

УДК 549.623.5

ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСУ ГЛАУКОНІТУ

У. Феношин, П. Білоніжка

*Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 Львів, вул. Грушевського, 4
E-mail: geomin@geof.franko.lviv.ua*

На підставі аналізу й узагальнення матеріалів геологічних, літолого-мінералогічних і кристалохімічних досліджень з'ясовано, що глауконіт утворюється з термальних розчинів та внаслідок гальміролізу базальтів і пірокластичного матеріалу, які надходили в морські басейни під час вулканічної діяльності.

Ключові слова: глауконіт, морські осади, редукція, термальні розчини, базальти, пірокластичний матеріал, гальміроліз, апвелінг.

Глауконіт з його непостійним складом, неоднорідною будовою й особливими властивостями цікавить дослідників як наукового, так і прикладного напрямів. Значну увагу глауконітові, зокрема питанням номенклатури, класифікації й походження, приділяв Є.К. Лазаренко. Це повідомлення ми і присвячуємо світлій пам'яті нашого Вчителя, видатного українського мінералога, першого президента Українського мінералогічного товариства, відомого громадського діяча, академіка Євгена Костянтиновича Лазаренка.

Глауконіт – поширений мінерал осадових порід морського походження. Як незначна домішка він наявний майже в усіх їхніх літологічних типах, хоча зосереджений головню у відкладах шельфової зони. Глауконіт часто супроводжує проміслові поклади заліза, мангану, а також фосфоритів, які зазвичай представлені пісками (пісковиками) зі значними домішками кременистої, фосфатної та карбонатної речовини.

Незважаючи на детальні геологічні та літолого-мінералогічні дослідження, умови утворення глауконіту ще й досі остаточно не з'ясовані, висвітлено лише окремі аспекти походження мінералу [5, 7, 11, 16].

Оскільки глауконіт є складовою частиною осадових відкладів, то його генезис пов'язують насамперед з процесами осадового мінералоутворення. При цьому відразу постає питання, яким чином він утворюється: безпосередньо з хімічних елементів морської води, під час діагенетичного перетворення теригенного матеріалу донних осадів чи за рахунок гідротермальних розчинів і гальміролізу продуктів вулканічної діяльності?

Вміст кремнію в морській воді дуже низький – $3 \cdot 10^{-4}$ %, а заліза й алюмінію ще нижчий – $1 \cdot 10^{-6}$ % [17]. Тому безсумнівно, що пов'язано з дуже низьким вмістом цих елементів глауконіт безпосередньо з морської води утворитися не може. Багато дослідників припускає, що глауконіт виникає на стадії діагенезу за рахунок перетворення донних осадів морів і океанів. Однак процес глауконітоутворення в таких випадках представляють у загальних рисах без надійного обґрунтування.

Як відомо, концепцію діагенетичного мінералоутворення детально розробив М.М. Страхов [18]. Вона полягає в тому, що в донних морських осадах наявні залишки органічних речовин і величезна кількість різноманітних бактерій. У приповерхневій частині осаду, де є вільний кисень, розкладаються органічні речовини з утворенням CO_2 й інших газів. По мірі опускання осаду вниз кисень у муловій воді поступово щезає, аеробне середовище змінюється на анаеробне. У ньому під впливом бактерій починається редукція мінеральних речовин, здатних віддавати кисень. На думку М.М. Страхова, насамперед відбувається відновлення MnO_2 до MnO і Fe_2O_3 до FeO . Дещо пізніше бактерії розкладають сульфат-іони $[\text{SO}_4]^{2-}$, і утворюється H_2S .

