

Ігор ПОПП, Петро МОРОЗ

ЛІТОГЕНЕЗ БІОГЕННИХ СИЛІЦИТІВ КРЕЙДОВИХ І ОЛІГОЦЕНОВИХ ОСАДОВИХ ФОРМАЦІЙ КАРПАТСЬКОГО СЕГМЕНТА ДАВНЬОЇ КОНТИНЕНТАЛЬНОЇ ОКРАЇНИ ОКЕАНУ ТЕТІС

В осадових комплексах Українських Карпат і південного заходу Східноєвропейської платформи, віднесених нами до альб-сеноманської та олігоценової апвелінгових і апт-альбської криптоапвелінгової формацій, встановлено існування повного генетичного ряду кременистих порід: від складених мінералами кремнезему (опал-А, опал-СТ, кварц) діатомітів, радіоляритів і спонголітів з чітко вираженою біоморфною структурою до криптобіогенних кварц-халцедонових силіцитів, в яких проявляються лише деякі реліктові ознаки цієї структури. У процесі постседиментаційних перетворень біогенних кременистих відкладів відбувалося часткове або майже повне руйнування первинної біоморфної структури і трансформація низькотемпературного кремнезему за схемою: опал-А (скелетні рештки організмів або органогенний гель SiO_2 після їх розчинення) \rightarrow опал-СТ \rightarrow кварц (халцедон низької структурної упорядкованості з домішкою мінеральної фази опалу-СТ \rightarrow халцедон високої структурної упорядкованості). Результатом діягенетичного перерозподілу речовини, пов'язаного із зміною рН середовища, було: 1) збагачення кремнеземом окремих пластів органогенних відкладів і подальшого утворення кременистих порід (фтанітів) із вмістом SiO_2 орг. близько 90%, що значно вище його вмісту в сучасних діатомових і радіолярієвих мулах (близько 50—60%); 2) формування седиментаційно-діягенетичних шаруватих і лінзоподібно-плямистих текстур вапнистих силіцитів; 3) концентрація кремнезему і карбонатів у вигляді конкрецій.

Проведенні геолого-палеоокеанографічні, геохімічні та літолого-генетичні дослідження [1, 2, 3 та ін.] дають змогу вважати, що основним способом морського кремненагромадження протягом фанерозою була переважно біогенна седиментація SiO_2 . Проте походження деяких літотипів силіцитів залишається дискусійним. Однозначно вирішується лише питання про генезис кременистих порід з чітко вираженою біоморфною структурою (діатомітів, радіоляритів, спонголітів, гезів). Породоутворювальна речовина криптобіогенних кременистих порід (трепелів, опок, фтанітів, вапнистих силіцитів) зазнала значних змін під час постседиментаційних процесів, і тому їхні структурно-текстурні ознаки та хеміко-мінералогічний склад не несуть достатньої інформації про первинні особливості кременистих осадів. Найбільше суперечок у геологічній літературі викликають два такі важливі моменти. По-перше, більшість літотипів силіцитів характеризується неорганоген-

ною структурою, що є основним аргументом у доказах дослідників, які вважають їх хомогенними або вулканогенними утвореннями [4, 5]. По-друге, сучасні кремністі утворення зон регіональних апвелінгів і глобальних субширотних поясів кремненагромадження характеризуються значно меншим вмістом SiO_2 , (близько 50—60 %) порівняно із силіцитами осадових формацій фанерозою. Це стало підставою для припущення [6], що умови кремненагромадження у геологічному минулому могли значно відрізнятись від сучасних і що древні кремністі відклади не є аналогами океанічних радіолярієвих і діатомових мулів. Відстоюючи концепцію біогенного походження мезозой-кайнозойських силіцитів, ми доводимо, що найважливішим фактором формування їхніх теперішніх структурно-текстурних ознак і хеміко-мінерального складу були геохімічні умови на різних стадіях літогенезу. В даній статті це показано на прикладі кремністих порід осадових комплексів Карпатського сегмента давньої континентальної окраїни океану Тетис, а саме альб-сеноманської фосфорито-глинисто-кремністої і олігоценової вуглецево-кремністо-глинистої (менілітова, дусінська світи) апвелінгових формацій та близьких до останньої за речовинним складом апт-альбських флішових утворень апт-альбської криптоапвелінгової формації (шипотська, спаська світи).

