

ANDRZEJ KÜHN, ANTONI PIZON

Instytut Geologiczny

**WARUNKI SEDYMENTACJI SERII FOSFORYTONOŚNYCH
GÓRNEGO ALBU I CENOMANU REJONU GOŚCIERADÓW – SALOMIN
(NE OBRZEŻENIE GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH)**

UKD 551.763.13/.31:553.64.06(438.13+23)

Fosforyty albu i cenomanu w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich są obiektem zainteresowania ponad 60 lat. Od momentu odkrycia pierwszego złoża fosforytów w Rachowie przez J. Samsonowicza w 1924 r., liczne grono geologów badało i dokumentowało serie fosforytonośne na rozległym obszarze pomiędzy Radomiem a Janowem Lubelskim (10, 2, 17).

Badania geologiczne i prace poszukiwawcze, których intensyfikacja przypada na lata pięćdziesiąte, rozszerzyły i wzbogaciły rozpoznanie utworów kredowych, nie doprowadziły jednak do odkrycia złóż o większej zasobności, mających znaczenie przemysłowe. Jak wiadomo, fosforyty eksploatowane były jedynie na małą skalę w nie istniejących dzisiaj kopalniach Chałupki i Annapol.

Idea poszukiwania złóż fosforytów w regionie pół-

nocno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich odżyła na początku lat osiemdziesiątych. Do dalszych badań wytypowano słabo rozpoznany rejon położony na południe od antykliny Gościeradowa. Będące na ukończeniu prace dokumentacyjne dostarczyły materiałów dla próby charakterystyki warunków sedymentacji serii fosforytonośnych, którą autorzy podjęli w tym artykule.

Interesujące nas osady albu i cenomanu występują pod utworami kenozoicznymi, w zagłębieniu pomiędzy brachyantyklinami Annapola od zachodu, Gościeradowa i Salomina od wschodu oraz na skrzydłach tych fałdów (bezpośrednio na podłożu jurajskim bądź na resztkach utworów dolnej kredy) w postaci pokrywy terygeniczo-węglanowej o niewielkiej miąższości (od 2 do ok. 20 m).

Morze albu wkroczyło na pojurański ląd o urozmaico-

nej morfologii. Neokimeryjskie struktury Annapola, Gościeradowa i Salomina pozostały częściowo wynurzone lub też podlegały ruchom wynurzającym i jak się wydaje tworzyły wyspy, bądź okresowo zatapiane bariery przez cały okres albu i cenomanu. Takie ukształtowanie dna zbiornika miało istotne znaczenie dla warunków sedymentacji tego zespołu osadów wraz z seriami fosforytonośnymi.

Cykl sedymentacyjny zapoczątkowany transgresją morza albskiego kontynuuje się tutaj również w turonie. Wyższe ogniwa kredy nie są reprezentowane i występują dopiero w bardziej na północ oddalonych obszarach synklinorium lubelskiego.

1. WYKSZTAŁCENIE BEZFOSFORYTOWYCH OSADÓW ALBU I ŚRODOWISKA DEPOZYCYJNE.

W rejonie Gościeradowa i Modliborzyc profil osadów albu rozpoczyna się serią piaszczystą bez glaukonitu, reprezentującą spąg środkowej części tego piętra. Są to piaski o różnym stopniu wysortowania, średnio- i drobnopiaszczyste, azoiczne, mogące reprezentować osady zbiornika śródlądowego. Zgodnie z powszechnie uznanym poglądem (9) alb dolny w tym rejonie nie występuje.

Wyższym ogniwem są piaski z glaukonitem, przeważnie średniopiaszczyste z ławicami kruchych, słabozwężłych piaskowców oraz piaskowców czarnych, zlewnych o spoiwie krzemionkowym, często chalcedonowo-opalowym, występujących w spągu tej serii lub w postaci soczew w kilku poziomach w obrębie piasków. Spotyka się również szare piaskowce typu kwarcytowego. Według M. Turnau-Morawskiej (16) spoiwo w piaskowcach zlewnych mogło powstać w efekcie zastąpienia przez krzemionkę pierwotnego spoiwa wapiennego lub strąciło się równoległe z depozycją materiału klastycznego. Krzemionka pochodzi najprawdopodobniej z rozpuszczania igieł gąbek. O syngenetycznym strącaniu krzemionki mogą świadczyć soczewkowane smugi podkreślające uwarstwienie osadów tej serii w otworze G-60, bowiem dzięki procesom sylikacji zachowała się w wielu przypadkach pierwotna tekstura osadów piaszczystych. W otworach nr: G-32-H, G-43-H, G-45, G-50-H, G-52, G-59, G-60 (ryc. 1) osady te wykazują wyraźnie skośne warstwowanie w średniej skali, co świadczy o przybrzeżnym charakterze środowiska depozycyjnego. Jak podaje P. Roniewicz (11) takie typy warstwowania występują zarówno u wybrzeży oceanicznych (np. Nowa Południowa Walia), jak i w warunkach strefy brzegowej mórz bezplywowych (Bałtyk, Morze Czarne). Tego rodzaju struktury nie stanowią zatem precyzyjnego wskaźnika środowiska, pozwalają jednak na identyfikację strefy brzegowej podlegającej ciągłemu falowaniu, o zmiennym natężeniu.

