

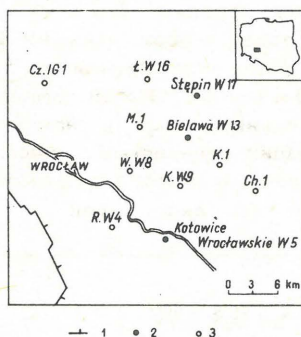
CECHSZTYŃSKA MINERALIZACJA KRUSZCOWA OKOLIC WROCŁAWIA

UKD 553.44:551.736.2:552.541(438.261-0)

Dotychczasowe badania nad okruszcowaniem skał cechsztyńskich na monoklinie przedsudeckiej dotyczyły prawie wyłącznie spągowych partii cyklotemu werra, gdzie mineralizacja posiada uznaną wartość złożową. Wykonane przez autora obserwacje profilu całego piętra oraz szczegółowe badania utworów poziomu wapienia cechsztyńskiego (Ca_1) pozwoliły na podjęcie próby weryfikacji koncepcji C.F. Davidsona (5), dotyczącej permskiej mineralizacji poli-metalicznej w Europie środkowej. Do analiz wykorzystano rdzenie z otworów wiertniczych okolic Wrocławia (ryc. 1) wykonanych w ramach prac badawczych Instytutu Geologicznego.

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA CECHSZTYNU

Utwory cechsztynu w rejonie Wrocławia charakteryzują się niekompletnym wykształceniem cyklotemów. Najpełniej reprezentowany jest cyklotem werra, z którego dolnymi partiami związana jest podwyższona koncentracja siarczków metali. Nowy szczegółowy podział litostratygraficzny cechsztynu tego rejonu opracował T.M. Peryt (20). Mimo licznych badań, problem granicy czerwony spągowiec – cechsztyń nadal pozostaje otwarty. Były przeprowadzane próby jej wyznaczenia przez określenie genezy osadów białego spągowca na podstawie analizy granulometrycznej, badań petrograficznych i sedimentologicznych (13, 10, 15, 16), lecz nie dały one jednoznacznych, przekonujących rezultatów. Należy zwrócić uwagę, iż wyniki przeprowadzonych analiz granulometrycznych (sítowej czy badań w płytkach cienkich) na osadach, w których na drodze diagenety powstają obwódki regeneracyjne na ziarenkach kwarcu (jak w przypadku białego i czerwonego spągowca – patrz 24, 10, 26), są obciążone dużym błędem i autor uważa je za nie w pełni reprezentatywne (por. 23, 4).



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny rozmieszczenia otworów wiertniczych.

1 – współczesny zasięg utworów cechsztynu, 2 – badane otwory wiertnicze, 3 – pozostałe otwory wiertnicze.

Fig. 1. Location sketch map of boreholes.

1 – present extent of Zechstein strata, 2 – studied boreholes, 3 – other boreholes.

Sedymentację cechsztynu (oprócz problematycznych piaskowców białego spągowca) w okolicach Wrocławia rozpoczynają (niekiedy nieobecne) skały poziomu wapienia podstawowego, czasami zaliczane jeszcze do czerwonego spągowca (20). Reprezentowane są one przez dolomity słabo wapniste z niewielką domieszką materiału ilastego, o barwie szarej i beżowoszarej, nie wykazujące wyraźnego uławicenia, miejscami poprzecinane przez pionowe żyłki kalcytowe (o grubości do kilku milimetrów) oraz przez szwy stylolitowe. Pod mikroskopem dolomit ten odznacza się teksturą drobnokrystaliczną i strukturą bezkierunkową lub lekko kierunkową, podkreśloną przez substancję ilastą bądź organiczną. Na tych dolomitach leży cienka kilkudziesięciocentymetrowa wkładka czarnego iłolupku, zaliczana do poziomu łupku miedzionośnego (T_1). Pod mikroskopem posiada on teksturę pelitowo-aleurytową i strukturę kierunkową, powodowaną naprzemianległym ułożeniem mikrowarstewek węglanowych i ilastych z dużą zawartością substancji bitumicznej. Struktura ta bywa niekiedy podkreślona minerałami kruszcowymi. Pełną charakterystykę petrograficzną utworów poziomu łupku miedzionośnego na monoklinie przedsudeckiej przedstawił A. Rydzewski (24), a ich wykształcenie mikrofacjalne i paleogeografię omówił S. Oszczepalski (19).

Niekiedy jednak pierwszym osadem chemicznym permu górnego są dolomity poziomu wapienia cechsztyńskiego (Ca_1). Ze względu na różnorodność tych utworów oraz na ich istotny udział w strefie zmineralizowanej autor wykonał ich analizę mikrofacjalną oraz przeprowadził interpretację paleogeograficzną porównując wyniki z wcześniejszymi pracami (17). Zwrócono też szczególną uwagę na dolomityczność serii.

