

УДК 549.551.21

ВПЛИВ ВУЛКАНІЗМУ НА АУТИГЕННЕ СИЛКАТОУТВОРЕННЯ У ФЛІШІ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

П. Білоніжка¹, І. Попп²

¹Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Грушевського, 4, м. Львів, 79005, e-mail: mineral@franko.lviv.ua

²Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України
вул. Наукова, 3а, м. Львів, 79060, e-mail: igggk@ipm.lviv.ua

Наведено результати вивчення аутигенних силікатів – глауконіту, сколіту, смектитів та силіцитів у фліші Українських Карпат. На підставі аналізу літературних даних і проведених досліджень розглянуто різні погляди на їхнє походження.

Зроблено висновок, що глауконіт, сколіт і смектити утворилися з продуктів гальміролізу пірокластичних порід, головно вулканічного попелу та гідротермальних розчинів у процесі взаємодії з морською водою.

Формування силіцитів відбувалося внаслідок біогенного кремненагромадження в седиментаційному басейні. Головним джерелом розчиненого в морській воді кремнезему були поствулканічні фумарольно-гідротермальні розчини, які сприяли бурхливому розвитку діатомових водоростей та інших кремнієвих організмів.

Ключові слова: фліш, вулканізм, аутигенне утворення, глауконіт, сколіт, смектити, силіцити, кремнієві організми, Українські Карпати.

Серед аутигенних силікатів у фліші Українських Карпат найпоширеніші глауконіти, смектити і силіцити. Їхнє утворення в осадових породах упродовж багатьох десятиків років обговорюють дослідники, воно і досі викликає дискусії. Найдискусійнішими є питання про джерела компонентів, з яких вони утворилися, і способи їхнього осадження.

У літературі [14, 24, 33] давно поширений погляд, згідно з яким вихідний матеріал для формування глауконіту мобілізувався на континентах у корах звітрювання і всі необхідні елементи (Si, Fe, Al та ін.) у вигляді уламків, суспензій, колоїдів і розчинених компонентів надходили ріками в морські басейни. На дні басейнів на межі осаду і придонної води в окисно-відновних умовах розвивалися складні фізико-хімічні й біогеохімічні процеси, унаслідок яких утворювався глауконіт. Однак процес діагенетичного утворення глауконіту уявляли в загальних рисах без надійного обґрунтування.

Концепцію діагенетичного мінералоутворення, у тому числі й глауконіту, розробив М. Страхов [33]. Підтримуючи його ідею, І. Ніколаєва [24] зазначила, що в сучасних осадах океанів не вдалося виявити мулових вод, насичених елементами, що необхідні для утворення глауконіту.

В. Шутов [39 та ін.], досліджуючи умови утворення глауконіту у флішовій формації Північно-Західного Кавказу, зазначили, що для флішового басейну не було початкової

ланки утворення глауконіту – необхідних кір звітрювання, які б постачали в басейн відповідний “будівельний матеріал”. А формування флішу відбувалося з теригенного матеріалу прилеглих кордильєр. На його думку, джерелом компонентів для глауконітоутворення були глибинні гідротерми, що надходили у флішовий басейн по глибинних конседиментаційних розломах.

У ході вивчення генезису глауконіту в осадах Тихого океану Н. Логвиненко зі співавт. [20] на підставі аналізу й узагальнення літературного матеріалу і проведених досліджень дійшли висновку, що утворення глауконіту відбувається в три етапи. На першому етапі, на початку діагенезу, услід за нагромадженням осаду відбувається утворення колоїдних згустків кремнезему, глинозему і заліза в порах і порожнинах осадів і адсорбція ними з мулових вод лужних і лужноземельних металів. Матеріалом для утворення колоїдів слугують алюмосилікати і силікати (уламкові й пірокластичні), вулканічне скло, залишки кремневих організмів, які в процесі гальміролізу частково розчиняються й утворюють колоїди.

На наш погляд, це реально, оскільки пірокластичний матеріал порівняно легко піддається підводному звітрюванню і постачає необхідний матеріал – Si, Al, Fe, Mg, а морська вода – K і Mg для глауконітоутворення.

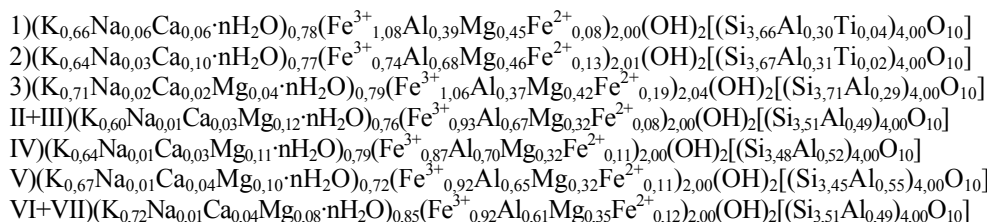
На другому етапі, ранньому діагенезі, починається старіння і розкristалізація колоїдів. Уже на цьому етапі може починатися утворення тріщин синерезису і заповнення їх мулом. Продовжуються процеси сорбції-десорбції між глауконітом і мулом, збільшуються його густина і твердість, утворюються прошарки, плями і примазки глауконіту в осадах. У кристалохімічному плані глауконіт є мінералом зі значною домішкою змішаносаруватої фази гідролюда-монтморилоніт.

Третій етап пов'язаний з розмиванням і перевідкладенням осадів, що містять глауконіт, і утворенням глауконітових пісків. На думку авторів [20], глауконітові піски в сучасних і давніх відкладах є свідками розмивів і перемивів – індикаторами прихованих літологічних неузгоджень.

Подібний погляд на генезис океанічних глауконітів висловили Н. Лісіцина, Г. Бутузова [19]. Вони зазначили, що специфічні морфологічні особливості глауконіту (глобулярна і коломорфна структури) відрізняють його від інших шаруватих силікатів. Це дало змогу їм упевнено зробити висновок, що в процесі формування глауконіт проходить стадію гелю. Джерелом для утворення колоїдів слугують аморфні гідроксиди заліза і різноманітний кремневісний матеріал океанічних осадів (біогенний, теригенний, пірокластичний). У діагенезі відбувається розкristалізація кремнево-залізного гелю й утворення змішаносаруватих фаз з гідролюди і шарів монтморилоніту, що розбухають.

Для пізнання умов утворення глауконіту у фліші Карпат наведено результати досліджень його хімічного складу (табл. 1) і структурних особливостей.