Отже, у донних осадах виникає специфічне відновне середовище. У ньому відбувається взаємодія Fe^{2+} і Mn^{2+} з CO_2 і H_2S , і залежно від конкретних фізико-хімічних умов утворюються пірит, марказит, сидерит, родохрозит, анкерит та інші мінерали, у складі яких є двовалентні залізо й манган. Піритоутворення відбувається тим інтенсивніше і тим швидше, чим більше в осадах органічної речовини [18, с. 449]. Проте у відкладах, що утворилися саме в таких умовах, глауконіту (у складі якого є Fe^{3+}) немає. Це підтверджено геологічними спостереженнями й лабораторними дослідженнями. Наприклад, глауконіту немає у верхньотріасово-нижньоюрській флішовій формації таврійської серії Криму, в породах якої чимало розсіяної органіки, прошарків і стяжінь пелітоморфного сидериту в тісній асоціації з гідролітою і хлоритами. Подекуди у фліші наявний пірит у розсіяному стані. Сидерит і пірит поширені і в осадово-продуктивній товщі карбону Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну [1], у флішовій товщі Карпат [12] і в багатьох інших осадових породах, збагачених органічною речовиною.

До типово діагенетичних мінералів М.М. Страхов зачислив також силікати заліза, в яких воно наявне у вигляді Fe^{2+} , зокрема всі закисні лептохлорити, а також глауконіт, хоч останній "містить залізо головно у вигляді оксиду" [18, с. 436–437]. Отже, у М.М. Страхова були сумніви щодо зачислення глауконіту до типово діагенетичних мінералів, тому він висунув своєрідну гіпотезу, згідно з якою Fe^{2+} і Mn^{2+} унаслідок дифузії з відновної зони переміщуються догори в окисну зону, де, окиснюючись, входять до складу нових утворень. Але ж під час седиментації поверхневий шар осадів водних басейнів поступово опускається і знов потрапляє у відновне середовище, однак повного відновлення окисного заліза в глауконіті не відбувається. Більше того, в самих зернах глауконіту інколи наявні тонкозернисті виділення піриту, що свідчить про формування глауконіту ще до утворення діагенетичного сульфідів заліза [19].

Тому залишається нез'ясованим питання: яким чином утворюється глауконіт за рахунок діагенетичного перетворення теригенного матеріалу донних осадів.

Підтримуючи ідею М.М. Страхова щодо діагенетичного утворення глауконіту в морських осадах, І.В. Ніколаєва зазначає, що в сучасних осадах океанів не вдалося виявити мулової води, насичені елементами, необхідними для утворення глауконіту [16, с. 222].

Отже, для з'ясування умов утворення глауконіту найважливіше питання – за рахунок якого матеріалу він утворюється. А оскільки глауконіт, монтморилоніт, змішаношаруваті фази й цеоліти, що асоціюють з ним, є складними алюмосилікатами, то їхнє утворення вимагає наявності свіжої реакційно здатної алюмосилікатної речовини [6]. З'ясування джерела цієї речовини – головна проблема генезису глау-

коніту.

Прибічники концепції діагенетичного походження мінералу вважають, що вихідну речовину для утворення глауконіту у вигляді уламкового матеріалу, колоїдів та розчинних форм окремих елементів привносили в моря ріки з континентів. У прибережно-морських умовах на межі осаду з придонною водою і відбувалося глауконітоутворення [12, 17]. Однак це не узгоджується з багатьма фактичними даними, зокрема, з наявністю глауконіту в окремих прошарках стратиграфічних розрізів. Наприклад, у гірській системі Криму глауконіт утворює скупчення в підшві піщаних вапняків датського, мергелів танетського і глини іпрського ярусів.

Стосовно концепції гальміролізичної зміни теригенного матеріалу, знесеного ріками в морські басейни (зокрема біотиту), то, як справедливо зазначає О.В. Казаков, будь-які Fe-, Al- і Si-вмісні осади, у тім числі біотит, під час гальміролізу можуть стати джерелом компонентів для утворення глауконіту [7, с. 116]. Однак, на нашу думку, формування величезних скупчень глауконіту в різновікових відкладах, поширених до того ж на значних територіях, вимагало додаткових, очевидно, вагоміших джерел речовини, особливо там, де глауконіт супроводжує поклади осадових руд заліза, мангану або фосфоритів.

