

Marian BANAŚ, Henryk KUCHA, Wojciech MAYER,
Adam PIESTRZYŃSKI, Witold SALAMON

OKRUSZCOWANIE OŁOWIEM I CYNKIEM W ZŁOŻACH RUD MIEDZI NA MONOKLINIE PRZEDSUDECKIEJ

(Pl. I—IV, 13 fig, 3 tabele)

Lead and zinc mineralization in copper ore deposits of the Fore-Sudetic Monocline

(Pl. I—IV, 13 Figs, 3 Tables)

Marian Banaś, Henryk Kucha, Wojciech Mayer, Adam Piestrzyński, Witold Salamon: Lead and zinc mineralization in copper ore deposits of the Fore-Sudetic Monocline. Ann. Soc. Geol. Poloniae 53/1—4: 13—42.

Abstract: Zechstein copper-bearing shales of the Fore Sudetic Monocline (SW Poland) contain considerable amounts of lead (up to 2.5 wt. %) and zinc (up to 2.4 wt. %). Their maximal local concentrations are up to 13.6 and 10.3 wt. %, respectively. These elements occur predominantly in galena and sphalerite and, sporadically in betekhtinite, clausthalite, polkovicite (Pb_3GeS_4) and morozewiczite (Pb_3GeS_4).

The paper presents vertical distribution of these minerals and their form of occurrence. Galena and sphalerite concentrations were formed due to binding of Pb and Zn from solutions by sulphate ions generated within the shales. Both the elements were probably liberated during dolomitization from calcium carbonates where they were fixed as isomorphic admixtures.

Key words: lead, zinc, copper ore, mineralization, Zechstein, Fore-Sudetic Monocline, SW Poland.

Marian Banaś, Henryk Kucha, Wojciech Mayer, Adam Piestrzyński, Witold Salamon: Academy of Mining and Metallurgy, Institute of Geology and Mineral Deposits, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, Poland.

manuscript received: August 1980

accepted: March 1982

Treść: Cechszyńskie łupki miedzionośne na monoklinie przedsudeckiej w SW w Polsce zawierają znaczne ilości ołowiu — do 2,5% i cynku — do 2,4%, a ich maksymalne punktowe zawartości sięgają odpowiednio 13,6% i 10,3%. Mineralami głównymi są galena i sfaleryt, sporadycznie występują: bietiechtinit, clausthalit oraz polkowicyt (Pb_3GeS_4) i morozewiczyt (Pb_3GeS_4). W pracy przedstawiono zmienność pionową tych minerałów oraz ich wykształcenie.

Skupienia galeny i sfalerytu tworzyły się na skutek wiązania Pb i Zn z roztworów porowych przez jon siarczkowy, którego źródło można upatrywać w warstwach łupkowych. Obydwa pierwiastki były prawdopodobnie uwalniane w procesie dolomityzacji z węglanów wapniowych, gdzie zostały wcześniej związane w postaci podstawień izomorficznych.

WSTĘP

Mineralizacja polimetaliczna czarnych łupków dolnego cechsztynu jest zjawiskiem regionalnym w skali europejskiej. Obszar zajmowany przez tę fację szacowany jest na 6×10^5 km² (Wedepohl 1971). Według tegoż autora przemysłowe skupienia miedzi w łupku zajmują około 0,2% tej powierzchni, natomiast podwyższone zawartości (powyżej 0,3%) około 1%. Obszar występowania podwyższonych zawartości cynku (powyżej 0,3%) stanowi około 5% powierzchni występowania czarnych łupków. Ołów zajmuje pozycję pośrednią. Rentzsch (1974) oblicza całkowitą ilość metali (Cu, Zn i Pb) w dolnym cechsztynie europejskim na 10^9 t.

Charakterystycznym zjawiskiem jest przewaga ilościowa cynku i ołowiu nad miedzią. Fakt ten stwierdzono przede wszystkim w rejonie centralnych Niemiec (Mansfeld-Sangerhausen-Richelsdorf). Szacunkowe obliczenia Richtera (1941) wykazują obecność w tym rejonie około 50 mln t miedzi, 150 mln t ołowiu i 200—250 mln t cynku. Mapa występowania Cu, Pb i Zn (koncentracje powyżej 5 kg/m², Deans 1948) wykazuje, że Pb i Zn zajmują powierzchnię wielokrotnie większą niż Cu. Opinię tę potwierdzili Rentzsch i Knitzchke (1968) dla obszaru NRD oraz Jung i Knitzschke (1976) dla południowo-wschodniego obrzeżenia Harzu.

Według Rentzscha (1974) stosunek ilości metali w miedzionośnym cechsztynie na obszarze NRD wynosi: Cu : Pb : Zn = 1 : 1,6 : 3,4.

Odpowiednikiem środkowoeuropejskich łupków miedzionośnych są dolnocechsztynskie łupki margliste południowo-wschodniej Anglii. Nie zawierają one złożowych koncentracji metali. Badania (Deans 1948; Hirst, Dunham 1963; Turner et al. 1978) także wskazują na istnienie przewagi ilościowej ołowiu nad miedzią i cynkiem lub ołowiu i cynku nad miedzią. Podobne wyniki przyniosły badania metalonośnych łupków dolnego i lokalnie górnego cechsztynu zachodnich i północno-zachodnich Niemiec (Deans 1948). Stwierdzone zawartości metali nie mają tam charakteru złożowego, natomiast ołów przeważa nad miedzią i cynkiem.

Badania geochemiczne utworów cechsztynu z różnych rejonów Polski potwierdzają regionalny w skali kraju charakter wzbogacenia w metale głównie jego spągowej części (Rydzewski, Ważny 1962, Ważny 1967, 1968, 1978), jakkolwiek zawartości metali nie mają charakteru złożowego. Dokładniejsze dane o rozmieszczeniu głównych metali (Cu, Zn i Pb) znane są jedynie z obszaru monokliny przedsudeckiej. Paulo (1976) wyróżnił

kilka stref wzbogaconych w cynk i ołów (zawartości 0,35—3,4% Pb i 0,5—2,7% Zn). Są to rejony: Borzęcin—Żmigród, Bogdaj—Mąkoszyce oraz wschodnie obrzeżenie złóż LGOM-u. Inny obszar koncentracji tych metali znajduje się w okolicy Żarek. Rydzewski (1978) przedstawił rozmieszczenie rejonów wzbogaconych ilościowo w Cu, Pb i Zn na obszarze monokliny przedsudeckiej. Strefy miedzionośne zajmują tam w przybliżeniu taki sam obszar, jak strefy o przewodzie Pb lub Zn.

ROZMIESZCZENIE OŁOWIU I CYNKU W MIEDZIONOŚNYM CECHSZTYNIE MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ

W spągowej części cechsztynu monokliny przedsudeckiej mineralizacji miedziowej towarzyszą podwyższone koncentracje ołowiu i cynku. Metale te z uwagi na zawartość i rozprzestrzenienie zajmują czołowe pozycje wśród pierwiastków towarzyszących. Okruszczowanie Pb-Zn na obszarze złóż LGOM-u odznacza się jednak wyraźnie mniejszą intensywnością i ograniczonym zasięgiem w porównaniu z kruszcami miedzi. Ponadto charakteryzuje się ono znaczną zmiennością zawartości oraz miąższości strefy okruszczowanej. Skład mineralny tej strefy jest prosty i stabilny dla całego badanego obszaru.

Tło geochemiczne dolnego cechsztynu w rejonie złóż LGOM-u, ustalone na podstawie oznaczeń chemicznych wynosi około 0,01% dla ołowiu i 0,001% dla cynku. Wartości te są typowe dla znacznych obszarów występowania bilansowych i pozabilansowych rud miedzi. Jednak w wielu rejonach złoża udostępnionych wyrobiskami górniczymi zawartość tych metali jest znacznie wyższa i oscyluje w przedziałach 0,01—2,5% Pb i 0,001—2,4% Zn. Do najbardziej pospolitych należą koncentracje rzędu dziesiątych części procenta. Lokalnym zjawiskiem jest facjalne wykształcenie łupków cechsztyńskich w odmianach ołowionośnych i cynkonośnych, gdzie punktowo oznaczenia wykazały zawartości 13,6% Pb i 10,3% Zn.

Ołów tworzy zazwyczaj większe koncentracje, jest pospolitszy w strefie rud miedzi i rozprzestrzeniony na większych obszarach. Lokalnie jednak przeważać może cynk. Zjawisko takie obserwowano we wschodniej części Kopalni Polkowice*, w strefie występowania łupków ołowionośnych.

* Dla określenia pól górniczych kopalń Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego (LGOM) stosowane są również następujące terminy: Centralna część Kopalni Polkowice = Polkowice Głównie; Wschodnia część Kopalni Polkowice = Polkowice Wschodnie; Zachodnia część Kopalni Polkowice = Polkowice Zachodnie. Podobne określenia stosowane są także dla pozostałych kopalń: Lubin, Rudna, Sieroszowice.

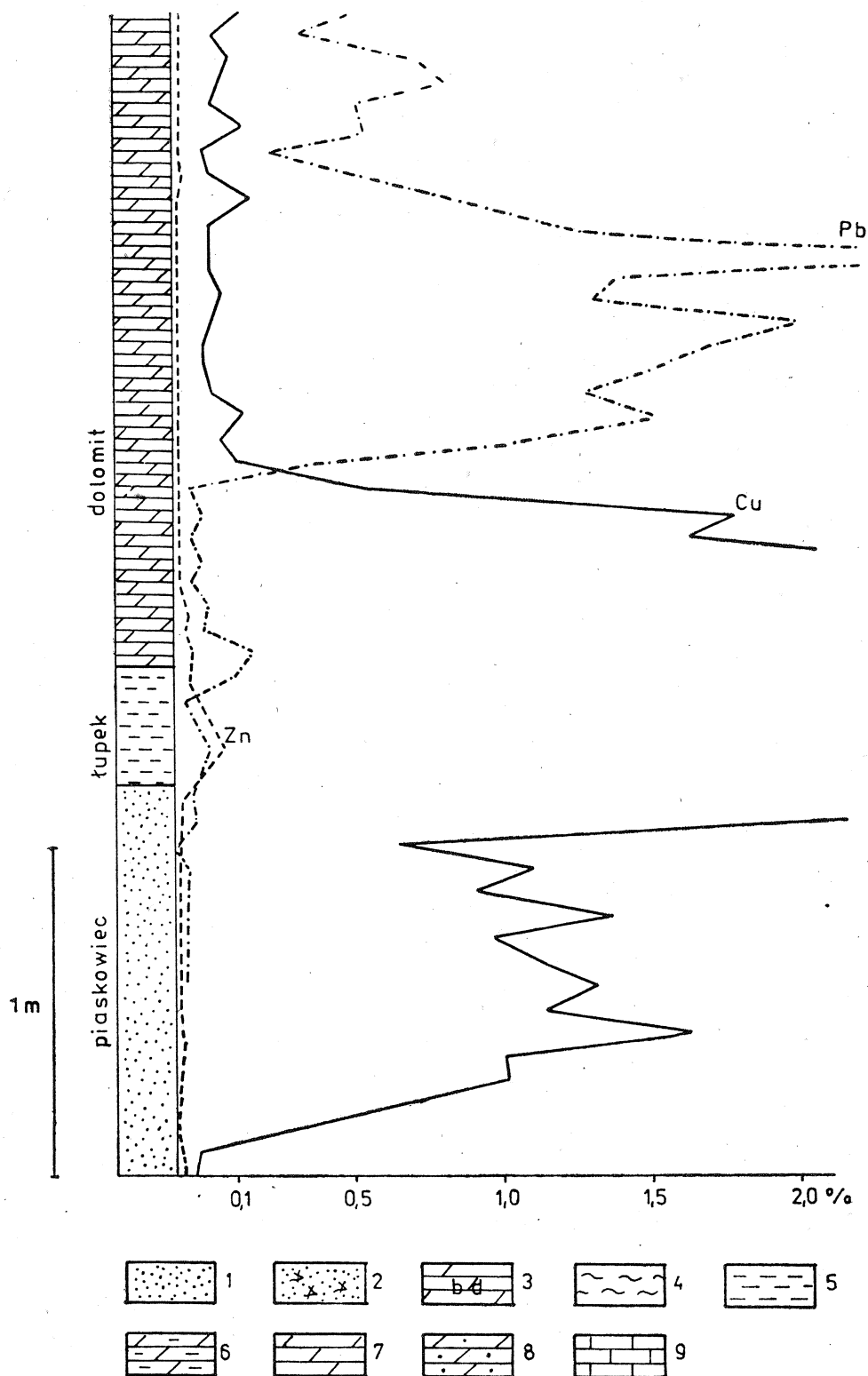


Fig. 1. Rozmieszczenie Pb, Zn i Cu w profilu pionowym złoża środkowej części Kopalni Lubin. Profil Lu 2—164. Objaśnienie figur 1—13: 1 — piaskowiec, 2 — piaskowiec anhydritowy, 3 — dolomit graniczny, 4 — łupek dolomityczny, 5 — łupek, 6 — dolomit ilasty, 7 — dolomit, 8 — dolomit piaszczysty, 9 — wapień

Fig. 1. Distribution of Pb, Zn and Cu in vertical profile of the deposit in central part of the Lubin mine. Profile Lu 2—164. Symbols in figures 1—13: 1 — sandstone, 2 — anhydritic sandstone, 3 — boundary dolomite, 4 — dolomitic shale, 5 — shale, 6 — clayey dolomite, 7 — dolomite, 8 — sandy dolomite, 9 — limestone

Charakterystyczną cechą złoża jest silna pionowa zmienność koncentracji cynku i ołowiu. Zmiany 100- lub 1000-krotne zawartości tych pierwiastków obserwuje się na odcinkach kilku metrów, a nawet kilkudziesięciu centymetrów. W zasadzie zmiany te nie wiążą się z granicami litologicznymi, a znaczne wahania mają miejsce najczęściej w obrębie jednej warstwy.