W modelu sedymentacji osadów albu możemy jednak założyć działanie pływów morskich na większą skalę, ponieważ rekonstrukcje paleogeograficzne wskazują na rozległość tego morza i jego połączenie poprzez Morze Północne ze strefą atlantycką (20). Przynajmniej w początkowym okresie miało ono charakter bardziej morza otwartego niż basenu epikontynentalnego. Należy jeszcze zwrócić uwagę na pojawienie się glaukonitu i stopniowy wzrost jego udziału w osadzie. Interpretowanie tego zjawiska jest dosyć trudne, ponieważ istnieje kilka teorii powstawania glaukonitu, a jego obecność notowana jest w osadach pochodzących z różnych stref szelfu, łącznie ze skłóntem kontynentalnym.

G. Odin i R. Létolle (7), powołując się na badania

oceanograficzne, podają że glaukonit występuje współcześnie na skłóntach kontynentalnych na głębokości od 100 do 300 m oraz na wyniesieniach dna oceanicznego na głębokościach od 200 do 800 m (np. w pobliżu Nowej Zelandii i w rejonie Malwinów). Ci sami autorzy, z których G. Odin jest współtwórcą teorii o powstawaniu glaukonitu, w efekcie długotrwałego procesu wymiany jonowej na dnie zbiornika, przyjmują, że glaukonit tworzy się w większości przypadków w strefie głębokości od 50 do 500 m. Jednakże już A. Hadding i K. Smulikowski, w latach trzydziestych, wypracowali hipotezę o tworzeniu się glaukonitu z roztworów koloidalnych na granicy środowiska oksydacyjnego i redukcyjnego. Stąd też jego obecność w różnych postaciach w osadach płytkowodnych. Możliwa jest również glaukonityzacja w obrębie osadów, w wyniku procesów wczesnodiagenetycznych.

Nie jest tu miejsce na szersze omawianie i dyskutowanie tak rozległego tematu, jak procesy glaukonityzacji. Nie dysponujemy także analizami chemicznymi glaukonitów albskich. Możemy jedynie przypuszczać, że pojawienie się glaukonitu w osadach transgredującego morza nie jest przypadkowe i musi się wiązać z uruchomieniem działalności prądów wstępujących (upwelling). Prądy tego typu towarzyszące transgresji mogły wynosić ziarna glaukonitu ze skłóntu szelfu w jego płytsze strefy, bądź też ułatwiały procesy koagulacji, dostarczając koloidy SiO_2 do obszaru wód wzbogaconych w donoszony z ładu Al_2O_3 i Fe_2O_3 . Wytworzony przez koloidy żel absorbował z wody morskiej inne kationy, głównie potas i w sprzyjających warunkach dochodziło do wytrącenia glaukonitu.

2. SERIA FOSFORYTONOŚNA GÓRNEGO ALBU. WARUNKI WYTRĄCANIA I NAGROMADZENIA SUBSTANCJI FOSFORANOWYCH.

Serię fosforytonośną reprezentującą początkowo piaski z nielicznymi fosforytami, przechodzące w warstwę „za-gęszczenia kongrecji fosforytowych” jak to określa J. Uberna (17), czyli we właściwą warstwę złożową, która tutaj liczy przeciętnie 1,45 m miąższości, a w skrajnych przypadkach dochodzi do 4,7 m. Dwudzielność złoża – wyraźne dwie ławice fosforytów przegrodzone warstwą płoną, występujące często w regionie radomskim, nie została stwierdzona w profilach opisywanych przez nas otworów wiertniczych. Sedymentację albu kończy tzw. złożo cementowane (poziom A8), niewielkiej miąższości warstwa piaskowców marglistych z fosforytami (2). Poziom ten obserwowaliśmy na wschodnich skrzydłach antyklin Annapola i Salomina.