За даними хімічних аналізів розраховано кристалохімічні формули глауконіту:



Таблиця 1

Хімічний склад глауконіту з пісковиків менілітової і ямненської світ
Українських Карпат

Компо- ненти	1	2	3	II+III	IV	V	VI+VII
SiO ₂	49,76	51,39	49,89	47,86	46,88	46,78	47,08
TiO ₂	0,78	0,36	0,05	0,23	0,23	0,23	0,18
Al ₂ O ₃	7,93	11,74	7,52	12,75	13,85	13,48	12,36
Fe ₂ O ₃	19,41	13,77	18,93	16,01	15,48	16,33	16,12
FeO	1,23	2,21	3,00	1,17	1,68	1,67	1,88
MnO	-	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01
CaO	0,72	1,31	0,25	0,40	0,40	0,46	0,46
MgO	4,10	4,38	3,75	3,74	3,79	3,72	3,77
K ₂ O	6,99	6,98	7,52	6,10	6,66	6,93	7,41
Na ₂ O	0,41	0,21	0,11	0,09	0,09	0,09	0,14
H ₂ O ⁺	2,30	1,88	2,34	7,20	6,49	6,22	6,93
H ₂ O ⁻	6,34	6,09	6,11	3,84	3,48	3,27	3,12
CO ₂	Н.в.	Н.в.	Н.в.	0,16	-	-	0,51
C	Н.в.	Н.в.	Н.в.	0,20	0,48	0,35	0,32
P ₂ O ₅	Н.в.	Н.в.	Н.в.	0,05	0,05	0,05	0,04
Сума	99,97	100,32	99,47	99,81	99,57	99,59	100,33

Примітка: 1 – глауконіт темно-зелений з пісковіку нижньої менілітової світи по р. Бистриці-Надвірнянській, с. Пнів; 2 – глауконіт трав'яно-зелений з жовтуватим відтінком з пісковіку менілітової світи (Борислав); 3 – глауконіт з пісковіку менілітової товщі (за А. Шубертовським) [15]; II+III; IV; V; VI+VII – фракції глауконіту, розділені за густиною, з ямненських пісковиків у кар'єрі близько м. Сколе [40].

Як бачимо з формул 1–3, найбільші зміни хімічного складу глауконіту спостерігають в октаедричних позиціях, заселених іонами Fe³⁺, Al³⁺, Mg і Fe²⁺, серед яких тривалентне залізо переважає. Кількість їхніх структурних одиниць, за винятком магнію, змінюється в широких інтервалах: Fe³⁺ – 0,74–1,08; Al³⁺ – 0,37–0,68; Fe²⁺ – 0,08–0,19. Вміст магнію досить сталий і становить 0,42–0,46 структурної одиниці. Деякі зміни хімічного складу глауконітів спостережено також у тетраедричних і міжшарових позиціях. Порівняно невисокий вміст калію в міжшарових позиціях (0,64–0,71 структурної одиниці) може свідчити про наявність смектитових шарів у структурі глауконіту.

Для дослідження кристалохімічної гетерогенності глауконітових утворень В. Шутов [40] розділив їх у важких рідинах на серію фракцій за густиною від 2,61 до 2,83 г/см³. Цей метод дає змогу оцінити ступінь однорідності–неоднорідності глауконітових глобул, наявність або відсутність компонентів, що розбухають, та інших структурних характеристик, що дає важливу інформацію для пізнання умов утворення мінералу. Проведено хімічний аналіз одержаних фракцій (див. табл. 1) і розраховано їхні кристалохімічні формули [40].

Згідно з хімічним складом, зі збільшенням густини глобул глауконіту вміст головних компонентів практично не змінюється, за винятком калію, де його концентрація у важкій

фракції більша. Зі збільшенням густини глауконітових глобул дифракційні картини слюд щораз більше відповідають політипній модифікації 1М. Якщо найлегші за густиною фракції містять 15–20 % міжшарів смектитового типу, що розбухають, то в найважчій фракції вміст монтморилонітових шарів не перевищує 5 %, тобто у важких фракціях глобули глауконіту порівняно мономінеральні.

У кар'єрі яменських пісковиків близько м. Сколе знайдено пластинчасту відміну глауконіту, яку К. Смуліковський 1936 р. описав під назвою сколіт. Хімічний склад сколіту і його фракцій, розділених за густиною (2,61–2,83 г/см³), наведено в табл. 2. Сколіт відрізняється від глауконіту передусім більшим вмістом алюмінію і меншим – заліза й магнію в октадрах і калію в міжшарах. Дифракційні картини глауконіту і сколіту також відмінні. У сколіті спостерігають тенденцію до впорядкування змішаношаруватих фаз [34, 35, 40].

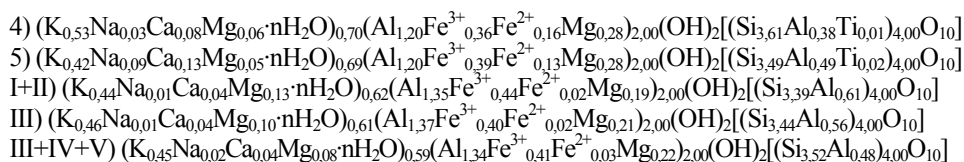
Таблиця 2

Хімічний склад сколіту з яменських пісковиків Українських Карпат

Компоненти	4	5	I+II	III	III+IV+V
SiO ₂	49,09	49,71	46,66	48,01	48,94
TiO ₂	0,21	0,36	0,15	0,18	0,14
Al ₂ O ₃	18,17	20,42	23,04	22,34	21,49
Fe ₂ O ₃	6,42	7,35	8,18	7,30	7,66
FeO	2,56	2,26	0,39	0,39	0,42
MnO	Сліди	Сліди	0,01	0,01	0,01
CaO	1,03	1,79	0,56	0,52	0,48
MgO	3,10	3,18	2,92	2,83	2,78
K ₂ O	5,62	4,63	4,71	4,85	4,85
Na ₂ O	0,23	0,63	0,09	0,09	0,14
H ₂ O ⁺	13,47	6,13	5,30	6,50	5,65
H ₂ O ⁻		3,43	6,87	5,79	6,12
CO ₂	Н.в.	Н.в.	-	0,42	0,50
C	Н.в.	Н.в.	0,66	0,56	0,52
P ₂ O ₅	Н.в.	Н.в.	0,02	0,02	0,02
Сума	99,90	99,89	99,57	99,81	99,72

Примітка: 4 – сколіт з яменських пісковиків, район Сколе [15]; 5 – сколіт з яменських пісковиків на правому березі р. Лімниці, с. Осмолода [9]; I+II, III, III+IV+V – фракції сколіту, розділені за густиною з яменських пісковиків у кар'єрі, близько м. Сколе [40]; Н.в. – не визначали.

Кристалохімічні формули сколіту і його фракцій мають такий вигляд:



На думку В. Шутова [40], глауконіт і сколіт утворилися в різні відрізки часу і з різних за складом гідротермальних розчинів. Глауконіт розсіяний у пісковиках, є сингенетичним і утворився з гідротермальних розчинів, збагачених залізом. Сколіт, що виповнює прожилки і ходи мулоїдів у пісковиках, утворився з гідротермальних розчинів, збагачених залізом та збагачених алюмінієм, і має післяседиментаційне походження.

За даними М. Ліпкіної [16], на підводних вулканічних горах у Японському морі поширені своєрідні глауконітоносні кварцові, халцедонові й опалові породи, невідомі на суші. У них багато порожнин і каверн примхливої форми. Породи містять грудочки глауконіту, який має консистенцію порівняно в'язкої глини або сметаноподібного гідрогелю. Форма грудочок округло-кутувата, неправильна, розміром від часток міліметра до 5–7 мм. Грудочки глауконіту оточені кварцовою оболонкою, складеною з дрібненьких призматичних кристаликів розміром до 0,25 мм.

