

MINERALIZACJA KRUSZCOWA W CECHSZTYŃSKIM ANHYDRYCIE DOLNYM NA MONOKLINIE PRZEDSUDECKIEJ

MINERALIZATION OF THE ZECHSTEIN LOWER ANHYDRITE IN THE FORE-SUDETIC MONOCLINE

SŁAWOMIR OSZCZEPALSKI¹, ANDRZEJ CHMIELEWSKI¹

Abstrakt. W pracy przedstawiono charakterystykę okruszcowania występującego w anhydrycie dolnym na monoklinie przedsudeckiej. Zbadano zarówno utwory o charakterze redukcyjnym, jak i utwory wtórnie utlenione (Rote Fäule). Anhydryty redukcyjne cechuje znaczna zmienność koncentracji metali i składu minerałów siarczkowych. Najintensywniej okruszcowane są zazwyczaj anhydryty występujące ponad utlenionym wapieniem cechsztyńskim i utlenionym spągim anhydrytu dolnego. Dominują w nich siarczki miedzi (chalkozyn, digenit, kowelin, bornit, chalkopiryt), którym towarzyszą galena i sfaleryt. W dalszych odległościach od strefy utlenionej, siarczki cynku i ołowiu przeważają nad siarczkami miedzi, albo występuje mineralizacja śladowa, głównie pirytowa. Różnorodna struktura wzajemnego zastępowania siarczków, a także zrosty siarczków z anhydrytem i węglanami wskazują na postlityfikacyjną genezę kruszców i nałożenie się późniejszego okruszcowania na mineralizację wcześniejszą. Anhydryty utlenione nie zawierają na ogół znacznych koncentracji Cu, Pb i Zn. Obecna w nich uboga mineralizacja reliktowa jest reprezentowana przez drobne pozostałości siarczków miedzi (głównie kowelinu, digenitu i chalkozynu) oraz pirytu, silnie przeobrażonych wskutek ich częściowego zastąpienia przez hematyt. Reliktowa mineralizacja w utlenionych anhydrytach implikuje hematytyzację przekraczającą względem powstałej wcześniejszej mineralizacji siarczkowej i ekspansję utleniania w górę aż w obręb anhydrytu dolnego. Rejony, w których występują anhydryty utlenione oraz redukcyjne z najbogatszą mineralizacją kruszczową, wskazują centra najintensywniejszej aktywności ascenzyjnych roztworów mineralizacyjnych.

Słowa kluczowe: mineralizacja kruszczowa, Rote Fäule, anhydryt dolny, cechsztyń, monoklina przedsudecka.

Abstract. The paper presents the characteristics of ore mineralization of the Lower Anhydrite in the Fore-Sudetic Monocline. Both reduced and oxidized (Rote Fäule) rocks have been investigated. Reduced anhydrites are characterized by significant variability of metal concentrations and sulphide minerals. The most intensely mineralized anhydrites occur above the oxidized bottom part of the Lower Anhydrite. Mineralization in this part is dominated by copper sulphides (chalcocite, digenite, covellite, bornite and chalcopyrite) which are accompanied by galena and sphalerite. Further away from the oxidized zone, zinc and lead sulphides predominate over copper sulphides, and pyrite mineralization is also observed. Complex intergrowths and replacement textures of sulphides, as well as intergrowths of the ore minerals with sulphates and carbonates are considered to have formed after lithification of the enclosing sediments, and indicate that the original associations of sulphides were overprinted by superimposed later mineralization. Oxidized anhydrites generally have no significant concentrations of metals like Cu, Pb and Zn. The relict mineralization there is represented by remnants of tiny grains of copper sulphides (mainly covellite, digenite and chalcocite) and pyrite, profoundly altered as a result of their partial replacement by hematite. This mineralization present in the oxidized anhydrites indicates that hematite emplacement overlapped deposition of the original sulphides and extended oxidation up into the Lower Anhydrite. Position of the reduced and oxidized areas of anhydrites enriched in metals indicates centres of the most intense activity of the ascending mineralizing fluids.

Key words: mineralization, Rote Fäule, Lower Anhydrite, Zechstein, Fore-Sudetic Monocline.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: slawomir.oszczepalski@pgi.gov.pl, andrzej.chmielewski@pgi.gov.pl

WSTĘP

W dotychczasowych badaniach stratoidalnej mineralizacji kruszcowej w utworach pogranicza czerwonego spągowca i cechsztynu koncentrowano uwagę na serii rudnej, występującej w obrębie cechszyńskiej serii miedzionośnej, obejmującej biały spągowiec, wapień podstawowy, łupek miedzionośny i wapień cechszyński. Znacznie mniej uwagi poświęcano sporadycznie stwierdzanemu okruszcowaniu w anhydrycie dolnym (A1d), zalegającym w obrębie pierwszego cyklotemu cechszyńskiego (PZ1, Werra) bezpośrednio ponad wapieniem cechszyńskim.

Mineralizacja kruszcowa w anhydrytach nie była dotychczas przedmiotem szczegółowych badań w żadnej części środkowoeuropejskiego basenu cechszyńskiego. Wprawdzie obecność minerałów siarczkowych i tlenków żelaza w skałach anhydrytu dolnego była wielokrotnie rejestrowana podczas obserwacji makroskopowych wielu rdzeni wiertniczych oraz w trakcie wykonywania standardowych badań mikroskopowych, jednak ze względu na przeważnie dość niskie koncentracje siarczków, anhydryt dolny nie jest przedmiotem rozważań pod względem znaczenia gospodarczego. Z tych względów badania kruszców w anhydrytach wykonywano sporadycznie, a ich wyniki były jedynie wzmiankowane w kilku publikacjach oraz opracowaniach niepublikowanych (Rydzewski, 1969; Oszczepalski i in., 1982, 2012a, b, 2017; Oszczepalski, 1989, 1994, 1999; Oszczepalski, Rydzewski, 1991, 1995, 1997; Chmielewski, Oszczepalski, 2013, 2016; Oszczepalski, Chmielewski, 2013; Chmielewski i in., 2015). Nieliczne informacje o obecności mineralizacji siarczkowej i hematytowej pochodzą z niemieckiej części basenu permskiego, dla którego sygnalizowano obecność w spągu anhydrytu dolnego utworów utlenionych (Freese, Jung, 1965; Rentzsch, 1974; Jung, Knitzschke, 1976) oraz ubogiej mineralizacji miedziowej (Kopp i in., 2006).

Od momentu, gdy uznano, że śledzenie kontaktu utworów utlenionych i redukcyjnych we wszystkich jednostkach litostratygraficznych strefy kontaktowej czerwonego spągowca i cechsztynu stanowi podstawę poszukiwań rud Cu-Ag w basenie permskim (Rydzewski, 1969, 1978; Oszczepalski, Rydzewski, 1991, 1997), systematyczne uzupełnianie map występowania utworów utlenionych dla wszystkich poziomów cechszyńskiej serii miedzionośnej oraz konsekwentne uzupełnianie tych map nowymi informacjami, stało się niezbędnym elementem kolejnych ocen perspektywiczności omawianej mineralizacji w południowo-zachodniej Polsce (Oszczepalski, Rydzewski, 1997; Oszczepalski, Speczik, 2011; Oszczepalski, Chmielewski, 2015; Mikulski i in., 2016; Oszczepalski i in., 2016). Z tych względów, wyznaczenie zasięgu utworów utlenionych, nie tylko jak wcześniej w obrębie białego spągowca, łupku miedzionośnego i wapienia cechszyńskiego, lecz także w obrębie anhydrytu dolnego, ma zasadnicze znaczenie, zarówno dla formułowania regionalnych zależności występowania mineralizacji kruszcowej od położenia w stosunku do centrów utleniania, jak i dla oceny intensywności procesów mineralizacyjnych,

skutkujących powstaniem ciał kruszcowych wokół utworów utlenionych.

Celem pracy było zbadanie petrograficzne mineralizacji kruszcowej obecnej w anhydrycie dolnym (A1d) na monoklinie przedsudeckiej, z komplementarnym wykorzystaniem dostępnych wyników oznaczeń zawartości metali w skałach zbadanych rdzeni wiertniczych. Na tej podstawie określono zasięg występowania utworów utlenionych i rejonów z mineralizacją kruszcową w otworach wiertniczych ze zbadanym anhydrytem dolnym. Badania te pozwoliły na wyznaczenie rejonów z najwyższym pionowym zasięgiem utleniania, czyli centrów najintensywniejszego działania procesów mineralizacyjnych, wokół których istnieje największe prawdopodobieństwo występowania bogatej mineralizacji miedzio-srebrzej w utworach cechszyńskiej serii miedzionośnej.

SYTUACJA GEOLOGICZNA

Cechsztyn stanowi jednostkę litostratygraficzną, wchodzącą w skład górnego permu (loping), obejmującego wuchiaping i changhsing (Peryt i in., 2012; Krzywiec i in., 2017). Wczesny cechsztyn (pierwszy i drugi cyklotem cechszyński) stanowi prawdopodobnie ekwiwalent górnego wuchiapingu ($259,1 \pm 0,5 - 254,1 \pm 0,07$ Ma), natomiast późny cechsztyn (trzeci i czwarty cyklotem cechszyński) odpowiada changhsingowi ($254,1 \pm 0,07 - 251,9$ Ma). Ocenia się, że sedymentacja cechsztynu trwała około 5–7 Ma (Menning i in., 2006).

Podczas górnego permu, basen cechszyński o długości około 1700 km rozciągał się od wschodnich krańców Anglii do zachodnich krańców Litwy, Estonii i Białorusi. Transgresja morza cechszyńskiego nastąpiła wskutek wtargnięcia wód oceanicznych na ląd czerwonego spągowca, spowodowanego glacieustatycznymi zmianami poziomu oceanu i (lub) subsydencją związaną z permskim riftingiem (Wagner, 1994). W rezultacie transgresji oraz cyklicznie postępujących zmian w paleogeografii basenu, doszło do depozycji czterech zasadniczych cyklotemów: Z1 (Werra), Z2 (Stassfurt), Z3 (Leine) i Z4 (Aller). W polskiej części basenu cechszyńskiego, najstarszymi osadami związanymi z transgresją cechszyńską są zlepieńce podstawowe i piaskowce morskiego pochodzenia występujące w stropie tzw. białego spągowca, lecz formalnie najstarszą jednostką litostratygraficzną cechsztynu jest łupek miedzionośny (Wagner, 1994), którego wiek określany jest na 258 Ma (Menning i in., 2006; Peryt i in., 2012).

Łupek miedzionośny (T1) utworzył się po krótkim okresie depozycji klastycznych utworów transgresyjnych, wskutek znacznego podniesienia poziomu morza. Jego sedymentacja odbywała się w warunkach redukcyjnych stratyfikowanego morza epikontynentalnego (Oszczepalski, Rydzewski, 1987). W obrębie płytkiego szelfu sedymentacja zachodziła na dnie położonym poniżej normalnej podstawy falowania, tj. poniżej 10–30 m, natomiast na głębokim szelfie – poniżej sztormowej podstawy falowania, tj. poniżej 50–

60 m. Lokalnie, przede wszystkim na przybrzeżnej równi węglanowej, sedymentacja łupku miedzionośnego poprzedzona była depozycją warstwy wapienia podstawowego, zwanego również dolomitem granicznym. Ponad łupkiem miedzionośnym występuje wapień cechsztyński, stanowiący ogniwo przedewaporatowe. Utwory wapienia cechsztyńskiego (Ca1) utworzyły się w środowisku wód tlenowych, a jego sekwencje cechuje regresywny charakter, wyrażający się obecnością madstonów w dolnej części oraz wakstonów, greinstonów, pakstonów i bandstonów w górnej części profilu. Najwyższe jego partie, w zależności od pozycji paleogeograficznej, reprezentowane są przez utwory perylitoralne i supralitoralne. U schyłku sedymentacji wapienia cechsztyńskiego, na obszarze przybrzeżnej platformy powstawały przede wszystkim wakstony i pakstony onkoidowe i bioklastyczne, na jej skłonie rozwinęły się osady bariery rafowej miąższości do 120 m, zbudowane z pakstonów i bandstonów mszywiolowo-otwornicowych, natomiast na obszarze basenowym tworzyły się głównie wakstony onkolitowe ze stromatolitami kolumnkowymi (Peryt, 1984). Lokalnie na obszarach śródbasenowych wyniesień powstawały płytkowodne pakstony onkolitowe, tworzące skondensowane profile miąższości poniżej 2 m, reprezentowane przez fację płycizn śródbasenowych, a na skłonach niektórych paleowyniesień utworzyły się izolowane rafy mszywiolowo-otwornicowe z ramienionogami i małżami (Dyjaczyński i in., 2001; Kwołek, Mikołajewski, 2007). Obecność trzech poziomów osadów wadczych na obszarze przybrzeżnym i na śródbasenowych wyniesieniach wskazuje, że w trakcie sedymentacji wapienia cechsztyńskiego dochodziło do subaeralnych wynurzeń (Peryt, 1984).

Utwory zalegające na wapieniu cechsztyńskim: anhidryt dolny (A1d), najstarsza sól kamienna (Na1) i anhidryt górny (A1g), stanowią ewaporatową fazę stabilizacji morza cechsztyńskiego w czasie depozycji pierwszego cyklotemu cechsztyńskiego.

Anhidryt dolny występuje na całym niemal obszarze polskiego basenu cechsztyńskiego, z wyjątkiem jego skrajnie przybrzeżnych części (Lorenc, 1975; Peryt, 1981; Peryt, Antonowicz, 1990; Kłapciński, 1991; Peryt i in., 1993; Dyjaczyński, Peryt, 2014). Miąższość anhidrytu dolnego w centralnej części basenu waha się nieznacznie i wynosi na ogół poniżej 50 m, natomiast w peryferycznych partiach zbiornika, w tym na obszarze przedsudeckim, jest bardzo zmienna, przeważnie w granicach od 40 do 250 m (Peryt, Antonowicz, 1990). Lokalnie, w miejscach występowania raf śródbasenowych, anhidryt dolny nie utworzył się lub anhidryt dolny i górny nie są przedzielone najstarszą solą kamienną (Dyjaczyński i in., 2001; Kwołek, Mikołajewski, 2007; Dyjaczyński, Peryt, 2014).

