciu ppm. Są to stosunkowo niskie koncentracje Ag, wskazujące na niskie temperatury roztworów, z których wykrył galenit. Cechą charakterystyczną dla galenitów wyższych temperatur jest występowanie większych koncentracji Ag, mogących dochodzić do 1% wag., oraz śladowych domieszek Bi (Polański & Smulikowski 1969).

Stwierdzone zawartości Sb nie wykazują większego zróżnicowania w badanych generacjach galenitu, natomiast zaznacza się wzrost koncentracji Sb wraz ze wzrostem zawartości Ag.

Udział innych pierwiastków — Cu, Fe, Mn, Zn — jest prawdopodobnie związany z nieregularnie rozmieszczonymi domieszkami (często submikroskopowymi) chalkopirytu, sfalerytu oraz węglanów.

Siarczki żelaza. Wyniki analizy spektralnej wykonanej dla 4 próbek (tab. 3) wyróżnionego w utworach paleozoicznych FeS₂ II, pozwalają zaliczyć te siarczki do pierwszej grupy typochemicznej, gdzie koncentracje As i Tl w skorupowych siarczku żelaza mogą dochodzić do 3% As i 0,5% Tl (Harańczyk 1965).

W badanych próbkach FeS₂ II zawartości As waha się w granicach 120—2500 ppm, przy czym większą ilość As koncentrują mikro- i kryptokrystaliczne odmiany tych siarczku żelaza o cechach kruszców skorupowych. Tl występuje od śladowych ilości do 200 ppm. Zaznacza się wyraźny wzrost zawartości Tl w kruszczach koncentrujących większą ilość As.

Omawiane siarczki żelaza koncentrują ponadto nieznaczne ilości Co, Ni i Mo, przy czym Ni występuje w przewodzie w stosunku do Co. Szczególnie wyraźnie zaznacza się to w siarczku żelaza o charakterze melnikowitowym. Natomiast stosunkowo duże zawartości Pb (500—800 ppm) w badanych siarczku żelaza II generacji wskazują na jego pochodzenie adsorpcyjne (Harańczyk 1965). Również wykazane zawartości Cu (120—250 ppm) pochodzą prawdopodobnie od domieszek chalkopirytu. Stwierdzone zawartości Mn i Zn nie są jednoznaczne, z uwagi na możliwość przerostów sfalerytu i węglanów.

Przeprowadzona analiza zawartości pierwiastków śladowych w siarczku żelaza II generacji, występujących wśród utworów paleozoicznych, wskazuje na wiele analogii pomiędzy tymi siarczku a skorupowymi siarczku żelaza towarzyszącymi kruszczom Zn-Pb występującym wśród utworów mezozoicznych (Harańczyk 1962, 1965).

Dla porównania podane zostały wyniki analizy spektralnej innych siarczku żelaza występujących wśród różnych skał triasu w rejonie Stwierza (tab. 3). Z badań mikroskopowych wynika, że siarczki te reprezentują inny typ genetyczny.

a ich formy konkrecyjne wskazują na pochodzenie osadowe. W zawartości pierwiastków śladowych na pierwszy plan wysuwają się znacznie większe ilości Co (25—120 ppm) i Ni (70—180 ppm) w porównaniu z siarczkami żelaza współwystępującymi z kruszcami Zn-Pb. Również większe zawartości wykazuje Mo (12—30 ppm), a znacznie większe Mn (350—2000 ppm) i Cu (500—1200 ppm). Natomiast zawartości As, Tl, Pb oraz Zn są mniejsze.

Mineralizacja niekruszcowa

Przeprowadzone badania wskazują, że w skałach paleozoicznych omawianego obszaru często pojawiają się epigenetyczne utwory niekruszcowe, głównie węglanowe, wśród których można wyróżnić: utwory płonne oraz utwory związane ściśle z kruszcami Zn-Pb.

Utwory pierwszej grupy reprezentowane są głównie przez kalcyt i dolomit.

Kalcyt najczęściej jest tutaj grubokrystaliczny i tworzy żyły miąższości od kilku milimetrów do kilku a nawet kilkunastu centymetrów. Żyły kalcytowe pojawiają się z reguły wśród wapieni. Natomiast w obrębie skał dolomitowych obserwuje się niekiedy żyły dolomitu grubokrystalicznego, w towarzystwie którego również występuje kalcyt. System tego typu żył węglanowych jest niezależny od utworów kruszczowych, a w przypadku wspólnego ich nawiercenia żyły kruszczowe lub węglanowo-kruszcowe są wyraźnie późniejsze (pl. 9, fig. 8).

Cechą charakterystyczną tych węglanów jest często pojawiające się ich czerwone zabarwienie. Badania mikroskopowe wykazały, że zabarwienie to pochodzi od domieszek pyłu hematytowego rozproszonego w kryształach kalcytu lub dolomitu. Pył hematytowy w romboedrach dolomitu koncentruje się niejednokrotnie strąkowo, podkreślając ich dobrze wykształconą budowę pasową (pl. 5, fig. 1). Należy podkreślić, że skały węglanowe w sąsiedztwie tego typu żył posiadają również czerwone zabarwienie od rozproszonego pyłu hematytowego. Z badań mikroskopowych wynika, że pył ten powstał z przeobrażenia pyłu siarczków żelaza.

W towarzystwie omawianych węglanów często pojawiają się utwory krzemionkowe. Zwykle są to ksenomorficzne ziarna kwarcu (niekiedy występuje chalcedon) wielkości dziesiątych części milimetra. Czasami kwarc tworzy ziarna automorficzne, 1—2 mm średnicy. Badania mikroskopowe wskazują, że kwarc, podobnie jak hematyt, ma naturę wtórną i powstał wskutek wyługowania i przemieszczenia krzemionki zawartej w skałach węglanowych (krzemionkowe części organiczne, kwarc detrytyczny) i ponownego jej wytrącenia wśród węglanowych utworów żyłowych.

Wyniki badań próbek dolomitu o zabarwieniu czerwonym, metodą termicznej analizy różnicowej, ilustrują krzywe 1 (fig. 4 i 5). W obu przypadkach powierzchnie efektów endotermicznych wskazują na domieszki kalcytu. Ponadto w próbce z otw. 37 pierwszy efekt endotermiczny pochodzi od domieszki kwarcu.

Płonne żyłowe utwory węglanowe z domieszkami hematytu, chalcedonu czy kwarcu notowane były wśród wapieni karbonu dolnego i dewonu w rejonie Dębniaka, Zabierzowa, Olkusza, Zawiercia oraz Brudzowic (Klimek 1956; Peszat 1959; Sliwiński 1964; Słószarz 1964a, 1969; Zakrzewski 1970; Ekiert 1971). Można stąd wnioskować, że zjawiska płonnej epigenetycznej mineralizacji węglanowej mają większy zasięg regionalny.

Fig. 4

Krzywe TAR dolomitów występujących w obrębie utworów ?karbonu dolnego (otw. 37)

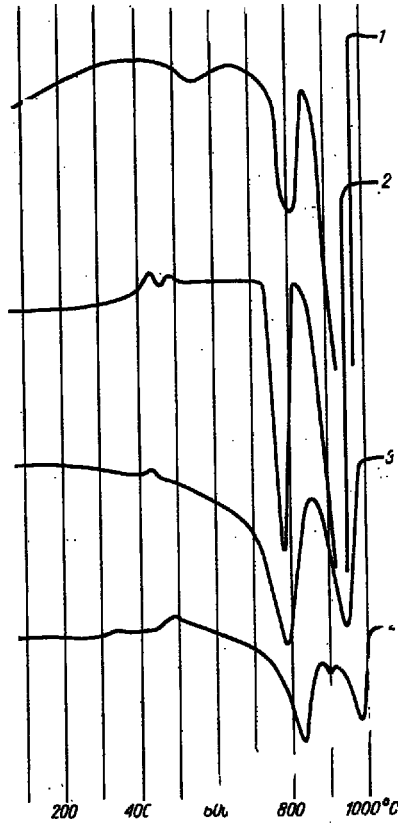
1 dolomit z domieszką hematytu, kalcytu i kwarcu; 2, 3 dolomity I_B; 4 dolomit ankerytowy I_A.

Analizy wykonali: Dr R. Wyrwicki (krzywe 1 i 2) oraz Dr K. Szpila (krzywe 3 i 4)

TAR curves of dolomites occurring within deposits of ?Lower Carboniferous age (borehole 37)

1 dolomite with admixture of hematite, calcite and quartz; 2, 3 dolomites I_B; 4 ankeritic dolomite I_A

Analyses performed by Dr. R. Wyrwicki (curves 1 and 2) and Dr. K. Szpila (curves 3 and 4)



Omawiane utwory węglanowe są miejscami wtórnie zdolomityzowane. Proces ten szczególnie wyraźnie zaznaczył się w otw. 37. Grubokrystaliczne żyłowe utwory węglanowe (kalcytowo-dolomitowe) z towarzyszącym im kwarcem i pyłem hematytowym zostały tutaj miejscami częściowo zdolomityzowane. W obrazie mikroskopowym obserwuje się, że duże ziarna węglanów i nieco mniejsze kwarcu są zastępowane, nieregularnie lub wzdłuż płaszczyzn łupliwości węglanów, kilkumikronowymi romboedrami dolomitu. Zjawisko to stało się m. in. podstawą do wyróżnienia kolejnego etapu dolomityzacji (dolomit I_A, B), w towarzystwie którego pojawiają się kruszce Zn-Pb. W tej sytuacji nasuwa się pytanie, czy omówiona wyżej płonna mineralizacja węglanowa poprzedza bezpośrednio I generację utworów dolomitowo-kruszcowych, czy jest całkowicie niezależna i znacznie od niej wcześniejsza. Odpowiedź na to pytanie wymaga osobnych i szczegółowszych badań. Zwraca natomiast uwagę regionalny zasięg występowania tego typu zjawisk dolomityzacji i kalcytyzacji.

Utwory niekruszcowe towarzyszące mineralizacji Zn-Pb tworzą kilka generacji (fig. 3).

Generacja I_A, B: dolomit I_A z ?ankerytem, dolomit I_B. Generacja ta została w sposób najpełniejszy uchwycona w otw. 37 (rejon Olikusza).

W otworze tym stwierdzona została intensywne epigenetyczna dolomityzacja prawdopodobnie dolnokarbońskich wapieni, zaznaczająca się w około 30-metro-

wym profilu (Harańczyk 1970). Dolomity te barwy brązowej i szaro-brązowej posiadają miejscami tekstury laminowane, sugerujące ich osadowe pochodzenie. Badania wykazały jednak, że są to dolomity epigenetyczne (I_A), w których zachowały się relikty tekstur skały pierwotnej. Świadczyć o tym mogą również zdolomityzowane płytki barytu znajdujące się w węglanowej skale pierwotnej (pl. 6, fig. 1—2). Procesowi dolomityzacji towarzyszy, jak podano wyżej, okruszcowanie sfalerytem I. Pod koniec mineralizacji dolomitowo-sfalerytowej, o charakterze metasomatycznym, następuje tworzenie się żyłek (kilka milimetrów do ok. 2 cm miąższości) dolomitu I_B , które w przypadku dolomitów laminowanych rozwijają się równoległe do kierunku laminacji skały (pl. 5, fig. 7). Dolomit I_B jest zbity, wykazuje barwę szarą z odcieniem beżowym oraz strukturę drobnokrystaliczną. Krzywe TAR dolomitu I_B (fig. 4) wykazują dwa efekty endotermiczne — w temp. 790°C i 950°C — typowe dla dolomitu (por. Cvetkov & al. 1964). Pojawienie się na tych krzywych małych efektów egzotermicznych w temp. 490—495°C wskazuje na mechaniczne domieszki siarczków. Metodą TAR zanalizowana została również próbka dolomitu I_A (fig. 4). Na krzywej tej wyraźnie zaznaczają się 3 efekty endotermiczne (830°, 900°, 985°C) wskazujące na ankerytowy charakter dolomitu. Zarejestrowane na tej krzywej nieznaczne reakcje egzotermiczne (340° i 490°C) pochodzą od domieszek siarczków.



Fig. 5

Krzywe TAR dolomitów występujących w obrębie utworów dewonu i triasu

Dewon: 1 dolomit z domieszką hematytu (otw. 29), 2 dolomit II (otw. 13), 3 i 5 dolomity II (otw. 8), 4 dolomit II (otw. 29); trias (dolomity kruszonośne): 6 dolomit II (otw. 8)

Analizy wykonał Dr hab. inż. C. Harańczyk

TAR curves of dolomites occurring within deposits of Devonian and Triassic ages

Devonian: 1 dolomite with hematite admixture (borehole 29), 2 dolomite II (borehole 13), 3 and 5 dolomites II (borehole 8), 4 dolomite II (borehole 29); Triassic (ore-bearing dolomites): 6 dolomite II (borehole 8)

Analyses performed by Dr. C. Harańczyk

Według A. I. Cvetkova i in. (1964) początkowe temperatury rozkładu ankerytów zawarte są przeważnie w przedziale 720—760°C. Pojawiające się zwykle wśród ankerytów zróżnicowanie temperatury pierwszej reakcji endotermicznej jest związane ze stopniem diadochowego podstawienia Mg^{2+} przez Fe^{2+} . Ankeryty

cechujące się większą zawartością Fe wykazują niższe temperatury pierwszego efektu endotermicznego (l.c.). Można stąd wyciągnąć wniosek, że badana próbka z otw. 37, w której pierwszy efekt endotermiczny zaznaczył się w temp. 830°C, reprezentuje dolomit ankerytowy o małej ilości podstawień Mg przez Fe. Wskazuje na to również drugi efekt endotermiczny, którego powierzchnia jest wprost proporcjonalna do zawartości żelaza w ankerycie. Efekt ten jest charakterystycznym produktem rozkładu ankerytu i wiąże się go z powstaniem wapniowego ferrytu o składzie $Fe_2O_3 \cdot CaCO_3$ (Cvetkov & al. 1964).

Generacja II: dolomit II, rodochrozyt, kalcyt I, kwarc.

Dolomit II jest powszechnie spotykany wśród kruszców Zn-Pb, przy czym zdecydowanie większe jego wystąpienia związane są z rejonem północnym omawianego obszaru (Cynków, Brudzowice, Siewierz, Zawiercie). Dolomit ten tworzy najczęściej żyły, naskorupienia, względnie druzy o miąższości dochodzącej do kilku, a nawet kilkumastu centymetrów. Pozycja sukcesyjna tego dolomitu zaznacza się bardzo wyraźnie, bowiem kruszce I i III generacji (lub ich poszczególne ogniwa) znajdują się zawsze w pozycji wcześniejszej. Najlepszym przykładem mogą być brekcje kruszcowe, gdzie okruchy dolomitu z siarczkami II generacji są scementowane dolomitami II (pl. 8, fig. 1—2). Miejscami obserwuje się, że dolomit II obrasta pokruszone fragmenty skały dolomitowej i kruszców skorupowych, oraz wypełnia powstałe między tymi fragmentami szczeliny (pl. 8, fig. 4—5). Innym razem drobne kawerny w okruszczowanej skale (kruszcami I lub II generacji) są częściowo lub całkowicie wypełnione dolomitami II. Wtedy dolomit II narasta na skale lub kruszczach (pl. 7, fig. 6).

Często dolomit II zastępuje różne utwory niekruszcowe i kruszcowe starszych generacji lub tworzy przepojenia skały dolomitowej (pl. 7, fig. 7; pl. 8, fig. 3). W towarzystwie dolomitu II sporadycznie spotykane były kryształki kwarcu.

Należy podkreślić, że dolomitami II nie obserwowano w skałach wapiennych, a utwory dolomitowe, wśród których był on znajdowany, są w każdym przypadku starsze od dolomitu II. Spotykany czasami tego typu dolomit wśród skał triasu narasta również na wcześniej utworzonych epigenetycznych dolomitach kruszczonośnych (pl. 10, fig. 7).

Dolomit II charakteryzuje się barwą białą i jasnoróżową, przy czym ta druga miejscami przeważa; pod względem wielkości jest on bardzo zróżnicowany, dobrze wykształcone romboedry dochodzą miejscami do kilku milimetrów średnicy. Zwykłe struktura agregatów dolomitu II występującego w pustkach skalnych zmienia się od drobno- do grubokryształicznej, a w ślad za nią barwa od różowej do białej.

Wyniki badań pięciu próbek dolomitu II metodą termicznej analizy różnicowej ilustruje figura 5 (krzywe: 2, 3, 4, 5, 6). Próbki te pochodzą z utworów paleozoicznych rejonu Siewierza i Chechła. Jedna próbka reprezentuje dolomit II tworzący szczotki w kawernach w obrębie dolomitów kruszczonośnych (rejon Siewierza).

Z kształtu krzywych można wnioskować, że analizowane dolomity reprezentują ten sam typ genetyczny. Zaznaczają się tu wyraźnie trzy (krzywe 2 i 3) i cztery (krzywe 4, 5, 6) efekty endotermiczne. Pierwszy efekt endotermiczny o punkcie szczytowym w przedziale temp. 620—640°C występuje na wszystkich omawianych krzywych. Drugi efekt endotermiczny zaznaczył się wyraźnie na krzywych 4, 5 i 6 w temp. 730—770°C. Efektowi temu może odpowiadać lekkie przegięcie krzywych 2 i 3 w temp. ok. 740°C.

Na uwagę zasługują dwa pierwsze efekty endotermiczne. Pierwszy z nich wskazuje na domieszki rodochrozytu. Według A. I. Cvetkova i in. (1964) krzywe TARR

rodochrozytu wykazują wyraźny efekt endotermiczny, dla którego temperatura początkowa waha się w granicach 450—600°C, a punkt szczytowy występuje w zakresie 600—700°C (najczęściej 609—635°C). Efekt endotermiczny przechodzi w efekt egzotermiczny, związany z utlenieniem się MnO do Mn₂O₄, którego szczyt może pojawić się w dużym zakresie temperatur 650—950°C (l.c.). Efekt ten zaznaczył się wyraźnie na omawianych krzywych (zwłaszcza na 4, 5 i 6) w temp. 670—710°C. A. I. Cvetkov stwierdza, że zasadniczy wpływ na zmianę temperatury endotermicznego efektu ma ilość jonów Ca²⁺, Mg²⁺ i Fe²⁺ podstawiających Mn²⁺ w strukturze rodochrozytu. Jony Ca²⁺ i Mg²⁺ wpływają na podwyższenie temperatury efektu endotermicznego, zaś jony Fe²⁺ powodują obniżenie tej temperatury. Można więc sądzić, że wykazane na omawianych krzywych nieznaczne wahania temperatury (w granicach 20°C) rodochrozytowej reakcji endotermicznej są związane ze zmianą składu chemicznego w myśl podanych wyżej zasad.

Przyczyny pojawienia się drugiego efektu endotermicznego w temp. 730—770°C są trudne do bliższego sprecyzowania bez analizy chemicznej badanych próbek. Efekt ten może wskazywać na diadochowe domieszki żelaza (Stoch 1959).

Jak wynika z przeprowadzonej analizy krzywych, słusznym wydaje się wniosek, że główną masę badanych węglanów stanowi mniej lub bardziej żelazisty dolomit, z którym współwystępują niewielkie ilości rodochrozytu wpływające na różowawe zabarwienie.

Na dolomicie II narasta niekiedy kalcyt I w postaci delikatnych szczoteczek (średnice kryształów ok. 1 mm), na ogół przezroczystych z lekkim żółtawym zabarwieniem.

Najczęściej jednak na dolomicie II narastają kruszce III i IV fazy mineralizacji z towarzyszącym im niekiedy barytem (pl. 12, fig. 3), lub kalcytem II.

