

543.11:548.4:550.4

**ХІМІЧНИЙ СКЛАД МІНЕРАЛОТВОРНИХ РОЗЧИНІВ,  
ЗОЛОТОНОСНІСТЬ РУДНИХ ЖИЛ ТА ІЗОТОПНА ПРИРОДА ВУГЛЕЦЮ  
Й КИСНЮ КАРБОНАТІВ РОДОВИЩА КУБАКА  
(МАГАДАНСЬКА ОБЛАСТЬ)**

**М. Братусь<sup>1</sup>, Л. Шишакова<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,  
79053 м. Львів, вул. Наукова, 3а;*

<sup>2</sup>*ЦНДГРІ Роскомгеології, 113545 м. Москва, Варшавське шосе, 129Б*

Гідротермальні розчини, які сформували рудні жили родовища Кубака, суттєво гідрокарбонатно-калієві. Виявлено прямий кореляційний зв'язок між вмістом калію й гідрокарбонату в розчинах та концентрацією золота в мінералах. Фтор сприяв збільшенню дефектності структури кварцу й адуляру, чим стимулював відкладання в них золота. За даними ізотопного аналізу, джерелом вуглецю та кисню розчинів і карбонатів були головню вмісні вулканогенно-осадові породи. Нагромадженню значних запасів золота в невеликому об'ємі гірської породи сприяло поєднання складу і стану мінералоутворювальних розчинів із регіональними та локальними геодинамічними умовами.

*Ключові слова:* карбонати, ізотопний аналіз, гідротермальні розчини, золото, Магаданська область

Родовище Кубака належить до класу вулканогенних, біляповерхневе із золото-срібними, бідними на сульфідні рудами [1], з метановою спеціалізацією газової фази мінералотворних розчинів [2]. Воно розташоване на околиці Омолонського серединного масиву. Місце родовища в регіональних і локальних структурах розглянуто у працях [1, 3, 4]. Мезозойська тектономагматична активізація охопила породи докембрійського фундаменту й вулканогенно-теригенні відклади нижнього палеозою. Вона пов'язана з розвитком мезозойд Тихоокеанського геотектонічного кільця та формуванням Охотсько-Чукотського вулканогенного поясу.

Родовище знаходиться в Авландїнському рудному вузлі, якому в межах Омолонського масиву відповідає палеовулканічна структура центрального типу [4].

Рудне поле складене головню породами кедонської серії (середній–верхній девон) – вулканогенно-осадовими утвореннями середнього складу та вулканогенно-теригенними. В цих породах і локалізоване зруденіння.

У рудному полі виділено три рудних зони. Найкраще вивчена Центральна зона, складена витягнутими за простяганням кулісоподібними жильними рудними тілами. Це головню кварц-адулярові (адуляр-кварцові) жили виповнення. Вони віялоподібно розщеплюються за підняттям і простяганням і переходять у рудоносні зони прожилкування серед метасоматично змінених вмісних порід.

Рудним тілам властиві масивна, брекчійова, каркасно-пластинчаста, коломорфно-смугаста, кокардова, плямиста, друзова текстури [1, 4].

Загальний температурний діапазон інтенсивного гідротермального мінералоутворення на родовищі визначено [2] в межах від 300–280 до 100–90°C. Метанова спеціалізація газової фази рудотворних розчинів тут є певною мірою еталонною для золоторудних родовищ кварц-адулярового типу серед вулканогенних порід.

Згідно класифікації золоторудних родовищ [5], Кубаку треба відносити до кварц-адулярового мінерального типу золото-срібної рудної формації.

У працях [1, 4] наводять дві схеми стадійності мінералоутворення на родовищі. І. Розенблом та ін. [1] виділяють вісім стадій мінералоутворення, з яких дві перші – допродуктивні, третя і п'ята – продуктивні (четверта, міжпродуктивна, – внутрішньорудне брекчіювання). Дві постпродуктивні та постдайкова стадії мають чисто мінералогічне значення. Автори другої схеми [4] виділяють три етапи: ранній рудний (без стадій); головний рудний (шість стадій: три продуктивних чергуються з трьома стадіями внутрішньорудного брекчіювання); постпродуктивний етап (постдайкова стадія). Принципова різниця між схемами полягає у відсутності допродуктивних стадій у другій [4] за наявності в ній трьох рудних і міжрудних стадій у головному продуктивному етапі, на відміну від першої схеми [1].