Na tych osadach leżą anhidryty o barwie szarej i różowoszarej. W badanych profilach brak jest soli najstarszej, zatem granicę między anhidrytem podstawowym dolnym (A_{1d}) i górnym (A_{1g}) wyznacza poziom brekcji ilasto-anhidrytowych (20), którego miąższość dochodzi nawet do kilku metrów. Nierzadko jednak wydzielenie dolnych i górnych anhidrytów cyklotemu werra jest problematyczne. W ich obrębie, na różnych głębokościach, występują wkładki iłowców najczęściej barwy zielonoszarej, dochodzące do kilkumetrowej miąższości.

Utwory cyklotemu stassfurt obserwuje się niekiedy w postaci wkładek ciemnoszarego iłowca (T_2), drobnokrystalicznego dolomitu (Ca_2) oraz poziomu jasnoszarego i różowego, grubokrystalicznego anhidrytu (A_2).

Utwory leine są znacznie pełniej wykształcone. Miąższość dolomitu płytowego (C_3) przeważnie rozpoczynającego sedymentację na tym obszarze dochodzi do kilku metrów i bywa on niekiedy podścielony cienką wkładką łupku ilastego (T_3). Dolomity tego cyklotemu, o barwie beżowej i jasnobieżowej, zawierają znaczne ilości gniazd i soczewek anhidrytowych kilkucentymetrowej średnicy, a także są laminowane materiałem terygenicznym. Skały poziomu anhidrytu głównego (A_3) reprezentowane są przez anhidryty o barwie szarej, posiadające zmienną zawartość materiału ilasto-dolomitycznego w masie.

Na tym leżą mułowce i piaskowce cyklotemu aller, barwy brunatnej, często zawierające drobne, dochodzące do kilku centymetrów, oczka i gniazda anhydrytu oraz gipsu. W ich obrębie pojawiają się niekiedy cienkie, kilkucentymetrowe wkładki ilów barwy zielonej oraz anhydryty (A_4). Miąższość osadów aller dochodzi do kilkudziesięciu metrów. Osady te przechodzą następnie w piaskowce piętra pstrego piaskowca i postawienie granicy perm – trias jest bardzo problematyczne.

Wykształcenie cechsztynu okolic Wrocławia jest zdaniem wielu autorów podobne do niektórych części niecki północnosudeckiej i należy przyjąć, że oba te rejony były marginalnymi częściami basenu morza cechsztyńskiego.

SKAŁY POZIOMU WAPIENIA CECHSZTYŃSKIEGO

Dokładniejszą analizę petrograficzną tych utworów podjęli S. Lorenc (14) i T.M. Peryt (21), wprowadzając szereg podziałów mikrofacjalnych i przedstawiając paleogeografię rejonu okolic Wrocławia. Obserwacje autora, przeprowadzone na skałach z otworów dotychczas nie zbędnych, w pełni potwierdziły uzyskane przez nich wyniki (17). Omawiany obszar, w czasie sedymentacji serii węglanowej cyklotemu werra, był częścią obszernej strefy lagunowej (por. 21 fig. 17). W jego północnej części pannały warunki sedymentacji facji barierowej, bardziej na południe zaś warunki typowe dla brzegowej sedymentacji przybarierowej. Górna część profilu wapienia cechsztyńskiego w otworze Stępin W-17 wydaje się być osadzana w takich warunkach. Utwory tego poziomu w otworze Bielawa W-13, a zwłaszcza Kotowice Wrocławskie W-5, znajdowały się znacznie bliżej brzegu. Świadczy o tym silne zapiaszczenie oraz znaczny wzrost udziału siarczanów wapnia w skale w górnej części profilu tego otworu. Stropowa część osadów mogła tworzyć się nawet w strefie supralitoralnej, co w swojej pracy sugeruje również T.M. Peryt (21, por. także 18).

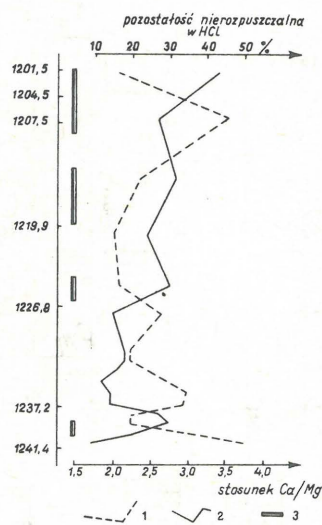
W celu dokładnego określenia dolomityczności skał tego poziomu wykonano analizy chemiczne 16 próbek z profilu tej serii w otworze Bielawa W-13 oraz przeprowadzono ich analizę rentgenostrukturalną, dla zidentyfikowania składu mineralnego skały. Uzyskane wyniki analiz chemicznych wskazują, że seria ta jest silnie dolomityczna i nadto zawiera znaczne ilości materii nierozpuszczalnej w HCl (ryc. 2). Większość wartości stosunku Ca/Mg mieści się w przedziale 2–3,5, tylko cztery wyniki plasują się w przedziale 1,7–2. Porównując ją z klasyfikacją Chilingara (2) zdecydowaną większość stanowią dolomity wapniste, a tylko niewielka część to dolomity słabo wapniste. Zróżnicowanie serii jest jak widać nieznaczne, zaznacza się jednak wyraźnie tendencja wzrostu stosunku Ca/Mg ku stropowi, a zatem stopień dolomityczności spada. Biorąc pod uwagę zawartości materii rozpuszczalnej w HCl badane próbki zaliczyć można w większości do dolomitów marglistych i marglisto-piaszczystych. Przeprowadzone analizy rentgenostrukturalne wykazały, że dominującym minerałem jest dolomit (17). Zwraca uwagę duża zawartość kwarcu i anhydrytu oraz zdecydowanie mniejsza kalcytu i illitu.

