

Jerzy NIŚKIEWICZ\*

## ZJAWISKA METASOMATOZY W CECHSZTYŃSKICH ZŁOŻACH RUD MIEDZI DOLNEGO ŚLĄSKA

### SPIS TREŚCI

Streszczenie . . . . .	7
Wstęp . . . . .	8
Z historii badań . . . . .	9
Zarys geologii . . . . .	13
Złoże przedsudeckie . . . . .	16
Zarys geologii i litostratygrafii . . . . .	16
Ogólna charakterystyka rudy . . . . .	20
Główne minerały kruszcowe . . . . .	21
Struktura i tekstura rudy . . . . .	22
Złoże sudeckie—bolesławieckie . . . . .	39
Zarys geologii i litostratygrafii . . . . .	39
Ogólna charakterystyka rudy . . . . .	42
Główne minerały kruszcowe . . . . .	42
Struktura i tekstura rudy . . . . .	42
Mineralizacja kruszczowa w marglach i wapieniach z czerwonymi plamami . . . . .	54
Złoże sudeckie—leszczyńskie . . . . .	54
Zarys geologii i litostratygrafii . . . . .	54
Ogólna charakterystyka rudy . . . . .	57
Główne minerały kruszcowe . . . . .	57
Struktura i tekstura rudy . . . . .	58
Rola procesów metasomatycznych w powstawaniu rudy . . . . .	64
Z geochemii procesów powstawania rudy . . . . .	66
Geneza badanych złóż . . . . .	67
Wnioski . . . . .	71
Zakończenie . . . . .	72
Literatura . . . . .	73
Metasomatic phenomena in the Zechstein copper ore deposits of Lower Silesia — Summary . . . . .	77

### Streszczenie

Przeprowadzono szczegółowe badania geologiczno-mineralogiczne 43 profili złóżowych obejmujących główną, ekonomiczną mineralizację kruszczową cechsztyńskich złóż miedzi Dolnego Śląska. Z wybranych prób rudy wykonano 219 szlifów jednostronnych i 254 szlify cienkie, które zbadano mikroskopowo, ze specjalnym zwróceniem uwagi na strukturę i teksturę rudy. Badania wykazały, że w genezie omawianych złóż ważną rolę odegrały procesy metasomatyczne — karbonatyzacja, chalkopirytizacja, bornityzacja i chalkozynizacja. Procesy te zachodziły w okresie diagenezy osadów dolnego cechsztynu. Główne stadium karbonatyzacji miało miejsce przed procesami metasomatozy kruszczowej. Karbonatyzacja obejmowała nie tylko węglanowe i węglanowo-ilasto-organiczne osady dolnego cechsztynu, lecz także zalegające w spągu piaskowce (ich partie

stropowe). Efektem była rekrytalizacja substancji węglanowe oraz częściowe wyparcie ziarn kwarcu i krzemionki (spoiwa piaskowców). Karbonatyzacja ułatwiła przebieg procesów metasomatozy kruszczowej (zwłaszcza w piaskowcach), które rozwinęły się dopiero po powstaniu bariery redukcijnej. Okruszcowanie osadów było kontrolowane przez ilość powstającego siarkowodoru — stężenie jonów  $S^{2-}$  — w strefie bariery, a ze względu na ich niedobór, także przez entalpię swobodną tworzenia siarczków ( $\Delta G$ ). Metale Cu, Pb, Zn i inne zostały doprowadzone w strefę bariery przez wody descenzyjne. Badane złoża, zdaniem autora, są złożami epigenetycznymi strefy hipergenicnej, ściślej mówiąc — późnodiagenetycznymi złożami metatetycznymi.

\* Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław.

## WSTĘP

Problem genezy cechsztyńskich złóż miedzi jest od dawna dyskutowany w światowej literaturze fachowej i posiada bogate piśmiennictwo (Pompeckij 1914; Beyschlag 1921; Schneiderhöhn 1923, 1926; Schlossmacher 1923; Fulda 1928; Schouten 1937; Siegel 1941; White 1942; Kautzsch 1958; Schüller 1958; Wedepohl 1962; Ludwig, Rentsch 1967; Renfro 1974 i in.) W polskiej literaturze geologicznej, obok bardzo licznych prac przyczynkowych, mamy również wiele prac syntetycznych poświęconych temu zagadnieniu (Lisiakiewicz 1959a, 1969; Konstantynowicz 1965, 1971; Harańczyk 1967a, 1972; Oberc, Serkies 1970; Serkies 1969, 1972; Idzikowski 1976 i in.) Powstały one na bazie ogromnego materiału faktograficznego, który uzyskano w czasie badań geologicznych prowadzonych w Polsce na szeroką skalę od lat pięćdziesiątych bieżącego stulecia. Celami tych badań były dokładniejsze rozpoznanie znanych cechsztyńskich złóż miedzi w Sudetach oraz poszukiwanie nowych złóż. Oba cele zostały uwieńczone sukcesem. Na szczególne podkreślenie zasługuje odkrycie wielkiego złoża miedzi na obszarze przed-sudeckim (Wyżykowski, Jórczak 1957). Badacze zajmujący się problemem genezy omawianych złóż opierają się w swoich syntezach głównie na przesłankach geologicznych, mineralogicznych i geochemicznych. Mniejszą uwagę zwracano dotąd na strukturę i teksturę rudy badanych złóż. Temu zagadnieniu poświęcona jest niniejsza praca.

Przedmiotem badań jest ruda z wybranych profilów cechsztyńskich złóż miedzi obszarów sudeckiego i przed-sudeckiego. Badaniami objęto tylko te partie złóż, które zostały odsłonięte wyrobiskami górniczymi. Lokalizację profilów dobierano natomiast tak, by można było wykonać przekroje złożowe, które byłyby reprezentatywne dla danego złoża lub jego części. Ogółem przebadano 43 profile złożowe usytuowane na 15 liniach przekrojowych. Przebadano kilkaset prób rudy i z wybranych prób wykonano szlify jednostronne i cienkie. Wykorzystano także szlify jednostronne i cienkie przygotowane dla potrzeb prac magisterskich (Bednarz 1975; Buczkowska 1950; Buratyński 1973; Kotliński 1971; Namysłowska 1970; Róg 1971; Syrek-Schmidt 1973; Szczerbo 1973; G. Ślusarczyk 1974), wykonanych pod kierunkiem autora i w jednym przypadku (S. Ślusarczyk 1974) pod kierunkiem prof. dr. hab. K. Dziedzica. W sumie przebadano w świetle odbitym 219 szlifów, korzystając z mikroskopu „Min-9” produkcji radzieckiej i w świetle przechodzącym — 254 szlify, korzystając z mikroskopu „Min-8”, również produkcji ra-

dzieckiej. Dokładne badanie mineralizacji kruszcowej w świetle odbitym pozwoliło na szacunkową analizę ilościową polegającą na ocenie procentowego udziału poszczególnych kruszców w ich sumie. Analizie tej poddano 182 szlify, a uzyskane wyniki przedstawiono tabelarycznie w tekście i graficznie na załączonych przekrojach złożowych. W tabelach podano numery ewidencyjne szlifów jednostronnych, pod którymi znajdują się one w zbiorach szlifów Zakładu Geologii i Dokumentowania Złóż Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego.

Należy zaznaczyć, że badane profile złożowe reprezentują tylko główną, ekonomiczną mineralizację kruszczową omawianych złóż. W ich spągu, a zwłaszcza w stropie, występuje także mineralizacja kruszczowa, lecz z reguły uboga, nieekonomiczna. Nadto w złożach tych spotyka się żyły z mineralizacją kruszczową. Ze względu na brak odsłoneń tak pierwsza, jak i druga mineralizacja nie były badane.

W niniejszej pracy pojęcia „struktura rudy” i „tekstura rudy” używane są w ogólnie przyjętym znaczeniu. Przez strukturę rozumie się kształt i wielkość ziarn kruszczu oraz sposób ich zrastania się z sobą i z ziarnami minerałów płonych. Przez teksturę natomiast rozumie się sposób ułożenia ziarn kruszców w przestrzeni oraz stosunek ich ułożenia do ułożenia ziarn minerałów płonych. Ze względu na występowanie w badanej rudzie w zasadzie tylko siarczków (sporadycznie siarkosoli) metali — głównie miedzi — określenia siarczki, kruszce, minerały rudne i minerały nieprzezroczyste (termin używany w opisie obserwacji mikroskopowych w świetle przechodzącym) są równoznaczne. Podobnie pojęcia „ziarno” i „blast” są równoznaczne w odniesieniu do siarczków miedzi, ze względu na ich metasomatyczne pochodzenie.

Badania geologiczne przeprowadzono w latach 1970—1975 we wszystkich czynnych kopalniach miedzi. Autor ma miły obowiązek podziękować Dyrekcji Kombinatoru Górniczo-Hutniczego Miedzi w Lubinie za wyrażenie zgody na prowadzenie badań. Szczególnie dziękuję mgr. inż. K. Dubińskiemu — Głównemu Geologowi Kombinatoru — za ułatwienie ich realizacji. Pragnę też serdecznie podziękować Głównym Geologom poszczególnych kopalń za życzliwość i okazaną pomoc oraz Geologom i Pracownikom Technicznym tych kopalń, którzy pomagali w badaniach geologicznych prowadzonych w wyrobiskach górniczych.

Za życzliwą dyskusję nad tezami niniejszej pracy i za cenne rady bardzo dziękuję prof. dr. inż. H. Gruszczykowi, prof. dr. habil. W. Heflikowi i doc.



dr. inż. M. Banasiowi dziękuję za wnikliwą analizę pracy i ważne uwagi merytoryczne. Szczególnie serdecznie pragnę wyrazić podziękowanie prof. dr.

K. Maślankiewiczowi za przeczytanie pracy i cenne wskazówki.

### Z HISTORII BADAŃ

Występujące na Dolnym Śląsku cechsztyńskie osady miedzionośne znane były od bardzo dawna, i to na wiele wieków przed ustaleniem ich pozycji stratygraficznej. Równie odległych czasów, prawdopodobnie piastowskich (Scupin 1930), sięga górnictwo miedzi, które wielokrotnie podejmowało eksploatację

tych osadów. Zarzucano ją zwykle po krótkim czasie ze względu na niską zawartość miedzi w rudzie. Problemem pochodzenia miedzi występującej w omawianych osadach zainteresowano się dopiero przed kilkadziesiąt laty.

Beyschlag (1918) analizując geologiczne warunki

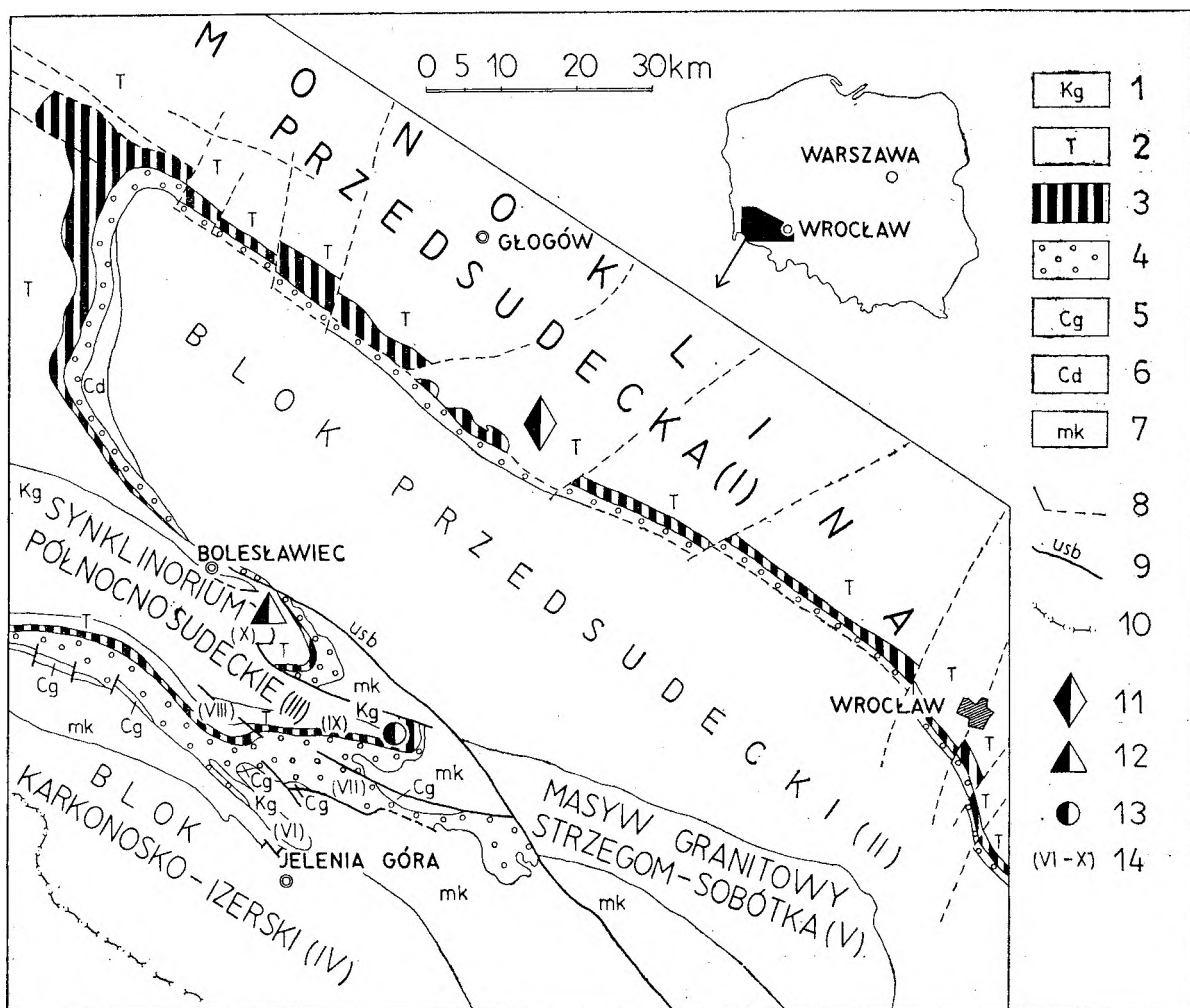


Fig. 1

Szkic geologiczny regionu z zaznaczonymi obszarami występowania cechsztyńskich złóż miedzi (wykonany na podstawie mapy geologicznej Sudetów i obszaru przedsudeckiego Krasonia i Sokolowski 1966)

1 – kreda górna, 2 – trias, 3 – cechsztyń, 4 – czerwony spągowiec, 5 – karbon górny, 6 – karbon dolny, 7 – metamorfik kaczawski (starszy paleozoik), 8 – uskoki, 9 – uskoc sudecki brzeżny, 10 – granica państwa; cechsztyńskie złoża miedzi: 11 – złożo przedsudeckie; złoża sudeckie: 12 – złożo bolesławieckie, 13 – złożo leszczyńskie; 14 – jednostki geologiczne niższego rzędu w synklinorium północnosudeckim: VI – rów Wlenia, VII – rów Świerzawy, VIII – synklina lwówecka, IX – synklina leszczyńska, X – synklina bolesławiecka

Geological sketch of the study region with shown areas of occurrences of Zechstein copper-ore deposits (after Krasoń, Sokolowski 1966)

I – Fore-Sudetic Monocline, II – Fore-Sudetic Block, III – North-Sudetic Synclinorium, IV – Karkonosze-Izera Block, V – Strzegom-Sobótka granite massif; 1 – Upper Cretaceous, 2 – Triassic, 3 – Zechstein, 4 – Rotliegendes, 5 – Upper Carboniferous, 6 – Lower Carboniferous, 7 – Kaczawa Mts. metamorphic (Lower Paleozoic), 8 – faults, 9 – marginal Sudetic fault, 10 – state frontier; Zechstein copper-ore deposits: 11 – Fore-Sudetic deposit; Sudetic deposits: 12 – Bolesławiec deposit, 13 – Leszczyna deposit; 14 – Lower order geological units in the North-Sudetic Synclinorium: VI – Wleń graben, VII – Świerzawa graben, VIII – Lwówek syncline, IX – Leszczyna syncline, X – Bolesławiec syncline

występowania leszczyńskiego złoza miedzi (fig. 1), zwraca uwagę na jego tektonikę, na bliskość permskich skał wulkanicznych oraz na niedalekie sąsiedztwo żył kruszcowych z okolic Chełmca. Swoimi rozważaniami obejmuje on także bardziej odległe kruszcowe żyły miedzionośne Sudetów. Pokładowe złoże leszczyńskie i wspomniane żyły łączy on w jedną „dolnośląską formację miedziową”, która miała powstać w wyniku procesów hydrotermalnych związanych genetycznie z wulkanizmem permskim. W złożu leszczyńskim autor ten stwierdza tylko obecność melachitu oraz azurytu i przyjmuje, że minerały te powstały z pierwotnych, epigenetycznych siarczków miedzi w wyniku procesów wietrzenia.

Scupin (1930) krytycznie oceniając poglądy Beyschлага, zwraca uwagę na przyporządkowanie leszczyńskiego złoza miedzi określonemu poziomowi litostratygraficznemu dolnego cechsztynu oraz na brak związku między uskoki i spekaniami a mineralizacją miedziową w złożu. Jego zdaniem w żadnym wypadku nie można łączyć omawianego złoza i żyłowych złóż miedzi występujących w skałach staropaleozoicznych Sudetów w jedną formację genetyczną. Podkreślając występowanie kruszców miedzi głównie w poziomie margli miedzionośnych dolnego cechsztynu, autor ten uważa powstanie tych kruszców za niewątpliwie syngenetyczne. W okresie dolnego cechsztynu, podczas denudacji skał staropaleozoicznych, głównie diabazów okolic Bolkowa, miały powstawać siarczanowe roztwory miedzi w wyniku utleniania siarczków miedzi zawartych w tych skałach. Roztwory te spływały do płytkiej zatoki morza cechsztyńskiego. Tutaj wchodziły w kontakt z węglanem wapnia sedymentujących wapieni i margli, przeobrażając go w zasadowy węglan miedzi — malachit i azuryt, natomiast powstały w tym procesie siarczan wapnia przechodził do roztworu. Zdaniem Scupina malachit i azuryt nie powstały więc z przeobrażenia siarczków miedzi, lecz stanowią syngenetyczną domieszkę skał węglanowych i marglistych. Bogatsze w dwa pierwsze minerały są warstwy margliste, które miały silniej absorbować roztwory miedzi. Stopień okruszcowania omawianych skał miał maleć w kierunku zachodnim, gdyż w tym kierunku rozcieńczały się roztwory miedzi, tj. w miarę oddalania się od brzegów zatoki.

Należy zaznaczyć, że zarówno Beyschlag, jak i Scupin nie wiedzieli o istnieniu pierwotnej strefy siarczków miedzi w złożu leszczyńskim, ani też o występowaniu złoza bolesławieckiego. W latach 1935—1938 przeprowadzono badania geologiczno-poszukiwawcze za rudami miedzi na obszarach synkliny leszczyńskiej i bolesławieckiej (fig. 1), których wynikiem było stwierdzenie występowania pierwotnych rud siarczkowych w znanym złożu leszczyńskim oraz

odkrycie nowego złoza cechsztyńskich rud miedzi w synklinie bolesławieckiej. Badania mineralogiczno-petrograficzne rudy z nowo odkrytego złoza, jak też z głębszych, siarczkowych stref złoza leszczyńskiego wykonał Neuhaus (1940). Stwierdził on całkowite podobieństwo rud obu złóż, wnioskując z tego, że i geneza jest podobna. W skałach wapienno-marglistych tych złóż stwierdza występowanie rozproszonych drobnych ziarn chalkozynu, bornitu, chalkopiryty, piryty, sfalerytu i galeny, które jego zdaniem stanowią pierwotną, syngenetyczną generację kruszców. Nadto stwierdził on obecność tenantyту, srebra rodzimego, kowelinu, malachitu i azurytu oraz podwyższone ilości pierwiastków śladowych: Co, Ni i V w rudzie. Zwraca on też uwagę, że minerały kruszcowe i pierwiastki śladowe w badanych złożach są podobne jak w złożu mansfeldzkim (NRD). Za najstarszy wśród kruszców uważa piryт, który jego zdaniem występuje wyłącznie w formie tzw. „okruszczonych bakterii”. Następnie miały wytrącać się równocześnie bornit i chalkozyn, których maksimum koncentracji jest w marglach miedzionośnych. Galena i sfaleryт wytrąciły się później; ich maksimum koncentracji jest w marglach ołowionośnych, które występują w stropie margli miedzionośnych.

Wymienione kruszcze miały wytrącać się sukcesywnie z jednej i tej samej fazy ciekłej. Ostra granica zaznaczyła się jedynie przy zmianie metalu w wytrączanych siarczkach. Jest to granica między marglem miedzionośnym i ołowionośnym. Opisana pierwotna generacja kruszców, zdaniem Neuhausа, uległa następnie przeobrażeniu w wyniku procesów rekryystalizacji, utleniania i cementacji. Rekryystalizacja miała spowodować przeobrażenie drobnej, rozproszonej mineralizacji kruszczowej w gruboziarnistą i zaznaczyła się szczególnie w obrębie warstw wapiennych omawianych złóż. Procesy utleniające natomiast miały spowodować przejście chalkozynu w bornit, a bornitu w chalkopiryт prowadząc tym samym do obniżenia zawartości miedzi w rudzie. Procesy te zaznaczyły się szczególnie w warstwach z czerwonymi plamami, występującymi w spągu margli miedzionośnych. Procesy cementacji, polegające głównie na wypieraniu bornitu przez chalkozyn (wtórny), miały być sprzężone z procesami utleniania, co prowadziło prawdopodobnie do znacznych przemieszczeń metali w złożu. Zmiany ilościowe wywołane procesami utleniania (obniżającymi zawartość Cu w warstwach z czerwonymi plamami) i cementacji (podwyższającymi zawartość Cu w warstwach miedzionośnych) są zdaniem Neuhausа prawie równe sobie i nie ma potrzeby przyjmowania wtórnego doprowadzenia metali, a tym samym procesy te można wiązać z wodami descenzyjnymi. Źródłem miedzi i innych metali występujących w osadach cechsztyń-

skich mogły być, według tego badacza, granit karkonoski (związana z nim mineralizacja kruszcowa) i otaczające go bogate złoża kruszcowe, a także wulkanity permskie, głównie porfiry i związane z nimi żyły kruszcowe.

Lisiakiewicz (1959a, 1969) na podstawie przeprowadzonych badań geologicznych i mineralogicznych złoża bolesławieckiego dochodzi do wniosku, że jest to złożo epigenetyczne — hydrotermalne. Jego zdaniem powstało ono w dwóch etapach: endogenicznym i egzogenicznym. W pierwszym etapie mineralizacji, zwanej pierwotną, zaznaczyły się dwie fazy. Kruszcze pierwszej fazy występują w złożu w formie rozproszonej i są nimi: bornit, chalkozyn, piryty, chalkopiryty, galena, sfaleryt i czerni uranowa (?). Trzy pierwsze są charakterystyczne dla poziomu miedziowego, przy czym chalkozyn i piryty miały powstać z rozkładu bornitu „w endogenicznych warunkach redukcyjnych”. Chalkopiryty występują głównie w stropowej części poziomu miedziowego oraz w warstwach margli plamistych zalegających pod tym poziomem, gdzie towarzyszyć mu ma czerni uranowa. Natomiast galena i sfaleryt, czasami też chalkopiryty, występują nad poziomem miedziowym, w warstwach margli ołowionośnych. Wymienione kruszcze tworzą w skałach wapienno-marglistych złoża wprysnięcia, soczewki, żyłki, a także impregnują skorupki mikroorganizmów.

Formę pokładową badanego złoża autor ten tłumaczy własnościami fizyczno-mechanicznymi osadów cechsztyńskich. Jego zdaniem ważną rolę w stosunkowo równomiernym i „pokładowym” rozmieszczeniu substancji kruszcowej odegrały reliktywne wody śródwarstwowe powodujące duże zawilgocenie osadów. Wody te ułatwiły dyfuzyjną migrację metali doprowadzanych przez roztwory hydrotermalne. Migracja odbywała się głównie wzdłuż powierzchni uwarstwienia wapienno-ilastych osadów bitumicznych złoża, których własności redukcyjne sprzyjały wytrącaniu się siarczków. Nadto osady te miały charakter warstw ekranujących — zatrzymujących roztwory hydrotermalne. Opisana faza mineralizacji złoża bolesławieckiego, zdaniem tego autora, wiąże się z palatynacką fazą tektogenezy staroalpejskiej.

Druga faza mineralizacji endogenicznej miała miejsce po całkowitym zdiagenezowaniu osadów dolnego cechsztynu. Osady te zostały następnie pocięte uskokami i licznymi spękaniem. Powstałe szczeliny ułatwiały wędrówkę hydrotermalnym roztworom kruszczośnym, z których wytrąciły się głównie markasyt, arsenopiryty, piryty i galena, a także w podrzędnych ilościach wiele innych rzadkich w tym złożu kruszców. Wymienione kruszcze występują w formie żył krystyfikowanych niezgodnie przecina-

jących skały złożowe, w formie żyłek w szwach stalolitowych i rzadziej w formie wprysnięć. Towarzystwującym minerałem płonym jest kalcyt, sporadycznie kwarc. W drugim egzogenicznym etapie miała miejsce mineralizacja wtórna, której głównymi kruszczami są chalkozyn wtórny, kowelin, kupryty, malachit, azuryty, miedź rodzima i wodorotlenki żelaza. Minerale te występują głównie w strefach spękań tektonicznych, a ich powstanie wiąże Lisiakiewicz z oddziaływaniem wód descenzyjnych na kruszcze pierwszej fazy mineralizacji endogenicznej. Autor ten nie stwierdził śladów zmian egzogenicznych w minerałach kruszcowych powstałych w drugiej fazie tej mineralizacji.

Konstantynowicz (1957, 1965) stwierdza na podstawie obszernych studiów litostratygrafii, tektoniki i mineralizacji kruszcowej złóż leszczyńskiego i bolesławieckiego oraz warunków facjalno-paleogeograficznych synklinorium północnosudeckiego w okresie cechsztyńskim, że złoża te są pochodzenia osadowego. Wyróżnia on trzy fazy mineralizacji kruszcowej. We wczesnym stadium diagenety osadów węglanowilastych dolnego cechsztynu miał powstawać pył kruszcowy, przy czym najwcześniej wytrącał się piryty, natomiast chalkozyn, bornit i chalkopiryty powstawały później i prawdopodobnie równocześnie. W drugiej fazie związanej z późniejszymi stadiami diagenety miała miejsce rekryształizacja, koncentracja i przestrzenne rozmieszczenie minerałów kruszcowych w złożu. W fazie tej zachodziły również procesy metasomatyczne prowadzące do zastępowania szczątków organicznych siarczkami. Epigenetyczny charakter miała trzecia faza mineralizacji, w której wyróżnia on wcześniej powstałe żyłki, soczewki i wprysnięcia kruszców w samej rudzie oraz później powstałe żyłki i wprysnięcia tych minerałów w sąsiedztwie stref uskokowych złoża. Charakterystycznymi kruszczami dla tej fazy są markasyt, piryty, chalkopiryty i inne siarczki (głównie miedzi) oraz minerał płony — kalcyt.

Wymieniony autor uważa, że źródłem metali występujących w rudzie mogły być metale zawarte w wodzie morza cechsztyńskiego, w skałach wylewnych czerwonego spągowca, w polimetalicznych złożach bloku karkonoskiego, a także koncentracje metali, zwłaszcza miedzi, w skałach osadowych górnego czerwonego spągowca. Transport uwolnionych w procesach denudacji metali odbywał się głównie w postaci roztworów siarczanowych. Natomiast strącanie metali w formie siarczków zachodziło w środowisku redukcyjnym. Źródłem siarki był siarkowodor powstały z rozkładu substancji białkowych oraz aniony siarczankowe. Zdaniem tego autora zaburzenia tektoniczne — dysjunktywne i fałdowe — w badanych złożach są późniejsze od mineralizacji kruszcowej, a na

jej hydrotermalne pochodzenie brak dowodów.

W 1957 r. odkryte zostało złożo przedsudeckie (fig. 1; Wyżykowski, Jórczak 1957). Przeprowadzone badania wykazały duże podobieństwo budowy geologicznej, zwłaszcza litostratygrafii i mineralizacji kruszcowej, tego złoża i złóż sudeckich. Konstatajnowicz (1965, 1971) jest zdania, że warunki powstawania złoża przedsudeckiego są całkowicie podobne jak złóż sudeckich.

Na podstawie badań i rozważań geochemicznych Serkies (1969) tłumaczy osadowy charakter omawianych złóż własnościami dyferencyjnymi nie tylko siarczków, ale i minerałów płonnych. Tworzenie się lub niszczenie jednych i drugich minerałów jest uzależnione jego zdaniem od wartości potencjału równowag elektrochemicznych (Eh) i wartości pH środowiska powstawania złoża, jak też od iloczynu rozpuszczalności siarczków w wodzie. Czynniki te mają kontrolować procesy powstawania tych złóż we wszystkich stadiach: sedymentacji, diagenety, katagenety i hydrogenety.

Oberc i Serkies (1970) wyróżniają w genezie złoża przedsudeckiego 7 etapów. W pierwszym etapie miała miejsce sedymentacja ilów i węglanów oraz strącanie się siarczków miedzi i innych metali. Drugi etap to diagenetyczne wzbogacenie ilów oraz margli w siarczki miedzi i innych metali, jak też ich dyferencjacja w obrębie tych osadów. Również w tym etapie roztwory kruszconośne infiltrowały w piaskowce zalegające w spągu. Powolna lityfikacja osadów i diagenetyczna metasomatoza kruszców to trzeci etap, w którym powstają pasma i agregaty kruszców, a ily miedzionośne przeobrażają się w łupki miedzionośne. W czwartym etapie palatynacka faza górotwórcza (cechsztyn-trias) powoduje powstanie systemu spękań i szczelin, które zostają wypełnione kruszcami. W następnym, piątym etapie, laramijska faza górotwórcza (kreda-trzeciorząd) przyczynia się do powstania kolejnego systemu spękań i szczelin, które wypełnia kalcyt, baryt i gips. Ruchy laramijskie na obszarze przedsudeckim wywołują w omawianym złożu, deformacje dysjunktywne i fałdowe (drobne fałdy w warstwie łupków miedzionośnych), które stanowią szósty etap. W ostatnim, siódmym etapie, w okresie starszego trzeciorzędu ma miejsce częściowa erozja osadów permomezozoicznych, w tym również złoża, oraz sedymentacja osadów młodszych na zerodowanym podłożu. Według opinii wymienionych autorów złożo przedsudeckie „nie jest złożem syngenetycznym sensu stricto, ale złożem diagenetycznym dyferencyjnym”.

Na podstawie badań geochemiczno-mineralogicznych Harańczyk (1972) wyróżnia w złożu przedsudeckim mineralizację syngenetyczną w skałach piaskow-

cowych, łupkowych i węglanowych, mineralizację wtórną diagenetyczną w skałach łupkowych i węglanowych oraz wtórną infiltracyjną w skałach piaskowcowych. Nadto wyróżnia epigenetyczną mineralizację żyłową. Zwracając uwagę na anomalnie wysoką zawartość metali ciężkich w osadach dolnego cechsztynu obszaru złoża, autor ten przypuszcza, że zostały one doprowadzone do zbiornika sedymentacyjnego w trakcie lub bezpośrednio po transgresji morza cechsztynskiego i to w formie „niemal jednorazowej porcji”. Źródłem metali mogły być, jego zdaniem, wietrzejące skały bądź złoża kruszców. Jest też możliwe, że w czasie transgresji morza cechsztynskiego metale zostały wylugowane z pustynnych, piaszczystych osadów podłoża albo dostały się do morza drogą ekshalacji wulkanicznych, czy też z podmorskich źródeł hydrotermalnych. Dwie ostatnie możliwości, zdaniem tego autora, wydają się być bardzo prawdopodobne. Stwierdzona współzależność zawartości siarki siarczkowej i sumy metali, a w pewnym stopniu również poszczególnych metali, od zawartości węgla organicznego w osadzie świadczy, jego zdaniem, „o kontroli procesów sedymentacji dolnocechsztynskich osadów euksynicznych reakcjami biologicznymi”.

Zawarta w wodzie morskiej siarka siarczanowa ulegała redukcji do siarki siarczkowej w wyniku procesów metabolicznych bakterii anaerobowych żyjących w środowisku redukcyjnym. Występujące w zastoiskowej strefie dennej metale były wiązane przez siarkę siarczkową w nierozpuszczalne siarczki. Na tej drodze miała powstać pierwotna, syngenetyczna mineralizacja w omawianym złożu. Ważną rolę w doprowadzeniu metali z górnych poziomów morza do dennej strefy zastoiskowej mogła odegrać adsorpcja na minerałach ilastych. Podwyższone ilości siarczków metali w osadach zasobnych w substancję organiczną, zdaniem Harańczyka, wyraźnie wskazują, że ich wytrącenie się w wyniku przekroczenia iloczynu rozpuszczalności jest mało prawdopodobne.

Sedymentacja łupków ołowionośnych odbywać się miała w lagunie, gdzie podwyższona koncentracja ołowiu i cynku oraz bardziej redukcyjne warunki sprzyjały wytrącaniu i koncentrowaniu się siarczków tych metali w osadach dennych. Natomiast siarczki miedzi miały gromadzić się w podobnych osadach strefy morskiej, a ściślej strefy mieszania się wód laguny z wodą morską. Wtórne procesy diagenetyczne i epigenetyczne prowadzące, zdaniem tego autora, do uruchomienia, migracji i lokalnej koncentracji substancji kruszcowej pierwotnie rozproszonej w osadzie przebiegały stopniowo w miarę postępu lityfikacji osadu. Procesy te z jednej strony spowodowały przemieszczenie substancji kruszcowej w obrębie osadów euksynicznych i jej infiltrację w porowate

piaskowce występujące w spągu, natomiast z drugiej strony umożliwiały one roztworom metalonośnym uwolnionym z osadów, zwłaszcza salinarnych, migrację szczelinami w obrębie złoża. Wytrącone z roztworów kruszce i minerały płone nie wskazują na większe wahania reżimu redoksoowego. Ten typ przemieszczeń substancji mineralnej wymieniony autor nazywa anadiagenetycznym. W złożu przedsudeckim wydziela on nadto żyły, których wtórne kruszce wskazują na większe wahania reżimu redoksoowego, a ich paragenezy wykazują podobieństwo do paragenez stref cementacyjnych złóż kruszcowych. Przypuszcza on, że żyły te, zwane epidiaogenetycznymi, należą wiązać z przenikaniem zasobnych w tlen wód descenzyjnych w obręb złoża. Zróżnicowany zasięg pionowy szczelin umożliwiać miał przenikanie wód z różnych paleopoziomów wodonośnych w strefę osadów euksynicznych i powodować ługowanie, przemieszczanie i wtórne wytrącanie siarczków metali.

Opierając się na kilkunastoletnich badaniach geochemicznych cechsztyńskich osadów miedzionośnych Dolnego Śląska Idzikowski (1976) uważa za bardzo mało prawdopodobne by metale zawarte w wodach morza cechsztyńskiego wytrącały się pierwotnie jako siarczki. Jego zdaniem miedź i wszystkie towarzyszące jej metale mogą być koncentrowane przez faunę i florę morską. Procesy pierwotnego wiązania metali w morzu cechsztyńskim polegały według niego na tworzeniu związków i kompleksów metaloorganicznych skupiających się w organizmach żywych lub w wodzie morskiej w formie roztworów prawdziwych, koloidów i zawiesin. Sedymentacja substancji metaloorganicznej następowała z chwilą obumarcia organizmów żywych lub po jej zaadsorbowaniu na cząstkach minerałów ilastych. Biorąc pod uwagę, że w omawianych złożach stopień koncentracji siarczków metali jest najwyższy w skałach łupkowych, przypisuje on ważną rolę procesom adsorpcji.

W czasie procesów diagenetyzacji nagromadzone w osadach związki i kompleksy metaloorganiczne miały ulegać przeobrażeniu w siarczki metali. Źród-

łem jonów siarczkowych, obok procesów metabolicznych bakterii anaerobowych, mogła być hydroliza organicznych związków siarki i hydrolityczny rozpad białek zawierających siarkę. Nadto mogło mieć miejsce bezpośrednie przeobrażenie kompleksów metaloorganicznych zawierających jon siarczkowy w siarczki metali (te reakcje nie wymagają dodatkowych procesów redoksoowych). Zdaniem tego autora procesy tworzenia się siarczków zachodziły praktycznie wyłącznie w obrębie osadu, którego zasobność w metale pozwala przypuszczać, że cała ilość siarkowodoru wytwarzanego w procesach biochemiczno-diagenetycznych została wykorzystana w procesach tworzenia się siarczków metali. W ten sposób w basenie sedymentacji osadów miedzionośnych wody strefy przydennej nie były zatrute przez siarkowodor i bez przeszkód mogło rozwijać się w nich życie organiczne. Życie takie faktycznie istniało, o czym świadczą, stwierdzone m. in. przez Kłapcińskiego (1971), masowe wystąpienia ramienionogów kopalnych z rodzaju *Lingula* (prowadziły one przydenne, osiadły tryb życia) w osadach miedzionośnych obszaru monokliny.

Powstałe we wczesnym stadium diagenetyzacji pierwotne siarczki i inne związki metali były według Idzikowskiego rozproszone w formie drobnych ziarn. Dopiero w późniejszym stadium miały miejsce procesy rekrytalizacji wywołane wodami krążącymi w osadzie, a uwalnianymi w miarę postępu jego lityfikacji. Wody te rozpuszczały w sobie sole wszystkich metali, a przede wszystkim drobne ziarna siarczków. W dogodnych warunkach zawarte w wodach metale miały ponownie wytrącać się jako siarczki wtórne, grubo- i średnioziarniste, tworzące większe skupienia. Silnie redukcyjne środowisko miało też sprzyjać wydzielaniu się bardziej szlachetnych metali w formie rodzimej.

Z powyższego krótkiego zarysu historii badań cechsztyńskich złóż miedzi Dolnego Śląska widać, że wśród badaczy przeważa pogląd o osadowym — syngenetycznym — pochodzeniu tych złóż.

## ZARYS GEOLOGII

Cechsztyńskie złoża rud miedzi występują w Polsce na obszarach dwóch jednostek geologicznych wyższego rzędu, a mianowicie na monoklinie przedsudeckiej i w synklinorium północnosudeckim. Obie jednostki mają charakter synklinalny i rozdzielone są elementem antyklinalnym — blokiem przedsudeckim (fig. 1).

Monoklina przedsudecka położona jest na północny wschód od bloku przedsudeckiego. Jej podłoże budują skały metamorficzne reprezentowane

przez gnejsy, łupki łuszczkowe, łupki kwarcowo-serycytowe, łupki serycytowe, fylity i amfibolity oraz skały magmowe — granodioryty i granity. Te ostatnie tworzą intruzje o bliżej nieznanymi kształtami i rozmiarach. Skały magmowe są młodsze od skał metamorficznych. Wiek jednych i drugich jest prawdopodobnie prekambryjski (Kłapciński *et al.* 1975). Miejscami na tych skałach występują osady piaskowcowo-iłwcowo-mułwcowe wieku karboń-

skiego. Żelichowski (1964) dzieli je na osady karbonu dolnego (silnie sfałdowane) i osady karbonu górnego (nieznacznie zaburzone), włączając te ostatnie do permomezozoicznego cyklu sedymentacyjnego. Kłapciński (1967, 1971) nie widzi podstaw do podziału stratygraficznego tych osadów, zaliczając je w całości do karbonu dolnego.

Najstarszym ogniwem stratygraficznym monokliny przedsudeckiej byłyby więc osady czerwonego spągowca (dolny perm), które dyskordantnie zalegają na skałach podłoża. Osady czerwonego spągowca zbudowane są ze zlepieńców, piaskowców, łupków ilastych z wkładkami wapieni, porfirów, malaforów i tufów, zaliczanych do piętra dolnego oraz ze zlepieńców, piaskowców zlepieńcowatych i piaskowców, zaliczanych do piętra górnego (Kłapciński 1971).

Kolejnym ogniwem stratygraficznym są osady cechsztynu (górnym perm) zbudowane z piaskowców, łupków ilastych, łupków ilasto-marglistych, wapieni, dolomitów, anhydritów oraz soli kamiennych i potasowych. Szczegółowy podział stratygraficzny tych osadów przeprowadził ostatnio Kłapciński (1971), wyróżniając z jednej strony trzy piętra: dolne, środkowe i górne, a z drugiej strony cztery cyklotemy: Werra Z1 (odpowiednik dolnego cechsztynu), Stassfurt Z2 (odpowiednik środkowego cechsztynu) oraz Leine Z3 i Aller Z4 (odpowiedniki górnego cechsztynu). Granice między czerwonym spągowcem i cechsztynem autor ten stawia w spągu tzw. dolomitu granicznego, a gdy go brak — w spągu łupków ilasto-marglistych. Uważa on za nieuzasadnione poglądy, według których białe (szare) piaskowce, występujące w stropie górnego czerwonego spągowca, zaliczyć należy do cechsztynu. Niektórzy badacze wydzielają wspomniane piaskowce jako osobny poziom litologiczny, nazywając go białym (szarym) spągowcem. Odkrycie w stropowej części tego poziomu szczątków małży i ramienionogów, będących skamieniałościami przewodnimi dla okresu cechsztyńskiego, wyjaśniło pozycję stratygraficzną górnej części białych piaskowców (Alexandrowicz, Jarosz 1971; Błaszczuk, Prymka 1973a). Dalszym dowodem na cechsztyński wiek górnej części białych piaskowców jest występowanie struktur sedymentacyjnych charakterystycznych dla osadów morskich powstałych w strefie przybrzeżnej — litoralnej (Jerzykiewicz *et al.* 1976).

Z powyższego wynika, że granica stratygraficzna między górnym czerwonym spągowcem i cechsztynem przebiega w obrębie piaskowców, których część dolna jest osadem lądowym (czerwony spągowiec), a część górna — osadem morskim (cechsztyń). Duże podobieństwo litologiczne tych dwóch odmian piaskowców sprawia, że wyznaczenie granicy między nimi jest bardzo trudne.

Najmłodszym ogniwem stratygraficznym monokliny przedsudeckiej w jej części południowo-zachodniej („monoklina przedsudecka południowa” wg Sokołowskiego 1968) są osady triasu. Nad serią osadów ilastych górnego cechsztynu występują piaskowce z wkładkami łupków, których cechy strukturalne dowodzą, że powstały w środowisku lądowym (Kłapciński 1959a, b; Salski 1967). Środowisko sedymentacyjne nie było w tym czasie jednakowe na całym obszarze monokliny przedsudeckiej. Na obszarach położonych bardziej na północ w omawianych osadach wzrasta udział materiału ilastego, a także występują wkładki wapieni wskazujące na środowisko morskie (Sokołowski 1967). Wiekowo reprezentują one dolny pstry piaskowiec. Na nich zalega seria osadów piaszczysto-mułowcowo-węglanowych zaliczanych do środkowego pstrego piaskowca. Wyżej zalega seria osadów piaszczysto-mułowcowo-węglanowo-siarczanowo-solnych (sole kamienne i sole potasowe) górnego pstrego piaskowca (retu). Osady młodszych pięter triasu — wapień muszlowy i kajper — biorą również udział w budowie monokliny przedsudeckiej w obszarach położonych bardziej na północny wschód (rejon Głogów-Żmigród). Na kompleksie skał permomezozoicznych zalega niezgodnie znacznej miąższości pokrywa osadów kenozoicznych — trzeciorzędowych i czwartorzędowych.

Budowa tektoniczna monokliny przedsudeckiej jest bardzo skomplikowana (*Budowa Geologiczna Polski*, t. IV, 1974). W jej części południowo-zachodniej dominują, ograniczone dyslokacjami, struktury blokowe wykazujące zazwyczaj nieznaczne nachylenie warstw (5–10°) ku NE.

Synklinorium północnosudeckie położone jest po południowo-zachodniej stronie bloku przedsudeckiego, od którego oddziela je uskoki sudecki brzeżny. Stanowi ono wyższego rzędu jednostkę geologiczną Sudetów, zbudowaną z następujących jednostek niższego rzędu: rowu Wlenia, rowu Świerzawy, synkliny lwóweckiej, synkliny leszczyńskiej i synkliny bolesławieckiej (fig. 1). W dwóch ostatnich jednostkach występują cechsztyńskie złoża miedzi. Podłożem synklinorium są skały metamorficzne: łupki krzemionkowe, łupki zieleńcowe, kwarcyty, fyllity i wapień krystaliczny oraz skały magmowe: diabazy, paleoporfiry i paleotrachity. W ujęciu tektonicznym skały te należą do struktury warwyscyjskiej Gór Kaczawskich (Oberc 1972).

Najstarszym ogniwem stratygraficznym synklinorium północno-sudeckiego są osady mułowcowo-piaskowcowo-zlepieńcowe górnego karbonu (Milewicz 1968), na których zalega kompleks osadów dolnego, środkowego i górnego czerwonego spągowca, zbudowany z piaskowców, zlepieńców i łupków

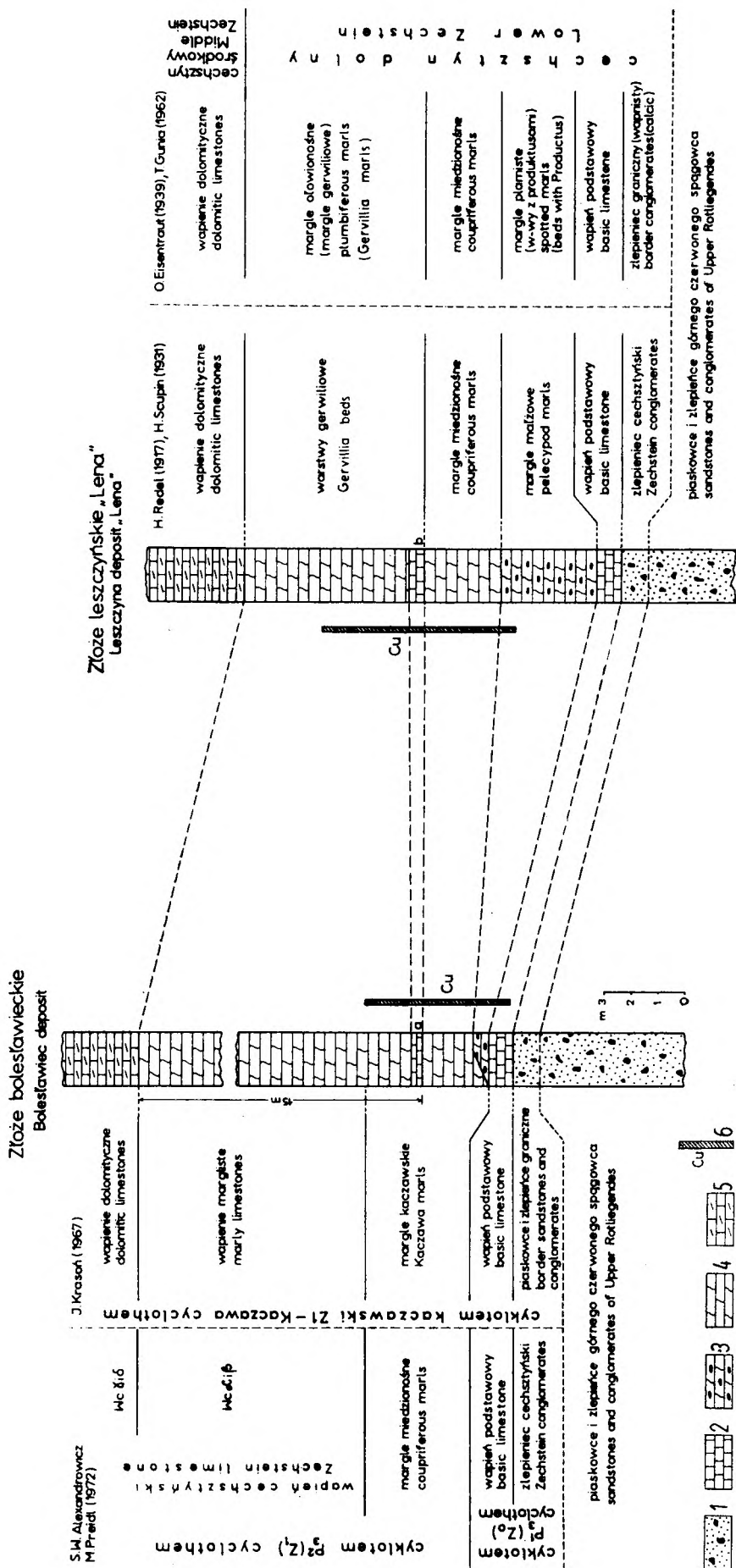


Fig. 2  
Korelacja litostratigraficzna osadów dolnego cechszynu złoże bolesławieckiego i złoże leszczyńskiego

Lithostratigraphic correlation of Lower Zechstein deposits in the Bolesławiec deposit and Leszczyńskie deposit

1 — piaskowice zlepiciowate; 2 — wapień; a — wapień dolny, b — wapień górny; 3 — osady wapienno-margliste z czerwonymi plamami; 4 — osady wapienno-margliste; 5 — wapień dolomityczne; 6 — interwał występowania podwyższonych zawartości miedzi

1 — conglomerate sandstone; 2 — limestone; a — lower limestone, b — upper limestone; 3 — calcareous-marly deposits with red spots; 4 — calcareous-marly deposits; 5 — dolomitic limestone; 6 — interval of occurrence of increased copper contents



ilastych. W piętrze środkowym występują nadto wulkanyty — porfiry i melafiry należące do dwóch cykli skał eruptywnych. Na wymienionym kompleksie skał spoczywa seria osadów zbudowana ze zlepieńców, piaskowców, łupków ilastych, łupków marglistych, wapieni, dolomitów i anhydrytów. Osady te reprezentują wszystkie trzy piętra cechsztynu: dolne, środkowe i górne. Duże zróżnicowanie litologiczne tych osadów w poszczególnych rejonach synklinorium i brak skamieniałości przewodnich charakterystycznych dla poszczególnych pięter spowodowały podejmowanie prób litostratygraficznego podziału tego okresu na podstawie cykliczności sedimentacji klastyczno-chemicznej (Krasoń 1964, 1967; Niśkiewicz 1967, 1975) lub chemicznej (Alexandrowicz, Preidl 1972).

W świetle tych podziałów, w osadach cechsztyńskich omawianego obszaru, wyróżnić można cztery lub trzy cyklotemy, które tylko częściowo dają się korelować z piętrami stratygraficznymi (fig. 2). Podobnie jak na monoklinię przedsudeckiej również tutaj występuje problem granicy stratygraficznej między górnym czerwonym spągowcem i cechsztynem, którą większość badaczy widzi w obrębie piaskowcowo-zlepiencewaty osadów zalegających w spągu serii wapieni i margli dolnego cechsztynu. Nad osadami cechsztynu występują piaskowce z wkładkami ilastymi, dolnego i środkowego piaskowca oraz margle z wkładkami wapieni i piaskowców górnego piaskowca — retu (Milewicz 1968). Wyżej zalegają wapienie z wkładkami margli wieku wapienia muszlowego.

Na wymienionych osadach okresu triasowego spoczywają zlepience, piaskowce, margle i wapienie górnej kredy, której najwyższym poziomem litologicznym są piaskowce z wkładkami ilów i węgla brunatnych. Osady te są najmłodszym ogniwem stratygraficznym synklinorium północnosudeckiego. Na opisanym kompleksie skał karbońsko-kredowych zalegają niezgodnie trzeciorzędowe osady piaszczysto-ilaste (z pokładami węgla brunatnego) w formie pokrywy — w części zachodniej synklinorium lub w formie pojedynczych płatów — w części wschodniej synklinorium. Wieku trzeciorzędowego są również występujące tutaj skały wylewne — bazalty. Piaski, piaski ze żwirem i gliny czwartorzędowe tworzą najmłodszą pokrywę osadów, spod której miejscami wynurzają się skały starsze.

W budowie tektonicznej obok zafałdowań dużą rolę odgrywają uskoki, które dzielą synklinorium północnosudeckie na mniejsze jednostki geologiczne, a w ich obrębie tworzą szereg struktur blokowych. Uwzględniając powierzchnie niezgodności występujące w kompleksie skał karbońsko-kredowych omawiane synklinorium podzielić można na dwa piętra strukturalne: starokimeryjskie, obejmujące osady westfalu D—stefanu, permu i triasu oraz laramijskie, obejmujące osady górnej kredy. W szczegółach tektonika wymienionych jednostek geologicznych synklinorium północnosudeckiego jest bardzo skomplikowana (Oberc 1972).

## ZŁOŻE PRZEDSUDECKIE

Rozpoznane na monoklinie przedsudeckiej złożo miedzi zajmuje powierzchnię około 300 km<sup>2</sup> i w uproszczeniu ma zarys prostokąta, którego dłuższa oś, o kierunku NW—SE przebiega równoległe do kierunku wydłużenia bloku przedsudeckiego (fig. 1, 3). Granice złoża — z wyjątkiem granicy południowo-zachodniej — zostały ustalone na podstawie aktualnych kryteriów bilansowości i nie są granicami geologicznymi złoża, gdyż osady miedzionośne występują również na zewnątrz tych granic (Konstantynowicz, Preidl 1969). Złożo podzielone jest na obszary górnicze określonych kopalń, z których już trzy: „Lubin”, „Polkowice” i „Rudna” prowadzą eksploatację.

### ZARYS GEOLOGII I LITOSTRATYGRAFII

Złożo przedsudeckie budują skały osadowe — piaskowce, łupki dolomityczno-ilaste oraz dolomity i wapienie. Wiekowo reprezentują one pogranicze

czerwonego spągowca (dolny perm) i cechsztynu (górnym perm). Dolnocęchsztyński wiek łupków dolomityczno-ilastych oraz dolomitów i wapieni nie budzi zastrzeżeń, natomiast wiek piaskowców jest dyskusyjny, o czym bliżej pisano w poprzednim rozdziale. Miąższość osadów miedzionośnych jest bardzo zmienna i waha się w granicach od kilkudziesięciu centymetrów do kilkunastu metrów. Przejście osadów miedzionośnych w osady płone, tak w stropie, jak i w spągu złoża, jest zazwyczaj stopniowe, a tylko miejscami dosyć ostre.

W obrębie osadów miedzionośnych wyróżnia się strefę złożową o ekonomicznych koncentracjach miedzi oraz strefy podłożową i nadłożową, o niższych koncentracjach miedzi. Strefa podłożowa jest zwykle niewielkiej miąższości (do 2 m) i nie zawsze występuje, natomiast strefa nadłożowa osiąga miąższość do kilku metrów. Ogólnie można powiedzieć, że strefa złożowa występuje z reguły w części spągowej



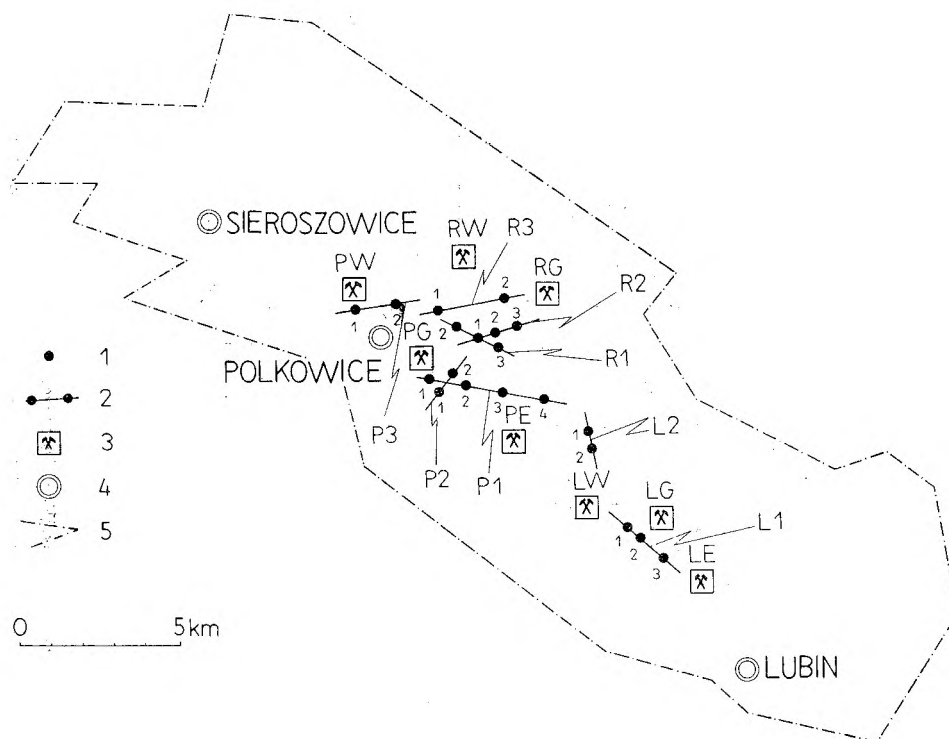


Fig. 3

## Szkic obszaru złoża przedsudeckiego

1 — badane profile złożowe; 2 — badane przekroje złożowe; 3 — szyby górnicze: LG — „Lubin-Główne”, LE — „Lubin-Wschodnie”, LW — „Lubin-Zachodnie”, PG — „Polkowice-Główne”, PE — „Polkowice-Wschodnie”, PW — „Polkowice-Zachodnie”, RG — „Rudna-Główne”, RW — „Rudna-Zachodnie”; 4 — miejscowości; 5 — granice obszaru górniczego

## Sketch of the Fore-Sudetic deposit

1 — investigated deposit profiles; 2 — investigated deposit sections; 3 — mine shafts: LG — “Lubin-Główne”, LE — “Lubin-Wschodnie”, LW — “Lubin-Zachodnie”, PG — “Polkowice-Główne”, PE — “Polkowice-Wschodnie”, PW — “Polkowice Zachodnie”, RG — “Rudna-Główne”, RW — “Rudna-Zachodnie”; 4 — towns; 5 — boundaries of mining area

osadów miedzionośnych. W różnych punktach złoża jego profil litostratygraficzny budują różne osady, co związane jest z przemieszczaniem się mineralizacji miedziowej ku górze — wtedy obejmuje ona głównie łupki dolomityczno-ilaste oraz dolomity i wapień lub ku dołowi — wtedy obejmuje głównie łupki dolomityczno-ilaste oraz piaskowce. Są to zmiany nieregularne i tylko ogólnie można powiedzieć, że w części południowo-wschodniej (rejon Lubina) i wzdłuż północno-wschodniego brzegu złoża mineralizacja miedziowa obejmuje głównie łupki dolomityczno-ilaste i piaskowce, a na pozostałym obszarze — głównie łupki dolomityczno-ilaste oraz dolomity i wapień.

W budowie tektonicznej przedsudeckiego złoża główną rolę odgrywają uskoki, które dzielą je na szereg bloków różnej wielkości, różnego kształtu i zazwyczaj o nieznacznym nachyleniu warstw (3–6°). Uskoki te przebiegają w dwóch głównych kierunkach NW–SE i W–E oraz podrzędnie w kierunku N–S. Uskoki o kierunku NW–SE występują w większej ilości w południowo-zachodniej części złoża, w pobliżu jego kontaktu z blokiem przedsudeckim, natomiast uskoki o kierunku W–E — w północno-zachodniej

części, w rejonie Polkowic i Sieroszowic. Uskoki mają długość od kilku do kilkudziesięciu kilometrów, ich amplitudy zrzutu wynoszą od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów (niekiedy ponad 100 m), a płaszczyzny uskokowe są zazwyczaj strome. Na podstawie prac górniczych stwierdzono ponadto występowanie uskoków o małej długości i o zrzutach od kilku do kilkunastu metrów. Stwierdzono również, że główne kierunki spękań, występujące w skałach budujących złoża, pokrywają się w zasadzie z kierunkami uskoków (Oberc, Solski 1968). Zaburzenia typu dysjunktywnego nie są jedynymi zaburzeniami w złożu. Obok nich występują także zaburzenia typu fałdowego, lecz ich rola w budowie tektonicznej złoża jest podrzędna. W szczegółach tektonika złoża przedsudeckiego jest skomplikowana (Konstantynowicz *et al.* 1971; Salski 1977).

W profilu litologiczno-stratygraficznym przedsudeckiego złoża miedzi (fig. 4), ogólnie biorąc wyróżnić można trzy rodzaje osadów: piaskowce, łupki dolomityczno-ilaste i skały węglanowe.

