

ZŁOŻE RUD MIEDZIOWO-POLIMETALICZNYCH MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ I JEGO ZWIĄZKI Z OSADAMI CECHSZTYNU

UKD 533.43'3/9:551.243.22(438 – 14):534.736.3.022.2

Unikatowe, z powodu swych rozmiarów, a interesujące ze względu na historię powstania oraz budowę geologiczną złoża rud miedziowo-polimetalicznych od przeszło 25 lat stanowi obiekt zainteresowań geologów. Powstanie tego złoża jest związane genetycznie i przestrzennie z sedymentacją osadów cechsztyńskich będących w tym rejonie przedmiotem badań wielu geologów (6, 9, 10, 14, 16, 18, 20).

Morskie osady cechsztynu leżą transgresywnie na lądowych, czerwonych piaskowcach (odbarwionych w części stropowej), należących do czerwonego spągowca (14), Profil cechsztynu w badanym obszarze (ryc. 1) przedstawia tabela i ryc. 2. Płytki basen epikontynentalnego morza cechsztyńskiego odznaczał się dużą zmiennością warunków sedymentacji spowodowaną m.in. odległością od lądu, zróżnicowaną głębokością i morfologią dna, zmienną dynamiką i własnościami fizyko-chemicznymi wód, co decydowało o składzie mineralnym i uziarnieniu deponowanego osadu. Dno basenu mogło ulegać powolnym, pionowym ruchom epejrogenicznym o zmiennej amplitudzie i kierunku (w górę lub w dół). Również poziom wód w morzu mógł ulegać zmianom spowodowanym wlewami świeżych wód z oceanu borealnego oraz silną ewaporacją okresowo zamkniętego zbiornika. Badany obszar znajdował się w przybrzeżnej strefie morza cechsztyńskiego.

WARUNKI SEDYMENTACJI SPĄGOWYCH OSADÓW CECHSZTYNU

Badania geologiczne przeprowadzone na rdzeniach z wielu wierceń rozpoznawczych oraz w wyrobiskach kopalń umożliwiły naświetlenie niektórych zagadnień dotyczących warunków sedymentacji spągowych warstw cechsztynu w okolicach Lubina i Głogowa (8, 18).

Cechsztyński biały spągowiec (P-O) powstał w środowisku morskim z materiału utworzonego w wyniku rozdrobnienia lądowych piaskowców czerwonego spągowca, a następnie ponownego scementowania powstałego piasku spoiwem węglanowym oraz ilastym, lokalnie również siarczanowym. O krótkiej obróbce piasku w morzu świadczą nie zatarte cechy eolicznego transportu ziarn kwarcu, np. polewy krzemionkowe, nadżerki itp. Basen morski był płytki z wyraźnym prądowaniem oraz falowaniem sięgającym miejscami dna. Wskazują na to m.in. kanały erozyjne, struktury płomieniowe, ripplemarki i przekątne warstwowania (2). Niemniej istniały w nim miejsca mające warunki redukcyjne, związane z podwyższoną zawartością H_2S i organicznej substancji węglowej. Dowodzi tego występo-

wanie w okolicach Lubina licznych, czarnych (zawierających obok C org. również siarczki) kongrekcji w stropie białych piaskowców cechsztyńskich (17).

Dolomit graniczny (W-O) utworzył się z mułu węglanowego wytrąconego w płytkim (głębokość kilka do kilkunastu metrów) basenie. Osadzał się w środowisku o niskiej energii, głównie w płaskich, rozległych obniżeniach dna oddzielonych wąskimi, piaskowcowymi elewacjami (ryc. 3) obserwowanymi w wyrobiskach kopalń. Elewacje te mogły powstać w wyniku działalności prądów przybrzeżnych, ale pewne przesłanki np. charakterystyczne, przekątne warstwowanie niektórych może wskazywać na ich eoliczne powstanie przed transgresją cechsztyńską. Szczytowe części elewacji sięgały podstawy falowania, dlatego muł węglanowy nie osadzał się na nich a gromadził w obniżeniach, gdzie panowały warunki: słaboredukcyjne ($Eh < 0$) – o czym świadczy stosunkowo niewielka zawartość C org. w dolomicie i szczątki fauny oraz słaboalkaliczne ($pH > 7,8$), umożliwiające wytrącanie porowatego mułu wapiennego, który następnie ulegał szybkiej dolomityzacji, głównie pod wpływem wód porowych bogatych w jony Mg^{2+} (19). Miejscami, np. w części środkowej badanego obszaru, dolomit graniczny może przechodzić w dolomit organogeniczny, głównie glonowy (biohermy).

Łupek cechsztyński (Ł-1) osadził się w basenie nieco głębszym (50–100 m), w środowisku niskoenergetycznym, silnie redukcyjnym (Eh rzędu – 300 mV). Stężenie jonów wodorowych było wyższe od 7,8, o czym świadczy znaczna zawartość węglanów w łupku (głównie dolomitu), ilość ich wyraźnie wzrasta do stropu łupków od kilku do przeszło 50% (może to wskazywać na stopniowy wzrost pH w trakcie sedymentacji łupków i zmniejszanie się ujemnego Eh). W wyniku tego obserwujemy stopniowe przejście od łupku czarnego, ilastego z dużą sięgającą 20%, zawartością substancji organicznej, węglowej, pochodzenia sapropelowego (łupek smolący w nazewnictwie kopalnianym) przez łupek ilasto-dolomitowy do ciemnego dolomitu ilastego (ryc. 4). Lokalnie obserwuje się występowanie ostrej granicy z leżącymi na nich dolomitami, co mogłoby świadczyć o nagłej zmianie warunków depozycji w danym obszarze. Należy podkreślić bardzo mały udział bituminów w łupku cechsztyńskim rzędu 0,1–0,8% wag. (12), co wyklucza stosowanie w nazwie tych łupków określenia „bitumiczny”, często używanego przez wielu autorów.

Dolomity i wapienie (W-1) okolic Lubina i Głogowa osadziły się w zbiorniku morskim o niewielkiej głębokości rzędu 15–30 m (19), w którym pH wody było znacznie wyższe od 7,8, co umożliwiało obfite strącanie węglanu

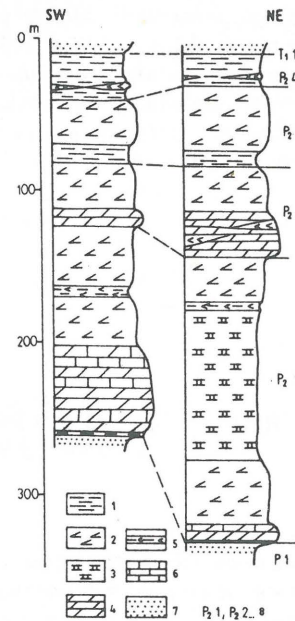


Ryc. 1. Szkic obszaru przedśudeckiego.

tereny występowania: 1 – przemysłowej mineralizacji miedzi, 2 – nieprzemysłowej mineralizacji miedzi, 3 – facji utlenionej, 4 – granica zasięgu osadów cechsztynu, 5 – ważniejsze linie tektoniczne: SUO – strefa uskokuwa środkowej Odry, USB – uskoku sudecki brzożny, SPS – depresja północnosudecka.

Fig. 1. Sketch map of the Fore-Sudetic area.

Areas of: 1 – economic copper mineralization, 2 – uneconomic copper mineralization, 3 – oxidated facies; 4 – extent of Zechstein strata, 5 – major tectonic lines: SUO – Middle Odra fault zone USB – marginal Sudetic fault, SPS – North-Sudetic Depression.



Ryc. 2. Litologiczne profile osadów cechsztynu w SW i NE częściach lubińsko-głogowskiego obszaru miedzionośnego.

1 – iłowce i iłolupki, 2 – anhydryty, 3 – sól kamienna, 4 – dolomity, 5 – iłowce gipsowe, zbrekcowane, 6 – wapienie, 7 – piaskowce, 8 – kolejne cyklotemy.

Fig. 2. Lithological columns of Zechstein strata in SW and NE parts of the Lubin-Głogów copper-bearing area.

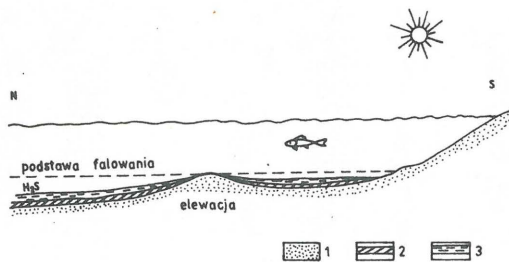
1 – claystones and clay shales, 2 – anhydrites, 3 – rock salt, 4 – dolomites, 5 – gypsum claystones, brecciated, 6 – limestones, 7 – sandstones, 8 – successive cyclothems.