Kwestia genezy dolomitów jest do dziś tematem szeroko dyskutowanym. Zostały przeprowadzone przez wielu autorów badania nad genezą dolomitów cechsztyńskich (14, 21, 22, 3, 6 i 11). Wszyscy autorzy są zgodni co do tego, że przeważająca część dolomitów werry jest wczesno-diagenetyczna. Powstały one w środowisku sublitoralnym, w wyniku wahań poziomu wody w zbiorniku, a niekiedy

najwyższe partie w środowisku supralitoralnym (21, 22 i 3). Tak powstały skały węglanowe strefy brzegowej, natomiast w części centralnej zbiornika, gdzie dominują dolomity o większej zawartości cząstki kalcytowej, dolomityzację powodowały inne czynniki. Przyczyniło się do tego wyraźne spłylenie zbiornika z końcem cyklotemu werra, a infiltrujące w głąb solanki ułatwiały przemianę osadu. Były to jednak procesy późniejsze, najprawdopodobniej miały miejsce podczas sedymentacji serii solnej (22).

Kwestię diagenety cechsztynskich skał węglanowych obszernie poruszył D.N. Clark (3). Do procesów tych, oprócz dolomityzacji, należy zaliczyć przede wszystkim anhydrytyzację, zachodzącą we wszystkich etapach diagenety oraz kalcytyzację. Obserwowane zjawisko anhydrytyzacji polega przede wszystkim na wypełnianiu porów powstałych podczas dolomityzacji jak i późniejszym wypieraniu węglanów oraz wypełnianiu szczelin tektonicznych i stylolitów. Kalcytyzacja była niewątpliwie procesem późnodiagenetycznym i zaznaczyła się głównie przez zastępowanie dolomitu oraz wypełnianie próżni. Kalcytyzacja w wielu przypadkach postępowała od spękań, co sugeruje T.M. Peryt (21).

Na ryc. 2 na wykres wartości stosunku Ca/Mg naniesiono główne, zaobserwowane w badanym rdzeniu strefy spękań. Wykazują one wyraźną korelację ze strefami bardziej wapnistymi. W skałach poziomu wapienia cechsztyńskiego znane jest również zjawisko sylikfikacji, prowadzące do powstawania autigenicznego kwarcu. Kolejne procesy, jakie zachodziły w skale, to rekrystalizacja oraz neomorfizm agradacyjny. Zaznaczyły się one przechodzeniem struktur mikrytowych i drobnoziarnistych



Ryc. 2. Wykres wartości stosunku Ca/Mg i zawartości części nierozpuszczalnych w HCl w utworach poziomu wapienia cechsztyńskiego w otworze wiertniczym Bielawa W-13.

1 – krzywa zawartości części nierozpuszczalnych w HCl, 2 – krzywa wartości stosunku Ca/Mg, 3 – strefy spękań i zwiększonej częstotliwości występowania stylolitów.

Fig. 2. Graph of values of the ratio Ca/Mg and content of HCl-insoluble parts in strata of the Zechstein Limestone from the borehole Bielawa W-13.

1 – curve of content of parts insoluble in HCl, 2 – curve of values of ratio Ca/Mg, 3 – zones of fractures and increased frequency of stylolites.

