

ПОРІВНЯННЯ ЦЕОЛІТОВМІСНИХ ПОРІД УКРАЇНСЬКОГО ЗАКАРПАТТЯ І ТІМАНУ (РЕСПУБЛІКА КОМІ, РОСІЯ)

І. Наумко¹, Р. Бондар¹, З. Матвіїшин¹, О. Котова², Д. Шушков²

¹Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України
79060 м. Львів, вул. Наукова, 3а
E-mail: naumko@ukr.net

²Інститут геології Комі НЦ Уральського відділення РАН
167982 Росія, Республіка Комі, м. Сиктивкар, вул. Первомайська, 54
E-mail: kotova@geo.comisc.ru

Головні корисні технологічні властивості цеолітів – селективні (катионообмінні, молекулярно-ситові), сорбційні (передусім адсорбційні) і каталітичні, спричинені особливостями структури цих водних алюмосилікатних мінералів каркасної будови (Лазаренко, Винар, 1975), – зумовлюють підвищену зацікавленість щодо них з боку науки і промисловості як в Україні, так і в Росії.

Наявний досвід досліджень кліноптилоліту Українського Закарпаття з метою використання його як високоякісної цеолітової сировини дуже цінний, тому цікаво порівняти головні характеристики вивчених кліноптилолітових верств і анальцимовмісних порід Тіману (Республіка Комі, Росія).

Промислові поклади цеолітів в Українському Закарпатті відшукали в Солотвинській западині Закарпатського прогину (родовища Сокирницьке, Саригич та Зеленокам'яне). Тут значно поширені кислі туфи міоценового віку, в яких породотворювальним мінералом є кліноптилоліт – один із природних висококремнієвих цеолітів гейландитової групи. Найбільшим є Сокирницьке родовище (поблизу с. Сокирниця, південно-західніше м. Хуст Закарпатської обл.), яке розробляють (як і Саригич). Затверджені балансові запаси Сокирницького родовища становлять 126,1 млн т, з них 39,5 млн т – цеоліти високої якості. Їх видобувають на площі детальної розвідки 161 га і переробляють на ДП Сокирницький цеолітовий завод.

Породи, які містять кліноптилоліт, на родовищі утворюють два пластоподібні тіла, розділені пачкою туфоаргілітів (16–25 м). Цеолітизація розвинута по туфах нанківського горизонту тересвинської світи верхнього баденію. Загальна потужність туфів – 170–180 м. У досліджених туфах виділено три головні мінеральні асоціації за участю цеолітів (Вальтер зі співавт., 1975): 1) анальцим + кварц ± польовий шпат; 2) кліноптилоліт + невелика кількість кварцу ± домішка аморфної фази, польового шпату, слюди, монтморилоніту; 3) морденіт + кліноптилоліт + небагато кварцу ± аморфна фаза, кристобаліт.

Найперспективнішими виявилися поклади другої асоціації – майже мономінеральні цеолітові породи кліноптилолітового складу туфогенно-осадового типу (Юрк, Супрычев, 1973). Вміст кліноптилоліту в них, за даними різних дослідників, становить: 75–80 % (Юрк, Супрычев, 1973), від 70 (середнє значення) до 90 % (Вальтер зі співавт., 1975), 74–79 % (Сребродольський, 1992).

Плагіоріолітові грубоалевритові, інтенсивно цеолітизовані туфи вітрокристалокластичної структури від ясно-зеленого, ясно-голубого до блідо-жовтого, крем'яного кольору є міцними масивними породами з об'ємною масою 1,74–2,6 г/см³.

За петрографічними даними, головним мінералом у них є кліноптилоліт. Мінерал утворює дрібні кристали розміром до 5 мкм, рідше вони досягають 40–50 мкм. Під мікроскопом видно, що кліноптилоліт розвивається безпосередньо по уламках вулканічного скла зі збереженням їхньої форми; анальцим утворює ідіоморфні кристали, і в цьому разі форму уламки скла розрізнити не можна (Вальтер зі співавт., 1975).

Тіманська цеолітоносна провінція охоплює площу близько 150 000 км² (Остащенко, 1984). Тут значно поширені осадові анальцимовмісні відклади різного віку (від девону до пермі включно) з високим вмістом цеолітів у породі (до 80 %). Найліпше вивчена в межах провінції Коїнська цеолітоносна площа, на території якої виявлено 10 анальцимопроявів. За даними ТОВ “Комігеологія”, тут прогнозні ресурси анальцимовмісних порід категорії Р₁ досягають 600 млн т, категорії Р₂ – близько 1 млрд 500 млн т (Шушков с соавт., 2006).

Парагенезиси з анальцимом розвинені у верхньопермських алевролітах і аргілітах, значно рідше – у мергелях. У породах високий вміст глинистої складової (50–70 %), вони просякнуті оксидами й гідроксидами заліза. Також наявні кварц (10–30 %), анальцим (1–30), польові шпати (2–10), карбонати (2–5 %), пірокласичний матеріал.

Анальцим у породі трапляється у вигляді ізометричних кристалів, мікроолітових стяжін, мікрожеодних агрегатів або криптокристалічного цементу. Скупчення кристалів анальциму наявні практично в усіх вивчених породах (аргілітах, алевролітах, мергелях), а також на контактах різних порід, наприклад, алевроліту й аргіліту. Анальцимові агрегати з чіткою стадійністю інкрустують округлі та овальні порожнини і виповнюють мікротріщини в породах. Характерні як тонкокристалічні (розмір кристалів – до 0,01 мм), так і середньокристалічні (~0,5 мм) агрегати, по зовнішньому контуру яких практично завжди розвивається змінний глинисто-кременистий матеріал.

На підставі наведеного матеріалу зроблено такі висновки.

Властивості кліноптилоліту Сокирницького родовища для використання в господарстві вже достатньо досліджені й узагальнені (Kovalishin, Naoumko, 1998). Анальцимовмісні породи Тіману є новим нетрадиційним перспективним видом сировини для Республіки Комі (Шушков с соавт., 2006), потреби в якій постійно зростають. Виявлено певні відмінності, проте є й подібні риси в цих різновікових цеолітовмісних відкладах. У складі промислових покладів і Українського Закарпаття, і Тіману є анальцим. Низький вміст у ньому Si та вузькопористість (діаметр вхідного вікна становить 0,26 нм) зумовлюють сорбцію мінералом лише невеликих молекул (водень, ацетилен, вода) і атомів. Водночас, у мікропори кліноптилоліту проникають набагато більші молекули, наприклад, аполярні молекули *n*-гексану з найбільшим діаметром 0,49 нм (Овчаренко с соавт., 1974). Отже, сорбційні властивості кліноптилоліту ліпші (і як молекулярні сита), тому на часі в Тімані і Притіманні є ідентифікація кліноптилолітових верств. Утворення кліноптилоліту в Закарпатті пов'язують з вулканічною діяльністю та інтенсивними накладеними гідротермально-метасоматичними процесами. Полімінеральні цеолітові парагенезиси формувалися внаслідок проникнення поствулканічних флюїдів, збагачених діоксидом вуглецю (Наумко зі співавт., 2009). Сліди перероблення діоксидом вуглецю туфогенного матеріалу виявлені повсюдно, тому в ділянках гідротермальної зміни шарів вміст кліноптилоліту збільшується аж до 90 %

(Вальтер зі співавт., 1975). Це створює передумови для розшуків подібних верств у Тімані і Притіманні, оскільки у складі анальцимовмісних відкладів там є піро-кластичний матеріал.

Наявні матеріали стануть підґрунтям для додаткового оцінювання відомих і прогнозування й розшуків на підставі порівняльно-геологічного аналізу нових родовищ важливої промислово-господарської сировини у перспективних цеолітоносних провінціях України та Російської Федерації.

ЛЕТКИ ВУГЛЕВОДНЕВІ КОМПОНЕНТИ ФЛЮЇДНИХ ВКЛЮЧЕНЬ У ГІДРОТЕРМАЛЬНИХ МІНЕРАЛАХ ТРОСТЯНЕЦЬКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО КОМПЛЕКСУ КАРПАТ

І. Наумко, Р. Бондар, Л. Телепко, Б. Сахно, Л. Редько, Т. Винниченко

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

У межах флішової області Українських Карпат мезозойськими магматичними утвореннями складені два просторово розмежовані комплекси (Гнилко, Ващенко, 2004): рахівсько-чивчинський і тростянецький. Скелясті виходи базальтів, кластолав базальтів, андезитобазальтів сублужного ряду і трахітів тростянецького вулканогенного комплексу простежено впродовж 2 км у руслі та бортах долини потоку Тростянець (околиці с. Кваси).

Найпоширенішим гідротермальним мінералом у породах є кальцит, який виповнює тріщини, мигдалини, формує облямівки навколо окремих подушок застиглої лави. В асоціації з кальцитом часті цеоліти, зокрема, ломонтит і томсоніт. Кальцит білий, безбарвний, жовтувато-сірий, утворює як суцільні агрегати, так і окремі індивіди й друзи. Ломонтит виповнює мигдалини, тріщини і прожилки, формуючи рожеві та ясно-рожеві променисті агрегати й витягнуті кристали завдовжки до 3 см. Томсоніт у вигляді білих видовжених кристалів і променистих агрегатів трапляється рідше, ніж ломонтит. Він наявний у тісних зрощеннях з пренітом, анальцимом і кальцитом. У підпорядкованій кількості є барит пластинчастого обрису і гематит. Подекуди серед вулканітів комплексу трапляється темно-сірий масивний кварц, який асоціює з кальцитом і органічною речовиною. Він утворює прожилки потужністю 1–3 см. У прожилках виявлено зональність: зальбандові ділянки складені кварцом, іноді з кальцитом, а центральну частину прожилка виповнює чорна органічна (вуглецевиста) речовина. Крім прожилків, така речовина утворює присипки на вулканічній породі, де теж асоціює з кварцом, представленим дрібними темно-сірими агрегатами.

Гідротермальні мінерали містять розмаїті флюїдні включення. Досліджено включення в кальциті та кварці з прожилків і мигдалин у вулканітах з метою з'ясування температурного режиму і хімічного складу мінералоутворювальних флюїдів.

Включення у кальциті розташовані у площинах залікованих тріщин і спайності, зрідка – уздовж зон росту. Форма включень чотирикутна, переважно овальна,

видовжена або неправильна, зі східчастими краями. Розмір включень – від $<0,001$ до $0,01$ мм. За фазовим складом це двофазові газопо-рідкі включення (газова фаза становить близько $10\text{--}20\%$), звичайно невитриманого наповнення, та однофазові – газопо-рідкі. Наявність у зернах кальциту безлічі твердих тонкодисперсних часточок значно ускладнює вивчення включень у мінералі.

Флюїдні включення у кварці відшукали у площинах залікованих тріщин. Їхній розмір коливається в межах $0,001\text{--}0,010$ мм, форма неправильна. За фазовим складом вони двофазові газопо-рідкі (газової фази близько 25%).

За результатами гомогенізації флюїдних включень у кальциті, який у прожилках парагенно пов'язаний з ломонтитом, визначено такі температурні інтервали: для ранньовторинних різнонаповнених включень – у межах $300\text{--}330$ °С, для вторинних різнонаповнених включень – $210\text{--}260$ °С. Первинні включення гомогенізувати не вдалося, оскільки за $T > 360$ °С препарат починав руйнуватися.

Згідно з даними мас-спектрометричного хімічного аналізу флюїдних включень у мінералах прожилків і мигдалин вулканітів, серед летких компонентів усіх досліджених взірців суттєво домінує метан ($94,7\text{--}100$ об. %). У кальциті й цеолітах, що облямовують окремі подушки, виявлено метан і діоксид вуглецю, у вапняку, який вивпнює простір між подушками базальтів, – метан та його вищі гомологи, CO_2 , азот. Зокрема, в цеолітах із кальцит-цеолітових прожилків та у вапняках визначено CO_2 – $5,3$ та $28,5$ об. %, відповідно. Азот наявний у вапняках з міжподушкового простору в базальтах ($12,3$ об. %), у цеолітах з мигдалин у базальтах ($3,9$ об. %), у кварці з кварц-карбонатного прожилку з органічною речовиною ($1,7$ об. %). У кальциті з вулканітів, крім метану ($98,4$ об. %), виявлено вищі вуглеводні C_2H_6 , C_3H_8 , C_4H_{10} ($0,9$, $0,6$, $0,1$ об. %, відповідно). Вони є також у кальциті (C_2H_6 – $0,6$, C_3H_8 – $0,3$ об. %) і цеолітах (C_2H_6 – сліди) з мигдалин.

На підставі переважання метану з домішками інших вуглеводневих газів у складі флюїдних включень у мінералах численних вивержених порід більшість дослідників схиляється до думки про формування вуглеводнів за динамічною реакцією типу Фішера-Тропша, хоча дехто й не відкидає можливість часткової асиміляції вуглеводневих складових магнемою з осадових вуглецевмісних порід або глибоководних океанічних осадів.

Можна було б погодитися з таким трактуванням, якби не той факт, що під час переміщення газів разом із магнемою до земної поверхні в системі різко падає тиск, а температура, за якої термічна стійкість метану значно нижча від стійкості H_2O , CO_2 і CO , залишається високою. Це сприяє деструкції метану та інших вуглеводнів і приводить до переважання CO_2 у складі вулканічних газів, що, загалом, і фіксують за природних умов.

З іншого боку, можлива й асиміляція вуглеводнів з осадових вуглецевмісних порід чи інших верств. Однак за температури $200\text{--}250$ °С і дещо вищої, як свідчать отримані дані з гомогенізації включень у гідротермальних мінералах, глибинний водень (найімовірніше, в молекулярній формі H_2) не може реагувати з седиментогенним вуглецем (органічною речовиною), тобто, вуглеводні не утворюються (Сворень, Наумко, 2006). Їхній синтез можливий лише у глибинних розломах літосфери Землі в середовищі глибинного високотемпературного флюїду (Наумко, Сворень, 2003). Саме там водень і вуглець, набувши атомарної, радикальної та йонної форм типу H , H^+ , C , C^+ , CO , CO^+ , CH , CH^+ , CH_2 , CH_2^+ та ін., що утворилися за складних фізико-хімічних умов (за яких будь-які вуглеводневмісні вихідні речо-

вини розкладаються і в разі переходу у наведені форми різко змінюються аж до невпізнання) (Сворень, 1992), активно взаємодіють між собою з утворенням вуглеводнів (Наумко, 2006).

Отже, переважання летких вуглеводневих компонентів у флюїдних включеннях у гідротермальних мінералах тростянецького вулканогенного комплексу цілком логічно можна пояснити з позицій синтезу вуглеводнів у глибинних розломах літосфери Землі в середовищі глибинного високотемпературного флюїду та їхнього генезису на абіогенно-біогенних засадах. Надалі під час процесів гідротермально-метасоматичного мінералогенезу ці синтезовані вуглеводні, з одного боку, захоплювалися мікро- і макродефектами – флюїдними включеннями у мінералах гідротермальних парагенезисів і закритими порами в породах під час їхньої кристалізації (перетворення), а з другого, – насичували пори цеолітів, проникаючи в їхню структуру завдяки співмірності порожнин цеолітів і розмірів молекул метану та його перших гомологів. Це є ще одним свідченням міграції-припливу вуглеводневмісних флюїдів з глибинних горизонтів. На користь цього свідчить також наявність прожилків кварц-кальцит-цеолітового складу з органічною (вуглецевистою) речовиною і землистих виділень тієї ж речовини у вулканічній породі. Такі асоціації мінералів, очевидно, сформувалися внаслідок постмагматичних фізико-хімічних перетворень насиченого вуглеводневими складовими глибинного високотемпературного флюїду.

ЗАХІДНЕ ПОШИРЕННЯ РАХІВСЬКОЇ ЗОНИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

В. Неміш

*Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4*

На території Українських Карпат Рахівська зона розвинена від державного кордону України з Румунією на південному сході до басейну р. Боржави на північному заході, де зона, на думку більшості карпатських дослідників, цілком виклинюється і “ховається” під насувами молодших відкладів (головно верхньої крейди й палеогену), якими складені тут структури Внутрішніх Карпат.

У 60-х рр. ХХ ст. Я. Кульчицький і А. Максимов зачислили до Рахівської зони всі відклади, які поширені між Мармароським масивом і Мармароською зоною з південного заходу та Чорногорською зоною з північного сходу. Тобто, крім кам'янопотіцької і рахівської світ, до її складу ввійшли потужні товщі піщано-глинистого флішу, відомого нині як білотисенська (разом з буркутськими пісковиками), сухівська і терешовська світи. Дещо пізніше Я. Кульчицький розділив Рахівську зону (у наведеному широкому розумінні) на дві окремі самостійні структурно-тектонічні одиниці – Рахівську та Сухівську зони. Рахівську залишено в тому ж обсязі, в якому її виділив Д. Андрусов.

Водночас якщо південно-східне продовження Рахівської зони серед дослідників майже не викликає суперечок, то питання про поширення її далі на північний захід від верхньої течії Тиси і зчленування зі структурами Західних Карпат до нині дискусійне. Зазначимо, що Д. Андрусов, який виділив цю одиницю, дійшов

висновку: відкладів, якими складена Рахівська структурно-тектонічна одиниця, далі на північний захід від басейну р. Тересви нема. У подальшому одні дослідники зчленовували Рахівську зону на заході з Магурською одиницею, інші припускали, що далі на північний захід від басейну Тересви вона обмежена значною поперечною дислокацією (скидом Пінії). Лише окремі дослідники передбачали її північно-західне поширення аж до державного кордону України з Чехословаччиною (нині Словаччиною).

Унаслідок палеонтологічних досліджень, які ми виконали протягом останніх двох років у середній течії р. Боржави, з'явився важливий фактичний палеонтологічний матеріал. Він однозначно засвідчує наявність у цьому районі відкладів, які за літологічним складом зовнішньо подібні до тих, якими складена Рахівська зона в страторегіоні, тобто в південно-східній частині Українських Карпат, у басейнах рік Тиса, Білий і Чорний Черемоші.

