

УДК 553.311.231:550.8

## МІНЕРАЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ЗВІТРЮВАННЯ РІЗНОМАНІТНИХ ПОРІД

М. Зінчук

*Західноякутський науковий центр Академії наук РС(Я),  
вул. Леніна, 4/1, 678170 м. Мирний, РФ  
E-mail: nnzinchuk@rambler.ru*

Порівняльний комплексний аналіз різних типів кір звітрювання засвідчує, що поряд з мінералогічними особливостями вихідних порід і гідрогеохімічними умовами середовища важливе значення у формуванні елювіальних продуктів мають такі три чинники: ступінь структурної впорядкованості первинних мінералів; успадкування цих властивостей новоутвореними фазами; універсальність процесу перетворення гіпогенних мінералів та утворення гіпергенних у профілях звітрювання, розвинутих на породах різного типу. Реалізація цих положень може ґрунтуватися тільки на комплексному оптико-електронно-мікроскопічному та структурно-кристалохімічному їхньому вивченні. Зазначена методологія дає змогу диференціювати на структурному рівні одні й ті ж різновиди первинних мінералів, а також ідентифікувати вторинні шаруваті силікати, що утворюються на різних стадіях гіпергенної зміни порід.

*Ключові слова:* кора звітрювання, елювіальні продукти, гіпогенні та гіпергенні утворення, оптико-електронно-мікроскопічні та структурно-кристалохімічні дослідження.

Звітрювання – це глобальний процес фізико-хімічного перетворення порід як за субаквальних, так і, головню, за субаеральних умов [1, 10, 14–18]. Процес звітрювання охоплює практично всі породи, якими складена верхня оболонка Землі, – вивержені, метаморфічні й осадові (у тім числі карбонаті й хемогенні). Найчіткіше закономірності такого процесу можна простежити у профілях звітрювання алюмосилікатних порід (особливо вивержених), окремі різновиди яких чітко контрастують за хімічним складом та мінералогічними особливостями. Однак під час порівняльного аналізу різних типів елювіальних продуктів для з'ясування деяких часткових питань мінералогії кір звітрювання (КЗ) важливі дані можна отримати в разі вивчення кір і на осадових породах. Механізм гіпергенного перетворення різних гіпогенних мінералів визначений їхніми структурними особливостями. Зокрема, мінерали острівної структури (олівін), ланцюжкової (піроксени), стрічкової (амфіболи) чи каркасної (польові шпати) під час звітрювання зазнають послідовного розчинення. На відміну від них, шаруваті силікати (до групи гіпогенних різновидів яких належать, головню, слюди і, менше, хлорити й мінерали групи серпентину) у зоні гіпергенезу зазнають низки різноманітних твердофазових трансформацій. Унаслідок цього з продуктів перетворення первинних мінералів у кожній зоні виникають нові вторинні мінерали.

Практично *безслюдяні кислі породи*, наприклад, *лейкократові граніти* острова Ольхон на Байкалі [3], містять до 54 % мікрокліну, 22 – олігоклазу, 16 – кварцу і 4 % слюди

(мусковіт і біотит). У нижній зоні профілю звітрювання (ПЗ) з'являється лише невелика кількість (близько 4 %) слабо впорядкованого переважно Al-Fe<sup>3+</sup>-монтморилоніту ( $b = 0,894$  нм) і галуазиту ( $b = 0,894$  нм), що зумовлено початковою стадією розкладання плагіоклазу і найменш стійкої частини калішпату. Незважаючи на однакові значення параметра  $b$ , галуазит (на відміну від дуже дрібних псевдоізометричних частинок монтморилоніту) чітко діагностують під електронним мікроскопом за трубчастою формою кристалів. Водночас біотит також зазнає швидкої деградації внаслідок слабшої стійкості триоктаедричних слюд, порівняно з їхніми діоктаедричними аналогами [9, 11, 12]. Це супроводжується частковою діоктаедризацією вихідного матеріалу з появою невеликої кількості монтморилоніт-гідрослюдистого змішаношаруватого утворення, причому характерна тенденція до впорядкованого чергування переважних пакетів, що не розбухають, з підпорядкованими їм пакетами, що розбухають.

У середній зоні ПЗ внаслідок інтенсивного розкладання зазначених вище вихідних мінералів різко зростає вміст монтморилоніту й, особливо, галуазиту. Водночас через нестійкість монтморилоніту зі зниженням лужності середовища з продуктів його розкладання формується каолінит ( $b = 0,890$  нм) у вигляді порівняно великих пачок як за віссю  $c$ , так і в площині  $ab$ .