Стадійність мінералоутворення автори праць [1, 4] визначали за просторово-часовим принципом формування мінеральних асоціацій на основі взаємовідношень мінералів та генераційної послідовності їхнього росту. За цим принципом ми розглядаємо зв'язок концентрацій золота з мінералами тієї чи іншої стадії. Не виключено, що процеси, які сприяли формуванню наступних продуктивних стадій, збагачували золотом раніше сформовані утворення.

Склад мінеральних асоціацій продуктивних стадій у рудних жилах і метасоматично змінених вмисних породах достатньо однотипний. Наявні кварц, халцедон, адуляр, гідрослюда, флюорит, кальцит, барит, рідше трапляються інші мінерали. На постпродуктивних стадіях [1, 4] формувалися дрібні прожилки кварц-карбонатного складу, нерідко з сульфідами.

Головними концентраторами золота на родовищі є кварц, адуляр, халцедон і слюди. В них золото представлене дендритами, лусками, пластинками, зрідка – кульками. Золото локалізоване між прошарками метаколоїдного кварцу, облямовує сфероліти халцедону.

Рудна мінералізація нерідко трапляється в потужних рудних жилах, де розвинені каркасні, пластинчасті та інші типи текстур, на контакті між ребристими агрегатами адуляру і кварцу, навколо уламків вмисних порід. Вона представлена сульфосолями, сульфідами та макроскопічними виділеннями самородного золота. Жилам виповнення з такими текстурами властивий найвищий вміст золота і срібла.

Під час термобаричних досліджень золоторудних родовищ постає питання про взаємозв'язок окремих параметрів складу і стану розчинів або їхньої сукупності з накопиченням тієї чи іншої кількості золота в мінералах. Розглянемо цей зв'язок на прикладі родовища Кубака.

Досліджували [6] хімічний склад розчинів включень у мінералах різних стадій методом потрійної водної витяжки з аналізом катіонів на спектрофотометрі С-302 і аніонів на хроматографі "Цвет-3006", одночасно проводили нейтронно-активаційний аналіз (НАА) вмісту золота і срібла в тих самих пробах.

На діаграмі аніонного складу (рис. 1, а) чітко виділяються такі типи розчинів включень. Перший тип головно гідрокарбонатний, його містять включення у квар-

ці, халцедоні, дрібнозернистих кварц-адулярових агрегатах, мінералах із жил кварц-адулярового складу інших типів текстур.

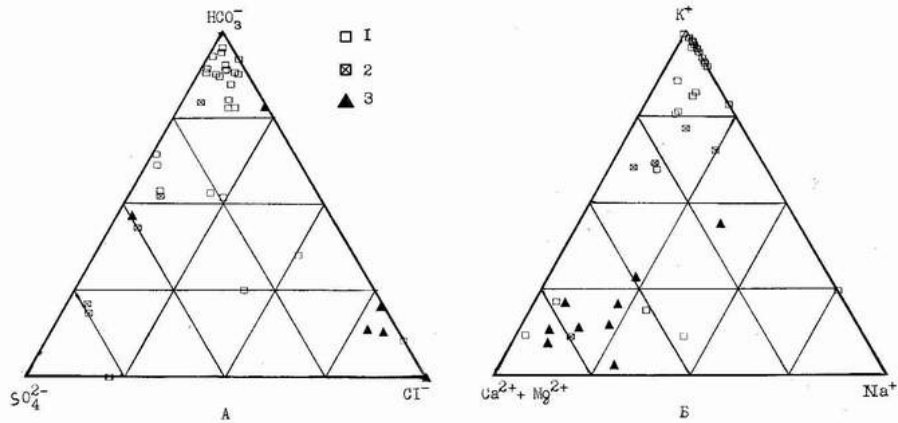


Рис. 1. Діаграма аніонного (А) та катіонного (Б) складу розчинів включень у мінералах родовища Кубака з: 1 – рудних жил, 2 – флангу рудної зони, 3 – околиць рудного поля.

