

EWA GÓRECKA

## Formy występowania i rozmieszczenie kruszców w dolomitach kruszonośnych niecki bytomskiej

OCCURRENCE FORMS AND DISTRIBUTION OF ZINC-LEAD-IRON ORES  
IN THE ORE-BEARING DOLOMITES OF THE BYTOM SYNCLINE  
(UPPER SILESIA)

**STRESZCZENIE:** W oparciu o terenowe badania geologiczne oraz analizę mikroskopową wyróżniono w obrębie dolomitowo-ilastego kompleksu dolnego wapienia muszlowego niecki bytomskiej skały syngenetyczne i epigenetyczne. Scharakteryzowano formy występowania i rozmieszczenie kruszców w dolomitach kruszonośnych niecki bytomskiej. Stwierdzono, że w obrębie dolomitowo-ilastego kompleksu dolnego wapienia muszlowego niecki bytomskiej występują kruszce syngenetyczne (rozproszone siarczki *Fe*) oraz kruszce epigenetyczne (siarczki *Zn*, *Pb*, *Fe*), związane z metasomatyczną działalnością hydrotermalnych roztworów kruszonośnych.

### WSTĘP

W obszarze śląsko-krakowskim charakterystyczny jest związek przemysłowych koncentracji siarczków *Zn*, *Pb* i *Fe* z tzw. dolomitami kruszonośnymi, które tym właśnie koncentracjom zawdzięczają swoją nazwę.

Przeprowadzone w latach 1963 i 1964 badania geologiczne w kopalniach rud cynku i ołowiu niecki bytomskiej (Orzeł Biały, J. Marchlewski, L. Waryński, Nowy Dwór) oraz związane z tym badania mineralogiczno-petrograficzne próbek wydają się zasługiwać na częściowe przynajmniej ich przedstawienie. Szczególnie interesujące są zagadnienia dotyczące form występowania i rozmieszczenia kruszców w dolomitach kruszonośnych niecki bytomskiej.

## DOLOMITY KRUSZCONOŚNE

W świetle ostatnich badań (Śliwiński 1966) pod nazwą dolomitów kruszconośnych rozumie się dolomity krystaliczne, porowate i jamiste rozprzestrzenione w wapieniach triasu, karbonu i dewonu w obszarze śląsko-krakowskim. S. Śliwiński (1966) stoi na stanowisku, że dolomity kruszconośne są epigenetyczne i powstały przez metasomatozę wapieni, czynnikiem zaś wiodącym była tutaj descenzja słonych wód morskich mająca miejsce przed górnym karpem. Autor ten nie wyklucza zarazem w procesie dolomityzacji pewnego udziału wód ascenzyjnych, z czym wiąże podwyższenie stopnia dolomityczności skał w otoczeniu ciał kruszcowych.

W niecce bytomskiej dolomity kruszconośne stanowią poziom (miąższości ok. 30—75 m) leżący na wapieniach gogolińskich (dolny wapień muszlowy). W stropie dolomity kruszconośne graniczą z dolomitami diploporowymi środkowego wapienia muszlowego. Dolomity kruszconośne są tu więc stratygraficznymi odpowiednikami warstw gorazdeckich, terebratulowych i karchowickich (dolny wapień muszlowy), nazywanych ostatnio warstwami olkuskimi (Śliwiński 1966).

W głównej swej masie dolomity kruszconośne niecki bytomskiej są typowymi dolomitami, jednak pod względem petrograficznym wykazują pewną odrębność w stosunku do swoich odpowiedników z innych rejonów obszaru śląsko-krakowskiego, np. olkuskiego czy siewierskiego. Dolomity kruszconośne niecki bytomskiej charakteryzują się: stosunkowo małym zróżnicowaniem petrograficznym i strukturalno-teksturalnym; brakiem, względnie niewielką ilością kalcytu; brakiem, względnie sporadycznym występowaniem fauny bądź jej reliktów; stosunkowo dużą ilością domieszek substancji organicznej, tworzącej miejscami nawet drobne wkładki węgliste; znacznie podwyższoną zawartością domieszek minerałów ilowych.

Pod względem petrograficznym wyróżniono tutaj dwa podstawowe typy dolomitów (Górecka 1967).

1. Dolomity ciemnoszare i szare, zbite, drobno- i mikrokryształiczne z częstymi (nieraz znacznymi) domieszkami części organicznych i ilastych, które rozmieszczone są bezładnie (pl. I, fig. 1) lub dają tekstury laminowane. Miejscami dolomity te charakteryzują się teksturami płytkowymi.

2. Dolomity jasnoszare, na ogół porowate, średnio- i grubokryształiczne. Ziarna dolomitu często wykształcone są w postaci prawidłowych romboedrów o budowie pasowej z ciemniejszym, brunatnawym jądrem oraz zewnętrzną obwódką czystego, jednorodnego dolomitu (pl. I, fig. 2 i 3 oraz pl. II, fig. 1). Niekiedy w romboedrach dolomitu zbrunatnienie ogranicza się do prawidłowych geometrycznie jąder (pl. I, fig. 2), częściej jednak jądra romboedrów usiane są drobnymi brunatnymi wrostkami (pl. I, fig. 3), które również często układają się strefowo (wzdłuż płaszczyzn

łupliwości) pozostawiając jaśniejsze środki romboedrów (pl. II, fig. 1). Należy przypuszczać, że wrostki te stanowią resztki nierozłożonego wapienia oraz drobniutkie skupienia związków żelaza (? limonitu). Podobne wrostki, tworzące bliżej nie określone zmętnienia wewnątrz romboedrów dolomitu, obserwował K. Smulikowski (1946) w dolomicie triasowym z Imielina oraz A. Gaweł (1949) w zdolomityzowanych wapieniach jurajskich okolic Krakowa.

W agregacie dolomitowym ziarna ułożone są na ogół luźno, a między nimi występują liczne pory. Miejscami jednak ziarna dolomitowe ściśle do siebie przylegają; często tracą one wtedy idiomorfizm, a ich romboedryczne zarysy doznają zniekształcenia. Opisywane dolomity cechuje stosunkowo mała zawartość domieszek substancji ilastej i organicznej, co powoduje jaśniejsze ich barwy.

W kompleksie dolomitów kruszconosnych niecki bytomskiej zdecydowanie przeważają dolomity zbite, szare i ciemnoszare, ilaste i bitumiczne, nad dolomitami jasnoszarymi, grubokrystalicznymi. Te ostatnie tworzą różnej wielkości (kilku do kilkudziesięciu metrów) nieprawidłowe gniazda i soczewki wśród dolomitów drobno- i mikrokryształicznych, a niekiedy tworzą całe ławice. Często obserwuje się stopniowe przejścia jednych typów dolomitów w drugie. W centralnych częściach niecki bytomskiej (zwłaszcza w kopalniach L. Waryński i J. Marchlewski) dominują dolomity drobno- i mikrokryształiczne. W tych też partiach niecki bytomskiej obserwuje się większy udział skał ilastych w omawianym kompleksie dolomitów kruszconosnych.