Зовнішня літологічна подібність різних частин розрізу, різка зміна потужностей, погана відслоненість, яка не дає змогу простежити повний розріз і послідовність залягання окремих товщ, дуже складна тектоніка, надзвичайно рідкісні знахідки палеонтологічних решток за їхньої загальної незадовільної збереженості – усе це зумовило слабку вивченість темно- і сіроколірних флішових і флішоподібних відкладів крейди Рахівської зони та привело до необґрунтованого виділення в її межах окремих світ. Тому дотепер серед дослідників регіону наявні розбіжності щодо структурної приналежності та стратиграфічного положення кам'янопотіцької світи, віку рахівської світи, доцільності виділення та віку буркутської світи, її стратиграфічного співвідношення з білотисенською світою, латерального поширення рахівської світи на північний захід (до басейну Боржави) від стратотипової місцевості тощо.

Аналізуючи дані всіх попередників і беручи до уваги результати наших палеонтологічних і геологічних досліджень, ми дійшли висновку, що Рахівську зону найдоцільніше приймати в тому обсязі, в якому її початково описали 1962 р. Я. Кульчицький та А. Максимов і в якому її приймало багато інших дослідників Українських Карпат (О. Вялов, С. Бизова, М. Беєр та ін.).

Кам'янопотіцька світа – це найдавніша ланка крейдової системи, яка залягає в основі флішової формації Рахівської зони. Вона відома, головню, в південно-східній частині Українських Карпат, тобто там, де найбільше підняття фундаменту геосинкліналі сприяло виведенню на денну поверхню найдавніших ланок її крейдового розрізу. В межах Українських Карпат кам'янопотіцька світа відслонена лише в декількох місцях у вигляді окремих клиноподібно затиснених тіл, простежена вздовж північно-східного краю Мармароського кристалічного масиву. Найповніше вона виражена південніше м. Рахова по правій притоці Тиси – р. Кам'яний Потік. У північно-західній частині Українських Карпат останнім відомим відслоненням цієї світи вважають виходи по правих допливах р. Боржави, які впадають у неї на 1 км північніше від с. Довге.

Слабка палеонтологічна охарактеризованість і нечітке уявлення про стратиграфічне положення цієї світи стало для багатьох дослідників підставою для неоднозначного трактування її віку та структурної приналежності. За всю історію вивчення світи в її стратотиповому розрізі виявлено лише поодинокі погано збережені палеонтологічні рештки, серед яких окремі тінтиніди, уламок ростра белемніта *Duvalia* sp., комплекс радіолярій, а також вапняний нанопланктон. Наве-

дена палеофауна не дає чіткої уяви про вік і стратифікацію світи, а лише дає змогу припускати пізньоюрський–ранньонеокомський час нагромадження відкладів, що вміщують рештки відшуканих морських організмів.

Більшість геологів зачисляють також до Рахівської зони темноколірні відклади, які зовнішньо дещо подібні до рахівської світи і відслонені північніше від с. Довге. Тут по правих допливах р. Боржави на денну поверхню виходить 50–60-метрова товща, складена щільними темно-сірими дуже вапнистими слюдистими аргілітами й алевролітами, які перешаровані з проверстками темно-сірих з голубуватим відтінком дрібнозернистих вапняків та дуже вапнистих дрібнозернистих слюдистих пісковиків.

Упродовж останніх років ми додатково зібрали в цих відслоненнях рештки палеофауни, серед якої переважають амоніти і двостулкові молюски, трапляються окремі екземпляри белемнітів і брахіопод, поодинокі членики кріноїдей, уламки голок морських їжаків тощо. Загалом збереженість зібраних решток палеофауни незадовільна, вдалося визначити лише окремі екземпляри: *Neithea* cf. *valangiensis* P i c t. et C a m p., *Camptonectes cottaldinus* O r b., *Lima* cf. *subersonensis* P i c t. et C a m p., *Syncyclonema germanica* W o l l., *Thurmanniceras* cf. *campylotoxum* (U h l i g), *Leopoldia* cf. *paraplesia* (U h l i g), *L.* aff. *biassalensis* K a r a k., *Valanginites* cf. *perinflatus* (M a t h.), *Valangenites* sp., *Kilianella* cf. *pexiptycha* (U h l i g), *K.* aff. *rouboudiana* O r b., *Olcostephanus* cf. *asterianus* O r b., *Beriasella* cf. *subchapeni* R e t., *Protacanthodiscus* sp., *Platylenticeras* sp., *Pseudothurmania* sp., *Suiaella weberi* M o i s s e e v, *Cyclothyris* sp. Наведена фауна свідчить про те, що відклади, якими складені вивчені відслонення, нагромаджувалися протягом беріаського, валанжинського і готеривського віків.

Отже, результати палеонтологічних досліджень дають підстави для зіставлення описаних відкладів з “верствами з аптахами” Румунських Карпат та з верхньотешінськими утвореннями південно-східної частини Західних Карпат.

СУЧАСНИЙ МІНЕРАЛОГЕНЕЗ У ГРЯЗЬОВИХ ВУЛКАНАХ КЕРЧЕНСЬКОГО ПІВОСТРОВА

В. Нестеровський¹, М. Деяк²

¹Київський національний університет імені Тараса Шевченка

03022 м. Київ, вул. Васильківська, 90

E-mail: nesterovski@univ.kiev.ua

²Відділення морської геології та осадового рудоутворення НАН України

E-mail: nayk@ukr.net

Нині в грязьових вулканах Керченського півострова відбувається досить активне водно-хемогенне мінералоутворення. Воно пов'язане з мінералізованими сопковими водами і має сезонний характер. Мінерали утворюються влітку, коли відбувається інтенсивне випаровування, що призводить до перенасиченості розчину і початку кристалізації. Середня температура сопкових вод на виході з вулканів становить 21 °С, а температура повітря поблизу місць їхнього розван-

таження досягає в липні 45–50 °С. Нині на півострові в газо-грифонній стадії діє 17 грязьових вулканів.

Головними місцями локалізації мінеральних новоутворень є знижені ділянки біля вулканів та шляхи розвантаження сопкових вод. Новоутворення формують кірки, землісті, дендритові та гроноподібні агрегати білого кольору. Всі вони полімінеральні, а їхні складові мають мікрокристалічну будову. Розмір кристалів – 0,001–0,010 мм.

Під час досліджень протягом 2008–2010 рр. у складі полімінеральних новоутворень ми виявили 20 мінералів, серед яких є борати (бура, тинкалконіт, пробертит), карбонати (кальцит, доломіт, нортупіт, гейлюсит, пірсоніт, несквегоніт, трона), сульфати (гіпс, астраханіт, епсоміт, гексагідрит, пентагідрит, сандерит, тенардит, мірабіліт), нітрати (нітратин), хлориди (галіт).

Мінеральні асоціації сучасних водно-хемогенних утворень для різних груп вулканів різні, однак загалом корельовані з хімізмом сопкових вод, яких на півострові налічують сім типів. Інтенсивність і порядок кристалізації мінералів залежать від температури, хімічного складу сопкових вод, відносної концентрації катіонів та аніонів, розчинності солей. Постійною складовою полімінеральних новоутворень для всіх грязьових вулканів є галіт. Такі мінерали, як нортупіт, гейлюсит, пірсоніт, несквегоніт, сандерит, – нові для території України.

Сезонні мінерали під час періоду дощів розчиняються та в іонній формі потрапляють у ґрунти, спричиняючи їхню карбонатизацію, боратизацію та сульфатизацію. Внаслідок цих процесів у ґрунтах навколо грязьових вулканів утворюються кальцит, боронатрокальцит, люнебургіт, ярозит, гіпс.

ОСОБЛИВОСТІ ПОШИРЕННЯ ВУГЛЕВОДНЕВИХ ГАЗІВ НАД СЮРХАРАТИНСЬКИМ НАФТОВИМ РОДОВИЩЕМ (АРХАНГЕЛЬСЬКА ОБЛ.)

П. Ніколенко, І. Попівняк

*Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4*

Досвід вивчення різноманітних теригенних утворень, зокрема пісків, свідчить, що навіть у найменших уламках піщинок кварцу та інших мінералів будь-якого походження містяться численні флюїдні включення, серед яких часто переважають вторинні (накладені) (Барташевич, 1980; Сіанесян, 1999). Очевидно, що частково мінерали захоплювали такі включення навіть після формування піску (чи будь-яких кристалічних уламків), зокрема й у підгумусовому шарі ґрунту над нафтовими покладами. Особливо це стосується включень вуглеводнів (метану та його гомологів) – від газоподібних до рідких чи навіть твердих.

Хроматографічним аналізом над Сюрхаратинським нафтовим родовищем виявлено газоподібні насичені та ненасичені вуглеводні: етан, пропан, два ізомери бутану, пропілен, ізо-бутен, транс-2-бутен, н-пентан, ізопентан і ацетилен.

Аномальні скупчення етану є на відстані 1 км західніше, південно-західніше, північно-східніше і південно-східніше від контурів родовища. Водночас три чіткі

аномалії етану виявлено над західною рифоїдною спорудою і одну – над східною. Підвищені кількості етану (у відсотках до інших газів) виявлено на заході, півдні та південному сході досліджуваної площі, а дві невеликі аномалії розташовані безпосередньо над родовищем.

У теригенних породах підвищені значення вмісту пропану зафіксовані, головню, північно-східніше від контуру покладу та безпосередньо над родовищем. Водночас невеликі аномалії є південно-західніше і південно-східніше від родовища, проте вже на відстані 1–2 км від нього. Відсотковий вміст пропану у складі виявленої газової суміші змінний і не має прямого зв'язку з родовищем.

Підвищені значення вмісту n-бутану зафіксовано на північному сході, півдні та південному сході досліджуваної площі. Декілька дрібних аномалій є в контурі родовища. Особливості поширення ізомеру бутану і-С₄H₁₀ у теригенних породах свідчать, що підвищені значення вмісту цього газу сконцентровані, головню, в межах контуру покладу і на незначній (до 0,5 км) відстані від нього (південно-західна частина родовища). Аномальні його кількості виявлено також на північному й південному сході площі. Незамкнуті контури підвищеного вмісту ізомерів бутану на південному сході ділянки, як і деяких інших показників, пов'язані, ймовірно, з іншим відомим покладом нафти, що розташований південно-східніше, за межами досліджуваної площі.

Отже, результати вивчення поширення найближчих гомологів метану в межах Сюрхаратинського родовища свідчать, що їхні аномальні концентрації, пов'язані з цим покладом, не зовсім переконливі, хіба що за винятком ізомерів бутану з теригенних відкладів підґрунтового шару.

Аналізування моделей поширення вищих гомологів метану та ненасичених газоподібних вуглеводнів засвідчило, що ділянки поширення підвищених значень вмісту цих газів “розкидані” по площі без якоїсь закономірності, тому у нас нема підстав припускати помітний зв'язок аномалій з родовищем з позицій його розпізнавання. Проте, якщо взяти до уваги інші показники (наприклад, коефіцієнти співвідношення вмісту різних газів), то палеогазове знімання доцільно залучати до комплексу геологорозвідувальних робіт на нафту.

ГЛОБАЛЬНІ ТА РЕГІОНАЛЬНІ ПОДІЄВІ РУБЕЖІ В КАРБОНІ УКРАЇНИ ТА ІНШИХ КРАЇН (ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ ВИВЧЕННЯ КОРАЛІВ)

В. Огар

*Київський національний університет імені Тараса Шевченка
01033 м. Київ, вул. Володимирська, 64
E-mail: ogar_victor@ukr.net
www.univ.kiev.ua*

За результатами вивчення кам'яновугільних коралів (крім ругоз і табулят, до коралів умовно зачислено хететиди і строматопорати) України та інших територій виявлено нерівномірне поширення цих викопних решток у досліджених розрізах. Їхнє максимальне таксономічне різноманіття і найбільша кількість припа-

дає на окремі стратиграфічні інтервали, які складені органогенними біокластичними вапняками і подекуди вміщують органогенні споруди. Вони відповідають найсприятливішим періодам існування коралів – фазам розквіту.

На проміжні інтервали припадає найменша кількість залишок коралів. Ці стратиграфічні інтервали складені теригенними породами, а також хемогенними, водоростевими, кременистими, глинистими, доломітизованими вапняками, які часто супроводжуються слідами перерв в осадоагромадженні. Вони формувалися за достатньо різноманітних, проте не сприятливих для існування коралів умов і відповідають фазам занепаду.

Загалом чергування сприятливих і несприятливих абіотичних умов існування коралів відображає розвиток палеоекосистем, а інтервали різкого зменшення кількості таксонів і відшуканих екземплярів – періодам суттєвої перебудови палеоекосистем. Ці перебудови могли обмежуватися одним чи охоплювати декілька регіонів або мати навіть глобальний характер. Тому їх можна трактувати як регіональні та глобальні подіїв рубежі. Вони зумовлені складною комплексною взаємодією палеотектонічних, космічних, евстатичних, палеокліматичних та інших чинників.

У конкретних розрізах сліди перебудов різного масштабу виявляють за комплексом літологічних і палеонтологічних ознак, згідно з якими виділяють абіотичні та біотичні групи подій. Зазначимо, що на практиці групи подій глобального характеру визначають, насамперед, за різкими змінами біорізноманіття – масовим вимиранням біоти або, навпаки, масовою появою нових таксонів (радіацією). Зміна ж літології в розрізах зумовлена, передусім, зміною в палеобасейнах умов седиментації, які спричинювали синхронну зміну біоти. Отже, літологічні зміни відображають, передусім, регіональні події. Однак досить часто оцінити глобальний чи регіональний масштаб подій досить важко, оскільки регіональні події можуть посилюватися або затушовуватися синхронними глобальними чинниками.

Найсуттєвіші глобальні перебудови палеоекосистем фіксовані на рубежі девонського і кам'яновугільного періодів (Hangenberg event), в середині турнейського віку (Lower Alum Shale event), на межі раньокам'яновугільної і середньокам'яновугільної епох (серединнокам'яновугільна подія), на межі турнейського і візейського віків (Avins event), середньокам'яновугільної і пізньокам'яновугільної епох (московсько-касимовська подія). Більшість цих подієвих рубежів, щоправда, з різною детальністю, вже описано в літературі. До глобальних подій пропонуємо додати схарактеризований нами (2009) середньовізейський рубіж (Стильська подія – за назвою стильської світи Донбасу).

Регіональний масштаб палеоекосистемних перебудов (регіональних подій) визначений для візейсько-серпухівського, середньобашкирського, башкирсько-московського, ранньо-, пізньомосковського і касимовсько-гжельського рубежів.

Отже, на підставі вивчення коралів ми визначили найсуттєвіші перебудови, що формують каркас подієво-стратиграфічних рівнів, який дає змогу корелювати підрозділи карбону вивчених регіонів України (Складчастий Донбас, Дніпровсько-Донецька западина, Львівський палеозойський прогин, Придобруджський прогин) між собою, зі стратотиповими розрізами турнейського й візейського (Бельгія), серпухівського (Московська синекліза), башкирського (Гірська Башки-

рія), московського, касимовського і гжельського (Московська синекліза) ярусів та з іншими віддаленими територіями.

Доведено, що рубежі перебудови палеоекосистем, індикаторами яких є кількість і таксономічний склад коралів, у більшості випадків збігаються з межами регіоярусів. Отже, їхнє визначення сприятиме вдосконаленню регіональних стратиграфічних схем кам'яновугільних відкладів України, особливо щодо обґрунтування об'ємів і меж регіоярусів та уточнення їхньої міжрегіональної кореляції.

ДОКЕМБРІЙСЬКІ УТВОРЕННЯ ПРИАЗОВСЬКОГО МЕГАБЛОКА – РЕЗУЛЬТАТ ВЗАЄМОДІЇ В'ЯЗКИХ РОЗЛОМІВ

Л. Осьмачко, В. Демедюк

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
імені М.П. Семененка НАН України
03680 м. Київ-142, просп. акад. Палладіна, 34
E-mail: OsmL@ukr.net; valena65@gmail.com*

Під час досліджень у центральній частині Центральноприазовської шовної (синклінорної) зони та східній частині Західноприазовської (Салтичанської) антиклінорної зони (Український щит) виділено дислокаційні структури таких етапів та структурно-реологічних обстановок.

1. Структури північно-східного простягання, сформовані на етапі 0–1 в еоархеї за *PT*-умов гранулітової фації метаморфізму. Вони виявлені в породах метаморфічних та ультраметаморфічних комплексів і представлені реліктами зон тектонічної синмігматичної смугастості. Такі релікти мають розмір від перших до перших десятків кілометрів. Структурний мезопарагенезис виділених зон – мігматична смугастість північно-східного простягання. Такі структури по-різному змінені накладеною дислокаційною тектонікою наступних етапів.

2. Структури субмеридіонального простягання, сформовані на етапі 2 в палеоархеї за *PT*-умов грануліт-амфіболітової фації метаморфізму. Вони представлені лінійно-лінзоподібними зонами кристалізаційно-сланцюватої та гнейсуватої течії (в'язкими розломами). Такі зони завдовжки перші десятки кілометрів, а в поперечнику сягають декількох кілометрів. Їхній структурний парагенезис мезорівня представлений тіньовою смугастістю північно-східного простягання, накладеними кристалізаційною сланцюватістю та гнейсуватістю, новоутвореними порфіробластами. Розломи описуваного етапу січні щодо давніших структур, а самі перерізані в'язкорозломними утвореннями субкатазони етапу 3.

3. Структури північно-західного простягання, що формувались на етапі 3 в мезо-неоархеї за *PT*-умов амфіболітової фації метаморфізму. Вони відповідають Сорокинській зоні та її безпосередньому облямуванню, а також структурам другого рангу, що ускладнюють Мангуський синклінорій. Описувані структури є в'язкорозломними зонами, що розвиваються по субстрату, яким є утворення попередніх етапів. Такі зони завдовжки декілька десятків кілометрів і завширшки перші кілометри. Вони складені структурами другого рангу: підзонами вторинної мігматизації, своєрідними в'язкими шовними підзонами та порівняно жорсткими

блоками. В'язкорозломні зони різною мірою знищені дислокаційними перетвореннями наступних етапів.

