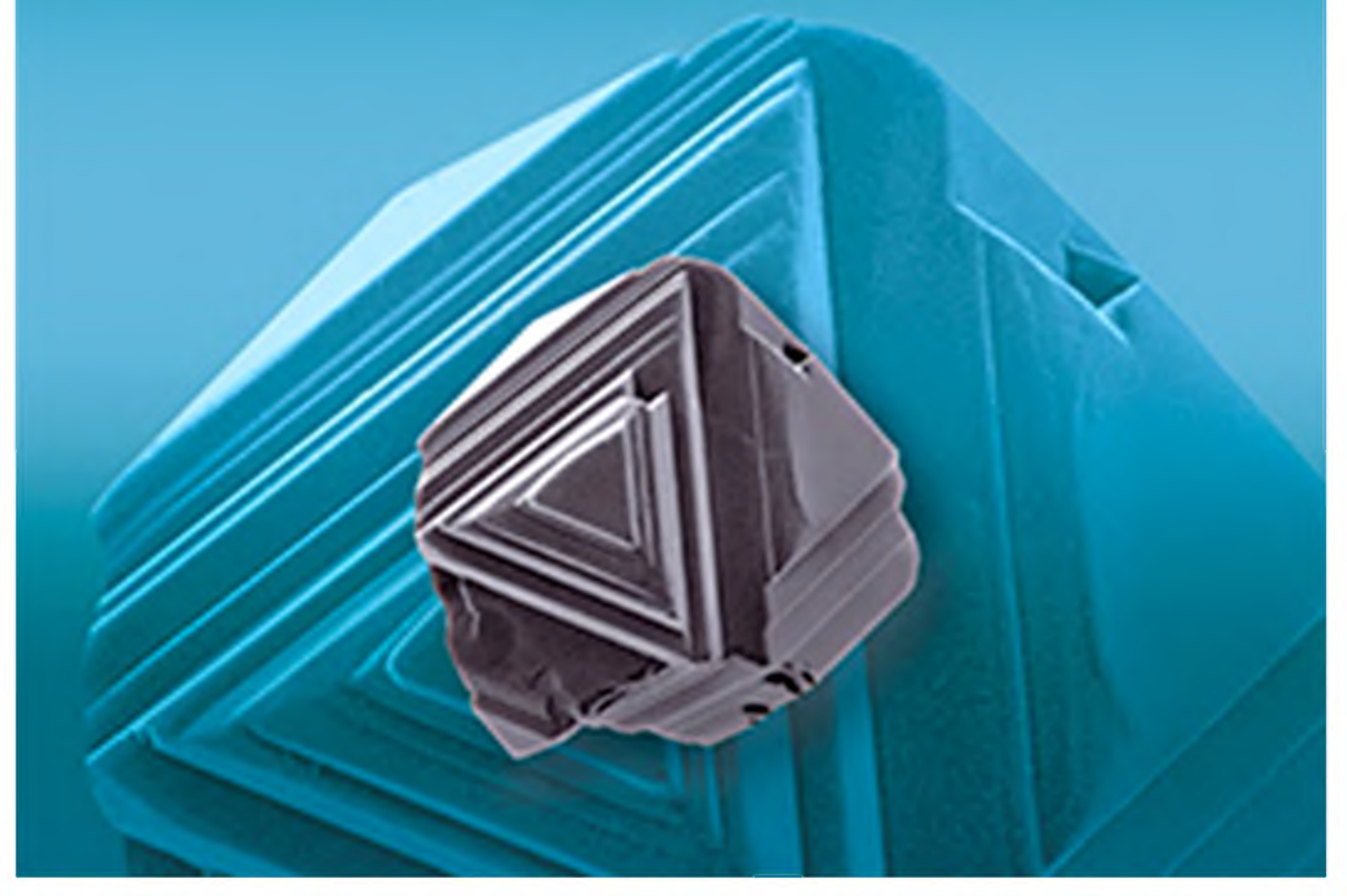
Проект Наукова Книга

В.М. КВАСНИЦЯ

ДІАМАНТИ УКРАЇНИ



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.M. KVASNYTSYA

DIAMONDS OF UKRAINE

«SCIENTIFIC BOOK» PROJECT

KYIV • NAUKOVA DUMKA • 2024

В.М. КВАСНИЦЯ

ДІАМАНТИ УКРАЇНИ

ПРОЄКТ
«НАУКОВА КНИГА»

КИЇВ • НАУКОВА ДУМКА • 2024

https://doi.org/10.15407/978-966-00-1890-7
УДК 549.211

Викладено результати досліджень мінералогії діамантів України: поділ на геолого-генетичні типи, поширення, основні рудопрояви, вікову належність діамантоносних порід, особливості діамантів із протерозойських і неогенових теригенних відкладів. Розсипні мантійні діаманти варіабельні за морфологією, анатомією, ізотопним складом вуглецю, концентрацією і ступенем агрегації азотних центрів та різновидами мінеральних включень. Імпактні діаманти з метеоритних кратерів і неогенових теригенних відкладів України є параморфозами по кристалах графіту, що мають подібні фазові, морфологічні, анатомічні, ізотопні та структурні характеристики. Репрезентовано атлас кристалів діаманту різної природи.

Для широкого кола геологів, мінералогів і кристалографів, а також для фахівців інших сфер науки і техніки, які вивчають діаманти та штучно їх отримують.

Diamonds from Ukraine were studied in terms of their separation into their geological and genetic types, distribution and occurrence, the ages of their host rocks, and their nature in Proterozoic and Neogene age sediments. The placer mantle diamonds are variable in morphology, internal structure, carbon isotopes, concentration and degree of aggregation of nitrogen centers and varieties of mineral inclusions. Impact diamonds from meteorite craters and Neogene sedimentary deposits of Ukraine are paramorphoses from graphite crystals with similar morphological, isotopic and structural characteristics. An atlas of diamond crystals of different nature is presented.

For a wide rang of geologists, mineralogists and crystallographers, as well as for specialists in other fields of science and technology, who study diamonds and artificially obtain them.

Відповідальний редактор
академік НАН України О.М. ПОНОМАРЕНКО

Рецензенти:
доктор геолого-мінералогічних наук В.І. ПАВЛИШИН,
доктор геолого-мінералогічних наук О.І. МАТКОВСЬКИЙ,
доктор геологічних наук Д.К. ВОЗНЯК

Рекомендовано до друку вченою радою
Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення
ім. М.П. Семененка НАН України (протокол № 5 від 24.06.2021 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 природничо-технічної літератури
Редактор *О.І. Калашникова*

© В.М. Квасниця, 2024
© НВП «Видавництво "Наукова думка"
НАН України», дизайн, 2024

ISBN 978-966-00-1890-7

Зміст

ПЕРЕДМОВА 7

Частина перша. **ДІАМАНТИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА** 11

КОРОТКА ІСТОРІЯ ТА ПОШИРЕННЯ РОЗСИПНИХ ДІАМАНТІВ 13
ВОЛИНСЬКИЙ МЕГАБЛОК 16
БУЗЬКИЙ МЕГАБЛОК 28
РОСИНСЬКИЙ МЕГАБЛОК 45
ІНГУЛЬСЬКИЙ МЕГАБЛОК 57
СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКИЙ МЕГАБЛОК 65
ПРИАЗОВСЬКИЙ МЕГАБЛОК 99
ІМПАКТНІ ДІАМАНТИ УКРАЇНИ 107
ОСОБЛИВОСТІ ТА ГЕНЕЗИС РОЗСИПНИХ ДІАМАНТІВ УКРАЇНИ . . . 143
ПІСЛЯМОВА 165

Частина друга. **АТЛАС ДІАМАНТІВ** 169

СТРУКТУРА АТЛАСУ 171
ФОРМИ І МЕХАНІЗМИ РОСТУ КРИСТАЛІВ ДІАМАНТУ 173
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ 204
АТЛАС ДІАМАНТІВ 223
ДІАМАНТИ УКРАЇНИ 225
ВОЛИНСЬКИЙ МЕГАБЛОК 225
БУЗЬКИЙ МЕГАБЛОК 234
РОСИНСЬКИЙ МЕГАБЛОК 236
ІНГУЛЬСЬКИЙ МЕГАБЛОК 238
СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКИЙ МЕГАБЛОК 240
ПРИАЗОВСЬКИЙ МЕГАБЛОК 309
ГРАФІТ ТА ІМПАКТНІ ДІАМАНТИ УКРАЇНИ — ПАРАМОРФОЗИ ПО КРИСТАЛАХ ГРАФІТУ 310
МІКРОДІАМАНТИ З МЕТАМОРФІЧНИХ ПОРІД КАЗАХСТАНУ . . . 331
ДІАМАНТИ З КІМБЕРЛІТІВ ЯКУТІЇ, БІЛОМОР'Я (РОСІЯ) 333
ІМПАКТНІ ДІАМАНТИ ІЗ ПОПІГАЙСЬКОГО МЕТЕОРИТНОГО КРАТЕРА (СИБІР, РОСІЯ) 346
ТУНГУСЬКИЙ МЕТЕОРИТ (СИБІР, РОСІЯ) — ПАРАМОРФОЗИ ПО ГРАФІТУ 371
HPHT ДІАМАНТИ 377
CVD ДІАМАНТИ 386

Contents

PREFACE 7

Part first. **DIAMONDS OF THE UKRAINIAN SHIELD** 11

BRIEF HISTORY AND DISTRIBUTION OF PLACER DIAMONDS 13
THE VOLYN' MEGABLOCK 16
THE BUG MEGABLOCK 28
THE ROS' MEGABLOCK 45
THE INGUL MEGABLOCK 57
THE MIDDLE DNIPRO MEGABLOCK 65
THE PRE-AZOV MEGABLOCK 99
IMPACT DIAMONDS OF UKRAINE 107
FEATURES AND GENESIS OF PLACER DIAMONDS OF UKRAINE 143
EPILOGUE 165

Part second. **ATLAS OF DIAMONDS** 169

STRUCTURE OF THE ATLAS 171
FORMS AND MECHANISMS OF DIAMOND GROWTH 173
REFERENCES 204
ATLAS OF DIAMONDS 223
- DIAMONDS OF UKRAINE 225
- THE VOLYN' MEGABLOCK 225
- THE BUG MEGABLOCK 234
- THE ROS' MEGABLOCK 236
- THE INGUL MEGABLOCK 238
- THE MIDDLE DNIPRO MEGABLOCK 240
- THE PRE-AZOV MEGABLOCK 309
- GRAPHITE AND IMPACT DIAMONDS OF UKRAINE 310
- MICRODIAMONDS FROM METAMORPHIC ROCKS OF KAZAKHSTAN 331
- DIAMONDS FROM KIMBERLITES OF THE YAKUTIA AND THE BILOMORYA (RUSSIA) 333
- IMPACT DIAMONDS FROM THE POPIGAI METEORITE CRATER (SIBERIA, RUSSIA) 346
- TUNGUSKA METEORITE (SIBERIA, RUSSIA) 371
- HPHT DIAMONDS 377
- CVD DIAMONDS 386

Передмова

Більшість знахідок діамантів[1] в Україні пов'язані з докембрійською структурою її території — Українським щитом (УЩ) та його схилами, в межах якого місця з розсипними діамантами виявлені вже на всіх шести його мегаблоках. Крім того, на трьох мегаблоках — Приазовському, Інгульському і на західному схилі Волинського, відкрито прояви кімберлітів, поки лише недіамантоносних. Окремим діамантоносним регіоном в Україні із знахідками декількох десятків розсипних кристалів діаманту є Донбас. Специфічні пластинчасті діаманти знайдено в усіх відомих метеоритних кратерах УЩ і деяких розсипах. З огляду на варіації морфології, анатомії, структури і фазового складу, ізотопного складу вуглецю, концентрації і ступеня агрегації азотних центрів та фізичних властивостей знайдені українські діаманти за походженням є гетерогенними і тому можуть бути поділені на два геолого-генетичні типи — ендогенний (мантійні кристали) і екзогенний (імпактні кристали).

Численні знахідки розсипних ендогенних діамантів тяжіють до нижньопротерозойських, неогенових і четвертинних теригенних відкладів УЩ. Екзогенні (імпактні) діаманти виявлені як безпосередньо в ударно-метаморфічних породах метеоритних кратерів Білилівка, Іллінці, Ротмістрівка, Бовтишка, Зелений Гай, Терни і Оболонь, так і в неогенових розсипах двох мегаблоків щита — Самоткань у межах Се-

[1] З 1990 р. внесено зміни до Українського правопису, які остаточно схвалені Постановою Кабінету Міністрів від 22.05.2019 № 437, зокрема змінено правила написання українською мовою слів іншомовного походження. На з'їзді Українського мінералогічного товариства (вересень 2017 р.) було сформовано Термінологічну комісію при товаристві для вироблення принципів утворення назв мінералів українською мовою. Створений «Словник українських назв мінеральних видів», ухвалений президією товариства і вченою радою Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, опубліковано у журналі «Записки Українського мінералогічного товариства» (2019, т. 16. 446 с.). Відповідно до ухвали Термінологічної комісії, мінерал вуглецю під англійською назвою *diamond* і російською назвою *алмаз* рекомендовано вживати і писати українською як *діамант*. Таке написання є поверненням до історичної назви мінералу в Україні.

редньопридніпровського, Зелений Яр і Тарасівка — Росинського. Переважна більшість знайдених до теперішнього часу в межах УЩ ендогенних і екзогенних діамантів — це мікрокристали розміром менш як 0,5 мм (мікродіаманти), однак на кожному з мегаблоків відомі знахідки макрокристалів ендогенного діаманту розміром більш як 1 мм (макродіаманти).

Хронологічно основна частина знахідок розсипних діамантів в Україні припадає на 1950—1980 рр., у подальшому знаходили лише їх поодинокі кристали. У 1970-ті роки була виявлена діамантоносність метеоритних структур на УЩ. Проте лише в останні два десятиліття для знайдених ендогенних і екзогенних діамантів були отримані важливі результати про їхній хімічний та ізотопний склад, мікротопографію, анатомію, мінеральні та флюїдні включення. Ці дані необхідні для розкриття кристалогенезису мінералу, способу і механізму утворення кристалів, їхньої термальної історії в мантії та у прогнозі корінних порід для розсипного діаманту.

За останні 50 років значно збільшилось число достовірно відомих корінних діамантоносних порід. За даними статті (Kaminsky, 2007), їх можна класифікувати таким чином.

I. Виверженні породи: а) вулканічні (кімберліти, лампроїти, лампрофіри, пікрити і меймечити, лужно-базальтові); б) плутонічні (перидотити, піроксеніти).

II. Метаморфічні породи.

III. Імпактні породи метеоритних кратерів.

До цього переліку можна додати і діамантоносні метакоматіїти (Smith et al., 2016). Нині вийшли друком багато публікацій про діамантоносність деяких порід офіолітових поясів — перидотитів-хромітитів (Dilek, Yang, 2018; Lian, Yang, 2019; Yang et al., 2014). Мікродіаманти офіолітів докорінно відрізняються за морфологією і мінеральними включеннями від кристалів цього мінералу з кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів та метаморфічних порід. На думку дослідників, це вказує на нове середовище кристалізації діаманту та новий резервуар вуглецю у мантії. Збільшилась кількість публікацій про мікродіаманти в продуктах виверження сучасних вулканів (Гордеев и др., 2019; Kaminsky et al., 2019). Вони описані й у так званих туфізитах (Силаев и др., 2017). Не менш важливе детальне вивчення надглибинних діамантів, кристалізація яких прогнозується в перехідній зоні і нижній мантії Землі (Kaminsky, 2017; Каминский, 2017). Ці нові дані стосовно мінералогії діаманту потрібно враховувати для розв'язання проблеми геолого-генетичного типу українських розсипних діамантів.

Із наведеного вище списку корінних діамантоносних порід нині економічне значення мають тільки вулканічні породи, переваж-

но кімберліти і лампроїти. Діаманти з цих порід вивчені найкраще, добре вивчені й їх кристали з метаморфічних порід та імпактитів. Діаманти з кожного типу порід мають свої особливості. Найбільш контрастними є діаманти із вулканічних, метаморфічних та імпактних порід. До їх основних індикаторних ознак, характерних для того чи іншого геолого-генетичного типу, відносимо: морфологію кристалів, ізотопний склад вуглецю, вміст і стан домішок азоту, належність кристалів до певного спектрального типу фізичної класифікації, набір мінеральних і флюїдних включень.

Результати попередніх досліджень українських діамантів висвітлені у багатьох статтях і підсумовані у чотирьох книгах (Юрк и др., 1973; Квасница, 1985; Вальтер и др., 1992; Полканов, 2009). У цій монографії наведено нові дані щодо мінералогії ендогенних і екзогенних діамантів УЩ та його схилів, які отримані останнім часом і розглянуті з урахуванням досягнень сучасної мінералогії діаманту. Детально вивчено морфологічні типи, мікротопографію та анатомію кристалів, ізотопний склад вуглецю, домішки азоту (концентрація і ступінь агрегації азотних центрів) та мінеральні і флюїдні включення. Це дало змогу реконструювати їхнє діамантоутворювальне середовище та умови росту кристалів.

Характеристика діамантів України супроводжується атласом їхньої морфології, мікротопографії і мікроструктури, що дає змогу порівнювати їх з кристалами із кімберлітів, метаморфічних порід, імпактитів, а також із штучними *HPHT* (High Pressure — High Temperature) і *CVD* (Chemical Vapor Deposition) діамантами.

Нові інструментальні дослідження українських діамантів виконано в лабораторіях інститутів України (Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення (ІГМР) ім. М.П. Семененка НАН України, м. Київ: морфологічні, гоніометричні, електронно-мікроскопічні, спектроскопічні — видима область, фотолюмінесцентні і електронно-зондові дослідження), ФРН (Helmholtz Centre Potsdam and German Research Centre for Geosciences, GFZ Potsdam — Центр геологічних досліджень, м. Потсдам: спетроскопічні — інфрачервона — FTIR і раманівська спектроскопія — спектроскопія комбінаційного розсіювання, вивчення ізотопів вуглецю методом SIMS, трансмісійно електронно-мікроскопічні дослідження), РФ (Інститут геології (ІГ) Комі наукового центру (НЦ) Уральського відділення (УрВ) РАН, м. Сиктивкар: вивчення ізотопів вуглецю методом IRMS і раманівська спектроскопія), США (CALTECH, Pasadena — Каліфорнійський технологічний інститут, м. Пасадена: вивчення ізотопів гелію).

Інфрачервоні (ІЧ) спектри (FTIR-спектри) для більшості досліджених діамантів одержані в м. Потсдам в оптичному діапазоні 600—4000 см$^{-1}$ на Фур'є-спектрометрі Bruker IFS-66, обладнано-

му мікроскопом. Роздільна здатність спектрометра 2 $см^{-1}$. Діаманти не піддавали будь-якій механічній чи іншій обробці. Спектри комбінаційного розсіювання (КР) також для більшості вивчених кристалів отримані в м. Потсдам на приладі Dilor XY Laser Raman Triple 800 mm спектрометр (1800 ш/мм гратки) з Olympus оптичним мікроскопом і 80-кратним об'єктивом. Спектральна роздільна здатність — менш як 1 $см^{-1}$. Спектри КР діамантів були зібрані за допомогою детектора Peltier cooled CCD. Для збудження зразка було використано лінію 488 нм лазера Coherent Ar + Laser Model Innova 70—3 при 450 мВт (36 мВт на зразку). Усі спектри записано у діапазоні частот від 200 до 1600 $см^{-1}$. Раманівські дослідження ще двох десятків кристалів діаманту із неогенового розсипу Самоткань проведені в м. Сиктивкар на іншому прецизійному спектрометрі LabRam HR800 (Horiba, Jobin Yvon) з використанням вбудованого He-Ne лазера (P = 20 мВт, λ = 632,8 нм). У процесі реєстрації спектрів була задіяна ґратка спектрометра 600 ш/мм, розмір конфокального отвору становив 300 мкм, щілини — 100 мкм. Час накопичення сигналу — 0,1—1 с, кількість вимірювань на одній ділянці спектрального діапазону — 3—10. Спектри реєстрували за кімнатної температури в діапазоні 100—5300 $см^{-1}$ (для люмінесценції цей діапазон становить 635—950 нм). Ізотопний склад вуглецю діамантів вивчено (м. Сиктивкар) методом IRMS на аналітичному комплексі, що включає елементний аналізатор FlashEA 1112, з'єднаний через газовий комутатор Conflo IV з мас-спектрометром DeltaV (Finnigan). У процесі роботи були використані стандарти USGS-40 (L-Glutamic acid) і Acetanilide (C_8H_9NO). Для кожного кристала було зроблено не менше двох вимірювань, значення ізотопного коефіцієнта $\delta^{13}C$ розраховували щодо стандарту ($^{13}C/^{12}C$ = 0,0112372). Похибка при цьому дорівнювала ±0,2 ‰. Ізотопний склад вуглецю в шести діамантах з розсипу Самоткань також вивчено методом SIMS (ФРН, м. Потсдам).

Автор висловлює щиру подяку співробітникам указаних вище інститутів та їх лабораторій, в яких були проведені дослідження українських діамантів. Зокрема, виконанню експериментальної частини досліджень діамантів сприяла допомога Р. Вірта, Р. Томаса, М. Віденбека, М.М. Тарана, В.І. Сілаєва, С.І. Ісаєнка, К. Фарлі, І.В. Гурненка, яким автор глибоко вдячний. Автор особливо вдячний В.Т. Скобіну за допомогу у підготовці рисунків і фотознімків.

Частина перша

ДІАМАНТИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Коротка історія та поширення розсипних діамантів

Попередні дослідження дають можливість стверджувати, що в Україні поширені кристали діаманту обох указаних вище типів: ендогенного діаманту — мантійного із розсипів; екзогенного діаманту — імпактного із метеоритних кратерів і розсипів. Слід згадати про знахідку рідкісного позаземного представника цього мінералу — колоїдного діаманту (нанометрові ксеноморфні кристали), виявленого А.А. Вальтером у кам'яному метеориті Кримка (звичайний хондрит, зібрано 77 уламків загальною масою 40 кг), який впав 21 січня 1946 р. о 18.00 год поблизу сіл Кримка — Катеринка — Петрівка Первомайського району Миколаївської області (дані щодо метеорита див. у Вікіпедії, а також у статті (Вальтер и др., 1995) і монографії (Семененко та ін., 2022)).

Історія знахідок кристалів діаманту. Перші згадки, можливо, про сумнівні знахідки діаманту на території України ще до нашої ери, можна знайти у публікаціях В.О. Ружицького за 1957 і 1960 рр. з його посиланням на давньогрецькі, римські й візантійські джерела. За його ж даними у старовинних руських рукописах XVI—XVII ст. також згадується про знахідки діаманту в пониззі р. Дніпро.

Перша достовірна знахідка діаманту на теренах України зроблена у 1949 р. геологами Східноукраїнської експедиції в алювії пониззя р. Базавлук (права притока р. Дніпро, це місце знахідки було затоплено Каховським морем). Кристал мав масу 1,2 мг. Подальші знахідки діаманту були зроблені у 1949—1955 рр. геологами Центральної експедиції Всесоюзного (нині Всеросійського) геологічного інституту (ВСЕГЕІ) в алювії р. Синюха (ліва притока р. Південний Буг, кристал масою 40,1 мг), р. Ірша (права притока р. Дніпро, кристал масою 1,4 мг) і в середній течії р. Дністер (п'ять кристалів масою 28,2; 11,4; 8,2; 3,2 і 2,4 мг). На початку 1960-х років кримські геологи І.Ф. Кашкаров і Ю.О. Полканов виявили численні дрібні кристали мантійного і імпактного діаманту (0,15—0,30 мм) в декількох неогенових титано-цирконієвих

Таблиця 1.1. **Коротка характеристика діамантоносних різновікових теригенних відкладів Українського щита та його схилів і Донбасу**

Вік відкладів	Типи відкладів і райони знахідок діамантів	Кількість знайдених діамантів, їхній можливий геолого-генетичний тип
Четвертинний	Руслові і терасові відклади річок Середнього Придністров'я, Середнього Побужжя, Середнього Придніпров'я, Донбасу, Північно-Західного Причорномор'я і Приазов'я	Сотні мікрокристалів остаточно не виясненого походження, поодинокі макрокристали — імовірно з кімберлітів; рідкісні поодинокі мікрокристали імпактного діаманту
Пліоцен-міоценовий	Різнозернисті піски балтської світи межиріччя Дністер—Південний Буг	Десятки мікрокристалів остаточно не виясненого походження; поодинокі макрокристали — імовірно з кімберлітів
Міоценовий	Дрібнозернисті піски новопетрівської світи північно-східного схилу і центральних районів щита	Сотні—тисячі мікрокристалів остаточно не виясненого походження і сотні мікрокристалів імпактного діаманту
Ранньопермський	Гравеліти і різнозернисті піски картамиської світи Донбасу	Поодинокі мікрокристали остаточно не виясненого походження
Пізньо- і ранньокам'яновугільний	Конгломерати, гравеліти і різнозернисті пісковики самарської, ісаївської, авіловської і араукаритової світ північно-західної частини Донбасу	Десятки мікрокристалів остаточно не виясненого походження; поодинокі макрокристали — імовірно з кімберлітів
Ранньопротерозойський	Конгломерати і різнозернисті пісковики білокоровицької світи північної частини щита	Десятки макро- і мікрокристалів — імовірно з кімберлітів

розсипах УЩ. Згодом геологи Інституту мінеральних ресурсів (ІМР) Міністерства геології (МГ) України (м. Сімферополь) і виробничих організацій знайшли дрібні діаманти у теригенних відкладах кайнозою багатьох місць республіки, а також макрокристали діаманту в нижньопротерозойських конгломератах і пісковиках на півночі щита (Волинський мегаблок), у кам'яновугільних алювіальних відкладах Донбасу та в деяких четвертинних алювіальних відкладах. У корінних породах достовірні знахідки ман-

тійного діаманту в Україні поки що не відомі. Втім залишаються під питанням знахідки мікрокристалів діаманту, дуже подібних до його штучних кристалів, у деяких кристалічних породах Приазовського і Інгульського мегаблоків щита.

Поширення кристалів діаманту. Акцесорні розсипні кристали діаманту зафіксовані в теригенних відкладах УЩ та його схилів з їх переважною концентрацією на декількох вікових рівнях: у нижньопротерозойських відкладах північної частини щита (конгломерати і пісковики білокоровицької світи), у верхньопалеозойських відкладах Донбасу (здебільшого верхньокарбонові пісковики), у неогенових відкладах центральної частини і північно-східного схилу щита (полтавські піски), а також його південно-західної частини (балтські піски), у четвертинних і сучасних відкладах річок Придністров'я, Побужжя, Причорномор'я, Придніпров'я та Приазов'я (терасові і руслові алювіальні відклади), які розмивають наведені вище відомі і невідомі колектори діаманту, у відкладах пляжів Чорного і Азовського морів, куди його принесено річковими системами (табл. 1.1; рис. 1.1а, 1б, див. вклейку) (Юрк и др., 1973; Квасница, 1985; Полканов, 2009).

Часто знахідки діаманту супроводжуються супутніми мантійними мінералами (піропом, піроп-альмандином, хромшпінелідом, пікроільменітом, хромдіопсидом) (Гейко и др., 2006). Відомі кімберлітові і лампроїтові тіла південно-східної, центральної і північно-західної частин УЩ (рис. 1.1а, 1.1б) бездіамантні і тому не можуть бути корінними джерелами для вказаного розсипного діаманту. Із перелічених відкладів найбагатшими на мікродіаманти виявилися неогенові титано-цирконієві піски УЩ, зокрема найвищий вміст дрібного діаманту зафіксовано в міоценових пісках (полтавська серія, новопетрівська світа) розсипу Самоткань.

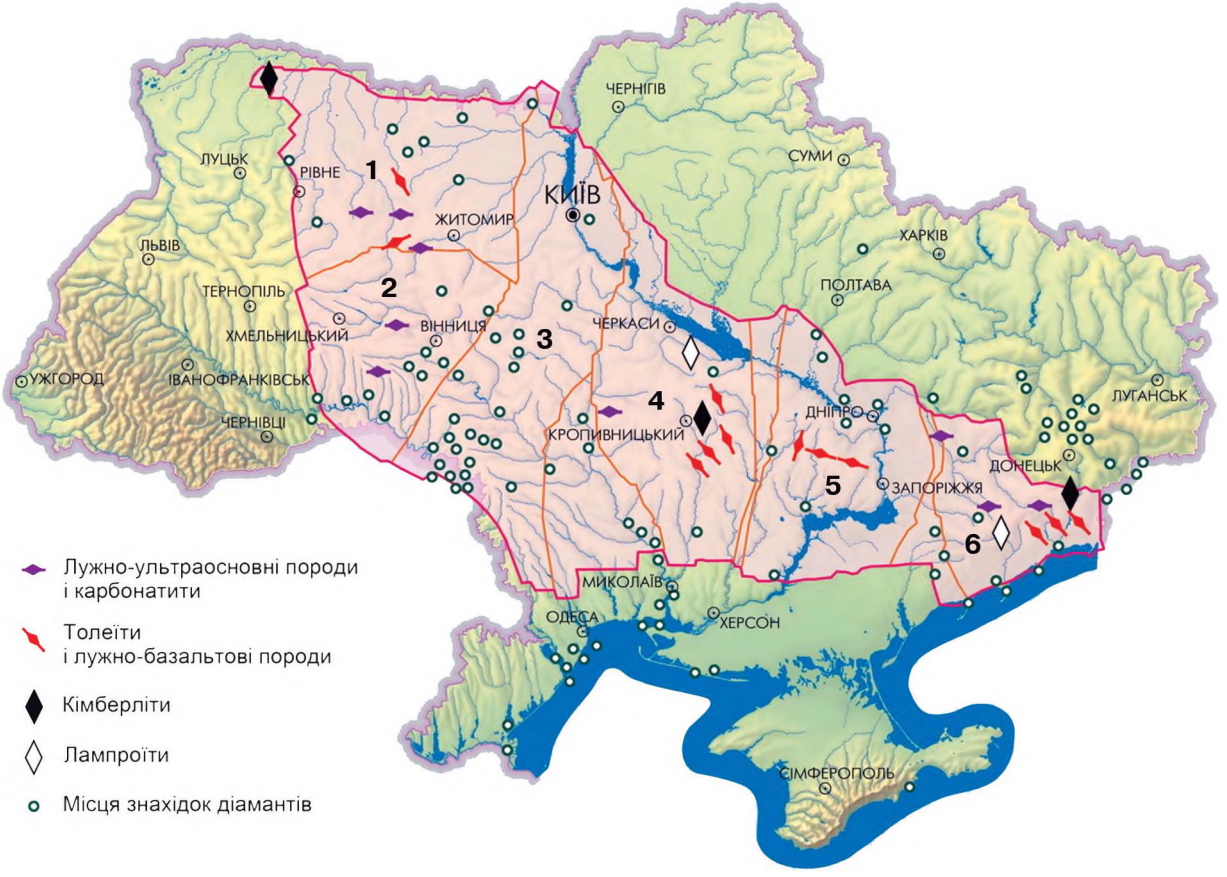
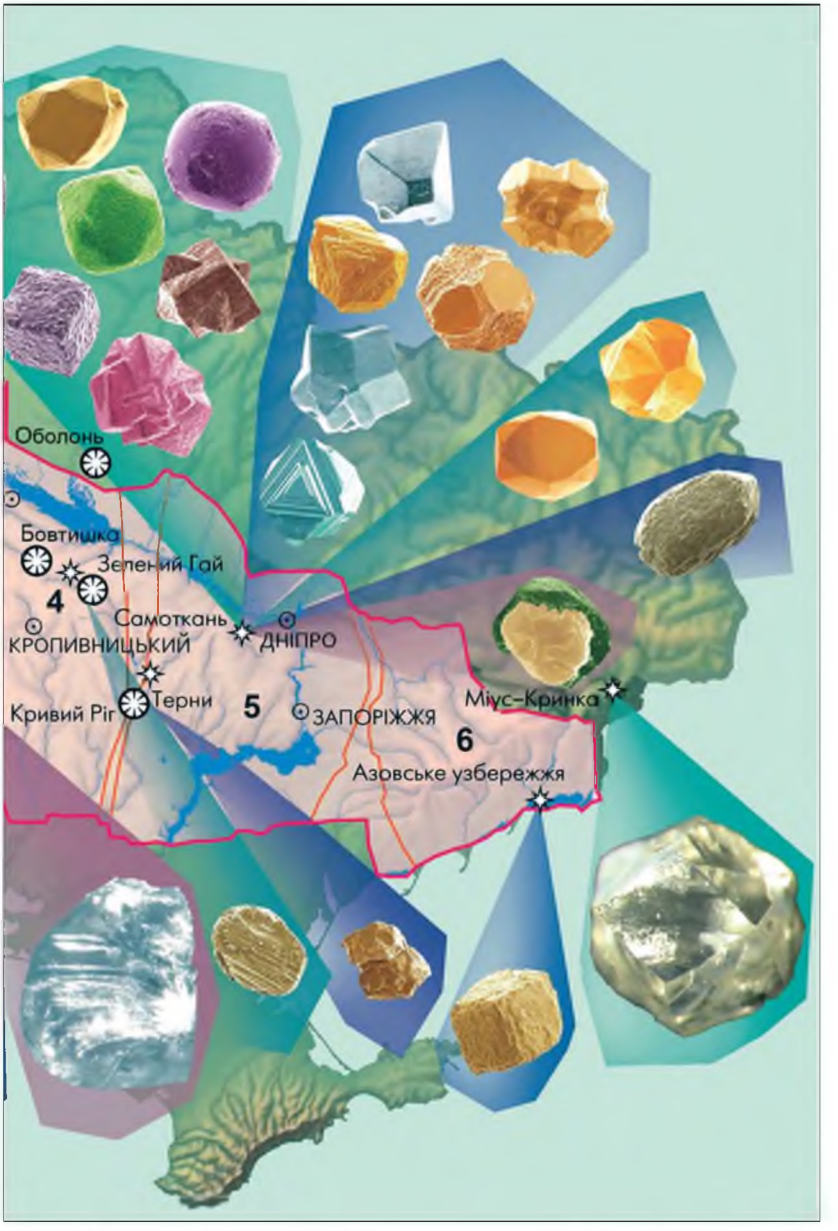


Рис. 1.1а. Розсипні діамантопрояви, кімберлітові і лампроїтові тіла на Українському щиті. *Мегаблоки* (цифри на картах): 1 — Волинський, 2 — Бузький, 3 — Росинський, 4 — Інгульський, 5 — Середньопридніпровський, 6 — Приазовський

Рис. 1.1б. Основні місця знахідок розсипних мікро- і макродіамантів й діаман тів, кружечками — метеоритні кратери. Інші позначення див. на рис. 1.1а



тоносні метеоритні кратери: зірочками позначено місця знахідок діаман-

Волинський мегаблок

На Волинському мегаблоці УЩ знайдено понад 200 розсипних кристалів діаманту, різних за розмірами (від мікро- до макрокристалів), із них близько 100 — у докембрійських метаосадових породах, декілька — у неогенових теригенних відкладах і близько 100 кристалів — у четвертинних теригенних відкладах. Ці кристали вивчали багато дослідників, проте більшість волинських діамантів досліджено недостатньо — найчастіше лише морфологію і видиму фотолюмінесценцію (ФЛ) кристалів. До того ж ця колекція кристалів надходила до дослідників невеликими і різними частинами, і тому вона не пройшла повного циклу відповідних досліджень у лабораторіях та інститутах із сучасним обладнанням.

Волинський мегаблок є одним із найбільш перспективних щодо відкриття на ньому родовищ діаманту, тому знайдені його кристали мали би бути детально вивченими. Однак інструментальні дослідження, на основі результатів яких можна було б обґрунтувати генетичні висновки, виконано лише для двох десятків волинських кристалів діаманту. Крім того, є сумніви, що багато знайдених, недостатньо вивчених кристалів можуть належати до техногенних природних (із бурового інструменту та ін.) чи навіть до штучних діамантів, але належної ревізії всієї колекції не було проведено. Тому судження про природу знайдених волинських діамантів можливі лише на підставі їх детального дослідження. Нижче викладено матеріал про діаманти, які вивчено в ІГМР НАН України та у деяких зарубіжних лабораторіях (Німеччина, Росія).

Як зазначено вище, в Україні відомо багато місць із знахідками кристалів розсипного природного діаманту; серед них видобуті волинські кристали мають свою специфіку. Насамперед значна частина з них вилучена із дуже давніх порід — докембрійських білокоровицьких конгломератів і пісковиків. Їхній вік оцінено у більш як 1800 млн років (Шумлянский, 2011). Це найдавніші

теригенні відклади України та Європи, в яких знайдено діаманти. Серед них є багато макрокристалів, за багатьма ознаками вони найбільш подібні до діамантів із кімберлітів і лампроїтів.

Історія і поширення діамантів. Історія відкриття волинських докембрійських діамантів налічує майже 45 років. Почалася вона з двох знахідок мікрокристалів діаманту у верхньопротерозойських пісковиках Волині в басейні р. Горинь. У 1976 р. була опублікована стаття про знахідку першого рифейського діаманту на території України (Савченко и др., 1976) у давніх пісковиках Острозького району (західний схил УЩ). Вік пісковиків — 770—700 млн років. Мікрокристал діаманту знайдено у поліських середньозернистих пісковиках кар'єру біля с. Межиріч, його розміри 0,11 × 0,11 мм. Це пошкоджений кристал комбінаційної форми — куб-ромбододекаедр з деякою перевагою граней куба, тобто він має загальний кубічний вигляд. Відсутня четвертина кристала. Мікродіамант з жовтим відтінком, слабо просвічується, майже непрозорий, в ультрафіолетових променях не люмінесціює.

Друга знахідка волинського докембрійського мікрокристала діаманту розміром 0,20 × 0,30 мм була описана у 1981 р.; він знайдений також у верхньопротерозойських грубоуламкових відкладах басейну р. Горинь — у валдайських пісковиках біля с. Деражне (Костопільський район) (Ткачук и др., 1981), у керні свердловини 707 з інтервалу 78,8—114,6 м. Вік цих пісковиків дещо молодший — 680—550 млн років. Згаданий діамант є сильно пошкодженим октаедром, з усіх боків обмежений зламами за спайністю і має тільки маленькі релікти граней октаедра. Діамант із слабким жовтим відтінком, прозорий, з плямою пігментації інтенсивного коричневого забарвлення, в ультрафіолетових (УФ) променях слабо люмінесціює в помаранчевих тонах.

На початку 1980-х років уже десятки кристалів діаманту були знайдені на Волині геологами Житомирської геологорозвідувальної експедиції в білокоровицьких нижньопротерозойських конгломератах і пісковиках (Металиди и др., 1982). Це найвагоміша знахідка розсипних діамантів на території України, такою вона залишається й донині. Діамантоносні конгломерати і пісковики поширені в межах накладеної Білокоровицької западини — структури типу грабен-синкліналі, яка була сформована на протерозойському етапі активізації південно-західного краю Східноєвропейської платформи. За даними публікації (Гейко и др., 2006), у межах Білокоровицької структури виявлено 90 діамантів: у конгломератах нижньої частини білокоровицької світи — 42, у пісковиках

базального горизонту цієї ж частини світи — 2, у пісковиках верхньої частини білокоровицької світи — 45, у пісковиках толкачівської світи — 1. Маса найбільшого з кристалів — 22,8 мг. Значну кількість діамантів, і саме великих кристалів, знайдено в конгломератах південно-західної частини Білокоровицької структури. Як означено, формування порід указаної структури завершилося понад 1800 млн років тому (в межах 1800—1960 млн років). Ми детально вивчили 20 кристалів діаманту з білокоровицьких конгломератів — із південно-західної частини площі їх поширення; розмір більшості кристалів менш як 1 мм, розмір найбільшого з них — 3,25 мм. Вивчено також два мікрокристали діаманту із неогенових і четвертинних теригенних відкладів поблизу Білокоровицької структури.

Морфологія кристалів. Діаманти з білокоровицьких конгломератів — це безбарвні або з жовтуватим відтінком октаедричні кристали, менше безбарвних додекаедричних і сірих кубо-октаедричних кристалів, ще рідше трапляються різно забарвлені кубічні кристали (див. атлас, рис. 1—7). Їх значна частина — це пошкоджені кристали та їхні уламки. Знайдені сильно зношені кристали, які набули округлих форм (атлас, рис. 8). Мікродіамант із неогенових теригенних відкладів біля м. Овруч є кристалом комбінаційної форми {100} + {110} + {111}, а мікродіамант із четвертинних теригенних відкладів біля с. Зубковичі — це сильно сплющений октаедр (атлас, рис. 9, 10). Село Зубковичі розташоване приблизно у 20 км на південний захід від с. Білокоровичі — від південного краю Білокоровицької структури. Топографію поверхні кристалів білокоровицького діаманту демонструють рис. 11—18 атласу.

Білокоровицькі кристали мають деякі ознаки «давності», на що вказують дослідники докембрійських розсипних діамантів із багатьох діамантоносних провінцій світу. До цих ознак можна віднести їхні дуже контрастні розміри, зелену і коричневу пігментацію кристалів, підвищений вміст додекаедроїдів і кубів та сліди інтенсивного механічного зносу поверхні кристалів. Утім подібні ознаки мають діаманти не тільки із докембрійських метаосадових відкладів.

Фотолюмінесценція кристалів. Візуальна ФЛ діамантів — блакитна, жовто-зелена і жовта (Квасниця та ін., 2005). Виявлені такі центри ФЛ: *N3*, *H3*, *H4*, *S1* і *575 нм*. Співвідношення центрів у кристалах: *N3*, *N3* < *H4*, *N3* < *H3(H4)*, *N3* < *S1* > *575 нм*. Найбільш поширений центр *N3*, він характерний для діамантів із кімберлітів і лампроїтів.

Інфрачервона спектроскопія кристалів. Методом ІФ-спетроскопії в лабораторіях Німеччини і України досліджено 14 кристалів діаманту з конгломератів і 1 кристал із четвертинних теригенних відкладів біля с. Зубковичі. З них для 11 мікродіамантів отримані FTIR-спектри. За морфологією вивчені кристали — це октаедри, їх двійник, зношений кристал і уламки кристалів. Інфрачервоні спектри чотирьох макрокристалів діаманту були отримані в Інституті надтвердих матеріалів ім. В.М. Бакуля НАН України (Металиди и др., 1982).

Метод ІЧ-спектроскопії дає змогу вивчати в кристалах діаманту його основні структурні домішки азоту, так звані *A*-, *B*- і *C*-центри — атоми азоту чи їх групи, які ізоморфно заміщують атоми вуглецю в ґратці кристала. Вказані центри є індикаторами діамантів, за якими можна відтворювати мантійну історію мінералу. За вмістом цих азотних центрів розрізняють спектральні типи і підтипи кристалів. Діаманти із системою поглинання, обумовленою *C*-центрами (N_C — одиничні атоми азоту у вузлах ґратки, головна лінія поглинання 1135 $см^{-1}$), відносять до спектрального типу I*b*, діаманти з агрегованим азотом — до типу I*a*. Якщо весь структурний азот в кристалі представлений виключно *A*-центрами (N_A — два атоми азоту у сусідніх вузлах ґратки, головна лінія поглинання 1282 $см^{-1}$), то кристали цього спектрального підтипу позначаються I*aA*. Діаманти, що містять азот тільки у формі *B*-центру (N_{B1} — чотири атоми азоту, тетраедрично розміщуються навколо вакансії атому вуглецю, головна лінія поглинання 1175 $см^{-1}$), належать до підтипу I*aB*.

Для позначення діамантів змішаних підтипів прийнято такі позначення: I*aAB* (комбінація *A*- і *B*-центрів) — найбільш поширений підтип серед природних кристалів; I*ab* (комбінація *A*- і *C*-центрів) — доволі рідкісний підтип. Ступінь агрегації структурного азоту в кристалах (I*b* → I*ab* → I*aA* → I*aAB* → I*aB*) засвідчує відповідну термальну історію діамантоносних мантійних порід і самого діаманту та час перебування їх у мантії. Розраховані показники температури агрегації домішок азоту в діамантах деякою мірою можна вважати температурою їхнього росту. Діаманти підтипу I*aAB* є кристалами з проміжним станом агрегації азоту між підтипами I*aA* і I*aB*. «Безазотні» діаманти із загальним вмістом структурного азоту <40 ppm чи частіше <20 ppm відносять до спектрального типу II*a*. *B*-центр часто позначають як *B*1, щоб розрізняти його від *B*2-центру (лінії поглинання 1359—1382 $см^{-1}$), останній також має назву — пластинки (platelets). Це дефек-

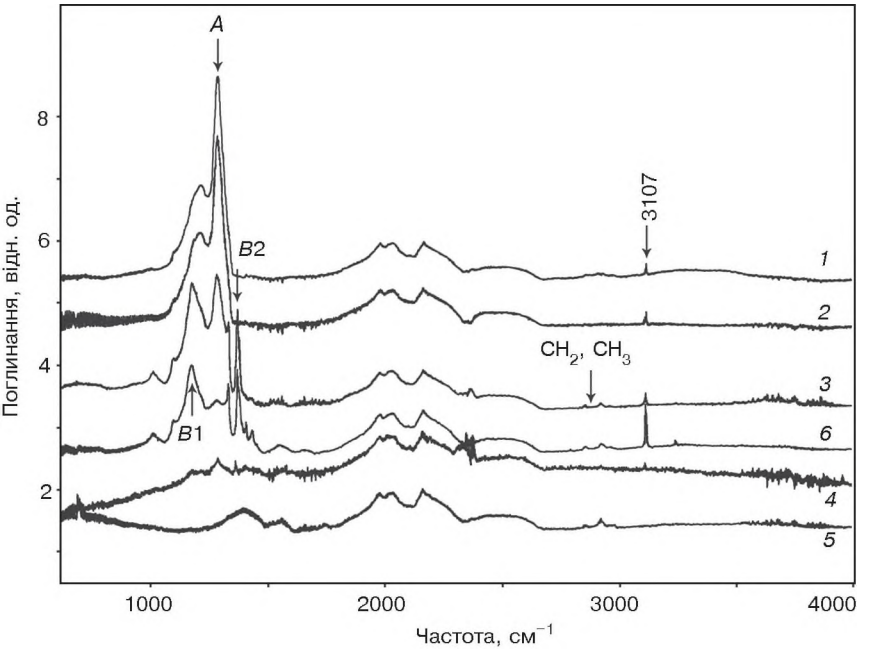


Рис. 1.2. Інфрачервоні спектри білокоровицьких діамантів. Номери кристалів відповідають їх номерам в табл. 1.2 і на рис. 1.3. Кристал № 6 — діамант із четвертинних відкладів біля с. Зубковичі

ти в структурі кристала діаманту завтовшки у декілька атомів, які утворюються при осадженні інтерстиційного вуглецю під час росту *B*1-центрів (Woods, 1986). Інакше кажучи, це пластинчасті утворення інтерстиційного характеру, які обумовлені зміщеннями гратки діаманту і представлені переважно атомами вуглецю з деякою кількістю атомів азоту.

Із 15 спектроскопічно вивчених білокоровицьких діамантів 10 кристалів належать до спектрального типу I*a*, 5 переважно мікрокристалів (розміри 0,4—0,6 мм) є безазотними — тип II*a* (Ільченко та ін., 2007). Тип I*a* представлений кристалами двох підтипів: I*aA* — 4 кристали, I*aAB* — 6 кристалів. Більшість кристалів підтипу I*aAB* містять також *B*2-центр. Азот у формі *C*-центрів у досліджених кристалах відсутній, тільки в кристалі з четвертинних відкладів біля с. Зубковичі вміст цього центру приблизно 5 ppm. Типові FTIR-спектри діамантів, які отримані на Фур'є-спектрометрі Bruker IFS-66, показано на рис. 1.2. Вміст азоту визначено тільки для п'яти кристалів діаманту (табл. 1.2). Вміст агрегованого азо-

ту у формі *A*-центру для білокоровицьких діамантів із конгломератів підтипу I*aAB* — від 34 до 332 ppm, середнє значення — 205 ppm. У цих діамантах вміст агрегованого азоту у формі *B*1-центру коливається від 24 до 182 ppm, його середній вміст становить 58 ppm. Загальний вміст азоту ($N_A + N_{B1}$) для цих кристалів — у межах 60—356 ppm, середній вміст — 263 ppm; ступінь агрегації азоту (% $B = 100 \cdot N_{B1}/(N_A + N_{B1})$ — від 7 до 54 %, середнє значення — приблизно 26 %. Чотири кристали згаданого підтипу містять *B*2-центр, у двох із них, а особливо в діаманті з четвертинних відкладів, вміст цього центру доволі високий. Помітно підвищення вмісту *B*2-центру з ростом вмісту *B*1-центру. Основні неазотні центри вивчених кристалів: >C=CH_2 та CH_2, CH_3. Майже всі спектри містять карбонатні смуги поглинання — 1400—1480 $см^{-1}$, а також слабкі смуги 850—890 і 680—710 $см^{-1}$. Дослідження кристалів стосовно об'єму показало деяку відмінність в концентрації як *A*-, *B*1- і *B*2-центрів, так і центрів водню — смуги в діапазоні 2800—3000 $см^{-1}$ (групи CH_2, CH_3) й смуга 3107 $см^{-1}$ (зв'язки >C=CH_2). В окремих кристалах помітна пряма кореляція між вмістом *A*-центрів і інтенсивністю смуги 3107 $см^{-1}$.

Раманівська спектроскопія кристалів. Значення головної (найбільш інтенсивної) раманівської лінії та її FWHM (full width at half maximum — повна ширина спектральної кривої на рівні половини максимальної амплітуди) спектрів КР для трьох вивчених діамантів становили відповідно, $см^{-1}$: жовтуватий октаедр — 1331,56 і 2,91; безбарвний уламок № 1 — 1331,86 і 2,52, безбарвний уламок № 2 — 1332,19 і 3,46. Отримані дані вказують на відносно структурну досконалість кристалів, властиву більшості діамантів із кімберлітів і лампроїтів. Для структурно досконалої ґратки діаманту положення головної інтенсивної лінії в спектрі КР відповідає 1332 $см^{-1}$, FWHM = 1,65...2 $см^{-1}$.

Ізотопний склад вуглецю кристалів. Значення $\delta^{13}C$ для двох уламків діамантів такі, ‰: № 1 –3,44 і –4,52, кристал № 2 –27,33 (Квасница и др., 2016). Перші два значення «важкого» вуглецю вписуються в діапазон значень $\delta^{13}C$ для діамантів перидотитової асоціації, разом усі три значення «важкого» і «легкого» вуглецю — в діапазон значень $\delta^{13}C$ для діамантів еклогітової асоціації із кімберлітів і лампроїтів.

Походження діамантів. Морфологічні типи і скульптури поверхні вивчених білокоровицьких кристалів є типовими для мантійних діамантів із кімберлітів і лампроїтів. Дрібні діаманти морфо-

логічно більш різноманітні, серед них трапляються кубічні кристали, що характерно для мікродіамантів з указаних вище порід.

Ще одне приблизне визначення стосовно мантійного середовища кристалізації білокоровицьких діамантів отримано за наведеними вище результатами ізотопного дослідження вуглецю. У білокоровицьких нижньопротерозойських відкладах, з огляду тільки на ізотопний склад вуглецю, знайдені діаманти, які можна зіставити з їх кімберлітовими чи лампроїтовими кристалами перидотитової і еклогітової асоціацій.

За фізичною класифікацією білокоровицькі діаманти можуть бути визначені як перехідні від підтипу I*aA* до підтипу I*aAB* з поширенням *B*2-центрів 65—70 %, статистично в них переважають *A*-центри. Набір і вміст усіх азотних та інших виявлених центрів у білокоровицьких діамантах властиві діаманту з кімберлітів і лампроїтів. За вмістом азоту і ступенем його агрегації можна приблизно прикинути температури мантійних умов для білокоровицьких діамантів, наприклад, якщо час їх перебування в мантії становив 2 чи 3 млрд років. Зміна часу перебування діаманту в мантії до 1 млрд років суттєво не впливає на температурний показник і дає різницю лише приблизно в 15 °С (Leahy, Taylor, 1997). За даними азотної термометрії (Stachel, Harris, 2008), середні температури мантійного перебування діамантів різної літології (гарцбургіти, лерцоліти, еклогіти) за час у 3 млрд років відповідають 1141—1174 °С (±50 °С). Для білокоровицьких діамантів із конгло-

Таблиця 1.2. **Азотні центри *A* і *B*1 та ступінь агрегації азоту в діамантах даними ІЧ-спектроскопії (Ільченко та ін., 2007) і**

Вік відкладів	Кристал	N_A, ppm	N_{B1}, ppm
Ранньопротерозойський	Уламок № 1	332	24
	Уламок № 2	296	0
	Октаедр № 3	156	182
	Октаедр № 4	34	26
Четвертинний	Октаедр № 6	18	176
Розмах значень			
Середнє арифметичне			

Примітка. Тут і надалі у відповідних таблицях і тексті наведені відносні тем концентрацій загального вмісту азоту та його агрегованої форми). Вони відповіда ційного відпалювання за умовно фіксованого часу перебування у мантії і використ кристалів та їх груп. Одні дослідники отримані температурні значення відносять до

* Тут і в інших таблицях: $\% B = 100 \cdot N_{B1}/(N_A + N_{B1})$.

ератів розраховані температурні значення варіюють від 1068 до 1185 і від 1075 до 1170 °С для ймовірного перебування в мантії у 2 і 3 млрд років відповідно. Ці дані відповідають місцю білокоровицьких діамантів на так званій «азотній діаграмі» У. Тейлора — одного із її розробників (Taylor et al., 1990) (рис. 1.3), а також даним, розрахованим за методикою (Leahy, Taylor, 1997).

Так, діамант № 1 близький до підтипу I*aAB* із середнім вмістом азоту 356 ppm, вміст *B*1-центру незначний, *B*2-центр відсутній. Розрахована середня температура перебування у мантії для цього діаманту дорівнює 1068 °С. Така температура характерна для діамантів, які тривалий час були в умовах холодної літосферної геотерми (менш як 40 мВт/м^2). Діамант № 2 належить до чистого підтипу I*aA* з помірним середнім вмістом азоту (296 ppm). Відсутність агрегованого азоту у формі *B*1-центру вказує на те, що цей діамант перебував у нижчих температурних мантійних умовах (не вище 1050—1060 °С, можливо, на менших глибинах) або він там був менше часу, ніж, наприклад, діамант № 1. Діамант № 3 належить до підтипу I*aAB* із середнім вмістом азоту 338 ppm і високим вмістом *B*1 і *B*2-центрів. Середня температура перебування у мантії для нього відносно висока — 1135 °С. Такі кристали можна вважати більш глибинними чи давнішими за віком. Діамант № 4 близький до підтипу I*aAB* з дуже низьким вмістом азоту (60 ppm), йому властиві значна агрегація азоту у формі *B*1-

(% *B*) із різновікових теригенних відкладів Волинського мегаблока за можливі температури перебування діамантів у мантії

$(N_A + N_{B1})$, ppm	% *B**	*T*, °C	
		2 млрд років	3 млрд років
356	7	1068	1075
296	0	—	—
338	54	1135	1140
60	43	1185	1170
194	91	1225	1210
		1068—1225	1075—1210
		1153	1149

ператури, визначені за розподілом азотних центрів у кристалах (співвідношення ють приблизній температурі росту кристалів або температурі їх післякристалізатовуються переважно для оцінювання при порівняльній характеристиці окремих температур росту діамантів, інші дослідники — до температур відпалювання.

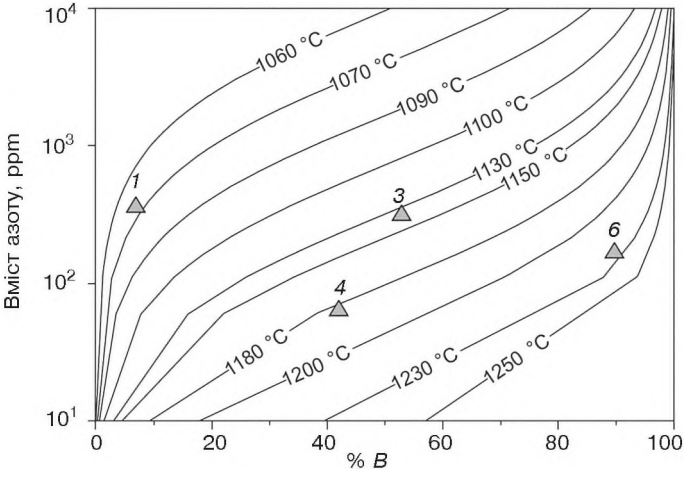


Рис. 1.3. Місце білокоровицьких діамантів на «азотній діаграмі» та оцінка температур перебування їх у мантії. Криві ізотерм відповідають часу перебування діамантів у мантії близько 2 млрд років

центру і невисокий вміст *B*2-центру. Температура його перебування у мантії висока — приблизно 1185 °С. Діамант № 6 належить до підтипу I*aAB* з низьким вмістом азоту (194 ppm) і високим вмістом *B*1 і *B*2-центрів. Розраховане температурне значення перебування у мантії для нього високе — приблизно 1225 °С.

За середніми показниками загального вмісту агрегованого азоту і показником % *B* досліджена частина білокоровицьких діамантів на діаграмі У. Тейлора та ін. (Taylor et al., 1990) потрапляє в поле кімберлітових діамантів Якутської провінції зі середньою температурою перебування в мантії приблизно 1130 °С (рис. 1.4). Як показано для діаманту з четвертинних відкладів, ця температура значно вища — 1225 °С. Наявність діамантів підтипу I*aA*, тобто відносно низький ступінь агрегації азоту в цих кристалах із конгломератів, вказує на те, що вони росли і перебували в літосферній мантії з низьким геотермальним градієнтом. Це могла бути потужна стабільна холодна літосфера, яка існує під давніми архейськими континентами. Інші діаманти з конгломератів і особливо кристал із четвертинних відкладів перебували у високотемпературному літосферному джерелі. Допускаємо, що ця частина білокоровицьких діамантів, згідно з агрегацією домішкового азоту, має більш високотемпературний генезис, властивий деяким протерозойським кристалам. Інакше кажучи, вони могли утворитися в протерозойських мантійних умовах і бути результа-

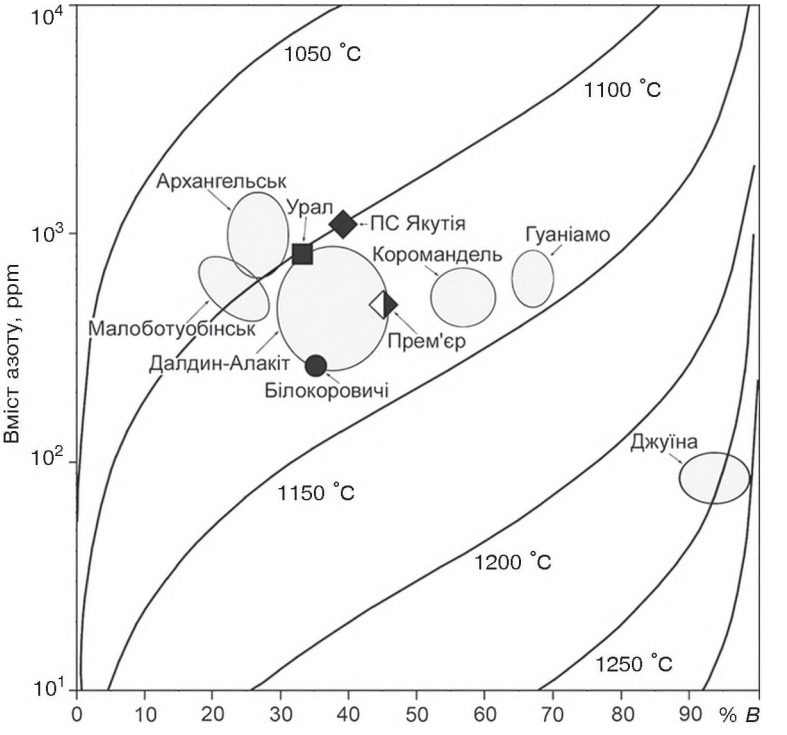


Рис. 1.4. Місце білокоровицьких діамантів на «азотній діаграмі» порівняно з таким діамантів із різних родовищ світу (Kaminsky, Khachatryan, 2001). Криві ізотерм відповідають перебуванню діамантів у мантії 3 млрд років (Taylor, Milledge, 1995)

том процесу орогенезу на периферії архейського кратонного блока, що привело до збільшення потужності літосфери і, відповідно, термічно-тектонічної переробки первинної архейської літосфери.

За середнім вмістом азоту у досліджених діамантах (249 ppm) не можна точно визначити їх мантійну літологію, хоч він ближчий до середнього вмісту азоту в кристалах еклогітової асоціації. Для мантійних діамантів із багатьох родовищ світу статистично підраховано (Stachel, Harris, 2008; Shirey et al., 2013), що середній вміст азоту в кристалах еклогітової асоціації (378 ppm) у декілька разів більший, ніж у кристалах перидотитової асоціації (72 ppm); наприклад, це яскраво показано для кімберлітових діамантів кратону Каапвааль у Південній Африці — 519 і 75 ppm відповідно (Smart et al., 2016).

Висновки. Білокоровицькі діаманти з нижньопротерозойських конгломератів Волині за морфологією кристалів, ізотопним складом вуглецю, вмістом й станом домішок азоту подібні до діамантів із кімберлітів і лампроїтів. Їхні кристали є середньо-низькоазотними і різнотемпературними за мантійного перебування діамантами, з різним ступенем агрегації азотних центрів % *B*. Цей ступінь максимальний для українських діамантів і при цьому обернено корелюється із сумарною концентрацією структурного азоту, що суперечить моделі єдиного мантійного джерела. Можна передбачати тривале перебування діамантів у різнотемпературних мантійних джерелах, як і їх архейсько-ранньопротерозойський вік. Частина кристалів за ступенем агрегації домішок азоту має характеристики, типові для архейських діамантів (спокійні умови кристалізації, низький термальний градієнт у мантії). Інша частина білокоровицьких діамантів за ступенем агрегації домішок азоту має більш високотемпературний генезис. Білокоровицькі діаманти за середнім вмістом домішок азоту більш тяжіють до еклогітової мантійної асоціації, ніж до перидотитової. Загалом всі результати морфологічних, спектроскопічних і ізотопних досліджень діамантів побіжно вказують на їх можливий генетичний петротип — насамперед еклогітовий, менш імовірний гарцбургітовий і лерцолітовий. Інтенсивна зношеність кристалів діаманту засвідчує їх тривале і довге транспортування від корінного джерела до місця акумуляції. Враховуючи викладене можна прогнозувати, що корінними породами для білокоровицьких діамантів найімовірніше є кімберліти чи лампроїти віком понад 1800 млн років (Kvasnytsya, Shumlyanskyy, 2018).

Потужність літосфери Волинського мегаблока оцінюють не менше ніж у 165 км. За даними С.М. Цимбала, мантія тут деплетована і складена лерцолітами (85—90 %), еклогітами (до 10 %) і гарцбургітами (до 5 %). Отже, з урахуванням мінералогії білокоровицьких діамантів можна прогнозувати їх можливе середовище кристалізації: еклогітове, гарцбургітове і лерцолітове. Можливий вік діамантоносних корінних порід — ранньопротерозойський.

Проте масштаб діамантоносності Білокоровицької структури все ще потребує уточнення, що не сприяє підвищенню ефективності пошуків корінних діамантоносних порід на Волинському мегаблоці. Інакше кажучи, наявні на сьогодні дані недостатні для того, щоб локалізувати місце знаходження корінних джерел діамантів. Детальні пошукові роботи в межах південного

замикання Білокоровицької структури і на прилеглій території були припинені у 1989 р.

Знахідки діамантів у нижньопротерозойських грубоуламкових породах цього регіону України мають важливе значення для встановлення нижньої часової межі прояву кімберлітового чи лампроїтового вулканізму на її території. Подібних значних знахідок кристалів діаманту, як у білокоровицьких конгломератах і пісковиках, за минулі роки на цей час на території України не виявлено, тому необхідно відновити пошукові роботи у Білокоровицькій структурі як найперспективнішому на сьогодні районі. Насамперед потрібно детальніше простежити діамантоносний (і золотоносний) розсип, виявлений в попередні роки в межах південного замикання Білокоровицької структури, а також напрацювати колекції кристалів діаманту та його мінералів-супутників для подальшого всебічного дослідження з метою уточнення їхнього генезису і геолого-генетичного типу корінних тіл. Не менш важливо остаточно з'ясувати вік конгломератів і пісковиків білокоровицької світи, що необхідно для визначення часу прояву кімберлітового магматизму в районі. Залишається актуальним завданням виявлення типоморфних особливостей всіх кластогенних мінералів білокоровицької світи з метою визначення петротипів та ймовірного розміщення їхніх материнських порід у зоні зносу.

Бузький мегаблок

Південно-західна частина УЩ з Бузьким (Дністровсько-Бузьким) мегаблоком архейської і частково ранньопротерозойської консолідації за багатьма ознаками віднесена до перспективної щодо відкриття в ній родовищ діамантів (Металіді та ін., 1999; Гейко та ін., 2006). Тут розсипна діамантоносність виявлена майже на всій території межиріччя Дністер—Південний Буг та їх басейнів, що охоплює як увесь Бузький мегаблок, так і південну частину Росинського мегаблока. Потрібно зауважити, що за прогнозами саме Бузький мегаблок є постачальником розсипних мікродіамантів на територію суміжного Росинського мегаблока у двох основних напрямках — східному і південно-східному.

За майже 70 років пошукових робіт на південно-західній частині УЩ у неогенових (полтавських, балтських і пліоценових пісках) і четвертинних (терасових і руслових пісках) теригенних відкладах намито понад 200 кристалів діаманту різного розміру (від 0,1 до 3,0 мм). За даними публікацій (Металіді та ін., 1999; Павлюк та ін., 2012), на цій території УЩ знайдено понад 240 кристалів діаманту в 120 пунктах. Основна частина розсипних діамантів, що припадає на межиріччя Дністер—Південний Буг та басейни цих річок, була знайдена у 1949—1980 рр., пізніше знаходили тільки окремі кристали. Найбільше діамантів виявлено у балтських і четвертинних алювіальних пісках. Морфологічно кристали різні, розміром менш як 0,5 мм, з деяким переважанням октаедричних форм, близько 10 кристалів мають великий розмір (атлас, рис. 19—22). Серед них виділяються макрокристали басейну р. Дністер і зелені мікрокристали Придністров'я—Побужжя; останні віднесено до ендемічних утворень.

При вивченні діамантів межиріччя Дністер—Південний Буг та басейнів цих річок найчастіше констатували лише розмір, забарвлення, морфологію і візуальну фотолюмінесценцію кристалів. Природу багатьох із 240 знайдених кристалів (особливо з кір вивітрювання ультраосновних і основних порід) як слід не з'ясовано,

але належного вивчення всієї колекції не було. Нижче викладено матеріал про діаманти, які досліджені в ІГМР НАН України та в лабораторіях Німеччини і Росії.

У різні роки ми вивчили понад 120 кристалів діаманту з балтських і четвертинних алювіальних відкладів межиріччя Дністер—Південний Буг та їх басейнів. Комплексно досліджені трохи більше 40 мікрокристалів і окремі макрокристали. Вони вивчені із застосуванням інфрачервоної і раманівської спектроскопії у м. Потсдам та ізотопного аналізу вуглецю кристалів у м. Сиктивкар. Фотолюмінесцентні дослідження мікродіамантів виконано у Геологічному інституті АН УРСР у 1970—1972 рр. на люмінесцентному мікроскопі МЛ-2А. Джерелом світла була ртутна лампа ДРШ-250 з інтенсивним випромінюванням у синьо-фіолетовій і ближній ультрафіолетовій частинах спектра до λ = 340 нм, використані й світлофільтри УФС-6, С3С7-2 і ЖС-3. Визначення та оцінювання інтенсивності кольору фотолюмінесценції кристалів зроблені візуально.

Діаманти з балтських відкладів. *Поширення, розмір і морфологія кристалів, їх забарвлення.* Балтські відклади охоплюють значну площу південно-західної частини УЩ — від приблизно широти м. Вінниця до широти смт Ширяєве на Одещині, займаючи в цих межах усе межиріччя Дністра—Південного Бугу. Ці породи представлені континентальними теригенними утвореннями (різнозернисті піски, супіски, алеврити і глини з прошарками гравію і гальки). Балтські піски залягають із розмивом на середньосарматських морських відкладах, місцями, в басейні Південного Бугу, на кристалічних породах фундаменту та їх корах вивітрювання. Перекриті вони глинами четвертинного віку.

У балтських теригенних відкладах межиріччя Дністер—Південний Буг знайдено 36 кристалів діаманту (35 мікродіамантів розміром 0,13—0,51 мм у багатьох місцях межиріччя і 1 макродіамант розміром 0,95 × 0,70 × 0,60 мм, масою 0,9 мг у пісках кар'єру біля с. Строїнці) (Бобриевич и др., 1975а). Вони намиті у різних місцях поширення балтських відкладів: 31 кристал — у північних районах (у 9 місцях), 5 кристалів — у південній частині поширення балтських відкладів (у 2 місцях). Найбільше мікродіамантів видобуто з пісків біля населених пунктів с. Писарівка — 9, м. Тростянець — 7, с. Бохоники — 4 і м. Ладижин — 3.

Форма мікродіамантів така: куби та їхні уламки — 8 кристалів, уламки октаедрів — 6, пошкоджені кристали морфологічного типу {111} + {110} з переважанням останньої форми — 4, кристали не-

правильної форми та уламки — 9. Ще вісім мікродіамантів складають групу інтенсивно забарвлених у зелений колір кристалів різної морфології: морфологічні типи {111} + {110} і {110} + {100}, тетрагексаедроїди (так званий дністровський тип кристалів) і додекаедроїди. За габітусом розподіл знайдених кристалів із балтських відкладів такий, %: октаедричний — 30,5, додекаедричний (тетрагексаедричний) — 30,5, кубічний — 35, комбінаційний — 4. З огляду на форму уламків деякі дрібні кристали діаманту мали відносно великий первинний розмір. Розподіл кількості кристалів за забарвленням такий: зелене і світло-зелене — 10, жовте і зеленувато-жовте — 7, сіре і буре — 5, рожеве — 2, безбарвні — 11. Зазначимо, що характерною особливістю мікродіамантів із балтських відкладів є наявність серед них більш як 20 % різної інтенсивності зелених кристалів, зокрема своєрідних тетрагексаедроїдів. Безбарвний макродіамант із пісків кар'єру с. Строїнці пошкоджений (помітні сліди сильного зносу), відсутня приблизно одна його третина (атлас, рис. 20). Огранення кристала — перехідна форма — від октаедра до ромбододекаедра з переважанням останнього, тобто габітус додекаедричний.

Фотолюмінесценція кристалів. В УФ промінні мікродіаманти люмінесціюють: оранжевим кольором — 8 кристалів, зеленуватим і жовтувато-зеленим — 7, жовтим — 1, зеленувато-блакитним — 1, невиразним — 2 кристали. 16 мікродіамантів не люмінесціюють, серед них 10 кристалів мають зелений колір. Макродіамант із пісків кар'єру с. Строїнці має інтенсивну жовто-зелену люмінесценцію з лініями центрів *S*1 і *575 нм* у спектрі (Квасниця та ін., 2005). Характерна для українських мікродіамантів із неогенових титано-цирконієвих пісків оранжева фотолюмінесценція (центр *575 нм*) властива і діамантам із балтських відкладів.

Інфрачервона спектроскопія кристалів. За допомогою цього методу якісні ІЧ-спектри записано лише для трьох кристалів діаманту, в тому числі для макродіаманту з пісків кар'єру с. Строїнці (рис. 1.5). Якісні спектри для інших мікродіамантів із балтських відкладів отримати не вдалося через їхню недосконалість (непрозорість, нерівна шорстка поверхня).

Аналіз ІЧ-спектрів дає змогу віднести всі три досліджені кристали до безазотного типу II*a*, загалом відносно рідкісного в природі, однак поширеного серед мікродіамантів із кімберлітів. У спектрах зафіксовані також смуги поглинання від різних неазотних структурних дефектних центрів (групи CH_2, CH_3 в усіх зразках та зв'язки $>C=CH_2$ у спектрі одного кристала, включення кар-

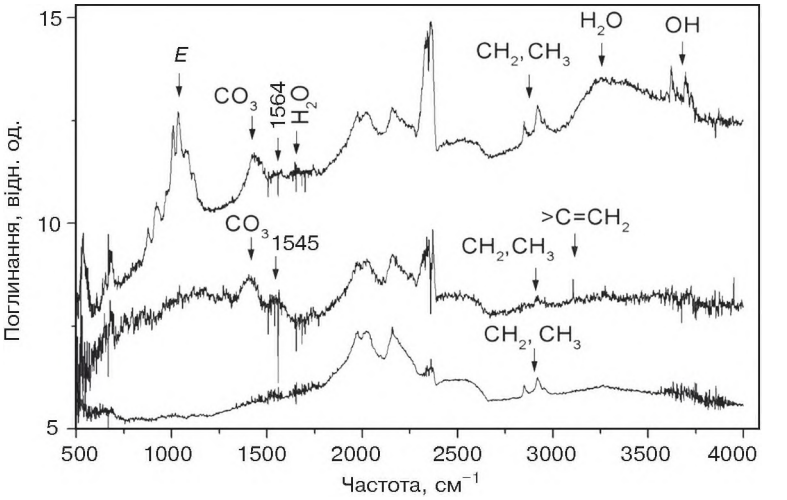


Рис. 1.5. Інфрачервоні спектри трьох діамантів із балтських відкладів. Перший знизу спектр макродіаманту — з пісків кар'єру с. Строїнці

бонатів та ін.). Як бачимо зі спектрів, найменшу кількість структурних дефектів має макродіамант.

Діаманти з четвертинних алювіальних відкладів. *Поширення, розмір і морфологія кристалів, їх забарвлення і фотолюмінесценція.* Найкраще вивчена діамантоносність басейну р. Дністер. У русловому алювії цієї ріки та її лівих приток знайдено 62 кристали діаманту, п'ять із них є макрокристалами масою до 28,2 мг (масою 8,2 мг у гирлі р. Збруч, 3,2 мг — у гирлі р. Жванчик (атлас, рис. 21), 2,4 мг — у р. Дністер біля м. Ямпіль, 28,2 мг — у р. Дністер біля с. Вертюжани, масою 11,4 мг у р. Дністер біля м. Кам'янка). Макрокристали безбарвні, світло-жовтуваті, димчасті, за формою це октаедри і кристали перехідної форми {111} + {110} та їх зростки. 22 мікродіаманти — це зелені кристали, зокрема дністровського типу, що є специфічною ознакою басейну ріки; 24 мікродіаманти — безбарвні, 4 кристали — золотисто- і зеленувато-жовті. Забарвлення інших кристалів димчасте, буре і коричнево-буре. Більшість безбарвних мікродіамантів — октаедри (14 кристалів) і кристали перехідної форми {111} + {110} (5 кристалів). П'ять кристалів мають кубічну форму, інші є уламками кристалів і зернами без певної кристалографічної форми. Більше половини знайдених мікродіамантів в ультрафіолетовому промінні не світиться, п'ять люмінесціюють у жовто-оранжевих тонах, три — у зеленувато-

синіх і блакитних, багато кристалів мають невиразну слабку люмінесценцію.

З'ясовано, що майже всі мікродіаманти, включно з макродіамантами, знайдені в межах неотектонічних депресій долини ріки. Найбільше мікродіамантів намито в алювії Ягорлицької депресії середньої течії р. Дністер. Відомі також окремі знахідки дрібних кристалів у давньо- і середньочетвертинних алювіальних відкладах середньої течії р. Дністер і восьми кристалів у алювії лівих приток р. Дністер, що розмивають балтські відклади.

Понад десяток діамантів знайдено в басейні середньої течії р. Південний Буг. Тут доцільно згадати про знахідки макродіамантів у алювії лівих приток р. Південний Буг у межах Росинського мегаблока: зросток кристалів з алювію р. Синюха біля с. Синюхин Брід (масою 40,1 мг) та уламок з алювію р. Ятрань (притока р. Синюха) біля с. Перегонівка (масою 0,9 мг).

Знахідки мікродіамантів алювію р. Південний Буг такі: 2 — кристали дністровського типу, 3 — октаедри, 2 — індивіди перехідної форми октаедр-ромбододекаедр, 1 — куб, 1 — ромбододекаедр, 2 — уламки. За забарвленням виявлено: 7 кристалів — безбарвні, 2 — зелені, 2 — слабокоричневі. В ультрафіолетовому промінні 2 кристали світяться у синьо-блакитних тонах, 2 — у червоно-оранжевих, 1 кристал має зеленувату люмінесценцію, 2 — невиразну, 4 кристали не люмінесціюють. Найбільше кристалів намито у Вознесенській депресії р. Південний Буг. Два зелені кристали знайдено у Коржинській депресії цієї ріки.

Нижче наведено характеристику діамантів із алювіальних відкладів басейнів Дністра і Південного Бугу з урахуванням знахідок мікродіамантів у відкладах лиманів цих рік. Розподіл за розміром знайдених діамантів такий: клас >1 мм — 7 кристалів; клас –1... + 0,5 мм — 2 кристали; клас <0,5 мм — понад 100 кристалів. Їх розподіл за габітусною формою такий, %: октаедр — 27,5; ромбододекаедр (тетрагексаедр) — 25; куб — 23; комбінаційна форма — 24,5. Фотолюмінесценція кристалів із алювію р. Дністер і його лиману, %: синя — 7,4; зелена — 7,4; жовта — 5,6; оранжева — 26,0; неясна — 14,8; відсутня — 38,8. Фотолюмінесценція у більшості кристалів із басейну р. Південний Буг і його лиману невиразна чи відсутня, а також оранжева, синя, зелена і жовта. Розподіл за ступенем збереженості мікродіамантів з басейнів цих річок, %: р. Дністер — 36,3 цілих кристалів, 10,6 — пошкоджених і 53,1 — інтенсивно пошкоджених; р. Південний Буг — 29,5 ці-

Таблиця 1.3. **Основні азотні центри та ступінь агрегації азоту (% *B*) у мікродіамантах із четвертинних алювіальних відкладів р. Дністер за даними ІЧ-спектроскопії (Ільченко та ін., 2007) і можливі температури перебування діамантів у мантії**

Кристал	$N_{заг.\ вміст}$, ppm	N_A, ppm	N_{B1}, ppm	$(N_A + N_{B1})$, ppm	N_C, ppm	% *B*	*T*, °C, 2 млрд років
1	74	59	5	64	10	8	1095
2	106	99	7	106	0	7	1092
3	138	69	69	138	0	50	1165
4	169	98	71	169	0	42	1140
5	537	412	125	537	0	23	1086
6	537	222	315	536	0	59	1125
7 *	892	299	0	299	593	0	—
8	1026	992	34	1026	0	3	1035
9	1031	269	30	299	732	10	1040
10 *	1045	289	43	332	713	13	1050
11	1428	325	48	373	1055	13	1020
12 *	1493	387	0	387	1106	0	—
Розмах значень							1020—1165
Середнє							1085

* Кристали дністровського типу: 7 — додекаедроїд, 10 і 12 — тетрагексаедроїди.

лих кристалів, 29,3 — пошкоджених і 41,2 — інтенсивно пошкоджених.

Інфрачервона спектроскопія кристалів. Серед досліджених мікродіамантів із алювіальних відкладів Дністра і Південного Бугу 39 % кристалів належать до безазотних типу II*a*, 31 % кристалів — діаманти азотного типу I*a*, що містять домішки азоту лише у формі агрегованих *A*-центрів (підтип I*aA*) або *A*- і *B*1-центрів (підтип I*aAB*), 15 % кристалів — підтипу I*ab*, що мають азот як у агрегованому стані (*A*-центр), так і у вигляді одиничних атомів (*C*-центр), причому найінтенсивнішими смугами поглинання є саме смуги *C*-центру, та 15 % кристалів — діаманти типу I*b*, що містять азот лише в неагрегованому стані. У табл. 1.3 наведено дані щодо азотних центрів у кристалах переважно з руслового алювію Дністра, на рис. 1.6, 1.7 показано характерні ІЧ-спектри азотних і безазотних мікродіамантів із алювіальних відкладів Дністра і Південного Бугу.

Серед інших домішкових центрів, виявлених в ІЧ-спектрах цієї колекції мікродіамантів, слід звернути увагу на *E*-центри (приро-

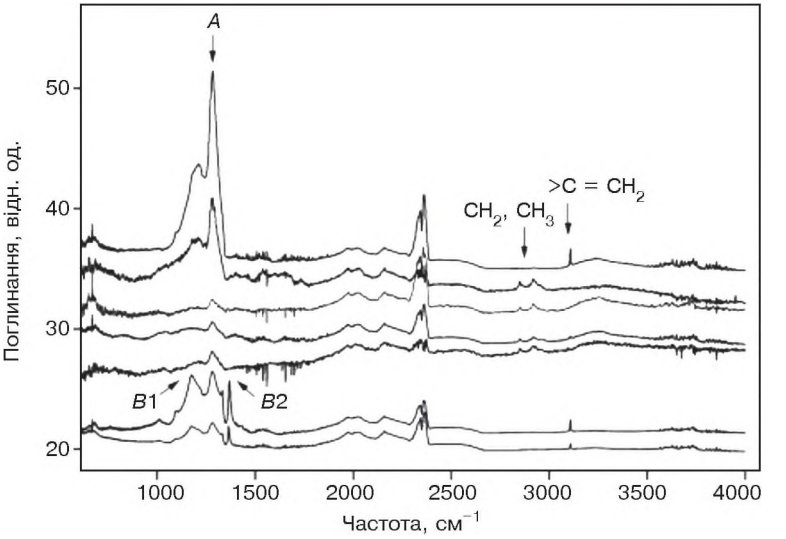


Рис. 1.6. Інфрачервоні спектри семи азотних мікродіамантів із алювіальних відкладів р. Дністер

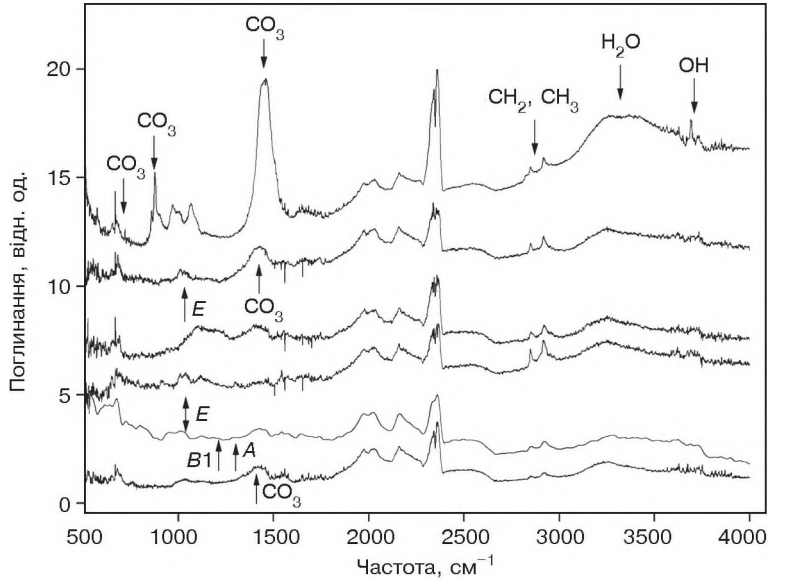


Рис. 1.7. Інфрачервоні спектри шести безазотних мікродіамантів із алювіальних відкладів рік Дністер і Південний Буг

Таблиця 1.4. **Дані спектрів комбінаційного розсіювання діамантів із різновікових теригенних відкладів межиріччя Дністер – Південний Буг**

Район знахідок кристалів діаманту та вік відкладів	Форма і колір кристала	Спектральні тип і підтип кристала	Положення головної лінії, $см^{-1}$	FWHM, $см^{-1}$
Кар'єр с. Строїнці, балтські піски, макрокристал	Безбарвний додекаедр	II*a*	1331,57	2,54
Басейн р. Дністер, руслoвий алювій, мікрокристали	Безбарвний октаедр	I*aAB*	1331,43	2,18
	Безбарвний куб	I*aA*	1331,10	2,68
	» »	I*aA*	1331,10	2,71
	Темно-зелений додекаедроїд	I*ab*	1331,53	3,57
	Безбарвний октаедр з включенням	II*a*	1331,56	2,08
	Те саме	II*a*	1331,01	2,32
	» »	II*a*	1331,60	2,04

да центру не з'ясована), смуги яких із частотою 1030—1050 $см^{-1}$ визначені у спектрах приблизно половини досліджених кристалів. Майже в 40 % кристалів зареєстровано одну чи кілька смуг зв'язків >C=CH_2, найсильніша з яких має частоту 3107 $см^{-1}$, що характерно для багатьох діамантів з азотними центрами. Більш ніж у половині спектрів є карбонатні смуги та смуги невизначеного походження в діапазоні 1500—1580 $см^{-1}$. Спектри майже всіх мікродіамантів містять смуги поглинання вуглеводневих груп CH_2, CH_3, причому в одному з них вони, як і смуги поглинання молекулярної води, дуже інтенсивні. Серед інших смуг слід згадати такі, що можуть належати гідроксильним, карбонільним, NO_3-групам, C–N або N–H-зв'язкам, які спостерігались у деяких спектрах.

Раманівська спектроскопія кристалів. Через непрозорість, шорстку поверхню кристалів та сильну люмінесценцію якісні спектри КР діамантів вдалося записати лише для восьми кристалів, переважно з руслового алювію Дністра (табл. 1.4) (Квасниця та ін., 2005).

Досліджені кристали діамантів подібні за значеннями в спектрі КР власної головної лінії, тоді як за показником FWHM вони різняться: кристали спектрального типу II*a* менш дефектні. Записано спектри від одного з включень в октаедрі з алювію Дністра. В процесі запису під час нагрівання від лазерного проміння вони міняють своє чорне забарвлення на коричневе. Основні па-

Таблиця 1.5. **Загальна характеристика та ізотопно-геохімічні властивості мікродіамантів із четвертинних відкладів межиріччя Дністер — Південний Буг**

Кристал	Маса, мкг	Форма	Колір	$\delta^{13}C$, ‰
1	19	Уламок	Безбарвний	–10,21; –7,10
2	70	»	Димчатий	–7,53; –7,33
3	10	{111} + {110}	Жовтуватий	–5,23; –3,14
4	85	Куб	Безбарвний	–16,92; –16,46
5	21	»	Коричневий	–17,27; –16,56
6	19	Тетрагексаедроїд	»	–24,79
7*	44	Додекаедроїд	Зелений	–11,25; –10,52
10*	56	Тетрагексаедроїд	»	–12,82
Розмах значень				Від –24,79 до –3,14
Середнє				–11,94

* Кристали дністровського типу.

раметри спектра цього мікродіаманту: інтенсивна лінія 1331,6 $см^{-1}$ і її FWHM 2,04 $см^{-1}$, що засвідчує відносну досконалість структури цього кристала. Лінії спектрів КР включень у кристалі: спектра 1 для чорного включення — інтенсивна 653,5 $см^{-1}$ і слабка 999,8 $см^{-1}$, спектра 2 для цього ж включення, але вже коричневого — інтенсивна 284,8 $см^{-1}$ і слабка 382,9 $см^{-1}$, що найімовірніше належать магнетиту, який під час нагрівання під лазерним пучком трансформується в гематит. Ще в двох октаедричних мікродіамантах із алювію Дністра зафіксовані такі самі включення ймовірного магнетиту з близьким до описаного вище набором ліній і переходом магнетиту в гематит. В одному з октаедрів заміряно включення ймовірного карбонату з інтенсивною лінією 1052,6 $см^{-1}$.

Ізотопний склад вуглецю кристалів вивчено для восьми мікродіамантів переважно з руслового алювію Дністра, в тому числі для двох зелених кристалів (Kvasnitsa et al., 2016). Шість із ізотопно вивчених різних за забарвленням і формою кристалів характеризуються широким інтервалом значень $\delta^{13}C$ (табл. 1.5): від –24,79 до –3,14 ‰, у середньому до –12,0 $\delta^{13}C$, ‰, коефіцієнт варіації — близько 50 %. Водночас у двох морфологічно різних зелених кристалах мікродіаманту (додекаедроїді і тетрагексаедроїді) $\delta^{13}C$ варіює від –12,82 до –10,52 ‰.

Зелені мікродіаманти. *Поширення, розмір і морфологія кристалів, азотні центри та ізотопний склад вуглецю.* На особливу увагу як ендеміки заслуговують зелені кристали межиріччя Дніс-

тер—Південний Буг (Бобриевич и др., 1975б). Уперше на їх ендемічність вказав Ю.О. Полканов (Яловенко и др., 1969; Юрк и др., 1973; Полканов, 2009). Він виділив зелені тетрагексаедроїди в дністровський тип кристалів діаманту (рис. 1.8; див. атлас, рис. 22), вважаючи р. Дністер транспортером цього діаманту до гирла річки. Далі тетрагексаедроїди переносяться морськими течіями на захід і схід уздовж узбережжя Чорного моря (Яловенко и др., 1969). Підґрунтям для виділення такого типу діаманту була не тільки незвичайна форма кристалів, а й їх інтенсивне зелене забарвлення (стійке за температури 600—800 °С) і відсутність їх світіння в ультрафіолетових, катодних і рентгенівських променях. Такі кривогранні тетрагексаедри є результатом розчинення специфічних антискелетних кристалів; вони надзвичайно рідкісні серед кристалів діаманту в кімберлітах.

