

P R Z E G L A D G E O L O G I C Z N Y

ZESZYT I

STYCZEŃ

ROK 1955

„Umiejętności dopotąd są jeszcze próżnym wynalazkiem, może czczym tylko rozumowi wywodem albo próżniactwa zabawą, dopokąd nie są zastosowane do użytku narodów. I uczeni potąd nie odpowiadają swemu powołaniu, swemu w towarzystwach ludzkich przeznaczeniu... dopokąd ich umiejętność nie nadaje fabrykom i rękodzielnom oświecenia, ułatwienia kierunku postępu”.

STANISŁAW STASZIC

MARIA TURNAU MORAWSKA

OOLITYCZNE RUDY ŻELAZA JAKO WSKAŹNIKI ŚRODOWISKA SEDYMENTACJI

WŚRÓD OSADOWYCH ZŁOŻ ŻELAZA najbardziej rozpowszechnione są rudy o strukturze oolitycznej, które stanowią ważną dziedzinę badań geologa złożowego. Petrograf skał osadowych włącza je w zakres swych studiów i poświęca im wiele uwagi. Rozgraniczenia pojęcia skały i złoża mineralnego nie zawsze jest proste, a prace geologów złożowych i petrografów często się zająbiają.

O zainteresowaniu się petrografów skał osadowych oolitycznymi rudami żelaza świadczy obszerna literatura, w której spotyka się nazwiska wybitnych specjalistów w tej dziedzinie, jak: Cayeux (3), Correns (5), Krumbein (13), Hatch i Rastall (9), Pustowałow (19), Pettijohn (17), Ruchin (20), Szwiecow (22), Twenhofel (23). Oolitycznymi rudami żelaza w Polsce zajmowali się Jaskólski (12) i Kuźniar (14). Przyczyną tego zainteresowania jest nie tylko znaczenie gospodarcze oolitycznych osadów żelazistych. Badając te osady, petrograf często znajduje cechy mineralogiczno-strukturalne pozwalające na określenie środowiska sedymentacji. Podobnie jak glaukonit, tak i najważniejsze minerały wchodzące w skład oolitów żelazistych mogą tworzyć się tylko w szczególnych i dających się ściśle określić warunkach.

Oolityczne skały żelaziste są to utwory piaszczyste, ilaste lub węglanowe, w których skład wchodzi obok innego materiału chemicznego wytrąconego lub okrucowego oolity* żelaziste

* Nie widzę potrzeby używania nazwy „oid” dla pojedynczego utworu kulistego, zaś „oolit” dla skały o strukturze oolitycznej. Słuszna wydaje mi się uwaga Twenhofela (23), że w systematyce skał osadowych nie ma miejsca dla skały o nazwie „oolit”. Mówimy o skałach o różnym składzie, które mogą mieć strukturę oolityczną.

kształtu kulistego lub elipsoidalnego. Jądnem oolitu jest odłamek minerału, skały lub szczątku organicznego, a otaczające go warstwy koncentryczne mogą być zbudowane z jednego gatunku lub różnych minerałów żelazistych jak krzemiany żelaza (szamozyt, turyngit). Pospolity jest też hematyt, rzadszy syderyt, limolit i piryt. Naprzemianlegle z warstwami hematytu często występuje krzemionka w postaci chalcedonu lub kwarcu.

O strukturach oolitycznych mówi się zasadniczo w przypadku ziarn oolitów o średnicy mniejszej niż 2 mm. Jeśli ziarna są większe, mówimy o strukturze pizolitycznej. Struktura ta jest obok oolitycznej dość pospolita w złożach rud żelaza. Według Strachowa w kierceńskich rudach oolitycznych zdarzają się pizolity do 4 cm, średnicy (21).

JEDNYM Z WAŻNIEJSZYCH ZAGADNIENI związanych z genezą oolitycznych rud żelaza jest określenie czasu koncentracji żelaza w stosunku do przebiegu koncentracji osadu, a mianowicie odpowiedź na pytanie, czy związki żelaza w oolitach wytrącały się bezpośrednio w czasie sedymentacji, czy też zastępowały kalcyt w oolitach wapiennych.