Anhidryt dolny rozwinął się wskutek silnego spadku poziomu morza pod koniec depozycji wapienia cechsztyńskiego, na co wskazuje powstanie utworów charakterystycznych dla strefy perylitoralnej i supralitoralnej, takich jak stromatolity kolumnkowe, rafy, pisolity, a w samym stropie wapienia cechsztyńskiego częsta jest obecność płaskich stromatolitów cjanobakteryjnych (Peryt, 1984). O eustatycz-

nym wahnięciu poziomu morza świadczy także ostra granica między wapieniem cechsztyńskim i anhidrytem dolnym. Spłyceciu u schyłku wapienia cechsztyńskiego towarzyszyło powstanie sekwencji sebhya, której składnikiem są anhidryty gruzłowe i mozaikowe (zwane także chmurkowymi lub marmurkowymi), powszechnie występujące bezpośrednio ponad biolaminitami kryptoalgowymi przystropowej części wapienia cechsztyńskiego (fig. 1). Na tej podstawie uznano, że anhidryty gruzłowe powstały w środowisku skrajnie płytkowodnym do subaeralnego (Peryt, 1984). Ponieważ długość trwania sedymentacji łupku miedzionośnego i wapienia cechsztyńskiego wynosi około 1 Ma (Peryt, 1984), wiek anhidrytu dolnego można ocenić na około 257 Ma.

Anhidryty gruzłowe złożone są z jasnoszarych gruzłów z wyraźnymi powierzchniami granicznymi, oddzielonymi od siebie ubogim ciemnoszarym lub czarnym tłem skalnym, składającym się z materiału ilastego i dolomikrytu, z nieznaczną domieszką materiału organicznego (fig. 1), rzadziej spotyka się laminowany dolomit peloidalny. Rozmiary gruzłów są zmienne, od kilku do kilkunastu centymetrów średnicy. Kształt gruzłów jest nieregularny. Miejscami gruzły wykazują pionowe wydłużenia, a w innych miejscach są

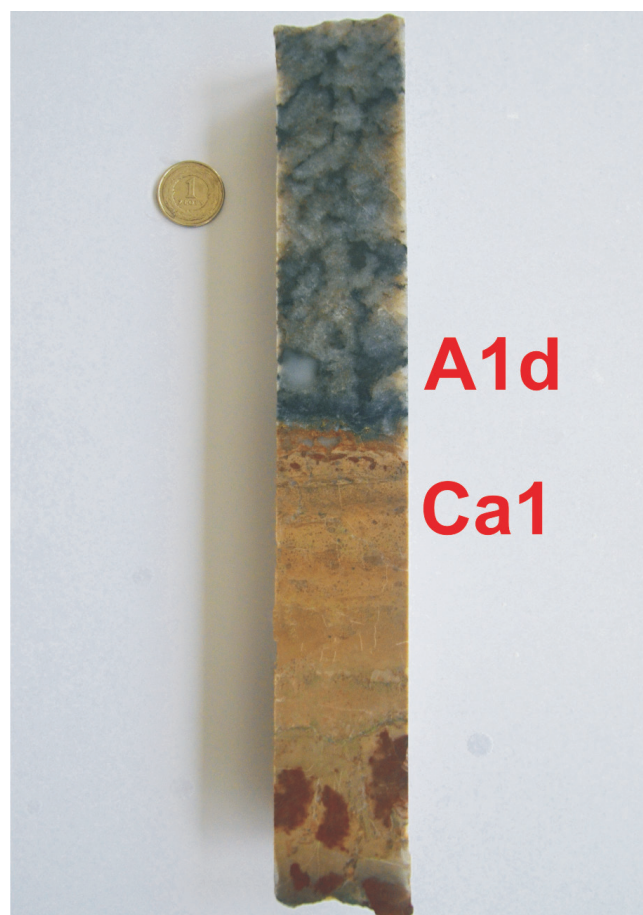


Fig. 1. Gruzłowy redukcyjny anhidryt (A1d) na granicy z utlenionym wapieniem cechsztyńskim (Ca1), otwór wiertniczy Ciepeliów K-4

Nodular reduced anhydrite (A1d) bordering the oxidized Zechstein Limestone (Ca1), Ciepeliów K-4 borehole

splaszczone. W najniższej części anhydrytu dolnego gruzły ułożone są chaotycznie, natomiast wyżej często przyjmują poziomą orientację, co prowadzi do wykształcenia warstw złożonych ze splaszczonych, soczewkowatych gruzłów. W wyższej części anhydryt cechuje tekstura warstwowo-gruzłowa, podkreślona splaszczaniem gruzłów oraz obecnością nieregularnych, subhoryzontalnych smug substancji ilasto-dolomitycznej. Pod mikroskopem na ogół wykazują budowę grubo- i drobnokrystaliczną, rzadziej rozetową (fig. 2). Anhydryty mozaikowe składają się z gruzłów, które nie mają wyraźnych powierzchni granicznych, lecz wykazują stopniowe przejścia jasnoszarego anhydrytu w ciemnoszare tło skalne, co nadaje skale chmurkowy (marmurkowy) charakter.

Anhydryty są skalami wtórnymi, powstałymi w trakcie diagenetyzacji prekursorów gipsowych wskutek ich dehydratacji. Obecność w gruzłach anhydrytowych listewkowych pseudomorfoz po rosnących ku górze kryształach gipsu

wskazuje na to, że gruzły anhydrytowe są tworem poligenicznym, powstałym wskutek wczesnodiagenetycznego wzrostu kryształów gipsu w warunkach środowiska sebhya i (lub) na skutek subakwalnej krystalizacji gipsu w płytkich hipersalinarnych zbiornikach (Peryt, Antonowicz, 1990; Peryt i in., 1993; Dyjaczyński, Peryt, 2014).

Podobnie, jak w niżejległych utworach cechsztyńskiej serii miedzionośnej, anhydryty występują w odmianie redukcyjnej i utlenionej (fig. 3). W większości zbadanych otworów (97) występują anhydryty o cechach redukcyjnych (tzw. anhydryty redukcyjne, fig. 1). Skąły te cechują się ciemnoszarymi barwami ciemnego tła, znacznym udziałem materiału organicznego w ilasto-dolomitycznym tle skalnym oraz obecnością pirytu i innych siarczków. Lokalna obfitość materiału organicznego w ciemnym tle skalnym oraz skład molekularny biomarkerów wskazuje, że materia organiczna była deponowana wraz z pozostałymi składnikami ciemnego tła w warunkach

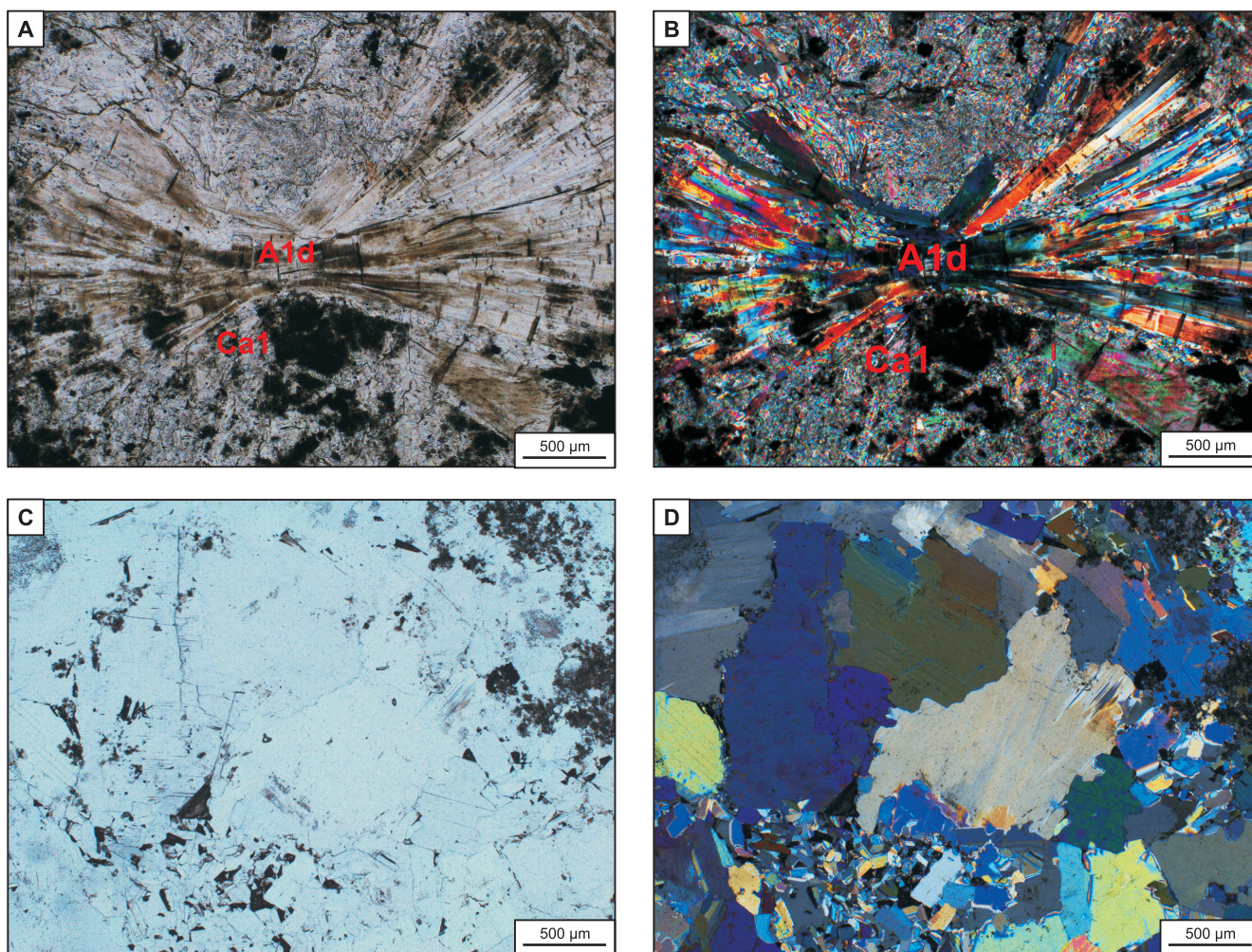


Fig. 2. Mikrofotografie anhydrytów gruzłowych na kontakcie z niżejległym wapieniem cechsztyńskim

A, B – anhydryt rozetowy, otwór wiertniczy Ciepielów K-4; **C, D** – anhydryt grubokrystaliczny, otwór wiertniczy Perzyce 1; **A, C** – światło przechodzące, bez analizatora; **B, D** – z analizatorem; **A1d** – anhydryt dolny, **Ca1** – wapień cechsztyński

Photomicrographs of nodular anhydrites on contact with the underlying Zechstein Limestone

A, B – rosette-like anhydrite, Ciepielów K-4 borehole; **C, D** – coarse-grained anhydrite, Perzyce 1 borehole; **A, C** – plane-polarized transmitted light; **B, D** – cross-polarized transmitted light; **A1d** – Lower Anhydrite, **Ca1** – Zechstein Limestone

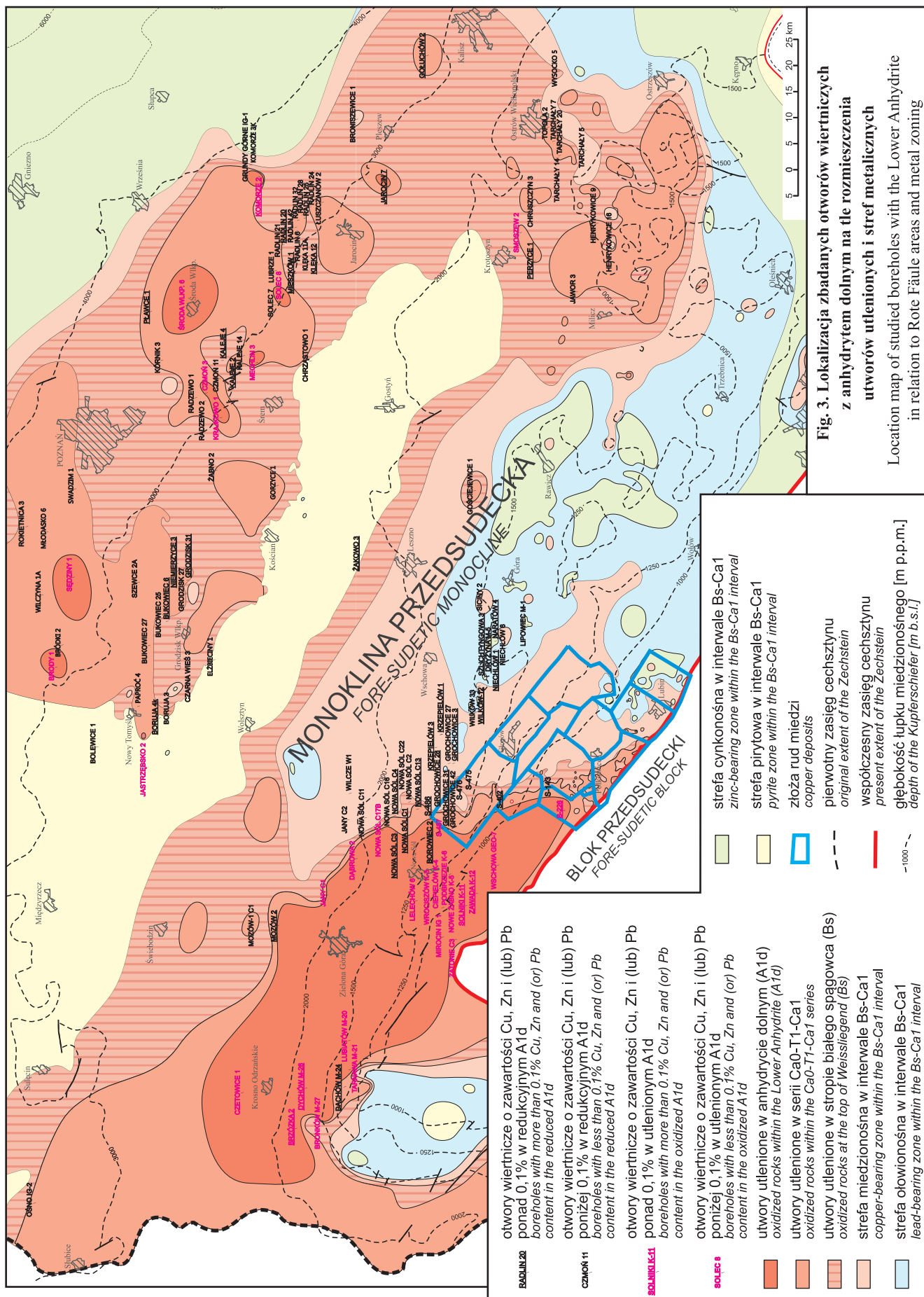


Fig. 3. Lokalizacja zbadanych otworów wiertniczych z anhydrytem dolnym na tle rozmieszczenia utworów utlenionych i stref metalicznych utworów utlenionych i stref metalicznych
 Location map of studied boreholes with the Lower Anhydrite in relation to Rote Fäule areas and metal zoning

strefa cynkowa w interwale Bs-Ca1
 zinc-bearing zone within the Bs-Ca1 interval

strefa pirytowa w interwale Bs-Ca1
 pyrite zone within the Bs-Ca1 interval

złoża rud miedzi
 copper deposits

pierwotny zasięg cechsztynu
 original extent of the Zechstein

współczesny zasięg cechsztynu
 present extent of the Zechstein

głębokość łupku miedzianego [m p.p.m.]
 depth of the Kupferschiefer [m b.s.l.]