Generacja III utworów niekruszcowych reprezentowana jest przez baryt oraz kalcyt II.

Baryt, posiadający tutaj nieznaczny udział, stwierdzony został w kilku otworach, gdzie w szczelinach narastał na dolomicie II i kruszczach III generacji (pl. 12, fig. 3) lub wypełniał drobne kawerny w zdolomityzowanym i okruszczowanym dolomicie (pl. 12, fig. 1). W towarzystwie barytu obserwowano niekiedy kryształki galenitu IV (pl. 12, fig. 2). Współwystępowanie galenitu z barytem jest także notowane wśród utworów mezozoicznych (pl. 12, fig. 4).

Kalcyt II jest powszechny i zajmuje zawsze ostatnią pozycję w sukcesji mineralnej. Kalcyt ten posiada barwę białą (mleczną), rzadziej jest bezbarwny. Tworzy on żyły (do kilkunastu centymetrów miąższości) oraz druzę w kawernach, o kryształach do kilku centymetrów średnicy. W mikroskopie często obserwuje się typowe formy zastępowania i wypierania kruszców (najczęściej sfalerytu III i galenitu IV) przez ten kalcyt (pl. 12, fig. 7). Innym razem kalcyt II stanowi lepsze brekcji złożonej z okruszków dolomitu i sfalerytu III (pl. 12, fig. 8).

Sukcesja mineralna

Rozważane kruszce Zn-Pb w utworach paleozoicznych NE części obszaru śląsko-krakowskiego utworzyły się w czterech fazach mineralizacji (fig. 3). Z uwagi na podobny charakter mineralogiczny, duże znaczenie przy ustalaniu kolejności tworzenia się poszczególnych generacji kruszcowych miały badania tekstur.

W początkowym okresie pierwszej fazy mineralizacji miała miejsce intensywne płonna dolomityzacja (niekiedy ankerytyzacja) wapieni należących do młodszego paleozoiku. Dolomityzacja tego typu stwierdzona została również w utworach paleozoicznych rejonu rowu krzeszowickiego (Ślósarz 1964a, Zakrzewski 1970), w rejonie olkuskim (Gałkiewicz, Harańczyk & Szostek 1960; Harańczyk, Szostek & Filipowicz 1968; Ślósarz 1969; Harańczyk 1970) oraz w Brudzowicach (Śliwiński 1964), co wskazuje na jej większy zasięg regionalny. Wykazuje ona także duże analogie z dolomitami kruszczośnymi występującymi w utworach triasu, które miejscami również posiadają charakter ankerytowy (Harańczyk & Szostek 1969).

Zmniejszenie się nasilenia dolomityzacji I_A idzie w parze z pojawieniem się I generacji kruszców Zn-Pb, reprezentowanej głównie przez sfaleryt. Obok tego sfalerytu wytrąciły się śladowe ilości galenitu i nieco większe siarczków żelaza, głównie markasytu (por. Gałkiewicz, Harańczyk & Szostek 1960; Śliwiński 1964; Harańczyk 1970).

Drobnokrystaliczna struktura kruszców generacji I , jak również w większości rozproszona ich forma występowania wskazują na duży udział procesów metasomatozy przy tworzeniu się tych kruszców, wytrąconych z roztworów rzeczywistych.

W końcowym etapie działalności roztworów pierwszej fazy mineralizacji nasiliły się ponownie procesy dolomityzacji, w wyniku czego powstały miejscami żyłowe utwory dolomitu I_B , zaznaczone najwyraźniej w otw. 37 (rejon olkuski).

Mineralizacja kruszcowa pierwszej fazy mineralizacji, wyróżniona wśród kruszców Zn-Pb występujących w obrębie utworów paleozoicznych, posiada wiele cech wspólnych z wyróżnioną przez C. Harańczyka (1962), wśród dolomitów kruszczośnych, I fazą mineralizacji kruszcowej. Zaznaczające się tu różnice w nasileniu występowania siarczków żelaza oraz galenitu mogą wynikać z częściowej zmiany chemizmu roztworów, przemieszczających się w kierunku wyższych partii węglanowego górotworu. Należy podkreślić, że zawartości Pb w wyróżnionym przez C. Harańczyka (1965) I-ZnS dochodzą do 4000 ppm, co może odpowiadać obserwowanym w towarzystwie sfalerytu I (w utworach paleozoicznych) śladowym wystąpieniom galenitu.

Druga faza mineralizacji kruszcowej rozwijała się głównie na drodze zastępowania skał węglanowych, przy czym szczeliny natury tektonicznej odgrywały zasadniczą rolę dla penetracji roztworów kruszczośnych. Należy podkreślić, że kruszce tej fazy stanowią mały udział w stosunku do innych generacji kruszców Zn-Pb występujących w utworach paleozoicznych. Rzadko obserwuje się tu wszystkie ogniwa sukcesji mineralnej, którą najczęściej reprezentują siarczki żelaza, rzadziej cynku i ołowiu. Badania próbek z otw. 37, gdzie obserwowano pełną sukcesję kruszców II

generacji, wskazują, że kolejność ich powstawania była następująca: galenit — sfaleryt — piryt — markasyt.

Cechą charakterystyczną kruszców II generacji jest stosunkowo częste ich wykształcenie metakoloidalne, prowadzące miejscami do utworzenia się blendy skorupowej oraz skorupowych siarczków żelaza, wśród których pojawia się melnikowit-piryt.

Cechy mineralogiczne i geochemiczne (m.in. duże zawartości As i Tl) wskazują, że kruszce omawianej generacji odpowiadają wyróżnionej przez C. Harańczyka (1962) II generacji kruszców występujących wśród utworów mezozoicznych, gdzie znacznie zwiększa się ich koncentracja, aż do skały przemysłowej. C. Harańczyk podaje, że kruszce te charakteryzują się słabym rozsegregowaniem faz mineralnych. Można więc przypuszczać, że zaznaczająca się wyraźnie wśród kruszców II generacji występujących w utworach paleozoicznych (otw. 37), a niekiedy triasowych i jurajskich (otw. 34), najwcześniejsza pozycja sukcesyjna galenitu uległa miejscami zatarciu w związku z nasileniem cech koloidalnych roztworów kruszconośnych.

Trzecia faza mineralizacji zapoczątkowana została dolomityzacją prowadzącą do utworzenia się żyłowego dolomitu II. W towarzystwie jego wytraściły się drobne ilości rodochrozytu, kalcytu oraz kwarcu. Nie wyklucza się nieznacznej metasomatycznej działalności tej dolomityzacji, o czym m.in. może świadczyć zastępowanie dolomitu I przez dolomit II (np. otw. 1). Należy podkreślić, że dolomit II spotykany był przede wszystkim wśród kruszców Zn-Pb z utworów paleozoicznych.

Podobny wniosek dotyczy następującej po dolomityzacji II mineralizacji kadmonośnym sfalerytem III, który wśród utworów paleozoicznych niejednokrotnie występuje w ilościach przemysłowych. Wyraźnie krystaliczna (często grubokrystaliczna) struktura tego sfalerytu o pasowej budowie kryształów świadczy, że wytracał się on z roztworów rzeczywistych. Można przypuszczać, że roztwory te przechodząc w wyższe (mezozoiczne) partie górotworu zmieniały swój charakter w kierunku roztworów koloidalnych, co znalazło wyraz w tworzeniu się tutaj promienistej odmiany sfalerytu.

Omawianemu sfalerytowi III może odpowiadać wyróżnione przez C. Harańczyka (1962) ostatnie ogniwo II-ZnS, wykształcone w postaci promienistej, charakteryzujące się dużą zawartością Cd.

Wyróżnione w utworach paleozoicznych, wśród kruszców III generacji, inne siarczki (galenit, chalkopiryt, markasyt, piryt) występują lokalnie, a niejednokrotnie śladowo. Stosunkowo najczęściej spotykany jest piryt w postaci krystalicznych agregatów przerastających się niekiedy z markasytem.

Trzecią fazę mineralizacji kończy prawdopodobnie barytyzacja. Jednak, z uwagi na nieznaczny udział barytu wśród kruszców Zn-Pb wy-

stępujących w utworach paleozoicznych, ściśle ustalenie jego pozycji sukcesyjnej następcza trudności. Niekiedy z barytem tym stowarzyszone były drobne kryształki galenitu IV.

Stosunkowo większe koncentracje barytu, w towarzystwie kruszców Zn-Pb, znane są z utworów mezozoicznych, gdzie baryt współwystępuje z galenitem (Harańczyk & Szostek 1970). Z badań autorki wynika, że galenit, w towarzystwie którego w mezozoiku pojawia się niekiedy baryt, odpowiada galenitowi IV, związanemu z czwartą fazą mineralizacji kruszcowej. Można więc sądzić, że rozpoczęty pod koniec trzeciej fazy proces barytyzacji kontynuował się w czwartej fazie kruszcowej. Z fazą tą związana jest główna mineralizacja galenitowa o znaczeniu przemysłowym, zarówno w utworach paleozoicznych jak i mezozoicznych. Wyróżniony wśród kruszców Zn-Pb z utworów paleozoicznych galenit IV wykazuje wiele analogii mineralogicznych i geochemicznych (m.in. podwyższone koncentracje Ag) z wyróżnionym przez C. Harańczyka (1962) II-PbS.

Czwarta faza mineralizacji zakończona została intensywną płonną kalcytyzacją, kończącą działalność cynkowo-ołowiowych roztworów kruszconośnych w obszarze śląsko-krakowskim.

Skład mineralny (m.in. duży udział markasytu, sfaleryt z małą zawartością Fe) oraz wykształcenie teksturalne kruszców Zn-Pb wskazują na niskie temperatury oraz kwaśny i obojętny charakter roztworów, z których strącały się te kruszce (Michalek 1962; por. także Kabanova 1968).

Wiek i geneza utworów kruszczowych

Z przeprowadzonych badań nad mineralizacją cynkowo-ołowiową występującą w utworach paleozoicznych nasuwa się ogólny wniosek o jej pokrewieństwie z kruszczami Zn-Pb z utworów mezozoicznych. Występujące w utworach paleozoicznych kruszce Zn-Pb uważać zatem należy za należące do partii korzeniowych śląsko-krakowskich złóż cynku i ołowiu. Świadczyć o tym mogą następujące fakty: analogiczny skład mineralny, cechy strukturalno-teksturalne i geochemiczne oraz sukcesja mineralna. Również rozmieszczenie kruszców Zn-Pb w utworach paleozoicznych pokrywa się — w skali regionalnej — z położeniem złóż cynkowo-ołowiowych w strukturach mezozoicznych (fig. 6). Dlatego też wiek i genezę badanych kruszców Zn-Pb można rozpatrywać jedynie w powiązaniu z wiekiem i genezą śląsko-krakowskich złóż cynku i ołowiu.

Rozważania nad genezą śląsko-krakowskich złóż cynku i ołowiu prowadzone są od szeregu lat i do dnia dzisiejszego istnieją poważne rozbieżności w poglądach, dzielące badaczy na zwolenników hydrotermalnego lub osadowego pochodzenia tych złóż.

Badania przeprowadzone przez autorkę pozwalają na przychylenie się do poglądu o genezie hydrotermalnej. Pogląd ten posiada wielu zwolenników, a wśród geologów polskich dowody na hydrotermalne pochodzenie złóż śląsko-krakowskich przedstawili: C. Kuźniar, J. Zwierzycki,

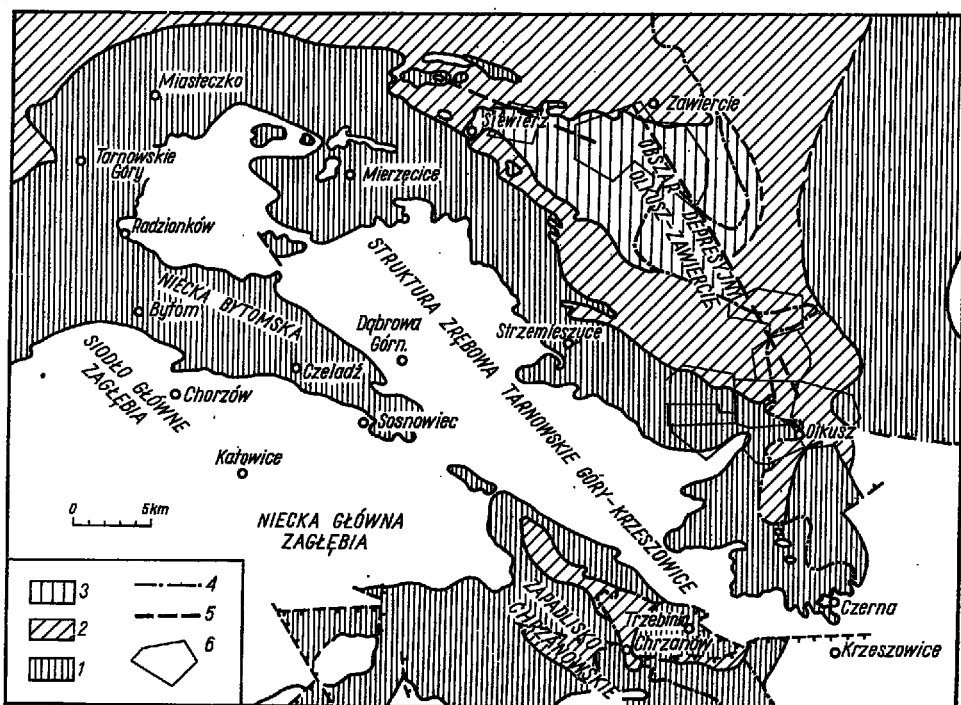


Fig. 6

Rozmieszczenie kruszców cynku i ołowiu w NE części obszaru śląsko-krakowskiego (geologia wg Assmanna, 1944, z uzupełnieniami Piekarskiego, 1966)

1 trias dolny i środkowy, 2 kajper, 3 jura dolna, 4 granica zasięgu jury środkowej i górnej, 5 linie wyznaczające kierunki rozmieszczenia ciał kruszczowych (Zn-Pb) w utworach paleozoicznych, 6 rejonny występowania kruszców Zn-Pb w utworach mezozoicznych (zestawiono w oparciu o materiały dokumentacyjne)

Distribution of Zn-Pb ores in the NE part of the Silesian-Cracow area (geology after Assmann, 1944, and Piekarski 1966)

1 Lower and Middle Triassic, 2 Keuper, 3 Lower Jurassic, 4 extent of Middle and Upper Jurassic deposits, 5 lines delineating course of ore (Zn-Pb) bodies in Paleozoic rocks, 6 areas of Zn-Pb ores occurring in Mesozoic rocks (compiled on the archival data)

S. Jaskólski, R. Krajewski, C. Harańczyk, L. Szostek, T. Gałkiewicz, S. Śliwiński, K. Bogacz oraz S. Dzułyński.

Biorąc pod uwagę prace innych autorów, jak również badania własne, główne tezy dotyczące wieku i genezy śląsko-krakowskich złóż cynku i ołowiu można przedstawić następująco.

1. Złoża cynku i ołowiu w obszarze śląsko-krakowskim utworzyły się w związku z działalnością czterech faz mineralizacji kruszcowej. W fazie pierwszej — mającej miejsce w okresie przedjurajskim (prawdopodobnie w związku z działalnością ruchów starokimeryjskich) — doszło do intensywnej dolomityzacji i miejscami ankerytyzacji węglanowych skał paleozoicznych i mezozoicznych, oraz rozproszonej mineralizacji kruszcowej, głównie sfalerytowej. Świadczyć o tym może fakt, że otwory, w których stwierdzone zostały w paleozoiku utwory kruszcowe i niekruszcowe pierwszej fazy mineralizacji, wyznaczają kierunek NW-SE (otw. 1 — Brudzowice—Siewierz—Chechło—Klucze — otw. 37; fig. 1). Jest to kierunek rozciągłości struktur starokimeryjskich (Piekarski 1966, Śliwiński 1969). Ponadto w zdecydowanej większości rozwój utworów kruszczowych pierwszej fazy mineralizacji jest niezależny od tektoniki dysjunktywnej, która z reguły, jak wykazują obserwacje rdzeni wiertniczych, jest późniejsza. Dający się ogólnie zauważyć brak tekstur żyłowych, brekcyjnych czy naskorupieniowych wśród kruszców pierwszej fazy mineralizacji wskazuje, że górotwór, w który wtargnęły roztwory kruszczonośne był słabo spękany. Dlatego też drogami krążenia dla tych roztworów były przede wszystkim drobne szczeliny, nieciągłości warstw oraz pory skalne (szczególnie przestrzenie międzyziarnowe dolomitu I_A), które wskutek ługującego charakteru krążących roztworów powiększały się.

Druga, trzecia i czwarta faza mineralizacji kruszcowej — główne fazy złożowe — miały miejsce w okresie pojurajskim, na co wskazuje m.in. występowanie tych samych zespołów mineralnych II fazy mineralizacji wśród utworów paleozoicznych i mezozoicznych, w tym również jurajskich (otw. 34). Dowodem mogą być także znane z wapieni oksfordu koło Klucza siarczki żelaza i limonit (Kuźniar 1925) wykazujące związek genetyczny ze śląsko-krakowskimi złożami cynkowo-ołowiowymi (Gałkiewicz, Harańczyk & Szostek 1960; Harańczyk 1963).

Określenie odstępów czasowych pomiędzy drugą, trzecią i czwartą fazą mineralizacji jest trudne w świetle przeprowadzonych do tej pory badań i wymaga szczegółowej analizy geologicznej w ujęciu regionalnym. Interesujący wydaje się fakt stwierdzenia w kopalni Bolesław koło Olkusza skupień substancji węglowej wypełniającej pustki pośród bloków okruszcowanej (typ Zn-Pb) brekcji dolomitów kruszczonośnych (Krajewski, An Nguyen Khac & Kwiecińska 1971). Autorzy ci stwierdzili, że substancja węglowa jest młodsza od kruszców, oraz że została zdeponowana na wtórnym złożu prawdopodobnie w helwecie. Wiek ten określałby tym samym górną granicę wieku tworzenia się złóż cynku i ołowiu. Na znaczną rozciągłość czasową oraz wieloetapowość procesów hydrotermalnych w obszarze śląsko-krakowskim zwrócił po raz pierwszy uwagę R. Krajewski (1957).

2. Dużą rolę w tworzeniu się złóż śląsko-krakowskich drugiej, trze-

kiej i czwartej fazy mineralizacji odegrał styl budowy geologicznej górotworu, w który wtargnęły roztwory kruszczośne. W górotworze paleozoicznym głównymi drogami dla tych roztworów były szczeliny spękań, gdzie w zmieniających się warunkach fizyko-chemicznych wytrącały się poszczególne zespoły kruszcowe. Szczególne znaczenie dla rozprzestrzenienia się roztworów kruszczośnych miały strefy z bogatą tektoniką dysjunktywną, a zwłaszcza strefy krzyżujących się uskoków (fig. 1). Partie silniej zdyslokowanego węglanowego górotworu paleozoicznego, z występującymi tu często strefami zbrekcjowania (brekcje szczelinowe) były z pewnością najbardziej drożne dla wstępujących roztworów kruszczośnych.

