

ONTOGENEZA DOLOMITÓW KRUSZCONOŚNYCH

UKD 552.143:553.44'3/'9].08 ontogeneza:551.735.022.4 + 551.76.022.4:551.245

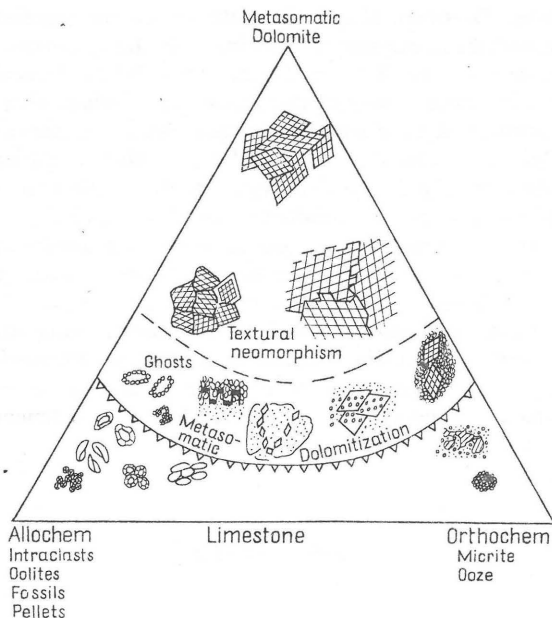
DOLOMITY KRUSZCONOŚNE Z RÓŻNYCH OGNIW STRATYGRAFICZNYCH

Występowanie dolomitów kruszconośnych niosących złożowe koncentracje Zn-Pb sygnalizowano z wielu wierceń wykonanych w obszarze śląsko-krakowskim. Napotkano je w skałach węglanowych od ordowiku po jurę (1, 3, 4 7–10, 13, 16, 17). Rozwinięte są zwykle w postaci nieregularnych ciał metasomatycznych typu stratabound w skałach pokrywy epikaledońskiej (a przede wszystkim pokrywy epiwaryscyjskiej), wyjątkowo również w strefie korzeniowej złóż w sfałdowanym górotworze skał staropaleozoicznych. W wyniku istnienia w morzu dewońsko-

-dolnokarbońskim i ponownie w morzu triasowym strefy paleoinsularnej – zaleganie dewońskich i karbońskich skał węglanowych względem warstw triasowych może być zarówno normalnej sekwencji, jak i hipsokongruentne (12, 16, 17, 7).

Stadium porównawcze dolomitów kruszconośnych w skałach triasowych, jurajskich i paleozoicznych uzasadnia wyróżnienie trzech głównych generacji, przeważnie rozwiniętych samodzielnie przestrzennie, niekiedy jednak nałożonych wielostadialnym rozwojem w tym samym górotworze (6). Są to:

1) dolomity kruszconośne głównej generacji, paragenetyczne z najstarszym krystalicznym sfalerytem lub markazytem;



Ryc. 1. Klasyfikacja w równobocznym trójkącie projekcyjnym struktur dolomitów metasomatycznych. Struktury zastępowanych wapieni przedstawiono według klasyfikacji Folka uwzględniającej składniki orto- i alochemowe. Wyróżniono gromady struktur frontów metasomatycznych, neomorfizmu strukturalnego oraz teksturalnego.

Fig. 1. Classification of metasomatic dolomite structures in equilateral projection triangle. Structures of replaced limestones are presented using Folk classification which takes into account ortho- and allochemic components. Clusters of structures of metasomatic fronts and structural and textural neomorphisms are differentiated.

2) ankeryty kruszczośne (ew. dolomity cynkowe) paragenetyczne z blendami kruszczośnymi;

3) dolomity kruszczośne paragenetyczne z barytem i najmłodszymi kruszczami (sfalerytem, galeną i markasytem).

Z kolei sklasyfikowanie odmian dolomitów kruszczośnych wyróżnionych generacji powstałych w czasie jednego etapu pod działaniem kolejnych porcji dolomitujących rozтворów hydrotermalnych można przeprowadzić następująco, na podstawie stosunku neosomu do paleosomu i dominującego procesu genetycznego:

1) właściwe dolomity kruszczośne powstałe przez metasomatozę wapieni;