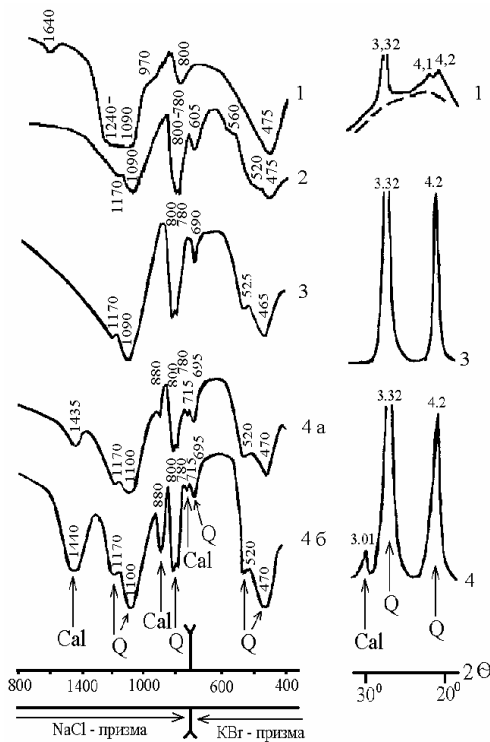


Рис. 1. Інфрачервоні спектри та рентгенодифрактограми силіцитів.
 I — Бітумінозні глинисто-кремністі відклади: 1 — діатоміт (олігоцен, нижньоменілітова підсвіта, м. Добромиль); 2 — фтаніт (барем—альб, шипотська світа, с. Шипот).
 II — Бітумінозні карбонатно-глинисто-кремністі відклади (олігоцен, нижньоменілітова підсвіта):
 3 — фтаніт (м. Борислав);
 4 — тонкошаруватий вапнистий силіцит, в якому окремі текстурні елементи збагачені SiO_2 (а) або CaCO_3 (б). Q — кварц, Cal — кальцит, Pt-пірит, Dol — доломіт, Chl — хлорит.

В осадових товщах Українських Карпат і суміжних регіонів встановлено існування широкого спектра біогенних силіцитів, породоутворювальний кремнезем яких відрізняється за ступенем катагенетичної перетвореності. Так, діатоміти менілітової світи за даними ІЧ-спектроскопії (смуги 1240—1060, 800, 475 cm^{-1}), і рентгенодифрактометрії

(сильно дисперсний рефлекс 4,3—3,4 Å), складені опалом-А (тут і далі фази окристалізованості кремнезему подаються відповідно до класифікації Дж. Б. Джонса, Е. Р. Сегніта [7]) і мають чітко виражену біоморфну структуру (рис. 1). Методом растрової електронної мікроскопії показано, що вони характеризуються пластівце-

подібною і коломорфною ультрамікроструктурами, а також виявлені відбитки діятомеї [8].

За даними [3] опоки і трепели південного заходу Східноєвропейської платформи (альб-сеноман) складені опалом-СТ і під електронним мікроскопом виявляють пластівцеподібну і глобулярну ультрамікроструктури. Основним породоутворювальним мінералом радіоляритів, спонголітів, фтанітів, вапнистих силіцитів флішу Карпат (апт-альб і олігоцен) згідно з результатами ІЧ-спектроскопічних (смуги 1170, 1090, дублет 800—780, 695, 520, 475 cm^{-1}) і рентгенодифрактометричних (рефлекси 4,2; 3,32 Å) досліджень є низькотемпературний кварц (халцедон) різного ступеня структурної упорядкованості. Домішка опалу-СТ в окремих відмінах кварц-халцедонових силіцитів встановлюється появою на ІЧ-спектрах слабоінтенсивних смуг 620 cm^{-1} , властивої для низькотемпературного α -кристобаліту, і 560 cm^{-1} , властивої для низькотемпературного α -тридиміту (рис. 1). Електронно-мікроскопічні дослідження показали, що силіцити, складені халцедоном низької структурної впорядкованості з домішкою опалу-СТ, характеризуються переважно глобулярною, агрегатно-глобулярною, гранулярною ультрамікроструктурами, а силіцити, де домінує кварц (халцедон) високої структурної упорядкованості — кристаломорфною, рідше кристаломорфно-глобулярною, субкристаломорфною, субгранулярною ультрамікроструктурами. В радіоляритах, спонголітах, гезах спостерігаються численні релікти первинної біоморфної структури кременистих відкладів. У трепелах, опоках, фтанітах, вапнистих силіцитах лише спорадично знаходимо поодинокі халцедонові параморфози по скелетах діятомеї, радіолярій, спікулах губок. Петрографічним методом встановлено, що найодноріднішою будовою мінеральних агрегатів характеризуються силіцити, породоутворювальний кремнезем, який повністю розкристалізований до кварцу (халцедону) високої структурної упорядкованості. Серед останніх частіше зустрічаються висококременисті відміни порід. Так, вміст SiO_2 вільн. в діятомітах становить до 65—70%, в опоках і трепелах до 80—90%, у фтанітах до 90—95% [3,8].