Złoża fosforytów albskich w osadach klastycznych od wielu lat traktowane są jako typowo kongrecyjne, mimo że niektórzy autorzy zdawali sobie sprawę z nieadekwatności tego terminu (5, 17). W istocie bowiem występujące tu skupienia substancji fosforanowej nie mają koncentrycznej budowy ani też charakteru diagenetycznego i swym wyglądem znacznie odbiegają od klasycznego obrazu kongrecji. W większości przypadków są to nieregularne formy cementacyjne, wytrącenia spoiwa fosforanowego zlepiającego materiał klastyczny. W dodatku noszą one ślady transportu i powtórnej depozycji w obrębie zbiornika, co upoważnia do stosowania wobec nich terminu intraklasty bądź litoklasty. Nieścisłości terminologiczne nie były tylko natury formalnej, ponieważ w konsekwencji prowadziły do niezbyt jasnych interpretacji genezy tych złóż.

Obserwowane przez nas formy występowania fosfo-

rytowych intraklastów można podzielić na następujące typy:

- ziarna i okruchy wak i piaskowców o spoiwie fosforanowym, o nieregularnych kształtach, często ostrokrawędziste lub słabo obtoczone;
- otoczaki fosforytów (głównie arenitów fosforanowych, podrzędnie fosforytów wapnistych); okrągłe, owalne lub wrzecionowate, na ogół dobrze obtoczone;
- agregaty złożone z jednego z wyżej wymienionych typów spojonych substancją marglistą, bądź okruchy margli piaszczystych z fosforytami;
- sfosfatyzowane szczątki organiczne – muszle i ośrodkami ramionogów i małży, fragmenty kości i zęby ryb, drewno.

Jak należy przypuszczać, intraklasty w obrębie zbiornika przemieszczane były często na niewielkie odległości. Ruchliwe wody płytkiego szelfu były środowiskiem sprzyjającym dla toczenia, ścierania, bądź transportu w zawieszynie klastycznego materiału fosforytowego. Podobne zjawiska obserwuje się także w innych basenach fosforytowych, jak np. w basenie paryskim (8) czy na szelfie albskim morza Tetydy od Karpat po Pireneje (12). Czynniki hydrodynamiczne grają więc niepoślednią rolę w wykształceniu złóż fosforytów w osadach piaszczystych.

Występowanie fosforanowych intraklastów jako składowych elementów złóż nasuwa pytanie, w jakiej strefie i w jakich warunkach zachodziło pierwotne wytrącanie fosforanów. Badanie mikroskopowe płytek cienkich wykonane przez M. Wichrowską (18) wykazały, że minerały fosforanowe w intraklastach typu wak i arenitów występują przeważnie jako kryptokrystaliczna masa apatyty fluorowego tworząc spoiwo bazalne, w którym niejako zawieszono są ziarna kwarcu, nie stykające się ze sobą krawędziami. Spoiwo to zawiera domieszki detrytusu organicznego w postaci kalcifer i otwornic planktonicznych, mikrytu węglanowego oraz mikrokrystalicznej krzemionki.

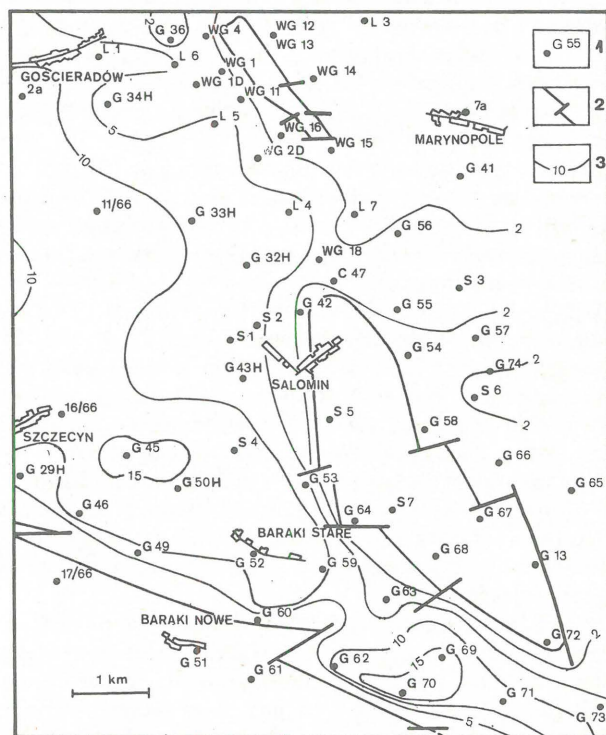
W wakach i arenitach, a także w fosforytach wapnistych, obok spoiwa znajdują się peloidy i ziarna fosforanowe (nie więcej jak 1–2% w opisywanych szlifach), o rozmiarach 0,2–0,4 mm średnicy. Stanowią one zapewne pierwotną, starszą od spoiwa formę precipitacji fosforanów i uległy powtórnemu osadzeniu. W obrębie tych ziarn występuje mikryt i kalcisfery; zauważono także peloidy ze sferolitami chalcedonu lub ziarnem kwarcu w jądrach.