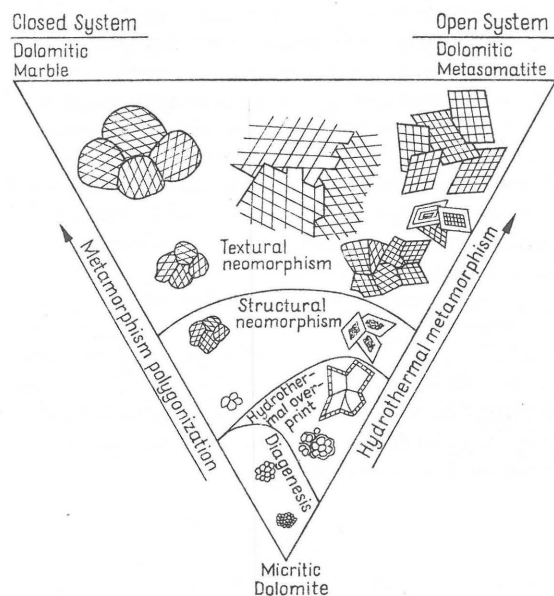
2) dolomity diagenetyczne ze słabym przedrukem (overprintem) hydrotermalnym;

3) dolomity diagenetyczne pełniej przeobrażone, tj. zmetamorfizowane hydrotermalnie, z osiągnięciem neomorfizmu strukturalnego, rzadziej również teksturalnego;

4) skały dolomitowo-ankerytowe powstałe przez ankerityzację dolomitów;

5) dolomity białoróżowe powstałe we froncie barytyzacji przez przeobrażenie dolomitów diagenetycznych poziomu wapieni gogolińskich w Zawierciu, rzadziej przez metasomatozę wapieni;

6) dolomity kruszczośne krasowe powstałe przez dolomitację osadów wewnątrzkrasowych, metamorfizację i cementację dolomitów osadów klastycznych lub przez krystalizację w jaskiniach krasowych (znane z jaskiń krasowych w skałach paleozoicznych, a w jamach krasowych w skałach mezozoicznych, związane z młodszymi generacjami dolomitów kruszczośnych);



Ryc. 2. Klasyfikacja w trójkącie równobocznym projekcyjnym struktur dolomitów kruszczośnych powstałych przez metamorfozę hydrotermalną dolomitów diagenetycznych. W narożach trójkąta przedstawiono wyjściowy diagenetyczny dolomit mikrytowy oraz dwa możliwe krańcowe produkty metamorfizmu, namur dolomitowy i dolomit metasomatyczny, powstały w układzie otwartym umożliwiającym wymianę składników skały. Wyróżniono cztery gromady struktur, a mianowicie: diagenetyczną, przedruku hydrotermalnego, neomorfizmu strukturalnego i teksturalnego. W układzie otwartym projekcja ujmuje progresję dyfuzyjnego rozrostu neomorficznych pasów zewnętrznych i zaniku rdzenia reliktywnych kryształów. Neomorfizm teksturalny wyraża zanik widm szczątkowych i uławicenia skały.

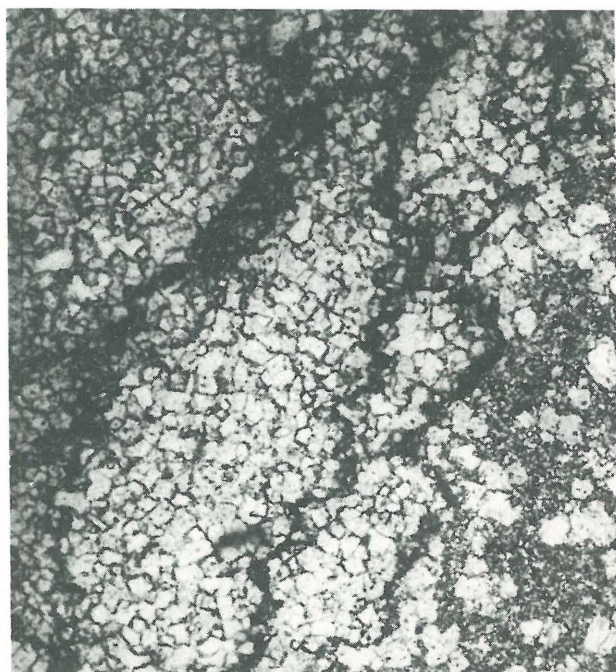
Fig. 2. Classification of structures of ore-bearing dolomites formed in result of hydrothermal metamorphosis of diagenetic dolomites, in equilateral projection triangle. Corners of the triangle present diagenetic micritic dolomite and two possible end products of the metamorphism: dolomitic marble and metasomatic dolomite, formed in an open system, enabling exchange of rock component. There are differentiated 4 clusters of structures: diagenetic, hydrothermal imprint, structural neomorphism, and textural neomorphism. In the open system, the projection shows progression of diffusional growth of neomorphic outer bands and disappearance of relic core of crystals. Textural neomorphism is expressed by disappearance of relic spectrum and rock bedding.

