

НАЦІОНАЛЬНА
АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ

ІНСТИТУТ ГЕОХІМІЇ,
МІНЕРАЛОГІЇ ТА РУДОУТВОРЕННЯ
ім. М.П. СЕМЕНЕНКА

NATIONAL ACADEMY
OF SCIENCES OF UKRAINE

M.P. SEMENENKO INSTITUTE
OF GEOCHEMISTRY, MINERALOGY
AND ORE FORMATION

V.P. SEMENENKO,
A.L. GIRICH, K.O. SHKURENKO

THE UNIQUE KRYMKA METEORITE

*«SCIENTIFIC BOOK»
PROJECT*

KYIV • NAUKOVA DUMKA • 2022

В.П. СЕМЕНЕНКО,
А.Л. ГІРЧ, К.О. ШКУРЕНКО

УНІКАЛЬНИЙ МЕТЕОРИТ КРИМКА

ПРОЄКТ
«НАУКОВА КНИГА»

КИЇВ • НАУКОВА ДУМКА • 2022

УДК 523.681

У монографії наведено літературні та оригінальні дані щодо умов падіння і знахідок зразків метеоритного дощу Кримка, їх макроскопічних, фізичних, мінералогічних, хімічних та ізотопних характеристик. Велику увагу приділено особливостям будови, складу та походженню темних літичних включень, частина з яких уперше знайдена в метеоритах і репрезентована унікальними ксенолітами, складеними новим різновидом космічної речовини, а також ступеню імпактного перетворення метеорита.

Для мінералогів, космохіміків, геохіміків і студентів указаних спеціальностей.

Р е ц е н з е н т и:
академік НАН України,
доктор геолого-мінералогічних наук професор П.Ф. ГОЖИК,
доктор геолого-мінералогічних наук М.М. ТАРАН

*Рекомендовано до друку вченою радою
Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України
(протокол № 3 від 20 лютого 2020 р.)*

*Видання здійснено за кошти Цільової комплексної програми НАН України
«Наукові основи функціонування та забезпечення умов розвитку
науково-видавничого комплексу НАН України»*

Науково-видавничий відділ медико-біологічної, хімічної
та геологічної літератури
Редактор О.І. Калашиникова

ISBN 978-966-00-1819-8

© В.П. Семененко, А.Л. Гіріч,
К.О. Шкуренко, 2022
© НВП «Видавництво “Наукова думка”
НАН України», дизайн, 2022

ПЕРЕДМОВА

Метеорити, або «каміння з неба», ще з доісторичних часів привертали увагу людей. Спочатку як незрозуміле, повне жаху яскраве явище, а в подальшому як рідкісна подія вторгнення в атмосферу Землі залишних, залилокам'яних або кам'яних фрагментів небесних тіл, переважно астероїдів. Тривалий час метеорити і космічний пил були єдиними космічними зразками, доступними для безпосереднього вивчення в лабораторіях. З другої половини ХХ ст. технічне освоєння та дистанційне дослідження близького Космосу забезпечили доставку на Землю місячних порід, а також дали змогу отримати відомості про фізичні характеристики, будову, мінеральний і хімічний склад поверхні Марса, Венери, окремих комет та астероїдів. Однак незважаючи на розширення спектра космічних зразків, ні один із них за науковою цінністю не може зрівнятися з метеоритами, особливо з класом кам'яних метеоритів — хондритами, які утворилися на ранніх етапах зародження Сонячної системи і містять унікальну інформацію про фізико-хімічні процеси формування первісної речовини протопланетної туманності. Загальна цінність метеоритів ще і в тому, що, на відміну від доставлених на Землю із суттєвими фінансовими затратами космічних зразків, метеорити падають безкоштовно і є по суті «дарунками неба», вивчення яких наближає до вияснення фундаментальної проблеми походження Сонячної системи в цілому, а не лише її окремих космічних тіл.

Згідно із сучасними даними космохімії і мінералогії, хондрити складаються з двох головних фракцій: високотемпературних хондр, тобто із затверділих крапель силікатного розплаву, і низькотемпературної силікатної матриці, яка ніколи не нагрівалась до високих температур і містить релікти первісного пилу протопланетної туманності. Якщо не враховувати леткі елементи, то хімічний склад примітивних (найменш змінених) хондритів відповідає складу Сонця, а отже, і складу проторечовини, з якої утворились планети. Хондрити є продуктом агломерації консолідованих об'єктів і містять надзвичайно важливі для науки компоненти — тугоплавкі включення, ксеноліти (чужорідне каміння), а також досонячні зерна мінералів, кожен із яких має індивідуальну доагломераційну історію. Деякі компоненти виникли одночасно із зародженням Сонячної системи, тобто 4,576 млрд років тому, а самі давні — ще в досонячний період.

На сьогодні в Україні зареєстровано 44 падіння і знахідок метеоритів, 3 з яких належать до залишних, а решта до кам'яних метеоритів (39 хондритів і 2 ахондрити). На жаль, серед них відсутні залилокам'яni метеорити. Якби відомий паласит Брагін лише дещо не долетів до території Білорусії, то перелік українських метеоритів повинився хоча б одним представником залилокам'яних метеоритів.

Серед українських метеоритів чотири належать до метеоритних дощів. Це кам'яні метеорити — хондрити Княгиня, Жовтневий Хутір, Кримка та ахондрит Червоний Кут. Два з них, Княгиня і Кримка, широко відомі у світі як колекціонерам, так і дослідникам. Метеоритний дощ Княгиня випав у 1866 р. у с. Княгиня Великоберезнянського р-ну Закарпатської обл. величезною масою — близько 500 кг у кількості більш як 1000 екземплярів. Вони розійшлися переважно по закордонних музеях світу, а найбільший екземпляр масою 293 кг став гордістю Віденського природознавчого музею. Як не прикро, але кількість і маса зразків хондрита Княгиня, що знаходяться в Україні, мізерні. Так, у метеоритній колекції Національного науково-природничого музею НАН України зберігається лише один зразок масою 112 г.

Передмова

Метеорит Кримка, загальна маса якого на порядок нижча від маси хондрита Княгиня, відомий завдяки науковій цінності його речовини. Метеорит належить до малозмінених у космосі хондритів і є рідкісним свідком ранніх фізико-хімічних процесів, що відбувались у протопланетній газопиловій туманності. Міжхондрова частина метеорита ніколи не нагрівалась до температури плавлення або випаровування і зберегла відомості про зародження та еволюцію первісної речовини, з якої утворилися планети Сонячної системи, зокрема Земля та її мінеральні ресурси. Крім того, хондрит Кримка містить ксеноліти, які представлені новим різновидом космічної речовини і не відомі на Землі як окремі метеорити. В період агломерації вони увійшли до складу материнського тіла метеорита у вигляді невеликих консолідованих об'єктів. Знахідки та вивчення нових ксенолітів дуже важливі, оскільки розширяють наші знання про різноманіття космічних зразків і умови їх утворення, наближаючи до вияснення фундаментальної проблеми походження Сонячної системи.

Стосовно назви метеорита Кримка виникає асоціація з чарівними куточками Криму, безмежною голубизною простору і солонуватим присмаком моря. Втім ця назва не пов'язана з Кримом. Метеорит впав на півдні України в 1946 р., розсипавшись під час польоту крізь земну атмосферу на безліч уламків, які знаходили на рівнинних просторах південноукраїнських земель майже на межі Миколаївської та Одеської областей, зокрема біля с. Кримка. Перші структурно-мінералогічні та хімічні дослідження, які виконав секретар Комітету по метеоритах (КМЕТ) АН УРСР П.Й. Сушицький, засвідчили, що за особливостями будови, мінерального і хімічного складу метеорит Кримка є унікальним. Колись, понад 40 років тому, одному з авторів монографії відома у світі й СРСР спеціаліст у сфері метеоритики і петрографії Л.Г. Кваша сказала: «Ви будете заниматься Кримкой всю жизнь. Равных ему за научной ценностью метеоритов в мире нет!»...

Ця монографія з'явилась з «легкої руки» академіка О.М. Пономаренка, який ненав'язливо, але цілеспрямовано налаштовував нас на написання праці з метеоритної тематики. З огляду на лавиноподібний потік інструментальних, часто суперечливих даних щодо досліджень метеоритів ми вирішили сконцентрувати увагу в книзі на різноманітті текстурних складових та їх інформаційному багатстві в українському метеориті Кримка — одному з головних об'єктів наших досліджень.

Оригінальні результати дослідження метеорита ми отримали у співавторстві та при інтелектуальній, технічній і фінансовій підтримці широкого кола і вітчизняних, і закордонних колег: в Україні це В.С. Мельников, М.О. Стеценко, Д.П. Дьюменко, В.Б. Соболев, В.М. Сливінський, Г.О. Кульчицька, С.В. Кушнір; у Франції — К. Перрон і М. Шассідо; у США — Е. Ярошевич, Л. Ніттлер, Г. МакФерсон; у Німеччині — А. Бішоф, Е. Єсбергер, І. Вебер. Слід наголосити й на тому, що цієї праці ніколи не було б, якби не ентузіазм, професійна чесність і відданість науці, які виявили в минулому вчений секретар КМЕТ АН УРСР П.Й. Сушицький (Київ), науковий співробітник астрономічної обсерваторії Одеського державного університету (ОДУ) ім. І.І. Мечникова Р.Л. Дрейзін, бригадир садівничої бригади у с. Кримка Одеської обл. П.Л. Романюк. Саме вони забезпечили організацію пошуку, збору і колекціонування зразків метеорита Кримка відразу після його падіння. До речі, досі ми, дослідники, користуємося професійно підібраною і виготовленою П.Й. Сушицьким у 1940-х роках колекцією прозорих шліфів метеорита.

Автори монографії щиро вдячні всім, хто причетний до її появи. Велика подяка родині П.Л. Романюка — дочкам А.П. Кукліч і Л.П. Доценко, які надали цінні історичні відомості та фотографії про обставини і умови пошуку метеорита, а також співпрацівнику астрономічної обсерваторії ОДУ кандидату фізико-математичних наук Ю.М. Горбаньову за люб'язно надані фотографії Р.Л. Дрейзіна. Особлива подяка професору Британського музею Природознавства Сарі Рассел, яка люб'язно зберігала електронну версію книги в трагічні дні російської агресії в Україну.

Р О З Д І Л 1

ІСТОРІЯ ПАДІННЯ ТА ОСОБЛИВОСТІ ЗБОРУ ЗРАЗКІВ МЕТЕОРИТА КРИМКА

Відомості про обставини падіння та історію колекціонування зразків метеорита Кримка не так давно описані (Семененко, Шкуренко, 2017) в журналі «Світогляд» і з незначними змінами продубльовані у розділі. Наведені факти є класичним прикладом того, як потрібно реєструвати і колекціонувати зразки метеоритів для максимальної збереженості науково цінного матеріалу.

Метеоритний дощ Кримка належить до рідкісних метеоритів, падіння і знахідки якого детально задокументовані не лише науковцями, а й місцевим жителем с. Кримка Павлом Лаврентійовичем Романюком. У статті (Семененко, Шкуренко, 2017) наведено відомі дані, опубліковані в наукових і популярних статтях (Дрейзін, 1946а, б, 1949, 1958) невтомним ентузіастом пошуку метеоритів на території України колишнім завідувачем служби болідів і метеоритів астрономічної обсерваторії ОДУ Рафаїлом Lazarевичем Дрейзіним (фото 1), а також маловідомі факти, отримані при листуванні одного з авторів монографії з доньками П.Л. Романюка — Аліною Павлівною Кукліч та Людмилою Павлівною Доценко (Семененко, Шкуренко, 2017). У надзвичайно складний післявоєнний період, який, на щастя, був сповнений оптимізму, розуміння пріоритетності науки і її високого покликання, П.Л. Романюк організував пошук зразків метеорита, їх колекціонування з реєстрацією, описом місця і часу знаходження, положення зразку на землі та його маси. Він листувався й зустрічався з ученими, головно з Р.Л. Дрейзіним. Листи писав у двох екземплярах, один відправляв, а другий залишав у себе. Нині цей архів знаходиться у однієї з його дочок.

«21 січня 1946 року приблизно о 18-ій год. вкрите хмарами небо на півночі Одеської та Миколаївської областей раптом засвітилось, простір наповнився сильним шумом, а тисячі місцевих жителів стали свідками досить рідкісного явища — падіння боліда» (Дрейзін, 1949). Перше повідомлення про це явище надійшло 9 лютого 1946 р. до астрономічної обсерваторії ОДУ ім. І.І. Мечнікова з Кривоозерського районного відділення народного утворення Одеської (нині — Миколаївської) обл. З'ясування обставин падіння боліда та організацію збору і вивчення його зразків здійснювали Р.Л. Дрейзін і вчений секретар КМЕТ АН України Павло Йосипович Сушицький (фото 2). Результати їх робіт було опубліковано у спеціалізованих журналах та викладено у доповідях на наукових метеоритних конференціях. Однак

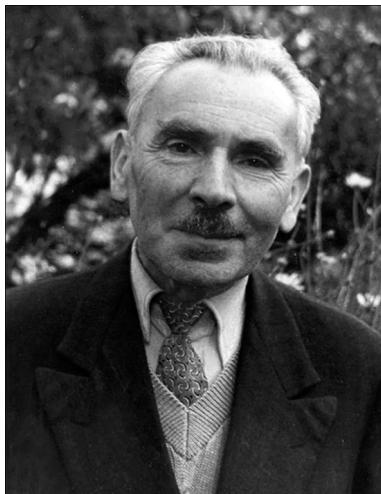


Фото 1. Дрейзін Рафаїл Лазаревич — невтомний ентузіаст пошуку метеоритів на території України, колишній завідувач служби болідів і метеоритів астрономічної обсерваторії Одеського державного університету. Фото люб'язно надано Ю.М. Горбаньовим з архіву астрономічної обсерваторії ОДУ

Photo 1. Drazin Rafail Lazarevich — a tireless enthusiast of meteoritic search on the Ukrainian territory, a previous Head of the Fire and Meteorites Service at the Astronomical Observatory of the Odessa State University. Photo courtesy of Yu.M. Gorbanyov from the archive of the Astronomical Observatory of the ODE

основні відомості наведено у статтях (Дрейзін, 1949, 1958): у першій Р.Л. Дрейзін детально описав явища, що супроводжували падіння метеорита, та обставини знахідок перших 38 екземплярів (до середини 1948 р.), у другій — решти знахідок, та опублікував побудовану карту еліпса їх розсіяння. Перші відомості про структурно-мінералогічні характеристики хондрита наведено П.Й. Сушицьким (Сушицький, 1949).

Для з'ясування деталей падіння боліда Р.Л. Дрейзін надіслав в усі районні установи відповідні запити, провів бесіди по радіо із радіослухачами та опублікував статтю «Цікаве небесне явище» (Дрейзін, 1946а) з проханням до очевидців надсилати свої спостереження (Дрейзін, 1949). Із повідомлень з'ясувалось, що болід летів у напрямку з північного заходу на південний схід і випав як метеоритний дощ поблизу сіл Кримка, Катеринівка та станції Кам'яний Міст Первомайського району нині Миколаївської обл. Повідомлення про падіння боліда надходили спочатку з північних районів Одеської та Миколаївської областей, однак згодом з'ясувалося, що його також спостерігали в Кіровоградській обл. і в деяких південних районах Київської та Полтавської областей. Зокрема, с. Ново-Сенжари (нині — смт Нові Санжари) Ново-Сенжарського (нині — Новосанжарського) р-ну Полтавської обл., що розташовано в 300 км від місця падіння, є найвіддалішим населеним пунктом, де бачили болід. Зауважимо, що за даними одеського метеорологічного бюро над усією місцевістю у той час була суцільна хмарність та подекуди йшов сніг.

Свідчення очевидців щодо явищ, які супроводжували падіння, сильно різняться. І це не дивно, якщо врахувати раптовість цієї події. Однак більшість сходилася на тому, що спочатку все небо засвітилося, а потім усі побачили «вогняну кулю, яка швидко несеться в небі». Яскравість кулі безперервно зростала до кінцевої точки польоту. Її колір при цьому змінювався від червонуватого до білого з фіолетовим відтінком. Болід був дуже яскравим, на нього не можна було дивитись — він спричинював слізотечу. За

Р О З Д І Л 1. **Історія падіння та особливості збору зразків метеорита Кримка**

такої яскравості складно уявити розміри боліда, але очевидці оцінили їх від чверті—половини місячного диска до повного місячного або сонячного диска. Деякі спостерігачі вказали на наявність хвоста у боліда, колір якого був білий або червоний та жовто-червоний. Багато свідків відзначили й наявність іскр. У середньому світлові ефекти польоту боліда тривали 3—4 с.

Звукові явища складалися з двох груп: у період світіння та після згасання боліда. Першу групу описували як «нечіткий шум», «великий шум», «тихе шипіння» та «великий тріск». Зокрема, співробітник Первомайської метеорологічної станції О.А. Баранова розповіла, що за 1—2 хв до появи боліда вона чула гул двигунів літаків, що летять, а свідок С.С. Кривуля із с. Копані Доманівського р-ну Одеської (нині — Миколаївської) обл. описав ці звуки подібними до звуків снаряда перед вибухом. Другу групу звуків очевидці описали, як грім, стрільбу з артилерійських гармат або вибухи авіаційних бомб, що у середньому тривали 5—6 с. Свідок Д.П. Пінчук,



Фото 2. Групове фото з гостями на пам'ять: в першому ряду сидять — П.Й. Сушицький (другий зліва) і Р.Л. Дрейзін (шостий зліва) разом з П.Л. Романюком (п'ятий зліва) та іншими жителями с. Кримка під час вручення нагород за знайдені екземпляри метеорита. Саме завдяки цим людям Україна володіє цінною колекцією зразків метеоритного дощу Кримка. Фотографував П.Л. Романюк за допомогою автоспуску 26.07.1947 р. З архіву сім'ї П.Л. Романюка

Photo 2. The group photo with the guests in memory: in the front row are P.Y. Sushitsky (second from left) and R.L. Dresin (sixth from the left) together with P.L. Romanyuk (fifth from the left) and other residents of the Krymka village during the presentation of awards for found meteorite specimens. It is thanks to these people that Ukraine owns a valuable collection of the Krymka meteoritic shower. The photo was taken by P.L. Romanyuk using self-timer 26.07.1947. From the archive of the P.L. Romanyuk family

який спостерігав болід у с. Кам'яний Міст Первомайського р-ну, неподалік с. Кримка, розповів, що чув три-чотири вибухи, причому після другого відбувся невеликий струс, затримтіли вікна і двері. Не дивно, що у багатьох очевидців ці явища викликали панічний страх.

Зі змісту перших повідомлень було цілком логічно припустити, що таке явище закінчилося падінням метеорита або навіть метеоритного дощу. Згодом Р.Л. Дрейзін опублікував в обласній газеті другу статтю (Дрейзін, 1946) із закликом до населення допомогти у розшуках метеорита.

Особливо сильні враження від «великого блиску і гуркоту» під час падіння боліда були у мешканців с. Кримка, які в той час знаходились у клубі на вечорі, присвяченому 22-ї річниці від дня смерті В.І. Леніна. Дізнавшись зі статті Р.Л. Дрейзіна, який вигляд мають метеорити, П.Л. Романюк запропонував односельчанам шукати, збирати та передавати йому всі чорні камені. Для цього, як згадують його дочки, він виготовив фотолистівку (рис. 1.1), яку розвіз на велосипеді по сусідніх селах. Уже 15 березня В.С. Теплицький, працюючи в колгоспному саду на північно-східній околиці с. Кримка, знайшов перший екземпляр метеорита, що лежав у ямці завглибшки 15 см. Зацікавившись знахідкою, він розбив метеорит на дві частини. Побачивши, що камінь не містить «нічого особливого», викинув одну частину в кущі, а другу, масою 97,8 г, віддав П.Л. Романюку. Ще один екземпляр масою 126,6 г знайшов того самого дня сам П.Л. Романюк на поверхні мерзлі землі зораного восени поля на відстані 100 м від першої знахідки.

Повідомлення про знахідку метеорита, його фотографію та опис місця знаходження Павло Лаврентійович відправив Рафаїлу Лазаревичу. Як відомо із листування з А.П. Кулич, П.Л. Романюк став місцевим представником астрономічної обсерваторії ОДУ, здійснював просвітницьку діяльність у колективах, збирав зразки. Коли зразків набиралось декілька одиниць, він писав листи Р.Л. Дрейзіну і П.Й. Сушицькому. За домовленістю вони приїздили по метеорити або П.Л. Романюк сам надсилив зразки до обсерваторії. Літом 1947 р. Павло Лаврентійович був учасником пленуму КМЕТ АН СРСР та УРСР у Києві.

У перше відрядження в с. Кримка від астрономічної обсерваторії ОДУ поїхав Р.Л. Дрейзін, а від КМЕТ АН УРСР — П.Й. Сушицький. Після огляду і підтвердження космічної природи зразків вони дійшли висновку, що ці екземпляри є лише частиною метеоритного дощу і слід шукати нові. Було вжито низку заходів щодо залучення місцевого населення до пошуків метеорита, і це дало результати: до кінця 1946 р. знайшли 13 екземплярів загальною масою понад 2115 г, а у 1947 р. — 15 екземплярів загальною масою понад 3431 г. За місцем знаходження цих зразків було окреслено контури еліпса розсіяння та визначено перспективні напрямки пошуку. У 1948 р. зареєстровано 9 найкрупніших екземплярів загальною масою близько 10 кг, у 1949 р. — лише 3 екземпляри загальною масою менш як 1200 г. Однак наступного року було знайдено 27 (!) екземплярів, серед яких одні з найбільших — зразки 55-й (2883 г), 56-й (3825 г), ледь не найбільший 57-й (5818 г) та 68-й (3446 г).



Рис. 1.1. Листівка, створена і поширення серед населення П.Л. Романюком. З архіву сім'ї П.Л. Романюка

Fig. 1.1. Postcard created and distributed to a population by P.L. Romanyuk. From the family archive of P.L. Romanyuk

Становить інтерес той факт, що виявити таку велику кількість (31) екземплярів вдалося завдяки роботам, пов'язаним із насадженням дерев для закріплення сипучих пісків. У 1951 р. було знайдено 4 екземпляри, однак їх родзинкою став найбільший (5940 г), 69-й, екземпляр серед усіх знайдених заувесь час пошуків. Цей зразок метеорита підібрав В.Г. Кравчук 6 червня під час розгрібання сіна. З урахуванням цієї обставини і місця знахідки були всі підстави припустити, що 69-й екземпляр метеорита був виораний з ґрунту та переміщений з місця падіння. У 1952 р. жодного екземпляра знайдено не було. При посадці дерев у 1953 р. знову вдалося підібрати ще 5 екземплярів масою від 12,55 до 51,2 г. Останній, 78-й, досить великий (308,71 г) екземпляр було знайдено 2 серпня 1954 р.

Водночас є дані про додаткові (блізько 10) екземпляри, які залишились незареєстрованими і не попали в поле зору дослідників. Оскільки П.Л. Романюк дуже відповідально поставився до справи і сумлінно реєстрував усі знахідки, кількість індивідуальних зразків однозначно є більшою. Як згадує Людмила Павлівна Даценко, записи в зошиті П.Л. Романюка закінчуються 1954-м роком зразком № 80. Зберігся акт передачі Р.Л. Дрей-

зіну знахідки № 89 від липня 1956 р. масою 307 г. Наприклад, у 1970 р. разом із записами П.Л. Романюка було виявлено коробочку з метеоритом, на якій написано «Метеорит СССР № 114 екземпляр № 81». Пояснення цієї невідповідності можна знайти в одному з листів П.Л. Романюка до Р.Л. Дрейзіна: «*25 жовтня 1950 р. у Кримці був Сушицький П.Й. та прийняв у мене наявні 23 зразки метеорита. Він сказав, що метеоритної речовини зібрано достатньо і при подальших надходженнях слід їх враховувати та направляти до школи.*» Однак школа зацікавленості до космічних зразків не виявила.

Таким чином, за період з 1946 по 1954 р. офіційно було зібрано 78 індивідуальних екземплярів загальною масою 39 646,07 г. Це дало змогу Р.Л. Дрейзіну (1958) достатньо точно окреслити еліпс розсіяння зразків метеорита (рис. 1.2) та встановити його параметри: велика піввісь дорівнює 11 км, мала піввісь — 6,2 км, загальна площа — 53,5 км², азимут великої осі — 130°. За морфологічним вивченням серед індивідуальних екземплярів було виявлено (Дрейзін, 1958) два типи: поверхня екземплярів першого типу (37 зразків) змінена атмосфорою внаслідок їх відокремлення від материнського тіла ще до точки затримки; поверхня екземплярів другого типу (39 зразків) була мало змінена атмосфорою. До того ж зразки другого типу утворили власний еліпс розсіяння (рис. 1.2, штриховий контур), трохи зміщений на захід—південний захід. Це, ймовірно, можна пояснити північним вітром, швидкість якого на час падіння становила 8 м/с, оскільки більшість екземплярів другого типу мають невелику масу. Параметри меншого еліпса розсіяння такі: велика піввісь — 7,4 км, мала піввісь — 4,4 км, площа — 26,4 км².

Основну кількість зібраних зразків хондрита Кримка було передано в Академію наук України в Київ, а окремі екземпляри — в астрономічну обсерваторію ОДУ та у КМЕТ АН СРСР у Москву. На цей час у Національному науково-природничому музеї НАН України (рис. 1.3) зберігається 47 екземплярів і окремих фрагментів загальною масою 25 762 г (Семененко та ін., 2007). Незначну частину зразків використали для фізичних і структурно-мінералогічних досліджень науковці НАН України. Два індивідуальні зразки масою близько 1 кг в 1977 р. надано на прохання Інституту геології і геохронології докембрію АН СРСР для ізотопних досліджень професору Л.К. Левському з Ленінграда (нині — Санкт-Петербург). Деякі фрагменти метеорита було використано для рівноцінного за науковим значенням обміну зразками з відомими метеоритними колекціями Науково-природничого музею Франції, а також Смітсонівського інституту США.

Як дань пам'яті любителю-ентузіасту нижче подано короткі відомості про Павла Лаврентійовича Романюка, одного з тих, завдяки яким Україна володіє унікальним науковим матеріалом — метеоритом Кримка. П.Л. Романюк закінчив Одеське артилерійське училище та курси топографів у Ленінграді. Із сім'єю приїхав у с. Кримка у батьківську хату після Другої світової війни і працював у колгоспі бригадиром садівницької бригади. Для розуміння неординарності особистості Павла Лаврентійовича наводимо два фрагменти з листів його дочок (орфографію збережено), що стосуються

Р О З Д І Л 1. Історія падіння та особливості збору зразків метеорита Кримка

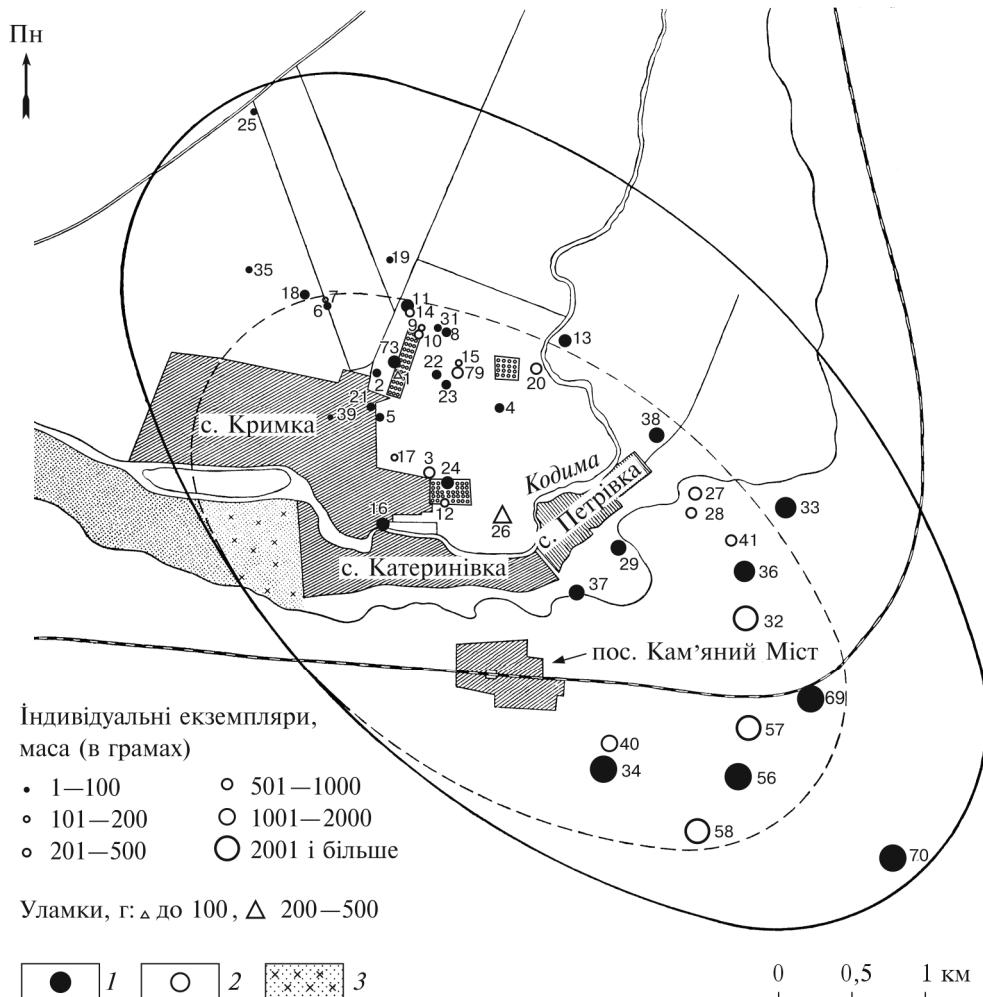


Рис. 1.2. Модернізована схема еліпса розсіяння метеоритного дощу Кримка, побудована Р.Л. Дрейзіним (1958): 1 — знахідки з поверхнею первого типу; 2 — те саме другого типу; 3 — місце виявлення 31 екземпляра та уламків масою від 1,11 до 58,34 г

Fig. 1.2. Modernized scheme of Krymka meteorite rain scattering ellipse, constructed by R.L. Dresin (Дрейзин, 1958): 1 — finds with the type 1 surface; 2 — finds with the type 2 surface; 3 — place where were found 31 specimens and fragments weighting from 1,11 to 58,34 g

батькової фанатичної відданості та пріоритетності служіння науці, країні і людям:

«Из писем отца я узнала, что не только к нам приносили метеориты, а по слухам, до него доходившим, что кто-то в Кумарах, кто-то в Степковке нашли что-то вроде метеорита. И он сам на велосипеде ездил за находкой. Иногда это были псевдометеориты. Рисовал координаты, где были найдены,

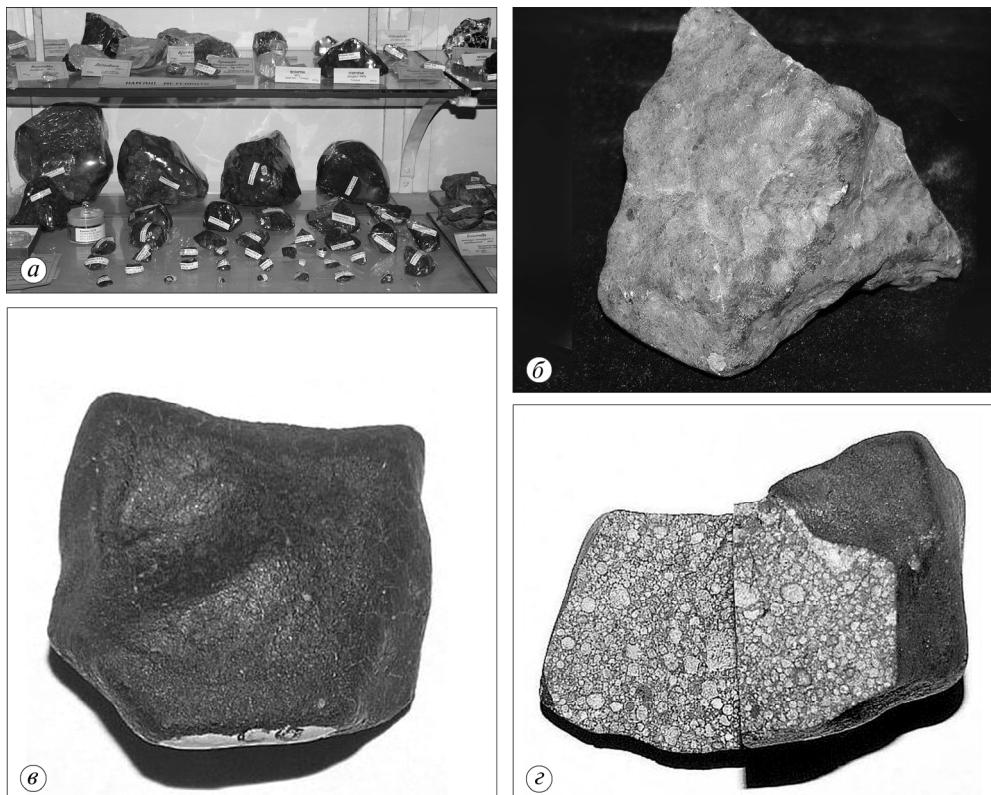


Рис. 1.3. Зразки метеорита Кримка, що зберігаються в Національному науково-природничому музеї НАН України: *а* — загальний вигляд індивідуальних зразків, які розташовані на нижній полиці метеоритної колекції; *б* — один із великих індивідуальних зразків (№ 1290/69) масою 3446 г, знайдений в 1950 р. і задокументований як 68-й екземпляр; зразок повністю вкритий корою плавлення, на якій чітко спостерігаються регмагліпти; *в* — один із дрібних зразків (№ 1290/63) масою 7,3 г зі слабовираженою регмагліптовою поверхнею кори плавлення; *г* — фрагмент масою 71,7 г індивідуального зразка № 1290/4, на поверхнях зрізу якого спостерігається хондритова текстура

Fig. 1.3. Krymka meteorite specimens stored in the National Museum of Natural History of the NAS of Ukraine: *a* — general view of individual specimens, which are located on the bottom shelf of the meteorite collection; *b* — one of the largest individual specimens (No. 1290/69) weighing 3446 g, which was found in 1950 and is documented as the 68th specimen. The specimen is completely covered by a melting crust that clearly shows regmagliphites; *c* — one of the small samples (No. 1290/63) weighing 7,3 g with a weakly expressed regmagliphitic surface of the melting crust; *d* — a fragment weighing 71,7 g of the individual sample No. 1290/4, on the cut surfaces of which a chondritic texture is clearly visible

благо был военным топографом. Для этого купил велосчетчик, чтобы обезжать на велосипеде и измерять километраж местности. Вместо того, чтобы для семьи какие блага создавать (семья: жена, три дочери и родители отца), он на энтузиазме занимался. Днем в колхозе работал, сам со своей садовой бригадой посадил все колхозные лесополосы. А по ночам ученым письма писал с подробными описаниями»...

Р О З Д І Л 1. Історія падіння та особливості збору зразків метеорита Кримка

...«Все, что надо, могли бы узнать от папы при жизни. Об этом надо говорить с теми, кому это интересно! Мама всегда об этом папе говорила. А он любому, кто зайдет в дом, начинал рассказывать про метеориты, а перед ним ветеринар или тракторист. Вспахал огород, и позвали кушать. У него глаза горят, на графин смотрят, а папа им про «камни небесные» лекцию читает. Его можно тоже понять, для него это было важно, но надо учитывать и аудиторию. Они вышли за калитку и всё забыли. А вот на сколько была хороша выпивка — это они запомнят».

Можна лише додати промінчик оптимізму: наука безсмертна доти, доки народжуватимуться особистості, зачаровані нестримною потребою проникати в таємниці Всесвіту.

Р О З Д І Л 2

ЗАГАЛЬНА СТРУКТУРНО-МІНЕРАЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТЕОРИТА КРИМКА

Y розділі викладено основні відомості про фізичні, структурно-мінералогічні й хімічні характеристики метеорита Кримка, які наведено у монографії «Метеориты Украины» (Семененко и др., 1987). У хондриті доволі детально вивчено магнітні властивості (Гуськова, 1970), загальний хімічний склад і вміст окремих елементів (Дьяконова, Харитонова, 1960; Ваганов и др., 1978; Дьяконова та ін., 1979), структурно-мінералогічні характеристики (Заварицкий, Кваша, 1952; Семененко, 1976, 1977; Семененко и др., 1979; Semenenko, Tertychnaya, 1994a, b; Weisberg et al., 1997; Semenenko et al., 2001; Meftah et al., 2016), ізотопний склад деяких хімічних елементів (Левский, 1972; Lewis et al., 1979; Clayton et al., 1991; Kita et al., 2010; Pringle, Moynier, 2017), абсолютний та радіаційний вік (Heymann, Mazon, 1967). Важливим досягненням у вивченні метеорита є знахідка в ньому екзотичних і малопоширеніх ксенолітів (Семененко и др., 1991; Semenenko, Girich, 1995; Semenenko et al., 2001, 2004, 2005; Гірч, Семененко, 2016; Семененко, Гірч, 2016;), нових мінералів (Семененко, 2010; Semenenko, 2010; Семененко, Гірч, 2012), а також досонячних зерен (Nittler et al., 2008).

Хондрит було класифіковано як L3 (Dodd et al., 1967), у подальшому — як LL3 (Mason, 1975; Семененко и др., 1985) через неоднорідність складу і будови; за уточненою шкалою, яка ґрунтується на даних щодо термоломінесценції мезостазису хондр, — як LL3.1 (Sears et al., 1980; 1991a, b). За вмістом хрому в олівіні ($(0,15 \pm 0,07\%)$, за масою) петрологічний тип хондрита відповідає типу 3.2 (Grossman, Brearley, 2005). З огляду на оригінальні та літературні дані щодо неоднорідності будови, хімічного складу, ступеня ударно-метаморфічної зміни метеорита, а також на нерепрезентативність середньої проби (вимірювання вмісту хрому в 37 зернах олівіну лише в одному шліфі) для хондрита в цілому ми схильні дотримуватись класифікації, яка визначає метеорит як LL3.1.

Макроскопічна характеристика та фізичні властивості. Зразки метеоритного дощу Кримка характеризуються нерівномірністю земного вивітрювання. Більшість з них окиснені та вкриті бурими плямами гідроксидів заліза і, згідно зі шкалою вивітрювання (Wlotzka, 1983), його класифіковано в цілому як хондрит W3. Колір основної маси метеорита на свіжому сколі темно-сірий, неоднорідний, що зумовлено чітко вираженою хондритовою текстурою, колір хондр змінюється від білого до темно-сірого з домінуванням сірого. Навколо деяких ексцентрично-променистих хондр наявна біла оболонка завширшки 0,1 мм. Під бінокуляром колір хондр на зламі сірий,

світло-жовтий, світло-зелений, зелений, темно-зелений. Мінерали хондр дуже крихкі та легко викришуються. Хондри кулясті, злегка деформовані. Розмір переважної кількості хондр менш як 3 мм, але окремі представлени макрохондрами (Семененко, Гіріч, Шкуренко, 2019). Ще А.Н. Заваріцький та Л.Г. Кваша (1952) спостерігали хондри діаметром аж до 8 мм. Крім хондр у матриці метеорита наявні їх численні уламки.

Колір матриці темно-сірий, чорний. Речовина матриці щільна, що зумовлено плавленням і розтіканням розплаву троїліту по тріщинах і порах унаслідок ударного метаморфізму. Відокремлення непрозорих мінералів матриці під бінокуляром голкою практично неможливе. У деяких індивідуальних зразках метеоритного дощу Кримка виявлено великі уламки макрохондр (≤ 1 см), складені світло-сірою тонкоістотною силікатною речовиною, та ксеноліти.

Щільність метеорита $3,40 \text{ г/см}^3$ (Сушицкий, 1948), природна залишкова намагніченість відповідає $(4...8) \cdot 10^4 \text{ А/м}$, а магнітна сприйнятливість — $(40...80) \cdot 10^4 \text{ од. СІ}$ (Гуськова, 1970).

Валовий хімічний склад хондрита, визначений методом мокрої хімії (Дьяконова, Харитонова, 1960; Дьяконова и др., 1979), відповідає такому складу, %, за масою: SiO_2 40,10; Al_2O_3 2,93; Cr_2O_3 0,52; P_2O_5 0,20; CaO 1,88; MgO 25,01; MnO 0,34; Na_2O 0,84; S 2,20; $\text{Fe}_{\text{сульф}}$ 3,85; Ni 1,15; Co 0,055; $\text{Fe}_{\text{зар}}$ 19,67. Вміст троїліту в хондриті — 6,05, металу — 5,86, нікелю в металі — 19,62 %. Різні зразки метеорита Кримка містять, %: 0,21 H_2O , або 0,02 Н (Сушицкий, 1948); 0,60 H_2O^- та 0,40 H_2O^+ (Вдовицький, 1972). За відношенням SiO_2/MgO метеорит відповідає хімічній групі LL3.

Загальний вміст вуглецю в метеориті становить 0,15 %, за масою; у нерозчинному залишку метеоритної речовини вміст вуглецю — 70,7 %; ізотопний склад такий, %: $\delta^{13}\text{C}$ 17,38; $\delta^{15}\text{N}$ 10,7; δD 1917; $\delta^{18}\text{O}$ $12,2 \pm 0,4$; атомні співвідношення легких елементів відповідають таким значенням: $\text{H/C}_{(\text{ат})}$ 34,8; $\text{N/C}_{(\text{ат})}$ 0,97; $\text{O/C}_{(\text{ат})}$ $14,8 \pm 0,2$; $\text{S/C}_{(\text{ат})}$ 3,4 (Alexander et al., 2007).

За даними нейтронно-активаційного аналізу (НАА) метеорит містить, %: Fe 20,5; Ni 1,13; Co 0,043; Cr 0,346; 10^{-4} %: Sc 7,2; Se 11,4; Sm 0,22; Ta 0,016; Re 0,041; Os 0,44; Ir 0,41; Pt 1,21; Au 0,18 (Ваганов и др., 1978). Вміст ртуті у хондриті дорівнює $2 \cdot 10^{-6}$ % (Reed, Jovanovic, 1967; Кваша и др., 1972). Мікроелементний склад метеорита Кримка наведено в табл. 2.1, а розподіл платиноїдів у валовій пробі та різних фазах хондрита — в табл. 2.2.

С.Л. Чоу та співавт. (Chou et al., 1973) визначили вміст хімічних елементів у фазах хондрита, %: металічній — 20,9 Ni ; $188 \cdot 10^{-4}$ Ga ; $5,7 \cdot 10^{-4}$ Ir ; силікатній — $5,3 \cdot 10^{-4}$ Ga ; $6,34 \cdot 10^{-4}$ Ge ; $0,26 \cdot 10^{-4}$ Ir .

Будова. Головними текстурними компонентами хондрита Кримка є хондри і матриця (рис. 2.1, *a*), другорядними — літичні включення (рис. 2.1, *б*). Матриця метеорита містить примітивну тонкозернисту силікатну речовину різного ступеня метаморфічної (ударно-метаморфічної) трансформації, зерна нікелистого заліза і троїліту, фрагменти хондр та їх мінералів, а також рідкісні амебоподібні (рис. 2.1, *в*) або високопористі грубозернисті (рис. 2.1, *г*) агрегати. Унікальність метеорита Кримка зумовлена збереженістю в ньому примітивної тонкозернистої речовини матриці, наявністю підвищеної кількості ксенолітів, частину з яких класифіковано як новий різ-

Р О З Д І Л 2. **Загальна структурно-мінералогічна характеристика метеорита Кримка**

Таблиця 2.1. Вміст елементів-домішок у хондриті Кримка (Ge, Rb, Se, Zn, Br, Co, Ga, Cu наведено у 10^{-4} %, Ni — у %, інші елементи — у 10^{-7} %, за масою)

Table 2.1. Impurity elements content within the Krymka chondrite (Ge, Rb, Se, Zn, Br, Co, Ga, Cu are given in 10^{-4} wt. %, Ni — in wt. %, other elements — in 10^{-7} wt. %)

Елемент	(Keays et al., 1971)	(Ikramuddin et al., 1977)	(Lewis et al., 1979)
U	—	—	11,5
Re	—	—	37
Os	—	—	426
Ir	—	—	363
Ni	—	—	1,10
Pd	550	—	530
Au	148	—	107
Sb	—	—	49,0
Ce	—	—	8,0
Rb	3,6	—	2,29*
Cs	182	176 ± 24	124
Se	—	$11,1 \pm 0,2$	12,6
Te	600	512 ± 22	489
Zn	65	$62,2 \pm 0,9$	47
In	15,8	$7,6 \pm 1,8$	12,0
Cd	24	—	30
Br	1,98	—	1,54
Ag	115	$78,2 \pm 8,3$	71,6
Bi	10,7	$39,2 \pm 3,2$	17,3
Tl	98	114 ± 3	142
Co	—	514 ± 13	—
Ga	—	$5,78 \pm 0,56$	—
Cu	93	—	—

Примітка. Тире означає відсутність даних; зірочкою позначено дуже низький вміст унаслідок неповного осадження рубідію.

Note. A cell dash indicates no data; marked asterisk content too low because of incomplete Rb deposition.

Таблиця 2.2. Вміст платиноїдів (у 10^{-4} %, за масою) у різних фазах хондрита Кримка, за даними (Виноградов и др., 1972)

*Table 2.2. Platinoids content (in 10^{-4} wt. %) within different phases of the Krymka chondrite
Data from Vinogradov et al. (1972, in Russian)*

Фаза	Ru	Pd	Os	Ir	Pt	Au
Валова проба	$0,5 \pm 0,07$	$0,69 \pm 0,07$	$0,30 \pm 0,03$	$0,33 \pm 0,03$	$1,06 \pm 0,14$	$0,135 \pm 0,006$
Метал	$2,2 \pm 0,35$	$5,44 \pm 0,54$	$1,7 \pm 0,2$	$2,44 \pm 0,22$	$3,70 \pm 0,48$	$0,672 \pm 0,040$
Троїліт	$2,1 \pm 0,35$	$3,50 \pm 0,35$	$1,6 \pm 0,2$	$1,20 \pm 0,11$	$2,90 \pm 0,37$	$0,600 \pm 0,040$
Силікати	$0,2 \pm 0,03$	$0,10 \pm 0,01$	$0,10 \pm 0,01$	$0,20 \pm 0,08$	$0,70 \pm 0,09$	$0,04 \pm 0,002$

новид космічної речовини, інших літичних включень, а також повністю ударно-переплавлених хондритових ділянок. З урахуванням винятковості та генетичного значення вказаних компонентів їх структурно-мінералогічні та хімічні особливості детально розглянуто у наступних розділах.

РОЗДІЛ 2. Загальна структурно-мінералогічна характеристика метеорита Кримка

Текстура метеорита Кримка хондритова (рис. 2.1, *a*), структура нерівномірнозерниста. У шліфах загальною площею 6,5 см² кількість хондр на 1 см² становить 61, об'ємний вміст хондр та їх крупних уламків — 51,4 % (з них повнокристалічних 26,8 %; порфірових 17,1; ексцентрично-променістих 3,3; колосникових 1,0; хондр інших структур 3,1 %), матриці — 48,6 % (Семененко и др., 1978). За даними Р. Додда (1968), хондрит Кримка містить (з розрахунку на 100 хондр): 66 порфірових хондр, збіднених металом, 1 порфірову, збагачену металом, 10 ексцентрично-променістих, 12 колосникових, 11 хондр іншої будови. Частина хондр і їх уламків оточені оболонкою тонкозернистої силікатної речовини або метал-тройлітовими зернами. Іноді тройлітові оболонки мають ударно-метаморфічне походження і утво-

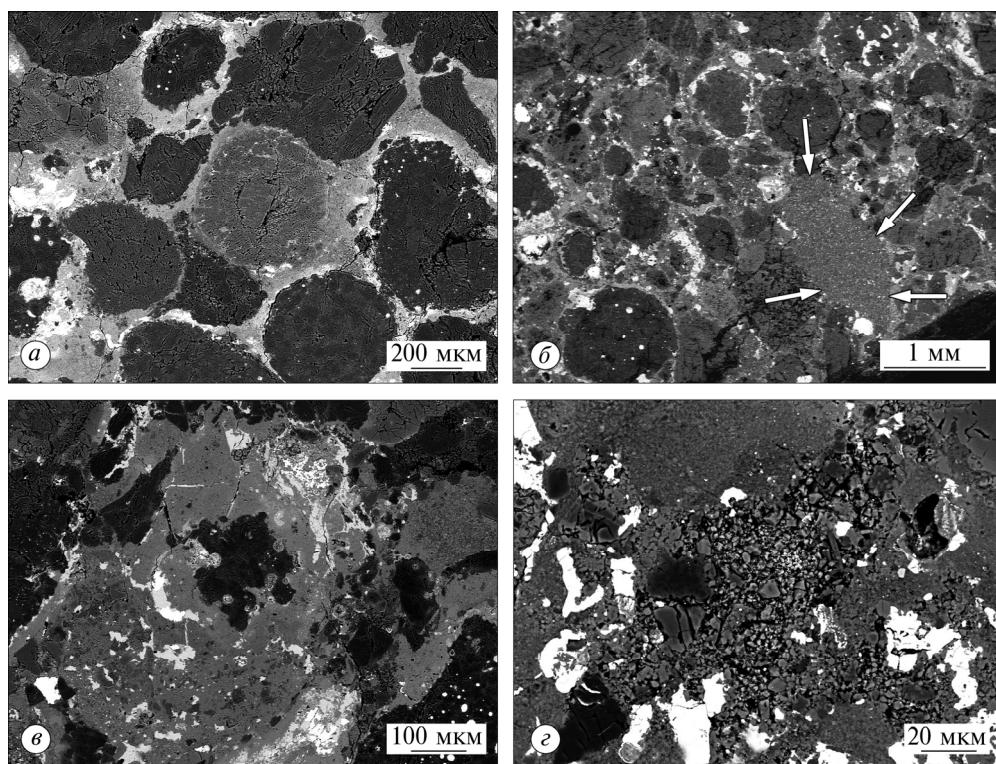


Рис. 2.1. Сканувальне електронно-мікроскопічне (СЕМ) зображення у відбитих електронах (BSE): *а* — хондритова текстура метеорита Кримка; *б* — літичне включення (див. стрілки); *в* — амебоподібний високопористий олівіновий агрегат, розташований в тонко-зернистій речовині матриці; *г* — рідкісний високопористий грубозернистий силікатний агрегат в матриці хондрита (від темно- до світло-сірого — силікати, біле — Fe,Ni-метал і сульфіди заліза)

Fig. 2.1. Scanning electron microscopic (SEM) image in reflected electrons (BSE): *a* — chondritic texture of the Krymka meteorite; *b* — a lithic inclusion (arrows); *c* — amoeboid highly porous olivine aggregate located within a fine-grained material of the matrix; *d* — a rare highly-porous coarse-grained silicate aggregate in the chondrite matrix (from dark to light gray — silicates, white — Fe,Ni-metal and iron sulfides)

РОЗДІЛ 2. Загальна структурно-мінералогічна характеристика метеорита Кримка

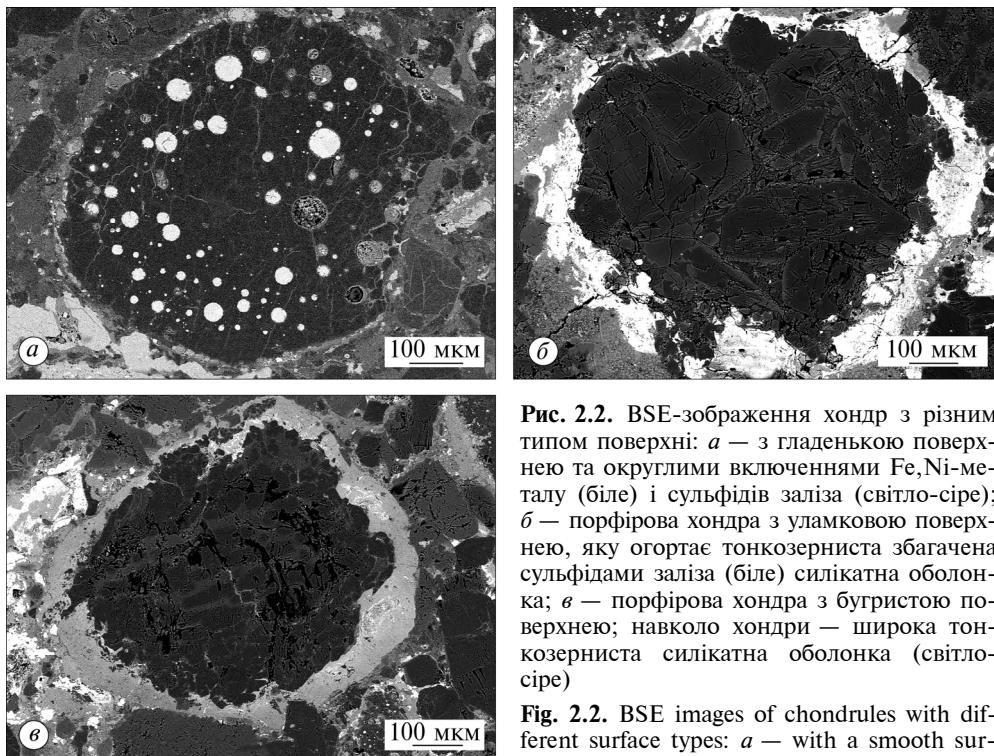


Рис. 2.2. BSE-зображення хондр з різним типом поверхні: *а* — з гладенькою поверхнею та окружними включеннями Fe,Ni-металу (біле) і сульфідів заліза (світло-сіре); *б* — порфірова хондра з уламковою поверхнею, яку огортає тонкозерниста збагачена сульфідами заліза (біле) силікатна оболонка; *в* — порфірова хондра з бугристою поверхнею; навколо хондри — широка тонкозерниста силікатна оболонка (світло-сіре)

Fig. 2.2. BSE images of chondrules with different surface types: *a* — with a smooth surface and rounded inclusions of Fe,Ni-metal (white) and iron sulfides (light gray); *b* — a porphyritic chondrule with a fragile surface that is coated by a fine-grained silicate rim, enriched in iron sulfides (white); *c* — a porphyritic chondrule with an irregular surface and a wide, fine-grained silicate rim (light gray)

(white) and iron sulfides (light gray); *б* — a porphyritic chondrule with a fragile surface that is coated by a fine-grained silicate rim, enriched in iron sulfides (white); *в* — a porphyritic chondrule with an irregular surface and a wide, fine-grained silicate rim (light gray)

рились унаслідок проникнення сульфідного розплаву по тріщинах і порах метеорита.

Більшість хондр характеризуються кулястою формою (рис. 2.1, *а*) з різним ступенем пластичної або крихкої деформації. Поверхня хондр гладенька (рис. 2.2, *а*), уламкова (рис. 2.2, *б*) або бугристо (рис. 2.2, *в*). Остання становить підвищений науковий інтерес, оскільки може бути ознакою часткового переплавлення і випаровування хондри в протопланетній туманності. Це питання детальніше розглянуто у підрозд. 3.2.

З використанням оптичного мікроскопа в метеориті чітко діагностовано 5 типів структур хондр, а також хондри складної та незвичайної будови. Найпоширенішими серед них є хондри повнокристалічної (рис. 2.3, *а*) та порфірової структур (рис. 2.3, *б*, *в*), меншою мірою — ексцентрично-променістої будови (рис. 2.3, *г*), для яких характерне змінення ширини променів від тонковолокнистих до добре утворених призм піроксену. Периферійні частини деяких з них знебарвлені на контакті з матрицею або мають декілька центрів росту піроксену. окремі тонковолокнисті хондри містять оболонку світло-рожевого ізотропного скла. Олівінові хондри колосникової (рис. 2.3, *д*) або складноколосникової будови з типовою олівіновою обо-

лонкою завширшки до 20 мкм належать до другорядних. Між колосниками розміщуються скло або рідкісні ксеноморфні зерна плагіоклазу. Скляні хондри зі слаборозкристалізованим бурим склом є досить рідкісними і характеризуються кулястою формою (рис. 2.3, e).

Особливий інтерес становлять хондри складної будови, до яких належать структури злипання різних за будовою хондр (рис. 2.3, б), часткового (рис. 2.4, а) або повного (рис. 2.4, б) проникнення хондри в хондру (Семененко, 1982; Соботович, Семененко, 1984). Вони містять дані щодо послідовності утворення хондр, їх агрегатного стану, відмінностей у швидкості охолодження та умов агломерації материнського тіла хондрита. Структури проникнення спостерігаються переважно серед хондр однакового мінерального складу, але різної будови (рис. 2.4, а), що вказує на їх різний агрегатний стан у період зіткнення, тобто на проникнення твердої хондри у пластичну в протопланетній туманності.

Мінеральний склад хондр змінюється від повністю силікатного до повністю метал-троїлітового, хоча кількість останніх незначна. Багато хондр містять окремі зерна або кульки нікелистого заліза і троїліту (див. рис. 2.2, а). Іноді спостерігаються структури ліквакції нікелистого заліза, силікату та троїліту. Наявність таких структур є однозначним свідченням спільногоплавлення рудної та силікатної речовини з подальшим загартуванням незмішуваних розплавів.

Г. МакФерсон і Г. Хасс (MacPherson, Huss, 2005) діагностували хондри, які збагачені алюмінієм. Одна з них, діаметром ~1 мм, зернистої будови, складена переважно блочними зернами олівіну (Fa_{15-17}), анортитовим плагіоклазом (An_{85-87}), що заповнює міжзерновий простір, та окремими зернами камаситу (5,7 % Ni), піжоніту, енстатиту та ільменіту (~3,6 % MgO (за масою)).

Унікальною знахідкою в метеориті є макрохондра, що містить графіт (Семененко, Гіріч, 2010, 2011; Semenenko, Girich, 2011). З огляду на генетичне значення цієї знахідки для розуміння природи органічної речовини і графіту в метеоритах структурно-мінералогічні та хімічні характеристики макрохондри наведено у п. 3.1.2.

В окремих дослідженнях (Tomomura et al., 2004; Kita et al., 2010) наведено дані щодо валового хімічного складу переважно порфірових хондр, визначеного за методом мікрозондового аналізу, які засвідчують широкі варіації складу хондр за співвідношенням Mg/Si.

Матриця метеорита чорного кольору напівпрозора тонкозерниста (див. рис. 2.1, в). Вона складена олівіном, піроксенами, асоціаціями нікелистого заліза і сульфіду заліза, поодинокими зернами хроміту. На дифрактограмах речовини матриці є піки олівіну, ортопіроксену, найінтенсивніші з них — піки троїліту (Семененко и др., 1978). Таким чином, непрозорість матриці у досліджуваних зразках зумовлена наявністю переважно тонкодисперсних пилових часточок троїліту, а не лише магнетиту (Вуд, 1971), іоциту (Юдин, 1958) або вуглеводневих сполук (Вдовицький, 1964).

За даними статті (Huss et al., 1981), хондрит містить тонкозернисту матрицю двох типів (табл. 2.3) — непрозору (рис. 2.1, в) і прозору, структурно-мінералогічна і хімічна характеристики яких вказують на належність

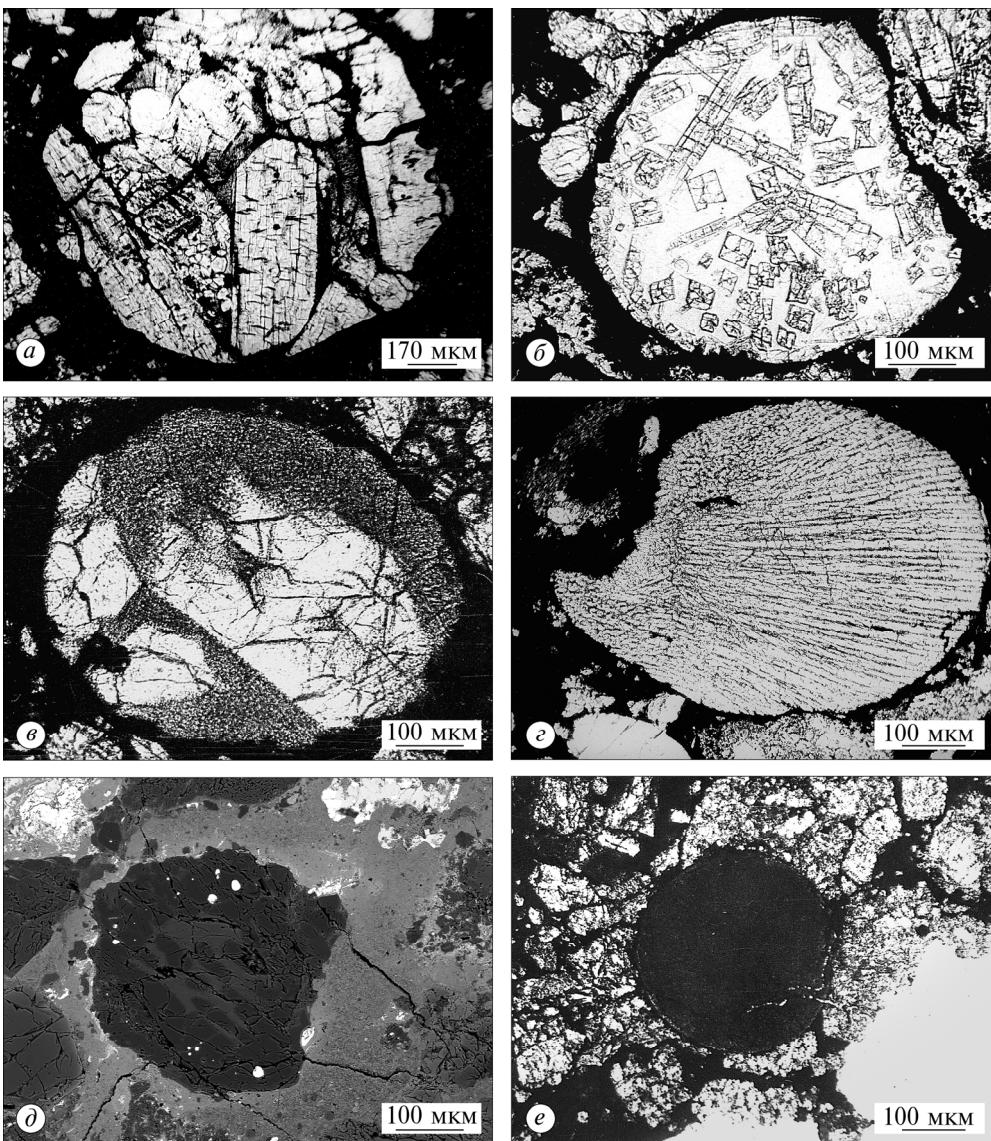


Рис. 2.3. Структури хондр в метеориті Кримка: *а* — повнокристалічна піроксен-олівінова хондра; *б* — частково деформована порфірова хондра, складена рожевим ізотропним склом (біле) та кристалами піроксenu, частина з яких має скелетну будову; *в* — порфірова хондра з кристалами олівіну (світло-сіре), які розміщуються в бурому слаборозкристалізованому склі (темно-сіре); *г* — ексцентрично-промениста піроксенова хондра; *д* — колосникова олівінова хондра з широкою олівіновою оболонкою, у якій розміщаються кульки Fe,Ni-металу та сульфідів заліза (біле); від темно- до світло-сірого — силікати (BSE); *е* — скляна хондра із слаборозкристалізованим бурим склом (темно-сіре); *а—г*, *е* — у прохідному світлі; без аналізатора (чорне — матриця, світло-сіре і біле — силікати)

Fig. 2.3. Chondrule textures in the Krymka chondrite: *a* — a crystalline texture of a pyroxene-olivine chondrule; *b* — a porphyritic partially deformed chondrule, composed of pink isotropic glass (white) and pyroxene crystals, some of which have a skeletal structure; *c* — a porphyritic chondrule with olivine crystals (light gray), which are located in a brown slightly recrystallized glass (dark gray); *d* — radial pyroxene chondrule; *e* — a barred olivine chondrule with a dark central bar and surrounding olivine crystals.

РОЗДІЛ 2. Загальна структурно-мінералогічна характеристика метеорита Кримка

vine shell, containing balls of Fe,Ni-metal and iron sulfides (white). From dark to light gray — silicates (BSE); *e* — a glassy chondrule with a slightly recrystallized brown glass (dark gray); *a*—*c*, *e* — in transmitted light; without analyzer (black — matrix, light gray and white — silicates)

матриці першого типу до примітивної речовини, другого — до частково зміненої примітивної речовини. Матриці відрізняються одна від одної за аналітичною сумою компонентів, а також відношеннями $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$

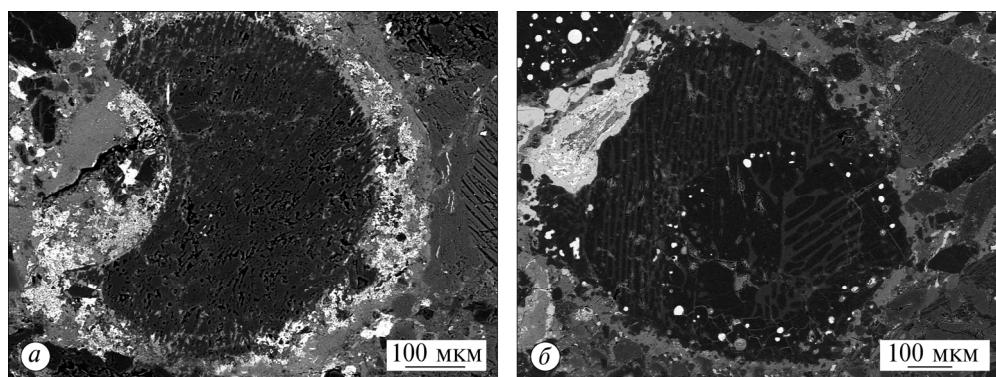


Рис. 2.4. BSE-зображення хондр складної будови: *a* — хондра з відбитком меншої хонди, яка була втрачена, ймовірно, в процесі агломерації материнського тіла метеорита; хонду огортає тонкозерниста збагачена сульфідами заліза силікатна оболонка; *б* — колосникова хондра, яка вміщує меншу хонду складноколосникової структури з розташуваними на периферії мікронними кульками сульфідів заліза (?) (темно-сіре, сіре — силікати, біле і світло-сіре — Fe,Ni-метал і сульфіди заліза)

Fig. 2.4. BSE image of chondrules with complex compound structure: *a* — a chondrule with the imprint of a smaller one, which was probably lost during the agglomeration of the meteoritic parent body. The chondrule contains a fine-grained silicate enriched in iron sulfides rim; *b* — a barred chondrule, which contains a smaller one with a complicated barred structure and microglobules of iron sulfides (?) on its periphery (dark gray, gray — silicates, white and light gray — Fe,Ni-metal and iron sulfides)

Таблиця 2.3. Валовий хімічний склад (%, за масою) матриці хондрита Кримка

Table 2.3. Bulk chemical composition (wt. %) of matrix within the Krymka chondrite

Компонент	Матриця хондрита		Компонент	Матриця хондрита	
	непрозора	прозора		непрозора	прозора
SiO_2	34,86	36,91	K_2O	0,35	0,31
TiO_2	0,06	0,10	P_2O_5	0,19	0,20
Al_2O_3	2,77	2,80	Ni	1,13	0,96
Cr_2O_3	0,28	0,30	S	0,19	0,27
MgO	12,02	15,20	Сума	100,00	100,00
FeO	45,81	40,01	Сума аналітична	93,50	96,00
MnO	0,36	0,32	$\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$	0,79	0,72
CaO	1,11	1,86	SiO_2/MgO	2,90	2,43
Na_2O	0,85	0,76			

Примітка. За даними статті (Huss et al., 1981), перераховано на 100 %.

Note. Data from Huss et al. (1981), recalculated to 100 %.

і SiO_2/MgO , що зумовлено структурними і хімічними змінами речовини внаслідок її ударно-метаморфічного перетворення.

Мінеральний склад. Об'ємний вміст мінералів у хондриті такий, %: си-лікати (олівін, піроксени, скло) 94,8; троїліт 4,3; теніт 0,5; камасит 0,4; ак-цесорні плагіоклаз, хроміт, самородна мідь, кварц (Семененко и др., 1978) та інші (табл. 2.4). У ксенолітах хондрита діагностовані графіт, магнетит і високотемпературні мінерали, вуглецевзбагачена та органічна речовина, зокрема бітум (див. розд. 3).

Олівін. Макроскопічно характеризується різним кольором, згідно з даними рентгеноструктурних досліджень (Семененко и др., 1978), представлений прозорими світло-жовтими, світло-зеленими, безколірними, білими щільними зернами, напівпрозорими світло-сірими уламками, а також зростками темно-зелених паралельних пластинок завширшки близько 0,1 мм, між якими спостерігаються прошарки білого порошкоподібного піроксену. Він складає хонди порфірової, колосникової та повнокристалічної структур, а також матрицю. Зерна олівіну ідіоморфні, гіпідіоморфні та ксеноморфні. Перші характерні переважно для хондр порфірової будови і значно меншою мірою знаходяться в матриці. Ксеноморфні зерна олівіну виявлено в зростках із піроксенами як у хондрах, так і в матриці.

Морфологія кристалів олівіну, які змінюються від скелетних до добре сформованих, та їх взаємовідношення зі склом у хондрах засвідчують різну швидкість кристалізації. Так, деякі з кристалів олівіну в хондрах мають незамкнену футляроподібну будову (рис. 2.3, в), в якій площа перетину стінок перевищує площу перетину внутрішньої порожнини, заповненої слаборозкристалізованим склом. Переход скла в олівін поступовий. Згідно з експериментальними дослідженнями, такі кристали могли утворитися в умовах загартування за температури нижче 1170 °C, а колосники олівіну із замкненою футляроподібною будовою, в якій площа перетину стінок значно менша, ніж внутрішньої порожнини, заповненої бурими червоподібними утвореннями, — в разі зниження температури загартування до 1150—1130 °C (Челищев, 1970). Дослідженням 10 порфірових хондр у метеоритах Hallingeberg (L3) та Кримка (LL3.1) (Dodd, 1969) встановлено, що в 9 з них видовжені олівінові кристали мають лінійну та площинну орієнтацію.

Склад олівіну в хондрах варіє в широких межах Fa_{0-34} (Huss et al., 1981). За даними статті (Meftah et al., 2016), для 4 порфірових хондр склад олівіну змінюється від $\text{Fa}_{0,3}$ до $\text{Fa}_{23,5}$. Відповідно до рентгеноспектральних даних, вміст Fe у крупних зернах олівіну змінюється від зерна до зерна в матриці та від хонди до хонди від 0 до 25 %, за масою (Dodd et al., 1967).

Кристали олівіну та піроксену містять збільшенні кількості твердих включень, розміри яких значно менші за роздільну здатність зонда. Безсумнівно, що їх наявність певною мірою вплинула на якість аналізу. Щоб виключити вплив домішок, було проведено рентгеноструктурні дослідження відмінних за кольором силікатних зерен і хондр (Семененко и др., 1978). Характерна особливість дебаєграм монокристальних зерен і фракцій,

Р О З Д І Л 2. **Загальна структурно-мінералогічна характеристика метеорита Кримка**

Таблиця 2.4. Мінерали, вуглецевзбагачена та органічна речовина хондрита Кримка

Table 2.4. Krymka chondrite minerals, C-enriched and organic materials

Мінерали	Текстурні одиниці
Головні	
Олівін	Хондри, матриця, ксеноліти, тонкозернисті оболонки, кора плавлення
Са-бідний піроксен	Хондри, матриця, ксеноліти, тонкозернисті оболонки
Другорядні	
Са-багатий піроксен	Хондри, матриця, ксеноліти, тонкозернисті оболонки
Плагіоклаз	Те саме
Тройліт	» »
Камасит	» »
Теніт	» »
Графіт	Ксеноліти, тонкозернисті оболонки, макрохондра
Бітум	Ксеноліти, тонкозерниста оболонка
Магнетит	Кора плавлення, ксеноліти, матриця
Аварйт	Ксеноліти
Акцесорні	
Хроміт	Хондри, матриця, ксеноліти, тонкозернисті оболонки
Мериліт	Матриця, хондри, ксеноліти, тонкозернисті оболонки
Cl-апатит	Матриця, хондри, ксеноліти
F-апатит	Те саме
Панетит	Ксеноліти
Ільменіт	Матриця, хондри, ксеноліти
Перовськіт	Ксеноліт
Самородна мідь	Матриця, хондри
Фосфід заліза	Ударно-переплавлені ділянки матриці
Кварц	Хондри
Кремнезем	Макрохондра, хондри
Піротин	Ксеноліти
Пентландит	»
Шпінель	Матриця, хондри, ксеноліти, тонкозернисті оболонки
Корунд	Метал-тройлітова і тонкозерниста оболонки
Гібоніт	Тонкозернисті оболонки, ксеноліт
Алмаз	Тонкозерниста речовина метеорита
Tі-фасаїт	Ксеноліт
Муліт (?)	РС-ксеноліт
Вуглиста речовина	Ксеноліти, тонкозернисті оболонки
C-збагачена речовина	Те саме
Органічна речовина	Ксеноліт K1
Іоцит	Матриця, ксеноліти
Треворит	Ксеноліт
Гематит	»
Гідроксиди заліза	Матриця, хондри, ксеноліти, тонкозернисті оболонки
Самородне срібло (?)	Метал-тройлітова оболонка хондри
Самородний вольфрам (?)	Хондра

представленіх однотипними за кольором уламками кристалів, — наявність рефлексів двох мінералів: олівіну та ортопіроксену. Це явище може бути обумовлене або недостатньою чистотою відбору фракції, що пов’язано з подібними морфологічними ознаками цих мінералів, або їх субмікроскопіч-

ними проростаннями. Мономінеральними олівіновими зернами в хондриті Кримка є прозорі світло-жовті, білі щільні та сірі пластинчасті зерна. Рентгенометричні дослідження підтверджують рентгеноспектральні дані щодо варіацій складу олівіну від хондри до хондри, а також від зерна до зерна в матриці і вказують на зв'язок забарвлення зерен олівіну з їх складом. Характерною особливістю всіх дифрактограм силікатної речовини хондрита Кримка є розширення рефлексів у межах кутів більш як 38° , що засвідчує неоднорідність складу олівіну та піроксену (Семененко и др., 1978).

Склад олівіну в непрозорій тонкозернистій матриці хондрита Кримка змінюється в дуже широких межах від $\text{Fa}_{3,27}$ до Fa_{94} (Huss et al., 1981; Nagahara, 1984; Weisberg et al., 1997; Semenenko et al., 2001).

Піроксени представлені головно ортопіроксеном, меншою мірою — клінопіроксеном. Макроскопічно спостерігаються зелені та жовті зерна піроксену, напівпрозорі сірі ексцентрично-променисті та полісинтетичні зростки, біла порошкоподібна та чорна щільна речовина піроксенового складу (Семененко и др., 1978). Ідіоморфні кристали піроксену (рис. 2.3, а, б) характерні для хондр порфірової та повнокристалічної будови, меншою мірою — для матриці метеорита. У деяких хондрах порфірової будови квадратні в розрізі кристали піроксену мають замкнуту футляроподібну будову та розміщуються у рожевому ізотропному склі (рис. 2.3, б). Зростки піроксенових зерен характеризуються ексцентрично-променистою або полісинтетичною будовою. Таблитчасті полісинтетичні зростки складені клінопіроксенами або орто- і клінопіроксенами. Клінопіроксен утворює також оболонки навколо зерен ортопіроксену. Ксеноморфні зерна піроксену наявні в хондрах і матриці метеорита.

Склад піроксену неоднорідний і варіє від зерна до зерна в матриці та від хондри до хондри. Вміст заліза у ньому відповідає 0—17 %, за масою (Dodd et al., 1967). За даними статті (Meftah et al., 2016), для 3 порфірових хондр склад Са-бідного піроксену змінюється в межах $\text{Fs}_{0,5-37,3}\text{En}_{60,4-98,9}\text{Wo}_{0,5-4,7}$. З варіаціями складу піроксену пов'язана зміна їх забарвлення (Семененко и др., 1978). Склад Са-бідного та Са-багатого піроксену в непрозорій тонкозернистій матриці хондрита змінюється в межах $\text{Fs}_{1,9-30,3}\text{En}_{66,8-96,9}\text{Wo}_{0,5-9,0}$ та $\text{Fs}_{12,5-29,6}\text{En}_{45,1-60,7}\text{Wo}_{9,8-39,8}$ відповідно (Weisberg et al., 1997; Semenenko et al., 2001).

Зерна олівіну та піроксенів тріщинуваті й характеризуються різко вираженим хвилястим та мозаїчним погасанням. Okремі зерна олівіну зазнали впливу ударної перекристалізації. Лауеграми олівіну підтверджують дані оптичної мікроскопії щодо деформації кристалічної гратки. Okремі полісинтетичні двійники піроксенів і системи колосників олівіну зігнуті, іноді розірвані.

Камасит і теніт. Непрозорі мінерали (насамперед камасит, теніт і троїл) тісно асоціюють один з одним і знаходяться переважно в матриці, значно меншою мірою — в хондрах. У деяких випадках вони утворюють структури плавлення і оточують хондри.

Зерна Fe,Ni-металу хондр і матриці метеорита Кримка різняться за формою, фазовим складом, складом камаситу і теніту, а також за характером розподілу хімічних елементів у них. У хондрах вони мають форму ку-

Рис. 2.5. СЕМ-зображення у вторинних електронах (SEI) зерна полікристалічного теніту із серцевинами плеситу типу IV, яке розташоване в матриці

Fig. 2.5. SEM image in secondary electrons (SEI) of a polycrystalline taenite with plessite type IV cores, which is located in a matrix

льок (рис. 2.2, *a*) розміром 0,08 × 0,08 мм і менше, окремі з яких оточені оболонкою троїліту подібно до кульок з місячних зразків (Мейсон, Мелсон, 1973). У матриці метеорита містяться близькі до ізометричних і ксеноморфні зерна нікелистого заліза, які переважно асоціюють з троїлітом.

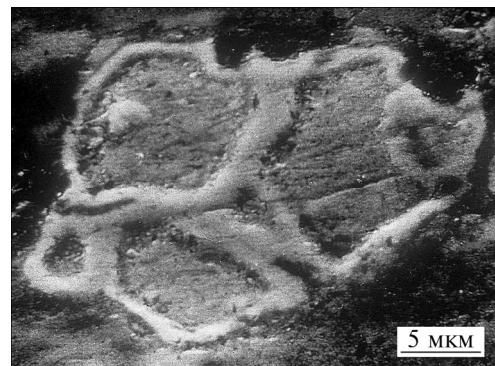
Кульки нікелистого заліза в хондрах складені камаситом, іноді асоціаціями камаситу і теніту або тенітом. За даними Л.Г. Кваши (1961), окремі з них мають полікристалічну будову. У теніті хондр не виявлено зональної будови, він зазнає травлення рівномірно по всій поверхні зерна. Fe,Ni-метал у матриці складений камаситом, зростками камаситу та теніту або зональним тенітом, іноді з декількома серцевинами плеситу типу IV (рис. 2.5), який можна діагностувати як полікристалічний теніт. Деякі зерна камаситу, що асоціюють з переплавленим троїлітом, мають полікристалічну будову.

Подібно до силікатів (Dodd, 1969) та хроміту (Bunch et al., 1967), склад Fe,Ni-металу (табл. 2.5) змінюється від хондри до хондри та від зерна до зерна (Семененко и др., 1978, 1985). Вміст головних компонентів у нікелистому залізі хондр і матриці змінюється в одних й тих самих межах. Так, камасит хондр містить 3,5–5,5 % Ni, а матриці — 3,8–6,0 % Ni (за масою). За характером розподілу головних і за вмістом другорядних елементів у зернах металу хондр і матриці виявлено такі відмінності.

1. Вміст кобальту у нікелистому залізі хондр нижчий (в камаситі до 0,9 %, у теніті 0,5 %), ніж матриці (в камаситі до 2,7 %, у теніті до 2,0 %). Однак на відміну від камаситу частина зерен теніту в матриці характеризується низьким вмістом кобальту.

2. У камаситі й теніті хондр у вигляді твердого розчину наявні хром і мідь, яких немає у нікелистому залізі матриці. Поряд з цим у поодиноких випадках в останньому виявлено мікрометричні включення самородної міді, а також хромовмісні мінерали — хроміт і невідомий мінерал (Семененко и др., 1978). Концентрація хруму в камаситі металевих кульок хондр сягає 1,6 %, в теніті — 0,5 %. Вміст міді вищий в теніті (0,8 %), ніж у камаситі (0,2 %).

3. Окремі кульки камаситу в хондрах і частина зерен камаситу в матриці характеризуються неоднорідним складом. Однак якщо в камаситі матриці змінюється вміст заліза, нікелю та кобальту, то в камаситі кульок вміст кобальту постійний за різного вмісту нікелю та хруму. Ядро однієї з кульок (табл. 2.5, зерно 1) містить вищі концентрації нікелю і хруму, ніж периферія.



Р О З Д І Л 2. **Загальна структурно-мінералогічна характеристика метеорита Кримка**

*Таблиця 2.5. Хімічний склад (%, за масою) зерен нікелистого заліза в хондриті Кримка
Table 2.5. Chemical composition (wt. %) of the metal grains within the Krymka chondrite*

Номер вимірюваного зерна	Мінерал	Аналітичні точки	Fe	Ni	Co	Cr	Cu	S	Сума
У хондрах									
1	Камасит	Ядро Периферія	94,0 96,0	4,2 3,5	0,4 0,4	1,6 0,6	— —	0,8 0,3	101,0 100,8
2	Камасит	1	93,5	4,7	0,3	<0,0	<0,0	—	98,5
3	Камасит	1	99,3	5,5	0,5	<0,0	<0,0	—	99,3
4	Камасит Теніт	1 1	93,4 51,0	4,8 45,5	0,9 0,5	0,5 0,5	0,2 0,8	— —	99,8 98,2
У матриці									
5	Камасит	1 2	94,0 92,5	4,9 5,8	1,7 1,8	<0,0 —	<0,0 Сліди	Сліди »	100,6 100,1
6	Камасит	1 2	92,8 93,0	5,8 5,9	2,0 2,0	<0,0 <0,0	<0,0 <0,0	<0,0 <0,0	100,6 100,9
7	Камасит	1 2 3	94,6 93,8 93,6	3,8 3,9 4,9	1,1 1,2 1,4	<0,0 <0,0 Сліди	— — —	— — —	99,5 98,9 99,9
8	Камасит Теніт	1 2 3 1	94,8 94,9 92,9 58,4	4,4 4,4 4,4 40,3	1,3 1,2 1,5 0,3	» » » »	— — — —	— — — —	100,5 100,5 98,8 99,0
9	Камасит Теніт	1 1	93,1 50,0	6,0 49,4	1,2 0,3	<0,0 <0,0	<0,0 <0,0	0,2 0,3	100,5 100,0
10	Камасит Теніт	1 1	90,9 58,0	5,6 40,3	2,7 0,5	<0,0 <0,0	<0,0 <0,0	— —	99,2 98,8
11	Теніт	1	50,0	48,7	1,0	<0,0	Сліди	Сліди	99,7
12	Теніт	1 2 3 4 5 6 7	48,6 49,1 50,0 51,0 51,4 51,6 51,3	49,1 47,9 48,0 46,9 46,6 46,8 46,8	1,9 1,9 1,6 1,8 1,9 2,0 1,6	<0,0 <0,0 <0,0 <0,0 <0,0 <0,0 <0,0	<0,0 <0,0 <0,0 <0,0 <0,0 <0,0 <0,0	— — — — — — —	99,8 98,9 99,6 99,7 99,9 100,4 99,7
13	Теніт Плесит IV типу	1 1	54,5 60,0	44,4 39,0	0,2 0,4	<0,0 <0,0	<0,0 <0,0	— —	99,1 99,4
14	Плесит IV типу	1	60,1	38,9	0,3	<0,0	— —	— —	99,3

Примітка. Дані статей (Семененко и др., 1978, 1985); хімічний склад визначено на приладі MAP-1, точність вимірювання 1,5 %; номерація точок вимірювання за профілем у зерні 12 — від периферії зерна до центру; тире — вміст елемента не визначали.

Note. Data from Semenenko et al. (1978, 1985, in Russian); chemical composition obtained by MAP-1, measurement accuracy is 1,5 %; numbering of measuring points by profile in grain 12 — from grain edges to core ones; a cell dash indicates no data.

4. Склад тенітової фази в хондрах однорідний, а в матриці характеризується зональним розподілом елементів. Так, навіть в однорідних за будовою зернах теніту матриці виявлено незначну зональність складу. Вміст нікелю у них збільшується від 46,6 % у центрі зерна до 49,1 % на периферії. Чіткіша зональність складу спостерігається в зернах теніту зі слабовираженою серцевиною плеситу типу IV. Вміст нікелю в них змінюється від 39 % у центрі до 44,4 % (за масою) на периферії зерна.

Варіації складу Fe,Ni-металу від хондри до хондри, від зерна до зерна в матриці та навіть у межах одного зерна камаситу є закономірним наслідком нерівноважних умов кристалізації не тільки хондр, а й окремих зерен, які складають матрицю. Нерівноважні процеси відбувалися в широкому температурному інтервалі мінералоутворення: як в області температур кристалізації хроміту і силікатів, так і в області фазових перетворень нікелистого заліза.

Відмінності у вмісті другорядних елементів є свідченням утворення зерен металу хондр і матриці метеорита Кримка з різного джерела, наприклад у різних областях туманності, або з єдиного джерела, але за різної термальної історії. Особливості морфології зерен, наявність у хондрах ліквацийних структур метал-силікат однозначно вказують на їх різну термальну історію. В хондрах вони пройшли етап розплаву, хоча і не встановлено походження металевих зерен хондр: це продукт переплавлення пилових часточок туманності чи безпосередньої конденсації з газової фази.

Дані щодо взаємовідношення метал—тройліт—силікат у хондрах (наявність кулькоподібних зерен металу, ліквацийних структур, зумовлених не-змішуванням метал-тройліт-силікатного розплаву і його миттєвого охолодження) засвідчують виникнення принаймні окремих хондр при переплавленні агрегатів пилових часточок силікату, металу і, можливо, тройліту. Згідно з даними статті (Larimer, Anders, 1967), процеси хондроутворення та формування тройліту відбувалися майже одночасно.

Куляста форма металевих зерен у хондрах, а також наявність у них міді та хрому є важливим свідченням вищої швидкості їх охолодження, ніж зерен Fe,Ni-металу в матриці. Так, відповідно до фазової діаграми Fe—Cu, зерна металу, які містять до 0,8 % Cu, зазнали загартування нижче 900 °C (Гудремон, 1960). Відсутність міді і хрому в металевих зернах матриці і наявність у них включень самородної міді, а також окремих хромовмісних мінералів (Семененко и др., 1978) зумовлені повільним їх охолодженням у певному діапазоні температур, що сприяло виходу цих елементів із кристалічної гратки нікелистого заліза. На цей час складно дискутувати щодо форми зерен Fe,Ni-металу матриці у доагломераційний період (чи існували ці зерна у вигляді самостійних крапель розплаву), оскільки вона зумовлена характером агломерації хондритової речовини та подальшою ударно-метаморфічною трансформацією. У матриці наявні також зерна полікристалічного теніту, монокристали якого мають зональну будову (рис. 2.5). Згідно з інтерпретацією А. Бевана та Х. Аксона (Bevan, Axon, 1981), які досліджували хондрит Tieschitz (H3), утворення полікристалічного теніту зумовлено нерівноважною кристалізацією Fe,Ni-металу з краплинок розплаву до або в період агломерації метеоритної речовини.

Однією з особливостей складу нікелистого заліза хондр і матриці є відмінність у концентрації кобальту. Останній належить до одного з найменш рухомих елементів, і тому плавлення в процесі хондроутворення не могло вплинути на його вміст у Fe,Ni-металі. Це добре підтверджується складом камаситової кульки в хондрі (табл. 2.5, зерно 1), який є зональним за вмістом нікелю, хрому, міді, заліза, але однорідним за вмістом кобальту. Експериментальні дослідження також показали (Ikramuddin et al., 1977), що під час нагріву метеорита Кримка до 1000 °C (при $P = 1$ Па H_2) концентрація кобальту в зразку не змінилась, тоді як вміст інших елементів, особливо летких, істотно зменшився (Se — на 25 %; Cs та Gd — на 50 %; Ag, Bi, Tl, In, Hf — на 95—99 %).

Збільшення вмісту кобальту в металі матриці може бути зумовлено як різним первісним складом, так й істотною їх сульфідацією в протопланетній туманності. Цікаві дані отримано під час дослідження металсульфідних асоціацій в метеориті Bishunpur (Olsen, Grossman, 1978). Камасит в оболонках хондр і в речовині матриці забагачений кобальтом та не містить хрому і силіцію. Е. Рамбалді та Дж. Вассон (Rambaldi, Wasson, 1980) зазначили, що зерна камаситу, які асоціюють з троїлітом, містятьвищі концентрації кобальту, ніж ті, що не асоціюють з ним. Автори вважають, що сульфідація частинок металу супроводжувалась витісненням з гратки не лише кобальту, а й нікелю, внаслідок чого в окремих камасит-троїлітових асоціаціях в оболонках хондр метеорита Bishunpur виник теніт.

Мікрозондові та наномас-спектрометричні дані щодо вмісту сидерофільних елементів і мікроелементів (Fe, Ni, Co, Cu, Rh, Ir та Pt) у 9 зернах нікелистого заліза з чотирьох хондр та одному зерні з матриці (Meftah et al., 2016) засвідчують кореляцію вмісту елементів між асоціюючими фазами камаситу і теніту, а також значну варіацію їх складу від зерна до зерна. Концентрація цих елементів у теніті хондр (у дужках — в матриці) (Fe, Ni, Co і Cu у % (за масою), Rh, Ir та Pt у ppm) така: 45,2—57,0 (48,8) Fe, 42,4—54,2 (49,1) Ni, 0,038—0,303 (0,418) Co, 0,05482—0,15137 (0,08586) Cu, 1,65—170,13 (6,98) Rh, 0,08—1,39 (0,03) Ir та 1,24—11,28 (0,24) Pt; а відповідно в камаситі: 93,4—96,0 (91,7) Fe, 2,70—3,74 (3,54) Ni, 0,258—0,644 (1,074) Co, 0,00226—0,00417 (0,00372) Cu, 0,71—28,76 (1,46) Rh, 0,24—5,89 (0,01) Ir та 0,35—10,08 (0,44) Pt. Наявність кореляції є свідченням встановлення хімічної рівноваги між фазами нікелистого заліза в період його охолодження. Розрахована температура рівноваги становить 446 ± 9 °C, що узгоджується з попередніми даними (Kimura et al., 2008) щодо постагломераційного термального метаморфізму для хондрита Кримка. З огляду на дифузію нікелю в теніті зроблено висновок про повільну швидкість охолодження материнського тіла хондрита, що не перевищувала ~ 1 K/ 10^6 років. Це відповідає швидкості охолодження, встановленій іншими дослідниками для нерівноважних звичайних хондритів. На розподіл елементів між камаситом і тенітом істотно впливає, очевидно, їх іонний радіус. Валовий хімічний склад зерен нікелистого заліза хондрита Кримка характеризується несонячними (переважно субсонячними) співвідношеннями елемент/Ni, що вказує на утворення зерен Fe-Ni з різної проторечовини несонячного складу або на зміну складу після утворення хондр.

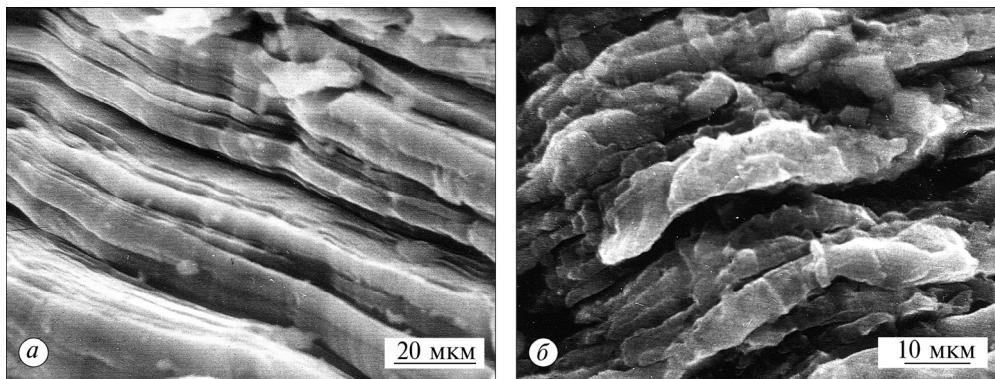


Рис. 2.6. SEI-зображення деформаційних скульптур на поверхні зерен нікелестого заліза: а — деформаційні пластинки; б — реліктові деформаційні пластинки

Fig. 2.6. SEI images of deformation sculptures on the surface of nickel-iron grains: а — deformation plates; б — relic deformation plates

У матриці хондрита Кримка в асоціації з троїлітом знаходиться істотна частина нікелестого заліза, тоді як у хондрах — лише поодинокі кульки. На відміну від рівноважних хондритів троїліт асоціює не лише з тенітом, а й з камаситом. Більшість зерен Fe,Ni-металу матриці оточені оболонкою троїліту, що засвічує істотну сульфідацію їх у газопиловій туманності до агломерації хондр і речовини матриці. Безумовно, що цей процес вплинув на склад металу. У хондрах зерна металу були переважно ізольовані від впливу сірководню силікатною оболонкою.

Електронно-мікроскопічне вивчення скульптури поверхні окремих пластинчастих та округлих зерен нікелестого заліза показало (Семененко и др., 1987; Semenenko, Tertychnaya, 1994а, б), що вони різняться не лише ступенем розвитку скульптурних елементів, а й загальною скульптурою поверхні. Серед вивчених найбільш поширені зерна з пластинчастою поверхнею (рис. 2.6, а), менше — з реліктовою пластинчастою (рис. 2.6, б) або з тонкозернистою поверхнею.

На поверхні зерен металу спостерігаються вторинні скульптурні елементи (скульптури пластичних деформацій, нагріву та плавлення), виникнення яких зумовлено інтенсивним ударом материнського тіла метеорита та нагрівом, що його супроводжує. Скульптура поверхні зерен металу характеризується наявністю деформаційних пластинок завширшки 10 мкм і менше (рис. 2.6, а), які у деяких випадках зазнали додаткової деформації — вони зігнуті або навіть злегка розщеплені (рис. 2.6, б). Одночасні деформація та нагрів зумовили часткове оплавлення окремих пластинок, що привело до заликовування деформаційних скульптур. Деякі зерна містять лише їх релікти. На окремих ділянках поверхні наявні налиплі кульки, які сплавились з металом. Зерна, що зазнали ударної перекристалізації, характеризуються тонкозернистою скульптурою поверхні.

Згідно з даними рентгеноспектрального дослідження, істотна деформація та часткове оплавлення зерен металу вплинули на їх склад. Можна

припустити, що полікристалічна будова деяких зерен теніту могла виникнути внаслідок нерівноважних ударно-метаморфічних умов охолодження речовини нижче 850 °C, а полікристалічність зерен камаситу і незначна зональність складу монокристалічних зерен теніту в матриці — внаслідок постударного відносно повільного охолодження речовини хондрита за нижчих температур (≤ 450 °C) в області твердофазових перетворень. Таким чином, відмінності в морфології, будові та складі зерен Fe,Ni-металу хондр і матриці пов'язані головним чином з відмінною термальною історією утворення цих зерен (переплавлення металу при хондроутворенні та швидке охолодження, внаслідок чого в металевих зернах збереглися мідь і хром), процесом ударного метаморфізму (виникнення зональності складу в монокристалічних зернах теніту матриці, полікристалічної будови камаситу і, можливо, теніту), а також сульфідацією значної частини зерен металу в газопиловій туманності (збагачення кобальтом при сульфідації металу).

Основна частина *тройліту* зосереджена в матриці у вигляді окремих зерен та асоціацій з нікелістим залізом, а також жилкуватих, каркасних, пилоподібних структур плавлення. У хондрах виявлено окремі рівномірно розсіяні мікрометричні зерна і кульки тройліту (Семененко, 1975).

За параметрами елементарної комірки та за даними термо-ЕРС (Семененко, Мельников, 1977) ($a = 0,5957$ нм, $c = 1,1597$ нм) склад тройліту відповідає $\text{Fe}_{0,965}\text{S}$. Результати дослідження методом термо-ЕРС, який дуже чутливий до вмісту Fe^{+3} , тобто до нестехіометричності мінералу, засвідчують наявність двох відмінних за складом груп зерен моносульфіду заліза. Для першої групи величина термо-ЕРС коливається в межах 16—32 мкВ/град і відповідає значенням, характерним для земних піротинів, для другої — від 46 до 57 мкВ/град і відповідає земному тройліту. Коливання термоелектричного потенціалу в межах не лише зразка, а й зерен пов'язані, ймовірно, з двофазовою будовою, тобто з тонким проростанням тройліту та піротину, а також з відмінністю в їх кількісному співвідношенні, що підтверджується даними дифрактометрії (Семененко и др., 1978).

Хімічний склад тройліту (Семененко и др., 1978), визначений методом мікрозондового аналізу, змінюється у вузьких межах, %, за масою (у дужках наведено середні значення для 7 зерен): 62,9—63,6 (63,2) Fe; 35,8—36,6 (36,3) S. У деяких ділянках матриці тройліт утворює сітчасті асоціації з невідомим мінералом світло-сірого кольору, який характеризується високим вмістом сірки (59,0 %), кобальту (5,0 %) і хрому (30,1 %).

Хроміт у вигляді поодиноких зерен розмірами до 20×20 мкм виявлено в хондрах і матриці (Семененко и др., 1978). Результати рентгеноспектрального дослідження хроміту (Bunch et al., 1967) засвідчили значну зміну його складу від зерна до зерна і наявність двох груп, відмінних за хімічним складом зерен. До однієї з них належать високотемпературні зерна, які збагачені MgO і Al_2O_3 . Середній склад хроміту в кожній із груп такий, % (за масою): Cr_2O_3 62,7 та 53,2; FeO 35,4 та 23,4; MgO 0,41 та 8,4; MnO 0,66 та 0,59; Al_2O_3 0,10 та 12,6; V_2O_3 0,37 та 0,82; TiO_2 0,49 та 0,60; сума 100,13 та 99,61. Особливо значні коливання характерні для заліза, магнію та алюмінію.

Плагіоклаз у вигляді поодиноких ксеноморфних і таблитчастих зерен розміром 10×20 мкм спостерігається у хондрах між колосниками олівіну

або зерен піроксену і характеризується хвилястим погасанням (Семененко и др., 1978).

Кварц відібрано із силікатної фракції метеорита та у вигляді поодиноких прозорих безколірних або з легким рожевим відтінком зерен розміром $0,2 \times 0,1$ мм діагностовано оптичним і рентгенівським методами (Семененко, Мельников, 1977). У зернах кварцу виявлено ознаки механічної деформації: різко виражене хвилясте погасання; знижене двозаломлення (0,006); подрібнення та астеризм плям на лауеграмі монокристального зерна, характер яких вказує на односторонній механічний вплив. Наявність ознак ударного метаморфізму в кварці є важливим свідченням його метеоритної природи. Знахідки кварцу в хондритах рідкісні. З урахуванням можливості асоціації кварцу та піроксену можна припустити, що кварц виник під час повільного охолодження на останніх етапах кристалізації повнокристалічних піроксенових хондр (Семененко, Мельников, 1977). Наявність кварцу в піроксенових хондрах було зазначено також в енстатитових хондритах (Ramdohr, 1973).

