

УДК 523.681

В.П. Семененко, Т.М. Горovenko

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України
03680, м. Київ-142, Україна, пр. Акад. Палладіна, 34
E-mail: cosmin@i.ua

НИТКОПОДІБНІ КРИСТАЛИ ШРЕЙБЕРЗИТУ В МЕТЕОРИТАХ

Наведено результати електронно-мікроскопічного вивчення морфології кристалів шрейберзиту — рабдиту в глибокопротравлених зразках паласиту Омолон, яке вперше проведено для залізо-кам'яних метеоритів. Кристали рабдиту характеризуються подібним розподілом однакових за розміром і формою кристалів у приповерхневих і внутрішніх частинах металевого каркаса паласиту; належністю до ниткоподібних кристалів голчастої, дошатої, пластинчастої та подеколи стовпчастої форм; наявністю зростків; закономірною орієнтацією окремих кристалів та їх систем у двох-трьох напрямках; наявністю деяких ознак крихких деформацій та незначного ударного нагріву. Встановлено, що на відміну від залізних метеоритів рабдит у паласиті характеризується більшим морфологічним різноманіттям і обмеженим розповсюдженням структур деформації і нагріву, зумовлених, найімовірніше, незначними відмінностями у швидкості охолодження їх материнських тіл та в ударно-метаморфічній історії. Швидкість охолодження паласиту Омолон за температури 600—500 °С була дещо вищою, ніж залізних метеоритів Сіхоте-Алінь і Мар'їнка. Ниткоподібні кристали рабдиту метеоритів мають багато спільних морфологічних ознак зі штучно вирощеними ниткоподібними кристалами, хоча умови, хімічний склад і середовище їх утворення різні.

Ключові слова: метеорит, паласит, морфологія, шрейберзит, рабдит, ниткоподібні кристали.

Вступ. Ниткоподібні кристали як природні об'єкти зі специфічною кристалографічною формою давно відомі в земних породах [7, 16] і відносно недавно — в метеоритах [15, 20]. Але актуальності їх вивчення набуло лише після встановлення їхніх унікальних фізичних та хімічних властивостей. Згідно з експериментальними дослідженнями, їм властиво значне домінування довжини ($0,5-n \times 10$ мм) над товщиною (0,5—50 мкм), співвідношення яких вище 10, оригінальна форма у вигляді голок, волокон, стрічок, пластинок, трубок, спіральних рулетів, монокристалічна будова, досконалість структури і поверхні, зокрема майже повна відсутність дислокацій, висока швидкість росту в процесі кристалізації [1, 2, 4, 16]. Морфологічні та структурні особливості ниткоподібних кристалів зумовили їх підвищені міцність і твердість, здатність витримувати значні пружні деформації, специфічні теплові, електричні та магнітні властивості, а також хімічну інертність. Завдяки таким характеристикам ниткоподібні кристали металів, графіту,

карбиду кремнію, оксиду алюмінію та інших матеріалів стали пріоритетним об'єктом досліджень в області матеріалознавства. Необхідність створення нових матеріалів із заданими властивостями зумовила активізацію експериментальних робіт з вирощування штучних монокристалів із газової фази, розчинів та розплавів. Це дозволило глибоко проникнути в наносвіт ниткоподібних кристалів і зрозуміти їх природу. Незважаючи на значну кількість публікацій, вивчення штучно вирощених голкоподібних кристалів досі базується на фундаментальних дослідженнях Г.В. Бережкової [2] та Є.І. Гіваргізова [4], які були опубліковані ще в 1969 та 1976 рр. відповідно.

У метеоритах ниткоподібні кристали відмічені лише для поодиноких зерен олівіну [19], графіту [20], фосфідів [15] та гідроксидів заліза [21]. У цій роботі ми акцентуємо увагу на природних ниткоподібних кристалах рабдиту в залізних і залізо-кам'яних метеоритах (паласитах). Варто вказати, що в низці публікацій вжито термін "віскерси" як аналог терміна "ниткоподібні кристали". Однак у надзвичайно цікавій монографії В.Г. Сиркін [16, с. 12]

© В.П. СЕМЕНЕНКО, Т.М. ГОРОВЕНКО, 2016

ISSN 0204-3548. *Мінерал. журн.* 2016. 38, № 1

дає таке визначення віскерсів: "нити, выросшие на поверхности других, более крупных кристаллов". Враховуючи розташування рабдиту всередині нікелістого заліза метеоритів, а не на його поверхні, у цій роботі ми свідомо уникаємо терміна "віскерси". Серед відомих у метеоритах ниткоподібних кристалів визначенню віскерсів відповідають лише гідроксиди заліза, які утворились внаслідок земного вивітрювання нікелістого заліза і троїліту [21].

Рабдит ($\text{Fe,Ni}_3\text{P}$) у вигляді сильновидовжених кристалів є морфологічним різновидом фосфіду заліза — шрейберзиту, і як другорядний або акцесорний мінерал відмічений у нікелістому залізі, а саме в камаситі залізних метеоритів і паласитів. Згідно з експериментальними дослідженнями [18], кристали рабдиту мають дифузійну природу і утворюються за рівноважних умов і повільного охолодження нікелістого заліза в межах $600\text{—}500\text{ }^\circ\text{C}$ із камаситу, що вміщує $0,5\text{—}0,8$ ат. % P. Зародження кристалів у камаситі відбувається однорідно, причому, чим більший об'єм металу, тим швидше росте рабдит і тим більший він за розміром. Вміст Ni в ньому знаходиться у зворотній залежності від швидкості росту і розміру кристалів.