Piaskowce mają barwę jasnoszarą, strukturę drobnoziarnistą i teksturę zazwyczaj bezładną. Budują je ziarna kwarcu z niewielką domieszką ziarn skaleni

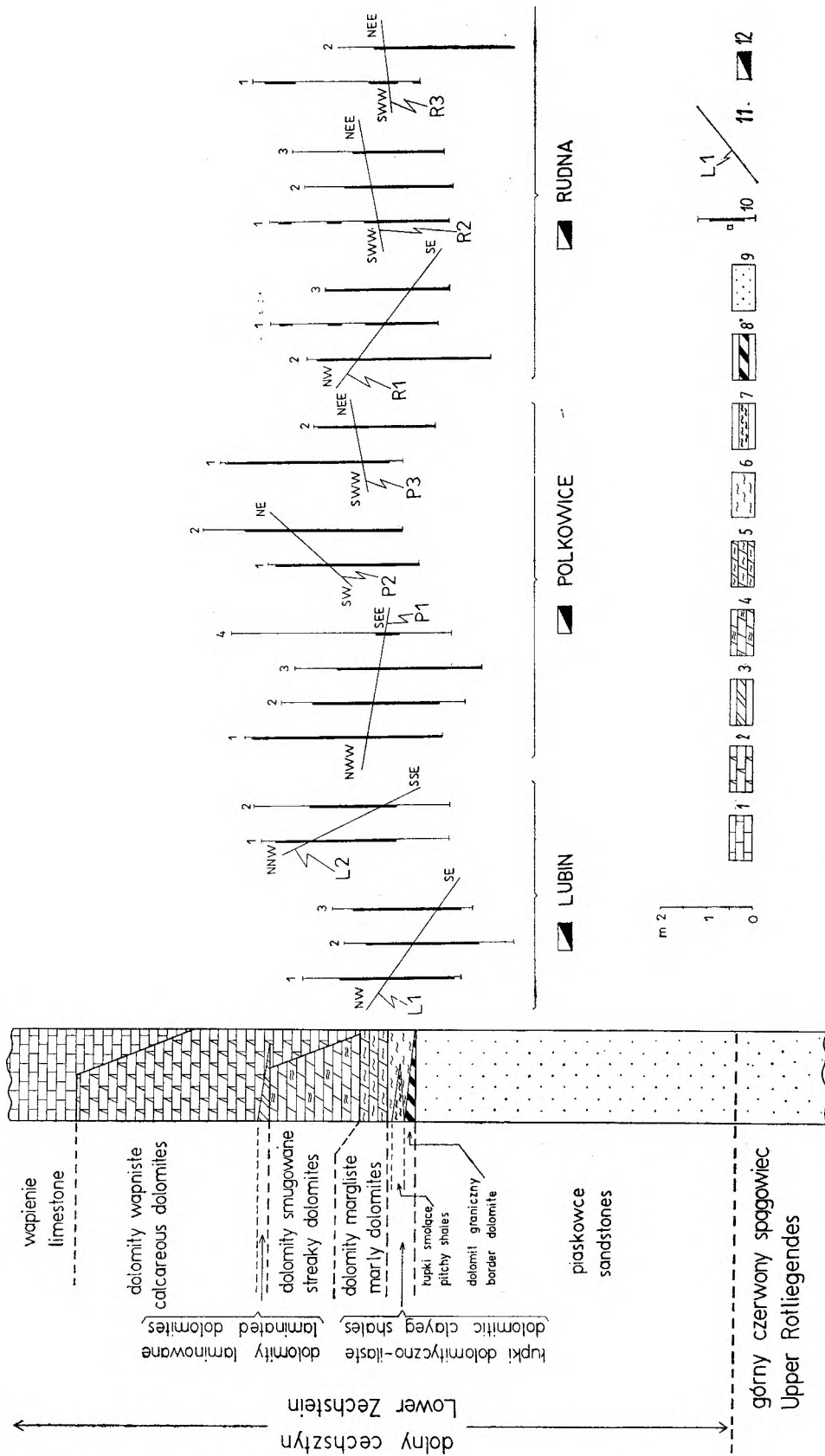


Fig. 4

Schematyczny profil litostratigraficzny złoza przedsuddeckiego z zaznaczoną pozycją badanych profili złóżowych

1 - wapień; 2 - dolomity laminowane; 3 - dolomity smugowane; 4 - dolomity margliste; 5 - łupki margliczno-łłaste; 6 - łupki dolomityczno-łłaste; 7 - łupki smółce; 8 - dolomit graniczny; 9 - piaskowce; 10 - badane profile złóżowe; a - interwał z ekonomiczną zawartością miedzi; l1 - badane przekroje złóżowe; l2 - rejon złóżowe

Schematic lithostratigraphic profile of the Fore-Sudetic deposit with indicated situation of the investigated deposit profiles

1 - limestones; 2 - calcareous dolomites; 3 - streaky dolomites; 4 - laminated dolomites; 5 - marly dolomites; 6 - dolomitic-clayey shales; 7 - pitchy shales; 8 - border dolomites; 9 - sandstones; 10 - investigated deposit profiles; a - interval with economic copper content; l1 - investigated deposit sections; l2 - deposit regions

i skał krystalicznych oraz ziarna cyrkonu, rutylu, turmalinu i glaukonitu, które są składnikami akcesorycznymi. Stopień obtoczenia ziarn jest różny, z reguły wysoki, zwłaszcza ziarn kwarcu i skał krystalicznych. Spoiwo jest węglanowe, węglanowo-ilaste i ilaste, niekiedy kruszcowe. Ma ono charakter spoiwa podstawowego, porowego lub stykowego, a jego udział tak ilościowy, jak też jakościowy, w składzie piaskowców jest bardzo zmienny. Ogólnie można powiedzieć, że od stropu (kontaktu z wyżej zalegającymi łupkami dolomityczno-ilastymi) ku spągowi ilość spoiwa maleje i zmienia się z węglanowego w ilaste, a jego charakter z podstawowego na porowy i stykowy. Ważnym składnikiem są także siarczki miedzi, które w pewnych partiach piaskowców występują w znacznej ilości. Piaskowce bogate w siarczki miedzi mają czasami teksturę równoległe warstwowaną. Ten typ warstwowania ze względu na jego charakter określa się jako warstwowanie diagenetyczne (Birkenmajer 1959). W omawianych piaskowcach spotyka się laminy, smugi i cienkie wkładki osadów piaszczysto-mułowcowych lub mułowcowych, które często tworzą różnorodne struktury sedymentacyjne. Przeprowadzone ostatnio szczegółowe badania petrograficzno-sedymentologiczne tych piaskowców wykazały, że są to redeponowane (materiał przeszedł stadium transportu eolicznego), morskie osady strefy litoralnej, które ku spągowi stopniowo przechodzą w osady kontynentalne — w piaskowce czerwonego spągowca (Jerzykiewicz *et al.* 1976).

Łupki dolomityczno-ilaste są osadem petrograficznie zróżnicowanym. W ich obrębie wyróżnić można szereg odmian, które swoim składem zbliżają się z jednej strony do skał ilastych, a z drugiej — do skał węglanowych. Odmiany te wzajemnie prze-warstwiają się jako smugi, soczewki lub wkładki różnej miąższości (milimetrowej lub centymetrowej) i o różnym zasięgu horyzontalnym. Łupki dolomityczno-ilaste jako całość mają barwę ciemnoszarą, strukturę pelitowo-aleurytową i teksturę łupkową (smużysto-laminowaną). Są one zbudowane z minerałów węglanowych i ilastych oraz z substancji organicznej. Niewielką domieszkę stanowią ziarna kwarcu, z reguły słabo obtoczone i pojedyncze blaszki muskowitu. W zmiennej, ale zazwyczaj dużej ilości występują natomiast siarczki metali, głównie miedzi. Są one rozproszone w formie pojedynczych ziarn lub tworzą smużysto-soczewkowe agregaty ułożone zwykle zgodnie z teksturą skały. Stosunkowo łatwą do makroskopowego wyróżnienia odmianą omawianych łupków jest czarny, bardzo kruchy łupek smolący. Jest on zasobny w substancję organiczną i siarczki metali, głównie miedzi. Łupek ten występuje z reguły w spągowej części opisywanych osadów, tworząc warstewkę,

miąższości od kilku do kilkunastu (lokalnie do kilkudziesięciu) centymetrów, która często wyklina-wuje się lub rozszczepia na dwie i więcej warstewek. W samym spągu łupków dolomityczno-ilastych występuje miejscami, zwłaszcza w południowo-wschodniej części złoża, warstewka szarego, skrytokrystalicznego dolomitu zwanego dolomitami granicznymi. Miąższość jego wynosi kilka lub kilkanaście centymetrów, a lokalnie więcej (ponad 40 cm). Granica stropowa (z łupkami) jest w zasadzie ostra, natomiast granica spągowa (z piaskowcem) jest miejscami zatarta przez silne zapiaszczenie partii spągowych tego dolomitu (Jarosz 1968). W ogólnym profilu opisanych łupków dolomityczno-ilastych obserwuje się wzrost zawartości minerałów węglanowych ku stropowi i spadek w tym kierunku zawartości substancji ilastej, organicznej oraz ziarn kwarcu.

Skały węglanowe mają strukturę drobnokrystaliczną, teksturę bezładną i barwę szarą w odcieniach od jasnej do ciemnej — zależnie od ilości domieszek zanieczyszczających. W składzie mineralnym dominują węglany, a stosunek ilościowy węglanów wapnia do węglanów magnezowo-wapniowych jest zmienny. Z tego powodu skały te reprezentują odmiany petrograficzne z reguły pośrednie między dolomitami i wapieniami. Składnikami zanieczyszczającymi są minerały ilaste, substancje organiczne i ziarna allo-genicznego kwarcu. Siarczki metali, głównie miedzi (Pb, Zn), występują w zmiennych i zwykle niewielkich ilościach, tylko lokalnie tworząc bogatsze nagromadzenia. W przedsudeckim złożu rud miedzi wyróżnić można kilka odmian skał węglanowych, które zazwyczaj występują w następującym porządku stratygraficznym: dolomity margliste, dolomity smugowate, dolomity wapniste i wapienie (fig. 4).

Dolomity margliste mają barwę ciemnoszarą i są bogate w minerały ilaste, substancję organiczną oraz zawierają zmienną, ale zwykle dość dużą domieszkę ziarn kwarcu. Są one również stosunkowo bogate w siarczki metali. Dolomity te nie występują na całym obszarze złoża, mają zmienną miąższość (średnio około 1 m) i wykazują niekiedy wyraźną oddzielność łupkową.

Dolomity smugowate są barwy szarej z charakterystycznymi nieregularnymi, ciemnoszarymi smugami (wkładkami) dolomitu marglistego. Smugi te koncentrują się zwykle w partii spągowej skały i ku stropowi ilość ich maleje. W dolomitach tych występują podwyższone ilości siarczków metali, które skupiają się w smugach marglistych lub w ich sąsiedztwie. Miąższość tej odmiany dolomitów wynosi od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów. Mogą one wyklinowywać się i dlatego nie zawsze spotykane są w profilu złoża.

Dolomity wapniste mają barwę jasnoszarą i zawierają niewielką domieszkę minerałów ilastych, substancji organicznej oraz ziarn kwarcu. Smugi (wkładki) margliste występują w nich sporadycznie. Siarczki metali są bardzo rozproszone w skale i tylko miejscami tworzą większe koncentracje. Dolomity te mają różną miąższość, wynoszącą zwykle kilka metrów, mogą też wyklinowywać się.

Wapienie są barwy jasnoszarej lub beżowej i zazwyczaj trudno je makroskopowo odróżnić od niżej zalegających dolomitów wapnistych. W wapieniach tych występują także siarczki metali w zmienionych i niewielkich ilościach.

Granice między poszczególnymi odmianami skał węglanowych są z reguły nieostre, a ich pozycja stratygraficzna wskazuje, że stanowią one kolejne, pośrednie ogniwa litologiczne pomiędzy łupkami dolomityczno-ilastymi (w spągu) i wapieniami (w stropie). W omawianym złożu stwierdzono również występowanie wapieni organogenicznych, które tworzą prawdopodobnie niewielkie masywy w obrębie osadów węglanowych najniższych warstw dolnego cechsztynu (Błaszczuk, Prymka 1973b). Opisane skały węglanowe przedsudeckiego złoża rud miedzi są stratygraficznie najniższymi warstwami w poziomie W1, cyklotemu P<sub>3</sub><sup>1</sup> (Tomaszewski 1966). Litostratygraficzne rozpoziomowanie skał węglanowych tego poziomu (o miąższości 7–80 m) na całym obszarze złoża jest sprawą bardzo trudną ze względu na ich znaczne zróżnicowanie litologiczno-facjalne i chemiczno-mineralogiczne (Bereś *et al.* 1973).

Wyżej opisane skały złoża przedsudeckiego miejscami poprzecinane są żyłkami barytowymi (Jarosz 1973), kalcytowymi, barytowo-gipsowymi, anhydrytowymi lub anhydrytowo-gipsowymi. Żyły te mają różną miąższość i długość. Ich przebieg jest nieregularny, a zapad stromy. Struktura skał żyłowych jest krystaliczna, niekiedy grubokrystaliczna, natomiast tekstura — masywna i bezładna. Wiele żył stosunkowo szybko wyklinowuje się i tylko niektóre, większe przechodzą w skały zalegające w stropie i spągu złoża. Miejscem najczęstszego występowania żył są strefy przyskokowe.

#### OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA RUDY

W przedsudeckim złożu rud miedzi wyróżnić należy dwa rodzaje rudy: rudę podstawową i rudę żyłową. Rudą podstawową są skały z dość równomiernie rozproszonymi minerałami miedzi, które również mogą tworzyć soczewkowe skupienia i drobne, zwykle szybko wyklinowujące się żyłki. Ruda ta zdecydowanie przeważa w złożu i dlatego w niniejszym opracowaniu jest nazywana podstawową. Drugim

rodzajem rudy są okruszcowane partie skał żyłowych. Minerały kruszcowe tworzą w nich nieregularne skupienia lub wprysnięcia o różnej koncentracji. Częstość występowania skał żyłowych w omawianym złożu jest niewielka, a ich okruszcowanie z reguły ubogie. Z tego względu rudy żyłowe odgrywają, z punktu widzenia złożowego, całkowicie podrzędną rolę.

Ruda podstawowa ma różny charakter petrograficzny, który pozwala wydzielić w niej trzy zasadnicze odmiany: rudę piaskowcową, rudę łupkową i rudę węglanową.

1. Ruda piaskowcowa to piaskowce, w których spoiwie występują minerały kruszcowe. Ich udział w rudzie waha się w szerokich granicach — od pojedynczych ziarn lub ich agregatów do występowania bogatego spoiwa kruszcowego. Tekstura rudy jest z reguły bezładna i tylko niekiedy wyraźnie równolegle warstwowana (tzw. warstwowanie diagenetyczne). Głównymi kruszcami są siarczki miedzi — chalkozyn, kowelin, bornit i chalkopiryt. Piryt (wyjątkowo markasyt) występuje w mniejszych ilościach, natomiast niekiedy w podrzędnych ilościach spotykane są siarczki srebra — stromeyeryt i akantyt, siarcezek niklu i kobaltu — vaesyty, arsenki niklu i kobaltu — nikielin, rammelsbergit, smaltyn i skutterudyty. Najbogatsza w miedź ruda piaskowcowa występuje w centralnym obszarze omawianego złoża — w rejonie Polkowic-Rudnej i tutaj też ma ona największą miąższość.

2. Rudą łupkową są okruszcowane łupki dolomityczno-ilaste, których odmiana zwana łupkiem smołącym jest szczególnie metalonośna. Głównymi kruszcami są chalkozyn, bornit, chalkopiryt, kowelin i piryt. W podrzędnych ilościach spotyka się niekiedy galenę, sfaleryt, tenantyt i kobaltyn. Wymienione minerały występują w formie pojedynczych, zwykle ksenomorficznych ziarn, których rozmiary są z reguły rzędu ułamka milimetra. Mogą one także skupiać się w nieregularnych agregatach wielkości od ułamka milimetra do kilkunastu milimetrów. Należy zaznaczyć, że w tej odmianie rudy podstawowej najczęściej obserwujemy makroskopowo wykształcone okruszcowanie oraz skupienia drobnych żyłek kruszcowych grubości do kilkunastu milimetrów, które przebiegają zgodnie z teksturą rudy, tj. horyzontalnie lub przecinają ją pod kątem. Najbogatsza ruda łupkowa występuje na północny zachód od Polkowic, natomiast największe miąższości osiąga na zachód od Lubina.

3. Rudą węglanową są okruszcowane dolomity i wapienie. Podobnie jak w rudzie łupkowej głównymi minerałami kruszcowymi są chalkozyn, bornit i chalkopiryt, w mniejszej ilości spotyka się piryt i kowelin, natomiast w podrzędnych ilościach występuje niekiedy

galena, sfaleryt, tenanty i enargit. Minerale kruszczowe tworzą różnej wielkości (od dziesiętnych do kilku milimetrów) nieregularne skupienia ksenomorficznych ziarn lub są rozproszone jako pojedyncze drobne ziarna o zarysach kseno- i hipidiomorficznych. Rozmieszczenie tak skupień, jak i ziarn kruszczów w rudzie jest bezładne. Najbogatsza ruda węglanowa występuje w rejonie Lubina-Polkowic i tutaj też osiąga największe miąższości.

Ruda żyłowa zasługuje na uwagę ze względu na występujące w niej różnorodne minerale kruszczowe i ich rzadko spotykane paragenezy. Większość dotąd stwierdzonych w omawianym złożu pobocznych minerałów kruszczowych występuje w tej rudzie, a ich bliższa charakterystyka podana jest w pracach specjalnych (Harańczyk, Jarosz 1966; Harańczyk 1967b; Harańczyk, Bryniarska 1967; Przeniosło 1970; Nguyen Van Nhan 1970; Kucha, Salamon 1972).

W rudzie podstawowej obok głównego metalu, jakim jest miedź, występują ponadto: ołów, cynk, srebro, wanad, molibden, nikiel, kobalt, ren, selen i inne metale. Ich koncentracje, z wyjątkiem dwóch pierwszych, są rzędu od setnych do dziesięciotysięcznych procenta. Niektóre z nich mają znaczenie gospodarcze, np. srebro. Ołów i cynk występują w większych ilościach. Zawartość ołowiu dochodzi do kilkunastu procent. Występuje on zasadniczo tylko w postaci siarczku ołowiu — galeny, która może występować bądź w podwyższonych ilościach w rudzie miedzi (mineralizacja ołowiowa pokrywa się z mineralizacją miedziową), bądź może stanowić główny minerał kruszczowy w skałach złoża (przede wszystkim w węglanach i łupkach), i wtedy są one rudą ołowiu. W omawianym złożu rudy ołowiu współwystępują z rudami miedzi na dość dużym obszarze. Ruda ołowiu występuje zwykle w stropie rudy miedzi kontaktując z nią lub tworzy nad nią izolowane wystąpienia (Konstantynowicz *et al.* 1971). Lokalnie ruda ołowiu może zastępować rudę miedzi.

Szczegółowe badania mineralogiczno-geochemiczne ołowionośnych łupków ilastych, wykonane przez Harańczyka (1966, 1967c), pozwoliły wyróżnić je jako facjalną odmianę miedzionośnych łupków dolomityczno-ilastych. Stosunkowo najbogatsze rudy ołowiu występują w NE części omawianego złoża i ciągną się wąską strefą od okolic Rudnej w kierunku SE do okolic na północny-wschód od Lubina. Zawartości cynku w skałach złoża nie przekraczają z reguły 1%. Podwyższone koncentracje tego metalu występują zwykle w skałach węglanowych nad strefą rud miedzi, od których oddzielają je skały płone. Tym samym koncentracje cynku jako nie towarzyszące rudom miedzi nie mają znaczenia gospodarczego.

Z innych składników rudy podstawowej wymienić

należy substancję węglową, w którą najbogatsza jest ruda łupkowa, a zwłaszcza jej odmiana — łupek smolący. Zawartość węgla organicznego w tym łupku dochodzi do kilkunastu procent. W rudzie węglanowej i piaskowcowej ilość substancji węglowej jest znacznie niższa — zawartość C org. wynosi dziesiętne procenta. Badania chemiczne wykazały, że w omawianej substancji występuje pewna ilość związków bitumicznych, co pozwala określić ją jako substancję typu sapropelowego (Iwanciw, Zajac 1970). Stwierdzono także wyraźną korelację między zawartością węgla organicznego w rudzie i występowaniem wielu metali, np. Cu, Ni, Co, V, Mo, Re i in. Istnieje też zależność między zawartością substancji organicznej w rudzie i jej metalonością (ogólnie wprost proporcjonalna), która świadczy o roli, jaką substancja ta odegrała w procesie koncentracji metali (Harańczyk 1967a; Gralikowski 1969, Szczepkowska-Mamczarczyk 1971; Tokarska 1971; Serkies 1972).

W złożu przedsudeckim występują także utlenione minerale rudne, jak malachit, azuryt, kupryt, cerusyt, smitsonit, annabergit, erytryn i in. (Harańczyk, Jarosz 1973). Niektóre z nich tworzą miejscami niewielkie nagromadzenia, najczęściej na powierzchniach spękań i w szczelinach, inne spotykane są sporadycznie. Utlenione minerale rudne mogą również powstawać współcześnie w wyniku procesów utleniających zachodzących pod wpływem powietrza kopalnianego. W tych warunkach najczęściej tworzy się malachit, którego zielone naloty pokrywają ściany wyrobisk górniczych.

#### GLÓWNE MINERAŁY KRUSZCOWE

Szczegółowe badania mikroskopowe w świetle odbitym wykazały, że we wszystkich odmianach rudy złoża przedsudeckiego, głównymi kruszczami są chalkozyn, bornit, chalkopiryt, kowelin i piryt. Inne kruszce, jak np. digenit, sfaleryt czy galena, występują sporadycznie i z reguły tylko w formie drobnych, pojedynczych ziaren.

Chalkozyn —  $Cu_2S$  jest reprezentowany przez odmianę białą i jasnoniebieską. Obie odmiany są anizotropowe, nie wykazują birefleksji, a zdolność refleksyjna odmiany białej jest wyższa niż odmiany jasnoniebieskiej. Obserwowane często wypieranie chalkozynu jasnoniebieskiego przez chalkozyn biały dowodzi, że ten pierwszy stanowi fazę nietrwałą (przejściową w procesie metasomatozy), zastępowaną przez fazę trwałą, którą jest chalkozyn biały. On też ilościowo przeważa w rudzie. Opisany chalkozyn jest minerałem niskich temperatur —  $\alpha$ -chalkozynem według Bolewskiego (1965) lub  $\beta$ -chalkozynem według

Ramdohra (1975), co potwierdzają badania rentgenowskie Harańczyka (1972).

Bornit —  $\text{Cu}_2\text{S} \cdot (\text{Fe}, \text{Cu})\text{S}$  podobnie jak chalkozyn jest reprezentowany przez dwie odmiany barwne — jasnoróżową z odcieniem brązowym, krótko nazywaną tombakową i różowioletową z odcieniem niebieskim, krótko nazywaną wrzosową. Obie odmiany są słabo anizotropowe, nie wykazują birefleksji, a zdolność refleksyjna pierwszej odmiany jest wyższa niż odmiany drugiej. Często stwierdzone wypieranie bornitu wrzosowego przez bornit tombakowy wskazuje, że pierwszy jest fazą nietrwałą zastępowaną przez fazę trwałą, którą jest bornit tombakowy. On też przeważa ilościowo nad bornitem wrzosowym w badanej rudzie. Opisany bornit jest minerałem niskich temperatur —  $\alpha$ -bornitem według Bolewskiego (1965). Przeprowadzone badania rentgenowskie obu odmian nie wykazały istotnych różnic w ich budowie krystalograficznej (Harańczyk 1972).

Chalkopiryt —  $\text{CuFeS}_2$  występujący w badanej rudzie ma następujące charakterystyczne dla niego cechy optyczne: barwę jasnożółtą, słabą anizotropię, brak birefleksji i stosunkowo wysoką zdolność refleksyjną. Badania rentgenograficzne chalkopiryty z rudy

łupkowej złoża przedsudeckiego wykonał Harańczyk (1972).

Kowelin —  $\text{CuS}$  występujący w badanej rudzie, podobnie jak chalkopiryt, ma charakterystyczne cechy optyczne, a mianowicie: barwę niebieską, wyraźną birefleksję, bardzo wyraźną anizotropię i stosunkowo niską zdolność refleksyjną.

Piryt —  $\text{FeS}_2$  odznacza się również charakterystycznymi dla niego cechami optycznymi: barwą jasnokremową z odcieniem żółtawym, jest izotropowy, dobrze wypolerowany, posiada wysoką zdolność refleksyjną. Badania rentgenowskie piryty ze złoża przedsudeckiego wykonał Harańczyk (1972).

### STRUKTURA I TEKSTURA RUDY

W złożu przedsudeckim badaniami objęto obszary złożowe „Lubin”, „Polkowice” i „Rudna”. Szczegółowo przebadano 20 profilów usytuowanych na 8 liniach przekrojowych przecinających złożę w różnych kierunkach (fig. 3, 4).

W obszarze złożowym „Lubin” przebadano 3 profile usytuowane na linii przekrojowej L1 — rejon szybów głównych kopalni „Lubin” (fig. 5) oraz dwa

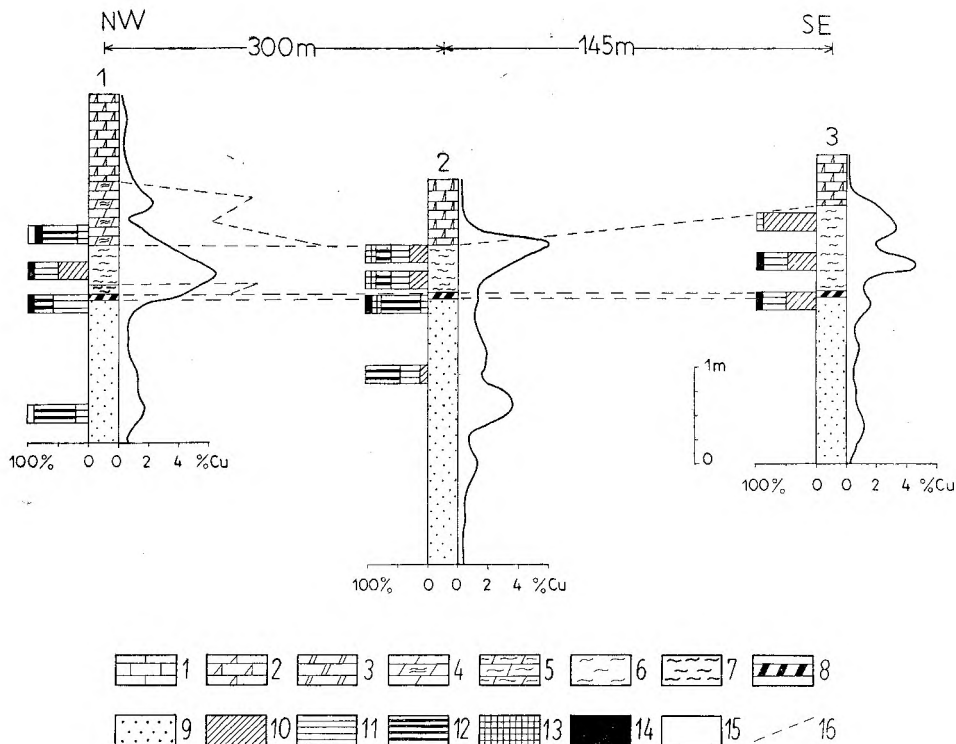


Fig. 5

#### Złożę przedsudeckie — przekrój L1

1 — wapienie; 2 — dolomity wapniste; 3 — dolomity laminowane; 4 — dolomity smugowane; 5 — dolomity margliste; 6 — łupki dolomityczno-ilaste; 7 — łupki smolące; 8 — dolomit graniczny; 9 — piaskowce; procentowy udział poszczególnych minerałów rudnych w ich sumie: 10 — chalkozyn, 11 — bornit, 12 — chalkopiryt, 13 — kowelin, 14 — pirit, 15 — inne siarczki, głównie miedzi w podrzędnych ilościach; 16 — linie korelacyjne

#### Fore-Sudetic deposit — section L1

1 — limestones; 2 — calcareous dolomites; 3 — laminated dolomites; 4 — streaky dolomites; 5 — marly dolomites; 6 — dolomitic-clayey shales; 7 — pitchy shales; 8 — border dolomites; 9 — sandstones; percentage of ore minerals in their total: 10 — chalcosine, 11 — bornite, 12 — chalcopirite, 13 — covellite, 14 — pyrite, 15 — other sulphides, mostly copper ones in subsidiary amounts; 16 — correlation lines

profile usytuowane na linii przekrojowej L2 — rejon szybów zachodnich tejże kopalni (fig. 6). W każdym z tych rejonów mineralizacja miedziowa obejmuje nieco inne ogniwa litologiczne złoża. W rejonie szybów głównych zmineralizowane są przede wszystkim piaskowce i łupki dolomityczno-ilaste, ponadto dolomity smugowane i najniższa część dolomitów wapienistych. W rejonie szybów zachodnich mineralizacją miedziową objęte są łupki dolomityczno-ilaste (z łupkami smolącymi) i dolomity smugowane,

natomiast koncentracja miedzi w piaskowcach jest nieznaczna.

W obszarze złożowym „Polkowice” przebadano sześć profili usytuowanych na liniach przekrojowych P1 i P2 — w rejonie szybów głównych i wschodnich kopalni „Polkowice” (fig. 7, 8) oraz dwa profile usytuowane na linii przekrojowej P3 — rejon szybów zachodnich tejże kopalni (fig. 9). W omawianym obszarze mineralizacja miedziowa obejmuje piaskowce, łupki dolomityczno-ilaste (z dolomitem granicznym

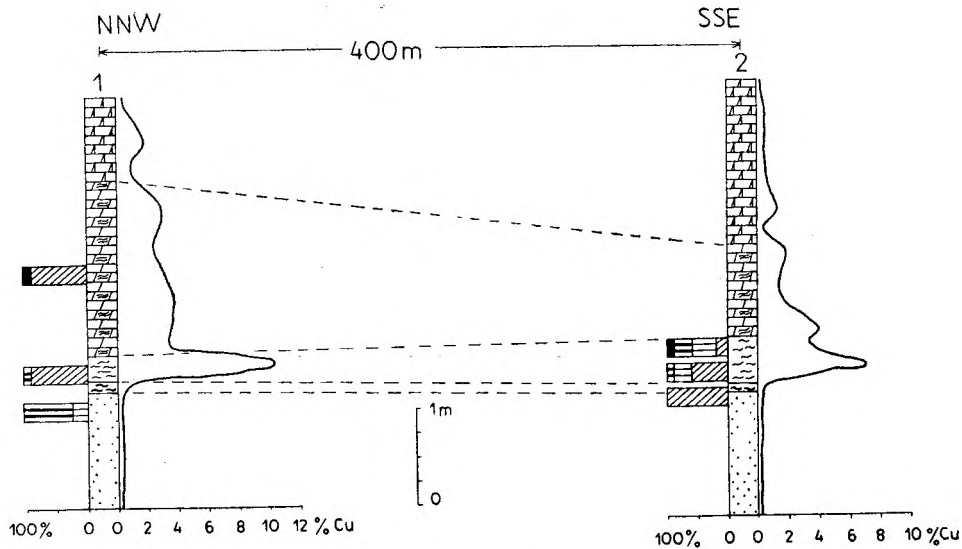


Fig. 6

Złoże przedsudeckie — przekrój L2. Objasnienia jak na figurze 5

Fore-Sudetic deposit — section L2. Legend as in figure 5

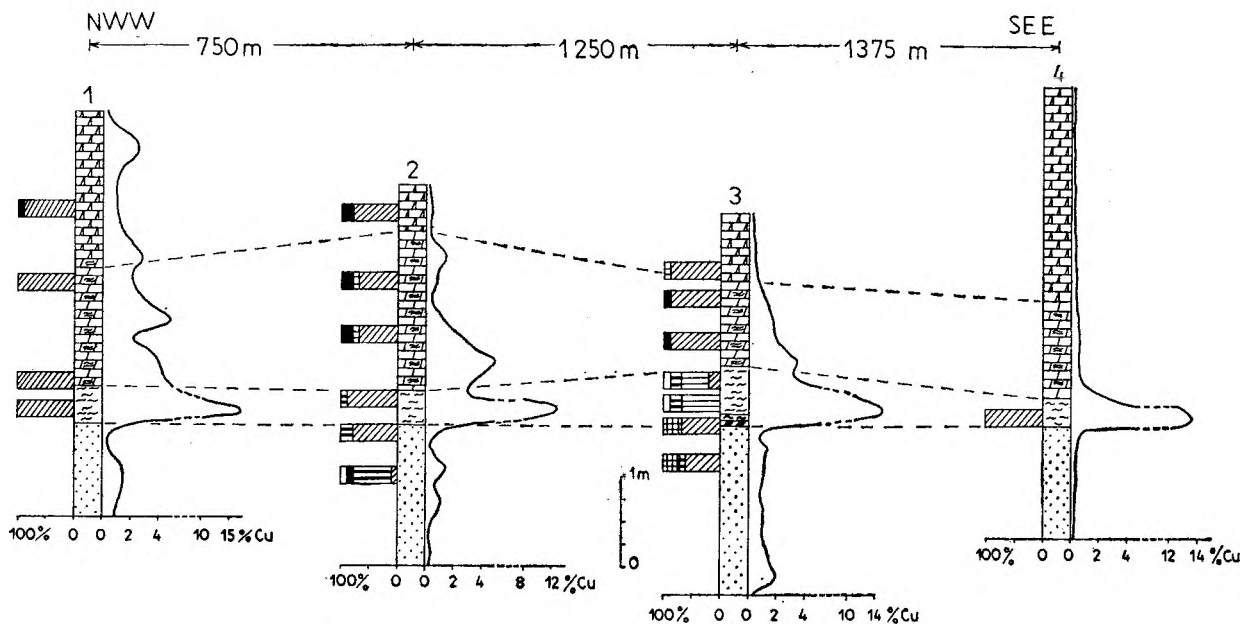


Fig. 7

Złoże przedsudeckie — przekrój P1. Objasnienia jak na figurze 5

Fore-Sudetic deposit — section P1. Legend as in figure 5

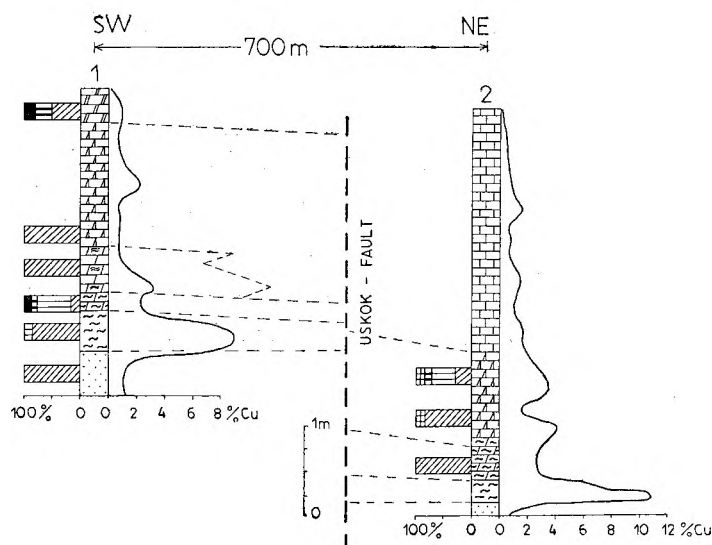


Fig. 8

Złoże przedsudeckie — przekrój P2. Objasnienia jak na figurze 5  
Fore-Sudetic deposit — section P2. Legend as in figure 5

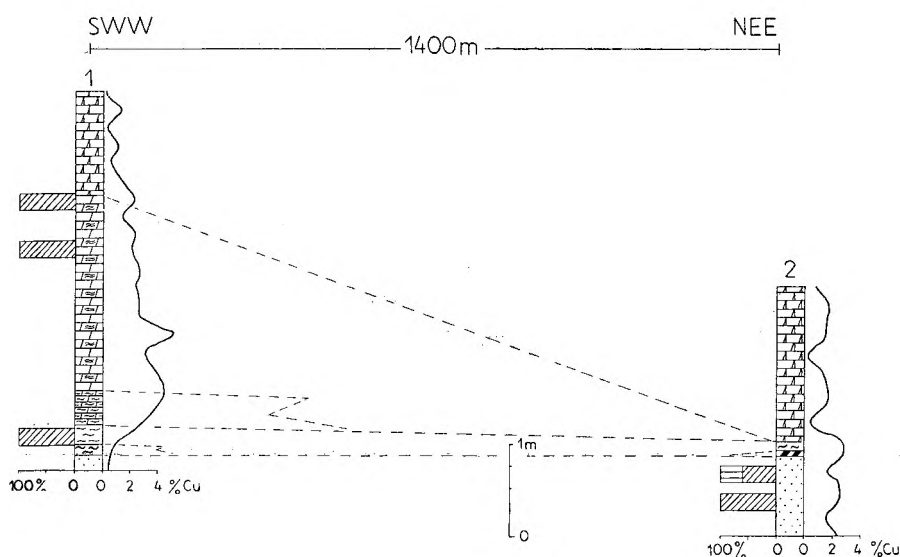


Fig. 9

Złoże przedsudeckie — przekrój P3. Objasnienia jak na figurze 5  
Fore-Sudetic deposit — section P3. Legend as in figure 5

i łupkiem smolącym), dolomity margliste, dolomity smugowane, dolomity laminowane, dolomity wapniste i wapnienie, a więc wszystkie ogniwa litologiczne budujące złoże przedsudeckie (fig. 4).

W obszarze złożowym „Rudna” przebadano siedem profilów usytuowanych na liniach przekrojowych R1, R2 i R3 — rejon szybów głównych kopalni „Rudna” (fig. 10, 11, 12). Mineralizacją miedziową objęte są tutaj piaskowce, łupki dolomityczno-ilaste (z dolomitem granicznym i łupkiem smolącym) oraz dolomity: margliste, smugowane, laminowane i wapniste. Najbogatsze koncentracje miedzi występują w łupkach dolomityczno-ilastych i w piaskowcach.

W badanych profilach złożowych występują wszystkie odmiany rudy miedzi stwierdzone w złożu przedsudeckim, tj. ruda piaskowcowa, ruda łupkowa i ruda węglanowa. Mineraliami kruszcowymi są chalkozyn, bornit, chalkopiryt, kowelin i piryt. Trzy pierwsze stanowią główne kruszce miedzi. Występowanie wymienionych minerałów jest zmienne tak w profilu, jak i w planie złoża. Zmienność tę przedstawiono graficznie na przekrojach złożowych (fig. 5—12), podając procentowy udział poszczególnych kruszców w ich sumie. W przebadanych profilach złożowych (z wyjątkiem profili 1 i 2—fig. 5) chalkozyn jest głównym minerałem miedzi, a w niektórych



jednym minerałem rudnym (profile: 1 — fig. 7, 1—fig. 9, 3—fig. 10). Udział bornitu i chalkopirytu w rudzie jest wyraźnie mniejszy. Tylko w pojedynczych próbach minerały te ilościowo przeważały, a mianowicie bornit w 4 próbach i chalkopiryt w 7 próbach. Kowelin stwierdzono w pojedynczych próbach. W jednej próbie (profil 1—fig. 12), udział kowelinu w sumie kruszców wynosił 70%, gdy w pozostałych próbach wynosił średnio 15%. Piryt obserwowano w formie pojedynczych ziarn w bardzo wielu próbach rudy,

lecz w podwyższonej ilości, tj. powyżej 10% sumy kruszców, tylko w jednej czwartej przebadanych prób. W próbach tych, z wyjątkiem trzech, jego udział wynosi średnio około 12%. Jedynie we wspomnianych trzech próbach pochodzących ze stropowych partii profilów 1 i 2—figura 11 stanowił on 50%, a nawet 60% sumy kruszców. W próbach rudy z profilów złożowych: 4—figura 6, 2—figura 8, 1 i 2—figura 9, 3—figura 10 oraz 2—figura 12 nie stwierdzono podwyższonej ilości pirytu.

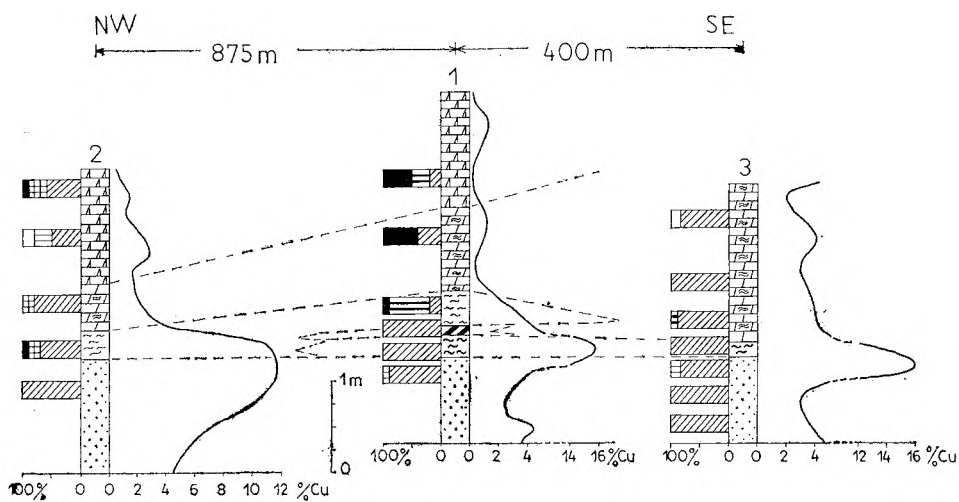


Fig. 10

Złoże przedsudeckie — przekrój R1. Objaśnienia jak na figurze 5

Fore-Sudetic deposit — section R1. Legend as in figure 5

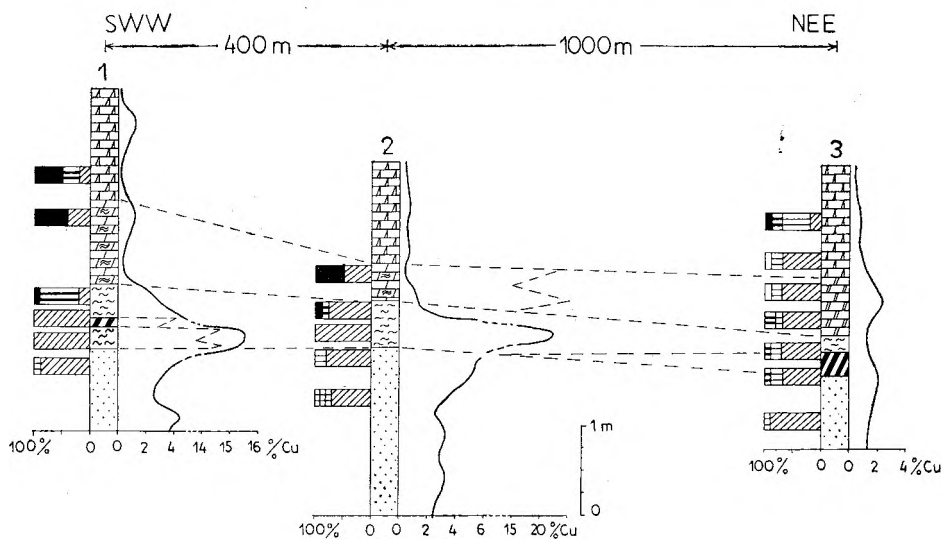


Fig. 11

Złoże przedsudeckie — przekrój R2. Objaśnienia jak na figurze 5

Fore-Sudetic deposit — section R2. Legend as in figure 5

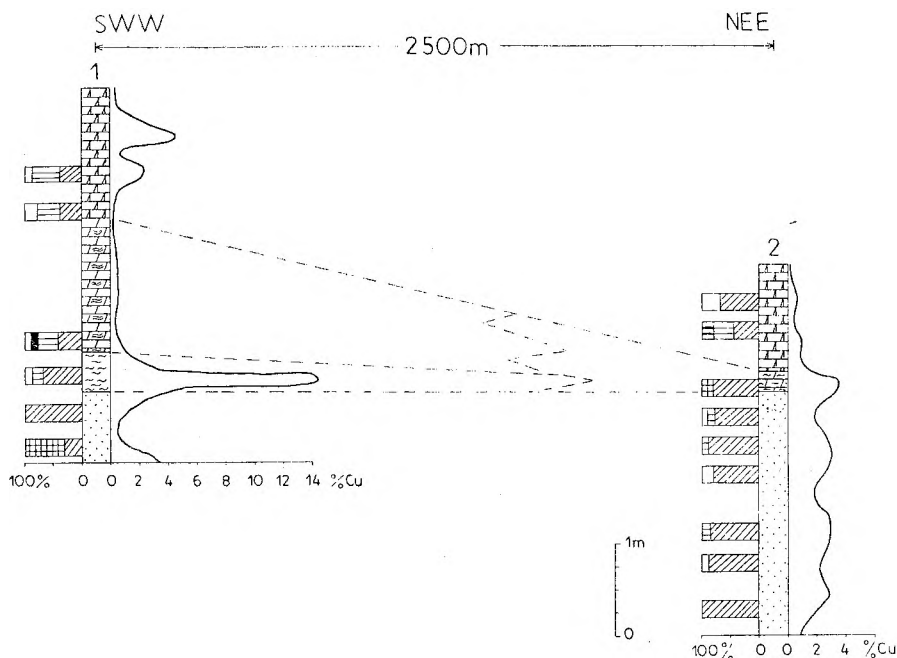


Fig. 12

Złoże przedsudeckie — przekrój R3. Objaśnienia jak na figurze 5

Fore-Sudetic deposit — section R3. Legend as in figure 5

#### RUDA PIASKOWCOWA

Rudę piaskowcową stanowią drobnoziarniste piaskowce barwy jasnoszarej, w których spoiwie występują kruszce. Piaskowce te zbudowane są z ziarn kwarcu i skaleni, z okruchów skał krystalicznych (głównie agregaty kwarcowe, niekiedy ze skaleniami i muskowitem), z blaszek muskowitu oraz z ziarn cyrkonu i turmalinu. Ilościowo zdecydowanie przeważają ziarna kwarcu. Tylko w niektórych próbach stwierdzono podwyższoną zawartość skaleni (piaskowce arkozone). Pojedyncze okruszki skał krystalicznych spotyka się dość często, natomiast pozostałe składniki — muskowit, cyrkon i turmalin — występują sporadycznie. Stopień obtoczenia składników detrytycznych rudy piaskowcowej jest ogólnie biorąc wysoki. Według wzorca Powersa (1953 *vide* Gradziński *et al.* 1976) są to wydłużone i kuliste ziarna pół-obtoczone i obtoczone. Spotyka się również pojedyncze ziarna dobrze obtoczone. W niektórych ziarnach kwarcu stwierdzono inkluzje gazowe i ciekłe oraz wrostki minerałów akcesorycznych, głównie apatytu. Ziarna skaleni wykazują często charakterystyczne pasy zbliźniaczeń i są z reguły silnie zwietrzałe — zsercytyzowane lub skaolinizowane. Niektóre składniki detrytyczne wypierane są przez węglany (pl. I, 1) i siarczki (pl. I, 2). Obserwowane niekiedy na kontakcie ziarn kwarcu z siarczkami cieniutkie, zwykle fragmentarycznie wykształcone, obwódki węglanowe świadczą, że składniki detrytyczne nie są wypierane bezpośrednio przez siarczki, lecz pośredniczą w tym węglany.

O metasomatycznym wypieraniu składników piaskowca przez siarczki mówi nam również zatokowe wnicanie ziarn — blastów siarczków w otaczające je składniki (pl. I, 2). Błasty siarczków mogą głęboko wnikać w ziarna kwarcu (pl. I, 3), a nawet całkowicie je zastępować (pl. I, 4).

W opisywanej rudzie spoiwem są substancje ilasto-krzemionkowe, węglany, siarczki i siarczany. Jest to spoiwo porowe, stykowe i rzadziej podstawowe lub błonkowe. Ilość spoiwa wyraźnie wzrasta ku stropowi, przy czym zmienia się jego skład mineralny i sposób występowania. Ku stropowi wzrasta udział spoiwa węglanowego i siarczkowego, oraz przeważa spoiwo o charakterze porowym, a także miejscami podstawowym. Barwa spoiwa jest jasnoszara i tylko miejscami brunatnoczerwona, wskazująca na obecność tlenków żelaza. Struktura jego jest z reguły bardzo drobnokrystaliczna. Jedyne spoiwo krzemionkowe i węglanowe ma miejscami strukturę drobnokrystaliczną lub średniokrystaliczną o ksenomorficznych i hipidiomorficznych zarysach ziarn mineralnych. Struktura spoiwa węglanowego czasami jest również grubokrystaliczna, a zarysy ziarn idiomorficzne. Ze względu na nieprzezroczystość spoiwa siarczkowego w badaniach mikroskopowych w świetle przechodzącym o jego strukturze krystalicznej świadczą często obserwowane ksenomorficzne zarysy ziarn i skupień siarczkowych.

Poszczególne odmiany spoiwa często współwystępują ze sobą, wzajemnie się wypierają (pl. I, 5).



Fig. 13

W spoiwie siarczkowym (czarne) formy szkieletowe — relikty ziarn kwarcu. Pow.  $80 \times$ . Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 273. Ruda piaskowcowa. Złoże przedsudeckie

Skeletal forms in sulphide cement (black); relics of quartz grains. Enlarg.  $80 \times$ . One nicol. Plane light. Thin section no. 273. Sandstone ore. Fore-Sudetic deposit

Na podstawie przeprowadzonych badań można ogólnie wskazać następującą kolejność wypierania: spoiwo ilasto-krzemionkowe (chalcedonowe) jest wypierane przez spoiwo węglanowe, a to z kolei przez spoiwo siarczkowe. Udział spoiwa siarczkowego w opisywanej rudzie może być bardzo duży, zwłaszcza w jej partiach stropowych. Miejscami występuje ono w formie równoległych „warstewek” (pl. I, 6) grubości do kilku milimetrów, nadając rudzie charakterystyczną teksturę warstwowaną. W niektórych próbach spoiwo siarczkowe ma charakter spoiwa podstawowego i stanowi zasadniczą masę rudy — występują w nim tylko relikty ziarn kwarcu (fig. 13). Spoiwo siarczanowe spotyka się w opisywanej rudzie sporadycznie i jest ono rozwinięte na niewielką skalę. Spoiwu temu nie towarzyszy mineralizacja siarczkowa.

Badania mikroskopowe rudy piaskowcowej w świetle odbitym wykazały, że głównymi minerałami kruszczowymi są chalkozyn, bornit, chalkopiryt i kowelin. W podrzędnych ilościach spotyka się piryt. Natomiast inne siarczki, jak sfaleryt, galena czy minerały z grupy tetradrytu, występują sporadycznie w formie pojedynczych ziarn. Rozmieszczenie kruszców jest bardzo nierównomierne. Miejscami tworzą one pojedyncze ziarna lub drobne skupienia w spoiwie rudy (pl. II, 1), gdy w innych miejscach stanowią jej główny składnik, przy podrzędnym udziale składników płonnych (pl. II, 2). Forma występowania kruszców świadczy wyraźnie o ich powstaniu na drodze metasomatycznego wypierania spoiwa i składników detrytycznych, głównie ziarn kwarcu (pl. II, 3).

Procentowy udział poszczególnych siarczków w badanych próbach rudy piaskowcowej przedstawia tabela 1. Wynika z niej, że podstawowym kruszczem jest chalkozyn, któremu w wielu próbach w podwyższonej ilości towarzyszy bornit, czasami także chalkopiryt, kowelin i piryt.

Chalkozyn tworzy ksenomorficzne ziarna często o zaokrąglonych narożach, niekiedy amebowate. Wśród hipidiomorficznych i idiomorficznych agregatów spoiwa węglanowego zarysy chalkozynu są czasami idiomorficzne, np. rombówce. Barwa chalkozynu jest biała lub jasnoniebieska. Obie odmiany często współwystępują ze sobą. Granice między nimi są nieostre i z reguły dobrze widać jak chalkozyn jasnoniebieski jest wypierany przez chalkozyn biały, który w badanych próbach zdecydowanie ilościowo przeważa. Chalkozyn zwykle wypiera bornit (pl. II, 4), a także spoiwo i składniki klastyczne (pl. II, 3).

W wielu próbach chalkozynowi towarzyszy bornit, który występuje w dwóch odmianach barwnych: tombakowej i wrzosowej. Tworzy on ksenomorficzne ziarna zwykle niewielkich rozmiarów i o zarysach w różnym stopniu zaokrąglonych. Ilościowo przeważa bornit tombakowy, który czasami występuje w rudzie w formie samodzielnych ziarn. Bornit wrzosowy obserwowano zawsze w asocjacji z chalkozynem, który, jak wskazuje struktura rudy, wypiera metasomatyycznie obie odmiany bornitu. Wielokrotnie obserwowano na granicy między bornitem tombakowym a chalkozynem strefę kontaktową z bornitu wrzosowego, który był wypierany przez chalkozyn. Podobną

Tabela I

Udział poszczególnych siarczków w ich sumie w procentach objętościowych. Ruda piaskowcowa. Złoże przedsudeckie  
 Contents of each sulphide in volume per cent. Sandstone ore. Fore-Sudetic deposit

minerał rudny ore mineral	numer szlifu jednostronnego polished section number																								
	159	160	161	162	177	184	198	343	344	348	368	600	601	602	603	604	605	606	622	613	614	615	629	631	
chalkozyn chalcocine	60	100	60	30	100	10	100		10	100	100	80	90	80	85	90	100	90	90	100	100	85	70	80	80
bornit bornite			40					15	20	30		10	10		15	10		10	10			15		20	20
chalkopiryt chalcopyrite	10							85	70	60															
kowelin covellite	30			70																			30		
piryt pyrite						10																			
różne* others						10			10			10		20		10									

\* głównie pozostałe z wymienionych kruszców w ilości poniżej 10%  
 mostly the remainder of mentioned ores in quantities below 10%

strefę kontaktową z chalkozynu jasnoniebieskiego obserwowano na granicy bornitu, głównie tombakowego i wypierającego go chalkozynu białego. Powyższe fakty sugerują, że bornit wrzosowy i chalkozyn jasnoniebieski w pewnych przypadkach stanowią pośrednie (niestabilne) fazy mineralne w procesie chalkozynizacji bornitu.

Chalkopiryt stanowił główny kruszec w 4, z 24 przebadanych, szlifach jednostronnych, a w jednym występował w podwyższonych ilościach (tab. 1). Tworzy on ksenomorficzne ziarna rozproszone w spoiwie lub w różnym stopniu wypełnia przestrzenie międzyziarnowe. Często tworzy obwódki wokół ziarn kwarcu lub wstęgowo je oplata. Wśród krystalicznych agregatów węglanowych spoiwa ma on z reguły zarysy ksenomorficzne. Bardzo często tworzy obwódki wokół ziarn bornitu lub wnika w nie drobnymi żyłkami. Sporadyczne listewki chalkopiryty przecinają ziarna bornitu. Drobne, nieregularnych zarysów, często zaokrąglone wrostki (relikty) bornitu, głównie tombakowego, występujące w chalkopirycie oraz żyłkowe wnikanie chalkopiryty w ziarna bornitu świadczą o wypieraniu bornitu przez chalkopiryt. Rudy piaskowcowe, w których głównym minerałem jest chalkopiryt, są z reguły niezasobne w inne kruszce.

Kowelin występuje w badanych próbach rudy piaskowcowej dość powszechnie, lecz z reguły w zupełnie podrzędnych ilościach. Tylko w jednej próbie stanowił on główny kruszec, a w dwóch dalszych występował w znacznie podwyższonej ilości (tab. 1). Pojedyncze ksenomorficzne ziarna kowelinu współwystępują z reguły z innymi siarczkami miedzi, z których powstały w wyniku procesu kowelinizacji. Najczęściej procesowi temu ulegał chalkozyn (pl. II, 5). Miejscami spoiwo chalkozynowe jest całkowicie wyparte przez kowelin, w którym tkwią tylko relikty ziarn kwarcu różnej wielkości i różnego kształtu (pl. II, 2).

Piryt występuje w piaskowcowej rudzie bardzo sporadycznie. Tworzy on drobnutki ksenomorficzne lub zaokrąglone ziarna w siarczkach miedzi, np. w chalkopirycie lub w spoiwie niekruszcowym. Podwyższone ilości piryty stwierdzono tylko w jednym szlifie (tab. 1).

W niektórych szlifach jednostronnych rudy piaskowcowej obserwowano w występowaniu kruszców pewną strefowość pionową. Szczególnie dobrze widoczna była ona w szlifach, w których uchwycono kontakt rudy bogato i słabo okruszczowanej. W partiach bogato okruszczowanych występował w zasadzie tylko chalkozyn, następnie strefa chalkozynowo-bornitowa, a w partiach słabo okruszczowanych występował głównie bornit.

#### RUDA ŁUPKOWA

Rudę łupkową stanowią okruszczowane łupki dolomityczno-ilaste wraz z towarzyszącym im łupkiem smolącym i dolomitem granicznym. Makroskopowo dolomityczno-ilasta ruda łupkowa jest skałą barwy ciemnoszarej, o strukturze pelitowo-aleurytowej i teksturze z reguły równoległe warstwowanej — łupkowej. Badania mikroskopowe w świetle przechodzącym pozwoliły wyróżnić następujące składniki: substancję ilasto-organiczną, substancję węglanową, ziarna detrytycznego kwarcu (sporadycznie występują blaszki muskowitu) i minerały nieprzezroczyste. Substancja ilasto-organiczna ma strukturę submikroskopową i barwę od jasnobrunatnej do ciemnobrunatnej, niekiedy czarną — przy znacznej ilości substancji organicznej. Tworzy ona laminy i smugi, które przewarstwiają się ze smugami i soczewkami węglanów (pl. II, 6) lub czasami stanowi zasadniczą masę rudy. Substancja węglanowa występuje nie tylko w formie smug i soczew zbudowanych z drobnych (poniżej 0,01 mm), średnich (powyżej 0,01 mm) i dużych (powyżej 0,1 mm) ziarn krystalicznych węglanów, lecz także w postaci pyłu mineralnego lub pojedynczych większych ziarn w obrębie substancji ilasto-organicznej. Czasami spotyka się drobne żyłki węglanowe, które przebiegają zgodnie lub ukośnie względem tekstury rudy. Niektóre z nich mają charakter metasomatyczny i powstały w wyniku karbonatyzacji rudy rozwijającej się wzdłuż drobnych szczelin. Świadczy o tym zachowana w nich tekstura rudy (pl. III, 1). Ziarna detrytycznego kwarcu są zwykle dość dobrze obtoczone i bezładnie rozrzucone w rudzie. Sporadycznie spotyka się ziarna ostrokrawędziste bądź ułożone zgodnie z teksturą rudy. Niektóre ziarna kwarcu są wypierane przez węglany i kruszce (pl. III, 2). Minerale kruszczowe ze względu na swoją czarną barwę są łatwo dostrzegalne wśród jasnych lamin i smug węglanowo-ilasto-organicznych oraz smug i soczew węglanów. Natomiast są one trudniej, a nawet wcale niedostrzegalne wśród czarnych lamin ilasto-organicznych. Zarysy ziarn kruszczowych i ich skupisk są ksenomorficzne, hipidiomorficzne lub amebowate. Tak zarysy, jak i forma zrostów z minerałami płonymi wskazują wyraźnie na ich powstanie kosztem tła skalnego, głównie węglanów, w wyniku procesów metasomatycznych. Świadczą o tym również relikty węglanów występujące w blastach kruszców. Często obserwuje się blasty kruszców w ziarnach kwarcu (pl. III, 2), który jest wyraźnie skarbonatyzowany. Wskazuje to, że metasomatozę kruszczową poprzedzał proces karbonatyzacji kwarcu.

Odmianą opisanej rudy łupkowej jest łupek smolący. Makroskopowo jest on barwy czarnej. W obrazie mikroskopowym wyróżnia się większą

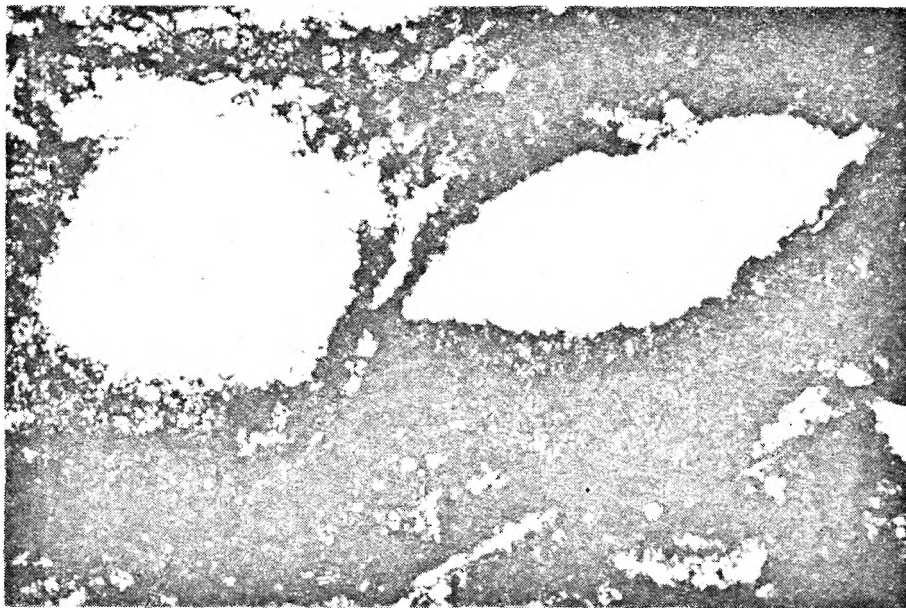


Fig. 14

W węglanowo-ilasto-organiczno-kruszcowym tle występują soczewkowate skupiska węglanów (białe). Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 660. Ruda łupkowa — dolomit graniczny. Złoże przedsudeckie  
 Lensoid carbonate concentrations (white) in carbonate-clayey-organic matrix. Enlarg. 200 ×. One nicol. Plane light. Thin section no. 660. Shaly ore — border dolomite. Fore-Sudetic deposit

miąższością lamin ilasto-organiczno-kruszcowych, które oddzielone są od siebie cienkimi smugami i soczewkami średnio- lub grubokrystalicznymi węglanów. W łupku tym występują ponadto niewielkie ilości, zwykle dobrze obtoczonych ziarn kwarcu, które są zazwyczaj bezładnie rozrzucone.

Dolomit graniczny jest makroskopowo skrytokrystaliczny barwy ciemnoszarej. W obrazie mikroskopowym wyróżnić można drobnokrystaliczne tło węglanowe, w którym występują smugi i laminy substancji ilasto-organicznej oraz nieregularne, często soczewkowate skupienia grubokrystalicznych węglanów (fig. 14). Miejscami substancja ilasto-organiczna jest równomiernie rozproszona w tle skalnym, nadając skale barwę jasnobrunatną. Stopniowe przejście niektórych skupień węglanów w otaczającą masę podstawową (fig. 14) wskazuje na ich powstanie w wyniku metasomatozy. W omawianym dolomicie występują także ziarna kwarcu i minerały kruszczowe. Ilość kwarcu jest zmienna — od pojedynczych ziarn do znacznych ilości (kilkunastu lub nawet kilkudziesięciu procent objętościowych). Obtoczenie ziarn jest na ogół dobre, czasami spotyka się ziarna ostrokrawędziste, a ich rozmieszczenie w przestrzeni skalnej jest bezładne. Wiele ziarn kwarcu jest wyraźnie korodowanych przez węglany, które drobnymi zatokami wnikają w głąb ziarn kwarcu. Minerały kruszczowe występują w formie małych, pojedynczych, ksenomorficznych lub hipidiomorficznych ziarn rozrzuconych w tle węglanowym. Tworzą one też różnej

wielkości skupienia o zarysach ksenomorficznych, rzadziej amebowatych, współwystępując często z krystalicznymi agregatami węglanów. Na metasomatyczną genezę kruszców wskazuje ich forma oraz zachowane w nich relikty węglanów.