#### SKAŁY ILASTE TOWARZYSZĄCE DOŁOMITOM KRUSZCONOSNYM

Częstym i prawie regularnym zjawiskiem w niecce bytomskiej jest występowanie iłó w leżących na wapieniach gogolińskich, a w spągu dolomitów kruszconosnych. Iły te znane są w literaturze (Kuźniar 1928, Gruszczuk 1956, Zawiaślak 1965) pod nazwą iłó w spągowych lub wiotriolowych — z uwagi na domieszki siarczanu  $Fe$  powstającego wskutek łatwego rozkładu pirytu.

Iły spągowe stanowią nieciągłą warstwę, miąższości 15—30 cm (niekiedy do 2 m), barwy ciemnoszarej do czarnej. Ułożenie iłó w spągowych jest na ogół zgodne z uławiczeniem dolomitów kruszconosnych. Iły te są najczęściej poziomo drobnolaminowane. Laminacja spowodowana jest zmianą zawartości substancji organicznej w poszczególnych warstewkach, których grubość waha się od jednego do kilku milimetrów.

Dokładniejsze badania iłó w spągowych niecki bytomskiej przeprowadziła L. Zawiaślak (1965), która na podstawie badań składu mineralnego i chemicznego, jak również analizy pyłkowej (pyłków i spor flory triasowej) wnioskuje, że iły spągowe są osadem pierwotnym. Jak wykazały

badania L. Zawiaślak (1965), iły spagowe posiadają niekiedy wyraźnie marglisty charakter, przy czym największą marglistością odznaczają się iły leżące bezpośrednio na wapieniach gogolińskich. Zawartość węglanów w iłach zmniejsza się ku stropowi.

Iły spagowe wykazują nieznaczne okruszcowanie pirytem oraz (jak podaje Zawiaślak, 1965) śladowe ukruszcowanie sfalerytem. Minerale kruszcowe, z uwagi na swe nieznaczne wymiary, możliwe są tutaj do zidentyfikowania dopiero w trakcie badań mikroskopowych. Badania takie przeprowadzone przez autorkę dla kilku próbek wykazały, że minerale kruszcowe reprezentuje tu jedynie piryt. Piryt tworzy drobne ziarna (o średnicy kilku do kilkudziesięciu mikronów) nieregularnie rozproszone w masie ilastej (pl. II, fig. 2), co wskazuje na osadowe jego pochodzenie, tym bardziej że redukcyjny charakter tego środowiska nie budzi zastrzeżeń.

Oprócz iłów spagowych, w niecce bytomskiej występowanie skał ilastych notowane jest często w obrębie dolomitów kruszczośnych, gdzie na ogół tworzą nieprawidłowe gniazda, soczewki czy wkładki długości kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów, czasami do paru metrów. W porównaniu z iłami spagowymi są to na ogół iły mniej plastyczne, nie wykazujące laminacji, zawierające natomiast często resztki częściowo rozłożonych okruszków dolomitów (pl. II, fig. 3). Obserwuje się stopniowe przejścia takich iłów w dolomity, które na ogół też zawierają znaczne ilości substancji ilastej. Szczególnie charakterystyczne dla niecki bytomskiej jest występowanie większych skupień tego typu iłów w towarzystwie ciał kruszcowych, gdzie biorą udział w ich budowie, bądź też stanowią ich otuliny (łupiny ilaste).

Fragmentaryczne badania chemiczne iłów występujących w obrębie dolomitów kruszczośnych przeprowadziła L. Zawiaślak (1965). Podane analizy wskazują, że iły te, w porównaniu z iłami spagowymi, charakteryzują się mniejszą zawartością węglanów, znacznie większą zawartością krzemionki, oraz podwyższoną zawartością substancji organicznej, objawiającą się większą ich bitumicznością. W iłach tych L. Zawiaślak nie stwierdziła flory triasowej.

Na szczególną uwagę zasługuje sprawa stosunkowo większej ilości domieszek substancji organicznej, zarówno w iłach (spagowych i iłach w obrębie dolomitów kruszczośnych), jak i dolomitach kruszczośnych niecki bytomskiej. Substancja organiczna rozmieszczona jest na ogół bezładnie, w formie drobnych skupień (pl. I, fig. 1), rzadziej tworzy drobne wkładki węglisto-bitumiczne. Występowanie większej ilości substancji organicznej w iłach i dolomitach kruszczośnych niecki bytomskiej podkreślane już było przez L. Zawiaślak (1965) i H. Gruszczyka (1956), który powołuje się na obserwacje własne oraz geologów niemieckich — K. Keila i R. Stappenbecka.

W rozmieszczeniu pionowym i poziomym opisanych powyżej skał



(ilastych i dolomitowych) obserwuje się pewną prawidłowość. W profilu pionowym daje się zauważyć, że bezpośrednio nad łami spągowymi, a niekiedy bez ich pośrednictwa, nad wapieniami gogolińskimi leżą najczęściej dolomity ilaste, bitumiczne, ciemnoszare, miejscami płytkowe i laminowane. Tworzą one ławicę miąższości do około 1,5 m. Ten charakterystyczny poziom dolomitów ilastych występuje głównie w centralnych partiach niecki bytomskiej i obserwować go można w wielu miejscach w kopalniach Orzeł Biały, J. Marchlewski i L. Waryński. Na występowanie w niecce bytomskiej wspomnianego poziomu dolomitów ilastych zwrócili już uwagę F. Wernicke (1931) i H. Gruszczuk (1956) nazywając je dolomitami „przejściowymi”. Nad poziomem dolomitów ilastych, a w przypadku ich braku nad łami spągowymi, leży bardziej zróżnicowany, dolomitowo-ilasty, kompleks dolomitów kruszconosnych, w obrębie którego znajdują się złoża kruszcowe.

#### FORMY WYSTĘPOWANIA KRUSZCÓW W DOŁOMITACH KRUSZCONOŚNYCH

Złoża kruszcowe niecki bytomskiej składają się z siarczków *Zn*, *Pb*, *Fe* i wykazują dużą zmienność wykształcenia oraz nasilenia mineralizacji, zarówno w profilu pionowym jak i poziomym. Daje się zauważyć, że nasilenie mineralizacji kruszczowej oraz zróżnicowanie występowania form złóż kruszczowych uzależnione są w znacznej mierze od litologicznego wykształcenia kompleksu dolomitów kruszconosnych niecki bytomskiej.

Pod względem kształtu można, przy pewnym uogólnieniu, wyróżnić dwa główne sposoby okruszczowania. Pierwszy — stanowią samodzielne ciała kruszczowe charakteryzujące się zdecydowanym rozgraniczeniem minerałów kruszczowych i skały płonnej. Drugi — stanowią kruszce impregnacyjne, rozproszone w dolomitach kruszconosnych, przy czym skały te wykazują różny stopień przesycenia minerałami kruszczowymi.

#### *Ciała kruszczowe*

Samodzielne ciała kruszczowe, będące podstawą wieloletniej eksploatacji, posiadają formy pokładowo-soczewowe, gniazdowe i żyłowe.