Самородну мідь у вигляді поодиноких зерен розміром до 10×20 мкм виявлено у троїліті і на контакті троїліту з нікелістим залізом у матриці хондрита (Семененко и др., 1978).

Самородний вольфрам діагностований А.Л. Гіріч усередині металевих і метал-сульфідних кульок порфірових хондр (Семененко, Гіріч, 2012). Мінерал утворює в камаситовій фазі окремі зерна розміром $\leq 4 \times 2$ мкм видовженої, інколи близької до округлої форми. Мінералого-хімічні особливості та природу самородного вольфраму розглянуто у підрозд. 4.2.

Самородне срібло діагностовано у вигляді мікронних і субмікронних зерен, а також їх агрегатів у продуктах вивітрювання метал-троїлітової оболонки однієї з порфірових хондр (Семененко, 2010; Semenenko, 2010; Семененко, Гіріч, 2012). Допускається, що його утворення зумовлене вивітрюванням Ag-вмісного троїліту в земних умовах (див. підрозд. 4.2).

Скло складає окремі хондри, знаходиться у міжзерновому просторі хондр порфірової та колосникової будови у вигляді мезостазису і як залишки — всередині зерен силікатів. Ступінь розкристалізації скла різний: від незміненого світло-рожевого ізотропного до переважно тонкорозкристалізованого сірого, представленого піроксеном. У більшості хондр порфірової будови мезостазис містить метаморфогенні мікронні, інколи скелетні силікатні кристали другої генерації. Найбільш поширені ділянки слаборозкристалізованого скла бурого кольору, які мають ексцентрично-променисте погасання. У тріщинах кристалів олівіну та ортопіроксену спостерігали окремі округлі включення світло-рожевого скла або системи черв'якоподібних включень скла світло-бурого кольору.

За даними енергодисперсійних досліджень (табл. 2.6), хімічний склад мезостазису 22 порфірових хондр ($Ab_{70}Or_4$) та однієї колосникової ($Ab_{83}Or_9$) відповідає нормативному plagioklazu і характеризується широкими варіаціями не лише в різних хондрах, а й в межах однієї. Наявність в окремих точках незначних концентрацій нікелю та сірки зумовлена, найімовірніше, забрудненням Fe-Ni-металом і троїлітом відповідно.

РОЗДІЛ 2. Загальна структурно-мінералогічна характеристика метеорита Кримка

Таблиця 2.6. Хімічний склад (%, за масою) мезостазису в хондрах хондриту Кримка, визначений енергодисперсійним спектрометром

Table 2.6. Chemical composition (wt. %) obtained by energy dispersive spectrometer of the mesostasis within the chondrules of the Krymka chondrite

Компонент	Порфірові хондри		Колосникова хондра	Компонент	Порфірові хондри		Колосникова хондра
	межі (48)	середнє			межі (48)	середнє	
SiO ₂	49,9–66,0	58,9	69,4	TiO ₂	0,00–0,57	0,23	0,46
Al ₂ O ₃	10,6–28,0	19,6	13,1	Ni	0,00–0,98	0,11	0,00
Na ₂ O	2,02–12,5	8,42	8,29	S	0,00–0,53	0,10	0,17
CaO	0,37–15,5	5,63	1,50	Сума		100,0	100,0
FeO	1,17–6,64	3,57	4,26	Ab	19,1–92,7	70,2	83,0
MgO	0,60–6,96	2,83	1,42	An	1,93–80,9	25,9	8,30
K ₂ O	0,00–1,97	0,70	1,32	Or	0,00–8,90	3,85	8,69

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів.

Note. The number of analysis is in brackets.

Таблиця 2.7. Ізотопний склад інертних газів у хондриті Кримка (вміст Ar та Kr — у 10^{-10} см³/г, інших — у 10^{-8} см³/г; значення ізотопних відношень помножені на фактор 100)

Table 2.7. Isotopic composition of noble gases within the Krymka chondrite (Ar and Kr contents are given in 10^{-10} cm³/g, other ones — in 10^{-8} cm³/g; isotopic correlations multiplied by a factor 100)

Ізотопи, їх відношення	Середнє щодо метеорита		Ізотопи, їх відношення	Середнє щодо метеорита	
	(Левский, 1972)	(Alaerts et al., 1979)		(Левский, 1972)	(Alaerts et al., 1979)
³ He	26,8	51 ± 11	⁸⁰ Kr/ ⁸⁴ Kr	—	4,174 ± 0,039
⁴ He	—	1870 ± 380	⁸² Kr/ ⁸⁴ Kr	—	20,60 ± 0,09
⁴ He/ ³ He	61,8 ± 1,2	—	⁸³ Kr/ ⁸⁴ Kr	—	20,52 ± 0,10
²⁰ Ne	—	11 ± 2	⁸⁶ Kr/ ⁸⁴ Kr	—	30,41 ± 0,23
²¹ Ne/ ²⁰ Ne	—	87,87 ± 0,65	¹³² Xe	—	19 ± 2
²² Ne/ ²⁰ Ne	—	98,77 ± 0,68	¹²⁴ Xe/ ¹³² Xe	—	0,461 ± 0,005
²² Ne	12,3	—	¹²⁶ Xe/ ¹³² Xe	—	0,416 ± 0,004
²⁰ Ne/ ²² Ne	0,953 ± 0,020	—	¹²⁸ Xe/ ¹³² Xe	—	8,150 ± 0,040
²¹ Ne/ ²² Ne	0,914 ± 0,009	—	¹²⁹ Xe/ ¹³² Xe	—	108,50 ± 0,21
³⁶ Ar	4060	43 ± 9	¹³⁰ Xe/ ¹³² Xe	—	16,11 ± 0,08
³⁸ Ar/ ³⁶ Ar	0,208 ± 0,002	20,34 ± 0,33	¹³¹ Xe/ ¹³² Xe	—	81,78 ± 0,19
⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	89,2 ± 0,4	99,20 ± 100	¹³⁴ Xe/ ¹³² Xe	—	38,03 ± 0,10
⁸⁴ Kr	—	26 ± 3	¹³⁶ Xe/ ¹³² Xe	—	31,71 ± 0,08
⁷⁸ Kr/ ⁸⁴ Kr	—	0,639 ± 0,009			

Примітка. Тире — дані відсутні.

Note. A cell dash indicates no data.

Ізотопія і вік. У хондриті Кримка вивчено ізотопний склад інертних газів (табл. 2.7), кисню та рубідію.

За даними Н. Вогель і співавт. (Vogel et al., 2003), вміст первинних інертних газів у тонкозернистій матриці хондриту Кримка (^{20}Ne 6,10⁻⁸–7,10⁻⁷ см³/г та ^{36}Ar 142,10⁻⁸–199,10⁻⁸ см³/г) євищим, ніж у тонкозернистих

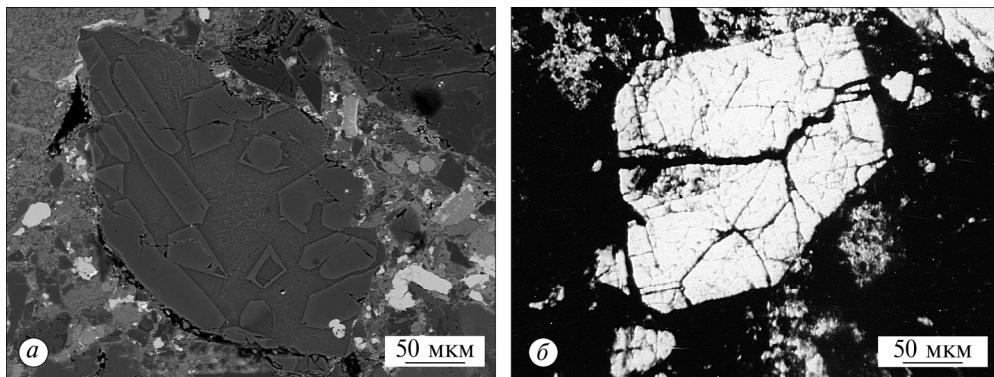


Рис. 2.7. Структури ударного метаморфізму в хондриті Кримка: *а* — доагломераційний уламок порфірової хондри (BSE); чорне — тріщини та пустоти, темно-сіре, сіре — силікати, світло-сіре та біле — сульфіди заліза і Fe,Ni-метал; *б* — ідіоморфний кристал піроксену (біле) в матриці (чорне), в тріщині якого проник розплав троїліту (в прохідному світлі, без аналізатора)

Fig. 2.7. Image of shock metamorphism structures in the Krymka chondrite: *a* — a preagglomeration fragment of a porphyritic chondrule (BSE). Black — cracks and voids, dark gray, gray — silicates, light gray and white — iron sulfides and Fe,Ni-metal; *b* — a regular pyroxene crystal (white), disposed in a matrix (black), with cracks penetrated by a troilite melt (in transmitted light, without analyzer)

оболонках (^{20}Ne $3,10^{-8}$ — $4,10^{-8}$ см 3 /г та ^{36}Ar $60,10^{-8}$ — $68,10^{-8}$ см 3 /г). На думку авторів, це вказує на поступове надходження збагаченого інертними газами пилу до області туманності, в якій першими акреціювали оболонки, а згодом і матриця.

За ізотопним складом кисню, визначеним у зернах олівіну та піроксену (Kita et al., 2010), хондри збагачені або збіднені на ^{16}O порівняно із валовою пробою метеорита Кримка ($\Delta^{17}\text{O} = 1,2 \text{ ‰}$) (Clayton et al., 1991). Зроблено висновок про формування порфірових хондрів із двох відмінних за ізотопією кисню резервуарів, тобто з ^{16}O -бідної і ^{16}O -багатої твердої проторечовини.

Ізотопний склад рубідію, визначений у валовій пробі метеорита іонним мас-спектрометром, є найлегшим ($\delta^{87}\text{Rb} = -0,37 \pm 0,01 \text{ ‰}$) порівняно з вуглистими та енстатитовими хондритами (Pringle, Moynier, 2017). Загальний вміст рубідію відповідає 2,2 ppm.

Вік метеорита Кримка за даними калій-argonового методу становить $4,4 \cdot 10^9$ років, а за даними уран-торій-гелієвого методу (2 проби) — $4,8 \times 10^9$ та $4,5 \cdot 10^9$ років відповідно (Neumann, Mazor, 1968).

Радіаційний вік, розрахований за космогенним ^3He , відповідає $21 \cdot 10^6$ років, а за $^{21}\text{Ne}_k$ — $30 \cdot 10^6$ років (Neumann, Mazor, 1968).

Ознаки ударного метаморфізму. Встановлено широкий спектр ударно-метаморфічних перетворень речовини: від повсюдних ординарних структур деформації і нагріву (Семененко и др., 1978) до окремих повністю ударно-переплавлених ділянок (Semenenko, Perron, 1995, 2005; Semenenko, Perron, 1996) (див. розд. 5). До ординарних належать доагломераційні уламки хондрів (рис. 2.7, *a*) і силікатних зерен, а також постагломераційні структури

Р О З Д І Л 2. Загальна структурно-мінералогічна характеристика метеорита Кримка

крихких (тріщинуватість хондр, олівіну, силікатних зерен) і пластичних деформацій (згин полісінтетичних двійників піроксену, системи колосників олівіну, спотворення кристалічної ґратки олівіну, піроксенів, плагіоклазу, кварцу, пластинчасти скельптура поверхні зерен камаситу (рис. 2.6, *a, б*), які є результатом ударно-метаморфічного перетворення материнського тіла метеорита. До ознак нагріву належать полікристалічна будова зерен камаситу і троїліту, наявність троїліту другої генерації, жилкуваті, пилоподібні й каркасні структури плавлення троїліту, меншою мірою — нікелистого зализа, скельптури нагріву, плавлення та ударної перекристалізації.

Удар метеорита супроводжувався його нагрівом, на що вказує взаємозв'язок структур деформації та плавлення, зокрема проникнення розплаву троїліту в тріщини ідіоморфного кристала піроксену матриці (рис. 2.7, *б*). Характер ознак ударного метаморфізму в олівіні, а також наявність структур плавлення троїліту є свідченням того, що в постагломераційний період метеорит Кримка зазнав у цілому ударного тиску порядку $(250 - 450) \cdot 10^2$ МПа і був нагрітий в локальних ділянках до температури плавлення троїліту 950°C (Семененко и др., 1978). Основна частина метеорита була нагріта не вище 500°C , що засвідчує наявність у теніті плеситу типу IV (див. рис. 2.5). У матриці метеорита виявлено тонкозернисті проростання металу і троїліту. Згідно з експериментальними даними щодо нагріву метеорита Кримка в діапазоні температур $500 - 1000^\circ\text{C}$ (Mc Sween et al., 1978), ці проростання могли виникнути при 700°C , тобто нижче температури плавлення троїліту. За характером ударно-метаморфічних ознак хондрит Кримка зазнав, як мінімум, двох співударів у поясі астероїдів з іншими тілами, причому останній удар був меншої інтенсивності, ніж попередній, і зумовив виникнення лише структур крихких й пластичних деформацій.

Ударний метаморфізм суттєво впливув на структурно-мінералогічні та хімічні характеристики хондрита, що, на жаль, не завжди враховують дослідники при інтерпретації особливостей складу і будови його мінералів.

Р О З Д І Л 3

ЛІТИЧНІ ВКЛЮЧЕННЯ ТА ТОНКОЗЕРНИСТА РЕЧОВИНА В ХОНДРИТІ КРИМКА

Пошук і дослідження в метеоритах нових різновидів космічної речовини є актуальним завданням, вирішення якого сприяє розширенню її спектра і наближає до вияснення фундаментальної проблеми походження Сонячної системи. Згідно із сучасними даними космохімії, метеорити утворились у ранній період розвитку Сонячної системи і представлені вузьким спектром космічної речовини. Фактично вони є «зондами» головних фізико-хімічних процесів мінералоутворення лише в окремій зоні протопланетної туманності. Однак деякі метеорити, особливо нерівноважні звичайні хондрити LL-групи, містять численні літичні включення (Kurat, 1970; Fodor, Keil, 1978; Huss, 1979; Wlotzka, 1983; Endress et al., 1994). Okremi з них сформувалися в інших умовах, ніж відомі групи метеоритів. Вони складені новим різновидом космічної речовини, належать до екзотичних і несуть важливу інформацію про ранні процеси мінералоутворення в протопланетній туманності.

Однією з важливих особливостей хондрита Кримка є наявність у ньому численних літичних включень (табл. 3.1). За хімічним складом більшість з них відрізняються від метеорита і належать до ксенолітів, частина з яких є унікальною і складена новим різновидом космічної речовини. Вони невідомі на Землі як окремі метеорити і є «зондами» фізико-хімічних умов утворення та еволюції мінеральної речовини в недоступних для дослідження зонах протопланетної туманності.

За формою включення поділені на три групи: фрагментарні, округлі й ксеноморфні. До першої належать включення уламкової форми, які мають ознаки механічної деформації, зокрема дроблення (гострі кути, уламкова форма ксеноліту та його периферійних текстурних одиниць). Такі фрагменти однозначно вказують на існування в протопланетній туманності більших за розміром літичних об'єктів, які були зруйновані найімовірніше внаслідок співударень у до- або агломераційний період розвитку материнського тіла метеорита.

Друга група об'єднує переважно тонкозернисті силікатні включення. Округла або близька до округлої форми цих включень може вказувати на їх належність до фрагментів крупніших об'єктів, уламкова форма яких була знівелювана імпактними процесами в період агломерації, або до згущень (грудок) акреційованого пилу, що ніколи не існували як крупніші об'єкти. Більшість із цих включень за структурно-мінералогічними і хімічними характеристиками близькі до речовини матриці й можуть бути її щільнішими акреціатами, що увійшли до материнського тіла в період агломерації у вигляді консолідованих пилових об'єктів. Валовий хімічний склад таких тонкозернистих об'єктів доволі змінний.

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

Таблиця 3.1. Літичні включення

Table 3.1. The lithic inclusions

Класифікація	Структурно-мінералогічні особливості	Назва	SiO ₂ /MgO
Вуглисти ксеноліти	Збагачений Ag, Tl, Bi з гіпотетичними філосилікатами Тонкозерниста «хондритова» текстура і включення Ca,Al-мінералів Магнетитовмісні Графітовмісні, збагачені троїлітом	«Містерито»-вмісний BK13 BK1 BK2 BK4 K1 K3 Gr1—Gr7	1,43 1,48 1,38 — 1,38 1,38 1,38 1,37—1,44
Умовно вуглисти	Бітумовмісний ксеноліт Зональна графітовмісна макрохондра	PC Графітовмісна макрохондра	— —
Ксеноліт, імовірно, вуглистий	Збагачений Fe,Ni-металом з включеннями Ca,Al-мінералів	BK16	1,54
Тонкозернисті включення	Збіднене сульфідами з амебоподібним олівіном Жилка ущільненої матриці Магнетитовмісне	BK14 BK15 BK17	1,70 2,35 1,89

До третьої групи належать ксеноморфні літичні включення, характерні, в основному, для пористих крихких магнетитовмісних силікатних об'єктів, покритих щільнішою силікатною оболонкою. Неправильність форми зумовлена найімовірніше м'яким проникненням у них хондр і крупних зерен у період агломерації хондритової речовини.

У метеориті також доволі пошиrena тонкозерниста силікатна речовина, яка розміщується в окремих ділянках матриці, літичних фрагментах, в оболонках хондр, ксенолітів і крупних зерен. Наявність на більшості літичних включень тонкозернистих оболонок є свідченням перебування їх у пиловому довкіллі та налипання на їх поверхню допланетного пилу ще в доагломераційний період.

У наступних підрозділах наведено літературні дані та оригінальні результати дослідження ксенолітів, які є представниками нових різновидів космічної речовини, а також окремих тонкозернистих включень і оболонок, складених частково зміненою примітивною речовиною протoplanетної туманності, що зберегла релікти досонячних зерен мінералів і первинного тугоплавкого конденсату. Переважна більшість ксенолітів, крім Gr1—Gr7, належать до тонкозернистих об'єктів. За особливостями мінерального складу в хондриті Кримка виділено ксеноліти магнетитовмісні, графітовмісні та збагачені Fe,Ni-металом. Характерна ознака перших двох — підвищений вміст сульфідів заліза.

3.1. Вуглисти ксеноліти

в хондриті Кримка
in the Krymka chondrite

FeO/(FeO + MgO)	Літературне джерело
0,58	Lewis et al., 1979; Grossman et al., 1980
0,59	Semenenko, Girich, 1999; Vogel et al., 2000, 2001; Semenenko et al., 2001; Семененко, 2007
0,51 — 0,52	Girich, Semenenko, 2001; Гіріч, Семененко, 2004
0,61 0,56 0,51—0,59	Семененко и др., 1991; Semenenko et al., 1991, 2003, 2005; Semenenko, 1996; Weber et al., 2003, 2006; Семененко, 2006 Семененко, Гирич, 1994, 2001а, б; Semenenko, Girich, 1995, 1996, 1998; Semenenko et al., 1998, 2004
— —	Гіріч, Семененко, 2016а, б; Семененко, Гіріч, 2016а, б Семененко, Гіріч, 2010а, б, 2011; Semenenko, Girich, 2011
0,62	Semenenko, Girich, 2005; Семененко, Гіріч, 2007
0,59	Semenenko et al., 1998, 2001
0,75 0,60	Semenenko et al., 2001 Girich et al., 2005; Гіріч та ін., 2006

На жаль, не всі складові хондрита Кримка дослідженні однаково, що зумовлено їх тонкозернистою будовою та обмеженістю інструментальних можливостей. Водночас отримані дані щодо структурно-мінералогічних і хімічних характеристик ксенолітів метеорита Кримка однозначно вказують на їх унікальність і важливість для вияснення ранніх процесів формування та агломерації мінеральної речовини протопланетної туманності.

3.1. ВУГЛИСТИ КСЕНОЛІТИ

Усі знайдені в хондриті Кримка ксеноліти складені вуглистою речовиною і відповідно до мінерального складу представлені двома групами: магнетито- і графітовмісними, а також одним ксенолітом, збагаченим на Fe,Ni-метал. Характерною ознакою перших двох є збільшений вміст сульфіду заліза. Магнетитовмісні та збагачені Fe,Ni-металом ксеноліти спостерігали раніше в інших хондритах, а графітовмісні знайдені вперше в метеоритах і є представниками нового різновиду космічної речовини. Переважна більшість ксенолітів мають тонкозернисту будову. Ксеноліт, збагачений Fe,Ni-металом, за структурно-мінералогічними і хімічними особливостями класифіковано як вуглистий підгрупи СК, хоча гіпотетично не виключена його належність до проторечовини високозалізистих хондритів групи Н. До вуглистих ксенолітів лише умовно віднесено бітумовмісний ксеноліт і гра-

фітівмісну макрохондру, що потребує додаткових досліджень, особливо валового хімічного складу.

Вуглецевмісна речовина у вигляді органічних сполук, твердих бітумів і вуглецевзбагачених агрегатів, а також графіту є другорядним або рідкісним компонентом вуглистих хондритів. Її вивчення набуває все більшого значення у зв'язку зі знахідками величезних запасів органічної речовини в космосі, зокрема метанових озер на поверхні Титана — супутника Сатурна. Сучасні дистанційні методи дослідження поверхні планет та їх супутників підтверджують попередні результати вивчення метеоритів відносно консолідованих тіл Сонячної системи як безмежних носіїв корисних копалин, передусім запасів вуглеводневих сполук. З цих позицій у п. 3.1.2 детально описано рідкісну знахідку в одному із ксенолітів і, можливо, в макрохондрі хондрита Кримка доволі великих за розмірами включень органічної речовини — твердого бітуму, що вперше були діагностовані й досліджені *in situ* з використанням сканувального електронного мікроскопа та мікрозонда (Семененко, Гіріч, 2010, 2011; Гіріч, Семененко, 2016; Семененко, Гіріч, 2016), а не виділені з метеорита традиційним хімічним методом.

3.1.1. Ксеноліти ВК1, ВК2, ВК4

Магнетитовмісні ксеноліти ВК1—ВК4 розмірами від $0,8 \times 1,0$ до $0,8 \times 1,7$ мм вивчено у полірованих шліфах індивідуального зразка № 1290/29 метеорита Кримка з метеоритної колекції Науково-природознавчого музею НАН України (Girich, Semenenko, 2001; Гіріч, Семененко, 2004). Вони характеризуються неправильною або видовженою формою та нерівною, але чіткою межею з основною частиною метеорита (рис. 3.1, *a*), від якої відрізняються на макроскопічному рівні чорним кольором, а на мікроскопічному — рівномірною тонкозернистою будовою (рис. 3.1), відсутністю хондр та високим вмістом сульфідів і магнетиту (рис. 3.2). На жаль, унаслідок високої крихкості ксеноліт ВК3 під час переполірування був частково зруйнований, що обмежило його інструментальні дослідження.

Ксеноліти складені вуглистою речовиною, головним компонентом якої є пориста криптокристалічна силікатна матриця (рис. 3.2, *a*), в якій розташовані окремі тонкі (<5 мкм) та рідше крупні (≤ 30 мкм) мінеральні зерна, а також поодинокі силікатні мікрохондри (рис. 3.1, *e*). Більшість зерен мають неправильну або округлу форму. У ксеноліті ВК1 і меншою мірою ВК2 спостерігається лінійна орієнтація рудних зерен та їх скupчень (рис. 3.1, *e*). Головними мінералами магнетитовмісних ксенолітів є олівін та Са-бідний піроксен, другорядними — магнетит (рис. 3.2, *a—e*), троїліт (рис. 3.2, *e, g*), пиротин, Са-багатий піроксен та, ймовірно, фіlosилікати (рис. 3.2, *e, g*), акцесорні мінерали — Mg, Al-шпінель та Fe, Ni-метал.

Силікати (олівін, Са-бідний та Са-багатий піроксени) — найпоширеніші мінерали магнетитовмісних ксенолітів. Вони належать до двох різко відмінних за складом груп (рис. 3.3; табл. 3.2). Причому переважна більшість зерен є магнезіальними ($\text{Fo}_{93,5-99,2}$; $\text{En}_{91,1-97,8}\text{Wo}_{0,0-5,9}$) і лише окремі зерна збагачені залізом ($\text{Fa}_{36,4-45,9}$; $\text{Fs}_{37,3}\text{Wo}_{1,3}$). У межах кожної групи склад олівіну та піроксenu також змінюється від зерна до зерна. Серед магнезіального

3.1. Вуглісті ксеноліти

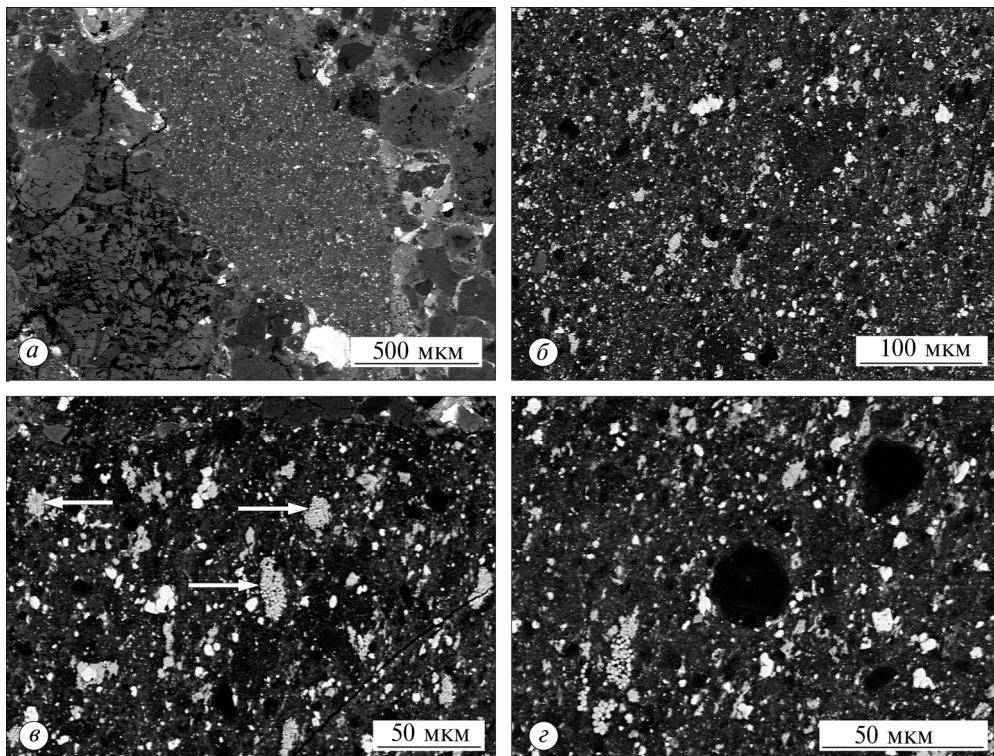


Рис. 3.1. BSE-зображення магнетитовмісного ксеноліту BK1 у полірованому шліфі метеорита Кримка: *а* — загальний вид ксеноліту, який характеризується видовженою формою, відсутністю хондр і однорідною тонкозернистою структурою (темно-сіре, сіре — силікати; світло-сіре, біле — магнетит, троїліт, Fe,Ni-метал); *б* — тонкозерниста будова ксеноліту; *в* — численні зерна троїліту (біле) та скupчення магнетиту (світло-сіре) у вигляді фрамбодів (показано стрілками), для яких характерна лінійна орієнтація у силікатній речовині (темно-сіре, сіре); *г* — силікатна мікрохондра (темно-сіра, в центрі) та крупне силікатне зерно (праворуч зверху) в ксеноліті

Fig. 3.1. BSE image of the BK1 magnetite-containing xenolith in a polished section of the Krymka meteorite: *a* — a general view of the xenolith, characterized by elongated shape, absence of chondrules and homogeneous fine-grained texture (dark gray, gray — silicates, light gray, white — magnetite, troilite, Fe,Ni-metal); *b* — a fine-grained texture of the xenolith; *c* — numerous grains of a troilite (white) and cluster of a magnetite (light gray) in the form of frambooids (shown by arrows), characterized by linear orientation in a silicate material (dark gray, gray); *d* — a silicate microchondrule (dark gray, in the center) and a coarse silicate grain (top right) in the xenolith

піроксену трапляються окремі Ca-багаті зерна піроксену ($Fs_{1,9}Wo_{9,9-19,1}$) (рис. 3.4). На відміну від основної частини хондрита Кримка, в якій склад силікатів змінюється в широких межах складу (Fa_{0-94} ; Fs_{0-32}) (Nagahara, 1984; Семененко та ін., 1987; Weisberg et al., 1997) з домінуванням високо-магнезіальних мінералів у хондрах, у ксенолітах їх варіації значно вужчі.

Сульфіди заліза (троїліт і піротин) є одними з найпоширеніших непрозорих мінералів ксенолітів (об'ємний вміст до 10 %; основна частина

Р О З Д І Л 3. **Літічні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

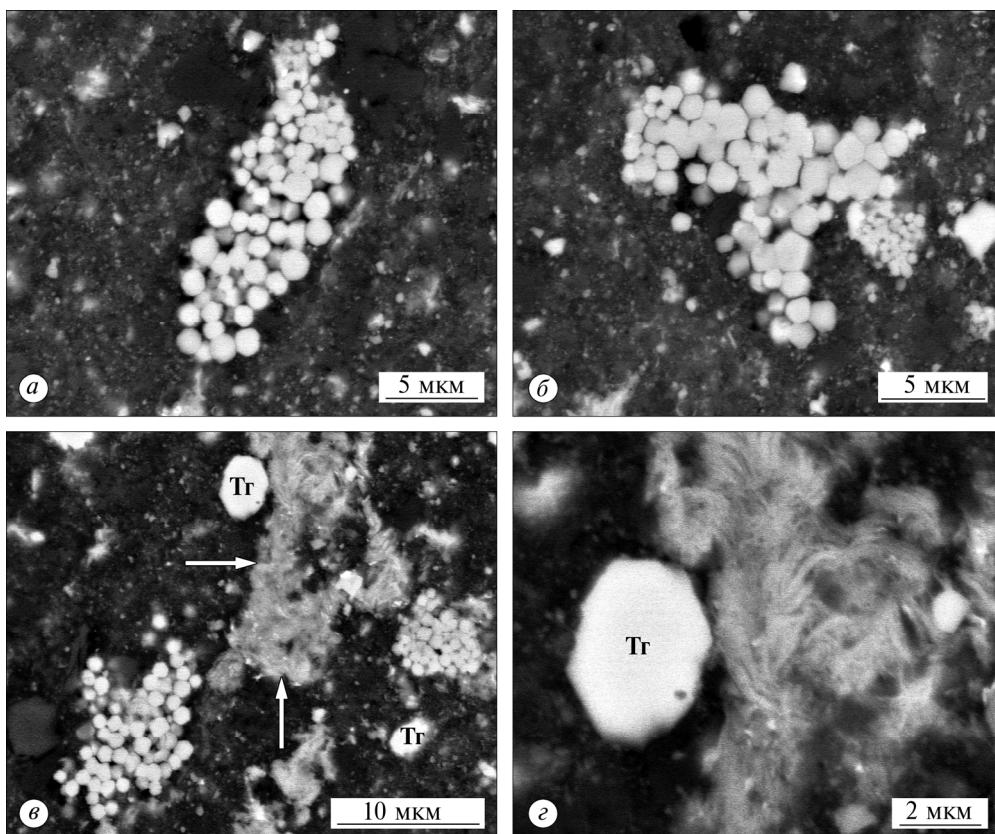


Рис. 3.2. BSE-зображення непрозорих мінералів (сіре волокнистої будови — ймовірно філосилікати; світло-сіре — магнетит, біле — троїліт), що розміщуються серед силікатів (темно-сіре) ксеноліту BK1: *а* — класичний фрамбод видовженої форми з нешільним розміщенням ідіоморфних магнетитових кристалів; *б* — асоціація двох фрамбодів, відмінних за розміром магнетитових кристалів; *в* — скупчення фрамбодів магнетиту, філосилікатів (?) (див. стрілки) та ідіоморфного кристала троїліту (*Tr*); *г* — збільшена ділянка рисунка *в*, спостерігається тонковолокниста будова філосилікатів (?) та кристалічна форма зерна троїліту

Fig. 3.2. BSE images of the opaque minerals (gray fibrous structure — probably phyllosilicates; light gray — magnetite, white — troilite), located among silicates (dark gray) of the BK1 xenolith: *a* — a classical frambooid, characterized by elongated crystals and non-densely arrangement of idiomorphic magnetite crystals; *b* — association of two frambooids different in size of magnetite crystals; *c* — a cluster of the magnetite frambooids, phyllosilicates (?) (shown by arrows) and idiomorphic crystal of troilite. The enlarged section (*ε*) clearly shows the thin-fiber structure of the phyllosilicates (?) and a crystalline form of the troilite grain

хондрита містить 4,3 % (за об'ємом) троїліту (Семененко та ін., 1987)). Більшість зерен мають неправильну форму, як правило, з нерівними краями, і лише поодинокі зерна представлені ідіоморфними кристалами троїліту (рис. 3.2, *в*, *ε*). Сульфіди переважно асоціюють з магнетитом або неідентифікованою фазою. Ксеноліт BK1 містить, головно, піротин (у дужках — середній вміст елементів; 5 аналізів; %, за масою): 60,0—63,1 (61,6) Fe;

3.1. Вуглисти ксеноліти

37,8—38,9 (38,3) S; 0,12—0,52 (0,34) Ni; 0,03—0,04 (0,03) Cr; 0,00—0,07 (0,02) Co; 0,00—0,02 (0,01) Cu та 0,00—0,07 (0,03) P; сума (100,38); рідше троїліт (2 аналізи): 60,4—61,6 (61,0) Fe; 36,9—37,3 (37,1) S; 0,20—0,88 (0,54) Ni; 0,04—0,06 (0,05) Cr; 0,05—0,08 (0,07) Co; 0,00—0,03 (0,02) Cu та 0,03—0,05 (0,04) P; сума (98,80). У ксеноліті BK2 сульфіди представлені троїлітом (6 аналізів), %, за масою: 61,7—63,3 (62,4) Fe; 35,6—37,1 (36,3) S; 0,20—0,51 (0,41) Ni; 0,04—0,07 (0,05) Cr; 0,03—0,08 (0,04) Co; 0,00—0,01 (0,01) Cu; 0,01—0,05 (0,02) P; сума (99,25).

Магнетит також становить близько 10 % (за об'ємом) речовини ксенолітів, тоді як в основній частині метеорита спостерігаємо лише його поодинокі зерна. У ксенолітах він наявний, головним чином, у вигляді фрамбодів — рідкісних у природі утворень розміром до 20 мкм, складених нещільними (пухкими) скупченнями ідіоморфних кристалів субмікронних і мікронних розмірів (див. рис. 3.1, в, г; 3.2, а—в), меншою мірою — як окремі дрібні різного ступеня ідіоморфізму зерна. Іноді трапляються безпосередні асоціації магнетитових скупчень, що відмінні за розміром кристалів

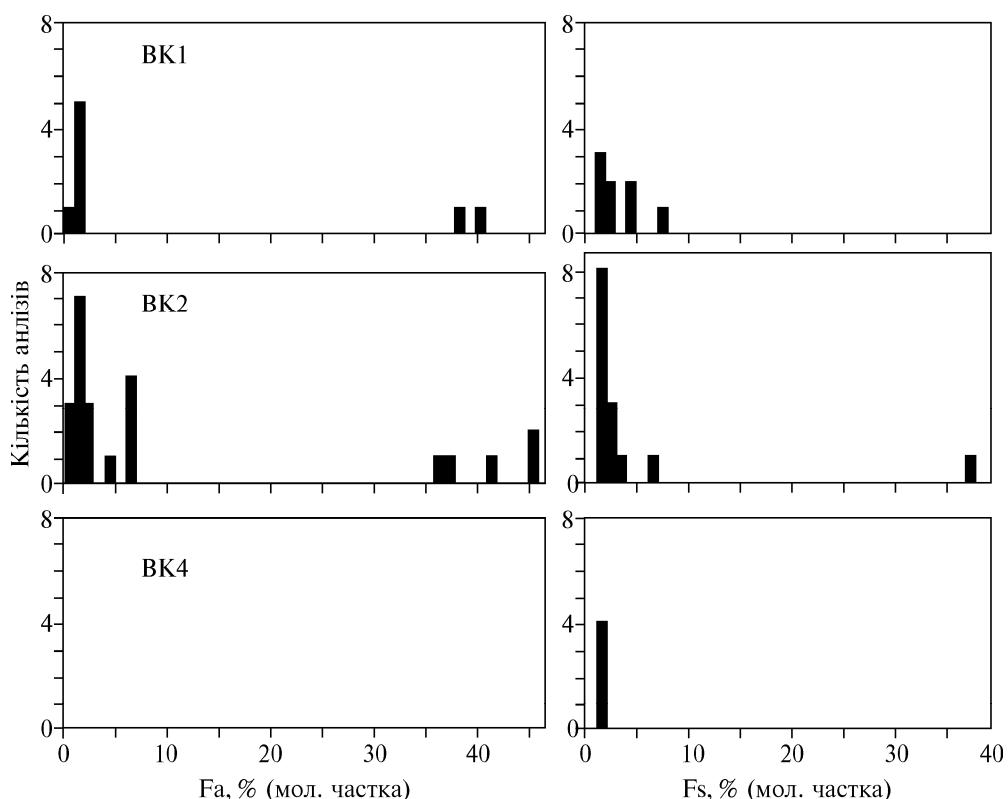


Рис. 3.3. Вміст фаялітового компонента в олівіні та феросилітового компонента в Ca-бідному піроксені в магнетитовмісних ксенолітах хондрита Кримка

Fig. 3.3. The Fa-contents of olivine and Fs-contents of Ca-poor pyroxene in the magnetite-containing xenoliths of the Krymka chondrite

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

Таблиця 3.2. Хімічний склад (%, за масою) силікатів у магнетитовмісних ксенолітах хондрита Кримка, визначений на мікрозонді

Table 3.2. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe of silicates within the magnetite-bearing xenoliths of the Krymka chondrite

Компо-нент	BK1				BK2					
	Mg-багатий		Fe-збагачений		Mg-багатий		Fe-збагачений			
	межі (9)	середнє	межі (2)	середнє	межі (23)	середнє	межі (5)	середнє		
Олівін										
SiO ₂	40,9—42,4	41,6	36,1—36,6	36,3	39,8—43,0	41,5	34,1—36,1	35,4		
TiO ₂	H. в.—0,28	0,05	H. в.	H. в.	H. в.—0,08	H. в.	<0,03	H. в.		
Al ₂ O ₃	H. в.—0,24	0,04	0,07—0,08	0,08	H. в.—0,48	0,08	H. в.—0,09	0,05		
Cr ₂ O ₃	0,12—0,49	0,34	0,06—0,43	0,25	0,14—0,79	0,46	0,13—0,26	0,21		
FeO	0,76—1,48	1,07	33,8—34,3	34,1	0,80—6,17	2,38	31,4—38,1	35,0		
MnO	H. в.—0,40	0,14	0,23—0,36	0,30	H. в.—1,45	0,42	0,20—0,43	0,30		
MgO	54,1—55,7	55,0	28,0—29,9	28,9	49,7—56,9	54,2	25,1—30,8	27,9		
CaO	0,08—0,58	0,26	0,06—0,16	0,11	<0,03—0,84	0,19	0,13—0,36	0,23		
Na ₂ O	H. в.—0,08	H. в.	H. в.—0,08	0,05	H. в.—0,07	H. в.	H. в.—0,11	<0,03		
K ₂ O	H. в.	»	<0,03	H. в.	H. в.—0,04	»	H. в.	H. в.		
P ₂ O ₅	H. в.—0,22	0,11	H. в.—0,04	»	H. в.—0,25	0,07	H. в.—0,37	0,19		
Сума		98,7		100,1		99,3		99,3		
Fa	0,8—1,5	1,1	38,9—40,8	39,8	0,8—6,5	2,4	36,4—45,9	41,4		
Піроксен										
Ком-по-нент	BK1			BK2				BK4		
	Mg-багатий		Ca-багатий	Mg-багатий		Fe-зба-гачений	Ca-багатий	Mg-багатий		
	межі (20)	середнє	(1)	межі (19)	середнє	(1)	1	2		
SiO ₂	56,3—59,7	58,4	54,6	56,8— 59,6	58,2	52,9	56,3	57,3	56,2— 59,9	58,8
TiO ₂	<0,03— 0,28	0,17	0,73	H. в.— 0,30	0,15	<0,03	0,27	0,23	0,10— 0,13	0,11
Al ₂ O ₃	0,30—1,41	0,94	2,60	H. в.— 1,41	0,78	0,06	0,87	0,72	0,58— 0,92	0,74
Cr ₂ O ₃	0,29—0,78	0,51	1,01	H. в.— 1,13	0,55	0,61	0,55	0,78	0,42— 0,68	0,49
FeO	0,96—5,27	1,55	1,16	0,99— 4,16	1,49	23,1	1,27	1,25	0,98— 1,32	1,16
MnO	H. в.—0,35	0,08	0,14	H. в.— 0,61	0,12	0,49	0,20	0,21	0,05— 0,12	0,09
MgO	34,6—38,2	36,7	27,9	34,0— 39,3	37,8	21,4	29,5	33,5	35,4— 38,8	37,4
CaO	0,17—2,59	0,86	9,31	H. в.— 1,30	0,51	0,61	9,92	5,25	0,53— 3,16	1,28
Na ₂ O	H. в.—0,27	0,04	0,07	H. в.— 0,08	H. в.	0,09	H. в.	H. в.	H. в.— 0,05	H. в.

3.1. Вуглисти ксеноліти

Закінчення табл. 3.2

Ком- по- нент	BK1			BK2				BK4		
	Mg-багатий		Са-ба- гатий	Mg-багатий		Фе-зба- гачений	Са-багатий	Mg-багатий		
	межі (20)	се- реднє	(1)	межі (19)	се- реднє	(1)	1	2	межі (4)	се- реднє
K ₂ O	<0,03	H. b.	H. b.	<0,03	H. b.	H. b.	H. b.	H. b.	<0,03	H. b.
P ₂ O ₅	H. b.—0,34	0,05	0,14	H. b.— 0,27	0,06	0,13	0,07	»	H. b.— 0,23	0,06
Сума	99,3	97,9	99,6	99,4	99,1	99,2	100,4			
Fs	1,4—7,9	2,3	1,9	1,4—6,3	2,1	1,9	1,4—1,9			
En	91,1—97,8	96,1	79,1	91,2— 97,7	61,5	79,0	88,2			
Wo	0,3—4,9	1,6	19,0	0,0—2,5	0,9	1,3	19,1	9,9	1,0—5,9	2,4

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. в. — нижче рівня визначення.

Note. The number of analysis is in brackets; H. b. is not determined.

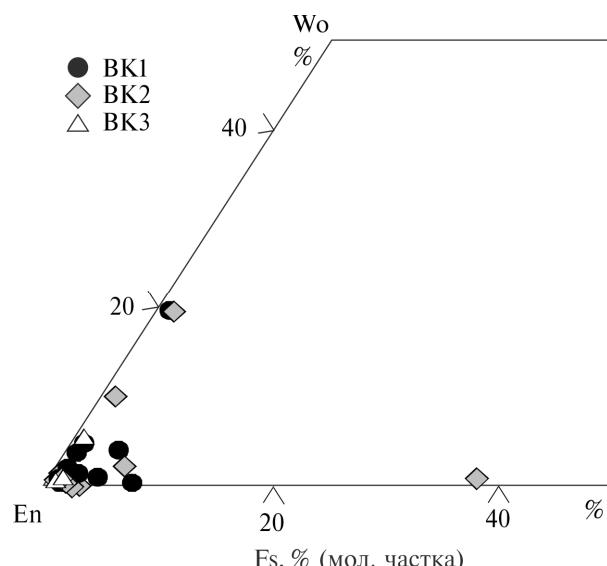


Рис. 3.4. Діаграма хімічного складу Са-бідного та Са-багатого піроксенів у магнетитовмісних ксенолітах хондрита Кримка

Fig. 3.4. Diagram of the chemical composition of Ca-poor and Ca-rich pyroxenes in the magnetite-containing xenoliths of the Krymka chondrite

(рис. 3.2, б). Магнетит часто асоціює із сульфідами або неідентифікованою фазою. Отримати прецизійні дані щодо хімічного складу магнетиту не вдалося через малі розміри кристалів та нещільність їх агрегатів.

Шпінель діагностовано у вигляді поодиноких тонких (<10 мкм) ксеноморфних зерен. Вона представлена майже чистою Mg,Al-відміною із незначною кількістю домішок. Межі та середній (у дужках) вміст компонентів для ксеноліту BK2 такі (3 аналізи в одному зерні), %, за масою: 68,9—69,3 (69,1) Al₂O₃; 27,2—28,2 (27,6) MgO; 0,88—1,07 (0,96) FeO; 0,43—0,50 (0,47) V₂O₃; 0,24—0,33 (0,28) Cr₂O₃; 0,11—0,13 (0,12) TiO₂; 0,07—0,31 (0,17) SiO₂; 0,06—0,50 (0,21) CaO; 0,00—0,12 (0,04) P₂O₅; 0,00—0,03 (0,00) MnO;

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

0,00—0,10 (0,04) Na_2O ; сума 99,05. Для ксеноліту BK4 (1 аналіз), %, за масою: 68,4 Al_2O_3 ; 27,8 MgO ; 1,20 FeO ; 0,23 V_2O_3 ; 0,22 Cr_2O_3 ; 0,18 TiO_2 ; 0,91 SiO_2 ; 0,16 CaO ; 0,17 P_2O_5 ; 0,11 MnO та 0,00 Na_2O ; сума 99,41.

Нікелістє залізо утворює мікронні релікти неправильної форми в окремих зернах троїліту або поодинокі субмікронні округлі включення в зернах силікатів. Прецизійні аналізи металу отримати не вдалося. Проте можна говорити, що всі проаналізовані зерна представлені високонікелістою фазою (тенітом або аварітром).

Неідентифікована фаза у вигляді неправильної форми ділянок розміром до 20 мкм (рис. 3.2, в, г) у відбитому світлі під оптичним мікроскопом характеризується зміною кольору від сірого з тонковолокнистою будовою до сірого з жовтим відтінком і волокнистою будовою. За даними енергодисперсійного спектрометра ця фаза містить змінні концентрації заліза, магнію, кремнію, меншою мірою сірки, збільшений вміст якої зумовив жовтий відтінок ділянок. За будовою та хімічним складом неідентифікована фаза складена наймовірніше філосилікатами, що потребує трансмісійних електронно-мікроскопічних (TEM) досліджень. Подібні знахідки неідентифікованих фаз зі збільшенням вмістом сірки, які асоціюють з магнетитом і сульфідами, виявлено у деяких вуглистих хондритах (Додд, 1986), проте особливості їх тонкої будови і складу поки не встановлені.

Стосовно *прикмет ударного метаморфізму в магнетитовмісних ксенолітах* зазначимо таке. На відміну від інших включень ксеноліти BK1, BK2 і BK4 не мають структурно-мінералогічних і хімічних ознак ударного метаморфізму, хоча знайдені у зразку, що зазнав найбільшого серед інших індивідуальних зразків хондрита Кримка ударно-метаморфічного впливу (ударний тиск оцінено у 75—90 ГПа, максимальний нагрів окремих ділянок ≥ 1500 °С (Семененко, Перрон, 1996)).

Валовий хімічний склад магнетитовмісних ксенолітів характеризується низькою аналітичною сумою (BK1 — 89,5; BK4 — 88,1 %) за даними мікрозондового аналізу (табл. 3.3), що зумовлено високою пористістю матриці ксенолітів та наявністю летких елементів. Від основної частини хондрита Кримка (Дьяконова, Харитонова, 1960) ксеноліти відрізняються більшим вмістом S, FeO та MgO , меншим — SiO_2 , Na_2O , Al_2O_3 і TiO_2 . Співвідношення SiO_2/MgO як критерій хімічної групи хондритів відповідає 1,38 (табл. 3.3), що однозначно вказує на належність ксенолітів до вуглистих хондритів ($\text{SiO}_2/\text{MgO} = 1,42 \pm 0,05$ (Van Schmus, Wood, 1967)).

Природа досліджуваних ксенолітів. За структурно-мінералогічними та хімічними характеристиками магнетитовмісні ксеноліти відрізняються від основної частини хондрита Кримка (Дьяконова, Харитонова, 1960) та відомих різновидів тонкозернистої речовини хондритів (Nagahara, 1984; Endreß et al., 1994; Weisberg et al., 1997; Семененко, Гирич, 2001; Semenenko, Girich, 2001; Semenenko et al., 2001), але подібні, хоча не ідентичні, до вуглистих хондритів. Від останніх (Додд, 1986) (табл. 3.3) магнетитовмісні ксеноліти відрізняються більшим вмістом FeO , MgO і SiO_2 та низьким співвідношенням $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$, що вказує на їх нижчий ступінь окиснення. Крім того, вони характеризуються низькою концентрацією Na_2O . Ксеноліти збагачені сіркою і за її вмістом займають проміжне положення між вуглистими хондритами групи CI та групи CM (табл. 3.3).

3.1. Вуглисти ксеноліти

Таблиця 3.3. Валовий хімічний склад (%, за масою) магнетитовмісних ксенолітів та основної частини хондрита Кримка, а також вуглистих хондритів; перераховано на 100 %

Table 3.3. Bulk chemical composition (wt. %) of the magnetite-bearing xenoliths, the host Krymka chondrite and carbonaceous chondrites; recalculated to 100 %

Компонент, відношення	Кримка			Вуглисти хондрити ²			
	Основна частина ¹	BK1 (64)	BK4 (15)	CI	CM	CO	CV
SiO ₂	40,1	35,2	34,8	30,1	32,5	33,3	33,8
TiO ₂	0,14	0,10	0,08	0,09	0,12	0,16	0,15
Al ₂ O ₃	2,93	2,30	2,36	2,15	2,59	2,63	2,78
Cr ₂ O ₃	0,52	0,52	0,53	0,45	0,50	0,52	0,52
MgO	25,0	25,6	25,3	21,5	22,8	23,8	23,9
FeO	25,3	27,1	27,9	32,5	32,5	32,8	31,9
MnO	0,34	0,38	0,32	0,30	0,24	0,20	0,21
CaO	1,88	1,98	1,62	1,91	2,17	2,17	2,25
Na ₂ O	0,84	0,39	0,24	1,00	0,66	0,61	0,52
K ₂ O	0,07	0,09	0,04	0,08	0,08	0,12	0,04
P ₂ O ₅	0,20	0,29	0,29	0,43	0,35	0,25	0,30
Ni	1,15	1,21	1,17	1,39	1,47	1,39	1,36
S	2,20	4,93	5,37	8,01	3,97	1,99	2,19
Сума	100,6	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Сума аналітична		89,5	88,1	73,9	85,2	101,2	97,8
FeO/(FeO + MgO)	0,50	0,51	0,52	0,60	0,59	0,58	0,57
SiO ₂ /MgO	1,60	1,38	1,38	1,40	1,43	1,40	1,41

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів.

¹ Дані за статею (Дьяконова, Харитонова, 1960).

² Дані за статею (Додд, 1986), перераховано з елементного складу.

Note. The number of analysis is in brackets.

¹ Data from Dyakonova, Charitonova (1960; in Russian).

² Data from Dodd (1986; in Russian), recalculated from elemental composition.

Однією з головних особливостей мінералогії примітивної вуглистої речовини в цілому (Додд, 1986) і магнетитовмісних ксенолітів є наявність високо- і низькотемпературної складових. У ксенолітах, як і в хондритах CI, переважає низькотемпературна складова — матриця, а домінуючими низькотемпературними мінералами є магнетит та фіlosilікати (якими найімовірніше складена неідентифікована фаза і які є одним із головних компонентів матриці вуглистих хондритів (Додд, 1986; Endreß et al., 1994)). Разом з тим не виключена також наявність органічних сполук, але це питання потребує спеціальних досліджень.

Магнетит виявлений не тільки у примітивній вуглистий речовині, де він досить поширеній і характеризується різноманітністю форми зерен, а й у деяких звичайних хондритах (Jedwab, 1971; Kerridge et al., 1979; Nagahara, 1984; Додд, 1986; Endreß et al., 1994; Семененко, Гирич, 2001; Semenenko, Girich, 2001; Semenenko et al., 2001). Зокрема, в матриці хондрита Кримка він наявний у вигляді поодиноких зерен неправильної форми. Питання щодо первинного або вторинного походження магнетиту в метеоритах досі залишається відкритим, хоча очевидно, що зерна магнетиту різної морфо-

логії мають різне походження (Jedwab, 1971; Kerridge et al., 1979). Важливими морфологічними особливостями фрамбоїдів є їх нещільна та селективна за розмірами зерен агрегація, що засвідчує специфічні низькошвидкісні (м'які) умови акреції індивідуальних кристаликів магнетиту. Фрамбоїди та подібні до них скupчення мікронних кристаликів різного розміру, які є основним морфологічним різновидом магнетиту в магнетитовмісних ксенолітах, трапляються лише у вуглистих хондритах CI та CM і деяких вуглистих ксенолітах (Jedwab, 1971; Kerridge et al., 1979; Endreß et al., 1994). Імовірно, вони мають первинне походження і утворились прямою конденсацією газу в протопланетній туманності за температури близько 400 K (Jedwab, 1971; Grossman, 1972).

Високотемпературна складова магнетитовмісних ксенолітів представлена переважно окремими зернами магнезіальних силікатів (форстериту, енстатиту та Ca-збагаченого клінопіроксену), меншою мірою Mg,Al-шпінелі та мікрохондрами, і поширеніша, ніж у хондритах CI. Наявність мікрохондр є єдиною ознакою спонтанних високоенергетичних процесів у тій зоні протопланетної туманності, де утворились основні мінерали ксенолітів. У вуглистих хондритах петрологічних типів 2 і 3 високотемпературні мінерали більш поширені та різноманітні, концентруються передусім у хондрах й високотемпературних, сильно збагачених кальцієм, алюмінієм і магнієм агрегатах та включеннях (Додд, 1986), які не виявлені в магнетитовмісних ксенолітах. Крім того, у останніх дуже обмежена кількість високозалізистих силікатів, які конденсуються за нижчих температур, ніж високомагнезіальні та висококальцієві силікати (Grossman, 1972; Nagahara, 1984; Додд, 1986).

Основні структурно-мінералогічні відмінності магнетитовмісних ксенолітів від вуглистих хондритів групи CI пов'язані з мінералогією сірковмісних мінералів. Єдиним мінералом сірки в ксеноліті BK2 є троїліт (можливо, за винятком неідентифікованої фази другого різновиду), хоча у ксеноліті BK1 більшість сульфідних зерен складені піротином, що вказує на вищий ступінь окиснення його речовини. Поширення, склад та характер взаємодії сульфідів і металу в магнетитовмісних ксенолітах (а саме збільшена кількість сульфідів, вкрай обмежена кількість металу, його високонікелістий склад і розміщення у вигляді реліктів у зернах троїліту) є свідченням утворення троїліту внаслідок сульфідизації нікелістого заліза, ймовірно, у доагломераційний період, а також піротину в результаті окиснення троїліту. Слід зауважити, що внаслідок поширення збагачених сульфідами ксенолітів у хондриті Кримка (Semenenko, Girich, 2001) та в інших примітивних хондритах можна говорити про поширеність процесу сульфідизації в доагломераційній історії космічної речовини.

У хондритах CI відсутній троїліт, вони містять піротин і значну кількість таких вторинних мінералів — сульфати (гіпс, епсоміт) і карбонати (передусім у вигляді прожилків), які утворились унаслідок низькотемпературного водного метаморфізму (Додд, 1986). Вуглисти хондрити петрологічних типів 2 і 3 крім піротину містять також троїліт і пентландит (Додд, 1986). Імовірно, піротин і сульфати утворились у результаті окиснення троїліту.

3.1. Вуглисти ксеноліти

Отже, існує певна хімічна і структурно-мінералогічна відповідність магнетитомісних ксенолітів вуглистим хондритам, насамперед групи CI. Водночас їх основні відмінності (високий вміст MgO і нижчий вміст FeO, менша кількість філосилікатів, відсутність сульфатів і карбонатів поряд із високим вмістом сульфідів у ксенолітах) пов'язані головно з нижчим ступенем окиснення речовини ксенолітів, ніж хондритів CI. Це дає змогу припустити, що магнетитомісні ксеноліти BK1, BK2 і BK4 хондрита Кримка складені речовиною типу вуглистих хондритів CI, яка не зазнала значного низькотемпературного водного перетворення і може бути їх проторечовиною, тобто найпримітивнішою речовиною Сонячної системи.

Під час агломерації материнського тіла хондрита Кримка магнетитомісні ксеноліти були слабоконсолідованими, що зумовило орієнтацію в них рудних зерен та їх скучень відповідно до орієнтації твердіших текстурних одиниць метеорита.

З огляду на структурно-мінералогічні та хімічні особливості магнетитомісних ксенолітів вони можуть бути уламками одного доагломераційного об'єкта, які увійшли до складу материнського тіла хондрита Кримка під час агломерації з хондрами і мінералами матриці. Ксеноліти складені вуглистою речовиною нового різновиду (можливо, проторечовиною вуглистих хондритів групи CI), яка утворилася у протопланетній туманності в результаті низькошвидкісної (м'якої) акреції нерівноважної низькотемпературної пилової компоненти, сульфідизованого металу, окремих зерен високотемпературних мінералів і продуктів переплавлення силікатів — мікрохондр. Після утворення ксеноліти не зазнали значних змін унаслідок термального, водного або ударного метаморфізму ні в протопланетній туманності, ні в материнському тілі хондрита Кримка.

3.1.2. Графіто- і бітумомісні ксеноліти

Графітовомісні ксеноліти, знайдені спочатку лише в хондриті Кримка, а значно пізніше в антарктичних хондритах NWA6169 та NWA8330 (Johnson et al., 2015), становлять підвищений науковий інтерес завдяки своїм незвичайним хімічним і мінералогічним характеристикам, а також подібності деяких з них до загадкового вуглистоого ксеноліту, що вміщує «містерит», збагачений леткими компонентами і діагностований як пізній конденсат туманності (Laul et al., 1973; Higuchi et al., 1977; Lewis et al., 1979; Grossman et al., 1980).

На сьогодні у метеориті діагностовано та вивчено дев'ять графітовомісних ксенолітів, два з яких (K1 і K3) складені слабометаморфізованою (Semenenko et al., 2005), сім (Gr1—Gr7) — помірно метаморфізованою вуглистою речовиною (Semenenko et al., 2004), а також графітовомісну макрохондру (Семененко, Гіріч, 2011) і бітумомісний ксеноліт (Гіріч, Семененко, 2016; Семененко, Гіріч, 2016). Серед них лише включення K1 і K3 складені тонкозернистою речовиною на відміну від їх метаморфічних різновидів Gr1—Gr7, а тим більше від бітумомісного ксеноліту і макрохондри.

Нижче в дещо скороченому варіанті наведено головні особливості їх будови і складу, які детально викладені в наших статтях.

Вуглисте «містерито»-вмісне включение

Вуглисте «містерито»-вмісне включение темного кольору було виявлено в маленькому фрагменті хондриту Кримка масою 0,26 г із метеоритної колекції КМЕТ АН СРСР (Москва), який надійшов на дослідження Р.С. Льюїсу в Чікаго, США (Lewis et al., 1979). Відповідно до структурно-мінералогічних досліджень (Grossman et al., 1980), воно складене переважно тонкозернистими силікатами і троїлітом, а також окремими крупними зернами піроксену (En_{96}), олівіну (Fo_{99} і Fo_{97}), плагіоклазу (An_{100}) та нікелистоого заліза. Хімічний склад нікелистоого заліза (4 зерна) такий, % (за масою): 89,1–92,9 Fe; 3,05–7,83 Ni; 1,36–1,52 Co; 0,06–0,46 Cr; 0,06–0,52 Si; ≤ 0,04–0,85 P; 0,14–0,26 S. Він вирізняється високим вмістом кобальту, а в одному із зерен — фосфору. Автори статті припустили можливу наявність у включенні фіlosилікатів. Валовий хімічний склад включения, визначений методом розфокусованого променя із застосуванням електронного мікрозонда, такий, % (за масою), один стандарт відхилення: SiO_2 $29,80 \pm 0,87$; Al_2O_3 $2,37 \pm 0,19$; Cr_2O_3 $0,40 \pm 0,05$; FeO $22,37 \pm 1,03$; MnO $0,14 \pm 0,13$; MgO $20,87 \pm 0,37$; CaO $1,43 \pm 0,40$; Na_2O $0,10 \pm 0,15$; K_2O $0,05 \pm 0,07$; FeS $7,37 \pm 1,27$; Ni $1,10 \pm 0,18$; Co $0,14 \pm 0,16$; сума 86,14.

Радіохімічним нейтронно-активаційним методом і мас-спектрометричними дослідженнями (Lewis et al., 1979) у «містерито»-вмісному включенні визначено 20 мікроелементів і 5 інертних газів. За вмістом мікроелементів включение доволі подібне до вуглистих хондритів C1 і C2. Однак воно суттєво збіднене на уран, реній, осмій, іридій, нікель, паладій, золото, стибій, германій і збагачене на срібло, бісмут, талій. Збагачення цими елементами до фактора майже 1,6 хондритів C1 автори інтерпретують як ознаку належності речовини включения до пізнього конденсату протопланетної туманності.

Включение містить також інертні гази значно більшої кількості (фактор 1,6–19), ніж у хондритах C1 (Lewis et al., 1979). За результатами досліджень зроблено висновок (Lewis et al., 1979; Grossman et al., 1980) щодо подібності «містерито»-вмісного включения до речовини C-хондритів, яка є новим примітивним типом, що утворився під час низькотемпературної конденсації у відмінній від інших вуглистих хондритів області туманності.

Ксеноліти K1 і K3

Темні тонкозернисті ксеноліти K1 і K3 знайдено в різних індивідуальних зразках хондриту Кримка. Перший з них (рис. 3.5, а) виявлено в паралельних зразках полірованого шліфа у вигляді темного включения розміром $4 \times 4 \times 6$ мм (Семененко та ін., 1991; Semenenko et al., 1991; Semenenko, 1996), другий — на поверхні зламу індивідуального зразка 1290/33 (каталоговий номер колекції метеоритів Національного науково-природничого музею НАН України). У полірованому шліфі (рис. 3.5, б) K3 має овальну форму і розмір 4×3 мм. Макроскопічно зразки подібні і характеризуються темним кольором, підвищеною щільністю і мають чітку межу з хондрами і матрицею метеорита.

3.1. Вуглисти ксеноліти

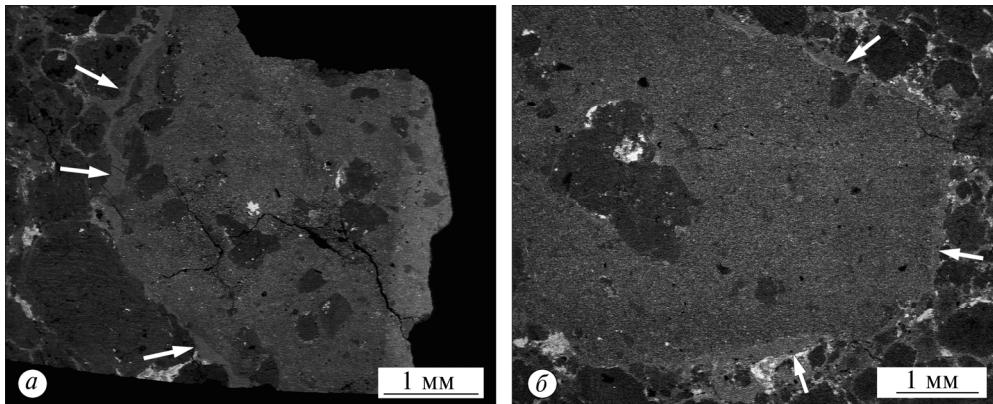


Рис. 3.5. BSE-зображення вуглистих ксенолітів К1 (*а* — відрізана частина) і К3 (*б*), що оточені тонкозернистою силікатною оболонкою (див. стрілки), у полірованих шліфах хондрита Кримка. Тонкозерниста речовина ксенолітів містить хондри, їх уламки та окремі крупні зерна силікатів (біле — троїліт, нікелісте зали; сіре, темно-сіре — силікати)

Fig. 3.5. BSE images of the carbonaceous xenoliths K1 (*a* — cut off part) and K3 (*b*), which are surrounded by a fine-grained silicate rim (arrows). Polished sections of the Krymka chondrite. A fine-grained material of the xenoliths contains chondrules, their fragments and some large grains of silicates (white — troilite, nickel iron; gray, dark gray — silicates)

Петрографія і мінералогія. Дослідженнями полірованих шліфів встановлено, що ксеноліти складаються з трьох головних текстурних одиниць — однорідної тонкозернистої матриці, невеликої кількості крупних зерен (рис. 3.6, *а*, *б*), хондр (рис. 3.6, *в*) та їх уламків, їх оточені більш тонкозернистими силікатними оболонками, дещо збагаченими залізом (Семененко та ін., 1991; Semenenko et al., 1991; Semenenko, 1996). Поодинокі крупні зерна силікатів є ксеноморфними, пористими всередині і діагностуються як амебоподібні (рис. 3.6, *б*).

Матриця займає близько 90 % об'єму ксенолітів і складається з однорідної тонкозернистої суміші олівіну, піроксенів, троїліту, камаситу, теніту, графіту, збагаченої вуглецем речовини (рис. 3.7, *а*, *б*), а також другорядних зерен фосфату, хроміту й ільменіту. Мінеральні зерна, за винятком графіту, мають розмір ≤ 5 мкм, їх форма — неправильна або округла. Хімічний склад (табл. 3.4, 3.5; рис. 3.8) більшості мінералів змінюється від зерна до зерна. Домінует олівін, більшість зерен якого має зональну будову, зумовлену збільшенням вмісту FeO від центру до периферії. Відповідно до даних, отриманих з використанням енергодисперсійного спектрометра (EDS-даних), склад олівіну змінюється від Fa_{22,0} до Fa_{45,7} (рис. 3.8). Середній склад зерен олівіну в матриці ксеноліту відповідає Fa_{34,2}. Згідно з TEM-дослідженнями мінералів матриці K1 (рис. 3.9) (Weber et al., 2003), розмір олівінових зерен дорівнює близько 1 мкм, вони характеризуються наявністю дислокацій з вектором Бюргерса [001].

Піроксені діагностовані переважно як Ca-бідні, іноді — як Ca-багаті (див. рис. 3.8, 3.10) зерна. На відміну від олівіну їх склад однорідний в межах

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

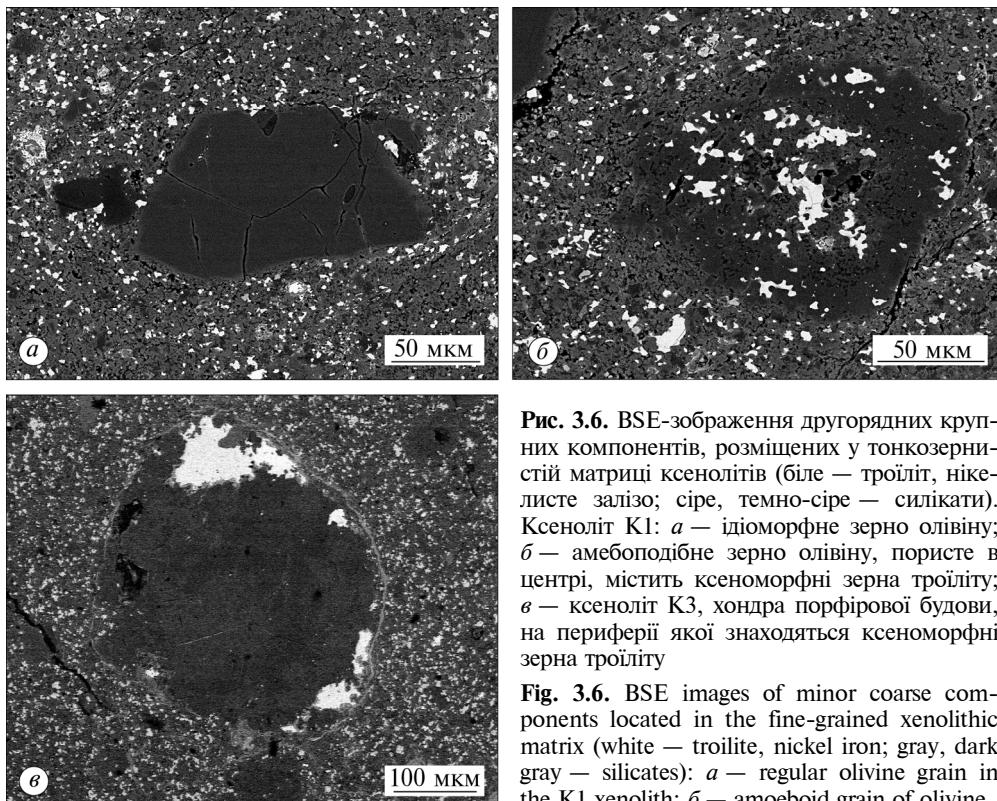


Рис. 3.6. BSE-зображення другорядних крупних компонентів, розміщених у тонкозернистій матриці ксенолітів (біле — троїліт, нікелисте залізо; сіре, темно-сіре — силікати). Ксеноліт K1: *a* — ідіоморфне зерно олівіну; *б* — амебоподібне зерно олівіну, пористе в центрі, містить ксеноморфні зерна троїліту; *в* — ксеноліт K3, хондра порфірової будови, на периферії якої знаходяться ксеноморфні зерна троїліту

Fig. 3.6. BSE images of minor coarse components located in the fine-grained xenolithic matrix (white — troilite, nickel iron; gray, dark gray — silicates): *a* — regular olivine grain in the K1 xenolith; *б* — amoeboid grain of olivine, which is porous in the center and contains irregular grains of troilite. The K1 xenolith; *в* — a porphyritic chondrule with irregular troilite grains arranged on the periphery. The K3 xenolith

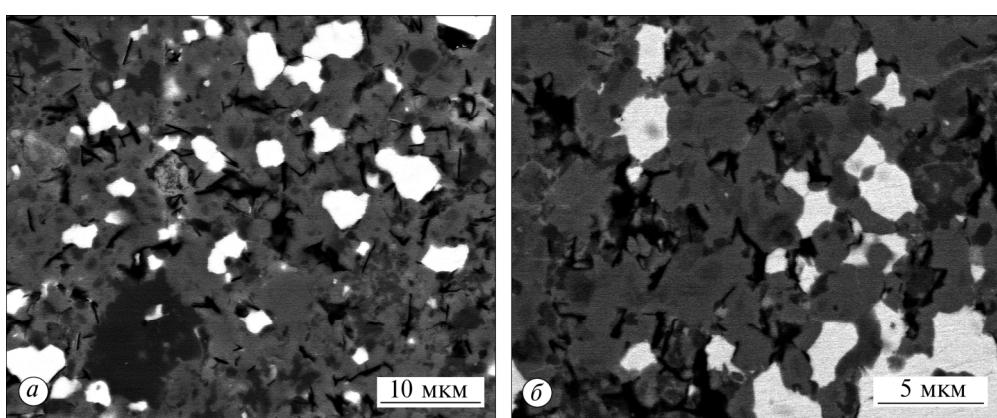


Рис. 3.7. BSE-зображення головних мінералів — олівіну і піроксенів (сіре і світло-сіре), троїліту і нікелистого заліза (біле) та пластинчатих кристалів графіту (чорне), у матриці ксенолітів K1 (*а*) і K3 (*б*)

Fig. 3.7. BSE images of the major minerals — olivine and pyroxenes (gray and light gray), troilite and nickel iron (white) and graphite plate crystals (black), in the xenolithic matrix K1 (*a*) and K3 (*б*)

3.1. Вуглисти ксеноліти

Таблиця 3.4. Хімічний склад (%, за масою) силікатів у вуглистих ксенолітах хондрита Кримка, визначений на мікрозонді (Semenenko et al., 2005)

Table 3.4. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe of silicates within the carbonaceous xenoliths of the Krymka chondrite (Semenenko et al., 2005)

Компонент	Ксеноліт К1				Ксеноліт К3		
	Хондри		Матриця (1)	Оболонка (1)	Хондри		Матриця (1)
	межі (12)	середнє			межі (10)	середнє	
Олівін							
SiO ₂	37,4—40,5	39,2	36,9	33,6	39,0—40,2	39,7	39,9
Al ₂ O ₃	H. в.—0,25	0,06	0,31	1,11	<0,03	<0,01	0,20
MgO	40,7—45,8	43,0	29,3	18,0	43,3—46,5	44,6	39,4
MnO	0,33—0,75	0,57	0,32	0,29	0,41—0,71	0,55	0,53
TiO ₂	H. в.—0,07	<0,02	0,06	H. а.	<0,02—0,05	<0,03	0,05
CaO	<0,01—0,42	0,08	0,16	0,09	H. в.—0,09	0,04	0,12
FeO	15,0—20,2	17,5	32,2	46,0	13,9—17,3	15,8	18,2
Cr ₂ O ₃	H. в.—0,34	0,09	0,05	0,14	<0,01—0,09	0,04	H. а.
Na ₂ O	H. в.—0,04	<0,02	0,16	0,87	<0,01	<0,01	0,12
K ₂ O	<0,01	H. в.	H. в.	<0,03	<0,01	<0,01	<0,02
Ni	<0,01—0,11	0,06	0,11	1,00	0,04—0,07	0,05	0,07
S	<0,01—0,50	0,18	0,30	0,09	<0,02	<0,01	<0,03
P ₂ O ₅	H. в.—0,12	<0,02	0,07	H. а.	<0,01	<0,01	0,12
Сума	98,9—102,1	100,6	100,0	101,1	100,0—101,5	100,7	98,8
Fa	15,6—21,8	18,6	38,1	59,0	14,3—18,2	16,6	20,6
Піроксен							
Компонент	Ксеноліт К1				Ксеноліт К3		
	Хондри		Матриця	Оболонка (1)	Хондри		
	межі (17)	середнє	середнє (2)		межі (14)	середнє	
SiO ₂	54,9—59,0	57,3	56,1	48,6	54,6—57,7	56,5	
Al ₂ O ₃	0,06—1,16	0,30	0,28	4,95	0,07—4,33	0,62	
MgO	28,5—37,0	34,1	31,3	16,9	27,6—34,7	32,8	
MnO	0,07—0,97	0,41	0,48	0,38	0,26—0,77	0,51	
TiO ₂	H. в.—0,16	0,05	0,09	0,49	<0,02—0,34	0,09	
CaO	0,08—3,97	0,69	1,14	16,5	0,14—2,88	0,75	
FeO	3,90—11,4	6,51	10,6	10,7	5,85—10,2	8,11	
Cr ₂ O ₃	0,13—2,24	0,56	0,16	1,38	0,14—1,19	0,46	
Na ₂ O	H. в.—0,42	0,08	0,07	0,13	H. в.—0,75	0,10	
K ₂ O	<0,03	<0,01	H. в.	H. в.	<0,03	<0,01	
Ni	H. а.	H. а.	H. а.	H. а.	<0,01—0,09	0,06	
S	»	»	»	»	H. в.—0,08	<0,02	
P ₂ O ₅	H. в.—0,07	<0,02	<0,02	0,25	<0,02...<0,03	<0,02	
Сума	99,3—101,5	100,1	100,2	100,3	99,1—101,5	99,9	
Fs	5,60—17,2	9,60	15,6	17,3	8,58—15,2	12,0	
En	79,3—94,2	89,1	82,2	48,7	80,0—90,8	86,5	
Wo	0,15—7,94	1,33	2,18	34,0	0,26—6,00	1,47	

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

Закінчення табл. 3.4

Компонент	Ксеноліт K1		Ксеноліт K3		Матриця (1)	
	Хондри		Хондри			
	межі (4)	середнє	межі (3)	середнє		
Са-піроксен						
SiO ₂	46,7—55,2	50,5	51,2—54,2	52,2	50,4	
Al ₂ O ₃	1,27—4,95	3,84	1,32—5,11	2,89	5,44	
MgO	16,3—19,1	17,4	17,5—19,5	18,8	18,2	
MnO	0,22—0,88	0,52	0,42—0,89	0,67	0,38	
TiO ₂	0,35—0,58	0,45	0,29—1,24	0,65	0,66	
CaO	5,69—18,3	14,5	16,0—19,4	17,7	18,5	
FeO	4,80—22,2	10,7	4,15—6,21	5,06	4,26	
Cr ₂ O ₃	0,79—1,91	1,36	0,84—1,82	1,40	1,66	
Na ₂ O	0,13—2,78	1,03	0,36—0,64	0,54	0,06	
K ₂ O	H. в.—0,31	0,08	<0,01	<0,01	H. в.	
Ni	H. а.	H. а.	<0,03—0,11	0,07	0,09	
S	»	»	H. в.—0,04	<0,02	<0,03	
P ₂ O ₅	0,17—0,77	0,35	0,18—0,23	0,20	0,27	
Сума	99,2—102,0	100,7	98,8—100,9	100,2	99,9	
Fs	8,27—36,7	17,6	6,88—10,1	8,25	7,05	
En	48,7—55,4	51,5	51,8—56,4	54,7	53,8	
Wo	12,1—40,9	30,8	33,4—41,3	37,0	39,2	
Компонент	Ксеноліт K1			Ксеноліт K3		
	Хондри			Хондри (1)		
	межі (7)	середнє				
Плагіоклаз						
SiO ₂	58,1—64,6	61,8		70,2		
Al ₂ O ₃	17,1—22,2	19,6		18,8		
MgO	1,73—3,33	2,37		0,19		
MnO	H. в.—0,24	0,12		0,10		
TiO ₂	0,20—0,95	0,48		0,35		
CaO	4,41—8,45	5,57		0,65		
FeO	0,99—1,90	1,57		0,62		
Cr ₂ O ₃	H. в.—0,22	0,06		0,16		
Na ₂ O	7,17—10,4	9,13		7,64		
K ₂ O	H. в.—0,07	<0,03		0,06		
P ₂ O ₅	0,06—0,18	0,10		0,11		
Сума	99,5—102,1	100,9		98,9		
Ab	60,5—80,4	74,5		95,1		
An	19,4—39,4	25,4		4,47		
Or	H. в.—0,36	0,13		0,47		

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. а. — не аналізували; Н. в. — нижче рівня визначення.

Note. The number of analysis is in brackets; H. a. is not analyzed; H. b. is not determined.

3.1. Вуглисти ксеноліти

Таблиця 3.5. Хімічний склад (%, за масою) нікелестого заліза і троїліту у вуглистоуму ксеноліті К1 хондрита Кримка, визначений на мікрозонді (Semenenko et al., 2005)

Table 3.5. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe of nikel iron and troilite within the K1 carbonaceous xenolith of the Krymka chondrite (Semenenko et al., 2005)

Еле- мент	Камасит		Теніт		Троїліт	
	межі (7)	середнє	межі (9)	середнє	межі (4)	середнє
Матриця						
Fe	92,2–93,1	92,8	45,9–53,6	48,2	62,5–62,8	62,7
Ni	3,80–4,26	4,04	44,8–52,5	49,9	<0,03	<0,01
Cu	<0,03	<0,02	0,10–0,33	0,20	Н. в.–0,08	0,06
Co	2,26–3,21	2,53	0,19–0,38	0,31	Н. в.	Н. в.
Si	<0,01	Н. в.	Н. в.–0,11	<0,02	Н. в.–0,14	0,06
P	<0,02	<0,01	<0,02	<0,01	<0,02	<0,01
S	<0,03	<0,02	<0,01–0,11	0,04	35,3–35,8	35,5
Cr	<0,02–0,36	0,09	Н. в.–0,59	0,09	0,04–0,20	0,11
Ca	Н. в.–0,10	0,04	Н. в.–0,06	<0,02	<0,02–0,04	<0,03
Сума	99,4–99,8	99,6	98,2–99,5	98,8	98,2–98,8	98,5
Елемент	Камасит		Теніт (1)	Троїліт		
	межі (17)	середнє		межі (6)	середнє	
Хондри						
Fe	89,2–93,8	92,6	49,1	62,1–63,1	62,8	
Ni	3,57–7,03	4,52	47,8	<0,02–0,16	0,09	
Cu	Н. в.–0,08	<0,02	0,27	<0,01	Н. в.	
Co	2,26–2,63	2,40	0,29	Н. в.	»	
Si	Н. в.–0,04	<0,01	Н. в.	Н. в.–0,33	0,10	
P	<0,02	<0,01	»	<0,01	<0,01	
S	Н. в.–0,10	<0,02	<0,02	34,8–36,1	35,5	
Cr	Н. в.–0,34	0,08	0,04	<0,02–0,12	0,06	
Ca	Н. в.–0,15	0,06	<0,03	<0,02–0,11	0,06	
Сума	98,5–100,8	99,7	97,6	98,0–98,8	98,5	

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. в. — нижче рівня визначення.

Note. The number of analysis is in brackets; Н. в. is not determined.

зерен, але змінюється від зерна до зерна (див. табл. 3.4). EDS-дані вказують на склад $\text{Fs}_{18-28}\text{Wo}_{0-7}$ для Са-бідних піроксенів і $\text{Fs}_{28}\text{Wo}_{15}$ для одного дослідженого зерна Са-багатого піроксenu. При ТЕМ-дослідженні матриці K1 було знайдено лише Са-бідні піроксени із середнім розміром зерен близько 1 мкм (Weber et al., 2003). За EDS-даними, склад піроксenu відповідає $\text{Fs}_{18}\text{Wo}_1$. У піроксенових зернах виявлено пластинки перетворення уздовж площини (100). Відповідне SAED-зображення вказує на видовження в напрямку [100], що засвідчує співіснування орто- і клінопіроксенових пластинок (див. рис. 3.9, б).

Сульфід заліза — найпоширеніший непрозорий мінерал у ксенолітах (див. рис. 3.6, а, б), характеризується майже однорідним складом (табл. 3.5), що відповідає троїліту. В деяких випадках скупчення зерен сульфіду

Р О З Д I Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

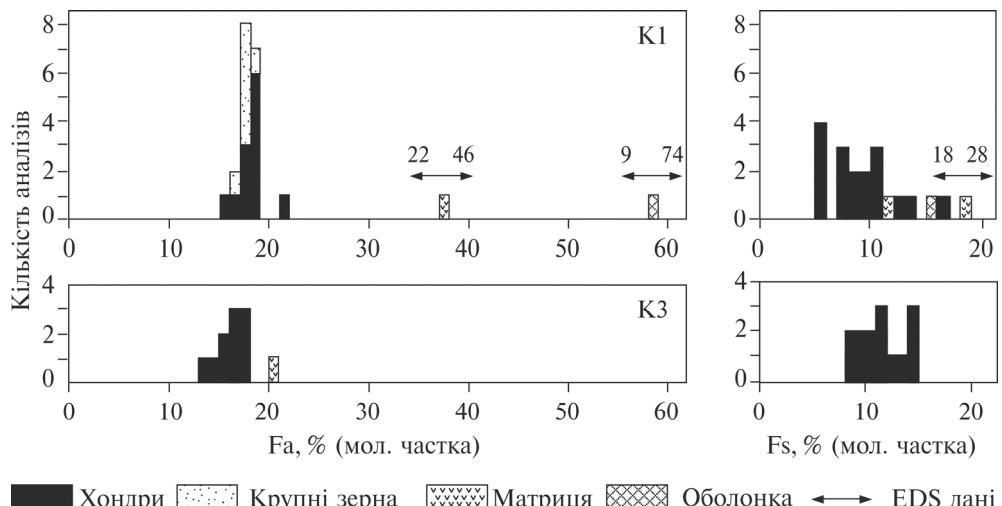


Рис. 3.8. Вміст фаялітового компонента в олівіні та феросилітового компонента в Са-бідному піроксені в ксенолітах K1 і K3 хондрита Кримка (Semenenko et al., 2005). Склад більшості тонких зерен отримано з використанням енерго-дисперсійного спектрометра

Fig. 3.8. Fa-contents of olivine and Fs-contents of Ca-poor pyroxene within the Krymka carbonaceous xenoliths (Semenenko et al., 2005). The compositions of most fine grains were obtained with EDS

оточують хондри (рис. 3.6, б) або їх уламки. ТЕМ-дослідження одного зерна FeS у ксеноліті K1 (Weber et al., 2003) довело, що воно є агрегатом менших зерен розміром близько 1 мкм і складено піротином (47 % Fe (ат. частка)). Дифракційні особливості вказують на наявність у ньому надструктур.

Нікелісте залізо діагностовано у вигляді округлих або неправильних за формою зерен, які майже в однакових пропорціях складаються з камаситу і теніту і мають неоднорідний склад (табл. 3.5). У середньому камасит містить 4 % Ni і 2,53 % Co, теніт — 49,9 % Ni і 0,31 % Co (за масою).

Кристали графіту рівномірно розподілені в матриці (див. рис. 3.7, а, б), займаючи майже 4 % (за об'ємом) (Semenenko, 1996), і характеризуються переважно правильною пластинчастою формою та розмірами $\leq 3 \times 0,7$ мкм. За формою і розподілом вони подібні до зерен графіту в ксенолітах Gr1—

Рис. 3.9. Трансмісійні електронно-мікроскопічні зображення окремих зерен мінералів із ксеноліту K1 (а—в) та його оболонки (г), які отримані та вивчені І. Вебер (Semenenko et al., 2005): а — округле зерно олівіну з лініями дислокації високої щільності, яке асоціює з піроксеном; б — зерно енстатиту з пластинками трансформації вздовж площини (100); на відповідній електронно-дифракційній картині внизу справа — лінії (проміжки) в напрямку [100] є свідченням співіснування пластинок кліно- та ортопіроксену; в — лусочка графіту, розламана на дві частини; наявність відбиття 002 у вигляді дискретних плям на електронно-дифракційній картині (SAED) в нижньому правому куті вказує на кристалічний характер графіту; г — зерно енстатиту з пластинками трансформації вздовж площини (100); на електронно-дифракційній картині в правому куті — смугастість у напрямку [100]

3.1. Вуглисти ксеноліти

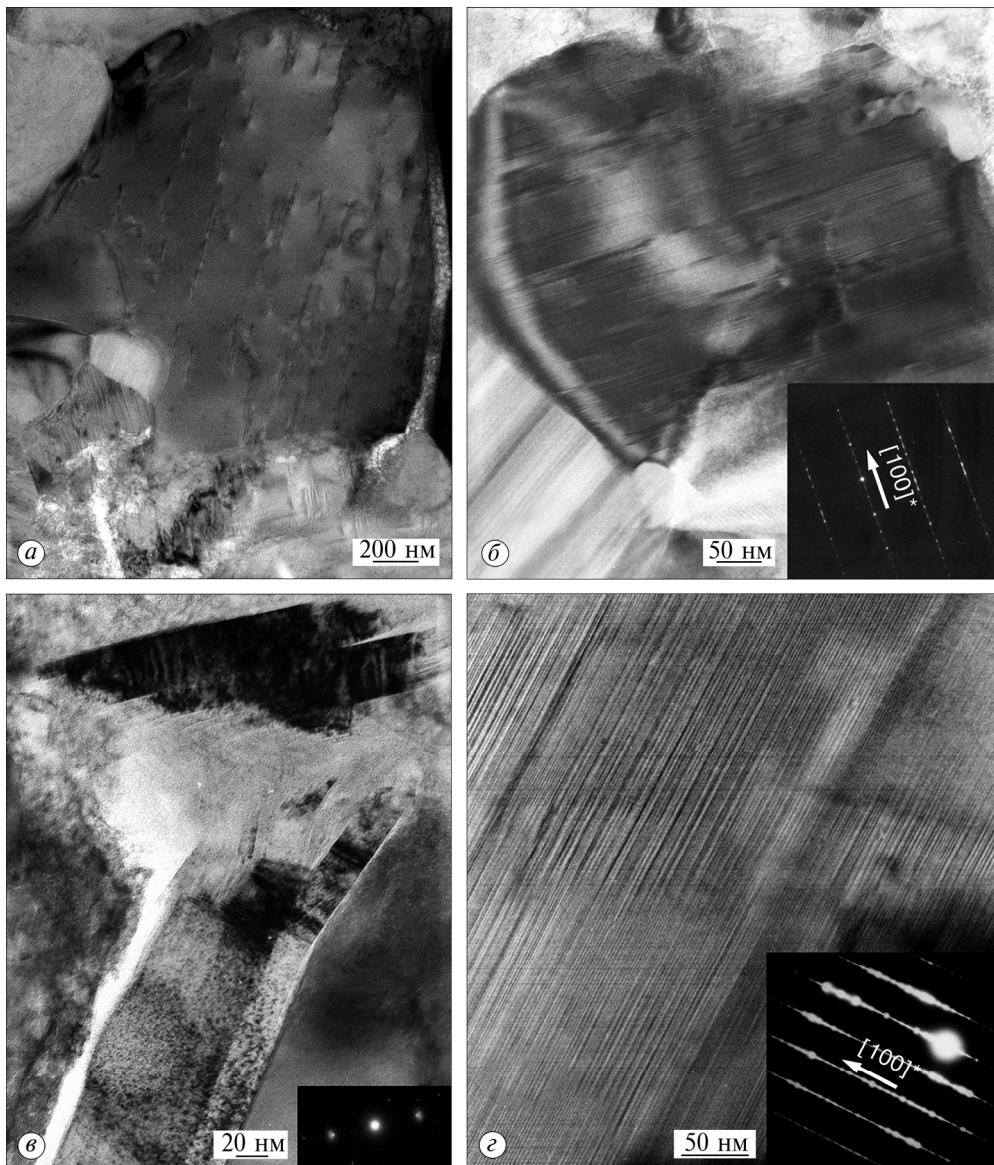


Fig. 3.9. TEM bright field images of mineral grains within the Krymka carbonaceous xenolith K1, received and studied by I. Weber (Semenenko et. al., 2005): *a* — a round olivine grain with dislocations (parallel dark lines) of a high density, surrounded by pyroxene; *b* — enstatite grain with transformation lamellae along the (100) plane. The corresponding electron diffraction pattern in the right corner exhibits streaking in the [100] direction indicating to coexistence of clino- and orthopyroxene plates; *c* — a graphite flake broken up into two flakes. The presence of the 002 reflex as discrete spots on the SAED pattern in the lower right corner indicates to a crystalline character of the graphite; *d* — an enstatite grain with the transformation lamellae along the (100) plane. The corresponding electron diffraction pattern in the right corner exhibits streaking in the [100] direction

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

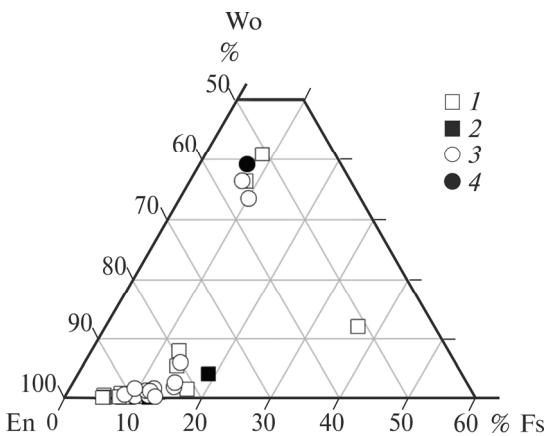


Рис. 3.10. Діаграма хімічного складу Са-бідного та Са-багатого піроксенів у ксенолітах K1 (1 — у хондрах, 2 — у матриці) і K3 (3 — у хондрах, 4 — у матриці) хондрита Кримка (Semenenko et al., 2005)

Fig. 3.10. Chemical composition of Ca-poor and Ca-rich pyroxenes within the Krymka xenoliths K1 (1 — in chondrules, 2 — in matrix) and K3 (3 — in chondrules, 4 — in matrix) (Semenenko et al., 2005)

Gr7 з хондрита Кримка (Semenenko et al., 2004). Багато кристалів графіту декорують суміжні грані силікатних зерен, утворюючи двійники. За ТЕМ-даними (Weber et al., 2003), графіт складений дрібними лусочками, окрім з яких зламані або зігнуті. SAED-зображення вказує на кристалічний характер графіту (див. рис. 3.9, в).

Багату вуглецем речовину (рис. 3.7, б) діагностовано серед силікатних зерен у вигляді неправильних або округлих ділянок, чорних у відбитих електронах, розміром до 2 мкм. Згідно з EDS-даними, вона складена майже чистим вуглецем, менш поширенна, ніж кристали графіту, і в деяких випадках асоціює з ними.

Зерна хроміту є рідкісними, мають округлу форму. Їх хімічний склад (за масою) змінюється від зерна до зерна та характеризується наявністю до 6,29 % Al_2O_3 , 2,49 % TiO_2 і 1,47 % MgO (EDS-дані). Середній склад хроміту відповідає такому, %, за масою: 53,2 Cr_2O_3 ; 35,6 FeO ; 6,1 Al_2O_3 ; 1,77 TiO_2 ; 1,22 MgO ; 0,58 SiO_2 ; 0,54 V_2O_3 ; сума 99,2.

Зерна ільменіту мають неправильну форму зі звивистими краями. Їх склад слабо змінюється як у межах зерна, так і від зерна до зерна і відповідає, %, за масою: 53,4 TiO_2 ; 42,4 FeO ; 1,95 MgO ; 0,95 MnO ; 0,23 Cr_2O_3 ; 0,11 SiO_2 ; 0,08 Ni ; сума 98,7. Наявність нікелю спричинена, ймовірно, аналітичним забрудненням Fe,Ni-металом.

Апатит асоціює в основному з нікелістим залізом. Переважна форма зерен апатиту неправильна, його склад звичайний для фосфатів у хондритах. Два зерна фосфату з K1 містять у середньому, %, за масою: 54,7 CaO ; 42,3 P_2O_5 ; 1,11 FeO ; 0,60 Na_2O ; 0,05 MnO ; 0,03 SiO_2 ; 0,07 Ni ; сума 98,9. У тонкозернистій матриці виявлено дуже незначні кількості мезостазису, який, згідно із СЕМ-дослідженнями поверхні зламу ксеноліту, є пористим і аморфним (Семененко та ін., 1991).

Органічну речовину виявлено в кількох пробах ксеноліту K1 методами піролітичної газової хроматографії, інфрачервоної спектроскопії, електронної спектроскопії, хроматографії (Семененко и др., 1991; Semenenko et al., 1991), а також вторинної іонної мас-спектрометрії (TOF-SIMS) (Semenenko et al., 2005). Так, в одному з фрагментів ксеноліту при ступінчастому нагріві за методом піролітичної газової хроматографії Г.О. Кульчицька зареєструвала такі продукти термічного розкладу органічної речовини: у діапазоні 350—550 °C — переважно CO_2 , меншою мірою CH_4 і H_2O ; при 550 °C, %

3.1. Вуглисти ксеноліти

(за об'ємом): 65,32 CO₂; 33,86 (H₂ + O₂ + N₂ + CO); 0,76 CH₄; 0,06 H₂O, що безпосередньо засвідчило наявність органічної речовини в ксеноліті.

Згідно із ІЧ-дослідженнями, органічна речовина ксеноліту K1 представлена аліфатичними і ароматичними вуглеводнями, а також азотними карбонільними сполуками в кількостях, вищих, ніж у вуглистоум хондриті Mighei (CM2). Дослідження ксеноліту методом TOF-SIMS, проведені Т. Штефаном (Semenenko et al., 2005), підтвердило наявність значної кількості аліфатичних і ароматичних вуглеводнів, а методом електронної спектроскопії — карбонільних сполук.

Із застосуванням хроматографічного методу органічні сполуки в ксеноліті K1 розділено на окремі компоненти. Виявлено, що продуктами гідролізу органічних речовин є амінокислоти такого вмісту, %: аспаргінова кислота — 4,91; треонін — 2,42; серин — 7,16; глутамінова кислота — 8,17; пролін — 7,85; гліцин — 8,49; аланін — 5,77; цистин — 3,53; валин — 2,90; метіонін — 5,00; ізолейцин — 5,77; лейцин — 3,89; фенілаланін — 8,54; гістидин — 20,98; лізин — 4,62 (сума — 100,00).

Таким чином, комплексні дослідження ксеноліту K1 засвідчують наявність у ньому аліфатичних і ароматичних вуглеводнів, а також карбонільних азотовмісних сполук, представлені широким набором амінокислот.

Хонди та їхні уламки належать до другорядних компонентів ксенолітів. Округлі неушкоджені хонди дуже рідкісні (див. рис. 3.6, в), їх діаметр — менш як 0,5 мм. Вони мають порфірову структуру і містять переважно олівін та Ca-бідний піроксен, які характеризуються досить однорідним складом, а також плагіокласове скло неоднорідного складу (див. табл. 3.4; рис. 3.8, 3.10). В окремих хондрах діагностовані Ca-багатий піроксен, нікелистезалізо, троїліт, апатит (в % (за масою) — 56,0 CaO; 42,9 P₂O₅; 1,14 FeO; 0,56 Na₂O; 0,08 SiO₂; 0,09 Ni; сума 100,8) та слабо перекристалізований мезостазис зі скелетними мікрокристалами піроксену. На відміну від тонкозернистої матриці домінуючою металевою фазою в хондрах є камасит (3,57—7,03 % Ni і 2,26—2,63 % Co (за масою)) та іноді теніт (47,8 % Ni і 0,29 % Co (за масою); див табл. 3.5).

Крупні зерна представлені олівіном ($\leq 100 \times 200$ мкм), меншою мірою — піроксеном ($\leq 10 \times 20$ мкм), троїлітом та Fe,Ni-металом ($\leq 20 \times 30$ мкм). Форма силікатних кристалів переважно уламкова, рідко — правильна (рис. 3.6, а) або амебоподібна (рис. 3.6, б). У порах амебоподібного олівіну діагностовано структури плавлення троїліту. Зерна металу і троїліту мають неправильну форму, в основному це скупчення дрібних зерен.

Склад крупних зерен олівіну (Fa_{17,4–19,0}), Ca-піроксену (Fs_{12,3}Wo_{9,22}), Fe,Ni-металу і троїліту в тонкозернистій речовині, в хондрах та їх уламках є однаковим (див. табл. 3.4; рис. 3.8). На відміну від піроксенів периферія зерен олівіну трохи збагачена FeO. Амебоподібні зерна олівіну (див. рис. 3.6, б) не різняться за хімічним складом від зерен олівіну в хондрах або крупних зернах і містять (% за масою) 37,4 SiO₂; 42,5 MgO; 17,8 FeO; 0,51 MnO; 0,06 CaO; 0,04 TiO₂; сума 98,4; Fa₁₉.