7) dolomity kruszczośne tworzące żyły metasomatyczne i skorupowe w strefie korzeniowej złóż śląsko-krakowskich.

DOLOMITY POWSTAŁE PRZEZ DOLOMITYZACJĘ WAPIENI

Dolomity kruszczośne w skałach mezo- i paleozoicznych tworzą ciała o ostro zarysowanych kontaktach, przeważnie tabularnych zgodnych z uławiceniem w stropie lub spągu, a przekątnych bądź bardziej nieregularnych, tzw. chemicznych w kierunkach lateralnych. Fronty dolomitacji zostały zamrożone na nieciągłościach teksturalnych skały i często na pewnych odcinkach mogą być zgodne z jej uławiceniem.

W bezpośrednim sąsiedztwie frontów dolomitacji od strony dolomitu w nowo powstałym dolomicie krystalicznym pospolicie obserwuje się struktury: 1) porfiroblastyczne, 2) poikiloblastyczne, 3) blastyczne nierównoziarniste.

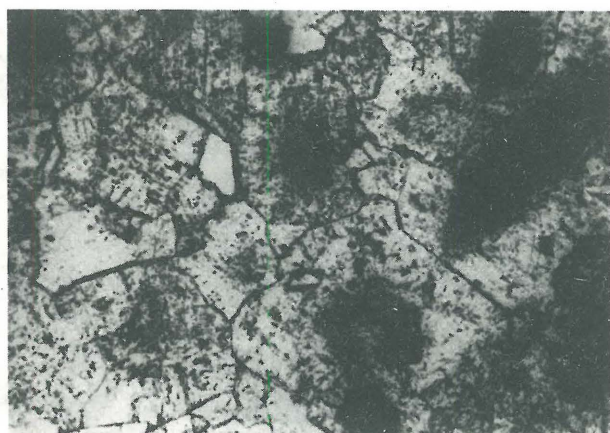


Ryc. 3. Front dolomitacji zamrożony na szwach stylolitowych rozdzielających strefę porfiroblastów dolomitowych od strefy w pełni krystalicznego hipidioblastycznego dolomitu mozaikowego. Kopalnia Trzebieńka, złożę przy szybiku 13, światło przechodzące, pow. 40 ×, nikole równoległe.

Fig. 3. Dolomitization front frozen at stylolite sutures separating zone of dolomite porphyroblasts and that of fully crystalline hypidioblastic mosaic dolomite. Trzebieńka mine, deposit near the shaft 13, transmittent light, × 40, parallel nicols.

Nierównoziarnistość, zwykle w granicach 50–500 μm, związana jest z zachowaniem w skale widm szczątkowych (ghosts) skamieniałości, ooidów, pelletoidów, innych elementów budowy zastępowanej skały wapiennej (ryc. 4), np. szwów stylolitowych (ryc. 3), a także skupień ziarn kwarcu i nieraz nawet diagenetycznych buł krzemianych (czertów). Buły te zachowują często w sobie strukturę i skamieniałości pierwotnego osadu wapiennego (5). Oprócz zróżnicowania uziarnienia, obecność widm uwidacznia się również w nasileniu ilości i wielkości oraz ułożenia drobnych wrostków reliktowych węglanów paleosomu, minerałów ilastych, często nasyconych substancjami bitumicznymi. Podkreślić jednak należy, iż romboedry dolomitu powstałego bezpośrednio przez metasomatozę wapieni nie wykazują budowy pasowej. Budowa taka jest natomiast charakterystyczna dla dolomitów kruszconośnych powstałych przez przeobrażenie hydrotermalne dolomitów diagenetycznych oraz dla poligenetycznych dolomitów kruszconośnych (np. skały dolomitowo-ankerytowe), ukształtowanych przez nałożone działanie kolejnych pulsacji roztworów hydrotermalnych.

Dalej od frontów dolomitacji, a bliżej kanałów zintegrowanego przepływu roztworów hydrotermalnych i wreszcie w sąsiedztwie dyslokacji dysjunktywnych, które mogłyby dawać kanały ascenzji – dolomity kruszconośne zbudowane są z mozaiki osobników o strukturze: 1) idiolblastycznej, 2) hipidioblastycznej, 3) ksenoblastycznej (rzadko). Wówczas, gdy w skale większość ziarn posiada tę samą strukturę, w opisie dodajemy przedrostek pan-, zgodnie z propozycją Rosenbuscha (14) i budowę skały (Gefüge) opisujemy jako panidioblastyczną, panhipidioblastyczną i wreszcie panksenoblastyczną.