Tylko w przypadku stwierdzenia bezpośredniego wytrącenia oolitów żelazistych możemy mówić o nich jako o wskaźnikach środowiska; w innym przypadku byłaby mowa o środowisku tworzenia się wapieni oolitycznych i o warunkach ich diagenety.

Według dawniejszych badaczy wprowadzenie związków żelaza nastąpiło już po sedymentacji (Sorby 1856, Judd 1869). Cayeux w swej obszernej monografii dotyczącej oolitycznych złóż Francji (3) wyraża pogląd, że bezpośrednio wy-

trącającym się oolitem w wodzie morskiej może być jedynie oolit wapienny i że przy tworzeniu się oolitycznych skał żelazistych kalcyt ulegał kolejno zastępowaniu przez syderyt, następnie szamozyt, hemait i wreszcie limonit. Poglądy Cayeux bywają jednak często mylnie interpretowane przez niektórych badaczy skał oolitycznych, jak to słusznie zaznacza Déverin (6). Z poglądu wyrażonego w pracy Cayeux nie wynika wcale, że koncentracja żelaza nastąpiła już po utworzeniu się osadu. Autor ten wyróżnia środowisko tworzenia się oolitów i środowisko ich akumulacji. Wyżej wspomniane metasomatyczne zastępowanie jednych minerałów innymi w oolitech zachodzi jedynie w środowisku tworzenia się oolitów, natomiast oolity złożowe w środowisku akumulacji nie mogą już ulegać dalszym przeobrażeniom, chyba jeśli skała oolityczna ulegnie ponownemu rozmyciu. W procesie tworzenia się i przeobrażenia oolitów ważną rolę odgrywają zdaniem Cayeux — bakterie, natomiast gotowe oolity zachowują się w czasie transportu i sedymentacji jak ziarenka piasku lub żwiru.

Nowsi i współcześni badacze oolitycznych skał żelazistych, jak: Berg (1), Brockamp (2), Hadding (7), Hallimond (8), Hummel (11), Lindgren (15), Ruchin (20), Szwiecow (22) i inni twierdzą na ogół zgodnie, że oolity żelaziste ulegają bezpośrednio wytrąceniu, nie są produktem metasomatycznego zastępowania oolitów kalcytowych. Nie wszyscy natomiast zgadzają się w poglądach, czy wszystkie wymienione poprzednio minerały żelaziste oolitów mogą tworzyć się bezpośrednio w czasie sedymentacji, czy też niektóre z nich tworzą się ze skoncentrowanych już w osadzie związków żelaza w czasie jego diagenety.

W szczególności różnica zdań dotyczy pospolitego w oolitech żelazistych minerału z grupy chlorytów osadowych, szamozytu. Niektórzy petrografowie i geologowie, między innymi Pettijohn (17), Twenhofel (23), Brockamp (2), Strachow (21) przypuszczają, że szamozyt jest minerałem diagenetycznym. Według ich poglądów pierwotnie dokoła jądra oolitu wytrącają się naprzemiennie warstwy tlenków żelaza, krzemionki i związków glinu; w czasie diagenety osadu następuje reakcja między tymi związkami i redukcja żelaza trójwartościowego na dwuwartościowe, wchodzące w skład szamozytu. Na poparcie słuszności swych poglądów Brockamp i Strachow zwracają uwagę na to, że w osadach oolitycznych rud żelaza występują szczątki organizmów, żyjących w środowisku bogatym w tlen, natomiast szamozyt jest minerałem powstającym w środowisku redukcyjnym. W związku z tym należałoby jednak przypomnieć, że fakt występowania oolitów i szczątków organicznych w jednym osadzie nie mówi nic o warunkach, w jakich żyły organizmy i tworzyły się oolity, a materiał mógł być znoszony z różnych środowisk do jednego basenu.