Досліджені породи можна порівняти з міоценовими силіцитами формації Монтерей (Каліфорнія), яка є класичним прикладом осадової товщі, генетично пов'язаної з дією апвелінгового ефекту [9]. Вниз по розрізу тут спостерігається поступовий перехід між діятомітами (опал-А), порцеланітами (опал-СТ) і кварц-халцедоновими фтанітоподібними породами (так званими „кременистими сланцями“). Вміст SiO_2 вільн. в діятомітах становить 55—65%, у порцеланітах — до 81%, у кременистих сланцях — до 90% [6].

Серед силіцитів флішу Карпат найкраще розкристалізованими до халцедону (кварцу) високої структурної упорядкованості є олігоценові фтаніти, що зустрічаються у парагенезі з кременисто-карбонатними породами. Нижньокрейдові фтаніти (шипотська і спаська світи) складені халцедоном низької структурної упорядкованості з домішкою опалу-СТ. Від подібних за складом олігоценових порід вони відрізняються підвищеною кількістю глинистої домішки, меншим вмістом PO_4 , піриту і пелітоморфного кальциту. В них частіше зустрічаються реліктові ознаки первинної біоморфної структури у вигляді халцедонових параморфоз по черепашках радіолярій. В осадовій товщі менілітової світи виявлено неперервний ряд порід змішаного складу: силіцит-вапнистий силіцит-окременилий вапняк-вапняк, а в шипотській і спаській світах є інший ряд порід: силіцит-глинистий силіцит-кремнеаргіліт-аргіліт. Характерною ознакою нижньокрейдових фтанітів є масивна тек-

стура, тоді як в олігоценових кременистих горизонтах спостерігаються різноманітні шаруваті текстури. Слід відзначити, що діятоміти менілітової світи зустрічаються у парагенезі з невапнистими і слабовапнистими породами [8]. Очевидним є зв'язок між кількістю карбонатної домішки і ступінню розкristалізованості породоутворювального кремнезему силіцитів. В осадах з підвищеним вмістом CaCO_3 існувало лужне середовище. В таких умовах біогенний SiO_2 розчинявся ще на етапі раннього діягенезу, що приводило до активного перерозподілу речовини і подальшого формування криптобіогенних кременистих і карбонатно-кременистих порід.

Досить часто в олігоценових, рідше нижньокрейдових бітумінозних відкладах Українських Карпат поширені пластові і конкреційні кременисті утворення, що містять домішку карбонатів і піриту. В кременистих горизонтах менілітової світи по краях фтанітових пластів зустрічаються проверстки (до 5—8 см) ясно-сірих опокподібних вапнистих силіцитів, складених крипто-, мікрокристалічною кальціто-халцедоновою масою. Виявлені також вапнисті силіцити, що характеризуються своєрідними седиментаційно-діягенетичними тонкошаруватими і лінзоподібно-плямистими текстурами. Рентгенодифрактометричними та ІЧ-спектроскопічними дослідженнями встановлено, що ділянки породи світлішого забарвлення характеризуються підвищеним вмістом карбонатної домішки. У шліфах вапнистих силіцитів на контакті між окремими текстурними елементами спостерігаються „ланцюжки“ вкраплень піриту. В бітумінозних відкладах шипотської (нижня крейда) і дусінської (олігоцен) світ Українських Карпат поширені сульфідно-кременисто-карбонатні конкреції з концентрично-зональними діягенетичними текстурами, описані нами в роботі [10]. На рентгенодифрактограмах цих мінеральних утворень чітко фіксуються основні рефлекси кальциту (3,83; 3,03; 2,48 Å), кварцу (4,2; 3,32; Å) і піриту (3,13; 2,71; 2,42 Å), на ІЧ-спектрах — смуги карбонатів (1470, 880, 720 cm^{-1}), кварцу (1185, 1105, дублет 805—785, 520, 470 cm^{-1}), піриту (1660 cm^{-1}). В речовинному складі досліджених діягенетичних стяжін шипотської світи домінує кальцит, а в дусінських — кварц. Спільними характерними ознаками для них є високий вміст піриту в ядрі конкрецій, який поступово зменшується у напрямі до їх зовнішньої оболонки (рис. 2—3).