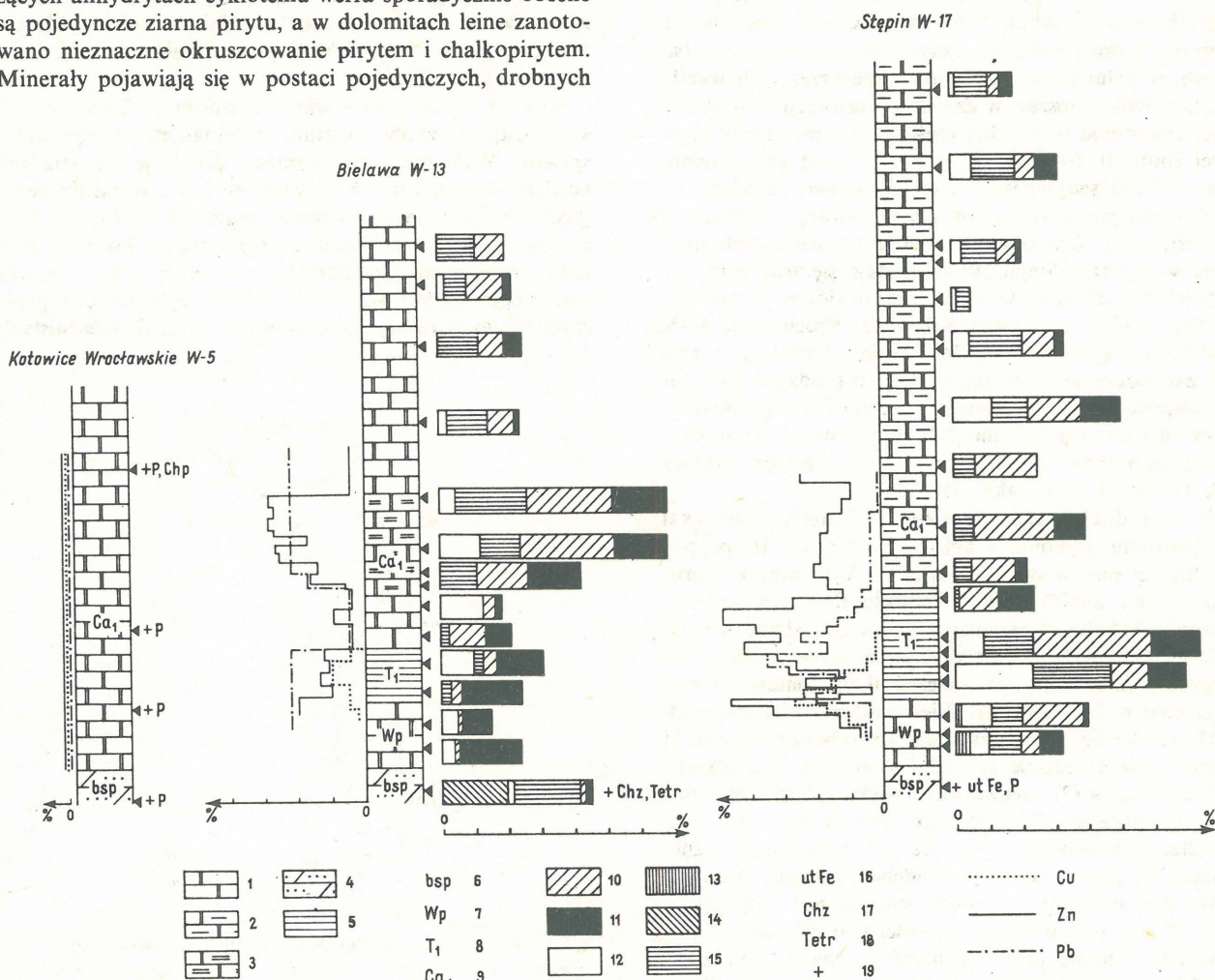
w grubiej krystaliczne. Dlatego też dominująca w skale jest tekstura sparytowa, gdy za pierwotną uznać należy teksturę mikrytową (21). W całym poziomie węglanowym występują formy stylolitowe. Szerzej problem ten poruszyli P. Kijewski i J. Kaszper (12). Składnikami wypełniającymi szwy stylolitowe są przede wszystkim: substancja ilasto-węglista, gips, anhydryt, fluoryt, baryt, kwarc, kalcyt, dolomit i minerały kruszcowe. Można zatem sądzić, że stylolity mogły być drogami dla wędrujących w skale roztworów.

MINERALIZACJA KRUSZCOWA UTWORÓW CECHSZTYNU

W wyniku wstępnych badań mikroskopowych stwierdzono, że mineralizacja kruszcowa wykazuje skłonność do koncentrowania się w spągowych partiach cechsztynu, na granicy z piaskowcami białego spągowca zarówno w skałach węglanowych, jak i w piaskowcach. W wyżej leżących anhydrytach cyklotemu werra sporadycznie obecne są pojedyncze ziarna pirytu, a w dolomitach leine zanotowano nieznaczne okruszcowanie pirytem i chalkopirytem. Minerale pojawiają się w postaci pojedynczych, drobnych

ziarn (rzędu kilku mikronów) w formie rozproszonej. Nie spotkano tu zrostów tych minerałów. W czerwonych mułkach i piaskowcach aller oznaczono jedynie uwodnione tlenki żelaza oraz pigment hematytowy, dający skale silne, czerwone zabarwienie, koncentrujący się niekiedy w postaci bardzo drobnych plamistych skupień.