Така ситуація спонукала дослідників шукати нові підходи для вирішення проблеми. Завдяки детальним дослідженням осадових і вулканогенно-осадових відкладів на континентах і сучасних донних осадів морів і океанів із застосуванням нових методик аналізу мінеральної речовини з'явилися фактичні матеріали, на підставі яких і виникли нові ідеї стосовно генезису глауконіту.

Наприклад, вивчаючи глауконіт з кампанського флішу північно-західного Кавказу, В.Д. Шутов зі співавторами [23] дійшли висновку, що джерелом речовини для глауконітоутворення слугували продукти гідротермальної діяльності, які надходили в морський басейн по каналах глибинних конседиментаційних розломів. Зерна глауконіту в даному випадку гетерогенні, представлені сумішшю монтморилоніту, змішаношаруватої фази і власне глауконіту.

Гідротермальну модель утворення глауконіту В.Д. Шутов [22] запропонував і для пояснення наявності двох генерацій мінералу в пісковиках ямнівської світи палеоценового флішу Карпат, розкритих кар'єром поблизу м. Сколе. Одна генерація представлена розсіяним у пісковіку зернистим глауконітом, друга – пластинчастими агрегатами жильних утворень, які під назвою “сколіт” К. Смуліковський [27] описав як глауконіт із власним вмістом алюмінію, а У.І. Феношина [20] – як змішаношарувате утворення слюда-монтморилонітового складу. В.Д. Шутов вважає, що зернистий глауконіт утворився з матеріалу гідротермальних розчинів, які надходили в седиментаційний флішовий басейн, а сколіт – з продуктів гідротерм, що проникали в уже сформовану товщу порід.

На підставі вивчення гідротермальних порід, які перекривають вулканічні споруди Японського моря, М.І. Ліпкіна зі співавторами [13] припускає, що первинні поклади глауконіту сформовані з гідротермальних розчинів у тектонічно активних зонах підводного вулканізму, зокрема в андезитовому поясі Тихого океану. Дослідження структурних і кристалохімічних особливостей високозалістистих шаруватих силікатів гідротермальних порід засвідчили, що це низка безперервних переходів від нонтронітів через змішаношаруваті фази зі змінним вмістом слюдистих і монтморилонітових шарів до власне високозалістистих слюдистих мінералів, представлених безперервним рядом від селадоніту до глауконіту, який переважає [13, с. 93].

Періодична активізація тектонічних процесів сприяла руйнуванню як корінних базальтів морського дна, так і гідротермальних порід. Під час підводного розмивання таких гідротермальних утворень і перевідкладаються високозалістисті силікати, у тім числі глауконіт і селадоніт.

Важливі відомості, які підтверджують гіпотезу утворення глауконіту з гідротермальних розчинів, одержано під час вивчення сучасних рудоносних осадів Червоного моря [3] і Галапагоської рифтової зони [5]. Виявлено, що початковим продуктом гідротермальних утворень є різнозбарвлений глобулярний кремнієво-залізисто-калієвий гель, розкristалізація якого призводить до утворення нонтроніту з його наступною трансформацією у змішаношаруваті фази й селадоніт.

Отже, на підставі виконаних досліджень з'ясували, що глауконіт і, особливо, його залізна відміна селадоніт, що їх виявили в зонах розвитку активного вулканізму (як підводного, так і наземного), утворюються головню з гідротермальних розчинів та під час гальміролізу базальтів і пірокластичного матеріалу.