Кварц у глауконіті також заповнює тріщини синерезису й нерідко утворює з глауконітом тонкі проростання. Майже в усіх зразках глауконітоносних порід трапляється пірит. Глауконітоносні породи безпосередньо контактують з базальтами, що свідчить про їхній генетичний зв'язок. За М. Ліпкіною, глауконіт і мінерали кремнезему – це утворення специфічних придонних гідротерм і їхньої взаємодії з морською водою. Можливо, аналогічне походження має глауконіт в інших районах Тихоокеанського басейну, розміщених у межах андезитової зони [5, 16].

Для пізнання умов утворення глауконіту принципово важливе значення має питання, чи належить високозалістий слюдистий мінерал селадоніт до глауконітів. Річ у тому, що, згідно з поширеним поглядом ці мінерали формуються в суттєво різних геологічних умовах. Селадоніти, для яких характерні дуже незначні ізоморфні заміщення силіцію на тривалентні катіони в тетраедрах або їхня повна відсутність, зазвичай, зачисляли до низькотемпературних гідротермальних утворень. А глауконіти, які відрізняються від селадонітів суттєво вищим вмістом тривалентних катіонів Al і (або) Fe^{3+} в тетраедрах, пов'язували з діагенетичними умовами. Згідно з дослідженнями Є. Лазаренка [14], В. Дріц, А. Косовської [12], селадоніти примикають до глауконітів. У цьому зв'язку великий інтерес становлять дослідження кристалохімічних особливостей високозалістих діоктаедричних слюдистих силікатів із гідротермальних порід і осадів вулканічних гір Японського моря, проведені М. Ліпкіною зі співавт. [17]. Учені виявили безперервну серію від нонтронітів через змішаношаруваті утворення до слюдистих мінералів.

Переважають головно селадоніти, а глауконіти мають тетраедричний заряд, близький до верхньої межі заряду в селадонітах. За ступенем гетерогенності ці утворення аналогічні сучасним океанічним глауконітам. Автори [17] дійшли висновку, що структурно-кристалохімічні характеристики шаруватих силікатів у кожному конкретному випадку зумовлені першоджерелом, тобто хімічним складом гідротерм в областях підводного вулканізму.

Отже, утворення глауконіту, в тому числі сколіту і селадоніту з гідротермальних розчинів, що надходили в седиментаційні морські басейни під час осадонагромадження, а також по розломах в уже сформовані гірські породи, не викликає сумніву. Проте, імовірно, що утворення глауконіту відбувалося і в процесі гальміролізу пірокластичного матеріалу, головно вулканічного попелу, який потрапляв у седиментаційні басейни річковими водами і повітряним шляхом. Про це свідчить незначний і дуже нерівномірний вміст глауконіту, розсіяного у фліші Карпат та різноманітних осадових породах в інших регіонах Землі [35].

На відміну від глауконіту і сколіту, у фліші Українських Карпат значно поширеніші смек-

тити. Вони разом з гідроллюдою (лілітом) і хлоритом є породоутворювальними мінералами в аргілітах, алевролітах та інших осадових породах, а також містяться в неупорядкованих змішаношаруватих утвореннях гідроллюдо-монтморилоніт, хлорит-монтморилоніт.

Смектити – головна складова частина бентонітових глин, які у вигляді тонких (1–3 см) прошарків трапляються в бітумінозних аргілітах менілітової світи і в строкатих горизонтах манявської світи [4, 9, 21].

Хімічний склад глинистих фракцій, виділених з прошарків бентонітових глин у флішовій товщі Карпат, наведено в табл. 3.

Як бачимо з кристалохімічних формул, смектити в бентонітових глинах Карпат представлені головню залістим монтморилонітом (проби 1–3, 5), зрідка – бейделітом (проба 4). Октаедричні позиції бейделіту майже повністю заселені алюмінієм ($Al_{1,95}$), що близько до ідеальної формули бейделіту.

В аргілітах, алевролітах, пісковиках, прошарках бентонітових глин, поширених у фліші Карпат, а також в осадових породах інших регіонів [13], смектити утворилися внаслідок гальміролізу пірокластичного матеріалу головню вулканічного попелу [4, 7, 13, 21, 22], а місцями – з гідротерм.

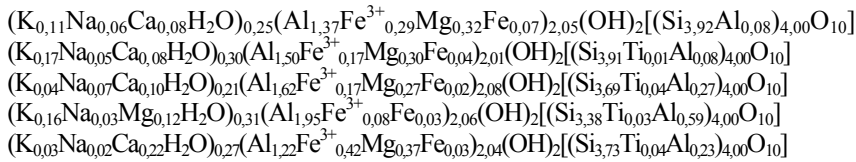
Таблиця 3

Хімічний склад глинистих фракцій < 0,001 мм, виділених з прошарків бентонітових глин у фліші Карпат [8, 15]

Оксид	1	2	3	4	5
SiO ₂	56,81	53,70	48,50	48,14	48,33
TiO ₂	0,09	0,24	0,72	0,65	0,76
Al ₂ O ₃	17,82	18,41	21,09	30,65	16,07
Fe ₂ O ₃	5,54	3,04	3,03	1,57	7,35
FeO	1,18	0,65	0,29	0,57	0,46
MnO	Сліди	0,05	-	0,01	0,05
MgO	3,12	2,74	2,40	1,10	3,24
CaO	1,03	1,04	1,20	-	3,36
Na ₂ O	0,43	0,33	0,51	0,21	0,13
K ₂ O	1,26	1,84	0,45	1,83	0,35
H ₂ O ⁻	7,32	11,61	13,78	4,44	12,26
H ₂ O ⁺	5,56	6,25	8,55	11,26	6,13
CO ₂	-	-	-	-	0,48
Сума	100,16	99,90	100,34	100,43	99,47

Примітка: 1 – бентонітова глина з туфового горизонту (проба 49), р. Чечва, верхньо-менілітова підсвіта; 2 – зеленкувато-сіра бентонітова глина з тонких прошарків у чорних бітумінозних аргілітах верхньоменілітової підсвіти (проба 513), р. Чечва; 3 – зелена глина з тонких прошарків (1–3 см) у нижній менілітовій підсвіті (проба 2127), р. Опір, околиця с. Верхне Синьовидне; 4 – зелена глина з тонких прошарків (1–3 см) у нижньо-менілітовій підсвіті (проба 2292), околиця с. Спас, р. Дністер; 5 – глина зі строкатого горизонту манявської світи в басейні р. Турянки.