PROFIL LITOLOGICZNY OSADÓW CECHSZTYNU W REJONIE LUBIN-GŁOGÓW

Cyklotem	Symbol warstwy	Miąższość m	Wykształcenie litologiczne
			w stropie – czerwone piaskowce i iłolupki dolnego pstrego piaskowca
P ₂ 4	Ł-4g A-4 Ł-4d	10–32 0–2 3–12	iłowce czerwone z żyłkami gipsu gipsy i anhydryty iłowce czerwone z żyłkami gipsu
P ₂ 3	A-3 Ł-3	0–42 2–14	anhydryty drobnokrystaliczne ze sferolitami iłowce szare w stropie lokalnie soczewy dolomitu W-3
P ₂ 2	A-2 W-2	15–35 0–16	anhydryty drobnokrystaliczne dolomit szary drobnokrystaliczny z żyłkami i soczewkami anhydrytu
P ₂ 1	A-1g Na-1 A-1d W-1 Ł-1	20–70 0–80 30–70 6–140 0–1	anhydryty drobnokrystaliczne sól kamienna anhydryty drobnokrystaliczne z wkładką (4–8 m miąższ.) brekcji iłowcowo-gipsowej A-1 br dolomity i wapienie szare, drobnokrystaliczne, w spągu zailone łupki czarne, ilaste i ilasto-dolomitowe
	W-O P-O	0–0,2 1–10	dolomity szare piaskowiec biały } subcykl P ₂ O lokalnie w okolicy Lubina
			w spągu – czerwone piaskowce czerwonego spągowca

wapnia w postaci porowatego mułu i jego szybką dolomitację pod wpływem wód porowych, zawierających dużo jonów Mg²⁺. Wartość Eh powoli wzrastała od wartości ujemnych, przekraczając Eh = 0 i osiągając w jasnoszarych dolomitach wartości dodatnie. W związku z tym w spągu serii (W-1) występują na przeważającej części obszaru złoża ciemnoszare, drobnziarniste dolomity ilaste, za-

wierające znaczne domieszki substancji ilastej i C org. Miąższość dolomitu ilastego waha się od kilkunastu centymetrów do 2–3 m (21). Powyżej występuje charakterystyczna warstwa dolomitu smugowanego o wyraźnej laminacji, na przemian warstewek ciemniejszych (bardziej ilastych) i jaśniejszych (ryc. 4). Miąższość dolomitu smugowanego jest zmienna, średnio około 1 m (21). Na dolomi-



Ryc. 3. Schemat sedimentacji euksynitów dolnocechsztyńskich w lokalnych zagłębieniach dna basenu morskiego rozdzielonych elewacjami piaskowcowymi.

1 – piaskowce, 2 – dolomit graniczny, 3 – łupek ilasty.

Fig. 3. Scheme of sedimentation of Lower Zechstein euxenites in local depressions in floor of marine basin, separated by sandy swells.

1 – sandstones, 2 – boundary dolomite, 3 – clay shale.

cie smugowanym leży właściwa seria dolomitowo-wapienna, składająca się z dolomitów, dolomitów wapienistych i wapieni dolomitycznych, podrzędnie wapieni. W pewnych częściach obszaru badań, zwłaszcza na zachodzie brak w profilu warstw dolomitu ilastego i smugowanego. Wiąże się to również z brakiem łupków cechsztyńskich i dolomity szare (W-1) leżą na białych piaskowcach. W zachodniej części obszaru badań w czasie sedimentacji łupków cechsztyńskich i dolomitów (W-1) panowały warunki utleniające o czym świadczy jasna barwa osadów oraz obecność charakterystycznych czerwonych plam (ryc. 5).

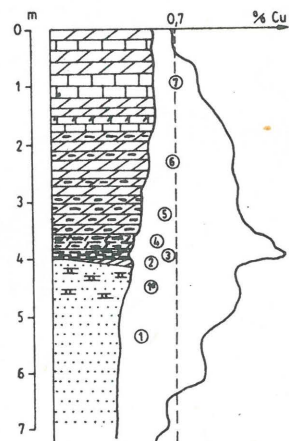
Miaższość skał dolomitowych i wapiennych (W-1) w strefie przybrzeżnej (okolice Lubina) jest znaczna, przekraczająca 100 m miejscami (węglanowa platforma przybrzeżna) (9). W strefie położonej dalej od brzegu (okolice Głogowa) ulega znacznej redukcji do kilku metrów (ryc. 2).

W miarę wzrostu zasolenia wód w morzu cechsztyńskim, spowodowanych intensywną ewaporacją, rozpoczęło się wytrącanie siarczanów i chlorków cyklotemu P₂1. Kolejne zmiany warunków sedimentacji w morzu cechsztyńskim powodowały depozycję kolejnych serii skał: węglanowych, siarczanowych, chlorkowych i ilastych składających się na formację cechsztyńską w badanym rejonie. Kończą ją czerwone, ilaste osady (Ł-4), będące odbiciem spłykania i wysychania morza. Są one przejściem od morskiej sedimentacji cechsztynu do lądowej, piaszczysto-ilastej dolnego pstręgo piaskowca (tabela).

UWAGI O BUDOWIE GEOLOGICZNEJ I PALEOGEOGRAFII OBSZARU

W okresie cechsztynu badany obszar znajdował się w sąsiedztwie brzegu morskiego – strefy: sublitoralna i nerytyczna. Linia brzegowa miała przebieg zbliżony do obecnej granicy bloku przedsudeckiego i monokliny. Na podstawie obserwacji geologicznych w rejonie Lubina i Sieroszowic (18) oraz zupełnej odmienności profilu litologiczno-stratygraficznego cechsztynu w rejonie Bolesławiec – Iwiny – Grodziec (depresja północnosudecka) (21) można wnioskować, że w okresie morza cechsztyńskiego obecny blok przedsudecki stanowił obszar lądowy, oddzielający szelf „otwartego morza” rejonu lubińskiego-głogowskiego od „zatoki” depresji północnosudeckiej (14, 18).

Interesujący, lecz trudny do wyjaśnienia w świetle zebranych dotychczas danych, jest fakt „krzyżowania się”



Ryc. 4. Pełny profil litologiczny złoża z wykresem okruszcowania Cu.

1 – biały piaskowiec, 1a–b – piaskowiec ze spoiwem węglanowym, 2 – dolomit graniczny, 3 – łupek ilasty (tzw. smolący), 4 – łupek ilasto-dolomitowy, 5 – dolomit ilasty, 6 – dolomit smugowany, 7 – dolomit wapienisty (W-1).

Fig. 4. Full lithological section of the deposit and graph of Cu mineralization.

1 – Weissliendes, 1a–b – sandstone with carbonate cement, 2 – boundary dolomite, 3 – clay (so-called pitchy) shale, 4 – clay-dolomitic shale, 5 – clay dolomite, 6 – streaky dolomite, 7 – calcareous dolomite (W-1).

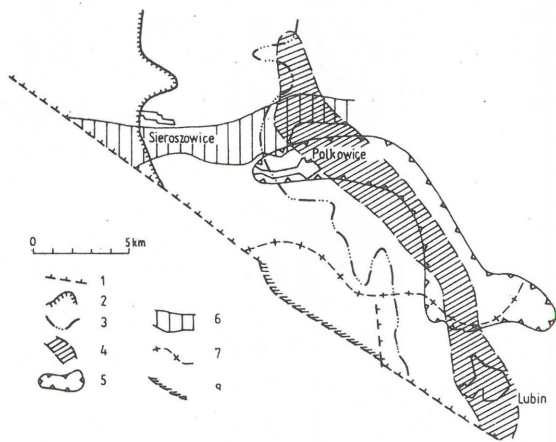
niektórych kierunków, związanych z sedimentacją cechsztynu w badanym obszarze z pewnymi kierunkami związanymi z procesami mineralizacji (ryc. 5). Przebieg zbliżony do równoleżnikowego mają:

- krawędź węglanowej platformy przybrzeżnej (W-1) w cyklotemie P₂1,
- południowa granica zasięgu dolomitu (W-2) w spągu cyklotemu P₂2.

Południkowy w przybliżeniu przebieg mają:

- granica zasięgu facji utlenionej w poziomie łupków cechsztyńskich,
- zachodnia granica zasięgu mineralizacji miedziowej w białym piaskowcu (P-O),
- strefa podwyższonych zawartości ołowiu w spągowych skałach cechsztynu,
- strefy złoża o dominującym okruszcowaniu chalkozynem i bornitem.