Biorąc pod uwagę uzyskane wyniki z badań całego cechsztynu wydaje się celowe zwrócenie szczególnej uwagi na utwory białego spągowca i serii węglanowej cyklotemu werra. Głównymi minerałami kruszcowymi stwierdzonymi w powyższych utworach są: sfaleryt, galena, chalkopiryt, piryt i markasyt. Ponadto zaobserwowano nieliczne wystąpienia chalkozynu, tetradrytu, tenantytu, bornitu oraz uwodnionych tlenków żelaza. Na ryc. 3 przedstawiono zróżnicowanie pionowe poszczególnych minerałów, ich udział ilościowy oraz wykresy procentowych zawartości Cu, Zn i Pb wyłącznie w samym spągu cyklotemu werra, gdyż już w wyższych partiach poziomu wapienia cechsztyńskiego ich udział jest znikomy.



Ryc. 3. Zmienność zawartości mineralów kruszcowych oraz wykresy procentowych zawartości Cu, Zn, Pb w profilach spągowych partii cechsztynu.

Fig. 3. Variability in content of ore minerals and graphs of content of Cu, Zn, Pb (in percent) in sections of basal part of the Zechstein.

1 – dolomity, 2 – dolomity margliste, 3 – dolomity zailone o oddzielności łupkowej, 4 – piaskowce, 5 – łupki i margle dolomityczne, 6 – biały spągowiec, 7 – poziom wapienia podstawowego, 8 – poziom łupki miedzionośnego, 9 – poziom wapienia cechsztyńskiego, 10 – sfaleryt, 11 – galena, 12 – chalkopiryt, 13 – bornit, 14 – markasyt, 15 – piryt, 16 – uwodnione tlenki żelaza, 17 – chalkozyn, 18 – tetradryt, 19 – śladowe wystąpienia minerałów.

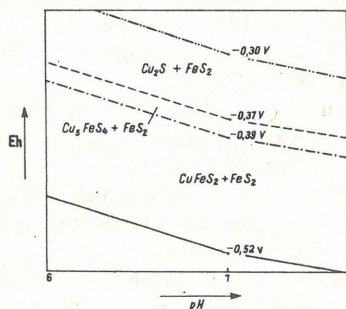
1 – dolomites, 2 – marly dolomites, 3 – clayey dolomites and slaty cleavage, 4 – sandstones, 5 – dolomitic shales and marls, 6 – Weissligendes, 7 – Basal Limestone horizon, 8 – Kupferschiefer horizon, 9 – Zechstein Limestone horizon, 10 – sphalerite, 11 – galena, 12 – chalcopryite, 13 – bornite, 14 – marcasite, 15 – pyrite, 16 – hydrated iron oxides, 17 – chalcocite, 18 – tetrahedrite, 19 – negligible occurrences of minerals.

Analiza sposobu występowania minerałów kruszcowych i ich wzajemne relacje pozwalają wyróżnić dwie fazy mineralizacji: wczesnodiagenetyczną oraz wtórnych przemieszczeń, czyli późnodiagenetyczną. Te dwie fazy zostały wydzielone, choć postawienie ostrej granicy i zaliczenie poszczególnych wystąpień mineralnych jest bardzo trudne i niejednoznaczne. Pierwsza faza byłaby zatem reprezentowana przede wszystkim przez drobne wydzielienia minerałów kruszcowych o teksturach na ogół framboidalnych (piryt), nierównomiernie rozproszonych w skale. Drugą zaś charakteryzują większe skupienia w formie gniazd rozmiarów od kilku mikronów do kilku milimetrów, żyłek, a niekiedy pojedynczych, większych ziarn.

Zaobserwowano występowanie pseudomorfoz sfalerytu i galeny po węglanach oraz wypełnień interstycjalnych między ziarnami krystalicznymi węglanów. Można zatem wnosić, że dolomity były już w postaci krystalicznej w momencie ich zastępowania przez siarczki. Ustalono natomiast, że pierwotnie skały te były mikrytami. Zastępowanie czy też wypełnianie wolnych przestrzeni miało przeto miejsce już po rekrystalizacji dolomitów, a więc jest ono późnodiagenetyczne lub epigenetyczne. Analogicznie można zaklasyfikować minerały kruszcowe, pojawiające się na pionowych szwach stylolitowych pochodzenia tektoepigenetycznego (12). Występowanie niektórych paragenez również należałoby uznać za dowód wtórnych procesów w skale, np. paragoniza chalkopiryt-chalkozyn obserwowana przez autora w utworach wapienia cechsztyńskiego.

W świetle badań równowag elektrochemicznych właściwe przejście powinno wyglądać następująco: chalkopiryt – bornit – chalkozyn + piryty (9) przy rosnącej wartości potencjału redoks (por. ryc. 4). Brak bornitu w tym przypadku wskazuje na szybką zmianę tego potencjału, uniemożliwiającą krystalizację minerału pośredniego (tu bornitu). Nie należy oczekiwać tak nagłych i szybkich zmian Eh w basenie sedymentacyjnym, ani też w niezdiagnozowanym, chociażby częściowo osadzie, pozostającym nadal pod silnym wpływem wód z basenu. Struktury „atolowe” posiadające analogiczną sekwencję mineralną, są związane z działalnością wód w osadzie (25).