Wprost przeciwne stanowisko zajmuje Berg (1), którego zdaniem pierwotnie wytrącającym

się minerałem oolitów żelazistych jest zawsze szamozyt. Minerale ten jest jednak bardzo nietrwały i często pod działaniem czynników utleniających już w czasie sedymentacji przechodzi w zespół tlenków żelaza, krzemionki i substancji ilastej, a te minerały układają się w oolitech w warstwach koncentrycznych. Jedynie w głębszych częściach osadu może zachować się szamozyt.

POGLĄDY NIEKTÓRYCH PETROGRAFÓW na diagenetyczne tworzenie się szamozytu bywają oparte na niedokładnej znajomości i niewłaściwej interpretacji wyników obserwacji innych badaczy. Pettijohn powołuje się w swych poglądach na prace Déverina dotyczącą złóż oolitycznych doggeru alpejskiego (6). Szamozyt tworzy tu koncentryczne warstwy dokoła szczątków organicznych w ten sposób, że struktura organiczna zostaje zachowana i następuje stopniowe zastępowanie kalcytu przez szamozyt od zewnątrz do wnętrza szkieletu. Dzięki ługowaniu wapnia zachodziła — zdaniem autora koncentracja rud żelaza. Déverin podkreśla jednak, że wyżej opisane procesy zachodzą w osadzie jeszcze nie skonsolidowanym i bynajmniej nie zaprzecza on możliwości wytrącania się substancji chlorytowej bezpośrednio z wody morskiej. Ponadto stwierdzając szczególny sposób występowania szamozytu w analizowanych przez siebie osadach, wspomina o innych strukturach szamozytowych złóż oolitycznych, np. we Francji, przypisując im odmienną genezę.

Uważne studium dotychczasowego dorobku naukowego dotyczącego oolitycznych rud żelaza skłania nas raczej do przyjęcia poglądu, że najpospolitsze składniki oolitów szamozyt i hematyt mogą się wytrącać bezpośrednio z roztworu, przypuszczalnie koloidalnego, tworząc najczęściej warstwy koncentryczne dokoła ośrodków będących materiałem okrucowym. Szamozyt tworzy się w większych ilościach, gdy warunki środowiska sedymentacji są redukcyjne i gdy z ładą dopływa obok związków żelaza znaczna ilość krzemionki. Hematyt przeważa w osadach środowiska utleniającego.

Syderyt, limonit, piryt i magnetyt, minerały wchodzące również często w skład oolitów żelazistych, są prawdopodobnie najczęściej minerałami wtórnymi, powstałymi wśród procesów diagenetycznych lub wietrzeniowych. Cayeux przyjmuje co prawda, że syderyt jest pierwszy w szeregu minerałów zastępujących kalcyt w oolitech i że na jego miejsce wchodzi następnie szamozyt. Wyniki wielu obserwacji wskazują jednak, że najczęściej na miejsce szamozytu wchodzi syderyt, niszcząc przy tym zwykle strukturę oolityczną.

Limonit prawdopodobnie najczęściej powstaje przy wietrzeniowym przeobrażeniu rud oolitycznych, zastępując hematyt lub szamozyt. Piryty również bywa częściej wtórny niż pierwotny, np. w złożu Wałana w Nowej Fundlandii. Występowanie magnetytu w oolitech zwykle wiąże się z procesami diagenetycznymi i przemieszczeniem tektonicznym osadu.

POGLĄDY DOTYCZĄCE ŚRODOWISKA SEDYMENTACJI oolitycznych złóż żelaza ustaliły się u większości badaczy następująco:

Oolity żelaziste tworzą się najczęściej w środowisku morskim, na co wskazuje obecność fauny morskiej towarzyszącej zwykle tym utworom. Zbiornik, w którym tworzyły się oolityczne złoża żelaza, był jednak prawdopodobnie częściowo odcięty od morza otwartego, dzięki czemu znoszone z lądu związki żelaza nie uległy takiemu rozcieńczeniu jak w oceanie. W takich warunkach woda była stosunkowo ciepła, a masy wody zasłonięte przed działaniem intensywnych prądów morskich, co sprzyjało osadzaniu się zawiesiny żelazistej. Natomiast dzięki falowaniu woda była dostatecznie ruchliwa, aby umożliwić rytmiczne wytrącanie się związków żelaza dokoła ośrodków klastycznych.