4. Структури субмеридіонального простягання, які сформувалися на етапі 4 у палеопротерозої за *PT*-умов від амфіболітової до зеленосланцевої фації метаморфізму. Вони представлені лінійно-лінзоподібними в'язкими розломами. Розломи січні щодо давніших структур і містять їхні релікти, по-різному змінені. До таких утворень належить власне Центральнопριαзовська синклінорна зона. На мезорівні розломи етапу 4 представлені структурами вторинної мігматизації, гранітизації, розлінзування та будинажу.

5. Структури, що сформувалися на етапі 5 у мезопротерозої за *PT*-умов зеленосланцевої фації метаморфізму. Вони розвиваються по утвореннях основного-ультраосновного складу всіх попередніх етапів, тому мають різну просторову орієнтацію. Структури етапу 5 представлені в'язкими кліважними розломами різного порядку.

6. Структури етапу 6 сформувались у ранньому фанерозої. Вони представлені крихко-в'язкими розломами різного порядку. Такі розломи формуються за умов зниження температури граніт-метаморфічного середовища до умов нульового метаморфізму та не супроводжуються динамометаморфічними змінами порід.

7. Структури етапу 7 формувалися з невеликою перервою в часі щодо структур попереднього етапу. У межах Сорокинської зони вони представлені локальними ділянками синметасоматичного в'язкого кліважування та механічного розсланцювання гідротермально змінених порід по раніше сформованих епізональних швах. У структурах даного етапу наявні родовища заліза, золота та ін.

8. Структури етапу 8 сформувалися в холодному пружному середовищі. За віком вони близькі до сучасних. Структури представлені майже ідеальними крихкими розломами-швами, що накладені на тектонічні утворення всіх попередніх дислокаційних етапів. Саме ці розломи формують нинішню блокоподібну будову Центрально-Приазовського масиву.

Отже, досліджувана частина кристалічного фундаменту є результатом послідовного накладення та взаємодії дислокаційних структур на тлі переважно регресивної зміни *PT*-властивостей геологічного середовища і відповідних дислокаційних механізмів, а також напрямів дії палеонапружень. Більш ранні структури є висхідним субстратом для пізніших. Такі структури (в'язкі та крихкі розломи) різняться за морфологічними формами прояву, речовинно-структурними парагенезисами, *PT*-умовами формування, просторовою орієнтацією та віком формування. Спільним для них є таке:

- речовинна організація підпорядкована структурній;
- усі виділені структури є ієрархічними утвореннями та самоподібними на всіх рівнях організації;
- структури кожної генерації просторово узгоджені та високовпорядковані;
- усі мезо- та мікроструктури (лінійність, сланцюватість, смугастість тощо) можна трактувати як залишкові деформаційні утворення, які формуються за умов зсуву.

Наявні дані свідчать про те, що одним із головних механізмів петро-структурних перетворень (формування з кожним етапом нових породних тіл) була зсувна течія (Паталаха, 1970; Лукієнко зі співавт., 2008 та ін.), яка "забезпечувалася" орієнтованою перекристалізацією, лінеаризацією, перерозподілом речовини

тощо. Тому Центральне Приазов'я як ціле можна назвати структурою багатоетапних трансформацій.

РЕТРОСПЕКТИВНИЙ МОНІТОРИНГ ДІАФТОРИЧНИХ ПОДІЙ У МАГМАТИЧНИХ ПОРОДАХ ВОЛИНО-ПОЛІСЬКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНІЧНОГО ПОЯСУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

О. Павлова¹, Г. Павлов¹, О. Пономаренко²

*¹Київський національний університет імені Тараса Шевченка
03022 м. Київ, вул. Васильківська, 90*

E-mail: palen@univ.kiev.ua; pgg@univ.kiev.ua

*²Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
імені М.П. Семененка НАН України*

03680 м. Київ-142, просп. акад. Палладіна, 34

E-mail: pan@igmof.gov.ua

У межах північної частини Сарматського сегмента Східноєвропейської платформи активні магматичні процеси, які за часом збіглися з колізійним причленуванням Сарматського та Феноскандійського сегментів платформи, призвели до формування структурно-формаційних комплексів вулканоплутонічного типу у вигляді окремих інтрузивів, що належать до діорит-гранодіоритової та гранітової формації, лептитової формації та кам'янського габрового комплексу (Сиворонів с соавт., 2010). Тут інтенсивно виявлені локальні діафторичні процеси (за умов епідот-амфіболітової та зеленосланцевої фацій метаморфізму), які контролювані конкретними магматичними тілами під час автометаморфізму та автометасоматизму або тектонічними порушеннями в них.

Петрографічні дослідження кристалічних порід засвідчили, що докембрійські магматичні породи Волино-Поліського вулканоплутонічного поясу від часу кристалізації до сучасного вигляду зазнали декількох етапів послідовних діафторичних і тектонічних перетворень, що позначилось на їхньому мінеральному складі та структурно-текстурних ознаках.

Відстежити цю історію за допомогою петрографічних спостережень можна в разі послідовного “зняття” слідів кожної фази перетворення у зворотному напрямі – від останньої (або завершальної) до початкової.

Завершальну фазу можна фіксувати за звичайним катаклазом (сухе динамічне перетворення) або катаклазом з аргілізацією (низькотемпературне гідротермально-метасоматичне перетворення), а попередні й початкові фази – за серією послідовних (поступових або стрибкоподібних) мінеральних і структурно-текстурних перетворень у межах тектонічних порушень за більш високотемпературних (метаморфічних) режимів, які за мінеральними парагенезисами відповідають зеленосланцевій та епідот-амфіболітової фаціям регіонального метаморфізму.

Якщо вік кристалізації тієї чи іншої магматичної породи визначають за ізотопним віком циркону (Щербак с соавт., 1978; Геохронологія..., 2008), то вік діафторичних подій можна визначити за часом утворення тих чи інших мінералів, генетично пов'язаних з відповідними процесами. Деякі етапи перетворення порід

можна фіксувати за появою регенераційних облямівок навколо магматичного циркону, а також нових генерацій діафоричного циркону й монациту, хоча відсутність експериментальних даних про характер міграції ізотопів урану під час тих чи інших процесів повторної кристалізації не дає змогу однозначно датувати окремі етапи цих перетворень.

Однак таку інформацію можна отримати калій-аргоновим методом геохронометрії за наявності в діафторованих породах амфіболу, біотиту (мусковіту), хлоритизованого біотиту. З урахуванням режиму термофіксації радіогенного аргону в тих чи інших пороодоутворювальних мінералах визначають:

- вік перекристалізації або утворення нового амфіболу в режимі епідот-амфіболітової фації діафторезу (600 °C);
- вік термофіксації аргону в біотиті, який відповідає “виходу” породи з режиму метаморфізму (<300 °C);
- швидкість зниження температури на відповідній ділянці зони розлому.

Отже, можна синхронізувати отримані дані структурогенетичного аналізу з ізотопною геохронометрією з урахуванням температурного режиму систем у точках спостереження.

Унаслідок аналізування геохронометричних даних стосовно порід Осницького сегмента Волино-Поліського вулканоплутонічного поясу (Щербак с соавт., 1978; Геохронологія..., 2008) і порівняння їх з результатами петрографічних досліджень ми дійшли таких висновків.

Якщо припустити ізохронний вік формування порід діорит-гранодіоритової та гранітової формації за цирконом до 1 993,8±3,2 млн років (Геохронологія..., 2008), то К-Аг вік їхніх автотеморфічних перетворень можна визначити за амфіболом, а вік остигання до рівня 300 °C – за біотитом. Наприклад, у метагабродіах смт Рокитне вік автотеморфізму з явищами амфіболізації становитиме 1 944 млн років (Висоцький, 2010), а вік остигання порід до 300 °C за біотитом – від 1 855 до 1 887 млн років.

В автотеморфічно та діафорично змінених інтрузивних тілах діоритів, гранітів і гранодіоритів осницького комплексу в різних ділянках поясу процеси діафторезу завершилися неодноразово. Зокрема, в районі с. Заслужчя вік термофіксації аргону в біотиті гранодіоритів становить 1 910 млн років, у діоритах і гранодіоритах ст. Томашгород – 1 870–1 890 млн років, у гранітах і гранодіоритах району сіл Вирів та Осницьк і селищ міського типу Клесів і Томашгород – у межах 1 510–1 570 млн років. Наймолодший вік “виходу” магматичних порід осницького комплексу з режиму діафоричного перетворення на окремих ділянках тектонічних порушень зафіксовано К-Аг методом за біотитом – 1 490–1 480 (с. Клесів) та 1 440 млн років (с. Чабель).

Найтривалішими “гарячими точками” в північно-західній частині Українського щита в межах Волино-Поліського поясу виявилися ділянки діафторезу лептитів району сіл Селище та Линчин (вік термофіксації аргону в біотитах – 1 370–1 355 млн років), гранітів с. Белашовка (вік циркону – 2 000±30 млн років, вік термофіксації аргону в біотиті – 1 300 млн років) та Рудня Пержанська (вік цирконіту – 1 760±5 млн років, вік термофіксації аргону в біотиті – 1 375–1 380 млн років) (Щербак с соавт., 1978; Геохронологія..., 2008).

МІСЦЕ КРИВОРІЗЬКОГО І БІЛОЗЕРСЬКОГО ЗАЛІЗОВМІСНИХ РОЗРІЗІВ У СТРУКТУРНО-ФОРМАЦІЙНИХ КОМПЛЕКСАХ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

І. Паранько

*Криворізький державний педагогічний університет
50086 м. Кривий Ріг, просп. Гагаріна, 54
E-mail: paranko@mail.ru*

У будові Українського щита (УЩ) беруть участь відмінні за речовинним складом, ступенем метаморфізму, металогенічною спеціалізацією та історико-геологічними особливостями формування структурно-формаційні комплекси (СФК): чарнокіт-гранулітовий, плагіограніт-амфіболітовий, тоналіт-зеленокам'яний, гранітоїдно-метаосадочний, вулканоплутонічний, плутонічний та осадово-вулканогенний (Сиворонов с соавт., 2010). Вони складені парагенетично пов'язаними стратигенними, плутоно-метаморфічними та плутонічними формаціями і відображають певний режим розвитку ділянки літосфери впродовж конкретного геологічного часу. Їхнє картування дало змогу не тільки виявити загальну шарувато-блокову структуру регіону, але й простежити зміну режимів розвитку земної кори в просторі та з часом протягом докембрію.

Залізовмісні розрізи Криворізької (криворізька серія) і Білозерської (білозерська серія) структур зачислені до гранітоїдно-метаосадочного СФК, до якого також належать палеопротерозойські поліфаціально метаморфізовані (від зеленосланцевої до гранулітової фацій) вулканогенно-осадочні, плутоно-метаморфічні та плутонічні формації Волинського й Інгульського мегаблоків. Стратигенна складова СФК у межах цих мегаблоків представлена такими формаційними типами (знизу догори): метавулканогенно-теригенним, залізисто-метапеліт-псамітовим, карбонатно-вуглецево-метапсамітовим, метавулканогенно-псамітовим, метаграуваково-сланцевим та метапсефіт-псамітовим (Паранько, 2005).

У Криворізькій і Білозерській структурах конкретні формації зазначених формаційних типів утворюють безперервні формаційні ряди, які завершують їхні розрізи. Нижні частини розрізів складені утвореннями метапсефіт-псаміт-пелітового, метакоматітового та залізисто-кременисто-сланцевого типів (Паранько, 2005). Як у криворізькому, так і в білозерському розрізах формації останніх трьох типів також утворюють безперервні ряди.

Отже, в розрізах Криворізької та Білозерської структур, на відміну від Волинського й Інгульського мегаблоків, наявні чотири породні комплекси, які відокремлені кутовим і стратиграфічним неузгодженням та складені безперервними рядами конкретних формацій (знизу догори): метавулканогенно-осадочним, метатеригенно-залізистим, карбонатно-вуглисто-метатеригенним і моласоїдним метатеригенним (Паранько, Бобров, 2010).

Метавулканогенно-осадочний репрезентований утвореннями метадацит-андезит-толеїтового формаційного типу, притаманного зеленокам'яним структурам Середньопридніпровського мегаблока. З кутовим неузгодженням на ньому залягає метатеригенно-залізистий комплекс, представлений утвореннями метапсефіт-псаміт-пелітового, метакоматітового та залізисто-кременисто-сланцевого формаційних типів. Надбудовує розрізи в межах обох структур карбонатно-вуг-

листо-метатеригенний комплекс, який з кутовим і стратиграфічним неузгодженням залягає на породах метатеригенно-залізистого. У криворізькому розрізі він об'єднує залізисто-сланцеву (залізисто-метапеліт-псамітовий тип), карбонатно-вуглецево-сланцеву (карбонатно-вуглецево-псамітовий тип) і сланцево-метапісковикову (метаграуваково-сланцевий тип) формації, а в білозерському – вуглецево-алевро-псамітову формацію (карбонатно-вуглецево-псамітовий тип). Завершують розріз Криворізької структури утворення метапсаміт-псефітового формаційного типу моласоїдного метатеригенного комплексу (метаконгломератово-пісковикова і метапісковикова-сланцева формації), складеного парагенезисом метаконгломерати + метапісковики ± сланці. В Інгульському мегаблоці цей тип представлений метаконгломератовою формацією.

З наведеного випливає, що в межах УЩ розрізи гранітоїдно-метаосадового СФК можна корелювати тільки на рівні стратигенних утворень метавулканогенно-осадового, залізисто-метапеліт-псамітового, карбонатно-вуглецево-метапсамітового, метавулканогенно-псамітового, метаграуваково-сланцевого і метапсефіт-псамітового формаційних типів, з якими територіально й за віком пов'язані масиви та невеликі тіла гранітової, двослюдяної гранітової, гранітитої, монцонітової, дуніт-гарцбургітової, габро-піроксенітової та габро-діабазової плутонічних формацій (Бобров зі співавт., 2006; Сиворонов с соавт., 2010).

Конкретні формації метапсефіт-псаміт-пелітового, метакоматітового та залізисто-кременисто-сланцевого типів (метатеригенно-залізистий породний комплекс) утворюють безперервний вертикальний ряд, обмежений перервами в осадо накопиченні та поверхнями тектонічного неузгодження, формують низи криворізького та білозерського розрізів, де залягають на утвореннях тоналіт-зеленокам'яного СФК без порушення загального структурного плану зеленокам'яних структур. У цих же структурах є утворення залізисто-метапеліт-псамітового, карбонатно-вуглецево-метапсамітового, метавулканогенно-псамітового, метаграуваково-сланцевого і метапсефіт-псамітового формаційних типів, які формують карбонатно-вуглисто-метатеригенний породний комплекс.

Породам тоналіт-зеленокам'яного СФК та метатеригенно-залізистого комплексу в Криворізькій і Білозерській структурах притаманне круте моноклінальне залягання, а утворення карбонатно-вуглисто-метатеригенного комплексу вповнюють своєрідні накладені синклінали. Цей факт засвідчує, що тектонічний режим розвитку Середньопридніпровського мегаблока УЩ почав змінюватися після утворення групи формацій метатеригенно-залізистого комплексу, який, очевидно, можна трактувати як результат завершення зеленокам'яного тектоногенезу УЩ.

Наведене спонукає зачислювати криворізький і білозерський залізовмісні розрізи, представлені утвореннями метапсефіт-псаміт-пелітового, метакоматітового та залізисто-кременисто-сланцевого типів, до складу тоналіт-зеленокам'яного СФК, а поширені в Криворізькій та Білозерській структурах утворення залізисто-метапеліт-псамітового, карбонатно-вуглецево-метапсамітового, метавулканогенно-псамітового, метаграуваково-сланцевого, метапсефіт-псамітового формаційних типів залишити у складі гранітоїдно-метаосадового структурно-формаційного комплексу.

АНТРОПОГЕННА ГЕОЛОГІЯ – АЛЬТЕРНАТИВА ЧЕТВЕРТИННІЙ ГЕОЛОГІЇ ЧИ НОВИЙ НАУКОВИЙ НАПРЯМ?

І. Паранько¹, М. Павлуць², А. Сіворонов², Є. Сливко²

*¹Криворізький державний педагогічний університет
50086 м. Кривий Ріг, просп. Гагаріна, 54
E-mail: paranko@mail.ru*

*²Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4
E-mail: zaggeol@franko.lviv.ua*

Наявні досягнення в галузі вивчення Землі як природної системи планетарного рівня організації речовини та її складових суттєво розширили наші знання про будову, склад, закономірності всіх геосфер планети і сприяли переходу взаємовідношень між людиною і природою на новий рівень. Про це зазначав ще академік В. Вернадський у 30-х роках ХХ ст. Обґрунтовуючи виділення ноосфери, вчений писав: “Ноосфера есть новое геологическое явление на нашей планете. В ней впервые человек становится крупнейшей геологической силой”.

Нині вже очевидно, що саме діяльність людини спричинює зміни клімату, складу і стану атмо-, гідро-, біосфери та верхньої частини літосфери. Змінюючи властивості головних чинників геологічних процесів (передусім екзогенних), людина почала суттєво впливати на їхній природний перебіг та “формувати” нову – антропогенну геологію. Це не перебільшення, а реальність. Нині подальше геологічне “життя” Землі суттєво залежить від людини. До того ж, сучасні технології дають змогу синтезувати нові, не відомі в природі хімічні сполуки, з’являються техногенні породи і родовища. З наведеного випливає, що людина сформувала нову, природно-антропогенну (природно-техногенну) геологічну систему, яка має свої властивості і розвивається за новими законами, вивчення яких і повинно стати головною метою антропогенної геології як нового наукового напрямку геологічної науки.

Зауважимо, що в циклі геологічних наук антропогенна геологія є синонімом четвертинної геології. Проте доцільно нагадати, що метою четвертинної геології є вивчення умов утворення і стратифікації відкладів четвертинного періоду розвитку Землі, а її об’єктом є природні системи, на формуванні яких ще не позначився вплив техногенезу. Пропонована нами антропогенна геологія – це геологія природно-антропогенних (природно-техногенних) геологічних систем з вивченням їхньої будови, складу та закономірностей розвитку, що потребує відмінного від класичної геології (яка “працює” з природними системами) підходу.