W piaskowcach marglistych najwyższego albu obserwuje się otoczaki fosforytów tkwiące w marglistym lepiszczu oraz nakładające się na nie nieregularnie wytrącone impregnacje spoiwem fosforanowym drugiej generacji. Impregnacje te tworzyły się niewątpliwie *in situ*.

Genetyczne związki koncentracji fosforu z bujnym życiem organicznym na szelfie nie wymagają bliższego uzasadnienia. Świadczy o tym bogactwo sfosfatyzowanych szczątków organicznych znajdujących w osadach. Asocjacja kwarc – glaukonit – fosforany – detrytus organiczny jest reprezentatywna dla tego środowiska depozycyjnego, a jego cechy fizykochemiczne zostały dosyć dobrze rozpoznane.

W dużym uproszczeniu możemy powiedzieć, że związki fosforu uwolnione z rozkładających się organizmów przy aktywnym współdziałaniu bakterii* (6) ulegają wytrąceniu jako bezpostaciowy fosforan wapnia w środowisku euksy-

nicznym przy pH w granicach od 7 do 7,8 i w warunkach wzrastającej temperatury wody. Procesy te w rozpatrywanym przez nas środowisku szelfowym morza albskiego przebiegały głównie w strefach położonych poniżej działania pływów i falowania. Ruchliwość wód nie sprzyjała stabilności chemicznej środowiska i prawdopodobnie była przyczyną okresowych przerw w spokojnej sedimentacji żelu fosforanowego. Pierwotnie wytrącanie się tej substancji następowało bezpośrednio na dnie zbiornika bądź w nieskonsolidowanym osadzie tuż pod powierzchnią dna. Inicjalną formą były, jak się wydaje, peloidy tworzące rodzaj mikrokonkrekcji a następnie nieregularne warstwowe impregnacje spoiwem zasypywane przez osad. Formy, te już częściowo skonsolidowane, uległy dalszej przeróbce w efekcie spłycenia basenu. Ostateczna segregacja materiału i ukształtowanie ławic fosforytowych intraklastów nastąpiły w strefie międzyplywowej. Świadczy o tym udokumentowany przez nas wzrost wydajności „konkrekcji” w kg/m² na obszarach przyległych od zachodu do antyklinalnych wysp Gościeradowa i Salomina (ryc. 2) oraz na południe od tej ostatniej, gdzie występuje wyniesienie podłoża (widoczne na mapie spągu albu – ryc. 1), łączące tę wyspę z lądem. Wyniesienia podłoża mogą odpowiadać zatopionym barierom położonym powyżej podstawy falowania. Na obszarach tych, pokrywających się z dawnym pograniczem stref: sublitoralnej i perylitoralnej, wydajność „konkrekcji” wzrasta sukcesywnie – od przeciętnej 300 kg/m² do max. 900 kg/m². Obserwuje się także, choć mniej ewidentne, podwyższenie średnich wydajności P₂O₅ (ryc. 3). Złoże osiąga tu swoje maksymalne miąższości (4–4,7 m).



Ryc. 1. Spąg albu w rejonie antyklin Salomina i Gościeradowa
1 – otwory wiertnicze, 2 – granice geologiczne złoża fosforytów,
3 – izoliny spągu albu w m npm

Fig. 1. A floor of Albian in the Salomina and Gościeradów Anticlines region

1 – boreholes, 2 – geological boundaries of phosphate rock deposits, 3 – isolines of the Albian floor in meters above the sea level

* Sfostatyzowane formy bakterii typu *Coccus* znaleziono ostatnio w fosforytach dolnokredowych Płyty Rosyjskiej oraz w paleoceńskim złożu Ben Guerir w Maroku (19).