Morze, w którym gromadził się osad z oolitami, było morzem płytkim, o czym świadczy zdarzające się w tego rodzaju utworach uwarstwienie przekątne, ślady fał, wkładki żwirów, połamane oolity i inne następstwa wielokrotnej przeróbki osadu. Przyjmując jednak według Cayeux, że środowisko tworzenia się oolitów było odmienne od środowiska ich akumulacji można przypuścić, że zawiesina związków żelaza i krzemionki wytrącała się dokoła ośrodków klastycznych nieco dalej od brzegu, a następnie materiał był przesuwany w strefę płytkiego morza.

WIELE AUTORÓW SKŁANIA SIĘ DO PRZYJĘCIA, że regresja mórz i powstawanie wysładzających się zbiorników zamkniętych, wywołało korzystne warunki do tworzenia się oolitycznych osadów żelazistych. Hessland (10) przypuszcza, że zmniejszona zawartość elektrolitów w takim zbiorniku sprzyja rytmicznemu wytrącaniu się warstw koncentrycznych w oolitach, gdy tymczasem przy zbyt wielkim stężeniu rozpuszczonych soli żele krzemionkowo-żelaziste tworzą nieuwarstwione skupienia. Odmienne stanowisko zajmuje tu Brockamp (2) stwierdzając, że jak złoża solne wiążą się z regresją mórz, tak oolityczne złoża rud żelaza z transgresją. Moim zdaniem jest to w każdym razie niewłaściwa klasyfikacja zjawisk, nie uwzględnia bowiem czynnika klimatycznego, morfologii wybrzeża i rodzaju materiału przynieszonego z lądu.

Obserwacje terenowe osadów zawierających oolityczne rudy żelaza prowadzą do wniosku, że tworzenie się tych złóż było zawsze związane ze zwolnieniem szybkości sedymentacji i zmniejszeniem dopływu materiału detrytycznego. Często bowiem złoża oolityczne występują na granicy serii piaszczystej i ilastej. Ląd otaczający zatokę lub lagunę, w której tworzyły się złoża, był więc płaski, kształt zaś wybrzeża urozmaicony. Miejsca zaciszne, w których gromadziły się butwiejące szczątki organiczne i panowały warunki redukcyjne, sąsiadowały z częściami zbiornika częściej podlegającymi działaniu prądów i lepiej przewietrzanymi. Stąd wynika niejednostajność zagęszczenia oolitów wśród osadu klas-

ycznego lub węglanowego i zmienność składu mineralnego samych oolitów. Według Brockampa w sylurze, jurze i dolnej kredzie, a więc w okresach kiedy tworzyła się większość złóż oolitycznych żelaza, ląd był pokryty rozległymi torfowiskami, z których do morza płynęły rzeki bogate w rozpuszczone w nich związki organiczne. Wody te powodowały bielcowanie skał, wypłukując z nich żelazo i znosząc je do morza. Wówczas na lądzie tworzyły się glinki ogniotrwałe i jasne piaskowce, na przykład piaskowce retyko-liasu w Górach Świętokrzyskich.

Klimat obszarów, gdzie tworzyły się oolityczne rudy żelaza, był ciepły i wilgotny. Skały otaczające zbiornik sedymentacji podlegały w tych warunkach wietrzeniu laterytowemu, a opady były dostatecznie obfite, aby rzeki mogły znosić zwietrzelinę do morza.