Спочатку зелені тетрагексаедроїди були знайдені в декількох місцях північно-західного узбережжя Чорного моря (рис. 1.9): у сучасних пісках пляжу біля с. Кароліно-Бугаз поблизу Дністровського лиману, в сучасних пісках Дністровського лиману біля с. Затока, в сучасних пісках у районі гирла Дунаю (бухта Затон біля м. Вилкове — піски русла гирла ріки, і с. Приморське — піски пляжу) та у сучасних пісках пляжу поблизу м. Очаків (Яловенко и др., 1969). Пізніше дністровський тип кристалів діаманту був виявлений у різнозернистих пісках із гравієм і галькою балтської світи неогену на межиріччі Дністер—Південний Буг (лише у північній частині поширення балтських відкладів, біля сіл Писарівка, Строїнці, Савинці і м. Тростянець) і в русловому алювії се-

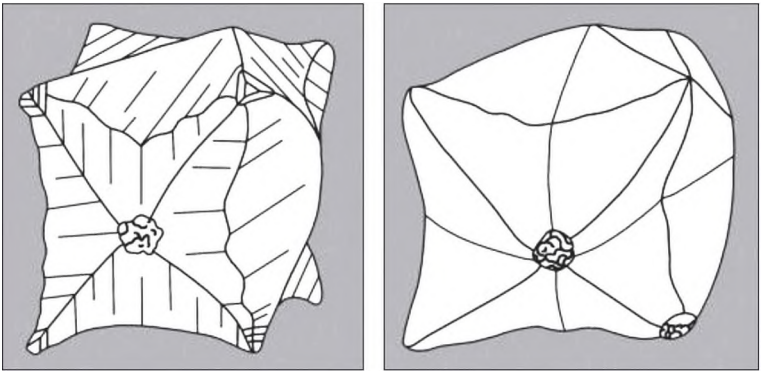


Рис. 1.8. Зелені мікродіаманти дністровського типу — тетрагексаедроїди: зарисовка кристалів — за Ю.О. Полкановим (Юрк и др., 1973)

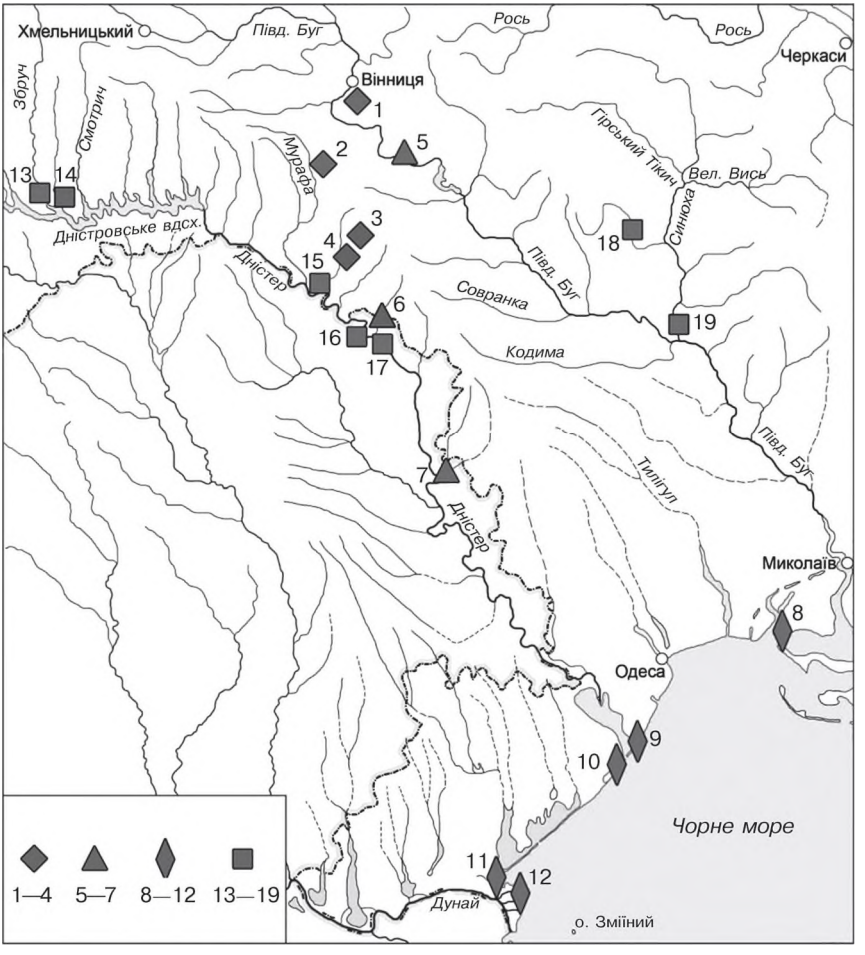


Рис. 1.9. Схема розподілу знахідок зелених мікродіамантів і безбарвних макродіамантів у теригенних відкладах Побужжя—Придністров'я: 1—4 — зелені мікродіаманти в балтських відкладах неогену межиріччя Дністер—Південний Буг (1 — біля с. Писарівка, 2 — біля с. Строїнці, 3 — біля м. Тростянець, 4 — біля с. Савинці); 5—7 — зелені мікродіаманти в русловому алювії рік Південний Буг і Дністер (5 — р. Південний Буг, біля с. Печера, 6 — р. Дністер, в районі Кам'янської депресії, 7 — р. Дністер, у районі Ягорлицької депресії); 8—12 — зелені мікродіаманти у руслових і пляжних відкладах північно-західного узбережжя Чорного моря, гирла і лиманів рік Південний Буг, Дністер і Дунай (8 — біля м. Очаків, 9 — біля с. Кароліно-Бугаз, 10 — біля с. Затока, 11 — біля с. Приморське, 12 — біля м. Вилкове); 13—19 — великі безбарвні діаманти в руслову алювії басейну р. Дністер і басейну р. Синюха (13 — у гирлі р. Збруч, 14 — у гирлі р. Жванчик, 15 — біля м. Ямпіль, 16 — біля с. Вертюжани, 17 — біля м. Кам'янка, 18 — біля с. Перегонівка, 19 — біля с. Синюхин Брід)

редньої і нижньої течії рік Дністер (Кам'янська і Ягорлицька депресії, Молдавія) та Південний Буг (біля с. Печера) (Бобриевич и др., 1975а, б). Зазначене дало підстави вважати балтські відклади проміжним колектором і постачальником цього типу кристалів діаманту в річки Дністер і Південний Буг. Крім того, були знайдені інші багатогранники інтенсивного зеленого кольору — октаедр, октаедр-ромбододекаедр, додекаедроїд, куб-додекаедроїд і куб. Майже повсюдно вони трапляються разом із дністровським типом кристалів, тому ми висловили припущення, що всі вони належать до парагенетичної асоціації, тобто мають єдине корінне джерело. Розмір знайдених зелених мікродіамантів не перевищує 0,35 мм, а маса кожного окремого кристала менша за 60 мкг. Особливо багато зелених мікродіамантів знайдено в Ягорлицькій депресії р. Дністер — 19 кристалів, на березі Чорного моря біля с. Кароліно-Бугаз — 27, біля с. Затока — 17, у балтських відкладах — 8 кристалів, а в басейні р. Південний Буг — лише поодинокі кристали.

Отримані нами в лабораторіях Німеччини і Росії нові дані щодо мінералогії зелених мікродіамантів Придністров'я—Побужжя підтверджують як правомірність виділення дністровського типу кристалів, так і об'єднання всіх інтенсивно забарвлених зелених кристалів цього регіону в парагенетичну асоціацію. За спектроскопічними особливостями в ІЧ-області зелені додекаедроїди і тетрагексаедроїди однакові (рис. 1.10, див. табл. 1.3). Ці багатогранники діаманту мають різний ступінь кривогранності і без гоніометричних замірів візуально їх важко розрізнити. Для них характерний не тільки інтенсивний зелений колір, а й особливо низький ступінь агрегації домішок азоту (не більш як 13 % *B*) за високої сумарної концентрації структурного азоту (892—1493 ppm), вміст одиничних атомів азоту також високий (593—1106 ppm). Всі вони належать до підтипу I*ab* фізичної класифікації діаманту. Подібні азотні кристали відносно рідкісні в кімберлітах, лампроїтах і лампрофірах.

Нові дані відповідають раніше отриманим результатам вивчення зелених мікродіамантів Побужжя—Придністров'я за допомогою методу електронного парамагнітного резонансу (ЕПР) (Квасница и др., 1981; Квасница, 1985). ЕПР-спектри різних за морфологією зелених кристалів засвідчують, що в них домінує азотний *C*-центр, який може супроводжуватися слабіше проявленим на спектрах ЕПР іншим парамагнітним центром *N3* (модель центру *N3V*). Тому високий вміст домішки одиничних атомів

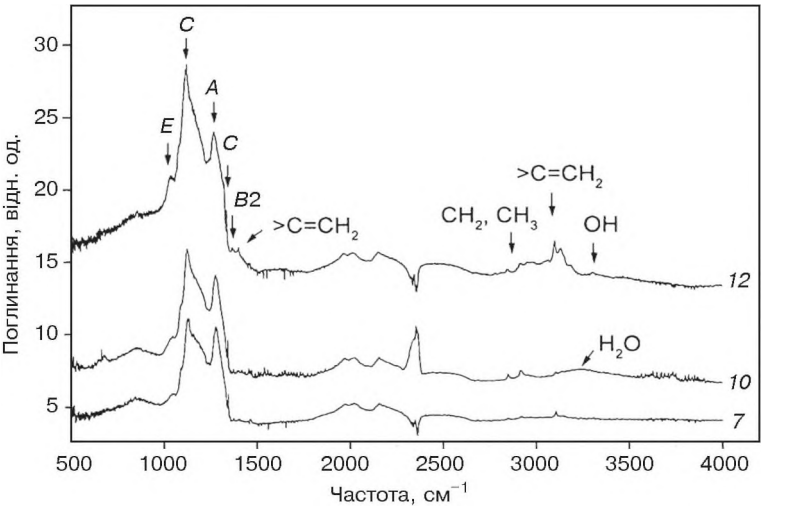


Рис. 1.10. Інфрачервоні спектри зелених мікродіамантів з алювію середньої течії р. Дністер (див. табл. 1.3, 1.5, кристали 7, 10 і 12)

азоту є характерним показником зелених мікродіамантів Побужжя—Придністров'я, що і спричинює їх інтенсивний зелений колір. Якраз природним і штучним діамантам типу I*b* фізичної класифікації, які містять домішки одиничних атомів азоту, властиве зелене забарвлення.

Інший важливий показник для зелених кристалів Побужжя—Придністров'я — вузький інтервал значень ізотопного складу вуглецю в них. Для кристала 7 (додекаедроїд, маса 44 мкг) $\delta^{13}C$ (табл. 1.5) становить –11,25 і –10,52 ‰, для кристала 10 (тетрагексаедроїд, маса 56 мкг) –12,82 ‰; середнє значення для двох кристалів –11,53 ‰. Ці мікродіаманти мають ще такі характерні ознаки: на їхніх поверхнях не помітне механічне зношення, проте порівняно з кристалами типу II*a* структурно вони є більш дефектними. Так, за даними раманівського дослідження додекаедроїда положення головної лінії відповідає 1331,53 $см^{-1}$ при її FWHM 3,57 $см^{-1}$ (див. табл. 1.4).

Походження діамантів і висновки. Проміжним колектором для мікродіамантів із четвертинних алювіальних відкладів річок Дністер і Південний Буг є балтські піски. Важливе підтвердження цього — локалізація і поширеність кристалів дністровського типу на території межиріччя. Вони маркують шляхи їх надходження із північних територій поширення балтських пісків у головні вод-

ні артерії межиріччя, насамперед в алювій Дністра. Тому мінералогію діамантів із балтських і четвертинних відкладів доцільно аналізувати разом. Макродіаманти Ямпільської ділянки р. Дністер, мабуть, також надходили з балтських відкладів. Тут вони намиті неподалік від місць знахідок мікродіамантів дністровського типу, тоді як макродіаманти з алювію гирл Збруча і Жванчика (Кам'янець-Подільська ділянка Дністра), імовірно, мали інший колектор чи корінне джерело. Кристали дністровського типу на цій ділянці Дністра не виявлені. Щоправда, в 1949—1955 рр. — у період знахідок великих кристалів діаманту в басейнах рік Дністер і Південний Буг, мікродіаманти тут не шукали.

Зведені відомості щодо розподілу знайдених мікродіамантів межиріччя Дністер—Південний Буг та їх басейнів, згідно з фізичною класифікацією, такі: тип II*a* — 52 %, тип I*a* — 41 % (зокрема підтипи I*aA* — 3, I*aAB* — 17, I*ab* — 21 %), тип I*b* — 7 % (Ільченко та ін., 2007). Загальний вміст азоту в кристалах — від 74 до 1493 ppm (середній вміст — 706 ppm). Досліджені кристали мікродіаманту — як середньо- й малоазотні, так і високоазотні. Вміст домішки *C*-центрів коливається в межах 10—1106 ppm. Сумарна концентрація центрів $N_A + N_{B1}$ практично лінійно пов'язана з концентрацією *A*-центрів (показник кореляції 0,94). Ступінь агрегації азоту для багатьох кристалів мінімальний і не корелює із сумарною їх концентрацією. Тільки в третині вивчених кристалів азот зазнав відносно високого ступеня агрегації (% *B* — 23—59). Загалом за спектроскопічними властивостями мікродіаманти межиріччя та басейнів Дністра і Південного Бугу відповідають моделі декількох не пов'язаних між собою мантійних джерел. За даними інфрачервоної і раманівської спектроскопії досліджені дрібні кристали містять включення карбонатів, магнетиту (?) і графіту, що характерно для мантійного діаманту. Термометричні дані щодо азотних мікродіамантів із алювію Дністра (див. табл. 1.3) — 1020—1165 °С, що відповідає часу перебування їх у мантії 2 млрд років.

З урахуванням специфіки знайдених діамантів межиріччя Дністер—Південний Буг та їх басейнів цю частину УЩ можна виокремити у своєрідну діамантоносну провінцію, збагачену зеленими кристалами, на відміну від решти дослідженої території України. Вони складають трохи більше третини від знайдених тут діамантів. Знахідки зелених мікродіамантів здебільшого не збігаються із місцями знахідок у русловому алювії кристалів макродіа-

мантів у басейнах середньої течії рік Дністер і Південний Буг, що й дає підстави припускати як різні шляхи надходження діамантів у місця акумуляції, так і найімовірніше різні корінні джерела. Макродіаманти з басейнів рік Дністер і Південний Буг втрачені і залишилися недостатньо вивченими. Проте навіть за морфологічними даними вони зіставні з діамантами із кімберлітів, лампроїтів чи лампрофірів.

Морфологічне розмаїття зелених мікродіамантів (особливо наявність серед них тетрагексаедроїдів і кубів) підтверджує їх еклогітову асоціацію. Наприклад, у кімберлітах вона морфологічно різноманітна, тоді як перидотитова асоціація кристалів морфологічно значно бідніша (переважно октаедри і кристали перехідної форми октаедр-ромбододекаедр). Для більшості діамантів еклогітової асоціації прогнозується субдукційно-корове походження джерела вуглецю. Відносно «важке» значення ізотопного складу вуглецю зелених дністровських мікродіамантів не суперечить їх можливому еклогітовому середовищу кристалізації, оскільки інтервал значень $\delta^{13}C$ для діамантів еклогітової асоціації із кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів дуже широкий (від –41,3 до +2,7 ‰) (Cartigny, 2005; Shirey et al., 2013). Низький ступінь агрегації азоту в зелених кристалах може засвідчувати їх нетривале перебування в мантійних умовах від часу утворення.

Поодинокі зелені тетрагексаедроїди дністровського типу ми виявили серед мікродіамантів із неогенових пісків розсипу Самоткань на Середньому Придніпров'ї, тому постає питання стосовно правомірної ендемічності побузько-придністровських зелених тетрагексаедроїдів. Важливими критеріями цього є значна поширеність останніх на Побужжі—Придністров'ї (кількість численних знахідок їх становить 20—50 % кількості видобутих мікродіамантів), а також регіональне поширення на великій площі. Ознаки зелених кристалів (високий вміст домішки одиничних атомів азоту і низький ступінь агрегації азоту та вузький інтервал значень ізотопного складу вуглецю) лише підкреслюють їхню ендемічність. Корінні джерела зелених мікродіамантів слід шукати на північ—північний захід від зони розвитку балтських відкладів, оскільки джерелом теригенного матеріалу для їх формування були як місцеві давніші осадові породи, так і кори вивітрювання кристалічних порід Подільського блока УЩ (Металіді и др., 1999; Гейко и др., 2006; Павлюк и др., 2012). Зелені тетрагексаедроїди не виявлені серед більш як тисячі знахідок мікродіамантів із ближніх неогенових розсипів Зелений Яр і Тарасівка на Росинському ме-

габлоці, місце знаходження їх корінних джерел прогнозується на Бердичівському піднятті Подільського блока. Тому слід припустити, що це підняття не було постачальником зелених мікродіамантів у балтські відклади. У статті (Металіді и др., 1999) зазначено, що найперспективнішим місцем знаходження корінних джерел балтських діамантів може бути Вінницький блок.

Отже, мікродіаманти із балтських і генетично пов'язаних з ними четвертинних алювіальних відкладах басейнів Дністра і Південного Бугу за морфологією різні — від октаедричних до додекаедричних і кубічних форм. Вони трапляються як у формі плоскогранних ростових форм, так і в округлих формах розчинення (додекаедроїди, кубоїди і тетрагексаедроїди). За загальним вмістом структурного азоту ці діаманти широко варіюють від безазотних до низько- і високоазотних. Значна частина кристалів є безазотними мікродіамантами. Багатьом кристалам властивий аномально низький ступінь агрегації домішок азоту, що є свідченням їх відносно нетривалого часу перебування у мантії. Згідно з ізотопно-геохімічними даними досліджених мікродіамантів, ізотопний склад їх вуглецю має широкий інтервал значень. Кристали містять включення магнетиту (?) і карбонатів. Наявність вклю-

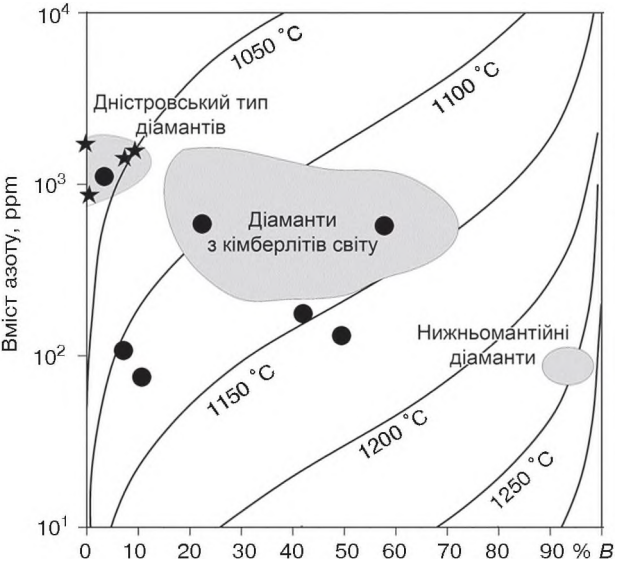


Рис. 1.11. Місце мікродіамантів дністровського типу (зірочки) та інших мікродіамантів (кружки) із алювіальних відкладів р. Дністер на «азотній діаграмі». Дані щодо кімберлітових (нижньомантійних) діамантів подано за (Kaminsky, 2017). Криві ізотерми для 3 млрд років — за (Taylor, Milledge, 1995)

чень магнетиту вказує на можливе еклогітове середовище кристалізації діамантів. Перелічені вище ознаки характерні для багатьох кристалів макро- і мікродіаманту із кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів.

Потужність літосфери Бузького мегаблока оцінюють не менше як у 150—200 км (Гейко и др., 2006). За даними С.М. Цимбала, мантія тут деплетована і складена лерцолітами (65—70 %), еклогітами (до 30 %) і гарцбургітами (до 3 %). Відповідно, з урахуванням особливостей мінералогії діамантів межиріччя Дністер—Південний Буг та басейнів цих рік можливо прогнозувати мантійне середовище їх кристалізації: еклогітове, гарцбургітове і лерцолітове. Ймовірно, досліджувані діаманти можна вважати архейськими і протерозойськими за віком кристалами різних мантійних асоціацій (еклогітової і перидотитової, перша переважає), а їх можливими корінними породами — кімберліти, лампроїти і лампрофіри. Проте поки що не знайдено повних аналогів зелених мікродіамантів дністровського типу із відомих корінних діамантоносних порід — мантійних вулканітів і метаморфічних утворень. На «азотній діаграмі» У. Тейлора (рис. 1.11) зелені діаманти дністровського типу займають окреме місце порівняно з іншими діамантами з алювіальних відкладів р. Дністер, а також з кімберлітовими діамантами із різних родовищ світу. Це може бути свідченням некімберлітової їхньої природи.

Росинський мегаблок

У межах Росинського мегаблока найбільш діамантоносним виявився неогеновий розсип Зелений Яр, менш багатий на цей мінерал суміжний неогеновий розсип Тарасівка. Діамантоносними є міоценові піщані відклади новопетрівської світи полтавської серії. Мікродіаманти в неогеновому розсипі Зелений Яр уперше виявили геологи ІМР МГ УРСР І.Ф. Кашкаров і Ю.О. Полканов у 1964 р. під час технологічного збагачення пісків із міоценових титано-цирконієвих розсипів УЩ. Тоді за даними Правобережної геологічної експедиції з проби пісків розсипу Зелений Яр масою 4 т було виділено 404 мікродіаманти. На початку 1970-х років роботами співпрацівників Побузької геологорозвідувальної партії та за участі автора під керівництвом Д.А. Лаврова була відібрана і попередньо збагачена проба зеленоярських пісків об'ємом 5 $м^3$ (масою близько 11 т). В ІМР МГ УРСР отримали з цієї проби концентрат важких мінералів, із якого виділили 102 мікродіаманти. Пізніше, у 1980-х роках, геологи Правобережної геологічної експедиції під керівництвом Е.В. Мельничука відібрали пробу зеленоярських пісків масою понад 19,2 т, із якої виділили 620 мікродіамантів (дані Правобережної геологічної експедиції). Отже, загальна кількість видобутих зеленоярських мікродіамантів дорівнювала 1126; це кристали розміром 0,1—0,7 мм, які було намито з більш як 34 т зеленоярського піску. За даними Ю.О. Полканова, вміст діаманту в розсипу Зелений Яр становить 0,06 кар на 1 $м^3$ рудного піску. З розсипу Тарасівка видобуто понад 60 дуже дрібних мікродіамантів, ще десятки їх кристалів знайдено у четвертинних теригенних відкладах мегаблока (Металіді та ін., 1999).

Розсип Зелений Яр знаходиться у південно-західній частині мегаблока в 12 км на північний схід від смт Оратів, а розсип Тарасівка — у східній частині мегаблока, приблизно в 25 км на південний захід від м. Біла Церква. Коротку характеристику розсипу Зелений Яр наведемо за даними Правобережної геологічної експедиції і С.М. Цимбала, який вперше детально описав це геологіч-

не неогенове (міоценове) утворення. Розсип має алювіальне походження. Він складений дрібно- і середньозернистими кварцовими пісками і пісковиками верхнього горизонту полтавської серії новопетрівської світи. Ці піски виповнюють поховану річкову долину північно-західного напрямку, простежену за довжиною на 40 км за ширини 1—3 км і потужності від 2—5 до 10—15 м. Кристали важких мінералів (циркон, рутил, ільменіт, монацит, турмалін, ставроліт) зазнали високого ступеня механічного зносу (обкоченості), що вказує на віддаленість їхніх корінних джерел і тривале спільне перебування в умовах седиментації. На думку С.М. Цимбала, розсип утворився внаслідок перемивання та перевідкладення пісків середнього горизонту полтавської серії під час формування палеодолини міоценової річки. Материнськими породами для важких мінералів були різні петротипи магматичних і метаморфічних порід та їх кори вивітрювання.

Розсип Тарасівка складений переважно дрібнозернистими пісками середнього горизонту полтавської серії, які відкладались у прибережній зоні моря (Цимбал, 2014). Розсип має неправильну форму з видовженням до 15—20 км з північного заходу на південний схід, за змінної ширини від 5—6 до 1—2 км. Видовий склад важких мінералів розсипу майже такий, як і для розсипу Зелений Яр. Однак рудні піски мають високий гранулометричний і мінералогічний розподіл. Для обох розсипів прогнозується одна зона живлення.

Розсип Зелений Яр є родовищем титану і цирконію. Мікродіаманти родовища заслуговують на особливу увагу, оскільки, на нашу думку, саме в цьому регіоні УЩ можна натрапити без надзвичайних майбутніх затрат на ймовірне місце знаходження корінних джерел діаманту, простеживши шлях їх надходження в розсип за результатами детального вивчення літології і мінералогії регіону.

Зеленоярські мікродіаманти представлені двома явно вираженими геолого-генетичними типами — мантійним (атлас, рис. 23, 24) і імпактним кристалами. Останній тип становить близько 3 % від видобутих мікродіамантів, його мікрокристали є параморфозами по графіту. За даними С.М. Цимбала, можливими мінералами-супутниками мантійного діаманту в розсипу Зелений Яр є хромшпінеліди і помірно магнезіальні ільменіти. Зеленоярські мікродіаманти мантійного типу — найкрупніші серед кристалів цього мінералу з неогенових титано-цирконієвих розсипів України порівняно, наприклад, з мікродіамантами із суміжного на північ-

ний схід неогенового розсипу Тарасівка та багатого на них неогенового розсипу Самоткань Середньопридніпровського мегаблока.

На південно-східній окраїні Росинського мегаблока відома знахідка двох макродіамантів у руслових відкладах річок: один — масою 40,1 мг в алювії р. Синюха біля с. Синюхин Брід (поки що це знахідка найбільшого діаманту в Україні), другий — масою 0,9 мг у відкладах р. Ятрань — притоці р. Синюха, біля с. Перегонівка (атлас, рис. 25, 26). Макродіамант з алювію р. Синюха знайдено давно, відомі дані щодо його розміру, маси, морфології та забарвлення (безбарвний зросток декількох октаедричних за габітусом кристалів з дрібнокристалічним наростом, розмір зростка 2,8 × 2,2 мм). Макродіамант з алювію р. Ятрань є безбарвним уламком кристала перехідної форми {111} + {110} розмірами 1,3 × 1,1 × 0,4 мм, з ознаками механічного зносу і належить до спектрального типу I*a*. Детальніша характеристика цих кристалів подана у праці (Квасница, 1985).

Морфологія кристалів. Мікродіаманти неогенових розсипів представлені кубами, кристалами комбінаційної форми {111} + + {110} + {100}, кубо-октаедрами, октаедрами і кристалами перехідної форми {111} + {110}; ромбододекаедри є рідкісними (Квасниця, 2021б). На кристалах комбінаційної форми октаедр, ромбододекаедр і куб мають різний розвиток, тому їхній габітус є октаедричним, кубічним і зрідка ромбододекаедричним. Співвідношення вказаних вище морфологічних типів кристалів діаманту неоднакове у різних намитих колекціях кристалів. У розсипу Зелений Яр переважають октаедри, кристали перехідної форми {111} + {110}, багато кубів, а у розсипу Тарасівка — кубів значно більше. За даними Правобережної геологічної експедиції частка кристалів кубічного габітусу (куби, кубоїди і куби з гранями октаедра та ромбододекаедра) в цих колекціях дорівнює 18—55 %.

Цілісність кристалів. Зеленоярські мікродіаманти представлені зношеними кристалами і уламками (48 %), частково зруйнованими кристалами (18 %) й добре збереженими кристалами (34 %). Найкраще збережені куби і кристали комбінаційної форми. В інших колекціях цілісність кристалів краща (Цимбал, 2014). Інтенсивне зношення кристалів (зовсім стерті ребра і вершини та матова поверхня граней) спостерігається рідко, а округлі обкатані (обкочені) кристали не траплялись.

Забарвлення. До 20 % зеленоярських мікродіамантів мають жовтий, зелений, рожево-фіолетовий, бурий, сірий і чорний ко-

льори. Інтенсивність жовтого і зеленого кольорів незначна, сірий і чорний кольори часто поєднуються. Рожево-фіолетове забарвлення буває інтенсивним, особливо серед кубічних кристалів. Забарвлення мікродіамантів пов'язане з габітусом кристалів. Октаедри, перехідні форми {111} + {110} на 73—88 % безбарвні і жовтуваті (9—18 %), тоді як куби переважно рожево-фіолетові (21 %), бурі (21 %), жовті (17 %), сірі і чорні (17 %) та зелені (8 %). Кристали комбінаційної форми {111} + {110} + {100} найчастіше безбарвні (50 %), рожево-фіолетові (31 %) та сірі і чорні (12 %).

Фотолюмінесценція кристалів. До 70 % зеленоярських мікродіамантів світяться в ультрафіолетовому промінні синьо-блакитним, зеленим, жовтим і помаранчевим кольорами. Тільки незначна частина октаедрів має синьо-блакитну ФЛ, решта октаедрів світиться зеленим, помаранчевим і жовтим кольорами. Значна частина кубів і кристалів комбінаційної форми {111} + {110} + {100} має помаранчеву ФЛ, менша частина кубів — жовту і зелену. Незначна частина кристалів характеризується невиразним світінням. Часто основний колір ФЛ поєднується з певним відтінком типу зеленувато-блакитного, жовто-зеленого, червоно-помаранчевого.

Фотолюмінесценція мікродіамантів із розсипу Зелений Яр зумовлена різними дефектними центрами — переважно азотними: блакитна (центр *N3*), зеленувато-блакитна (центри *N3*, *H3* і *H4*), зелена (центр *H3*) і жовто-зелена (центри *N3* і *H3*; центри *N3*, *H3* і *575 нм*; центри *H3* і *575 нм*) червона і помаранчева (центри 409 нм і *575 нм*). У спектрах ФЛ зеленоярських мікродіамантів також виявлено центри *GR-1* і *630 нм* (усне повідомлення О.Ю. Палкіної). Виділено три групи кристалів з різними центрами ФЛ (Квасниця та ін., 2005). Октаедри, перехідні {111} + {110} кристали і додекаедроїди мають такі колір і відповідні центри ФЛ: блакитний (*N3*), зеленувато-блакитний (*N3* > *H3 (H4)*), зелений (*H3*) і (*N3* = *H3*), жовто-зелений (*N3* < *H3*) і (*N3* < *H3* > *575 нм*) і коричневий (*N3* = *H3* = *575 нм*). Комбінаційним {100} + {110} + {111} й деякій частині перехідних {111} + {110} кристалів властиві жовто-зелений колір і відповідні центри ФЛ (*H3* > *575 нм* + лінія 465 нм). У кубах, кубоїдах і кубах з гранями октаедра і ромбододекаедра світіння помаранчеве (*H3* < *575 нм* + лінія 465 нм) і червоне (*575* і 409 нм <*575 нм* + лінія 465 нм).

Інфрачервона спектроскопія кристалів. Значна частина FTIR-спектроскопічно вивчених мікродіамантів розсипу Зелений Яр є безазотною чи відносно малоазотною I*aA* підтипу (табл. 1.6, рис. 1.12, 1.13) з деяким зрушенням у бік підтипу I*aAB*. Як до-

Таблиця 1.6. **Основні азотні центри та ступінь агрегації азоту (% *B*) в мікродіамантах із неогенового розсипу Зелений Яр за даними ІЧ-спектроскопії (Ільченко та ін., 2007) і можливі температури перебування діамантів у мантії**

Номер кристала	N_A, ppm	N_{B1}, ppm	$(N_A + N_{B1})$, ppm	N_C, ppm	% *B*	*T*, °C (2 млрд років)
1	45	16	61	—	26	1160
2	31	26	57	10	46	1175
3	70	0	70	—	0	—
4	99	0	99	—	0	—
5	136	0	136	—	0	—
6	159	0	159	—	0	—
7	231	41	272	—	15	1090
8	177	0	177	32	0	—
9	347	0	347	—	0	—
10	69	405	474	—	85	1190
11	72	540	612	—	88	1185
Розмах значень						1090—1190
Середнє						1120

даткові в них виявлені *B*2-центри (смуга 1358—1380 $см^{-1}$, лінії 1430 і 330 $см^{-1}$) з частотою поширення близько 50 % і так звані *D*-центри (Ільченко та ін., 2007), концентрація яких коливається в межах 5—20 ppm. Останні виявляються за малоінтенсивною дифузійною смугою ІЧ поглинання в діапазоні 1150—1350 $см^{-1}$. Вміст *B*2-центрів — від 0,04 до 3,18 ум. од. за середнього вмісту 0,54 ум. од. Вони фіксуються тільки разом з *B*1-центрами в октаедричних і перехідних {111} + {110} кристалах. Концентрація *B*2-центрів в цих кристалах позитивно корелює з вмістом азоту в *B*1-формі. В деяких зеленоярських мікродіамантах зафіксовані водневі центри (3107, 1405 $см^{-1}$) — у кубічних і октаедричних кристалах. Ці мікродіаманти збагачені домішками азоту, проте позитивної кореляції між вмістом азоту і водню не виявлено. Вміст водневих центрів невисокий — від 0,036 до 0,383 ум. од.; середній вміст — 0,056 ум. од.

Загалом серед мікродіамантів розсипу Зелений Яр багато безазотних кристалів (тип II*a* — 50 %), серед азотних кристалів тип I*a* становить 45 % (серед них підтипи I*aAB* — 11 % і I*ab* — 5 %), тип I*b* — 5 % (Ільченко та ін., 2007). Вміст домішок азоту в кристалах коливається від 57 до 612 ppm (середній вміст азоту — 224 ppm). Температура перебування азотних мікродіамантів

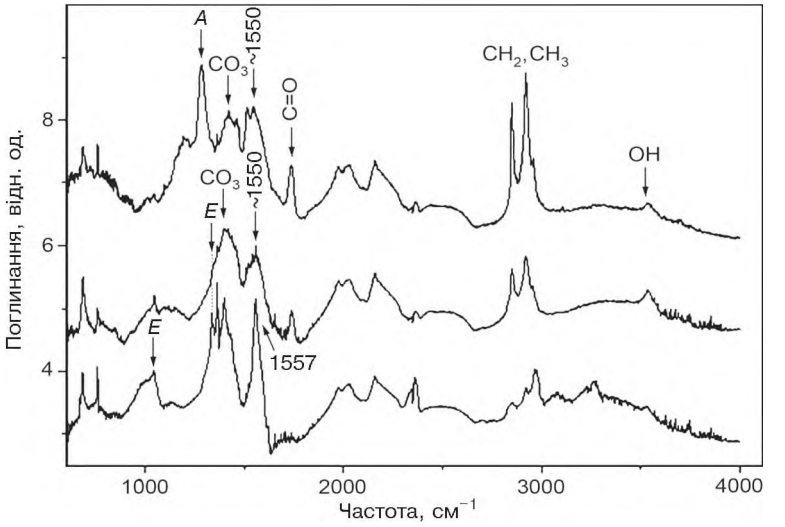


Рис. 1.12. Інфрачервоні спектри малоазотних і безазотних мікродіамантів із неогенового розсипу Зелений Яр, що містять дефектні центри, не пов'язані зі структурним азотом

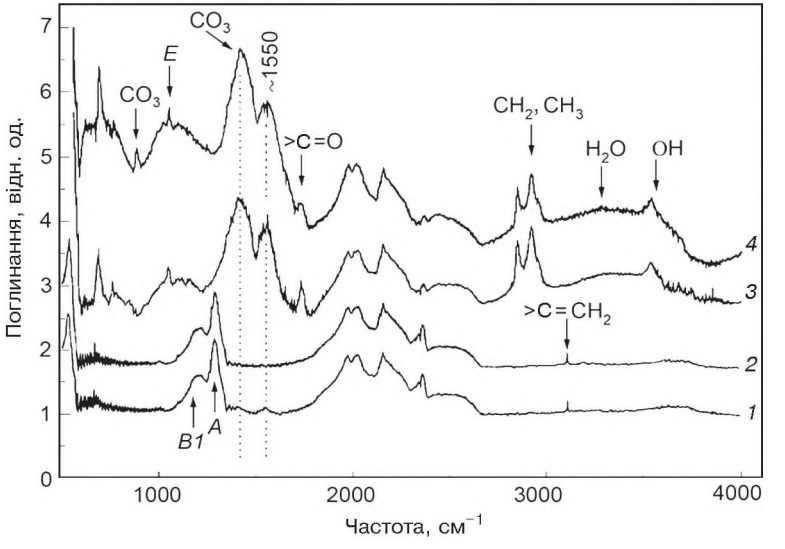


Рис. 1.13. Інфрачервоні спектри азотних (*1*, *2*) і безазотних (*3*, *4*) зон у мікродіаманті з неогенового розсипу Зелений Яр

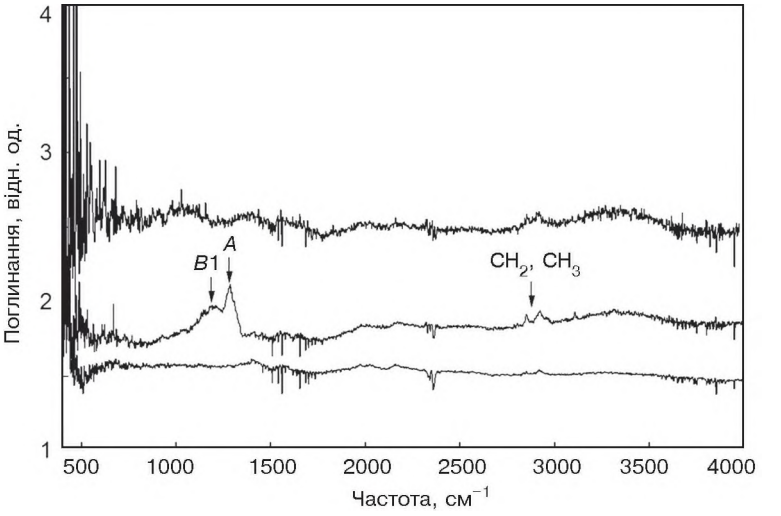


Рис. 1.14. Інфрачервоні спектри мікродіамантів з неогенового розсипу Тарасівка

у мантії для 2 млрд років, яка вирахована за методикою В.Р. Тейлора і Х.Д. Мілледж, варіює у межах від 1090 до 1190 °С.

З розсипу Тарасівка було записано ІЧ-спектри для декількох дуже дрібних діамантів. Кристали представлені одним спектральним підтипом діаманту I*ab*, проте суттєво різняться між собою за вмістом азоту (рис. 1.14). Так, один із мікродіамантів має сумарний вміст азоту 460 ppm, що не виходить за межі відповідних значень для кристалів з географічно близького розсипу Зелений Яр, але вищий за середнє його значення для останніх. Помітним є внесок всіх основних азотних центрів, серед яких переважає *A*-центр (337 ppm), іноді 15 % азоту перебуває у формі максимально агрегованих *B*1-центрів, а 9 % — у формі *C*-центрів. У спектрах зафіксовано смугу 3107 $см^{-1}$ і три смуги в діапазоні 2850—2960 $см^{-1}$ з інтенсивностями I_{3107} –0,393 $мм^{-1}$ та I_{2920} –0,662 $мм^{-1}$, пов'язані відповідно з валентними коливаннями зв'язків >C=CH_2 та груп CH_2, CH_3, що містять водень.

Інші тарасівські мікродіаманти з низьким вмістом азоту (N_s = 75—76 ppm) переважно у *C*-формі характеризуються дуже подібними між собою спектрами. Найсильнішими в них є смуга поглинання з максимумами близько 1400 $см^{-1}$, що супроводжується слабшими смугами в діапазоні 700—880 $см^{-1}$ і, можливо, нале-

жить коливанням іона CO_3^{2-}, та складна смуга невизначеного походження з основним максимумом близько 1585 $см^{-1}$. У спектрах наявні дещо слабші смуги поглинання в діапазоні 2850—2960 $см^{-1}$. У спектрі одного з мікродіамантів є досить широка розмита смуга поглинання з максимумом близько 1020—1050 $см^{-1}$, що може бути пов'язане з якимось силікатним включенням.

Загалом ІЧ-спектри кристалів із розсипу Тарасівка є типовими для багатьох мікродіамантів із теригенних відкладів України, в тому числі для кристалів із розсипу Зелений Яр. Порівняння мікродіамантів з цих розсипів, що розміщуються в межах Росинського мегаблока на відносно незначній відстані один від одного, засвідчує як спільні риси, зокрема близький середній вміст сумарного азоту та азоту у формі *A*-центрів, так і певні відмінності. Останніми слід вважати, з одного боку, вищий ступінь агрегації азоту в мікродіамантах з більш численної зеленоярської колекції, з іншого — значно більший вміст азоту в формі *C*-центрів і більшу його частку в сумарному азоті в нечисленних кристалах із розсипу Тарасівка, та приналежність останніх, на відміну від зеленоярських кристалів, лише до підтипу діаманту I*ab*. Зазначені відмінності мікродіамантів із двох колекцій могли би вказувати на суттєву різницю в *PT*-умовах їх утворення чи післякристалізаційній термічній історії мікрокристалів з цих розсипів, проте досліджено незіставну кількість кристалів.

Раманівська спектроскопія кристалів. Для семи різних за габітусом і забарвленням мікродіамантів із розсипу Зелений Яр були записані спектри КР (табл. 1.7), згідно з якими кристали ідентифіковано як діамант (Квасниця та ін., 2005). Досліджені кристали мікродіамантів подібні за положенням у спектрі КР головної лінії комбінаційного розсіювання, але різняться за значеннями її FWHM. Пігментований октаедр і куби мають вищі значення FWHM, які можна вважати більш дефектними.

Для сірих і чорних включень у чотирьох мікродіамантах записано такі спектри КР: октаедр — інтенсивна лінія 655,2 $см^{-1}$ з додатковою слабкою — 287,1 $см^{-1}$; двійник октаедрів — інтенсивна лінія 636,7 $см^{-1}$ з додатковою — 974,5 $см^{-1}$; кубо-октаедр — інтенсивна лінія 658,6 $см^{-1}$ з додатковою — 285,4 $см^{-1}$; куб — інтенсивна лінія 267,6 $см^{-1}$ з додатковими — 358,7 і 674,8 $см^{-1}$. Інтерпретація вказаних ліній складна, можливо, деякі з них належать включенням магнетиту?, а саме в октаедрі і кубо-октаедрі.

Ізотопний склад вуглецю кристалів. Для вивчення ізотопного складу вуглецю відібрано 10 мікродіамантів із розсипу Зелений

Таблиця 1.7. **Дані спектрів комбінаційного розсіювання мікродіамантів із неогенового розсипу Зелений Яр**

Кристал	Положення головної лінії, $см^{-1}$	FWHM, $см^{-1}$
Безбарвний октаедр	1331,44	2,04
Двійник безбарвних октаедрів	1331,75	2,28
Жовтуватий октаедр	1331,55	2,56
Октаедр з коричневою плямою пігментації	1331,36	4,35
Жовтуватий кубо-октаедр	1331,25	3,09
Димчастий куб	1331,32	3,11
Коричнюватий куб	1331,32	4,47

Таблиця 1.8. **Загальна характеристика та ізотопно-геохімічні властивості мікродіамантів із неогенового розсипу Зелений Яр**

Кристал	Маса, мкг	Форма	Колір	$\delta^{13}C$, ‰
1	39	Уламок	Безбарвний	–3,55
2	16	»	Жовтуватий	–20,73
3	24	{111} + {110}	»	–22,60; –22,31
4	18	{111} + {110}	»	–7,50; –4,09
5	26	{111} + {110} + {100}	Безбарвний	–26,74; –25,62
6	26	Додекаедроїд	Жовтуватий	–6,13; –5,10
7	23	Куб	Сірий	–26,26
8	13	»	Коричневий	–4,47; –2,01
9	22	»	»	–16,98
10	23	{100} + {111} + {110}	Фіолетовий	–16,57
Розмах значень				Від –26,74 до –2,01
Середнє				–14,04

Яр (табл. 1.8), різних за масою, формою і кольором. За ізотопним складом вуглецю вони виявилися дуже неоднорідними, отримані для них значення $\delta^{13}C$ мають дуже широкий діапазон — від –26,74 до –2,01 ‰. Залежностей між формою, забарвленням та ізотопним складом вуглецю для вивчених мікродіамантів не виявлено.

Кристали тангенціального ({111} + {110}, {111} + {110} + {100}, додекаедроїд) і нормального росту (куби) мають як легкий, так і важкий вуглець.

Ізотопи гелію кристалів. Для одного кристала мікродіаманту (безбарвний октаедр) з розсипу Зелений Яр вивчено вміст ізото-

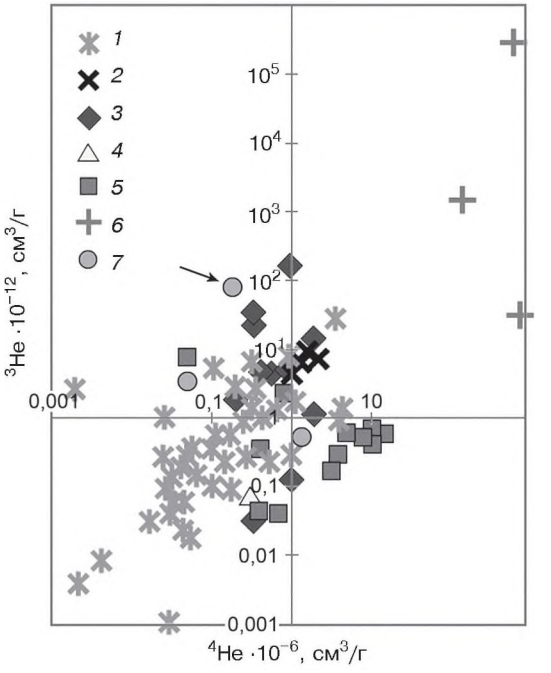


Рис. 1.15. Зіставлення ізотопного складу гелію в мікродіамантах України і Казахстану та макродіамантах кімберлітового і лампроїтового типу із різних діамантоносних провінцій світу (Лаврова та ін., 1999): *1* — Південна Африка, *2* — Центральна Африка, *3* — Якутія, *4* — Індія, *5* — Австралія (лампроїти), *6* — Казахстан (метаморфічні породи), *7* — Україна, неогеновий розсип Зелений Яр (показано стрілкою) і неогеновий розсип Самоткань

пів гелію: ^{3}He = 73,42 · 10^{-12} см^3/г і ^{4}He = 0,265 · 10^{-6} см^3/г (Квасниця та ін., 2005). Цей вміст і співвідношення ^{3}He/^{4}He (27,67 · 10^{-6}) для кристала потрапляє в широкий діапазон варіацій таких показників для кімберлітових і лампроїтових діамантів із корінних тіл і розсипів, на відміну від мікродіамантів із метаморфічних порід Кокчетавського масиву в Казахстані, які містять надзвичайно високу концентрацію ізотопів гелію: ^{3}He до 1,0 · 10^{-6}, ^{4}He (0,34...4,8) · 10^{-3} см^3/г (Лаврова та ін., 1999). Два мікродіаманти з розсипу Самоткань мають дещо інші, проте близькі до зеленоярського кристала показники ізотопного складу гелію (рис. 1.15). На цьому рисунку для порівняння винесені значення вмісту ізотопів гелію як в українських мікродіамантах, так і мантійних діамантах із різних джерел (Лаврова та ін., 1999).

Походження мікродіамантів і висновки. Морфологічні, фотолюмінесцентні і спектроскопічні властивості зеленоярських мікродіамантів подібні до таких мантійного діаманту з кімберлітів, лампроїтів чи лампрофірів, але за деякими винятками: незвичайним співвідношенням габітусних форм кристалів (значною кількістю кубів), великою кількістю кристалів з помаранчевим світін-

ням в УФ-промінні (центр *575 нм*) і великою кількістю кристалів типу II*a* за фізичною класифікацією.

Ступінь агрегації азотних центрів у зеленоярських мікродіамантах нижчий, ніж у кристалах із північної частини Волинського мегаблока, але вищий, ніж у мікрокристалах із південної частини Бузького мегаблока. Між ступенем агрегації і сумарною концентрацією азотних центрів у зеленоярських мікродіамантах існує позитивний зв'язок (коефіцієнт кореляції = 0,69). Все це може бути погоджено з моделлю домінування єдиного мантійного джерела для цих мікродіамантів.

Як і серед діамантів з інших мегаблоків щита (насамперед, Волинського і Приазовського), наявність мікродіамантів підтипу I*aAB* у розсипі Зелений Яр вказує на їх тривале перебування в мантії, а наявність інтенсивного *B*2-центру в деяких кристалах підкреслює таке перебування у стабільній і прохолодній літосфері.

Тільки приблизно можна прогнозувати ймовірне мантійне середовище кристалізації мікродіамантів цього розсипу: еклогітове, гарцбургітове і лерцолітове. Якщо врахувати широкий діапазон значень ізотопного складу вуглецю $\delta^{13}C$, підвищений вміст азоту і поширену кубічну форму кристалів, то можна передбачати еклогітову асоціацію зеленоярських мікродіамантів. Статистично показано, що кімберлітові діаманти еклогітової асоціації мають широкий інтервал значень ізотопного складу вуглецю і підвищений вміст азоту порівняно з діамантами перидотитової асоціації (Stachel et al., 2009; Shirey et al., 2013). До того ж кубічних кристалів серед діамантів із ксенолітів перидотитової асоціації в кімберлітах не визначено. Інакше кажучи, мікродіаманти розсипу Зелений Яр найбільш зіставні з кімберлітовими діамантами еклогітової асоціації, ніж перидотитової. Співвідношення ізотопів гелію є свідченням мантійної природи зеленоярських мікродіамантів. Воно різко відрізняється від співвідношення цих ізотопів для мікродіамантів із метаморфічних порід Казахстану (Лаврова и др., 1999), які вирізняються надзвичайно високим вмістом домішок гелію (в тому числі важкого ^4He); мантійна природа цих кристалів дещо інша, ніж кімберлітових діамантів.

Із отриманих даних важко передбачати як імовірний вік мікродіамантів (архей-ранньопротерозойський?), так і можливий вік діамантоносних корінних порід (середньо-пізньопротерозойський?). Перелік цих порід може бути розширеним — кімберліти, лампро-

їти і лампрофіри та ще не відомі вулканіти. Місце знаходження зазначених порід прогнозується на захід—північний захід від розсипу Зелений Яр — на Бердичівському піднятті Подільського блока (Металіді та ін., 1999; Павлюк, Довгань, 2004). Одним із найвиразніших індикаторів такого напрямку зносу теригенного матеріалу в неогенові відклади розсипу Зелений Яр, як і в розсип Тарасівка, є наявність імпактних діамантів. Можна прогнозувати, що водночас це вказує і на шлях надходження в розсипи мантійного діаманту. Можливими корінними джерелами для зеленоярських імпактних діамантів є метеоритні структури Іллінці і Білилівка, які знаходяться на південний захід приблизно до 38 км і на північний захід до 65 км від розсипу Зелений Яр відповідно. З цих структур найімовірнішим джерелом для зеленоярського імпактного діаманту є кратер Іллінці. Вік кратера — від 310 до 370 млн років, приблизно близький до часової межі силуру—девону (Вальтер и др., 1998). Діаметр кратера — 3,2 км (первинний розмір 6,5 км), тобто кратер дуже еродований. Вміст діамантів у імпактитах кратера А.А. Вальтер оцінив у 10^4—10^5 кар. Палеогеографічні умови в неогені, отримані літофаціальні і мінералогічні дані щодо цього району УЩ (Цимбал, 2014) засвідчують, що основним першоджерелом теригенного матеріалу для формування розсипу Зелений Яр були породи докембрійського віку та кори їх вивітрювання на Бердичівському піднятті.

Інгульський мегаблок

У межах Інгульського мегаблока відомі численні знахідки діамантів у корінних і осадових породах — понад декілька десятків дрібних кристалів і один майже півтораміліметровий кристал. Знайдені діаманти за опублікованими ознаками їх фізіографії можна віднести до декількох геолого-генетичних типів: мантійні з кімберлітів, лампроїтів чи лампрофірів, мантійні з офіолітів та імпактні з метеоритних кратерів. Представники останнього типу відкриті у імпактитах кратерів Бовтишка і Зелений Гай, їх діагностика та походження не викликають сумніву, тоді як щодо походження і природи діамантів перших двох типів є декілька запитань. Головні з них стосуються достовірності знахідок діамантів: 1) вони належать тій чи іншій породі чи є засміченням цих порід; 2) кристали є природними чи штучними. Не менш важливо висвітлити методи діагностики і вивчення діамантів із метою визначення їх геолого-генетичного типу.

На прикладі не зовсім зрозумілого відкриття діамантів у корінних і осадових породах території України взагалі і в межах Інгульського мегаблока щита зокрема та іноді некоректного їх використання для прогнозування і оцінювання діамантоносності окремих геологічних тіл, розсипів чи площ розглянемо найбільш відомі знахідки діамантів на вказаному мегаблоці, кристали яких довелося вивчати.

Знахідка 1. У 2005—2006 рр. із кернових проб свердловин 4085, 4084 і 4059, які розкрили брекчієподібні породи райгородської світи раннього палеоцену на декількох аномаліях ділянки Грузьке Інгульського мегаблока (у верхів'ї р. Грузька, на захід—північний захід від м. Кропивницький), в Центральній лабораторії (ЦЛ) Казенного підприємства (КП) «Кіровгеологія» (мінералог Л.О. Соломатіна) та в ЦЛ ПДРГП «Північгеологія» під керівництвом Т.М. Звенигородської були виділені діаманти, хромові піропи і піроп-альмандини (Яценко та ін., 2009). У нашому розпорядженні було вісім кристалів діаманту з керна цих свердловин,

проте точна прив'язка кристалів до певної свердловини і горизонту буріння нам невідома — частково ці дані наведено у публікаціях (Яценко та ін., 2009; Гайовський та ін., 2019). Зупинимось на характеристиці кристалів. За розміром, формою, забарвленням, набором азотних центрів і ступенем збереження знайдені кристали є різними, лише на двох з них збережені елементи їх первинного огранення (Квасниця, 2021а).

Кристал G7 — майже цілий, безбарвний, розмір за видовженням — 1,4 мм (атлас, рис. 27). Кристал пошкоджений, із досить великим виколом, однак виразних ознак інтенсивного зносу вершин, ребер і граней немає. Належить до кристалів перехідної форми октаедр-ромбододекаедр, із домінуванням останнього. Грані октаедра плоскі, гладенькі, різні за розміром, на деяких із них розвинуті обернено паралельні трикутні западини. Окремі грані октаедра мають вигляд мініатюрних площадок. Грані ромбододекаедра неплоскі, дещо викривлені, вкриті паралельною штриховкою і мають різні розміри. На кристалі проявлений антискелетний ріст, коли через наростання кристала октаедричними пластинками, які поступово зменшуються за розмірами, з'являються дещо округлі поверхні ромбододекаедра. Кристал спотворений із видовженням за однією з головних кристалографічних осей — віссю четвертого порядку.

Кристал містить багато дрібних чорних включень, особливо велике їх скупчення біля однієї із вершин кристала. За даними фотолюмінесцентних досліджень кристал світиться в УФ-промінні інтенсивним жовтим кольором, а в спектрі ФЛ виявлені дві широкі смуги в області частот 540 і 600 нм. Остання смуга передбачає наявність у кристалі азотного центру *S*1. Відомо, що цей центр часто трапляється в азотних кристалах діаманту спектральних типів I*a* і I*b*. Передбачуваний центр *S*1 у вивченому кристалі має відносно високу концентрацію, що вказує на низький вміст у ньому основного азотного *A*-центру, оскільки за високого вмісту *A*-центр глушить свічення від центру *S*1.

Дійсно, за даними досліджень з FTIR спектроскопії цей кристал за фізичною класифікацією можна лише умовно віднести до спектрального підтипу I*aA*, оскільки в його ІЧ-спектрі (рис. 1.16) помітна дуже слабка смуга *A*-центру (1282 $см^{-1}$) з низькою загальною концентрацією азоту — 15 ppm. Взагалі діаманти із загальним вмістом домішок азоту менш як 20 ppm відносять до спектрального типу II*a*. Крім того, кристал містить незначні домішки водню — зв'язки >C=CH_2 (лінія 3107 $см^{-1}$) і групи CH_2, CH_3 (лінії

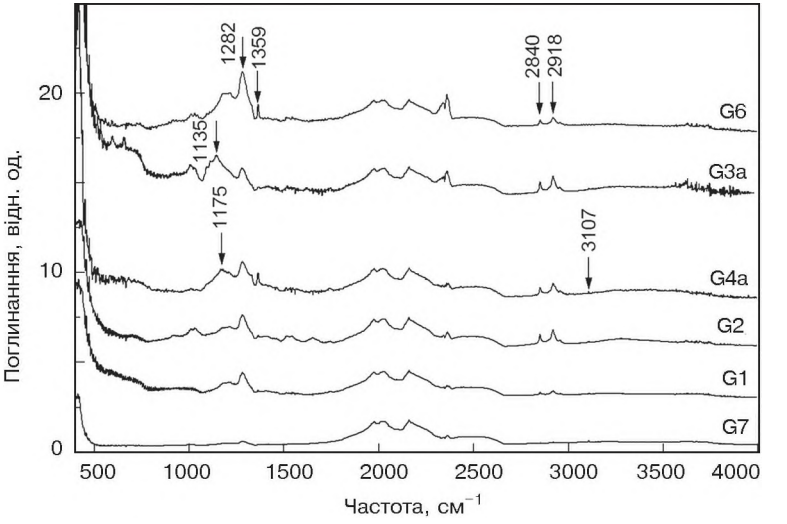


Рис. 1.16. Інфрачервоні спектри діамантів G1, G2, G3a, G4a, G6 і G7 із керна свердловини у брекчієподібних породах ділянки Грузьке (*A*-центр — 1282 см$^{-1}$, *B*1-центр — 1175 см$^{-1}$, *B*2-центр — 1359—1382 см$^{-1}$, *C*-центр — 1135 см$^{-1}$, >C=CH$_2$ — 3107 см$^{-1}$, CH$_2$, CH$_3$ — 2840—2980 см$^{-1}$)

2840—2980 см$^{-1}$). Їхні лінії слабо проявлені на спектрі кристала. Невисокий ступінь агрегації азоту в цьому діаманті вказує на його відносно нетривале перебування в мантії.

Кристал G6 — безбарвний уламок діаманту, розміром до 0,7 мм (атлас, рис. 28). Його природна поверхня майже не збереглась, крім частин двох плоских граней октаедра. Уламок має свіжі поверхні сколювання по площинах спайності (111), отже, в концентраті з керна, можливо, були інші частини цього кристала. Колір ФЛ кристала синій, в його спектрі ФЛ виявлена смуга центру *N3* — типового для мантійних діамантів, особливо для тих, що мають основний азотний *B*1-центр. Наявність останнього вказує на більш тривале перебування кристала в мантії, ніж діаманту G7. До того ж він містить відносно інтенсивний *B*2-центр (0,35 мм$^{-1}$) і групи CH$_2$, CH$_3$. Кристал G6 належить до спектрального підтипу I*aAB*, загальний вміст домішок азоту в кристалі помірний — 214 ppm.

Третій кристал складений нами умовно з трьох уламків (G1, G2 і G4a) через однакове забарвлення і за майже однаковими даними фотолюмінесценції й ІЧ-спектроскопії для них (атлас, рис. 29, 30). Це майже безбарвні з жовтуватим відтінком уламки з

відносно свіжими зламами за спайністю, розміром до 0,2—0,3 мм кожен за видовженням. Можна гадати, що ці уламки були отримані у ході приготування концентрату для мінералогічного аналізу внаслідок розбиття одного цілого кристала. Разом із тим на уламках виявлені ознаки механічного зношення, що не виключає їх потрапляння в керн із бурової коронки. Проте природа зношення (природного чи техногенного) не з'ясована, як і кристалографічна форма цілого кристала. Уламки мають димчасто-блакитно-зелену фотолюмінесценцію з виявом центрів *N3* і *H3* у спектрах ФЛ. Співвідношення цих центрів в уламках різне. Зазначені центри є додатковими в діамантах спектральних підтипів I*aA* і I*aB1*, а центр *H3* виникає тільки в діамантах з *A*-центрами. Наявність таких центрів у діамантах вказує на відносно тривале їх перебування у мантії. Всі ці кристали належать до спектрального підтипу I*aAB*. Загальний вміст домішок азоту в кристалах такий, ppm: уламок G1 — 88; G2 — 97; G4a — 154. Уламки містять від 4 до 46 % азоту у формі *B*1-центрів (N_{B1} — 2 ÷ 71 ppm; % $B_{сер}$ — 13 %). У всіх спектрах спостерігається смуга поглинання *B*2-центру з інтенсивністю 0,038—0,264 мм $^{-1}$, а також лінії водню — зв'язки >C=CH_2 і групи CH_2, CH_3.

Міг би вписатися у вказану вище групу з трьох кристалів дрібний жовтуватий уламок діаманту G3a, однак він містить багато азоту у формі *C*-центру (139 ppm) загального вмісту азоту 171 ppm. Згаданий уламок можна віднести до спектрального підтипу I*ab*. Хоча у його спектрі також спостерігаються смуга поглинання *B*2-центру з інтенсивністю 0,029 мм $^{-1}$ та лінії водню і групи CH_2, CH_3. Ще два дрібні уламки, G3b (жовтуватий) і G4b (зеленкуватий), належать до спектрального типу I*b* із вмістом азоту 113 і 49 ppm відповідно (рис. 1.17). У спектрах цих уламків також виявлені лінії груп CH_2, CH_3.

Отже, за даними досліджень з ІЧ-спектроскопії всі знайдені кристали можна вважати природними діамантами мантійного типу та виділити в окремі групи, оскільки вони належать до декількох спектральних типів і підтипів: II*a*, I*aAB*, I*ab* і I*b*. Якщо підтип I*aAB* характерний для діамантів із кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів, то діаманти типу II*a* рідкісніші у цих породах, а діаманти підтипу I*ab* і типу I*b* — дуже рідкісні. Тип I*b* характерний для штучних *HPHT* кристалів, а також для офіолітових і вулканогенних діамантів. Інакше кажучи, діаманти типу I*b* (G3b і G4b) із ділянки Грузьке можуть належати і до штучних кристалів. Із всіх цих типів і підтипів на певну увагу заслуговують хіба

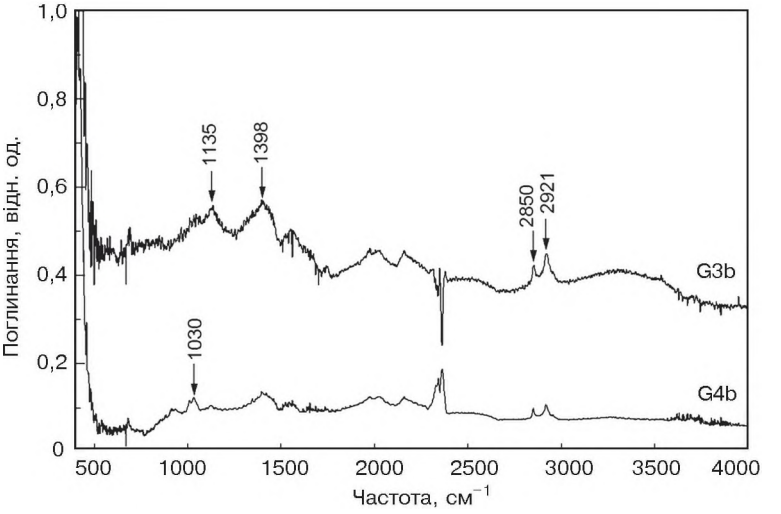


Рис. 1.17. Інфрачервоні спектри діамантів G3b і G4b із керна свердловини у брекчієподібних породах ділянки Грузьке (*C*-центр — 1135 см$^{-1}$)

що кристал типу II*a* і, особливо, кристали підтипу I*aAB*. Останні містять основні азотні і неазотний *A*-, *B*1- і *B*2-центри із домінуванням *A*-центру. Вміст азоту в кристалах низький — від 88 до 214 ppm (середній вміст 130 ppm). Ступінь агрегації структурного азоту в таких кристалах вказує на відповідну термальну історію діамантоносних мантійних порід і самого діаманту. Діаманти підтипу I*aAB* є кристалами з проміжним станом агрегації азоту (I*b*→I*ab*→I*aA*→*IaAB*→*IaB*). Відомо, що в діамантах (октаедри, перехідні форми октаедр-ромбододекаедр, додекаедроїди) цього підтипу поява *B*1-центрів часто супроводжується ростом *B*2-центрів — «пластинок» (platelets), які утворюються в площинах (100) кристала внаслідок осадження інтерстиціального вуглецю під час росту *B*1-центрів. Вони ж містять малу кількість азоту. «Пластинки» ростуть із різною швидкістю, що залежить від температури, і можуть розпадатися при деформації кристалів чи під час короткотермінових сильних нагрівань діаманту. Кристали з добре розвиненими «пластинками» зазнали довготривалої агрегації азоту — перебування міліарди років у стабільній і прохолодній мантійній літосфері. Для діамантів ділянки Грузьке еволюція центрів від *A* до *B*1 і *B*2 не зовсім зріла, оскільки концентрація *B*1-центру низька, а розвиток *B*2-центру невисокий (до 0,35 мм$^{-1}$). Розрахована температура перебування згаданих діамантів у мантії ва-

ріює у межах 1030—1140 °С. За невисоким загальним вмістом домішок азоту можна прогнозувати належність діамантів ділянки Грузьке до перидотитової асоціації. За статистичними даними середній вміст азоту в кімберлітових діамантах цієї асоціації значно менший (72 ppm), ніж у діамантах еклогітової асоціації (378 ppm) (Stachel et al., 2009).

Водночас за позитивних ознак стосовно кімберлітової, лампроїтової чи лампрофірової природи більшості діамантів ділянки Грузьке виникають деякі сумніви щодо істинності цієї знахідки: а) наявність у малих за масою пробах із керна такої високої їх концентрації; б) велике розмаїття кристалів у цих пробах за спектральними типами і підтипами фізичної класифікації; в) ознаки механічного впливу на всіх кристалах, що не виключає версії їх походження із діамантової бурової коронки (суміш кристалів природного і, можливо, штучного діаманту).

Велика концентрація діамантів, різний ступінь збереження їх кристалів та різноманітний набір за фізичною класифікацією більш характерні для діамантів із розсипу, ніж для кристалів із будь-якого кімберлітового тіла. Оскільки в розсип можуть потрапляти діаманти з декількох корінних тіл, їх кристали матимуть свої особливості. Разом вони можуть створити розмаїття діамантів із різними спектральними характеристиками. Без повторних знахідок питання про належність знайдених діамантів до брекчієподібних порід ділянки Грузьке залишається відкритим. Тому оцінювання перспектив діамантоносності відкладів райгородської світи раннього палеоцену, як і самих аномалій ділянки Грузьке на Інгульському мегаблоці, потребує подальших досліджень.

Знахідка 2. Наприкінці 1990-х років в еклогітоподібних породах у басейні р. Інгул геологи Львівського національного університету ім. Івана Франка виявили незвичайні для таких метаморфічних порід діаманти (Яценко та ін., 1999). Описані нижче кристали виділені в лабораторії Центральної тематичної експедиції (ЦТЕ) Т.М. Звенигородською та Ю.І. Сулеймен. Ми дослідили більше десятка кристалів. Це дуже дрібні (переважно 0,1 мм у поперечнику, зрідка 0,2—0,3 мм) багатогранники, майже безбарвні з жовтувато-зеленими відтінками, їхні уламки та скелетні форми. Серед багатогранників виділяються куби з незначним розвитком граней октаедра на вершинах кристалів, кубо-октаедри та октаедри. Грані куба і октаедра плоскі. Багатогранники утворюють незакономірні й закономірні (за шпінелевим законом) зростки. Спостережено три типи скелетних форм кристалів у вигляді

пустотілих кубів, «рамкових» граней октаедра та своєрідних «іхтіогліптів». На частині кристалів виявлені сліди високотемпературного впливу у вигляді овалізації кристалів, корозійного «з'їдання» ребер, утворення малюнку чотирикутних западин на гранях куба та шагрені. Багато кристалів містять своєрідні «тяжі» із чорних включень, які простежуються від центральних частин кристала до їхніх вершин. Виявлені кристали діаманту за вказаними ознаками (переважно кубо-октаедричний габітус, прояви скелетних форм росту, плоский характер поверхні граней куба, тяжі включень) дуже подібні до кристалів штучного *HPHT* діаманту.

Наша увага до цієї знахідки обумовлена тим, що такого самого типу дрібні (до 0,5 мм), часто жовтувато-зелені діаманти, як зазначено вище, знаходять у плутонічних породах — перидотитах і хромітитах офіолітових поясів Землі (Євроазійського альпійського, або Альпійсько-Гімалайського, поясу — у проявах від М'янми, багатьох місць китайського Тибету, Індії, Туреччини до Албанії, в Уральському (Росія) і Центрально-Азійському (Китай) каледонських поясах) (Yang et al., 2014; Dilek, Yang, 2018; Lian, Yang, 2019), у продуктах виверження сучасних вулканів Камчатки — в базальтах, андезитобазальтах, туфобрекчіях, туфах (Гордеев и др., 2019). Ці діаманти, як і описані вище інгульські кристали, докорінно відрізняються від діамантів із кімберлітів, лампроїтів, лампрофірів і метаморфічних порід плоскогранною кубо-октаедричною морфологією (плоскі габітусні грані куба відсутні на кристалах кімберлітового чи лампроїтового діаманту, лише зрідка слаборозвинені плоскі грані куба притупляють вершини октаедричних мікрокристалів цього мантійного типу) і панівним жовто-зеленим забарвленням, а також за ізотопією вуглецю (збагачені легким ізотопом вуглецю, середнє значення $\delta^{13}C = -26$ ‰), наявністю домішок азоту в неагрегованій формі (кристали спектрального типу I*b*) та мінеральних включень (часто різні метали та їх сплави, муасоніт, а також представники оксидів і силікатів). Головно, вони не супроводжуються характерними мінералами-супутниками діаманту з кімберлітів — гранат-піропом, хромшпінелідом, хромдіопсидом, пікроільменітом. Деякі дослідники (Das et al., 2017; Галимов, Каминский, 2021) вважають, що вказані особливості офіолітових і вулканогенних діамантів є ознаками інших умов їхнього росту у мантії (сильновідновне середовище кристалізації та інший резервуар вуглецю), на відміну від умов кристалізації діамантів із кімберлітів і лампроїтів. За даними стосовно такого відновного середовища кристалізації офіолітових діамантів та включень

у них металів як каталізаторів росту можна гадати, що це і є причиною імітації ними саме плоскогранної кубо-октаедричної морфології, властивої штучному *HPHT* діаманту.

Проте існує протилежна думка щодо походження діамантів з офіолітів і продуктів виверження сучасних вулканів. Уважають (Litasov et al., 2019; Похиленко и др., 2019), що ці знайдені діаманти є продуктом засмічення вказаних порід штучним *HPHT* діамантом. Між тим подібні жовтувато-зелені, дрібні плоскогранні кубо-октаедричні діаманти трапляються в корах вивітрювання і теригенних відкладах України, а також виявлені в лампроїтоподібних породах трубки Мрія в Приазов'ї і підтверджені недавньою знахідкою (Яценко и др., 2020). Важливо провести ревізію всіх подібних знахідок діаманту в межах щита. Не буде зайвим ще раз підтвердити діамантоносність лампроїтоподібних порід трубки Мрія, не звертаючи уваги навіть на те, що ці давні породи утворились за інших геологічних обставин, ніж офіоліти каледонських і альпійських поясів чи сучасні вулканіти.

Отже, знайдені в межах УЩ жовтувато-зелені, дрібні плоскогранні кубо-октаедричні діаманти потребують детального вивчення на сучасному рівні для виявлення їх істинної природи.

Середньопридніпровський мегаблок

Середньопридніпровський мегаблок УЩ поки що є структурою, найбагатшою на мікродіаманти за кількістю видобутих кристалів. Цей мегаблок потужністю ~200 км є типовою граніт-зеленокам'яною областю архейського віку. У його межах серед плагіогранітів і гранодіоритів збереглися залишки океанічної кори, яка представлена зміненими ультраосновними породами і базальтами, перетвореними на амфіболіти і темно-зеленуваті сланці. Тут видобуто десятки тисяч мікродіамантів з неогенового розсипу Самоткань (середній вміст 0,1 кар на 1м^3 рудного концентрату*), сотні мікродіамантів і декілька кристалів більшого розміру з четвертинних теригенних відкладів.

У 1963 р. кримські геологи з ІМР МГ УРСР І.Ф. Кашкаров і Ю.О. Полканов саме в продуктах збагачення неогенових пісків титано-цирконієвого родовища Самоткань у Середньому Придніпров'ї знайшли мікрокристали діамантів розміром менше як 0,3 мм. З того часу (1963—1970) було виявлено серію знахідок мікрокристалів діаманту в неогенових прибережно-морських (зрідка континентальних) титано-цирконієвих розсипах УЩ, Дніпровсько-Донецької западини, в інших неогенових і четвертинних теригенних відкладах різного походження в багатьох місцях території України. Знахідки таких дрібних за розмірами і специфічних за багатьма властивостями кристалів діаманту потребували розробки спеціальної методики збагачення проб піску, способів вилучення їх з концентрату важких мінералів та вдосконалення методів їх діагностики, що успішно виконали співробітники ІМР МГ УРСР. Застосування нових методів забезпечило відкриття дрібних діамантів у різновікових пісках багатьох районів території колишнього Радянського Союзу й вивчення мікродіамантів із кімберлітів. Так, завдяки українським геологам виникла проблема походження мікрокристалів діаманту. Намагання

* Запаси діаманту в розсипу оцінено в 13—19 млн кар (Полканов, 2009).

вияснити походження незвичайних діамантів із неогенових пісків сприяло відкриттю нових генетичних типів цього мінералу та його родовищ — так званого ультраметаморфічного та імпактного. Проте питання походження мікрокристалів діаманту саме з неогенових і четвертинних теригенних відкладів України остаточно не з'ясовано й донині.

Розсип Самоткань (також відомий як Малишівське родовище ільменіт-рутил-цирконових пісків, довжина покладів до 20 км за їхньої ширини 0,3—1,0 км та потужності 5—10 м, у середньому 7,9 м; розробляють від 1961 р. донині) знаходиться на правобережжі Дніпра у Дніпропетровській області, неподалік м. Вільногірськ. Це похований прибережно-морський потужний поклад пісків неогенового віку (міоцен—сарматський ярус, полтавська серія, за (Цымбал, Полканов, 1975), а за новими даними (Петренко, 2008; Хрущов и др., 2015) — сарматський ярус, новопетрівська світа полтавської серії). Піски збагачені важкими і стійкими під час перенесення мінералами (циркон, ільменіт, рутил, дистен, силіманіт, ставроліт), зокрема мікродіамантами різної природи. Крім кристалів мантійного діаманту розсип містить імпактний апографітовий діамант (до 11 % від усієї кількості знайдених тут кристалів цього мінералу (Полканов, 2009)). Корінні джерела живлення розсипу мантійним і імпактним діамантом невідомі, а природа всієї популяції мантійних кристалів остаточно не з'ясована: існує декілька гіпотез, головні серед них — мантійна і метаморфічна. Типові мінерали-супутники діаманту з кімберлітів і лампроїтів у розсипу не виявлені.

Загалом за результатами попередніх досліджень вияснено, що кристали мантійного діаманту розсипу Самоткань мають специфічні ознаки. Діаметр більшості кристалів не перевищує 0,13—0,25 мм. Багато з них мають кубічний габітус, звичайні октаедричні кристали і перехідні та комбінаційні форми типу {111} + {110}, {111} + {100} і {100} + {110} + {111}, рідше трапляються ромбододекаедричні кристали. Наявні кристали в облямівці. Значна кількість кристалів забарвлена в жовтий, зелений, коричневий і фіолетовий кольори, багато кристалів люмінесціює в оранжевих тонах. Серед самотканських мікродіамантів багато пошкоджених кристалів та їх уламків. У деяких кристалах виявлені включення мінералів мантійних лерцолітів (олівін і енстатит) (Kvasnytsya, Wirth, 2013).

Серед мікрокристалів діаманту з теригенних відкладів України найліпше вивченими є самотканські мікродіаманти. Їх морфологія висвітлена у статтях і проаналізована у двох книгах (Юрк и др., 1973; Полканов, 2009). Однак технічні можливості 1960—1970 рр.

не дали змоги дослідникам самотканського діаманту розкрити низку його морфологічних особливостей. Завдяки наявності декількатисячної колекції цих кристалів вдалося детально їх вивчити. Наші дослідження виконані з використанням сучасного обладнання, отримані дані доповнюють наші знання про морфологію кристалів самотканського діаманту (Квасниця, 2020а). Особливо це стосується простих форм кристалів, їх мікротопографії і анатомії та відкриття нових унікальних морфологічних типів.

Кристаломорфологічні дослідження важливі, по-перше, для вияснення генетичних питань мінералогії діаманту, оскільки його морфологія найбільш виразно відображає умови росту кристалів та подальшу їх історію. По-друге, кристаломорфологічний аналіз дає можливість виділяти специфіку кристалів із різних порід, тобто прогнозувати природу як материнського середовища, так і корінних джерел. Отже, кристаломорфологія діаманту є важливим показником ідентифікації особливостей самотканського розсипного діаманту для вияснення його походження та прогнозування корінних джерел.

Прості форми кристалів. Серед багатогранників самотканського мікродіаманту відносно часто трапляються кристали з плоскими і гладкими гранями різних простих форм (атлас, рис. 31—40), властивих гексоктаедричному класу симетрії кристалів діаманту (октаедр, куб, ромбододекаедр, тригон- і тетрагон-триоктаедри, тетрагексаедри і гексоктаедри). Зазвичай такі форми неповногранні й розвинуті переважно на кристалах октаедричного габітусу. Плоскі і гладкі грані куба трапляються найчастіше, що підтверджено гоніометричними замірами. Ця форма часто повногранна, але ні разу не було зафіксовано її габітусного розвитку. Плоскі грані куба можуть самостійно ускладнювати огранення октаедрів діаманту, рідше — в комбінації з іншими гранями різних простих форм. Іншою простою формою за частотою прояву на кристалах самотканського мікродіаманту після граней куба є гексоктаедр. Трапляються поодинокі кристали, на яких плоскі і гладкі грані гексоктаедра є майже габітусними. Між тим грані ромбододекаедра, тригон- і тетрагон-триоктаедрів, тетрагексаедрів та куба не формують габітусних типів кристалів діаманту. Крім куба серед плоскогранних форм заміряні ромбододекаедр, гексоктаедри {251}, {592}, {594}, {694}, тетрагон-триоктаедри {211}, {511}, тригон-триоктаедри {991}, {881}, тетрагексаедри {120} і {140}.

В ограненні основної частини кристалів самотканського мікродіаманту, разом із октаедром з реальними пірамідами росту, беруть участь три прості форми — {100}, {110} і {hk0}, але їхні грані

мають іншу природу. Це куб як форма пасивного росту внаслідок виродження граней октаедра і як форма нормального (фібрильного чи волокнистого) росту; поширеність обох типів кубів майже однакова. Округлими гранями куба складені кубоїди. Ромбододекаедр є формою пасивного росту внаслідок виродження граней октаедра і формою розчинення (додекаедроїд). Ще одна форма — тетрагексаедр, він бере участь в огранюванні кристалів, утворюються переважно кривогранні кристали — тетрагексаедроїди. Різниця між додекаедроїдами і тетрагексаедроїдами часто невиразна і може бути виявлена за допомогою гоніометричних замірів.

На рис. 41—89 атласу показано представників габітусних типів самотканського мікродіаманту, кристали яких часто огранені майже повністю однією простою формою чи комбінацією форм. Це габітусні типи — октаедричний, кубічний, кубоїдний, додекаедроїдний і тетрагексаедроїдний, хоча й вони ускладнені мініатюрними гранями інших форм, наприклад, октаедр (атлас, рис. 41) — однією вузькою гранню тригон-триоктаедра, а тетрагексаедроїд (атлас, рис. 88) — гранями куба. Механізм виникнення цих габітусів різний: октаедр і куб є утвореннями росту, а кубоїди, додекаедроїди і тетрагексаедроїди — переважно утвореннями розчинення.

За гоніометричними дослідженнями додекаедроїди і тетрагексаедроїди діаманту характеризуються певними показниками кривогранності — параметрами парних світлових трикутників (трикутними відблисками на гоніометрі від кожної половини округлої грані). Ці параметри мінливі, хоча в літературі наведені ніби їх вже прийняті стандартні характеристики. Однак існує багато кривогранних кристалів із проміжними характеристиками округлості, оскільки вони утворились при розчиненні різних кристалів комбінаційного типу та зазнали різного ступеня розчинення. Тому нерідко нелегко на око розрізнити додекаедроїд від тетрагексаедроїда. Головне — додекаедроїд за формою подібний до ромбододекаедра, а тетрагексаедроїд, відповідно, — до тетрагексаедра. Важливим є значення кута перегину округлої грані по гранному шву, для додекаедроїда він наближається до 0°, а для тетрагексаедроїда до 90°. За цим показником серед самотканських діамантів значно більше тетрагексаедроїдів, ніж додекаедроїдів. Різну округлість мають і кубоїди. Серед самотканських діамантів іноді трапляються й рідкісні октаедроїди.

Поширеність морфологічних типів кристалів. Більшість самотканських мікродіамантів представлена кристалами комбінаційної форми з участю трьох простих форм {111}, {110} і {100} (атлас,

рис. 41—89). Серед них перехідні форми {111} + {110} трапляються відносно рідко, а домінують кристали комбінаційного типу з участю граней куба різного розвитку — від другорядного, проміжного, до габітусного. Варіації розвитку граней октаедра і ромбододекаедра (додекаедроїда) на комбінаційних кристалах також різні. Це кубо-октаедри, ускладнені ромбододекаедром, кристали з майже однаковим розвитком граней {111}, {110} і {100} і куби, ускладнені гранями {111} і {110}. Загалом серед цих багатогранників діаманту переважають кристали кубічного габітусу.

Рідкісні морфологічні типи кристалів. Специфікою самотканських мікродіамантів є наявність серед них морфологічно унікальних кристалів (атлас, рис. 90—97), рідкісних серед кристалів природного діаманту взагалі. До них належать октаедричні кристали із явними ознаками природного розчинення (атлас, рис. 124—129). Незвичним є куб, поверхня граней якого складена мікронними октаедрами (атлас, рис. 61). Різні скелетні комбінаційні кристали демонструють виразний ріст площинами (111), вони є негативно-кривогранними, і тільки вершини кристалів можуть бути притупленими невеликими плоскими гранями октаедра (атлас, рис. 90—95). Вершинні форми на діамантних кристалах надзвичайно рідкісні і майже не описані. Це форми, які засвідчують істотну зміну умов росту кристала чи стадійність росту. Наприклад, на гранях октаедра, що ускладнюють кубоїд (атлас, рис. 96), наросли паралельні їм пластинки, а на вершинах тетрагексаедроїда (атлас, рис. 97) виросли округлі грані тетрагонтриоктаедра.

Зростки кристалів. Серед них трапляються випадкові чи незакономірні і закономірні зростки. Кристали незакономірних зростків представлені різними морфологічними типами (октаедр, куб, кубоїд) і неограненими індивідами (атлас, рис. 114—123). Найчастішими є зростки кубічних кристалів. Серед закономірних зростків кристалів самотканських мікродіамантів розрізняють паралельні зростки октаедрів та кубів, двійники і п'ятірники зростання октаедрів чи кристалів перехідної форми за шпінелевим законом і двійники проростання кубів за шпінелевим законом (атлас, рис. 98—113). Із них найчастіше трапляються двійники октаедрів і кубів. Індивіди здвійникованих октаедрів чи кубів є частіше різновеликими, рідше гармонійно розвинутими.

Анатомія кристалів. Найбільш доступними для вивчення внутрішньої будови самотканських мікродіамантів є куби і кубоїди, що зазнали механічного впливу і часто секторіально розкололи-

ся (атлас, рис. 140). Так, за внутрішньою будовою куба (атлас, рис. 140, 141), кубоїда (атлас, рис. 142, 143) і куба в облямівці (атлас, 136, 137) виявлено секторіальний ріст площинами (111) для куба, нормальний ріст волокнами для кубоїда і шаруватий та волокнистий — для куба в облямівці. Інша в'язано-волокниста внутрішня будова характерна для сферичного агрегату мікродіаманту (атлас, рис. 123, 144, 145).

Мікротопографія граней. Поверхня граней октаедра, куба, кубоїда, ромбододекаедра, додекаедроїда і тетрагексаедроїда орнаментована певними скульптурами росту і розчинення, які здебільшого відповідають площинній симетрії граней. Поверхня граней октаедра часто відносно гладка, без помітних скульптур, навіть за великого збільшення. Трапляються октаедричні кристали, поверхня граней яких покрита численними прямолінійно-паралельними трикутними виступами (атлас, рис. 130). Це прояв поліцентричного росту граней октаедра в разі пересичення ростової системи вуглецем. Найбільш характерними для граней октаедра є обернено-паралельні трикутні западини — поодинокі або утворюють візерунки западин, повністю покриваючи поверхню граней (атлас, рис. 131). Ці западини можуть бути пірамідальними чи з плоским дном, їх стінки ступінчасті з тонким нашаруванням. Походження таких обернено-паралельних трикутних западин може бути різним — у результаті як росту, так і розчинення граней октаедра.

Рідкісними скульптурами розчинення на поверхні граней октаедра є прямолінійно-паралельні трикутні западини (атлас, рис. 127, 128), вони можуть бути пірамідальними чи з плоским дном. Ще одними формами розчинення граней октаедра є зубчасті щербини його ребер, які мають чітку перпендикулярну до них орієнтацію (атлас, рис. 125, 126). Як прямолінійно-паралельні трикутні западини, так і щербини відтворені для кристалів діаманту експериментально. Зазвичай вони за природного і штучного розчинення октаедрів діаманту розвиваються разом.

Поверхня граней куба завжди є шершавою, за окремими описаними вище випадками (атлас, рис. 31). Їхня шершавість спричинена розвитком горбистого рельєфу чи чотирикутних западин. Горбистий рельєф — це сукупність численних округлих піднять різної кривини і висоти (атлас, рис. 134, 135), які суцільно покривають грані куба. Часто вони є ознакою нормального росту кристала або рідше розчинення кристала, що виник за таким механізмом росту. Чотирикутні западини (атлас, рис. 127, 129) можуть покривати всю поверхню граней куба чи бути великими одиноч-

ними. Западини — прямокутні чи квадратні, часто ступінчасті, різного розміру і глибини. Вони орієнтовані під кутом 45° до ребер куба. Така орієнтація вказаних западин є свідченням росту кубічного кристала нашаруваннями по (111). Западини часто є пірамідальними, у разі розчинення кристала супроводжуються щербинами боків. Зрідка грані куба покриті прямолінійно-паралельними ребрам кристала пластинками (атлас, рис. 99).

Поверхня граней ромбододекаедра на кристалах різного габітусу орнаментована паралельним чи снопоподібним штрихуванням, як наслідком росту кристала шарами (111). Округлі поверхні додекаедроїдів, тетрагексаедроїдів і кубоїдів бувають майже гладкими чи покриті численними краплиноподібними горбиками різної кривини і висоти (атлас, рис. 132), зрідка на гладкій поверхні додекаедроїдів розвинуті дискові скульптури нез'ясованої природи (атлас, рис. 133). Краплиноподібні горбики є скульптурами розчинення. Так звані гранні шви є обов'язковим елементом огранення додекаедроїдів і тетрагексаедроїдів; на останніх вони виконують роль ребер (атлас, рис. 81—85, 88, 89). Паралельне і снопоподібне штрихування поверхонь (110) на кристалах діаманту різного габітусу є виявом звичайних скульптур росту чи розчинення відповідно (атлас, рис. 45, 91).

Фотолюмінесценція кристалів. Серед самотканських мікродіамантів домінує оранжева фотолюмінесценція з характерним центром *575 нм*, частково трапляється червона. Так світяться переважно куби, кубоїди, кубо-октаедри і кристали комбінаційної форми {111} + {110} + {100}. Набір інших центрів ФЛ самотканських мікродіамантів: *N3*, *H3*, *H4*, *S1*, *S2* і *409 нм* та ін. (рис. 1.18). Ці центри та їх поєднання зумовлюють різну візуальну фотолюмінесценцію кристалів — блакитну, зеленувато-блакитну, зелену і жовто-зелену.