Ryc. 4. Dolomit kruszconośny powstały przez metamorfozę dolno-karbońskich wapieni wizeń. W dolomicie widoczne widma szczątkowe (ghosts) intraklastów i peletoidów. Starczynów, otwór BO-145, głębokość 143 m, światło przechodzące, pow. 110 ×, nikole równoległe.

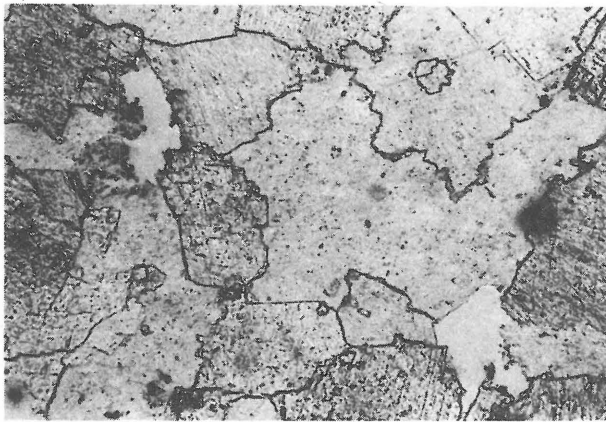
Fig. 4. Ore-bearing dolomite formed in result of metamorphosis of Lower Carboniferous (Visean) limestones. The dolomite displays ghosts of intraclasts and peletoids. Starczynów, borehole BO-145, depth 143 m, transmittent light, × 110, parallel nicols.

KLASYFIKACJE STRUKTUR

Klasyfikację struktur spotykanych w dolomitach kruszconośnych powstałych przez metasomatozę wapieni można przedstawić w równobocznym trójkącie projekcyjnym (ryc. 1), gdzie skałę wyjściową paleosomu wapiennego przedstawiono uwzględniając składniki alochemowe i ortochemowe według klasyfikacji skał węglanowych zaproponowanej przez Folka (2). W projekcji tej przedstawiono systematyczną galerię struktur wyjściowych skały wapiennej i powstałej z niej skały dolomitowej, która nie osiągnęła jeszcze pełnego neomorfizmu strukturalnego oraz teksturalnego i wreszcie zawarto struktury metasomatyty panidioblastycznego, ponadto wydzielono 3 pola oddzielające właśnie te gromady struktur. W polu struktur metasomatyty w pełni neomorficznej dominują struktury hipidioblastyczne (ryc. 6) lub mozaikowe utworzone przez zrosty schodkowe romboedrycznych kryształów dolomitu (ryc. 5). Wspomnieć należy, iż w projekcji pominięto również struktury kryształów, powstałe na powierzchniach większych pustych przestrzeni kawern, jam itd. oraz kryształy minerałów paragenetycznych dolomitów i kruszców, które zostaną odrębnie omówione.

DOLOMITY KRUSZCONOŚNE POWSTAŁE PRZEZ METAMORFIZM HYDROTHERMALNY DOLOMITÓW DIAGENETYCZNYCH

Geometria ciał dolomitów kruszconośnych powstałych przez przeobrażenie hydrotermalne dolomitów diagenetycznych (Trzebieńka, Bolesław, Zawiercie) nie jest dobrze poznana. Na ogół granice ich są rozmazane w formie stref przejściowych, transformacyjnych, rozwleczonych na dziesiątki, a nawet setki metrów, zaś zmiany w nich zachodzą niezauważalnie w sposób ciągły. W zachodniej części złóż olkuskich stropowa granica dolomitów kruszconośnych, powstałych przez metasomatozę wapieni warstw górządzańskich, terebratulowych i karchowickich oraz dolomitów powstałych przez przeobrażenie przyspągowej



Ryc. 5. Metasomatyczny dolomit kruszconośny (ankeryt) hipidioblastyczny tworzący mozaikę zrostów schodkowych. Kopalnia Trzebieńka, złożo przyszybiku 13, światło przechodzące, pow. 110 ×, nikole równoległe.