PORÓWNANIE WARUNKÓW TWORZENIA SIĘ glaukonitu i szamozytu rzuca dalsze światło na środowisko sedymentacji oolitycznych rud żelaza. Oba wymienione minerały należą do grupy osadowych krzemianów żelaza. Szamozyt swym składem chemicznym różni się od glaukonitu mniejszą zawartością krzemionki, brakiem potasu i poważniejszych ilości żelaza trójwartościowego. Glaukonit i szamozyt nigdy nie są spotykane w jednym i tym samym osadzie, a glaukonit nigdy nie wchodzi w skład oolitów. Oba te minerały tworzą się w morskiej strefie przybrzeżnej lub strefie płytkiego morza, lecz w odmiennych warunkach. Glaukonit tworzy się w morzu otwartym, podległym działaniu prądów, w wodzie chłodnej, o normalnym zasoleniu i dostatecznej zawartości tlenu, aby w skład minerału mogło wchodzić żelazo trójwartościowe. Na podstawie obserwacji osadów współczesnych stwierdzono, że glaukonit tworzy się często u wybrzeży stromych, zbudowanych ze skał krystalicznych. Jak wynika z dotychczasowych rozważań, charakter środowiska sedymentacji szamozytu jest inny. Inaczej też przypuszczalnie tworzył się glaukonit i szamozyt ze zwietrzliny przynieszonej z lądu. Stwierdzono, że glaukonit może się tworzyć przez stopniowe przeobrażenie się pod działaniem wody morskiej magmowych krzemionków żelazistych, jak: biotyt, pirokseny, amfibole. Nie stwierdzono stopniowego przejścia tych minerałów w szamozyt. Fakt zresztą, że szamozyt występuje w oolitach, wskazuje, że krzemiany żelaza muszą ulec całkowitemu rozkładowi, czemu sprzyja klimat tropikalny, i przejść w roztwór koloidalny, z którego wytrącają się oolity żelaziste.

Glaukonit jest minerałem tworzącym się jedynie w środowisku morskim. W takim środowisku tworzą się też przypuszczalnie najczęściej oolity żelaziste, jednak ich powstawanie w zbiornikach wody słodkiej nie jest wykluczone. Vadasz (24) opisuje złoża oolitycznych rud hematytowych w utworach kredowych okolicy Assuan w Egipcie, w dolnej serii piaskowca nubijskiego. Na podstawie szczątków roślinnych określa środowisko sedymentacji jako słodkowodne.

Ważnym zagadnieniem dotyczącym genezy oolitycznych rud żelaza jest problem źródła związków żelaza. Cayeux przypuszcza, że wzmożony dopływ tych związków do wody morskiej wiązał się z erozją wypiętrzonych łańcuchów górskich; dlatego też największe złoża rud oolitycznych występują w sylurze i jurze, w stadium daleko posuniętej penepłenizacji łądu. Pogląd ten przyjęła większość badaczy. Niektórzy jednak podkreślają, że czynnikiem istotnym wzmożonego transportu żelaza z łądu jest wilgotny klimat i bujna roślinność na łądzie, z czym wiąże się intensywne ługowanie związków żelaza ze skał oraz warunki redukcyjne w strefie płytkiego morza. Istnieje przypuszczenie, że niektóre złoża wiążą się genetycznie z podmorskimi erupcjami, dostarczającymi materiału do tworzenia się minerałów żelazistych, ale taki związek genetyczny rzadko daje się udowodnić i na ogół bardziej uzasadniony jest pogląd, że żelazo pochodzi z łądu.

W rozmieszczeniu czasowym oolitycznych rud żelaza zaznacza się pewna periodyczność. Najważniejsze jednak złoża tych rud występują w utworach przedkambryjskich (Lake Superior — Ameryka, Krzywy Róg — ZSRR), w sylurze (złoża Clinton w Ameryce, Nucice — Czechy, Wabana — Nowa Funlandia) oraz w jurze (Cle-

veland — Anglia, Półwysep Kierczeński — ZSRR, Turynia — Niemcy, Lotaryngia — Francja, okręg częstochowski i radomski — Polska). Mniej ważne złoża występują w dewonie i kredzie. W karbonie, po orogenezie kaledońskiej tworzyły się nieoolityczne złoża syderytu.