Badania mikroskopowe w świetle odbitym wykazały, że głównymi minerałami kruszczowymi w rudzie łupkowej są chalkozyn, bornit i chalkopiryt (tab. 2). W podrzędnych ilościach występuje kowelin i piryt. Natomiast inne kruszce spotyka się sporadycznie w formie pojedynczych, drobnych ziarn. Wśród głównych kruszców ilościowo przeważa chalkozyn. Bornit i chalkopiryt występują podobnie często, lecz zazwyczaj ilościowo przeważa bornit. Rozmieszczenie ziarn i skupień kruszców w rudzie jest bardzo różnorodne. Mogą one być ułożone zgodnie z jej teksturą łupkową, gdy równocześnie pojedyncze ziarna ułożone są do niej pod kątem (pl. III, 3). Duże blasty kruszców o zarysach nieregularnych ułożone są zwykle niezgodnie z teksturą rudy (pl. III, 4). Minerały kruszczowe związane są głównie ze smugami i soczewkami węglanowymi rudy. Rzadziej większe ich koncentracje występują w laminach ilasto-organiczno-węglanowych. Czasami spotyka się drobne żyłki kruszczowe przebiegające niezgodnie lub niekiedy zgodnie z teksturą łupkową rudy. Mineralizacja kruszczowa występuje również w żyłkach węglanowych spotykanych w rudzie w formie bezładnie rozrzuconych, pojedynczych ziarn lub wstęg kruszczowych przebiegających zgodnie z kierunkiem wy-

dłużenia żyłek i zwykle w ich partiach brzeźnych.

W większości badanych szlifów jednostronnych rudy łupkowej (tab. 2) udział chalkozynu w sumie siarczków przekracza 50%, a tylko w jednym szlifie wynosi kilka procent. Chalkozyn występuje w dwóch odmianach barwnych: białej i jasnoniebieskiej. Ilościowo przeważa odmiana biała. Powszechnie, lecz z reguły w podrzędnych ilościach, spotyka się odmianę jasnoniebieską. Ziarna chalkozynu mają zarysy bardzo różne — najczęściej ksenomorficzne lub nieregularne, zwykle o zaokrąglonych narożach. Ich skupienia są z reguły soczewkowato wydłużone i mają brzegi zatokowo rzeźbione (pl. III, 5). Zaznacza się pewna różnica w wykształceniu chalkozynu występującego w laminach ilasto-organiczno-węglanowych i w skupieniach (smugach) węglanów. W wymienionych laminach jego ziarna są drobne, mają zarysy ksenomorficzne lub amebowate i występują zwykle pojedynczo, rzadko tworząc większe skupienia. Natomiast w skupieniach węglanów ziarna i agregaty chalkozynu są stosunkowo dużych rozmiarów oraz wykazują zarysy ksenomorficzne i hipidiomorficzne. Niekiedy chalkozyn tworzy nieregularne otoczki wokół większych ziarn węglanów (pl. III, 6). Spotyka się też sytuacje odwrotne — ziarna chalkozynu mają otoczkę węglanową (pl. IV, 1). W tym ostatnim przypadku prawdopodobnie mamy do czynienia z węglanami młodszej generacji. Czasami chalkozyn wnika drobnymi żyłkami w skupienia węglanów. W wielu ziarnach chalkozynu występują relikty tła skalnego i węglanów, które zachowują czasami swoje zarysy hipidiomorficzne czy idiomorficzne.

Opisane formy zrostów chalkozynu z węglanami i z substancją ilasto-organiczno-węglanową, a także ich relikty w chalkozynie, wskazują na jego metasomatyczną genezę. Chalkozynizacji ulegają niekiedy centralne partie mikrokonkrecji węglanowych (pl. IV, 2). Proces ten obejmuje również kruszce, zwłaszcza bornit (pl. IV, 3). W takich przypadkach czasami obserwuje się strefę kontaktową — na obszarze bornitu fioletową i na obszarze chalkozynu jasnoniebieską. Powszechnie stwierdza się również wypieranie chalkozynu jasnoniebieskiego przez chalkozyn biały, który jest końcowym produktem chalkozynizacji tak siarczków, jak i węglanów. W kilku przypadkach zastępowania węglanów przez chalkozyn stwierdzono stadium pośrednie. Był nim minerał (przezroczysty?) o barwach tęczy, który przy skrzyżowanych nikolach miał cechy minerału kruszcowego i nie różnił się od sąsiadującego chalkozynu białego (pl. IV, 4).

Drugim pod względem ilościowym kruszczem w rudzie łupkowej jest bornit. Występuje on w obu odmianach barwnych — tombakowej i wrzosowej. Jego ziarna mają z reguły niewielkie rozmiary, są

ksenomorficzne z zaokrąglonymi zwykle narożami oraz bezładnie rozproszone w rudzie lub w małym stopniu przyporządkowane do jej tekstury. Często współwystępuje on z chalkopirytem, który wypiera (pl. IV, 5) i przez który sam jest wypierany, jak o tym świadczą drobne żyłki chalkopirytu wnikaące w głąb ziarn bornitu. Ponadto bornit tworzy drobne (milimetrowej i mniejszej grubości) żyłki w opisywanej rudzie, które zwykle szybko wyklinowują się. Są one zazwyczaj otoczone (na kontakcie z rudą) cieniutką wstęgą chalkopirytu, który również wnika w nie drobnymi żyłkami. Bornit współwystępuje także z chalkozynem, a zatokowe ząbienie się ich ziarn wskazuje na wypieranie bornitu przez chalkozyn. Skupienia bornitowo-chalkozynowe mają zwykle soczewkowate, nieregularne zarysy. Żyłki (smugi) bornitu są również miejscami wypierane przez chalkozyn (pl. IV, 3).

Chalkopiryty występuje w badanej rudzie podobnie często jak bornit, lecz zawsze w mniejszej ilości. Sporadycznie jest on głównym minerałem rudnym (tab. 2, szlif nr 626). Ziarna chalkopirytu są zazwyczaj drobne, o zarysach ksenomorficznych, sporadycznie hipidiomorficznych. Naroża ziarn są często zaokrąglone, a nawet spotyka się drobne ziarna kuliste. Niektóre większe ziarna rozrosły się kosztem otoczenia, głównie węglanów i mają wyraźny charakter blastów (pl. III, 4). Chalkopiryty współwystępuje najczęściej z bornitem. Tworzy też zrosty z chalkozynem. Jest wypierany przez inne siarczki, głównie bornit (pl. IV, 5), rzadziej chalkozyn. Sam wypiera bornit. Wokół niektórych ziarn chalkopirytu występują czasami otoczki węglanowe (węglany młodszej generacji). Rozmieszczenie ziarn chalkopirytu w rudzie jest z reguły bezładne.

Kowelin występuje w rudzie łupkowej tylko lokalnie (tab. 2) i zazwyczaj w asocjacji z chalkozynem i chalkopirytem, rzadziej z bornitem. Tworzy on otoczki wokół ziarn wymienionych siarczków miedzi lub wnika w ich głąb wzdłuż szczelin i powierzchni łupliwości. Występuje też w formie drobnych samodzielnych ziarn bezładnie rozmieszczonych w rudzie.

Piryty występuje dość powszechnie w omawianej rudzie, lecz tylko lokalnie jego udział w sumie siarczków wynosi ponad 10% (tab. 2). Ziarna pirytu są bardzo drobne i mają zarysy hipidiomorficzne i idiomorficzne, dobrze widoczne przy dużych powiększeniach — przy małych powiększeniach wydają się z reguły okrągłe. Bardzo często występują one w formie drobnych skupień o zarysach nieregularnych. Kuliste skupienia pirytu, określane w literaturze jako tzw. kolonie bakterii, są często spotykane, podobnie jak luźne skupienia, które przypominają wyglądem „mgławice” i stanowią tzw. nebulity pirytowe.

Tabela 2

Udział poszczególnych siarczków w ich sumie w procentach objętościowych, Ruda łupkowa, Złoże przedsudeckie  
 Contents of each sulphide in volume per cent, Shaly ore, Fore—Sudetic deposit

minerał rudny ore mineral	numer szlifu jednostronnego — polished section number																								
	166	168	182	187	188	199	341	346	349	350	373	376	378	381	409*	410	411	415	417	608	616*	623*	626	632	633
chalkozyn chalcosine		70	20	80	90	80	90	50	30	30	85	100	100	100	100	60	20	50	90	75	100	100	20	100	80
bornit bornite	70	20	50				40	30	30	15					30	40	40	10	10						
chalkopiryt chalcopyrite	20		20	20	10		10		25	30					10	30			15			70			10
kowelin covellite						10			15	10															
piryt pyrite					10		10										10	10					10		10
różne** others	10	10	10																						

\* lupek smolący  
pitch shale

\*\* głównie pozostałe z wymienionych kruszców w ilości poniżej 10%  
mostly the remainder of mentioned ores in quantities below 10%



Ziarna pirytu i ich skupienia występują najczęściej w smugach węglanowych lub tworzą wrostki w chalkozynie, chalkopirycie i bornicie. Rzadziej spotyka się je w smugach (laminach) ilasto-organiczno-węglanowych.

Mineralizacja kruszcowa w łupku smołącym jest reprezentowana w zasadzie tylko przez chalkozyn, i to głównie barwy białej (tab. 2). Forma ziarn chalkozynu i ich skupień, charakter zrostów z innymi siarczkami i składnikami płonymi oraz inne cechy strukturalne i teksturalne łupku smołącego są podobne jak wyżej opisanej dolomityczno-ilastej rudy łupkowej.

Tabela 3

Udział poszczególnych siarczków w ich sumie w procentach objętościowych. Dolomit graniczny. Złoże przedsudeckie  
Contents of each sulphide in volume per cent. Border dolomite  
Fore—Sudetic deposit

minerał rudny ore mineral	numer szliflu jednostronnego polished section number					
	165	345	351	412	607	624
chalkozyn chalcosine	80			50	75	100
bornit bornite		60	10	40	10	
chalkopiryt chalcopyrite		30	70		15	
kowelin covellite	20		10			
piryt pyrite		10	10	10		

Mineralizacja kruszcowa w dolomicie granicznym (tab. 3) jest bardzo podobna tak pod względem ilościowym, jak i jakościowym do mineralizacji kruszcowej w dolomityczno-ilastej rudzie łupkowej. Głównym kruszczem jest chalkozyn reprezentowany przez odmianę białą i w mniejszym stopniu przez odmianę jasnoniebieską. Jego ksenomorficzne, rzadziej hipidiomorficzne, ziarna i nieregularne skupienia mają zwykle brzegi „zatokowe” i drobnymi „mackami” wnikają w sąsiadujące ziarna węglanów, które czasami przecinają cienkimi żyłkami. Mineralizacja chalkozynowa koncentruje się zazwyczaj wokół wybranych centrów, którymi są na przykład intraklasty lub grubiej krystaliczne skupienia węglanów (pl. IV, 6). Natomiast rzadko jest ona równomiernie rozproszona. Bornit jest reprezentowany przez odmianę tombakową, sporadycznie wrzosową. Jego ziarna są zwykle drobne i mają zarysy ksenomorficzne lub zaokrąglone. Tworzą one także agregaty krystaliczne z węglanami o podobnych zarysach ziarn. Bornit występuje często w asocjacji z chalkopiryt, który tworzy obwódki wokół jego ziarn lub drobnymi żyłkami wnika w ich głąb. Lokalnie drobne ziarna chalkopiryty są roz-

proszone wśród węglanów. Kowelin występuje w podwyższonej ilości tylko lokalnie, współwystępując z chalkozynem lub chalkopiryt. Forma jego jednoznacznie wskazuje na genezę metasomatyczną kosztem wymienionych siarczków. Piryt występuje w omawianej rudzie w podobnej formie jak w wyżej opisanej dolomityczno-ilastej rudzie łupkowej.

## RUDA WĘGLANOWA

W złożu przedsudeckim rudą węglanową są okruszcowane dolomity margliste, dolomity smugowane, dolomity laminowane, dolomity wapniste i wapienie (fig. 4). Makroskopowo ruda ta jest skałą barwy od ciemnoszarej (dolomity margliste) do szaropopielatej (dolomity wapniste i wapienie), o strukturze afanitowej lub drobnokrystalicznej i teksturze masywnej, bezładnej lub równoległe warstwowanej (np. dolomity laminowane). Mineralizacja kruszcowa jest w niej rozproszona i rzadko dostrzegalna gołym okiem.

Badania mikroskopowe w świetle przechodzącym wykazały, że opisywaną rudę buduje węglanowa (czasami z domieszką substancji ilasto-organicznej) masa podstawowa, w której występują skupienia węglanów, smugi ilasto-organiczne, ziarna kwarcu, blaszki muskowitu i kruszce. Węglanowa masa podstawowa ma z reguły strukturę mikrytową (wielkość kryształów węglanów poniżej 5  $\mu\text{m}$ ) i na dalszych stronach niniejszej pracy będzie krótko nazywana mikrytem lub tłem mikrytowym. Miejscami masa podstawowa jest grubiej krystaliczna (wielkość kryształów węglanów powyżej 5  $\mu\text{m}$ ), wykazując strukturę sparytową. Barwa mikrytu jest szara lub brunatna w różnych odcieniach. Występujące w nim skupiska węglanów mają różną formę i genezę. Intraklasty (wg Folka 1959 *vide* Lorenc 1975) są zwykle grubiej krystaliczne od tła mikrytowego. Sporadycznie spotykano intraklasty drobniej krystaliczne od otaczającego tła. Ich zarysy są nieregularne, często zaokrąglone, a granice z tłem mikrytowym z reguły bardzo wyraźne. Jedyne w rzadko spotykanych intraklastach o rozkruszonych brzegach (fig. 15) są one zatarte. W interklastach występuje często mineralizacja kruszcowa (fig. 15).

Inną formą występowania węglanów są ich skupienia zbudowane ze stosunkowo dużych kryształów przypominających mikrogeody. Wielkość tych skupień waha się w granicach od kilkunastu mikrometrów do kilkunastu milimetrów, wyjątkowo są one większe. Ich granice z tłem mikrytowym są zazwyczaj dość ostre, a czasami występuje strefa przejściowa. Wiele skupień nie wykazuje ostrych granic z tłem mikrytowym, przypominając swym wyglądem konkrety metasomatyczne. Miejscami opisywaną rudę przeci-



Fig. 15

Intraklast o rozkruszonych brzegach (biały) z blastami siarczków (czarne), całość w masie mikrytowej z dużą domieszką substancji ilasto-organicznej (szaroczarnej). Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 330. Ruda węglanowa. Złoże przedsudeckie

Intraclast with crushed margins (white) containing sulphide blasts (black); micrite groundmass with large admixture of clayey-organic substance (gray black). Enlarg. 200 ×. One nicol. Plane light. Thin section no. 330. Carbonate ore. Fore-Sudetic deposit

nają żyłki węglanowe długości kilku milimetrów, rzadziej kilku centymetrów, których grubość waha się w podobnych granicach co wielkość wyżej opisanych skupień węglanowych. Żyłki te stanowią zablżnienia drobnych spękań powstałych w osadzie, prawdopodobnie w czasie jego lityfikacji. Ich granice

z otaczającym mikrytem są zazwyczaj ostre. Występują również żyłki, których granice są nieostre — z licznymi zatokami, a resztki mikrytu w żyłce wyraźnie wskazują na jej metasomatyczną genezę. Grubokrystaliczne węglany budują także zazwyczaj fragmentarycznie zachowane skamieniałości. W niektórych

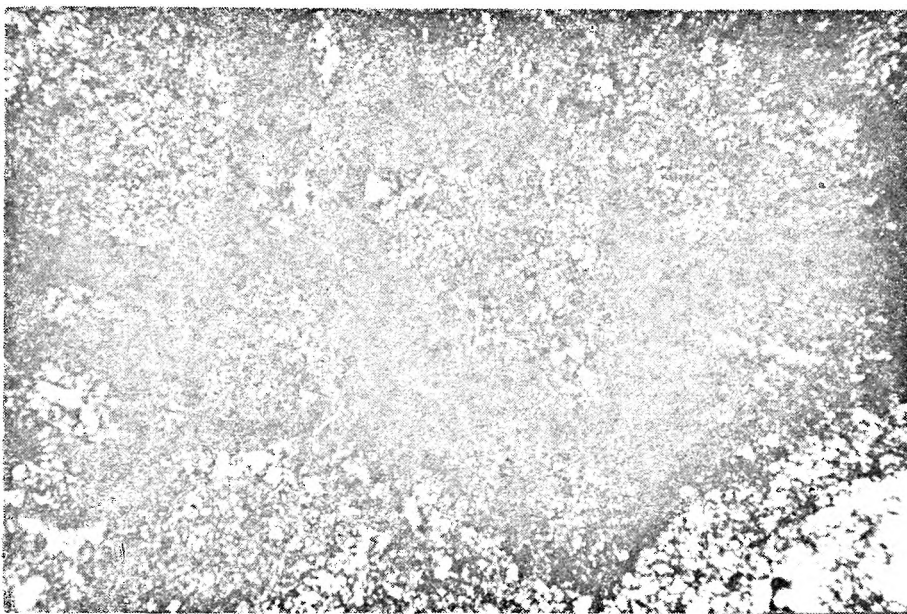


Fig. 16

Intraklasty mikrytowe (szare) z obwódkami substancji ilasto-organicznej (czarne), które nadają rudzie charakterystyczną strukturę „kokardową”. Pow. 80 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 654. Ruda węglanowa. Złoże przedsudeckie

Micrite intraclasts (gray) with clayey-organic rims (black) giving the ore characteristic rosette structure. Enlarg. 80 ×. One nicol. Plane light. Thin section no. 654. Carbonate ore. Fore-Sudetic deposit

szlifach rudy stwierdzono wyraźną rekrytalizację mikrytu, w wyniku której powstały kryształy węglanów o zarysach ksenomorficznych i brzegach zatokowych (pl. V, 1).

W masie mikrytowej pewnych odmian rudy węglanowej (głównie w dolomicie marglistym i smugowanym) występują podwyższone ilości substancji ilastej lub ilasto-organiczej. Substancje te są bądź równomiernie rozproszone w mikrycie, bądź w nim skoncentrowane w formie smug, których ułożenie podkreśla niekiedy teksturę kierunkową rudy. Substancja ilasto-organiczna tworzy sporadycznie otoczki wokół intraklastów mikrytowych, nadając rudzie charakterystyczną strukturę „kokardową” (fig. 16). W smugach ilasto-organicznym występuje czasami znaczna ilość mikrytu i wtedy ich granice z tłem są nieostre.

Wśród ziarn detrytycznych, obok sporadycznie występujących blaszek muskowitu, okruców zserycytowanych skaleni i kwarcytu (obtoczone mikroagregaty kwarcowe), zdecydowanie dominują ziarna kwarcu. Występują one powszechnie, a ich udział ilościowy waha się od pojedynczych ziarn w szlifie cienkim do kilku procent jego powierzchni. Wielkość ziarn kwarcu jest mikroskopowa, rzadko osiągając dziesiątne milimetra. Ich stopień obtoczenia jest różny — od ziarn ostrokrawędzistych do dobrze obtoczonych, sporadycznie nawet bardzo dobrze obtoczonych. Wiele ziarn kwarcu jest wyraźnie wypieranych przez węglany, a za ich pośrednictwem

także przez kruszce (pl. V, 2). Częste pewne ziarna detrytyczne są całkowicie zastąpione przez kruszec, gdy inne występujące w sąsiedztwie nie są objęte tym procesem (pl. V, 3). W niektórych szlifach stwierdzono słabą sylikację rudy węglanowej. Krzemionka — chalcedon tworzy w mikrycie bardzo nieregularne i różnej wielkości, zwykle drobne skupienia. Niektóre z nich są przecięte przez kruszce (pl. V, 4), co świadczy, że te ostatnie są młodsze.

Badanie minerałów kruszczowych w świetle przechodzącym pozwoliło na określenie ich stosunku do składników płonnych rudy. Ilościowy udział minerałów kruszczowych w badanych szlifach jest bardzo zmienny i waha się od pojedynczych ziarn do kilkunastu, a nawet kilkudziesięciu procent (do 30%) objętościowych. Również ich wielkość zmienia się w szerokich granicach — od pyłu kruszczowego (poniżej 1  $\mu\text{m}$ ) do ziarn i ich skupisk średnicy kilku milimetrów. Większość kruszczów ma rozmiary mikroskopowe. Ich rozmieszczenie w rudzie jest z reguły bezładne. Zarysy ziarn i skupień kruszczów są nieregularne — ksenomorficzne (pl. V, 5), kuliste (fig. 17) lub amebowate (pl. V, 6). Często tworzą one zrosty z grubokrystalicznymi węglanami (pl. V, 5), z ziarnami kwarcu (pl. VI, 1) i chalcedonu (pl. V, 4). Tworzą one także otoczki wokół ziarn węglanów i kwarcu (pl. VI, 2). Bardzo często większe ziarna kruszczów zawierają relikty węglanów, kwarcu (fig. 17) i mikrytu (fig. 18). Jest rzeczą charakterystyczną, że duże ziarna — blasty kruszczów koncentrują się zwykle

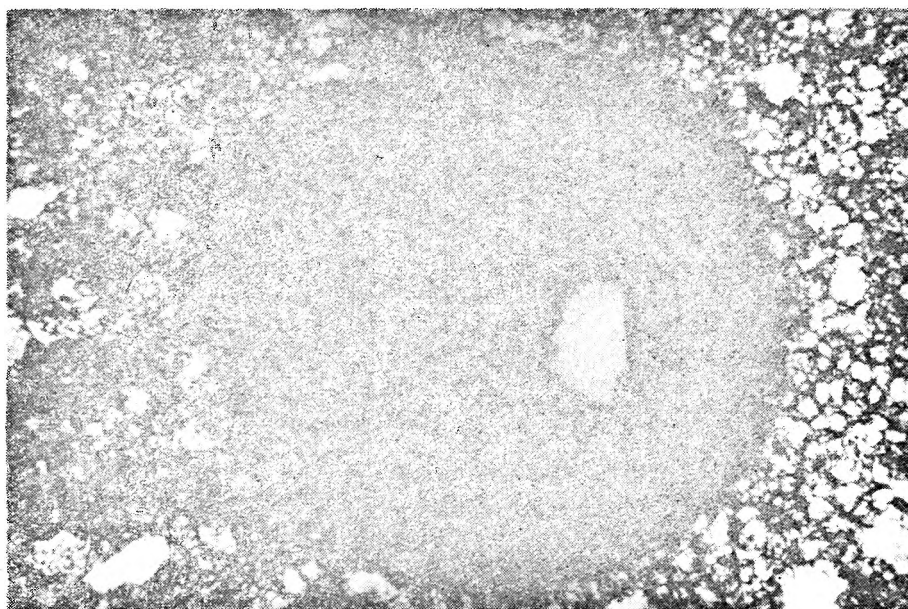


Fig. 17

W masie mikrytowej blast kruszczowy (czarny) o zarysie kulistym i brzegach zatokowych z ziarnem kwarcu (białe) jako reliktem w środku. Pow. 200  $\times$ . Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 277. Ruda węglanowa. Złoże przedsudeckie  
Oval ore blast with embayed margins (black) in micrite groundmass; inside relic quartz grain (white). Enlarg. 200  $\times$  One nicol. Plane light. Thin section no. 277. Carbonate ore. Fore-Sudetic deposit

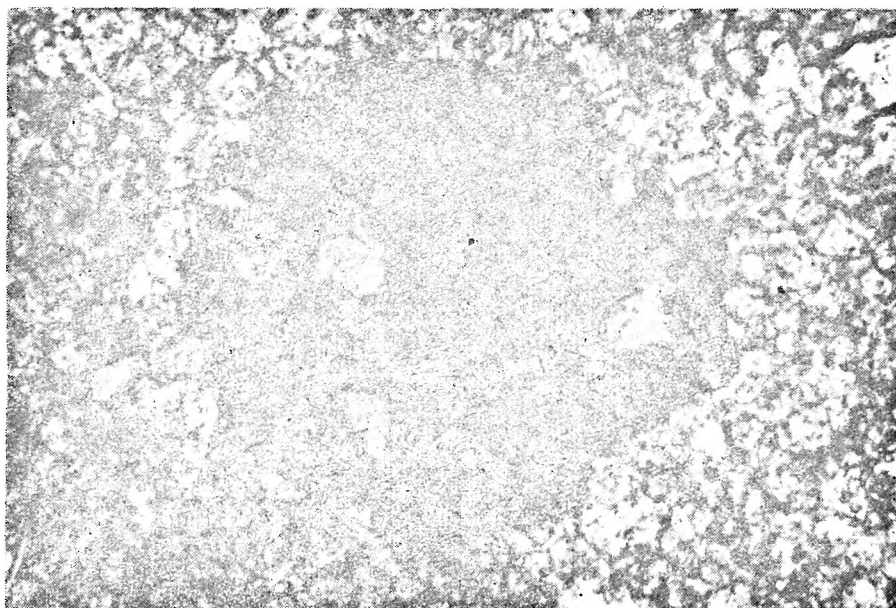


Fig. 18

W masie mikrytovej blast kruszcowy (czarny) z relikdami mikrytu. Pow.  $460 \times$ . Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 646. Ruda węglanowa. Złoże przedsudeckie

Ore blast (black) with micrite relics set in micrite groundmass. Enlarg.  $460 \times$ . One nicol. Plane light. Thin section no. 646. Carbonate ore. Fore-Sudetic deposit

w sąsiedztwie grubiej krystalicznych (w stosunku do mikrytu) skupień węglanów, tworząc z nimi różnorodne zrosty. Kruszcze często całkowicie zastępują składniki płone, tworząc w rudzie jednorodne (bez reliktyw) blasty, niekiedy z zachowanymi zarysami ziarn detrytycznych (pl. V, 3) lub mikroskamieniałości. Kruszcze wypełniają także drobne szczeliny w rudzie. Powszechne występowanie reliktyw składników płonych w ziarnach i skupieniach kruszców oraz ich nieregularne, zatokowe zarysy (pl. V, 6; fig. 17, 18) wskazują na metasomatyczną genezę kruszców kosztem składników płonych rudy, głównie

węglanów. Metasomatyczne zrosty kruszców z kwarcem lub chalcedonem są efektem uprzedniego wyparcia tych ostatnich przez węglany, które z kolei zostały zastąpione przez kruszcze. Świadczą o tym cienkie smugi węglanów występujące na kontakcie ziarn kwarcu i kruszców oraz fakt wypierania kwarcu przez węglany. Występowanie w blastach kruszców reliktyw węglanów w formie idiomorficznych i hipidiomorficznych kryształów dowodzi, że metasomatozie kruszcowej ulegają łatwiej ksenomorficzne kryształy węglanów, natomiast ich idiomorficzne kryształy są odporniejsze na ten proces.

Udział poszczególnych siarczków w ich sumie w procentach  
Contents of each sulphide in volume

minerał rudny ore mineral	numer szlifu jednostronnego																
	170	173	174	179	180	181	189	191	192	194	195	196	201	204	206	342	347
chalkozyn chalcosine	40	95	90	35	40	90	70	70	80	100	90	30	80	60	90	90	
bornit bornite	40			55	40		10	10				50		10			20
chalkopiryt chalcopyrite												10					60
kowelin covellite											10	10	20	20	10		
piryt pyrite	10	5	10			10	20	20	20					10		10	10
różne* others	10			10	20												10

\* głównie pozostałe z wymienionych kruszców w ilości poniżej 10% — mostly the remainder of mentioned ores in quantities below 10%

Badania mikroskopowe w świetle odbitym wykazały, że głównym minerałem kruszcowym w rudzie węglanowej jest chalkozyn, któremu towarzyszy bornit, chalkopiryt i piryt, natomiast kowelin występuje sporadycznie. Ziarna kruszców są z reguły bezładnie rozproszone i tylko lokalnie uporządkowane, zgodnie z teksturą kierunkową rudy. Stosunki ilościowe wymienionych kruszców w rudzie węglanowej ilustruje tabela 4.

Chalkozyn jest reprezentowany przez odmianę białą i jasnoniebieską. Ilościowo przeważa odmiana biała. Ziarna chalkozynu są różnej wielkości — od bardzo drobnych (kilka  $\mu\text{m}$ ) do dużych (dziesiątne mm). Ich zarysy są różnorodne — hipidiomorficzne, ksenomorficzne, lub amebowate. Wiele ziarn ma charakter blastów powstałych przez metasomatyczne wyparcie węglanów (fig. 19). Najczęściej wypierane są węglany grubokrystalicznych skupień — kongrecji metasomatycznych (pl. VI, 3) i intr: klastów (pl. VI, 4). Ich partie brzeżne są zwykle intensywnie okruszczone (pl. VI, 3). Czasami chalkozyn wyodrębnia z tła skupienia węglanów, tworząc wokół nich obwódki. Pod względem strukturalnym wyodrębnione skupienie i tło węglanowe nie różnią się. Forma występowania chalkozynu przypomina czasami struktury „atolowe” i „atolowe z wyspą” (pl. VI, 5). Często drobne ziarna chalkozynu są stosunkowo równomiernie rozproszone w rudzie (pl. VI, 6). Miejscami występują także ich skupienia.

W zrostach z węglanami o strukturze krystalicznej zarysy chalkozynu są z reguły ksenomorficzne lub hipidiomorficzne (pl. VI, 3, 4), a jego granice prostolinijne. Niekiedy proces chalkozynizacji rozwija się wzdłuż szczelin łupliwości węglanów, dając charakterystyczną strukturę siatkową (pl. VII, 1). Prawie zawsze w blastach chalkozynu występują relikty

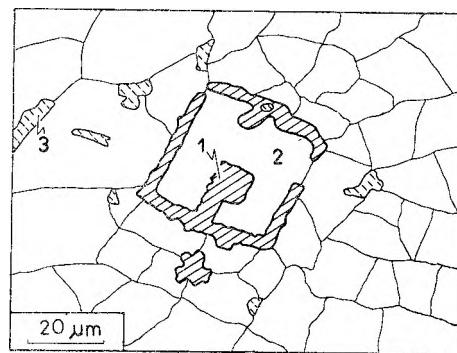


Fig. 19

Początkowe stadium chalkozynizacji — chalkozyn jasnoniebieski (1) wypiera ziarno węglanu (2); między ziarnami węglanów tkwią pojedyncze drobne skupienia substancji ilasto-węglanowej (3). Schematyczny rysunek obrazu mikroskopowego. Szlif jednostronny nr 607. Ruda węglanowa. Złoże przedsudeckie

Incipient chalcocinization. Light blue chalcocin (1) replacing carbonate grain (2). Amidst carbonate grains single minute concentrations of clayey-carbonate substance (3). Schematic drawing from beneath microscope. Polished section no. 607. Carbonate ore. Fore-Sudetic deposit

węglanów o bardzo różnych zarysach (pl. VI, 4). Sporadycznie chalkozyn tworzy w omawianej rudzie drobne żyłki grubości ułamka milimetra, które czasami stanowią rdzeń w nieco większych żyłkach węglanowych. Zatokowa linia graniczna między chalkozynem i minerałami przezroczystymi (węglanami) oraz ich relikty w chalkozynie wyraźnie wskazują na metasomatyczny charakter żyłek chalkozynowych (fig. 20). Żyłkom chalkozynowym w obrębie żyłek węglanowych towarzyszą czasami blasty chalkozynu występujące wśród węglanów ułożonych prostopadle do biegu żyłki, a blasty chalkozynu to ułożenie podkreślają (pl. VII, 2). Chalkozyn wypiera nie tylko węglany, lecz także inne siarczki, zwłaszcza bornit, którego

objętościowych. Ruda węglanowa. Złoże przedsudeckie  
per cent. Carbonate ore. Fore-Sudetic deposit

Tabela 4

polished section number

369	370	371	372	374	375	377	379	380	597	598	609	610	611	612	619	620	621	627	628	634
100	100	50	15	90	100	100	100	100	70	45	75	70	70	20	90	100	85	40	20	50
			60							35	10	20	20	50						
		30	10							20	15			20	10				30	
		20	10	15										10				60	50	50
									30			10	10				15			





Fig. 20

Żyłka chalkozynowa (biała) z relikdami węglanów (czarna). Pow. 200 ×. Jeden nicol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 375. Ruda węglanowa. Złoże przedsudeckie

Chalcosine veinlet (white) with carbonate relics (black). Enlarg. 200 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 375. Carbonate ore. Fore-Sudetic deposit

relikty występują w blastach chalkozynu (pl. VII, 3). Na brzegach blastów chalkozynu występują niekiedy resztki chalkopirytu, jako pozostałości po wypartym ziarnie bornitowo-chalkopirytowym (pl. VII, 4). Często występuje strefa przejściowa między wypierającym chalkozynem białym a wypieranym bornitem, którą stanowi chalkozyn jasnoniebieski (fig. 21). Czasami duża ilość drobnych ziarn chalkozynu jasnoniebieskiego skupia się wokół większych

blastów chalkozynu białego, tworząc swego rodzaju „mgławice”.

Bornit występuje w rudzie węglanowej w obu odmianach barwnych — tombakowej i wrzosowej. Jego ziarna są drobne, ksenomorficzne, często zaokrąglone. Tworzy zrosty z chalkopirytem, który otacza jego ziarna lub wnika w nie drobnymi żyłkami, bądź też tworzy w nich drobne, nieregularne wrostki, zazwyczaj w partiach brzeźnych. W bornicie spotyka się także wrostki pirytu. Obserwowane często amebowate zarysy ziarn bornitu, o brzegach zatokowych oraz liczne w nich relikty węglanów wskazują na jego metasomatyczną genezę. Bornit jest często wypierany przez chalkozyn biały i jasnoniebieski (pl. VII, 3).

Chalkopiryty tworzy w rudzie węglanowej drobne ziarna o zarysach ksenomorficznych lub zaokrąglonych. Sporadycznie spotyka się ziarna większe, hipidiomorficzne. Często występuje on w formie drobnych, nieregularnych wrostków i żyłek w bornicie, lub tworzy obwódki wokół jego ziarn. W podobnej formie współwystępuje czasami z chalkozynem, a sporadycznie z minerałami przezroczystymi, tworząc wokół nich delikatne obwódki (pl. VII, 5). Niekiedy drobnutkie ziarna chalkopirytu i bornitu występują w formie „mgławic” wokół większych blastów chalkopiryto-bornitowych (pl. VII, 6).

Kowelin występuje w badanej rudzie sporadycznie, współwystępując z chalkozynem, rzadziej z chalkopirytem i bornitem. Tworzy on drobne, ksenomorficzne ziarna lub nieregularne (pierzaste) skupienia

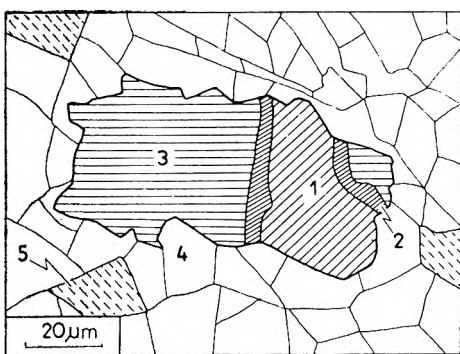


Fig. 21

Chalkozyn biały (1) wypiera bornit tombakowy (3), a na kontakcie występuje chalkozyn jasnoniebieski (2); całość tkwi wśród węglanów (4) i drobnych skupień substancji ilasto-węglanowej (5). Schematyczny rysunek obrazu mikroskopowego. Szlif jednostronny nr 612. Ruda węglanowa. Złoże przedsudeckie

White chalcosine (1) replacing tombac bornite (3), at the contact light blue chalcosine (2); carbonate groundmass (4) with tiny concentrations of clayey-carbonate substance (5). Schematic drawing from beneath microscope. Polished section no. 612.

Carbonate ore. Fore-Sudetic deposit

i smugi, występujące zwykle na brzegach ziarn wymienionych siarczków miedzi, głównie chalkozynu. Miejscami kowelin występuje w formie pojedynczych ziarn beładnie rozrzuconych w węglanowym tle rudy.

Piryty występuje powszechnie w rudzie węglanowej, a sporadycznie przeważa ilościowo wśród minerałów rudnych. Jego ziarna są bardzo drobne — z reguły

wielkości kilku mikrometrów. Ich zarysy są często hipidiomorficzne i idiomorficzne. Tworzą one różnej wielkości skupienia kuliste lub nieregularne („mgławice”). Ziarna i skupienia pirytu stanowią wzrostki tak w węglanach, jak i w siarczkach miedzi. Niektóre skupienia pirytu są spojone bornitem lub chalkozynem. Czasami pojedyncze ziarna pirytu są równomiernie rozproszone w rudzie.

## ZŁOŻE SUDECKIE — BOLESŁAWIECKIE

Bolesławieckie złożo miedzi występuje w synklinie o tej samej nazwie (fig. 1) i ma ogólnie biorąc zarys prostokąta, którego dłuższa oś przebiega NW—SE. Złożo to obejmuje obszar od okolic Grodzca na południowym wschodzie do okolic na północ od Warty Bolesławieckiej (fig. 22). Jego granicą południowo-wschodnią i północno-wschodnią są podczwartorzędowe wychodnie cechsztynu, natomiast pozostałe granice nie są bliżej znane, gdyż złożo

zapada pod kątem kilkunastu stopni ku centrum synkliny. Granicę południowo-zachodnią i północno-zachodnią (tj. granicę obszaru górniczego) wyznaczono na podstawie wierceń, uwzględniając głębokość zalegania złoża. Ze względu na pewne różnice tektoniczne i w wykształceniu litostratygraficznym omawiane złożo dzieli się na trzy rejony: „Grodzca”, „Konrada” i „Lubichowa”.

### ZARYS GEOLOGII I LITOSTRATYGRAFII

Bolesławieckie złożo miedzi związane jest z osadami dolnego cechsztynu. W ich spągu występują osady czerwonego spągowca, a te z kolei spoczywają na metamorficznych skałach starszego paleozoiku. Wychodnie skał czerwonego spągowca i starszego paleozoiku otaczają wychodnie osadów cechsztyńskich w części południowo-wschodniej i północno-wschodniej złoża. Granica stratygraficzna między czerwonym spągowcem i cechsztynem przebiega, podobnie jak na obszarze przedsudeckim, w obrębie piaskowcowo-zlepieńcowatych osadów górnego czerwonego spągowca, i jak już zwracano uwagę, jest trudną do wyznaczenia. Stropowa część tych osadów (miąższości ok. 1 m) nazywana zlepieńcem (piaskowcem) granicznym zaliczana jest do dolnego cechsztynu. Wyżej zalega warstwa wapienia podstawowego o średniej miąższości około 1 m. Na nim występuje seria osadów wapienno-marglistych miąższości około 18 m, w której wydzielić można dwa główne poziomy litologiczne: warstwy (margle) miedzionośne i warstwy (margle) ołowionośne. Nazwy warstw, chociaż powszechnie używane, nie są jednak w pełni adekwatne do ich metalonośności (fig. 23). Jako granice między tymi warstwami przyjmowane są różne horyzonty litologiczne występujące zwykle na całym obszarze złoża i pozwalające na ich korelację. Ostatnio za granicę tę uważa się powierzchnię stropową tzw. pokładu górnego, tj. warstwy ekonomicznie okruszczonej miedzią i zarazem stratygraficznie najwyższej (fig. 23). Wymienione poziomy są nazywane marglami

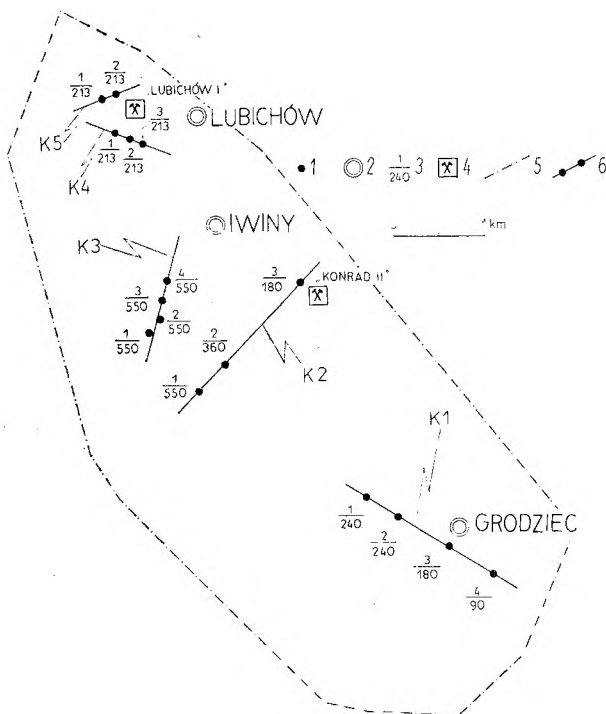


Fig. 22

Szkic obszaru złoża bolesławieckiego

1 — badane profile złożowe; 2 — miejscowości; 3 — w liczniku: numer profilu złożowego, w mianowniku: głębokość (w metrach) występowania profilu złożowego; 4 — szyby górnicze; 5 — granice obszaru górniczego; 6 — badane przekroje złożowe

Sketch of the Bolesławieck deposit area.

1 — investigated deposit profiles; 2 — localities; 3 — numerator: number of deposit profile, denominator: depth (in metres) of occurrence of deposit profile; 4 — mine shafts; 5 — boundaries of mining area; 6 — investigated deposit sections

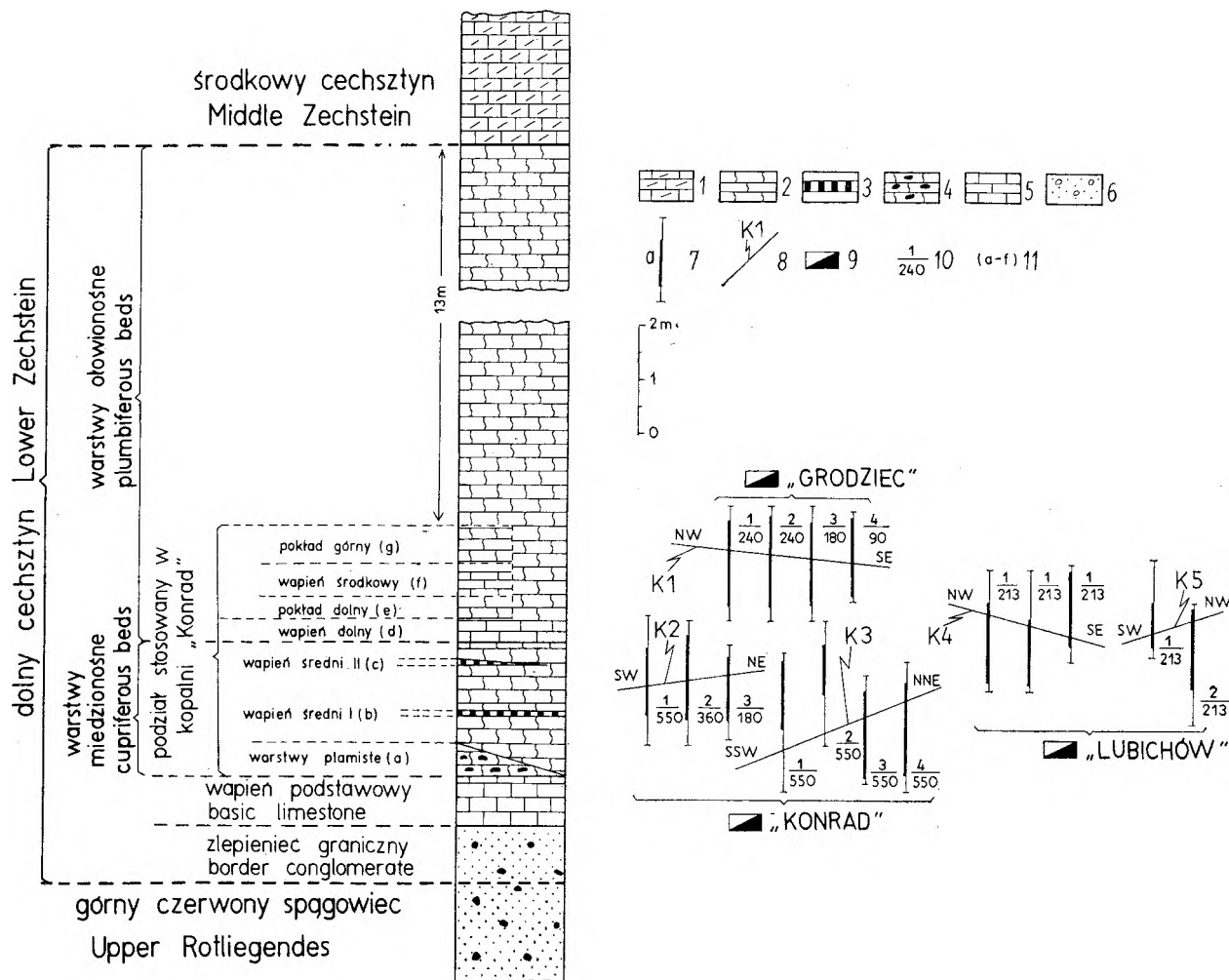


Fig. 23

Schematyczny profil litostatygraficzny złoża bolesławieckiego z zaznaczoną pozycją badanych profili złożowych

1 – wapień dolomityczny; 2 – osady wapienno-margliste; 3 – wkładki wapieni o znaczeniu korelacyjnym; 4 – osady wapienno-margliste z czerwonymi plamami; 5 – wapień; 6 – piaskowce zlepieńcowate; 7 – badane profile złożowe; a – interwał z ekonomiczną zawartością miedzi; 8 – badane przekroje złożowe; 9 – rejonu złożowe; 10 – w liczniku: numer badanego profilu złożowego, w mianowniku: głębokość (w metrach) występowania profilu złożowego; 11 – podział litostatygraficzny stosowany w kopalni „Konrad”

Schematic lithostratigraphic profile of the Bolesławiec deposit with indicated situation of investigated deposit profiles

1 – dolomitic limestones; 2 – calcareous-marly deposits; 3 – limestone intercalations of correlative significance; 4 – calcareous-marly deposits with red spots; 5 – limestones; 6 – conglomerate sandstones; 7 – investigated deposit profiles; a – interval with economic copper content; 8 – investigated deposit sections; 9 – deposit regions; 10 – numerator: number of studied deposit profile, denominator: depth (in metres) of occurrence of deposit profile; 11 – lithostratigraphic scheme used at the “Konrad” mine

kaczawskimi i wapieniami marglistymi (Krasoń 1967) lub marglami miedzionośnymi i wapieniem cechsztyńskim – poziomy  $\alpha$  i  $\beta$  (Alexandrowicz, Preidl 1972), co ilustruje figura 2.

Na serii osadów wapienno-marglistych spoczywają wapień dolomityczny z wkładkami marglistymi zaliczane do środkowego cechsztyń. Wapień ten są silnie spękane, zawierają liczne i często znacznych rozmiarów kawerny krasowe, które z reguły wypełnia woda, stwarzając poważne zagrożenia dla robót górniczych prowadzonych w złożu. Mineralizacja miedziowa występuje w interwale litostatygraficz-

nym obejmującym wapień podstawowy i dolną część serii osadów marglisto-wapiennych (fig. 2). W poszczególnych rejonach złoża podwyższone koncentracje miedzi występują w różnych poziomach tego interwału (fig. 23). W obrębie opisanych warstw stwierdzono występowanie trzeciorzędowych skał wulkanicznych oraz ich tufów (Kłos *et al.* 1967). Skały wulkaniczne występują w formie żył przecinających warstwy pod kątem 70–90° (dajki) lub przebiegających zgodnie z uławiczeniem (sille). Nie wywołały one dostrzegalnych zmian kontaktowych w skałach otaczających.



Tektonika złoża bolesławieckiego jest bardzo skomplikowana (Konstantynowicz 1965). Jego synklinalny charakter wyraża się nachyleniem warstw, które jest różne w poszczególnych rejonach. W rejonie Grodzca wynosi ono około  $8^\circ$  i wzrasta ku centrum synkliny, w rejonie Konrada wynosi około  $20^\circ$ , a w rejonie Lubichowa jest jeszcze większe (do  $30^\circ$ ). W głębiej położonych częściach złoża (bliżej osi synkliny) upady warstw wahają się w granicach kilku — kilkunastu stopni. Dominującym elementem w tektonice złoża są liczne uskoki różnego rzędu. Przebiegają one w dwóch głównych kierunkach NW—SE i NWW—SEE, a ich zrzuty wynoszą od kilkudziesięciu do około 200 m, tylko niekiedy dochodzą do około 300 m. Największe zagęszczenie uskoków jest w rejonie Lubichowa i w północno-zachodniej części rejonu Konrad. Uskoki dzielą obszar złoża na bloki strukturalne różnej wielkości i różnego kształtu oraz o różnym nachyleniu warstw. W obrębie tych bloków występują często uskoki o niewielkim zasięgu i zrzutach od kilku centymetrów do kilku metrów, ponadto obserwuje się wtórne zafałdowanie warstw serii marglisto-wapiennej.

W profilu litostratygraficznym bolesławieckiego złoża rud miedzi występują trzy zasadnicze rodzaje skał: piaskowce, wapienie i margle.

Piaskowce mają strukturę z reguły nierównoziaarnistą — zlepieńcowatą, teksturę bezładną i masywną. Barwa ich jest jasnoszara, czasami różowa lub żółtawa. Głównym minerałem jest kwarc o różnym, zwykle słabym, stopniu obtoczenia. W podrzędnych ilościach występują ziarna skaleni i blaszki muskowitu. Spoiwo jest węglanowe lub węglanowo-ilaste typu porowego lub stykowego. Niekiedy spotyka się w nim pojedyncze ziarna siarczków metali (Lisakiewicz 1969). Mineralami barwiącymi opisywane piaskowce są wodorotlenki żelaza.

Wapienie są barwy ciemnoszarej lub popielatej i wśród margli wyróżniają się zwykle jaśniejszą barwą. Struktura wapieni jest bardzo drobnokrystaliczna lub skrytokrystaliczna. Obok zasadniczej masy ksenomorficznych, sporadycznie idiomorficznych, ziarn węglanów, występują w nich drobne skupienia substancji organicznej, smugi i laminy margliste oraz pojedyncze ziarna kwarcu. Czasami spotyka się mikrofaunę kopalną. Czerwone plamy występujące niekiedy w tych wapieniach mają nieregularne zarysy i są wywołane obecnością tlenków żelaza, jako pigmentu. Opisywane wapienie mogą być wzbogacone w siarczki metali, głównie miedzi i stanowić mogą rudę. Obecność czerwonych plam wyklucza występowanie podwyższonych koncentracji siarczków miedzi.

Margle są skałami o bardzo zmiennym składzie mineralnym i nazwą tą obejmuje się ich dwa skrajne

człony: typowe margle i wapienie margliste oraz wszystkie pośrednie rodzaje skał. Margle charakteryzują się strukturą drobnoziarnistą i bardzo drobnoziarnistą. Tekstura ich jest masywna, równolegle warstwowana — łupkowa lub bezładna. Odmiany skalne zbliżone do typowych margli wykazują z reguły teksturę łupkową, natomiast zbliżone do wapieni marglistych — teksturę bezładną. W składzie mineralnym margli wyróżnić należy substancje ilaste, węglanowe i organiczne, przy czym ilościowy stosunek dwóch pierwszych decyduje o charakterze petrograficznym skały. Substancja organiczna występuje w niewielkiej ilości i zwykle jest równomiernie rozproszona w skale. Lokalnie spotyka się w marglach większe jej skoncentrowanie i określa je wtedy marglami bitumicznymi. Z innych składników wymienić należy kwarc, muskowit i siarczki metali. Kwarc występuje w formie bardzo drobnych ziarn o różnym stopniu obtoczenia. Często spotyka się ziarna ostrokrawędziste. Ziarna kwarcu są rozproszone w skale lub tworzą smużysto-soczewkowe nieregularne skupiska z reguły mikroskopowych rozmiarów. Muskowit występuje sporadycznie w formie pojedynczych blaszek. Siarczki metali natomiast mogą tworzyć znaczne nagromadzenia, zwłaszcza w marglach bogatych w substancję organiczną. Siarczki występują w formie rozproszonych, drobniotkich, z reguły ksenomorficznych, ziarn lub w formie nieregularnych najczęściej soczewkowatych skupień wielkości milimetrowej, rzadko większej. Bardzo charakterystyczną cechą opisywanych margli są czasami występujące czerwone plamy. Takie margle wyróżnia się osobną nazwą — margli plamistych. Margle te występują lokalnie i zazwyczaj w spągu bogato okruszczonych margli bez plam. Obecność czerwonych plam wyklucza podwyższone koncentracje kruszców w skale (Konstantynowicz 1964, 1965).

Podając krótką charakterystykę skał budujących omawiane złożo należy jeszcze wspomnieć o zmienionych skałach węglanowych i o żyłach kalcytowych. Zmienione skały węglanowe powstały z margli w wyniku procesów wywołanych krążeniem wód podziemnych. Procesy te spowodowały usunięcie ze skały wyjściowej znacznej ilości węglanu wapienia i siarczków, głównie miedzi, natomiast rezydium zostało względnie wzbogacone w krzemionkę, glin i żelazo (Konstantynowicz 1961). Zmienione skały węglanowe mają konsystencję iltu. Takim przeobrażeniem ulegają zazwyczaj silnie spękane skały marglisto-wapienne, głównie stref przyuskokowych. Miejscami, zwłaszcza w pobliżu stref tektonicznych, skały pocięte są żyłami białego lub różowego kalcytu o strukturze jawnokrystalicznej, często grubokrystalicznej. Żyły te są zwykle małych roz-

miarów i szybko wyklinowują się. Czasami tworzą one system nieregularnych żyłek. Ich miąższość dochodzi zazwyczaj do kilku centymetrów, a długość — do kilkudziesięciu centymetrów. W żyłkach sporadycznie spotyka się siarczki miedzi, najczęściej chalkopiryt.

#### OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA RUDY

W złożu bolesławieckim ekonomiczne koncentracje miedzi występują w wapieniach i skałach wapienno-marglistych, można zatem wyróżnić dwa rodzaje rudy: węglanową i marglistą. Ta ostatnia jest ogólnie biorąc odpowiednikiem rudy łupkowej złoża przedsudeckiego. Niewielkie ilości siarczków metali, głównie miedzi, spotyka się także w żyłach kalcytowych. Są to wystąpienia o znaczeniu mineralogicznym, a nie złożowym. Podobne znaczenie mają siarczki sporadycznie spotykane w zlepieńcowatych piaskowcach zalegających w spągu złoża.

Ruda węglanowa ma strukturę drobnokrystaliczną lub skrytokrystaliczną i teksturę bezładną. Minerale rudne są rozproszone w formie pojedynczych, ksenomorficznych lub hipidiomorficznych ziarn, bądź tworzą agregaty, których zarysy są zazwyczaj nieregularne. Wielkość ziarn i agregatów waha się w szerokich granicach. Zwykle wynosi ona poniżej milimetra, czasami dochodzi do kilku milimetrów, a zupełnie sporadycznie przekracza centymetr.

Ruda marglista ma strukturę drobnoziarnistą lub bardzo drobnoziarnistą. Jej tekstura jest masywna i w różnym stopniu ukierunkowana (łupkowa). Wyraźną teksturę łupkową posiada zwykle ruda bogata w substancje ilastą i organiczną. Minerale kruszcowe w rudzie marglistej rozrzucone są bezładnie lub ułożone zgodnie z jej teksturą. Czasami minerale te są ułożone tylko w pewnym stopniu zgodnie z teksturą. Forma oraz wielkość ziarn minerałów kruszczowych i ich agregatów są podobne jak w rudzie węglanowej. W rudzie marglistej jednakże częściej spotyka się je wielkości kilku lub kilkunastu milimetrów, a nawet większe. W obu rodzajach rudy głównymi minerałami miedzionośnymi są chalkozyn, bornit i chalkopiryt. W podrzędnych ilościach występują: piryt, kowelin, tetraedryt, galena, sfaleryt, srebro rodzime i arsenopiryt. W rudach stref utlenionych występują malachit i azuryt, a niekiedy kupryt i tenoryt. W żyłach kalcytowych stwierdzono występowanie także markasytu, linneitu, kobaltynu, enargitu i uraninitu — czerni uranowej (Lisiakiewicz 1969). Wzajemny stosunek ilościowy chalkozynu, bornitu i chalkopiryty jest zmienny zarówno w profilu, jak i w planie złoża. W związku z tym w poszczególnych rejonach złoża charakter okruszcowania jest nieco różny.

Badania geochemiczne wykazały, że w omawianej rudzie obok głównego metalu — miedzi występują w bardzo małych lub śladowych ilościach także inne metale, jak: ołów, cynk, srebro, nikiel, molibden, wanad, gal, chrom, cyna, arsen, tytan, kadm, selen, tellur, bizmut, ren i złoto. Trzy pierwsze metale tworzą w rudzie własne minerały, a pozostałe rozproszone są w formie izomorficznych domieszek w innych minerałach, głównie w siarczках. Obok srebra na uwagę zasługują podwyższone koncentracje galu (Zaczek 1966). Cynk i ołów tworzą w rudzie pojedyncze ziarna sfalerytu i galeny, które współwystępują czasami z chalkozynem, bornitem i chalkopirytem. W podwyższonych ilościach metale te, zwłaszcza ołów, występują w warstwach wapienno-marglistych nazywanych z tego powodu ołowionośnymi i zalegających w stropie złoża rud miedzi.

Przedstawiając powyżej krótką charakterystykę rudy miedzi złoża bolesławieckiego należy jeszcze wspomnieć o tzw. przemieszczaniu się mineralizacji w profilu stratygraficznym złoża. W rejonie Grodzca okruszcowanie miedzią obejmuje spągowe partie warstw ołowionośnych, w rejonie Konrada — wapień podstawowy i warstwy miedzionośne, natomiast w rejonie Lubichowa — górną część warstw miedzionośnych i przyspągową część warstw ołowionośnych (fig. 23). Z tego wynika, że w omawianym złożu granice mineralizacji nie są zgodne z granicami litostratygraficznymi. Nieregularność przebiegu dolnej granicy złoża powoduje lokalne występowanie czerwonych plam w spągu warstw miedzionośnych.

#### GŁÓWNE MINERAŁY KRUSZCOWE

Szczegółowe badania mikroskopowe w świetle odbitym wykazały, że w obu typach rudy złoża bolesławieckiego, to jest w rudzie marglistej i węglanowej, głównymi minerałami kruszczowymi są chalkozyn, bornit, chalkopiryt i piryt (tab. 5, 6). Inne kruszce, jak np. sfaleryt, galenę, kowelin czy digenit spotyka się bardzo rzadko i tylko w formie pojedynczych, drobnych ziarn. Podobnie jak w rudzie złoża przedsudeckiego, również w omawianej rudzie, chalkozyn, i bornit występują w dwóch odmianach barwnych. Cechy optyczne obu minerałów oraz pozostałych głównych kruszczów są podobne, jak u tych kruszczów w rudzie złoża przedsudeckiego opisanych w poprzednim rozdziale.

#### STRUKTURA I TEKSTURA RUDY

W złożu bolesławieckim objęto badaniami wszystkie trzy rejonu złożowe, a mianowicie rejon „Grodzca”, „Konrada” i „Lubichowa” (fig. 22). Szczegółowo przebadano 16 profilów usytuowanych wzdłuż 5 linii

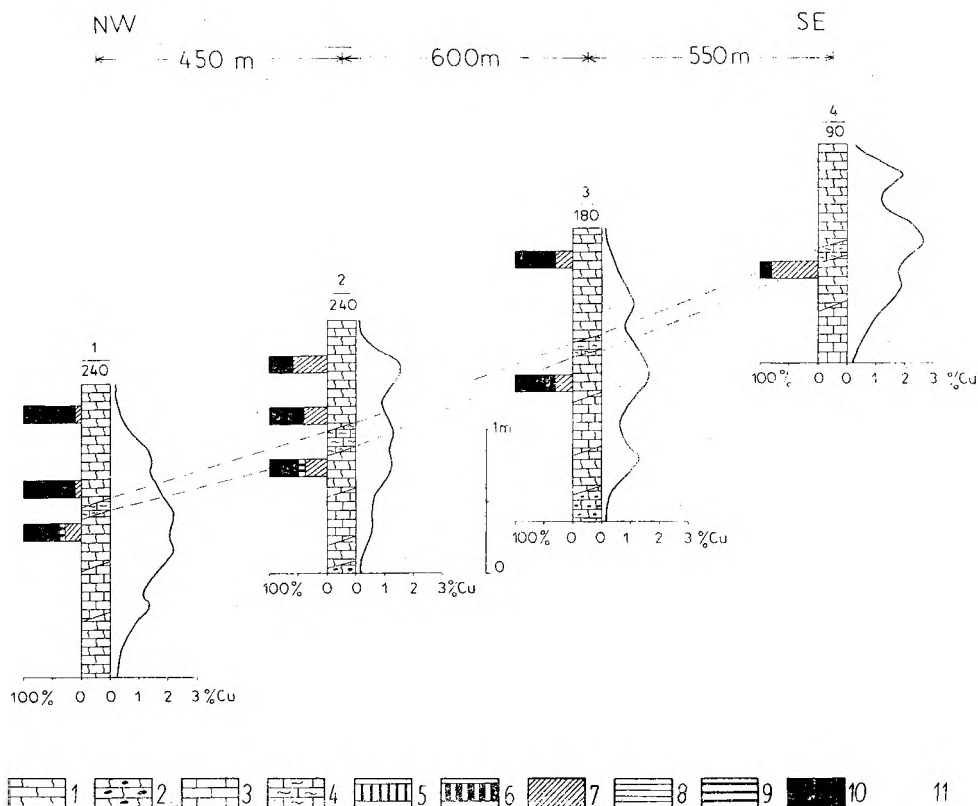


Fig. 24

## Złoże bolesławieckie – przekrój K1

1 – osady wapienno-margliste; 2 – osady wapienno-margliste z czerwonymi plamami; 3 – wapień; 4 – wapień środkowy; 5 – wapień średni I; 6 – wapień średni II; procentowy udział poszczególnych mineralów rudnych w ich sumie: 7 – chalcocyn, 8 – bornit, 9 – chalkopiryt, 10 – piryt; 11 – linie korelacyjne

## Bolesławiec deposit – section K1

1 – calcareous-marly deposits; 2 – red spot calcareous-marly deposits; 3 – limestones; 4 – middle limestone; 5 – middle limestone I; 6 – middle limestone II; percentage of individual ore minerals in their total: 7 – chalcocine, 8 – bornite, 9 – chalcopyrite, 10 – pyrite; 11 – correlation lines

przekrojowych przecinających złoże w różnych kierunkach (fig. 22, 23).