RADLIN 20
 otwory wiertnicze o zawartości Cu, Zn i (lub) Pb ponad 0,1% w zredukcyjnym A1d
 boreholes with more than 0.1% Cu, Zn and (or) Pb content in the reduced A1d

CZARNOK 11
 otwory wiertnicze o zawartości Cu, Zn i (lub) Pb poniżej 0,1% w zredukcyjnym A1d
 boreholes with less than 0.1% Cu, Zn and (or) Pb content in the reduced A1d

SOLNICKI 11
 otwory wiertnicze o zawartości Cu, Zn i (lub) Pb ponad 0,1% w utlenionym A1d
 boreholes with more than 0.1% Cu, Zn and (or) Pb content in the oxidized A1d

SOLEC 8
 otwory wiertnicze o zawartości Cu, Zn i (lub) Pb poniżej 0,1% w utlenionym A1d
 boreholes with less than 0.1% Cu, Zn and (or) Pb content in the oxidized A1d

utwory utlenione w anhydrycie dolnym (A1d)
 oxidized rocks within the Lower Anhydrite (A1d)

utwory utlenione w serii Ca0-T1-Ca1
 oxidized rocks within the Ca0-T1-Ca1 series

utwory utlenione w stropie białego spagowca (Bs)
 oxidized rocks at the top of Weisslegend (Bs)

strefa miedzianośnowa w interwale Bs-Ca1
 copper-bearing zone within the Bs-Ca1 interval

strefa ołowionośnowa w interwale Bs-Ca1
 lead-bearing zone within the Bs-Ca1 interval

kach silnie redukcyjnych, sprzyjających bakteryjnej redukcji siarczanów (Kijewski i in., 2014). W innych otworach (32) obecne są anhydryty wykazujące cechy skał wtórnie utlenionych (tzw. anhydryty utlenione). Skały te zawierają zmienną domieszkę pigmentu hematytowego w formie drobnych cętek i plamek o brunatnej barwie. W skałach tych siarczki są nie liczne i współwystępują z hematytem lub są nim zastępowane, co skutkuje obecnością czerwonych plam.

METODYKA I ZAKRES WYKONANYCH PRAC

Podstawą wykonania prac były archiwalne rdzenie wiertnicze przemysłu naftowego, przechowywane w Magazynach Rdzeni PGNiG w Chmielniku i Zielonej Górze oraz w magazynie PIG-PIB w Michałowie oraz zgromadzone dotychczas w PIG-PIB kolekcje preparatów mikroskopowych z archiwalnych rdzeni wiertniczych. Podczas prac terenowych wykonano uzupełniające obserwacje makroskopowe i opróbowanie rdzeni wiertniczych. Ponadto wykorzystano zgromadzone dane chemiczne dotyczące anhydrytu dolnego z obszaru monokliny przedsudeckiej. W regionalnej analizie rozkładu zawartości metali głównych (Cu, Pb, Zn) uwzględniono 128 otworów zbadanych chemicznie, w tym 5 otworów z oznaczeniami zawartości metali uzyskanymi przy użyciu terenowego spektrometru XRF (Delta TM Family Handheld XRF Analyzer firmy Innov-X Systems). Wcześniejsze badania chemiczne próbek skał anhydrytowych wykonano metodą XRF (fluorescencyjna spektrometria rentgenowska), a oznaczenia uzupełniające metodą WD-XRF w Centralnym Laboratorium Chemicznym PIG-PIB w Warszawie. Szczegółowe badania mineralogiczno-petrograficzne w świetle odbitym i przechodzącym wykonano dla 51 otworów wiertniczych. Z wykorzystaniem mikroskopu polaryzacyjnego Nikon Eclipse LV 100POL w świetle odbitym określono skład mineralny minerałów kruszczowych i tlenkowych oraz opisano ich struktury i tekstury, a także zakwalifikowano wybrane preparaty do dalszych szczegółowych badań przy użyciu mikroskopy elektronowej. Dla 15 próbek anhydrytów wykonano analizy chemiczne minerałów kruszczowych w mikroobszarze z obrazowaniem BSE przy zastosowaniu mikroskopy elektronowej typu CAMECA SX-100. Skład chemiczny wybranych ziaren kruszczów i tlenków określano z użyciem spektrometrów WDS przy następujących parametrach: napięcie przyspieszające HV – 20 kV; prąd emisji – 60 μ A, prąd wiązki I(nA) – 10 nA.

Uwzględniając wyniki oznaczeń chemicznych, wspartych badaniami mineralogiczno-petrograficznymi, wyznaczono przypuszczalny zasięg utworów utlenionych w obrębie anhydrytu dolnego oraz wyróżniono otwory z podwyższonymi zawartościami metali (fig. 3). W celu prześledzenia regionalnej zmienności okruszczowania, zbadane profile podzielono umownie na wzbogacone w metale (o maksymalnej zawartości Cu, Pb i (lub) Zn w próbce ponad 0,1% wag.) oraz profile z mineralizacją ubogą (o zawartości tych metali nieprzekraczającej 0,1% wag.). Nierównomierne rozmiesz-

czenie danych spowodowane jest zmieniającymi się priorytetami w metodyce prowadzonych od lat 60. ubiegłego wieku badań, stanem zachowania i dostępnością rdzeni oraz znaczną lokalnie miąższością wapienia cechsztyńskiego (np. w rejonie Ostrowa Wielkopolskiego).

MINERALIZACJA KRUSZCOWA W ANHYDRYCIE DOLNYM

MINERALIZACJA W UTWORACH REDUKCYJNYCH

Zmienność zawartości metali

Spośród otworów, w których zbadano zawartość Cu, Zn i Pb, 29 otworów cechuje podwyższona zawartość miedzi, ołowiu lub cynku w próbce, przekraczająca 0,1% wag. (fig. 3), przy czym 11 profili charakteryzuje przewaga miedzi nad ołowiem i cynkiem, 5 profili cechuje przewaga ołowiu nad miedzią i cynkiem oraz 11 profili zawiera próbki o dominacji cynku nad miedzią i ołowiem (tab. 1). Profile A1d o dominacji miedzi nie zawierają z reguły znaczących zawartości ołowiu i cynku, natomiast profile o przewadze ołowiu i cynku przeważnie cechują się podwyższonymi koncentracjami obu tych metali. Wśród 5 otworów, dla których zawartość metali oszacowano planimetrując siarczki w preparatach mikroskopowych, 4 otwory (Boruja 4K, Kłęka 12, Jarocin 7, Pławce 1) zaliczono do grupy z podwyższoną zawartością metali.

Wśród zbadanych otworów z redukcyjnymi anhydrytami, charakterystyczną grupę stanowią 2 otwory (Brzózka 2 i Komorze 2), w których przyspągowa część anhydrytu dolnego jest utleniona, natomiast wyższa część reprezentowana jest przez utwory redukcyjne. W otworach tych, zawartości metali w skałach utlenionych są śladowe, natomiast anhydryty redukcyjne cechują podwyższone koncentracje Cu i Pb (Brzózka 2 – 0,59% wag., Pb, 0,57% wag. Cu; Komorze 2 – 0,37% wag. Cu). Uwagę zwraca także otwór Mozów 2, w którym anhydryty kontaktujące z utlenionym wapieniem cechsztyńskim są dość znacznie wzbogacone w metale (0,83% wag. Cu, 0,23% wag. Pb, 0,11% wag. Zn).

W otworach o dominacji miedzi, najwyższe jej koncentracje stwierdzono w próbkach z otworów: Grodzisk 31 (2,07% wag.), Perzyce 1 (1,25% wag.) i Kaleje 2 (0,58% wag.). W najbogatszych próbkach ołowionośnych najwyższe zawartości Pb przypadają na otwory: Grochowice 31 (1,11% wag.), Szlichtyngowa 3 (0,86 % wag.), Niechlów 1 (0,63% wag.), Wilków 12 (0,59% wag.), Kaleje 4 (0,42% wag.) i Mieszków 1 (0,40% wag.), a w przypadku próbek cynkonośnych, najwyższą koncentrację cynk osiąga w próbkach otworów: Szlichtyngowa 3 (2,82% wag.), Niechlów 1 (1,60% wag.), Grochowice 31 (1,56% wag.), Krzepielów 1 (0,59% wag.) i Gołuchów 2 (0,56% wag.).

Należy dodać, że wśród wszystkich otworów z podwyższonymi zawartościami metali, 8 otworów (Borowiec 2, Brzózka 2, Grochowice 31, Krzepielów 1 i 3, Mozów 2, Niechlów 1 oraz Szlichtyngowa 3) cechuje obecność próbek z mineralizacją polimetaliczną, o podwyższonych zawartościach zarówno Cu, jak i Pb i Zn.

Tabela 1

Maksymalna zawartość Cu, Pb i Zn w próbkach redukcyjnego anhydrytu dolnego (A1d)

Highest content of Cu, Pb and Zn in samples of reduced rocks of the Lower Anhydrite (A1d)

Otwór wiertniczy	Strefa redoks w utworach podścielających anhydryt dolny	Maksymalna zawartość Cu (w % wag.)	Maksymalna zawartość Pb (w % wag.)	Maksymalna zawartość Zn (w % wag.)
Otwory z redukcyjnym anhydrytem dolnym wzbogaconym w metale powyżej utlenionego spągu A1d				
Brzózka 2	RF	0,57	0,59	0,08
Komorze 2	RF	0,37	0,02	0,02
Otwory z redukcyjnym anhydrytem dolnym wzbogaconym w metale				
Borowiec 2	R	0,46	0,26	0,19
Bukowiec 6	R	0,00	0,05	0,21
Dachów M-24	R	0,03	0,30	0,37
Dryżyna M-5	R	0,01	0,20	0,34
Gołuchów 2	R	0,06	0,32	0,56
Grochowice 3	R	0,26	0,07	0,13
Grochowice 28	R	0,00	0,19	0,11
Grochowice 31	R	0,12	1,11	1,56
Grodzisk 31	R	2,07	0,00	0,00
Kaleje 2	R	0,58	0,00	0,00
Kaleje 4	R	0,20	0,42	b.o.
Krzepielów 1	R	0,20	0,11	0,59
Krzepielów 3	R	0,30	0,33	0,41
Mieszków 1	R	0,02	0,40	0,07
Mozów 2	RF	0,83	0,23	0,11
Naratów 4	R	0,06	0,18	0,38
Niechlów 1	R	0,17	0,63	1,60
Niemierzyce 3	R	0,49	0,00	0,00
Perzyce 1	R	1,25	0,01	0,01
Radlin 20	R	0,13	0,02	0,02
Szlichtyngowa 3	R	0,24	0,86	2,82
S-402	R	0,28	0,10	0,00
S-486	R	0,13	0,02	0,01
Wilków 12	R	0,07	0,59	0,35
Żakowo 3	R	0,07	0,08	0,15
Otwory z redukcyjnym anhydrytem dolnym ubogim w metale				
Bolewice 1	RF	0,00	b.o.	b.o.
Boruja 3	R	0,00	0,01	0,00
Broniszewice 1	R	0,04	0,00	0,01
Bródki 2	RF	0,00	0,00	0,00
Bukowiec 25	R	0,00	0,01	0,00
Bukowiec 27	R	0,01	0,01	0,00
Chruszczyn 3	R	0,00	0,01	0,01
Chrzastowo 1	R	0,01	0,00	0,00
Ciepielów K-4	RF	0,00	0,00	0,00
Czarna Wieś 3	R	0,03	0,07	0,01
Czmoń 11	RF	0,03	0,05	0,03
Elźbieciny 1	R	0,00	0,00	0,01

Tabela 1 cd.