У верхній зоні, де середовище кисле, переважає процес перетворення основної маси мікрокліну в каолінит з вищим, ніж у середній зоні, ступенем досконалості структури, однак з меншим розміром доменних мікроблоків. Частка галуазиту знижується, а монтморилоніту взагалі нема, що пов'язано з інтенсивним дренаванням і швидким винесенням із зони нестійких хімічних елементів [3, 9].

Досліджені нами [19] в зазначеному районі безслюдисті *основні породи* – амфібол-плагіоклазові гнейси архейського віку на 60 % складені плагіоклазом типу андезин-лабрадору і на 40 % – амфіболом. У нижній частині ПЗ цих порід із гіпергенних мінералів є тільки незначна домішка монтморилоніту. Однак, на відміну від кислих порід, мінерал належить головно до триоктаедричного Mg-Fe<sup>2+</sup>-різновиду ( $b = 0,918$  нм).

У середній зоні внаслідок зміни відновлювальних умов на окиснювальні наявна гама проміжних різновидів монтморилоніту – від три- до власне діоктаедричного ( $b = 0,900$  нм). З продуктів деструкції такого монтморилоніту, як і у відповідній зоні ПЗ кислих порід, розвивається каолінит ( $b = 0,892$  нм). Проте в елювії основних порід, на відміну від аналогічної зони звітрювання кислих безслюдистих утворень, каолініту притаманний вищий ступінь досконалості структури, про що свідчить його політипна модифікація  $1T_k$ , яку чітко ідентифікують. Крім того, каолініт у ПЗ описуваних порід має підвищену дисперсність.

У верхній зоні за умов збереження слабколужного середовища завдяки вищій стійкості мінералів ланцюжкової і стрічкової структури, порівняно з каркасною, процес формування монтморилоніту триває (на відміну від кислих порід). У цьому разі поступово інтенсифікується процес утворення проміжних фаз з елементами ді-триоктаедричного заселення октаедричних позицій у їхній структурі, тобто формування ді-триоктаедричного Mg-Fe<sup>3+</sup>-монтморилоніту ( $b = 0,908$  нм). Зростає вміст каолініту, у якому підвищується ступінь досконалості структури.

Процесу формування окремих зон у розрізах КЗ безслюдистих вивержених порід кислого й основного складу притаманні певні спільні риси. У профілі звітрювання обох типів порід у середній зоні розвинутий головно монтморилоніт як проміжна фаза, а у верхній – достатньо стійкий у зоні гіпергенезу каолінит. Різниця полягає у кристалохі-

мічній природі монтморилоніту, який формується тут не тільки по плагіоклазах різної основності, а й по роговій обманці. Це визначає меншу швидкість перетворення близького до триоктаедричного різновиду мінералу, що розбухає (утворюється в елювії основних порід), у каолінит. Власне каолінит у профілі звітрювання описуваних порід має вищий ступінь досконалості структури, проте менший розмір частинок. Крім того, завдяки наявності в кислих породах альбіту формується також галуазит.

**Слюдисті утворення** розглянемо на прикладі *терігенно-карбонатних відкладів* нижнього палеозою Сибірської платформи. На відміну від описаних вище порід, у нижній зоні профілю їхнього звітрювання наявні діоктаедрична гідрослюда ( $b = 0,900$  нм) у вигляді суміші політипних модифікацій  $1M$  і  $2M_1$  ( $1M > 2M_1$ ), триоктаедричний хлорит ( $b = 0,922$  нм) і серпентин ( $b = 0,935$  нм). На цих відкладах розвинуті доверхньопалеозойська та донижньоюрська КЗ. Найбільших перетворень вихідні породи зазнали в КЗ середньо-верхньотриасового віку. У середній зоні кори цілком зникають хлорит і серпентин. Суттєвої деградації зазнає гідрослюда  $1M$  (як менш стійка порівняно з  $2M_1$ ), причому трансформації в структурі гідрослуди  $1M$  зумовлені значним збільшенням кількості шарів, що розбухають, тоді як гідрослюда  $2M_1$  залишається порівняно стабільною [5–8, 13]. Як наслідок, з'являється монтморилоніт-гідрослюдисте змішаносхарувате утворення, яке спочатку містить до 40 % пакетів, що розбухають, однак у верхній зоні їхня кількість зростає. Унаслідок порівняно низької досконалості структури цієї фази вона в кислому середовищі (притаманному верхній зоні КЗ) швидко зазнає деструкції; з утворюваних продуктів виникає структурно напівнепорядкований каолінит. Завдяки зазначеним трансформаціям вміст гідрослуди  $1M$  до верхів профілю різко знижується, тому тут переважає політип  $2M$  ( $2M_1 > 1M$ ).