Завданнями четвертинної геології, вирішення яких дає змогу реалізувати головний принцип класичної геології – принцип актуалізму, є з’ясування генезису й умов залягання сформованих протягом четвертинного періоду відкладів, стратиграфічне розчленування четвертинних товщ та кореляція розрізів, палеогеографічні реконструкції умов осадонакопичення за певного часу четвертинного періоду, виявлення корисних копалин, пов’язаних з четвертинними відкладами. Методологічною базою четвертинної геології слугують традиційні геологічні, геоморфологічні, геофізичні, геохімічні, палеонтологічні, кліматостратиграфічні та

інші методи, які застосовують під час вивчення природних геологічних об'єктів на рівнях організації геологічної речовини мінерал–порода.

Головним компонентом створеної людиною природно-антропогенної системи є геологічне середовище, під яким ми розуміємо верхню частину літосфери, гідросферу, атмосферу й біосферу, в яких під впливом людської діяльності відбуваються зміни природних властивостей і природного перебігу геологічних процесів – головної рушійної сили розвитку Землі.

Головні чинники зміни геологічного середовища як складової природно-антропогенної системи – розробка родовищ корисних копалин, переробка мінеральної сировини, всебічна діяльність людини на земній поверхні – від будівництва і сільськогосподарських робіт до створення різноманітних техногенних фізичних полів. Безумовно, нині людство не може існувати без розширення мінерально-сировинної бази, вдосконалювання технологічних процесів і техніки, що є запорукою розвитку цивілізації. Однак розробка родовищ корисних копалин уже сприяє формуванню природно-антропогенної геологічної системи. А якщо взяти до уваги вплив на довкілля відходів видобувної та збагачувальної галузей промисловості, порушення фізико-механічних властивостей масивів гірських порід, зміни в гідродинамічному режимі поверхневих і підземних вод, формування техногенного рельєфу, забруднення ґрунтів, атмосфери, вод тощо, то негативна роль людини як геологічного чинника очевидна. Тому сама людина повинна мінімізувати цей вплив, що можливо лише в разі визначення відповідних закономірностей розвитку геологічного середовища як природно-антропогенної системи планетарного значення.

З викладеного випливає, що головна мета антропогенної геології – всебічне вивчення властивостей, будови, складу і закономірностей розвитку природно-антропогенних (природно-техногенних) геологічних систем, а також розробка геолого-економічних закономірностей формування мінерально-сировинної бази, обґрунтування економічної доцільності й ефективності використання мінеральних ресурсів.

У структурі напряму доцільно виділити такі розділи: геологічне середовище; охорона геологічного середовища; мінерально-сировинна база світу; економічна геологія; техногенні родовища корисних копалин; техногенна і технологічна мінералогія; геохімія техногенезу.

Головні завдання: всебічне вивчення властивостей, будови, складу і закономірностей розвитку геологічного середовища як природно-техногенної системи; розробка заходів з охорони геологічного середовища; вивчення динаміки формування мінерально-сировинної бази світу і прогнозування її розвитку; економічне обґрунтування доцільності й ефективності розробки родовищ корисних копалин з урахуванням збереження життєзабезпечення довкілля загалом та геологічного середовища, зокрема; дослідження властивостей техногенних родовищ і розробка технологій використання техногенних відходів мінеральної сировини з погляду економіки, екології та збалансованого природокористування; вивчення властивостей синтетичних сполук, мінеральної речовини, утвореної під час металургійного та інших процесів; розробка технологій мало- та безвідходного збагачення й використання корисних копалин і вилучення з них корисних компонентів; дослідження впливу техногенезу на міграцію й акумуляцію хімічних елементів та

їхніх сполук у межах геологічного середовища; виявлення чинників формування техногенних геохімічних ореолів і аномалій та ін.

Вирішення наведених проблем передбачає використання суттєво відмінного від четвертинної геології методологічного підґрунтя, в якому чільне місце повинні посідати моніторинг усіх компонентів геологічного середовища, вдосконалення технологій видобутку й переробки корисних копалин, пошуки шляхів використання відходів видобувної та переробної галузей промисловості тощо.

Отже, за об'єктами вивчення, головними завданнями й застосовуваними методами антропогенна геологія суттєво відрізняється від четвертинної і не може бути їй альтернативою.

Це новий самостійний науковий напрям геологічної науки.

ОНТОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ – ОСНОВА ВЫЯВЛЕНИЯ И ОЦЕНКИ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МИНЕРАЛОВ

Б. Пирогов

*ФГУП, Всероссийский институт минерального сырья, г. Москва, Россия
E-mail: pirogov_bi@inbox.ru*

“Онтогенический метод позволяет открывать непрерывную смену событий в истории минералов, а не представлять их в течение миллионов лет застывшими, “мертвыми” (Григорьев, 1966). Именно технологическая минералогия с единых позиций генезиса полезных ископаемых на онтогенической основе дает возможность проследить весь ход изменений минерального вещества литосферы через технологию обработки и переработки до накопления в литосфере (Ревнивцев, 1982).

Опыт показывает, что при разработке технологических схем для руд хорошо изученных однотипных месторождений каждый раз приходится сталкиваться с большими трудностями – технологические свойства минералов могут весьма существенно варьировать в пределах даже одного месторождения. Это обусловлено, прежде всего, широким спектром природной гранулометрии индивидов и агрегатов минералов, которые всегда содержат включения, примеси, нередко покрыты различного состава пленками, подвергающимися в процессе раскрытия при дроблении и измельчении определенным механическим воздействиям.

Эволюционные закономерности развития минерального мира во взаимосвязи с живым веществом отражены в минералах и их ассоциациях.

В целом состав, текстурно-структурные признаки и свойства (в том числе технологические) полезных ископаемых формируются в различных энергетических полях (гравитационных, магнитных, электрических и др.) единой геолого-техногенной системы на макро-, микро- и наноуровне. Они определяют основные геолого-минералогические факторы обогатимости полезных ископаемых с учетом их минералого-геохимической и экологической специализации, отражают круговорот минерального вещества в Природе и Технологии на различных уровнях его организации: индивид (кристалл, зерно, частица) → агрегат (агрегат техногенных малых частиц) → рудное тело → минералогическая аномалия (отвалы

“пустых” пород и некондиционных полезных ископаемых, хвостохранилища – техногенные минеральные полезные ископаемые) → минералогическое поле.

Развивая в технологической минералогии идеи Н. Юшкина (1977) о взаимосвязи между минералом и минералогенетической средой, следует считать их во многом общими и в технологической системе. Это взаимосвязи:

а) энергетические, обеспечивающие обмен энергией при структурных преобразованиях индивида;

б) вещественные, связанные с поступлением вещества из среды в минеральный индивид, обеспечивающие его рост или, наоборот, разрушение индивида и удаление вещества из минерала в среду;

в) информационные, обеспечивающие передачу особенностей структурной организации вещества и энергии от среды к минералу и обратно.

Именно такой подход наиболее значимо связан с использованием отогенического метода в познании технологических свойств минералов.

Внедрение в практику минералого-технологической оценки полезных ископаемых учения Д. Григорьева об онтогении минералов позволило глубже понять природу становления и изменения технологических свойств минералов.

Отогенический подход с учетом данных технологического эксперимента обеспечивает:

- оценку гетерогенности особенностей конституции (состава и структуры) минералов;
- выбор оптимальных условий раскрытия зерен полезного компонента, что отражает природу сростаний – гранулометрию, форму зерен сроставшихся минералов, особенности их границ и физико-механических свойств. В конечном итоге особенности раскрытия минералов характеризуют пути повышения извлечения ценных компонентов руд на основе управления селективностью измельчения с сохранением геометрической целостности раскрываемых минералов и их структурно-химических характеристик;
- оптимизацию технологического процесса с учетом контрастности свойств разделения минералов – особенностей неоднородности состава и свойств мономинеральных зерен (выделяются при комплексном минералогическом анализе анатомии индивидов и измельченных частиц), исследование характера и направленности изменений тех или иных качеств минералов (полезного ископаемого в целом);
- определение последовательности технологических операций с целью достижения наиболее эффективных условий разделения минералов с учетом размерного фактора и морфолого-структурных характеристик вновь формирующихся малых частиц;
- выделение при геолого(минералого)-технологическом картировании типов и сортов полезных ископаемых, их всестороннюю минералого-технологическую характеристику. Это позволяет определять направленность природных процессов минералообразования и их роль в формировании основных вещественно-технологических характеристик полезных ископаемых различного генезиса.

Таким образом, опираясь на исследования особенностей вещественного состава, текстурно-структурных признаков, физико-механических и физико-химических свойств полезных ископаемых различных генетических типов, учитывая

взаимосвязи и во многом подобие между процессами минералообразования (преобразования) в Природе и Технологии, данные технологических экспериментов, мы формируем наши представления о двойкой природе технологических свойств минералов.

“Жизнь”, начатая в геологических процессах, продолжается в технологических аппаратах. В конечном итоге высокий научно-теоретический потенциал учения об онтогении минералов даст геологам, минералогам и технологам новый подход в решении проблемы выявления и оценки технологических свойств минералов различных видов полезных ископаемых.

МІНЕРАЛОГО-ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ОЛІГОЦЕНОВИХ ВУГЛЕЦЕВМІСНИХ ВІДКЛАДІВ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ І ПРИЧОРНОМОР'Я

І. Попп, О. Кохан

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

З метою з'ясування критеріїв визначення різних типів аноксичних відновних обстановок в осадових відкладах виконано порівняльну мінералого-геохімічну характеристику асоціації аутигенних мінералів вуглецевмісних товщ олігоцену Українських Карпат (менілітова і дусинська світи) та Причорномор'я (майкопська світа). Їхнє формування ми пов'язуємо з олігоценовою безкисневою подією (ОАЕ-4) на Карпато-Чорноморській континентальній окраїні океану Тетіс, під час якої анаеробне відновне середовище сприяло фосилізації величезної кількості розсіяної органічної речовини.

Головною характерною ознакою відкладів менілітової світи є наявність у її складі порід, збагачених домішкою розсіяної органічної речовини (РОР), а саме – чорних бітумінозних скременілих аргілітів і вуглецевмісних силіцитів (фтанітів). Вміст РОР в аргілітах становить від 3–16 до 25 %, у фтанітах – 0,1–6,0 %, піриту – від 1–2 до 8 % в аргілітах і до 4 % у фтанітах. Широко розвинуті різноманітні діагенетичні карбонатні і сульфідно-карбонатно-кременисті конкреції.

Збагачені РОР кременисті породи типу фтанітів, з нашого погляду, – це продукт глибокого діа- й катагенетичного перетворення біогенного кремнезему.

Головними аутигенними мінералами, характерними для бітумінозних порід олігоцену Українських Карпат, є пірит, криптокристалічний халцедон і карбонати (кальцит, сидерит, доломіт), зрідка опал і глауконіт.

Речовинний склад менілітових відкладів (підвищений вміст РОР, наявність аутигенних мінералів, характерних для відновних мінералого-геохімічних фацій) свідчить, що седименто- і діагенез відбувалися за умов сильного дефіциту кисню.

Серед вуглецевмісних осадових утворень майкопської світи, поширених у Кримському регіоні, також розвинуті темно-сірі до чорних аргіліти, які містять домішки РОР (до 2,5 %) і піриту.

Речовинний склад вуглецевмісних олігоценових відкладів Карпат і Причорномор'я відрізняється за ступенем скременіння товщ. Зокрема, осадові утворення

менілітової і дусинської світи містять значну кількість аутигенного кремнезему, який сконцентрований у вигляді різноманітних пластових і конкреційних тіл.

У породах майкопської світи, навпаки, лише спорадично трапляються рештки організмів з кременевою функцією (скелети діатомей, спікули губок). На відміну від олігоценових відкладів Карпат, для цієї товщі не характерні численні діагенетичні карбонатні конкреції. Сидерит у породах майкопської світи перебуває в розсіяному стані, що є свідченням порівняно нижчої інтенсивності процесів діагенетичного перерозподілу речовини. Достатньо типовими аутигенними мінеральними утвореннями є глауконіт і фосфати, формування яких найінтенсивніше відбувається на межі окисної і відновної зон.

На підставі вивчення складу аутигенних мінералів та кореляційних залежностей між вмістом фосфору, мангану, сульфідних заліза і сірки та кількістю органічного вуглецю зроблено висновок, що менілітові відклади формувалися в анаеробній зоні, у порівняно глибоководнішій мезопелагічній частині басейну, тоді як седиментація майкопських відкладів відбувалася в епіпелагіалі, поблизу верхньої межі анаеробної зони.

ПРОБЛЕМИ ЛІТОГЕНЕЗУ КРЕЙДОВО-ПАЛЕОГЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

І. Попп, П. Мороз, М. Шаповалов

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

У крейдово-палеогеновому фліші Українських Карпат ми виділили три головні літолого-геохімічні типи осадових утворень, які відрізняються за вмістом породоутворювальних інгредієнтів біогенного походження ($\text{SiO}_{2\text{біог}}$, CaCO_3 , $\text{C}_{\text{орг}}$): сірі вапнисто-глинисто-теригенні; невапнисті або слабко вапнисті зеленкувато-сірі та строкаті глинисто-теригенні; чорні вуглецевмісні скременілі теригенно-глинисті. Їхня седиментація відбувалася за різних фізико-хімічних умов середовища (окиснювальне, відновлювальне), спричинених змінами газового режиму придонних вод (аеробний, анаеробний), що суттєво вплинуло на речовинний склад осадів та їхні подальші діа- й катагенетичні перетворення.

Головним об'єктом літогенетичних досліджень були породи з підвищеним вмістом $\text{C}_{\text{орг}}$ і $\text{SiO}_{2\text{біог}}$ нижньокрейдового (шипотська, спаська світи) й олігоценового (менілітова, дусинська світи) віку.

Такі осадові утворення ми трактуємо як давні аналоги сучасних вуглеце- і кремнеземовмісних осадів апвелінгових зон або басейнів, в яких наявні умови стагнації. Їхнє формування пов'язуємо з фазами океанічних безкисневих подій ОАЕ-1 (баррем-альб) і ОАЕ-4 (олігоцен).

Процеси деструкції органічної речовини, з нашого погляду, – це важливий чинник змін фізико-хімічних умов середовища в морській воді та в осаді. Вони суттєво впливали на кремене- і карбонатонагромадження й аутигенне мінералоутворення на етапі раннього діагенезу.

Упродовж седиментологічної історії формування карпатського флішу геохімічні умови осадонагромадження значно змінювалися – від аеробних до анаеробних і навпаки. Це суттєво впливало на умови фосилізації органічної речовини та визначало характерний хімічний тип її деструкції, від якого залежала інтенсивність діагенетичного мінералоутворення і, відповідно, речовинний склад порід.

Сірі вапнисто-глинисто-теригенні товщі (перший тип) та невапнисті або слабо вапнисті глинисто-теригенні відклади (другий тип) нагромаджувалися, головню, за окиснювальних умов, тобто під час седиментації відбувалася значна аерація морських вод. Інтенсивність діагенетичного перерозподілу речовини в осадах такого типу була досить низька.

Седиментація чорних вуглецевмісних скременілих теригенно-глинистих відкладів (третій тип) відбувалася, головню, у відновлювальному середовищі, яке було спричинене сильним дефіцитом кисню в наддонних водах. За таких умов унаслідок різких коливань значень рН інтенсивно відбувалися процеси аутигенного мінералоутворення та діагенетичного перерозподілу речовини.

Дещо інакше впливали процеси трансформації органічної речовини на пізньо-діагенетичні й катагенетичні перетворення досліджуваних вуглецевмісних товщ. Зокрема, під час пізнього діагенезу та раннього катагенезу домішка розсіяної органічної речовини була інгібітором розкristалізації глинистих і кремнеземових мінералів у структурно досконаліші модифікації, що засвідчено нашими мінералого-петрографічними дослідженнями різних літологічних типів кременістих, глинистих і кременисто-глинистих порід Українських Карпат. Під час глибших катагенетичних перетворень руйнування органо-мінеральних комплексів сприяло посиленню інтенсивності мінеральних перетворень.

Геохімічні процеси за участю органічної речовини, кремнезему і глинистих мінералів на цьому етапі постседиментаційної трансформації порід суттєво вплинули на еволюцію їхніх фільтраційно-ємнісних властивостей.

Ми порівняли особливості постседиментаційної трансформації відкладів нижньої крейди й олігоцену Карпат, формування яких пов'язане з океанічними безкисневими подіями, зі стадійними перетвореннями осадових товщ верхньої крейди, палеоцену й еоцену, седиментація яких відбувалася в морському басейні з нормальним газовим режимом.

З'ясовано, що наявність у вуглецевмісних відкладах значної домішки розсіяної органічної речовини й піриту зумовила специфічні геохімічні умови, які суттєво вплинули на літогенетичну еволюцію порід на всіх її стадіях – діагенезу, катагенезу і навіть гіпергенезу.

Трансформація породоутворювальних глинистих і кремнеземових мінералів чорних бітумінозних аргілітів визначалася геохімічними процесами за участю органічної речовини.

Зокрема, гідрослюдидація монтморилоніту, яка за певних умов сприяє формуванню зон тріщинуватих і змішаних колекторів, відбувалася на пізніших етапах катагенезу, порівняно з сірими й зеленкувато-сірими аргілітами, та була приурочена до головної фази нафтоутворення.

АКЦЕСОРНІ ТА РУДНІ МІНЕРАЛИ ГОЛОВНИХ ТИПІВ ПОРІД ПЕРЖАНСЬКОГО КОМПЛЕКСУ

Л. Романюк

*Інститут геологічних наук НАН України
01601 м. Київ, вул. Олесь Гончара, 55б, офіс 427
E-mail: lesja2209@bigmir.net*

Мінеральний склад порід Суцано-Пержанської зони досить різноманітний. Він відображає специфічні особливості мінералоутворення району, передусім, широкий розвиток багатоетапних регіональних і локальних метасоматичних процесів, пов'язаних зі структурами тектономагматичної і тектонометасоматичної активізації.

Тривале дослідження породоутворювальних, акцесорних і рудних мінералів різноманітних порід Суцано-Пержанської зони пов'язане з такими вченими, як Н. Беспалько, Л. Галецький, С. Металіди, С. Нечаєв та багатьма іншими. Аналіз літературних та власних комплексних досліджень порід зони дав змогу виявити 124 мінеральні види й різновиди, які так розподілені за класами: самородні – 4, сульфіди – 11, галоїди – 9, оксиди і складні оксиди – 29, карбонати – 10, фосфати – 3, вольфрамат – 2, силікати – 56. У межах кожного класу наявні такі мінерали.

