

Struktury mikroorganiczne w siarce rodzimej zapadliska przedkarpackiego

Andrzej Gąsiewicz*



Na temat genezy złóż siarki w utworach mioceńskich zapadliska przedkarpackiego wypowiedziano różne poglądy (zob. przegląd w Gąsiewicz, 2000) i niezrędko przeciwstawne, zwłaszcza pod koniec XIX i na początku XX w., kiedy wiedza na temat budowy tych złóż była nieporównanie uboższa niż dzisiaj. Trzeba podkreślić, że w owym czasie większość hipotez wypowiedzanych na temat powstania złóż siarki była czysto spekulatywna, nie potwierdzona konkretnymi obserwacjami.

W toczących się dyskusjach w II połowie XIX w. za prowadzące do mineralizacji siarką rodzimą przyjmowano często różne, abiotyczne reakcje chemiczne, wynikające z *...oddziaływania materii organicznej na gips*, rozumiane jako reakcje ciekłych bituminów z gipsem (np. Suszycki, 1876; Kondaki, 1883) bądź powodujące wietrzenie gipsu (Michalski, 1884) lub wpływ rozkładu samych szczątków roślinnych i zwierzęcych na gips (Nawratil, 1877). W takim rozumieniu siarka rodzima jawiła się jako produkt nieorganiczny i pogląd ten zdobywał stopniowo, zwłaszcza na przełomie wieków XIX i XX oraz w I poł. XX w. coraz większe uznanie (np. Teisseyre, 1921; Bolewski, 1935; Sokolov, 1965; Aleksenko, 1967). Warto podkreślić, że jednocześnie nie przedstawiono żadnych dowodów strukturalnych na poparcie zakładanej redukcji roztworów siarczanowych pod wpływem bituminów.

Innym mechanizmem, proponowanym w celu wyjaśnienia nagromadzeń siarki rodzimej w utworach miocenu zapadliska przedkarpackiego (wywodzącym się z odmiennego modelu genetycznego złóż siarki), była migracja siarkowodoru do strefy przypowierzchniowej i utlenianie go (pod wpływem tlenu atmosferycznego) do siarki (Zejszner, 1850). Mechanizm ten był następnie często przytaczany (już w kontekście epigenetycznym) jako czynnik sprawczy krystalizacji siarki rodzimej, niezależnie od przyjmowanych i różniących się, niekiedy skrajnie, modeli genetycznych (por. np. Niedźwiedzki, 1883; Teisseyre, 1921; Krajewski, 1935; Bolewski, 1935; Pawłowski, 1968; Osmólski, 1973; Nieć, 1982; Pawłowski i in., 1985; Kubica, 1992) i, co istotne, kontekst geologiczny tego mechanizmu nigdy nie doczekał się zadowalającego wyjaśnienia przez zwolenników hipotezy epigenetyzacji tych złóż.

Widoczne z czasem niedostateczne udokumentowanie epigenetycznego pochodzenia siarki rodzimej zaczęło tłumaczyć udziałem mikroorganizmów jako czynnika uzupełniającego cały (wtórny) proces siarkotwórczy. Wynikało to jednak przede wszystkim z postępującego wzrostu i ugruntowywania się wiedzy o procesach mikrobiologicznych, a w szczególności rozpoznania złożonych efektów działalności bakterii siarkowych. W efekcie tego i równoległych obserwacji petrologicznych serii siarkonośnej zaczęło umacniać się przekonanie o udziale bakterii w pro-

cesie powstawania wapieni siarkonośnych (np. Bolewski, 1935; Krajewski, 1935).

Teza ta była w dużym stopniu intuicyjna i wynikała głównie z przesłanek ogólnych, które później zostały wsparte, m.in. przez rozwijające się intensywnie w połowie ubiegłego wieku badania izotopowe siarki i wapieni siarkonośnych za granicą, a następnie i w kraju. Wyniki badań laboratoryjnych wykazały, że wzbogacenie w lżejszy izotop siarki (^{32}S) należy wiązać z bakteryjną redukcją rozpuszczonego siarczanu. Prowadzone w latach 1950. badania stosunków izotopowych w siarce rodzimej basenu luizjańskiego dostarczyły porównań jasno wskazujących na udział bakterii w procesie osiarkowania. Zróżnicowanie składu izotopowego mioceńskiej siarki rodzimej zapadliska przedkarpackiego również zinterpretowano jako skutek działalności bakterii siarkowych (Żuk i in., 1973).