Другий тип – це змішані гідрокарбонатно-сульфатні розчини зі вмістом хлор-іону до 10,0 %-екв. Вони наявні у включеннях із жильного кварцу флангу рудної зони в районі рудного тіла 7 (св. 1000, інт. 260–400 м). У розчинах включень із кварцу, халцедону, кварц-адулярових агрегатів різнотипних текстур рудних жил високий вміст сульфат-іона асоціює з наявністю сульфосолей у цих жилах. Підвищений вміст сульфат-іона зафіксовано у розчинах включень у грубокристалічному бариті з рудного тіла 5.

Третій тип (див. рис.1, а) представлений суттєво хлоридними розчинами. У п'яти пробах частка  $\text{Cl}^- = 100$  %-екв. Такі розчини є у включеннях з околиць рудного поля.

У розчинах включень у жильних мінералах із рудних тіл 1 і 2 нерідко значно змінюється вміст фтор-іона. Ймовірно, це пов'язано зі значною кількістю флюориту в жилах. Наявність флюориту, бариту, сульфосолей свідчить, що на тлі достатньо стабільного сольового й газового складу рудоутворювальних розчинів відбувалися локальні флуктуації окремих компонентів, зокрема, фтор- і сульфат-іона. З фтор-іоном пов'язано утворення флюориту, зі сульфат-іоном – бариту. Вміст золота в них (табл. 1, зр. №№ 9 і 21) дуже низький.

З катіонів у розчинах включень із мінералів рудних тіл і жильного кварцу флангу рудної зони переважає калій. Його еквівалентна частка рідко становить нижче 50,0 %-екв. Лише в разі кристалізації грубокристалічного бариту (див. табл. 1, зр. № 21), дорудного халцедону (див. табл. 1, зр. № 34) [1] та грубокристалічного кальциту вміст калію знижується до 20,0 %-екв. У розчинах включень із цих трьох мінералів підвищений вміст кальцію (рис. 1, б).

Таблиця 1

Вміст золота і срібла в мінералах родовища Кубака  
за даними нейтронно-активаційного аналізу

| № зразка     | Місце відбирання проби та її характеристика                              | Au, г/т | Ag, г/т |
|--------------|--|---------|---------|
| Рудне тіло 1 |  |         |         |
| 7            | Поверхня, грубокристалічний кварц з адуляром                             | 10,4    | 7,2     |
| 8            | Дрібнозернистий кварц плитчастої текстури                                | 0,49    | 1,3     |
| 9            | Грубозернистий флюорит із домішкою кварцу                                | 0,61    | 1,7     |
| Рудне тіло 2 |  |         |         |
| 8010         | Шт. 1, сірий халцедон, міжрудний, за [1]                                 | 7,3     | 7,2     |
| К-1          | Шт. 1, кварц-адулярова жила (дрібнозернистий кварц:адуляр $\approx$ 1:1) | 313,0   | 258,0   |
| Рудне тіло 5 |  |         |         |
| 21           | Кар'єр, грубокристалічний барит із гнізда у кварц-адуляровій жилі        | 0,062   | 1,0     |
| 34           | Кварц халцедоноподібний, дорудний, за [1]                                | 0,16    | 1,1     |
| 8013         | Шт. 1, кварц-адулярова жила  | 1,9     | 5,4     |
| 8016         | Те ж   | 2,0     | 14,0    |
| 9011         | Шт. 4, кварц-адулярова жила  | 6,5     | 9,5     |
| К-2          | Шт. 4, кварц-адулярова жила коломорфної текстури                         | 2900,0  | 1250,0  |
| 41           | Шт. 4, окварцьована порода   | 0,33    | 16,0    |
| 42           | Шт. 4, сірий кварц із центра жили  | 25,7    | 19,0    |
| Рудне тіло 6 |  |         |         |
| 8009         | Кальцит грубозернистий із виділення в жилі                               | 0,48    | 1,4     |
| Рудне тіло 7 |  |         |         |
| 8023         | Шт. 3, кварц-адулярова жила  | 5,1     | 8,7     |
| К-3          | Те ж   | 474,0   | 308,0   |
| 8007         | Шт. 4, кварц-адулярова жила  | 77,0    | 65,0    |
| 8012         | Те ж   | 15,0    | 31,0    |
| ПК-95        | - " -  | 3,7     | 26,0    |
| 46           | Рудні відвали шт. 3, кварц-адулярова жила ребристо-петельчастої текстури | 1190,0  | 730,0   |
| 48           | Кварц масивної текстури з виділеннями золота                             | 49,0    | 45,0    |
| 50           | Дрібнозернистий кварц масивної текстури з плямами рудних скупчень        | 5,4     | 16,0    |
| Інші породи  |  |         |         |
| 134          | Околиці рудного поля. Кварц халцедоноподібний з метасоматитів            | 0,019   | 0,5     |
| 175          | Те ж   | 0,0007  | 0,5     |
| 200          | Халцедон із зони метасоматитів   | 0,019   | 0,5     |