Otwór wiertniczy	Strefa redoks w utworach podścielających anhydryt dolny	Maksymalna zawartość Cu (w % wag.)	Maksymalna zawartość Pb (w % wag.)	Maksymalna zawartość Zn (w % wag.)
Gościejewice 1	R	0,00	0,00	0,01
Gorzyce 1	RF	0,00	0,00	0,00
Grochowice 27	R	0,00	0,05	0,07
Grochowice 42	R	0,03	0,01	0,01
Grodzisk 27	R	0,00	0,00	0,01
Grundy Górne IG-1	R	0,03	0,09	0,00
Henrykowice 9	R	0,00	0,01	0,02
Henrykowice 16	R	0,00	0,01	0,08
Jawor 3	R	0,00	0,00	0,01
Kłęka 11A	R	0,03	0,00	0,00
Kórnik 3	R	0,00	0,00	0,00
Lipowiec M-1	R	0,00	0,07	0,18
Lubrze 1	R	0,00	0,00	0,00
Łuszczanów 2	R	0,01	0,01	0,01
Młodasko 6	R	0,00	0,01	0,00
Niechlów 8	R	0,01	0,08	0,00
Ośno IG-2	RF	0,04	0,00	b.o.
Radlin 6	R	0,00	0,00	0,02
Radlin 21	R	0,01	0,04	0,03
Radlin 24	R	0,02	0,06	0,05
Radlin 28	R	0,00	0,00	0,00
Radlin 32	R	0,00	0,01	0,03
Radlin 42	R	0,00	0,00	0,00
Radzewo 1	R	0,00	0,00	0,00
Radzewo 2	RF	0,01	0,00	0,00
Rokietnica 3	RF	0,00	0,01	0,01
Siciny 2	R	0,00	0,00	0,00
Solec 7	R	0,00	0,00	0,00
Swadzim 1	R	0,01	0,05	0,09
Szewce 2A	R	0,00	0,00	0,00
S-143	R	0,05	0,06	0,01
S-475	R	0,03	0,04	0,02
S-476	R	0,04	0,03	0,01
Tarchały 5	R	0,00	0,05	0,05
Tarchały 7	R	0,07	0,00	0,04
Tarchały 14	R	0,00	0,03	0,07
Tarchały 20	R	0,01	0,02	0,03
Topola 2	R	0,00	0,00	0,01
Wilczyzna 1A	R	0,00	0,00	0,00
Wilków 33	R	0,01	0,04	0,09
Wysocko 5	R	0,00	0,01	0,01
Żabno 2	R	0,03	0,00	0,00

Strefy redoks: R – strefa redukcyjna, RF – strefa utleniona, b.o. – bez oznaczeń

Redox zones: R – reduced zone, RF – oxidized (Rote Fäule) zone, b.o. – no determinations

Zmienność mineralizacji kruszcowej

W zbadanych petrograficznie 39 profilach anhidrytu dolnego o charakterze redukcyjnym zaznacza się bardzo wyraźna prawidłowość polegająca na występowaniu okruszcowania jedynie w najniższej części anhidrytu dolnego, a najczęściej w strefie jego kontaktu z wapieniem cechsztyńskim.

W poszczególnych otworach obecne są rozmaite zespoły mineralne (tab. 2), zdominowane głównie przez siarczki typu Cu-S (fig. 4), siarczki typu Cu-Fe-S (fig. 5), galenę i sfaleryt (zał.² 1, 2) lub piryt. Dość bogate okruszcowanie siarczkami miedzi obecne jest w kilkunastu otworach, takich przede wszystkim, jak: Czmoń 11, Grodzisk 31, Jarocin 7, Komorze 3K, Krzepielów 3, Mozów 2, Niemierzyce 3,

Tabela 2**Minerały kruszcowe w redukcyjnych anhidrytach**

Ore minerals in reduced anhydrites

Otwór wiertniczy	Minerał główny	Minerały towarzyszące	Minerały akcesoryczne
Bolevice 1	chalkozyn	digenit	piryt, amalgamaty srebra, domeykit
Boruja 4K	galena	sfaleryt	piryt
Broniszewice 1	sfaleryt	galena	piryt, chalkopiryt, kowelin
Bródki 2	galena	sfaleryt	piryt
Brzózka 2	chalkozyn	digenit, kowelin	galena, sfaleryt, bornit
Ciepielów K-4	chalkozyn	bornit, kowelin, digenit, sfaleryt, galena	chalkopiryt, pirotyn
Czmoń 11	chalkozyn	sfaleryt, galena, bornit	chalkopiryt, kowelin, digenit
Gołuchów 2	sfaleryt	galena	piryt, chalkopiryt
Gorzyce 1	kowelin	piryt	–
Gościejewice 1	sfaleryt	galena	chalkopiryt, bornit, piryt
Grochowice 42	bornit	chalkozyn, digenit, kowelin	galena, sfaleryt
Grodzisk 31	chalkozyn	digenit	piryt
Henrykowice 16	sfaleryt	galena	piryt
Jarocin 7	chalkozyn	galena, sfaleryt, digenit, kowelin, bornit	chalkopiryt, piryt, löllingit, tennantyt
Jawor 3	piryt	galena, sfaleryt	–
Kłęka 11	chalkozyn	digenit	piryt
Kłęka 12	bornit	chalkopiryt,	galena, sfaleryt, piryt
Komorze 2	kowelin	bornit, chalkopiryt, digenit	idait, piryt, markasyt
Komorze 3K	galena	sfaleryt, chalkopiryt	piryt
Kórnik 3	piryt	markasyt	–
Krzepielów 1	sfaleryt	kowelin, galena, bornit, digenit	idait, chalkopiryt, piryt, malachit
Krzepielów 3	chalkozyn	sfaleryt, galena	piryt
Mieszków 1	galena	sfaleryt	piryt, chalkopiryt, bornit
Młodasko 6	galena	sfaleryt, piryt, chalkopiryt	kowelin, bornit
Mozów 2	chalkopiryt	bornit, galena, sfaleryt	digenit
Niechlów 1	chalkopiryt	galena, sfaleryt	kowelin
Niemierzyce 3	kowelin	chalkozyn, digenit	piryt
Perzyce 1	kowelin	bornit, chalkopiryt, digenit	piryt, sfaleryt, galena
Pławce 1	galena	sfaleryt, bornit, kowelin, chalkozyn	chalkopiryt, digenit, piryt, kobaltyn, nowackiit
Radlin 20	chalkozyn	digenit, kowelin	piryt, sfaleryt
Radlin 21	kowelin	piryt	–
Radlin 24	piryt	sfaleryt, galena	–
Tarchały 20	piryt	sfaleryt	chalkozyn
Topola 2	piryt	digenit	–
Wilczyna 1A	piryt	chalkopiryt	–
Wilków 12	bornit	chalkopiryt, digenit, kowelin	sfaleryt, galena
Wilków 33	piryt	galena, sfaleryt	–
Wysocko 5	sfaleryt	piryt	–
Żabno 2	bornit	kowelin, digenit	piryt

² Załączniki są zamieszczone w wersji online artykułu (<https://biuletynpig.pl>).

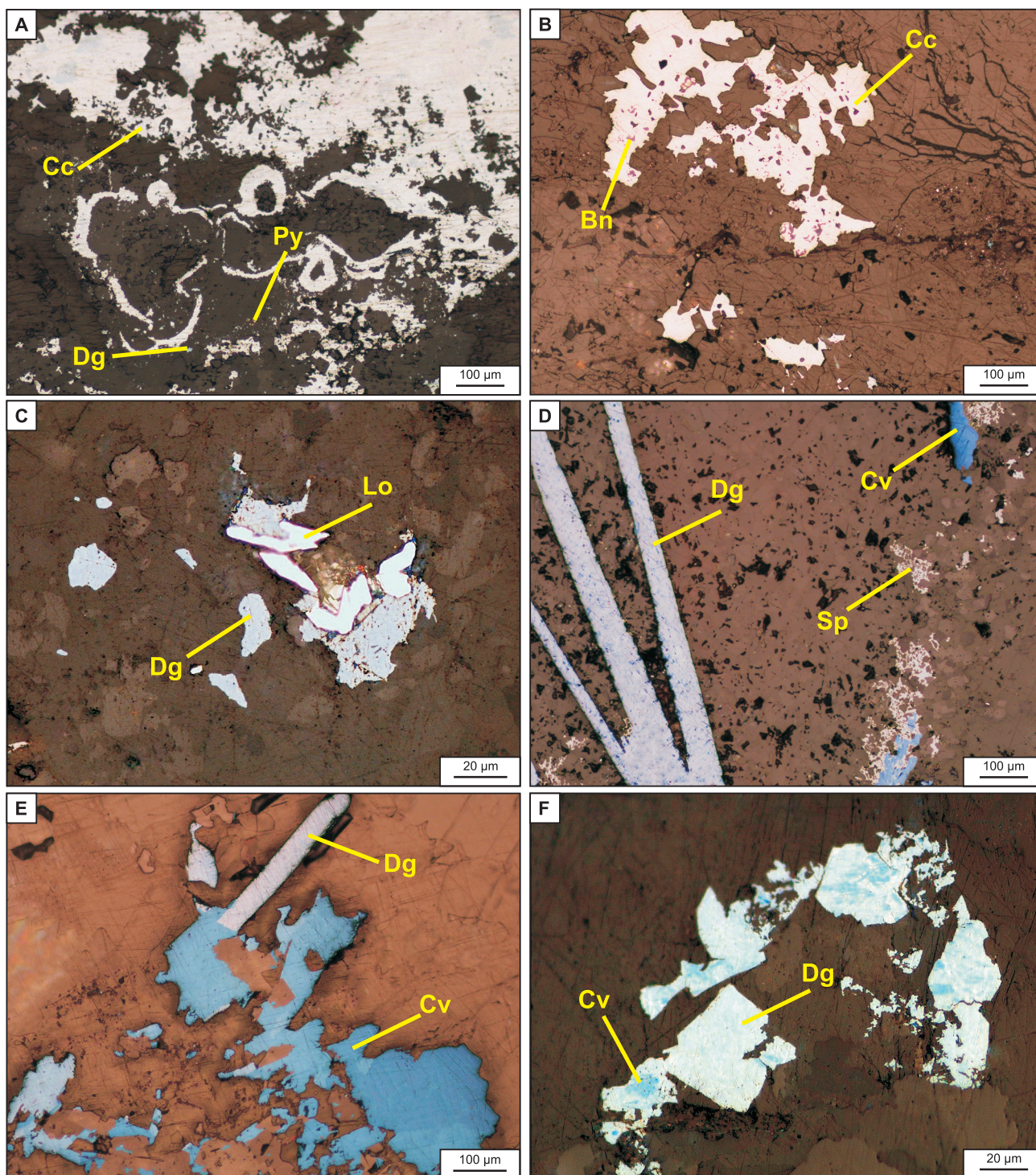


Fig. 4. Mikrofotografie mineralów kruszcowych z redukcyjnego anhydrytu dolnego (światło odbite)

A – gniazda i naskorupienia chalkozynu (Cc) oraz wrostki digenitu (Dg) i pirytu (Py) w anhydrytach i węglanach na kontakcie z wapieniem cechstyńskim, Grodzisk 31; **B** – chalkozyn (Cc) z wrostkami bornitu (Bn) zastępuje minerały siarczanowe, Pławce 1; **C** – zrosty digenitu (Dg) z löllingitem (Lo), Jarocin 7; **D** – listewkowe formy digenitu (Dg) oraz częściowe zastąpienia węglanów przez sfaleryt (Sp) i kowelin (Cv), Radlin 20; **E** – kowelin (Cv) zastępujący anhydryt, zrosnięty z listewkowym digenitem (Dg), Komorze 2; **F** – zastąpienia siarczanów digenitem (Dg), który z kolei jest zastępowany kowelinem (Cv), Czmoń 11

Photomicrographs of ore minerals from the Lower Anhydrite (reflected light)

A – chalcocite (Cc) nests and encrustations, and digenite (Dg) and pyrite (Py) inclusions in anhydrites and carbonates at the contact with the Zechstein Limestone, Grodzisk 31; **B** – chalcocite (Cc) with bornite (Bn) inclusions, replacing sulphate minerals, Pławce 1; **C** – löllingite (Lo) intergrown with digenite (Dg), Jarocin 7; **D** – blades of digenite (Dg) and partial replacements of carbonates by sphalerite (Sp) and covellite (Cv), Radlin 20; **E** – covellite (Cv) replacing coarse anhydrite crystals, intergrown with lath-shaped digenite (Dg), Komorze 2; **F** – replacements of sulphates by digenite (Dg) that is in turn invaded by covellite (Cv), Czmoń 11

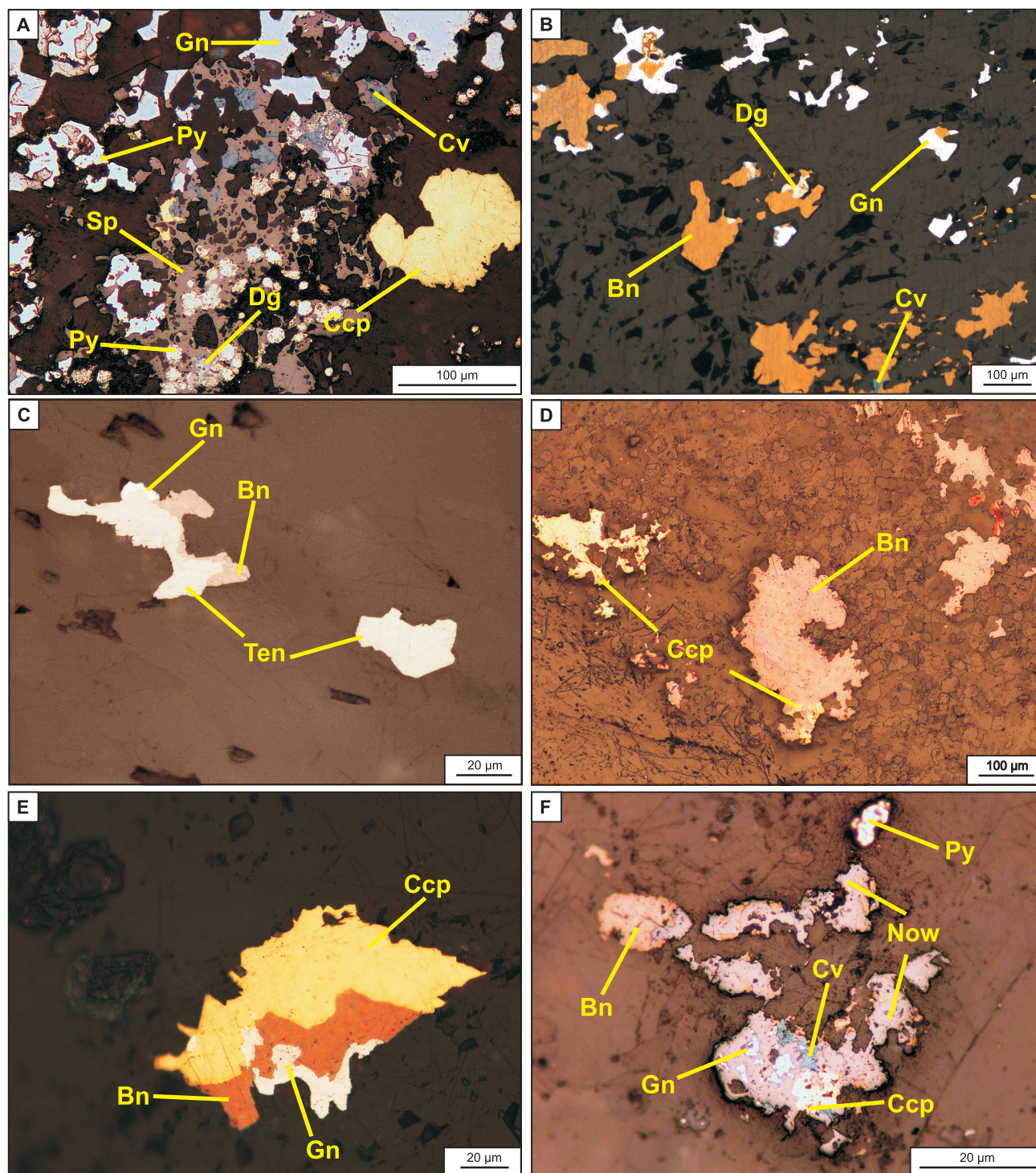


Fig. 5. Mikrofotografie mineralów kruszczowych z redukcyjnego anhidrytu dolnego (światło odbite)