Mimo sugestii płynących z badań izotopowych brakowało konkretnych dowodów, tj. niewątpliwych śladów bakterii siarkowych w stanie kopalnym. Równoległe rozwijające się badania petrograficzne wapieni siarkonośnych stanowiły dobrą okazję do sprawdzenia tej tezy. Wyniki pierwszego prowadzonego pod tym kątem studium mikroskopowego skupień siarki rodzimej w mioceńskich utworach zapadliska przedkarpackiego wskazały na obecność licznych struktur zinterpretowanych jako sfosylizowane szczątki bakterii siarkowych (Czermiński, 1960). I chociaż nie wszystkie zilustrowane przez J. Czermińskiego przykłady sfosylizowanych mikroorganizmów (*struktur mikroorganogenicznych*) odpowiadają kryteriom skamieniałości, a zatem nie mogą być uznane za struktury pochodzenia biologicznego, to pierwotną obecność bakterii w siarce rodzimej należy uznać za dowiedzioną.

Eksperymenty mikrobiologiczne na pobranych próbkach wody i rudy serii siarkonośnej z odkrywkowej kopalni siarki w Piasecznie przeprowadziła W. Kurtz (1964). Jej badania potwierdziły współczesną obecność bakterii w wodzie siarkowodorowej i w rudzie siarki. Podobne rezultaty badań mikrobiologicznych wód z tej kopalni uzyskali E. Fischer i A. Dowgiałło (1965). Zasadniczą wątpliwość wzbudza jednak autochtoniczność stwierdzonego zespołu bakteryjnego. Do odsłoniętego wówczas, a płytko występującego i niedaleko wychodni utworów mioceńskich złoża siarki łatwo bowiem mogły być doprowadzone współczesne formy bakterii.

Szersze badania petrograficzne wapieni siarkonośnych przeprowadził również W. Ryka (1986). Obserwacje te ujawniły wiele dotychczas nieznanych cech petrograficznych i geochemicznych głównych minerałów serii siarkonośnej (kalcytu, siarki i gipsu), na podstawie których podjęto próbę opisu i identyfikacji materiału organicznego. Ta ostatnia kwestia, zwłaszcza w aspekcie genetycznym, była przedmiotem moich dyskusji z prof. W. Ryką i skłoniła mnie do zebrania i krótkiego opisanie odpowiedniego materiału paleontologicznego.

Trzeba podkreślić, że wymienione powyżej prace, odnośnie do specyficznego materiału organicznego, zawartego w wapieniach siarkonośnych, odegrały istotną rolę w tworzeniu modelu genezy złóż siarki. Bez względu na swoją wartość merytoryczną skierowały one najpierw uwagę, a na-

*Państwowy Instytut Geologiczny, Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, andrzej.gasiewicz@pgi.gov.pl

stępnie ugruntowały ostatecznie tezę o udziale bakterii siarkowych w procesie utworzenia siarki rodzimej w zapadlisku przedkarpackim (np. Pawłowska, 1962; Krajewski, 1962; Pawłowski, 1968; Osmólski, 1973; Nieć, 1982, 1992; Pawlikowski, 1982; Pawłowski i in., 1985).