Попередні дослідження полірованих шліфів залізних метеоритів [5, 11—13] і паласитів [3, 17] дозволили виділити дві групи рабдитових кристалів, що розрізнялись за формою: ізометричні — ромбічної або квадратної форми та видовжені, переважно пластинчасті (наприклад, [13, рис. 1]). Такий розподіл кристалів пояснювали двома системами різноорієнтованих рабдитових балок, наявність яких зумовлена пріоритетними напрямками їх росту відповідно до структури камаситу. Як рідкісний за формою кристал у полірованому шліфі залізного метеорита Мар'їнка зафіксовано ниткоподібний рабдит розміром 300×3 мкм [15, рис. 3]. Оскільки кристал є зламанним на краю шліфа, то його реальна довжина могла перевищувати 300 мкм.

Сканувальні електронно-мікроскопічні (СЕМ) дослідження глибокопротравлених полірованих шліфів залізних метеоритів Сіхоте-Алінь і Мар'їнка [5, 6, 11] дозволили з'ясувати реальну форму кристалів рабдиту. Завдяки високій швидкості травлення камаситу в порівнянні з тенітом і хімічній стійкості рабдиту до ніталу (розчин HNO_3 в спирті) встановлено три морфологічні різновиди рабдитових кристалів (дошчаті, стовпчасті і голчасті). Більшість із них

мали ознаки ударно-метаморфічних перетворень, а саме структури крихких і пластичних деформацій, а також повторного нагріву. Досконала спайність у рабдиті сприяла виникненню тріщин по (001), рідше — по площині тетраедра (111), а також зсуву окремих блоків, а підвищені пружні властивості ниткоподібних кристалів — їх згину внаслідок проходження ударної хвилі. Те, що окремі кристали зберегли свою форму, але мають ознаки нагріву, є свідченням ударного нагріву залізних метеоритів Сіхоте-Алінь і Мар'їнка до температури розпаду кристалів рабдиту, тобто близько $500\text{ }^\circ\text{C}$.

У цій роботі представлені результати системних СЕМ-досліджень глибокопротравленого Fe,Ni-металу з паласиту Омолон (головна група), які були вперше проведені з метою встановлення морфологічних особливостей рабдиту в залізо-кам'яних метеоритах та з'ясування умов їх утворення. Паласит представлений металічним каркасом, комірки якого заповнені олівіном. Головним мінералом залізо-нікелевого каркаса є полікристалічний камасит, другорядними — зональний теніт, троїліт, окремі великі зерна шрейберзиту, кристали рабдиту, хроміту, а акцесорними — мікрорабдит, стенфілдит, Са-піроксен, самородна мідь, гаксоніт і графіт [3, 10]. Паласит має ознаки помірного ударно-метаморфічного перетворення, які виникли внаслідок співударів материнського тіла з іншими об'єктами в космосі. За попередніми оцінками [3], максимальна величина ударного тиску становила $(250\text{—}300) \cdot 10^2$ МПа, а ударного нагріву — $400\text{—}450\text{ }^\circ\text{C}$. На останніх етапах еволюції материнського тіла додатковий удар інтенсивністю $<(80\text{—}130) \cdot 10^2$ МПа призвів лише до низькотемпературних структурних змін у метеориті.

Зразки та методи дослідження. Проведено СЕМ-дослідження глибокопротравленої поверхні двох фрагментів металевого каркаса розміром $1 \times 0,9$ та $0,5 \times 0,2$ мм, а також полірованого шліфа площею 25 мм^2 паласиту Омолон. Вивчення поверхневої та внутрішньої частин каркаса зумовлено необхідністю з'ясування особливостей розподілу і морфології ниткоподібних кристалів на межі з олівіном і всередині Fe,Ni-металу. Травлення фрагментів металевого каркаса 10%-м ніталом тривало 15 хв за температури $+13\text{ }^\circ\text{C}$, а полірованого шліфа — 1 год за температури $+10\text{ }^\circ\text{C}$. СЕМ-дослідження та визначення хімічного складу мінералів проведено за допомогою електрон-