Інфрачервона спектроскопія кристалів. Інфрачервоні спектри отримані для значної кількості самотканських мікродіамантів (рис. 1.19, табл. 1.9). Кристали неоднорідні за концентрацією структурного азоту, що коливається в межах від перших десятків проміле до майже 2000 ppm. Статистично серед них переважають малоазотні (58 %) і високоазотні (30 %) діаманти I*aA* підтипу. Інші підтипи кристалів — I*aAB* і I*ab*, типи — I*b* і II*a*. На додаток до *A*- і *B*1-центрів у самотканських діамантах виявлені центри *C* (до майже 1000 ppm), *D* (до 40 ppm) і *B*2 (частота поширення 5—6 %). Між концентраціями *A*- і *B*1–центрів виявляється слабка негативна кореляція (коефіцієнт кореляції –0,28). Сумарна кон-

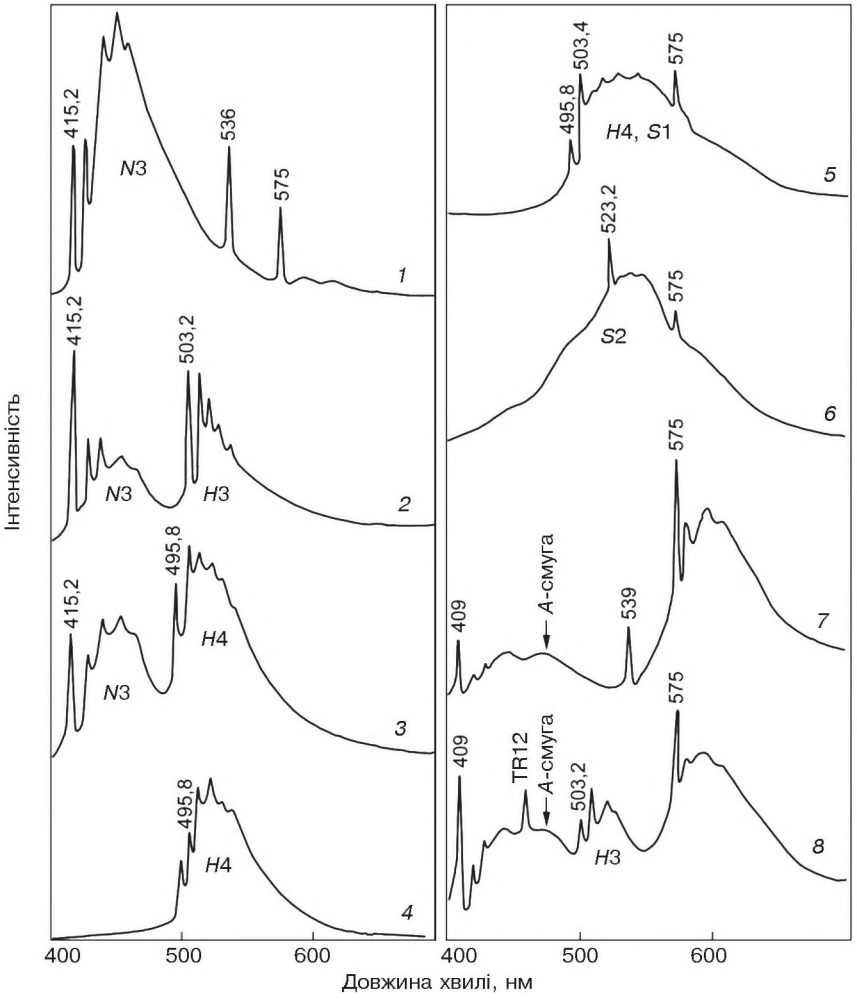


Рис. 1.18. Спектри фотолюмінесценції мікродіамантів із неогенового розсипу Самоткань (300 K): *1* — фіолетовий уламок; *2*, *3* — безбарвні октаедри; *4* — коричневий октаедр з плямами пігментації; *5* — жовтий уламок; *6* — жовто-коричневий октаедр; *7* — фіолетовий кубо-октаедр; *8* — безбарвний кристал комбінаційної форми {111} + {110} + {100} з плямами пігментації (Лупашко та ін., 1999)

центрація $N_A + N_{B1}$ прямо пов'язана з концентрацією *A*-центрів (коефіцієнт кореляції 0,96), менше — з концентрацією *B*1-центрів (коефіцієнт кореляції 0,35). Ступінь агрегації азотних центрів тут

мінімальний для українських діамантів, але достатній для виникнення сильного позитивного зв'язку з концентрацією *B*1-центрів (коефіцієнт кореляції 0,56) і слабкішого негативного зв'язку з *A*-центрами (коефіцієнт кореляції –0,28). Кореляції між сумарною концентрацією азоту і ступенем агрегації центрів не виявлено. Таким чином, за ІЧ-спектроскопічними властивостями кристали розсипу Самоткань найбільше зближуються з мікродіамантами Бузького мегаблока і можуть бути генетично апроксимовані моделлю декількох не пов'язаних між собою корінних джерел. Термометричні дані для самотканських мікродіамантів (табл. 1.9) становлять 1015—1260 °С за 2 млрд років перебування у мантії, а саме для кристалів з наявністю в них *B*1-центрів.

Раманівська спектроскопія кристалів. Цей метод досліджень було застосовано для вивчення досконалості структури кристалів діаманту, ідентифікації як включень у них, так і самого діаманту та їх фотолюмінесценції. В табл. 1.10 наведено дані раманівського дослідження самотканських мікродіамантів у Центрі геологічних досліджень м. Потсдам (Німеччина). Бачимо, що у фіолето-

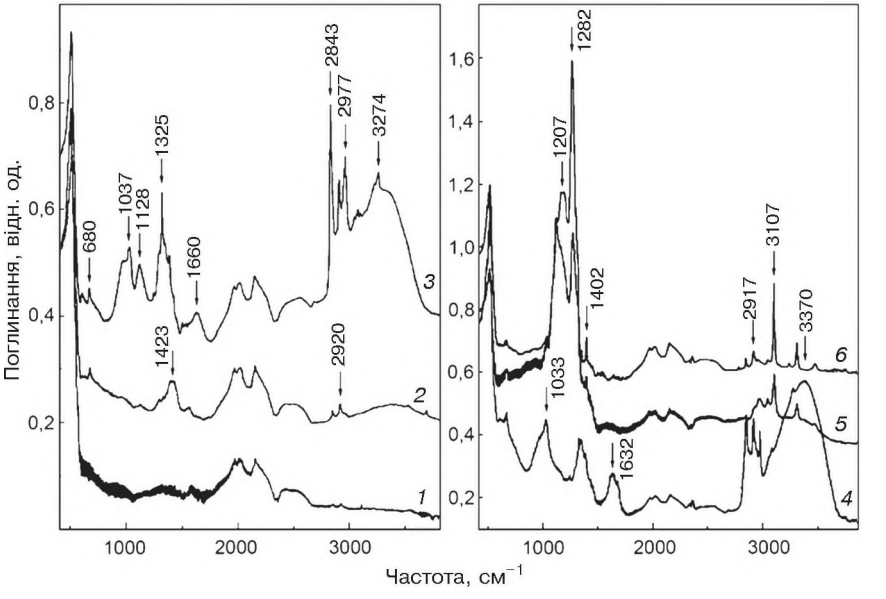


Рис. 1.19. Інфрачервоні спектри мікродіамантів із неогенового розсипу Самоткань (Taran et al., 2006): *1* — безбарвний октаедр; *2* — фіолетовий куб; *3* — фіолетовий кубоїд; *4* — коричневий кубо-октаедр; *5* — зелений кубо-октаедр; *6* — жовтий куб

Таблиця 1.9. **Основні азотні центри та ступінь агрегації азоту (% *B*) у мікродіамантах із неогенового розсипу Самоткань за даними ІЧ-спектроскопії (Ільченко та ін., 2007) і можливі температури перебування діамантів у мантії**

Номер кристала	$N_{заг}$, ppm	N_A, ppm	N_{B1}, ppm	$N_{1,9}$ ppm	$(N_A + N_{B1})$, ppm	% *B*	*T*, °C, 2 млрд років
1	30	30	0	0	—	—	—
2	38	38	0	0	—	—	—
3	50	50	0	0	—	—	—
4	74	24	50	0	74	67	1210
5	80	19	0	61	—	—	—
6	93	71	0	22	—	—	—
7	95	21	74	0	95	78	1215
8	101	6	95	0	101	94	1260
9	105	99	6	0	105	6	1090
10	132	13	119	0	132	90	1235
11	137	137	0	0	—	—	—
12	139	139	0	0	—	—	—
13	148	91	0	57	—	—	—
14	148	18	0	130	—	—	—
15	155	62	0	93	—	—	—
16	163	163	0	0	—	—	—
17	167	140	27	0	167	16	1095
18	237	145	0	92	—	—	—
19	243	243	0	0	—	—	—
20	265	265	0	0	—	—	—
21	295	37	0	258	—	—	—
22	342	342	0	0	—	—	—
23	372	359	0	13	—	—	—
24	462	453	4	5	457	1	1015
25	484	103	8	373	111	7	1050
26	579	570	9	0	579	2	1040
27	678	585	0	93	—	—	—
28	696	685	0	0	—	—	—
29	786	58	728	0	786	93	1195
30	931	905	0	26	—	—	—
31	933	594	0	339	—	—	—
32	1012	998	0	14	—	—	—
33	1125	716	68	341	784	8	1050
34	1276	850	29	397	879	3	1030

Закінчення табл. 1.9

Номер кристала	$N_{заг}$, ppm	N_A, ppm	N_{B1}, ppm	N_c, ppm	$(N_A + N_{B1})$, ppm	% *B*	*T*, °C, 2 млрд років
35	1301	1063	53	185	1116	4	1045
36	1324	1279	0	45	—	—	—
37	1402	339	81	982	420	6	1050
38	1522	936	70	516	1006	7	1050
39	1525	1173	313	39	1486	21	1065
40	1568	1568	0	0	—	—	—
41	1967	1284	266	417	1550	17	1057
Розмах значень							1015—1260
Середнє							1103

Таблиця 1.10. **Дані спектрів комбінаційного розсіювання мікродіамантів із неогенового розсипу Самоткань**

Форма і забарвлення кристала	Положення головної лінії, $см^{-1}$	FWHM, $см^{-1}$
Октаедр безбарвний	1331,07	2,17
	1331,03	2,23
	1331,53	2,25
	1331,63	2,69
	1330,58	3,96
	1330,84	4,01
Октаедр безбарвний з включеннями	1332,15	2,97
	1331,59	3,32
	1331,58	3,39
Двійник безбарвних октаедрів	1330,99	5,37
Октаедро-ромбододекаедр-куб безбарвний	1331,72	2,85
Куб димчастий	1331,13	2,42
	1331,55	2,61
Куб фіолетовий	1330,95	2,30
Уламок фіолетовий	1331,35	2,72
Октаедро-куб фіолетовий	1330,54	4,52
	1331,05	6,50
Кубо-октаедр коричневий	1329,49	4,80
Кубо-октаедр жовтий	1331,78	5,23

вих, коричневому та жовтому октаедро-кубах і кубо-октаедрах помітно росте FWHM головної лінії комбінаційного розсіювання. Вона зростає для октаедрів із включеннями і для двійника октаед-

рів. Спостерігається і певний зсув спектрального положення головної лінії КР від стандартного положення 1332,0 $см^{-1}$.

Ще 21 кристал спеціально відібраних мікродіамантів розсипу Самоткань із візуально видимими під мікроскопом мінеральними включеннями досліджено в ІГ Комі НЦ УрВ РАН (м. Сиктивкар) на базі лабораторії мінералогії діаманту (Исаенко, Квасница, 2014). Отримані спектри КР крім вузьких раманівських ліній містять смуги різної ширини та інтенсивності супровідної люмінесценції. Вивчені кристали характеризуються неоднаковою яскравістю люмінесценції, для оцінювання якої використовували співвідношення інтенсивності широкої смуги люмінесценції в точці перетину з головною лінією (1332 $см^{-1}$ або 690 нм) до інтенсивності самої лінії в спектрі КР. Відносно слабка люмінесценція характерна для 6 зразків, середня — для 4, інтенсивна — для 11 зразків мікродіамантів. Записані спектри КР за складом раманівських ліній і смуг люмінесценції умовно розділені на п'ять типів.

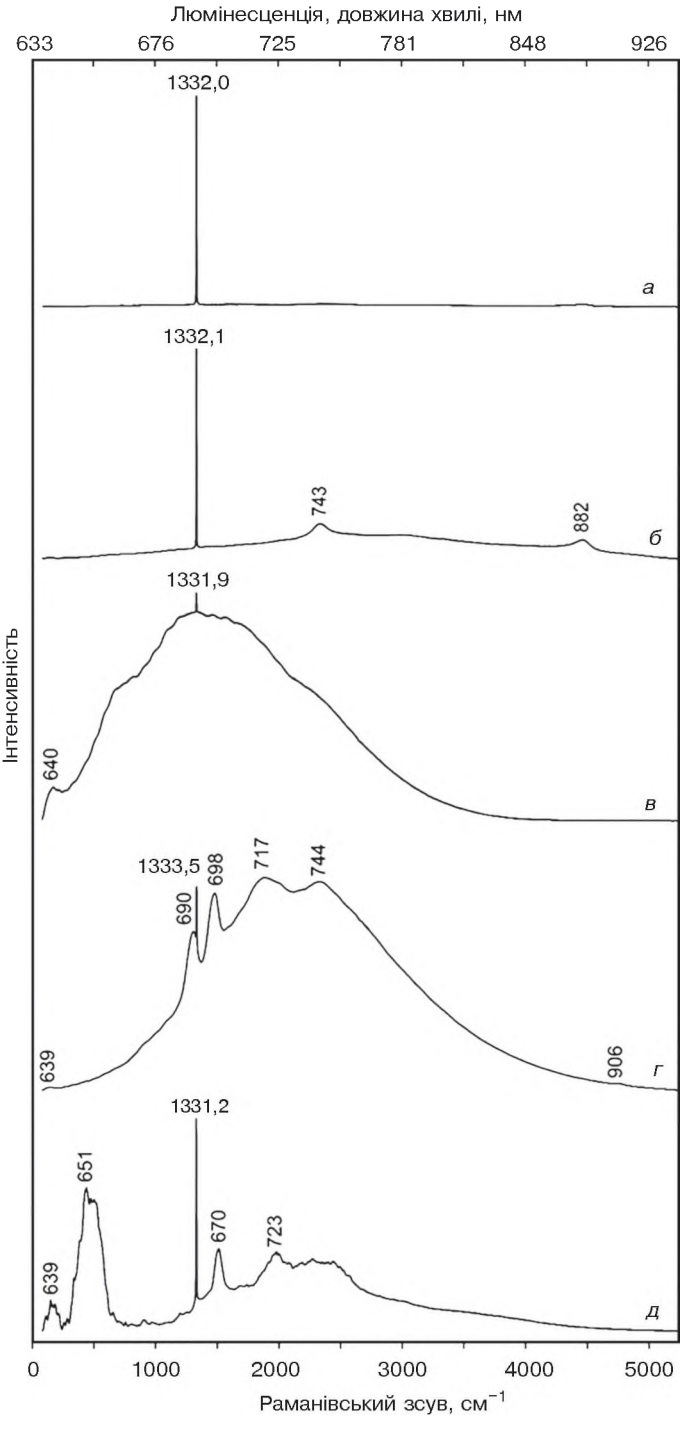
Для першого (рис. 1.20, *а*) характерна наявність лише інтенсивної головної лінії діаманту в спектрі і слабкої фонової люмінесценції. Такий тип спектра виявився характерним для кристалів № 4, 21.

Другому типу спектрів КР (кристали № 8, 14, 15, 17) крім інтенсивної головної лінії діаманту (рис. 1.20, *б*) властива наявність широкої смуги люмінесценції помірної інтенсивності системи 743 нм, а в спектрі кристала № 17 — ще й розширеної смуги 882 нм.

Третій тип спектрів характеризується яскравою люмінесценцією, яка майже повністю перекриває інтенсивну головну лінію КР. Широка смуга люмінесценції у цьому випадку простягається в діапазоні 650—780 нм, її максимум інтенсивності припадає на частоту 700 нм; у спектрі спостерігається і малоінтенсивна розширена смуга 640 нм. Такий тип спектра трапляється найчастіше, він виявився характерним для кристалів № 2, 5—7, 9, 12, 13, 16, 18, 20 (рис. 1.20, *в*).

Четвертий тип спектрів КР ускладнений широкою смугою люмінесценції, яка перекриває область частот 680—820 нм, при максимумі близько 750 нм; також у спектрі наявні виразні розшире-

Рис. 1.20. Типи спектрів комбінаційного розсіювання (*а—д*) мікродіамантів із неогенового розсипу Самоткань. Для зручності сприйняття внизу наведено шкалу (для ліній КР), вгорі — шкала для смуг люмінесценції


Люмінесценція, довжина хвилі, нм
633
676
725
781
848
926
1332,0
а
1332,1
743
882
б
1331,9
640
в
1333,5
690
698
717
744
639
906
г
1331,2
651
670
723
639
д
Інтенсивність
0
1000
2000
3000
4000
5000
Раманівський зсув, см$^{-1}$

ні смуги 639, 690 і 698 нм. Такий тип спектра виявився характерним для кристалів № 1, 11, 19 (рис. 1.20, *г*).

В окремий, п'ятий, тип виділено спектр кристала № 10, в якому крім головної лінії діаманту чітко виділяються смуги люмінесценції 639, 651, 670 нм (рис. 1.20, *д*). У прохідному світлі кристал № 10 відрізнявся візуально від інших кристалів фіолетовим забарвленням, при цьому більшість із них безбарвні або зеленуваті.

Відповідно до положення головної лінії в спектрах КР, зареєстрованих з поверхні мікродіамантів розсипу Самоткань, побудовано діаграму частот зустрічальності (%) положень ліній в спектрах. Інтервали розраховано за формулою Стерджесса, до вибірки увійшли 17 спектрів КР. Так, положення головної лінії в раманівських спектрах варіює в діапазоні 1331,2—1334,4 $см^{-1}$, за середнього значення 1332,4 $см^{-1}$ (рис. 1.21). Нагадаємо, що за нормальних умов місце головної лінії КР у діамантній ґратці без напружень становить 1332,0 $см^{-1}$. У цьому випадку спостерігається великий розкид значень положення головної лінії в спектрах, що засвідчує чітко виражену неоднорідність дослідженої колекції.

Досліджено також включення, які добре помітні в оптичному мікроскопі і розміщуються в кристалах на різній глибині. У мікродіамантах з відносно слабкою люмінесценцією зареєстровано спектри КР включень. У спектрі КР кристала № 4 отримано смуги, що належать халькопіриту (рис. 1.22).

У кристалах № 3, 8, 17 на різній глибині у прохідному світлі виявлені поодинокі частинки зі слабовираженими кристалографічними обрисами і скупчення дрібних чорних, непрозорих включень вуглецевої речовини (атлас, рис. 150, 151, кристали № 3 і 17). Їхній розмір варіює від 5 до 28 мкм. Аналіз зареєстрованих спектрів дає змогу визначити спектральні характеристики

Рис. 1.21. Діаграма розподілу частот головної лінії комбінаційного розсіювання у раманівських спектрах, отриманих з поверхні мікродіамантів із неогенового розсипу Самоткань. Частота (%) відповідає одному кристалу діаманту (один куб)

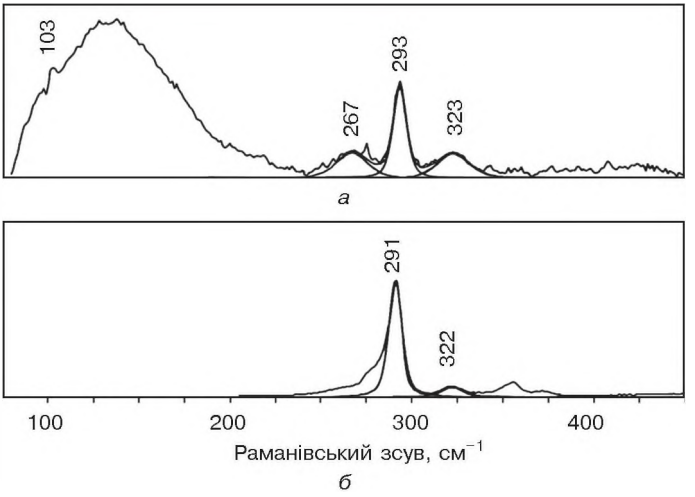


Рис. 1.22. Спектри комбінаційного розсіювання включення халькопіриту в мікродіаманті № 4 (*а*) і халькопіриту із бази раманівських спектрів (*б*) (www.rruff.info)

цієї речовини. Положення головної лінії в спектрах КР варіює в діапазоні 1587,8—1594,8 $см^{-1}$ (табл. 1.11) за середнього значення 1591,2 $см^{-1}$. За значеннями FWHM головної лінії (16—36 $см^{-1}$, середнє значення 24,8 $см^{-1}$) вуглецева речовина може бути віднесена до високовпорядкованого графіту з розміром кристалітів 10—100 нм (Ferrari, Robertson, 2004). Отримані раманівські дані для включень графіту у самотканських мікродіамантах близькі до

Таблиця 1.11. **Дані спектрів комбінаційного розсіювання від включень графіту в мікродіамантах із неогенового розсипу Самоткань**

Номер кристала	Місце дослідження	Глибина, мкм	Положення головної лінії, $см^{-1}$	FWHM, $см^{-1}$
8	1	28	1594,8	16
	2	5	1590,7	17
3	1	—	1594,0	29
	3	—	1590,2	24
17	1	16	1592,3	26
	2	15	1587,8	22
	3	15	1590,2	24
	4	15	1588,5	29
	8	15	1592,4	36

даних для деяких включень графіту в уральських макродіамантах (усне повідомлення С.І. Ісаєнка).

За зсувом головної лінії включень графіту в кристалах діаманту оцінено залишкові тиски в них з урахуванням коефіцієнта зсуву головної лінії відносно її стандартного положення для графіту при 1582,0 см $^{-1}$ (Sandler et al., 2003). Розрахований діапазон залишкових тисків у цих мікродіамантах становить 1,0—4,3 ГПа (за середнього значення 3,0 ГПа), за яким можна приблизно оцінити тиск утворення графітовмісних діамантів до 5,0 ГПа при 1200 °С.

Отже, дослідження двох десятків мікродіамантів із розсипу Самоткань за методом раманівської спектроскопії на підставі аналізу ліній КР та інтенсивності смуг люмінесценції дало можливість типізувати зареєстровані спектри, виділивши п'ять типів. Розподіл положень головної лінії в діамантах разом з аналізом особливостей спектральних характеристик вказує на чітко виражену неоднорідність кристалів діаманту дослідженої колекції. Зареєстровано спектри включень халькопіриту і вуглецевої речовини в діамантах. За характеристиками головної лінії включення вуглецевої речовини в діаманті ідентифіковані як графітові. Ці дані доповнюють перелік мінеральних включень (олівін, енстатит, клиноенстатит, K-рихтерит, магнетит, Fe,Sn-оксид, графіт), раніше виявлених у самотканських мікродіамантах (Kvasnytsya, Wirth, 2009), сульфідом (халькопіритом), що дає змогу припускати існування різних мантійних середовищ кристалізації діамантів — передотитове і еклогітове.

Ізотопний склад вуглецю кристалів. Із колекції самотканських мікродіамантів було підібрано найбільше кристалів для ізотопно-геохімічних досліджень (табл. 1.12). Отримані значення $\delta^{13}C$ коливаються в найбільш широких для українських діамантів межах від –32,4 ‰ до –2,5 і навіть до +3,27 ‰, але за середнім значенням і коефіцієнтом варіації ізотопного коефіцієнта самотканські кристали найбільш близькі до мікродіамантів Бузького мегаблока щита.

Колекція вивчених самотканських мікродіамантів є репрезентативною, тому можна провести кореляцію ізотопного складу вуглецю із морфологією і забарвленням кристалів. Аналіз показав (табл. 1.13), що кристали I різновиду, за класифікацією Ю.Л. Орлова — октаедри і додекаедроїди, характеризуються ізотопно значно важчим вуглецем (–10,5...–5 $\delta^{13}C$, ‰), ніж мікродіаманти II різновиду — жовті та зелені куби і кубоїд (–27...–11 $\delta^{13}C$, ‰). Очевидно, що це цілком збігається з добре статистично обґрунтованими даними щодо діамантів із найважливіших діаман-

Таблиця 1.12. **Загальна характеристика та ізотопно-геохімічні властивості мікродіамантів із неогенового розсипу Самоткань**

Номер кристала	Маса, мкг	Форма	Колір	^{13}C, ‰
1 *	Н. в.	Уламок	Безбарвний	–23,55; 0,20; 2,43; 3,27
2	33	»	»	–6,28; –5,34
3 *	Н. в.	Октаедр	»	–5,10; –4,88; –3,08; –2,45
4	20	»	»	–11,07; –3,40
5	24	Октаедр (двійник)	»	–6,12; –3,44
6	30	»	Димчатий	–23,0
7	9	Октаедр	Жовтий	–10,12; –7,70
8	17	»	»	–11,93; –10,51
9	3	»	»	–14,70; –13,96
10	18	Октаедр (двійник)	»	–7,06; –4,47
11	15	Октаедроїд	»	–8,76; –6,10
12	Н. в.	{111} + {110}	Коричневий	–15,5; –14,3
13	23	Додекаедроїд	Безбарвний	–6,85; –6,14
14	17	»	Фіолетовий	–10,70; –9,74
15	11	{111} + {100}	Жовтий	–11,65; –2,85
16	4	{111} + {100}	»	–8,30; –3,60
17	6	{111} + {100}	»	–10,70; –5,86
18	9	{111} + {100}	»	–11,45; –9,35
19	35	Куб	Безбарвний	—22,57; –21,90
20 *	Н. в.	»	Сірий	–24,48; –22,78; –21,09; –20,24
21 *	»	»	Жовтий	–7,00; –5,31; –5,09; –4,67; –2,98
22	23	»	»	–13,29; –8,08
23	Н. в.	»	»	–24,8; –24,6
24	11	»	Зелений	–6,52; –3,70
25	26	»	»	–16,20
26	Н. в.	»	»	–17,30
27	26	»	Фіолетовий	–17,79; –17,17
28 *	Н. в.	»	»	–14,41; –13,25; –12,83; –11,87
29 *	»	Кубоїд	»	–16,43; –14,41; –12,30
30	»	»	»	–9,20
31	35	Куб (зросток)	»	–25,89
32	20	»	Бурий	–17,91
33	34	»	»	–27,44
34	15	{100} + {111} + {110}	Димчатий	–32,41; –31,49
Розмах значень				Від –32,4 до 3,27
Середнє**				–12,74

* Визначення ізотопного складу вуглецю методом SIMS (Квасниця та ін., 2005). ** Наведено статистичні параметри без урахування даних, отриманих методом SIMS. Н. в. — не визначали.

Таблиця 1.13. **Середній ізотопний склад вуглецю у різних за кольором і формою мікродіамантах із неогенового розсипу Самоткань**

Колір	Форма кристалів					$\delta^{13}C$ для забарвлених різновидів, ‰
	Уламок	Октаедр	Додекаедроїд	Куб-октаедр	Куб	
Безбарвний	–1,50	–4,96	–6,50	Немає даних	Немає даних	–4,32
Жовтий	Немає даних	–9,53	Немає даних	–7,97	–11,34	–9,61
Зелений	Те саме	Немає даних	Те саме	Немає даних	–10,93	–10,93
Фіолетовий	» »	Те саме	–10,22	Те саме	–13,74	–11,98
Бурий, коричневий	» »	–14,9	Немає даних	» »	–22,68	–18,79
Сірий, димчастий	» »	Немає даних	Те саме	» »	–26,95	–26,95
$\delta^{13}C$ для морфологічних різновидів, ‰	–1,50	–9,80	–8,36	–7,97	–17,13	

Таблиця 1.14. **Вміст ($см^3/г$) ізотопів гелію в мікродіамантах із неогенового розсипу Самоткань**

Кристали	^3He, $\times 10^{-12}$	^4He, $\times 10^{-6}$	$^3He/^4He$, $\times 10^{-6}$
Слабофіолетовий кристал перехідної форми {111} – {110}	3,37	0,049	6,89
Зелений куб	0,51	1,28	0,04

тоносних провінцій. Чіткої кореляції ізотопного складу вуглецю із концентрацією структурного азоту і ступенем агрегації азотних центрів у самотканських мікродіамантах не виявлено.

Ізотопи гелію кристалів. Вміст гелію і співвідношення його ізотопів у самотканських мікродіамантах показано на рис. 1.15 і наведено в табл. 1.14 (Квасниця та ін., 2005). Вони мають як аномально високу, так і нормальну концентрацію ^3He і відповідне відношення $^3He/^4He$. Діаманти як глибинні мінерали внаслідок своїх хімічної і температурної стійкості та низького вмісту урану і торію зберігають у майже незміненому стані захоплений під час кристалізації первинний мантійний гелій. Відношення $^3He/^4He$ у мантійних діамантах відповідає його величині в мантії для часу, коли вони кристалізувались. Високе відношення $^3He/^4He$ у діамантах засвідчує їхні давній вік і мантійне походження.

Мінеральні і багатофазові флюїдні включення. Для вивчення включень у самотканських мікродіамантах методом трансмісійної електронної мікроскопії (ТЕМ) були відібрані їхні характерні представники за формою, забарвленням і механізмом росту. Октаедри, кристали перехідної форми {111} + {110} і деякі куби з малими гранями {111} і {110} характеризуються тангенціальним (переважно спіральним) механізмом росту, інші куби та кубоїди — нормальним (фібрильним, волокнистим). Фібрильний механізм росту також має облямівка октаедро-куба. У більшості прозорих кристалів під бінокуляром помітні чорні включення. Для цих діамантів застосована методика ТЕМ досліджень, яка детально викладена у спеціальній публікації (Wirth, 2004). Вивчено 18 надтонких плівок розміром 15 × 10 × 0,150 мкм, вирізаних із 9 кристалів діаманту. В 11 плівках семи кристалів досліджено мінеральні і багатофазові флюїдні включення (табл. 1.15).

Включення містяться у мікрокавернах, місцях інтенсивного розвитку дислокацій та у бездислокаційних частинах діамантних плівок. Діаметр включень — у межах 2—350 нм. Часто вони мають ідіоморфну форму, це стосується значної кількості включень різних мінералів. Така форма особливо властива мінералам-в'язням каверн. Кристалографічні форми характерні і для мінералів-включень діамантної матриці. Їхнє огранення може бути індуковане діамантом. Частина мінералів матриці має власні форми і належить до протогенетичних включень. Виповнення багатьох каверн мікро-нановключеннями не суцільне. До 20—30 % їхнього об'єму займає флюїд (рідина, газ).

За особливостями внутрішньої будови і набором виявлених мікровключень розрізняємо декілька типів діамантних плівок, вирізаних із мікрокристалів діаманту: а) з різним розвитком дислокацій і без включень (мікродіаманти С5 і С3); б) з високою щільністю дислокацій та включеннями оксидів чи сульфідів Fe і Sn (мікродіаманти С1 і С9) (атлас, рис. 158—162); в) з відносно великими включеннями мінералів перидотитової асоціації у матриці плівок (діамант С14) (атлас, рис. 155—157); г) з різноманітним набором багатофазових включень у мікропорожнинах (діаманти С2, С12, С15, С18) (атлас, рис. 163—168).

Мікродіамант С5 (безбарвний октаедр): у двох плівках з цього кристала не було виявлено включень розміром більш як 1—2 нм. У них виразно виявлені візерунки дислокацій — чіткі, переважно без викривлення, прямі переривчасті лінії. У полі розвитку дислокацій помітні надзвичайно дрібні включення, що не дає мож-

Таблиця 1.15. **Мінеральні і багатофазові флюїдні включення в мікродіамантах із неогенового розсипу Самоткань**

Номер кристала	Форма і забарвлення кристала	Номер вирізаної плівки	Мікро- і нановключення у кристалі	Характер дислокацій у кристалі
	Мікро- і нановключення мінералів, мінерали перидотитів, інші мінерали			
C14	Безбарвний октаедр	641	Олівін, енстатит і Fe,Sn-оксид	Висока щільність вигнутих дислокацій (атлас, рис. 155)
		650	Олівін, енстатит, кліноенстатит, K-рихтерит, графіт (атлас, рис. 155—157) і Fe,Sn-оксид	
	Fe, Sn- і Fe-оксиди			
C1	Безбарвний кристал {111} + + {110} форми	576	Магнетит (атлас, рис. 158), Fe,Sn-оксид (атлас, рис. 159) і Fe,Sn (Ni, Cr)-оксид	Висока щільність прямолінійних дислокацій в кристалах C1 (атлас, рис. 146) і C9 (атлас, рис. 147), що засвідчує деформацію дислокаційним ковзанням без подальшого відпалювання
		580	Fe,Sn-оксид і Fe, Sn (Ni, Cr)-оксид (атлас, рис. 160, 161)	
C9	Те саме	865	Fe,Sn-оксиди з різним вмістом Ni, Co, Cr, Si, Al і S (атлас, рис. 162)	
	Флюїдні багатофазові нановключення — асоціації мультифаз			
C15	Безбарвний октаедр	807	Асоціація карбонату—слюди—ільменіту—сильвіну (атлас, рис. 163)	Низька щільність дислокацій. Прямолінійні дислокації
C12	Безбарвний кристал {111} + {110} форми	640	Включення мультифазних асоціацій: карбонат—слюда—ільменіт (атлас, рис. 164); карбонат—слюда, карбонат (атлас, рис. 165) і сильвін з домішкою Ca	Те саме

Закінчення табл. 1.15

Номер кристала	Форма і забарвлення кристала	Номер вирізаної плівки	Мікро- і нановключення у кристалі	Характер дислокацій у кристалі
С2	Фіолетовий кубоїд	900	Виявлено понад 10 включень карбонату. У трьох випадках карбонат співіснує з рутилом (атлас, рис. 166). Одне включення флогопіту	Приповерхнева зона кристала характеризується високою щільністю вигнутих дислокацій (атлас, рис. 148)
С18	Коричневий куб у зеленій облямівці: зелена зона — облямівка	873	Включень не виявлено	Висока щільність вигнутих дислокацій (атлас, рис. 149)
	зона під облямівкою — світло-коричнева зона	868	Плівка збагачена включеннями, що виповнюють порожнини; це включення тільки карбонату, карбонату—апатиту, карбонату—апатиту—рутилу, карбонату—апатиту—ільменіту (атлас, рис. 167) і карбонату—слюди—апатиту—ільменіту—сильвіну	Низька щільність вигнутих дислокацій
	центральна частина світло-коричневої зони	870	Виявлено тільки асоціацію карбонату—апатиту (атлас, рис. 168)	Те саме

ливості вивчити їх хімічний склад. Характер дислокацій засвідчує, що кристал не зазнав значного температурного впливу. Самі ж дислокації є ростовими, хоча їх можна віднести й до смуг пластичної деформації.

Мікродіамант С3 (фіолетовий кубоїд): у плівці з цього кристала не виявлено включень, спостерігається лише незначний розвиток дислокацій.

Мікродіамант С1 (безбарвний кристал перехідної форми {111}+ + {110}): у двох плівках з цього кристала спостерігаються вку-

пі візерунки густих дислокацій (атлас, рис. 146) і різні включення, найімовірніше оксидів заліза та олова (атлас, рис. 158—161). Серед них розрізняють: а) безформні скупчення розміром 20—100 нм Sn,Fe-оксидів з домішками нікелю та хрому; такі включення часто розміщуються у полях дислокацій; б) сферичні включення оксиду олова зі значною домішкою заліза, їх розмір — близько 80 нм; в) видовжене, прямокутне включення, найімовірніше, магнетиту розміром 100 × 300 нм.

Мікродіамант С9 (безбарвний кристал перехідної форми {111} + {110}); на відміну від включень у діаманті С1 склад включень Fe і Sn у діаманті С9 більш різноманітний (атлас, рис. 162). Крім хрому і нікелю у таких включеннях зафіксовані ще домішки кобальту, силіцію і сірки. Розмір включень — до 100 нм, вони «безформні». Точно не визначено, які мінеральні форми утворюють залізо і олово — оксиди чи сульфіди. Для кристала характерна висока щільність дислокацій (атлас, рис. 147).

Мікродіамант С14 (безбарвний октаедр): у двох плівках серед його включень виявлено мінерали перидотитової асоціації (олівін, енстатит); при цьому численні включення олівіну мають ідіоморфну форму (атлас, рис. 155—157). Розміри кристалів олівіну менші за 1 мкм. У плівках розпорошені численні нанометрові включення графіту. В одній із плівок ідіоморфне включення енстатиту асоціює з ідіоморфним включенням графіту. В тріщині цієї плівки виявлено включення К-рихтериту розміром ~100 нм. Крім того, фіксуються нанометрові включення оксиду олова з домішкою заліза. Хімічний склад олівіну, енстатиту і К-рихтериту наведено у табл. 1.16. Діамант має високу щільність дислокацій, які характеризуються значними викривленнями (атлас, рис. 155). Це засвідчує, що діамант зазнав високотемпературного впливу.

Мікродіамант С2 (фіолетовий кубоїд): приповерхнева частина плівки кристала характеризується високою щільністю викривлених дислокацій (атлас, рис. 148), а вся плівка — наявністю численних плейтелітсів — *B*2-центрів і мікровключень карбонату розміром 50—120 нм. Деякі включення визначено як рутил і флогопіт, перший перебуває в асоціації з карбонатом (атлас, рис. 166). Плейтелітси мають певну орієнтацію, їх розмір за видовженням досягає 50 нм.

Мікродіамант С12 (безбарвний кристал перехідної форми {111} + {110}): у плівці з цього кристала виявлено асоціацію мікровключень карбонату, ільменіту і флогопіту, що виповнюють

Таблиця 1.16. **Хімічний склад (%, за масою) мікро- і нановключень мінералів у самотканському мікродіаманті С14 (Kvasnytsya, Wirth, 2009) і склад рихтериту як включення в діаманті із діатреми Слоан (Meyer, McCallum, 1986)**

Компонент	Олівін			Ензтатит			К-рихтерит *	Рихтерит (Meyer, McCallum, 1986)
SiO_2	40,8	40,7	39,7	56,6	55,4	56,1	57,5	57,20
TiO_2	Не визначено							0,46
Al_2O_3	»			»				0,50
Cr_2O_3	Н. в.	Н. в.	Н. в.	0,4	Н. в.	0,5	Н. в.	0,10
FeO	7,7	8,4	8,0	4,02	3,4	3,6	6,0	1,68
MnO	0,3	0.4	0,4	Не визначено				0,11
NiO	0,5	0,8	0,7	0,7	0,4	0,6	Н. в.	0,14
MgO	50,6	49,5	51,0	37,2	39,0	38,4	24,6	22,80
CaO	0,1	0,2	0,2	0,9	0,5	0,8	1,7	6,65
K_2O	Не визначено						10,1	4,30
Na_2O								4,52
Усього **	100	100	100	100	100	100	99,9	98,5
O_2	4	4	4	6	6	6	23	23
Si	0,994	0,996	0,997	1,950	1,900	1,930	8,02	7,93
Ti								0,05
Al	Не визначено			0,053	Н. в.		Н. в.	0,08
Cr	Н. в.	Н. в.	Н. в.	0,011	Н. в.	0,014	»	0
Fe	0,157	0,172	0,164	0,120	0,097	0,104	0,70	0,20
Mn	0,006	0,008	0,008	Не визначено				0
Ni	0,010	0,016	0,014	0,019	0,011	0,017	Н. в.	0
Mg	1,837	1,806	1,863	1,910	1,994	1,969	5,11	4,72
Ca	0,002	0,005	0,005	0,033	0,018	0,030	0,25	0,99
K	Не визначено						1,81	0,77
Na								1,22
Усього	3,006	3,003	3,051	4,043	4,073	4,064	15,8	15,96
Mg #	92,1	91,3	91,9	94,1	95,4	95,0	87,9	96,00

* Середнє значення із чотирьох аналізів. ** При нормалізації до 100 % проігноровано Na_2O, яке не виміряно. Н. в. — не визначено.

порожнину (табл. 1.17; атлас, рис. 164). В іншій порожнині знаходиться тільки фаза сильвіну з домішкою кальцію.

Мікродіамант С15 (безбарвний октаедр): має майже такий самий набір мікровключень, як і діамант С12: К-силікат — флогопіт, карбонат, ільменіт і сильвін (атлас, рис. 163). Хімічний склад цих включень в обох мікродіамантах близький (табл. 1.17).

Мікродіамант С18 (коричневий куб в зеленій облямівці): з нього вирізано три плівки: із зеленої тонкої облямівки, корич-

Таблиця 1.17. **Хімічний склад (%, за масою) мінералів флюїдних включень у самотканських мікродіамантах С12 і С15**

Оксид	С12				С15	
	Ca-Fe-карбонат	Ільменіт	K-силікат	Високо-кремнієва слюда	Ільменіт	Флогопіт
SiO_2	2,4	7,8	42,3	50,6	Н. в.	46,0
TiO_2	0,0	40,1	7,6	Н. в.	44,8	Н.в.
Al_2O_3	0,0	0,9	9,0	9,8	Н.в.	4,5
FeO	11,1	46,5	23,0	13,5	50,5	18,2
MgO	Н. в.	Н. в.	Н. в.	14,6	4,7	18,5
CaO	82,2	»	»	2,7	Н. в.	0,0
K_2O	4,3	4,7	18,1	8,8	»	12,7
Усього	100	100	100	100	100	100

Примітка. Н. в. — не визначено.

невої зони під самою облямівкою та із коричневої центральної частини кристала. У плівці із верхньої зеленої зони не виявлено мікровключень, добре розпізнаються лише канали розчинення. Зона біля зеленої облямівки насичена включеннями, які виповнюють порожнини. Виявлені асоціації мікровключень: карбонат, карбонат—апатит, карбонат—апатит—рутил, Ca,Sr-карбонат—апатит—ільменіт (атлас, рис. 167), карбонат—силікат—Ca-фосфат—ільменіт—сильвін. Плівка із центральної коричневої зони містить тільки поодинокі мікровключення асоціації карбонат—апатит (атлас, рис. 168).

Розглянемо характеристику включень у самотканських мікродіамантах, для яких отримано надійні фактичні дані: морфологія, рентгенівське визначення, рентгенівські спектри елементів, хімічний склад, картини розподілу елементів тощо. Дані щодо хімічного складу для мінералів каверн не завжди належать тільки якомусь певному мінералу, а часто характеризують декілька різних мінералів, накладених один на одний. Зауважимо, що у мікродіамантах звичайними включеннями є графіт, діамант і деякі не надійно діагностовані мінерали (атлас, рис. 150—154).

Олівін: усі його включення ізольовані. Зазначимо ідіоморфну форму кристалів олівіну, на яких можна передбачити такі домінуючі прості форми, як {001}, {111}, {110}, властиві цьому мінералу, але у природі вони рідко визначають габітус його кристалів. Набуття кристалами олівіну кристалографічних форм вка-

зує на їх вільний ріст та протогенетичне походження, тобто вони були захоплені під час росту діаманту у вигляді готових кристалів. Ідіоморфну форму кристалів олівіну — включень у діаманті, описали лише З.В. Бартошинський і Е.С. Єфімова у 1974 р. у діаманті з кімберлітів Якутії. Вважається, що у переважній більшості випадків форма мінеральних включень, які знаходяться в матриці діаманту, індукована мінералом-господарем, і вони набувають незвичної для себе діамантової форми (Бартошинский, Ефимова, 1974; Бартошинский и др., 1980; Квасница и др., 1993).

За хімічним складом досліджені включення олівіну характеризуються вузьким діапазоном (див. табл. 1.16) і вписуються у поле олівінів-включень у діамантах із різних родовищ світу (Sobolev et al., 2004). Однак вони мають незвичайно високий вміст NiO (0,5—0,8 %, за масою) за відносно низького значення їх Fo-молекули, що не відповідає позитивній кореляції NiO—Fo для переважної більшості вивчених олівінів-включень у діамантах світу. Дещо подібна ситуація спостерігається для деяких олівінів-включень у діамантах із якутських трубок Ювілейна і Ситиканська (Sobolev et al., 2000) та в діамантах із кімберлітів Канади (Pokhilenko et al., 2004). Для таких випадків прогнозується, що ці олівіни можуть походити із збагачених залізом гарцбургітів з високим вмістом ортопіроксену (Sobolev et al., 2000).

Енстатит і кліноенстатит: було знайдено лише декілька ідіоморфних включень піроксену в діамантній плівці з численними включеннями олівіну. В одному випадку ідіоморфний кристал енстатиту контактує з графітом, в іншому — виявлено зросток енстатиту з кліноенстатитом, очевидно як продукт розпаду першого. Зросток кліно- і ортопіроксену визначено у канадському діаманті (Promprated et al., 2004). За хімічним складом енстатит майже не відрізняється від включень енстатиту в діамантах світу, хіба що має підвищений вміст Al_2O_3 (1,3 %). Обидва перидотитові мінерали (олівін і енстатит) представляють мантійну породу — можливі лерцоліти, в яких зростали діаманти, оскільки середні значення магнезіальності (Mg #) для нановключень олівіну та енстатиту (91,43 та 94,83 відповідно) у самотканських мікродіамантах ближчі до значень Mg # цих мінералів-включень у діамантах лерцолітової асоціації, ніж гарцбургітової.

К-рихтерит: виявлено у залікованій тріщині в мікродіаманті з включеннями олівіну і енстатиту-кліноенстатиту. Це, мабуть, четверта знахідка у світі К-рихтериту як включення в діаманті. Першою була знахідка включення рихтериту в асоціації з флогопітом

у діаманті з кімберлітової трубки Слоан (Колорадо, США) (Meyer, McCallum, 1986), рихтерит в асоціації із санідином пізніше описано в якутському полікристалічному крупнозернистому діаманті типу борт (Смелова, 1993) та в асоціації з клінопіроксеном і олівіном у діаманті із трубки Фуксіан (Китай) (Leung et al., 1994). Автори статті (Meyer, McCallum, 1986) вважають рихтерит епігенетичним включенням у діаманті. Рихтерит із якутського діаманту має високий вміст лугів (вміст K_2O — 5,20, Na_2O — 5,85 %) й TiO_2 — 6,71 %, за масою, і віднесений умовно до еклогітового парагенезису (Смелова, 1993).

В мікродіаманті С14 спостерігаємо майже таку саму асоціацію мінералів-включень, як у китайському діаманті. Передбачається, що найімовірнішим є походження такого амфіболу із перидотитів (флогопіт—K-рихтерит перидотитів). Експериментальні дослідження (Konzett et al., 1997) показали, що асоціація K-рихтерит—флогопіт—клінопіроксен є стабільною у широких межах (від 1135—1200 °С при 4,0 ГПа до 1300—1400 °С при 8,0 ГПа), що відповідає полю стабільності діаманту. Інконгруентне плавлення K-рихтериту приводить до утворення асоціації клінопіроксен + олівін + рідина. Отже, K-рихтерит можливий як первинне включення в діаманті.

Флогопіт: включення флогопіту ми зафіксували в багатьох плівках з діамантів С2, С12, С15 і С18. Форма виділень псевдогексагональна. Мінерал визначено за його хімічним складом.

Ільменіт: його включення збагачені залізом (до 50,5 %), що вважається характерним для діамантів еклогітового парагенезису (Davies et al., 2004). Збагачений залізом ільменіт є звичайним включенням в діамантах надглибокого походження з Бразилії (Kaminsky et al., 2001).

Рутил: будь-яких особливостей не виявлено, крім ідіоморфізму виділень.

Магнетит: має зональну будову. Наявність магнетиту в діаманті вказує на леткість кисню, близьку до буфера QFM (fO_2 = = $10^{-8,5}$ атм).

Включення олова і заліза: олово як домішка раніше не було зафіксоване в діамантах. Відоме виявлення різних за складом дуже тонких металічних плівок на кристалах розсипного діаманту Середнього Тиману (Росія) (Макеев и др., 1999), у тому числі плівок олова такого складу, %: Sn 94,04; Cu 4,33; S 0,75; Pb 0,45. Втім таке олово може бути накладеним на кристал діаманту, тобто не має з ним генетичного зв'язку. Стосовно першоджерела олова потрібно зауважити, що воно віднесено до високолетких халь-

кофільних елементів із вмістом у силікатній оболямівці Землі (піроліті) всього 130 ppb (McDonough, Sun, 1995); водночас олово може поводитися як помірно сидерофільний елемент (Jochum et al., 1993).

Карбонати: виявлені в чотирьох із дев'яти вивчених кристалів мікродіаманту, при цьому вони численні в окремих плівках і трапляються самостійно або частіше асоціюють з певним набором мінералів у різних комбінаціях: з апатитом, апатитом—флогопітом, апатитом—рутилом, апатитом—ільменітом, апатитом—флогопітом—ільменітом—сильвіном, рутилом, флогопітом—ільменітом, флогопітом—ільменітом—сильвіном. Наявність карбонатних включень підтверджена їх складом (див. табл. 1.17), дифракцією і EELS спектрометрією. Форма карбонатних включень ідіоморфна і геміідіоморфна. За хімічним складом можна розрізняти Ca-карбонат, Ca,Fe-карбонат, Ca,Mg-карбонат і Ca,Sr-карбонат. Відомості про карбонатні включення в діамантах узагальнені у статті (Klein-BenDavid et al., 2006), які вказують на їх асоціацію з хлоридами і силікатами. Наші дослідження розширюють коло мінералів, що кристалізуються разом з карбонатами із флюїдів, захоплених діамантом, — це ільменіт, рутил і апатит.

Апатит: декілька включень кристалів апатиту зафіксовано в мікродіаманті з оболямівкою. Вони виявлені в ядрі кристала діаманту і в зоні під оболямівкою кристала. В першому випадку апатит асоціює з карбонатом, у другому — перебуває у різних асоціаціях з карбонатом, рутилом й ільменітом. Форма кристалів апатиту гексагональна. Ідентифікація апатиту обґрунтована його складом. Асоціацію включень апатиту, карбонату і точно не визначеного силікату виявлено в заїрських і канадських діамантах (Klein-BenDavid et al., 2006).

Сильвін: KCl-фази виявлені здебільшого в асоціації з іншими включеннями (карбонат, флогопіт, ільменіт, апатит). Один раз KCl було зафіксовано як ізольовану фазу, збагачену кальцієм.

Особливості та походження мікродіамантів. Як і більшість кристалів мантійного діаманту з кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів, самотканські мікродіаманти характеризуються високим ступенем ідіоморфізму — домінуванням багатогранників. Крім агрегатних утворень, серед них не виявлено індивідуальних ксеноморфних кристалів, як, наприклад, наявних серед мікродіамантів із метаморфічних порід Казахстану (Лаврова и др., 1999; Kvasnitsa et al., 1999). Однак на відміну від кристалів діаманту із кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів із переважанням октаедричних і пе-

рехідних {111} + {110} форм чи додекаедроїдів серед самотканських мікродіамантів домінують кубічні форми. Їх різновиди подібні до кубів діаманту з кімберлітів (Бартошинский, Квасница, 1991; Бартошинський та ін., 2003), проте різняться за поширенням. За даними статті (Полканов, 1967), вміст кубів у деяких пробах із самотканських пісків досягає майже 60 %. Між тим вміст кубів серед діамантів із кімберлітів Якутської діамантоносної провінції в дрібному класі (–1,0...+0,5 мм) зрідка перевищує 5 %, дещо більший вміст кубів зафіксовано в розсипах на півночі провінції, іноді до 12 % (Зинчук и др., 2003). Загалом спостерігається морфологічна відповідність серед мікро- і макрокристалів діаманту з більшості кімберлітових тіл і розсипів Якутської провінції.

Якщо ж перенести це співвідношення на невідомі корінні джерела самотканських діамантів, то серед крупних кристалів в них мала би бути більшість кубів. Правда, не з'ясовано питання, чи не може бути різке переважання кубічних форм серед самотканських мікродіамантів результатом селекції кристалів при перенесенні від корінного джерела і акумуляції, перемивання та сортування в пісках у прибережній частині моря. Як відомо, у материнських мантійних породах кубічні кристали діаманту знайдені тільки в ксенолітах еклогітів із кімберлітів, у ксенолітах перидотитів такі кристали не фіксували. У корінному знаходженні багато кубів виявлено серед мікродіамантів із метаморфічних порід Казахстану (Лаврова и др., 1999).

Огранення кристалів самотканських мікродіамантів другорядними за розвитком плоскими і гладкими гранями різних простих форм зближує їх з мікрокристалами діаманту із самих різних корінних джерел (Kvasnitsa et al., 1999). Можна допустити, що багатство простих форм характерне для мікрокристалів мінералу. Проте тільки для двох простих форм — октаедра і куба, спостерігаються реальні піраміди росту за різкого домінування октаедра. Інакше кажучи, поліедрія діаманту є характерною ознакою його мікрокристалів і найімовірніше виникає переважно як результат пасивного росту граней різних форм за нестабільної кристалізації. Підкреслимо — це явище є доволі частим для самотканських мікродіамантів.

Різні двійники і агрегатні утворення із кубів — ще одна особливість самотканських мікродіамантів. Специфічною ознакою є також відносно часта кристалізація у вигляді скелетних і вершинних форм, дуже рідкісних серед кристалів природного діаманту взагалі (Ферсман, 1955; Орлов, 1963, 1973; Бартошинский, Квас-

ница, 1991; Лаврова и др., 1999; Афанасьев и др., 2000; Бартошинський та ін., 2003; Goldschmidt, 1916).

Отже, до кристаломорфологічних особливостей самотканських діамантів можна віднести: поліедрію кристалів, домінування кубічних форм та їх поширене двійникування, розвиток скелетних і вершинних форм, поширене утворення агрегатів. Мікротопографія граней різних простих форм на самотканських мікродіамантах така сама, як на кристалах діаманту з кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів.

Крім кристаломорфологічних особливостей самотканським мікродіамантам властиві ще кілька характерних ознак. Більшість кристалів безбарвні, проте порівняно з діамантами з багатьох родовищ світу значна їх частина (близько 10 %) має зелений, рожевий, фіолетовий, бузковий, жовтий і коричневий кольори (Юрк и др., 1973; Полканов, 2009). Інтенсивність цих кольорів для багатьох кристалів на порядок вища, ніж у забарвлених діамантів із відомих кімберлітових родовищ світу. Особливо багато фіолетових, рожевих і бузкових кристалів (до 7—13 %). Переважають вони серед кубічних кристалів. Забарвлення фіолетових кристалів може бути різної природи — викликане пластичною деформацією, наявністю деяких азотних центрів; для частини фіолетових кристалів їх забарвлення обумовлено радіаційним впливом; однак природа забарвлення деяких інтенсивно забарвлених у фіолетовий колір діамантів ще є загадкою.

Фотолюмінесценція більшості самотканських діамантів незвичайна — оранжева (Юрк и др., 1973; Полканов, 2009), рідкісна серед діамантів із відомих кімберлітових родовищ. Така люмінесценція переважає серед кубічних кристалів, що люмінесціюють. Лінія випромінювання в УФ-промінні 575 нм, яка обумовлює оранжеве світіння, — характерна ознака цих діамантів. Поза тим у спектрах ФЛ самотканських фіолетових діамантів зафіксовано ще лінії випромінювання (409, 389 нм) (Таращан, Лупашко, 1999), які раніше були невідомі для кристалів природного діаманту.

Азот — основна домішка в природних діамантах (до 0,2 %). Переважна більшість діамантів із відомих кімберлітових родовищ — це азотні кристали. Велика частина самотканських мікродіамантів є винятком — вони безазотні чи малоазотні. Для вивченої колекції співвідношення кристалів діаманту згідно з фізичною класифікацією таке, %: I*aA* — 22; I*aAB* — 11; I*ab* — 27; I*b* — 13, II*a* — 27 (Ільченко та ін., 2007). У майже третини кристалів не виявлено домішок азоту або їх менше 20 ppm у кристалі. З огляду на

вміст підтипів і типу (I*aA* — 22 %, I*ab* — 27 % і I*b* — 13 %), що відображає низький агрегаційний стан домішок азоту в кристалах, можна гадати, що значна частина кристалів діаманту не перебувала тривалий час у мантії. Між тим серед самотканських діамантів трапляються кристали з великим вмістом азоту (до 2000 ppm) та зі зрілою еволюцією азотних центрів, що засвідчує тривале перебування таких діамантів на мантійних глибинах.

Наведені вище дані щодо морфологічних, спектроскопічних і хімічних особливостей самотканських мікродіамантів не дають змоги знайти однозначну відповідь на їх основну загадку — походження, тобто склад їх материнських порід, точні умови росту і вік кристалів, післяростова історія, склад магми, що винесла їх на поверхню, кількість їх корінних джерел, їхнє розміщення та ін. Ці особливості є ознакою специфіки самотканських мікродіамантів, яка вказує на їх відмінність від кристалів із відомих діамантоносних корінних і теригенних порід. Більш обґрунтовано прояснює деякі питання походження самотканських мікродіамантів дослідження в них мінеральних включень та ізотопного складу вуглецю. Вивчення включень важливо ще й з іншої причини — в розсипу Самоткань не виявлені мінерали-супутники діаманту (наприклад із кімберлітів: піроп, піроп-альмандин, хромшпінеліди, пікроільменіти, хромдіопсиди), тобто індикаторні мінерали діамантоносної породи. Результати досліджень засвідчують, що в самотканських діамантах фіксуються включення мінералів як перидотитової (лерцолітової), так і еклогітової глибинної асоціації (Kvasnytsya, Wirth, 2009; Исаенко, Квасница, 2014). Самотканські діаманти також містять різні багатофазові флюїдні включення, які є типовими для мантійних діамантів і відтворюють їх карбонатну та карбонатно-силікатну систему кристалізації, багату на луги і леткі компоненти.

Набір мінералів-включень для однієї частини самотканських діамантів дуже подібний до набору мінералів-включень у діамантах із кімберлітів трубки Слоан у США (Meyer, McCallum, 1986) та в кристалі із трубки Фуксіан (Китай) (Leung et al., 1994), а для іншої частини діамантів — до набору мінералів типу MARID (mica-apatite-rutile-ilmenite-diopside), які є продуктами метасоматозу у верхній мантії. Мантійний метасоматоз обумовлений передусім впливом водного флюїду і супроводжується утворенням гідроксиловмісних мінералів — флогопіту, амфіболу. Цей процес може проходити безпосередньо перед утворенням кімберлітового розплаву. Мінеральні включення в першій частині само-

тканських мікродіамантів та ізотопний склад їх вуглецю вказують на їх мантійну перидотитову асоціацію. З огляду на наявність важкого вуглецю у діамантах і високий вміст нікелю у включеннях олівіну можна говорити про надглибокі умови їх утворення. За даними раманівських досліджень самотканських мікродіамантів інтенсивні лінії в області 640—650 $см^{-1}$ можуть належати так званій *X*-фазі (гідролужно-магнезіальний силікат) — продукту розпаду K-амфіболу за високого тиску із мінливою стехіометрією (Inoue et al., 1998; Konzett, Fei, 2000). Згідно з даними публікації (Konzett, Fei, 2000), *X*-фаза в раманівських спектрах має інтенсивні піки при 635—640 і слабкіші при 895—903 $см^{-1}$. Можна допустити, що діаманти перидотитової асоціації кристалізувалися в магматичному розплаві-флюїді, збагаченому CO_2 і H_2O чи у двофазній системі силікатний розплав—водний розчин. Свідченням тому є те, що такі діаманти захопили протогенетичні включення силікатів — олівіну і піроксену, а також рудні компоненти — залізо і олово. Експериментальні дослідження двофазних систем силікатний розплав—водний розчин показали (Некрасов и др., 2000), що олово (як і інші рудні компоненти) міцно утримується розплавом і не переходить у рівноважний з ним розчин. При кристалізації силікатного розплаву рудні компоненти розсіюються у акцесорних і породоутворювальних мінералах.

Інша частина мікродіамантів росла вже із сольових розплавів-флюїдів, які мають більш сильні рудоконцентрувальні властивості, ніж водні розчини. Можна гадати, що протоліт зазнав впливу метасоматизуючих флюїдів з привнесенням таких елементів, як калій, титан, кальцій, стронцій, барій, хлор, фтор. На це вказує набір мінералів-включень (карбонати, апатит, флогопіт, ільменіт, рутил, сильвін) у діамантах. Правда, мінерали-включення порожнин у діамантах можуть бути і дочірними (такими, що виросли із захопленого флюїду), і протогенетичними. Ознакою дочірніх мінералів може бути їх більш-менш однаковий набір та об'єм у межах порожнин, тобто їх повторюваність за цими показниками. Звичайно спостерігаємо таку ознаку: найбільшою за об'ємом фазою є карбонат, далі, у порядку зменшення, — флогопіт і апатит, ільменіт і рутил. Із цього набору деякі фази можуть випадати або ми їх не зафіксували. Тільки деякі добре огранені карбонатні включення, можливо, є протогенетичними, вони розміщуються в матриці діаманту (атлас, рис. 165).

Про наявність інших глибинних асоціацій як середовища кристалізації самотканських мікродіамантів можна говорити лише

опосередковано: еклогітова асоціація прогнозується легким складом їх вуглецю, наявністю в них включень кристалів халькопіриту за даними раманівських досліджень і кубічною формою кристалів для більшості мікродіамантів цього розсипу; піроксенітова асоціація — наявністю включень кристалів циркону за даними раманівських досліджень у деяких самотканських мікродіамантах (атлас, рис. 154, *а*). Проте легкий ізотопний склад вуглецю в діамантах не є однозначною ознакою їхньої належності до еклогітової асоціації, причиною широкого рангу значень ізотопного складу вуглецю діамантів може бути його фракціювання під час росту кристалів (див., наприклад: Cartigny et al., 1998).

У самотканських діамантах слід розрізняти первинні (протогенетичні) включення мінералів перидотитової асоціації і вторинні включення мінералів, які виросли із захоплених діамантом флюїдів (карбонати, апатит, флогопіт, ільменіт, рутил, сильвін). З огляду на характер дислокацій (ТЕМ-дослідження) і дані FTIR-досліджень самотканські діаманти зазнали різного температурного впливу (атлас, рис. 146—149), проте, мабуть, він не був довгочасним для більшості кристалів. Тому якщо прогнозувати нетривале перебування цих діамантів у мантії, то можна вважати протерозойським вік корінних порід. За високим вмістом азоту і водню, низькою агрегацією азоту в більшій частині самотканських кристалів мікродіаманту та їх морфологічним розмаїттям вони нагадують субдукційні, теж дрібні, діаманти з дайки мінети Аклуїлак у Канаді (Cartigny et al., 2004). Такі самі субдукційні діаманти можливо складають більшу частину самотканських мікродіамантів еклогітової асоціації.

За розрахунками (Vyshnevskyi, Kvasnytsya, 2019), температура і тиск рівноваги включень у деяких самотканських діамантах становлять відповідно 1160—1220 °С і 4,9—5,5 ГПа (рис. 1.23), що відповідає аналогічним *PT*-показникам рівноваги включень для переважної більшості мантійних діамантів із різних діамантоносних провінцій світу. Якщо врахувати поверхневий тепловий потік для більшої частини Середньоприднiпровського мегаблока і суміжних мегаблоків щита, модельний тепловий потік у різновікових діамантоносних провінціях світу і положення отриманих *PT*-показників рівноваги включень на кривих кондуктивних геотерм, розрахованих для поверхневого теплового потоку 39—41 мВт/м^2, то можна передбачати існування місцевих корінних джерел для самотканських мікродіамантів та їх можливий ранньопротерозойський вік (Vyshnevskyi, Kvasnytsya, 2019).

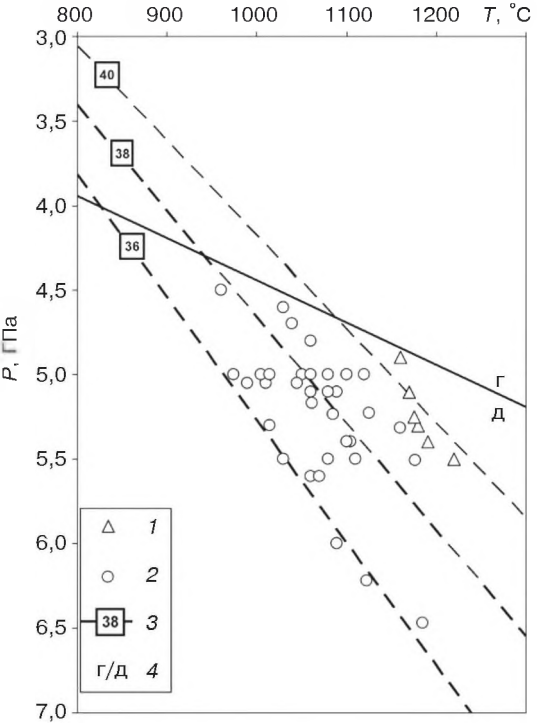


Рис. 1.23. *PT*-параметри рівноваги мінеральних включень у діамантах Східноєвропейської платформи (Vyshnevskyi, Kvasnytsya, 2019): *1* — включення у мікродіамантах із неогенового розсипу Самоткань; *2* — включення у діамантах Архангельської діамантоносної провінції; *3* — криві кондуктивних геотерм для поверхневого теплового потоку 36, 38, 40 мВт/м^2

За результатами вивчення ізотопів вуглецю для індивідуальних самотканських діамантів поряд з ізотопно легкими кристалами виявлено ізотопно важкі діаманти (Kvasnitsa et al., 2016). Отримані значення $\delta^{13}C$ для самотканських мікродіамантів коливаються в широких межах — від –32,5 до +3,27 ‰. Поєднавши широкий діапазон ізотопного складу вуглецю з таким важливим показником, як кубічна форма самотканських мікродіамантів, що переважає, можна надати перевагу домінуючому еклогітовому середовищу кристалізації мінералу. Однак наявність включень олівіну і енстатиту у самотканських діамантах є свідченням їх росту також у перидотитовому середовищі, що вказує на мантійну природу самотканських діамантів. Загалом можна допускати їх кристалізацію у пересиченому вуглецем середовищі та швидкий ріст кристалів. Можна припускати відносно короткий час і численність місць росту кристалів. Переважання кубів указує на утворення самотканських мікродіамантів за найнижчих порогових температур кристалізації. Такими мали би бути умови материнського середовища та умови росту для самотканських мікродіамантів, а їх транс-

портером у земну кору могли бути не лише відомі діамантоносні вулканіти, а й ще не відомі породи, відмінні від кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів. Прогнозований імовірний вік цих вулканітів — ранньопротерозойський.

Втім питання про конкретну вивержену кристалічну породу самотканських діамантів залишається відкритим, місця локалізації їхніх корінних тіл не виявлені. До речі, передбачається, що джерелом самотканського імпактного діаманту може бути метеоритний кратер Терни поблизу м. Кривий Ріг. Слід згадати, що в 12 км на північ від цього міста у верхньосарматських теригенних відкладах (с. Мар'янівка) було виявлено два мікродіаманти кубічного габітусу, один з них розміром 0,73 × 0,38 мм — найбільший діамантний куб, знайдений в Україні. Такий імовірний західний напрямок надходження імпактного діаманту в розсип Самоткань був можливий і для кристалів мантійного діаманту. Вважаємо, що необхідна ревізія відповідного геологічного матеріалу Середньопридніпровського мегаблока та суміжних районів на предмет діамантоносності; особливо ретельно слід проаналізувати дані стосовно проявів тут пізньоархейсько-ранньопротерозойського вулканізму і звернути увагу на наявність лампрофірів, метакоматіїтів, туфів ультраосновних порід й порід талькового горизонту.

Приазовський мегаблок

У 1978—1982 рр. у Східному Приазов'ї були відкриті перші перспективні прояви кімберлітового магматизму — трубка Петровська і невелике тіло Гірняцьке. Згодом у 1990 рр. тут знайшли вже декілька кімберлітових трубок (Надія, Південна і Новоласпинська із супутніми дайками), однак всі вони виявилися недіамантоносними. Водночас у Західному Приазов'ї відкрили прояви лампроїтів, зокрема у 1998 р. — трубку Мрія з не вирішеним досі питанням щодо її діамантоносності. Діаманти на цій території починаючи з середини 1960-х років знаходили у теригенних відкладах (Бойчук и др., 1967). До 2010-х років їхня кількість була відносно численною, хоча мало достовірною, насамперед щодо відкриття діамантів у корінних породах та їх природи. Проте розсипні діаманти знаходили у різновікових кайнозойських теригенних відкладах усього Приазов'я, від заходу до сходу. Дані щодо мінералогії більшості знайдених діамантів дуже скупі. Тому й відчувається певна недомовленість у з'ясуванні ступеня корінної діамантоносності цього регіону: мінералогія приазовських кімберлітів і лампроїтів добре вивчена, тоді як знайдені «корінні» і розсипні діаманти майже не досліджені на сучасному рівні. Головне — відсутні обґрунтовані дані стосовно взаємозв'язку цих двох об'єктів — відкритих порід і знайдених діамантів.

Поширення діамантів. За даними статей (Бондаренко и др., 2011; Лацько и др., 2012), у корінних породах і четвертинних теригенних відкладах Приазов'я знайдено 962 діаманти розміром від 0,2 до 1,5 мм. Опубліковані відомості про таку велику кількість знахідок діамантів детально не розкривають їхніх локацій і характеристики діамантоносних порід. Відомо лише про декілька уламків кристалів діаманту, нібито вилучених із кімберлітів, і про сотні його мікрокристалів, пов'язаних з лампроїтами. Детальної характеристики цих діамантів майже немає, тому більшість знахідок вважаємо сумнівними, особливо в кімберлітах і

лампроїтах. Відомими найлавнішими діамантоносними теригенними відкладами є неогенові піски у басейні р. Вовча у Західному Приазов'ї, кристали яких зіставні з мікродіамантами розсипу Самоткань на Середньому Придніпров'ї (Юрк и др., 1973; Полканов, 2009). Поодинокі мікродіаманти знайдено також в інших місцях поширення неогенових пісків на території Приазов'я (Бобриевич и др., 1971). Майже одночасно у ранньочетвертинних алювіальних відкладах (галечниках) межиріччя Міус—Кринка на сході Приазов'я було знайдено кристалографічно унікальний серед українських діамантів ромбододекаедричний макрокристал розміром 1,5 × 1,25 × 1,15 мм і масою 4,03 мг (атлас, рис. 169) і ще один макрокристал октаедричного габітусу з інтенсивно зношеною поверхнею розміром 1,5 × 1,5 мм та п'ять мікрокристалів розміром до 0,53 мм (з них три октаедри і двійник проростання двох кубів) (Бойчук и др., 1967). Десяток мікродіамантів намито в молодших четвертинних алювіальних відкладах річок Конка, Комишуваха, Мокра Волноваха та ін. (Чашка и др., 1999; Гейко и др., 2006; Шеремет и др., 2014). Ще 24 мікродіаманти виділено з проб узбережних пісків Білосарайської, Бердянської і Обіточної кіс та с. Приморка Таганрозького заливу Азовського моря (Еременко и др., 1967). У 1976 р. М.М. Головко знайшов ще чотири мікродіаманти у пісках пляжу Білосарайської коси (атлас, рис. 170).

Як зазначено, вивченість знайдених діамантів у Приазов'ї, як і у сусідньому Донбасі, є недостатньою. Опубліковані мінералогічні дані щодо цих діамантів висвітлюють переважно розмір і морфологію кристалів та їх фотолюмінесценцію. Ми наводимо нові дані стосовно мінералогії діамантів Східного Приазов'я з метою наблизитися до розкриття їхніх мантійних асоціацій та умов кристалізації, а також спрогнозувати можливі геолого-генетичні типи їхніх корінних джерел.

Детально досліджено лише вісім діамантів із четвертинних алювіальних відкладів Східного Приазов'я (Квасниця, 2022). Ці кристали вивчено на сучасному рівні із застосуванням інфрачервоної і раманівської спектроскопії. Кристалографічні дослідження додекаедроїда з басейну річок Міус—Кринка проведено з використанням двоколового гоніометра ГД-1 і фотогоніометра в ІГМР НАН України. Враховано також деякі літературні дані щодо діамантів Приазов'я і Донбасу.

Кристаломорфологія діамантів. Макрокристал із басейну річок Міус—Кринка є майже ідеальним додекаедроїдом, дещо сплюще-

ним за однією з осей другого порядку (рис. 1.24). Діамант безбарвний, прозорий, з поодинокими дрібними чорними включеннями. В ультрафіолетовому промінні кристал світиться невиразно, білясто. У поляризованому світлі він виявляє слабку анізотропію. Лауеграма кристала засвідчує його гомогенну будову. На декількох виходах осей третього порядку додекаедроїда помітні «гексооктаедричні» ділянки «*K*» (рис. 1.24). Гранні шви (г. ш.) розділяють кожну грань {110} на дві часто майже однакові трикутні частини «*H*», ще деякі грані {110} розділені вузькими пониженнями — неглибокими каналами на нерівні частини «*M*». Гранні шви дещо звивисті згідно з тонкоблоковою будовою поверхні граней. Вся топографія поверхні граней та їхня кривина відображаються на світловій картині під час замірів на гоніометрі та фотогоніометрі — на формі та величині світлових трикутників від половинок граней {110} кристала (рис. 1.24). Характеристика додекаедроїда, за даними гоніометричного і фотогоніометричного досліджень, близька до стандарту для округлих діамантів із кімберлітів і лампроїтів, середні геометричні параметри його світлових трикутників — рефлексів від половинок граней ромбододекаедра, такі: $AB = 25°25'$ (коливання від 14°48′ до 36°00′), $CD = 9°19'$ (від 7°38′ до 12°39′), $C'C'' = 28°07'$ (від 24°49′ до 30°00′), $D'D'' = 9°40'$ (від 6°51′ до 10°37′) (Квасница, 1985).

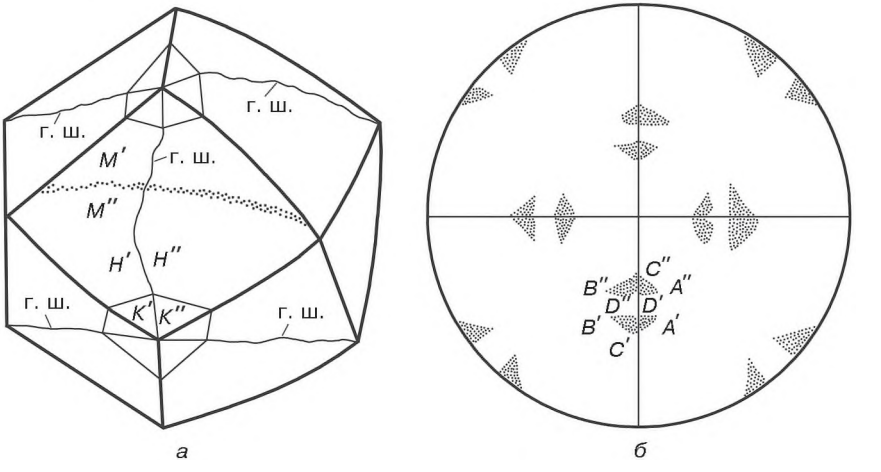


Рис. 1.24. Ескіз додекаедроїда з ранньочетвертинних галечників басейну річок Міус—Кринка (*а*) і проєкція світлової картини від його граней за даними гоніометричних і фотогоніометричних замірів (*б*)

Мікродіаманти з відкладів пляжу представлені переважно безбарвними октаедрами і кристалами перехідної форми {111} + {110} та зрідка забарвленими у різний колір кубами (Еременко и др., 1967). Майже такою самою є морфологія вивчених нами мікродіамантів із четвертинних алювіальних відкладів.

Фотолюмінесценція кристалів. У спектрах ФЛ безбарвних діамантів із четвертинних алювіальних відкладів виявлено центри *N3*, *S*1 і *575 нм*, які засвідчують наявність домішок азоту в кристалах. Непрозорі забарвлені діаманти не мають видимої фотолюмінесценції.

Інфрачервона спектроскопія кристалів. З чотирьох спектроскопічно вивчених азотовмісних кристалів із четвертинних теригенних відкладів на особливу увагу заслуговує саме додекаедроїд — діамант з давнього алювію басейну річок Міус—Кринка. Цей кристал спектрального підтипу I*aAB* характеризується середнім загальним вмістом домішок азоту (рис. 1.25, спектр *3*; табл. 1.18) — 537 ppm, та високим вмістом центрів *B*1 (209 ppm) і *B*2 (0,64 ум. од.). Вміст *C*-центру в ньому незначний — 46 ppm. Температура, за якої кристал перебував у мантії, розрахована за ступенем агрегації азоту і становить орієнтовно 1097 і 1120 °С для 2 і 3 млрд років відповідно. Інші три мікродіаманти є малоазотними кристалами I*aA* і I*aAB* підтипів, без *C*-центрів. Ступінь агрегації центрів азоту в двох із них доволі високий, а температура перебування їх у мантії дорівнює 1155—1175 °С. На ІЧ-спектрах цих діамантів виявлено смуги водню — центр >C=CH$_2$ (лінія 3107 см$^{-1}$). Всі термометричні дані наведено в табл. 1.18, вони відповідають 1097—1175 °С для 2 млрд років і 1120—1165 °С для 3 млрд років перебування діамантів Приазов'я у мантії. Ще два спектроскопічно вивчені кристали мікродіамантів виявилися безазотними типу II*a*.

Раманівська спектроскопія кристалів. Досліджені приазовські діаманти структурно є відносно досконалими кристалами. Показники раманівського зсуву для семи діамантів мають межі 1331,0—1332,1 см$^{-1}$. Чорні включення в додекаедроїді з басейну річок Міус—Кринка, ймовірно, належать гематиту (смуги в раманівському спектрі для одного з них: 281,3 см$^{-1}$ — найінтенсивніша, менш інтенсивні 377,8; 473,5 і 536,1 см$^{-1}$) (рис. 1.26). Для порівняння наводимо дані частот смуг для зразка гематиту з Planetary Raman Spectroscopy, см$^{-1}$: 223, 289 (найінтенсивніша — відповідає найсильнішій смузі 281,3), 285,4 (спостережена нами), 404, 491, 608, 659 і 1306. Відмінність частот смуг на рис. 1.26 можли-

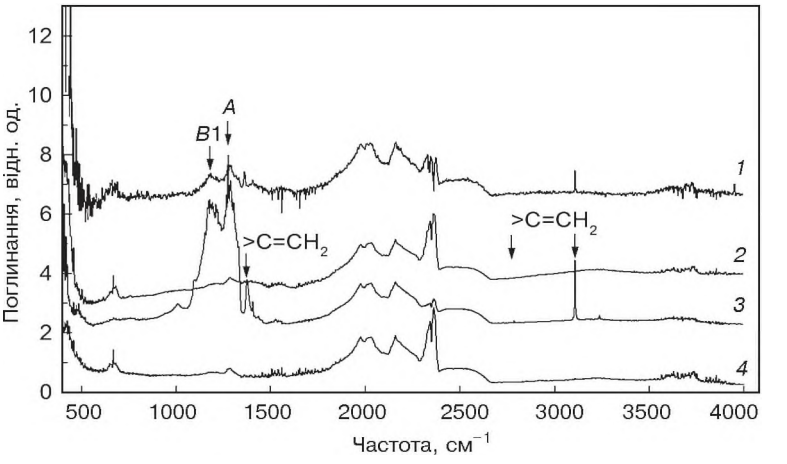


Рис. 1.25. Інфрачервоні спектри діамантів із четвертинних алювіальних відкладів Приазов'я (спектр *3* належить додекаедроїду з ранньочетвертинних галечників басейну річок Міус—Кринка)

ва за різних умов збудження КР і підтверджує ефект сильного нагрівання включення. За наявності нанорозмірних частинок включення та внаслідок нагрівання у лазерному промені можливі зсув частот смуг КР у низькочастотний бік та злиття смуг. Під пучком лазерного проміння чорні включення в додекаедроїді стають червоно-бурими.

Походження діамантів. Перспективи корінної діамантоносності Приазовського мегаблока оцінювали багаторазово і комплексно з використанням різних підходів і показників (геологічних, струк-

Таблиця 1.18. **Основні азотні центри та ступінь агрегації азоту (% *B*) у четвертинних алювіальних діамантах Приазов'я, за даними ІЧ-спектроскопії (Ільченко та ін., 2007), і можливі температури їхнього перебування у мантії**

Номер кристала	N_3, ppm	N_{B1}, ppm	$(N_A + N_{B1})$, ppm	% *B*	*T*, °C	
					2 млрд років	3 млрд років
1	36	23	59	39	1175	1165
2	16	3	19	16	1165	1155
3	282	209	491	43	1097	1120
4	23	0	23	0	—	—
Розмах значень					1097—1175	1120—1165
Середнє					1145	1147

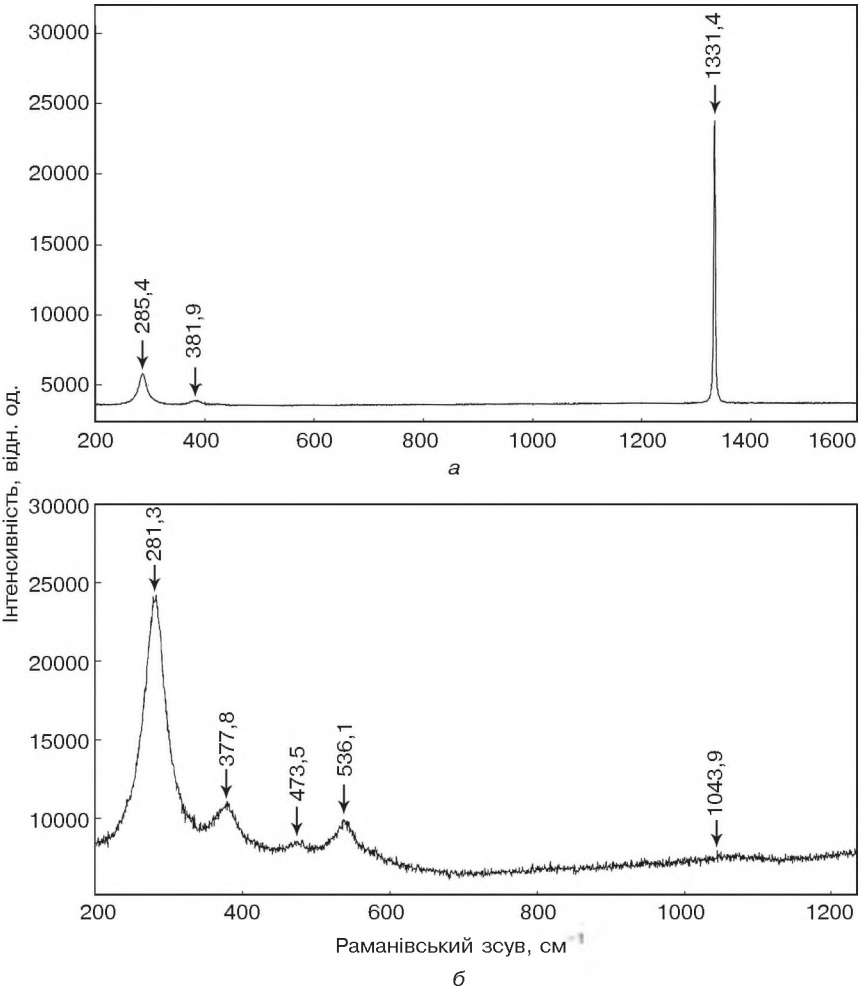


Рис. 1.26. Раманівські спектри додекаедроїда з ранньочетвертинних галечників басейну річок Міус—Кринка (*а*) та чорного включення в ньому (*б*)

турних, геофізичних, петрологічних, мінералогічних, геохімічних тощо) (Васильченко и др., 1999; Чашка и др., 1999; Гейко и др., 2006; Бондаренко и др., 2011; Лацько и др., 2012; Шеремет и др., 2014). Одним із головних показників, безумовно, є мінералогічні дані вивчення діаманту та його мінералів-супутників із корінних тіл і теригенних відкладів. Наше дослідження розсипних приазовських кристалів діаманту спрямовано на виявлення їхніх гене-

тичних особливостей. Аналіз досліджень не дає змоги точно прогнозувати тип материнського мантійного середовища для вивчених приазовських макро- і мікродіамантів із четвертинних алювіальних відкладів. Отримані дані можуть бути показниками їх як перидотитової, так і еклогітової глибинної асоціації. Додекаедроїд із басейну річок Міус—Кринка є типовим представником округлих діамантів уральського чи бразильського типу, корінними джерелами для яких є кімберліти і лампроїти. За незначного загального вмісту домішок азоту вивчені діаманти характеризуються відносно високим ступенем його агрегації, що може вказувати на їх тривале перебування у мантії чи на глибинність їх утворення. Отже, згідно з температурними даними (табл. 1.18), досліджені діаманти можна вважати високотемпературною популяцією кристалів. Їх можливий геолого-генетичний тип корінних джерел — кімберліти.

Включення гематиту мало поширені в мантійних діамантах, однак вони виявлені у діамантах із різних кімберлітових родовищ і розсипів світу. Частина дослідників трактують ці включення як епігенетичні утворення, що можуть бути пов'язаними з приповерхневими дефектами кристалів діаманту — каналами, кавернами, тріщинами. У дослідженому кристалі включення гематиту законсервовані всередині додекаедроїда без будь-якого зв'язку з його поверхнею. Подібні внутрішньо ізольовані включення гематиту зафіксовані, наприклад, у архангельських діамантах із кімберлітів, а також у надглибоких мантійних діамантах із розсипів Бразилії (Kaminsky et al., 2013).

Невирішеним завданням з мінералогії приазовських діамантів є неможливість трактування ймовірного джерела вихідного вуглецю для утворення діамантів через повну відсутність даних щодо ізотопного складу їх вуглецю. Тим не менш наявність в ІЧ-спектрах діамантів ліній вуглеводневих центрів може бути ознакою субдукційного походження їх вуглецю та еклогітового середовища кристалізації діамантів.

Потрібно також з'ясувати, чи стосуються знахідки найбільших приазовських діамантів у давньочетвертинних галечниках басейну річок Міус—Кринка відомих кімберлітових тіл Східного Приазов'я. Водночас зазначимо, що знаходження корінних джерел мікродіамантів із неогенових пісків Західного Приазов'я прогнозується в центральній частині УЩ і в межах Воронезького кристалічного масиву.

Геологічно важливим є питання щодо діамантоносності лампроїтів Приазов'я — чи містяться своєрідні мікродіаманти насправді в лампроїтах трубки Мрія та інших сусідніх лампроїтових тілах? (Бондаренко и др., 2011; Яценко и др., 2020). За даними публіка-

цій (Бондаренко и др., 2011; Шеремет и др., 2014; Палкіна, Фалькович 2021), ці жовто-зелені кристали мають кубо-октаедричний габітус і містять ниткоподібні чорні включення. В їх спектрі ФЛ зафіксовано центр 484 нм, який пов'язують із включеннями нікелю. Наше морфологічне дослідження декількох подібних мікрокристалів діаманту також засвідчує їх просте октаедричне і кубооктаедричне огранення, плоску і гладку поверхню граней {111} і {100} та вміст чорних включень. Отже, за цими ознаками вони подібні до кристалів штучного діаманту, але водночас морфологічно і за забарвленням не відмінні від мікродіамантів з офіолітів, природне походження яких також є сумнівним.

Насамкінець зауважимо, що не з'ясовано питання і про природу діамантоносності різновікових теригенних відкладів сусіднього Донбасу, яка ймовірно обумовлена розвитком девонського кімберлітового магматизму в Східному Приазов'ї. На Донбасі (Західний і Центральний Донбас) діаманти знайдено в кам'яновугільних і нижньопермських теригенних відкладах (алювіальні відклади — дрібногалькові конгломерати, гравеліти, пісковики) та в генетично і просторово пов'язаних з ними четвертинних алювіальних відкладах (Бобриевич и др., 1973, 1975). Усього видобуто 45 кристалів, у кам'яновугільних і нижньопермських відкладах — 32 (найбільше — 23 кристали, в гравелітах і пісковиках араукаритової світи верхнього карбону) і 13 кристалів у четвертинних алювіальних відкладах річок Центрального Донбасу (Квасница и др., 1975). Розмір донецьких діамантів становить 0,10—0,83 мм, здебільшого це мікрокристали (<0,5 мм). Поодинокі кристали розміром 0,6—0,8 мм знайдено в грубозернистих відкладах. Значна частина діамантів є інтенсивно пошкодженими кристалами (58 %). Частка цілих кристалів не перевищує 19 %. У четвертинних відкладах дещо більше кристалів, які зазнали механічного зносу. Знайдені діаманти є октаедрами (35 %), ромбододекаедрами (4 %), кубами (31 %), кристалами комбінаційної форми (12 %) і ксеноморфними кристалами (18 %).

Висновки. У різновікових алювіальних відкладах Приазов'я і Донбасу зафіксовано поєднання знахідок мікро- і макрокристалів діаманту. Макрокристали можна вважати типовими представниками діаманту з кімберлітів чи лампроїтів. Водночас мікрокристали за деякими ознаками подібні до діамантів із неогенових пісків Середнього Придніпров'я, зокрема за значною часткою кристалів із помаранчевою фотолюмінесценцією. Геолого-генетичний тип корінних джерел мікродіамантів із неогенових пісків цього регіону УЩ точно не визначено.

Імпактні діаманти України

Імпактний діамант (назва від англ. *impact* — удар, зіткнення) — мінерал ударнометаморфогенного походження, відомий у багатьох районах Землі: в імпактитах метеоритних кратерів України, РФ, ФРН, Фінляндії, Канади і США, у різновікових дрібно- і тонкозернистих розсипах України, РФ (європейська частина країни, південь Західного Сибіру, північ Сибіру — поля розсіювання Попігайського кратера в Якутії) і Казахстану, у торфах Тунгуської катастрофи в Сибіру та у залізних і кам'яних метеоритах (Ерофеев, Лачинов, 1888; Foote, 1891; Lipschutz, Anders, 1961; El Goresy, Donnay, 1968; Вдовыкин, 1970, 1991; Масайтис и др., 1972; Полканов и др., 1973а, б; Езерский, 1982; Lewis et al., 1987; Масайтис и др., 1997; Вишневский и др., 1997; Langenhorst et al., 1998; Вишневский, 2007; Полканов, 2009; Kvasnytsya et al., 2013). Опубліковано матеріали про відкриття імпактних діамантів у Парагваї (Presser et al., 2017). Природа земного імпактного діаманту тісно пов'язана з падіннями метеоритів, а саме з твердофазовим перетворенням земної вуглецевої речовини в діамант унаслідок високих тисків і температур, які виникають при зіткненні небесного тіла із Землею.