W rejonie „Grodźca” przebadano 4 profile usytuowane wzdłuż linii przekrojowej K1 (fig. 24). Profil 4 występuje na poziomie eksploatacyjnym 90 m i znajduje się stosunkowo blisko wychodni warstw złożowych. Następne profile występują na poziomie eksploatacyjnym 180 m (profil 3) i 240 m (profile 1, 2). Reprezentują one głębiej położone partie złoży. W rejonie „Grodźca” mineralizacją miedziową o znaczeniu złożowym objęte są spągowe części warstw ołowionośnych, a mianowicie wapień dolny, pokład dolny, wapień środkowy i pokład górny (fig. 23).

W rejonie „Konrada” przebadano 7 profilów usytuowanych wzdłuż dwóch linii przekrojowych K2 i K3 (fig. 25, 26). Profil 3 jest z poziomu eksploatacyjnego 180 m, profil 2 – z poziomu eksploatacyjnego 360 m (oba na przekroju K2) – (fig. 25), a pozostałe profile są z poziomu eksploatacyjnego 550 m. W rejonie „Konrada” mineralizacją miedziową o znaczeniu złożowym objęte są wapień podstawowy i wszystkie ogniwa litologiczne warstw miedzionośnych (fig. 23),

W rejonie „Lubichowa” przebadano na poziomie eksploatacyjnym 213 m 5 profilów złożowych usytuowanych wzdłuż dwóch linii przekrojowych K4 i K5 (fig. 27, 28). Mineralizacją miedziową o znaczeniu złożowym objęte są tutaj warstwy miedzionośne i spągowe partie warstw ołowionośnych, a mianowicie wapień dolny i pokład dolny (fig. 23).

W złożu bolesławieckim podwyższone koncentracje miedzi występują w marglach i wapieniach, można więc wyróżnić dwie zasadnicze odmiany rudy – marglistą i węglanową. Ilościowo zdecydowanie przeważa ruda marglistą. Głównymi minerałami kruszcowymi w obu odmianach rudy są chalcocyn, bornit, chalkopiryt i piryt. Ich procentowy udział w sumie siarczków, w badanej rudzie, jest zmienny co graficznie zilustrowano na załączonych przekrojach złożowych (fig. 24–28).

Z przekroju K1 (fig. 24) wynika, że w rejonie „Grodźca” głównym minerałem miedzi jest chalcocyn, któremu sporadycznie towarzyszy chalkopiryt. Wymienionym siarczkom miedzi ponadto towarzyszy piryt, którego udział w sumie siarczków wyraźnie

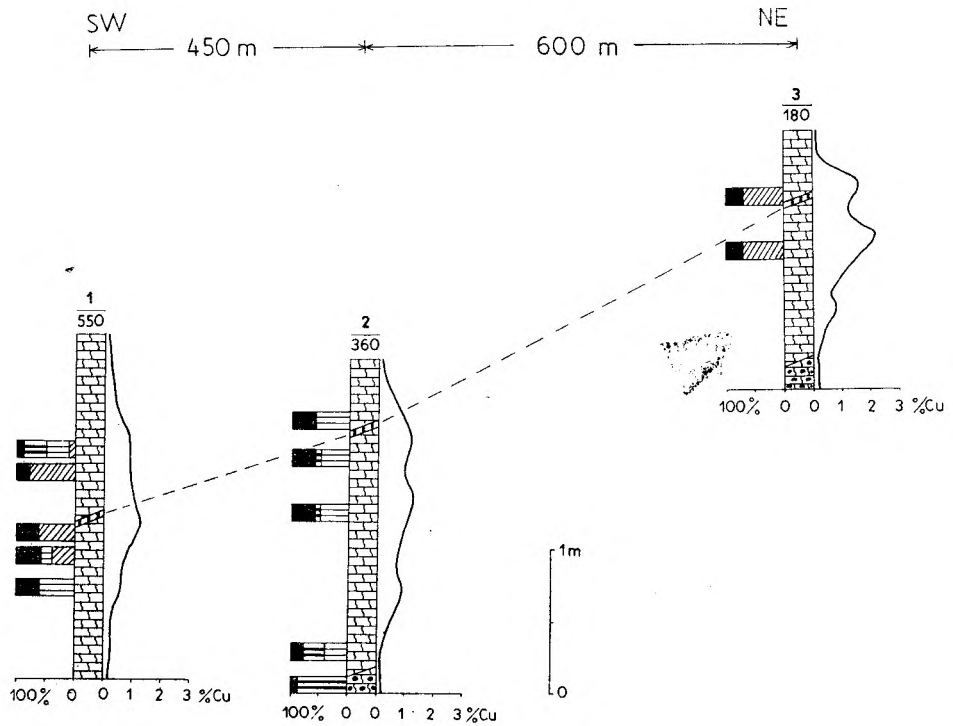


Fig. 25

Złoże bolesławieckie — przekrój K2. Objaśnienia jak na figurze 24  
Bolesławiec deposit — section K2. Legend as in figure 24

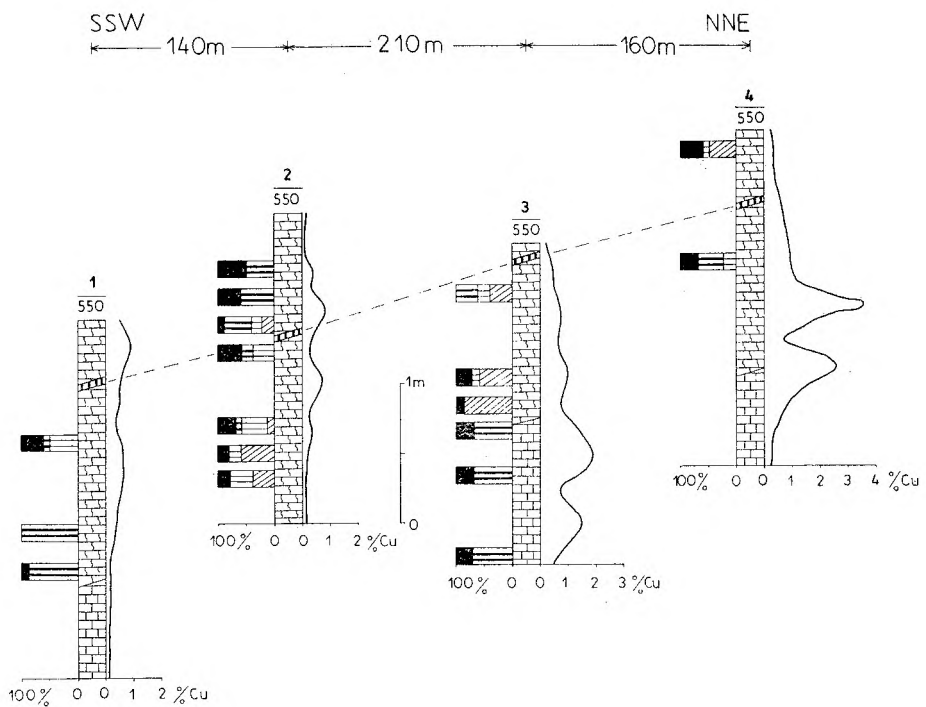


Fig. 26

Złoże bolesławieckie — przekrój K3. Objaśnienia jak na figurze 24  
Bolesławiec deposit — section K3. Legend as in figure 24

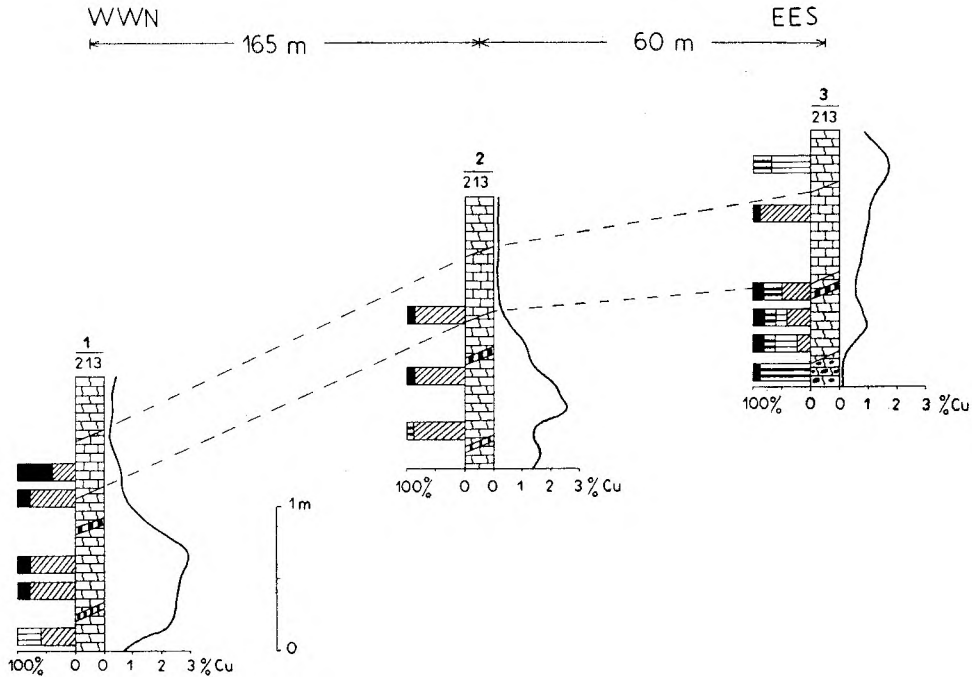


Fig. 27

Złoże bolesławieckie — przekrój K4. Objasnienia jak na figurze 24

Bolesławiec deposit — section K4. Legend as in figure 24

wzrasta od płycej zalegających części złoże — bliżej wychodni (profil 4 — 20%, fig. 24) — ku głębiej zalegającym częściom złoże (profil 1—90%, fig. 24). W tym rejonie w profilu pionowym złoże zaznaczają się tylko niewielkie zmiany w ilościowym udziale wymienionych siarczków (w ich sumie).

W rejonie „Konrada” okruszcowanie jest bardziej urozmaicone tak pod względem ilościowym (udział

procentowy siarczków w ich sumie), jak też pod względem jakościowym. Jak widać na przekroju K2 (fig. 25) w płycej zalegających partiach złoże (profil 3, głębokość 180 m) minerałem miedziowym jest chalkozyn, któremu towarzyszy w podwyższonych ilościach piryt. Na głębokości 360 m (profil 2) głównym minerałem miedziowym jest bornit, któremu towarzyszy w niewielkich ilościach chalkopiryt oraz w podwyższonych ilościach piryt. W partiach złoże położonych najgłębiej (profil 1, głębokość 550 m) głównymi minerałami miedziowymi są chalkozyn, bornit i chalkopiryt, którym w podwyższonych ilościach towarzyszy piryt. Podobnie urozmaicone okruszcowanie stwierdzono badając profile złożowe z poziomu eksploatacyjnego 550 m (przekrój K3 — fig. 26), z których wynika, że w partiach spągowych złoże minerałem miedziowym jest chalkopiryt, natomiast w partiach stropowych dominuje chalkozyn i bornit. Wymienionym siarczkom miedzi również i w tych profilach towarzyszą podwyższone ilości pirytu.

W rejonie „Lubichowa” (poziom eksploatacyjny 213 m) głównym minerałem miedzi jest chalkozyn, któremu niekiedy towarzyszą w podwyższonych ilościach bornit i chalkopiryt. Z wymienionymi siarczkami miedzi prawie zawsze występuje w podwyższonej ilości piryt (fig. 27, 28). W rejonie tym zwraca uwagę wzrastający udział pirytu od spągu ku stropowi złoże (przekrój K5, fig. 28) oraz

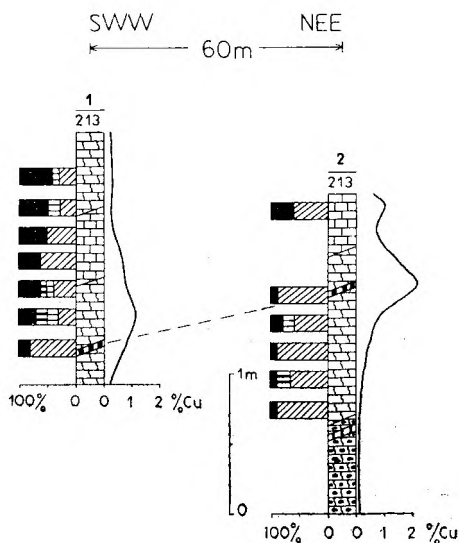


Fig. 28

Złoże bolesławieckie — przekrój K5. Objasnienia jak na figurze 24

Bolesławiec deposit — section K5. Legend as in figure 24

profil 1, fig. 27). Tego typu prawidłowość stwierdzono w pojedynczych profilach złożowych również w rejonie „Grodźca” (profil 1, fig. 24) i w rejonie „Konrada” (profil 2, fig. 25; profil 2, fig. 26).

#### RUDA MARGLISTA

W złożu bolesławieckim rudą marglistą są margle o podwyższonej zawartości miedzi. Ruda ta ma barwę ciemnoszarą, strukturę pelitowo-aleurytową oraz teksturę łupkową lub bezładną. Ruda marglista nie jest jednorodna pod względem petrograficznym. W profilu złoża występują, zwykle naprzemianległe, ruda marglista i ruda węglanowa zamarglona (z domieszką substancji marglistej — ilasto-organicznej). Granice między tymi odmianami są z reguły nieostre. W opisywanej rudzie występują cienkie, niekiedy tylko centymetrowej miąższości, wkładki wapieni, z których pewne, o znacznym zasięgu horyzontalnym, są litostratygraficznymi horyzontami korelacyjnymi, np. wapień średni I (fig. 23).

Badania mikroskopowe w świetle przechodzącym wykazały, że ruda marglista zbudowana jest z substancji ilasto-organicznej, substancji węglanowej, ziarn detrytycznego kwarcu (sporadycznie występują blaszki muskowitu), ze szczątków mikroorganizmów i z minerałów nieprzezroczystych. Substancja ilasto-organiczna ma strukturę submikroskopową, barwę brudno-czarną, czasami z odcieniem czerwonym. Barwa substancji zależy od ilościowego udziału substancji ilastej (barwa brązowa) i organicznej (barwa czarna), natomiast odcień czerwony wywołują prawdo-

podobnie submikroskopowe, rozproszone tlenki żelaza. Substancja ilasto-organiczna wraz z substancją węglanową o strukturze submikroskopowej lub bardzo drobnokrystalicznej stanowią masę podstawową opisywanej rudy. W masie tej występują grubokrystaliczne ziarna węglanów oraz pozostałe, wyżej wymienione, składniki rudy.

Ziarna węglanów są różnej wielkości — od kilkunastu mikrometrów do dziesiątych części milimetra, rzadko większe. Ich zarysy są ksenomorficzne, często zaokrąglone. Rozmieszczenie ziarn węglanów w masie podstawowej jest bezładne lub uporządkowane zgodnie z teksturą łupkową rudy. Węglały tworzą skupienia o zarysach soczewkowatych, owalnych lub nieregularnych. Czasami tworzą skupienia kuliste z cienką otoczką (warstewką) węglanową i nazywane są ooidami powierzchniowymi. Wśród skupień węglanowych wyróżnić jeszcze można intraklasty (pl. VIII, 1), których granice z tłem nie zawsze są ostre oraz skarbonatyzowane szczątki mikroorganizmów (pl. VIII, 2; fig. 29). Wymienione formy skupień węglanów są bardzo często okruszczone (pl. VIII, 3). Niektóre skupienia węglanowe, zwykle o zarysach okrągłych lub owalnych, rzadziej nieregularnych (amebowatych) wykazują stopniowe przejście w masę podstawową rudy, z której powstały w wyniku metasomatozy. Skupienia te stanowią metasomatyczne mikrokonkrecje węglanowe. Rozmieszczenie opisanych rodzajów skupień węglanów jest zazwyczaj bezładne. Jedynie w rudzie o teksturze łupkowej są one mniej lub bardziej wyraźnie do niej przyporządkowane,

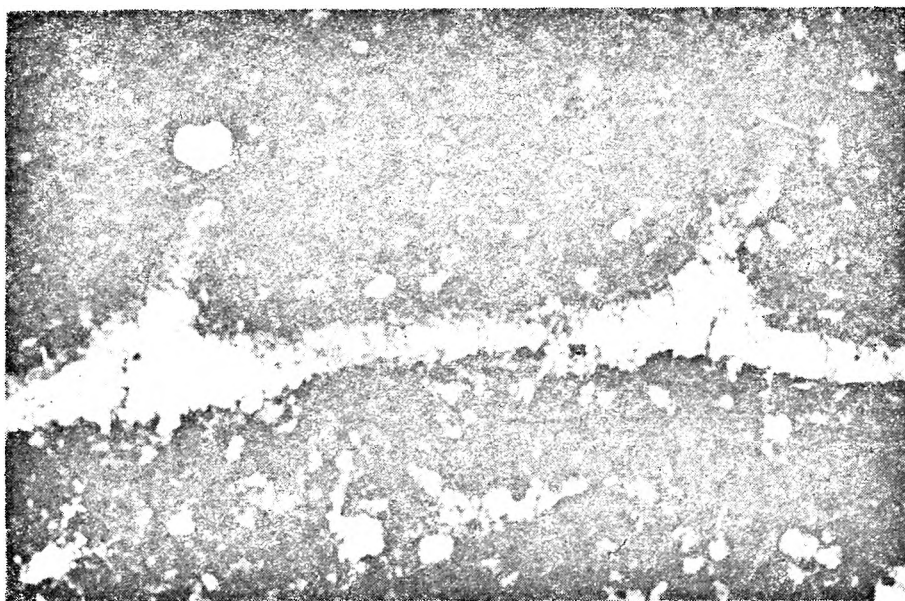


Fig. 29

Skarbonatyzowany szczątek organiczny — gałązka algi. Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 079. Ruda marglista. Złoże bolesławieckie

Carbonatized organic fragment — alga twig. Enlarg. 200×. One nicol. Plane light. Thin section no. 642. Marly ore. Bolesławiec deposit

szczególne skupienia o zarysach wydłużonych, np. soczewkowatych.

Powszechnym składnikiem rudy marglistej są ziarna detrytycznego kwarcu. Występują one w formie nierównomiernie rozproszonych ziarn, które sporadycznie tworzą drobne, soczewkowate skupienia. Ziarna kwarcu mają zarysy ostrokrawędziste lub słabo obtoczone, czasami spotyka się ziarna bardzo dobrze obtoczone — prawie kuliste. Wielkość ziarn waha się od kilkunastu do kilkudziesięciu mikrometrów, sporadycznie są większe. Powszechnym zjawiskiem jest wypieranie ziarn kwarcu przez węglany (pl. VIII, 4). Również kruszce wypierają ziarna kwarcu, lecz proces ten poprzedza karbonatyzacja, o czym świadczą cienkie strefy węglanowe występujące niekiedy między minerałami kruszczowymi, a wypieranymi pośrednio przez nie ziarnami kwarcu. Z minerałów detrytycznych w opisywanej rudzie występują ponadto pojedyncze blaszki muskowitu, które lokalnie tworzą większe nagromadzenia, szcze-

mi relikdami węglanów lub masy podstawowej. Zarysy skupień i występujące w nich relikty składników płonnych wskazują, że są to blasty powstałe na drodze metasomatycznego wyparcia płonnych składników rudy. Procesowi temu ulegają głównie gruboziarniste skupiska węglanów. Wokół niektórych z nich minerały kruszczowe tworzą obwódki nieregularnej grubości, co w pewnych przypadkach może prowadzić do powstania pseudorganicznych form kruszczowych (fig. 30).

Metasomatozie kruszczowej ulegają bardzo często skorupki otwornic, a w mniejszym stopniu substancja węglanowa wypełniająca ich komory (pl. VIII, 6). Węglany wypełniające komory otwornic wykazują zwykle grubokrystaliczną strukturę w stosunku do otaczającej masy podstawowej (pl. VIII, 6), a tylko czasami — podobną. W przypadku bezpośredniego kontaktu węglanów wypełniających komorę otwornicy z masą podstawową występuje między nimi stopniowe przejście (pl. IX, 1).

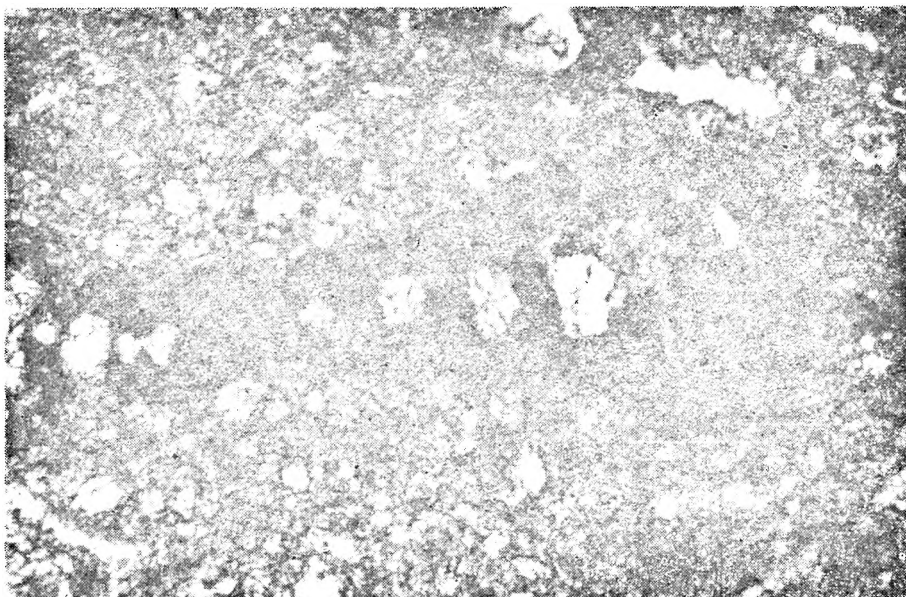


Fig. 30

W masie podstawowej rudy występuje skupienie siarczków (czarne), którego zarys przypomina fragment szczątku organicznego. Pow. 200 ×. Jeden nicol. Światło przechodzące. Szlif nr 642. Ruda marglista. Złoże bolesławieckie

Concentrations of sulphides (black) in basic ore groundmass; their shapes resemble fragments of organic remnants. Enlarg. 200×. One nicol. Plane light. Thin section no. 642. Marly ore. Bolesławiec deposit

gólnie w rudzie równolegle warstwowanej, podkreślając jej teksturę. Minerały nieprzezroczyste — kruszczowe występują w formie pojedynczych ziarn o zarysach idiomorficznych, hipidiomorficznych lub ksenomorficznych, często są amebowate. Rozmieszczenie ziarn kruszczów w rudzie jest bezładne albo w różnym stopniu zgodne z jej teksturą łupkową. Lokalnie tworzą one większe koncentracje (pl. VIII, 5). Minerały kruszczowe występują także w formie skupień różnej wielkości, o nieregularnych zarysach i zwykle z liczny-

Obserwowane często blasty kruszczów po skupieniach węglanowych w sąsiedztwie skupień nieokruszczowanych wskazują, że metasomatoza kruszczowa miała charakter selektywny, tzn. obejmowała tylko pewne skupienia węglanów, omijając inne, choćby położone w najbliższym sąsiedztwie. Nie zawsze też w pierwszej kolejności okruszczowaniu ulegają szczątki organizmów. Czasami blasty kruszczowe rozwijają się niezależnie, co dobrze ilustruje załączony fotogram (pl. IX, 2). Blasty kruszczowe są często ułożone po-

Tabela 5

Udział poszczególnych siarczków w ich sumie w procentach objętościowych. Ruda marglista. Złoże bolesławieckie  
 Contents of each sulphide in volume per cent. Marly ore. Bolesławiec deposit

minerał rudny ore mineral	numer szlifit jednostronnego polished section number																										
	044	045	046	047	048	049	050	051	054	055	056	058	059	061	062	064	065	066	067	068	466	467	468	469	470	471	474
chalkozyn chalcosine				70	70	40	60	10		40	20	80	40	60	30	30	10	40	30	10	50						
bornit bornite	50	50	60			40	20	50	40	40	20										10	20			40	40	
chalkopiryt chalcopyrite	10	10						10	50	50	50				10	10		10			100	50	90	20	20	20	
piryt pyrite	40	40	40	30	30	20	20	30	50	20	10	20	60	40	70	60	90	50	70	90	40		30	10	40	40	10

minerał rudny ore mineral	numer szlifit jednostronnego polished section number																										
	476	484	485	486	487	488	490	491	492	494	496	497	498	499	500	501	513	514	515	516	518	519	539	542	543	546	547
chalkozyn chalcosine	50	90	70	90	60	90	20	40	50		90	90	60	80	80	80		60	80		10	40	60	30	40	30	30
bornit bornite	20		10		20		40	20		30		40	40				60			60	40	20	10	20	10	20	10
chalkopiryt chalcopyrite	30		20				20	20	30	70											40			20	10	10	
piryt pyrite		10		10	20	10	20	20	20	10	10	10		20	20	20	40	40	20	40	10	40	30	30	40	50	60



przecinnie do tekstury łupkowej rudy (pl. IX, 3), co wskazuje, że ich geneza jest późnodiagenetyczna. Procesy powstawania minerałów kruszczowych, jak również grubokrystalicznych agregatów węglanowych były więc procesami późnodiagenetycznymi i kilkakrotnie powtarzały się. Wskazuje na to wzajemne przecinanie się blastów kruszczowych i agregatów węglanowych (pl. IX, 4).

Badania mikroskopowe w świetle odbitym wykazały, że głównymi minerałami kruszczowymi w rudzie

marglistej są chalkozyn, bornit, chalkopiryt i piryt, z których trzy pierwsze są głównymi minerałami miedzionośnymi. Mineralizacja kruszczowa jest bardzo zmienna tak pod względem ilościowym, jak też jakościowym (tab. 5). Ogólnie przeważa chalkozyn, natomiast pozostałe minerały kruszczowe występują w mniejszych ilościach.

Chalkozyn jest reprezentowany przez dwie odmiany barwne — białą i jasnoniebieską, przy czym pierwsza występuje częściej. Chalkozyn tworzy ziarna

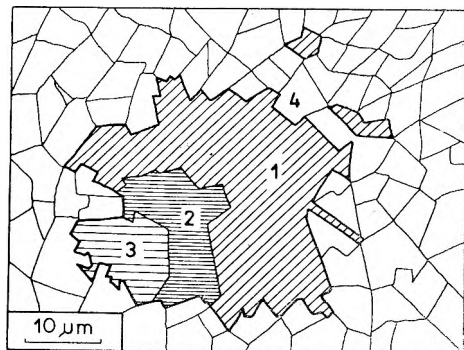


Fig. 31

Chalkozyn biały (1) wypiera bornit tombakowy (3), a na kontakcie występuje bornit wrzosowy (2); całość tkwi w tle węglanowym (4). Schematyczny rysunek obrazu mikroskopowego. Szlif jednostronny nr 478. Ruda węglanowa. Złoże bolesławieckie

White chalcocite (1) replacing tombac bornite (3), heather bornite at the contact (2); carbonate groundmass (4). Schematic drawing from beneath microscope. Polished section no. 478.

Carbonate ore. Bolesławiec deposit

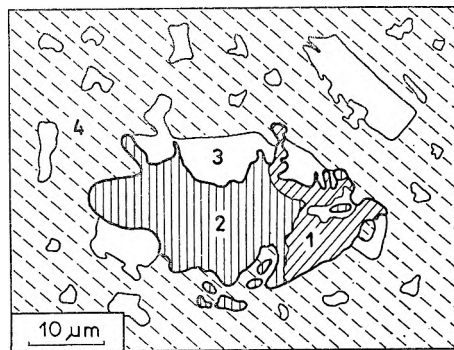


Fig. 32

Chalkozyn biały (1) wypiera chalkopiryt (2), powstały z wyparcia węglanów (3), których ziarna i skupienia występują w ilasto-węglanowej masie podstawowej (4). Schematyczny rysunek obrazu mikroskopowego. Szlif jednostronny nr 476.

Ruda marglista. Złoże bolesławieckie

White chalcocite (1) replacing chalcopyrite (2) resulted from carbonate replacement (3); carbonate grains and concretions in clayey-carbonate groundmass (4). Schematic drawing from beneath the microscope. Polished section no. 476. Marly ore.

Bolesławiec deposit

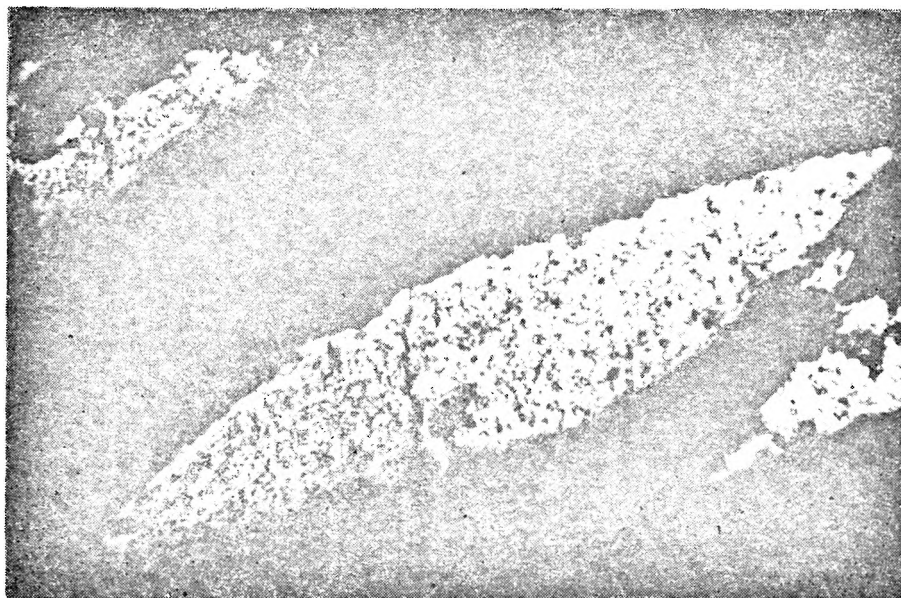


Fig. 33

Soczewkowate skupienia chalkozynu (białe) ułożone zgodnie z teksturą łupkową rudy. Pow. 110 ×. Jeden nicol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 479b. Ruda marglista. Złoże bolesławieckie

Lensoid concentrations of chalcocine (white) arranged parallel with textures of shaly ore. Enlarg. 110 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 479b. Marly ore. Bolesławiec deposit

wielkości od kilku do kilkunastu mikrometrów. Występuje też w skupieniach, w których skład wchodzi minerały płone (głównie węglany) i inne kruszce. Skupienia te są odpowiednio większe, lecz rzadko przekraczają wielkość milimetra, a wyjątkowo centymetra. Zarzysy ziarn chalkozynu są bardzo różnorodne: ksenomorficzne, hipidiomorficzne, często nieregularne o narożach w różnym stopniu zaokrąglonych, a nawet amebowate. Skupienia chalkozynu są natomiast soczewkowate (fig. 33), kuliste (pl. IX, 5) atolowe (pl. IX, 6) lub nieregularne (pl. X, 1).

Forma ziarn i skupisk chalkozynu oraz występujące w nim relikty tła skalnego (pl. X, 2) wskazują wyraźnie na jego metasomatyczną genezę. Procesowi chalkozynizacji ulegają przede wszystkim węglany, a zwłaszcza ich różnorodne skupienia (intraklasty, szkielety mikroorganizmów, konkretje metasomatyczne itp.), które nie zawsze są łatwe do rozpoznania w badaniach w świetle odbitym. Chalkozynizacja drobnych ziarn węglanów daje stosunkowo równomierną mineralizację rudy, którą spotyka się jednak rzadko. W niektórych skupieniach węglanów ulegających chalkozynizacji występują blasty chalkozynu otoczone drobnymi blastami chalkozynu — stadium „tworzenia się” (pl. X, 3). Chalkozynizacja szkieletów mikroorganizmów jest zjawiskiem powszechnym (pl. X, 4). Niektóre z nich są uszkodzone lub zabrajowane (pl. X, 5). Spotyka się szkielety częściowo schalkozynizowane. Chalkozyn występujący w krystalicznych skupieniach węglanowych o ziarnach idiomorficznych i hipidiomorficznych ma podobne do nich zarzysy, co jest wynikiem metasomatycznego zastąpienia

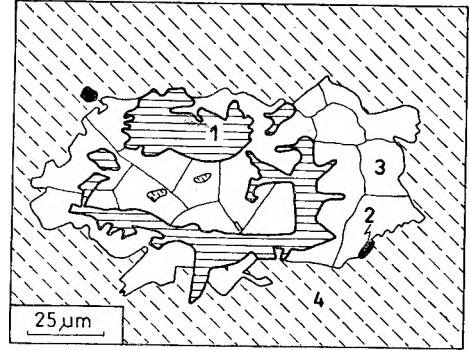


Fig. 34

Bornit tombakowy (1) metasomatyycznie rozrasta się w skupieniu węglanów (3), które występują w ilasto-marglistej masie podstawowej (4); występują też pojedyncze ziarna pirytu (2). Schematyczny rysunek obrazu mikroskopowego. Szlif jednostronny nr 051. Ruda marglista. Złoże bolesławieckie

Tombac bornite (1) develops metasomatically in carbonate concentrations (3) occurring in clayey-marly groundmass (4); single pyrite grains (2). Schematic drawing from beneath microscope. Polished section no. 051. Marly ore. Bolesławiec deposit

poszczególnych ziarn węglanów. Czasami chalkozynizacja rozpoczyna się w kilku różnych punktach skupienia węglanowego. Proces ten obejmuje nie tylko węglany, ale też bornit (fig. 31), rzadziej chalkopiryt (fig. 32). Nie stwierdzono natomiast, by chalkozyn wypierał piryty, którego drobne ziarna często spaja (pl. X, 2). Blasty chalkozynu ułożone są zwykle zgodnie z teksturą rudy (fig. 33), a tylko czasami niezgodnie (pl. X, 1). Blasty ułożone zgodnie z teksturą rudy są niekiedy połączone z sobą cienkimi żyłkami przebiegającymi poprzecznie.

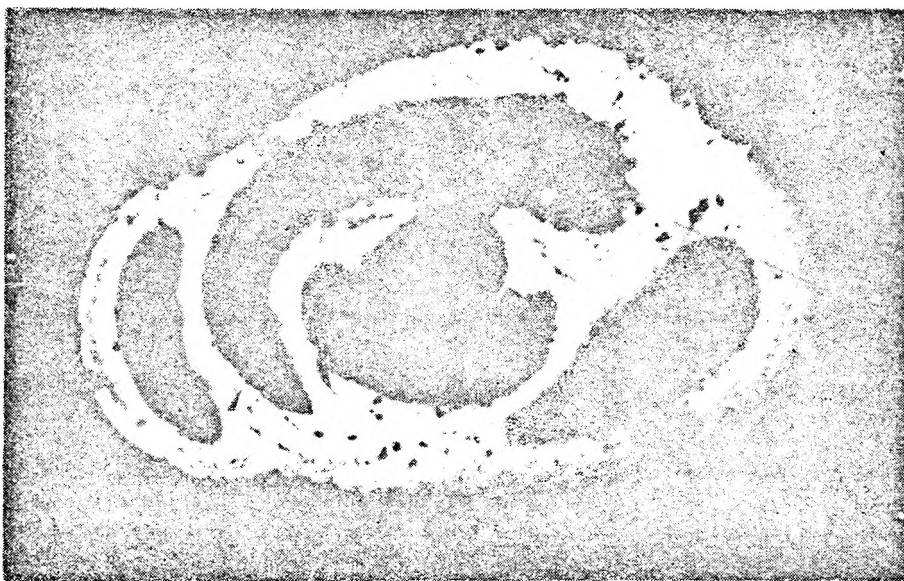


Fig. 35

Otwornica okruszczowana bornitem (białoszara), której fragmenty pozostały nieokruszczowane. Drobne białe punkty to ziarna pirytu lub ich skupienia. Pow. 110 ×. Jeden nicol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 546. Ruda marglista. Złoże bolesławieckie  
Foraminifer mineralized with bornite (white gray), some fragments remained not mineralized. Pyrite grains or concretions seen as tiny white points. Enlarg. 110 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 546. Marly ore. Bolesławiec deposit

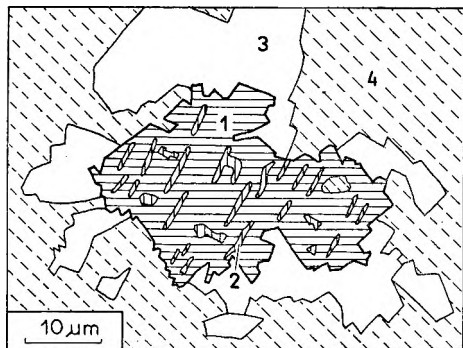


Fig. 36

Blast bornitowy (1) z zorientowanymi relikami chalkopirytu (2), występujący w skupieniu węglanów (3); całość tkwi w ilasto-węglanowej masie podstawowej (4). Schematyczny rysunek obrazu mikroskopowego. Szlif jednostronny nr 045. Ruda marglista. Złoże bolesławieckie

Bornite blast (1) with oriented chalcopyrite relics (2) occurring in carbonate concentration (3); clayey-carbonate groundmass (4). Schematic microscopic drawing. Polished section no. 045. Marly ore. Bolesławiec deposit

Bornit występuje w dwóch barwnych odmianach — tombakowej i wrzosowej. Powszechniejszy jest bornit tombakowy, natomiast wrzosowy tworzy zwykle pojedyncze ziarna i sporadycznie przeważa ilościowo nad pierwszym. Ziarna bornitu mają zarysy nieregularne, często amebowate lub ksenomorficzne. Ich wielkość waha się od kilku do kilkuset mikrometrów, wyjątkowo do kilku milimetrów. Zatokowe wnikanie bornitu w minerały płone rudy, głównie w węglany (fig. 34) oraz liczne w nim ich relikty

(pl. X, 6) wskazują na jego metasomatyczną genezę. Blasty bornitu mają różne zarysy, a stopień wyparcia węglanów lub ich skupień jest też różny (pl. XI, 1). Granica między blastem bornitowym i wypieranym skupieniem węglanów jest przy małych powiększeniach prawie prostolinijna, a przy większych widać wyraźnie jej zatokowy charakter (pl. XI, 2). Bornityzacji ulegają także szkielety mikroorganizmów. Proces ten nie zawsze obejmuje cały szkielet i pewne jego fragmenty mogą pozostać nieokruszczone (fig. 35). Blasty bornitu występują często w zrostach z chalkopirytem (najczęściej), chalkozynem i pirytem. Chalkozyn z reguły bornit wypiera, natomiast piryt tworzy w nim pojedyncze ziarna lub ich skupienia, zwykle kuliste. Niekiedy liczne drobne relikty chalkopirytu przenikają blast bornitowy w sposób zorientowany (fig. 36). Ułożenie blastów bornitu jest zazwyczaj zgodne z teksturą rudy, a tylko miejscami pojedyncze z nich ułożone są do niej pod kątem (pl. XI, 3).

Chalkopiryty występuje ogólnie biorąc w podobnych ilościach jak bornit (tab. 5). Ziarna i skupienia chalkopirytu mają zarysy ksenomorficzne i nieregularne, o zaokrąglonych narożach i zatokowo „rzeźbionych” brzegach, ponadto zamykają w sobie relikty minerałów przezroczystych lub bornitu (pl. XI, 4). Cechy te wskazują na metasomatyczny charakter ziarn (skupień) chalkopirytu. Chalkopirytyzacji ulegają również szkielety mikroorganizmów. W blastach chalkopirytu występują czasami wrostki pirytu i sporadycznie chalkozynu. Chalkopiryty współwystępuje zwykle z bornitem, tworząc wokół jego ziarn nie

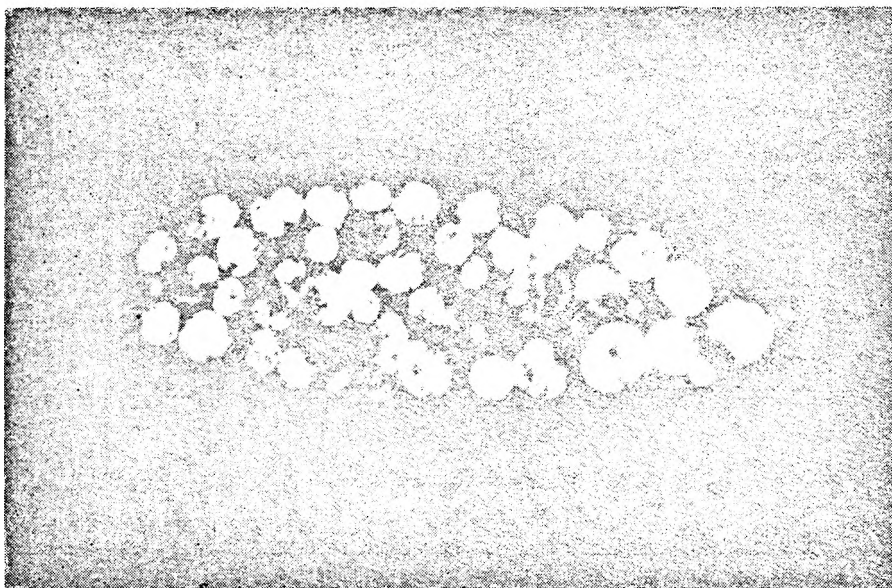


Fig. 37

Soczewkowate skupienie kulistych agregatów ziarn pirytu (białe). Pow. 480 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 547. Ruda marglista. Złoże bolesławieckie

Lensoid concentration of spherical aggregates of pyrite grains (white). Enlarg. 480 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 547. Marly ore. Bolesławiec deposit

regularne obwódki lub drobnymi żyłkami wnika w głąb. Ksenomorficzne blasty chalkopiryty występują zwykle wśród grubokrystalicznych skupień węglanów, a swoim zarysem i wielkością przypominają ziarna tych ostatnich. Sugeruje to powstanie chalkopiryty przez wyparcie pojedynczych ziarn węglanów. Czasami drobne ziarna chalkopiryty tworzą w rudzie „mgławice” o bardziej zagęszczonych partiach centralnych. Ziarna i skupienia chalkopiryty są z reguły bezładnie rozrzucone w rudzie.

Piryty występuje w rudzie marglistej powszechnie. Jego udział w sumie siarczków wynosi średnio około 30%, a tylko w pojedynczych z nich jest siarczkiem dominującym (tab. 5). Tworzy on drobne i bardzo drobne ziarna, nierzadko wielkości mikrometra, które z reguły widoczne są dopiero przy dużych powiększeniach. Ich zarysy są hipidiomorficzne i idiomorficzne, rzadziej ksenomorficzne lub zaokrąglone. Ziarna piryty są w rudzie rozproszone bądź tworzą drobne kuliste agregaty (pl. XI, 5), które często występują w skupieniach (fig. 37). Niekiedy skupienia piryty mają zarysy wieloboku (pl. XI, 6), soczewy (pl. XII, 1), smug prostych lub wygiętych bądź zarysy nieregularne (pl. XII, 2). Spotykane są również „nebulity” („mgławice”) zbudowane z drobnych ziarn piryty (pl. XII, 3, 4). Pojedyncze ziarna piryty i niewielkie ich skupienia występują często w węglanach i w siarczkach miedzi, a także sporadycznie wewnątrz komór otwornic. Obecność ziarn piryty w innych siarczkach wskazuje, że powstał on wcześniej, co potwierdza spoiwo bornitowe lub chalkozynowe niektórych skupień piryty (pl. X, 2). Piryty i jego skupienia są z reguły ułożone zgodnie z teksturą rudy, chociaż mogą być ułożone również do niej pod kątem (pl. XII, 1).

#### RUDA WĘGLANOWA

W złożu bolesławieckim rudą węglanową są wapienie o podwyższonej zawartości miedzi. Ruda ta występuje tylko lokalnie i stratygraficznie związana jest z poziomem wapienia podstawowego i wapienia dolnego (fig. 23). Ruda węglanowa ma barwę szarą w odcieniach ciemniejszych i jaśniejszych, czasami beżową. Jest zawsze jaśniejsza od rudy marglistej. Struktura opisywanej rudy jest bardzo drobnokrystaliczna lub afanitowa, natomiast tekstura z reguły bezładna, a tylko lokalnie równoległe warstwowana. W rudzie węglanowej występują często wkładki rudy marglistej lub rudy węglanowej zamargłonej. Granica między tymi odmianami rudy nie jest ostra.

Badania mikroskopowe w świetle przechodzącym wykazały, że omawianą rudę budują: węglanowa masa podstawowa, różne typy skupień węglanów,

ziarna detrytycznego kwarcu i blaszki muskowitu, substancja ilasto-organiczna oraz minerały nieprzezroczyste. Węglanowa masa podstawowa ma strukturę bardzo drobnokrystaliczną (wielkość ziarn rzędu kilku mikrometrów). Czasami jest ona zróżnicowana na drobno- i gruboziarnistą, a poszczególne frakcje ziarn tworzą naprzemianległe warstewki nadające rudzie teksturę równoległe warstwowaną. Skupiska węglanowe są z reguły grubiej ziarniste od otaczającego tła. Na podstawie ich struktury i formy można wyróżnić intraklasty o zarysach nieregularnych i zwykle zaokrąglonych (także kulistych), ooidy powierzchniowe, konkretacje metasomatyczne, szkielety mikroorganizmów i żyłki węglanowe. Wielkość tych skupień waha się w szerokich granicach i rzadko przekracza wymiary mikroskopowe. Jedynie niektóre żyłki węglanowe osiągają długość wielu centymetrów i grubość kilku milimetrów.

Ziarna detrytycznego kwarcu są słabo obtoczone lub ostrokrawędziste i zazwyczaj bezładnie rozrzucone w węglanowej masie podstawowej. Czasami tworzą one drobne soczewkowate skupienia, które w rudzie o teksturze równoległe warstwowanej są ułożone zgodnie. Niekóre ziarna kwarcu są wyraźnie korodowane przez węglany. Soczewkowate skupienia ziarn kwarcu występują sporadycznie również w żyłkach węglanowych. Charakter tych skupień i zarysy poszczególnych ziarn kwarcu wskazują na ich powstanie przez rekrytalizację krzemionki bezpostaciowej (opalu-chalcedonu). Pojedyncze blaszki muskowitu występują dość często, a większe ich skupienia napotymano w rudzie o teksturze równoległe warstwowanej. W rudzie tej są one wyraźnie przyporządkowane do jej tekstury, którą podkreślają. Substancja ilasto-organiczna ma strukturę submikroskopową. Tworzy ona miejscami cienkie smugi lub występuje w formie rozproszonej, nadając barwie rudy ciemniejszy odcień. Minerały nieprzezroczyste tworzą pojedyncze ksenomorficzne ziarna lub ich skupienia o zarysach nieregularnych, często zaokrąglonych, a nawet kulistych. Minerały te występują w zmiennych ilościach — od pojedynczych ziarn do kilkunastu (wyjątkowo więcej) procent objętościowych rudy i są z reguły bezładnie rozrzucone. Często tworzą nieregularne obwódki wokół gruboziarnistych skupień węglanowych, a także okruszczują szkielety mikroorganizmów. W rudzie zbudowanej z lamin grubo- i drobnoziarnistych bogatsze w minerały nieprzezroczyste są laminy gruboziarniste.

Badania mikroskopowe w świetle odbitym wykazały, że w analizowanych próbach rudy węglanowej minerałami nieprzezroczystymi są siarczki, wśród których przeważają chalkozyn i piryty (tab. 6). Bornit i chalkopiryty występują rzadko, tworząc pojedyncze

Tabela 6

Udział poszczególnych siarczków w ich sumie w procentach objętościowych. Ruda węglanowa. Złoże bolesławieckie  
 Contents of each sulphide in volume per cent. Carbonate ore. Bolesławiec deposit

minerał rudny ore mineral	numer szlif u jednostronnego polished section number											
	472 <sup>1</sup>	473	477	793	495	502	523 <sup>2</sup>	541	544	545	043 <sup>3</sup>	489 <sup>4</sup>
chalkozyn chalcosine		70	70	90	90	60	80	60	60	50		
bornit bornite												
chalkopiryt chalcopyrite	70										90	90
piryt pyrite	30	30	30	10	10	40	20	40	40	50	10	104

<sup>1</sup> wapień z czerwonymi plamami  
red spot limestone

<sup>2</sup> wapień średni II  
middle limestone II

<sup>3</sup> margle z czerwonymi plamami  
red spot marl

<sup>4</sup> pseudomorfozy getytowe po pirycie  
goethite pseudomorphs after pyrite

ziarna (blasty) i nie mają większego udziału ilościowego w sumie siarczków. Wielkość ziarn wymienionych minerałów kruszcowych, ich zarysy, formy zrostów między nimi oraz z ziarnami i skupiskami węglanów są całkowicie podobne jak w opisanej rudzie marglistej. Formy zrostów wskazują również na wypieranie siarczków przez siarczki (pl. XII, 5) i węglanów przez siarczki, co prowadzi do powstawania form typu pseudootwornic (pl. XII, 6). Chalkozynizacja

szczątków organicznych jest zjawiskiem częstym (fig. 38). Być może niektóre skorupki uległy wcześniej bornityzacji, a dopiero potem chalkozynizacji, o czym świadczyć mogą relikty bornitu spotykane czasami w schalkozynizowanych skorupkach otwornic. Rozmieszczenie ziarn siarczków w rudzie jest z reguły bezładne, natomiast w rudzie o teksturze równoległej warstwowanej są one do niej przyporządkowane w różnym stopniu.

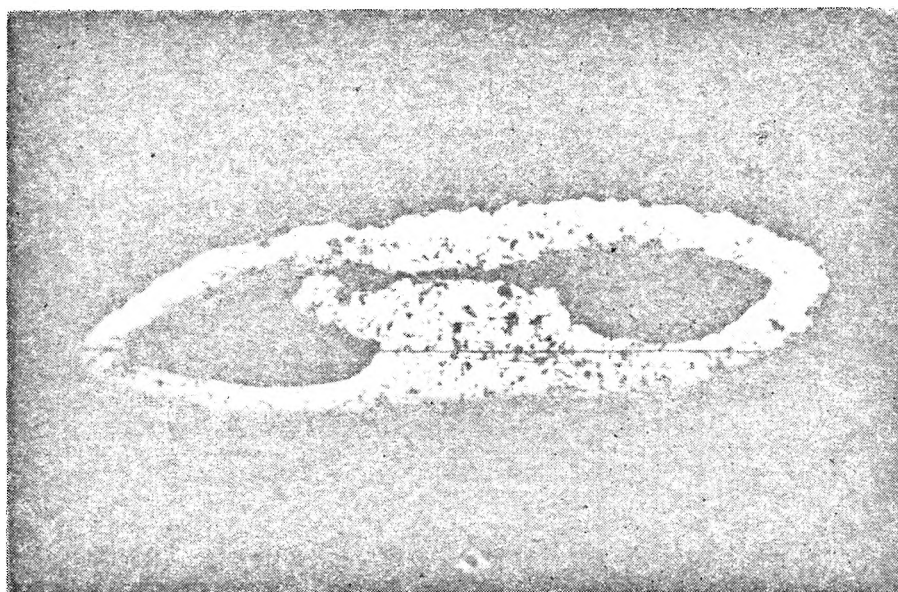


Fig. 38

Okruszczona chalkozynem skorupka ramienionoga (biała) ułożona zgodnie z teksturą łupkową rudy. Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 493. Ruda węglanowa. Złoże bolesławieckie

Chalcosinized brachiopod shell (white) lying in parallel with ore texture. Enlarg. 200 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 493. Carbonate ore. Bolesławiec deposit



### MINERALIZACJA KRUSZCOWA W MARGLACH I WAPIENIACH Z CZERWONYMI PLAMAMI

W spągu niektórych badanych profilów złożowych (2, 3 — fig. 24; 2, 3 — fig. 25; 3 — fig. 27; 2 — fig. 28) odsłaniają się margle i wapienie z czerwonymi plamami. Jak już podano, czerwone plamy występują w skałach zalegających w spągu złoża bolesławieckiego i charakteryzują się brakiem podwyższonych koncentracji miedzi, mimo całkowitego podobieństwa litologicznego do margli i wapieni miedzionośnych. Badania mikroskopowe w świetle przechodzącym potwierdziły to podobieństwo. Wykazały one również, że czerwone zabarwienie plam pochodzi od bardzo drobnego, rozproszonego pigmentu prawdopodobnie hematytowego (getytowego?). Granice między zabarwionymi i nie zabarwionymi partiami skały są z reguły nieostre. Często w partiach brzeżnych plam, a także w ich najbliższym sąsiedztwie, występują pojedynczo lub w niewielkiej ilości ziarna minerałów nieprzezroczystych, zwykle z czerwobrunatnymi

obwódkami. Badania mikroskopowe w świetle odbitym wykazały, że są nimi chalkopiryt, piryt i getyt (lepidokrokit?). Chalkopiryt jest zwykle głównym, a czasami jedynym siarczkiem (tab. 6). Tworzy on pojedyncze, ksenomorficzne ziarna, rzadziej skupienia i występuje w zrostach z gruboziarnistymi węglanami. Piryt tworzy drobne, hipidiomorficzne lub idiomorficzne ziarna, które są z reguły pojedynczo i beładnie rozrzucone w skale. Czasami występuje on w formie wzrostków w chalkopirycie. Getyt występuje sporadycznie, tworząc pseudomorfozy po siarczku, głównie po pirycie. Niektóre pseudomorfozy wykazują wyraźne, rubinowoczerwone refleksy wewnętrzne, które wskazywałyby, że obok getytu występuje też lepidokrokit — oba minerały identyfikowano tylko metodami optycznymi. Mineralizacja kruszcowa w marglach i wapieniach z czerwonymi plamami jest znacznie uboższa niż w rudzie marglistej i węglanowej, a co za tym idzie, również zawartość miedzi jest bardzo niska.

### ZŁOŻE SUDECKIE — LESZCZYŃSKIE

Złoże leszczyńskie występuje we wschodniej części synkliny leszczyńskiej (fig. 1) i obejmuje dwa obszary złożowe — „Nowego Kościoła” i „Lena”. Obszary te, z punktu widzenia górniczego, uważa się za samodzielne złoża. Złoże „Nowy Kościół” było eksploatowane do 1968 r., a złoże „Lena” — do 1974 r. Od chwili zaniechania eksploatacji złoże „Nowy Kościół” jest niedostępne dla badań. Złoże „Lena” było przedmiotem badań przed przerwaniem jego eksploatacji. W związku z tym w niniejszej pracy przedstawione zostaną wyniki badań tego złoża.

#### ZARYS GEOLOGII I LITOSTRATYGRAFII

Złoże „Lena” ograniczają od południa i wschodu wychodnie warstw cechsztyńskich, od północy — uskoki Jerzmanic, natomiast od zachodu graniczy ono ze złożem „Nowy Kościół” (fig. 39). Osady dolnego cechsztynu budujące omawiane złoża zalegają na czerwonych lub szarych piaskowcach i zlepieńcach górnego czerwonego spągowca, których podłożem są sfałdowane, staropaleozoiczne łupki metamorficzne. Granica stratygraficzna między osadami górnego czerwonego spągowca i cechsztynu, podobnie jak w omówionych już poprzednio obszarach złożowych, przebiega w obrębie stropowej partii klastycznych osadów górnego czerwonego spągowca, których najwyższą część (miąższości ok. 1 m), określa się jako zlepieniec (piaskowiec) graniczny i zalicza do dolnego cechsztynu (m.in. Gunia 1962). Na

zlepieńcu granicznym występuje wapien podstawowy miąższości około 2,5 m, na którym zalega seria naprzemianległych warstw wapieni i margli o łącznej

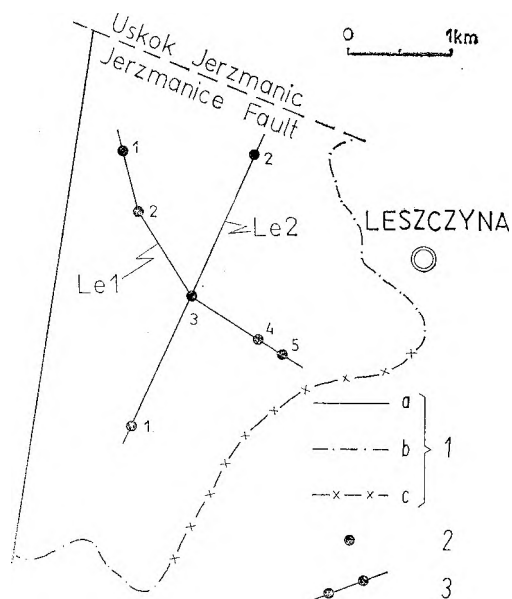


Fig. 39

Szkic obszaru złoża leszczyńskiego („Lena”)

1 — granice złoża: a — dokumentacyjna, b — wychodnie osadów dolnego cechsztynu, c — zasięg skał wapienno-marglistych dolnego cechsztynu pod osadami czwartorzędowymi; 2 — badane profile złożowe; 3 — badane przekroje złożowe

Sketch of “Lena” region of the Leszczyna deposit

1 — boundaries of deposit: a — documentary, b — outcrops of Lower Permian rocks, c — extent of Lower Zechstein calcareous-marly rocks under Quaternary deposits; 2 — investigated deposit profiles; 3 — investigated deposit sections

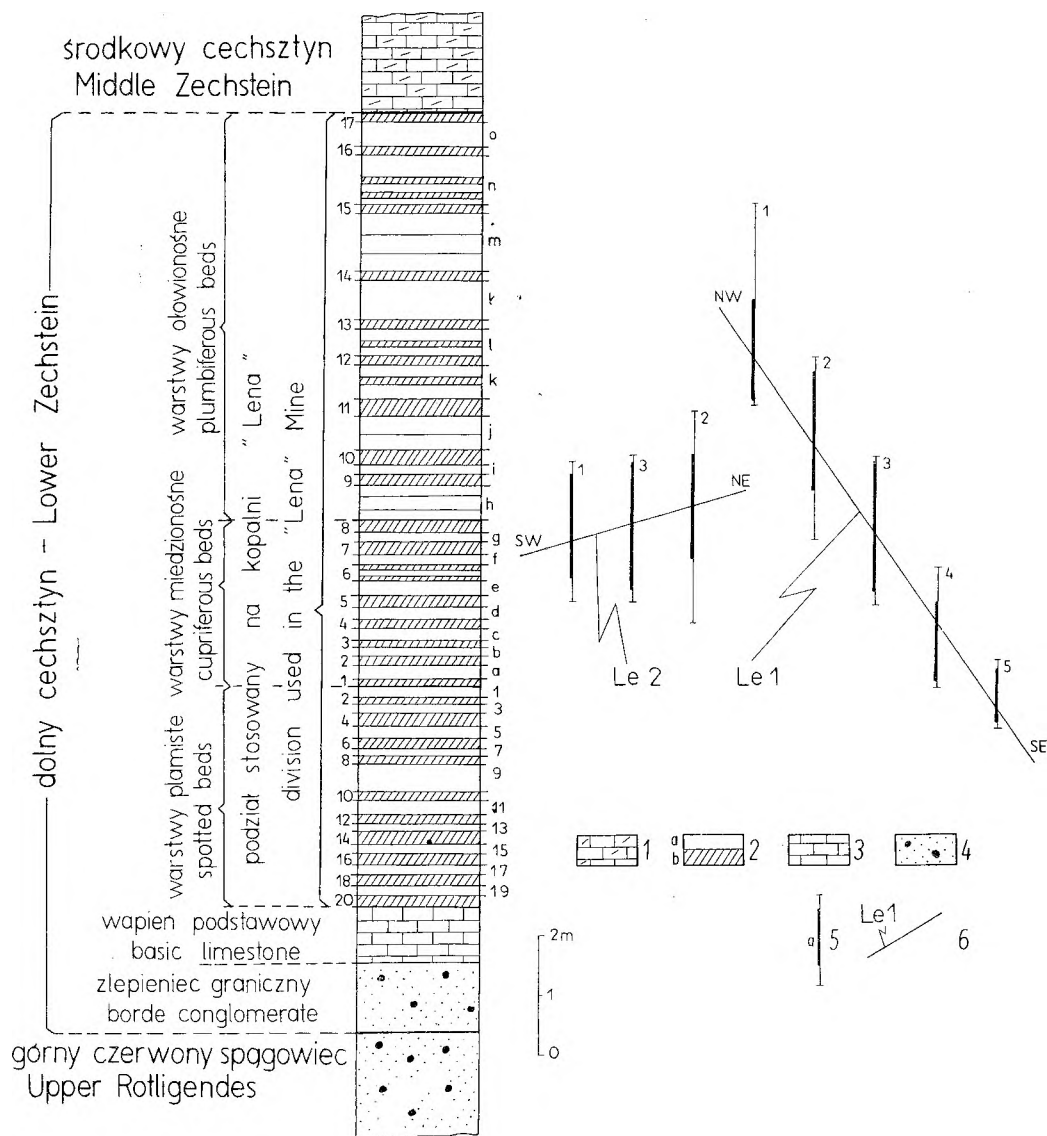


Fig. 40

Schematyczny profil litostratygraficzny złoża leszczyńskiego („Lena”) z zaznaczoną<sup>23</sup> pozycją badanych profili złożowych  
 1 – wapienie dolomityczne; 2 – osady wapienno-margliste: a – wapienie, b – margle; 3 – wapienie; 4 – piaskowce zlepniacowate; 5 – badane profile złożowe: a – interwał z ekonomiczną zawartością miedzi; 6 – badane przekroje złożowe

Schematic lithostratigraphic profile of the Leszczyna-Lena deposit with indicated situation of investigated deposit profiles  
 1 – dolomitic limestones; 2 – calcareous-marly deposits: a – limestones, b – marls; 3 – limestones; 4 – conglomerate sandstones; 5 – investigated deposit profiles: a – interval with economic copper content; 6 – investigated deposit sections

miąższości około 8 m (fig. 40). W partii spągowej tej serii przeważają margle, natomiast ku stropowi wzrasta udział wapieni, które stają się zarazem bogatsze w magnez i tym samym wykazują stopniowe przejście w wyżej zalegające wapienie dolomityczne i dolomity (Skowronek 1967). Skały te zaliczane są do cechsztynu środkowego. Skały budujące złożo pocięte są miejscami przez drobne żyły kalcytowe, miąższości zwykle kilku centymetrów. Żyłki te wypełniają szczeliny spękań, zwłaszcza w pobliżu stref tektonicznych. W omawianym złożu stwierdzono także występowanie skał bazaltowych (Juroszek 1961)

i stref skał węglanowych wtórnie zmienionych (Konstantynowicz 1965).