Warstwy skalne permu i triasu tworzące monoklinę przedsudecką, lekko nachylone (2–5°) ku NE są zaburzone licznymi uskokami grupującymi się w trzech głównych systemach kierunkowych: NW–SE, W–E i N–S (15, 18). Dwa pierwsze systemy zostały potwierdzone obserwacjami w wyrobiskach kopalń (21). Uskoki te mają bardzo zróżnicowane rozmiary. Stwierdzono też występowanie uskoków inwersyjnych (15). Strefa uskokuwa środkowej Odry (o charakterze głębokiego rozłamu) stanowi główną linię tektoniczną badanego rejonu. Poza omówionymi uskokami wertykalnymi obserwuje się w kopalniach uskoki przesuwcze oraz listwowe. Ponadto w poziomie łupków cechsztyńskich obserwuje się drobne formy strukturalne typu fałdków, fleksur, powierzchni ślizgowych a także płaskich zafalowań (21). Opisane formy należy uzupełnić licznymi spękaniem i szczelinami tektonicznymi ujawniającymi się głównie w skałach węglanowych (W-1) i łupkach. Spękania te odznaczają się dużym zróżnicowaniem: kie-



Ryc. 5. Szkic rejonu Lubin-Sieroszowice z charakterystycznymi granicami i strefami związanymi z niektórymi procesami sedymentacji i mineralizacji kruszcowej.

1 - strefa uskokuwa środkowej Odry, 2 - wschodnia granica zasięgu strefy utlenionej, 3 - zachodnia granica występowania okruszcowania w piaskowcach, 4 - strefa mineralizacji z przewagą bornitu (na SW od niej dominuje chalkozyn, na NE chalkopiryt), 5 - zasięg występowania podwyższonej mineralizacji ołowiem, 6 - strefa graniczna przybrzeżnej platformy węglanowej, 7 - południowy zasięg występowania dolomitu głównego (W-2), 8 - zasięg występowania osadów cechsztyńskich.

Fig. 5. Sketch map of the Lubin-Sieroszowice region, showing characteristic boundaries and zones influencing some sedimentary processes and ore mineralization.

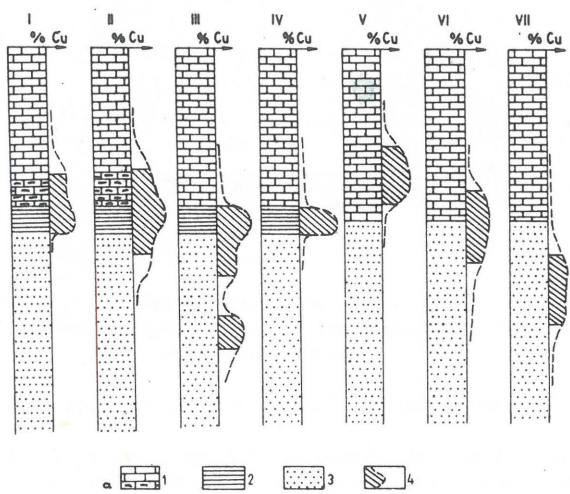
1 - Middle Odra fault zone, 2 - eastern boundary of oxidated facies, 3 - western boundary of mineralization of sandstones, 4 - mineralization zone with predominance of bornite (chalcoite predominates SW of that zone, and chalcopirite - NE of it), 5 - extent of increased Pb mineralization, 6 - marginal zone of nearshore carbonate platform, 7 - southern boundary of Main Dolomite (W-2), 8 - extent of Zechstein strata in Fore-Sudetic Block.

runków, zasięgu, częstotliwości oraz morfologii. Część z nich została wypełniona treścią mineralną.

Przedstawiony obraz tektoniki dysjunktywnej wskazuje na wielofazowość jej powstawania. Większości dyslokacji przypisuje się wiek laramijski. Strefa uskokuwa środkowej Odry (NW-SE) ma stare założenia - warwscyjskie, aktywizowane następnie w czasie ruchów alpejskich (15, 18) Uskoki przecinają i przesuwają uformowane wcześniej złoża rud miedziowo-polimetalicznych.

GEOLOGICZNA CHARAKTERYSTYKA ZŁOŻA

Leży ono w środkowej części monokliny przedsudeckiej w sąsiedztwie jej tektonicznego kontaktu z blokiem przedsudeckim (ryc. 1). Pozostałe granice złoża wyznaczają: od zachodu strefa występowania facji utlenionej (z czerwonymi plamami) a od północy i wschodu zanik mineralizacji miedziowej w łupkach cechsztyńskich. Należy ono do złóż stratyfikowanych, związanych z określonymi poziomami litologiczno-stratygraficznymi. Obok opisywanego złoża leżą w rejonie Lubin-Głógów w obrębie monokliny stwierdzono kilka innych miejsc występowania mineralizacji miedziowej w poziomie łupków cechsztyńskich (ryc. 1). Należą one łącznie ze złożem tzw. margli miedzionośnych depresji północnosudeckiej do prowincji cechsztyńskich łupków ciągnącej się od Anglii przez Niemcy do zachodniej Polski.



Ryc. 6. Typy litologicznych profili złoża.

1 - dolomity i wapień, w spągu zailone, 2 - łupki cechsztyńskie, 3 - piaskowce, 4 - wykres mineralizacji miedziowej.

Fig. 6. Types of lithological sections of the deposit.

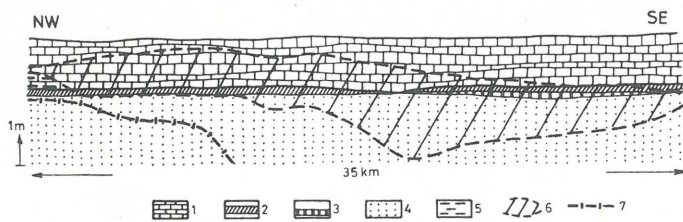
1 - dolomites and limestones, clayey at the base, 2 - Zechstein shales, 3 - sandstones, 4 - graph of copper mineralization.

Na temat licznych zagadnień dotyczących budowy złoża rud miedziowo-polimetalicznych, jego okruszcowania, genezy itp. wypowiedało się wielu geologów (3, 4, 7, 11, 13, 18, 20, 21). Prezentowane dotychczas poglądy, różniące się w ujęciu i tłumaczeniu pewnych procesów i form złożowych nie wyjaśniają w sposób zadowalający zasadniczych procesów jego powstania. Rozważania przedstawione w dalszej części artykułu, oparte na wieloletnich własnych badaniach mają na celu posłużyć ich wyjaśnieniu.

Mineralizacja miedziowo-polimetaliczna związana jest przestrzennie i genetycznie z warstwą łupków cechsztyńskich oraz częściowo z warstwami dolomitów i białego piaskowca. Złożo ma formę zbliżoną do pokładowej. Ta w ogólnym ujęciu prosta forma, przy szczegółowym rozpatrywaniu odznacza się dużą zmiennością:

- miąższości zmineralizowanych miedzią warstw (od 0,5 do ponad 20 m),
- koncentracji miedzi w warstwach zmineralizowanych (w kierunku horyzontalnym i wertykalnym),
- wykształcenia litologicznego - mineralizacja występuje w łupkach dolomitowo-ilastych, dolomitach i białych piaskowcach.

Te zmineralizowane warstwy, zróżnicowane litologicznie, nie zachowują ciągłości na całym obszarze złoża. W konsekwencji tego autor wyróżnił 7 typów litologicznych profili złoża (ryc. 6) (7). Największe rozprzestrzenienie mają trzy typy: I - przeważający w części zachodniej, II - w części środkowej i III - we wschodniej. Pozostałe typy zajmują znacznie mniejsze obszary. W związku z tą zmiennością zasięgu mineralizacji miedziowej w różnych litologicznie warstwach w złożu obserwuje się wyraźną niezgodność kątową między ułożeniem warstw dolomitów, łupku i piaskowca a przebiegiem strefy zmineralizowanej miedzią (ryc. 7) (7, 18). Może to być efekt procesów sedymentacyjnych związanych np. ze zmianami warunków fizyko-chemicznych w różnych częściach basenu sedymentacyjnego w kolejnych, czasowych odcinkach jego rozwoju lub procesów diagenety, które mogły spowodować późniejsze przemieszczenie mineralizacji. Na



Ryc. 7. Schemat pionowego zasięgu mineralizacji miedziowej (przekrój po rozciągłości złoża).

1 – dolomity i wapień (W-1), 2 – łupki miedziowo-polimetaliczne, 3 – dolomit graniczny (W-O), 4 – białe i czerwone piaskowce, 5 – czerwone plamy (facja utleniona), 6 – zasięg strefy okruszczonej Cu, 7 – granica białych (góra) i czerwonych piaskowców (dół).

Fig. 7. Scheme of vertical extent of the copper mineralization (section following the length of the deposit).