A – polimineralny zespół złożony z galeny (Gn), chalkopirytu (Ccp), pirytu (Py), sfalerytu (Sp) i kowelinu (Cv), framboidy pirytu zastępowane częściowo przez digenit (Dg), Broniszewice 1; **B** – bornit (Bn), digenit (Dg), galena (Gn) i kowelin (Cv) rozproszone w grubokrystalicznym anhidrycie, Czmoń 11; **C** – zrost tennantynu (Ten) z bornitem (Bn) i galeną (Gn) w anhidrycie, Jarocin 7; **D** – drobne gniazda bornitu (Bn) i chalkopirytu (Ccp) w anhidrycie, Mieszków 1; **E** – chalkopiryt (Ccp) zastępowany bornitem (Bn) i galeną (Gn), Mozów 2; **F** – impregnacja grubokrystalicznego anhidrytu przez nowackiit (Now) przerośnięty bornitem (Bn), galeną (Gn), chalkopirytem (Ccp), kowelinem (Cv) i pirytem (Py), Pławce 1

Photomicrographs of ore minerals from the Lower Anhydrite (reflected light)

A – polyminereral assemblage composed of galena (Gn), chalcopyrite (Ccp), pyrite (Py), sphalerite (Sp) and covellite (Cv), pyrite framboids partially replaced by digenite (Dg), Broniszewice 1; **B** – bornite (Bn), digenite (Dg), galena (Gn) and covellite (Cv) disseminated in anhydrites, Czmoń 11; **C** – composite of tennantite (Ten), bornite (Bn) and galena (Gn) within coarse anhydrite, Jarocin 7; **D** – tiny nests of bornite (Bn) and chalcopyrite (Ccp) in anhydrite, Mieszków 1; **E** – chalcopyrite (Ccp) being replaced by bornite (Bn) and galena (Gn), Mozów 2; **F** – coarse anhydrite impregnated by nowackiit (Now) intergrown with bornite (Bn), galena (Gn), chalcopyrite (Ccp), covellite (Cv) and pyrite (Py), Pławce 1

Perzyce 1, Pławce 1, Radlin 20. W otworach tych zespół minerałów kruszcowych zdominowany jest siarczkami miedzi grupy Cu-S, rzadziej siarczkami grupy Cu-Fe-S (tab. 2; fig. 4, 5). Siarczkom miedzi, zwłaszcza bornitowi i chalkopirytowi, miejscami towarzyszą w znacznych ilościach galena i sfaleryt. W wielu otworach galena i sfaleryt przeważają ilościowo nad siarczkami miedzi (tab. 2), a najbogatszą mineralizacją galenowo-sfalerytową cechują się otwory: Broniszewice 1, Gołuchów 2, Mieszków 1, Krzepielów 1, Niechlów 1, Mozów 2, w których siarczki te występują w postaci polimineralnych agregatów tworzących nagromadzenia i naskorupienia (zał. 2A) złożone z galeny i sfalerytu w towarzystwie chalkopirytu i pirytu. Ponadto w otworach: Brzózka 2, Krzepielów 1, Mozów 2 i Pławce 1 zidentyfikowano bogate okruszcowanie polimetaliczne, reprezentowane przez następujący zespół siarczków: digenit, kowelin, bornit, chalkopiryt, galenę, sfaleryt oraz piryty.

Siarczki metali występują w formie drobnych rozprożeń i drobnych gniazd. Miejscami (np. Bolewice 1, Czmoń 11, Grodzisk 31), spotyka się nagromadzenia, gniazda i naskorupienia siarczków miedzi (o rozmiarach dochodzących do 400 μm średnicy) w towarzystwie galeny, sfalerytu i pirytu na granicy anhydrytu dolnego z wapieniem cechsztyńskim (np. fig. 4A, zał. 2A, B). Siarczki najczęściej zastępują zarówno gruzły anhydrytowe, jak i węglany tła skalnego (fig. 4, 5, zał. 1, 2), ale także wypełniają wolne przestrzenie interstycjalne w anhydrytach i węglanach (fig. 4C, 5D, zał. 1D, 2A, C, D, E). Sporadycznie spotyka się mikrożyłki kruszcowe oraz spękania wypełnione częściowo przez siarczki. Szczególną uwagę zwracają siarczkowe zastąpienia listewkowych i rozetowych form anhydrytu, które są zapewne pseudomorfozami po kryształach gipsu (fig. 4D, E, zał. 2D). Liczne są agregaty mineralne, w których siarczki tworzą wzajemne przerosty. Wśród siarczków miedzi, bornit zastępowany jest zwykle chalkozynem, digenitem lub kowelinem (fig. 4B, 5B), natomiast chalkopiryt bornitem i kowelinem (np. fig. 5D, E, zał. 1F, 2D). Z kolei siarczki miedzi (z wyjątkiem chalkozynu) bywają wypierane przez sfaleryt i galenę (fig. 5B, E, zał. 1F, 3F), a galena przez sfaleryt (zał. 1C, 2B, E, 3E). Piryty występują w formie nieregularnych gniazd, kryształów o pokroju euhedralnym oraz skupień framboidalnych. Piryty framboidalne bywa częściowo zastępowane siarczkami miedzi (fig. 5A).

W profilach pionowych A1d, w spągu interwału kruszcowność na ogół dominują siarczki miedzi (chalkozyn, digenit, kowelin, bornit, chalkopiryt), w środkowej części siarczkom miedzi towarzyszą w znacznych ilościach galena i sfaleryt, a w górnej części siarczki Pb i Zn często przeważają nad siarczkami miedzi. Piryty jest powszechnym minerałem towarzyszącym mineralizacji Cu, Pb i Zn, a także obecny jest ponad interwałem Cu-Pb-Zn. Szczególną uwagę zwraca podwyższona polimetaliczna mineralizacja kruszcowa występująca ponad utlenionym spągami A1d (Brzózka 2, Ciepeliów K-4 i Komorze 2), a także w otworach Czmoń 11, Jarocin 7 i Mozów 2 ponad utlenionym wapieniem cechsztyńskim. Jednak w kilku przypadkach (Ciepeliów K-4,

Czmoń 11, Jarocin 7, Mozów 2) zaobserwowano odmienną strefowość mineralną w interwałach o miąższości do kilkunastu centymetrów powyżej utlenionego spągu A1d (Ciepeliów K-4) lub powyżej utlenionego stropu Ca1. Manifestuje się ona dominacją asocjacji galenowo-sfalerytowej (z nieznanym udziałem chalkopirytu, a lokalnie także tennantytu) w spągu interwału, asocjacji bornit-chalkopiryt (niekiedy z nieznanym udziałem sfalerytu, galeny i tennantytu) w środkowej części oraz asocjacji chalkozyn-digenit-kowelin (z nieznanym udziałem bornitu i pirytu) w górnej części okruszcowanego interwału. Szczególnym przypadkiem jest otwór Krzepielów 1, w którym anhydryt dolny kontaktuje z białym spągowcem wzdłuż diagonalnej powierzchni uskokowej. W anhydrytach tego otworu obecna jest bogata mineralizacja sfalerytowa (głównie w formie gniazd o średnicy do 0,5 cm), której w znacznych ilościach towarzyszą: bornit, digenit, kowelin, idait oraz podrzędnie galena, chalkopiryt, malachit i piryty.

Minerałom głównym lokalnie towarzyszą w niewielkich ilościach minerały akcesoryczne, stwierdzone zarówno pod mikroskopem optycznym (tab. 2), jak i przy pomocy mikroskopy elektronowej (tab. 3, zał. 3A–E).

MINERALIZACJA W UTWORACH UTLENIONYCH

Odrębnym typem mineralizacji cechują się utwory wtórnie utlenione (Rote Fäule), występujące w wielu rejonach SW Polski (Oszczepalski i in., 2016). Obecnie w tej części Polski wydzielono 4 rozległe tzw. obszary utlenione z utworami utlenionymi co najmniej w stropie białego spągowca: złotoryjski, zielonogórski, poznański i ostrowski oraz kilka znacznie mniejszych, izolowanych obszarów (fig. 3). W centralnych partiach obszarów utlenionych istnieją liczne pola utlenione w obrębie serii łupkowo-węglanowej pierwszego cyklotemu cechsztyńskiego, o znacznym pionowym zasięgu przeobrażenia, obejmującym nie tylko biały spągowiec, lecz także co najmniej wapień podstawowy i (lub) łupek miedzionośny oraz wapień cechsztyński (w różnym zakresie pionowym). Z obecnie przeprowadzonej analizy rozprzestrzenienia utworów utlenionych w obrębie anhydrytu dolnego wynika, że anhydryty utlenione zajmują centralną pozycję w obrębie obszarów utlenionych (fig. 3).

Zmienność zawartości metali

W utlenionych anhydrytach zawartość Cu, Pb i Zn zbadano w 28 profilach anhydrytu dolnego (zał. 4). Wszystkie te profile cechuje obecność utworów utlenionych nie tylko w spągowej części anhydrytu dolnego, lecz także w niżej leżących utworach białego spągowca, łupku miedzionośnego i wapienia cechsztyńskiego.

W zdecydowanej większości otworów z anhydrytami utlenionymi, zawartości metali w próbkach są znacznie niższe niż 0,1% wag. Natomiast na uwagę zasługują 4 otwory, w których zarejestrowano podwyższone koncentracje tych

Tabela 3

Minerały akcesoryczne stwierdzone w anhydrycie dolnym przy użyciu mikrosondy elektronowej

Accessory minerals found in the Lower Anhydrite using an electron microprobe

Minerał	Wzór	Otwór wiertniczy
Amalgamaty srebra	AgHg	Bolevice 1
Anilit	Cu ₇ S ₄	Bolevice 1, Brzózka 2, Ciepiałów K-4, Pławce 1, Radlin 20
Djurleit	Cu ₃₁ S ₁₆	Bolevice 1, Ciepiałów K-4, Krzepielów 3, Niemierzyce 3, Radlin 20
Domeykit	Cu ₃ As	Bolevice 1
Enargit	Cu ₃ AsS ₄	Broniszewice 1
Geeryt	Cu ₈ S ₅	Broniszewice 1, Brzózka 2
Haueryt	MnS ₂	Komorze 2
Jalpait	Ag ₃ CuS ₂	Komorze 2
Kobaltyn	CoAsS	Pławce 1
Löllingit	FeAs ₂	Jarocin 7
Mcinstryit	(Ag,Cu) ₂ S	Bolevice 1, Komorze 2, Krzepielów 3, Mieszków 1
Nowackiit	Cu ₆ Zn ₃ As ₄ S ₁₂	Pławce 1
Pirotyn	FeS	Ciepiałów K-4
Roxbyit	Cu _{1,78} S	Radlin 20
Spionkopit	Cu _{1,4} S	Broniszewice 1, Brzózka 2, Jarocin 7, Niemierzyce 3
Stromeyeryt	AgCuS	Krzepielów 3
Sulvanit	Cu ₃ VS ₄	Kórnik 3
Tennantyt	(Cu,Fe) ₁₂ As ₄ S ₁₃	Jarocin 7, Komorze 2
Yarrowit	Cu ₉ S ₈	Bolevice 1, Niemierzyce 3

metali: S-226 (0,25% wag. Cu), Zawada K-12 (0,17% wag. Cu, 0,14% wag. Pb), Dychów M-26 (0,11% wag. Cu i Pb) oraz Solniki K-11 (0,10% wag. Pb i Zn).

Zmienność mineralizacji kruszcowej

W odróżnieniu od anhydrytów redukcyjnych, anhydryty utlenione, zbadane w 12 otworach, zawierają zazwyczaj bardzo ubogą mineralizację siarczkową, reprezentowaną przez siarczki typu Cu-S (kowelin, digenit, chalkozyn), miejscami w towarzystwie bornitu i pirytu (tab. 4; fig. 6). Jedynie w otworach: Solniki K-11 i Zawada K-12 siarczki (chalkopiryt, galena, sfaleryt) występują w dość znacznych ilościach. Siarczki impregnują anhydryt i węglany ciemnego tła, a także wypełniają przestrzenie interstycjalne w anhydrycie (fig. 6). Miejscami spotyka się listewkowe i rozetowe formy siarczków miedzi, będące zapewne pseudomorfozami po pogipsowym anhydrycie (fig. 6D, E). W otworze Solniki K-11 stwierdzono wrostek molibdenitu w galenie (tab. 4, zał. 3F).