Synklijalny charakter obszaru występowania złoża „Lena” powoduje, że budujące warstwy nachylone są pod kątem od kilku do kilkunastu stopni w kierunku NW, NNW i NNE. Liczne uskoki przebiegają w dwóch głównych kierunkach: NW–SE i NNE–SSW. Są to uskoki normalne, inwersyjne lub czasami nożycowe. Miejscami występują one w niewielkiej odległości od siebie, tworząc strefy uskokowe. Długość uskoców i amplitudy zrzutu wahają się w szerokich granicach. W samym złożu występuje duża ilość drobnych usko-

ków. Stwierdzono ponadto liczne spękania, których główne kierunki ogólnie zgodne są z głównymi kierunkami uskoku. Lokalnie stwierdzono także wtórne zafałdowanie warstw (Konstantynowicz *et al.* 1971).

W złożu leszczyńskim mineralizacja miedziowa występuje w osadach dolnego cechsztynu — w obrębie serii naprzemianległych warstw wapieni i margli (fig. 40). Serię tę dzieli się na trzy poziomy litostratygraficzne, a mianowicie: warstwy plamiste (z czerwonymi plamami), warstwy miedzionośne i warstwy ołowionośne. Nazwy tych poziomów są adekwatne z charakterem warstw jedynie w rejonie ich wychodni, w okolicy Nowego Kościoła (Eisentraut 1939; Machoń 1967). Na pozostałym obszarze złoża czerwone plamy, miedź i ołów występują w stratygraficznie różnych warstwach omawianej serii. W wyniku przeprowadzonej korelacji poszczególnych warstw tej serii rejonu „Lena” i „Nowego Kościoła”, powyższy podział zachował swoje znaczenie litostratygraficzne dla rejonu „Lena”, lecz nazwy poziomów przestały być adekwatne z charakterem warstw. W złożu „Lena” stwierdzono, idąc z SE ku NW, wyraźne przemieszczanie się mineralizacji miedziowej, a wraz z nią również czerwonych plam (występujących w warstwach pod

osadami miedzionośnymi) i mineralizacji ołowiowej (występującej w warstwach nad osadami miedzionośnymi), w coraz wyżej stratygraficznie położone warstwy wapieni i margli (fig. 40, 41). Zjawisko to Skowronek (1967) wiąże ze zmianami facjalnymi, które zachodziły w okresie sedymentacji omawianej serii osadów. Miąższość poszczególnych warstw wapieni i margli wynosi od kilkunastu do kilkadziesiąt centymetrów. Warstwy wapieni o większej miąższości dzielą się zwykle na 2 lub 3 ławice, np. warstwy „j” i „m” bądź są przewarstwiane cienką warstewką marglu, np. warstwy „k” (fig. 40).

Wapienie opisywanej serii mają barwę szaropopielatą, strukturę bardzo drobnokrystaliczną lub skrytokrystaliczną i teksturę masywną. Czasami wykazują one oddzielność drobnowarstewkową, a przy obecności spękań pionowych — oddzielność kostkową. W wapieniach tych, obok podstawowej masy węglanów, występuje zwykle nieznaczna domieszka ziarn kwarcu, łyszczyków i minerałów ilastych. Udział tych ostatnich w budowie wapieni jest niekiedy znaczny i wtedy mają one charakter marglisty. Poza tym występują również siarczki metali, głównie miedzi, jako pojedyncze ziarna. Mogą one występować także w formie nieregularnych skupień. Ziarna siarczków i ich

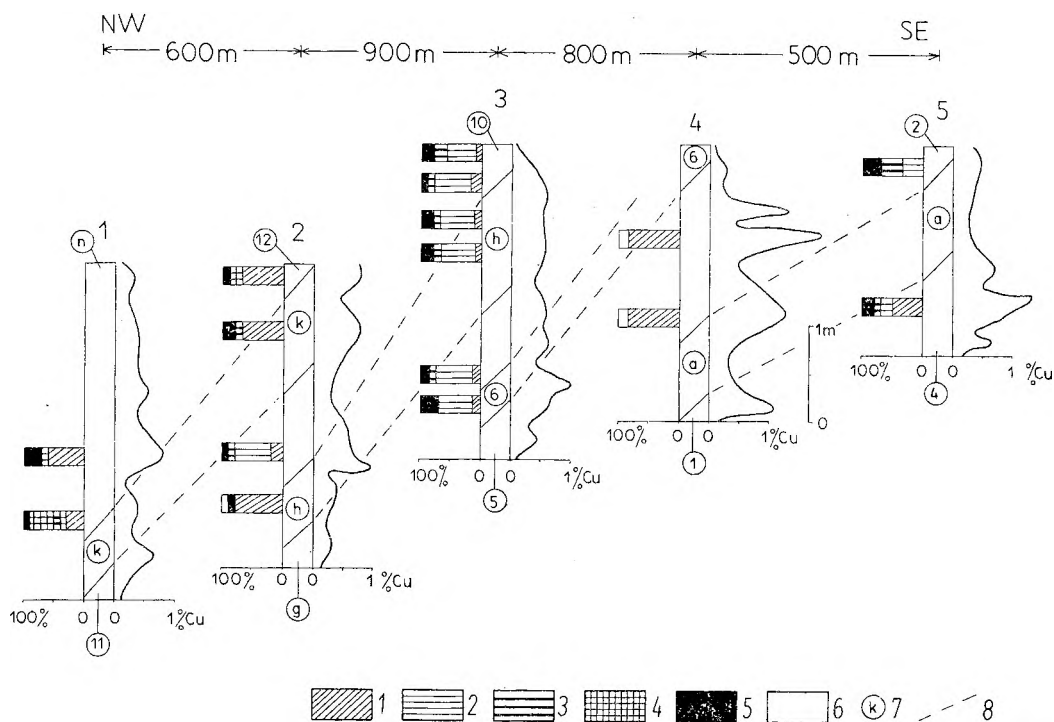


Fig. 41

Złoże leszczyńskie („Lena”) — przekrój Lel

procentowy udział poszczególnych minerałów rudnych w ich sumie: 1 — chalcosyn; 2 — bornit; 3 — chalkopiryt; 4 — kowelin; 5 — piryt; 6 — inne siarczki, głównie miedzi w podrzędnych ilościach; 7 — symbol warstwy (patrz fig. 40); 8 — linie korelacyjne

Leszczyzna-„Lena” deposit — section Lel

percentage of individual ore minerals in their total: 1 — chalcosine; 2 — bornite; 3 — chalcopyrite; 4 — corellite; 5 — pyrite; 6 — other sulphides, mostly copper ones in minor amounts; 7 — bed symbol (see fig. 40); 8 — correlation lines



agregaty są małych rozmiarów i rzadko osiągają wielkość kilku milimetrów, wyjątkowo są większe.

Margle opisywanej serii mają barwę ciemnoszarą, która jest zawsze ciemniejsza od barwy prze-warstwiających je wapieni. Struktura margli jest pelitowo-aleurytowa, a tekstura równolegle warstwowana lub bezładna. Margle o teksturze równolegle warstwowanej wykazują zazwyczaj dość wyraźną oddzielność łupkową. W ich budowie, obok minerałów węglanowych i ilastych, biorą udział substancja organiczna, ziarna kwarcu i blaszki łuszczyków. Ilościowy udział poszczególnych składników może być różny. Opisywane margle mogą mieć charakter wapieni marglistych, gdy udział minerałów ilastych jest niewielki lub margli węglistych (bitumicznych), gdy w znacznych ilościach występuje substancja organiczna. W zmiennych ilościach występują także siarczki metali, których cechy i sposób występowania jest podobny, jak w wyżej opisanych wapieniach. W marglach o teksturze równolegle warstwowanej siarczki metali są ułożone z reguły zgodnie z ich teksturą. Ogólnie można powiedzieć, że warstwy margliste są bogatsze w siarczki metali niż warstwy wapienne.

Z powyższej krótkiej charakterystyki złoża leszczyńskiego widać, że jest ono wykształcone nieco odmiennie od złoża bolesławieckiego, a mineralizacja miedziowa obejmuje nieco inny interwał stratygraficzny osadów dolnego cechsztynu (fig. 2).

#### OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA RUDY

W złożu leszczyńskim, podobnie jak w złożu bolesławieckim, wyróżnić można dwie odmiany rudy miedzi: węglanową i marglistą. Rozmieszczenie tych odmian w obu złożach jest nieco inne. W złożu leszczyńskim rudę węglanową stanowią warstwy wapieni, a rudę marglistą — warstwy margli serii wapienno-marglistej (fig. 40), w których występuje podwyższona zawartość Cu.

Ruda węglanowa wykazuje strukturę bardzo drobnokrystaliczną lub skrytokrystaliczną oraz teksturę bezładną i masywną. Minerale rudne występują w formie ziarn lub agregatów, zwykle wielkości ułamka milimetra (nieostrzegalne makroskopowo), sporadycznie są większych rozmiarów. Zarysy ziarn są ksenomorficzne i hipidiomorficzne, rzadko idiomorficzne. Zarysy agregatów są zazwyczaj nieregularne, a w ich budowie biorą udział także minerale przezroczyste (węglany).

Ruda marglista ma strukturę drobnoziarnistą lub bardzo drobnoziarnistą, czasami afanitową. Jej tekstura jest masywna i bezładna lub ukierunkowana — równolegle warstwowana. W rudzie o tekstu-

rze równolegle warstwowanej minerale kruszcowe są w różnym stopniu jej przyporządkowane. Forma i wielkość ziarn kruszców oraz ich agregatów jest w zasadzie podobna jak w rudzie węglanowej, z tym że w rudzie marglistej częściej spotyka się ziarna lub ich agregaty większych rozmiarów i ogólnie biorąc zawartość Cu jest w niej wyższa. W obu odmianach rudy głównymi kruszcami są chalkozyn, bornit, chalkopiryt i piryt. Nadto stwierdzono: kowelin, galenę, sfaleryt, srebro rodzime, tetraedryt, tenantyt, markasyt, arsenopiryt oraz malachit, azuryt i tenoryt (Konstantynowicz 1965). Stosunkowo często głównym kruszczem miedzi towarzyszy kowelin, który czasami tworzy oddzielne ziarna. Galena i sfaleryt występują sporadycznie. Natomiast są one głównymi kruszczami margli ołowionośnych. Srebro rodzime tworzy drobne wrostki w chalkozynie (Banaś 1961). Pozostałe z wymienionych minerałów siarczkowych spotykane są bardzo rzadko. Malachit i azuryt, niekiedy też tenoryt, występują w strefie wietrzenia wychodni warstw miedzionośnych. Malachit tworzy również naloty na ścianach starych wyrobisk górniczych w kopalniach „Lena” i „Nowy Kościół”.

Badania geochemiczne wykazały, że w omawianej rudzie, obok głównego metalu — miedzi, występują w podwyższonych ilościach ołów, cynk i srebro, w bardzo małych ilościach — kobalt, wanad, molibden, gal, uran, selen i ren oraz w śladowych ilościach — chrom, mangan, tytan, nikiel i cyna. Jak wyżej podano, miedź, ołów, cynk i srebro tworzą własne minerale, gdy pozostałe metale występują głównie w formie domieszek izomorficznych w siarczkach innych metali lub pozostają w związkach geochemicznych z substancją organiczną rudy. Stwierdzono wyraźną wprost proporcjonalną zależność między zawartością węgla organicznego a zawartością miedzi i niektórych innych metali w rudzie.

Podobnie jak w omówionych złożach, również w złożu leszczyńskim występuje przemieszczanie się mineralizacji w profilu złoża. W miarę oddalania się od wychodni (brzegów synkliny) ku centrum złoża (osi synkliny) mineralizacja miedziowa obejmuje coraz wyżej stratygraficznie położone warstwy serii osadów wapienno-marglistych (fig. 40).

#### GLÓWNE MINERAŁY KRUSZCOWE

Szczegółowe badania mikroskopowe w świetle odbitym wykazały w obu rodzajach rudy złoża leszczyńskiego, to jest w rudzie marglistej i węglanowej, że głównymi kruszczami są chalkozyn, bornit, chalkopiryt, kowelin i piryt. Inne kruszce, jak np. sfaleryt, galena czy digenit występują bardzo rzadko i tylko w formie pojedynczych, drobnych ziarn.

Cechy optyczne głównych kruszców są podobne jak u tych kruszców występujących w rudach złoża przedsudeckiego i bolesławieckiego.

### STRUKTURA I TEKSTURA RUDY

Na obszarze „Lena” przebadano szczegółowo 7 profilów złożowych usytuowanych wzdłuż linii przekrojowych Le1 i Le2, które przecinają złożo w dwóch głównych kierunkach SW—NE i SE—NW (fig. 39, 41, 42). Mineralizacja miedziowa o znaczeniu złożowym występuje w stropowych partiach warstw plamistych, w warstwach miedzionośnych oraz w spą-

### RUDA MARGLISTA

W złożu leszczyńskim ruda marglista występuje w formie warstw miąższości od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów, naprzemianległych z warstwami rudy węglanowej. Barwa rudy marglistej jest ciemnoszara, struktura pelitowa lub pelitowo-aleurytowa, a tekstura łupkowa lub bezładna. W rudzie tej występują jaśniejsze smugi i wkładki węglanowe, których granice są nieostre. Czasami spotyka się pojedyncze, większe skupienia lub żyłki węglanowe, rzadziej kruszcowe, stanowiące wypełnienie pustych przestrzeni w złożu, głównie szczelin.

Badania mikroskopowe w świetle przechodzącym

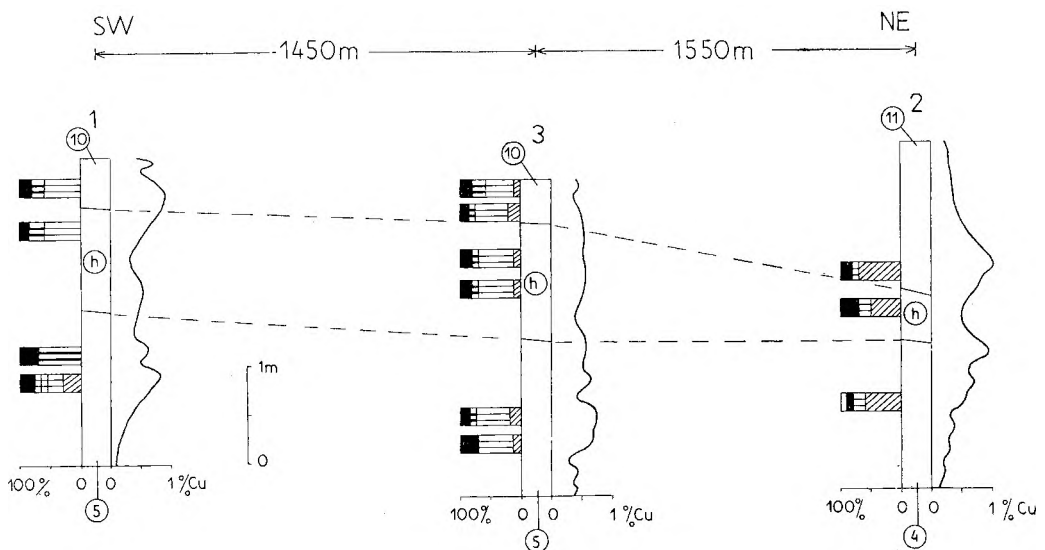


Fig. 42

Złożo leszczyńskie („Lena”) — przekrój Le2. Objaśnienia jak na figurze 41

Leszczyzna-„Lena” deposit — section Le2. Legend as in figure 41

gowych i środkowych partiach warstw ołowionośnych (fig. 40). Rudę stanowią przewarstwiające się wzajemnie wapienie i margle. Można więc wyróżnić dwie jej odmiany: rudę marglistą i rudę węglanową. Głównymi kruszczami są chalkozyn i bornit. W podrzędnych ilościach występują chalkopiryt i kowelin. Wymienionym kruszczom towarzyszy zawsze piryt. Ich rozmieszczenie w złożu jest nieregularne. W niektórych profilach zdecydowanie przeważa jeden minerał kruszcowy (profile 3, 4 — fig. 41; 2 — fig. 42), gdy w poszczególnych warstwach innych profilów ilościową przewagę w sumie siarczków mają różne kruszcze (profile 1, 2, 5 — fig. 41). Podobna nieregularność zaznacza się w poziomym rozmieszczeniu kruszców miedzi. Jedynie piryt występuje w całym złożu w ilościach od kilku do 30% sumy siarczków, wykazując niewielkie zmiany ilościowe w rozmieszczeniu pionowym i poziomym (fig. 41, 42).

wykazały, że opisywaną rudę budują: węglanowo-ilasto-organiczna masa podstawowa, skupienia i pojedyncze ziarna węglanów, ziarna detrytycznego kwarcu, blaszki muskowitu i minerały nieprzezroczyste. Węglanowo-ilasto-organiczna masa podstawowa ma zwykle strukturę submikroskopową lub bardzo drobnoziarnistą. Ilościowo stosunki wymienionych składników są zmienne. Poszczególne substancje tworzą często cienkie, nieregularne smugi, wzajemnie przewarstwiając się, które nadają rudzie teksturę łupkową. W opisanej masie podstawowej tkwią pozostałe składniki. Skupienia węglanów podzielić można ze względu na formę na: intraklasty, szkielety mikroorganizmów, sekrecje, konkretacje metasomatyczne i żyłki. Intraklasty cechuje budowa gruboziarnista w stosunku do otaczającego tła, z którym mają ostre granice. Zarysy ich są ostrokrawędziaste, soczewkowate lub zaokrąglone, często nieregularne.

Wielkość intraklastów waha się od kilkudziesięciu do kilkuset mikrometrów, sporadycznie przekracza milimetr. Ich rozmieszczenie w rudzie jest bezładne, a w przypadku, gdy wykazuje teksturę łupkową są one do niej przyporządkowane (pl. XIII, 1).

Szkielety mikroorganizmów występują rzadko. Ich bliższe rozpoznanie paleontologiczne jest trudne ze względu na zły stan zachowania. Są one rozmieszczone w rudzie zgodnie z jej teksturą. Również rzadko występują sekrecje węglanowe i metasomatyczne konkrecje węglanowe. Pierwsze cechuje struktura grubokrystaliczna i ostre granice z masą podstawową, natomiast drugie odznaczają się strukturą drobnokrystaliczną i nieostrymi granicami z masą podstawową. Zarysy sekrecji są nieregularne, a ich wielkość przekracza zwykle milimetr, natomiast zarysy konkrecji są ogólnie biorąc okrągłe, a ich wielkość jest zwykle mikroskopowa.

Żyłki węglanowe występują lokalnie. Ich miąższość wynosi od kilkudziesięciu do kilkuset mikrometrów. Długość jest z reguły większa od rozmiarów preparatu mikroskopowego. Struktura żyłek jest drobno- i grubokrystaliczna, a granice z masą podstawową są ostre. Obok skupień występują również pojedyncze ziarna węglanów. Mają one różne zarysy, czasami idiomorficzne, a ich wielkość waha się w granicach od kilku do kilkudziesięciu mikrometrów, sporadycznie są większe. Niekiedy zamykają w sobie relikty masy podstawowej, a brzegi ziarn wykazują często nieregularne, zatokowe wgłębienia; jedno i drugie wskazuje na ich metasomatyczną genezę.

Ziarna detrytycznego kwarcu występują w zmiennych ilościach, przy czym niektóre smugi margliste

są w nie wyraźnie wzbogacone. Wielkość ziarn kwarcu jest rzędu kilkunastu mikrometrów (wyjątkowo większa), ich zarysy zaś są ostrokrawędziste lub słabo obtoczone. W rudzie o teksturze łupkowej są one z reguły ułożone zgodnie z teksturą. Niektóre ziarna kwarcu są wyraźnie korodowane przez substancję węglanową. Błazki muskowitu są rozrzucone w masie podstawowej. Niektóre smugi margliste są w nie wzbogacone. Ich ułożenie jest zgodne z teksturą rudy, którą podkreślają.

Ziarna minerałów kruszczowych mają zarysy nieregularne (pl. XIII, 2), ksenomorficzne lub hipidiomorficzne (pl. XIII, 1). Ich wielkość waha się od mikrometra do milimetra, sporadycznie są one większe. Występujące czasami w rudzie ziarna, smugi lub żyłki kruszczowe dostrzegalne makroskopowo stanowią zwykle agregat ziarn kruszczu i minerałów płonych, głównie węglanów, których kosztem powstają w wyniku metasomatozy. Świadczą o tym: wrastanie kruszczów w węglany wzdłuż linii zatokowej (pl. XIII, 1), obrastanie przez kruszcze węglanów i masy podstawowej (pl. XIII, 2), jak też występowanie reliktyw węglanów, rzadziej masy podstawowej, w blastach kruszczowych (pl. XIII, 2). Metasomatoza kruszczowa obejmuje niekiedy całe smugi węglanowe (pl. XIII, 3). Wypieranie kwarcu następuje za pośrednictwem węglanów, których cienkie smugi są często zachowane na kontakcie kwarcu z blastem kruszczowym. Zarysy niektórych blastów wskazują, że przeobrażeniu uległy szkielety mikroorganizmów lub ich fragmenty. Ułożenie ziarn kruszczów jest zazwyczaj zgodne z teksturą rudy, chociaż spotyka się ziarna ułożone do niej pod kątem, co jest wynikiem bądź takiego ułożenia

Tabela 7

Udział poszczególnych siarczków w ich sumie w procentach objętościowych. Ruda marglista. Żyłce leszczyńskie  
Contents of each sulphide in volume per cent. Marl ore. Leszczyna deposit

minerał rudny ore mineral	numer szlif u jednostronnego — polished section number													
	015	017	019	021	022	023	025	026	027	028	030	032	035*	036
chalkozyn chalcosine	10	10	20	30	60		50	85	85	70	20			70
bornit bornite	50	60	60	10	10	35	20				60	60		10
chalkopiryt chalcopyrite	20		10	10		35	10				10	20	70	
kowelin covellite				40						20				
piryt pyrite	20	30	10	10	30	30	20			10	10	20	30	20
różne** others								15	15					

\* ruda z czerwonymi plamami  
ore with red spots

\*\* głównie pozostałe z wymienionych kruszczów w ilości poniżej 10%  
mostly the remainder of mentioned ores in quantities below 10%

ziarn węglanów uległych okruszczeniu, bądź proces metasomatozy obejmował zalegające nad sobą ziarna (skupienia) węglanów (pl. XIII, 4, XIV, 1).

Badania mikroskopowe w świetle odbitym wykazały, że głównymi minerałami kruszcowymi są chalkozyn, bornit, chalkopiryt i piryt, czasami w pod-

(pl. XIII, 6) i skarbonatyzowane szczątki organiczne. Procesem tym objętych jest czasami kilka ziarn węglanów lub ich skupień (pl. XIV, 1). Niekiedy zachodzi on równocześnie od brzegów i centrum skupienia. Sporadycznie proces ten wyraża się występowaniem w całym intraklaście niezliczonej ilości drobnych

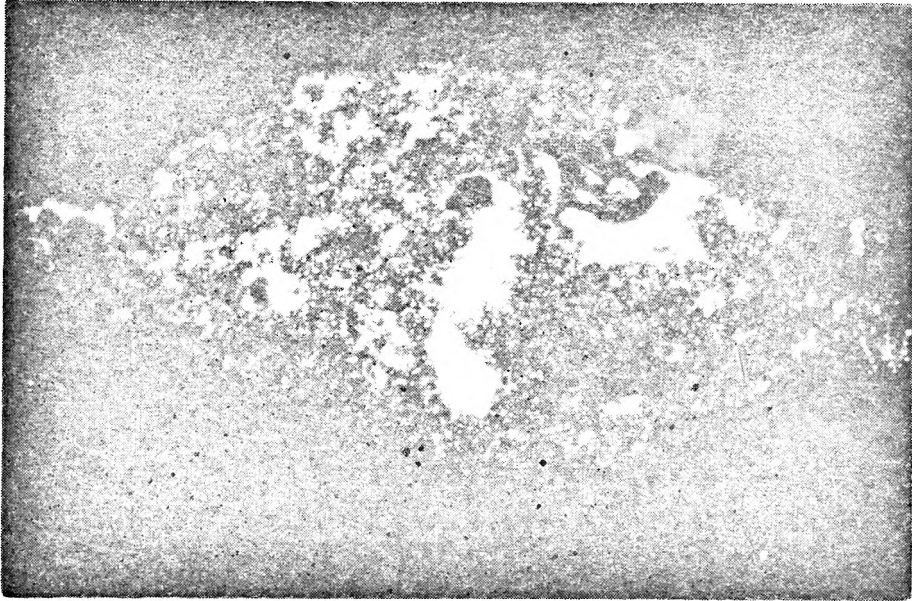


Fig. 43

Soczewkowaty intraklast z pojedynczymi większymi blastami chalkozynu (białe), otoczonymi niezliczoną ilością drobnutkich blastów (punktów) chalkozynu. Pow. 480 ×. Jeden nicol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 028. Ruda marglista. Złoże leszczyńskie  
 Lensoid intraclast with single larger chalcocite blasts (white) surrounded by innumerable minute blasts (points) of chalcocite. Enlarg. 480 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 028. Marly ore. Leszczyzna deposit

wyższej ilości występuje kowelin. Bardzo rzadko i tylko w formie pojedynczych, drobnych ziarn występują: sfaleryt, markasyt, digenit, malachit, azuryt i getyt. Procentowy udział poszczególnych, głównych siarczków w ich sumie, w rudzie marglistej przedstawia tabela 7. Podstawowymi minerałami miedzionośnymi są chalkozyn i bornit. Miejscami i w mniejszej ilości występuje chalkopiryt, który czasami ma ilościową przewagę nad innymi siarczkami. W pojedynczych próbach stwierdzono podwyższone ilości kowelinu. Siarczkom miedzi zawsze towarzyszy piryt w ilości do 30% ich sumy.

Chalkozyn występuje w dwóch odmianach barwnych — białej i jasnoniebieskiej. Jego ziarna są różnej wielkości — od kilku do kilkuset mikrometrów, a ich zarysy — nieregularne, ksenomorficzne lub sporadycznie hipidiomorficzne o brzegach z drobnymi zatokami. Nieregularne (amebowate) zarysy ziarn i często zachowane w nich liczne relikty, głównie węglanów (pl. XIII, 5), wskazują na metasomatyczną genezę chalkozynu. Chalkozynizacji ulegają przede wszystkim skupienia węglanów, najczęściej intraklasty

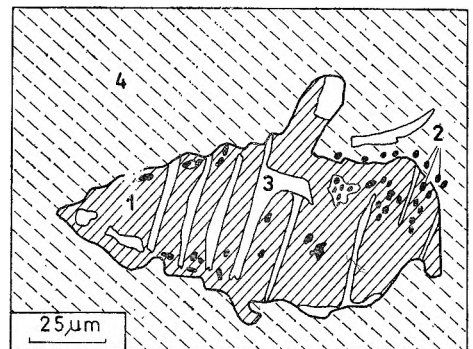


Fig. 44

Blast chalkozynu białego (1), w którym występują zorientowane relikty węglanów (3) świadczące, że metasomatoza rozwijała się wzdłuż płaszczyzn łupliwości; całość tkwi w ilasto-węglanowej masie podstawowej (4); ziarna pirytu (2) występują w błaście chalkozynu, w reliktach węglanów, a także w masie podstawowej. Schematyczny rysunek obrazu mikroskopowego. Szlif jednostronny nr 028. Ruda marglista. Złoże leszczyńskie  
 White chalcocite blast (1) with oriented carbonate relics (3); clayey-carbonate groundmass (4); pyrite grains (2) in chalcocite blast, carbonate relics, and groundmass. Schematic drawing from beneath microscope. Polished section no. 028. Marly ore. Leszczyzna deposit

ziarn chalkozynu, które nierównomiernie rozrastają się w blasty (fig. 43). Bardzo często wśród zachowanych reliktyw występują idiomorficzne ziarna węglanów, które świadczą, że są odporniejsze na metasomatozę od ziarn ksenomorficznych. Uporządkowane ułożenie reliktyw węglanów w niektórych blastach chalkozynu dowodzi, że proces metasomatozy rozwijał się wzdłuż pewnych kierunków, np. płaszczyzn łupliwości (fig. 44). Czasami chalkozyn wypiera wcześniej powstałe blasty

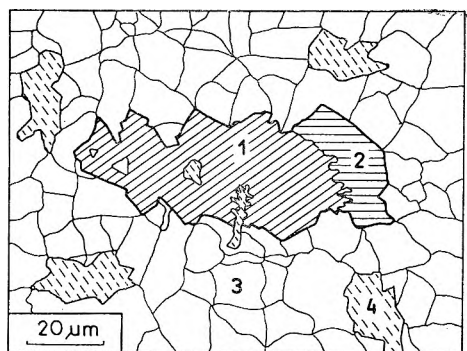


Fig. 45

Chalkozyn biały (1) wypiera bornit tombakowy (2), całość tkwi w masie węglanowej (3) ze skupieniami substancji ilasto-węglanowej (4). Schematyczny rysunek obrazu mikroskopowego. Szlif jednostronny nr 025. Ruda węglanowa. Złoże leszczyńskie

White chalcosine (1) replacing tombac bornite (2); carbonate groundmass (3) with concentrations of clayey-carbonate substance (4). Schematic drawing from beneath microscope. Polished section no. 025. Carbonate ore. Leszczyzna deposit

bornitu, tworząc wokół nich nieregularne otoczki i zatokowo, bez ostrych granic, wnikać w bornit (fig. 45). W niektórych blastach chalkozynu współwystępują jego obie odmiany — biała i jasnoniebieska, przy czym nie ma między nimi ostrych granic. Czasami chalkozyn, zwłaszcza jego odmiana jasnoniebieska, stanowi spoiwo skupień ziarn pirytu lub skupień kulistych agregatów pirytowych (tzw. „kolonii bakterii”).

Bornit występuje również w dwóch odmianach barwnych — tombakowej i wrzosowej, wykazując dość często barwy pośrednie. Wielkość ziarn waha się od kilkunastu do kilkuset mikrometrów, wyjątkowo są większe. Zarysy ich są ksenomorficzne lub nieregularne, często zaokrąglone (amebowate). Liczne relikty, głównie węglanów w bornicie oraz jego sposób przerastania się z węglanami, dowodzą, że powstał on w wyniku metasomatozy. Procesem tym objęte są przede wszystkim gruboziarniste skupienia węglanów, np. intraklasty, przy czym w zależności od struktury skupień proces ten przebiega nieco odmiennie. Skupienia czystych, krystalicznych węglanów są wypierane przez stopniowo rozrastający się blast bornitu, zwykle jeden lub najwyżej kilka blastów. Skupienia o strukturze niejednorodnej — różnoziarnistej z międzyziarnową substancją ilasto-organiczną — są wypierane nierównomiernie przez liczne drobne blasty bornitu, zwykle obejmujące całe skupienie węglanowe (fig. 46). Blasty bornitu z kolei są

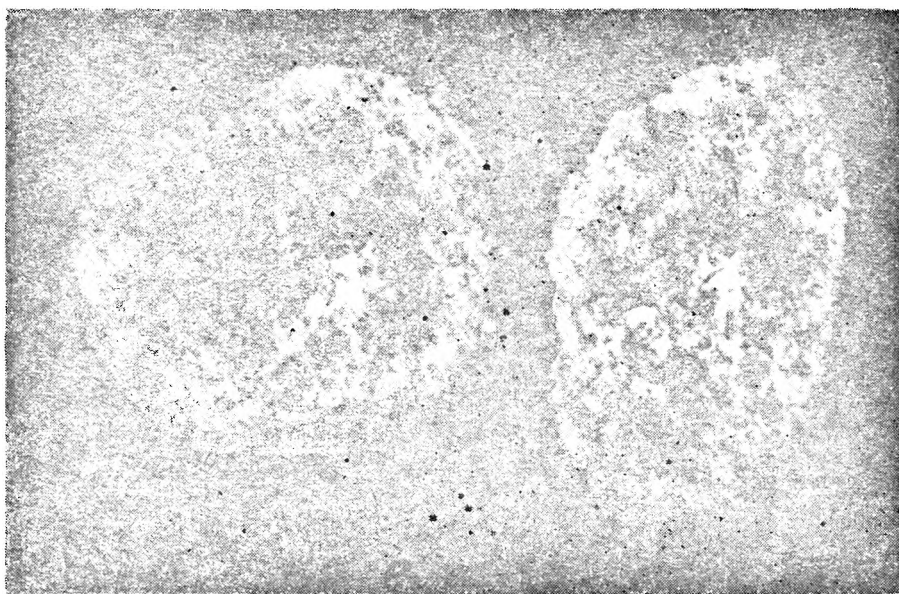


Fig. 46

Intraklasty o zarysach kulistych, wypierane nierównomiernie przez bornit (biały), który tworzy w nich delikatną „siateczkę” i drobne blasty. Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 030. Ruda marglista. Złoże leszczyńskie

Spherical intraclasts irregularly replaced by bornite (white) forming fine network and small blasts. Enlarg. 200 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 030. Marly ore. Leszczyzna deposit

niekiedy wypierane przez chalkozyn, przeważnie jasnoniebieski. W większych ziarnach bornitu spotyka się często wzrostki chalkopirytu, który zwykle w postaci wyklinowujących się żyłek wnika od brzegu w głąb. W bornicie występują także drobne ziarna pirytu lub ich niewielkie skupienia.

Chalkopiryty występuje zwykle w niewielkich ilościach, przy czym w rudzie bogatej w bornit jest go zazwyczaj więcej niż w rudzie bogatej w chalkozyn. Ziarna chalkopirytu mają z reguły zarysy ksenomorficzne, rzadziej nieregularne — zaokrąglone. Ich wielkość wynosi zwykle od kilku do kilkudziesięciu mikrometrów, sporadycznie więcej. Chalkopiryty tworzy zrosty głównie z bornitem. Występuje również w formie pojedynczych drobnych ziarn. Czasami stanowi wzrostki w chalkozynie. Sporadycznie chalkopiryty jest wypierany przez kowelin. W pobliżu czerwonych plam, które spotyka się w opisywanej rudzie, chalkopiryty jest głównym minerałem kruszczowym i jedynym siarczkiem miedzi (szlif jednostronny nr 035, tab. 7). Jego forma występowania wskazuje, że powstał przez wyparcie węglanów. Metasomatoza chalkopirytowa, podobnie jak inne opisane metasomatozy kruszczowe, obejmuje głównie skupienia węglanów, w tym również mikroskamieniałości (pl. XIV, 2).

Kowelin występuje tylko lokalnie, towarzysząc innym siarczkom miedzi, głównie chalkozynowi, rzadziej chalkopirytowi i bornitowi, których kosztem powstaje. Występuje on także w formie pojedynczych, drobnych, ksenomorficznych ziarn. Podwyższone ilości kowelinu występują w badanej rudzie tylko lokalnie (tab. 7).

Piryty jest kruszczem powszechnie występującym w rudzie złoża leszczyńskiego, z reguły w podwyższonych ilościach (tab. 7). Jego ziarna są bardzo drobne i nie przekraczają kilku lub kilkunastu mikrometrów. Zarysy ich są ksenomorficzne, hipidiomorficzne, a także idiomorficzne, czasami zaokrąglone — kuliste. Tworzą one wzrostki we wszystkich składnikach rudy. Najczęściej ziarna pirytu są rozproszone w masie podstawowej. W kruszczach występują pojedynczo lub w niewielkich skupieniach, niekiedy o zarysach kulistych. Mogą one tworzyć większe, nieregularne skupienia typu „nebulitów” („mgławice”), o różnym zagęszczeniu ziarn. Bardzo charakterystyczne są kuliste agregaty ziarn pirytu (tzw. „okruszczowane bakterie”), których struktura wewnętrzna może być bezładna (pl. XIV, 3) lub uporządkowana (pl. XIV, 4). Agregaty te tworzą często skupienia, których spoiwem są węglany lub siarczki, najczęściej bornit (pl. XIV, 5). Zarysy tych skupień są nieregularne — soczewkowate, kuliste lub wieloboczne. Skupienia ziarn pirytu występują niekiedy w formie mniej lub bardziej regular-

nych pierścieni (struktury atolowe?), których wnętrze wypełniają węglany (pl. XIV, 6).

Rozmieszczenie opisanych minerałów siarczkowych w rudzie marglistej jest ogólnie zgodne z jej teksturą. Jednakże w rudzie o teksturze łupkowej pojedyncze ziarna lub skupienia kruszców układają się do tekstury pod kątem lub nawet prostopadle.

#### RUDA WĘGLANOWA

W złożu leszczyńskim warstwy rudy węglanowej kontaktują z reguły dość ostro z wyżej i niżej występującymi warstwami rudy marglistej (fig. 40). Ruda węglanowa ma barwę szarą o jaśniejszych i ciemniejszych odcieniach, niekiedy jasnobezową. Struktura rudy jest afanitowa lub bardzo drobnokrystaliczna, tekstura bezładna, sporadycznie równoległe warstwowana. Lokalnie występuje w rudzie znaczna domieszka substancji ilasto-organiczej, która jest rozproszona lub tworzy margliste smugi, drobne soczewki lub cienkie wkładki o nieostrych z reguły granicach z tłem węglanowym.

Badania mikroskopowe w świetle przechodzącym wykazały, że rudę węglanową budują: węglanowa masa podstawowa, skupienia węglanów, substancja ilasto-organiczna, pojedyncze ziarna kwarcu i blaszki muskowitu oraz minerały nieprzezroczyste. Węglanowa masa podstawowa jest przezroczysta, barwy białoszarej lub jasnobrazowej i posiada strukturę mikrytową lub mikrytowo-sparytową, sporadycznie sparytową. Czasami laminy mikrytowe przewarstwiają się z laminami sparytowymi i masa podstawowa wykazuje teksturę równoległe warstwowaną. Skupiska węglanowe są zawsze grubokrystaliczne w stosunku do otaczającej masy podstawowej. Powszechnie występują intraklasty charakteryzujące się zarysami nieregularnymi — soczewkowatymi lub zaokrąglonymi, sporadycznie kulistymi (ooidy powierzchniowe). Ich wielkość jest bardzo różna i waha się od kilkudziesięciu do kilkuset mikrometrów, wyjątkowo wynosi ponad milimetr. Niektóre intraklasty są wyraźnie rozkruszone. Szkielety mikroorganizmów, stanowiące inną formę skupień węglanowych, występują bardzo rzadko i są zwykle źle zachowane. Są to głównie formy podobne do otwornic, rzadziej do glonów. Stosunkowo często występują żyłki węglanowe, których grubość waha się zazwyczaj od kilkunastu do kilkudziesięciu mikrometrów, natomiast ich długość przekracza z reguły rozmiary preparatu mikroskopowego.

Substancja ilasto-organiczna jest nieprzezroczysta, barwy brunatnoczarnej i posiada strukturę submikroskopową. W węglanowej masie podstawowej występuje w formie rozproszonej wywołując zabarwie-



nie brunatnawe lub tworzy drobne smugi o zmiennej grubości. Udział substancji ilasto-organicznej jest niekiedy znaczny i ruda ma wtedy charakter węglano-warglisty. Ziarna detrytyczne kwarcu (zwykle słabo obtoczone) oraz blaszki muskowitu występują rzadko i są niewielkich rozmiarów. Minerale kruszcowe tworzą najczęściej nieregularne skupienia lub pojedyncze ziarna o zarysach ksenomorficznych, hipidiomorficznych i często zaokrąglonych. Wielkość ziarn i skupień kruszczowych jest zwykle mikroskopowa. Tylko bardzo rzadko osiągają one rozmiary milimetrowe. Kruszcze współwystępują z reguły z węglanami, w których skupienia lub ziarna wrastają (pl. XV, 1) bądź je obrastają (pl. XV, 2). Kruszcze zatokowo wnikają w węglany. Bardzo często w minerałach kruszczowych występują ich relikty. Powyższe cechy — wrastanie, obrastanie i relikty — świadczą o metasomatycznym wypieraniu węglanów przez kruszcze. Błasty kruszczowe są niekiedy ustawione pod kątem lub prostopadle do tekstury kierunkowej rudy (pl. XV, 3).

Badania mikroskopowe w świetle odbitym wykazały, że głównymi kruszczami w rudzie węglanowej są chalkozyn i bornit. W mniejszej ilości występuje chalkopiryt, a sporadycznie kowelin. Natomiast piryt zawsze towarzyszy wymienionym siarczkom miedzi, z reguły w podwyższonych ilościach (tab. 8). Siarczki miedzi tworzą ziarna lub ich skupienia o nieregularnych zarysach, często zaokrąglonych — amebowatych. Rzadziej napotyka się ziarna ksenomorficzne lub hipidiomorficzne. Wielkość ziarn i skupień waha się od kilku do kilkuset mikrometrów. Makroskopowo dostrzegalne w rudzie skupienia kruszczów są pod mikroskopem zawsze agregatami siarczków i minerałów płonnych, głównie węglanów.

Chalkozyn występuje w obu odmianach — białej i jasnoniebieskiej. Zarysy jego ziarn, a także liczne w nich relikty węglanów i masy podstawowej, wskazują na metasomatyczne powstanie kosztem otoczenia, głównie węglanów, których idiomorficzne kryształy tworzą relikty w blastach chalkozynu (pl. XV, 4). Niekiedy obok jednorodnych blastów chalkozynu (mogą zawierać pojedyncze relikty) występują błasty niejednorodne, kiedy to chalkozyn gęstą, drobną siecią żyłek przenika węglany. Chalkozynizacja obejmuje niektóre skupienia węglanów, gdy inne występujące w sąsiedztwie nie są nią objęte. Nie tylko węglany są wypierane przez chalkozyn, lecz również siarczki, z reguły bornit (pl. XV, 5), który sam powstał w wyniku metasomatozy węglanów.

Błasty bornitu rozrastają się niekiedy w trzech różnych kierunkach, z których jeden jest zwykle zgodny z teksturą równoległą warstwowaną rudy

(pl. XV, 6). W opisywanej rudzie występują bornit tombakowy i wrzosowy. W ziarnach bornitu obecne są często drobne wrostki chalkopiryty, który wnika zwykle od brzegów w głąb ziarn. Powstał on kosztem bornitu. Chalkopiryt tworzy również drobne, zwykle ksenomorficzne, ziarna pojedynczo rozproszone w rudzie.

Kowelin występuje lokalnie w zrostach z chalkozynem, bornitem i chalkopirytem, których kosztem powstaje. Proces kowelinizacji tylko sporadycznie jest silniej zaawansowany i prowadzi do większego udziału kowelinu w sumie siarczków (tab. 8).

Tabela 8

Udział poszczególnych siarczków w ich sumie w procentach objętościowych. Ruda węglanowa. Złoże leszczyńskie  
Contents of each sulphide in volume per cent. Carbonate ore.  
Leszczyzna deposit

minerał rudny ore mineral	numer szlifu jednostronnego polished section number								
	016	018	020	029	031	033	034	037	038
chalkozyn chalcosine	10	10	15	70	80		30	50	60
bornit bornite	60	60	60			60	30	20	20
chalkopiryt chalcopyrite	10	10	10	10		15			
kowelin covellite							10		
piryt pyrite	20	20	15	20	10	25	30	30	10
różne* others					10				10

\* głównie pozostałe z wymienionych kruszczów w ilości poniżej 10%  
mostly the remainder of mentioned ores in quantities below 10%

Piryt tworzy wśród opisanych siarczków ziarna najdrobniejsze o zarysach ksenomorficznych, hipidiomorficznych, a także idiomorficznych. Spotyka się również ziarna zaokrąglone i kuliste. Rozproszenie ziarn piryty w rudzie jest nierównomierne. Tworzą one często wrostki w węglanach oraz w siarczках miedzi. W tych minerałach piryt występuje również w formie niewielkich i nieregularnych skupień. Podobne skupienia piryty pojedynczo rozrzucone w masie podstawowej rudy są czasami spojone bornitem lub chalkozynem. Charakterystyczne kuliste agregaty zbudowane z bardzo drobnitkich ziarn piryty, jak też skupienia tych agregatów, czasami spojone chalkozynem lub bornitem, występują również w opisywanej rudzie.

Ułożenie ziarn i skupień opisanych kruszczów jest zwykle zgodne z teksturą rudy. Czasami jednak pojedyncze i większe ich błasty ułożone są pod kątem do tekstury równoległej warstwowanej rudy.

## ROLA PROCESÓW METASOMATYCZNYCH W POWSTAWANIU RUDY

Studium struktur i tekstur rudy z cechsztyńskich złóż miedzi Dolnego Śląska wykazało, że procesy metasomatyczne miały wpływ z jednej strony na jej składniki płone i z drugiej strony na formowanie się kruszców.

Głównym procesem metasomatycznym obejmującym składniki płone rudy była karbonatyzacja. Proces ten w rudzie piaskowcowej prowadził do wypierania przez węglany spoiwa krzemionkowego i ziarn kwarcu, natomiast w rudzie łupkowej, marglistej i węglanowej — do rekrystalizacji tła węglanowego, powstawania węglanowych konkrecji metasomatycznych oraz do lokalnego wypierania ziarn kwarcu. Efekty karbonatyzacji obserwuje się w badanej rudzie powszechnie, a skala ich jest różna. Najwyraźniej występują one w rudzie łupkowej i marglistej oraz lokalnie w rudzie piaskowcowej. W rudzie węglanowej są mniej widoczne, ale obecność węglanowych konkrecji metasomatycznych i karbonatyzacja ziarn kwarcu wyraźnie wskazują, że i w tym typie rudy miały one miejsce. Powstałe w procesie metasomatozy blasty węglanowe są często ustawione pod kątem lub prostopadle do tekstury kierunkowej rudy. Dowodzi to, że proces ten przebiegał w etapie zaawansowanej diagenety osadu lub postdiagenetycznie. Świadczą o tym również metasomatyczne żyłki węglanowe, w których zachowana jest tekstura kierunkowa rudy (pl. III, 1). Proces karbonatyzacji nie był procesem jednorazowym. W historii genezy rudy powtarzał się on kilkakrotnie, o czym mówią nam otoczki węglanowe występujące wokół niektórych blastów oraz żyłki węglanowe przecinające blasty węglanowo-kruscowe. Obserwowane często cienkie strefy węglanowe na kontakcie kwarcu i wypierającego go kruszcza wskazują, że proces karbonatyzacji poprzedzał metasomatozę kruszczową. Natężenie karbonatyzacji w badanej rudzie jest zmienne i lokalnie może wahać się w szerokich granicach.

Metasomatoza kruszczowa, obok wyżej opisaney karbonatyzacji, jest drugim, głównym procesem stwierdzanym powszechnie we wszystkich typach rudy omawianych złóż. Obejmuje ona następujące procesy: chalkozynizację, bornityzację, chalkopirytyzację i kowelinizację.

Najważniejszym procesem jest chalkozynizacja, a powstały w jej wyniku chalkozyn stanowi główny kruszec badanej rudy (tab. 1—8). Tworzy się on zarówno kosztem wcześniej powstałych kruszców, głównie bornitu, jak też kosztem minerałów płonych, głównie węglanów i krzemionki (ziarn kwarcu). Przebieg procesu chalkozynizacji jest bardzo różny. Jeżeli obejmuje on bornit tombakowy, to czasami

strefę przejściową między wypieranym bornitem a wypierającym chalkozynem białym stanowi cienka smuga bornitu wrzosowego lub chalkozynu jasnoniebieskiego. Smugę chalkozynu jasnoniebieskiego obserwowano sporadycznie też na kontakcie chalkopirytu lub węglanu z wypierającym je chalkozynem białym. W świetle przeprowadzonych badań wymienione smugi, jak też samodzielne drobne ziarna chalkozynu jasnoniebieskiego, wydają się być fazą przejściową tego minerału, którego końcową i trwałą fazą jest jego odmiana biała. W procesie chalkozynizacji węglanów obserwuje się czasami występowanie niezidentyfikowanego minerału, który w świetle odbitym, przy nieskrzyżowanych nikolach, ma barwy tęczy, a przy skrzyżowanych nikolach jest nie do odróżnienia od wypierającego węglanu chalkozynu białego (pl. IV, 4). Problematiczny minerał być może reprezentuje stadium przejściowe od węglanu do chalkozynu. Niekiedy powstające blasty chalkozynu występują w aureoli jego drobnych, mniej lub bardziej wyraźnych ziarenek, które w miarę rozrastania, łączą się z głównym blastem (pl. X, 3).

Występowanie blastów chalkozynu obok węglanów nie objętych chalkozynizacją, podobnie jak występowanie pseudomorfoz kruszczowych po ziarnach minerałów detrytycznych, głównie kwarcu, obok ziarn nie tkniętych tym procesem (pl. V, 2, 3), wskazuje, że proces chalkozynizacji rozwijał się wokół pewnych centrów. Miał on w pewnym sensie charakter selektywny, gdyż ulegały mu tylko niektóre, wybrane ziarna składników płonych rudy. Były nimi prawdopodobnie ziarna mineralne o osłabionej strukturze krystalochemicznej. Przypuszczenie to potwierdzałaby stwierdzona większa odporność idiomorficznych ziarn węglanów na metasomatozę kruszczową. Wskazuje na to również obserwowane często dopasowywanie się blastów kruszczowych do idiomorficznych zarysów otaczających je węglanów. Występowanie w badanej rudzie okruszczowanych szczątków organicznych, głównie mikrootwornic, było od dawna opisywane w literaturze i sugerowało ich uprzywilejowane miejsce (pierwszeństwo) w procesach metasomatozy kruszczowej. Przeprowadzone badania potwierdzają fakt łatwiejszego ulegania tym procesom skarbonatyzowanych szczątków organicznych w stosunku do innych, otaczających węglanów. Nie zawsze jednak szczątki organiczne ulegają w pierwszej kolejności okruszczowaniu. Wielokrotnie stwierdzono, że zapoczątkowany w szczątku organicznym proces metasomatozy kruszczowej przechodzi na otaczające ziarna węglanów z pominięciem pozostałej części szczątku organicznego (pl. IX, 2).



Proces bornityzacji obejmuje węglany, skarbonatyzowane szczątki organiczne i wcześniej powstałe kruszce, głównie chalkopiryt, którego relikty sporadycznie spotyka się w blastach bornitu. Blasty buduje powszechnie bornit tombakowy, natomiast bornit wrzosowy spotyka się rzadziej, zwłaszcza jako samodzielne ziarna. Jest on z reguły wypierany przez bornit tombakowy lub tworzy cienkie smugi na kontakcie bornitu tombakowego i wypierającego go chalkozynu, o czym wyżej już pisano. Przeprowadzone badania wskazują, że bornit wrzosowy może być fazą przejściową w procesie bornityzacji (obok tego jest również taką fazą w chalkozynizacji bornitu), gdy fazą trwałą jest bornit tombakowy. Potwierdzałoby to wcześniejsze spostrzeżenia Harańczyka (1972), dotyczące składu chemicznego i budowy wewnętrznej bornitu wrzosowego.

Proces chalkopirytyzacji rozwinięty jest na małą skalę. Obejmuje on te same składniki badanej rudy i przebiega w podobny sposób jak opisane procesy chalkozynizacji i bornityzacji. Na uwagę zasługuje fakt, że chalkopirytyzacji ulegają często blasty bornitu. Chalkopiryt wnika w nie drobnymi, zwykle wyklinowującymi się żyłkami lub tworzy wokół nich nieregularne, często fragmentaryczne obwódki. Stwierdzono zrosty chalkopirytu z pobornitowymi blastami chalkozynu. Dowodzą one, że chalkopiryt tworzący pierwotne, metasomatyczne zrosty z bornitem jest od niego odporniejszy na proces chalkozynizacji.

Proces kowelinizacji występuje w badanej rudzie lokalnie i na małą skalę. Obejmuje on w zasadzie tylko siarczki miedzi. Zwiększony udział kowelinu w sumie siarczków (ponad 10%) stwierdzono w pojedynczych próbach rudy złoża przedsudeckiego i leszczyńskiego, natomiast w rudzie złoża bolesławieckiego występował w ilościach zupełnie podrzędnych. Kowelinizacji ulega głównie chalkozyn, rzadziej bornit i chalkopiryt. Proces ten rozwija się od brzegów ziarn i wzdłuż linii ich spękań lub łupliwości, prowadząc niekiedy do powstania struktur typu dendrytowego (pierzastego). W badanej rudzie spotyka się także drobne, rozproszone ziarna kowelinu. Lokalnie cała masa chalkozynowa może być zastąpiona przez kowelin, jak to stwierdzono w jednej z prób rudy piaskowcowej (pl. II, 2).

Piryt jest jedynym minerałem spośród głównych kruszców badanej rudy, w którym nie stwierdzono struktur wskazujących na udział w procesach metasomatozy kruszcowej. Zarysy jego drobnych ziarn i ich skupienia są bardzo różnorodne. Występują w formie rozproszonej w masie podstawowej rudnej lub tworzą wrostki w węglanach i siarczku miedzi. Mogą też występować wśród węglanów wypełniają-

cych wnętrza szczątków mikroorganizmów, głównie otwornic. Niektóre skupienia pirytu, jak np. pierścieniowe (pl. XIV, 6), przypominają przekroje łodyg — alg (?), sugerując jego genetyczny związek ze szczątkami organicznymi, podobnie jak inne skupienia, np. tzw. spirytyzowane „kolonie bakterii” (Rydzewski 1969). Często ziarna pirytu i ich agregaty („kolonie bakterii”) są spojone siarczkami miedzi, głównie bornitu i chalkozynu. Powyższe cechy występowania pirytu wskazują na jego wcześniejsze powstanie od pozostałych głównych siarczków badanej rudy a także na jego trwałość w zakresie warunków fizykochemicznych, w których zachodziła wyżej opisana metasomatoza kruszcowa.

Wzajemne wypieranie siarczków miedzi wyraźnie wskazuje, że główne procesy metasomatozy kruszcowej przebiegały w następującej kolejności: chalkopirytyzacja — bornityzacja — chalkozynizacja. Prawidłowość ta jest powszechnie stwierdzona w strefach wzbogacenia siarczków miedzi pod wpływem działalności descenzyjnych roztworów miedzionośnych (Ramdohr 1975). W genezie omawianej rudy rola poszczególnych wymienionych procesów była różna. Z dzisiejszego obrazu strukturalnego rudy wynika, że rola ta wzrastała zgodnie z podaną kolejnością. W początkowym stadium genezy miała miejsce chalkopirytyzacja, a następnie bornityzacja. Jednakże wypieranie bornitu również przez chalkopiryt (być może tylko lokalne) dowodzi, że procesy te zastępowały się wzajemnie. Chalkozynizacja miała miejsce w późniejszym stadium genezy i stanowi główny proces złożotwórczy. W pewnym stopniu, dzisiaj trudnym do określenia, zatarła ona pierwotne rozmiary obu wcześniejszych procesów złożotwórczych.

Procesy karbonatyzacji miały miejsce zasadniczo przed metasomatozą kruszcową. One uwarunkowały pośrednie wypieranie ziarn kwarcu i spoiwa krzemionkowego (w rudzie piaskowcowej) przez kruszce. W mniejszym stopniu procesy karbonatyzacji zachodziły również na przemian z metasomatozą kruszcową oraz po niej. Na pierwszy przypadek wskazują żyłki węglanowe przecinające blasty kruszcowe (starsze), gdy w innych miejscach (w tym samym szlifie!) one same, tzn. żyłki węglanowe, są wypierane przez blasty kruszcowe (młodsze). O drugim przypadku świadczą żyłki węglanowe wnikające lub przecinające blasty kruszcowe oraz otoczki węglanowe wokół nich. Najmłodszym procesem metasomatozy kruszcowej jest kowelinizacja, której rola w badanej rudzie jest całkowicie podrzędna. Większe jej efekty stwierdzono tylko lokalnie w rudzie piaskowcowej. Proces ten związany jest prawdopodobnie ze zmianami egzogenicznymi, jakie zaszły w badanych złożach.

## Z GEOCHEMII PROCESÓW POWSTAWANIA RUDY

Przeprowadzone badania wykazały, że główną rolę w genezie rudy cechsztyńskich złóż miedzi Dolnego Śląska odegrały procesy metasomatyczne. Ich kolejność — chalkopirytyzacja, bornityzacja i chalkozynizacja — wyraźnie sugeruje, że rozwijały się one pod wpływem wodnych roztworów miedzi-onośnych strefy hiperogenicznej (wód descenzyjnych). Nasuwa się pytanie, w jakich warunkach fizyko-chemicznych procesy te zachodziły i jakie czynniki je kontrolowały?

W profilu litologicznym każdego z badanych złóż główne koncentracje kruszców miedzi związane są zasadniczo z poziomem łupków dolomityczno-ilastych (złoża przedsudeckie) lub z poziomem margli (złoża sudeckie). Koncentrują się one także w bezpośrednim sąsiedztwie tych poziomów. Osady dolomityczno-ilaste i margliste musiały mieć istotne znaczenie dla powstania rudy. W porównaniu do innych ogniw litologicznych występujących w profilu omawianych złóż — piaskowców i skał węglanowych — wymienione osady reprezentują zdecydowanie odmienne środowisko geochemiczne. Charakteryzują się one stosunkowo wysoką zawartością materiału organogenicznego, którego rozkład w warunkach beztlenowych wytworzył w nich środowisko redukcyjne. Osady te mogły stanowić i zdaniem piszącego te słowa stanowiły barierę geochemiczną typu redukcyjnego w rozumieniu Perelmana (1972). Bariera ta uniemożliwiła swobodną migrację jonów metali, które tym samym ulegały koncentracji w strefie bariery. Wytwarzany w procesie beztlenowego rozkładu substancji organicznej siarkowódor był źródłem jonów  $S^{2-}$  i warunkował tworzenie się siarczków. Procesy osiarczkowania osadów strefy bariery były kontrolowane przez ilość powstającego siarkowodoru (stężenie jonów  $S^{2-}$ ) i przez entalpię swobodną tworzenia siarczków ( $\Delta G$ ). W badanej rudzie występują tylko siarczki miedzi, jeżeli pominąć obecność pirytu, na ogół w niewielkiej ilości, który nie jest paragenetycznie związany z siarczkami miedzi.

Koncentracja siarczków jednego metalu dowodzi niedoboru jonów  $S^{2-}$  w strefie bariery geochemicznej. Przy ich nadmiarze lub dostatecznej ilości wytrącałyby się bowiem równocześnie z siarczkami miedzi także siarczki innych metali, które są zawsze obecne w descenzyjnych roztworach metalonośnych. W warunkach niedoboru jonów  $S^{2-}$  w środowisku geochemicznym o kolejności wytrącania się siarczków decyduje ich entalpia swobodna tworzenia. W tym względzie obowiązuje sformułowana przez Perelmana „zasada opóźnienia” („princip tarmonożienija”) reakcji chemicznych. Zasada ta mówi, że jeżeli w procesach hiperge-

nicznych jeden ze substratów występuje w takiej ilości, że nie starcza go do realizacji wszystkich teoretycznie możliwych reakcji, to urzeczywistnione zostaną tylko te reakcje, dla których charakterystyczne są najmniejsze wartości entalpii swobodnej tworzenia. Reakcje te zużyją stojące do dyspozycji substraty i przeszkodzą w ten sposób innym reakcjom (opóźniają je), dla których charakterystyczne są większe wartości entalpii swobodnej tworzenia. Wartości standardowych entalpii swobodnych tworzenia ( $\Delta G^\circ$ ) siarczków, które nas interesują, są następujące (Perelman 1972):

chalkozyn $Cu_2S$	— 66,7
bornit $Cu_5FeS_4$	—
chalkopiryt $CuFeS_2$	—
galena $PbS$	— 36,44
sfaleryt $ZnS$	— 34,12
piryt $FeS_2$	— 22,80 (wartość dla $FeS$ ).

Duża różnica między wartościami entalpii swobodnych tworzenia siarczków miedzi i siarczków ołowiu oraz cynku sprawia, że bez względu na wielkość koncentracji tych metali w środowisku, w pierwszej kolejności wytrąca się siarczki miedzi — zgodnie z „zasadą opóźniania” reakcji chemicznych. Kolejność wytrącania się siarczków miedzi (chalkopirytu, bornitu i chalkozynu) uzależniona jest natomiast od stężenia jonów  $S^{2-}$  w środowisku, przy czym przy wyższym stężeniu strącają się siarczki uboższe w miedź, tj. chalkopiryt, a przy niższym stężeniu — siarczki bogatsze w miedź, tj. chalkozyn. Bornit zajmuje pozycję pośrednią. W warunkach znacznego deficytu jonów  $S^{2-}$  w środowisku geochemicznym nie wytrąci się natomiast piryt, ze względu na swoją stosunkowo wysoką wartość entalpii swobodnej tworzenia. Piryt może wytrącić się tylko w warunkach znacznego stężenia jonu  $S^{2-}$  i przy nieobecności w środowisku innych metali, zwłaszcza  $Cu$ ,  $Zn$ ,  $Pb$ .