Самородні: мідь, золото, срібло, графіт.

Сульфіди: пірит, марказит, піротин, халькопірит, молібденіт, галеніт, арсенопірит, борніт, халькозин, сфалерит, козеліт.

Галоїди: флюорит, кріоліт, веберит, прозопіт, ральстоніт, парагоніт, пахноліт, галіт, флюоцерит.

Оксиди: кварц, каситерит, гематит, мартит, корунд, гетит, лімоніт, рутил, анатаз, стрюверит, настуран, уранова чернь, кларкейт.

Складні оксиди: магнетит, мушкетовіт, шпінель, гетит, ільменіт, лейкоксен, титаномангнетит, тапіоліт, колумбіт, танталіт, перовськіт, пірохлор, мариньякіт, кларкейт, самарськіт, рідкісноземельний танталоніобат нового типу.

Карбонати: кальцит, сидерит, малахіт, бастнезит, андерсоніт, смітсоніт, церусит, магнезит, паризит, синхізит.

Фосфати: апатит, монацит, ксенотим.

Вольфрамат: вольфраміт, шеєліт.

Силікати: циркон, циртоліт, малакон, торит, орантит, олівін, вілеміт, фенакіт, топаз, кіаніт, андалузит, віридин, силіманіт, ставроліт, гранат, содіт, бертрандит, титаніт, епідот, цоїзит, мікроепідот, ортит, берил, турмалін, діопсид-авгіт, егірін, рибекіт, гіперстен, рогова обманка, арфведсоніт, флогопіт, біотит, сидерофіліт, аніт, мусковіт, цинвальдит, серицит, феростильпномелан, гідрослюда, хлорит, глауконіт, селадоніт, серпентин, монтморилоніт, каолініт, залізовмісний апофіліт, альбіт, олігоклаз, андезин, лабрадор, ортоклаз, мікроклін, амазоніт, гентгельвін, гелльвін, даналіт.

Серед наведених мінералів утворюють значні скупчення та є промислово цінними галеніт, сфалерит, флюорит, каситерит, рутил, ільменіт, титаномангнетит, колумбіт, апатит, бастнезит, паризит, циркон, циртоліт, торит, вілеміт, фенакіт, кіаніт, андалузит, гентгельвін.

Значне мінеральне різноманіття, наявність багатьох генерацій рудних мінералів (до трьох-п'яти), їхні значні концентрації свідчать про потужні рудоперспективи Пержанського рудного району і дають змогу зачислити його до класичних найпродуктивніших рудних районів світу.

ВПЛИВ ГІДРОГЕОЛОГІЇ НА ГАЗОНОСНІСТЬ ПРОДУКТИВНОЇ ТОВЩИ КАРБОНУ ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО БАСЕЙНУ

Л. Савчинський, К. Шаламай

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

Геологи давно звернули увагу на зв'язок між газовими і гідрохімічними зонами та порядок їхнього розташування у межах продуктивної товщі.

У Львівсько-Волинському басейні найбільшу кількість водопроявів фіксують у виробках шахт, які розташовані в прибортових частинах родовищ. Особливо примітні з цього погляду шахти 6-ВМ і 9-ВМ. Найбільшу кількість водопроявів виявлено на шахті 2-ВМ, проте вони пов'язані, головню, з юрськими відкладами.

Загалом водопрояви приурочені до тріщинуватих зон і тектонічних розривів. Дебіт води змінюється в широких межах, однак переважні його значення становлять 0,1–2,5 м³/год. Останнім часом зафіксовано поодинокі випадки досить високого дебіту води (до 75–100 м³/год) у гірничих виробках окремих шахт, про що раніше не було відомо.

Що ж до вертикальної гідрохімічної зональності підземних вод, то Львівсько-Волинський кам'яновугільний басейн не є винятком із загального правила. Тут гідрокарбонатно-кальцієві води сенону заміщені гідрокарбонатно-хлоридно-натрієвими водами турону і хлоридно-натрієвими карбону. З хлоридно-натрієвими водами пов'язана метанова газова зона.

Гідрохімічна зональність пластових вод кам'яновугільних відкладів південної частини басейну виявлена у зростанні мінералізації зі сходу на захід у напрямі занурення відкладів карбону і збільшення їхньої потужності. Ця зональність складніша, ніж уважали на етапі детальної розвідки. Складність полягає, передусім, у нерівномірній зміні мінералізації вод. У прибортових зонах родовищ мінералізація більше змінна, ніж у центральних частинах. У напрямі зі сходу на захід у східному крилі родовища загальна мінералізація зростає від 1,0 до 8,2 г/л, у західному крилі – від 7,5 до 12,7 г/л. У межах центральної частини родовища вона становить 5,0–7,5 г/л.

На тлі загального збільшення мінералізації вод зі сходу на захід простежують її зменшення до 2,4 г/л на ділянці шахти 4-ВМ, яка розташована в центральній частині родовища, і аномально високе значення сухого залишку (13,5 г/л) на полі шахти 6-ВМ, яка є на крайньому заході родовища.

Максимальну кількість суфлярів зафіксовано на шахтах 9-ВМ і 6-ВМ, де й виявлено багато водопроявів і найвищу мінералізацію підземних вод. Суфлярні виділення газу приурочені, зазвичай, до тектонічних розривів. З ними пов'язані й

головні водопрояви. Зазначимо, що водонасиченість виробок іноді різко збільшується поблизу зон тектонічних розривів, особливо таких, які порушують не лише туронські, але й перекривні відклади.

У разі збільшення газонасиченості шахт зростають і їхня водонасиченість, і мінералізація підземних вод. Тектонічні розриви, безумовно, і нині слугують головними шляхами міграції газу й води, про що свідчить збільшення водо- і газопроявів у зонах їхнього розвитку. Значно впливають на залежність між зазначеними параметрами численні геологічні, фізико-хімічні та інші чинники. Певну роль відіграє і рівномірність початку експлуатації шахт.

Наведені закономірності зміни газо- й водонасиченості шахт і залежність між ними зберігаються, тому їх потрібно брати до уваги під час експлуатації шахт. Також їх доцільно використовувати для прогнозування газо-і водонасиченості гірничих виробок.

ПОРОДНІ ПАРАГЕНЕЗИ ТА ПРОБЛЕМИ ЗОЛОТОНОСНОСТІ НИЖНЬОВЕНДСЬКОЇ ВОЛИНСЬКОЇ СЕРІЇ (ПІВНІЧНИЙ ЗАХІД УКРАЇНИ)

К. Свешніков¹, К. Деревська², В. Приходько³, Я. Косовський⁴

*¹Російський університет дружби народів
115923 Росія, м. Москва, вул. Орджонікідзе, 3*

*²Національний науково-природознавчий музей НАН України
01030 м. Київ, вул. Б. Хмельницького, 15*

*³Північне державне регіональне геологічне підприємство (ПДРГП)
03121 м. Київ, вул. Геофізиків, 10*

*⁴Рівненська геологічна експедиція ПДРГП
м. Рівне, вул. Курчатова, 11*

Теригенно-вулканогенна волинська серія залягає у нижній частині чохла Східноєвропейської платформи. В межах Волинського рудного району в розрізі серії виділяють такі світи й товщі (знизу догори): бродівську теригенну; горбашівську, представлену теригенними відкладами з лінзами пікритів та олівінових базальтів; заболотівську світу олівінових базальтів та їхніх туфів; бабинську – базальтових туфів з прошарками базальтів, туфо- і лавобрекчій; ратненську світу, в межах якої виділено лучицьку товщу олівінових та безолівінових базальтів з прошарками лавобрекчій, зорянську теригенну товщу з прошарками сублужних основних туфів, трахібазальтів, трахітів та якушівську товщу високотитанистих базальтів і феробазальтів.

Вулканічну складову серії традиційно зачисляють до трапової формації. За даними В. Мельничука, волинська серія відповідає двом самостійним траповим комплексам, розділеним теригенними відкладами зорянської товщі. Виконане нами дослідження петрохімічних особливостей базальтів на підставі трикутної діаграми FeO*-MgO-CaO дало змогу виділити у складі серії низку породних парагенезів, які відрізняються між собою за характером петрохімічних трендів і можуть за обсягом не збігатися з прийнятими стратиграфічними підрозділами. Як

засвідчили багаторічні дослідження магматичних утворень різних регіонів, цей тип діаграм є одним із найінформативніших у разі вирішення питань відповідності магматичних тіл основного й ультраосновного складу тим чи іншим формаційним типам.

На зазначеній діаграмі масивні базальти верхньої частини волинської серії, якими переважно складені лучицька та якушівська товщі, утворюють ізометричні поля в центральній частині діаграми. Такі поля характерні для недиференційованих вулканічних базальтових формацій, зокрема трапових. У цьому разі поле базальтів якушівської товщі дещо зміщене до вершини трикутника FeO^* порівняно з полем базальтів лучицької товщі (збільшення відносної кількості заліза під час диференціації магматичних розплавів є характерною рисою трапових формацій).

Базальтам заболотівської світи, які розташовані стратиграфічно найнижче в розрізі волинської серії, притаманна поступова зміна кількісних співвідношень магнію та кальцію за приблизно сталої кількості заліза. На діаграмі їхній тренд орієнтований субпаралельно до сторони $\text{MgO}-\text{CaO}$ трикутника. Він найбільше подібний до трендів альпикритів-базальтів, які асоціюють з кімберлітами. На думку низки дослідників, горбашівська й заболотівська світи утворюють локальну западину і відділені суттєвим віковим інтервалом від проявів щитового вулканізму базальтових товщ, які залягають вище.

Туфи й базальти нижньої та середньої частин розрізу бабинської світи утворюють на діаграмі ізометричне поле, ідентичне до полів лучицької та якушівської світи. Натомість досить потужна товща туфів, яка завершує розріз бабинської світи, утворює тренд, паралельний до тренду альпикритів-базальтів. Водночас він відрізняється від тренду заболотівської світи вищим співвідношенням заліза й магнію: у туфах бабинської світи воно становить 3:2, а в заболотівській – дещо менше від 1:1. Тренд подібного спрямування з такою ж залізистістю намічається для базальтів нижньої частини якушівської товщі.

Результати спектроскопометричного аналізу засвідчили, що переважна кількість проб з підвищеним вмістом золота – це туфи бабинської світи поблизу її покрівлі. Рідше золото трапляється в нижній частині якушівської та верхній лучицької товщ. Отже, золоте зруденіння тяжіє до зон контактів різних породних парагенезів (зазначимо, що традиційними петрографічними методами розмежувати такі парагенези надзвичайно складно). Можна припустити, що зони контактів між різними парагенезами слугували геохімічними бар'єрами.

Постає питання: всі такі породні парагенези сформувалися внаслідок диференціації однієї толейтової магми чи внаслідок змішування розплавів, похідних із різних джерел (тобто, толейтової та кімберлітової магм)? Відповідь на це питання потребує спеціальних ізотопних досліджень, однак як робочу гіпотезу можна прийняти, що вулканічні процеси, які призвели до утворення волинської серії, почалися з проявів магматизму, спорідненого з кімберлітовим (це, зокрема, підтверджене, за даними В. Приходька, знахідками піропів у породах горбашівської світи), який, починаючи з рівня бабинської світи, змінився толейтовим. Парагенези у складі бабинської світи та якушівської товщі, роздиференційовані за співвідношенням магнію й кальцію, – це, ймовірно, останній “відгомін” кімберлітового магматизму.

ДВА ТИПИ ЗЕРЕН ГРАФІТУ В ХОНДРИТІ КРИМКА (LL3.1)

В. Семененко, А. Гіріч

*Інститут геохімії навколишнього середовища НАН та МНС України
03680 м. Київ-142, просп. акад. Палладіна, 34а
E-mail: cosmin@i.ua*

У вуглистих ксенолітах хондриту *Кримка* виявлено рівномірно поширені мікрOMETричні кристали графіту, які утворилися внаслідок метаморфізму, ймовірно, первинних органічних сполук (Semenenko et al., 2004, 2005).

Подібні кристали графіту, а також поодинокі зерна багатих на Ca та Al мінералів (гібоніт, анортит, діопсид, шпінель) відшукали в примітивній тонкозернистій оболонці навколо полізональної олівін-піроксенової хондри.

Співвідношення $\text{SiO}_2:\text{MgO}$ та $\text{FeO}:(\text{FeO}+\text{MgO})$ в оболонці вищі (3,11 і 0,86, відповідно), ніж у непрозорій матриці (Huss et al., 1981).

Полізональна хондра має нерівні краї і містить дві переплавлені метал-троїлітові мантії.

У зовнішній мантії співвідношення троїліту й металу вищі, ніж у внутрішній, також у ній наявні зерна графіту округлої або неправильної форми. Такі зерна мають тонку полікристалічну будову і більші за розміром, ніж включення вуглецю в металі примітивних хондритів (Mostefaoui et al., 2000).

Знахідка рідкісного та генетично важливого для метеоритів мінералу – графіту – є свідченням наявності вуглецевмісних сполук у первинній речовині хондриту *Кримка*.

Результати досліджень дають змогу зробити певні припущення щодо природи двох типів зерен графіту в полізональній хондрі та її примітивній оболонці. Наявність метал-троїлітових мантії у хондрі свідчить про її утворення внаслідок полістадійної акреції пилу в мінералогічно змінному середовищі. Аналогічно до акреційних тонкозернистих кульок у ксеноліті BK13 метеорита *Кримка* (Semenenko et al., 2001), тонкозерниста силікатна протохондра була покрита мантією метал-троїлітового пилу, як мінімум, двічі.

Наступне миттєве плавлення протохондри з частковим випаровуванням її поверхні привело до формування незмішуваних метал-троїліт-силікатних розплавів та утворення мантії.

Процес хондротворення супроводжувався кристалізацією графіту з органічних сполук або вуглецевмісного металу протохондри.

Примітивна тонкозерниста оболонка хондри сформувалася з пилових зерен протопланетної туманності до або під час акреції материнського тіла метеорита.

МікрOMETричні кристали графіту утворилися з первинних органічних сполук тонкозернистої оболонки внаслідок ударного метаморфізму хондриту *Кримка*.

Отже, два типи зерен графіту, які відрізняються за розміром, формою і структурою, мають різну природу, а саме – метаморфічну і розплавну (“магматичну”), зумовлену відмінними фізико-хімічними процесами перетворення первинної вуглецевмісної речовини.

СТРУКТУРНО-МІНЕРАЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ КАМ'ЯНОГО МЕТЕОРИТА ГРУЗЬКЕ

В. Семененко, А. Гіріч, Н. Кичань, С. Ширінбекова

*Інститут геохімії навколишнього середовища НАН та МНС України
03680 м. Київ-142, просп. акад. Палладіна, 34а
E-mail: cosmin@i.ua*

Кам'яний метеорит *Грузьке* відшукала на полі поблизу с. Грузьке Кіровоградського р-ну Кіровоградської обл. група геофізиків у березні 2007 р. Метеорит надійшов у Комітет з метеоритів НАН України 22 липня 2009 р. у вигляді індивідуального взірця масою 3,4 кг. Взірець щільний, покритий корою плавлення, яка має бурий колір завдяки звітрюванню за земних умов.

Згідно з результатами оптично- та електронно-мікроскопічних, енергодисперсійних і рентгеноспектральних аналізів, метеорит має хондритову текстуру, в якій досить чітко видно контури хондр. Структура хондр переважно мікропорфірова, колосникова, іноді ексцентрично-промениста. Скляні хондри слабко розкристалізовані. Мінеральний склад хондриту такий: олівін $\text{Fa}_{18,0-19,2}$, піроксен $\text{En}_{81,2-83,2}$ $\text{Fs}_{15,9-17,4}$ $\text{Wo}_{0,93-1,88}$, нікелісте залізо (камасит з 6,68–8,32 мас. % Ni, теніт з 48,5–54,8 Ni та плесит з 15,1–26,2 мас. % Ni), троїліт (36,2–37,1 мас. % S), менше поширені Са-піроксен $\text{En}_{47,5-48,4}$ $\text{Wo}_{45,1-46,4}$ $\text{Fs}_{5,94-6,89}$, нормативний плагіоклаз $\text{Ab}_{76,2-84,6}$ $\text{An}_{9,2-14,1}$ $\text{Or}_{4,47-9,64}$, мериліт, Сl-апатит, хроміт (з домішками MgO, Al_2O_3 , V_2O_5 , TiO_2), самородна мідь, ільменіт (з домішками MnO, MgO, Cr_2O_3) і кремнезем.

Хімічний склад мінералів неоднорідний, змінюється не тільки від зерна до зерна, але й у межах зерен. Зерна теніту мають зональний склад і, відповідно, зональну будову (кількість зон – від двох до чотирьох). Зерна камаситу переповнені великими включеннями силікатів, фосфатів, хроміту, самородної міді та кремнезему.

Підвищений вміст зерен нікелістого заліза в метеориті, а також вміст Fa в олівіні й Fs у піроксені дають змогу класифікувати хімічну групу хондриту як H. Відсоток модального відхилення фаялітового компонента в олівіні становить 1,44, що разом з іншими структурно-мінералогічними характеристиками засвідчує належність хондриту до петрологічного типу 4.

У хондриті наявні численні ознаки ударного метаморфізму: структури пластичних деформацій (планарні структури в олівіні, нейманові лінії в камаситі, зігнуті зерна зонального теніту, орієнтована структура мікрографічного плеситу), структури ударного нагрівання (мозаїчне загасання олівіну, полікристалічні камасит і троїліт, зональний теніт, включення в камаситі, вторинний троїліт, амєбоподібна форма зерен камаситу), а також структури плавлення (пилоподібні й жилкуваті структури троїліту, ділянки плавлення в силікатах).

Наявність структур ударного метаморфізму та характер їхнього прояву однозначно свідчать про, як мінімум, два удари в космічній історії материнського тіла метеорита, які відіграли важливу роль у зміні його первинних структурно-мінералогічних особливостей. Другий удар був менш інтенсивний. Згідно з деформаційною шкалою Д. Штоффлера та ін., хондрит *Грузьке* належить до інтенсивно

змінених метеоритів, ступінь ударнометаморфічних перетворень в якому класифікують як S4.