За даними хімічних аналізів розраховано кристалохімічні формули мінералів:



В осадових товщах складчастих областей значно поширені криптогенні кременисті породи кварц-халцедонового складу (фтаніти, яшми, халцедоноліти тощо), які зазнали значних змін унаслідок постседиментаційних процесів, тому їхні мінералого-петрографічні ознаки не несуть вичерпної інформації про їхні первинні генетичні особливості. Дослідники дотримуються різних поглядів як на джерела SiO_2 (ендогенне або екзогенне), так і на спосіб його осадження (біогенний, хемогенний). М. Страхов [32], О. Лісіцин [18], С. Шуменко [38] та інші відомі дослідники обґрунтували провідну роль організованого чинника у фанерозойському кремененагромадженні. Наведено також аргументи на користь хемогенного походження силіцитів [23]. Зазначено про важливу роль вулканогенного джерела SiO_2 для формування кременистих товщ складчастих областей [10, 11, 36]. М. Страхов [32] не заперечує можливості хімічного осадження кремнезему на локальних ділянках морського дна, які вирізнялися високою вулканічною активністю.

Іноді “вулканогенна” і “біогенна” гіпотези не зовсім правомірно протиставляють одну одній, хоча ендогенне джерело кремнезему в принципі не заперечує його засвоєння організмами з кремнієвою функцією і подальшого осадження у вигляді біогенного кременистого осаду. Крім того, у багатьох регіонах, зокрема, у мезозой-кайнозойських відкладах Українських Карпат, є безпосередній кореляційний зв’язок між етапами біогенної седиментації кремнезему та періодами посилення вулканічних і поствулканічних процесів. Формування сучасних поясів біогенного кремененагромадження, на думку О. Лісіцина [18], відбувається зі “знеособленого” кремнезему глибинних вод Світового океану. Проте і за даними цього дослідника підвищена кількість SiO_2 простежена в сучасних діатомових і радіолярієвих кременистих осадах, приурочених до регіонів з підвищеною вулканічною активністю, зокрема, до Тихоокеанського вулканічного поясу.

У сучасних океанах сформувався так званий малий біогеохімічний цикл кремнезему – SiO_2 (в організмах) \Leftrightarrow SiO_2 (розчинений). Складені кремнеземом скелетні рештки організмів розчиняються в товщі морської води і в осаді. Мулова вода поступово збагачується кремнеземом унаслідок розчинення скелетних решток діатомей і радіолярій. Теоретично, якщо процес дифузії $\text{SiO}_{2\text{розч}}$ в наддонну воду буде невизначено довгий і достатньо сильний, то він може винести з осаду весь розчинений біогенний кремнезем, проте насправді дифузія не має для цього ні достатньої сили, ні достатньої тривалості. Однак для того, щоб змогли утворюватися осади з підвищеним вмістом біогенного кремнезему, потрібне додаткове джерело $\text{SiO}_{2\text{розч}}$ у морських водах. Таким джерелом, на нашу думку, можуть бути вулканічні й поствулканічні процеси.

У фліші Українських Карпат силіцити поширені у відкладах титон-готериву, барем-альбу, сеноман-турону, нижнього еоцену, олігоцену [9, 27]. У кам’янопотіцькій (титон-нижній готерив) і рахівській (валанжин-готерив) світах кременисті породи (яшми і фтаніти) мають локальне поширення і виявлені в одному розрізі з вулканогенними утвореннями (порфіритовими діабазами та їхніми туфами, туфогенно-кременистими сланцями). У нижній і верхній частинах високобітумінозних теригенно-глинистих товщ

шипотської і спаської світ (барем-альб) розвинуті силіцитові горизонти, представлені фтанітами з прошарками скременілих аргілітів, спонголітів і гезів. Сліди вулканічних процесів у цих осадових утвореннях фіксують у вигляді прошарків туфів, туфітів, бентонітів, включень діабазів і діабазових порфіритів. Великий масив основних вулканітів, представлених діабазами і туфами діабазів, відомий на правобережжі р. Чорної Тиси, у районі струмка Тростянець, де він приурочений до контакту шипотської (барем-альб) і буркутської (апт-сеноман) світ. Скременіння сеноман-туронських відкладів виявилось у вигляді прошарків радіоляритів у строкагій товщі яловецької світи та кременисто-карбонатних порід серед мергелів головнинської світи. Сліди вулканічних процесів фіксують тільки у вигляді включень вулканогенного матеріалу в цементувальній масі пісковиків. У нижньооеценовому фліші, у нижній частині манявської світи розвинутий силіцитовий горизонт, представлений фтанітами. Тут ресструють прошарки туфів, туфітів, бентонітів. Найінтенсивніше біогенне кремененагромадження виявилось в олігоцені, коли відбулося утворення регіонально витриманих силіцитових горизонтів менілітової і дусинської світ, а також скременіння бітумінозних глинистих товщ. Кременисті породи представлені переважно фтанітами, іноді карбонатними силіцитами, діатомітами, спонголітами і гезами. Сліди олігоценного підсилення вулканічних і поствулканічних процесів фіксують у вигляді прошарків ліпаритових і дацитових туфів, туфітів, бентонітів. Найпотужніший чечвинський туфовий горизонт (70 м) залягає у розрізі верхньоменілітової підсвіти значно вище силіцитових верств. Між цими горизонтами розвинута потужна (300 м) товща чорних аргілітів.

Головною характерною особливістю кремененагромадження в Карпатському флішовому басейні було утворення біогенних кременистих осадів з підвищеним вмістом розсіяної органічної речовини (РОР), результатом діагенезу і катагенезу яких є значно поширені в осадових товщах Карпат бітумінозні силіцити (фтаніти). Аналіз латерального і стратиграфічного поширення біогенних силіцитів флішу Українських Карпат [9, 27] засвідчив, що в багатьох геологічних розрізах вони розміщені нижче або вище туфів, туфітів, бентонітів, ефузивних порід або теригенних утворень з підвищеним вмістом пірокластики. Тільки в титон-готеривських відкладах кременисті й вулканогенні виявлені в одному розрізі. Це дає змогу припускати одним із джерел розчиненого в морських водах кремнезему fumarольно-гідротермальні процеси, що відбувалися до вивержень або після них.

Для з'ясування генезису силіцитів флішу Українських Карпат ми [21, 27, 28, 31] вивчили їхні структурно-текстурні ознаки і мінеральний склад літолого-петрографічними і фізико-мінералогічними методами (рентгенодифрактометрія, інфрачервона спектроскопія, растрова електронна мікроскопія). Аналітичні роботи проводили в лабораторії ІГГК НАН України (аналітики Л. Скульська, Н. Манжар, І. Пивовар).