Слюдисті породи основного складу, зокрема *амфібол-флогопіт-плагіоклазові гнейси* архейського віку в Приольхонні, містять близько 50 % основного плагіоклазу, 30 – флогопіту і 20 % амфіболу [3, 7, 19]. У нижній зоні КЗ у них наявна домішка триоктаедричного хлориту ( $b = 0,920$  нм), а також три- (або  $Mg-Fe^{2+}$ ) і діоктаедричний (або  $Al-Fe^{3+}$ ) різновиди монтморилоніту (значення  $b$  становить 0,920 і 0,891 нм, відповідно). Поява діоктаедричного монтморилоніту пов'язана з початковою стадією трансформації флогопіту за властивих цій зоні відновлювальних умов, незначно – з деструкцією плагіоклазу. У слабко звітрілих частинах загальної верхньої зони завдяки розвиткові догори за ПЗ щораз більш окиснювальних умов флогопіт трансформується у вермикуліт ( $b = 0,916$  нм). Плагіоклаз і амфібол у такому разі зазнають інтенсивного розчинення, причому з продуктів розкладання плагіоклазу (як і в нижній зоні) утворюється діоктаедричний монтморилоніт ( $b = 0,996$  нм), а з продуктів розкладання амфіболу – ді-триоктаедричний, або  $Mg-Fe^{3+}$ -монтморилоніт ( $b = 0,906$  нм). Плагіоклаз має високу основність, і в разі його деструкції як побічна фаза синтезується також  $CaCO_3$  у вигляді кальциту. Водночас унаслідок деструкції діоктаедричного монтморилоніту й цілком діоктаедризованої частини триоктаедричного його різновиду виникає каолінит, який має порівняно впорядковану структуру, а його частинкам притаманна висока дисперсність. Крім того, завдяки частковій деградації вермикуліту в асоціації з ним формується ді-триоктаедричний монтморилоніт, що підтвердили наші попередні дослідження кір звітрювання на долеритах Якутії [6, 19]: у разі кип'ятіння протягом 1,5 год у 10% розчині  $HCl$  обидві фази розкладалися, якщо ж взірці обробляли 10% розчином  $CH_3COOH$ , то ці фази зберігались.

У більш зв'язаних частинах верхньої зони простежено таке. У кислому середовищі відбувається щораз інтенсивніше винесення Mg з міжшарових проміжків вермикуліту; у його мікроблоках зберігається лише до 10 % шарів первинного мінералу, а зазначений вище різновид монтморилоніту зазнає діоктаедризації. Унаслідок їхньої гомогенізації виникає невпорядковане вермикуліт-монтморилонітове змішаношарувате утворення. Завдяки не тільки структурній, а й кристалохімічній неоднорідності цієї фази вона розкладається в разі обробки взірців теплим 10% розчином як HCl, так і CH<sub>3</sub>COOH. Взірці з описуваною ді-триоктаедричною фазою прожарювали протягом 1,5 год за 600 °C й аналізували рентгенівським методом. Виявилось, що на рентгенограмах замість чіткого рефлексу, притаманного ді- або триоктаедричному монтморилоніту в дегідратованому стані, наявна широка дифракційна смуга.

Наступна повна діоктаедризація зазначеної фази забезпечує, відповідно до проаналізованого раніше [7, 8] механізму, додатковий синтез каолініту, що приводить до загального збільшення вмісту цього мінералу в описуваній частині розрізу.

Вивчені нами [4, 7, 8] відміни *ультраосновних порід*, наприклад, *кімберліти* Сибірської платформи, складені агрегатами серпентину з шарів типу A і B ( $b = 0,929$  нм) та кальциту з розсіяними виділеннями магнетиту, а також різноманітними псевдоморфозами по олівину і змінною кількістю вкраплень флогопіту [5, 20]. У нижній зоні КЗ у таких породах є домішки хлориту ( $b = 0,920$  нм), сепіоліту, ді-триоктаедричного Mg-Fe<sup>3+</sup>-монтморилоніту ( $b = 0,905$  нм) й гідрослюди 1M ( $b = 0,900$  нм), що асоціює з монтморилоніт-гідрослюдистими змішаношаруватими утвореннями, які в разі наявності таких монтморилоніту й гідрослюди належать до продуктів часткової діоктаедризації флогопіту. У середній зоні фіксують поступове збільшення кількості гідрослюди, а серпентин складений тільки шарами A. Водночас різко зростає вміст і Mg-Fe-хлориту, і хлориту, близького до власне Mg-різновиду, а також Mg-Fe<sup>3+</sup>-монтморилоніту, причому мінерал, що не розбухає, судячи зі властивих йому вузьких рефлексів на рентгенодифрактограмах, має порівняно досконалу структуру. Змішаношарувата фаза в цих двох частинах розрізу виявляє тенденцію до впорядкованого чергування пакетів, що не розбухають (переважають), з пакетами, що розбухають (мають підпорядковане значення).