Ширина **оболонок**, що оточують ксеноліти (рис. 3.11), сягає 200 мкм. Вони складаються з дуже тонкозернистої суміші олівіну, Ca-багатого піроксену, плагіоклазу, рідкісних тонких зерен Fe,Ni-металу, троїліту, силікат-

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

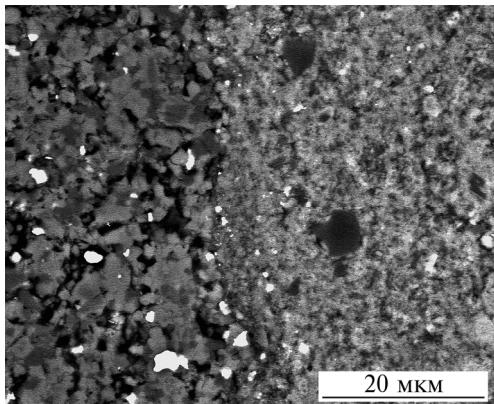


Рис. 3.11. BSE-зображення тонкозернистої силікатної оболонки (світло-сіра) на контакті з матрицею (зліва) ксеноліту K1 (біле — троїліт, нікелісте залізо; від світло- до темно-сірого — силікати, чорне в матриці — графіт). Оболонка є більш тонкозернистою і збагаченою залізом, ніж матриця ксеноліту

Fig. 3.11. BSE image of a fine-grained silicate rim (light gray) on contact with the matrix (left) of the K1 xenolith (white — troilite, nickel iron; light to dark gray — silicates, black in the matrix — graphite). The rim is more fine-grained and enriched in iron than the xenolith matrix

них мікрохондр і уламків крупних зерен олівіну. Більшість зерен розміром ≤ 1 мкм є ксеноморфними. Розмір силікатних мікрохондр і уламків досягає 5 мкм і лише поодиноких уламків олівіну — 40×6 мкм.

При електронно-мікроскопічному дослідження в режимі BSE оболонки є світлішими, ніж ксеноліти, що вказує на більший вміст FeO. Зерна й уламки олівіну характеризуються зональністю, що проявляється у збагаченні периферії зерен залізом. Відповідно до EDS-даних, склад олівіну дуже неоднорідний і змінюється в діапазоні $\text{Fa}_{8,7-73,8}$ (див. рис. 3.8), Са-багатого піроксену — $\text{Fs}_{37,2}\text{Wo}_{32,8}$, а плагіоклазу — $\text{Ab}_{94,4}\text{An}_{5,6}$. Мікрохондри складаються переважно з олівіну. Склад однієї олівінової мікрохондри і зерна Са-багатого піроксену, що розміщуються в оболонці K1, наведено в табл. 3.4.

TEM-дослідження, проведені І. Вебер (Semenenko et al., 2005), підтверджують наявність Са-бідного піроксену, а також орто- і клінопіроксенових трансформаційних пластинок (див. рис. 3.9, 2).

Валовий хімічний склад тонкозернистої речовини ксенолітів і їх оболонок характеризується високим вмістом FeO, високим відношенням $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ (табл. 3.6) і низькою аналітичною сумою. За хімічним складом тонкозернистої речовини ксеноліти K1 і K3 дуже подібні, але не ідентичні. Перший має вищу концентрацію FeO і, відповідно, вище відношення $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ та менший вміст SiO_2 , Na_2O і P_2O_5 . Високі стандарти відхилення від середніх значень SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO , Ni і S вказують на те, що матриця ксеноліту є хімічно неоднорідною в межах 20 мкм зонда. За відношенням SiO_2/MgO ксеноліти (1,38) відповідають вуглистим хондритам ($1,42 \pm 0,05$) (Van Schmus, Wood, 1967).

Валовий хімічний склад оболонок і ксенолітів різний. Разом з тим оболонки хімічно подібні одна до одної, хоча оболонка K1 має менший вміст FeO і P_2O_5 і, відповідно, більший CaO і K_2O .

Згідно із інструментальним нейтронно-активаційним дослідженням двох проб ксеноліту K1 та магнітної фракції хондрита Кримка (табл. 3.7), виконаним Г.М. Колесовим і А.Ю. Люль (Семененко и др., 1991), концентрація сидерофільних елементів і заліза в ксеноліті майже відповідає їх вмісту в магнітній фракції хондрита, але вища, ніж у метеориті в цілому. Вміст

3.1. Вуглисти ксеноліти

хрому, скандію і рідкісноземельних елементів (РЗЕ) подібний до їх поширення в магнітній фракції та у валовій пробі хондрита. Проби ксеноліту збагачені на арсен, селен і стибій, що пов'язано з їх входженням до складу досить поширеного в ксеноліті сульфіду заліза. Вміст цинку помітно високий, а срібла — надзвичайно високий. І якщо підвищену концентрацію цинку в ксеноліті можна також пояснити його збагаченням сульфідом заліза, то нерівномірний розподіл срібла у двох пробах і надвисокий його вміст у пробі 2 не мають поки пояснення і пов'язані, найімовірніше, із забрудненням.

TOF-SIMS дослідження ділянки матриці K1 розміром $30 \times 30 \text{ мкм}^2$ Т. Штефана і К. Віїса (Semenenko et al., 2005) дали змогу діагностувати де-

Таблиця 3.6. Валовий хімічний склад (%, за масою) вуглистих ксенолітів K1 і K3 хондрита Кримка, отриманий розфокусованим (20 мкм) електронним пучком на мікрозонді; перераховано на 100 % (Semenenko et al., 2005)

Table 3.6. Bulk chemical composition (wt. %) obtained by defocused electron beam (20 μm) within the K1 and K3 carbonaceous xenoliths of the Krymka chondrite; recalculated to 100 % (Semenenko et al., 2005)

Компонент, відношення	Валовий склад ¹	Матриця ксеноліту		Вуглис-тий ксеноліт ²	Оболонка ксеноліту		Матриця хондрита ³	
		K1 (209)	K3 (210)		K1 (13)	K3 (40)	непро-зора	про-зора
SiO ₂	40,1	31,9	33,9	34,1	36,9	35,8	34,9	36,9
Al ₂ O ₃	2,93	2,11	2,38	2,71	2,85	3,34	2,77	2,80
MgO	25,0	23,2	24,6	23,9	13,9	13,0	12,0	15,2
MnO	0,34	0,32	0,25	0,16	0,53	0,63	0,36	0,32
TiO ₂	0,14	0,14	0,07	H. a.	0,05	0,05	0,06	0,10
CaO	1,88	1,01	0,74	1,63	1,75	1,09	1,11	1,86
FeO	25,3	36,0	31,5	32,5	41,8	44,0	45,8	40,0
Cr ₂ O ₃	0,52	0,36	0,45	0,46	0,33	0,24	0,28	0,30
Na ₂ O	0,84	0,39	0,97	0,11	0,63	0,61	0,85	0,76
K ₂ O	0,07	<0,01	H. v.	0,06	0,12	<0,01	0,35	0,31
Ni	1,15	1,66	1,57	1,26	0,99	0,96	1,13	0,96
S	2,20	2,91	3,13	3,03	0,11	0,07	0,19	0,27
P ₂ O ₅	0,20	0,17	0,46	H. a.	0,08	0,22	0,19	0,20
Co	H. a.	H. a.	H. a.	0,16	H. a.	H. a.	H. a.	H. a.
Сума	100,6	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Сума аналітична		94,6	94,8	87,5	93,5	91,0	93,5	96,0
FeO/(FeO + MgO)	0,50	0,61	0,56	0,58	0,75	0,77	0,79	0,72
SiO ₂ /MgO	1,60	1,38	1,38	1,43	2,65	2,75	2,90	2,42

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. а. — не аналізували.

¹ За даними статті (Дьяконова, Харитонова, 1960).

² За даними статті (Grossman et al., 1980), перераховано на 100 %.

³ За даними статті (Huss et al., 1981), перераховано на 100 %.

Note. The number of analysis is in brackets; H. a. is not analyzed.

¹ Data from Dyakonova, Charitonova (1960; in russian).

² Data from Grossman et al. (1980), recalculated to 100 %.

³ Data from Huss et al. (1981), recalculated to 100 %.

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

Таблиця 3.7. Вміст елементів (Fe, Ni, Ca — в %, за масою, решта — в мкг/г) у зразках хондрита Кримка, визначений Г.М. Колесовим і А.Ю. Люль (Семененко и др., 1991) з використанням нейтронно-активаційного аналізу

Table 3.7. Elements content (Fe, Ni, Ca — wt. %, another — $\mu\text{g/g}$) obtained by G.M. Kolesov and A.Yu. Lyul (Semenenko et al., 1991, in Russian) with neutron activation analysis within samples of the Krymka chondrite

Еле- мент	Ксеноліт K1			Валова проба хондрита ²	Еле- мент	Ксеноліт K1			Валова проба хондрита ²
	Проба 1	Проба 2	Проба 3			Проба 1	Проба 2	Проба 3	
Fe	25,5	28,3	27,5	18,9	Au	0,14	0,20	0,26	0,127
Ni	1,5	1,6	1,7	1,13	Ir	0,52	0,57	0,70	0,333
Ca	2,3	—	1,4	1,28	Ga	12,4	8,2	12,9	—
Na	3810	—	6000	6100	Cu	20	—	150	—
Sc	8,0	9,5	6,4	9,2	As	3,6	2,5	3,1	—
Cr	3420	3630	4000	3690	Sb	—	0,48	0,22	0,072
La	0,47	—	0,46	—	Zn	370	≤ 200	—	55
Sm	0,21	0,19	0,21	0,26	Se	17	18	12	12,1
Eu	0,10	—	0,09	0,086	Ag	14,1	400	—	0,088
Yb	0,22	—	0,16	0,26	Hg	3,2 ¹	—	4,8 ¹	—
Lu	0,025	—	0,024	0,035	W	—	1,5	6,4 ¹	—
Co	820	640	710	530					

¹ Можливе забруднення.

² За даними статті (Кузнецов и др., 1985).

¹ Contamination is possible.

² Data from Kuznetsov et al. (1985; in Russian).

які мінеральні фази (табл. 3.8). Головною фазою ділянки є олівін, склад якого відповідає Fa_{31} , в окремих випадках — Fa_{16} . Зерна піроксену розміром 3 мкм мають склад $\text{En}_{57}\text{Wo}_{17}$. Друга ділянка розміром 10×5 мкм складається з надзвичайно тонкозернистої речовини, хімічний склад якої може відповідати суміші олівіну та шпінелі. На одному із TOF-SIMS зображень ідентифіковано збагачену титаном Fe-оксидну фазу, яка, ймовірно, є сумішшю гематиту та ільменіту. Зафіковано також кілька ділянок, збагачених сульфідом заліза, а також окремі зерна хроміту із збільшеним вмістом титану й ванадію.

Фази вуглецю також наявні на TOF-SIMS зображеннях. Крім іонів H^- , C^- , CH^- , C_2^- і C_2H^- , які корелують, очевидно, з чорними ділянками на SEM-зображені, азотовмісні сполуки корелують з Fe,Ni-збагаченими ділянками. Крім аліфатичних вуглеводнів у TOF-SIMS спектрах також спостерігалися поліциклічні ароматичні вуглеводні, які не корелують ні з одним із мінералів.

Ізотопний склад. Згідно з ізотопними дослідженнями, проведеними М. Шассідо (Semenenko et al., 2005), тонкозернисті силікати, крупні олівінові зерна і уламки хондр мають доволі однорідний ізотопний склад кисню $\delta^{18}\text{O}$, який відповідає $+3,7 \pm 1,5$ ‰ (6 точок). Разом з тим амебоподібне зерно олівіну (рис. 3.6, б) характеризується набагато нижчими значеннями

3.1. Вуглисти ксеноліти

$\delta^{18}\text{O}$ (табл. 3.9; рис. 3.12) — $-18,0 \pm 1,6\text{‰}$ (4 точки на периферії зерна). Одна точка в центрі зерна олівіну, яке на відміну від периферії є пористим і містить троїліт, має проміжне значення $\delta^{18}\text{O} -3,4\text{‰}$. Амебоподібний олівін забагачений ^{16}O ($\Delta^{17}\text{O} = -13,2\text{‰} \pm 0,7\text{‰}$).

На жаль, ізотопний склад дрібних мікронних кристалів графіту є неточним унаслідок великих розмірів (~25 мкм) первинного аналітичного пучка цезію, який використовують для ізотопних вимірювань кисню (та вуглецю). Це унеможливлює аналіз кисню та вуглецю окремо. Таким чином, всі вимірювання $\delta^{13}\text{C}$ у графіті відповідають даним $\delta^{13}\text{C}$ у суміші кристалів графіту і вуглецевмісної матриці. На зображені в режимі сканування іонів $^{13}\text{C}^-$ було помічено, що сигнал вуглецю в матриці завжди домінує, на відміну від сигналу дрібних кристалів графіту (які чітко бачимо на цьому зображені як тонкі пластиинки). Це дослідження не дало змоги вияснити природу вуглецю в матриці, а саме його доземне чи земне походження. На діаграмі залежності $\delta^{13}\text{C}$ від інтенсивності $1/\text{^{12}C}$ (рис. 3.13) лінія тренду є лінією суміші двох різних вуглецевмісних компонентів. Забагачений вуглецем кінцевий член лінії суміші відповідає вуглецю в матриці і має $\delta^{13}\text{C} \leq -13,5\text{‰}$,

Таблиця 3.8. Елементні відношення, нормалізовані до $\text{Si} = 100$ для силікатів та $\text{Fe} = 100$ для інших фаз, отримані за спектрами TOF-SIMS Т. Штефаном (Semenenko et al., 2005) на кількох ділянках матриці ксеноліту K1 (див. рис. 3.13)

Table 3.8. Element ratios normalized to $\text{Si} = 100$ for silicates and $\text{Fe} = 100$ for other phases obtained by T. Stephan with TOF-SIMS (Semenenko et al., 2005) within several matrix areas of the K1 xenolith (fig. 3.13)

Еле-мент	Олівін 1 (Fo_{69})	Олівін 2 (Fo_{84})	Піроксен	Олівін + + шпінель	Ti- гематит	Сульфід заліза	Хроміт	Fe,Ni- шпі- нель	Збагачена натрієм Fe,Ni- шпінель
Li	0,029	0,0035	0,004	0,0058	0,0033	0,0047	0,0039	0,0074	0,0018
B	0,009	0,005	0,015	0,009	H. в.	0,0061	0,019	0,0031	0,030
C	60	67	64	81	33	49	76	105	98
O	388	414	317	465	318	161	595	354	317
Na	1,4	0,4	2,3	3,3	1,03	2,3	2,3	4,2	19
Mg	134	176	54	138	23	41	75	58	52
Al	2,4	0,4	5,6	23	4,2	3,6	25	4,8	2,8
Si	$\equiv 100$	$\equiv 100$	$\equiv 100$	$\equiv 100$	13	35	71	47	25
K	0,098	0,050	0,076	0,31	0,044	0,147	0,152	0,32	0,37
Ca	0,76	0,174	15,6	1,84	0,149	1,14	1,56	0,91	2,6
Sc	0,0014	0,0012	0,015	0,0005	0,0055	0,0023	0,0018	0,0012	H. в.
Ti	0,063	0,011	0,31	0,078	24	0,044	2,4	0,041	0,046
V	0,0025	0,0036	0,20	0,015	0,095	0,0046	0,85	0,0029	0,0137
Cr	0,072	0,28	0,78	0,79	0,52	0,22	104	0,154	1,46
Mn	0,64	0,86	0,26	0,71	2,1	0,27	1,22	0,31	0,20
Fe	59	33	25	101	$\equiv 100$	$\equiv 100$	$\equiv 100$	$\equiv 100$	$\equiv 100$
Co	0,21	0,024	0,28	0,83	0,035	0,32	0,43	0,92	3,1
Ni	1,31	0,122	1,52	4,8	0,138	2,5	2,8	60	30

Примітка. Н. в. — нижче рівня визначення.

Note. H. v. is not determined.

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

Таблиця 3.9. Ізотопний склад кисню в силікатних фазах ксеноліту K1 хондрита Кримка, отриманий М. Шассідо (Semenenko et al., 2005)

Table 3.9. Isotopic composition of oxygen within the K1 xenolith silicates of the Krymka chondrite, obtained by M. Chaussidon (Semenenko et al., 2005)

Об'єкт	Номер точки	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{17}\text{O}$	$\Delta^{17}\text{O}$
Тонкозерниста матриця	1	3,1 ± 1,8	1,6 ± 2,0	0,0 ± 2,2
	2	3,6 ± 1,8	2,5 ± 1,8	0,6 ± 2,1
	10	1,4 ± 1,8	0,3 ± 1,9	-0,4 ± 2,1
Крупне зерно олівіну 1	7	5,9 ± 1,8	3,7 ± 1,9	0,7 ± 2,1
Крупне зерно олівіну 2	8	4,9 ± 1,8	1,7 ± 2,0	-0,8 ± 2,2
Уламок хондри	9	3,3 ± 1,8	-0,7 ± 2,0	-2,5 ± 2,2
Амебоподібний олівін, периферія	3	-16,4 ± 1,8	-22,2 ± 2,2	-13,7 ± 2,4
Амебоподібний олівін	3@1	-16,8 ± 1,7	-20,9 ± 1,9	-12,2 ± 2,1
Амебоподібний олівін, периферія	4	-19,4 ± 1,7	-23,3 ± 1,9	-13,2 ± 2,1
Амебоподібний олівін, ядро	5	-19,4 ± 1,8	-23,8 ± 2,1	-13,8 ± 2,3
	6	-3,4 ± 1,8	-6,2 ± 2,0	-4,4 ± 2,2

Примітка. Похибки (2σ) обчислені для кожної точки.

Note. Errors (2σ) are calculated on each spot.

а для кристалів графіту (що відповідають нижчій загальній інтенсивності вуглецю) мають $\delta^{13}\text{C} \geq -5,8 \text{ } \%$ (табл. 3.10).

Прикмети ударного метаморфізму і земного вивітрювання. У ксенолітах K1 і K3 наявні тріщини, частина з яких заповнена гідроксидами заліза, найімовірніше, вони мають доземну ударно-метаморфічну природу. Інші тріщини свіжі, утворилися в процесі полірування зразка метеорита. В тонкозернистій матриці та всередині ядра амебоподібного олівіну діагностовано структури плавлення троїліту у вигляді жилок і сіток. На поверхні зламу ксеноліту K1 виявлено тріщинуваті, злегка звивисті жилки переплавленого троїліту, що чітко вказує на їх формування внаслідок ударного метаморфізму (Семененко та ін., 1991; Semenenko et al., 1991). Доказами ударного метаморфізму є також наявність дислокацій в олівіні (див. рис. 3.9, a), злам і звивистість графітових лусочок (рис. 3.9, b) і, можливо, орто-/клінопіроксенова інверсія (рис. 3.9, б), які виявлено І. Вебер під час ТЕМ-дослідження ксеноліту K1 (Weber et al., 2003).

Гідроксиди заліза досить поширені всередині ксенолітів. Вони проникли у тріщини, що утворилися в результаті ударного метаморфізму, заповнили міжфазові межі в матриці, а також частково або повністю замістили деякі зер-

Таблиця 3.10. Ізотопний склад вуглецю в тонкозернистій матриці ксеноліту K1 хондрита Кримка, отриманий М. Шассідо (Semenenko et al., 2005)

Table 3.10. Isotopic composition of carbon within the K1 xenolith matrix of the Krymka chondrite, obtained by M. Chaussidon (Semenenko et al., 2005)

Номер точки	^{12}C , 10^6 імп./с	$\delta^{13}\text{C}$
15	2,39	-5,8 ± 1,0
16	7,02	-13,5 ± 0,5
16@1	6,79	-13,5 ± 0,6
17	4,23	-10,1 ± 0,7

Примітка. Похибки (2σ) обчислені для кожної точки.

Note. Errors (2σ) are calculated on each spot.

3.1. Вуглісті ксеноліти

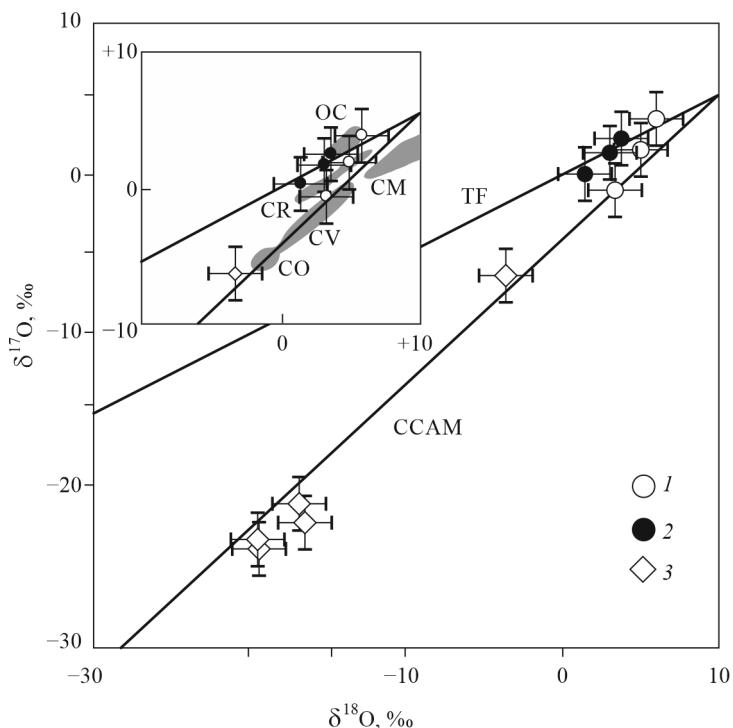


Рис. 3.12. Діаграма вмісту ізотопів кисню в різних компонентах ксеноліту К1. Побудована М. Шассідо за даними його оригінальних досліджень (Semenenko et al., 2005): 1 — тонкозернисті силікати матриці; 2 — крупні зерна олівіну і уламок хондри; 3 — амебоподібне зерно олівіну. Склад ізотопів кисню наведено відносно SMOW, похибка — 2σ (див. табл. 3.9). TF — лінія земного фракціонування: $\delta^{17}\text{O} = 0,52 \times \delta^{18}\text{O}$; CCAM — лінія для зневоднених вуглістих хондритів: $\delta^{17}\text{O} = 0,94 \times \delta^{18}\text{O} - 4,1$. Точки для амебоподібного зерна олівіну (3) лежать на лінії CCAM, що засвідчує значне збагачення ^{16}O подібно до збагачення ^{16}O амебоподібних агрегатів олівіну і Ca, Al-включень з вуглістих, енстатитових і звичайних хондритів (Clayton, 1993; McKeegan, Leshin, 2001).

На збільшенні ділянці наведено ізотопний склад кисню тонкозернистих силікатів матриці (1), крупних зерен і уламків хондритів (2) порівняно з таким деяких підгруп хондритів (OC, CR, CM, CV і CO) за даними (Clayton, Mayeda, 1989; Clayton, 1993). Отримані результати збігаються з полями OC, CR і CV хондритів

Fig. 3.12. Three oxygen isotope plots, obtained by M. Chaussidon according to his original study (Semenenko et al., 2005), for different components of the Krymka carbonaceous xenolith K1: 1 — fine-grained silicates of matrix; 2 — coarse olivine grains and chondrule clast; 3 — amoeboid olivine grain. Oxygen isotope compositions are given in delta unit relative to SMOW and error bars are 2σ (see Table 3.9 for data). The terrestrial fractionation (TF) line (defined by $\delta^{17}\text{O} = 0.52 \times \delta^{18}\text{O}$) and the carbonaceous chondrite anhydrous minerals (CCAM) line (defined by $\delta^{17}\text{O} = 0.94 \times \delta^{18}\text{O} - 4.1$) are shown. Note that the amoeboid olivine (3) plots on the CCAM line and shows a significant ^{16}O excess similarly to amoeboid olivine aggregates Ca, Al-inclusions and from carbonaceous, enstatite and ordinary chondrites (Claton, 1993; McKeegan, Leshin, 2001).

The enlargement shows the oxygen isotope composition of fine-grained silicates of matrix (1), of the coarse olivines and chondrule clast (2) in comparison with several chondrite classes (OC, CR, CM, CV and CO), data from (Clayton, Mayeda, 1989; Claton, 1993). Note that the present data overlap the fields of OC, CR and CV chondrites

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

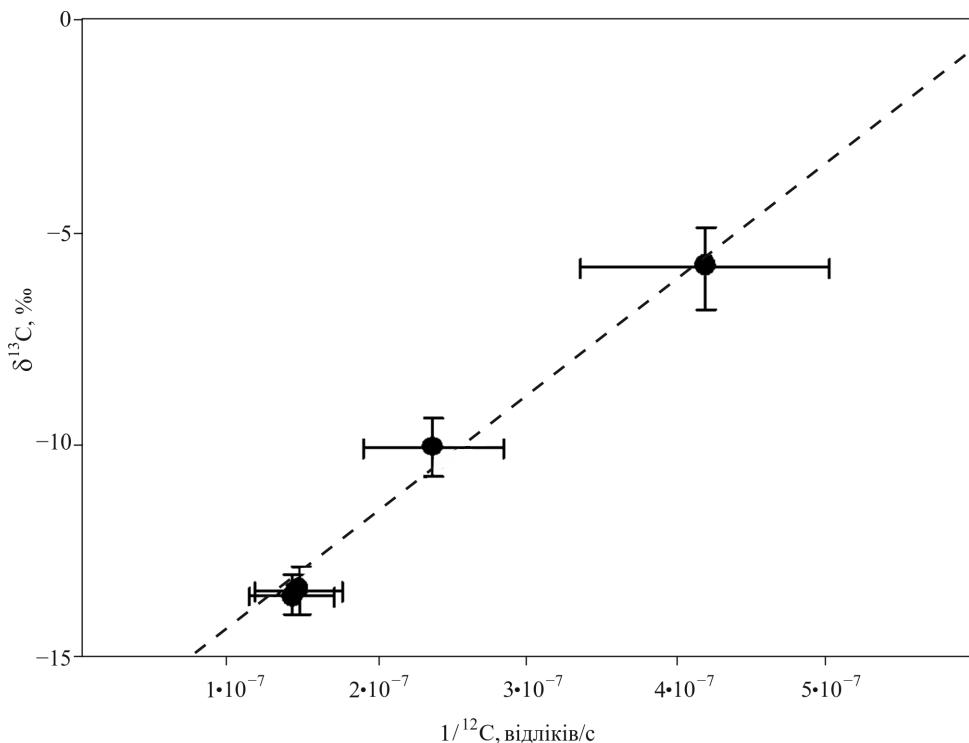


Рис. 3.13. Діаграма залежності $\delta^{13}\text{C}—1/^{12}\text{C}$ у тонкозернистій графітовмісній матриці ксеноліту K1, за даними М. Шассідо (Semenenko et al., 2005)

Fig. 3.13. $\delta^{13}\text{C}$ vs. $1/^{12}\text{C}$ diagram of the fine-grained, graphite-bearing matrix of the Krymka xenoliths K1 according to data of M. Chaussidon (Semenenko et al., 2005)

на троїліту і камаситу. Ймовірні треворит і гематит, які визначив методом TOF-SIMS Т. Штефан (Semenenko et al., 2005) у межах тонкозернистої речовини K1, могли виникнути внаслідок земного вивітрювання метеорита.

Генетичні особливості ксенолітів. Ксеноліти відрізняються від основної частини метеорита Кримка такими хімічними, текстурними і мінералогічними особливостями: 1) відношенням SiO_2/MgO , подібним до такого відношення у вуглистих хондритів; 2) більшим вмістом FeO івищим відношенням $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$; 3) нижчою концентрацією SiO_2 , CaO , Al_2O_3 і збагаченням сіркою і, ймовірно, сріблом й цинком; 4) меншою кількістю і меншими розмірами хондр і, відповідно, вищим вмістом матриці; 5) знаходженням переважно лише порфірових хондр; 6) наявністю зерен амебоподібного олівіну зі збільшеним вмістом ^{16}O ; 7) наявністю вуглецю у трьох формах: графіту, збагаченої вуглецем речовини, органічних сполук.

Тонкозерниста речовина ксенолітів і матриці хондрита Кримка відмінні за валовим хімічним складом (менше FeO , SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O і більше MgO , Ni і S , нижче відношення SiO_2/MgO) і мінералогією (наявністю графіту і метаморфічних мінералів, збільшеним вмістом Fe, Ni -металу і суль-

3.1. Вуглисти ксеноліти

фідів заліза, вищим ступенем гомогенності силікатів), що засвідчує їх різну природу.

Хімічні характеристики. Відповідно до мінералогічних особливостей, низькі аналітичні суми в хімічному складі ксенолітів зумовлені наявністю вуглецевмісної речовини і пористості, а оболонок — досить високою пористістю.

Збільшений вміст заліза в ксенолітах порівняно з валовим хімічним складом метеорита Кримка (Дьяконова, Харитонова, 1960) (див. табл. 3.6) пов'язаний з більшим вмістом троїліту, Fe,Ni-металу і домінуванням збагачених FeO силікатів, а сірки — високим вмістом сульфіду заліза, зерна якого рівномірно розподілені в матриці ксенолітів (див. рис. 3.6, *a*, *b*). Зменшений вміст CaO і Al₂O₃ у валовому складі ксенолітів вказує на фракціонування збагаченої CaO і Al₂O₃ речовини. Швидше за все, пилове середовище первинної акреції ксенолітів було збіднене високотемпературними мінералами внаслідок їх сепарації ще до акреції ксенолітів.

Згідно з ІNAA-даними Г.М. Колесова і А.Ю. Люль (Семененко та ін., 1991; Semenenko et al., 1991), вуглистий ксеноліт K1 збагачений сріблом і злегка збагачений цинком порівняно з валовим хімічним складом Кримки. Одна проба (3,05 mg) ксеноліту надзвичайно збагачена сріблом (до 400 ppm), що викликає сумнів стосовно чистоти відбору проби, тоді як друга проба (2,30 mg) містить лише 14,1 ppm срібла. Вуглисти ксеноліти Кримки (Lewis et al., 1979) також збагачені сріблом, але значно меншою мірою (0,310 ppm), ніж ксеноліт K1. Концентрація срібла у валовому зразку хондрита Кримка становить лише 0,088 ppm (Кузнецов и др., 1985). TOF-SIMS-дослідження полірованих поверхонь K1 не виявили збагачення сріблом, хоча цей метод діагностує локальні збагачення >10 ppm. Між тим потрібно врахувати, що прилад TOF-SIMS аналізує лише кілька моношарів на ділянці розміром близько 10⁻¹⁵ g речовини (Stephan, 2001). У цілому можна припустити, що розподіл срібла в ксеноліті K1 досить неоднорідний або ІNAA-проби були забруднені в процесі підготовки до аналізу.

Відношення SiO₂/MgO як індикатор визначення хімічної групи метеоритів є однаковим у валовому складі обох ксенолітів (табл. 3.6) і подібним до такого вуглистих хондритів (Van Schmus, Wood, 1967), але значно нижчим, ніж у звичайних (~1,6) і енстатитових (~1,85) хондритів (Jarosewich, 1990; Yanai, Kojima, 1995). Наявність органічної речовини (Семененко та ін., 1991; Semenenko et al., 1991) і графіту є важливим доказом їх вуглистої природи.

Валовий хімічний склад матриці ксеноліту K1 (табл. 3.6) не відповідає повністю ні одній з виявлених хімічних груп вуглистих хондритів (Lodders, Fegley, 1998). За вмістом SiO₂, Al₂O₃, MgO і Ni матриця K1 досить близька до хондритів CI. Серед усіх відомих видів вуглистої речовини матриця ксенолітів, особливо K3, найбільш подібна до вуглистоого включення невідомої групи з метеорита Кримка, яке було вивчено Л. Гросманом та співавт. (Grossman et al., 1980). Втім вона характеризується меншим вмістом CaO і нижчим відношенням SiO₂/MgO (див. табл. 3.6). У цілому отримані дані засвідчують, що досліджувані ксеноліти є новим різновидом вуглистої речовини, який збагачений вуглецем і деякими леткими елементами; це зумовило екзотичну мінералогію ксенолітів.

Мінералогічні та ізотопні ознаки умов формування ксенолітів хондрита Кримка.

Наявність різних текстурних одиниць з різними мінералогічними характеристиками в ксенолітах (тонкозернистої матриці, крупних зерен і хондр) є важливою ознакою їх різної доакреційної історії.

Дуже малий вміст хондр і їх уламків (значно менший, ніж у будь-якій іншій групі хондровмісних вуглистих хондритів), їх невеликі розміри та домінування порфірових хондр вказують на те, що ділянка акреції ксенолітів була, ймовірно, збіднена хондрами, особливо колосниковими, ексцентрично-променистими і скляними. Слід зазначити, що А.Е. Рубін (Rubin, 1989) знайшов тонкозернистий ксеноліт у Кримці, який містить лише колосникові та зернисті хондри. Таким чином, можна припустити, що пилове середовище, в якому сформувалися ксеноліти, не було однорідним у сантиметровому масштабі щодо розмірів хондр і розподілу їх структурних типів.

Надзвичайна рідкість неушкоджених хондр (див. рис. 3.6, *в*) і значне поширення їх уламків (див. рис. 3.5, *а*) у ксенолітах дають змогу припустити, що більшість крупних зерен силікатів утворилися в результаті інтенсивної фрагментації крупних хондр під час їх співударів до або під час агломерації з речовою матрицею ксеноліту. Це припущення підтверджується фрагментарною формою крупних зерен силікатів, їх розмірами, хімічним складом (див. рис. 3.8), а також ізотопним складом кисню, що повністю відповідає ознакам звичайних хондр. В.Е. Нельсон і А.Е. Рубін (Nelson, Rubin, 2002) визначили важливу роль співударів також на пізній стадії доагломераційної історії материнського тіла хондрита.

За відношенням SiO_2/MgO ксеноліти відповідають вуглистим хондритам, але відрізняються від них мінеральним складом. Вони не містять фіlosilікатів, магнетиту, карбонатів, сульфатів, наявність яких є ознакою низькотемпературного різновиду первинної речовини. Вони також не містять високотемпературних збагачених кальцієм та алюмінієм включень. Наявність тонких кристалів графіту і їх значне поширення в ксенолітах є головною мінералогічною і хімічною особливістю, яка найбільше відрізняє їх від відомих вуглистих хондритів і валової речовини метеорита Кримка. В ксенолітах діагностовано також збагачені вуглецем ділянки й органічні сполуки. Ймовірно, збагачена вуглецем речовина є слаборозкристалізованим графітом. Згідно з дослідженнями Т. Штефана (Semenenko et al., 2005), просторова концентрація деяких видів іонів (H^- , C^- , CH^- , C_2^- і C_2H^-) у чорних, збагачених вуглецем ділянках, засвідчує, що вони представліні неграфітованою або слабографітованою речовою, яка, найімовірніше, перебуває у переходному стані від органічних сполук до графіту.

Вияснення умов походження графіту є ключовим у розумінні природи ксенолітів. Зазвичай в природі графіт утворюється двома шляхами (Luque et al., 1998): 1) нагріванням і стисненням органічної речовини *in situ*; 2) осадженням твердого вуглецю з вуглецевмісних рідин. Мінералогічні й хімічні особливості ксенолітів вказують на перший шлях. Наявність вуглецю в трьох різних формах (органічні сполуки, збагачена вуглецем речовою і графіт), асоціація багатьох кристалів графіту зі збагаченою вуглецем речовою і кристалічний характер графіту дають змогу припустити, що графіт швидше за все сформувався з органічних сполук унаслідок метаморфічних

3.1. Вуглисти ксеноліти

процесів. Хоча інтенсивність метаморфізму не однакова під час трансформації всіх видів порід, попередніми експериментами встановлено, що кристалізація на початковому етапі росту графітового шару могла розпочатися в межах температурного діапазону від 300 до 500 °C (Ruland, 1968). При розгляді ступеня кристалічності графіту слід зазначити, що на цей час невідомо, скільки вуглецевмісної речовини в ксенолітах складається з добре кристалізованого графіту, скільки з нерозкристалізованого і скільки, якщо такі є, зі слаборозкристалізованого графіту.

Склад мінералів у ксенолітах, за винятком хроміту, відповідає їх складу в метеориті Кримка (Семененко и др., 1987). Хроміт збагачений Al_2O_3 , MgO , TiO_2 і подібний за складом до хроміту графітовмісних ксенолітів Gr1—Gr7 з Кримки (Semenenko, Girich, 1995; Semenenko et al., 2004). Відповідно до текстурних і мінералогічних характеристик, речовина тонкозернистих ксенолітів є однорідною сумішшю неоднорідних за складом мінералів, які були, однак, частково змінені. Наявність типових метаморфічних мінералів (хроміту, фосфату, ільменіту) і нечітка зональна будова тонкозернистих силікатів у матриці ксенолітів є також свідченнями метаморфічних змін. Відсутність уламків крупних зональних зерен олівіну вказує на збагачення їх периферії залізом не в протопланетній туманності, а в ксенолітах найімовірніше в результаті метаморфізму.

Згідно з дослідженнями М. Шассідо (Semenenko et al., 2005), ізотопний склад кисню засвідчує гетерогенність мінералів ксеноліту K1. Цей склад ідентичний у силікатах хондр, крупних зернах і матриці, що підтверджує їх генетичний (в просторі та часі) взаємозв'язок, але відмінний (див. рис. 3.12) в амебоподібному зерні олівіну (див. рис. 3.6, б). Незважаючи на однаковість хімічного складу з іншими зернами олівіну, він сформувався в окремому кисень-ізотопному резервуарі і, таким чином, має індивідуальні ознаки. Неоднорідність ізотопного складу кисню в межах амебоподібного зерна викликана швидше за все наявністю троїліту, що заповнив пори, внаслідок ударного плавлення. Як результат, локальне підвищення температури сприяло ізотопному обміну кисню між зерном і матрицею.

Ізотопний склад кисню в амебоподібному зерні олівіну знаходиться в межах помилок уздовж лінії змішування безводних мінералів вуглистих хондритів (CCAM-лінія, Clayton et al., 1977) або лінії Янга і Рассела з нахилом 1 (Young, Russel, 1998). Подібні надлишки ^{16}O спостерігають в амебоподібних агрегатах олівіну (AOAs) і в кальцій-алюмінієвих включеннях вуглистих, енстатитових і звичайних хондритів (наприклад: Clayton et al., 1977; McKeegan et al., 1998; Fagan et al., 2001; Krot, McKeegan et al., 2002; Imai, Yurimoto, 2003). Наявність надлишків ^{16}O є свідченням утворення ранніх конденсатів у збагаченому ^{16}O газовому резервуарі, хоча походження останнього все ще дискусійне. Амебоподібні олівінові агрегати є звичайними в декількох групах хондритів (CR, CV, CO, CM, CK (Krot et al., 2002a, b)), тому наявність у ксеноліті K1 амебоподібного олівінового включення не може бути використана як вирішальний критерій для встановлення зв'язку з конкретною групою хондритів. За аналогією, доволі однорідний ізотопний склад кисню тонких і крупних силікатних зерен та уламків хондр у матриці K1 перетинають поле валового складу звичайних, CR і

CV хондритів (див. рис. 3.12), але недостатня точність «*in situ*» аналізів не дає змоги визначити генетичний зв'язок між ксенолітом K1 і однією з цих груп хондритів. Таким чином, ізотопний склад кисню в силікатах із різних текстурних одиниць ксеноліту вказує на його формування внаслідок акреції речовини при наймні з двох різних ізотопних резервуарів.

Порівняння вуглистих ксенолітів з будь-яким відомим різновидом графітовмісної метеоритної речовини — уреїлітами, енстатитовими і звичайними хондритами та, особливо, збагаченими вуглецем агрегатами у нерівноважних хондритах (Lumpkin, 1986; Brearley, 1990), вказує на подібність їх мінералогії лише до графітовмісних ксенолітів Gr1—Gr7 з метеорита Кримка (Semenenko, Girich, 1995, 1996; Semenenko et al., 2004), дані щодо яких наведено нижче. Значення $\delta^{13}\text{C}$ у кристалах графіту мікронного розміру в ксеноліті K1 і в крупних кристалах графіту в ксеноліті Gr6 (Semenenko et al., 2004) близькі, що вказує на те саме джерело вуглецю. Водночас вуглисти ксеноліти K1 і K3 зазнали нижчого ступеня ударно-метаморфічного перетворення, ніж ксеноліти Gr1—Gr7.

Метаморфічні перетворення вуглистих ксенолітів. Ксеноліти K1 і K3 мають незначні ознаки метаморфічних перетворень, які відбулися, ймовірно, під час формування та літифікації їх первинного вуглистоого тіла та/або в результаті ударного метаморфізму материнського тіла хондрита Кримка.

Попередні дослідження показали, що метеорит Кримка зазнав удару при наймні двічі (Семененко и др., 1987; Semenenko, Perron, 1995, 2005; Семененко, Перрон, 1996). Перший удар (75—90 ГПа для непористої і 30 ГПа для пористої речовини згідно з ударною шкалою (Stoffler et al., 1991)) спричинив ударне плавлення (~1650 °C) окремих частин хондритової речовини і зумовив підвищення залишкової температури в метеориті до 500 °C (Семененко и др., 1987). Ця залишкова температура мала спричинити основні структурно-мінералогічні зміни ксенолітів. Відповідно до даних статті П.Р. Бюске і Х. Бо-Джуна (Buseck, Bo-Jun, 1985), динамічний тиск, тобто ударний метаморфізм, сприяє кристалізації графіту з органічних сполук. Другий удар був менш інтенсивним, ніж попередній, і зумовив лише механічну деформацію мінералів (Semenenko, Perron, 1995, 2005; Семененко, Перрон, 1996).

Детальні ТЕМ-дослідження ксеноліту K1 із метеорита Кримка (Weber et al., 2003) однозначно підтверджують структурно-мінералогічні дані стосовно того, що в його доземній історії було, як мінімум, два удари. Дислокації в олівіні за вектором Бюргера [001] відомі лише в ударнозмінених метеоритах (Madon, Poirier, 1983; Langenhorst, Greshake, 1999). Крім того, інші можливі механізми (наприклад, швидке охолодження в полі стійкості протоенстатиту (Smith, 1974)) інверсії орто-/клінопіроксену можуть бути спричинені зсуvinimi напруженнями за тиску >70 МПа (Coe, Kirby, 1975). З огляду на те що структура троїліту утворилася у результаті загартування, швидке охолодження є ймовірнішим. Виникнення добре кристалізованого графіту вказує на температуру метаморфізму від 300 до 500 °C (Ruland, 1968). Цей температурний діапазон знаходиться в полі стійкості піrotину, що необхідно для утворення надструктур, і може бути досягнутий після інтенсивного першого удара як залишкова температура. Додатковий, менш

3.1. Вуглисти ксеноліти

інтенсивний удар міг зумовити згин кристалів графіту. Отже, за даними структурних, мінералогічних, хімічних та ізотопних досліджень, первинні особливості вуглистих ксенолітів змінились унаслідок метаморфізму, ймовірно, до та/або після агломерації материнського тіла метеорита Кримка.

Взаємоз'язок між матрицею і оболонками ксенолітів. За структурно-мінералогічними і хімічними характеристиками оболонки ксенолітів відрізняються від матриць K1 і K3 такими особливостями, які виявлено раніше для оболонок хондр і ксенолітів у Кримці (Semenenko et al., 2001) та в інших звичайних хондритах (Kurat, 1970; Huss, 1979; Metzler, Bischoff, 1996): 1) нижчою аналітичною сумою у валовому складі, що вказує на вищу пористість; 2) більшим вмістом FeO, SiO₂ і меншим — MgO, Ni, S у зв'язку з більшим вмістом збагачених FeO силікатів і помітно меншим вмістом сульфіду і Fe,Ni-металу; 3) вищим відношенням FeO/(FeO + MgO); 4) більш тонкозернистою структурою; 5) наявністю мікрохондр; 6) відсутністю графіту і збагачених вуглецем ділянок; 7) вищою неоднорідністю складу силікатів і чіткішою зональністю зерен олівіну. Виділені особливості є свідченням меншого ступеня метаморфізму оболонок, ніж матриці ксенолітів.

За валовим хімічним складом і мінералогією оболонки дуже подібні до матриці хондрита Кримка (Huss et al., 1981), хоча вміст K₂O і S є меншим, а вміст MnO більшим (див. табл. 3.6). За хімічним складом та відношенням FeO/(FeO + MgO) оболонка ксеноліту K3 подібна до непрозорої матриці хондрита і примітивніша, ніж оболонка ксеноліту K1.

На підставі цих ознак доходимо висновку, що тонкозернисті оболонки представлені гетерогенними силікатними зернами, які акреціювали на поверхні ксенолітів у пиловому, збідненому Fe,Ni-металом і сульфідами середовищі. На відміну від матриці метеорита Кримка оболонки містять мікрохонди, які подібні до мікрохондр, діагностованих раніше в оболонках хондр нерівноважних L- і LL-хондритів (Rubin et al., 1982; Krot, Rubin, 1996) та в інших тонкозернистих ксенолітах хондрита Кримка (Semenenko et al., 2001). Наявність мікрохондр як продуктів розплаву в тонкозернистих оболонках і в ксенолітах із різних хондритів є доказом того, що плавлення на мікромасштабному рівні є, ймовірно, звичайним процесом у протопланетній туманності. Вкриті оболонками ксеноліти увійшли до складу материнського тіла хондрита в період його агломерації і були в подальшому частково змінені внаслідок ударного метаморфізму.

Походження ксенолітів K1 і K3. Екзотичні вуглисти ксеноліти K1 і K3 дуже подібні один до одного за хімічним та мінеральним складом. Характерна особливість ксенолітів — наявність вуглецю в трьох різних формах: добре розкристалізованих мікрокристалів графіту, збагачених вуглецем ділянок невідомої речовини та органічних сполук. За хімічним складом ксеноліти класифікують як новий різновид вуглистих хондритів, оскільки він не відповідає ні одній з відомих хімічних груп вуглистих хондритів. Мінералогічно та за ізотопним складом вуглецю вони подібні до графітовімісних ксенолітів хондрита Кримка, хоча відрізняються від останніх переважно нижчим ступенем метаморфічного перетворення (Semenenko et al., 2004).Хоча багато хімічних і мінералогічних даних залишаються нез'ясованими, детальне вивчення ксенолітів дає змогу зробити такі висновки: 1) утворення ксенолітів є результатом акреції неоднорідних компонентів: тонкозер-

nistого пилу та органічних сполук, порфірових хондр, їх уламків і крупних зерен; область акреції була збіднена хондрами. Поряд із крупними силікатними зернами і їх уламками, які утворилися в результаті ударної фрагментації хондр, також акреціювались окремі крупні зерна, які утворилися з різних за ізотопією кисню джерел; 2) після акреції, літифікації і, ймовірно, ударної фрагментації первинного вуглистої тіла ксеноліти були вкриті дуже тонким гетерогенним силікатним пилом; агломерація ксенолітів як індивідуальних первинних тіл разом з головними складовими метеорита Кримка (хондрами, речовиною матриці, а також іншими ксенолітами) зумовила утворення хондритового материнського тіла; 3) метаморфічні перетворення вуглистих ксенолітів могли відбутися в їх первинних тілах та/або в результаті ударного метаморфізму в материнському тілі хондрита Кримка.

Взаємозв'язок між вуглистими ксенолітами K1 і K3 з кометними метеоритами. Для розуміння умов утворення та історії вуглистих ксенолітів необхідно врахувати результати досліджень астрофізиків Х. Кампінса і Т.Д. Свінда (Campins, Swindle, 1998), які обговорили дискусійне питання (Anders, 1975) про ймовірність наявності кометної речовини на Землі у вигляді метеоритів з «випалених» кометних ядер. На основі результатів місії Галлея (Jessberger, 1999; Jessberger et al., 2001) Х. Кампінс і Т.Д. Свіндал спрогнозували характеристики кометної речовини і припустили, що серед усіх відомих типів метеоритної та ксенолітної речовини вуглисти ксеноліти з хондрита Кримка є найімовірнішими «кандидатами» на кометне походження. Вони є рідкісними в метеоритних колекціях, темними, непористими, крихкими, суттєво збідненими хондрами та їх уламками, містять безводні нерівноважні, але не крайнє нерівноважні силікати, що, ймовірно, зумовлено метаморфічними змінами первинної речовини. Ксеноліти характеризуються доволі високою щільністю, що також можна пояснити метаморфізмом. Відносний вміст вуглецю, напевно, вищий, ніж в інших групах вуглистих хондритів. Крім того, ксеноліт K1 збагачений такими легкими елементами, як цинк і срібло.

Отже, часткова відповідність між спрогнозованими характеристиками кометної речовини і вивченими ксенолітами K1 і K3 засвідчує належність останніх до невідомого раніше різновиду вуглистих хондритів. Їх генетичний зв'язок з речовою кометою залишається відкритим питанням, хоча характеристики ксенолітів не виключають можливості їх утворення з проторечовини, яка акреціювалася в середовищі, де формувались комети в допланетному диску. Тим не менше на цьому етапі досліджень складно встановити прямий генетичний зв'язок між ксенолітами і кометами, тому що для уточнення природи ксенолітів недостатньо хімічних та ізотопних даних. Крім того, безпосередні космічні експерименти не дають вичерпної інформації про елементний склад кометного пилу.

Ксеноліти Gr1—Gr7

Нижче у дещо скороченому варіанті, але з ілюстративним доповненням, наведено оригінальні результати вивчення рідкісних графітовімісних ксенолітів Gr1—Gr7. На підставі мінералогічних досліджень первого знайденого ксеноліту (Gr1) було припущенено його утворення внаслідок кристала-

3.1. Вуглисти ксеноліти

лізациї високовідновного силікатного розплаву, збагаченого на вуглець (Semenenko, Girich, 1995). Однак результати петрографічного, мінералогічного та ізотопного дослідження нових знахідок шести подібних ксенолітів (Gr2—Gr7) не підтвердили попередніх припущень, а дали змогу дійти висновку щодо їх належності до метаморфізованих відмін нового різновиду вуглистої речовини (Семененко, Гіріч, 2001а, б; Semenenko et al., 2004).

Ксеноліти Gr1—Gr7 виявлено в індивідуальному зразку метеорита Кримка № 1290/29, який зазнав вищого ступеня імпактного перетворення, ніж основна частина метеорита, і містить повністю ударно-переплавлені ділянки (Semenenko, Perron, 1995, 2005; Семененко, Перрон, 1996;).

Петрографія і мінералогія. Макроскопічно ксеноліти Gr1—Gr7 характеризуються темним кольором і підвищеною крихкістю. Згідно з мікроскопічними дослідженнями, у полірованих шліфах, ксеноліти мають чіткі межі (рис. 3.14) й оточені реліктами тонкозернистих силікатних оболонок (рис. 3.14, б). Їх головні структурно-мінералогічні особливості наведено у табл. 3.11. Структура ксенолітів однорідна, перекристалізована, розмір зерен переважно <50 мкм, найбільші з яких є полімінеральними і представлені олівіном та/або піроксеном і плагіоклазом, а дрібні (≤ 10 мкм) — мономінеральними. Полікристалічні силікатні зерна характеризуються прямыми або злегка викривленими межами монокристалів, що вказує на їх структурну рівновагу. Головні мінерали — силікати і троїліт, другорядні — графіт, Fe,Ni-метал, акцесорні — хроміт, фосфат і магнетит (табл. 3.11). Відповідно до кількісного підрахунку на інтегральному столику, ксеноліт Gr1 містить 78,7 % (за об'ємом) силікатів (олівін, піроксен, плагіоклаз), 11,3 — троїліту, 3,0 — графіту, 2,2 — аваріїту, 2,9 — магнетиту, <1 хроміту,

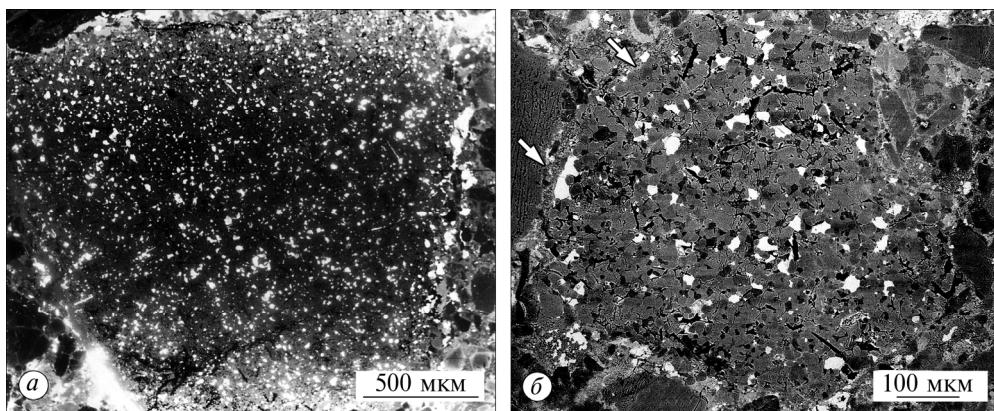


Рис. 3.14. BSE-зображення графітовмісних ксенолітів Gr1 (а) і Gr6 (б) у полірованих шліфах хондрита Кримка (біле — троїліт, никелисте залізо; сіре, світло-сіре — силікати; чорне на рисунку б — графіт) (Semenenko et al., 2004). Стрілками позначені релікти тонкозернистої оболонки ксеноліту Gr6

Fig. 3.14. BSE images of graphite-containing xenoliths Gr1 (a) and Gr6 (б) in the Krymka polished sections (white — troilite, nickel iron; gray, light gray — silicates; black in fig. б — graphite) (Semenenko et al., 2004). The arrows show the relics of the fine-grained xenolith rim of Gr6

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

Таблиця 3.11. Мінералогічні та деякі хімічні особливості графітовмісних
Table 3.11. Mineralogical and some chemical features of the graphite-bearing xenoliths

Ксеноліт	Розмір, мм	Форма	Тонкозерниста оболонка	Олівін, піроксени, плагіоклаз	
				»	»
Gr1	2,4 × 2,6	5-кутна	Суцільна	Fa _{31,2} ; Fs _{23,2} ; Fs _{10,7} Wo _{43,2} ; Ab _{82,4} Or _{0,4}	
Gr2	0,7 × 0,8	4-кутна	»	Fa _{29,6} ; Fs _{23,4} ; Fs _{11,5} Wo _{42,0} ; Ab _{81,3} Or _{0,2}	
Gr3	0,6 × 0,9	3-кутна	Переривчаста	Fa _{37,1} ; Fs _{23,4} ; Fs _{9,5} Wo _{45,4} ; Ab _{81,1} Or _{0,6}	
Gr4	0,6 × 0,6	8-кутна	»	Fa _{32,8} ; Fs _{23,6} ; Fs _{10,1} Wo _{43,9} ; Ab _{82,5} Or _{0,7}	
Gr5	1,3 × 1,7	4-кутна	—	Fa _{32,0} ; Fs _{23,5} ; Fs _{13,2} Wo _{39,3} ; Ab _{81,2} Or _{0,2}	
Gr6	0,6 × 0,7	Близька до округлої	Переривчаста	Fa _{25,6} ; Fs _{21,5} ; Fs _{9,3} Wo _{44,4} ; Ab _{81,0} Or _{0,1}	
Gr7	0,8 × 1,5	5-кутна	»	Fa _{31,5} ; Fs _{20,4} ; Fs _{8,7} Wo _{44,8} ; 1) Ab _{90,8} Or _{3,0} ; 2) Ab _{15,1} Or _{0,3}	

Таблиця 3.12. Хімічний склад (%, за масою) олівіну в графітовмісних
Table 3.12. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe

Компонент	Gr1		Gr2		Gr3		Gr4
	межі (50)	середнє	межі (57)	середнє	межі (47)	середнє	межі (98)
SiO ₂	35,5–39,0	37,0	34,9–38,8	36,9	35,4–37,3	36,1	35,3–38,1
Al ₂ O ₃	H. в.–0,05	<0,01	H. в.–0,82	0,09	H. в.–0,70	0,07	H. в.–0,24
MgO	31,8–44,0	34,6	33,2–37,0	35,4	29,4–31,6	30,6	31,3–35,9
TiO ₂	H. в.–0,17	<0,02	H. в.–0,10	<0,02	H. в.–0,06	<0,02	H. в.–0,10
CaO	H. в.–0,50	0,07	H. в.–0,48	0,10	H. в.–0,10	0,04	H. в.–0,27
FeO	17,2–30,8	27,9	23,5–30,2	26,6	31,2–34,1	32,2	25,9–31,9
MnO	H. в.–0,44	0,29	0,22–0,52	0,34	0,33–0,57	0,42	0,17–0,41
Cr ₂ O ₃	H. в.–0,33	0,05	H. в.–1,39	0,09	H. в.–0,23	0,06	H. в.–0,25
P ₂ O ₅	H. в.–0,86	0,06	H. в.–0,35	0,06	H. в.–0,38	0,05	H. в.–0,24
Сума	97,9–101,9	100,1	97,6–101,8	99,5	98,3–102,0	99,7	98,0–101,8
Fa	18,0–34,7	31,2	26,5–33,6	29,6	35,9–38,9	37,1	29,1–36,4

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. в. — нижче рівня визначення.

Note. The number of analysis is in brackets; H. v. is not determined.

<1 % фосфатів і поодинокі зерна пентландиту (сума — 100 % (за об'ємом), за винятком пор). За аналогією щодо інших ксенолітів, у Gr1 відзначено 14 % пор (за об'ємом), які утворились у процесі полірування шліфів і руйнування крихких зерен.

Силікати і фосфати. Олівін є одним із найпоширеніших мінералів і характеризується злегка неоднорідним складом (табл. 3.12) як усередині, так і між ксенолітами. Вміст Fa-компоненту (рис. 3.15) здебільшого вищий, ніж

3.1. Вуглисти ксеноліти

ксенолітів у полірованих шліфах хондрита Кримка (Semenenko et al., 2004)
within the polished sections of the Krymka chondrite (Semenenko et al., 2004)

Мінеральний склад				
Фосфати	Графіт (кристали)	Fe,Ni-метал, сульфіди	Хромшпінеліди	Магнетит, юцит, ільменіт
F-апатит, мериліт	Крупні, тонкі	Аваруїт, троїліт, пентландит	2 групи хроміту	Магнетит
Cl-апатит, мериліт	Те саме	Теніт, камасит, троїліт	1 група хроміту	
F-апатит, мериліт	Тонкі	Аваруїт, теніт, троїліт	2 групи хроміту, Cr,Al-шпінель	Магнетит, ільменіт
Мериліт	Тонкі, крупні	Аваруїт, теніт, камасит, троїліт	1 група хроміту	
F-апатит, мериліт	Крупні, тонкі	Аваруїт, теніт, троїліт	Те саме	Магнетит
Cl-апатит	Те саме	Аваруїт, теніт, камасит, троїліт	» »	
Te саме	Тонкі	Te саме	2 групи хроміту	Юцит

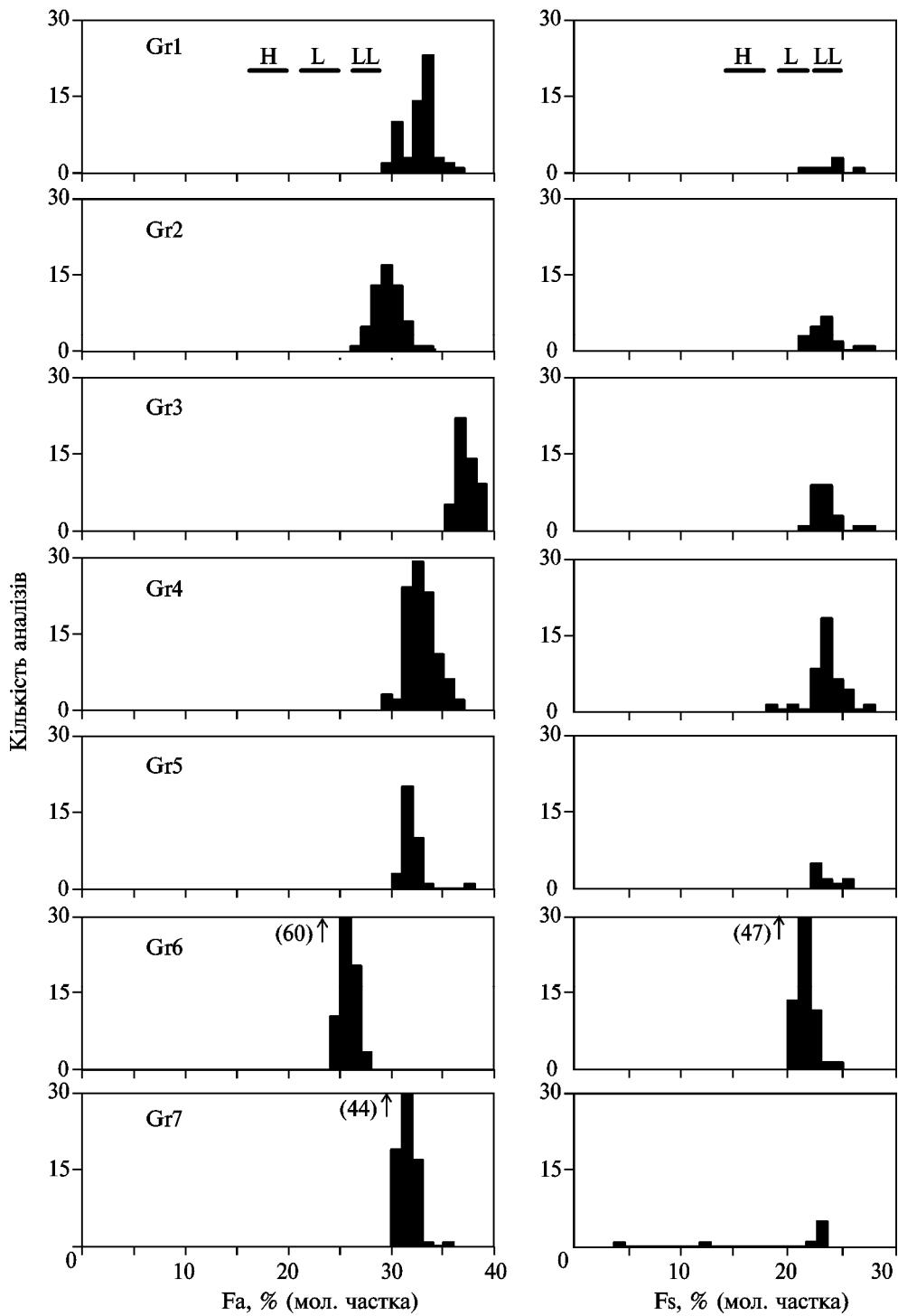
ксенолітах хондрита Кримка, визначений на мікрозонді
of olivine within the graphite-bearing xenoliths of the Krymka chondrite

	Gr5		Gr6		Gr7		
	середнє	межі (35)	середнє	межі (93)	середнє	межі (82)	середнє
37,0	35,0—37,1	35,9	36,4—38,9	38,2	35,2—39,3	37,6	
<0,02	H. в.—0,55	0,11	H. в.—0,08	<0,01	H. в.—0,17	<0,02	
33,6	30,6—36,5	34,0	36,7—38,8	38,2	32,0—35,0	34,3	
<0,02	H. в.—0,07	<0,02	H. в.—0,07	<0,02	H. в.—0,10	<0,02	
0,08	H. в.—1,66	0,10	0,06—0,17	0,10	H. в.—0,23	0,04	
29,2	27,1—33,1	28,5	22,4—25,5	23,5	26,7—30,9	28,2	
0,30	0,20—0,42	0,33	0,29—0,58	0,43	0,28—0,59	0,44	
0,05	H. в.—0,22	0,07	H. в.—0,38	0,08	H. в.—0,19	0,05	
0,06	H. в.—0,24	0,05	H. в.—0,26	<0,03	H. в.—0,25	0,04	
100,5	98,2—101,8	99,2	98,0—102,0	100,6	99,0—102,1	100,7	
32,8	30,5—37,8	32,0	24,5—27,6	25,6	30,4—35,1	31,5	

у рівноважних хондритах групи LL. Олівін у ксеноліті Gr6 містить найменші кількості фаяліту, а в Gr3 — найбільші. У ксенолітах Gr3, Gr6 та Gr7 склад олівіну однорідніший, ніж в інших. Одне з олівінових зерен у ксеноліті Gr1 характеризується наявністю фосфора, % (за масою): 36,2 SiO₂; 32,8 MgO; 27,8 FeO; 3,00 P₂O₅; 0,36 MnO; 0,09 CaO; 0,05 TiO₂; сума 100,4; Fa_{32,2}, і відповідає рідкісному фосфористому олівіну в паласитах.

Піроксен представлений Ca-бідними і меншою мірою Ca-багатими відмінами. Його склад коливається у вузьких межах (табл. 3.13, 3.14; рис. 3.15, 3.16) як усередині, так і між ксенолітами (за винятком ксеноліту Gr7) і відповідає піроксенам у рівноважних хондритах груп LL і L.

Р О З Д I Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**



3.1. Вуглисти ксеноліти

◀ Рис. 3.15. Вміст Fa-компонентента в олівіні та Fs-компонентента у Ca-бідному піроксені в ксенолітах Gr1—Gr7 хондрита Кримка (Semenenko et al., 2004). H, L, LL — межі складу олівіну і Ca-бідного піроксену за даними статті (Keil, Fredriksson, 1964)

Fig. 3.15. The Fa-contents of olivine and Fs-contents of Ca-poor pyroxene within the studied Krymka xenoliths Gr1—Gr7 (Semenenko et al., 2004). H, L, LL compositional ranges for olivine and Ca-poor pyroxene from (Keil, Fredriksson, 1964)

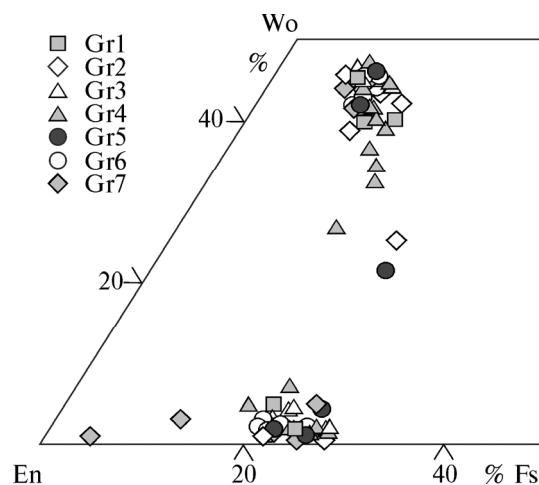
Більшість зерен Ca-бідного піроксену в ксеноліті Gr7 представлена гіперстеном, окрім зерна — енстатитом і бронзитом. Ступінь однорідності складу Ca-бідного піроксену найвищий у ксенолітах Gr3, Gr5 та Gr6, а Ca-багатого — у ксенолітах Gr3, Gr6 та Gr7 (рис. 3.16).

Плагіоклаз утворює ксеноморфні, інколи ідіоморфні зерна, характеризується однорідним хімічним складом, подібним у різних ксенолітах (табл. 3.15; рис. 3.17). Однак у ксеноліті Gr7 більшість зерен plagіоклазу мають олігоклазовий склад ($An_{6.36}$), а окрім зерна — анортитовий ($An_{84.6}$).

Зерна фосфатів представлені мерилітом і Cl-апатитом. Деякі ксеноліти містять також рідкісний для хондритів F-апатит. Склад фосфатів (табл. 3.16) дещо коливається як у межах ксенолітів, так і між ними.

Графіт. Ксеноліти характеризуються рівномірним розподілом кристалів графіту, більшість з яких у полірованих шліфах мають пластинчасту форму (рис. 3.18, *a—e*), а окрім — видовжену неправильну (рис. 3.18, *g*). У багатьох пластинках відношення довжина/ширина ≥ 10 , що дає змогу визначити їх як ниткоподібні кристали. Відповідно до розміру виділено 2 групи кристалів графіту — крупні ($\leq 120 \times 6$ мкм; рис. 3.18, *a—e*) і дрібні ($\leq 5 \times 1$ мкм), які різняться за поширенням.

Крупні кристали розміщуються поміж зернами мінералів і доволі поширені в ксенолітах Gr1, Gr5 і Gr6 та відсутні — в Gr3 і Gr7. Okremi з них мають піраміdalні псевдоформи (рис. 3.18, *a—e*), у поляризованому відбитому світлі характеризуються однорідним сірим кольором, що засвідчує моно-кристалічну будову, тоді як більшість — плямистим забарвленням (від сірого до сиро-бурового), зумовленим їх полікристалічною будовою (рис. 3.18, *a*).



◀ Рис. 3.16. Діаграма хімічного складу Ca-бідного та Ca-багатого піроксенів у графітовмісних ксенолітах Gr1—Gr7 хондрита Кримка (Semenenko et al., 2004)

Fig. 3.16. Chemical composition of Ca-poor and Ca-rich pyroxenes within the Krymka graphite-containing xenoliths Gr1—Gr7 (Semenenko et al., 2004)

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

Таблиця 3.13. Хімічний склад (%, за масою) Са-бідного піроксену в гра
Table 3.13. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe of

Ком- по- нент	Gr1		Gr2		Gr3		Gr4
	межі (6)	середнє	межі (19)	середнє	межі (24)	середнє	межі (38)
SiO ₂	51,4—55,9	54,2	46,5—56,8	54,3	51,7—55,9	54,0	50,7—57,3
Al ₂ O ₃	0,36—0,62	0,42	0,44—0,88	0,56	0,11—0,79	0,44	0,41—1,32
MgO	27,1—29,8	28,4	25,8—29,2	27,8	25,8—28,7	27,6	25,6—28,7
TiO ₂	0,12—0,22	0,17	0,11—0,22	0,17	<0,03—0,27	0,15	0,09—0,36
CaO	0,59—1,05	0,79	0,52—1,22	0,68	0,54—2,13	0,83	0,56—3,51
FeO	14,2—18,7	15,6	14,2—19,8	15,4	14,5—17,9	15,4	12,0—18,4
MnO	0,29—0,44	0,35	0,24—0,51	0,37	0,34—0,54	0,42	0,23—0,50
Cr ₂ O ₃	0,14—0,37	0,23	0,14—0,25	0,20	0,09—1,89	0,24	0,13—0,91
P ₂ O ₅	H. в.—0,20	0,05	H. в.—0,21	0,06	H. в.—0,16	<0,02	H. в.—0,32
V ₂ O ₃	Н. а.	Н. а.	Н. в.—0,06	<0,02	Н. в.—0,08	<0,03	Н. в.—0,08
Na ₂ O	Н. в.—0,10	0,06	Н. в.—0,17	0,04	<0,01—0,17	0,06	Н. в.—0,24
Сума	98,9—101,8	100,4	98,1—101,5	99,7	98,2—101,6	99,2	98,3—101,9
Fs	20,8—25,9	23,2	21,8—27,2	23,4	21,8—27,3	23,4	18,5—27,5
En	73,1—77,8	75,3	71,8—77,0	75,3	71,2—76,7	75,0	71,0—76,7
Wo	1,05—2,06	1,52	1,01—2,41	1,32	1,04—4,22	1,62	1,05—7,02

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. в. — нижче рівня визначення; Н. а. —

Note. The number of analysis is in brackets; H. v. is not determined; H. a. is not analyzed.

Таблиця 3.14. Хімічний склад (%, за масою) Са-багатого піроксену в
Table 3.14. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe of

Компонент	Gr1		Gr2		Gr3	
	межі (6)	середнє	межі (9)	середнє	межі (12)	середнє
SiO ₂	50,9—54,7	53,5	49,5—54,9	53,2	51,5—53,6	52,5
Al ₂ O ₃	1,12—3,00	1,54	1,52—4,27	1,94	0,95—1,35	1,16
MgO	15,3—16,7	15,8	15,0—17,5	15,6	15,0—16,8	15,6
TiO ₂	0,46—0,62	0,53	0,36—0,68	0,53	0,25—0,51	0,36
CaO	19,3—21,9	20,6	11,5—21,9	19,7	21,2—22,6	21,9
FeO	5,61—9,37	6,57	4,38—12,9	6,89	4,91—7,25	5,84
MnO	Н. в.—0,22	0,15	0,12—0,30	0,19	0,12—0,22	0,17
Cr ₂ O ₃	0,52—0,88	0,71	0,73—1,67	0,92	0,56—0,82	0,68
P ₂ O ₅	Н. в.—0,13	0,07	Н. в.—1,63	0,28	Н. в.—0,24	0,04
V ₂ O ₃	Н. а.	Н. а.	Н. в.—0,15	0,09	Н. а.	Н. а.
Na ₂ O	0,67—0,87	0,78	0,79—2,16	1,04	0,40—0,73	0,65
Сума	98,3—101,0	100,2	98,4—102,1	100,3	97,9—101,4	98,9
Fs	9,11—14,7	10,7	7,47—22,2	11,5	7,99—11,7	9,46
En	44,5—48,5	46,0	43,5—52,5	46,5	43,8—47,3	45,1
Wo	40,1—45,6	43,2	25,3—46,8	42,0	43,0—46,7	45,4

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. в. — нижче рівня визначення; Н. а. —

Note. The number of analysis is in brackets; H. v. is not determined; H. a. is not analyzed.

3.1. Вуглисти ксеноліти

фітовмісних ксенолітах хондрита Кримка, визначений на мікрозонді

Ca-poor pyroxene within the graphite-bearing xenoliths of the Krymka chondrite

середнє	Gr5		Gr6		Gr7		
	межі (10)	середнє	межі (73)	середнє	межі (7)	середнє	1 аналіз
54,4	50,3—55,3	52,8	53,4—55,9	55,2	55,1—57,3	55,9	58,0
0,60	0,43—0,62	0,50	0,23—0,35	0,29	0,11—0,26	0,18	0,47
27,6	24,8—28,9	27,9	27,4—28,7	28,3	26,2—31,3	28,1	36,2
0,18	0,12—0,31	0,20	0,13—0,29	0,22	0,08—0,19	0,12	0,04
0,88	0,65—4,74	1,15	0,88—1,51	1,12	0,45—2,55	1,00	0,39
15,5	14,8—17,1	15,7	13,4—16,7	14,2	8,04—16,6	15,1	3,21
0,38	0,31—0,52	0,39	0,25—0,56	0,43	0,34—1,18	0,51	0,26
0,25	0,19—0,30	0,23	0,17—0,39	0,24	0,09—0,97	0,24	0,70
<0,03	H. в.—0,19	0,04	H. в.—0,18	<0,01	<0,02	<0,01	<0,01
<0,01	H. в.—0,11	<0,03	H. в.—0,05	<0,01	<0,01	H. в.	<0,02
0,05	<0,01—0,14	0,06	H. в.—0,07	<0,03	H. в.—0,17	0,05	0,08
100,0	98,2—100,5	99,1	97,9—101,6	100,2	100,4—102,3	101,2	99,4
23,6	22,5—25,2	23,5	20,6—24,9	21,5	12,2—24,9	22,7	4,71
74,7	65,8—76,1	74,3	72,9—77,2	76,3	70,3—84,6	75,4	94,6
1,72	1,21—9,05	2,19	1,72—2,95	2,17	0,87—4,91	1,94	0,74

не аналізували.

графітовмісних ксенолітах хондрита Кримка, визначений на мікрозонді

Ca-rich pyroxene within the graphite-bearing xenoliths of the Krymka chondrite

Gr4		Gr5		Gr6		Gr7
межі (53)	середнє	межі (4)	середнє	межі (16)	середнє	середнє (3)
49,9—54,7	52,9	45,8—54,0	51,1	51,8—54,1	53,5	53,2
1,36—3,93	1,82	0,95—3,63	1,79	0,54—0,70	0,63	0,73
14,3—19,8	15,5	14,8—21,8	16,8	15,4—16,8	16,2	16,5
0,36—0,72	0,55	0,37—0,60	0,47	0,36—0,64	0,56	0,31
12,9—22,2	20,6	11,9—22,5	18,8	20,8—22,5	21,6	22,1
4,95—11,1	6,09	5,47—16,7	8,53	5,45—6,38	5,80	5,53
0,09—0,34	0,19	0,13—0,27	0,17	0,11—0,28	0,20	0,18
0,61—1,39	0,89	0,59—0,89	0,72	0,56—0,80	0,67	0,54
H. в.—0,34	<0,03	H. в.—0,08	0,04	H. в.—0,06	<0,01	0,07
<0,03—0,13	0,07	H. в.—0,09	0,05	<0,02—0,10	0,05	<0,03
0,62—2,02	0,99	0,51—1,64	0,94	0,38—0,54	0,46	0,49
98,4—101,6	99,8	98,9—101,0	99,5	98,0—100,5	99,8	99,8
8,23—16,9	10,1	9,12—23,6	13,2	8,72—10,2	9,30	8,73
43,5—57,1	46,0	44,1—54,9	47,5	44,3—48,0	46,3	46,5
26,9—47,3	43,9	21,5—46,8	39,3	42,7—46,1	44,4	44,8

не аналізували.

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

Таблиця 3.15. Хімічний склад (%, за масою) плагіоклазу в графі
Table 3.15. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe

Компонент	Gr1		Gr2	Gr3	Gr4	Gr5
	межі (5)	середнє	середнє (2)	середнє (2)	1 аналіз	межі (6)
SiO ₂	61,4—64,7	63,1	61,6	62,3	61,3	61,1—64,1
Al ₂ O ₃	20,9—22,7	22,1	21,4	22,1	21,5	22,4—23,8
MgO	<0,01—0,82	0,45	0,40	0,21	1,02	0,05—0,33
TiO ₂	Н. в.—0,11	0,06	0,04	0,04	<0,03	Н. в.—0,10
CaO	3,41—3,66	3,53	3,56	3,42	3,50	3,63—3,99
FeO	1,04—1,71	1,29	2,18	1,45	1,45	0,81—0,97
MnO	Н. в.—0,04	<0,01	<0,01	0,04	0,04	Н. в.—0,04
Cr ₂ O ₃	Н. в.—0,09	<0,03	0,06	<0,02	Н. в.	Н. в.—0,07
P ₂ O ₅	<0,03—0,21	0,08	0,07	0,06	0,75	Н. в.—0,06
Na ₂ O	8,96—10,1	9,32	8,63	8,40	9,51	8,96—9,32
K ₂ O	<0,03—0,10	0,06	<0,02	0,09	0,13	<0,01—0,07
Сума	98,0—101,8	100,1	98,0	98,1	99,2	98,0—102,1
Ab	81,4—83,8	82,4	81,3	81,1	82,5	80,4—82,0
An	15,7—18,3	17,3	18,5	18,3	16,8	17,8—19,5
Or	0,18—0,57	0,36	0,15	0,61	0,74	0,03—0,40

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. в. — нижче рівня визначення.

Note. The number of analysis is in brackets; Н. в. is not determined.

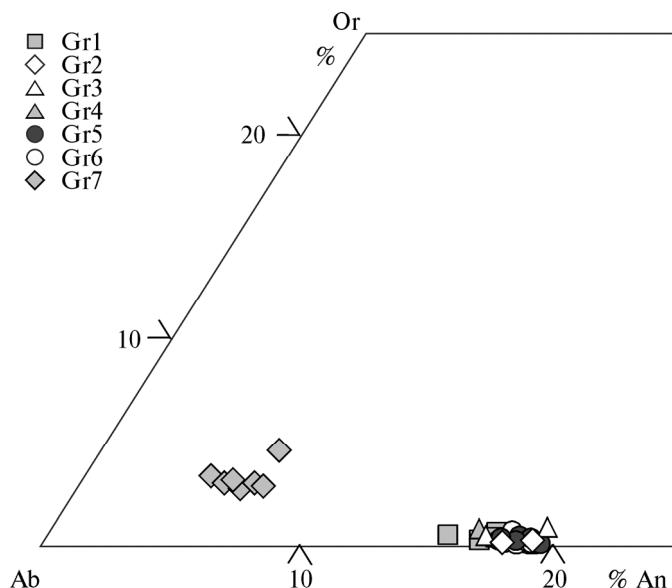


Рис. 3.17. Діаграма хімічного складу плагіоклазу в ксенолітах Gr1—Gr7 хондрита Кримка (Semenenko et al., 2004). Одне із зерен плагіоклазу ($\text{Ab}_{15,09}\text{An}_{84,65}\text{Or}_{0,26}$) у ксеноліті Gr7 знаходиться за межами поля діаграми

Fig. 3.17. Chemical composition of feldspathic plagioclase within the fragments Gr1 to Gr7 (Semenenko et al., 2004). One grain of the plagioclase ($\text{Ab}_{15,09}\text{An}_{84,65}\text{Or}_{0,26}$) within the fragment Gr7 is disposed outside of the compositional field

3.1. Вуглисти ксеноліти

**тovмісних ксенолітах хондрита Кримка, визначений на мікрозонді
of plagioclase within the graphite-bearing xenoliths of the Krymka chondrite**

середнє	Gr6		Gr7		
	межі (14)	середнє	межі (7)	середнє	I аналіз
62,7	61,8–63,8	63,2	65,4–67,4	66,5	45,8
22,9	22,1–22,9	22,4	19,6–20,7	20,3	32,2
0,15	<0,01–0,16	0,05	<0,01–0,80	0,19	0,71
<0,03	Н. в.–0,11	0,05	<0,03	<0,01	0,05
3,77	3,70–4,03	3,88	1,05–1,49	1,26	16,1
0,88	0,75–1,02	0,88	0,88–1,18	1,04	1,84
<0,01	Н. в.–0,07	<0,02	Н. в.–0,07	<0,02	Н. в.
<0,02	Н. в.–0,06	<0,02	Н. в.–0,04	<0,02	<0,03
<0,03	Н. в.–0,05	<0,01	Н. в.–0,26	0,06	<0,01
9,14	8,75–9,96	9,21	7,68–10,7	9,96	1,59
0,04	Н. в.–0,12	<0,02	0,43–0,60	0,53	0,04
99,7	97,9–101,7	99,8	98,2–101,2	99,8	98,3
81,2	80,5–81,8	81,0	88,4–91,7	90,5	15,1
18,5	18,1–19,4	18,9	5,04–7,33	6,36	84,6
0,23	Н. в.–0,64	0,11	2,67–4,54	3,19	0,26

Переважна більшість дрібних кристалів знаходяться на міжфазових межах мінералів, іноді утворюють двійники. На відміну від крупних кристалів дрібні спостерігаються в усіх ксенолітах.

Пластинчастиа форма переважної більшості кристалів у полірованих шліфах дає змогу припустити їх належність до дуже тонких (≤ 1 мкм) гексагональних пластинок. Це припущення підтверджується електронномікроскопічними дослідженнями морфології кристалів графіту на поверхні зламу ксеноліту Gr1, які показали наявність типових для графіту правильних гексагональних пластинок, що частково виступають над поверхнею силікатних зерен, металевих і троїлітових кульок, а також розміщуються на стінках силікатних пор (Semenenko, Girich, 1995).

У полірованому шліфі ксеноліту Gr5 виявлено крупний кристал графіту з неушкодженою при поліруванні зразка гранню росту (рис. 3.19, а). Особливості мікроскульптури грані у вторинних електронах (рис. 3.19, б, в) є свідченням високої пористості графіту і його тонколускавої скульптури.

Окремі лусочки мають субмікронні розміри і майже правильну гексагональну форму (рис. 3.19, б), що вказує на поліціклічний ріст мікрокристалітів на поверхні крупного кристала графіту. Деякі ділянки поверхні характеризуються нечітко проявленою залишковою (?) глобулярною скульптурою, в якій розмір глобул ≤ 100 нм (рис. 3.19, б, в). Ці дуже обмежені, але важливі дані дають змогу припустити метаморфічний ріст мікрокристалів на грані крупного кристала графіту. Слід зазначити, що поверхня зрізу одного з крупних кристалів (рис. 3.20, а) має чітко проявлену глобулярну структуру і характеризується переважно лінійною структуризацією графіту, тобто орієнтацією ланцюжків із розміром ≤ 100 нм і ліній спайності

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

Таблиця 3.16. Хімічний склад (%, за масою) фосфатів у графіто
Table 3.16. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe

Компо- нент	Gr1	Gr2		Gr3		Gr5	Gr6	
	1 аналіз	межі (5)	середнє	межі (6)	середнє	середнє (3)	межі (4)	середнє
Апатит								
SiO ₄	0,45	H. в.—0,66	0,32	0,10—1,86	0,88	0,33	0,47—2,00	1,01
Al ₂ O ₃	0,14	<0,03—0,17	0,08	H. в.—0,13	0,05	<0,03	0,04—0,17	0,11
MgO	0,18	<0,01—0,33	0,15	0,10—1,18	0,71	0,64	0,18—1,05	0,44
CaO	52,6	51,3—54,0	52,7	49,2—56,1	53,2	51,0	50,9—51,6	51,3
FeO	1,38	1,05—2,56	1,60	1,55—5,24	2,26	1,49	1,90—2,92	2,50
MnO	0,05	H. в.—0,06	<0,03	H. в.—0,09	0,04	<0,03	H. в.—0,09	0,04
P ₂ O ₅	41,7	38,6—40,8	39,8	36,4—42,4	39,5	40,4	37,6—40,8	39,7
Na ₂ O	<0,01	0,38—0,57	0,50	0,04—0,93	0,23	0,68	0,41—0,66	0,54
K ₂ O	<0,02	<0,03	<0,02	H. в.—0,04	<0,01	H. в.	H. в.	H. в.
F	5,23	0,77—1,65	1,17	1,92—2,82	2,41	2,39	1,37—1,65	1,48
Cl	0,41	2,73—4,11	3,60	0,58—0,91	0,70	2,21	3,10—4,00	3,53
Сума	102,1	98,8—101,4	99,9	98,3—102,0	100,1	99,1	99,0—101,9	100,6

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. в. — нижче рівня визначення.

Note. The number of analysis is in brackets; H. v. is not determined.

(?) паралельно видовженню кристала (рис. 3.20, б), а в заокруглених ділянках — їх концентричним розміщенням (рис. 3.20, в). Особливості морфології і внутрішньої будови кристалів графіту вказують на різний ступінь метаморфічного перетворення вуглецевмісної речовини навіть у межах одного ксеноліту.

Згідно з мікрозондовими дослідженнями, графіт у ксенолітах Gr1 та Gr2 містить вуглець (95,31—99,91 %, за масою) і домішки інших елементів (%, за масою: 0,38—1,98 Fe; 0,12—0,85 Si; <0,02—0,38 Mg; <0,01—0,35 Ca; <0,01—0,29 Al; Н. в.—0,26 Na; Н. в.—0,26 Ni; <0,01—0,14 Cl; <0,00—0,11 K; <0,01—0,09 S), частина з яких може бути результатом забруднення довколишніми мінералами. Коливання складу незначні в межах кристалів та дещо більші від зерна до зерна.

Вуглецевзагачена речовина (рис. 3.21) знайдена переважно в ксеноліті Gr7 у вигляді ксеноморфних ділянок всередині плагіоклазу або плагіокласового мезостазису (рис. 3.21, а, б), округлих включень у силікатах, а також прожилків по міжфазових межах (рис. 3.21, в) або тріщинах у силікатах. Електронно-мікроскопічними дослідженнями у відбитих і вторинних електронах встановлено, що вуглецевзагачені ділянки складені чорною речовиною, ймовірно аморфною або слабографітізованою, і містять окремі пори та тріщини усадки. EDS-дані підтверджують її суттєве збагачення вуглецем. В окремих випадках чітко спостерігається перехід вуглецевзагаченої речовини в кристали графіту (рис. 3.21, г).

3.1. Вуглисти ксеноліти

**вмісних ксенолітах хондрита Кримка, визначений на мікрозонді
of phosphates within the graphite-bearing xenoliths of the Krymka chondrite**

Gr7		Gr1	Gr2	Gr3	Gr4	Gr5	
межі (9)	середнє	середнє (3)	1 аналіз	1 аналіз	1 аналіз	межі (5)	середнє
Мериліт							
0,12–1,94	0,59	0,16	0,85	0,16	0,87	0,16–1,01	0,54
Н. в.–0,25	0,11	0,24	0,55	<0,01	0,16	Н. в.–0,18	0,06
0,09–0,58	0,29	2,93	3,97	3,22	3,60	3,19–4,21	3,51
50,5–54,2	51,7	44,8	43,3	45,8	42,1	44,0–46,2	45,0
0,87–3,66	1,94	1,74	2,42	2,01	4,33	1,28–3,07	2,03
Н. в.–0,06	<0,02	<0,02	<0,01	Н. в.	0,05	Н. в.–0,06	<0,03
37,7–40,3	39,2	45,3	41,7	46,6	42,7	42,8–45,4	44,3
0,32–0,55	0,40	2,55	3,21	2,28	2,59	2,51–2,90	2,77
<0,03	<0,01	<0,03	Н. в.	0,04	Н. в.	<0,01–0,04	<0,03
0,60–1,60	1,07	0,64	0,69	Н. в.	0,59	0,63–0,81	0,73
2,24–5,19	4,19	<0,01	0,38	Н. в.	0,05	Н. в.–0,04	<0,03
98,2–101,3	99,4	98,4	97,1	100,1	97,1	97,9–100,9	99,0

Troilite i Fe,Ni-метал. Троїліт є найпоширенішим непрозорим мінералом ксенолітів, ксеноморфні, іноді пластинчасті, гексагональні та кубічні зерна якого рівномірно розподілено серед силікатів (див. рис. 3.14, а). Ксеноморфні зерна асоціюють із тенітом, а пластинчасті — з графітом (див. рис. 3.18, б). Кубічні кристали троїліту октаедричної та тетрагональної форми характеризуються наявністю реліктів Fe,Ni-металу, що засвідчує їх утворення внаслідок сульфідації зерен нікелистого заліза. Склад троїліту (табл. 3.17) злегка коливається від зерна до зерна і в окремих точках містить незначні концентрації нікелю та кобальту.

Fe,Ni-Метал представлений аваруїтом (до 67 % Ni, за масою), тенітом і камаситом. Здебільшого аваруїт асоціює з троїлітом, меншою мірою — з хромітом і графітом. Фазовий склад металу в ксенолітах різний. Наприклад, ксеноліт Gr1 містить тільки аваруїт, тоді як ксеноліти Gr4, Gr6 і Gr7 — аваруїт, теніт і камасит. Хімічний склад металічних фаз (табл. 3.18) змінюється як усередині ксенолітів, так і між ними. Наявність високих концентрацій кобальту, подібних до його вмісту в камаситі та окремих зернах теніту в матриці хондрита Кримка, є головною особливістю складу аваруїту. На відміну від теніту із основної частини хондрита вміст кобальту в аваруїті прямо корелює із вмістом нікелю (рис. 3.22). Лінійна кореляція чітко простежується в окремих ксенолітах (наприклад, див. статтю (Semenenko, Girich, 1995, рис. 5), особливо, якщо кількість проаналізованих зерен була не менш як 10. Деяка невизначеність на рис. 3.22 зумовлена малою кількістю проаналізованих зерен аваруїту в ксенолітах Gr2 і Gr4. Високий вміст кобальту визначено також в окремих зернах теніту в ксеноліті Gr5.

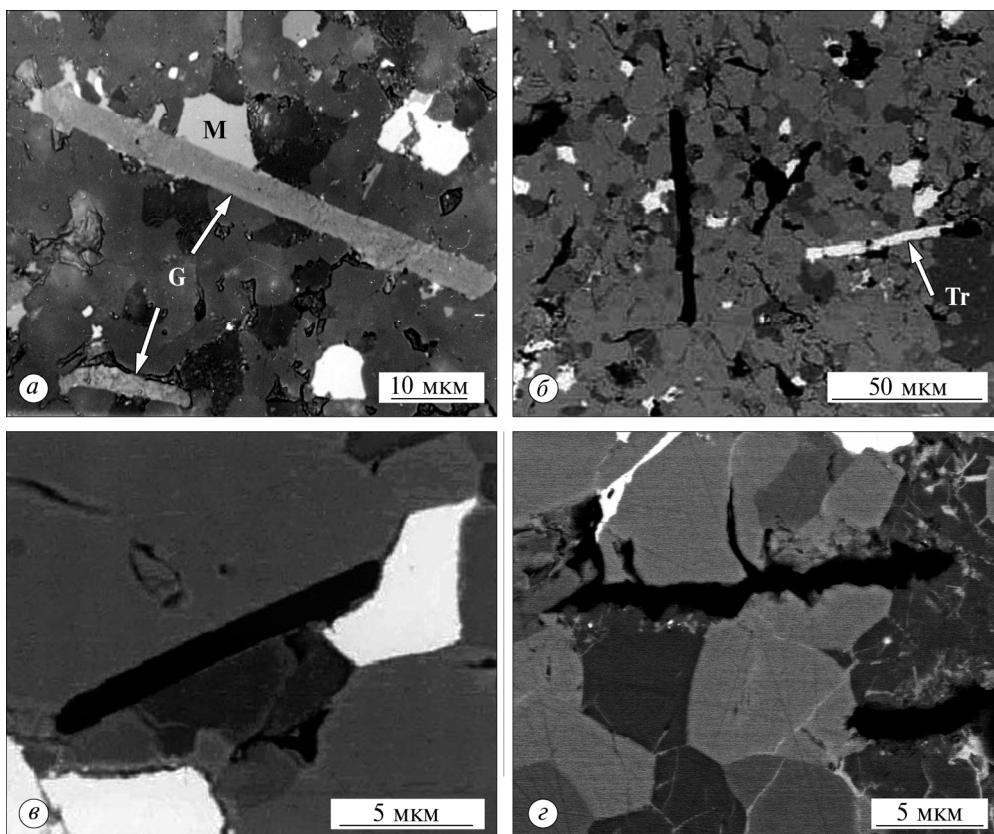


Рис. 3.18. Оптично-мікроскопічне (а) та BSE-зображення (б—г) кристалів графіту в по-лірованих шліфах у ксенолітах (BSE: чорне — графіт, світло- і темно-сіре — силікати, біле — троїліт і метал): а — графітові кристали (G) однорідної і полікристалічної струк-тури (в центрі і внизу відповідно) в ксеноліті Gr1 в відбитому світлі (M — магнетит); полікристалічний графіт характеризується високим двозаломленням; б — один із добре сформованих крупних кристалів графіту в ксеноліті Gr5; справа розміщується кристал троїліту (Tr) рідкісної пластинчастої форми в асоціації з пластинчастим графітом; в — кристал графіту на міжфазовій межі мінералів у ксеноліті Gr2; г — пластинчастий крис-тал графіту неправильної форми в ксеноліті Gr5; чітко бачимо перекристалізовану струк-туру ксеноліту

Fig. 3.18. Optical microscopic (a) and BSE images (б—г) of graphite crystals in polished sections of the xenoliths (in BSE: black — graphite, light and dark gray — silicates, white — troilite and metal): а — graphite crystals (G) of homogeneous and polycrystalline structures (center and right, respectively) in the xenolith Gr1 in reflected light (M — magnetite). The polycrystalline graphite is characterized by a high refractive index; б — coarse graphite lamellars located within the xenolith Gr5. Some troilite grains (Tr) exhibit rare for troilite lamellar shape and associate with a graphite lamellar; в — one of the coarse gra-phite crystals arranged on an interphase boundary of minerals within the fragment Gr2; г — irregular graphite lamellar crystal in the Gr5 xenolith. The photo clearly shows a re-crystallized structure of the xenolith

3.1. Вуглісті ксеноліти

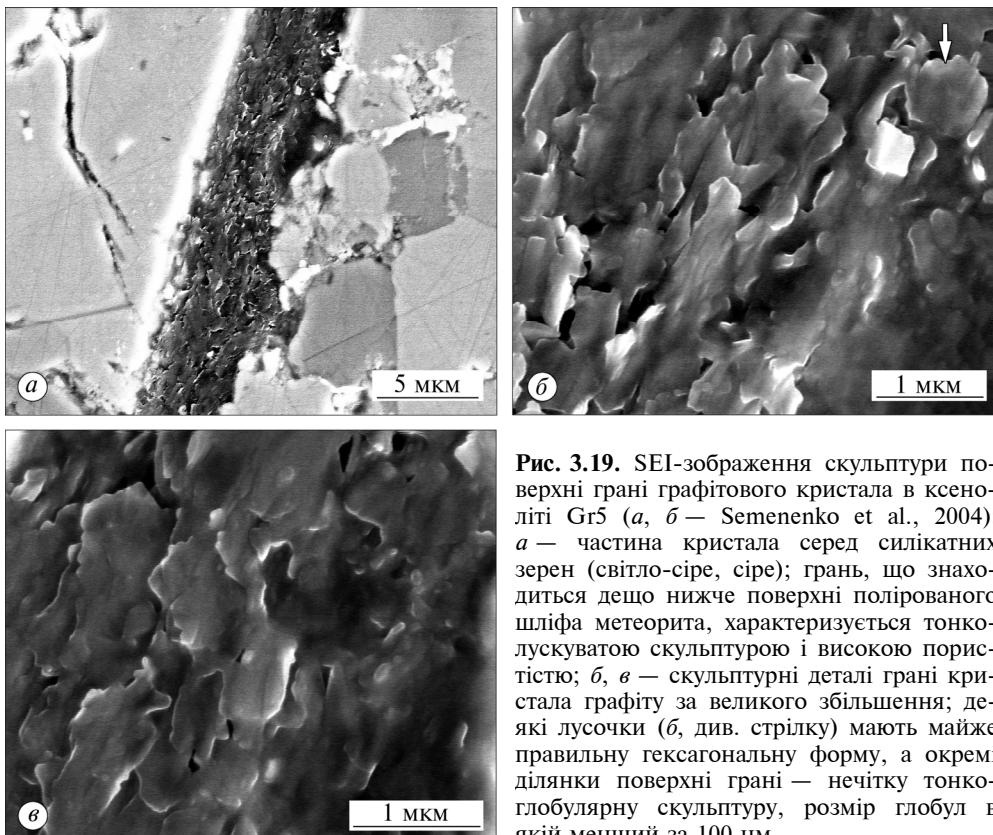


Рис. 3.19. SEI-зображення скульптури поверхні грані графітового кристала в ксеноліті Gr5 (а, б — Semenenko et al., 2004): а — частина кристала серед силікатних зерен (світло-сіре, сіре); грань, що знаходиться дещо нижче поверхні полірованого шліфа метеорита, характеризується тонколускуючою скульптурою і високою пористістю; б, в — скульптурні деталі грані кристала графіту за великого збільшення; деякі лусочки (б, див. стрілку) мають майже правильну гексагональну форму, а окремі ділянки поверхні грані — нечітку тонко-глобулярну скульптуру, розмір глобул в якій менший за 100 нм

Fig. 3.19. SEI images of a surface of an intact real face of a coarse graphite crystal arranged within the fragment Gr5 (а, б — Semenenko et al., 2004): а — a part of the coarse graphite crystal. A surface of the face exhibits a fine-scaly sculpture and high porosity; б, в — sculptural details of the graphite face in a high magnification. Some scales (б — arrow) have a nearly regular hexagonal shape. Separate areas of the surface have an obscure fine globular sculpture with a globule size less than 100 nm

Хроміт, магнетит, інші другорядні мінерали. Хроміт діагностований головно у вигляді округлих зерен та зірка (наприклад, у ксеноліті Gr6) — ідіоморфних кристалів розміром до 20 мкм. Склад хроміту (табл. 3.19) варіє як у межах ксенолітів, так і між ними і характеризується високими концентраціями TiO_2 , MgO і Al_2O_3 . Найбільший вміст TiO_2 (до 4,44 %, за масою), Al_2O_3 (до 15,1 %) і MgO (до 6,64 %) визначено відповідно в ксенолітах Gr6, Gr4 та Gr7. Найбільше зерно хроміту в ксеноліті Gr1 є зональним за вмістом TiO_2 , MgO , MnO і V_2O_3 , який знижується в напрямку від центру до периферії.