Sprzyjające warunki dla precypitacji fosforanów istniały również na mniejszą skalę w lagunach odciętych od otwartego szelfu wyspami, częściowo zatapianymi barierami i płycznami, gdzie z zawiesin w stagnującej wodzie mogły sedimentować także wapienne muły i substancje ilaste, łącznie z glaukonitem. Takimi obszarami były wymienione już wschodnie, połogie zbocza antyklinalnych wysp, gdzie występują margle piaszczyste z impregnacjami fosforanem wapnia drugiej generacji. Rekonstrukcję paleogeograficzną stosunków panujących w górnym albie podczas formowania się złoża fosforytów przedstawia ryc. 4.

3. OSADY CENOMANU Z FOSFORYTAMI.

W cenomanie zaznaczyła się zmiana dotychczasowego terygenicznego charakteru sedimentacji i stopniowo zaczęły dominować tu facje terygeniczno-węglanowe i węglanowe. Miąższość tych osadów nie jest wielka (od 0,2 do 4 m) i nigdzie nie stwierdzono przekraczającego ich występowania na osadach górnego albu. Utwory dolnego cenomanu w postaci margli piaszczystych biodetrytycznych z dużą ilością ziarn autigenicznego glaukonitu zawierają pojedyncze fosforyty, przeważnie pseudomorfozy po faunie, i przypominają wspomniane już osady typu lagunowego najwyższego albu.

Na obszarach odpowiadających pograniczu strefy sublitoralnej z perylitoralną górnego albu, w obrzeżeniu antyklin zaobserwowano wyraźne struktury twardego dna, będące w różnych fazach rozmycia i degradacji (otw.: G-50-H, G-53, G-59, S-6, G-65, G-32-H). Fragmenty

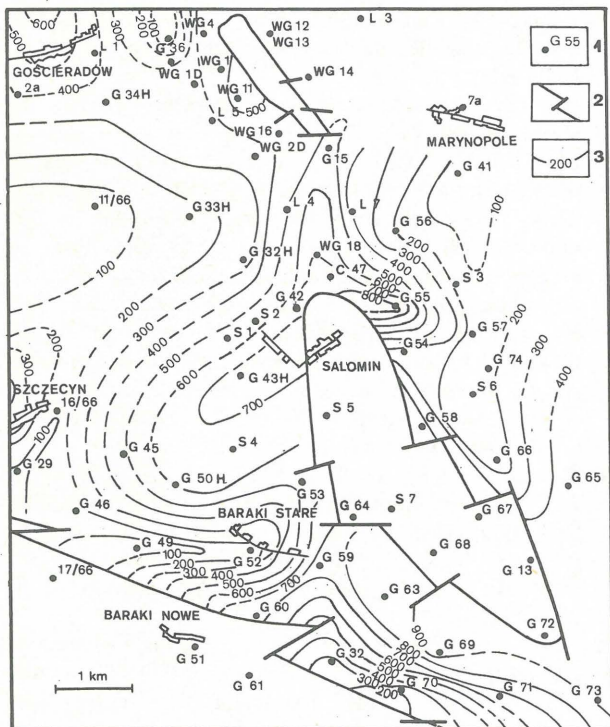
rozczłonowanego poziomu hardground z wytrąconymi na nich otoczkami folioidowymi wkomponowane są często w wyżejleżące margle, w których udział ziaren piasku i glaukonitu stopniowo maleje. W otworze nr G-50 zanotowano trzy poziomy twardego dna wraz z towarzyszącymi im strefami rozmycia, przy czym ostatni poziom przechodzi w ławicę wapieni będących już osadami dolnoturońskimi.

Hardground interpretowany jest jako powierzchnia bądź poziom wczesnodiaogenetycznej lityfikacji osadu, powstający najczęściej w warunkach wadycznych, perylitoralnych (1, 15). W opisywanych przypadkach horyzonty twardego dna wydają się świadczyć o lokalnych ruchach wypiętrzających antyklin Gościeradowa i Salomina na przełomie albu i cenomanu, co odpowiada fazie austrijskiej orogenezy wczesnoalpejskiej. Fosforyty ponad poziomami twardego dna w górnym cenomanie występują jedynie sporadycznie.

4. CYKL SEDYMENTACYJNY FOSFORYTÓW W ALBIE.

Uwagi końcowe

Hipoteza upwellingu, sformułowana już w 1937 r. przez A.W. Kazakowa, stanowi do tej pory podstawę wszelkich rozważań na tematy fosfogenez. Hipoteza ta uległa modyfikacji i została rozbudowana przez R.P. Sheldona (13, 14), P.J. Cooka i McElhinny (3) i innych i jest nadal aktualizowana w miarę dopływu nowych danych oceanograficznych, zyskując akceptację szerokiego grona badaczy. Model fosfogenez wyzyskujący teorię prądów wstępujących jest obecnie powszechnie stosowany przy interpretacji powstawania złóż fosforytów, niezależnie od ich wieku.