Фтаніти (кварц-халцедонові силіцити з підвищеним вмістом розсіяної органічної речовини) є поширеним літологічним типом кременистих порід у дослідженій осадовій товщі. Вони мають темно-сіре до чорного або коричневе забарвлення, масивну і шарувату текстуру. Головним породотворювальним мінералом фтанітів є крипто-, мікрокристалічний халцедон. Серед тонкоагрегатної основної маси SiO_2 , середній показник заломлення якої становить 1,536–1,539, зрідка трапляються сфероліти і віялоподібні агрегати волокнистого халцедону, а також поодинокі кварц-халцедонові параморфози по скелетних рештках організмів з кремнієвою функцією (діатомей, радіолярій, губок). На рентгенодифрактограмах тонкозернистої маси фтанітів виразно

виділені рефлекси кварцу (0,1533, 0,1659, 0,1665, 0,1812, 0,1967, 0,226, 0,244, 0,332, 0,420 нм). Інфрачервоні спектри породоутворювальної речовини фтанітів мають смуги поглинання, властиві кварцу (1170, 1090, дублет 800–780, 695, 520 і 475 cm^{-1}) (див. рисунок). Домішка опалу-СТ (тут і далі фази окристалізованості кремнезему наведено відповідно до класифікації Дж.Б. Джонса, Е.Р. Сегніта [41]) у нижньокрейдових фтанітах визначена появою на ІЧ-спектрах слабкоінтенсивних смуг 620 і 560 cm^{-1} , приаманних, відповідно, низькотемпературним α -кристобаліту і α -тридиміту, що характерно для силіцитів, складених халцедоном низької структурної упорядкованості. За даними електронної мікроскопії [9], у таких породах виявлена глобулярна й агрегатно-глобулярна ультрамікроструктура (за класифікацією І. Хворової, А. Дмитрик [37]). Олігоценові фтаніти від нижньокрейдових відрізняються дещо вищим вмістом розсіяної органічної речовини, піриту, пелітоморфного кальциту і нижчим – глинистої домішки. Вміст SiO_2 у фтанітах становить 70–95 %, Al_2O_3 – до 4, CaO – до 10, PO_4 – 0,1–6,0, сульфідної сірки – до 2 %.

Карбонатні силіцити (кварц-халцедонові силіцити зі значним вмістом карбонатної домішки) розвинуті у верхній частині нижнього кременистого горизонту нижньоменілітової підсвіти. Дуже часто по краях фтанітових пластів трапляються прошарки потужністю до 5–8 см ясно-сірої опокоподібної карбонатно-кременистої породи. Іноді карбонатні силіцити мають тонкошарувату текстуру, виражену перешаруванням ясно- і темно-сірих прошарків потужністю від 0,5 мм до 1–2 см. Між пластами тонкошаруватих карбонатних силіцитів трапляються брилоподібні стяжіння карбонатних силіцитів лінзоподібно-плямистої текстури, яка також виражена нерівномірним забарвленням порід. Карбонатні силіцити складені крипнокристалічною кальцито-халцедоновою масою. Мінеральна речовина темніших прошарків є майже непрозорою в поляризованому світлі. Спостерігають мікролінзочки мікрокристалічного халцедону, а також мікростиліти. В шліфах карбонатних силіцитів на контакті між прошарками або “плямами” є “ланцюжки” з вкраплень піриту. Подібні мінеральні утворення приурочені також до контактів між опокоподібними карбонатними силіцитами і фтанітами. Інфрачервоні спектри карбонатних силіцитів мають смуги карбонатів (1 440, 880, 715 cm^{-1}) і кварцу (1 170 і 1 100, дублет 800–780, 695, 520, 470 cm^{-1}). На рентгенодифрактограмах фіксують рефлекси кварцу (0,1533, 0,1659, 0,1665, 0,1812, 0,1967, 0,211, 0,244, 0,332, 0,420 нм) і кальциту (0,1515, 0,1591, 0,1616, 0,1861, 0,1891, 0,1905, 0,208, 0,227, 0,247, 0,282, 0,301, 0,382 нм). Співвідношення інтенсивностей рефлексів та смуг кварцу і кальциту дає змогу наближено оцінити кількісний мінеральний склад породи. З'ясовано, що тонкошарувата і лінзоподібно-плямиста текстура карбонатних силіцитів зумовлена нерівномірним розподілом у породі кальцитового і кременистого компонентів (див. рисунок).

Діатоміти поширені серед осадових утворень нижньоменілітової підсвіти в північно-західній частині Скибової зони Українських Карпат, на південно-східних околицях м. Доброміль. Це легкі, м'які, пористі породи ясно-сірого і ясно-коричневого кольору. Діатоміти мають органогенно-детритову та органогенно-пелітову структуру і нерівномірнотекстуру, зумовлену перешаруванням прошарків з різним вмістом теригенного кварцу, глинистого матеріалу і PO_4 . Порода складена уламками скелетів діатомей (60–80 %), які зцементовані рентгеноаморфною опаловою речовиною з домішкою глинистого матеріалу і PO_4 . Трапляються спікули губок, частково розкристалізовані до крипнокристалічного халцедону, а також незначна кількість кварцу алевритової розмірності. Опал скелетів діатомей має показники заломлення 1,442–

1,454, опал спікул – 1,454, цементувальна опалова речовина – 1,471. Вміст SiO_2 у діатомітах і теригенних породах, збагачених рештками діатомей, становить у середньому 70–80 %, максимальне значення – 95,16 %. Вміст РОР у добромільських діатомітах становить 0,5–1,3 %. На рентгенодифрактограмах діатомітів у діапазоні $18\text{--}26^\circ 2\theta$ (близько 0,340–0,490 нм) виділений сильно дисперсний рефлекс (“гало”), що свідчить про наявність у породі рентгеноаморфного опалу (опалу-А). Виділяються рефлекси кварцу (0,211, 0,244, 0,332, 0,440 нм), низькотемпературного кристалобаліту (0,200, 0,211, 0,247, 0,410 нм), каолініту (0,237 нм) і гідрослюди (0,256 нм). Головні смуги інфрачервоних спектрів поглинання добромільських діатомітів широкі, дифузні й досить неясного профілю, що характерно для опалу-А (див. рисунок). На них виділяються екстремуми в інтервалі 1 240–1 060, 800 і 475 cm^{-1} , слабкоінтенсивна смуга α -кристалобаліту 620 cm^{-1} , а також смуги коливань ОН-груп 3 450, 1 640 і 970 cm^{-1} . На ІЧ-спектрі діатоміту з підвищеним вмістом теригенного кварцу, глинистого матеріалу і РОР, крім того, з’являються слабкоінтенсивні смуги 695 і 530 cm^{-1} , властиві кварцу, та 570 cm^{-1} – α -тридиміту, а також слабкоінтенсивні смуги кремнійорганічних сполук 3 770, 3 635, 2 930 cm^{-1} . Згідно з [9], породоутворювальний кремнезем діатомітів під електронним мікроскопом має пластівцеподібну і коломорфну ультрамікроструктуру.

Отже, у флішових відкладах Українських Карпат виявлено генетичний ряд кременистих порід: від складених опалом-А діатомітів з добре вираженою біоморфною структурою до бітумінозних кварц-халцедонових силіцитів, складених кварцом (халцедоном) різного ступеня структурної впорядкованості, іноді з домішкою опалу-СТ, у яких лише спорадично трапляються рештки кременеорганізмів. Породи типу фтанітів і карбонатних силіцитів вважаємо продуктом глибокої діа- і катагенетичної трансформації біогенних кременистих відкладів з підвищеним вмістом $S_{\text{орг}}$. Постседиментаційні перетворення породоутворювального кремнезему відбувалися за такою схемою: опал-А → опал-СТ → кварц (халцедон) [21, 27, 28, 30].