У верхніх частинах ПЗ завдяки наявності окиснювальних умов хлорит не утворюється, а замість флогопіту з'являється вермикуліт і описані вище продукти його трансформації. Триває процес діоктаедризації монтморилоніту, завдяки чому фіксують деяке зниження ступеня досконалості його структури. Це виявлене [8, 11, 13] на рентгенодифрактограмах збільшенням повної ширини на половину висоти його рефлексів. У низах верхньої зони цим перетворенням супутня часткова деструкція монтморилоніту, що зумовлює збільшення вмісту в породах гідрослюди. У структурі змішаношаруватої фази зменшується кількість пакетів, що не розбухають, унаслідок чого ці пакети невпорядковано чергуються з тими, що розбухають (переважають). У найвищій частині розрізу з продуктів деструкції найбільш розупорядкованої частини діоктаедричного монтморилоніту і змішаношаруватої фази у незначній кількості синтезується каолініт.

З наведеного випливає, що профілі зв'язування слюдистих порід від кислого до ультраосновного складу також мають подібну будову. Особливістю зміни порід уже в нижній зоні є поява гіпергенного хлориту [2, 4], який формується з первинних гіпогенних мінералів, головню триоктаедричних слюд. У середній зоні найбільше розвинуті мінерали, що розбухають. Однак, порівняно з безслюдистими породами, вони представлені не тільки монтморилонітом, а й змішаношаруватою фазою. Характерно, що обидва мінера-

ли в основних і ультраосновних породах належать не тільки до власне діоктаедричного типу, й до близького триоктаедричного, у якому відбувається поступова діоктаедризація догори за розрізом ПЗ. Це необхідна умова для появи надалі з продуктів деструкції мінералів, що розбухають, найстійкішого за гіпергенних умов шаруватого мінералу – каолініту [6, 12]. Крім того, для продуктів звітрювання і слюдистих, і безслюдистих відмін основних порід, на відміну від кислих, характерний вищий вміст мінералів, що розбухають. Завдяки цьому, а головне – унаслідок суттєвої триоктаедричності значної частини описуваних мінералів у ПЗ основних порід елювій збагачується стійким політипом  $2M_1$ , оскільки найменш структурно досконала слюдиста фаза політипної модифікації  $1M_1$ , відповідно, похідна від неї змішаношарувата фаза монтморилоніт-гідрослюда розкладається швидше.

Наведені дані засвідчують, що формування окремих зон у ПЗ різних типів безслюдистих і слюдистих порід (від кислих до ультраосновних) визначене не тільки їхньою мінералогією й гідрохімією середовища на різних рівнях звітрювання, а й структурними особливостями породоутворювальних мінералів та механізмом їхнього перетворення в зоні гіпергенезу. Як уже зазначено, найголовнішим процесом зміни безслюдистих порід є розчинення вихідних мінералів і, залежно від швидкості винесення рухомих елементів [2, 6] з системи мінералоутворення та відповідних змін кислотно-лужних та окиснювально-відновлювальних параметрів, послідовне формування певних мінералів або їхніх асоціацій. Наведений механізм перетворення вихідних порід і появи в різних зонах ПЗ мінеральних фаз можна простежити за характером взаємовідношень між первинними і вторинними мінералами. Зокрема, за даними оптичних та електронно-мікроскопічних (РЕМ) досліджень виявлено, що під час звітрювання порід унаслідок повного або часткового розчинення найменш стійких гіпогенних мінералів в об'ємі окремоностей породи, які формуються спочатку, з'являються смуги і канали.