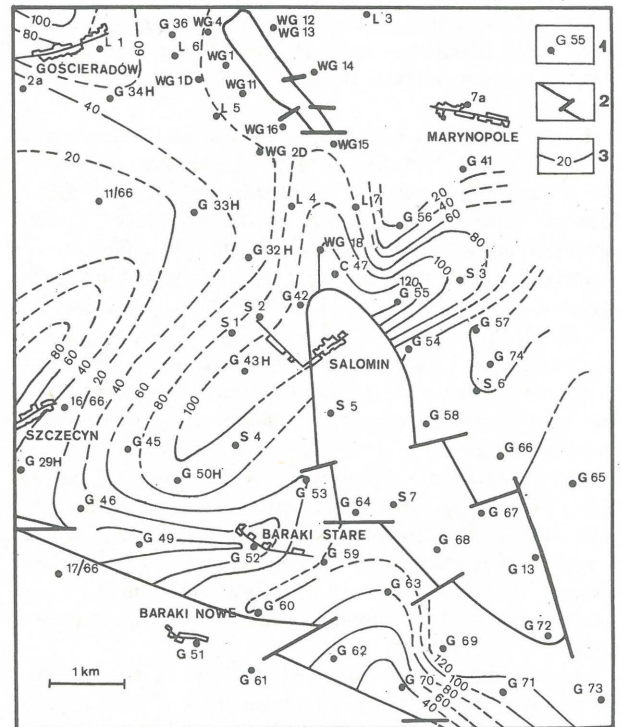


Ryc. 2. Wydajność fosforytów w rejonie antyklin Salomina i Gościeradowa

1 – otwory wiertnicze, 2 – granice geologiczne złoża fosforytów, 3 – izolinie wydajności fosforytów w kg/m²

Fig. 2. The phosphate rocks capacity in the Salomina and Gościeradow Anticlines region

1 – boreholes, 2 – geological boundaries of phosphate rock deposits, 3 – isolines of the phosphate rock capacity in kg/sq m

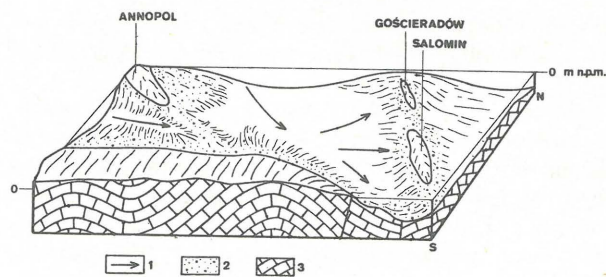


Ryc. 3. Wydajność P₂O₅ w rejonie antyklin Salomina i Gościeradowa

1 – otwory wiertnicze, 2 – granice geologiczne złoża fosforytów, 3 – izolinie wydajności P₂O₅ w kg/m²

Fig. 3. The P₂O₅ capacity in the Salomina and Gościeradow Anticlines region

1 – boreholes, 2 – geological boundaries of phosphate rock deposits, 3 – isolines of the P₂O₅ capacity in kg/sq m



Ryc. 4. Szkic paleogeograficzny warunków formowania górnoalbskiego złoża fosforytów w rejonie Annapol-Gościeradów-Salomin

1 – główne kierunki transportu, 2 – obszary maksymalnego nagromadzenia fosforytowych intraklastów, 3 – wapień jury górnej

Fig. 4. A paleogeographical sketch of conditions of shaping the Upper Albian phosphate rock deposits in the Annapol-Gościeradów-Salomin region

1 – main transport direction, 2 – maximum accumulation areas of phosphate intraclasts, 3 – Upper Jurassic limestones

Jak wiadomo prądy wstępujące, ograniczone do relatywnie płytkich wód (100–200 m, wyjątkowo 300 m), dostarczają na szelf nie tylko koloidalnej krzemionki i jonów PO_4^{3-} , ale również masy fitoplanktonu. Występowanie tych organizmów w umiarkowanych ilościach aktywizuje życie organiczne na szelfie. Natomiast „inwazja” fitoplanktonu powoduje w konsekwencji swego rodzaju katastrofę ekologiczną – masowe umieranie organizmów pelagicznych i bentonicznych, przede wszystkim z powodu zubożenia w tlen wód szelfu, bądź z powodu toksycznego działania tego mikroplanktonu, pojawiającego się w anormalnych ilościach (do 50 mln osobników na litr).