Отже, в осадових комплексах Українських Карпат і південного заходу Східно-європейської платформи, віднесених нами до альб-сеноманської та олігоценової апвелінгових і апт-альбської криптоапвелінгової формацій, встановлено існування повного генетичного ряду кременистих порід: від складених мінералами ряду опал-А → опал-СТ → кварц діятомітів, радіоляритів і спонголітів з чітко вираженою біоморфною структурою до криптобіогенних кварц-халцедонових силіцитів, в яких проявляються лише деякі реліктові ознаки цієї структури.

Результати досліджень дають підставу стверджувати, що внаслідок постседиментаційних перетворень структурна трансформація породоутворювального кремнезему організмів, як планктогенного (фіто-, і зоопланктон), так і бентосного (губки та ін.) ряду, що заселяли і випали в осадок у Карпатському сегменті континентальної окраїни океану Тетис (крейда-олігоцен), відбувалося переважно за такою схемою: опал-А (скелетні рештки організмів або органогенний гель SiO_2 після їх розчинення) → опал-СТ → кварц (халцедон низької структурної упорядкованості з домішкою мінеральної фази опалу-СТ → халцедон високої структурної упорядкованості).

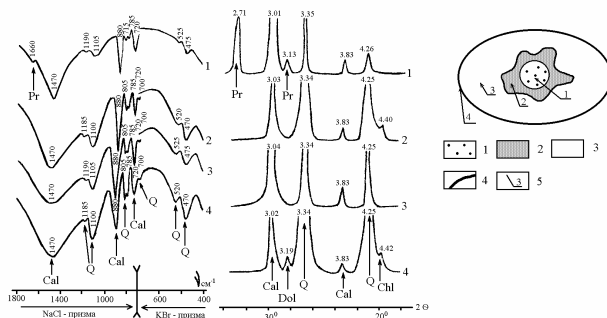


Рис. 2. Інфрачервоні спектри і рентгенодифрактограми сульфідно-кременисто-карбонатної конкреції.

1 — ядро конкреції з вкрапленнями ранньодіягенетичного піриту; 2 — внутрішня оболонка конкреції з підвищеним вмістом SiO_2 ; 3 — зовнішня оболонка конкреції; 4 — кірка вивітряння з підвищеним вмістом SiO_2 ; 5 — місце взяття проби. Умовні позначення мінералів див. на рис. 1.

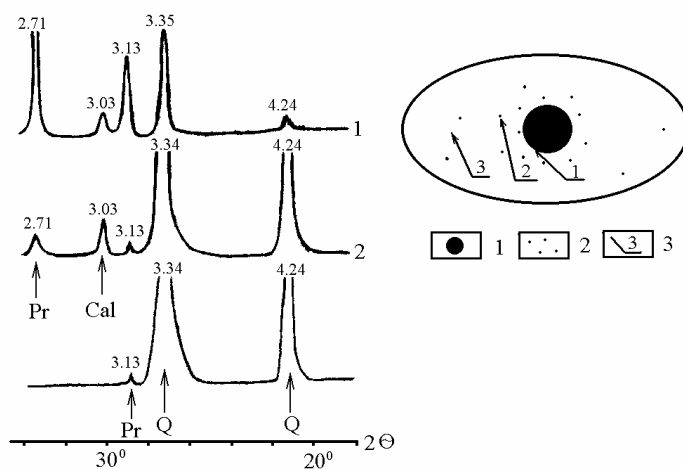


Рис. 3. Рентгенодифрактограми сульфідно-карбонатно-кременистої конкреції.

1 — ранньодіягенетичне піритове ядро конкреції; 2 — вкраплення піриту; 3 — місце взяття проби. Умовні позначення мінералів див. на рис. 1.