Наші дослідження доводять [6–8], що на ранньому етапі гіпергенного процесу мінерали зазнають максимальної зміни з боку відколів, які не збігаються з площинами найдосконалішої спайності, тобто в місцях обірваних кристалічних зв'язків. Водночас на гранях, які відповідають найголовнішим площинам спайності, цей процес відбувається повільніше, особливо в порівняно стійких до звітрювання мінералах. У цьому разі на зазначених гранях у місцях кристалічних дефектів структури (зокрема, виходу на поверхню дислокацій) розвиваються зародкові форми вторинних мінералів, а також фігури травлення різної конфігурації [7, 13]. На пізніших етапах звітрювання нові мінерали формуються, по-перше, у порожнинах, у тім числі в первинних порах, тріщинах різноманітної природи та на ділянках вилуговування нестійких мінералів, по-друге, – на поверхні порівняно стійких первинних мінералів, зокрема, на гранях і відколах найбільшого в зоні гіпергенезу мінералу – кварцу. Зазначимо, що форма й розмір вторинних фаз не залежать від морфології вихідних мінералів. Про спряженість процесів розчинення гіпогенних мінералів і кристалізації гіпергенних свідчить також утворення тонких мінеральних сумішей у межах практично будь-якого вихідного мінерального індивіда. Це є доказом того, що формування вторинних, головню глинистих мінералів в окремих зонах ПЗ відбувається або завдяки розчиненню вихідних мінералів з подальшим синтезом з продуктів їхньої деструкції новоутворень в окремих частинах об'єму чи повному об'ємі зруйнованих зерен, або внаслідок кристалізації мінералів з інтерстиційних розчинів у наявних порах порід чи в тріщинах, які виникали в процесі їхньої геологічної історії.

У профілях звітрювання безслюдистих кислих порід, що містять зі слабо стійких мінералів головно кислі плагіоклази, а з порівняно стійкіших – калієві польові шпати, на ранніх етапах елювіального процесу формується переважно діоктаедричний монтморилоніт змінного в окремих ділянках елювію хімічного складу [3, 8]. Згідно з наявними даними [7, 19–22], кислі й середні плагіоклази – це тонкі структури розпаду твердих розчинів з перешаруванням доменів, поперемінно збагачених Na і Ca, тобто їм притаманна гетерогенна кристалічна будова. Водночас основні плагіоклази (як мінерали з переважним заселенням структурних позицій у порожнинах тривимірного тетраедричного каркаса катіонами кальцію) звичайно є гомогенними утвореннями. Ці особливості плагіоклазів безпосередньо успадковує структура різновидів монтморилоніту, які формуються під час їхньої деструкції, тобто монтморилоніт у продуктах зміни основних порід має структуру вищого ступеня досконалості. Відповідно, монтморилоніт, який утворюється по роговій обманці, також має порівняно впорядковану структуру, що частково зберігається й у продуктах його наступної діоктаедризації.

Зазначені відмінності в досконалості структури мінералів-попередників позначаються й на різновидах каолініту, що з них формуються. Зокрема, по гетерогенних плагіоклазах, які притаманні кислим породам і містять значну кількість натрію й кальцію, утворюється достатньо розупорядкований каолініт [6, 7]. Загальна тенденція появи слабо впорядкованих первинних слюдистих структур унаслідок розкристалізації продуктів розчинення кислих плагіоклазів, особливо їхніх Na-Ca-різновидів (близьких до олігоклазу, тобто мінералу, у якому кількість лужних і лужноземельних катіонів практична однакова), виявлена також утворенням галуазиту – алюмосилікату, складеного з двоповерхових шарів з найменш досконалою структурою. На пізніх етапах елювіального процесу в різко вираженому кислому середовищі мікроклін, як і монтморилоніт, за відомою схемою [7, 12] перетворюється в каолініт. Проте ця генерація вже має більш упорядковану структуру. Звідси випливає, що новоутворені силікати (особливо шаруваті) закономірно успадковують структурні властивості первинних мінералів. Про універсальність цього процесу свідчить розвиток зазначених мінералів у КЗ на однотипних породах, які мають різний вік і поширені в регіонах, суттєво відмінних за геологічною будовою.

У корі звітрювання безслюдистих основних порід, які містять головно основні плагіоклази, піроксени й амфіболи, на ранніх етапах гіпергенного процесу внаслідок розчинення спочатку основних плагіоклазів (найменш стійких мінералів) формується асоціація з порівняно більш упорядкованого, ніж у кислих породах, діоктаедричного монтморилоніту і  $\text{CaCO}_3$ . Універсальний характер розвитку цієї асоціації підтверджений наявністю її в нижніх зонах елювію, сформованого також на долеритах Сибірської платформи [7, 8].

Водночас з продуктів розкладання дещо стійкіших під час гіпергенного перетворення порід піроксенів і амфіболів виникає монтморилоніт, близький до триоктаедричного різновиду. На відміну від діоктаедричного, цей різновид монтморилоніту, як і більшість шаруватих силікатів триоктаедричного типу (особливо гіпогенних), має досконалішу первинну структуру. Унаслідок щораз інтенсивнішого в процесі звітрювання винесення зі структури цього монтморилоніту Mg та повного окиснення  $\text{Fe}^{2+}$  відбувається поступова діоктаедризація його структури та гомогенізація з діоктаедричним аналогом, пов'язаним з деструкцією основного плагіоклазу. З урахуванням загальної спрямованості кристалохімічних перетворень мінералів у зоні гіпергенезу можна припускати, що зазначений процес у цьому разі є необоротним [8, 12].