W profilu pionowym złoża miedź, cynk i ołów tworzą trzy horyzonty metalonośne. Spągową część cechsztynu oraz białe piaskowce obejmuje

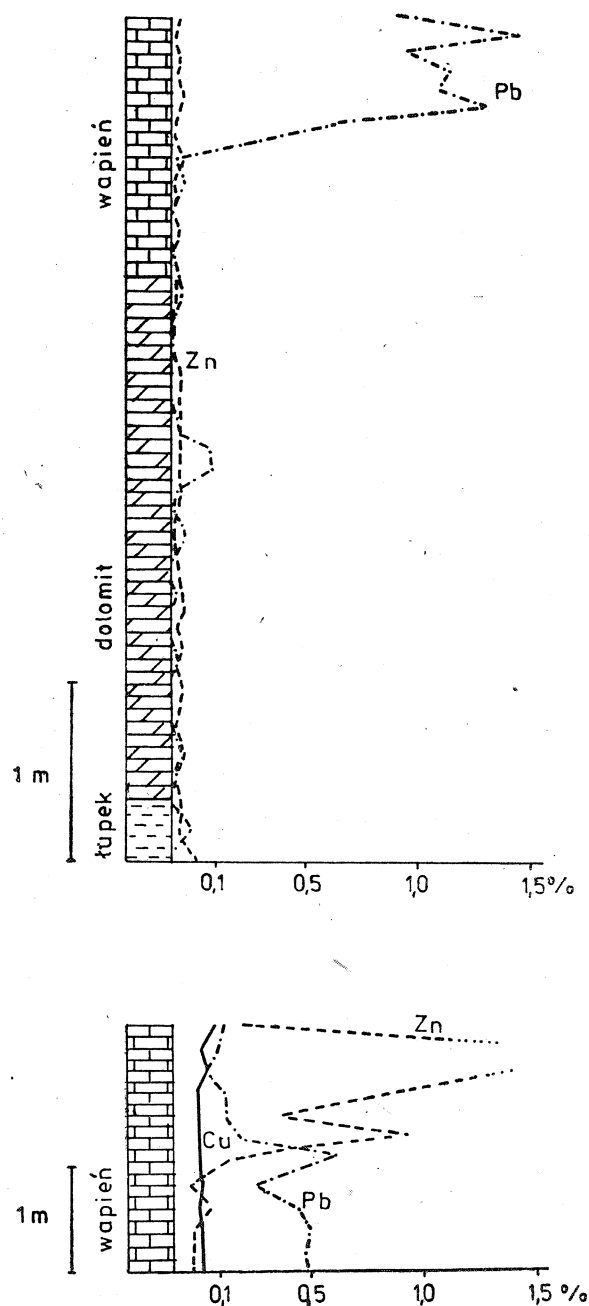


Fig. 2. Rozmieszczenie Pb, Zn i Cu w skałach węglanowych ponad strefą miedzionośną w środkowej części Kopalni Polkowice i Lubin. Profile Po 17—22 i niżej Lu 2—96

Fig. 2. Distribution of Pb, Zn and Cu in carbonate rocks overlying the copper-bearing zone in central part of the Polkowice and Lubin mines. Profiles Po 17—22 and (below) Lu 2—96

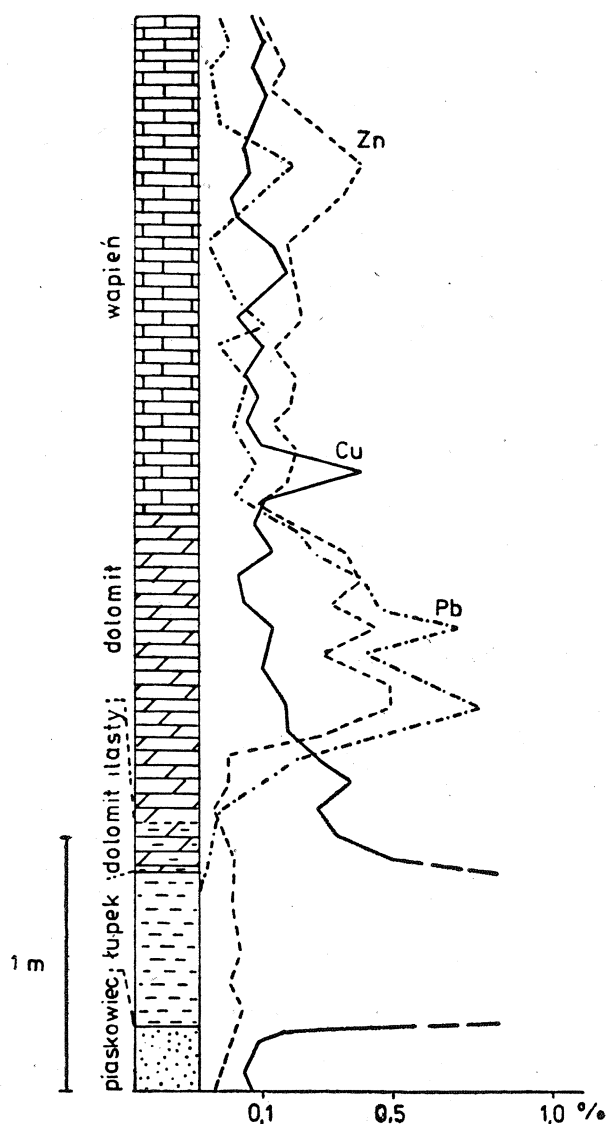


Fig. 3. Rozmieszczenie Pb, Zn i Cu w profilu pionowym złoża we wschodniej części Kopalni Polkowice. Profil Po 16—4

Fig. 3. Distribution of Pb, Zn and Cu in vertical profile of the deposit in E part of the Polkowice mine. Profile Po 16—4

horyzont miedzionośny. Powyżej zalega zwykle horyzont ołowionośny (fig. 1), ponad nim rozprzestrzenia się strefa cynkonośna (fig. 2). W wielu przypadkach horyzonty ołowio- i cynkonośny nakładają się na siebie, tworząc bimetaliczny poziom Pb-Zn (fig. 3). Strefa miedzionośna jest stosunkowo ściśle podporządkowana określonym poziomom stratygraficznym i zmienia swoją pozycję na dużych odległościach. Natomiast horyzont Pb-Zn pospolicie zmienia swoją pozycję w stosunku do ogniw stratygraficznych na przestrzeni kilkudziesięciu, a nawet kilkunastu metrów. Zwykle oba horyzonty przylegają do siebie (fig. 1, 4), w wielu jednak przypadkach poziom Pb-Zn oddzielony jest od złoża miedzi strefą skały pływnej lub okruszczowanej pozabilansowo (fig. 5). Sporadycznym i anormalnym zjawiskiem jest występowanie podwyższonych koncentracji oło-

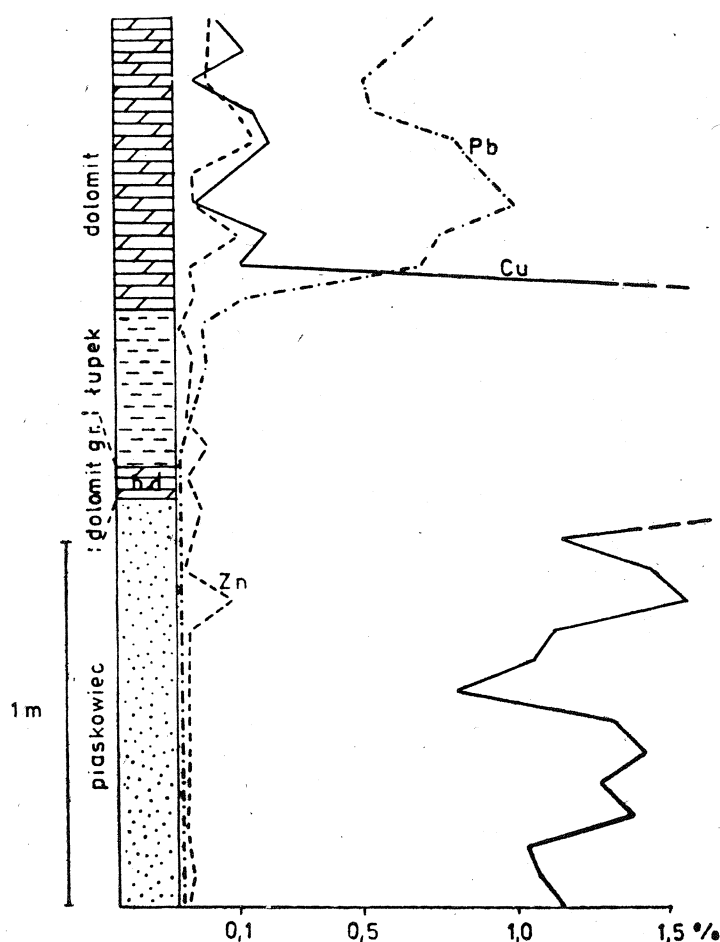


Fig. 4. Rozmieszczenie Pb, Zn i Cu w profilu pionowym złoża w środkowej części Kopalni Lubin. Profil Lu 2—178

Fig. 4. Distribution of Pb, Zn and Cu in vertical profile of the deposit in central part of the Lubin mine. Profile Lu 2—178

wiu i cynku w spągu bilansowego okruszczowania miedzią. Przypadek taki stwierdzono w pobliżu granicy zachodniej części kopalni Polkowice i kopalni Rudna (fig. 6). Lokalnie wysokie zawartości ołowiu (fig. 7), a rzadziej cynku (fig. 8) występują w obrębie złoża miedzi. Intensywne okruszczowanie ołowiem i cynkiem napotkano również w niektórych obszarach zaniku mineralizacji miedziowej (fig. 9).

Miaższość poziomu Pb- i Zn-nośnego jest znacznie mniejsza w porównaniu ze strefą miedzionośną. Najczęściej wynosi kilkadziesiąt centymetrów, lokalnie przekracza 1 metr, sporadycznie osiąga 2—4 metry. Granice górna i dolna horyzontu są nieostre. Ku stropowi i spągowi następuje stopniowy spadek koncentracji metali aż do poziomu tła geochemicznego.

Sporadycznie, głównie na obszarze Kopalni Lubin, rejestrowano odwrotne rozmieszczenie metali w profilu pionowym złoża. Horyzont cynkonośny zalega poniżej ołowionośnego. Do rzadkości należy także występowanie kilku maksimów koncentracji Pb (fig. 7, 10) i Zn.

Podwyższone zawartości ołowiu i cynku związane są głównie ze ska-

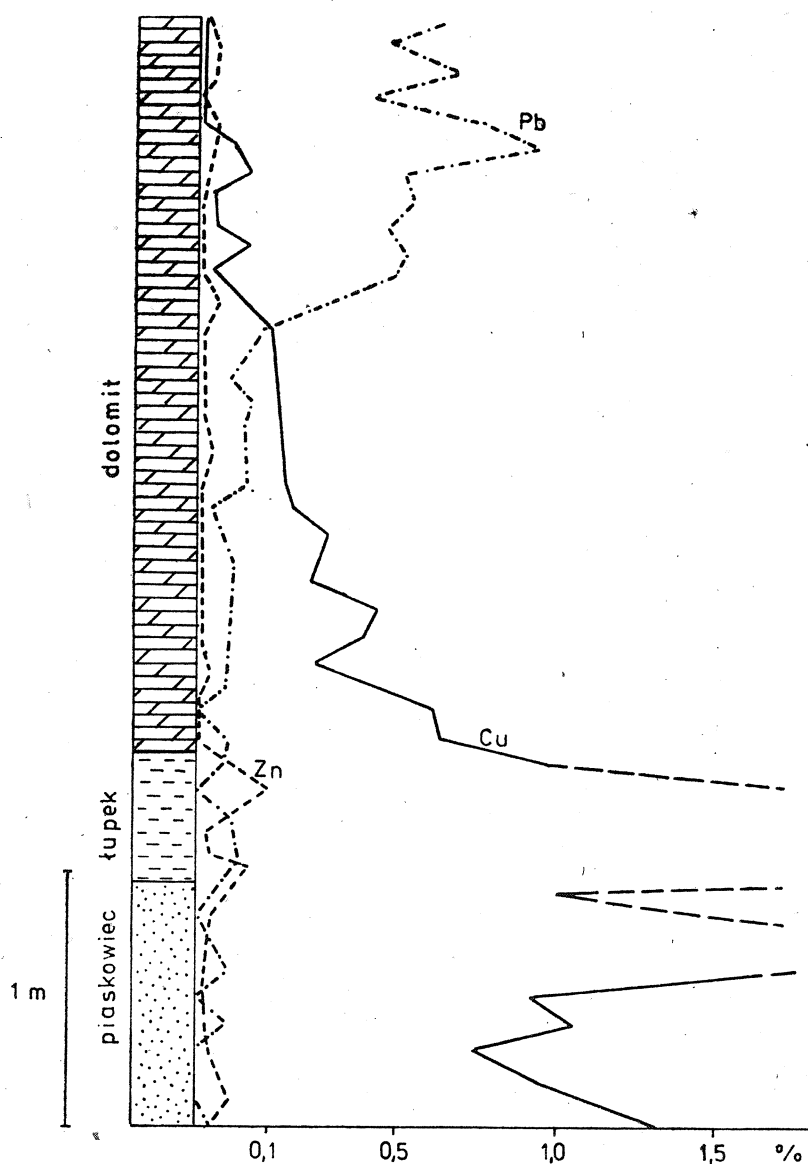


Fig. 5. Rozmieszczenie Pb, Zn i Cu w profilu pionowym złoża w zachodniej części Kopalni Lubin. Profil Lu 2—1

Fig. 5. Distribution of Pb, Zn and Cu in vertical profile of the deposit in W part of the Lubin mine. Profile Lu 2—1

łami węglanowymi. Prawidłowość ta jest typowa dla wszystkich dostępnych wyrobiskami górniczymi części złoża. Metale te koncentrują się w zasadzie ponad strefą miedzionośną, w szarych dolomitach wapnistych. Rejestrowano tam zawartości dochodzące do 5,3‰ Pb i 2,7‰ Zn przy śladowej koncentracji miedzi. Często koncentracje te związane są ze zdolomityzowanymi wapieniami, tworzącymi strefę przejściową pomiędzy kompleksami dolomitów i wapieni dolnego cechsztynu. W wielu jednak miejscach horyzont Pb-Zn występuje w spągowych częściach kompleksu węglanowego, tzw. dolomicie ilastym, nakładając się na strefę miedzionośną. W takich miejscach zawartości obu metali wahają się w granicach 0,01—1,2‰ ołowiu i 0,002—0,5‰ cynku.