WSPÓŁCZESNE OOLITY ŻELAZISTE nie tworzą się na większą skalę. Prätze (18) opisuje wprawdzie oolity hematytowe z osadów Morza Północnego, jednak koncentracja żelaza jest w tych osadach bardzo niska. Lindgren i Hessland wyrażają przypuszczenie, że muły zielone osadzające się u wybrzeży mórz południowych zawierają szamozyt, przypuszczenie to nie zostało jednak potwierdzone badaniami petrograficznymi. Brak większych koncentracji oolitycznych rud żelaza w osadach współczesnych skłonił Cayeux (4) do atakowania zasady aktualizmu oraz wywołał krytyczne ustosunkowanie się E. Passendorfera (16) do tejże tezy. Według Pustowałowa po orogenezie alpejskiej nie zostały jeszcze stworzone korzystne warunki dla tworzenia się oolitycznych rud żelaza. Szczegółowe analizy współczesnych osadów mórz południowych w sąsiedztwie łądów, na których tworzą się złoża laterytu, rzucać może nowe światło na rozpatrywane zagadnienia.

L I T E R A T U R A

- Berg G. — Ausfällung des Eisens. „Archiv f. Lagerstättenforschung“ 1942, nr 75.
- Brockamp B. — Die paläogeographische Stellung d. Eisenablagerungen. Ibid.
- Cayeux L. — Les minerais de fer oolithique de France. Paris 1922.
- Cayeux L. — Causes anciennes et causes actuelles en geologie. Paris 1941.
- Correns C. W. — Der Eisengehalt d. marinen Sedimente und seine Entstehung. „Archiv f. Lagerstättenforschung“ 1942, nr 75.
- Déverin L. — Étude pétrographique des minerais fer oolithiques du dogger des Alpes Suisses. Lausanne 1945.
- Hadding A. — Glauconite and glauconitic rocks. „Fran Lunds Geologisk-Mineralogiska Inst.“ 1932, nr 51.
- Hallimond A. F. — Iron Ores. Spec. Rep. Min. Res. of Great Britain. „Mem. Geol. Surv.“ 1925.
- Hatsch and Rastall — The petrology of the sedimentary rocks. 1953.
- Hessland I. — Lithogenesis and changes of level in the Sijan District during a period of the lower Ordovician. Upsala 1949.
- Hummel K. — Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse. „Geol. Rundschau“ 1922.
- Jaskólski S. — Złoża oolitycznych rud żelaznych obszaru częstochowskiego. „Rocznik PTG“ 1927.
- Krumbein W. C. and Garrels R. M. — Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. „The Journ. of Geol.“ 1952, vol. 60, nr 1.
- Kuźniar Cz. — Złoża rud żelaznych oolitycznych w Parczewie. „Sprawozdania PIG“ 1928.
- Lindgren W. — Mineral Deposits. 1933.
- Passendorfer E. — O zasadzie aktualizmu w geologii. „Wiadomości Muzeum Ziemi“ 1950-1951, tom V.
- Pettijohn F. J. — Sedimentary rocks. 1949.
- Prätze O. — Rezenté marine Eisen-Ooide aus der Nordsee. „Zent. f. Min. Geol. u. Pal.“ Abt. B. s. 289 — 294.
- Pustowałow L. W. — Petrografia osadoczych porod. Gostoptiechizdat, 1940.
- Ruchin L. B. — Osnovy litologii. Gostoptiechizdat. Leningrad-Moskwa 1953.
- Strachow N. M. — Diagenesa osadkow i jego znaczenie dla osadocznego nowoobrazowania. „Izw. Ak. Nauk. SSSR“ ser. geol., 1953, nr 5.
- Szwiec M. S. — Petrografia osadoczych porod. 1948.
- Twenhofel W. H. — Treatise of Sedimentation. 1950.
- Vadasz E. — Oolitische Roteisenerzlagertstätten in Ägypten. „Zentrabl. f. Min. Geol. u. Pal.“ Abt. A., 1953, nr 5, s. 161.