Завдяки наявності в монтморилонітовій масі порівняно впорядкованих різновидів мінералу каолінит, який з'являється з продуктів його деструкції, має достатньо високу структурну досконалість. Про це свідчить, зокрема, чітко діагностована (у цьому випадку починаючи з середньої зони, тобто рівня появи каолініту в розрізі) його політипна модифікація  $1T_k$ , якої нема не тільки в зазначеній, а й у верхній зоні ПЗ кислих порід [12, 14]. У цьому разі притаманна продуктам звітрювання основних порід вища дисперсність каолініту зумовлена блокувальним впливом підвищеного вмісту в них залістисних сполук, особливо їхніх закисних форм. На пізніх стадіях звітрювання, незважаючи на інтенсивне винесення рухомих елементів, необхідність спочатку діоктаедризації первинного триоктаедричного монтморилоніту визначає триваліше збереження його у ПЗ. Що ж до каолініту, то до верхів розрізу ступінь досконалості його структури закономірно підвищується.

У слюдистих відмінах порід і основного, і кислого складу поряд з розчиненням зазначених вище мінералів важливого значення набувають процеси перетворення різних різновидів слюд. Мінерали слюдистого типу завдяки шаруватій структурі під час звітрювання зазнають деградаційної трансформації, особливості якої зумовлені їхньою діабо триоктаедричністю та властивими їм політипними модифікаціями. Однією з таких особливостей є наявність (головно в нижній і середній частинах ПЗ) не тільки власне монтморилоніту, який з'являється за відповідного типу вихідних порід, а й різноманітних змішаношаруватих утворень. У профілях звітрювання кислих порід, де наявна суміш діоктаедричних слюдистих мінералів політипних модифікацій  $1M$  і  $2M_1$ , особливо в разі переважання у вихідних породах стійкого політипу  $1M$ , найважливішого значення для формування елювіальних продуктів набуває різна стабільність окремих модифікацій цих мінералів.

Зокрема, уже на ранніх етапах звітрювання внаслідок неоднорідного заміщення кремнію алюмінієм у тетрадрах кристалічної ґратки слюди з частини найменше заряджених міжшарових проміжків структури  $1M$  інтенсивно виноситься калій, що зумовлює розвиток змішаношаруватої фази. Спочатку в структурі цієї фази переважають пакети, що не розбухають, причому характерна тенденція до впорядкованого перешарування з підпорядкованими їм пакетами, які розбухають [8, 12]. Догори за розрізом значення рН середовища знижується, відповідно, зменшується ступінь заміщення в тетрадрах кремнію алюмінієм і, як наслідок, – від'ємний заряд шарів, завдяки чому калій з міжшарових проміжків слюдистого мінералу модифікації  $1M$  виноситься щораз інтенсивніше. Тому в структурі змішаношаруватої фази збільшується кількість лабільних пакетів, з якими невпорядковано чергуються підпорядковані їм пакети, що не розбухають. Усе це супроводжується різким порушенням порядку накладання окремих шарів у зазначеній структурі, а також завдяки її подальшій деструкції – розвитком (через структурну успадкованість) невпорядкованого каолініту. Унаслідок описуваного процесу й, відповідно, більшої стійкості політипу  $2M_1$  в елювії, який формується на пізніх стадіях звітрювання, простежують інверсію співвідношення політипних модифікацій слюдистих мінералів.

У корі звітрювання порід *основного типу*, які містять основні плагіоклази, піроксени, амфіболи і тетраедричні слюди (головно біотит і флогопіт, тобто мінерали, які звичайно представлені політипною модифікацією  $1M$ ), на ранніх етапах елювіального процесу відбувається розвиток не тільки різних змішаношаруватих фаз, а й низки проміжних індивідуальних мінералів триоктаедричного типу – залежно від рН і Eh середовища. Під