W czarnych łupkach miedzionośnych koncentracje Pb i Zn nie prze-

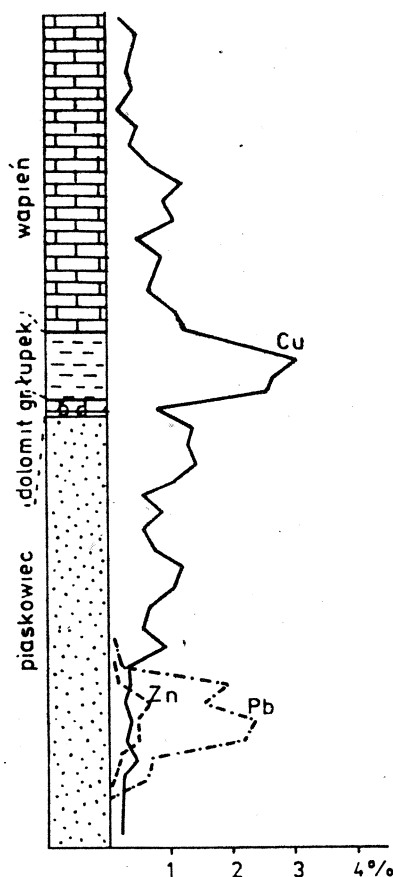


Fig. 6. Rozmieszczenie Pb, Zn i Cu w północno-zachodniej części Kopalni Polkowice

Fig. 6. Distribution of Pb, Zn and Cu in NW part of the Polkowice mine

kracząc na ogół tła geochemicznego. Notowano jednak wzrost zawartości w niektórych obszarach do 1,8‰ Pb i 1,5‰ Zn. Oba metale pojawiają się zwykle w odmianach dolomityczno-ilastych łupka lub w strefie przejściowej do dolomitu ilastego. Spągowa część warstwy łupku (ilasto-organiczna) jest miedzionośna. Do rzadszych zjawisk należy geochemiczne wykształcenie łupku w facji ołowionośnej lub cynkonośnej. Problem ten będzie opisany szczegółowo w dalszej części pracy.

W lokalnie wykształconym dolomicie granicznym koncentracja Pb i Zn jest niska lub śladowa, w sporadycznych przypadkach sięga dziesiątych części procenta.

Najniższymi koncentracjami Pb i Zn odznaczają się typowe piaskowce miedzionośne. W większości rejonów zawartości obu pierwiastków zbliżone są do tła geochemicznego. Lokalnie, w północnych częściach obszaru górniczego kopalni Lubin pojawiają się wzbogacenia nie przekraczające 0,8‰ Pb i 0,13‰ Zn. Wyjątkowym zjawiskiem jest występowanie horyzontu ołowionośnego w piaskowcach, pod bilansowym złożem miedzi. Przypadek taki napotkano w północno-wschodniej części Kopalni Polkowice.

Wzbogacenie w ołów i cynk zaznacza się w nietypowo wykształconych piaskowcach o spoiwie siarczanym (głównie anhydrytowym). Utwo-

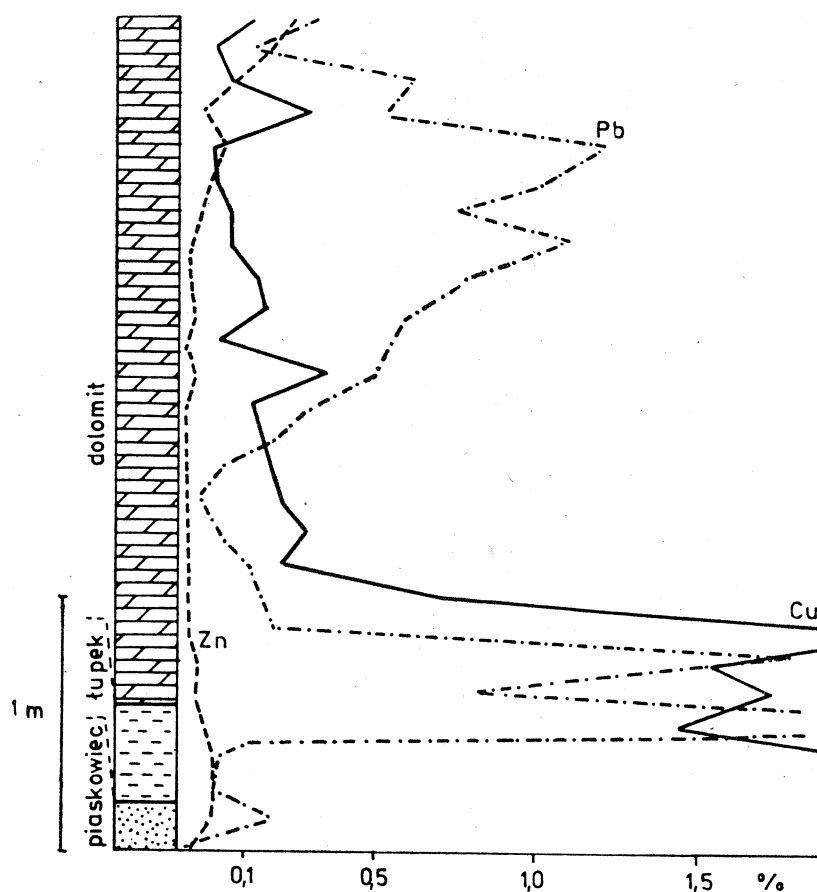


Fig. 7. Rozmieszczenie Pb, Zn i Cu w profilu pionowym złoża w środkowej części Kopalni Lubin. Profil Lu 2—108

Fig. 7. Distribution of Pb, Zn and Cu in vertical profile of the deposit in central part of the Lubin mine. Profile Lu 2—108

ry te zawierają niskie lub śladowe koncentracje miedzi, zamiast której pojawia się zespół Pb-Zn-Fe, w ilościach nie przekraczających zwykle jednego procenta. Piaskowce anhydrytowe napotkano w stropowej części utworów białego spągowca na Kopalni Rudna i lokalnie na Kopalni Polkowice.

Nagromadzenia Pb i Zn mają charakter pojedynczych „wysp” o rozmiarach od kilkudziesięciu do kilkuset metrów otoczonych przez utwory miedzionośne. Ilość ich wzrasta w kierunku północno-wschodnim przechodząc stopniowo, poza granicami obszarów górniczych, w rozległą strefę ołowio-cynkonośną (Rydzewski 1978). Na podstawie obserwacji przeprowadzonych w dwiertach w strop wyrobisk górniczych stwierdzono, że podwyższone ilości obu metali występują w dolomitach ponad stropem wyrobisk w sposób ciągły, przy jednoczesnej silnej zmienności zawartości. W spągu wyspowych koncentracji Pb i Zn występuje zawsze intensywne okruszczowanie miedzią, o niewielkiej miąższości. Obecność wyspowych skupień ołowiu i cynku jest spowodowana silną tendencją horyzontu metalonośnego do zmian pozycji w stosunku do poziomów stratygraficznych.

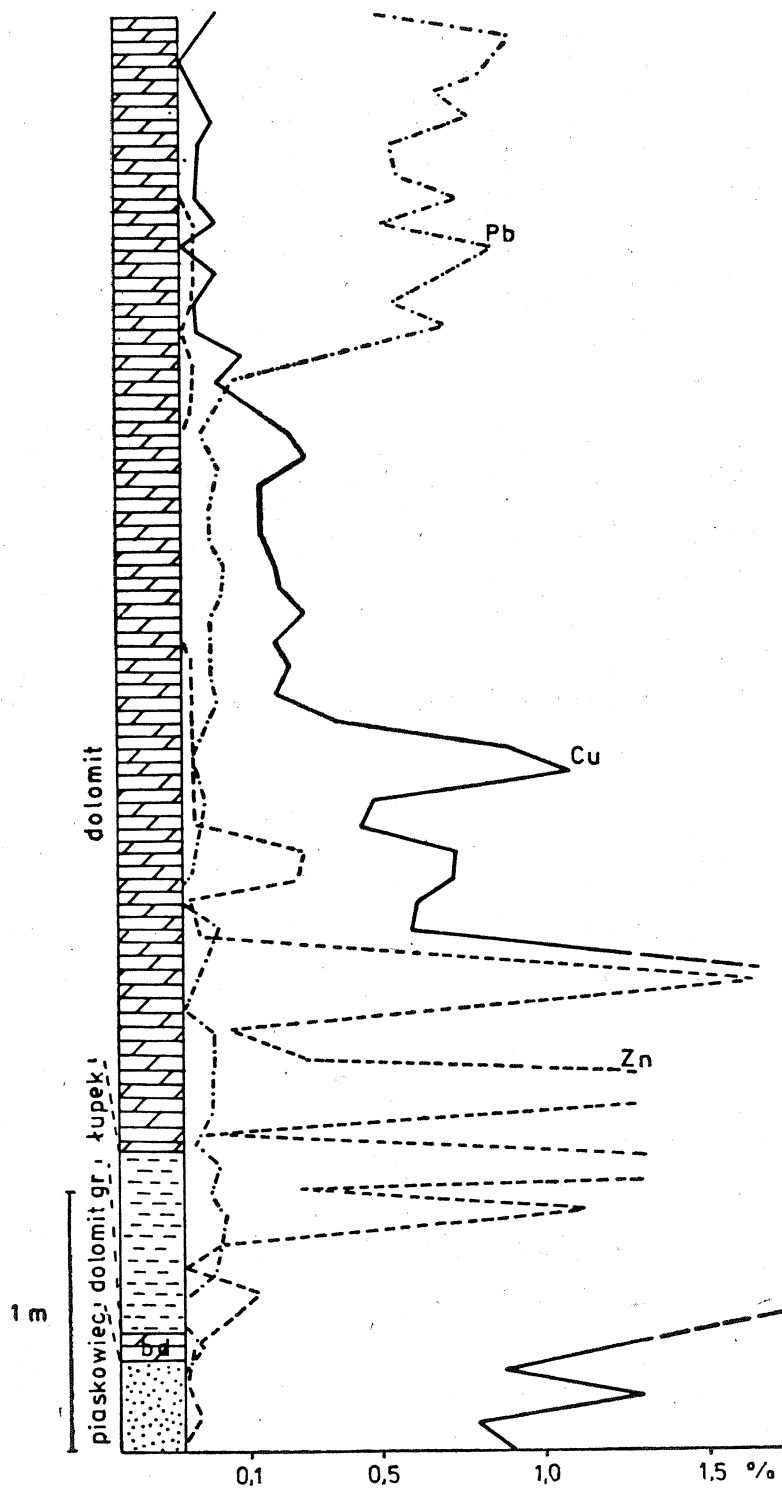


Fig. 8. Rozmieszczenie Pb, Zn i Cu w profilu pionowym złoża w zachodniej części Kopalni Lubin. Profil Lu 2—3

Fig. 8. Distribution of Pb, Zn and Cu in vertical profile of the deposit in W part of the Lubin mine. Profile Lu 2—3

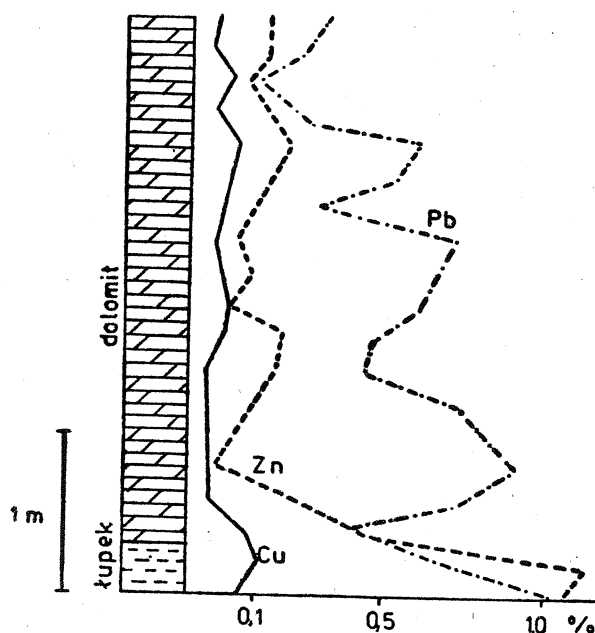


Fig. 9. Rozmieszczenie Pb, Zn i Cu w profilu pionowym złoża ponad strefą miedzionośną w środkowej części Kopalni Lubin. Profil Lu 2—134

Fig. 9. Distribution of Pb, Zn and Cu in vertical profile of the deposit above the copper-bearing zone in central part of the Lubin mine. Profile Lu 2—134

CHARAKTERYSTYKA MINERALOGICZNA I GEOCHEMICZNA OKRUSZCOWANIA OŁOWIEM I CYNKIEM

Własne fazy mineralne Pb i Zn są główną formą występowania tych pierwiastków w skałach dolnego cechsztynu monokliny przedsudeckiej. Dominującą pozycję zajmują siarczki proste: galena (PbS) i sfaleryt (ZnS). Do rzadkich należą siarczki złożone: bietiechtinit $(\text{Cu, Fe})_{11}\text{PbS}_7$ oraz zbliżona do niego własnościami fizyczno-optycznymi faza o składzie $(\text{Cu, Fe})_{22}\text{PbS}_{14}$. Do bardzo rzadkich należą zidentyfikowane przez Harańczyka (1975) minerały szeregu polkowicyt (Pb_3GeS_4) — morozewiczyt (Pb_3GeS_4). Sporadycznie występuje również clausthalit (PbSe), sygnalizowany przez Harańczyka (1972) i Kuchę (1981).

Głównymi nosicielami ołowiu i cynku są odpowiednio galena i sfaleryt, stąd też ich rozmieszczenie w złożu nie będzie opisywane szczegółowo, gdyż pokrywa się dokładnie z opisanym poprzednio rozmieszczeniem obu metali w złożu. Pozostałe fazy mają znaczenie jedynie mineralogiczne, a ich występowanie związane jest z procesami późnodiagenetycznymi.