Styl budowy geologicznej mezozoicznego piętra strukturalnego różni się zasadniczo od stylu budowy geologicznej piętra paleozoicznego. Utwory mezozoiczne leżą najczęściej płasko, lub pod niewielkimi kątami na sfałdowanym górotworze paleozoicznym (Śliwiński 1969). Z zestawienia rejonów występowania kruszców Zn-Pb w północno-wschodniej części obszaru śląsko-krakowskiego wynika, że kruszce te generalnie zlokalizowane są w obrębie synklinalnej struktury starokimeryjskiej Olkusz — Zawiercie (fig. 6). Również w położeniu złóż cynku i ołowiu na odcinku Bytom — Chrzanów można dopatrzeć się ich powiązania ze starokimeryjskimi strukturami synklinalnymi przylegającymi do wyniesienia tarnowicko-dąbrowsko-dębnickiego. Wskazuje to, że struktury starokimeryjskie istniały przed wtargnięciem roztworów kruszczośnych (II, III i IV fazy), a następnie stały się dla nich pułapkami. Na rozwój ciał kruszcowych w utworach triasowych w powiązaniu z łagodnymi strukturami synklinalnymi wskazuje wiele faktów takich jak: występowanie pokładowo-soczewowych ciał kruszcowych w towarzystwie ilów rezydualnych świadczących o poziomym przepływie roztworów kruszczośnych (Krajewski 1957, Górecka 1970a); występowanie kruszców Zn-Pb w obrębie utworów krasowych, których powstanie wiąże się z działalnością roztworów hydrotermalnych (Bogacz, Dżułyński & Harańczyk 1970); duże koncentracje kruszców Zn-Pb, często nawarstwiających się (np. w niecce bytomskiej), co wskazuje na słaby przepływ roztworów kruszczośnych z okresami stagnacji.

Z pewnością dużą rolę w rozprzestrzenianiu się, zwłaszcza pionowym, roztworów hydrotermalnych drugiej, trzeciej i czwartej fazy mineralizacji odegrały dyslokacje o założeniach waryscyjskich, szczególnie te, które były głębiej zakorzenione i kilkakrotnie odmładzane w cyklu alpejskim. W towarzystwie tych dyslokacji obserwuje się największy pionowy zasięg okruszcowania, od utworów dewońskich po jurajskie włącznie. Zjawisko to wyraźnie zostało zaznaczone w rejonie Klucz (Gałkiewicz, Harańczyk & Szostek 1960; Harańczyk, Szostek & Filipowicz 1968); można przypuszczać, że występująca w paleozoiku równoleżnikowa stre-

fa dyslokacyjna, obcinająca od południa antyklinę Klucz (por. fig. 1) odegrała tutaj znaczną rolę w tworzeniu się złóż kruszczowych. Podobnie silnie rozwinięta tektonika dysjunktywna w utworach paleozoicznych rejonu Zawiercia miała prawdopodobnie także duży wpływ na tworzenie się ciał złóżowych. Tak więc, zgodnie z koncepcją hydrotermalnego pochodzenia złóż śląsko-krakowskich, dyslokacje spełniały rolę szczelin wiodących dla roztworów kruszczonośnych. Prawdopodobnie w momencie, gdy wędrujące roztwory napotykały poziom skał porowatych i szczelinowatych — wchodzących w skład starokimeryjskich struktur synklinalnych — dalsza ich wędrówka ograniczała się głównie do tego poziomu, którym najczęściej były dolomity kruszczonośne.

3. Z rozmieszczenia poszczególnych generacji kruszców Zn-Pb, a zwłaszcza z najintensywniejszego rozwoju czwartej generacji (galenitowo-barytowo-kalcytowej) na linii Siewierz — Tarnowskie Góry można wnosić, że roztwory hydrotermalne drugiej, trzeciej i czwartej fazy mineralizacji przesunęły się z południa (południowego zachodu) ku północy. Potwierdza to koncepcję niektórych zwolenników teorii hydrotermalnej o powiązaniu procesu tworzenia się złóż śląsko-krakowskich z rozwojem geotektonicznym Karpat. Dowodem tego mogą być również notowane miejscami w karbonie produktywnym Zagłębia Węglowego przejawy żyłowej mineralizacji typu Zn-Pb (Kossmann 1883, Krusch 1929, Zwierzki 1950, Nieć & Łabuś 1966, Pałys 1967).

4. Przyjmując hydrotermalną (ortohydrotermalną) genezę śląsko-krakowskich złóż cynku i ołowiu powstaje problem macierzystego ogniska magmowego. Ostatnio C. Harańczyk i T. Gałkiewicz (1970) wysunęły hipotezę o związku śląsko-krakowskich złóż cynku i ołowiu z głębokimi ogniskami magmy zasadowo-alkalicznej. Koncepcja pochodzenia roztworów hydrotermalnych niosących Zn i Pb od magm zasadowych posiada dziś wielu zwolenników (Šipulin 1971).

UWAGI KOŃCOWE

Ocena przemysłowa polimetalicznej mineralizacji kruszczowej cyklu waryscyjskiego nie jest w chwili obecnej możliwa. Zainteresowanie przemysłu może budzić rejon Mrzygłodu, gdzie koncentracje Cu wynoszą lokalnie ok. 3^oo.

Przemysłowe koncentracje metali w utworach paleozoicznych północno-wschodniej części obszaru śląsko-krakowskiego wiążą się z kruszczami Zn-Pb, a zawartości ich dochodzą tu miejscami do ok. 25^oo Zn i 23^oo Pb (wg dokumentacji). Z zagęszczenia otworów, w których stwierdzone zostały kruszce Zn-Pb, rysuje się pogląd o ich skupianiu się w stre-

fach silnie zdyslokowanych węglanowych utworów paleozoicznych, szczególnie w strefach krzyżujących się uskokiów (fig. 1).

Można przypuszczać, że forma cynkowo-ołowiowych ciał kruszcowych, występujących w utworach paleozoicznych, jest bardzo nieregularna. Dokładne granice zasięgu tych ciał, z uwagi na częste występowanie kruszców impregnacyjnych, mogą być wyznaczone jedynie przy pomocy analizy chemicznej określającej minimalne brzeżne zawartości metalu, zgodnie z przyjętymi kryteriami bilansowości. W dużym uogólnieniu formę tę można sprowadzić do nieregularnych, mniej lub bardziej pionowo wydłużonych gniazd, w skład których wchodzi kruszce o różnym wykształceniu strukturalno-teksturalnym oraz różnym stosunku Zn/Pb. Badania wskazują, że ciała kruszcowe występujące w części północnej omawianego obszaru (Siewierz i Głazówka) koncentrują duże ilości Pb zawartego w galenicie oraz stosunkowo największą ilość Ag związanego z tym galenitem (IV generacja). Natomiast ciała kruszcowe występujące na linii Zawiercie — Chechło — Klucze są bogate w Zn oraz Cd, związane głównie ze sfalerytem III. Udział Pb wśród tych ciał jest znacznie mniejszy.

Zarysowujący się obraz rozmieszczenia ciał kruszcowych (zwłaszcza na odcinku między Kluczami a Siewierzem) w węglanowych utworach paleozoicznych północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (fig. 1) stwarza podstawy do uznania za bardziej perspektywiczny obszar położony po wewnętrznej stronie obrzeżenia. Przyjmując hydrotermalne pochodzenie śląsko-krakowskich złóż cynku i ołowiu, utworzonych w cyklu alpejskim, można przypuszczać, że roztwory kruszconośne wydostawały się spod strefy karbonu produktywnego obszaru Zagłębia Węglowego i infiltrowały w otaczający, spękany węglanowy górotwór paleozoiczny, a następnie mezozoiczny. Konsekwencją tego była z pewnością zmiana warunków fizyko-chemicznych roztworów kruszconośnych (np. spadek ciśnienia) w momencie, gdy znalazły się one w obrębie spękanego węglanowego górotworu. Prowadziło to do wytrącania się kruszców w miejscach niezbyt odległych od naturalnych barier ilastych osadów karbonu. Miejscami tylko roztwory kruszconośne wędrowały wzdłuż stref dyslokacyjnych na nieco większe odległości.

*Institut Geologii Podstawowej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warszawa, w grudniu 1971 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- ARNOLD R. G. 1969. Pyrrhotite phase relations below $304 \pm 6^\circ\text{C}$ at < 1 atm total pressure. — *Econ. Geol.*, vol. 64, no. 4, Lancaster.
- BOGACZ K., DZUŁYŃSKI S. & HARAŃCZYK C. 1970. Ore filled hydrothermal karst features in the Triassic rocks of the Cracow-Silesian region. — *Acta Geol. Pol.*, vol. 20, no. 2, Warszawa.
- BORCHERT H. 1934. Ueber Entmischungen im System Cu-Fe-S und ihre Bedeutung als „geologische Thermometer“. — *Chemie der Erde*, Bd. 9, Jena.
- BUERGER N. W. 1934. The unmixing of chalcopirrite from sphalerite. — *Amer. Miner.*, vol. 19, Wiscousin.
- BUKOWY S. 1964a. Nowe poglądy na budowę północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (New views on the structure of the north-eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin). — *Biul. Inst. Geol.* 1184, Warszawa.
- 1964b. Uwagi o budowie geologicznej paleozoiku wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Notes on the geological structure of the Paleozoic of the eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin). — *Ibidem*.
- & CEBULA K. S. 1964. Nowe dane o magmatyzmie antyklinorium śląsko-krakowskiego (New data concerning magmatism of Silesian-Cracovian anticlinorium). — *Ibidem*.
- & ŚLÓSZARZ J. 1968. Wyniki wiercenia Bębło (The results of Bębło bore-hole). — *Ibidem*, 212.
- CVIETKOV A. I., VALJAŠICHINA E. P. & PILOJAN G. O. 1964. Diferencjalnyj termičeskiy analiz karbonatnykh mineralov. Izd. Nauka, Moskva.
- EKIERT F. 1957. Warunki geologiczne występowania skał magmowych w Mirzysłodzie w okolicy Zawiercia (Geological conditions of the occurrence of magmatic rocks in Mirzysłód near Zawiercie Śląskie — Lower Silesia). — *Kwartalnik Geol.*, t. 1, nr 1, Warszawa.
- 1968. Mineralizacja kruszcowa występująca w obrębie egzo- i endokontaktów spilitów i keratofirów północno-wschodniego obrzeżenia Śląsko-Krakowskiego Zagłębia Węglowego. *Arch. Inst. Geol.* Warszawa.
- 1971. Budowa geologiczna podpermjskiego podłoża północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Geological structure of the sub-Permian basement of the north-eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin). — *Prace Inst. Geol.*, t. 66, Warszawa.
- GALKIEWICZ T., HARAŃCZYK C. & SZOSTEK L. 1960. Pojurajskie okruszcowanie utworów w zasięgu dewon-jura rejonu Olkusz-Kluź. — *Rudy i Met. Nieżel.*, nr 4, Katowice.
- GÓRZECKA E. 1970a. Formy występowania i rozmieszczenie kruszców w dolomitach kruszonośnych miedzi bytomskiej (Occurrence forms and distribution of zinc-lead-iron ores in the ore-bearing dolomites of the Bytom syncline — Upper Silesia). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 20, no. 1, Warszawa.
- 1970b. Przejawy mineralizacji kruszcowej w utworach paleozoicznych z Będkowiec koło Krzeszowic (Ore mineralization in Paleozoic rocks at Będkowiec — Cracow Upland). — *Ibidem*, vol. 20, no. 2.
- 1971. Mineralizacja kruszcowa w utworach paleozoicznych północno-wschodniej części obszaru śląsko-krakowskiego. Biblioteka Główna Uniw. Warsz. Warszawa.
- HARAŃCZYK C. 1962. Mineralogia kruszców śląsko-krakowskich złóż cynku i ołowiu (Ore minerals of Silesia-Cracow zinc and lead deposits). — *Prace Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Oddział w Krakowie*, nr 8, Warszawa.

- 1963. Vertical ore zoning in the zone of faulting, observed in Klucze near Olkusz. — Symp. Probl. Postmagm. Ore Depos., vol. 1. Prague.
 - 1965. Geochemia kruszców śląsko-krakowskich złóż rud cynku i ołowiu (Geochemistry of the ore minerals from Silesia-Cracow zinc and lead deposits). — Prace Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Oddział w Krakowie, nr 30. Warszawa.
 - 1967. Minerale arsenowe lubińskiego złoża miedzi. — Rudy i Met. Nieżel., nr 6. Katowice.
 - 1970. Ore-bearing dolomite of the root-zone of Silesian-Cracovian Pb-Zn Ore-deposits. — Intern. Union Geol. Sci. A. No. 2. Stuttgart.
 - & GAŁKLEWICZ T. 1970. Consanguinity of the European zinc-lead ore deposits of Silesian-Cracovian type and their relation to alkaline-basic volcanites. — *Ibidem*.
 - & SZOSTEK L. 1969. Uwagi o niektórych poglądach na budowę złoża rud cynku i ołowiu kopalni „Trzebieńka” i genezę dolomitów kruszczośnych. — Rudy i Met. Nieżel., nr 4. Katowice.
 - & — 1970. Przejawy mineralizacji barytowej w obszarze śląsko-krakowskim (Showings of barite mineralization in the Silesia-Cracow region). — Prace Inst. Geol., t. 59. Warszawa.
 - , — & FILIPOWICZ W. 1968. Pojurajskie okruszcowanie Zn-Pb w rowie kompresyjnym Klucze — Jaroszowiec. — Rudy i Met. Nieżel., nr 7. Katowice.
- HOLLAND H. D. 1956. The chemical composition of vein minerals and the nature of ore forming fluids. — Econ. Geol., vol. 51, no. 8. Lancaster.
- JUSKOWIAK O. 1967. Petrografia skał magmowych paleozoiku Polski. Opracowanie materiałów z wiercenia Mrzygłód P-1. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- 1968. Petrografia skał magmowych paleozoiku Polski. Petrografia kwaśnych skał magmowych z wierceń P-8, TN-217, TN-255, TN-261, TN-285, TN-288, TN-290, TN-305, Za-25, CW-61, CW-62. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
 - & RYKA W. 1963. Opracowanie skał magmowych z wierceń okolicy Mrzygłodu (wiercenia: Mrzygłód 2, 6, 7, 8, 9, 10; Chrzastowice RCh-6). Arch. Inst. Geol. Warszawa.
 - & — 1964. Przeobrażenie skał magmowych z północno-wschodniego obrzeżenia Zagłębia Górnośląskiego. Spraw. z pos. nauk. IG. — Kwartalnik Geol., t. 8, nr 2. Warszawa.
- KABANOVA E. S. 1968. Elementy — primesi v sfalerite. — Itogi Nauki, Geoch. Miner. Petr. Moskva.
- KICUŁA J. & WUESER T. 1970. Osady prekambriu i lamprofiry w otworze wiertniczym Opatkowice 11 (Precambrian sediments and lamprophyre in the borehole Opatkowice 11). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 40, z. 1. Kraków.
- KLIMEK S. 1956. Występowanie dolomitów w wapieniu węglowym na północno-wschodnim skrzydle antykliny Dębniaka (The occurrence of dolomites in Coal Limestone in the north-eastern limb of Dębniak anticline, Cracow area). — *Ibidem*, t. 25, z. 2.
- KORŻINSKIJ D. S. 1955. Očerok metasomatičeskich processov. — Osnovn. probl. v učenii o magm. rudnych mest., Izd. Akad. Nauk SSSR. Moskva.
- 1969. Teorija metasomatičeskoj zonalnosti rudnenenija. — Probl. geol. miner. mest. petrol. i miner., t. 1. Izd. Nauka. Moskva.
- KOSSMANN P. 1883. Auftreten von Erzgängen und Gangmineralien in den oberschlesischen Steinkohlenflösten. — Jber. Schles. Ges. vaterl. Cultur. Wrocław.
- KOTLAR V. N. 1968. Nekotorye itogi izučeniija rudnostnosti vulkanogennyh formacij. — Geol. rudnych mest., nr 2. Izd. Nauka. Moskva.

- KRAJEWSKI R. 1957. Uwagi na temat genezy górno-śląskich złóż cynkowo-olowiowych (Remarks about the origin of the Lower Silesian zinc and lead deposits). — *Przegląd Geol.*, nr 7. Warszawa.
- , AN NGUYEN KHAC & KWIECIŃSKA B. 1971. O skupieniach substancji węglowej w dolomitach kruszonośnych Bolesławia. — *Rudy i Met. Nieżel.*, nr 6. Katowice.
- KRUSCH P. 1929. Über kolloidale Vorgänge bei der Entstehung der oberschlesischen Zink-Bleilagerstätten. — *Z. Oberschles. Berg. u. Hüttenm. Ver.*, Bd. 68. Katowice.
- KULLERUD G. 1964. Review and evaluation of recent research on geologically significant sulfide-type systems. — *Fortschr. Miner. Kristallogr. Petrogr.*, Bd. 41, No. 2. Stuttgart.
- KUŹNIAK C. 1925. Złoże pirytu w okolicy Kluczów pod Olkuszem (Les gisements de pyrite dans les environs de Klucze près d'Olkusz). — *Spraw. PIG (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 3, z. 1/2. Warszawa.
- 1930. Złoże limonitu i markazytu w Czernej (Sur les gisements de limonite et de marcasite à Czerna). — *Pos. Nauk. PIG (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, nr 28. Warszawa.
- 1932. Złoże rud ołowiu w okolicy Siewierza (Bleierzlagerstätten der Umgegend von Siewierz). — *Spraw. PIG (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 7, z. 1. Warszawa.
- LIPIARSKI I. & ZAKRZEWSKI M. 1969. Okruszczowanie dolnopermskich utworów między Trzebinią a Krzeszowicami. — *Spraw. Pos. Komis. Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, styczeń—czerwiec. Kraków.
- LOVERING T. S. 1961. Sulfide ores formed from sulfide-deficient solutions. — *Fiz.-chim. probl. form. gornych porod i rud*, t. 1, Izd. Akad. Nauk SSSR. Moskwa.
- LOWELL J. D. & GUILBERT J. M. 1970. Lateral and vertical alteration — mineralization zoning in porphyry ore deposits. — *Econ. Geol.*, vol. 65, no. 4. Lancaster.
- MALKOWSKI S. & KARASIŃSKI M. 1928. Skład chemiczny i charakterystyka petrograficzna lamprofitów Gór Świętokrzyskich i okolic Polskiego Zagłębia Węglowego (La composition chimique et le caractère pétrographique des lamprophyres du Massif de S-te Croix et des environs du Bassin Houiller Polonais). — *Pos. Nauk. PIG (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, nr 19/20. Warszawa.
- MEYER C. & HEMLEY J. J. 1967. In: Barnes H. L., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. London.
- McKINSTRY H. E. & KENNEDY G. C. 1957. Some suggestions concerning the sequence of certain ore minerals. — *Econ. Geol.*, vol. 52, no. 4. Lancaster.
- MICHAŁEK Z. 1962. Studium geochemiczne starczkowych minerałów żelaza (Geochemical investigation on iron sulphide minerals). — *Prace Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Oddział w Krakowie*, nr 6. Warszawa.
- NIEĆ M. & LABUŚ J. 1966. Występowanie barytu w kopalni węgla kamiennego Sobieski koło Jaworzna (Barite occurrence in the Sobieski Coal Mine near Jaworzno). — *Przegląd Geol.*, nr 7. Warszawa.
- PALYS J. 1967. Uwagi o genezie triasowych złóż cynkowo-olowiowych na Górnym Śląsku (Remarks on genesis of Triassic zinc-lead ore deposits in the Upper Silesia region). — *Ibidem*, nr 12.
- PESZAT C. 1959. Materiały do poznania procesu dolomitacji wapienia węglowego antykliny Dębniaka (Materials for the study of dolomitization in Carboniferous limestones of the Dębniak anticline). — *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, z. 3. Kraków.