Нині на Землі відкрито понад 190 метеоритних кратерів, в 16 із них чи у зв'язку з ними знайдені різні імпактні діаманти (табл. 1.19). Серед діамантоносних структур є сім метеоритних кратерів, виявлених на Українському щиті (див. вклейку, рис. 1.1б). У 13 діамантоносних структурах імпактні діаманти утворені по кристалах земного графіту і тільки в Карському кратері (Росія) виявлені імпактні діаманти по вугільній речовині (так звані тогорити (Езерский, 1982, 1986, 1987) і зрідка по рослинних рештках — волокнах деревини (так звані «каріти» (Schumilova et al., 2020)), а у кратері Барринджер (США) — по вуглецевій речовині метеорита.

Надзвичайно багатим родовищем імпактного діаманту є Попігайський кратер у Сибіру. На півночі Якутії, на Анабарському щиті, ним збагачені теригенні відклади високих терас річок Ана-

Таблиця 1.19. **Діамантоносні метеоритні кратери світу**

Кратер	Місце знаходження	Географічні координати	Діаметр структури, км	Вік, млн років
Білилівка (Zapadnaya)	Україна	49°23′ пн. ш.; 29°03′ сх. д.	3,2 (5,5) *	165 ± 6
Іллінці	»	49°07′ пн. ш.; 29°07′ сх. д.	3,2 (6,5)	378 ± 5 (?)
Ротмістрівка	»	49°11′ пн. ш.; 31°45′ сх. д.	2,2	130 ± 10
Оболонь	»	49°39′ пн. ш.; 32°55′ сх. д.	20	169 ± 7
Бовтишка	»	48°55′ пн. ш.; 32°15′ сх. д.	25	88 ± 3
Зелений Гай	»	48°44′ пн. ш.; 32°45′ сх. д.	0,8 і 0,7	66—56 (?)
Терни	»	48°11′ пн. ш.; 33°32′ сх. д.	8 (15)	280 ± 10
Попігайський	РФ	71°39′ пн. ш.; 111°11′ сх. д.	100	35,7 ± 0,2
Карський	»	69°06′ пн. ш.; 64°09′ сх. д.	65	70,3 ± 2,2
Пучеж-Катунський	»	56°58′ пн. ш.; 43°43′ сх. д.	80	167 ± 3
Янісьярві	»	61°58′ пн. ш.; 30°55′ сх. д.	14	700 ± 5
Лаппаярві (Lappajarvi)	Фінляндія	63°12′ пн. ш.; 23°42′ сх. д.	23	73,3 ± 5,3
Рис (Ries)	ФРН	48°53′ пн. ш.; 10°37′ сх. д.	24	15,1 ± 0,1
Садбері (Sudbury)	Канада	46°36′ пн. ш.; 81°11′ зх. д.	250	1850 ± 3
Барринджер (Barringer) — Аризонський	США	35°02′ пн. ш.; 111°01′ зх. д.	1,186	0,049 ± 0,003
Чиксулуб (Chicxulub) **	Мексика	21°20′ пн. ш.; 89°30′ зх. д.	170	64,98 ± 0,05

* Первинний діаметр кратера.

** З падінням цього метеорита пов'язують утворення ультрамікрокристалів діаманту, поширених у відкладах катастрофного осадового горизонту Землі — тонкого шару відкладів на межі крейдяного періоду і палеогену, що утворився приблизно 65 млн років тому.

бар, Уджа, Оленьок, Лена і поширені там неоген-четвертинні «залізисті» галечники із сидеритом і лімонітом, тобто у цьому регіоні існує стратиграфо-літологічна прив'язка мінералу

(Коптиль, 1994). Відстань від місця поширення діаманту до Попігайського кратера досить велика (більш як 100—400 км), тому можна припустити наявність на Анабарському щиті та його схилах інших, ще не виявлених діамантоносних метеоритних кратерів. Хоча стверджується надходження розсипного імпактного діаманту Анабарського щита якраз із Попігайського кратера.

Особливу популяцію діаманту, пов'язаного з імпактними явищами, складають знахідки його ультрамікрокристалів в імпактитах деяких кратерів (ФРН, Україна, Мексика) та у відкладах катастрофного осадового шару Землі на рубежі крейда—палеоген (Північна Америка, Європа та ін.) (Carlisle, Braman, 1991; Carlisle, 1992; Gilmour et al., 1992a, б; Hough et al., 1997).

Для діамантоносних метеоритних кратерів світу геологічною мішенню при падінні метеоритів були давні кристалічні графітовмісні породи, нині вони розміщуються на суші, крім порід кратера Чиксулуб, який охоплює частину Мексиканського заливу біля півострова Юкатан. В Україні мішенню були докембрійські гранітоїди центральної частини УЩ та його східного схилу.

До мінералів-індикаторів імпактних порід метеоритних кратерів та їх можливої діамантоносності належить ряд високобаричних мінералів (Вишневский, 2007): кремнезему — коесит і стишовіт; вуглецю — діамант, лонсдейліт, чаоїт, апопіроксеновий поліморф кубічної структури — мейджорит [$Mg_3(Fe^{2+},Si)(SiO_4)_3$], апоолівіновий поліморф кубічної структури — рингвудит [$(Mg, Fe^{2+})_2(SiO_4)$] та інші високотемпературні мінерали — самородне нікелисте залізо, магнетит, лешательєрит, апоцирконові й апорутилові утворення. Крім названих мінералів ще багато передбачуваних новоутворень вказують на ударнометаморфічне походження порід: котунітоподібна фаза кремнезему зі структурою типу α-PbO_2 (тиск 40—200 ГПа) чи типу $PbCl_2$ (тиск 150—200 ГПа) чи типу CaF_2 (тиск понад 200 ГПа), так звана *E*-фаза вуглецю та ін. Згадані вище високотемпературні мінерали імпактитів, як правило, завжди мають форму сферул чи глобул з чіткими текстурними ознаками первинно-рідкого стану і попередньої незмішуваності власної речовини із вміщувальним розплавом за аномально високих температур.

Коротка історія відкриття імпактного діаманту. До 1960-х років були відомі лише імпактні діаманти метеорита Новий Урей (РФ) і метеоритного кратера Барринджера (США, шт. Аризона) та у декількох метеоритах (уреїлітах) (Вдовыкин, 1970, 1971, 1991). Перші знахідки імпактного діаманту були зафіксовані в метеоритах

Новий Урей у 1888 р. (Ерофеев, Лачинов, 1888) і Каньйон-Дьябло (кратер Барринджера) у 1891 р. (Foote, 1891; Nininger, 1956], але тільки наприкінці 1950-х—на початку 1960-х років американські дослідники (Lipschutz, Anders, 1961; Lipschutz, 1964; Anders, 1965; Heymann et al., 1966) обґрунтували імпактну природу діаманту із залізних метеоритів і уреїлітів. Імпактне походження цих діамантів тривалий час було дискусійним, оскільки їх апографітова чи просто аповуглецева природа не була чітко вияснена. Тому вагомим внеском у світову мінералогію земного імпактного діаманту і загалом у концепцію імпактогенезу на Землі стали відкриття і вивчення українськими мінералогами імпактних діамантів із метеоритних кратерів і неогенових теригенних відкладів України. Ці роботи проведені наприкінці 1960-х і на початку 1970-х років майже одночасно з дослідженнями російських мінералогів імпактного діаманту з Попігайського кратера.

Пріоритет відкриття імпактного діаманту в земних породах належить українським і російським мінералогам. У 1971 р. такий діамант виявив В.Л. Масайтіс у Попігайському метеоритному кратері (Масайтис и др., 1972). Трохи пізніше В.Л. Масайтіс, а згодом і С.О. Вишневський (Вишневский и др., 1974; Вишневский, Пальчик, 1975) зазначали широке поширення діаманту в імпактитах цього кратера. Однак ще раніше, у 1960-х роках, кристали імпактного діаманту, швидше за все з поля закратерного викиду Попігайського кратера, були знайдені в алювіальних розсипах Північної Якутії в басейні р. Ебелях (права притока р. Анабар) і описані З.В. Бартошинським як діамант типу карбонадо чи як незвичайні полікристалічні діаманти під спеціальною назвою «якутит», проте їхню імпактну природу тоді не було визначено (Чумак, Бартошинский, 1968). На початку 1970-х років Ю.А. Полканов і Г.К. Єрьоменко (Полканов и др., 1973а, б; Сохор и др., 1973; Юрк и др., 1973) виявили імпактний діамант у неогенових титано-цирконієвих розсипах України, а в 1975—1980 рр. такий діамант відкрили А.А. Вальтер, Ю.А. Полканов, Є.П. Гуров, Е.В. Мельничук, С.М. Цимбал вже у декількох метеоритних кратерах України (Білилівка, Терни, Іллінці, Зелений Гай та ін.) (Вальтер, 2005).

Пізніше були описані знахідки діаманту в імпактитах кратера Рис (Німеччина) (Рост и др., 1978), у торфі катастрофного року на місці вибуху Тунгуського метеорита (Квасница и др., 1979; Соботович и др., 1980), у Карському і Пучеж-Катунському кратерах (РФ) (Езерский, 1982, 1986, 1987), структурі Садбері (провін-

ція Онтаріо, Канада) (Масайтис и др., 1997), структурі Лаппаярві (Фінляндія) (Langenhorst et al., 1998) і в продуктах виверження із структури Чиксулуб (Мексика) (Carlisle, Braman, 1991; Gilmour et al., 1992a, б; Carlisle, 1992; Hough et al., 1997).

Детально український внесок у мінералогію імпактних діамантів висвітлено в публікації А.А. Вальтера (Вальтер, 2005). Дослідження українських мінералогів слід вважати піонерними, вони широко відкрили світу земний імпактний діамант (зокрема вперше зафіксували у його складі кристалічну фазу вуглецю — лонсдейліт; до цього останній був відомий в метеоритних діамантах) і сприяли подальшому інтенсивному вивченню його в інших метеоритних кратерах Землі.

Західні дослідники почали наполегливо досліджувати земний імпактний діамант пізніше. Відкриття і результати вивчення імпактного діаманту в метеоритних кратерах і неогенових теригенних відкладах України мали визначальний характер.

Морфологія і конституційні особливості природного графіту. У зв'язку з тим що відомий імпактний діамант представлений апографітовими утвореннями — *параморфозами по графіту*, нижче розглянуто деякі особливості графіту, переважно з родовищ і рудопроявів України. Морфологія параморфоз діаманту по графіту багато в чому визначається особливостями морфології останнього, тому дані щодо його кристаломорфології набувають важливого значення. Вони узагальнені з урахуванням гоніометричних і електронно-мікроскопічних досліджень графіту із мінеральних комплексів України (Квасница и др., 1988), а також досліджень Г.І. Шафрановського (Шафрановский, 1985, 1986).

Прості форми кристалів. Морфологія кристалів графіту має визначатися ступенем розвитку п'яти типів простих форм дигексагонально-дипірамідального виду симетрії гексагональної сингонії: пінакоїда, гексагональних призм і дипірамід першого і другого роду, а також дигексагональних призм і дипірамід; останні дві на кристалах природного і штучного графіту не траплялися. На кристалах графіту із різних генетичних типів гірських порід частіше і щонайкраще розвинені форми {0001}, $\{10\bar{1}0\}$, $\{11\bar{2}0\}$ і $\{10\bar{1}2\}$. Це відповідає послідовності в ряду найважливіших форм графіту за щільністю його сіток у структурі і близьким його найважливішим площинам, виявленим рентгенометрично. Частота появи інших важливих простих форм у кристалів графіту змінюється залежно від типу гірських порід і конкретного геологічного об'єкта. За винятком пінакоїда, призми $\{10\bar{1}0\}$ і частково ди-

піраміди на туподипірамідальних кристалах, всі інші прості форми рідко є повногранними та з нерівномірним розвитком площин граней.

Габітус кристалів. Кристали графіту в більшості його проявів і родовищ представлені індивідами пінакоїдального (атлас, рис. 171—174), рідко призматично-пінакоїдального, гостродипірамідально-пінакоїдального габітусів і перехідних між ними типів. Зрідка трапляються кристали туподипірамідально-пінакоїдального і туподипірамідального габітусів, обумовлених комбінацією пінакоїда і дипіраміди першого роду з відносно малими полярними відстанями.

Обрис кристалів. Унаслідок домінуючого розвитку на кристалах графіту граней пінакоїда вигляд кристалів переважно пластинчастий, таблитчастий. Рідкісні кристали з габітусним розвитком граней призм і дипіраміди — стовпчасті, ще рідше дипірамідально-ізометричні. Полярні особливості структури, двійникування і близькість полярних координат для дипірамід $\{h0\bar{h}l\}$ і $\{h.h.\bar{2}h.l\}$ обумовлюють тенденцію кристалів графіту до підвищеної псевдодекагональної симетрії $12'/mmm'$. Ще однією характерною рисою є спотворення площинної симетрії граней пінакоїда, яке пов'язано із впливом симетрії мінералоутворювального середовища.

Зростки кристалів. Їх можна розділити на закономірні (паралельні зростки, прості та складні двійники) і незакономірні. Зростки кристалів графіту з двійниковими площинами типу $\{h.h.\bar{2}h.l\}$ виражені штрихуванням на пінакоїдальних гранях. Двійникування відбувається по площинах $(11\bar{2}1)$, $(22\bar{4}3)$, $(11\bar{2}2)$, $(11\bar{2}3)$, $(11\bar{2}4)$, $(11\bar{2}5)$ і $(44\bar{8}3)$, які, за винятком останньої, досить часто виявляються на кристалах графіту у вигляді вузьких граней дипіраміди. Двійникові контактні межі розвинені парами, в одному-двох або трьох напрямках у вигляді трикутника. Цей тип двійників утворюється під дією механічної деформації кристалів. До ростових двійників належать зростки, відкриті рентгенометрично В.С. Веселовським і К.В. Васильєвим. Морфологічний вияв таких двійників полягає у повороті одного кристала відносно іншого на кут в 60° у площині (0001), яка є площиною зростання (згідно з Г.І. Шафрановським (Шафрановский, 1985, 1986) — площина двійникування ірраціональна і близька до $(8.3.\bar{11}.0)$; остання поєднує різнойменні грані двох індивідів: $(10\bar{1}0)$ першого з гранню $(11\bar{2}0)$ другого). Ці двійники — часті утворення і морфологічно чітко виражені, особливо серед пінакоїдальних і призматично-дипірамідально-пінакоїдальних кристалів. Виявлені «кутові двійники», в яких осі

[0001] двох зрощених кристалів утворюють кут (90° і менше); площини «двійникування» ірраціональні.

Агрегати кристалів. Досить своєрідними є агрегати графіту, що мають зовні псевдокубічну, псевдооктаедричну, округлу і неправильну форму. Два останні часто представлені сферолітами. Вони складно побудовані із двох-трьох різновидів графіту — суцільних щільнокристалічних агрегатів у центрі, радіально-променистих агрегатів у проміжній зоні і скупчень (орієнтованих і хаотичних) луско-пінакоїдальних кристалів на периферії. Індивіди сферолітів характеризуються хорошим радіальним упорядкуванням, їхні осі [0001] орієнтовані радіально від центру зародження. Незвичайний вигляд складних агрегатів графіту обумовлений тим, що нормальне зростання окремих кристалітів змінилося тангенціальним розростанням, тобто вони перетворились у пластинчасто-пінакоїдальні кристали. Крім того, трапляються сфероліти, індивіди яких представлені пластинчастими кристалами.

Мікротопографія кристалів. Із скульптур, розвинених на гранях пінакоїда, виявлені: спіралі росту, ростові виступи, блочність і зернистість, двійникове штрихування, фігури розчинення. Штрихи росту паралельні ребру між (0001) і (10$\bar{1}$0). Ростові виступи у вигляді віцинальних горбків, гексагональних призм, дипірамід і зрізаних дипірамід характерні для кристалів, що зростають поліцентрично.

Механізми росту кристалів. Форма виділень графіту обумовлена сильною анізотропією кристалохімічних зв'язків у ґратці, відповідно, більшість його кристалів представлені пластинчастими пінакоїдальними утвореннями. Однак у природі нерідко реалізуються й аномальні форми, спостерігається тенденція до стовпчастого і ниткоподібного розвитку кристалів. При цьому односпрямоване зростання може бути різним і залежить від умов мінералоутворення. У більшості кристалів графіту спостерігається пошаровий тангенціальний механізм росту без видимого зв'язку з дислокаціями. Ріст пінакоїдальних граней відбувається за допомогою двовимірного зародження, часто визначається шорсткістю граней. Останнє виявляється у поліцентричному характері зародження, грань пінакоїда покривається численними острівцями з округлими або чіткими шестикутними обрисами (атлас, рис. 172, 173), унаслідок чого стає шорсткою.

Для частини кристалів безперечна наявність гвинтових дислокацій з огляду на розвиток спіралей росту в напрямку [0001] (ат-

лас, рис. 174). Імовірно завдяки їм (як джерелам безперервного росту) туподипірамідально-призматичні кристали графіту потовщуються з помітним видовженням уздовж осі [0001], аж до утворення стовпчастих індивідів. Виходи гвинтових дислокацій зазвичай розміщуються в центрі граней. Досить значна висота ступенів спіралей засвідчує велику концентрацію дислокацій одного знака. У туподипірамідально-призматичних кристалах їхнє нашарування гвинтовими дислокаціями (нерідко пластини наростають через 120°) супроводжується закономірним відхиленням окремих блоків кристала (розщеплення індивіда) на кут 9–10° від осі [0001], що і приводить до появи псевдодипіраміди. Подальше розщеплення може сприяти утворенню кулястого агрегату.

Незвичними є стрічко- і ниткоподібні кристали пінакоїдального графіту, які витягнуті у напрямках [1$\bar{1}$00] та [1$\bar{2}$10]. Відношення довжини до ширини таких індивідів досягає (або перевищує) 10, що характерно для ниткоподібних кристалів. Ріст ниткоподібних кристалів пояснюють двома гіпотезами: дифузійно-дислокаційною і утворенням за механізмом пар—рідина—кристал (ПРК). Нерідко подовження кристалів уздовж осей [1$\bar{1}$00] та [1$\bar{2}$10] обумовлено впливом мінералоутворювального середовища, його асиметрією. Ймовірно за дислокаційним або ПРК-механізмом відбувається одновимірний ріст волокон (витягнутих уздовж осі [0001]) у кулястих агрегатах графіту. Для полікристалів (дендритів і кулястих виділень) характерний нормальний механізм росту кристалітів. Найбільша морфологічна різноманітність в межах одного рудопрояву визначена у графіті, який кристалізується за наявності різних джерел вуглецю: розкладання газоподібних сполук вуглецю і карбонатів, перекристалізація більш раннього графіту різного ступеня кристалічності.

Ізотопний склад вуглецю кристалів. Згідно з аналізом узагальнених даних стосовно ізотопного складу вуглецю графіту із різних природних утворень (близько 400 аналізів), для графіту з метеоритів і ксенолітів мантійних порід у кімберлітах здебільшого характерні значення $\delta^{13}C$ від –10,0 до –5,0 ‰. Ізотопно важкий графіт зафіксовано і в карбонатитах, проте в багатьох кислих, основних, ультраосновних і лужних виверженних породах співвідношення ізотопів вуглецю в графіті неоднорідне. Хоча вуглецю графіту з таких метаморфічних порід, як безкарбонатні гнейси і кристаліч-

ні сланці, властивий широкий діапазон значень $\delta^{13}C$, у своїй більшості він має полегшений ізотопний склад.

Особливості ударно-метаморфогенного графіту. Для кристалів графіту з імпактних порід метеоритних кратерів УЩ характерний специфічний набір ознак. Прості форми, габітус і обрис кристалів ударно-перетвореного графіту тотожні початковим, тоді як мікроморфологія граней істотно інша через розвиток деформаційних структур (механічне двійникування, планарні тріщини, зони зминання, блочність) і ямкуватих скульптур окиснення поверхні. Пінакоїдальні грані індивідів, які відчули високі ударні навантаження, ускладнені частою двійниковою штриховкою по (1.1.$\bar{2}$.45), (1.1.$\bar{2}$.20), (1.1.$\bar{2}$.18), (1.1.$\bar{2}$.15), (11$\bar{2}$9), (11$\bar{2}$8), (11$\bar{2}$6), (11$\bar{2}$5), (11$\bar{2}$2), (11$\bar{2}$1) і (11$\bar{2}$0). У тих самих напрямках розвинена планарна штриховка у вигляді коротких і широких глибоких тріщин; базальні площини здобули блочну поверхню з розорієнтацією блоків до 1—2° і скульптури розчинення. За ударного метаморфізму змінюється агрегатний стан кристалів графіту. Зі зростанням ступеня навантаження посилюється фрагментація його кристалів. Графіт з імпактитів має лінійчасту рентгенограму, подібну до порошкограми, тобто спостерігається зменшення ефективних розмірів блоків — ділянок когерентного розсіювання рентгенівських променів. За ударних навантажень змінюється і співвідношення його політипів (ромбоедрична структура руйнується), зменшується середня щільність кристалів графіту, втрачається його пластичність і збільшується твердість.

Імпактні діаманти України. Імпактні апографітові діаманти знайдені в метеоритних кратерах Білилівка, Іллінці, Оболонь, Ротмістрівка, Бовтишка, Зелений Гай і Терни та в неогенових титаноцирконієвих розсипах Самоткань, Зелений Яр і Тарасівка. Всі корінні і розсипні прояви імпактного діаманту виявлені в центральній частині УЩ, крім кратера Оболонь на східному схилі щита.

Поширення діамантів. Відносно значний вміст імпактного діаманту відомий в породах метеоритних кратерів (Вальтер и др., 1998; Вальтер та ін., 1999) і в осадових породах України (Полканов, 2009). За прогнозом А.А. Вальтера, така концентрація діаманту можлива в імпактитах метеоритних кратерів: Білилівка (більш як 10^9 кар), Оболонь (10^7 кар), Іллінці (10^4—10^5 кар), Терни (10^4 кар), Ротмістрівка (10^3—10^4 кар), Бовтишка (10^3—10^4 кар) і Зелений Гай (10^3 кар). Вміст імпактних діамантів в ударно-метаморфічних породах кратера Білилівка оцінено як дуже ви-

сокий (Вальтер и др., 1998). У деяких різновидах імпактитів цього кратера зафіксовано в середньому 9,8 кар на 1 т породи кристалів діаманту розміром понад 50 мкм; прогнозні ресурси становлять 13,7 млн кар, а можлива концентрація в цих самих породах дрібніших тонкодисперсних діамантів у 3,5 раза вища — порядку 50 млн кар за середнього вмісту 36,5 кар/т. Цей метеоритний, або ударний, кратер у каталозі метеоритних кратерів світу фігурує під назвою «Западний» (Zapadnuy impact crater). Він знаходиться у західній частині УЩ (географічні координати: 49°23′ пн. ш., 29°03′ сх. д.), приблизно 65 км на північний схід від м. Вінниця біля с. Білилівка (Вальтер, Рябенко, 1977; Gurov et al., 2002). Кратер є інтенсивно еродованою структурою видовженої форми, 3,2 × 2,3 км, завглибшки до 260 м, вік 165 ± 6 млн років (K/Ar). Структура утворена в докембрійських кристалічних породах, які складаються переважно з гранат-біотитових гранітоїдів, рідкісних гнейсів і габро. Вона покрита кайнозойськими теригенними відкладами потужністю до 40 м.

Вміст кристалів імпактного діаманту в неогеновому титано-цирконієвому розсипу Самоткань сягає 11 % кількості всіх видобутих діамантів, а у таких самих неогенових розсипах Зелений Яр і Тарасівка не перевищує 3 % загальної кількості знайденого діаманту (Полканов, 2009). Канали надходження імпактного діаманту в неогенові розсипи в деяких випадках прогнозуються. Так, кратер Іллінці є ймовірним основним постачальником імпактного діаманту в розсипи Зелений Яр і Тарасівка, які розміщуються поблизу, на схід від кратера на Росинському мегаблоці. Шлях надходження доволі значної кількості імпактного діаманту в розсип Самоткань на Середньопридніпровському мегаблоці точно не з'ясований. Можливо, що джерелом цього імпактного діаманту є кратер Терни або ще не відомий кратер.

Загальна морфологія імпактних діамантів. Серед імпактного діаманту з метеоритних кратерів України А.А. Вальтер (Вальтер, 2005) виділяє такі головні структурно-морфологічні різновиди: 1) мікронні та субмікронні ксеноморфні вростки в графітовій матриці; 2) суттєво діамантні чи діамант-лонсдейлітові апографітові кристали, тобто типові параморфози зі змінним співвідношенням цих фаз і в граничному випадку є кубічними; 3) збагачені на лонсдейліт трифазові зерна з графітом, кристаліти якого розміщуються переважно на поверхні. Форма і розмір двох останніх різновидів визначаються вихідними кристалами чи агрегатами графіту. Це здебільшого пластинчасті виділення розмірами від десят-

ків мікрометрів до 500 мкм. Найбільший зафіксований А.А. Вальтером розмір за довжиною зерна імпактного діаманту в Україні сягав 1,8 мм (кратер Білилівка, параморфоза по зростку графітових кристалів). Мікронні та субмікронні зерна виявлені у фракціях хімічного збагачення діаманту. Добре відсортовані діамантні і діамант-лонсдейлітові апографітові кристали поширені в розсипу Самоткань. Ще один відносно рідкісний різновид діаманту виявив Г.К. Єрьоменко (Erjomenko et al., 1997): це наномікронні багатогранники діаманту на поверхні двофазових апографітових кристалів (діамант—лонсдейліт).

Імпактні діаманти метеоритного кратера Білилівка. Серед діамантів із метеоритних кратерів України найліпше вивчені білилівські імпактні кристали (Цымбал и др., 1999; Oleinik et al., 2003; Квасниця та ін., 2015; Kvasnytsya, Wirth, 2022), тоді як діаманти з інших кратерів досліджені недостатньо.

Кристаломорфологія діамантів. Незважаючи на гоніометрично виявлене деяке спотворення форми вихідних графітових кристалів (через їх нерівномірну контракцію під час графіт-лонсдейліт-діамантного переходу) в ограненні кристалів імпактного діаманту з кратера Білилівка заміряні прості форми, які властиві кристалам графіту (табл. 1.20), у тому числі кристалам ударно-метаморфогенного графіту із різних порід цієї структури. В табл. 1.20 для порівняння наведені прості форми кристалів імпактного діаманту і ударно-метаморфогенного графіту з Попігайського кратера. У багатьох випадках зафіксовано збіг однойменних простих форм графіту і діаманту з обох кратерів. Габітус кристалів імпактного діаманту з кратера Білилівка відповідає габітусу кристалів вихідного графіту, найчастіше він є пінакоїдальним за пластинчастого обрису (атлас, рис. 175, 177, 179, 183). Значно рідше трапляються інші за габітусом кристали: дипірамідально-призматичні, призматичні. Серед видобутих діамантів домінують уламки пластинчасто-пінакоїдальних кристалів. Наявні закономірні і незакономірні зростки кристалів імпактного діаманту: серед перших — паралельні і двійники В.С. Веселовського, які є параморфозами по зростках кристалів графіту.

Мікротопографія кристалів. У топографії кристалів імпактного діаманту можна виділити два рівні: перший, масштаб ~10 мкм, — це рідкісні вихідні графітові скульптури (спіралі росту, виступи, блоки, двійникова штриховка, фігури розчинення) і набуті внаслідок ударного метаморфізму (двійникова штриховка, тріщини, діамантові і лонсдейлітові фігури росту та розчинення); другий

Таблиця 1.20. **Прості форми, що гоніометрично заміряні на кристалах ударно-метаморфогенного графіту та імпактного діаманту із різних порід метеоритних кратерів**

Проста форма	Кратер Білилівка				Кратер Попігайський		
	1	2	3	4	5	6	7
0001	+	+	+	+	+	+	+
1.0.$\bar{1}$.35				+		+	+
1.0.$\bar{1}$.24						+	+
1.0.$\bar{1}$.20		+					
1.0.$\bar{1}$.12				+		+	+
10$\bar{1}$8	+	+	+		+	+	+
10$\bar{1}$6					+		+
10$\bar{1}$5	+	+	+			+	+
10$\bar{1}$4	+	+	+			+	+
10$\bar{1}$3	+	+	+		+	+	+
10$\bar{2}$5		+	+				
10$\bar{1}$2	+	+	+	+	+	+	+
10$\bar{2}$3	+	+	+	+	+		+
10$\bar{1}$5	+	+		+		+	+
10$\bar{1}$1	+	+	+	+		+	+
10$\bar{2}$1	+	+	+	+		+	+
10$\bar{1}$0	+	+	+	+	+	+	+
1.1.$\bar{2}$.45	+					+	+
1.1.$\bar{2}$.28			+				
1.1.$\bar{2}$.20						+	+
1.1.$\bar{2}$.18			+				
1.1.$\bar{2}$.15	+					+	+
1.1.$\bar{2}$.12				+			
11$\bar{2}$9	+		+		+	+	+
11$\bar{2}$8			+				

Закінчення табл. 1.20

Проста форма	Кратер Білилівка				Кратер Попігайський		
	1	2	3	4	5	6	7
$11\bar{2}7$	+	+				+	+
$11\bar{2}6$	+		+			+	+
$11\bar{2}5$	+					+	+
$11\bar{2}4$	+					+	+
$11\bar{2}3$				+	+	+	+
$22\bar{4}5$		+					
$11\bar{2}2$	+			+		+	+
$22\bar{4}3$				+		+	+
$11\bar{2}1$		+		+		+	+
$11\bar{2}0$	+	+		+	+	+	+

Примітка. Графіт: 1 — з гранітів, 2 — з гнейсів, 3 — з брекчій, 5 — із сланців, 6 — з гнейсів (Шафрановский, 1986); 4, 7 — апографітовий діамант з імпактитів.

рідкісний, масштаб об'єктів — до 1 мкм — нарости багатогранників діаманту на діамант-лонсдейлітовій матриці. Ще один анатомічний рівень морфології параморфоз (~10 нм), який відображає їхній фазовий склад, можна спостерігати за допомогою спеціальних методів растрової і трансмісійної електронної мікроскопії.

Із кратера Білилівка досліджено дев'ять спеціально підібраних параморфоз чорного, чорно-сірого і світло-жовтуватого кольору різної інтенсивності із застосуванням методів растрової і трансмісійної електронної мікроскопії. Чорні і чорно-сірі параморфози непрозорі, світло-жовтуваті — прозорі. Параморфози тонкопластинчасті, уламкові, тільки деякі з фрагментами гексагональних контурів. Розмір у площині (0001) — від 0,2 до 0,5 мм.

Мікротопографічні (нано-мікроморфологічні) дослідження цих параморфоз проведені в Інституті геохімії, мінералогії і рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України на електронному мікроскопі JSM 6700F фірми Jeol (Японія) з енергодисперсійним аналізатором. Фазовий склад і анатомія параморфоз вивчені в Центрі геологічних досліджень м. Потсдам, Німеччина. Використані різні методи трансмісійної електронної мікроскопії. Для досліджень на приладі FIB 200 були виготовлені якісні і над-

звичайно тонкі плівки із чотирьох параморфоз чорного і світло-жовтуватого кольору, розмір плівок 15 × 10 × 0,15 мкм. Плівки вирізані перпендикулярно до площини (0001) параморфоз і приблизно паралельно площині $(10\bar{1}0)$. Зображення плівок і більш детальні їх анатомічні картини отримані на електронному мікроскопі FEI Tecnai F20 XTwin. Спектроскопія енергетичних втрат електронів (EELS метод) застосована для визначення фазового складу параморфоз, з метою розпізнавання між діамантом + лонсдейлітом (sp^3-зв'язки) і графітом (sp^2-зв'язки). Міжплощинні відстані (d_{hkl}) для графіту отримані із електронно-мікроскопічних знімків високого розділення (HREM — high-resolution electron microscopy). Методика приготування плівок і методи трансмісійних електронних досліджень детально викладені в публікаціях (Wirth, 2004, 2009).

Найбільш виразні і типові картини нано-мікроморфології поверхні (0001) імпактного діаманту з кратера Білилівка зафіксовані для чорних параморфоз з передбачуваним високим вмістом лонсдейліту. На рис. 175, 176 (див. атлас) показано чорну параморфозу, поверхня якої покрита візерунками дещо округлих прямокутних нанопластинок, чітко орієнтованих уздовж напрямку $[10\bar{1}0]$. Ці нанопластинки можна трактувати як фігури росту та морфологічно видимого прояву лонсдейлітової фази, їхня симетрія відповідає симетрії грані $(10\bar{1}0)$ гіпотетичного кристала лонсдейліту. Це вказує на закономірну орієнтацію структури новоутвореної фази лонсдейліту відносно структури кристала вихідного графіту. Орієнтація нанопластинок визначається їх перпендикулярним розташуванням до прояву елементів огранення $(10\bar{1}0)$ кристалів вихідного графіту. Сумісне поєднання на поверхні (0001) параморфози негативних і позитивних фігур (западин і нанопластинок) дає можливість вважати останні фігурами росту. Розмір нанопластинок не перевищує 50 нм уздовж видовження. За даними рентгенівських досліджень розмір кристалітів різних фаз в імпактних діамантах із цього кратера становить (Oleinik et al., 2003): лонсдейліту — до 10 нм, діаманту — десятки—перші сотні нанометрів.

Рис. 177 і 178 (див. атлас) демонструють інтенсивне розчинення поверхні (0001) чорної параморфози. Фігури розчинення мають вигляд округлих прямокутних западин, що паралельні напрямку $[10\bar{1}0]$. Розмір дрібних западин рідко перевищує 0,5 мкм. Злиття дрібних западин породжує великі западини зі спотвореними прямокутними контурами.

Наявність новоутворених ростових скульптур на поверхні (0001) чорних параморфоз може бути доказом мартенситної трансформації площини (0001) вихідного графіту в площину $(10\bar{1}0)$ утвореного по ньому лонсдейліту, тобто в умовах твердофазового переходу виникає їх закономірна орієнтація — площини $(10\bar{1}0)$ лонсдейліту стають паралельними площинам (0001) графіту. Ознаками такої орієнтації вказаних фаз слід вважати і скульптури розчинення на поверхні (0001) чорних параморфоз — це закономірно орієнтовані прямокутні западини.

На одній із чорних параморфоз (атлас, рис. 179—182) крім візерунків прямокутних нанопластинок і штрихів двійникування на поверхні (0001) зафіксовано ознаки двійникування по $(11\bar{2}1)$ на її боковій поверхні, близькій до грані $(10\bar{1}0)$ вихідного графіту. Картини рис. 181 і 182 (див. атлас) ілюструють наявність полісинтетичних двійникових зростків по $(11\bar{2}1)$ і нановимірну полікристалічну будову кожного двійника. Розмір наночастинок двійників менше 30—35 нм.

Унікальне явище росту незвичайних нано- і мікророзмірних кристалів діаманту зафіксовано на поверхні (0001) деяких чорно-сірих параморфоз. Поверхня (0001) таких параморфоз покрита мініатюрними багатогранниками. Ці кристали ідентифіковані як діаманти за їхніми кристаломорфологією і складом (за енергодисперсійними спектрами). Хімічний склад багатогранників такий: до 99,2—99,9 % вуглецю і невелика кількість домішок заліза (до 1,3 % FeO). На рис. 183—191 (див. атлас) показано одну із вивчених параморфоз чорно-сірого кольору з численними наномікродіамантами поліедричної форми на поверхні (0001). Їхній розмір — від декілька десятків нанометрів до 1 мкм і трохи більше.

Багатогранники — це окремі октаедри, їхні незакономірні і закономірні зростки (двійники зростання і проростання по (111)), рідко — кубо-октаедри і куби. Розміщення багатогранників на поверхні параморфози хаотичне як на плоских ділянках, так і в западинах. Серед них особливо показовими й індикаторними є контактні двійники октаедрів та їхні двійники проростання (атлас, рис. 187), останні не характерні для мантійних діамантів, але часто трапляються серед наномікродіамантів, отриманих з газової фази, — на плівках CVD.

За новими трансмісійно електронно-мікроскопічними дослідженнями вивчені багатогранники у теперішньому стані не є діамантами. Їх можна вважати нетиповими параморфозами гра-

фіту по діаманту, оскільки їхня вуглецева речовина лише погано окристалізована. Вони є порожнистими скелетними кристалами (атлас, рис. 191), що мають багатогранну зовнішню форму.

Інші за кристаломорфологією і механізмом росту мікродіаманти були виявлені на кристалах імпактного апографітового діаманту із Попігайського метеоритного кратера (Kvasnytsya et al., 2016). Це різні багатогранники — октаедри і кубо-октаедри. Вони мають плоскі і гладкі грані октаедра, рідше куба, тобто ростуть пошарово по (111) шляхом приєднання окремих атомів вуглецю. Мінералоутворювальним середовищем росту для такого діаманту міг бути не тільки газ, а й розплав. На рис. 271—274 (див. атлас) показано унікальне явище діамантної гомоепітаксії на поверхні (0001) білої параморфози з цього кратера. Крихітні строго орієнтовані діамантні октаедри виростають майже на чистій діамантовій матриці параморфози. Їхній розмір не перевищує 2—10 мкм.

Імовірно, вивчені поліедричні нано-мікродіаманти з метеоритного кратера Білилівка утворились як продукт конденсації вуглецю з газової плазми, що виникає за потужних імпактних явищ. Подібні за походженням діаманти виявлені в метеоритних кратерах Рис (Німеччина) і Чиксулуб (Мексика) та у катастрофному осадовому горизонті Землі (Carlisle, 1992; Gilmour et al., 1992a; 1992b; Hough et al., 1997). Втім майже всі знайдені нанодіаманти цих проявів є ксеноморфними кристалами.

Анатомія кристалів. Отримані картини внутрішньої будови параморфоз із кратера Білилівка на основі електронно-мікроскопічного вивчення вирізаних надтонких плівок демонструють їх полісинтетичне двійникування по (11$\bar{2}$1) і полікристалічну будову самих двійників (атлас, рис. 192—196). Особливо чітко двійникування проявлено в плівках, вирізаних із чорних параморфоз (атлас, див. рис. 193—195), тоді як для плівок із світло-жовтуватих параморфоз, напевно внаслідок домінування діамантової фази, воно якби стерте, розмите. Двійники збережені місцями (атлас, рис. 196).

Таке саме явище спостерігалось у плівках з попігайських імпактних діамантів; картини двійникування в плівках із світло-жовтуватих параморфоз нечіткі (Kvasnytsya, Wirth, 2013). Загалом ці картини і кристалографічні елементи двійників білилівських діамантів не відрізняються від встановлених раніше елементів двійникування для більших за розмірами імпактних діамантів із

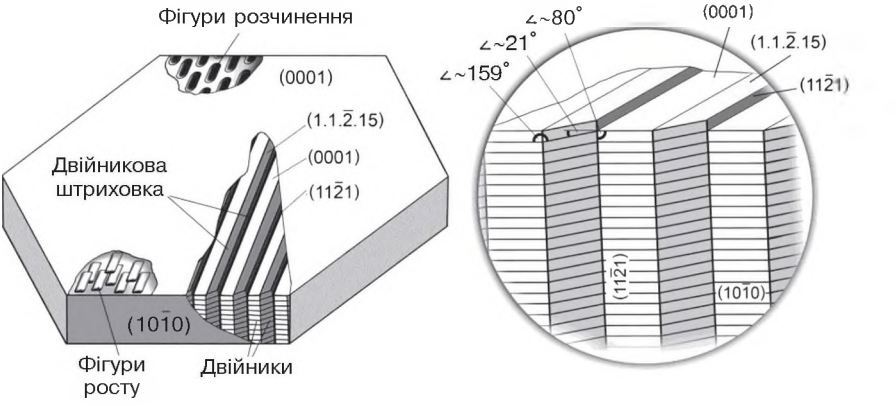


Рис. 1.27. Модель двійникування для чорних параморфоз імпактного апографітового діаманту із метеоритного кратера Білилівка

Попігайського кратера (Kvasnytsya, Wirth, 2013). Картини двійникування у вигляді електронно-мікроскопічних знімків, що просвічують, повторюють растрові зображення двійників (атлас, див. рис. 182). В ідеалізованій формі картину двійникування імпактних діамантів із кратера Білилівка показано на рис. 1.27 (символ (1.1.$\bar{2}$.15) на параморфозі за аналогією, він визначений гоніометрично на великих параморфозах із Попігайського кратера (Kvasnytsya, Wirth, 2013)). За ударного навантаження утворюються полісинтетичні двійники графіту по (11$\bar{2}$1), які на поверхні (0001) параморфози часто виражаються двійниковою штриховкою уздовж [10$\bar{1}$0]. Вона може бути поширена одночасно у двох-трьох симетричних напрямках через 60°, однак частіше односпрямована. Розмір кристалітів двійників у параморфозах із кратера Білилівка варіює в межах 20—30 нм.

Фазовий склад і фізичні та структурні особливості кристалів. Кристали імпактного діаманту з кратерів України найчастіше є дво- чи трифазовими (діамант, лонсдейліт, графіт) і полікристалічними. Лонсдейліт як алотропний мінерал вуглецю відкрили в Україні у 1973 р. Ю.О. Полканов, Г.К. Єрьоменко і М.І. Сохор в імпактних діамантах із неогенових титано-цирконієвих розсипів України, насамперед із розсипу Самоткань. У вигляді субмікронних зростків із діамантом і графітом лонсдейліт входить до складу імпактного діаманту. В 1975—1979 рр. А.А. Вальтер зафіксував лонсдейліт в імпактних діамантах із семи відомих метеоритних кратерів України.

Питання про віднесення лонсдейліту до мінерального виду є дискусійним, оскільки він не виявлений у природі чи не отриманий при синтезі у вигляді самостійного монокристала — у вигляді помітного озброєним чи неозброєним оком окремого кристала. Рідкісну знахідку лонсдейліту на мікрорівні як самостійну фазу описали Т.Г. Шумілова та інші дослідники (Shumilova et al., 2011; Tomkins et al., 2022).

На нашу думку, лонсдейліт за постійним хімічним складом, певною кристалічною структурою та нано- і мікроморфологією характеризується всіма необхідними основними мінералогічними критеріями для визначення його як самостійного мінерального виду. Він надійно встановлюється в імпактному діаманті за допомогою рентгенограм і електронограм, які засвідчують, що параморфози є найчастіше закономірними зростками кристалітів двох фаз вуглецю — кубічного діаманту (a_0 = 0,3567 нм) і гексагонального лонсдейліту (a_0 = 0,2516 нм; c_0 = 0,418 нм).

За даними А.А. Вальтера, розмір кристалітів лонсдейліту не перевищує 10 нм, діаманту — десятки—перші сотні нанометрів. Опубліковано інші дані (Вальтер и др., 1992; Гуров и др., 1999) про дещо більший розмір кристалітів діаманту, який оцінено за дифракційними картинами від 10 нм до 1 мкм. Дебаєграми двофазових параморфоз мають вигляд суцільних, часто розширених ліній, положення яких та їх інтенсивності відповідають композиції найтонших кристалітів двох закономірно розміщених одна відносно одної фаз: діаманту і лонсдейліту. Як правило, на рентгенограмах кристаліти цих фаз обумовлюють утворення текстури.

Нанометрові виділення лонсдейліту також зафіксували за допомогою селективно-променевого знімання на електронному мікроскопі А.А. Вальтер і Г.С. Олійник. З його вмістом в кристалах імпактного діаманту позитивно корелює їх оптична анізотропія. Двозаломлення чистого лонсдейліту А.А. Вальтер оцінив у 0,027. З вмістом цього мінералу також якісно корелює інтенсивність жовтого забарвлення параморфоз імпактного діаманту. За даними А.А. Вальтера, Є.П. Гурова та інших дослідників (Вальтер и др., 1992; Гуров и др., 1999), вміст лонсдейліту в окремих параморфозах коливається від 0 до 78 %. Наприклад, чорні імпактні діаманти з кратера Білилівка містять у середньому до 55 % цієї фази, а деякі з них — навіть до 70 %. Доволі поширені параморфози діаманту із вмістом лонсдейліту близько 40—50 %.

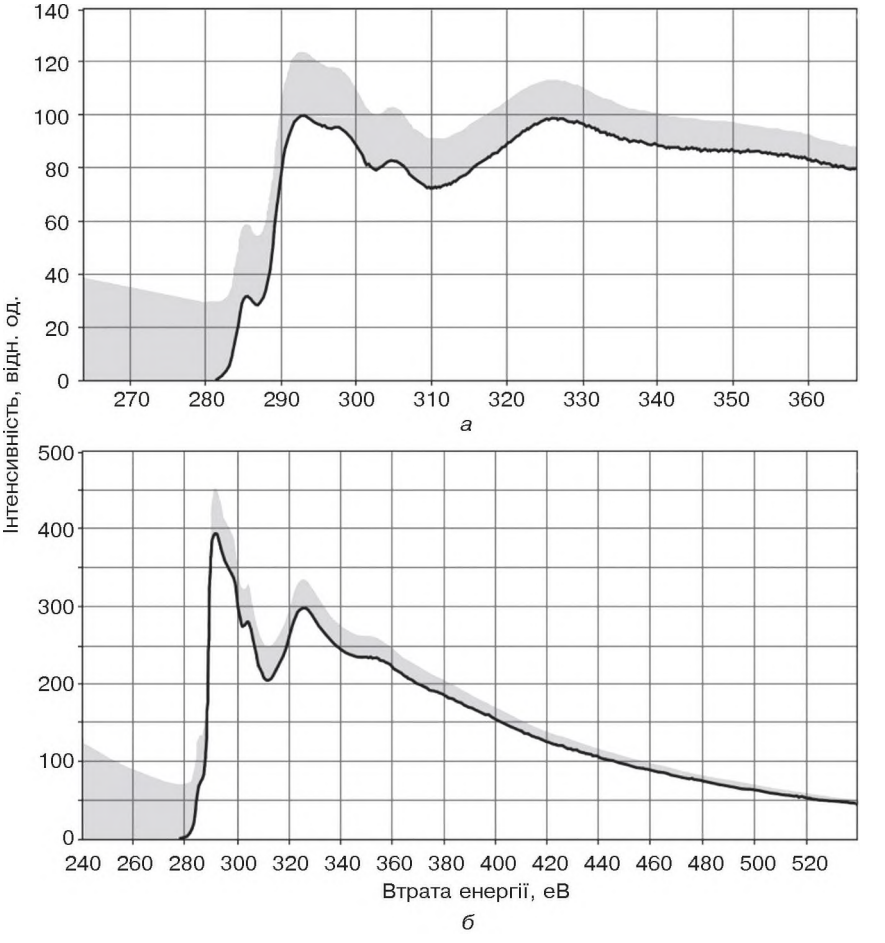


Рис. 1.28. Спектри енергетичних втрат електронів кристалічних фаз вуглецю: *а* — спектр діаманту + лонсдейліту + графіту, плівка із чорної параморфози, *б* — спектр діаманту + лонсдейліту, плівка із жовтуватої параморфози

Фазовий склад кристалів імпактного діаманту з кратера Білилівка вивчено також під час електронно-мікроскопічних досліджень чотирьох плівок, вирізаних із чотирьох різнозабарвлених параморфоз. На рис. 1.28 зображені спектри енергетичних втрат електронів для плівок із чорної і світло-жовтуватої параморфоз, які відображають їх склад: діамант + лонсдейліт + графіт для першої і діамант + лонсдейліт для другої відповідно. Наявність графіту в чорній параморфозі виявляється на електронно-мікроскопічних

знімках високого розділення, розмір кристалітів графіту не більш як 300 нм. Загалом розмір недіагностованих фаз кристалітів на електронно-мікроскопічних знімках дещо змінюється від параморфози до параморфози, рідко перевищуючи 20—35 нм; на поверхні параморфоз вони трохи більші (до 50 нм).

За скульптурами на поверхнях (0001) чорних параморфоз із кратера Білилівка визначено такі структурні взаємовідношення між їхніми кристалічними фазами: (0001) графіту паралельна $(10\bar{1}0)$ лонсдейліту і (111) діаманту.

Ізотопний склад вуглецю кристалів. Раніше було вивчено ізотопний склад вуглецю для наважок імпактного діаманту з розсипу Самоткань (Каминский и др., 1977; Галимов и др., 1978; 1980а, б; Кравцов и др., 1980) та з метеоритного кратера Білилівка (Цымбал и др., 1999). Наважки складались із сотень дрібних кристалів імпактного діаманту. За даними цих досліджень $\delta^{13}C$ діаманту з розсипу Самоткань коливається від –17,6 до –15,3 ‰, середнє значення –16,5 $\delta^{13}C$ ‰; ізотопний склад вуглецю діаманту з кратера Білилівка також виявився «легким» зі значенням –17,6 $\delta^{13}C$ ‰ (аналізи виконано на мас-спектрометрі МИ-1201) і близький до ізотопного складу вуглецю графіту (від –22,0 до –20,9 $\delta^{13}C$ ‰) із гнейсів та мігматитів, які вміщують кратер (Цымбал и др., 1999). Отже, було виявлено, що вивчені імпактні діаманти України збагачені легким ізотопом ^{12}C.

Аналіз ізотопного складу вуглецю в індивідуальних кристалах імпактних діамантів виконано в ЦКП «Геонаука» ІГ Комі НЦ УрВ РАН. Ізотопний склад вуглецю вивчено для дев'яти кристалів: трьох з імпактитів кратера Білилівка та шістьох із неогенових пісків розсипу Самоткань (Kvasnitsa et al., 2016; Квасница и др., 2016). Його виміряно для прозорих, напівпрозорих і непрозорих кристалів імпактних діамантів різного кольору. За ізотопно-геохімічними властивостями діаманти з двох указаних джерел виявилися практично тотожними (табл. 1.21, 1.22). Отримані для індивідуальних діамантів дані і за діапазоном варіації, і за середнім значенням узгоджуються як із раніше опублікованими результатами аналізу їх наважок із кратера Білилівка і розсипу Самоткань, так і з даними для імпактних діамантів із Попігайського кратера та інших неукраїнських метеоритних кратерів. Українські імпактні діаманти виявилися ізотопно легшими за вуглецем (середнє значення $\delta^{13}C$ = –17,64 ‰), ніж якутити ($\delta^{13}C$ = –12,5 ‰) — діаманти зовні подібні до імпактних і мартенситних за механізмом

Таблиця 1.21. **Загальна характеристика та ізотопно-геохімічні властивості імпактних діамантів із метеоритного кратера Білілівка**

№ кристала	Маса, мкг	Ступінь прозорості	Колір	$\delta^{13}C$, ‰
1	16	Непрозорий	Сірий	–16,22
2	13	»	Чорний	–15,96; –14,80
3	2	Прозорий	Жовтуватий	–21,84
Середнє				–17,21

Таблиця 1.22. **Загальна характеристика та ізотопно-геохімічні властивості імпактних діамантів із неогенового розсипу Самоткань**

Номер кристала	Маса, мкг	Колір кристала та його прозорість	$\delta^{13}C$, ‰
1	15	Сірий, напівпрозорий	–16,64; –15,84; –15,74
2	8	Сіро-чорний, непрозорий	–15,04
3	24	Чорний, непрозорий	–10,35
4	15	Сіро-жовтуватий, напівпрозорий	–18,20; –17,24
5	24	Сіро-зеленуватий, напівпрозорий	–21,53
6	12	Жовтий, прозорий	–23,06; –22,75
Середнє			–17,64

утворення, але дискусійні за генезисом (Петровский и др., 2014; Силаев и др., 2014).

Традиційні гістограми ізотопного складу вуглецю в діамантах імпактного походження показують варіації значень $\delta^{13}C$ у межах від –23 до –10 ‰ з основною модою в інтервалі –16 ... –14 ‰ (рис. 1.29). На графіку математичних розподілів білілівська і самотканська діамантові популяції практично ототожнились, близько збігшись і з діамантами геолого-генетичного *B*-типу, за Е.М. Галімовим (рис. 1.30). Викладене підтверджує достовірність діагностики таких діамантів у розсипу Самоткань, як мінералів імпактного походження. І хоча метеоритний кратер, з яким однозначно можна було б пов'язати розсип Самоткань, поки не відомий, отримані нами дані можна розглядати як ще один імпульс для пошуків цієї гіпотетичної метеоритної структури.

Оптична анізотропія діамантів. Найкраще вона виявлена у жовтувато-сірих і сірих білілівських параморфозах; їм властиві жовті, малиново-червоні, інколи зелені, сині і фіолетові кольори інтерференції. Безбарвні і світло-жовті параморфози мають пере-

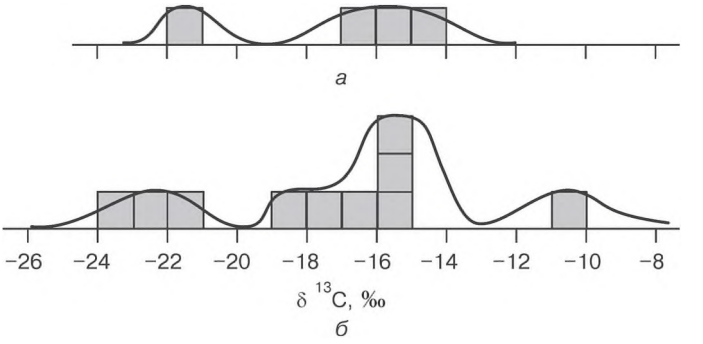


Рис. 1.29. Гістограма ізотопного складу вуглецю в індивідуальних кристалах імпактного апографітового діаманту України — розподіл діамантів за загальноприйнятою шкалою значень ізотопного коефіцієнта: *а* — кратер Білилівка, *б* — розсип Самоткань

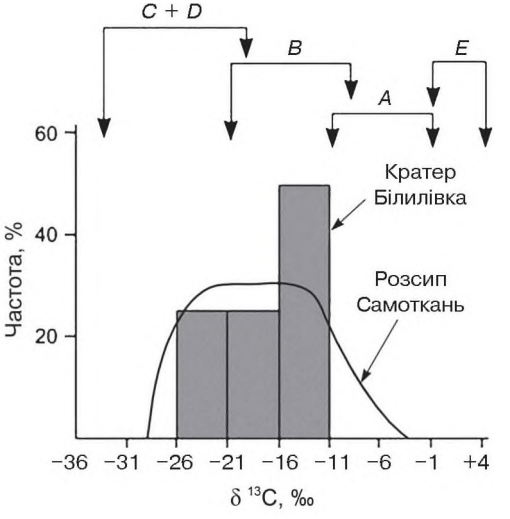


Рис. 1.30. Гістограма ізотопного складу вуглецю в індивідуальних кристалах імпактного апографітового діаманту України за даними математичного розподілу. *A*, *B*, *C* + *D*, *E* — інтервали коливання ізотопного складу найважливіших геолого-генетичних типів діамантів, за Е.М. Галімовим (Галімов, 1984а, б; Galimov, 1991) і Ф.В. Камінським (Камінський, 1984)

важно сірі кольори інтерференції. Згасання кристалів хвильове, плямисте, у вигляді дугоподібних фігур і косе відносно штриховки на поверхні (0001).

Забарвлення кристалів. Поглинання у видимій області спектра. Параморфози із кратера Білилівка мають світло-жовте, жовте, сірувато-жовте, жовтувато-сіре, світло-сіре, сіре, темно-сіре, бурувато-сіре, буре і чорне забарвлення, іноді трапляються безбарвні кристали. В тагамітах більш поширені світло-жовті і жовтувато-сірі параморфози, тоді як у зювітах — темно-сірі і чорні. Центральні

частини тагамітів містять світло-жовті, жовтувато-сірі і безбарвні параморфози, а їхні крайові частини — темно-сірі і чорні.

Спектроскопічні властивості імпактних діамантів розглянуто в публікаціях (Taran et al., 1998; Yelisseyev et al., 2013; 2015). Природа жовтого забарвлення остаточно не з'ясована. Вважається, що збільшення вмісту лонсдейліту супроводжується закономірним посиленням інтенсивності кольору від блідого жовтуватого до густого бурштиново-жовтого. Спектри поглинання кристалів мають вигляд монотонно зростаючих кривих, їх нахил визначає ступінь густоти забарвлення і якісно корелює із кількістю лонсдейліту. За формою кривої поглинання (сильне короткохвильове поглинання, край якого потрапляє у видиму область спектра) такі імпактні діаманти нагадують жовтий діамант (тип I*b* фізичної класифікації) із кімберлітів, забарвлення якого пов'язують з наявністю в структурі одиничних атомів азоту. Рівномірне темно-сіре забарвлення деяких зразків імпактного діаманту відпалюється при 700—800 °С, можливо, внаслідок руйнування тонких включень графіту.

Фотолюмінесценція кристалів. Більшість кристалів імпактного діаманту з різних метеоритних кратерів люмінесціюють у жовто-зелених (лимонних), жовтих, жовто-помаранчевих і помаранчевих тонах, характер свічення залежить від їх фазового складу і забарвлення (Лупашко и др., 2006; Лупашко та ін., 2006). На прикладі кристалів імпактного діаманту з Попігайського метеоритного кратера показано, що при опроміненні кристалів довгохвильовими УФ-променями збуджується жовто-помаранчеве свічення, його інтегральна інтенсивність лінійно зростає зі збільшенням вмісту лонсдейліту аж до 10 %. Підвищення концентрації лонсдейліту супроводжується послабленням свічення, а за вмісту близько 30 % воно практично зникає. Виділяють два основні типи ФЛ-спектрів: перший — широка безструктурна смуга з максимумом при 580—610 нм і вужчі смуги в області 625—775 нм; другий — структуровані смуги в області 600—750 нм, накладені на широку смугу з максимумом близько 670 нм. У спектрах деяких кристалів (імовірно, з наростами на поверхні (0001) багатогранників діаманту) виявляється електронно-коливальна система смуг з безфононною лінією 415,2 нм (центр *N3*), рідше — система 503,2 (центр *H3*). Загальна особливість ФЛ-спектрів імпактного діаманту — формування багатокомпонентних структур за рахунок декількох центрів свічення. На це вказують широкі межі зміни співвідношення інтенсивності смуг від кристала до кристала, їх температурне і концентраційне поводження, перерозподіл інтенсив-

ності смуг при порушенні світлом різних довжин хвиль (Yelisseyev et al., 2013, 2015).

В ультрафіолетовому промінні кристали імпактного діаманту з кратера Білилівка мають жовте, оранжеве і червоно-оранжеве світіння. Люмінесціюють переважно безкольорові, світло- і сірожовті кристали, рідко сірі. Спектр фотолюмінесценції при 77 K кристалів з оранжевим і червоним світінням в ультрафіолетовому промінні представлений одною широкою смугою з $\lambda_{макс}$ = 690—700 нм, на короткохвильовому крилі якого спостерігаються дві слабкі смуги при 490 і 510 нм.

Інфрачервона спектроскопія кристалів. Власне поглинання (область 4000—1600 $см^{-1}$) для імпактного діаманту є майже однаковим в усіх кристалах (Клюев и др., 1978). На відміну від діаманту із кімберлітів у імпактних кристалах простежується зміна співвідношення інтенсивності смуг в області спектра 4000—2000 $см^{-1}$, яке пов'язують зі структурною досконалістю діаманту і концентрацією фази лонсдейліту. В спектрах дослідженого імпактного діаманту в області власного поглинання спостерігаються смуги 2030, 2180 і 2400 $см^{-1}$, відповідні коливанням ґратки діаманту. Зі збільшенням концентрації лонсдейлітової фази зменшувалась інтенсивність і збільшувалась розмитість цих смуг. У спектрах імпактних діамантів немає смуг поглинання, характерних для азотних і неазотного центрів *A*, *B*1, *B*2 *і C*, але виявлено смуги поглинання 1230, 1080 1030 $см^{-1}$, які корелюють за інтенсивністю із вмістом лонсдейлітової фази. Ю.А. Клюєв висловив припущення, що поглинання в області 1219 $см^{-1}$ також обумовлено наявністю в діаманті фази лонсдейліту, хоча чіткий максимум в цій області зафіксовано не в усіх кристалах діаманту з лонсдейлітом (Клюев и др., 1978). Це дає можливість вважати, що імпактний апографітовий діамант не містить азот відомих структурних форм або його концентрація нижча за $5 \cdot 10^{17}$ ат/$см^3$. Імовірно, що зафіксовано смуги, пов'язані зі структурними дефектами недомішкового або змішаного характеру, які провокуються лонсдейлітовою фазою. Разом з тим не можна виключати смуги поглинання, явно пов'язані з азотними центрами, особливо у кристалів імпактного діаманту з наростами октаедричних мікрокристалів діаманту на поверхні (0001).

У спектрі інфрачервоного поглинання білилівського імпактного діаманту (безбарвна параморфоза з добре вираженою формою графітового кристала), що отриманий на Фур'є-спектрометрі Bruker IFS66, обладнаному мікроскопом, область 1600—2700 $см^{-1}$

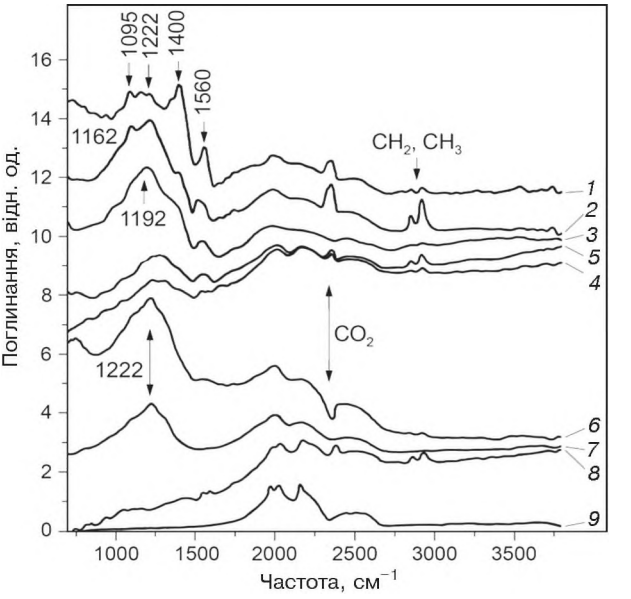


Рис. 1.31. Інфрачервоні спектри кристалів імпактних діамантів із неогенового розсипу Самоткань (*1—3*), метеоритних кратерів (Попігайського — *4—7*, Білилівка — *8*) та штучного безазотного *HPHT* діаманту (*9*) (Лупашко та ін., 2006)

представлена п'ятьма сталими за частотою та співвідношенням інтенсивності двофононними смугами. Цей спектр за характером двофононного поглинання найменше відрізняється від спектра монокристалічного діаманту, а в однофононній області має надзвичайно слабкі смуги поглинання (рис. 1.31), інтенсивність яких близька до межі чутливості спектрометра. Найінтенсивнішими в цьому спектрі є дві смуги з частотами 1541 і 1582 $см^{-1}$. Аналогічні дві дещо менш диференційовані смуги є і в спектрі кристала з Попігайського кратера. Крім того, потрібно вказати ще на ряд слабких смуг: чітка смуга 932 $см^{-1}$ (можлива домішка графіту), смуга 1046 $см^{-1}$ та два максимуми з частотами 1418 та 1463 $см^{-1}$ (валентні коливання аніона CO_3^{2-}).

Електронний парамагнітний резонанс кристалів. Спектри ЕПР імпактного діаманту за характером можна порівняти зі спектрами від дефектів недомішкового характеру в структурі діаманту з кімберлітів (вакансії, міжвузловий вуглець, дислокації). Найближчою є подібність до спектра ЕПР від центрів, пов'язаних з дислокаціями (пластична деформація), та від поверхні. Парамагнітні центри

в усіх цих випадках викликані електронами з неспареними спінами, що утворилися при розриві зв'язку С–С, тобто в спектрах ЕПР виявлено велику кількість розірваних вуглецевих зв'язків через недосконаліть кристалічної структури. Концентрація дефектів, відповідальних за сигнал ЕПР, змінюється в дуже широких межах (10^{18}—10^{20} $см^{-3}$).

Радіоспектроскопічні дослідження параморфоз із кратера Білилівка виявили значну концентрацію в них парамагнітних центрів типу розірваних вуглецевих зв'язків (Цымбал и др., 1999). Спектри ЕПР мають вигляд одиничної лінії (*g*-фактор становить 2,0025 ± 0,0005), ширина між точками максимального нахилу якої найчастіше дорівнює: $H = (2{,}5...3{,}0) \cdot 10^{4}$ Тл. Парамагнітний азот не виявлено. При подрібненні параморфоз конфігурація спектра ЕПР та його інтенсивність істотно не змінилися. Це вказує на розподіл парамагнітних центрів не тільки на поверхні параморфоз, а й переважно в об'ємі кристалів. Після прогрівання параморфоз до 700—750 °С спектрів ЕПР у них не виявлено.

Міцність кристалів. Дослідження виконано в Інституті надтвердих матеріалів НАН України на приладі важільного типу шляхом роздавлення параморфоз між паралельними корундовими пластинками (Бочко и др., 1999; Цымбал и др., 1999). Встановлено, що міцність білилівських параморфоз близька до міцності діаманту марки АСВ-1, синтезованого вибуховим способом. Середнє руйнівне навантаження для таких діамантів становить 1,080 кН.

Провідність кристалів. Окремим параморфозам із кратера Білилівка властиві слабкі напівпровідникові властивості (Цымбал и др., 1999). Вони найліпше виявлені у чорних параморфозах (*p*-тип провідності). Термоелектричний потенціал парамофоз коливається в межах від 0,16—0,23 до 0,41—0,46 мВ, розрахований внутрішній опір параморфоз дорівнює 5—8 кОм.

Густина кристалів. Більшість параморфоз із кратера Білилівка має густину у межах 3,3—3,5 $г/см^3$ (Цымбал и др., 1999). Густина безбарвних і світло-жовтих параморфоз вища, ніж темно-сірих і чорних. Зниження густини останніх викликано більшим вмістом в них фази графіту.

Походження діамантів. Кристали імпактного діаманту із кратера Білилівка мають зовнішні морфологічні і внутрішні анатомічні ознаки твердофазового переходу графіту в лонсдейліт-діамант за ударних навантажень. На рівні макроморфології до них мож-

на віднести ідентичні для кристалів графіту і параморфоз діаманту їх пінакоїдальний габітус та пластинчастий обрис. На рівні нано- і мікроморфології ознаками цього переходу є інтенсивні окремі паралельні штрихи уздовж [10$\bar{1}$0] чи іноді системи цих штрихів у двох-трьох напрямках із кутами 60° між ними на площині (0001), а також новоутворені скульптури на поверхнях параморфоз. Ці скульптури на поверхнях (0001) чорних параморфоз діаманту представлені нанопластинками чи западинами овальнопрямокутної форми, строго орієнтованими уздовж [10$\bar{1}$0]. Таким чином, для виявлення особливостей кристалогенезису імпактного діаманту, утвореного внаслідок твердофазового переходу графіт—лонсдейліт—діамант, потрібно звертати увагу на макро- і наномікроморфологію кристалів вихідного графіту і утворених по них параморфоз лонсдейліт—діаманту та на їхню анатомію. Ідентична морфологія кристалів графіту і параморфоз діаманту та взаємне закономірне орієнтування їхніх структур засвідчують твердофазовий перехід графіту в лонсдейліт—діамант у разі високого природного навантаження за мартенситним механізмом. Субмікронні кристаліти діаманту, лонсдейліту і графіту в зернах імпактного діаманту з кратера Білилівка мають закономірне взаємне орієнтування: площини (0001) графіту ‖ (10$\bar{1}$0) лонсдейліту ‖ (111) діаманту і напрямків [11$\bar{2}$0] графіту ‖ [110] діаманту ‖ ‖ [$\bar{1}$2$\bar{1}$0] лонсдейліту. Отже, морфологічними і анатомічними ознаками твердофазового переходу графіт—лонсдейліт—діамант в імпактних діамантах із кратера Білилівка є особливості нано- і мікроморфології поверхонь (0001), інтенсивне полісинтетичне двійникування і полікристалічна будова самих двійників та закономірні структурні взаємовідношення між кристалічними фазами.

Імпактні діаманти з неогенового розсипу Самоткань. Історія українського імпактного діаманту починається з його знахідки в неогенових пісках розсипу Самоткань. Це була чи не перша знахідка імпактного діаманту в світі у земній породі. Майже одночасно на півночі Якутії у розсипу на р. Ебелях був знайдений полікристалічний діамант, названий якутитом, проте його імпактну природу доведено значно пізніше.

Імпактний діамант виявлено сімферопольськими мінералогами в розсипу Самоткань у 1967 р. і названо сланцюватим різновидом діаманту через переважно тонкопластинчасту форму кристалів (Полканов и др., 1973; Полканов, 2009). У 1970 р. в кристалах цього діаманту рентгенографічно діагностовано лонсдейліт.

Це стало першою знахідкою лонсдейліту в породах Землі, до цього він був відомий в метеоритних діамантах і отриманий штучно. Головне він став індикаторною ознакою ударного походження самого діаманту. Результати досліджень сланцюватого діаманту в XX ст. підсумовані у монографії Ю.О. Полканова (Полканов, 2009). Було вивчено зовнішню форму і скульптури на поверхні кристалів діаманту, їхнє забарвлення і оптичну анізотропію, фото-, рентгено- і термолюмінесценцію, ЕПР, ізотопний склад вуглецю, домішки в кристалах, їхній фазовий склад та ін. Майже всі отримані дані засвідчили відкриття нового генетичного типу природного діаманту, його контрастну відмінність за більшістю ознак від мантійного діаманту з кімберлітів і його апографітову ударнометаморфогенну природу. Із перелічених попередніх найважливіших досліджень самотканського імпактного діаманту акцентуємо увагу на таких: 1) за даними морфологічних досліджень показано апографітову форму кристалів діаманту; 2) виконано детальне рентгенографічне вивчення кристалів діаманту, виявлено їх змінний поліфазовий склад (діамант, лонсдейліт, графіт) і текстуровану та полікристалічну внутрішню будову кристалів (Полканов и др., 1973); 3) для наважок імпактного діаманту різного кольору, які складались із багатьох десятків і сотень кристалів, отримано дані щодо легкого ізотопного складу вуглецю (Каминский и др., 1977; Галимов и др., 1978; Кравцов и др., 1980); 4) за даними фотолюмінесцентних досліджень і ЕПР у кристалах самотканського імпактного діаманту не були виявлені дефекти, пов'язані із домішками азоту, властиві кристалам діаманту із кімберлітів.

Морфологію, мікротопографію поверхні і анатомію кристалів імпактного апографітового діаманту з розсипу Самоткань вивчено з використанням методів растрової електронної мікроскопії (Квасниця, 2019). Досліджено три десятки різнозабарвлених кристалів. Кристали тонкопластинчасті і таблитчасті, уламкові, деякі добре збережені та з фрагментами гексагональних контурів. Розміри кристалів у площині (0001) — від 0,1 до 0,3 мм. Для декількох кристалів діаманту вивчено фізичні властивості та ізотопний склад вуглецю. Із них два жовті кристали досліджено послідовно за допомогою методів фотолюмінесценції, оптичної, інфрачервоної та раманівської спектроскопії. Оптичні і фотолюмінесцентні спектри цих двох кристалів записані в ІГМР НАН України, а їх інфрачервоні та раманівські спектри отримані в Центрі геологічних досліджень м. Потсдам, Німеччина.

Кристаломорфологія і мікротопографія. Кристали імпактного діаманту з розсипу Самоткань є апографітовими поліфазовими утвореннями — параморфозами лонсдейліту і діаманту по кристалах графіту (атлас, рис. 201—206). Вони представлені переважно тонкопластинчастими і таблитчастими пінакоїдальними багатогранниками, зрідка пінакоїдально-призматичними багатогранниками, проте серед знайдених діамантів частіше трапляються уламки пінакоїдальних кристалів. Досконало утворені кристали з ідеальною графітовою морфологією рідкісні, як рідкісні й діамантові параморфози двійників графіту за законом Веселовського. На колишніх пінакоїдальних поверхнях графіту багатьох кристалів розвинуті новоутворені скульптури росту і розчинення — овальновидовжені блоки, тріщини і округлі та прямокутні западини (атлас, рис. 207—212), які раніше було виявлено на кристалах імпактного апографітового діаманту з декількох метеоритних структур (Kvasnytsya, Wirth, 2013; Квасниця та ін., 2015). Скульптури мають свою симетрію і закономірно орієнтовані відносно контурів колишніх граней пінакоїда уздовж $[10\bar{1}0]$. Вони є індикаторами кристалічних фаз параморфоз — лонсдейліту і діаманту (Kvasnytsya, Wirth, 2013). Розмір скульптур — від 1—2 до 10 мкм. Характерними для поверхонь (0001) параморфоз є штрихи двійникування по $(11\bar{2}1)$.

Анатомія кристалів. Внутрішня будова кристалів самотканського імпактного діаманту відкривається завдяки електронно-мікроскопічному вивченню їхньої поверхні за великого збільшення (атлас, рис. 207—212). Кристалам властиві полісинтетичне двійникування по $(11\bar{2}1)$ і полікристалічна будова самих двійників, типових для апографітового імпактного діаманту з метеоритних структур (Kvasnytsya, Wirth, 2013). Розмір кристалітів двійників у самотканських імпактних діамантах — 20—50 нм.

Ізотопний склад вуглецю кристалів. Вивчено ізотопний склад вуглецю для шести різнозабарвлених кристалів самотканських імпактних діамантів (див. табл. 1.22, рис. 1.29, 1.30 (Kvasnitsa et al., 2016); вони збагачені переважно легким ізотопом ^{12}C. Їх ізотопний склад коливається від –23,06 до –10,35 ‰ ^{13}C, за середнього значення –17,64 ‰ ^{13}C. Ці дані майже збігаються із раніше отриманими для наважок із десятків і сотень кристалів імпактного діаманту з розсипу (Каминский и др., 1977; Галимов и др., 1978; Кравцов и др., 1980), а саме жовті кристали: –13,5; –17,6 і –20,1 ‰ ^{13}C; чорні кристали: –15,3 і –15,8 ‰ ^{13}C.

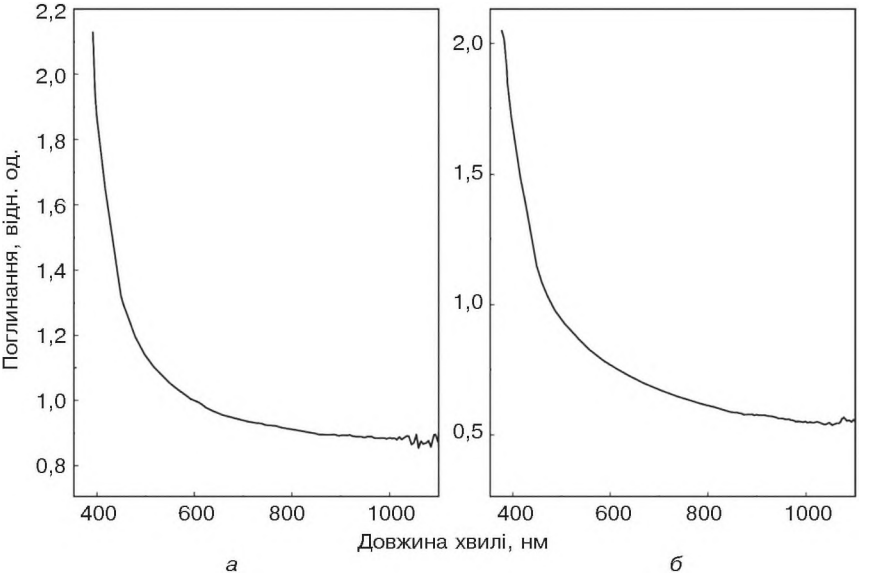


Рис. 1.32. Спектри поглинання у видимій області світло-жовтого (*а*) і жовтого (*б*) кристалів імпактного діаманту з неогенового розсипу Самоткань

Хімічний склад кристалів. За допомогою методу емісійного напівкількісного спектрального аналізу в імпактних діамантах із розсипу Самоткань виявлено домішки таких елементів, %: Si 1, Ca 1 і Fe 0,2 — $x \cdot 10^{-1}$; Mg 3, Al 2, Zr 1,5 і Ti — $x \cdot 10^{-2}$; Pb 5, Cu 3, Cr 2, Nb 2, Sn 1 і Mn — $x \cdot 10^{-3}$; Bi 2, Be 2 і Ga — $x \cdot 10^{-4}$; Ag 2,5 · 10^{-5} (Вальтер и др., 1992).

Оптична спектроскопія кристалів. Забарвлення самотканських імпактних діамантів переважно чорне, сіре, сіро-чорне, світло-жовте і жовте, трапляються і безбарвні кристали. Для двох жовтих кристалів записані спектри у видимій області (у діапазоні 350—1100 нм) (рис. 1.32) (Taran et al., 1998). Колір цих діамантів обумовлений сильним короткохвильовим поглинанням, край якого потрапляє у видиму область спектра. Подібні спектри отримані для жовтих діамантів із кімберлітів, забарвлення яких спричинено наявністю одиничних атомів азоту в структурі кристалів. Проте за даними фотолюмінесцентних досліджень і ІЧ спектроскопії азотні центри в цих кристалах не виявлені. Природу жовтого забарвлення вивчених діамантів не з'ясовано.

Фотолюмінесценція кристалів. Записано спектри ФЛ для двох згаданих вище самотканських жовтих імпактних діамантів (у діа-

пазоні 370—800 нм за збудження λ = 365 нм і температури 300 К (Лупашко та ін., 2006). У спектрах ФЛ (рис. 1.33) відсутні типові лінії монокристалів мантійного діаманту: світло-жовтий кристал *а* — смуги 470, 540, 610 і 650 нм, жовтий кристал *b* — смуги 420, 440, 460, 540 і 610 нм. Найінтенсивнішими є широкі безструктурні смуги 440 і 540 нм. Природа всіх смуг нез'ясована. Видима ФЛ цих кристалів оранжево-жовта. Раніше такі самі безазотні спектри ФЛ було отримано для так званих сланцюватих діамантів цього розсипу — широкі смуги з максимумами 580 і 610 нм (Полканов, 2009).

Інфрачервона спектроскопія кристалів. В ІЧ-спектрах вивчених семи кристалів самотканських імпактних діамантів не виявлені лінії азотних центрів *A, B*1 і *C* (Лупашко та ін., 2006). На рис. 1.34 показано спектри двох указаних вище жовтих кристалів діаманту із переважно слабкими лініями і смугами: кристал *а* — 687, 1408, 1562, 2854 і 2921 $см^{-1}$; кристал *б* — 1108, 1212, 1537, 2336, 2365, 2857, 2923 і 3745 $см^{-1}$. Смуга 1408 $см^{-1}$, можливо, спричинена валентними коливаннями аніона CO_3^{2-}, а лінії в інтервалі 2854—2923 $см^{-1}$, імовірно, належать до валентних коливань зв'язків С—Н в аліфатичних

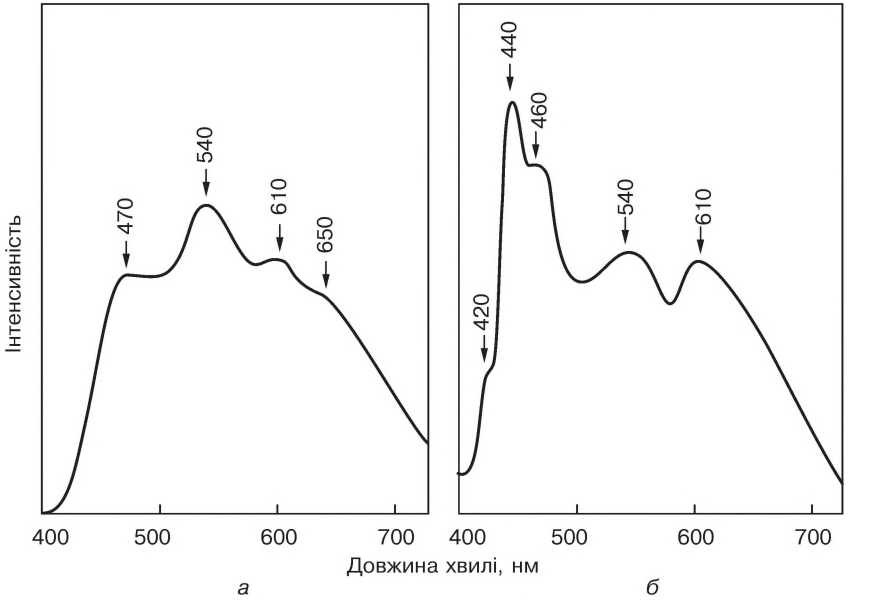


Рис. 1.33. Спектри фотолюмінесценції світло-жовтого (*а*) і жовтого (*б*) кристалів імпактного діаманту з неогенового розсипу Самоткань

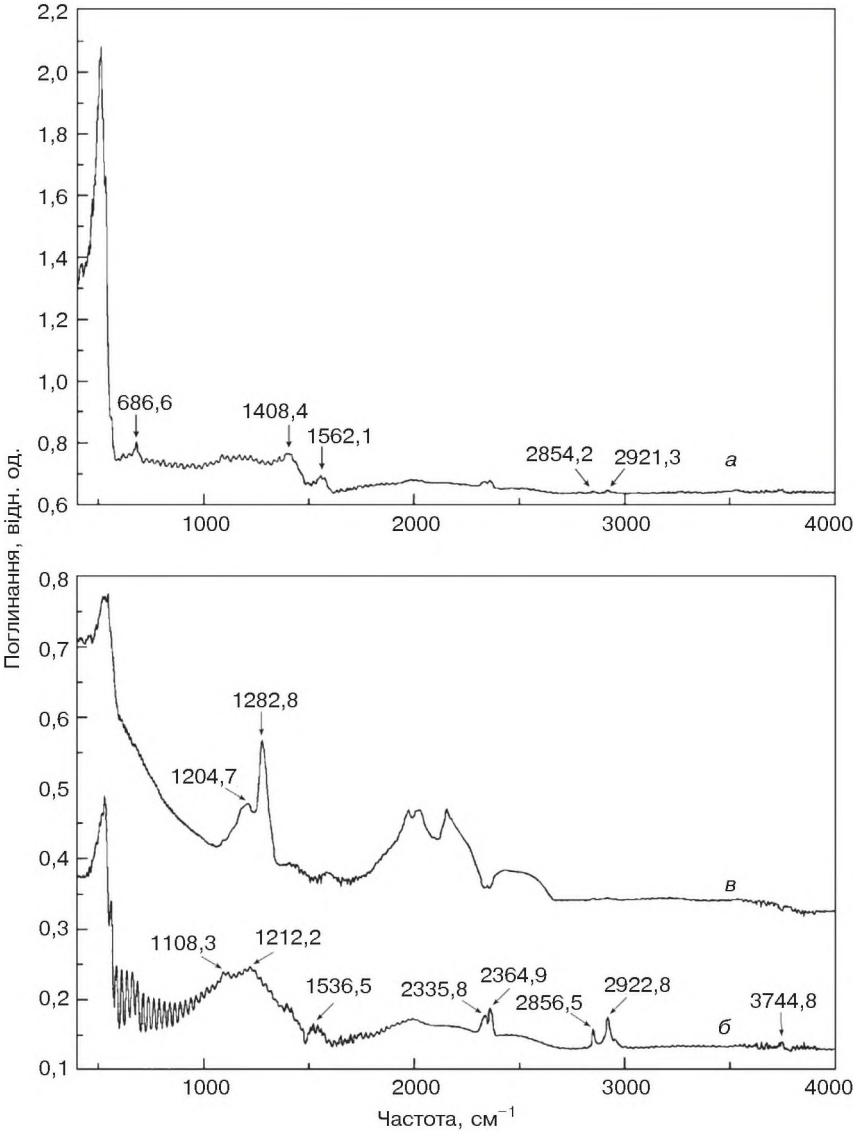


Рис. 1.34. Інфрачервоні спектри світло-жовтого (*а*) і жовтого (*б*) кристалів імпактного діаманту та безбарвного мікрокристала діаманту октаедричного габітусу (*в*) з неогенового розсипу Самоткань

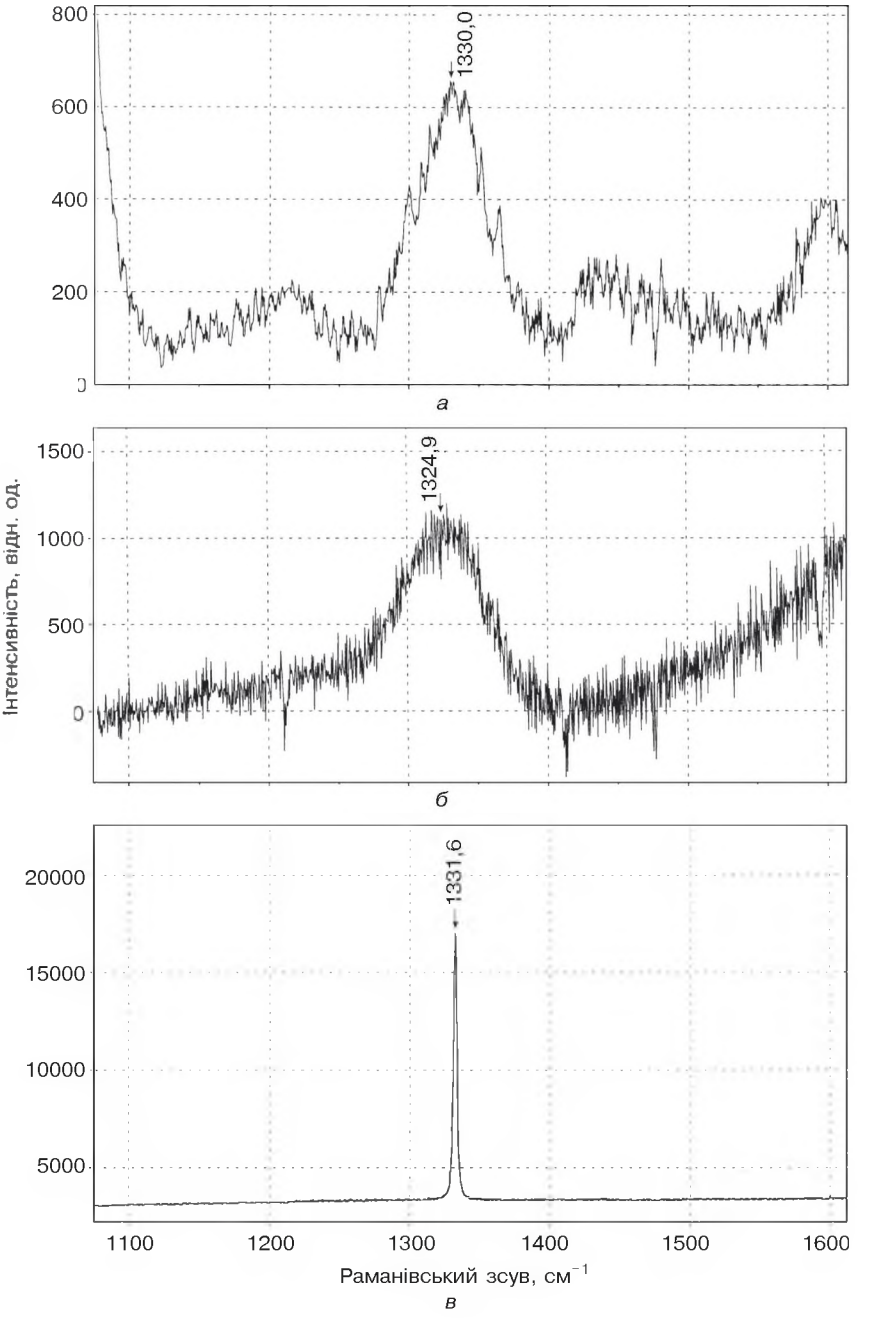
групах CH_2 і CH_3. Природу інших ліній і смуг не визначено, на ІЧ-спектрах мантійного діаманту вони відсутні. Слабко проявлені лі-

нії і в зоні власного двофононного коливання діаманту. Вони згладжені, відсутнє розщеплення найбільш низькочастотної лінії на дві компоненти. Це, мабуть, спричинено структурною недосконалістю кристалів. Для порівняння на рис. 1.34 показано ІЧ-спектр безбарвного мікрокристала (*в*) діаманту октаедричного габітусу з розсипу Самоткань, на якому проявлені лінії азотних дефектів (центр *A* — головна лінія 1282 см $^{-1}$, діамант типу I*a*) і лінії у двофононній частині спектра. Загалом отримані спектри самотканських імпактних діамантів близькі до ІЧ-спектрів природного діаманту ударного походження з різних метеоритних кратерів.

Раманівська спектроскопія кристалів. Значення головної лінії комбінаційного розсіювання та її FWHM для двох указаних вище імпактних самотканських діамантів такі: *а* — світло-жовтий кристал, головна лінія 1330 см$^{-1}$, її FWHM 45 см$^{-1}$; *б* — жовтий кристал, головна лінія 1324,9 см$^{-1}$, її FWHM 60 см$^{-1}$ (рис. 1.35). Інакше кажучи, для вивчених діамантів значення раманівського зсуву і напівширини ліній КР відхиляються від стандарту (головна лінія — 1332 см$^{-1}$, її FWHM — 1,65...2,0 см$^{-1}$), що засвідчує значну дефектність структури кристалів та багатофазову і полікристалічну будову. Для порівняння на рис. 1.35, *в* показано спектр КР слабодефектного безбарвного мікрокристала діаманту октаедричного габітусу з розсипу Самоткань, структуру якого можна вважати досконалою.