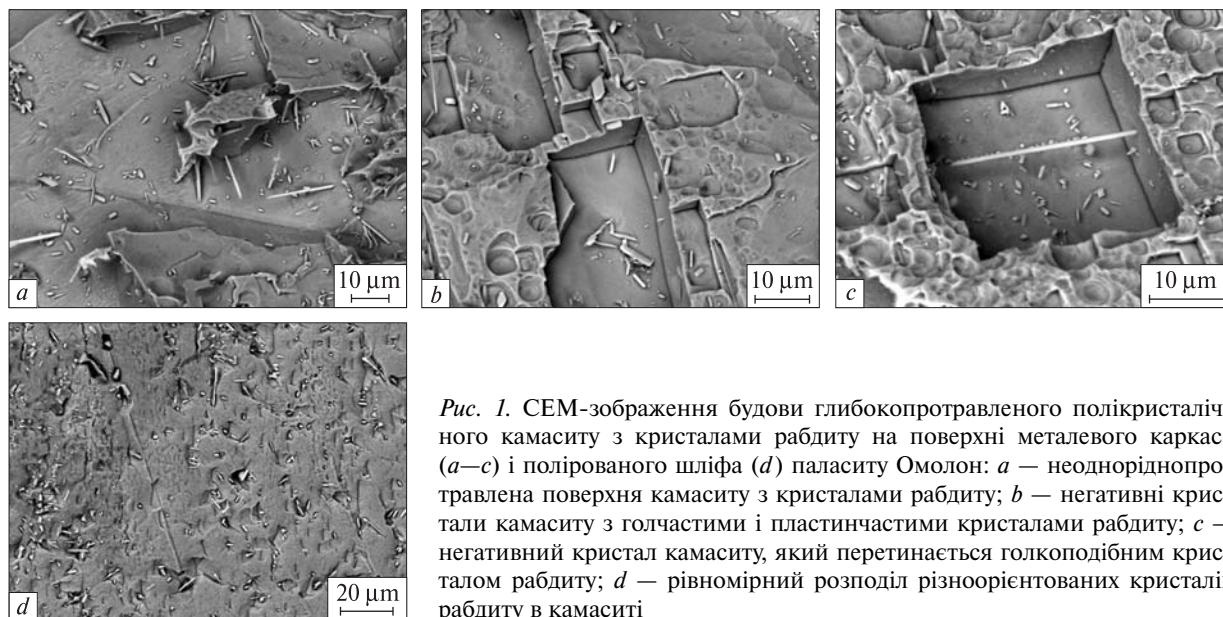


Рис. 1. SEM-зображення будови глибокопротравленого полікристалічного камаситу з кристалами рабдиту на поверхні металевго каркаса (a–c) і полірованого шліфа (d) паласиту Омолон: a — неодноріднопротравлена поверхня камаситу з кристалами рабдиту; b — негативні кристали камаситу з голчастими і пластинчастими кристалами рабдиту; c — негативний кристал камаситу, який перетинається голкоподібним кристалом рабдиту; d — рівномірний розподіл різноорієнтованих кристалів рабдиту в камаситі

Fig. 1. SEM images of the deeply etched polycrystalline structure of a kamacite with rhabdite crystals on the surface of the metal matrix (a–c) and polished thin section (d) of the Omolon pallasite: a — inhomogeneously etched surface of kamacite with rhabdite crystals; b — negative kamacite crystals with needle-like and plate-like rhabdite crystals; c — the negative kamacite crystal intersected by a needle-like rhabdite crystal; d — uniform spreading of differently oriented rhabdite crystals in kamacite

ного мікроскопа марки *JEOL JSM-6490LV*, обладнаного енергодисперсійним спектрометром *Penta FETx3 Oxford Instruments* у Центрі колективного користування ДУ "Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України". Для калібрування концентрацій хімічних елементів використано природні та синтетичні стандарти.

Результати дослідження. Як і в залізних метеоритах [5, 11] та хондритах [14], глибокопротравлений камасит у паласиті Омолон характеризується неоднорідною будовою (рис. 1, a–d), яка зумовлена декількома факторами, а саме кристалографічною орієнтацією його монокристалів і ступенем неоднорідності хімічного складу, наявністю міжфазових границь, крихких деформацій і дислокацій. Камасит у паласиті вміщує в середньому, мас. %: Fe — 92, Ni — 7,22, Co — 0,65 і має полікристалічну будову, яка представлена добре сформованими монокристалами розміром десятки мікрометрів. Відомо, що швидкість травлення по різних гранях у кристалах металу з об'ємноцентрованою граткою є різною [8, 9]. Мінімальна швидкість розчинення для грані (100) у камаситі зумовила появу негативних кубічних кристалів (рис. 1, b, c), а підвищена швидкість травлення інших граней — пластинчасту будову. Незначне збіднення нікелем камаситу навкру-

ги рабдитових кристалів, міжфазові границі, деформаційні структури і дислокації також є причиною підвищеної швидкості травлення, а, відповідно, і появи заглиблень у камаситі. Однорідна пориста будова може бути свідченням наявності в камаситі дислокацій.

На протравленій поверхні фрагментів металевго каркаса (рис. 1, a–c) і полірованого шліфа (рис. 1, d) чітко проявилися багаточисельні різноорієнтовані і майже рівномірно розподілені кристали рабдиту, окремі закономірно орієнтовані системи паралельних кристалів, а також тетраедричні кристали мікрорабдиту. Кількість останніх підвищена на фазових границях з тенітом. Характер розподілу та морфологія кристалів рабдиту в приповерхневій та внутрішній частинах камаситового каркаса є подібними.

Переважає більшість рабдитових кристалів характеризується аномальною формою, в якій співвідношення довжини до ширини значно більше 10, що дозволяє класифікувати їх як ниткоподібні (рис. 2). Усі вони мають субмікронну товщину (переважно <1 мкм) і довжину одиниці-десятки мікрометрів. За співвідношенням довжини, товщини і ширини вони поділяються на голчасті (рис. 2, a–c), дощаті (рис. 2, d), пластинчасті (рис. 2, e) та стовпчасті (рис. 2, f) кристали. Найпоширенішими се-