Зазначимо, що проблемі генезису силіцитів Українських Карпат присвячено досить багато наукових праць. На підставі палеоокеанографічної моделі континентальної окраїни Карпатського сегмента океану Тетис, створеної Ю. Сеньковським [29, 30], а також результатів літолого-генетичного вивчення силіцитів [21, 27, 28, 30], з’ясовано умови кремененагромадження в межах регіону досліджень. Виявлено, що причиною нагромадження кременистих осадів у седиментаційному басейні континентальної окраїни Карпатського сегмента океану Тетис у крейді і палеогені були спалахи потужного розвитку кремнеорганізмів під час періодичних проявів дії приберегового апвелінгу. Виявлено тісний генетичний зв’язок між біогенним кремененагромадженням і процесами седиментації органічної речовини під час “океанічних безкисневих подій” у баремальбі та олігоцені (фази ОАЕ-1 і ОАЕ-4). Згідно з таким поглядом, геохімічні процеси за участю ОР створювали сприятливі умови для кремененагромадження і кременеутворення. Зокрема, відбувалося підвищення критичної глибини карбонатагромадження (КГК), яке також сприяло інтенсивній біогенній седиментації кремнезему. Зв’язок кремененагромадження в Карпатському флішовому басейні з вулканізмом найпереконливіше обгрунтований М. Габінетом [9]. Цей дослідник вважає, що головним джерелом кремнезему для його біогенної седиментації були поствулканічні фумарольно-гідротермальні процеси. Вплив вулканізму на кремененагромадження на північній континентальній окраїні океану Тетис описаний також у працях [2, 3, 26, 27].

Доказом біогенного походження силіцитів крейдово-палеогенового флішу Українських Карпат може слугувати підвищений вміст у їхньому складі РОР (до 5–6 %),

водночас абіогенні силіцити містять не більше 0,05–0,5 % POP. Біогенний генезис карпатських силіцитів підтверджений також результатами ізотопного аналізу кисню, який міститься в SiO_2 . За даними І. Афанасьєвої, Ю. Русько [3], δO^{18} становить у них 21,9–23,3 ‰, що відповідає органічному кремнезему, який має значення δO^{18} у межах 20,9–37,3 ‰.

Ми, обгрунтовуючи провідну роль у генезисі досліджених силіцитів біогенного способу осадження кремнезему, також зазначаємо, що можливість хімічного осадження SiO_2 в широких масштабах у фанерозойський час заперечували несприятливими для цього процесу фізико-хімічними умовами середовища, водночас кремнеорганізми (радіолярії, губки, діатомеї, силікофлагелати та ін.) здатні для побудови своїх скелетів засвоювати кремнезем зі слабколужних сильно недонасичених кремнекислотою морських вод. Розчинність SiO_2 за температури 10–20 °C і pH = 6–8 є в межах 100–120 мг/л. У сучасних річкових водах вміст SiO_2 становить 10–20 мг/л, а в морських – 0,5–3,0 мг/л. М. Страхов [32] зазначив, що навіть концентрації SiO_2 , близьких до стану насичення, тобто 100–120 мг/л або трохи вище, недостатньо для того, щоб хімічне осадження кремнезему домінувало. У багатьох працях наводять дані, які свідчать про підвищену здатність діатомових водоростей засвоювати розчинений у воді кремнезем. За даними Р. Айлера [1], окремі види діатомей, що вміщують лише 0,4 % SiO_2 , можуть отримувати його в достатній кількості для свого розвитку зі звичайного скляного посуду. Діатомові водорості здатні знижувати концентрацію кремнезему у воді до значень менше 0,000008 ‰. Тільки в разі концентрації SiO_2 менше 0,000006 ‰ він стає недоступним для діатомей. С. Шуменко [38] зазначає, що діатомеї можуть витягувати кремнезем не тільки з недонасичених розчинів, а й навіть з гірських порід, розкладаючи алюмосилікати.

Висновок про те, що ендегенне джерело кремнезему відіграло суттєву роль у процесах біогенного кремененагромадження в Карпатському седиментаційному басейні, можна зробити і за даними геохімічних досліджень. Для вивчених силіцитів розраховано геохімічні коефіцієнти $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ і $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ [27] (табл. 4), які використовують у літературі [6] для з'ясування палеоокеанографічних умов формування кременістих товщ. Ця методика ґрунтується на тому, що вміст Al, Fe, Mn, K, Na є дуже незначним у кременевих скелетах планктонних організмів і їхня кількість в органічних кременістих осадах визначена складом абіогенних домішок. Силіцити й сучасні радіолярієві мули класифікують на: 1) такі, що зазнали сильного впливу ендегенних процесів і контаміновані базальтовим матеріалом океанічної кори (бідні Al і K та багаті Fe, Mn і Na); 2) пелагічні; 3) контаміновані уламковим сіалічним матеріалом (багаті Al і K та бідні Fe, Mn і Na). У сучасних пелагічних радіолярієвих мулах значення коефіцієнта $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ становить 0,46–0,62, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ – 0,56–2,02. Силіцити крейдово-палеогенового флішу Українських Карпат мають досить великий діапазон зміни значень геохімічних коефіцієнтів $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ і $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Це може бути свідченням як значної ролі ендегенного чинника у їхньому формуванні, так і наявності в складі багатьох зразків порід певної кількості домішки сіалічного матеріалу континентального походження. Такі осадові відклади нагромаджувалися на стадії закриття Карпатського сегмента океану Тетис, коли відбувалося поглинання океанічної кори в зонах субдукції. Для порівняння зазначимо, що переважно низькі значення геохімічних коефіцієнтів $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ і $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, які мають тріасово-юрські радіолярити і яшми Мармароської зони, є близькими до пелагічних відкладів. Формування цих кременістих товщ приурочене до стадії розкриття Карпатського сегмента океану Тетис і, ймовірно,

відбувалося на корі океанічного типу. Опалоліти Вигорлат-Гутинського пасма переважно мають дуже низькі значення геохімічних коефіцієнтів $Al/(Al+Fe+Mn)$ і K_2O/Na_2O , що характерно для абіогенних силіцитів, у формуванні яких брало участь тільки ендегенне джерело кремнезему.