час найраніших стадій перетворення вихідних порід у лужному середовищі та за різко відновлювальних умов флогопіт частково трансформується у хлорит [5–7], а на пізніших етапах (уже за окиснювальних умов) – у вермикуліт. У цьому разі хлорит (як і в ПЗ слюдистих порід кислого типу) швидко розкладається. На відміну від цього, унаслідок деградаційної трансформації вермикуліту спочатку з'являється парагенетична асоціація вермикуліт–ді-триоктаедричний монтморилоніт. Вона добре зберігається в ПЗ доти, доки в мікроблоках вихідного мінералу міститься понад 10 % вермикулітових пакетів. На пізніх стадіях звітрювання з підвищенням кислотності середовища й розвитком щораз більш окиснювальних умов у мікроблоках вермикуліту поступово зростає кількість монтморилонітових пакетів. Коли кількість вермикулітових пакетів у зазначених мікроблоках стає менше 10 %, відбувається їхня гомогенізація з переважною масою близького до триоктаедричного монтморилоніту, який одночасно зазнає суттєвої діоктаедризації. Відповідно, зі слабко рухомих хімічних елементів (Si і, особливо, Al), що накопичуються під час цього процесу, синтезується порівняно дисперсний каолініт, який успадковує з вихідного мінералу структуру достатньо високого ступеня досконалості.

У профілях звітрювання ультраосновних порід, зокрема кімберлітів, однотипні мінерали, що трапляються як в основних, так і в ультраосновних відмінах порід, перетворюються за подібним механізмом (з урахуванням принципу універсальності). Особливістю ранніх етапів гіпергенного процесу в цих породах (завдяки тривалому збереженню високолужного середовища) є головно лише перекристалізація порівняно високотемпературної політипної модифікації серпентину *B* у найбільш низькотемпературну *A*.

Отже, порівняльний аналіз описаних КЗ засвідчує, що поряд з мінералогічними особливостями вихідних порід і гідрогеохімічними умовами середовища важливе значення у формуванні елювіальних продуктів мають такі три чинники.

Перший – це ступінь структурної впорядкованості первинних мінералів.

Другий пов'язаний з успадкованістю цих властивостей новоутвореними фазами.

Третій охоплює універсальність процесу перетворення гіпогенних мінералів і формування гіпергенних у ПЗ, розвинутих на породах різного типу.

Успішне використання трьох сформульованих додаткових положень для об'єктивного виявлення закономірностей зональної будови КЗ може ґрунтуватися тільки на комплексному оптико-електронно-мікроскопічному та структурно-кристалохімічному їхньому вивченні. Зазначена методологія дає змогу диференціювати на структурному рівні одні й ті ж видові відміни первинних мінералів, а також ідентифікувати вторинні шаруваті силікати, які розрізняються або за характером заселення октаедричних позицій у їхній структурі (тобто ді- чи триоктаедричним мотивом кристалічної ґратки), або за способом взаємного накладання окремих силікатних шарів у структурі цих мінералів (їхньою політипією).

#### СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Бугельский Ю. Ю. Рудоносные коры выветривания влажных тропиков / Ю. Ю. Бугельский. – М. : Наука, 1979. – 286 с.
2. Василенко В. Б. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии / В. Б. Василенко, Н. Н. Зинчук, Л. Г. Кузнецова. – Новосибирск : Наука, 1997. – 574 с.



3. Домбровская Ж. В. Палеогеновая кора выветривания Центрального Прибайкалья / Ж. В. Домбровская. – М. : Наука, 1973. – 155 с.
4. Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитов / В. П. Афанасьев, Н. Н. Зинчук, А. Д. Харьков, В. Н. Соколов // Минерагения зоны гипергенеза. – М. : Наука, 1980. – С. 45–54.
5. Зинчук Н. Н. Сравнительная характеристика вещественного состава коры выветривания кимберлитовых пород Сибирской и Восточно-Европейской платформ / Н. Н. Зинчук // Геология и геофизика. – 1992. – № 7. – С. 99–109.
6. Зинчук Н. Н. Кору выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы / Н. Н. Зинчук. – Новосибирск : НГУ, 1994. – 240 с.
7. Зинчук Н. Н. Постмагматические минералы кимберлитов / Н. Н. Зинчук. – М. : Недра, 2000. – 538 с.
8. Зинчук Н. Н. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений / Н. Н. Зинчук, Д. Д. Котельников, Е. И. Борис. – М. : Недра, 1983. – 196 с.
9. Использование растровой электронной микроскопии при комплексном исследовании кор выветривания Западной Якутии / В. Н. Соколов, Д. Д. Котельников, Н. Н. Зинчук [и др.] // Геология и геофизика. – 1980. – № 7. – С. 20–30.
10. Казанский Ю. П. Выветривание и его роль в осадконакоплении / Ю. П. Казанский. – М. : Наука, 1969. – 126 с.
11. Кору выветривания бассейна р. Вилюй / Н. Н. Зинчук, В. И. Тараненко, Е. И. Борис [и др.] // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1978. – № 8. – С. 108–121.
12. Котельников Д. Д. Механизм образования каолинита при выветривании терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя Западной Якутии / Д. Д. Котельников, Н. Н. Зинчук // Докл. АН СССР. – 1980. – Т. 250, № 6. – С. 1441–1444.
13. Котельников Д. Д. Кора выветривания на нижнепалеозойских терригенно-карбонатных породах Западной Якутии / Д. Д. Котельников, Н. Н. Зинчук, В. Н. Соколов // Бюл. Москов. об-ва испытателей природы. Отд. геол. – 1982. – Т. 57, вып. 3. – С. 81–97.
14. Куковский Е. Г. Превращение слоистых силикатов / Е. Г. Куковский. – Киев : Наук. думка, 1973. – 103 с.
15. Михайлов Б. М. Рудоносные коры выветривания. Принципы и методы оценки рудоносных геологических формаций / Б. М. Михайлов. – Л. : Недра, 1986. – 238 с.
16. Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания / В. П. Петров. – М. : Недра, 1967. – 343 с.
17. Разумова В. Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс / В. Н. Разумова. – М., 1977. – 156 с.
18. Савко А. Д. Кору выветривания в геологической истории Восточно-Европейской платформы / А. Д. Савко, А. Д. Додатко. – Воронеж : ВГУ, 1991. – 232 с.
19. Хитров В. Г. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава / В. Г. Хитров, Н. Н. Зинчук, Д. Д. Котельников // Докл. АН СССР. – 1987. – Т. 296, № 5. – С. 1228–1233.
20. Шамшина Э. М. Кору выветривания кимберлитовых пород Якутии / Э. М. Шамшина. – Новосибирск : Наука, 1979. – 185 с.
21. Шпунт Б. Р. Древние коры выветривания Билиро-Уджинского поднятия (север Сибирской платформы) / Б. Р. Шпунт // Древние коры выветривания Якутии. – Якутск : ЯФ СО АН СССР, 1975. – С. 30–85.