Походження діамантів і висновки. Згідно з результатами багаторічних попередніх досліджень, узагальнених у монографії (Полканов, 2009), особливо рентгенометричного вивчення, сланцюваті діаманти з пісків неогенового розсипу Самоткань належать до імпактних утворень (Полканов и др., 1973). Підтвердженням цього висновку є отримані дані комплексного вивчення імпактних самотканських діамантів, морфологічні, ізотопні, фотолюмінесцентні і спектроскопічні властивості яких типові для природних апографітових діамантів ударного походження.

Кристали імпактного діаманту з розсипу Самоткань, як і добре вивчені діаманти з відомих метеоритних кратерів (Kvasnytsya, Wirth, 2013; Квасниця та ін., 2015), мають зовнішні морфологічні і внутрішні анатомічні ознаки твердофазового переходу графіту в діамант за ударних навантажень. Макроморфологічні ознаки — це ідентичні для кристалів графіту і параморфоз діаманту пінакоїдальний і пінакоїдально-призматичний габітуси й пластинчастий і таблитчастий обриси. Мікроморфологічними ознаками переходу є інтенсивні окремі паралельні штрихи по (11$\bar{2}$1) чи системи штрихів у двох-трьох напрямках із кутами 60° між ними на пло-


800
600
400
200
0
1330,0
а
1500
1000
500
0
1324,9
б
Інтенсивність, відн. од.
20000
15000
10000
5000
1331,6
1100
1200
1300
1400
1500
1600
Раманівський зсув, см⁻¹
в

щині (0001) — сліди інтенсивного двійникування і новоутворені скульптури на площинах (0001) параморфоз. Ці наномікророзмірні скульптури мають вигляд закономірно орієнтованих уздовж [10$\bar{1}$0] блоків росту овально-видовженої форми і округлих чи геометрично правильних чотирикутних ямок розчинення. Анатомічними ознаками твердофазового переходу графіт—діамант у самотканських імпактних діамантах є полісинтетичне двійникування і тонка полікристалічна будова двійників.

За фотолюмінесцентними і спектроскопічними особливостями вивчених діамантів виявлено відсутність азотних центрів у кристалах, характерних для мантійного діаманту. Спектри комбінаційного розсіювання самотканських імпактних діамантів вказують на дефектну будову кристалів, пов'язану з інтенсивним двійникуванням і полікристалічністю внаслідок ударних навантажень.

Самотканські неогенові піски містять значну частину добре відсортованих кристалів імпактного діаманту, тому важливим є питання про його материнське джерело. За палеогеографічними реконструкціями і за даними щодо віку циркону з неогенових пісків розсипу Самоткань та його елементів-домішок зонами зносу були кристалічні породи центральної частини Середньопридніпровського і східної частини Інгульського мегаблоків (Цымбал и др., 2005). Прогнозують (Хрущов и др., 2015), що корінними джерелами осадового матеріалу для розсипу були криворізька та інгулецька серії осадово-вулканічних порід Криворізько-Інгулецького синклінорію, інгульська серія гнейсів, граніти і магматити кіровоградського типу (Кіровоградсько-Бобринецький, Долинський, Верблюзький і Боков'янський масиви). Вважається, що проміжними колекторами є насамперед олігоценові товщі харківської серії та берекського регіоярусу схилу УЩ, тобто вторинним джерелом — проміжним колектором важких мінералів для розсипу, були верхньоолігоценові відклади (Петренко, 2008).

Безпосередньо поблизу розсипу не відомі метеоритні структури, які могли би бути постачальниками імпактного діаманту в самотканські піски. Однак у межах Середньопридніпровського та Інгульського мегаблоків розміщуються порівняно неподалік від розсипу Самоткань два діамантоносні метеоритні кратери: Терни (Середньопридніпровський мегаблок) поблизу м. Кривий Ріг і Зе-

Рис. 1.35. Спектри комбінаційного розсіювання світло-жовтого (*а*) і жовтого (*б*) кристалів імпактного діаманту та безбарвного мікрокристала діаманту октаедричного габітусу (*в*) із неогенового розсипу Самоткань

лений Гай (Інгульський мегаблок), відстань від розсипу — приблизно 125 км на південний захід до кратера Терни і приблизно 135 км на північний захід до кратера Зелений Гай. Кратер Терни — це сильноеродована метеоритна структура (вихідний діаметр 15, нині — 8 км; глибина ерозії до 1 км, вік кратера 280 млн років ± 10 млн років), а кратер Зелений Гай — подвійна метеоритна структура (діаметр 0,8 і 0,7 км) палеоценового віку (Вальтер и др., 1981, 1998). Діаманти цих кратерів є імпактними апографітовими утвореннями (атлас, рис. 197—200). Оцінювання можливих запасів імпактного діаманту в цих кратерах наведено у публікації (Вальтер и др., 1998): середній вміст діаманту в кратері Терни дорівнює 0,05 кар/т імпактної породи (максимальний — 0,3 кар/т), у кратері Зелений Гай — <0,01 кар/т (максимальний вміст — 0,05 кар/т).

У ранньому та середньому еоцені на території Середнього Придніпров'я існували акумулятивні низинні рівнини, зокрема у напрямку м. Олександрія—м. Дніпро і м. Кривий Ріг—м. Дніпро (Атлас ..., 1960); вони були місцями нагромадження теригенного матеріалу. У пізньому еоцені також існував понижений суходіл у напрямку м. Кривий Ріг—м. Дніпро, у той час цю територію заливало море. У середньому міоцені розсип Самоткань знаходився в зоні прибережного мілководдя (Петренко, 2008; Хрущов и др., 2015). Тому можна висловити припущення, що ймовірно саме метеоритний кратер Терни з урахуванням його глибокої ерозії до самого цоколю і значного вмісту діаманту міг бути материнським джерелом імпактного діаманту для розсипу Самоткань. Якщо ж таке припущення невірне, то корінним джерелом самотканського імпактного діаманту була ще не відкрита у Середньому Придніпров'ї метеоритна структура.

Особливості та генезис розсипних діамантів України

З огляду на попередні результати досліджень українських розсипних ендогенних діамантів нижче подано їх зведену характеристику, виділено особливості і наведено міркування про їх генезис (Квасниця, 2021в).

Форми виділення кристалів діаманту, їх розмір. Діаманти із теригенних відкладів України представлені багатогранниками, їх зростками та полікристалічними утвореннями (Юрк и др., 1973; Квасница, 1985; Полканов, 2009). Значна частина знайденого діаманту в більшості проявів є пошкодженими кристалами і уламками вказаних форм виділення, особливо у неогенових відкладах. Розмір кристалів для більшості діамантів із неогенових і четвертинних відкладів не перевищує 0,4—0,5 мм, знахідки міліметрових і більших за розміром кристалів у різних за віком осадах рідкісні (близько двох десятків кристалів), найбільше таких кристалів знайдено в протерозойських, кам'яновугільних і четвертинних відкладах.

Морфологія кристалів діаманту. Діаманти з теригенних відкладів України морфологічно майже нічим не відрізняються від діамантів з кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів відомих родовищ світу (Юрк и др., 1973; Квасница, 1985; Полканов, 2009). Серед форм діаманту поширені плоскогранні, кривогранні, плоскогранно-кривогранні кристали, їх випадкові й закономірні зростки та мікроагрегатні утворення. З поєднанням плоско- і кривогранних форм основні габітуси кристалів такі: октаедричний, ромбододекаедричний, кубічний і комбінаційний (октаедр-ромбододекаедр, октаедр-ромбододекаедр-куб із різним розвитком указаних форм). Повністю кривогранні кристали трапляються рідше і представлені додекаедроїдами, кубоїдами і тетрагексаедроїдами, зрідка октаедроїдами. У більшості відкладів переважають октаедричні (27,5—60,0 %) і кубічні (20—67 %) габітусні форми. Найнижчий вміст октаедричних кристалів (9—23 %) характерний для полтавських відкладів неогену, у них найвищий вміст кубів

(42—67 %) і доволі значна кількість кристалів комбінаційної форми (25—37 %). Вміст зростків кристалів в окремих пробах досягає 10—15 % загальної кількості виявлених діамантів. Серед них розрізняють закономірні і незакономірні зростки, перші з них є паралельними та здвійникованими за шпінелевим законом, а також складними — п'ятірниками октаедрів. У полтавських пісках знайдено карбонадо.

На кристалах діаманту з теригенних відкладів України розвинуті всі прості форми, що властиві гексоктаедричному класу симетрії, в якому кристалізується діамант. Проте тільки грані октаедра плоскі й гладкі, вони мають свої піраміди росту, що формуються внаслідок тангенціального (спірального і двовимірного зародкоутворення) росту кристалів. Грані куба майже завжди шершаві, утворюються двома шляхами: внаслідок нормального (волокнистого, фібрильного) росту кристалів або через виродження граней октаедра з утворенням пасивних граней росту. До них належать грані ромбододекаедра, тригон- і тетрагон-триоктаедрів, тетрагексаедрів і гексоктаедрів. Крім ромбододекаедра, ці форми рідкісні на кристалах діаманту і мають незначний розвиток.

Мікротопографія граней кристалів діаманту. На кристалах діаманту з теригенних відкладів України розвинуті всі типові скульптури росту і розчинення, які властиві кристалам діаманту з кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів (Юрк и др., 1973; Квасница, 1985; Полканов, 2009). Найбільш поширені трикутні і шестикутні западини на гранях октаедра, чотирикутні западини на гранях куба, паралельна і снопоподібна штриховка на поверхнях ромбододекаедра, трикутні і шестикутні виступи на гранях октаедра, блоки на гранях куба, смуги пластичної деформації на гранях октаедра, ромбододекаедра та ін.

Анатомія кристалів діаманту. Внутрішня будова кристалів діаманту з теригенних відкладів України досліджена фрагментарно. За допомогою методів трансмісійної і растрової електронної мікроскопії в мікрокристалах діаманту виявлено дислокації різного типу і смуги пластичної деформації, секторіальність і зональність кристалів, мінеральні та багатофазові флюїдні включення (Kvasnytsya, Wirth, 2009).

Структура кристалів діаманту. Кристали діаманту з теригенних відкладів України мають відносно добре впорядковану кубічну структуру, проте різними методами (оптичний аналіз, рентгенівський аналіз, інфрачервона і раманівська спектроскопія, трансмісійна електронна мікроскопія) зафіксована її дефектність

для багатьох кристалів, яка виявляється в оптичній анізотропії кристалів, роздрібненні плям на лауеграмах і появі екстрарефлексів, наявності домішкових структурних і неструктурних дефектів, коливання основних рентгенівських і раманівських величин, розвитку прямо- і криволінійних дислокацій (Квасниця та ін., 2005).

Оптична анізотропія кристалів діаманту. Характер двозаломлення мікрокристалів діаманту з теригенних відкладів України не відрізняється від такого кристалів з кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів (Квасница, 1985). Інтерференційне забарвлення анізотропних безбарвних і слабозабарвлених діамантів сіре, темно-сіре, іноді сіро-біле, жовтувате, що вказує на незначне двозаломлення. Найчастіше картини аномального двозаломлення характеризуються хвилясто-плямистим погасанням, дугоподібними фігурами чи їх поєднанням. Для пластично деформованих кристалів візерунки двозаломлення мають вигляд набору розпливчастих темних і сірих паралельних смуг, які збігаються із напрямком деформації по (111). Іноді спостерігається зонально-секторіальне двозаломлення.

Забарвлення кристалів діаманту. Найчастіше кристали діаманту з теригенних відкладів України безбарвні, проте відносно значна їх частина, особливо з неогенових розсипів, порівняно з діамантом із кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів має різноманітне забарвлення (жовте, зелене, коричневе, рожево-фіолетове, бузково-фіолетове, сіре, буре, чорне, іноді блакитне і червоне). Природа забарвлення (крім сірого і чорного, викликаного наявністю мікро- та нановключень) така сама, як і діамантів із кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів (різні азотні і радіаційні центри — *N, N3, NV, H3, GR-1* та інші й пластична деформація) (рис. 1.36, 1.37) (Taran et al., 1998, 2004). Забарвлення діаманту з неогенових розсипів корелює з габітусом кристалів: кубам властиве різне забарвлення; октаедри і кристали перехідної форми {111} + {110} — найчастіше безбарвні. Більшість забарвлених діамантів мають у спектрах сильне короткохвильове поглинання. У спектрах деяких діамантів чітко проявлена лінія 415,2 $см^{-1}$ (азотний центр *N3*).

Все ж природа забарвлення густо-фіолетових діамантів із самотканських неогенових пісків остаточно не з'ясована, в їх оптичних спектрах фіксується надзвичайно сильна широка смуга поглинання 17750—17850 $см^{-1}$ (563,4—560,2 нм) (рис. 1.37, 1.38) (Taran et al., 1998, 2004). Оптичні спектри поглинання, що записані для таких фіолетових кристалів за температури рідкого азоту, засвідчують, що природу їх забарвлення не можна віднести до електрон-

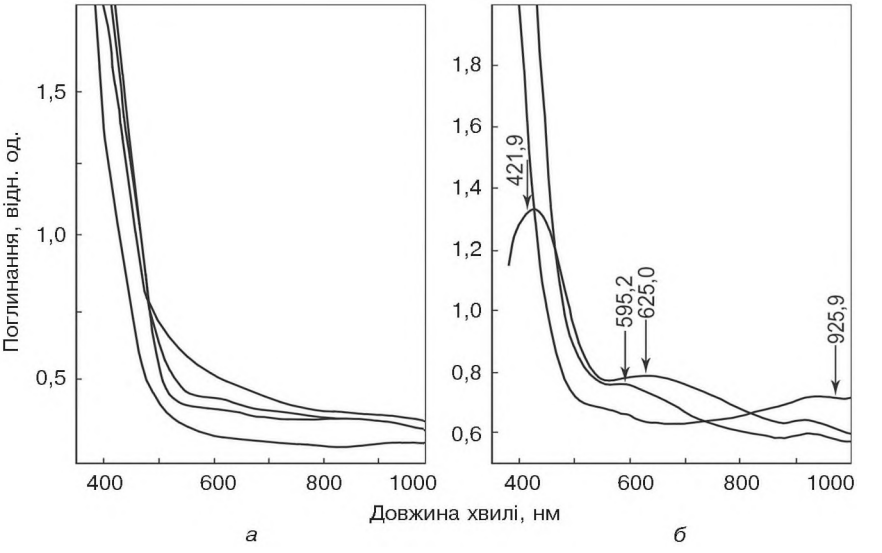


Рис. 1.36. Оптичні спектри поглинання у видимій області жовтих (*а*) і зелених (*б*) мікродіамантів із неогенових пісків України

них переходів *NV*-центру (домішковий атом азоту, сусідній з вакансією вуглецю у структурі діаманту), як раніше передбачалось (Taran et al., 1998). ІЧ-спектри фіолетових діамантів також протиречать такій інтерпретації, оскільки вони вказують лише на низький, якщо такий є, вміст у них одиночних атомів азоту. Можливо, ця смуга викликана пластичною деформацією кристалів, характерною для рожевих діамантів із кімберлітів. Однак пластична деформація зазвичай морфологічно виявляється на октаедричних і ромбододекаедричних гранях часто прозорих кристалів діаманту. Кубічним кристалам діаманту вона невластива, до того ж пластична деформація, мабуть, неможлива для кубів і кубоїдів з нормальним механізмом росту. У нашому випадку інтенсивне фіолетове забарвлення характерне саме для діамантів кубічної форми, на яких жодних візуальних ознак пластичної деформації не простежується передусім через недосконаліть поверхні граней куба. Проте інтенсивний розвиток дислокацій у приповерхневих частинах фіолетових кубічних мікрокристалів простежений на електронно-мікроскопічних знімках (атлас, рис. 148). Дефектна будова таких кристалів (розірвані вуглецеві зв'язки) фіксується також методом ЕПР.

Фотолюмінесценція кристалів діаманту. У спектрах фотолюмінесценції кристалів діаманту з теригенних відкладів України фіксуються лінії різних азотних центрів *N*3 (415,2 нм та супроводжувальні 427, 436, 448 нм), *H4* (495,8 нм), *H3* (503,2 нм), *S1* (510,7 нм), *575*, *409* і *389 нм* (Лупашко и др., 1999; Хренов, Пал-

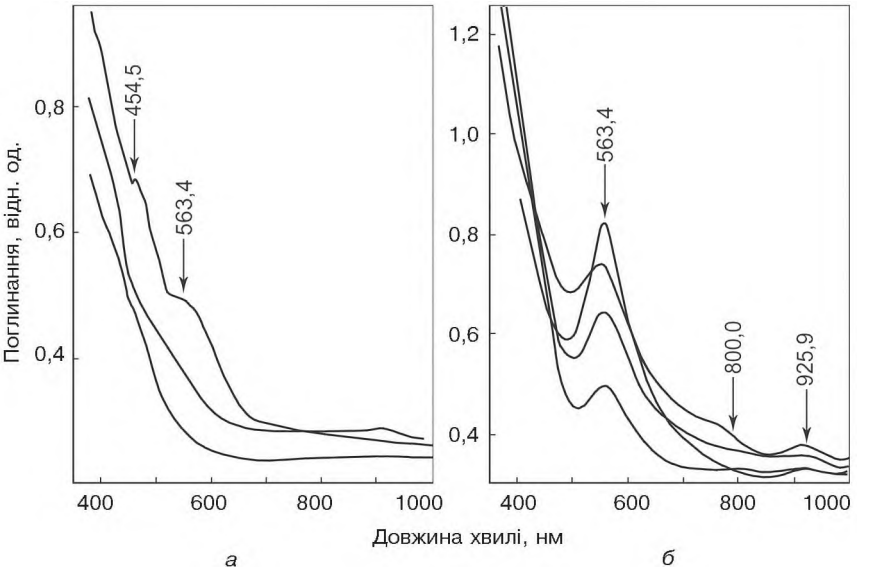


Рис. 1.37. Оптичні спектри поглинання у видимій області коричневих (*а*) і фіолетових (*б*) мікродіамантів із неогенових пісків України

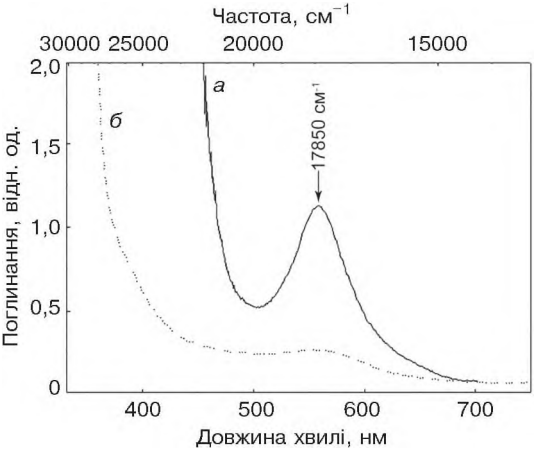


Рис. 1.38. Оптичні спектри поглинання у видимій області густо-фіолетового (*а*) (неогеновий розсип Самоткань) та світло-фіолетового (*б*) (кімберлітова трубка Удачна, Якутія) діамантів: Товщина зразків ~0,25 і ~2 мм відповідно

кина, 2000; Квасниця та ін., 2005). Ці дефекти зумовлюють візуальне блакитне і синє (*N3*), світло-зелене (488,5; 496 і 503 нм), жовте (*H4* і *H3*), оранжеве і червоне (*575* нм) світіння діамантів в ультрафіолетовому промінні. На відміну від фотолюмінесценції діаманту з кімберлітів і лампроїтів в українських діамантах, особливо в кристалах кубічного габітусу з неогенових розсипів, часто реєструються дефекти *575 нм*, рідко *409 нм* при 300 К та інколи *389 нм* за температури рідкого азоту, які обумовлені міжвузловим одиничним і агрегатним азотом. Зазвичай поширення і вміст центрів *575 нм* червоно-оранжевої фотолюмінесценції у діамантах із кімберлітів і лампроїтів невисокі (або відсутні), а центри *409* і *389 нм* у них не зареєстровані.

Катодолюмінесценція кристалів діаманту. У катодному промінні колір світіння українських діамантів такий самий, як в ультрафіолетовому промінні, проте інтенсивність світіння значно більша (Юрк и др., 1973). У катодному промінні світиться значна кількість кристалів діаманту, які не виявляють видимого світіння в ультрафіолетовому промінні. Серед них багато кристалів з оранжевим світінням.

Рентгенолюмінесценція кристалів діаманту. Для дрібних українських діамантів інтенсивність рентгенолюмінесценції у 2—3 рази нижча за їх фотолюмінесценцію (Юрк и др., 1973). Колір рентгенолюмінесценції переважно синьо-блакитний, іноді рожевий. Інтенсивність світіння низька в межах 1—33 одиниць. Найінтенсивніше світяться безбарвні октаедри із синьою фотолюмінесценцією.

Термолюмінесценція кристалів діаманту. Найімовірніше, за термолюмінесценцію в українських дрібних діамантах відповідальні домішки азоту (Юрк и др., 1973; Квасница, 1985). На спектрах температурного випромінювання зафіксовані максимуми при 60, 70, 145—150, 164, 210, 240 і 300 °С. Декілька максимумів (60, 150—165 °С) є загальними для всіх груп кристалів із різною фотолюмінесценцією. Спектри температурного випромінювання кристалів діаманту із зеленою, жовтою і оранжево-червоною фотолюмінесценцією більш різноманітні, ніж кристалів діаманту з синьо-блакитним світінням в ультрафіолетотовому промінні.

Ультрафіолетова спектроскопія кристалів діаманту. Основні азотні і неазотні центри (*A, B*1, *B*2) виявлені також у спектрах поглинання мікрокристалів діаманту з теригенних відкладів України в ультрафіолетовій області (лінії і смуги 330,2; 315,6; 310—306,5 $см^{-1}$ — *A*-центр; 236,5 $см^{-1}$ — *B*1-центр; 266,8 і 283,4 $см^{-1}$ — *B*2-центр) (Квасница, 1985).

Інфрачервона спектроскопія кристалів діаманту. Вивчені діаманти з теригенних відкладів кожного мегаблока УЩ, їх спектри мало чим відрізняються від спектрів діамантів із кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів (Ільченко та ін., 2003, 2007; Квасниця та ін., 2005; Taran et al., 2006). У спектрах українських діамантів виявлені лінії добре відомих азотних і неазотних центрів (*A* — 1282 $см^{-1}$ та ін., *B*1 — 1175 $см^{-1}$ та ін., *B*2 — 1359—1382 $см^{-1}$ та ін., *C* — 1135 $см^{-1}$ та ін.), а також лінії і смуги $(CO_3)^{2-}$ (1400—1470 $см^{-1}$, рідше 680—710 і 850—890 $см^{-1}$), води (3200—3400 $см^{-1}$), $>C=CH_2$ зв'язків (3107 і 1405 $см^{-1}$), CH_2 і CH_3 груп (2840—2980 $см^{-1}$) та інших дефектів (табл. 1.23). У спектрах значної кількості діамантів відсутні лінії вказаних вище азотних центрів.

У багатьох українських азотних і безазотних діамантах, особливо із неогенових пісків (розсип Самоткань та інші), істотно помітний вміст води, наявність груп CH_2, CH_3, зв'язків $>C=CH_2$ та інших груп засвідчують збагачення середовища кристалізації діамантів леткими компонентами та водою (Ільченко та ін., 2007). Водночас в ІЧ-спектрах самотканських азотних діамантів за наявності поширених і відносно інтенсивних ліній від груп CH_2, CH_3 та зв'язків $>C=CH_2$ характерна відсутність центрів *B*2 — пластинок, а у багатьох із них і центрів *B*1. Це вказує на відносно низький агрегаційний стан домішок азоту в цих діамантах. Зазначені вище водневі центри імовірно утворилися в діамантах за участі екзогенних органічних сполук, які потрапили у мантію внаслідок субдукції. В ІЧ-спектрах багатьох українських діамантів із неогенових пісків також фіксуються інтенсивні смуги 1400—1470 $см^{-1}$

Таблиця 1.23. **Основні дефектні центри та відповідні їм лінії і смуги поглинання, що зафіксовані в ІЧ-спектрах діамантів із теригенних відкладів Українського щита та його схилів (Ільченко та ін., 2003)**

Тип центру, частота основних ліній і смуг поглинання, $см^{-1}$	Природа центру	Тип і підтип діаманту
Одноатомний азотний центр		
C, 1345*, 1290, **1135**, 1100	Одиночні атоми азоту у вузлах ґратки	1*b*
Агреговані азотні центри		
A, **1282**, *1212*, 1100 пл., 480	Два атоми азоту в сусідніх вузлах ґратки	I*a*

Закінчення табл. 1.23

Тип центру, частота основних ліній і смуг поглинання, $см^{-1}$	Природа центру	Тип і підтип діаманту
***B*1**, *1332**, **1175**, *1100, 1010* пл., 780	Чотири атоми азоту, тетраедрично розміщені навколо вакансії атому вуглецю, або азотні агрегати в площині (111)	I*a*
Інші центри		
***B*2**, **1359—1382**, **1365**, *1430, 330*	Плейтелітси — пластинчасті утворення в площині (100)	I*a*
E, *1332** ?, **1030—1050**, *1020* пл.	Природа центру не з'ясована	I*a*, I*ab*, I*b* і II*a*
X, 975—1010	Те саме	Те саме
860	» »	II*a*
~920	» »	II*a*
1080	» »	II*a*
$(NO_3)^-$, широкі смуги *~1350—1390*	$(NO_3)^-$	I*a*, I*ab*, I*b* і II*a*
$(CO_3)^{2-}$, широкі смуги **1400—1470,** іноді 850—890 та 680—710	$(CO_3)^{2-}$	Те саме
Широкі смуги 1500—1600	Природа центру не з'ясована, N = N ?, C-NO_2?	» »
Вузькі смуги *1405, 2786*, **3107**, 3150, 3235 та ін.	δ, 2δ та ν (вініл-дієнових)-зв'язків > C=CH_2	» »
Вузькі смуги 720—750, 1200—1500, **2840—2980**	δ_{CH_2,CH_3} та ін.; ν_{CH_2,CH_3}	» »
1640—1680, широкі смуги **3200—3400**	δ_{H_2O}, ν_{H_2O}	» »
1759	Карбонільна група >C=O	» »
3000—3800	O—H, C—H, C—N ?, N—H ?	» »

Примітка. Жирним шрифтом позначено найсильніші лінії і смуги з відповідного набору, курсивом — середньої інтенсивності, звичайним шрифтом — слабкі; пл. — плече.

* Дуже різка лінія поглинання, яка за частотою збігається з однофононною модою діаманту в КР-спектрі або дуже близька до неї, одночасно спостерігається серед смуг поглинання, пов'язаних з кількома різними дефектами; коливання: ν — валентні, δ — деформаційні

(центр $(CO_3)^{2}$), які можуть бути викликані наявністю в кристалах карбонатних включень.

Раманівська спектроскопія кристалів діаманту. Головна лінія комбінаційного розсіювання і її FWHM у КР-спектрах діаманту є критерієм досконалості структури кристала, його чистоти та якості. Розширення основної лінії та її зсув, поява додаткових широких смуг у спектрі зумовлені домішками, включеннями, внутрішніми напруженнями та ін. Відповідно до раманівських досліджень кристали діаманту з теригенних відкладів України є відносно досконалими утвореннями (Квасниця та ін., 2005). Варіації положення основної лінії діаманту 1332 $см^{-1}$ та FWHM цього раманівського піку відносно незначні (рис. 1.39), помітний зсув основної лінії і зростання напівширини піку фіксується для інтенсивно забарвлених кристалів і двійників.

Електронний парамагнітний резонанс кристалів діаманту. Радіоспектроскопічні дослідження кристалів діаманту з теригенних відкладів України виявили в них парамагнітні центри азоту (*N* і *N3*) і парамагнітні центри типу розірваних вуглецевих зв'язків (Квасница, 1985). У жовтих діамантах (переважно з неогенових відкладів) зафіксовано парамагнітний центр *N*, який часто визначають у діамантах із кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів. У зелених діамантах (переважно з балтських і суміжних та об'єднаних з ними четвертинних відкладів) поряд з одиночним азотом трапляється парамагнітний центр *N3*, також поширений в діамантах із кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів. Своєрідні спектри ЕПР у вигляді одиночної лінії (*g*-фактор дорівнює 2,0027 ± 0,0005) від ро-

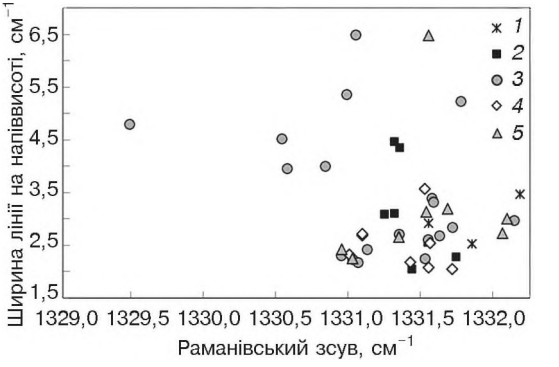


Рис. 1.39. Раманівський зсув і FWHM головної лінії раманівських спектрів діамантів: *1* — з білокоровицьких протерозойських відкладів Волинського мегаблока; *2* — з неогенових відкладів Росинського мегаблока (розсип Зелений Яр); *3* — з неогенових відкладів Середньоприднiпровського мегаблока (розсип Самоткань); *4* — з балтських і четвертинних відкладів південно-західної частини Українського щита; *5* — з четвертинних відкладів Приазовського мегаблока

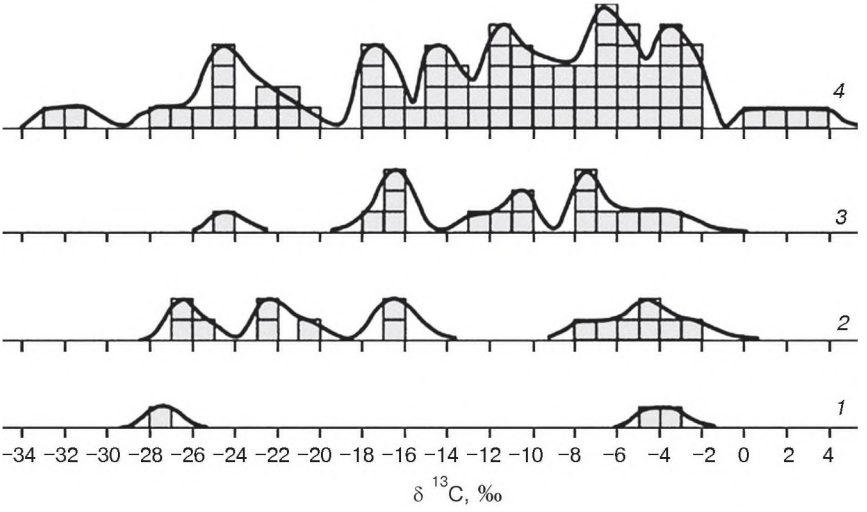


Рис. 1.40. Гістограми ізотопного складу вуглецю в індивідуальних кристалах ендогенного діаманту: розподіл алмазів за загальноприйнятою шкалою значень ізотопного коефіцієнта. *Місця відбору діамантів, мегаблоки: 1* — Волинський, білокоровицькі протерозойські відклади; *2* — Росинський, неогеновий розсип Зелений Яр; *3* — Бузький і південна частина Росинського, четвертинні відклади; *4* — Середньопридніпровський, неогеновий розсип Самоткань

зірваних вуглецевих зв'язків мають діаманти бузково-фіолетового забарвлення з неогенових розсипів. Такий самий спектр характерний для деяких сильно зношених безкольорових кристалів діаманту з протерозойських відкладів з *g*-фактором симетричної одиничної лінії 2,0027 ± 0,0005.

Ізотопний склад вуглецю кристалів діаманту. Вивчено ізотопний склад вуглецю дрібних кристалів діаманту. Раніше отримані результати стосовно $\delta^{13}C$ для діамантів із неогенового розсипу Самоткань (Каминский и др., 1977; Кравцов и др., 1978) засвідчили їх ізотопно «легкий» склад вуглецю, $\delta^{13}C$ визначено в межах –21,6...–13,7 ‰. Проте ці ізотопні дані не зовсім коректні, оскільки відображають середні значення $\delta^{13}C$ для наважок із численних кристалів, кожен із яких має цілком певний ізотопний склад вуглецю. Зазначене підтверджено дослідженнями ізотопного складу вуглецю для окремих самотканських мікрокристалів діаманту (Квасниця та ін., 2005), $\delta^{13}C$: жовтуватий куб — від –7,00 до –2,98 ‰ (заміри в п'яти різних точках кристала), сіруватий куб — від –22,78 до –20,24 (3 заміри), фіолетовий куб — від 14,41 до –11,87 (4 заміри), фіолетовий кубоїд — від –16,43 до –12,30

(3 заміри), безбарвний октаедр — від –5,20 до –2,45 (4 заміри), безбарвний уламок — від –2,55 до +3,27 ‰ (4 заміри).

Ці дані вказують на значні варіації ізотопного складу вуглецю навіть у межах кожного окремого кристала. Подальші дослідження великої колекції із 60 кристалів діаманту з чотирьох мегаблоків УЩ підтвердили розмаїття їх ізотопного складу вуглецю (рис. 1.40, 1.41) (Kvasnitsa et al., 2016). Вивчено індивідуальні кристали діаманту: Волинський мегаблок, протерозойські відклади — $\delta^{13}C$ для одного діаманту –4,52 і –3,44 ‰, для іншого –27,33; Росинський мегаблок, неогенові відклади, розсип Зелений Яр — $\delta^{13}C$ діамантів від –27 до –3,5 ‰ за середнього значення –14 ‰; Бузький і південна частина Росинського мегаблока, четвертинні відклади — $\delta^{13}C$ діамантів від –25 до –3 ‰ за середнього значення –12 ‰; Середньопридніпровський мегаблок, неогенові відклади, розсип Самоткань — $\delta^{13}C$ діамантів від –32,5 до –2,5 ‰ за середнього значення –12,7 ‰. Отримані нами $\delta^{13}C$ для індивідуальних кристалів українських діамантів демонструють досить широкий діапазон значень від –33 до +3,3 ‰, який практично збігається із генеральним діапазоном ізотопного складу вуглецю в діамантах із кімберлітів і лампроїтів.

Густина кристалів діаманту. Для мікрокристалів діаманту з розсипу Самоткань (Юрк и др., 1973) зазначена величина становить 3,50—3,55 г/см^3; для темнозабарвлених мікроагрегатних зе-

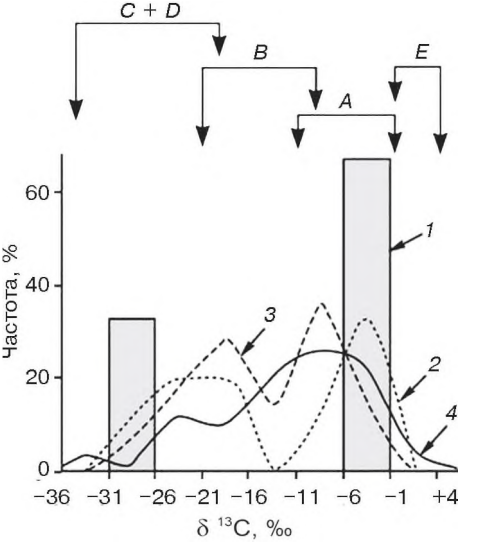


Рис. 1.41. Гістограми ізотопного складу вуглецю в індивідуальних кристалах ендогенного діаманту (математичні розподіли): *A*, *B*, *C* + + *D*, *E* — інтервали коливання ізотопного складу найважливіших геолого-генетичних типів діамантів, за Е.М. Галімовим (Галімов, 1984а, б; Galimov, 1991) і Ф.В. Камінським (Камінський, 1984). Інші умовні позначення див. на рис. 1.40

рен знижується до 3,3—3,4 г/см^3. Густина безбарвних і світло-сірих кристалів вища, ніж темно-сірих і чорних.

Домішки в кристалах діамантів. Дані щодо наявності хімічних домішок в українських діамантах відносно обмежені. Із понад 65 відомих елементів-домішок у діаманті взагалі у кристалах із неогенових пісків, за різними методами, зафіксовано два десятки елементів: N, H, O, He, Si, Al, Na, Cr, Mn, Cu, Ag, Zn, Pb, Sn та ін. Наприклад, домішки натрію, хрому, мангану і міді в кристалах діаманту з розсипу Самоткань виявлено за допомогою нейтронно-активаційного аналізу (Аргунов и др., 1983). Кристали кубічного габітусу порівняно з октаедрами мають вищий вміст домішок: $(1{,}32—1{,}34) \cdot 10^{-2}$ % Na; $(1{,}17—2{,}25) \cdot 10^{-3}$ % Mn; $(4{,}1—6{,}4) \cdot 10^{-3}$ % Cr. Концентрація міді в жовто-зелених кристалах на два порядки вища, ніж у бузково-фіолетових ($1{,}0 \cdot 10^{-4}$ і $1{,}0 \cdot 10^{-6}$ % відповідно). Природа більшої частини домішок (крім домішок азоту, водню та кисню) в українських діамантах не розгадана. Найімовірніше, вони не є структурними домішками, а входять до складу мікро- і нановключень різних мінеральних фаз, захоплених під час росту кристалів.

Вміст гелію і співвідношення його ізотопів визначено в окремих українських діамантах із розсипів Зелений Яр і Самоткань (Квасниця та ін., 2005). Вони мають як аномально високу, так і нормальну концентрацію ^{3}He і відповідне відношення ^{3}He/^{4}He. За показниками відношення ^{3}He/^{4}He самотканські і зеленоярські мікродіаманти потрапляють в поля значень ^{3}He/^{4}He для діамантів із корінних тіл і розсипів різних діамантоносних провінцій світу (див. рис. 1.15). За цим показником вони виразно відрізняються від мікродіамантів із метаморфітів Казахстану.

Азот в кристалах діаманту, їх спектральні типи і підтипи та популяції. За допомогою методу FTIR-спектроскопії детально вивчено стан і вміст домішок азоту в українських діамантах (табл. 1.24), що дало можливість віднести їх до певних спектральних типів і підтипів фізичної класифікації (Ільченко та ін., 2003, 2007; Квасниця та ін., 2005). На Волинському мегаблоці вивчені діаманти з протерозойських і кайнозойських відкладів, на інших мегаблоках — із кайнозойських (неогенових і четвертинних) відкладів. Згідно з даними табл. 1.24, значна частина досліджених діамантів є безазотними — тип II*а*. Водночас азотні діаманти можна розділити на такі популяції: 1) «волинську» — низькоазотні та високотемпературні за мантійним відпалюванням

Таблиця 1.24. **Азотні центри і спектральні типи і підтипи українських розсипних діамантів й можливі температури їх перебування в мантії**

Мегаблок	Вміст азоту, ppm	Підтип, %			Тип, %		*T*, °C 2 млрд років
		IaA	IaAB	Iab	Ib	IIa	
Волинський	Від 60 до 1356, середнє 249	27	40	—	—	33	1068—1225(1153) **
Бузький	74—1493, 706	3	17	21	7	52	1020—1165(1085)
Росинський, розсип Зелений Яр	61—635, 232	29	11	5	5	50	1090—1190 (1120)
Інгульський *	57—612, 224	—	50	13	25	12	1030—1140 (1095)
Середньо-придніпровський, розсип Самоткань	30—1967, 565	22	11	27	13	27	1015-1260 (1103)
Приазовський	19—491, 148	17	50	—	—	33	1097—1175 (1145)

* Знахідку проаналізованих діамантів на цьому мегаблоці віднесено нами до сумнівної.

** У дужках — середнє значення температури для віку 2 млрд років.

діаманти; вони характеризуються максимальним для українських діамантів ступенем агрегації азотних центрів; 2) «подільсько-середньопридніпровську» — діаманти, статистично найбільш високоазотні в Україні, з мінімальним для цієї провінції ступенем агрегації азотних центрів, тобто низькотемпературними за мантійним відпалюванням; 3) «росинсько-приазовську» — низькоазотні діаманти, близькі за мантійним відпалюванням до діамантів попередньої популяції, але з дещо вищим ступенем агрегації азотних центрів. Крім того, в ІЧ-спектрах українських діамантів зафіксовані неазотні сполуки (див. табл. 1.23), типові для діамантів із кімберлітів і лампроїтів.

На підставі азотних діаграм (рис. 1.42, 1.43) зіставлено популяції діамантів: 1) «волинську» — як проміжну між південноафриканськими і східносибірськими кімберлітовими діамантами; 2) «подільсько-середньопридніпровську» — подібну до східносибірських кімберлітових діамантів; 3) «росинсько-приазовську» — близьку до південноафриканських кімберлітових діамантів.

Статистично виявлено (Stachel, Harris, 2008; Shirey et al., 2013), що діаманти перидотитової асоціації бідніші на домішки азоту,

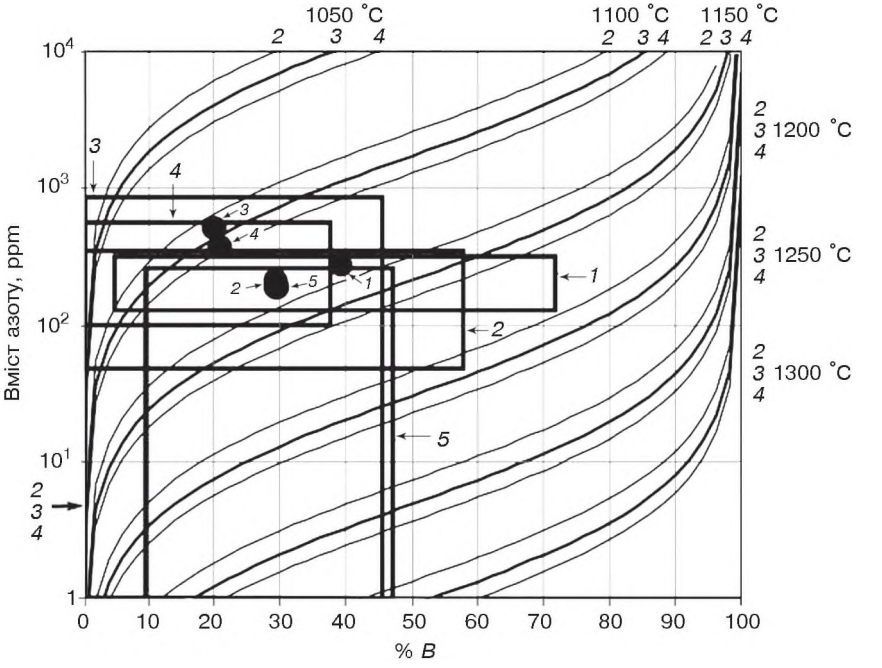


Рис. 1.42. Розподіл даних вивчення ІЧ-спектроскопічних властивостей діамантів на азотній діаграмі У. Тейлора та ін. (Taylor et al., 1990): поля і точки середньозважених значень для українських діамантів з Волинського (*1*), Росинського (*2*), Середньопридніпровського (*3*), Бузького (*4*) і Приазовського (*5*) мегаблоків. Ізотерми розраховано на випадки мантійного відпалювання діамантів протягом 2, 3 і 4 млрд років

ніж діаманти еклогітової асоціації. Різняться вони і за ізотопним складом вуглецю (Cartigny, 2005; Stachel, Harris, 2008): від –26,4 до +0,2 δ^{13}C, ‰ (основна мода близько –5 δ^{13}C, ‰) для діамантів перидотитової і від –41,3 до +2,7 δ^{13}C, ‰ (основна мода близько –6 δ^{13}C, ‰) для діамантів еклогітової асоціацій. Така сама тенденція простежена і для досліджених українських мікродіамантів. Наприклад, багаті на азот самотканські мікродіаманти характеризуються легшим ізотопним складом вуглецю, що й може бути ознакою їхньої належності до еклогітової асоціації.

Залежно від вмісту домішок азоту в українських мікродіамантах, ступеня їх агрегації і можливих розрахованих температур перебування у мантії можно виділити по декілька полів для кожного вивченого розсипу чи відкладів. Це може бути ознакою як різних мінералоутворювальних мантійних середовищ діамантів, так і

різних корінних джерел. Указане особливо яскраво виражено для мікродіамантів розсипу Самоткань. Порівняння за цими показниками дає змогу виділити особливості алмазів із кожного розсипу чи відкладів, їх подібність і відмінність.

Мінеральні і багаторазові флюїдні включення в кристалах діаманту. Вивчені недостатньо, все ж у діамантах виявлено більше десятка мінеральних фаз. Найкраще досліджено включення в дрібних діамантах із розсипу Самоткань (Kvasnytsya, Wirth, 2009), серед них: олівін, енстатит, K-рихтерит, оксиди олова і заліза, магнетит, карбонати, слюда, ільменіт, рутил, апатит і сильвін. За даними раманівського дослідження, у самотканському діа-

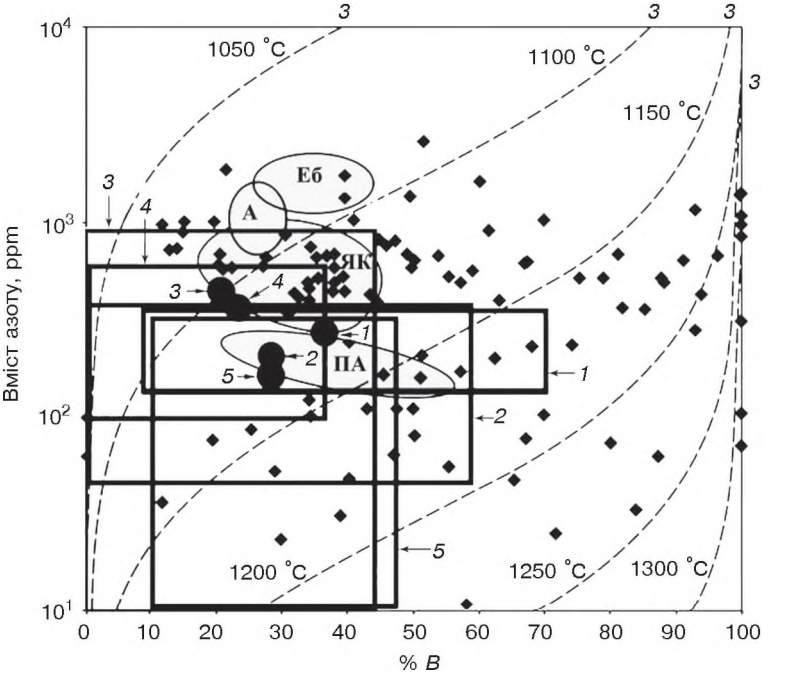


Рис. 1.43. Розподіл даних вивчення ІЧ-спектроскопічних властивостей діамантів на азотній діаграмі У. Тейлора та ін. (Taylor et al., 1990): для українських діамантів з Волинського (*1*), Росинського (*2*), Середньопридніпровського (*3*), Бузького (*4*) і Приазовського (*5*) мегаблоків на фоні розподілу точок діамантів із бразильських розсипів і полів для експертного оцінювання кімберлітових діамантів (Kaminsky, Khachatryan, 2001); *букви в еліпсових кружках*: А — з Архангельської, ЯК — Якутської центральної, Еб — Якутської північної, ПА — Південноафриканської провінцій. Ізотерми розраховані на випадки мантійного відпалювання діамантів протягом 3 млрд років

манті виявлено халькопірит (Исаенко, Квасница, 2014), у приазовському — гематит; за даними ІЧ-спектроскопії в багатьох діамантах із теригенних відкладів Бузького, Росинського, Середньопридніпровського і Приазовського мегаблоків можливі включення хроміту,карбонатів і силікатів. У мікродіамантах всіх мегаблоків виявлено включення графіту.

Мантійні асоціації і генезис кристалів діаманту. Для висвітлення походження кристалів діаманту з теригенних відкладів України пропонуються дві основні гіпотези — так звані мантійна (корінні тіла — кімберліти, лампроїти та інші вулканічні породи) і метаморфогенна з багатьма варіантами (корінні тіла — метаморфічні породи: еклогіти, гнейси та ін.). Однак більшість отриманих даних щодо мінералогії українських діамантів не є прямим доказом того чи іншого їх місця росту та походження. Лише вивчення мінеральних і флюїдних включень у кристалах діаманту дає можливість безпосередньо розкрити його природу. Такі дослідження проведено лише для діамантів із розсипу Самоткань (Kvasnytsya, Wirth, 2009), в яких виявлені мінерали перидотитової асоціації (олівін, енстатит), К-рихтерит, магнетит, оксиди олова і заліза, і багатофазові флюїдні включення із набором нанометрових мінеральних фаз (карбонати, слюда, ільменіт, рутил, апатит і сильвін). Набір останніх включень відображає силікатно-карбонатний склад мантійного флюїду, збагаченого лужними і леткими компонентами. За даними FTIR-спектроскопії та ізотопії гелію самотканські діаманти також кристалізувалися у мантійних умовах.

Стосовно наявності інших глибинних асоціацій серед самотканських діамантів можна говорити лише опосередковано: еклогітова асоціація прогнозується легким складом вуглецю і кубічною формою кристалів для більшості діамантів цього розсипу, а піроксенітова асоціація — наявністю включень кристалів циркону за даними раманівських досліджень у деяких самотканських діамантах. Проте ні легкий ізотопний склад вуглецю, ні кубічна форма кристалів діаманту не є однозначною ознакою їх належності до еклогітової асоціації.

Мантійна природа та переважно еклогітова асоціація діамантів з інших теригенних відкладів України прогнозується опосередковано. Згідно з попередніми результатами раманівських досліджень включень у кристалах діаманту, зафіксовані інтенсивні лінії КР-спектрів можуть належати карбонатам, флогопіту, енстатиту, діопсиду, піропу, магнетиту, гематиту, хроміту, графіту і діаманту. Окремо потребують вияснення природа і корінні джерела рідкісних виділень карбонадо, які містяться в неогенових пісках.

На мінералого-геохімічній моделі утворення мантійного діаманту (рис. 1.44, див. вклейку) показано місце утворення кристалів діаманту та подано орієнтовний склад діамантоутворювального флюїду.

Прогноз корінних діамантоносних тіл. Давнішній наш прогноз (Kvasnytsya et al., 2004) не втратив актуальності й нині. Нові дані щодо мінералогії українських діамантів лише підтвердили головні його положення. Раніше ми виділили позитивні щодо корінної діамантоносності структурно-тектонічні та палеодинамічні характеристики території України. Найперше це стосується УЩ, який має типовий архон — Середньопридніпровський мегаблок. До того ж оточення щита представлено різновіковими рифтогенами, які разом визначають високу перспективність його території та схилів щодо пошуків корінних джерел мантійних діамантів. Крім ранньопротерозойських субдукційних і колізійних обстановок, відповідальних за акрецію епіархейських мегаблоків щита, головними активізаційними етапами в його межах були відносно тривалі періоди розвитку таких регіональних структур: а) пізньопротерозойського попередника Дніпровсько-Донецького авлакогену і пов'язаних з ним структур (лінеамент *B* у південно-західній частині щита та ін.); б) пізньопротерозойського (вендського) ареалу трапів Волині та Подільського зсуву; в) середньопалеозойських рифтогенів — Прип'ятської та Дніпровсько-Донецької западин і Донецького кряжа. Саме під час таких масштабних і потужних геологічних процесів могли генеруватися діамантопродуктивні породи. Якщо ж врахувати характер розподілу знахідок кристалів розсипного діаманту, їх можливу генетичну належність, можливий вік і тип транспортерів у земну кору, то для різних мегаблоків УЩ і його схилів прогнозуються різні першоджерела і мантійні асоціації діамантів у них. Так, для Середньопридніпровського мегаблока — це різновікові кімберліти з панівною архейською перидотитовою асоціацією діамантів для центральної частини та кімберліти-лампроїти з панівною протерозойською еклогітовою асоціацією для західної присутурної частини мегаблока та самої сутури. В межах мегаблока можуть бути діамантоносними певні типи коматіїтів і лампрофірів з діамантами перидотитової й еклогітової асоціацій, а саме в районі розвитку ультрабазитів зеленокам'яних структур і ультрабазитів Криворізької смуги. Решта мегаблоків (Волинський, Бузький, Росинський, Інгульський і Приазовський) перспективні на різновікові кімберліти—лампроїти з переважно еклогітовою асоціацією протерозойських діамантів,

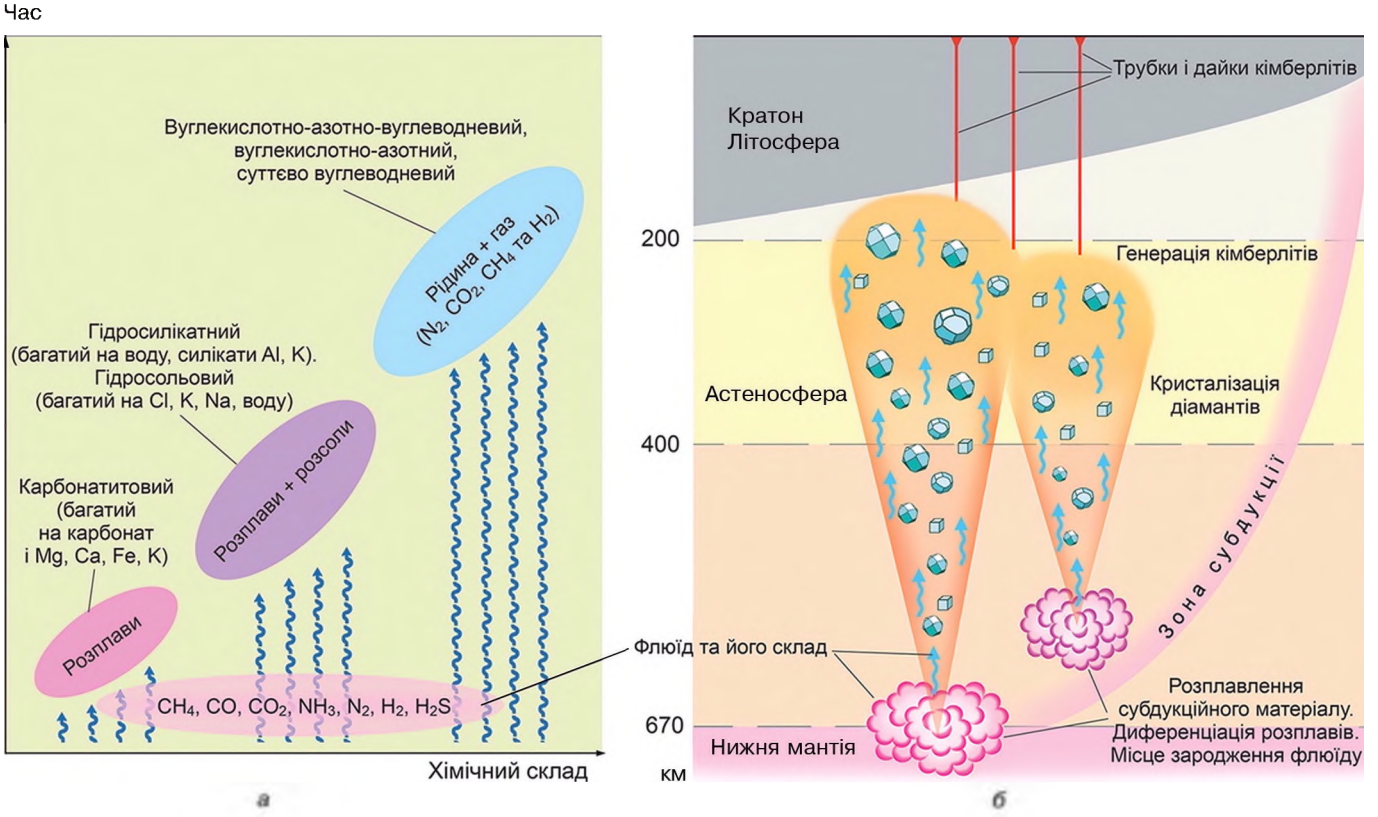


Рис. 1.44. Мінералого-геохімічна модель утворення мантійного діаманту (складена В.М. Квасницею і Д.К. Возняком): *а* — зміна в часі хімічного складу діамантоутворювального флюїду; *б* — місце утворення діаманту

можливо, за винятком північно-західної частини Волинського мегаблока, протерозойські кімберліти з перидотитовою чи еклогітовою асоціаціями архейського діаманту. Діамантоносними можуть бути й певні типи лампрофірів (лампроїтів) Інгульського та Приазовського мегаблоків з еклогітовою асоціацією протерозойського діаманту. До найсприятливіших регіонів для пошуків діамантоносних порід віднесено: Середньопридніпровський архон (кімберлітовий генетичний тип), південно-західну частину УЩ з потовщеною корою (лампроїтовий генетичний тип), а також прилеглі до Дніпровсько-Донецького авлакогену схили щита, особливо в межах його архонової частини.

Найпростіший і найдоступніший спосіб перевірки викладеної концепції перспектив корінної діамантоносності УЩ і його схилів — добре розроблений шлях вивчення проміжних колекторів діамантів — теригенних утворень різного віку (від протерозою до кайнозою). Не менш важливо звернути особливу увагу на пошуки і вивчення нетрадиційних діамантоносних типів порід. Наприклад, для оптимального оцінювання діамантоносності архейської мантії Середньопридніпровського та Приазовського мегаблоків насамперед потрібно опробувати теригенні відклади Криворізької смуги та Сорокинського зеленокам'яного поясу і бучацьких теригенних відкладів Середнього Придніпров'я. Детальне вивчення останніх допоможе локалізувати район пошуків можливих першоджерел діамантів, зокрема й для діамантів розсипу Самоткань. Крім того, як зазначено, серед нетрадиційних типів потенційно діамантоносних порід заслуговують вивчення коматіїти та лампрофіри Середнього Придніпров'я та Приазов'я.

Порівняльний аналіз діамантів. З метою прогнозу і пошуку нових нетрадиційних корінних джерел діаманту важливо розглянути найкраще вивчені українські діаманти із неогенових відкладів УЩ — розсипів Зелений Яр і Самоткань, у порівнянні з діамантами із некімберлітових порід — з лампрофірів Канадського щита (рудопрояви Аклуїлак і Вава — Генезис, Кристал, Е1 і Е2) [Chinn et al., 2000; Cartigny et al., 2004; De Stefano et al., 2006, 2008; Stachel et al., 2006], метакоматіїтів Гвіанського щита (рудопрояв Дачин) [Capdevila et al., 1999; Mc Candless et al., 1999; Cartigny, 2010; Smith et al., 2016] і ультраметаморфічних порід Азійського, Європейського та Африканського континентів [Лаврова и др., 1999; Dobrzhinetskaya, 2012; Dobrzhinetskaya et al., 2022]. Ці некімберлітові породи — різні за віком і геологічним положенням, як і діамантоносні кімберліти та лампроїти. Діамантоносні лампрофіри

і метакоматіїти є докембрійськими утвореннями (2,7 і 1,83 млрд років — лампрофіри, 2,2 млрд років — метакоматіїти), за винятком палеозойських діамантоносних шошонітів Карашохо в Узбекистані, тоді як діамантоносні ультраметаморфічні породи — переважно мезозой-палеозойські утворення (531—92 млн років). Зазначені породи займають різне геологічне положення — перші в зеленокам'яних орогенних поясах кратонів, другі — в межах метаморфічних поясів, що утворюються на конвергентних межах плит у мезозої—палеозої, крім нового алмазоносного терейну в Альпах, який сформувався під час альпійського орогенезу. Перші виникли внаслідок субдукційних, другі — колізійних процесів. Діамантоносні кімберліти — це переважно палеозой-мезозойські, зрідка протерозойські кратонні утворення, а діамантоносні лампроїти — також різновікові, протерозойські й кайнозойські навколократонні утворення.

Вміст і розмір кристалів діаманту. Вміст діамантів у всіх вище означених некімберлітових породах досить високий, він значно перевищує вміст діамантів у кімберлітах і лампроїтах. Руйнування таких порід може давати дуже багато кристалів діаманту в теригенні відклади. В цих породах переважають мікрокристали діаманту (≤0,5 мм), особливо в метакоматіїтах рудопрояву Дачин. У кімберлітах і лампроїтах вміст таких дрібних діамантів не перевищує 2,5—3 %, домінують кристали двох гранулометричних класів, приблизно: –1...+0,5 мм — 78—80 %; –2...+1 мм — 16—18 %. Діаманти ультраметаморфічних порід є мікронними кристалами, часто не більше 0,1 мм. Українські діаманти з неогенових розсипів є мікрокристалами, переважно <0,5 мм.

Морфологія кристалів діаманту з некімберлітових порід, як і українських діамантів із неогенових розсипів, майже ідентична морфології діамантів із кімберлітів і лампроїтів, проте співвідношення основних габітусних форм кристалів загалом помітно різниться насамперед значним вмістом кубів у рудопроявах некімберлітових порід (Генезис, Аклуїлак, Дачин). Серед діамантів із ультраметаморфічних порід також багато кубічних кристалів, як і серед українських розсипних діамантів. До того ж різним петротипам усіх некімберлітових порід властиві свої набори габітусних форм кристалів діаманту, що є свідченням неоднакових умов кристалізації. Діаманти з кімберлітів і лампроїтів більш-менш однотипні за наборами габітусів кристалів у різних трубках, вміст кубів у них досить низький.

Ізотопний склад вуглецю кристалів діаманту. Тільки діаманти з метакоматіїтів і ультраметаморфічних порід характеризуються значним вмістом кристалів із легким ізотопним складом вуглецю, діамантам з інших некімберлітових порід властивий важкий вуглець. Загалом ізотопний склад вуглецю діамантів із некімберлітових порід варіює від –36,07 до +0,8 δ^{13}C ‰, тобто майже вписується у діапазон значень δ^{13}C, властивий ізотопному складу вуглецю діамантів із кімберлітів і лампроїтів — від –41 до +5 δ^{13}C ‰ [Shirey et al., 2013]. За ізотопним складом вуглецю українські діаманти з неогенових розсипів також потрапляють у цей діапазон — від –32,5 до +3,3 δ^{13}C ‰.

Домішки азоту й спектральні типи кристалів діаманту. Лише діаманти з лампрофірів рудопрояву Аклуїлак і ультраметаморфічних порід вирізняються високим вмістом домішок азоту, до того ж серед них домінують кристали з вмістом одиничних атомів азоту. Інакше кажучи, залишки азоту в багатьох кристалах із цих порід, а також із метакоматіїтів рудопрояву Дачин майже не агреговані або слабоагреговані, на відміну від домішок азоту в діамантах із кімберлітів і лампроїтів. Це означає, що такі діаманти мало часу перебували у мантії й тому домішки азоту в них не зазнали значної агрегації. У великій частині українських діамантів із неогенових розсипів також зафіксовано високий вміст домішок азоту та низький стан їхньої агрегації, особливо це властиво самотканським діамантам.

Водневі центри кристалів діаманту. Водневі центри властивіші діамантам із ультраметаморфічних порід, метакоматіїтів і лампрофірів Аклуїлак, а саме діамантам із нетривалою мантійною історією, серед яких багато кубічних кристалів. Відомо, що вміст водневих центрів корелює з формою та механізмом росту кристалів діаманту. Кубічні кристали з нормальним механізмом росту збагачені домішками водню. Загалом у більшості діамантів із кімберлітів виявлено відносно невисокий вміст структурної домішки водню. Значна частина українських діамантів із неогенових розсипів, особливо самотканські діаманти, серед яких багато кубів, містять домішки водню.

Мінеральні і багатофазові флюїдні включення кристалів діаманту. Тільки діаманти з ультраметаморфічних порід вирізняються набором мінеральних включень, серед яких переважають різні оксиди. Включення в діамантах із лампрофірів і метакоматіїтів майже такі самі, як і включення в діамантах із кімберлітів і лам-

проїтів, тобто вони є мантійними кратонними утвореннями. Подібні включення виявлені у самотканських мікродіамантах.

До яких діамантів із некімберлітових порід найбільш подібні українські діаманти з неогенових відкладів? Якщо враховувати викладене вище, то діаманти з обох розсипів не мають повних аналогів серед діамантів із некімберлітових порід. За більшістю ознак вони помітно відрізняються від діамантів із метаморфічних порід. Наприклад, самотканські і зеленоярські мікродіаманти не сумісні з кокчетавськими мікродіамантами (родовище Кумди-Коль, Казахстан) [Лаврова и др., 1999] за багатьма показниками: розміром, особливостями морфології, ізотопним складом вуглецю і гелію, вмістом домішок азоту, набором спектральних типів кристалів за фізичною класифікацією, а також наявністю мінеральних включень і кристалічних фаз флюїдних нановключень. Водночас українські діаманти з неогенових розсипів більш-менш зіставні за декількома ознаками з діамантами із лампрофірів (за розміром кристалів та їхньою морфологією, вмістом домішок азоту і набором спектральних типів, наявністю мінеральних включень) та з метакоматіїтів (за розміром кристалів та їхньою морфологією, ізотопним складом вуглецю, набором спектральних типів і наявністю мінеральних включень). Втім не можна однозначно стверджувати, що самотканські мікродіаманти більш подібні до діамантів із метакоматіїтів, а зеленоярські — до діамантів із лампрофірів чи навпаки. Інакше кажучи, діаманти з обох розсипів мають певні особливості, як і діаманти з кожного рудопрояву некімберлітових порід чи з кожної кімберлітової та лампроїтової трубки. До того ж треба враховувати можливе потрапляння до розсипу діамантів із декількох різних корінних джерел. Якщо ж брати до уваги такі найзначущі ознаки діамантів, як ізотопний склад вуглецю та вміст і стан домішок азоту в кристалах, то за цими ознаками самотканські мікродіаманти ніби більше тяжіють до діамантів із метакоматіїтів, а зеленоярські — із лампрофірів. Загалом українські діаманти з неогенових пісків за багатьма мінералогічними ознаками подібні до діамантів із лампрофірів і метакоматіїтів, які водночас мало чим відрізняються від діамантів із кімберлітів та лампроїтів, на відміну від діамантів із ультраметаморфічних порід.

Наукове і прикладне значення кристалів діаманту. Відкриття українськими геологами дрібних діамантів у теригенних відкладах України обумовило постановку проблеми мікрокристалів діаманту в світі загалом з метою визначення їх ролі для вияснення природи діаманту та прогнозу і пошуку діамантних родовищ. Такий но-

вий напрям досліджень у мінералогії діамантів згодом сприяв виявленню їх мікрокристалів у метаморфічних породах, імпактних діамантів у метеоритних кратерах і розсипах та інтенсивному вивченню мікрокристалів діаманту з кімберлітів, лампроїтів, лампрофірів та інших порід. Незаперечною є важливість вивчення мікро- і макрокристалів діаманту із теригенних відкладів України як головного аргументу діамантоносності її надр, а докладне з'ясування їх природи може бути одним із вирішальних прогнозних і пошукових критеріїв для відкриття діамантних родовищ. У межах кожного мегаблока УЩ виявлені власні розсипні діаманти з характерними особливостями. Імовірно, що їх вік дуже давній — архей-протерозойський. Тому в майбутньому при детальному вивченні хімічного складу діамантів та їх мінеральних включень відомості про розсипні діаманти можуть мати важливе значення для відтворення історії розвитку кожного мегаблока щита.

За певного довивчення можливе технічне застосування деяких типів мікрокристалів діаманту з неогенових розсипів України в галузі високих технологій, до того ж їх відмінні абразивні властивості вже доведено. Безумовною є цінність певних мікрокристалів діаманту (фіолетові, бузкові, зелені і жовті кристали) як колекційного матеріалу. Подібні кристали належать до рідкісних природних утворень, тому вони також мають бути матеріалом для подальших наукових досліджень.

ПІСЛЯМОВА

Показано, що в мінеральних комплексах України поширені діаманти двох геолого-генетичних типів — ендогенного (мантійні кристали) і екзогенного (імпактні кристали). Мантійні діаманти з різновікових теригенних відкладів варіабельні за морфологією, анатомією, ізотопним складом вуглецю, концентрацією і ступенем агрегації азотних центрів і мінеральним складом включень. Імпактні діаманти з метеоритних кратерів і теригенних відкладів є параморфозами по кристалах графіту, що мають близькі морфологічні, анатомічні, фазові, ізотопні та структурні характеристики.

За особливостями знайдених розсипних діамантів і теригенних відкладів, що містять їх, на УЩ та його схилах виділено такі діамантоносні провінції: Волинську (Волинський мегаблок), Придніпровську з підрозділом на дві субпровінції (північну— Росинський мегаблок і південну— Середньоприднiпровський і Приазовський мегаблоки); Побузько-Придністровську (Бузький мегаблок і південна частина Росинського мегаблока) і Східноприазовську (Приазовський мегаблок), для яких прогнозуються власні корінні джерела ендогенного діаманту. Серед них найвиразнішою є Побузько-Придністровська провінція завдяки знахідкам в її різновікових теригенних відкладах відносно численних зелених мікродіамантів рідкісного морфологічного типу кристалів — тетрагексаедроїдів з увігнутими гранями {hk0}. Побузько-придністровські зелені тетрагексаедроїди можна вважати діамантами-ендеміками на території України.

Визначено, що основні діамантопрояви за віком належать до таких порід: 1) білокоровицьких нижньопротерозойських конгломератів і пісковиків на Волинському мегаблоці; 2) нижньонеогенових (міоценових) титано-цирконієвих пісків на Росинському (розсипи Зелений Яр і Тарасівка, полтавська серія, новопетрівська світа) і Середньоприднiпровському (розсип Самоткань, полтавська серія, новопетрівська світа) мегаблоках; 3) верхньонеоге-

нових (міоцен—пліоцен, балтська світа) пісків і просторово та генетично пов'язаних з ними четвертинних теригенних відкладів на Бузькому мегаблоці і південній частині Росинського мегаблока. Найбільшим збагаченням ендогенними діамантами характеризуються нижньонеогенові титано-цирконієві піски. Вказані діамантопрояви є проміжними колекторами для діамантів у четвертинних відкладах багатьох місць на території країни.

Показано, що розсипні мікродіаманти з неогенових пісків за багатьма властивостями є аномальними — переважно надзвичайно дрібні, поліхромні за забарвленням, поліедричні і різноманітні за морфологією — від октаедричних форм до ромбододекаедричних за домінування кубічних кристалів. Діаманти трапляються як у плоскогранних ростових формах, так і в округлих формах розчинення (додекаедроїди, октаедроїди, кубоїди, тетрагексаедроїди), широко варіюють за загальним вмістом структурного азоту — від низько- до високоазотних. Крім широкої неоднорідності за концентрацією структурного азоту багато з вивчених діамантів характеризуються аномально низьким ступенем агрегації азотних центрів, що вказує на їх відносно нетривале перебування у мантії, тобто відносно низьке мантійне відпалювання. Залежно від вмісту домішок азоту в кристалах, ступеня агрегації азотних центрів і розрахованих можливих температур перебування діамантів у мантії виділено по декілька груп кристалів для кожного вивченого розсипу. Це може бути ознакою як різних мантійних асоціацій діамантів, так і їх різних корінних джерел.

За новими ізотопно-геохімічними даними розсипні ендогенні діаманти характеризуються доволі широким діапазоном і полімодальністю їх розподілу на шкалі ізотопного складу вуглецю, що засвідчує ізотопну негомогенність вуглецю, полігенез діамантів й різноманітність їх корінних джерел в Україні. Загалом серед вивчених діамантів багато кристалів із легким ізотопним складом вуглецю. Установлено, що відносно малоазотні діаманти з білокоровицьких протерозойських конгломератів за даними ІЧ-спектроскопії є різнотемпературними за мантійного перебування кристалами з достатньо високим ступенем агрегації азотних центрів. Тому прогнозуються їх тривале перебування у різнотемпературних мантійних джерелах та архейсько-ранньопротерозойський вік. Результати мінералогічних досліджень діамантів із білокоровицьких конгломератів опереседковано вказують на їх можливі мантійні асоціації — насамперед еклогітову, менш імовірну гарцбургітову і лерцолітову. Діаманти за середнім вмістом домішок азоту ближчі до кристалів

еклогітової мантійної асоціації, ніж до перидотитової. За ізотопним складом вуглецю їх можна зіставити з кімберлітовими або лампроїтовими діамантами перидотитової й еклогітової асоціацій. Спрогнозовано, що алмазоносними корінними породами для білокоровицьких діамантів найімовірніше є кімберліти чи лампроїти віком більш як 1800 млн років. Знахідки серед білокоровицьких діамантів інтенсивно зношених кристалів можуть вказувати на їх тривале транспортування від корінного джерела до місця акумуляції.

Показано, що для зелених мікродіамантів із неогенових (балтських) і четвертинних теригенних відкладів Побужжя—Придністров'я характерні високий вміст домішок одиночних атомів азоту, низький ступінь агрегації домішок азоту і вузький інтервал значень ізотопного складу вуглецю. Морфологічне розмаїття зелених мікродіамантів (особливо наявність серед них тетрагексаедроїдів і кубів) засвідчує їх еклогітову асоціацію. Низький ступінь агрегації азотних центрів у зелених мікродіамантах доводить їх нетривале перебування в мантійних умовах з часу утворення. Корінні джерела зелених мікродіамантів слід шукати на північ—північний захід від району поширення балтських відкладів, оскільки джерелом теригенного матеріалу для їх формування були місцеві давніші осадові породи і кори вивітрювання кристалічних порід Бузького мегаблока УЩ.

Вивчені мікродіаманти з розсипу Зелений Яр за багатьма ознаками подібні до кристалів цього мінералу з інших неогенових розсипів, однак є дещо крупнішими та порівняно з меншою кількістю кристалів кубічного габітусу. За ізотопно-геохімічними показниками та вмістом домішок азоту можна передбачати їх еклогітове середовище кристалізації. Їхні корінні джерела прогнозуються на Бердичівському блоці щита.

Виявлено, що багаті на азот мікродіаманти з неогенового розсипу Самоткань характеризуються легшим ізотопним складом вуглецю, що разом з панівною кубічною формою кристалів може бути ознакою їх переважно еклогітової мантійної асоціації. Наявність у деяких самотканських діамантах включень перидотитової мантійної асоціації — олівіну та ортопіроксену, спільне знаходження в одному кристалі та хімічний склад, дають можливість оцінити *PT*-параметри їх утворення: 1160—1220 °С та 4,9—5,5 ГПа. За набором мінеральних і багаторазових флюїдних включень та іншими показниками самотканські діаманти не відрізняються від традиційних літосферних діамантів класичних діамантоносних провінцій світу (Якутської, Південноафриканської

та ін.). У складі флюїдних включень в розсипних діамантах виявлені карбонати, силікати, оксиди, сульфіди, галогеніди; карбонатна складова переважає.

Різновікові алювіальні відклади Приазов'я і Донбасу містять мікро- і макрокристали діаманту. Ймовірно, макрокристали належать до типових представників діаманту з кімберлітів чи лампроїтів. Мікрокристали подібні за деякими ознаками до діамантів із неогенових пісків Середнього Придніпров'я. Потребує вияснення питання діамантоносності лампроїтів Західного Приазов'я.

Слід зазначити, що вивчені колекції кристалів мантійного діаманту із різних розсипів України, крім колекції самотканських діамантів, не завжди є репрезентативними. Тому у порівняльному аспекті такими можуть бути й отримані результати досліджень діамантів. Отже, потрібне подальше напрацювання колекцій діамантів із більшості різновікових розсипів. У майбутньому дослідження українських розсипних діамантів мають бути спрямовані на детальніше вивчення їхніх домішок, ізотопно-геохімічних показників, мінеральних і флюїдних включень у кристалах з метою уточнення їх генезису. Особливо важливо встановити ізотопний вік діамантів і час геологічних подій, які сприяли потраплянню в земну кору діамантоносних порід, що необхідно для їх пошуку.

Першочерговим завданням є необхідність визначення віку діамантів із протерозойських та, особливо, неогенових теригенних відкладів УЩ. Це допоможе визначити масштабність неординарних геологічних явищ у межах УЩ, з якими могли бути пов'язані й процеси утворення діамантів та проникнення до земної поверхні мантійних діамантоносних порід. Дуже гостро стоїть і питання стосовно мантійної породи, яка є транспортером діамантів, знайдених у неогенових пісках. Це потрібно з'ясовувати хоча би опосередковано через вивчення супутніх мінералів. У підсумку отримані дані сприятимуть відкриттю родовищ діамантів в Україні і насамперед забезпечать обґрунтування прогнозів їх пошуків.

Важливо також зазначити, що імпактне апографітове походження діамантів України із метеоритних кратерів і розсипів з огляду на їх морфологію, структуру, фазовий склад, склад домішок, ізотопний склад вуглецю та інші мінералогічні ознаки, не викликає жодних сумнівів. Тому виникає лише суто науковий інтерес до пошуків в імпактитах кратерів виявів нових фаз вуглецю та форм їх кристалізації, що могли виникати за таких потужних і миттєвих ударних подій, як падіння метеоритів. У разі успіху ці фази доповнять перелік індикаторів імпактних явищ.

Частина друга

АТЛАС ДІАМАНТІВ

Структура атласу

В атласі основну увагу приділено особливостям мінералогічної кристалографії діаманту різного геолого-генетичного типу переважно на прикладі його мікрокристалів із кімберлітів, імпактитів і розсипів та штучного *HPHT* і *CVD* діаманту. У безпосередньому зіставленні показано ключову різницю кристаломорфології двох основних геолого-генетичних типів природного діаманту — мантійного й імпактного, різних способів і механізмів росту кристалів та контрастну відмінність їх від морфології кристалів штучного діаманту. Досліжено мікрокристали діаманту з розсипів Українського щита, кімберлітів Якутської й Архангельської провінцій (Російська Федерація — Якутія і Біломор'я), метаморфічних порід Казахстану, імпактні мікрокристали із метеоритних кратерів України і Російської Федерації та місця падіння Тунгуського метеорита в Сибіру в 1908 р., а також штучні *HPHT* і *CVD* діаманти. Розміри кристалів природного діаманту — від 0,1 до 1,0 мм, розміри більшості кристалів рідко перевищували 0,5 мм. Колекції мікрокристалів природного діаманту вивчали роками завдяки співпраці з багатьма фахівцями науково-дослідних і виробничих організацій.

Кристали штучного *HPHT* діаманту було отримано в Інституті надтвердих матеріалів ім. В.М. Бакуля НАН України за високих тисків і температур (5,7—6,1 ГПа і 1240—1450 °С) з використанням сплавів різних металів як розчинників (залізо, нікель, кобальт та ін.). Демонстрація штучного *HPHT* діаманту важлива тому, що майже таку саму морфологію кристалів мають, як зазначено вище, мікродіаманти з офіолітів Азії і Європи (Yang et al., 2014), вулканітів Камчатки (Силаев и др., 2015; Galimov et al., 2020) та із деяких туфізитів Сибіру (Єнісейський хребет) (Силаев и др., 2017).

В Україні подібні мікродіаманти виявлені на Приазовському мегаблоці (лампроїтова трубка Мрія), в еклогітоподібних породах Інгульського мегаблока (Яценко та ін., 1995), у корах

вивітрювання і теригенних відкладах УЩ. Репрезентовані в атласі мікрокристали *CVD* діаманту синтезовані в Інституті надтвердих матеріалів ім. В.М. Бакуля НАН України ще у 1995—1996 рр. з газу (C_2H_2 і O_2) за температури 600—1000 °С і атмосферного тиску на підкладках-плівках з молібдену.

В атласі представлено 358 знімків, з них 212 фотознімків відображають діаманти України. Фотоматеріал подано у такому порядку: діаманти України (мегаблоки УЩ: Волинський (рис. 1—18), Бузький (рис. 19—22), Росинський (рис. 23—26), Інгульський (рис. 27—30), Середньопридніпровський (рис. 31—168), Приазовський (рис. 169—170); кристали графіту і імпактні діаманти (рис. 171—212)); діаманти із метаморфічних порід Казахстану (рис. 213—216); діаманти із кімберлітів Якутії і Біломор'я (РФ) (рис. 217—242); імпактні діаманти із Попігайського метеоритного кратера (Сибір, РФ) (рис. 243—292); імпактні діаманти з району Тунгуської катастрофи (Сибір, РФ) (рис. 293—304); штучні *HPHT* діаманти (рис. 305—322) та штучні *CVD* діаманти (рис. 323—358).

Форми і механізми росту кристалів діаманту

Діамант належить до відносно рідкісних мінералів, яким властивий ідіоморфізм виділень. Найчастіше він утворює саме багатогранники та їхні зростки, рідше полікристали і зовсім рідко ксеноморфні форми. Штучний діамант також кристалізується у вигляді багатогранників та їхніх зростків. Допускають, що ідіоморфізм діаманту забезпечується міцними ковалентними зв'язками в його структурі. Однак огранення його кристалів є відносно бідним порівняно з ограненням іонних і, навіть, молекулярних кристалів. Як відомо, воно визначається передусім внутрішнім чинником — структурою мінералу чи штучного кристала: високою ретикулярною щільністю площин і наявністю в їх межах рядів міцного зв'язку. Відповідно до теорії П. Хартмана про періодичні ланцюжки зв'язку *PBC* (the Periodic Bond Chain theory) в структурі, прості форми і габітус кристала зумовлені насамперед набором безперервних ланцюжків міцних зв'язків, що утворюються в кристалічній ґратці. Виходячи з аналізу *PBC* зв'язків у структурі діаманту його кристали за тангенціального (дислокаційного чи двовимірного зародження) механізму росту мають покриватися переважно плоскими гранями октаедра, тобто мають рости кристали октаедричного габітусу. Проте вплив зовнішніх чинників може спричиняти появу незвичайних багатогранників і ксеноморфних виділень діаманту за іншими механізмами росту. Тому морфологія кристалів природного діаманту надзвичайно різноманітна (Бартошинский, Квасница, 1991; Вальтер и др., 1992; Квасница и др., 1999; Афанасьев и др., 2000; Moore, 1985).

За морфологією і геолого-генетичним типом корінних діамантоносних порід серед природного ендогенного діаманту слід розрізняти діамант із мантійних порід — кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів, із метаморфічних порід та екзогенного діаманту із імпактних порід метеоритних кратерів Землі. Діаманти із вказаних порід найкраще вивчені. Крім цих порід слабодіамантоносними є й інші ультраосновні та основні породи

(Kaminsky, 2007), проте діаманти цих порід досліджені ще недостатньо. В останнє десятиріччя з'явилося багато публікацій про мікродіаманти (діаметром до 0,5 мм) у плутонічних породах — перидотитах і хромітитах офіолітових поясів Землі (в Євроазійському альпійському поясі, чи Альпійсько-Гімалайському поясі, — в діамантопроявах від М'янми, в багатьох місцях китайського Тібету, Індії, в Туреччині до Албанії включно, а також в Уральському (Росія) і Центрально-Азійському (Китай) каледонських поясах і в продуктах виверження сучасних вулканів Камчатки — базальтах, андезитобазальтах, туфобрекчіях, туфах (Dilek, Yang, 2018; Lian, Yang, 2019; Гордеев и др., 2019). Однак слід зауважити ще раз, що достовірність подібних знахідок в офіолітових і сучасних вулканічних породах є сумнівною, деякі дослідники вважають їх штучним *HPHT* діамантом (Litasov et al., 2019; Похиленко и др., 2019). Саме плоскогранну морфологію таких кристалів і наявність включень металів та їхніх сплавів наводять як одні з важливих ознак, що можуть засвідчувати засмічення проб вказаних вище порід кристалами штучного діаманту.

Штучні *HPHT* (high-pressure, high-temperature — високі тиски і високі температури) і *CVD* (chemical vapour deposition — хімічне осадження з парової фази) діаманти мають власну морфологію кристалів (Безруков и др., 1976; Квасниця та ін., 2019; Kvasnytsya, Kvasnytsia, 2019), яка є контрастною щодо морфології природних кристалів. Хоча морфологія штучного діаманту не така багата, як природних кристалів, проте вона також різноманітна. Між собою кристали цих двох різних за умовами синтезу штучних діамантів також помітно різняться. Морфологія діаманту, що виріс в умовах високого статичного тиску і високої температури в області його стабільності у різній за складом ростовій системі, має свої особливості. Характерні морфологічні ознаки властиві кристалам діаманту, синтезованим за різних умов у результаті *CVD* процесу з газової фази (CH_4, C_2H_2), за тиску менше як $1 \cdot 10^5$ Па (1 атм) і за високої температури.

Зовсім інша морфологія виявлена для природного екзогенного імпактного діаманту, пов'язаного з метеоритами та їх зіткненням із Землею — його кристали є параморфозами по вихідному вуглецевому матеріалу (Kvasnytsya et al., 2016). Проте морфологія імпактних діамантів із земних метеоритних кратерів і самих метеоритів різна. Дещо іншу морфологію має імпактний штучний діамант, отриманий за ударного синтезу в умовах високих тиску і температури.

Морфологія ендогенного (мантійного) діаманту. *Форма кристалів діаманту і її залежність від структури*. Теоретичні основи гео-

метричної кристалографії діаманту розробили А.Ф. Уеллс (Wells, 1946), Г.А. Вольф (Wolff, 1956), П. Хартман (Hartman, 1965, 1967) та І. Сунагава (Sunagava, 1984, 1986, 1990, 2005). Якщо розташувати кристалічні форми діаманту в ряд згідно з відносною ретикулярною щільністю їх сіток у структурі, то отримаємо такий порядок їх значущості за цим показником: 1) (110) — 1,414; 2) (111) — 1,154; 3) (100) — 1,0; 4) (112) — 0,816; 5) (130) — 0,632; 6) (113) — 0,604; 7) (231) — 0,534; 8) (114) — 0,472; 9) (331) — 0,458; 10) (120) — 0,447; 11) (332) — 0,426 і т. д. Найважливіша і найчастіша ростова форма діаманту — октаедр — займає в цьому ряду не відповідне їй місце — друге, а не перше. А.Ф. Уеллс (Wells, 1946) дав пояснення переважному росту кристалів діаманту площинами (111), об'єднавши пару октаедричних сіток, тісно прилеглих одна до одної, в одну сумарну сітку, та отримавши у такий спосіб площину елементарного шару. Згідно з позицією Г.А. Вольфа (Wolff, 1956), для штучних речовин із структурою діаманту ряд важливих ростових форм такий: {111}, {001}, {113}, {011} і {013}. П. Хартман (Hartman, 1965, 1967) запропонував *PBC*-аналіз кристалів діаманту — теорію про *PBC*-вектори міцного зв'язку в структурі мінералу: {111} містить 3 *PBC*, це *F*-грані (flat faces — плоскі); {110} — 1 *PBC*, це *S*-грані (stepped faces — східчасті); {100} не містить *PBC*, це *K*-грані (kinded faces — кутасті, шорсткі). За П. Хартманом, найважливішими в діаманті є грані, паралельні не менш як двом векторам *PBC* сильного зв'язку. У зоні $[1\bar{1}0]$ всі грані між $(\bar{1}\bar{1}1)$ і (111) мають бути повністю або частково шорсткими, тоді як грані між (111) і $(11\bar{1})$ — східчастими. З огляду на такий аналіз пошаровий механізм росту властивий тільки граням октаедра; грані {110} і {*hhl*} мають бути східчастими; грані інших форм, зокрема грані куба, не мають зростати на кристалах діаманту у вигляді плоских кристалографічних граней. Однак на кристалах штучного діаманту грані {111}, {100}, {110}, {311}, {511}, {711} є плоскими, а на кристалах природного діаманту грані тетрагон-триоктаедра мають такий самий східчастий характер, як грані {110} і {*hhl*}. Появу плоских граней куба на кристалах штучного діаманту пояснив І. Сунагава (Sunagava, 1984, 1986, 1990, 2005). Дослідник припустив віднесення граней куба не тільки до *S*-, а й до *F*-граней. За так званої реконструкції поверхні (100) — заповнення нескомпенсованих зв'язків у двох ідентичних зонах [110] і $[1\bar{1}0]$, грані куба перетворюються у *F*-грані з двома *PBC*. Отже, можливий пошаровий ріст граней куба для кристалів штучного діаманту. Однак І. Сунагава не допускав пошарового росту

граней куба для кристалів природного діаманту, вважаючи, що він росте в силікатній системі з атомнорозмірними елементами росту. Між тим система росту штучного діаманту зовсім інша, зі значно більшими ростовими частинками.

На кристалах природного діаманту трапляються плоскі грані всіх семи типів простих форм гексоктаедричного класу симетрії. При цьому плоским граням куба на кристалах природного діаманту також іноді властивий пошаровий ріст по (100), зокрема спіральний. Плоскі грані всіх інших типів кристалічних форм діаманту, мабуть, належать до так званих граней гальмування. Вони є пасивними формами росту, тобто без власних пірамід росту. Всі ці форми, зокрема і плоскі грані куба, не досягають габітусного розвитку.

Прості форми кристалів діаманту. Діамант кристалізується в гексоктаедричному класі симетрії. Однак питання про його кубічну голо- чи геміедрію час від часу виникає на сторінках наукових журналів. З огляду на голоедрію діаманту на його кристалах можуть бути розвинені грані семи типів простих форм: октаедр, куб, ромбододекаедр, різні тригон- і тетрагон-триоктаедри, тетрагексаедри і гексоктаедри. У минулому найповніші дані щодо простих форм кристалів діаманту наведені в монографії А.Є. Ферсмана (Ферсман, 1955). На рідкісних макрокристалах діаманту з кімберлітів Південної Африки крім звичайного октаедра були зафіксовані плоскі і гладкі грані ще ряду простих форм: куб, ромбододекаедр, тригон-триоктаедри {331}, {332}, {221} і тетрагон-триоктаедри {211}, {322}. Всі ці форми на вивчених кристалах діаманту за їх розвитком мали другорядне значення.