D. Fauconnier i M. Slansky (4) badali występowanie mikroplanktonu Dinoflagellata w osadach albu i cenomanu basenu paryskiego. Stwierdzili oni, że cysty Dinoflagellata występują licznie w poziomach fosforytowych natomiast nie znaleziono ich w geozach albu i facjach węglanowych cenomanu. Jak się szacuje fitoplankton może dostarczyć w skali rocznej 475 t/km² węgla organicznego i 21 t/km² P₂O₅.

Reasumując, występowanie fosforytów w albie północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich związane jest z transgresją środkowoalbską, dzięki której uruchomiony został system prądów wstępujących, będący głównym czynnikiem aktywizującym życie biologiczne na szelfie. W konsekwencji zapoczątkowany został biogeochemiczny cykl przeróbki fosforu, aż do jego wytrącenia w postaci związków cementujących osad. Jednocześnie powstały warunki dla tworzenia się glaukonitu, który staje się stopniowo jednym z głównych komponentów osadu.

Najdogodniejsze warunki dla wytrącania się fosforanów panowały jak się wydaje, po transgresji, w fazie stagnacji i na początku okresu regresji. Wynurzenie wysp i spływanie zbiornika umożliwiło przeróbkę i redepozycję materiału fosforytowego. Niezależnie od działania pływów morskich i falowania dużą rolę mogły odegrać prądy działające wzdłuż wybrzeża od północnego zachodu. Końcową fazę tego cyklu stanowi spoiwo fosforanowe drugiej generacji, spajające otoczki fosforytów w osadach typu lagunowego. W cenomanie i turonie rozwój serii fosforytonośnych ulega zahamowaniu, w związku ze zmianami środowiska i charakteru sedimentacji.

Fosforyty, występujące w osadach klastycznych albu łącznie z glaukonitem nie utworzyły koncentracji złożowych o większej zasobności i znaczeniu przemysłowym. Zarówno w Polsce, jak i na Płycie Rosyjskiej czy w basenie parysko-londyńskim zaprzestano już eksploatacji tego poziomu bądź eksploatacja jest na ukończeniu.

O niskiej zasobności fosforytów albskich świadczy fakt, że w trakcie 18 lat istnienia kopalni w Annapolu wydobyto łącznie 1,2 mln t surowca, stanowi to obecnie nieco ponad połowę rocznego krajowego zapotrzebowania na fosforyty. We Francji fosforyty eksploatowano w kilku miejscowościach w departamentach Mèuse, Marne i Yonne pod koniec ubiegłego i na początku naszego stulecia. Surowiec zawierał 20 do 30% P₂O₅. Szacuje się, że w sumie wydobyto około 1,2 mln t fosforytów (4). Główną przyczyną słabej zasobności albskich serii fosforytonośnych jest przypuszczalnie zbyt krótki okres stagnacji i panowania optymalnych warunków dla sedimentacji fosforytów, następującej po głównej fazie transgresji.

LITERATURA

1. Bromley R.G. – Hardground diagenesis. [In:] R.W. Fairbridge, J. Bourgeois (red.) – The Encyclopedia of Sedimentology. Stroudsburg 1978.
2. Cieśliński S. – Albicenoman północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (stratygrafia na podstawie głowonogów). Pr. Inst. Geol. 1959 t. 28.
3. Cook P.J. and McElhinny M.W. – A re-evaluation of the spatial and temporal distribution of phosphorites in the light of plate tectonics. Econ Geol. 1979 nr 4.
4. Fauconnier D., Slansky M. – Rôle possible des Dinoflagellés dans le sédimentation phosphatées. Bull. BRGM IV. 3. 1978.
5. Kuhl J. – Badania petrograficzne fosforytów polskich. Pr. Gł. Inst. Górn. ser. A 1954 Kom. nr 155.
6. Lucas J., Prevot L. – The synthesis of apatite by bacterial activity: mechanism. Science géologiques. Univ. L. Pasteur de Strasbourg. 1985 Mem. nr 77.
7. Odin G.S., Létolle R. – Les glauconies et aspects voisins ou confundus; signification sédimentologique. Bull. de la Soc. Géol. de France. 1978 nr 4.
8. Pomerol B. – Géochimie des craies du Bassin de Paris. Utilisation des éléments traces et des isotopes stables du carbone et de l'oxygène en sédimentologie et en paléocéanographie. Thèse Doct. Etat. Univ. P. et M. Curie Paris VI. 1984.
9. Raczynska A., Cieśliński S. – W sprawie tzw. serii ładowej dolnej kredy na NW od Gór Świętokrzyskich. Prz. Geol. 1960 nr 10.
10. Pożaryski W. – Złoże fosforytów na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Biul. PIG 1947 nr 27.
11. Roniewicz P. – Badania struktur sedimentacyjnych i osadów w strefie brzegowej Pacyfiku w Nowej Południowej Walii (Australia). Prz. Geol. 1983 nr 5.
12. Rubino J.-L. – Phosphatized condensed level erosional gullies and sandy bedforms on the albian European Tethyan shelf: effect of large scale oceanic circulation. [In:] 12 International Sedimentological Congress, Canberra 1986.
13. Sheldon R.P. – Physical stratigraphy and mineral resources of Permian rocks in western Wyoming. U.S. Geological Survey Professional Paper 313-B 1963.