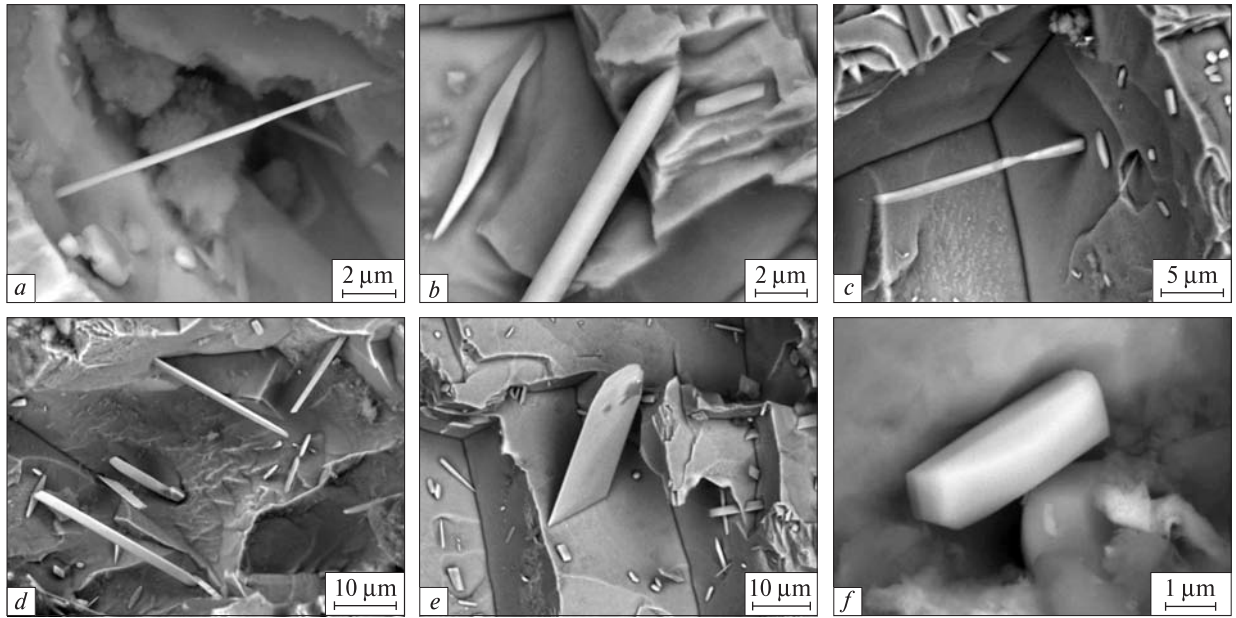


Рис. 2. СЕМ-зображення голчастих (а–с), дощатих (d), пластинчатих (e) та стовпчастих (f) кристалів рабдиту в камаситі на глибокопротравленій поверхні металевго каркаса паласиту Омолон

Fig. 2. SEM images of the needle-like (a–c), the plate-like (d), lamellar (e) and pillar-like (f) rhabdite crystals in kamacite on the deeply etched surface of a metal matrix of the Omolon pallasite

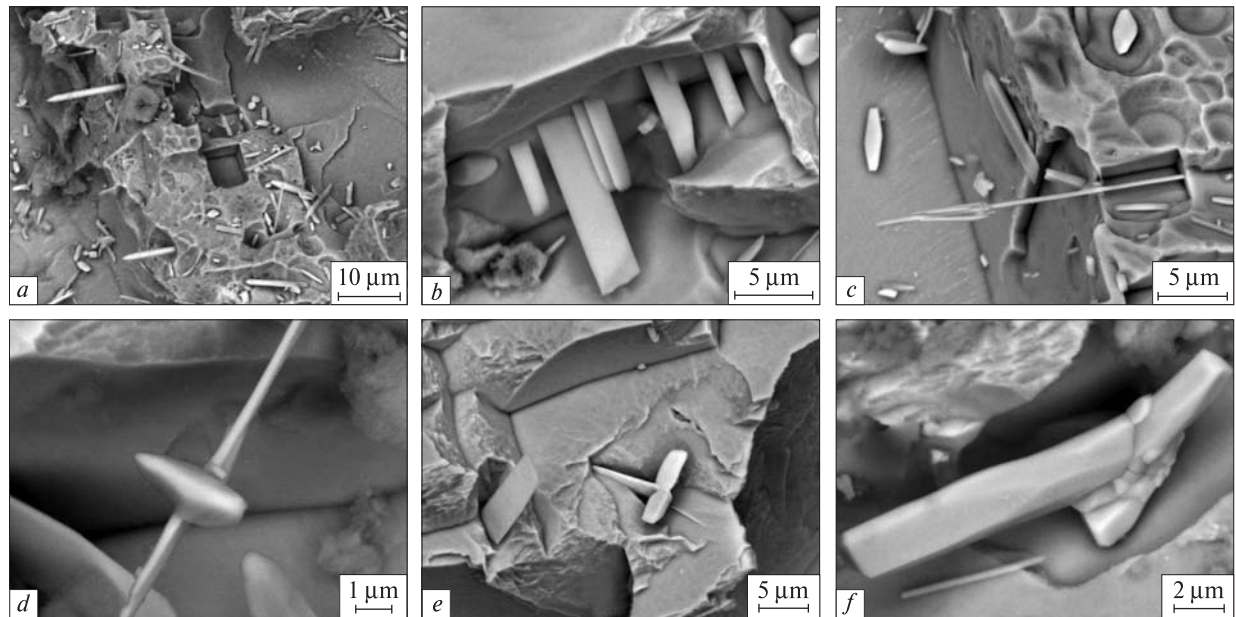


Рис. 3. СЕМ-зображення ниткоподібних кристалів рабдиту в камаситі на глибокопротравленій поверхні металевго каркаса паласиту Омолон: а — закономірне розташування окремих голкоподібних кристалів рабдиту в камаситі; b — система паралельних дощатих кристалів рабдиту в камаситі; с — група субпаралельних тонких голкоподібних кристалів рабдиту, що супроводжують великий голкоподібний кристал рабдиту; d — перехресний зросток голчастого кристала рабдиту з мікрорабдитом; e — зросток пластинчатих кристалів рабдиту; f — колінчастий зросток стовпчастих кристалів рабдиту