- PIEKARSKI K. 1966. Zależność występowania triasowych rud cynku i ołowiu od starokimeryjskiej budowy tektonicznej regionu śląsko-krakowskiego. *Bibl. Główna AIGH, Kraków.*
- 1971. Przejawy mineralizacji w utworach syluru wiercenia Lubliniec. — *Rudy i Met. Nieżel.*, nr 4, Katowice.
- POLANSKI A. & SIMULIKOWSKI K. 1969. *Geochemia*. Wydawn. Geol. Warszawa.
- RAMDOHR P. 1960. *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*. Akademie-Verlag, Berlin.
- RUBINOWSKI Z. 1971. Rudy metali nieżelaznych w Górach Świętokrzyskich i ich pozycja metalogeniczna (The non-ferrous metals ores of the Świętokrzyskie Mountains and their metallogenic position). — *Biul. Inst. Geol.* 247, Warszawa.
- RYKA W. 1966. Comagmatic phenomena of the Paleozoic diabase — lamprophyre association of Central and Southern Poland. *Paleovolcanites of the Bohemian Massif*. Praha.
- 1969. Petrografia skał magmowych paleozoiku Polski. Opracowanie skał metamorficznych, diabazów, lamprofirów z wierceń P-8, TN-269, TN-276. *Arch. Inst. Geol. Warszawa.*
- & SYLWESTRZAK H. 1960. O porfiryście z Huty Starej koło Siewierza (On porphyrite from Huta Stara near Siewierz — Upper Silesian Coal Basin). — *Kwartalnik Geol.*, t. 4, nr 1, Warszawa.
- SCHNEIDERHÖHN H. 1962. *Złóża rud („Erzlagertätten“*, Gust. Fischer Verl., Jena 1955). Wydawn. Geol. Warszawa.
- SMIRNOV V. I. 1969. *Geologija poleznych iskopaemych*. Izd. Nedra, Moskwa.
- STOCH L. 1959. Niektóre zagadnienia analizy termicznej różnicowej minerałów (Some problems concerning the thermal differential analysis of minerals). — *Arch. Miner.*, t. 21, z. 2, Warszawa.
- SIPULIN F. K. 1971. O kinetyce procesów krystalizacji magmy i rudoznostni intruzji. — *Geol. rudnych mest.*, nr 1. Izd. Nauka, Moskwa.
- SLIWINSKI S. 1964. Przejawy mineralizacji kruszcowej w utworach dewońskich i triasowych obszaru siewierskiego (Mineralization of Devonian and Triassic rocks in the area of Siewierz). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 34, z. 1/2, Kraków.
- 1969. Rozwój dolomitów kruszczonośnych w obszarze krakowsko-śląskim (The development of ore-bearing dolomites in the Cracow-Silesian area). — *Prace Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Oddział w Krakowie*, nr 57, Warszawa.
- SŁOSARZ J. 1964a. Przejawy mineralizacji kruszcowej utworów paleozoicznych w wierceniach „Karniowice” (Mineralization evidences of the Paleozoic deposits in the bore-holes at Karniowice). — *Przegląd Geol.*, nr 7/8, Warszawa.
- 1964b. Przejawy mineralizacji w otworach wiertniczych Bębło i Jerzmanowice. *Spraw. z pos. nauk. IG.* — *Kwartalnik Geol.*, t. 8, nr 4, Warszawa.
- 1969. Uwagi o śladach mineralizacji w utworach dewonu w Przegini na SE od Olikusza (Remarks on mineralization traces in Devonian formations at Przeginia, SE of Olikusz). — *Ibidem*, t. 13, nr 1.
- WIESER T. 1957. Charakterystyka petrograficzna albitofirów, porfirów i diabazów z Mrzygłodu w okolicy Zawiercia. *Komunikat wstępny (Petrographic characteristic of albitophyres, porphyres and diabases from Mrzygłód near Zawiercie)*. — *Ibidem*, t. 1, nr 1.
- VOLYNSKIJ I. S. 1949. *Opredelenie rudnych mineralov pod mikroskopom*. — *Gosud. Izd. Geol. Lit.*, t. 3, Moskwa.

- ZAKRZEWSKI M. 1970. Mineralizacja kruszcowa w okolicach Czernej k. Krzeszowice (Ore mineralization in the vicinity of Czerna, near Krzeszowice). — *Kwartalnik Geol.*, t. 14, nr 4. Warszawa.
- ZWIERYZYCKI J. 1950. Lead and zinc Ores in Poland. — *Intern. Geol. Congr.*, XVIII Sess. Great Britain 1948. Part 7. London.

SUMMARY

ABSTRACT: The paper deals with the genesis, mineralogical differentiation and occurrence of ore minerals in Paleozoic rocks of the NE part of the Silesian-Cracow area. Ore mineralization in these deposits belongs to the Hercynian and Alpine metallogenic epochs. Mineralization related to the Hercynian cycle is of polymetallic character and represents subvolcanic type, co-magmatic with acid magmatism of the Asturian phase. Ore mineralization of the Alpine cycle is represented by zinc and lead ores; it is of hydrothermal origin and forms the root parts of Silesian-Cracow Zn-Pb ores, occurring in Mesozoic, predominantly Triassic rocks.

INTRODUCTION

Ore mineralization in the Paleozoic rocks of the NE parts of the Silesian-Cracow area originated as a result of different geological processes, active during the Hercynian and Alpine orogenic cycles.

MINERALIZATION OF THE HERCYNIAN CYCLE

Ore mineralization of the Hercynian cycle is related to the development of acid Asturian magmatism, represented by dikes of diorites with transitions to microgranodiorites. Igneous rocks, and partially clay rocks of the cover are, as a rule, highly hydrothermally alternated.

The ore mineralization is of a subvolcanic character and was recorded in the area of Mrzyglód and Zawiercie (Fig. 1). Ores of similar type were also recorded from the northern margin of the Krzeszowice graben, in the Cracow area. Ore deposits are represented by ores of metasomatic origin (Pl. 1, Figs 1—4), as well as by vein and impregnation forms (Pl. 1, Figs 5—8; Pls 2—4).

The genesis of metasomatic ores is closely related to the processes of hydrothermal alternation of igneous rocks and their cover. Small amounts of secondary iron oxides (hematite, limonite) and leucoxene were noted. Sulphide metasomatism is more intensely marked in that it has resulted in pyritization of rocks, related to the process of propylitization and beresitization.

The mineral composition of vein and impregnational ores is strongly diversified. Thin-section analysis reveals the occurrence of pyrite, pyrrhotite, chalcocopyrite, (?)chalcopyrrhotite, vallerite, bismuthinite, native bismuth, molybdenite, sphalerite, galenite, tetrahedrite, bornite, chalcocite, arsenopyrite, enargite (tennantite?), marcasite, melnikovite-pyrite; among secondary minerals of endogenic origin, secondary magnetite (mushketovite), pyrite and marcasite, which former after the

pyrrhotite, were identified. The amount of pyrite, chalcopyrite and marcasite, which form a few generations, is the greatest, whereas pyrrhotite, sphalerite, galenite and enargite subordinate. Ore minerals are accompanied by quartz and calcite.

Two parageneses of ore minerals may be distinguished (Fig. 2). The composition of the paragenesis I (associations I_A and I_B) indicates a high variability of physico-chemical conditions during its formation. Generally, these ores were formed in high and medium temperatures. The composition of the paragenesis II (associations II_A and II_B) indicates significant decrease of temperature of ore-bearing solutions, down to epithermal conditions, and a change in pH of solutions, from alkaline, typical for ores of the paragenesis I to neutral or acid. The discussed parageneses are to be assigned to telescopic ones, originating during rapid decrease of temperature and pressure of hydrothermal solutions.

Hydrothermal processes changed considerably in character during the last stage of their activity, resulting in the circulation of solutions rich in CO_2 . This is shown by vein carbonate deposits, mainly calcite, assigned to the IIIrd paragenesis (Fig. 2).

MINERALIZATION OF THE ALPINE CYCLE

Ore mineralization of the Alpine cycle is represented by zinc, lead and iron sulphides (ores of Zn-Pb type). These ores (Pls 5-12) are mainly concentrated in carbonate Devonian and Lower Carboniferous rocks (Fig. 1), where they commonly exhibit infilling and replacement structures. Zinc sulphide, represented by sphalerite and shell-blende, predominates here; the contribution of galenite and iron sulphides (marcasite, pyrite, melnikovite-pyrite), exhibiting crustified structures in places, is somewhat smaller. Moreover, chalcopyrite was found in trace amounts. The ore minerals are accompanied by carbonates, represented by dolomite with ankerite or rhodochrosite admixtures (Figs 4, 5), and calcite; occasionally, barite and quartz are noted.

Textures, co-occurrence and variability in trace-element content enable to identify a few Zn-Pb ore and non-ore generations, formed during four mineralization phases (Fig. 3). The mineral composition, as well as structural features of Zn-Pb ores demonstrate low temperatures and normal or acid character of solutions.

The Zn-Pb mineralization occurring in Paleozoic deposits of this area is considered to be the root parts of Silesian-Cracow Zn-Pb ores, known from Mesozoic, predominantly Triassic carbonates. This is confirmed by analogous mineral composition, structural and textural features, geochemical properties and mineral succession of Zn-Pb ores occurring both in carbonate Paleozoic and (cf. Harańczyk 1962) Mesozoic rocks. Moreover, distribution of these ores in Paleozoic rocks is generally, in regional scale (Fig. 6), the same as in Mesozoic.

The first phase of the discussed mineralization (Fig. 3) is pre-Jurassic, whereas the other, main phases are post-Jurassic. This indicates the fact that hydrothermal processes related to the Alpine cycle were active during a marked span of time and were multiphaseous.

*Institute of Geology
of the Warsaw University
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warsaw, December 1971*

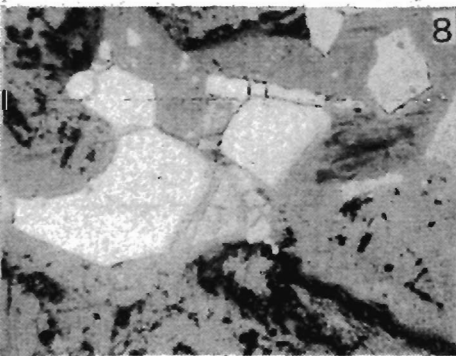
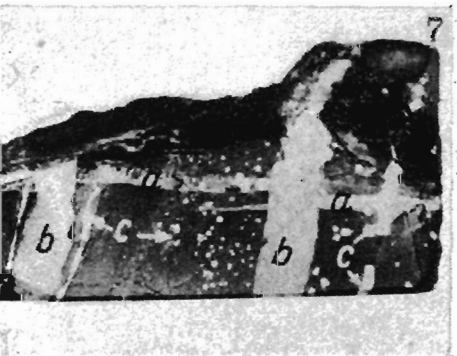
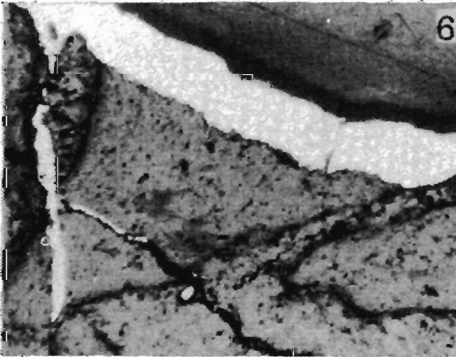
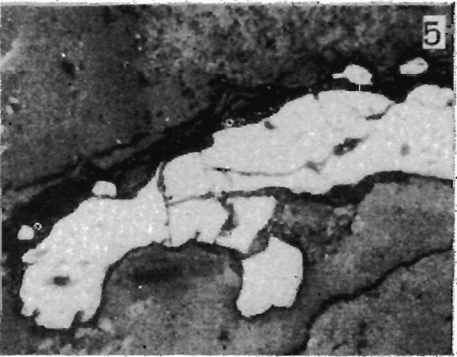
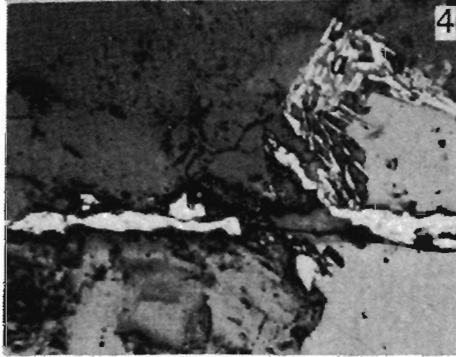
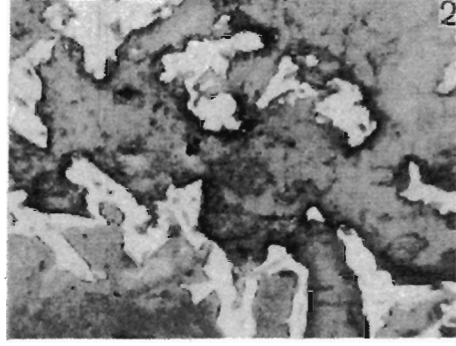
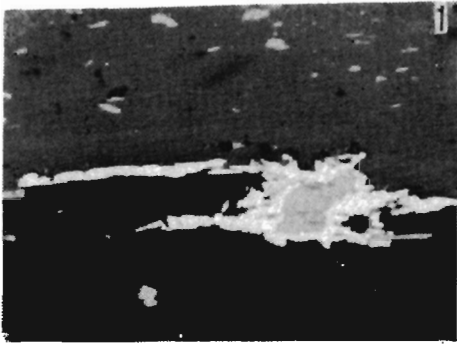
Plansze 1—12
Plates 1—12

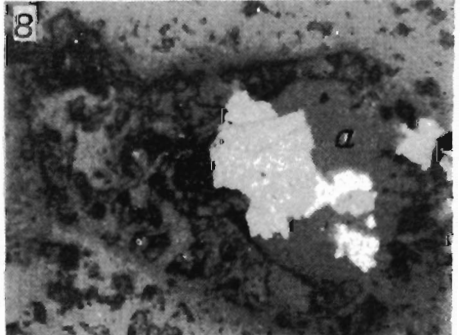
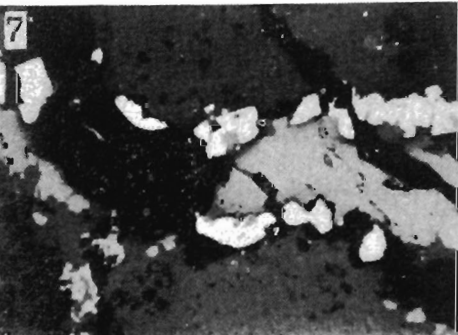
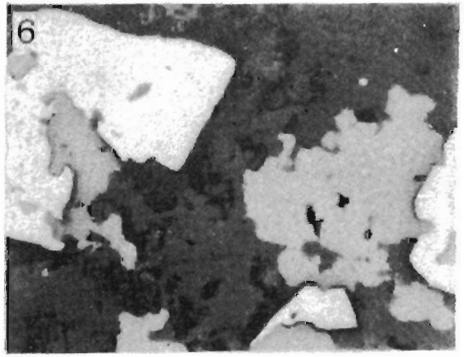
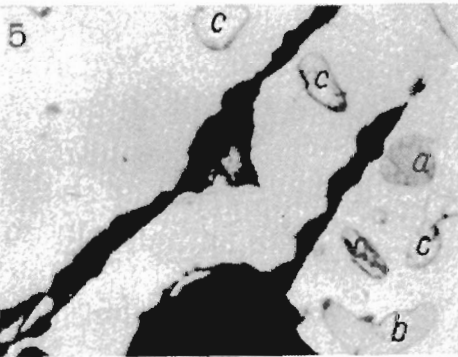
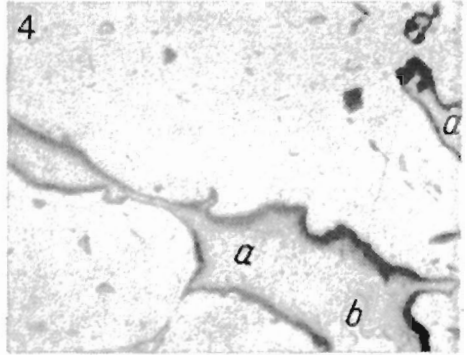
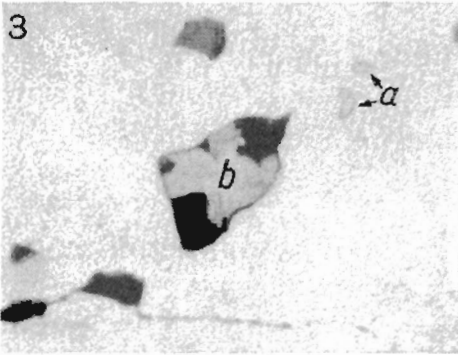
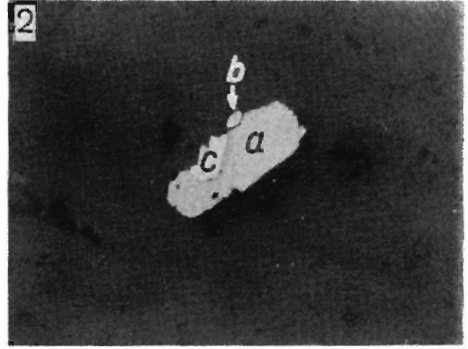
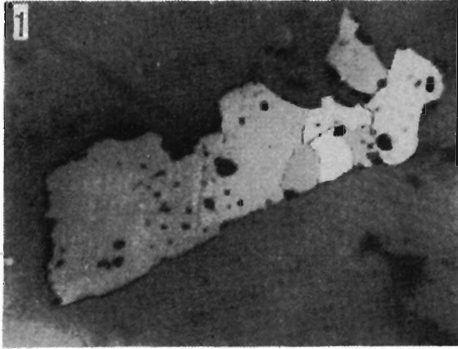
Plansza (Plate) 1

- 1 — Piryt (biały) i tlenki żelaza (szare) ułożone wzdłuż płaszczyzn łupliwości bioty-
tu. Dacyt, otwór *M-8(A)*; światło odbite, $\times 100$.
 - 2 — Skupienia pirytu (białe) w diabazie. Otw. *M-9(A)*; światło odbite, $\times 100$.
 - 3 — Skupienia pirytu (białe) w kryształach przeobrażonego skalenia. Diabaz (skałę
przecina żyłka kalcytowa), otw. *M-9(A)*; światło odbite, $\times 50$.
 - 4 — Żyłka pirytowa (z kwarcem?) oraz leukoksen z resztkami ilmenitu (*a*), w dia-
bazie. Otw. *M-9(A)*; światło odbite, $\times 50$.
 - 5 — Piryt *II* (biały) wypełniający szczelinę w diabazie. Otw. *M-9(A)*; światło odbite,
 $\times 50$.
 - 6 — Łupek przeobrażony, poprzecinany żyłkami siarczków żelaza (*II_A*). Sylur*, otw.
M-9(A); światło odbite, $\times 50$.
 - 7 — Łupek z dwiema generacjami żył kwarcowych — starszą (*a*) i młodszą (*b*). Piryt
I_A (*c*) tworzy kierunkowo ułożone agregaty i drobne ziarna impregnujące łu-
pek oraz kwarc starszej generacji. Sylur, otw. Bębło; w. nat.
 - 8 — Kryształy pirytu *I_A* pokruszone i scementowane kwarcem. Diabaz, otw. *M-9(A)*;
światło odbite, $\times 50$.
-
- 1 — Pyrite (white) and iron oxides (grey) occurring along cleavage planes of bio-
tite. Dacite, borehole *M-8(A)*; reflected light, $\times 100$.
 - 2 — Concentrations of pyrite (white) in diabase. Borehole *M-9(A)*; reflected light,
 $\times 100$.
 - 3 — Concentrations of pyrite (white) in alternated feldspar crystal; rock cut by
calcite veinlet. Diabase, borehole *M-9(A)*; reflected light, $\times 50$.
 - 4 — Pyrrhotite veinlet with (?)quartz in diabase; leucoxene with relics of ilmenite
(*a*). Borehole *M-9(A)*; reflected light, $\times 50$.
 - 5 — Pyrite *II* (white) healing fissure in diabase. Borehole *M-9(A)*; reflected light,
 $\times 50$.
 - 6 — Alternated schist cut by fissures healed with iron sulphides *II_A*. Silurian*,
borehole *M-9(A)*; reflected light, $\times 50$.
 - 7 — Schist with two generations of quartz veins: older (*a*) and younger (*b*), *c* pyrite
I_A, forming oriented aggregates and fine grains, the latter of which impregnate
schists and quartz of older generation. Silurian, borehole Bębło; nat. size.
 - 8 — Crystals of pyrite *I_A*, crushed and cemented with quartz. Diabase, borehole
M-9(A); reflected light, $\times 50$.