Fig. 5. Metasomatic hypidioblastic ore-bearing dolomite (ankerite), forming a mosaic of step-like intergrowths. Trzebieńka mine, deposit near the shaft 13, transmittent light, × 110, parallel nicols.

części dolomitów diploporowych często przebiega niedostrzegalnie, a przejście stopniowe w mniej przeobrażone dolomity diploporowe z przedrukiem hydrotermalnym wyrażonym słabo rekrytalizacją powierzchniową i impregnacją siarczkami zachodzi nawet na kilkunastometrowym odcinku profilu pionowego. Podobnie dotyczy to również przeobrażenia dolomitów górażdżańskich. W okolicy Olkusza miąższość ich wzrasta w kierunku wysadu⁶ koło miejscowości Gliny.

Metamorfizm dolomitów, prowadzący do powstania marmurów dolomitowych, polega na przeobrażeniach przebiegających w układzie zamkniętym, bez większej wymiany składników skały. Kryształy dolomitu ulegają rekrytalizacji jednolicie w całej masie i stają się bardziej dostosowane do nowych warunków termodynamicznych. Przeciwnie metamorfizm hydrotermalny odznacza się przebiegającą na znaczną skalę wymianą składników skały dolomitowej. W tych warunkach przebudowa kryształów rozpoczyna się powierzchniowo, od luk międzyziarnowych i przebiega w głąb kryształów przez dyfuzję składników potrzebnych do budowy neosomu, a nie zawartych w kryształach paleosomu. Na ogół proces ten nie doprowadza do pełnej przebudowy wewnętrznej części kryształów i w rdzeniach zawierają one tkankę paleosomu lub relikty zachowane, trudniej odprowadzane jej składniki. Przeważnie na tym polega przeobrażenie hydrotermalne dolomitów diagenetycznych w krystaliczne dolomity kruszconośne.

KLASYFIKACJA STRUKTUR

Struktury spotykane w różnego rodzaju dolomitach diagenetycznych, które pod wpływem roztworów hydrotermalnych uległy przekształceniu w dolomity kruszconośne, można przedstawić w równobocznym trójkącie projekcyjnym (ryc. 2). W projekcji tej diagenetyczny dolomit mikrytowy przedstawiono na jednym wierzchołku trójkąta, a na dwu pozostałych produkty metamorfizmu – marmur dolomitowy oraz dolomit metasomatyczny. Pierwszy z nich powstał w warunkach układu izolowanego, a drugi otwartego. Trójkąt podzielono na cztery mniejsze pola: w pierwszym zawierające gromady struktur diagenetycznych, w drugim diagenetycznych z przedrukiem hydrotermalnym, w trzecim gromadę struktur neomorficzych



Ryc. 6. Metasomatyczny ankeryt kruszconośny panidioblastyczny. Kopalnia Trzebieńka, złożo przyszybiku 13, światło przechodzące, pow. 110 ×, nikole równoległe.

Fig. 6. Metasomatic panidioblastic ore-bearing ankerite. Trzebieńka mine, deposit near the shaft 13, transmittent light, × 110, parallel nicols.

i w czwartym – struktury pełnego neomorfizmu strukturalnego oraz teksturalnego. Skały o teksturach czwartej gromady odznaczają się znaczną jednorodnością, niezależnie od kierunku badania. Dolomity diagenetyczne z przedrukiem hydrotermalnym przedstawiają zwykle skałę zbudowaną z ziaren powierzchniowo przebudowanych w dolomit krystaliczny. Istotą dolomitów, które osiągnęły różny stopień metamorfizmu hydrotermalnego, jest struktura pasowa kryształów o przedstawionej prawidłowości rozwoju pasów i różnym stopniu zachowania mało zmienionego rdzenia kryształów.

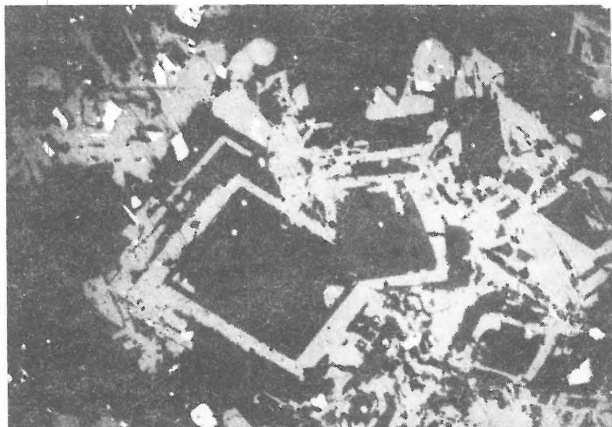
KRUSZCONOŚNOŚĆ PARAGENETYCZNA I EPIGENETYCZNA