Cechą charakterystyczną anhydrytów utlenionych jest współwystępowanie siarczków z hematytem (fig. 6A–E) oraz ich intensywne przeobrażenie, manifestujące się częściowym lub całkowitym zastępowaniem przez hematyt (fig. 6F). Powszechne są aureole pigmentu hematytowego wokół

siarczków miedzi i żelaza oraz hematytowe pseudomorfozy po framboidach pirytu (fig. 6A).

DYSKUSJA WYNIKÓW

Kruszce obecne w anhydrytach redukcyjnych zastępują minerały skałotwórcze, zarówno siarczany, jak i towarzyszące im węglany, co dowodzi formowania siarczków w utworach zliptyfikowanych. Świadczy o tym także zastępowanie znacznych fragmentów gruzłów anhydrytowych, węglanów obecnych w ciemnym tle i pogipsowych pseudomorfoz anhydrytu przez minerały kruszcowe. Procesy zastępowania anhydrytu przez siarczki metali w trakcie procesów złożotwórczych nie są częste, niemniej są obserwowane (np. Chartrand, Brown, 1985; Oszczepalski, Rydzewski, 1995; Warren, 2000; Piestrzyński, 2007; Muchez i in., 2008). Należy sądzić, że minerały kruszcowe deponowane były w anhydrytach poprzez reakcję roztworów hydrotermalnych z materiałem osadowym. Obecność mikrożyłek, naskorupień i gniazd kruszczowych związanych ze spękaniem pozwala sądzić, że w anhydrytach możliwe było przemieszczanie roztworów mineralizujących. Siarka zredukowana mogła pochodzić z pirytu (w tym framboidalnego), czego świadectwem są pseudomorfozy siarczków miedzi po framboidach pirytu, a także ze związków organicznych siarki zgromadzo-

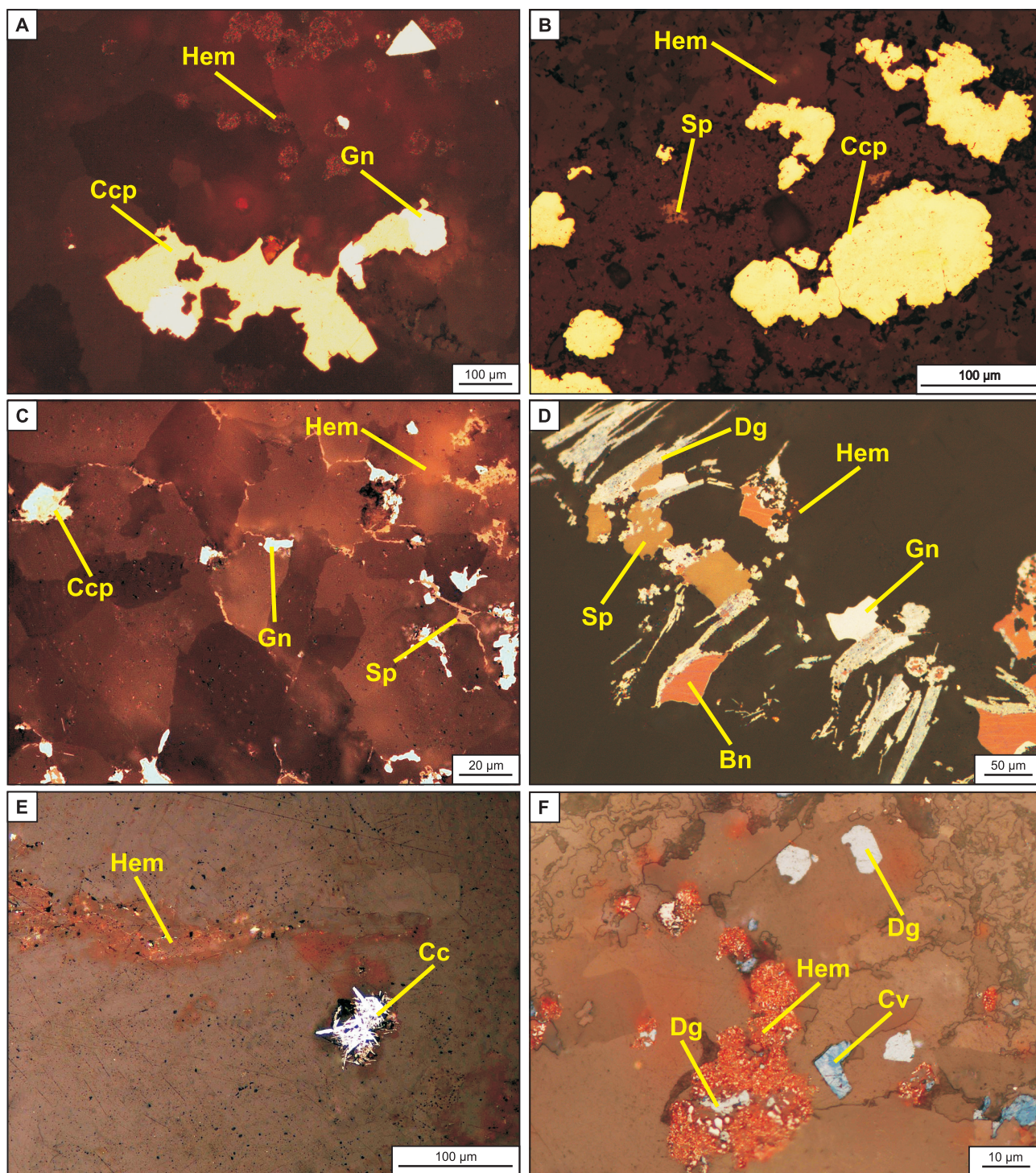


Fig. 6. Mikrofotografie minerałów kruszcowych z utlenionego anhydrytu dolnego (światło odbite)

A – chalkopiryt (Ccp) zastępowany galeną (Gn) w towarzystwie hematytowych pseudomorfoz (Hem) po framboidach pirytu, Solniki K-11; **B** – nieregularne gniazda chalkopiryty (Ccp) oraz wrostki sfalerytu (Sp) i hematytu (Hem) w anhydrycie, Zawada K-12; **C** – chalkopiryt (Ccp), galena (Gn) i sfaleryt (Sp) wypełniają wolne przestrzenie interstycjalne w anhydrycie z pigmentem hematytowym (Hem), Zawada K-12; **D** – zastąpienia listewkowego i grubokrystalicznego anhydrytu przez digenit (Dg), galenę (Gn), bornit (Bn) i sfaleryt (Sp) w towarzystwie hematytu (Hem), Solniki K-11; **E** – rozetowy chalkocyn (Cc) w anhydrycie z pigmentem hematytowym (Hem), Mechlin 3; **F** – wrostki digenitu (Dg) i kowelinu (Cv) w anhydrycie oraz relikty digenitu w zastępującym go hematycie (Hem), Kaleje 14

Photomicrographs of ore minerals from the Lower Anhydrite (reflected light)

A – replacement of chalcopyrite (Ccp) by galena (Gn) in association with hematite (Hem) pseudomorphic after pyrite framboids, Solniki K-11; **B** – irregular nests of chalcopyrite (Ccp), and inclusions of sphalerite (Sp) and hematite (Hem) in anhydrite, Zawada K-12; **C** – chalcopyrite (Ccp), galena (Gn) and sphalerite (Sp) fillings of interstitial open spaces in anhydrite with hematite pigment (Hem), Zawada K-12; **D** – replacements of lath-shaped and large crystals of anhydrite by digenite (Dg), galena (Gn), bornite (Bn) and sphalerite (Sp) in association with hematite (Hem), Solniki K-11; **E** – rosette-like chalcocite (Cc) in anhydrite with hematite pigment (Hem), Mechlin 3; **F** – inclusions of digenite (Dg) and covellite (Cv) within anhydrite and remnant digenite (Dg) due to profound corrosion by hematite (Hem), Kaleje 14

Tabela 4

Minerały kruszczowe w utlenionych anhidrytach

Ore minerals in oxidized anhydrites

Otwór wiertniczy	Minerał główny	Minerały towarzyszące	Minerały akcesoryczne
Brody 1	hematyt	kowelin, chalkozyn	–
Czetowice 1	hematyt	kowelin	–
Czmoń 3	digenit	kowelin, bornit, chalkozyn, hematyt	piryt
Jastrzębsko 2	piryt	chalkozyn, hematyt	–
Kaleje 14	kowelin	digenit, hematyt	–
Lelechów 6	hematyt	digenit, kowelin, bornit, chalkozyn	piryt
Mechlin 3	hematyt	kowelin, chalkozyn	–
Paproć 4	chalkozyn	kowelin, digenit, hematyt	–
Radlin 25	piryt	kowelin, hematyt	–
Solec 8	kowelin	chalkozyn, hematyt	–
Solniki K-11	chalkopiryt	galena, sfaleryt, pirit	hematyt, molibdenit
Zawada K-12	chalkopiryt	sfaleryt, galena	hematyt

nych w osadzie w trakcie bakteryjnej redukcji siarczanów (Kijewski i in., 2014). Siarka ta mogła być także wyprodukowana podczas reakcji roztworów hydrotermalnych z materiałem organicznym (zarówno obecnym w osadzie, np. w formie bituminów stałych, jak i z migrującymi węglowodorami) lub podczas termochemicznej redukcji siarczanów (por. np. Sawłowicz, 1989; Jowett i in., 1991; Speczik, 1995; Oszczepalski i in., 2002).

Anhydryty utlenione w większości przypadków nie zawierają wysokich koncentracji metali, niemniej lokalnie zarejestrowano próbki o zawartości przekraczającej wartość 0,1% wag. Hematytyzacja, której rezultatem są hematytowe pseudomorfozy po framboidalnym pirycie, zastąpienia siarczków miedzi przez hematyt oraz aureole pigmentu hematytowego wokół nich świadczą o tym, że zachowane w anhidrytach siarczki stanowią pozostałość po pierwotnie obecnym okruszcowaniu, lecz intensywnie zdegradowanym wskutek działania wtórnych procesów przeobrażeniowych, powodowanych migracją roztworów utleniających. Mineralizacja ta wykazuje cechy typowe dla tzw. mineralizacji reliktovej, spotykanej we wszystkich utlenionych poziomach dolnego cechsztynu (Rydzewski, 1969, 1978; Oszczepalski, Rydzewski, 1991, 1995, 1997; Oszczepalski, 1994, 1999; Chmielewski, 2011, 2014; Chmielewski i in., 2015; Oszczepalski i in., 2017). Można sądzić, że pierwotne okruszcowanie poddane zostało wylugowaniu, a uwolnione metale z tych przeobrażonych utworów uległy redystrybucji do utworów o redukcyjnym charakterze – wyżejległych lub występujących w przyległych rejonach, gdzie nastąpiła ich depozycja w formie siarczków. Świadczy o tym obecność względnie bogatego okruszcowania, zarówno siarczkami miedzi, jak

i ołowiu i cynku, zwłaszcza w rejonach, gdzie utwory redukcyjne występują bezpośrednio ponad utlenionymi.

Mineralizacja kruszcowa w anhidrycie dolnym nie jest bogata, lecz wykazuje dużą zmienność intensywności i składu mineralnego w zależności od położenia względem strefy utlenionej, podobnie, jak w cechsztyńskiej serii miedzionośnej (Oszczepalski, Rydzewski, 1991, 1997; Wodzicki, Piestrzyński, 1994; Pieczonka, 2011; Oszczepalski i in., 2017). Porównanie wyników zawartych w tabelach 1, 2 i 4 oraz załączniku 4 z usytuowaniem zbadanych otworów (fig. 3) prowadzi do wniosku, że skały utlenione stanowią centra systemu mineralizacyjnego, a otwory o przewodzie miedzi i ołowiu zgrupowane są na ogół na skraju obszarów utlenionych lub w obrębie strefy miedziowej. Otwory o przewodzie cynku usytuowane są we wszystkich strefach, włącznie ze skrajem strefy utlenionej, lecz występują na ogół w dalszej odległości od centrów utleniania. Natomiast w dalszej odległości od pól utlenionych brak na ogół wzbogaceń w siarczki miedzi, natomiast spotyka się podwyższone koncentracje ołowiu i cynku, albo mineralizacja ma charakter śladowy i jest zdominowana pirytem.

Występowanie utworów redukcyjnych wyłącznie ponad utworami utlenionymi oraz rozkład mineralizacji względem pól utlenionych świadczy o tym, że utlenianie przebiegało od dołu ku górze oraz na zewnątrz od centrów występowania utworów utlenionych, prowadząc równocześnie do powiększenia pionowego i lateralnego zasięgu strefy utlenionej oraz depozycji metali w sposób strefowy wokół pól utlenionych. Wskazuje na to obecność podwyższonej mineralizacji miedziowej lub polimetalicznej w kilku otworach usytuowanych na skraju pól utlenionych, gdzie górna część wapienia cechsztyńskiego zawiera skały redukcyjne.