Розпочате у другій половині XX ст. вивчення мікрокристалів діаманту з кімберлітів, лампроїтів, метаморфічних порід і розсипів показало, що явище поліедрії характерне для його дрібних кристалів (Варшавский, Буланова, 1974; Moore, 1979; Бартошинский, Квасница, 1991; Квасница и др., 1999). На таких складно огранених багатогранниках були виявлені плоскі і гладкі грані всіх семи типів простих форм гексоктаедричного класу симетрії (атлас, рис. 31–40, 217—226), зокрема безліч різних тригон- і тетрагон-триоктаедрів, тетрагексаедрів і гексоктаедрів. Проте всі ці ростові грані лише ускладнюють форму переважно габітусних октаедрів діаманту (рис. 2.1). Можна стверджувати, що багато мікрокристалів ендогенного діаманту, на відміну від його макрокристалів, відблискують ростовою поліедрією. Природне розчинення кристалів діаманту переважно приводить не до поліедрії його кристалів, а до утворення різних округлих форм —

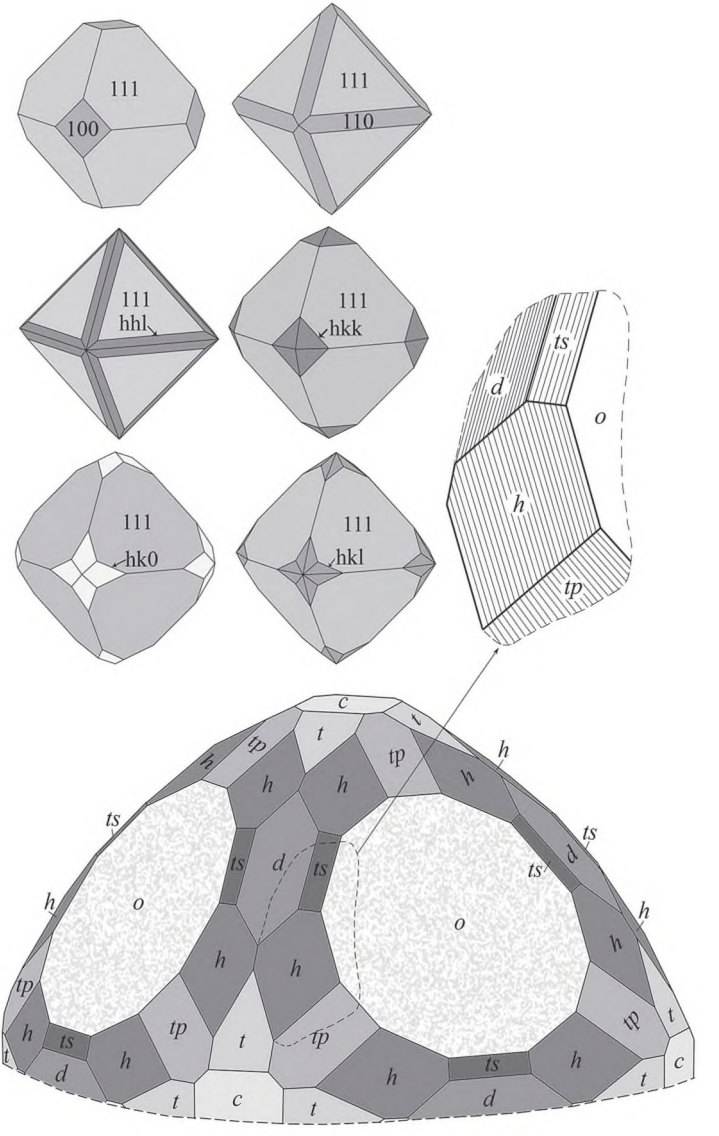


Рис. 2.1. Схематичний рисунок ідеалізованих кристалів діаманту — октаедрів, ускладнених гранями різних простих форм, та модель їх утворення: *o* — октаедр, *c* — куб, *d* — ромбододекаедр, *ts* — тригон-триоктаедр, *tp* — тетрагон-триоктаедр, *h* — гексоктаедр, *t* — тетрагексаедр

октаедроїдів, додекаедроїдів, кубоїдів і тетрагексаедроїдів (атлас, рис. 62—67, 81—89, 230, 231, 235), геометричні параметри яких давно окреслені у публікаціях (Шафрановский, 1948; Кухаренко, 1955; Митрофанова, 1955; Kalb, 1967). При цьому поліедрія, що виникає в процесі розчинення кристалів діаманту, значно бідніша за ростову поліедрію. Вона представлена здебільшого тетрагон- і тригонтриоктаедрами. Грані цих форм хоча в цілому й мають вигляд плоских поверхонь, але насправді є округлими і покриті своєрідними скульптурами. Мікрограні {*hkk*} форм розчинення часто належать до западин. Зауважимо також, що в разі інтенсивного розчинення кристалів знищується вся ростова поліедрія діаманту.

Габітуси кристалів діаманту. Можна виділити кілька основних типів габітусу кристалів діаманту з кімберлітів, лампроїтів, лампрофірів і метаморфічних порід: октаедричний (октаедроїдний), кубічний (кубоїдний), ромбододекаедричний (додекаедроїдний), тетрагексаедричний (тетрагексадроїдний) і комбінаційний із двох чи трьох форм {111}, {110} і {100} (атлас, рис. 41—89, 227—235). Втім тільки октаедричний габітус визначається справжньою простою формою кристалів діаманту — октаедром із власними пірамідами росту. Істинний куб не породжує габітусних форм кристалів цього мінералу. Габітусні куби мають різну природу. Вони виникають при виродженні граней октаедра (так звані псевдокуби) і при рості волокнами вздовж [111] (їх можна назвати полікристалічними кубами), зрідка при адгезії будівельних частинок. У процесі розчинення кубів утворюються кубоїди і, можливо, тетрагексаедроїди. Октаедроїди і додекаедроїди є результатом розчинення октаедрів. Комбінаційний тип кристалів включає елементи вказаних вище габітусів у різних поєднаннях. Кожен діамантопрояв чи родовище характеризується певним співвідношенням габітусів кристалів. Мікродіаманти із метаморфічних порід різняться більшим набором габітусів і їх варіаціями у різних за мінеральним складом породах. У кожній окремій кімберлітовій трубці набір габітусів більш-менш постійний, але, як правило, відмінний від габітусів кристалів діаманту іншої трубки. Можуть різнитися за співвідношенням габітусів кристалів діаманту й різні петрологічні типи кімберліту однієї і тієї ж трубки. Залежно від кількості корінних джерел діаманту, його проміжних колекторів та історії формування розсипу співвідношення його габітусних форм у ньому може бути різним.

Обриси кристалів діаманту. Ідеально ізометричні кристали є рідкістю. Сплощення уздовж потрійних осей і видовження

уздовж подвійних і четверних осей симетрії є найчастішими спотвореннями октаедрів, кубів, додекаедроїдів, комбінаційних багатогранників. Сплощення уздовж потрійної осі особливо характерно для двійників кристалів по (111).

Двійникові зростки кристалів діаманту. Двійники кристалів різного габітусу (атлас, рис. 100—113), рідше їхні п'ятірники по (111) звичайні серед діамантів із кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів. Рідко трапляються так звані псевдотетраедри діаманту — двійники його по-різному розвинених октаедрів по (111), коли один з індивідів має вигляд пластинки по (111).

Скелети і антискелети кристалів діаманту. Власне скелетні утворення дуже рідкісні (атлас, рис. 236), тоді як так звані антискелети діаманту з кімберлітів і лампроїтів — відносно звичайне явище. Антискелети діаманту можуть бути найрізноманітнішими за формою, але суть одна — вони виникають у разі тангенціального антискелетного росту кристалів нашаруванням по (111) (атлас, рис. 90—95, 237, 238).

Автоепітаксичні зростки кристалів діаманту. До них умовно можна віднести діаманти «у сорочці», коли на монокристал наростає його полікристалічна облямівка. Дуже рідкісні так звані вершинні форми діаманту у вигляді наростів на вершинах кубів і тетрагексаедрів (атлас, рис. 96, 97).

Отже, ендогенний діамант має переважно ідіоморфну форму, він росте у формі багатогранників, їхніх зростків і рідше полікристалічних утворень (карбонадо, борт, баллас). Якщо він росте у магмі, то для набуття ідіоморфізму він має кристалізуватися одним із перших мінералів силікатної магми. Однак наявність у діаманті з кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів різних мінеральних включень (олівін, гранати, піроксени, хромшпінеліди та ін.) суперечить цьому. Крім того, цей діамант лише зрідка зростається з мінералами силікатної магми (відомі рідкісні зростки з гранатом та ін.), тоді як зростки саме діаманту з діамантом є звичайним явищем. Тому постає питання як про час кристалізації діаманту відносно мінералів, що з ним асоціюють, так і про природу мінеральних включень у ньому — протогенетичну чи сингенетичну. Якщо ж діамант росте одночасно з так званими його мінералами-супутниками, то слід шукати іншу причину ідіоморфізму його виділень.

Морфологія екзогенного (імпактного) діаманту. *Способи і механізми утворення кристалів*. Апографітовий імпактний діамант утворюється внаслідок твердофазового переходу графітової струк-

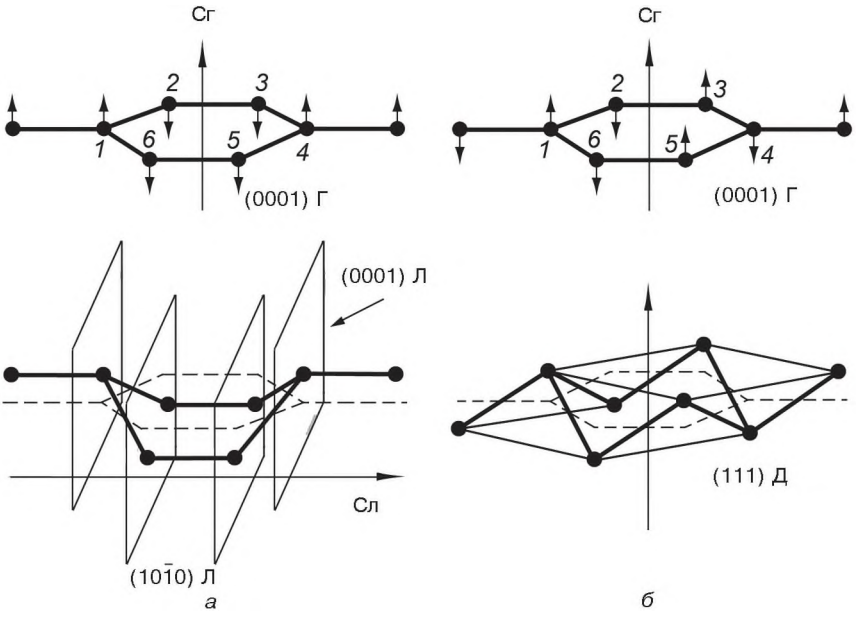


Рис. 2.2. Два способи трансформації шарів графіту (Г) за ударного навантаження (Курдюмов, Пилянкевич, 1979): *а* — поздовжній вигин, утворення структури лонсдейліту (Л); *б* — гофрування, утворення структури діаманту (Д)

тури в лонсдейліт і діамант за мартенситним механізмом — виникають їхні параморфози по графіту. В разі так званого поздовжнього вигину графітових шарів виникає структура лонсдейліту (рис. 2.2, *а*), а за їх гофрування — структура діаманту (рис. 2.2, *б*).

Такий механізм утворення визначає точні орієнтаційні співвідношення різних кристалічних фаз вуглецю (діаманту, лонсдейліту і графіту) в імпактному апографітовому діаманті (рис. 2.3), а також закономірне положення фігур росту і розчинення на поверхнях (0001) та їхню геометрію. Ці орієнтації і фігури дещо різняться в різних параморфозах, а саме в тих, що зазнали відпалювання (атлас, рис. 283—292).

Прості форми кристалів. При утворенні такого діаманту в метеоритних кратерах по кристалах графіту в ідеальному випадку майже повністю зберігається огранення останнього з відповідним набором простих форм, властивих кристалам цього мінералу (атлас, рис. 175, 177, 179, 183, 197—206, 243—252), тобто виникає параморфоза діаманту по графіту. Як відомо, на більшості кристалів графіту домінує проста форма — пінакоїд.

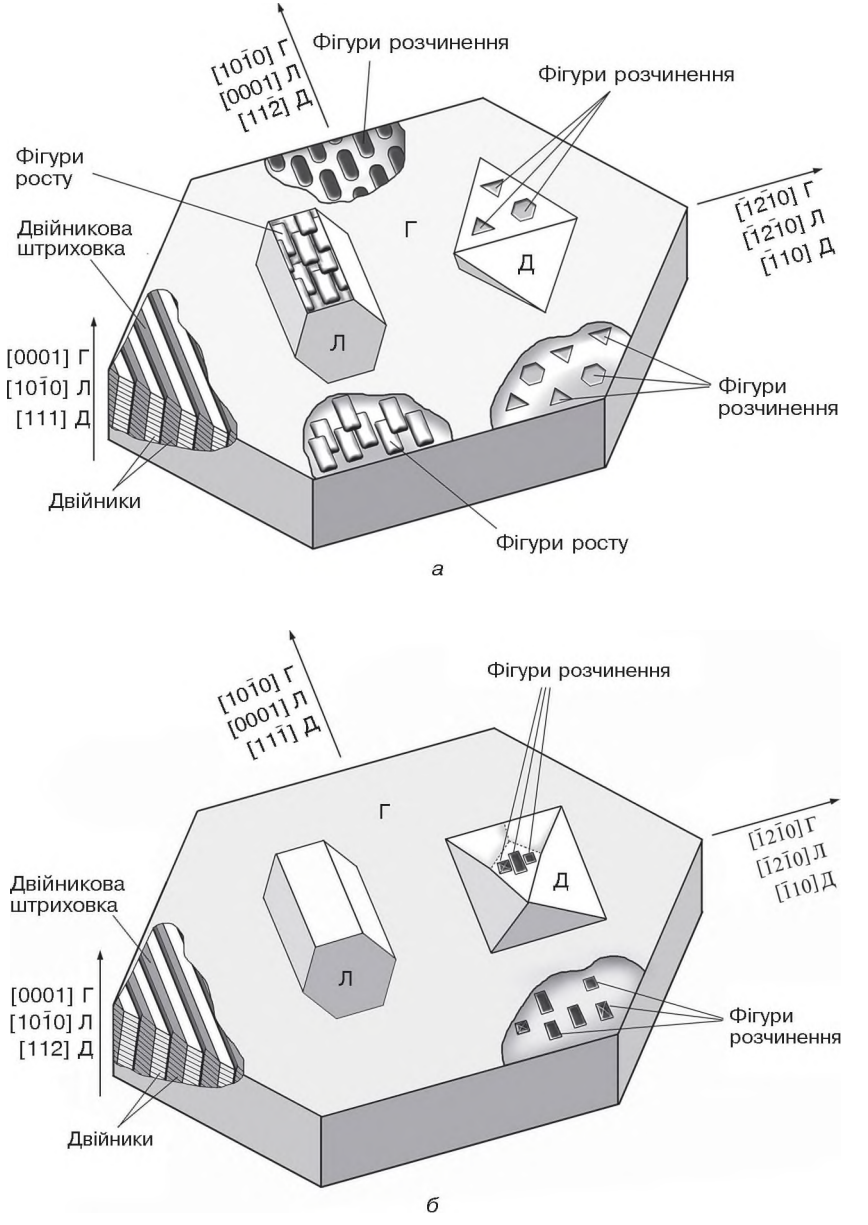


Рис. 2.3. Орієнтаційні співвідношення структур вихідного графіту і новостворених фаз діаманту і лонсдейліту в імпактних апографітових діамантах: *а* — чорні і жовтуваті параморфози; *б* — молочно-білі параморфози, що зазнали відпалювання (Г — кристал графіту, Д — гіпотетичний кристал діаманту, Л — гіпотетичний кристал лонсдейліту) [Kvasnytsya et al., 2016]. Фігури росту і розчинення на поверхні (0001) параморфоз

Кристали цього діаманту є поліфазними і полікристалічними і до того ж текстурованими утвореннями, що складаються з мікро- і нанофаз діаманту, лонсдейліту, реліктів графіту чи його новоутворень (Вальтер и др., 1992). Співвідношення вмісту цих трьох фаз у параморфозах різне, від домінування діаманту до переважання лонсдейліту. Проте незважаючи на складну «начинку» параморфози, це майже не позначається на загальній формі колишнього кристала графіту, за винятком деяких спотворень гексагональних контурів графітового кристала. Всього на параморфозах виявлено 30 типових простих форм графіту. Скульптури росту на поверхнях (0001) параморфоз представлені різними за формою утвореннями (атлас, рис. 253—270). Деяку частину таких скульптур можна вважати морфологічним нанопроявом лонсдейліту з огляду на їхні форми і фіксоване геометричне положення на поверхні (0001) (Kvasnytsya, Wirth, 2013). У рідкісних випадках на пінакоїдальних поверхнях параморфоз виростають нано- і мікродіаманти октаедричної і кубо-октаедричної форм (атлас, рис. 183—191, 271—274) як результат їх вільної кристалізації і пошарового росту.

Форми розчинення на поверхнях імпактного діаманту в разі розчинення переважної в параморфозі діамантової фази, як і на кристалах мантійного діаманту з кімберлітів, представлені тригон- і тетрагон-триоктаедрами, але тільки у вигляді тригональних і гексагональних нанорозмірних западин (атлас, рис. 260—262) (Kvasnytsya, Wirth, 2013). Якщо в параморфозі домінує лонсдейліт, то розчинення розкриває його прямокутні нанорозмірні пластинки чи такі самі западини (атлас, рис. 210, 269, 270).

Габітуси кристалів. У повній відповідності до габітусних форм кристалів графіту серед імпактного діаманту поширені пінакоїдальні і пінакоїдально-призматичні кристали (атлас, рис. 175, 177, 179, 183, 197—206, 243—252).

Обриси кристалів. Згідно зі структурним мотивом, графіту найбільш характерні пластинчасті і таблитчасті по (0001) кристали.

Двійникові зростки кристалів. Крім рідкісних двійників апографітових кристалів за законом Веселовського для кристалів імпактного діаманту на мікрорівні характерне двійникування по $(11\bar{2}1)$, яке на пінакоїдальних гранях виявлене у вигляді паралельного штрихування (атлас, рис. 198, 243—245). За інтенсивного розвитку такого механічного двійникування по $(11\bar{2}1)$ на поверхнях (0001) виникають добре помітні трикутні виступи, огранованні

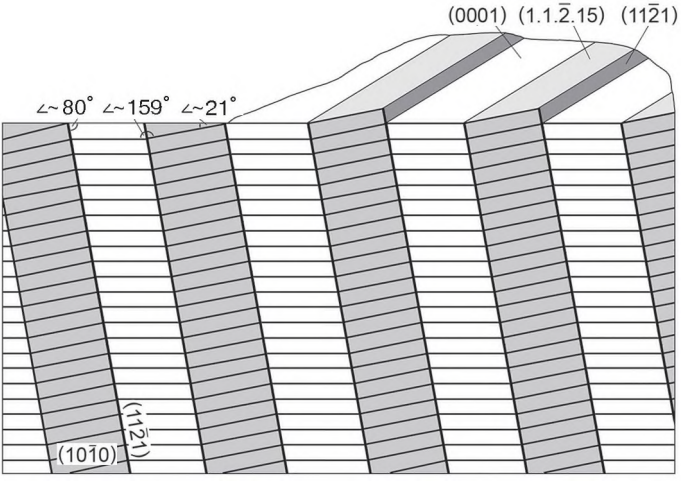


Рис. 2.4. Схема двійникування в кристалі апографітового імпактного діаманту (Kvasnytsya, Wirth, 2013)

вузькими смужками граней (1.1.$\bar{2}$.15) і (11$\bar{2}$1), які перетинають всю поверхню (0001), а в розрізі кристала чітко виявлені смугасті полісинтетичні двійники (рис. 2.4; атлас, рис. 181, 182, 192—195, 212, 275—282), характерні для кристалів графіту. На нанорівні для фаз діаманту в параморфозах зафіксовано двійникування по (111).

Автоепітаксичні зростки кристалів діаманту. Нарости наномікророзмірних октаедрів і кубо-октаедрів діаманту дуже рідкісні на поверхнях (0001) параморфоз. Ці зростки примітні тим, що їхні складові засвідчують різні способи і механізми росту кристалів діаманту (атлас, рис. 183—191, 271—274).

Отже, ще раз нагадаємо найвагоміші аргументи ударно-метаморфогенної природи цього незвичайного діаманту: апографітова морфологія, мікротопографія поверхні граней (0001) з новими скульптурами, полікристалічна внутрішня будова, полісинтетичне двійникування, багатофазовий склад (діамант, лонсдейліт, графіт), закономірні структурні взаємовідношення цих фаз, ізотопний склад вуглецю та його відповідність складу вуглецю графіту з кристалічних порід, в яких розмішується кратер, вміст і склад домішок, специфічні фізичні властивості, теоретичні розрахунки, результати експериментальних досліджень з його отримання. Відомі також імпактні аповугільні і апорос-

Таблиця 2.1. **Оригінальні і літературні дані стосовно морфології**

Тип	Прості форми
Мантійний (кімберліти, лампроїти, лампрофіри)	{111}, {100}, {110}, різні {*hhl*} , {*hkk*}, {*hkl*} і {*hk*0} на мікрокристалах
Мантійний — метамофічний (метаморфічні породи)	{111}, {100}, {110}
Мантійний офіолітовий (перидотити—хромітити)	{111}, {100}, {110}, {311}
Вулканогенний (продукти виверження сучасних вулканів)	{111}, {100}, {110}, {311}, {332}
HPHT	{111}, {100}, {110}, {311}, {511}, {711} та інші різні {*hkk*}, {*hhl*}, {*hkl*} і {*hk*0}
CVD	{111}, {100}, {110}
Імпактний, апографітовий (імпактні породи метеоритних кратерів)	{0001}, {10$\bar{1}$0}

линні діаманти під назвами *«тогорити»* і *«карітн»* відповідно (Езерский, 1987; Shumilova et al., 2020). Своєрідні ксеноморфні діамант-лонсдейліт-графітові зростки знайдені в торфах Тунгуського явища (атлас, рис. 293—304). За багатьма ознаками вони подібні до імпактних апографітових діамантів метеоритів. Таким чином, імпактний апографітовий діамант за морфологією і способом та механізмом утворення відрізняється від його багатогранників із мантійних, метаморфічних, офіолітових і вулканогенних порід та штучного *HPHT* і *CVD* походження. Часто це двофазові чи трифазові пластинчасті кристали, які складаються із лонсдейліту, залишкового чи нового графіту і власне діаманту (атлас, рис. 175—212, 243—292).

Морфологія і механізми росту кристалів природного і штучного діаманту. Вивчення морфології і мікротопографії багатьох колекцій з тисяч мікрокристалів діаманту різного походження дає

кристалів діаманту та механізмів їхнього росту [Квасниця, 2021]

Габітус	Механізми росту
Октаедричний, кубічний, ромбододекаедричний, комбінаційний {111}+{110}, {111}+{110}+{100} і {111}+{100}	Дислокаційний (спіральний), бездислокаційний (двовимірний — двовимірного зародження), нормальний (фібрильний), блоковий (адгезивний)
Октаедричний, кубічний, комбінаційний {111}+{110}, {111}+{110}+{100} і {111}+{100}	Дислокаційний (спіральний), бездислокаційний (двовимірний), нормальний (фібрильний), блоковий (адгезивний)
Кубо-октаедричний, октаедричний	Дислокаційний (спіральний), бездислокаційний (двовимірний)
Те саме	Те саме
Октаедричний, кубічний, комбінаційний {111}+{100}, {111}+{110}+{100}, {111}+{110}+{100}+{311}, тетрагонтриоктаедричний	» »
Октаедричний, кубічний, комбінаційний {111}+{100}	Дислокаційний (спіральний), бездислокаційний (двовимірний), адгезивний
Пінакоїдальний, призматично-пінакоїдальний	Мартенситний, перекристалізація

змогу проілюструвати різні механізми їхнього росту і показати саме для якого з них вони характерні (табл. 2.1).

Насамперед слід зазначити, що кристалам природного діаманту мантійного походження властивий так званий антискелетний спосіб росту граней октаедра, коли зародження все нових шарів частіше відбувається в центральних частинах граней, а не біля вершин і ребер кристала. У такий спосіб росте більша частина кристалів природного діаманту, при цьому виникають його перехідні форми {111}+{110} і псевдоформи — своєрідні ромбододекаедри і куби (атлас, рис. 229, 232), а також специфічні скелетні кристали (атлас, рис. 90—95, 237, 238). Це зумовлено й тим, що швидкості наростання і розростання октаедричних граней кристалів діаманту близькі чи навіть часто швидкість наростання домінує. Подібний спосіб утворення кристалів діаманту декларував А.А. Аншелес (Аншелес, 1955, 1957), назвавши його

антискелетним ростом. Типові скелетні багатогранники природного діаманту з пустотілими гранями октаедра і куба рідкісні серед мікрокристалів (атлас, рис. 236), як і скелетні куби з пустотілими гранями {100} серед макрокристалів діаманту з кімберлітів. Подібні кристали ростуть, якщо шари росту виникають біля їхніх ребер і вершин та неповністю розростаються всередину граней. Прикладом початку росту кристала від ребер є утворення мікрокристалів *CVD* діаманту, коли на скупченні глобул спочатку зароджуються ледь помітні ребра октаедра, потім утворюються його грані, а в подальшому, зі зниженням температури, ростуть уже грані куба (атлас, рис. 327—332).

Антискелетний спосіб утворення більшості кристалів природного діаманту засвідчує дислокаційний механізм їх росту. Додатковим свідченням такого механізму росту є особливості мікротопографії граней октаедра — розвиток на них трикутних прямолінійно-паралельних віциналей росту та їх частий поліцентризм, а також наявність численних обернено-паралельних трикутних западин. Ці скульптури маркують місця розвитку дислокацій, якби замінюючи можливі видимі спіралі росту, тоді як виразні подібні утворення на гранях октаедра кристалів природного діаманту автору невідомі. Лише зафіксовано рідкісний випадок спірального росту кубо-ромбододекаедра діаманту з кімберлітів (атлас, рис. 239—242), на якому він проявлений на грані куба у поєднанні з численними нано-, мікроблоками росту на гранях ромбододекаедра. При утворенні цього мікрокристала дивним чином розкрилися два механізми росту — спіральний і блоковий.

Дислокаційний (спіральний) ріст нарівні з бездислокаційним (двовимірним або двовимірного зародження) механізмом властиві штучним *HPHT* і *CVD* діамантам (атлас, рис. 305—358). Особливо це характерно для *HPHT* кристалів. Свідченням першого механізму росту є часті спіралі на гранях куба і октаедра кристалів цих штучних діамантів, а другого — також часті скелетні грані куба і октаедра на кристалах *HPHT* діаманту. На рис. 356 і 358 атласу показано спіралі росту на гранях куба і октаедра складного двійника кристалів *CVD* діаманту — п'ятірника кубо-октаедрів у вигляді «дипірамідально-призматичного» кристала. Грані октаедра і куба покриті декількома спіралями. Висота спіралей різна, на гранях октаедра вона більша. Симетрія спіралей відповідає площинній симетрії граней куба і октаедра.

Кристали мікродіамантів із порід офіолітів і виверженьсучасних вулканів Камчатки (Dilek., Yang, 2018; Lian, Yang, 2019; Гордеев и др., 2019) мають морфологію, властиву штучним *HPHT* діамантам (атлас, рис. 305—310), та дещо відрізняються від морфології *CVD* діамантів більшою кількістю простих форм. Це плоскогранні кристали з гранями куба і октаедра, іноді з розвитком вузьких граней ромбододекаедра. На вулканогенних діамантах гоніометрично виявлено також другорядні форми {311} і {332}. Вузькі грані форми {311} трапляються на деяких кристалах офіолітових діамантів. Однак на кристалах офіолітових і вулканогенних діамантів поки що не зафіксовано характерних, але менш поширених форм *HPHT* діамантів, таких як тетрагон-триоктаедри {511} і {711}. Все ж за морфологічними ознаками цих діамантів можна вважати, що механізми їхнього росту такі самі, як і для *HPHT* діамантів, — кристали виросли за дислокаційним (спіральним) і бездислокаційним (двовимірним) механізмами. Плоскогранна кубо-октаедрична морфологія офіолітових і вулканогенних діамантів, можливо, зумовлена включеннями різних металів та їхніх сплавів як каталізаторів подібного росту кристалів. Зауважимо, що плоскі грані куба на кімберлітових діамантах рідкісні, до того ж такі грані є другорядними і лише притупляють вершини дрібних октаедричних кристалів (Kvasnytsya, 2013).

За нормальним (фібрильним, волокнистим) механізмом росте значна частина мантійного діаманту. На відміну від кімберлітових і лампроїтових діамантів їх дрібні кристали з метаморфічних порід характеризуються більшим розмаїттям форм кристалізації, що виросли за нормальним механізмом. Кристали фібрильного росту — це переважно куби і кубоїди (атлас, рис. 140—143). Кожне волокно нашаровується наномікроплощинами (111). Часто у зрізах кубів виявлена концентрична зональність по (100), що є фронтом кристалізації сукупності волокон, а не пошаровим ростом кристала по (100). Іншими словами, зональність, паралельна сторонам куба, є не наростанням шарами в напрямку піраміди росту <100>, а фронтом кристалізації волокнистої структури, яка іноді має хвилясту, звивисту агатову форму. Поверхня граней таких кристалів завжди горбиста. Статистично показано за даними ІЧ-спектроскопії, що подібні кристали, переважно з флюїдними включеннями води, збагачені водневими центрами, на відміну від кристалів діаманту з безводними флюїдними включеннями, які виросли за спіральним і двовимірним механізмами. Проте не з'ясовано, яким чином ці водневі центри сприяють фібрильному

росту кубічних кристалів. Можливо, вони блокують площинне розростання граней октаедра.

Тільки незначна частина кристалів природного діаманту росте за блоковим механізмом росту. Найчастіше так ростуть деякі куби з кімберлітів (атлас, рис. 234) (Kvasnytsya, 2020). За механізмом злипання ростуть відносно рідкісні ксеноморфні кристали діаманту (атлас, рис. 122, 123, 144, 145).

Наведені приклади механізмів росту багатогранників і ксенокристалів діаманту майже повністю відповідають морфологічній концепції І. Сунагави про форми і особливості росту його природних і штучних кристалів (Sunagawa, 1990, 2005), яку можна вважати генетичною (рис. 2.5). Вона ґрунтується на теоретичному аналізі швидкості росту кристалів діаманту залежно від співвідношення рушійних сил кристалізації (пересичення, переохолодження, характеру поверхні росту — шорстка чи гладка, а також механізму росту — дислокаційний спіральний, бездислокаційний двовимірний і адгезивний).

Згадана розробка І. Сунагави претендує на застосування до будь-яких типів кристалів природного і штучного діаманту. Цей дослідник виділив два умовні порогові рівні рушійних сил кристалізації — $\Delta\mu/KT^{*}$ і $\Delta\mu/KT^{**}$, за яких характер поверхні росту, механізм росту і, відповідно, морфологія кристалів діаманту виявляються різними. Передбачається таке: якщо цей рівень вище $\Delta\mu/KT^{**}$, то поверхня росту буде шорсткою, реалізується адгезивний механізм росту і виникають дендритні форми, полікристали, а в разі подальшого зростання рушійної сили кристалізації — і сфероліти. Нижче рівня $\Delta\mu/KT^{**}$ поверхня росту буде гладкою, і між рівнями $\Delta\mu/KT^{*}$ та $\Delta\mu/KT^{**}$ працюватиме механізм двовимірного зародкоутворення, переважно вздовж ребер кристалів, унаслідок чого можуть утворюватися скелетні кристали або кристали з лійкоподібною будовою граней. Нижче рівня $\Delta\mu/KT^{*}$ єдиним механізмом росту кристалів діаманту є дислокаційний спіральний, який відбувається на гладкій поверхні, при цьому шари росту поширюються від центру до периферії граней. У такий спосіб формуються багатогранники з простими символами граней. Варіації габітусів кристалів діаманту визначаються відносними значеннями нормальних швидкостей росту на певних гладких поверхнях.

На підставі зазначеного теоретичного аналізу І. Сунагава розділив морфологію природного діаманту на три основні категорії. Перша з них включає монокристали (октаедри, перехідні

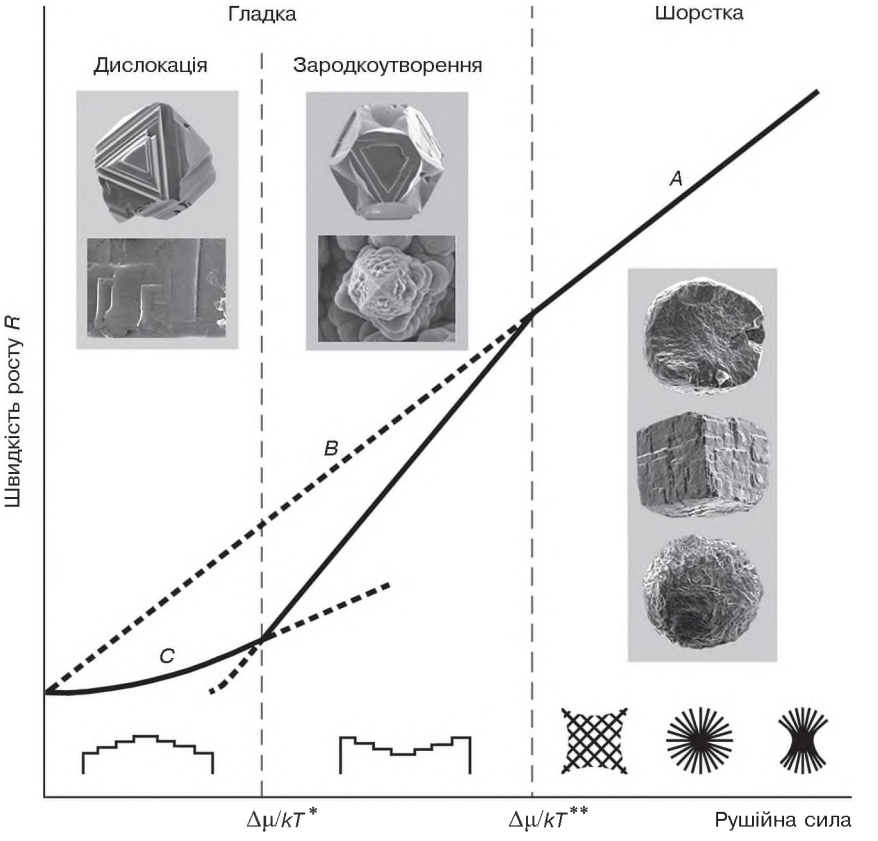


Рис. 2.5. Діаграма І. Сунагави, на яку нанесено кристали діаманту різного механізму росту та походження

форми типу октаедр-ромбододекаедр та їх зростки), що утворились в результаті спірального росту або за механізмом двовимірного зародкоутворення під дією рушійної сили, слабшою, ніж на рівні $\Delta\mu/KT^{**}$, і зазвичай слабшою, ніж на рівні $\Delta\mu/KT^{*}$. До другої категорії віднесено полікристалічні агрегати (борт, балас, карбонадо та ін.), які сформувались в умовах рушійних сил, що перевищують рівень $\Delta\mu/KT^{**}$. Ці діаманти утворились за адгезивним механізмом росту на шорсткій поверхні. До третьої категорії належать діаманти (кристали в облямівках, кубоїди), що зазнали зміни умов (рушійних сил) кристалізації: спочатку вони росли, як монокристали в умовах нижче рівня $\Delta\mu/KT^{*}$, можливо ниж-

че $\Delta\mu/KT^{**}$, а пізніше — як полікристали в умовах вище рівня $\Delta\mu/KT^{**}$.

І. Сунагава проаналізував також характер мікротопографії поверхонь росту діамантів, зокрема їх шорсткість, залежно від умов росту. У силікатному середовищі росту мантійного діаманту тільки грані октаедра з'являються як гладкі поверхні, відбувається спіральний ріст. Грані куба утворюються лише в умовах рушійних сил кристалізації вище рівня $\Delta\mu/KT^{**}$, у силікатному середовищі магми вони поводяться, як шорстка поверхня. На гранях {100} відсутні спіральні шари росту, їхня поверхня шорстка або горбиста. На противагу цьому на кристалах штучного діаманту, синтезованих в метал-вуглецевій системі, не тільки грань октаедра, а й грань куба може виконувати роль гладкої поверхні, що обумовлено її поверхневою реконструкцією — переходом— шорстка грань куба *K* стає гладкою гранню *F*.

На думку І. Сунагави, ця реконструкція поверхні відбувається у такому штучному розчині-розплаві, в якому металевий елемент як розчинник має невеликий іонний радіус, тоді як у природному силікатному розчиннику з великим іонним радіусом подібний процес неможливий. Тому у штучних кристалах діаманту спостерігається спіральний ріст на гранях як октаедра, так і куба. Штучні *HPHT* діаманти, вирощені в силікатному, карбонатному чи іншому середовищі без металів-розчинників, набувають близьку до природних кристалів октаедричну форму з характерними елементами мікротопографії граней (Пальянов и др., 2005). Водночас застосування різних металів-розчинників приводить до зміни габітусу кристалів із характерного кубо-октаедричного навіть на ромбододекаедричний і тетрагон-триоктаедричний. Однак причину появи штучних кристалів тетрагон-триоктаедричного, ромбододекаедричного чи комбінаційного габітусу типу {111} + {100} + {110} + {311} точно не з'ясовано. Тим не менш для мікродіамантів існують деякі відхилення від концепції І. Сунагави, які добре проглядаються на кристалах мантійного діаманту. Так, протиріччям може бути те, що на мікродіамантах із кімберлітів фіксуються плоскі грані куба та інших простих форм (Kvasnytsya, 2013), чи, наприклад, спіральний ріст граней куба на мікрокристалі мантійного діаманту (атлас, рис. 239, 240). Загалом можна помітити таку тенденцію розвитку форм кристалізації діаманту з мантійних порід: зі збільшенням глибини кристалізації форма його кристалів спрощується до найбільш стабільної октаедричної

форми росту. У цьому самому напрямку зменшується вміст домішок азотних і водневих центрів та збільшується вміст ізотопу C^{12} у кристалах діаманту.

Висновки. Згідно з аналізом даних стосовно мінералогічної кристалографії діаманту, в природі реалізуються два основні способи його кристалізації (для мантійних кристалів — вільний ріст—дифузійна кристалізація; для імпактних кристалів — примусовий ріст за ударного навантаження—твердофазова трансформація графіту в діамант) і кілька механізмів формування кристалів (дислокаційний — спіральний, бездислокаційний — двовимірний, нормальний — фібрильний, волокнистий і блоковий — адгезивний для мантійного та перекристалізація для імпактного діаманту).

Версія кристалізації мантійного діаманту з флюїду у відносно вільному просторі (передусім в мікроскопічних порожнинах і тріщинах) може бути поясненням ідіоморфізму переважної більшості його утворень. Не зовсім зрозуміла причина переважного антискелетного способу утворення октаедрів діаманту: чому грань кристала частіше формується від його центру, а не від ребра. Можливо, це зумовлено саме домінуванням дислокаційного механізму росту кристалів діаманту. Знаменно, що зі збільшенням розміру кристалів мантійного діаманту його огранення спрощується — кристал зазвичай покривається гранями октаедра. Таке «морфологічно розмірне» явище характерне для кристалів багатьох мінералів і штучних кристалів багатьох речовин — кристали збільшуються внаслідок росту структурно важливих граней. Отже, можна стверджувати таке:

- кристали мантійного діаманту з кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів ростуть переважно за дислокаційним механізмом, рідше за нормальним і зрідка за бездислокаційним двовимірним;
- кристали метаморфічного діаманту ростуть переважно за нормальним механізмом, рідше за дислокаційним і зрідка за бездислокаційним двовимірним механізмами;
- кристали штучного діаманту ростуть переважно за дислокаційним і бездислокаційним двовимірним механізмами;
- кристали імпактного діаманту виникають у разі перекристалізації вуглецевої речовини внаслідок перебудови її структури під дією високого тиску і температури.

Розмір і форма кристалів діаманту різного походження. У царині мінералів для кристалів кожного мінерального виду існують свої розмірні величини: серед них поширені як нано-мікрокристали,

так і макрокристали. Для одного мінералу відмінність між найменшими і найбільшими кристалами сягає 1 м, а інколи декількох метрів (наприклад, для кварцу із камерних пегматитів чи для гіпс-селеніту з деяких печер), для іншого мінералу вона мало помітна — у межах мікрометрів, міліметрів і сантиметрів. Для природного діаманту ці розмірні параметри також невражаючі і помірно контрастні: від нано-мікронних кристалів до моно- і полікристалічних утворень діаметром 5—10 см. Постає питання: а що таке макрокристали чи кристали-гіганти для кожного мінерального виду, і зокрема для діаманту? Чи є межа росту природного кристала і що впливає на розмір кристала, щоб із мікрокристала виріс кристал-гігант? У цьому питанні ще не все з'ясовано. За однією версією припускається теоретична можливість розмірно необмеженого росту кристала, за іншою — під час досягнення певного розміру подальше нагромадження дефектів у кристалі припиняє його ріст.

Згідно з даними статті (Петровская, 1985), назагал для мінералів гідротермального генезису досить великими можна вважати ті мінеральні індивіди, розміри яких у 5—10 разів більші за середні розміри кристалів певного мінералу в породах і рудах одного типу. Коли перевищення середніх розмірів кристалів сягає 100 разів і більше, такі індивіди потрапляють до категорії гігантів. А головні причини росту великих кристалів гідротермальних мінералів криються в їх кристалізації на вузькій метастабільній ділянці існування мінералоутворювальної системи — у термостатичній або плавно змінній обстановці за малого ступеня пересичення розчинів.

Нано-, мікро- чи макрокристал кожного мінералу набуває певної форми (багатогранник, закономірний чи незакономірний зросток, ксеноморфне утворення та ін.). Звідси також постає питання про форму кристалів різного розміру того чи іншого мінералу. Якій формі віддають перевагу нано-, мікро- і макрокристали мінералу та чим вона зумовлена? Відповідь на це питання ще не розкрито для багатьох мінералів.

Нижче наведено критичний розгляд розміру і багатогранної форми кристалів природного діаманту з метою з'ясувати таке: чи існує зв'язок між розміром і формою кристала діаманту; в яких породах поширені ті чи інші за розміром і формою його кристали; коли настає його огранення; якими є панівні ростова і габітусна форми нано-мікро- і макрокристалів діаманту.

Діамант у природі. Діамант — полігенний мінерал різних мантійних, регіонально- і ударно-метаморфічних порід, метеоритів і Космосу. Рідкісні нанокристали діаманту зафіксовано у зовсім незвичайних як для такого мінералу земних місцях. Наприклад, згідно з даними статті (Simakov, 2018), на підставі геологічних, мінералогічних, геохімічних і експериментальних даних доцільно розрізняти чотири основні групи природних діамантів, які мають свої специфічні характеристики.

Перша група містить міжзоряний нанодіамант, формування якого пов'язане з так званими діамантоїдами в космічних об'єктах.

До другої групи належать земні нано- і мікродіаманти, утворення яких корелюється з поширенням вугілля, осадових і метаморфічних порід. Крім даних щодо добре вивчених діамантів із метаморфічних порід нині немає вичерпних результатів досліджень діамантів з інших проявів цієї групи та ґрунтовних підтверджень достовірності їх знахідок.

Третю групу складають нано- і мікродіаманти, споріднені зі вторинними (гідротермальними) змінами і реакціями заміщення в основних і ультраосновних породах. Недостатньо вивчені, мінералогічні дані щодо цих рідкісних діамантів скупі і викликають певні сумніви щодо їх істинності.

Четверта група — добре відомі мікро- і макродіаманти, винесені із мантійних глибин у земну кору розплавами різних порід (насамперед кімберлітами, лампроїтами і лампрофірами).

Серед усіх відомих діамантів із різних генетичних типів порід головне місце займає мантійний діамант, особливо з кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів (табл. 2.2). Він трапляється переважно у багатогранній формі та росте в карбонатно-силікатних флюїдах-розплавах на мантійних глибинах. Саме великі кристали цього діаманту ювелірної якості становлять найбільший економічний інтерес.

Розмір кристалів. Нині немає обґрунтовано розробленої класифікації кристалів діаманту за розмірами. Відповідно до однієї з класифікацій (Dahl et al., 2003), розмір діамантоїдних молекул ($C_{10}H_{16}$, $C_{14}H_{20}$, $C_{18}H_{24}$ та ін.) не перевищує 1 нм, більших діамантоїдів — від 1 нм, штучних *CVD* діамантів — від 2 нм до 1 мкм, а далі — розмір макродіамантів.

Дослідники мантійних діамантів часто розрізняють їх мікро- і макрокристали. Втім нині також немає загальноприйнятого визначення розмірної межі між мікро- і макродіамантами,

Таблиця 2.2. **Характеристика кристалів діаманту**

Джерело	Розмір
Хондрити	Кристаліти — від 0,4 до 6,8 нм, середній розмір 2,6 нм
Уреїліти	Агрегати — до 1 мм; їхні фрагменти — мікрометри; кристаліти діаманту — до 50 нм; кристаліти лонсдейліту — 10—30 нм
Октаедрити	Агрегати — до 1, рідко до 5 мм; розмір одних фрагментів — до 20 нм, інших ~0,5 мкм; кристаліти діаманту — 9—10 нм; кристаліти лонсдейліту — 5 і 10 нм
Імпактити	0,1—0,5 мм, рідко до 2 см; кристаліти: діаманту — 10 нм—1 мкм; лонсдейліту — 10—100 нм
Імпактити — нарости на діамантних апографітових параморфозах	Від 40—50 нм до 1 мкм
Глинистий прошарок на межі крейда—палеоген (К—Т прошарок)	6 нм—1 мкм; зростки до 30 мкм
Метаморфічні породи	До 0,5 мм, часто менше 50 мкм
Сучасні вулканіти	До 0,5 мм
Офіоліти (хромітити, перидотити)	До 0,5 мм
Кімберліти, лампроїти, лампрофіри	Від 0,075 мм до 10 см
HPHT синтез	Від 0,1 мм до декількох сантиметрів
CVD синтез	Від 1 до 200—300 мкм; багатогранники-нарости понад 50—300 нм

Примітка. Нанометрові кристали — до 1 мкм, мікронні кристали — до 1 мм.

наприклад із кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів. У статті (Pattison, Levinson, 1995) граничний розмір між мікро- і макродіамантом з цих порід визначено в 1 мм, інші автори (Chapman,

різного походження [Квасниця, 2022]

Габітусна форма	Спосіб росту
Ксеноформи	Кристалізація з газу
»	Перекристалізація, твердофазова трансформація
Ксеноформи, також куби розміром до 1 мм у метеориті *Canyon Diablo* як псевдоморфози по кліфтоніту?	Те саме
Пінакоїдальні кристали	» »
Октаедри, кубо-октаедри, куби	Кристалізація з газу і дифузійна кристалізація з флюїду-розплаву
Ксеноформи	Кристалізація з газу
Октаедри, куби, ромбододекаедри та їх комбінаційні форми	Дифузійна кристалізація з флюїду-розплаву
Октаедри, кубо-октаедри	Те саме
Октаедри, кубо-октаедри	» »
Октаедри, куби, ромбододекаедри та їх комбінаційні форми	Дифузійна кристалізація з флюїду-розплаву
Октаедри, куби, ромбододекаедри, тетрагон-триоктаедри та їх комбінаційні форми	Дифузійна кристалізація з розплаву
Октаедри, кубо-октаедри	Кристалізація з газу

Boxer, 2004; Ferreira, 2013; Haggerty, 2019) прийняли цю умовну межу як 0,5 мм. Підстави для таких граничних меж як слід не вивчені.

Проте вважають, що кристали гранулометричного класу ≤1 мм чи ≤0,5 мм з корінних порід головно є октаедрами без ознак розчинення, мають певний ізотопний та домішковий склад (відносно низький вміст і невисокий агрегатний стан домішок азоту), належать до останньої стадії кристалізації мінералу в мантійному середовищі і ростуть безпосередньо перед потраплянням у кімберлітову магму чи навіть у цій магмі під час її еволюції. Наприклад, до подібних віднесено так звані кристали другої генерації — октаедричні мікрокристали розміром ≤0,5 мм з архангельських кімберлітів (Росія) і лампроїтової трубки Маджгаван (*Majhgawan*) (Індія) (Kaminsky, Voropaev, 2021). Інакше кажучи, прогнозується інше місце кристалізації таких дрібних діамантів, ніж їхніх більших кристалів. Отже, виникають деякі сумніви щодо індикаторної і пошукової ролі мікродіамантів. Однак відома і протилежна думка — мікро- і макродіаманти здебільшого належать до єдиної популяції в межах кожного конкретного кімберлітового тіла (Зинчук и др., 2003; Krebs et al., 2016), тому значення мікродіамантів у геологічній практиці не може бути знецінено.

Крім того, існує комерційна межа в 0,8 мм між мікро- і макродіамантами. Мінералоги часто використовують власну розмірну градацію найпоширеніших кристалів діаманту з кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів, мм: –16...+12, –12...+8, –8...+4, –4...+2, –2...+ 1, –1...+0,5 і –0,5...+0,2. Кількісно два гранулометричні класи –2...+1 і –1...+0,5 мм становлять у середньому майже 95 % кристалів діаманту в більшості корінних родовищ. Маса діаманту в них найчастіше дорівнює 8—10 мг. Діаметр таких кристалів ~2 мм. Зазначимо, що вміст кристалів діаманту розміром менш як 1 мм, наприклад у вивчених кімберлітових тілах Якутії, становить 70—90 % загальної кількості видобутих кристалів (за масою — від 10 до 40 %), а вміст діамантів цього гранулометричного класу в окремих розсипах Якутії варіює від 5 до 50 % за кількістю і від часток відсотка до 20 % за масою від загальної маси всіх видобутих кристалів (Зинчук и др., 2003).

З огляду передусім на оцінювання поширення кристалів діаманту запропонована така їх класифікація за масою: до 0,05 кар (10 мг) — дрібні; 0,05—1 кар — середні; 1—5 кар — помірно великі; 5—50 кар — великі; 50—100 кар — дуже великі; більше 100 кар — кристали-гіганти. Іменують кристали діамантів уже за їхньої маси в декілька карат, особливо ювелірні кристали. Відомий комерційний поділ ювелірних кристалів діаманту за масою:

0,29 кар — дрібні; 0,3—0,99 кар — середні; більш як 1 кар — великі. Великі і дуже великі кристали діаманту в певних кімберлітових родовищах трапляються відносно часто, а кристали-гіганти є надзвичайно рідкісними. Інакше кажучи, якщо прийняти наведену вище оцінку величини кристалів, згідно з даними статті (Петровская, 1985), і вважати, що середній розмір кристала діаманту в кімберліті становить 2 мм, то його кристали розмірами 10—20 мм уже можна віднести до досить великих. Однак останні відносно мало поширені у кімберлітах.

Розміри кристалів діаманту з метаморфічних порід (атлас, рис. 213—216), офіолітів і сучасних вулканітів не перевищують 0,5 мм, лише зрідка трапляються дещо більші кристали. Майже всі ці діаманти можна віднести до мікронних утворень. Розмір кристалів діаманту ударного походження з метеоритних кратерів обумовлений вихідним вуглецевим матеріалом (найчастіше кристалами графіту, зрідка розмірами шматочків вугілля чи решток рослин) — до 0,5 мм, іноді розмір утворених параморфоз сягає 2 см. Такі діаманти є полікристалами і часто двофазовими (діамант + лонсдейліт) чи трифазовими (діамант + лонсдейліт + графіт), розмір кристалітів діаманту не більш як 1 мкм, лонсдейліту — 100 нм. Метеоритні діаманти з октаедритів і уреїлітів також є двофазовими (діамант + лонсдейліт) параморфозами. Розмір їх агрегатів — до 1—5 мм, а кристалітів до 30—50 нм (Вдовыкин, 1970). Метеоритні діаманти хондритів є нанометровими ксеноморфними утвореннями, у деяких із них також виявлено лонсдейліт. У межевому глинистому прошарку крейда—палеоген (K—T-межа — Cretaceous-Tertiary boundary) знайдено нанометрові зерна діаманту (Carlisle, 1992).

Форма кристалів. Яка ж переважна ростова і габітусна форма найменших і найбільших кристалів природного і штучного діаманту? Відповідно до наших спостережень, найменші багатогранники представлені нано- і мікронаростами на апографітових імпактних діамантах і на октаедрах *CVD* діаманту (атлас, рис. 183—191, 271—274, 353, 354). Вони мають октаедричну, кубо-октаедричну і зрідка кубічну форму кристалів, яку можна простежити починаючи з розміру 40—50 нм. Звичайними є мікронні октаедри (1—300 мкм) серед діамантів різного походження. Часто вони є результатом кристалізації з газової фази. Ці багатогранники бувають із гладкими гранями октаедра і куба. Мікронні октаедри, кубо-октаедри є поширеною формою виділення в метаморфічних породах, офіолітах і сучасних

вулканітах, у перших також поширені різні кубічні та комбінаційні кристали. Майже міліметрові полікристалічні куби виявлено в залізному метеориті Каньйон Дьябло (Canyon Diablo), Аризона, США.

Інформація про кристалографічну форму найбільших кристалів діаманту порівняно обмежена, надійні статистичні дані відсутні, особливо це стосується історичних іменних діамантів, з яких виготовлено брильянти. Найбільший діамант «Куллінан» розміром 50 × 65 × 100 мм і масою 3106,75 кар був уламком октаедра, таку саму октаедричну форму мали багато кристалів відомих іменних ювелірних діамантів. Серед них є й перехідні форми {111} + + {110}, і додекаедроїди. Майже всі іменні діаманти з родовищ Якутії, починаючи з маси кристала орієнтовно в 15 кар, є октаедрами (Квасница и др., 1994). У підсумку можна стверджувати, що для дуже великих кристалів діаманту характерна октаедрична габітусна форма або перехідна між октаедром і ромбододекаедром, або додекаедрична форма як результат розчинення двох попередніх. Інакше кажучи, основною ростовою формою найменших і найбільших кристалів природного діаманту є октаедр. Це пояснюється прямою залежністю форми росту кристала діаманту від його структури.

Грані октаедра діаманту належать до одних із найбільш структурно важливих площин (друге місце за відносною ретикулярною щільністю сіток після площин (110)), а згідно з відомою теорією П. Хартмана про ланцюжки міцного зв'язку між атомами, грані октаедра віднесено до так званих flat faces (з трьома векторами міцного зв'язку в структурі), тому переважно тільки вони нашаровуються у вигляді плоских і гладких поверхонь за спіральним чи двовимірним механізмами росту. Анатомічні картини кристалів діаманту з кімберлітів здебільшого демонструють октаедричні сектори росту чи комбіновані кубо-октаедричні, значно рідше — панівні кубічні і зовсім зрідка — невиразні ромбододекаедричні. Зазначимо, що кубічні сектори ростуть волокнами. Центральні частини кристалів (ядра) є зональними по (111), рідше мають кубічну форму або це зародки без чітких кристалографічних обрисів. Вважається також, що за термодинамічними розрахунками діамант має зберігати рівноважну октаедричну форму за всіх *PT* параметрів у мантії Землі (Ракин, 2013).

За даними статті (Gebbie et al., 2018), експериментально визначено критичне число атомів вуглецю у кристалічному зародку, яке необхідне для росту кристала діаманту в разі його утво-

Таблиця 2.3. **Розрахунок кількості атомів вуглецю, відстані між паралельними гранями (111) та площі грані (111) в октаедрі діаманту [Квасниця, 2022]**

Довжина ребра, нм	Об'єм, нм^3	Приблизна кількість атомів вуглецю	Відстань між паралельними гранями, нм	Площа грані (111), нм^2
0,5	0,059	10	0,408	0,108
0,7	0,162	28	0,572	0,212
1	0,471	83	0,817	0,433
2	3,771	663	1,633	1,732
3	12,728	2238	2,450	3,897
4	30,170	5306	3,266	6,928
5	58,925	10 361	4,083	10,826
10	471,4	82 883	8,165	43,303
20	3771,2	663 068	16,330	173,210
50	58 925	10 360 439	40,825	1082,563
100	471 400	82 883 512	81,650	4330,250
150	1 590 975	279 731 864	122,475	9743,063

Примітка. Довжина ребра елементарної комірки кристала діаманту *a* дорівнює 0,357 нм, об'єм елементарної комірки кристала — 0,0455 нм^3, кількість атомів вуглецю в елементарній комірці — 8.

рення з газової фази. Виявилося, що для цього досить невеликого молекулярного кластера, що складається лише з 26 атомів цього елемента. Саме стільки атомів вуглецю потрібно для досягнення певного розміру зародку, щоб подальший його ріст як діаманту став можливим і поступово почав формуватися об'ємний кристал. У такому зародку-кластері немає жодного атома вуглецю, який можна було б віднести до об'ємної фази, — всі вони розміщуються досить близько до поверхні. Ми розрахували, чому такий зародок ще не може мати октаедричної (псевдокубічної, створеної октаедричними нашаруваннями) форми (табл. 2.3). Наприклад, кристал, що містить 26 атомів вуглецю, міг би бути гіпотетичним октаедром з довжиною ребра приблизно в 0,7 нм. Проте тоді відстань між паралельними гранями такого октаедра дорівнюватиме всього 0,572 нм, що менше суми трьох міжплощинних відстаней (0,206 нм) для сіток (111). Тому неможливо уявити такий октаедр з набором всього лише неповних трьох сіток (111), тобто завтовшки менш ніж декілька елементарних шарів кубічної ґратки.

З розрахунків у табл. 2.3 бачимо, що ймовірність появи об'ємного кристала діаманту — октаедра (псевдокуба) зростає, коли довжина його ребра дорівнює вже 3—5 нм, а кількість атомів вуглецю — не менш як 2238. Зауважимо, що приблизна кількість атомів вуглецю в гіпотетичних плоскогранних кубах діаманту певного розміру ребра, порівняно з октаедрами з такими самими розмірами ребра, буде більшою ніж у 2,1 раза, проте куби природного діаманту не ростуть шарами (100). Мабуть, кристалізація волокнистого нанокуба ймовірніша для вказаної вище довжини його ребра, оскільки для утворення такого своєрідного полікристалічного куба, складеного з волокон чи блоків, не потрібно строгого впорядкування атомів вуглецю, як у разі спірального (двовимірного) росту октаедра чи псевдокуба, побудованого з октаедричних нашарувань. Проте дані щодо таких мініатюрних октаедрів і кубів діаманту розмірами до 40—50 нм автору не відомі.

Висновки. Діаманти розмірами ≤0,5 мм відносимо до мікрокристалів. Діамант у метеоритах представлений різними за розмірами неограненими кристалами, тільки в залізному метеориті Canyon Diablo виявлено його кубічні мікрокристали не зовсім з'ясованого кристалогенезису. Метеоритні нано-, мікро- і макрокристали діаманту є агрегатними утвореннями. Виділення діаманту в метеоритах не можуть бути ограненими через занадто малий розмір його кристалів у хондритах і через його твердофазове утворення з дуже тонкозернистого діаманту і графіту в уреїлітах та октаедритах. Розмір і форма кристалів діаманту в імпактитах метеоритних кратерів обумовлена параметрами вихідного вуглецевого матеріалу. Твердофазова трансформація кристалів графіту чи іншої вуглецевої речовини (вугілля, рештки рослин) у діамант у метеоритних структурах також не дає змоги його виділенням набути огранення. Водночас у разі імпактних явищ на поверхнях (0001) апографітових діамантів наростають багатогранники нано-, мікродіамантів з газової фази. Ці кристали є часто автоепітаксійними утвореннями, оскільки закономірно орієнтовані на лонсдейліт-діамантній матриці.

Діаманти з метаморфічних порід, офіолітів і сучасних вулканітів представлені ограненими мікрокристалами. Широкий діапазон розмірів (від 0,1 мм до 10 см) властивий ограненим кристалам діаманту з кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів. Кристали діаманту з різних мантійних порід набувають багатогранної форми, коли їхні зародки досягають певних розмірів. У таких по-

родах найімовірніша поява багатогранників розміром більш як 40—50 нм. Цьому сприяють стабільні умови кристалізації, які за часом росту кристалів можуть бути різними — від короткотривалого періоду у ході перенасичення мінералоутворювальної системи вуглецем (наприклад, діаманти з метаморфічних порід) до тривалого періоду в мантійних умовах з низьким ступенем пересичення вуглецем флюїдів-розплавів (діаманти з кімберлітів, лампроїтів і лампрофірів).

Октаедрична форма росту здебільшого є наскрізною і панівною на кристалах природного діаманту різного розміру та походження. Інші форми росту його кристалів є другорядними, зокрема кубічна у вигляді відносно поширених кубів волокнистого росту. Всі вони засвідчують нестабільні умови кристалізації діаманту.

Морфологічні класифікації кристалів природного діаманту. В мінералогії існує до десятка самих різних класифікацій кристалів природного діаманту. Багато з них створені на найбільш доступній і виразній основі — на морфології кристалів діаманту. До найперших спроб морфологічної класифікації діаманту можна віднести намагання Г. Розе і А. Задебека (1876—1877 рр.) виявнити природу плоскогранних і кривогранних форм його кристалів. Однією з найбільш давніх і відомих можна вважати класифікацію Дж. Д. Дена 1892 р. з виділенням певних морфологічних типів кристалів діаманту (Дэна и др., 1951). Більш ґрунтовно кристаломорфологію діаманту розглянуто в монографії О.Є. Ферсмана і В. Гольдшмідта «Der Diamant», 1911 р. Матеріали цієї книги увійшли в третій том довідника В. Гольдшмідта «Atlas der Krystallformen» за 1916 р. (табл. 17—48, текстові сторінки 37—51), а також видані окремою книгою О.Є. Ферсмана «Кристаллография алмаза» (Ферсман, 1955). Ці публікації є першими фундаментальними працями з кристаломорфології діаманту. Більш детально окремі питання кристаломорфології діаманту розглянуті в книгах І.І. Шафрановського «Кристаллография округлых алмазов» (Шафрановський, 1948) і О.А. Кухаренка «Алмазы Урала» (Кухаренко, 1955).

Однак аналіз цих праць показав, що всі вони ґрунтуються на обмеженому матеріалі з відносно незначної кількості об'єктів і принципово не можуть відображати все різноманіття природних кристалів діаманту. Більш всеосяжними є класифікації діаманту, основи яких розроблені майже одночасно у 1959—

1960-х роках: З.В. Бартошинським (Гневушев, Бартошинський, 1959; Бартошинський, 1983) і Ю.Л. Орловим (Орлов, 1963, 1965, 1973 і 1984). Класифікація З.В. Бартошинського побудована на основі вивчення діамантів із корінних і розсипних родовищ Якутії і охоплює 12 груп і 55 морфологічних типів кристалів; вона є переважно морфологічною з урахуванням не лише габітусів і типів, а й також їх гранної морфології — мікротопографії. Класифікація Ю.Л. Орлова ніби претендує на генетичний розподіл кристалів діаманту з урахуванням їхньої форми росту, анатомії, кольору, люмінесценції, різних домішкових центрів та інших їх властивостей. Вона створена на підставі вивчення діамантів тільки із родовищ півночі Якутії і на дещо іншому вихідному матеріалі — зі значною мірою дослідження розсипних діамантів, з додаванням до них уже добре відомих карбонадо, балас, кристалів в облямівках та деяких інших полікристалічних утворень. Ю.Л. Орлов виділив 11 самостійних груп кристалів діаманту, яким дав назву різновидів. У класифікаціях З.В. Бартошинського і Ю.Л. Орлова крім мантійного діаманту знайшлося окреме місце і для імпактних кристалів цього мінералу як полікристалічного утворення, на той час ще недостатньо вивченого.

Серед західних дослідників популярною є вище розглянута і морфологічно дуже загальна класифікація І. Сунагави, в основі якої лежать механізми росту кристалів діаманту залежно від пересичення (Sunagava, 1984, 1986, 1990, 2005). Як показано вище, він виділив три категорії кристалів діаманту: монокристали (переважно октаедри), які виростають за механізмом спірального росту чи за механізмом двовимірного зародкоутворення; полікристалічні агрегати (карбонадо, борт, фрамезит, стюартит), що утворилися за адгезивним механізмом росту; кристали, які зазнали різкої зміни умов росту — спочатку росли, як монокристали, а згодом, як полікристали — це кристали в облямівці.

Західні дослідники часто використовують дуже просту морфологічну класифікацію Дж. Харріса та співавт. (Harris et al., 1975) з виділенням основних габітусів кристалів діаманту. Існує також велика кількість приватних класифікацій за тією чи іншою ознакою чи за групою ознак кристалів діаманту. Ці класифікації призначені для вирішення локальних питань мінералогії діаманту, ювелірної справи, технічного застосування чи геолого-пошукової практики.

Розроблені класифікації діаманту мають емпіричний індуктивний характер і різну мету. Чи можливе створення загальної класифікації діамантів на генетичній основі? Так, але поки що відсутні умови для цього, оскільки ще недостатньо вивчений генезис різних природних діамантів. Одним із можливих шляхів розробки генетичної класифікації може бути використання геодинамічних аспектів і розгляд генезису діамантів у межах тріади мінерал—порода—геосфера (Афанасьєв, 2009).

У запропонованому атласі враховано викладені вище основи класифікацій кристалів мантійного діаманту, однак головну увагу приділено простим формам і морфологічним типам його кристалів, їх гранній морфології та внутрішній будові. Вивчення кристаломорфології природного мікродіаманту показало значно більше його розмаїття порівняно з морфологічними типами, вказаними в існуючих класифікаціях цього мінералу.

Очевидно, що назріла й розробка більш детальної генетичної класифікації кристалів природного імпактного діаманту. Вона має бути багаторівневою за ознаками кристалів і охоплювати всі генетичні типи діамантоносних порід — різні земні імпактити і метеорити. Безумовно, що визначальними ознаками такої класифікації діаманту мають стати загальна морфологія його кристалів, мікроморфологія їхньої поверхні, фазовий склад і анатомія, структурні типи кристалів, ізотопний склад їх вуглецю, наявність мікродомішок у кристалах та визначення природи вихідної вуглецевої речовини і *PT*-параметрів її трансформації у високобаричні фази — діамант і лонсдейліт. У поданому Атласі відображені основні типоморфні ознаки кристалів земного імпактного діаманту.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

Аншелес О.М. Вывод формы кристаллов алмаза на основе их атомного строения. *Доклады Академии наук СССР*, 1955. Т. 101, № 6. С. 1109—1112.

Аншелес О.М. Некоторые вопросы связи формы кристаллов с их строением. В кн.: Рост кристаллов. Москва: Изд-во АН СССР, 1957. С. 67—73.

Аргунов К.П., Гафитуллина Д.С., Кирикилица С.И. и др. Элементы-примеси мелких природных алмазов. *Доклады Академии наук СССР*. 1983. Т. 270, № 3. С. 693—695.

Атлас палеогеографічних карт Української і Молдавської РСР (з елементами літофацій). 1 : 2 500 000. В.Г. Бондарчук (ред.). Київ: Вид-во АН УРСР, 1960. 87 с.

Афанасьев В.П., Ефимова Э.С., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Атлас морфологии алмазов России. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 2000. 294 с.

Афанасьєв В.П. Класифікації природного алмазу: від морфологічної і мінералогічної до генетичної. *Записки Українського мінералогічного товариства*. 2009. Т. 6. С. 5—13.

Бартошинский З.В., Ефимова Э.С. Кристаллография включений оливина в алмазах. *Минералогический сборник Львовского университета*. 1974. № 28, вып. 2. С. 67—71.

Бартошинский З.В., Ефимова Э.С., Жихарева В.П., Соболев Н.В. Кристалломорфология включений граната в природных алмазах. *Геология и геофизика*. 1980. № 3. С. 12—22.

Бартошинский З.В. Минералогическая классификация природных алмазов. *Минералогический журнал*. 1983. Т. 5, № 5. С. 84—93.

Бартошинский З.В., Квасница В.Н. Кристалломорфология алмаза из кимберлитов. Киев: Наукова думка, 1991. 172 с.

Бартошинський З., Бекеша С., Винниченко Т., Побережська І. Морфологія та оптичні властивості діамантних кубів та тетрагексаедрів із кімберлітів. *Мінералогічний збірник*. 2003. № 53, вип. 1—2. С. 15—34.

Безруков Г.Н., Бутусов В.П., Самойлович М.И. Синтетический алмаз. Москва: Недра, 1976. 119 с.

Бобриевич А.П., Головко М.М., Грицик В.В.,Смирнов Г.И. О находках алмаза в неогеновых и пиропа в современных отложениях юго-западного Приазовья. *Доклады АН УССР. Сер. Б.* 1971. № 8. С. 675—677.

Бобриевич А.П., Головко М.М., Дружинин Л.Н., Смирнов Г.И. Первые находки алмаза в терригенных каменноугольных отложениях Донбасса. *Доклады АН УССР, Сер. Б.* 1973. № 3. С. 197—200.

Бобриевич А.П., Головко М.М., Квасница В.Н. и др. К находке алмазов в терригенных образованиях верхнего карбона в северо-западной части Донбасса. *Доклады АН СССР.* 1975. Т. 222, № 2. С. 436—439.

Бобриевич А.П., Дружинин Л.Н., Квасница В.Н. и др. Алмазоносность кластических образований балтской свиты Украины. *Литология и полезные ископаемые.* 1975а. № 4. С. 119—127.

Бобриевич А.П., Квасница В.Н., Сизова Р.Г., Смирнов Г.И. Распространение и особенности зеленых алмазов в разновозрастных терригенных отложениях Правобережной Украины. *Минералогия осадочных образований.* Вып. 2. Киев, 1975б. С. 104—108.

Бойчук М.Д., Зарицкий А.Н., Ружицкий В.О., Стрекозов Н.Ф. Алмазоносность зоны сочленения Приазовья с Донбассом. *Доклады АН СССР.* 1967. Т. 176, № 5. С. 1123—1126.

Бондаренко В.А., Лацько В.Г., Стрекозов С.Н., Козарь Н.А. Результаты алмазопоисковых работ в пределах Приазовского блока Украинского щита. *Наукові праці УкрНДМІ НАН України.* 2011. № 9 (Ч. II). С. 262—281.

Бочко А.В., Вальтер А.А., Гурский Д.С., Еременко Г.К. Технологические свойства импактных алмазов. *Мінералогічний журнал.* 1999. Т. 21, № 2—3. С. 8—12.

Вальтер А.А., Рябенко В.А. Взрывные метеоритные кратеры Украинского щита. Киев: Наукова думка. 1977. 154 с.

Вальтер А.А., Рябенко В.А., Котловская Ф.И. Терновская астроблема — новый наиболее глубоко эродированный кратер Украинского щита. *Доклады Академии наук УССР. Сер. Б.* 1981. № 2. С. 3—7.

Вальтер А.А., Еременко Г.К., Квасница В.Н. Строение, состав и оптические свойства параморфоз алмаза по графиту. *Минералогический журнал.* 1990. Т. 12, № 3. С. 3—16.

Вальтер А.А., Еременко Г.К., Квасница В.Н., Полканов Ю.А. Ударно-метаморфогенные минералы углерода. Киев: Наукова думка, 1992. 172 с.

Вальтер А.А., Фисенко А.В., Семенова Л.Ф. и др. Алмаз, графит и муассанит хондрита Крымка. *Доклады Национальной академии наук Украины.* 1995. № 1. С. 90—92.

Вальтер А.А., Гурский Д.С., Еременко Г.К. Алмазоносность астроблем Украины и природа образования высоких концентраций импактных алмазов. *Мінералогічний журнал.* 1998. Т. 20, № 6. С. 48—63.

Вальтер А.А., Гурский Д.С., Еременко Г.К., Бочко А.В. Импактные алмазы — новый вид минерального сырья Украины. *Мінеральні ресурси України*. 1999. № 3. С. 16—22.

Вальтер А.А. Український внесок до мінералогії імпактних утворень. *Записки Українського мінералогічного товариства*. 2005. Т. 2. С. 62—85.

Варшавский А.В., Буланова Г.П. Микрокристаллы природного алмаза. *Доклады Академии наук СССР*. 1974. Т. 217, № 5. С. 1069—1072.

Васильченко В.В., Раздорожный В.Ф., Козаръ Н.А. Перспективы алмазоносности Приазовского блока Украинского щита. *Мінеральні ресурси України*. 1999. № 4. С. 4—9.

Вдовыкин Г.П. Алмазы в метеоритах. Москва: Наука. 1970. 127 с.

Вдовыкин Г.П. Метеорит Каньон-Дьябло. Москва: Наука, 1971. 178 с.

Вдовыкин Г.П. Алмазы в каменных метеоритах-уреилитах и их происхождение. *Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. геол.* 1991. Т. 66, вып. 2. С. 87—93.

Вишневский С.А., Пальчик Н.А. Графит в породах Попигайской структуры: разрушение и переход в другие фазы системы углерода. *Геология и геофизика*. 1975. № 1. С. 67—75.

Вишневский С.А., Афанасьев В.П., Аргунов К.П., Пальчик Н.А. Импактные алмазы: их особенности, происхождение и значение. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. 110 с.

Вишневский С.А. Астроблемы. Новосибирск: Изд-во ООО «Нонпарель». 2007. 288 с.

Гайовський О.В., Бекеша С.М., Сливко Є.М., Яценко Г.М. Геологія та літолого-структурні умови локалізації брекчієподібних порід центральної частини Українського щита (на прикладі Грузького поля трубкоподібних тіл). *Геофизический журнал*. 2019. Т. 41, № 6. С. 93—110.

Галимов Э.М., Каминский Ф.В., Ивановская И.Н. Исследование изотопного состава углерода алмазов Урала, Тимана, Саян, Украины и других районов. *Геохимия*. 1978. № 3. С. 340—349.

Галимов Э.М., Ивановская И.Н., Каминский Ф.В. и др. Новые данные по изотопному составу углерода алмазов из различных районов Советского Союза. Труды ЦНИГРИ. Комплексные исследования алмазов. Москва, 1980а. Вып. 153. С. 19—29.

Галимов Э.М., Ивановская И.Н., Клюев Ю.А. и др. Изотопный состав и особенности кристаллической структуры природных поликристаллов алмаза с лонсдейлитом. *Геохимия*. 1980б. № 4. С. 533—540.

Галимов Э.М., Каминский Ф.В. Алмазы в океанической литосфере: вулканические алмазы и алмазы в офиолитах. *Геохимия*. 2021. Т. 66, № 1. С. 3—14.

Гейко Ю.В., Гурский Д.С., Лыков Л.И. и др. Перспективы коренной алмазоносности Украины. Киев; Львов: Центр Европы, 2006. 200 с.

Гневушев М.А., Бартошинский З.В. К морфологии якутских алмазов. *Труды Якутского филиала СО АН СССР. Серия геол.* 1959. № 4. С. 74—92.

Гордеев Е.И., Силаев В.И., Карпов Г.А. и др. Об истории открытия и природе алмазов в вулканических породах Камчатки. *Вестник Пермского университета. Геология*. 2019. Т. 18, № 4. С. 307—331.

Горогоцкая Л.И., Квасница В.Н., Надеждина Е.Д. Ориентационные соотношения графит—лонсдейлит—алмаз при природных превращениях в ударных волнах. *Минералогический журнал*. 1989. Т. 11, № 1. С. 25—33.

Гуров Е.П., Гурова Е.П., Сокур Т.М. Импактные алмазы в породах Западной астроблемы. *Мінеральні ресурси України*. 1999. № 3. С. 30—32.

Дэна Дж.Д., Дэна Э.С., Пэлач Ч. и др. Система минералогии. Т. 1, полутом 1. Москва: Изд-во иностр. литературы, 1951. 608 с.

Езерский В.А. Ударно-метаморфизованное углистое вещество в импактитах. *Метеоритика*. 1982. Вып. 41. С. 134—140.

Езерский В.А. Гипербарические полиморфы, возникшие при ударном преобразовании углей. *Записки Всесоюзного минералогического общества*. 1986. Часть 115, вып. 1. С. 26—33.

Езерский В.А. Метаморфизм углеродистого вещества горных пород в импактных кратерах: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1987. 16 с.

Еременко Г.К., Борисов В.В., Юрк Ю.Ю. и др. Предварительные сведения об алмазоносности современных отложений северного побережья Азовского моря. *Доклады АН УССР. Сер. Б*. 1967. № 1. С. 9—12.

Ерофеев М.В., Лачинов П.А. О Ново-Урейском метеорите. *Журнал Русского физико-химического общества*. 1888. Т. 20. С. 185—213.

Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Квасница В.Н. Особенности мелких алмазов из кимберлитов и россыпей Сибирской платформы (Якутия). *Мінералогічний журнал*. 2003. Т. 25, № 4. С. 32—47.

Исаенко С.И., Квасница В.Н. Рамановская спектроскопия микроалмазов Самотканской неогеновой россыпи (Украина). Международная конф. «Юшкинские чтения — 2014»: материалы. Сыктывкар, 2014. С. 181—182.

Ільченко К.О. Квасниця В.М., Таран М.М. та ін. Дефектні центри дрібних алмазів України (за даними інфрачервоної спектроскопії). *Мінералогічний журнал*. 2003. Т. 25, № 5/6. С. 108—120.

Ільченко К.О., Квасниця В.М., Таран М.М. Мікроалмази з кімберлітів і розсипні алмази України: їх особливості за даними інфрачервоної спектроскопії. *Записки Українського мінералогічного товариства*. 2007. Т. 4. С. 13—37.

Каминский Ф.В., Галимов Э.М., Ивановская И.И. и др. Изотопный состав углерода мелких алмазов Украины. *Доклады Академии наук СССР*. 1977. Т. 236, № 5. С. 1207—1208.

Каминский Ф.В. Алмазоносность некимберлитовых изверженных пород. Москва: Недра. 1984. 173 с.

Каминский Ф.В., Морозова В.Д., Мельничук Э.В., Смирнов Г.И. Особенности алмазов из песчаных отложений полтавской свиты Среднего Приднепровья. *Минералогический журнал*. 1995. Т. 17, № 2. С. 73—77.

Каминский Ф.В. Особенности нижнемантийных алмазов. В кн.: Смирновский сборник. 201. Москва: МАКС Прес. С., 2017. С. 164—174.

Квасница В.Н., Стрекозов Н.Ф., Тетерюк П.И. Алмаз. В кн.: Минералогия Донецкого бассейна. Ч. 2. Киев: Наукова думка, 1975. С. 20—29.

Квасница В.Н., Соботович Э.В., Ковалюх Н.Н. и др. Высокобаричесские полиморфы углерода в торфах района Тунгусской катастрофы. *Доклады Академии наук УССР. Сер. Б.* 1979. № 12. С. 1000—1004.

Квасница В.Н., Мазыкин В.В., Матяш И.В., Цымбал С.Н. Спектры ЭПР мелких природных алмазов и их возможное генетическое значение. *Минералогический журнал.* 1981. Т. 3, № 1. С. 89—92.

Квасница В.Н., Цымбал Ю.С., Румянцев Г.С., Надеждина Е.Д. Гониометрия лонсдейлитсодержащих поликристаллических алмазов. *Минералогический журнал.* 1984. Т. 6, № 6. С. 71—74.

Квасница В.Н. Мелкие алмазы. Киев: Наукова думка, 1985. 215 с.

Квасница В.Н., Крочук В.М., Мельников В.С., Яценко В.Г. Кристалломорфология графита из магматических пород Украинского щита. *Минералогический журнал.* 1988. Т. 10, № 5. С. 68—76.

Квасница В.Н., Надеждина Е.Д. Закономерные сростки параморфоз алмаза по графиту. *Минералогический журнал.* 1991. Т. 13, № 3. С. 95—98.

Квасница В.Н., Захарченко О.Д., Вишневский А.А., Мельников В.С. Морфология минеральных включений в алмазах Беломорья. *Минералогический журнал.* 1993. Т. 15, № 4. С. 38—46.

Квасница В.Н., Харькив А.Д., Зинчук Н.Н. Природа алмаза. Киев: Наукова думка, 1994. 208 с.

Квасница В.Н., Коптиль В.И., Зинчук Н.Н. Типоморфизм микрокристаллов алмаза. Москва: Недра, 1999. 224 с.

Квасниця В.М., Таран М.М., Лангер К. Перспективи використання дрібних алмазів України. *Минералогический журнал.* 1999. Т. 21, № 2/3. С. 3—7.

Квасниця В.М., Глеваський Є.Б., Кривдік С.Г. Палеотектонічні, петрологічні та мінералогічні критерії алмазоносності Українського щита. *Мінералогічний журнал.* 2003. Т. 25, № 5/6. С. 24—39.

Квасниця В.М., Таран М.М., Вірт Р. та ін. Нові дані про українські алмази. *Мінералогічний журнал.* 2005. Т. 27, № 4. С. 47—58.

Квасниця В.М., Вірт Р., Цимбал С.М. Наномікроморфологія і анатомія кристалів імпактного алмазу з Білилівської (Західної) астроблеми (Український щит). *Мінералогічний журнал.* 2015. Т. 37, № 4. С. 36—45.

Квасниця В.М. Про ендемічність зелених мікроалмазів Побужжя—Придністров'я. *Доповіді Національної академії наук України.* 2016. № 1. С. 57—64.

Квасница В.Н., Силаев В.И., Смолева И.В. Об изотопном составе углерода в алмазах Украины и их вероятном генезисе. *Геохимия.* 2016. № 11. С. 984—999.

Квасниця В.М., Квасниця І.В., Гурненко І.В. Особливості морфології кристалів CVD алмазу. *Мінералогічний журнал.* 2019. Т. 41, № 2. С. 18—25.

Квасниця В.М. Імпактні алмази з неогенового розсипу Самоткань, Середнє Придніпров'я. *Мінералогічний журнал.* 2019. Т. 41, № 4. С. 3—12.

Квасниця В.М. Кристаломорфологія та походження мікродіамантів із неогенового розсипу Самоткань (Середнє Придніпров'я). *Мінералогічний журнал.* 2020а. Т. 42, № 1. С. 12—23.

Квасниця В.М. Діаманти з теригенних відкладів басейнів рік Дністер і Південний Буг. *Мінералогічний журнал.* 2020б. Т. 42, № 3. С. 3—16.

Квасниця В.М. Про діаманти Інгуло-Інгулецького мегаблоку (Український щит). *Мінералогічний журнал.* 2021а. Т. 43, № 1. С. 87—96.

Квасниця В.М. Мікродіаманти з неогенового розсипу Зелений Яр (Росинсько-Тікицький мегаблок Українського щита). *Мінералогічний журнал.* 2021б. Т. 43, № 2. С. 3—11.

Квасниця В.М. Діаманти України: здобутки та завдання. *Мінералогічний журнал.* 2021в. Т. 43, № 3. С. 25—41.

Квасниця В.М. Розмір і форма кристалів діаманту різного походження. *Мінералогічний журнал.* 2022а. Т. 44, № 1. С. 32—40.

Квасниця В.М. Розсипні діаманти Східного Приазов'я. *Мінералогічний журнал.* 2022б. Т. 44, № 2. С. 3—10.

Клюев Ю.А., Непша В.И., Епишина Н.И. и др. Особенности структуры природных поликристаллических алмазов. *Доклады Академии наук СССР.* 1978. Т. 240, № 5. С. 1104—1107.

Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИМиП СО РАН, 1994. 34 с.

Кравцов А.И., Кропотова О.И., Бобров В.А. и др. Новые данные по изотопному составу углерода алмаза мелкозернистых россыпей Русской платформы. *Геохимия.* 1980. № 1. С. 143—147.

Курдюмов А.В., Пилянкевич А.П. Фазовые превращения в углероде и нитриде бора. Киев: Наукова думка. 1979. 188 с.

Курдюмов А.В., Островская Н.Ф., Голубев А.С. Механизм образования, стабильность и реальная структура лонсдейлита (обзор). *Сверхтвердые материалы.* 1984. № 4. С. 17—25.

Кухаренко А.А. Алмазы Урала. Москва: Госгеолтехиздат, 1955. 514 с.

Лаврова Л.Д., Печников В.А., Плешаков А.М. и др. Новый генетический тип алмазных месторождений. Москва: Научный мир, 1999. 228 с.

Лацько В.Г., Бондаренко В.А., Козарь Н.А. и др. Состояние поисковых работ на алмазы в Приазовье. *Міжнародна наукова конференція, м. Київ, 11—13 вересня. 2012 р.*: зб. тез. Київ: КОМПРИНТ, 2012. С. 107—109.

Лупашко Т.М., Ільченко К.О., Квасниця В.М. та ін. Спектроскопічні властивості імпактних алмазів. *Записки Українського мінералогічного товариства.* 2006. Т. 3. С. 81—87.

Лупашко Т.Н., Таращан А.Н., Квасница В.Н., Кутузова Т.Я. О некоторых особенностях фотолюминесценции кристаллов алмаза из россыпей Украины. *Минералогический журнал*. 1999. Т. 21, № 2/3. С. 13—21.

Лупашко Т.Н., Таращан А.Н., Полканов Ю.А и др. Азотсодержащие импактные алмазы из Попигайского кратера. Материалы Всероссийского совещания «Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона». Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 88—89.

Макеев А.Б., Дудар В.А., Лютоев В.П. и др. Алмазы Среднего Тимана. Сыктывкар, 1999. 80 с.

Масайтис В.Л., Футергендлер С.И., Гневушев М.Л. Алмазы в импактитах Попигайского метеоритного кратера. *Записки Всесоюзного минералогического общества*. 1972. Ч. 101, вып. 1. С. 108—113.

Масайтис В.Л., Шафрановский Г.И., Грив Р.А.Ф. и др. Алмазы из зювитов импактной структуры Садбери, Онтарио, Канада. *Записки Всероссийского минералогического общества*. 1997. Ч. 126, вып. 4. С. 1—6.

Металиди С.В., Зарицкий А.И., Цымбал С.Н. и др. Первая находка алмазов в конгломератах верхнего протерозоя на территории Восточно-Европейской платформы. *Минералогический журнал*. 1982. Т. 4, № 3. С. 20—29.

Металіді В.С., Павлюк В.М., Приходько В.Л. Алмазоносність південно-західної частини Українського щита і його схилів. *Мінеральні ресурси України*. 1999. № 3. С. 9—12.

Митрофанова К.В. Новые данные по фотогониометрии алмазов. *Записки Всесоюзного минералогического общества*. 1955. Ч. 84, вып. 2. С. 220—223.

Некрасов И.Я., Эдельбаум М.Б., Соболев В.П. Распределение олова между расплавом и Cl-флюидом в системе гранит—БпО (Бт/Э) флюид. *Доклады АН СССР*. 1980. Т. 252, № 4. С. 977—981.

Орлов Ю.Л. Морфология алмаза. Москва: Госгеолтехиздат, 1963. 235 с.

Орлов Ю.Л. Разновидности кристаллов и поликристаллических сростков алмазов. Новые данные о минералах СССР. *Труды Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана*. 1965. Вып. 16. С. 141—154.

Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. Москва: Наука, 1973. 223 с.

Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. 2-е изд. Москва: Наука, 1984. 264 с.

Павлюк В.М., Довгань Р.М. Перспективи алмазоносності Бердичівського підняття Українського щита. Перспективи алмазоносності території України. Київ: УкрДГРІ, 2004. С. 61—64.

Павлюк В.Н., Довгань Р.Н., Катюк И.Ю., Цымбал Ю.С. Состояние и перспективы поисковых работ на алмазы в пределах юго-западной части Украинского щита. Междунар. науч. конф. «Модели образования алмаза и его коренных источников. Перспективы алмазоносности Украинского щита и сопредельных территорий»: тезисы докл. Киев, 2012. С. 150—152.

Палкіна О.Ю., Фалькович О.Л. Мінералогічні пошукові ознаки для оцінки перспектив діамантоносності надр України (за фізіографічними

та фотолюмінесцентними даними). *Мінералогічний журнал.* 2021. Т. 43, № 1. С. 68—86.

Пальянов Ю.Н., Сокол А.Г., Соболев Н.В. Экспериментальное моделирование мантийных алмазообразующих процессов. *Геология и геофизика.* 2005. Т. 46, № 12. С. 1290—1303.

Петренко А.А. К вопросу о возрасте, генезисе и условиях формирования Самотканского месторождения титано-циркониевых россыпей. *Мінеральні ресурси.* 2008. № 1. С. 23—26.

Петровская Н.В. Весьма крупные кристаллы минералов и условия их образования (на примере кристаллов самородного золота). *Минералогический журнал.* 1985. Т. 7, № 2. С. 3—11.

Петровский В.А., Силаев В.И., Сухарев А.Е. и др. Якутиты: минералого-геохимические свойства и новая версия происхождения. Статья 1. *Известия вузов. Геология и разведка.* 2014. № 3. С. 24—33.

Полканов Ю.А. Об алмазах кубического габитуса из третичных россыпей Приднепровья. *Доклады Академии наук СССР.* 1967. Т. 173, № 4. С. 901—902.