Przykładem wolno przebiegającej powyższej reakcji może być zastępowanie chalkopiryty przez bornit. Jedyńm z zaobserwowanych minerałem siarczkiowym mogącym występować powyżej granicy strefa redukcyjna – strefa utleniona jest chalkozyn (8, 9). A zatem mogłyby obok niego pojawiać się uwodnione tlenki żelaza. Jednak razem z powyższymi minerałami zaobserwowano także chalkopiryt, sfaleryt, galenę, markasyt, piryty i tetraedryt.



Ryc. 4. Diagram Eh-pH układu Cu-Fe-S-CO₂-H₂O dla obliczenia potencjału utleniania, za Jasińskim (9).

Fig. 4. Diagram Eh-pH for the Cu-Fe-S-CO₂-H₂O system for evaluation of oxidation potential, after Jasiński (9).

Sugeruje to, że uwodnione tlenki żelaza są równowikowe z pozostałymi minerałami. Ponadto zaobserwowano struktury zastępowania chalkopiryty i piryty przez uwodnione tlenki żelaza, co wskazywałoby na wtórność tych ostatnich względem siarczków i ich powstawanie w wyniku utleniania siarczków żelaza.

Stwierdzono, że większość dolomitów poziomu wapienia cechsztyńskiego na badanym obszarze jest pochodzenia wczesnodiagenetycznego. Zakładając, że proces mineralizacji tych utworów był etapem późniejszym autor usiłował znaleźć zależność między stopniem dolomityzacji skał a ich okruszcowaniem. Wykonane analizy chemiczne i rentgenostrukturalne, jak i mikroskopowe w płytkach cienkich i w świetle odbitym nie pozwoliły jednak stwierdzić żadnej współzależności. Wynika to być może częściowo z faktu, że mineralizacja zachodziła w skałach o podobnym stopniu dolomityzacji, a obecna zmienność w składzie węglanów jest najprawdopodobniej w dużej mierze wynikiem wtórnych przemian zachodzących w późniejszej diagenезie. Należałoby, zdaniem autora, przeprowadzić szersze badania nad związkiem między dolomityzacją i okruszcowaniem, a przede wszystkim dokonać porównania osadów przybrzeżnych z obszarami głębszej strefy basenu cechsztyńskiego, gdzie wydaje się, że dolomityzacja mogła zachodzić po okruszcowaniu skały.

Najbardziej zmineralizowaną strefą jest poziom łupku miedzionośnego i wyżej zalegających utworów węglanowych. W miarę oddalania się od łupku okruszcowanie ostro maleje, a ilość minerałów fazy wtórnych przemieszczeń rośnie ku górze. Należy zatem sądzić, że przy mineralizacji spągowych utworów cyklotemu werra jak i piaskowców białego spągowca, procesy diagenезy odegrały znaczną rolę.

UWAGI DOTYCZĄCE GENEZY MINERALIZACJI SPĄGOWYCH UTWORÓW CECHSZTYNU

Oryginalną koncepcję genezy złóż stratyfikowanych miedzi w Europie środkowej zaproponował C.F. Davidson (5). Jego zdaniem, odpowiedzialne za okruszcowanie spągowych partii cyklotemu werra oraz piaskowców białego spągowca były roztwory descenzyjne, pochodzące z odwodnienia wyżej leżących ewaporatów. Według jego wyliczeń każdy metr sześcienny gipsu, przechodząc w anhydryt daje 0,486 m³ wody. Przy tak dużych pokładach, daje to ilości znacznie przekraczające potrzebną jej masę do przeniesienia minerałów metali ciężkich w dół, a zakładając pierwotną mineralizację gipsów na poziomie 1 ppm wystarczy to na okruszcowanie łupku ze średnią 3 kg/m² (taki bowiem wynik dały obliczenia Messera w: 5 – dla obszaru Niemiec). Autor wykonał badania mikroskopowe próbek pochodzących z anhydrytów cyklotemu werra, nie stwierdził tam jednak, oprócz kilku drobnych ziarn piryty, żadnych innych minerałów kruszcowych. Wydaje się mało prawdopodobne, aby roztwory pochodzące z odwodnienia gipsów usunęły wszystkie kruszce nie pozostawiając nawet żadnych ich reliktów. Ponadto przy przechodzeniu wód mineralizujących do innego ośrodka, w tym przypadku z anhydrytu (czy ulegającemu anhydrytyzacji gipsu) do dolomitu, powinna nastąpić zmiana reżimu hydrologicznego jak i chemicznego.