Liczne wzajemne przerosty minerałów kruszcowych wskazują na złożony przebieg procesu okruszcowania. Większość tych struktur wskazuje na zastępowanie siarczków ołowiu i cynku siarczkami miedzi, ale w wielu przypadkach obserwuje się procesy odwrotne. Jak wynika z obserwacji poczynionych w obrębie strefy utlenionej, w jej centrach (np. Ciepiałów K-4, Czmoń 11, Jarocin 7, Mozów 2), powyżej zhematyzowanych utworów wapienia cechsztyńskiego i spągu anhydrytu dolnego, w którym występuje mineralizacja reliktowa, stwierdzono dość bogatą mineralizację kruszczową w anhydrytach redukcyjnych, przejawiającą się dominacją galeny i sfalerytu w spągu, znacznym udziałem chalkopiryty i bornitu w środkowej części interwału oraz wzrostem udziału siarczków grupy Cu-S (chalkozyn, digenit, kowelin) w górnej części okruszcowanego interwału. Jest to zatem sukcesja odwrotna, niż obserwowana zazwyczaj w dolnej części złóż rud Cu-Ag. Ta odwrócona strefowość w obrębie anhydrytu dolnego może wskazywać na zaistnienie co najmniej dwóch etapów mineralizacji: wczesnego, w wyniku którego powstało okruszcowanie miedziowe w dolnej i ołowiowo-cynkowe w górnej części cechsztyńskiej serii miedzionośnej i w anhydrytach, oraz późnego, w czasie którego nastąpiło utlenienie utworów cechsztyńskiej serii miedzionośnej prawie do stropu Ca1, skutkujące redystrybucją metali i ich depozycją w obrębie redukcyjnych anhydrytów. Z procesem tym związane jest przekraczające nałożenie się mineralizacji miedziovej na wcześniej powstałą mineralizację cynkowo-ołowiową. Niewykluczone były wielokrotne pulsy mineralizacji przez roztwory o malejącym potencjale oksydacyjnym i (lub) lateralne przepływy roztworów mineralizujących, powodujące ekspansję strefy utlenionej i dalszą komplikację rozkładu mineralizacji zarówno w pionie, jak i w poziomie.

Z wcześniejszych badań okruszcowania cechsztyńskiej serii miedzionośnej, jak i z obecnych badań mineralizacji w anhydrycie dolnym, wynika powstanie tej mineralizacji w obrębie integralnego systemu mineralizacyjnego, tworzącego się we wspólnym procesie powstania. Przestrzenne rozmieszczenie utworów utlenionych, jak i cechy strukturalno-teksturalne siarczków metali i hematytu oraz ich wzajemne przerosty i zastąpienia świadczą o tym, że procesy mineralizacyjne zachodziły w okresie posedymentacyjnym, wskutek ascenzyjnej migracji utleniających, metalonośnych solanek chlorkowych z utworów czerwonego spągowca i strącenia metali w obrębie bariery redukcyjnej spągowego cechsztynu (np. Jowett, 1986; Kucha, Pawlikowski, 1986; Oszczepalski, 1989, 1999; Oszczepalski, Rydzewski, 1991, 1997; Wodzicki, Piestrzyński, 1994; Speczik, 1995). Przyjmuje się, że proces hematytyzacji i formowania złóż rud Cu-Ag był związany z riftingiem permsko-triasowym. Obok wcześniej proponowanych mechanizmów konwekcyjnego (Jowett, 1986; Oszczepalski, 1989), kompakcyjnego (Kucha, Pawlikowski, 1986) i kompakcyjno-konwekcyjnego (Cathles i in., 1993), rozważany jest także mechanizm sejsmicznej ekspulsji roztworów w sąsiedztwie systemów uskokowych związanych z tworzeniem się ekstensyjnego basenu sedymentacyjnego (Blundell i in., 2003). Ścisłe przywiązanie

mineralizacji miedziowo-srebrzej do kontaktu z utworami utlenionymi świadczy o tym, że obszary utlenione stanowiły główne obszary zasilania w metale, a strefowość metaliczna jest wynikiem kierunkowej ich dostawy i depozycji wskutek interakcji roztworów metalonośnych z redukcyjnym środowiskiem utworów cechsztynu.

PODSUMOWANIE

Obszerny zbiór informacji dotyczący mineralizacji kruszczowej w utworach anhydrytu dolnego monokliny przedsudeckiej pozwala po raz pierwszy w tak szerokim zakresie uchwycić szereg prawidłowości, które w znaczący sposób uzupełniają dotychczasową wiedzę na temat pionowego zasięgu i zmienności okruszcowania w utworach cechsztynu. Tym samym wykazano, że nie tylko skały zasadniczych poziomów cechsztyńskiej serii miedzionośnej (białego spągowca, łupku miedzionośnego i wapienia cechsztyńskiego) poddane były procesom mineralizacyjnym, lecz także – choć w znacznie mniejszym stopniu – utwory anhydrytowe występujące bezpośrednio ponad główną serią kruszczonością.

Anhydryt dolny cechuje się dwoistością wykształcenia. Obecne są zarówno utwory wtórnie utlenione z mineralizacją reliktową i czerwonymi plamami powodowanymi pigmentem hematytowym, jak i utwory ciemnoszare o charakterze redukcyjnym z mineralizacją kruszczową. Mineralizacja miedziova, często w towarzystwie galeny i sfalerytu, występuje przede wszystkim na skraju obszarów utlenionych oraz w najbliższym ich otoczeniu, natomiast w dalszej odległości od pól utlenionych przeważa mineralizacja ołowiowo-cynkowa, cynkowa lub pirytowa.

Obecność hematytu i reliktovej mineralizacji siarczkowej w utlenionych anhydrytach oraz podwyższonej mineralizacji kruszczowej w anhydrytach redukcyjnych wokół obszarów utlenionych wskazuje na rejony o najintensywniejszej działalności roztworów mineralizujących oraz kierunki ich pionowego i lateralnego rozprzestrzeniania. Zarówno hematytyzacja, jak i formowanie mineralizacji siarczkowej były związane z pionową i poziomą ekspansją zasięgu strefy utlenionej oraz interakcją roztworów metalonośnych o słabnym potencjale redoks z redukcyjnymi skałami siarczanoowymi. Przestrzenny rozkład utworów utlenionych w obrębie wszystkich zmineralizowanych poziomów, z osiowym położeniem anhydrytów utlenionych, stanowi system mineralizacyjny o teleskopowym charakterze, wskazujący na to, iż rejony o najwyższym pionowym zasięgu procesów utleniania, sięgającym anhydrytu dolnego, stanowiły centra maksymalnej aktywności ascenzyjnych roztworów mineralizujących. Wskutek hematytyzacji i związanego z nią częściowego wylugowania metali nastąpiła konwersja pierwotnej mineralizacji siarczkowej do mineralizacji reliktovej. Możliwa była także lateralna redystrybucja metali na zewnątrz od głównych miejsc wypływu tych roztworów, na co wskazuje zmienność okruszcowania w zależności od oddalenia od centrów utleniania. Obecne umiejscowienie strefy utlenionej

i występującej w jej otoczeniu mineralizacji siarczkowej jest efektem zakonserwowania produktów ostatniej fazy rozprzestrzeniania się roztworów metalonośnych i ich reakcji ze składnikami osadu, przez który roztwory te przemieszczały się i jest ono zgodne z kierunkiem rozprzestrzeniania się roztworów mineralizujących.

Mimo że mineralizacja siarczkowa występująca w anhidrycie dolnym nie wykazuje koncentracji złożowych, jej zbadanie pozwala na wyznaczenie obszarów z anhidrytami utlenionymi o mineralizacji reliktovej, a także rejonów, w których siarczki miedzi dominują względem mineralizacji galenowo-sfalerytovej. Poznany rozkład mineralizacji w utworach anhidrytu dolnego uzupełnia wiedzę o pionowym zasięgu procesów utleniania i okruszcowania utworów cechsztynu i może stanowić wskazówkę umożliwiającą określenie najważniejszych obszarów źródłowych i kanałów migracji roztworów mineralizujących, a pośrednio – zlokalizowanie najbogatszych ciał rudnych w obrębie cechsztyńskiej serii miedzionośnej.

Podziękowania. Autorzy dziękują Dyrekcji PGNiG SA za wyrażenie zgody na opróbowanie rdzeni wiertniczych oraz Krzysztofowi Nejbertowi i Janowi Wierchowcowi, recenzentom tej pracy, za cenne uwagi.

Opracowanie wykonano ze środków statutowych PIG-PIB nr 61-7101-1601-00-0.

LITERATURA

- BLUNDELL D.J., KARNKOWSKI P., ALDERTON D.H.M., OSZCZEPALSKI S., KUCHA H., 2003 – Copper mineralization of the Polish Kupferschiefer: A proposed basement fault-fracture system of fluid flow. *Econ. Geol.*, **98**: 1487–1495.
- CATHLES L.M.III, OSZCZEPALSKI S., JOWETT E.C., 1993 – Mass balance evaluation of the late diagenetic hypothesis for Kupferschiefer Cu mineralization in the Lubin basin of southwestern Poland. *Econ. Geol.*, **88**: 948–956.
- CHARTRAND F.M., BROWN A.C., 1985 – The diagenetic origin of stratiform copper mineralization, Coates Lake, Redstone Copper Belt, N.W.T., Canada. *Econ. Geol.*, **80**: 325–343.
- CHMIELEWSKI A., 2011 – Zmienność mineralizacji kruszcowej w spągowych utworach cechsztynu na granicy strefy utlenionej i redukcyjnej w zachodniej części złoża Polkowice. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **444**: 33–45.
- CHMIELEWSKI A., 2014 – Charakterystyka reliktovej mineralizacji kruszcowej w zachodniej części obszaru złożowego Radwanice (południowo-zachodnia część złoża Lubin–Sieroszowice). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **458**: 1–24.
- CHMIELEWSKI A., OSZCZEPALSKI S., 2013 – Litologia, petrografia i cechsztyńska mineralizacja kruszcowa w wybranych profilach wiertniczych z rejonu Szamotuł, Nowego Tomyśla, Grodziska Wielkopolskiego, Wolsztyna i Kolska. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- CHMIELEWSKI A., OSZCZEPALSKI S., 2016 – Szczegółowe badania petrograficzne dolnocechsztyńskiej mineralizacji kruszcowej w sąsiedztwie wyniesienia wolsztyńskiego. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- CHMIELEWSKI A., OSZCZEPALSKI S., SPECZIK S., 2015 – Relict mineralization in the transition zone, Kupferschiefer series of SW Poland. *W: Mineral resources in a sustainable world* (red. A.S. Andre-Mayer i in.). Proceeding of the 13th Biennial SGA Meeting, 24–27 August 2015, Nancy, France, Volume 5: 1897–1900.
- DYJACZYŃSKI K., PERYT T.M., 2014 – Controls on basal Zechstein (Wuchiapingian) evaporite deposition in SW Poland. *Geol. Quart.*, **58**, 3: 485–502.
- DYJACZYŃSKI K., GÓRSKI M., MAMCZUR S., PERYT T.M., 2001 – Reefs in the basinal facies of the Zechstein Limestone (Upper Permian) of western Poland: A new gas play. *J. Petrol. Geol.*, **24**: 265–285.
- FREESE C., JUNG W., 1965 – Über die Rotfärbung des Basaltschisten des zechsteins ((Rote Fäule) und ihre Beziehungen zum Nebengestein im südöstlichen Harzvorland. *Freiberg. Forschungsh.*, **C 193**: 9–23.
- JOWETT E.C., 1986 – Genesis of Kupferschiefer Cu-Ag deposits by convective flow of Rotliegendes brines during Triassic rifting. *Econ. Geol.*, **81**: 1823–1837.
- JOWETT E.C., RYE R.O., OSZCZEPALSKI S., RYDZEWSKI A., 1991 – Isotopic evidence for the addition of sulfur during formation of the Kupferschiefer ore deposits in Poland. *Zbl. Geol. Paläont.*, **1**, 4: 1001–1015.
- JUNG W., KNITZSCHKE G., 1976 – Kupferschiefer in German Democratic Republic (GDR) with special reference to the Kupferschiefer deposit in the southeastern Harz Foreland. *W: Handbook of stratabound and stratiform ore deposits* (red. K.H. Wolf), 6: 353–406. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York.
- KIJEWSKI P., CZECHOWSKI F., RACZYŃSKI P., 2014 – Związki siarkowe w anhidrycie bitumicznym z OG „Sieroszowice” w świetle badań petrograficznych i geochemicznych. *Cuprum*, **71**, 2: 17–42.
- KŁAPCINIŃSKI J., 1991 – Zechstein anhydrites in western Poland. *Zbl. Geol. Paläont.*, **1**, 4: 1171–1188.
- KOPP J., SIMON A., GÖTHEL M., 2006 – Die Kupfer-Lagerstätte Spremberg-Graustein in Südbrandenburg. *Brandenburg. Geowiss. Beitr.*, **13**, 1/2: 117–132.
- KRZYWIEC P., PERYT T.M., KIERSNOWSKI H., POMIANKOWSKI P., CZAPOWSKI G., KWOLEK K., 2017 – Permo-Triassic evaporites of the Polish basin and their bearing on the tectonic evolution and hydrocarbon system, an overview. *W: Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins* (red. J.I. Soto, J.F. Flinch, T. Gabor): 243–261. Elsevier B.V.
- KUCHA H., PAWLIKOWSKI M., 1986 – Two-brine model of the genesis of strata-bound Zechstein deposits (Kupferschiefer type), Poland. *Miner. Deposita*, **25**: 262–271.
- KWOLEK K., MIKOŁAJEWSKI Z., 2007 – New stratigraphic scheme for Zechstein rocks in the Pogorzela High (Foresudetic Monocline) and its significance for hydrocarbon exploration. *Prz. Geol.*, **55**, 12: 1037–1047.
- LORENC S., 1975 – Stratygrafia i zróżnicowanie facjalne wapieni i anhidrytów Werra monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudetica*, **10**, 1: 59–101.
- MENNING M., i in. 2006 – Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China, and North America as used in the Devonian–Carboniferous–Permian Correlation Chart 2003 (DCP 2003). *Palaeogeog. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **240**: 318–372.
- MIKULSKI S.Z., OSZCZEPALSKI S., CZAPOWSKI G., GAŚIEWICZ A., SADŁOWSKA K., MARKOWIAK M., SZTROM-