Fig. 3. SEM images of the filiform rhabdite crystals in kamacite on the deeply etched surface of a metal matrix of the Omolon pallasite: a — a regular location of the individual needle-like rhabdite crystals in kamacite; b — a system of parallel plate-like rhabdite crystals in kamacite; c — a group of subparallel thin needles that accompany the large needle-like rhabdite crystal; d — crossed splice of needle-like rhabdite crystal with mikrorhabdite crystal; e — a joint of the lamellar rhabdite crystals; f — a geniculated intergrowth of the pillar-like rhabdite crystals



Рис. 4. СЕМ-зображення структур ударного метаморфізму в ниткоподібних кристалах рабдиту на глибокопротравленій поверхні металевого каркаса паласиту Омолон: *a–c* — тріщини, фрагментація і зсув окремих блоків по спайності (001) у ниткоподібних кристалах рабдиту; *d* — структури крихкої і пластичної деформації, а також нагріву в голкоподібному кристалі рабдиту

Fig. 4. SEM images of shock-metamorphic sings in the filiform rhabdite crystals on a deeply etched surface of a metal matrix of the Omolon pallasite: *a–c* — cracks, fragmentation and slip of individual blocks along (001) cleavage in the filiform rhabdite crystals; *d* — brittle and plastic deformation structures and heating ones in the needle-like rhabdite crystal

ред них є голчасті кристали, які мають класичну голчасту (рис. 2, *a*) або близьку до циліндричної форму переважно з видимою однією (рис. 2, *b*) або двома конусоподібними або тетраедричними вершинами. В перетині їхня форма відповідає колу або овалу. Деякі кристали характеризуються змінною товщиною (рис. 2, *c*). Досить цікавими є голкоподібні кристали, які у незміненому вигляді перетинають як мінімум два-три монокристали камаситу, що свідчить про їх утворення ще до полікристалізації камаситу. Особливо чітко характер розподілу рабдиту у Fe,Ni-металі спостерігається на фоні негативних монокристалів (рис. 1, *c*) полікристалічного камаситу.

Дошати (рис. 2, *d*) і пластинчасті (рис. 1, *b*) кристали дещо менш поширені, ніж голчасті, і характеризуються добре розвинутими ребрами та майже ідеальною формою. Іноді пластинки заокруглені (рис. 2, *e*).

Стовпчасті кристали (рис. 2, *f*) є найменш поширеними. У перетині вони мають форму правильного прямокутника, інколи — квадрата.

У багатьох випадках окремі ниткоподібні кристали або системи паралельних кристалів характеризуються направленим ростом (рис. 1, *a, b*; 2, *d*; 3, *a, b*) переважно в двох-трьох напрямках відповідно до первинної структури камаситу. Причому розміри і форма кристалів у одній ділянці протравленого камаситу можуть бути різними. Інколи група субпаралельних тонких голок супроводжує великий голчастий кристал (рис. 3, *c*). Серед ниткоподібних кри-

сталів відмічаються зростки з мікрорабдитом (рис. 3, *d*), перехресні зростки дошатих кристалів (рис. 3, *e*), перехресні або паралельні зростки пластинчастих і голчастих кристалів, а також колінчасті зростки (рис. 3, *f*).

Інколи кристали мають ознаки незначної механічної деформації (рис. 4, *a–d*), а також нагріву (рис. 2, *e*; 4, *d*). До структур крихкої деформації належать незакономірні тріщини і тріщини спайності на гранях призми (рис. 4, *a, b*), фрагментація по спайності (001) на блоки, зсув блоків один відносно одного (рис. 4, *c, d*), а до структур пластичної деформації — згини (рис. 4, *d*) кристалів. Як рідкісний випадок відмічено розщеплення кристалів по площинах призми. Заокругленість ребер або вершин (рис. 2, *e*; 4, *d*) кристалів є ознакою їх розпаду внаслідок незначного нагріву.

На жаль, суб- та мікронні розміри ниткоподібних кристалів не дозволили отримати прецизійні дані щодо хімічного складу рабдиту і визначити характер варіації його складу між різними морфологічними типами. Згідно з результатами енергодисперсійного дослідження, найвище значення вмісту P в деяких кристалах товщиною не менше 4 мкм становить 21,7, а Ni — 56,1 мас. %. Якщо інтерполювати ці дані лише на рабдит, не враховуючи впливу хімічного складу камаситу, то концентрація P і Ni в ниткоподібних кристалах має бути дещо вищою.

Отже, в результаті вивчення глибокопротравлених зразків паласиту Омолон встановлено

такі особливості кристалів рабдиту: 1 — подібний розподіл однакових за розміром і формою кристалів у приповерхневих і внутрішніх частинах металевого каркаса, що є ознакою відсутності помітного градієнта швидкості охолодження в метеориті; 2 — приналежність до ниткоподібних кристалів голчастої, дощатої, пластинчастої та, у поодиноких випадках, стовпчастої форм; 3 — наявність зростків; 4 — закономірна орієнтація в двох-трьох напрямках кристалів і систем паралельних кристалів; 5 — наявність ознак крихких деформацій та незначного ударного нагріву.