22. Ягнyšев Б. С. Кору выветривания на породах основного состава южной части Малоботуобинского алмазоносного района / Б. С. Ягнyšев, Е. И. Борис, Н. Н. Зинчук // Кору выветривания и гипергенное рудообразование. – М. : Наука, 1972. – С. 264–272.

*Стаття: надійшла до редакції 12.08.2014  
прийнята до друку 02.12.2014*

## **MINERALOGICAL FEATURES OF VARIOUS ROCKS WEATHERING**

**M. Zinchuk**

*West-Yakut Scientific Centre of the Sakha (Yakutia) Republic Academy of Sciences,  
4/1, Lenin St., 678170 Myrnyi, Russia  
E-mail: nnzinchuk@rambler.ru*

Comparative complex analysis of various types of weathering crusts indicates that together with mineralogical specific features of initial rocks and hydrogeochemical conditions of environment the following three factors also are significant in formation of eluvial products. The first one is the degree of structural ordering of initial minerals. The second is related with heritage of these properties by newly arising phases. And the third one includes universality of the process of hypogene minerals transformation and formation of hypergene minerals in profiles of weathering, developed on various types of rocks. Realization of these states can base only on their complex optical-electronic-microscopic and structural-crystal-chemical research. The specified methodology allows differentiating at structural level the same specific varieties of initial minerals, as well as identifying secondary stratified silicates, formed at different stages of hypergene rock alteration.

*Key words:* crust of weathering, eluvial products, hypogene and hypergene formations, optical-electronic-microscopic and structural-crystal-chemical researches.

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЫВЕТРИВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ПОРОД

**Н. Зинчук**

*Западно-Якутский научный центр Академии наук РС(Я),  
ул. Ленина, 4/1, 678170 г. Мирный, РФ  
E-mail: nnzinchuk@rambler.ru*

Сравнительный комплексный анализ различных типов кор выветривания показывает, что, наряду с минералогическими особенностями исходных пород и гидрогеохимическими условиями среды, важное значение в формировании элювиальных продуктов имеют три таких фактора: степень структурной упорядоченности первичных минералов; унаследованность этих свойств вновь возникающими фазами; универсальность процесса преобразования гипогенных минералов и образования гипергенных в профилях выветривания, развитых на породах различного типа. Реализация этих положений может основываться только на комплексном оптико-электронно-микроскопическом и структурно-кристаллохимическом их изучении. Описанная методология дает возможность дифференцировать на структурном уровне одни и те же видовые разновидности первичных минералов, а также идентифицировать вторичные слоистые силикаты, образующиеся на разных стадиях гипергенного изменения пород.

*Ключевые слова:* кора выветривания, элювиальные продукты, гипогенные и гипергенные образования, оптико-электронно-микроскопические и структурно-кристаллохимические исследования.