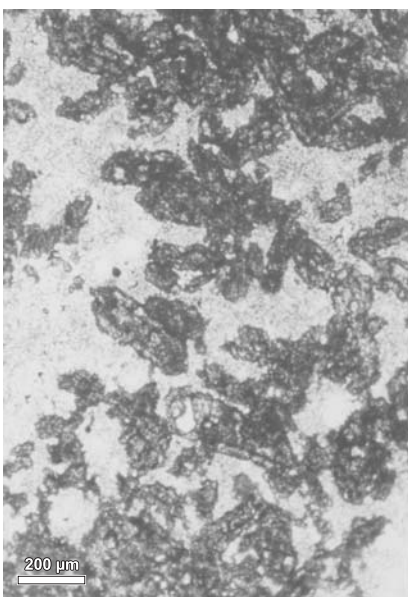
Prowadzone przede mnie długoletnie badania wapieni siarkonośnych pozwoliły na zgromadzenie bogatego materiału paleontologicznego, zachowanego także w skupieniach siarki rodzimej. Siarka krystaliczna, co zrozumiałe, jest całkowicie pozbawiona zachowanych szczątków mikroorganizmów. Struktury te spotyka się najczęściej w skupieniach siarki tzw. pylastej lub zbitej.

Zarówno obserwacje w mikroskopie optycznym, a przede wszystkim w elektronowym, pozwoliły na zidentyfikowanie różnych grup morfologicznych skamieniałych szczątków bakterii siarkowych. Wszystkie struktury po mikroorganizmach są jednorodne mineralnie i złożone wyłącznie z siar-

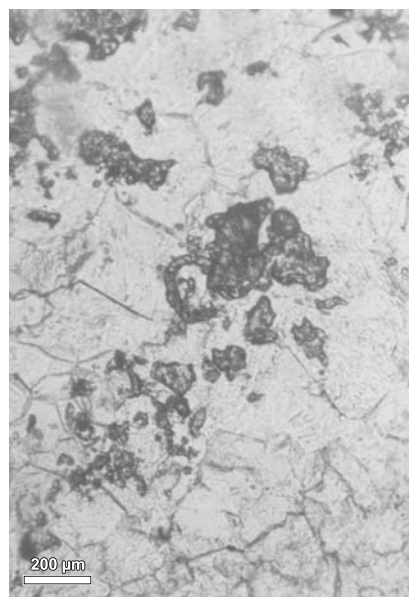
długości i grubości, poprzez krótkie formy pałeczkowate proste lub wygięte, aż do bardzo drobnych rozproszonych lub łączących się struktur wydłużonych i kulistych. Zachowane struktury są gładkie (przeważnie) lub ornamentowane.

Zebrany materiał dokumentacyjny pozwala wyróżnić kilka grup morfologicznych skamieniałych szczątków organicznych:

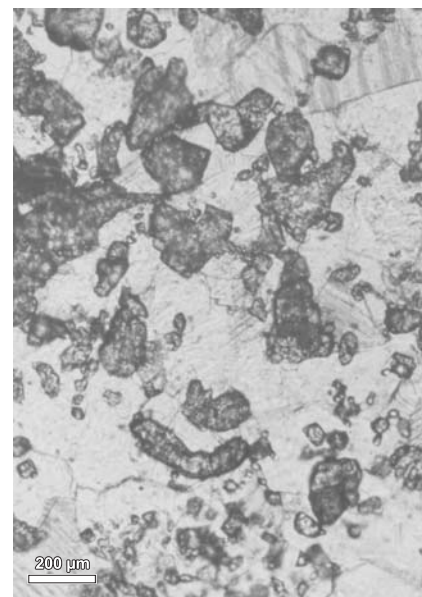
1) Najczęściej występującymi strukturami są krótkie (o długości od ok. 25 μm do ok. 200–300 μm) i różnej grubości (od ok. 5–10 μm , ale często względnie grube do ok. 30–80 μm) formy pałeczkowate (ryc. 2–3). Zwykle są one w różnym stopniu zgięte lub łukowate, nierzadko (pod mikroskopem elektronowym) obserwowana jest ornamentacja równoległa do wydłużonej osi, przeważnie zaś są gładkie, zwłaszcza formy drobniejsze (ryc. 4). Grubsze struktury mogą być powiększone przez diagenetyczny wzrost kryształów siarki.