14. Sheldon R.P. — Episodicity of phosphate deposition and deep ocean circulation. A hypothesis. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. 28. 1980.
15. Southgate P.N. — Proterozoic and Cambrian phosphorites — specialist studies: Middle Cambrian phosphatic hardgrounds, phoscrete profiles and stromatolites and their implications for phosphogenesis. [In:] P.J. Cook, J.H. Shergold (red.) — Phosphate deposits of the world. Vol. 1, Proterozoic and Cambrian phosphorites, I.G.C.P. 156, Cambridge Univ. P. 1986.
16. Turnau-Morawska M. — Petrografia skał osadowych. Wyd. Geol. 1954.
17. Uberta J. — Rozwój serii fosforytonośnej północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich na tle zagadnień sedymentologicznych albu i cenomanu. Z badań geologicznych regionu świętokrzyskiego. t. VIII, Biul. Inst. Geol. 1967 nr 206.
18. Wichrowska M. — Petrografia i mineralogia skał serii fosforytonośnej albu i cenomanu z rejonu Gościeradów — Modliborzycze (północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). Referat wygł. na pos. nauk. IG, listopad 1985.
19. Zanin J.E., Letow S.W. — Phosphatized bacteria from Cretaceous phosphorites of East-European Platform and Paleocene phosphorites of Marocco. Sciences géologiques. Univ. L. Pasteur de Strasbourg. 1985, Mém. nr 77.
20. Ziegler P.A. — Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Inter. Petrol. Maatschappij B.V. 1982.

SUMMARY

The paper presents an attempt to interpretation of genesis of the Albian phosphate rocks in the Gościeradów—Salomin region based on the modified hypothesis of ascendant currents. The occurrence of phosphate rocks is connected with the Middle Albian transgression, that induced a system of ascendant currents activating biological life on the shelf.

As a results the biogeochemical cycle of the phosphorus processing begun causing the phosphorus precipitation

in shape of compounds cementing clastic deposits. At the same time conditions introduced for deposition of glauconite, that occurred to be one of the main components of the deposit.

The most favourable conditions for phosphate rocks precipitation seem to exist after the main phase of transgression in the period of stagnation and in the beginning of regression. Upheaval of anticlinal islands and shallowing the basin towards the end of Upper Albian enabled phosphate materials to be processed and redeposition. Boundaries of sublithoral and perilithoral zones were the favourable areas for accumulation of phosphate intraclasts. In Cenomanien and Turonian the development of phosphorus-bearing series stopped due to changes in environment and sedimentation conditions.

РЕЗЮМЕ

В статье проведена попытка интерпретации генезиса месторождений альбских фосфоритов района Госцерадув—Салемин на основании модернизированного гипотеза восходящих потоков. Распространение фосфоритов связано с трансгрессией среднего альба, благодаря которой возникла система восходящих потоков, активизирующих биологическую жизнь на шельфе. В результате начался биогеохимический цикл переработки фосфора, до его осаждения в форме соединенных цементирующих кластических осадок. Одновременно возникли условия для образования глауконита, который становится одним из главных компонентов осадка.

Самые выгодные условия для осаждения фосфатов существовали вероятно после главной фазы трансгрессии, в период застоя и в начале регрессии. Подъем антиклинальных островов и измельчение бассейна в конце верхнего альба сделало возможными переработку и переотложение фосфоритового материала. Привилегированными районами для накопления фосфоритовых интракластов было пограничье сублитторальной и перилитторальной зон.

В сеномане и туроне развитие фосфоритоносных серии прекращается в связи с изменениями среды и характера седиментации.