* W objaśnieniach do plansz 1—12 podane określenia stratygraficzne odnoszą się do
utworów, w obrębie których badane kruszce występują.

The stratigraphical assignments given in Pls 1—12 concern the age of rocks bearing
the ore minerals.



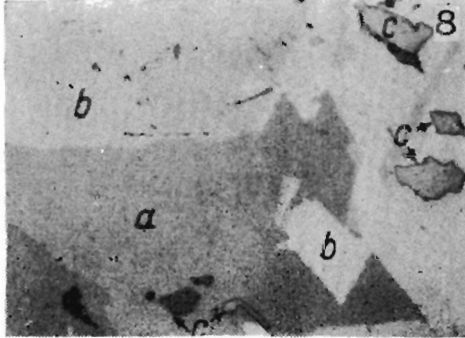
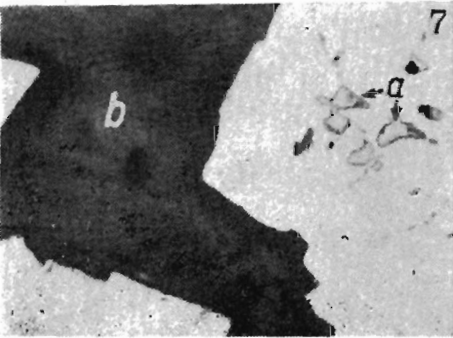
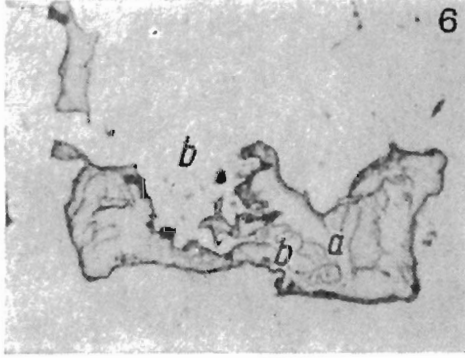
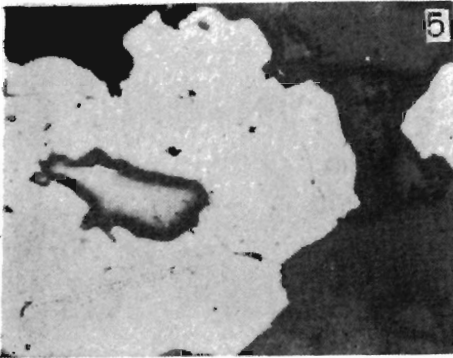
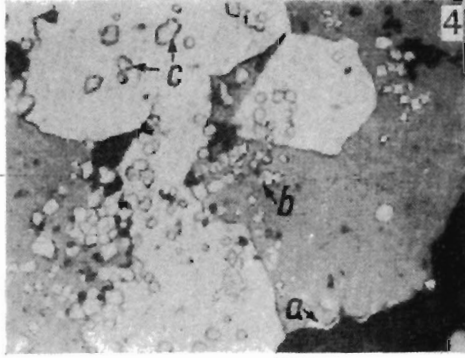
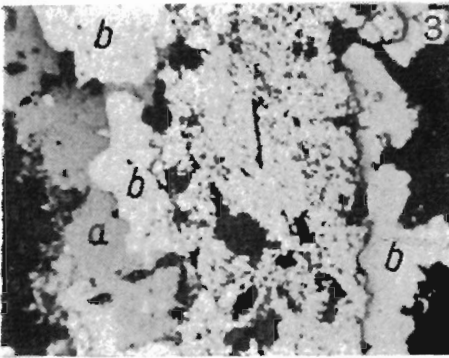
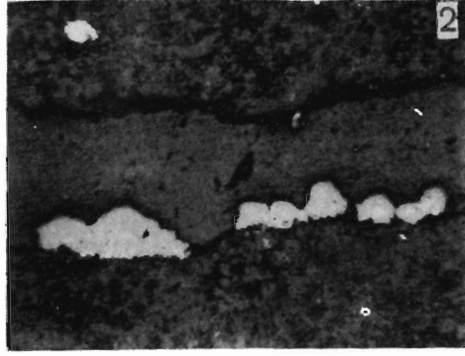
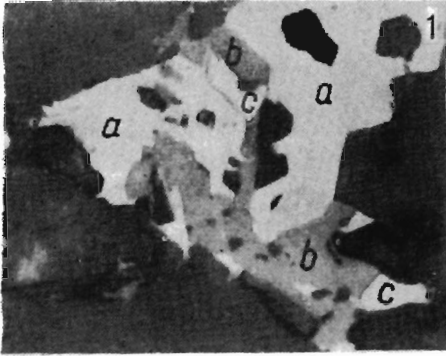


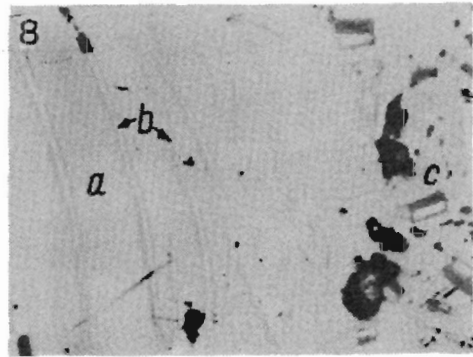
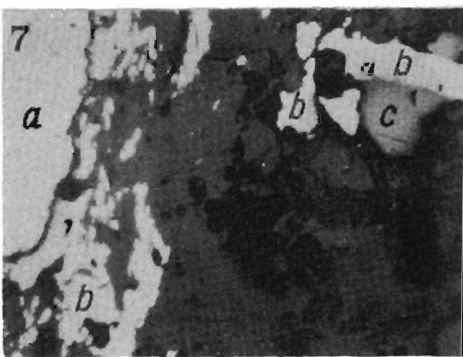
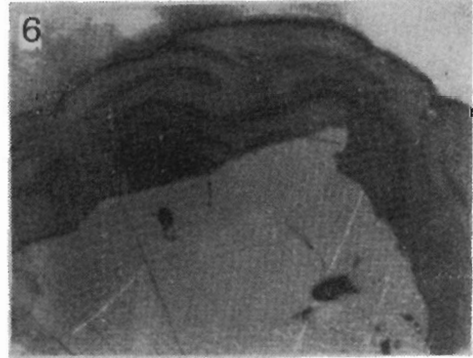
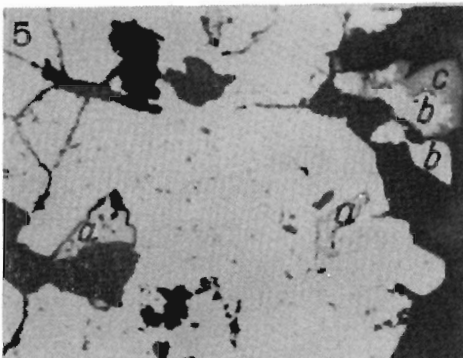
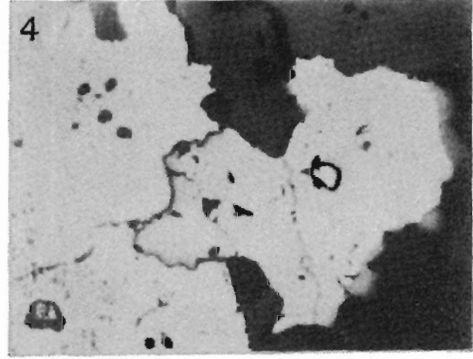
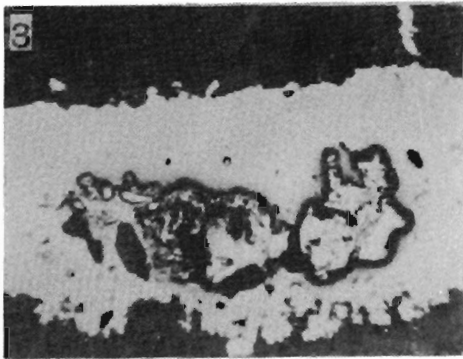
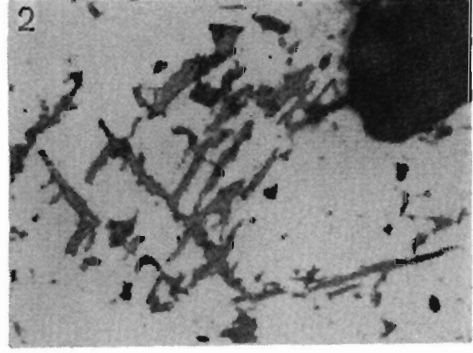
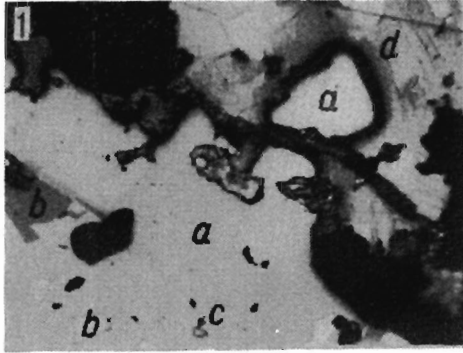
Plansza (Plate) 2

- 1 — Ziarno pirotynu I_A w dacycie. Otwór $M-9(A)$; światło odbite, nikole skrzyżowane, $\times 100$.
 - 2 — Ziarno pirotynowo(a)-chalkopirytowo(b)-pirytowe(c) I_A . Dacyt, otw. $M-9(A)$; światło odbite, $\times 230$.
 - 3 — Piryt I_A (biały) z wrostkami pirotynowo-chalkopirytowymi I_A (a); b wrostek pirotynu I_A . Dacyt, otw. $M-9(A)$; światło odbite, $\times 230$.
 - 4 — Bizmutynit (a) z bizmutem rodzimym (b) w towarzystwie pirytu I_A (białe). Dacyt, otw. $M-9(A)$; światło odbite, $\times 100$.
 - 5 — Piryt I_A (białe) z przerostami innych siarczków asocjacji I_A : a pirotyt z chalkopiryt, b chalkopiryt, c bizmutynit z bizmutem rodzimym; czarne — kwarc. Otw. Bębło; światło odbite, $\times 230$.
 - 6 — Sfaleryt I (z emulsyjnymi wydzieleniami chalkopirytu) korodujący kryształ pirytu I_A . Kruszcze impregnują dacyt, otw. $M-8(A)$; światło odbite, $\times 100$.
 - 7 — Szczelina w porfirze dacytowym częściowo wypełniona kruszczami — pirytem I_A (białe) oraz sfalerytem I (z emulsyjnymi wydzieleniami chalkopirytu). Otw. $M-8(A)$; światło odbite, $\times 100$.
 - 8 — Sfaleryt I z emulsyjnymi wydzieleniami chalkopirytu; chalkopiryt I_B — biały (a kwarc). Kruszcze i kwarc zastępują fenokryształ przeobrażonego skalenia. Dacyt, otw. $M-8(A)$; światło odbite, $\times 100$.
-
- 1 — Pyrrhotite I_A grain in dacite. Borehole $M-9(A)$; reflected light, nicols crossed, $\times 100$.
 - 2 — Pyrrhotite(a)-chalcopyrite(b)-pyrite(c) grain I_A . Dacite; borehole $M-9(A)$; reflected light, $\times 230$.
 - 3 — Pyrite I_A (white) with pyrrhotite-chalcopyrite I_A inclusions (a); b relic of pyrrhotite I_A . Dacite, borehole $M-9(A)$; reflected light, $\times 230$.
 - 4 — Bismuthinite (a) with native bismuth (b), accompanied by pyrite I_A (white). Dacite, borehole $M-8(A)$; reflected light, $\times 100$.
 - 5 — Pyrite I_A (white) with intergrowths of other sulphides of association I_A : a pyrrhotite with chalcopyrite, b chalcopyrite, c bismuthinite with native bismuth; quartz — black. Borehole Bębło; reflected light, $\times 230$.
 - 6 — Sphalerite I (with exsolution bodies of chalcopyrite) corroding pyrite I_A ; ore minerals impregnate dacite; borehole $M-8(A)$; reflected light, $\times 100$.
 - 7 — Fissure in dacite, partly infilled with ore minerals — pyrite I_A (white) and sphalerite (with exsolution bodies of chalcopyrite); borehole $M-8(A)$; reflected light, $\times 100$.
 - 8 — Sphalerite I with exsolution bodies of chalcopyrite; chalcopyrite I_B — white; a quartz; ore minerals and quartz are replacing phenocryst of alternated feldspar. Dacite, borehole $M-8(A)$; reflected light, $\times 100$.

Plansza (Plate) 3

- 1 — Agregat bornitowo(a)-sfalerytowo(b)-galenitowy(c) I_B . Dacyt, otwór $M-9(A)$; światło odbite, $\times 230$.
 - 2 — Łupek przecięty żyłką węglanową(?) z kruszcami. Na ścianie szczeliny narastają kryształki sfalerytu I z wydzieleniami chalkopiryty I_B (białe kropeczki). Sylur, otw. $TN-261(N)$; światło odbite, $\times 50$.
 - 3 — Żyłka kruszcowa przecinająca łupek; sfaleryt I (a) oraz galenit (b) korodowane przez agregat markasytowo-melnikowitowo-pirytowy (II_B) wypełniający środek żyłki. Sylur, otw. $TN-261(N)$; światło odbite, $\times 100$.
 - 4 — Fragment fig. 3 w powiększeniu: sfaleryt I (szary), a — chalkopiryt I_B , b — tetraedryt, c — tetraedryt zastąpiony siarczkami żelaza (II_B); $\times 230$.
 - 5 — Wrostek galenitu w pirycie II . Diabaz, otw. $M-7(A)$; światło odbite, $\times 50$.
 - 6 — Chalkopiryt I_B (a) zastępowany siarczkami żelaza II_A (b). Otw. $M-9(A)$; światło odbite, $\times 230$.
 - 7 — Kryształy pirytu II z przerostami enargitu (a); b kwarc. Otw. $M-9(A)$; światło odbite, $\times 100$.
 - 8 — Agregat pirytowo(a)-markasytowy(b) II_A z enargitem (c). Otw. $M-9(A)$; światło odbite, nikole skrzyżowane, $\times 230$.
-
- 1 — Bornite(a)-sphalerite(b)-galenite(c) aggregate I_B ; dacite, borehole $M-9(A)$; reflected light, $\times 230$.
 - 2 — Schist cut by carbonate(?) veinlet with ore minerals. Sphalerite I with exsolution bodies of chalcopyrite I_B (white spots) encrusting fissure wall. Silurian, borehole $TN-261(N)$; reflected light, $\times 50$.
 - 3 — Veinlet of ore minerals cutting schist; sphalerite I (a) and galenite (b) are corroded by marcasite-melnikovite-pyrite (II_B) aggregate which occupies center of the veinlet. Silurian, borehole $TN-261(N)$; reflected light, $\times 100$.
 - 4 — Part of Fig. 3, magnified; sphalerite I (grey), chalcopyrite I_B — a, tetrahedrite — b, tetrahedrite replaced by iron sulphides (II_B) — c; $\times 230$.
 - 5 — Relic of galenite in pyrite II . Diabase, borehole $M-7(A)$; reflected light, $\times 230$.
 - 6 — Chalcopyrite I_B (a) partly replaced by iron sulphides II_A — b. Borehole $M-9(A)$; reflected light, $\times 230$.
 - 7 — Pyrite II with intergrowths of enargite (a); b quartz. Borehole $M-9(A)$; reflected light, $\times 100$.
 - 8 — Pyrite(a)-marcasite(b) aggregates II_A with enargite (c). Borehole $M-9(A)$; reflected light, nicols crossed, $\times 230$.



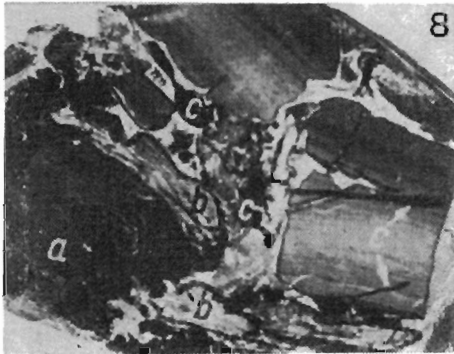
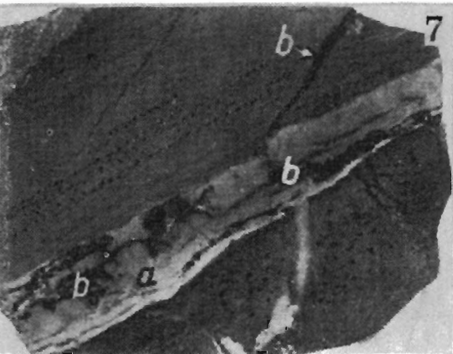
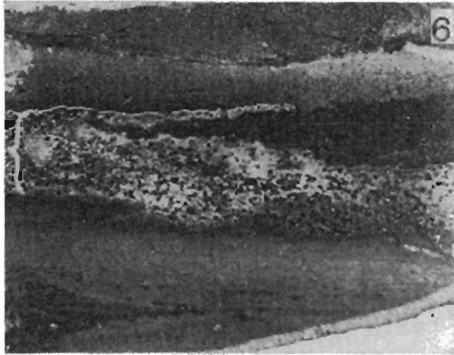
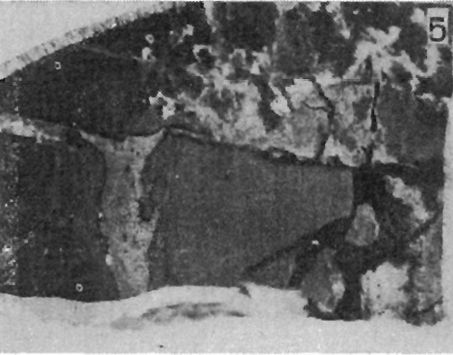
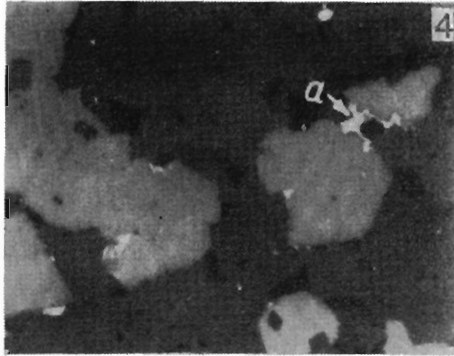
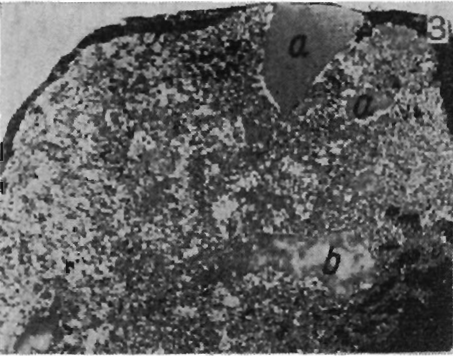
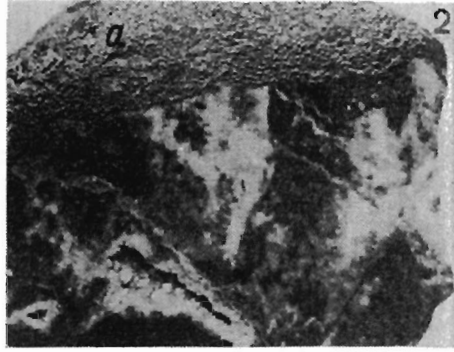
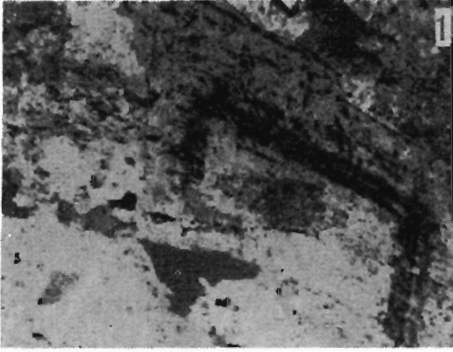