Ryc. 1. Względnie liczne, zmiennej długości, na ogół krótkie i proste, nitkowate, a miejscami laseczkowate struktury po mikroorganizmach. Część struktur jest zatarta na skutek rekrytalizacji siarki rodzimej. Ciemne obszary — siarka rodzima, jasne — kalcyt. Płytkę cienką



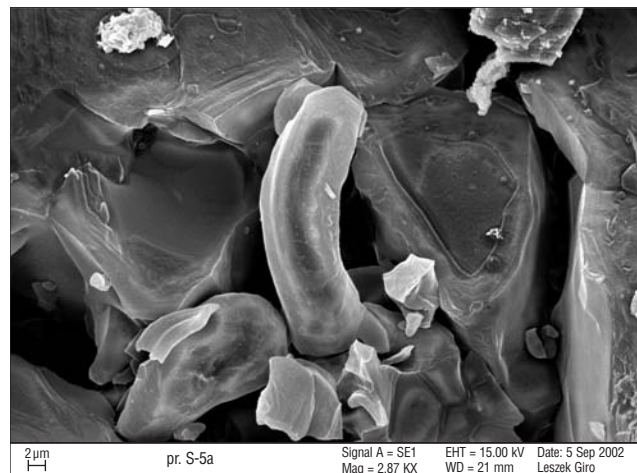
Ryc. 2. Rozproszone występowanie siarki rodzimej (kolor ciemny) w kalcytcie (kolor jasny). Wśród kryształów siarki mocno łukowato wygięta skamieniałość po mikroorganizmie (środkowa część fot., obok bezkształtnego skupienia krystalicznej siarki). Płytkę cienką



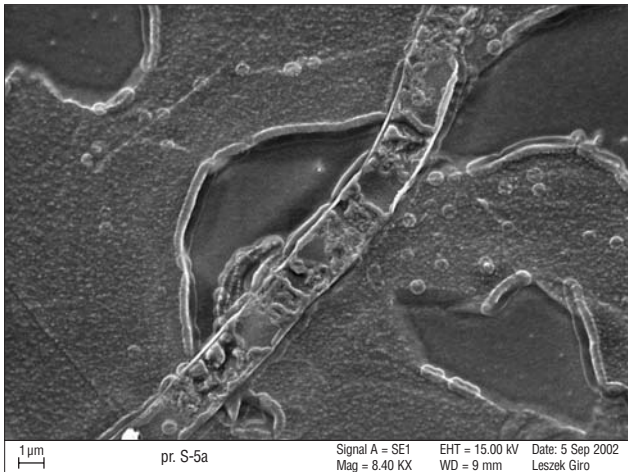
Ryc. 3. Gruba forma pałeczkowata lekko wygięta (dolna część fot.). W tle liczne, beładnie rozproszone bloki krystalicznej siarki rodzimej (obszary ciemne) w kalcytcie (obszary jasne). Płytkę cienką

ki rodzimej. Struktury te są widoczne zarówno w płytkach cienkich (ryc. 1–3), jak i pod mikroskopem elektronowym (ryc. 4–6). Obserwacje skaningowe przeprowadzono w Sekcji Mikroskopii Elektronowej PIG w Warszawie. Wykazały one, że struktury po szczątkach bakteryjnych są często zatarte na skutek rekrytalizacji siarki rodzimej i, jak można przypuszczać, większość struktur organicznych została bezpowrotnie zmieniona, przez co jest obecnie całkowicie niewidoczna. Na skutek tych zmian część struktur widocznych w płytkach cienkich jest najprawdopodobniej powiększona przez wzrastające kryształy siarki. Podobnie, ornamentacja niektórych sfosylizowanych struktur może być spowodowana zmianami diagenetycznymi kryształów samej siarki rodzimej.

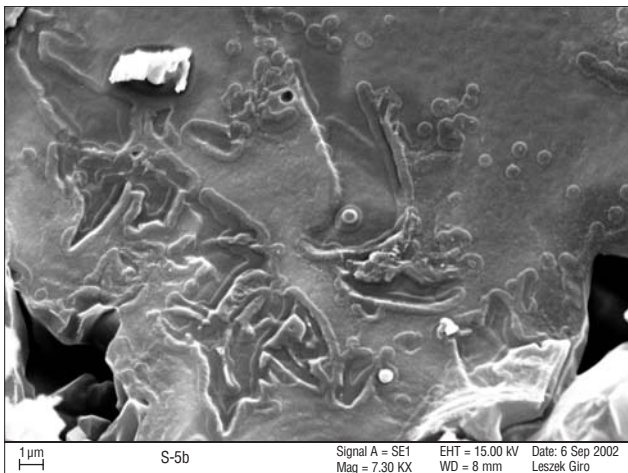
Sfosylizowane szczątki bakteryjne są wyraźnie zróżnicowane morfologicznie, mają one różne kształty i wielkość. Struktury te zmieniają się od form nitkowatych o zmiennej