Метеорит досить помітно звітрений за земних умов не лише в приповерхневих ділянках взірця, але й усередині. Звітрювання було селективне. Гідроксиди заліза кородували поверхню зерен металу і троїліту, проникли всередину цих мінералів по міжфазових та монокристалних межах, пронизали міжзерновий простір у силікатах. Згідно зі шкалою звітрювання метеоритів Ф. Влотського та ін., ступінь звітрювання хондриту *Грузьке* відповідає W2.

НОВАЯ ГИПОТЕЗА ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ

Д. Семенов

*Вологодский государственный педагогический университет
160035 Россия, г. Вологда, ул. С. Орлова, 6
E-mail: dfs.prof.vlg@mail.ru*

В геологической литературе всё чаще появляются возражения против традиционной “ледниковой теории”. Эксперименты показали, что лёд во время движения не срезает выступы твердых пород, а обтекает их. Штриховку и борозды на “эрратических” валунах, “бараньи лбы” можно объяснить разломной тектоникой. Это позволяет выдвинуть новую гипотезу образования материковых (покровных) ледников.

По нашему мнению, ледники, периодически возникавшие на севере Евразии, не “приходили” со Скандинавии, а формировались на месте в результате накопления льда в эпохи глобального похолодания, длившиеся 20–30 тыс. лет. Для этого среднегодовая температура воздуха должна быть ниже современной на 6–10 °С, что, согласно расчетам, и было во время ледниковых периодов. За тысячи лет такого периода могла накопиться толща льда мощностью более тысячи метров. В межледниковые периоды, во время глобальных потеплений, ледники таяли, образуя гигантскую массу воды. При любых неровностях земной поверхности возникали бурные селевые потоки, которые несли обломочный материал, в том числе валуны и гальку. Отложенный материал таких потоков – это и есть “морена”. По структуре он не отличается от отложений современных селевых потоков. Во время таяния льда образуются также флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения.

Валуны гранитов, кварцитов, амфиболитов и других древних пород, наряду с более молодыми местными породами присутствующие в составе ледниковых горизонтов, имеют разное происхождение. Одни из них образовались ещё в эпохи карельского и байкальского орогенезов как продукты тектонического дробления и обтирания в зонах разломов. Другие – результат эрозионно-денудационных процессов разрушения древних гор. Но преобладающая часть валунов и гальки, по-видимому, сформировалась в береговых зонах моря, наступавшего на Балтийский щит и байкалиды Тимана в венде, кембрии, ордовике, девоне. Море постепенно регрессировало на юг и юго-восток и в этом направлении перемещало валуны древних и более молодых местных пород, которые отлагались на поверхно-

сти розширюючої суши в складі кори вивітривання. В плейстоцені в кінці ледникових періодів при таненні льоду валуни разом з матеріалом дочетвертинної кори вивітривання переотлагались селевими потоками і вошли в склад отложений, приймаємих за морену.

Предложена гіпотеза, можливо, применима не для всіх регіонів. В берегових зонах северних морей может быть разнос валунов льдинами. И, конечно, горные ледники обладают своей спецификой.

ПОСТУРАНОВОРУДНА ГЕДИНАМІКА СТРУКТУР КІРОВОГРАДСЬКОГО БЛОКА УКРАЇНСЬКОГО ШИТА ТА ЇЇ ВПЛИВ НА ЗБЕРЕЖЕНІСТЬ РОДОВИЩ НАТРІЙ-УРАНОВОЇ ФОРМАЦІЇ

М. Семенюк, О. Сорокотяга, В. Ніколаєнко

*Інститут геохімії навколишнього середовища НАН та МНС України
03142 м. Київ, просп. акад. Палладіна, 34а
E-mail: CENTER@radgeo.freenet.kiev.ua*

Переважає більшість ендегенних родовищ урану, виявлених на Українському щиті, пов'язана з натрієвими метасоматитами, розвинутими як у залізорудних формаціях докембрію, так і в кристалічних породах гранітогнейсового комплексу Кіровоградського блока.

За результатами багаторічних досліджень структурної позиції лужних і лужно-карбонатних метасоматитів з'ясовано, що всі вони контрольовані різнопорядковими розломами й розривами, активізованими або утвореними під час тектонічної активізації (1,9–1,8 млрд років тому) Кіровоградського блока та організованими у складну систему рудопідвідних, рудорозподільчих та рудоконтролювальних структур.

З огляду на геологічний вік, часова розбіжність між формуванням метасоматитів і пізніших концентрацій уранової мінералізації незначна і становить (за різними визначеннями їхнього абсолютного віку) від 10 до 50 млн років, тоді як абсолютний вік кристалічних порід, які вміщують ураноносні метасоматити (від залізо-кремнієвої формації криворізької серії до гранітоїдів Кіровоградсько-Новоукраїнського масиву), визначено в межах 2,3–2,0 млрд років.

З іншого боку, глибину формування гранітоїдів Кіровоградсько-Новоукраїнського масиву за термобарогеохімічними даними та показниками пористості оцінено в діапазоні 17–23 км (йдеться про взірці порід, які вміщують ураноносні альбітити на сучасних глибинах до 1 км).

Результати термобарогеохімічних досліджень* процесів уранового рудоутворення під час тектонометасоматичної активізації дали змогу зробити висновок, що руди формувалися на глибинах до 4 км і за температури до 250 °С.

Отже, процеси гранітизації під впливом глибинних еманцій і тепла в межах Кіровоградсько-Новоукраїнського масиву змінились достатньо тривалою епохою (100–350 млн років) ізостатичних здіймань, зумовлених появою великого граві-

* Виконані у Відділенні металогенії ІГМР НАН України.

таційного мінімуму і відповідним денудаційним зрізом перекривних порід, у тім числі гранітогнейсів, який оцінено у 13–19 км.

Сучасний вертикальний розмах уранового зруденіння в альбітитах (від кількох десятків до тисячі і більше метрів) свідчить про уповільнення під час пострудної епохи здіймань гранітоїдних масивів різного порядку і кореляцію інтенсивності піднять з латеральними масштабами гранітоїдних масивів на рівні наявного денудаційного зрізу.

Показовим з цього погляду є Новоукраїнський гранітогнейсовий купол, у межах якого вертикальний розмах уранового зруденіння варіює від декількох десятків метрів у склепінній частині до багатьох сотень метрів і навіть понад кілометр на периферії. Відповідно, змінюються і кути падіння рудовмісних розломів: від пологих (30–50°) і майже субгоризонтальних у склепінній частині до крутих (60–85°) на периферії. Пологі розломи властиві глибшим інтервалам розривних порушень, виведеним тривалими здійманнями на близько-поверхневий рівень, що у стратитектонічній системі демонструє елементи лістризму, характерні для корових розривних порушень.

Узагальнюючи наведені ознаки диференційованого у просторі здіймання гранітоїдних масивів Кіровоградського блока, можна прогнозувати виявлення нових концентрацій уранової мінералізації у натрієвих метасоматитах на глибинах, які нівелюють можливості сучасних аерогамма-знімачів та низки традиційних наземних розшукових засобів, що загалом підвищує перспективи ураноносності Кіровоградського блока Українського щита.

РОЛЬ КЛІМАТИЧНОГО ЧИННИКА У НАКОПИЧЕННІ ВУГЛЕУТВОРЮВАЛЬНОГО МАТЕРІАЛУ У ЛЬВІВСЬКОМУ ПАЛЕОЗОЙСЬКОМУ ПРОГІНІ В КАРБОНОВИЙ ЧАС

Н. Сенчук

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

Поклади кам'яного вугілля в земній корі наявні у відкладах усіх без винятку вікових систем, починаючи з пізнього девону. У розрізі осадового чохла південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи пласти кам'яного вугілля є лише у відкладах карбонів. Ця особливість геологічного розрізу регіону свідчить про те, що лише протягом карбону тут були умови, сприятливі для утворення, накопичення та захоронення вуглеутворювальної речовини.

Ступінь впливу кліматичного чинника на процес нагромадження вуглеутворювального матеріалу досі не з'ясований. Багато проблем, пов'язаних з вугленаккопиченням, ще однозначно й остаточно не вирішено. Така ситуація пов'язана, зокрема, з тим, що застосування принципу актуалізму, вочевидь, не "забезпечує" достовірне відтворення карбонів. Адже сучасні торфовища й торф'яні болота наявні за цілком відмінних кліматичних умов – від приполярної тундри до

субтропічних морських низин, у досить широкому температурному інтервалі. В межах сучасного тропічного поясу торфоутворення не відбувається.

На межі девону й карбону кліматичні зони на території Східноєвропейської платформи різко змістились у північному напрямі. У ранньому карбоні майже на всій платформі був вологий тропічний клімат, який сприяв широкому розвитку ландшафтів мангрових заростей, приморських і внутрішньоконтинентальних заболочених рівнин та формуванню вугленосних відкладів. Протягом середнього й пізнього карбону з півночі на південь знову поступово поширювалась зона семіаридного й аридного клімату, про що свідчить розвиток спочатку строкатих континентальних відкладів середнього карбону, а пізніше – прошки гіпсу й ангідриду у вапняково-доломітових мілководних відкладах пізнього карбону.

Сучасні знання про кліматичні умови кам'яновугільного періоду безпосередньо на території Львівського палеозойського прогину здебільшого загальні. Спеціальні палеокліматичні дослідження тут майже не провадили, тому до нині фактично нема інформації, на підставі якої можна було б конкретніше реконструювати місцеві умови карбонового вуглеакопичення.

У межах Львівського палеозойського прогину під час кам'яновугільного періоду панував гумідний клімат тропічного поясу, пом'якшений безпосереднім сусідством морського басейну та близькістю океану Палео-Тетіс. Відкрите узбережжя, відсутність гірських пасом та панування мусонних і пасатних вітрів забезпечували транспортування вглиб суходолу океанічної вологи у вигляді дощів. Особливістю кам'яновугільного періоду в регіоні була також порівняна стабільність кліматичних умов – вони суттєво не змінювались, принаймні, в турнебашкирський час.

ПРИРОДНИЙ І ШТУЧНИЙ КАМІНЬ ІСТОРИЧНОЇ ЧАСТИНИ м. ЛЬВОВА

А. Сеньковський, І. Побережська, В. Степанов, А. Андріяшева

*Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4
E-mail: Kostyuk_O@rambler.ru*

Наріжним каменем проблеми охорони історичних пам'яток архітектури міста останніми роками стала інтенсифікація їхньої руйнації під дією тих чи інших техногенних чинників. Історична частина Львова є не винятком, а, швидше, наочним прикладом. З нашого погляду, вирішення проблеми збереження, консервації та реставрації архітектурних пам'яток неможливе без вивчення речовинного складу природного і штучного каменю, який використовували в будівництві протягом різних історичних епох Львова.

Об'єктами наших досліджень слугували пам'ятки архітектури, які зазнали найінтенсивнішого руйнування, а також (для порівняння) ті будівлі, які, незважаючи на посилення техногенного тиску, збереглися в непорушеному вигляді.

Серед різновидів будівельного каменю, що їх використовували різного часу у становленні історичного центру м. Львова, можна умовно виділити дві великі групи – гірські породи і так зване штучне каміння.

Серед гірських порід, найпопулярніших у будівництві Львова, розрізняють пісковики і вапняки. Пісковики, які використовували, головню, як базовий будівельний матеріал, представлені досить подібними різновидами: крупно- і різнозернистими аркозовими, кварцовими, кварц-польовошпатовими та польовошпат-кварцовими породами з глинисто-карбонатним і карбонатним цементом. Породи достатньо міцні, а їхнє значне поширення на теренах Західної України зумовило інтенсивне використання їх у будівництві.

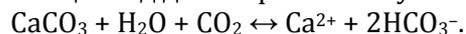
Іншим представником природного будівельного матеріалу є літотамнієві, або багрянкові вапняки. Це породи органогенного походження, пов'язані з розвитком карбонатної фації неогенового віку в межах Львова та його околиць. Породи порівняно м'які, на 90–95 % складені карбонатом кальцію. М'якість матеріалу і простота обробки зумовили широке використання вапняків в архітектурі Львова як кам'яний декор та у різьбленні скульптур (статуя Глорії на пл. Ринок, 2, фасад каплиці Боїмів, залишки portalу на вул. Староєврейській тощо).

Для вивчення речовинного складу штучних будівельних матеріалів ми вибрали два об'єкти: скульптури лицарів на вул. Валовій, 11, що зазнали руйнації, і штукатурку, яка облямовує скульптури лицарів на вул. Князя Романа, 6, що збереглись у первісному стані.

У першому випадку матеріалом для скульптур слугувала суміш вапна $\text{Ca}(\text{OH})_2$ з кварцовим піском у співвідношенні 1:1. Тісто, яке є вихідним матеріалом у разі змішування вапна з водою і піском, поступово твердіє внаслідок висихання і взаємодії з атмосферною вуглекислою, результатом чого є кристалізація пелітоморфного кальциту (Химия цементов, 1969).

Слабкою ланкою у цих породах є власне карбонатна складова. Внаслідок інтенсифікації останніми роками техногенного навантаження на центральну частину Львова значно збільшилась кількість викидів автотранспорту, особливо CO_2 та оксидів сірки. За високих концентрацій цих компонентів у повітрі та їхнього контакту з дощовою водою вода стає агресивною, тобто здатна руйнувати різні споруди. Для Львова можна виділити два головні види агресивності: вуглекислотний і сульфатний.

Вуглекислотний вид агресивності зумовлює руйнування споруд унаслідок розчинення карбонату кальцію під дією агресивної вугільної кислоти:



Сульфатний вид агресії наявний за високого вмісту йонів $(\text{SO}_4)^{2-}$, унаслідок чого в разі проникнення води в тіло споруди під час кристалізації утворюються солі ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ та ін.), що призводять до спучування й руйнування будівельних матеріалів (Справочное руководство гидрогеолога, 1967).

Вивчення речовинного складу штукатурки з об'єкта на вул. Князя Романа за свідчило суттєву його відмінність і специфіку. За даними Л. Яніка, мінеральними складовими є несортований пісок (кварц, польові шпати, кристали доломіту), карбонатна маса (пелітоморфний кальцит) і склоподібний матеріал (застигле рідке скло). Власне склоподібний матеріал і є тим цементом, який сприяв збереженню скульптури в первісному вигляді.

На підставі результатів мінералого-петрографічних досліджень різних об'єктів історичної частини м. Львова для збереження й консервації кам'яного декору і ліпнини можна рекомендувати використання рідкого скла у суміші з цементом або вапном і просяним кварцовим піском та алевритом.

ГЕОЕКОЛОГІЧНИЙ НАПРЯМ ВИВЧЕННЯ МІНЕРАЛЬНО-СИРОВИННИХ РЕСУРСІВ

М. Сивий

*Тернопільський національний педагогічний університет імені В. Гнатюка
E-mail: syvyjm@ukr.net*

Дослідження і публікації екологічного спрямування у царині мінерально-сировинних ресурсів зосереджені, головню, на таких проблемах:

- охорона та раціональне використання надр;
- охорона та раціональне використання поверхневих і підземних вод;
- охорона повітряного середовища;
- охорона та рекультивація земель;
- утилізація відходів гірничого виробництва;
- еколого-ландшафтні проблеми гірничопромислових територій;
- ресурсно-екологічна безпека та проблеми сталого розвитку.

Зауважимо, що часто під час розгляду питань охорони тих чи інших елементів довкілля (надр, підземних вод, земель тощо) увагу акцентують і на їхньому раціональному використанні.

Зрозуміло, що там, де зазначено “охорона”, йдеться про охорону елементів довкілля під час геологорозвідувальних, гірничодобувних, збагачувальних робіт, переробки сировини та рекультивації порушених земель.

Цікаво, що питанням власне охорони надр у разі проведення зазначених робіт присвячена порівняно незначна кількість ґрунтовних дослідницьких праць.

Якщо не брати до уваги журнальні публікації, розпорошені у різнопрофільних виданнях, то серед монографічних досліджень привертають увагу праці А. Потьомкіна (1977), І. Паламарчука (1986), В. Зарайського й В. Стрельцова (1987) та деякі інші.

Значно більше публікацій стосується проблеми негативного впливу гірничого виробництва на довкілля загалом чи на окремі його компоненти. Серед них праці Л. Воропай та Г. Денисика (1977), Г. Денисика (1978, 1986), В. Мосинця і М. Грязнова (1978), О. Михайлова (1981, 1990), А. Колбасіна зі співавт. (1983), Б. Міланової, О. Рябчикова (1986), В. Іжевського та Л. Болотової (1988), Л. Руденка зі співавт. (1990), О. Топчієва (1996), О. Бента й В. Іванчикова (1997), І. Ковальчука (1997), І. Ковальчука та Г. Рудька (1997), О. Адаменка та Г. Рудька (1998), Г. Рудька та Л. Шкіца (2001) та ін. У перелічених працях природоохоронні питання гірничодобувного виробництва часто трактують у контексті загальноекологічної проблематики, запропоновано методологічні підходи до їхнього вирішення, розглянуто кризові екологічні ситуації в конкретних регіонах тощо.

Проблеми охорони та раціонального використання підземних вод наведені у працях В. Щепака та В. Колодія (1974), М. Ткаченка (1977), Є. Пінекера (1979), О. Штогрин зі співавт. (1979), В. Мироненка зі співавт. (1980, 1986), Е. Морозова зі співавт. (1981), П. Яковенка (1986), Т. Гільберт (2002) та ін.

Питання охорони повітряного середовища під час відкритих гірничих робіт висвітлені у публікаціях М. Чулакова (1973), В. Михайлова зі співавт. (1981), С. Філатова (1981), А. Животовського, В. Афанасьєва (1982) та ін.

Проблемам порушення земної поверхні під час геологорозвідувальних та гірничих робіт, раціонального використання земель у разі відкритих розробок та рекультивативі порушених земель присвячені монографічні праці В. Ескіна (1975), Л. Моториної та В. Овчиннікова (1975), Є. Дороненка (1979), І. Руського (1979), В. Горлова (1981), П. Томакова і В. Коваленко (1984), М. Барсукова та І. Барсукова (1987), О. Михайлова (1990) та ін.