Що ж до утворення власне глауконіту, який є головною складовою різновікових осадових порід, поширених на значних територіях (до того ж істотно віддалених від районів розвитку вулканогенних відкладів), то, на думку багатьох дослідників [4, 5, 12], джерелом речовини для аутигенного силікатуутворення були зазвичай продукти експлозивної діяльності вулканів, зокрема вулканічний попел і термальні розчини. За даними В.І. Муравйова, масштаби та інтенсивність експлозивної діяльності вулканів, які діяли в пізній крейді на території Кримо-Кавказької і Карпатської складчастих областей, були настільки значними, що перенесення й осадження грандіозних мас попелового матеріалу стало можливим на величезних площах Сибірської та Східноєвропейської платформ, у межах Центральної та Західної Європи. Експлозивний вулканізм, на думку В.І. Муравйова, супроводжувався виділенням термальних розчинів, які, змішуючись з морською водою, також слугували джерелом матеріалу для утворення глауконіту й мінералів, що з ним асоціюють. Матеріали з палеогеографії крейдового періоду дають змогу досить упевнено стверджувати про сполучення водних басейнів окраїнних морів Східноєвропейської платформи з басейнами Кримо-Кавказької й Карпатської геосинкліналей, а також про наявність у них сильних морських течій, здатних переносити на великі віддалі тонкий пірокластичний матеріал та інші продукти вулканічного походження.

У глибинах морських басейнів акумульована величезна кількість реакційно здатної Si-Fe-Al-P-ної речовини, яка за сприятливих гідродинамічних умов (апвелінг) переміщується у прибережні частини басейнів, де за відповідних фізико-хімічних параметрів придонної та мулової води (рН, Eh, T) відбувається ураганне мінералоутворення: нагромаджуються величезні маси хомогенного й органічного кремнезему, фосфоритів, глауконітів, оолітових залізняків тощо, відклади з якими утворюють суміжні фації прибережного осадонагромадження [7].

Детальні дослідження складу й будови власне глауконіту, поширеного в різновікових морських відкладах окремих частин земної кори [6, 24, 26], засвідчили, що йому властиві значні коливання хімічного складу і структурна неоднорідність зерен. Структурна неоднорідність зумовлена різним вмістом (5–25 % і більше) у структурі мінералу здатних до набрякання 14-тиангстремових монтморилонітових шарів. Вони і впливають на вміст у мінералі всіх складових (насамперед K, Si, Al, Fe, H₂O) та на його фізико-хімічні властивості, зокрема забарвлення, форму виділень, густину, сорбційну ємність.

Тому, не заперечуючи висновки окремих дослідників про те, що структурна неоднорідність глауконіту зумовлена трансформаційним перетворенням монтморилоніту (монтморилоніту) в глауконіт (селадоніт) і наступними його змінами (відновлення, окиснення тощо), ми вважаємо, що ця неоднорідність глауконітових зерен є насамперед функцією хімізму середовища мінералоутворення. До такого висновку ми дійшли під час аналізу глауконітовмісних альб-сеноманських відкладів Середнього Придністер'я та північно-східних окраїн Донбасу [21].

Наприклад, у складі цих відкладів є багато різноманітних аутигенних утворень: зернистий і тонкодисперсний глауконіт, монтморилоніт, цеоліт, кристобаліт, опал, а також кальцит і фосфат кальцію у вигляді тонкодисперсних виділень і стяжінь фосфоритів. Усі ці утворення, за винятком зернистого глауконіту і стяжінь фосфоритів, виявлено у складі тонких (<0,01 мм) фракцій порід. Вивчення саме цих фракцій надає необхідну й дуже суттєву інформацію для розуміння походження глауконіту, що потрібно завжди брати до уваги в разі вибору методики дослідження глауконіто-(фосфорито)вмісних порід, у тім числі з погляду їхнього практичного застосування.

В альб-сеноманських пісках північних окраїн Донбасу виявлено також осколки вулканічного скла основного складу, заокруглені, ніби оплавлені кристалики високотемпературного кварцу дипірамідального габітусу. Ці знахідки підтверджують висновок про рознесення продуктів експлозивного виверження вулканів на далекі відстані від центра вивержень.