Formy pokładowo-soczewowe rozwijają się poziomo, wzdłuż kontaktów ławic dolomitów drobno- i mikrokryształicznych, ilastych. Na ogół ciała te stanowią mieszaninę ilitu, mniej lub bardziej rozłożonych okruchów dolomitów oraz siarczków *Zn*, *Pb*, *Fe*, w bardzo zmiennych stosunkach ilościowych. Jest rzeczą charakterystyczną, że tego typu ciałom kruszczowym na ogół towarzyszą łupiny ilaste. W pokładowo-soczewowych ciałach kruszczowych nierzadko można obserwować częściowe zachowanie się pierwotnego uwarstwienia skał. Niektóre kruszce, zwłaszcza odmiany skoru-

powe, często wykazują uwarstwienie pozorne, które zaobserwował już dawniej F. Wernicke (1931). Ty i dolomity ilaste obrzeżające ciała kruszcowe są na ogół pozbawione siarczków *Zn* i *Pb*. Z minerałów kruszczowych występują tu jedynie drobne ilości rozproszonych siarczków *Fe*.

Wśród dolomitów średnio- i grubokrystalicznych ciała kruszcowe przybierają formy nieprawidłowych gniazd, w obrębie których najczęściej obserwuje się tekstury brekcyjne (ostrokrawędziste okruchy dolomitów scementowane kruszczami). Stosunek okruchów do kruszców jest zmienny. Niekiedy występujące w obrębie gniazd dolomity poprzecinane są siecią drobnych, różnokierunkowych szczelin, wypełnionych częściowo lub całkowicie minerałami kruszczowymi, czym również upodabniają się do brekcji. Gniazda kruszcowe rozmieszczone są nieregularnie w obrębie dolomitów, a nasilenie mineralizacji wzrasta w dolomitach bardziej jamistych spękanych i zbrekcowanych. W otoczeniu gniazd kruszczowych nie obserwuje się na ogół skał ilastych, same zaś dolomity również nie wykazują większych domieszek części ilastych. Niekiedy w spoiwie brekcji kruszczowej występują domieszki części ilastych, ale wtedy także i okruchy brekcji reprezentowane są najczęściej przez dolomity ilaste. W otoczeniu gniazd kruszczowych rozwinięte są stosunkowo szerokie i bogate strefy kruszców impregnacyjnych.

Inną formą okruszcowania, rzadziej spotykaną wśród złóż kruszczowych niecki bytomskiej, są typowe żyły kruszcowe, które najczęściej przecinają cały kompleks dolomitów kruszczonych, przy czym od żył głównych odchodzą drobne żyły drugorzędne. Takie formy żyłowe stanowią okruszcowane szczeliny tektoniczne. Niekiedy na ścianach szczelin występują naskorupienia kruszców lub szczotki kruszcowe, które najczęściej spotyka się w jamach dolomitów kruszczonych.

### *Kruszce impregnacyjne*

Kruszce impregnacyjne, rozproszone w dolomitach kruszczonych, makroskopowo najczęściej są nierozpoznawalne, a ich zawartość ujawniają dopiero badania mikroskopowe (ewentualnie chemiczne). Z powyższych powodów kruszce te często uchodzą uwadze lub są opisywane marginesowo.

Przeprowadzone przez S. Śliwińskiego (1966) badania chemiczne wykazały, że dolomity kruszczoné obszaru śląsko-krakowskiego charakteryzują się podwyższoną (ponadklarkową) zawartością *Zn*, *Fe* i *Mn*. Sądzić można, że pierwiastki te występują bądź pod postacią własnych minerałów (siarczków, tlenków), względnie znajdują się w stanie rozproszonym w innych minerałach (dolomicie, kalcycie). Można też przypuszczać, że podwyższona miejscami zawartość *Fe* i *Mn*, a niekiedy także *Zn* związana jest z procesami hipergenicznymi. Obserwacje przeprowadzone przez autorkę

dotyczą występowania minerałów kruszczowych rozproszonych w strefie pierwotnej dolomitów kruszczonośnych, z pominięciem strefy zmian hipergenicznych.

Wśród kruszców impregnacyjnych obserwuje się, podobnie jak w ciałach kruszczowych, prosty zespół mineralny siarczków *Zn*, *Pb*, *Fe*. Również i tutaj zaznacza się wyraźny związek wykształcenia litologicznego omawianych skał z nasileniem mineralizacji kruszczowej. Można tu więc wyróżnić skały o szeroko rozwiniętym okruszczowaniu rozproszonym (na skalę przemysłową) oraz skały okruszczowane śladowo.

Szeroko rozwiniętym okruszczowaniem rozproszonym charakteryzują się dolomity średnio- i grubokrystaliczne, porowate, gdzie kruszce impregnacyjne przy większym nasileniu mineralizacji powodują nawet zatarcie pierwotnej tekstury skały. Badania mikroskopowe wykazały, że kruszce impregnacyjne gromadzą się najczęściej na kontaktach ziarn (romboedrów dolomitu) i w porach skały pod postacią pojedynczych kryształów, grupujących się niekiedy w drobne agregaty o średnicy rzędu paru milimetrów (pl. II, fig. 4; pl. III, fig. 1, 2 i 3; pl. IV, fig. 1). Często kruszce impregnacyjne występują w przestrzeniach międzyziarnowych, co w obrazie mikroskopowym sprawia wrażenie, jak gdyby kruszce tworzyły tu spoiwo dla romboedrycznych ziarn dolomitu. Bliższe badania wskazują na istnienie procesów wypierania i zastępowania romboedrów dolomitu przez kruszce (pl. III, fig. 3 oraz pl. IV, fig. 1), przy czym obserwuje się przejścia od minimalnej ilości kruszców w skale do niemal całkowitych jej zastąpień. Niekiedy agregaty kruszczowe zawierają mniej lub bardziej skorodowane relikty skały dolomitowej (pl. III, fig. 1 i 2). Powyższe obserwacje wskazują, że zachodziła tu niewątpliwie typowa metasomatoza kruszczowa dolomitu. Rozmieszczenie i zasięg występowania kruszców impregnacyjnych uzależnione są od porowatości i szczelinowatości skały. Dlatego też najszersze strefy impregnacji (sięgające nieraz paru metrów) występują w dolomitach jasnoszarych, grubo- i średniokrystalicznych, przy czym ilość kruszców maleje w miarę posuwania się od ciała kruszczowego w głąb skały. Natomiast w dolomitach drobno- i mikrokryystalicznych, ilastych zwraca uwagę znikomy udział kruszców rozproszonych.

#### SIARCZKI ŻELAZA ROZPROSZONE W KOMPLEKSIE DOLOMITÓW KRUSZCONOSNYCH

Występowanie siarczków *Fe* w ciałach kruszczowych i wśród kruszców impregnacyjnych dolomitów kruszczonośnych niecki bytomskiej zostało omówione powyżej. Bliższe badania makro- i mikroskopowe wykazały jednak, że — oprócz tych siarczków *Fe* występujących w paragenzie z siarczkami *Zn* i *Pb* — w omawianym kompleksie dolomitów kruszczonośnych niecki bytomskiej występują samodzielne wydzielienia siarczków *Fe*,

nie związane genetycznie z siarczkami *Fe* ciał kruszczowych i kruszców impregnacyjnych.