Обговорення результатів. Отримані результати, а також літературні дані дозволяють зробити деякі висновки стосовно природи ниткоподібних кристалів рабдиту в паласиті Омолон. Відсутність відмінностей у розмірах, формі і характері розподілу ниткоподібних кристалів у приповерхневій частині, тобто на контакт металу з олівіном, і всередині камаситового каркаса є додатковою ознакою повільного охолодження паласиту в температурному інтервалі кристалізації рабдиту 600—500 °С, що узгоджується з експериментальними оцінками Р. Кларка і Дж. Голдштейна [18]. Водночас необхідно відмітити, що під час охолодження мінеральна речовина паласиту, як і залізних метеоритів [5], не досягла повної хімічної рівноваги, оскільки за структурами травлення встановлено незначне збіднення нікелем камаситу на межі з рабдитом. Тобто швидкість охолодження материнського тіла паласиту за температури 600—500 °С не була достатньо повільною для досягнення повної хімічної рівноваги в процесі кристалізації рабдиту в камаситі залізо-нікелевого каркаса. Різні розміри і форма кристалів у межах однієї ділянки камаситу є ще одним свідченням незначних локальних неоднорідностей хімічного складу первинного камаситу, з якого утворився рабдит. Згідно з експериментальними даними [16], можна припустити, що центрами зародження ниткоподібних кристалів рабдиту в камаситі були місця виходу дислокацій.

Орієнтація кристалів та їх систем у двох-трьох кристалографічних напрямках чітко відображає закономірний ріст рабдиту відносно кристалічної ґратки первинного камаситу. Тобто того монокристалічного камаситу, який сформувався внаслідок твердофазових перетворень нікелістого заліза нижче 850 °С за повільного охолодження ще до температури кристалізації рабдиту.

Ударно-метаморфічні перетворення материнського тіла метеорита зумовили полікристалізацію камаситу за ударної температури ≤ 450 °С [3], деякі крихкі і пластичні деформації кристалів рабдиту, а також їх незначні морфологічні зміни внаслідок локального нагріву.

На відміну від залізних метеоритів [5, 11—13], рабдит у паласиті характеризується більшим морфологічним різноманіттям, домінуванням голкоподібних, меншою мірою дощатих і пластинчастих форм кристалів над стовпчастими, обмеженим розповсюдженням деформаційних структур і ознак нагріву. Так, у попередньо вивчених глибокопротравлених зразках залізних метеоритів Сіхоте-Алінь і Мар'їнка [5, 11] серед ниткоподібних кристалів найпоширенішими є стовпчасті та дощаті форми. Менше різноманіття форм ниткоподібних кристалів у залізних метеоритах в порівнянні з паласитом Омолон зумовлене, ймовірно, дещо повільнішим охолодженням їх материнських тіл у температурному діапазоні 600—500 °С, а, відповідно, і вищим ступенем хімічної рівноваги. Не виключено також, що деяка нерівноважність умов утворення ниткоподібних кристалів у паласитах має локальний характер і пов'язана з наявністю силікатної фази.

Специфічною особливістю рабдитових кристалів у залізних метеоритах є значне поширення структур крихких і пластичних деформацій, а також структур нагріву, що зумовлено інтенсивними ударно-метаморфічними перетвореннями, які ці метеорити, на відміну від паласиту Омолон, зазнали не лише в космосі, а і на Землі.

Цікаво, що ниткоподібні кристали рабдиту ніколи не були знайдені в зернах нікелістого заліза хондритів [14]. Лише в деяких камаситових зернах вуглистих і звичайних нерівноважних хондритів, зокрема в ударно-переплавлених ділянках [22], відмічались рівномірно розподілені зерна мікрорабдиту. Відсутність таких кристалів у камаситі хондритів, найімовірніше, зумовлена незначним розміром металевих зерен, а також різними *PT*-умовами формування материнських тіл диференційованих і недиференційованих метеоритів.

Кристали рабдиту в залізних метеоритах, а також у паласиті Омолон мають багато спільних морфологічних характеристик зі штучно вирощеними ниткоподібними кристалами [1, 2, 4, 7, 16], але відрізняються меншим різноманіттям кристалічних форм. Спільність морфологічних характеристик є цікавим фактом,

оскільки умови кристалізації ниткоподібних кристалів у метеоритах і в експериментальних зразках різні. Природні ниткоподібні кристали сформовані із твердої фази за досить високої температури переважно в умовах повільного охолодження материнського тіла метеорита. А в експериментальних роботах ниткоподібні кристали є продуктом нерівноважної кристалізації, тобто швидкого росту із газу, розчинів, розплавів або твердих фаз. Не виключено, що відмінність середовища, хімічного складу і умов росту зумовила більше різноманіття форм ниткоподібних кристалів в експериментальних зразках порівняно з метеоритними.

Висновки. 1. Ниткоподібні кристали в паласитах характеризуються більшим морфологічним різноманіттям і меншим розповсюдженням деформаційних структур та ознак нагріву, ніж у залізних метеоритах. Найімовірніше, це

зумовлено незначними відмінностями у швидкості охолодження материнських тіл метеоритів та в їх ударно-метаморфічній історії.

2. Швидкість охолодження паласиту Омолон за температури 600–500 °С була дещо вищою, ніж залізних метеоритів Сихоте-Алінь і Мар'їнка.

3. Ниткоподібні кристали рабдиту метеоритів мають багато спільних морфологічних ознак зі штучно вирощеними ниткоподібними кристалами, хоча умови, хімічний склад і середовище їх утворення різні.

Автори щиро вдячні В.М. Квасниці за цінні поради під час обговорення результатів дослідження, рецензентам — за корисні зауваження, В.М. Сливінському — за технічне забезпечення роботи електронного мікроскопа, а також Т.І. Коромисліченко — за забезпечення режиму травлення зразків паласиту.