У ксенолітах Gr1, Gr3 і Gr7 виявлено дві відмінні за складом групи зерен хроміту (табл. 3.19), хоча не можна виключити їх наявність і в інших ксенолітах, оскільки кількість проаналізованих у них зерен дуже мала. У ксеноліті Gr3 знайдено також Cr-шпінель, склад якої варіє від зерна до зерна, %, за масою: 53,0—56,0 Al_2O_3 ; 23,1—24,4 FeO ; 10,9—11,4 MgO ; 6,54—

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

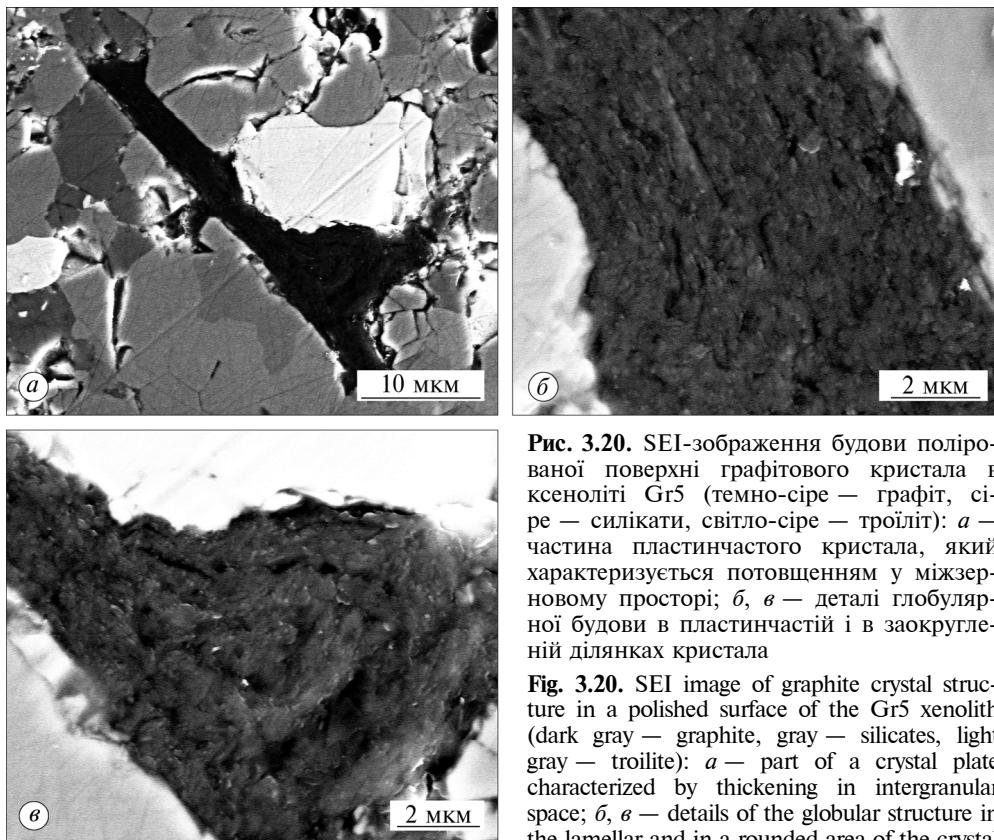


Рис. 3.20. SEI-зображення будови полірованої поверхні графітового кристала в ксеноліті Gr5 (темно-сіре — графіт, сіре — силікати, світло-сіре — троїліт): *a* — частина пластинчастого кристала, який характеризується потовщенням у міжзерновому просторі; *b*, *c* — деталі глобулярної будови в пластинчастій і в заокругленій ділянках кристала

Fig. 3.20. SEI image of graphite crystal structure in a polished surface of the Gr5 xenolith (dark gray — graphite, gray — silicates, light gray — troilite): *a* — part of a crystal plate characterized by thickening in intergranular space; *b*, *c* — details of the globular structure in the lamellar and in a rounded area of the crystal

7,72 Cr₂O₃; 0,17—2,46 TiO₂; 0,20—0,57 SiO₂; 0,34—0,44 V₂O₅; 0,08—0,27 P₂O₅; 0,10—0,18 MnO; 0,07—0,14 CaO, ≤ 0,14 Na₂O.

Магнетит спостерігається у ксенолітах Gr1, Gr3 та Gr5 у вигляді окремих зерен, а також в асоціації із троїлітом і Fe,Ni-металом. Іноді він заміщує троїліт і утворює не кубічні, а гексагональні кристали (див. рис. 3.18, *a*), які характерні для троїліту. Склад магнетиту (30,8 %, за масою, FeO і 68,6 % Fe₂O₃) у різних ксенолітах одинаковий.

Рідкісні зерна віоститу (98,1 % FeO), ільменіту (49 % TiO₂) та пентландиту (50,6 Fe; 33,0 S; 15,1 Ni; 0,45 Co; 0,19 Cu; <0,03 Cr; <0,03 Si; сума 99,4 %) виявлено в деяких ксенолітах. Пентландит асоціює із троїлітом і розміщується на периферії ксеноліту Gr1, що дає змогу припустити його вторинне походження в результаті земного вивітрювання троїліту.

Ознаки ударного метаморфізму встановлено лише у вигляді малопоширеніх структур деформації та нагріву, хоча графітовмісні ксеноліти виявлено саме в зразку, що зазнав високого ступеня імпактного перетворення (Semenenko, Perron, 1995, 2005). Силікати в ксенолітах тріщинуваті, іноді брекчійовані. Частина тріщин утворилася у процесі полірування зразків, що зумовлено високою крихкістю графітовмісної речовини, а частина — в

3.1. Вуглісті ксеноліти

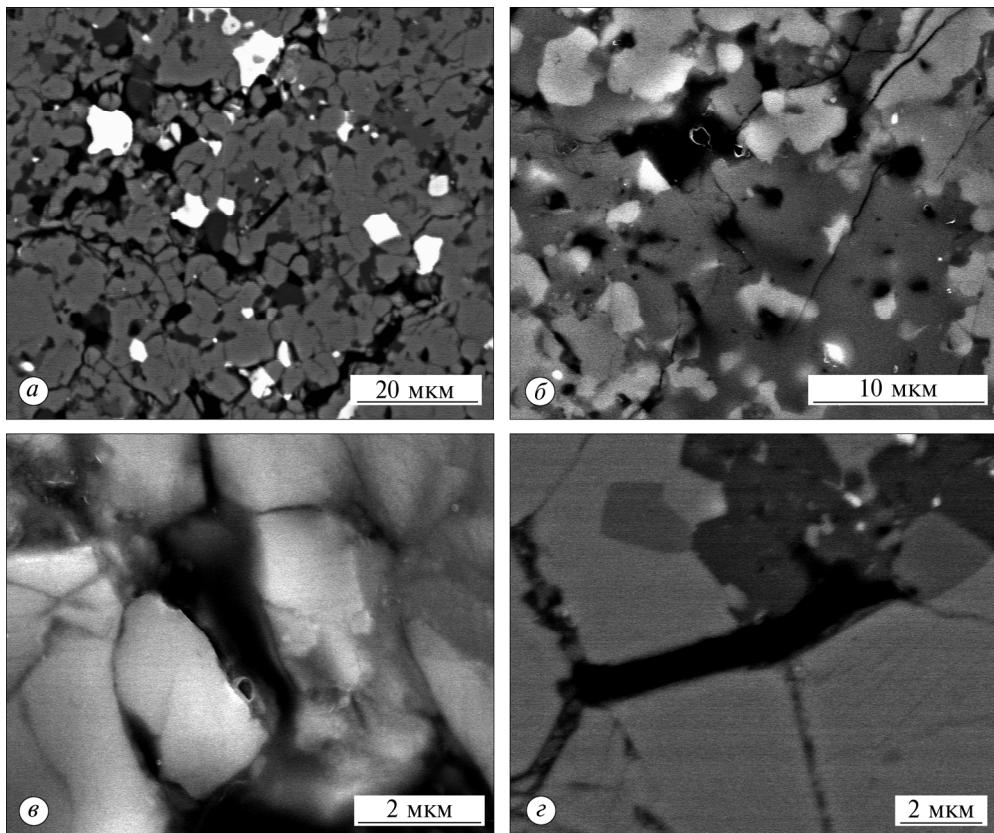


Рис. 3.21. BSE- (а, в) та SEI- (б, г) зображення вуглецевзагаченої речовини (чорне) в ксенолітах Gr7 (а–в) та Gr3 (г). Поліровані шліфи метеорита Кримка (темно-сіре — плагіокласовий мезостазис; сіре — піроксен; світло-сіре — олівін; біле — троїліт і метал): а — типовий розподіл вуглецевзагаченої речовини у вигляді окремих ділянок у плагіокласовому мезостазисі (сіре) і міжзернових прожилків; у центрі розміщується рідкісний кристал графіту; б — велика ділянка плагіокласового мезостазису (сіре) із вуглецевзагаченою речовиною; в — вуглецевзагачена речовина з ознаками пластичності в плагіокласовому мезостазисі; г — безпосередній перехід вуглецевзагаченої речовини в плагіоклазі в кристалі графіту

Fig. 3.21. BSE (а, в) and SEI (б, г) images of C-rich material (black areas) within the xenoliths Gr7 (а–в) and Gr3 (г). The Krymka polished sections (dark-grey — plagioclase mesostasis; grey — pyroxene; light-grey — olivine; white — troilite and metal); а — usual distribution of a C-rich material and rare graphite crystals within the xenolith Gr7. The C-rich material forms separate areas within a plagioclase mesostasis and intergranular veins. A rare crystal of the graphite is located in a central part; б — a huge area of plagioclase mesostasis (grey) bearing C-rich material; в — C-rich material within plagioclase mesostasis which contains a fine pore and exhibits plastic features of melted material; г — direct transition of C-rich material located within plagioclase to graphite crystal

результаті ударного метаморфізму в космосі, що засвідчує наявність прожилків вуглецевмісної речовини всередині брекчійованих силікатів, хвилясте та меншою мірою мозаїчне погасання зерен олівіну, наявність злегка

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

Таблиця 3.17. Хімічний склад (%, за масою) троїліту в графіто
Table 3.17. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe

Елемент	Gr1		Gr2		Gr3	
	межі (28)	середнє	межі (14)	середнє	межі (15)	середнє
Cr	<0,01—0,10	0,04	<0,01—0,08	0,04	Н. в.—0,24	0,05
Fe	60,6—64,1	62,8	62,4—64,2	63,2	61,5—63,7	62,5
Ni	Н. в.—0,45	0,07	<0,01—0,14	0,07	<0,01—0,61	0,16
Si	Н. в.—0,16	0,04	Н. в.—0,30	0,06	Н. в.—0,10	0,06
Cu	Н. в.—0,05	<0,01	Н. в.—0,13	<0,03	Н. в.—0,26	0,06
Co	Н. в.—0,12	<0,03	Н. в.—0,13	<0,03	Н. в.—0,17	0,06
S	34,9—39,1	36,7	34,3—36,9	35,7	35,3—37,1	36,1
P	<0,02	Н. в.	Н. в.—0,07	<0,01	Н. в.—0,08	<0,02
Сума	98,0—101,8	99,6	97,9—101,0	99,1	98,3—100,4	99,1

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. в. — нижче рівня визначення.

Note. The number of analysis is in brackets; Н. в. is not determined.

Таблиця 3.18. Хімічний склад (%, за масою) нікелестого заліза в графі
Table 3.18. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe

Елемент	Gr1		Gr3		Gr4	
	межі (19)	середнє	межі (22)	середнє	межі (9)	аварій
Cr	Н. в.—0,11	<0,03	Н. в.—0,10	0,04	Н. в.—0,12	
Fe	31,6—41,7	35,8	34,0—40,1	36,4	35,5—43,2	
Ni	55,5—66,0	61,1	56,3—63,9	60,8	56,7—64,2	
Si	<0,01—0,05	<0,02	<0,02—0,18	0,10	0,06—0,11	
Cu	Н. в.—0,26	0,07	Н. в.—0,24	0,04	Н. в.—0,11	
Co	1,59—2,87	2,39	1,89—2,91	2,44	1,13—2,08	
S	Н. в.—0,30	0,07	Н. в.—0,17	0,04	Н. в.—0,07	
P	Н. в.	Н. в.	Н. в.—0,05	<0,01	<0,02	
Сума	98,1—100,7	99,4	98,0—101,6	99,9	100,8—102,0	

Елемент	Gr2		Gr3	Gr4		Gr5	Gr6
	межі (24)	середнє	1 аналіз	межі (13)	середнє	1 аналіз	межі (5)
Теніт							
Cr	Н. в.—0,96	0,14	<0,03	Н. в.—0,18	0,06	0,05	<0,03—0,51
Fe	45,8—56,7	49,2	59,0	46,6—51,9	49,1	45,4	45,8—50,8
Ni	39,5—54,4	50,0	42,2	45,8—52,0	49,8	50,7	48,4—53,3
Si	Н. в.—0,15	0,08	0,09	0,06—0,46	0,18	<0,03	0,05—0,14
Cu	<0,02—0,28	0,14	0,13	<0,03—0,24	0,14	<0,03	0,04—0,22
Co	0,24—1,68	0,45	0,45	0,30—1,31	0,48	5,08	0,18—1,41
S	Н. в.—0,17	<0,03	<0,03	Н. в.—0,11	0,04	0,12	<0,02—0,07
P	Н. в.—0,69	0,04	Н. в.	<0,02	<0,03	0,07	Н. в.—0,04
Сума	98,1—101,9	100,1	101,8	98,6—101,8	99,8	101,5	98,0—100,8

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. в. — нижче рівня визначення.

Note. The number of analysis is in brackets; Н. в. is not determined.

3.1. Вуглисти ксеноліти

**вмісних ксенолітах хондрита Кримка, визначений на мікрозонді
of troilite within the graphite-bearing xenoliths of the Krymka chondrite**

Gr4		Gr5		Gr6		Gr7	
межі (15)	середнє	межі (7)	середнє	межі (15)	середнє	межі (14)	середнє
<0,01—0,15	0,07	<0,01—0,06	0,04	<0,02—0,15	0,05	H. в.—0,09	0,04
62,2—64,2	63,1	62,5—63,6	63,3	62,5—63,6	63,1	62,3—64,9	63,4
H. в.—0,16	0,06	<0,03—0,18	0,07	H. в.—0,23	0,06	<0,03—0,37	0,18
<0,03—0,27	0,12	H. в.—0,07	0,04	H. в.—0,23	0,07	H. в.—0,10	0,06
H. в.—0,10	<0,02	H. в.—0,05	<0,01	H. в.—0,07	<0,01	H. в.—0,08	<0,02
H. в.—0,16	0,07	H. в.—0,11	0,04	H. в.—0,14	0,06	H. в.—0,16	0,10
34,5—37,7	36,1	34,7—36,5	35,3	34,4—36,9	35,2	34,6—36,8	36,1
H. в.—0,05	<0,01	H. в.—0,04	<0,01	H. в.—0,04	<0,01	<0,02	<0,01
98,1—101,0	99,5	98,0—100,2	98,8	98,1—100,1	98,6	97,9—101,6	99,9

**тovмісних ксенолітах хондрита Кримка, визначений на мікрозонді
of nikel iron within the graphite-bearing xenoliths of the Krymka chondrite**

		Gr5		Gr6		Gr7	
середнє	межі (25)	середнє	середнє (2)	межі (11)	середнє	середнє	середнє
0,04	H. в.—0,17	0,04	0,04	<0,03—0,19	0,08		
38,5	32,0—40,0	35,6	39,3	40,0—43,6	41,7		
61,0	56,4—65,9	61,2	58,8	55,1—58,7	57,3		
0,09	H. в.—0,11	0,06	0,09	0,05—0,15	0,11		
<0,02	H. в.—0,12	<0,03	0,11	<0,03—0,22	0,10		
1,77	1,95—3,46	2,63	1,73	1,23—2,51	1,75		
<0,02	H. в.—0,45	0,08	<0,01	H. в.—0,05	<0,03		
<0,01	H. в.—0,05	<0,01	H. в.	H. в.—0,04	<0,01		
101,5	98,0—102,0	99,7	100,0	99,6—101,9	101,1		
	Gr7		Gr2	Gr4		Gr6	Gr7
середнє	межі (18)	середнє	1 аналіз	межі (7)	середнє	1 аналіз	1 аналіз
Камасит							
0,15	H. в.—0,19	0,06	0,04	0,06—0,13	0,10	0,15	0,59
47,8	44,0—68,0	60,1	95,9	91,9—94,9	93,3	89,9	91,0
51,2	29,7—54,0	38,1	4,27	3,45—5,61	4,29	4,07	4,47
0,10	H. в.—0,49	0,10	0,10	<0,02—0,16	0,09	0,15	0,10
0,11	H. в.—0,19	0,09	0,10	H. в.—0,09	<0,03	H. в.	H. в.
0,64	0,90—2,39	1,51	2,21	1,72—2,45	1,99	2,87	0,38
0,05	H. в.—0,08	<0,03	<0,03	H. в.—0,07	<0,03	<0,03	0,09
<0,02	H. в.—0,09	<0,01	H. в.	H. в.—0,09	<0,01	0,07	H. в.
100,0	98,4—101,8	100,0	102,7	98,1—101,4	99,8	97,2	96,6

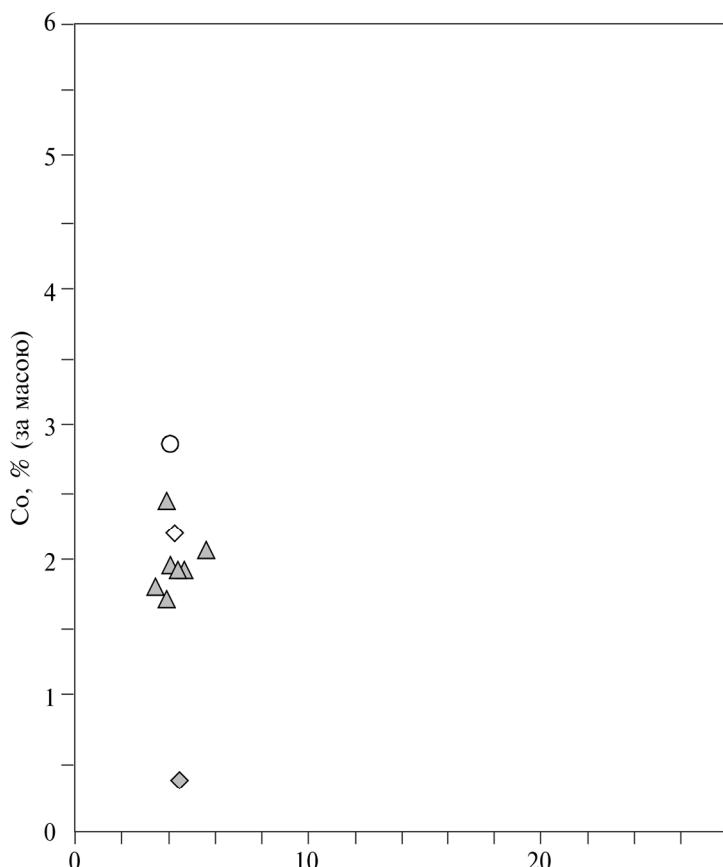


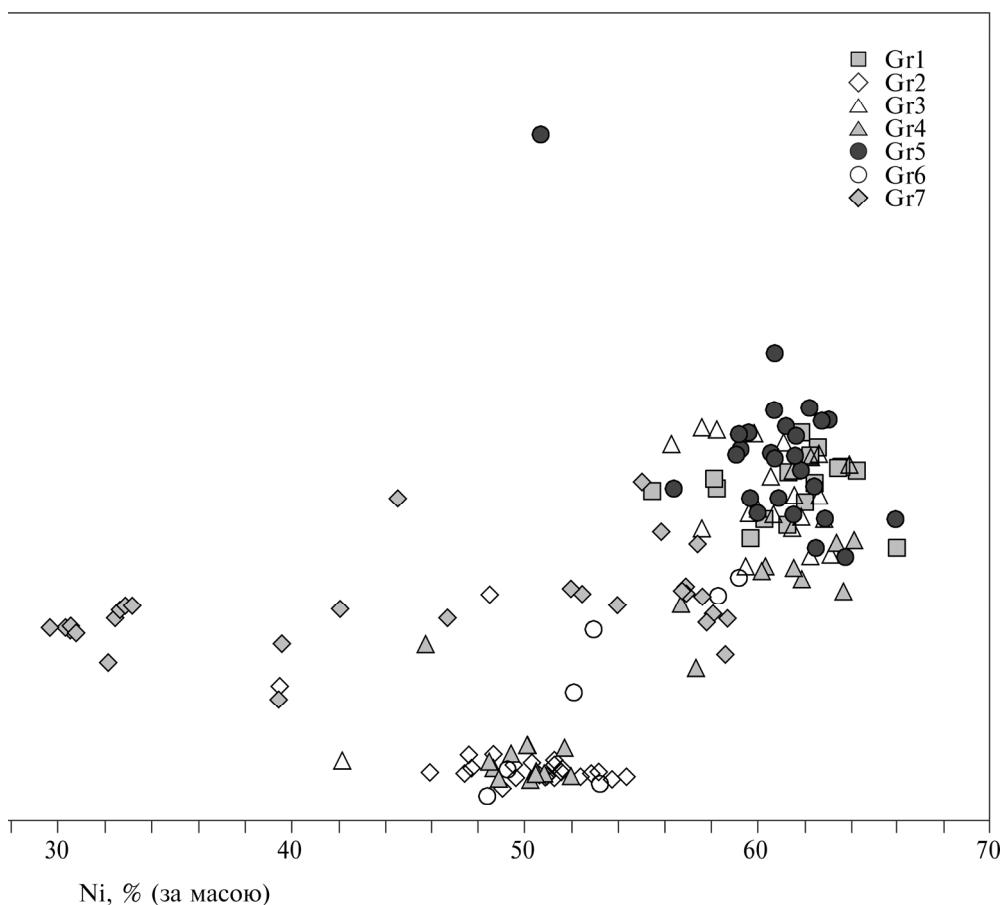
Рис. 3.22. Вміст нікелю і кобальту в зернах нікелистого заліза
Fig. 3.22. Ni vs. Co plot of the metal grains within the graphite-

зігнутих пластинчастих кристалів графіту (див. рис. 3.18, *ε*). Крім того, в ксеноліті Gr4 зерна троїліту характеризуються сильним ксеноморфізмом з ознаками часткового плавлення.

Валовий хімічний склад ксенолітів Gr1—Gr7, отриманий на мікрозонді (табл. 3.20), слід розглядати як орієнтовний у зв'язку з дефектами полірування, зумовленими крихкістю мінералів (переважно троїліту), і доволі великими розмірами мінеральних зерен порівняно з діаметром зонда. Склад ксенолітів характеризується низькою аналітичною сумою (92,0—97,8 %, за масою), що пов'язано з наявністю графіту і вуглецевмісної речовини, а також тріщин і численних штучних пор. Відношення SiO_2/MgO в більшості ксенолітів змінюється в межах від 1,37 до 1,44 і відповідає вуглистиим хондритам ($1,42 \pm 0,05$) (Van Schmus, Wood, 1967).

Ксеноліти Gr1—Gr7 доволі подібні між собою за валовим хімічним складом і різняться в основному вмістом FeO. Відношення $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$

3.1. Вуглисти ксеноліти



у графітовмісних ксенолітах Gr1–Gr7 хондрита Кримка (Semenenko et al., 2004)
containing Gr1–Gr7 xenoliths from the Krymka chondrite (Semenenko et al., 2004)

змінюється від 0,51 до 0,59 (див. табл. 3.11, 3.20) і є вищим, ніж для основної частини хондрита Кримка (0,50). Найвищу концентрацію FeO визначено в ксеноліті Gr3 (31,8 %, за масою), а найнижчу — в Gr1 (26,9 %).

Ізотопні дослідження. Ізотопний склад вуглецю і азоту визначено в трьох великих кристалах графіту в ксеноліті Gr6 Л. Нітлером на іонному мас-спектрометрі IMS-6F (Cameca) в Інституті Карнегі (США) (Semenenko et al., 2004). Значення $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ для всіх трьох кристалів є ідентичним у межах похибки ($2,0 \pm 5,0 \text{ ‰}$, $2,4 \pm 4,4 \text{ ‰}$ та $-1,2 \pm 4,8 \text{ ‰}$, 1σ похибка) (рис. 3.23). Ізотопний склад азоту в них подібний до земного в межах похибки (середнє $\delta^{15}\text{N} = 10 \pm 18 \text{ ‰}$). Згідно з іонним відношенням $\text{CN}^-/\text{C}^- \sim 10^{-3}$, що відповідає близько 70 ppm N у графіті, вміст азоту низький.

Таким чином, згідно зі структурно-мінералогічними, хімічними та ізотопними даними, ксеноліти представлені речовиною, яка суттєво відрізняється від основної частини хондрита Кримка, а також від інших відомих

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

Таблиця 3.19. Хімічний склад (%, за масою) хроміту в графіто
Table 3.19. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe

Компо-нент	Gr1			Gr2	Gr3		
	межі (11)	середнє	середнє (3)	середнє (2)	межі (10)	середнє	1 аналіз
SiO ₂	Н. в.—1,98	0,22	0,27	0,28	Н. в.—3,31	0,53	0,24
Al ₂ O ₃	10,9—13,0	11,4	3,79	14,5	9,92—11,0	10,5	6,89
MgO	2,66—3,53	3,14	1,82	2,19	2,97—3,97	3,17	2,21
TiO ₂	3,33—4,19	4,00	1,50	2,93	2,29—4,25	3,24	2,09
CaO	Н. в.—0,21	0,08	0,17	0,16	<0,02—1,50	0,39	0,08
FeO*	27,6—32,6	31,1	28,8	32,3	27,0—32,6	30,3	30,4
Fe ₂ O ₃ *	Н. в.—4,63	1,73	3,09	1,88	1,34—5,26	3,00	6,79
MnO	0,26—0,40	0,30	0,44	0,32	0,28—0,50	0,39	0,44
Cr ₂ O ₃	44,4—47,3	46,4	58,3	43,1	44,7—48,5	47,0	49,0
V ₂ O ₃	0,40—0,71	0,48	0,71	0,47	0,43—0,75	0,61	0,67
Сума	97,6—99,9	98,8	98,9	98,2	97,9—100,8	99,1	98,8

Примітка. У дужках — кількість аналізів; Н. в. — нижче рівня визначення.

* Розрахований вміст.

Note. The number of analysis is in brackets; Н. в. is not determined.

* Recalculated contents.

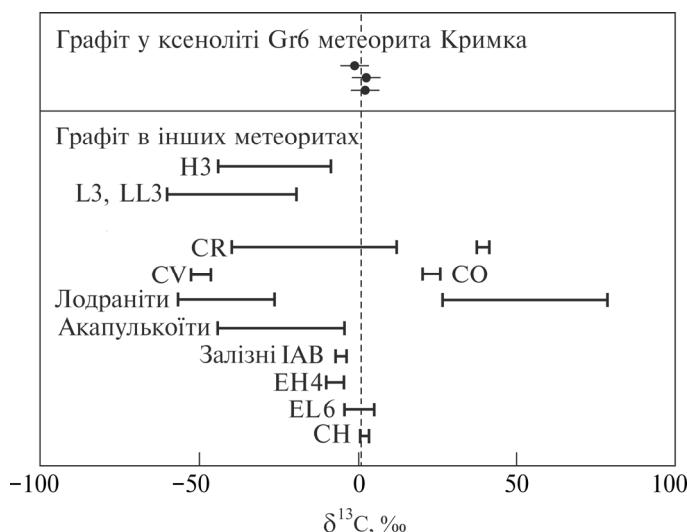


Рис. 3.23. Ізотопний склад вуглецю в трьох графітових кристалах у ксеноліті Gr6 метеорита Кримка, визначений Л. Нітлером (Semenenko et al., 2004), порівняно зі складом у графіті в інших метеоритах за даними попередніх досліджень (Grady et al., 1986; Grady, Pillinger, 1990; El Goresy et al., 1995; Newton et al., 1995; Mostefaoui et al., 1997, 2000; Nittler, McCoy, 2000)

Fig. 3.23. C-isotopic composition of three graphite crystals from Krymka fragment Gr6, obtained by L. Nittler (Semenenko et al., 2004), compared with ranges observed for graphite in other meteorites. Previous data are from Grady et al. (1986), Grady and Pillinger (1990), El Goresy et al. (1995), Newton et al. (1995), Mostefaoui et al. (1997, 2000), and Nittler and McCoy (2000)

3.1. Вуглисти ксеноліти

**вмісних ксенолітах хондрита Кримка, визначений на мікрозонді
of chromite within the graphite-bearing xenoliths of the Krymka chondrite**

Gr4		Gr5	Gr6		Gr7		
межі (6)	середнє	середнє (3)	межі (5)	середнє	межі (12)	середнє	середнє (2)
0,25—1,06	0,53	0,18	0,15—0,49	0,33	H. в.—0,75	0,17	0,24
13,8—15,1	14,5	11,9	7,34—7,58	7,50	3,72—4,08	3,95	6,21
1,96—2,24	2,09	3,38	1,25—1,51	1,38	1,74—2,04	1,87	6,64
1,89—3,35	2,89	3,63	4,28—4,44	4,40	2,63—3,12	2,86	0,87
<0,03—0,12	0,07	0,07	<0,02—0,07	0,05	0,04—0,21	0,10	0,12
32,2—32,9	32,5	30,9	32,9—33,7	33,2	30,4—32,4	31,5	23,2
H. в.—7,24	1,98	1,75	H. в.—0,34	0,07	0,25—1,92	0,91	0,86
0,17—0,41	0,33	0,37	0,37—0,42	0,40	0,42—0,62	0,52	0,50
40,9—44,8	43,1	45,9	49,5—51,5	50,7	56,2—59,1	57,4	62,1
0,26—0,49	0,42	0,54	0,60—0,65	0,62	0,55—0,76	0,68	0,73
97,6—100,4	98,5	98,6	98,0—99,3	98,7	98,0—101,7	99,9	101,4

різновидів вуглецевмісної метеоритної речовини. Їх первинний склад і доагломераційна історія відрізняються від таких основних компонентів хондрита Кримка. Уламкова форма (див. табл. 3.11; рис. 3.14, а, б) безпосередньо вказує на утворення ксенолітів у результаті ударної фрагментації більшого літичного тіла (або тіл) до/або під час агломерації з типовою хондритовою речовиною.

Взаємозв'язок ксенолітів з основною частиною хондрита Кримка. Графітовмісні ксеноліти характеризуються такими хімічними, мінералогічними та ізотопними особливостями, які відрізняють їх від основної частини хондрита Кримка: 1) низькою аналітичною сумою валового хімічного складу, зумовленою, головно, наявністю графіту і вуглецевзбагаченої речовини; 2) вищим загальним вмістом заліза; 3) відповідністю відношення SiO_2/MgO у валовому хімічному складі вуглистим хондритам; 4) однорідною перекристалізованою структурою; 5) наявністю графіту і вуглецевзбагаченої речовини; 6) вищим вмістом троїліту та Fe,Ni-металу; 7) відносно однорідним складом силікатів і неоднорідним — хроміту і Fe,Ni-металу; 8) відмінним складом Fe,Ni-металу, хроміту і фосфатів; 9) важчим ізотопним складом вуглецю в графіті порівняно з таким його складом в основній частині хондрита Кримка і графіті в інших звичайних хондритах.

Структурні особливості. На відміну від основної частини хондрита Кримка ксеноліти не містять хондр та їх уламків. Вони мають чітку перекристалізовану структуру із тупими кутами потрійних з'єднань силікатних зерен та прямими або злегка викривленими гранями (див. рис. 3.18, в, г). Багато мінералогічних особливостей вказують на перекристалізацію, що типово для рівноважних хондритів. Наприклад, домінуючі мінерали, олівін та Ca-бідний піроксен, характеризуються однаковим розміром зерен і по-

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

Таблиця 3.20. Валовий хімічний склад (%, за масою) графітовмісних ксенолітів хондрита Кримка, визначений розфокусованим електронним пучком на мікрозонді та перерахований на 100 %

Table 3.20. Bulk chemical composition (wt. %) obtained by defocused electron beam of the graphite-bearing xenoliths within the Krymka chondrite; recalculated to 100 %

Компонент, відношення	Валовий склад Кримки ¹	Графітовмісні ксеноліти					
		Gr1 (112)	Gr2 (227)	Gr3 (205)	Gr4 (95)	Gr5 (220)	Gr7 (89)
SiO ₂	40,1	37,0	35,6	33,6	35,5	34,8	35,4
Al ₂ O ₃	2,93	3,39	4,79	4,81	3,21	2,86	4,57
Na ₂ O	0,84	1,57	1,66	1,29	1,01	1,21	1,72
MgO	25,0	25,9	23,1	22,2	24,7	25,1	25,3
FeO ²	25,3	26,9	27,7	31,8	29,7	29,2	28,2
MnO	0,34	0,26	0,22	0,32	0,29	0,25	0,35
CaO	1,88	1,86	2,01	1,60	1,62	1,96	1,17
K ₂ O	0,07	0,09	<0,01	<0,03	<0,03	0,06	0,07
TiO ₂	0,14	0,13	0,12	0,12	0,13	0,12	0,08
P ₂ O ₅	0,20	0,15	0,36	0,44	0,30	0,59	0,37
Cr ₂ O ₃	0,52	0,54	0,56	0,53	0,58	0,60	0,38
Ni	1,15	0,47	1,01	0,81	1,25	0,80	0,63
S	2,20	1,62	2,86	2,51	1,73	2,44	1,70
Сума	100,6	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Сума аналітична		94,0	93,5	94,6	97,8	92,0	96,8
SiO ₂ /MgO	1,60	1,43	1,54	1,51	1,44	1,39	1,40
FeO/(FeO + MgO)	0,50	0,51	0,54	0,59	0,55	0,54	0,53

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів.

¹ За даними статті (Дьяконова, Харитонова, 1960).

² Все залізо наведено як FeO.

Note. The number of analysis is in brackets.

¹ Data from Dyakonova, Charitonova (1960; in Russian).

² All iron noted as FeO.

мітно вужчими межами складу (Fa_{24,5–38,9}; Fs_{20,6–27,5} відповідно) порівняно з такими основної частини хондрита Кримка (Fa_{0–94}; Fs_{0–32} відповідно). Варіації складу олівіну та Ca-бідного піроксену в ксенолітах (див. рис. 3.15) подібніші до рівноважних (Keil, Fredriksson, 1964), ніж до нерівноважних хондритів. У ксенолітах також більші кількість і розміри зерен метаморфічних мінералів, таких як плагіоклаз, хроміт і фосфати.

Згідно з літературними даними, відомо два можливі механізми виникнення однорідної безхондрової текстури з правильними кристалами графіту: кристалізація з розплаву, що містить графіт (Berkley, Jones, 1982; Treiman, Berkley, 1994; Rubin, 1997), або метаморфічне перетворення первинної вуглецевмісної речовини (Buseck, Bo-Jun, 1985; Huss, Lewis, 1995; Luque et al., 1998). За результатами досліджень ксенолітів зроблено висновок щодо метаморфічної природи кристалів графіту, які утворились найімовірніше з тонкозернистої вуглецевмісної первинної речовини. Головні аргументи на користь метаморфічної природи ксенолітів такі:

3.1. Вуглисти ксеноліти

1. Відсутність ознак кристалізації із розплаву, особливо ударного. Зерна Fe,Ni-металу і сульфідів у них рівномірно розподілені серед силікатів (див. рис. 3.14), як і в інших ксенолітах метеорита Кримка, складених тонкозернистою речовиною (Semenenko et al., 2001). Під час кристалізації із розплаву Fe,Ni-метал і сульфіди змішуються (подібно до енстатитових хондритів або ударно-переплавленої хондритової речовини) і утворюють великі, проростаючі одне в одне, нерівномірно розподілені зерна (Semenenko, Perron, 1995, 2005; Семененко, Перрон, 1996; Rubin, 1997). У ксенолітах не виявлено жодних структур незмішуваних рідин метал-сульфідно-силікатного розплаву, які є типовими для ударного плавлення (Begemann, Wlotska, 1969; Semenenko, Perron, 1995, 2005; Семененко, Перрон, 1996). На додаток, периферія олівінових зерен у ксенолітах не є відновленою, як у графітовомісних уреїлітах (Berkley et al., 1980; Treiman, Berkley, 1994).

2. Досить рівномірне розподілення кристалів графіту по міжфазових межах у ксенолітах, на відміну від вулканічного графіту (Treiman, Berkley, 1994; Rubin 1997). Більшість кристалів графіту в ксенолітах представлені тонкими гексагональними пластинками, а не їх агрегатами, в полірованих шліфах вони мають вигляд аномально довгих пластин. Крім того, наявність на окремих пластинах графіту піраміdalних псевдоформ (див. рис. 3.18, *a—e*), а також поліциклічний ріст мікрокристалітів на поверхні грані одного із кристалів графіту (див. рис. 3.19, *b, c*) є свідченнями метаморфічного росту.

3. Подібність ксенолітів до вуглистих ксенолітів K1 (Semenenko, Girich, 1996) і K3, які містять органічні сполуки й тонкі кристали графіту (Семененко и др., 1991; Semenenko et al., 1991; Semenenko, 1996; Semenenko et al., 2005). Ксеноліти Gr1—Gr7 представлені різними метаморфічними відмінами із різними співвідношеннями між великими і дрібними кристалами графіту та вуглецевзбагаченою речовиною. Спостерігається пряма кореляція між кількістю кристалів графіту і ступенем метаморфізму ксенолітів.

Незважаючи на перекристалізовану зернисту структуру і відносно гомогенний склад силікатів, ксеноліти зберегли окремі прикмети первинної гетерогенності. Деякі ксеноліти (особливо Gr7) є тільки частково перекристалізованими, містять помітну кількість вуглецевмісної речовини і невелику — кристалів графіту, а також характеризуються наявністю двох відмінних за складом груп зерен хроміту (див. табл. 3.19), плагіоклазу та Сабідного піроксену (див. табл. 3.13, 3.15). Прикмети первинної гетерогенності можна пояснити акреційною природою ксенолітів, проторечовина яких була складеною двома або трьома головними компонентами: гетерогенними тонкими мінеральними зернами, вуглецевмісною речовиною і, можливо, хондрами.

Відсутність хондр необов'язково вказує на акрецію ксенолітів у безхондрівій області протопланетної туманності, тим не менш слід врахувати такі їхні особливості.

А. У ксенолітах не було знайдено жодного релікту хондр, тоді як у рівноважних звичайних хондритах із вищим ступенем метаморфічного переворення вони збереглись.

Б. Ксеноліти містять майже рівномірно розподілені кристали графіту, що засвідчує рівномірний розподіл первинної вуглецевмісної речовини до

метаморфізму. Хондри є переплавленими об'єктами, тому не містять органічних сполук, тоді як первинна тонкозерниста речовина може їх містити. Якщо ксеноліти утворились в результаті метаморфізму первинної вуглецевмісної речовини з хондрами, то мали б містити вільні від графіту округлі ділянки діаметром близько 0,5 мм відповідно до найбільшого розміру хондр всередині вуглистого ксеноліту K1 хондрита Кримка (Семененко і др., 1991; Semenenko et al., 1991). Такі ділянки відсутні в ксенолітах.

B. окремі тонкозернисті включення в хондриті Кримка не містять хондр (Semenenko et al., 2001). Лише кілька мікрохондр було знайдено в ксеноліті BK13, але жодної не містилось у тонкозернистій речовині включення BK14, яка має дуже низький ступінь метаморфічного перетворення.

З огляду на викладене можна допустити відсутність або дуже низьку поширеність хондр (за аналогією з ксенолітами K1 і K3) у первинній речовині ксенолітів, які згодом були знищені під час метаморфізму.

Акреція гетерогенних тонких мінеральних зерен і вуглецевмісної речовини в бідній на хондри ділянці протопланетної туманності, поетапні літифікація первісного тіла, термальний метаморфізм і ударна фрагментація є, на нашу думку, головними процесами, що зумовили утворення графітовмісних ксенолітів. Після агломерації вони увійшли до складу материнського тіла хондрита Кримка і зазнали часткового метаморфічного перетворення в результаті сильного удару.

Мінералогічні відмінності. Між ксенолітами та основною частиною хондри вони зумовлені особливостями їх первинного складу і доагломераційної історії. Ксеноліти збагачені Fe,Ni-металом (2,2 % порівняно з 0,9 % (за об'ємом) в основній частині) і троїлітом ($\geq 11,3$ % порівняно з 4,3 % (за об'ємом) в основній частині), які рівномірно розподілені у графітовмісній речовині. В основній частині хондрита Fe,Ni-метал і троїліт переважно розміщуються у тонкозернистій матриці у вигляді дрібних і грубих зерен. Мінерали нікелістого заліза також різняться за складом. Ксеноліти містять аваруїт, теніт і дуже рідко камасит (див. табл. 3.11, 3.18), тоді як головною металічною фазою основної частини хондрита є камасит і меншою мірою теніт із вмістом Ni <52 %, за масою (Семененко і др., 1987). Постійна асоціація аваруїту і теніту з троїлітом у ксенолітах засвідчує їх генетичний зв'язок.

Парагенезис Fe,Ni-металу із сульфідом, дуже низька кількість камаситу, високий вміст нікелю і кобальту, що прямо корелюють між собою в аваруїті (див. рис. 3.22), кубічна форма окремих кристалів сульфіду, яка характерна для Fe,Ni-металу, але не для троїліту, а також наявність реліктів Fe,Ni-металу всередині кубічних кристалів троїліту є доказами того, що троїліт утворився внаслідок сульфідизації Fe,Ni-металу в багатому на H₂S середовищі (Semenenko, Girich, 1995). Значна сульфідизація Fe,Ni-металу зменшила його кількість і зумовила підвищення концентрації нікелю і кобальту в металі, що залишився (Rambaldi, Wasson, 1980). Зважаючи на загальний вміст зерен Fe,Ni-металу і сульфіду можна припустити, що первинна речовина ксенолітів була збагачена на Fe,Ni-метал.

Хроміт у ксенолітах збагачений на TiO₂, Al₂O₃, MgO (див. табл. 3.19) і відрізняється від хроміту в основній частині хондрита (рис. 3.24), яка характеризується наявністю двох відмінних за складом груп зерен хроміту:

3.1. Вуглисті ксеноліти

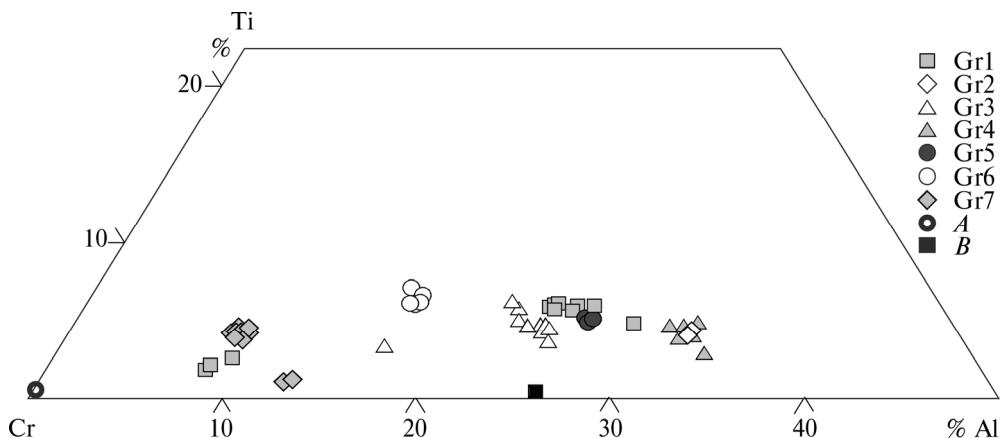


Рис. 3.24. Діаграма хімічного складу хроміту в ксенолітах Gr1–Gr7 (Semenenko et al., 2004), а також в основній частині хондрита Кримка (A і B), за даними Т. Банча та співавт. (Bunch et al., 1967)

Fig. 3.24. Composition of chromite within the graphite-containing xenoliths Gr1–Gr7 (Semenenko et al., 2004). Two compositionally distinct chromites in the Krymka host (A and B) from Bunch et al. (1967)

група А бідна на Al_2O_3 , містить, %, за масою: 0,1 Al_2O_3 , 0,4 MgO і 0,5 TiO_2 ; група Б багата на Al_2O_3 , містить, %: 12,6 Al_2O_3 , 8,4 MgO і 0,6 TiO_2 (Bunch et al., 1967). Друга група подібна до хроміту в ксенолітах лише за вмістом Al_2O_3 . Це вказує на різний первинний склад і різні еволюційні тренди. Високий вміст TiO_2 в окремих зернах хроміту відповідає хроміту із рівноважних LL-хондритів (Bunch et al., 1967) і може бути свідченням їх високотемпературного утворення (Мацюк і др., 1989). Проте не можна виключати належність багатьох на TiO_2 хромітів до реліктових зерен, що утворилися в туманності.

Іншою мінералогічною особливістю ксенолітів (Semenenko, Girich, 1995) є наявність F-апатиту (див. табл. 3.16), який на відміну від Cl-апатиту (Van Schmus, Ribbe, 1969) є рідкісним для метеоритів, але звичайним для місячних (Фрондел, 1978) і земних вулканічних порід (Fuchs, 1968). Фтор дуже мало пошириений у звичайних хондритах і діагностований переважно у складі F-рихтериту в найбільш відновлених метеоритах: енстатитових хондритах, енстатитових ахондритах та залізних метеоритах (Bevan et al., 1977). Наявність F-апатиту в хондриті Orgueil (C1) довели М.Х. Джангк зі співавт. (Jungck et al., 1981). Морфологія ксеноморфних зерен фосфату в ксенолітах засвідчує їх метаморфічне походження. Не виключено, що особливості складу фосфатів, як і високий вміст троїліту, зумовлені впливом гарячих флюїдів, що містили сірку, хлор і фтор, під час метаморфічного перетворення ксенолітів.

Взаємозв'язок ксенолітів з іншими різновидами метеоритної речовини. Наявність ідіоморфних кристалів графіту є найважливішою мінералогічною особливістю ксенолітів, що відрізняє їх від основної частини хондрита Кримка, а також від інших звичайних хондритів (Semenenko, Girich, 1995).

Мінералогічна відповідність. Ідіоморфні кристали графіту не діагностовані в рівноважних звичайних хондритах, їх кількість дуже обмежена у нерівноважних хондритах. Крім того, головні особливості кристалів графіту, такі як морфологія, розмір, розподіл і асоціації з іншими мінералами, відрізняються від особливостей графіту в інших відомих різновидах графітovмісної космічної речовини. За винятком рідкісних випадків, кристалічний графіт у ксенолітах не подібний до графіту в уреїлітах, енстатитових і звичайних хондритах, залізних метеоритах і, особливо, вуглецевзбагачених агрегатах у нерівноважних хондритах. Наприклад, графіт в енстатитових хондритах зазвичай асоціює з Fe,Ni-металом і має іншу морфологію зерен (Ramdohr, 1973). У більшості уреїлітів графіт слаборозкристалізований і розміщується у вуглецевзбагаченій речовині (Berkley et al., 1980). У хондриті Bishunpur (LL3) графіт утворює прожилки і дрібні (<15 мкм) округлі включення в асоціації з Fe,Ni-металом (Mostefaoui et al., 2000). У залізних метеоритах графіт діагностований у вигляді шароподібних включень всередині Fe,Ni-металу (Mason, 1963). Вуглецевзбагачені агрегати в звичайних хондритах складені залізозвбагаченими мікронними, субмікронними слабографітизованими зернами вуглецю (Lumpkin, 1986; Brearley et al., 1987), у вигляді кластів входять до складу матриці нерівноважних хондритів і класифіковані як новий різновид хондритів типу 3 (Scott et al., 1981a, b).

Слід зазначити, що за розміром і морфологією мікроクリстиали графіту (?) із ксеноліту Gr1 (Semenenko, Girich, 1995) подібні до правильних гексагональних пластинок окремих досонячних графітових зерен, які були виділені хімічним способом із хондрита Murchison (CM2), але ніколи не спостерігалися в хондритах *in situ* (Amari et al., 1990; Zinner et al., 1990). Як виняток, ідіоморфні кристали магматичного графіту виявлені в окремих уреїлітах (Treiman, Berkley, 1994) та енстатитових хондритових ударно-переплавлених брекчіях (Rubin, 1997). Проте за розподілом, розміщенням і асоціаціями з іншими мінералами, а також за мінералогією речовини, що їх містить, ці кристали відрізняються від кристалів графіту в ксенолітах Gr1—Gr7.

Із відомих різновидів графітovмісної метеоритної речовини ксеноліти Gr1—Gr7 найбільш подібні, але не ідентичні вуглістим ксенолітам K1 і K3 хондрита Кримка (Semenenko, Girich, 1996; Semenenko et al., 2005), які містять дрібні кристали графіту, органічні сполуки і збагачені на леткі елементи (Семененко и др. 1991; Semenenko et al., 1991; Semenenko, 1996). За розміром, морфологією, розміщенням і розподілом графіт із ксенолітів K1 і K3 дуже подібний до дрібних кристалів графіту у вивчених ксенолітах. Більш того, вміст графіту в ксеноліті K1 ($\leq 4\%$, за об'ємом) (Semenenko, 1996) зіставний із вмістом графіту в ксеноліті Gr1. Відмінні характеристики вуглістої речовини в ксенолітах K1 і K3, які відображають нижчий ступінь їх метаморфічного перетворення, такі: 1) вище відношення $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$; 2) наявність хондр та їх уламків (хоча і в малих кількостях); 3) тонкозерниста структура; 4) типовий для хондритів склад Fe,Ni-металу; 5) відсутність крупних кристалів графіту; 6) вища гетерогенність силікатів ($\text{Fa}_{22.0-45.7}$ та $\text{Fs}_{17.6-27.8}$); 7) наявність органічних сполук і збагачення леткими елементами (діагностовано у ксеноліті K1).

3.1. Вуглісті ксеноліти

Хімічна та ізотопна відповідність. За валовим хімічним складом вивчених ксенолітів простежено їх хімічну відповідність іншим різновидам метеоритної речовини. Відношення SiO_2/MgO (~1,4) відповідає усім групам вуглістих хондритів і є нижчим, ніж у звичайних (~1,6) та енстатитових (~1,85) хондритах (Jarosewich, 1990; Yanai, Kojima, 1995). Відношення $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ (0,51–0,59) знаходиться між значеннями для звичайних хондритів (0,3–0,43) та вуглістих ксенолітів (0,56–0,62), що підтверджує мінералогічні дані щодо їх вищого ступеня перекристалізації, ніж ксеноліти K1 і K3. Відношення $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ у ксенолітах Gr1–Gr7 перекриває значення, визначені для кількох вуглістих хондритів (Grossman et al., 1980; Jarosewich, 1990; Yanai, Kojima, 1995).

У нерівноважних звичайних хондритах-падіннях валовий ізотопний склад вуглецю ($\delta^{13}\text{C}$) змінюється від –28 до –19 ‰ (Grady et al., 1989). Ступінчастий відпал метеорита Кримка вказує на подібні значення для структурних одиниць метеорита із середнім валовим складом –21,8 ‰. Значення ~1 ‰, яке отримано для трьох кристалів графіту в ксеноліті Gr6, вказує на значно важчий склад вуглецю, ніж типовий для хондрита Кримка, що підтверджує належність Gr1–Gr7 до ксенолітів (див. рис. 3.23). Попередні дані щодо хондритів EH, EL і CH отримано за даними ступінчастого відпалу валових зразків, інші дані — із застосуванням іонного мікрозонда для індивідуальних зерен графіту, які асоціюють здебільше з Fe,Ni-металом. Вуглець у графіті ксеноліту Gr6 ізотопно важчий, ніж графіт, що асоціює з Fe,Ni-металом у звичайних хондритах, але перекриває межі, що спостерігаються для EL6-хондритів (Grady et al., 1986), CH-хондритів (Grady, Pillinger, 1990; Newton et al., 1995), CR-хондрита Acfer 182 (Mostefaoui et al., 1997), акапульського Acapulco (El Goresy et al., 1995) та лодраніта Graves Nunataks 95209 (Nittler, McCoy, 2000).

Широкі межі ізотопного складу вуглецю графіту в примітивних метеоритах можуть відображати високий рівень гетерогенності первинної органічної речовини в протопланетній туманності (Mostefaoui et al., 2000), і відмінний склад ксеноліту Gr6 хондрита Кримка може бути також пов'язаний з цим. Переクリття ізотопного складу графіту в ксеноліті із графітом у хондритах EL, CH і CR, акапульськітах і лодранітах засвідчує можливий взаємозв'язок із материнською речовиною цих метеоритів. Валовий склад ксенолітів, особливо високі значення відношень SiO_2/MgO і $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$, більш подібний до складу вуглістих хондритів, ніж до звичайних або енстатитових хондритів. Таким чином, хімічні та ізотопні дані вказують на подібність первинного складу графітовмісних ксенолітів і вуглістих хондритів.

Ізотопний склад азоту в трьох кристалах графіту в ксеноліті Gr6 значно нижчий, ніж у графіті, що асоціює з Fe,Ni-металом у звичайних хондритах (Mostefaoui et al., 2000). Не виявлено також значного надлишку ^{15}N , який спостерігається іноді в графіті хондритів. Низький вміст азоту може відображати зменшення його кількості під час нагріву в процесі перекристалізації ксенолітів. Графіт є добре утримувальною фазою, його зерна навіть у сильно нагрітому метеориті Acapulco містять азот (El Goresy et al., 1995),

тому можна припустити збідненість азотом вуглецевзбагаченої проторечовини графіту.

Генетичний зв'язок між графітовмісними ксенолітами. В цілому вивчені ксеноліти подібні між собою, але різняться за окремими структурно-мінералогічними і хімічними характеристиками (Semenenko, Girich, 1998). Наприклад, ксеноліти Gr1 і Gr5 відмінні один від одного складом F-апатиту і хроміту. Ксеноліт Gr3 відповідає ксенолітам Gr1 і Gr5, але характеризується більшим вмістом Fa-компоненти в олівіні та відсутністю великих кристалів графіту. Часткова відповідність спостерігається для ксенолітів Gr2 і Gr4. Вони мають майже одинаковий склад силікатів, хроміту, теніту і камаситу.

Незважаючи на приблизні дані стосовно валового хімічного складу ксенолітів, відмінності у складі олівіну і наявності магнетиту вказують на різний рівень окиснення ксенолітів, зумовлений деякою специфікою їх первинного складу або різним ступенем окиснення у доагломераційний період.

Наявність магнетиту в хондритах становить особливий інтерес у зв'язку з дискусією про його космічне або земне походження, особливо у вуглецевзбагачених агрегатах (Scott et al., 1981a, b; Taylor et al., 1981; Brearley et al., 1987; Scott et al., 1988; Alexander et al., 1989). Ниткоподібний магнетит в троїліті в матриці хондрита Кримка був інтерпретований як доземний, що утворився в результаті окиснення сульфіду заліза (Alexander et al., 1989). Морфологічно і за складом магнетит графітовмісних ксенолітів відповідає магнетиту з основної частини хондрита Кримка. Багато морфологічних особливостей засвідчують утворення магнетиту внаслідок заміщення троїліту. Мінералогічні дослідження ксеноліту Gr1 (Semenenko, Girich, 1995) дали змогу припустити земне заміщення троїліту магнетитом як у ксенолітах, так і в основній частині хондрита. Проте вивчення семи ксенолітів Gr1—Gr7 показало, що тільки три з них містять магнетит і один — вюстит, виявлений в окремих темних ударно-метаморфізованих хондритах (Юдин, Коломенський, 1987) як продукт ударного перетворення Fe,Ni-металу або троїліту. Ксеноліти було знайдено в одному з найбільш ударно-перетворених зразків хондрита Кримка (Semenenko, Perron, 1995, 2005; Семененко, Перрон, 1996), тому не виключаємо ударної природи дослідженого вюститу. Це дає змогу припустити доземне походження як магнетиту, так і вюститу в ксенолітах.

Головні відмінності між ксенолітами найімовірніше зумовлені варіаціями ступеня метаморфічного перетворення їх первинної гетерогенної речовини. Це припущення ґрунтуються на відмінностях у розмірі та морфології метаморфічних мінералів (хроміту, плагіоклазу, фосфату і графіту), а також особливостях коливання складу мінералів. Наприклад, склад хроміту може бути інтерпретований як результат відмінностей у їх первинному складі та ступеня метаморфічного перетворення. Cr_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 , MgO і FeO — найбільш змінні компоненти хроміту (див. табл. 3.19). За складом можна виділити п'ять груп хроміту (рис. 3.24). Чотири з них утворюють одну ізоморфну послідовність $\text{Cr}_2\text{O}_4^{2-}$ — $\text{Al}_2\text{O}_4^{2-}$ (рис. 3.25), що вказує на їх генетичний зв'язок. Склад хроміту також варіює в межах груп за вмістом Cr_2O_3 і TiO_2 і меншою мірою — Al_2O_3 і MgO (рис. 3.26).

3.1. Вуглисти ксеноліти

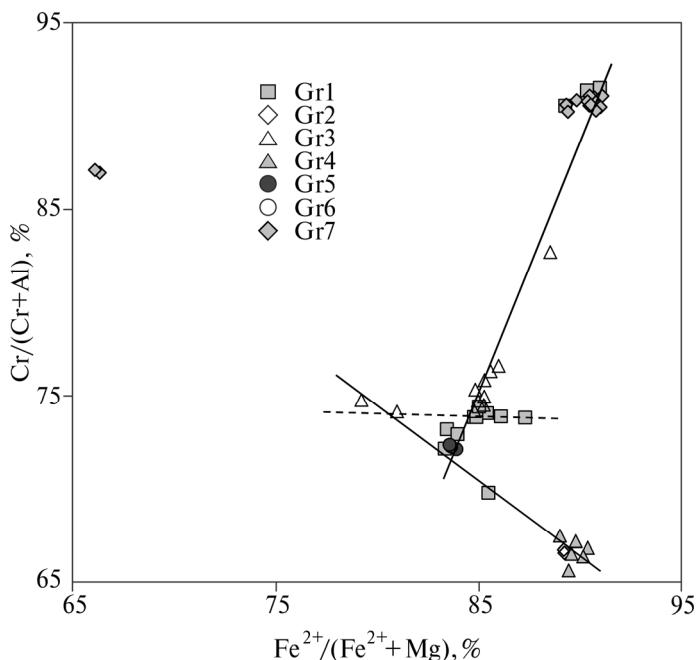


Рис. 3.25. Кореляція атомних відношень $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ і $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ у хроміті ксенолітів Gr1–Gr7 у хондриті Кримка (Semenenko et al., 2004)

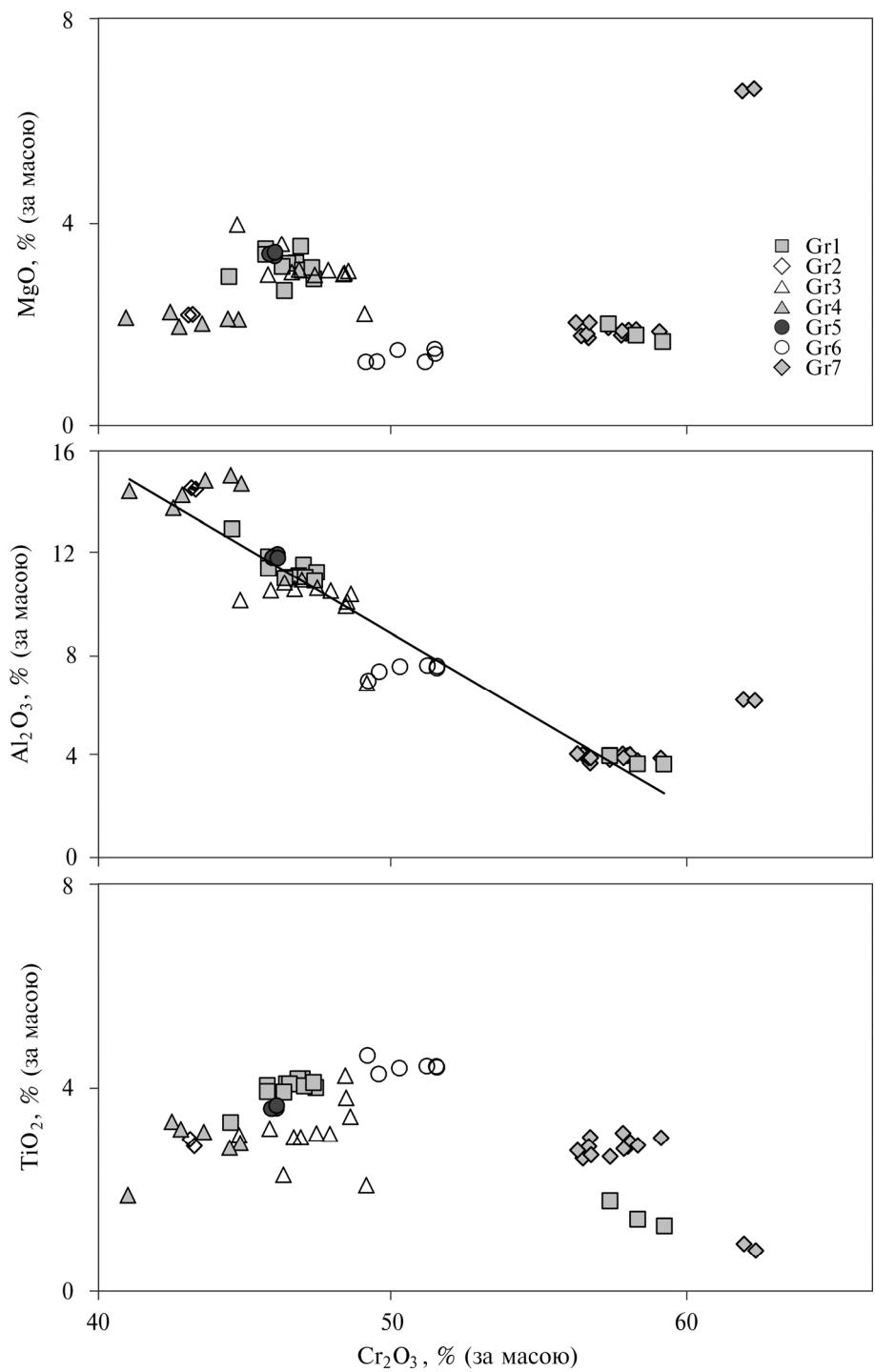
Fig. 3.25. A correlation of atomic ratios $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ and $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ of chromites within the graphite-containing xenoliths Gr1 to Gr7 from the Krymka chondrite (Semenenko et al., 2004)

Кореляція атомних відношень $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ до $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ демонструє, як мінімум, два кристалізаційні тренди (див. рис. 3.25), спільні для хромітів в усіх ксенолітах, за винятком Gr6. Водночас кожен із ксенолітів має свій невеликий тренд еволюції складу хроміту. Ці дані відображають багатостадійність процесу утворення хроміту, який може бути зумовлений гетерогенною природою хроміту і різним ступенем метаморфічного перетворення ксенолітів.

Відмінності в розмірі кристалів графіту між ксенолітами також можна пояснити їх різною метаморфічною історією. Спостерігається деяка тенденція зворотної кореляції між кількістю великих кристалів графіту і наявністю вуглецевзбагаченої речовини. Наприклад, ксеноліт Gr7, який містить тільки дрібні кристали графіту, має збільшений вміст вуглецевзбагаченої речовини. Безпосередній перехід цієї речовини в дрібні кристали графіту (див. рис. 3.21, 2) підтверджує їх генетичний зв'язок. Отримані результати та експериментальні дані щодо метаморфічного переходу вуглистої речовини в графіт (Buseck, Bo-Jun, 1985) дають змогу припустити нижчий ступінь метаморфічного перетворення ксенолітів з дрібними кристалами графіту і вуглецевзбагаченою речовиною, ніж ксенолітів з великими кристалами графіту.

На жаль, немає детальних даних щодо структури і складу вуглецевзбагаченої речовини, яка асоціює переважно із плагіокласовим мезостазисом (рис. 3.21). Деякі морфологічні особливості цієї речовини (такі як рідкісні тріщини усадки, наявність вуглецевзбагачених прожилків та їх розміщення по міжфазових межах і тріщинах) вказують на нагрів і швидке охолодження, зумовлені, найімовірніше, ударним метаморфізмом. Ці особливості також указують на її низьку температуру плавлення і високу проникну здат-

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**



3.1. Вуглисти ксеноліти

ність. Температура плавлення має бути такою самою або нижчою, ніж для плагіокласового мезостазису. Крім того, вуглецевзбагачена речовина також містить пори, які могли утворитися в результаті виходу газів із проторечовини (органічні сполуки?) внаслідок ударного метаморфізму.

У природі відомі два типові механізми утворення графіту (Luque et al., 1998): 1) нагрів та ущільнення органічної речовини *in situ*, наприклад у результаті метаморфізму; 2) осадження твердого вуглецю (графіту) із CO_2^- , CO - та/або CH_4 -вмісних флюїдів. З урахуванням нерівноважної природи проторечовини ксенолітів та її відповідності вуглистим хондритам припускаємо, що термальний метаморфізм зумовив такі перетворення первинної вуглецевмісної речовини: ймовірні органічні сполуки \rightarrow вуглецевзбагачена речовина \rightarrow дрібні кристали графіту \rightarrow великі кристали графіту. Хоча багато структурних і хімічних характеристик ксенолітів потребують детальнішого дослідження, запропонована схема метаморфічного утворення графіту уявляється найімовірнішою.

Постагломераційна історія ксенолітів. Після агломерації материнське тіло хондрита Кримка зазнало ударного метаморфізму *in situ* в результаті щонайменше двох ударів. Перший з них зумовив утворення ударно-переплавлених ділянок у хондритовій речовині і був значно інтенсивнішим (ударний тиск до 75–90 ГПа у разі непористої первинної речовини, 30 ГПа — для пористої речовини, ударний нагрів до 1500 °C), ніж наступний, що спричинив тільки деформацію мінералів (Semenenko, Girich, 1995; Semenenko, Perron, 1995, 2005; Семененко, Перрон, 1996).

Графітовмісні ксеноліти мають ознаки менш інтенсивного ударного перетворення, ніж основна частина зразка № 1290/29. З огляду на обмежену кількість зерен олівіну, досліджених у прохідному світлі, ударний тиск усередині ксенолітів можна визначити лише орієнтовно. Серед графітовмісних ксенолітів ксеноліт Gr4 зазнав найвищого нагріву. Наявність структур плавлення троїліту всередині ксеноліту засвідчує ударний нагрів до 988 °C. Прожилки вуглецевзбагаченої речовини у ксеноліті Gr7 утворилися, імовірно, за нижчої температури.

Розміщення графітовмісних ксенолітів усередині індивідуального зразка з ознаками найвищого ступеня ударно-метаморфічного перетворення дає змогу припустити вирішальну роль імпактного процесу в метаморфічному перетворенні ксенолітів. Це припущення підтверджується такими мінералогічними ознаками: 1) ксеноліти Gr1–Gr7 і вуглисти ксеноліти K1 і K3 виявлено в різних індивідуальних зразках хондрита Кримка, вони демонструють кореляцію між ознаками термального метаморфізму всередині ксенолітів і структурами ударного метаморфізму всередині зразків, що їх містять; 2) тонкозернисті акреційні оболонки навколо ксенолітів Gr1–Gr7 перекристалізовані, на відміну від примітивних оболонок навколо ксенолітів.

◀ Рис. 3.26. Кореляція вмісту MgO , Al_2O_3 , TiO_2 з Cr_2O_3 у хроміті ксенолітів Gr1–Gr7 хондрита Кримка (Semenenko et al., 2004)

Fig. 3.26. MgO , Al_2O_3 and TiO_2 vs. Cr_2O_3 of chromites within the xenoliths Gr1 to Gr7 from the Krymka chondrite (Semenenko et al., 2004)

тів K1 і K3, що вказує на їх метаморфічне перетворення всередині материнського тіла хондрита Кримка.

Висновки. Таким чином, сім графітовмісних ксенолітів, що відрізняються від відомих різновидів метеоритної речовини, виявлено в одному індивідуальному зразку хондрита Кримка. Мінералогічно ксеноліти подібні, але не ідентичні вуглистим ксенолітам K1 і K3 хондрита Кримка, які містять мікрокристали графіту, органічні сполуки і збагачені на леткі елементи. Хімічно та ізотопно вони найбільше відповідають вуглистим хондритам. За мінералогічними, хімічними та ізотопними характеристиками графітовмісних ксенолітів припускаємо таке.

1. Ксеноліти увійшли до складу материнського тіла разом із типовими текстурними компонентами як уламки первинного тіла (тіл) у процесі його агломерації.

2. Ксеноліти утворились в результаті акреції двох або трьох головних компонентів — тонкозернистих гетерогенних мінералів, вуглецевмісної речовини (найімовірніше органічних сполук) і, можливо, хондр у бідній на хондри області протопланетної туманності. Подальші літифікація і термальний метаморфізм зумовили перетворення в структурі й складі первинної речовини. Метаморфічне перетворення вуглецевмісної речовини могло відбутися під час літифікації первинного тіла та/або внаслідок інтенсивного удару в материнському тілі хондрита Кримка.

3. Графітовмісна речовина представлена метаморфізованими відмінами первинної нерівноважної вуглистої речовини нового різновиду, яка подібна до ксенолітів K1 і K3. Найімовірніше, графіт має метаморфічну природу і кристалізувався із вуглецевмісної проторечовини у такій послідовності: органічні сполуки → вуглецевзбагачена речовина → графіт.

Бітумовмісний ксеноліт і графітовмісна макрохондра

Нижче розглянуто дві незвичайні, відмінні від графітовмісних ксенолітів K1, K3 і Gr1—Gr7 знахідки в метеориті Кримка, які на час дослідження лише умовно віднесено до вуглистих ксенолітів: це бітумовмісний ксеноліт і графітовмісна макрохондра (Семененко, Гіріч, 2010, 2011, 2016; Гіріч, Семененко, 2016). За розміром зерен і характером розміщення вуглецевмісних фаз, тобто бітуму і графіту, ці знахідки подібні між собою, тому було проведено додаткові електронно-мікроскопічні дослідження та переосмислено умови утворення графіту в макрохондрі.

Бітумовмісний ксеноліт. Уламок порфірового ксеноліту з крупними включеннями бітуму і тонкозернистою силікатною оболонкою місцями виявили в полірованому шліфі метеорита Кримка (Гіріч, Семененко, 2016; Семененко, Гіріч, 2016). Уламок розміщується на куті шліфа і, на жаль, обрізаний з обох боків, що не дало змоги вияснити його реальні розміри та деталізувати характер розподілу бітуму, наявність якого є відмінною рисою ксеноліту. Форма уламка неправильна 5-кутна, його розміри — 3,3 × 2,2 мм. Одна із сторін уламка вкрита корою плавлення завтовшки до 70 мкм.

Будова та мінеральний склад. Ксеноліт (рис. 3.27, а) має порфірову будову і складений переважно грубими (20—300 мкм) зернами олівіну та

3.1. Вуглисти ксеноліти

Са-бідного піроксену, частково розкристалізованим мезостазисом, окремими зернами ($\leq 20-850$ мкм) і асоціаціями рудних мінералів. На периферії ксеноліту, а саме в необрізаній частині, розміщується включення бітуму (рис. 3.27, б), будова, хімічний склад і походження якого детально розглянуто нижче. На межі з основною частиною метеорита ксеноліт оточений нерівномірною за ширину (≤ 200 мкм) тонкозернистою силікатною оболонкою.

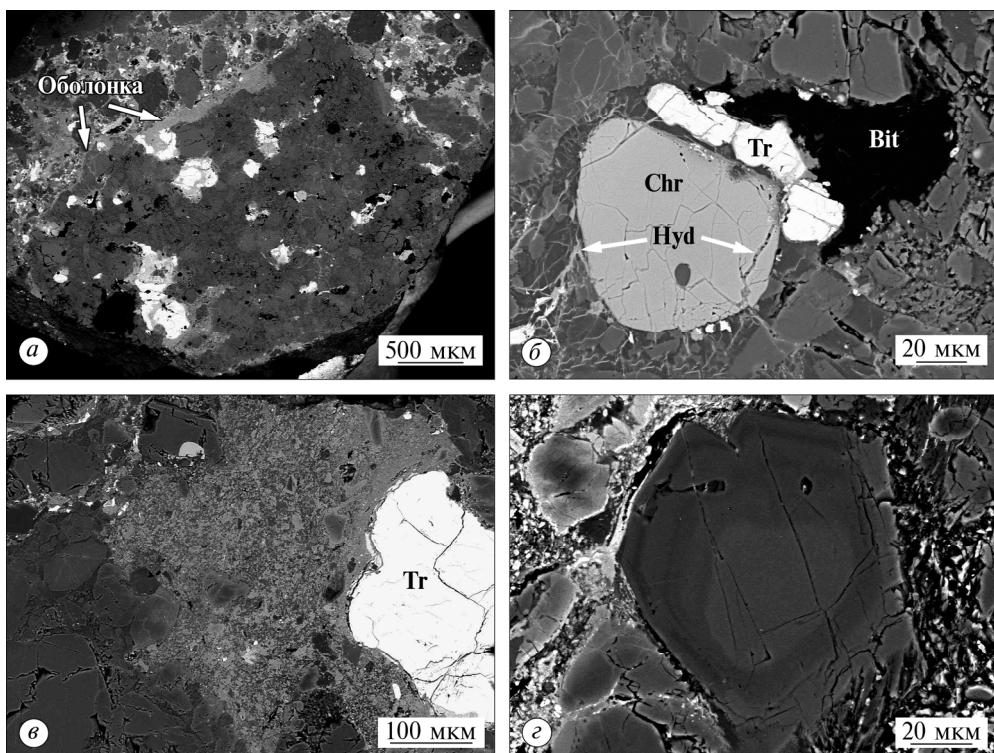


Рис. 3.27. Високороздільне зображення бітумомісного ксеноліту у полірованому шліфі хондрита Кримка (сіре — силікати, біле — троїліт і нікелісті залізо, чорне — включення бітуму та дефекти поліровки): а — загальний вигляд ксеноліту РС, який вкритий тонкозернистою оболонкою (rim) і розміщується на краю полірованого шліфа; б — включення бітуму (Bit) в асоціації з троїлітом (Tr) і хромітом (Chr); тріщини в хроміті, троїліті та силікатах частково заповнені гідроксидами заліза (Hyd); в — ділянка тонкозернистої силікатної речовини (світло-сіра, в центрі) на периферії ксеноліту, справа — крупне тріщинувате зерно троїліту (Tr); г — ідіоморфне тріщинувате зерно Са-бідного піроксену, яке характеризується чергуванням зворотної і прямої концентричної зональності

Fig. 3.27. BSE image of the bitumen-bearing xenolith in a polished section of the Krymka chondrite (gray — silicates, white — troilite and nickel iron, black — bitumen inclusions and polishing defects): а — a general appearance of the xenolith, coated by a fine-grained rim (оболонка) and located on a margin of the polished section; б — the bitumen inclusion (Bit) in association with troilite (Tr) and chromite (Chr); the chromite, troilite and silicates contain iron hydroxide veins (Hyd); в — area of a fine-grained silicate material (light gray, in a center) located on a periphery of the xenolith and a coarse cracked troilite (Tr) grain (on the right); г — the cracked euhedral Ca-low pyroxene grain with alternate of reverse and straight concentric zoning

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

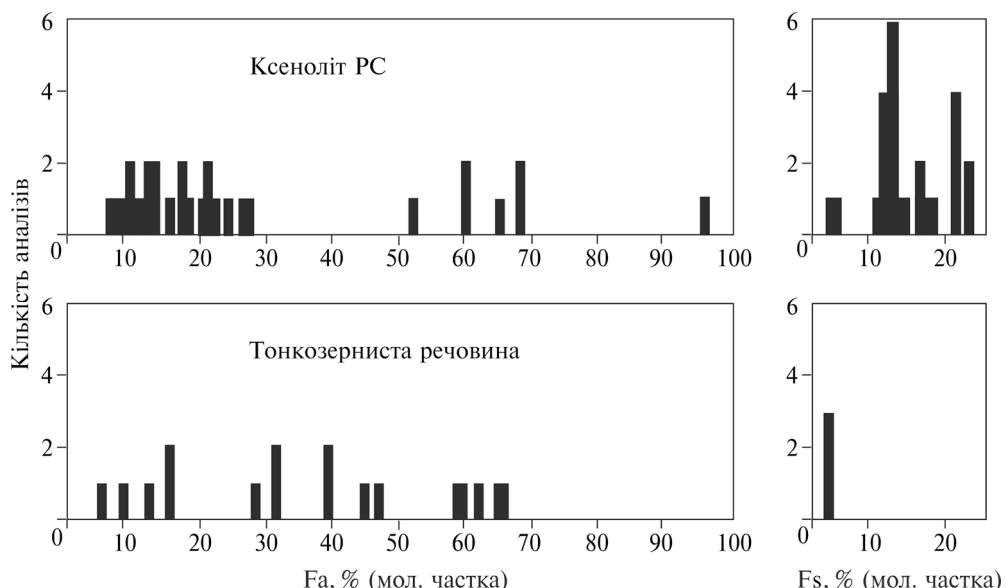


Рис. 3.28. Вміст Fa-компоненту в олівіні та Fs-компоненту в Ca-бідному піроксені бітумомісного ксеноліту PC та його тонкозернистої речовини в хондриті Кримка

Fig. 3.28. Fa-contents of olivine and Fs-contents of Ca-low pyroxene within the bitumen-bearing xenolith PC and its fine-grained material (тонкозерниста речовина) in the Krymka chondrite

лонкою, а також містить кілька неправильної форми ділянок (≤ 400 мкм) тонкозернистої речовини (рис. 3.27, в).

Головними мінералами ксеноліту є олівін, Ca-бідний піроксен і троїліт. Другорядні — Ca-багатий піроксен та нікелисте залізо (теніт і камасит). Акцесорні мінерали представлені хромітом, фосфатами (мерилітом і панетитом), мулітом. У міжзерновому просторі збереглися залишки мезостазису, хімічний склад якого відповідає нормативному плагіоклазу. Більшість зерен тріщинуваті (рис. 3.27, б, г), місцями по тріщинах розвинуті гідроксиди заліза (рис. 3.27, б).

Олівін утворює ідіоморфні, гіпідіоморфні, округлі, меншою мірою ксеноморфні зерна, що характеризуються зональною будовою і наявністю тонкої збагаченої залізом оболонки. Хімічний склад олівіну ($\text{Fa}_{6,83-97,0}$) змінюється в широких межах від зерна до зерна і в межах зерен (рис. 3.28; табл. 3.21) та містить домішки Cr_2O_3 і CaO . Найвищі значення фаялітового компонента спостерігаються зазвичай у плямистих зернах на межі з крупними асоціаціями непрозорих мінералів. Це вказує на вторинний характер плямистої будови олівіну, яка утворилася в результаті нерівномірного окиснення зерен, зумовленого безпосереднім контактом з троїлітом і Fe,Ni-металом.

Зерна Ca-бідного піроксену на відміну від олівіну характеризуються вищим ступенем ідіоморфізму, а також складною зональністю хімічного

3.1. Вуглисти ксеноліти

Таблиця 3.21. Хімічний склад (%), за масою) силікатів у бітумовмісному ксеноліті PC хондрита Кримка, визначений на мікрозонді

Table 3.21. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe of silicates within the bitumen-bearing xenolith PC of the Krymka chondrite

Компо-нент	Олівін		Піроксен		Са-піроксен		Мезостазис	
	межі (29)	середнє	межі (25)	середнє	межі (12)	се-реднє	межі (9)	се-реднє
SiO ₂	31,3—40,8	37,7	53,5—59,0	55,1	51,6—54,4	53,2	59,0—64,9	63,1
TiO ₂	H. b.—0,06	<0,02	<0,01—0,25	0,13	0,28—0,67	0,41	<0,03—0,51	0,33
Al ₂ O ₃	H. b.—0,17	<0,02	0,05—2,26	0,85	1,07—2,46	1,75	17,8—24,1	20,0
Cr ₂ O ₃	<0,01—0,31	0,10	<0,01—1,93	0,85	0,83—1,79	1,31	<0,03	<0,01
MgO	1,15—52,1	37,8	27,4—39,0	30,7	19,0—23,0	20,8	<0,01—2,06	1,04
FeO	6,81—65,1	23,8	1,85—15,1	9,01	2,49—5,09	4,16	0,97—3,88	2,42
MnO	0,28—0,86	0,47	0,08—0,55	0,43	0,30—0,46	0,40	<0,01—0,07	0,04
CaO	0,04—0,31	0,18	0,28—3,21	1,98	14,5—19,0	16,8	3,26—6,20	4,15
Na ₂ O	<0,01—0,23	0,06	<0,02—0,27	0,11	0,27—0,49	0,38	7,18—9,18	8,12
K ₂ O	H. b.—0,04	<0,01	<0,03	<0,01	<0,03	<0,01	<0,03—0,40	0,25
P ₂ O ₅	H. b.—0,21	0,04	H. b.—0,06	<0,01	<0,01—0,05	<0,03	H. b.—0,11	0,06
Сума		100,2		99,2		99,2		99,5
Fa	6,83—97,0	28,4						
Fo	3,05—93,2	71,6						
Fs			2,64—22,6	13,7	3,98—8,27	6,63		
En			75,3—96,7	82,4	55,0—63,6	59,0		
Wo			0,50—6,21	3,86	28,9—39,0	34,3		
Ab							69,1—82,3	76,8
An							16,1—30,8	21,7
Or							0,15—2,55	1,60

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. в. — нижче рівня визначення.

Note. The number of analysis is in brackets; H. b. is not determined.

складу (див. рис. 3.27, г). Так, в одному із зерен визначено чергування зворотної і прямої концентричної зональності, що засвідчує ритмічну зміну окисно-відновних умов кристалізації піроксену. Піроксенові зерна зі зворотною зональністю виявлено у хондрах енстатитових хондритів, що вказує на їх кристалізацію у відновних умовах (Nagahara, 1985). Хімічний склад Са-бідного піроксену коливається від зерна до зерна, а також у межах зерен (див. рис. 3.28; табл. 3.21) і відповідає складу $Fs_{2,64-22,6}En_{75,3-96,7}Wo_{0,50-6,21}$. Зерна енстатиту мають неправильну форму і разом із залізистим олівіном розміщуються на контакті з асоціаціями непрозорих мінералів.

Са-багатий піроксен представлений переважно дрібними (≤ 20 мкм) ідіоморфними зернами, які розміщаються у частково розкристалізованому мезостазисі або в окремих кристалах Са-бідного піроксену. Його хімічний склад ($Fs_{3,98-8,27}En_{55,0-63,6}Wo_{28,9-39,0}$) змінюється від зерна до зерна і в межах зерен (табл. 3.21). Піроксири характеризуються підвищеними концентраціями Cr_2O_3 .

Мезостазис визначено у невеликих кількостях у міжзерновому просторі ксеноліту. Ступінь його розкристалізації варіює від ділянки до ділянки, хі-

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

Таблиця 3.22. Хімічний склад (%, за масою) нікелестого заліза і троїліту у бітумовмісному ксеноліті РС та його тонкозернистій речовині в хондриті Кримка, визначений на мікрозонді

Table 3.22. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe of nickel iron and troilite within the bitumen-bearing xenolith PC and its fine-grained material in the Krymka chondrite

Елемент	Ксеноліт					
	Троїліт		Камасит		Теніт	
	межі (23)	середнє	межі (3)	середнє	межі (8)	середнє
Fe	60,1–63,5	62,8	92,7–96,6	95,0	45,8–60,4	52,4
Ni	Н. в.–1,48	0,12	2,00–4,53	2,87	39,4–52,8	46,5
Co	Н. в.–0,16	<0,01	Н. в.–0,47	0,16	0,16–0,28	0,22
Cu	Н. в.–0,08	<0,02	<0,03	<0,01	0,12–0,24	0,19
Cr	Н. в.–0,52	0,08	0,13–1,30	0,88	0,06–0,86	0,24
S	36,1–38,1	37,5	<0,01	<0,01	Н. в.–0,08	<0,03
P	<0,02	Н. в.	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Si	Н. в.–0,06	<0,01	0,07–0,11	0,08	Н. в.–0,07	<0,02
Ca	<0,03	<0,01	<0,02–0,19	0,12	<0,03	<0,01
Сума		100,5		99,1		99,6
Елемент	Тонкозерниста речовина					
	Троїліт		Камасит (1)	Теніт		
	межі (3)	середнє		межі (3)	середнє	
Fe	61,7–63,4	62,6	92,2	48,3–60,4	52,4	
Ni	<0,01–0,85	0,33	3,67	39,4–49,6	48,9	
Co	Н. в.–0,05	<0,03	3,36	0,63–0,98	0,77	
Cu	Н. в.–0,07	0,04	<0,01	0,16–0,22	0,18	
Cr	0,03–0,11	0,06	0,08	<0,03–0,20	0,10	
S	37,1–37,6	37,4	<0,01	<0,01	<0,01	
P	Н. в.	Н. в.	Н. в.	<0,02	<0,01	
Si	<0,02–0,15	0,07	0,04	<0,03–0,04	<0,03	
Ca	<0,02	<0,01	Н. в.	Н. в.	Н. в.	
Сума		100,6	99,4		99,1	

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. в. — нижче рівня визначення.

Note. The number of analysis is in brackets; Н. в. is not determined.

мічний склад ($\text{Ab}_{69,1-82,3}\text{An}_{16,1-30,8}\text{Or}_{0,15-2,55}$) відповідає нормативному плагіо-класу з домінуванням альбітової компоненти (табл. 3.21).

Троїліт — головний непрозорий мінерал ксеноліту, представлений кількома крупними (до 850 мкм) тріщинуватими зернами неправильної форми, які містять складні полімінеральні асоціації, окремими дрібними зернами, а також на окремих ділянках — прожилками в силікатах та у міжзерновому просторі. Як основний компонент троїліт входить до складу крупних полімінеральних асоціацій. Хімічний склад його (табл. 3.22) варіює від зерна до зерна і в межах зерен.

3.1. Вуглисти ксеноліти

Нікелесте залізо складене камаситом і тенітом. Камасит у вигляді окремих зерен неправильної форми і розміром $\leq 1-20$ мкм розміщується у мезостазисі або по краях силікатних зерен. Його хімічний склад (рис. 3.29; табл. 3.22) вирізняється низьким вмістом кобальту, а підвищений вміст хрому в окремих зернах може бути пов'язаний з аналітичним забрудненням. Дрібні зерна теніту зазвичай знаходяться в асоціації з троїлітом або у вигляді включень у бітумі і троїліті. Хімічний склад теніту (табл. 3.22) коливається від зерна до зерна і характеризується низьким вмістом кобальту, що не корелює із вмістом нікелю (рис. 3.29).

Хроміт діагностовано у вигляді окремих дрібних тріщинуватих зерен неправильної форми або округлих включень у зернах силікатів. Крупне зерно хроміту (див. рис. 3.27, б) знаходиться в асоціації з троїлітом і нікелестим залізом, містить округле включення Ca-бідного піроксену і розбиті тріщинами, частково заповненими гідроксидами заліза. Хімічний склад хроміту (табл. 3.23) варіє від зерна до зерна і в цілому характеризується високим вмістом Al_2O_3 і MgO , що вказує на високотемпературні умови його утворення. Включення хроміту в силікатах містять вищі концентрації цих компонентів і нижчі — TiO_2 .

Полімінеральні асоціації розміром до 300 мкм (рис. 3.30, а) складені тонкозернистою сумішшю амебоподібних зерен троїліту, силікатної речовини переважно олівінового складу, фосфатів (мериліту і рідкісного для хондритів (Юдин, Коломенський, 1987) панетиту) й теніту. У свою чергу, зерна троїліту і металу переповнені нановключеннями ймовірно кремнезemu, силікатів і фосфатів (рис. 3.30, б). Фосфати, які виявлено лише у складі полімінеральних асоціацій у вигляді дрібних амебоподібних зерен, характеризуються неоднорідним хімічним складом (табл. 3.23). Значна частина троїліту і силікатної речовини заміщена гідроксидами заліза.

На периферії однієї із полімінеральних асоціацій діагностовано три зерна рідкісного земного і метеоритного мінералу — *муліту* ($\text{Al}_6\text{Si}_2\text{O}_{13}$), який спочатку (Гіріч, Семененко, 2016) через малі розміри було визначено як імовірний дистен — $\text{Al}_2\text{O}[\text{SiO}_4]$. Зерна муліту мають округлу або видовжену форму і розміри від 2×2 до 3×11 мкм. За даними додаткових мікрозондо-

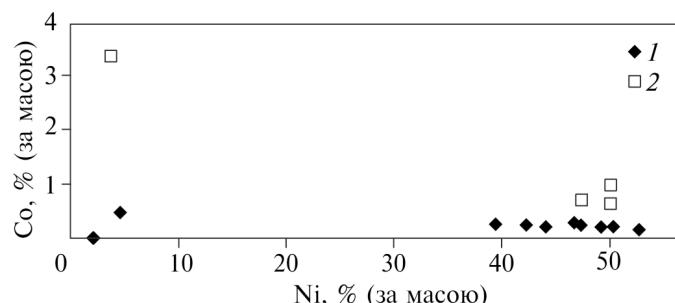


Рис. 3.29. Вміст нікелю і кобальту в нікелестому залізі бітумомісного ксеноліту PC (1) та його тонкозернистої речовини (2) у хондриті Кримка

Fig. 3.29. Ni vs. Co plot of the Fe,Ni-metal within the bitumen-bearing xenolith PC (1) and its fine-grained material (2) in the Krymka chondrite

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

Таблиця 3.23. Хімічний склад (%, за масою) фосфатів і хромітів у бітумовмісному ксеноліті хондрита Кримка, визначений на мікрозонді

Table 3.23. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe of phosphates and chromites within the bitumen-bearing xenolith of the Krymka chondrite

Компонент	Мериліт		Панетит		Хроміт	
	межі (13)	середнє	межі (5)	середнє	межі (16)	середнє
SiO ₂	<0,02—0,90	0,14	<0,01—0,47	0,11	<0,03—1,09	0,14
TiO ₂	<0,03	<0,01	<0,03	<0,01	1,25—3,54	1,83
Al ₂ O ₃	<0,02	<0,01	Н. в.—0,05	<0,01	9,77—21,0	15,3
Cr ₂ O ₃	Н. в.—0,11	<0,03	<0,02	Н. в.	43,1—53,4	49,6
V ₂ O ₃	Н. в.—0,04	<0,01	Н. в.	»	Н. в.—0,51	0,39
MgO	2,78—3,43	3,23	9,29—10,2	9,80	2,19—12,2	7,72
FeO	2,22—6,42	3,08	26,9—28,5	27,4	17,0—31,7	23,4
MnO	Н. в.—0,08	0,04	0,69—0,81	0,76	0,16—0,67	0,35
CaO	42,1—47,5	45,4	0,05—0,31	0,12	Н. в.—0,47	0,09
ZnO	Н. а.	Н. а.	Н. а.	Н. а.	0,33—2,96	0,98
Na ₂ O	2,49—2,87	2,67	15,4—19,4	17,8	Н. в.—0,06	<0,01
K ₂ O	<0,03	<0,01	<0,03	<0,01	<0,03	<0,01
P ₂ O ₅	43,3—47,2	45,2	42,9—45,4	44,4	<0,02	Н. в.
F	0,39—0,56	0,47	0,20—0,31	0,27	Н. а.	Н. а.
Cl	<0,02	<0,01	<0,02	<0,01	»	»
Сума		100,2		100,7		99,8

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. в. — нижче рівня визначення; Н. а. — не аналізували.

Note. The number of analysis is in brackets; H. v. is not determined; H. a. is not analyzed.

вих досліджень у 4 точках середній хімічний склад муліту відповідає складу, %, за масою: 63,8 Al₂O₃; 28,9 SiO₂; 3,10 FeO; 0,71 MgO; 0,29 Na₂O; 0,20 S; 0,10 Ni; 0,08 K₂O; 0,05 V₂O₃; 0,04 CaO; 0,03 MnO; 0,03 Cr₂O₃; <0,02 P₂O₅; сума 97,3. Муліт належить до високотемпературних метаморфічних продуктів перетворення алюмосилікатів, зокрема плагіоклазу і вперше для метеоритів виявлений у скупченні тугоплавких зерен у хондриті Allende (Ma et al., 2009).

Тонкозернисті оболонка і ділянки. Вони складені скритокристалічною (<0,1 мкм) силікатною речовиною, тонкими (<5 мкм) і крупними (>5 мкм) силікатними зернами, а також містять невеликі амебоподібні та видовжені ділянки вуглецевмісної (йомовірно, бітумовмісної) речовини (рис. 3.31, а). В оболонці виявлено мікрохондри. Тонкозерниста речовина нерівномірно окиснена і збіднена на нікелісте залізо і троїліт, які представлені окремими зернами неправильної форми. Силікатні зерна мають уламкову або округлу форму. Спостерігаються окремі ксеноморфні зерна, а також фрагменти ниткоподібних кристалів залізистого олівіну (рис. 3.31, б), які, згідно з експериментальними даними (Бережкова, 1969; Гиваргизов, 1977), можуть бути продуктом нерівноважного росту із газу.

Олівін (Fa_{4,86—65,6}) — домінуючий мінерал тонкозернистої речовини, в середньому більш залізистий, ніж у ксеноліті (див рис. 3.28; табл. 3.24). Більшість крупних зерен мають зональну будову внаслідок збагачення периферії FeO. Три зерна Ca-бідного піроксену, для яких вдалось отримати

3.1. Вуглисти ксеноліти

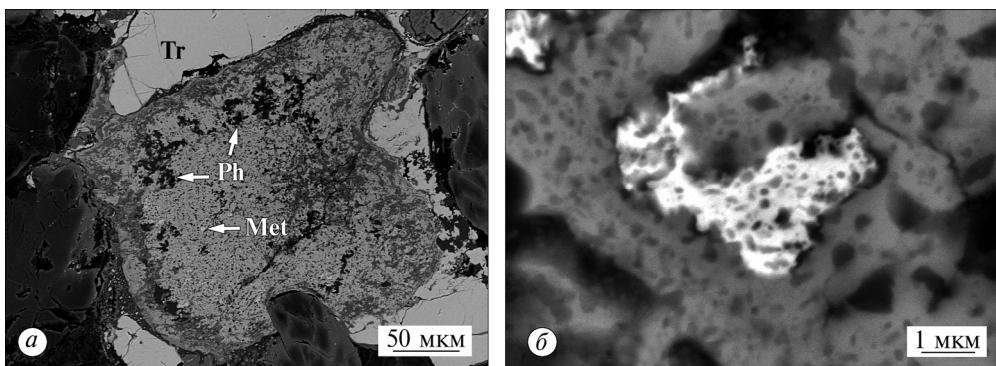


Рис. 3.30. BSE-зображення полімінеральної асоціації, яка розміщується на периферії крупного зерна троїліту (Tr) у бітумомісному ксеноліті РС хондрита Кримка: *а* — асоціація складена тонкозернистою сумішшю амебоподібних зерен троїліту (світло-сіре), силікатної речовини (сіре), фосфатів (Ph) і теніту (Met); *б* — теніт (біле) і троїліт (світло-сіре), містять численні нановключенні (сіре, темно-сіре) ймовірно кремнезему, силікатів і фосфатів

Fig. 3.30. BSE images of the polymimetallic association located on the periphery of a coarse troilite grain (Tr) within the Krymka bitumen-bearing xenolith PC: *a* — the association is composed by a fine-grained mixture of amoeboid troilite grains (light gray), silicate material (gray), phosphates (Ph) and taenite (Met); *b* — taenite (white) and troilite (light gray) contain numerous nanoinclusions (gray, dark gray) probably of silica, silicates and phosphates

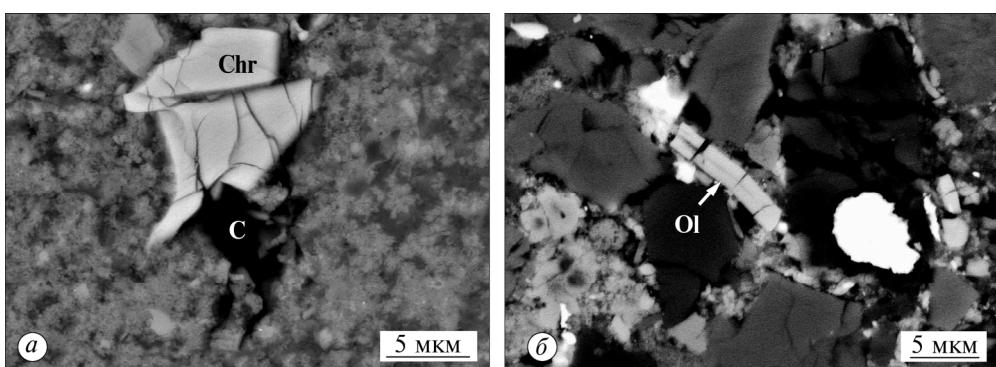


Рис. 3.31. BSE-зображення ділянок тонкозернистої силікатної оболонки бітумомісного ксеноліту РС хондрита Кримка: *а* — брекчійоване зерно хроміту (Chr) і ділянка вуглецевмісної речовини (C) у силікатах (сіре, темно-сіре); *б* — брекчійований фрагмент ниткоподібного кристала залізистого олівіну (Ol) (сіре — силікати, біле — троїліт і нікелісте залізо, чорне — пори та дефекти полірування)

Fig. 3.31. BSE images some areas of a fine-grained silicate rim of the Krymka bitumen-bearing xenolith PC: *a* — the brecciated chromite grain (Chr) and area of carbon-bearing material (C) arranged within silicates (gray, dark gray); *b* — a brecciated clast of the fibrous Fa-rich olivine crystal (Ol). Gray — silicates, white — troilite and nickel iron, black — holes and polishing defects

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

Таблиця 3.24. Хімічний склад (%, за масою) силікатів і хроміту в тонкозернистій речовині бітумовмісного ксеноліту РС у хондриті Кримка, визначений на мікрозонді

Table 3.24. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe of silicates and chromite within fine-grained material of the bitumen-bearing xenolith PC in the Krymka chondrite

Компонент	Олівін		Піроксен		Са-піроксен		Хроміт
	межі (17)	середнє	межі (3)	середнє	межі (3)	середнє	середнє (2)
SiO ₂	32,0—41,0	35,9	56,8—58,2	57,6	52,0—52,1	52,0	0,29
TiO ₂	Н. в.—0,42	0,05	<0,02	<0,01	0,37—0,88	0,65	1,23
Al ₂ O ₃	<0,01—0,36	0,10	<0,01—1,34	0,52	1,09—2,33	1,89	12,0
Cr ₂ O ₃	<0,02—0,84	0,22	Н. в.—0,36	0,14	1,10—1,31	1,22	48,7
V ₂ O ₃	Н. а.	Н. а.	Н. а.	Н. а.	Н. а.	Н. а.	0,50
MgO	15,3—53,7	32,4	39,1—40,0	39,4	15,0—19,4	17,4	0,67
FeO	4,90—52,0	30,9	1,54—2,10	1,87	3,59—6,50	5,39	34,8
MnO	0,27—0,59	0,39	<0,01—0,10	0,07	0,24—0,30	0,26	0,18
CaO	0,06—0,33	0,16	<0,02—0,28	0,15	19,6—20,3	19,9	0,04
ZnO	Н. а.	Н. а.	Н. а.	Н. а.	Н. а.	Н. а.	0,48
Na ₂ O	Н. в.—0,18	0,06	<0,02—0,05	<0,03	0,39—1,42	0,77	<0,01
K ₂ O	Н. в.—0,04	<0,01	<0,01	Н. в.	<0,01	Н. в.	<0,02
P ₂ O ₅	<0,01—0,08	0,04	<0,01	<0,01	<0,02	<0,02	Н. в.
Сума		100,2		99,8		99,5	98,9
Fa	4,86—65,6	36,5					
Fo	34,4—95,1	63,5	2,16—2,91	2,59	5,67—10,3	8,76	
Fs			96,8—97,4	97,2	45,5—54,6	50,0	
En			0,03—0,49	0,26	39,7—44,2	41,3	
Wo							

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. в. — нижче рівня визначення; Н. а. — не аналізували.