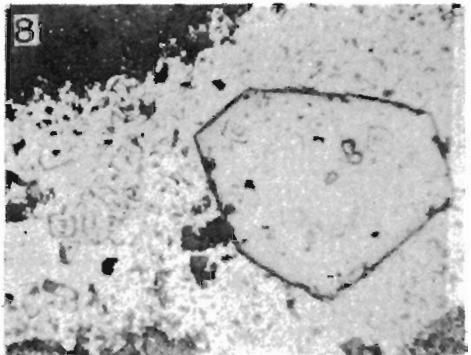
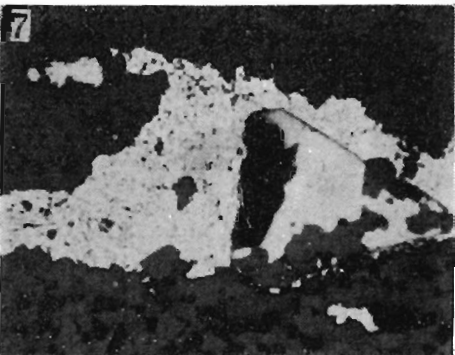
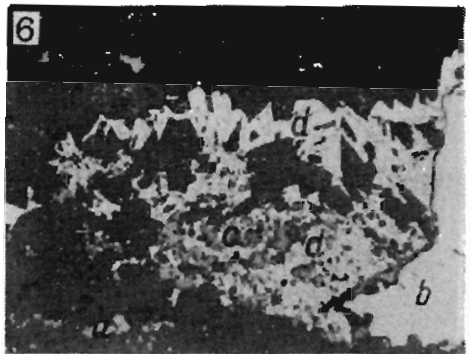
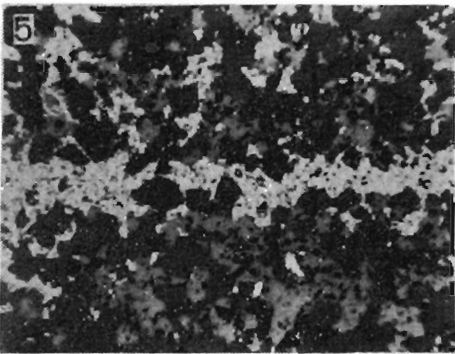
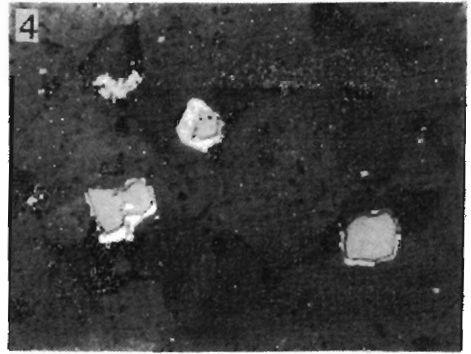
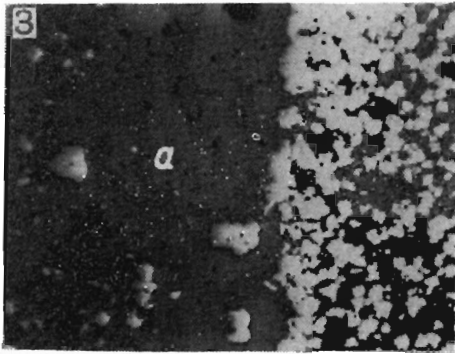
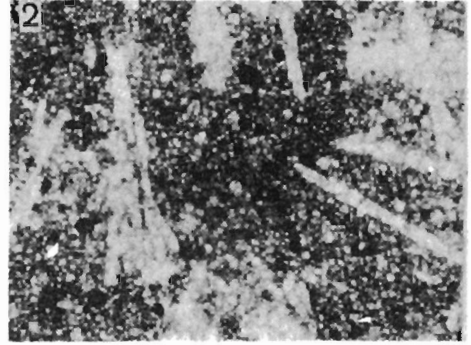
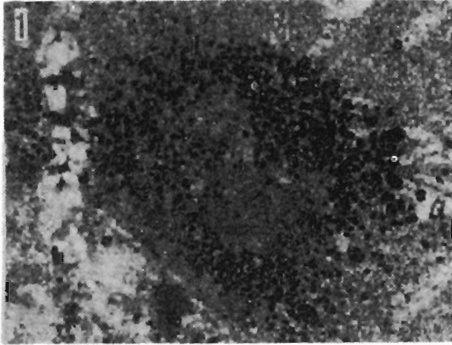
Plansza (Plate) 4

- 1 — Piryt II (a) poprzerastrany z markasytem II_A (b); c enargit, piryt korodowany jest przez chalkopiryt II — d. Otwór M-9(A); światło odbite, nikole skrzyżowane, × 100.
 - 2 — Siarczki żelaza II_A z żyłkami chalkopiryty II. Otw. M-9(A); światło odbite, × 230.
 - 3 — Łupek z żyłką chalkopiryty II zawierającego skorodowane relikty siarczków żelaza II_A. Sylur, otw. M-6(A); światło odbite, × 100.
 - 4 — Piryt II (biały) korodowany przez chalkopiryt II, w którym obecne są relikty piryty II; na chalkopirycie narasta sfaleryt II (szary). Otw. M-6(A); światło odbite, × 100.
 - 5 — Agregat siarczków żelaza II_A (białe) z wrostkami chalkopiryty I_B — a; b — chalkopiryt II, c — sfaleryt II. Otw. M-6(A); światło odbite, × 100.
 - 6 — Sfaleryt II (z zaznaczoną budową koncentryczno-pasową) narastający na chalkopirycie II. Otw. M-6(A); światło odbite, nikole częściowo skrzyżowane, × 230.
 - 7 — Piryt II (a), chalkopiryt II (b), sfaleryt II (c). Otw. M-6(A); światło odbite, × 100.
 - 8 — Skupienie melnikowit-piryty oraz markasytu II_B: a strefy zbudowane z mikrokrystalicznego agregatu markasytu i piryty, b strefy pirytowe, c strefa piryty poprzerastranego kryształkami markasytu. Otw. M-9(A); światło odbite, nikole częściowo skrzyżowane, × 100.
-
- 1 — Pyrite II (a) intergrowing with marcasite II_A (b), c enargite; pyrite corroded by chalcopyrite II (d). Borehole M-9(A); reflected light, nicols crossed, × 100.
 - 2 — Iron sulphides II_A with chalcopyrite II veinlets. Borehole M-9(A); reflected light, × 230.
 - 3 — Schist with veinlet of chalcopyrite II, containing corroded relics of iron sulphides II_A. Silurian, borehole M-6(A); reflected light, × 100.
 - 4 — Pyrite II (white), corroded by chalcopyrite II; relics of pyrite II may be noted in chalcopyrite which is overgrown by sphalerite II (grey). Borehole M-6(A); reflected light, × 100.
 - 5 — Iron sulphides II_A (white) aggregates with relics of chalcopyrite I_B (a), b — chalcopyrite II, c — sphalerite II. Borehole M-6(A); reflected light, × 100.
 - 6 — Sphalerite II (with distinct concentric-zoned structure) overgrowing chalcopyrite II. Borehole M-6(A); reflected light, nicols oblique, × 230.
 - 7 — Pyrite II (a), chalcopyrite II (b), sphalerite II (c). Borehole M-6(A); reflected light, × 100.
 - 8 — Melnikovite-pyrite and marcasite II_B concentration: a bands built of microcrystalline marcasite and pyrite, b pyrite bands, c band of pyrite with marcasite intergrowths. Borehole M-9(A); reflected light, nicols oblique, × 100.

Plansza (Plate) 5

- 1 — Romboedry dolomitu z ułożonymi pasowo wrostkami hematytu (czarne). Devon, otwór 29; światło przechodzące, nikole częściowo skrzyżowane, $\times 20$.
 - 2 — Dolomit zmineralizowany dolomitom I_B (biały); skała jest strefowo impregnowana sfalerytem I (a). Devon, otw. 29; $\times 2$.
 - 3 — Jak fig. 2 — dalsza część strefy impregnowanej sfalerytem I ; widoczne są nieokruszczone fragmenty dolomitu pelitycznego (a); b — dolomit I_B .
 - 4 — Fragment fig. 3 w powiększeniu — kryształy sfalerytu I (jasnoszare) impregnują porowaty dolomit; na kryształach sfalerytu narasta galenit I (a) oraz siarczki żelaza I generacji (pozostałe ziarna białe). Światło odbite, $\times 230$.
 - 5 — Dolomit I_A , spękany — w szczelinach spękań rozwijają się żyłki i gniazda dolomitu I_B (biały i jasnoszary); czarne — sfaleryt I . Karbon dolny?, otw. 37; $\times 2,5$.
 - 6 — Żyłka dolomitu I_B (objęta klamrą) zastępowana siarczkami II generacji (czarne kropeczki). Karbon dolny?, otw. 37, $\times 2$.
 - 7 — Dolomit ankerytowy (I_A) okruszczony sfalerytem I (czarne kropeczki), który miejscami tworzy kierunkowo ułożone (równoległe do laminacji skały) smużyste skupienia. Skałę przecina żyłka dolomitu I_B (a). Widoczne spękania i poprzysuwanie okruszczonych sfalerytem I fragmentów skały oraz dolomitu I_B . Siarczki II generacji (b) zastępują dolomit I_B oraz wypełniają szczeliny spękań w skałe. Karbon dolny?, otw. 37, $\times 1,5$.
 - 8 — Jak fig. 7. Próbkę ze strefy zbrekcjonowanej: a — fragment skały impregnowanej sfalerytem I , b — okruchy dolomitu I_B , c — kruszcę II generacji. W. nat.
-
- 1 — Rhombs of dolomite with hematite inclusions (black) distributed in zones. Devonian, borehole 29; transmitted light, nicols oblique, $\times 20$.
 - 2 — Dolomite mineralized with dolomite I_B (white); the rock is zonally impregnated with sphalerite I (a). Devonian, borehole 29, $\times 2$.
 - 3 — As in Fig. 2; a part of the zone impregnated with sphalerite I ; a — pelitic dolomite devoided of ore minerals, b — dolomite I_B .
 - 4 — Part of Fig. 3, magnified. Crystals of sphalerite I (light grey), impregnating porous dolomite and overgrown by galenite I (a) and iron sulphides of the 1st generation (remaining white grains). Reflected light, $\times 230$.
 - 5 — Fractured dolomite I_A ; fissures healed with veinlets and nests of dolomite I_B (white and light grey); sphalerite I — black. ?Lower Carboniferous, borehole 37, $\times 2,5$.
 - 6 — Veinlet of dolomite I_B (in clasp), partly replaced by sulphides of the II nd generation (black dots). ?Lower Carboniferous, borehole 37, $\times 2$.
 - 7 — Ankeritic dolomite (I_A) with sphalerite I (black dots); sphalerite, in places, oriented parallelly to lamination of the rock, forms bandy concentrations. Rock cut by dolomite I_B veinlet (a); fissures and translocations of rock fragments with sphalerite I and dolomite I_B distinct. Sulphides of the II nd generation (b) are partly replacing dolomite I_B and heal fractures. ?Lower Carboniferous, borehole 37, $\times 1,5$.
 - 8 — As in Fig. 7 — fragment of breccia zone: a — fragment of rock impregnated with sphalerite I , b — fragments of dolomite I_B , c — ore minerals of the II nd generation. Nat. size.



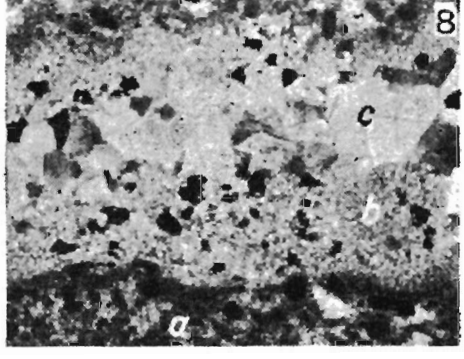
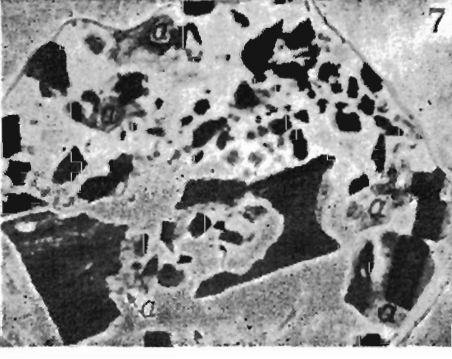
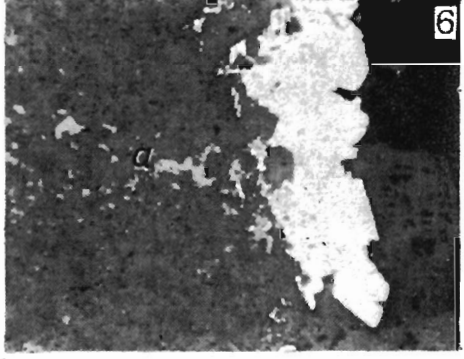
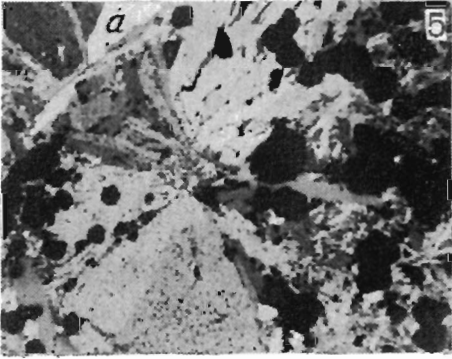
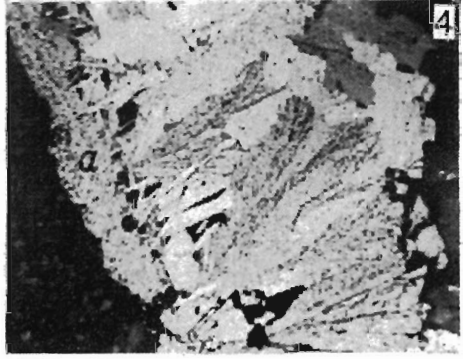
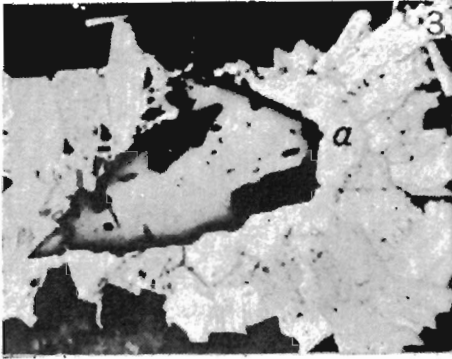
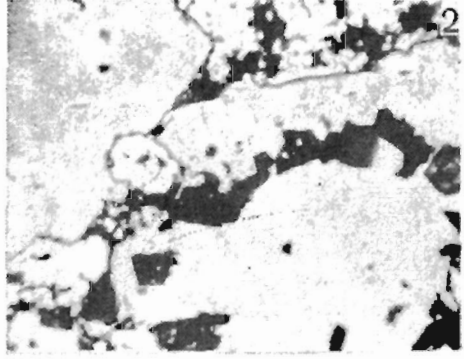
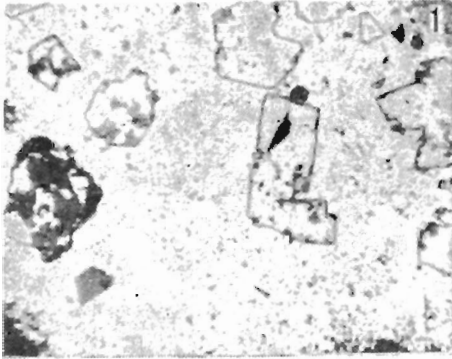


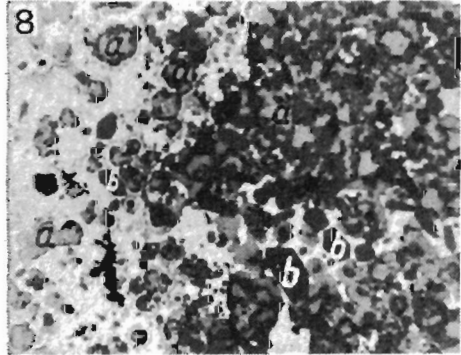
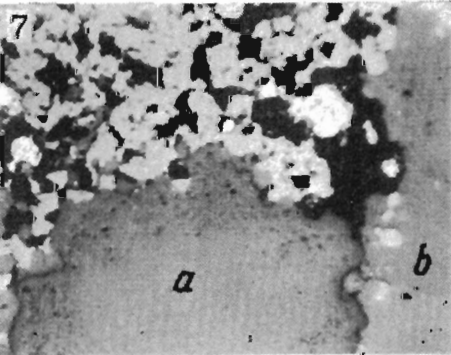
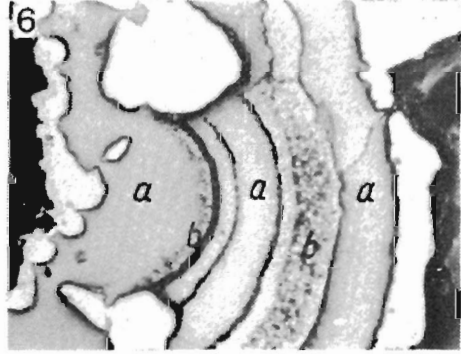
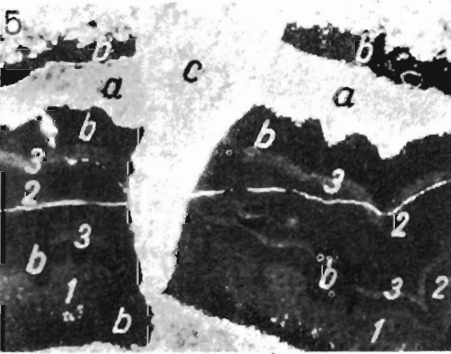
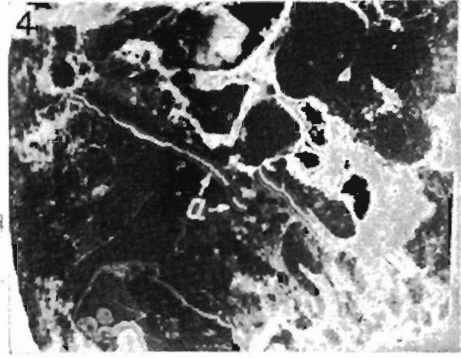
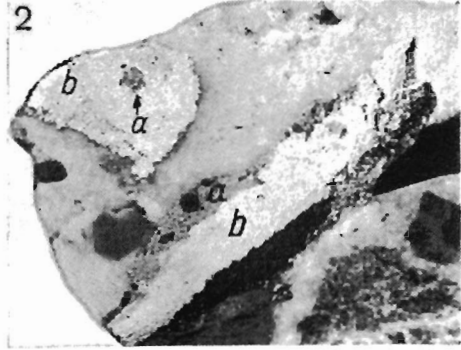
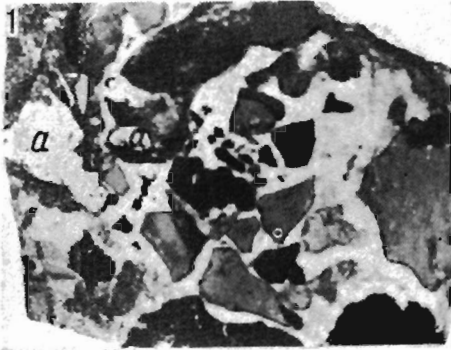
Plansza (Plate) 6