1 – dolomites and limestones (W-1), 2 – copper-polimetallic shales, 3 – Boundary Dolomite (W-O), 4 – white and red sandstones, 5 – red spots (oxidated facies), 6 – extent of Cu-mineralized zone, 7 – boundary of white (above) and red (below) sandstones.

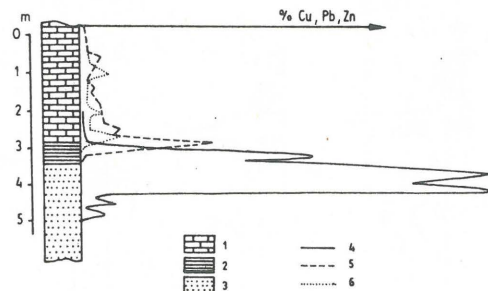
uwagę zasługuje stwierdzona współzależność między miąższością białych piaskowców a miąższością strefy zmineralizowanej miedzią w nich występującą (18). Brak dotychczas wystarczających danych dla wyjaśnienia tego faktu.

Kruszcowa mineralizacja złoża odznacza się bardzo różnorodnym składem (4, 7, 21). Do głównych minerałów miedziowych należą: chalkozyn (Cu_2S), bornit (Cu_3FeS_4) i chalkopiryt (CuFeS_2); niemiedziowych: galena (PbS), sfaleryt (ZnS) i piryt (FeS_2). Ponadto występują pomocne minerały kruszcowe – miedziowe: tetraedryt, kowelin, tenantyt, kupryt, enargit, stromayeryt oraz niemiedziowe: kobaltyn, nikielin, arsenopiryt, saffloryt, molibdenit, skutterudyt, srebro rodzime, hematyt, magnetyt i inne. Ten zróżnicowany skład mineralny obejmujący obok minerałów miedzi również minerały ołowiu i cynku oraz w ilościach znacznie mniejszych, ale gospodarczo bardzo interesujących minerały niklu, kobaltu, molibdenu, srebra upoważnia do zaliczenia złoża do typu miedziowo-polimetalicznego (11).

Obserwuje się dość wyraźną horyzontalną zonalność występowania głównych minerałów miedzi (7, 21). Na znacznej części złoża (w sąsiedztwie z blokiem przedsudeckim) wyraźnie przeważa chalkozyn. W częściach głębszych wyraźnie ujawnia się wąska strefa o przewodzie bornitu (ryc. 5), a jeszcze głębiej w kierunku upadu położony jest obszar o przewodzie chalkopiryty. Zonalność horyzontalna zależna jest od rozpuszczalności siarczków, kształtu linii brzegowej, przebiegu granicy środowiska redukcyjnego i zmian pH. Interesujący jest fakt skośnego przebiegu wspomnianych stref mineralnych względem kierunku obecnej granicy złoża (ryc. 5). Zonalność pionowa jest słabiej zaznaczona. Mineralizacja miedzią lokuje się w dole a mineralizacja ołowiova i cynkowa powyżej (ryc. 8).

Minerały kruszcowe występują w trzech typowych dla złoża monokliny przedsudeckiej formach (7):

- rozproszony, bardzo liczny pelitu mineralnego (ϕ kilka do kilkunastu mikrometrów) często uporządkowanego w formę smug zgodnych z teksturą łupków,
- wydłużonych lamin i soczewek o miąższości do kilku milimetrów, przebiegających zgodnie z teksturą łupków oraz cienkich żyłek o podobnej miąższości przecinających pod różnymi kątami zmineralizowane łupki i dolomity (znacznie rzadziej piaskowce),



Ryc. 8. Okruszczowanie serii złożowej w okolicy Polkowic.

1 – dolomity, 2 – łupki, 3 – białe piaskowce; wykresy procentowej zawartości: 4 – miedzi, 5 – ołowiu, 6 – cynku.

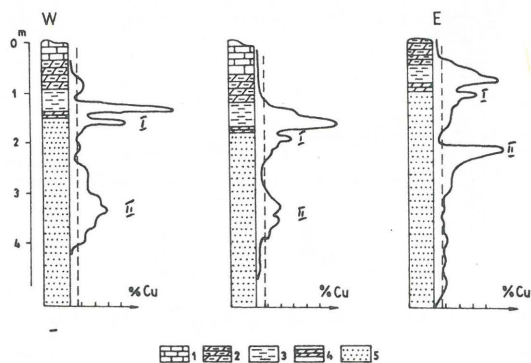
Fig. 8. Mineralization of the deposit series in the vicinities of Polkowice.

1 – dolomites, 2 – shales, 3 – white sandstones; graphs of content (in per cent) of: 4 – copper, 5 – lead, 6 – zinc

c) większych skupień (agregatów mineralnych) o rozmiarach kilku milimetrów i różnym kształcie, obserwuje się je zwłaszcza w piaskowcach i dolomitach.

Ta różnorodność form mineralizacji wskazuje na wielostadialność procesu powstawania złoża. Mineralizacja w postaci rozproszonego pelitu (łupki) oraz drobnych wprysnięć (piaskowce) uważana jest za synsedymacyjną (7, 18). Mineralizacja w formie lamin, żyłek czy większych skupień siarczków jest efektem późniejszych procesów związanych z diagenezą i katagenezą, powodujących przemieszczanie substancji kruszcowej w obrębie skały goszczącej pod wpływem procesów fizyko-chemicznych (np. sekcyjnych, metasomatycznych i in.), trudnych obecnie do odtworzenia (18). Przykładem mineralizacji diagenetycznej są również „prążkowe” formy okruszczenia w piaskowcach lub anormalnie wysokie (do 15–20% Cu) koncentracje kruszców w stropowej części piaskowca (okolice Polkowic). Trudne do wyjaśnienia jest występowanie lokalnie w piaskowcach dwóch stref okruszczonej miedzią, przedzielonych strefą o wyraźnie obniżonej koncentracji miedzi (ryc. 9). Należy również podkreślić, że żyłki kruszców miedzi występują tylko w obrębie serii złożowej, gdzie powstały w procesach diagenetycznej – w skałach występujących w stropie i spągu złoża nie zaobserwowano ich.

Stwierdzona wielostadialność powstania mineralizacji miedziowej (synsedymacyjna i diagenetyczna) w stropie białych piaskowców przerobionych i redeponowanych przez transgredujące morze (8, 18) wskazuje na lokalne występowanie w basenie, bezpośrednio po transgresji, warunków redukcyjnych umożliwiających synsedymacyjną precypitację siarczków miedzi w piaskowcach (P-O). Świadczy o tym obecne w stropowej (sięgające do 2 m poniżej spągu łupków) części piaskowca czarne, owalne konkrete. Wykonane badania (17) wykazały że konkrete zawierają substancję organiczną (do 0,6% C org.), żelazo dwuwartościowe (FeO do 1,8%) i piryt w ilości do 4,1%, co dowodzi ich związku z redukcyjnym środowiskiem. Lokalne, krótkotrwałe warunki redukcyjne mogły być wystarczającym czynnikiem dla synsedymacyjnego wytrącenia z wody morskiej w redeponowanych białych piaskowcach siarczków miedzi, w formie rozproszonych wprysnięć stanowiących część ich spoiwa. W sprzyjających warunkach naturalnych na tę synsedymacyjną, niskoprocentową mineralizację nałożyła się późniejsza, diagenetyczna przemiesz-



Ryc. 9. Profile litologiczne złoża w okolicy Lubina z dwoma poziomami okruszcowania Cu w białych piaskowcach.

1 – dolomit smugowany, 2 – dolomit ilasty, 3 – łupek, 4 – dolomit graniczny, 5 – biały piaskowiec.

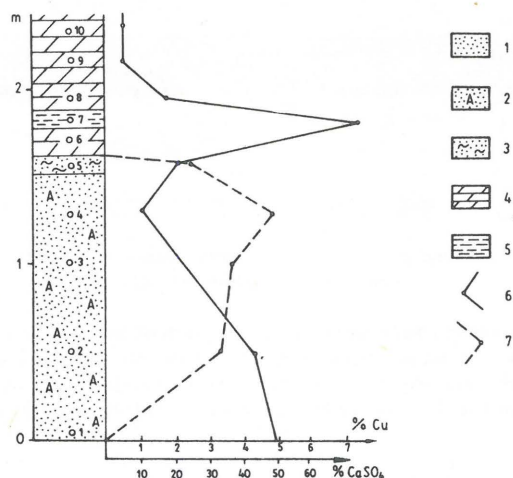
Fig. 9. Lithological sections of the deposit in the vicinities of Lubin, with two horizons of Cu mineralization in the Weisslienges.