Kruszconośność (a poprawniej metalonośność dolomitów kruszconośnych) określona jest dwoma składnikami: ilością metali zawartych w dolomitach w postaci podstawień izomorficznych i metali występujących w dolomitach w postaci własnych faz mineralnych, przeważnie siarczkowych. Minerale kruszcowe występujące samodzielnie mogą być w stosunku do dolomitów paragenetyczne lub epigenetyczne. Z punktu widzenia rozpatrywania genezy dolomitów kruszconośnych istotne znaczenie posiadają kruszce paragenetyczne. Te z kolei podzielić należy na paragenetyczne, równowagowe i nierównowagowe.

Szczególnie interesująca jest grupa siarczków tworzących paragenetykę równowagową, należą do nich sfaleryt i dwusiarczek żelaza (przeważnie markasyt, rzadziej piryt). Nie stwierdzono występowania galeny związanej z procesem dolomityzacji. Pojawia się ona w złożach znacznie później, już po utworzeniu głównej masy dolomitów kruszconośnych. Oprócz siarczków, paragenetyczny z dolomityzacją głównej generacji może być kwarc (zresztą rzadko pojawiający się w dolomicie kruszconośnym), a z najmłodszymi tzw. zawierciańskimi białoróżowymi dolomitami kruszconośnymi baryt.

Siarczki tworzące paragenetykę równowagową z dolomitami tworzą następujące typy struktur, co zbadano na przykładzie sfalerytu:

- 1) idioblastyczne kryształów dolomitowo-sfalerytowych o budowie pasowej (ryc. 7);
- 2) zrosty zorientowane idio- i hipidioblastycznych kryształów dolomitu oraz sfalerytu;



Ryc. 7. Metasomatyczny dolomit kruszconośny o strukturze panidioblastycznej i budowie pasowej romboedrów z pasami dolomitu (cynkowego) i sfalerytu. Laski, otwór BL-123 A, głębokość 141 m, światło odbite, pow. 400 ×, bez analizatora.

Fig. 7. Metasomatic ore-bearing dolomite with panidioblastic structure and band structure of rhombohedrons with bands of dolomite (zinc dolomite) and sphalerite. Laski, borehole BL-123 A, depth 141 m, reflected light, × 400, no analyser.

3) równoziarniste idioblastycznego dolomitu i ksenoblastycznego sfalerytu.

Określenie struktur paragenetycznych minerałów ma szczególnie duże znaczenie dla wyznaczenia współczynnika rozdziału metalu, zawartego w postaci podstawień izomorficznych w dolomicie kruszconośnym i w paragenetycznych siarczkuach równowagowych. Jest on charakterystyczny dla poszczególnych złóż i generacji dolomitu.

DEFINICJA DOLOMITU KRUSZCONOŚNEGO

Dolomit kruszconośny jest wybitnie krystalicznym wysokoenergetycznym hydrotermalnym metasomatytem lub metamorfitem pozbawionym w wyniku poligonizacji struktury i obecności podstawień izomorficznych zdolności luminescencji wzbudzonej światłem ultrafioletowym. Jest on zubożony w stront (18), ale wzbogacony w inne domieszki izomorficzne, głównie żelazo i mangan (wyjątkowo również w cynk). Według badań A. Nowaka (informacja ustna) stosunek żelaza do manganu wynosi 10:1. Podstawienia izomorficzne powodują dylatację (kontrakcję) komórki elementarnej.

Ilość siarczków żelaza ściśle paragenetycznych z dolomitami jest odwrotnie proporcjonalna do jego ankerytyczności. Dolomit kruszconośny jest neosomem o różnym stopniu progresji izotropizacji skały, która zaciera pierwotne elementy struktury paleosomu. O niższym stopniu progresji przeobrażenia świadczy tylko neomorfizm strukturalny, zaś o wyższym neomorfizm strukturalny i teksturalny (retextured texture).

Dolomit kruszconośny monogeniczny jest ściśle paragenetyczny z określoną generacją siarczków, najczęściej sfalerytem lub markasytem, przeciwnie dolomit kruszconośny poligeniczny powstał przez nałożenie działania kolejnych pulsacji roztworów hydrotermalnych. Siarczki paragenetyczne z dolomitami tworzą wrostki równoziarniste z romboedrami dolomitu i na ogół są ksenomorficzne. Siarczki paragenetyczne rozsiane w skale panidioblastycznej tworzą zrosty zorientowane z romboedrami dolomitu. Nieraz tworzą się wówczas romboedryczne kruształy pasowe z pasami zawierającymi sfaleryt. Siarczki występujące w dolomicie kruszconośnym w innych sku-

pieniach zostały wprowadzone do skały procesami epigenetycznymi.