Полканов Ю.А., Еременко Г.К., Сохор М.И. Импактные алмазы в мелкозернистых россыпях Украины. *Доклады Академии наук УССР. Сер. Б.* 1973а. № 11. С. 989—990.

Полканов Ю.А., Сохор М.И., Еременко Г.К. Необычные сильно деформированные алмазы из мелкозернистых россыпей. *Записки Всесоюзного минералогического общества.* 1973б. Ч. 102, вып. 3. С. 336—339.

Полканов Ю.А. Мелкие алмазы песчаных отложений: Распространение. Свойства. Происхождение. Значение. Симферополь: СПД «Барановский А.Э.», 2009. 228 с.

Похиленко Н.П., Шумилова Т.Г., Афанасьев В.П., Литасов К.Д. Находки алмазов на Камчатке (вулканы Толбачик и Авачинский): природный феномен или контаминация синтетическим материалом? *Геология и геофизика.* 2019. Т. 60, № 5. С. 605—618.

Ракин В.И. Равновесная форма минералов при высоких термодинамических параметрах. *Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН.* 2013. № 3. С. 23—26.

Рост Р., Долгов Ю.Л., Вишневский С.А. Газовые включения в импактных стеклах кратера Рис (ФРГ) и находка высокобарических полиморфов углерода. *Доклады Академии наук СССР.* 1978. Т. 241, № 3. С. 695—698.

Савченко Н.А., Бобриевич А.П., Смирнов Г.И. и др. Первая находка рифейского алмаза на Украине. *Доклады Академии наук УССР.* Сер. Б. 1976. № 5. С. 414—416.

Семененко В.П., Гіріч А.Л., Шкуренко К.О. Унікальний метеорит Кримка. Київ: Наукова думка, 2022. 223 с.

Силаев В.И., Петровский В.А., Сухарев А.Е. и др. Якутиты: минералого-геохимические свойства и новая версия происхождения. Статья 2. *Известия вузов. Геология и разведка*. 2014. № 4. С. 12—22.

Силаев В.И., Карпов Г.А., Ракин В.И. и др. Алмазы в продуктах трещинного Толбачинского извержения 2012—2013, Камчатка. *Вестник Пермского университета. Геология*. 2015. Т. 14, № 1. С. 6—27.

Силаев В.И., Кузьмин И.А., Колямкин В.М. и др. Туффизитовые алмазы на Енисейском кряже. *Вестник Пермского университета. Геология*. 2017. Т. 16, № 4. С. 304—329.

Смелова Г.Б. Морфология, минералогия и некоторые аспекты генезиса поликристаллических агрегатов алмаза. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1993. 16 с.

Соботович Э.В., Квасница В.Н., Ковалюх Н.Н. и др. Радиоуглеродные и минералогические свидетельства вещественности Тунгусского тела. *Минералогический журнал*. 1980. Т. 2, № 1. С. 36—46.

Сохор М.И., Полканов Ю.А., Еременко Г.К. Находка гексагональной полиморфной модификации лонсдейлита в россыпях. *Доклады Академии наук СССР*. 1973. Т. 209, № 4. С. 933—936.

Таращан А.Н., Лупашко Т.Н. Новые данные о спектрах фотолюминесценции природных алмазов. *Минералогический журнал*. 1999. Т. 21, № 2/3. С. 39—44.

Ткачук Л.Г., Рыбалко С.И., Кирикилица С.И. и др. Литология и генезис грубообломочных верхнепротерозойских отложений бассейна р. Горынь в связи с находками мелких алмазов. *Геологический журнал*. 1981. Т. 41, № 1. С. 140—145.

Ферсман А.Е. Кристаллография алмаза. Москва: Изд-во АН СССР, 1955. 566 с.

Хартман П. Зависимость морфологии кристалла от кристаллической структуры (вводная лекция по морфологии кристаллов). В кн.: Рост кристаллов. Москва: Наука, 1967. Т. 7. С. 8—24.

Хренов А.Я., Палкина Е.Ю. Люминесцентно-спектральные особенности алмазов Украины. *Труды Международ. науч.-практ. конф. «Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений»* (Симферополь—Судак, 21—23 сентября 1999 г.). Симферополь, 2000. С. 134—139.

Хрущов Д.П., Зосимович В.Ю., Ламомов А.В. и др. Миоценовые титано-циркониевые россыпи Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины: стратиграфическое положение, литостратиграфия и палеогеографические условия. *Геологічний журнал*. 2015. № 1 (350). С. 17—34.

Цымбал С.Н., Полканов Ю.А. Минералогия титано-циркониевых россыпей Украины. Киев: Наукова думка, 1975. 248 с.

Цымбал С.Н., Квасница В.Н., Цымбал Ю.С., Мельничук Э.В. Алмаз из импактитов Белиловской (Западной) астроблемы (Украинский щит). *Минералогический журнал*. 1999. Т. 21, № 2/3. С. 45—52.

Цымбал С.Н., Гриффин В.Л., Белоусова Е.А. и др. Возраст и коренные источники цирконов из титано-циркониевых россыпных мес-

торождений Украинского щита. В кн.: Россыпи и месторождения кор выветривания: факты, проблемы, решения. XIII Междунар. совещание по геологии россыпей и кор выветривания (Пермь, 22—28 авг. 2005 г.): тезисы докл. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2005. С. 303—306.

Чашка А.И., Смирнов Г.И., Тарасюк О.Н. и др. Состояние и перспективы поисков алмазных месторождений на территории Приазовья. *Мінеральні ресурси України*. 1999. № 3. С. 33—35.

Чумак М.А., Бартошинский З.В. Якутит — новая разновидность алмаза. *Геолог Якутии*. 1968. № 7. С. 1.

Шафрановский Г.И. Кристалломорфология параморфоз алмаза по графиту. *Записки Всесоюзного минералогического общества*. 1985. Часть 114, вып. 1. С. 30—34.

Шафрановский Г.И. Морфология графита из различных генетических типов горных пород (простые формы, двойники, параморфозы): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ленинград, 1986. 18 с.

Шафрановский И.И. Кристаллография округлых алмазов. Ленинград: Изд-во Ленингр. ун-та, 1948. 132 с.

Шеремет Е.М., Козарь Н.А., Стрекозов С.Н. и др. Поиски алмазов в Приазовском блоке Украинского щита. Донецк: Ноулидж, 2014. 367 с.

Шумлянский Л.В. Стратиграфічне положення і джерела зносу відкладів Білокоровицької та Овруцької западин, Північно-Західний район Українського щита. *Геохімія та рудоутворення*. 2011. № 29. С. 44—53.

Юрк Ю.Ю., Кашкаров И.Ф., Полканов Ю.А. и др. Алмазы песчаных отложений Украины. Киев: Наукова думка, 1973. 167 с.

Яловенко И.П., Полканов Ю.А., Сторчак П.Н., Бирюкова И.А. Новые данные об алмазоносности песчаных отложений юга Украины и Молдавии. *Геология и рудоносность юга Украины*. 1969. Вып. 2. С. 109—114.

Яценко Г.М., Бабинін О.К., Квасниця В.М. та ін. Про алмаз і золото в брекчійових породах лампроїтової групи (Український щит). *Мінералогічний збірник*. 1995. № 45, вип. 1. С. 139—143.

Яценко Г.М., Бабинін О.К., Квасниця В.М. та ін. Попереднє повідомлення про алмази в золотоносному метаморфічному комплексі докембрію (Український щит). *Мінералогічний збірник*. 1999. № 49, вип. 1. С. 154—164.

Яценко Г., Кирьянов М., Калашник Г. та ін. Мінералогічні особливості рудоносних порід чохла Кіровоградського блока Українського щита на прикладі теригенно-глинистої алмазоносної формації. *Мінералогічний збірник*. 2009. № 59, вип. 1. С. 144—159.

Яценко И.Г., Скублов С.Г., Левашова Е.В. и др. Состав сферул и нижнемантийных минералов, изотопно-геохимическая характеристика циркона из вулканогенно-обломочных фаций лампроитовой трубки Мрия. *Записки Горного института*. 2020. Т. 242. С. 150—159.

Anders E. Diamonds in meteorites. *Scientific American*. 1965. Vol. 213, N 4. P. 26—36.

Capdevila R., Arndt N., Letendre J., Sauvage J.F. Diamonds in volcaniclastic komatiite from French Guiana. *Nature*. 1999. Vol. 399, No. 6735. P. 456—458.

Carlisle D.B. Diamonds at the K/T boundary. *Nature*. 1992. Vol. 357. P. 119—120.

Carlisle D.B., Braman D.R. Diamonds at the K/T boundary clay of Alberta. *Nature*. 1991. Vol. 352. P. 708—709.

Carter N.L., Kennedy G.C. Origin of diamonds in the Canyon Diablo and Novo Urei meteorites. *Journal of Geophysical Research*. 1964. Vol. 69, N 12. P. 2403—2421.

Cartigny P., Harris J.W., Javoy M. Eclogitic diamond formation at Jwaneng: no room for a recycled component. *Science*. 1998. Vol. 280, N 5368. P. 1421—1424.

Cartigny P., Chinn I., Viljoen K.S., Robinson D. Early Proterozoic ultra-high pressure metamorphism: Evidence from microdiamonds. *Science*. 2004. Vol. 304, N 5672. P. 853—855.

Cartigny P. Stable isotopes and the origin of diamond. *Elements*. 2005. Vol. 1, N 2. P. 79—84.

Cartigny P. Mantle-related carbonados? Geochemical insights from diamonds from the Dachine komatiite (French Guiana). *Earth Planet. Sci. Lett*. 2010. Vol. 296. P. 329—339.

Chapman J.G., Boxer G.L. Size distribution analyses for estimating diamond grade and value. *Lithos*. 2004. Vol. 76, N 1—4. P. 369—375.

Chinn I., Kyser K. and Viljoen F. Microdiamonds from the Thirsty Lake (Akluilak) dykes, Northwest Territories, Canada. Abstr. of Goldschmidt Conf. 2000, Cambridge Publ. 2000. Vol. 5, No. 2. P. 307—308.

Dahl J.E., Liu S.G., Carlson R.M.K. Isolation and structure of higher diamondoids, nanometer-sized diamond molecules. *Science*. 2003. Vol. 299, N 5603. P. 96—99.

Das S., Basu A.R., Mukherjee B.K. In situ peridotitic diamond in Indus ophiolite sourced from hydrocarbon fluids in the mantle transition zone. *Geology*. 2017. Vol. 45, N 8. P. 755—758.

Davies M.R., Griffin L.W., O'Reilly O.Y., Doyle J.B. Mineral inclusions and geochemical characteristics of microdiamonds from the D027, A154, A21, A418, D018, DD17 and Ranch Lake kimberlites at Lac de Gras, Slave Craton, Canada. *Lithos*. 2004. Vol. 77, N 1—4. P. 39—55.

Dawson J.B., Smith J.V. The MARID (mica–amphibole–rutile–ilmenite–diopside) suite of xenoliths in kimberlite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1974. Vol. 41, N 2. P. 309—323.

De Stefano A., Lefebvre N., Kopylova M. Enigmatic diamonds in Archean calc-alcalyne lamprophyres of Wawa, southern Ontario, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol*. 2006. Vol. 151. P. 158—173.

De Stefano, A., Kopylova, M.G., Cartigny, P., Lefebvre, N.S. C and N isotope compositions of diamonds from the calc-alkaline lamprophyres of

Wawa (Superior Craton). 9th Int. Kimberlite Conf. Extended Abstract. 2008. No. 9IKC-A-00320.

Dilek Y., Yang J.S. Ophiolites, diamonds, and ultrahigh-pressure minerals: New discoveries and concepts on upper mantle petrogenesis. *Lithosphere.* 2018. Vol. 10, N 1. P. 3—13.

Dobrzhinetskaya L.F. Microdiamonds — Frontier of ultrahigh-pressure metamorphism: A review. *Gondwana Research.* 2012. Vol. 21, N 1. P. 207—223.

Dobrzhinetskaya L.F., O'Bannon E.F., Sumino H. Non-cratonic diamonds from UHP metamorphic terranes, ophiolites and volcanic sources. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2022. Vol. 88. P. 191—255.

El Goresy A., Donnay G. A new allotropic form of carbon from Ries crater. *Science.* 1968. Vol. 161, N 3839. P. 363—364.

Erjomenko G.K., Valter A.A., Kvasnitsa V.N. Cubic impact diamond: structure, natural etching, origin. Twenty-Sixth microsymposium on comparative planetology: abstracts. Moscow, 1997. P. 35—36.

Ferrari A.C., Robertson J. Raman spectroscopy of amorphous, nanostructured, diamond-like carbon, and nanodiamond. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences.* 2004. Vol. 362, N 1824. P. 2477—2512.

Ferreira J.J. Sampling and estimation of diamond content in kimberlite based on microdiamonds. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2013. 207 p.

Foote A.E. A new locality for meteoric iron with a preliminary notice of the discovery of diamonds in the iron. *American Journal of Science.* 1891. Vol. 42, N 251. P. 413—417.

Gebbie M.A., Ishiwata H., McQuade P.J. et al. Experimental measurement of the diamond nucleation landscape reveals classical and nonclassical features. *PNAS.* 2018. Vol. 115, N 33. P. 8284—8289.

Galimov E.M. Isotope fractionation to kimberlite magmatism and diamond formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1991. Vol. 55, N 6. P. 1697—1708.

Galimov E.M., Kaminsky F.V., Shilobreeva S.N. et al. Enigmatic diamonds from the Tolbachik volcano, Kamchatka. *American Mineralogist.* 2020. Vol. 105, N 4. P. 498—509.

Gilmour I., Russell S.S., Arden J.W. et al. Terrestrial carbon and nitrogen isotopic ratios from Cretaceous-Tertiary boundary nanodiamonds. *Sience.* 1992a. Vol. 258, N 5088. P. 1624—1626.

Gilmour I., Russel S.S., Pillinger C.T. et al. Origin of microdiamonds in KT boundary clays. *Abstracts of the Lunar and Planetary Science Conference.* 1992b. Vol. 23, Pt. 1. P. 413—414.

Goldschmidt V. Atlas der Krystallformen. Heidelberg: C. Winters Universitatsbuchhandlung, 1916. Band 3, tafel 17-48, text 37–51.

Goresy A., Gillet P., Chen M. et al. In situ discovery of shock-induced graphite-diamond phase transition in gneisses from the Ries crater, Germany. *American Mineralogist.* 2001. Vol. 86, N 5—6. P. 611—621.

Gurov E.P., Gurova E.P., Socur T.M. Geology and petrography of the Zapadnaya crater in the Ukrainian Shield. In: Impacts in Precambrian shields [Eds Plado J. and Pesonen L.J.] Heidelberg: Springer-Verlag Berlin, 2002. P. 173—188.

Guthrie G.D., Veblen D.R., Navon O., Rossman G.R. Submicrometer fluid inclusions in turbid-diamond coats. *Earth and Planetary Science Letters.* 1991. Vol. 105, N 1—3. P. 1—12.

Haggerty S.E. Micro-diamonds: Proposed origins, crystal growth laws, and the underlying principle governing resource predictions. *Geochimica et Cosmochimica. Acta.* 2019. Vol. 266. P. 184—196.

Harris J.W., Hawthorne J.B., Osterveld M.M., Wehmeyer E. A classification scheme for diamond and a comparative study of South African diamond characteristics. In: Physics and Chemistry of the Earth [Eds Ahrens L.H., Dawson J.B., Duncan A.R., Erlank A.J.]. 1975. Vol. 9, N 49. P. 765—783.

Hartman P. The non-uniform distribution of faces in a zone. *Zeitschrift fürKristallographie.* 1965. Bd 121, N 1—6. P. 78—80.

Heymann D., Lipschutz M.E., Nielsen B., Anders E. Canyon Diablo meteorite: metallographic and mass spectrometric study of 56 fragments. *Journal of Geophysical Research.* 1966. Vol. 71, N 2. P. 619—641.

Hough R.M., Gilmour I., Pillinger C.T. et al. Diamond and silicon carbide in impact melt rock from the Ries impact crater. *Nature.* 1995. Vol. 378, N 2. P. 41—44.

Hough R.M., Gilmour I., Pillinger C.T. et al. Diamonds from the iridium-rich K-T boundary layer at Arroyo el Mimbral, Tamaulipas, Mexico. *Geology.* 1997. Vol. 25, N 11. P. 1019—1022.

Inoue T., Irifune T., Yurimoto H., Miyagi I. Decomposition of K-amphibole at high pressures and implications for subduction zone volcanism. *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 1998. Vol. 107, N 1—3. P. 221—231.

Izraeli E.S., Harris J.W., Navon O. Brine inclusions in diamonds: a new upper mantle fluid. *Earth and Planetary Science Letters.* 2001. Vol. 187, N 3—4. P. 323—332.

Izraeli E.S., Harris J.W., Navon O. Fluid and mineral inclusions in cloudy diamonds from Koffiefontein, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2004. Vol. 68, N 11. P. 2561—2575.

Jochum K.P., Hofmann A.W., Seufert H.M. Tin in mantle-derived rocks: Constraints on Earth evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1993. Vol. 57, N 15. P. 3585—3595.

Kalb G. Die Morphologie der Diamantkristalle unter Berückschtigung der Oberflächen structur. *Neues Jahrbuch für Mineralogie/Monatshefte.* 1967. Vol. 7, 8. S. 193—200.

Kaminsky F.V., Zakharchenko O.D., Griffin W.L. et al. Diamonds from the Guaniamo area, Venezuela. *Canadian Mineralogist.* 2000. Vol. 38, N 6. P. 1347—1370.

Kaminsky F.V., Khachatryan G.K. Characteristics of nitrogen and other impurities in diamond as revealed by infrared absorption data. *Canadian Mineralogist.* 2001. Vol. 39, N 6. P. 1733—1745.

Kaminsky F.V., Zakharchenko O.D., Davies R.M. et al. Superdeep diamonds from the Juina, Mato Grosso state, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 2001. Vol. 140, N 6. P. 734—753.

Kaminsky F.V. Non-kimberlitic diamondiferous igneous rocks: 25 years on. *Journal Geological Society of India.* 2007. Vol. 69, N 3. P. 557—575.

Kaminsky F.V., Wirth R., Schreiber A. Carbonatitic inclusions in Deep Mantle diamond from Juina, Brazil: New minerals in the carbonate-halide association. *Canadian Mineralogust.* 2013. Vol. 51. P. 669—688.

Kaminsky F.V. The Earth's Lower Mantle. Composition and Structure. Springer Int. Publ. AG, 2017. 340 p.

Kaminsky F.V., Wirth R., Anikin L.P., Schreiber A. «Kamchatite» diamond aggregate from northern Kamchatka, Russia: New find of diamond formed by gas phase condensation or chemical vapor deposition. *American Mineralogist.* 2019. Vol. 104, N 1. P. 140—149.

Kaminsky F.V., Voropaev S.A. Modern Concepts on Diamond Genesis. *Geochem. Int.* 2021. Vol. 59, N 11. P. 1038—1051.

Klein-Ben David O., Wirth R., Navon O. TEM imaging and analysis of nanoinclusions in diamonds: a close look at diamond-growing fluids. *American Mineralogist.* 2006. Vol. 91, N 2—3. P. 353—365.

Konzett J., Fei Y. Transport and storage of Potassium in me Earth's Upper Mantle and Transition Zone: an experimental study to 23 GPa in simplified and natural bulk compositions. *Journal of Petrology.* 2000. Vol. 41, N 4. P. 583—603.

Konzett J., Sweeney R.J., Thompson A.B., Ulmer P. Potassium amphibole stability in the Upper Mantle: an experimental study in a Peralkaline KNCNASH system to 8.5 GPa. *Journal of Petrology.* 1997. Vol. 38, N 5. P. 537—568.

Kvasnitsa V.N., Zinchouk N.N., Koptil V.I. Tipomorphizm of diamond microcrystals. Moscow: Publ. House «Nedra», 1999. 224 p.

Kvasnytsya V.M., Glevassky Ye.B., Kryvdik S.G. Paleotectonic, petrological and mineralogical criteria of diamond-bearing ability of the Ukrainian Shield. *Mineralogical Journal (Ukraine).* 2004. Vol. 26, N 1. P. 24—40.

Kvasnytsya V.M., Wirth R. Nanoinclusions in microdiamonds from Neogenic sands of the Ukraine (Samotkan' placer): a TEM study. *Lithos.* 2009. Vol. 113, N 3—4. P. 454—464.

Kvasnytsya V. Crystal forms of natural microdiamonds. *Diamond and Related Materials.* 2013. Vol. 39. P. 89—97.

Kvasnytsya V., Wirth R. Micromorphology and internal structure of apographitic impact diamonds: SEM and TEM study. *Diamond and Related Materials.* 2013. Vol. 32. P. 7—16.

Kvasnytsya V., Wirth R., Dobrzhinetskaya L. et al. New evidence of meteoritic origin of the Tunguska cosmic body. *Planetary and Space Science.* 2013. Vol. 84. P. 131—140.

Kvasnytsya V., Wirth R., Piazolo S. et al. Surface morphology and structural types of natural impact apographitic diamonds. *Journal of Superhard Materials.* 2016. Vol. 38, N 2. P. 71—84.

Kvasnitsa V.N., Silaev V.I., Smoleva I.V. Carbon isotopic composition of diamonds in Ukraine and their probable polygenetic nature. *Geochemistry International.* 2016. Vol. 54, N 11. P. 948—963.

Kvasnytsya V.M. Unusual nano-microcrystals of natural diamond. *Journal Superhard Materials.* 2018. Vol. 40, N 4. P. 229—235.

Kvasnytsya V.M., Shumlyanskyy L.V. Native gold and diamonds from the Palaeoproterozoic terrigenous rocks of the Bilokorovychi basin, North-Western region of the Ukrainian Shield. *Мінералогічний журнал.* 2018. Т. 40, № 3. С. 23—38.

Kvasnytsya V.M., Kvasnytsia I.V. Cyclic twins of CVD diamond crystals. *Journal Superhard Materials.* 2019. Vol. 41, N 6. P. 369—376.

Kvasnytsya V.M. Rare diamond microcrystals. *Journal Superhard Materials.* 2020. Vol. 42, N 6. P. 365—370.

Kvasnytsya V. Morphology of diamond crystals and mechanism of their growth. *Journal Superhard Materials.* 2021. Vol. 43, N 2, P. 75—84.

Kvasnytsya V.M., Kaminsky F.V. Unusual green Type Ib–Iab Dniester–type diamond from Ukrainian placers. *Mineralogy and Petrology.* 2021. Vol. 115, N 2. P. 149—160.

Kvasnytsya V., Wirth R. Impact diamonds from meteorite craters and Neogene placers in Ukraine. *Mineralogy and Petrology.* 2022. Vol. 116, N 3. P. 169—187.

Lang A.R., Walmsley J.C. Apatite inclusions in natural diamond coat. *Physics and Chemistry of Minerals.* 1983. Vol. 9, N 1. P. 6—8.

Langenhorst F., Shafranovsky G., Masaitis V.L. A comparative study of impact diamonds from the Popigai, Ries, Sudbury, and Lappajarvi craters. *Meteoritics and Planetary Science.* 1998. Vol. 33, N 4. A90—A91.

Leahy K., Taylor W.R. The influence of the Glennie domain deep structure on the diamonds in Saskatchewan kimberlites. *Russian Geology and Geophysics.* 1997. Vol. 38, N 2. P. 481—491.

Leung I.S., Li Y.L., Han Z.G. Metasomatised olivine, garnet and diopside entrapped in diamonds from Fuxian. *Transactions, American Geophysical Union.* 1994. Vol. 75. P. 192.

Lewis P.S., Tang Ming, Wacker J.F. et al. Interstellar diamonds in meteorites. *Nature.* 1987. Vol. 326, N 6109. P. 160—162.

Lian D., Yang J. Ophiolite-hosted diamond: A New window for probing carbon cycling in the deep mantle. *Engineering.* 2019. Vol. 5, N 3. P. 406—420.

Lipschutz M.E., Anders E. The record in meteorites, IV. Origin of diamonds in iron meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1961. Vol. 24, N 1—2. P. 83—105.

Lipschutz M.E. Origin of diamonds in the ureilites. *Science.* 1964. Vol. 143, N 3613. P. 1431—1434.

Litasov K.D., Kagi H., Voropaev S.A. et al. Comparison of enigmatic diamonds from the Tolbachik arc volcano (Kamchatka) and Tibetan ophiolites: assessing the role of contamination by synthetic materials. *Gondwana Research.* 2019. Vol. 75. P. 16—27.

Logvinova A.M., Wirth R., Fedorova E.N., Sobolev N.V. Nanometre-sized mineral and fluid inclusions in cloudy Siberian diamonds: new insights on diamond formation. *European Journal of Mineralogy.* 2008. Vol. 20, N 3. P. 317—331.

Masaitis V.L., Shafranovsky G.I., Grieve R.A.F. et al. Impact diamonds in the suevitic breccias of the black member of the Onaping formation, Sudbury structure, Ontario, Canada. *Special paper of the Geological Society of America.* 1999. Vol. 339. P. 317—321.

McCandless T.E., Letendre J., Eastoe C.J. Morphology and carbon isotope composition of microdiamonds from Dachine, French Guiana. The Agora Political Sci. *Undergraduate Journ.* 1999. Vol. 2, No. 1. P. 550—556.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth. *Chemical Geology.* 1995. Vol. 120, N 3—4. P. 223—253.

Meyer H.O.A., McCallum M.E. Mineral inclusions in diamond from the Sloan kimberlite, Colorado. *The Journal of Geology.* 1986. Vol. 94, N 4. P. 600—612.

Moore M. Optical studies of diamonds and their surfaces: a review of the plate professor Tolansky work. In: The properties of diamond (ed. by J.E. Field). London—New York—San-Francisco: Acad. Pres, 1979. P. 245—277.

Moore M. Diamond morphology. *Industrial Diamond Review.* 1985. Vol. 45, N 2. P. 67—71.

Navon O. High internal pressures in diamond fluid inclusions determined by infrared-absorption. *Nature.* 1991. Vol. 353. P. 746—748.

Navon O., Hutcheon I.D., Rossman G.R., Wasserburg G.J. Mantle-derived fluids in diamond microinclusions. *Nature.* 1988. Vol. 335. P. 784—789.

Nininger H.H. Arisona's meteorite crater: its past, present and future. Denver, Colorado: World Press Inc., 1956. 232 p.

Oleinik G.S., Valter A.A., Erjomenko G.K. The structure of high lonsdaleite diamond grains from the impactites of the Belilovka (Zapadnaja) astrobleme (Ukraine). 34th Lunar and Planetary Sci. Conf. LPI: Abstr. Houston, Texas, USA. 2003. P. 1561.

Pattison D.R.M., Levinson A.A. Are euhedral microdiamonds formed during ascent and decompression of kimberlite magma? Implications for use of microdiamonds in diamond grade estimation. *Applied Geochem.* 1995. Vol. 10. P. 725—738.

Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Reutsky V.N. et al. Crystalline inclusions and C isotope rations in diamonds from Snap Lake/King Lake kimberlite dyke system: evidence of ultradeep and enriched lithospheric mantle. *Lithos.* 2004. Vol. 77, N 1—4. P. 57—67.

Presnal D.C., Gasparik T. Melting of enstatite ($MgSiO_3$) from 10 to 16.5 GPa and the forsterite (Mg_2SiO_4)—majorite ($MgSiO_3$) eutectic at 16.5 GPa:

implications for the origin of the mantle. *Journal of Geophysical Research.* 1990. Vol. 95, N B10. P. 15771—15777.

Presser J.L.B., Matías J., Tondo O.M.J. et al. Brief comments on the impact metamorphism in Cerro Leyn quartzites, Western-Paraguay. *Pyroclastic Flow.* 2017. Vol. 7, N 1. P. 16—24.

Promprated P., Taylor L.A., Anand M. et al. Multiple-mineral inclusions in diamond from the Snap Lake/King kimberlite dike, Slave craton, Canada: a trace-element perspective. *Lithos.* 2004. Vol. 77, N 1—4. P. 69—81.

Sandler J., Shaffer M.S.P., Windle A.H. Variations in the Raman peak shift as a function of hydrostatic pressure for various carbon nanostructures: A simple geometric effect. *Physical Review B.* 2003. Vol. 67. P. 035417.

Shirey B.S., Cartigny P., Frost J.D. et al. Diamonds and the geology of mantle carbon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry.* 2013. Vol. 75. P. 355—421.

Shumilova T.G., Mayer E., Isaenko S.I. Natural monocrystalline lonsdaleite. *Doklady Earth Sciences.* 2011. Vol. 441, N 1. P. 1552—1554.

Shumilova T.G., Ulyashev V.V., Kazakov V.A. et al. Karite — diamond fossil: A new type of natural diamond. *Geoscience Frontiers,* 2020. Vol. 11, N 4. P. 1163—1174.

Simakov S.K. Nano- and micron-sized diamond genesis in nature: an overview. *Geoscience Frontiers.* 2018. Vol. 9. P. 1849—1858.

Smart K.A., Tappe S., Stern R.A. et al. Early Archaean tectonics and mantle redox recorded in Witwatersrand diamonds. *Nature Geoscience.* 2016. Vol. 9. P. 255—259.

Smith B.Ch., Walter J.M., Bulanova G.P. et al. Diamonds from Dachine, French Guiana: A unique record of early Proterozoic subduction. *Lithos.* 2016. Vol. 265, special issue. P. 82—95.

Sobolev N.V., Shatsky V.S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation. *Nature.* 1990. Vol. 343. P. 742—746.

Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A. et al. Anomalously high Ni admixture in olivine inclusions from microdiamonds, the Yubileynaya kimberlite pipe, Yakutia. *Doklady Earth Sciences.* 2000. Vol. 375A. P. 1403—1406.

Sobolev N.V., Yefimova E.S. Composition and petrogenesis of Ti-oxides associated with diamonds. *International Geology Review.* 2000. Vol. 42. P. 758—767.

Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A. et al. Mineral inclusions in microdiamonds and macrodiamonds from kimberlites of Yakutia: a comparative study. *Lithos.* 2004. Vol. 77, N 1—4. P. 225—242.

Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A. et al. Olivine inclusions in Siberian diamonds: high-precision approach to minor elements. *European Journal of Mineralogy.* 2008. Vol. 20, N 3. P. 305—315.

Stachel T., Banas A., Muehlenbachs K., Kurszlaukis S., Walker E.C. Archean diamonds from Wawa (Canada) : samples from deep cratonic roots

predating cratonization of the Superior Province. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. Vol. 151. P. 737—750.

Stachel T., Harris J.W. The origin of cratonic diamonds — Constraints from mineral inclusions. *Ore Geology Reviews.* 2008. Vol. 34, N 1—2. P. 5—32.

Stachel T., Harris J.W., Muehlenbachs K. Sources of carbon in inclusion bearing diamonds. *Lithos.* 2009. Vol. 112. P. 625—637.

Sunagawa I. Morphology of natural and synthetic diamond crystals. In: Materials Science of the Earth's Interior. Tokyo: TERRA PUB, 1984. P. 303—330.

Sunagawa I. Morphology of diamonds. In.: Morphology and phase equilibrium of minerals (Materials of IMA, 1982). Sophia, 1986. P. 195—207.

Sunagawa I. Growth and morphology of diamond crystals under stable and metastable conditions: *Journal of Crystal Growth.* 1990. Vol. 99, N 1—4. P. 1156—1161.

Sunagawa I. Crystals: Growth, Morphology, and Perfection. Cambridge Univ. Press, 2005. 308 p.

Taran M.N., Kvasnitsa V.N., Valter A.A. et al. Optical spectroscopy study of diamond microcrystals from placers of Ukraine. *Минералогический журнал.* 1998. Т. 20, № 6. С. 64—71.

Taran M.N., Kvasnytsya V.M., Langer K. On unusual deep-violet microcrystals of diamond from placers of Ukraine. *European Journal of Mineralogy.* 2004. Vol. 16, N 2. P. 241—245.

Taran M.N., Kvasnytsya V.M., Langer K., Ilchenko K.O. Infrared spectroscopy study of nitrogen centers in microdiamonds from Ukrainian Neogenic placers. *European Journal of Mineralogy.* 2006. Vol. 18, N 1. P. 71—81.

Taylor W.R., Jagues A.L., Ridd M. Nitrogen-defect aggregation characteristics of some Australasian diamonds: Time-temperature constraints on the source regions of pipe and alluvial diamonds. *American Mineralogist.* 1990. Vol. 75, N 11—12. P. 1290—1310.

Taylor W.R., Milledge H.J. Nitrogen aggregation character, thermal history and stable isotope composition of some xenolith-derived diamonds from Roberts Victor and Finch. In Sixth Int. Kimberlite Conf. (Novosibirsk), Extended Abstr. 1995. P. 620—622.

Tomkins A.G., Wilson N.C., Colin MacRae C. et al. Sequential lonsdaleite to diamond formation in ureilite meteorites via in situ chemical fluid/vapor deposition. *PNAS.* 2022. Vol. 119, N 38. e2208814119

Turner F.J., Heard H.C., Griggs D.T. Experimental deformation of enstatite and accompanying inversion to clinoenstatite. Reports of 21st International Geological Congress, Copenhagen. 1960. Vol. 18. P. 399—408.

Vyshnevskyi O.A., Kvasnytsya V.M. On the provenance of diamonds from Samotkan placer (Middle Dnipro area, Ukraine). Тези наукової конференції «Здобутки і перспективи розвитку геологічної науки в Україні», присвяченої 50-річчю Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М.П. Семененка. Київ: ІГМР НАН України, 2019. Т. 1. С. 138—139.

Walmsley J.C., Lang A.R. On submicrometer inclusions in diamond coat — crystallography and composition of ankerites and related rhombohedral carbonates. *Mineralogical Magazine*. 1992. Vol. 56, N 385. P. 533—543.

Wang A., Pasteris J.D., Meyer H.O.A., Dele-Duboi M.L. Magnesite-bearing inclusion assemblage in natural diamond. *Earth and Planetary Science Letters*. 1996. Vol. 141, N 1—4. P. 293—306.

Wells A.F. Crystal habit and internal structure. *Philosophical Magazine*. 1946. Vol. 37, N 266. P. 184—199.

Wirth R. Focused ion beam (FIB) combined with SEM and TEM: advanced analytical micro- and nanoanalysis in geoscience and applied mineralogy. *European Journal of Mineralogy*. 2004. Vol. 16, N 6. P. 863—876.

Wirth R. Focused ion beam (FIB): A novel technology for advanced application of tools for studies of chemical composition, microstructure and crystal structure in geomaterials on a nanometer scale. *Chemical Geology*. 2009. Vol. 261, N 3—4. P. 217—229.

Wolff G.A. Faces and habits of diamond type crystals. *American Mineralogist*. 1956. Vol. 41, N 1—2. P. 60—66.

Woods G.S. Platelets and the infrared absorbance of Type Ia diamonds. *Proceedings of the Royal Society A*. 1986. Vol. 407, N 1832. P. 219—238.

Yang J.S., Robinson P.T., Dilek Y. Diamonds in ophiolites. *Elements*. 2014. Vol. 10, N 2. P. 127—130.

Yelisseyev A., Meng G.S., Afanasyev V. et al. Optical properties of impact diamonds from the Popigai astrobleme. *Diamond and Related Materials*. 2013. Vol. 37. P. 8—16.

Yelisseyev A., Khrenov A., Afanasiev V. et al. Luminescence of natural carbon nanomaterials — impact diamonds from the Popigai astrobleme. *Diamond and Related Materials*. 2015. Vol. 58. P. 69—77.

АТЛАС ДІАМАНТІВ
ATLAS OF DIAMONDS

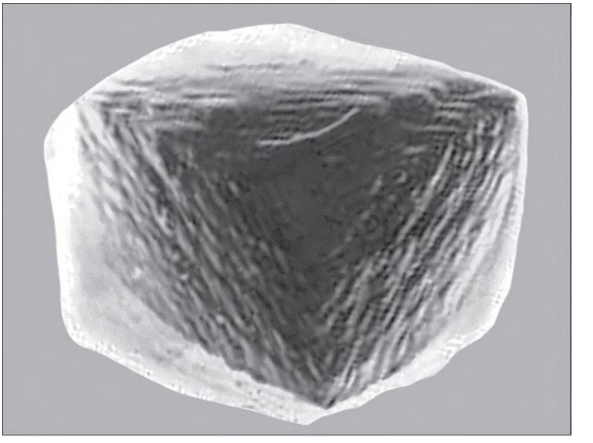


Рис. 1. Макродіамант із білокоровицьких протерозойських конгломератів. Округлий кристал перехідної форми {111} + {110}, розмір 3,0 × 2,1 × 1,8 мм, маса 22 мг. Знімок під мікроскопом
Fig. 1. Macrodiamond from Bilokorovychi Proterozoic conglomerates. The rounded crystal of transitional form {111} + {110}, 3.0 × 2.1 × 1.8 mm in size, 22 mg in mass. Image under a microscope

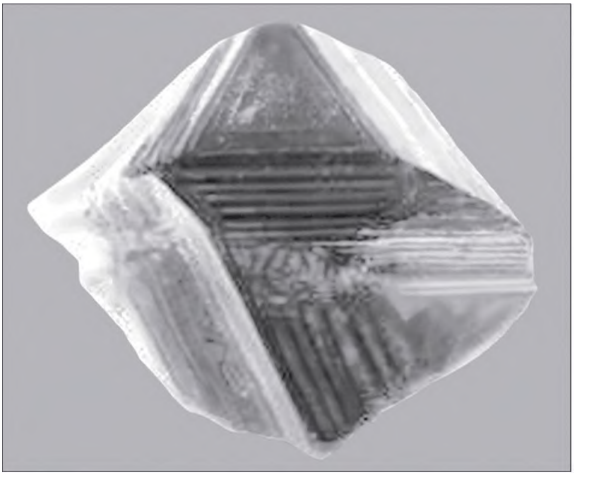


Рис. 2. Макродіамант із білокоровицьких протерозойських конгломератів. Кристал перехідної форми {111} + {110}, розмір 1,1 × 1,0 × 0,3 мм, маса 12 мг. Знімок під мікроскопом
Fig. 2. Macrodiamond from Bilokorovychi Proterozoic conglomerates. The crystal of transitional form {111} + {110}, 1.1 × 1.0 × 0.3 mm in size, 12 mg in mass. Image under a microscope

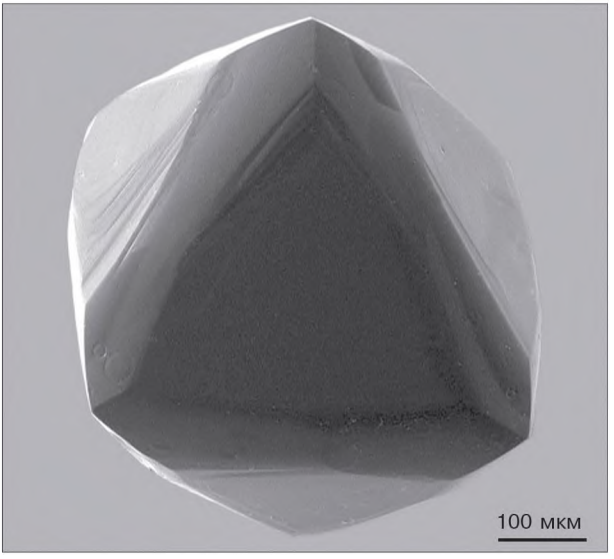


Рис. 3. Мікродіамант із білокоровицьких протерозойських конгломератів. Кристал перехідної форми {111} + {110}. СЕМ знімок
Fig. 3. Microdiamond from Bilokorovychi Proterozoic conglomerates. The crystal of transitional form {111} + {110}. SEM image

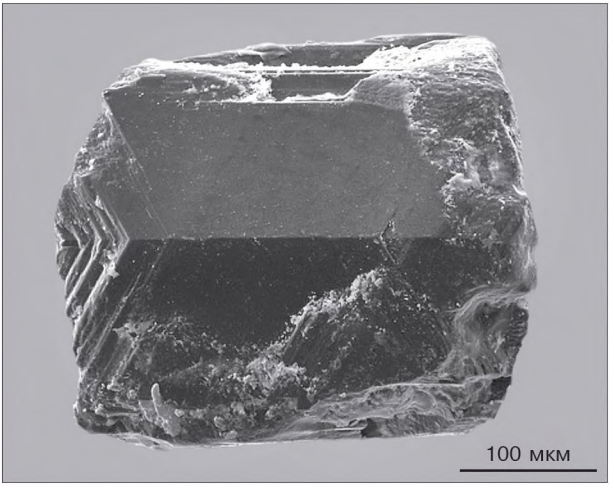


Рис. 4. Контактний двійник октаедрів мікродіаманту з білокоровицьких протерозойських конгломератів. СЕМ знімок
Fig. 4. The contact twin of octahedral microdiamonds from Bilokorovychi Proterozoic conglomerates. SEM image

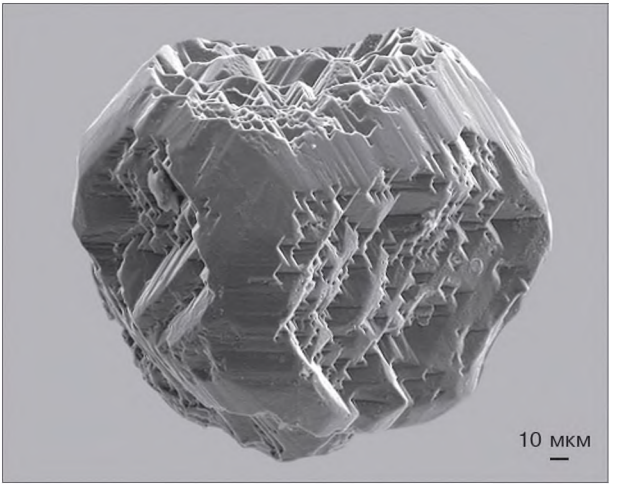


Рис. 5. Мікродіамант із білокоровицьких протерозойських конгломератів. Кристал комбінаційної форми {100} + {110} + {111}. СЕМ знімок
Fig. 5. Microdiamond from Bilokorovychi Proterozoic conglomerates. The crystal of combinational form {100} + {110} + {111}. SEM image

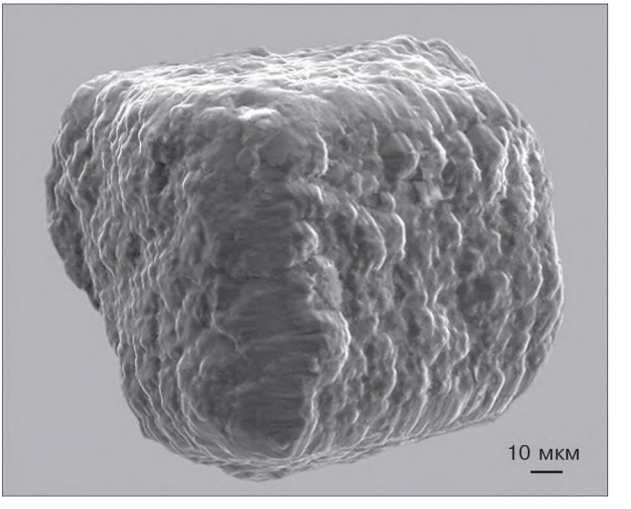


Рис. 6. Мікродіамант із білокоровицьких протерозойських конгломератів. Кристал комбінаційної форми {100} + {110} + {111}. СЕМ знімок
Fig. 6. Microdiamond from Bilokorovychi Proterozoic conglomerates. The crystal of combinational form {100} + {110} + {111}. SEM image

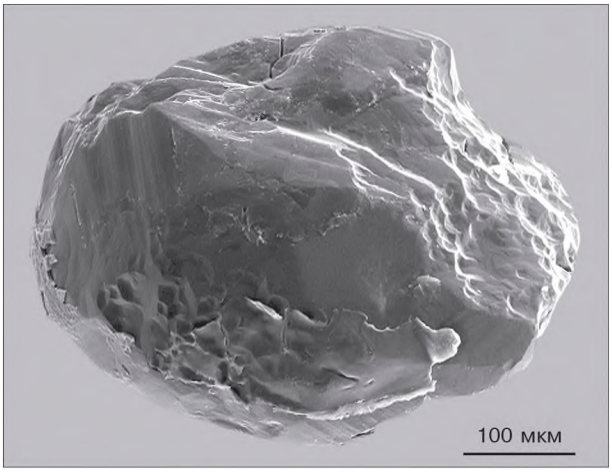


Рис. 7. Мікродіамант із білокоровицьких протерозойських конгломератів. Кристал комбінаційної форми {111} + {110} + {100}. СЕМ знімок
Fig. 7. Microdiamond from Bilokorovychi Proterozoic conglomerates. The crystal of combinational form {111} + {110} + {100}. SEM image

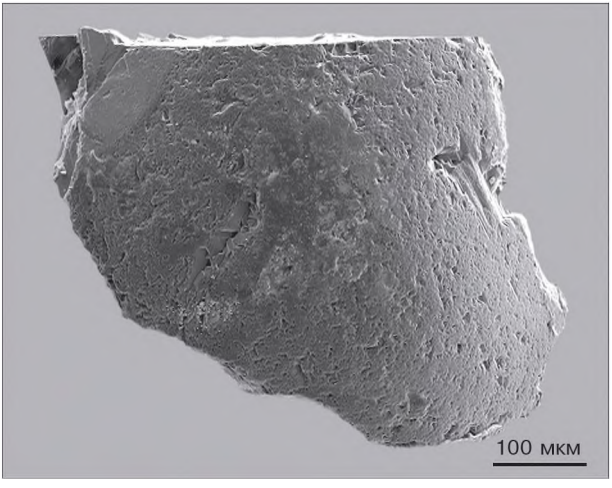


Рис. 8. Мікродіамант із білокоровицьких протерозойських конгломератів. Сильно зношений уламок кристала. СЕМ знімок
Fig. 8. Microdiamond from Bilokorovychi Proterozoic conglomerates. The heavily worn fragment of the crystal. SEM image

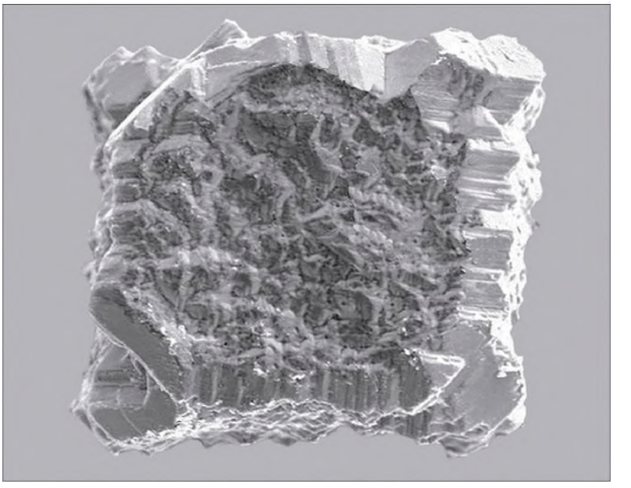


Рис. 9. Мікродіамант із неогенових відкладів біля м. Овруч. Кристал комбінаційної форми {100} + {110} + {111}, розмір 0,3 мм. СЕМ знімок
Fig. 9. Microdiamond from Neogene sediments near the Ovruch town. The crystal of combinational form {100} + {110} + {111}, 0.3 mm in size. SEM image

Рис. 10. Мікродіамант із четвертинних відкладів біля с. Зубковичі. Сильно сплющений октаедр, розмір 0,5 мм. СЕМ знімок
Fig. 10. Microdiamond from Quaternary sediments near the Zubkovychi village. The heavily flattened octahedron, 0.5 mm in size. SEM image

Скульптури на гранях кристалів мікродіаманту з білокоровицьких протерозойських конгломератів

Sculptures on the faces of microdiamond crystals from Bilokorovychi Proterozoic conglomerates

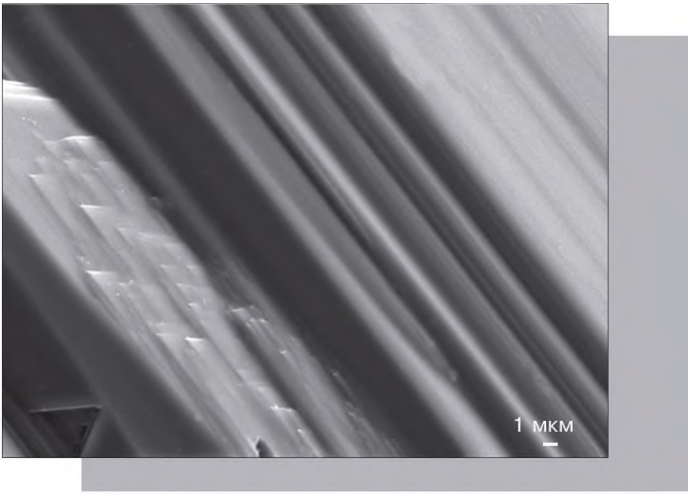


Рис. 11. Паралельна штриховка на ребрі октаедричного кристала. СЕМ знімок
Fig. 11. Parallel striation on the edge of octahedral crystal. SEM image

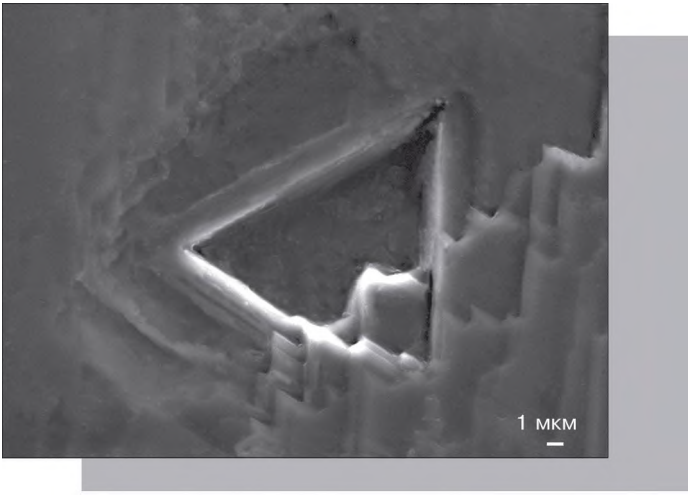


Рис. 12. Обернено-паралельна трикутна западина на грані октаедра. СЕМ знімок
Fig. 12. Inverse parallel triangular pit on the octahedron face. SEM image

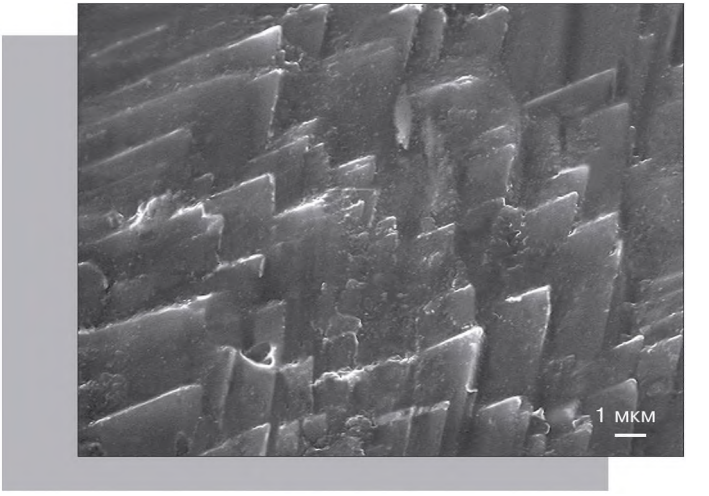


Рис. 13. Прямолінійно-паралельні трикутні нарости на грані октаедра. СЕМ знімок
Fig. 13. Straight parallel triangular overgrowths on the octahedron face. SEM image

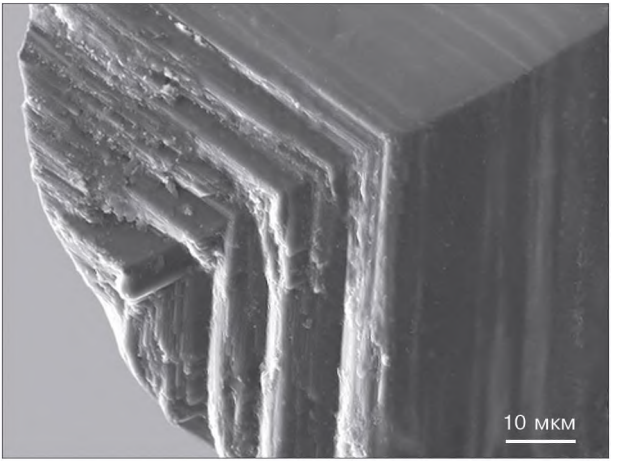


Рис. 14. Двійникова штриховка на контакті двох октаедрів. СЕМ знімок
Fig. 14. Twin striation on contact of two octahedrons. SEM image

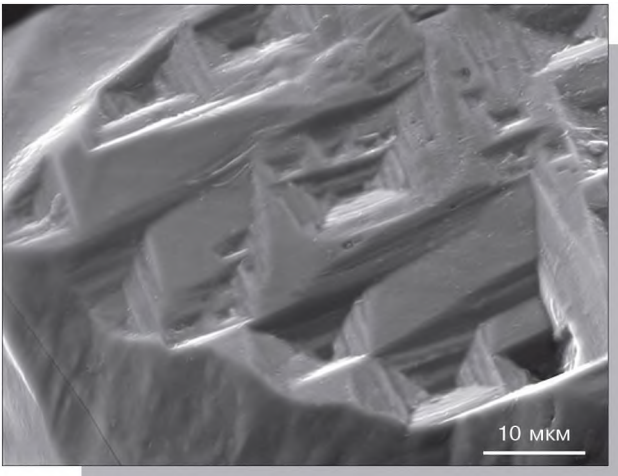


Рис. 15. Чотирикутні східчасті западини на грані куба. СЕМ знімок
Fig. 15. Rectangular stepped pits on the cube face. SEM image

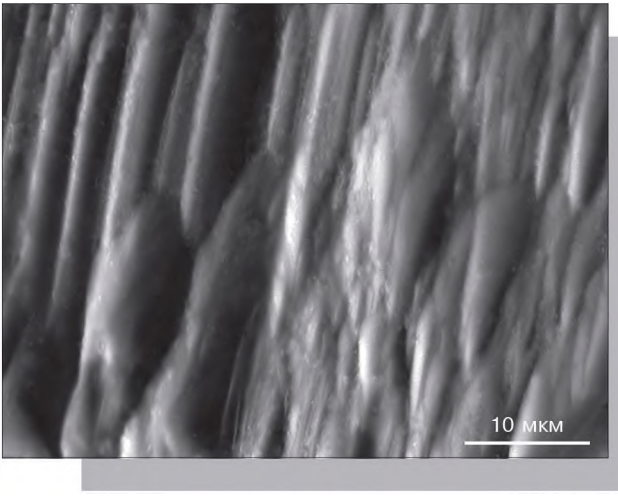


Рис. 16. Краплиноподібні фігури на шорсткій грані ромбододекаедра. СЕМ знімок
Fig. 16. Drop-like figures (hillocks) on the rough face of rhombic dodecahedron. SEM image

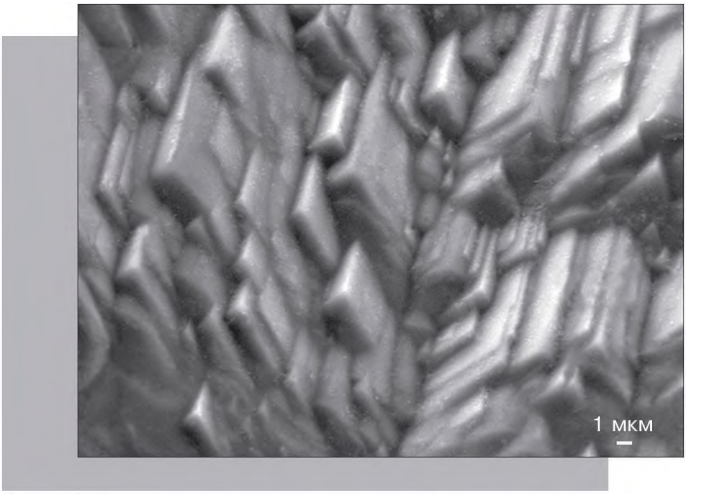


Рис. 17. Черепицеподібні фігури на шорсткій грані ромбододекаедра. СЕМ знімок
Fig. 17. Tile-like figures on the rough face of rhombic dodecahedron. SEM image

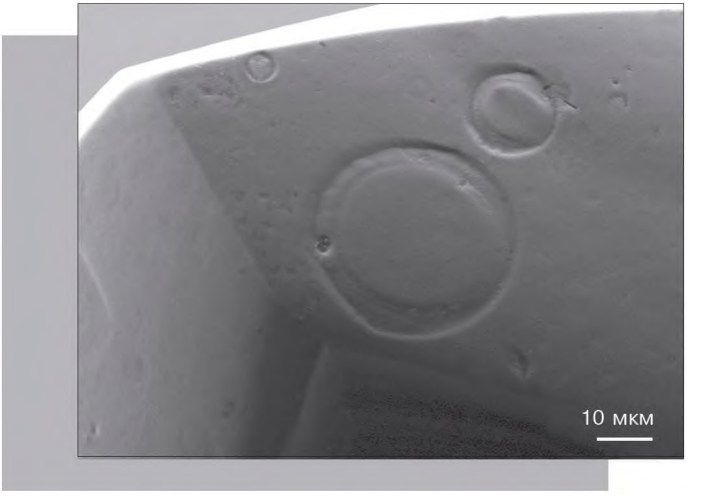


Рис. 18. Дископодібні фігури на округлій грані ромбододекаедра. СЕМ знімок
Fig. 18. Disk-like figures on the rounded face of rhombic dodecahedron. SEM image

Бузький мегаблок The Bug megablock

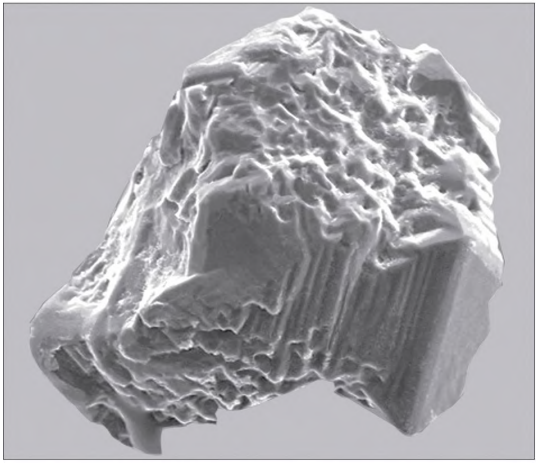


Рис. 19. Мікродіамант із неогенових відкладів біля м. Бердичів. Кристал комбінаційної форми {100} + {110} + {111}. Розмір 0,25 мм. СЕМ знімок
Fig. 19. Microdiamond from Neogene sediments near the Berdychiv town. The crystal of combinational form {100} + {110} + {111}, 0.25 mm in size. SEM image

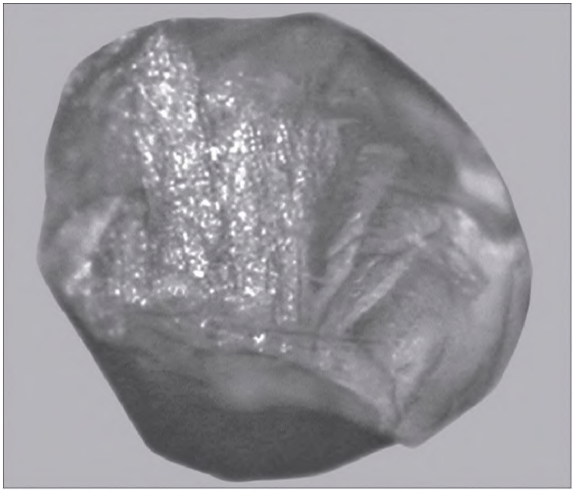


Рис. 20. Сильно зношений ромбододекаедричний кристал макродіаманту з неогенових відкладів балтської світи біля с. Строїнці, розмір 0,95 × × 0,70 × 0,60 мм, маса 0,9 мг. Знімок під мікроскопом
Fig. 20. Heavily worn rhombic dodecahedral macrodiamond from Neogene sediments (Baltska suite) near the Strointsi village, 0.95 × 0.70 × 0.60 mm in size, 0.9 mg in mass. Image under a microscope

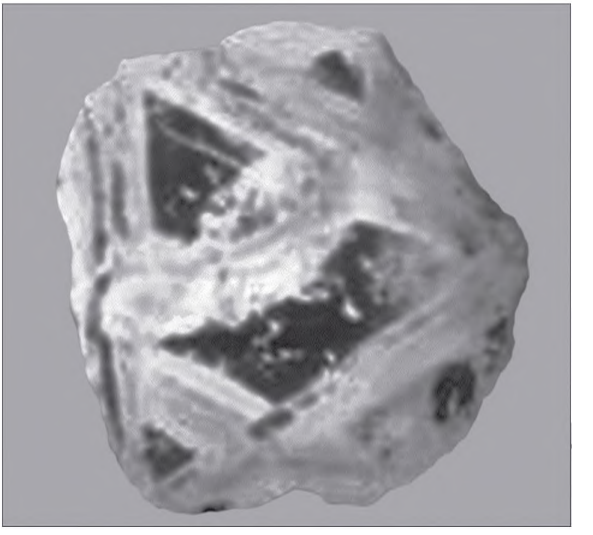


Рис. 21. Макродіамант з алювію гирла р. Жванчик, лівої притоки Дністра. Контактний двійник октаедричних кристалів, розмір 1,5 × 1,3 мм, маса 3,2 мг. Знімок під мікроскопом
Fig. 21. Macrodiamond from alluvium of the Zhvanchyk River, left tributary of the Dnister River. The contact twin of octahedral crystals, 1.5 × 1.3 mm in size, 3.2 mg in mass. Image under a microscope

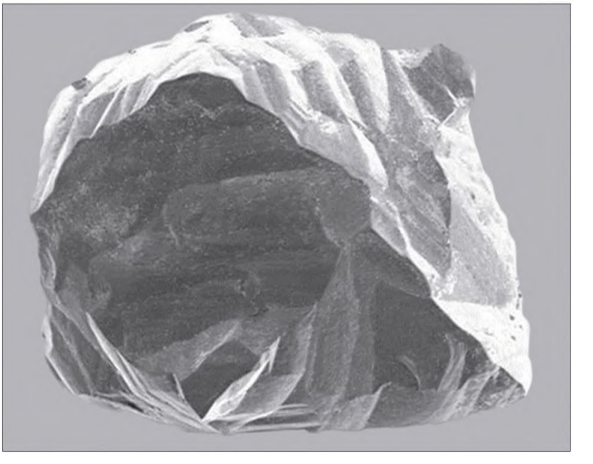


Рис. 22. Мікродіамант з алювію р. Дністер (Ягорлицька депресія). Зелений тетрагексаедроїд, кристал дністровського типу, розмір 0,25 мм. СЕМ знімок
Fig. 22. Microdiamond from alluvium of the Dnister River (Yagorlyk depression). The green microdiamond of the Dnister type — rounded tetrahexahedron, 0.25 mm in size. SEM image

Росинський мегаблок **The Ros' megablock**

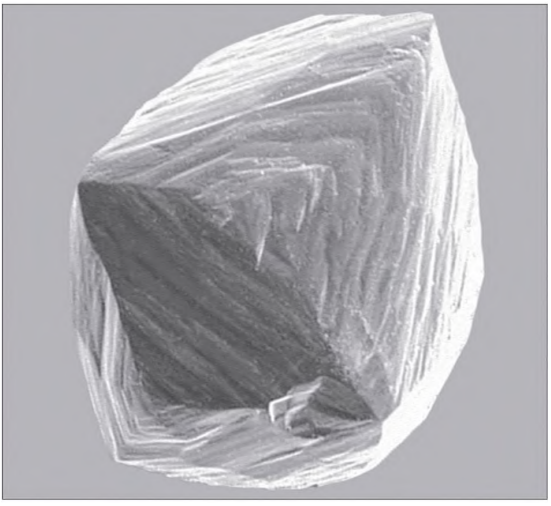


Рис. 23. Мікродіамант із неогенового розсипу Зелений Яр. Кристал перехідної форми {111} + {110}, розмір 0,28 мм. СЕМ знімок
Fig. 23. Microdiamond from the Zeleny Yar Neogene placer. The crystal of transitional form {111} + {110}, 0.28 mm in size. SEM image

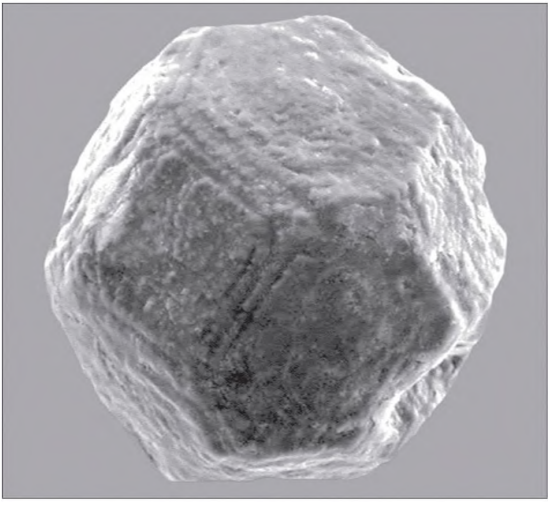


Рис. 24. Мікродіамант із неогенового розсипу Зелений Яр. Кристал комбінаційної форми {111} + {100}, розмір 0,27 мм. СЕМ знімок
Fig. 24. Microdiamond from the Zeleny Yar Neogene placer. The crystal of combinational form {111} + {100}, 0.27 mm in size. SEM image

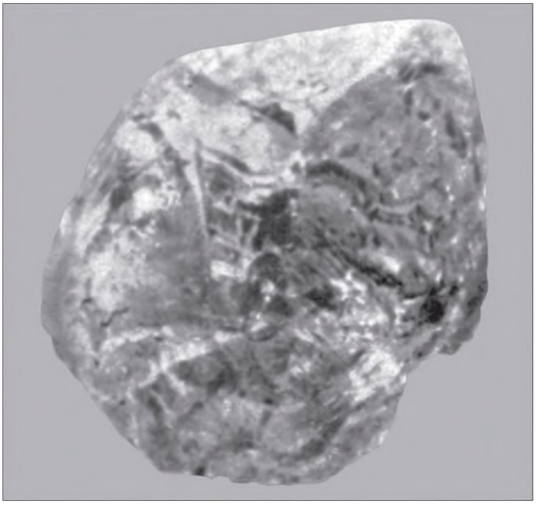


Рис. 25. Макродіамант з алювію р. Синюха. Зросток октаедричних кристалів, розмір 2,8 × 2,2 мм, маса 40,1 мг. Знімок під мікроскопом
Fig. 25. Macrodiamond from alluvium of the Synyukha River. The intergrowth of octahedral crystals, 2.8 × 2.2 mm in size, 40.1 mg in mass. Image under a microscope

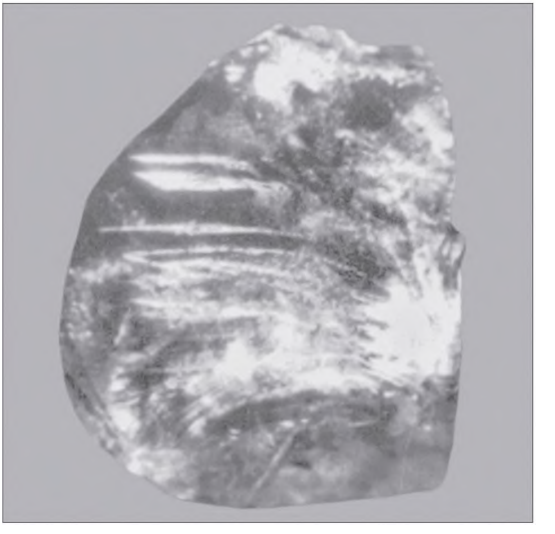


Рис. 26. Макродіамант з алювію р. Ятрань. Уламок кристала перехідної форми {111} + {110}, розмір 1,3 × 1,1 × 0,4 мм, маса 0,9 мг. Знімок під мікроскопом
Fig. 26. Macrodiamond from alluvium of the Yatran River. The fragment of the crystal of transitional form {111} + {110}, 1.3 × 1.1 × 0.4 mm in size, 0.9 mg in mass. Image under a microscope

Інгульський мегаблок **The Ingul megablock**

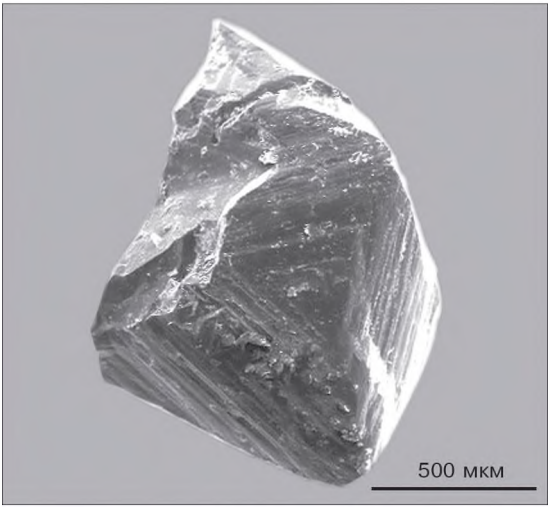


Рис. 27. Кристал перехідної форми {111} + {110}, розмір 1,4 мм, із керна свердловини у брекчієподібних породах ділянки Грузьке. Макродіамант G7. СЕМ знімок
Fig. 27. Crystal of transitional form {111} + {110}, 1.4 mm in size, from core of borehole in breccia-like rocks of the Gruzke area. Macrodiamond G7. SEM image

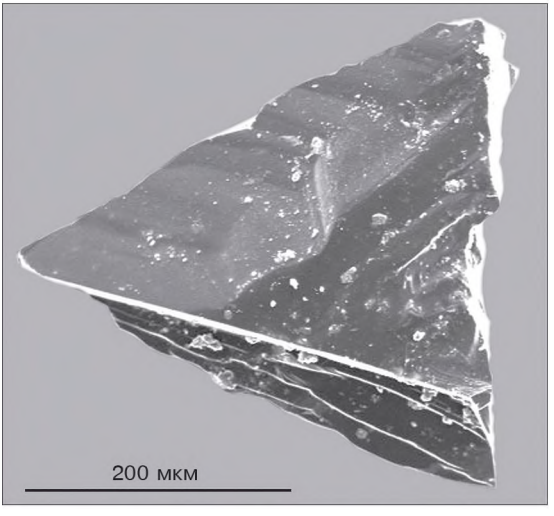


Рис. 28. Кристал з частково збереженим октаедричним огранюванням із керна свердловини у брекчієподібних породах ділянки Грузьке. Мікродіамант G6. СЕМ знімок
Fig. 28. Crystal with partial preservation of octahedral faceting from core of borehole in breccia-like rocks of the Gruzke area. Microdiamond G6. SEM image

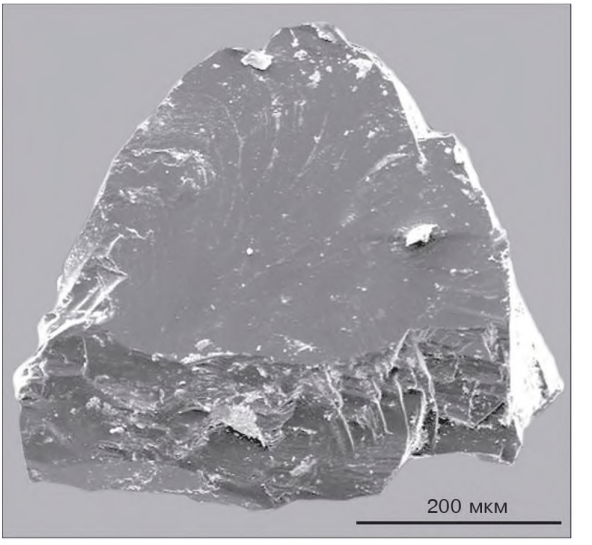


Рис. 29. Жовтуватий уламок діаманту G1 із керна свердловини у брекчієподібних породах ділянки Грузьке. СЕМ знімок
Fig. 29. Yellowish fragment G1 of diamond crystal from core of borehole in breccia-like rocks of the Gruzke area. SEM image

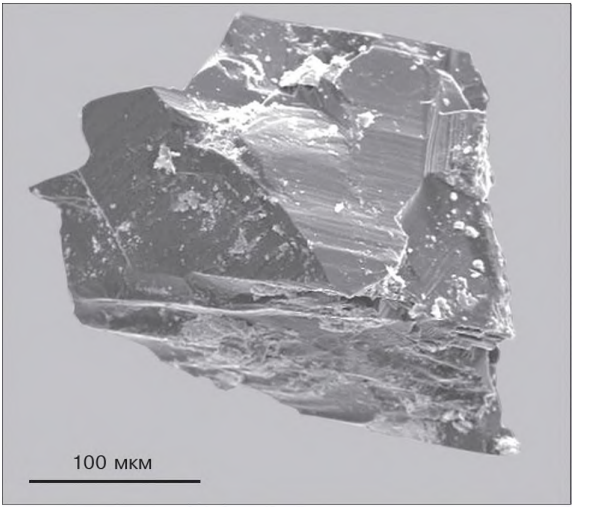


Рис. 30. Жовтуватий уламок діаманту G4a із керна свердловини у брекчієподібних породах ділянки Грузьке. СЕМ знімок
Fig. 30. Yellowish fragment G4a of diamond crystal from core of borehole in breccia-like rocks of the Gruzke area. SEM image

Середньопридніпровський мегаблок, неогеновий розсип Самоткань, мікродіаманти

The Middle Dnipro megablock, Samotkan' Neogene placer, microdiamonds

Прості форми кристалів **Simply crystal forms**

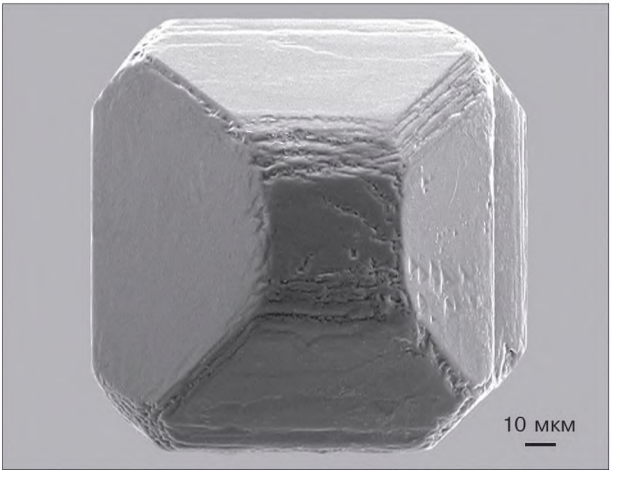


Рис. 31. Октаедр з плоскими гранями куба. СЕМ знімок
Fig. 31. Octahedron with flat faces of cube. SEM image

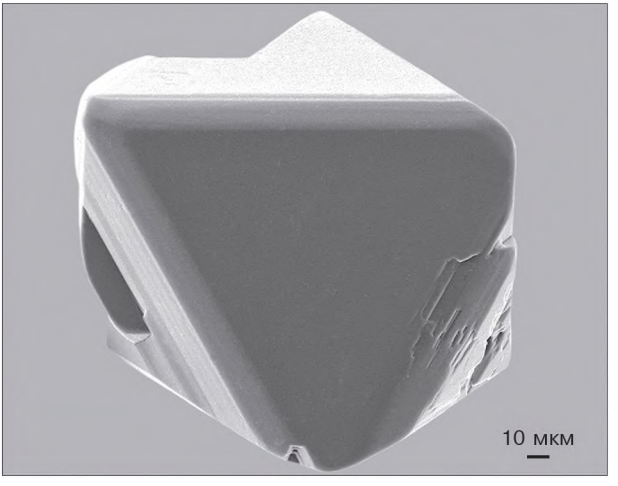


Рис. 32. Октаедр з плоскими гранями тригон-триоктаедра. СЕМ знімок
Fig. 32. Octahedron with flat faces of trisoctahedron. SEM image

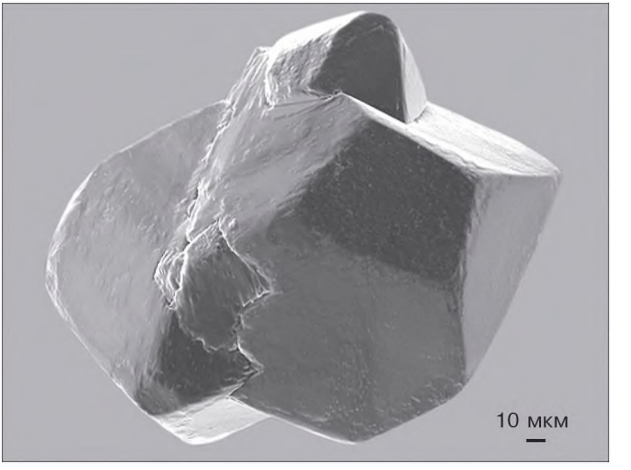


Рис. 33. Октаедр з плоскими гранями тетрагон-триоктаедра. СЕМ знімок
Fig. 33. Octahedron with flat faces of trapezohedron. SEM image

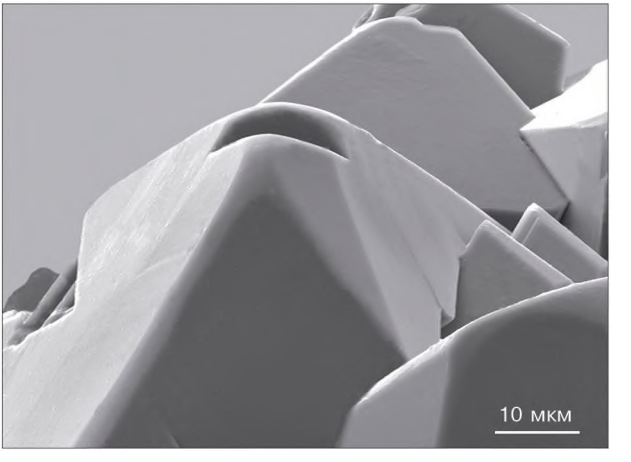


Рис. 34. Октаедр з плоскими гранями тетрагексаедра. СЕМ знімок
Fig. 34. Octahedron with flat faces of tetrahexahedron. SEM image

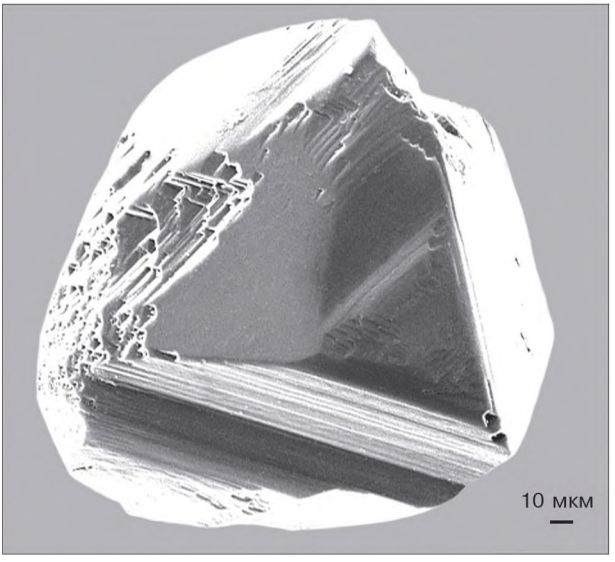


Рис. 35. Октаедр з плоскими гранями гексоктаедра. СЕМ знімок
Fig. 35. Octahedron with flat faces of hexoctahedron. SEM image

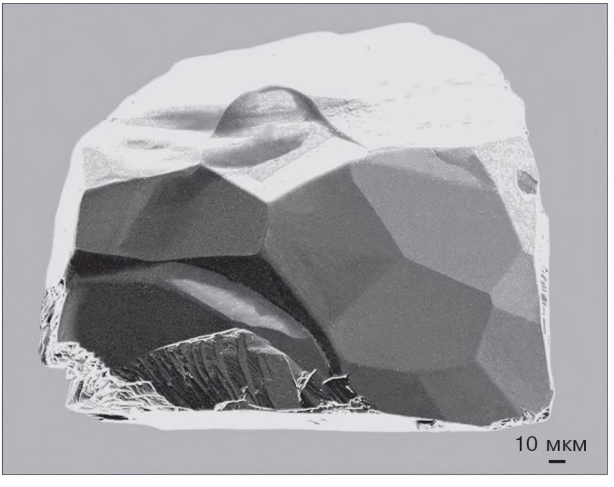


Рис. 36. Кристал з добре розвиненими плоскими гранями гексоктаедра. СЕМ знімок
Fig. 36. Crystal with well-developed flat faces of hexoctahedron. SEM image

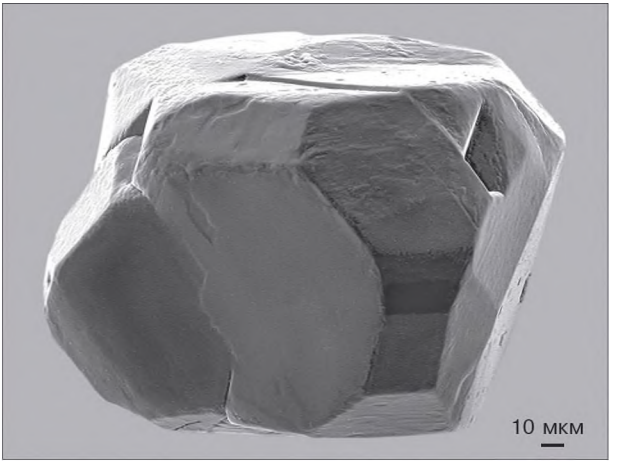


Рис. 37. Незакономірний зросток октаедрів з плоскими гранями куба, ромбододекаедра, тетрагексаедра і гексоктаедра. СЕМ знімок
Fig. 37. Irregular intergrowth of octahedrons with flat faces of cube, rhombic dodecahedron, tetrahexahedron and hexoctahedron. SEM image

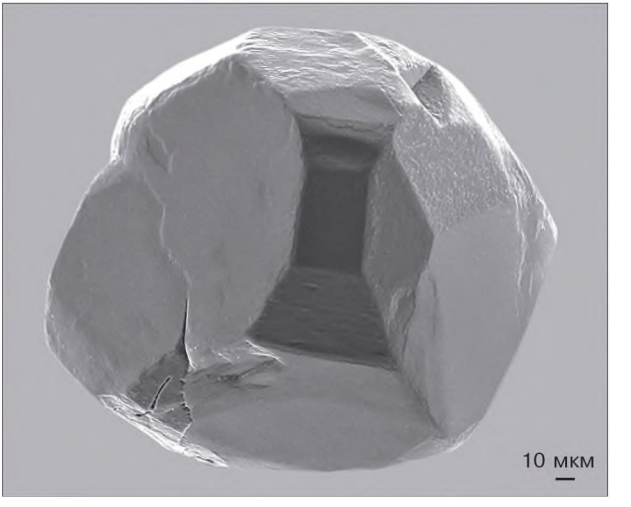


Рис. 38. Незакономірний зросток, зображений на рис. 37, в іншому ракурсі. Справа можна побачити грані гексоктаедра. СЕМ знімок
Fig. 38. The irregular intergrowth, shown in Fig. 37, image from different angle. On the right you can see the faces of hexoctahedron. SEM image

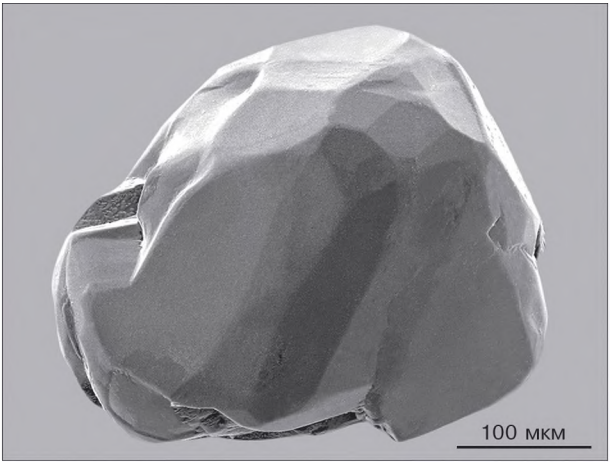


Рис. 39. Контактний двійник складноогранених кристалів з плоскими гранями куба, ромбододекаедра, гексоктаедра і тетрагексаедра. СЕМ знімок
Fig. 39. Contact twin of complex faceted crystals with flat faces of cube, rhombic dodecahedron, hexoctahedron and tetrahexahedron. SEM image

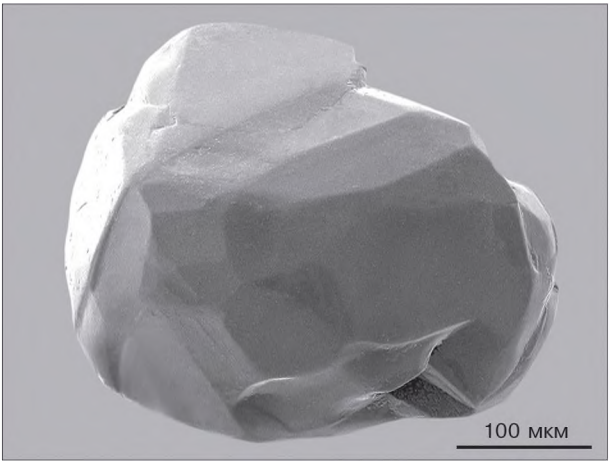


Рис. 40. Двійник, зображений на рис. 39, знімок в іншому ракурсі. Вгорі можна побачити двійниковий шов. СЕМ знімок
Fig. 40. The twin, shown in Fig. 39, image from different angle. At the top you can see the twin contact. SEM image

Октаедри
Octahedrons

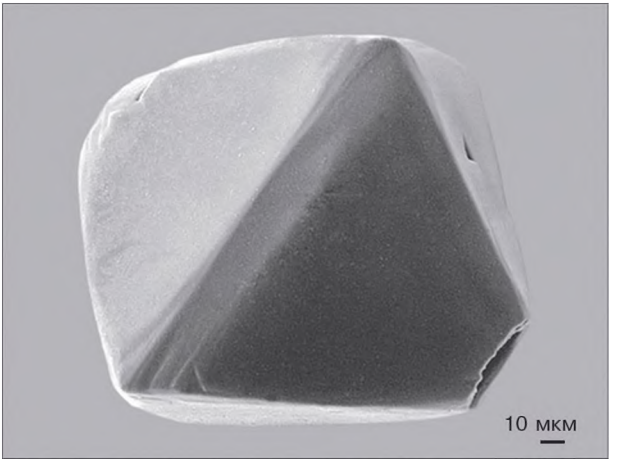


Рис. 41. Ізометричний октаедр. СЕМ знімок
Fig. 41. Isometric octahedron. SEM image

Рис. 42. Ізометричний октаедр із вростком діаманту. СЕМ знімок
Fig. 42. Isometric octahedron with an overgrowth of diamond. SEM image

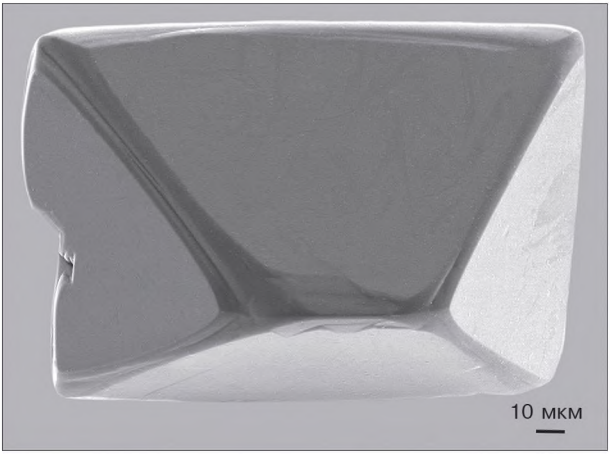


Рис. 43. Октаедр, витягнутий уздовж осі другого порядку. СЕМ знімок
Fig. 43. Octahedron, elongated along the two-fold axis. SEM image

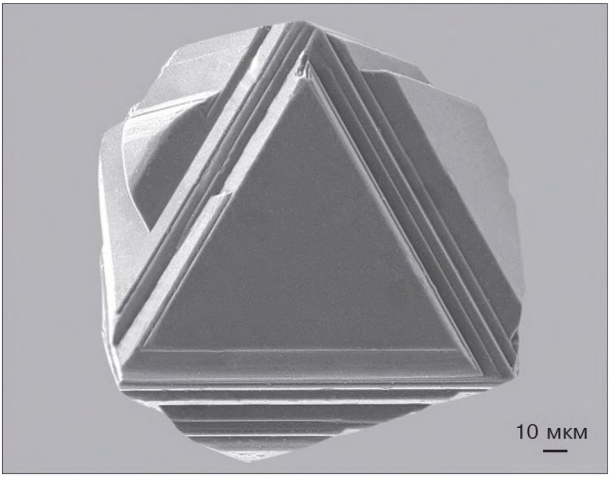


Рис. 44. Октаедр з паралельною штриховкою на ребрах і трикутним наростом діаманту. СЕМ знімок
Fig. 44. Octahedron with parallel striation on edges and a triangular overgrowth of diamond. SEM image