1 – streaky dolomite, 2 – clay dolomite, 3 – shale, 4 – Boundary Dolomite, 5 – Weisslienges.

czająca dodatkowe, często znaczne ilości miedzi oraz innych metali z łupków cechsztyńskich i powodująca utworzenie wtórnie wzbogaconych partii piaskowców. Prawdopodobnie mineralizacja diagenetyczna w piaskowcach powstała w związku z procesami lityfikacji silnie zmineralizowanych, węglistych łupków cechsztyńskich oraz wyciśnięcia z nich rozтворów porowych bogatych w jony metali w leżące niżej osady piaszczyste, które zachowały swą porowatość znacznie dłużej. Również procesy diagenetyzacji powodujące rozkład sapropelowej substancji organicznej w łupkach mogły przejściowo wywoływać warunki redukcyjne w sąsiadujących piaskowcach. Ta swoista „migracja” środowiska redukcyjnego mogła umożliwić przemieszczenie części syngenedymantacyjnej mineralizacji na pewnych obszarach z łupków w obręb stropowej części białych piaskowców.

Do charakterystycznych cech białych piaskowców należy lokalnie obserwowany zanik mineralizacji miedziowej w miejscach występowania spoiwa gipsowo-anhydrytowego (ryc. 10). Fakt ten został zaobserwowany w rejonie Sieroszowic w fazie prac rozpoznawczych, wiertniczych (14). Szczegółowe badania „piaskowców anhydrytowych” przeprowadzono w wyrobiskach kopalń Polkowice i Rudna (5), gdzie miąższość ich sięga kilku metrów a zasięg powierzchniowy poszczególnych wystąpień kilkuset metrów. Obecność anhydrytu i gipsu w spoiwie powoduje zanik okruszcowania miedzią, przy czym poniżej piaskowców anhydrytowych okruszcowanie Cu może ponownie wystąpić (ryc. 10). Piaskowce anhydrytowe występują na obszarach gdzie brak jest łupków cechsztyńskich, w strefach elewacji piaskowcowych, tam gdzie miąższość dolomitów (W-1) oddzielających piaskowce (P-O) od kompleksu anhydrytów (A-1) jest zmniejszona (14). Piaskowce anhydrytowe wymagają dalszych badań, podobnie jak większość zagadnień związanych z geologią złoża rud miedziowo-polimetalicznych.

Mineralizacja miedziowa w białych piaskowcach występuje tylko we wschodniej części złoża. Granica jej zasięgu przebiega zgodnie z kierunkiem rozprzestrzenienia stref mineralizacji chalcokynowej i bornitowej (ryc. 5). Miąższość okruszczonych Cu białych piaskowców jest zmienna od kilku centymetrów do 20 m. Największe



Ryc. 10. Zanik mineralizacji miedziowej w białych piaskowcach ze spoiwem anhydrytowym (wg Zaleskiej, zmodyfikowane).

1 – biały piaskowiec, 2 – piaskowiec ze spoiwem anhydrytowym, 3 – piaskowiec ze smugami ilastymi, 4 – dolomit, 5 – łupek ilasty, 6 – wykres zawartości Cu, 7 – wykres zawartości CaSO_4 .

Fig. 10. Disappearance of copper mineralization in the Weisslienges with anhydrite cement (after Zaleska, modified).

1 – Weisslienges, 2 – as above, with anhydrite cement, 3 – sandstone with clay streaks, 4 – dolomite, 5 – clay shale, 6 – graph of Cu content, 7 – graph of CaSO_4 content.

miąższości występują w rejonie położonym na NE i E od Polkowic. Zawartość miedzi w rudzie piaskowcowej na ogół nie przekracza 2%, znane są jednak miejsca gdzie zawartość jest wyższa od 10–15% a siarczki miedzi (głównie chalcokyn) tworzą obfite spoiwo piaskowca. Są to wtórnie wzbogacone strefy. Koncentracje metali współwystępujących: srebra, kobaltu, niklu, wanadu, molibdenu i innych są w rudzie piaskowcowej najniższe.

Najważniejszy i najbardziej charakterystyczny dla tego złoża okruszczony poziom litologiczny łupków miedziowo-polimetalicznych występuje na przeważającej części obszaru złoża. Obszary pozbawione łupków stwierdzono w różnych miejscach złoża. Niektóre związane są z elewacjami dna basenu istniejącymi w czasie ich sedymentacji. Dotyczy to wydłużonych, wąskich stref pozbawionych łupków w okolicach Lubina i Polkowic (19). Łupki miedziowo-polimetaliczne stanowią zróżnicowany zespół skał węglanowo-ilastych, obejmujących: łupki ilaste, dolomitowo-ilaste i ilasto-dolomitowe (14, 18). Zawierają one w swym składzie znaczne ilości substancji organicznej węglowej. Obserwuje się wzrost zawartości substancji dolomitowej i zmniejszanie zawartości substancji ilastej i C org. w kierunku stropu łupków. Miąższość łupku jest zmienna. Ilasty łupek (tzw. smolący), obejmujący dolną część ma miąższość od kilku milimetrów do 20 cm. Zawiera on najwyższe koncentracje miedzi, często przekraczające 10% – średnio 5–6% oraz metali współwystępujących (od 2 do 12 razy wyższe niż w rudzie węglanowej i piaskowcowej). Zajmujący górną część łupka ilasto-dolomitowy ma również zmienną miąższość dochodzącą do 50 cm (średnio około 20 cm). Odnacza się niższą zawartością C org. (do 10%) oraz niższą koncentracją miedzi (do 6–8%) i metali współwystępujących. W łupkach pomimo ich niewielkiej miąższości (około 10% całej miąższości złoża) skoncentrowane jest około 25% całkowitych zasobów miedzi, ponad 20% srebra, 50% kobaltu, 90% niklu, około

100% wanadu, ponad 40% molibdenu. Tą wysoką koncentrację metali w łupkach dobrze ilustruje zestawienie przedstawiające zawartość ich w 1 t różnych litologicznie rodzajów rud miedzi (21).

Rodzaj rudy	Cu kg/t	Ag g/t	Co g/t	Ni g/t	Mo g/t	V g/t	Re g/t	Se g/t
węglanowa	18,2	60	16	—	29	—	1,0	7,9
łupkowa	48,1	137	183	150	131	260	2,2	9,5
piaskowcowa	19,5	62	25	—	21	—	1,0	9,2

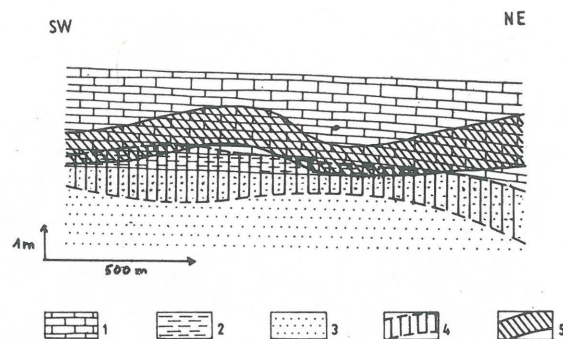
Łupek jest jakby „naturalnym koncentratem” metali. W nim została złożona w czasie sedymentacji główna ich masa o czym świadczy dominacja okruszcowania typu synsedymentacyjnego, która następnie w trakcie dalszej naturalnej historii złoża mogła ulegać znacznym przemieszczeniom zarówno w obrębie łupku, jak i w sąsiadujące warstwy skalne.

W południowo-wschodniej części złoża w spągu łupków cechsztyńskich występuje warstewka dolomitu granicznego (ryc. 4). Jest to warstewka nie przekraczająca kilkunastu centymetrów miąższości. Mineralizacja miedziowa jest w niej znacznie uboższa niż w przyległych łupkach i piaskowcach (ryc. 9) (19).

Najwyższy poziom litologiczny złoża stanowią okruszczone dolomity. Okruszczenie ich jest najsilniejsze w środkowej i zachodniej części złoża. W obrębie okruszczonych dolomitów wyróżnia się następujące warstwy (od spągu): dolomitu ilastego, dolomitu smugowanego i dolomitu wapnistego. Różnią się one głównie zawartością substancji ilastej i C org. malejącą w kierunku stropu. Koncentracja synsedymentacyjnego okruszczenia wiąże się z zawartością w skale goszczącej substancji ilastej i węglistej (ryc. 4). W przypadku dobrego wykształcenia warstw dolomitu ilastego i smugowanego (miąższość powyżej 2 m) mineralizacja siarczkami miedzi jest w nich dość wysoka (około 1,5–2%) i obejmuje spąg leżących wyżej dolomitów wapnistych. W częściach złoża gdzie nie utworzyły się dolomity ilaste i smugowane, zwykle brak jest okruszczenia w skałach dolomitowych.