Note. The number of analysis is in brackets; H. v. is not determined; H. a. is not analyzed.

прецізійні аналізи, представлені енстатитом ($\text{Fs}_{2,16-2,91}\text{En}_{96,8-97,4}\text{Wo}_{0,03-0,49}$). Порівняно із ксенолітом Са-багатий піроксен ($\text{Fs}_{5,67-10,3}\text{En}_{45,5-54,6}\text{Wo}_{39,7-44,2}$) містить більше воластонітового компонента (табл. 3.24), а камасит і теніт — кобальту (див. рис. 3.29; табл. 3.22). Троїліт за хімічним складом не відрізняється від зерен у ксеноліті. Уламкове брекчійоване зерно хроміту (див. рис. 3.31, а) в оболонці відрізняється від хроміту в ксеноліті низьким вмістом MgO (табл. 3.24).

Тонкозерниста речовина ділянок усередині ксеноліту та оболонки подібна не тільки за будовою і мінеральним складом, а й за валовим хімічним складом. Їх узагальнений валовий хімічний склад, визначений як середнє по 117 точках вимірювання за даними мікрозондових досліджень, відповідає, %, за масою: 40,6 FeO; 32,2 SiO₂; 11,9 MgO; 3,38 Al₂O₃; 1,28 Na₂O; 0,98 Ni; 0,72 CaO; 0,36 MnO; 0,27 Cr₂O₃; 0,24 K₂O; 0,14 P₂O₅; 0,19 S; сума 92,2. Низька аналітична сума зумовлена найімовірніше пористою будовою, наявністю вуглецевмісної речовини і гідроксидів заліза. За співвідношеннями SiO₂/MgO (2,7) і FeO/(FeO + MgO) (0,77) тонкозерниста речовина ксеноліту найбільш подібна до тонкозернистих оболонок вуглистих ксенолітів K1 і K3 хондрита Кримка і займає проміжне положення між прозорою та не-

3.1. Вуглісті ксеноліти

прозорою матрицями цього метеорита. Структурно-мінералогічна і хімічна відповідність тонкозернистої речовини ділянок і оболонки, а також розміщення ділянок виключно на периферії ксеноліту є прямим доказом належності ділянок до зрізу оболонки ксеноліту, який має неправильну форму.

Ксеноліт містить структури крихких деформацій (тріщинуватість), ударного нагріву (силікатні включення у нікелистому залізі й троїліті та амебоподібна форма зерен нікелистого заліза у полімінеральних асоціаціях, часткова розкристалізація плагіокласового мезостазису) та плавлення (прожилки троїліту та бітумомісної речовини), що вказує на їх ударно-метаморфічну природу. В тонкозернистій речовині спостерігаються лише окремі тріщинуваті зерна мінералів і прожилки вуглецевмісної речовини. Наявність прожилків троїліту є ознакою ударного нагріву локальних ділянок ксеноліту до температури його плавлення, тобто до 988 °C.

Таким чином, крім наявності генетично важливих включень бітуму, ксеноліт характеризується такими структурно-мінералогічними та хімічними особливостями: 1) порфіровою будовою і наявністю крупних металсульфідних асоціацій, що є свідченням загартування незмішуваних ударних розплавів; 2) неординарними дрібнозернистими полімінеральними асоціаціями, складеними троїлітом, силікатною речовиною переважно олівінового складу, фосфатами (мерилітом і рідкісним для хондритів панетитом), нікелистим залізом і зернами муліту, який вперше діагностований в метеориті Кримка і може мати метаморфічну природу; 3) неоднорідним хімічним складом мінералів, особливо олівіну, Ca-бідного піроксену, хроміту, а також складною зональністю окремих зерен Ca-бідного піроксену, що вказує на ритмічну зміну окисно-відновних умов його кристалізації; 4) високим вмістом Al_2O_3 і MgO в хроміті, що засвідчує високотемпературні умови його утворення; 5) наявністю тонкозернистої силікатної оболонки з вуглецевмісною речовиною. Згідно з отриманими характеристиками, ксеноліт утворився найімовірніше внаслідок нерівноважної розкристалізації силікатного розплаву, який може мати імпактну природу, або, що менш імовірно, сформувався, наприклад, при хондроутворенні.

Особливості будови і складу включень бітуму. На початкових стадіях дослідження було припущенено належність чорних у відбитих електронах вуглецевмісних включень у ксеноліті до графіту, зерна якого подібної форми спостерігали у порфіровій макрохондрі (Семененко, Гіріч, 2011) метеорита Кримка. Однак у процесі дослідження виявилась неординарна поведінка зразка метеорита. Електронно-мікроскопічне вивчення вперше супроводжувалося забрудненням поверхні полірованого шліфа темними плямами неправильної форми (рис. 3.32, *a*) у кількості, пропорційній тривалості дослідження. Плями розміром до 100 мкм у вигляді тоненьких напівпрозорих темних плівок розподілились хаотично на поверхні полірованого шліфа як у ксеноліті, так і поза ним. Характер розташування, колір і обставини виникнення плям дали змогу зробити висновок щодо їх конденсаційної природи і взаємозв'язку з вуглецевмісною легкоплавкою речовиною, представленаю найімовірніше твердим бітумом. Фактично електронно-мікроскопічне та мікрозондове дослідження ксеноліту сприяли поверхневому випаровуванню бітуму з подальшим утворенням конденсаційних плівок на площині шліфа.

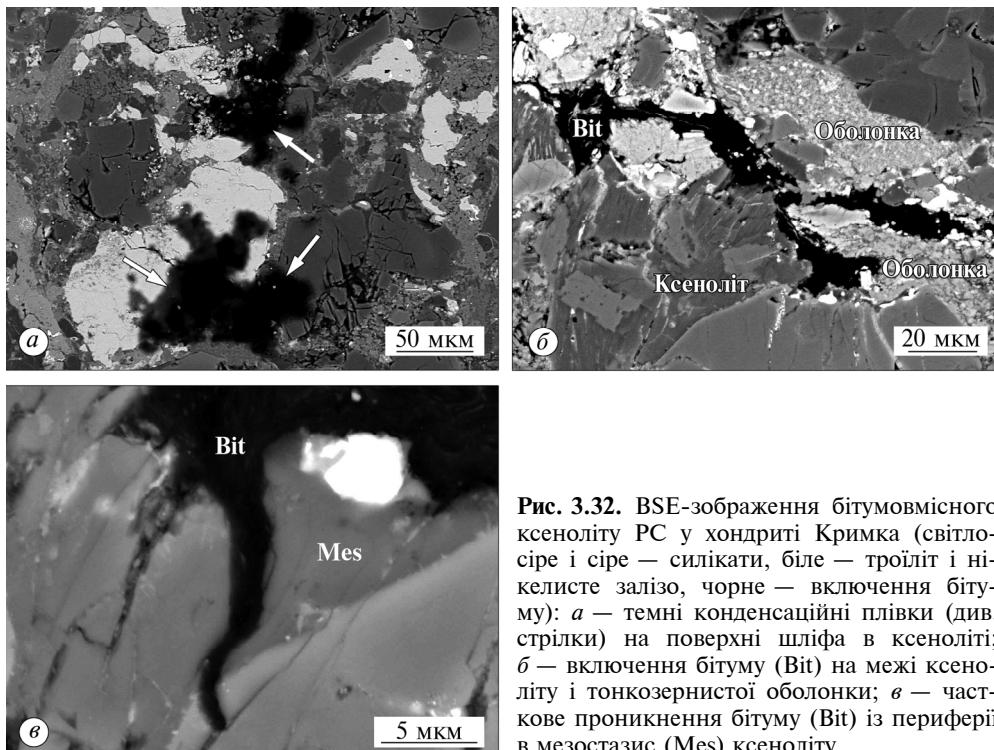


Рис. 3.32. Відображення бітумомісного ксеноліту РС у хондриті Кримка (світло-сіре — силікати, біле — троїл і нікелісте залізо, чорне — включення бітуму): *а* — темні конденсаційні плівки (див. стрілки) на поверхні шліфа в ксеноліті; *б* — включення бітуму (Bit) на межі ксеноліту і тонкозернистої оболонки; *в* — часткове проникнення бітуму (Bit) із периферії в мезостазис (Mes) ксеноліту

Fig. 3.32. BSE images of the bitumen-bearing xenolith PC in the Krymka chondrite. Light gray and gray — silicates, white — troilite and nickel iron, black — bitumen inclusions: *a* — dark condensation films (arrows) located on a section surface of the xenolith; *b* — bitumen inclusions (Bit) on a border of the xenolith (ксеноліт) with a fine-grained rim (оболонка); *c* — partial penetration of a bitumen (Bit) from periphery into the xenolith mesostasis (Mes)

Включення бітуму сконцентровані на межі ксеноліту з тонкозернистою оболонкою у вигляді перервних смуг (рис. 3.32, *б*) з частковим проникненням по міжзернових проміжках і тріщинах у мезостазис та порфірові кристали (рис. 3.32, *в*), а також у катаклазованих ділянках і в мезостазисі (рис. 3.33, *а*) периферійних частин ксеноліту. Разом з тим включення бітуму не виявлено в центральній частині ксеноліту, а також на краю його зламу. Важливою особливістю є супровід бітуму тонкозернистою силікатною речовиною (рис. 3.33, *б*), яка за розміром зерен, будовою, пористістю та мінеральним складом подібна до тонкозернистої оболонки ксеноліту (рис. 3.33, *в*). Форма бітумних утворень неправильна, переважно видовжена з нерівними краями відповідно до розміру силікатних зерен, що межують з ними. Інакше кажучи, на межі з тонкозернистою речовиною спостерігається тонка зазубреність (рис. 3.33, *б*), а на межі з мезостазисом або порфіровими зернами — плавні або рівні краї (рис. 3.33, *а*).

Додаткове вивчення бітуму у відбитих електронах (рис. 3.34, *а*) у режимі підвищеної яскравості (рис. 3.34, *б—г*; 3.35) дало змогу виявити в ньому ознаки аморфності і пластичності, а також тріщини, пористість та

3.1. Вуглисти ксеноліти

неоднорідні за відтінком і хімічним складом смуги (рис. 3.34, б). окремі включення бітуму характеризуються наявністю тонких поздовжніх тріщин (рис. 3.34, в), а також округлих часто деформованих пор мікронного розміру або крупних порожнин. На відміну від периферійної частини, що має однорідну щільну будову, у центральній частині одного із включень спостерігаються видовжені звивисті порожнини (рис. 3.34, г).

У режимі підвищеної яскравості чітко проявляється неоднорідність кольору, що зумовлено варіацією хімічного складу бітуму. Відповідно до видовженості включень, у них наявні субпаралельні світліші за відтінком смуги волокнистої (рис. 3.35, а) або пластинчастої (рис. 3.35, б) будови завтовшки від десятків нанометрів до декількох мікрометрів. Більшість з них зігнуті (рис. 3.35, б, в) або хаотично зім'яті, що вказує на їх пластичну деформацію. В окремих випадках найтонші волокна мають віялоподібне розташування (рис. 3.35, г).

Бітум містить мікронні округлі зерна сульфіду заліза (див. рис. 3.33, а; 3.35, а), а в поодиноких випадках — теніту ($39,8\text{ Ni}$ і $0,44\text{ Co \%,}$ за масою),

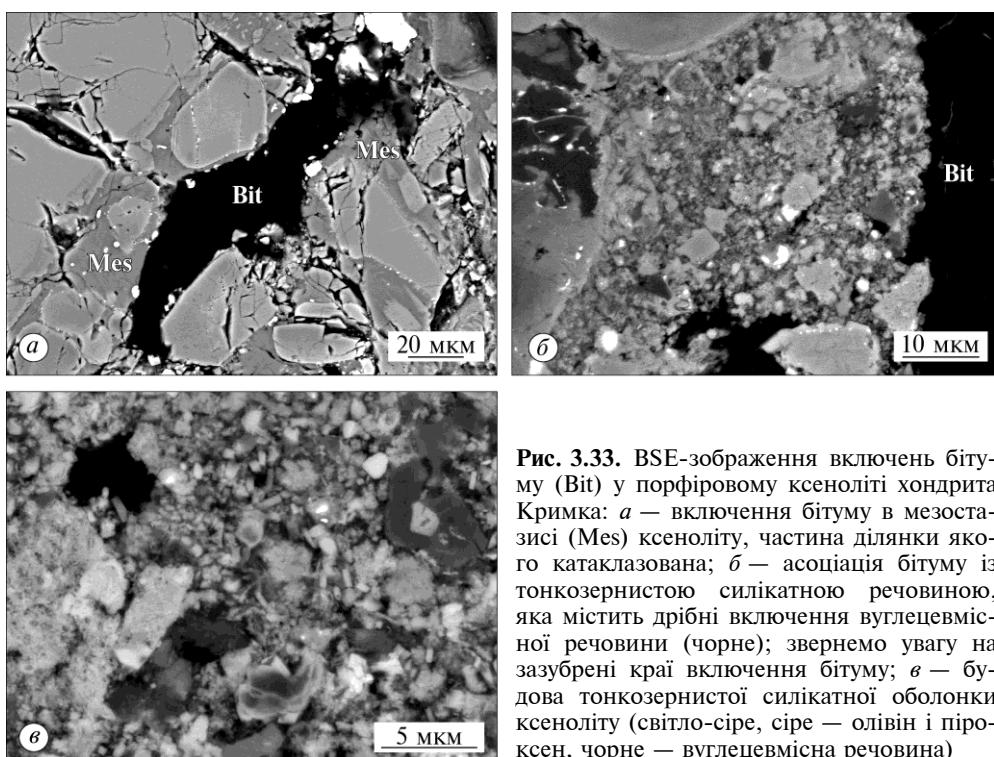


Рис. 3.33. BSE-зображення включень бітуму (Bit) у порфіровому ксеноліті хондрита Кримка: а — включення бітуму в мезостазисі (Mes) ксеноліту, частина ділянки якого катаклазована; б — асоціація бітуму із тонкозернистою силікатною речовиною, яка містить дрібні включення вуглецевмісної речовини (чорне); звернемо увагу на зазубрені краї включень бітуму; в — будова тонкозернистої силікатної оболонки ксеноліту (світло-сіре, сіре — олівін і піроксен, чорне — вуглецевмісна речовина)

Fig. 3.33. BSE images of the bitumen inclusions (Bit) in the Krymka porphyritic xenolith: а — a bitumen inclusion within the xenolith mesostasis (Mes), some part of which has cataclastic texture; б — association of bitumen with fine-grained silicate material, which contains fine inclusions of C-bearing material (black). Note a serrated edge of the bitumen inclusion; в — a texture of the xenolith fine-grained silicate rim. Light-gray, gray — olivine and pyroxene, black — C-bearing material

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

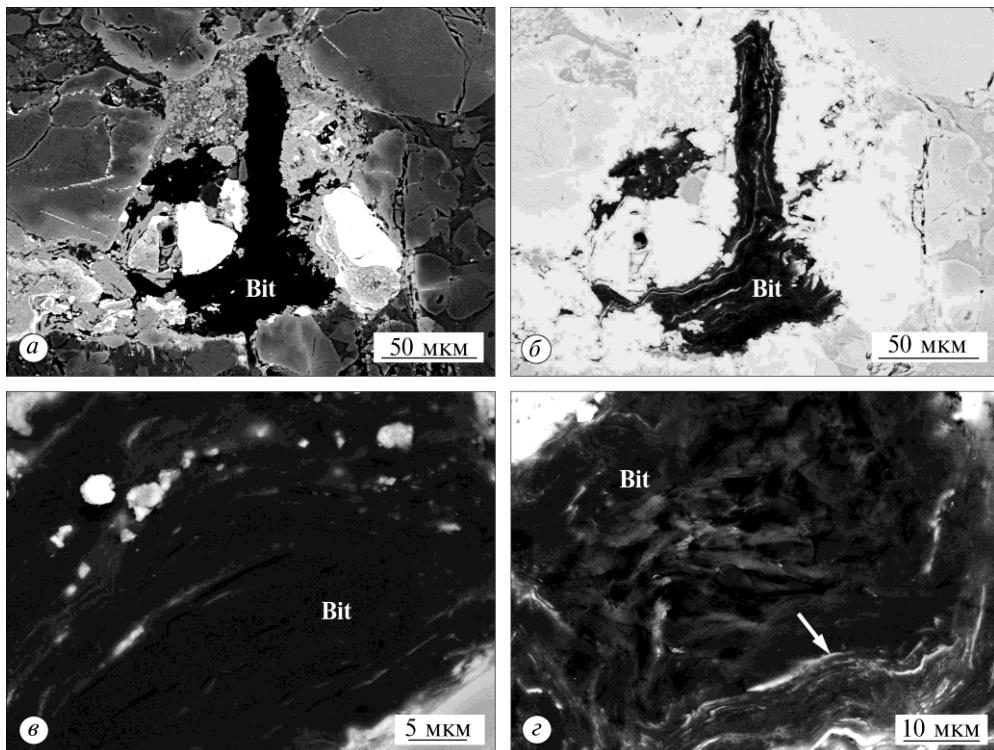


Рис. 3.34. BSE-зображення включень бітуму (Bit) у порфіровому ксеноліті РС хондрита Кримка в режимі стандартної (*а*) і підвищеної (*б—г*) яскравості, що дає змогу вияснити деталі їх будови: *а, б* — включення бітуму смугастої будови; *в* — поздовжні тріщини в одному із включень бітуму, яке містить окрім зерна троїліту (біле) і ділянки тонкозернистої речовини (світло-сіре); *г* — будова одного із включень з крупними порожнинами (чорне) в центрі. Периферія включення є щільною, містить світлі смуги з ознаками пластичної деформації (див. стрілку)

Fig. 3.34. BSE images of the bitumen (Bit) inclusions in the Krymka porphyritic xenolith PC in the mode of ordinary (*a*) and enhanced (*б—г*) brightness, which allows to determine their structure details: *а, б* — a bitumen inclusion with a striped structure; *в* — elongated cracks within one of the bitumen inclusion, which contains separate grains of troilite (white) and areas of fine-grained material (light gray); *г* — a structure one of the inclusions with coarse voids (black) in a central part. The inclusion periphery is dense and contains light strips (arrow) with plastic deformation evidences

гіпідіоморфні зерна хроміту, олівіну, піроксену, калішпату ($67,8 \text{ SiO}_2$; $22,9 \text{ Al}_2\text{O}_3$; $4,42 \text{ K}_2\text{O}$; $2,39 \text{ FeO}$; $1,12 \text{ MgO}$; $0,79 \text{ CaO}$; $0,51 \text{ TiO}_2$) та ділянки тонкозернистої силікатної речовини (рис. 3.34, *в*). На жаль, через незначні розміри зерен отримати прецизійні дані щодо хімічного складу більшості включень мінералів не вдалося. Відповідно до енергодисперсійних досліджень, зерна сульфіду заліза і теніту містять мікрокількості силіцію, алюмінію, магнію, натрію, хлору, кальцію, титану, хрому. Порівняння цих даних з хімічним складом аналогічних мінералів у тонкозернистій речовині ксеноліту вказує на їх ідентичність.

3.1. Вуглісті ксеноліти

Згідно із рентгеноспектральними дослідженнями хімічний склад бітуму, який визначений як середнє для 75 точок і коливається не лише від включення до включення, а й у межах включень, такий, %, за масою (у дужках — середнє): С 84,4—99,4 (94); О 1,50—5,64 (2,73); Fe 0,25—5,07 (1,42); Ni 0,01—0,47 (0,17); Co 0,00—0,07 (0,01); S 0,01—0,07 (0,03); Si 0,02—0,44 (0,11); Mg 0,01—0,30 (0,07); Na 0,00—0,18 (0,06); Ca 0,00—0,11 (0,03); кожен з решти мікроелементів (Cu, Cr, P, Mn, Al, Ti, K, Ag, P, Cl) <0,03; сума 92,7—101,8 (98,8). Досить низька аналітична сума в окремих точках дослідження зумовлена, найімовірніше, пористістю бітуму, особливо в його центральних частинах.

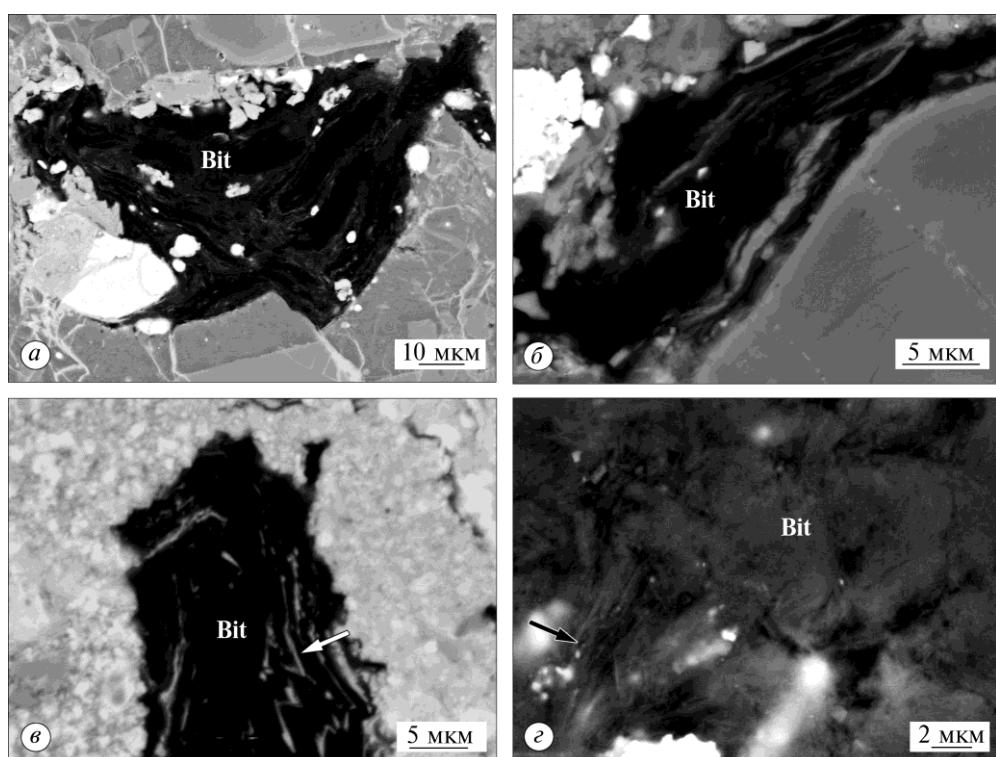


Рис. 3.35. BSE-зображення будови включень бітуму (Bit) у режимі підвищеної яскравості у порфіровому ксеноліті РС хондрита Кримка: *а* — включення бітуму містить дрібні зерна троїліту (біле), уламки тонкозернистої речовини (світло-сіре) і світліші смуги, що збагачені залізом і нікелем; *б* — чітко спостерігається смугаста будова одного із включень бітуму; *в* — системи зігнутих пластинонок (див. стрілку) у бітумі, що вказує на пластичну деформацію; *г* — волокниста будова одного із включень бітуму, окрім ділянки якого мають віялоподібну будову (див стрілку)

Fig. 3.35. BSE images of the bitumen (Bit) inclusions structure in a mode of enhanced brightness in the Krymka porphyritic xenolith PC: *a* — the bitumen inclusion contains troilite (white) fine grains, areas of a fine-grained material (light gray) and light bands enriched in Fe and Ni; *b* — clearly visible striped structure one of the bitumen inclusion; *c* — a system of curved strips (arrow) in a bitumen, that indicates to a plastic deformation; *d* — a fibrous structure one of the bitumen inclusion with a fan-like structure (arrow) within some areas

Для вияснення природи варіації хімічного складу бітуму в межах включень були проведені додаткові енергодисперсійні дослідження хімічного складу світліших за відтінком смуг і основної частини бітуму. Результати дослідження чітко вказують на те, що світлі смуги крім домінуючого вуглецю (80,2–96,8 %, за масою) містять залізо (2,41–14,7 %), у більшості випадків — нікель (0,08–3,28 %), кобальт (0,04–0,23 %), сірку (0,03–0,46 %), а також елементи-домішки у кількості менш як 1 % (Si, Mg, Ca, P, Na, Mn, Al і K), частина з яких може бути забрудненням і входити до складу інших мінералів. Темні однорідні ділянки бітуму містять, %, за масою: 98,9–99,9 C; 0,10–1,12 Fe; 0–0,29 Ni; 0–0,6 S, в окремих точках у мікрокількостях — натрій, магній, алюміній, кремній, манган. Так, в одній із ділянок бітуму хімічний склад (в %, за масою) світлих смуг відповідає 95,9 C; 3,45 Fe; 0,12 Ni; 0,11 S; по <0,1 Na, Mg, Si, Mn, Ca, Cr, а темних ділянок — 99,9 C і 0,10 Fe, що однозначно засвідчує взаємозв'язок між неоднорідністю хімічного складу бітуму та будовою.

Важливою особливістю ксеноліту є наявність мікронних ділянок вуглецевмісної речовини в тонкозернистій речовині ксеноліту і оболонки (див. рис. 3.33, в). Форма ділянок близька до округлої або видовженої, конфігурація країв визначається формою зерен, що межують з ними. На жаль, через незначні розміри ділянок немає підстав для визначення вуглецевмісної речовини як бітуму. Можна лише допустити вищий ступінь її метаморфічного перетворення, ніж бітуму, та ймовірну належність до частково мінералізованої вуглецевмісної речовини.

Таким чином, аморфність, пластичність, здатність до випаровування і вуглецевий склад є важливим доказом належності темних ділянок ксеноліту до твердого бітуму. Разом з тим у ксеноліті виявлено включення, слабоанізотропне у відбитому світлі оптичного мікроскопа, яке має дуже тонку полікристалічну будову, що є свідченням початкової стадії графітизації бітуму.

Генетичні аспекти включень бітуму в ксеноліті. Включення бітуму в порфіровому ксеноліті характеризуються такими особливостями: 1) розміщення переважно на поверхні й приповерхневих ділянках ксеноліту, а також майже постійна асоціація з тонкозернистою речовиною і розміщення у катаклазованих ділянках; 2) видовжена форма; 3) зазубреність країв з частковим проникненням у міжзерновий простір ксеноліту; 4) аморфність; 5) здатність до випаровування під дією електронного або рентгенівського випромінення з подальшою конденсацією на поверхні шліфа метеорита; 6) наявність пор і тріщин; 7) наявність окремих зерен мінералів, переважно сульфіду заліза, ділянок тонкозернистої речовини, а також збагачених залізом, нікелем і сіркою смуг, світліших за відтінком; 8) варіації аналітичної суми у валовому хімічному складі різних ділянок бітуму в межах 92,7–101,8 %, за масою, а вмісту вуглецю — 84,4–99,4 %; 9) наявність ознак пластичної деформації.

Органічна речовина є хоча і другорядною, але характерною складовою метеоритів, особливо вуглистих і меншою мірою звичайних нерівноважних хондритів (Вдовицький 1967; Buseck, Bo-Jun, 1985; Cronin, Pizzarello, 1988; Корочанцев, 2004). Згідно із загальноузгодженою думкою, формування цієї речовини зумовлено абіотичним синтезом на ранніх етапах розвитку про-

3.1. Вуглісті ксеноліти

топланетної туманності. Первісні органічні сполуки суттєво змінювалися на різних етапах і в різних *PT*-умовах протопланетної туманності й материнських тіл метеоритів. Особливе значення мали процеси ударного метаморфізму, які сприяли поетапній структуризації і перетворенню органічної речовини на графіт.

Знахідка крупних включень бітуму в метеориті не традиційними хімічними методами, що характерно при дослідженні органічної речовини, а за результатами електронно-мікроскопічних і мікрозондових досліджень, є рідкісною для звичайних хондритів взагалі та першою для метеорита Кримка. Вияснення природи бітумомісного ксеноліту безпосередньо пов'язано з вирішенням таких питань, як походження порфірового ксеноліту та умови утворення бітуму. Розглянемо їх детальніше.

1. Будова, мінеральний та хімічний склад ксеноліту, а також неоднорідність складу олівінових і піроксенових зерен однозначно вказують на формування його речовини внаслідок нерівноважної розкристалізації силікатного розплаву, який міг мати імпактну природу або виник унаслідок процесів хондроутворення. Чітке розділення в ньому метал-сульфідних і силікатних фаз є свідченням існування незмішуваних метал-сульфідних і силікатних розплавів за високих температур з подальшим миттєвим охолодженням. Це дало змогу загартувати їх незмішуваність, тобто зберегти в силікатній речовині порфірової будови метал-тройлітові крупні зерна з численними мікро- і нановключеннями, неординарні полімінеральні асоціації тройліту, силікатів, теніту, фосфатів, зокрема панетиту, сприяти утворенню муліту, зумовити широкі варіації хімічного складу мінералів, а також високотемпературний характер хроміту.

Бітумомісний ксеноліт має уламкову форму і належить до фрагмента крупнішого тіла, наприклад, подібного до порфірової макрохондри (Семененко, Гірч, 2010, 2011), або, імовірніше, затверділого ударного розплаву з поверхні одного з консолідованих тіл. На користь імпактної природи можуть вказувати головні структурно-мінералогічні та хімічні відмінності між ксенолітом і макрохондрою, зокрема, вища, ніж у макрохондрі, неоднорідність складу силікатів. Утім через відсутність вагомих доказів залишимо це допущення без детального розгляду як спекулятивне.

2. Основним у виясненні природи бітуму є питання його первинного джерела. Наявність бітуму в ксеноліті й вуглецевмісної речовини в тонко-зернистій оболонці дає змогу зробити висновок стосовно їх спільногого джерела. Оскільки на цьому етапі дослідження дані щодо інфрачервоного вивчення вмісту органічних сполук і складу вуглеводнів у бітумі відсутні, викладемо лише деякі припущення та висновки щодо його природи в ксеноліті.

За характером розміщення бітуму переважно на поверхні й у периферійній частині ксеноліту, а також за наявністю тонкозернистої речовини і катаклазованих силікатних ділянок безпосередньо на межі з бітумом зроблено висновок щодо міграційної природи бітуму. Він міг проникнути у поверхневі шари ксеноліту із внутрішнього (хондритового) або зовнішнього (позахондритового) джерела, тобто в результаті міграції в ксеноліт по попередньо катаклазованих ділянках і тріщинах із вуглецевмісної оболонки або

із зовнішнього джерела невідомого походження. При цьому слід зазначити, що процес міграції бітуму — доволі поширене явище у природі. Зокрема, до міграційних утворень відносять бітумні включення в базальті на півночі Хакасії (Росія) (By Van Hail, Серебренникова, 2012).

У цілому тверді бітуми характеризуються аморфністю, пластичністю, високою змочуваністю і, відповідно, високою проникною здатністю, яка особливо проявляється в умовах підвищеної температури. Так, навіть за нагріву до 25 °C бітум мігрує на віддалі 0,5—4 мм. З огляду на наявність у бітумі ксеноліту не лише цих характеристик, а й численних ознак ударно-метаморфічного перетворення речовини можна припустити, що саме неодноразові процеси ударного метаморфізму сприяли міграції бітуму в ксеноліт із тонкозернистої оболонки або в оболонку і ксеноліт із невідомого зовнішнього джерела.

Одним із джерел бітуму могли бути органічні сполуки із тонкозернистої речовини оболонки в разі відповідності її за складом вуглистим хондритам. Проте співвідношення SiO_2/MgO у валовому хімічному складі тонкозернистої речовини оболонки і ксеноліту становить 2,7 (Семененко та ін., 2014; Семененко, Гіріч, 2016), що не дає змоги класифікувати її як вуглистою речовину ($\text{SiO}_2/\text{MgO} 1,42 \pm 0,06$) (Van Schmus, Wood, 1967), а вказує на належність до типової непрозорої матриці ($\text{SiO}_2/\text{MgO} 2,9$) метеорита Кримка (Huss et al., 1981), для якої характерна відсутність вуглецевмісної речовини.

Якщо виключити сумнівну можливість утворення бітуму в ксеноліті із тонкозернистої оболонки, то відсутність якихось ознак наявності такого джерела в інших текстурних одиницях хондрита в безпосередньому контакти з ксенолітом або навколо нього вказує на високу ймовірність послідовного налипання на поверхню ксеноліту органічних сполук (зокрема бітуму), які були свого роду клеєм для подальшої акумуляції пилових зерен у газопиловому довкіллі. За такого сценарію ксеноліт мав бути вкритим частково органічною речовиною і повністю тонкозернистою оболонкою в період агломерації материнського тіла. Наступні процеси ударного метаморфізму, ймовірно, зумовили проникнення бітуму в периферійні ділянки ксеноліту і в оболонку. Наявність у бітумі окремих округлих зерен мінералів є ознакою часткового захоплення мінеральних компонентів тонкозернистої речовини оболонки в процесі його проникнення в ксеноліт.

Ознаки крихких деформацій всередині ксеноліту і пластичних у бітумі вказують на неодноразове проходження ударних хвиль як в до-, так і в постагломераційний період, тобто уже всередині материнського тіла метеорита. Ударний тиск, спричинений імпактними подіями в історії материнського тіла метеорита Кримка (Semenenko, Perron, 2005), зумовив мобілізацію органічної речовини і заповнення дрібних тріщин ксеноліту бітумом, його подальшу деформацію і пористість, очищення від елементів домішок з формуванням ділянок, складених майже чистим вуглецем, і, можливо, часткову графітизацію поодиноких включень у ксеноліті й мінералізацію дрібних включень вуглецевмісної речовини в тонкозернистій оболонці. Згідно з літературними даними (Buseck, Bo-Jun, 1985; Корочанцев, 2004), ударно-метаморфічні процеси сприяють послідовним метаморфічним змінам в органічній речовині з кристалізацією графіту на завершальних стадіях.

3.1. Вуглисти ксеноліти

Одним із дискусійних питань у вивченні порфірового уламку з бітумом є питання коректності класифікації його як ксеноліт. З одного боку, ординарні структурно-мінералогічні характеристики уламку вказують на його належність до звичайних хондритів. З другого боку, наявність у ньому бітуму є свідченням знаходження уламку на певному етапі еволюції в неординарних для звичайних хондритів умовах, що сприяло проникненню бітуму і ускладненню структурно-мінералогічних та хімічних характеристик цього уламку. Будь-який об'єкт дослідження є інтегральним результатом умов утворення та еволюції, тому особливості порфірового уламку дають можливість визначити його як ксеноліт у хондриті Кримка.

За результатами структурно-мінералогічного і хімічного дослідження бітумомісного порфірового ксеноліту в хондриті Кримка зроблено такі висновки і припущення: 1) ксеноліт може бути уламком крупнішого об'єкта, складеного розкристалізованим ударним розплавом, або, що менш імовірно, уламком макрохондри; 2) ксеноліт містить твердий бітум, а тонкозерниста оболонка — можливо, частково мінералізовану його відміну; 3) найімовірніше, бітум має ударно-метаморфічну міграційну природу, яка зумовлена багатократними ударними подіями в доземній історії материнського тіла метеорита; бітум, напевно, проник у порфіровий уламок з органічної речовини, акреційованої поверхнею ксеноліту ще до утворення тонкозернистої силікатної оболонки.

Графітовмісна макрохондра. Макрохондру (Семененко, Гіріч, 2010; 2011) виявлено на сколеній поверхні індивідуального зразка метеорита. Характерною особливістю макрохондри, розмір якої в полірованому шліфі відповідає $6,6 \times 4,4$ мм, є наявність двох типів зерен графіту: крупних, уперше знайдених усередині порфірової хондри, і рідкісних субмікронних кристалів у її тонкозернистій силікатній оболонці. Графіт хондри подібний до графіту залишних метеоритів, що асоціює з металом, а також енстатитових і звичайних хондритів, графіт оболонки — до мікронних кристалів графіту вуглистих ксенолітів.

Структура. У полірованому шліфі макрохондра має овальну форму, різкохилясті контури і, відповідно до форми, — зональну будову (рис. 3.36, а). Вона складається із силікатної серцевини розміром $3,5 \times 1,9$ мм, яка характеризується порфіровою будовою, внутрішньої метал-тройлітової зони (мантії) завширшки близько 0,5 мм, силікатної зони завширшки близько 0,5 мм і реліктів зовнішньої метал-тройлітової мантії завширшки $\leq 0,3$ мм та ще однієї силікатної зони завширшки $\leq 0,4$ мм. Макрохондра вкрита тонкозернистою пористою силікатною оболонкою, її ширина $\leq 0,6$ мм. Крім того, серцевина її складається з трьох великих крихких кристалів піроксену, між якими розміщуються ділянки порфірової будови з дуже крихким тонкокристалічним мезостазисом. Метал-тройлітові мантії макрохондри характеризуються ліквацийною будовою і домінуванням металу у внутрішній, тройліту — у зовнішній мантії (рис. 3.36, б).

Мінеральний склад. Мінерали макрохондри представлені в основному силікатами (олівін, Са-бідний та Са-багатий піроксени, плагіоклаз), нікелистим залином (камасит, теніт) і тройлітом, меншою мірою графітом, акцесорними зернами самородної міді та кремнезему неоднорідного хімічного

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

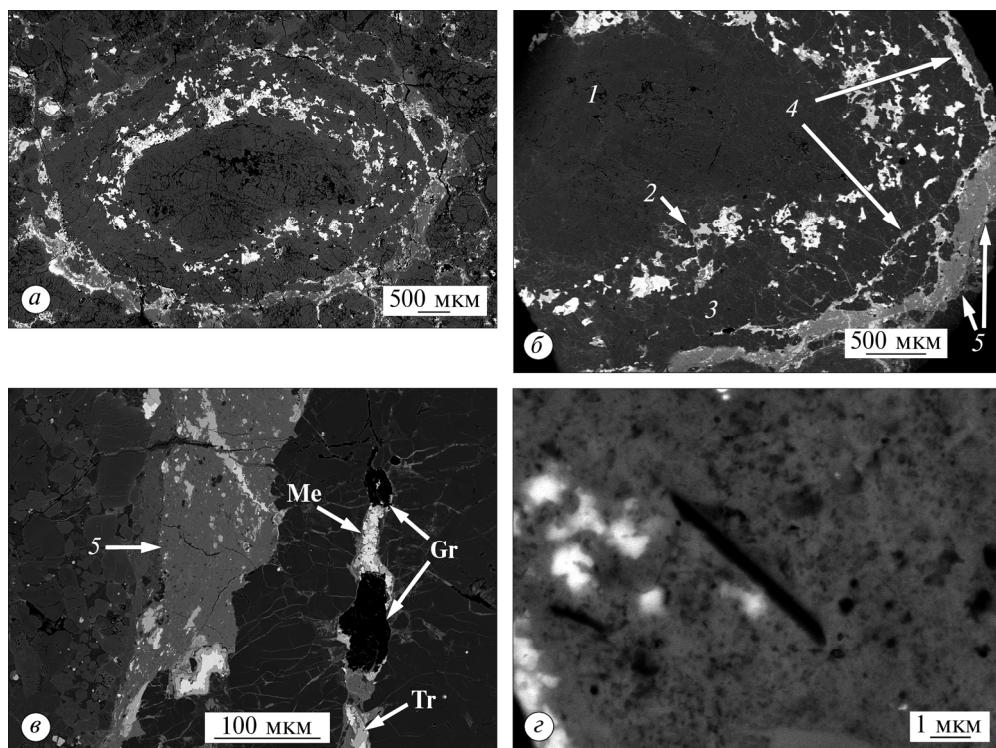


Рис. 3.36. Оптично-мікроскопічне зображення у відбитому світлі (*а*) та BSE-зображення (*б—г*) полізональної макрохондри в полірованому шліфі хондрита Кримка: *а* — загальний вигляд макрохондри, що вкрита оболонкою тонкозернистої речовини (світло-сіре); *б* — частина полізональної хондри (силікатна серцевина (1), внутрішня метал-троїлітова мантія (2), силікатна зона (3), релікти зовнішньої метал-троїлітової мантії (4) і силікатної зони) та її тонкозернистої оболонки (5); внутрішня мантія (2) і релікти зовнішньої мантії (4) характеризуються ліквацийною будовою метал-троїлітових (білих і сірих відповідно) зерен (темно-сіре — силікати); *в* — зерна графіту (Gr) у зовнішній метал-троїлітовій (Me і Tr відповідно) мантії хондри; силікати хондрулітів інтенсивно пронизані гідроксидами заліза (світло-сіре); *г* — пластинчасті кристали графіту (чорне) у тонкозернистій силікатній оболонці (світло-сіре — троїліт)

Fig. 3.36. Optical-microscopic in reflected light (*a*) and BSE (*б—г*) images of a polyzonal macrochondrule in a polished section of the Krymka chondrite: *a* — a general view of the macrochondrule, which is coated with a fine-grained material (light gray); *б* — part of the polyzonal chondrule (silicate core (1), inner metal-troilite mantle (2), silicate zone (3), relicts of external metal-troilite mantle (4) and silicate zone) and its fine-grained rim (5). The inner mantle (2) and outer mantle relicts (4) are characterized by a liquation structure of the metal-troilite (white and gray respectively) grains (dark gray — silicates (силікати)); *в* — graphite grains (Gr) in the outer metal-troilite (Me and Tr respectively) mantle of the chondrule. Chondrule silicates are intensely penetrated by iron hydroxides (light gray); *г* — lamellar graphite crystals (black), located in a fine-grained silicate rim (light gray — troilite)

складу (табл. 3.25, 3.26), який змінюється від зерна до зерна, а також у межах зерен незалежно від їх розміщення у структурних зонах чи в ядрі макрохондри.

3.1. Вуглисти ксеноліти

Олівін і Ca-бідний піроксен — домінуючі мінерали макрохондри. Їх хімічний склад варіє відповідно в межах $\text{Fa}_{10,7-15,7}$ і $\text{Fs}_{6,51-12,0}\text{En}_{86,3-92,8}\text{Wo}_{0,18-2,71}$. Ca-багатий піроксен трапляється значно рідше, ніж Ca-бідний піроксен, і характеризується складом $\text{Fs}_{6,99-8,09}\text{En}_{54,3-59,0}\text{Wo}_{32,9-38,7}$. На жаль, низька якість полірування цього мінералу в ядрі макрохондри не дала змоги отримати коректні дані щодо його хімічного складу.

Плагіоклаз асоціює із силікатами, а також утворює включення мікронного розміру в окремих зернах металу. Прецизійний хімічний склад одного із зерен плагіоклазу, який вдалось визначити з використанням мікрозонда, відповідає анортиту: $\text{Ab}_{8,67}\text{An}_{91,3}$. З урахуванням мікронних розмірів включень плагіоклазу в металі мантії їх хімічний склад ($\text{Ab}_{48,6}\text{An}_{40,3}\text{Or}_{11,1}$) визна-

Таблиця 3.25. Хімічний склад (%), за масою) нікелистого заліза і троїліту в полізональній хондрі хондрита Кримка, визначений на мікрозонді

Table 3.25. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe of nickel iron and troilite within the polyzonal chondrule of the Krymka chondrite

Елемент	Камасит		Теніт		Троїліт	
	межі (12)	середнє	межі (19)	середнє	межі (14)	середнє
Fe	93,1—95,0	94,0	46,0—57,5	49,6	61,5—63,3	62,3
Ni	3,48—4,39	3,83	41,2—53,0	48,9	<0,03—0,76	0,30
Co	1,32—1,47	1,43	0,12—0,26	0,20	H. в.—0,06	<0,01
Cu	H. в.—0,04	<0,01	0,04—0,28	0,17	H. в.—0,10	<0,02
Cr	H. в.—0,06	<0,02	H. в.—0,08	<0,03	H. в.—0,13	<0,03
S	H. в.—0,04	<0,01	H. в.—0,07	<0,02	36,0—37,5	37,0
P	<0,02	H. в	<0,02	H. в	H. в.—0,14	<0,02
Si	<0,02	<0,01	H. в.—0,04	<0,02	H. в.—0,10	<0,03
Ca	<0,03	<0,01	<0,03	H. в	H. в.—0,11	<0,03
Сума		99,4		99,0		99,7

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. в. — нижче рівня визначення.

Note. The number of analysis is in brackets; H. v. is not determined.

Таблиця 3.26. Хімічний склад (%), за масою) графіту в полізональній хондрі хондрита Кримка, визначений на мікрозонді

Table 3.26. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe of graphite within the polyzonal chondrule of the Krymka chondrite

Елемент	Графіт		Елемент	Графіт	
	межі (21)	середнє		межі (21)	середнє
C	80,5—91,4	85,9	S	0,05—0,35	0,14
O	2,75—9,10	5,78	P	H. в.—0,11	<0,02
Fe	2,09—12,0	5,41	Si	0,06—0,35	0,18
Ni	0,14—1,43	0,55	Ca	<0,02—0,14	0,05
Co	H. в.—0,14	0,06	Mg	0,05—0,62	0,20
Cu	H. в.—0,05	<0,01	Сума		98,45
Cr	<0,03—0,28	0,11			

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. в. — нижче рівня визначення.

Note. The number of analysis is in brackets; H. v. is not determined.

чено лише наближено. При цьому слід зазначити, що на відміну від плагіоклазу в силікатах у ньому виявлено помітні концентрації K_2O .

Нікелесте залізо і троїліт наявні у вигляді ліквацийних структур плавлення (рис. 3.36, б), зумовлених незмішуваністю розплавів (Semenenko, Регтон, 2005), у мантіях, а також як окремі зерна чи їх зростки в силікатній речовині макрохондри. Камасит характеризується варіацією вмісту нікелю від 3,48 до 4,39 % (за масою) і дуже низькою концентрацією елементів-домішок. Вміст нікелю в теніті становить від 41,2 до 53 %, а сірки в троїліті — від 36 до 37,5 % (див. табл. 3.25). В окремих зернах камаситу зовнішньої мантії спостерігаються глобуллярні включення кремнезему (%), за масою): 96,3 SiO_2 ; 1,65 FeO ; 0,35 MgO ; 0,26 Al_2O_3 ; 0,19 Na_2O ; 0,17 NiO ; 0,08 CaO) і піроксену ($Fs_{31,2}En_{62,2}Wo_{6,56}$).

Основною мінералогічною особливістю макрохондри є наявність *графіту*, який асоціює з нікелестим залізом і троїлітом у внутрішній і головно у зовнішній метал-сульфідних мантіях макрохондри (рис. 3.36, в). Розміри зерен доволі великі ($\leq 100 \times 50$ мкм), форма змінюється від округлої до неправильної та видовженої. У схрещених ніколях оптичного мікроскопа спостерігається дуже тонкозерниста його будова. Відповідно до мікрозондових досліджень графіт містить до 10–20 % (за масою) домішок заліза, магнію, кремнію, алюмінію, нікелю, сірки та інших мікроелементів (табл. 3.26).

За даними додаткових електронно-мікроскопічних досліджень більшість зерен мають полікристалічну будову і представлені графітом, але в окремих зернах виявлено ознаки слабкої розкристалізації або аморфного стану, що дає змогу припустити належність їх до включень твердого бітуму. Ці включення неоднорідні за кольором з ознаками аморфності та пластичності у відбитих електронах та ізотропні під оптичним мікроскопом.

Мінеральний і хімічний склад тонкозернистої оболонки. Оболонка макрохондри складається з дуже тонкозернистої суміші силікатів, меншою мірою зерен металу і троїліту. Вона містить крупні зерна олівіну $Fa_{1,40-92,0}$ і Са-бідного піроксену $Fs_{2,26-43,03}En_{55,9-97,7}Wo_{0-6}$, Са-багатого піроксену ($Fs_{9,16-37,9}En_{32,8-78,5}Wo_{12,3-43,7}$), плагіоклазу ($Ab_{15,0-21,6}An_{78,4-84,9}Or_{0-0,04}$), а також металу й троїліту (табл. 3.27). Незначна кількість силікатних зерен має уламкову форму. Характерна особливість тонкозернистої оболонки — наявність рідкісних субмікронних зерен графіту і окремих вуглецевзагачених ділянок та високотемпературних мінералів — гібоніту ($CaAl_{12}O_{19}$), діопсиду, форстериту, енстатиту, анортиту, Mg,Al -шпінелі й продукту її низькотемпературних змін — Fe,Al -шпінелі (табл. 3.28). Як результат земного вивітрювання в оболонці спостерігаються зерна і прожилки кальциту та гідроксидів заліза.

Графіт представлений поодинокими кристалами розміром $\leq 3 \times 0,3$ мкм, які мають форму пластинок (рис. 3.36, г) або їх V- і Z-подібних зростків і розміщуються серед тонкозернистих силікатів. В окремих випадках спостерігається плавний перехід вуглецевзагачених ділянок у пластинки графіту. За характером розподілу, розміром, формою і взаємозв'язком із вуглецевзагаченими ділянками графіт оболонки повністю ідентичний з мікронними кристалами графіту вуглістих ксенолітів Gr1—Gr7 і особливо K1, K3. Водночас на відміну від ксенолітів оболонка хондри містить значно менше кристалів графіту, але більше вуглецевзагачених ділянок.

3.1. Вуглисти ксеноліти

Таблиця 3.27. Хімічний склад (%, за масою) нікелистого заліза і троїліту в тонкозернистій оболонці полізональної хондри хондрита Кримка, визначений на мікрозонді

Table 3.27. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe of nickel iron and troilite within the fine-grained rim of the polyzonal chondrule within the Krymka chondrite

Елемент	Камасит		Теніт		Троїліт	
	межі (8)	середнє	межі (11)	середнє	межі (4)	середнє
Fe	92,4—94,3	93,5	46,6—52,8	49,6	61,7—62,3	62,0
Ni	2,99—5,69	3,96	46,9—53,0	49,6	<0,02—0,09	0,04
Co	1,33—2,10	1,56	0,12—0,35	0,21	H. в.—0,04	<0,01
Cu	H. в.—0,06	<0,02	0,05—0,28	0,21	H. в.—0,07	<0,03
Cr	H. в.—0,05	<0,02	H. в.—0,06	<0,02	<0,03	<0,01
S	<0,02	H. в.	<0,03	<0,01	36,7—37,0	36,8
P	<0,01	»	<0,01	H. в.	<0,01	H. в.
Si	H. в.—0,07	<0,03	<0,01—0,04	<0,02	<0,02—0,05	<0,03
Ca	<0,01	H. в.	<0,02	H. в.	<0,02	<0,01
Сума		99,1		99,7		98,9

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. в. — нижче рівня визначення.

Note. The number of analysis is in brackets; H. v. is not determined.

Таблиця 3.28. Хімічний склад (%, за масою) високотемпературних мінералів у тонкозернистій оболонці полізональної хондри хондрита Кримка, визначений на мікрозонді

Table 3.28. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe of refractory minerals within the fine-grained rim of the polyzonal chondrule within the Krymka chondrite

Компонент	Fe,Al-шпінель	Mg,Al-шпінель	Гібоніт	Компонент	Fe,Al-шпінель	Mg,Al-шпінель	Гібоніт
MgO	5,05	25,8	0,98	Cr ₂ O ₃	0,42	0,53	<0,02
K ₂ O	<0,01	H. в.	H. в.	SiO ₂	0,71	5,00	1,23
P ₂ O ₅	H. в.	<0,02	»	FeO	33,1	2,78	2,47
Al ₂ O ₃	59,3	62,1	86,5	TiO ₂	0,48	0,04	1,26
MnO	0,11	<0,02	<0,01	V ₂ O ₃	H. в.	<0,01	0,07
Na ₂ O	H. в.	0,21	H. в.	Ni	H. а.	0,05	H. в.
CaO	0,08	1,76	8,10	Сума	99,3	98,3	100,6

Примітка. Н. в. — нижче рівня визначення; Н. а. — не аналізували.

Note. H. v. is not determined; H. a. is not analyzed.

За даними мікрозондових досліджень валовий хімічний склад тонкозернистої оболонки, визначений як середнє по 138 точках вимірювання (%, за масою: 55,2 FeO; 26 SiO₂; 8,11 MgO; 1,6 Ni; 1,45 S; 0,85 Al₂O₃; 0,36 MnO; 0,21 Na₂O; 0,17 CaO; 0,14 P₂O₅; 0,13 Cr₂O₃; 0,11 Co; сума 94,4), має низьку аналітичну суму, що зумовлено пористою будовою і наявністю графіту, вуглецевмісної речовини і гідроксидів заліза. За хімічним складом, а саме за співвідношенням FeO/(FeO + MgO), яке відповідає 0,87, та SiO₂/MgO — 3,21, оболонка суттєво відмінна від вуглистих хондритів і характеризується збільшеним вмістом FeO та SiO₂, ніж темна і прозора матриця хондрита Кримка, а також тонкозернисті оболонки ксенолітів K1 і K3. Це засвідчує належність оболонки до менш зміненої постакреційними процесами при-

мітивної речовини, ніж класична темна матриця. Наведені дані підтверджуються також збереженістю в оболонці високотемпературних мінералів.

На відміну від хімічного складу мінералів макрохондри хімічний склад мінералів-аналогів оболонки варіє в дуже широких межах, що вказує на високий ступінь нерівноважності її тонкозернистої речовини.

Походження графіту в макрохондрі та її оболонці. Вперше для хондритів знайдено в безпосередньому контакті два генетичні типи графітовмісної силікатної речовини — макрохондра і її оболонка, в яких розміщуються відмінні за розміром, формою та асоціацією зерна графіту. Силікатні хондри належать до високотемпературних продуктів переплавлення первинної речовини (Hewins, 1996), а силікати тонкозернистої речовини — до низькотемпературної фракції пилової компоненти протопланетної туманності (Brearley, 1996).

За зональною будовою і наявністю графіту макрохондра не має аналогів серед відомих хондр різних хімічних груп хондритів. Перш ніж зупинитись на природі графіту, розглянемо найімовірніший механізм формування макрохондри. Відповідно до сучасних гіпотез, хондри є продуктом розкристалізації силікатних крапель, які утворились у результаті миттєвого переплавлення гіпотетичних пилових кульок або агрегатів акреційної природи (Clayton, 1980; Wood, 1984). Релікти таких акреційних силікатних кульок уперше знайдено у вуглистому ксеноліті ВК13 метеорита Кримка (Semenenko et al., 2001). Деякі кульки мають полізональну будову, відповідно до якої окремі силікатні зони сильно збагачені метал-тройлітовими зернами, що вказує на їх утворення в результаті полістадійної акреції в мінералогічно змінному середовищі.

За аналогією з акреційними кульками, можна припустити належність полізональної макрохондри до продукту переплавлення подібної за будовою силікатноїprotoхондри, яка в доагломераційний період була вкрита метал-сульфідним пилом, як мінімум, двічі. Відповідно до різкохвилястих контурів хондри, її переплавлення супроводжувалось, найімовірніше, частковим випаровуванням поверхневого шару хондри. Всередині розплавленої хондри утворились незмішувані метал-сульфідно-силікатні розплави з подальшим охолодженням і утворенням мантій. Швидкість охолодження була достатньо повільною для часткової або повної розкристалізації силікатів, але недостатньою для повного розділення метал-тройлітових фаз у мантіях хондри. В результаті калій, як леткий компонент, випарувався з плагіоклазу силікатної частини хондри, але не встиг випаруватися із включень у метали. Звернемо увагу на таку текстурну особливість макрохондри, як відповідність її зональності еліпсоподібній формі хондри. Це може засвідчувати пластичний стан хондри в період деформації у допланетній туманності або в процесі агломерації материнського тіла хондрита.

Наявність графіту в макрохондрі вказує на можливість його формування в ній з вуглецевмісної проторечовини, наприклад, органічної речовини або, ймовірніше, вуглецевзагаченого металу, на що вказує тісна асоціація графіту з метал-сульфідними зернами. На жаль, відсутність даних щодо валового хімічного складу макрохондри не дає підстав для визначення її хімічної природи. Слід зауважити, що за формою, розміром, будовою, а також

3.1. Вуглісті ксеноліти

за характером асоціації з нікелистим залізом і троїлітом графіт хондри відповідає графіту залізних метеоритів (Mason, 1963), що може бути важливим свідченням його утворення внаслідок процесів переплавлення вуглецевмісних зерен Fe,Ni-металу при хондроутворенні.

Разом з тим за розміром і формою зерен, а особливо за розташуванням на периферії макрохондри, зерна графіту подібні до включень бітуму в бітумовмісному порфіровому ксеноліті хондрита Кримка. Ці особливості, а також додаткові електронно-мікроскопічні дані стосовно аморфного або слаборозкристалізованого стану поодиноких зерен графіту дають змогу приступити подібність міграційного механізму формування бітуму в ксеноліті та графіту в макрохондри. На відміну від ксеноліту бітум у макрохондри та в її тонкозернистій оболонці зазнав вищого ступеня ударно-метаморфічного перетворення, що зумовило майже повну його графітизацію.

Структурно-мінералогічні та хімічні особливості тонкозернистої оболонки вказують на її акреційне походження, тобто налипання пилової компоненти газопилової протопланетної туманності на поверхню зональної хондри. Не виключено, що частина пилу могла мати реконденсаційну природу внаслідок часткового випаровування поверхневих шарів хондри в процесі хондроутворення. Наявність в оболонці вуглецевзагачених ділянок, мікронних кристалів графіту, їх просторовий взаємозв'язок, а також низька аналітична сума валового складу є непрямим свідченням збереженості в ній залишків органічної речовини, ймовірно, бітуму, який, як зазначено вище, міг мати міграційну природу.

Силікатна макрохондра з примітивною тонкозернистою оболонкою в метеориті Кримка відрізняється від відомих макрохондр і хондр будовою та мінеральним складом, а саме наявністю двох метал-троїлітових мантій і графіту. На відміну від інших графітовмісних об'єктів питання походження графіту в макрохондрі залишається відкритим і потребує додаткових досліджень, насамперед ізотопних та електронно-трансмісійних. На цьому етапі вивчення можна зробити лише деякі спекулятивні висновки та припущення. Якщо в попередніх роботах (Семененко, Гіріч, 2010, 2011) ми припускали можливість метаморфічного утворення графіту з органічних сполук або ймовірніше із вуглецевзагаченого Fe,Ni-металу, то після знахідки і вивчення бітумовмісного ксеноліту (Гіріч, Семененко, 2016; Семененко, Гіріч, 2016) не виключаємо подібність механізму утворення в них бітуму і графіту, тобто міграцію з невідомих джерел органічної проторечовини типу бітуму в ксеноліт і макрохондру з подальшою його ударно-метаморфічною графітизацією.

З огляду на те, що незвичайна за будовою і мінеральним складом макрохондра вкрита примітивнішою, ніж непрозора матриця хондрита, оболонкою тонкозернистої речовини, можна приступити утворення макрохондри і її оболонки у віддаленішій від Сонця і більш збагаченій високотемпературними мінералами зоні протопланетної туманності, ніж та, в якій сформувалась основна маса хондр.

Таким чином, знахідки та вивчення в хондриті Кримка графітовмісних і бітумовмісного ксенолітів дають змогу висловити думку про існування, як мінімум, двох джерел і різних шляхів надходження вуглецевмісної речовини.

ни в материнське тіло метеорита. До вуглецевмісних ксенолітів першої групи належать вуглисти ксеноліти K1, K3, Gr1—Gr7, які характеризуються рівномірним розподілом індивідуальних графітових кристалів у силікатній речовині, що вказує на їх формування внаслідок акреції силікатного, метал-сульфідного та органічного пилу. Наявність у ксенолітах K1 і K3 органічних сполук, вуглецевзагаченої речовини і графітових кристалів є прямим доказом метаморфічної природи графіту, що утворився з первісної органічної речовини. Ці дані підтверджуються також структурно-мінералогічними і хімічними особливостями ксенолітів Gr1—Gr7, які вказують на пряму залежність розмірів кристалів графіту і на зворотну залежність кількості вуглецевмісної речовини від ступеня метаморфічного перетворення ксенолітів.

До літичних включень другої групи належать бітумовмісний ксеноліт і, ймовірно, графітовмісна макрохондра, належність проторечовини яких до вуглистих хондритів викликає великий сумнів. Їх проторечовина не містила органічних сполук, а знахідки в них бітуму і графіту є ознакою перерозподілу і складнішої еволюції первісної вуглецевмісної речовини, ніж у графітовмісних ксенолітах.

На відміну від вуглистих ксенолітів графіт у макрохондрі представлений дрібнозернистими агрегатами неправильної форми, частина з яких слаборозкристалізована, майже аморфна, і за характеристиками близька до бітуму. Подібність розподілу, форми і розміру зерен графіту в макрохондрі та бітумних ділянок у ксеноліті вказує на подібність шляхів їх утворення, а саме ймовірність міграційної природи бітуму не лише в ксеноліті, а й у макрохондрі. В подальшому різний ступінь ударного метаморфізму зумовив часткове перетворення бітуму на графіт у ксеноліті і майже повне — у макрохондрі. Ця спекулятивна думка підтверджується також збереженістю в тонкозернистій оболонці ксеноліту вуглецевмісної речовини у вигляді субмікронних ділянок, а в оболонці макрохондри — рідкісних субмікронних кристалів графіту і вуглецевзагачених ділянок, які можуть бути залишковими слідами проникнення бітуму.

Хоча фундаментальне питання первісного джерела бітуму залишається відкритим, слід зауважити важливість самого факту існування в протопланетній туманності збагачених бітумом об'єктів з доволі тривалою і складною доагломераційною історією, що потребує концентрації зусиль на цьому напрямку досліджень з метою вияснення умов формування й перерозподілу органічної речовини, а також її метаморфічних похідних у доземний період розвитку Сонячної системи.

3.1.3. Н-ксеноліт ВК16

Темний ксеноліт ВК16 (рис. 3.37, а) розміром $3,3 \times 2,7$ мм, який виявлено у полірованому шліфі індивідуального зразка № 1290/4 хондрита Кримка (Semenenko, Girich, 2005; Семененко, Гіріч, 2007), має неправильну трапецієподібну форму і характеризується тонкозернистою будовою, високим вмістом рудних мінералів, чіткою нерівною межею із загальною частиною метеорита. Він складається з чотирьох головних текстурних компо-

3.1. Вуглисті ксеноліти

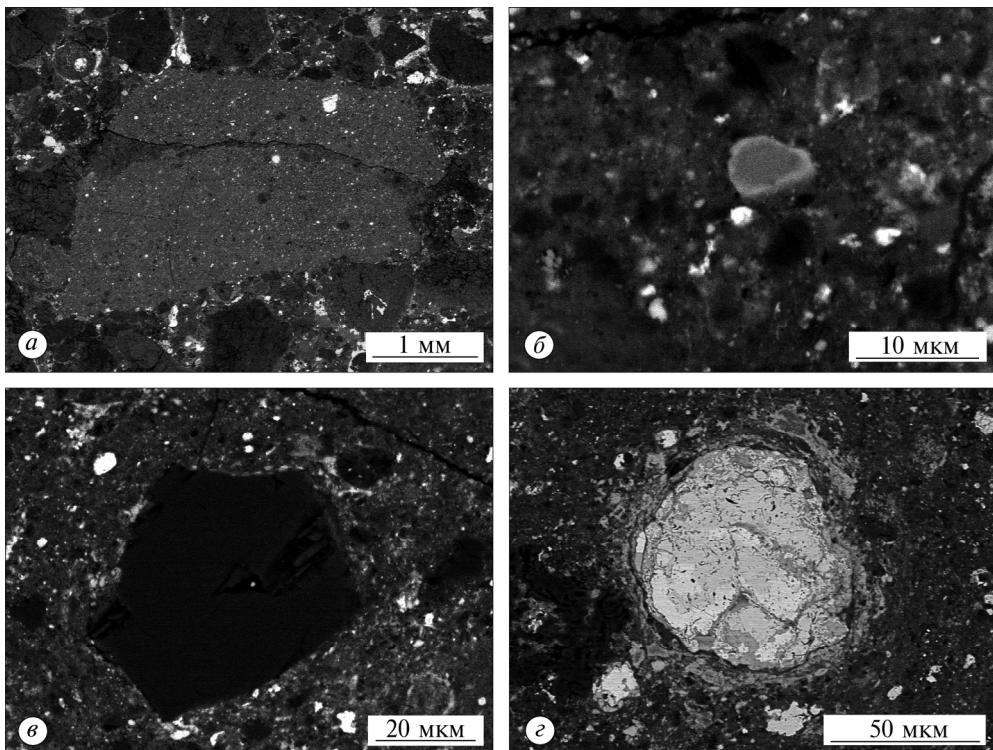


Рис. 3.37. BSE-зображення тонкозернистого темного ксеноліту BK16 у полірованому шліфі хондрити Кримка: *а* — загальний вигляд ксеноліту — численні зерна металу і сульфідів (біле), грубі силікатні зерна, полімінеральні асоціації та уламки хондр (темно-сіре), а також тріщини; *б* — світло-сіре зерно первовськіту із Fe-збагаченою оболонкою в матриці ксеноліту; *в* — уламок великого кристала енстатиту; *г* — полімінеральна асоціація, складена камаситом (світло-сіре), тенітом (біле) та сульфідами (сіре); асоціація оточена неоднорідною за складом оболонкою, що містить, головним чином, філосилікати (?)

Fig. 3.37. BSE images of fine-grained dark BK16 xenolith in a polished section of the Krymka chondrite: *a* — a general appearance of the xenolith. Numerous grains of metal and sulfides (white), coarse silicate grains, polymimetallic associations and chondrule fragments (dark gray), as well as cracks, are visible; *b* — a light gray perovskite grain with Fe-enriched rim in the xenolith matrix; *c* — a fragment of a large crystal of enstatite; *d* — a polymimetallic association composed of kamacite (light gray), taenite (white) and sulfides (gray). The association is surrounded by a compositionally inhomogeneous rim, consisting mainly of phyllosilicates (?)

нентів — тонкозернистої матриці, грубих зерен, уламків хондр та мікрохондр. Головні структурно-мінералогічні і хімічні характеристики ксеноліту наведено нижче в дещо модернізованому варіанті за даними роботи (Семененко, Гіріч, 2007).

Зазначимо, що ксеноліт BK16 дуже складний для дослідження, головно через мікронні й субмікронні розміри переважної більшості зерен. Потрібно додаткове його вивчення передусім методом ТЕМ та ізотопії. На жаль, кількість прецизійних аналізів, які наведено у цій монографії, дуже обмежена і не відображає повною мірою істинного складу мінералів.

Матриця містить субмікронні—мікронні зерна, в основному олівіну (Fa_{37-49}), меншою мірою піроксену, нікелестого заліза, сульфідів та поодинокі зерна мериліту, перовськіту (рис. 3.37, б) (59 TiO_2 , $40,6 \text{ CaO}$, $1,49 \text{ FeO}$, $0,34 \text{ P}_2\text{O}_5$, $0,16 \text{ SiO}_2$, $0,12 \text{ Al}_2\text{O}_3$, $0,06 \text{ MgO}$; сума $101,8 \%$, за масою) та кальциту ($51,2 \%$ CaO).

Грубі зерна розміром $5-200 \text{ мкм}$ представлені ідіоморфними кристалами та їх уламками, округлими, неправильними, близькими до амебоподібних зернами. Вони складені зазвичай Mg-багатим ($\text{Fa}_{0,9-14,4}$) та залізистим ($\sim \text{Fa}_{50}$) олівіном, Ca-бідним (рис. 3.37, в) ($\text{Fs}_{1,8-19,6} \text{En}_{78,9-97,3} \text{Wo}_{0,2-1,5}$) та Ca-багатим ($\text{Fs}_{1,9-2,8} \text{En}_{48,8-52,7} \text{Wo}_{44,5-49,3}$) піроксеном, плагіоклазом ($\text{Ab}_{41,9-43,6} \text{An}_{52,3-54,5} \text{Or}_{3,6-4,1}$), Mg,Al-шпінеллю ($71,1 \text{ Al}_2\text{O}_3$, $26,5 \text{ MgO}$, $0,87 \text{ FeO}$, $0,17 \text{ TiO}_2$, $0,07 \text{ CaO}$, $0,07 \text{ SiO}_2$, $0,04 \text{ Cr}_2\text{O}_3$, $0,02 \text{ P}_2\text{O}_5$; сума $98,83 \%$, за масою), нікелестим залізом і сульфідами.

Полімінеральні асоціації у ксеноліті можна розділити на три групи: 1) грубозернисті, складені Ca-бідним піроксеном ($\text{Fs}_{1,4-2,8} \text{En}_{95,9-98,6} \text{Wo}_{0,0-1,5}$ та $\text{Fs}_{1,2,5} \text{En}_{86,9} \text{Wo}_{0,6}$), олівіном ($\text{Fa}_{1,2-1,6}$ та $\text{Fa}_{16,3}$) та/або плагіоклазом; більшість з них містить дрібні включення нікелестого заліза і, можливо, сульфідів; 2) тонкозернисті, представлені високотемпературними мінералами, такими як діопсид, енстатит, можливо, Mg,Al-шпінель; подібні асоціації мають, як правило, амебоподібну форму і часто містять окремі включення нікелестого заліза; 3) рудні асоціації камаситу, теніту і сульфідів (рис. 3.37, г); взаємовідношення мінералів є свідченням часткового заміщення металу сульфідами; ці асоціації мають неправильну округлу форму і оточені нерівномірною за ширину та неоднорідною за складом оболонкою, складеною, ймовірно, сірковмісними фіlosилікатами.

Уламки хондр порфірової, меншою мірою повнокристалічної структури містять олівін ($\text{Fa}_{1,6-6,6}$), піроксен, плагіоклаз або скло, дрібні включення нікелестого заліза і, можливо, сульфідів. Дві вивчені нами *мікрохондри* характеризуються змінним піроксеновим складом ($\text{Fs}_{8,6} \text{En}_{91,2} \text{Wo}_{0,2}$ та $\text{Fs}_{6,2} \text{En}_{85,3} \text{Wo}_{8,5}$) і збільшеним вмістом MnO ($2,39$ та $1,17 \%$, за масою) і Cr_2O_3 ($1,63$ та $1,35 \%$).

У ксеноліті ВК16 доволі широко поширені Fe-фіlosилікати з високим вмістом сірки (можливо точилініт) і гідроксиди заліза. Залізисті фіlosилікати мають тонку волокнисту будову і виповнюють окремі дифузні ділянки в матриці, а також неоднорідні оболонки довкола багатьох грубих зерен (рис. 3.37, г) та уламків хондр. Гідроксиди заліза розміщуються по краях багатьох зерен нікелестого заліза, зокрема тих, що входять до складу полімінеральних асоціацій та уламків хондр, а також по межах силікатних зерен.

Валовий хімічний склад ксеноліту ВК16 за даними мікрозондового аналізу такий, %, за масою: $32,4 \text{ SiO}_2$, $1,84 \text{ Al}_2\text{O}_3$, 21 MgO , $0,31 \text{ MnO}$, $0,09 \text{ TiO}_2$, $1,58 \text{ CaO}$, $34,8 \text{ FeO}$, $0,55 \text{ Cr}_2\text{O}_3$, $0,35 \text{ Na}_2\text{O}$, $0,05 \text{ K}_2\text{O}$, $1,06 \text{ Ni}$, $2,41 \text{ S}$, $0,21 \text{ P}_2\text{O}_5$; сума $96,6$; $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) = 0,62$. Низька аналітична сума зумовлена високою пористістю матриці і наявністю фіlosилікатів і гідроксидів заліза. Співвідношення SiO_2/MgO ($1,54$) відповідає хондритам групи СН ($1,54$)

3.2. Тонкозерниста речовина хондрита

(Lodders, Fegley, 1998) і групи H ($1,55 \pm 0,05$) (Додд, 1986). За вмістом головних і другорядних компонентів ксеноліт ВК16 займає проміжне положення між хондритами групи CH та іншими вуглистими хондритами. Так, від CH-хондритів (Lodders, Fegley, 1998) він відрізняється вищим вмістом SiO_2 , MgO , Na_2O і S та нижчим FeO , CaO і Ni.

Від основної частини хондрита Кримка ксеноліт ВК16 відрізняється: 1) пористою тонкозернистою текстурою; 2) незначною кількістю уламків хондр; 3) високим вмістом рудних мінералів; 4) наявністю філосилікатів; 5) низькою аналітичною сумою валового хімічного складу; 6) збагаченням на FeO і S та збідненням на SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , TiO_2 , CaO і Na_2O .

Однією з головних особливостей мінералогії ксеноліту ВК16 є наявність високотемпературної і низькотемпературної складових, що типово для вуглистої речовини (Додд, 1986). Високотемпературна складова представлена окремими зернами та полімінеральними асоціаціями магнезіальних і Ca-багатих силікатів (форстериту, енстатиту, діопсиду), Mg,Al-шпінелі та перовськіту, а також мікрохондрами й уламками хондр.

Мінеральний склад низькотемпературної складової (головно філосилікати, акцесорні кальцит і, можливо, магнетит), а також її високий вміст засвідчують, що речовина ксеноліту ВК16 після консолідації зазнала значного низькотемпературного гідротермального перетворення. Крім того, ксеноліт містить мінералогічні свідчення сульфідації (корозійне заміщення сульфідами частини зерен нікелістого заліза) та окиснення (наявність залишкових оболонок по краях зерен форстериту і перовськіту (рис. 3.37, б) та доволі широке поширення гідроксидів заліза).

Отримані результати не дають змоги чітко визначити хімічну групу ксеноліту і допускають двозначне тлумачення. Однак головні структурно-мінералогічні та хімічні характеристики ксеноліту ВК16 вказують на його належність до вуглистої речовини групи CH, яка утворилась у результаті акреції нерівноважної пилової компоненти із значним вмістом високотемпературних мінералів. Після утворення ця речовина зазнала низькотемпературного гідротермального перетворення, сульфідації та окиснення. За відношенням SiO_2/MgO і високим модальним вмістом металу можна також припустити належність ксеноліту ВК16 до фрагмента гіпотетичної примітивної проторечовини високозалізистих хондритів групи H, яка, можливо, вперше діагностована в метеоритах.

3.2. ТОНКОЗЕРНИСТА РЕЧОВИНА ХОНДРИТА

Примітивна тонкозерниста силікатна речовина метеоритів є одним із найцікавіших об'єктів дослідження, оскільки належить до ймовірного релікту пилової компоненти протопланетної туманності. Вона утворилася унаслідок акреції, тобто злипання пилу або його осідання на консолідований тіла (Huss et al., 1981; Ikeda et al., 1981; King, King, 1981; Zolensky et al., 1993 та ін.) під час агломерації материнських тіл, збереглась лише у вуглистих та нерівноважних звичайних хондритах із майже 50 тис. відомих на Землі метеоритів. У цілому примітивна речовина в хондритах має силікатний склад, тонкозернисту будову і характеризується темним кольором, пористістю,

підвищеним вмістом FeO, неоднорідністю мінерального і хімічного складу, наявністю в окремих випадках органічних сполук і рідкісних досонячних зерен (Fredriksson et al., 1969; Kurat, 1970; Christophe Michel-Levy, Lautie, 1981; Alexander et al., 1990; Anders, Zinner, 1993).

Хондрит Кримка LL3.1 містить примітивну речовину в різних текстурних одиницях: 1) тонкозернистій матриці (Huss et al., 1981; Nagahara, 1984; Semenenko et al., 2001; Семененко та ін., 2014); 2) ксенолітах (Semenenko et al., 1998, 2001, 2005); 3) оболонках хондр (Alexander et al., 1989); 4) оболонках ксенолітів (Semenenko, 1996, 2001; Семененко, Гіріч, 2010, 2011, 2016; Гіріч, Семененко, 2016).

Г.Р. Хасс та співавт. (Huss et al., 1981) виявили, що стосовно валового хімічного складу хондрита тонкозерниста матриця Кримки забагачена FeO та K₂O, збіднена MgO, Cr₂O₃ та CaO і представлена двома типами: непрозорою, яка може складатися з низькотемпературних конденсатів, і прозорою, як результат незначного прогресивного метаморфізму, що змінив непрозору матрицю і зумовив її перекристалізацію. Згідно з даними Х. Нагахара (Nagahara, 1984), олівін є головним компонентом непрозорої матриці в Кримці і часто спостерігається у вигляді пухких зерен. Його склад змінюється в широких межах (Fa_{7–88}) і знаходиться в нерівноважній асоціації з піроксеном. Мінерали матриці не були змінені нагрівом *in situ*, тому зберегли дані щодо ранніх процесів у протопланетній туманності.

За даними М.К. Вайсберга та співавт. (Weisberg et al., 1997), забагачений залізом олівін (Fa_{54–94}) у матриці Кримки має незвичайну форму і представлений пластинками. За результатами просвічувального електронно-мікроскопічного (TEM) вивчення автори зробили висновок про конденсаційну природу таких кристалів, які утворилися безпосередньо з газу ще до остаточної літифікації материнського тіла і, ймовірно, до його агломерації.

За даними TEM-досліджень непрозорих оболонок хондр Кримки (Alexander et al., 1989), олівін є головним мінеральним компонентом, який утворює складні дендрити. Іншими складовими є Fe-оксиди, уламкові зерна олівіну і піроксену та аморфний фельдшпатоїдний матеріал. Автори допускають, що мінерали непрозорих оболонок є залишками зруйнованих хондр.

3.2.1. Літичні включення

Нижче наведено результати мінералогічного і хімічного дослідження тонкозернистої речовини двох темних ксенолітів BK13 і BK14 та жилоподібної чітко індивідуалізованої ділянки BK15 у матриці хондрита, які в повному обсязі викладено у статті В.П. Семененко та співавт. (Semenenko et al., 2001), а також фрагментарно в інших публікаціях (Semenenko et al., 1991, 1998; Semenenko, 1996; Semenenko, Girich, 1999). За відношенням SiO₂/MgO і наявністю рідкісних високотемпературних мінералів BK13 класифіковано як вуглистий ксеноліт. Згідно зі змістом цієї монографії, цілком логічно було б описати його в підрозд. 3.1 (Вуглисти ксеноліти). Однак з урахуванням унікальності «хондритової» текстури ксеноліту на рівні тонкозернистої речовини і її генетичного значення для розуміння механізмів

3.2. Тонкозерниста речовина хондрита

первісної акреції та хондроутворення вважаємо за доцільне розглянути структурно-мінералогічні й хімічні характеристики ксеноліту BK13 у цьому параграфі.

Окремо наведено також дані щодо включення BK17, яке за валовим хімічним складом не належить ні до одного з відомих різновидів космічної речовини і характеризується високим вмістом Fe_3O_4 і дуже низьким — сірки. У подальшому за результатами додаткових досліджень хондрита та нових індивідуалізованих ділянок тонкозернистої матриці зроблено висновок щодо їх належності до включень частково літифікованих пізніх скупчень (акреціатів) пилу протопланетної туманності. Таким чином, структурно-мінералогічні та хімічні характеристики тонкозернистої речовини є фактично літописом зачленення пилової компоненти в багатостадійні процеси акреції, літифікації, фрагментації, агломерації в допланетній туманності, додаткової літифікації в материнському тілі метеорита Кримка.

Ксеноліти BK13, BK14 і включення BK15

Темні тонкозернисті силікатні ксеноліти BK13, BK14 та включення BK15 макроскопічно схожі й подібні до інших темних ксенолітів і матричної речовини (Ashworth, 1977) у звичайних хондритах, у тому числі в метеориті Кримка (Huss, 1979; Huss et al., 1981; Nagahara, 1984; Scott et al., 1984; Brearley et al., 1989). Ксеноліти в полірованих шліфах мають розміри $4,5 \times 3,2$ і $4,0 \times 3,0$ мм відповідно, не містять хондр, вкриті тонкими силікатними оболонками, що характеризуються меншими розмірами зерен, вищою щільністю і світлішим відтінком у відбитих електронах (рис. 3.38, *a*, *b*, *г*). Жилоподібне включення BK15 розміром $6,1 \times 1,0$ мм чітко індивідуалізовано, що вказує на його особливу доагломераційну історію, дещо відмінну від історії темної матриці. Воно займає відносно великий міжхондрний простір і характеризується безхондровою будовою та відсутністю силікатної оболонки (рис. 3.38, *д*). Система тріщин, якими вкрито включення, виникла в процесі виготовлення полірованого шліфа, що засвідчує його підвищенню крихкість.

Ксеноліти і включення BK15 складені трьома головними, відмінними за розмірами зерен силікатними компонентами. Домінують прихованокристалічні (<1 мкм) і тонкозернисті (<5 мкм) силікати, другорядні — крупні зерна (>5 мкм) (табл. 3.29; рис. 3.39). Прихованокристалічна, пориста речовина утворює основну масу, що містить переважно тонкі, меншою мірою крупні зерна, а також рідкісні силікатні уламки і мікрохондри (рис. 3.39).

Ксеноліт BK13 (див. рис. 3.38, *а—в*) — єдиний серед відомих ксенолітів, що характеризується унікальною тонкозернистою «хондритовою» текстурою. Її чітко бачимо макроскопічно та мікроскопічно у відбитому свіtlі, але менш чітко у BSE-зображення (Semenenko, Girich, 1999). Ксеноліт містить крупні зерна олівіну, піроксену та їх уламки, камаситу, теніту і, на відміну від ксенолітів BK14 і BK15, Fe-шпінелі, перовськіту, гібоніту, анортиту і нефеліну (табл. 3.29).

Текстурною особливістю ксеноліту BK13 є наявність в однорідній силікатній основі («матриці») округлих хондроподібних ділянок («хондр»), які

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

*Таблиця 3.29. Мінералогічна характеристика літичних об'єктів BK13—
Table 3.29. Mineralogical characteristics of the inclusions BK13—*

Досліджуваний об'єкт	Форма	Розмір, мм	Ширина оболонки, мкм	Текстура
Ксеноліт BK13 (№ 1290/4) ¹	Трикутна	4,5 × 3,2	0—80	«Хондритова» тонкозерниста
Ксеноліт BK14 (№ 1290/14)	Напівеліптична	4 × 3	0—50	Рівномірна тонкозерниста
Матриця BK15 (№ 1290/33)	Жильна	6,1 × 1		Нерівномірна тонкозерниста

¹ У дужках вказано каталожний номер зразка з метеоритної колекції Національного нау

¹ Catalogue number of the specimen from the meteorite collection of the Museum of Natural

мають темну внутрішню частину (ядро) і світлу оболонку (рис. 3.38, *a*). Іноді ядра оточені двома-трьома оболонками, які різняться яскравістю у відбитих електронах і товщиною (рис. 3.38, *в*). Діаметр ядер відповідає 30—200 мкм, ширина оболонок 200—800 мкм. Основна відмінність між ядрами, оболонками та «матрицею» пов’язана з їх пористістю та відношенням силікат/(Fe,Ni-метал + сульфід). Ядра дуже пористі, збіднені на сульфіди і Fe,Ni-метал, тоді як оболонки помітно збагачені цими мінералами і мають меншу пористість (рис. 3.38, *в*). Сульфідні зерна домінують над металевими. Кілька силікатних ядер містять у центрі крупнозернисті металсульфідні асоціації. Збільшений вміст мікронних зерен сульфіду і Fe,Ni-металу в оболонках зумовлює їх вищу відбивну здатність (рис. 3.38, *a*).

У «матриці» ксеноліту наявні великі скupчення мікрометричних амебоподібних зерен сульфіду заліза (до 120 × 170 мкм; рис. 3.38, *б*), що містять субмікронні зерна Fe,Ni-металу. За мінеральним і хімічним складом силікатів ядра, оболонки і «матриця» подібні.

Ксеноліт BK14 (рис. 3.38, *г*) містить прихованокристалічну і тонкозернисту силікатну речовину, в якій рівномірно розподілені (табл. 3.29) субмікронні та мікронні зерна Fe,Ni-металу, другорядні крупні зерна та уламки зерен олівіну і піроксенів, рідкісні амебоподібні зерна й скupчення теніту і камаситу. Характерною особливістю ксеноліту є наявність крупних, амебоподібних, губчастих силікатних або силікатно-металевих агрегатів, які оточені оболонкою олівіну (рис. 3.39, *а*), а також рідкісних, чорних у відбитих електронах, ксеноморфних ділянок, складених, імовірно, вуглецевмісною речовиною.

У результаті спеціального електронно-мікроскопічного вивчення у вторинних електронах попередньо напиленої золотом поверхні зламу тонкозер-

3.2. Тонкозерниста речовина хондрита

BK15 у полірованих шліфах хондрита Кримка (Semenenko et al., 2001)

BK15 in the Krymka polished sections (Semenenko et al., 2001)

Тонкозернисті мінерали (≤ 5 мкм)	Крупнозернисті мінерали (≥ 5 мкм)		
	Ксеноморфні та амебоподібні зерна	Уламки зерен	Інші компоненти
Округлі та ксеноморфні зерна олівіну, піроксену, Fe,Ni-металу, сульфідів, оксидів заліза, фосфатів та ідіоморфні зерна хроміту та ільменіту	Піроксен, олівін, камасит, теніт, плесит, шпінель, гібоніт, перовськіт, анортит і нефелін	Піроксен, олівін	Багаті силікатами мікрохондри
Округлі та ксеноморфні зерна олівіну, піроксену, фосфатів, Fe,Ni-металу, оксидів заліза, ільменіту та ідіоморфні зерна хроміту	Олівін, піроксен, теніт, камасит	Олівін, піроксен	Багаті олівіном губчасті агрегати
Округлі та ксеноморфні зерна олівіну, піроксену, Fe,Ni-металу та оксидів заліза. Уламки зерен піроксену та олівіну	Олівін, піроксен, теніт, камасит, троїліт	Піроксен, олівін	Багаті силікатами мікрохондри

ково-природничого музею НАН України.

History NAS of Ukraine noted in brackets.

нистої речовини ксеноліту BK14 уперше отримано дані щодо складної глобулярної будови мікронних і субмікронних зерен силікатів і нікелистого заліза (рис. 3.39, б), що пояснює їх ксеноморфізм у полірованих шліфах. На межі інструментальних можливостей було встановлено, що ці зерна складаються з дрібніших глобул розміром ≤ 10 нм і мають акреційну природу.

Включення BK15 (рис. 3.38, д) складається з тонкозернистої речовини з прихованокристалічною основною масою, що містить окремі крупні зерна олівіну і піроксену (рис. 3.39, в), їх уламки, а також зерна теніту, камаситу і троїліту (табл. 3.29). На відміну від BK14 включення BK15 складається з неоднорідних ділянок тонкозернистої силікатної речовини, які відрізняються за розподілом і поширенням зерен нікелистого заліза і уламкового матеріалу та вмістом FeO в силікатах. окремі ділянки характеризуються рівномірним розподілом субмікронних та мікронних зерен Fe,Ni-металу по всій площині, а окремі — їх повною відсутністю.

Мінералогічні та хімічні особливості. Мінеральний склад ксенолітів BK13, BK14 та включення BK15 представлений прихованокристалічною силікатною речовиною, олівіном, піроксеном, Fe,Ni-металом, сульфідом заліза, хромітом, ільменітом, фосфатом і оксидом заліза. Нефелін і високо-температурні мінерали — шпінель, гібоніт, перовськіт (рис. 3.40) і анортит, знайдені лише в ксеноліті BK13. Мінералогія (табл. 3.29) ксенолітів доволі подібна, хоча склад і модальний вміст мінеральних компонентів різні.

Прихованокристалічна силікатна речовина більш пошиrena у BK14, ніж у BK13, має поліглобулярну структуру, що, ймовірно, зумовило пористість основної силікатної маси. Згідно з TEM-дослідженнями І. Вебер (Semenenko et al., 2001), прихованокристалічна силікатна речовина BK13 (рис. 3.41, а) є кристалічною, представлена олівіном, меншою мірою піро-

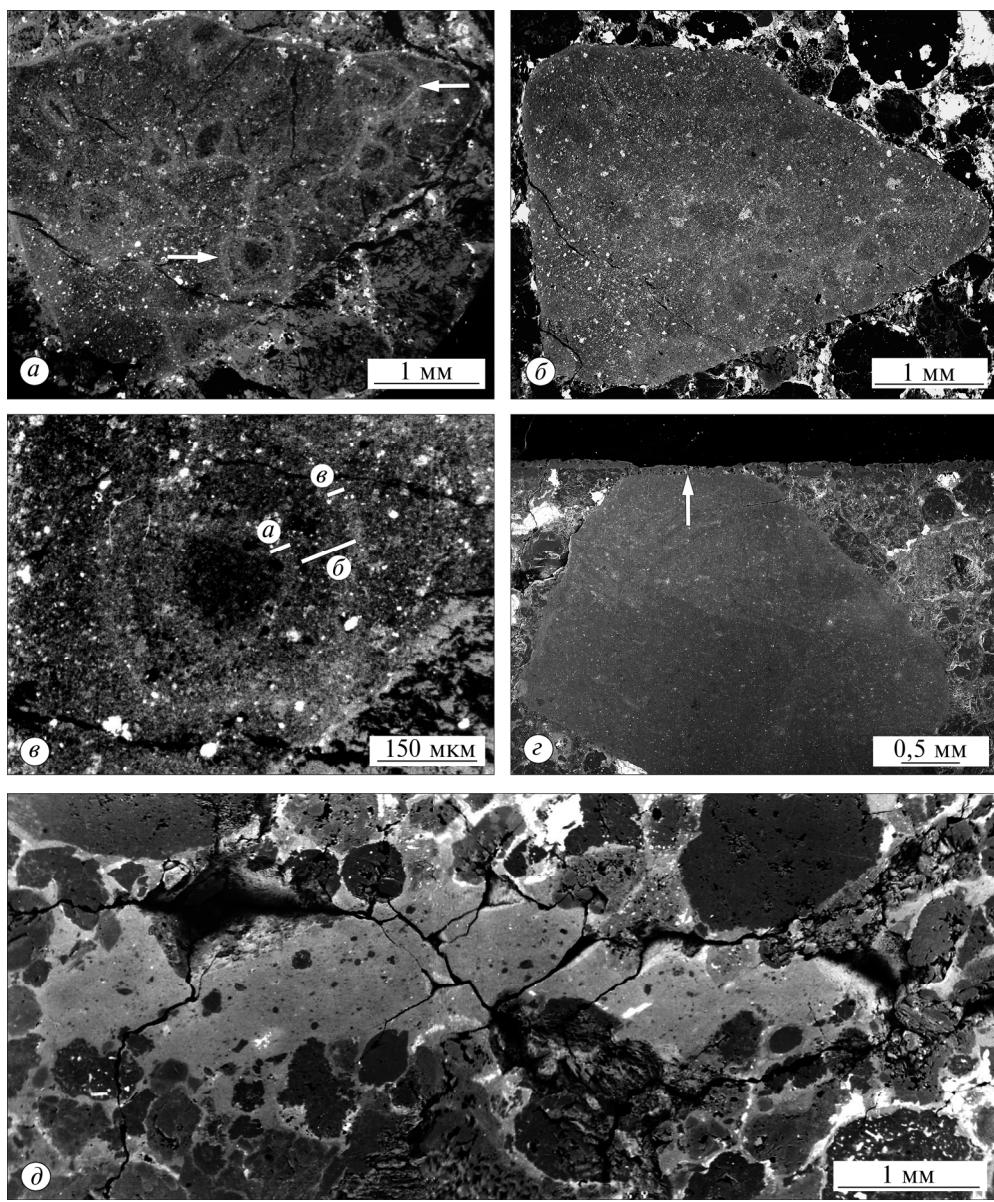


Рис. 3.38. Оптично-мікроскопічні у відбитому світлі (*a*, *c*) та BSE-зображення (*b*, *d*, *e*) літичних тонкозернистих включень BK13–15 у полірованих шліфах хондрита Кримка (Semenenko et al., 2001): *a* — тонкозерниста «хондритова» текстура ксеноліту BK13 з тоненькою зовнішньою оболонкою (світло-сіре); добре розпізнаються округлі ділянки з темними ядрами та світлими оболонками, окремі ділянки мають декілька оболонок (див. стрілки); *b* — BSE-зображення «хондритової» текстури ксеноліту BK13; крупніші світло-сірі ділянки є скупченнями зерен сульфідів; *c* — округла поліональна ділянка з темним ядром та трьома оболонками (*a*–*c*) у ксеноліті BK13; ядро містить декілька округлих пор (чорне), частина з яких може бути відбитками крупних металевих зерен, втрачених під час полірування зразка; *d* — ксеноліт BK14 однорідної будови з тонкозернистою оболонкою (світло-сіре); верхня частина ксеноліту покрита частиною кори плавлення (див. стрілку) метеорита Кримка; *e* — крупне крихке включення матриці BK15 жилоподібної форми; тріщини і порожнини є артефактами і утворились під час виготовлення полірованого шліфа

3.2. Тонкозерниста речовина хондрита

ксеном. Відповідно до дифракційної картини, структура навіть найменших зерен (іноді <4 нм) кристалічна. ТЕМ-зображення окремих зерен олівіну (рис. 3.41, б) засвідчують їх ідіоморфізм.

Пориста силікатна речовина всередині ксенолітів BK13, BK14 і включення BK15 має змінний хімічний склад (табл. 3.30) і низьку аналітичну суму (81,3–97,3 %), що властиве об'єктам з високою пористістю.

Валовий склад подібний у ксенолітах BK13 і BK14, але відмінний у включеннях BK15, яке містить вищі концентрації FeO, SiO₂, Al₂O₃, Na₂O і нижчі — MgO і CaO.

Олівін, зерна якого мають округлу або неправильну форму, а окрім — уламкову, — найпоширеніший мінерал в об'єктах BK13–15. У ксеноліті BK14 спостерігаються амебоподібні губчасті (рис. 3.39, а), а у BK13 — ниткоподібні зерна олівіну (Fa_{39,9}) (рис. 3.39, д). Наявність у BK14 тонких зерен хроміту і фосфату в губчастих, амебоподібних зернах відрізняє ці об'єкти від подібних у вуглистих хондритах, що часто містять високотемпературні мінерали (MacPherson et al., 1988). Морфологія ниткоподібних кристалів є неординарною для олівіну і вказує на ймовірність їх утворення внаслідок швидкої кристалізації з газу протопланетної туманності.

Склад олівіну неоднорідний (табл. 3.31; рис. 3.42). Найвищі концентрації заліза визначено в олівіні ксеноліту BK13. Склад тонкозернистої олівіну у ксеноліті BK14 дуже змінюється, у середньому він має вищі концентрації FeO, ніж крупнозернистий олівін (табл. 3.31). Будова деяких зерен олівіну зональна, вміст FeO збільшується від центру до периферії.

Піроксени є важливою складовою BK13–15 і представлені Ca-бідними і Ca-багатими піроксенами з неоднорідним складом (табл. 3.31; рис. 3.42). У ксеноліті BK13 (табл. 3.32) діагностовано також рідкісні зерна енстатиту, фасайту і Ti-фасайту. Поодинокі зерна енстатиту (див. рис. 3.39, е) характеризуються наявністю реакційної оболонки олівіну, яка містить до 37 % (за масою) FeO. Слід зазначити наявність у матриці BK15 незональних збагачених MgO уламків піроксену (рис. 3.39, в) та зональних уламків олівіну. Середній склад і варіації вмісту феросиліту в крупних зернах Ca-піроксену BK13–BK15 змінюються в широких межах. Разом з тим середній склад Ca-бідних піроксенів дуже подібний (табл. 3.31). Тонкозернисті Ca-бідні піроксени у ксеноліті BK14 змінні за складом. У включенні BK15 спостерігається також кілька агрегатів зональних Ca-багатих піроксенових зерен, в яких вміст FeO збільшується від 21 % (за масою) у центрі до 33 % на периферії зерна.