Таблиця 4

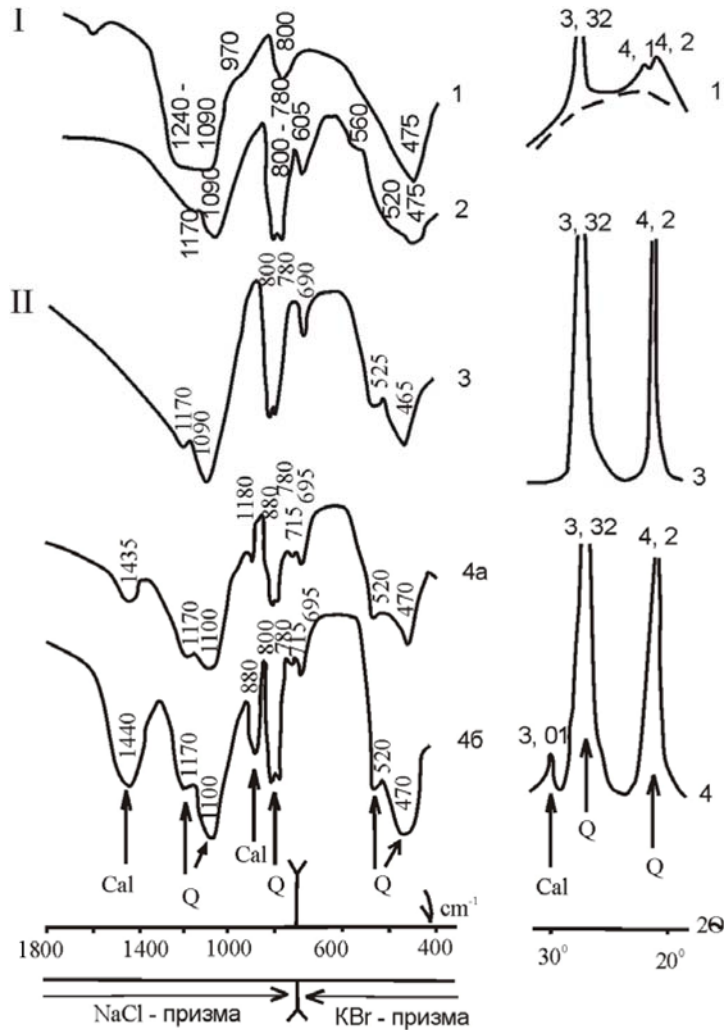
Геохімічна характеристика кременистих відкладів

Вік, світа	Порода	Геохімічні коефіцієнти	
		$Al/(Al+Fe+Mn)$	K_2O/Na_2O
<i>Крейдово-палеогенові флішові відклади Українських Карпат</i>			
Барем-альб, шипотська і спаська світи	Фтаніти	Від 0,17–0,29 до 0,42–0,74	Від 0,86–1,64 до 3,15–5,07
Сеноман-турон, яловецька світа	Радіоларити	0,43–0,70	Від 0,87–1,54 до 3,15–5,07
Нижній еоцен, манявська світа	Фтаніти	0,23–0,66	0,90–3,00
Олігоцен, мєнілітова і дусинська світи	-->>--	Від 0,05–0,23 до 0,50–0,78	Від 0,24–1,00 до 4,60–6,25
<i>Триасово-юрські дофлішові відклади Мармароської зони</i>			
Триас-юра, чивчинська і балтагульська світи	Радіоларити, яшми	0,44–0,56	від 0,79–2,50 до 5,68
<i>Вулканогенний комплекс Вигорлат-Гутинського пасма</i>			
Пліоцен	Опалоліти	Від 0 до 0,37–0,50	Від 0–0,50 до 3,90
<i>Сучасні кременисті відклади</i>			
	Пелагічні кременисті мули	0,46–0,62	0,56–2,02

У праці І. Хворової [36] з'ясовано роль трьох вірогідних способів постачання вулканогенного кремнезему в морські води. Під час вулканічних процесів відбувається: винесення SiO_2 з парами і газами в момент виверження вулкана (магматичний кремнезем), надходження кремнезему в складі фумарол і термальних вод у проміжках між ерупціями і після них та утворення кремнезему під час підводних вивержень унаслідок взаємодії розжареної лави і пірокластички з морською водою. На нашу думку, другим із зазначених способів найліпше можна пояснити описані вище закономірності співвідношення в часі періодів інтенсивної кремнеземової седиментації в Карпатському басейні з проявами підвищеної вулканічної активності.

Отже, результати досліджень дають підстави припускати значну роль поствулканічних процесів у створенні сприятливих умов для спалахів біопродукції кремневих організмів і, відповідно, нагромадження кременистих осадів у Карпатському флішовому басейні. Біогенна кремнеземова седиментація на флішовому етапі розвитку Карпатського седиментаційного басейну в часі не зовсім адекватно збіглася з піками

тектономагматичної активності, хоча певна кореляційна залежність між кремененагромадженням і вулканічними процесами все ж таки спостережена. В барем-альбі й олігоцені кремененагромадження мало регіональний характер і було дещо відірваним від вулканогенного джерела кремнезему, формувалися вуглецевмісні кременисті осадки. Продуктом їхньої постседиментаційної трансформації стали фтаніти.



Інфрачервоні спектри і рентгенодифрактограми силіцитів крейдово-палеогенових відкладів Українських Карпат:

I – вуглецевмісні глинисто-кременисті відклади: 1 – діатоміт (олігоцен, нижньоменілітова підсвіта, м. Доброміль); 2 – фтаніт (барем-альб, шипотська світа, с. Шипот); II – вуглецевмісні карбонатно-кременисті відклади (олігоцен, нижньоменілітова підсвіта, м. Доброміль): 3 – фтаніт (м. Борислав); 4 – тонкошаруватий карбонатний силіцит, у якому окремі текстурні елементи збагачені SiO_2 (a) або CaCO_3 (б) (с. Шешори).

Одним із джерел розчиненого в морських водах кремнезему треба припускати фумарольно-гідротермальні процеси, що відбувалися до вивержень або після них. Спалахи посиленої біопродукції фіто- і зоопланктону з кремнієвою функцією були значною мірою зумовлені інтенсивним надходженням у морські води гідротерм, збагачених SiO_2 . Важливу роль, як спосіб постачання SiO_2 в зону фотосинтезу, відіграла дивергенція водних мас у зоні Карпатського апвелінгу, який найінтенсивніше виявився на північній континентальній околиці океану Тетис у барем-альбі та олігоцені. Внаслідок таких процесів кремнеземова седиментація в певні моменти могла за швидкістю значно випереджати осадження теригенно-глинистого матеріалу. Тому за короткий проміжок геологічного часу нагромаджувалася кількадесятметровая товща органогенних кременистих відкладів, які формують регіонально витримані силіцитові горизонти карпатського флішу.

1. Айлер Р. Химия кремнезема. М.: Мир. 1982. Ч. 1–2. 127 с.
2. Афанасьева И.М. Литогенез и геохимия флишевой формации северного склона Советских Карпат. Киев: Наук.думка, 1983. 183 с.
3. Афанасьева И.М., Русько Ю.М. Типы кремнистых пород в осадочных формациях Внутренних Карпат // Геол. журн. 1977. Т. 37. Вып. 6. С. 68–78.
4. Білоніжка П., Матковський О. Сметити в геологічних утвореннях Українських Карпат // Мінерал. зб. 2010. № 60. Вип. 2. С. 3–14.
5. Бутузова Г.Ю., Дриц В.А., Лисицына Н.А., Цитурский С.И. Новые данные об аутигенных слоистых силикатах в металлоносных осадках впадины Атлантик-II (Красное море) // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 5. С. 82–88.
6. Волохин Ю.Г. Геохимические критерии при корреляции кремневых толщ и палеогеографических реконструкциях // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 3. С. 64–82.
7. Габінет М.П., Рипун М.Б. Нові дані про верхньоеоценовий основний вулканізм в Радянських Карпатах // Доп. АН УРСР. Сер. Б. 1977. № 9. С. 777–780.
8. Габінет М.П., Кульчицкий Я.О., Матковский О.И. Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат. Стратиграфия и литология. Львов: Выща школа, 1976. 200 с.
9. Габінет М.П. Постседиментационные преобразования флиша Украинских Карпат. Киев: Наук. думка, 1985. 148 с.
10. Геосинклиальная и океаническая седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика) / И.В. Хворова, Т.А. Вознесенская, В.И. Гречин и др. М.: Наука. 1984. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 396).
11. Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1968. 344 с.
12. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: гидрослюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 177 с.
13. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 206 с.
14. Лазаренко Е.К. Вопросы номенклатуры и классификации глауконитов // Вопр. минералогии осадочных образований. 1956. Кн. 3–4. С. 345–379.
15. Лазаренко С.К., Габінет М.П., Сливко О.П. Мінералогія осадочних утворень Прикарпаття. Львів, 1962. 481 с.