MODEL INFILTRACYJNO-DYSOLUCYJNY, KANAŁOWY FILOGENEZY DOLOMITÓW KRUSZCONOŚNYCH

Spośród różnych modeli filogenezy dolomitów kruszconośnych najbardziej prawdopodobny wydaje się model infiltracyjno-dysolucyjny, kanałowy, wynikający z tektonicznego uwarunkowania lokalizacji ciał dolomitów kruszconośnych. Model ten uwarunkowany był specyficznymi warunkami hydrogeologicznymi pokryw platformowych o dużym udziale skał węglanowych, do których zaliczyć należy obszar śląsko-krakowski. Górnotwór taki odznacza się dużą przenikliwością, wysokim współczynnikiem filtracji i lokalnie obecnością kanałów zintegrowanych przepływów w planie poziomym.

Jak wynika z badań zaprezentowanych przez Rózkowskiego i współpracowników (15) w utworach takich nie mogły zachować się żadne solanki typu connate, co wyklucza wiele innych modeli genetycznych. Ascenzyjne wniknięcie hydroterm w spēkany i lokalnie zbrekcyjowany, a w skałach paleozoicznych nawet skrasowany górnotwór płasko zalegających skał węglanowych nastąpiło od ponownie rozwartych uskoków przesuwczych istniejących w staropaleozoicznym podłożu od paleozoiku i zaczopowanych porfirami złożowego piętra intruzywnego formacji Cu-Mo.

Dalsze rozprzestrzenienie hydroterm było poziome i na pewnych odcinkach nawet descenzyjne. Przy obecności kanałów następowało przemieszczenie nawet na wielokilometrowe odległości od dróg ascenzyj. Model kanałowo-infiltracyjny wywodzi swoją nazwę jednak od dalszego lub w innych przypadkach jednego sposobu rozwoju stref dolomityzacji przez infiltrację międzyziarnową hydroterm w niespękanym górnotworze, ale posiadającym naturalny odpływ wypieranych wcześniejszych roztworów i rozpuszczalnych produktów metasomatozy (CaCl₂). Infiltracja ta miała inny przebieg w skałach wapiennych rozwijając proces metasomatozy, a inny w dolomitach diagenetycznych mniej różniących się w potencjale chemicznym stężeń magnezowych, stąd niezmiennione roztwory mogły wnikać w skałę na większe odległości.

Pospolicie obserwowana strefowość idąc od dróg ascenzyj do frontów dolomityzacji wskazuje, że fronty te wyprzedzają lateralnie zaledwie kilka lub co najwyżej kilkanaście metrów front mineralizacji sfalerytowej. Jej pojawienie i intensyfikacja w kierunku kanałów ascenzyj (przeważnie dyslokacji dysjunktywnych, bez pionowych przemieszczeń) wiąże się z nasileniem i wielkością kanałów pokrytych krustyfikacjami kruszczowymi, a podścielonych w głąb skały strefami impregnacji kruszczowych korodujących wcześniej powstałe romboedry dolomitu. Kanały te powstały wskutek żłobiącego, dysolucyjnego działania roztworów (11), które przy froncie rozwijają dolomityzację.

PROWENIENCJA MAGNEZU

Ponieważ budowa pokrywy platformowej wyklucza możliwość zachowania solanek typu connate (15), więc źródło magnezu można upatrywać w juwenilnych roztworach hydrotermalnych i/lub w przemieszczaniu magnezu z dolomitów diagenetycznych wypieranych przez minerały kruszczowe. Jakkolwiek część magnezu może być takiego pochodzenia (zwłaszcza w przypadku dolomityzacji rozwijającej się we froncie barytyzacji w złożach Zawiercia

lub przy hydrotermalnym krasowym rozwoju jaskiń), to istnieją również fakty przemawiające za doprowadzeniem magnezu podobnie jak metali ciężkich z głębi ziemi (6). Należy do nich istnienie grubych żył ankerytowych przecinających skały wulkaniczne, czopujące uskoki przesuwcze wieku paleozoicznego w Zawierciu i Dolinie Będkowskiej. Na uwagę zasługuje także ankerytyzacja arkoz kambrjskich (napotkana wierceniami w Dolinie Będkowskiej) oraz stwierdzone ostatnio występowanie chryzotylowych wykładzin luster tektonicznych wspomnianych uskoków przesuwczych wykrytych w skałach kambryjskich z wierceń w Zawierciu.