Закінчення табл. 1

| № зразка | Місце відбирання проби та її характеристика  | Au, г/т | Ag, г/т |
|----------|--|---------|---------|
| 270      | Халцедоноподібний кварц із окварцьованих туфоконгломератів                           | 0,055   | 0,5     |
| 250      | Сірий кварц з автометасоматитів по ріодацитах  | 0,0023  | 0,5     |
| 5047     | Кварц середньозернистий із жили в монзонітах булуносського комплексу (нижній карбон) | 0,0092  | 0,5     |
| 5541     | Кварц метасоматичний з гіпабісального тіла булуносського комплексу (нижній карбон)   | 0,007   | 0,5     |
| 5545     | Кварц з окварцьованих туфоалевролітів корбинської товщі (нижній карбон)              | 0,001   | 0,5     |
| 1302     | Кварц середньозернистий із сублужних габроїдів олонського комплексу (нижня крейда)   | 0,0031  | 0,5     |

*Примітка:* Аналізи виконали в ядерно-фізичній лабораторії відділу аналітичних досліджень ЦНДГРІ Роскомгеології В. М. Калугін, С. Н. Прохоров, Т. Ф. Сухарєва.

Чітко відокремлене поле на діаграмі катіонного складу (див. рис. 1, б) займають розчини включень у жильних мінералах із околиць рудного поля. З катіонів у них домінує кальцій.

Отже, мінерали рудних жил формувалися з гідрокарбонатно-калієвих розчинів. Загалом компонентний склад розчинів відповідав мінеральному складові рудних тіл (адуляр, карбонати) і типу гідротермально-метасоматичних змін вмісних порід. Розчини, завдяки яким сформувалася жильна мінералізація околиць рудного поля, за хімічним складом суттєво хлоридно-кальцієві.

Досліджували вміст золота у мінералах родовища Кубака. Результати нейтронно-активаційного аналізу наведено в табл. 1. Виявлено суттєву різницю у вмісті золота і срібла в мінералах із рудних тіл і припустимо молодших жильних утворень з околиць рудного поля, яка чітко корелює з загальним хімічним складом розчинів. З гідрокарбонатно-калієвим типом розчинів включень у мінералах рудних тіл пов'язані максимальні концентрації золота в самих мінералах. У жильних мінералах, утворених із хлоридно-кальцієвих розчинів на околицях рудного поля, концентрація золота на декілька порядків нижча.

Розглянемо кореляційні зв'язки між вмістом золота й окремими компонентами розчинів. Для унаочнення вміст катіонів і аніонів винесено на діаграму (рис. 2) разом зі вмістом золота в мінералах. Виявилось, що в разі високого вмісту золота в мінералах рудних жил вміст катіонів калію в розчинах досягає рівня понад 70,0%-екв. Він різко знижується в разі вмісту золота < 0,5 г/т. Крива  $\text{Na}^+ - \text{Au}$  має зворотну тенденцію. Мінімальний вміст золота зафіксовано у пробах з високим вмістом натрію в розчинах включень. Кореляційна лінія  $\text{HCO}_3^- - \text{Au}$  сильно ламана. Вміст золота понад 0,5 г/т контрольований вмістом 50–80%-екв. гідрокарбонат-іона в розчинах включень. У разі відсутності або зниженого вмісту гідрокарбонат-іона в розчинах включень із проб з високим вмістом золота різко зростає вміст фтор-іона. Значну кількість фтор-іона в розчинах включень виявлено в мінералах із рудних тіл 1 і 2.