W złożu obok okruszczenia głównego – siarczkami miedzi, występują w interesujących gospodarczo ilościach kruszce ołowiu i cynku oraz liczna grupa metali współwystępujących. Prawie wszystkie powinny być odzyskiwane w trakcie właściwie dobranych procesów przeróbki rud. Podwyższona mineralizacja ołowiem występuje w pewnych tylko strefach złoża, cynkowa jest uboższa i rozproszona, nie tworzy wyraźnych stref. Okruszczenie galeną lokuje się głównie w stropowych częściach złoża lub nad złożem – w skałach dolomitowych, rzadziej w łupkach a zupełnie podrzędnie w piaskowcach (ryc. 11). Podwyższone okruszczenie ołowiem tworzy stosunkowo wąską, wydłużoną w kierunku NNW–SSE strefę rozciągającą się w środkowej i wschodniej części obszaru złożowego (ryc. 5). Badania przeprowadzone w złożu monokliny przedsudeckiej przeczą poglądom przyjmowanym w niecce mansfeldzkiej o horyzontalnej strefowości mineralizacji: Cu – w pobliżu brzegu basenu, Pb – w częściach głębszych a Zn – w najgłębszych.

Istotną cechą złoża monokliny przedsudeckiej jest zupełny brak obserwacji i wyników badań wskazujących na istnienie związku genetycznego czy przestrzennego z magmatyzmem, wulkanizmem czy tektoniką uskokową. Głębokie uskoki mogą mieć tylko związek pośredni, jako kanały doprowadzające metalonośne roztwory hydrotermalne do basenu morskiego, w którym następowało synsedymentacyjne wytrącanie metali w redukcyjnym środo-



Ryc. 11. Schemat występowania stref okruszczonych miedzią i ołowiem w rejonie Lubina (przekrój po upadzie).

1 – dolomity i wapień (W-1), 2 – łupek, 3 – biały piaskowiec, 4 – zasięg pionowy okruszczenia Cu, 5 – zasięg pionowy okruszczenia Pb.

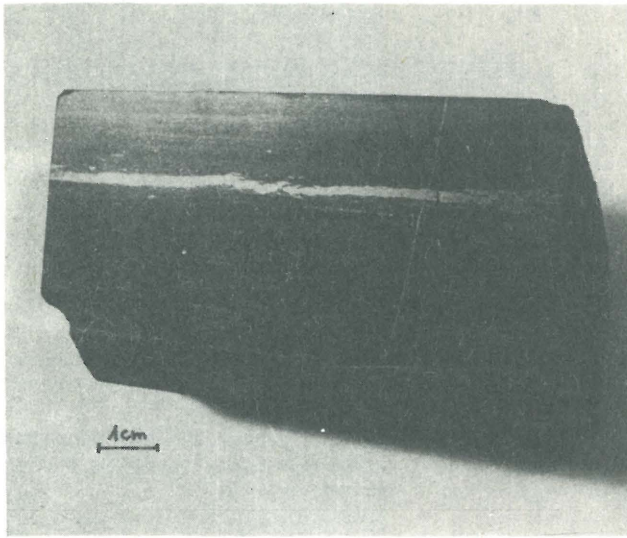
Fig. 11. Scheme of distribution of zones of Cu and Pb mineralization in the Lubin area (along the dip).

1 – dolomites and limestones (W-1), 2 – shale, 3 – Weissligendes, 4 – vertical extent of Cu mineralization, 5 – vertical extent of Pb mineralization.

wisku łupków i dolomitów ilastych. Główne ruchy tektoniczne (kimeryjskie, alpejskie) miały miejsce po utworzeniu złoża. Uskoki tną i przesuwały bloki znacznie wcześniej uformowanego złoża. To jednopokładowe złożo o bardzo dużym zasięgu powierzchniowym i stosunkowo małej miąższości ma cechy stratyfikowanego złoża powstałego w obszarze platformowym w warunkach egzogenicznych. Mineralizacja kruszcowa związana z osadami facji redukcyjnej występuje w sąsiedztwie facji utlenionej, płonnej, czerwonoplamistej (ryc. 1), która utworzyła się w strefach przybrzeżnych basenu morskiego oraz na wyniesieniach dna morskiego (w częściach oddalonych od brzegu) tam, gdzie podstawa falowania sięgała do osadów na dzień a intensywny ruch wody powodował ich utlenianie. Przytoczone liczne cechy charakterystyczne pozwalają na wydzielenie go spośród szeregu stratyfikowanych złóż rud miedzi jako odrębnego „typu MP” (monokliny przedsudeckiej), odznaczającego się występowaniem mineralizacji miedziowo-polimetalicznej oraz złożowym, wieloetapowym, synsedymentacyjno-diagenetycznym procesem powstania.

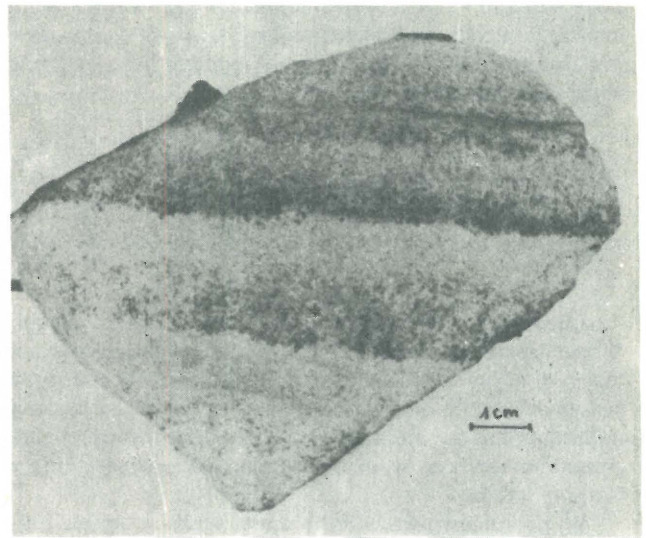
UWAGI O POWSTANIU ZŁOŻA

Rozpatrując zagadnienia związane z budową i okruszczeniem złoża rud miedziowo-polimetalicznych „typu MP” należy odtworzyć warunki jego powstania. Wedle dotychczasowych obserwacji i badań w wyrobiskach kopalń oraz na rdzeniach wiertniczych tworzyło się ono w rozległych na wiele kilometrów, choć płytkich lokalnych zagłębieniach dna epikontynentalnego morza cechsztyńskiego (ryc. 3), tzw. pułapkach sedymentacyjnych. Owe zagłębienia – „pułapki”, występujące w pobliżu brzegów lub wyniesień dna basenu o charakterze zrębów tektonicznych ograniczonych głębokimi uskoki, cechowały się spokojnymi warunkami sedymentacji oraz wyraźną redukcyjnością przydatnego środowiska. Pewną rolę w tworzeniu takiego środowiska odegrały bakterie anareobowe, wytwarzające H₂S kosztem siarczanów. Metalonośne osady leżą transgresywnie na czerwonych, powstałych w środowisku utleniającym osadach czerwonego spą-



Ryc. 12. Łupek ilasty, czarny z mineralizacją syngedymantacyjną (pelit siarczków miedzi ułożonych w smugi zgodne z laminacją) oraz diagenetyczną (żyłki chalkozynu zgodne z laminacją i przecinające ją).

Fig. 12. Black clay shale with syngedimentary mineralization (pelite of Cu sulfides, arranged in streaks consistet with lamination) and the diagenetic (chalcocite veinlets consistent with lamination and cutting it).



Ryc. 13. Biały piaskowiec z mineralizacją chalkozynową w postaci tzw. diagenetycznych prążków.

Fig. 13. The Weissliegende with chalcocite mineralization in the form of the so-called diagenetic striae.

gowca, w bezpośredniej bliskości powierzchni erozyjnej (kontakt czerwonego spągowca z cechsztynem). W sprzyjających warunkach sedimentacyjnych, paleogeograficznych i tektonicznych, występujących w tzw. sedimentacyjnych pałapkach, mogły działać procesy geochemiczne i mineralogiczne powodując nagromadzenie w nich miedzi i innych metali.