Galena należy do grupy kruszców pospolitych w utworach dolnego cechsztynu. Występuje przede wszystkim w skałach węglanowych, lokalnie w łupkach, najrzadziej w piaskowcach. Intensywne okruszczowanie siarczkiem ołowiu ma charakter lokalny i wiąże się z horyzontem Pb lub Pb-Zn. W takich przypadkach udział galeny w okruszczowaniu sięga 70—

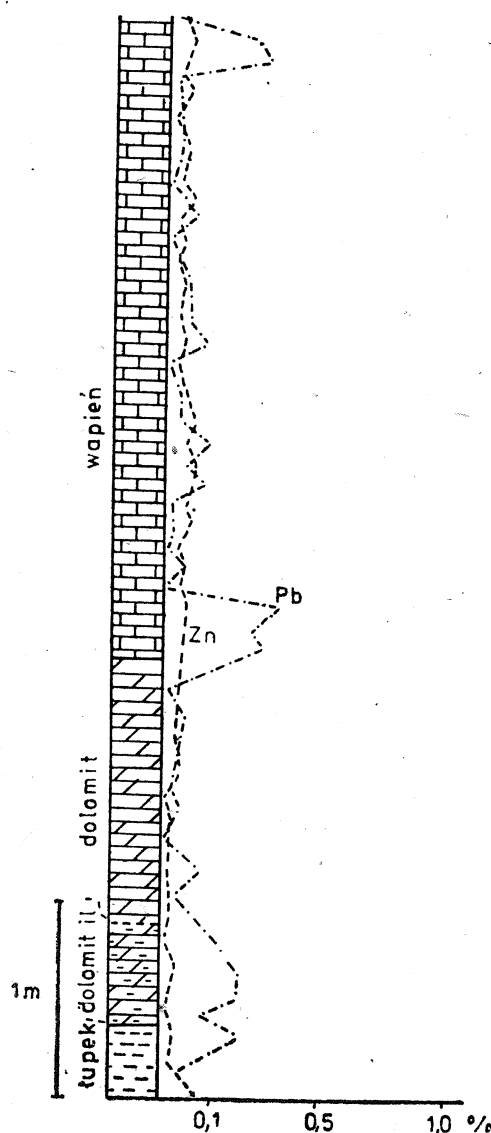


Fig. 10. Rozmieszczenie Pb i Zn w profilu pionowym złoża w środkowej części Kopalni Polkowice. Profil Po 17—26

Fig. 10. Distribution of Pb and Zn in vertical profile of the deposit in central part of the Polkowice mine. Profile Po 17—26

100%. W strefach przejściowych, gdzie współwystępuje ona z siarczkami Cu, Fe i Zn udział ten jest nieco mniejszy i wynosi 10—60%. Na dużych obszarach typowych rud miedzi galena występuje w podrzędnych ilościach, szacowanych na 1—10%.

Obecność tego minerału notowano również w żyłach kalcytowych z okruszcowaniem polimetalicznym, gdzie jest najczęściej składnikiem podrzędnym. Pospolicie, choć w małych ilościach spotykana jest również w żyłach barytowych (Jarosz 1973).

Rozmieszczenie galeny i innych minerałów kruszczowych w złożu ilustrują fig. 11, 12, 13. Pierwsza z nich jest charakterystyczna dla szczególnie intensywnej mineralizacji galeną w łupkach. Fig. 12 przedstawia mie-

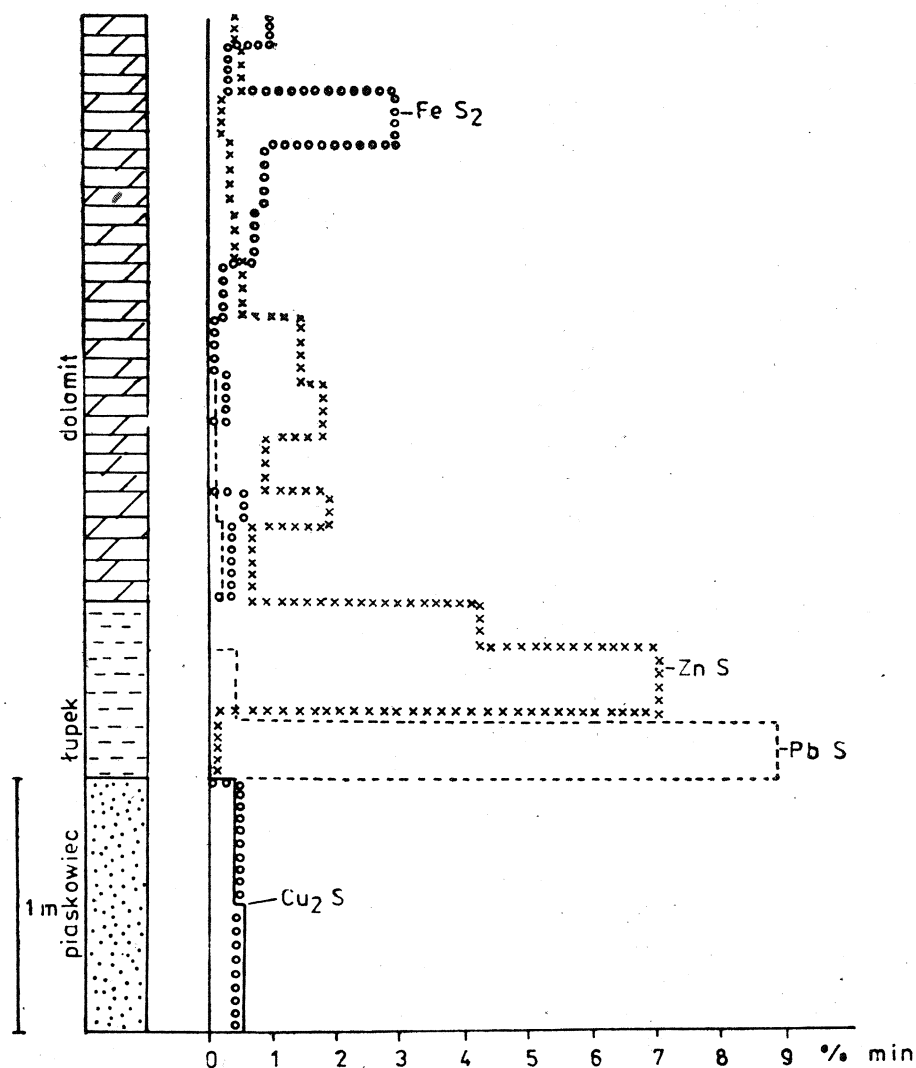


Fig. 11. Rozmieszczenie głównych minerałów kruszczowych w profilu pionowym złoża Rudna Główna. Profil Po 9—05

Fig. 11. Distribution of major ore minerals in vertical profile of the Rudna Central field. Profile Po 9—05

szany typ okruszczowania Pb-Zn-Cu rozmieszczonego w kilku poziomach. Fig. 13 obrazuje rozkład minerałów kruszczowych w strefie występowania piaskowców anhydrytowych. Charakterystyczna jest tu asocjacja galeny, sfalerytu i piryty ze śladami okruszczowania miedzią.

W skałach dolnego cechsztynu galena tworzy skupienia wielkości 0,01—1 mm. Najczęściej spotykane są ziarna 0,04—0,2 mm. Dominują tekstury impregnacyjno-rozproszone. W łupkach typowa jest tekstura smugowo-rozproszona, w której drobne ziarna galeny koncentrują się w pasmach zgodnych z warstwowaniem (Pl. I, fig. 1). W łupkach dolomityczno-ilastych impregnacje przechodzą w formy soczewkowe o orientacji zgodnej z laminacją (Pl. I, fig. 2). Lokalnie, przy silniejszym przeobrażeniu diagenetycznym smugi kruszczonośne przechodzą w żyły pokładowe, rozwijające się wyłącznie w laminach węglanowych (Pl. I, fig. 3). W dolo-

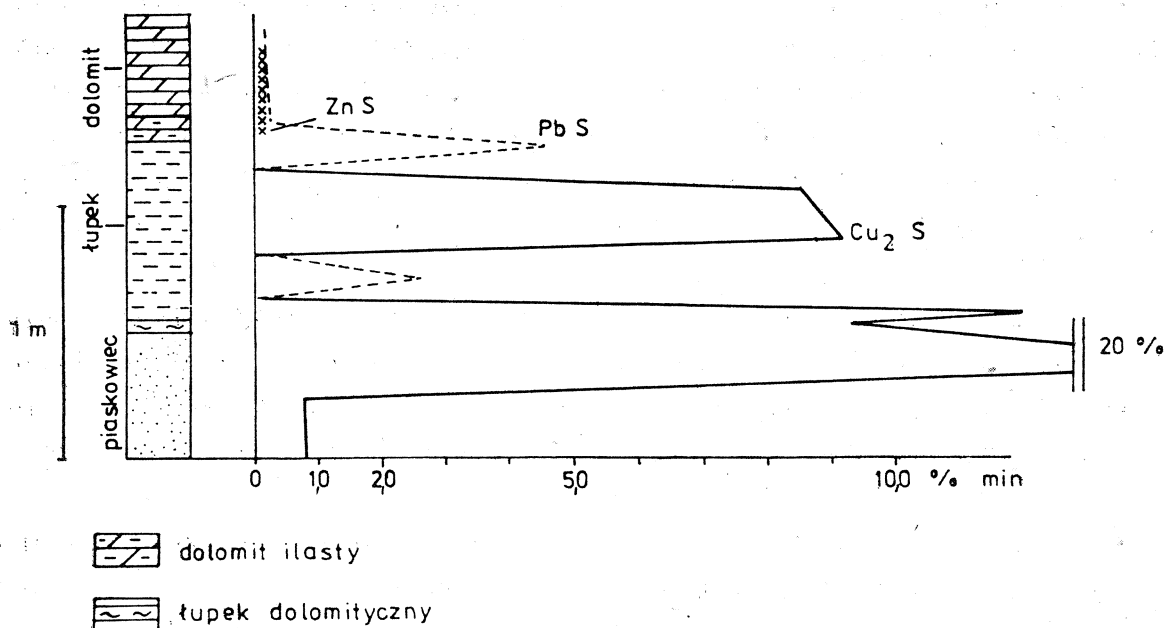


Fig. 12. Dwa horyzonty galenowe przedzielone mineralizacją miedziową. Rudna Główna; profil B30/117b

Fig. 12. Two galena horizons separated by copper mineralization. Rudna central field profile B30/117b

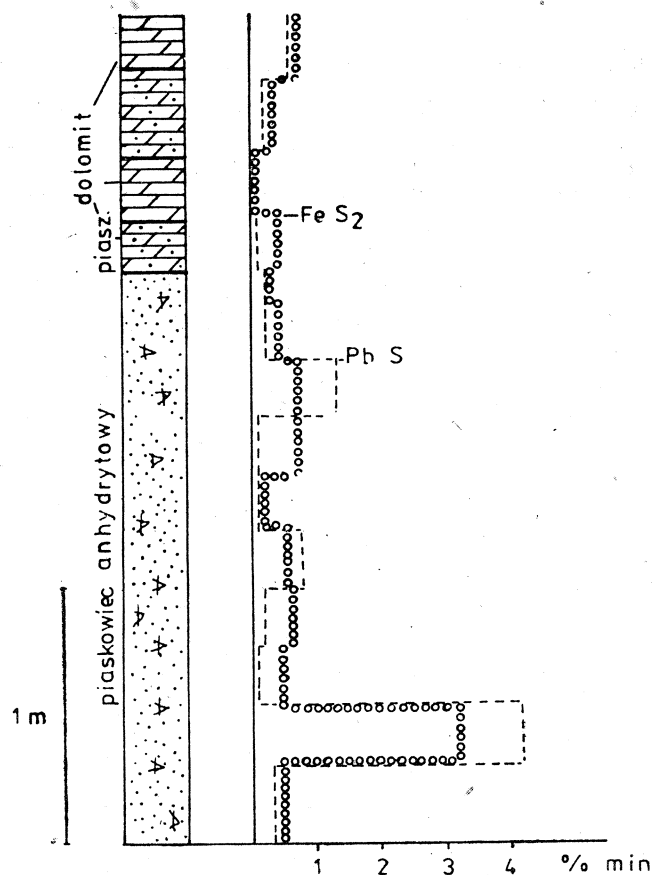


Fig. 13. Rozmieszczenie minerałów w profilu pionowym złoża Rudna Główna. Profil RG 73 ze strefy występowania spoiwa siarczanowego w piaskowcu

Fig. 13. Distribution of minerals in vertical profile of the deposit Rudna central field. Profile RG 73 from the zone of sulphate-cemented sandstones

micie ilastym impregnacje PbS charakteryzują się dużą nierównomiernością i teksturami gniazdowo-rozproszonymi (Pl. I, fig. 4). W dolomicie wapnistym typowe są tekstury impregnacyjno-rozproszone, niezależne od kierunku uławicenia (Pl. II, fig. 1). Pospolite są również diagenetyczne formy gniazdowe, w których galena wypełnia puste przestrzenie w agregatach wtórnych, grubokrystalicznych, często idiomorficznych kryształów dolomitu (Pl. II, fig. 2).

W szarych piaskowcach tekstury galeny mają charakter rozproszony, przy czym impregnacje obejmują wyłącznie spoiwo. Często spotykane są także tekstury cementacyjne, zwłaszcza w przystropowej części piaskowca. Makroskopowo formy cementacyjne mają charakter plam, sekrecji, rzadziej nacieków i smug.

Do rzadkich przypadków należą struktury organogeniczne i kuliste galeny rozprzestrzenione w łupkach i skałach węglanowych, a także struktury metasomatycznego zastępowania w stropie piaskowca oraz żyły kruszcowe w łupkach i skałach węglanowych.

Galena jest na ogół drobno- lub mikrokryształiczna. Trawienie powierzchniowe ujawniło ksenomorfizm większości kryształów. Kryształy idiomorficzne pojawiają się w późnodiagenetycznych formach żyłowych i gniazdowych.

W obrazach mikroskopowych stwierdzono tendencję galeny do koncentrowania się w paragenezie z węglanami. W piaskowcach PbS występuje w spoiwie węglanowym. W łupku i dolomicie ilastym koncentruje się w laminach, soczewkach i warstewkach dolomitowych. W dolomitach i wapieniach większość skupień galeny związana jest z grubokrystalicznym dolomitom. Sądzić można, że precypitacja i reprecypitacja galeny związana była z diagenetyczną rekryształizacją składników skał węglanowych.