Fig. 3.38. Reflected light (а, в) and BSE (б, г, д) images of the fine-grained inclusions BK13–15 in the Krymka polished sections (Semenenko et al., 2001): а — a fine-grained «chondritic» structure of the xenolith BK13 with a fine external rim (light gray). Rounded areas with a dark core and light rims are clearly visible. Some of them are surrounded by several different rims (arrows); б — BSE image of the xenolith BK13 «chondritic» structure. Larger light-gray areas are clusters of fine-grained sulfides; в — a polyzonal area with dark core and three rims (а—в) within the xenolith BK13. The core contains several rounded pores (black). Some are probably imprints of large metal grains lost in the sample preparation; г — the xenolith BK14 of uniform structure with a thin, fine-grained rim (light gray). An upper part of the xenolith represents a part of the Krymka fusion crust (arrow); д — the huge friable matrix inclusion BK15 of a vein-like shape. Cracks and holes are artefacts caused by preparation of the polished section

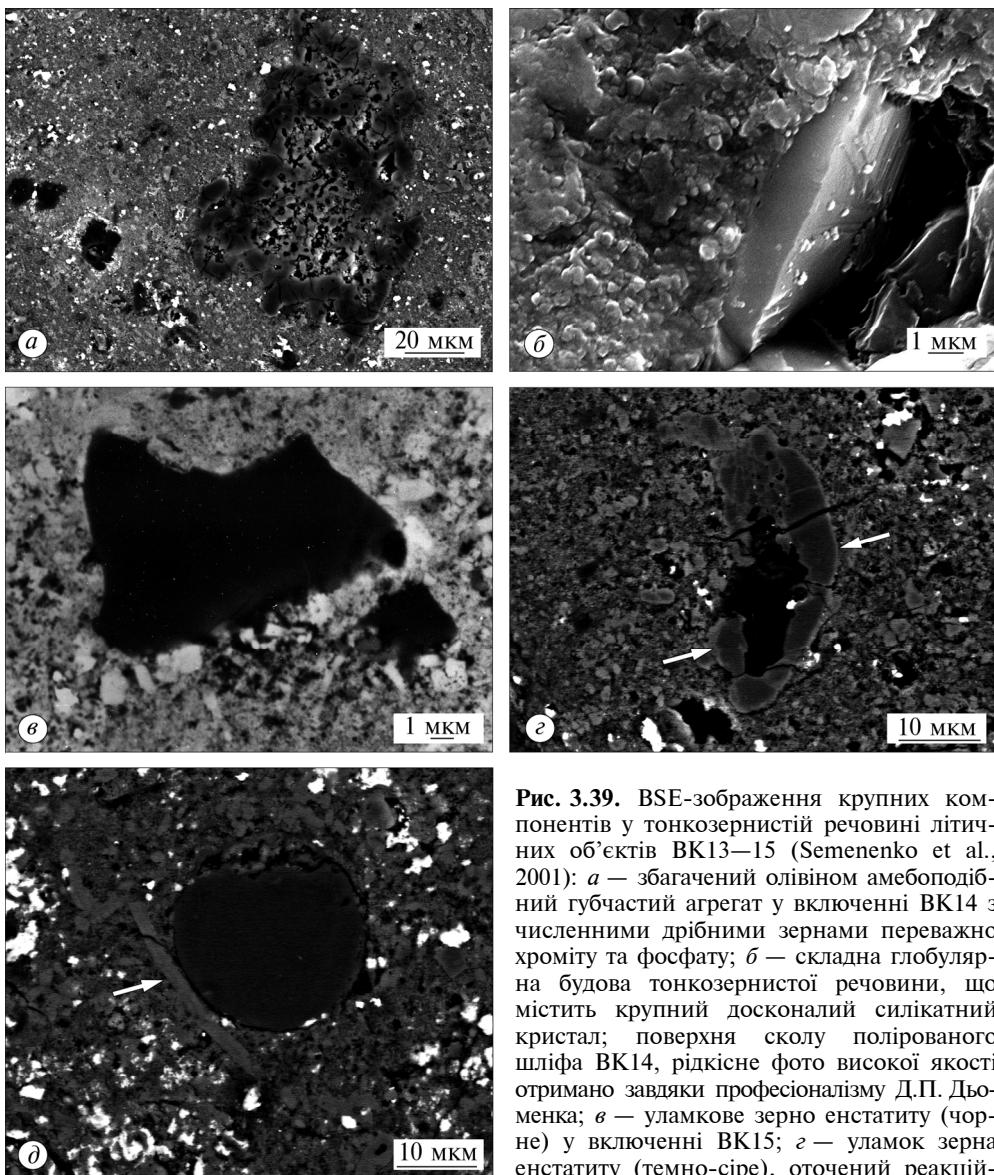


Рис. 3.39. BSE-зображення крупних компонентів у тонкозернистій речовині літичних об'єктів BK13–15 (Semenenko et al., 2001): *а* — збагачений олівіном амебоподібний губчастий агрегат у включенні BK14 з численними дрібними зернами переважно хроміту та фосфату; *б* — складна глобулярна будова тонкозернистої речовини, що містить крупний досконалій силікатний кристал; поверхня сколу полірованого шліфа BK14, рідкісне фото високої якості отримано завдяки професіоналізму Д.П. Дьоменка; *в* — уламкове зерно енстатиту (чорне) у включенні BK15; *г* — уламок зерна енстатиту (темно-сіре), оточений реакційною олівіновою оболонкою (див. стрілки) в ксеноліті BK13; *д* — уламок мікрохондри, складеної фасайтом (темно-сіре), у ксеноліті BK13; зверніть увагу на кристал олівіну (див. стрілку) незвичайної ниткоподібної форми ліворуч від мікрохондри — він зігнутий, що вказує на пластичну деформацію, та містить тріщини

Fig. 3.39. BSE images of coarse components occurring within the fine-grained material of the lithic objects BK13–15 (Semenenko et al., 2001): *a* — enriched in olivine amoeboid spongy aggregate with abundant small particles basically of chromite and phosphate within the inclusion BK14; *b* — a complicated globular structure of the fine-grained material, which contains a coarse regular silicate crystal. Fractured surface of the BK14 polished section. A rare photo of high quality is received due to D.P. Dyomenko professional skill; *c* — clast of enstatite (black) grain in the inclusion BK15; *d* — fragmented grain of enstatite (dark gray) overgrown by olivine (arrows) in the xenolith BK13; *e* — fragmented microchondrule of fassaite (dark gray) within the xenolith BK13. Note the olivine (arrow) of unusual fibrous morphology on the left-hand side of the microchondrule. The lath is curved, which indicates plastic deformation and contains cracks

3.2. Тонкозерниста речовина хондрита

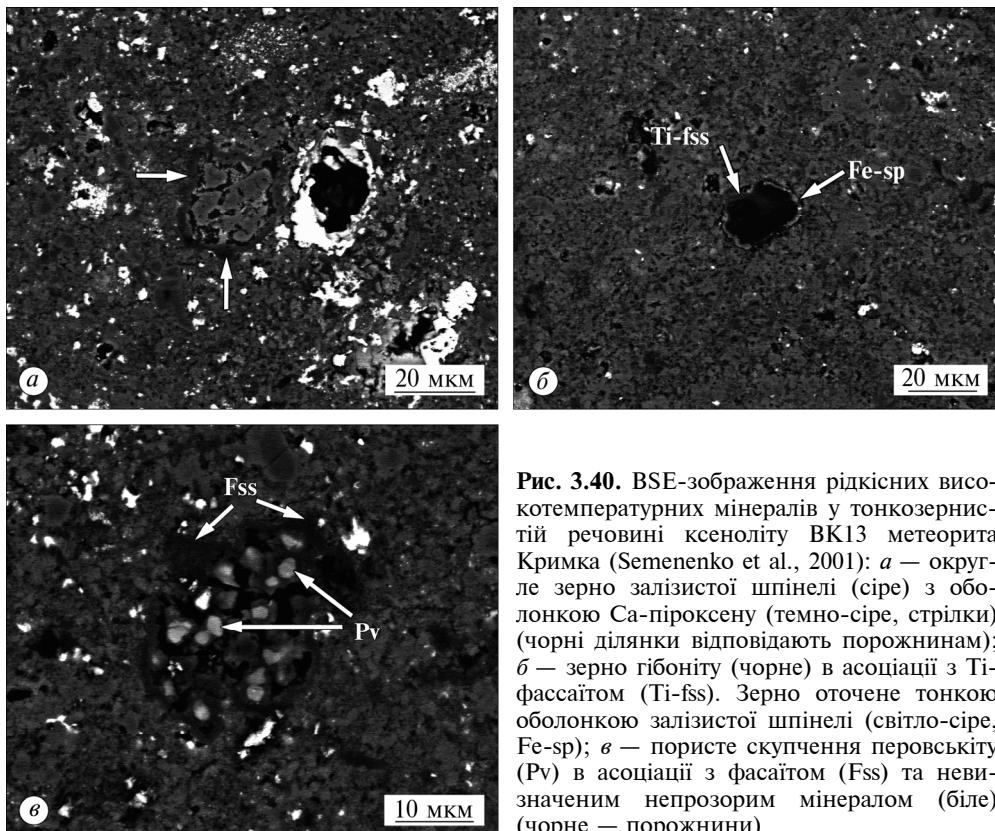


Рис. 3.40. BSE-зображення рідкісних високотемпературних мінералів у тонкозерністій речовині ксеноліту BK13 метеорита Кримка (Semenenko et al., 2001): *а* — округле зерно залізистої шпінелі (cipe) з оболонкою Ca-піроксену (темно-сіре, стрілки) (чорні ділянки відповідають порожнинам); *б* — зерно гібоніту (чорне) в асоціації з Ti-фассаїтом (Ti-fss). Зерно оточене тонкою оболонкою залізистої шпінелі (світло-сіре, Fe-sp); *в* — пористе скupчення первовськіту (Pv) в асоціації з фасаїтом (Fss) та невизначеним непрозорим мінералом (біле) (чорне — порожнини)

Fig. 3.40. BSE images of rare high-temperature minerals arranged within fine-grained material of the Krymka xenolith BK13 (Semenenko et al., 2001): *a* — a rounded grain of Fe-spinel (gray) with a rim of Ca-pyroxene (dark gray, arrows). Black areas are holes; *b* — a grain of hibonite (black) in association with Ti-fassaite (Ti-fss). The grain is surrounded by a thin rim of Fe-spinel (light gray, Fe-sp); *c* — porous cluster of perovskites (Pv) in association with fassaite (Fss), and unidentified opaque mineral (white). Holes are black

Fe, Ni-метал як другорядний компонент літичних об'єктів BK13—BK15 характеризується округлою формою тонких зерен та амебоподібною з нерівними, часто з гілястими краями — крупних. Більшість з останніх є скupченнями тонких зерен, що вказує на їх акреційну будову. Поширеність металевих фаз різна. Камасит — домінуюча мінеральна фаза у BK13, а теніт — у BK14. Включення BK15 містить приблизно однакові кількості обох мінералів. У ксеноліті BK13 було знайдено одне зерно плеситу (12,4 % Ni і 1,05 % Co (за масою)). Специфікою складу теніту у BK14 є висока концентрація нікелю (до 60 %, за масою) і кобальту (до 2,7 %) (табл. 3.33). Високий вміст кобальту характерний також для камаситу в BK14 і BK15.

Сульфід заліза у вигляді дрібних амебоподібних зерен та їх скupчень (див. рис. 3.38, *б*) виявлено у ксеноліті BK13. На жаль, через форму і розмір зерен, а також їх асоціацію з металом не можна визначити точно їх

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

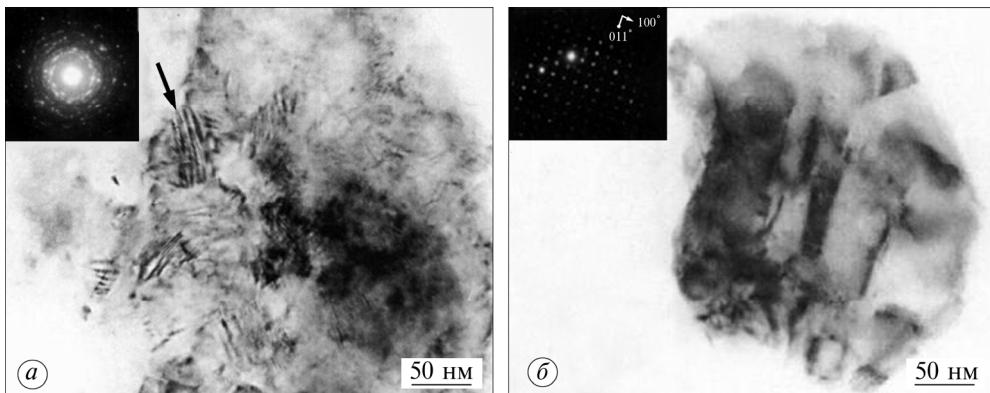


Рис. 3.41. ТЕМ-зображення тонкозернистої речовини ксеноліту ВК13 метеорита Кримка, отримані та вивчені І. Вебер (Semenenko et al., 2001): *а* — яскраве поле на рисунку відповідає прихованокристалічній речовині, що вказує на мінливість розмірів зерен; унаслідок перекриття смуг деяких зерен спостерігається ефект Мойра (див. стрілку); відповідно до дифракційної картини, у верхньому лівому куті показано розсіяні кільца деяких плям, типових для полікристалічного порошку; *б* — відповідно до дифракційної картини у верхньому лівому куті яскраве поле на рисунку є величезним індивідуальним зерном олівіну з габітусом, близьким до ідіоморфного

Fig. 3.41. TEM images of the fine-grained material from the Krymka xenolith BK13, obtained and studied by I. Weber (Semenenko et al., 2001): *a* — bright-field image of some grains from the cryptocrystalline silicate material shows the variety of the mineral sizes. Some grains exhibit Moire effects (arrow) due to overlap of the fringes. The corresponding diffraction pattern in the upper left corner contains diffused rings with some spots, which are typical for a polycrystalline powder; *b* — bright-field image of a huge individual olivine grain with a nearly euhedral habitus (corresponding diffraction pattern in the lower left corner)

Таблиця 3.30. Хімічний склад (%), за масою) тонкозернистої матриці у літичних об'єктах ВК13—ВК15 хондрита Кримка, визначений на мікрозонді (Semenenko et al., 2001)

Table 3.30. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe of fine-grained matrix within the Krymka chondrite inclusions BK13—BK15 (Semenenko et al., 2001)

Компонент	BK13		BK14		BK15	
	межі (7)	середнє	межі (13)	середнє	межі (7)	середнє
Na ₂ O	0,24—0,87	0,49	0,28—1,08	0,67	0,49—1,54	0,95
MgO	10,2—28,0	20,4	13,5—23,6	18,8	9,22—18,3	12,5
Al ₂ O ₃	0,36—2,08	1,29	0,64—2,30	1,61	1,72—4,75	3,12
SiO ₂	13,9—43,0	29,2	22,9—36,1	32,7	29,5—39,6	34,5
P ₂ O ₅	0,32—0,68	0,50	0,20—0,70	0,40	0,14—0,60	0,31
K ₂ O	<0,03	<0,02	H. в.—0,30	0,15	0,07—0,34	0,19
CaO	0,35—9,58	2,02	0,39—5,55	1,75	0,22—2,69	0,97
TiO ₂	H. в.—0,24	0,10	H. в.—0,27	0,07	H. в.—0,15	0,05
Cr ₂ O ₃	0,08—1,98	0,74	0,19—0,69	0,39	0,10—0,46	0,32
MnO	0,08—0,41	0,21	H. в.—0,48	0,28	0,17—0,34	0,25
FeO	10,6—55,7	34,9	29,7—48,4	36,7	33,0—47,5	39,3
Сума		89,9		93,8		92,7

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. в. — нижче рівня визначення.

Note. The number of analysis is in brackets; H. v. is not determined.

3.2. Тонкозерниста речовина хондрита

хімічний склад. Поодинокі крупні зерна троїліту у включеннях BK15 містять 35,6 % S і 62,7 % Fe (за масою).

Хроміт належить до акцесорних тонкозернистих компонентів і представлений переважно ідіоморфними зернами, що асоціюють з Fe,Ni-металом або сульфідами заліза. Приблизний хімічний склад одного з тонких кристалів хроміту, виявлених поміж тонкозернистих силікатів у BK13, відповідає складу, % (за масою): 31,0 FeO; 61,9 Cr₂O₃; 1,8 Al₂O₃; 1,0 MgO; 0,54 MnO; 0,22 TiO₂ (сума 96,5). Хімічний склад хроміту в ксеноліті неоднорідний і змінюється від зерна до зерна. Так, два субмікронні кристали, що знаходяться на відстані 3 мкм один від одного, мають різний відтінок у відбитках електронах і різний вміст MgO (5,3 і 3,5 %, за масою) і Al₂O₃ (1,79 і 6,4 %).

Таблиця 3.31. Хімічний склад (%), за масою) крупнозернистих силікатів у літичних об'єктах BK13—BK15 хондрита Кримка, визначений на мікрозонді (Semenenko et al., 2001)

Table 3.31. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe of coarse-grained silicates within the Krymka chondrite inclusions BK13—BK15 (Semenenko et al., 2001)

Компонент	BK13		BK14		BK15	
	межі (19)	середнє	межі (7)	середнє	межі (14)	середнє
Олівін						
MgO	25,4—51,0	37,2	38,3—50,2	46,7	44,1—53,4	51,1
Al ₂ O ₃	H. в.—1,28	0,32	H. в.—0,95	0,24	<0,01—0,20	0,09
SiO ₂	34,5—41,0	38,5	38,6—41,5	40,4	39,3—43,3	41,5
P ₂ O ₅	H. в.—0,42	0,06	H. в.—0,53	0,23	H. в.—0,05	0,02
CaO	H. в.—1,02	0,23	<0,02—1,56	0,35	0,10—0,99	0,27
TiO ₂	H. в.—0,12	0,04	H. в.—0,10	0,05	H. в.—0,19	0,07
Cr ₂ O ₃	H. в.—0,56	0,11	H. в.—0,16	0,07	<0,02—0,59	0,20
MnO	0,17—0,56	0,42	0,22—0,62	0,35	H. в.—0,28	0,06
FeO	7,05—34,2	23,0	8,76—17,8	11,2	3,16—15,1	5,80
Сума		99,9		99,6		99,2
Fa	7,20—40,7	26,3	9,40—20,9	12,3	3,27—16,1	6,04
Компонент	BK13		BK14		BK15	
	межі (14)	середнє	межі (4)	середнє	межі (13)	середнє
Піроксен						
Na ₂ O	H. в.—0,10	0,04	<0,03—0,27	0,12	H. в.—0,53	0,09
MgO	28,1—40,1	34,8	31,1—39,1	34,5	21,3—38,5	32,0
Al ₂ O ₃	H. в.—0,85	0,20	0,18—0,71	0,41	0,54—5,18	1,29
SiO ₂	47,2—59,3	56,1	51,7—59,2	55,1	47,4—59,6	55,7
P ₂ O ₅	H. в.—0,20	0,04	<0,01—0,25	0,09	H. в.—0,27	0,07
K ₂ O	H. в.	H. в.	<0,03—0,06	0,04	H. в.—0,26	0,04
CaO	<0,01—2,23	0,45	0,15—0,95	0,44	0,30—3,98	1,17
TiO ₂	H. в.—0,10	0,03	H. в.—0,05	<0,01	<0,03—0,44	0,15
Cr ₂ O ₃	0,06—1,08	0,38	0,07—0,95	0,51	0,40—1,89	0,83
MnO	H. в.—0,71	0,20	H. в.—0,45	0,21	0,05—1,32	0,41
FeO	0,86—18,7	7,58	2,29—11,2	8,91	1,20—21,8	8,14
Сума		99,8		100,3		99,9
Fs	1,23—25,2	10,8	3,17—16,8	12,9	1,94—30,3	12,9
En	73,9—98,3	88,4	17,4—96,6	86,4	66,8—96,9	84,8
Wo	0,02—4,26	0,83	0,27—1,65	0,78	0,58—8,96	2,32

Р О З Д І Л 3. **Літічні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

Закінчення табл. 3.31

Компонент	BK13		BK14	BK15	
	межі (9)	середнє	1 аналіз	межі (4)	середнє
Са-піроксен					
Na ₂ O	<0,01–1,39	0,28	1,36	0,20–0,27	0,24
MgO	14,4–19,4	17,3	16,5	15,0–23,6	17,2
Al ₂ O ₃	1,89–11,2	6,09	1,88	1,16–5,90	4,47
SiO ₂	45,6–54,6	50,6	55,3	46,3–48,3	47,4
P ₂ O ₅	Н. в.–0,19	<0,03	Н. в.	Н. в.–0,11	<0,03
K ₂ O	Н. в.–0,04	<0,01	»	Н. в.–<0,03	<0,01
CaO	8,17–24,1	20,2	21,7	5,29–17,5	14,2
TiO ₂	Н. в.–1,49	0,51	Н. в.	0,16–0,77	0,58
Cr ₂ O ₃	0,04–1,43	0,24	1,36	0,73–3,45	2,51
MnO	Н. в.–0,30	0,05	0,07	0,60–1,30	1,11
FeO	1,36–16,9	3,32	1,64	5,72–19,9	10,7
Сума		98,6	99,8		98,5
Fs	2,23–28,1	5,54	2,90	12,5–29,6	19,0
En	44,2–57,0	51,2	49,9	45,1–60,7	50,0
Wo	17,5–52,9	43,2	47,2	9,78–39,8	31,0

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. в. — нижче рівня визначення.

Note. The number of analysis is in brackets; Н. в. is not determined.

Таблиця 3.32. Хімічний склад (%), за масою) акцесорних мінералів у ксеноліті BK13 хондрита Кримка, визначений на мікрозонді (Semenenko et al., 2001)

Table 3.32. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe of rare minerals within the BK13 xenolith of the Krymka chondrite (Semenenko et al., 2001)

Компонент	Фасаїт	Ті-фасаїт	Фе-шпінель	Гібоніт	Перовськіт
MgO	8,90	4,26	12,7	0,80	1,51
Al ₂ O ₃	22,0	29,3	62,3	84,7	3,92
SiO ₂	40,5	32,6	0,43	<0,03	2,22
CaO	24,7	24,4	0,38	7,94	37,5
TiO ₂	1,09	5,53	0,65	1,58	53,3
Cr ₂ O ₃	Н. в.	Н. в.	0,06	Н. в.	0,05
FeO	0,98	0,95	20,0	0,96	2,21
Сума	98,1	97,0	96,5	96,0	100,7

Примітка. Н. в. — нижче рівня визначення.

Note. Н. в. is not determined.

Акцесорні мінерали. У матриці BK13 діагностовані фосфат в асоціації з крупними зернами Fe,Ni-металу, а також рідкісне натрієвмісне амебоподібне зерно, ймовірно, нефеліну (%), за масою: 39,4 SiO₂; 34,6 Al₂O₃; 13,2 Na₂O; 4,3 K₂O, і 1,48 CaO) із включеннями Са-піроксену. Серед акцесорних мінералів BK13–BK15 виявлено ільменіт у вигляді окремих ідіоморфних кристалів (%), за масою: 51,1 TiO₂; 42,2 FeO; 1,6 MgO), а також мікронні ксеноморфні зерна невизначеного оксиду заліза (68,0 % FeO, 1,6 % S і 1,5 % Ni (за масою)).

3.2. Тонкозерниста речовина хондрита

Високотемпературні мінерали (див. табл. 3.32) діагностовано як рідкісні округлі зерна шпінелі, гібоніту, перовськіту і анортиту в тонкозернистій силікатній «матриці» ксеноліту BK13. Їх розмір менший за 30 мкм. Шпінель збагачена залізом, асоціює з анортитом (An_{99}) або оточена Ca-піроксеном (див. рис. 3.40, а). Склад шпінелі змінюється від зерна до зерна (табл. 3.32). Виявлено два різні за формою зерна гібоніту: одне — округлої форми у хондроподібній ділянці (див. рис. 3.40, б), асоціює з Ti-фасаїтом і містить тонку оболонку Fe-шпінелі; друге діагностовано як ламелі у фасаїті в «матриці» BK13. Зерна перовськіту мають вигляд мікронних кристалів у тісній асоціації з фасаїтом (рис. 3.40, в).

Мікрохондри виявлено у літичних об'єктах BK13 і BK15. Деякі з них фрагментовані (див. рис. 3.39, д), окремі — мають ознаки налипання на поверхню крупних зерен Fe,Ni-металу. Мікрохондри складені олівіном або піроксеном. Периферія однієї з мікрохондр «матриці» BK13 характеризується значним збагаченням FeO (31 %, за масою) порівняно з ядром (22 %). Ядро в ній складається з взаємопроростання домінуючого піроксenu з олівіном, периферія — з олівіну.

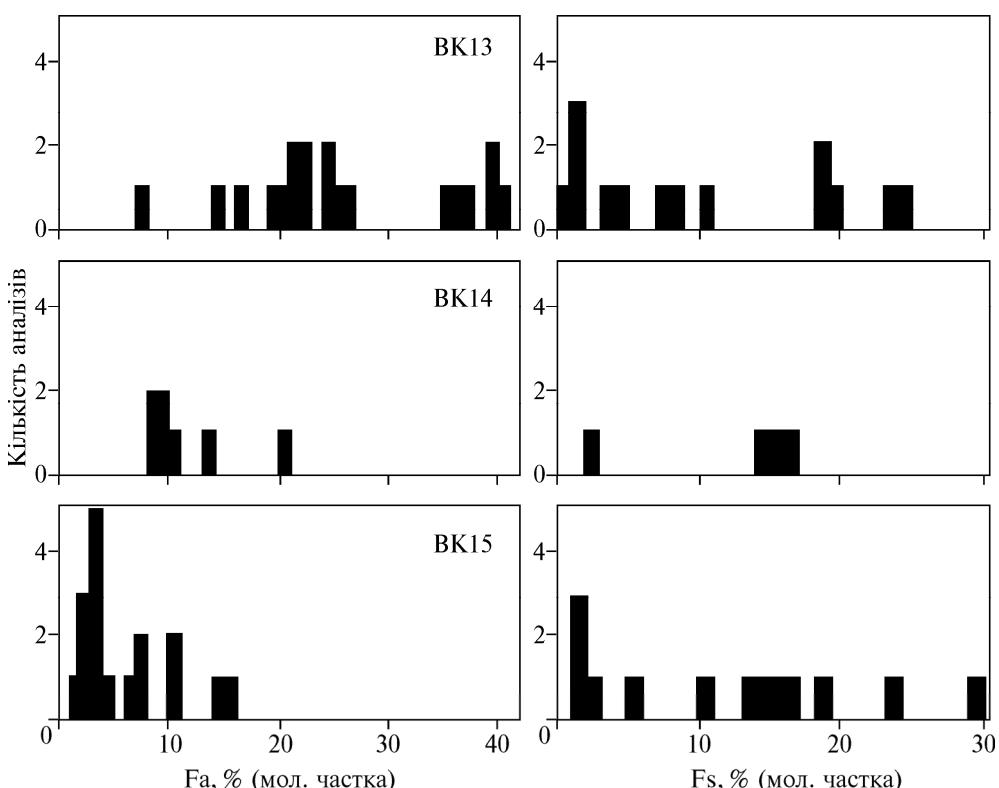


Рис. 3.42. Вміст фаялітового компонента в олівіні та феросилітового — у Ca-бідному піроксені у літичних об'єктах BK13—BK15 хондрита Кримка (Semenenko et al., 2001)

Fig. 3.42. The Fa-contents of olivine and Fs-contents of low-Ca pyroxene within the Krymka chondrite inclusions BK13—15 (Semenenko et al., 2001)

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

Таблиця 3.33. Хімічний склад (%, за масою) нікелистого заліза у літичних об'єктах BK13—BK15 хондрита Кримка, визначений на мікрозонді (Semenenko et al., 2001)

Table 3.33. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe of nickel iron within the Krymka chondrite inclusions BK13—BK15 (Semenenko et al., 2001)

Еле- мент	BK13	BK14		BK15		BK13		BK14	BK15
	середнє (2)	межі (6)	се- реднє	межі (16)	середнє	межі (10)	се- реднє	(1)	середнє (3)
Теніт									
Si	0,05	<0,01—0,09	0,04	H. в.—0,04	<0,01	H. в.—0,10	<0,03	0,05	<0,03
Cr	0,11	<0,02—0,14	0,07	H. в.—0,10	<0,03	0,05—0,19	0,10	0,06	0,04
Co	0,38	0,23—2,66	1,67	0,15—1,34	0,53	1,17—2,85	1,78	3,06	2,99
Cu	0,22	0,09—0,18	0,14	0,10—0,50	0,24	H. в.—0,07	<0,02	0,08	<0,03
Fe	53,4	36,3—51,6	42,6	46,6—54,1	50,5	90,9—93,7	92,5	92,7	91,5
Ni	44,7	47,2—59,9	54,5	44,7—52,0	47,6	3,70—4,76	4,12	3,28	3,83
S	H. в.	<0,02	<0,01	H. в.—0,04	<0,02	H. в.—0,04	<0,01	<0,02	<0,01
P	<0,02	<0,03—0,15	0,05	H. в.—0,06	0,04	H. в.—0,43	0,07	0,08	0,06
Сума	98,9		99,1		98,9		98,7	99,4	98,5

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. в. — нижче рівня визначення.

Note. The number of analysis is in brackets; H. v. is not determined.

Валовий хімічний склад ксенолітів BK13, BK14 і включення BK15 подібний і відповідає складу матриці метеорита Кримка (табл. 3.34; Huss et al., 1981). У відповідності до попередніх даних для тонкозернистої речовини інших хондритів, аналітична сума є систематично низькою (88—93 %). Порівняно із валовим хімічним складом хондрита Кримка (Дьяконова, Харитонова, 1960; Jarosewich, 1990), BK13—BK15 збагачені FeO і P₂O₅, помітно збіднені сіркою і трохи збіднені SiO₂ і MgO. Найбільші відмінності між ними зумовлені вищими концентраціями FeO і нижчими — MgO, CaO і Al₂O₃, у включенні BK15 порівняно з їх концентрацією у ксенолітах BK13, BK14. Валовий хімічний склад BK15 подібний до складу матриці хондрита Кримка (Huss et al., 1981), але відрізняється дещо вищими концентраціями MgO і нижчими — Al₂O₃, K₂O і Na₂O і, відповідно, нижчими відношеннями FeO/(FeO + MgO) і SiO₂/MgO (табл. 3.34). Ксеноліти BK13 і BK14 дуже подібні за хімічним складом, за винятком вищих концентрацій сірки та нікелю у BK13. Ксеноліти відрізняються від непрозорої і прозорої матриць хондрита Кримка (Huss et al., 1981) меншим вмістом FeO, MnO і більшим — MgO і P₂O₅. Відносно BK13 ксеноліт BK14 деякою мірою збагачений K₂O і Na₂O. Відношення FeO/(FeO + MgO) і Fe/SiO₂ в них трохи нижчі, ніж у прозорій матриці хондрита Кримка (Huss et al., 1981), але вищі, ніж у хондриті Кримка в цілому (табл. 3.34).

З огляду на незвичайну «хондритову» текстуру BK13 було визначено валовий хімічний склад його різних текстурних одиниць: ядер і оболонок у хондроподібних ділянках, «матриці» і зовнішньої оболонки ксеноліту. Хімічний склад різних хондроподібних ділянок у BK13 подібний, тому середні значення з 10 ядер і, відповідно, їх оболонок наведено в табл. 3.35. Усі текстурні одиниці мають низькі аналітичні суми і різняться вмістом FeO, нікелю й сірки. Порівняно з ядрами оболонки містять вищі концентрації

3.2. Тонкозерниста речовина хондрита

FeO, сірки й нікелю та нижчі — SiO₂. Хімічний склад добре узгоджується з мінералогічними даними щодо збільшеного вмісту зерен сульфіду і Fe,Ni-металу в оболонках порівняно з ядрами. Силікатні ядра з найменшим вмістом Fe,Ni-металу і сульфіду мають відповідно найнижчі концентрації FeO, нікелю й сірки. Валовий хімічний склад оболонок та ядра багатошарової хондроподібної ділянки (див. рис. 3.38, *в*) наведено в табл. 3.36. Оболонки (*а*) і (*в*) (рис. 3.38, *в*), які характеризуються збільшеним вмістом непрозорих мінералів, мають вищі концентрації FeO, нікелю і сірки, ніж збіднена ними оболонка (*б*).

Валовий хімічний склад зовнішньої оболонки ксеноліту BK13 (див. табл. 3.35) і ксеноліту подібний, однак в оболонці визначено дещо вищі концентрації FeO, нікелю, значно нижчі — сірки, і дещо нижчі Na₂O, Al₂O₃ і P₂O₅.

Таблиця 3.34. Валовий хімічний склад (%), за масою) літичних об'єктів BK13—BK15 хондрита Кримка, отриманий розфокусованим (70 мкм) електронним пучком на мікрозонді; перераховано на 100 % (Semenenko et al., 2001)

Table 3.34. Bulk chemical composition (wt. %) obtained by defocused electron beam (70 μm) of the inclusions BK13—BK15 from the Krymka chondrite; recalculated to 100 % (Semenenko et al., 2001)

Компонент	Валовий склад ¹	Валовий хімічний склад матриці ²		BK15 (297)	BK14 (370)	BK13 (402)
		прозора	непрозора			
Na ₂ O	0,84	0,76	0,85	0,66	1,00	0,73
MgO	25,0	15,2	12,0	14,9	22,1	23,2
SiO ₂	40,1	36,9	34,9	35,0	37,6	34,3
CaO	1,88	1,86	1,11	1,11	1,80	1,57
Al ₂ O ₃	2,93	2,80	2,77	1,85	2,48	2,10
P ₂ O ₅	0,20	0,20	0,19	0,40	0,74	0,54
K ₂ O	0,07	0,31	0,35	0,11	0,26	<0,03
TiO ₂	0,14	0,10	0,06	0,07	0,09	0,10
Cr ₂ O ₃	0,52	0,30	0,28	0,39	0,53	0,52
MnO	0,34	0,32	0,36	0,32	0,28	0,28
FeO	25,3	40,0	45,8	43,9	32,0	33,6
Ni	1,15	0,96	1,13	1,20	0,94	1,39
S	2,20	0,27	0,19	0,07	0,09	1,60
Сума	100,6	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Сума аналітична		96,0	93,5	93,1	88,3	93,4
FeO/(FeO+MgO)	0,50	0,72	0,79	0,75	0,59	0,59
Fe/SiO ₂	0,49	0,85	1,02	0,98	0,66	0,76
SiO ₂ /MgO	1,60	2,42	2,90	2,35	1,70	1,48

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів.

¹ Дані за статтею (Дьяконова, Харитонова, 1960).

² За даними статті (Huss et al., 1981), перераховано на 100 %.

Note. The number of analysis is in brackets.

¹ Data from (Dyakonova, Charitonova, 1960; in Russian).

² Data from Huss et al. (1981), recalculated to 100 %.

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

Таблиця 3.35. Валовий хімічний склад (%, за масою) текстурних одиниць ксеноліту BK13 хондрита Кримка, отриманий розфокусованим (20 мкм) електронним пучком на мікрозонді; перераховано на 100 % (Semenenko et al., 2001)

Table 3.35. Bulk chemical composition (wt. %) obtained by defocused electron beam (20 μm) of the BK13 textural units within the Krymka chondrite; recalculated to 100 % (Semenenko et al., 2001)

Компо-нент	Ядра	Обо-лонки	Мат-риця	Оболонка ксеноліту BK13	Компонент	Ядра	Обо-лонки	Мат-риця	Оболонка ксеноліту BK13
	се-реднє (40)	се-реднє (40)	се-реднє (91)	середнє (15)		се-реднє (40)	се-реднє (40)	се-реднє (91)	середнє (15)
Na ₂ O	0,51	0,40	0,64	0,25	MnO	0,27	0,25	0,27	0,35
Al ₂ O ₃	2,21	2,11	2,25	1,76	TiO ₂	0,09	0,10	0,10	0,09
MgO	24,9	23,4	24,2	22,2	Cr ₂ O ₃	0,49	0,40	0,47	0,43
SiO ₂	35,9	33,7	34,4	35,5	FeO	32,4	34,9	32,7	36,1
S	0,55	1,61	1,54	0,17	Ni	0,68	1,09	1,23	1,29
P ₂ O ₅	0,60	0,40	0,45	0,28	Сума	100,0	100,0	100,0	100,0
K ₂ O	<0,02	<0,02	<0,03	0,04	Сума аналітична	89,7	90,0	93,2	88,7
CaO	1,43	1,52	1,64	1,54	FeO/(FeO+MgO)	0,57	0,60	0,57	0,62

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів.

Note. The number of analysis is in brackets.

Таблиця 3.36. Валовий хімічний склад (%, за масою) полізональних ділянок у ксеноліті BK13 хондрита Кримка, отриманий розфокусованим (20 мкм) електронним пучком на мікрозонді; перераховано на 100 % (Semenenko et al., 2001)

Table 3.36. Bulk chemical composition (wt. %) obtained by defocused electron beam (20 μm) of the BK13 polyzone areas within the Krymka chondrite; recalculated to 100 % (Semenenko et al., 2001)

Ком-по-нент	Ядро	Обо-лонка <i>a</i>	Обо-лонка <i>b</i>	Обо-лонка <i>c</i>	Компонент	Ядро	Обо-лонка <i>a</i>	Обо-лонка <i>b</i>	Обо-лон-ка <i>c</i>
	се-реднє (5)	середнє (5)	середнє (10)	середнє (5)		середнє (5)	се-реднє (5)	се-реднє (10)	се-реднє (5)
Na ₂ O	0,45	0,42	0,45	0,38	MnO	0,28	0,25	0,28	0,26
Al ₂ O ₃	2,24	1,99	2,21	1,91	TiO ₂	0,09	0,09	0,09	0,08
MgO	25,0	23,8	24,6	24,3	Cr ₂ O ₃	0,66	0,43	0,49	0,78
SiO ₂	36,4	33,9	35,5	33,4	FeO	31,7	33,9	31,8	34,4
S	0,56	1,71	1,14	1,55	Ni	0,65	1,43	1,41	0,79
P ₂ O ₅	0,58	0,46	0,44	0,57	Сума	100,0	100,0	100,0	100,0
K ₂ O	<0,02	<0,02	<0,03	<0,02	Сума аналітична	90,3	90,9	90,0	91,4
CaO	1,45	1,62	1,51	1,57	FeO/(FeO+MgO)	0,56	0,59	0,56	0,59

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; див. рис. 3.38, *в*.

Note. The number of analysis is in brackets; see fig. 3.38, *v*.

3.2. Тонкозерниста речовина хондрита

Головні відмінності між BK13—BK15 і хондритом Кримка. Ксеноліти BK13, BK14 і включення BK15 відрізняються від метеорита Кримка в цілому такими хімічними і мінералогічними особливостями: 1) низькою аналітичною сумою у валовому хімічному складі; 2) збагаченням на FeO і збідненням на сірку, MgO і SiO₂, зумовленими високим вмістом залізистих силікатів і низьким — сульфідів; 3) тонкозернистістю, відсутністю хондр, домінуванням пористої, прихованокристалічної основи і тонких зерен; 4) наявністю мікрохондр у тонкозернистій речовині BK13 і BK15; 5) унікальною «хондритовою» текстурою тонкозернистої речовини ксеноліту BK13, а також наявністю в ньому високотемпературних мінералів.

Відповідно до даних хімічного складу (див. табл. 3.34), низькі аналітичні суми валового хімічного складу тонкозернистої речовини зумовлені по-ристістю об'єктів, особливо ксеноліту BK14, та, імовірно, наявністю вуглецевмісних фаз у ксенолітах. За хімічним складом ксеноліти BK13 і BK14 доволі подібні, але дещо відрізняються від включення BK15. Згідно із відношенням SiO₂/MgO, ксеноліт BK13 представлений вуглистою речовиною, ксеноліт BK14 — речовиною перехідного типу між L- і E-хондритами, а включення BK15 близьке до прозорої матриці хондрита Кримка.

За хімічними особливостями включення BK14 відповідає раннім скученням (акреціатам) пилу, але особливості його мінерального складу, а саме наявність амебоподібних високотемпературних губчастих зерен олівіну і, імовірно, вуглецевзбагаченої речовини, дають змогу класифікувати його як ксеноліт.

За відношенням FeO/(FeO + MgO) речовина BK15 є більш перекристалізованаю, ніж непрозора матриця хондрита Кримка, але менш, ніж прозора (табл. 3.34). Водночас відношення Fe/SiO₂ у BK15 подібне до такого непрозорої матриці, що вказує на подібність їх первинного складу. За відношенням FeO/(FeO + MgO) ступінь перекристалізації ксенолітів BK13 і BK14 ідентичний, але вищий, ніж у BK15 та прозорій матриці, і нижчий, ніж у валовому складі хондрита Кримка. Відмінності у відношеннях Fe/SiO₂ і SiO₂/MgO в ксенолітах вказують на варіації їх хімічного складу в первинній речовині. Вищий ступінь перетворення ксенолітів, ніж включення BK15, безпосередньо підтверджується мінералогічними доказами: BK13 і BK14 містять такі метаморфічні мінерали, як ільменіт, хроміт і фосфат, і характеризуються менш вираженою хімічною зональністю тонкозернистих силікатів.

Варіація вмісту сірки засвідчує відмінність між валовим хімічним складом метеорита Кримка (2,2 %, за масою), ксенолітів BK13 (1,6 %), BK14 (0,09 %) та включення BK15 (0,07 %). Дані вказують на те, що в цілому тонкозерниста речовина Кримки збіднена сіркою.

Мінеральний склад ксеноліту BK14, включення BK15 і метеорита Кримка в цілому є подібним, хоча існують відмінності за розміром мінеральних зерен. Великий інтерес становить ксеноліт BK13, який за хімічним складом відповідає вуглистим хондритам, має унікальну хондритову текстуру тонкозернистої речовини і містить рідкісні кальцій-алюмінієві мінерали, що вказує на первинні відмінності в різних текстурних одиницях в області агломерації материнського тіла хондрита. Разом з тим після аглome-

рації материнське тіло та його складові, зокрема BK13–BK15, не зазнали суттєвих змін, які б стерли їх первинні характеристики.

Генетичні аспекти формування BK13–BK15. Вивчені об'єкти містять різні компоненти з індивідуальною доакреційною історією: а) приховано-кристалічну і тонкозернисту збагачену силікатами речовину; б) грубозернисті уламки олівіну і піроксену; в) крупні зерна Fe,Ni-металу і сульфіду заліза; г) кальцій-алюмінієві включення; д) мікрохондри; е) хондроподібні тонкозернисті сферули.

Прихованокристалічна і тонкозерниста силікатна речовина є важливою складовою ксенолітів та матриці. Відсутність чіткої межі між пористою основною масою і тонкими зернами засвідчує їх генетичний зв'язок. ТЕМ-дослідженнями І. Вебер (Semenenko et al., 2005) установлено, що багата силікатами основа є також кристалічною і переважно складається з тонких неоднорідних за складом зерен олівіну. Хімічні та мінералогічні характеристики прихованокристалічної і тонкозернистої речовини, зокрема неоднорідний склад, глобулярна будова і пористість, вказують на те, що вона ніколи не була розплавленою. Зважаючи на відношення $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ речовина ксенолітів BK13 і BK14 менш окиснена, ніж включення BK15. Збереженість відмінностей у ступені окиснення різних текстурних одиниць хондрита є свідченням їх окиснення в протопланетній туманності до агломерації материнського тіла.

Грубозернисті уламки олівіну зазвичай зональні, що вказує на їх лише часткове окиснення. Між тим збереженість уламків зональних зерен засвідчує окиснення зерен до їх фрагментації в газопиловому середовищі та відсутність нагріву до температури метаморфічних реакцій між крупними збагаченими MgO зернами силікатів і збагаченою FeO тонкозернистою основою. Це також підтверджується наявністю Mg-багатих зерен піроксенів без реакційних оболонок, збагачених залізом.

Ca,Al-включення, як високотемпературні компоненти протопланетної туманності, є акцесорними у BK13. Їх малі розміри можуть бути результатом деякого гранулометричного сортування речовини перед акрецією. Подібні спостереження стосуються і Ca,Al-включень у дрібнозернистих CN хондритах (Bischoff et al., 1993; Weber, Bischoff, 1994). Фасаїт, гібоніт, та/або перовськіт асоціюють з Fe-шпінеллю. Високий вміст заліза у шпінелі вказує на вторинні зміни, а саме окиснення Ca,Al-включень, ще у доагломераційний період історії ксеноліту.

У BK13 і BK15 виявлено невелику кількість мікрохондр, які, найімовірніше, утворилися в протопланетній туманності в результаті плавлення дуже дрібних об'єктів у пиловому довкіллі. З огляду на поширеність мікрохондр можна припустити, що на відміну від хондрита Кримка в цілому, в якому домінують значні порції коліс розплавлених компонентів (хондр), процеси плавлення твердої речовини під час формування вивчених об'єктів були менш інтенсивними і менш поширеними.

Хондроподібні акреційні ділянки, сферичності яких спостерігається в двох перпендикулярних розрізах у ксеноліті BK13, є унікальними об'єктами в хондритах і мають фундаментальне значення для вияснення механізмів первісної акреції фракціонованого на субмікронному рівні на метал і силікат

3.2. Тонкозерниста речовина хондрита

мінерального пилу туманності та формування пухких пилових кульок як імовірних зародків хондр (Semenenko, Girich, 1999). З урахуванням нерівноважності мінеральних асоціацій і головних мінералогічних та хімічних характеристик ядер і оболонок вважаємо, що «хондритова» текстура ксеноліту ВК13, найімовірніше, зумовлена багатоступінчастою акрецією (рис. 3.43) тонкозернистої речовини з різним вмістом Fe,Ni-металу і сульфідів.

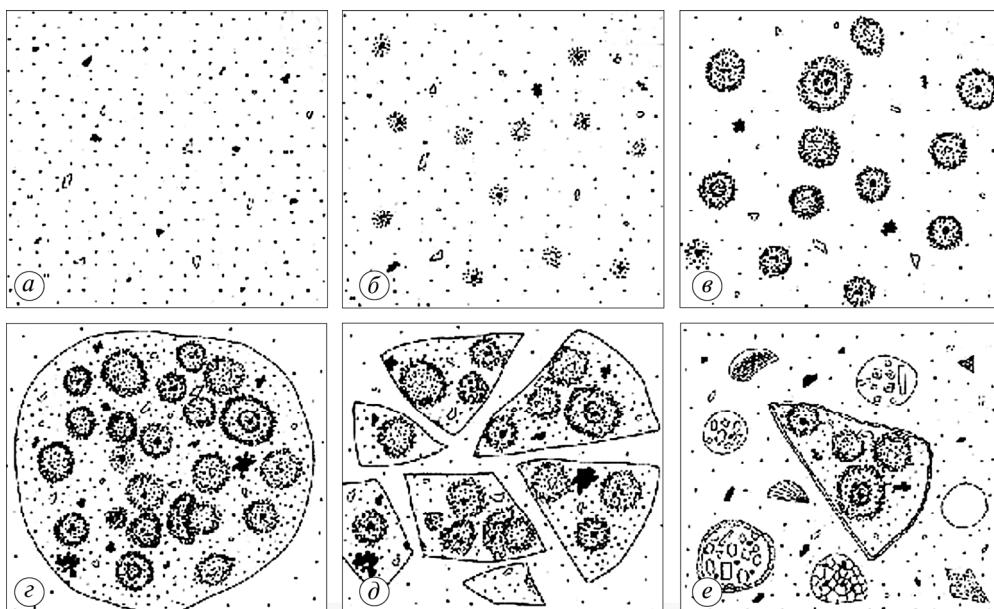


Рис. 3.43. Схематичне зображення історії формування первинної акреційної породи та входження її у материнське тіло метеорита Кримка (Semenenko et al., 2001): *a* — спочатку з уже сформованої пилової речовини, тобто переважно прихованокристалічних і тонких зерен, рідкісних крупних зерен, їх уламків та глобул, розпочалася первісна акреція — налипання пилу на поверхню крупних силікатних і переважно металевих зерен; *b* — це привело до формування акреційних, силікатних сферул; *c* — згодом вони були оточені силікатною речовиною, сульфідами та металевими часточками; *d* — м'яка акреція оточених оболонками сферул з пиловою речовиною довкілля та їх літифікація зумовили формування первинної акреційної породи; *e* — ударна фрагментація породи в пиловому довкіллі супроводжувалася покриттям уламків тонкозернистим пилом; *e* — згодом унаслідок агломерації уламків з хондрами та пиловими частинками утворилося материнське тіло метеорита Кримка

Fig. 3.43. Schematic drawing illustrating the formation history of an initial, accretionary rock and the incorporation of its fragments into the Krymka parent body (Semenenko et al., 2001): *a* — starting with already formed dusty material, mainly cryptocrystalline and fine grains, rare coarse grains, their fragments, and microchondrules, initial accretion began by sticking of fine-grained material onto the surface of coarse silicate and predominantly metal grains; *b* — this led to the formation of accretional, silicate spherules; *c* — they were subsequently rimmed by silicate material, sulfide, and metal particles; *d* — soft accretion of the rimmed spherules with dusty material of an environment and their lithification resulted in the formation of primary accretionary rock; *e* — collisional fragmentation of the rock in the dusty environment was followed by coating of the fragments by fine-grained material; *e* — subsequent agglomeration of the fragments with chondrules and dusty particles produced the Krymka bulk rock

Вивченням мікророзподілу легких інертних газів у текстурних одиницях метеорита Кримка встановлено значне збагачення ксеноліту BK13 первинним ^{20}Ne порівняно із його вмістом у матриці Кримки (Vogel et al., 2000; 2001), що переконливо засвідчує формування ксеноліту в результаті прямої акреції пилової компоненти туманності та узгоджується з мінералогічними даними.

Форма та характер розташування BK13—BK15 у хондриті Кримка, а також наявність або відсутність тонкозернистої оболонки вказують на їх різну доагломераційну історію. Ксеноліти BK13 і BK14 утворилися, найімовірніше, в результаті імпактної фрагментації крупніших літичних об'єктів, які мали акреційну природу. Умовно їх можна назвати первісними пиловими породами протопланетної туманності. Наявність у них тонкозернистої силікатної оболонки є безпосереднім доказом їх існування у пиловому довкіллі. Включення BK15, яке також має акреційну природу, на відміну від ксенолітів слаболітифіковане і не має оболонки. На цьому етапі дослідження нема можливості з'ясувати деталі доагломераційної історії включення, тобто чи мало воно силікатну оболонку, яка в подальшому була знищена під час імпактних процесів з іншими об'єктами? Не виключено, що її відсутність пояснюється формуванням включення безпосередньо в період агломерації материнського тіла хондрита, що зумовило часткове проникнення щільніших силікатних хондр у слаболітифіковану речовину включення.

Унікальність хондроподібної текстури ксеноліту BK13 є прямим доказом багатоетапності процесів акреції космічної речовини в доагломераційний період хондрита Кримка. Відмінності в пористості, хімічному і мінеральному складі ядер і оболонок тонкозернистих хондроподібних об'єктів дають змогу допустити такі фізико-хімічні процеси в області протопланетної туманності, яка містила переважно прихованокристалічний силікатний пил, дрібні метал-сульфідні зерна і незначну кількість крупнозернистих силікатів, Ca,Al-включень і мікрохондр: 1) формування первісних, акреційних об'єктів, а саме пористих і пухких силікатних кульок розміром приблизно 1 мм або менше внаслідок низької швидкості акреції тонкого силікатного пилу на поверхню крупних зерен Fe,Ni-металу або силікатів у протопланетній туманності; до речі, не виключено, що саме такі пухкі кульки є гіпотетичними «dustballs» (Semenenko, Girich, 1999), з яких могли утворитись хондри (Clayton, 1980; Wood, 1984; Brearley, 1996; Hewins, 1996); 2) акреція металевих і сульфідних зерен разом із силікатним пилом у межах пилового середовища зі зниженим відношенням силікат/(метал + сульфід) на поверхню сформованих кульок, що зумовило утворення чітко видимих акреційних оболонок. Зміни відношення силікат/(метал + сульфід) на пиловому довкіллі привело до формування мультишаруватих кульок; 3) виникнення первинного акреційного об'єкта внаслідок м'якої акреції вкритих оболонками тонкозернистих кульок, тонкозернистого багатого силікатами пилу, метал-сульфідних зерен, Ca,Al-включень, мікрохондр і крупних силікатних зерен та подальшої їх літифікації; 4) зіткнення з іншими консолідованими об'єктами туманності, імпактна фрагментація і подальша акреція сильно окисненого і збідненого сульфідами силікатного пилу на поверхню уламків; 5) агломерація пилових

3.2. Тонкозерниста речовина хондрита

зерен, хондр і літифікованих об'єктів, формування материнського тіла метеорита Кримка.

Таким чином, ксеноліти ВК13, ВК14 і включення ВК15 мають подібну, але не однакову історію утворення. Речовина ВК15 є більш окисненою і менш метаморфізованою, ніж тонкозерниста речовина ксенолітів ВК13 і ВК14, які є фрагментованими представниками первинних пилових порід, що існували до агломерації материнського тіла метеорита Кримка.

Історія формування ВК13 і ВК14 складніша, ніж ВК15, внаслідок акреції пилових часточок і утворення первинних акреційних тонкозернистих порід, які в подальшому були фрагментовані ударними процесами, а їх фрагменти вкриті тонкозернистим збагаченням FeO силікатним пилом. Дуже важливим аспектом є той факт, що ксеноліт ВК13 зберіг «записи» перших етапів акреції в протопланетній туманності й характеризується головними ознаками хондритової текстури: наявністю сферичних (хондроподібних) багатих силікатами об'єктів і концентрацією сульфіду і Fe,Ni-металу в їх оболонках і «матриці». Цілком логічно це породжує риторичне запитання: «Наскільки ймовірний генетичний зв'язок між акреційними кульками і хондрами?».

Досліджувані об'єкти, особливо ксеноліт ВК13, засвідчують багатостапіність процесу акреції, що включає акрецію як субмікронних фракціонованих на метал і силікат пилових часточок на ранній стадії, так і великих компонентів, зокрема різноманітних уламків і хондр, на пізній стадії агломерації материнського тіла метеорита.

Ксеноліт ВК17

Макроскопічно темний ксеноліт ВК17 (рис. 3.44, *a*) розміром $1,1 \times 0,9$ мм знайдений у полірованому шліфі індивідуального зразка № 1290/4 метеорита Кримка (Girich et. al., 2005; Гіріч та ін., 2006). Порівняно з основною частиною хондрита він характеризується тонкозернистою будовою, високим вмістом магнетиту, відсутністю сульфідів і хондр, наявністю щільної тонкозернистої оболонки. Рівень вивчення ксеноліту недостатній, тому нижче наведено лише головні структурно-мінералогічні та хімічні характеристики.

Ксеноліт складений переважно пористою криптокристалічною силікатною речовиною, в якій розміщуються тонкі (<5 мкм), меншою мірою — грубі (5—20 мкм) мінеральні зерна (рис. 3.44, *b*) та грубозернисті полімінеральні асоціації розміром до 200 мкм. Більшість зерен мають неправильну або округлу форму. Він містить ділянки та хвилясті смуги силікатної речовини (рис. 3.44, *a*), щільнішої і у відбитих електронах та світлішої за кольором порівняно з криптокристалічною основою. Головний мінерал ксеноліту — олівін, другорядні — Са-багатий піроксен, магнетит і нікелисте залізо, акцесорні — фосфати (мериліт) і хроміт.

Силікати. Більшість зерен олівіну характеризуються наявністю збагаченої залізом оболонки. Склад олівіну нерівноважний і варієє в межах $\text{Fa}_{15,1-34,6}$ (середнє $\text{Fa}_{21,5}$) для тонких і $\text{Fa}_{5,8-17,0}$ (середнє $\text{Fa}_{9,1}$) для грубих зерен, що є свідченням часткового окиснення олівіну в ксеноліті. Прецизійний склад

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

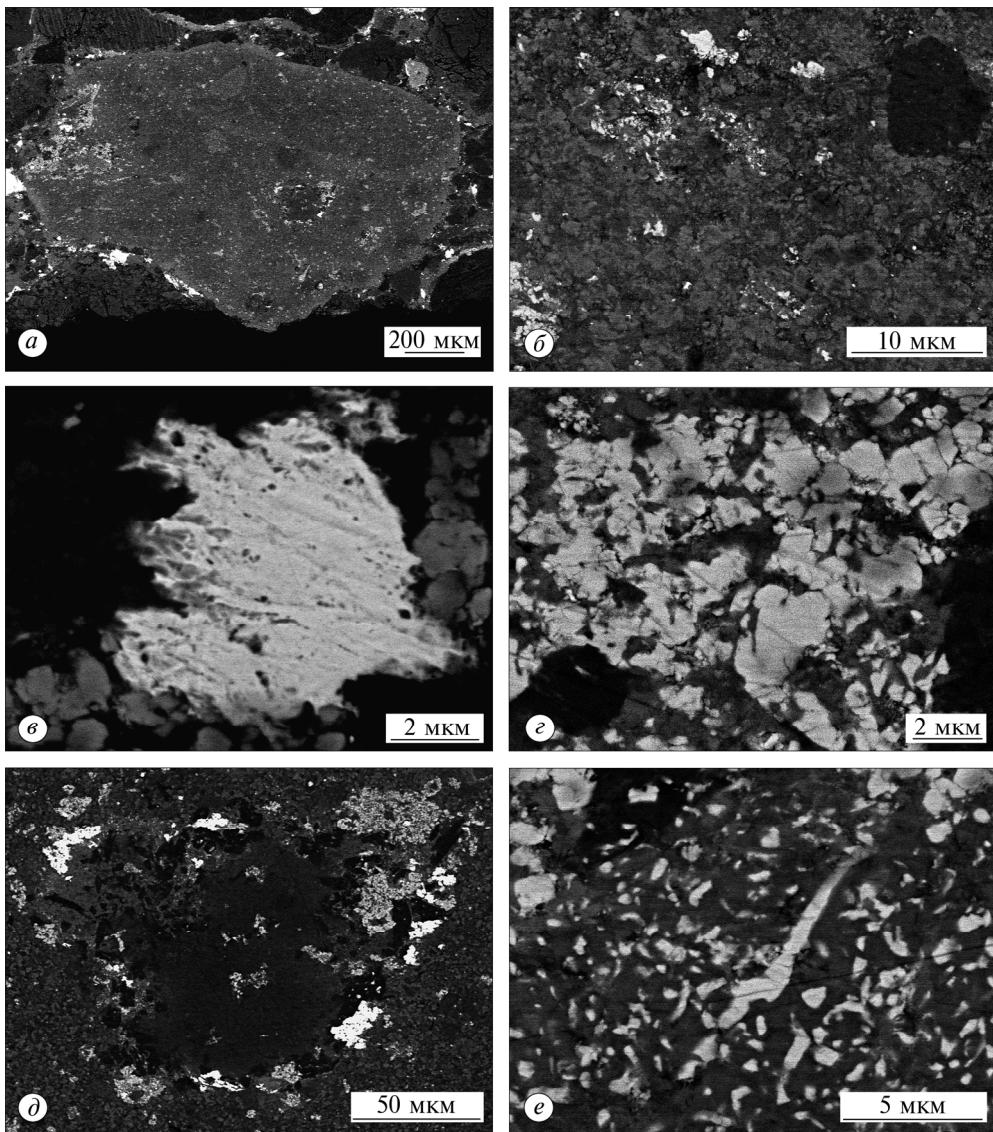


Рис. 3.44. BSE-зображення пористого силікатного ксеноліту ВК17 у хондриті Кримка:
 а — загальний вигляд ксеноліту, в якому спостерігаються окремі зерна нікелистого заліза (біле) і численні дрібні зерна магнетиту та їх скупчення (світло-сіре), а також ділянки й смуги більш щільної і світлої речовини; б — темне крупне зерно Ca-піроксену в матриці ксеноліту (праворуч зверху); більшість дрібних зерен олівіну (світло-сіре, сіре) мають Fe-збагачену оболонку (біле — магнетит); в — зерно нікелистого заліза із субмікронними силікатними включеннями; г — скupчення дрібних зерен магнетиту (світло-сіре) в матриці ксеноліту; д — грубозерниста зональна полімінеральна асоціація першого різновиду; по периферії розміщуються кристали Ca-піроксену (темне), скупчення зерен магнетиту (світло-сіре) і зерна нікелистого заліза (біле); е — центральна частина однієї з полімінеральних асоціацій першого різновиду, складена мезостазисом і збагачена субмікронним магнетитом (світло-сіре)

3.2. Тонкозерниста речовина хондрита

Са-багатого піроксену отримано лише для одного з поодиноких грубих зерен ($\text{Fs}_{9,0}\text{En}_{66,1}\text{Wo}_{24,9}$).

Магнетит є головним непрозорим мінералом ксеноліту, представлений мікронними і субмікронними ксеноморфними зернами та їх скupченнями (рис. 3.44, *г*) розміром до 50 мкм. В окремих частинах ксеноліту ці скupчення мають лінійну орієнтацію відповідно до форми ксеноліту. Об'ємний вміст магнетиту в матриці ксеноліту становить близько 5 %, а в окремих ущільнених ділянках — до 12 %.

Нікелесте залізо діагностовано у вигляді окремих ксеноморфних зерен розміром до 20 мкм. Зерна мають зубчасті краї і містять субмікронні силікатні включення (рис. 3.44, *в*). За даними EDS ці зерна складені тенітом і містять близько 50 % Ni (за масою).

Грубозернисті полімінеральні асоціації представлені двома групами. В першій з них асоціації мають, як правило, зональну будову (рис. 3.44, *д*), в якій центральна частина складена переважно мезостазисом (?), інколи збагачена субмікронним магнетитом (рис. 3.44, *е*). Форма його зерен і характер розміщення в межах ділянок вказують на те, що вони були розплавлені. Як і в окремих ущільнених ділянках ксеноліту, об'ємний вміст магнетиту в центральних частинах асоціацій сягає 14 %. Це дає змогу припустити їх генетичний зв'язок. По периферії розміщуються гіпідіоморфні та скелетні кристали Са-багатого піроксену розміром до 20 мкм, які характеризуються незначними варіаціями складу ($\text{Fs}_{7,2-13,4}\text{En}_{61,4-66,6}\text{Wo}_{24,3-26,8}$), скupчення дрібних зерен магнетиту, окрім зерна нікелестого заліза та акцесорні мериліту й хроміту в асоціації з магнетитом. За морфологією і складом зерна магнетиту і Fe,Ni-металу ідентичні окремим зернам цих мінералів у ксеноліті.

Друга група полімінеральних асоціацій є тонкозернистою сумішшю Fe,Ni-металу, силікату, фосфату і хроміту, оточеною оболонкою грубозернистого олівіну. Подібні асоціації спостерігали раніше в тонкозернистому ксеноліті BK14 хондрита Кримка (Semenenko et al., 2001).

Валовий хімічний склад. За даними мікрозондового аналізу валовий хімічний склад ксеноліту (табл. 3.37), його текстурних компонентів (ущільнених смуг і ділянок), а також оболонки характеризується низькою аналітичною сумою, яка зумовлена їх високою пористістю, високим вмістом SiO_2 , Na_2O , K_2O і нікелю, а також дуже низьким вмістом сірки. Відношення SiO_2/MgO в різних текстурних компонентах і в ксеноліті в цілому (крім оболонки) доволі подібні, що вказує на їх генетичний зв'язок. Так, у

◀ Fig. 3.44. BSE image of a porous silicate xenolith BK17 in the Krymka chondrite: *а* — a general appearance of the xenolith, which shows individual grains of a nikel iron (white) and numerous small grains of magnetite and their clusters (light gray), as well as areas and bands of a light material; *б* — a dark coarse grain of Ca-pyroxene in the xenolith matrix (top right). Most of the small olivine grains (light gray, gray) have a Fe-enriched rim (white — magnetite); *в* — the nickel iron grain with submicron silicate inclusions; *г* — the accumulation of small grains of magnetite (light gray) within the xenolith matrix; *д* — coarse-grained zonal polymineral association of the first kind. The Ca-pyroxene crystals (dark), clusters of magnetite grains (light gray) and nickel iron grains (white) are located on its periphery; *е* — a central part one of the polymineral associations of the first kind composed of mesostasis and enriched with submicron magnetite grains (light gray)

Р О З Д І Л 3. **Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка**

Таблиця 3.37. Валовий хімічний склад (%, за масою) хондрита Кримка, його тонкозернистої матриці та ксенолітів BK17 і BK14; перераховано на 100 %

Table 3.37. Bulk chemical composition (wt. %) of the Krymka chondrite, its fine-grained matrix, BK17 and BK14 xenoliths; recalculated to 100 %

Компонент	Валовий склад Кримки ¹	Матриця Кримки ²		BK15 ³	BK14 ³	BK17	
		непрозора	прозора			Ксеноліт (211)	Оболонка (6)
SiO ₂	40,1	34,9	36,9	35,0	37,6	39,8	35,2
Al ₂ O ₃	2,93	2,77	2,80	1,85	2,48	2,09	1,19
MgO	25,0	12,0	15,2	14,9	22,1	21,0	15,1
MnO	0,34	0,36	0,32	0,32	0,28	0,18	0,26
TiO ₂	0,14	0,06	0,10	0,07	0,09	0,09	0,04
CaO	1,88	1,11	1,86	1,11	1,80	1,66	0,32
FeO	25,3	45,8	40,0	43,9	32,0	31,6	44,9
Cr ₂ O ₃	0,52	0,28	0,30	0,39	0,53	0,39	0,56
Na ₂ O	0,84	0,85	0,76	0,66	1,00	1,09	0,60
K ₂ O	0,07	0,35	0,31	0,11	0,26	0,19	<0,03
Ni	1,15	1,13	0,96	1,20	0,94	1,50	1,77
S	2,20	0,19	0,27	0,07	0,09	<0,03	0,04
P ₂ O ₅	0,20	0,19	0,20	0,40	0,74	0,35	<0,01
Сума	100,6	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Сума аналітична		93,5	96,0	93,1	88,3	84,1	78,5
FeO/(FeO + MgO)	0,50	0,79	0,72	0,75	0,59	0,60	0,75
SiO ₂ /MgO	1,60	2,90	2,42	2,35	1,70	1,89	2,33

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів.

¹ За даними статті (Дьяконова, Харитонова, 1960).

² За даними статті (Huss et al., 1981), перераховано на 100 %.

³ За даними статті (Semenenko et al., 2001).

Note. The number of analysis is in brackets.

¹ Data from Dyakonova, Charitonova (1960, in russian).

² Data from Huss et al. (1981), recalculated to 100 %.

³ Data from Semenenko et al. (2001).

ксеноліті воно відповідає 1,89, у пористій криптокристалічній речовині — 1,87, у світлих ущільнених смугах і ділянках — 1,88.

Оболонка ксеноліту BK17 за структурно-мінералогічними і хімічними характеристиками (табл. 3.37) подібна до ділянки матриці BK15 хондрита Кримка (Semenenko et al., 2001). Нижча аналітична сума її валового складу (78,5 %) зумовлена, ймовірно, більшою пористістю.

Таким чином, від основної частини хондрита Кримка ксеноліт BK17 різиться: 1) пористою тонкозернистою безхондровою текстурою; 2) наявністю ущільнених тонкозернистих ділянок і смуг; 3) високим вмістом магнетиту; 4) ксеноморфізмом зерен магнетиту; 5) відсутністю сульфідів і Са-бідного піроксену; 6) низькою аналітичною сумою валового хімічного складу; 7) забагаченням SiO₂, Na₂O і K₂O та суттєвим збідненням сіркою.

Відношення SiO₂/MgO в ксеноліті в цілому відповідає енстатитовим EH-хондритам, але є нижчим, ніж для його оболонки (2,33), а також про-

3.2. Тонкозерниста речовина хондрита

зорої (2,42) та особливо непрозорої (2,90) матриці хондрита, і вищим, ніж для будь-якої з відомих хімічних груп звичайних та підгруп вуглистих хондритів (Lodders, Fegley, 1998), зокрема і для основної частини хондрита Кримка (1,60) (Дьяконова, Харитонова, 1960). Серед магнетитовмісних об'єктів найближчими за співвідношенням SiO_2/MgO є тонкозернисті темні ксеноліти в окремих хондритах, в основному групи CR2 (Endreß et al., 1994), які, однак, відрізняються вищою на 2 порядки концентрацією сірки і містять сульфіди.

Серед виявлених у хондриті Кримка ксенолітів дещо подібним до ВК17 за хімічними і частково структурно-мінералогічними характеристиками є ксеноліт ВК14 (Semenenko et al., 2001), який не містить хондр, сульфідів (однак не містить і магнетиту), вирізняється високим вмістом никелю в металі, містить грубозернисті полімінеральні асоціації другої групи.

За будовою, яка характеризується наявністю світлих і ущільнених ділянок і смуг, ксеноліт ВК17 подібний до двох темних тонкозернистих уламків з хондрита Vigaranо (CV) (Zolensky, Nakamura, 2002).

Однією із характерних особливостей ВК17 є незвичайна для магнетиту морфологія зерен, за якою він відрізняється від магнетиту в інших об'єктах.

Генетичні аспекти формування ксеноліту ВК17. Ксеноліт належить до рідкісних магнетитовмісних включень космічної речовини. Як і у ВК14, асоціація нерівноважних низькотемпературних тонких зерен з грубозернистими полімінеральними агрегатами є свідченням його акреційної природи. Ксеноліти утворилися в протопланетній туманності в результаті акреції грубозернистих полімінеральних асоціацій, які є, найімовірніше, метаморфогенним продуктом, і низькотемпературної пилової компоненти. Проте на відміну від ксеноліту ВК14, акреція тонкозернистого силікатного пилу та окремих грубих мінеральних зерен і їх асоціацій при формуванні ВК17 відбувалась в дещо інших PT -умовах, зокрема в більш окисненому середовищі протопланетної туманності. На це вказують збагачення периферії зерен олівіну залізом, домінування серед непрозорих мінералів магнетиту і акцесорний вміст Fe_3Ni -металу. Високий вміст магнетиту за явного дефіциту нікелистого заліза засвідчує утворення Fe_3O_4 унаслідок суттевого окиснення нікелистого заліза, що підтверджується ксеноморфізмом зерен, характерним для металу, а не магнетиту. Відмінність в умовах утворення ксенолітів ВК17 та ВК14 могла бути, найімовірніше, просторовою, а не хронологічною. Таким чином, включення ВК17 однозначно належить до ксенолітів і є важливим «свідком» наявності в протопланетній туманності в доагломераційний період пилової компоненти, яка була частково окисненою і сильно збідненою на сірководень. Безпосередньо перед агломерацією материнського тіла на поверхню ксеноліту налипнув мінеральний пил протопланетної туманності, на що вказують структурно-мінералогічні особливості, а саме суцільність та майже сталість ширини його оболонки.

Після утворення ксеноліт ВК17 зазнав часткового окиснення і ударно-метаморфічного перетворення як в доагломераційний період, так і, можливо, в материнському тілі хондрита Кримка.

Одним із цікавих питань, що потребує додаткових досліджень, залишається природа ущільнених світлих ділянок і смуг у ксеноліті ВК17. Не ви-

ключено, що їх утворення пов'язано, найімовірніше, з поетапним імпактним ущільненням і літифікацією пилової компоненти в до- або в акреційний період історії ксеноліту, що підтверджується також лінійною орієнтацією скучень магнетиту.

Порівняння структурно-мінералогічних, хімічних і генетичних особливостей тонкозернистих ксенолітів у хондриті Кримка дає змогу припустити, що ксеноліти ВК13, ВК14 та ВК17 утворились у різних за *PT*-умовами зонах туманності, але з часом були перенесені в зону агломерації материнського тіла хондрита Кримка. Подібність включень ВК15 до матриці метеорита вказує на його належність до пізніх акреціатів пилової компоненти протопланетної туманності, який увійшов до складу материнського тіла під час його агломерації. Наявність в одному метеориті різних за хіміко-мінеральним складом, але подібних за структурою ксенолітів засвідчує просторову відмінність *PT*-умов їх акреції, а також взаємний обмін речовиною між різними зонами протопланетної туманності в доагломераційний період історії материнського тіла хондрита.

3.2.2. Тонкозернисті оболонки хондр

Нижче наведено результати вперше виконаних системних структурно-мінералогічних і хімічних досліджень тонкозернистої речовини оболонок хондр метеорита Кримка, а також знайдених у них мікрохондр (Huss et al., 1981; Alexander et al., 1989; Rubin, 1989; Brearley, 1996; Krot, Rubin, 1996; Metzler, Bishoff, 1996; Krot et al., 1997; Семененко, Шкуренко, 2012; Шкуренко, Семененко, 2015; Шкуренко, 2016).

Структурно-мінералогічна характеристика оболонок хондр

Серед великої кількості хондр метеорита Кримка лише окремі з них мають тонкозернисту оболонку різного ступеня збереженості. Так, у полірованих шліфах метеорита загальною площею 5,6 см² силікатна оболонка виявлена у 46 хондрах.

Будова та мінеральний склад хондр. Переважна більшість хондр з тонкозернистими оболонками (див. рис. 2.2, в) мають розміри від 0,1 до 2,5 мм, порфірову, меншою мірою колосникову і в єдиному випадку повнокристалічну будову, гладеньку або бугристу поверхню і, як правило, піроксенолівіновий склад. Із 46 хондр 12 характеризуються бугристою поверхнею, яка в шліфах проявляється у хвилястих (рис. 2.2, в), часто кутастих краях.

Мінеральний склад хондр досить обмежений. До найпоширеніших мінералів належать Ca-бідний високомагнезіальний піроксен (Fs_{1-25}) та олівін (Fa_{1-54}). Перший з них наявний у 44 хондрах, причому в 38 хондрах представлений енстатитом. Піроксен відсутній у двох хондрах, які складені олівіном або олівіном і плагіоклазом. У поодиноких випадках піроксен містить більш як 20 % Fs (мол. частка). Олівін діагностований у 36 хондрах, у 28 з яких він представлений високомагнезіальними відмінами (Fa_{1-9}). В окремих випадках вміст Fa -компоненти збільшується до 30 %, а на контакті з тонкозернистою речовиною оболонок — до 55 % (мол. частка). Пе-

3.2. Тонкозерниста речовина хондрита

риферія хондр характеризується більш високозалізистим складом силікатів, ніж їх серцевина. Для 3 із 46 хондр хімічний склад крупних зерен олівіну та Ca-бідного піроксену отримано з використанням мікрозонда, з яким у переважній більшості аналізів добре корелюються енергодисперсійні дані. Ca-багатий піроксен ($\text{Fs}_{1-26}\text{En}_{48-88}\text{Wo}_{10-48}$) та плагіокласовий мезостазис ($\text{Ab}_{2-93}\text{An}_{2-98}\text{Or}_{0-12}$) є акцесорними компонентами на периферії хондр і другорядними — в центральних частинах. Майже кожна хондра містить окремі зерна й кульки сульфіду заліза та нікелистого заліза (камасит і теніт). Будова металевих кульок зазвичай зональна — тенітове ядро з камаситовою оболонкою.

Особливості мінерального складу тонкозернистих оболонок хондр. У полірованих шліфах під бінокуляром і рудним мікроскопом тонкозернисті оболонки непрозорі, чорного кольору. Межі оболонок, особливо внутрішні, чіткі. Ширина оболонок змінюється від хондри до хондри і в середньому становить від перших десятків до перших сотень мікрометрів. Оболонки є прихованокристалічними і однорідними за будовою. Вони містять крупніші зерна силікатів, сульфідів заліза і нікелистого заліза. За великих збільшень спостерігається шаруватість, яка зумовлена різним ступенем окиснення концентричних прошарків оболонок хондр. У відбитому світлі усі оболонки світліші за тонкозернисту речовину матриці, що може вказувати або на вищу концентрацію тонких зерен металу і сульфідів у них, або на вищий вміст FeO-компоненту у силікатах. Виявлені при оптично мікроскопічному вивчені особливості оболонок хондр підтверджуються електронно-мікроскопічними та хімічними дослідженнями, а також узгоджуються з літературними даними (Brearley, 1996; Metzler, Bishoff, 1996; Semenenko et al., 2001).

Згідно з електронно-мікроскопічним дослідженням, тонкозернисті оболонки представлені прихованокристалічною силікатною речовиною, домінуючими тонкими і окремими крупними зернами олівіну, піроксенів, другорядними — сульфідів заліза, нікелистого заліза та акцесорними зернами плагіоклазу, хроміту та Ca-фосфату.

Прихованокристалічна речовина складена зернами субмікронних та нанометричних розмірів і є основою, в якій розміщені тонкі й крупні силікатні зерна та мікрохондри (рис. 3.45). Разом з тонкими зернами вона утворює пористу, збагачену залізом та неоднорідну за хімічним складом мінералів силікатну суміш. Крупні зерна (рис. 3.45) розподілені в тонкозернистій речовині нерівномірно — це головно кристали та уламки олівіну і піроксену, меншою мірою — ксеноморфні сульфідні та металічні зерна.

Олівін як головний мінерал оболонок характеризується широкою варіацією хімічного складу і складає тонкі (Fa_{9-84} ; Fa_{56} — середнє для 31 зерна) та крупні (Fa_{1-96} ; Fa_{43} — середнє для 151 аналізів) зерна, мікрохондри (Fa_{8-88} , Fa_{66} — середнє для 127 аналізів), оболонки навколо піроксенових зерен і мікрохондр, субмікронні високозалізисті пластинки. У поодиноких випадках виявлено структури наростиання голчастих кристалів олівіну на крупні високомагнезіальні зерна піроксену. Характерною особливістю крупних зерен олівіну є зональна будова, зумовлена збагаченням FeO периферії зерен. Okремі крупні зерна належать до уламків зональних кристалів.

РОЗДІЛ 3. Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка

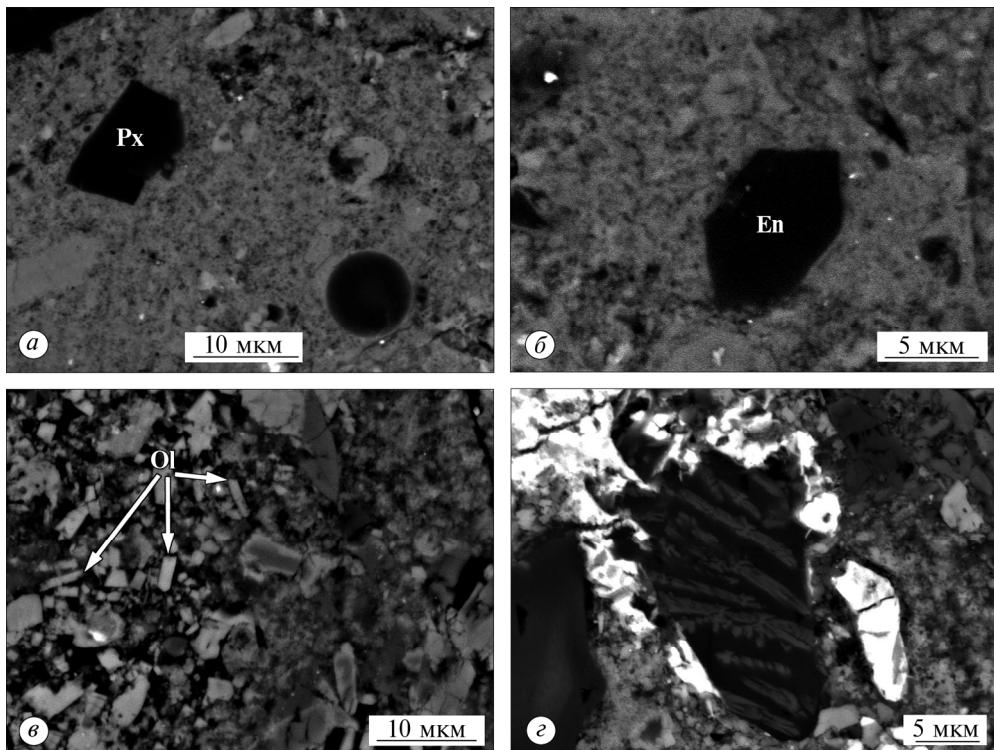


Рис. 3.45. BSE-зображення головних компонентів у тонкозернистій силікатній речовині оболонок хондр метеорита Кримка: *а* — крупне зерно піроксену (Px) і мікрохондра (праворуч знизу); *б* — ідіоморфне зерно енстатиту (En); *в* — скупчення тонких пластинок високозалізистого олівіну (Ol); *г* — уламок хондр, складений тонкими скелетними кристалами Ca-багатого піроксену та плагіоклазовим мезостазисом (темно-сіре)

Fig. 3.45. BSE image of the main components in a fine-grained silicate material of the chondrule rims of the Krymka chondrite: *a* — a coarse pyroxene grain (Px) and microchondrule (bottom right); *b* — a regular grain of enstatite (En); *c* — an accumulation of high-iron olivine (Ol) thin plates; *d* — a chondrule clast composed of thin skeletal crystals of Ca-rich pyroxene and plagioclase mesostasis (dark gray)

Становлять інтерес як компоненти оболонок хондр високозалізисті олівінові пластинки (рис. 3.45, *в*), які попередні дослідники спостерігали в тонкозернистій речовині матриці (Weisberg et al., 1997) та ксеноліту BK13 (Semenenko et al., 2001) метеорита Кримка. Вивчення характеру поширення олівінових пластинок у тонкозернистій речовині дає змогу припустити їх утворення в результаті фрагментації рідкісних ниткоподібних кристалів олівіну (Semenenko et al., 2001) у період акреції пилової компоненти на поверхню хондр.

Ca-бідний піроксен виявлено у вигляді тонких (Fs_{2-46} ; Fs_{23} — середнє для 9 зерен) та крупних (Fs_{1-50} ; Fs_{11} — середнє для 174 аналізів) зерен з домішками CaO , Al_2O_3 , Cr_2O_3 та MnO . На відміну від олівіну зерна піроксену мають однорідні хімічний склад і будову (рис. 3.45, *а, б*).

3.2. Тонкозерниста речовина хондрита

Са-багатий піроксен менш поширений, ніж Са-бідний, і належить до високотемпературної складової тонкозернистих оболонок. Він спостерігається у вигляді тонких ($Fs_{7-46}En_{28-77}Wo_{11-40}$; $Fs_{24}En_{51}Wo_{27}$ — середнє для 17 аналізів), інколи крупних ($Fs_{2-59}En_{18-85}Wo_{11-51}$; $Fs_{20}En_{53}Wo_{27}$ — середнє для 84 аналізів) зерен. Са-багатий піроксен асоціює з олівіном та плагіоклазом. Інколи спостерігаються силікатні уламки хондр зі скелетними кристалами піроксenu і плагіоклазовим мезостазисом (рис. 3.45, 2). За даними хімічного аналізу Са-піроксenu вміст CaO в тонких зернах варіє від 5,25 до 18,4 % та від 5,20 до 24,3 % у крупних зернах, а вміст Al_2O_3 — в тонких зернах досягає 9,76 і 7,83 % (за масою) — у крупних.

Сульфід заліза, камасит та меншою мірою *теніт* є другорядними мінералами. Тісна асоціація металу із сульфідами заліза, найімовірніше, вказує на утворення останніх унаслідок сульфідації камаситу. Хімічний склад крупних зерен троїліту за енергодисперсійними даними (середнє з 11 аналізів) відповідає, %, за масою: 60,4 Fe; 38,7 S; 0,20 Ni; 0,31 Co; 0,30 Cr та 0,04 P; камаситу (середнє з 6 аналізів) — 92,8 Fe; 4,06 Ni; 2,71 Co; 0,19 Cr та 0,15 S; теніту (середнє з 14 аналізів) — 47,8 Fe; 51,0 Ni; 0,42 Co; 0,27 Cr; 0,17 P; 0,38 S.

Плагіоклаз виявлено у вигляді одного тонкого Z-подібного зростка зі складом $Ab_{94}An_2Or_3$, двох ідіоморфних крупних зерен ($Ab_{94}An_2Or_3$ і $Ab_{48}An_{51}Or_1$) та ділянок мезостазису (в середньому — $Ab_{60}An_{37}Or_3$) в уламках хондр. Останні представлені кислими ($Ab_{84}An_{11}Or_5$ — середнє з 6 аналізів) або основними ($Ab_{12}An_{88}Or_0$ — середнє з 3 аналізів) відмінами.

Хроміт як типовий акцесорний мінерал тонкозернистих оболонок наявний у вигляді ксеноморфних та ідіоморфних зерен розміром ≤ 10 мкм. Хімічний склад за енергодисперсійними даними для двох точок у середньому відповідає, %, за масою: 66,0 Cr_2O_3 ; 32,0 FeO; 0,90 V_2O_5 ; 0,43 MgO; 0,20 TiO_2 .

Кальцієвий фосфат діагностовано у ксеноморфних зернах розміром ≤ 10 мкм в асоціації з олівіном, інколи — сульфідами. Згідно з енергодисперсійними даними він містить (середнє з 3 аналізів, %, за масою): 51,4 CaO; 48,6 P_2O_5 .

У єдиному випадку в тонкозернистій оболонці однієї з хондр діагностовано кристал *корунду* (рис. 3.46), який характеризується пластинчастою формою та субмікронними розмірами, що не дає змоги коректно визначити його хімічний склад. Згідно з енергодисперсійними даними, його склад відповідає, %, за масою: 79,9 Al_2O_3 ; 8,03 FeO; 4,73 SiO_2 ; 3,26 SO_3 ; 1,24 TiO_2 ; 1,03 MgO; 0,71 P_2O_5 ; 0,30 NiO; 0,28 MnO; 0,24 CaO та 0,24 Cr_2O_3 .

Одним із важливих акцесорних компонентів оболонок є мікрохондри (Семененко, Шкуренко, 2012; Шкуренко, 2016), які детально розглянуто нижче.

Валовий хімічний склад тонкозернистої речовини оболонок. Склад, визначений з використанням енергодисперсійного методу для 46 хондр і мікрозондового — для 11 з них, загалом збігається і характеризується високим вмістом SiO_2 , FeO та високим співвідношенням $FeO/(FeO + MgO)$ (табл. 3.38). Разом з цим при зіставленні хімічного складу оболонок 11 хондр, визначеного різними методами, виявлено деякі відмінності. Так, енергодис-

РОЗДІЛ 3. Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка

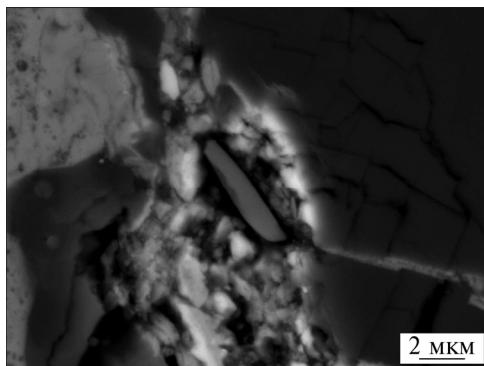


Рис. 3.46. BSE-зображення тонкого зерна корунду (в центрі) в одному із силікат-сульфідних агрегатів у тонкозернистій оболонці хондри метеорита Кримка

Fig. 3.46. BSE image of a fine corundum grain (in the center) in one of the silicate-sulfide aggregates within a fine-grained chondrule rim of the Krymka chondrite

ці розбіжності і більшу точність мікрозондових досліджень саме їх використано для детального обговорення та генетичних висновків.

Валовий хімічний склад оболонок хондр неоднорідний і зазвичай має низьку аналітичну суму — в середньому 93 %, за масою, що зумовлено їх пористістю. Він змінюється не лише в різних оболонках, а й у межах оболонок. Найбільші варіації хімічного складу визначено для заліза, магнію, силіцію та алюмінію, які характеризуються високим стандартом відхилення від середніх значень. Відношення SiO_2/MgO у валовому складі коливається в широких межах (2,35—4,79) і в середньому відповідає 3,45, а $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$

Таблиця 3.38. Валовий хімічний склад (%), за масою) тонкозернистої речовини оболонок 11 хондр у хондриті Кримка за даними EDS та EMP

Table 3.38. Bulk chemical composition (wt. %) obtained by EDS and electron microprobe of 11 chondrule rims within the Krymka chondrite

Компонент	За даними EDS		За даними EMP	
	межі (143)	середнє	межі (230)	середнє
FeO	22,9—62,5	51,7	27,7—70,2	53,0
SiO_2	26,3—43,9	33,6	21,3—41,0	31,9
MgO	3,92—19,1	9,00	1,46—20,6	9,26
Al_2O_3	H. в.—4,37	2,10	0,12—5,30	2,19
CaO	H. в.—7,01	0,78	0,04—4,49	0,75
Ni	H. в.—2,23	0,84	H. в.—2,88	0,81
Na_2O	H. в.—2,17	0,70	H. в.—2,37	0,73
S	H. в.—3,23	0,37	H. в.—5,70	0,29
MnO	H. в.—0,95	0,43	0,18—0,83	0,44
Cr_2O_3	H. в.—1,45	0,22	<0,02—5,54	0,28
K_2O	H. в.—0,39	0,07	H. в.—0,52	0,09
P_2O_5	H. в.—0,81	0,08	H. в.—3,34	0,14
TiO_2	H. в.—0,41	<0,03	H. в.—0,15	0,04
Сума		100,0	84,7—104,1	93,0
Fa	40,7—89,9	76,2	58,1—84,9	76,3
SiO_2/MgO		3,74	2,35—4,79	3,45
$\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$		0,85	0,71—0,91	0,85

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; H. в. — нижче рівня визначення.

Note. The number of analysis is in brackets; H. v. is not determined.

3.2. Тонкозерниста речовина хондрита

$+ \text{MgO}$) змінюється від 0,71 до 0,91 за середнього значення 0,85 (табл. 3.38). Перерахунок валового хімічного складу (табл. 3.38) на мінеральний вказує на нормативний олівін ($\text{Fa}_{37-90, \text{sep.} 76,3}$).

Рис. 3.47 ілюструє широкі варіації хімічного складу тонкозернистої речовини оболонок хондр, а також їх значне збагачення SiO_2 і FeO щодо метеорита в цілому і здебільшого стосовно прозорої і непрозорої матриць. Лише поодинокі хондри мають оболонки, які за хімічним складом близькі до тонкозернистої матриці метеорита. Суттєве збагачення SiO_2 можна пояснити формуванням оболонок хондр у пиловому середовищі, збідненому на тугоплавкі компоненти. Особливості валового хімічного складу оболонок хондр однозначно вказують на хімічну і, відповідно, мінералогічну неоднорідність на мікромасштабному рівні пилової компоненти протопланетної туманності в зоні агломерації материнського тіла метеорита.

Природа тонкозернистих оболонок хондр. Згідно з літературними та оригінальними даними (Alexander et al., 1989; Brearley, 1996; Metzler, Bishoff, 1996; Semenenko et al., 2001, 2005), мінеральні компоненти тонкозернистих оболонок є продуктом налипання різномірного пилу протопланетної туманності на поверхню сконденсованих хондр та інших консолідованих об'єктів. Отримані нами результати вказують на те, що основними компонентами пилу, який акумулювали хондри в період агломерації материнського тіла метеорита Кримка, були нанометричні та субмікронні силікатні

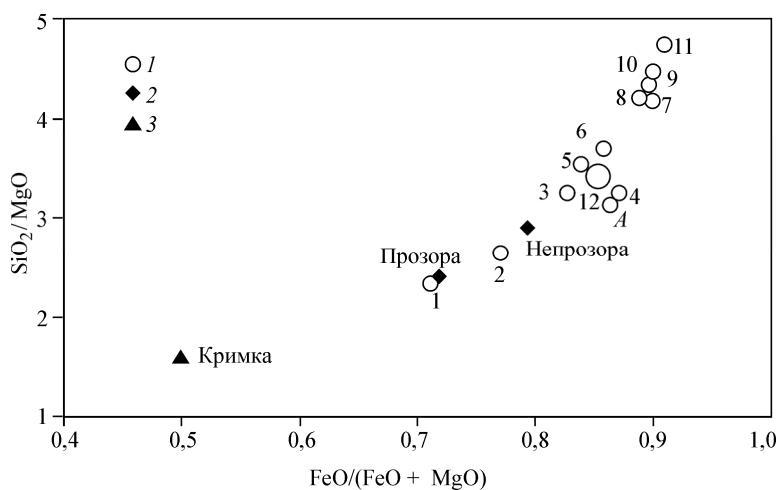


Рис. 3.47. Співвідношення SiO_2/MgO і $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ (див. табл. 3.38) у тонкозернистих оболонках (1) 11 хондр (1–11), в оболонці поліональної макрохондри (A) (Семененко та ін., 2014), у прозорій і непрозорій матрицях (2) (Huss et al., 1981), а також у хондриті Кримка (3) в цілому (Дьяконова, Харитонова, 1960) (12 — середнє співвідношення в оболонках хондр)

Fig. 3.47. The ratio of SiO_2/MgO and $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ (Table 3.38) in the fine-grained rims (1) of 11 chondrules (1–11), in the rim of the polyzonal macrochondrule (A) (Semenenko et al., 2014, in Ukrainian), in the transparent (Прозора) and opaque (Непрозора) matrix (2) (Huss et al., 1981), as well as in the Krymka meteorite (3) as a whole (Кримка; Diakonova, Kharitonova, 1960, in Russian) (12 — the average ratio in the chondrule rims)

та акцесорні метал-сульфідні зерна, уламки порфірових хондр у вигляді окремих грубих зерен і їх фрагментів, а також мікрохондри. На відміну від нанометричних зерен, які належать до примітивного пилу протопланетної туманності (Semenenko et al., 2011), крупні силікатні зерна оболонок можуть бути уламками хондр, тобто об'єктів, які утворились із крапель розплаву і мають диференційований хімічний склад. Значна кількість силікатних зерен уламкової форми, зокрема фрагментованих зональних кристалів олівіну, а також наявність залишків мезостазису є свідченням інтенсивного дроблення хондр переважно порфірової будови в процесі співударяння з іншими консолідованими тілами в протопланетній туманності в період агломерації материнського тіла метеорита.

Мікрохондри

Мікрохондри (Rubin et al., 1982; Christophe Michel-Levy M., 1988; Rubin, 1989; Krot, Rubin, 1996; Krot et al., 1997; Semenenko et al., 2001, 2005), тобто силікатні кульки, розмір яких, згідно із попередніми дослідженнями, відповідає ≤ 40 мкм (Rubin et al., 1982), є акцесорним компонентом тонкозернистої речовини нерівноважних хондритів. На відміну від інших структурних компонентів дані щодо мікрохондр досить обмежені. Структура їх однорідна (прихованокристалічна), інколи порфірова, зерниста, колосникова або ексцентрично-промениста. Мінеральний склад переважно піроксеновий, меншою мірою олівіновий або піроксен-олівіновий.

Характер поширення. На відміну від інших текстурних одиниць хондрита саме тонкозернисті оболонки хондр є головним носієм мікрохондр. Мікрохондри в загальній кількості 652 одиниці мі діагностували в усіх без винятку оболонках 46 хондр, де їх кількість коливається від 1 до 60 і в середньому відповідає 14 одиницям на одну оболонку (Семененко, Шкуренко, 2012; Шкуренко, Семененко, 2015; Шкуренко, 2016). Серед досліджених хондр лише 6 характеризуються чітко вираженою бугристою поверхнею (див. рис. 2.2, в), а інші — злегка бугристою або гладенькою. Слід зазначити, що саме оболонки хондр з бугристою поверхнею мають збільшений вміст мікрохондр на відміну від оболонок хондр з гладенькою поверхнею.

У переважній більшості випадків мікрохондри чітко індивідуалізовані, лише в окремих ділянках виявлено складні агрегатні об'єкти із кількох мікрохондр, що злиплися або проникли одна в одну. На бугристій поверхні однієї із хондр знайдено рідкісні структури безпосереднього осідання мікрохондр, форма яких вказує на різну температуру крапель силікатного розплаву під час налипання.

Розміри і форма. Мікрохондри вивчали у полірованих шліфах, тому оцінювання їх істинних розмірів є деякою мірою суб'єктивним. Відповідно до отриманих даних, розміри 71 % для 652 мікрохондр (рис. 3.48) повністю співвідносяться з визначенням розмірності тонкозернистої речовини і відповідають ≤ 5 мкм, 23 % — 5–10 мкм, 4,3 % — 10–15 мкм, 1,2 % — 15–20 мкм, <<1 % — 20–25 мкм.

Домінуюча кількість мікрохондр має ідеальну кулясту форму, інколи злегка деформовану. Іноді діагностовано їх фрагменти, що вказує на

3.2. Тонкозерниста речовина хондрита

Рис. 3.48. Гістограма розподілу мікрохондр за розміром у тонкозернистих оболонках хондрита Кримка

Fig. 3.48. Histogram of the microchondrules distribution by a size in the fine-grained chondrule rims of the Krymka meteorite

активні процеси переміщування пилової компоненти в період акреції мінерального пилу.

Будова. Переважна більшість мікрохондр (рис. 3.49) прихованокристалічна, їх будова однорідна (див. рис. 3.45, а; 3.50, а), меншою мірою — плямиста (рис. 3.50, б), її різновид — точкова (рис. 3.50, в—г); в окремих випадках — ексцентрично-промениста або смугаста (рис. 3.51, а), різновидом якої є колосникова (рис. 3.51, б). На відміну від інших більшість прихованокристалічних мікрохондр характеризуються мономінеральним складом і зональною будовою, що зумовлено незначним окисненням їх периферії в до- або постакреційний період (див. рис. 3.50, а). Іноді вони містять закономірно розміщені тверді включення нанометрового розміру (рис. 3.50, в, г), за будовою їх визначено як різновид плямистих мікрохондр — точкові.

Однією з рідкісних знахідок є мікрохондра з радіально орієнтованим ростом видовжених кристалів олівіну з периферії до центру (рис. 3.52).

В оболонках виявлено складні об'єкти, до яких належать структури злипання двох і більше мікрохондр (див. рис. 3.50, б), налипання мікрохондр на поверхню «хондри-господаря» (рис. 3.53), а також надзвичайно рідкісні структури проникнення менших мікрохондр у більші (див. рис. 3.51).

Структури злипання представлені агрегатами від двох до п'яти переважно зональних олівінових мікрохондр, частина з яких має плямисту будову (див. рис. 3.50, б). Форма мікрохондр вказує на їх різний агрегатний стан у період злипання. Так, при акреції тонкозернистої речовини мікрохонди круглої форми були твердими, а напівсферично — пластичними. На плас-

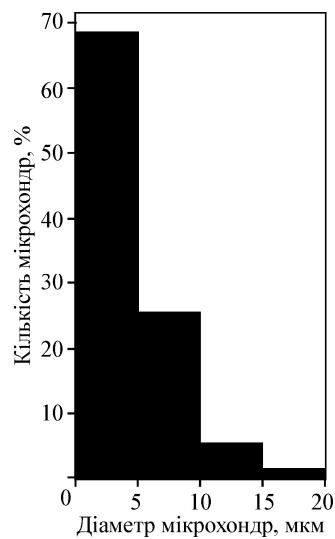


Fig. 3.49. Histogram of the microchondriles (total number — 652) distribution in the fine-grained chondrule rims of the Krymka chondrite by a structure: 1 — microchondriles of the cryptocrystalline structure; 2 — spotted/pointed structure; 3 — radial structure; 4 — barred structure

РОЗДІЛ 3. Літічні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка

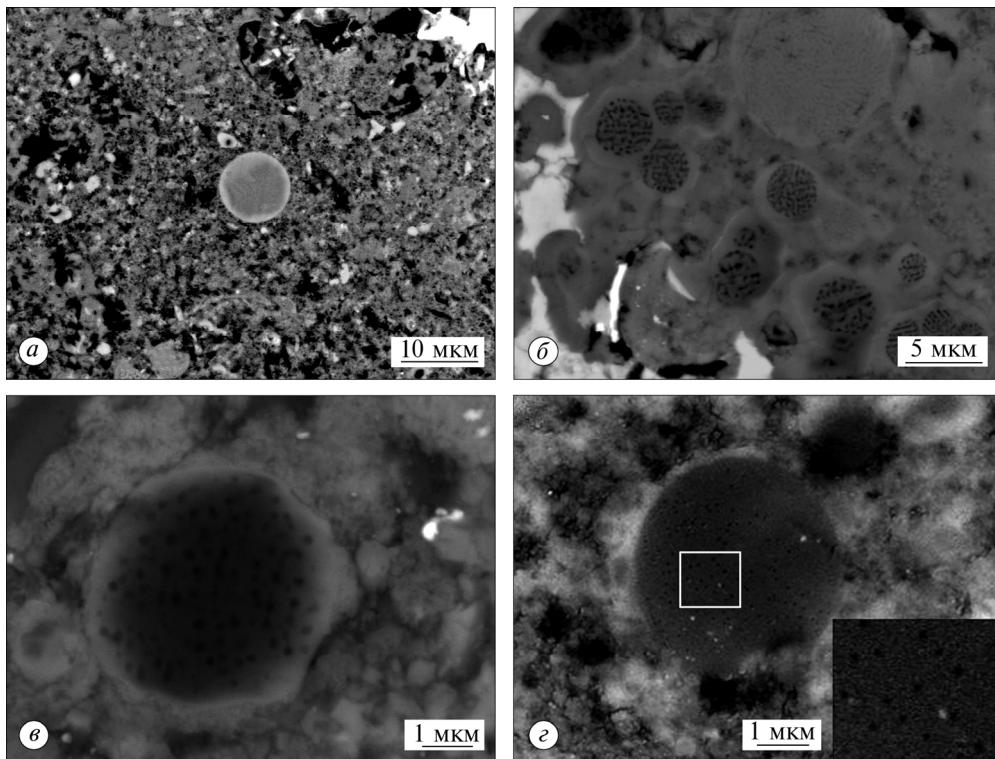


Рис. 3.50. BSE-зображення мікрохондр у тонкозернистих оболонках хондр метеорита Кримка: *а* — олівінова зональна мікрохондра, периферія якої збагачена FeO; *б* — структури злипання двох і більше зональних піроксен-олівінових мікрохондр плямистої будови; по периферії мікрохондр розвинуті олівінові (?) оболонки; *в* — зональна мікрохондра точкової будови, різновид плямистої; *г* — піроксенова мікрохондра з включеннями нанокристалів Mg,Al-шпінелі (чорні квадратні включення) класичної точкової будови; праворуч внизу — окреслена ділянка у збільшенному масштабі

Fig. 3.50. BSE images of microchondrules of the fine-grained chondrule rims of the Krymka meteorite: *a* — an olivine zonal microchondrule with FeO-enriched periphery; *b* — the structures of adhesion of two or more zonal pyroxene-olivine microchondrules of spotted texture. Olivine (?) rims are developed along a periphery of the microchondrules; *c* — a zonal microchondrule with a pointed structure, which belongs to variety of a spotted one; *d* — a pyroxene microchondrule with the Mg,Al-spinel nanocrystals (black squares) of the classical point structure. Below is an enlarged outlined area

тичний стан окремих мікрохондр також указують структури налипання мікрохондр на поверхню хондр (див. рис. 3.53). Мікрохондри, що налипли на поверхню хондр, мають однорідну (рис. 3.53, *a*), плямисту з ознаками швидкого охолодження двох незмішуваних розплавів (рис. 3.53, *b*) або точкову (рис. 3.53, *c*) будову і Ca-піроксен-плагіокласовий склад. Точкові мікрохонди належать, імовірно, до високотемпературних утворень, повторний нагрів яких зумовив твердофазову кристалізацію включень.