Ryc. 4. Krótka i gładka, lekko zgięta forma pałeczkowata zatopiona w bloku krystalicznej siarki. Obraz SEM



Ryc. 5. Fragment długiej mikroskamieniałości nitkowatej z częściowo zachowaną strukturą wewnętrzną oraz widoczne w jej otoczeniu bardzo cienkie i drobne, pojedyncze lub łączące się, proste i lekko zgięte formy pałeczkowate oraz pojedyncze bardzo drobne formy kuliste. Obraz SEM



Ryc. 6. Dość liczne i częściowo zatarte, bardzo cienkie i drobne, proste i lekko zgięte formy pałeczkowate, pojedyncze lub łączące się, oraz pojedyncze i zgrupowane, bardzo drobne formy kuliste. Obraz SEM

2) Rzadziej zaś widoczne są (lepiej w płytkach cienkich) formy proste i laseczkowate o dość zmiennej długości do ok. 300 μm i dość stałej grubości ok. 20–25 μm (ryc. 1), niekiedy łączące się łańcuszkowo po 2–3 obiekty.

3) Obok tych struktur rzadko spotyka się silnie wydłużone struktury nitkowate o gładkiej powierzchni i falistym przebiegu i czasem o częściowo zachowanej strukturze wewnętrznej (ryc. 5). Mają one dość stałą grubość (do ok. 1–5 μm) i zmienną długość — do kilkudziesięciu mikrometrów (zwykle do ok. 50–80 μm).

4) W niektórych skupieniach siarki pylastej miejscami dość często zauważalne są drobne formy pałeczkowate. Są one cienkie (do 0,5 μm) i długości do ok. 5–6 μm . Te pałeczki siarki występują pojedynczo lub nierzadko łączą się ze sobą w łańcuszek złożony z kilku form (ryc. 5, 6).

5) Ponadto miejscami widoczne są liczniejsze drobne formy kuliste, o średnicy ok. 0,5–1 μm . Struktury te mogą występować (przeważnie) pojedynczo, mogą być bezładnie rozproszone lub nieregularnie zgrupowane albo też tworzą formy złożone, paciorkowate (ryc. 6).

Jak wspomniano, obfity materiał dokumentacyjny sfosylizowanych struktur po mikroorganizmach występujących

w wapieniach siarkonośnych i siarce rodzimej zawiera w sobie wiele istotnych implikacji genetycznych odnośnie do genezy miocenijskich złóż siarki zapadliska przedkarpackiego. Obecność sfosylizowanych szczątków bakterii siarkowych dowodzi bezspornie udziału mikroorganizmów w powstawaniu złóż siarki, a tym samym biotycznego pochodzenia części mineralizacji siarką rodzimą formacji siarkonośnej zapadliska. Z pozoru też może się wydawać, że nie rozstrzyga o czasie powstania tych złóż. Jednak fakt ten, zanalizowany w całym kontekście geologicznym, wnosi dużo implikacji do sposobu utworzenia złóż siarki, a to sugeruje konkretny etap czasowy. Warto bowiem zwrócić uwagę, że rozmaite spostrzeżenia — dotyczące np. występowania, zachowania i przekształcenia morfologicznego tych struktur (np. na skutek zmian diagenetycznych związanych z rekrystalizacją siarki), ich cech geochemicznych, a zwłaszcza złożonych relacji z otaczającym i zróżnicowanym tłem mineralnym, oraz ich cech strukturalnych — odnoszą się do sposobu, czasu i miejsca powstania tych złóż. Wymaga to jednak systematycznego i obszerniejszego opracowania zebranego materiału dokumentacyjnego, co nastąpi w późniejszym czasie.