Dla utworzenia tego ogromnego złoża musiały powstać odpowiednie warunki środowiska oraz możliwość doprowadzenia do basenu sedimentacyjnego dużych ilości metali w postaci rozpuszczalnych związków. Najtrudniejszy problem stanowi wyjaśnienie (w świetle dostępnych faktów i znanych hipotez) źródeł pochodzenia oraz sposobów transportu tak ogromnych mas metali (rzędu wielu dziesiątków milionów ton). Metale te zostały zdeponowane na niewielkim, w stosunku do powierzchni morza, obszarze – rzędu kilkuset km², w bardzo krótkim (geologicznie) czasie sedimentacji łupków cechsztyńskich, rzędu kilku do kilkunastu tysięcy lat. Dotychczas nie udało się zidentyfikować wszystkich złożonych procesów geologicznych prowadzących do ich nagromadzenia (18). Jest pewne, że w takim układzie źródłem metali nie mogły być wyłącznie naturalne (przyniesione wodami z otaczających lądów) koncentracje jonów metali w wodzie morskiej. Dla utworzenia tak ogromnego złoża, w tak krótkim czasie, musiały być one silnie wzbogacone np. przez termalne roztwory metalonośne wylewające się do basenu morskiego przez uskokowe dyslokacje tektoniczne (1), sięgające w głąb litosfery a nawet do górnego płaszcza. Rolę takich kanałów doprowadzających metalonośne roztwory mogły pełnić głębokie uskoki należące do systemu środkowej Odry (18). Ta swoista hydrotermalna działalność mineralizacyjna (postwaryscyjska) musiała być zsynchronizowana z okresem depozycji łupków cechsztyńskich. Istniałby też luźny, pośredni związek genetyczny złoża z postwaryscyjską działalnością pomagmową. W świetle przedstawionych faktów i hipotez złożoną, wieloetapową historię

powstania złoża rud miedziowo-polimetalicznych „typu MP” można przedstawić w skrócie następująco:

Etap I: a) Syngedymantacyjne strącanie niewielkich ilości siarczków metali z wody morskiej w czasie redepozycji białych piaskowców (P-O) cechsztynu w miejscach, gdzie istniały odpowiednie, redukcyjne warunki (17);

b) syngedymantacyjne strącanie w silnie redukcyjnym środowisku głównej masy siarczków metali w czasie depozycji łupków cechsztyńskich (Ł-1); źródłem metali były pierwotne ich koncentracje w wodzie morskiej a przede wszystkim wlewające się do basenu morskiego przez głębokie pęknięcia tektoniczne silnie metalonośne roztwory termalne (1);

c) syngedymantacyjne strącanie siarczków metali (wzbogaconych w bardziej rozpuszczalne siarczki Pb i Zn) w czasie początkowej fazy depozycji skał dolomitowych (W-1), a szczególnie dolomitu ilastego i smugowanego.

Etap II – Stopniowa diagenaza (od czasu depozycji) osadów połączona z przekształcaniem i różnicowaniem substancji mineralnych, przemieszczaniem sekrecyjnym oraz w mniejszym stopniu przenikaniem pewnych składników w tym związków metali; kompakcja łupków zawierających główną masę syngedymantacyjnego okruszczenia połączona z wyciskaniem roztworów porowych, bogatych w jony metali i czynniki redukcyjne w obręb utrzymujących jeszcze pierwotną porowatość białych piaskowców, częściowa ich cementacja siarczkami; powstanie mineralizacji przenikającej – siarczkowe „prążki” diagenetyczne, metasomatyczne podstawianie spoiwa piaskowców, sekrecyjne konkretacje siarczkowe itp.; przemiany w procesach diagenazy sapropelowej substancji organicznej obficie występującej w łupkach łączyły się z wytwarzaniem czynników redukcyjnych, które mogły być okresowo przemieszczane do skał sąsiadujących, np. białych piaskowców, ułatwiając przenikanie mineralizacji kruszcowej.

Etap III – Powstanie w trakcie późnej diagenazy lub katagenazy sekrecyjnych żyłek i skupień siarczków miedzi oraz minerałów płonnych (kalcyt, baryt, gips) związanych z przemieszczaniem i koncentracją w sprzyjających warunkach różnych minerałów.

Wymienione etapy w naturze łączyły się ze sobą, a nawet zachodziły na siebie, tak że dokładne ich wydzielenie jest obecnie bardzo trudne.

UWAGI KOŃCOWE

Problemy genezy stratyfikowanych złóż rud metali nie zostały dotychczas w pełni wyjaśnione. Nadal brak badań eksperymentalnych, których wyniki mogłyby rzucić światło na przebieg procesów złóżotwórczych, prowadzących do ich utworzenia (transportu metali, sedimentacji, precypitacji, diagenetyzacji itp.) oraz procesów złożowych zachodzących w obrębie już powstałych złóż. W przypadku złóża rud typu MP obserwacje i badania form i sposobów przemieszczania i gromadzenia metali w skałach goszczących wskazują na ich poligeniczność i wieloetapowość. W oparciu o wyniki przeprowadzonych badań można je zaliczyć do złóż osadowych synsedymentacyjno-diagenetycznych, pośrednio związanych z procesami hydrotermalnymi.

Ważniejsze geologiczne cechy złóża rud miedziowo-polimetalicznych monokliny przedsudeckiej przedstawiają się następująco:

1) **pozycja geotektoniczna** – brzeżna część platformy, depozycja osadów złożowych w czasie transgresji następującej po okresie nagromadzenia klastycznych, czerwonych osadów lądowych; sąsiedztwo głębokich pęknięć tektonicznych (rozłamów), ale brak bezpośredniego związku mineralizacji kruszcowej z tektoniką.

2) **typ basenu sedymentacyjnego** – labilny szelf, gdzie depozycja osadów na jego dnie równoważyła subsydencję – oscylacyjne ruchy pionowe (sedymentacja cykliczna); u schyłku cechsztynu wzrost szybkości sedymentacji materiału klastycznego, zwolnienie subsydencji – spływanie morza i przejście do lądowej sedymentacji pstrego piaskowca,

3) **warunki paleogeograficzne** – zatoki i rozległe konsedymentacyjne zagłębienia dna basenu morskiego, zwykle w pobliżu starych progów strukturalnych lub wyniesień dna,

4) **warunki sedymentacji** – środowisko morskie, niskoenergetyczne o charakterze od neutralnego do alkalicznego, ograniczony ruch wód; powierzchnia $E_h = 0$ położona znacznie powyżej powierzchni osadów dennych, w strefie przydennej ujemny potencjał redoksy,

5) **przynależność facjalna** – płytkomorska, przybrzeżna facja nerytyczna typu węglanowo-terrygenicznego (ilasatego, podrzędnie piaszczystego); bliskie sąsiedztwo stratygraficzne z facjami ewaporatów (siarczany i chlorki),

6) **wielostadialność procesów złóżotwórczych** – a) stadium sedymentogenezy: depozycja osadów (euksynitów), synsedymentacyjne strącanie siarczków metali z wody morskiej wzbogaconej metalonośnymi roztworami termalnymi wlewającymi się do basenu morskiego wzdłuż głębokich uskoków środkowej Odry;

b) stadium diagenetyzacji: kompaktacja i lityfikacja świeżych, porowatych osadów, wyciskanie wód porowych (silnie zmineralizowanych) z łupków w skały sąsiadujące, mineralizacja przenikająca w piaskowcach, tworzenie diagenetycznych skupień siarczkowych;

c) stadium katagenetyzacji: dalsze przemiany lityfikacyjne w skałę, uruchomienie siarczków – przemieszczenie i wtórna koncentracja; powstanie katagenetycznych utworów mineralnych – żyłek siarczków miedzi, kalcytu, barytu, gipsu,

7) **budowa złóża** – stratyfikowana, jednopokładowa; seria złożowa o zróżnicowanej budowie litologicznej (skały dolomitowe, łupki i piaskowce) i różnorodnym okruszczeniu miedziowo-polimetalicznym; tektonika uskoku,

postmineralizacyjna – rozcina uformowane wcześniej złóża na bloki tektoniczne,

8) **łupki miedziowo-polimetaliczne** – czarne, węglanowo-ilaste łupki z dużą (do 20%) zawartością węglistej substancji organicznej (bituminy występują w małych ilościach 0,1–0,8%, wag.), łupki te zawierają najwyższe, synsedymentacyjne koncentracje miedzi i metali współwystępujących (Ag, Co, Ni, Mo, V, Re, As, Ga, Sb, Au i in.); stanowią najważniejszą zarówno pod względem gospodarczym, jak i genetycznym warstwę złóża.

9) **zonalność mineralizacji** – zonalność metali i minerałów kruszcowych uzależniona jest od przebiegu granicy facji utlenionej (czerwonoplamiastej) i redukcyjnej (szaroczarnej); horyzontalna: chalkozyn – bornit – chalkopiryt (wyrażna) i wertykalna: miedź – ołów – (cynk) – żelazo (nie wyrażna).

Przedstawiona w pracy interpretacja rozwoju sedymentacji spągowych euksynitów cechsztyńskich monokliny przedsudeckiej oraz genetycznego i przestrzennego związania z nimi okruszczenia miedziowo-polimetalicznego złóża „MP” jest próbą połączenia wyników wieloletnich badań w jedną całość. Nie dała się ona zrealizować z wystarczającą pewnością w niektórych szczegółach. Spowodowane to było skomplikowaną genezą złóża oraz wciąż jeszcze brakiem wielu niezbędnych badań geologicznych.