Розчинення і механічне руйнування скелетів і решток кремнеорганізмів відбувалися уже на стадії седиментогенезу і продовжувалися у ранньому діягенезі, коли на інтенсивність цих процесів, крім фізико-хімічних умов середовища, впливала низка геохімічних біологічних, гідрологічних і гідродинамічних факторів, як це доведено [11] на прикладі сучасних регіонів морського кремненагромадження. На подальші постседиментаційні перетворення біогенного кремнезему впливали кисло-лужний режим, термобаричні умови, а також наявність органі-

чних і мінеральних домішок. Трансформація мінеральних фаз SiO_2 за схемою: опал-А \rightarrow опал-СТ \rightarrow кварц (халцедон) відбувалося двома способами:

1) розчинення SiO_2 і подальше випадання його з розчину у формі структурно-досконаліших модифікацій, що було зумовлено коливанням рН порових вод; 2) розкристалізація у твердій фазі при підвищенні температури і тиску. У першому випадку первинна біоморфна структура осаду майже повністю руйнувалася ще на стадії діягенезу, результатом чого було утворення криптобіогенних силіцитів (трепелів, опок, фтанітів та ін.). Якщо під час діягенезу та катагенезу кременистих відкладів постійно існувало кисле, слабокисле або нейтральне середовище ($\text{pH} < 7$), тоді структурні перетворення SiO_2 проходили у твердій фазі. В породах, що формувалися у цих умовах, зустрічаються численні халцедонові параморфози по скелетам кремнеорганізмів. Прикладом таких силіцитів є радіоларити, спонголіти і гези мезозой-кайнозою Карпат [12].

Фізико-хімічні умови, що існували у відкладах апвелінгових зон, осади яких були збагачені SiO_2 біог. і органічною речовиною (ОР), сприяли інтенсивному діягенетичному перерозподілу речовини й автигенному мінералоутворенню [3,11]. По-перше, для них було властиве відновне і сильно відновне середовище. По-друге, з нерівномірним розподілом органічної і карбонатної домішок пов'язані дуже неоднорідні значення рН. У таких умовах відбувалася міграція елементів, які є малорухомими в інших обстановках, зокрема кремнію [13].

На етапі діягенетичного перерозподілу речовини відбувалися: 1) збагачення кремнеземом окремих пластів органогенних відкладів і подальшого утворення кременистих порід (фтанітів) з вмістом SiO_2 орг. близько 90%, що значно вище його вмісту в сучасних діятомових і радіоларієвих мулах (близько 50—60%); 2) формування седиментаційно-діягенетичних шаруватих і лінзоподібно-плямистих текстур вапнистих силіцитів; 3) концентрація кремнезему і карбонатів у вигляді конкрецій.

У попередній нашій праці [10] показано, що пошаровий мінеральний (склад від ядра до зовнішньої оболонки) сульфідно-кременисто-карбонатних конкрецій відображає еволюцію фізико-хімічних умов середовища впродовж стадії діягенезу. Центрами конкрецієутворення були дрібні мінеральні агрегати ранньодіягенетичного піриту. Ріст конкреційних тіл відбувалося через осадження SiO_2 і CaCO_3 , кількісне співвідношення яких контролювалося зміною рН середовища під впливом хімічних перетворень з участю РОР, сульфат-редуючих бактерій і CO_2 (рис. 4)

Дуже подібні геохімічні процеси відбувалися під час діягенезу олігоценових пластових кременисто-карбонатних відкладів Карпатського сегмента давньої континентальної окраїни океану Тетис і стали причиною формування різноманітних текстур силіцитів. При тому незначні первинні неоднорідності у складі осаду (нерівномірний розподіл органічної і карбонатної домішок) різко підсилювалися діягенетичним перерозподілом речовини, який був зумовлений дуже мінливим кисло-лужним режимом середовища. На ділянках з високим вмістом ОР при $\text{pH} < 7$ осаджувався SiO_2 в лужному середовищі ($\text{pH} > 7$) — CaCO_3 . Сульфід Fe утворювався в умовах, близьких до нейтральних ($\text{pH} = 7$). Тому якраз до границі між різними текстурними елементами вапнистих силіцитів або контактів між ними та фтанітами і приурочені „ланцюжки“ з крапель піриту. Явище утворення так званих „діягенетичних ритмів“ [14, 15], унаслідок якого породи є неоднорідніші за

складом, ніж первинні осадки, на нашу думку, було основною причиною збагачення кремнеземом фтанітів та деяких інших літотипів силіцитів (рис. 4).