- 1 — Zdolomityzowana skała węglanowa. Dolomityzacji (I_A) uległy również znajdujące się w skałe płytki barytu (a). Skała okruszczowana jest kryształkami sfalerytu I (czarne); żyłkę tworzy dolomit I_B . Karbon dolny?, otwór 37; światło przechodzące, nikole częściowo skrzyżowane, $\times 20$.
 - 2 — Fragment fig. 1 w powiększeniu — płytki barytu zastąpione drobnymi romboedrami dolomitu (I_A); czarne ziarna — sfaleryt I ; $\times 50$.
 - 3 — Kryształki sfalerytu I impregnują porowaty dolomit (I_A); kierunkowo ułożona strefa impregnacji sfalerytowej kontaktuje z równoległe do niej przebiegającą żyłką dolomitu I_B (a). Karbon dolny?, otw. 37; światło odbite, $\times 50$.
 - 4 — Kryształki sfalerytu I z obwódkami galenitu I (biały). Kruszcze impregnują porowaty dolomit (I_A). Karbon dolny?, otw. 37; światło odbite, $\times 100$.
 - 5 — Markasyt I (biały) w towarzystwie sfalerytu I (jasnoszary). Karbon dolny?, otw. 37; światło odbite, $\times 100$.
 - 6 — Kruszcze II generacji zastępują żyłkę dolomitu I_B ; a — sfaleryt I , b — galenit II , c — sfaleryt II , d — siarczki żelaza II . Karbon dolny?, otw. 37; światło odbite, $\times 50$.
 - 7 — Metakryształ galenitu II o budowie szkieletowej, otoczony agregatem siarczków żelaza II generacji; kruszcze zastępują dolomit I_B . Karbon dolny?, otw. 37; światło odbite, $\times 50$.
 - 8 — Jak fig. 7 — widoczne relikty romboedrów dolomitu I_B .
-
- 1 — Dolomitized (I_A) carbonate rock. Plates of barite (a) occurring in the rock also underwent dolomitization; rock impregnated with sphalerite I (black); dolomite I_B forms veinlet. ?Lower Carboniferous, borehole 37; transmitted light, nicols oblique, $\times 20$.
 - 2 — Part of Fig. 1, magnified — barite plates replaced by fine rhombs of dolomite I_A ; sphalerite I — black grains, $\times 50$.
 - 3 — Sphalerite I impregnating porous dolomite I_A ; oriented sphalerite impregnation zone contact with dolomite I_B (a) veinlet passing parallelly to it. ?Lower Carboniferous, borehole 37; reflected light, $\times 50$.
 - 4 — Sphalerite I with galenite I coatings (white); ore minerals impregnate porous dolomite I_A . ?Lower Carboniferous, borehole 37; reflected light, $\times 100$.
 - 5 — Marcasite I (white) accompanied by sphalerite I (light grey). ?Lower Carboniferous, borehole 37; reflected light, $\times 100$.
 - 6 — Ore minerals of II nd generation replacing veinlet of dolomite I_B ; a — sphalerite I , b — galenite II , c — sphalerite II , d — iron sulphides II . ?Lower Carboniferous, borehole 37; reflected light, $\times 50$.
 - 7 — Galenite II metacryst with skeletal structure, surrounded by aggregates of iron sulphides of II nd generation; ore minerals replacing dolomite I_B . ?Lower Carboniferous, borehole 37; reflected light, $\times 50$.
 - 8 — As in Fig. 7; relics of rhombs of dolomite I_B .

Plansza (Plate) 7

- 1 — Metakryształy galenitu II, z zaznaczoną niekiedy budową szkieletową, otoczone mikrokrystalicznym agregatem pirytu II. Karbon dolny?, otwór 37; światło odbite, $\times 50$.
 - 2 — Fragment fig. 1 w powiększeniu — agregaty pirytowe korodują galenit, $\times 230$.
 - 3 — Kryształ galenitu II otoczony pirytem II (a), na którym narastają kryształy markasytu II; kruszce wypełniają szczelinę w dolomicie. Karbon dolny?, otw. 37; światło odbite, nikole skrzyżowane, $\times 50$.
 - 4 — Piryt II (a) oraz narastający na nim markasyt II o budowie promienistej; siarczki żelaza tworzą naskorupienie na ścianie szczeliny w dolomicie. Karbon dolny?, otw. 37; światło odbite, nikole skrzyżowane, $\times 50$.
 - 5 — Sfaleryt II (czarne kryształki), piryt II (a), markasyt II — sferolit. Karbon dolny?, otw. 37; światło odbite, nikole skrzyżowane, $\times 50$.
 - 6 — Markasyt II (biały) narasta na dolomicie, który miejscami zastępuje; na markasycie narastają romboedry dolomitu II, skała dolomitowa impregnowana jest sfalerytem I (jasnoszary); a — żyłka dolomitu I_B. Karbon dolny?, otw. 37; światło odbite, $\times 50$.
 - 7 — Brekcja dolomitowa zastąpiona dolomitami II (biały). Ostrokrawędziste okruchy dolomitu laminowanego (czarne) cementuje dolomit I_A (a), który został częściowo zastąpiony przez dolomit II. Dewon, otw. 1; w. nat.
 - 8 — Fragment fig. 7 w powiększeniu — a dolomit laminowany, b mikrokrystaliczny dolomit I_A z towarzyszącymi mu kryształkami sfalerytu I (czarny), c — dolomit II. Światło przechodzące, nikole skrzyżowane, $\times 20$.
-
- 1 — Galenite II metacrysts with skeletal structure occasionally marked, surrounded by microcrystalline pyrite II aggregates. ?Lower Carboniferous, borehole 37; reflected light, $\times 50$.
 - 2 — Part of Fig. 1, magnified. Pyrite aggregates corroding galenite, $\times 230$.
 - 3 — Galenite II surrounded by pyrite II (a), which, in turn, is overgrown by marcasite II; ore minerals are healing fissure cutting dolomite. ?Lower Carboniferous, borehole 37; reflected light, nicols crossed, $\times 50$.
 - 4 — Pyrite II (a) and marcasite II, with radial structure, overgrowing it; iron sulphides forming encrustings on the walls of fissure cutting dolomite. ?Lower Carboniferous, borehole 37; reflected light, nicols crossed, $\times 50$.
 - 5 — Sphalerite II (black), pyrite II (a), and marcasite II — spherulite. ?Lower Carboniferous, borehole 37; reflected light, nicols crossed, $\times 50$.
 - 6 — Marcasite II (white) overgrowing and partly replacing dolomite; in turn, rhombs of dolomite II are overgrowing marcasite. Dolomite impregnated with sphalerite I (light grey); a — dolomite I_B veinlet. ?Lower Carboniferous, borehole 37; reflected light, $\times 50$.
 - 7 — Dolomite breccia replaced by dolomite II (white). Angular fragments of laminated dolomite (black) cemented with dolomite I_A (a and other grey grains) which is partly replaced by dolomite II. Devonian, borehole 1; nat. size.
 - 8 — Part of Fig. 7, magnified; a — laminated dolomite, b — microcrystalline dolomite I_A accompanied by sphalerite I (black grains), c — dolomite II. Transmitted light, nicols crossed, $\times 20$.



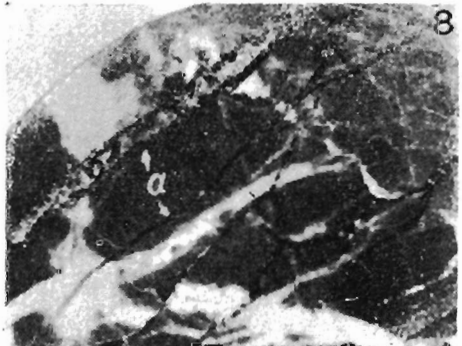
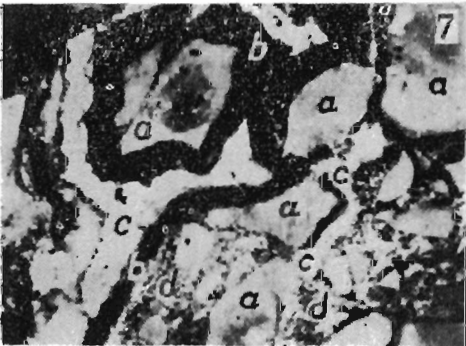
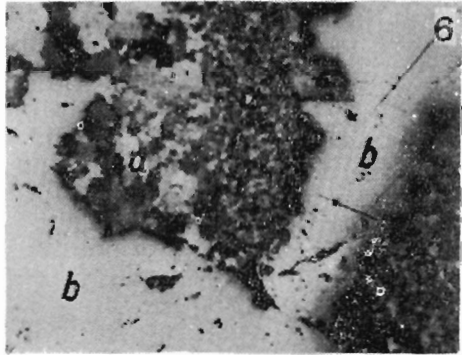
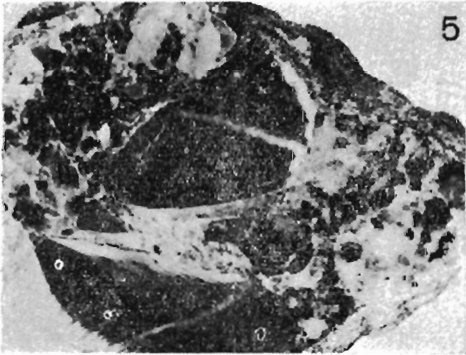
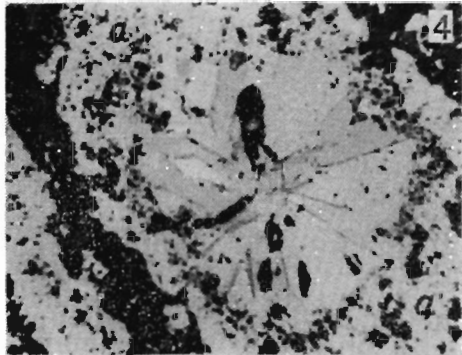
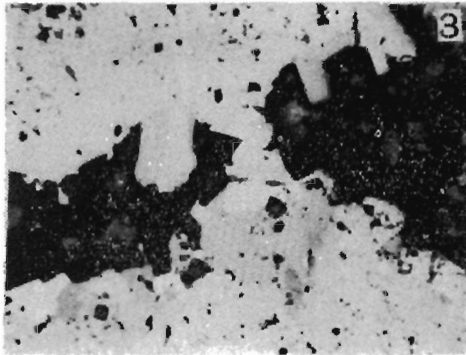
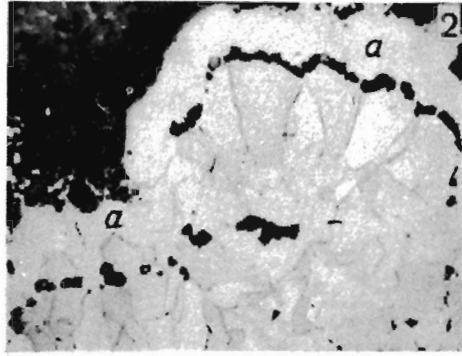
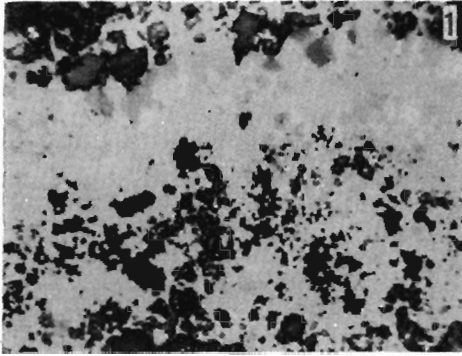


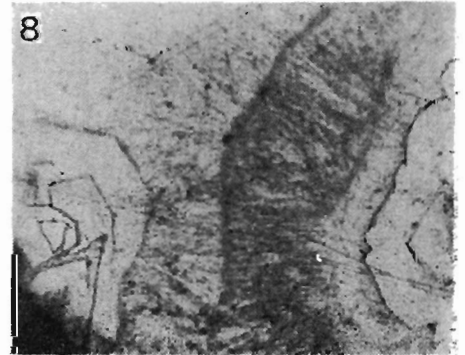
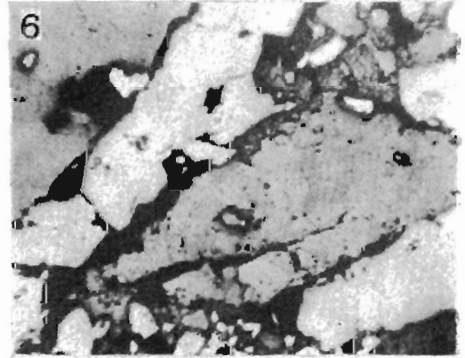
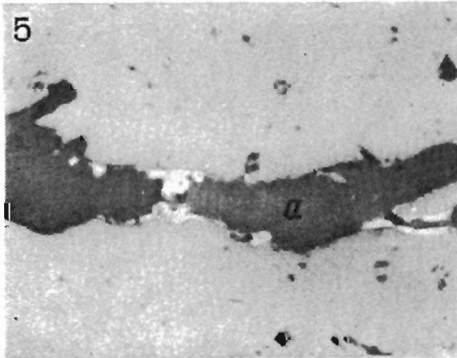
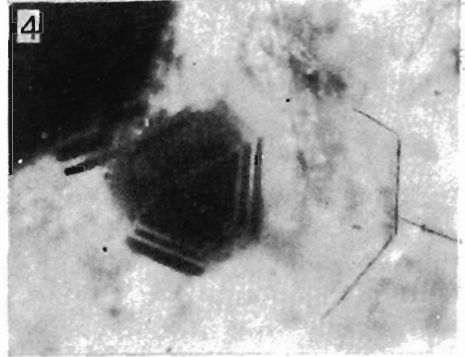
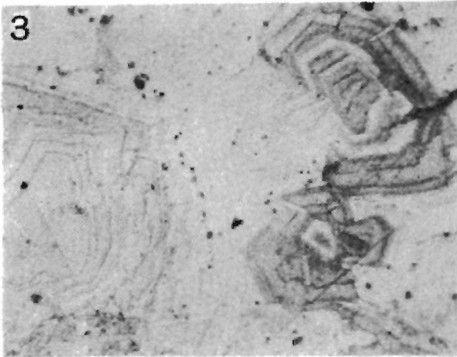
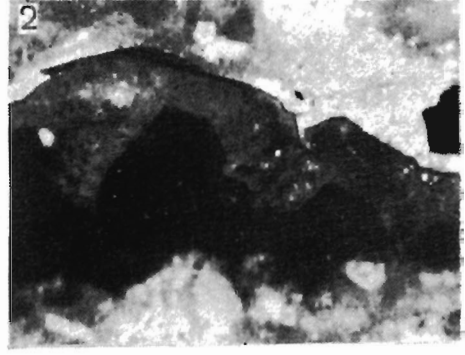
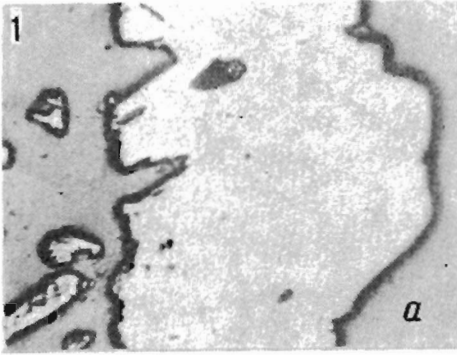
Plansza (Plate) 8

- 1 — Brekcja szczelinowa — ostrokrawędziste i słabo obtoczone okruchy różnorodnych skał węglanowych (czarne i szare) cementuje dolomit II; niektóre okruchy zawierają kruszce II generacji (a). Devon, otwór 13; $\times 0,5$.
 - 2 — Okruchy dolomitu zastąpione sfalerytem II (a) oraz siarczkami żelaza II generacji (b), które cementuje dolomit II. Devon, otw. 13; $\times 2$.
 - 3 — Dolomit zmineralizowany dolomitem II (biały); w skale występują skupienia siarczków II generacji (a). Devon, otw. 6; w. nat.
 - 4 — Zbrekcjowane kruszce skorupowe (a); okruchy dolomitu i kruszce są otaczane i wypierane przez dolomit II (biały). Devon, otw. 19; w. nat.
 - 5 — Fragment fig. 4 w powiększeniu — spękane i poprzesuwane kruszce skorupowe z resztkami niezastąpionego dolomitu (a); b — siarczki żelaza, c — dolomit II; 1 — ZnS drobnokrystaliczny, 2 — ZnS kryptokrystaliczny, 3 — ZnS promienisty. Światło przechodzące, $\times 20$.
 - 6 — Jak fig. 5 — blenda skorupowa z towarzyszącymi jej siarczkami żelaza (piryt II, melnikowit-piryt, markasyt II) — białe; a — ZnS kryptokrystaliczny, b — ZnS promienisty. Światło odbite, $\times 50$.
 - 7 — Fragment fig. 2 w powiększeniu — sfaleryt II (jasnoszary) i piryt II (biały) impregnują okruch porowatego dolomitu; a — fragment skamieniałości, b — dolomit II. Światło odbite, $\times 100$.
 - 8 — Fragment fig. 2 w powiększeniu — sfaleryt II (a) oraz melnikowit-piryt (biały) zastępują okruch dolomitu; b kwarc. Światło odbite, $\times 100$.
-
- 1 — Probable fissure breccia — angular and weakly rounded fragments of different carbonate rocks (black and grey) cemented with dolomite II; some dolomite fragments yield ore minerals of IInd generation (a). Devonian, borehole 13; $\times 0.5$.
 - 2 — Fragments of dolomite replaced by sphalerite II (a) and iron sulphides of IInd generation (b), cemented with dolomite II. Devonian, borehole 13; $\times 2$.
 - 3 — Dolomite mineralized with dolomite II (white); a — concentration of sulphides of IInd generation. Devonian, borehole 6; nat. size.
 - 4 — Brecciated crustified ores (a); dolomite fragments and ore minerals are surrounded and partly replaced by dolomite II (white). Devonian, borehole 19; nat. size.
 - 5 — Part of Fig. 4, magnified. Crustified ores and relics of non-replaced dolomite (a) fractured and translocated; b — iron sulphides, c — dolomite II, 1 — finecrystalline ZnS, 2 — cryptocrystalline ZnS, 3 — radial ZnS. Transmitted light, $\times 20$.
 - 6 — As in Fig. 5, magnified. Shell-blende accompanied by iron sulphides (pyrite II, melnikovite-pyrite, marcasite II) — white; a — cryptocrystalline ZnS, b — radial ZnS. Reflected light, $\times 50$.
 - 7 — Part of Fig. 2, magnified. Sphalerite II (light grey) and pyrite II (white) impregnating fragment of porous dolomite; a — fossil, b — dolomite II. Reflected light, $\times 100$.
 - 8 — Part of Fig. 2, magnified. Sphalerite II (a) and melnikovite-pyrite (white) replacing fragment of dolomite; b quartz. Reflected light, $\times 100$.