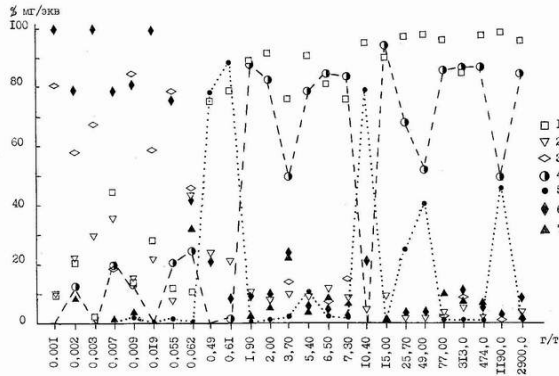


Рис. 2. Співвідношення вмісту золота в мінералах (г/т) та аніонів і катіонів у розчинах включень: 1 – калію, 2 – натрію, 3 – кальцію + магнію, 4 – гідрокарбонату, 5 – хлору, 6 – фтору, 7 – сульфат-іона (% мг/екв.).

Флюорит на родовищі не є концентратом золота. Можна лише припустити, що перенесення золота здійснювалося, хоча б частково, такими не типовими його формами, як  $[\text{AuF}_6]^{-1}$  і  $\text{AuF}_5$  [7], які є сильними окислювачами. Їхній розпад у сприятливих умовах призвів до появи флюориту.

В адулярі золоторудних родовищ виявлено [8] багато різних форм азотних парамагнітних центрів.  $\text{NH}_3^+$  і  $\text{N}^{2-}$  позитивно корелюють зі вмістом золота.  $\text{NH}_3^+$  заміщує калій, а  $\text{N}^{2-}$  – іон кисню. Адуляр родовища Кубака теж містить велику кількість  $\text{NH}_3^+$  [9]. Висока концентрація фтору “породжує” високу концентрацію центрів  $\text{N}^{2-}$  [8]. Зростання дефектності структури кварцу та адуляру з концентрацією азотних центрів сприяє нагромадженню в цих мінералах золота [9]. Так можна пояснити позитивну кореляцію високого вмісту золота в мінералах кварц-адулярної асоціації з високим вмістом фтор-іона в розчинах включень.

Інакше корелюють із золотом аніони й катіони розчинів включень у мінералах околиць рудного поля в разі вмісту золота нижче 0,5 г/т (див. рис. 2). Незалежно від вмісту золота в мінералах, у розчинах включень переважають кальцій і хлор.

Під час вивчення рудних родовищ для генетичних побудов широко застосовують співвідношення ізотопів у різних формах вуглецю, кисню та інших елементів. Для родовища Кубака визначити  $\delta^{13}\text{C}$  в  $\text{CO}_2$  і  $\text{CH}_4$  із включень у мінералах не вдалося через низьку їхню масову кількість у складі газової фази. Ми вивчали ізотопний склад вуглецю й кисню в карбонатах (ці елементи з розчинів ідуть на побудову кристалічної ґратки карбонатів).

Оскільки не завжди можна чітко виділити послідовні генерації кальциту, для аналізу ізотопного складу вуглецю й кисню відбирали кальцит із виділень у різних рудних тілах, різних текстурних типах руд, а також із вмісних порід. Грубокристалічний кальцит із зальбанду жили (табл. 2, зр. № 6) за величиною  $\delta^{13}\text{C}$  подібний до кальциту з гнізда в коломорфних утвореннях (див. табл. 2, зр. № 28). Результати ізотопного аналізу зображено на рис. 3.

За величиною  $\delta^{13}\text{C} = (-9,0) - (-15,2) \text{‰}$  вуглець кальциту знаходиться між вуглецем мантійного  $\text{CO}_2$  і органічним. Виявили [2], що у газовій фазі включень метан становить 100–75 об. %. Це дає змогу припускати, що джерелом вуглецю карбонатів слугував вуглець, вивільнений під час окиснення метану.