Zwraca uwagę fakt zwiększonej zawartości siarczków *Fe* w dolomitach ilastych i ilach występujących w obrębie dolomitów, a także w ilach spągowych. Siarczki te najczęściej występują w formie rozproszonej, względnie tworzą wydłużone agregaty układające się równolegle do warstwowania lub laminacji.

Siarczki *Fe* reprezentowane są tu przez piryt i markasyt, przy czym przeważa piryt, tworząc na ogół drobne, idiomorficzne ziarna wielkości setnych i dziesiątych części milimetra. Niejednokrotnie spotyka się także pył siarczków *Fe*, gdzie nieznaczone wymiary poszczególnych ziarn utrudniają mineralogiczne ich oznaczenie. Również na uwagę zasługuje fakt zróżnicowania rozmieszczenia tych rozproszonych siarczków *Fe* w zależności od petrograficznego wykształcenia omawianego kompleksu skał.

Iły spągowe, jak wspomniano, posiadają domieszki nieregularnie rozproszonych drobnych ziarn pirytu (pl. II, fig. 2).

W dolomitach ciemnoszarych, drobno- i mikrokryształicznych, ilastych i bitumicznych pył siarczków *Fe* rozmieszczony jest w formie „mgławicy”, rzadziej pojedyncze ziarna skupiają się w drobne agregaty średnicy 1–2 mm. Miejscami prześledzić można grupowanie się siarczków *Fe* w ilasto-bitumicznych laminach dolomitów. Zjawisko to jest szczególnie charakterystyczne dla dolomitów ilastych, cechujących się teksturami laminowanymi. Ogólnie można stwierdzić, że udział siarczków *Fe* wzrasta w dolomitach wraz ze wzrostem domieszek substancji ilastej i organicznej. Ponadto daje się zauważyć, że dolomity występujące bezpośrednio nad ilami spągowymi (dolomity „przejściowe”) cechują się stosunkowo większą zawartością rozproszonych siarczków *Fe*. Ku stropowi omawianego kompleksu dolomitów kruszczonośnych zmniejsza się udział takich rozproszonych siarczków *Fe*, a częściej pojawiają się ich drobne, wydłużone agregaty, rozciągające się równolegle do warstwowania (bądź laminacji).

Podobne warstewkowe i kierunkowo ułożone agregaty siarczków *Fe* obserwuje się wśród ilów występujących w obrębie dolomitów kruszczonośnych. Takie warstewki siarczków *Fe* posiadają miąższość kilku do kilkudziesięciu milimetrów i rozciągają się na długości kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Badania mikroskopowe wykazały, że zbudowane są one z ziarn pirytu, markasytu oraz ziarn pirytowo-markasytowych, które tkwią w masie ilastej (pl. IV, fig. 2). W ilach tych, w przeciwieństwie do ilów spągowych, udział rozproszonych siarczków *Fe* jest znikomy, a siarczki przyjmują przeważnie tekstury kierunkowe.

Szczególnie interesujące jest zagadnienie występowania rozproszonych siarczków *Fe* w dolomitach średnio- i grubokryształicznych, jasnoszarych, gdzie siarczki te występują jedynie w formie pyłu w ilościach śladowych. Badania mikroskopowe pozwoliły uchwycić następujące prawidłowości.

Pył siarczków *Fe* grupuje się wzdłuż kontaktów romboedrów dolomitu. Nie wypełnia on jednak przestrzeni międzyziarnowych, jak to miało miejsce w przypadku kruszców impregnacyjnych, lecz układa się obwódkami wokół romboedrów dolomitu, niezależnie od charakterystycznych dla tych skał por między romboedrami (pl. IV, fig. 3 i 4).

W romboedrach dolomitu częste są drobne, pojedyncze wrostki siarczków *Fe* rozmieszczone nieregularnie bądź układające się strefowo wzdłuż płaszczyzn łupliwości romboedrów (pl. V, fig. 1 i 2). Należy przypuszczać, że częściowo wrostki te są zlimonityzowane, co bardziej uwidacznia się w dolomitach lekko zwietrzałych.

W towarzystwie kwarcu gniazdowego (charakterystycznego dla tego typu dolomitów) niekiedy spotyka się pojedyncze ziarna siarczków *Fe*, na kontaktach ziarn kwarcu (pl. V, fig. 1).

Brak domieszek pyłu siarczków *Fe* w romboedrach dolomitu tworzącego żyłki i szczotki w dolomitach kruszconości.

Omówionym powyżej rozproszonym siarczkom *Fe* nie towarzyszą siarczki *Zn* i *Pb*. Można więc sądzić, że w kompleksie dolomitów kruszconości niecki bytomskiej, oprócz siarczków *Fe* związanych paragenetycznie z siarczkami *Zn* i *Pb*, występują jeszcze siarczki *Fe*, które należy odnieść do innego procesu mineralizacji.

#### UWAGI NA TEMAT DOŁOMITYZACJI I GENEZY ŻYŁEK KRUSZCOWYCH

Przeprowadzone badania pozwalają stwierdzić, że w omawianym kompleksie dolnego wapienia muszlowego niecki bytomskiej można wyróżnić skały syngenetyczne i epigenetyczne. Przeprowadzenie takiego podziału genetycznego wydaje się możliwe także dla występujących tutaj kruszców.

Badania petrograficzne skał tworzących warstwy olkuskie niecki bytomskiej wskazują, że skały te w obecnym swoim wykształceniu w większości są epigenetycznymi, powstałymi ze skał wapiennych, wględnie marglistych, w trakcie procesu dolomityzacji.

Według S. Sliwińskiego (1966) przyczyną dolomityzacji węglanowych skał dolnego wapienia muszlowego w obszarze śląsko-krakowskim była descenzja słonych wód morskich, mająca miejsce przed górnym kajprem. Rezultatem dolomityzacji, według tego autora, była przemiana metasomatyczna wapienia w dolomit, w czasie której doszło do rekrytalizacji skały. W świetle danych S. Sliwińskiego widać, że z metasomatozą należałoby wiązać pewne zmiany struktury skał pierwotnych, polegające na zwiększeniu się wymiaru i idiomorfizmu ziarn — np. utworzeniu się romboedrów dolomitu o budowie pasowej, gdzie w jądrach romboedrów pozostały relikty węglanów wzbogacone w *Fe* i *Mn*. Procesy epigenetycznej metasomatozy są bardziej dostrzegalne i jednoznaczne w dolomitach o grubszej strukturze ziarna. Niejednokrotnie, co zostało również podkreślone przez S. Sliwińskiego (1966), w dolomitach kruszconości obserwuje się odwzorowanie struktur skał pierwotnych. Dolomity utworzone me-

tasomatycznie z wapieni grubokrystalicznych są grubokrystaliczne, a z pelitycznych — drobno- i mikrokrytaliczne.