3.2. Тонкозерниста речовина хондрита

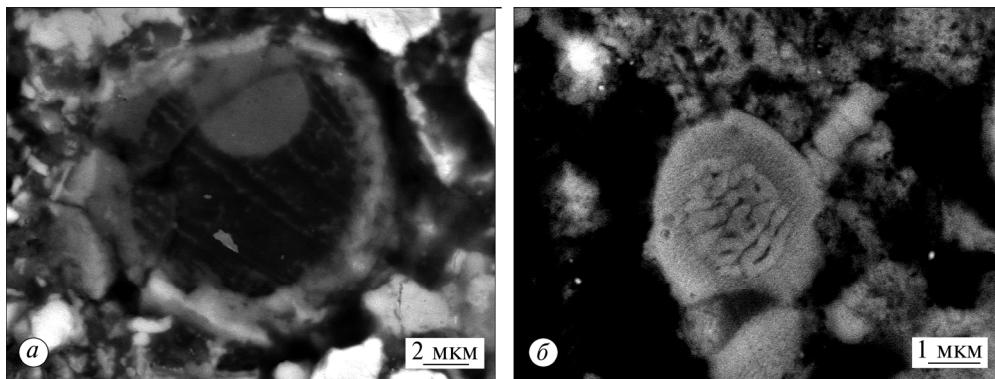


Рис. 3.51. BSE-зображення структур проникнення однієї мікрохондри в іншу: *а* — смугаста високомагнезіальна піроксенова мікрохондра з прониклою однорідною високозалізистою олівіновою; *б* — олівінова мікрохондра однорідної будови, в яку проникла олівінова колосникова мікрохондра

Fig. 3.51. BSE image of textures of one microchondrule penetration into another: *a* — a striped magnesium enriched pyroxene microchondrule with penitinated homogeneous high-iron olivine one; *b* — olivine barred microchondrule, which introduced into homogeneous olivine one

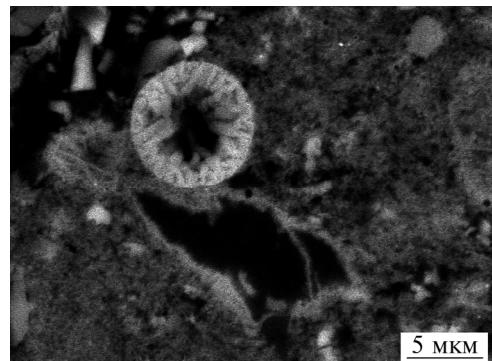
У трьох випадках виявлено унікальні структури проникнення однієї (див. рис. 3.51, *а*, *б*) олівінової мікрохондри або двох, що злиплись (рис. 3.54), в іншу. Мікрохондри-«господарі» однорідні, іноді смугасті за будовою, складені переважно високозалізистим олівіном або піроксеном. Проніклі мікрохондри мають однорідну (див. рис. 3.51, *а*), колосникову (рис. 3.51, *б*) або зональну (див. рис. 3.54) будову.

Наявність складних структур є важливим свідченням різного агрегатного стану мікрохондр у протопланетній туманності, їх постійного руху та взаємодії між собою і «хондрою-господарем». Слід зазначити, що складна будова мікрохондр подібна до будови хондр, що вказує на подібність процесів їх еволюції в газопиловому довкіллі туманності.

Мінеральний склад. Він досить обмежений (рис. 3.55). Майже 46 % мікрохондр складені піроксеном, 29 % — олівіном, 19 % — піроксеном з олівіном, а решта мають полімінеральний склад і представлені піроксеном та плагіоклазом, силікатною речовиною із сульфідом заліза, Ca-багатим піроксеном й олівіном, а також олівіном і Ca-фосфатом. В окремих тонкозернистих оболонках олівіно-

Рис. 3.52. BSE-зображення мікрохондри із закономірним розміщенням видовжених кристалів олівіну від периферії до центру

Fig. 3.52. BSE image of microchondrule with regular arrangement of elongated olivine crystals from the periphery to the core



РОЗДІЛ 3. Літичні включення та тонкозерниста речовина в хондриті Кримка

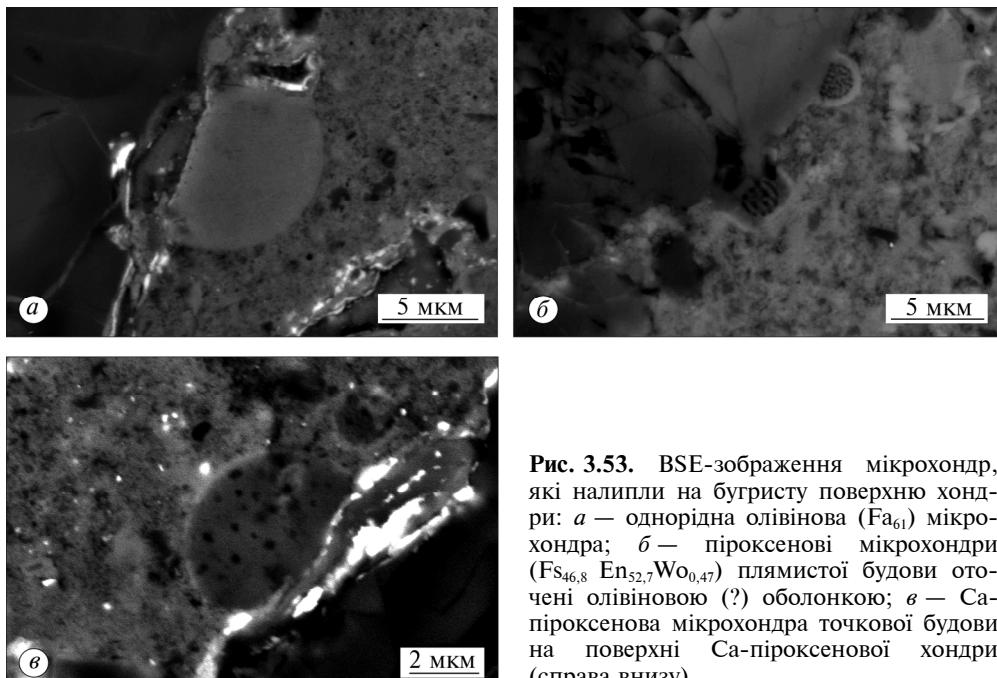


Fig. 3.53. BSE images of microchondrules adhered on a chondrule surface: *a* — homogeneous olivine (Fa_{61}) microchondrule; *б* — pyroxene microchondrules ($\text{Fs}_{46.8} \text{En}_{52.7} \text{Wo}_{0.47}$) of a spotted texture, which are surrounded by an olivine (?) rim; *в* — Ca-pyroxene microchondra of point texture on the surface of Ca-pyroxene chondrule (bottom right)

ві мікрохондри переважають над піроксеновими. Олівінові мікрохондри мають зональну будову і характеризуються наявністю тонкої збагаченої за-лізом оболонки з плавним переходом до Mg-збагаченого ядра (див. рис. 3.50, *а*). В поодиноких випадках олівінова оболонка наростає на поверхню піроксенової мікрохондри (рис. 3.50, *б*). Контакт між ними чіткий.

Надзвичайний інтерес становить знахідка піроксенової мікрохондри точкової будови з рівномірно розміщеними нановключеннями кубічних кристалів Mg,Al -шпінелі (рис. 3.50, *г*), що засвідчує високотемпературні умови утворення алюмінієвмісної силікатної мікрохондри з подальшою кристалізацією шпінелі, найімовірніше, внаслідок повторного нагріву, зумовленого ударно-метаморфічним перетворенням материнського тіла метеорита.

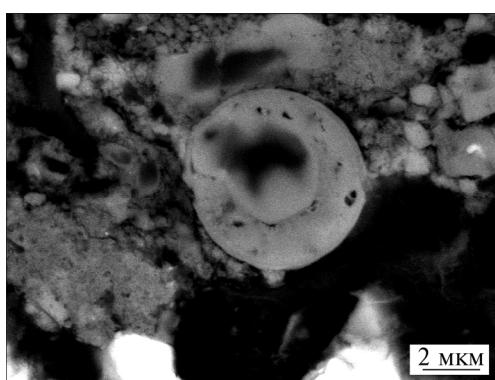


Рис. 3.54. BSE-зображення структури проникнення двох мікрохондр, що злиплись, у більшу мікрохондру

Fig. 3.54. BSE image of a texture of two adhered microchondrules penetration into a larger one

3.2. Тонкозерниста речовина хондрита

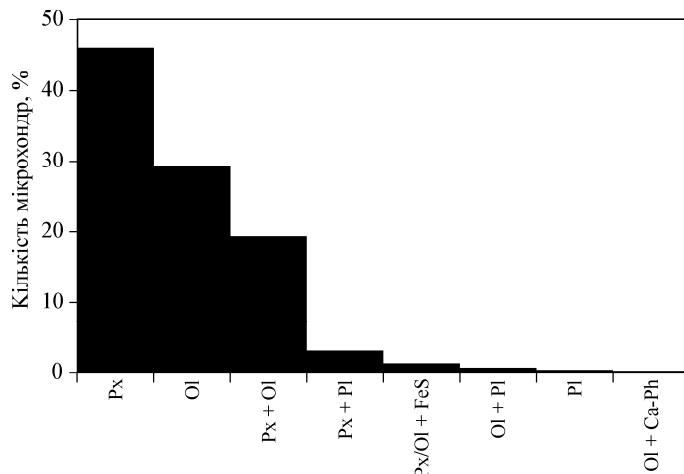


Рис. 3.55. Гистограма розподілу мікрохондр за мінеральним складом у тонкозернистих оболонках хондрита Кримка (загальна кількість мікрохондр — 652)

Fig. 3.55. A distribution histogram of the microchondrules by mineral composition in a fine-grained rims of the Krymka meteorite chondrules (total number of the microchondrules — 652)

Хімічний склад мінералів мікрохондр. Відповідно до енергодисперсійних досліджень, хімічний склад піроксену і олівіну неоднорідний (рис. 3.56). Більшість із 180 проаналізованих піроксенових мікрохондр ($Fs_{0,5-56}$) складена енстатитом, меншою мірою — бронзитом або гіперстеном. Середній хімічний склад Ca-багатого піроксену в семи мікрохондрах відповідає $Fs_{47,9} En_{28,7} Wo_{23,5}$.

Переважна більшість олівінових мікрохондр збагачені залізом і містять 60—90 % фаялітового компонента з домінуванням Fa_{70-80} . Лише 5 із 127 олівінових мікрохондр мають магнезіальний склад Fa_{0-20} . В оболонках п'яти хондр поряд з високозалізистими (Fa_{44-84}) відмінами мікрохондр виявлено високомагнезіальні (Fa_{8-19}), що вказує на їх гетерогенність.

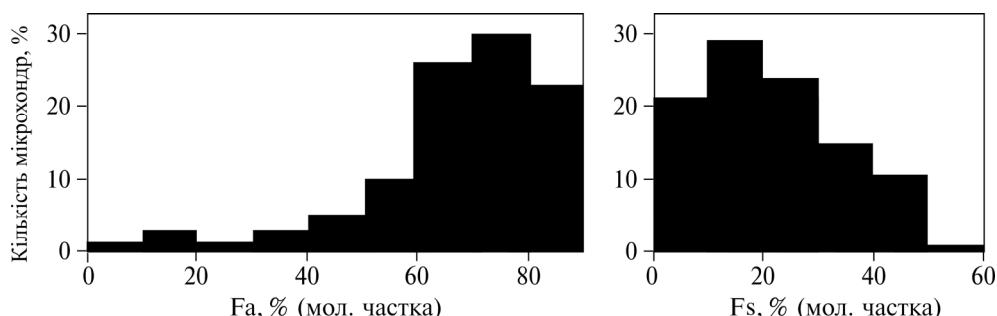


Рис. 3.56. Вміст фаялітового компонента в олівіні та феросилітового компонента в Ca-бідному піроксені мікрохондр у тонкозернистих оболонках хондрита Кримка

Fig. 3.56. The Fa-contents of olivine and Fs-contents of Ca-poor pyroxene of the microchondrules within fine-grained chondrule rims of the Krymka meteorite

Дослідження хондрита Кримка дають змогу виділити такі структурно-мінералогічні й хімічні особливості мікрохондр та оболонок, що їх містять: 1) мікрохонди знайдені в усіх тонкозернистих оболонках 46 хондр; оболонки хондр з бугристою поверхнею забагачені мікрохондрами, а з гладенькою — містять їх у незначній кількості; 2) домінуючий розмір мікрохондр (≤ 5 мкм) повністю відповідає класифікації тонкозернистої речовини за розміром; 3) переважна більшість мікрохондр однорідні за будовою і представлені нормативними піроксеном і меншою мірою олівіном; структура мікрохондр у цілому подібна до структури хондр, хоча різничається меншим різноманіттям і рідкісністю порфірової будови, що пошиrena серед хондр; 4) взаємовідношення мікрохондр подібні до взаємовідношень хондр, що засвідчує подібність процесів їх еволюції в газопиловому довкіллі туманності; 5) хімічний склад піроксенів і олівіну в мікрохондрах неоднорідний: для піроксену характерно домінування енстатиту, а для олівіну — фаяліту, що відповідає попереднім дослідженням мікрохондр у хондритах (Rubin et al., 1982; Rubin, 1989; Krot et al., 1997; Semenenko et al., 2001, 2005); наявність в окремих оболонках олівінових мікрохондр з відмінним хімічним складом вказує на їх гетерогенність.

Природа мікрохондр. У результаті перших досліджень було зроблено висновок щодо належності мікрохондр до другорядного, але повсюдного компонента протопланетної туманності (Rubin, 1989). Водночас дослідження тонкозернистої речовини в різних текстурних складових метеорита Кримка (Semenenko et al., 2001, 2005; Семененко, Шкуренко, 2012; Шкуренко, 2016) вказують на наявність мікрохондр переважно в оболонках хондр, що ставить під сумнів їх повсюдність у пиловій компоненті туманності. Серед семи вивчених тонкозернистих ксенолітів ми діагностували мікрохонди лише в одному вуглиствому ксеноліті BK13 із текстурними ознаками первісної акреції (Semenenko et al., 2001), а також в оболонці вуглиствого графітовмісного ксеноліту K1 (Semenenko et al., 2005). Мікрохонди не виявлено в ксеноліті BK14 (Semenenko et al., 2001), магнетитовмісних ксенолітах BK2 і BK4 (Гіріч, Семененко, 2004), а також у забагаченому металом ксеноліті BK16 (Семененко, Гіріч, 2007).

Згідно з даними О. Крота та співавт. (Krot, Rubin, 1996; Krot et al., 1997), переважна більшість піроксенових мікрохондр утворилися із силікатних крапель унаслідок переплавлення і випаровування поверхні хондр з подальшою конденсацією і акрецією пилових зерен. Доказом цього є бугристий поверхня хондр з ознаками переплавлення, а також відповідність хімічного складу мінералів поверхні хондр і мікрохондр у тонкозернистих оболонках. Утворення крапель навколо хондр автори пов'язують з одноразовим процесом нагріву, за яким відбулося миттєве захоплення сконденсованих мікрохондр пиловою компонентою, що оточувала хонди. Постійний і хаотичний рух крапель у пиловому середовищі підтверджується наявністю складних за будовою, але однакових за хімічним складом мікрохондр. На відміну від піроксенових олівінові мікрохонди утворились унаслідок миттевого переплавлення в допланетній туманності високоокисленого силікатного пилу, що оточував хонди. Домінування піроксенових мікрохондр над олівіновими пояснюється пріоритетністю нагріву крупніших і темніших

3.2. Тонкозерниста речовина хондрита

об'єктів, тобто хондр, оскільки вони абсорбуують світло ефективніше, ніж дрібні й світлі пилові зерна.

За результатами наших досліджень мікрохондр у хондриті Кримка можна зробити такі попередні висновки.

1. Визначення мікрохондр (Rubin et al., 1982) як округлих об'єктів розміром ≤ 40 мкм не є коректним. Воно має ґрунтуватися на їх домінантному розмірі ≤ 5 мкм, з окремим виключенням до 20 мкм.

2. Відсутність мікрохондр розміром > 20 мкм, а також рідкість мікрохондр з порфіровою будовою у вивчених оболонках можуть вказувати на помилкову діагностику зрізів верхівок хондр як мікрохондр у попередніх дослідженнях (Rubin et al., 1982);

3. Значне збагачення тонкозернистих оболонок бугристих хондр мікрохондрами, а також знахідка структур безпосереднього налипання мікрохондр на поверхню бугристої хонди є однозначним підтвердженням висновку О. Крота та співавт. (Krot, Rubin, 1996; Krot et al., 1997) про формування піроксенових мікрохондр внаслідок переплавлення і випаровування поверхні хондр. Разом з тим допускаємо, що в оболонках хондр з гладенькою поверхнею, а також у вивчених раніше ксенолітах і їх оболонках (Semenenko et al., 2001, 2005) мікрохондри могли утворитись у результаті високоенергетичних процесів переплавлення і переконденсації як тонкозернистої пилу туманності, так і поверхні інших хондр або крупних силікатних зерен. Саме такий процес міг зумовити конденсацію високотемпературних крапель з тугоплавкими компонентами, розкристалізація яких привела до формування піроксенової мікрохондри зі шпінеллю. При цьому допускаємо можливість переміщення мікрохондр з потоком пилової компоненти туманності від області утворення до області акреції тонкозернистої речовини, хондр, ксенолітів та окремих крупних зерен. Процес переміщення супроводжувався налипанням субмікронного силікатного пилу і мікрохондр на поверхню крупніших об'єктів.

4. Відсутність мікрохондр у переважній більшості тонкозернистих ксенолітів (Semenenko et al., 2001, 2005; Гіріч, Семененко, 2004; Семененко, Гіріч, 2007) на відміну від оболонок хондр може бути свідченням їх різного вмісту у пиловому середовищі, зумовленому хронологічним або просторовим фактором.

5. Мікрохондри — поширеній, але не повсюдний компонент протопланетної туманності, як припускає А. Рубін (Rubin, 1989). Вони відсутні у світлій матриці, в більшості ксенолітів і наявні передусім у темній тонкозернистій речовині, зокрема в ксеноліті ВК13 з акреційнимиprotoхондрами (Semenenko et al., 2001), що є ознакою їх формування на ранніх етапах мінералоутворення в газопиловій туманності. Вважаємо, що наявність мікрохондр може бути додатковим критерієм примітивності тонкозернистої речовини, яка не зазнала метаморфічних змін.

Таким чином, дані щодо тонкозернистих оболонок 46 хондр у метеориті Кримка вказують на співіснування високотемпературних (хондри, мікрохондри) і низькотемпературних (мінеральний пил) об'єктів та активні процеси їх взаємодії між собою в період акреції материнського тіла метеорита в газопиловому середовищі протопланетної туманності, яке на мікромасштабному рівні було хімічно та мінералогічно неоднорідним.

Генетичні аспекти тонкозернистої речовини хондрита Кримка

Зіставлення хімічного складу тонкозернистої речовини в різних текстурних одиницях (табл. 3.39) — в оболонках хондр і включень, більшість з яких належать до вуглистих ксенолітів, а також безпосередньо у включеннях та матриці (Huss et al., 1981; Семененко и др., 1991; Semenenko, Girich, 2001; Semenenko et al., 2001, 2005; Семененко, Гіріч, 2011), дає змогу виявити рівень неоднорідності її в межах метеорита, а відповідно, і рівень неоднорідності пилу в протопланетній туманності (Семененко та ін., 2014). Ксеноліти K1, K3, BK1, BK4, BK13 і, можливо, BK16, що утворилися із вуглистої речовини, а також ксеноліт BK14 мають складну історію, за хімічним і мінеральним складом та походженням вони відрізняються від тонкозернистих оболонок хондр. Викладене дає змогу припустити відмінності у хімічному складі пилового середовища, в якому ксеноліти утворились та існували.

Відношення SiO_2/MgO є базовим у визначенні хімічної групи хондритів, а $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ — ступеня перекристалізації примітивної низькотемпературної речовини матриці (Van Schmus, Wood, 1967; Huss et al., 1981). Відповідно до зростання цих параметрів, які змінюються в широких межах (табл. 3.39), тонкозернисту речовину метеорита Кримка поділено на три групи (рис. 3.57).

До першої групи ($\text{SiO}_2/\text{MgO} = 1,38\text{--}1,59$; $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) = 0,56\text{--}0,62$) належать вуглисти ксеноліти, ксеноліти BK14, BK17 та оболонка ксеноліту BK13, які характеризуються найбільшим вмістом MgO і найнижчим

Таблиця 3.39. Відношення SiO_2/MgO і $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ в тонкозернистих оболонках хондр, ксенолітів і в непрозорій матриці хондрита Кримка

Table 3.39. Ratios SiO_2/MgO and $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ in the fine-grained chondrule rims, xenoliths and dark matrix of the Krymka chondrite

Текстурні одиниці	SiO_2/MgO	$\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$
Ксеноліти:		
BK1 (Girich, Semenenko, 2001; Гіріч, Семененко, 2004)	1,38	0,51
BK4 (Girich, Semenenko, 2001; Гіріч, Семененко, 2004)	1,38	0,52
K1 (Semenenko et al., 2005)	1,38	0,61
K3 (Semenenko et al., 2005)	1,38	0,56
BK13 (Semenenko et al., 2001)	1,48	0,59
BK14 (Semenenko et al., 2001)	1,70	0,59
BK16 (Semenenko, Girich, 2005; Семененко, Гіріч, 2007)	1,54	0,62
BK17 (Girich et al., 2005; Гіріч та ін., 2006)	1,89	0,60
Оболонки ксенолітів:		
BK13 (Semenenko et al., 2001)	1,60	0,62
BK17 (Girich et al., 2005; Гіріч та ін., 2006;)	2,33	0,75
K1 (Semenenko et al., 2005)	2,65	0,75
K3 (Semenenko et al., 2005)	2,75	0,77
Оболонки хондр (середнє із 46 оболонок)	3,37	0,83
Матриця:		
Непрозора (Huss et al., 1981)	2,90	0,79
Прозора (Huss et al., 1981)	2,42	0,72
BK15 (Semenenko et al., 2001)	2,35	0,75

3.2. Тонкозерниста речовина хондрита

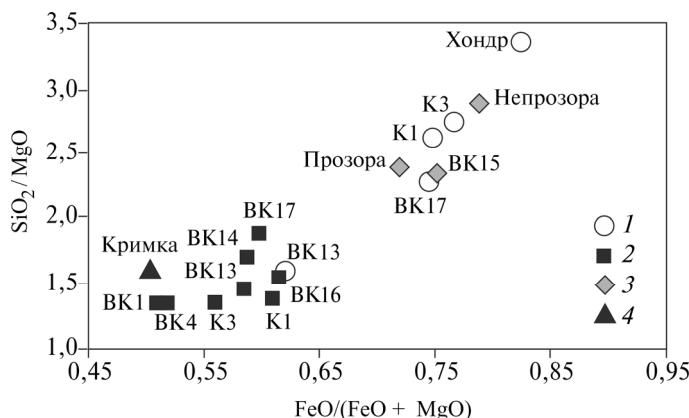


Рис. 3.57. Співідношення SiO_2/MgO і $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ (див. табл. 3.39) у тонкозерністій речовині оболонок (1) хондр (середнє значення) та в інших текстурних одиницях хондрита Кримка — в ксенолітах (2) (Girich, Semenenko, 2001; Semenenko et al., 2001, 2005; Гіріч, Семененко, 2004; Girich et al., 2005; Semenenko, Girich, 2005; Гіріч та ін., 2006; Семененко, Гіріч, 2007), в їх оболонках (1) (Semenenko et al., 2001, 2005; Girich et al., 2005; Гіріч та ін., 2006), у матриці (3) (Huss et al., 1981; Semenenko et al., 2001) і в хондриті Кримка (4) в цілому (Дьяконова, Харитонова, 1960)

Fig. 3.57. Correlation of SiO_2/MgO vs. $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ (table 3.39) for the fine-grained material of chondrule (Хондр) rims (1) (average meaning) and other textural units of the Krymka chondrite — xenoliths (2) (Girich, Semenenko, 2001; Semenenko et al., 2001, 2005; Girich, Semenenko, 2004, in Ukrainian; Girich et al., 2005; Semenenko, Girich, 2005; Girich et al., 2006, in Ukrainian; Semenenko, Girich, 2007, in Ukrainian), the xenoliths rims (1) (Semenenko et al., 2001, 2005; Girich et al., 2005; Girich et al., 2006, in Ukrainian), transparent (Прозора) and opaque (Непрозора) matrix (3) (Huss et al., 1981; Semenenko et al., 2001) and bulk Krymka (Кримка) chondrite (4) (Diakonova, Kharitonova, 1960, in Russian)

відношенням $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$. За відношенням SiO_2/MgO вони близькі до валового хімічного складу хондрита Кримка, хоча і різняться більшим вмістом FeO . Більшість ксенолітів мають вуглистоу природу і утворились унаслідок акреції мінерального пилу і органічних сполук. При цьому слід зауважити: графітовімісні ксеноліти К1 і К3 зазнали в подальшому незначних метаморфічних змін ще до акреції пилу, що зумовило перетворення органічних сполук на графіт. Ксеноліт BK13 і його оболонка подібні за хімічним складом, але дещо різняться за вмістом MgO . Отже, припускаємо налипання мінерального пилу на поверхню ксеноліту безпосередньо після його формування у вуглецевмісному пиловому середовищі. На відміну від вуглистих ксенолітів ксеноліти BK14 і BK16 належать, найімовірніше, до продуктів акреції мінерального пилу протопланетної туманності, збідненого на органічні сполуки. Однак це питання потребує додаткових досліджень.

До другої групи ($\text{SiO}_2/\text{MgO} = 2,35\text{--}2,90$; $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) = 0,72\text{--}0,79$), яка характеризується більшим вмістом SiO_2 і FeO , належать оболонки вуглецевмісних ксенолітів К1, К3, бітумовмісного включення та ксеноліту BK17. На відміну від оболонки ксеноліту BK13 вони значно відрізняються від вуглистої речовини ксенолітів К1 і К3 меншим вмістом MgO , що може вказувати на акрецію пилу в більш низькотемпературному середови-

щі і, ймовірно, на відмінності в метаморфічній історії ксенолітів. За співвідношеннями SiO_2/MgO і $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ оболонки вуглецевмісних ксенолітів K1, K3, бітумовмісного включення і ксеноліту BK17 займають проміжне положення між прозорою та непрозорою матрицями, що засвідчує зміну хімічного складу пилового довкілля після утворення ксенолітів. Фактично результати досліджень фіксують просторову або хронологічну зміну пилового середовища протопланетної туманності в період існування ксенолітів і включень. Можна припустити, що чим триваліша доагломераційна історія тонкозернистих ксенолітів, тим вища ймовірність зміни пилового довкілля.

До третьої групи, найбільш збагаченої SiO_2 , входять оболонки досліджених хондр (середні значення $\text{SiO}_2/\text{MgO} = 3,45$; $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) = 0,85$), зокрема оболонка макрохондри з графітом. За співвідношеннями SiO_2/MgO і $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$, які варіюють від оболонки до оболонки (див. рис. 3.47) у широких межах (2,35—4,79 і 0,71—0,91 відповідно), оболонки хондр з найнижчим співвідношенням SiO_2/MgO частково збігаються з прозорою і непрозорою матрицями. Таким чином, результати дослідження однозначно вказують на формування оболонок хондр у змінному за хімічним складом пиловому середовищі у доволі широкому діапазоні *PT*-умов, найімовірніше, в додаткові агломераційні періоди розвитку материнського тіла метеорита.

На відміну від хондр в оболонці графітовмісної макрохондри було знайдено поодинокі мікрокристали графіту, вуглецевзбагачені ділянки та акцесорні зерна частково окисненої Fe-вмісної шпінелі, що вказує на мінералогічну неоднорідність пилової компоненти в період її налипання на поверхню хондр в області агломерації материнського тіла метеорита. Ці дані підтверджуються також знахідками в тонкозернистих оболонках окремих хондр серед збагачених залізом силікатів поодиноких зерен високотемпературних мінералів, таких як корунд, та шпінелевмісних мікрохондр. Між тим слід зазначити, що локальна мінералогічна неоднорідність, яка зумовлена наявністю акцесорних мінералів, не впливає на валовий хімічний склад оболонок.

Високі співвідношення SiO_2/MgO і $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ в оболонках хондр є свідченням як значного збагачення пилу протопланетної туманності вторинною низькотемпературною компонентою, так і збереженістю в ній примітивного пилу в період агломерації метеорита Кримка. Порівняння валового хімічного складу оболонок хондр, метеорита Кримка у цілому (Дьяконова, Харитонова, 1960), а також його темної і прозорої матриць (Huss et al., 1981) дає змогу припустити, що збагачення оболонок SiO_2 і FeO є частково результатом переплавлення пилу, найімовірніше, в процесі хондроутворення і виведення з його складу тугоплавких компонентів (наприклад магнію, кальцію, алюмінію і титану) в хондри. Фактично відбувся процес перерозподілу компонентів, в якому розплав збагатився високотемпературними, а пил — низькотемпературними елементами (Brearley, 1996; Scott, Krot, 2004), що неодноразово підтверджено термодинамічними дослідженнями. Крім того, у збагачення пилу низькотемпературними компонентами певний внесок могли зробити тонкозернисті продукти деструкції

3.2. Тонкозерниста речовина хондрита

хондр (наприклад, тонкорозкристалізоване скло плагіоклазового складу) (Alexander et al., 1989) і пилових ксенолітів.

Результати вивчення хондрита Кримка узгоджуються з літературними даними для інших метеоритів (Mac Pherson et al., 1985; Brearley, 1993; Metzler, Bischoff, 1996; Greshake, 1997) щодо хімічної і мінералогічної неоднорідності пилового середовища протопланетної туманності в області агломерації хондр і речовини матриці. Водночас наші дослідження чітко вказують на активні процеси обміну мінеральним пилом між різними за хімічними характеристиками та *PT*-умовами зонами протопланетної туманності як у просторі, так і в часі. Ксеноліт BK13 акреціював пилову оболонку в області свого утворення, а ксеноліти K1, K3 та бітумовмісне включення — в іншому, більш окисненому середовищі. На відміну від вуглистих ксенолітів хонди вичерпували збагачений SiO_2 і FeO мінеральний пил у широкому діапазоні *PT*-умов, зокрема з найбільш окисненого середовища, що є свідченням значної масштабності процесу хондроутворення в хімічно змінному пиловому довкіллі.

* * *

Валовий хімічний склад оболонок хондр метеорита Кримка характеризується неоднорідністю і варіє від хондри до хондри в широких межах, що узгоджується з результатами аналогічних досліджень в інших хондритах. Порівняно з хімічним складом прозорої і непрозорої матриць, а також оболонок включені переважна більшість з них збагачені SiO_2 і FeO , що вказує на низькотемпературні умови їх формування.

Відповідно до зростання співвідношень SiO_2/MgO і $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ тонкозернисту речовину хондрита Кримка розділено на 3 групи, що засвідчує змінність хімічного складу пилу і перманентний процес його налипання на крупніші об'єкти в доакреційний і акреційний періоди розвитку речовини хондритів. Досліджені включення, зокрема вуглисти ксеноліти, утворились з іншого джерела, ніж хонди, і акумулювали на свою поверхню пил упродовж всього періоду існування в туманності. Ксеноліт BK13 вичерпував пил, найімовірніше, із тої самої області туманності, де утворився, ксеноліти BK1, BK4, K1, K3, бітумовмісне включення та включення BK17 — з дещо відмінного за хімічним складом, а саме збагаченого на SiO_2 пилового середовища, тоді як хонди і, зокрема, макрохонди акумулювали найбільш збагачений SiO_2 і FeO пил в області агломерації материнського тіла метеорита.

Належність оболонок хондр і включень до однієї хімічної групи тонкозернистої речовини вказує на їх спільне джерело протопланетного пилу.

Відмінність або частковий збіг відношень SiO_2/MgO і $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ у хімічному складі оболонок різних за походженням об'єктів засвідчує активний речовинний обмін у протопланетній газопиловій туманності. Відсутність оболонок у деяких ксенолітах і хондрах можна пояснити фрагментацією доагломераційних об'єктів або деструкцією оболонок у процесі агломерації материнського тіла метеорита.

Хімічна неоднорідність мінерального пилу протопланетної туманності могла мати як просторовий, так і хронологічний характер.

Р О З Д І Л 4

ДОСОНЯЧНІ МІНЕРАЛИ ТА МІНЕРАЛИ СУМНІВНОГО КОСМІЧНОГО ПОХОДЖЕННЯ

Y роздлі наведено літературні дані щодо знахідок найбільш древніх зерен мінералів досонячної природи, а також результати оригінальних досліджень уперше знайдених зерен самородних металів, за структурно-мінералогічними й хімічними характеристиками яких не можна однозначно визначити їх як мінерали метеоритного походження.

4.1. ДОСОНЯЧНІ ЗЕРНА МІНЕРАЛІВ

Згідно з ізотопними даними, досонячні мінерали є пиловим продуктом деградації древніх зірок і важливим компонентом протосонячної міжзорянної туманності (Zinner et al. 1990; 1995). Високоенергетичні процеси сонцеутворення неповністю знищили зоряний пил, тому їхні релікти увійшли до складу примітивних метеоритів, що утворилися на периферії протопланетної туманності.

Хондрит Кримка належить до рідкісних метеоритів, у яких діагностовано зерна мінералів досонячного походження. Вперше, ще в 1990-х роках, було висловлено думку про ймовірність знаходження в хондриті Кримка зерен досонячного алмазу дослідницькими групами А.В. Фісенка (Фісенко и др., 1994) та А.А. Вальтера (Вальтер и др., 1994). Методом хімічної сепарації з метеорита було виділено колоїдні алмази розміром від 2,3–2,8 до 6 нм, зростки мікрокристалів графіту розміром 0,5–0,6 мкм і зерна карбіду кремнію розміром 6–13 нм (Вальтер и др., 1994). Проте відсутність можливості провести тонкі ізотопні дослідження знайдених зерен залишила відкритим питання про їх природу.

Наявність у метеориті досонячного алмазу було ізотопно підтверджено дещо пізніше (Verchovsky et al., 2004). За розміром зерен автори статті виділили в хондриті Кримка 4 фракції колоїдних алмазів, дослідження яких дало змогу зробити висновок щодо залежності ізотопного складу вуглецю і азоту, а також вмісту та ізотопного складу інертних газів від розміру зерен. Так, зі зменшенням розміру зерен ізотопний склад вуглецю змінюється від –18 до –39 ‰, а азоту — від –210 до –320 ‰. Усі колоїдні зерна алмазів містять три компонента інертних газів (P3, HL та P6).

Найбільш детальними і системними є пошук і дослідження досонячних зерен (рис. 4.1, *a*, *b*) Л. Ніттлера та співавт. (Nittler et al., 2008). У хондриті Кримка було знайдено 61 зерно (табл. 4.1), що утворились у досонячний період. З них Al_2O_3 — 33 зерна, гібоніту ($\text{CaAl}_{12}\text{O}_{19}$) — 21, шпінелі (MgAl_2O_4) і

4.1. Досонячні зерна мінералів

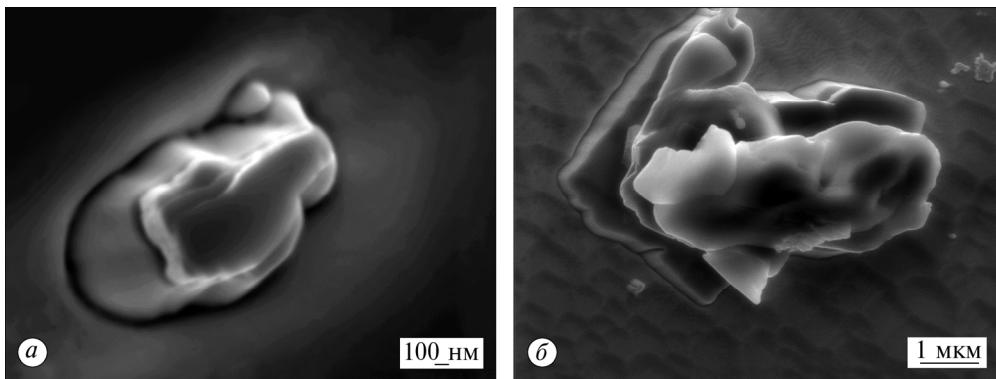


Рис. 4.1. SEI-зображення зерен досонячного гібоніту (*а*, *б*), хімічно виділених з тонкої фракції метеорита Кримка в Інституті Карнегі (Вашингтон). Фото люб’язно надані Ларрі Нітлером

Fig. 4.1. SEI images of presolar grains (*a*, *б*) chemically isolated from a fine fraction of the Krymka meteorite at the Carnegie Institution (Washington). Photos courtesy of Larry Nittler

оксиду титану — по 2, а також 3 зерна невідомого складу, що були повністю знищенні під час ізотопних досліджень. Первінний розмір усіх зерен, ймовірно, знаходився в межах 0,5—5 мкм, але діаметр більшості з них становив <1,5 мкм.

За ізотопним складом кисню досліджувані зерна розподілені на чотири групи, які можуть мати різне походження. Більшість зерен належать до груп 1 та 2 і є, найімовірніше, продуктами діяльності червоних гіантів та AGB (asymptotic giant branch) зірок.

У хондриті також діагностовано складне збагачене киснем зерно зіркового пилу розміром $0,8 \times 3,75$ мкм, складене ядром з Al-, Ca- і Ti-оксидів та мантією з Mg-Ca-силікатів (Leitner et al., 2016). Уперше для досонячних зерен діагностовано фторомісну фазу. Зерно має підвищене порівняно з сонячним ізотопним складом відношення $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ ($8,40 \pm 0,16 \cdot 10^{-4}$), субсонячне відношення $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ($1,83 \pm 0,03 \cdot 10^{-3}$) і, відповідно до класифікації (Nittler et al., 2008), належить до ізотопної групи 1. Зерно містить невеликий надлишок ^{30}Si ($\delta^{30}\text{Si} = 41 \pm 5\text{‰}$).

Основним носієм досонячних зерен є примітивна тонкозерниста речовина хондритів. Водночас пошук та ізотопне вивчення досонячних зерен у метеоритах методом хімічної сепарації належить до деструктивних методів і пов’язані, на жаль, із втратою важливої інформації про розподіл цих зерен, їх істинний розмір та характер взаємовідношень з іншими мінералами.

Як зазначено вище, дослідження унікального за структурою тонкозернистого вуглистого ксеноліту BK13 з прикметами первісної акреції дали змогу діагностувати в полірованому шліфі метеорита Кримка високотемпературні Ca,Al-збагачені мінерали (див. рис. 3.40, *а*, *б*) — шпінель і гібоніт (Semenenko et al., 2001), які можуть бути реліктами досонячних зерен, частково зміненими в протопланетній туманності. Особливості їх хімічного складу і будови вказують на незначні метаморфічні зміни первісного складу, найімовірніше, в материнському тілі хондрита Кримка. Серед цих міне-

Таблиця 4.1. Ізотопний склад досоняч
Table 4.1. Isotopic composition of the preso

Відношення	Границя значень	Al_2O_3 (33)	Гібоніт (21)
$^{17}\text{O}/^{16}\text{O} \pm 1\sigma$	min max	$4,80 \pm 0,46 \cdot 10^{-4}$ $8,22 \pm 0,06 \cdot 10^{-3}$	$3,24 \pm 0,30 \cdot 10^{-4}$ $2,92 \pm 0,06 \cdot 10^{-3}$
$^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \pm 1\sigma$	min max	$2,30 \pm 0,94 \cdot 10^{-5}$ $2,19 \pm 0,06 \cdot 10^{-3}$	$2,25 \pm 0,38 \cdot 10^{-4}$ $4,78 \pm 0,04 \cdot 10^{-3}$
$\delta^{25}\text{Mg}/^{24}\text{Mg} \pm 1\sigma$	min max	-288 ± 140 243 ± 221	-320 ± 15 237 ± 20
$\delta^{26}\text{Mg}/^{24}\text{Mg} \pm 1\sigma$	min max	6 ± 35 $1,76 \pm 0,13 \cdot 10^6$	-28 ± 16 $41,340 \pm 570$
$\text{Al}/^{24}\text{Mg}$	min max	190 $22,700$	49 238
$^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al} \pm 1\sigma$	min max	$<4,4 \cdot 10^{-6}$ $6,3 \pm 0,1 \cdot 10^{-2}$	$<4,3 \cdot 10^{-5}$ $7,76 \pm 0,07 \cdot 10^{-2}$
$\delta^{42}\text{Ca}/^{40}\text{Ca} \pm 1\sigma$	min max		-40 ± 6 249 ± 12
$\delta^{43}\text{Ca}/^{40}\text{Ca} \pm 1\sigma$	min max		-42 ± 40 118 ± 27
$\delta^{44}\text{Ca}/^{40}\text{Ca} \pm 1\sigma$	min max		-26 ± 31 141 ± 8
$\delta^{41}\text{Ca}/^{40}\text{Ca} \pm 1\sigma$	min max		$<9,3 \cdot 10^{-7}$ $4,27 \pm 0,07 \cdot 10^{-4}$
$\delta^{46}\text{Ti}/^{48}\text{Ti} \pm 1\sigma$			
$\delta^{47}\text{Ti}/^{48}\text{Ti} \pm 1\sigma$			
$\delta^{49}\text{Ti}/^{48}\text{Ti} \pm 1\sigma$			
$\delta^{50}\text{Ti}/^{48}\text{Ti} \pm 1\sigma$			

Примітка. За даними статті (Nittler et al., 2008); у дужках вказано кількість зерен.

Note. Data from Nittler et al. (2008); the number of grains is in brackets.

ралів найбільший інтерес становлять зерна гібоніту, що мають у полірованому шліфі округлу форму і розміри до 20 мкм (див. рис. 3.40, б). Зерна досонячного гібоніту, які пізніше хімічно виділив Л. Ніттлер та співавт. (Nittler et al., 2008) із тонкої фракції метеорита Кримка в Інституті Карнегі (Вашингтон), значно менші за розміром (<5 мкм) і мають уламкову форму (рис. 4.1, а, б). Виявлені відмінності вказують на високу крихкість гібоніту, що дає змогу припустити дроблення зерен у процесі підготовки до ізотопних досліджень та про можливість некоректного оцінювання їх розмірів (Семененко, 2009). На жаль, у нас нема ізотопних даних щодо зерен, знайдених *in situ*, але з огляду на рідкісність гібоніту, а також відмінності у розмірах і формі зерен, вивчених різними методами в хондриті Кримка, можна припустити їх походження із спільногометонічного джерела. Крім того, зауважимо, що в метал-тройліт-силікатній (Семененко, 2010; Semenenko, 2010), а пізніше і в тонкозернистій силікатній (Шкуренко, 2016) оболонках хондр у полірованому шліфі метеорита було виявлено кристали корунду (див. рис. 3.46), які можуть мати досонячну природу, але без ізотопних даних обговорювати це питання передчасно.

4.2. Самородні вольфрам і срібло

них зерен у хондриті Кримка
lar grains within the Krymka chondrite

Шпінель (2)	Оксид Ti (2)	Невідомо (3)
$3,05 \pm 0,40 \cdot 10^{-4}$	$4,05 \pm 0,51 \cdot 10^{-4}$	$4,66 \pm 0,18 \cdot 10^{-4}$
$3,31 \pm 0,82 \cdot 10^{-4}$	$4,84 \pm 0,28 \cdot 10^{-4}$	$1,80 \pm 0,10 \cdot 10^{-3}$
$1,37 \pm 0,14 \cdot 10^{-3}$	$1,90 \pm 0,12 \cdot 10^{-3}$	$1,91 \pm 0,05 \cdot 10^{-3}$
$1,43 \pm 0,10 \cdot 10^{-3}$	$2,47 \pm 0,11 \cdot 10^{-3}$	$2,47 \pm 0,22 \cdot 10^{-3}$
	-7 ± 12	
	-9 ± 10	
	13 ± 10	
	8 ± 13	

4.2. САМОРОДНІ ВОЛЬФРАМ І СРІБЛО

У підрозділі коротко викладено основні структурно-мінералогічні й хімічні характеристики самородних срібла і вольфрама, які були першими знахідками в метеоритах. Вважалось (Семененко, 2010; Семененко, Гіріч, 2012), що вони мали космічну природу. Однак подальшими дослідженнями з метою її підтвердження встановлено високу ймовірність належності цих металів до земного забруднення.

Самородні вольфрам і срібло (Семененко, 2010; Semenenko et al., 2011; Семененко и др., 2012) діагностовано в полірованих шліфах хондрита Кримка із застосуванням сканувального електронного мікроскопа. Рідкісні знахідки самородного вольфраму відомі в земних (Новгородова и др., 1995; Jambor et al., 1996; Лукин, 2009) і місячних породах (Мохов и др., 2007). На жаль, більшість із знахідок є дискусійними і належать до сумнівних у зв'язку із забрудненням дослідних лабораторій техногенним вольфрамом і високою чутливістю сучасних методів дослідження. Виявлений у метеориті вольфрам (Семененко, Гіріч, 2012) викликав підвищений науковий інтерес, оскільки, відповідно до термодинамічно розрахованої схеми конденсації мінералів із газу сонячного

складу, що охолоджується (Palme, Jones, 2004), він є одним із перших високотемпературних конденсатів протосонячної туманності. Хоча це перша знахідка самородного вольфраму, попередні дослідження Ca,Al-багатих включені хондритів встановили їх значне збагачення ренієм, вольфрамом, молібденом, а також зернами тугоплавких сплавів елементів платинової групи (MacPherson et al., 1988). Склад останніх у межах одного включення представлений зернами, багатими на елементи від осмію до платини, а їх утворення пояснювали високотемпературною конденсацією тугоплавких сидерофільних елементів протопланетної туманності (MacPherson, 2004).

Самородне срібло на відміну від золота не було знайдено в метеоритах. Лише в енстатитовому ахондриті Pena Blanca Spring в акцесорних кількостях діагностовано рідкісні мінерали срібла — AgCrS₂ і AgCr₂S₄, а також срібло-вмісні мінерали — Ag-алабандін — (Mn,Fe,Ag)S із вмістом 10,4 % Ag і Ag-добрееліт — FeCr₂S₄, який містить 0,75 % Ag (Lin et al., 1989). Зауважимо, що за даними нейтронно-активаційних досліджень розподіл срібла дуже нерівномірний у вуглистій речовині метеорита Кримка (Семененко и др., 1991; Semenenko et al., 2005), а також в інших метеоритах (Laul et al., 1973; Palme et al., 1988). Однак мінерал-носій срібла і його природа залишаються невиясненими.

Мінералого-хімічні особливості та природа самородного вольфраму. Зерна самородного вольфраму діагностовано всередині металевих і метал-сульфідних кульок (≤ 80 мкм) однієї із порфірових олівінових хондр (Semenenko et al., 2011; Семененко, Гіріч, 2012; Семененко и др., 2012), а також поза хондрою, в розташованій поряд у матриці метал-сульфідній кульці діаметром 200 мкм. Хондра (рис. 4.2, а) характеризується округлою формою, чітко вираженим хвилястим краєм, що засвідчує бугорчасту будову її поверхні, наявністю кристалів олівіну, кількість яких переважає над кількістю мезостазису, а також мантії із метал-сульфідних кульок на периферії хондри і окремих металевих кульок у її ядрі. Хондра вкрита тонкозернистою силікатною оболонкою.

Металічна фаза кульок представлена камаситом, в окремих ділянках — тенітом (рис. 4.2, б). Кульки мантії, а також матриці характеризуються евтектичною будовою, яка типова для незмішуваних метал-сульфідних розплавів. Переважна більшість кульок частково або повністю змінена процесами земного вивітрювання.

Самородний вольфрам спостерігається лише у камаситовій фазі (рис. 4.2, б, в) у вигляді окремих зерен розміром $\leq 4 \times 2$ мкм, видовженої, інколи близької до округлої форми і у відбитих електронах характеризується дуже високою відбивною здатністю. Він локалізується переважно на міжфазових межах камасит-теніт або камасит-хроміт, у тріщинах і порах, а також всередині камаситу (рис. 4.2, в). Згідно із рентгеноспектральними дослідженнями, хімічний склад камаситу відповідає складу (в середньому за 3 точками), %, за масою: 94,6 Fe; 3,97 Ni; 0,94 Co; 0,25 Cr; 0,08 Si; 0,04 Cu; 0,04 S. За енергодисперсійними даними теніт містить до 48 %, за масою, Ni. Самородний вольфрам в окремих точках містить до 0,2 % Re. На жаль, через мікроскопічні розміри зерен вольфраму в металі не можна точно визначити його склад, зокрема визначити вміст тугоплавких елементів-домішок. Максимальна концентрація вольфраму в одному з аналізів сягає 82,3 %, за масою, інші елементи: 13,4 Fe; 1,33 Ni; 1,24 Si; 1,05 Ca; 0,60 S; 0,07 Cr. Як-

4.2. Самородні вольфрам і срібло



Рис. 4.2. BSE-зображення самородного вольфраму у відбитих електронах у полірованому шліфі хондрита Кримка: *а* — порфірова хондра з металевими кульками (біле), що містять включення самородного вольфраму (темно-сіре — силікати); *б* — одна з металевих кульок із самородним вольфрамом (біле) та численними включеннями інших мінералів; по периферії кульки і в силікатах (чорне) хондри поширені гідроксиди заліза; сіре — камасит, світло-сіре — теніт; *в* — включення самородного вольфраму (біле), які розміщуються на міжфазовій межі кристалів

хроміту (чорне) і теніту (світло-сіре), а також всередині камаситу (сіре)

Fig. 4.2. SEI image of a native tungsten in reflected electrons in the Krymka polished section: *a* — a porphyritic chondrule with metal globules (white), which contain the native tungsten inclusions (dark gray — silicates); *b* — one of the metal globules with native tungsten (white) and numerous inclusions of other minerals. Iron hydroxides are developed along a periphery of the globule and within the chondrule silicates (black). Gray — kamacite, light gray — taenite; *c* — the native tungsten inclusions (white), which are located on an interface boundary of the chromite crystals (black) and taenite (light gray), as well as inside of a kamacite (gray)

що не враховувати забруднення аналізу мінералами, що асоціюють, то досліджувані включення належать до хімічно чистого самородного вольфраму, інколи з домішками ренію.

Головними аргументами (Семененко, Гіріч, 2012), які засвідчують метеоритну природу вольфраму, були: 1) характер поширення самородного вольфраму лише в нікелестому залізі порфірових хондр; 2) тісна асоціація вольфраму з камаситом, зумовлена його сидерофільним характером, що вказує на входження до складу металевих зерен у доагломераційний період та їх подальшу спільну історію в материнському тілі метеорита; 3) розміщення мікро- і нанозерен самородного вольфраму на міжфазових межах, у порах і тріщинках камаситу — свідчення можливості його метаморфічного походження в результаті твердофазової дифузії вольфраму в металі. Наявність у хондриті та, зокрема, у порфіровій хондрі прикмет ударного метаморфізму вказує на важливу його роль у стимуляції дифузії вольфраму в камаситових кульках.

Р О З Д І Л 4. Досонячні мінерали та мінерали сумнівного космічного походження

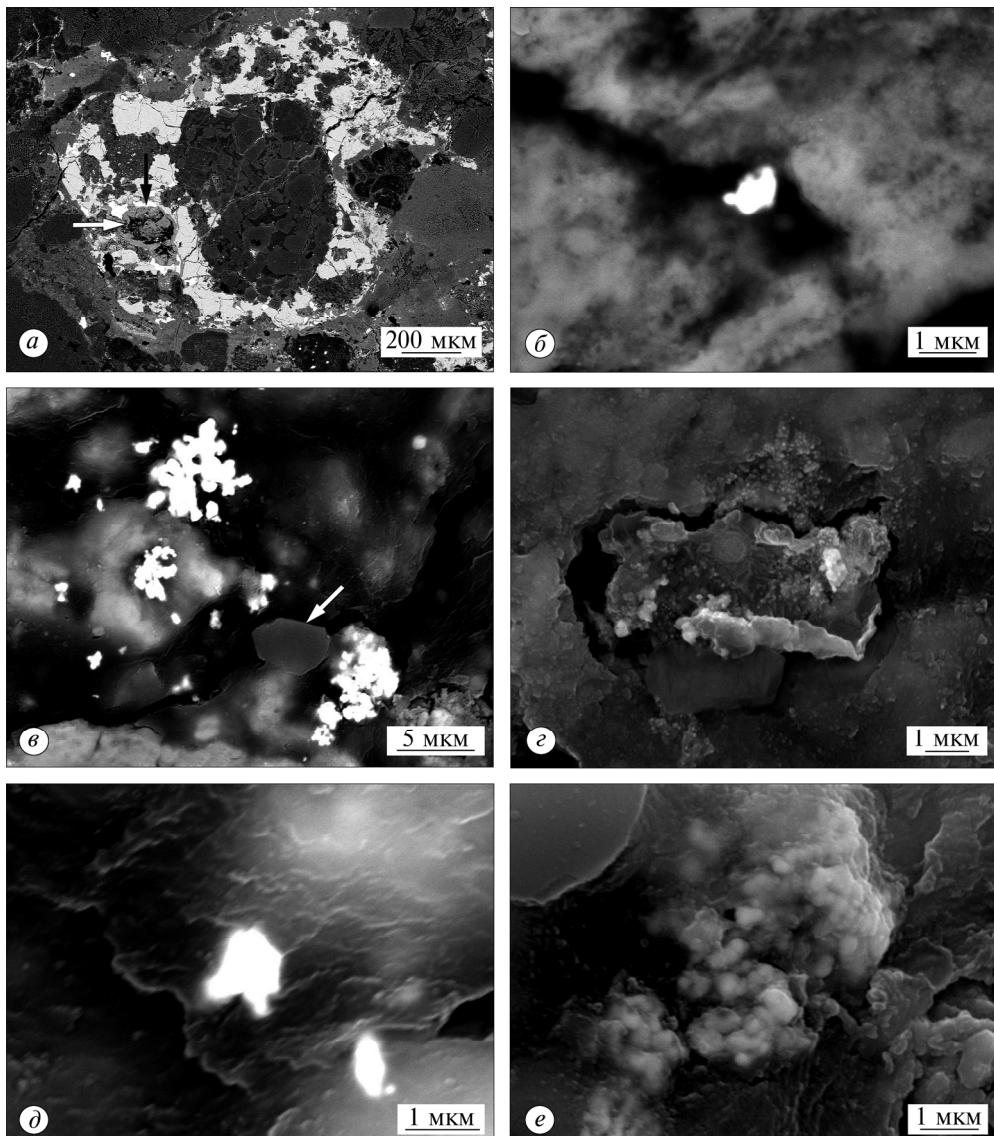


Рис. 4.3. BSE- і SEI-зображення самородного срібла в полірованому шліфі хондрита Кримка: *а* — метал-сульфідна оболонка (світло-сіра) порфірової хондри з порожниною, в продуктах вивітрювання якої (зліва, див. стрілку) містяться зерна самородного срібла; *б* — зерно самородного срібла (біле) в тріщинах $\text{Fe},\text{Ni},\text{S}$ -гідроксидів; *в* — окремі зерна і дендритоподібні скupчення самородного срібла (біле), які розміщаються серед гідроксидів на дні й стінках порожнини; у нижній частині зображення бачимо рідкісний ідіоморфний кристал корунду (див. стрілку); *г* — пластинчасте зерно самородного срібла (світло-сіре) зі слідами пластичної деформації серед $\text{Fe},\text{Ni},\text{S}$ -гідроксидів; *д* — зерно самородного срібла, форма якого близька до кубічної; *е* — глобулярна скульптура агрегату самородного срібла (збільшена ділянка внизу рисунка *в*)

4.2. Самородні вольфрам і срібло

Проте рафінований хімічний склад вольфраму, хоча і можна пояснити багатостадійністю і складністю фізико-хімічних процесів його відокремлення від інших тугоплавких елементів у протопланетній туманності, є найважливішим аргументом проти його космічної природи. У зв'язку з цим був проведений додатковий електронно-мікроскопічний пошук вольфраму в інших хондрах метеорита, а також у глибших зразках вольфрамовмісної хондри. На жаль, ні в першому, ні в другому випадку нових знахідок самородного вольфраму або його слідів у камаситі не виявлено, що залишає під сумнівом його космічну природу в метеориті Кримка. Навпаки, вольфрам був виявлений у тріщинах у силікатах поряд з вольфрамовмісною хондрою, що є важливим свідченням можливості забруднення метеорита в процесі виготовлення полірованого шліфа.

Мінералого-хімічні особливості та природа самородного срібла. Мікрометричні зерна самородного срібла та їх скupчення (Семененко, 2010) знайдено на дні і стінках двох порожнин, а саме в порах і тріщинах Fe,Ni,S-гідроксидів, поширеніх у метал-сульфідній оболонці (рис. 4.3, *a*) однієї із порфірових олівін-піроксенових хондр метеорита Кримка (Семененко, 2010).

Самородне срібло представлене окремими зернами (≤ 3 мкм) (рис. 4.3, *b*), дендритоподібними агрегатами (рис. 4.3, *c*) (≤ 7 мкм), а також пластинками (рис. 4.3, *e*) ($\leq 5 \times 3$ мкм). Зерна мають переважно округлу, інколи близьку до кубічної форму (рис. 4.3, *d*), а дендритоподібні агрегати — гілчасту. В тонких пластинках виявлена незначна пластична деформація (рис. 4.3, *e*). Агрегати (рис. 4.3, *e*), окремі зерна і пластинки мають тонку глобулярну структуру, в якій розміри глобул відповідають ≤ 100 нм. Таким чином, розподіл самородного срібла за формою зерен є умовним, оскільки по суті воно є скупченнями нанометрових глобул і різняться лише за розмірами і характером розміщення глобул.

Хімічний склад срібла дуже чистий, в ньому відсутні типові для земного срібла домішки золота, цинку, свинцю, бісмуту, стибію, арсену і ртуті (Латыш, 1997; Серебро, 1989). Відповідно до даних енергодисперсійних досліджень, найвищі значення вмісту срібла не перевищують 95,6 %, за масою, а решта хімічних елементів (Fe, Ni, S, в окремих точках Cu) належать до елементів, що забруднюють аналіз Fe,Ni,S-гідроксидами, в яких знайдено самородне срібло.

Крім самородного срібла в одній із порожнин виявлено окремі зерна олівіну ($\text{Fa}_{23,8}$), піроксену ($\text{Fs}_{33}\text{En}_{60}\text{Wo}_{6,99}$), Ca-піроксену ($\text{Fs}_{37,2}\text{En}_{46,6}\text{Wo}_{16,2}$), а також гексагональні кристали корунду (99,5 %, за масою, Al_2O_3 ; 0,5 — CaO) розміром ≤ 5 мкм (рис. 4.3, *e*). Останні належать до першої знахідки корунду в метеориті Кримка *in situ*. Раніше цей мінерал був відомий як рідкісний акцесорний компонент тугоплавких включень у вуглистих хондритах, а

◀ Fig. 4.3. BSE and SEI (*c*, *e*) images of a native silver in a polished section of the Krymka chondrite: *a* — metal-sulfide rim (light gray) of a porphyritic chondrule with a cavity, in weathering products of which (left, arrow) the native silver grains are located; *b* — the native silver grain (white) in a crack of the Fe,Ni,S-hydroxides; *c* — separate grains and dendritic clusters of the native silver (white), which are arranged among the hydroxides at a bottom and walls of the cavity. A rare euhedral crystal of corundum (arrow) is disposed below of the image; *d* — the native silver plate grain (light gray) with signs of plastic deformation within the Fe,Ni,S-hydroxides; *e* — the native silver grain with a shape close to cubic; *e* — a globular sculpture of the native silver aggregate (enlarged area below fig. 4.3, *e*)

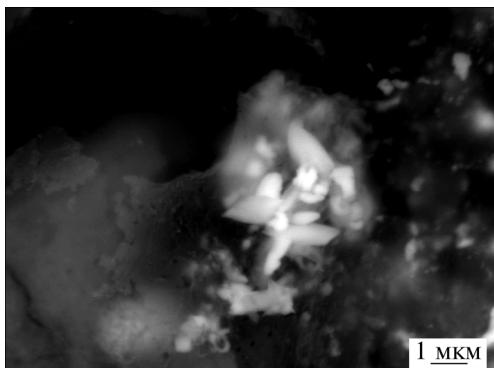


Рис. 4.4. SEI-зображення розкристалізованого агрегату самородного срібла (біле, світло-сіре) (див. рис. 4.3, e), глобули якого через 10 років після першої серії досліджень набули пластинчастої форми

Fig. 4.4. SEI image of a recrystallized aggregate of the native silver (white, light gray) (fig. 4.3, e), globules which 10 years after the first series of studies have acquired a lamellar shape

також як досонячний мінерал, хімічно виділений із примітивної речовини метеоритів, зокрема і хондрита Кримка (Nittler et al., 2008).

Таким чином, характерними особливостями самородного срібла в хондриті Кримка є його тісна асоціація з Fe₃S₂, Ni-гідроксидами, розміщення в порах і тріщинках, глобулярна будова різних за формуєю зерен, нанометрові розміри глобул, залежність розміру і форми зерен від можливості росту в просторі, рафінований хімічний склад, а також знаходження в одній порожнині з надзвичайно рідкісним для метеоритів високотемпературним мінералом — корундом.

Питання походження срібла в метеориті залишається відкритим. Відомо, що в земних умовах самородне срібло доволі поширене в зонах вивітрювання сульфідних руд. З урахуванням тісної асоціації срібла в метеориті з Fe₃S₂, Ni-гідроксидами, які є продуктом окиснення метал-сульфідних фаз, і знахідками його лише в двох порожнинах і тріщинах полірованого шліфа було припущене (Семененко, 2010; Семененко, Гіріч, 2012) подібний до земного механізм утворення самородного срібла в результаті процесів вивітрювання первинних зерен нікелістого заліза і троїліту, які містили срібло.

Поряд із цим рафінований хімічний склад срібла викликає сумнів щодо його метеоритної природи, адже домінування нерівноважних процесів мінералоутворення в космосі зумовлює збільшений вміст мікроелементів у мінералах. Подальшими дослідженнями переполірованої поверхні шліфа виявлено не лише нові екзотичні включення, наприклад часточки сплаву з домінанням кадмію або бісмуту, а й зміни в морфології, а саме розкристалізацію глобулярних агрегатів самородного срібла (рис. 4.3, e). Через 10 років після першої серії електронно-мікроскопічних досліджень останні перетворились на агрегати пластинчатих кристалів срібла (рис. 4.4).

Таким чином, вимушенні констатувати наявність доказів забруднення полірованих шліфів метеорита Кримка мікрокількостями техногенних компонентів, що є доволі поширеним явищем у шліфовальних лабораторіях світу. До таких забруднень можуть належати і «самородний вольфрам», і «самородне срібло». Втім через відсутність прямих доказів їх земного походження вважаємо за доцільне зберегти структурно-мінералогічні та хімічні характеристики цих знахідок як базовий матеріал для порівняння з можливими подальшими знахідками самородних металів у метеоритах.

Р О З Д І Л 5

УДАРНО-МЕТАМОРФІЧНЕ ПЕРЕТВОРЕННЯ МЕТЕОРИТА КРИМКА

Ударний метаморфізм різної інтенсивності впливув на всі групи метеоритів, особливо на рівноважні і значно меншою мірою — нерівноважні хондрити (Stöffler et al., 1988, 1991). Хондрит Кримка належить до рідкісних трьох падінь примітивних хондритів, класифікований як S3 (слабо ударнометаморфізований), що відповідає ударному тиску в діапазоні 5—20 ГПа (Stöffler et al., 1991).Хоча деякі індивідуальні зразки метеорита не виявляють ознак ударного метаморфізму, більшість з них містять численні ударні прикмети, що вказують на інтервал тиску 25—45 ГПа (за умови непористої речовини) і залишкову температуру в цілому не більш як 500 °С з локальними підвищеннями до евтектичної точки плавлення метал-троїліту 950 °С (Семененко та ін., 1987).

В одному з індивідуальних зразків хондрита Кримка діагностовано 6 великих повністю ударно-переплавлених ділянок, що рідко спостерігається в примітивних хондритах і засвідчує найвищий ступінь їх імпактного перетворення в метеориті. Нижче наведено головні результати структурно-мінералогічного та хімічного дослідження цих ділянок, які детально розглянуто в публікаціях В.П. Семененка та К. Перрона (Semenenko, Perron, 1995, 2005; Семененко, Перрон, 1996).

Структурно-мінералогічна характеристика. Шість світло-сірих ділянок досить крихкої безхондрової силікатної речовини діагностовано на поверхні зламу індивідуального зразка метеорита Кримка 1290/29, що містить також вуглисти ксеноліти Gr1—Gr7. У полірованих шліфах ділянки розміром від 2 до 15 мм мають видовжену неправильну форму, дифузні межі і складаються з двох відмінних за структурою частин — повністю переплавленого ядра та частково переплавленої перехідної зони.

Переплавлені ділянки мають подібну до порфірових хондр магматичну структуру (рис. 5.1, а) і складаються з крупних ідіоморфних (до 50×50 мкм) або скелетних (до 200×20 мкм) кристалів олівіну, рідкісних Ca-бідних піроксенів (до 120×20 мкм), поодиноких крупних метал-троїлітових зерен (до $1,5 \times 2$ мм), які мають комірчасту або дендритну будову (рис. 5.1, б, в), а також прихованокристалічного мезостазису із субмікронними зернами піроксенів, олівіну і плагіоклазу.

Склад олівіну змінюється як від зерна до зерна, так і в межах зерен (табл. 5.1), хоча в різних переплавлених ділянках межі варіювання (Fa_{10-28}) подібні й не залежать від морфології кристалів. Порівняно з олівіном у хондриті в цілому (Dodd et al., 1967) олівін у переплавлених ділянках характер-

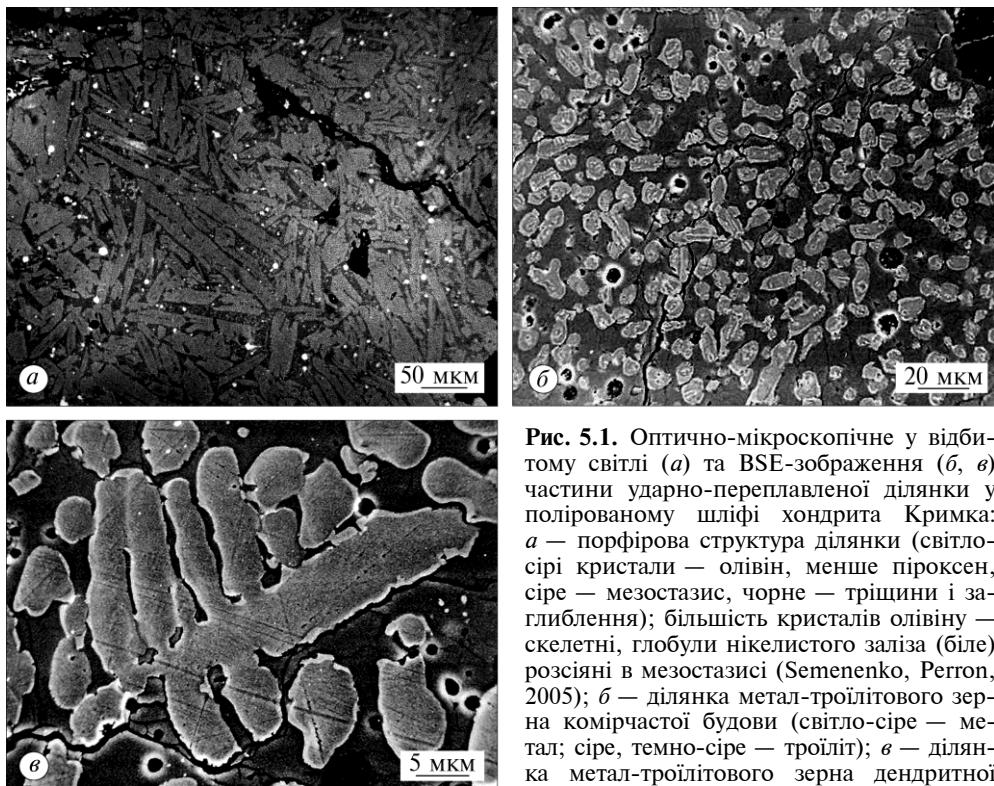


Рис. 5.1. Оптично-мікроскопічне у відбитому світлі (а) та BSE-зображення (б, в) частини ударно-переплавленої ділянки у полірованому шліфі хондрита Кримка: а — порфірова структура ділянки (світло-сірі кристали — олівін, менше піроксен, сіре — мезостазис, чорне — тріщини і залиблення); більшість кристалів олівіну — скелетні, глобули нікелистого заліза (біле) розсіяні в мезостазисі (Semenenko, Perron, 2005); б — ділянка метал-тройлітового зерна комірчастої будови (світло-сіре — метал; сіре, темно-сіре — тройліт); в — ділянка метал-тройлітового зерна дендритної будови

Fig. 5.1. Reflected light (a) and BSE images (b, c) of the part of a shock-melted region in a polished section of the Krymka chondrite: а — the porphyritic texture (light gray crystals — olivine and minor pyroxene, gray — mesostasis, black — cracks and holes). Most olivine crystals are skeletal. Nickel iron globules (white) are dispersed within the mesostasis (Semenenko, Perron, 2005); б — area of a metal-troilite grain of the cellular structure (light gray — metal; gray, dark gray — troilite); в — area of a metal-troilite grain of the dendritic one

ризується вужчими межами вмісту фаяліту і відсутністю форстериту (рис. 5.2). Кристали олівіну, що знаходяться всередині метал-тройлітових зерен, мають вищий вміст фаяліту (Fa_{35-39}), ніж ті, що в мезостазисі.

Більшість кристалів олівіну, як правило, є зональними і характеризуються підвищеним концентрації FeO і CaO від центру до периферії (рис. 5.3), що відповідає прямій зональноті зерен олівіну порфірових хондр у хондриті Кримка (Radomsky, Hewins, 1990). Вміст MnO і Cr_2O_3 прямо залежить від вмісту фаяліту. Разом з тим діагностовано два відмінні за складом зерна зі зворотною зональністю FeO — ідіоморфне в мезостазисі та округле в метал-тройлітовій асоціації. Периферія першого збагачена, другого — збіднена CaO і Cr_2O_3 (рис. 5.3).

Кристали піроксену мають пластинчасту форму і є досить тонкими для визначення складу. Дослідження поодиноких крупніших зерен вказує на незначні варіації їх складу. Склад мезостазису змінюється в широких межах як між різними ділянками, так і всередині них (табл. 5.1).

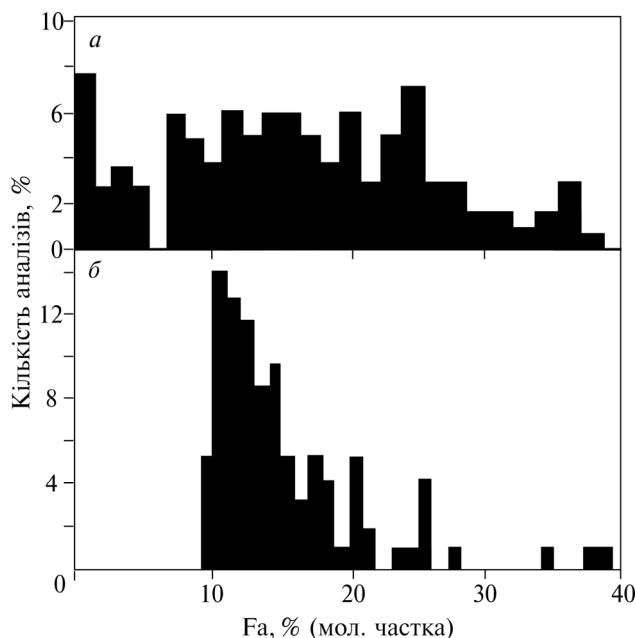


Рис. 5.2. Вміст фаялітового компонента в олівіні хондрита Кримка (Semenenko, Perron, 2005): *а* — основна частина хондрита (103 кристали; вміст Fe (%), за масою) перераховано на вміст фаялітового компонента (%), мол. частка) відповідно до стехіометрії (Dodd et al., 1967); *б* — ударно-переплавлені ділянки хондрита (93 кристали); три кристали з найбільшими значеннями Fa-компоненту розміщуються у метал-тройлітовому зерні

Fig. 5.2. The Fa-contents of olivine in the Krymka chondrite (Semenenko, Perron, 2005): *a* — in the Krymka host (103 crystals; Fe wt. % was changed to Fa mol. % assuming stoichiometry from Dodd et al., 1967); *b* — in the Krymka shock-melted regions (93 crystals). The three crystals with the highest Fa content are located within a metal-troilite grain

Метал-тройлітові зерна розміщуються на периферії переплавлених ділянок, вони зберегли чіткі ознаки ліквакції метал-сульфідного розплаву. Форма зерен округла або неправильна, структура — дендритна або комірчаста (див. рис. 5.1, *б*, *в*; 5.4, *а*). Розмір металевих дендритів у тройліті відповідає $\leq 10 \times 100$ мкм, комірок — $\leq 40 \times 40$ мкм. Вони характеризуються зональною будовою і складаються з ядра, в якому вміст нікелю варіє в межах 11,5–19 %, і збагаченої нікелем оболонки. Склад ядер подібний до мартенситового, хоча мартенситову структуру не виявлено навіть у проплавлених ніталом зразках. Найбільший вміст нікелю в оболонках, досить тонких для прецизійних вимірювань, відповідає ≥ 38 % (за масою). Кобальт наявний в усіх зернах металу, фосфор — у більшості з них (табл. 5.2; рис. 5.5, 5.6). Розподіл кобальту майже однорідний — 0,83–0,96 %, за масою (рис. 5.5), а концентрація фосфору є змінною (рис. 5.6). Лише в єдиному зерні вміст кобальту змінюється від 1,8 до 5 %, за масою, вміст фосфору — нижче межі виявлення. Ще одна металева комірка в тому самому метал-тройлітовому зерні характеризується підвищеною концентрацією

Р О З Д І Л 5. Ударно-метаморфічне перетворення метеорита Кримка

Таблиця 5.1. Хімічний склад (%, за масою) силікатів, мезостазису та хроміту в ударно-переплавлених ділянках хондрита Кримка, визначений на мікрозонді (Semenenko, Perron, 2005)

Table 5.1. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe of silicates, mesostasis and

Компонент	Олівін в мезостазисі		Олівін в метал-троїліті		Піроксен	
	межі (85)	середнє	межі (3)	середнє	межі (4)	середнє
SiO ₂	36,4—40,6	39,3	34,9—36,3	35,5	52,7—54,5	53,8
TiO ₂	H. в.—0,08	0,04	H. в.—0,09	0,04	0,09—0,19	0,13
Al ₂ O ₃	H. в.—0,16	0,04	H. в.—0,09	0,04	0,42—0,92	0,61
Cr ₂ O ₃	H. в.—0,86	0,42	0,11—0,31	0,23	1,50—2,00	1,79
V ₂ O ₃	H. в.	0,05	H. в.	0,05	H. в.	0,05
Fe ₂ O ₃ ²						
FeO	9,39—26,7	14,2	30,2—34,0	32,2	12,8—13,5	13,1
MnO	0,14—0,87	0,31	0,38—0,53	0,46	0,71—0,98	0,82
MgO	36,0—50,7	45,9	29,6—32,3	30,8	24,1—27,9	26,0
CaO	H. в.—0,28	0,12	H. в.—0,28	0,12	1,92—4,83	3,27
Na ₂ O	H. в.—0,07	0,04	H. в.—0,07	0,05	H. в.—0,34	0,16
K ₂ O	H. в.—0,05	<0,03	H. в.	<0,03	H. в.—0,05	<0,03
P ₂ O ₅	H. в.—0,20	0,05	0,14—0,90	0,44	H. в.—0,12	0,06
Сума		100,4		99,8		99,9
Fa	9,5—27,7	15,2	34,6—39,0	37,3	68,1—75,6	71,8
En					20,6—22,8	21,6
Fs					3,7—9,8	6,5
Wo						

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів. Н. в. — нижче рівня визначення.

¹ Усі хроміти знаходяться в метал-троїлітових зернах.

² Розрахований вміст.

Note. The number of analysis is in brackets; H. v. is not determined.

¹ All chromites are located within the metal-troilite grains.

² Calculated contents.

Таблиця 5.2. Хімічний склад (%, за масою) нікелестого заліза і троїліту в ударно-переплавлених ділянках хондрита Кримка, визначений на мікрозонді (Semenenko, Perron, 2005)

Table 5.2. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe of nickel iron and troilite within the shock-melted regions of the Krymka chondrite (Semenenko, Perron, 2005)

Елемент	Залізо				Троїліт	
	низьконікелісте		високонікелісте			
	межі (75)	середнє	межі (9)	середнє	межі (20)	середнє
Fe	78,9—88,2	84,5	47,3—78,5	64,5	58,1—62,8	61,3
Ni	11,5—19,0	14,2	19,9—51,3	34,1	0,05—4,18	1,10
Co	0,83—5,03	1,08*	0,63—1,01	0,89	0,08—0,25	0,16
Cu	H. в.—0,07	0,05	H. в.—0,17	0,07	H. в.—0,20	0,08
Cr	H. в.—0,12	<0,02	H. в.—0,03	<0,02	H. в.—0,08	<0,03
P	H. в.—0,72	0,40	H. в.—0,61	0,20	H. в.—0,93	0,07
S	H. в.—2,07	0,14	H. в.—0,70	0,30	35,9—39,7	38,0
Сума		100,3		100,1		100,7

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. в. — нижче рівня визначення.

* 0,93, якщо не брати до уваги 5 аналізів двох висококобальтових зерен.

Note. The number of analysis is in brackets; H. v. is not determined.

* 0,93 when not taking into account 5 analyses of 2 Co-rich grains.

Р О З Д І Л 5. Ударно-метаморфічне перетворення метеорита Кримка

**плавлених ділянках хондрита Кримка, визначений на мікрозонді (Semenenko, Perron, 2005)
chromites within the shock-melted regions of the Krymka chondrite (Semenenko, Perron, 2005)**

Мезостазис		Хроміт типу 1 ¹		Хроміт типу 2 ¹	
межі (17)	середнє	межі (21)	середнє	межі (4)	середнє
46,7–75,1	58,3	H. в.—0,35	0,09	H. в.—0,16	0,10
0,14–0,46	0,34	H. в.—0,22	0,10	H. в.—0,11	0,06
2,66–12,9	6,85	H. в.	0,04	H. в.	0,04
H. в.—1,78	0,58	62,0–65,7	63,8	61,6–62,2	62,0
H. в.	0,05	0,24–0,91	0,56	0,34–0,62	0,47
		1,18–5,04	2,88	4,28–5,10	4,54
3,62–20,7	15,6	30,4–31,2	30,9	30,0–30,9	30,4
0,18–0,83	0,45	0,36–0,77	0,55	0,42–0,63	0,52
0,93–28,3	9,40	H. в.—0,40	0,09	H. в.—0,54	0,32
0,68–9,56	5,34	H. в.	<0,03	H. в.—0,05	<0,03
0,31–4,33	1,33	H. в.—0,08	0,04	H. в.—0,06	0,04
0,18–1,47	0,44	H. в.	<0,03	H. в.	<0,03
H. в.—1,65	0,36	H. в.—0,08	0,05	H. в.—0,24	0,08
	99,1		99,1		98,5

кобальту (1,2 %, за масою) і не містить фосфору. Вміст нікелю в цих двох комірках становить 13,3–17,1 %, за масою. Збагачені нікелем комірки (30,7–51,3 %, за масою) розміром $\leq 4 \times 4$ мкм розміщуються на периферії деяких метал-тройлітових зерен.

За мінералогічними особливостями і складом Fe,Ni-металу виділено два типи метал-тройлітових зерен. Структура первого типу (рис. 5.7, a) подібна до структури метал-тройлітових зерен у хондриті Ramsdorf, який зазнав інтенсивного ударного метаморфізму (Begemann, Wlotzka, 1969). Склад металевих ядер (отримано до травлення) знаходиться в межах 11,5–15,0 % Ni і 0,19–0,70 % P (за масою) і характеризується в цілому позитивною кореляцією нікель–фосфор (див. рис. 5.6, a). Проте поблизу периферії комірок зі збільшенням вмісту нікелю концентрація фосфору зменшується до ~0,1 %, за масою. Після травлення полірованого шліфа на поверхні Fe,Ni-металу з'явилися нерівномірно розподілені субмікронні порожнини, округла і прямокутна форма яких засвідчує наявність втрачених у процесі травлення мікровключень рабдиту. Протравлений метал має однорідний склад з 11,2–12,6 %, за масою, Ni і 0,19–0,43 % P. Фосфор, імовірно, міститься в твердому розчині. Тройліт у цих зернах містить змінну концентрацію нікелю з домінуванням у діапазоні 0,6–1,2 %, за масою (табл. 5.2) і

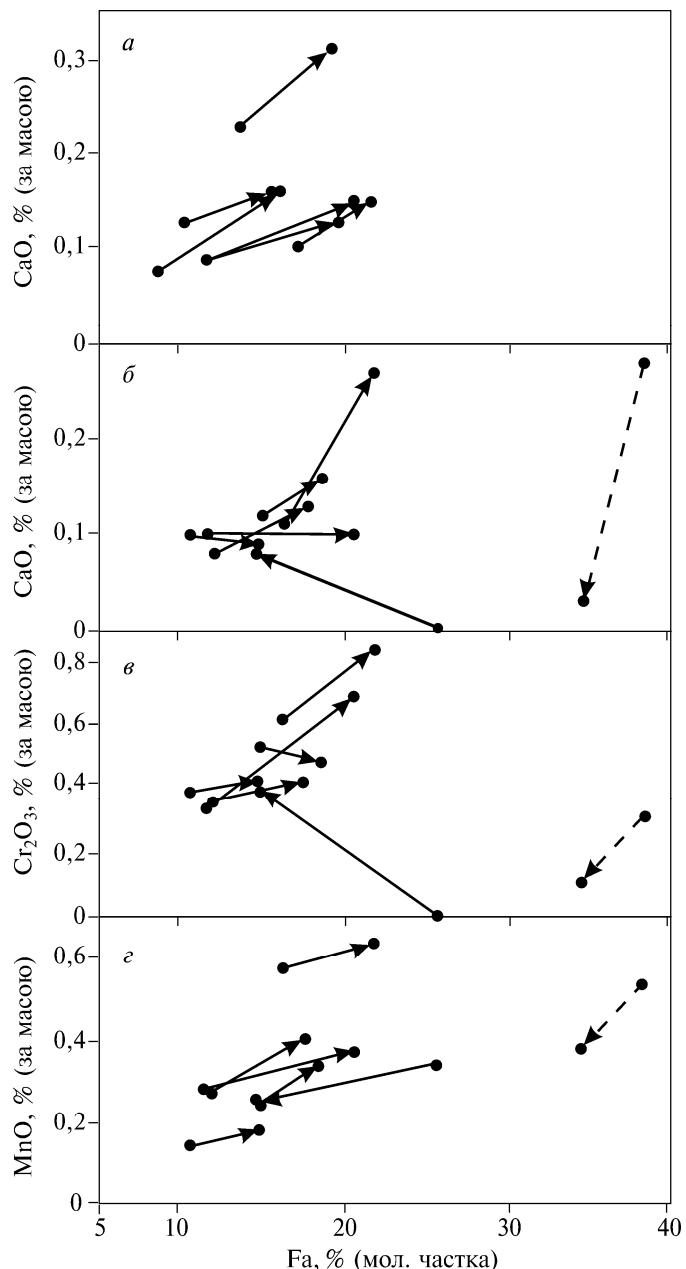


Рис. 5.3. Тренди зональних кристалів олівіну хондриту Кримка (Semenenko, Perron, 2005) (вміст компонентів у центрі та на периферії кожного кристала з'єднані таким чином, що вказують напрямок від центру до периферії): *a* — CaO-Fa у порфірових олівінових хондратах типу II в основній частині хондрита за даними (Radomsky, Hewins, 1990); *b—e* — в ударно-переплавлених ділянках хондрита. Більшість кристалів олівіну має пряму зональність відповідно до зростання вмісту фаялітового компонента, CaO, Cr₂O₃ та MnO від центру до периферії. Один з двох кристалів, що мають зворотну Fa-зональність, розміщується в метал-троїлітовому зерні (штрихова лінія)

Fig. 5.3. Olivine zoning trends in the Krymka chondrite (Semenenko, Perron, 2005) (component content at the center and edge of each crystal are joined by an arrow pointing from the center to edge): *a* — CaO-Fa in the type II porphyritic olivine chondrules of the Krymka host (Radomsky and Hewins, 1990); *b—e* — in the Krymka shock-melted regions. Most olivine crystals are normally zoned with Fa, CaO, Cr₂O₃, and MnO increasing from core to edge. One of the two crystals with reverse Fa zoning is located within a metal-troilite grain (dashed line)

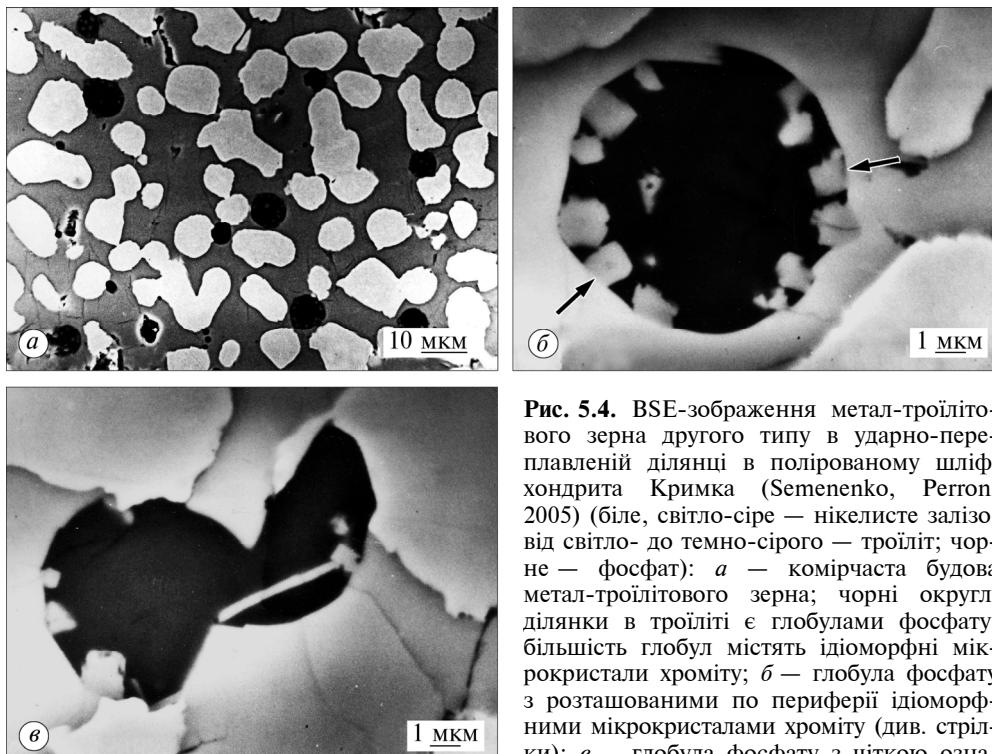


Рис. 5.4. BSE-зображення метал-троїлітового зерна другого типу в ударно-переплавленій ділянці в полірованому шліфі хондрити Кримка (Semenenko, Perron, 2005) (біле, світло-сіре — нікелісте залізо; від світло- до темно-сірого — троїліт; чорне — фосфат): *а* — комірчаста будова метал-троїлітового зерна; чорні округлі ділянки в троїліті є глобулами фосфату; більшість глобул містять ідіоморфні мікрокристали хроміту; *б* — глобула фосфату з розташованими по периферії ідіоморфними мікрокристалами хроміту (див. стрілки); *в* — глобула фосфату з чіткою ознакою зсувної деформації, що засвідчує принаймні ще один додатковий удар, який відбувається після затвердіння фосфатної глобули

Fig. 5.4. BSE image of the metal-troilite grain of the second type within a shock-melted region of the Krymka polished section (Semenenko, Perron, 2005) (white, light gray — nickel iron; from light to dark gray — troilite; black — phosphate): *a* — a cellular structure of the metal-troilite grain. Black round areas in troilite are phosphate globules. Most globules contain euhedral chromite microcrystals; *b* — a phosphate globule with euhedral chromite microcrystals (arrows), which are located at the edge; *c* — a phosphate globule with clear evidence of shear deformation, which indicates at least one additional shock occurred after solidification of the phosphate globule

до 0,25 % Co. Характерною особливістю троїліту є включення крупних ($\leq 25 \times 15$ мкм) ідіоморфних кристалів хроміту і тонких (≤ 2 мкм) глобулярних включень фосфатів. Кристали хроміту мають змінний склад (див. табл. 5.1) та нижчі концентрації Al_2O_3 , MgO і TiO_2 , ніж хроміт хондрити Кримка в цілому (Bunch et al., 1967). Найбільший кристал хроміту є зональним і характеризується зменшенням вмісту Cr_2O_3 від ядра (65,2 %, за масою) до периферії (62,4 %).

Метал-троїлітові зерна типу 2 (рис. 5.7, *б*) відрізняються від зерен типу 1 такими особливостями:

1) наявністю у Fe,Ni-металі тонких звивистих і збагачених нікелем стрічок із максимальним його вмістом до 28 % (дані EDS після травлення; реальне значення має бути вищим); неоднорідним вмістом нікелю і фосфору (дані мікрозонда до травлення) в ядрах (12,5–19,0 і 0–0,7 %, за масою, відповідно); кореляцією вмісту фосфору і нікелю між собою лише за вмісту нікелю нижче 14 % (див. рис. 5.6, *б*);

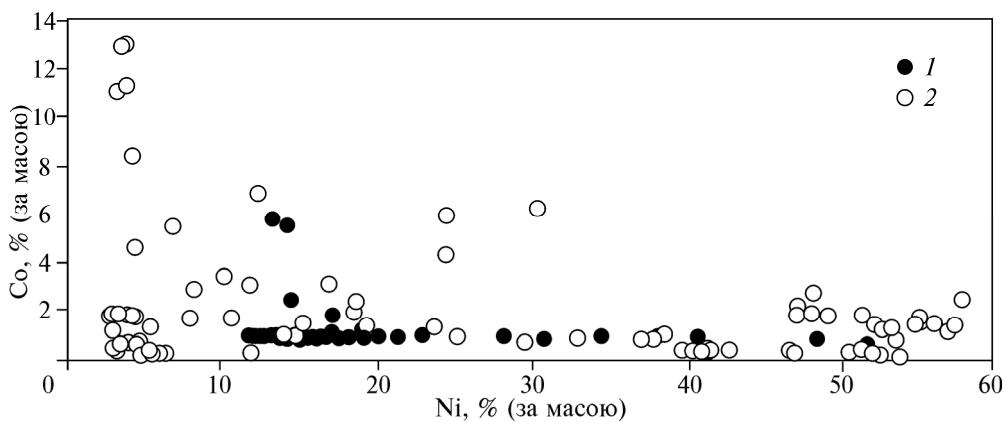


Рис. 5.5. Вміст нікелю і кобальту в зернах нікелистого заліза в ударно-переплавлених ділянках (1) та в їх переходних зонах (2). Хондрит Кримка (Semenenko, Perron, 2005). П'ять точок із вмістом кобальту понад 1 %, за масою, отримано у двох металевих комірках у переплавленій ділянці. Інші точки із вмістом кобальту >2 % та нікелю <31 % отримано в шести зернах однієї з переходних зон (не асоціює з переплавленою ділянкою)

Fig. 5.5. Ni vs. Co plot of the metal grains within the Krymka shock-melted regions (Semenenko, Perron, 2005). Solid circles — melted regions (переплавлені ділянки); open circles — transition zones (перехідні зони). Five points with Co content larger than 1 wt. % are from two metal cells in the melted region. Other points with Co content >2 wt. % and Ni content <31 wt. % are from six grains in one transition zone (not associated with the latter melted region)

2) нижчим вмістом і меншим розміром кристалів хроміту (≤ 10 – 15 мкм) в межах троїліту і вищою (за розрахунками) концентрацією Fe_2O_3 в хроміті; наявністю тонкої оболонки фосфату в крупних кристалах хроміту;

3) включеннями у троїліті крупних фосфатних глобул (діаметр до ~ 20 мкм), які містять мікрокристали хроміту (≤ 1 мкм, див. рис. 5.4, б); одна з фосфатних глобул має чіткі ознаки зсувної деформації (рис. 5.4, в).

Хімічний склад фосфатів неоднорідний і засвідчує наявність змінних концентрацій хрому (до 15 %, за масою, Cr_2O_3), імовірно, внаслідок мікро-включень хроміту, а також кремнію (до 24 % SiO_2) і магнію (до 12,7 % MgO), зумовлених забрудненням силікатами. Аналітичні суми систематично низькі. З урахуванням лише аналізів з найнижчими концентраціями хрому ($<0,6$ %, за масою, Cr_2O_3) і кремнію ($<0,2$ % SiO_2) хімічний склад фосфату відповідає, %, за масою: 7–11 Na_2O , 0,5 K_2O , 40–50 FeO , 0,45 MnO , 37–40 P_2O_5 , $<0,2$ MgO , $<0,2$ SiO_2 та $<0,2$ CaO . Порівняно з натрій-залізистим фосфатом — мариситом (FeNaPO_4 , 17,8 Na_2O , 41,3 FeO і 40,8 P_2O_5), цей склад дещо збіднений натрієм.

Раманівські спектри глобул (рис. 5.8, а) мають широкі смуги в області частот 950–1100 cm^{-1} , характерні для фосфатів, особливо для мариситу (рис. 5.8, б; Mostefaoei, 1996). Розширеність смуг вказує на склоподібний стан фосфату. Деякі зі спектрів також мають широкі смуги у діапазоні 500–700 cm^{-1} (верхня частина спектра на рис. 5.8, а), що характерно для силікатного скла. Це узгоджується з хімічними аналізами, які засвідчують наявність кремнію в глобулах. Зокрема, верхній спектр на нижніх частотах

(рис. 5.8, *a*) дуже подібний до спектра обсидіану (рис. 5.8, *b* (Montagnac, 2004)). Альтернативно пік поблизу частоти 670 cm^{-1} на верхньому спектрі рис. 5.8, *a* може бути пов'язаний з наявністю в більшості глобул невеликих зерен хроміту. Це підтверджується відсутністю такого піку в основі спектра на рис. 5.8, *a*, що відповідає одній із рідкісних глобул без видимих включень хроміту. Склоподібний стан глобул важливий для мікрозондового аналізу. Аналізи проведено сфокусованим зондом для уникнення впливу дрібних кристалів хроміту. В цих умовах великі порції натрію можуть бути втраченими зі скла, що пояснює низькі аналітичні суми. Корегування концентрацій натрію до загальної суми 100 вказує на наявність 10–19 %, за масою, Na_2O (в середньому 14,1 %). Таким чином, зроблено висновок про легке збіднення натрієм і збагачення залізом середнього складу фосфатів порівняно з мариситом.

Перехідні зони (ширина 0,1–2 мм) між переплавленими ділянками і речовою метеорита в цілому мають хондритову текстуру без ознак ударного плавлення силікатів. Вони характеризуються частковим переплавленням

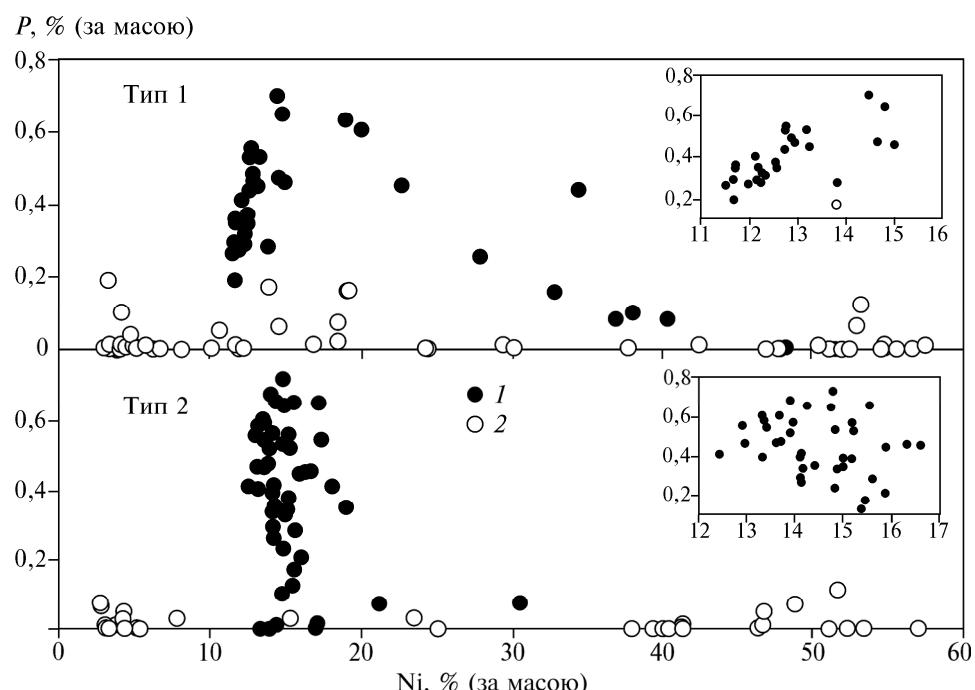


Рис. 5.6. Вміст нікелю і фосфору в зернах нікелестого заліза в ударно-переплавлених ділянках (*1*) типу 1 і типу 2 та їх переходних зонах (*2*). Хондрит Кримка (Semenenko, Perron, 2005). Вставки відповідають частині тих самих даних в іншому масштабі для наочності наявності або відсутності кореляції між вмістом фосфору та нікелю

Fig. 5.6. Ni vs. P plot of the metal grains within the Krymka shock-melted regions (*1*) of type 1 (Тип 1) and type 2 (Тип 2) and their transition zones (*2*) (Semenenko, Perron, 2005). Insets show part of the same data on a different scale, to make clearer the presence or absence of a correlation between P and Ni contents

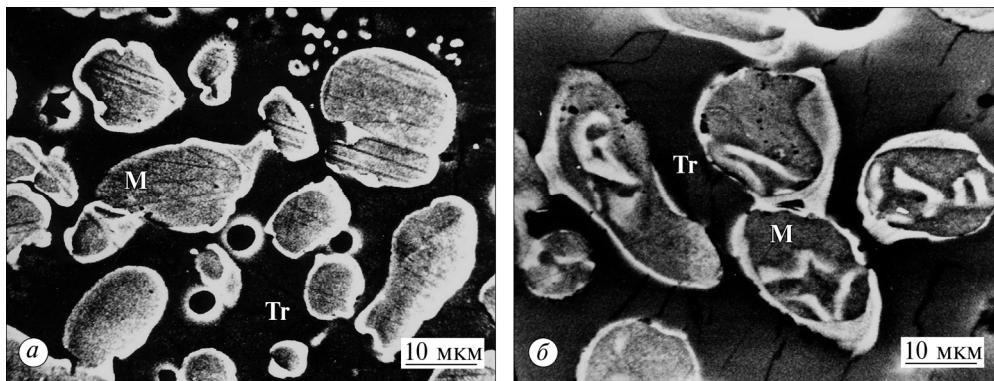


Рис. 5.7. SEI-зображення метал (М)-троїлітових (Tr) зерен після травлення 5%-ніталом в ударно-переплавлених ділянках хондрита Кримка (Semenenko, Perron, 2005): а — тип 1; б — тип 2. Чорні точки є відбитками, ймовірно, фосфідів, що викришилися. Металеві комірки двох типів мають збагачені нікелем оболонки, однак метал типу 2 містить також стрічкоподібні збагачені нікелем зони

Fig. 5.7. SEI images of metal (M)-troilite (Tr) grains after etching with 5%-nital within the Krymka shock-melted regions (Semenenko, Perron, 2005): а — type 1; б — type 2. Black spots in metal are holes probably left by phosphides. Metal cells of both types have Ni-enriched rims, but only type 2 metal also contain ribbon-like Ni-rich zones within the cells

зерен металу і повним — троїліту. Переплавлений Fe_xNi-метал представлений глобулами і метал-троїлітовими зернами. Вміст нікелю в ньому подібний до його вмісту в металі переплавлених ділянок, але концентрація фосфору значно нижча (табл. 5.3; див. рис. 5.6). Багато металевих зерен не були переплавленими. За вмістом нікелю склад зерен відповідає камаситу і

Таблиця 5.3. Хімічний склад (%), за масою) нікелистого заліза¹ і троїліту в переходних зонах Perron,

Table 5.3. Chemical composition (wt. %) obtained by electron microprobe of nickel iron¹ and

Елемент	Камасит		Мартенсит	
	межі (37)	середнє	межі (13)	середнє
Fe	82,9—97,5	93,3	78,3—87,6	82,7
Ni	2,75—8,07	4,27	10,1—19,2	14,8
Co	0,20—13,1	2,66	0,33—6,86	2,24
Cu	H. в.—0,06	0,05	H. в.	0,05
Cr	H. в.—0,39	0,07	H. в.—0,09	<0,02
P	H. в.—0,19	<0,02	H. в.—0,17	0,06
S	H. в.—0,27	0,05	H. в.—0,23	0,09
Сума		100,5		99,9

Примітка. У дужках вказано кількість аналізів; Н. в. — нижче рівня визначення.