- WASSER E., BUKOWSKI K., GIEŁŻECKA-MĄDRY D., MĄDRY S., STRZELSKA-SMAKOWSKA B., PAULO A., MICHNIEWICZ M., RADWANEK-BĄK B., CHMIELEWSKI A., MĄDRY S., KUĆ P., SIKORSKA-MAYKOWSKA M., KOŻMA J., BLIŻNIUK A., PIOTROWSKA M., KOSTRZ-SIKORA P., 2016 – Obszary i zasoby perspektywiczne wystąpień rud metali i surowców chemicznych w Polsce na mapach w skali 1:200 000 wraz z ich oceną surowcową oraz ograniczeniami środowiskowymi i zagospodarowania przestrzennego. *Prz. Geol.*, **64**, 9: 657–670.
- MUCHEZ P.H., VAN DER HAEGHEN P., DESOUKY H.EL., SCHNEIDER J., DEWAELE S., CAILTEUX J., 2008 – Anhydrite pseudomorphs and the origin of stratiform Cu-Co ores in the Katangan Copperbelt (Democratic Republic of Congo). *Miner. Deposita*, **43**: 575–589.
- OSZCZEPALSKI S., 1989 – Kupferschiefer in southwestern Poland: sedimentary environments, metal zoning, and ore controls. *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper*, **36**: 571–600.
- OSZCZEPALSKI S., 1994 – Oxidative alteration of the Kupferschiefer in Poland: oxide-sulphide parageneses and implications for ore-forming models. *Geol. Quart.*, **38**, 4: 651–672.
- OSZCZEPALSKI S., 1999 – Origin of the Kupferschiefer polymetallic mineralization in Poland. *Miner. Deposita*, **34**: 599–613.
- OSZCZEPALSKI S., CHMIELEWSKI A., 2013 – Litologia, petrografia i cechsztyńska mineralizacja kruszcowa w wybranych profilach wiertniczych z rejonu Pleszewa, Kalisza, Śremu, Wrześni i Florentyny. *Narod. Arch. Geol. PIB-PIB*. Warszawa.
- OSZCZEPALSKI S., CHMIELEWSKI A., 2015 – Zasoby przewidywane surowców metalicznych Polski na mapie w skali 1:200 000 – miedź, srebro, złoto, platyna i pallad w utworach cechsztyńskiej serii miedzionośnej. *Prz. Geol.*, **63**, 9: 534–545.
- OSZCZEPALSKI S., RYDZEWSKI A., 1987 – Paleogeography and sedimentary model of the Kupferschiefer in Poland. *Lecture Notes in Earth Sci.*, **10**: 189–205.
- OSZCZEPALSKI S., RYDZEWSKI A., 1991 – The Kupferschiefer mineralization in Poland. *Zbl. Geol. Paläont.*, **1**, 4: 975–999.
- OSZCZEPALSKI S., RYDZEWSKI A., 1995 – Zechstein polymetallic mineralization on the Żary Pericline. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **151**: 21–34.
- OSZCZEPALSKI S., RYDZEWSKI A., 1997 – Atlas metalogeniczny cechsztyńskiej serii miedzionośnej w Polsce. Państwowy Instytut Geologiczny – Wyd. Kart. PAE SA., Warszawa.
- OSZCZEPALSKI S., SPECZIK S., 2011 – Rudy miedzi i srebra. *W: Zasoby perspektywiczne kopalin Polski wg stanu na 31.XII.2009 r.* (red. S. Wołkowicz, T. Smakowski, S. Speczik): 76–93. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- OSZCZEPALSKI S., RYDZEWSKI A., WAŻNY H., 1982 – Wyniki poszukiwań cechsztyńskich rud miedzi w rejonie Koźuchowa. *Narod. Arch. Geol. PIB-PIB*, Warszawa.
- OSZCZEPALSKI S., NOWAK G.J., BECHTEL A., ŽÁK K., 2002 – Evidence of oxidation of the Kupferschiefer in the Lubin–Sierszowice deposit: implications for Cu-Ag and Au-Pt-Pd mineralisation. *Geol. Quart.*, **46**, 1: 1–23.
- OSZCZEPALSKI S., CHMIELEWSKI A., SOWULA W., BORTYŃ J., PIKUŁA K., ZIELIŃSKI K., 2012a – Ocena możliwości występowania cechsztyńskiej mineralizacji Cu-Ag na obszarze województw lubuskiego i wielkopolskiego na podstawie archiwalnych materiałów wiertniczych, w tym wierceń naftowych. *Narod. Arch. Geol. PIB-PIB*, Warszawa.
- OSZCZEPALSKI S., SPECZIK S., CHMIELEWSKI A., 2012b – Litologia, petrografia i cechsztyńska mineralizacja kruszcowa w wybranych profilach wiertniczych z rejonu Żmigród, Milicz, Sulmierzyce i Kalisz. *Narod. Arch. Geol. PIB-PIB*, Warszawa.
- OSZCZEPALSKI S., SPECZIK S., MAŁECKA K., CHMIELEWSKI A., 2016 – Prospective copper resources in Poland. *Gosp. Sur. Miner.*, **32**, 2: 5–30.
- OSZCZEPALSKI S., CHMIELEWSKI A., SPECZIK S., 2017 – Zmienność mineralizacji kruszcowej w rejonie północno-zachodniego przedłużenia złoża Lubin–Sierszowice. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **468**: 109–141.
- PERYT T.M., 1981 – Cechsztyń w otoczeniu bloku przedsudeckiego. *Kwart. Geol.*, **25**, 1: 75–91.
- PERYT T.M., 1984 – Sedymentacja i wczesna diagenaza utworów wapienia cechsztyńskiego w Polsce zachodniej. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **109**, 80 pp.
- PERYT T.M., ANTONOWICZ L., 1990 – Facje i paleogeografia cechsztyńskiego anhydrytu dolnego (A1d) w Polsce. *Prz. Geol.*, **38**, 4: 173–180.
- PERYT T.M., ORTI F., ROSELL L., 1993 – Sulphate platform-basin transition of the Lower Werra Anhydrite (Zechstein, Upper Permian), Western Poland: facies and petrography. *J. Sed. Petrol.*, **63**: 646–658.
- PERYT T.M., DURAKIEWICZ T., KOTARBA M.J., OSZCZEPALSKI S., PERYT D., 2012 – Carbon isotope stratigraphy of the basal Zechstein (Lopingian) strata in Northern Poland and its global correlation. *Geol. Quart.*, **56**, 2: 285–298.
- PIECZONKA J., 2011 – Prawidłowości w rozmieszczeniu minerałów kruszczowych w złożu rud miedzi na monoklinie przedsudeckiej. Wydawnictwa AGH, Kraków.
- PIESTRZYŃSKI A., 2007 – Geneza złoża. *W: Monografia KGHM Polska Miedź SA*, wydanie II (red. A. Piestrzyński i in.): 228–244. Allexim Sp. z o.o., Wrocław.
- RENTZSCH J., 1974 – The Kupferschiefer in comparison with the deposits of the Zambian Copperbelt. *W: Gisements stratiformes et provinces cupriferes* (red. P. Bartholome): 395–418. Centenaire de la Société géologique de Belgique, Liège.
- RYDZEWSKI A., 1969 – Petrografia łupków miedzionośnych cechsztyń na monoklinie przedsudeckiej. *Biul. Inst. Geol.*, **217**: 113–167.
- RYDZEWSKI A., 1978 – Facja utleniona cechsztyńskiego łupku miedzionośnego na obszarze monokliny przedsudeckiej. *Prz. Geol.*, **26**, 2: 102–108.
- SAWŁOWICZ Z., 1989 – On the origin of copper mineralization in the Kupferschiefer: a sulfur isotope study. *Terra Nova*, **1**: 339–343.
- SPECZIK S., 1995 – The Kupferschiefer mineralization of Central Europe: New aspects and major areas of future research. *Ore Geol. Rev.*, **9**: 411–426.
- WAGNER R., 1994 – Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niziu Polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **156**: 1–71.
- WARREN J.K., 2000 – Evaporites, brines and base metals: low-temperature ore emplacement controlled by evaporite diagenesis. *Australian J. Earth Sci.*, **47**: 179–208.
- WODZICKI A., PIESTRZYŃSKI A., 1994 – An ore genetic model for the Lubin–Sierszowice mining district, Poland. *Miner. Deposita*, **29**: 30–43.

SUMMARY

Previous studies of the ore mineralization that forms the sediment-hosted stratiform Cu-Ag Kupferschiefer-type deposits focused on the Zechstein copper-bearing series comprising the Weislied Sandstone, the Basal Limestone, the Kupferschiefer and the Zechstein Limestone. Much less attention was paid to the mineralization that occurs in the Lower Anhydrite lying directly above the Zechstein Limestone. This mineralization has not been the subject of detailed research in any part of the Central European Zechstein Basin. Although the presence of sulphide minerals and iron oxides in the Lower Anhydrite rocks has been occasionally recorded at the time of macroscopic observations of many drill cores and during standard microscopic studies; however, due to the relatively low metal sulphides concentration, the Lower Anhydrite is not a subject of interest in terms of economic use. For these reasons, studies of ores in anhydrites were performed sporadically and their results were mentioned only in several publications and some unpublished reports.

This study is based on the archival drill cores stored in the Core Depositories of PGNiG and PGI-NRI, and the collection of samples and polished sections taken from drill cores. Regional analysis of the distribution of main metals (Cu, Pb, Zn) was based on the data from 128 boreholes. Bulk rock chemical analyses of drill core samples were carried out by XRF technique. Complementary detailed mineralogical and petrographic investigations in reflected light were performed for samples taken from 51 boreholes. Mineral composition of sulphides was determined by electron microprobe analyses with BSE imaging of 15 samples of mineralized anhydrites.

The ore mineralization was studied in both reduced and oxidized (Rote Fäule) anhydrites (Figs. 1–3, Table 1–4, Appendix 4³). Among reduced profiles, 27 of them are characterized by an increased content of copper, lead or zinc in the sample; exceeding 0.1 wt%, with 11 profiles characterized by the predominance of copper over lead and zinc, 5 profiles with lead advantage over copper and zinc, and 11 profiles containing samples with dominance of zinc over copper and lead. The characteristic group of profiles represent the Brzózka 2 and Komorze 2 boreholes, where the lowermost part of the Lower Anhydrite is oxidized, while the higher part is represented by reduced rocks. In these boreholes, the contents of metals in samples of the oxidized rocks are very low, while reduced anhydrites are characterized by elevated concentrations of metals in samples, up to 2.07 wt% of Cu (Grodzisk 31), 1.11 wt% Pb (Grochowice 31) and 2.82 wt% Zn (Szlichtyngowa 3).

Various mineral associations are present in the reduced anhydrites (Table 2), dominated mainly by Cu-S type sulphides (Fig. 4), Cu-Fe-S sulphides (Fig. 5), galena and

sphalerite (Appendices 1 and 2) or pyrite. These sulphides are occasionally accompanied by minor accessory minerals (Table 3, Appendix 3). Sulphides occur in the form of fine disseminations and small nests. Partial replacements of sulphate and carbonate minerals and the filling of open spaces and cavities by metal sulphides are common. Lath-shaped digenite and rosette-like chalcocite are pseudomorphic after post-gypsum anhydrite (Fig. 4D, E). Complex intergrowths and replacement textures of sulphides, as well as intergrowths of ore minerals with sulphates and carbonates, are considered to have occurred after lithification of the enclosing sediments, and indicate that the original sulphide distribution pattern was overprinted by superimposed mineralization.

In contrast to the reduced anhydrites, ore mineralization in the oxidized anhydrites displays the features of relict mineralization with co-occurring hematite (*e.g.*, Rydzewski, 1969, 1978; Oszczepalski, Rydzewski, 1991, 1995, 1997; Oszczepalski, 1994, 1999; Chmielewski, 2011, 2014; Chmielewski *i in.*, 2015; Oszczepalski *i in.*, 2017). These altered rocks usually contain very poor sulphide mineralization represented by minor Cu-S-type sulphides (covellite, digenite, chalcocite) accompanied by rare bornite and pyrite (Table 4, Fig. 6). In the samples of oxidized anhydrites, the Cu, Pb and Zn contents are usually lower than 0.1 wt% (Appendix 4). However, four drillholes are worth noting, in which slightly elevated metal concentrations were recorded: S-226 (0.25 wt% Cu), Zawada K-12 (0.17 wt% Cu, 0.14 wt% Pb), Dychów M-26 (0.11 wt% Cu and Pb) and Solniki K-11 (0.10 wt% Pb and Zn). Only two boreholes (Solniki K-11, Zawada K-12) characterize large quantities of sulphides (chalcopyrite, galena, sphalerite). In oxidized anhydrites, sulphides co-occur with hematite (Figs. 6A–E), and locally they are partially or almost completely replaced by hematite (Fig. 6F). Hematitic pseudomorphs after pyrite and sulphidic grains with hematitic halos are common (Fig. 6A). Relict mineralization in the oxidized anhydrites implies hematite emplacement that apparently overlapped deposition of early sulphide mineralization and expanded oxidation up into anhydrites.

The ore mineralization in the Lower Anhydrite is not rich, but shows the high variability depending on the position relative to the redox front. The comparison of the results from Tables 1, 2, 4 and Appendix 4 and with the location of the examined boreholes (Fig. 3) leads to the conclusion that the oxidized anhydrites acted as the innermost parts of the telescoped Rote Fäule/ore systems and the profiles with the predominance of copper and lead are closely associated with the edge of the oxidized areas. The zinc-dominated profiles are located in all zones, including the edge of the oxidized zone, but are generally located further away from the oxida-

³ Appendix can be found in the online version of this article (<https://biuletynpig.pl>).

tion centres, while the metal-poor profiles are mostly peripheral to the oxidized areas. The areas, in which oxidation and mineralization processes occurred highest stratigraphically, with relict sulphide mineralization in the oxidized anhydrites and with the richest ore mineralization in reduced anhydrites around oxidized altered areas, indicate the centres of the most intense ascending flows of metalliferous oxidizing fluids and the directions of their lateral passage. Thus, both hematitization and sulphide mineralization are postulated to be

caused by the vertical and horizontal expansion of oxidation, and by the interaction of metalliferous fluids with reduced sulphate rocks, overprinting early mineralization. The results of our study show that the oxidized altered area and location of the richest sulphide mineralization at a proximity to the redox front is assumed to indicate the most important source areas and efficient conduits to promote the progressive circulation of mineralizing fluids.