Biorąc za podstawę rozważania S. Sliwińskiego (1966) można sądzić, że skały pierwotne warstw olkuskich w niecce bytomskiej, podlegające epigenetycznej dolomityzacji, różniły się w pewnym stopniu od swoich odpowiedników z innych rejonów obszaru śląsko-krakowskiego, z powodu odmiennych warunków facjalnych w zbiorniku sedymentacyjnym. S. Sliwiński (1966), opierając się na przesłankach litologicznych i faunistycznych, charakteryzuje środowisko tworzenia się warstw olkuskich w obszarze śląsko-krakowskim jako utleniające, analogiczne do panującego aktualnie w morzach o facjach oolitowych. Mając na uwadze rozbieżność poglądów odnoszących się do genezy kruszców współwystępujących z dolomitami kruszczośnymi (warstwami olkuskimi) należałoby postawić pytanie, jaki był charakter środowiska, w którym tworzyły się skały pierwotne, oraz jaki był udział kruszców w tych skałach w niecce bytomskiej.

Na uwagę zasługuje fakt znacznego udziału domieszek substancji ilastej i organicznej w omawianym kompleksie dolomitów kruszczośnych niecki bytomskiej. Zwłaszcza w spagowych partiach tego kompleksu udział substancji ilastej jest znaczny, prowadzący nawet do utworzenia się skał ilastych — ilów spagowych. Również występujące nad ilami spagowymi dolomity „przejściowe” charakteryzują się większą ilością domieszek ilastych. Iły spagowe i dolomity „przejściowe” należy zaliczyć do skał syngenetycznych. Ważnym argumentem jest tutaj ciągłość sedymentacji tych utworów w całym rejonie niecki bytomskiej, cechy litologiczne dolomitów „przejściowych” charakterystyczne dla dolomitów syngenetycznych (dolomity ilaste, pelityczne, anorganiczne, o teksturze zbitej), jak również znalezienie (Zawiślak 1965) pyłków i spor flory triasowej w ilach spagowych. Przyjmując pogląd S. Sliwińskiego (1966) o descenzyjnym rozprzestrzenianiu się roztworów dolomityzujących, należałoby uznać iły spagowe i dolomity „przejściowe” w niecce bytomskiej za ekran, na którym zatrzymały się roztwory dolomityzujące.

Iłom spagowym i dolomitom „przejściowym” powszechnie towarzyszą rozproszone siarczki *Fe*, przy czym zawartość tych siarczków wzrasta w miarę podnoszenia się bitumiczności skały. Na zależność tę w ilach spagowych zwraca również uwagę L. Zawiślak (1965). Powyższe dane wskazują na redukcyjny charakter środowiska, w którym tworzyły się skały pierwotne, a wraz z nimi drobne ilości siarczków *Fe*.

Wyżej leżące serie skalne omawianego kompleksu dolomitów kruszczośnych niecki bytomskiej wykazują już znaczne zróżnicowanie litologiczne, chociaż i tu obserwuje się przewagę dolomitów drobno- i mikrokrytalicznych ilastych i bitumicznych z rozproszonymi siarczkami *Fe*. Wydaje się jednak, że ku stropowi omawianego kompleksu charakter środowiska tworzenia się osadów okresowo zmieniał się na bardziej utleniający, kiedy to w niektórych partiach zbiornika sedymentacyjnego tworzyły

się mniej lub bardziej margliste wapienie organogeniczne mogące stanowić odpowiedniki opisywanych przez S. Śliwińskiego (1966) wapieni warstw gorazdeckich obszaru śląsko-krakowskiego. Można sądzić, że te właśnie wapienie w czasie dolomityzacji przeszły w dolomity średnio- i grubokrystaliczne. Z procesem dolomityzacji można tu wiązać częściowe przynajmniej przegrupowanie substancji ilastych i siarczków *Fe* zawartych w węglanowych skałach pierwotnych, o czym mogą świadczyć obserwowane dzisiaj, nieregularne wkładki i drobne laminy ilów w obrębie dolomitów grubokrystalicznych. Na pewną rolę siarczków *Fe* w procesach metasomatycznej dolomityzacji zwraca uwagę A. Gaweł (1949), który stwierdził występowanie wrostków limoniżu w jądrach romboedrów dolomitu. Takie wrostki powszechne są również w romboedrach dolomitów (zwłaszcza grubokrystalicznych) omawianych skał, co świadczy o domieszkach siarczków *Fe* (pirytu) w skałach pierwotnych. Niekiedy pył pirytowy układa się niekompletnymi obwódkami na obwodzie romboedrów dolomitu, niezależnie od istniejących tam por, których powstanie można wiązać ze zmianą objętości przy przejściu wapienia w dolomit. Podobnie w towarzystwie występującego niekiedy w tych porach kwarcu gniazdowego, którego powstanie wiąże się z procesami epigenetycznej dolomityzacji (Górecka 1967), często spotyka się pojedyncze ziarna pirytu. Wszystko to wskazuje, że spośród minerałów kruszcowych, występujących w obrębie dolomitów kruszconośnych niecki bytomskiej, jedynie samodzielne wydzielenia rozproszonego pirytu można uważać za syngenetyczne. Kruszcze impregnacyjne natomiast oraz siarczki *Zn*, *Pb*, *Fe* wchodzące w skład ciał kruszcowych należy zaliczyć do utworów epigenetycznych, tworzących się niezależnie od procesów sedymentacji i dolomityzacji. Przeprowadzone badania mineralogiczne i geochemiczne (Harańczyk 1962, 1965) dla złóż kruszcowych niecki bytomskiej przemawiają za epigenetycznym (hydrotermalnym) ich powstaniem.

Sedymentacyjny charakter kruszców tworzących w niecce bytomskiej ciała kruszcowe mogą sugerować przeważające pokładowe i soczewowe formy ich rozprzestrzenienia. Bliższe badania wykazały jednak, że pokładowe i soczewowe formy złóż cynku i ołowiu w niecce bytomskiej znajdują się w ścisłym powiązaniu z litologicznym wykształceniem kompleksu dolomitów kruszconośnych, w który wtargnęły roztwory kruszconośne. Ważną rolę odegrały tu drogi krążenia roztworów kruszconośnych, którymi mogły być, z uwagi na słabo na ogół zaawansowaną tektonikę dysjunktywną, przede wszystkim fugi międzyławicowe. Ilasto-dolomitowe przewarstwienia kierowały natomiast rozprzestrzenianiem się roztworów kruszconośnych, stanowiąc zarazem mało przepuszczalne bariery. Na duże znaczenie ilasto-dolomitowych i ilasto-marglistych przewarstwień przy tworzeniu się pokładowych i gniazdowych form epigenetycznych złóż kruszcowych w okolicy Siewierza zwraca uwagę C. Kuźniar (1932). Pokładowe i soczewowe formy złóż w niecce bytomskiej występują przede

wszystkim wśród dolomitów ilastych, drobno- i mikrokrystalicznych, którym towarzyszą liczne skały ilaste. Współwystępowanie ilów z ciałami kruszczowymi wskazuje, że roztwory, z których wytrącały się minerały kruszczowe, ługowały łatwiej rozpuszczalne składniki dolomitów. Pozostałe na miejscu rezydualne weszły następnie w skład ciał kruszczowych, stanowiących mieszaninę skał ilastych i okruchów dolomitów z siarczkami *Zn*, *Pb*, *Fe*. Powstałe w tym czasie wokół ciał kruszczowych łupiny ilaste zapobiegały dalszemu rozprzestrzenianiu się roztworów kruszczonośnych, prowadząc zarazem do dużych koncentracji kruszców na stosunkowo niewielkiej przestrzeni, z drugiej zaś strony uniemożliwiając powstanie stref impregnacji kruszczowej. Przypuszczalnie podobne łupiny ilaste miał na myśli C. Kuźniar (1930) opisując złożę kopalni Ulisses (obecnie kop. Bolesław).