Методичні й технологічні проблеми утилізації відходів гірничодобувної та переробної галузей промисловості обґрунтовані у працях Я. Рекітара зі співавт. (1975), П. Резниченко і А. Чехова (1979), М. Педана та В. Міщенко (1981, 1986), П. Івашова, Л. Пана (1992), О. Бента (1996) та ін.

На думку Є. Іванова (2002), до розв'язання еколого-ландшафтних проблем, пов'язаних з видобуванням, збагаченням та первинною переробкою корисних копалин, дотичні такі дисципліни, як екологічне ландшафтознавство, або екологічна географія (А. Ісаченко, 1991), геоекологія (В. Преображенський, 1992), ландшафтна екологія (М. Гродзінський, 1993), антропогенне ландшафтознавство (Ф. Мильков, 1978), конструктивна географія, або прикладне ландшафтознавство (П. Шищенко, 1988, 1999), екологічна геоморфологія (І. Ковальчук, 1997), антропогенна геоморфологія (Ф. Мильков, 1977), інженерна геоморфологія (Т. Звонкова, 1970), екологічна геологія (О. Адаменко, Г. Рудько, 1998), інженерна геологія (Ф. Котлов, 1978).

Наявні три підходи, з позицій яких провадять ландшафтні дослідження гірничопромислових територій для вирішення їхніх екологічних проблем: антропогенне ландшафтознавство, вчення про геотехнічні системи і вчення про антропогенні модифікації ландшафтів.

Отже, еколого-ландшафтні дослідження гірничопромислових територій охоплюють, з одного боку, вивчення трансформацій природно-територіальних комплексів, а з другого, – аналіз антропогенних геокомплексів і геотехнічних систем з акцентом на вчення про антропогенні модифікації ландшафтних комплексів, яке ґрунтується на науково-методологічних засадах ландшафтознавства.

Віднедавня в еколого-географічній літературі з'явилося поняття ресурсно-екологічна безпека (РЕБ). Досліджують методологічні питання забезпечення РЕБ, умови формування та концептуальні підходи до створення механізмів управління РЕБ, прикладні аспекти її забезпечення.

Важливими складниками РЕБ є питання дефіциту та вичерпності (або виснаження) окремих мінеральних ресурсів. З проблемами РЕБ тісно пов'язана і популярна останнім часом концепція сталого розвитку, яку інтерпретують як збалансований економічний, соціальний та екологічний розвиток на підставі екологічно обґрунтованого використання ресурсів планети.

До публікацій, в яких сформульовано поняттєво-категорійний апарат РЕБ та концепції сталого розвитку, розроблено можливі функціональні моделі тощо, належать праці С. Лісовського (1998, 2000, 2003, 2004), Л. Руденка (1998), Б. Буркінського зі співавт. (1999), Б. Данилишина зі співавт. (1999), В. Степанова і Л. Круглякової (1999), І. Горленко зі співавт. (2000), С. Дорогунцова та О. Ральчука (2001) та ін.

РОЗВИТОК ЕКОЛОГІЧНОГО АУДИТУ В УКРАЇНІ

Є. Сливко, К. Сасюк

*Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4
E-mail: min2009.lviv@gmail.com*

Основоположна ідея П'ятої екологічної програми дій ЄС "До сталого розвитку", прийнятої 1993 р., полягає в тому, що погіршення якості довкілля неприпустиме, а це можливе за умови, якщо виробники, споживачі, уряди і громадськість більше зважатимуть у своїй діяльності на екологічні вимоги. Дієвим інструментом у цьому сенсі є екологічний аудит, який дає змогу керівникам підприємств забезпечити контроль за станом охорони довкілля та контролювати діяльність підприємства щодо природоохоронних нормативів.

Те, що ринок диктує попит на екологічний аудит, у розвинутих країнах усвідомили вже 30–40 років тому. В Україні система екологічного аудиту нині перебуває на стадії активного формування. Тривалий час його розвиток стримували такі чинники, як відсутність необхідної правової бази, нормативних і методичних документів. Лише 24 червня 2004 р. було прийнято Закон України "Про екологічний аудит".

Зазначимо, що в Білорусі екологічний аудит як інструмент політики в сфері охорони довкілля почали використовувати для оцінки екологічно небезпечних об'єктів, у Казахстані – у сфері розробки мінеральних ресурсів. В Україні перші спроби застосування екологічного аудиту датовані 1992 р. За відсутності національної правової і нормативної бази пішли спочатку шляхом механічного використання канадського досвіду.

Справа в тому, що Канада посідає одне з перших місць у світі щодо охорони довкілля, створення національної інфраструктури сертифікації, інвентаризації ресурсів та складання їхніх кадастрів. Для порівняння з Україною, де кадастрова справа є далеко не першочерговою проблемою в галузі охорони довкілля, наведемо перелік кадастрів, які складають у Канаді: водний, детеріораційний (зведення відомостей про погіршення стану природного середовища), земельний, ландшафтний, лісовий, медично-біологічний (відомості про ступінь впливу природних комплексів на здоров'я людини), природних територій та об'єктів під особливою охороною (відповідає нашому кадастру територій та об'єктів природно-заповідного фонду України), ґрунтовий (вужчий, ніж земельний, стосується лише орних угідь), промислові (мисливсько-промисловий, дичини, водно-біологічної дичини тощо), рекреаційний (ресурсів відпочинку й лікування), фізичного простору та ін. У 1990 р. розроблено Зелений План Канади. Канадська асоціація стандартів запровадила стандарт CSAZ 750-94 "Екологічні перевірки" (1994), в якому екологічний аудит визначено як систематичний процес об'єктивного отримання й оцінювання даних, з'ясування відповідності стану екологічних проблем наявним нормативно-технічним документам і критеріям та доведення результатів цієї роботи до клієнта.

В Україні систему екологічного менеджменту й аудиту (EMAS) уперше застосовано під час виконання українсько-канадської програми "Розвиток управління

навколишнім середовищем (район басейну ріки Дніпро)”, у якій брав участь Міжнародний центр досліджень і розвитку Канади (IDRC). У складі цієї програми виконано комплексний проект “Екологічний аудит і “зелені технології” (Всеукраїнський державно-громадський Фонд відродження Дніпра). Метою проекту було створення нормативно-методичних і організаційно-технологічних умов для комплексного запровадження в Україні системи екологічного аудиту і “зелених технологій” на прикладі підприємств харчової галузі, розташованих у басейні Дніпра (Шевчук зі співавт., 1997).

Нині система екологічного аудиту в Україні розвивається, головню, за трьома напрямками.

Перший – як один із видів діяльності на ринку робіт і послуг природоохоронного призначення, що підлягає ліцензуванню і проведенню з метою підвищення ефективності процедур екологічного оцінювання, екологічного контролю та видачі дозволів для різних видів діяльності, здатних спричинити потенційно негативний вплив на довкілля.

Другий – екологічний аудит території (регіону, міста, району) та систем відповідного екологічного управління. На жаль, цей напрям розроблений слабо, хоча багато проблем соціально-економічної й екологічної незбалансованості зароджується саме на регіональному та місцевому рівнях. Екологічний аудит території спрямований на оцінювання природо-ресурсного потенціалу конкретних земельних ділянок та інших природних ресурсів, виявлення негативних природних, природно-техногенних і техногенних процесів, визначення видів та оцінювання рівнів техногенного впливу на довкілля з метою розробки конкретних дій для екологічного оздоровлення забруднених територій тощо. Одним із небагатьох позитивних прикладів є комплексний екологічний аудит м. Ніжина Чернігівської обл., який реалізовано за підтримки Фонду відродження Дніпра під час виконання Національної програми екологічного оздоровлення басейну Дніпра та поліпшення якості питної води. Під час аудитування проаналізовано наявні й зібрані матеріали з таких питань: історична, фізико-географічна, політико-адміністративна, господарська характеристика м. Ніжина; стан водних об’єктів міста; екологічний стан басейну р. Остер у м. Ніжин; системи міського екологічного управління; міська політика щодо системи охорони водних ресурсів та їхнього екологічного оздоровлення; системи екологічного менеджменту підприємств-забруднювачів; чиста вода і стічні води; складування і транспортування відходів; небезпечні матеріали; плани дій за аварійних умов; стан нормативно-правової бази системи міського екологічного управління; статистична звітність та ін.

Третій напрям – аудит природокористування. Наразі цей напрям розвивається, головню, у сфері надрокористування, що пов’язане зі специфікою гірничого виробництва та безпекою життєдіяльності як на рівні ландшафтів, так і за підземних умов. Аудит надр і надрокористування – це процедура перевірки діяльності надрокористувачів на відповідність нормативним актам у сфері надрокористування й охорони довкілля та розробки рекомендацій стосовно підвищення ефективності користування ресурсів земних надр. Серед головних завдань аудиту надр і надрокористування зазначимо такі: визначення напрямів раціонального і комплексного використання природних ресурсів та охорони надр; економічне оцінювання ресурсної бази надрокористувачів та ефективність її використання; перевірка відповідності діяльності надрокористувачів наявним законодавчо-

нормативним актам та виконання умов користування надрами, згідно з ліцензіями; зниження негативного впливу надрокористування на довкілля, здоров'я населення, яке живе поруч, та персонал підприємства тощо.

У 2007 р. Кабінет Міністрів України схвалив Концепцію національної екологічної політики України на період до 2020 р. Серед завдань Концепції, спрямованих на екологічно збалансоване використання природних ресурсів, є екологічно стале надрокористування, яке передбачає, по-перше, створення умов для ефективного, екологічно збалансованого розвитку надрокористування на підставі впровадження нових технологій, комплексного використання ресурсів надр, рекультивації територій; по-друге, видачу спеціальних дозволів на користування надрами для їхнього геологічного вивчення й видобування корисних копалин за умови забезпечення повноти розробки родовищ корисних копалин; по-третє, удосконалення законодавчого врегулювання порядку використання відвалів видобутку і відходів збагачення й переробки мінеральної сировини як техногенних родовищ корисних копалин. Одним із ефективних інструментів національної екологічної політики, що зумовлений необхідністю переорієнтації зусиль з формування політики на її практичне проведення, удосконалення й наближення законодавства України про охорону довкілля до європейського, є організація і проведення державної екологічної експертизи та екологічного аудиту.

МОНІТОРИНГ МЕРЕЖІ ЗАЛІЗНИЧНИХ КОЛІЙ ГЕОРАДАРОМ

Я. Словінські¹, І. Чоботок², В. Тимощук²

*¹ТзОВ "Геопартнер"
30-383 Польща, м. Краків, вул. Скосна, 39В
E-mail: jacek.slowinski@geopartner.pl
²ДМП "Геофізичне моделювання (ГЕОМОД)"
79060 м. Львів, вул. Наукова, 3б
E-mail: geomod@i.ua*

Методика використання електромагнітних хвиль радарних частот для ідентифікації змін уздовж ґрунтового середовища з'явилася ще в 60-х роках ХХ ст. Однак лише в середині 80-х років стали ширше адаптувати геофізичну техніку для дослідження інженерних споруд.

Безінвазійні геофізичні методи, наприклад, георадар, почали масово використовувати для визначення структури і технічного стану ґрунту та різних конструкцій з огляду на малу собівартість і значну достовірність отримуваної інформації. Можливість застосування георадара в разі визначення структури об'єктів, побудованих, головню, з будівельних матеріалів, та неперервний і неруйнівний характер вимірювань зумовлює застосування цієї методики. Зазвичай, служби Залізниці, які опікуються технічним станом залізничних колій, для забезпечення безпеки працівників і пасажирів повинні формувати бази даних стосовно якості, структури й технічних параметрів насипу та його підґрунтя.

Безінвазійні геофізичні методи дають змогу протягом дуже короткого терміну отримати повну інформацію щодо стану і структури насипу та підґрунтя без жо-

дною відчутного впливу на інфраструктуру залізниці чи розклад руху поїздів. Вимірювання відбуваються швидко, їх виконують за допомогою ручного і легкого під час транспортування устаткування, яке в разі багатокілометрових вимірювань можна адаптувати до дрезин і матрис. Такі вимірювання набагато безпечніші, ніж традиційне розкопування чи буріння. Результатом досліджень є повний структурний образ, який ґрунтується на неперервних вимірюваннях, а не на інтерполяції окремих точкових пунктів досліджень.

GPR (Ground Probing Radar) – це незамінне знаряддя для ідентифікації підтікань і заводнень, зміщення шарів підґрунтя, порогових і греблевих ефектів на з'єднаннях з інфраструктурою, яка контактує з виходами твердих ґрунтів чи скельних порід, а також інших несприятливих змін, що впливають на якість перевезень і скорочення терміну експлуатації колії.

Георадар використовують для розпізнавання таких шкідливих проявів:

- просідання підґрунтя – зміни відбуваються в разі ущільнення глибших шарів підґрунтя;
- нерівномірне просідання підґрунтя – такі ондуляції пов'язані з різницею опірності (витривалості на тиск) підґрунтя, яка виникає через різницю пластичності ґрунтів;
- осипання та розпорошування насипу – відбувається в ділянках зі значною різницею опірності за різких (терасових) перепадів висот колії. У таких місцях наявні руйнування структури і нерівномірне просідання;
- змішування матеріалу насипу й підґрунтя через погано підібрані фракції, невідповідний показник різнозернистості d_{60}/d_{10} для головних конструкційних шарів підґрунтя;
- витискання підґрунтя, зумовлене погано підібраними фракціями для його конструкційних шарів (так звані вихляпки);
- відсутність фільтрації з поверхні підґрунтя – накопичення води на поверхні підґрунтя. Засмічення фільтраційного шару або його відсутність призводять до застою води на водовідпірних ґрунтах;
- пороговий ефект – ефект вибивання виявляється в ділянках зі значною різницею пружності середовища, наприклад, заїзди і з'їзди з мостів, вихід скельних порід під колією та ін.

Фахівці служби колії мають змогу визначати масштаби просідання підґрунтя ще до того, як їхні прояви будуть видимі на поверхні. Це стосується й інших проблем (нестабільність насипів, зсуви, карст тощо).

Звичайно виконують два види досліджень якості насипу: 1) моніторинг потужності підґрунтя та прошарку насипу, який його підсилює, разом з виявленням дефектів у їхніх структурах з метою визначення "активних" ділянок та динаміки процесів, що відбуваються; 2) дослідження прилеглих до колії інфраструктур – мостів, перонів, вокзалів тощо. Реальним стало застосування GPR під час пошуків тріщин у цілісних бетонних конструкціях, стінах, ідентифікація підтоплень та обводнення в тунелях і над ними, розпізнавання систем напруження бетонних конструкцій, дилатації тощо.

Переваги застосування GPR такі:

- можливість швидкого та неперервного контролювання й моніторингу технічного стану насипу і підґрунтя, а також інфраструктури з огляду на планування витрат на їхнє утримування, консервацію та реновацію;

- потрібна система вимірювання відстаней і локалізації на поверхні, яка ґрунтується на метричній системі вимірювань, системі GPS та відеозаписах (чітка локалізація окремих ділянок колії);
- сучасний цифровий та безінвазійний неперервний спосіб дослідження колії, який дає змогу об'єктивно ідентифікувати всі недоліки структури насипу і підґрунтя;
- простежування будь-яких змін і динаміки процесів з часом та можливість попереднього оцінювання отриманої інформації;
- можливість не виконувати близько 80 % точкових геотехнічних досліджень, які, зазвичай, провадять за старими правилами і стандартним інтервалом;
- легке, зручне та невибагливе обладнання;
- потрібен лише доступ до поверхні для вимірювань, яку, до того ж, не потрібно спеціально підготовлювати;
- ефективність у разі багатошарових вимірювань;
- якість і точність вимірювань не залежать від пори доби, пори року та атмосферних умов (тиску, температури, вологості).

Отримані внаслідок безінвазійного моніторингу георадаром бази даних про технічний стан мережі залізничних колій дають змогу раціонально використовувати фінансові потужності, призначені на утримання як поверхні, так і основи залізничних ліній. Такі бази необхідні для постійного моніторингу технічного стану колії та в разі вибору ділянок колії для модернізації або ремонту.

Повторні георадарні дослідження через певний час після модернізації або ремонту підсипки дають змогу визначати, чи стабілізувалися зміни в підґрунті.

КАТОДОЛЮМІНЕСЦЕНТНИЙ ІМІДЖ-АНАЛІЗ – НОВИЙ МЕТОД ОНТОГЕНІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Н. Словотенко, Л. Скакун, Р. Серкіз

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

Мінеральні агрегати є джерелом цінної генетичної інформації щодо особливостей процесів мінералоутворення досліджуваних об'єктів. Розшифрування онтогенічних характеристик, виявлених у структурно-текстурних особливостях мінералів та їхніх агрегатів, дає змогу з'ясувати умови їхнього утворення.

Аналіз анатомії мінеральних індивідів та вікових взаємовідношень між індивідами для виявлення кристалізаційної історії мінеральних агрегатів і мінеральних тіл – це фундаментальний зміст онтогенетичного методу мінералогії (Юшкін, 1985). У фокус онтогенічних досліджень потрапляють просторові взаємовідношення між мінералами, морфологія і анатомія індивідів, межі між ними. Конституцію індивідів, мікроструктуру агрегатів вивчають, зокрема, за допомогою електронної мікроскопії та катодолюмінесцентного імідж-аналізу.

Одна з найбільших переваг застосування катодолюмінесценції мінералів – можливість виявлення анатомії кристалів, внутрішньої структури агрегатів, рос-

тової зональності, місця деформацій у процесі формування агрегатів мінералів, діагностика подій розчинення чи регенерації, які не можна визначити іншими аналітичними методами.

Запропонований метод полягає в аналізуванні катодолюмінесцентного зображення мінеральних індивідів та агрегатів. Катодолюмінесцентні зображення звичайно застосовують для виявлення й дослідження внутрішньої будови мінералів: зональності у кварці, польових шпатах, цирконі, апатиті, флюориті, алмазі, карбонатах та ін. Катодолюмінесценція дає змогу реконструювати специфічні умови росту або виявити процеси, які відбувались під час кристалізації мінералів. У низці випадків можна за кольором (інтенсивністю) катодолюмінесцентного світіння швидко визначити у кам'яному матеріалі утворення, які важко розрізнити або навіть можуть бути невідомим мінералом.