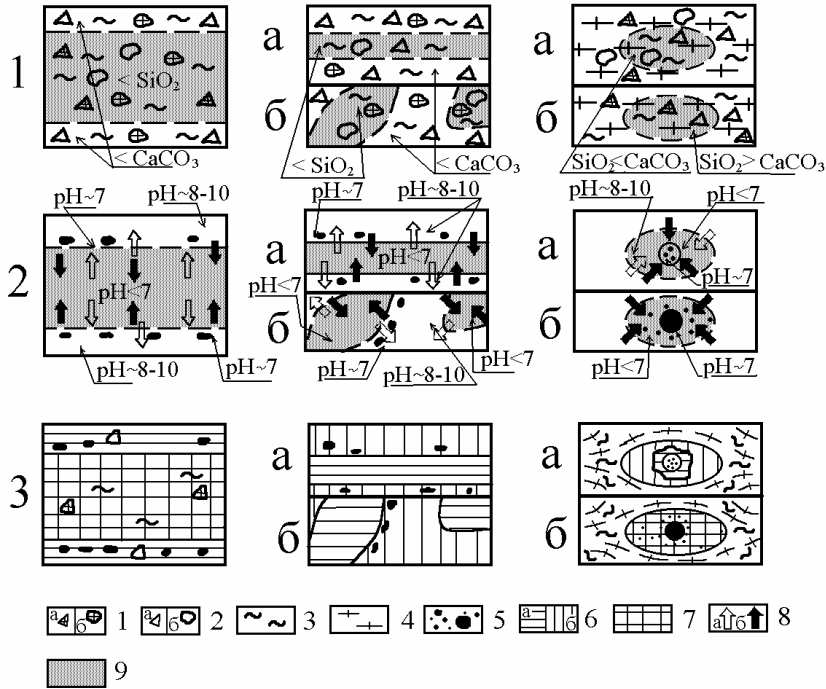
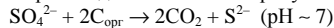


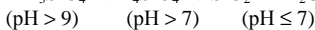
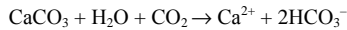
Рис. 4. Генетична модель формування пластових силіцитів та сульфідно-карбонатно-кременистих конкрецій. Відновне середовище ($E_h < 0$).

1 — Седиментогенез — ранній діягенез. Нерівномірний розподіл компонентів у карбонатно-кременистих і кременистих скелетних рештках організмів.

2 — Діягенетичне мінералоутворення. Сульфат-редукція і утворення ранньодіягенетичного піриту



Діягенетичний перерозподіл речовини.



3 — Пізній діягенез — ранній катагенез. Завершення формування конкрецій і седиментаційно-діягенетичних текстур. Літифікація відкладів. Трансформація породоутворювальних мінералів у структурно досконаліші модифікації.

Вапнисті силіцити, фтаніти (олігоцен, менілігова світа): I — шарувата текстура; II — тонкошарувата (а) і лінзоподібно-плямиста (б) текстури. III — сульфідно-карбонатно-кременисті конкреції (барем-альб, шипотська світа (а); олігоцен, дусінська світа (б)).

Скелетні рештки організмів: 1 — з кремнеземом; 2 — з карбонатним скелетом: а — добре збереженні, б — частково розчиненні; 3 — POP; 4 — глинистий компонент відкладів; 5 — ранньодіягенетичний пірит; 6 — вапнистий силіцит, конкреція: ділянки породи з підвищеним вмістом SiO_2 (а), CaCO_3 (б); 7 — фтаніт, конкреція ($\text{SiO}_2 > \text{CaCO}_3$); 8 — міграція і осаження SiO_2 (а) і CaCO_3 (б); 9 — ділянки осаду з підвищеним вмістом POP.

Отже, літолого-мінералогічні особливості біогенних силіцитів осадових формацій Карпатського сегмента давньої континентальної окраїни океану Тетис формувалися унаслідок послідовного проходження цілої низки седиментаційних і мінерало-геохемічних процесів. Першим їхнім етапом було біогенне кремненагромадження, пізніше, під час постседиментаційних процесів, частково або повністю руйнувалися первинна біоморфна структура кременистих відкладів і відбувалася трансформація низькотемпературного кремнезему в його структурно-досконаліші модифікації. Діагенетичний перерозподіл речовини був важливим фактором формування силіцитів із вмістом кремнезему, вищим, ніж у первинних біогенних кременистих і карбонатно-кременистих осадах.