W takim przypadku należałoby się spodziewać wytrącania minerałów kruszcowych, powodując ich koncentrację w stropowych partiach serii węglanowej. Siarczki powinny na dodatek krystalizować zgodnie ze wzrostem ich rozpuszczalności, a więc najpierw siarczki Cu i Ag, a potem Zn i Pb. Autor wykonał badania w całym profilu po-

ziomu wapienia cechsztyńskiego. W żadnym z otworów nie zaobserwowano zwiększonej koncentracji minerałów kruszcowych na kontakcie z anhydrytem, a nawet wręcz odwrotnie – ich ilość ku stropowi zdecydowanie maleje. Ponadto dominującymi minerałami kruszcowymi w stropowych partiach dolomitów są: piryt oraz w bardzo małych ilościach sfaleryt i galena, a chalkopiryt występuje sporadycznie. Sumaryczna ilość tych minerałów nie przekracza przy tym kilku dziesiątych procenta. Na dodatek, ekranu ilastego nie należy dopatrywać się wyłącznie na poziomie łupku bitumicznego. Już znacznie wyżej, w obrębie anhydrytów występują przelawienia ilaste osiągające nawet kilkumetrowe miąższości. Powinny one stanowić wystarczającą przeszkodę dla migrujących roztworów, by tu następowało choć częściowe wytrącanie się jonów metali ciężkich. Jednak i tu autor nie zaobserwował występowania minerałów kruszcowych. Wydaje się zatem, że teoria C.F. Davidsona (5) nie znajduje potwierdzenia w obserwowanym materiale.

Rozważając genezę mineralizacji polimetalicznej istotny problem stanowi źródło metali. Niezależnie jednak od sposobu dostarczania jonów metali do osadu można uznać, że pierwotne okruszcowanie łupku jest najprawdopodobniej wczesnodiagenetyczne (24, 7). Przy tak dużym nagromadzeniu materii organicznej musiało już w trakcie sedymentacji dojść do utworzenia się warunków redukcyjnych nie tylko w przydennej warstwie wody, lecz także i w osadzie (19). Nie były to jednak warunki o zbyt niskiej wartości potencjału redoks, a zatem minerały kruszcowe raczej nie mogły wytrącać się bezpośrednio z wody morskiej i dlatego bardziej prawdopodobna wydaje się być ich krystalizacja wewnątrz ulegającego diagenезie osadu. Oddzielenie jednak zjawisk zachodzących jednocześnie z powstawaniem osadu od początkowych etapów diagenезy nie wydaje się być możliwe (7, 4). W stadium diagenезy następowało przesuwanie się środowiska redukcyjnego powodowane przemianami związków organicznych, czego rezultatem mogło być przemieszczanie się kruszców w obrębie samego łupku, jak i w otaczających go skałach (1).

LITERATURA

1. Banaś M., Salamon W., Mayer W. – Diagenetic Remobilization of Heavy Metals in Permian Copper Ores, Fore-Sudetic Monocline, Poland. Inter. Symp. Central Europ. Permian, Jabłonna 1978. Wyd. Geol. 1981.
2. Chilingar G.V. – Classification of Limestones and Dolomites on Bases of Ca/Mg Ratio. Jour. Sed. Petrol. 1957 no. 2.
3. Clark D.N. – The Diagenesis of Zechstein Carbonate Sediments. Contr. Sedimentology 1980 no. 9.
4. Dapples E.C. – Diagenesis in Sandstones. [W:] G. Larsen, G.V. Chilingar (eds) – Developments in Sedimentology 25A Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks 1979.
5. Davidson C.F. – A Possible Mode of Origin of Strata-Bound Copper Ores. Econ. Geology 1965 no. 5.
6. Depowski S., Peryt T.M. – Wpływ procesów dolomitizacji i dedolomitizacji na własności kolektorskie wapienia cechsztyńskiego (na przykładzie złóż gazu ziemnego Dobrzeń i Wierzchowice). Prz. Geol. 1981 nr 10.
7. Harańczyk C. – Mineralizacja kruszcowa dolnocechsztyńskich osadów eukenicznych monokliny przedsudeckiej. Arch. Miner. 1972 z. 1–2.