Таблиця 2  
Ізотопний склад вуглецю й кисню карбонатів родовища Кубака

| № зразка     | Місце відбирання проби та її характеристика             | $\delta^{13}\text{C}$ , ‰<br>PDB | $\delta^{18}\text{O}$ , ‰<br>SMOW |
|--------------|---|----------------------------------|-----------------------------------|
| Рудне тіло 1 |   |                                  |                                   |
| 1            | Зальбанд рудної жили                                    | -12,1                            | 22,1                              |
| 6            | Гніздо в зальбанді жили                                 | -9,0                             | 21,6                              |
| Рудне тіло 2 |   |                                  |                                   |
| К-7          | Шт. 4, гніздо у зміненому ліпариті                      |                                  | 21,5                              |
| Рудне тіло 5 |   |                                  |                                   |
| 21           | Кар'єр, гніздо в контакті жили зі вмивною породою       | -15,1                            | 22,1                              |
| 28           | Гніздо в жилі коломорфної текстури                      | -9,2                             | 21,5                              |
| 28-1         | Те ж  |                                  | 21,6                              |
| 31           | Зональний кальцит з порожнинами, внутрішня зона         | -11,9                            |                                   |
| 31-1         | Те ж, зовнішня зона                                     | -5,7                             |                                   |
| 31-а         | Грубокристалічний карбонат із порожнини вилугування     | -15,2                            | 21,5                              |
| 31-б         | Бурий карбонат, що вкриває грубокристалічний            | -9,2                             | 19,7                              |
| 33           | Виділення в жилі з халцедоном                           | -13,8                            | 21,2                              |
| 35           | Трещина у вмисній породі                                | -13,2                            | –                                 |
| 8030         | Шт. 3, грубокристалічний карбонат із гнізда в жилі      | -13,1                            | 22,1                              |
| 46           | Шт. 3, прожилок, що перетинає жилу коломорфної текстури | -15,4                            | 21,0                              |
| Рудне тіло 6 |   |                                  |                                   |
| 8009         | Грубокристалічний карбонат із виділення в жилі          | -11,8                            | 22,0                              |
| Рудне тіло 7 |   |                                  |                                   |
| 101          | Шт. 4, прожилок у зміненому вулканіті                   | -9,7                             | 22,0                              |
| 110          | Шт. 4, гніздо в зоні окварцювання                       | -14,7                            | 20,8                              |

*Примітка:* аналізи виконали в лабораторії ІГГК НАН України (м. Львів) О. О. Яринич та І. В. Лазурко.

Значимо, що в гідротермальних карбонатах структурно подібного до Кубака Берегівського золото-срібного родовища, розташованого серед вулканогенно-осадових порід неогену, визначено  $\delta^{13}\text{C} = (+1,3) - (-6,9) \text{‰}$  і  $\delta^{18}\text{O} = 17,6 - 20,9 \text{‰}$  [10, 11]. Ранній кальцит з  $\delta^{13}\text{C} = (+1,3) - (-1,9) \text{‰}$  важчий від пізнього. Парні визначення ізотопного складу вуглецю й кисню у берегівських карбонатах [10, 11] за кількістю поступають таким [10] для води і  $\text{CO}_2$  із включень у кварці та інших мінералах.

Гідротермальні карбонати трьох стадій із золото-срібних родовищ, розташованих серед мезозойських вулканогенно-осадових порід Далекого Сходу, мають головню  $\delta^{13}\text{C} = (-3,1) - (-8,6) \text{‰}$  і  $\delta^{18}\text{O} = 0 - 18,6 \text{‰}$  (рис. 3). Виявлено, що  $\delta^{18}\text{O}$  в кальциті збільшується від ранньої генерації мінералу до пізньої. На збагаченні “важким” вуглецем гідротермальних карбонатів Берегівського і далекосхідних родовищ найімовірніше позначилася наявність у фундаменті цих родовищ частково скарнованих вапнистих порід за відсутності таких на Кубаці.

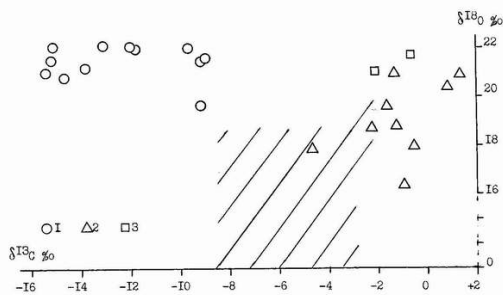


Рис. 3. Співвідношення  $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$  в гідротермальному кальциті: 1 – Кубаки, за даними табл. 2; 2 – Берегово [10, 11]; 3 – вапняки мезозойського фундаменту Березівського родовища; заштриховане поле – гідротермальний кальцит золоторудних родовищ Далекого Сходу Росії [12].