Na rezydualny charakter ilów współwystępujących w niecce bytomskiej z pokładowo-soczewowymi ciałami kruszczowymi może wskazywać również znacznie mniejsza w nich, w porównaniu z ilami spągowymi, zawartość węglanów (Zawiślak 1965).

Zupełnie inaczej przedstawia się rozwój form ciał kruszczowych w tych partiach niecki bytomskiej, gdzie dominują dolomity grubo- i średniokrystaliczne, porowate i jamiste. Tutaj ciała kruszczowe przybierają formy nieprawidłowych gniazd, w obrębie których najczęściej obserwuje się kruszce o teksturach brekcjowych. Należy podkreślić, że gniazda kruszczowe również i tutaj mają tendencję do poziomego (pokładowego) rozprzestrzeniania się. W otoczeniu gniazd kruszczowych oraz w dolomitach występujących w obrębie tych gniazd obserwuje się bogate skupienia kruszców impregnacyjnych z charakterystycznymi strukturami powstałymi wskutek wypierania i zastępowania romboedrów dolomitu. Kruszce te najczęściej gromadzą się w porach między romboedrami dolomitu, a ilość ich maleje w miarę oddalania się od ciała kruszczowego. Wskazuje to niewątpliwie na epigenetyczną, metasomatyczną działalność roztworów kruszczonośnych, przy czym drogami krążenia tych roztworów byłyby tutaj nie tylko fugi międzyławicowe, ale również spękania i szczeliny natury tektonicznej. W partiach o bardziej zaangażowanej tektonice dysjunktywnej obserwuje się zanik rozwoju form pokładowo-soczewowych na korzyść form żyłowych i gniazdowych.

Zagadnienia kruszców impregnacyjnych oraz metasomatycznego wykształcenia złóż cynku i ołowiu w obszarze śląsko-krakowskim podejmowane były niejednokrotnie przez wielu badaczy będących zwolennikami epigenetycznego pochodzenia tych złóż — szczególnie przez F. Wernickiego (1931) oraz C. Kuźniara (1927, 1928, 1929, 1930, 1932), według których zasadniczym czynnikiem prowadzącym do utworzenia się tych złóż była metasomatyczna działalność roztworów kruszczonośnych. H. Gruszczyk (1956) w dyskusji z F. Wernickiem stwierdza, że słabym punktem poglądu o metasomatozie jest sporadyczne występowanie kruszców impreg-



nacyjnych, których F. Wernicke nie obserwował w ilości takiej, jakiej należałoby się spodziewać dla złóż kruszczowych rozwijających się metasomatycznie w skałe węglanowej. Na uwagę zasługuje fakt, że F. Wernicke (1931) pracę swą i wnioski odnoszące się do genezy śląsko-krakowskich złóż cynku i ołowiu oparł głównie na badaniach przeprowadzonych w niecce bytomskiej — w kopalniach J. Marchlewski i L. Waryński. Kopalnie te obejmują centralne partie niecki bytomskiej, gdzie złoża przybierają głównie formy pokładowo-soczewowe rozwijające się w obrębie dolomitów ilastych drobno- i mikrokryсталicznych, pozbawionych stref impregnacji kruszczowej. W tak wykształconych litologicznie skałach metasomatoza związana z roztworami kruszczonośnymi mogła ujawnić się jedynie w procesach częściowego lub nawet całkowitego niszczenia ławic dolomitu oraz w tworzeniu się pokładowo-soczewowych ciał kruszczowych wraz z rezydualnym materiałem ilasto-dolomitowym. Powstające w tym czasie łupiny ilaste zapobiegały dalszemu rozprzestrzenianiu się roztworów kruszczonośnych i tworzeniu się stref impregnacyjnych, prowadząc zarazem do dużych koncentracji kruszców na stosunkowo niewielkiej przestrzeni. Można również sądzić, że sorpcyjna działalność panującego tutaj redukcyjnego, ilasto-bitumicznego środowiska odegrała niemałą rolę przy tworzeniu się tych ciał kruszczowych. Natomiast wśród dolomitów grubo- i średniokryсталicznych, porowatych i jamistych, metasomatyczna działalność roztworów kruszczonośnych ujawniła się w powstaniu kruszców impregnacyjnych (związanych ściśle przestrzennie i mineralogicznie z ciałami kruszczowymi) charakteryzujących się typowymi dla metasomatozy formami wypierania i zastępowania romboedrów dolomitu. Przyjmując, że romboedry dolomitu utworzyły się w procesie dolomityzacji, słusznym wydaje się wniosek, że metasomatyczna działalność roztworów kruszczonośnych zachodziła w gotowym już dolomicie, a więc była niezależna i późniejsza od procesów dolomityzacji.

Na zakończenie pracy autorka składa serdeczne podziękowanie doc. dr Eugenii Zimnoch za przeczytanie maszynopisu oraz cenne uwagi.

*Zakład Geologii Złóż  
Uniwersytetu Warszawskiego  
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93  
Warszawa, we wrześniu 1968 r.*

#### LITERATURA CYTOWANA

- GAWEL A. 1949. Dolomityzacja w wapieniach jurajskich okolic Krakowa (Dolomitisation des calcaires jurassiques des environs de Cracovie). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 18. Kraków.
- GORECKA E. 1967. Występowanie wolnej krzemionki w dolomitach kruszczonośnych i kruszczach niecki bytomskiej (Sur la présence de la silice dans les dolomites