W świetle powyższych danych geochemicznych geneza badanej rudy przedstawiałaby się jak poniżej podano. Osady węglanowo-ilasto-organiczne dolnego cechsztynu — dzisiejsze rudy łupkowa i marglista — nie były przepojone siarkowodore w okresie ich sedimentacji. Wynika to z faktu występowania w tych osadach fauny bentosu (Riedel 1917; Kłapciński 1971). Tak więc nie było warunków geochemicznych do synsedymentacyjnego powstawania siarczków miedzi. Rozkład substancji organicznej nagromadzonej w osadzie, prowadzący do powstania siarkowodoru, zachodził w warunkach beztlenowych, a takie zaistniały dopiero w czasie diagenety. W początkowej fazie diagenety proces rozkładu substancji organicznej przebiegał dosyć intensywnie. Sprzyjała temu znaczna objętość osadu. Wytworzyło się środowisko

redukcyjne o stosunkowo dużym stężeniu jonów  $S^{2-}$ .

W tych warunkach zawarte w osadzie żelazo, prawdopodobnie w formie koloidalnych związków wodorotlenkowych, związało się w piryt. Powstanie pirytu świadczy, że w środowisku geochemicznym nie występowały jony innych metali względnie nie zostały one jeszcze uwolnione ze związków metalo-organicznych lub z minerałów ilastych będących adsorbentami metali ciężkich. Jony  $S^{2-}$  przenikały również w niżej leżące piaskowce, a przede wszystkim w wyżej leżące skały węglanowe, przyczyniając się do ich pirytyzacji. Wraz z postępem diagenety następował spadek zawartości  $CO_2$  w roztworach węglanowych przepajających omawiane osady. Ponieważ roztwory te były bliskie stanu nasycenia, spadek zawartości  $CO_2$  powodował wytrącanie się węglanów, jak też ogólną karbonatyzację osadów. Z drugiej strony zmniejszanie zawartości  $CO_2$  spowodowało wzrost pH wymienionych roztworów. W tych warunkach doszło do rozpuszczania krzemionki, głównie ziarn kwarcu i zastąpienia ich przez węglany (Kaszik 1965). Szczególnie intensywnie proces ten zaznaczył się w stropowych partiach piaskowców zalegających bezpośrednio pod osadami łupków dolomityczno-ilastych w złożu przedsudeckim. Chodzi o te partie piaskowców, które znalazły się w zasięgu wnikaających w nie roztworów węglanowych.

Karbonatyzacji ulegało tak spoiwo krzemionkowe, jak też ziarna kwarcu. Intensywność tego procesu wyraźnie maleje w kierunku spągu piaskowców. Rozpuszczalność krzemionki wzrasta nie tylko ze wzrostem pH, ale też ze wzrostem temperatury (Engelhardt 1973). Wraz ze wzrostem miąższości nadległych skał węglanowych omawiane osady zalegały coraz głębiej i ich temperatura wzrastała.

## GENEZA BADANYCH ZŁOŻ

Dominującą rolę w powstaniu cechsztyńskich złóż miedzi Dolnego Śląska odegrały procesy metasomatyczne, które zachodziły w osadach strefy bariery geochemicznej. W złożu przedsudeckim barierą tą był obecny poziom łupków dolomityczno-ilastych i dolomitów marglistych, natomiast w złożach sudeckich — poziom margli i wapieni marglistych. Formowanie złóż zaczęło się dopiero po sedymentacji osadów dolnego cechsztynu lub najwcześniej po zaawansowanej sedymentacji osadów węglanowych zalegających nad osadami wyżej wymienionych poziomów litologicznych. W genezie badanych złóż wyróżnić należy dwa główne etapy: powstanie bariery geochemicznej o charakterze redukcyjnym i dopływ

Tak więc obok zmniejszania zawartości  $CO_2$  w roztworach węglanowych (wzrostu ich pH), również pewną rolę w procesie karbonatyzacji, zwłaszcza ziarn kwarcu i spoiwa krzemionkowego, odegrała temperatura (jej wzrost) wzmacniająca ten proces.

Po procesach pirytyzacji i karbonatyzacji miały miejsce procesy metasomatozy kruszcowej, wywołane pojawieniem się jonów metali, głównie miedzi, cynku i ołowiu. Metale te zostały doprowadzone przez roztwory metalonośne o charakterze utleniającym. Omawiane zaś osady stanowiły dla wymienionych jonów metali barierę geochemiczną typu redukcyjnego, która uniemożliwiła dalszą wędrówkę i spowodowała ich koncentrację w strefie bariery. W tym czasie stężenie jonów  $S^{2-}$  w strefie bariery znacznie zmalało, gdyż wraz z postępem diagenety osadu słabł proces rozkładu substancji organicznej, ona sama zaś ulegała stopniowo wyczerpaniu. Deficyt jonów  $S^{2-}$  sprawił, że zgodnie z „zasadą opóźniania” wytrącać się mogły tylko siarczki miedzi. W początkowej fazie stężenia jonów  $S^{2-}$  było na tyle duże, że zachodziła chalkopirytyzacja, po zmniejszeniu się koncentracji jonów  $S^{2-}$  — bornityzacja i w końcu przy ich małym stężeniu — chalkozynizacja. Metasomatoza kruszcowa odbywała się kosztem węglanów, jak również kosztem wcześniej powstałych siarczków miedzi. Wypieranie węglanów przez siarczki miedzi ma swoje uzasadnienie geochemiczne, czego dowodzą wyniki badań Serkiesa (1972). Osady węglanowo-ilasto-organiczne stanowiły długotrwałą barierę geochemiczną, gdyż tylko istnienie jej przez dłuższy czas geologiczny warunkowało koncentrację takiej ilości miedzi, jaką spotykamy w złożach sudeckich, a zwłaszcza w złożu przedsudeckim.

w strefę jej oddziaływania metalonośnych roztworów wodnych.

W pierwszym etapie zachodzą procesy rozkładu materii organicznej zgromadzonej w osadach dolomityczno-ilastych i marglistych, a powstający w tym procesie siarkowódór wywołuje redukcyjny charakter środowiska geochemicznego. Środowisko redukcyjne występuje nie tylko w obrębie warstw dolomityczno-ilastych i marglistych, ale obejmuje też przyległe partie warstw spągowych i stropowych, w które dyfundują jony  $S^{2-}$  wraz z roztworami węglanowymi. Duże stężenie jonów  $S^{2-}$  powoduje przeobrażenie zawartego w osadzie żelaza i jego koloidalnych związków wodorotlenkowych w piryt. W tym czasie

w omawianym środowisku nie występowały jony innych metali, gdyż ich siarczki musiałyby wytrącić się przed pirytem. Proces okruszczenia pirytem zachodzi w całej strefie bariery geochemicznej z różnym nasileniem zależnym od ilości żelaza i stopnia jego rozproszenia w osadzie. Wraz z diagenезą rozwija się proces karbonatyzacji osadów połączony z wypieraniem składników detrytycznych, głównie ziarn kwarcu. W miarę postępu diagenезy stopniowo słabnie proces rozkładu materii organicznej, a tym samym maleje stężenie jonów  $S^{2-}$  w środowisku.

W drugim etapie opisane osady dostają się w zasięg oddziaływania metalonośnych, descenzyjnych rozтворów wodnych, w których głównymi metalami są miedź, ołów i cynk, a inne metale występują w podrzędnych ilościach. Źródłem metali były najprawdopodobniej klastyczne osady górnego czerwonego spągowca. W osadach strefy geochemicznej bariery redukcyjnej migracja jonów metali zostaje zahamowana. Dochodzi do ich koncentracji i następnie do wytrącania się w postaci siarczków. Proces wytrącania siarczków przebiegał przy niedoborze jonów  $S^{2-}$ . W tych warunkach, zgodnie z „zasadą opóźniania” Perelmana i szeregiem entalpii swobodnych tworzenia siarczków, w strefie bariery mogły wytrącać się tylko siarczki miedzi. W początkowej fazie wytrącał się chalkopiryt, następnie bornit, a przy dalszym zmniejszeniu stężenia jonów  $S^{2-}$  — chalkozyn. Powstające siarczki miedzi wypierają nie tylko węglany i za ich pośrednictwem ziarna kwarcu, ale też wcześniej powstałe siarczki — chalkopiryt jest wypierany przez bornit, jeden i drugi — przez chalkozyn. Należy zwrócić uwagę, że bornit jest często wypierany także przez chalkopiryt. Dowodzi to, że w metasomatozie kruszcowej badanych złóż chalkopirytizacja jest procesem rekurencyjnym.

Czynnikiem kontrolującym przebieg mineralizacji siarczkowej, jak też jej charakter (chalkopirytowy, bornitowy lub chalkozynowy), było stężenie jonów  $S^{2-}$  w strefie bariery geochemicznej, które z kolei zależało od przebiegu procesów rozkładu substancji organicznej i ilości powstającego siarkowodoru. Długotrwałe istnienie bariery geochemicznej warunkowało natomiast wysokie koncentracje miedzi, zwłaszcza w złożu przedsudeckim.

W świetle przedstawionego poglądu cechsztyńskie złoża miedzi Dolnego Śląska uznać należy za złoża epigenetyczne strefy hipergenicznej lub ściślej mówiąc za późnodiagenetyczne złoża metatetyczne w rozumieniu Krajewskiego (1964) i Gruszczaka (1972).

Powyższy pogląd na genezę omawianych złóż pozwala również wytłumaczyć obecność czerwonych plam w warstwach plamistych, które występują

w spągu złóż sudeckich. Dopływ metalonośnych wód descenzyjnych do strefy bariery geochemicznej miał miejsce w jej części spągowej, gdyż poniżej występowały w zasadzie nieprzepuszczalne skały węglanowe (wapień podstawowy). Wody te miały charakter utleniający i w strefie ich stałego dopływu, w dolnej części warstw marglistych wywołały procesy utleniające. W wyniku tych procesów wokół pierwotnych skupień ziarn pirytu tworzą się aureole rozproszonych, submikroskopowych ziarenek getytu (hematytu?), które lokalnie, w formie plam, barwią skałę na czerwono. W tych warunkach nie mogły wytrącać się siarczki miedzi, a spotykane w sąsiedztwie czerwonych plam ziarna (blasty) chalkopiryty traktować należy jako wynik późniejszej, słabej chalkopirytizacji, która miała miejsce na kontakcie środowiska utleniającego (czerwona plama) i środowiska redukcyjnego (skała marglista). Powierzchnia graniczna między warstwami plamistymi i wyżej zalegającymi warstwami miedzionośnymi ma przebieg nieregularny (falisty) z zaznaczającymi się miejscami dużymi różnicami wysokościowymi. Przebieg tej granicy był uwarunkowany lokalnym zasięgiem wód descenzyjnych, na który z kolei miała wpływ przepuszczalność skał i ciśnienie dynamiczne wody.

Występowanie podwyższonych koncentracji ołowiu i cynku w stropowych warstwach badanych złóż można wytłumaczyć, przyjmując przedstawiony pogląd na ich genezę, w następujący sposób: W złożach sudeckich mineralizacja Pb-Zn występuje w stropowej partii warstw marglistych — w warstwach ołowionośnych. Po wytrąceniu się jonów miedzi w postaci siarczków w dolnej części bariery geochemicznej (w warstwach miedzionośnych), jony innych metali, głównie Pb i Zn, uległy względnemu podkoncentrowaniu w metalonośnych roztworach wodnych i migrowały w górne partie bariery. Tutaj jony Pb i Zn, wobec braku jonów Cu, wytrąciły się jako siarczki, zgodnie z „zasadą opóźniania” Perelmana i szeregiem entalpii swobodnych tworzenia siarczków.

W ten sposób stropowe partie warstw marglistych zostały wzbogacone w galenę i sfaleryt, których ziarna ogólnie biorąc są równomiernie rozproszone w skale. Powstały poziom warstw ołowionośnych (koncentracja Pb i Zn bez znaczenia gospodarczego) zalega z reguły regularnie nad warstwami miedzionośnymi. W złożu przedsudeckim natomiast rozmieszczenie siarczków Pb i Zn tak w pionie, jak i w poziomie jest bardzo nieregularne. Mineralizacja ta występuje zasadniczo w stropowych partiach warstw węglanowych, a jej powstanie można tłumaczyć w podobny sposób jak w złożach sudeckich. Przyczynę dużej nieregularności tej mineralizacji upatrywać należy w nieco odmiennym charakterze środowiska redukcyjnego w tej części

Tabela 9

Chronologiczne zestawienie poglądów na genezę cechsztyńskich złóż rud miedzi Dolnego Śląska  
 Historical review of opinions on origin of Zechstein copper ore deposits, Lower Silesia

Autor i rok ogłoszenia Author and year of issue	Badane złoża Studied deposits	Metody badawcze Investigation methods	Pogląd genetyczny View on origin
1	2	3	4
Beyschlag (1918)	złoża leszczyńskie	geologiczne ogólne	złoża epigenetyczne hydrotermalne związane z wulkanizmem perm-skim minerały pierwotne: siarczki miedzi minerały wtórne: malachit i azuryt
Scupin (1930)	złoża leszczyńskie	geologiczne ogólne ze zwróceniem uwagi na litostratygrafię	złoża syngenetyczne minerały pierwotne: malachit i azuryt
Neuhaus (1940)	złoża sudeckie	mineralogiczne mikroskopowe w świetle odbitym i przechodzącym ze zwróceniem szczególnej uwagi na kruszce	złoża syngenetyczne I etap: mineralizacja pierwotna synsedymenacyjna: piryt, chalkopiryt, bornit, chalkozyn, sfaleryt i galena II etap: mineralizacja wtórna — rekryształizacja, utlenienie, cementacja: kowelin, malachit, azuryt, srebro rodzime i in.
Lisiakiewicz (1959)	złoża bolesławieckie	geologiczne ogólne mineralogiczne mikroskopowe w świetle odbitym ze zwróceniem uwagi na paragenety kruszców	złoża epigenetyczne hydrotermalne I etap: mineralizacja endogeniczna 1 faza: mineralizacja rozproszona: piryt, chalkopiryt, bornit, chalkozyn, sfaleryt i czerń uranowa (?) 2 faza: mineralizacja żyłowa i wprysnięcia: piryt, markasyt, galena, arsenopiryt i in. II etap: mineralizacja egzogeniczna — utlenianie i cementacja pod wpływem wód descenzyjnych; procesy te obejmują mineralizację I etapu i tylko 1 fazy
Konstantynowicz (1965)	złoża sudeckie złoża przedsudeckie	geologiczne ogólne ze zwróceniem uwagi na środowisko facjalno-paleogeograficzne cechsztynu, chemiczno-mineralogiczne	złoża osadowe diagenetyczne 1 faza: mineralizacja wczesnodiagenetyczna — powstanie drobno rozproszonych ziarn pirytu (najstarszy siarczek); chalkozynu, bornitu i chalkopirytu (powstały prawie równocześnie) oraz sfalerytu i galeny 2 faza: mineralizacja późnodiagenetyczna — rekryształizacja, koncentracja, przemieszczenie kruszców I fazy oraz metasomatoza kruszcowa skorupki organizmów 3 faza: mineralizacja epigenetyczna: 1 podfaza (wcześniejsza): żyłki, soczewki i wprysnięcia kruszców w samej rudzie 2 podfaza (późniejsza): żyłki i wprysnięcia kruszców w rudzie stref uskokowych
Oberc, Serkies (1970)	złoża przedsudeckie	geochemiczne, geologiczne ogólne	złoża diagenetyczne dyferencyjne I etap: synsedymenacyjne strącenie się siarczków II etap: diagenetyczne wzbogacenie osadów w siarczki, ich dyferencjacja oraz infiltracja w piaskowce III etap: lityfikacja osadów i diagenetyczna metasomatoza kruszców — powstanie łupków miedzionośnych IV etap: powstanie żył kruszczowych wypełniających szczeliny — faza palatynacka V etap: powstanie żył kalcytowych, barytowych i gipsowych wypełniających szczeliny — faza laramijska VI i VII etap: powstanie struktury laramijskiej, jej erozja (w tym i złoża) w starszym trzeciorzędzie i przykrycie jej osadami młodszego trzeciorzędu
Harańczyk (1972)	złoża przedsudeckie	geochemiczne, petrograficzne, litologiczno-facjalne	złoża syngenetyczne I. syndiagenetyczna mineralizacja pierwotna w osadach euksynicznych — w łupkach ilastych, w skałach węglanowo-ilastych i w piaskowcach

1	2	3	4
Idzikowski (1976)	złoża sudeckie złoża przedsudeckie	geochemiczne ze zwróceniem uwagi na fizyko-chemiczne procesy wiązania miedzi i pierwiastków towarzyszących	II. mineralizacja wtórna: 1. diagenetyczna — w łupkach ilastych i piaskowcach 2. infiltracyjna — w piaskowcach III. epigenetyczna mineralizacja żyłowa: 1. anadiagenetyczna — pod wpływem wód uruchamianych w procesach diagenety osadów cechsztynu; brak większych wahań reżimu redoksoowego 2. epidiagenetyczna — pod wpływem wód descenzyjnych z różnych paleopoziomów wodonośnych; większe wahania reżimu redoksoowego
Niśkiewicz (ni- niejsza praca)	złoża sudeckie złoża przedsudeckie	mineralogiczne mikroskopowe w świetle odbitym i przechodzącym ze zwróceniem uwagi na strukturę i teksturę rudy; geologiczne ogólne	złoża syngenetyczne I. syngenedymatyczna koncentracja metali w osadach dolnego cechsztynu w formie związków i kompleksów metaloorganicznych oraz na drodze adsorpcji na minerałach ilastych II. powstanie siarczków miedzi i innych metali w obrębie osadów w wyniku procesów biochemicznych zachodzących w czasie ich diagenety: 1. wczesna diagenetyza — powstanie siarczków rozproszonych 2. późna diagenetyza — rekrytalizacja, metasomatoza i powstawanie siarczków wtórnych, lokalnie metali rodzimych złoża epigenetyczne strefy hipergenicnej (późnodiagenetyczne złoża metatetyczne) I. etap: postsedymatyczny rozkład substancji organicznej zgromadzonej w osadzie, koncentracja jonów $S^{2-}$ — powstanie geochemicznej bariery redukcyjnej; powstanie pirytu; diagenetyczna karbonatyzacja osadów II. etap: dopływ metalonośnych wód descenzyjnych w strefę bariery geochemicznej; metasomatoza kruszcowa — chalkopirytizacja, bornityzacja i chalkozynizacja osadów strefy bariery; powstanie pierwotnej mineralizacji kruszcowej Cu, Pb i Zn III. etap: wtórne zmiany w złożach i związane z nimi przemieszczenia pierwotnej mineralizacji kruszcowej; powstanie żył, głównie węglanowych z wtórną mineralizacją kruszcową o bardzo urozmaiconym składzie mineralnym; zmiany hydrogeniczne, oksydacyjne i inne w złożu

(stropowej) strefy bariery geochemicznej. Było ono typu allochtonicznego i powstało w wyniku ekspansji jonów  $S^{2-}$ , których warstwą „macierzystą” były łupki dolomityczno-ilaste stanowiące środowisko redukcyjne typu autochtonicznego. Zasięg tej ekspansji zależał od wielu czynników, w tym w dużym stopniu od litologii. Tak więc lokalnie mogły zaznaczyć się znaczne różnice w rozprzestrzenieniu i stopniu koncentracji jonów  $S^{2-}$ . To z kolei warunkowało rozprzestrzenienie i stopień koncentracji siarczków Pb i Zn w warstwach stropowych złoża przedsudeckiego.

Wyróżnione w genezie badanych złóż dwa etapy obejmują tylko okres powstawania głównej treści metalicznej — mineralizacji podstawowej. W późniejszym okresie omawiane złoża zostały pocięte różnymi żyłami, głównie węglanowymi, w których spotyka się również mineralizację kruszcową — niekwestionowaną mineralizację epigenetyczną. Jest to z reguły mineralizacja miedzio-wa, która różni się jakościowo i ilościowo od mineralizacji podstawowej. Jakościowo jest ona reprezentowana przez różne siarczki, siarko-

sole i inne związki miedzi, jak też innych metali, natomiast pod względem ilościowym ma ona znaczenie jedynie mineralogiczne. Genetycznie należy wiązać ją z wtórnym przemieszczeniem części mineralizacji podstawowej, co prawdopodobnie niejednokrotnie miało miejsce w długiej historii geologicznej badanych złóż, nie tylko w wyżej opisanej formie (Niśkiewicz, Skowronek 1976).

Pomijając dwa najstarsze poglądy Beyschläga (1918) i Scupina (1930), oparte na badaniach wówczas znanych tylko wychodni warstw miedzionośnych (utlenionych) złoża Ileszczyńskiego, autorzy pozostałych poglądów na genezę cechsztyńskich złóż miedzi Dolnego Śląska (tab. 9) zgodnie wyróżniają dwa zasadnicze typy mineralizacji kruszcowej: pierwotną (rozproszoną, ekonomiczną) i wtórną (żyłową, nieekonomiczną). Większość z nich uważa mineralizację pierwotną za syngenetyczną, w różnym stopniu przeobrażoną i przemieszczoną w czasie diagenety osadów. Natomiast mineralizację wtórną — za epigenetyczną, powstałą przez częściowe i lokalne

uruchomienie treści metalicznej mineralizacji pierwotnej i ponowne wytrącenie. Konstantynowicz (1965) przyjmuje powstanie mineralizacji pierwotnej we wczesnym stadium diagenety, a jej przeobrażenie i pewne przemieszczenie w obrębie osadów w późnym stadium diagenety. Wyróżnia on również mineralizację wtórną — epigenetyczną. Lisiakiewicz (1959b, 1969) wydziela również dwa typy mineralizacji kruszcowej: „rozproszoną” i „żyłową”. Jego zdaniem jest to mineralizacja endogeniczna. Ponadto wyróżnia on mineralizację egzogeniczną, która, jak sam stwierdza, rozwinęła się tylko kosztem mineralizacji „rozproszonej”. Chodzi więc o zmiany diagenetyczne w mineralizacji pierwotnej, wyróżniane przez innych badaczy. Pogląd o endogenicznym pochodzeniu cechsztyńskich złóż miedzi oparty został na badaniu złoża bolesławieckiego. Późniejsze badania wykazały brak podstaw do podtrzymywania tego poglądu.

Spośród ważnych dla genezy badanych złóż faktów autorzy poglądów syngenetycznych pomijają lub wyjaśniają nieprzekonywająco występowanie fauny bentosu w skałach węglanowo-ilasto-organicznych, z którymi równocześnie osadzać się miały siarczki miedzi i innych metali. Wymagałoby to środowiska redukcyjnego — siarkowodorowego — w strefie dennej basenu sedymentacyjnego. Środowisko takie, jako beztlenowe i silnie toksyczne, nie mogło istnieć — świadczy o tym wymieniona fauna. Ten fakt uwzględnia Idzikowski (1976), przyjmując wprawdzie syngenetyczną koncentrację metali w osadzie, lecz jako związków i kompleksów metaloorganicznych, a także zaadsorbowanych na minerałach ilastych. W poglądzie przedstawionym w niniejszej pracy środowisko redukcyjne w osadach miedzionośnych powstało dopiero w czasie diagenety, a koncentracja siarczków w jej fazie końcowej.

Dotychczasowe poglądy nie wyjaśniają również anomalnej ilości metali, zwłaszcza miedzi, ołowiu i cynku, występujących w badanych złożach. Takich ilości metali nie były w stanie związać organizmy żywe w formie związków i kompleksów metaloorga-

nicznych. Metale te także nie mogły zostać zaadsorbowane na minerałach ilastych. Wymienione formy wiązania i koncentracji metali w omawianych osadach z pewnością odegrały jakąś rolę, być może ważną, lecz dotąd mało zbadaną (Heydemann 1959; Idzikowski 1976; Kucha 1976). Należy przypuszczać, że w ten sposób nagromadziły się niektóre metale towarzyszące. Harańczyk (1972) dla wyjaśnienia anomalnych ilości metali w złożu przedsudeckim zakłada, że zostały one doprowadzone do basenu sedymentacyjnego w formie „niemal jednorazowej porcji”, co jest trudne do uzasadnienia z punktu widzenia geologicznego. Problem ten wyjaśnia przyjęty pogląd długotrwałym istnieniem geochemicznej bariery redukcyjnej — bardzo powolnym procesem rozkładu substancji organicznej zawartej pierwotnie w osadach miedzionośnych.

Stwierdzone w skałach okruszczowanych wprost proporcjonalne stosunki ilościowe między niektórymi metalami i węglem organicznym, a także między siarką siarczkową ( $S^{2-}$ ) i węglem organicznym, skłoniły Harańczyka (1972) do przyjęcia hipotezy o euksynicznych warunkach sedymentacji łupków miedzionośnych i ołowionośnych. Tymczasem wymieniona wyżej korelacja nie musi dowodzić zależności przyczynowej, jak na to wskazuje stwierdzona niejednokrotnie w łupku miedzionośnym (złoże podsudeckie) niska zawartość miedzi, mimo wysokiej zawartości w nim węgla organicznego (Kucha 1976). Wymieniona korelacja będzie także zachowana, jeżeli jony  $S^{2-}$  powstawały tylko z rozkładu substancji organicznej zawartej w osadzie i zostały wykorzystane przez powstające siarczki metali. W myśl nowego poglądu, generalnie biorąc, warunki ku temu istniały.

Również nie została dotąd przekonywająco wytłumaczona niezgodność strefy okruszczowanej z granicami litostratygraficznymi warstw budujących omawiane złoża oraz geneza margli plamistych występujących w spągu złóż sudeckich. Jak już podano problemy te można stosunkowo prosto wytłumaczyć na podstawie przyjętego w tej pracy poglądu.

## WNIOSKI

Reasumując przedstawione wyniki szczegółowych badań geologiczno-mineralogicznych wybranych profilów złożowych cechsztyńskich złóż miedzi Dolnego Śląska można sformułować następujące ważniejsze wnioski.

1. Ruda badanych złóż wykazuje duże podobieństwo mineralizacji pod względem występowania głównych kruszców i ich stosunków ilościowych.

Struktura i tekstura rudy są również podobne.

2. Głównym kruszcem jest chalkozyn, któremu towarzyszy bornit i chalkopiryt, lokalnie kowelin. Piryt występuje powszechnie, lecz z reguły w podrzędnych ilościach. Inne kruszce są spotykane sporadycznie.

3. Struktura i tekstura rudy dowodzą, że w genezie badanych złóż ważną rolę odegrały procesy metaso-



matyczne — karbonatyzacja, chalkopirytyzacja, bornityzacja i chalkozynizacja.

4. Karbonatyzacja zasadniczo wyprzedzała procesy metasomatozy kruszcowej, prowadząc do przekształcenia substancji węglanowej rudy i częściowego wyparcia kwarcu.

5. W wyniku rozkładu substancji organicznej, zawartej w węglanowo-ilasto-organicznych osadach dolnego cechsztynu, powstała geochemiczna bariera redukcyjna, tj. strefa występowania siarkowodoru — koncentracji jonów  $S^{2-}$ .

6. W początkowym okresie istnienia bariery redukcyjnej powstał piryt, prawdopodobnie z przeobrażenia koloidalnych związków żelaza zawartych w osadach strefy bariery. Jego powstanie było uwarunkowane stosunkowo dużym stężeniem jonów  $S^{2-}$  i brakiem w środowisku jonów innych metali.

7. Dopływ metalonośnych wód descenzyjnych w strefę bariery wywołał procesy metasomatozy kruszcowej — chalkopirytyzację, bornityzację i chalkozynizację. Kosztem węglanów powstają kruszce miedzi, które również wypierają się wzajemnie: chalkopiryt jest wypierany przez bornit (ubocznie występuje też proces odwrotny!), a ten — przez chalkozyn.

8. Procesy metasomatozy kruszcowej były kontrolowane przez wielkość stężenia jonów  $S^{2-}$  w strefie bariery i, ze względu na ich niedobór, również przez entalpię swobodną tworzenia się siarczków ( $\Delta G$ ).

9. W świetle przeprowadzonych badań i stwierdzonych faktów cechsztyńskie złoża rud miedzi Dolnego Śląska uważać należy za złoża epigenetyczne strefy hipergenicznej, ściślej mówiąc za późnodiagenetyczne złoża metatetyczne.

## ZAKOŃCZENIE

Występowanie metasomatycznych struktur i tekstur w rudach cechsztyńskich złóż miedzi Dolnego Śląska było opisywane przez wielu badaczy (Neuhaus 1940; Lisiakiewicz 1959a, 1969; Konstantynowicz 1965, Harańczyk 1972), jednak brak szczegółowych badań nie pozwolił na rozpoznanie skali ich występowania. Procesom metasomatycznym przypisywano podrzędną rolę genetyczną. Na ich znaczenie w powstawaniu cechsztyńskich złóż miedzi w Mansfeld (NRD) zwrócił uwagę Schouten już w 1937 r. Epigenetyczny pogląd Schoutena nie znalazł szerszego uznania,

mimo że autor określił tylko charakter mineralizacji bez wskazania procesów, którym zawdzięczałaby swe powstanie. Większość badaczy — „syngenetyków” wiąże z zasady poglądy epigenetyczne z procesami endogenicznymi. Osiągnięcia geochemii w poznaniu procesów epigenetycznych zachodzących w strefie hipergenicznej litosfery (Perelman 1972) umożliwiły interpretację genetyczną metasomatycznych struktur i tekstur rud miedzi i zarazem jej dużych koncentracji bez udziału procesów endogenicznych.

## LITERATURA

- ALEXANDROWICZ W. S., JAROSZ J., 1971: Paleoecology of the Zechstein Lingula Sandstones from Lubin (West Poland). *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sc. de la Terre*, vol. 19, no. 3.
- ALEXANDROWICZ W. S., PREIDL M., 1972: Nowa koncepcja podziału stratygraficznego cechsztynu niecki północno-sudeckiej. A New Approach to the Stratigraphic Division of the Zechstein in the North Sudetic Syncline. *Rudy i Metale Nieżel.*, nr 10.
- BANAŚ M., 1961: Srebro w żyłach miedzi Dolnego Śląska. Silver in the Lower-Silesian Copper Deposit. *Ibid.* nr 4.
- BEREŚ B., KIENIG E., KIJEWSKI P., TOMASZEWSKI J. B., 1973: Rozpoziomowanie litostratygraficzne skał węglanowych cyklotemu  $P\frac{1}{2}$  w cechsztylinie monokliny przedsudeckiej. Lithostratigraphical Zonation of Carbonate Rocks of  $P\frac{1}{2}$  Cyclothem from the Zechstein of the Fore-Sudetic Monocline. *Prz. Geol.* nr 1.
- BEDNARZ K., 1975: Mineralizacja kruszcowa na tle litologii w kopalni „Konrad” k/Bolesławca. Praca magisterska, Maszynopis, Bibl. Inst. Nauk. Geol. Uniw. Wrocław, nr archiw. 805.
- BEYSCHLAG F., 1918: Die Niederschlesische Kupferformation. *Z. Prakt. Geol.*, Bd. 26.
- 1921: Die Erzführung des Kupfereschiefers. *Ibid.*, Bd. 29.
- BIRKENMAJER K., 1959: Systematyka warstwowań w utworach fliszowych i podobnych. Classification of Bedding in Flysch and Similar Graded Deposits. *Studia Geol. Pol.* vol. 3.
- BŁASZCZYK J. K., PRYMKA W., 1973a: Pierwsze stanowiska fauny w białym spągowcu na monoklinie przedsudeckiej. The First Sites of Fauna in Weissliegende in the Fore-Sudetic Monocline. *Kwart. Geol.*, t. 17, nr 2.
- 1973b: Wapień organogeniczny w spągowej części cechsztynu kopalni Lubin. Organogenic Limestone of the Zechstein Bottom of Lubin Mine. *Rudy i Metale Nieżel.*, nr 10.
- BOLEWSKI A., 1965: Mineralogia szczegółowa. Wyd. Geol., Warszawa.
- BUCZKOWSKA Z., 1970: Mineralizacja kruszcowa na tle litologii serii złożowej kopalni „Polkowice”. Praca magisterska, Maszynopis, Bibl. Inst. Nauk. Geol. Uniw. Wrocław, nr archiw. 634.

- Budowa geologiczna Polski*, 1974, t. IV, Tektonika cz. 1, Niż Polski. Red. nac. W. Pożaryski, Wyd. Geol., Warszawa.
- BURATYŃSKI T., 1973: Charakterystyka zmienności okruszczenia w rejonie kopalni „Konrad”. Praca magisterska, Maszynopis, Bibl. Inst. Nauk Geol. Uniw. Wrocław, nr archiw. 802.
- EISENTRAUT O., 1939: Der niederschlesische Zechstein und seine Kupferlagerstätten. *Arch. Lagerst. Forsch.*, Bd. 71.
- ENGELHARDT W. v., 1973: Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. *Sediment – Petrologie*, Teil III, Stuttgart.
- FULDA E., 1928: Zum Problem des Kupferschiefers. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, Bd. 49.
- GRALIKOWSKI M. 1969: Rhenium in den kupferführenden Zechstein – Gesteinen Niederschlesiens. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. et géogr.*, vol. 17, no. 2.
- GRUSZCZYK H., 1972: Nauka o złożach. Wyd. Geol., Warszawa.
- GUNIA T., 1962: Cechsztyń synkliny leszczyńskiej. The Zechstein of Leszczyna Syncline. *Inst. Geol., Biul.* 173, *Z badań geol. na Dl. Śl.*, t. 10.
- HARAŃCZYK C., 1966: Cechsztyńskie ołowionośne łupki ilaste. Lead Bearing Clay Slate in Zechstein Formation. *Rudy i Metale Nieżel.*, nr 12.
- 1967a: Charakterystyka geochemiczna dolnośląskich osadów euksynicznych monokliny przedsudeckiej. Geochemical Characteristic of Lower Zechstein Euxine Deposits of the Fore-Sudetic Monocline. *Prz. Geol.*, nr 7.
- 1967b: Minerale arsenowe lubińskiego złoża miedzi. Arsenic Minerals of the Lubin Copper Deposit. *Rudy i Metale Nieżel.*, nr 6.
- 1967c: Pozycje facjalne ołowionośnych łupków ilastych. Facial Position of the Zechstein Lead – Bearing Shales. *Prz. Geol.*, nr 12.
- 1972: Mineralizacja kruszcowa dolnocechsztyńskich osadów euksynicznych monokliny przedsudeckiej. Ore Mineralization of the Lower Zechstein Euxine sediments in the Fore-Sudetic Monocline. *Arch. Miner.*, t. 30, z. 1 i 2.
- HARAŃCZYK C., JAROSZ J., 1966: Wtórne minerały w osadowym złożu miedzi. Secondary Minerals in Sedimentary Copper Deposit. *Rudy i Metale Nieżel.*, nr 6.
- HARAŃCZYK, JAROSZ J. 1973 r: Minerale kruszczowe złoża miedzi monokliny przedsudeckiej. Ore Minerals of the Fore-Sudetic Monocline. *Ibid.*, nr 10.
- HARAŃCZYK C., BRYNIARSKA J., 1967: Badania stromeyeritu miedziowego z Lubina. Examination of Lubin Copper Stromeyerite. *Ibid.*, Nr 8.
- HEYDEMANN A., 1959: Adsorption aus sehr verdünnten Kupferlösungen an reinen Tonmineralen. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 15.
- IDZIKOWSKI A., 1976: Pierwiastki chemiczne towarzyszące cechsztyńskim osadom miedzionośnym Dolnego Śląska. *Pr. nauk. Inst. Chem. Nieorg. i Metal. Pierw. Rzadkich Politech. Wrocl.*
- IWANCIW E., ZAJĄC J., 1970: Węgiel organiczny w koncentratkach miedzioch i jego rola w procesie szybowym wytapiania kamienia. Organic Carbon in Copper Concentrates and Its Role in Blast Furnace Smelting of Copper Matte. *Rudy i Metale Nieżel.*, nr 5.
- JAROSZ J., 1968: Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna złoża „Lubin”. Mineralogical and Petrographic Characteristics of the Lubin Deposit. *Ibid.*, nr 12.
- 1973: Występowanie barytu w Lubinie i Polkowicach. Barite Occurrence at Lubin and Polkowice. *Ibid.*, nr 12.
- JERZYKIEWICZ T., KIJEWski P., MROCZKOWSKI J., TEISSEYRE A. K., 1976: Geneza osadów białego spągowca monokliny przedsudeckiej. Origin of the Weissligendes deposits in the Fore-Sudetic Monocline. *Geol. Sudetica*, vol. 11, nr 1.
- JUROSZEK C., 1961: Przypowierzchniowe intruzje bazaltowe w północno-wschodniej części synkliny leszczyńskiej. Near-Surface Basalt Intrusions in the NE Part of the Leszczyniec Syncline. *Zesz. Nauk. Uniw. Wrocław, Nauka o Ziemi*, III ser. B, nr 6.
- [KASZIK S. A.], 1965: Кашик С. А. О замещении кварца кальцитом в осадочных породах. *Геохимия*, № 5.
- KAUTZSCH E., 1958: Die sedimentären Erzlagerstätten des Unteren Zechsteins. *Freiberger Forschungsh.*, C. 44.
- KŁAPCIŃSKI J., 1959a: Granica między cechsztyńskim a pstrym piaskowcem na obszarze monokliny przedsudeckiej. Separation of the Zechstein from the Bunter in the Area of Foresudetic Monocline. *Kwart. Geol.*, t. 3, z. 3.
- 1959b: Trias na północny wschód od wału przedsudeckiego. The Triassic North-East of the Fore-Sudetic Swell. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 28, z. 4.
- 1967: Przyczynek do stratygrafii i paleogeografii czerwonego spągowca monokliny przedsudeckiej. A Contribution to the Stratigraphy and Palaeogeography of the Lower Permian of the Fore-Sudetic Monocline. *Ibid.*, t. 37, z. 4.
- 1971: Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. Lithology, Fauna, Stratigraphy and Palaeogeography of the Permian in the Fore-Sudetic Monocline. *Geol. Sudetica*, vol. 5.
- KŁAPCIŃSKI J., JUROSZEK C., SACHANBIŃSKI M., 1967: Nowe dane o geologii fundamentu krystalicznego obszaru przedsudeckiego. Now data on geology of the Foresudetic crystalline basement. *Ibid.*, vol. 10, nr 2.
- KŁOS T., KONSTANTYNOWICZ E., ROSZEK H., MAR-SZAŁEK R., SOKOLSKI I., ZACZEK F., 1967: Trzeciorzędowe skały wulkaniczne w utworach cechsztyńskich północnosudeckiej. Tertiary Volcanic Rocks in the Zechstein Formations of the North Sudetic Syncline. *Rudy i Metale Nieżel.*, nr 3.
- KONSTANTYNOWICZ E., 1957: Geneza złóż miedzi niecki zewnętrznosudeckiej. The Origin of the Copper Ore Deposits in the External-Sudetic District. *Ibid.*, nr 2.
- 1961: Rozłazowanie cechsztyńskich utworów węglanowych w niecce Grodzieckiej. Slackening of Zechstein Carbonates Formations in Grodziec Basin. *Ibid.*, nr 5.
- 1964: Margle plamiste a mineralizacja osadów cechsztyńskich. Spotted Marls and Ore Mineralization of Zechstein Sedimentary Rocks. *Ibid.*, nr 4.
- 1965: Mineralizacja utworów cechsztyńskich północnosudeckiej (Dolny Śląsk). Sign of Mineralization in the Zechstein in the North Sudetic Syncline. *Pr. geol. Komis. Nauk. Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, nr 28.
- KONSTANTYNOWICZ E. et al. 1971: Monografia przemysłu miedziowego w Polsce. Wyd. Geol., Warszawa.
- KONSTANTYNOWICZ E., TOMASZEWSKI J., ZIMNY E., 1963: Złoże rud miedzi strefy przedsudeckiej. Wyd. „Śląsk”, Katowice.
- KONSTANTYNOWICZ E., PREIDL M., 1969: Stan rozpoznania złoża rud miedzi monokliny przedsudeckiej. Exploration of the Copper Deposit of the Pre-Sudetic Monocline. *Rudy i Metale Nieżel.*, nr 3.
- KOTLIŃSKI R., 1971: Charakterystyka geologiczno-geochemiczna dolnocechsztyńskiej serii łupkowej w rejonie kopalni „Lubin”. Praca magisterska, Maszynopis, Bibl. Inst. Nauk. Geol. Uniw. Wrocław, nr archiw. 646.

- KRAJEWSKI R., 1964: Złoża wietrzeniowe. Zarys nauki o złożach kopalin użytecznych, Red. nauk. R. Krajewski i K. Smulikowski, Wyd. Geol., Warszawa.
- KRASOŃ J., 1964: Podział stratygraficzny cechsztynu północnosudeckiego w świetle badań facjalnych. Stratigraphic Division of North-Sudetic Zechstein in the Light of Facial Investigations. *Geol. Sudetica*, vol. 1.
- 1967: Perm synkliny bolesławieckiej (Dolny Śląsk). The Permian of the Bolesławier Syncline (Lower Silesia). *Pr. Wroc. Tow. Nauk.*, Ser. B, nr 137.
- KRASOŃ J., SOKOŁOWSKI J., 1966: Mapa geologiczna Sudetów i obszaru Przedsudeckiego (bez utworów kenozoicznych), 1 : 500 000. Geologic Map of the Sudetes and Fore-Sudetic Region (without Cenozoic), 1 : 500 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- KUCHA H., 1976: Materia organiczna, Au, Ni i Co w utworach cechsztynu monokliny przedsudeckiej. Organic matter, Au, Ni and Co in Zechstein Rocks of the Fore-Sudetic Monocline (Western Poland). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, vol. 44, z. 3.
- KUCHA E., SALAMON W., 1972: Srebro w żyłach kruszcowych na monoklinie przedsudeckiej. Silver Mineralized Veins of the Pre-Sudetic Monocline. *Rudy i Metale Nieżel.*, nr 7.
- [LISIĄKIEWICZ S.], 1959a: Лисьякевич С. Жильные рудные проявления в медном месторождении типа Мансфельда в Северо-Судетской мульде. *Геол. и Разв.*, № 1.
- 1959b: W sprawie genezy złóż miedzi w niecce północnosudeckiej. Problem of Origin of the Copper Deposits in the North-Sudetic Basin. *Prz. Geol.*, nr 3.
- 1969: Budowa geologiczna i analiza mineralogiczna złoża miedzi w niecce grodzieckiej. Geological Structure and Mineralogical Analysis of a Copper Deposit in the Grodziec Basin. *Inst. Geol., Biul. 217, Z badań geol. na Dl. Śl.*, t. 15.
- LORENC S., 1975: Petrografia i zróżnicowanie facjalne wapieni i anhydrytów Werra monokliny przedsudeckiej. Petrography and facies differentiation in the Werra limestones and anhydrite rocks, Fore-Sudetic Monocline, SW Poland. *Geol. Sudetica*, vol. 10, nr 1.
- LUDWIG H., RENTZSCH J., 1967: Das Sanderzproblem. Ein Beitrag zur Genese des Kupferschiefers. *Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., B. Miner. Lagerstättenf.*, Bd. 12, H. 1.
- MACHOŃ T., 1967: Litostratygrafia i okruszcowanie dolnego cechsztynu w rejonie kopalni „Nowy Kościół”. Lithostratigraphy and Ore Mineralization of the Lower Zechstein Deposits in the Region of the Mine „Nowy Kościół”. *Prz. Geol.*, nr 7.
- MILEWICZ J., 1968: The geological structure of the North-Sudetic Depression. *Inst. Geol., Biul. 227, Z badań geol. na Dl. Śl.*, t. 17.
- NAMYSŁOWSKA B., 1970: Mineralizacja kruszczowa na tle litologii serii złożowej w rejonie kopalni „Lubin”. Praca magisterska, Maszynopis, Bibl. Inst. Nauk. Geol. Uniw. Wrocław, nr archiw. 659.
- NGUYEN VAN NHAN., 1970: Nowe minerały kruszczowe dolnośląskich cechsztyńskich skał miedzionośnych. New Ore Minerals of the Lower Silesian Zechstein Copper-Bearing Rocks. *Pr. miner. Komis. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, nr 24.
- NEUHAUS A., 1940: Über die Erzführung des Kupfermergels der Haaseler und der Groditzter Mulde in Schlesien. *Z. angew. Miner.*, Bd. 2.
- NIŚKIEWICZ J., 1967: Podział cechsztynu w rejonie Nowego Kościoła (Dolny Śląsk). Division of Zechstein in the Nowy Kościół Region (Lower Silesia). *Prz. Geol.*, nr 6.
- 1975: Litostratygrafia cechsztynu okolic Nowego Kościoła (Dolny Śląsk). Lithostratigraphy of the Zechstein in the Area of Nowy Kościół (Lower Silesia). *Acta Univer. Wratisl., Pr. Geol.-Miner.*, z. 4.
- NIŚKIEWICZ J., SKOWRONEK C., 1976: Zmiany hydrogeniczne w złożu miedzi „Lena” (Dolny Śląsk). Hydrogenic Changes in Copper Deposits of the “Lena” Mine (Lower Silesia). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, vol. 46, nr 4.
- OBERC J., 1972: Budowa geologiczna Polski, t. IV. Tektonika, cz. 2 Sudety i obszary przyległe. Wyd. Geol., Warszawa.
- OBERC J., SALSKI W., 1968: Fałdy i spękania w skałach dolnocechsztyńskich na obszarze szybu wschodniego kopalni Lubin. Folds and Fractures in the Lower Zechstein Rocks Near the Eastern Shaft of the Lubin Mine. *Kwart. Geol.*, t. 6, nr 4.
- OBERC J., SERKIES J., 1970: Geneza i rozwój lubińskiego złoża miedzi. Genèse et evolution du gisement cuprifère à Lubin. *Pr. Wroc. Tow. Nauk.*, Ser. B, nr 160.
- PERELMAN A. J., 1972: Geochemie epigenetischer Prozesse. Akademie-Verlag, Berlin.
- POMPECKI J. F., 1914: Das Meer des Kupferschiefers. Sonderabdruck aus der Branca-Festschrift, Leipzig.
- PRZENIOSŁO S., 1970: Tenantyt i minerały współwystępujące z kruszczami w dolomitach dolnego cechsztynu kopalni Polkowice. Tennantite and Associated Minerals in Ore Vein of the Lower Zechstein Dolomites at the Mine Polkowice. *Prz. Geol.*, nr 3.
- RAMDOHR P., 1975: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie-Verlag, Berlin.
- RENFRO A. R., 1974: Genesis of Evaporite — Associated Stratiform Metalliferous Deposits — A Sabkha Process. *Econ. Geol.*, vol. 69 no. 1.
- RIEDEL H., 1917: Die Fossilführung des Zechsteins von Niederschlesien. Inaugural-Dissertation, Halle.
- RÓG E., 1971: Charakterystyka mineralogiczno-geochemiczna piaskowców „białego spągowca” w rejonie kopalni „Polkowice”. Praca magisterska, Maszynopis, Bibl. Inst. Nauk. Geol. Uniw. Wrocław, nr archiw. 319.
- RYDZEWSKI A., 1969: Problem występowania i genezy pirytu w obrębie skał cechsztyńskich monokliny przedsudeckiej. The Problem of Occurrence and Genesis of Pyrite in the Zechstein Rocks of the Fore-Sudetic Monocline. *Kwart. Geol.*, t. 13, nr 4.
- SALSKI W., 1967: Ripplmarki w utworach pstrego piaskowca monokliny przedsudeckiej w rejonie Lubina. Ripple Marks in the Bundsandstein Formations of the Fore-Sudetic Monocline, Lubin Region. *Ibid.*, t. 11, nr 2.
- SALSKI W., 1977: Rozwój tektoniczny obszaru miedzionośnego monokliny przedsudeckiej. Tectonic Development of the Copper-Bearing Area of the Fore-Sudetic Monocline. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, vol. 47, z. 1.
- SCHLOSSMACHER K., 1923: Die sekundäre Erzmineralparagenese des Kupferschiefers. *Centralbl. f. Min. etc.*, Bd. 24.
- SCHNEIDERHÖHN H., 1923: Chalkographische Untersuchung des Mansfelder Kupferschiefers. *Jb. Miner.*, Bd. 47, H. 1.
- 1926: Erzführung und Gefüge des Mansfelder Kupferschiefers. *Metall u. Erz.*, Bd. 23.
- SCHOUTEN C., 1937: Metasomatische probleme. Amsterdam.
- SCHÜLLER A., 1958: Metallisation und Genese des Kupferschiefers von Mansfeld. *Abh. Deutsch Acad. Wiss., Berlin. Kl. Chem., Geol., Biol.*, no. 6.

- SCUPIN H., 1930: Die Entstehung der Kupferlagerstätte im niederschlesischen Zechstein. *Z. Prakt. Geol.*, Bd. 38, H. 1.
- SERKIES J., 1969: Wpływ czynników fizyczno-chemicznych na występowanie niektórych pierwiastków śladowych w przedsudeckim i północnosudeckim złożu miedzi. The Influence of Physico-Chemical Factors on the Occurrence of Some Trace Elements in the Fore-Sudetic and North-Sudetic Copper Deposit. *Arch. Miner.*, t. 28, z. 2.
- 1972: Zarys geochemii przedsudeckiego złoża miedzi. The Epitome of Geochemistry of the Fore-Sudetic Copper Deposit. *Pr. nauk. Inst. Chem. Nieorg. i Metal. Pierw. Rzad. Polit. Wroc.*, nr 12.
- SIEGL W., 1941: Zur genesis des Kupferschiefers. *Z. Krist. Miner. Petr.*, Abh. B. Bd. 52.
- SKOWRONEK C., 1967: Zagadnienie środkowego cechsztynu w rejonie Leszczyna — Wilków na Dolnym Śląsku. Problem of Middle Zechstein in the Leszczyna—Wilków Region. *Prz. Geol.*, nr 7.
- SOKOŁOWSKI J., 1967: Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. Geology and structure of the Sudetic foreland. *Geol. Sudetica*, vol. 3.
- 1968: Charakterystyka geologiczna i strukturalna jednostek regionalnych Polski pod kątem poszukiwań bituminów. Surowce mineralne, t. 1, Wyd. Geol., Warszawa.
- SYREK-SCHMIDT M., 1973: Charakterystyka zmienności okruszczenia w rejonie kopalni „Lena”. Praca magisterska, Maszynopis, Bibl. Inst. Nauk. Geol. Uniw. Wrocław, nr archiw. 800.
- SZCZEPKOWSKA-MAMCZARCZYK I., 1971: Substancja organiczna w łupkach miedzionośnych cechsztynu strefy przedsudeckiej. Organic Substance in the Zechstein Copper Shales of the Fore-Sudetic Zone. *Kwart. Geol.*, t. 15, nr 1.
- SZCZERBO I., 1973: Charakterystyka zmienności okruszczenia w rejonie kopalni „Upadowa Grodziec”. Praca magisterska, Maszynopis, Bibl. Inst. Nauk. Geol. Uniw. Wrocław, nr archiw. 801.
- ŚLUSARCZYK G., 1974: Mineralizacja kruszcowa na tle litologii serii złożowej obszaru granicznego kopalni „Polkowice” i „Rudna”. Praca magisterska, Maszynopis, Bibl. Inst. Nauk. Geol. Uniw. Wrocław, nr archiw. 803.
- ŚLUSARCZYK S., 1974: Budowa geologiczna obszaru kopalni „Polkowice” ze szczególnym uwzględnieniem cechsztyńskiej formacji złożowej. Praca magisterska, Maszynopis, Bibl. Inst. Nauk. Geol. Uniw. Wrocław, nr archiw. 804.
- TOKARSKA K., 1971: Geochemiczna charakterystyka substancji bitumicznej cechsztyńskich łupków miedzionośnych. Geochemical Description of Bitumen Substance in the Zechstein Copper Shales. *Kwart. Geol.*, t. 15, z. 1.
- TOMASZEWSKI J. B., 1966: Charakterystyka litofacjalna utworów cechsztynu w brzeżnej części monokliny wrocławskiej. Lithofacial Characteristics of the Zechstein Series in the Marginal Part of the Wrocław Monocline. *Z geologii Ziemi Zachodnich, Wrocław*.
- WEDEPOHL K. H., 1962: Beiträge zur Geochemie des Kupfers. *Geol. Rdsch.*, Bd. 52, H. 1.
- WHITE C. H., 1942: Notes on the Origin of the Mansfeld Copper Deposits. *Econ. Geol.*, vol. 37, no. 1.
- WYŻYKOWSKI J., JÓRCZAK W., 1957: Dolnocechsztyńskie łupki miedzionośne. Lower Zechstein Cupriferous Shales. *Prz. Geol.*, nr 5.
- ZACZEK F., 1966: Gal w złożu miedzi niecki zewnętrzno-sudeckiej. Gallium in the Copper Deposit of the Outer-Sudetic Syncline. *Rudy i Metale Nieżel.*, nr 7.
- ŻELICHOWSKI A. M., 1964: Utwory karbonu w podłożu monokliny przedsudeckiej. The Carboniferous Formations in the Basement of the Fore-Sudetic Monocline. *Prz. Geol.*, nr 5.

Jerzy NIŚKIEWICZ\*

## METASOMATIC PHENOMENA IN THE ZECHSTEIN COPPER ORE DEPOSITS OF LOWER SILESIA

**ABSTRACT:** Detailed geologic-mineralogic investigations were carried out in 43 profiles of the main economic ore mineralization of Zechstein copper ore deposits, Lower Silesia. 219 polished sections and 254 thin sections were made from selected ore samples. They were studied beneath the microscope, paying special attention to structure and texture of the ore. The investigations revealed major role of metasomatic processes (carbonatization, chalcopyritization, bornitization, and chalcosinization) in origin of the discussed deposits. The processes acted during diagenesis of Lower Zechstein sediments. The main stage of carbonatization took place before ore metasomatism. Carbonatization affected not only carbonate and carbonate-clay-organic sediments of the Lower Zechstein but also sandstones occurring below them (their top

sections). This effected recrystallization of carbonate substance and partial replacement of quartz and silica (cement in sandstones). The carbonatization facilitated ore metasomatic processes (particularly in sandstones) that were accomplished after a reduction barrier had been developed. The ore production in sediments was controlled by amount of  $H_2S$  – concentration of ions  $S^{2-}$  in the barrier and by free enthalpy of sulphide creation ( $\Delta G$ ) because of deficit of the ions. Metals Cu, Pb, Zn, and others were brought into barrier zone by descending water. The studied deposits belong to the type of epigenetic deposit in hypergenic zone, or more strictly speaking they represent late-diagenetic metathetic deposits.

### Summary

### INTRODUCTION

The problem of origin of Zechstein copper ore deposits has long been discussed in geological literature (Pompeckij 1914; Beyschlag 1918, 1921; Schneiderhöhn 1923, 1926; Schlossmacher 1923; Fulda 1928; Scupin 1930; Schouten 1937; Neuhaus 1940; Wedephol 1962; Ludwig, Rentsch 1967; Renfro 1974; Lisiakiewicz 1959a, 1969; Konstantynowicz 1965, 1971; Harańczyk 1967, 1972; Oberc, Serkies 1970; Serkies 1969, 1972; Idzikowski 1976, and others). The Polish contributions to this problem resulted from vast observational data obtained through extensive geological investigations that started in

Poland at early 50's. They were aimed in detailed recognition of already known copper ore deposits in the Sudetes and in prospecting for new deposits. Both tasks were fulfilled, and large copper ore deposit was discovered in the Fore-Sudetic Monocline (Wyżykowski, Jórczak 1957). The workers concerned with the problem of origin of the deposit constructed their syntheses basing on geological, mineralogical, and geochemical data. Minor attention has so far been paid to structure and texture of the ore. The present paper is devoted to this problem.

### GEOLOGICAL SETTING

The Zechstein copper ore deposits occur in Poland in two major geological units: Fore-Sudetic Monocline and North Sudetic Synclinorium. Both the units have synclinal nature and they are separated by anticlinal element that is Fore-Sudetic block (fig. 1).

The Fore-Sudetic Monocline is built of Permo-Mesozoic sediments (Sokolowski 1967; Kłapciński 1971; Jerzykiewicz *et al.* 1976) overlying the basement composed of igneous, metamorphic and older sedimentary rocks (Żelichowski 1964; Kłapciński *et al.* 1975). The Permo-Mesozoic rocks are discordantly covered with Tertiary and Quaternary deposits.

The North-Sudetic Synclinorium occurs within the Sudeten Mts. and includes several geological units of lower order.

These are the Wleń graben, the Swierzawa graben, the Lwówek syncline, the Leszczyna syncline, and the Bolesławiec syncline (fig. 1).

The last two units contain Zechstein copper ore deposits. The underlying basement is built of metamorphic rocks covered with Upper Carboniferous, Rotliegend, Zechstein (fig. 2), Triassic, and Upper Cretaceous deposits (Krasoń 1964, 1967; Niśkiewicz 1967, 1975; Milewicz 1968; Alexandrowicz, Preidl 1972; Oberc 1972). The mentioned series are cut by basaltic intrusions of Tertiary age and covered with Tertiary sediments. The youngest member is represented by sands, gravels, loams, and tills of Quaternary age.

\* Institute of Geological Sciences, University of Wrocław, ul. Cybulskiego 30, 50–205 Wrocław, Poland.

## THE FORE-SUDETIC DEPOSIT

The Fore-Sudetic deposit is mined by three mines: "Lubin", "Polkowice", and "Rudna". The mine "Sierszowice" is under construction. Lithologic-stratigraphic profile of this deposit is shown in figure 4. From the lithological point of view one can distinguish sandstone ore, shaly ore, and carbonate ore. The three varieties represent the basic ore, having economical concentrations of copper, that is accompanied by minor amounts of vein ore (Harańczyk, Jarosz 1966; Harańczyk 1967; Harańczyk, Bryniarska 1967; Kucha, Salamon 1972). The main ore minerals of the basic ore are chalcocite (white and light blue varieties), bornite (tombac and heather varieties), chalcopyrite, covellite, and pyrite. Quantitative relationships between them are shown in tables 1–4 and in deposit profiles (figs. 5–12).

The sandstone ore is represented by fine-grained light gray sandstones with clay-silica, carbonate, sulphide, or sulphate cement. The amount of carbonate and sulphide cements generally increases upwards. The ore minerals are irregularly dispersed and only in places from the main constituent of the ore. They were developed due to metasomatic replacement of cement and detrital components of the sandstones. Structures and textures of the sandstone ore are illustrated by microphotographs (pls. I, 1–6, II, 1–5; fig. 13).

The shaly ore is represented by dolomite-clayey shales with accompanying pitchy shale and border dolomite. The ore is dark gray, has pelitic-aleuritic structure and parallel-layered texture. Its main constituents are represented by clay-organic substance, carbonate substance, grains of detritic quartz and muscovite, and ore minerals. The pitchy shale is characterized by the dominance of clay-organic substance over carbonate one and commonly high content of ore minerals. The border dolomite is cryptocrystalline rock. This dark gray rock is built of carbonates, individual laminae and streaks of clay-organic substance, dispersed quartz grains, and ore minerals. Structures and textures of this ore are shown on microphotographs (pls. II, 6, III, 1–6, IV, 1–6; fig. 14).

The carbonate ore in the discussed deposit is represented by marly dolomites, streaky dolomites, laminated dolomites, calcareous dolomites, and limestones (fig. 4). The ore is gray to dark gray, has aphanitic or fine crystalline structure and massive, random or only occasionally layered texture. Ore mineralization is dispersed and ore grains are rarely distinguishable with a naked eye. Microstructure and microtexture of the discussed ore are shown on photographs (pls. V, VI, VII; figs. 15–21).

## SUDETIC DEPOSITS

## THE BOLESŁAWIEC DEPOSITS

The Bolesławiec copper ore deposit occurs in the Bolesławiec syncline (fig. 1). Because of certain tectonic and lithostratigraphic differences, this ore deposit is divided into three regions: "Grodziec", "Konrad", and "Lubiechów" (fig. 22). The copper mineralization is connected with Lower Zechstein deposits and in each region covers different lithostratigraphic levels (fig. 23). The deposit contains two basic ore varieties, namely marl ore and carbonate ore. The main ore minerals are chalcocite (white and light blue varieties), bornite (tombac and heather varieties), chalcopyrite, and pyrite. Their mutual quantitative relationships are shown in table 5 and 6 and one deposit profiles (figs. 24–28). Other ore minerals as sphalerite, covellite, galene, or digenite occur sporadically in form of fine single grains.

The marl ore is represented by dark gray marls that have pelitic-aleuritic structure and massive, cleaved, or orderless texture. The main ore constituents are represented by clay-organic substance, carbonates, detritic quartz and muscovite grains, fragments of microfossils, and ore minerals. Content of carbonates in the ore varies. It may significantly increase to form the ore variety intermediate between marl ore and carbonate ore. The ore minerals in the discussed ore are irregularly dispersed and their grains are usually of microscopic dimensions. Microstructure and microtexture of the ore of the Bolesławiec deposit are shown in plates: VIII, 1–6, IX, 1–6, X, 1–6, XI, 1–6, XII, 1–6 and figures: 29, 30, 32–37.

The carbonate ore is represented by limestones. It occurs locally and stratigraphically is connected with the basal and lower limestone horizon (fig. 23). The ore is gray, has fine crystalline structure and massive, orderless, or occasionally parallel-layered texture. The main constituents of this ore are carbonates accompanied by detritic quartz and muscovite grains and clay-organic substance. The ore minerals form small

grains irregularly distributed throughout the ore. Macrostructure and microtexture of the discussed ore are shown in plate XII, 5, 6 and figures 31 and 38.