LITERATURA

1. Bogacz K., Dżułyński S., Harańczyk C., Sobczyński P. — Origin of the ore-bearing dolomite in the Triassic of the Cracow-Silesian Pb-Zn ore district. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1975 z. 2.
2. Folk R. L. — Practical petrographic classification of Limestones. *Bull. AAPG* 1959 no. 1.
3. Gaweł A. — Dolomityzacja w wapieniach jurajskich okolic Krakowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1948 vol. 18.
4. Harańczyk C. — Ore-bearing Dolomite of the Root-zone of Silesian-Cracovian Pb-Zn Ore deposits. *Int. Union Geol. Sci. A. 2*, Stuttgart 1970.
5. Harańczyk C. — Buły krzemienne przecięte żyłami kruszcowymi. *Prz. Geol.* 1971 nr 4.
6. Harańczyk C. — Geneza dolomitów kruszconośnych w świetle badań składu izotopowego siarki. *Ibidem* 1973 nr 5.
7. Harańczyk C. — Metallogenic Evolution of the Silesia-Cracow Region. *Pr. Inst. Geol.* 1979 t. 95.
8. Harańczyk C. — Fluoryt ze strefy korzeniowej złoża rud Zn-Pb kopalni Bolesław. *Prz. Geol.* 1981 nr 3.
9. Harańczyk C., Szostek L., Filipowicz W. — Związek mineralizacji Zn-Pb z odwróconymi uskoki rowu kompresyjnego Klucze-Jaroszowiec. *Biul. Inst. Geol.* 1971 nr 241.
10. Harańczyk C., Gałkiewicz T., Szostek L., Kurek S., Rogoż S. — Porfirowa i skarnowa mineralizacja Cu-Mo z Zawiercia. *Rudy Metale* 1980 nr 11.
11. Heimann R. B. — *Auflösung von Kristallen*. Springer-Verlag, Wien—New York 1975.
12. Pellissonier H. — Analyse paleohydrogeologique des gisements stratiformes de plomb, zinc, baryte, fluorite du type „Mississippi Valley”. *Encon. Geol.* 1967 no. 3.
13. Peszat C. — Materiały do poznania procesu dolomityzacji wapienia węglowego antykliny Dębника. *Zesz. nauk. AGH Geologia* 1959 z. 3.
14. Rosenbusch H. — *Mikroskopische Physiographie der mässigen Gesteine*. Stuttgart 1887, Schweizerbart'sche Verlagshandlung.
15. Różkowski A., Rudzińska T., Bukowy S. — Thermal brines as a Potential Source of the Ore Mineralization of the Silesia-Cracow Area. *Pr. Inst. Geol.* 1979 t. 95.
16. Śliwiński S. — Dolomityzacja morskich utworów triasu śląsko-krakowskiego. *Rudy Metale*. 1966 nr 1, 2, 3.
17. Śliwiński S. — Dolomity kruszconośne. *Pr. Inst. Geol.* 1978 t. 83.
18. Stępniewski M. — Lattice Defects in the Triassic Dolomites of the Silesia-Cracow Region. *Arch. Miner.* 1977 t. 33.

SUMMARY

The analysis of ore-bearing dolomites from Mesozoic and Paleozoic rocks made possible differentiation of their three generations (defined by separate generations of tectonic fractures) as well as some varieties, including dolomites originating due to metasomatism of limestones, hydrothermal alterations of diagenetic dolomites, and dolomitization of deposits infilling karst fissures. Classification of structures of metasomatic dolomites and hydrothermal metamorphism is given. Paragenetic and epigenetic ore-bearing of dolomites is distinguished and characterized. Moreover, the inferred origin of great amounts of magnesium is discussed, evidencing their endogenic provenance.

РЕЗЮМЕ

В ходе анализа рудоносных доломитов мезо- и палеозойского возраста были выделены три генерации доломитов, определённые отдельными генерациями тектонических трещин, а также несколько модификаций, а именно: доломиты образованные путём метасоматоза известняков, гидротермальных преобразований диагенетических доломитов, а также путём доломитизации внутрикарстовых осадков. Представлена классификация структур метасоматических доломитов и гидротермального метаморфизма. Приведены выделение и характеристика парагенетической и эпигенетической рудоности доломитов, а также описан предположительный генезис больших масс магния и обосновано их эндогеническое происхождение.