Розподіл аутигенних утворень за розрізом досліджених альб-сеноманських відкладів, розкритих відслоненням у м. Краматорську, нерівномірний і зумовлений складом вихідної речовини та фізико-хімічними умовами середовища осадоагромадження. У складі речовини, з якої утворилися аутигенні мінерали в пісках нижньої частини розрізу, суттєву роль відігравали кремнезем, глинозем і кальцит (переважають кальцієвмісні мінерали – монтморилоніт і цеоліт, а також глауконіт зі значним умістом монтморилонітових шарів). По мірі відкладання матеріалу вміст кальцію і частково глинозему у вихідній речовині зменшувався (у пісках зникає цеоліт, у структурі глауконіту зменшується кількість монтморилонітових шарів), а вміст кремнезему збільшувався (з'явилися тонкодисперсні α -кристобаліт і опал). Вихідна речовина, з якої утворилися аутигенні мінерали в пісках верхньої частини розрізу сеномана (глауконіт, монтморилоніт, кальцит), мала такий самий алюмосилікатний склад, проте середовище осадоакопичення було збагачено вуглекислою, яка і "зв'язала" кальцій з утворенням тонкодисперсного кальциту.

Наявність у досліджуваних утвореннях кальцієвмісних мінералів, а також глауконіту свідчить про те, що в середовищі осадоагромадження були лужні й слабо-відновні умови. Інтенсивне виділення у верхній частині розрізу фосфату кальцію відбувалося вже в умовах з додатними значеннями Eh.

Отже, розвиток глауконіту і парагенетично пов'язаних із ним цеоліту, монтморилоніту й інших аутигенних мінералів в альб-сеноманських глауконітовмісних відкладах південних і південно-західних окраїн Східноєвропейської платформи підтверджує висновок про значний вплив ендегенних джерел на утворення фосфоритів [2, 17], цеолітів [9], кременистих порід [15] і навіть "класично-осадових" руд мангану [14]. Ці мінеральні маси формувалися за одним із механізмів морського осадоагромадження: або внаслідок випадання з істинних (кристобаліт, цеоліти, карбонат і фосфат кальцію) і колоїдних розчинів (глауконіт, окисні руди заліза,

мангану, частково фосфат кальцію), або за рахунок життєдіяльності морських організмів (кременисті породи, органігенні фосфорити й вапняки).

Значний крок уперед для розуміння механізму формування глауконіту зроблено завдяки детальному вивченню будови його зерен і складу домішок. Майже всі дослідники глауконіту притримуються думки, що на початковій стадії його формування був колоїдний розчин, основу якого становили гелеподібні силікати заліза й алюмінію та гель кремнекислоти. Про первинно гелеву природу глауконіту свідчить, на думку О.В. Казакова [7], його поверхня (часто з тріщинами синерезису), сферична форма зерен (неправильно-округла, овально-горбиста, лопатоподібна) і агрегатно-тонкозерниста структура, зумовлена, як засвідчили електронномікроскопічні дослідження, хаотичним розташуванням мікрочисталітів – видовжених субмікроскопічних лусок [8, 10, 15, 16].

Під час досліджень глауконіту методом газової хроматографії Г.О. Кульчицька зі співавторами [10] одержала надзвичайно цікаві результати, на підставі яких зроблено спробу пояснити мікроагрегатну будову глауконіту та дефектність його слюдяної структури. Серед продуктів піролізу глауконіту виявлено леткі сполуки вуглецю (CO_2 , CO , CH_4), водню й азоту. Це свідчить про наявність у складі глауконітових зерен різної кількості CO -груп – від найпростіших карбонатних і бікарбонатних (Me-OO-CO , Me-O-COOH) до складніших карбонатно-органічних ($\text{Me-O-CH}_2\text{-COOH}$, $\text{Me-O-CH}_2\text{-NH}_2$ тощо), які здатні утримуватися в структурі мінералу поруч з OH -групами саме завдяки дисперсності виділень глауконіту в сукупності з видовженою формою його мікрочисталітів. Бічна поверхня лусок – найвірогідніше місце для розміщення таких комплексів, де вони заміщують головні OH -групи (AlOH , FeOH , MgOH -групи) або доповнюють координаційну сферу Fe^{3+} , Al^{3+} , Mg^{2+} . Завдяки надзвичайній дисперсності виділень глауконіту кількість катіонів, які можуть сорбувати вуглецеві комплекси, досить значна. Очевидно, за рахунок виявлених комплексів досконалість структури мінералу погіршується, а ємність вбирання зростає.