## THE LESZCZYNA DEPOSIT

The Leszczyzna copper ore deposit occurs in eastern part of the Leszczyzna syncline (fig. 1) and is divided into two regions: "Nowy Kościół" and "Lena". In this paper, the description of the Leszczyzna deposit is based upon observations and studies carried out in "Lena" region (fig. 39). The copper mineralization appears here in Lower Zechstein sequence built of alternating layers of limestones and marls (fig. 40). Two copper ore varieties are distinguished, namely marl ore and carbonate ore. The main ore minerals are represented by chalcocite (white and light blue variety), bornite (tombac and heather varieties), chalcopyrite, covellite, and pyrite. Their mutual quantitative relationships are shown in table 7, 8 and on deposit profiles (figs. 41, 42). Other ore minerals are very rare occurring as fine single grains.

The marl ore has pelitic-aleuritic structure and massive, orderless or parallel texture. Its petrographic composition is similar to that of marl ore of the Bolesławiec deposit. Also alike are development and distribution of ore minerals throughout the ore. Microstructures and microtextures of the discussed ore are shown in plates: XIII, 1–6, XIV, 1–6 and figures: 43, 44, 46.

The carbonate ore displays very fine-crystalline or cryptocrystalline structure and massive or random texture. The ore is built of carbonates associated with insignificant amounts of quartz and mica grains as well as clay minerals. The latter may be locally abundant granting the ore with more marly character. The ore minerals are dispersed and their concentrations vary. The carbonate ore is, in general, poorer in ore minerals than the marl ore. Microstructure and microtexture of the described ore are shown in plate XV, 1–6 and figure 45.

## ROLE OF METASOMATIC PROCESSES FOR ORE ORIGIN

The present author's investigations revealed that metasomatic processes greatly affected mullocky constituents of the ore and remarkably assisted the ore formation. The mullocky constituents were subjected mainly to carbonatization. The process resulted in replacement of silica cement and quartz grains by carbonates in the sandstone ore. In shaly, marl, and carbonate ores, the process effected recrystallization of carbonate matrix, gave rise to metasomatic carbonate concretions, and caused local replacement of quartz by carbonates. The effects of carbonatization are widespread but vary in their intensity. They are most distinct in shaly and marly ores but less common in sandstone ore. The carbonatization is not so obvious in carbonate ore. Nevertheless, its presence is sufficiently proved by formation of metasomatic carbonate concretions and carbonatized quartz grains. The carbonate blasts developed due to metasomatism are often arranged obliquely or normally to the parallel textures of the ore (pls. XIV, 1, XV, 3). This suggests that the discussed process took place at late stages of diagenesis or even postdiagenetically. Such a view also is proved and confirmed by the presence of metasomatic carbonate veinlets preserving prior directional texture of the ore (pl. III, 1). The process of carbonatization operated several times in the history of ore genesis as suggested by multiple carbonate rims around some blasts or by carbonate veinlets cutting through the carbonate-ore blasts. Thin carbonate scales, often observed at a contact of quartz and replacing it ore, indicate that carbonatization preceded an ore metasomatism. The intensity of carbonatization processes varies widely in the investigated ore.

Ore metasomatism operated along with the above described carbonatization in all the types of ore distinguished in the deposits under consideration. The ore metasomatism was manifested by chalcosinization, bornitization, chalcopyritization, and covellitization. Chalcosinization appears as most important and chalcosine originated due to the very process is the main ore mineral of the investigated ore (tabs. 1–8). It develops at the expense of both replacement of earlier produced ore minerals, e.g. bornite, and barren minerals, mostly carbonates and silica (quartz grains). The process of chalcosinization is variable. If it affects the tombac bornite, then a transitional zone between replaced bornite and replacing chalcosine appears as thin streak of heather bornite or light blue chalcosine. Streaks of light blue chalcosine sporadically occur also at the contact of chalcopyrite or carbonate with replacing them white chalcosine. The mentioned streaks and small individual grains of light blue chalcosine seem to represent a transitional variety of this mineral, of which white variety is final and stable phase. Newly developing chalcosine blasts are sometimes surrounded by minute grains of this mineral. These grains tend to link with the main blast as they grow (pl. V, 6). The common occurrence of chalcosine blasts and unchalcosinitized carbonates and the presence of ore pseudomorphs after detrital mineral grains, mostly quartz ones, indicate that the process of chalcosinization operated around certain centres. The process went on selectively as it affected only some selected grains of mullocky constituents of the ore. It was likely these grains that had weakened crystallochemic lattice. Such a view is supported by the fact that idiomorphic grains of carbonates display increased resistance to ore metasomatism, and ore mineral blasts tend to adjust themselves to idiomorphic outlines of surrounding them carbonates. The investigated ore contains organic remnants, mostly foraminifers, replaced by ore minerals. Their presence has long been known and suggested major role in ore metasoma-

tic processes. Also the present studies confirmed that the carbonatized microfossils were more readily subjected to these processes than others of the surrounding carbonates. But not always the organic remnants were first replaced by ore minerals. It was recognised in numerous cases that the ore metasomatism which had been initiated in an organic remnant next took over the surrounding carbonate grains omitting the remainder parts of this remnant (pl. IX, 2).

The process of bornitization affected carbonates, carbonatized organic remnants and earlier developed ores, mostly chalcopyrite of which relicts occurred sporadically in bornite blasts. The blasts are commonly built of tombac bornite. Heather bornite is less frequently met, especially as independent grains. The latter is, as a rule, replaced by tombac bornite or forms thin streaks at the contacts of tombac bornite and replacing it chalcosine as it has already been mentioned above. The present author's studies indicate that the heather bornite may be considered as a transitional phase in the course of bornitization whereas the tombac bornite appears as a stable phase. Such a view would confirm the earlier opinions by Harańczyk (1972) as to the chemical composition and internal structure of the heather bornite.

The process of chalcopyritization is developed only on a small scale. It affected the same constituents of the investigated ore and acted in a way similar to that of chalcosinization and bornitization described above. Worthy of mention is that bornite blasts are often subject to chalcopyritization. The chalcopyrite enters bornite in form of minute tapering veinlets or develops irregular outgrowths around bornite blasts. There are intergrowths of chalcopyrite with chalcosine pseudomorphs after bornite. They suggest that chalcopyrite, forming previously metasomatic intergrowths with bornite, is more resistant to chalcosinization than the latter.

The process of covellitization operates in the investigated ore locally and on a small scale. It affects practically only copper sulphides. An increased content of covellite (over 10%) in total amount of the sulphides has been recognised only in single ore samples from the Fore-Sudetic and Leszczyna deposits. Covellitization affects mostly chalcosine, less frequently bornite and chalcopyrite. The process proceeds from grain margins inwards along fractures or cleavages and sometimes results in development of dendrite structures. Minute grains of covellite may also be dispersed in the investigated ore. Locally, the whole chalcosine mass may be replaced by covellite as it has been ascertained in one sample of sandstone ore (pl. II, 2).

Pyrite is the only mineral of the main ore minerals of the investigated ore which is devoid of structures pointing to its participation in ore metasomatic processes. Outlines of its tiny grains or concentrations are extremely variable. They may be dispersed in a basic ore or may appear as inclusions in carbonates and copper sulphides. Pyrite also is encountered amidst carbonates filling up the foraminifer remnants. Some of pyrite concentrations resemble fragments of stalks (algae?) because of their ring shapes (pl. XIV, 6), others are known as the so-called pyritized "bacteria colonies" (Rydzewski 1969). Frequently pyrite grains and their aggregates ("bacteria colonies") are glued with copper sulphides, mostly bornite and chalcosine. The above features of pyrite occurrences suggest that this mineral had been developed earlier than other main sulphides of the investigated ore and was stable under physico-chemical conditions of the discussed ore metasomatism.



On the basis of mutual reactions of copper sulphides replacing one another, one can state that the main processes of ore metasomatism took place in a following sequence: chalcopyritization — bornitization — chalcosinization. Such a sequence is commonly recognizable in zones of enrichment of copper sulphides under influence of descending copper-bearing solutions (Ramdohr 1975). The role of the above mentioned processes for the origin of the investigated ore was different. Recent structural state of the ore indicates that these processes grew in importance along the aforesaid scheme. At the first stages of ore emplacements operated chalcopyritization, later on — bornitization. But bornite may also be replaced by chalcopyrite (perhaps locally), which suggests that the two processes alternate in time. Chalcosinization took place at later stages of ore emplacement and was the main ore deposit-forming process. It obliterated to some extent products

of the prior ore-forming processes. Carbonatization essentially preceded the ore metasomatism. The process controlled indirect replacement of quartz grains and silica cement (in sandstone ore) by ore minerals. Carbonatization processes also occurred alternatively with the ore metasomatism or after it, but only on a small scale. The former instance is evidenced by the presence of carbonate veinlets cross-cutting ore blasts (older) and being replaced by another ore blasts (younger). The latter instance is provided by the carbonate veinlets going across both ore blasts and their carbonate rims. Covellitization is the youngest process of the ore metasomatism. Its role for the investigated ore emplacement is quite subsidiary. The process may locally grow in importance in sandstone ore. Covellitization is likely connected with later exogenic changes effected in the investigated deposits after their formation.

### PROBLEM OF GENESIS

The metasomatic processes, as indicated above, played major role in formation of the investigated copper ore deposits. The sequence of ore metasomatic phenomena markedly suggests that the processes developed under the influence of copper-bearing solutions at hypergenic zone that is descending waters in sediments acting as a geochemical barrier. In the Fore-Sudetic deposit, such a barrier was represented by the horizon of dolomitic-clayey shales and marl dolomites whereas in the Sudetic deposits it was made of marls and marl limestone horizon. The deposits started to develop after deposition of Lower Zechstein sequence but not earlier than late stages of sedimentation of carbonate rocks overlying the above mentioned lithologic horizons. Two main stages may be distinguished in the formation of the investigated copper ore deposits. These are development of geochemical barrier of reductional nature and afflux of metal-bearing aquatic solutions to this barrier.

At the first stage was decayed the organic matter gathered in dolomitic-clayey and marl sediments.  $H_2S$  released in this process evoked reductional nature of a geochemical environment. The reductional environment occurred not only within the dolomitic-clayey and marl beds but also in adjacent top and bottom layers in which diffused  $S^{2-}$  ions along with carbonate solutions. High concentration of  $S^{2-}$  ions effected the transformation of iron and its hydroxygene colloidal compounds, contained by the sediments, into pyrite. At that time in the investigated environment, ions of other metals did not occur. Otherwise their sulphides would precipitate earlier than pyrite. The process of pyrite mineralization operated in the whole zone of geochemical barrier with variable intensity depending upon an amount of iron and a degree of its dispersion in the sediment. Jointly with diagenesis the carbonatization of sediments went on. It was associated with replacement of detrital components, mostly quartz grains. As the diagenesis advanced the process of decay of organic substance was steadily

ceasing. Thus, the concentration of  $S^{2-}$  ions was consequently lowered.

At the second stage, the described sediments were subjected to the action of metal-bearing descending aquatic solutions. The solutions contained mainly copper, lead, and zinc, having other metals in minor amounts. The metals came likely from clastic deposits of Upper Rotliegendes age. In sediments of the geochemical barrier zone of reductional nature the migration of ions was stopped. This led to their concentration and precipitation as sulphides. The process of sulphide precipitation took place at the deficit of  $S^{2-}$  ions. Under such conditions, according to Perelman's (1972) retardation principle and array of free enthalpies of sulphide formation, the only minerals to precipitate at the barrier zone were the copper sulphides. At first was precipitated chalcopyrite, next bornite, and further on chalcosine at the decrease of  $S^{2-}$  ion concentrations. The newly developing copper sulphides replaced not merely carbonates and quartzes but also the earlier emplaced sulphides. Thus chalcopyrite was replaced by bornite, and both the minerals by chalcosine. This suggests that in the process of ore metasomatism of the investigated deposits the chalcopyritization acted as a recurrent process.

The factor controlling sulphide mineralization and its character (chalcopyritic, bornitic, chalcosinic) was the concentration of  $S^{2-}$  ions in the zone of geochemical barrier, which, in turn, depended upon decay of organic matter and amount of resulting hydrogen sulphide. The long-lived geochemical barrier caused the high copper concentrations, especially in the Fore-Sudetic deposit.

In the light of the above issued opinion, the Zechstein copper-ore deposits of Lower Silesia should be considered as the epigenetic deposits of hypergenic zone or, speaking more strictly, as the late-diagenetic metathetic deposits in sense of Krajewski (1964) and Gruszczyk (1972).

### CONCLUSIONS

To summarize the results of detailed geologic-mineralogic studies of the selected profiles of the Zechstein copper-ore deposits of Lower Silesia, one can present the following conclusions.

1. The ore of the investigated ore deposits displays simila-

rities in mineralization, occurrences of main ore-minerals and quantitative relationships between them as well as structures and textures.

2. The main ore mineral is chalcosine accompanied by bornite, chalcopyrite, and locally covellite. Pyrite is widespread

but subsidiary ore constituent. Others ore minerals occur sporadically.

3. Structure and texture of the ore imply major role of metasomatic processes for the formation of the investigated ore deposits. These are carbonatization, chalcopyritization, bornitization, and chalcocinization.

4. Carbonatization essentially preceded the ore metasomatic processes and led to recrystallization of carbonate substance in the ore and partial replacement of quartz.

5. As a result of decay of organic substance contained by Lower Zechstein carbonate-clayey-organic sediments the geochemical reductional barrier arose. It was zone of occurrence of hydrogen sulphide that is high concentration of  $S^{2-}$  ions.

6. Early stages of existence of the reductional barrier were associated with formation of pyrite, likely due to transformations of colloidal iron compounds involved in the barrier sediments. Emplacement of pyrite was connected with relatively

high concentration of  $S^{2-}$  ions and lack of ions of other minerals in this environment.

7. Afflux of metal-bearing descending waters into the barrier zone evoked ore metasomatism processes — chalcopyritization, bornitization, and chalcocinization. The copper ore minerals were developed at the expense of carbonates. The minerals replaced mutually one another. Chalcopyrite was replaced by bornite (replacement in opposite direction also took place) and bornite by chalcocine.

8. The ore metasomatism was controlled by concentration of  $S^{2-}$  ions at the barrier zone and, in case of their deficit, by free enthalpy of sulphide formation ( $\Delta G$ ).

9. In the light of carried out investigations and observed facts the Zechstein copper ore deposits of Lower Silesia should be considered as the epigenetic deposits of hypergenic zone or, speaking more strictly, as the late-diagenetic metathetic deposits.

#### FINAL REMARKS

The occurrence of metasomatic structures and textures in Lower Silesian copper-ore deposits of Zechstein age was described by a number of workers (Neuhaus 1940; Lisiakiewicz 1959a, 1969; Konstantynowicz 1965; Harańczyk 1972). But the scale of their occurrences was obscured because of lack of careful studies. The metasomatic processes were considered as subsidiary ones. Their importance for the development of Zechstein copper-ore deposits, Mansfeld, GDR, was emphasized by Schouten (1937). But Schouten's epigenetic interpretation was not commonly accepted, though he defined only a character of mineralization without indicating processes respon-

sible for this mineralization. The majority of authors — syngeneticists relate principally epigenetic views to endogenic processes. Achievements of geochemistry in recognition of epigenetic processes occurring in hypergenic zone (Perelman 1972) enabled the genetic interpretation of metasomatic structures and textures of copper-ores as well as explanation of their large concentration without postulating endogenic processes operation.

*Translated by Andrzej Żelaźniewicz*

MIKROSTRUKTURY I MIKROTESTURY RUDY MIEDZI ZŁOŻA PRZEDSUDECKIEGO (PL. I–VII)  
MICROSTRUCTURES AND MICROTEXTURES OF COPPER-ORE OF THE FORE-SUDETIC DEPOSIT (PL. I–VII)

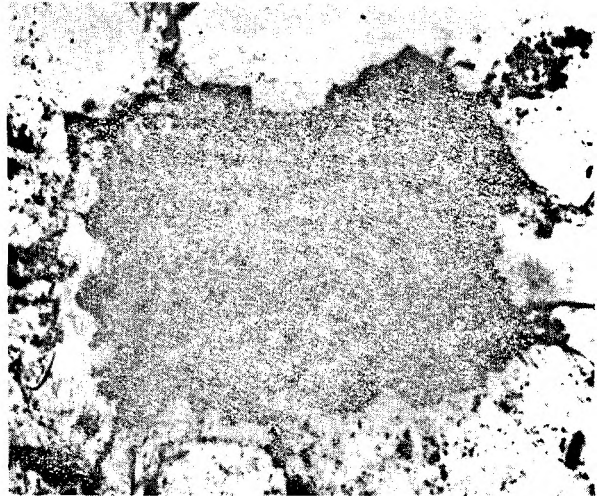
PLANSZA I  
PLATE I

Ruda piaskowcowa  
Sandstone ore

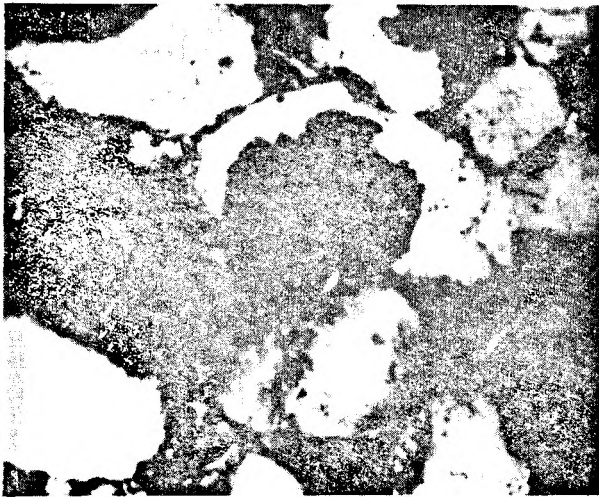
1. Ziarna kwarcu (białe i czarne) w spoiwie węglanowym (jasnoszare); pośrodku ziarno kwarcu (czarne) wyraźnie wypierane przez węglany — charakterystyczna obwódka węglanowa wykształcona fragmentarycznie. Pow. 200 ×. Nikole skrzyżowane. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 679  
Quartz grains (black and white) in carbonate cement (light gray); in the middle quartz grain (black) markedly replaced by carbonates — characteristic carbonate outgrowth developed fragmentarically. Enlarg. 200 ×. Nicols crossed. Thin section no. 679
2. Blast siarczkowy (czarny) powstały kosztem spoiwa węglanowego (białoszare) i ziarn kwarcu (białe.) Pow. 480 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 273  
Sulphide blast (black) developed at the expense of carbonate cement (white-gray) and quartz grains (white). Enlarg. 480 ×. Plane light. Thin section no. 273
3. W środku obrazu blast siarczkowy (czarny) powstały kosztem ziarna kwarcu (białe). Pow. 250 ×. Nikole skrzyżowane. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 274  
In the middle of photograph sulphide blast (black) developed et the expense of quartz grain (white). Enlarg. 250 ×. Nicols crossed. Thin section no. 274
4. Ziarna kwarcu (białoszare) spojone węglanami (białoszare) z ziarnami siarczków (czarne). W dolnej części obrazu jedno ziarno kwarcu jest całkowicie wyparte przez siarczki (czarne), w których tkwią tylko jego relikty. Pow. 80 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 273  
Quartz grains (white-gray) cemented by carbonates (white-gray) with sulphide grains (black). At lower part of photograph one of quartz grains is entirely replaced by sulphides (black) in which only quartz relics occur. Enlarg. 80 ×. Plane light. Thin section no. 273
5. Spoiwo węglanowe (białe), które wypierane jest przez siarczki (czarne). Ciemnoszare jest ziarno kwarcu. Pow. 200 ×. Nikole skrzyżowane. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 675  
Carbonate cement (white) replaced by sulphides (black); Quartz grain (dark gray). Enlarg. 200 ×. Crossed nicols. Thin section no. 675
6. Ziarna kwarcu (jasnoszare) spojone siarczkami (czarne), które tworzą niekiedy „warstewki” — jedna z nich w środku obrazu. Pow. 80 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 681  
Quartz grains (light gray) cemented with sulphides (black) forming occasional “layers” — one of them in the middle of the photograph. Enlarg. 80 ×. Plane light. Thin section no. 681



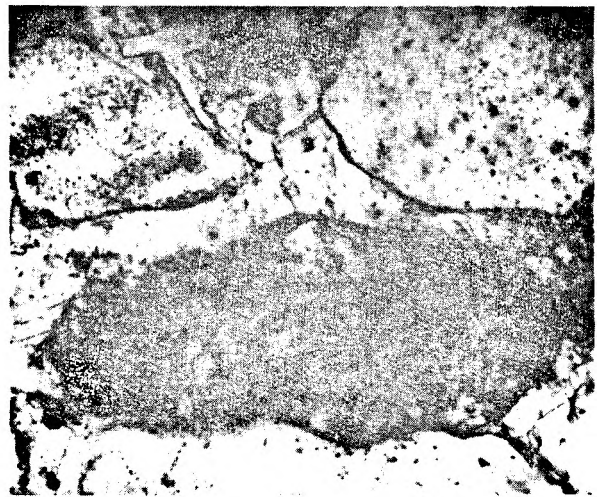
1



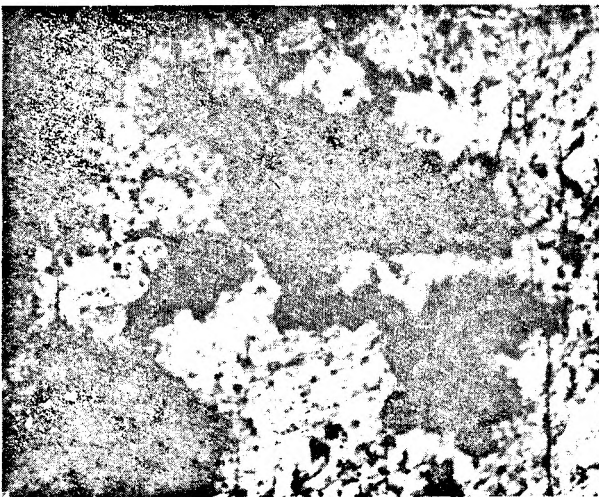
2



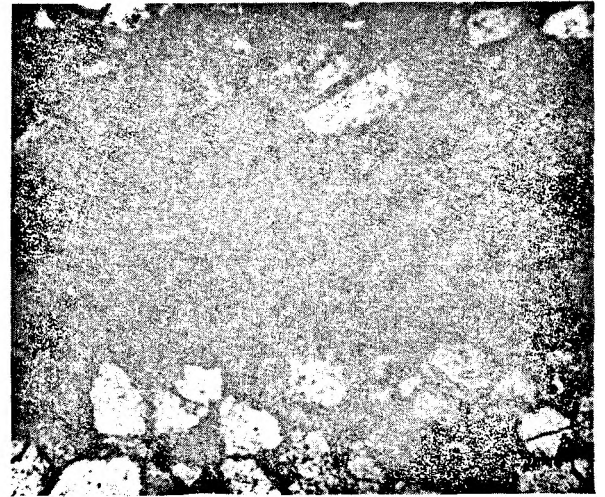
3



4



5



6

Jerzy NIŚKIEWICZ — Zjawiska metasomatozy w cechsztyńskich złożach rud miedzi Dolnego Śląska  
Metasomatic phenomena in the Zechstein copper ore deposits of Lower Silesia

## PLANSZA II

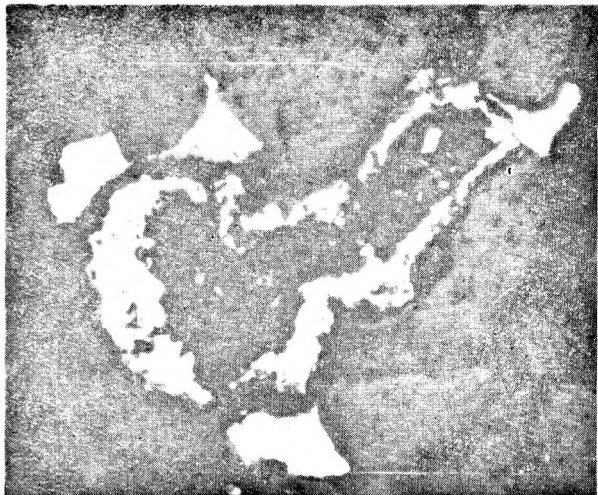
### PLATE II

Rudy piaskowcowa (1–5) i łupkowa (6)

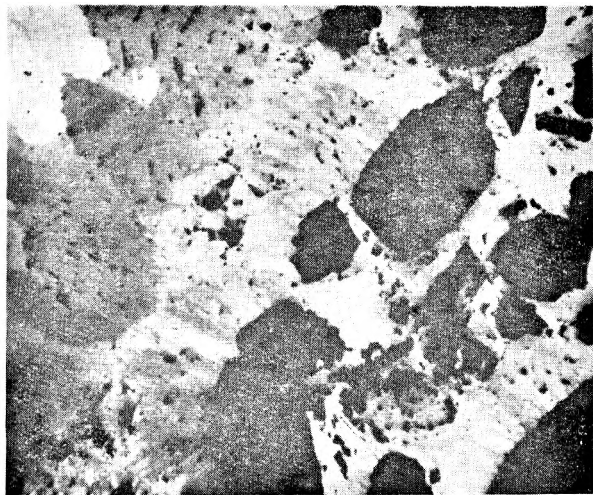
Sandstone ore (1–5) and shaly ore (6)

1. Spoiwo węglanowe (ciemnoszare, szare ziarna kwarcu) wypierane przez chalkozyn (biały). Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 604  
Carbonate cement (dark gray, gray are quartz grains) replaced by chalcosine (white). Enlarg. 200 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 604
2. W masie kowelinowej (biała i szara) tkwią ziarna i relikty ziarn kwarcu (czarne). Pow. 110 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 203  
Quartz grains and their relics (black) in covellite mass (white and gray). Enlarg. 110 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 203
3. Przestrzeń między ziarnami kwarcu (czarne tło) wypełnia bornit (jasnoszary) i chalkozyn (biały) z relikdami spoiwa (czarne) i ziarn kwarcu (czarne), których zarysy są czasami wyraźnie zachowane — w środku obrazu. Pow. 480 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 615  
Between quartz grains (black background) bornite (light gray) and chalcosine (white) with relics of cement (black) and quartz (black). Enlarg. 480 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 615
4. Spoiwo bornitowe (szare) i chalkozynowe (białe) z relikdami wypartego spoiwa węglanowego i ziarn kwarcu (czarne). Chalkozyn wypiera również bornit. Pow. 480 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 615  
Bornite (gray) and chalcosine (white) cement with relics of replaced carbonate cement and quartz grains (black). Chalcosine also replaces bornite. Enlarg. 480 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 615
5. W spoiwie chalkozynowym (białe) tkwią ziarna kwarcu i ich relikty (czarne). Chalkozyn objęty jest procesem kowelinizacji — ciemnoszare plamy. Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 203  
Quartz grains and relics (black) in chalcosine cement (white). Chalcosine affected by covellitization — dark gray spots. Enlarg. 200 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 203
6. Smugi ziarn węglanów (białoszare) naprzemianległe ze smugami ilasto-organiczno-kruszcowymi (czarne) oraz pojedyncze ziarna kwarcu (białe). Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 665  
Streaks of carbonate grains (white gray) alternating with streaks of clayey-organic-ore material (black), single quartz grains (white). Enlarg. 200 ×. One nicol. Plane light. Thin section no. 665

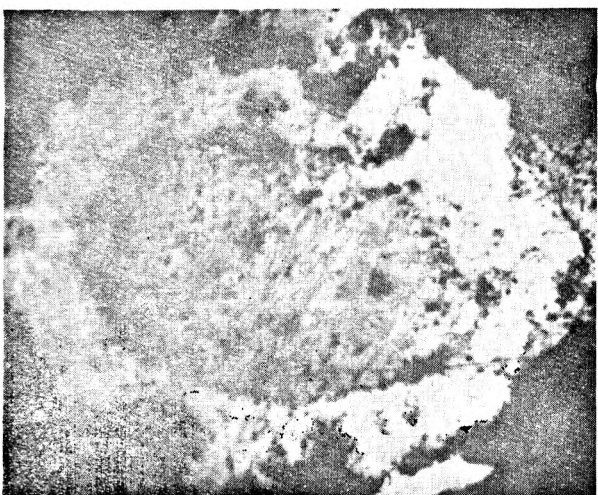




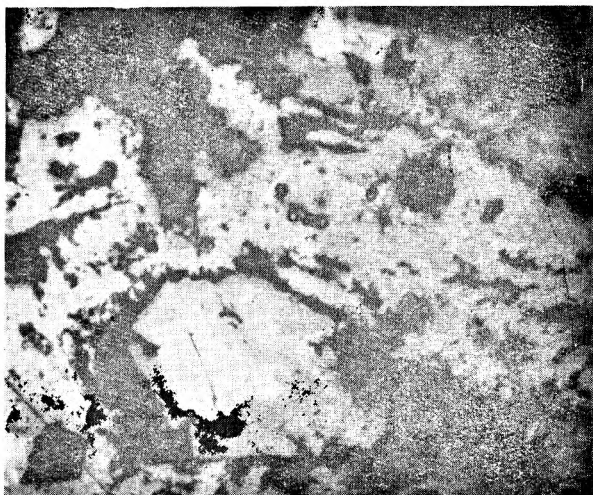
1



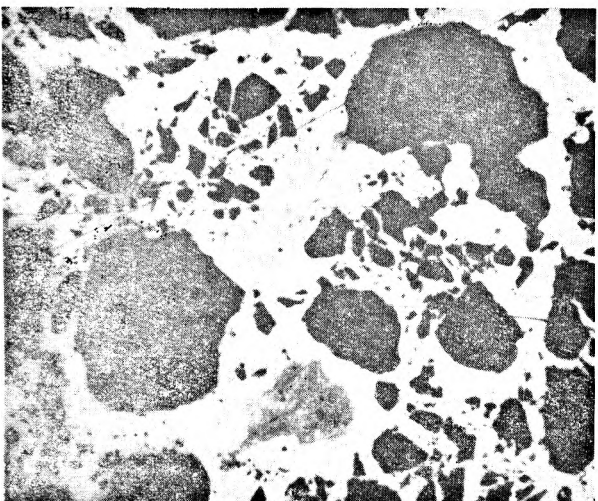
2



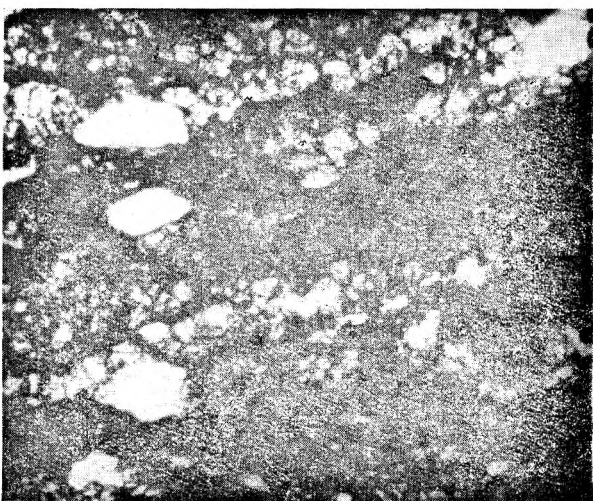
3



4



5



6

Jerzy NIŚKIEWICZ — Zjawiska metasomatozy w cechsztyńskich złożach rud miedzi Dolnego Śląska  
Metasomatic phenomena in the Zechstein copper ore deposits of Lower Silesia

### PLANSZA III

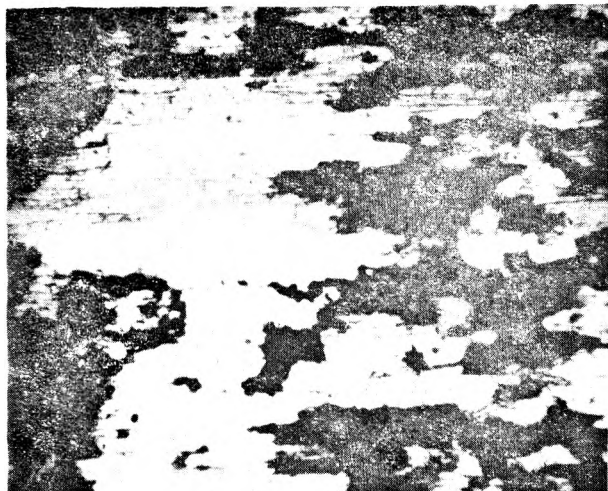
### PLATE III

#### Ruda łupkowa

#### Shaly ore

1. Fragment żyłki węglanowej (biała) powstałej przez metasomatyczne wyparcie tła skalnego (czarne). W żyłce zachowana jest tekstura równolegle warstwowana rudy. Pow. 80 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 452  
Fragment of carbonate veinlet (white) developed due to metasomatic replacement of groundmass (black). In veinlet preserved layered texture of the ore. Enlarg. 80 ×. Plane light. Thin section no. 452
2. Dwa ziarna kwarcu (białe), z których lewe jest karbonizowane wzdłuż ukośnie przebiegającej linii i zawiera pojedyncze błasty kruszców (czarne), natomiast prawe ziarno jest w wysokim stopniu skarbonizowane i zawiera stosunkowo duże błasty kruszców. Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 452  
Two quartz grains (white). Left grain is carbonitized along oblique line and contains single ore blasts (black); right grain strongly carbonitized and containing large ore blasts. Enlarg. 200 ×. One nicol. Plane light. Thin section no. 452
3. Tekstura wyraźnie równolegle warstwowana, zgodnie z dłuższą krawędzią zdjęcia. Rozmieszczenie ziarn i skupień chalkozynu (białe) jest z reguły zgodne z teksturą rudy, a tylko pojedyncze ziarna są ułożone do niej pod kątem. Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Łupek smolący. Szlif jednostronny nr 617  
Distinctly parallel layered texture (parallel to longer edges of the photograph). Chalcosine grains and concentrations (white) distributed usually along the layers, some grains are oblique. Enlarg. 200 ×. One nicol. Reflected light. Pitchy shale. Polished section no. 617
4. Błast chalkopiryty (biały) rozrośnięty poprzecznie do tekstury równolegle warstwowanej rudy — zgodnej z dłuższą krawędzią zdjęcia. Błast chalkopiryty jest wypierany od brzegu przez bornit (jasnoszary), którego ziarna, obok pojedynczych ziarn chalkozynu (białe), są także rozproszone w rudzie. Pow. 110 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 411  
Chalcopyrite blast (white) developed normally to parallel layered texture (coincident with longer photo margins). The blast from margins replaced by bornite (light gray); bornite and single chalcosine (white) grains dispersed in the ore. Enlarg. 110 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 411
5. Błast chalkozynu (biały) o zarysach nieregularnych, z licznymi relikami tła skalnego, rozrastający się zgodnie, jak też niezgodnie z teksturą równolegle warstwowaną rudy — zgodną z dłuższą krawędzią zdjęcia. Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Łupek smolący. Szlif jednostronny nr 618  
Irregular chalcosine blast (white) with numerous groundmass relics, developing concordantly and discordantly with parallel layered ore texture (coincident with longer photo margins). Enlarg. 200 ×. One nicol. Reflected light. Pitchy shale. Polished section no. 618
6. Chalkozyn biały (biały) i jasnoniebieski (jasnoszary) tworzą nieregularną obwódkę wokół skupienia węglanów. Wymienione kruszce występują również w formie drobnych, rozproszonych ziarn. Tekstura równolegle warstwowana — zgodna z dłuższą krawędzią zdjęcia. Pow. 480 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Łupek smolący. Szlif jednostronny nr 618  
White chalcosine (white) and light blue chalcosine (light gray) forming irregular outgrowth around carbonate concentration! Small dispersed grains of these minerals. Parallel layered texture (coincident with longer photo margins). Enlarg. 480 ×. One nicol. Reflected light. Pitchy shale. Polished section no. 618





1



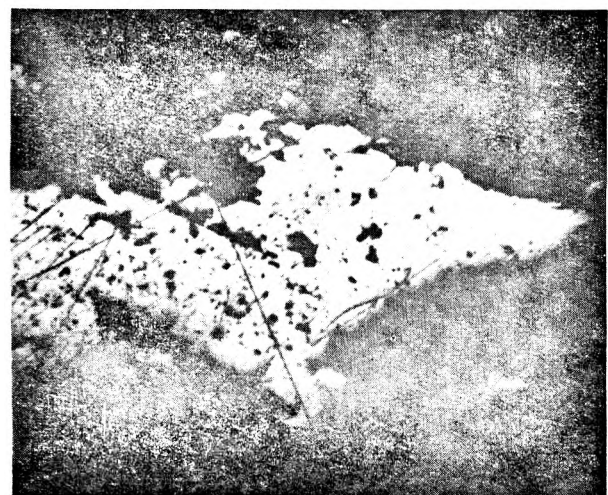
2



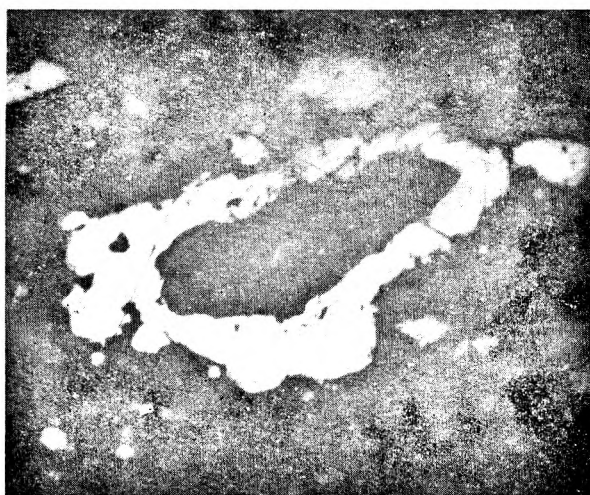
3



4



5



6

Jerzy NIŚKIEWICZ — Zjawiska metasomatozy w cechsztyńskich złożach rud miedzi Dolnego Śląska  
Metasomatic phenomena in the Zechstein copper ore deposits of Lower Silesia

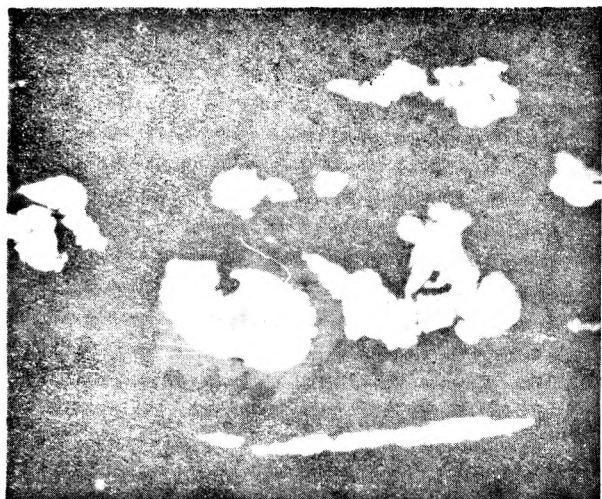
PLANSZA IV

PLATE IV

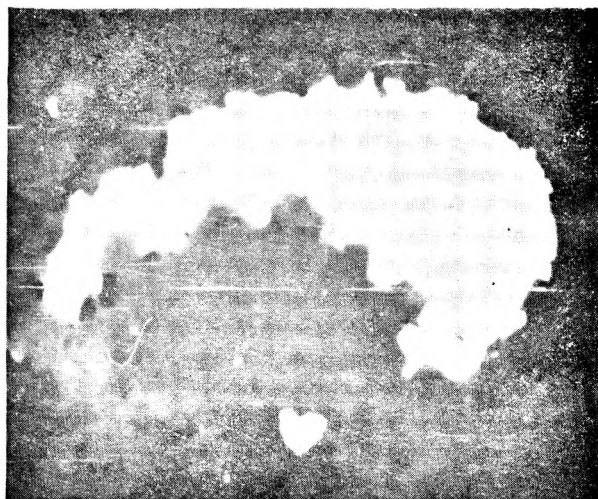
Ruda łupkowa

Shaly ore

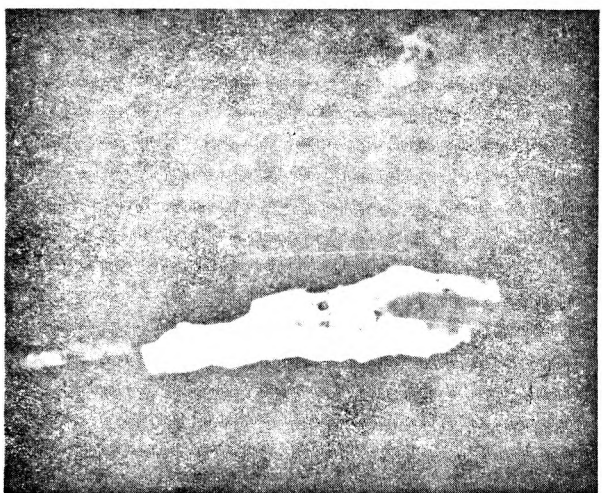
1. **Blasty chalkozynu białego (białe) z relikdami tła skalnego (czarne). Wokół jednego blastu chalkozynu występuje obwódka węglanowa (szara). Tekstura równoległe warstwowana — zgodna z dłuższą krawędzią zdjęcia. Pow. 480 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Łupek smolący. Szlif jednostronny nr 618**  
White chalcosine blasts (white) with rock groundmass relics (black). One chalcosine blast rimmed with carbonate (gray). Parallel layered texture (coincident with longer photo margins). Enlarg. 480 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 618. Pitchy shale
2. **Mikrokonkrekcja węglanowa wypierana przez chalkozyn (biały). Pow. 630 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 608**  
Carbonate microconcretion replaced by chalcosine (white). Enlarg. 630 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 608
3. **Smuga bornitowa (ciemnoszara) wypierana przez blast chalkozynu (biały) i mniejsze jego zarodki — punkty. Tekstura równoległe warstwowana — zgodna z dłuższą krawędzią zdjęcia. Pow. 480 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 625**  
Bornite streak (dark gray) replaced by chalcosine blast (white) and tiny chalcosine embryos. Parallel layered texture (coincident with longer photo margins). Enlarg. 480 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 625
4. **Chalkozyn (biały) i minerał o barwach tęczy (szary) tworzą otoczkę i przetykają drobnymi ziarnami (blastami) skupienie węglanowe (czarne) i otaczające tło skalne (czarne). Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 182**  
Chalcosine (white) and rainbow-coloured mineral (gray) forming outgrowth and penetrating into carbonate concretion (black) and surrounding rock groundmass (black). Enlarg. 200 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 182
5. **Nieregularny blast bornitowo-chalkopirytowy z licznymi relikdami tła skalnego. Bornit (szary) wypiera chalkopiryt (biały), którego relikty występują w bornicie. Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 182**  
Irregular bornite-chalcopyrite blast with numerous relics of rock groundmass. Bornite (gray) replacing chalcopyrite (white). Chalcopyrite relics in bornite. Enlarg. 200 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 182
6. **Mineralizacja chalkozynowa (biała) wokół skupienia ziarn węglanowych (intraclast?). Wyraźnie widać, jak chalkozyn wnika drobnymi wypustkami w ziarna węglanów. Pow. 140 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Dolomit graniczny. Szlif jednostronny nr 607**  
Chalcosine mineralization (white) around concentration of carbonate grains (intraclast?). Chalcosine embayments in carbonates. Enlarg. 140 ×. One nicol. Reflected light. Border dolomite. Polished section no. 607



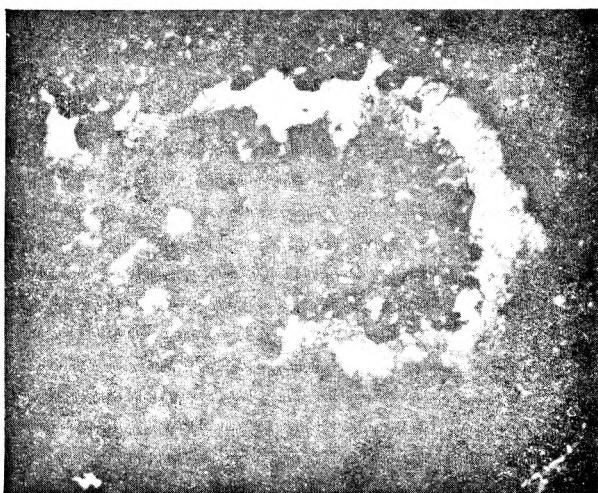
1



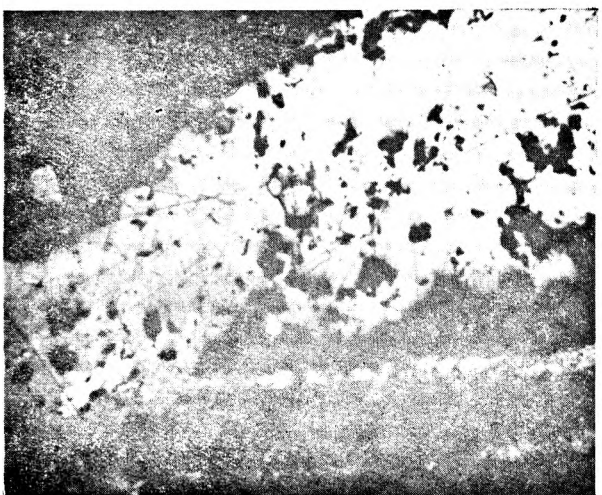
2



3



4



5



6

Jerzy NIŚKIEWICZ — Zjawiska metasomatozy w cechsztyńskich złożach rud miedzi Dolnego Śląska  
Metasomatic phenomena in the Zechstein copper ore deposits of Lower Silesia

## PLANSZA V

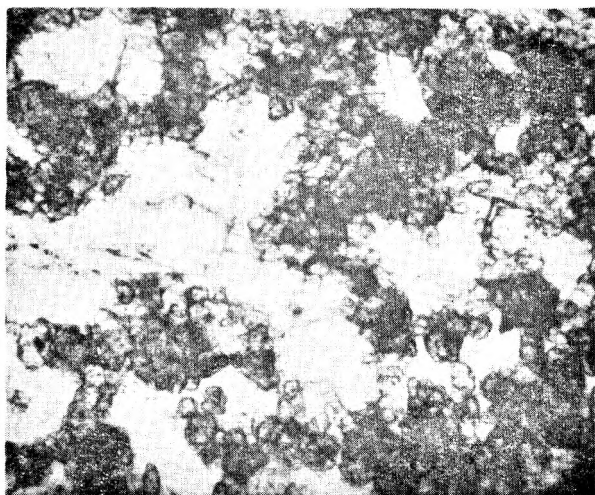
### PLATE V

#### Ruda węglanowa

#### Carbonate ore

1. Rekrytalizacja (karbonatyzacja) masy mikrytowej (szara), w wyniku której powstały ksenomorficzne ziarna węglanów (białe) o zatokowych brzegach. Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 284  
Recrystallization (carbonatization) of micrite mass (gray) giving rise to xenomorphic carbonate grains (white) with embayed outlines. Enlarg. 200 ×. One nicol. Plane light. Thin section no. 284
2. W masie mikrytowej (szara) tkwią ziarna kwarcu (białe) wypierane przez węglany (jasnoszare) i przez siarczki (czarne), których blasty występują również w masie mikrytowej. Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 647  
Quartz grains (white), replaced by carbonates (light gray) and sulphides (black), in micrite mass. Enlarg. 200 ×. One nicol. Plane light. Thin section no. 647
3. W masie mikrytowej (szara) obok ziarna zwiertzałego skalenia (białoszare) nie objętego metasomatozą kruszcową występuje ziarno całkowicie zastąpione przez kruszce (czarne). Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 647  
In micrite mass (gray) weathered feldspar grain (white gray) unaffected by ore metasomatism and feldspar grain entirely replaced by ore minerals (black). Enlarg. 200 ×. One nicol. Plane light. Thin section no. 647
4. W masie mikrytowej (szara) występuje skupienie krzemionki — chalcedonu (białe) przecięte blastem siarczkowym (czarny). Pow. 460 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 642  
In micrite mass (gray) concentration of silica — chalcedony (white) cut by sulphide blast (black). Enlarg. 460 ×. One nicol. Plane light. Thin section no. 642
5. W tle mikrytowym skupienie węglanów (białe) i siarczków (czarne). Blast siarczkowy ma zarysy ksenomorficzne. Pow. 110 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 424  
Concentration of carbonates (white) and sulphides (black) in micrite mass. Xenomorphic outlines of sulphide blast. Enlarg. 110 ×. One nicol. Plane light. Thin section no. 424
6. W masie mikrytowej (szara) częściowo zrekrystalizowanej — skarbonatyzowanej (biała) tkwi blast kruszcowy (czarny) o zarysie amebowatym. Pow. 250 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 284  
In partly recrystallized-carbonitized (white) micrite mass (gray) ameba-like ore-mineral blast (black). Enlarg. 250 ×. One nicol. Plane light. Thin section no. 284

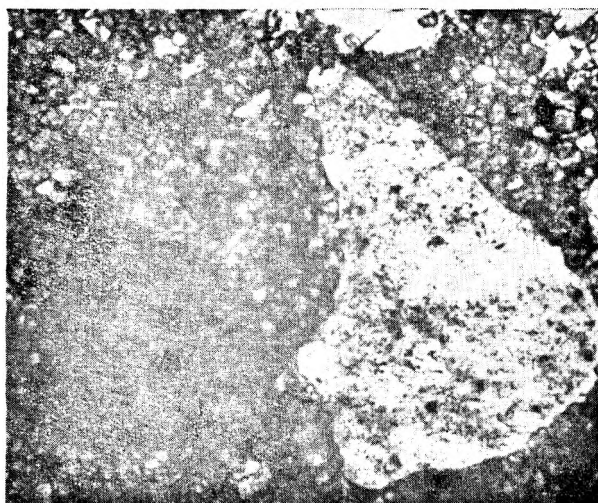




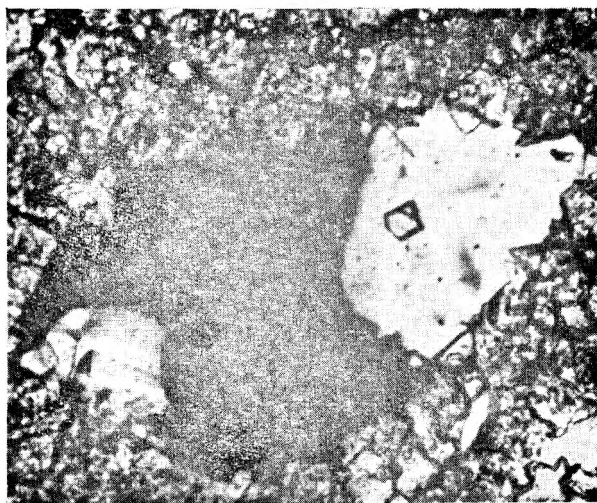
1



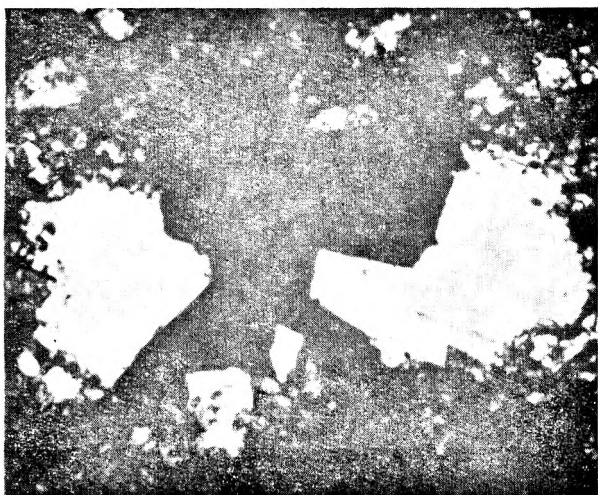
2



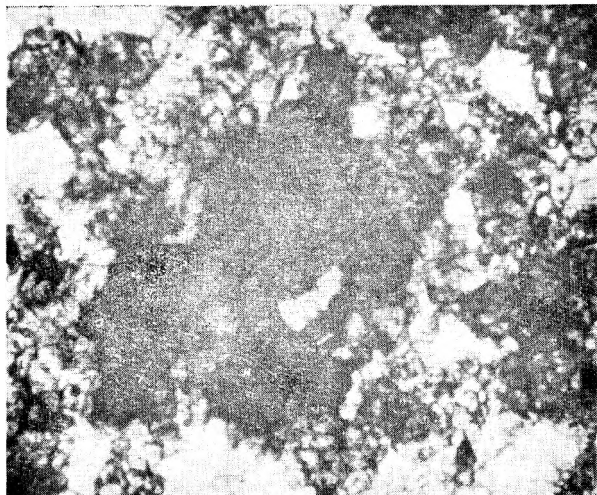
3



4



5



6

Jerzy NIŚKIEWICZ — Zjawiska metasomatozy w cechsztyńskich złożach rud miedzi Dolnego Śląska  
Metasomatic phenomena in the Zechstein copper ore deposits of Lower Silesia

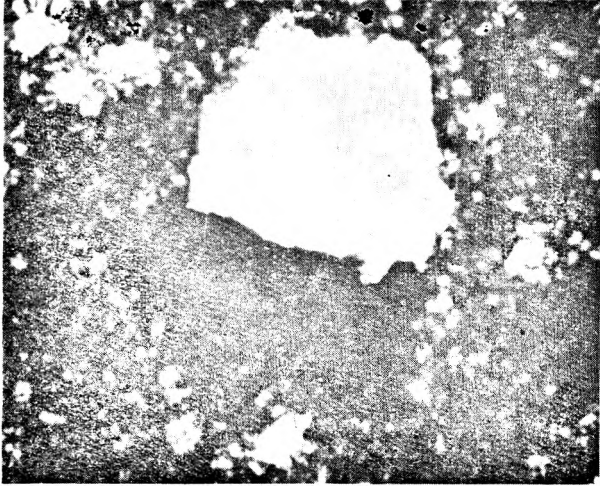
PLANSZA VI

PLATE VI

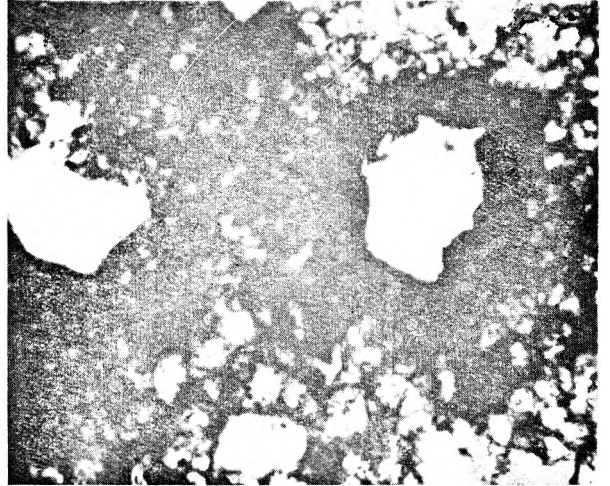
Ruda węglanowa

Carbonate ore

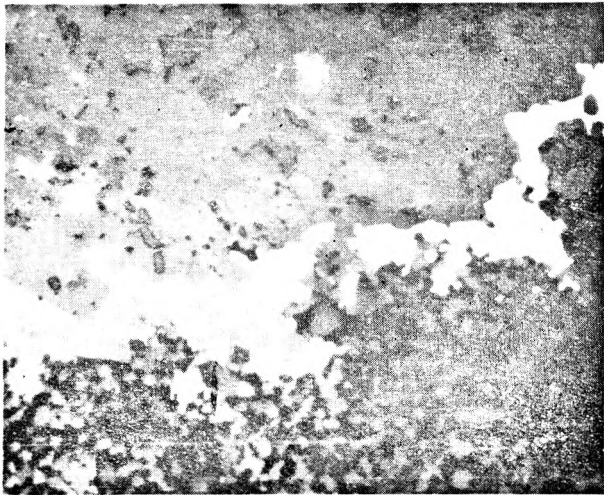
1. W masie mikrytovej tkwi ziarno kwarcu (białe) „zrośnięte” z ziarnem kruszcu (czarne). Pow. 300 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 278  
In micrite mass quartz grain (white) coalescing with ore-mineral grain (black). Enlarg. 300 ×. One nicol. Plane light. Thin section no. 278
2. W masie sparytovej z domieszką substancji ilasto-organicznej (czarna) tkwią ziarna kwarcu (białe) i kruszcu (czarne). Wokół jednego ziarna kwarcu kruszce tworzą wyraźną otoczkę. Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 279  
Quartz (white) and ore (black) grains in sparite mass with admixture of clayey-organic substance (black). Marked ore outgrowth around one quartz grain. Enlarg. 200 ×. One nicol. Plane light. Thin section no. 279
3. Fragment metasomatycznej konkrecji węglanowej (jasnoszara) okruszczowanej chalkozynem (biały) — szczególnie na brzegach. Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 619  
Metasomatic carbonate concretion (light gray) mineralized with chalcosine (white) — especially at margins. Enlarg. 200 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 619
4. Blast chalkozynu (biały) powstały przez wyparcie intraklastu, którego fragmenty i drobne relikty (czarne) są zachowane. Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 371  
Chalcosine blast (white) grown by replacement of intraclast; preserved fragments and small relics of the latter (black). Enlarg. 200 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 371
5. Błasty chalkozynu (białe) tworzą nieregularne otoczki wokół ziarn węglanów (szare), jak również drobne, samodzielne błasty, bądź jedno i drugie. Ruda wykazuje charakterystyczną strukturę typu atolowego. Pow. 480 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 599  
Irregular chalcosine rims (white) around carbonate grains (gray); small independent blasts of chalcosine. Characteristic structure of atoll type. Enlarg. 480 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 599
6. Drobne ziarna chalkozynu (białe) rozproszone w rudzie. Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 174  
Minute chalcosine grains (white) dispersed in the ore. Enlarg. 200 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 174



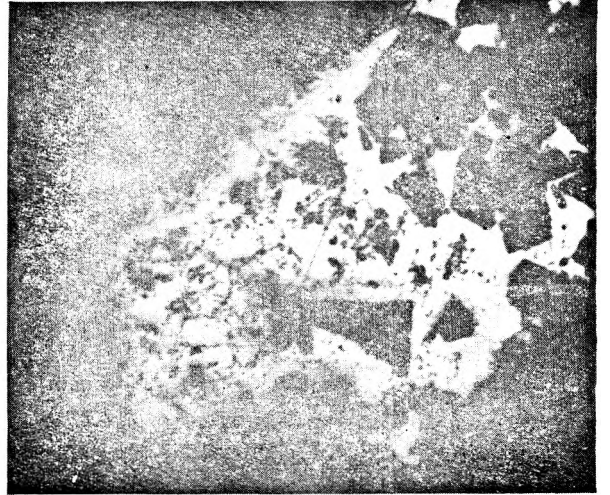
1



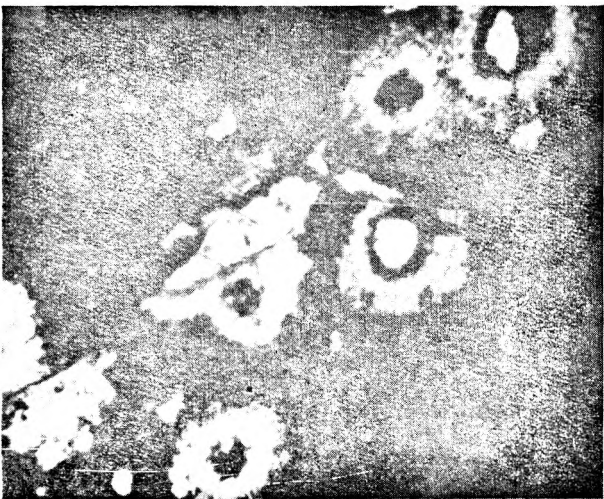
2



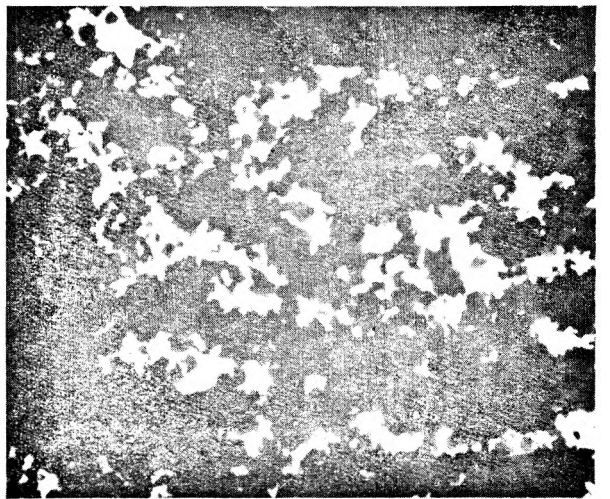
3



4



5



6

Jerzy NIŚKIEWICZ — Zjawiska metasomatozy w cechsztyńskich złożach rud miedzi Dolnego Śląska  
Metasomatic phenomena in the Zechstein copper ore deposits of Lower Silesia