- métallifères et dans les minerais du Bassin de Bytom). — Acta Geol. Pol., vol. 17, no. 2. Warszawa.
- GRUSZCZYK H. 1956. O wykształceniu i genezie śląsko-krakowskich złóż cynkowo-ołowianych. — Biul. I. G. Warszawa.
- HARAŃCZYK C. 1962. Mineralogia kruszców śląsko-krakowskich złóż cynku i ołowiu (Ore minerals of Silesia-Cracow zinc and lead deposits. — Prace Geol. (Geol. Transac.), nr 8. Warszawa.
- 1965. Geochemia kruszców śląsko-krakowskich złóż rud cynku i ołowiu (Geochemistry of the ore minerals from Silesia-Cracow zinc and lead deposits). — *Ibidem*, nr 30.
- KUŹNIAK C. 1927. Sprawozdanie z badań nad rudami cynku i ołowiu (Compte-rendu des recherches sur les gîtes silésiens de zinc et de plomb). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.), nr 18. Warszawa.
- 1928. O powstaniu złóż wiotriolowych (Sur la genèse des „Vitriolletten”). — *Ibidem*, nr 19/20.
- 1929. Sprawozdanie z badań nad złożami cynku i ołowiu, wykonanych w roku 1928 (Compte-rendu des recherches sur les gisements de zinc et de plomb exécutées en 1928). — *Ibidem*, nr 22/23.
- 1930. Złóża cynku i ołowiu na kopalni Ulisses (Sur les gisements de zinc et de plomb exploités par la mine „Ulisses” près d’Olkusz). — *Ibidem*, nr 28.
- 1932. Złóża rud ołowiu w okolicy Siewierza (Bleierzlagerstätten der Umgegend von Siewierz). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. 7, z. 1. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K. 1946. O dolomicie z Imielina na Górnym Śląsku (On the dolomite of Imielin, Upper Silesia, Poland). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 16. Kraków.
- ŚLIWIŃSKI S. 1966. Dolomitizacja morskich utworów triasu (krakowsko-śląskiego) (Dolomitization of the Silesian-Cracovian Triassic rocks of marine origin). — Rudy i Met. Niezł., nr 1, 2, 3. Katowice.
- WERNICKE F. 1931. Die primären Erzminerale der Deutsch-Bleischarleygrube bei Beuthen, Oberschlesien. — Arch. Lagerst.-Forsch., H. 53. Berlin.
- ZAWISŁAK L. 1965. Mineralogia i geneza złóż wiotriolowych niecki bytomskiej (Mineralogie und Genesis der Vitriolletten der Bytom-Becken). — Prace Geol. (Geol. Transac.), nr 32. Warszawa.

---

### SUMMARY

**ABSTRACT:** Syngenetic and epigenetic rocks have been distinguished within the dolomitic-clayey complex of the Lower Muschelkalk in the Bytom syncline on the basis of geological and microscopic studies. Occurrence forms and distribution of ores in the ore-bearing dolomites of the Bytom syncline are characterized. Syngenetic ores (dispersed Fe sulphides) and epigenetic ones (Zn, Pb, Fe sulphides) occur in the dolomitic-clayey complex of the Lower Muschelkalk of the Bytom syncline. The existence of the latter sulphides is connected with a metasomatic activity of hydrothermal ore-bearing solutions.

The ore-bearing dolomites of the Bytom syncline are as a rule epigenetic rocks whose origin is due to metasomatic dolomitization of calcareous or marly deposits. Śliwiński's (1966) opinion which postulates that a pre-Upper Keuper

descension of salty marine waters was the main factor in the process of the dolomitization, seems to be reasonably correct.

The "Vitriolletten" clay and clayey dolomites, which occur at the bottom of the ore-bearing dolomite complex should be treated as primary rocks which formed a screen in the Bytom syncline on which the dolomitizing solutions were stopped.

The clays that occur within the ore-bearing dolomites (pl. II, fig. 3) are residual rocks, which formed during the leaching process of dolomitizing solutions and then of the ore-bearing solutions. A frequent occurrence of clayey rocks within the ore-bearing dolomites points to a considerable role of argillaceous substance in the primary rocks.

An analysis of the primary rocks and of admixtures (clayey substance, organic substance and *Fe* sulphides) points to a dominant (particularly in the bottom parts) reductive character of the environment, in which were formed the rocks of the Lower Muschelkalk of the Bytom syncline. Toward the top of the Lower Muschelkalk the character of environment has changed gradually to a more oxidative one and more or less marly organogenic limestones developed in some parts of the sedimentary basin. These limestones may correspond to similar rocks of the Gorazdže Beds, described by Sliwiński (1966) from the Silesia-Cracow area. It seems most probable that the limestones which were subject to the dolomitization have changed into the medium- and coarsecrystalline dolomites, which show typical metasomatic features viz. development of rhombohedrons with zonal structure (pl. I, figs. 2 and 3; pl. III, fig. 1).

The syngenetic and epigenetic ores have been distinguished among those that occur within the ore-bearing dolomites of the Bytom syncline.

The syngenetic ores are represented only by small quantities (without economic value) of disseminated *Fe* sulphides. These sulphides formed larger or smaller admixtures, depending on the more or less reductive environment, in the primary rocks (pl. III, fig. 2), and then took part in the changes of the deposits connected with the dolomitization processes being then partly regrouped and ordered. This is proved by the presence of inclusions of *Fe* sulphides which have been observed, in places, in dolomite rhombohedrons with zonal structure (pl. V, figs. 1 and 2).

The epigenetic ores which are of economic value are represented by *Zn*, *Pb*, *Fe* sulphides which form the ore bodies and larger or smaller impregnation zones around these bodies (impregnation ores). These ores have developed in connection with later processes (probably hydrothermal) which were independent of the sedimentation and dolomitization processes.

The differentiation in the occurrence of the ore bodies depends mostly on the lithological development of the ore-bearing dolomite complex in the Bytom syncline.

The ore bodies are of layer-lensy form within fine- and microcrystalline, compact, frequently clayey dolomites. These are most frequently a mixture of clayey rocks, partly decomposed fragments of dolomites with *Zn*, *Pb*, *Fe* sulphides of varying quantitative ratio.

Among medium- and coarsecrystalline cavernous and fractured dolomites the ore bodies form irregular nests within which as a rule crystalline ores of brecciated texture are to be observed.

In parts with more advanced disjunctive tectonics ore veins are frequent which originated as the mineralized tectonic fissures.

Impregnation ores with characteristic microscopic replacement structures of dolomite rhombohedrons (pl. III, fig. 4; pl. III, figs. 1-3; pl. IV, fig. 1) are concentrated (in some cases in amounts of economic value) in coarse- and mediumcrystalline dolomites, forming impregnation zones of various width around the ore bodies. The ore mineralization becomes less intense outwards the ore body. The distribution and

range of the impregnation ores depend on the porosity and fracturing of the dolomites.

Interlayer gaps formed passages for ore-bearing solutions in the Bytom syncline as is suggested by poorly marked disjunctive tectonics and large amount of impervious or poorly pervious rocks (clays and clayey dolomites). Dolomitic-clayey intercalations directed the distribution of ore-bearing solutions. This explains the occurrence of layer-lens-like forms of the ore bodies in the Bytom syncline. In parts of better developed disjunctive tectonics and better permeability of the ore-bearing dolomites (porous, cavernous and fissured) rather nest like and vein forms occur instead of the former ones. In the latter case, fissures and tectonic joints as well as caverns and pores in dolomites formed the passages for ore-bearing solutions.

The metasomatic activity of ascension (hydrothermal) ore-bearing solutions was the main factor in the formation of ore deposits in the Bytom syncline. In clayey, fine- and microcrystalline dolomites the metasomatic and leaching activity of ore-bearing solutions has caused a partial (or even complete) destruction of dolomite layers and the formation of layer-lens-like ore bodies together with residual clayey-dolomitic material. The clayey linings which were then formed have prevented the expansion of the ore-bearing solutions (lack of ore impregnation zones near layer- and lens-like bodies) and have led to considerable concentrations of ores in a relatively small area. It may be presumed that the sorption activity of the reductive, clayey-bituminous environment played an important role in the development of these ore deposits. In the medium- and coarsecrystalline, porous and cavernous dolomites on the other hand, the metasomatic activity of the ore-bearing solutions is revealed by the formation of impregnation ores (closely connected spatially and mineralogically with the ore bodies) characterized by forms of replacement of dolomite rhombohedrons typical in metasomatism. Assuming that the dolomite rhombohedrons have been formed during the dolomitization process it seems reasonable to conclude that the metasomatic activity of the ore-bearing solutions took place in the previously deposited dolomite rock hence it was independent of and posterior to the dolomitization.