Literatura

- ALEKSENKO I.I. 1967 — Sera Predkarpattija. Niedra. Moskwa.
 BOLEWSKI A. 1935 — O złożu siarki w Posądy. Spraw. Państw. Inst. Geol., 8: 205–305.
 CZERMIŃSKI J. 1960 — Struktury mikroorganogeniczne siarki rodzimej w tortonie. Kwart. Geol., 4: 531–537.
 FISCHER E. & DOWGIAŁŁO A. 1965 — Uwagi o bakteriach siarkowych wód odkrywkowej kopalni siarki w Piasecznie na tle cech środowiska. Przew. XXXVIII Zjazdu Pol. Tow. Geol., 153–160.
 GAŚIEWICZ A. 2000 — Sedymentologia i diageniza wapieni poseleńitowych a model genetyczny polskich złóż siarki rodzimej. Pr. Państw. Inst. Geol., 172: 1–143.
 KONDAKI W. 1883 — O przemyśle siarkowym w Królestwie Polskim. Prz. Techn., 17: 102–105.
 KRAJEWSKI R., 1935 — Złoże siarki w Czarkowach. Spraw. Państw. Inst. Geol., 8: 1–40.
 KRAJEWSKI R. 1962 — O budowie i powstaniu złoża siarki w Piasecznie. Wszechświat, 4: 85–91.
 KUBICA B. 1992 — Rozwój litofacjalny osadów chemicznych Badeniu w północnej części zapadliska przedkarpackiego. Pr. Państw. Inst. Geol., 133: 1–64.
 KURTZ W. 1965 — Bakterie siarkowe w rudzie siarkowej z Piaseczna. Kwart. Geol., 9: 216–231.
 MICHALSKI A. 1884 — Zarys geologiczny strony południowo-zachodniej guberni kieleckiej. Pamiętnik Fizjograficzny, 4: 1–24.
 NAWRATIL A. 1877 — O siarce i dwusiarczku węgla w Swoszowicach. Prz. Techn., 6: 1–10.
 NIEDŹWIEDZKI J. 1883 — Stosunki geologiczne formacji solonośnej Wieliczki i Bochni. Kosmos, 8: 244–252.
 NIEĆ M. 1982 — Problemy genezy biochemogenicznych złóż siarki na przykładzie złoża Miszrak w Iraku. Zesz. Nauk. AGH, 28: 1–163.
 NIEĆ M. 1992 — Native sulfur deposits in Poland. [In:] Wessel G.R. & Wimberly B.H. (Eds), Native sulfur developments in geology and exploration, Littleton. Colorado, 23–50.
 OSMÓLSKI T. 1973 — Problemy genezy i wieku koncentracji siarki. Kwart. Geol., 17: 301–325.
 PAWŁOWSKA K. 1962 — O gipsach, siarce rodzimej i pogipsowych skałach świętokrzyskiego miocenu. Ks. Pam. ku czci Prof. J. Samsonowicza. Wyd. Geol., PAN Kom. Geol., 69–82.
 PAWŁOWSKI S. 1968 — Geology of sulphur deposits in Poland. 23rd Intern. Congress, Academia Prague. Czechoslovakia, 249–265.
 RYKA W. — Problem powstania tarnobrzeskiego złoża siarki rodzimej w świetle badań petrograficznych. Kwart. Geol. 30: 473–498.
 SOKOLOV A.S. 1965 — O genezie mestorozhdenii samorodnoj sery. Litologia i Poleznye Iskopyayemye, 2: 51–59.
 SUSZYCKI Ź. 1876 — Pokłady siarki, oleju i wosku ziemnego w Dźwiniaczu, tudzież: Ogólny pogląd na pochodzenie oleju ziemnego. Spraw. Kom. Fizjogr. Akad. Umiej., 10: 171–179.
 TEISSEYRE W. 1921 — Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia. Kosmos, 46: 242–271.
 ŻUK W., HAŁAS S., LIS J. & SZARAN J. 1973 — Skład izotopowy siarki rodzimej ze złóż tarnobrzeskich. Prz. Geol., 21: 274–276.