ЛІТЕРАТУРА

1. Артемьев С.Р., Белан С.В. Свойства и основные способы получения нитевидных кристаллов // Вост.-Европ. журн. перед. технологий. — 2013. — № 5/1. — С. 22–25.
2. Бережкова Г.В. Нитевидные кристаллы. — М. : Наука, 1969. — 158 с.
3. Бондарь Ю.В. Термическая история палласитов по данным минералого-геохимических и трековых исследований : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Киев, 1994. — 22 с.
4. Гиваргизов Е.И. Рост нитевидных и пластинчатых кристаллов из пара. — М. : Наука, 1977. — 303 с.
5. Григорьев Д.П., Крецер Ю.Л. К онтогении шрейберзита и рабдита в метеорите Сихотэ-Алинь // Докл. АН СССР. — 1983. — 270, № 5. — С. 1192–1195.
6. Ларионов М.Ю. Мессбаэровская спектроскопия с высоким скоростным разрешением кристаллов фосфидов (Fe, Ni)₃P из метеорита Сихотэ-Алинь : Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. — Екатеринбург, 2012. — 23 с.
7. Малеев М.Н. Свойства и генезис природных нитевидных кристаллов и агрегатов. — М. : Наука, 1971. — 183 с.
8. Пищеничов Ю.П. Выявление тонкой структуры кристаллов : Справ. — М. : Metallurgy, 1974. — 528 с.
9. Сангвал К. Травление кристаллов. Теория, эксперимент, применение : Пер. с англ. А.В. Быстрицкого. — М. : Мир, 1990. — 492 с.
10. Семененко В.П., Горovenko Т.М. Скульптура поверхні та хімічний склад мінеральних зерен паласиту Омолон // Зап. Укр. мінерал. т-ва. — 2009. — 6. — С. 63–69.
11. Семененко В.П., Козлов И.С., Тертычная Б.В. Признаки ударного метаморфизма в железном метеорите Мар'їнка // Метеоритика. — 1986. — 45. — С. 102–105.
12. Семененко В.П., Самойлович Л.Г., Козлов И.С. Признаки ударного метаморфизма в метеорите Каали // Метеоритика. — 1982. — 41. — С. 96–100.
13. Семененко В.П., Самойлович Л.Г., Тертычная Б.В. Изменения зерен рабдита под влиянием повторного нагрева // Минерал. журн. — 1982. — 4, № 3. — С. 51–56.
14. Семененко В.П., Соботович Э.В., Тертычная Б.В. Метеориты Украины. — Киев : Наук. думка, 1987. — 220 с.
15. Семененко В.П., Шаркин О.П., Тертычная Б.В. Состав и строение железного метеорита Мар'їнка // Минерал. журн. — 1984. — 6, № 2. — С. 83–87.
16. Сыркин В.Г. Материалы будущего. О нитевидных кристаллах металлов — М. : Госиздат, 1989. — 92 с.
17. Buseck P.R. Pallasite meteorites — mineralogy, petrology and geochemistry // Geochim. et cosmochim. acta. — 1977. — 41, No 6. — P. 711–740.
18. Clarke R.S., Goldstein J.I.Jr. Schreibersite growth and its influence on the metallography of coarse-structured iron meteorites. — Washington : Smithsonian Inst. Press, 1978. — Vol. 21. — 80 p.
19. Semenenko V.P., Bishoff A., Weber I., Girich A.L. Mineralogy of fine-grained material in the Krymka (LL3.1) chondrite // Meteoritics and Planet. Sci. — 2001. — 36. — P. 1067–1085.
20. Semenenko V.P., Girich A.L. Mineralogy of a unique graphite-containing fragment in the Krymka chondrite (LL3) // Miner. Mag. — 1995. — 59. — P. 443–454. — doi: 10.1180/minmag.1995.059.396.06.

21. Semenenko V.P., Girich A.L., Shkurenko K.O., Kychan N.V., Shyrinbekova S.N., Gorovenko T.M. Nanometers-sized mineral grains and their genetic types in meteorites // *Meteorites*. — 2011. — 1, No 1. — P. 13–19. — doi: 10.5277/met110102.
22. Semenenko V.P., Perron C. Shock-melted material in the Krymka LL3.1 chondrite: Behavior of the opaque minerals // *Meteoritics and Planet. Sci.* — 2005. — 40, No 2. — P. 173–185. — doi: 10.1111/j.1945-5100.2005.tb00373.x.