З іншого боку, недосконалу будову й дефектність структури глауконіту могли б спричинити саме сполуки вуглецю, що були в морській воді у вигляді комплексів з металами (мінсяємо місцями причину й наслідки). У такому разі єдиним місцем для розміщення зазначених комплексів була поверхня мікрочисталітів-лусок і міжпакетні проміжки у слюдяній структурі мінералу. Це, очевидно, й зумовило мікроагрегатність виділень глауконіту та появу в його структурі монтморилонітових шарів.

Термогазохроматографічні дослідження глауконіту і, для порівняння, селадоніту засвідчили таке: хоча загальний вміст сполук вуглецю в селадоніті набагато більший, ніж у глауконіті, структура його досконаліша і коливання вмісту окремих складових менші, ніж у глауконіті. Це можна пояснити тим, що виявлені комплекси металів з кисневими сполуками вуглецю дуже стійкі як хімічно, так і термічно. Тому злипання субмікроскопічних лусок глауконіту простежується лише після термічної десорбції сполук вуглецю. А холодноводні умови, в яких формувався глауконіт і зберігаються захоронені відклади, цьому не сприяють. Дещо кращими для самоочищення мінералу від хемосорбованих сполук вуглецю були гідротермальні умови, тому в них і утворився досконаліший селадоніт.

Отже, проведені останнім часом дослідження, а також узагальнення літературного матеріалу дають змогу стверджувати, що:

по-перше, джерелом речовини для утворення глауконіту як складової частини

осадових порід морського походження були головні продукти вулканічної діяльності (термальні розчини та вулканічний попіл), привнесені в океани водним і повітряним шляхом, меншою мірою – змінений кластогенний, зокрема вулканогенний матеріал, знесений ріками з суші;

по-друге, акумульована в глибинах басейнів свіжа реакційно здатна алюмосилікатна речовина, часто збагачена біогенними компонентами (SiO_2 , P, CO_2), переміщувалася завдяки прибережному апвелінгу в приповерхневу частину водних басейнів, де за сприятливих фізико-хімічних параметрів води (pH, Eh, T) випадала в осад (часто разом із теригенним матеріалом) у вигляді колоїдних згустків неоднорідного складу. З них згодом сформувалися найбільш енергетично вигідні зерна сферичної форми або у вигляді тонкодисперсних суспензій, з яких виділялися тонкозернисті агрегати глауконіту, цеоліту, кальциту, пелітові утворення монтморилоніту, фосфату кальцію і глобулярного кремнезему.

1. *Бобровник Д.П.* Петрографія осадово-продуктивної товщі карбону Подільсько-Волинського вугільного басейну. Львів, 1960.
2. *Бродская Н.Г.* Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М., 1974 (Тр. ИГН АН СССР. Вып. 258).
3. *Бутузова Г.Ю., Дриц В.А., Лисицина Н.А., Ципурский С.И.* Новые данные об аутигенных слоистых силикатах в металлоносных осадках впадины Атлантики II (Красное море) // Литол. и полезн. ископ. 1983. № 5. С. 82–88.
4. *Дзоценидзе Г.С.* Влияние вулканизма на образование осадков. М., 1965.
5. *Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые минералы: слюды, хлориты. М., 1991.
6. *Каждан В.Е.* Глауконит из меловых отложений Южной Прибалтики // Тр. Ин-та геологии (Вильнюс). 1966. Вып. 3. Вильнюс. С. 325–334.
7. *Казаков А.В.* Глауконит // Минералогические и физико-химические исследования некоторых осадочных пород и полезных ископаемых: Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. М., 1957. С. 93–142.
8. *Козуб Ю.Б., Поповчак В.П., Сеньковский А.Ю.* Мікроструктурні особливості глауконіту з крейдяних порід Поділля та сучасних відкладів Чорного моря за результатами електронної мікроскопії // Мінерал. зб. 1993. № 46. Вип. 1. С. 84–85.
9. *Коссовская Г.А.* Генетические типы цеолитов стратиформных формаций // Литол. и полезн. ископ. 1975. № 2. С. 23–44.
10. *Кульчицька Г.О., Цьонь О.В., Феношина У.І.* Про природу сполук вуглецю у глауконіті // Мінерал. журн. 1998. Т. 20. № 5. С. 34–45.
11. *Лазаренко Е.К.* Вопросы номенклатуры и классификации глауконитов // Вопросы минералогии осадочных образований. 1956. Кн. 3–4. С. 345–379.
12. *Лазаренко Е.К., Габінет М.П., Сливко О.П.* Мінералогія осадових утворень Прикарпаття. Львів, 1962.
13. *Липкина М.И., Дриц В.А., Ципурский С.И.* и др. Высокожелезистые диоктаэдрические слоистые силикаты из гидротермальных пород и осадков вулканических построек Японского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 10. С. 92–111.
14. *Мстиславский М.М.* Об эндогенном источнике марганца осадочных марганцеворудных месторождений // Литогенез и рудообразование (критерии разграничения экзогенных и эндогенных процессов). М., 1989. С. 121–151.