За кольором і, відповідно, за спектром люмінесценції оцінюють тонкі генетичні особливості, пов'язані з переважним захопленням мінералом певної домішки рідкісного елемента тієї чи іншої валентності, а це може виявитись цінною розшуковою ознакою.

Крім якісного аналізу зображень катодолюмінесценції, метод можна застосовувати для кількісного дослідження текстурних параметрів.

Цифрові зображення опрацьовують з використанням різноманітних програмних пакетів, наприклад, NIHImage, ImageJ, ImagePRO. Кількісні текстурні дані (розмір зерен, щільність розташування, тобто кількість кристалів на одиницю об'єму (Higgins, 2006)), потрібні для одержання інформативнішого параметра – розподілу розміру кристала CSD (crystal size distribution). Функція CSD, за Хіггинсом, – це залежність кількості кристалів (щільності розташування) від їхнього розміру. Криві CSD графічно зображають різними способами. Інтерпретують дані щодо CSD для уточнення й характеристики умов кристалізації.

Отже, катодолюмінесцентний імідж-аналіз допомагає вирішувати такі онтогенні проблеми: розкриття анатомії індивідів, тобто виявлення зональності, секторіальності, блоковості; походження флюїдних включень у мінеральних індивідах; виявлення характеру росту: конкурентний чи послідовний ріст індивідів в агрегатах; визначення послідовності росту мінеральних індивідів та взаємної орієнтації індивідів в агрегатах; діагностика подій розчинення й регенерації; виявлення рис заміщення первинного субстрату новими мінеральними фазами та визначення послідовності заміщення; місце деформацій у процесі формування агрегатів; кореляція сингенних подій у різних взірцях.

ГАЗОВІ ПОТРЕБИ УКРАЇНИ

О. Сокур, В. Геворк'ян

*Інститут геологічних наук НАН України
01054 м. Київ, вул. Олесь Гончара, 55б
E-mail: info@igs-nas.org.ua*

Забезпечення України газом пов'язане з необхідністю розробки довгострокової стратегії розвитку паливно-енергетичного комплексу держави.

Виходячи з вимог екологічної безпеки, стратегію розвитку енергокомплексу потрібно орієнтувати на використання екологічно чистих енергоносіїв. У цьому сенсі набагато сприятливіші умови є в разі використання тепловими електростанціями вуглеводневих газів, головно, метану, продукти згоряння якого (вода й вуглекислий газ) легко утилізувати.

Україна має значні резерви нетрадиційних мінерально-сировинних ресурсів, придатних для енергетичного виробництва. З одного боку, це визначене нетривіальним оцінюванням нафтогазоносності окремих регіонів на підставі нових геологічних рекомендацій щодо генезису вуглеводнів та їхньої концентрації в районах і породах, які звичайно трактували як безперспективні, а з іншого, – наявності запасів мінеральної енергетичної сировини, яку раніше не використовували: менілітових сланців, метанового газу вугільних родовищ, гідратів вуглеводневих газів (газогідратів) та ін.

На нашу думку, до найперспективніших для промислового освоєння нетрадиційних енергоносіїв можна зачислити газогідрати вуглеводневих газів.

Хімічно газогідрати – це сполуки-включення (клатрати) газів, головно, метану, матрицею яких слугує вода, а також етану, пропану, ізобутану, діоксиду вуглецю, сірководню, азоту й деяких інших.

Макроскопічно газогідрати – це льодоподібні кристаліти, інієподібні агрегати, стяжіння, умови формування і метастабільного існування яких визначені високим тиском та низькою температурою.

Чистий метан у товщі осадов утворює з водою льодоподібні агрегати за тиску 2,0 МПа і температури 3–4 °С. У разі наявності в метані домішок більш високомолекулярних сполук (етану, пропану або інших клатратоутворювальних газів) у кількості до 1 % параметри гідратоутворення значно знижуються. Зокрема, за тієї ж температури 3–4 °С тиск гідратоутворення знижується до 0,5 МПа.

За сучасними оцінками, газогідрати поширені на 90 % площі дна Світового океану. Потужності газогідратних покладів – від перших метрів до 1 500 м за глибини залягання (від поверхні дна) від нуля до 700 м. Геологічні запаси газогідратів вуглеводневих газів тільки в океанічних донних відкладах становлять 121·1 000 трлн м³, що в енергетичному еквіваленті в сотні разів перевищує ресурси всіх відомих нині розвіданих родовищ нафти, газу й вугілля.

Характерною рисою газогідратів є висока концентрація газу на одиницю об'єму речовини. Зокрема, в одному кубічному метрі клатрату, у ґратці якого метан перебуває в дуже стислому стані (до 25 МПа), утримується приблизно 200 м³ газу. Згідно з розрахунками А. Трофимука, в одному кубічному метрі пористого осаду, насиченого газогідратами, утримується 30–36 м³ метану.

За сейсмічним даними, скупчення газогідратів утворюють потужні поклади в Чорному морі. За найскромнішими підрахунками, орієнтовні геологічні запаси метану, сконцентровані в глибоководних западинах Чорного моря, становлять не менше 35 000 млрд м³.

Детальні геологічні дослідження фахівців Інституту геологічних наук НАН України, а також безпосередні знахідки газогідратів та супутніх їм явищ засвідчують, що мілководна зона шельфу площею понад 100 000 км², яка перебуває під юрисдикцією України, гідратоносна. Потенційні запаси газогідратної сировини не менші, ніж у глибоководній частині акваторії.

Незважаючи на дуже обмежене фінансування, виконані теоретичні дослідження стосовно генетичних особливостей газогідратних покладів Чорного моря дали змогу з'ясувати деякі особливості їхнього поширення. Вперше у практиці вітчизняних геологічних робіт використано методи космічних досліджень. Зокрема, на підставі альтиметричної інформації, одержаної від Європейського Космічного Агентства, побудовано принципово нову карту потенційно нафтогазоносних і гідратоносних структур північно-західного шельфу Чорного моря, розроблено інші дистанційні та прямі розшукові критерії. Сейсмічними методами з'ясовано, що в межах шельфу наявний новий тип “занурених” газогідратних покладів.

Співробітники Інституту геологічних наук НАН України вперше під час морських геологічних досліджень у Чорному морі обстежили з фіксацією на фотоплівку поля скупчень газогідратів та продуктів їхнього розкладання, відібрали взірці донного ґрунту і придонного шару води в місцях газовиділення з борту населеної підводної лабораторії “Бентос-300”. Уперше такі поля зафіксували співробітники Інституту біології південних морів НАН України В. Єгоров та Г. Полікарпов.

Додаткові сейсмічні дослідження та переінтерпретація даних минулих років дали змогу виявити три зони гідратоутворення з вірогідними запасами (за мінімальними розрахунками) 50–60 трлн м³ газу.

Одну багатшарову структуру (Голубина, або Альфа) підготовлено для буріння параметричною свердловиною.

За нашими обчисленнями, очікувані запаси тільки з одного горизонту в разі коефіцієнта видобування 0,1 становлять 40–60 млрд м³ (глибина моря – 80 м).

ПЕТРОГРАФО-ПЕТРОХІМІЧНІ АСПЕКТИ ФОРМУВАННЯ ПІСКОВИКІВ ВЕРХНЬОГО ВЕНДУ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ОКРАЇНИ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ

Т. Сокур

*Інститут геологічних наук НАН України
01601 м. Київ-54, вул. Олесь Гончара, 55б
E-mail: Sokur@ua.fm*

Вивчення хімічного складу пісковиків дає змогу отримати інформацію про процеси їхнього утворення та еволюцію. Нижче наведено результати досліджень, які ґрунтуються на принципі збереження головних особливостей речовинного складу осадових порід під час літогенезу (так звані петрохімічні модулі, які розробили М. Страхов, Я. Юдович та ін.).

Пісковики – одні з найпоширеніших порід (20–40 %) у розрізі верхнього докембрію південно-західної країни Східноєвропейської платформи.

Могилів-подільська серія складена з трьох світ – могилівської, яришівської та нагорянської, які об'єднує наявність вулканоміктового матеріалу та специфічних геохімічних, мінералогічних і фаціально-літологічних ознак.

Канилівська серія залягає на могилів-подільській зі структурним неузгодженням та складена одноманітнішим літологічним комплексом: базальними пісковиками, які догори змінюються алеволітами й аргілітами.

У серії виділено чотири світи – данилівську, жарновську, крушанівську та студеницьку.

За даними мінералого-петрохімічних досліджень з'ясовано, що, на відміну від могилів-подільської серії, у канилівській час були ще й інші джерела знесення теригенного матеріалу.

Для пісковиків могилівської світи, згідно з петрохімічними параметрами, характерне поступове збільшення ступеня хімічної зрілості порід знизу догори. Це зумовлене загальним визріванням пісковикових асоціацій та залученням перемитого й перевідкладеного уламкового матеріалу. Джерелами знесення, згідно з низкою діаграм, слугували породи типу ріоліто-дацитів та андезито-базальтів.

Пісковики яришівської світи за петрохімічними параметрами належать до порід, що перебувають у процесі визрівання або мають низький ступінь зрілості. Пісковики пов'язані з кислими породами (ріоліто-дацити, граніти), а догори за розрізом – з породами, основність яких близька до базальтів і андезито-базальтів.

У пісковиках нагорянської світи простежено тенденцію до зменшення зрілості порід знизу догори. Це пояснюється нерівномірним і незначним перенесенням уламкового матеріалу. Джерелами знесення були кристалічні породи ряду гранодіорит-граніт-ріоліто-дацит.

Зрілість пісковиків канилівської серії поступово зростає від подошви до покрівлі серії. Всі пісковики пов'язані з кислими породами ріоліто-дацитового ряду з мінімальними значеннями параметра Al_2O_3/SiO_2 .

Під час вивчення верхньодокембрійських осадових товщ виявлено зони мінералоутворення.

Зокрема, фосфатну мінералізацію зафіксовано на всіх стратиграфічних рівнях. Виділено три її типи: розсіяний, конкреційний і лінзоподібний. Розсіяна мінералізація наявна у вигляді цементу в пісковиках нижніх верств нагорянської та яришівської світ, де вміст P_2O_5 досягає 10,6 %. Конкреційні фосфорити добре вивчені, з'ясовано їхній мінеральний склад, вертикальне та площинне поширення, стратиграфічну приуроченість. Лінзоподібні фосфатні стягнення трапляються по всій товщі відкладів могилів-подільської і канилівської серій. Вони мають потужність 3–4 см і довжину до 3,0–3,5 м (найчастіше 0,5–0,7 м), залягають згідно з нашаруванням, однак переважно в алевритових різновидах аргілітів. У нагорянській та студеницькій світах виявлено фосфатні жовна, які мають невиразно концентричну будову завдяки чергуванню зон (2–3 мм) з різним насиченням фосфатним, глинистим і алевритовим матеріалом. Скупчення чистого фосфату (аморфного, ізотропного) зафіксовано в центральній частині жовен.

Глауконіт наявний у деяких верствах пісковиків могилівської та нагорянської світ. У породах канилівської серії глауконіту менше: поодинокі аутигенні виділення в усіх типах порід. Прошарки глауконітових пісковиків фіксують також у покрівлі канилівської серії на межі з балтійською серією.

У калюських верствах нагорянської світи, що залягають на межі могилів-подільської та канилівської серій, трапляються карбонатні прошарки зі структурою конус-у-конус. Вони складені кальцитом і мають підвищений вміст мангану. Розташування карбонатних прошарків у розрізі безладне, їхня потужність – від 1 до 10 см, довжина – до 40 м. Карбонатна мінералізація також наявна в породах канилівській серії. У крушанівській та студеницькій світах є лінзи потужністю до

0,5 м та завдовжки до 4 м темно-сірого, чорного вапняку, дуже щільного, масивного, нешаруватого.

У верхній частині нагорянської світи виявлено породи зі значним вмістом глинозему, які мають вигляд світлих, маже білих, ясно-сірих афанітових утворень з раковистим зломом. Вони утворюють прошарки потужністю до 5 см і завдовжки до 5 м.

МАГМАТИЧНІ УТВОРЕННЯ НАКИНСЬКОГО КІМБЕРЛІТОВОГО ПОЛЯ ТА ГЕДИНАМІКА СИБІРСЬКОГО КРАТОНУ

Ю. Стегницький¹, С. Саблуков²

¹НІГП АК "АЛРОСА", м. Мирний, Республіка Саха, Росія
E-mail: stegnitsky@cnigri.alrosa-mir.ru

²ІНПК "РУСГЕО", м. Москва, Росія
E-mail: sablukoff@rambler.ru

Особливістю Накинського кімберлітового поля є значний розвиток базальтового вулканізму у вигляді дайок, штоків, хонолітів (Smith et al., 1985; Занкович, Зинчук, 2001; Корнилова с соавт., 2001; Зинчук с соавт., 2005; Кононова с соавт., 2005). Серед відомих нині кімберлітових об'єктів поля (трубки Ботубінська, Нюрбінська, Майська) найліпше вивчена трубка Нюрбінська – єдина, яку інтенсивно розробляють. Особливістю трубки, крім декількох фаз кімберлітових порід, є наявність більш ранньої інтрузії дотрубоквих базитів (її ксеноліти трапляються в кімберлітах), а також молодшої інтрузії базитів, яка прориває кімберліти (Smith et al., 1985; Занкович, Зинчук, 2001; Корнилова с соавт., 2001; Кононова с соавт., 2005).

Тому комплексне вивчення різновікових магматичних утворень трубки Нюрбінська важливе для з'ясування причин специфічності кімберлітів Накинського поля, а також для розкриття особливостей еволюції геодинамічної ситуації регіону і складу верхньої мантії. Різновікові породи трубки Нюрбінська фіксують еволюцію мантійних джерел основних і ультраосновних магматичних розплавів з пізнього рифею до раннього карбону. Нові дані про склад пізньорифейських базальтів, які мають чіткі типоморфні ознаки щодо характерної геодинамічної ситуації та певні ізотопно-геохімічні особливості, можуть внести визначеність у палеогеодинамічні реконструкції утворення і розпадання в неопротерозої суперконтиненту Родінія та еволюції його складової частини – Сибірського кратону.

Усі досліджені взірці кімберлітів мають підвищене значення ϵSr (від +17,1 до +39,5). Це може бути пов'язано із впливом корового субдукційного компонента або з постмагматичними змінами порід. Водночас значення ϵNd досліджених порід (від -0,7 до +2,1) характерні для мантійного джерела типу BSE або слабо деплетованої мантії, що зближує кімберліти трубки Нюрбінська з кімберлітами групи 1 Південної Африки (Киселев с соавт., 2006). Загалом кімберліти трубки Нюрбінська мають такі середні параметри: $\epsilon Sr = +25,24$; $\epsilon Nd = +1,0$. Модельний вік мантійного джерела кімберлітів трубки стосовно деплетованої мантії ($T_{Nd}(DM)$) становить 1.110 млн років, що точно відповідає вікові, визначеному для трубки

Нюрбінська раніше (Земнухов с соавт., 2005; Голубева с соавт., 2006). Водночас модельний вік алмазоносних кімберлітів інших районів Якутії значно молодший: $T_{Nd}(DM) = 0,6-0,7$ млн років (Богатиков с соавт., 2004).

Для визначення типу мантійного джерела дотрубкових базитів трубки Нюрбінська досліджено Nd-Sr ізотопні характеристики.

Аналізування отриманих даних засвідчило, що джерелом розплаву дотрубкових базитів була збагачена літосферна мантія (EM II; $\epsilon Nd = -12,2$; $\epsilon Sr = +54,6$) з модельним віком $T_{Nd}(DM) = 2\ 450$ млн років за можливої участі давньої нижньокорової речовини субдукційного походження. Такий модельний вік мантійного джерела, як і вік проникнення долеритів, відповідає специфічним геохімічним характеристикам докімберлітових базитів.

Для визначення типу мантійного джерела посттрубкових базитів вивчено Nd-Sr ізотопні характеристики взірців трубки Нюрбінська. Результати аналізу свідчать, що джерелом розплавів посткімберлітових долеритів була в міру деплетована мантія ($\epsilon Nd = +4,7$; $\epsilon Sr = +43,7$) з модельним віком $T_{Nd}(DM) = 770$ млн років за можливої участі речовини молодшої верхньої кори.

Отже, посткімберлітові долерити дуже близькі за модельним віком мантійного джерела до алмазоносних кімберлітів Мало-Ботуобінського й Далдино-Алакітського районів ($T_{Nd}(DM) = 0,6-0,7$ млрд років) (Богатиков с соавт., 2004). Подібні вони до кімберлітів цих районів і за віком укорінення, і за головними геохімічними особливостями.

Водночас за наведеними параметрами докімберлітові базити й кімберліти трубки Нюрбінська різко відрізняються від посткімберлітових базитів та алмазоносних кімберлітів інших районів Якутії.

Комплексне вивчення всіх вулканічних тіл трубки Нюрбінська (докімберлітових базитів, кімберлітів і посткімберлітових базитів) засвідчило їхню різку відмінність за часом укорінення, типом і модельним віком мантійного джерела, ізотопно-геохімічними характеристиками.

Геохімічно докімберлітові долерити відповідають високоглиноземним лужноземельним базальтам вулканічних поясів активних континентальних окраїн і зрілих острівних дуг зон субдукції, а посткімберлітові долерити – геохімічно збагаченим високозалістим, високотитанистим внутрішньоплитним толеїтовим базальтам рифтогенного режиму розвитку регіону.

Різновікові вулканічні породи трубки Нюрбінська фіксують тимчасову еволюцію мантійних джерел основних і ультраосновних магматичних розплавів протягом пізнього рифею–раннього карбону.

Наявність у межах Накінського кімберлітового поля пізньорифейського базальтового магматизму, високоглиноземних лужноземельних базальтів є свідченням значного впливу субдукційних процесів на літосферну мантію регіону.

Не виключено, що вплив субдукційних процесів, а також більш ранній вік укорінення певною мірою зумовили специфічність і оригінальність речовинно-індикаційних параметрів кімберлітів Накінського поля.