Надійшла 23.12.2015

REFERENCES

1. Artem'ev, S.R. and Belan, S.V. (2013), *Vost.-Evrop. zhurn. peredovyh tehnologij*, No 5/1, pp. 22-25.
2. Berezhkova, G.V. (1969), *Nitevidnye kristally*, Nauka, Moscow, 158 p.
3. Bondar', Ju.V. (1994), *Termicheskaja istorija pallasitov po dannym mineralogo-geohimicheskikh i trekovyh issledovanij*, Avtoref. dis. kand. geol.-mineral. nauk, Kyiv, 22 p.
4. Givargizov, E.I. (1977), *Rost nitevidnyh i plastinchatyh kristallov iz para*, Nauka, Moscow, 303 p.
5. Grigor'ev, D.P. and Kreger, Ju.L. (1983), *Doklady AN SSSR*, Vol. 270 No 5, pp. 1192-1195.
6. Larionov, M.Ju. (2012), *Messbaujerovskaja spektroskopija s vysokim skorostnym razresheniem kristallov fosfidov (Fe, Ni)₃P iz meteorita Sihotje-Alin'*, Avtoref. dis. kand. fiz.-mat. nauk, Ekaterinburg, 23 p.
7. Maleev, M.N. (1971), *Svojstva i genezis prirodnyh nitevidnyh kristallov i agregatov*, Nauka, Moscow, 183 p.
8. Pshenichnov, Ju.P. (1974), *Vyjavlenie tonkoj struktury kristallov*, Spravochnik, Metallurgija, Moscow, 528 p.
9. Sangval, K. (1990), *Travlenie kristallov. Teorija, jeksperiment, primenenie*, Translated by Bystritskiy, A.V., Mir, Moscow, 492 p.
10. Semenenko, V.P. and Gorovenko, T.M. (2009), *Zap. Ukr. mineral. tov.*, Vol. 6, pp. 63-69.
11. Semenenko, V.P., Kozlov, I.S. and Tertychnaja, B.V. (1986), *Meteoritika*, Vol. 45, pp. 102-105.
12. Semenenko, V.P., Samojlovich, L.G. and Kozlov, I.S. (1982), *Meteoritika*, Vol. 41, pp. 96-100.
13. Semenenko, V.P., Samojlovich, L.G. and Tertychnaja, B.V. (1982), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Kyiv, Vol. 4 No 3, pp. 51-56.
14. Semenenko, V.P., Sobotovich, Je.V. and Tertychnaja, B.V. (1987), *Meteority Ukrainy*, Naukova dumka, Kyiv, 220 p.
15. Semenenko, V.P., Sharkin, O.P. and Tertychnaja, B.V. (1984), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Kyiv, Vol. 6 No 2, pp. 83-87.
16. Syrkin, V.G. (1989), *Materialy budushhego. O nitevidnyh kristallah metallov*, Gosizdat, Moscow, 92 p.
17. Buseck, P.R. (1977), *Geochim. et cosmochim. acta*, Vol. 41 No 6, pp. 711-740.
18. Clarke, R.S. and Goldstein, J.I.Jr. (1978), *Schreibersite growth and its influence on the metallography of coarse-structured iron meteorites*, Smithsonian Inst. Press, Washington, Vol. 21, 80 p.
19. Semenenko, V.P., Bishoff, A., Weber, I. and Girich, A.L. (2001), *Meteoritics and Planet. Sci.*, Vol. 36, pp. 1067-1085.
20. Semenenko, V.P. and Girich, A.L. (1995), *Miner. Mag.*, Vol. 59, pp. 443-454, doi: 10.1180/minmag.1995.059.396.06.
21. Semenenko, V.P., Girich, A.L., Shkurenko, K.O., Kychan, N.V., Shyrinbekova, S.N. and Gorovenko, T.M. (2011), *Meteorites*, Vol. 1 No 1, pp. 13-19, doi: 10.5277/met110102.
22. Semenenko, V.P. and Perron, C. (2005), *Meteoritics and Planet. Sci.*, Vol. 40 No 2, pp. 173-185, doi: 10.1111/j.1945-5100.2005.tb00373.x.

Received 23.12.2015

В.П. Семененко, Т.М. Горovenko

Институт геохимии, минералогии и рудообразования
им. Н.П. Семененко НАН Украины
03680, г. Киев-142, Украина пр. Акад. Палладина, 34
E-mail: cosmin@i.ua

НИТЕВИДНЫЕ КРИСТАЛЛЫ ШРЕЙБЕРЗИТА В МЕТЕОРИТАХ

Изложены результаты электронно-микроскопического изучения морфологии кристаллов шрейберзита — рабдита, в глубокопротравленных образцах палласита Омолон, которое впервые проведено для железо-каменных метеоритов. Установлена принадлежность кристаллов рабдита к нитевидным кристаллам игольчатой, дощатой, пластинчатой и, в меньшей степени, столбчатой форм. В отличие от железных метеоритов, рабдит в палласитах характеризуется большим морфологическим разнообразием и меньшим распространением структур деформации и нагрева, что, вероятнее всего, обусловлено незначительными различиями в скорости охлаждения их материнских тел при температуре 600–500 °С и в их ударно-метаморфической истории. Нитевидные кристаллы рабдита метеоритов имеют много общих морфологических характеристик с искусственно выращенными нитевидными кристаллами, хотя условия, химический состав и среда их образования разные.

Ключевые слова: метеорит, палласит, морфология, шрейберзит, рабдит, нитевидные кристаллы.

V.P. Semenenko, T.M. Gorovenko

M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy
and Ore Formation of the NAS of Ukraine
34, Acad. Palladina Pr., Kyiv-142, Ukraine, 03680
E-mail: cosmin@i.ua

FILIFORM SCHREIBERSITE CRYSTALS IN METEORITES

The results of electron-microscopic study of the morphology of schreibersite crystals — rhabdite, in deeply etched samples of the Omolon pallasite that has been performed for stony-iron meteorites for the first time are given. The rhabdite crystals are characterized by a similar distribution of identical in size and shape crystals in near surface and internal parts of a metal matrix of the pallasite; belonging to filiform crystals of needle-like, plate-like, lamellar, and rarely pillar-like shape; the presence of joints; regular orientation of individual crystals and their systems in 2—3 directions; the presence of some evidences of brittle deformations and slight shock heating. It was established that unlike rhabdite of iron meteorites one of pallasites is characterized by a greater morphological variety and limited spreading of deformation and heating structures, caused most likely by minor differences in cooling rate of their parent bodies and the shock-metamorphic history. The Omolon pallasite cooling rate in the temperature range of 600—500 °C was slightly higher than ones of the Sikhote-Alin and Mar'inka iron meteorites. The rhabdite filiform crystals of meteorites have many similar morphological characteristics with artificially grown filiform ones, although conditions, chemical composition and environment of their formation were different.

Keywords: meteorite, pallasite, morphology, schreibersite, rhabdite, filiform crystals.