Badania mikroskopowe wykazały, że około 80% skupień PbS występuje samodzielnie. Pozostałe tworzą zrosty z innymi minerałami kruszczowymi. Najbardziej rozpowszechnione są paragenetyczne zrosty galeny ze sfalerytem (Pl. II, fig. 3) spotykane głównie w bimetalicznym horyzoncie Pb-Zn lub, jeżeli oba metale występują oddzielnie, na kontakcie horyzontów Pb i Zn. Na kontakcie horyzontu miedzionośnego i ołowionośnego rozpowszechnione są zrosty PbS z bornitem (Pl. II, fig. 4) chalkopirytem, rzadziej z digenitem. W horyzoncie ołowionośnym oraz w piaskowcach anhydrytowych charakterystyczna jest parageneza galeny z pirytem. Są to zrosty obu minerałów lub wrostki FeS_2 w PbS (Pl. III, fig. 1), mające często charakter struktur szkieletowych. Galena cementuje także kuliste, metakoloidalne skupienia pirytu lub też drobne idiomorficzne kryształy.

W wyższych poziomach utworów węglanowych pojawiają się większe, często dostrzegalne makroskopowo skupienia mikrokryształicznego

PbS, które z reguły zawierają wrostki pirytu oraz szkieletowo-graficzne wydzielienia sfalerytu (Pl. III, fig. 2).

W kompleksie skał węglanowych rozpowszechnione są struktury słonecznikowe. Zewnętrzne ich strefy zbudowane są najczęściej ze sfalerytu lub markasytu, ewentualnie pirytu, centralną część tworzy galena (Pl. III, fig. 3).

W katagenetycznych żyłach kruszcowych galena współwystępuje najczęściej ze sfalerytem oraz bornitem, chalkopirytem i minerałami szeregu tennantyt-tetraedryt. Pojawia się zwykle w młodszych generacjach kruszców, w towarzystwie sfalerytu i kalcytu.

Sporadycznie spotykano ślady wietrzenia galeny, głównie w strefach silnych spękań. Zjawiska utlenienia rozwijają się atolowo, wzdłuż granic skupień. Produkty są submikrokryształiczne i dlatego trudne do identyfikacji (Pl. III, fig. 4).

Skład chemiczny galeny z cechsztyńskich złóż miedzi badany był metodami mikroanalizy rentgenowskiej. Zawartość ołowiu i siarki oscyluje w pobliżu wartości stechiometrycznych i wykazuje stabilność.

Interesujące są domieszki izomorficzne innych pierwiastków (Tab. 1). W większości analizowanych ziarn rejestrowano znaczne domieszki srebra. Jego zawartość uzależniona jest jednak od litologii. Większość oznaczeń przekraczających granicę wykrywalności przypada na ziarna galeny pochodzące z łupku lub dolomitu ilastego. W nielicznych przypadkach podwyższone zawartości oznaczano w galenie ze skał węglanowych. W ziarnach pochodzących z piaskowca srebro jest niewykrywalne.

Tabela — Table 1

Zawartość pierwiastków towarzyszących w galenie oznaczonych w mikroobszarze (MAR) a w przypadku Se metodą absorpcji atomowej

Minor element abundances in galena determined by means of electron microprobe analysis (all the elements except Se) and atomic absorption spectroscopy (selenium)

Pierwiastek i linia spektralna Element and line	Ilość oznaczeń Number of analyses	Zawartość w % wagowych Content (wt. %)	Granica wykrywalności w % wagowych Detection limit (wt. %)
AgL _α	18	0,00—0,32	0,10
AuL _α	18	0,00—0,38	0,35
MoL _α	15	0,00—0,09	0,10
CuK _α	5	0,00—0,10	0,10
GeK _α	18	0,00—0,08	0,08
NiK _α	15	0,00—0,22	0,06
CoK _α	15	0,00—0,21	0,05
BiL _α	8	0,00—0,30	0,20
AsL _α	5	0,00—0,32	0,30
SeK _α	6	0,015—0,148	0,02

Istotne są również domieszki selenu. Rozmieszczenie ich jest podobne do srebra. Maksymalne zawartości wykazują ziarna galeny z łupku, najmniejsze wartości spotykano w okazach z piaskowca i skał węglanowych.

W pojedynczych skupieniach PbS pochodzących ze stropu piaskowca, dolomitu granicznego i łupku stwierdzono domieszki Ni, Co i Bi. Zmienność domieszek izomorficznych w galenie uwarunkowana jest litologią, co wskazuje na istotną rolę czynnika litostratygraficznego w precypitacji kruszców.

Sfaleryt, podobnie jak galena, należy do grupy siarczków rozpowszechnionych w złożu, lecz występuje w sposób bardziej nieregularny. Jego wyspowe koncentracje stwierdzono głównie w północno-wschodnich częściach Kopalń Lubin i Polkowice oraz w Kopalni Rudna.

Intensywna mineralizacja sfalerytowa ma charakter lokalny. W takich przypadkach minerał ten stanowi 80—100% siarczków. Obszary takie zajmują powierzchnię od kilku do kilkudziesięciu tysięcy m². W strefach, gdzie mineralizacja cynkowa nakłada się na ołowiową i/lub miedziowo-żelazową udział ZnS w masie siarczków waha się w przedziale 10—80%. Na pozostałych obszarach złoża udział sfalerytu w masie kruszców nie przekracza 1—3%, a w wielu profilach minerał ten nie był notowany w ogóle.

W profilu pionowym złoża sfaleryt koncentruje się głównie w skałach węglanowych, rzadko w łupkach i sporadycznie w piaskowcach.

Badania mikroskopowe nie wykazały obecności charakterystycznych dla sfalerytu form metakoloidalnych. Obserwowano wyłącznie skupienia krystaliczne o wielkościach 0,008—1,2 mm, przy czym większość ziarn zawierała się w przedziale 0,02—0,5 mm. Kontury agregatów są nierówne, przekroje zbliżone do izometrycznych. Trawienie powierzchniowe ujawniło mikrokryształiczny, ksenomorficzny charakter ziarn.

Okruszczowanie sfalerytem w piaskowcach ma charakter najczęściej cementacyjny (Pl. IV, fig. 1). W łupkach dominują tekstury impregnacyjno-rozproszone, przy większych koncentracjach smugowe, równoległe do uławicenia (Pl. IV, fig. 2), niekiedy przechodzące w żyły pokładowe. W skałach węglanowych dominują formy ziarnisto-rozproszone oraz diagenetyczne skupienia gniazdowe. W tym ostatnim przypadku sfaleryt w paragenezie z galeną tworzy polikryształiczne agregaty o nieregularnych, poligonalnych kształtach, wypełniające przestrzenie pomiędzy romboedrami dolomitu (Pl. II, fig. 3).

Lokalnie, w obrębie wtórnych węglanów rozwijają się struktury graficzne ZnS (Pl. IV, fig. 3). Do rzadszych zjawisk należą struktury organogeniczne (Pl. IV, fig. 4), drobne formy kuliste, znajdowane w łupkach i skałach węglanowych, soczewki w łupku i dolomicie ilastym oraz żyły występujące głównie w utworach węglanowych i dolomicie granicznym. Rozmieszczenie i forma większości skupień sfalerytu sugeruje ich związek z diagenetycznymi przeobrażeniami skał serii złożowej.

Siarczek cynku wykazuje tendencję do tworzenia samodzielnych, izolowanych ziarn. Napotymano także zrosty z innymi minerałami. Szczególnie pospolite są zrosty z galeną, występujące w horyzoncie bimetalicznym Pb-Zn lub w strefie granicznej horyzontów ołowiowego i cynkowego (Pl. II, fig. 3, Pl. III, fig. 2, 3). Obserwowano także asocjację z pirytem, przy czym sfaleryt jest zwykle spoiwem kulistych form FeS_2 . Rzadko notowano zrosty z minerałami miedzi: bornitem i chalkopirytem, sporadycznie z chalkozynem, djurleitem, digenitem i tennantytem. Niektóre skupienia sfalerytu zawierają liczne, submikroskopowe wrostki pirytu, galeny, chalkopirytu, bornitu, minerałów Ni-Co oraz Cu-Mo. Wrostki te nie mają charakteru ekszolucji rozpadowych.

Skład chemiczny sfalerytu był przedmiotem badań w mikroobszarze. Oznaczono zawartość składników podstawowych: Zn i S oraz Cu, Fe i Cd. Pozostałe, typowe dla złoża pierwiastki towarzyszące występują w ilościach nie przekraczających poziomu wykrywalności na mikroanalizatorze rentgenowskim.

Składniki podstawowe wykazują znaczne wahania zawartości (Tab. 2), w przypadku cynku wynoszą one 58,0—70,0%. Niskie wartości, znacznie odbiegające od teoretycznych, kompensowane są częściowo domieszkami izomorficznymi. Zawartości miedzi w większości analizowanych ziarn nie przekraczają dziesiątych części procenta, mogą jednakże sięgać 2,3%. Domieszki żelaza nie przekraczają 1%, jednak sporadycznie oznaczano zawartości do 6,8%. Szczególnie interesujące są podstawienia izomorficzne kadmu. Zawartość tego pierwiastka w sfalerytach cechsztyńskich należy do bardzo wysokich i waha się w granicach 0,2—3,5%. Znaczne domieszki kadmu ograniczają możliwość podstawień innych pierwiastków, przy czym zależność ta jest obustronna. Do wyjątkowych zjawisk zaliczyć należy obecność domieszki manganu rzędu 0,1%, którą oznaczono w czterech próbach oraz niklu i kobaltu (odpowiednio 1,0—1,7% i 0,6%) znalezionych w dwu ziarnach.

Cechą charakterystyczną sfalerytów cechsztyńskich jest obecność bardzo silnych refleksów wewnętrznych, bezbarwnych, jasnoszarych, miodowych, rzadziej brunatnych. Ich intensywność sięga, w skrajnych przypadkach, intensywności refleksów kwarcu, kalcytu czy dolomitu. W niektórych przypadkach są one widoczne dopiero w immersji. Stwierdzono, że barwa i intensywność refleksów wewnętrznych sfalerytów zależy od ich składu chemicznego. Zanik refleksów obserwowano w ziarnach ZnS zawierających powyżej 0,5% Cu. Podstawienia żelaza powodują zmianę barwy do ciemnobrunatnej. Silne, szkliste refleksy występują w sfalerytach kadmonośnych.

Niewielka ilość cynku związana jest w formie domieszek izomorficznych w minerałach szeregu tennantyt—tetraedryt. Analizy chemiczne w mikroobszarze wykazały zawartości 3,6—7,0% Zn (Tab. 3). Minerały te spotykano głównie w późnodiagenetycznych formach żyłowych i gnia-

Tabela — Table 2

Skład chemiczny sfalerytów ze złóż rud miedzi na monoklinie przedsudeckiej oznaczony na mikrosondzie elektronowej (% wag.)

Chemical composition of sphalerites from the copper deposits of Fore-sudetic Monocline electron microprobe analysis (weight percents)

Nr	ZnK _α	CuK _α	FeK _α	CdL _α	SK _α	Inne Others	ΣM
22/3	64,9	0,24	0,08	0,45	31,8		97,45
22/6	67,3	0,44	0,12	0,37	31,3		99,53
22/14	66,0	0,13	0,08	3,55	31,6		101,36
65/E1	63,9	0,65	0,75	0,22	31,3	1.67 Ni, 0.58 Co	99,07
65/H1	65,5	≤0,11	≤0,08	≤0,11	32,4	0,92 Ni, 0,62 Co	99,44
77/A1	66,9	≤0,11	0,75	≤0,11	31,5		99,15
77/A2	66,0	0,27	0,20	0,42	31,0		97,89
77/B1	67,0	0,19	≤0,08	0,86	32,0		100,05
77/B2	66,5	0,56	0,11	0,45	30,3		97,92
77/B3	58,0	0,12	6,80	0,21	35,1		100,23
77/C1	67,0	0,17	0,27	0,85	32,2		100,49
77/C2	67,1	≤0,11	0,13	0,64	30,5		98,48
77/C3	66,8	0,14	≤0,08	1,18	31,4		99,60
77/D1	68,0	≤0,11	≤0,08	≤0,11	32,9		100,90
77/D2	66,3	≤0,11	≤0,08	1,18	31,7		99,18
77/E1	67,2	≤0,11	0,12	0,91	31,4		99,63
77/F1	68,0	≤0,11	0,30	0,26	29,9		98,46
77/F3	66,0	0,47	3,17	0,19	30,0	Mn 0,09	99,92
77/F4	68,1	0,17	0,60	0,46	29,3	Mn 0,12	98,74
76/A1	65,1	0,48	0,38	≤0,11	30,5		96,46
76/B1	65,0	0,14	0,20	1,74	31,9		98,98
76/C1	63,5	2,32	4,15	≤0,11	30,9		100,87
76/D1	65,8	0,18	0,21	0,46	31,7		98,35
76/D2	66,9	0,34	≤0,08	0,26	33,7		101,20
76/D3	67,1	0,26	0,12	0,38	31,5		99,36
76/E1	67,5	≤0,11	≤0,08	0,26	33,8		101,56
76/F1	67,0	≤0,11	≤0,08	1,12	32,3		100,42
76/F2	65,1	0,22	0,10	0,26	31,8		97,48
76/F3	65,0	0,24	≤0,08	0,67	31,8		97,71
76/G1	70,0	≤0,11	≤0,08	0,86	30,0		100,86
76/G2	66,9	0,25	0,48	0,34	29,6		97,57
76/C2	67,2	1,72	0,94	0,37	30,1		100,33
$\bar{x}$	66,2	0,34	0,65	0,61	31,5		
δ	1,99	0,47	1,43	0,67	1,26		
V	3,0	140,0	219,0	109,0	4,0		

poziom wykrywalności na mikrosondzie — detection for using electron microprobe method

$\bar{x}$ — średnia — mean

δ — odchylenie standardowe — standard deviation

V — współczynnik zmienności w % — variability coefficient in %

Tabela — Table 3

Skład chemiczny minerałów z grupy tennantyt-tetraedryt w % wagowych oznaczony za pomocą mikrosondy elektronowej

Chemical composition of minerals of tennantite-tetrahedrite group (electron microprobe analysis, weight percents)

Próba	CuK _α	ZnK _α	FeK _α	AsK _α	SbK _α	SK _α	ΣM
PG 13/5	41,7	7,00	0,95	19,9	gw*	28,8	98,4
PG 16/2	42,9	3,61	2,35	19,1	1,4	29,0	98,4
PG 1/5	41,3	5,71	0,12	19,3	0,9	29,4	96,7
PG 29/7	42,3	4,72	2,89	19,6	gw	29,9	99,4
PG 1/6	43,1	6,93	1,20	20,1	gw	27,0	98,3
PW 36/6	43,8	6,90	0,80	19,9	gw	28,6	100,0
PW 20/2	42,7	5,52	1,14	18,5	gw	30,4	98,2
LG 19/2	44,3	6,16	1,51	19,4	gw	28,0	99,4
LG 18/3	44,8	4,96	1,92	18,8	gw	28,7	99,2
LG 20/4	43,4	4,60	2,70	10,6	13,9	26,5	101,7
LG 20/4	45,4	3,56	3,30	18,3	1,4	27,2	99,2

* gw — granica wykrywalności — detection limit

zowych (Pl. IV, fig. 5). W skałach węglanowych i dolomicie granicznym, rzadziej w łupku i piaskowcu. Największe, lokalne nagromadzenia tennantytu znaleziono w dolomicie miedzionośnym w środkowej części kopalni Polkowice.