Plansza (Plate) 9

- 1 — Skorupowe siarczki żelaza zastępują dolomit; piryt *II* poprzerastany strefowo markasytem *II*. Devon, otwór 19; światło odbite, nikole skrzyżowane, $\times 100$.
 - 2 — Jak fig. 1 — markasyt *II* zakończony pasmem pirytu *II* (*a*), $\times 50$.
 - 3 — Piryt *II* (biały) oraz narastające na nim kryształy markasytu *II*; siarczki żelaza zastępują dolomit. Devon, otw. 13; światło odbite, nikole skrzyżowane, $\times 50$.
 - 4 — Piryt *II* (*a*) z towarzyszącym mu sferolitem markasytu *II*; kruszce zastępują dolomit. Devon, otw. 11; światło odbite, nikole skrzyżowane, $\times 100$.
 - 5 — Brekcja kruszcowa; okruchy dolomitu scementowane są grubokrystalicznymi agregatami sfalerytu *III*. Devon, otw. 32, $\times 2$.
 - 6 — Fragment fig. 5 w powiększeniu: *a* — dolomit, *b* sfaleryt *III*. Światło odbite, $\times 50$.
 - 7 — Brekcja kruszcowa z zaznaczoną teksturą kokardową: *a* — okruchy dolomitu, *b* — sfaleryt *III*, *c* — kalcyt *II*, *d* — brekcja dolomitowo-sfalerytowa *I*? Devon, otw. 34; $\times 1,5$.
 - 8 — Wapień z żyłkami kalcytu (biały) poprzercinany żyłkami sfalerytu *III* (*a*); środkowe partie niektórych żyłek wypełnione są kalcytem *II* (*b*). Devon, otw. 36; w. nat.
-
- 1 — Iron sulphide crusts replacing dolomite; pyrite *II* with zonal intergrowths of marcasite *II*. Devonian, borehole 19; reflected light, nicols crossed, $\times 100$.
 - 2 — As in Fig. 1 — marcasite *II* ending at pyrite *II* band (*a*), $\times 50$.
 - 3 — Pyrite *II* (white) and crystals of marcasite *II* overgrowing it; iron sulphides replacing dolomite. Devonian, borehole 13; reflected light, nicols crossed, $\times 50$.
 - 4 — Pyrite *II* (*a*) accompanied by marcasite *II* spherulite; dolomite partly replaced by ore minerals. Devonian, borehole 11; reflected light, nicols crossed, $\times 100$.
 - 5 — Breccia of ore minerals; fragments of dolomite cemented with coarse-grained sphalerite *III* aggregates. Devonian, borehole 32; $\times 2$.
 - 6 — Part of Fig. 5, magnified: *a* — dolomite, *b* — sphalerite *III*; reflected light, $\times 50$.
 - 7 — Breccia of ore minerals with cockade texture marked: *a* — dolomite fragments, *b* — sphalerite *III*, *c* — calcite *II*, *d* — dolomite-sphalerite *I*? breccia. Devonian, borehole 34; $\times 1,5$.
 - 8 — Limestone with calcite veinlets (white) cut by veinlets of sphalerite *III* (*a*); central parts of some veinlets healed with calcite *II* (*b*). Devonian, borehole 36; nat. size.





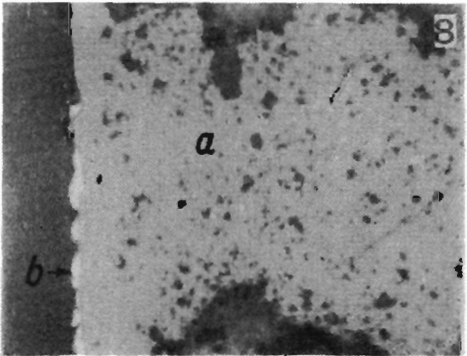
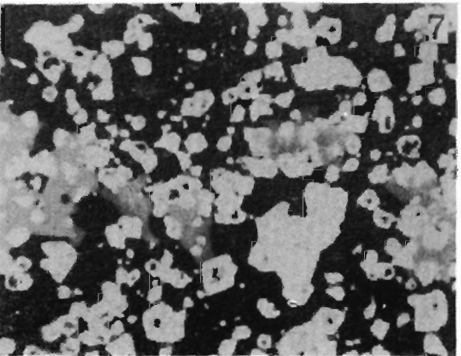
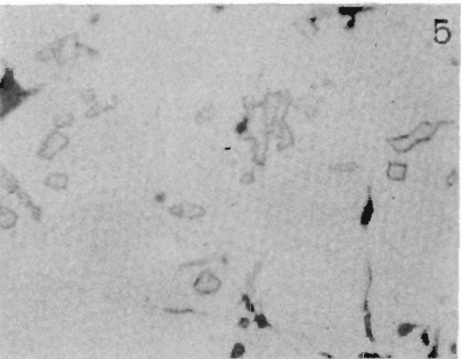
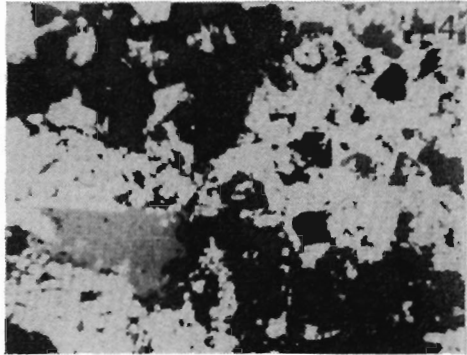
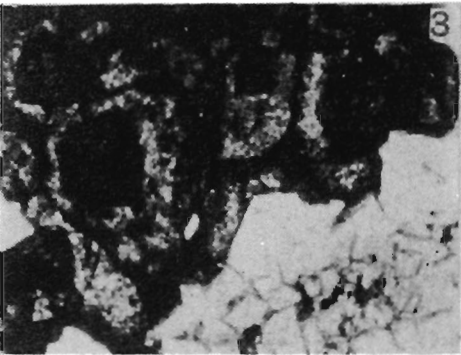
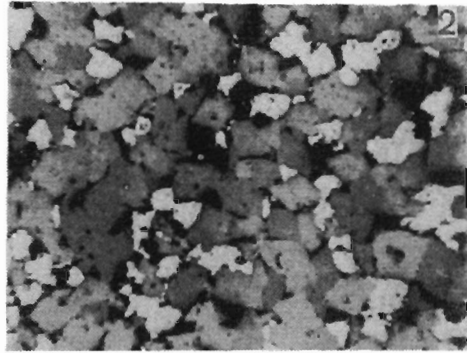
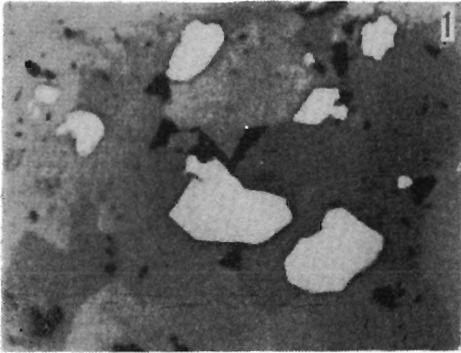
Plansza (Plate) 10

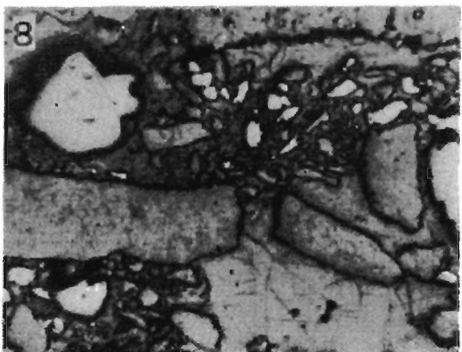
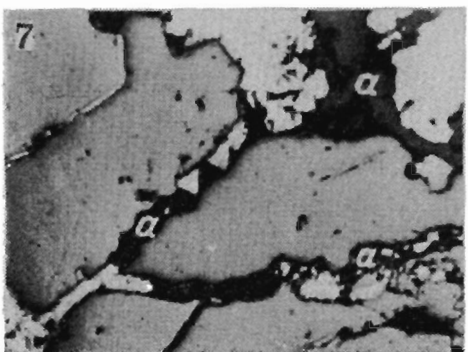
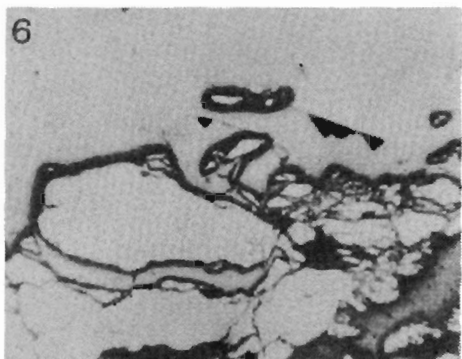
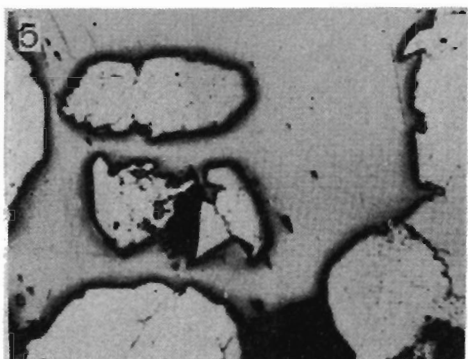
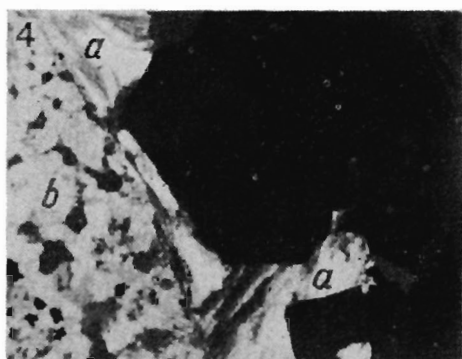
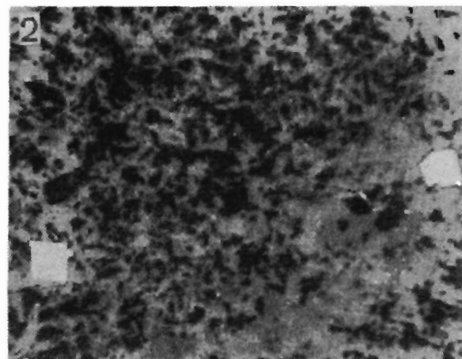
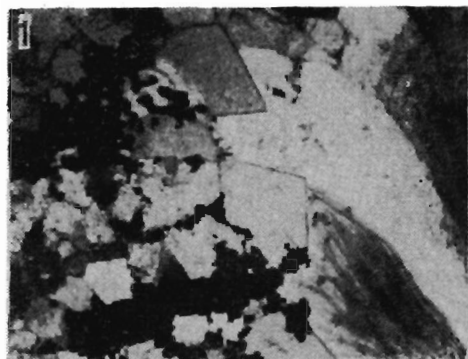
- 1 — Sfaleryt *III* (biały) impregnujący wapień oraz tworzący naskorupienie; *a* — kalcyt *II*. Dewon, otwór 36; światło odbite, $\times 50$.
 - 2 — Jak fig. 1 — grubokrystaliczny agregat sfalerytu *III* z ciemnymi jądrami kryształów; nikole skrzyżowane.
 - 3 — Grubokrystaliczny agregat sfalerytu *III* o budowie pasowej kryształów (preparat trawiony stężonym HNO_3). Dewon, otwór 36; światło odbite, $\times 50$.
 - 4 — Jak fig. 3 — kryształy sfalerytu *III* z ciemnymi jądrami oraz pasową budową. Nikole skrzyżowane, $\times 100$.
 - 5 — Chalkopiryt (biały) w towarzystwie sfalerytu *III* (jasnoszary); *a* — kalcyt *II*. Dewon, otwór 36; światło odbite, $\times 230$.
 - 6 — Brekcja kruszcowa — ostrokrawędziste okruchy dolomitu otoczone sfalerytem *III* (jasnoszary). Dewon, otwór 19; światło odbite, $\times 50$.
 - 7 — Narastające na powierzchniach kawern w dolomicie kruszczośnym kolejno dolomit *II* (*a*) oraz sfaleryt *III* (*b*). Środki kawern wypełnione kalcytem *II* (*c*), któremu towarzyszy galenit *IV* (*d*). Trias, otwór 19; $\times 2$.
 - 8 — Fragment fig. 7 w powiększeniu — sfaleryt *III* o budowie pasowo-promieniistej (preparat trawiony st. HNO_3). Światło odbite, $\times 50$.
-
- 1 — Sphalerite *III* (white) impregnating limestone and forming encrustings; *a* — calcite *II*. Devonian, borehole 36; reflected light, $\times 50$.
 - 2 — As in Fig. 1 — coarse-crystalline sphalerite *III* aggregates with dark nuclei of crystals; nicols crossed.
 - 3 — Coarse-crystalline sphalerite *III* aggregates with zoned structure of crystals (prepared in concentrated HNO_3). Devonian, borehole 36; reflected light, $\times 50$.
 - 4 — As in Fig. 3 — sphalerite *III* with zoned structure and dark crystal nuclei; nicols crossed, $\times 100$.
 - 5 — Chalcopyrite (white) accompanied by sphalerite *III* (light grey); *a* — calcite *II*. Devonian, borehole 36; reflected light, $\times 230$.
 - 6 — Breccia of ore minerals; angular fragments of dolomite surrounded by sphalerite *III* (light grey). Devonian, borehole 19; reflected light, $\times 50$.
 - 7 — Surfaces of cavities in ore-bearing dolomite successively covered by dolomite *II* (*a*) and sphalerite *III* (*b*); cavity centre infilled with calcite *II* (*c*), accompanied by galenite *IV* (*d*). Triassic, borehole 19; $\times 2$.
 - 8 — Part of Fig. 7, magnified. Sphalerite *III* with zoned-radial structure (prepared in concentrated HNO_3). Reflected light, $\times 50$.

Plansza (Plate) 11

- 1 — Kryształy sfalerytu *III* w porach między romboedrami dolomitu *II*, który jest wypierany. Devon, otwór 13; światło odbite, $\times 100$.
- 2 — Porowaty dolomit epigenetyczny impregnowany sfalerytem *III*. Devon, otw. 36; światło odbite, $\times 50$.
- 3 — Kryształy sfalerytu *III* o budowie pasowej wśród dolomitu. Devon, otw. 36; światło przechodzące, $\times 53$.
- 4 — Piryt *III* (biały) zastępujący sfaleryt *III* (jasnoszary); kruszce impregnują porowaty dolomit epigenetyczny, podobnie jak na fig. 2. Światło odbite, $\times 100$.
- 5 — Wrostki galenitu *III* (z obwódkami ?anglezytu) wśród pirytu *III*. Devon, otw. 36; światło odbite, $\times 230$.
- 6 — Jak fig. 5 — delikatna budowa pasowa pirytu tworzącego agregat ziarnisty (preparat trawiony stężonym HNO_3), $\times 100$.
- 7 — Ziarna sfalerytu *III*? (jasnoszary) zastępowane pirytem *III*? (biały); kruszce impregnują piaskowiec. Trias (pstry piaskowiec), otw. TN-261; światło odbite, $\times 100$.
- 8 — Fragment fig. 7 w powiększeniu: a sfaleryt z wrostkami skały, b chalkopiryt; $\times 230$.

- 1 — Crystals of sphalerite *III* in pores among rhombs of dolomite *II*. Devonian, borehole 13; reflected light, $\times 100$.
- 2 — Porous epigenetic dolomite impregnated with sphalerite *III*. Devonian, borehole 36; reflected light, $\times 50$.
- 3 — Crystals of sphalerite *III* with zoned structure, in dolomite. Devonian, borehole 36; transmitted light, $\times 53$.
- 4 — Pyrite *III* (white) replacing sphalerite *III* (light grey); ore minerals impregnating porous epigenetic dolomite, as in Fig. 2. Reflected light, $\times 100$.
- 5 — Relics of galenite *III* (with ?anglesite coatings) among pyrite *III*. Devonian, borehole 36; reflected light, $\times 230$.
- 6 — As in Fig. 5. Fine zoned structure of pyrite, which form grained aggregates (prepared in concentrated HNO_3), $\times 100$.
- 7 — Grains of ?sphalerite *III* (light grey) which are partly replaced by ?pyrite *III* (white). Ore minerals impregnating sandstone. Bunter; borehole TN-261; reflected light, $\times 100$.
- 8 — Part of Fig. 7, magnified: a sphalerite with rock relics, b chalcopyrite; $\times 230$.





Plansza (Plate) 12

- 1 — Dolomit epigenetyczny impregnowany siarczkami III generacji (czarne); w kawernie na romboedrach dolomitu występuje baryt. Devon, otwór 36; światło przechodzące, nikole skrzyżowane, $\times 50$.
 - 2 — Jak fig. 1 — baryt z towarzyszącymi kryształami galenitu IV. Światło odbite.
 - 3 — Utwory kruszcowe i niekruszcowe wypełniające szczelinę w dolomicie: a — dolomit II zastępowany przez ziarna sfalerytu III (jasnoszary) oraz piryt III (biały), b — baryt. Devon, otw. 11; światło odbite, $\times 50$.
 - 4 — Galenit IV (czarny) oraz baryt (a) stanowiące lepizzcze zlepieńca złożonego z otoczków dolomitu (b). Trias (ret), otw. 4; światło przechodzące, nikole skrzyżowane, $\times 20$.
 - 5 — Galenit IV narastający na agregatach markasytu II oraz zawierający reliktywne wrostki tego markasytu. Devon, otw. 8; światło odbite, nikole częściowo skrzyżowane, $\times 50$.
 - 6 — Galenit IV cementujący okruchy pirytu. Trias (dolomit diploporowy), otw. 13; światło odbite, $\times 50$.
 - 7 — Sfaleryt III (jasnoszary) poprzecinany żyłkami galenitu IV (biały); miejscami galenit jest pokruszony oraz scementowany kalcytem II (a). Devon, otw. 28; światło odbite, $\times 50$.
 - 8 — Brekcja kruszczowa — ostrokrawędziste okruchy dolomitu oraz lekko zaokrąglone ziarna sfalerytu III (jasnoszary) cementowane kalcytem II. Devon, otw. 19; światło odbite, $\times 50$.
-
- 1 — Epigenetic dolomite impregnated with sulphides of IIIrd generation (black); in cavity, dolomite rhombs overgrown with barite. Devonian, borehole 36; transmitted light, nicols crossed, $\times 50$.
 - 2 — As in Fig. 1. Barite accompanied by galenit IV; reflected light.
 - 3 — Ores and bare deposits infilling fissure in dolomite: a — dolomite II partly replaced by grains of sphalerite III (light grey) and pyrite III (white); b — barite. Devonian, borehole 11; reflected light, $\times 50$.
 - 4 — Galenite IV (black) and barite (a) forming cement of conglomerate composed of dolomite pebbles (b). Triassic (Rhoet), borehole 4; transmitted light, nicols crossed, $\times 20$.
 - 5 — Galenite IV overgrowing aggregates of marcasite II and yielding relics of this marcasite. Devonian, borehole 8; reflected light, nicols oblique, $\times 50$.
 - 6 — Galenite IV cementing pyrite fragments. Triassic (*Diplopora* dolomite), borehole 13; reflected light, $\times 50$.
 - 7 — Sphalerite III (light grey) cut by galenite IV veinlets (white); in places, galenite is crushed and cemented with calcite II (a). Devonian, borehole 28; reflected light, $\times 50$.
 - 8 — Ore mineral breccia: angular fragments of dolomite and weakly rounded grains of sphalerite III (light grey) are cemented with calcite II. Devonian, borehole 19; reflected light, $\times 50$.