Przedstawione w pracy dane pozwalają wykluczyć epigenetyczną (endogeniczną) możliwość jego powstania. Złóżo „MP” jest niewątpliwie pochodzenia sedymentacyjnego choć geneza jego jest złożona (wieloetapowa, związana z kilkoma procesami złóżotwórczymi uzupełnionymi późniejszymi procesami złożowymi). Dalsze badania (których potrzeba wynika z niniejszej rozprawy) powinny dostarczyć materiałów do kontynuowania poznawania procesów złóżotwórczych i złożowych, które przyczyniły się do powstania złóża. Będą również sprawdzianem przedstawionych koncepcji.

LITERATURA

1. Bischoff J.L. – [w:] Degens E.T. (red.) – Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea. Springer Verlag N. Y. 1969.
2. Cygan J., Kowal T., Tomaszewski J.B. – Warunki sedymentacji piaszczystych utworów w strobie czerwonego spągowca w okolicy Lubina. Pr. Nauk Inst. Gór. PWr. 1977 nr 12.
3. Harańczyk C. – Mineralizacja kruszcowa dolnoczechsztyńskich osadów euksynicznych monokliny przedsudeckiej. Arch. Min. 1972 t. 30 z. 1–2.
4. Jarosz J. – Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna złóża Lubin. Rudy Metale 1968 nr 12.
5. Jarosz J., Zaleska M. – Piaskowiec anhydrotowy w złóżu rud miedzi Rudna. Ibidem 1977 nr 12.
6. Kłapciński J. – Stratygrafia cechsztynu okolicy Lubina, Sieroszowic i Wschowy (monoklina przedsudecka). Roczn. PTG 1964 z. 1–2.
7. Konstantynowicz E., Tomaszewski J.B., Zimny W. – Złóżo rud miedzi strefy przedsudeckiej. Wyd. Śląsk 1963.
8. Oberc J., Tomaszewski J.B. – Niektóre zagadnienia stratygrafii i podziału cechsztynu monokliny wrocławskiej. Prz. Geol. 1963 nr 12.
9. Peryt T.M. – Sedymentacja i wczesna diageniza wapienia cechsztyńskiego w Polsce Zachodniej. Pr. IG CIX 1984.
10. Podemski M. – Rozwój sedymentacji utworów cechsztynu w rejonie Lubin Legnicki. Kwart. Geol. 1965 nr 1.

11. R y d z e w s k i A. — Geneza cechsztyńskiej mineralizacji polimetalicznej. *Prz. Geol.* 1976 nr 12.
12. S a w ł o w i c z Z. — Badania substancji organicznej z łupków miedzionośnych z monokliny przedsudeckiej. *Ibidem* 1984 nr 7.
13. T o m a s z e w s k i J.B. — Zagadnienia metodyki prac poszukiwawczych za złożami rud miedzi w cechszynie. *Rudy Metale* 1962 nr 6.
14. T o m a s z e w s k i J.B. — Problemy stratygrafii monokliny przedsudeckiej w rejonie Lubin — Sieroszowice. *Ibidem* 1962 nr 12.
15. T o m a s z e w s k i J.B. — Tektonika brzeżnej części monokliny przedsudeckiej. *Ibidem* 1963 nr 8.
16. T o m a s z e w s k i J.B. — Charakterystyka litofacyjna utworów cechsztyńskich brzeżnej części monokliny wrocławskiej [w:] *XX-lecie Ziem Zachodnich*, Wrocław 1966.
17. T o m a s z e w s k i J.B. — Konkrecje w piaskowcach (P-1) białego spągowca okolic Lubina. *Prz. Geol.* 1978 nr 7.
18. T o m a s z e w s k i J.B. — Budowa geologiczna okolic Lubina i Sieroszowic (Dolny Śląsk). *Geol. Sudetica* 1978 nr 2.
19. T o m a s z e w s k i J.B., C y g a n J. — Występowanie, petrografia i geneza dolomitu granicznego w cechszynie okolic Lubina (w druku). *Geol. Sudetica*, vol. XX nr 2.
20. W y ż y k o w s k i J. — Poszukiwania rud miedzi na obszarze strefy przedsudeckiej. *Prz. Geol.* 1958 nr 1.
21. Z b i o r o w a — Monografia przemysłu miedzowego w Polsce. T. 1. *Wyd. Geol.* 1971.

S U M M A R Y

The studies carried out in mining works and on core material from exploratory drillings made it possible to compile geological characteristics and reconstruct conditions of sedimentation of Lower Zechstein strata and structure and origin of copper-polymetallic ore deposit in the Fore-Sudetic Monocline. Close genetic and spatial relations of the ore mineralization and distribution of Lower Zechstein euxenites (in which the deposit occurs), are evidenced.

The studied area has been situated in a zone of sublittoral and neritic facies in southern, nearshore part of epicontinental Zechstein sea. The sea level was here subjected to seasonal oscillations due to vertical epeirogenic movements of basin floor, successive inflows of waters from the Boreal ocean, and evaporation proceeding under conditions of a break in connections (locked basin). Lithology of sediments cyclically deposited on basin floor was primarily determined by changes in depth, water salinity, redox values, etc.

Sedimentation of euxenites — Zechstein black shales and clay dolomites, representing products of reducing ($Eh < 0$) and alkaline ($pH > 7.8$) environment — started directly after transgression. The strata were originating in wide depressions in sea floor (so-called sedimentary traps), situated in direct neighbourhood of old structural thresholds. Sedimentation of the shales was accompanied by precipitation of sulfides of copper and other metals from seawater strongly enriched in metal ions by metal-bearing thermal solutions coming to the basin along deep fractures of the lithosphere — faults of the Middle Odra zone. Without supply of metals from that source it appears impossible to explain mechanisms of ore-form-

ing processes, responsible for supply of enormous amounts of metals (of the order of some tens millions t) to that relatively small deposit area (several hundred sq. km) in a very short time (about a dozen thousands years) of sedimentation of the shales. Metal sulfides supplied to euxenites by deposit-forming precipitation processes in reducing environment (stage of sedimentogenesis) were subsequently, at the stage of dia- and katagenesis, mobilized and displaced by deposit processes within the parent and adjoining rocks, e.g. sandstones. Pore solutions were taking part in these processes, and changes in redox conditions in Lower Zechstein and Weissligendes rocks were here of marked importance. In result of these deposit-forming and deposit processes there originated forms of sedimentary mineralization (pelite of Cu sulfides, often forming streaks consistent with lamination of shales), and dia- and katagenetic ones (diagenetic streaks, concentrations, veinlets, etc.). That is why this sedimentary-diagenetic deposit is characterized by a complex, multistage genesis.

The deposit is characterized by stratified, single-layer structure typical of platform area, and variability in thickness, concentration of metals, lithological composition (shales, sandstones, and dolomites), and type of copper-polymetallic mineralization (Pb, Zn, Ag, Ni, Co, Mo, V, Re, Ga, Au, and others). Post-mineralizational fault tectonics may explain cutting of the previously formed deposit into blocks. Any evidence for direct relations of the deposit and volcanic and magmatic phenomena and tectonics is still missing, besides the above mentioned indirect relation, reflected by the inferred rise of metal-bearing thermal solutions to the marine basin along fractures of the Middle Odra zone.

The above presented characteristic features make possible differentiation of this copper deposit as a separate type of stratified copper ore deposits — the copper-polymetallic deposit from the Fore-Sudetic Monocline. The interpretation of the gathered data should not be treated as final and it should be improved or, eventually, modified on the basis of results of further, indispensable studies.

Р Е З Ю М Е

На основании исследований проведенных в выработках рудников и на кернах разведочных скважин, представлена геологическая характеристика и условия седиментации нижнеzechштейновых осадков, а также строение и генезис месторождения медно-полиметаллических руд предсудетской моноклинали. Выказана тесная генетическая и пространственная связь оруденения с нижнеzechштейновыми эвксенитами, в которых находится месторождение.

Исследованная область находится в южной, прибрежной части эпиконтинентального zechштейнового моря, в зоне сублиторальной и неритической фаций. Уровень воды в море подвергался периодическим колебаниям в результате вертикальных, эпейрогенических движений дна бассейна, очередного вливания вод из boreального океана и эвапорации временно закрываемого бассейна. Изменения глубины, засоленности вод, окислительно-восстановительных условий и др. имеют решающее влияние на литологию отложений осаживающихся циклически на дне бассейна.

Непосредственно после трансгрессии в обширных впадинах морского дна (называемых седиментационными ловушками), находящихся вблизи старых струк-