¹ Розподіл між різними типами нікелистого заліза є дещо довільним та по суті заснована

² 0,96, якщо не брати до уваги найвище значення вмісту нікелю.

Note. The number of analysis is in brackets; H. v. is not determined.

¹ The separation between the different kinds of metal is somewhat arbitrary and essentially based

² 0,96, when not taking into account the highest Ni content value.

Р О З Д І Л 5. Ударно-метаморфічне перетворення метеорита Кримка

теніту (переважно тетратеніту) з хондрита Кримка в цілому. Загалом вміст нікелю у переплавленому і непереплавленому Fe,Ni-металі змінюється від 2,8 до 57,4 %. Майже постійний вміст хрому в камаситі і теніті (до 0,5 %) пов'язаний з наявністю численних мікровключень хроміту в Fe,Ni-металі метеорита (Perron, Bourrot-Denise, 1992).

Значні варіації концентрації кобальту в металі (див. рис. 5.5) варти особливої уваги. З 22 аналізів зерен камаситу в 17 вміст кобальту відповідає або 0,2—0,6, або 1,0—1,9 %, за масою, що наближено відповідає Fe,Ni-металу у метеориті в цілому (Rambaldi, Wasson, 1984). Водночас у п'яти зернах виявлено значно вищі концентрації кобальту (5,5—13,0 %, за масою). Деякі зі збагачених кобальтом зерен асоціюють з високонікелистою фазою, яка також збагачена кобальтом, але меншою мірою, ніж камасит (вміст кобальту становить 2,0—6,9 %, за масою). Не виключено, що ця фаза є мартенситом, наявність якого вказує на часткове плавлення або принаймні нагрів у полі стійкості теніту. Аналогічно 6 із 14 проаналізованих (46,4—57,4 %, за масою, Ni) зерен тетратеніту містять 0,14—0,43 %, за масою, Co, а одне зерно — 0,84 % Co. Поряд з цим інші 7 зерен містять 1,2—2,5 %, за масою, Co — доволі високий вміст для тетратеніту. Деякі із збагачених кобальтом зерен тетратеніту асоціюють зі збагаченим кобальтом камаситом. Проміжні значення вмісту нікелю (23,6—42,5 %, за масою) пов'язані, імовірно, з аналізами, які виконано поблизу межі між камаситом або мартенситом і тетратенітом. Вміст кобальту в них відповідає 0,3—1,3 %, за масою, за винятком одного зерна (4,3—6,3 % Co), яке асоціює зі збагаченими кобальтом камаситом і тетратенітом.

Троїліт був повністю переплавлений і утворив щільну сітку жилок і глобул, а також асоціації з Fe,Ni-металом. Склад троїліту в переходній зоні та переплавлених ділянках подібний (табл. 5.3), за винятком однієї точки

ударно-переплавлених ділянок хондрита Кримка, визначений на мікрозонді (Semenenko, 2005)

troilite within the transition zones of the Krymka chondrite (Semenenko, Perron, 2005)

Середній вміст Ni		Тетратеніт		Троїліт	
межі (19)	середнє	межі (24)	середнє	межі (19)	середнє
55,1—74,3	63,2	39,3—53,0	46,6	54,1—63,2	60,7
23,6—42,5	34,6	46,4—57,4	51,7	H. в.—9,18	1,39 ²
0,34—6,31	1,43	0,14—2,73	1,26	0,06—0,34	0,14
H. в.—0,21	0,09	H. в.—0,23	0,08	H. в.—0,13	0,05
H. в.—0,06	<0,02	H. в.—0,51	0,06	H. в.—0,06	<0,02
H. в.—0,25	<0,03	H. в.—0,12	<0,02	H. в.—0,11	<0,02
H. в.—0,81	0,15	H. в.—0,36	0,04	37,0—39,4	38,1
	99,6		99,8		100,5

ним на вмісті нікелю.

on Ni content.

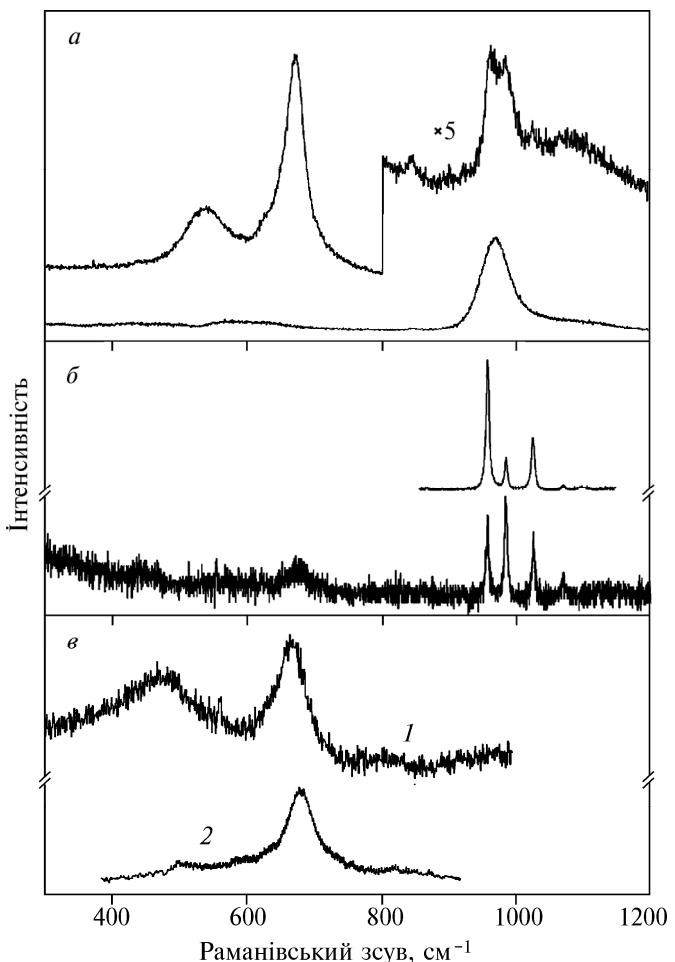


Рис. 5.8. Раманівські спектри (Semenenko, Perron, 2005): а — дві фосфатні глобули у троїліті в ударно-переплавленіх ділянках хондриту Кримка; б — два включення мариситу в металі хондриту Bishunpur (Mostefaoui, 1996); в — зразок обсидіану (1) (Montagnac, 2004) та включення хроміту (2) в металі хондриту Forest Vale

Fig. 5.8. Raman spectra (Semenenko, Perron, 2005) of: а — two phosphate globules within troilite in the Krymka shock-melted regions; б — two maricite inclusions in the metal of the Bishunpur chondrite (Mostefaoui, 1996); в — a sample of obsidian (Montagnac, 2004) and a chromite inclusion in the metal of the Forest Vale chondrite

(9,2 %, за масою, Ni), імовірно, через наявність збагаченого нікелем сульфіду, можливо, пентгландиту.

Генетичні аспекти ударно-переплавлених ділянок. Світлі переплавлені ділянки хондриту Кримка в цілому подібні до ударно-переплавлених уламків, які знайдено в багатьох хондритах (Rubin, 1985). Їх магматичну, а саме порфірову або скелетну структуру, як результат локального повного або майже повного переплавлення, спостережено в багатьох уламках. Проте в хондриті Кримка вони мають відмінні характеристики, що вказують на особливості їх формування.

Наявність частково переплавленої переходної зони між цими ділянками і метеоритом у цілому є незвичайною для переплавленої речовини уламків і вказує на те, що ударне плавлення відбулося *in situ*. На відміну від більшості переплавлених уламків, описаних А. Рубінним (Rubin, 1985), плавлення не супроводжувалося повною втратою Fe,Ni-металу і сульфіду, що вказує на переплавлення в закритій системі. Відповідно до термінології (Ru-

bin, 1985; Stöffler et al., 1991), ці переплавлені ділянки слід розглядати як великі ділянки розплаву. Переплавлення всієї породи потребує ударного тиску на рівні 75—90 ГПа в непористій хондритовій речовині, але може початися за тиску 30—35 ГПа в пористій речовині (Stöffler et al., 1991). Переплавлені ділянки в метеориті Кримка могли сформуватися за порівняно низького ударного тиску внаслідок наявності пористої, збагаченої леткими елементами тонкозернистої матриці. Повне плавлення означає, що температура в переплавлених ділянках становила більш як ~1500 °C (Herzberg, 1979). Однак хімічна неоднорідність олівіну і мезостазису вказує на те, що речовина в цих ділянках залишалася розплавленою лише дуже короткий термін, оскільки не відбулося гомогенізації силікатного розплаву. Хоча варіації вмісту фаялітового компонента в олівіні є вужчими, ніж у метеориті в цілому (рис. 5.2), його склад ще далекий від рівноваги.

Швидкість охолодження за високих температур. Більшість хімічних і мінералогічних особливостей, таких як ліквацийна структура метал-троїлітових зерен, зональний склад олівіну, Fe,Ni-металу і хроміту, наявність мезостазису та глобул фосфату в троїліті, скелетна будова кристалів олівіну і піроксену та наявність фосфору в металі й нікелю в троїліті, вказують на нерівноважні умови кристалізації мінералів у результаті високої швидкості охолодження ударного розплаву. Експериментальні дані щодо фаялітової зональності олівіну (Radomsky, Hewins, 1990), вмісту нікелю в троїліті (Smith, Goldstein, 1977) та структурних особливостях нікелистого заліза в метал-сульфідних зернах (Scott, 1982) дають змогу оцінити швидкість охолодження переплавлених ділянок.

Згідно з експериментальними даними, ступінь Fe-Mg-зональності в олівіні зростає зі збільшенням вмісту FeO і швидкості охолодження (Bianco, Taylor, 1977; Radomsky, Hewins, 1990). Зональні тренди фаяліт—CaO в кристалах олівіну переплавлених ділянок (див. рис. 5.3) дуже подібні до таких трендів у кристалах з порфірових олівінових хондр типу II метеорита Кримка, а також у штучних кристалах, охолоджених зі швидкістю 1000 °C/год (Radomsky, Hewins, 1990).

Більшість досліджених зерен троїліту містять нікель. Середня концентрація нікелю в троїліті переплавлених ділянок і переходних зон майже така сама (1,10 і 0,96 % відповідно). Б. Сміт і Дж. Голдштейн (Smith, Goldstein, 1977) визначили пряму залежність між швидкістю охолодження і концентрацією нікелю в троїліті. Згідно з цими даними, швидкість охолодження троїліту у переплавлених ділянках більша за 100 °C/год і, можливо, набагато.

Ліквацийна структура метал-троїлітових зерен є крупнішою, ніж у чорних жилках звичайних хондритів (Semenenko, Golovko, 1994), але тоншою, ніж у швидко охолоджених зернах різних хондритів (Scott, 1982). Швидкість охолодження R металу переплавлених ділянок в інтервалі 1350—950 °C оцінено нами в ~300 °C/c за формулою $R = 530\ 000d^{-2.9}$, де d — відстань (мкм) між вторинними металевими дендритними гілками або ширина видовжених металевих комірок (Scott, 1982). Якщо взяти до уваги загальну помилку визначення, яку Е.Р. Скотт оцінів як фактор 12—15, то вказана швидкість охолодження на два порядки вища за визначену з урахуванням зональності олівіну. Зауважимо, що метод вимірювання ши-

рини між гілками дендритів вказує на швидкість охолодження від 400 до 100 °С/год для хондритів Ramsdorf та Rose City відповідно (Scott, 1982), тоді як дослідження метал-тройлітових зерен та вмісту нікелю в тройліті засвідчують швидкість охолодження 100 °С/день і 1 °С/рік для тих самих хондритів (Smith, Goldstein 1977). Не маючи точнішої оцінки, можна вважати, що швидкість охолодження переплавлених ділянок більша і, можливо, набагато більша за 100 °С/год.

Склад непрозорих мінералів. Характерною особливістю Fe,Ni-металу в переплавлених ділянках є зональний склад і наявність фосфору. Відповідно до попередніх досліджень (Begemann, Wlotzka, 1969), збагачення нікелем оболонки навколо металевих комірок у тройліті пов'язано зі швидкою кристалізацією нікелістого заліза з Fe-Ni-S розплаву. Природа збагачених нікелем стрічок у металі типу 2 неясна і потребує додаткових досліджень.

Згідно з літературними даними (Taylor, Neumann, 1971; Smith, Goldstein, 1977), наявність фосфору в ударно-переплавленому металі зумовлена відновленням фосфатів за високої температури з подальшим розчиненням фосфору в рідкому металі. Така поведінка характерна і для хрому. В переплавлених ділянках фосфор і хром, які спочатку знаходились у фосфаті й хроміті, були відновлені і розчинені у Fe-Ni-S розплаві за високої температури. При охолодженні фосфор розподілився між металом, що затвердівав, і розплавом, збагаченим сіркою, тоді як хром залишився майже повністю в останньому, що засвічує відсутність хрому в металевих комірках. Така поведінка хрому в метал-тройлітових розплавах узгоджується з його халькофільним характером (Drake et al., 1978). В міру кристалізації Fe,Ni-металу збагачений нікелем розплав збагачувався фосфором, на що вказує пряма кореляція P—Ni в металі, яка характерна для залізних метеоритів у більшому масштабі (Haack, Scott, 1993).

При подальшому охолодженні $T - fO_2$ умови сприяли повторному окисненню хрому і фосфору та утворенню кристалів хроміту і крапель збагаченого фосфатом розплаву, який не змішувався з розплавом Fe-Ni-S. Частина хрому потрапила в ці краплі й кристалізувалась у вигляді мікронних зерен хроміту, ймовірно, ще до їх затвердівання. Швидке окиснення фосфору в розплаві обмежувалось його входженням у метал, що кристалізувався. Цей процес пояснює відсутність кореляції P—Ni за високого вмісту нікелю в металі типу 1 і нижчого вмісту нікелю в металі типу 2. Загальне повторне окиснення в розплаві було досягнуто до остаточного затвердіння металу і тройліту, що зумовило майже повну відсутність фосфору в збагачених нікелем оболонках та в комірках, які є останньою порцією металу, що кристалізувався. Пріоритетне зменшення вмісту фосфору майже до нуля характерне для ділянок типу 2, що може бути зумовлено вищою локальною фугітивністю кисню в них і окисненням фосфору за вищих температур, ніж у ділянках типу 1. Це узгоджується з більшим розміром фосфатних глобул і, напевно, вищим вмістом Fe_2O_3 в хромітах у ділянках типу 2.

Охолодження було занадто швидким для окиснення фосфору в межах твердого металу, тому кристалізувались тонкі зерна шрейберзиту. Деяка кількість фосфору залишилась в метастабільному твердому розчині Fe,Ni-металу. Висока швидкість охолодження підтверджується також мартенсито-

вим складом металу. Експериментальними дослідженнями (Romig, Goldstein, 1981) встановлено, що за певних умов можлива кристалізація шрейберзиту без розкладання мартенситу.

Загартування фосфатного розплаву зумовило утворення скляних глобул у троїліті. Склад цих фосфатних глобул є незвичним і характеризується збагаченням натрієм і збідненням кальцієм. Слід зазначити, що дещо збагачені натрієм фосфатні глобули виявлено у переплавленому троїліті в сильно ударному H6 хондриті Yanzhuang (Chen, Xie, 1996), а тонкі кристали мариситу (FeNaPO_4) знайдено в метал-троїлітових зернах у метеориті Bishunpur (Mostefaoui, 1996; Lauretta et al., 2001). Відомо, що натрій як леткий елемент легко випаровується під час ударного нагріву речовини. Крім того, на підставі експериментального вивчення Fe-S-силікатних розплавів доведено, що натрій і калій різко розділяються у розплаві Fe-S (Gessmann, Wood, 2002; Murthy et al., 2003), який може містити велику кількість кисню (Gessmann, Wood, 2002). Не виключено, що натрій, який випарувався з переплавлених ділянок метеорита Кримка, розчинився разом з незначними кількостями калію і мангану у Fe-Ni-S-розплаві. Реакція натрію з розчиненими фосфором і киснем згодом зумовила утворення фосфатних глобул. Деякі з них містять незначні кількості кремнію, магнію і кальцію, що може бути пов'язано з наявністю у Fe-Ni-S-розплаві невеликих силікатних зерен або крапель.

Зсувні деформації у фосфатних глобулах і в деяких зернах троїліту за свідчують принаймні ще один додатковий удар, який відбувся після затвердіння ударних розплавів.

Порівняння з хондрами. Температурно-часові умови ударно-переплавлених ділянок якісно подібні до умов утворення хондр. Короткий нагрів до високих температур та швидке охолодження привели до виникнення подібної структури і зональності силікатних зерен. Хоча вихідні речовини були, ймовірно, різними, становить інтерес порівняння в деяких деталях результатів двох процесів, особливо для непрозорих фаз.

Як у переплавлених ділянках хондриста Кримка, так і в неметаморфізованих або слабометаморфізованих хондрах типу I у вуглистих хондритах (тип 2) (Grossman, Olsen, 1974; Weisberg et al., 1993), а також у LL3.0 звичайному хондриті Semarkona (Zanda et al., 1994), фосфор і хром у значній кількості асоціюють з металом або троїлітом. Проте ці асоціації дещо відмінні. У переплавлених ділянках хондриста фосфор знаходитьться переважно в розчиненій формі у Fe-Ni і в окисненій формі в троїліті. Хром наявний лише в троїліті в окисненій формі. У примітивних хондрах типу I, де первинний троїліт зазвичай рідкісний, фосфор і хром розчинені в металі. Дефіцит сульфіду в цих хондрах, ймовірно, зумовлений його випаруванням під час переплавлення хондр (Yu et al., 1996). Навпаки, переплавлені ділянки хондриста Кримка, які були оточені холодною твердою речовиною, поводили себе подібно до закритих систем, і принаймні у значній частині зберегли троїліт у зростках з Fe-Ni.

Той факт, що фосфор і хром наявні в окисненій формі в троїліті переплавлених ділянок, засвідчує вищу фугітивність кисню, ніж у хондрах ти-

пу I, і підтверджується більшим вмістом FeO в силікатах. Водночас це може бути пов'язано з нижчою температурою затвердівання троїліту порівняно з металом. При заданому значенні δO_2 зниження температури сприяє утворенню оксидів. Хром і фосфор були в розплаві троїліту за нижчих температур (швидкість дифузії в ньому вища, ніж у твердому металі), що зумовило їх подальші окиснення і осадження. Фосфор у металі зберігся у відновленій формі подібно до примітивного металу хондр.

Фосфатні Na-Fe-глобули, які діагностовано в троїліті переплавлених ділянок, невідомі в хондрах. Вони утворилися внаслідок перерозподілу натрію при переплавленні. В хондрах натрій також був мобілізований, що привело до його суттєвої втрати в деяких хондрах (Sears et al., 1996). Стан закритої системи переплавлених ділянок запобіг втраті значної частини натрію, тоді як наявність великої кількості троїліту сприяла проникненню натрію в переплавлений метал (Chabot, Drake, 1999).

Слід зазначити, що в переплавлених ділянках метал збагачений фосфором і збіднений хромом, а в хондриті Кримка в цілому метал рідко містить фосфор і часто збагачений хромом (Rambaldi, Wasson, 1984; Perron, Bourot-Denise, 1992). Таким чином, склад переплавленого металу не відображає повністю його первісного складу, що особливо важливо для хондр. Склад Fe,Ni-металу в примітивних хондритах визначається переважно хімічними процесами, що відбувалися під час переплавлення хондри, а не лише складом металу в проторечовині (Zanda et al., 1994).

Зерна нікелевого заліза з високим вмістом кобальту в переходній зоні та меншою мірою в переплавлених ділянці є однією із важливих особливостей досліджених об'єктів. Збагачений кобальтом метал (до 39 %) був знайдений у рівноважних LL хондритах (Afiaffalab, Wasson, 1980; Rubin, 1990), у кількох нерівноважних хондритах і ксенолітах (Kracher et al., 1985; Rubin et al., 1985; Hua et al., 1995; Kimura, 2000). У метеориті Кримка більшість зерен металу не містять кобальту більш як 2 %, за масою, у камаситі та 1,5 % у тетратеніті (Rambaldi, Wasson, 1984; Perron, Bourot-Denise, 1992), за винятком одного зерна камаситу і одного зерна тетратеніту з 2,7 і 2 % Co відповідно (Семененко и др., 1987). Таким чином, високий вміст кобальту і відносне поширення зерен, збагачених кобальтом, у переплавлених ділянках є локальною особливістю. Ці дані, а також наявність збагачених кобальтом зерен металу в інтенсивно змінених ударом зонах дають змогу зробити висновок щодо збагачення кобальтом металу внаслідок удару.

Механізм, за яким відбувається таке збагачення, може бути пов'язаний з виходом заліза зі складу зерен металу внаслідок хімічних реакцій та, відповідно, збільшення валового вмісту нікелю й кобальту в залишковому металі. Це має зумовити збільшення об'єму тенітової фази і, відповідно, вмісту кобальту в камаситі (а також у теніті), що підтверджується наявністю збагаченого кобальтом тетратеніту і його асоціацією з деякими збагаченими кобальтом зернами камаситу. Найімовірнішою реакцією є сульфідизація металу парами сірки в розплавлених ділянках. Випаровування сірки в ударно-переплавлених хондритах довів А. Рубін (Rubin, 2002).

У переплавлених ділянках вивчено хімічний склад 64 металевих комірок, і лише в двох з них, що збагачені кобальтом і знаходяться на віддалі 15 мкм

РОЗДІЛ 5. Ударно-метаморфічне перетворення метеорита Кримка

одна від одної в межах однієї ділянки, не виявлено фосфору. Це впевнено вказує на належність цих комірок до непереплавлених реліктів великого зерна. Якщо це так, то не виключено, що збагачення їх кобальтом відбулося внаслідок корозії металу парами сірки за високих температур.

Збільшений вміст кобальту в камаситі (до 5,5–13 %, за масою) у перехідній зоні можна пояснити або суттєвою сульфідацією крупних зерен металу в процесі плавлення, або первісною гетерогенністю зерен нікелістого заліза. У перехідній зоні зерна металу, збагачені кобальтом, асоціюють з дрібними, а не з крупними зернами троїліту, тому однозначно з'ясувати їх природу на цьому етапі досліджень складно.

Слід зазначити, що збагачені графітом ксеноліти (Semenenko et al., 2004), діагностовані разом з ударно-переплавленими ділянками в одному і тому самому індивідуальному зразку метеорита, також містять збагачений кобальтом метал ($\leq 3,2$ %, за масою), що не виключає генетичного зв'язку між Fe,Ni-металом цих об'єктів.

* * *

Метеорит Кримка характеризується різним ступенем ударно-метаморфічного перетворення: від рідкісних майже незмінених індивідуальних зразків до зразка з повністю ударно-переплавленими *in situ* ділянками хондритової речовини. Структурно-мінералогічні та хімічні особливості останніх вказують на ударний тиск у діапазоні 75–90 ГПа у непористій хондритовій речовині, але лише 30–35 ГПа в пористій речовині (Stöffler et al., 1991). Дуже швидке ударне плавлення і висока швидкість охолодження (≥ 100 °C/год) за високої температури зумовили хімічну неоднорідність силікатного розплаву, утворення порфірової структури, ліквацийних метал-тройлітових зерен і зонального складу мінералів. Температурно-часові умови ударно-переплавлених ділянок у цілому були близькі до умов утворення хондр, однак формування перших у закритій системі, тобто *in situ*, а других — у відкритій привели не лише до відмінностей у складі між непрозорими мінералами, а й до деяких особливостей, що не спостерігаються в хондрах. Сірка була дещо втрачена, а розплав Fe-Ni-S сформував крупні метал-тройлітові зерна з ознаками ліквакції. Хром сконцентрувався у тройліті, а не в металі, та утворив у ньому кристали хроміту. Розплав Fe-Ni-S акумулював значні кількості натрію, що привело до утворення Fe-Na фосфатного скла в тройліті, зі складом, близьким до складу мариситу.

Після затвердіння щонайменше ще один удар спричинив механічні деформації не лише в метеориті в цілому, а й в ударно-переплавлених ділянках зокрема.

Таким чином, важливо зазначити, що зразок метеорита № 1290/29 залив екстремальних ударно-метаморфічних перетворень і не може бути презентативною пробою метеорита в цілому, що слід мати на увазі під час досліджень примітивних характеристик хондрита.

ВИСНОВКИ

Результати структурно-мінералогічних, хімічних та ізотопних досліджень чітко вказують на те, що метеорит Кримка є агломератом різних за походженням об'єктів протопланетної туманності — тонкозернистої речовини, хондр та літичних включень, кожен з яких характеризується індивідуальною історією виникнення та розвитку. Після формування материнського тіла метеорита його особливості будови і складу були неоднорідно змінені, головним чином, процесами ударного метаморфізму і значно меншою мірою — вивітрюванням в земних умовах.

Наукова цінність метеорита Кримка зумовлена наявністю чітко індивідуалізованих низькотемпературної та високотемпературної складових — матриці і хондр, її доволі рідкісних у звичайних хондритах літичних включень, вивчення яких дає змогу відтворити фізико-хімічні умови зародження і еволюції космічних мінералів у туманності та в материнському тілі метеорита. Детальний розгляд результатів дослідження дає змогу стверджувати, що до генетично важливих складових хондрита Кримка належать такі.

1. Досонячні зерна мінералів, які є свідками фізико-хімічних умов еволюції пилу в міжзоряній, протосонячній і протопланетній туманностях, а також у материнському тілі метеорита.

2. Примітивна тонкозерниста речовина, яка є реліктом пилового компонента протопланетної туманності і зберегла відомості про основні етапи фракціонування і акреції метал-силікатного та органічного пилу в процесі формування консолідованих об'єктів на ранній стадії еволюції Сонячної системи. Особливо інформативним є тонкозернистий ксеноліт BK13 з акреційною «хондритовою» текстурою, що безпосередньо вказує на раннє фракціонування метал-силікатного пилу на рівні нанометричних зерен і на акреційну природу первісних пухких кульок («dustballs») як імовірних зародків хондр.

Структурно-мінералогічні і хімічні особливості тонкозернистої речовини в різних текстурних одиницях хондрита (в матриці, в оболонках хондр і ксенолітів, а також у ксенолітах та інших включеннях) засвідчують хіміко-мінеральну неоднорідність і, відповідно, змінність пилового середовища протопланетної туманності.

3. Хондри, вивчення яких дає змогу вияснити РТ-умови високотемпературного перетворення первинного пилу як одного з головних процесів фракціонування хімічних елементів протопланетної туманності.

4. Ксеноліти, особливо ті, що складені новим різновидом космічної речовини і невідомі на Землі як окремі метеорити. Вони зберегли ознаки ізотопного, хімічного і мінералогічного різноманіття речовини протопланетної туманності, яка існувала поза межами зони утворення відомих типів метеоритів у допланетній туманності, що дає змогу цілісніше відтворити картину фізико-хімічних умов еволюції доземної речовини. Найважливішими серед них є вперше знайдені в метеоритах графітовмісні та бітумовмісні ксеноліти, структурно-мінералогічні та хімічні особливості яких вказують, як мінімум, на два джерела і різні шляхи надходження вуглецевмісних компонентів у них. Одні з них утворились унаслідок акреції метал- силікатного і органічного пилу з подальшою графітизацією органічної речовини залежно від ступеня ударно-метаморфічного перетворення. Інші ксеноліти остаточно сформувалися після проникнення в них бітуму із невідомого поки що джерела, що засвідчує складніший, триваліший і загадковий еволюційний шлях бітумовмісних ксенолітів порівняно з графітовмісними.

5. Ударно-змінені частини метеорита, особливо повністю ударно-переплавлені ділянки, вивчення яких пов'язано з виясненням характеру поведінки хондритової речовини залежно від величини ударного тиску, температури і швидкості охолодження.

Слід наголосити на тому, що тривале і системне вивчення метеорита Кримка постійно супроводжується новими знахідками рідкісних об'єктів, чим підтверджується його унікальність і цінність для науки. Навіть у період написання книги було діагностовано окремі тонкозернисті включення, що потребують детального дослідження і осмислення. Найважливішими серед них є нові знахідки вуглистих ксенолітів з підвищеним вмістом сульфіду заліза, що є безпосереднім свідченням існування та агломерації основних компонентів метеорита Кримка на відміну від інших хондритів у газопиловому середовищі, збагаченому вуглистим матеріалом, тобто ймовірно у віддаленіший від Сонця зоні протопланетної туманності. У монографію не внесено дані стосовно збагаченого троїлітом крупного ксеноліту з широкою силікатною оболонкою магматичного походження, яка містить обособлені ділянки незміненої тонкозернистої речовини. Ця знахідка становить інтерес, оскільки постає питання можливого генетичного зв'язку між оболонкою і тонкозернистою речовиною. Не розглянуто в монографії результати вивчення фрагмента рідкісної порфірової макрохондри та її примітивної оболонки з характерними ознаками первісної акреції. За межами видання залишилися результати дослідження потужної тонкозернистої оболонки, яка акреційована порфіровою хондрою (СЕМ-зображення представлено на обкладинці монографії) в пиловому довкіллі. В монографії відсутні результати часткового вивчення кори плавлення над різними тек-

Висновки

турними компонентами метеорита, оскільки цей напрям дослідження ще не завершений. Він доволі важливий для з'ясування характеру поведінки метеоритної речовини в екстремальних природних умовах, тобто за високої швидкості польоту і часткового згорання метеорита Кримка з доступом атмосферного кисню.

Ми переконані, що наша монографія не є останньою. У майбутньому будуть нові знахідки, з'являться нові видання з домінуванням ізотопних характеристик різних текстурних компонентів і результатів їх дослідження на тоншому рівні. Додаткові дослідження дадуть змогу виділити чіткі критерії космогенних процесів мінералоутворення, знайти відповідь на питання співвідношення метал-силікатної і органічної речовини в протопланетній туманності, а також зрозуміти вплив процесів сульфідизації на формування збагаченого нікелем металу в космосі, як одного з потенційних джерел корисних копалин. Це дасть змогу розширити знання про фундаментальні процеси еволюції Сонячної системи, зокрема Землі та її мінеральних ресурсів.

CONCLUSIONS

The results of textural, mineralogical, chemical and isotopic studies clearly indicate, that the Krymka chondrite is an agglomerate of different objects of the protoplanetary nebula — fine-grained material, chondrules and lithic inclusions, each being characterized by an individual history of origin and evolution. After formation of a parent body of the meteorite, its textural and compositional features were inhomogeneously processed, mainly by impact metamorphism and to a lesser extent by terrestrial weathering.

A scientific value of the Krymka meteorite is determined by the presence of clearly individualized low-temperature and high-temperature components — matrix and chondrules, and lithic inclusions which are quite rare in ordinary chondrites. Study of the latter allows to elucidate physical-chemical conditions of origin and evolution of cosmic minerals in the nebula and within the parent body. A detailed analysis of the obtained results allows to affirm that the following objects belong to the most genetically important constituents of the Krymka chondrite:

1) presolar mineral grains, which are witnesses of physical-chemical evolution of a dust within the interstellar, protosolar and protoplanetary nebula, as well as in the meteorite parent body;

2) primitive fine-grained material, which belongs to relic of the protoplanetary dust and preserved information about the main stages of fractionation and accretion of metal-silicate particles and organic compounds during formation of consolidated objects on the early stages of the Solar system evolution. The fine-grained xenolith BK13 with an accretionary «chondritic» texture is particularly informative, because directly testifies to the early fractionation of a metal-silicate dust on the level of nanometric grains and to the accretionary nature of initial fluffy balls («dustballs») as probable nuclei of chondrules;

3) chondrules, the study of which offers a clearer view of the P-T conditions of high-temperature primary transformation of a dust, as one of the main process of chemical fractionation within the protoplanetary nebula;

4) xenoliths, especially those presented by a new kind of cosmic material and are unknown on the Earth as individual meteorites. They preserved signs of isotopic, chemical and mineralogical diversity of a protoplanetary material, generated probably within a zone of the nebula, distinctive from that of known types of chondrites. Their study admits to clear up the physical-chemical conditions of evolution of a pre-terrestrial material in more details. Graphite-bearing and bitumen-bearing xenoliths, for the first time found in meteorites, are the most important among them. Their textural, mineralogical and chemical features testify

Conclusions

to at least two sources of C-containing material and its different means of entry into the xenoliths. The first of them were formed due to accretion of metal-silicate and organic dust with the subsequent graphitization of the organic matter depending on a degree of their following shock-metamorphic transformation. The second one finally formed after penetration (migration) of bitumen into the xenoliths from an unknown source. The data indicates a more complex, longer and mysterious evolutionary path of the bitumen-bearing xenoliths in comparison with the graphite-bearing one's;

5) shock-transformed parts of the meteorite, especially completely shock-melted regions. Their investigation results to a better understanding of the chondritic material behavior in accordance with a level of the shock pressure, temperature and cooling rate caused by preterrestrial impacts.

In summary, it should be emphasized, that the long-term and systematic study of the Krymka meteorite is currently accompanied by new discoveries of rare objects, which confirm its uniqueness and scientific value. Some fine-grained inclusions were determined during the time of the manuscript writing and require detailed study and understanding. New finds of carbonaceous xenoliths with a very high iron sulfide are the most important among them. They additionally indicate to agglomeration of the Krymka meteorite, unlike other chondrites, in a gas-dust environment enriched in carbonaceous material, probably, on a larger distance from Sun. The manuscript does not hold data on a troilite-enriched large xenolith with a broad silicate igneous rim, which contains isolated relics of a primitive fine-grained material. The xenolith is of a high scientific interest because the question of a possible genetic link between the igneous rim and fine-grained material arises. The manuscript does not embrace the results of a partial study of a rare porphyritic macrochondrule with a fine-grained rim, which contains typical features of primary accretion. The results of study of a thick fine-grained rim, which is accreted by a porphyritic chondrule (SEM image is presented on a cover of the book) in a dusty environment, remained outside of the publication too. The manuscript does not contain data on the investigation of the meteorite a melting crust over various structural constituents, as this research has not been completed yet. It is quite interesting for clearing up of the material behavior in extreme natural conditions, i. e. at high flight speed and combustion of the Krymka bolide in result of access of atmospheric oxygen.

We are convinced that our manuscript is not the last. There will be new discoveries, based on the meteorite study at a finest level in the future. New publications will appear with a dominance of isotopic characteristics on the Krymka different constituents. Additional investigations will permit to clearly identify criteria for elucidation of cosmogenic minerals nature, to find an answer on the relationship between metal-silicate and organic material in the protoplanetary nebula and to understand the influence of sulfidization on the formation of a nickel-enriched metal as one of the potential sources of minerals. These data have to expand knowledge about fundamental processes of evolution of the Solar system, especially the Earth, and its mineral resources origin, as well.

SUMMARY

Literary and original data on fall and find circumstances of the Krymka meteoritical shower samples, their macroscopical, mineralogical, chemical and isotopic characteristics are presented. A main attention is given to dark lithic inclusions, especially to unique xenoliths, composed by a new kind of a cosmic matter, to a fine-grained material and their components, in particular to microchondrules, and to a stage of impact transformation of the Krymka matter.

The dark lithic inclusions represented by graphite-bearing xenoliths, a bitumen-bearing porphyritic clast, a macrochondrule with a coarse graphite grains and a carbonaceous xenolith with a fine-grained «chondritic» texture are the most interesting and scientifically important in the chondrite. First of them resemble carbonaceous chondrites, both chemically and isotopically. Their mineralogical, chemical and isotopic characteristics suggest that this material is composed by metamorphosed varieties of a previously unknown type of unequilibrated carbonaceous matter. Most likely, the graphite has a metamorphic nature and was crystallized from C-bearing precursor.

Structural and mineralogical features of the bitumen-bearing porhiritic clast and probably the graphite-containing macrochondrule allow to speculate a late process of the bitumen formation, caused by its migration into the object from unknown source.

The unique carbonaceous xenolith with a fine-grained «chondritic» texture may bears fundamental information about chondrule formation from a primary accreted «dustballs».

The Krymka samples show shock effects of various intensities: from weak evidences of shock metamorphism to completely shock-melted *in situ* regions, that has to be taken into account by researches of the meteoritic primitive characteristics.

To mineralogists, cosmochemists, geochemists and students of mentioned specialities.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Бережкова Г.В. Нитевидные кристаллы. Москва: Наука, 1969. 158 с.
- Ваганов П.А., Пивень П.И., Соботович Э.В. Распространенность и корреляционные связи элементов в хондритах различных групп. *Вестник Ленинградского университета*. 1978. Т.18, вып. 3. С. 41—49.
- Вальтер А.А., Фисенко А.В., Семенова Л.Ф. и др. Электронно-микроскопическое исследование алмаза, графита и муассанита из хондриита Кримка. *Минералогический журнал*. 1994. Т. 16, № 1. С. 85—89.
- Вдовыкин Г.П. «Организованные элементы» углистых хондритов. *Геохимия*. 1964. № 7. С. 678—682.
- Вдовыкин Г.П. Углеродистое вещество метеоритов (органические соединения, алмазы, графит). Москва: Наука, 1967. 271 с.
- Вдовыкин Г.П. Вода в метеоритах. Очерки современной геохимии и аналитической химии. Москва: Наука, 1972. С. 53—58.
- Виноградов А.П., Лаврухина А.К., Ганиев А.Г. и др. Распределение платиноидов и золота между разными фазами метеоритного вещества. Сообщение 1. *Геохимия*. 1972. № 12. С. 1461—1469.
- By Van Хай, Серебренникова О.В. Углеводороды битумных включений в магматических породах на севере Хакасии. PDF-файл 362-173. *Вестник Томского госуниверситета*. 2012. № 362. С. 173—177.
- Вуд Дж. Метеориты и происхождение Солнечной системы. Москва: Мир, 1971. 172 с.
- Гиваргизов Е.И. Рост нитевидных и пластинчатых кристаллов из пара. Москва: Наука, 1977. 303 с.
- Гіріч А.Л., Семененко В.П. Мінералогія магнетитвмісних ксенолітів у кам'яному метеориті Кримка (LL3.1). *Доповіді Національної академії наук України*. 2004. № 9. С. 105—113.
- Гіріч А.Л., Семененко В.П., Бішофф А., Кичань Н.В. Мінералогія силікатного пористого ксеноліту в хондриті Кримка (LL3.1). *Записки Українського мінералогічного товариства*. 2006. Т. 3. С. 41—44.
- Гіріч А.Л., Семененко В.П. Порфіровий бітумовмісний ксеноліт у хондриті Кримка (LL3.1). 1. Структурно-мінералогічна характеристика. *Мінералогічний журнал*. 2016а. Т. 38, № 3. С. 56—66.
- Гіріч А., Семененко В. Структурно-мінералогічна характеристика порфірового бітумовмісного ксеноліту в хондриті Кримка (LL3.1). Десяті наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка: матеріали. Львів: Вид-во Львів. нац. ун-ту імені Івана Франка, 2016б. С. 24—25.
- Гудремон Э. Специальные стали. Москва: Металлургиздат, 1960. Т. 2. 952 с.
- Гуськова Е.Г. Магнитные свойства метеоритов коллекции Комитета по метеоритам АН СССР. *Метеоритика*. 1970. № 30. С. 74—87.
- Додд Р.Т. Метеориты: Петрология и геохимия. Москва: Мир, 1986. 384 с.
- Дрейзін Р.Л. Цікаве небесне явище. Одеса: Чорноморська комуна від 20/II, 1946а. № 38.
- Дрейзін Р.Л. Допомогти у розшуках метеоритів. Одеса: Чорноморська комуна від 14/V, 1946б. № 95.

Список літератури

- Дрейзин Р.Л. Обстановка падения и сбор каменного метеоритного дождя Крымка. *Метеоритика*. 1949. Вып. 6. С. 26—37.
- Дрейзин Р.Л. Результаты изучения обстоятельств падения каменного метеоритного дождя Крымка. *Метеоритика*. 1958. Вып. 16. С. 105—107.
- Дьяконова М.И., Харитонова В.Я. Результаты химического анализа некоторых каменных и железных метеоритов коллекции АН СССР. *Метеоритика*. 1960. Вып. 18. С. 48—67.
- Дьяконова М.И., Харитонова В.Я., Явнель А.А. Химический состав метеоритов. Москва: Наука, 1979. 68 с.
- Заварицкий А.Н., Кваша Л.Г. Метеориты СССР. Москва: Изд-во АН СССР, 1952. 245 с.
- Кваша Л.Г. Некоторые новые данные о строении хондритов. *Метеоритика*. 1961. Вып. 20. С. 124—136.
- Кваша Л.Г., Озерова Н.А., Айдиньян Н.Х., Шикина Н.Д. Ртуть в метеоритах. *Метеоритика*. 1972. Вып. 31. С. 122—136.
- Корочанцев А.В. Ударное преобразование битумов: Приложение к органическому веществу метеоритов и импактитов: автореф. дис. ... канд. наук. Москва, 2004. 27 с.
- Кузнецов П.А., Панкратов В.Б., Стюф В.И., Юрцевич А.Ф. Многоэлементный нейтронно-активационный анализ валового состава, гранулометрических фракций и хондры метеорита Крымка. *Метеоритика*. 1985. Вып. 44. С. 52—56.
- Латыш И.К. Серебро в природе. Киев: АртЭк, 1997. 134 с.
- Левский Л.К. Новые данные по содержанию изотопов инертных газов каменных метеоритов. *Метеоритика*. 1972. Вып. 31. С. 149—150.
- Лукин А.Е. О самородном вольфраме в породах нефтегазоносных комплексов. *Доповіді Національної академії наук України*. 2009. № 2. С. 121—130.
- Мацюк С.С., Платонов А.Н., Польшин Э.В. и др. Шпинелиды мантийных пород. Киев: Наукова думка, 1989. 212 с.
- Мейсон Б., Мелсон У. Лунные породы. Москва: Мир, 1973. 164 с.
- Мохов А.В., Карташов П.М., Богатиков О.А. Луна под микроскопом: новые данные по минералогии Луны: атлас. Москва: Наука, 2007. 127 с.
- Новгородова М.И., Недашковская Н.Н., Рассказов А.В. и др. Самородный вольфрам с включениями оксида иттрия из аллювия р. Большая Полья (Приполярный Урал). *Доклады Академии наук*. 1995. Т. 340, № 5. С. 681—684.
- Семененко В.П. Микроскопическое исследование никелистого железа семи хондритов. *Метеоритика*. 1975. Вып. 34. С. 71—75.
- Семененко В.П. Минералогия каменных метеоритов Украины: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук: спец. 04.00.20. Киев, 1976. 23 с.
- Семененко В.П., Мельников В.С. Находки кварца в хондриатах. Космическое окружение и Земля. Киев: Наукова думка, 1977. С. 96—100.
- Семененко В.П. Признаки ударного метаморфизма в 16 хондриатах. Космическое окружение и Земля. Киев: Наукова думка, 1977. С. 100—106.
- Семененко В.П., Мельников В.С., Самойлович Л.Г. О метеорите Крымка. *Метеоритика*. 1978. Вып. 37. С. 93—100.
- Семененко В.П., Никитюк А.Ф., Стеценко Н.С. Состав и строение никелистого железа некоторых хондритов. *Метеоритика*. 1979. Вып. 38. С. 45—49.
- Семененко В.П. Структурные особенности некоторых хондритов. Космическое вещество на Земле. Киев: Наукова думка, 1982. С. 87—95.
- Семененко В.П., Самойлович Л.Г., Тертычная Б.В. Неоднородность состава металла в неравновесном хондрите Крымка. *Минералогический журнал*. 1985. Т. 7, № 5. С. 78—86.
- Семененко В.П., Соботович Э.В., Тертычная Б.В. Метеориты Украины. Киев: Наукова думка, 1987. 220 с.
- Семененко В.П., Колесов Г.М., Самойлович Л.Г. и др. Углистые включения в хондrite Крымка (LL3). *Геохимия*. 1991. № 8. С. 1111—1121.
- Семененко В.П., Гирич А.Л. Минералогия графитсодержащего фрагмента в хондрите Крымка (LL3). XXII Метеоритная конференция: тез. докл. Москва, 1994. С. 74—75.

Список літератури

- Семененко В.П., Перрон К. Ударно-переплавленные участки в хондрите Крымка (LL3). *Минералогический журнал*. 1996. Т. 18, № 4. С. 26—37.
- Семененко В.П., Гирич А.Л. Хондрит Крымка (LL3). 1. Минералогия графитсодержащих ксенолитов. *Минералогический журнал*. 2001а. Т. 23, № 2/3. С. 15—26.
- Семененко В.П., Гирич А.Л. Хондрит Крымка (LL3). 2. Природа графитсодержащих ксенолитов. *Минералогический журнал*. 2001б. Т. 23, № 2/3. С. 27—36.
- Семененко В.П. Кометна речовина в метеоритах: загадки і факти. *Записки Українського мінералогічного товариства*. 2006. Т. 3. С. 153—156.
- Семененко В.П., Гіріч А.Л. Примітивна високозалізиста речовина в хондриті Кримка (LL3.1). *Записки Українського мінералогічного товариства*. 2007. Т. 3. С. 41—44.
- Семененко В.П. Чи збереглись у метеоритах структурно-мінералогічні прикмети первісної акреції в протопланетній туманності? *Записки Українського мінералогічного товариства*. 2007. Т. 4. С. 67—73.
- Семененко В.П., Гіріч А.Л., Русько Ю.О. Каталог метеоритів, що зберігаються в Національному науково-природничому музеї НАН України (на 1 січня 2007 р.). *Мінералогічний журнал*. 2007. Т. 29, № 2. С. 72—82.
- Семененко В.П. Мінералогія досонячних зерен. *Геохімія та рудоутворення*. 2009. Вип. 27. С. 92—94.
- Семененко В.П. Перша знахідка самородного срібла в метеоритах. *Записки Українського мінералогічного товариства*. 2010. Т. 7. С. 58—63.
- Семененко В.П., Гіріч А.Л. Два типи зерен графіту в хондриті Кримка (LL3.1). *Мінералогічний збірник Львівського університету*. 2010а. № 60, вип. 2. С. 44—52.
- Семененко В.П., Гіріч А.Л. Два типи зерен графіту в хондриті Кримка (LL3.1). Наук. конф., присвяч. 65-річчю геол. факультету Львівського національного університету імені Івана Франка «Стан і перспективи сучасної геологічної освіти та науки»: тези доп. Львів: Видавн. центр Львів. нац. ун-ту, 2010б. С. 179.
- Семененко В.П. Мінералогія пилової компоненти протопланетної туманності. *Записки Українського мінералогічного товариства*. 2011. Т. 8. С. 175—178.
- Семененко В.П., Гіріч А.Л. Мінералогічні особливості та генезис унікальної макрохондри метеорита Кримка (LL3.1). *Доповіді Національної академії наук України*. 2011. № 11. С. 107—114.
- Семененко В.П., Гіріч А.Л. Перші знахідки самородних вольфраму і срібла в метеоритах. *Мінералогічний збірник Львівського університету*. 2012. № 62, вип. 1. С. 119—127.
- Семененко В.П., Шкуренко К.О. Особливості мінералогії мікрохондр в метеориті Кримка (LL3.1). *Записки Українського мінералогічного товариства*. 2012. Т. 9. С. 58—66.
- Семененко В.П., Гирич А.Л., Ширинбекова С.Н. и др. Генетические типы нанометровых зерен минералов в метеоритах. *Наносистемы, наноматериалы, нанотехнологии*. 2012. Т. 10, № 1. С. 1—10.
- Семененко В.П., Шкуренко К.О., Гіріч А.Л. Хімічна неоднорідність тонкозернистої речовини в метеориті Кримка (LL3.1). *Мінералогічний журнал*. 2014. Т. 36, № 4. С. 39—49.
- Семененко В.П., Гіріч А.Л. Порфіровий бітумовмісний ксеноліт у хондриті Кримка (LL3.1). 2. Будова, хімічний склад та походження бітуму. *Мінералогічний журнал*. 2016а. Т. 38, № 4. С. 23—31.
- Семененко В., Гіріч А. Природа порфірового бітумовмісного ксеноліту в хондриті Кримка (LL3.1). Десяті наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка: матеріали. Львів: Львів. нац. ун-т імені Івана Франка, 2016б. С. 86—87.
- Семененко В.П., Шкуренко К.О. Історія падіння метеорита Кримка та збору його зразків. *Світогляд*. 2017. № 6 (68). С. 74—79.
- Семененко В.П., Гіріч А.Л., Шкуренко К.О. Походження текстурних компонентів матриці хондритів. Наукова конференція, присвячена 50-річчю Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка: тези доп. Київ, 2019. Т. 2. С. 242—244.
- Серебро. Геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений; отв. ред. Н.А. Шило. Москва: Наука, 1989. 240 с.
- Соботович Э.В., Семененко В.П. Вещество метеоритов. Киев: Наукова думка, 1984. 191 с.

Список літератури

- Сушицкий П.И. Каменные метеориты Украины: дис. ... канд. геол. наук. Киев, 1948. 143 с.
- Сушицкий П.И. Структурно-минералогический и химический состав каменного метеоритного дождя Крымка. *Метеоритика*. 1949. Вып. 6. С. 38—47.
- Фисенко А.В., Таций В.Ф., Семенова Л.Ф., Больщева Л.Н. Определение кинетических параметров процесса окисления межзвездного алмаза. XXII Метеоритная конференция: тез. докл. Москва, 1994. С. 86—87.
- Фрондел Дж. Минералогия Луны. Москва: Мир, 1978. 334 с.
- Челищев Н.Ф. Об эволюции формы оливинов в процессе кристаллизации расплава оливинового габбро-норита в экспериментальных условиях. Москва: Наука, 1970. С. 124—129.
- Шкуренко К.О., Семененко В.П. Мінералогія тонкозернистої речовини оболонок хондр з метеорита Кримка (LL3.1). *Мінералогічний збірник Львівського державного університету імені Івана Франка*. 2015. № 65, вип. 1. С. 53—63.
- Шкуренко К.О. Мінералогія та походження тонкозернистої речовини метеорита Кримка: автореф. дис. ... канд. геол. наук: спец. 04.00.20. Київ, 2016. 18 с.
- Юдин И.А. Непрозрачные минералы каменных метеоритов. *Метеоритика*. 1958. Вып. 16. С. 78—104.
- Юдин И.А., Коломенский В.Д. Минералогия метеоритов. Свердловск: УНТЦ АН СССР, 1987. 200 с.
- Afiaattalab F., Wasson J.T. Composition of the metal phases in ordinary chondrites: Implications regarding classification and metamorphism. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1980. Vol. 44, iss. 3. P. 431—443.
- Alaerts L., Lewis R.S., Anders E. Isotopic anomalies of noble gases in meteorites and their origin. 3. LL-chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1979. Vol. 43, N 1. P. 1399—1415.
- Alexander C.M.O'D., Hutchison R., Barber D.J. Origin chondrule rims and interchondrule matrices in unequilibrated ordinary chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*. 1989. Vol. 95. P. 187—207.
- Alexander C.M.O'D., Arden J.W., Ash R.D., Pillinger C.T. Presolar components in the ordinary chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*. 1990. Vol. 99. P. 220—229.
- Alexander C.M.O'D., Fogel M., Yabuta H., Cody G.D. The origin and evolution of chondrites recorded in the elemental and isotopic compositions of their macromolecular organic matter. *Geochimica et cosmochimica acta*. 2007. Vol. 71. P. 4380—4403.
- Amari S., Anders E., Virag A., Zinner E. Interstellar graphite in meteorites. *Nature*. 1990. Vol. 345. P. 238—240.
- Anders E. Do stony meteorites come from comets? *Icarus*. 1975. Vol. 24. P. 363—371.
- Anders E., Zinner E. Interstellar grains in primitive meteorites: diamond, silicon carbide and graphite. *Meteoritics*. 1993. Vol. 28. P. 490—514.
- Ashworth J.R. Matrix textures in unequilibrated ordinary chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*. 1977. Vol. 35. P. 25—34.
- Begemann F., Wlotzka F. Shock induced thermal metamorphism and mechanical deformations in the Ramsdorf chondrite. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1969. Vol. 33, iss. 11. P. 1351—1370.
- Berkley J.L., Taylor G., Keil K. The nature and origin of ureilites. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1980. Vol. 44. P. 1579—1597.
- Berkley J.L., Jones J.H. Primary igneous carbon in ureilites: Petrological implications [abstract]. *Lunar and Planetary Science*. 1982. Vol. 87. P. 353—364.
- Bevan A.W.R., Bevan J.C., Francis J.G. Amphibole in the Mayo Belwa meteorite: First occurrence in an enstatite achondrite. *Mineralogical Magazine*. 1977. Vol. 41. P. 531—534.
- Bevan A.W., Axon H.J. Metallography and thermal history of the Tieschitz unequilibrated meteorite — metallic chondrules and the origin of polycrystalline taenite. *Earth and Planetary Science Letters*. 1981. Vol. 47, N 1. P. 353—360.
- Bianco A.S., Taylor L.A. Application of dynamic crystallization studies: Lunar olivine normative basalts. 8th Lunar and Planetary Science Conference. Houston, Texas, 1977. Vol. 2. P. 1593—1610.

Список літератури

- Bischoff A., Keil K. Ca-Al-rich chondrules and inclusions in ordinary chondrites. *Nature*. 1983. Vol. 303. P. 588—592.
- Bischoff A., Keil K. Al-rich objects in ordinary chondrites: Related origin of carbonaceous and ordinary chondrites and their constituents. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1984. Vol. 48. P. 693—709.
- Bischoff A., Palme H., Schultz L. et al. Acfer 182 and paired samples, an iron-rich carbonaceous chondrite: Similarities with ALH85085 and relationship to CR chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1993. Vol. 57. P. 2631—2648.
- Brearley A.J., Scott E.R.D., Keil K. Carbon-rich aggregates in ordinary chondrites: Transmission electron microscope observations of Sharps (H3) and Plainview (H regolith breccia). *Meteoritics*. 1987. Vol. 22. P. 338—339.
- Brearley A.J., Scott E.R.D., Keil K. et al. Chemical, isotopic and mineralogical evidence for the origin of matrix in ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1989. Vol. 53. P. 2081—2093.
- Brearley A.J. Carbon-rich aggregates in type 3 ordinary chondrites: Characterization, origins and thermal history. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1990. Vol. 54. P. 831—850.
- Brearley A.J. Matrix and fine-grained rims in the unequilibrated CO₃ chondrite, ALHA77307: Origins and evidence for diverse, primitive nebular dust components. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1993. Vol. 57. P. 1521—1550.
- Brearley A.J. Nature of matrix in unequilibrated chondrites and its possible relationship to chondrules. In: Chondrules and the Protoplanetary Disk; eds R.H. Hewins et al. New York, USA: Cambridge Univ. Press, 1996. P. 137—151.
- Bunch T.E., Keil K., Snetsinger K.G. Chromite composition in relation to chemistry and texture of ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1967. Vol. 31, N 10. P. 1569—1582.
- Buseck P.R., Bo-Jun H. Conversion of carbonaceous material to graphite during metamorphism. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1985. Vol. 49. P. 2003—2016.
- Campins H., Swindle T.D. Expected characteristics of cometary meteorites. *Meteoritics*. 1998. Vol. 33. P. 1201—1211.
- Chabot N.L., Drake M.J. Potassium solubility in metal: The effects of composition at 15 kbar and 1900 °C on partitioning between iron alloys and silicate melts. *Earth and Planetary Science Letters*. 1999. Vol. 172, iss. 3—4. P. 323—335.
- Chen M., Xie X.D. Na behaviour in shock-induced melt phase of the Yanzhuang (H6) chondrite. *European Journal of Mineralogy*. 1996. Vol. 8, N 2. P. 325—333.
- Chou C.L., Baedecker P.A., Wasson J.T. Distribution of Ni, Ga, Ge and Ir between metal and silicate portions of H-group chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1973. Vol. 37, N 9. P. 2159—2171.
- Christophe Michel-Levy M. La matrice noire et blanche de la chondrite de Tieschitz (H3). *Earth and Planetary Science Letters*. 1976. Vol. 30. P. 143—150.
- Christophe Michel-Levy M., Lautié A. Microanalysis by Raman spectroscopy of carbon in the Tieschitz chondrite. *Nature*. 1981. Vol. 292. P. 321—322.
- Christophe Michel-Levy M. A new component of the Mezö-Madaras breccia: A micro-chondrule- and carbon-bearing L-related chondrite. *Meteoritics*. 1988. Vol. 23. P. 45—48.
- Clayton D.D. Chemical energy in cold cloud aggregates: The origin of meteoritic chondrules. *Astrophysical Journal*. 1980. Vol. 239. P. 37—41.
- Clayton R.N., Onuma N., Grossman L., Mayeda T.K. Distribution of the presolar component in Allende and other carbonaceous chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*. 1977. Vol. 34. P. 209—224.
- Clayton R.N., Mayeda T.K. Oxygen isotope classification of carbonaceous chondrites (abstract). *Lunar and Planetary Science*. 1989. Vol. 20. P. 169—170.
- Clayton R.N., Mayeda T.K., Goswami J.N., Olsen E.J. Oxygen isotope studies of ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1991. Vol. 55. P. 2317—2337.
- Clayton R.N. Oxygen isotopes in meteorites. *Annual Review Earth and Planetary Science*. 1993. Vol. 21. P. 115—149.

Список літератури

- Coe R.S., Kirby S.H. The orthoenstatite to clinoenstatite transformation by shearing and reversion by annealing: Mechanism and potential applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1975. Vol. 52. P. 29—55.
- Cronin J.R., Pizzarelli S. Organic matter in carbonaceous chondrites, planetary satellites, asteroids and comets. In: Meteorites and the early Solar system; eds J.F. Kerridge, M.S. Matthews. Tucson: Arizona Univ. Press, 1988. P. 819—857.
- Dodd R.T., Van Schmus W.R., Koffman D.M. A survey of the unequilibrated ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1967. Vol. 31, N 6. P. 921—953.
- Dodd R.T. Recrystallized chondrules in the Sharpshooter (H-3) chondrite. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1968. Vol. 32, N 10. P. 1111—1120.
- Dodd R.T. Petrographic analysis of a large microporphyrone chondrule in the Pernalée meteorite. *Mineralogical Magazine*. 1969. Vol. 37, N 286. P. 230—237.
- Drake M.J., Bild R.W., Hostetler C.J. Experimental investigations of trace element fractionation in iron meteorites. 1. Preliminary results for Cr: abstract. 9th Lunar and Planetary Science Conference. Houston, Texas, 1978. Vol. 1. P. 264—266.
- El Goresy A., Zinner E., Marti K. Survival of isotopically heterogeneous graphite in a differentiated meteorite. *Nature*. 1995. Vol. 373. P. 469—499.
- Endreß M., Keil K., Bischoff A. et al. Origin of dark clasts in the Acfer 059/EI Djouf 001 CR2 chondrite. *Meteoritics*. 1994. Vol. 29. P. 26—40.
- Fagan T.J., McKeegan K.D., Krot A.N., Keil K. Calcium-aluminum-rich inclusions in enstatite chondrites (II): Oxygen isotopes. *Meteoritics and Planetary Science*. 2001. Vol. 36. P. 223—230.
- Fodor R.V., Keil K. Catalog of lithic fragments in LL-group chondrites. Albuquerque, New Mexico: Univ. of New Mexico Institute of Meteoritics, 1978. 38 p.
- Fredriksson K., Jarosewich E., Nelen J. The Sharpshooter chondrite—new evidence for the origin of chondrules and chondrites. In: Meteorite Research; ed. P.M. Millman. Berlin; Heidelberg; New York: Springer-Verlag, 1969. P. 155—165.
- Fuchs L.H. The phosphate mineralogy of meteorites. In: Meteorite Research; ed. P.M. Millman. Berlin; Heidelberg; New York: Springer-Verlag, 1968. P. 683—695.
- Gessmann C.K., Wood B.J. Potassium in the Earth's core? *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. Vol. 200, iss. 1—2. P. 63—78.
- Girich A.L., Semenenko V.P. Magnetite-bearing fragments in the Krymka chondrite. *Meteoritics and Planetary Science*. 2001. Vol. 36. P. A66.
- Girich A.L., Semenenko V.P., Bischoff A., Kyichan N.V. Mineralogy and formation of a porous, dark xenolith within the Krymka (LL3.1) chondrite. *Meteoritics and Planetary Science*. 2005. Vol. 40. P. A56.
- Grady M.M., Wright I.P., Carr L.P., Pillinger C.T. Compositional differences in enstatite chondrites based on carbon and nitrogen stable isotope measurements. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1986. Vol. 50. P. 2799—2813.
- Grady M.M., Wright I.P., Pillinger C.T. A preliminary investigation into the nature of carbonaceous material in ordinary chondrites. *Meteoritics*. 1989. Vol. 24. P. 147—154.
- Grady M.M., Pillinger C.T. ALH85085: Nitrogen isotope analysis of a highly unusual primitive chondrite. *Earth and Planetary Science Letters*. 1990. Vol. 97. P. 29—40.
- Greshake A. The primitive matrix components of the unique carbonaceous chondrite Acfer 094: A TEM study. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1997. Vol. 61. P. 437—452.
- Grossman J.N., Brearley A.J. The onset of metamorphism in ordinary and carbonaceous chondrites. *Meteoritics and Planetary Science*. 2005. Vol. 40, N 1. P. 87—122.
- Grossman L., Olsen E. Origin of the high-temperature fraction of C2 chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1974. Vol. 38, iss. 1. P. 173—187.
- Grossman L., Allen J.M., MacPherson G.J. Electron microprobe study of a «mysterite»-bearing inclusion from the Krymka LL-chondrite. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1980. Vol. 44. P. 211—216.
- Haack H., Scott E.R.D. Chemical fractionation in Group IIIAB iron meteorites: Origin by dendritic crystallization of an asteroidal core. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1993. Vol. 57, iss. 14. P. 3457—3472.

Список літератури

- Herzberg C.T. The solubility of olivine in basaltic liquids: An ionic model. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1979. Vol. 43, iss. 8. P. 1241—1251.
- Hewins R.H. Chondrules and the Protoplanetary Disk: An Overview. In: Chondrules and the Protoplanetary Disk; eds R.H. Hewins et al. New York, USA: Cambridge Univ. Press, 1996. P. 3—9.
- Heymann D., Mazor E. Primordial rare gases in unequilibrated ordinary chondrites. *Science*. 1967. Vol. 155, N 3763. P. 701—702.
- Heymann D., Mazor E. Noble gases in unequilibrated ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1968. Vol. 32, N 1. P. 1—19.
- Higuchi H., Ganapathy R., Morgan J.W., Anders E. «Mysterite»: A late condensate from the solar nebular. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1977. Vol. 41. P. 843—852.
- Hua X., Eisenhour D.D., Buseck P.R. Cobalt-rich, nickelpoor metal (wairauite) in the Ningqiang carbonaceous chondrite. *Meteoritics*. 1995. Vol. 30, iss. 1. P. 106—109.
- Huss G.R. The matrix of unequilibrated ordinary chondrites: Implications for the origin and history of chondrites. Master's thesis. Albuquerque, USA: Univ. of New Mexico, 1979. 139 p.
- Huss G.R., Keil K., Taylor G.J. The matrices of unequilibrated ordinary chondrites: Implications for the origin and history of chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1981. Vol. 45, N 1. P. 33—51.
- Huss G.R., Lewis R.S. Presolar diamond, SiC, and graphite in primitive chondrites: Abundances as a function of meteorite class and petrologic type. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1995. Vol. 59. P. 115—160.
- Ikeda Y., Kimura M., Mori H., Takeda H. Chemical compositions of matrices of unequilibrated ordinary chondrites. Tokyo: National Institute of Polar Research, 1981. Special iss. 20. P. 124—144.
- Ikramuddin M., Binz C.M., Lipschutz M.E. Thermal metamorphism of primitive meteorites. 3. Ten trace elements in Krymka L3 chondrite heated at 400—1000 °C. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1977. Vol. 41, N 3. P. 393—402.
- Imai H., Yurimoto H. Oxygen isotopic distribution in an amoeboid olivine aggregate from the Allende CV chondrite: Primary and secondary processes. *Geochimica et cosmochimica acta*. 2003. Vol. 67. P. 765—772.
- Jambor J.L., Kovalenker V.A., Puziewicz J., Roberts A.C. New mineral names. *American Mineralogist*. 1996. Vol. 81. P. 1282—1286.
- Jarosewich E., Nelen J.A., Norberg J.A. Reference samples for electron microprobe analysis. *Geostandards Newsletter*. 1980. Vol. 4, N 1. P. 43—47.
- Jarosewich E. Chemical analysis of meteorites: A compilation of stony and iron meteorite analyses. *Meteoritics*. 1990. Vol. 25. P. 323—337.
- Jedwab J. La magnetite de la meteorite d'Orgueil vue au microscope electronique a balayage. *Icarus*. 1971. Vol. 15. P. 319—340.
- Jessberger E.K. On the elemental, isotopic and mineralogical ingredients of ROCKY cometary particulates. *Space Science Review*. 1999. Vol. 90. P. 91—97.
- Jessberger E.K., Stephan T., Rost D. et al. Properties of interplanetary dust: Information from collected samples. In: Interplanetary Dust; eds S.F. Dermott et al. Heidelberg: Springer, 2001. P. 253—294.
- Johnson J.M., Zolensky M., Kring D.A. Striking graphite bearing clasts found in two ordinary chondrite samples; NWA6169 and NWA8330. Maryland, USA: Geological Society of America, 2015. P. 210—251.
- Jungck M.H.A., Meier F.O., Eberhardt P. Apatite in Orgueil. Carrier phase for neon-E? *Meteoritics*. 1981. Vol. 16. P. 336—337.
- Keays R.R., Ganapathy R., Anders E. Chemical fractionations in meteorites. Abundances of fourteen trace elements in L-chondrites; implications for cosmothermometry. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1971. Vol. 35, N 4. P. 337—363.
- Keil K., Fredriksson K. The iron, magnesium and calcium distribution in coexisting olivines and rhombic pyroxenes of chondrites. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. 1964. Vol. 69. P. 3487—3515.

Список літератури

- Kerridge J.F., Mackay A.L., Boynton W.V. Magnetite in CI carbonaceous meteorites: Origin by aqueous activity on a planetesimal surface. *Science*. 1979. Vol. 205. P. 395—397.
- Kimura M. Opaque minerals in an LL3.0 chondrite, Y-74660: Potential indicators of petrologic subtypes (abstract). 31st Lunar and Planetary Science Conference, Houston, Texas, 2000. P. 1213.
- Kimura M., Grossman J.N., Weisberg M.K. Fe-Ni metal in primitive chondrites: Indicators of classification and metamorphic conditions for ordinary and CO chondrites. *Meteoritics and Planetary Science*. 2008. Vol. 43. P. 1161—1177.
- King T.V.V., King E.A. Accretionary dark rims in unequilibrated ordinary chondrites. *Icarus*. 1981. Vol. 48. P. 460—472.
- Kita N.T., Nagahara H., Tachibana S. et al. High precision SIMS oxygen three isotope study of chondrules in LL3 chondrites: Role of ambient gas during chondrule formation. *Geochimica et cosmochimica acta*. 2010. Vol. 74. P. 6610—6635.
- Kracher A., Keil K., Kallemeyn G.W. et al. The Leoville (CV3) accretionary breccia. *Journal of Geophysical Research*. 1985. Vol. 90. P. 123—135.
- Krot A.N., Rubin A.E. Microchondrule-bearing chondrule rims: Constraints on chondrule formation. In: Chondrules and Protoplanetary Disk; eds R.H. Hewins et al. New York, USA: Cambridge Univ. Press, 1996. P. 181—184.
- Krot A.N., Rubin A.E., Keil K., Wasson J.T. Microchondrules in ordinary chondrites: Implication for chondrule formation. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1997. Vol. 61. P. 463—473.
- Krot A.N., McKeegan K.D., Leshin L.A. et al. Existence of an 160-rich gaseous reservoir in the solar nebula. *Science*. 2002a. Vol. 295. P. 1051—1054.
- Krot A.N., Meibom A., Weisberg M.K., Keil K. The CR chondrite clan: Implications for early solar system processes. *Meteoritics and Planetary Science*. 2002b. Vol. 37. P. 1451—1490.
- Kurat G. Zur Genese des kohligen Materials im Meteoriten von Tieschitz. *Earth and Planetary Science Letters*. 1970. Vol. 7. P. 317—324.
- Langenhorst F., Greshake A. A transmission electron microscopy study of Chassigny: Evidence for strong shock metamorphism. *Meteoritics and Planetary Science*. 1999. Vol. 34. P. 43—48.
- Larimer J.W., Anders E. Chemical fractionation in meteorites. 2. Abundance patterns and their interpretation. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1967. Vol. 31, N 7/8. P. 1239—1270.
- Laul J.C., Ganapathy R., Anders E., Morgan J.W. Chemical fractionations in meteorites — VI. Accretion temperatures of H-, LL- and E-chondrites, from abundance of volatile trace elements. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1973. Vol. 36. P. 329—357.
- Lauretta D.S., Busack P.R., Zega T.J. Opaque minerals in the matrix of the Bishunpur (LL3.1) chondrite: Constraints on the chondrule formation environment. *Geochimica et cosmochimica acta*. 2001. Vol. 65, iss. 8. P. 1337—1353.
- Leitner J., Hoppe P., Floss C. et al. Correlated nanoscale study of a unique complex stardust grain. 79th Annual Meeting of the Meteoritical Society. Berlin, 2016. LPI Contribution No. 1921, id. 6170.
- Lewis R.S., Alaerts L., Hertogen J. et al. A carbonaceous inclusion from the Krymka LL-chondrite: Noble gases and trace elements. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1979. Vol. 43, N 6. P. 897—903.
- Lin Y.T., El Goresy A., Hutcheon I.D. The first meteoritic silver minerals in Peña Blanca Springs enstatite achondrite: assemblages, compositions and silver isotopes. 20th Lunar and Planetary Science Conference. 1989. Vol. 20. P. 572—573.
- Lodders K., Fegley B.Jr. The Planetary Scientist's Companion. New York, USA: Oxford Univ. Press, 1998. 372 p.
- Lumpkin G.R. High resolution electron microscopy of carbonaceous material from ci, cm, cv and H chondrites. *Lunar and Planetary Science*. 1986. Vol. 17. P. 502—503.
- Luque F.J., Pasteris J.D., Wopenka B. et al. Natural fluid-deposited graphite: Mineralogical characteristics and mechanisms of formation. *American Journal of Science*. 1998. Vol. 298. P. 471—498.
- Ma C., Beckett J.R., Rossman G.R. et al. *In-situ* discovery of a cluster of refractory grains in an Allende ferromagnesian chondrule. 40th Lunar and Planetary Science Conference. 2009. P. 2138.

Список літератури

- MacPherson G.J. Calcium-Aluminum-rich inclusions in chondritic meteorites. In: Treatise on Geochemistry; eds H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam: Elsevier Ltd., 2004. Vol. 1. P. 201—246.
- MacPherson G.J., Hashimoto A., Grossman L. Accretionary rims on inclusions in the Alende meteorite. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1985. Vol. 49. P. 2267—2280.
- MacPherson G.J., Wark D.A., Armstrong J.T. Primitive materials surviving in chondrites: refractory inclusions. In: Meteorites and the early Solar system; eds J.F. Kerridge, M.S. Matthews. Tucson: The Univ. of Arizona Press, 1988. P. 746—807.
- MacPherson G.J., Huss G.R. Petrogenesis of Al-rich chondrules: Evidence from bulk compositions and phase equilibria. *Geochimica et cosmochimica acta*. 2005. Vol. 69, N 12. P. 3099—3127.
- Madon M., Pokier J.P. Transmission electron microscope observation of α, β and γ $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ in shocked meteorites: Planar defects and polymorphic transitions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1983. Vol. 33. P. 31—44.
- Mason B. Meteorites. New York; London: John Wiley and Sons Incorporation, 1963. 306 p.
- Mason B. List of meteorites in the National Museum of Natural History, Smithsonian Institution. Smithson: Contributions Earth Science, 1975. Vol. 14. P. 71—83.
- Mazor E., Heymann D., Anders E. Noble gases in carbonaceous chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1970. Vol. 34, N 7. P. 781—824.
- McKeegan K.D., Leshin L.A., Russel S.S., MacPherson G.J. Oxygen isotopic abundances in calcium-aluminum-rich inclusions from ordinary chondrites: Implications for nebular heterogeneity. *Science*. 1998. Vol. 280. P. 414—418.
- McKeegan K.D., Leshin L.A. Stable isotope variations in extraterrestrial materials. In: Stable Isotope Geochemistry, Reviews in Mineralogy and Geochemistry; eds J.W. Valley, D.R. Cole. Washington D.C.: Mineralogical Society of America, 2001. Vol. 43. P. 279—318.
- McSween H.Y., Taylor L.A., Lipschutz M.E. Metamorphic effects in experimentally heated Krymka (L3) chondrite. 9th Lunar and Planetary Science Conference. Houston, Texas, 1978. Vol. 1. P. 1437—1447.
- Meftah N., Mostefaoui S., Jambon A. et al. Minor and trace element concentrations in adjacent kamacite and taenite in the Krymka chondrite. *Meteoritics and Planetary Science*. 2016. Vol. 51, N 4. P. 696—717.
- Metzler K., Bischoff A., Stöffler D. Accretionary dust mantles in CM chondrites: Evidence for solar nebula processes. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1992. Vol. 56. P. 2873—2897.
- Metzler K., Bischoff A. Constraints on chondrite agglomeration from fine-grained chondrule rims. In: Chondrules and the Protoplanetary Disk; eds R.H. Hewins et al. New York, USA: Cambridge Univ. Press, 1996. P. 153—161.
- Metzler K., Chaussidon M. Early chondrule formation and accretion in the Krymka LL3.2 chondrite. 77th Annual meeting of the meteoritical society. Houston, USA, 2014. Contribution No. 1800, id. 5257.
- Montagnac G. Handbook of Raman spectra of minerals. <http://www.ens-lyon.fr/LST/Raman>. 2004. Last accessed on February 15, 2005.
- Mostefaoui S. Metal and carbon in primitive ordinary chondrites: Physico-chemical implications for the early solar system. Paris, France: Ph.D. thesis, Museum National d'Histoire Naturelle, 1996.
- Mostefaoui S., Zinner E., Hoppe P., El Goresy A. In situ survey of graphite in unequilibrated chondrites—Morphologies, C, N and H isotopes: abstract. 28th Annual Lunar and Planetary Science Conference. Houston, USA, 1997. P. 989.
- Mostefaoui S., Perron C., Zinner E., Sagon G. Metal-associated carbon in primitive chondrites: structure, isotopic composition, and origin. *Geochimica et cosmochimica acta*. 2000. Vol. 64. P. 1945—1964.
- Murthy V.R., Van Westrenen W., Fei Y. Experimental evidence that potassium is a substantial radioactive heat source in planetary cores. *Nature*. 2003. Vol. 423. P. 163—165.
- Nagahara H. Matrices of type 3 ordinary chondrites — primitive nebular records. *Geochimica et cosmochimica acta*, 1984. Vol. 48, N 12. P. 2581—2595.

Список літератури

- Nagahara H. Multi-stage reduction in the primitive enstatite chondrites. *Lunar and Planetary Science*. 1985. Vol. 16. P. 607—608.
- Nelson V.E., Rubin A.E. Size-frequency distributions of chondrules and chondrule fragments in LL3 chondrites: Implications for parent-body fragmentation of chondrules. *Meteoritics and Planetary Science*. 2002. Vol. 37. P. 1361—1376.
- Newton J., Grady M.M., Pillinger C.T. A new member of the «CH» chondrite group of meteorites: Nitrogen and carbon stable isotope geochemistry of RKP 92435: abstract. *Lunar and Planetary Science*. 1995. Vol. 26. P. 1045—1046.
- Nittler L.R., McCoy T.J. Carbon isotopes in graphite from Iodranite Graves Nunataks 95209. *Meteoritics and Planetary Science*. 2000. Vol. 35. P. A120.
- Nittler L.R., Alexander C.M.O'D., Gallino R. et al. Aluminum-calcium- and titanium-rich oxide stardust in ordinary chondrite meteorites. *The Astrophysical Journal*. 2008. Vol. 682, N 2. P. 1450—1478.
- Olsen E., Grossman L. On the origin of isolated olivine grains in type 2 carbonaceous chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*. 1978. Vol. 41, N 2. P. 111—127.
- Palme H., Larimer J.W., Lipschutz M.E. Moderately volatile elements. In: *Meteorites and the Early Solar System*; eds J.F. Kerridge, M.S. Matthews. Tucson, USA: The Univ. of Arizona Press, 1988. P. 436—471.
- Palme H., Jones A. Solar system abundances of the elements. In: *Treatise on Geochemistry*, eds H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam: Elsevier Ltd., 2004. Vol. 1. P. 41—62.
- Perron C., Bourot-Denise M. Inclusions in the metal of Tieschitz and Krymka: abstract. 23rd Lunar and Planetary Science Conference. Paris, France, 1992. Vol. 23. P. 1055—1056.
- Pringle E.A., Moynier F. Rubidium isotopic composition of the Earth, meteorites, and the Moon: Evidence for the origin of volatile loss during planetary accretion. *Earth and Planetary Science Letters*. 2017. Vol. 473. P. 62—70.
- Radomsky P.M., Hewins R.H. Formation conditions of pyroxene-olivine and magnesian olivine chondrules. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1990. Vol. 54, iss. 12. P. 3475—3490.
- Rambaldi E.R., Wasson J.T. The origin of chondrule rims in the Bishunpur (L3) chondrite. *Meteoritics*. 1980. Vol. 15, N 4. P. 352.
- Rambaldi E.R., Wasson J.T. Metal and associated phases in Krymka and Chainpur: Nebular formation processes. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1984. Vol. 48, iss. 10. P. 1885—1897.
- Ramdohr P. The opaque minerals in stony meteorites. Berlin: Elsevier, 1973. 242 p.
- Reed G.W., Jovanovic S. Mercury in chondrites. *Journal Geophysical Research*. 1967. Vol. 72, N 8. P. 2219—2228.
- Romig A.D., Goldstein J.I. Low temperature phase equilibria in the Fe-Ni and Fe-Ni-P systems: Application to the thermal history of metallic phases in meteorites. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1981. Vol. 45, iss. 7. P. 1187—1197.
- Rubin A.E., Scott E.R.D., Keil K. Microchondrule-bearing clast in the Piancaldoli LL3 meteorite: A new kind of type 3 chondrite and its relevance to the history of chondrules. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1982. Vol. 46. P. 1763—1776.
- Rubin A.E. Impact melt products of chondritic material. *Reviews of Geophysics*. 1985. Vol. 23, iss. 3. P. 277—300.
- Rubin A.E., James J.A., Keck B.D. et al. The Colony meteorite and variations in CO3 chondrite properties. *Meteoritics*. 1985. Vol. 20, iss. 2. P. 175—196.
- Rubin A.E. An olivine-microchondrule-bearing clast in the Krymka meteorite. *Meteoritics*. 1989. Vol. 24. P. 191—192.
- Rubin A.E. Kamacite and olivine in ordinary chondrites: Intergroup and intragroup relationships. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1990. Vol. 54, iss. 5. P. 1217—1232.
- Rubin A.E. Igneous graphite in enstatite chondrites. *Mineralogical Magazine*. 1997. Vol. 61, N 408. P. 699—703.
- Rubin A.E. Smyer H-chondrite impact-melt breccia and evidence for sulfur vaporization. *Geochimica et cosmochimica acta*. 2002. Vol. 66, iss. 4. P. 699—711.
- Ruland W. X-ray diffraction studies on carbon and graphite. In: *Chemistry and Physics of Carbon*; ed. P.L. Walker, Jr. New York: Marcel Dekker Inc., 1968. Vol. 4. P. 1—84.

Список літератури

- Scott E.R.D., Rubin A.E., Taylor G.J., Keil K. New kind of type 3 chondrite with a graphite-magnetite matrix. *Earth and Planetary Science Letters*. 1981a. Vol. 56. P. 19–31.
- Scott E.R.D., Taylor G.J., Rubin A.E. et al. Graphite-magnetite aggregates in ordinary chondritic meteorites. *Nature*. 1981b. Vol. 291. P. 544–546.
- Scott E.R.D. Origin of rapidly solidified metal-troilite grains in chondrites and iron meteorites. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1982. Vol. 46, iss. 5. P. 813–823.
- Scott E.R.D., Rubin A.E., Taylor G.J., Keil K. Matrix material in type 3 chondrites – Occurrence, heterogeneity and relationship with chondrules. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1984. Vol. 48. P. 1741–1757.
- Scott E.R.D., Krot A.N. Meteorites, comets and planets. In: Treatise on Geochemistry; ed. A.M. Davis. Amsterdam: Elsevier Ltd. Pergamon, 2004. P. 143–200.
- Sears D.W.G., Grossman J.N., Melcher C.L. et al. Measuring metamorphic history of un-equilibrated ordinary chondrites. *Nature*. 1980. Vol. 287. P. 791–795.
- Sears D.W.G., Batchelor J.D., Lu J., Keck B.D. Metamorphism of CO and CO-like chondrites and comparisons with type 3 ordinary chondrites. Fifteenth Symposium on Antarctic Meteorites. Proceedings of the NIPR Symposium, N 4, 1990. Tokyo: National Institute of Polar Research, 1991a. P. 319.
- Sears D.W.G., Hasan E.A., Batchelor J.D., Lu J. Chemical and physical studies of type 3 chondrites-XI: Metamorphism, pairing, and brecciation of ordinary chondrites. 21st Lunar and Planetary Science Conference. 1991b. P. 493–512.
- Sears D.W.G., Huang S., Benoit P.H. Open-system behaviour during chondrule formation. In: Chondrules and the Protoplanetary Disk; eds R.H. Hewins et al. New York, USA: Cambridge Univ. Press, 1996. P. 221–231.
- Semenenko V.P., Kolesov G.M., Samoylovich L.G. et al. Carbonaceous inclusions in the Krymka (LL3) chondrite. *Lunar and Planetary Science*. 1991. Vol. 22. P. 1213–1214.
- Semenenko V.P., Golovko N.V. Shock-induced black veins and organic compounds in ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1994. Vol. 58, iss. 5. P. 1525–1535.
- Semenenko V.P., Tertychnaya B.V. SEM-study of metal grain surface in ordinary chondrites: I Primary sculptures. 25th Lunar and Planetary Science Conference. 1994a. P. 3.
- Semenenko V.P., Tertychnaya B.V. SEM-study of metal grain surface in ordinary chondrites: II Secondary sculptures. 25th Lunar & Planetary Science Conference. 1994b. P. 4.
- Semenenko V.P., Girich A.L. Mineralogy of a unique graphite-containing fragment in the Krymka chondrite (LL3). *Mineralogical Magazine*. 1995. Vol. 59. P. 445–456.
- Semenenko V.P., Perron C. Shock-melted regions in the Krymka (LL3) chondrite. *Meteoritics*. 1995. Vol. 30. P. 577.
- Semenenko V.P. New data on a carbonaceous clast in the Krymka chondrite. *Meteoritics and Planetary Science*. 1996. Vol. 31. P. A126–127.
- Semenenko V.P., Girich A.L. Graphite-containing fragments in the Krymka chondrite. *Meteoritics and Planetary Science*. 1996. Vol. 31. P. A127.
- Semenenko V.P., Girich A.L. The nature of graphite-containing fragments in the Krymka (LL3) chondrite. *Meteoritics and Planetary Science*. 1998. Vol. 33. P. A141.
- Semenenko V.P., Perron C., Girich A.L. Carbon-rich fine-grained clasts in the Krymka (LL3) chondrite. *Meteoritics and Planetary Science*. 1998. Vol. 33. P. A142.
- Semenenko V.P., Girich A.L. Chondrule embryos or dusty spherules in the Krymka (LL3) chondrite. *Meteoritics and Planetary Science*. 1999. Vol. 34. P. A106.
- Semenenko V.P., Girich A.L. A variety of lithic fragments in the Krymka (LL3.1) chondrite. *Meteoritics and Planetary Science*. 2001. Vol. 36. P. A187.
- Semenenko V.P., Bischoff A., Weber I. et al. Mineralogy of fine-grained material in the Krymka (LL3.1) chondrite. *Meteoritics and Planetary Science*. 2001. Vol. 36. P. 1067–1085.
- Semenenko V.P., Jessberger E.K., Chaussidon M. et al. Carbonaceous xenoliths from the Krymka chondrite as probable cometary material. *Meteoritics and Planetary Science*. 2003. Vol. 38. P. A10.
- Semenenko V.P., Girich A.L., Nittler L.R. An exotic kind of cosmic material: Graphite-containing xenoliths from the Krymka (LL3.1) chondrite. *Geochimica et cosmochimica acta*. 2004. Vol. 68, N 3. P. 455–475.

Список літератури

- Semenenko V.P., Girich A.L. The probable primitive H-material in the Krymka chondrite. *Meteoritics and Planetary Science*. 2005. Vol. 40. P. A138.
- Semenenko V.P., Jessberger E.K., Chaussidon M. et al. Carbonaceous xenoliths in the Krymka LL3.1 chondrite: Mysteries and established facts. *Geochimica et cosmochimica acta*. 2005. Vol. 69, N 8. P. 2165–2182.
- Semenenko V.P., Perron C. Shock-melted material in the Krymka LL3.1 chondrite: Behavior of the opaque minerals. *Meteoritics and Planetary Science*. 2005. Vol. 40, N 2. P. 173–185.
- Semenenko V.P. Native silver in a meteorite. *Meteoritics and Planetary Science*. 2010. Vol. 45. P. A187.
- Semenenko V.P., Girich A.L. Two types of graphite crystals within the Krymka chondrite (LL3.1). *Meteoritics and Planetary Sciences*. 2011. Vol. 46. Suppl. P. A210.
- Semenenko V.P., Girich A.L., Shkurenko K.O. et al. Nanometer-sized mineral grains and their genetic types in meteorites. *Meteorites*. 2011. Vol. 1, N 1. P. 13–19.
- Smith B.A., Goldstein J.I. The metallic microstructures and thermal histories of severely reheated chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1977. Vol. 41, iss. 8. P. 1061–1072.
- Smith J.R. Experimental study on the polymorphism of enstatite. *American Mineralogist*. 1974. Vol. 59. P. 345–352.
- Stephan T. TOF-SIMS in cosmochemistry. *Planetary Space Science*. 2001. Vol. 49, N 9. P. 859–906.
- Stöffler D., Bischoff A., Buchwald V., Rubin A.E. Shock effects in meteorites. In: Meteorites and the Early Solar System; eds J.F. Kerridge, M.S. Matthews. Tucson, USA: Univ. of Arizona Press, 1988. P. 165–202.
- Stöffler D., Keil K., Scott E.R.D. Shock metamorphism of ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1991. Vol. 55. P. 3845–3867.
- Taylor G.J., Heymann D. Postshock thermal histories of reheated chondrites. *Journal of Geophysical Research*. 1971. Vol. 76, iss. 8. P. 1879–1893.
- Taylor G.J., Okada A., Scott E.R.D. et al. The occurrence and implications of carbide-magnetite assemblages in unequilibrated ordinary chondrites: abstract. 12th Lunar and Planetary Science. 1981. P. 1076–1078.
- Tomomura S., Nagahara H., Tachibana S. et al. Relationship between bulk chemical composition and formation age of chondrules in Bishunpur and Krymka: abstract. 35th Lunar and Planetary Science Conference. League City, Texas, 2004. P. 1555.
- Treiman A.H., Berkley J.L. Igneous petrology of the new ureilites Nova 001 and Nullarbor 010. *Meteoritics*. 1994. Vol. 29. P. 843–848.
- Van Schmus W.R., Wood J.A. A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1967. Vol. 31. P. 747–765.
- Van Schmus W.R., Ribbe P.H. Composition of phosphate minerals in ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1969. Vol. 33. P. 637–640.
- Verchovsky A.B., Fisenko A.V., Semjonova L.F. et al. Presolar diamonds in Krymka: C, N and Xe isotope data from grain-size separates and comparison with other meteorites: abstract. 35th Lunar and Planetary Science Conference. League City, Texas, 2004. P. 1673.
- Vogel N., Baur H., Bischoff A. et al. Microdistribution of light noble gases in primitive chondrites and implications for their accretionary history. *Meteoritics and Planetary Science*. 2000. Vol. 35. P. A165–166.
- Vogel N., Baur H., Bischoff A., Wieler R. Contrasts in chondrites — microdistribution of noble gases in Allende, Leoville, and Krymka. *Meteoritics and Planetary Science*. 2001. Vol. 36, supplement. P. A216.
- Vogel N., Wieler R., Bischoff A., Baur H. Microdistribution of primordial Ne and Ar in fine-grained rims, matrices, and dark inclusions of unequilibrated chondrites — Clues on nebular processes. *Meteoritics and Planetary Science*. 2003. Vol. 38, N 9. P. 1399–1418.
- Weber D., Bischoff A. The occurrence of grossite (CaAl_4O_7) in chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1994. Vol. 58. P. 3855–3877.
- Weber I., Semenenko V.P., Stephan T., Jessberger E.K. TEM investigation of a «mystere» inclusion from the Krymka LL-chondrite: Preliminary results. 34th Annual Lunar and Planetary Science Conference. League City, Texas, 2003. P. 1535.

Список літератури

- Weber I., Semenenko V.P., Stephan T., Jessberger E.K. TEM investigation of a «mystereite» inclusion from the Krymka LL-chondrite. *Meteoritics and Planetary Science*. 2006. Vol. 41, N 4. P. 571—580.
- Weisberg M.K., Prinz M., Clayton R.N., Mayeda T.K. The CR (Renazzo-type) carbonaceous chondrite group and its implications. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1993. Vol. 57, iss. 7. P. 1567—1586.
- Weisberg M.K., Zolensky M.E., Prinz M. Fayalitic olivine in matrix of the Krymka LL3.1 chondrite: Vapor-solid growth in the solar nebula. *Meteoritics and Planetary Science*. 1997. Vol. 32. P. 791—801.
- Wlotzka F. Composition of chondrules, fragments and matrix in the unequilibrated ordinary chondrites Tieschitz and Sharps. *Chondrules and Their Origins*; ed. E.A. King. Houston, USA: Lunar and Planetary Institute, 1983. P. 296—318.
- Wood J.A. On the formation of meteoritic chondrules by aerodynamic drag heating in the solar nebular. *Earth and Planetary Science Letters*. 1984. Vol. 70. P. 11—26.
- Yanai K., Kojima H. Catalog of the Antarctic Meteorites. Tokyo: National Institute of Polar Research, 1995. 230 p.
- Young E.D., Russel S.S. Oxygen reservoirs in the early solar nebula inferred from an Allende CAI. *Science*. 1998. Vol. 282. P. 452—455.
- Yu Y., Hewins R.H., Zanda B. Sodium and sulfur in chondrules: Heating time and cooling curves. *Chondrules and the Protoplanetary Disk*; eds R.H. Hewins et al. New York, USA: Cambridge Univ. Press, 1996. P. 213—219.
- Zanda B., Bourot-Denise M., Perron C., Hewins R.H. Origin and metamorphic redistribution of silicon, chromium, and phosphorus in the metal of chondrites. *Science*. 1994. Vol. 265, iss. 5180. P. 1846—1849.
- Zinner E., Wopenka B., Amari S., Anders E. Interstellar graphite and other carbonaceous grains from the Murchison meteorite: Structure, composition and isotopes of C, N and Ne: abstract. 21st Lunar and Planetary Science Conference. Houston, Texas, 1990. P. 1379—1380.
- Zinner E., Amari S., Wopenka B., Lewis R.S. Interstellar graphite in meteorites: Isotopic compositions and structural properties of single graphite grains from Murchison. *Meteoritics*. 1995. Vol. 30. P. 209—226.
- Zolensky M.E., Barrett R., Browning L. Mineralogy and composition of matrix and chondrule rims in carbonaceous chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*. 1993. Vol. 57. P. 3123—3148.
- Zolensky M.E., Nakamura K., Cheng A.F. et al. Meteoritic evidence for the mechanism of pond formation on asteroid Eros. Houston, Texas: 33rd Annual Lunar and Planetary Science Conference. 2002. Abstract N 1953. P. 1593.

З М И С Т

ПЕРЕДМОВА	5
Р О З Д І Л 1. ІСТОРІЯ ПАДІННЯ ТА ОСОБЛИВОСТІ ЗБОРУ ЗРАЗКІВ МЕТЕОРИТА КРИМКА	7
Р О З Д І Л 2. ЗАГАЛЬНА СТРУКТУРНО-МІНЕРАЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТЕОРИТА КРИМКА	16
Р О З Д І Л 3. ЛІТИЧНІ ВКЛЮЧЕННЯ ТА ТОНКОЗЕРНИСТА РЕЧОВИНА В ХОНДРІТІ КРИМКА	37
3.1. Вуглисти ксеноліти	39
3.1.1. Ксеноліти BK1, BK2, BK4	40
3.1.2. Графіто- і бітумомісні ксеноліти	49
Вуглисте «містерито»-вмісне включення	50
Ксеноліти K1 і K3	50
Ксеноліти Gr1-Gr7	72
Бітумомісний ксеноліт та графітовмісна макрохондра	104
3.1.3. Н-ксеноліт BK16	128
3.2. Тонкозерниста речовина хондрита	131
3.2.1. Літичні включення	132
Ксеноліти BK13, BK14 і включення BK15	133
Ксеноліт BK17	151
3.2.2. Тонкозерністі оболонки хондр	156
Структурно-мінералогічна характеристика оболонок хондр	156
Мікрохондри	162
Генетичні аспекти тонкозернистої речовини хондрита Кримка	170
Р О З Д І Л 4. ДОСОНЯЧНІ МІНЕРАЛИ ТА МІНЕРАЛИ СУМНІВНОГО КОСМІЧНОГО ПОХОДЖЕННЯ	174
4.1. Досонячні зерна мінералів	174
4.2. Самородні вольфрам і срібло	177
Р О З Д І Л 5. УДАРНО-МЕТАМОРФІЧНЕ ПЕРЕТВОРЕННЯ МЕТЕОРИТА КРИМКА	183
ВИСНОВКИ	200
CONCLUSIONS	203
SUMMARY	205
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ	206

C O N T E N T S

INTRODUCTION	5
P A R T 1. THE STORY OF THE FALL AND FEATURES OF THE KRYMKA METEORITE SAMPLING	7
P A R T 2. GENERAL MINERALOGICAL CHARACTERISTICS OF THE KRYMKA METEORITE	16
P A R T 3. LITHIC INCLUSIONS AND A FINE-GRAINED MATERIAL IN THE KRYMKA CHONDRITE	37
3.1. Carbonaceous xenoliths	39
3.1.1. BK1, BK2, BK4 xenoliths	40
3.1.2. Graphite- and bitumen-bearing xenoliths	49
Carbonaceous «misterite»-bearing inclusion	50
K1 and K3 xenoliths	50
Gr1-Gr7 xenoliths	72
Bitumen-bearing xenolith and graphite-bearing macrochondrule	104
3.1.3. H-xenolith BK16	128
3.2. Fine-grained material of the chondrite	131
3.2.1. Lithic inclusions	132
BK13—BK15 inclusions	133
BK17 xenolith	151
3.2.2. Fine-grained chondrule rims	156
Mineralogical features of the chondrule rims	156
Microchondrules	162
Genetic aspects of the fine-grained material of the Krymka chondrite	170
P A R T 4. PRESOLAR MINERALS AND MINERALS OF THE DOUBLEFUL COSMIC ORIGIN	174
4.1. Presolar mineral grains	174
4.2. Native tungsten and silver	177
P A R T 5. SHOCK-MELTED ALTERATION OF THE KRYMKA METEORITE	183
CONCLUSIONS (ukrainian)	200
CONCLUSIONS (english)	203
SUMMARY	205
REFERENCES	206

Наукове видання

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОХІМІЇ, МІНЕРАЛОГІЇ ТА РУДОУТВОРЕННЯ
ім. М.П. СЕМЕНЕНКА

СЕМЕНЕНКО Віра Пантелейвна
ГІРЧ Аеліта Леонідівна
ШКУРЕНКО Кирило Олександрович

УНІКАЛЬНИЙ МЕТЕОРИТ КРИМКА

Київ, Науково-виробниче підприємство
«Видавництво “Наукова думка” НАН України», 2022

Художнє оформлення *Л.О. Середа*
Художній редактор *І.П. Савицька*
Технічний редактор *Т.С. Березяк*
Коректор *В.М. Ткаченко*
Оператор *О.О. Пономаренко*
Комп’ютерна верстка *Т.О. Ценцеус*

*В оформленні обкладинки використано фото
Європейського космічного агентства
із сайту <https://esahubble.org/images>*

Підп. до друку 30.08.2022. Формат 70 × 100/16. Папір офс. № 1.
Гарн. Таймс. Друк офс. Ум. друк. арк. 18,2.
Обл.-вид. арк. 19,0. Тираж 100 прим. Зам. № ДФ 1209

Оригінал-макет виготовлено
у НВП «Видавництво “Наукова думка” НАН України»
Свідоцтво про внесення суб’єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготовників
і розповсюджувачів видавничої продукції
серія ДК № 2440 від 15.03.2006 р.
01601 Київ 1, вул. Терещенківська, 3

ПП «Видавництво “Фенікс”»
03680 Київ 680, вул. Шутова, 13б
Свідоцтво про внесення до Державного реєстру
серія ДК № 271 від 07.12.2000 р.