Ізотопний склад кисню кальциту зі всіх рудних тіл Кубаки (див. табл. 2 і рис. 3) “вкладається” у вузький інтервал  $\delta^{18}\text{O} = 19,7\text{--}22,1$  ‰. Зсув величини  $\delta^{18}\text{O}$  карбонатів Кубаки в бік обважнювання, вочевидь, пов’язаний з механізмом взаємодії метеорних вод із вулканогенними вмісними породами [13]. Ізотопний зсув у бік збагачення кальциту  $\delta^{18}\text{O}$  до  $17,6\text{--}20,9$  ‰ наявний у карбонатах Березівського родовища [10], його також пов’язують з участю метеорних вод. Також вважають, що збагачений важким ізотопом кисень гідротермальних карбонатів, судячи з величини  $\delta^{13}\text{C}$ , тут частково надходив з карбонатів фундаменту.

Під час кристалізації гідротермальних карбонатів золото-срібних родовищ Далекого Сходу основним джерелом кисню були метеорні води [12]. Джерело вуглецю однозначно з’ясувати важко [12], хоча значення  $\delta^{13}\text{C}$  близьке до вуглецю мантійного  $\text{CO}_2$  (див. рис. 3).

Кубакинське та Березівське родовища подібні й за іншими рисами. Вони містяться у палеовулканічних спорудах, де наявні подібні петрохімічні відміни вулканітів [4, 14]. Кубака розташована на периферії південно-західного секторіального блока Авландійського палеовулкана (блок обмежений концентричними та радіальними розломами).

Процеси адуляризації на Березівському родовищі відомі здавна. Кварц-адулярова асоціація серед п’яти виділених тут є найбільш ранньою [15]. Головними мінералами цієї асоціації є кварц, адуляр та гідрослюда. Як і на Кубаці, розчинам, що формували асоціацію, властивий високий вміст калію (до 50 %-екв.) у сольовому складі та метану (50–60 об. %) у газовій фазі. На Квасівській ділянці Березівського рудного поля виявили [16], що адуляризація розвивалася при температурі  $300\text{--}240^\circ\text{C}$ . У рудних тілах обох родовищ наявний барит; у розчинах включень із мінералів кварц-адулярової асоціації зафіксовано підвищений вміст фтор-іона [17]. Флюорит, поширений у рудних жилах Кубаки, на Березівському родовищі є мінералогічною знахідкою [17].

Отже, на відміну від багатьох золото-срібних родовищ, розташованих серед вулканогенних утворень Північного Сходу Росії та інших регіонів [18–20], мінеральні золоторудні парагенезиси Кубаки формувалися виключно з розчинів гідрокарбонатно-калієвого складу. Зафіксовано позитивну кореляцію між концентрацією золота в рудних тілах та високим вмістом калію і гідрокарбонатів у розчинах.

Ізотопний склад вуглецю й кисню кальциту, сольовий склад мінералотворних розчинів, метановий склад газової фази протягом тривалого часу не зазнавали зна-



чних і різких флуктуацій навіть на тлі багаторазових тектонічних порушень. Фтор сприяв збільшенню дефектності структури кварцу й адуляру і, отже, активному осадженню в них золота.

Поєднання особливостей складу, стану і природи компонентів мінералотворних розчинів з регіональними та локальними умовами, що склалися на родовищі, сприяло нагромадженню значних запасів золота у невеликому об'ємі гірських порід.

Подібність геолого-структурної позиції Кубакинського та Берегівського родовищ, мінералого-геохімічних і термобаричних особливостей їхнього формування, ізотопної природи й геохімічної спеціалізації мінералотворних розчинів дає змогу припустити, що в межах Берегівського родовища наявні реальні передумови виявлення ширшого розвитку золоторудної мінералізації, пов'язаної з процесами адуляризації. Ділянки розвитку цих процесів, як і на Кубаці, можуть виявитися сприятливими для нагромадження значних запасів золота.