PLANSZA VII

PLATE VII

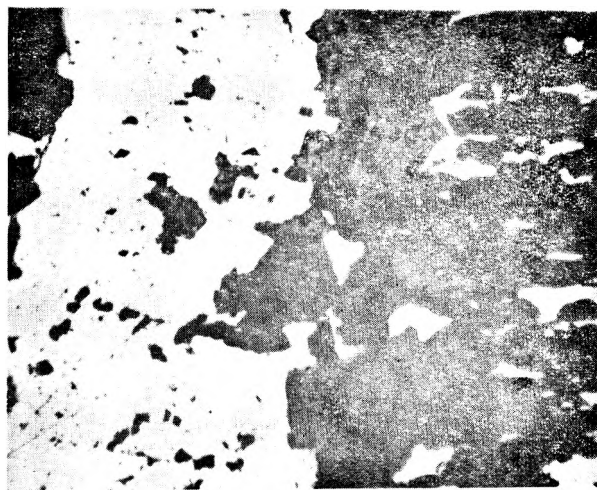
Ruda węglanowa

Carbonate ore

1. Skupienie chalkozynu (białe) — chalkozynizacja przebiega zgodnie z kierunkiem łupliwości ziarn węglanów, w wyniku czego powstała charakterystyczna struktura siatkowa. Pow. 560 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 204  
Chalcosine concentration (white) — chalcosinization developing along cleavage planes of carbonate grains; characteristic net structure. Enlarg. 560 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 204
2. Fragment żyłki węglanowej (szare tło), której środkiem biegnie metasomatyczna żyłka chalkozynowa (biała); ponadto drobne blasty chalkozynu tkwią wśród ziarn węglanów, zaznaczając ich główny kierunek ułożenia (prostopadły do kierunku biegu żyłki). Pow. 110 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 194  
Fragment of carbonate veinlet (gray background) containing metasomatic chalcosine veinlet inside (white); small chalcosine blasts amidst carbonates. Enlarg. 110 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 194
3. Blast bornitu (ciemnoszary) w dużym stopniu wyparty przez chalkozyn biały (biały) i jasnoniebieski (jasnoszary). W błaście występują relikty tła skalnego (czarne). Pow. 480 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 598  
Bornite blast (dark gray) strongly replaced by white chalcosine (white) and light blue chalcosine (light gray). In the blast relics of rock groundmass (black). Enlarg. 480 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 598
4. Blast chalkozynu białego (biały) z relikdami bornitu (ciemnoszary), węglanów (czarne) i chalkopiryty (jasnoszary) występującego na brzegach blastu. Pow. 480 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 598  
White chalcosine blast (white) with relics of bornite (dark gray), carbonates (black), and chalcopyrite (light gray) occurring at the blast margins. Enlarg. 480 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 598
5. Blast bornitowy (szary) z relikdami węglanów (czarne), wśród nich ziarna o zarysach idiomorficznych, wypierany przez chalkopiryt (biały), który tworzy również delikatne obwódki wokół ziarn węglanowych rudy. Pow. 480 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 347  
Bornite blast (gray) with carbonate relics (black); among them idiomorphic carbonate grains replaced by chalcopyrite (white) forming also minute rims around grains of carbonate ore. Enlarg. 480 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 347
6. Wokół większych blastów bornitowo-chalkopirytowych (jasno-szaro-białych) występuje „mgławica” drobnutkich blastów chalkopiryty (białe) i bornitu (jasnoszare). Pow. 480 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 170  
“Nebula” of minute chalcopyrite (white) and bornite (light gray) blasts around larger bornite-chalcopyrite blasts (light gray-white). Enlarg. 480 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 170



1



2



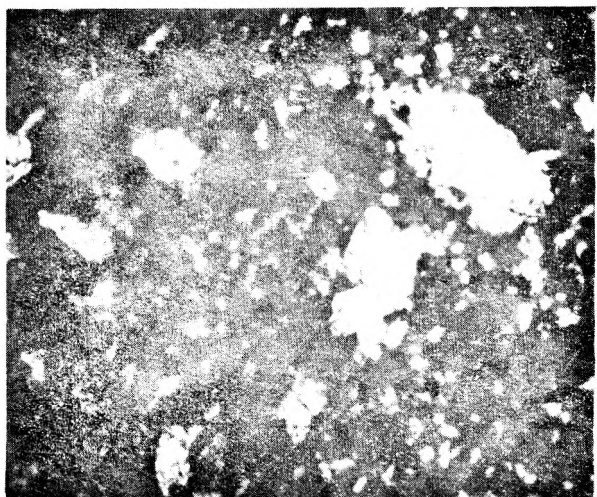
3



4



5



6

Jerzy NIŚKIEWICZ — Zjawiska metasomatozy w cechsztyńskich złożach rud miedzi Dolnego Śląska  
Metasomatic phenomena in the Zechstein copper ore deposits of Lower Silesia

MIKROSTRUKTURY I MIKROTEKSTURY RUDY MIEDZI ZŁOŻA BOLESŁAWIECKIEGO (PL. VIII–XII)  
MICROSTRUCTURES AND MICROTEXTURES OF COPPER-ORE OF THE BOLESŁAWIEC DEPOSIT (PL. VIII–XII)

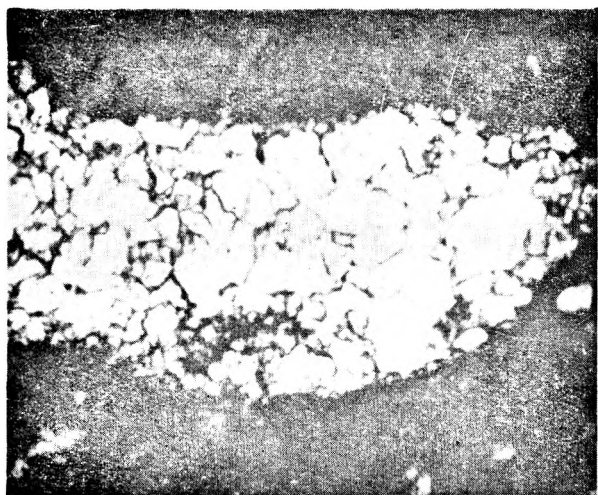
PLANSZA VIII

PLATE VIII

Ruda marglista

Marly ore

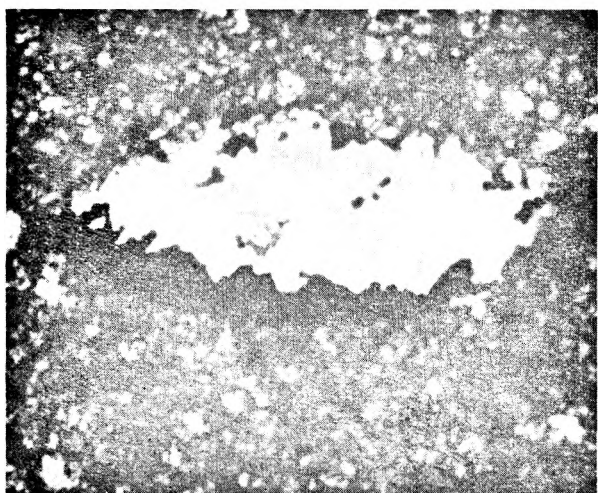
1. Intraklast (biały) w masie podstawowej rudy (czarnoszara). Pow. 120 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 098  
Intraclast (white) in basic ore mass (black gray). Enlarg. 120 ×. Plane light. Thin section no. 098
2. Skarbonatyzowany szczątek organiczny — fragment skorupki i ośrodków ramienionoga. Pow. 80 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 098  
Carbonatized organic remnant — fragment of brachiopod shell. Enlarg. 80 ×. Plane light. Thin section no. 098
3. Intraklast (biały) — ośrodek skamieniałości (?), od brzegów wypierany przez siarczki (czarne), całość w masie podstawowej rudy. Pow. 240 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 644  
Intraclast (white) — fossil mould, replaced from margins by sulphides (black); all in basic ore mass. Enlarg. 240 ×. Plane light. Thin section no. 644
4. Węglany (szare i ciemnoszare) głęboką zatoką i licznymi drobnymi zatokami wnikają w ziarno kwarcu (białe) — karbonatyzacja kwarcu; całość w masie podstawowej rudy. Pow. 460 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 077  
Carbonates (gray and dark gray) forming embayments in quartz grain (white) — carbonatization of quartz; all in basic ore mass. Enlarg. 460 ×. Plane light. Thin section no. 077
5. Ziarna kruszców (czarne) o zarysach ksenomorficznych i hipidiomorficznych w masie podstawowej rudy (szarobiała). Pow. 80 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 644  
Xenomorphic and hypidiomorphic ore-mineral grains (black) in basic ore mass (gray white). Enlarg. 80 ×. Plane light. Thin section no. 644
6. Okruszczowana otwornica (czarna), której komory wypełnia grubokrystaliczna w stosunku do tła masa węglanowa z pojedynczymi drobnymi blastami kruszców. Pow. 80 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 559  
Ore-mineralized foraminifer (black) with cells filled with carbonate mass coarser crystalline than that of groundmass. Enlarg. 80 ×. Plane light. Thin section no. 559



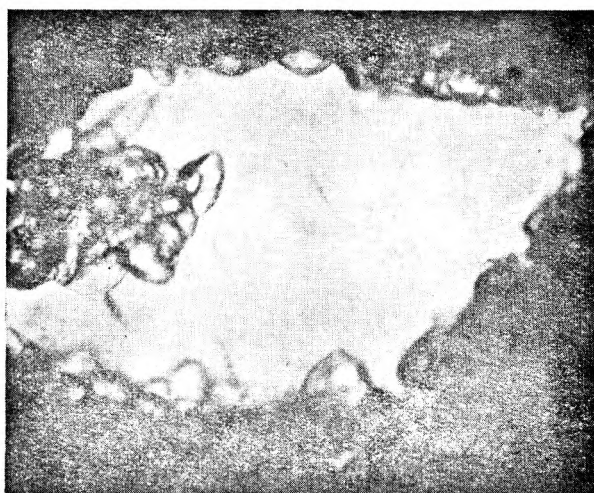
1



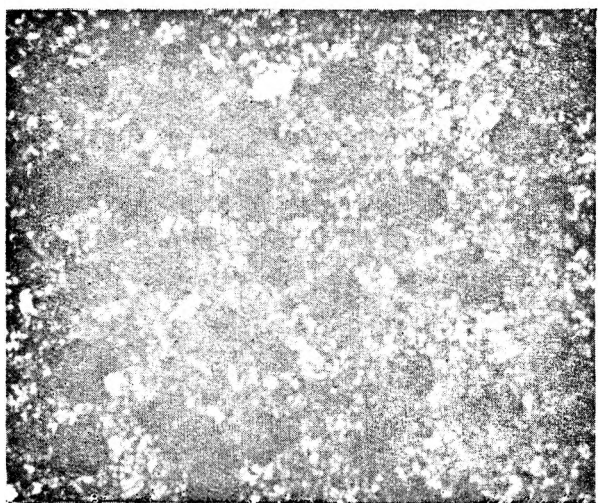
2



3



4



5



6

Jerzy NIŚKIEWICZ — Zjawiska metasomatozy w cechsztyńskich złożach rud miedzi Donego Śląska  
Metasomatic phenomena in the Zechstein copper ore deposits of Lower Silesia

## PLANSZA IX

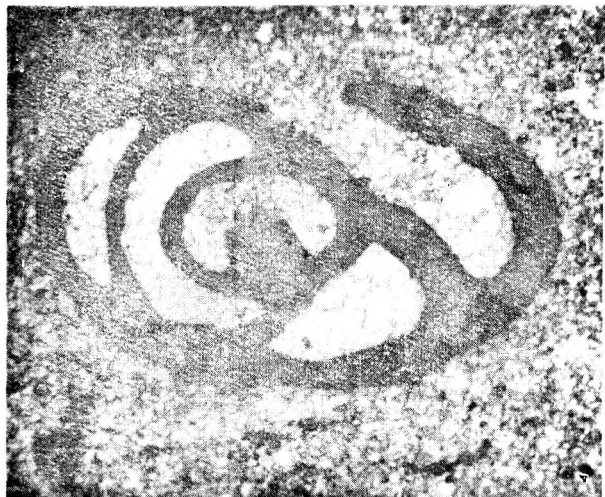
### PLATE IX

#### Ruda marglista

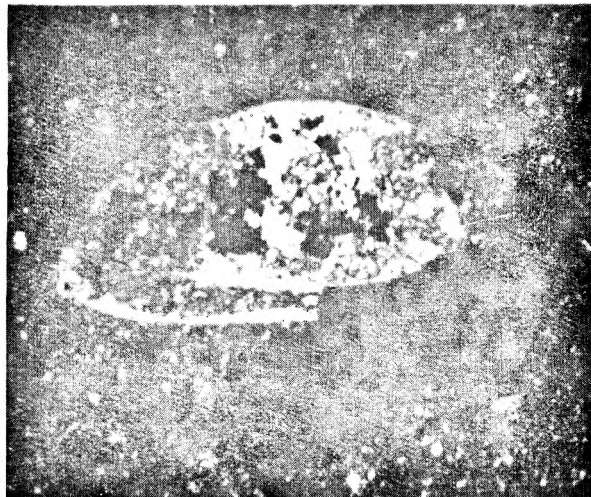
#### Marly ore

1. Okruszczowana otwornica (czarna), której jedna komora ma kontakt z węglanową masą podstawową rudy (szara) i widać je stopniowe przejście w grubokrystaliczną masę węglanową (biała) wypełniającą komory. Pow. 90 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 559  
Ore-mineralized foraminifer (black) with one cell filled up with coarser-grained carbonate mass (white) passing gradually into fine crystalline carbonates of basic ore mass (gray). Enlarg. 90 ×. Plane light. Thin section no. 559
2. Minerale kruszczowe (czarne) tylko na małym odcinku wyparły szczątek organiczny (biały), wypierając głównie masę podstawową rudy (ciemnoszara); drobne blasty kruszczowe występują również wewnątrz szczątku organicznego. Pow. 100 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 644  
Ore minerals (black) replacing slightly organic fragment (white) and strongly basic ore mass (dark gray); minute ore mineral blasts also inside the organic remnant. Enlarg. 100 ×. Plane light. Thin section no. 644
3. Blast kruszczowy (czarny) ułożony poprzecznie do tekstury łupkowej rudy, która jest zgodna z dłuższą krawędzią zdjęcia. Pow. 80 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 071  
Ore mineral blast (black) oblique to marly ore texture (parallel to longer photo margins). Enlarg. 80 ×. Plane light. Thin section no. 071
4. Blast kruszczowy (czarny) wrasta w żyłkę węglanową (biała). Pow. 80 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 103  
Ore mineral blast (black) entering carbonate veinlet (white). Enlarg. 80 ×. Plane light. Thin section no. 103
5. Kulisty blast chalkozynu (biały) prawdopodobnie po ooidzie powierzchniowym z relikami węglanów (czarne). Pow. 250 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 500  
Spherical chalcocite blast (white), likely after surface ooid, with carbonate relics (black). Enlarg. 250 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 500
6. Pierścieniowy blast chalkozynu (biały) — struktura atolowa, w masie podstawowej rudy (ciemnoszara); rozrzucone w niej drobne białe punkty to piryt. Pow. 700 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 499  
Ring chalcocite blast (white) — atoll structure; pyrite (white points) dispersed in basic ore mass (dark gray). Enlarg. 700 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 499

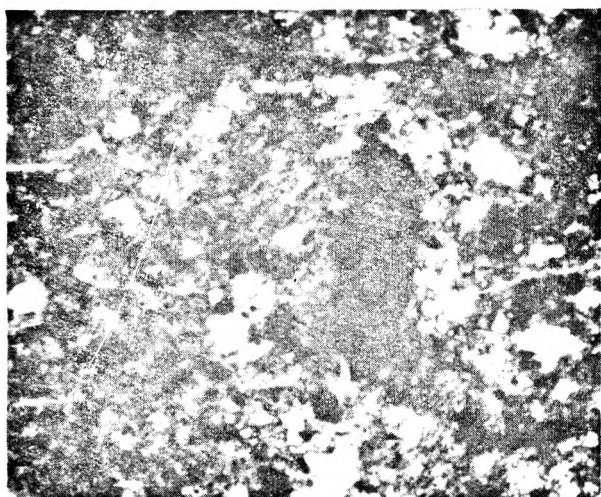




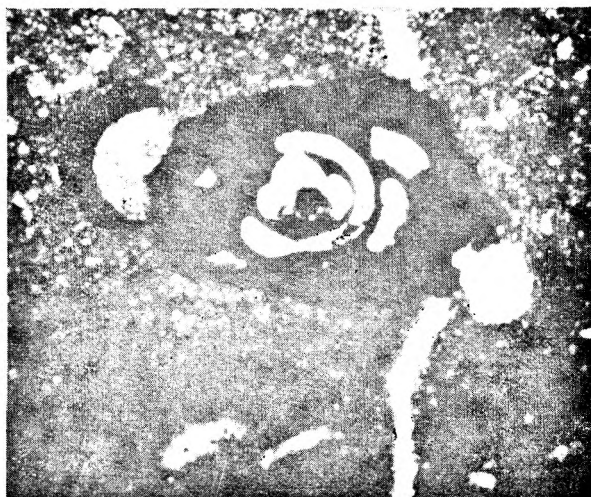
1



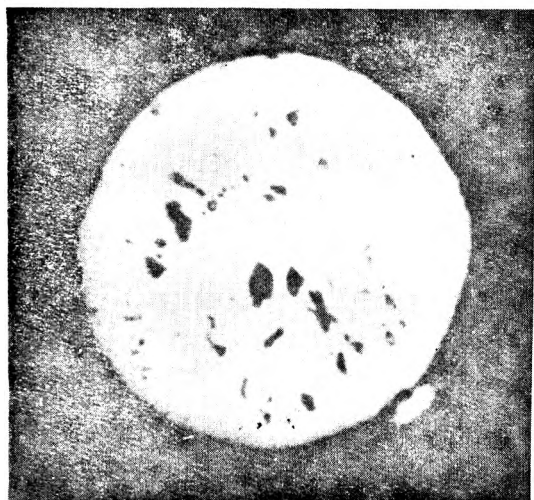
2



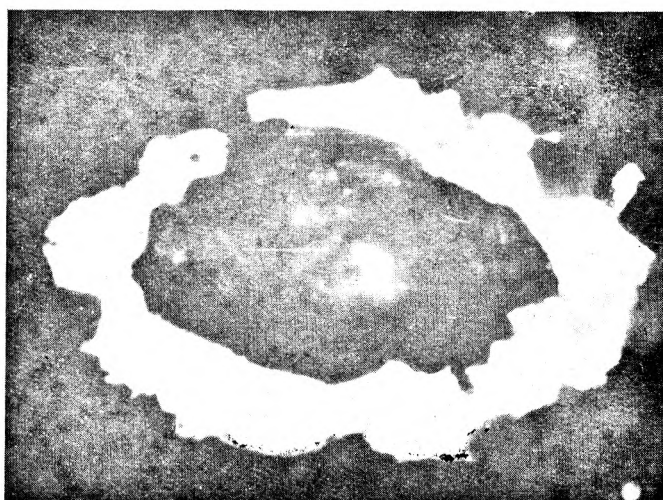
3



4



5



6

Jerzy NIŚKIEWICZ — Zjawiska metasomatozy w cechsztyńskich złożach rud miedzi Dolnego Śląska  
Metasomatic phenomena in the Zechstein copper ore deposits of Lower Silesia

PLANSZA X

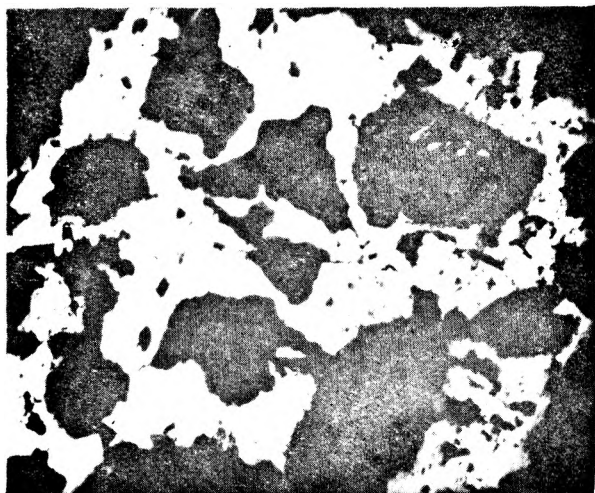
PLATE X

Ruda marglista

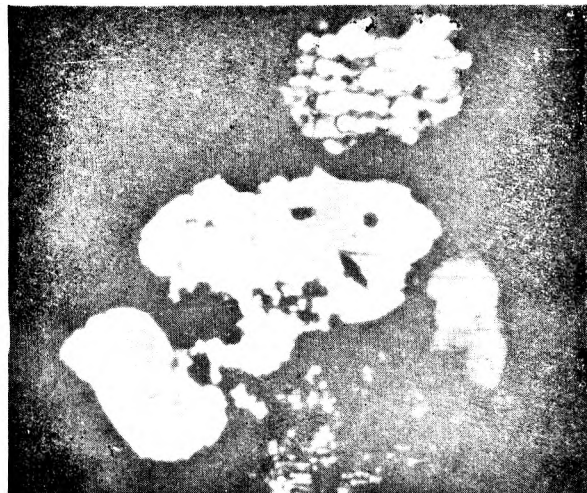
Marly ore

1. Blasty chalkozynu (białe) o zarysach nieregularnych w masie podstawowej rudy (czarna); całe skupienie chalkozynu jest ułożone pod kątem prostym do tekstury łupkowej rudy, która jest zgodna z krótszą krawędzią zdjęcia. Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 499  
Irregular chalcocine blasts (white) in basic ore mass (black); chalcocine concentration normal to fissile ore texture (parallel to shorter photo margins). Enlarg. 200 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 499
2. Chalkozyn biały (biały) i chalkozyn jasnoniebieski (jasnoszary) wypierają węglany (czarne), których relikty tkwią w nich; ponadto chalkozyn jasnoniebieski spaja drobne, kuliste ziarna pirytu (białe). Pow. 1000 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 499  
White chalcocine (white) and light blue chalcocine (light gray) replacing carbonates (black); carbonate relics inside chalcocines; light blue chalcocine cementing spherical pyrite grains (white). Enlarg. 1 000 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 499
3. Blast chalkozynu (biały) w aureoli drobnitkich blastów chalkozynu — stadium „tworzenia się blastów”. Pow. 1500 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 499  
Chalcocine blast (white) in aureole of minute chalcocine blasts — stage of inception of blasts. Enlarg. 1 500 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 499
4. Szczątki organiczne — otwornica (?), gałązka algi (?), okruszcowane chalkozynem (białe) i ułożone zgodnie z teksturą łupkową rudy. Pow. 480 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 501  
Organic remnants (foraminifer?, alga twig?) mineralized with chalcocine (white) and parallel to fissile ore texture. Enlarg. 480 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 501
5. Połamany i zabrazjowany szczątek mikroorganizmu okruszczowany chalkozynem (biały), obok kuliste skupienie drobnych ziarenek pirytu (białe). Pow. 110 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 065  
Broken and scraped microorganic remnant mineralized with chalcocine (white); spherical concentration of minute pyrite grains (white). Enlarg. 110 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 065
6. Blast bornitu (jasnoszary) z licznymi relikdami węglanów (czarne). Na brzegach blastu cienkie, fragmentaryczne obwódki chalkozynu (białe) — początek chalkozynizacji. Pow. 480 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 547  
Bornite blast (light gray) with numerous relics of carbonates (black); irregular chalcocine rims (white) — inception of chalcocinization. Enlarg. 480 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 547

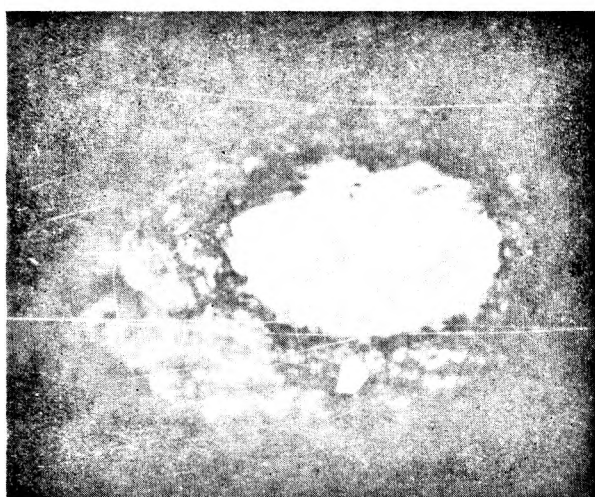




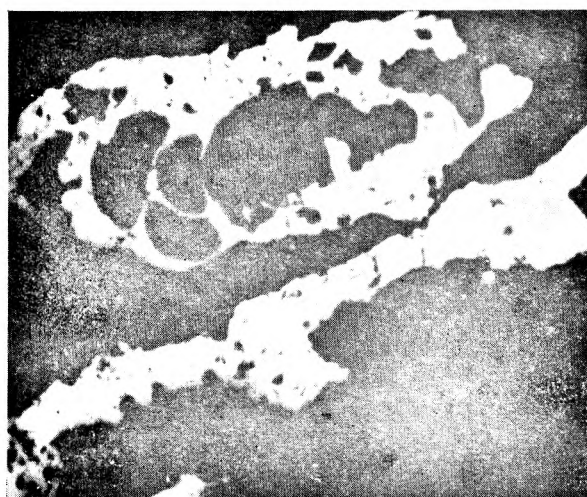
1



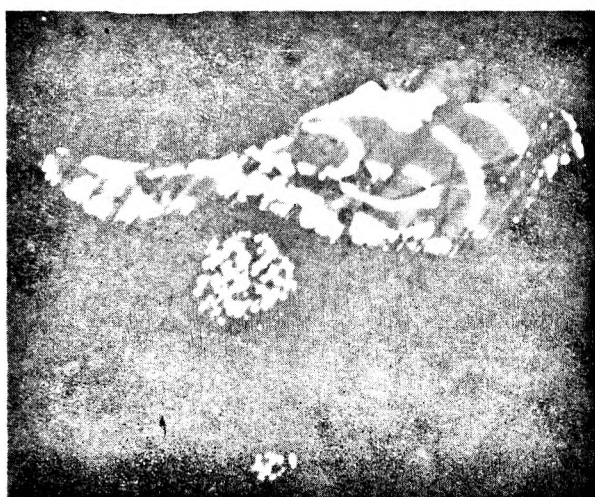
2



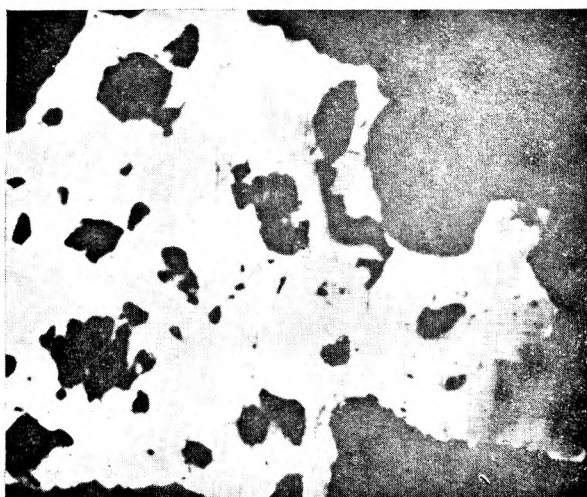
3



4



5



6

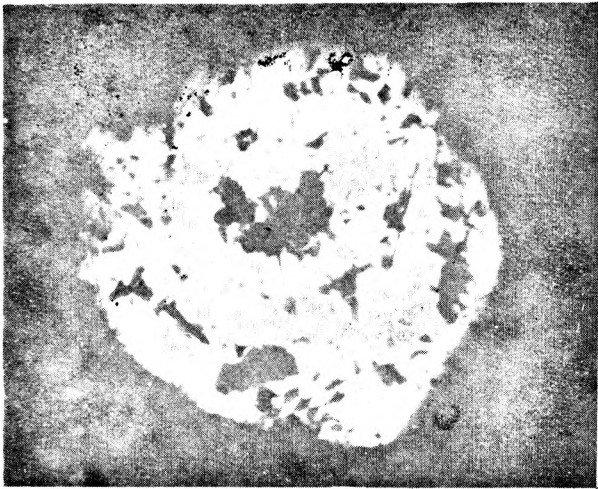
PLANSZA XI

PLATE XI

Ruda marglista

Marly ore

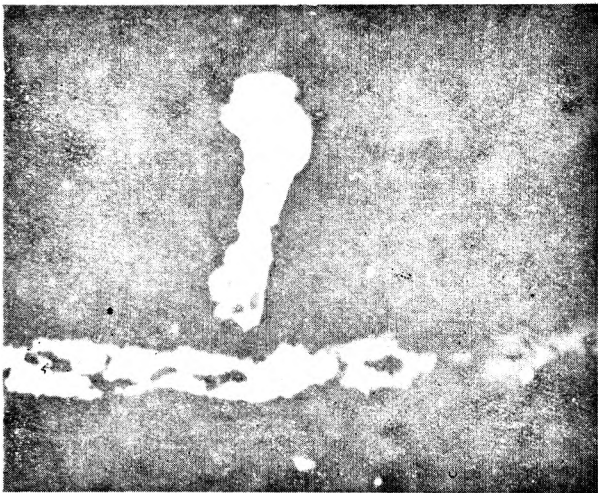
1. Kulisty intraklast (oid powierzchniowy?) prawie całkowicie zastąpiony przez bornit (białoszary), w którym tkwią liczne relikty węglanów (szare). Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 055  
Spherical intraclast (surface ooid?) nearly wholly replaced by bornite (white gray) containing numerous carbonate relics (gray). Enlarg. 200 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 055
2. Intraklast (szary) wypierany przez bornit (biały) wzdłuż linii wyraźnie zatokowej. Pow. 480 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 046  
Intreclast (gray) replaced by bornite (white) along embayed line. Enlarg. 480 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 046
3. Blast bornitu (białoszary) ułożony prostopadle do tekstury łupkowej rudy oraz smuga (blast) bornitu ułożona zgodnie z teksturą; pojedyncze, okrągłe punkty w tle skalnym (czarne) to ziarna pirytu (białe). Pow. 480 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 513  
Bornite blast (white gray) normal to fissile ore texture and bornite streak (blast) parallel with the texture; in groundmass spherical pyrite grains (white). Enlarg. 480 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 513
4. Błasty chalkopirytu (białe) z relikami bornitu (jasnoszare) i węglanów (czarne) w masie podstawowej rudy (czarna); w blastach i w masie podstawowej występują drobne, pojedyncze, okrągłe ziarna pirytu (czysto białe). Pow. 480 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 476  
Chalcopyrite blasts (white) with relics of bornite (light gray) and carbonates (black); in blasts and groundmass single, minute, spherical grains of pyrite (white). Enlarg. 480 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 476
5. Kuliste skupienie hipidiomorficznych i idiomorficznych ziarn pirytu (białe). Pow. 1000 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 547
6. Skupienie ziarn pirytu (białe) o zarysach wieloboku. Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 480a.  
Spherical concentration of hypidiomorphic and idiomorphic pyrite grains (white). Enlarg. 1000×. One nicol. Reflected lighth. Polished section no. 480a



1



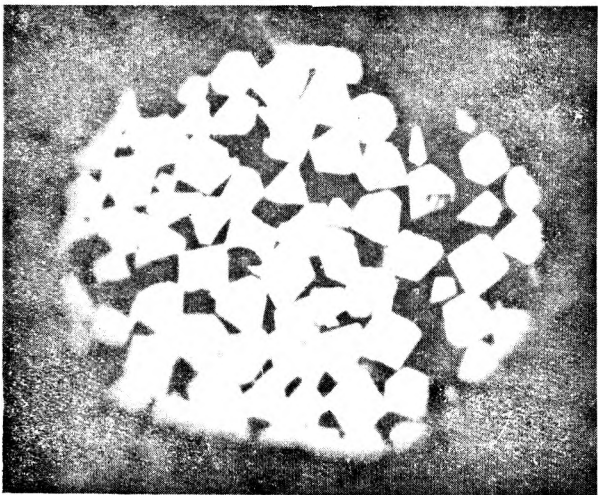
2



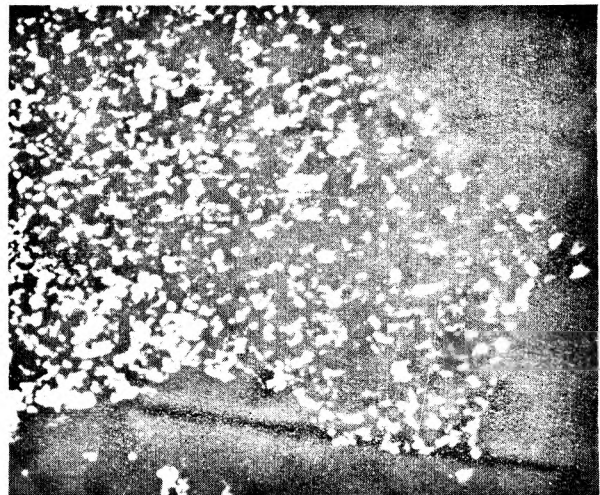
3



4



5



6

Jerzy NIŚKIEWICZ — Zjawiska metasomatozy w oechsztynskich złożach rud miedzi Dolnego Śląska  
Metasomatic phenomena in the Zechstein copper ore deposits of Lower Silesia

PLANSZA XII

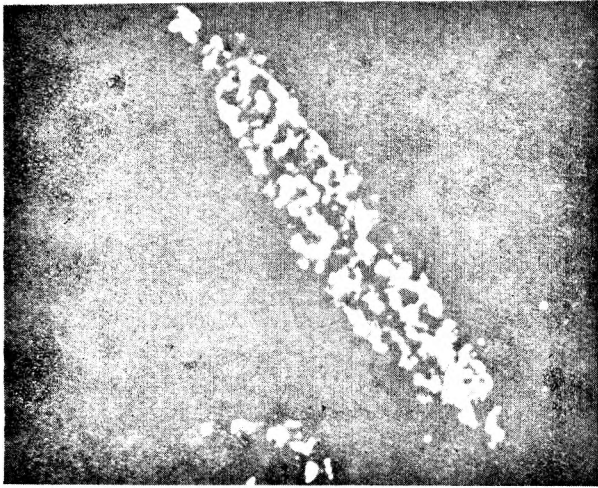
PLATE XII

Rudy marglista (1-4) i węglanowa (5, 6)

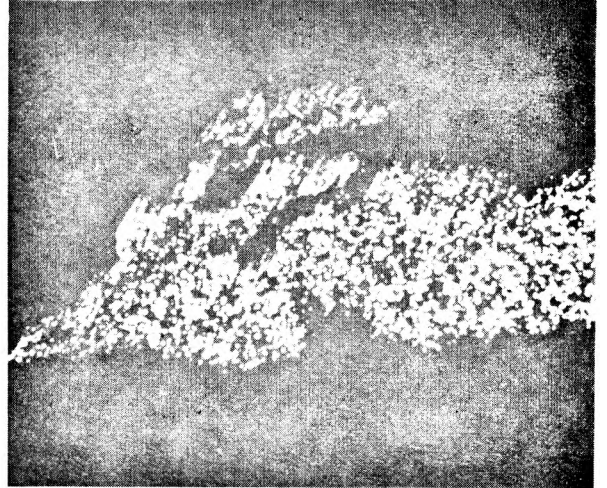
Marly ore (1-4) and carbonate ore (5, 6)

1. Soczewkowane skupienie ziarn pirytu (białe) ułożone pod kątem do tekstury łupkowej rudy, która jest zgodna z dłuższą krawędzią zdjęcia. Pow. 240 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 053  
Lensoid concentration of pyrite grains (white) oblique to fissile ore texture (parallel to longer photo margins). Enlarg. 240 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 053
2. Skupienie pirytu (białe) o zarysach nieregularnych. Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 065  
Irregular pyrite concentration (white). Enlarg. 200 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 065
3. Nebulit („mgławica”) zbudowany z drobnych ziarn pirytu (białe). Pow. 110 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 052  
“Nebula” built of minute pyrite grains (white). Enlarg. 110 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 052
4. Powiększony fragment nebulitu pirytowego z poprzedniego zdjęcia. Pow. 480 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 052  
Enlarged fragment of pyrite nebulite shown in pl. XII, 3. Enlarg. 480 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 052
5. Blast bornitu (szary) wypierany od brzegów przez chalkozyn (biały); w błacie liczne relikty węglanów (czarne), a w tle węglanowym pojedyncze drobne ziarna pirytu (białe). Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 547  
Bornite blast (gray) replaced from margins by chalcocine (white); in the blast numerous carbonate relics; single pyrite grains in carbonate groundmass (white). Enlarg. 200 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 547
6. Blast chalkozynu (biały) o zarysie pseudootwornicy; tekstura łupkowa rudy zgodna z dłuższą krawędzią zdjęcia. Pow. 920 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 493  
Chalcocine blast (white) having foraminifer outline; fissile ore texture parallel to longer photo margins. Enlarg. 920 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 493

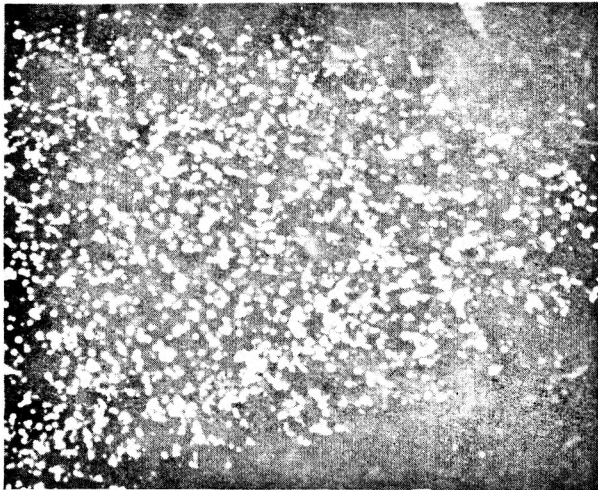




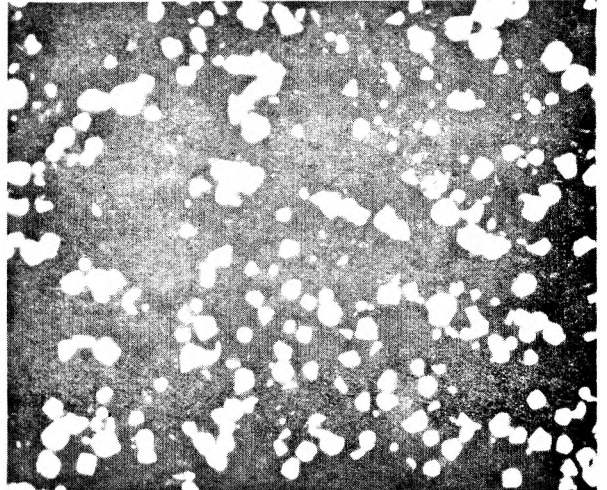
1



2



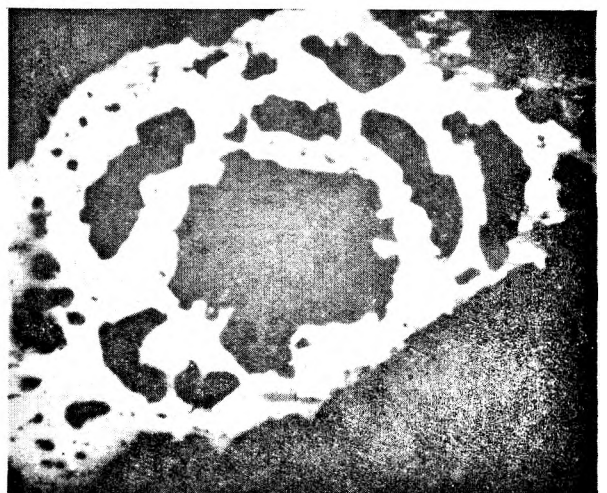
3



4



5



6

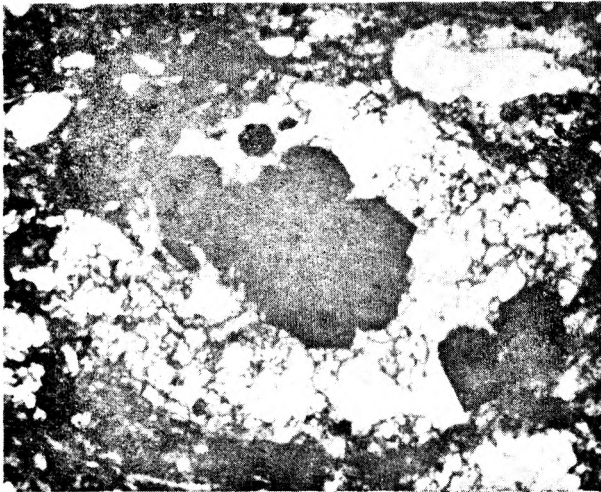
Jerzy NIŚKIEWICZ — Zjawiska metasomatozy w cechsztyńskich złożach rud miedzi Dolnego Śląska  
Metasomatic phenomena in the Zechstein copper ore deposits of Lower Silesia

MIKROSTRUKTURY I MIKROTEKSTURY RUDY MIEDZI ZŁOŻA LESZCZYŃSKIEGO (PL. XIII–XV)  
MICROSTRUCTURES AND MICROTERTURES OF COPPER-ORE OF THE LESZCZYNA DEPOSIT (PL. XIII–XV)

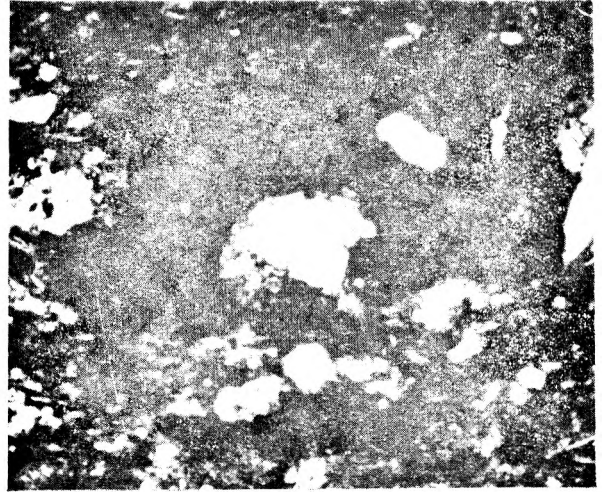
PLANSZA XIII  
PLATE XIII

Ruda marglista  
Marly ore

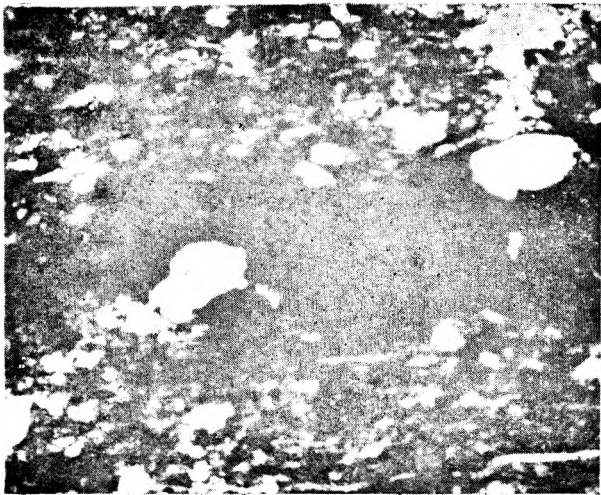
1. Soczewkowaty intraklast (białoszary) z blastami siarczków (czarne) o zarysach ksenomorficznych i hipidiomorficznych w masie podstawowej rudy (ciemnoszara); tekstura rudy łupkowa i zgodna z dłuższą krawędzią zdjęcia. Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 082  
Lensoid intraclast (white gray) with xenomorphic and hypidiomorphic sulphide blasts (black), all occurring in basic ore mass (dark gray); fissile ore texture parallel to longer photo margins. Enlarg. 200 ×. Plane light. Thin section no. 082
2. Błasty kruszczowe (czarne) o zarysach nieregularnych w masie podstawowej rudy (ciemnoszara) z ziarnami węglanu (biała); tekstura rudy łupkowa i zgodna z dłuższą krawędzią zdjęcia. Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 089  
Irregular ore-mineral blasts (black) occurring in basic ore mass (dark gray) with carbonate grains (white); fissile ore texture parallel to longer photo margins. Enlarg. 200 ×. Plane light. Thin section no. 089
3. Blast kruszczowy (czarny) w formie smugi w masie podstawowej rudy (ciemnoszara) z ziarnami węglanów (białe), kwarcu (czysto-białe, większe) i blaszkami muskowitu (białe o przekroju blaszkowym); tekstura rudy łupkowa i zgodna z dłuższą krawędzią zdjęcia. Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 089  
Ore-mineral blast (black) as a streak in basic ore mass (dark gray) containing grains of carbonates (white), quartz (larger, clean white), muscovite (white); fissile ore texture parallel to longer photo margins. Enlarg. 200 ×. Plane light. Thin section no. 089
4. Blast kruszczowy (czarny) ułożony ukośnie do tekstury łupkowej rudy, która jest zgodna z dłuższą krawędzią zdjęcia. Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 082  
Ore-mineral blast (black) oblique to fissile ore texture (parallel to longer photo margins). Enlarg. 200 ×. Plane light. Thin section no. 082
5. Blast chalkozynu (biały) z licznymi relikdami węglanu (czarne). Pow. 260 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 027  
Chalcosine blast (white) with numerous carbonate relics (black). Enlarg. 260 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 027
6. Chalkozyn (biały) wypiera intraklast (szary), całość występuje w masie podstawowej rudy (ciemnoszara), w której tkwią pojedyncze drobne ziarna pirytu (białe). Pow. 600 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 026  
Chalcosine (white) replacing intraclast (gray), all occurring in basic ore mass (dark gray) with single minute pyrite grains (white). Enlarg. 600 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 026



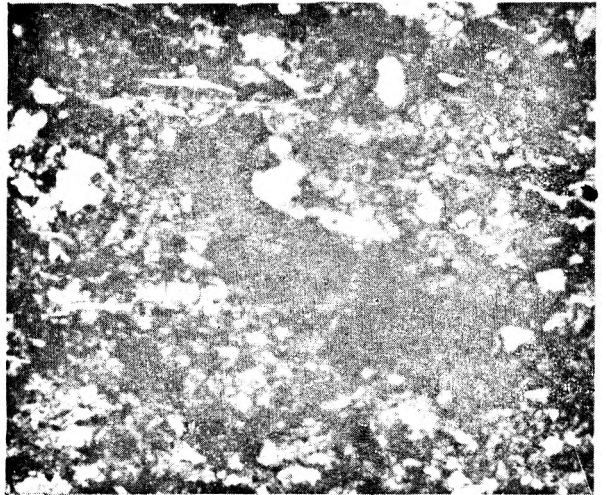
1



2



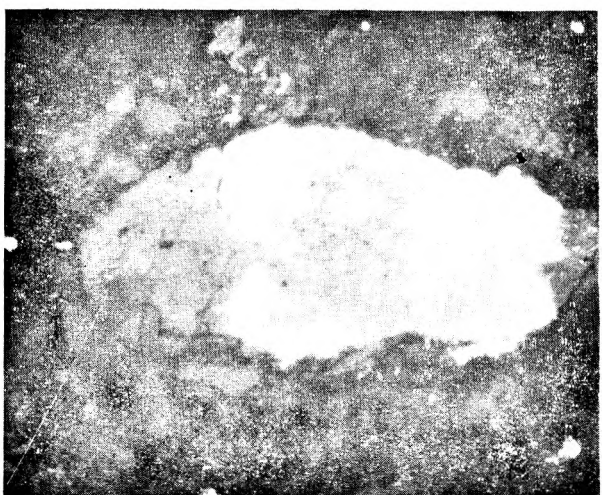
3



4



5



6

Jerzy NIŚKIEWICZ — Zjawiska metasomatozy w cechsztyńskich złożach rud miedzi Dolnego Śląska  
Metasomatic phenomena in the Zechstein copper ore deposits of Lower Silesia



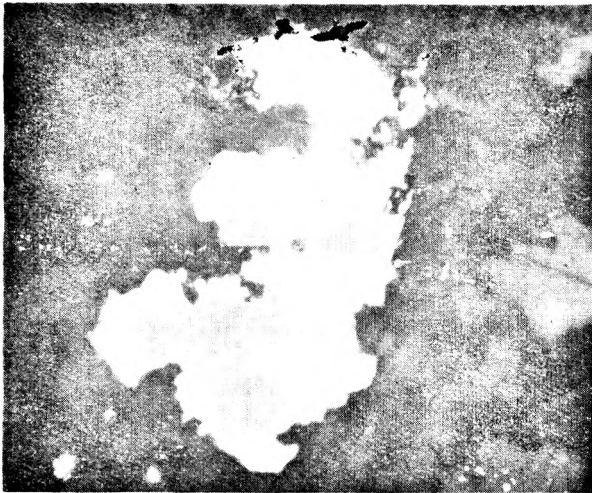
PLANSZA XIV

PLATE XIV

Ruda marglista

Marly ore

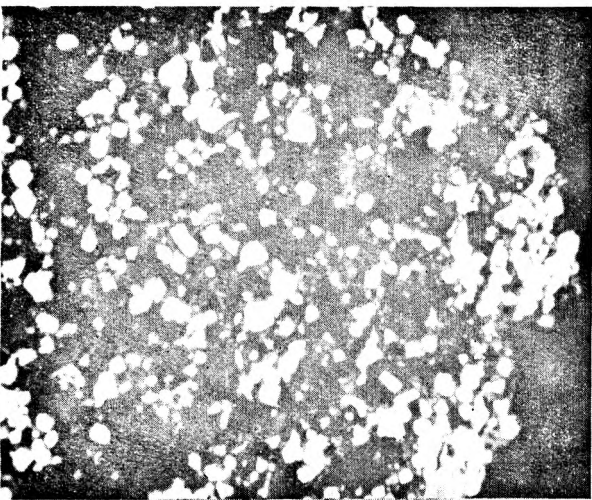
1. Blast chalkozynu (biały) wypiera kilka ziarn węglanów (szare). Tekstura rudy łupkowa, zgodna z dłuższą krawędzią zdjęcia. Pow. 920 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 026  
Chalcosine blast (white) replacing a few carbonate grains (gray). Fissile ore texture coincident with longer photo margins. Enlarg. 920 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 026
2. Skorupka ramienionoga (?) jest wypierana przez chalkopiryt (biały), który tworzy również nieregularne blasty obejmujące szczątek organiczny i masę podstawową rudy (czarnoszare tło). Pow. 260 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 035  
Brachiopod shell (?) replaced by chalcopyrite (white) forming also irregular blasts embracing organic remnant and basic ore mass (dark gray background). Enlarg. 260 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 035
3. Fragment kulistego skupienia ziarn pirytu (białe) o strukturze wewnętrznej bezładnej. Pow. 920 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 027  
Fragment of spherical concentration of pyrite grains displaying orderless internal structure. Enlarg. 920 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 027
4. Kuliste skupienie ziarn pirytu (białe) o strukturze wewnętrznej uporządkowanej. Pow. 1800 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 017  
Spherical concentration of pyrite grains (white) having ordered internal structure. Enlarg. 1 800 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 017
5. Skupienie kulistych agregatów pirytu (białe, „punktowane”), spojonych bornitem (szary). Pow. 920 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 017  
Concentration of spherical pyrite aggregates (white, “pointed”) cemented with bornite (gray). Enlarg. 920 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 017
6. Pierścieniowe skupienie ziarn pirytu (białe) w masie podstawowej rudy (czarnoszara). Pow. 580 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 027  
Ring concentration of pyrite grains (white) in basic ore mass (black gray). Enlarg. 580 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 027



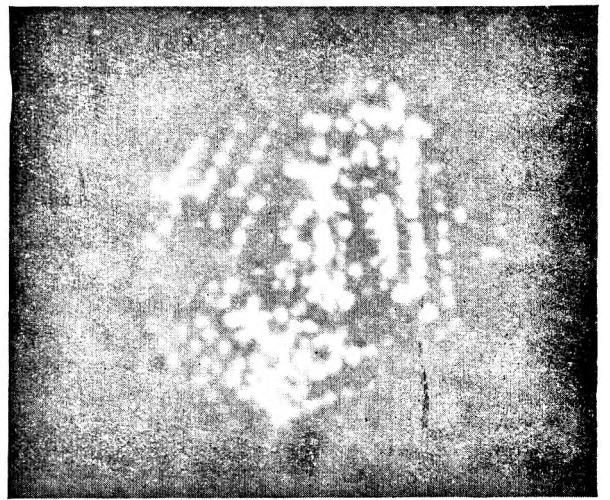
1



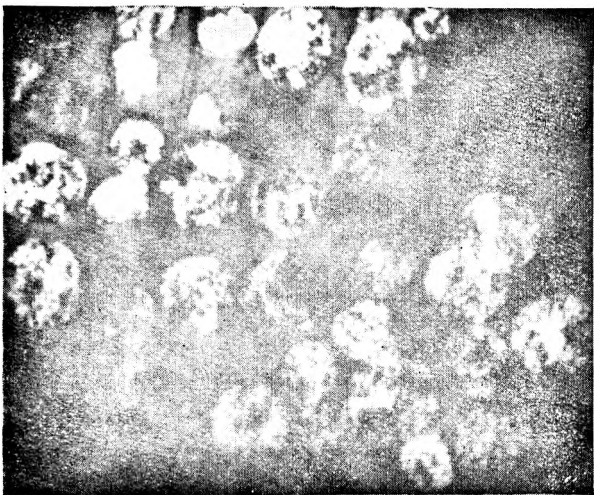
2



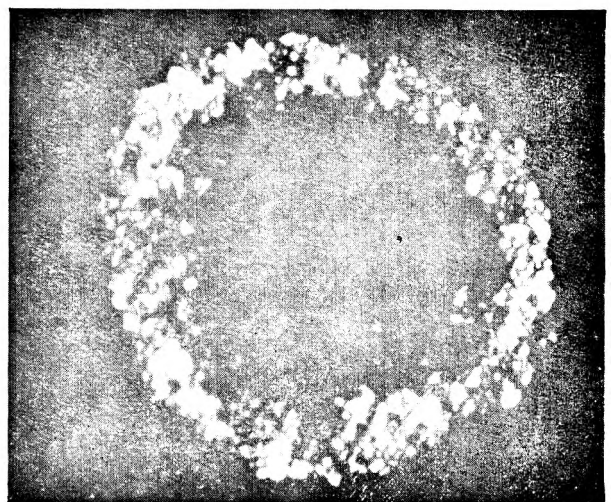
3



4



5



6

Jerzy NIŚKIEWICZ — Zjawiska metasomatozy w cechsztyńskich złożach rud miedzi Dolnego Śląska  
Metasomatic phenomena in the Zechstein copper ore deposits of Lower Silesia

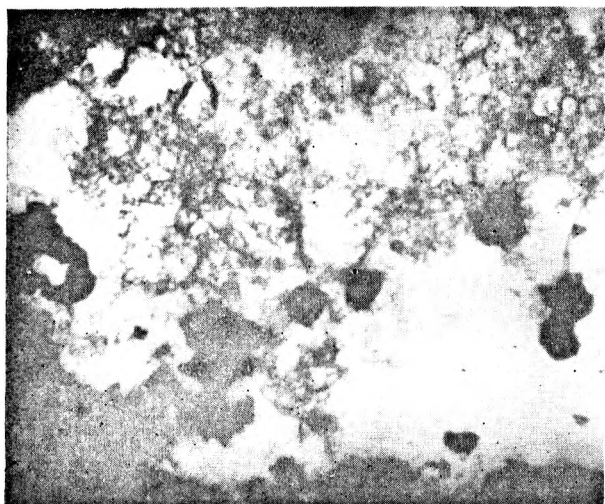
PLANSZA XV

PLATE XV

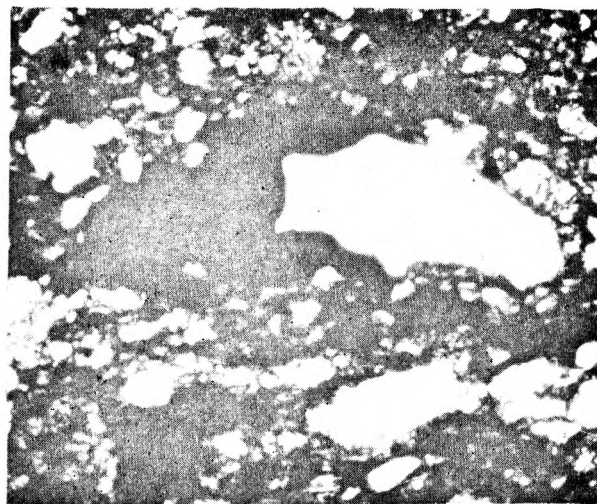
Ruda węglanowa

Carbonate ore

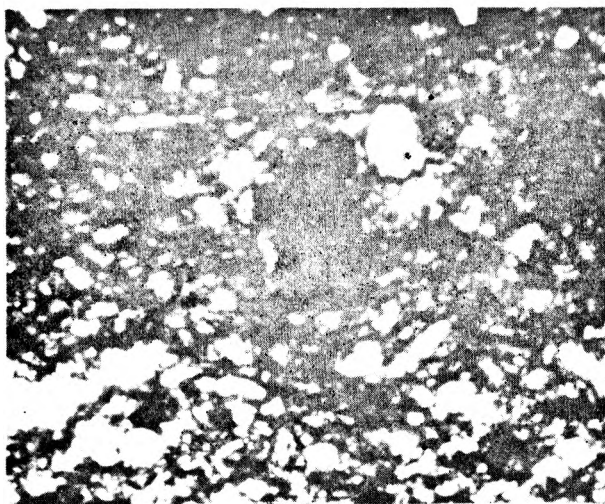
1. Skupienie węglanów (białoszare), które otaczają, zatokowo w nie wnikają i przerastają blasty kruszców (czarne). Pow. 200 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 086  
Carbonate concentration (white gray) surrounding and embaying ore-mineral blasts (black). Enlarg. 200 ×. Plane light. Thin section no. 086
2. Blast kruszcowy (czarny) częściowo otacza, „pożera” ziarno węglanu (białe); ponadto w masie węglanowej (białoszara) występują mniejsze blasty kruszców. Pow. 240 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 088  
Ore-mineral blast (black) partly surrounds “consuming” carbonate grain (white); smaller ore-mineral blasts in carbonate groundmass (white gray). Enlarg. 240 ×. Plane light. Thin section no. 088
3. W masie podstawowej rudy (białoszara) występują pojedyncze blasty kruszców (czarne); jeden z nich (w środku obrazu) jest ustawiony pod kątem prostym do tekstury łupkowej rudy, która jest zgodna z dłuższą krawędzią zdjęcia. Pow. 180 ×. Jeden nikol. Światło przechodzące. Szlif cienki nr 088  
Single ore-mineral blasts (black) in basic ore mass (white gray); one of them (in centre) normal to fissile texture of ore (parallel to longer photo margins). Enlarg. 180 ×. Plane light. Thin section no. 088
4. Blast chalkozynu (biały), który miejscami wyraźnie dopasował się do idiomorficznych zarysów węglanów (czarne). Pow. 920 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 025  
Chalcosine blast (white) locally fitting to idiomorphic carbonates (black). Enlarg. 920 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 025
5. Bornit (szary) okruszcowuje szczątki organiczne (czarnoszare) i sam jest wypierany przez blasty chalkozynu (biały), które wypierają także tło węglanowe (czarnoszare); w blastach chalkozynu występują relikty bornitu. Pow. 480 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 018  
Bornite (gray) mineralizing organic remnants (black gray) and replaced by chalcosine (white), the latter also replacing carbonate groundmass (black gray); relic bornite in chalcosine blasts. Enlarg. 480 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 018
6. Blast bornitowy (biały) o zarysie gwiazdy trójramiennej, z licznymi relikdami węglanów (czarne), przy czym jedno ramię jest ułożone zgodnic z teksturą łupkową rudy, która jest zgodna z dłuższą krawędzią zdjęcia. Pow. 110 ×. Jeden nikol. Światło odbite. Szlif jednostronny nr 033  
Bornite blast (white) displaying three-branched star outline, one branch parallel to fissile texture of ore (parallel to longer photo margin): numerous carbonate relics inside the blast. Enlarg. 110 ×. One nicol. Reflected light. Polished section no. 033



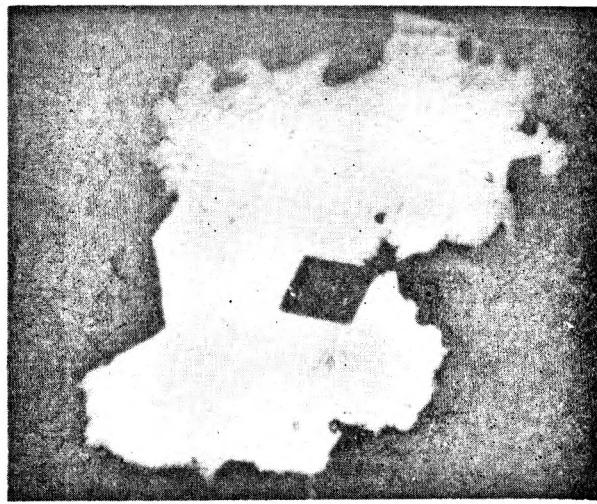
1



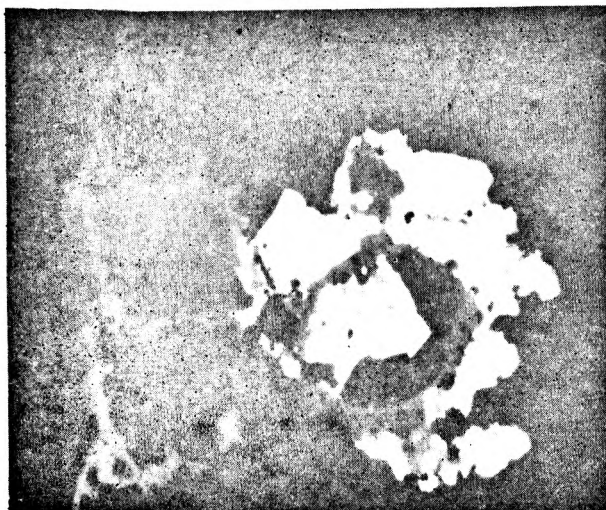
2



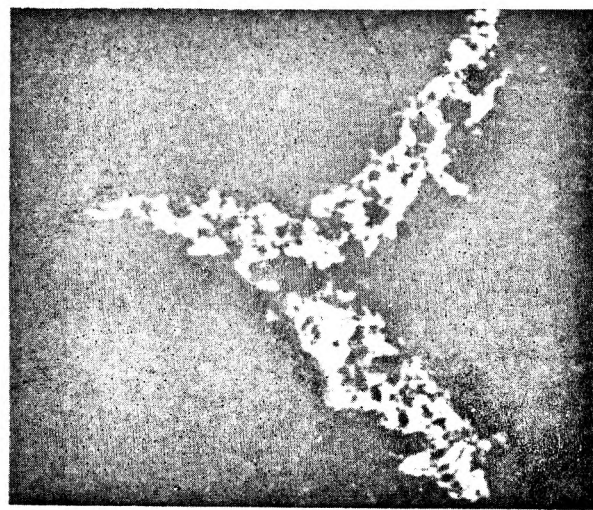
3



4



5



6

Jerzy NIŚKIEWICZ — Zjawiska metasomatozy w cechsztyńskich złożach rud miedzi Dolnego Śląska  
Metasomatic phenomena in the Zechstein copper ore deposits of Lower Silesia