ЛІТЕРАТУРА

1. *Страхов Н. М.* О некоторых вопросах геохимии кремнезема // Геохимия кремнезема. — М.: Наука, 1966. — С. 5—8.
2. *Лисицын А. П.* Осадконакопление в океанах. — М.: Наука, 1978. — 392 с.
3. *Сеньковский Ю. Н.* Литогенез кремнистых толщ юго-запада СССР. — К.: Наук. думка, 1977. — 128 с.
4. *Муравьев В. И.* Вопросы абиогенного осадочного кремненакопления // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. — М.: Наука, 1987. — С. 86—88.
5. *Дзоценидзе Г. С.* Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. — М.: Недра, 1968. — 344 с.
6. *Хворова И. В.* Кремненакопления в геосинклинальных областях прошлого // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. — М.: Наука, 1968. — Т. 1. — С. 9—136.
7. *Jones J. B., Segnit E. R.* // J. Geol. Soc. Austr. — 1971. Vol. 18 p.1. — P. 57—68.
8. *Габинет М. П.* Постседиментационные преобразования флиша Украинских Карпат. — К.: Наук. думка, 1985. — 148 с.
9. *Баженова О. К.* // Изв. АН СССР. — 1986. — № 8. — С. 91—97.
10. *Сеньковский Ю. М., Попп І. Т., Мороз П. В.* Геохімічні умови утворення сульфідно-кременисто-карбонатних конкрецій у бітумінозних нижньокрейдових і олігоценових відкладах Українських Карпат // Праці НТШ. — 2001 — т. V. — С. 71—75.
11. Закономерности, распределение и формы кремния, взвешеного в водах Мирового океана / А. П. Лисицын, Ю. И. Беляев, Ю. А. Богданов, А. Н. Боговяленский // Геохимия кремнезема. — М.: Наука, 1966. — С. 37—89.
12. *Попп І. Т., Сеньковский Ю. М.* Постседиментаційні перетворення біогенних силіцитів Українських Карпат // Геологія і геохімія горючих копалин. — 1996. — № 3—4 (96—97). — С. 40—51.
13. *Конюхов А. И.* Осадочные формации в зонах перехода от континента и океану. — М.: Недра, 1987. — 222 с.
14. *Sujkovsk Z. L.* // Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologist. — 42. — 1958. — P. 2692—2717.
15. *Фербридж Р. У.* Фазы диагенеза (диагенез в узком смысле, катагенез и гипергенез) и аутигенное минералообразование // Диагенез и катагенез осадочных образований. — М.: Мир, 1971. — С. 27—91.

SUMMARY**Ihor POPP, Petro MOROZ****LITHOGENESIS OF BIOGENIC SILICITES OF SEDIMENTARY FORMATIONS
OF THE CARPATHION SEGMENT OF THE ANCIENT CONTINENTAL MARGIN
OF THE TETHYS OCEAN**

In sedimentary complexes of Ukrainian Carpathians and south-eastern part of the East-European Platform, which are regarded by us to albian-senomanian and oligocene upwelling and aptian-albian cryptoupwelling formations, the existence of the complete genetic range of siliceous rocks has been established: from composed by minerals of the range opal A → opal CT → quartz diatomites, radiolarites and spongolites with the clear biomorphic structure to cryptobiogenic quartz – chalcedony silicites, in which only some relict features of this structure can be distinguished. In the process of postsedimentary transformations of biogenic siliceous deposits the partial or almost complete destruction of the primary biomorphic structure and transformation of the low-temperature silica on the scheme opal A (skeleton debris of organisms or organogenic SiO₂ gel after their dissolution) → opal CT → quartz (chalcedony of the low structural arrangement with an admixture of the mineral phase of opal CT → chalcedony of the high structural arrangement) took place. The result of diagenetic redistribution of the matter, related to pH change of the environment was: 1) enrichment with silica of some layers of organogenic deposits and further formation of siliceous rocks (ftanites) with SiO₂ content of about 90 %, which significantly exceeds the one of the present-day diatomic and radiolarian muds (about 50—60 %); 2) formation of sedimentary-diagenetic round and lense-spot fabrics of the lime silicites; 3) concentration of silica and carbonates in concretions.