8. Jasiński A. – Zależność trwałości minerałów kruszcowych od potencjału redukcyjno-oksydacyjnego Eh i kwasowości środowiska pH. Ibidem 1978 z. 1.
9. Jasiński A. – Charakterystyka minerałów kruszcowych złóż miedzi monokliny przedsudeckiej w świetle równowag elektrochemicznych. Ibidem 1978 z. 2.
10. Jerzykiewicz T., Kijewski P., Mroczkowski J., Teisseyre A.K. – Geneza osadów białego spągowca monokliny przedsudeckiej. Geol. Sudet. 1976 nr 1.
11. Kijewski P. – Dolomitizacja skał węglanowych Ca₁ w rejonie kopalni rud miedzi. Prz. Geol. 1981 nr 10.
12. Kijewski P., Kaszper J. – Tekstury stylolitowe w cechsztyńskich skałach węglanowych poziomu W1 monokliny przedsudeckiej. Kwart. Geol. 1973 nr 3.
13. Krasoń J., Grodzicki A. – Uwagi o genezie, mineralizacji i wieku białego spągowca. Prz. Geol. 1964 nr 7/8.
14. Lorenc S. – Petrografia i różnicowanie facjalne wapieni i anhydrytów werry monokliny przedsudeckiej. Geol. Sudet. 1975 nr 1.
15. Nemeč W., Porębski S.J. – Weissliegendes Sandstones: a Transition from Fluvial-Eolian to Shallow-Marine Sedimentation (Lower Permian of the Fore-Sudetic Monocline). 1. Sedimentary Structures and Textural Differentiation. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1977 z. 3.
16. Nemeč W., Porębski S.J. – j.w. 2. A Study in Significance of Rock Colouration. Ibidem z. 4.
17. Madeja M. – Mineralizacja kruszcowa utworów cechsztyńskich w otworach wiertniczych Kotowice Wrocławskie W-5, Bielawa W-13 i Stępin W-17 z okolic Wrocławia. Pr. magist. Arch. Wydz. Geol. UW 1983.
18. McKenzie J.A., Hsü K.J., Schneider J.F. – Movement of Subsurface Waters Under the Sabkha, Abu Dhabi, UAE, and its Relation to Evaporative Dolomite Genesis. [W:] D.H. Zenger, J.B. Dunham, R.L. Ethington (eds) – Concepts and Models of Dolomitization. SEPM Spec. Publ. 1980 no. 28.
19. Oszczepalski S. – On the Zechstein Copper Shale Lithofacies and Palaeoenvironments in SW Poland. [W:] D.B. Smith i in. (eds) – English Zechstein. 1984.
20. Peryt T.M. – Cechsztyń w rejonie Wrocławia. Kwart. Geol. 1977 nr 4.
21. Peryt T.M. – Charakterystyka mikrofacjalna cechsztyńskich osadów węglanowych cyklotemu pierwszego i drugiego na obszarze monokliny przedsudeckiej. Stud. Geol. Pol. 1978 vol. LIV.
22. Peryt T.M. – Geneza dolomitów cechsztyńskich. Prz. Geol. 1981 nr 10.
23. Pittman E.D. – Diagenesis of Quartz in Sandstones as Revealed by Scanning Electron Microscopy. Journ. Sed. Petr. 1972 no. 3.
24. Rydzewski A. – Petrografia łupków miedziowych cechsztyńskich na monoklinie przedsudeckiej. Biul. Inst. Geol. 1969 nr 217.
25. Skowronek C. – Morfologia ziarn minerałów rudnych cechsztyńskich złóż miedzi. Arch. Miner. 1978 z. 2.
26. Wichrowska M. – Egzoskopia ziarn kwarcu z osadów czerwonego spągowca rejonu Poznania w elektronowym mikroskopie skaningowym. Kwart. Geol. 1980 nr 4.

SUMMARY

The paper presents results of petrographic and mineralogical studies on Zechstein profile in the Wrocław area (eastern Fore-Sudetic Monocline) and detailed analysis of the Zechstein Limestone. It appeared impossible to find any positive correlation between diversity in polymetallic mineralization and variations in degree of dolomitization of Zechstein Limestone dolomites. Two stages of ore mineralization in the lower parts of Werra have been distinguished: an early diagenetic stage and that of secondary mineral remobilization (late diagenesis). The latter can be observed throughout a much longer sequence of the Zechstein Limestone horizon than the former. It has been found that in this second stage minerals of zinc and lead are mainly present. Both the form and the diversity of ore mineral occurrence indicate that the dolomites had been mineralized mainly due to postsedimentary migration of fluids rich in heavy metal ions. In the studied material, there has been found no evidence to confirm Davidson's hypothesis of origin of Permian strata-bound copper ores in central Europe.

Translated by the Author

РЕЗЮМЕ

На материале полученным при бурении скважин в окрестностях Вроцлава были проведены петрографически-минералогические наблюдения всего разреза цехштейна, а также подробные исследования горизонта цехштейнового известняка. Проведенный анализ изменчивости рудной минерализации в вертикальном разрезе не выказал зависимости от степени доломитичности этих осадков. Выделены два этапа рудной минерализации подошвенной части циклотеммы верра: раннедиагенетический этап и этап вторичных перемещений (позднодиагенетический), который характеризуется гораздо более широким горизонтальным распространением. Обращено внимание на то, что во втором этапе преобладают минералы Zn и Pb. Как форма распространения рудных минералов, так и их изменчивость указывают на то, что оруденение доломитов горизонта цехштейнового известняка произошло главным образом в результате постседиментационной миграции рудообразующих растворов в его пределах. В свете проведенных наблюдений не подтвердилась теория Давидсона (5), что медные месторождения в центральной Европе имеют эпигенетический, дестенсивный генезис.