1. Розенблум И. С., Калинин А. И., Макурин В. Н. и др. Новый тип золото-серебряного месторождения на Северо-Востоке России // Сов. геология. 1992. № 4. С. 17–26.
2. Братусь М. Д., Давиденко Н. М., Грецишин Б. И. и др. Физико-химические условия формирования богатых золото-серебряных приповерхностных руд на примере месторождения Кубака в Магаданской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 3. С. 25–32.
3. Мерзляков В. М., Терехов В. И., Лычагин П. П. и др. Тектоника Омолонского массива // Геотектоника. 1982. № 1. С. 74–85.
4. Степанов В. А., Шишакова Л. Н. Кубакинское золото-серебряное месторождение. Владивосток, 1994.
5. Некрасов И. Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М., 1991.
6. Калюжный В. А. Основы учения о минералообразующих флюидах. К., 1982.
7. Поддефет Р. Химия золота. М., 1982.
8. Матяш И. В., Некрасов И. Я., Багмут Н. Н. Азотсодержащие парамагнитные центры в калиевых полевых шпатах золоторудных месторождений // Минерал. журн. 1988. № 1. С. 91–93.
9. Сахарова М. С., Ряховская С. К., Успенская С. Б. Процессы кристаллизации золота в кварц-адуляровых ассоциациях (по природным и экспериментальным данным) // Геохимия. 1994. № 5. С. 760–767.
10. Витык М. О. Эволюция гидротермальных минералообразующих растворов на Береговском рудном поле (Закарпатье): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Львов, 1990.
11. Щербак Н. П., Бартницкая Е. Н., Луговая И. П. Изотопная геология Украины. К., 1981.
12. Киселев В. И., Игнатьев А. В. Эволюция изотопного состава углерода и кислорода карбонатов некоторых гидротермальных месторождений Дальнего Востока // Изотопная геохимия процессов рудообразования. М., 1988. С. 178–189.
13. Хёфс И. Геохимия стабильных изотопов. М., 1983.

14. *Коптюх Ю. М., Кулибаба В. М.* К проблеме генезиса золотого оруденения Береговского рудного района Закарпатья // Проблемы золотоносности недр Украины. К., 1997. С. 211–220.
15. *Ясинская А. А., Матковский О. И., Разумеева Н. Н.* и др. Минералого-генетические типы золоторудных проявлений на Береговском месторождении Закарпатья // Минерал. сб. 1974. № 28. С. 41–51.
16. *Калюжний В. А., Сайко Н. М.* До умов формування асоціацій мінералів і вертикальної зональності на Квасівському рудному полі (Закарпаття) // Мінерал. зб. 1999. № 49. Вип. 1. С. 23–33.
17. *Ковалишин З. И., Братусь М. Д.* Флюидный режим гидротермальных процессов Закарпатья. К., 1984.
18. *Гончаров В. И., Сидоров А. А.* Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. М., 1979.
19. *Ляхов Ю. В.* Термобарогеохимия разноглубинных рудных формаций // Минералообразующие флюиды и рудогенез. К., 1988. С. 104–122.
20. *Мойсеевко В. Г., Сахно В. Г.* Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М., 1973.

**CHEMICAL COMPOSITION OF MINERAL-FORMING SOLUTIONS, ORE-BEARING VEINS AND ISOTOPE NATURE OF CARBON AND OXYGEN IN CARBONATES FROM KUBAKA DEPOSIT (MAGADAN REGION)**

**M. Bratus'<sup>1</sup>, L. Shyshakova<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of geology and geochemistry of combustible minerals NASU,  
Naukova st. 3a, UA – 79053 Lviv, Ukraine;*

<sup>2</sup>*CSIGSI of RosComGeology, Varshavske shosse 129B, RU – 113545 Moscow, Russia*

Hydrothermal solutions, which formed ore veins at the Kubaka deposit, have dominantly K-HCO<sub>3</sub> composition. Direct correlation between the amount of potassium and hydrocarbonate in solutions and gold concentration in minerals has been established. An increase of structure deformation in quartz and adular is caused by fluorine; it led to gold accumulation concerned to them. The sources of carbon and oxygen were mainly host volcano-sedimentary rocks (by isotope analysis). Composition parameters of mineral-forming solutions together with regional and local geodynamic setting of the deposit led to accumulation of considerable gold reserves in the small rock volume.

*Key words:* carbonates, isotopic analysis, hydrothermal solutions, gold, Magadan region

*Стаття надійшла до редколегії 14.08.2000*