*Laboratory of Ore Geology  
of the Warsaw University  
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93  
Warsaw, September 1968*

## OBJAŚNIENIA DO PŁANSZ I—V

### DESCRIPTION OF PLATES I—V

#### PL. I

- 1 — Dolomit ilasty, drobnokrystaliczny z domieszkami substancji organicznej (czarnej). Światło przechodzące; kopalnia L. Waryński × 100  
Argillaceous, finecrystalline dolomite with admixture of organic matter (black).  
Transparent light; Waryński mine × 100

- 2 — Dolomit grubokrystaliczny zbudowany z romboedrów o budowie pasowej. Światło przechodzące; kopalnia Nowy Dwór × 50  
Coarsecrystalline dolomite consisting of rhombohedrons with zonal structure. Transparent light; Nowy Dwór mine × 50
- 3 — Dolomit grubokrystaliczny zbudowany z romboedrów o budowie pasowej. Światło przechodzące; kopalnia Nowy Dwór × 100  
Coarsecrystalline dolomite consisting of rhombohedrons with zonal structure. Transparent light; Nowy Dwór mine × 100

## PL. II

- 1 — Dolomit grubokrystaliczny zbudowany z romboedrów o budowie pasowej. Między romboedrami dolomitu występuje kwarc gniazdowy. Światło przechodzące, nikole skrzyżowane; kopalnia Nowy Dwór × 100  
Coarsecrystalline dolomite consisting of rhombohedrons with zonal structure. Nest quartz between rhombohedrons of dolomite. Transparent light, nicols crossed; Nowy Dwór mine × 100
- 2 — Il spągowy (ze słabo zaznaczającą się laminacją) z rozproszonymi ziarnami pirytu (białe). Światło odbite; kopalnia L. Waryński × 120  
"Vitriolletten" clay (poorly marked lamination) with dispersed pyrite grains (white). Reflected light; Waryński mine × 120
- 3 — Il występujący w obrębie dolomitów kruszconych z relikami częściowo rozłożonych okruchów dolomitu (szare). Białe — siarczki Fe. Światło odbite; kopalnia Nowy Dwór × 120  
Clay occurring within the ore-bearing dolomites with relicts of partly decomposed fragments of dolomite (gray). White — Fe sulphides. Reflected light; Nowy Dwór mine × 120
- 4 — Idiomorficzne ziarna sfalerytu (białe) impregnujące dolomit grubokrystaliczny. Czarne — pory. Światło odbite; kopalnia Nowy Dwór × 60  
Idiomorphic sphalerite grains (white) impregnating the coarsecrystalline dolomite. Black — pores. Reflected light; Nowy Dwór mine × 60

## PL. III

- 1 — Idiomorficzne ziarna sfalerytu (szaro-białe) impregnujące dolomit grubokrystaliczny. W ziarnach sfalerytu widoczne są wrostki dolomitu. Czarne — pory. Światło odbite; kopalnia L. Waryński × 60  
Idiomorphic sphalerite grains (white-gray) impregnating the coarsecrystalline dolomite. Dolomite inclusions visible in sphalerite grains. Black — pores. Reflected light; Waryński mine × 60
- 2 — Agregaty siarczków Fe (białe) impregnujące dolomit grubokrystaliczny. Widoczne skorodowane okruchy dolomitu wśród agregatów siarczków Fe. Czarne — pory. Światło odbite; kopalnia L. Waryński × 60  
Iron sulphide aggregates (white) impregnating the coarsecrystalline dolomite. Corroded fragments of dolomite within iron sulphide aggregates. Black — pores. Reflected light; Waryński mine × 60

- 3 — Kryształy markasytu (czarne) zastępujące wzdłuż kontaktów ziarna dolomitu grubokrystalicznego. Światło przechodzące; kopalnia Nowy Dwór × 100  
 Marcasite crystals (black) replacing grains of coarsecrystalline dolomite along the contacts. Transparent light; Nowy Dwór mine × 100

## PL. IV

- 1 — Dolomit średniokrystaliczny impregnowany kruszcami (czarne). Widoczne formy wypierania i zastępowania romboedrów dolomitu kruszcami. Światło przechodzące; kopalnia L. Waryński × 50  
 Mediumcrystalline dolomite impregnated with ores (black). Replacement of dolomite rhombohedrons by ores. Transparent light; Waryński mine × 50
- 2 — Kierunkowo ułożone agregaty siarczków Fe (białe) wśród łu występującego w obrębie dolomitów kruszonośnych. Światło odbite; kopalnia L. Waryński × 60  
 Oriented aggregates of Fe sulphides (white) among clays within the ore-bearing dolomite. Reflected light; Waryński mine × 60
- 3 — Pył siarczków Fe (białe) grupujący się wzdłuż kontaktów ziarn grubokrystalicznego dolomitu. Czarne — pory. Światło odbite; kopalnia L. Waryński × 120  
 Dust of Fe sulphides (white) grouped along the contacts of coarsecrystalline dolomite grains. Black — pores. Reflected light; Waryński mine × 120
- 4 — Wydzielenia pirytu (białe) tworzącego wrostki w romboedrach grubokrystalicznego dolomitu oraz częściowe obwódki dookoła tych romboedrów. Czarne — pory. Światło odbite; kopalnia L. Waryński × 250  
 Pyrite concentrations (white) forming inclusions in rhombohedrons of the coarsecrystalline dolomite and partial coatings around the rhombohedrons. Black — pores. Reflected light; Waryński mine × 250

## PL. V

- 1 — Wrostki siarczków Fe (a) układające się wzdłuż płaszczyzn łupliwości w romboedrach dolomitu grubokrystalicznego. Między romboedrami dolomitu występuje kwarc gniazdowy, w towarzystwie którego również występują siarczki Fe (b). Światło przechodzące, nikole skrzyżowane; kopalnia Nowy Dwór × 250  
 Inclusions of Fe sulphides (a) arranged along the cleavage planes in rhombohedrons of the coarsecrystalline dolomite. Nest quartz occurs among rhombohedrons of dolomite, together with Fe sulphides (b). Transparent light, nicols crossed; Nowy Dwór mine × 250
- 2 — Wrostki siarczków Fe (zlimonityzowane?) układające się pasowo w romboedrach dolomitu grubokrystalicznego. Światło przechodzące; kopalnia Nowy Dwór × 250  
 Iron sulphide inclusions (limonitized?) zonally arranged within rhombohedrons of coarsecrystalline dolomite. Transparent light; Nowy Dwór mine × 250

Fotografie wykonał Mgr T. Komacki  
 All photographs by T. Komacki, M. Sc.