ŁUPKI OŁOWIONOŚNE I CYNKONOŚNE

Szczegółowe badania warstwy łupkowej pozwoliły wyróżnić kilka odmian tej skały, reprezentujących odrębne typy geochemiczne dolnocechsztyńskich osadów euksynicznych. Problem ten był przedmiotem rozważań Harańczyka (1967) i Salamona (1975). Dominujący zasięg facyjny ma odmiana miedzionośna. Jest to łupek dolomitowo-illitowy okruszczowany siarczkami miedzi, której towarzyszą liczne pierwiastki śladowe: srebro, molibden, nikiel, kobalt, wanad, złoto, ren, rtęć, german i inne.

Łupek ołowionośny zajmuje drugą pozycję pod względem rozprzestrzenienia. Ma on charakter dolomitowo-ilasty, przy czym minerały ilaste reprezentowane są głównie przez mieszane pakiety illitowo-montmorillonitowe. Okruszczowany jest galeną i podrzędnymi ilościami sfalerytu, pirytu, bornitu i chalkopirytu. Koncentracja większości metali towarzyszących spada, wzrasta natomiast zawartość selenu. Zawartość wanadu pozostaje na nie zmienionym poziomie.

Łupki cynkonośne są odmianą dolomitowo-montmorillonitową. W okruszczowaniu przeważa sfaleryt z niewielką domieszką galeny i ku-

listego pirytu, sporadycznie chalkopirytu, bornitu i digenitu. Zawartość metali towarzyszących spada do wartości śladowych, z wyjątkiem kadmu.

W łupkach ołowionośnych stwierdzono zawartości do 13,6‰ Pb, do 1,9‰ Zn i do 1,2‰ Cu. W łupkach cynkonośnych oznaczano do 10,3‰ Zn, do 2,1‰ Pb i do 0,5‰ Cu (Salamon 1979). Interesującym zjawiskiem jest występowanie znacznych koncentracji srebra w kilku od kilkunastocentymetrowej warstwie łupków miedzionośnych, podścielających fację ołowionośną. Pierwiastek ten tworzy zazwyczaj własne fazy mineralne.

Na obszarach występowania łupków ołowionośnych horyzont miedzionośny przesuwają się do niższych warstw litologicznych profilu złożowego, obejmując jedynie dolomit graniczny i piaskowiec. W przypadku występowania łupków cynkonośnych horyzont ołowionośny zredukowany jest do warstwy o miąższości kilku centymetrów i lokalizuje się zazwyczaj w odmianie ilasto-organicznej łupka, rzadziej w dolomicie granicznym.

DYSKUSJA WYNIKÓW BADAŃ

Mineralizacja ołowiowo-cynkowa towarzysząca cechsztyńskim złóżom miedzi wykazuje charakterystyczne cechy:

- związek paragenetyczny ze skałami i minerałami węglanowymi (głównie dolomitem),
- pozycję przestrzenną ponad horyzontem miedzionośnym,
- prosty skład mineralny.

Współwystępowanie siarczków i minerałów węglanowych jest cechą mega- i mikroskopową. Jak opisano w poprzednich rozdziałach horyzont Pb-Zn występuje głównie w dolomitach lub dolomitycznych odmianach łupków. W obrazie mikroskopowym ziarna galeny i sfalerytu tworzą gniazdowe zrosty z dolorombami, rzadziej przy udziale anhedralnego kalcytu. Euhedralne wykształcenie kryształów dolomitu oraz ślady jego zastępowania przez siarczki świadczą, że te ostatnie krystalizowały po dolomicie, dopasowując się do wolnych przestrzeni. W obrazie mikroskopowym łupków galena i sfaleryt gromadzą się głównie w soczewkach i warstewkach dolomikrytowych lub dolomikrytowo-ilastych. Sporadycznie pojawiają się euhedralne formy dolomitu z przejawami zastępowania przez siarczki.

Związek siarczków Pb i Zn z dolomitem ma charakter genetyczny. Sugerować można proces powstawania okruszczowania tymi metalami w trzech etapach.

Etap pierwszy stanowiłoby związanie obecnych w środowisku jonów metali w formie podstawień izomorficznych w węglanach. Badania eksperymentalne (Ferguson et al. 1975) wykazały znaczenie procesu koprecypitacji Pb i Zn z węglanami jako jednego z możliwych sposobów wiąza-

nia metali. Roberts (1973) sugeruje koprecypitację cynku i ołowiu z aragonitem lub Mg-kalcytem jako jeden z etapów procesu prowadzącego do powstawania koncentracji tych metali. Turner et al. (1978) uważa koprecypitację za czynnik koncentrujący metale w dolnocechsztyńskich łłach marglistych północno-wschodniej Anglii.

Drugi etap powstawania mineralizacji Pb-Zn związany był z dolomitacją. Proces ten prowadził do usuwania metali z sieci krystalicznej węglanów i koncentrowania ich w roztworach porowych (Roberts 1973).

Trzeci etap stanowiłoby wiązanie metali z roztworów porowych przez jon siarczkowy, dyfundujący z niżej leżącej, bogatej w substancję organiczną warstwy łupka, ewentualnie również dolomitu ilastego.

Rozdzielenie podstawowych metali złożowych na horyzonty: miedzionośny i wyżej leżące — ołowionośny i cynkonośny tłumaczyć można większą łatwością wiązania miedzi z siarką w stosunku do ołowiu i cynku. Stąd horyzont miedziowy związany jest z bezpośrednim sąsiedztwem źródła siarki, jakim jest łupek. Wiązanie ołowiu i cynku nastąpiłoby dopiero po wyczerpaniu dostępnej w środowisku miedzi przy jednoczesnej stałej „produkcji” H_2S .

Osobne zagadnienie stanowi obecność łupków ołowionośnych i cynkonośnych. Według Harańczyka (1967) łupki ołowionośne są facją powstającą w warunkach izolowanego zbiornika typu laguny nie zawierającego jonów miedzi. Powodem tego jest znaczne zasolenie wód laguny, co ma preferować obecność w zbiorniku i wytrącanie się jonów ołowiu i cynku. Podobne wnioski genetyczne przedstawia Salamon (1975) w stosunku do łupków cynkonośnych.

Problem genezy piaskowców anhydrytowych i ich okruszczowanie będzie przedmiotem odrębnej publikacji. Możliwe jest ich diagenetyczne pochodzenie (Tylka et al. 1979), jakkolwiek jest to jedna z możliwych interpretacji.

Prosty skład mineralny horyzontu ołowiowo-cynkowego jest efektem głównie warunków środowiska, preferujących stabilność galeny i sfalerytu, a także limitujących ilość jonów metali towarzyszących.

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Deans T. (1948), The Kupferschiefer and the Associated Lead-Zinc Mineralization in the Permian of Silesia, Germany and England. Int. Geol. Congress, Rep. 18th Session, Part 7: 340—352. London.
- Ferguson J., Bubela B., Davies F. J. (1975), Simulation of Sedimentary Processes: Concentration of Pb and Zn from Brines into Organic and Fe-bearing Carbonate Sediments. *Geol. Rundsch.* 64, 2: 767—782. Stuttgart.
- Harańczyk C. (1967), Pozycja facjalna cechsztyńskich ołowionośnych łupków ilastych. *Przegl. Geol.*, 5: 545—550. Warszawa.

- Harańczyk C. (1972), Mineralizacja kruszcowa dolnocechsztyńskich osadów euksynicznych monokliny przedsudeckiej. *Archiwum Miner.*, 30: 13—173. Warszawa.
- Harańczyk C. (1975), Morozewicyt i polkowicyt — minerały typochemiczne mezo-zoicznej mineralizacji złoża monokliny przedsudeckiej. *Rudy i Metale Nieżel.*, 20: 288—293. Katowice.
- Hirst D. M., Dunham K. C. (1963), Chemistry and Petrography of the Marl Slate of SE Durham, England, *Econ. Geol.*, 38: 912—940. Lancaster.
- Jarosz J. (1973), Występowanie barytu w Lubinie i Polkowicach. *Rudy i Metale Nieżel.*, 18: 587—589. Katowice.
- Jung W., Knitzschke G. (1976), Kupferschiefer in the German Democratic Republic (GDR) with Special Reference to the Kupferschiefer Deposits in the South-eastern Harz Foreland. In.: Wolf K. H. (Ed): Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits. 6: 351—406. Elsevier, Amsterdam—Oxford—New York.
- Kucha H. (1981), Precious Metal Alloys and Organic Matter in the Zechstein Copper Deposits, Poland. *Tschermaks, Miner. Petr. Mitt.*, 28: 1—16. Wiedeń.
- Paulo A. (1976), Koncentracje cynku i ołowiu w poziomie miedzionośnym dolnego cechsztynu na monoklinie przedsudeckiej. *Spraw. z pos. Kom. Nauk. PAN*, 20/1: 188—189. Kraków.
- Rentzsch J., Knitzschke G. (1968), Die Erzmineralparagenesen des Kupferschiefers und ihre regionale Verbreitung. *Freib. Forsch.*, C, 231: 189—211. Freiberg.
- Rentzsch J. (1974), The „Kupferschiefer” in comparison with the deposits of the Zambian Copperbelt. In.: Bartholome P. (Ed.): Gisement Stratiformes et Provinces Cuprifères, Centen. Soc. Géol. Belg.: 395—418. Liège.
- Richter G. (1941), Geologische Gesetzmässigkeiten in der Metallführung des Kupferschiefers. *Arch. Lagerst-Forsch.*, 73; Berlin.
- Roberts W. M. B. (1973), Dolomitization and the Genesis of the Woodcutters Lead-Zinc Prospect, Northern Territory, Australia. *Miner. Dep.*, 8: 35—56. Springer Verl., Berlin—Heidelberg—New York.
- Rydzewski A., Ważny H. (1962), Badania petrograficzno-geochemiczne utworów dolnego cechsztynu w wierceniu Lębork. *Kwart. Geol.*, 6: 583—601. Warszawa.
- Rydzewski A. (1978), Facja utleniona cechsztyńskiego łupku miedzionośnego na obszarze monokliny przedsudeckiej. *Przegl. Geol.*, 26: 102—107. Warszawa.
- Salamon W. (1975), Facjalność geochemiczna łupku miedzionośnego na monoklinie przedsudeckiej. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, 24: 45—53. Kraków.
- Salamon W. (1979), Ag i Mo w cechsztyńskich osadach monokliny przedsudeckiej. *Prace Miner.*, 62. Kraków.
- Turner P., Vaughan D. J., Whitehouse K. J. (1978), Dolomitization and Mineralization of the Marl Slate (NE England). *Miner. Dep.*, 13: 245—258. Springer Verl. Berlin—Heidelberg—New York.
- Tylka M., Mayer W., Piestrzyński A., Tylka W. (1979), Zmienność okruszcowania miedziowego w wybranych rejonach kopalni Rudna. *Kwart. Geol.*, 24: 261—274. Warszawa.
- Ważny H. (1967), Pierwiastki śladowe w cechsztynie Polski Zachodniej. *Biuletyn IG*, 213: 5—71. Warszawa.
- Ważny H. (1968), Badania geochemiczne cechsztynu z rejonu syneklizy perybaltyckiej. *Kwart. Geol.*, 12: 78—89. Warszawa.
- Ważny H. (1978), Charakterystyka geochemiczna utworów spągowych cechsztynu z rejonu monokliny przedsudeckiej. *Przegl. Geol.*, 26: 473—480. Warszawa.
- Wedepohl K. H. (1971), „Kupferschiefer” as a prototype of syngenetic sedimentary ore deposits. *Soc. Mining Geol. Japan Spec. Issue*, 3: 268—273. Tokio.

SUMMARY

Lead and zinc are the most abundant accompanying elements in the Zechstein copper ore deposits. In the enormous total reserves of Cu, Pb and Zn (10^9 tons after Rentzsch, 1974) in the Lower Zechstein sediments the two latter elements predominate quantitatively over the copper (Richter 1941).

In the Fore-Sudetic monocline the copper-bearing zones occupy approximately the same areas as those of Zn and Pb. The contents of these two elements considerably exceed the geochemical background and may reach up to 2.5 wt. % for Pb and up to 2.4 wt. % for Zn. In some point samples the amounts can be as high as 13.6 wt. % and 10.3 wt. %, respectively. Concentrations of both the metals significantly vary in the vertical profile of the mineralized zone. They are concentrated mainly above the copper-bearing horizon (Fig. 1, 2) but locally also in the bottom (Fig. 6) and in its central parts (Fig. 7, 8). The occurrence of Pb and Zn is connected with carbonate rocks, mainly with the grey, calcareous dolomite containing 5.3 wt. % Pb and 2.7 wt. % Zn in average. In the dolomitic-clayey, copper-bearing shales the extremal contents of Pb and Zn amount up to 1.8 wt. % and 1.5 wt. %, respectively. Occasionally, the shales are developed as the lead- or zinc-bearing facies.

In the boundary dolomite both the metals occur in traces and in the copper-bearing sandstones — in minor amounts. In the Lubin mining field the content of Pb and Zn increases locally up to 0.8 wt. % and 0.13 wt. %, respectively. Copper-poor anhydritic sandstones reveal the increased concentrations of Pb, Zn and Fe (up to 1 wt. %, occasionally).

Lead and zinc minerals are almost exclusively galena and sphalerite. Betekhtinite and clausthalite are found sporadically and polkowicite (Pb_3GeS_4) and morozewiczite (Pb_3GeS_4) — the new phases recognized by Harańczyk (1975) are very rare.