15. *Муравьев В.И.* Минеральные парагенезисы глауконито-кремнистых формаций. М., 1983.
16. *Николаева И.В.* Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск, 1977.
17. Справочник по геохимии // Г.В. Войткевич, А.В. Кокин, А.Б. Мирошников, В.Г. Прохоров. М., 1990.
18. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М., 1968. Т. 2.
19. *Феношина У.И.* Глауконит из нижнетортонских отложений курорта Любень-Великий // Вопросы минералогии осадочных образований. 1961. Кн. 6. С. 267–282.
20. *Феношина У.И.* Новые данные о сколите // Вопросы минералогии осадочных образований. 1961. Кн. 6. С. 283–295.
21. *Феношина У.И.* Типоморфные особенности глауконита и цеолита и их значение для воссоздания условий образования содержащих их отложений // Использование минералогических методов исследований при прогнозе, поисках и оценке месторождений полезных ископаемых: Тез. докл. I респ. совещ. по приклад. минералогии. Алма-Ата, 1981.
22. *Шутов В.Д.* Модель образования глауконита и «сколита» на примере месторождения Сколе // Литол. и полезн. ископ. 1984. № 1. С. 147–152.
23. *Шутов В.Д., Дриц В.А., Кац М.Я., Соколова А.Л.* Модель образования глобулярного глауконита во флишевой формации // Литол. и полезн. ископ. 1983. № 1. С. 23–40.
24. *Bursf Y.E.* Mineral heterogeneity in “glauconite” pellets // Amer. Miner. 1958. Vol. 43. N 5–6. P. 481–497.
25. *Cimbalnicova A.* Chemical variability and structural heterogeneity of glauconite // Amer. Miner. 1971. Vol. 56. N 7–8. P. 1385–1392.
26. *Hower Y.* Some factors concerning the nature and origin of glauconite // Amer. Miner. 1961. Vol. 46. N 3–4.
27. *Smulikowski K.* O skolicie, nowym minerale z grupy glaukonitu // Archiwum Mineralogiczne. 1936. T. 12.

PROBLEM OF GLAUCONITE GENESIS

U. Fenoshyn, P. Bilonizhka

*Ivan Franko National University of Lviv
Hrushevskogo st. 4, UA – 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: geomin@geof.franko.lviv.ua*

Glauconite has been formed from thermal solutions and as a result of basalt and pyroclastic material halmyrolysis as was ascertained on the basis of geological, lithology-mineralogical and crystallochemical materials analysis and generalisation. Basalt and pyroclastic material has been delivered into sea basins during volcanic activity.

Key words: glauconite, marine sediments, reduction, thermal solutions, basalts, pyroclastic material, halmyrolysis, upwelling.

Стаття надійшла до редколегії 20.05.2002

Прийнята до друку 19.09.2002