16. Липкина М.И. Глауконитоносные породы подводных вулканических гор Японского моря // Литология и полезные ископаемые. 1980. № 4. С. 44–54.
17. 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.
18. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
19. Лисицына Н.Л., Бутузова Г.Ю. К вопросу о генезисе океанических глауконитов // Литология и полезные ископаемые. 1981. № 5. С. 91–97.
20. Логвиненко Н.В., Волков И.И., Розанов А.Г. К вопросу о генезисе глауконита в осадках Тихого океана // Литология и полезные ископаемые. 1975. № 2. С. 3–13.
21. Мінерали Українських Карпат. Силікати / Гол. ред. О.Матковський. Львів, 2011. 520 с.
22. Муравьев В.И. Минеральные парагенезисы глауконитово-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 207 с.
23. Муравьев В.И. Вопросы абиогенного осадочного кремненакопления // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 86–88.
24. Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321 с.
25. Океанология. Химия океана. М.: Наука, 1979. Т. 2. Геохимия донных осадков. 536 с.
26. Пастернак С.И., Лещух Р.И., Сеньковский Ю.Н. Вулканизм и развитие организмов с кремневым скелетом в северной части океана Тетис в меловом периоде // Геол. журн. 1981. Т. 1. № 2. С. 72–78.
27. Попп І.Т. Силіцити Українських Карпат: Автореф. дис. ... канд. геол.-мін. наук. Львів, 1995. 20 с.
28. Попп І.Т., Сеньковский Ю.М. Біогенні вуглецьвмісні силіцити баррем-альбу і олігоцену Українських Карпат – свідчення океанічних безкисневих подій. Ч. 1. Петрографія і стадійні перетворення // Геологія і геохімія горючих копалин. 2003. № 3–4. С. 65–82.
29. Сеньковский Ю.Н. Литогенез кремнистых толщ юго-запада СССР. Киев: Наук. думка, 1977. 128 с.
30. Сеньковский Ю., Григорчук К., Гнідець В., Колтун Ю. Геологічна палеоокеанографія океану Тетис. К.: Наук. думка, 2004. 172 с.
31. Сеньковский Ю.М., Попп І.Т. Геохімічні аспекти мінералогенезу силіцитів Карпато-Подільського сегмента континентальної країни Тетіса (крейда, палеоген) // Геол. журн. 2010. № 4. С. 25–35.
32. Страхов Н.М. О некоторых вопросах геохимии кремнезема // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 5–8.
33. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М., 1968. Т. 2.
34. Феношина У.И., Дриц В.А. К вопросу о структуре сколита // Минерал. сб. 1961. № 15. С. 255–261.
35. Феношина У., Білоніжка П. Проблема генезису глауконіту // Мінерал. зб. 2002. № 52. Вип. 2. С. 138–146.
36. Хворова И.В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968. Т. 1. С. 9–136.
37. Хворова И.В., Дмитрик А.Л. Микроструктуры кремнистых пород. М.: Наука, 1972. 102 с. (Тр. ГИА АН СССР. Вып. 246).

38. Шуменко С.И. Роль биогенного фактора в кремненакоплении // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 121–127.
39. Шутов В.Д., Дриц В.А., Кац М.Я., Соколова А.Л. Модель образования глобулярного глауконита во флишевой формации // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 1. С. 23–40.
40. Шутов В.Д. Модель образования глауконита и “сколита” на примере месторождения Сколе // Литология и полезные ископаемые. 1984. № 1. С. 147–152.
41. Jones I.B., Segnit E.R. The nature of opal. 1. Nomenclature and constituent phases // J. Geol. Soc. Austr. 1971. Vol. 18. 1. P. 57–68.

INFLUENCE OF THE VOLCANISM ON THE AUTIGENIC FORMING OF THE SILICATES IN THE FLYSCH OF THE UKRAINIAN CARPATHIANS

P. Bilonizhka¹, I. Popp²

¹Ivan Franko National University of Lviv
Hrushevskij Str. 4, Lviv, 79005, e-mail: mineral@franko.lviv.ua
Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals
Naukova Str. 3a, 79060, Lviv, e-mail: igggk@mail.lviv.ua

The results of the studies of the autigenic silicates – glauconite, skolite, smectites, and silicites are presented. Based on the literature data and own investigations the review is considered about their origin.

It is concluded that glauconite, skolite and smectites were formed from the products of the halmirolise of the pyroclastic rocks mainly from volcanic ash and hydrothermal solutions by interaction with sea water.

Silicites were formed as the result of the biogenic siliceous piling. The main source of the dissolved silicon in the sea water were fumarol-hydrothermal solutions which favored the violent development of diatomaceous algae and another silicon organisms.

Key words: flysch, volcanism, authigenic forming, glauconite, skolite, smectites, silicites, silicon organisms, Ukrainian Carpathians.

ВЛИЯНИЕ ВУЛКАНИЗМА НА АУТИГЕННОЕ СИЛІКАТООБРАЗОВАНИЕ ВО ФЛИШЕ УКРАИНСКИХ КАРПАТ

П. Билонижка¹, И. Попп²

¹Львовский национальный университет имени Ивана Франко
ул. Грушевского 4, г. Львов, 79005, e-mail: mineral@franko.lviv.ua
²Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины
ул. Наукова, 3а, 79060, e-mail: igggk@ipm.lviv.ua

Приведено результаты изучения аутигенных силикатов – глауконита, сколита, смектитов и силицитов во флише Украинских Карпат. На основании анализа литературных данных и проведенных исследований рассмотрено различные точки зрения на их происхождение.

Сделано вывод, что глауконит, сколит и смектиты образовались из продуктов гальмиролиза пирокластических пород, в основном вулканического пепла и гидротермальных растворов в процессе их взаимодействия с морской водой.

Формирование силицитов происходило в результате биогенного кремненакопления в седиментационном бассейне. Основным источником растворенного в морской воде кремнезема были поствулканические фумарольно-гидротермальные растворы, способствовавшие бурному развитию диатомовых водорослей и других кремниевых организмов.

Ключевые слова: флиш, вулканизм, аутигенное образование, глауконит, сколит, смектиты, силициты, кремниевые организмы, Украинские Карпаты.

Стаття надійшла до редколегії 10.11.2011

Прийнята до друку 14.11.2011