Apart from the Pb-horizon, galena was reported from the calcite veinlets and barite veins (Jarosz 1973).

The distribution of PbS and ZnS is illustrated on the Figures 11, 12 and 13.

Galena aggregates are usually 0.01—1.0 mm in diameter. In the dolomite it forms dispersed structures sometimes grading to the nest-like accumulations (Fig. 4). The nests usually coexist with the coarse-crystalline dolomite (Fig. 6). In the shales galena forms the streaky or dispersed textures oriented concordantly with the lamination of the host-rock (Fig. 1). These forms grade locally into the lenticles (Fig. 2) or even into the veinlets parallel to the carbonate laminae (Fig. 3). In the sandstones galena forms the cement, revealing the dispersed structures grading into the cementations. Organogenic, metasomatic and vein structures are scarce.

Galena occurs as fine- and micro-crystalline, xenomorphic or rarely idiomorphic grains. Occasionally, it forms intergrowths with sphalerite (Pl. II, Fig. 3), bornite (Pl. II, Fig. 4), chalcopyrite and digenite. In the anhydritic sandstones the intergrowths with pyrite (Pl. III, Fig. 1) are observed. In the katagenetic ore veins lead and zinc sulphides are associated with tennantite-tetrahedrite assemblage. Some galena grains indicate the traces of oxidation.

The chemical composition of galena grains is fairly stable and close to the stoichiometric one. Trace elements are listed in the Table 1. Considerable but varying amounts of silver and selenium were detected by the electron microprobe analysis. Galena grains from the top of the sandstone contain the increased amounts of Ni, Co and Bi.

The occurrence of sphalerite is of local character. Its highest concentrations are reported from the carbonate rocks and only minor amounts were found in the shale and in the sandstone. Sphalerite grains are xenomorphic but isometric in form. The structures are similar to those of PbS. The cementations were found in the sandstones (Pl. IV, Fig. 1), dispersed and streaky in the shale (Pl. IV, Fig. 2), sometimes grading into the parallel veinlets, and dispersed and nesty in the carbonate rocks. Sphalerite along with galena forms also the polycrystalline aggregates among the dolorhombs (Pl. II, Fig. 3) and, sporadically, the organogenic structures (Pl. IV, Fig. 4). ZnS occurs usually as the separate grains. Microscopic studies revealed the intergrowths with galena (Pl. II, Fig. 3, Pl. III, Fig. 2, 3), bornite, chalcopyrite and, rarely, with chalcocite, djurleite digenite and tennantite. Sporadically, sphalerite contains the inclusions of Ni-Co and Cu-Mo minerals or it occurs as a cement of the framboidal pyrite.

Electron microprobe analyses revealed the distinct variations of both the Zn and S contents and the presence of fairly high amounts of Cu, Fe and Cd. Among the idiomorphic substitutions cadmium is most important. Its content reaches up to 3.5 wt %. The dependence, was found between Fe, Cu and Cd contents and the internal reflections of sphalerite. Iron-rich grains more brownish reflections whilst enriched in Cu (over 0.5%) display no internal reflections. Strong, glassy reflections are typical of the cadmium-rich sphalerites.

High concentrations of Zn (up to 7 wt %, Tab. 3) were determined in minerals of tennantite-tetrahedrite series occurring predominantly in the late-diagenetic veinlets cutting the carbonate rocks.

The occurrence of lead- and zinc-bearing shales was reported by Harańczyk (1967) and Salamon (1975). The former, dolomitic-clayey shale contains galena and minor sphalerite, pyrite, bornite and chalcopyrite. When compared with the copper-bearing shale it contains also the lower amounts of Ag, Mo, Ni, Co, Au, Re, Hg, Ge and others. On the other side, the contents of Se are higher and of V are equal to the copper-

-bearing modification. The maximum contents of Pb, Zn and Cu were reported to be 13.6, 1.9, and 1.2 wt %, respectively (Salamon 1979).

The zinc-bearing, dolomitic-montmorillonitic shale is predominantly mineralized with sphalerite with small admixtures of galena and pyrite, chalcopyrite, digenite and bornite. The trace elements content is low, except of cadmium. The contents of Zn, Pb and Cu were found to be 10.3, 2.1, and 0.5 wt. %, respectively (Salamon 1979).

Association of Pb and Zn sulphides with the dolomite is of genetic importance. These minerals concentrate in the nesty aggregates of dolorhombs and in the dolomitic-clayey lenses and layers.

Three stages are suggested in the genetic processes resulting in the formation of Pb-Zn concentrations. During the first stage both the metals could be fixed as isomorphic substitutions in the calcium carbonates (Roberts 1973). The second stage connected with the dolomitization resulted in the removal of the metals from the carbonate lattices and its concentrations in the pore solutions. The third stage embraced the fixation of Pb and Zn by sulphide ions generated during the decomposition of organic matter within the shale and the clayey dolomite. Separation of copper-bearing horizon from the Pb and Zn ones can be explained by the stronger affinity of Cu to S when compared with Pb and Zn.

OBJASNIENIA PLANSZ — EXPLANATIONS TO PLATES

Plansza — Plate I

Fig. 1. Smugowa i rozproszona mineralizacja galeną (g) w ołowionośnych łupkach cechsztyńskich. Środkowa część Kopalni Lubin, światło odbite, 1 N.

Fig. 1. Streaky and dispersed galena mineralization (g) in the Zechstein lead-bearing shales. Central part of the Lubin mine, reflected light, 1 N.

Fig. 2. Charakterystyczne soczewkowe skupienia galeny (g) w przerostach z kalcytem (Ca) w dolomicie ilastym. Środkowa część Kopalni Polkowice, światło odbite, 1 N.

Fig. 2. Characteristic lenticular aggregates of galena (g) intergrown with calcite (Ca) in clayey dolomite. Central part of the Polkowice mine, reflected light, 1 N.

Fig. 3. Galenowa (g) żyła pokładowa z wtórnym kalcytem (Ca) w łupku ilasto-węglanowym. Środkowa część Kopalni Lubin, światło odbite, 1 N.

Fig. 3. Horizontal galena (g) vein with secondary calcite (Ca) in clayey-carbonate shale. Central part of the Lubin mine, reflected light, 1 N.

Fig. 4. Gniazdowo-rozproszone skupienia galeny (g) w łupku węglanowym i w dolomicie ilastym, współwystępujące ze składnikiem węglanowym (Ca). Wschodnia część Kopalni Lubin, światło odbite, 1 N.

Fig. 4. Nesty-dispersed concentrations of galena (g) in carbonatic shale and clayey dolomite, associated with carbonate (Ca). E part of the Lubin mine, reflected light, 1 N.

Plansza II — Plate II

Fig. 1. Impregnacyjno-rozproszona mineralizacja galenowa (g) w skałach węglanowych reprezentujących ogniwa pośrednie wapien-dolomit. Zachodnia część Kopalni Lubin, światło odbite, 1 N.

Fig. 1. Impregnation-dispersed galena mineralization (g) in carbonate rocks representing transition members of limestone-dolomite series. W part of the Lubin mine, reflected light, 1 N.

Fig. 2. Gniazdowa forma skupienia galeny (g) w utworach węglanowych. Pustkę wypełniają grubokrystaliczne węglany (Ca) często o zarysach idiomorficznych, centralną wolną przestrzeń zaś wypełnia siarczek ołowiu. Wschodnia część Kopalni Lubin, światło odbite, 1 N.

Fig. 2. Nesty form of galena (g) in carbonate rock. Open space is filled with coarse-crystalline, often idiomorphic carbonates (Ca) whilst its central part — with galena. E part of the Lubin mine, reflected light, 1 N.

Fig. 3. Paragenetyczny zespół galena (g) — sfaleryt (s) wypełnia puste przestrzenie między dużymi kryształami węglanów (Ca) we wtórnych skupieniach gniazdowych. Lokalnie zaznaczają się procesy metasomatycznego wypierania minerałów skałotwórczych przez siarczki. Formy te są szczególnie pospolite w skałach węglanowych. Wschodnia część Kopalni Polkowice, światło odbite, 1 N.

Fig. 3. Paragenetic association galena (g) — sphalerite (s), filling open spaces between large carbonate (Ca) crystals in secondary nesty aggregates. Locally metasomatic replacement of rock-forming minerals by sulphides is observed. These are especially common in the carbonate rocks. E part of the Polkowice mine, reflected light, 1 N.

Fig. 4. Typowe zrosty galeny (g) z bornitem (b) w spągu utworów węglanowych na kontakcie horyzontu miedzionośnego z ołowionośnym. Środkowa część Kopalni Lubin, światło odbite, 1 N.

Fig. 4. Typical intergrowths of galena (g) with bornite (b) in the bottom part of carbonate sediments, at the contact of copperbearing and lead-bearing horizons. Central part of the Lubin mine, reflected light, 1 N.

Plansza — Plate III

Fig. 1. Charakterystyczna asocjacja kruszcowa reprezentowana przez galenę (g) z wrostkami piryty (p) i sfaleryt (s), występująca w poziomie ołowionośnym i cynkonośnym. Zachodnia część Kopalni Rudna, światło odbite, 1 N.

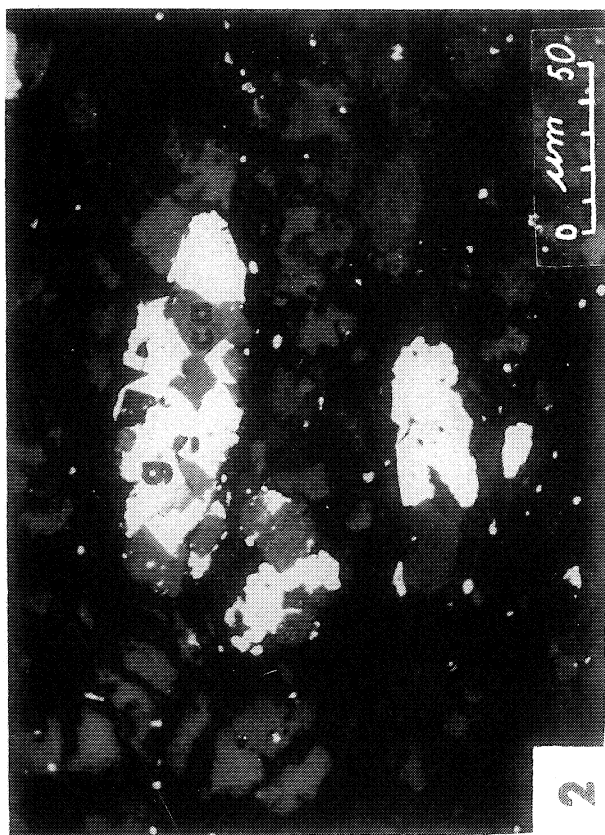
Fig. 1. Characteristic association represented by galena (g) with pyrite inclusions (p) and sphalerite (s), occurring in the lead and zinc-bearing shale. W part of the Rudna mine, reflected light, 1 N.

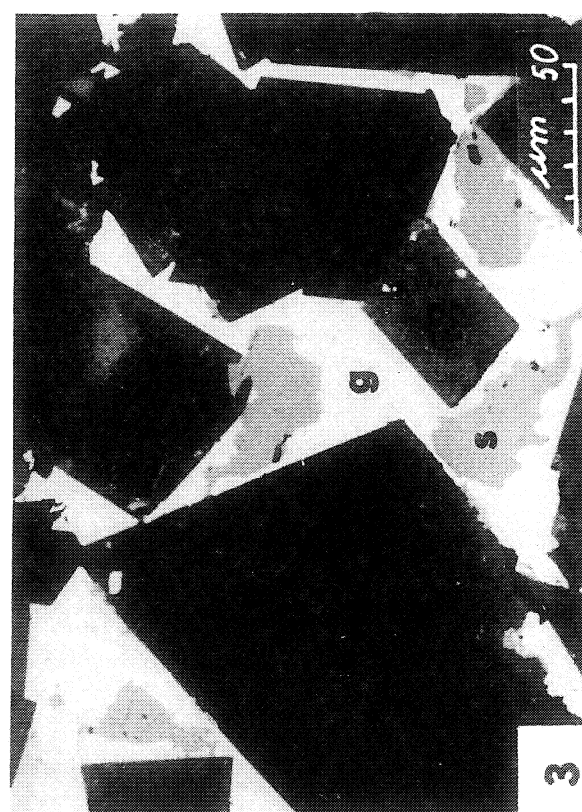
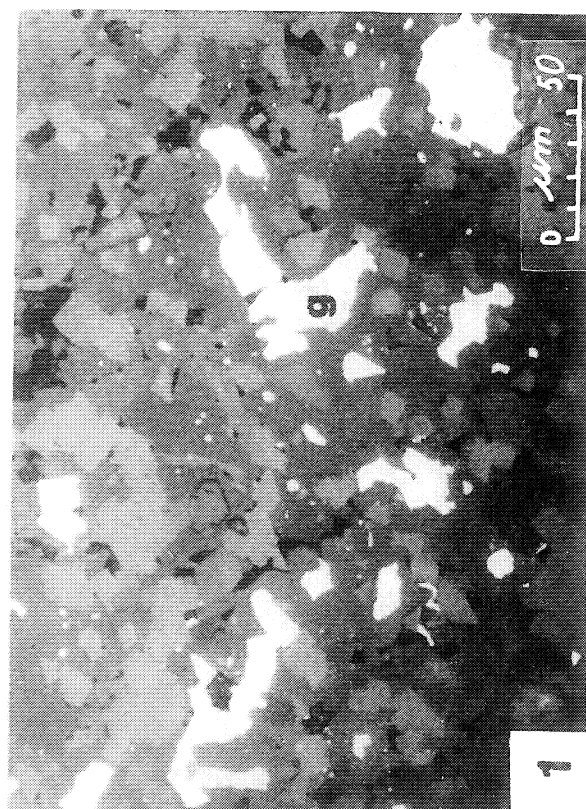
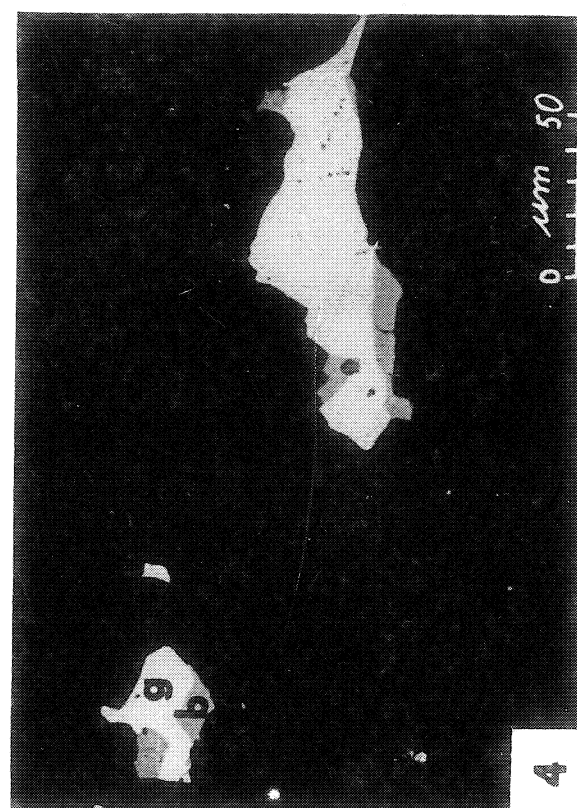
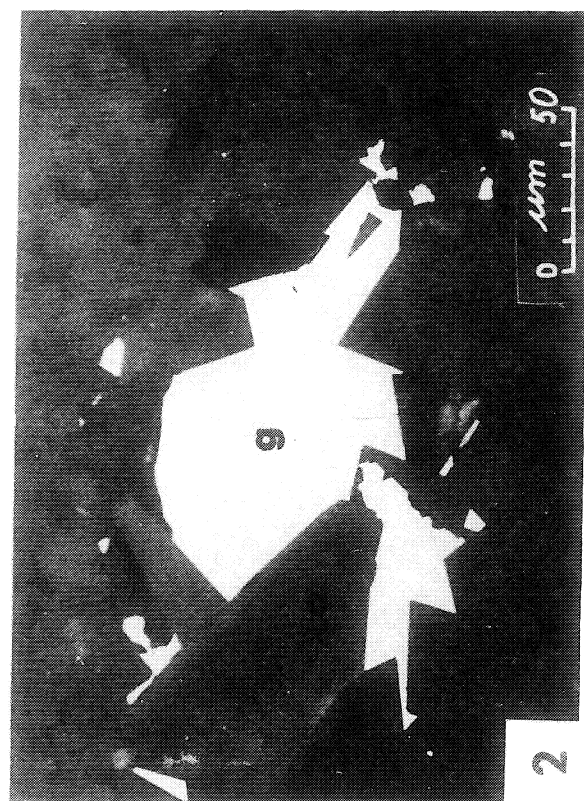
Fig. 2. Charakterystyczne, duże skupienia galeny (g) w wyższych częściach skał węglanowych, zawierającej wrostki piryty (p) oraz szkieletowo-graficzne wydzielienia sfalerytu (s). Zachodnia część Kopalni Lubin, światło odbite, 1 N.

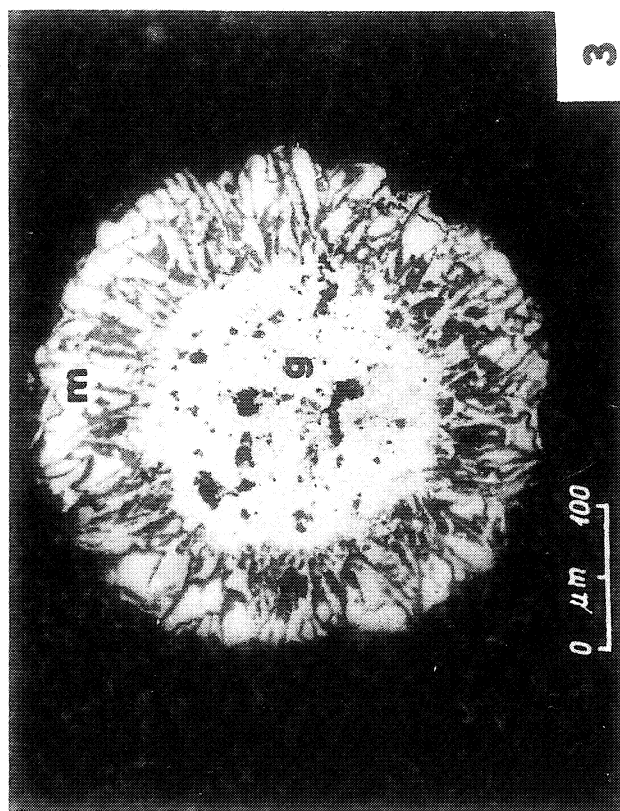
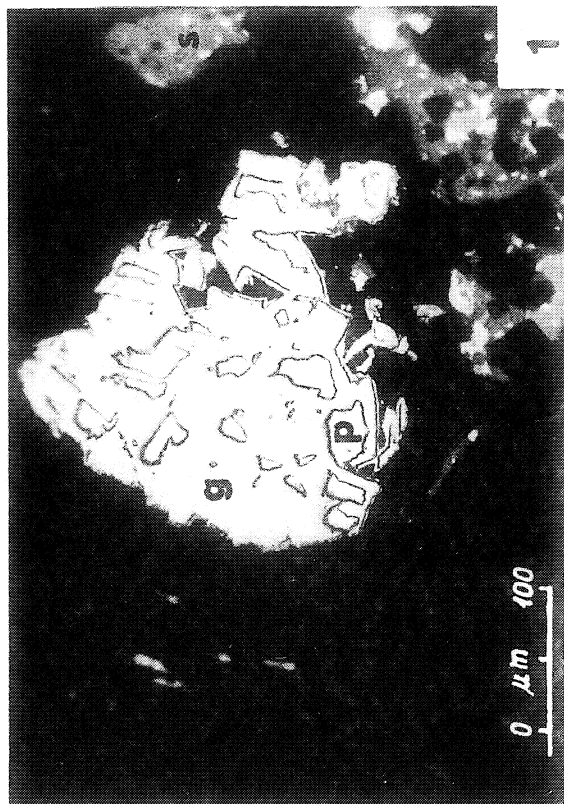
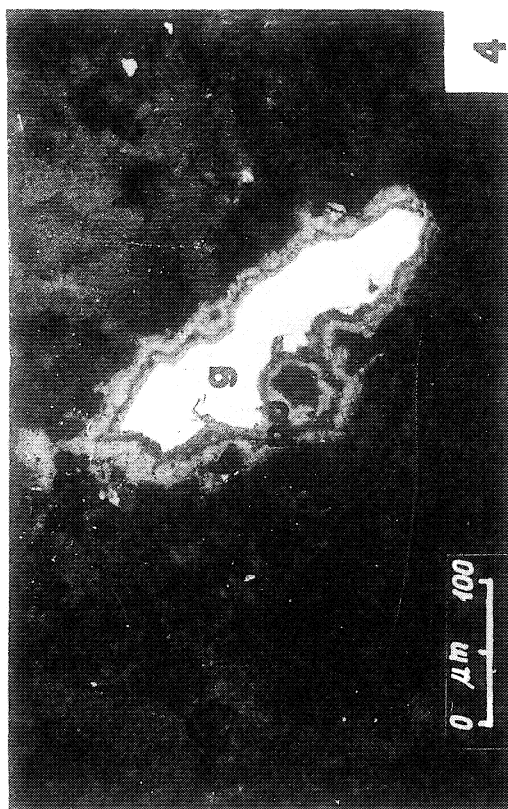
Fig. 2. Typical, large galena concentrations (g) in upper part of carbonate sequence containing pyrite (p) inclusions and skeletal-graphic exsolutions of sphalerite (s). W part of the Lubin mine, reflected light, 1 N.

Fig. 3. Struktura słonecznikopodobna galeny (g) sfalerytu (s) i markasytu (m) w skałach węglanowych. Środkowa część Kopalni Rudna, światło odbite, 1 N.

Fig. 3. Sunflower-like structure of galena (g), sphalerite (s) and marcasite (m) in carbonate rocks. Central part of the Rudna mine, reflected light, 1 N.







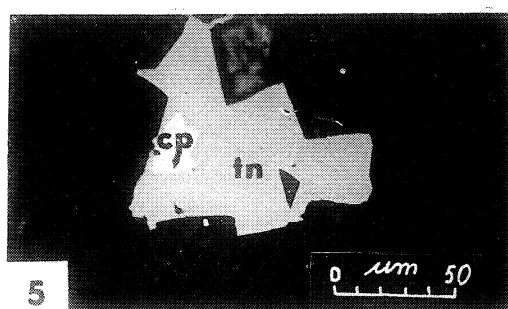
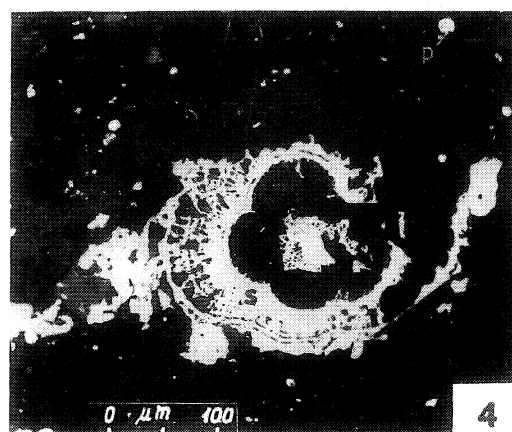
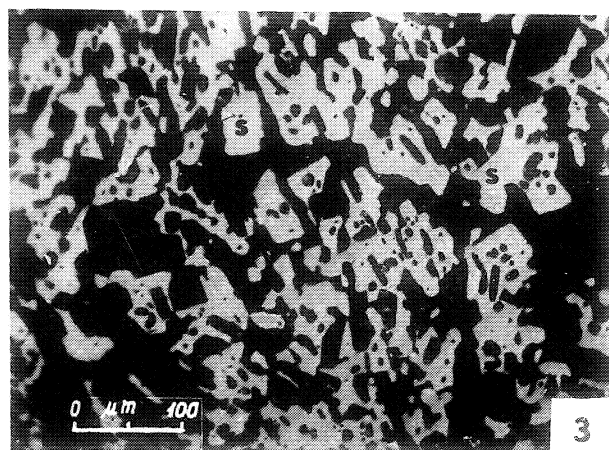
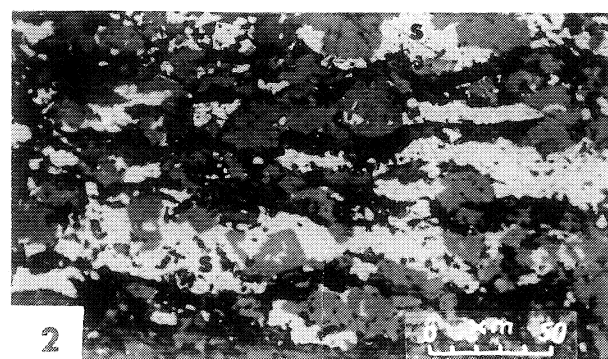
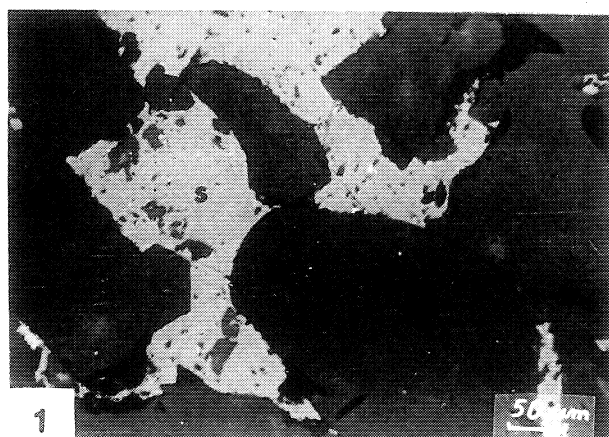


Fig. 4. Proces utleniania galeny (g) w silnie spękanych skałach węglanowych. Mikrokrystaliczne produkty utleniania (pu) atolowo otaczają skupienia PbS. Środkowa część Kopalni Rudna, światło odbite, 1 N.

Fig. 4. Oxidation of galena (g) in strongly fractured carbonate rocks. Microcrystalline products of oxidation (pu) show atol-like distribution around PbS concentrations. Central part of the Rudna mine, reflected light, 1 N.

Plansza — Plate IV

Fig. 1. Cementacyjna struktura sfalerytu (s) spełniającego rolę spoiwa terrigenicznych ziarn kwarcu (q) w stropowej części miedzionośnych piaskowców. Środkowa część Kopalni Lubin, światło odbite, 1 N.

Fig. 1. Cementation structure of sphalerite (s) forming the cement of the terrigenic quartz grains (q) in top part of copper-bearing sandstones. Central part of the Lubin mine reflected light, 1 N.

Fig. 2. Intensywne, impregnacyjno-smugowo-soczewkowe okruszczowanie sfalerytem (s) w łupku węglanowo-ilastym. Wschodnia część Kopalni Polkowice, światło odbite, 1 N.

Fig. 2. Intense, impregnation-streaky-lenticular sphalerite (s) mineralization in carbonate-clayey shale. E part of the Polkowice mine, reflected light, 1 N.

Fig. 3. Graficzna struktura sfalerytu (s) w węglanach młodszej generacji. Zachodnia część Kopalni Rudna, światło odbite, 1 N.

Fig. 3. Graphic texture of sphalerite (s) in younger generation of carbonates. Western part of the Rudna mine, reflected light, 1 N.

Fig. 4. Struktura organogeniczna sfalerytu (s) w łupku dolomitowo-ilastym. Dostrzegalne są także kuliste formy pirytu (p). Środkowa część Kopalni Rudna, światło odbite, 1 N.

Fig. 4. Organogenic structure of sphalerite (s) in dolomite-clayey shale. Spherical pyrite (p) forms are also observed. Central part of the Rudna mine, reflected light, 1 N.

Fig. 5. Diagenetyczne skupienia tenantyту (tn) z chalkopirytem (cp) współwystępujące we wtórnym, gniazdowym, grubokrystalicznym dolomicie. Środkowa część Kopalni Polkowice, światło odbite, 1 N.

Fig. 5. Diagenetic aggregates of tennantite (tn) and chalcopyrite (cp) associated with secondary, nesty, coarse-crystalline dolomite. Central part of the Polkowice mine, reflected light, 1 N.