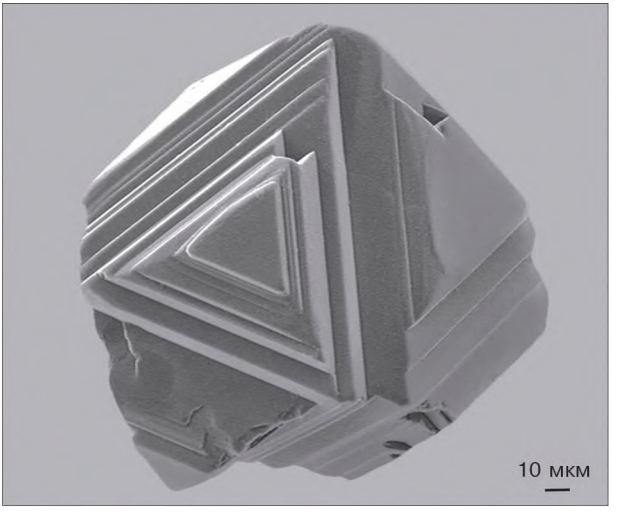


Рис. 45. Октаедр з паралельною штриховкою на ребрах. СЕМ знімок
Fig. 45. Octahedron with parallel striation on edges. SEM image

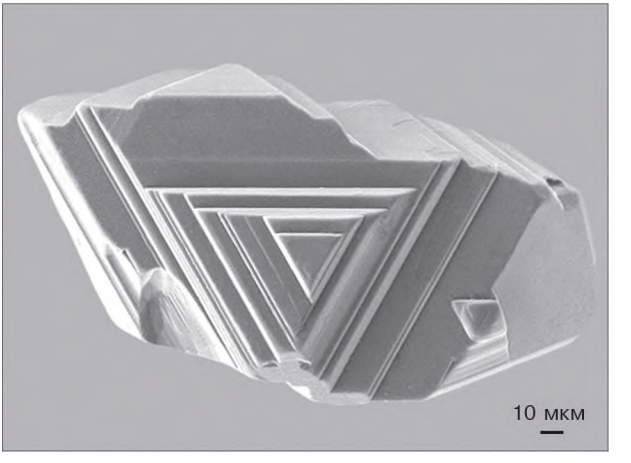


Рис. 46. Октаедр з паралельною штриховкою на ребрах, сильно витягнутий уздовж осі другого порядку. СЕМ знімок
Fig. 46. Octahedron with parallel striation on edges, strongly elongated along the two-fold axis. SEM image

Куби
Cubes

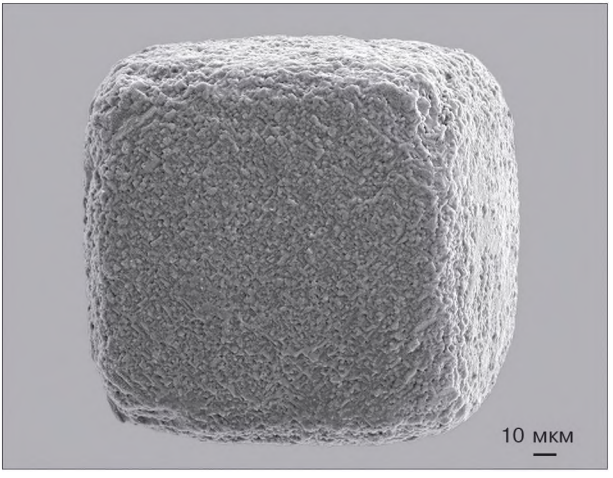


Рис. 47. Куб з шорсткою поверхнею граней. СЕМ знімок
Fig. 47. Cube with rough surface of the faces. SEM image

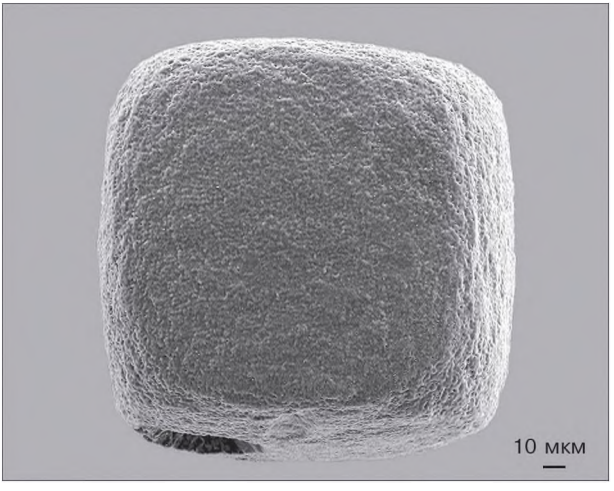


Рис. 48. Куб з шорсткою поверхнею граней. СЕМ знімок
Fig. 48. Cube with rough surface of the faces. SEM image

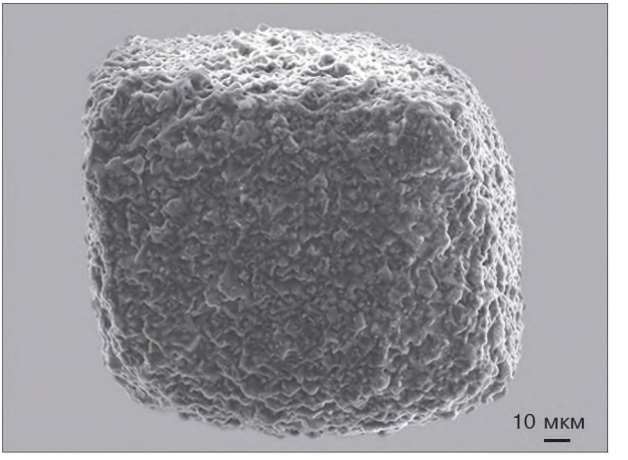


Рис. 49. Куб з шорсткою поверхнею граней. СЕМ знімок
Fig. 49. Cube with rough surface of the faces. SEM image

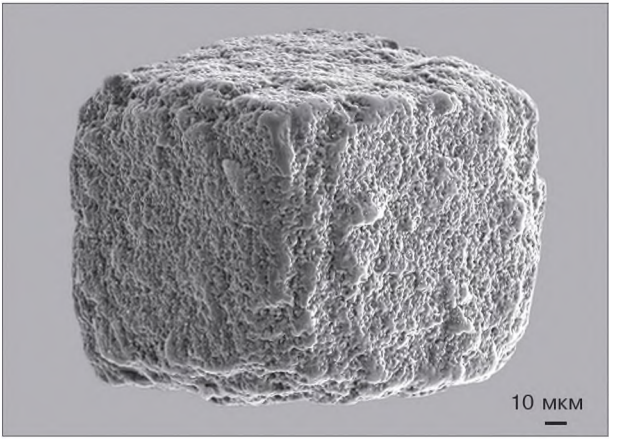


Рис. 50. Куб з шорсткою поверхнею граней. СЕМ знімок
Fig. 50. Cube with rough surface of the faces. SEM image

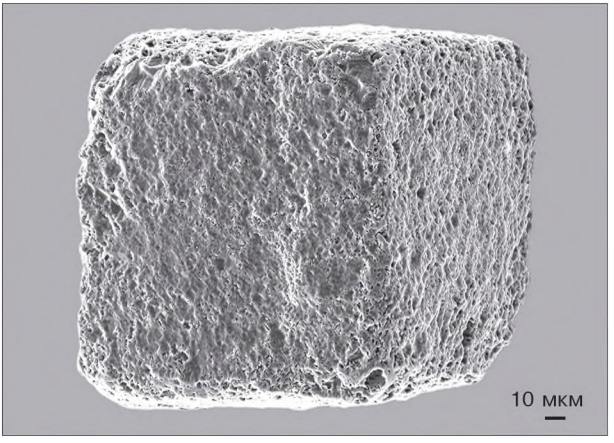


Рис. 51. Куб з ямчастою поверхнею граней. СЕМ знімок
Fig. 51. Cube with pitted surface of the faces. SEM image

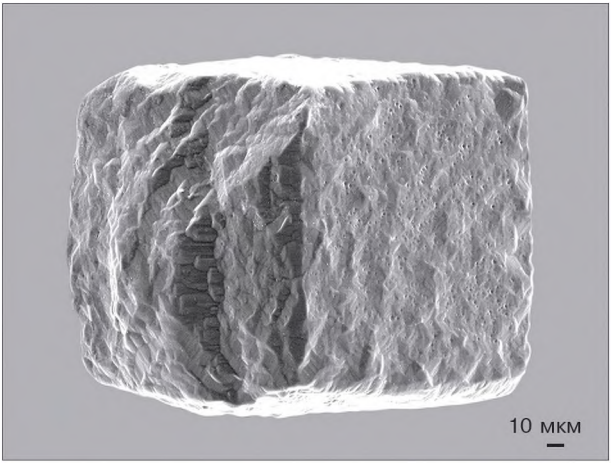


Рис. 52. Куб з ямчастою поверхнею граней. СЕМ знімок
Fig. 52. Cube with pitted surface of the faces. SEM image

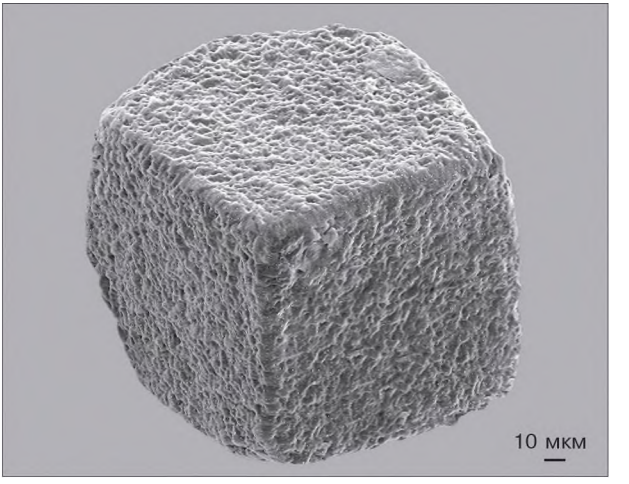


Рис. 53. Куб з ямчастою поверхнею граней. СЕМ знімок
Fig. 53. Cube with pitted surface of the faces. SEM image

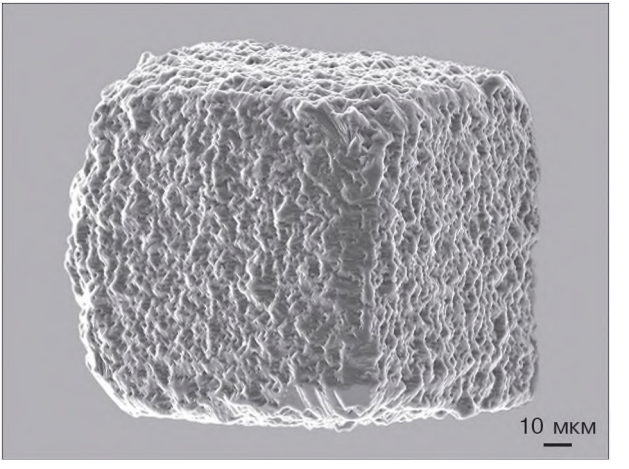


Рис. 54. Куб з ямчастою поверхнею граней. СЕМ знімок
Fig. 54. Cube with pitted surface of the faces. SEM image

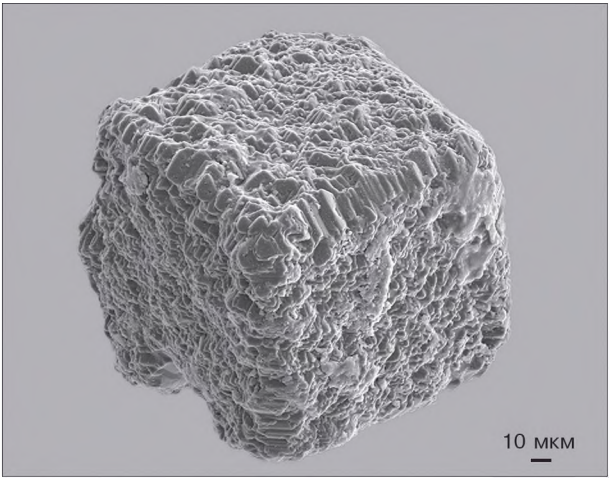


Рис. 55. Куб, ускладнений гранями октаедра і ромбододекаедра. СЕМ знімок
Fig. 55. Cube complicated by the faces of octahedron and rhombic dodecahedron. SEM image

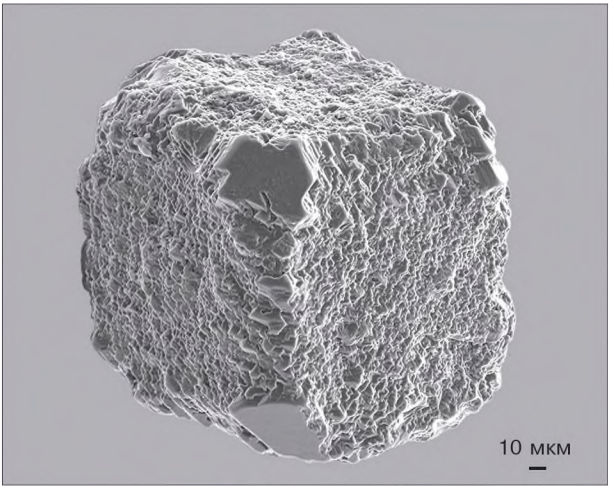


Рис. 56. Куб, ускладнений гранями октаедра і ромбододекаедра. СЕМ знімок
Fig. 56. Cube complicated by the faces of octahedron and rhombic dodecahedron. SEM image

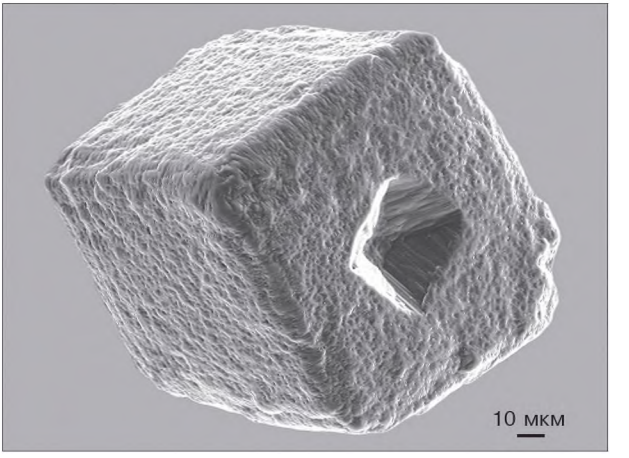


Рис. 57. Куб, ускладнений гранями ромбододекаедра та з великою западиною. СЕМ знімок
Fig. 57. Cube complicated by the faces of rhombic dodecahedron and with a large pit. SEM image

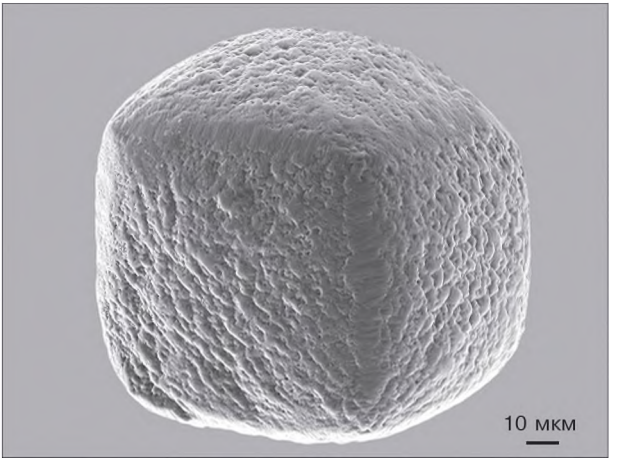


Рис. 58. Куб, ускладнений гранями ромбододекаедра. СЕМ знімок
Fig. 58. Cube complicated by the faces of rhombic dodecahedron. SEM image

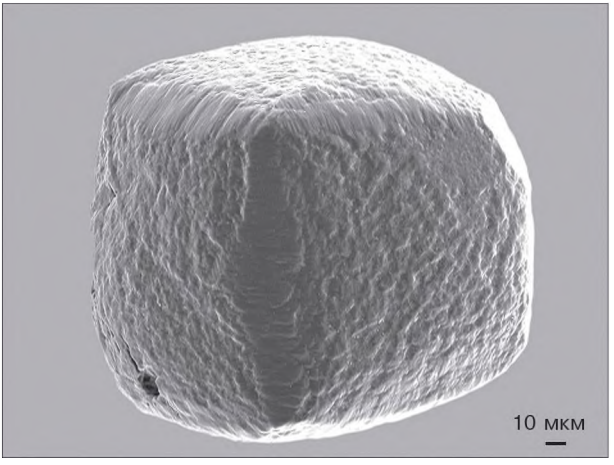


Рис. 59. Куб, ускладнений гранями ромбододекаедра. СЕМ знімок
Fig. 59. Cube complicated by the faces of rhombic dodecahedron. SEM image

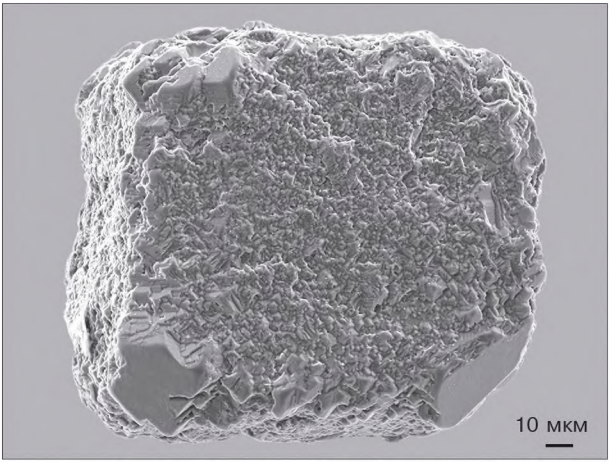


Рис. 60. Куб, ускладнений гранями октаедра. СЕМ знімок
Fig. 60. Cube complicated by the faces of octahedron. SEM image

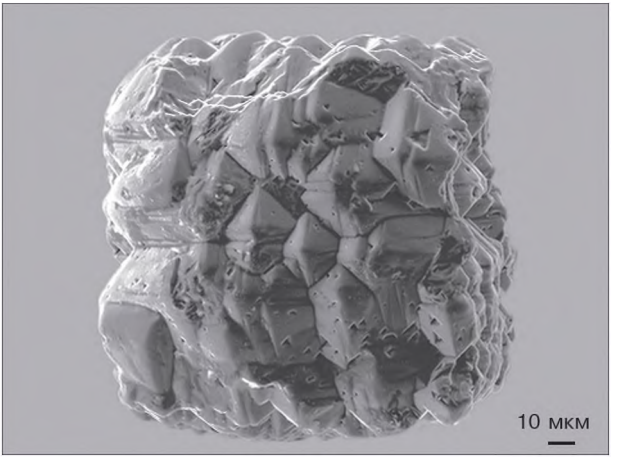


Рис. 61. Куб, поверхня якого складена мікрооктаедрами. СЕМ знімок
Fig. 61. Cube whose the surface is composed by micro-octahedrons. SEM image

Кубоїди
Cuboids

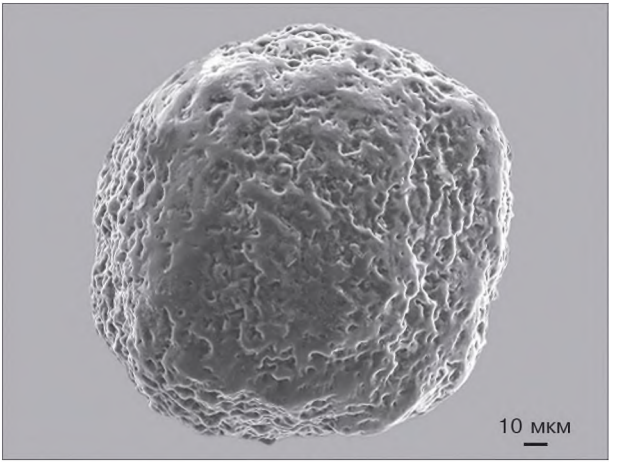


Рис. 62. Кубоїд з ямчастою поверхнею. СЕМ знімок
Fig. 62. Cuboid with pitted surface. SEM image

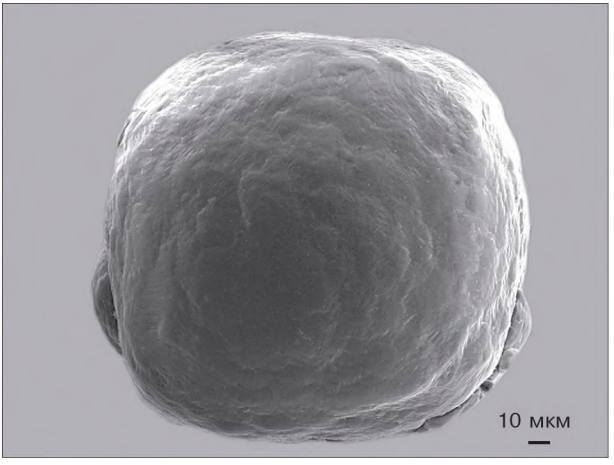


Рис. 63. Кубоїд з блоковою поверхнею. СЕМ знімок
Fig. 63. Cuboid with block surface. SEM image

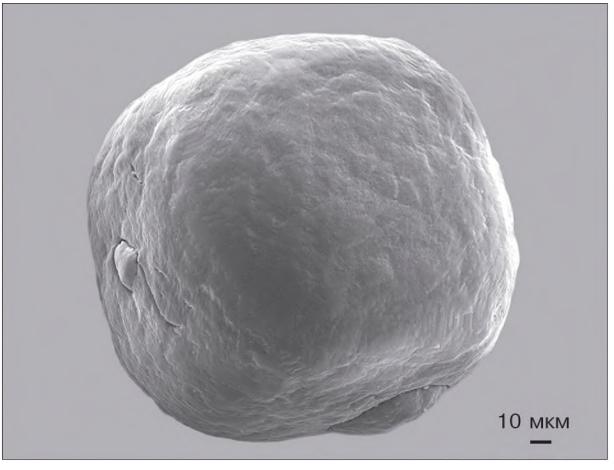


Рис. 64. Кубоїд з блоковою поверхнею. СЕМ знімок
Fig. 64. Cuboid with block surface. SEM image

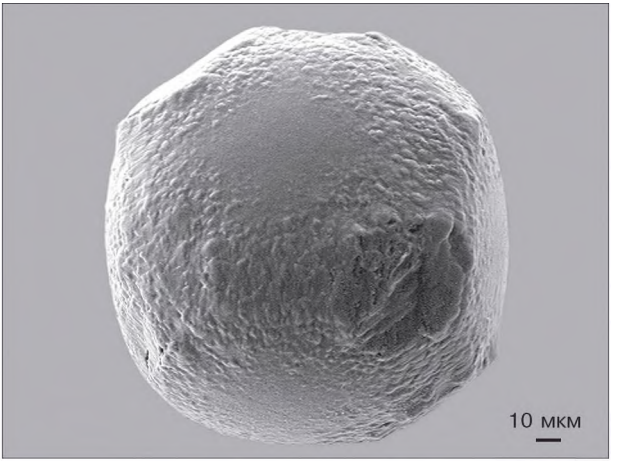


Рис. 65. Кубоїд з горбистою поверхнею. СЕМ знімок
Fig. 65. Cuboid with hilly surface. SEM image

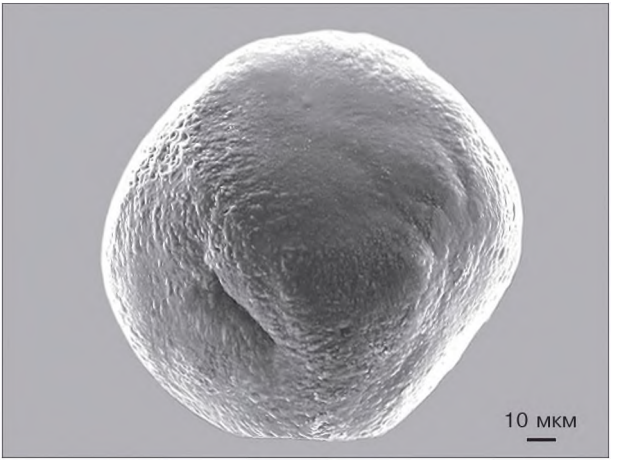


Рис. 66. Кубоїд з горбистою поверхнею. СЕМ знімок
Fig. 66. Cuboid with hilly surface. SEM image

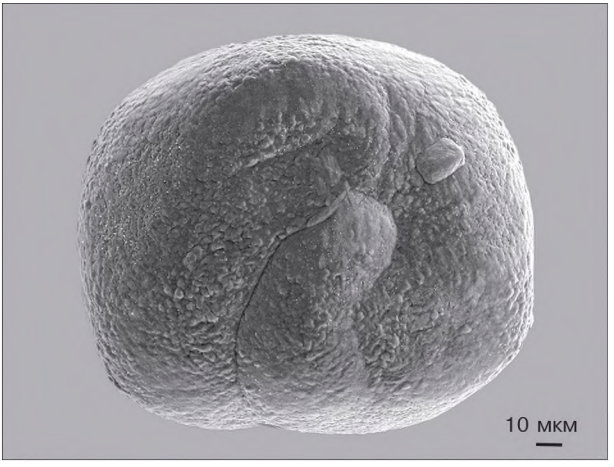


Рис. 67. Кубоїд з горбистою поверхнею. СЕМ знімок
Fig. 67. Cuboid with hilly surface. SEM image

Кубо-октаедри
Cube-octahedrons

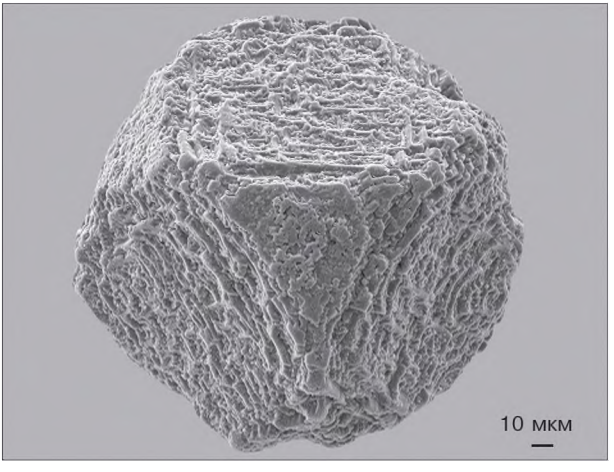


Рис. 68. Кубо-октаедр зі спіралеподібними утвореннями на гранях октаедра. СЕМ знімок
Fig. 68. Cube-octahedron with spiral-like figures on octahedron faces. SEM image

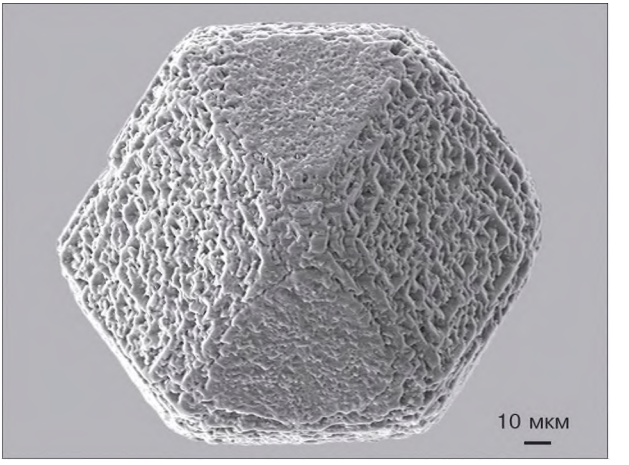


Рис. 69. Кубо-октаедр з шорсткою поверхнею граней октаедра. СЕМ знімок
Fig. 69. Cube-octahedron with rough surface of octahedron faces. SEM image

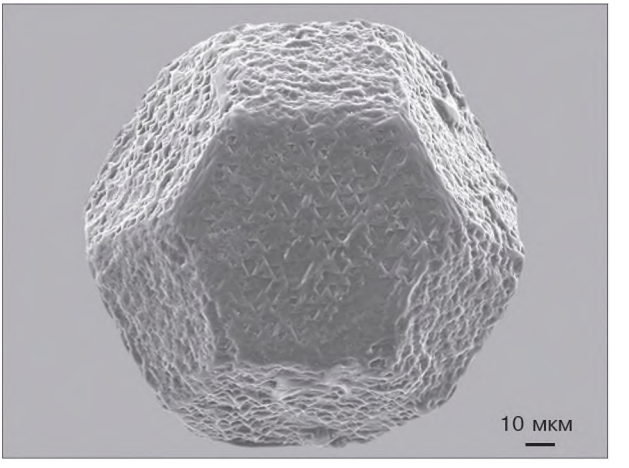


Рис. 70. Кубо-октаедр з обернено-паралельними трикутними западинами на гранях октаедра. СЕМ знімок
Fig. 70. Cube-octahedron with inversely parallel triangular pits on octahedron faces. SEM image

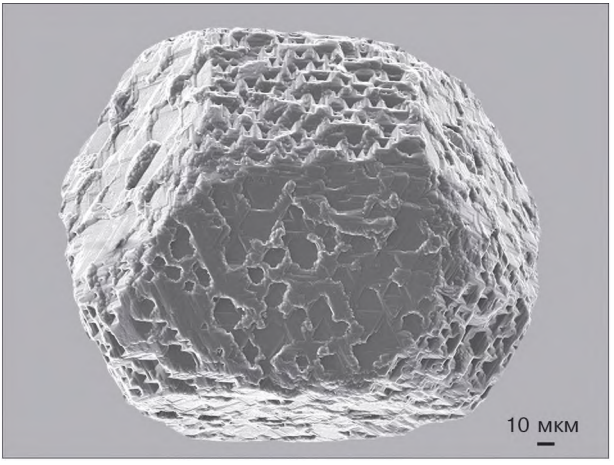


Рис. 71. Кубо-октаедр з прямолінійно-паралельними трикутними западинами на гранях октаедра. СЕМ знімок
Fig. 71. Cube-octahedron with straight parallel triangular pits on octahedron faces. SEM image

Кристали комбінаційної форми
Crystals of combinational form

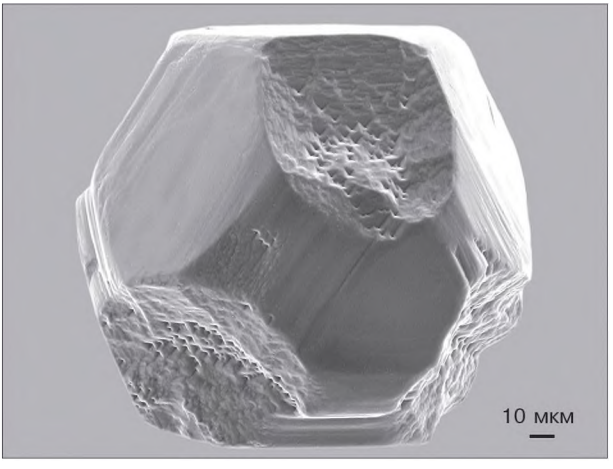


Рис. 72. Кристал комбінаційної форми {111} + {110} + + {100}. СЕМ знімок
Fig. 72. Crystal of combinational form {111} + {110} + {100}. SEM image

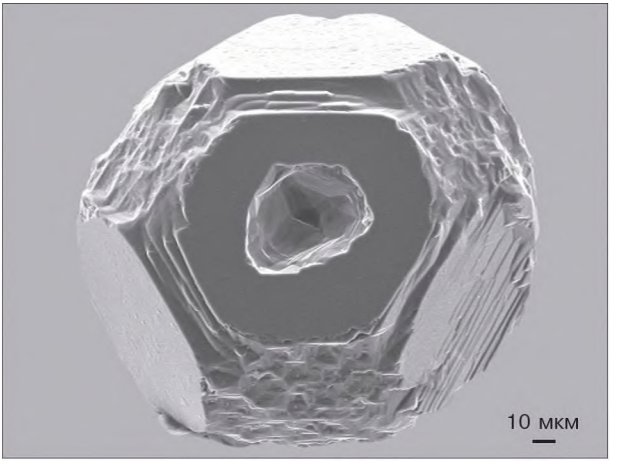


Рис. 73. Кристал комбінаційної форми {111} + {110} + + {100}. СЕМ знімок
Fig. 73. Crystal of combinational form {111} + {110} + {100}. SEM image

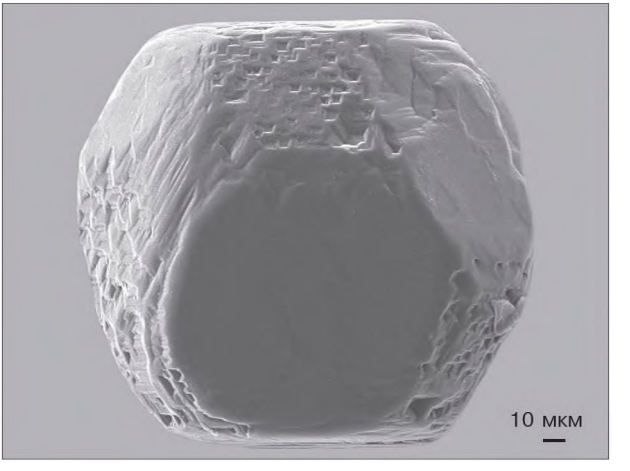


Рис. 74. Кристал комбінаційної форми {111} + {110} + + {100}. СЕМ знімок
Fig. 74. Crystal of combinational form {111} + {110} + {100}. SEM image

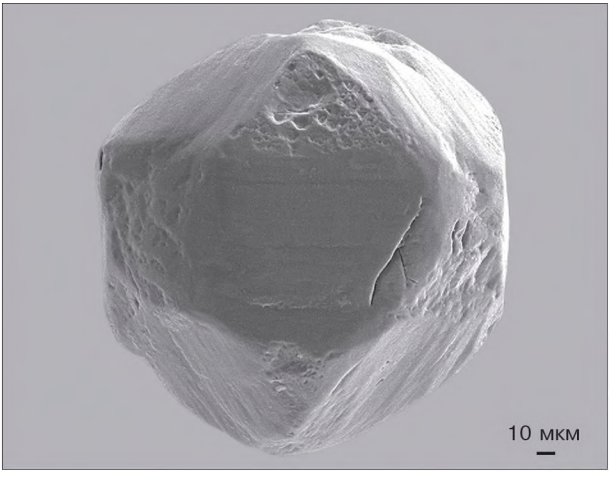


Рис. 75. Кристал комбінаційної форми {111} + {110} + + {100}. СЕМ знімок
Fig. 75. Crystal of combinational form {111} + {110} + + {100}. SEM image

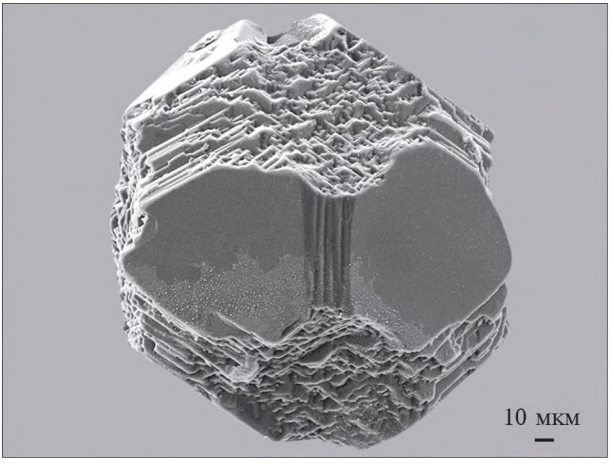


Рис. 76. Кристал комбінаційної форми {111} + {110} + + {100}. СЕМ знімок
Fig. 76. The crystal of combinational form {111} + {110} + + {100}. SEM image

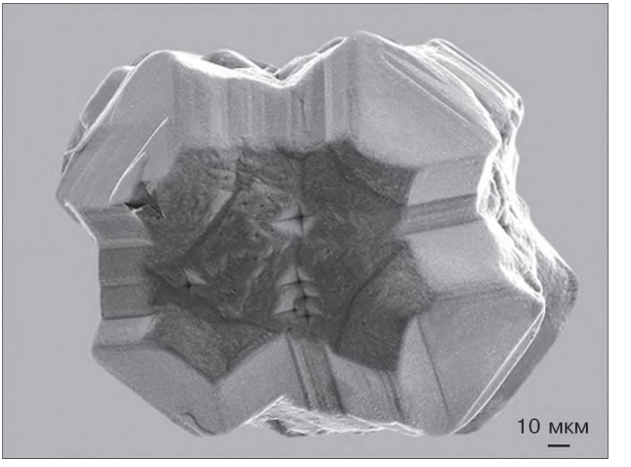


Рис. 77. Кристал комбінаційної форми {111} + {110} + + {100}. СЕМ знімок
Fig. 77. Crystal of combinational form {111} + {110} + {100}. SEM image

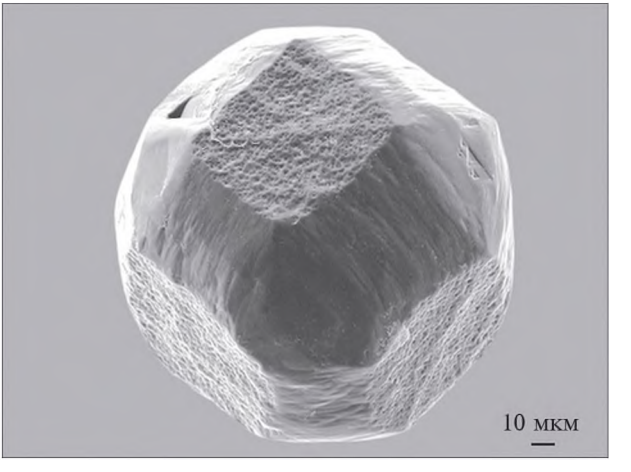


Рис. 78. Кристал комбінаційної форми {111} + {110} + + {100}. СЕМ знімок
Fig. 78. Crystal of combinational form {111} + {110} + {100}. SEM image

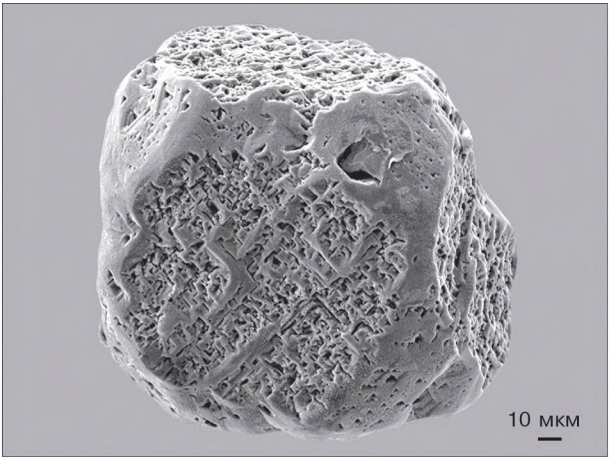


Рис. 79. Кристал комбінаційної форми {111} + {110} + + {100}. СЕМ знімок
Fig. 79. Crystal of combinational form {111} + {110} + {100}. SEM image

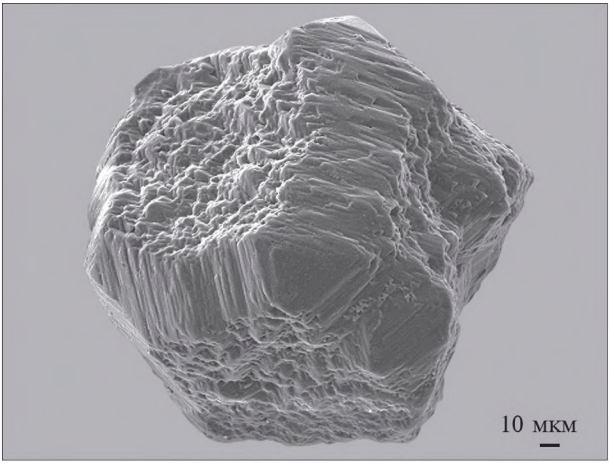


Рис. 80. Кристал комбінаційної форми {111} + {110} + + {100}. СЕМ знімок
Fig. 80. Crystal of combinational form {111} + {110} + {100}. SEM image

Кривогранні кристали. Додекаедроїди
Rounded crystals. Rhombic dodecahedroids

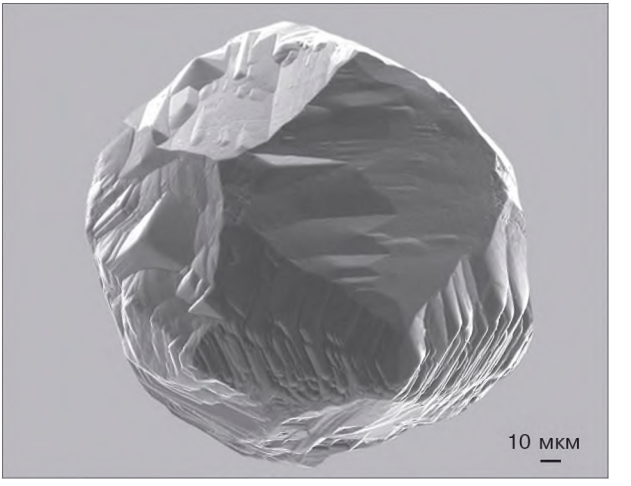


Рис. 81. Додекаедроїд з великими краплиноподібними горбиками на гранях. СЕМ знімок
Fig. 81. Dodecahedroid with large drop-like hillocks on faces. SEM image

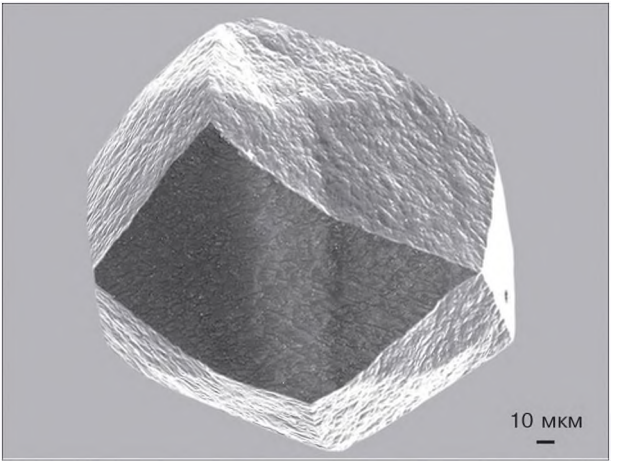


Рис. 82. Додекаедроїд, грані якого суцільно покриті краплиноподібними горбиками. СЕМ знімок
Fig. 82. Dodecahedroid, the faces of which are completely covered with drop-like hillocks. SEM image

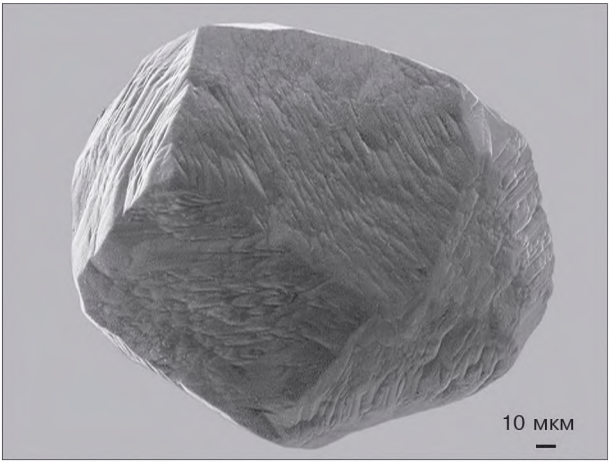


Рис. 83. Додекаедроїд, грані якого суцільно покриті краплиноподібними горбиками. СЕМ знімок
Fig. 83. Dodecahedroid, the faces of which are completely covered with drop-like hillocks. SEM image

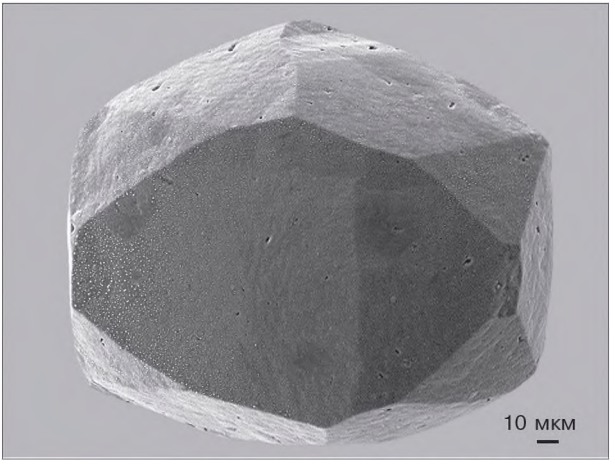


Рис. 84. Додекаедроїд з відносно гладкими гранями. СЕМ знімок
Fig. 84. Dodecahedroid with relatively smooth faces. SEM image

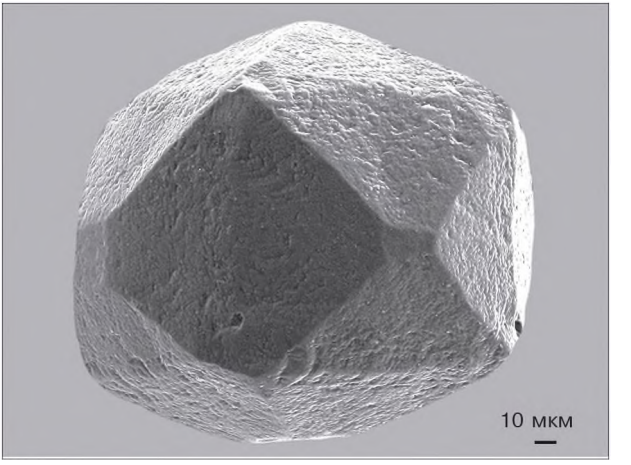


Рис. 85. Додекаедроїд з ямчастою поверхнею граней. СЕМ знімок
Fig. 85. Dodecahedroid with pitted surface of faces. SEM image

Кривогранні кристали. Тетрагексаедроїди
Rounded crystals. Tetrahexahedroids

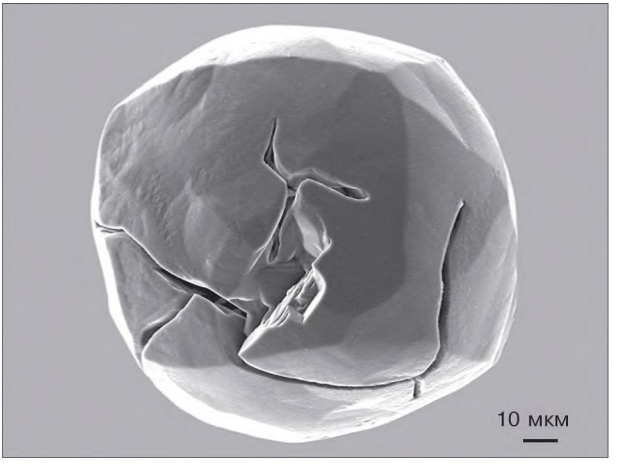


Рис. 86. Гладкогранний тетрагексаедроїд. СЕМ знімок
Fig. 86. Smooth-sided tetrahexahedroid. SEM image

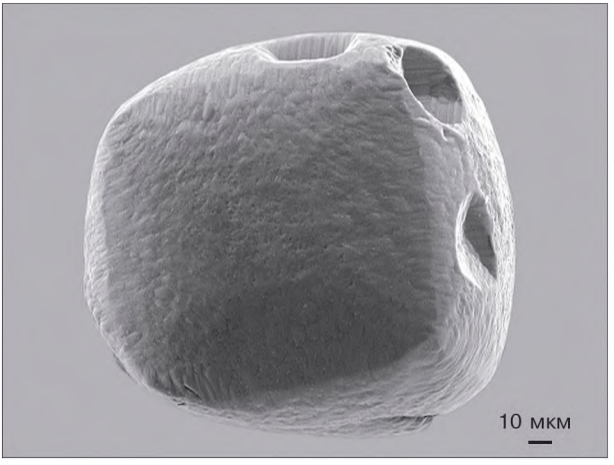


Рис. 87. Тетрагексаедроїд з горбистим рельєфом граней. СЕМ знімок
Fig. 87. Tetrahexahedroid with hilly relief of faces. SEM image

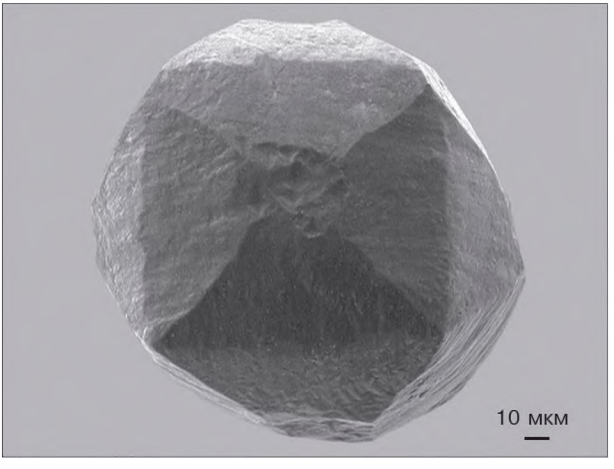


Рис. 88. Тетрагексаедроїд з чотирикутними западинами на виходах осей четвертого порядку. СЕМ знімок
Fig. 88. Tetrahexahedroid with quadrangular pits at the outputs of four-fold axis. SEM image

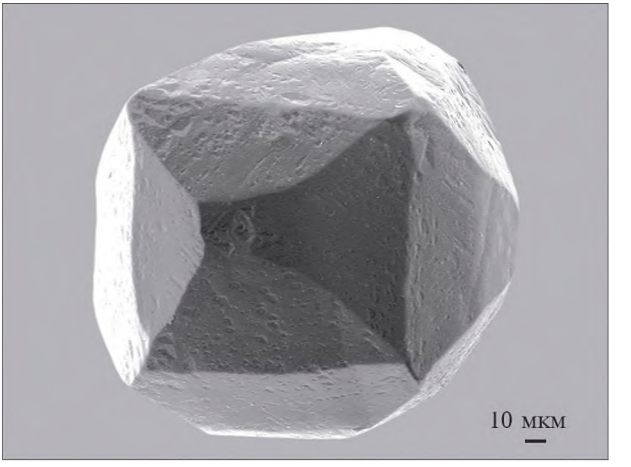


Рис. 89. Тетрагексаедроїд з тонкоямчастою поверхнею граней. СЕМ знімок
Fig. 89. Tetrahexahedroid with fine-pitted surface of faces. SEM image

Скелетні і вершинні форми кристалів
Skeletal and apex forms of crystals

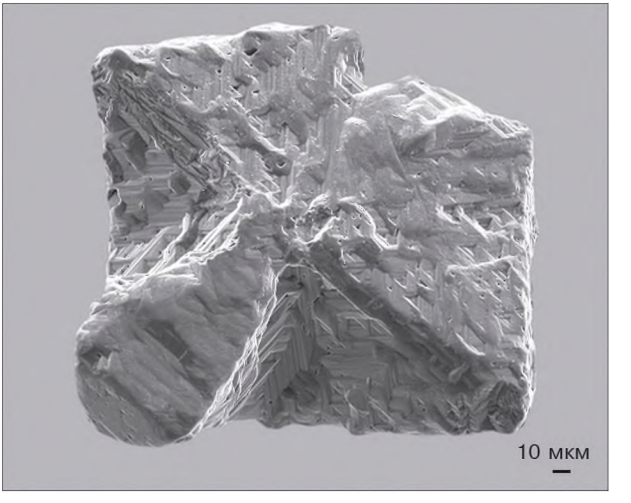


Рис. 90. Напівскелетний кристал з трикутними впадинами на гранях октаедра. СЕМ знімок
Fig. 90. Semi-skeletal crystal with triangular pits on octahedron faces. SEM image

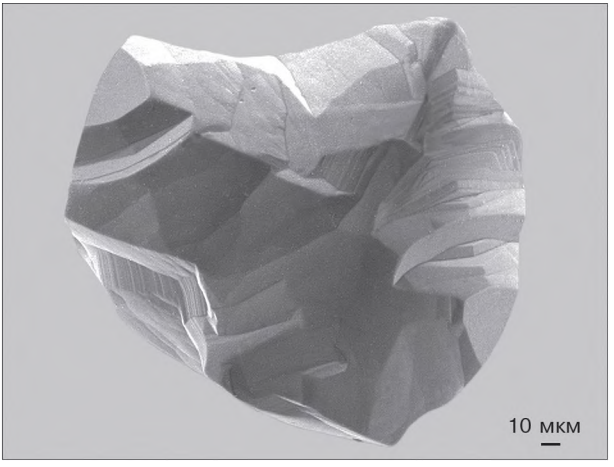


Рис. 91. Напівскелетний кристал з виразним нашаруванням по площині (111). СЕМ знімок
Fig. 91. Semi-skeletal crystal with pronounced layering on (111) plane. SEM image

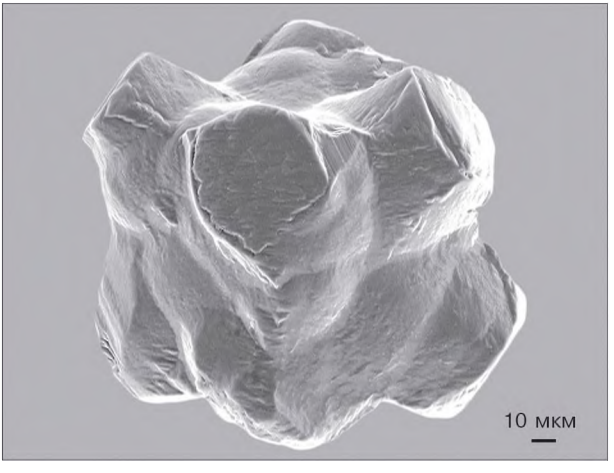


Рис. 92. Скелетний кристал з гранями октаедра на вершинах. СЕМ знімок
Fig. 92. Skeletal crystal with octahedron faces on apexs. SEM image

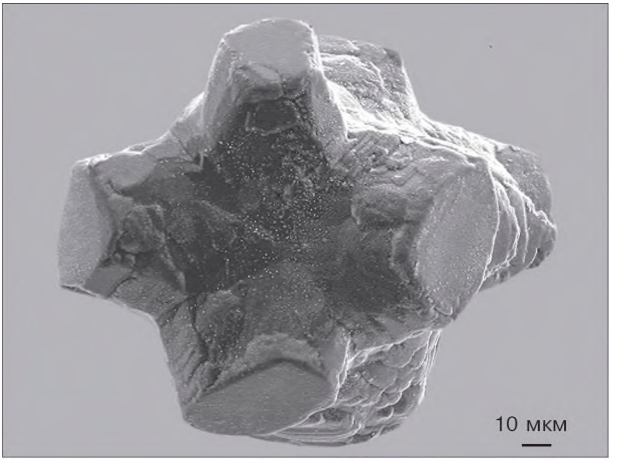


Рис. 93. Скелетний кристал з гранями октаедра на вершинах. СЕМ знімок
Fig. 93. Skeletal crystal with octahedron faces on apexs. SEM image

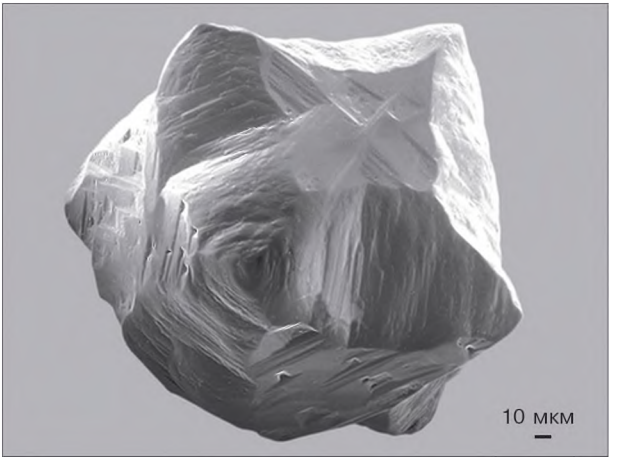


Рис. 94. Скелетний кристал без граней октаедра на вершинах. СЕМ знімок
Fig. 94. Skeletal crystal without octahedron faces on apexs. SEM image

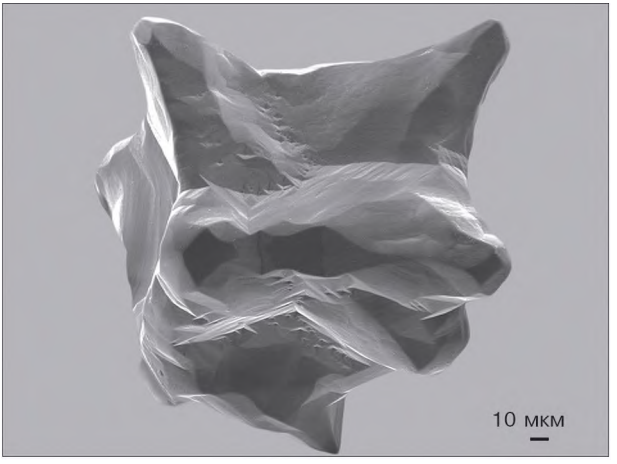


Рис. 95. Скелетний кристал без граней октаедра на вершинах. СЕМ знімок
Fig. 95. Skeletal crystal without octahedron faces on apexs. SEM image

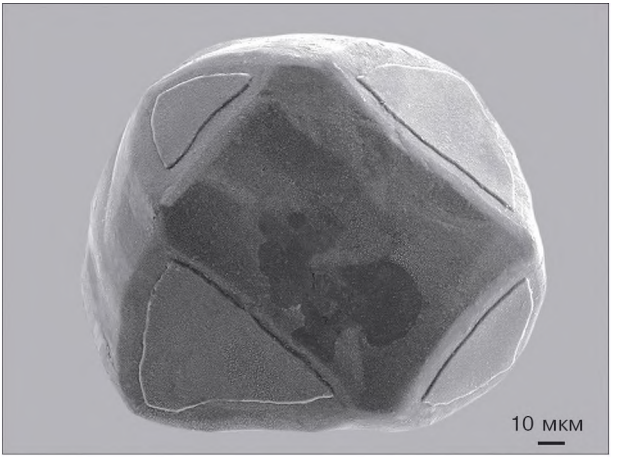


Рис. 96. Октаедро-кубоїд з наростами пластинок на гранях октаедра. СЕМ знімок
Fig. 96. Octahedron-cuboid with overgrowths of plates on octahedron faces. SEM image

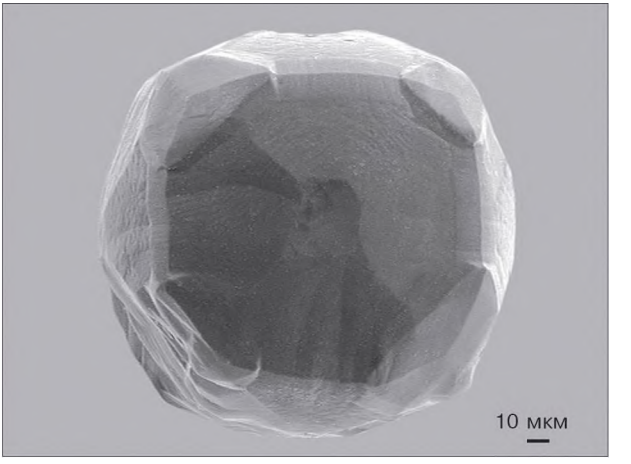


Рис. 97. Тетрагексаедроїд з наростами граней тетрагонтриоктаедра на вершинах. СЕМ знімок
Fig. 97. Tetrahexahedroid with overgrowths of trapezohedron faces on apexs. SEM image

Закономірні і незакономірні зростки кристалів
Regular and irregular intergrowths of crystals

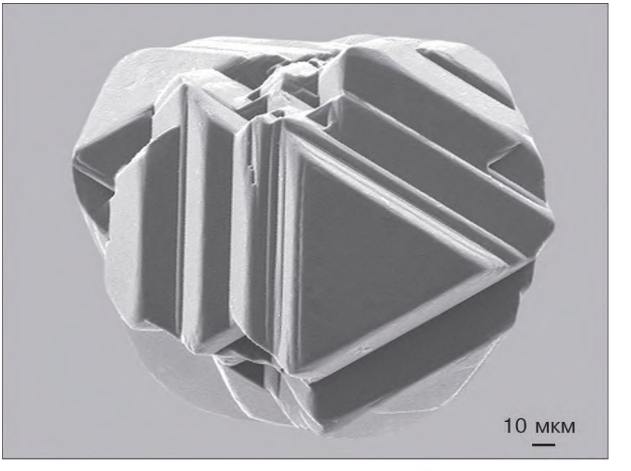


Рис. 98. Паралельний зросток октаедрів. СЕМ знімок
Fig. 98. Parallel intergrowth of octahedrons. SEM image

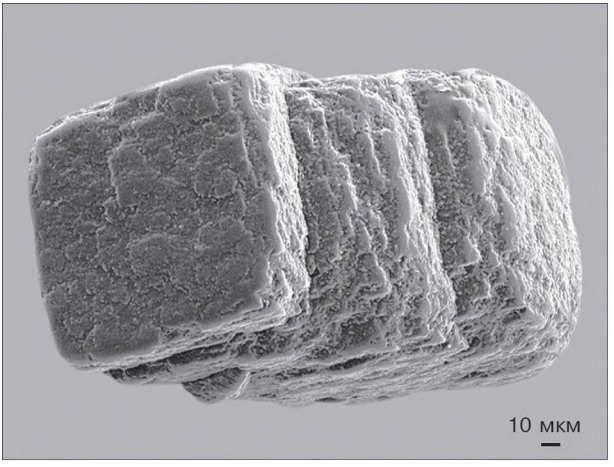


Рис. 99. Паралельний зросток кубів. СЕМ знімок
Fig. 99. Parallel intergrowth of cubes. SEM image

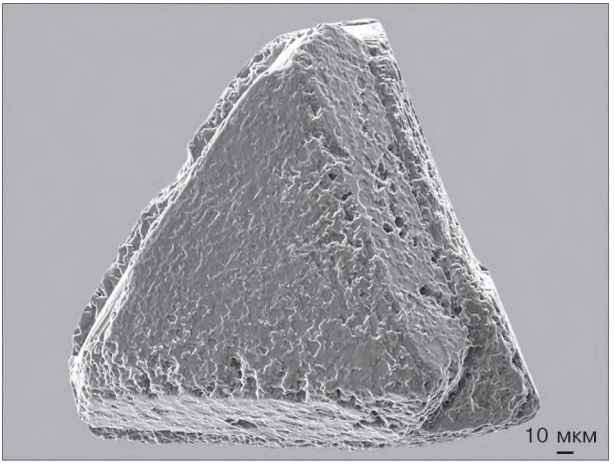


Рис. 100. Контактний двійник рівновеликих октаедрів. СЕМ знімок
Fig. 100. Contact twin of equal sized octahedrons. SEM image

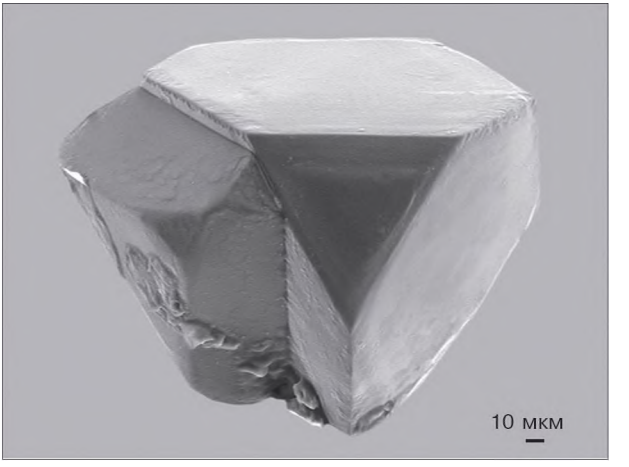


Рис. 101. Контактний двійник різновеликих октаедрів. СЕМ знімок
Fig. 101. Contact twin of different sized octahedrons. SEM image

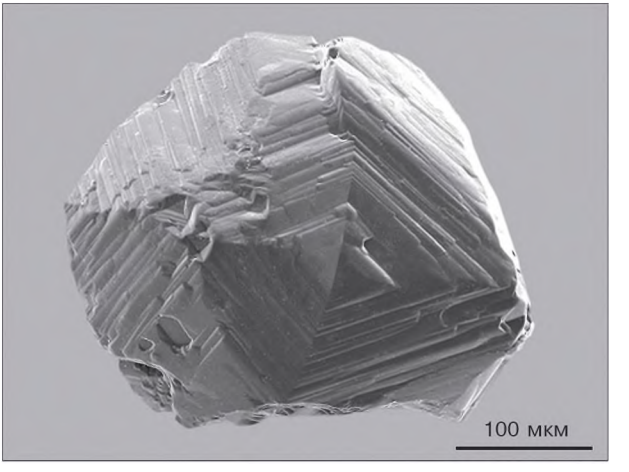


Рис. 102. Контактний двійник кристалів перехідної форми {111} + {110}. СЕМ знімок
Fig. 102. Contact twin of crystals of transitional form {111} + {110}. SEM image

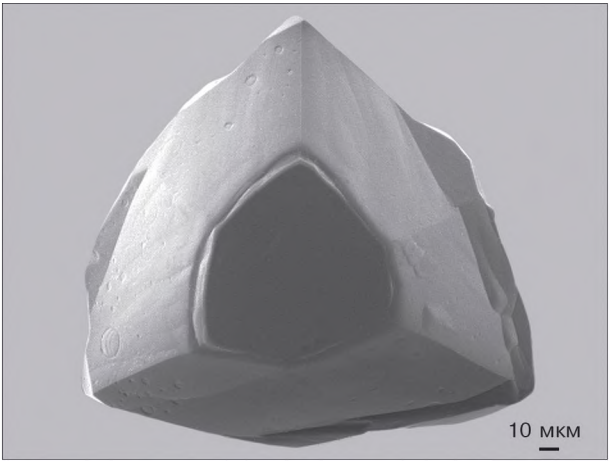


Рис. 103. Контактний двійник додекаедроїдів, ускладнених гранями октаедра. СЕМ знімок
Fig. 103. Contact twin of dodecahedroids complicated by octahedron faces. SEM image

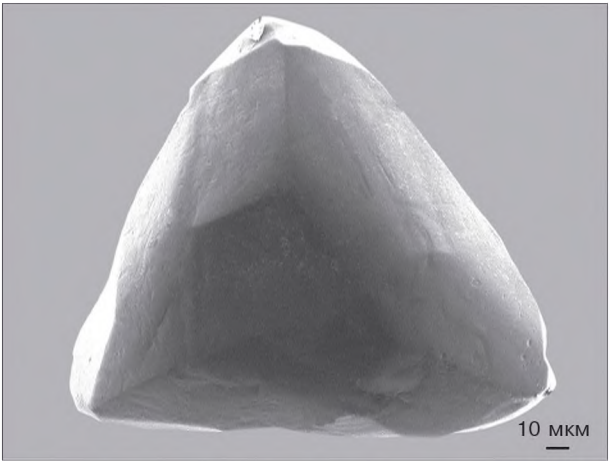


Рис. 104. Контактний двійник додекаедроїдів. СЕМ знімок
Fig. 104. Contact twin of dodecahedroids. SEM image

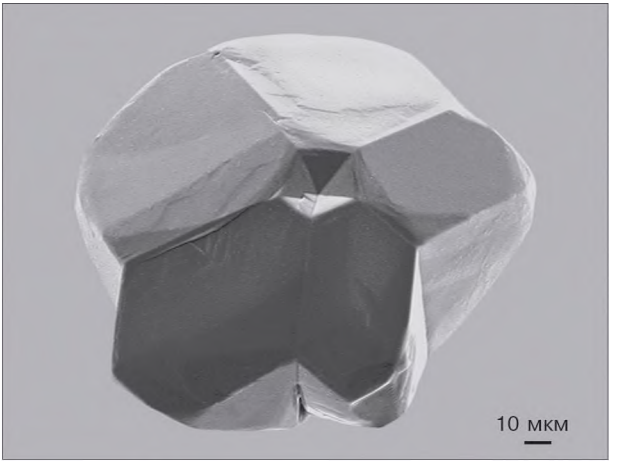


Рис. 105. Контактний п'ятірник октаедрів. СЕМ знімок
Fig. 105. Contact five-fold twin of octahedrons. SEM image

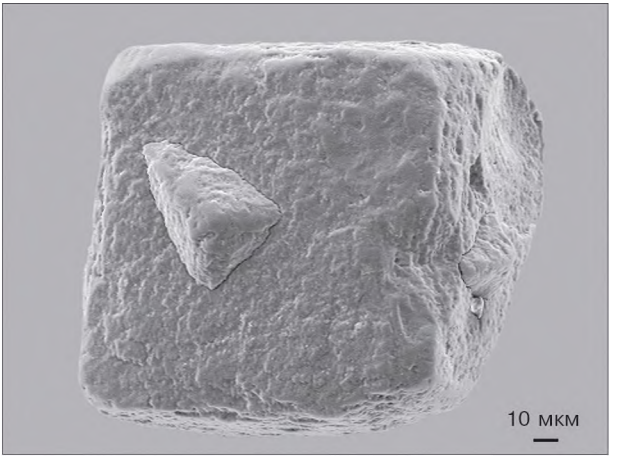


Рис. 106. Двійник проростання різновеликих кубів. СЕМ знімок
Fig. 106. Penetration twin of different sized cubes. SEM image

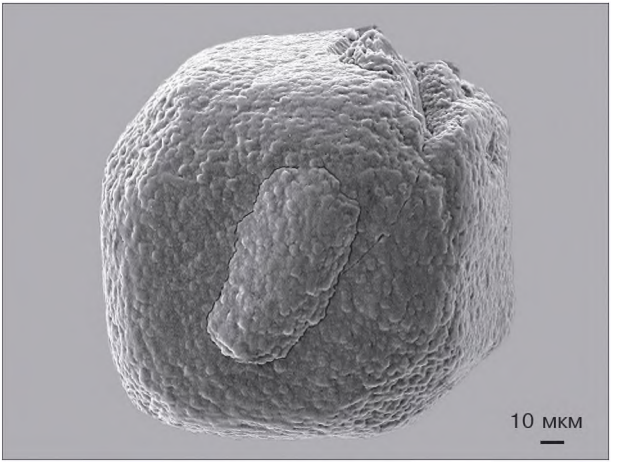


Рис. 107. Двійник проростання різновеликих кубів. СЕМ знімок
Fig. 107. Penetration twin of different sized cubes. SEM image

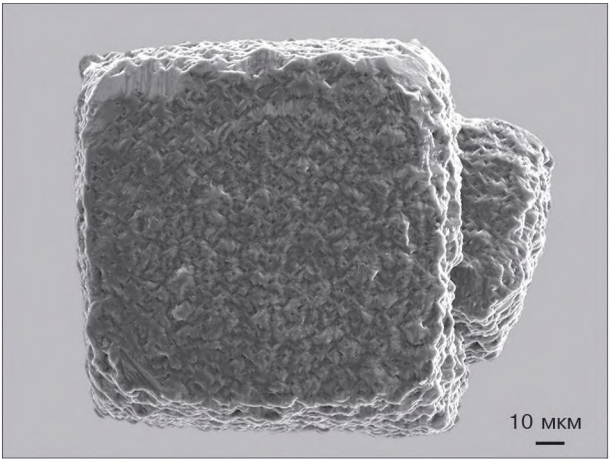


Рис. 108. Двійник проростання різновеликих кубів. СЕМ знімок
Fig. 108. Penetration twin of different sized cubes. SEM image

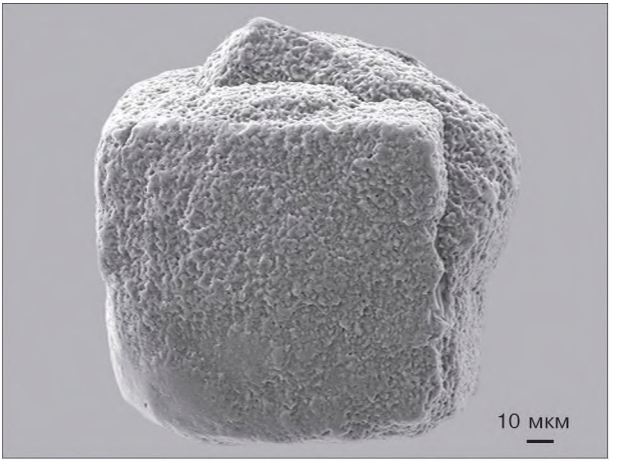


Рис. 109. Двійник проростання різновеликих кубів. СЕМ знімок
Fig. 109. Penetration twin of different sized cubes. SEM image

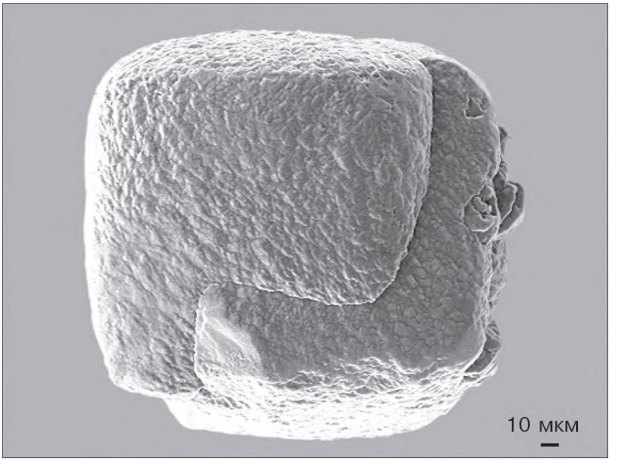


Рис. 110. Двійник проростання рівновеликих кубів. СЕМ знімок
Fig. 110. Penetration twin of equal sized cubes. SEM image

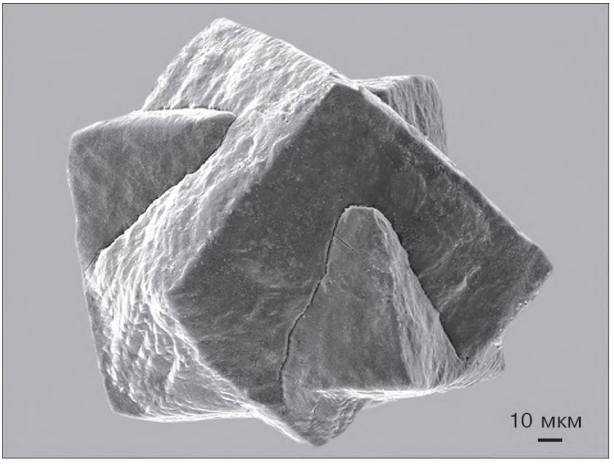


Рис. 111. Двійник проростання рівновеликих кубів. СЕМ знімок
Fig. 111. Penetration twin of equal sized cubes. SEM image

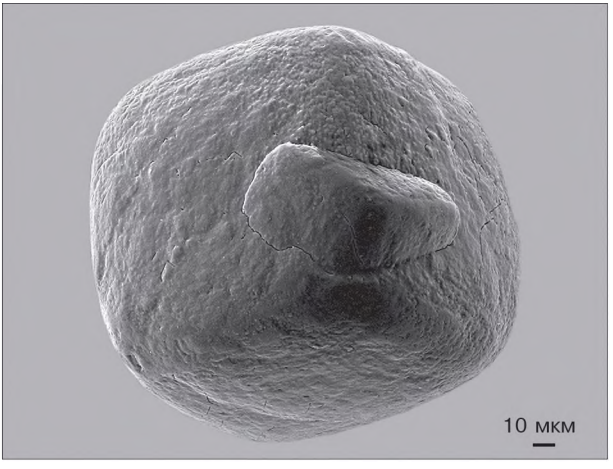


Рис. 112. Двійник проростання різновеликих кубоїдів. СЕМ знімок
Fig. 112. Penetration twin of different sized cuboids. SEM image

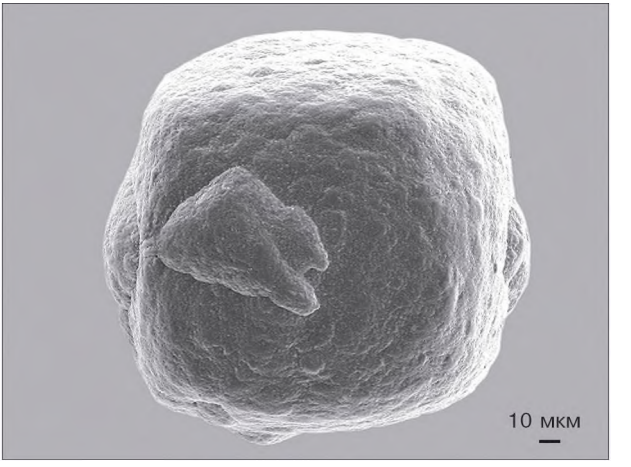


Рис. 113. Двійник проростання різновеликих кубоїдів. СЕМ знімок
Fig. 113. Penetration twin of different sized cuboids. SEM image

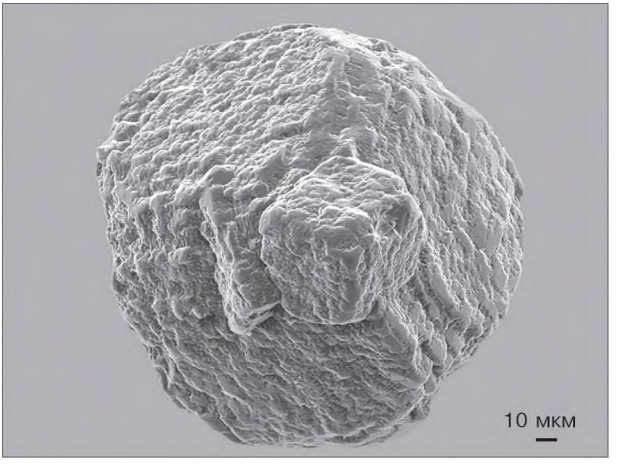


Рис. 114. Незакономірний зросток двох різновеликих кубів. СЕМ знімок
Fig. 114. Irregular intergrowth of two different sized cubes. SEM image

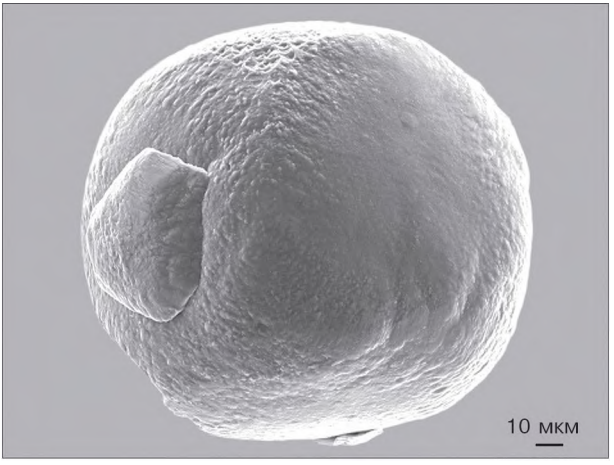


Рис. 115. Незакономірний зросток двох різновеликих кубоїдів. СЕМ знімок
Fig. 115. Irregular intergrowth of two different sized cuboids. SEM image

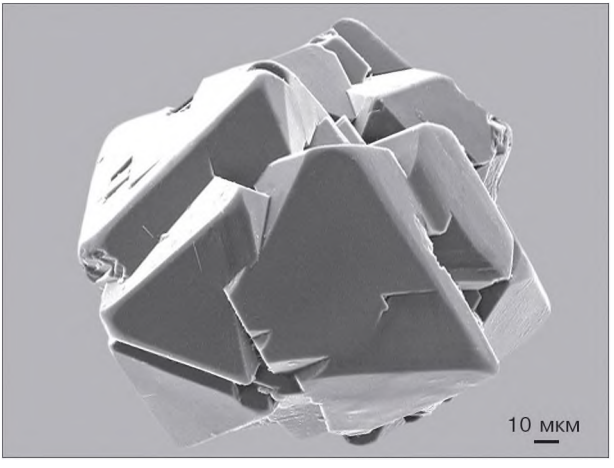


Рис. 116. Агрегат октаедрів. СЕМ знімок
Fig. 116. Aggregate of octahedrons. SEM image

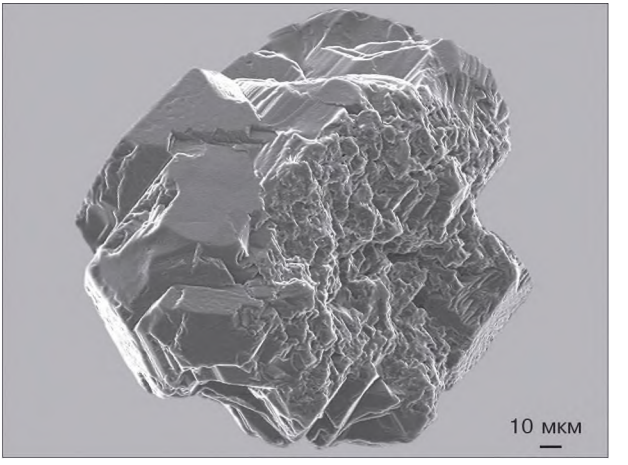


Рис. 117. Агрегат октаедрів. СЕМ знімок
Fig. 117. Aggregate of octahedrons. SEM image

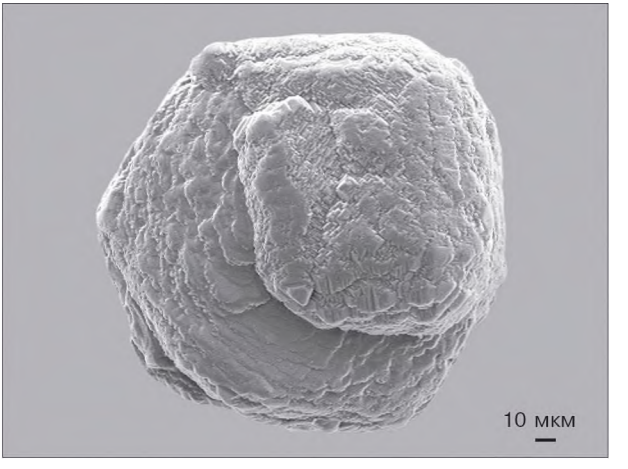


Рис. 118. Агрегат кубів. СЕМ знімок
Fig. 118. Aggregate of cubes. SEM image

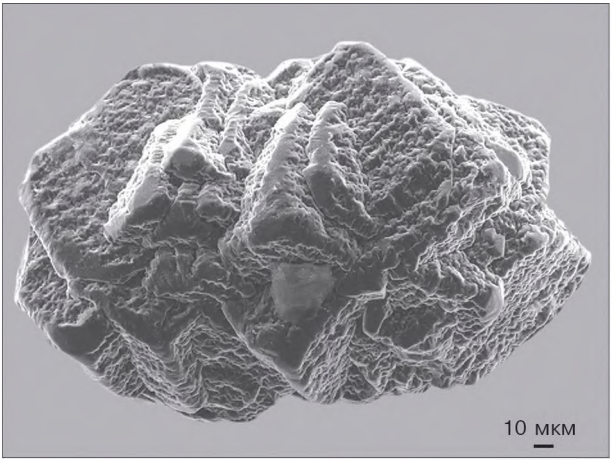


Рис. 119. Агрегат кубів. СЕМ знімок
Fig. 119. Aggregate of cubes. SEM image

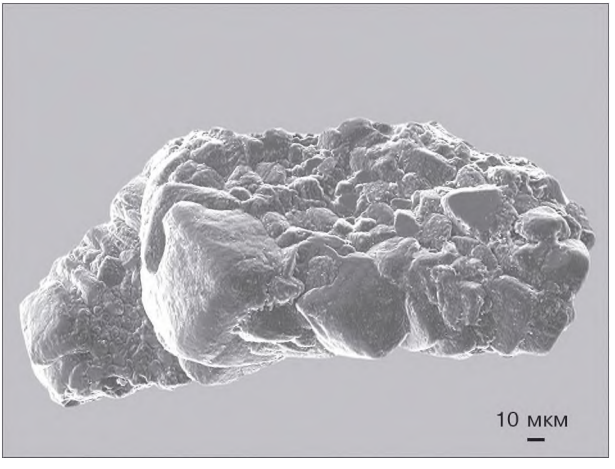


Рис. 120. Агрегат кубів, кубоїдів і октаедрів. СЕМ знімок
Fig. 120. Aggregate of cubes, cuboids and octahedrons. SEM image

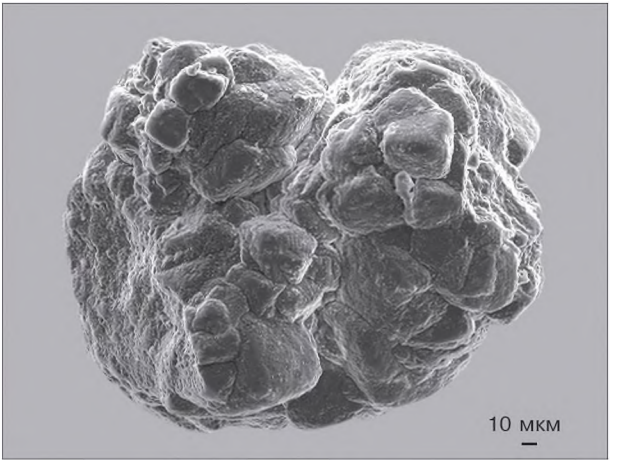


Рис. 121. Агрегат кубів і кубоїдів. СЕМ знімок
Fig. 121. Aggregate of cubes and cuboids. SEM image

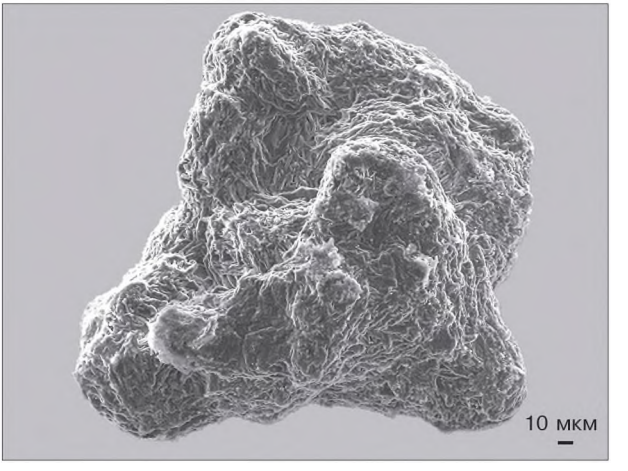


Рис. 122. Агрегат неогранених кристалів. СЕМ знімок
Fig. 122. Aggregate of no-faceted crystals. SEM image

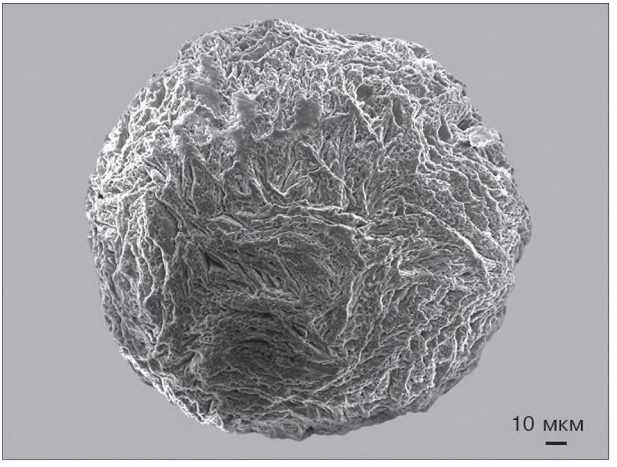


Рис. 123. Агрегат неогранених кристалів. СЕМ знімок
Fig. 123. Aggregate of no-faceted crystals. SEM image

Скульптури розчинення на гранях кристалів діаманту
Sculptures of dissolution on faces of diamond crystals

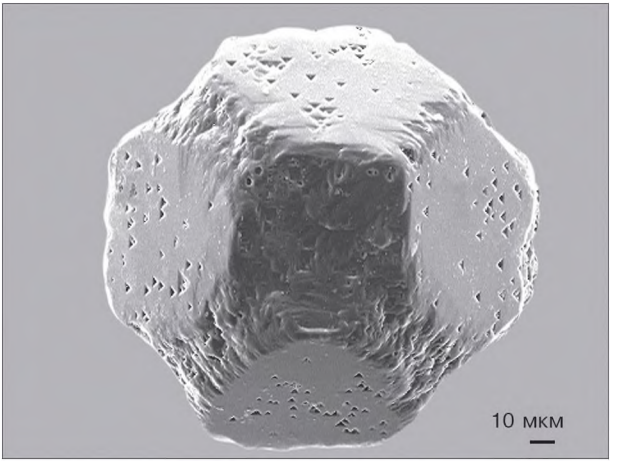


Рис. 124. Слаборозчинений октаедр із западинами на гранях октаедра і куба та зазублинами ребер. СЕМ знімок
Fig. 124. Slightly dissolved octahedron with pits on octahedron and cube faces and notched edges. SEM image

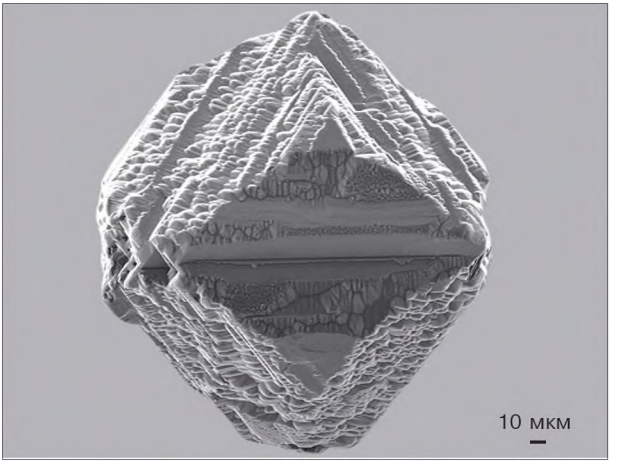


Рис. 125. Октаедр з інтенсивним розвитком зазублин розчинення. СЕМ знімок
Fig. 125. Octahedron with intensive development of dissolution notches. SEM image

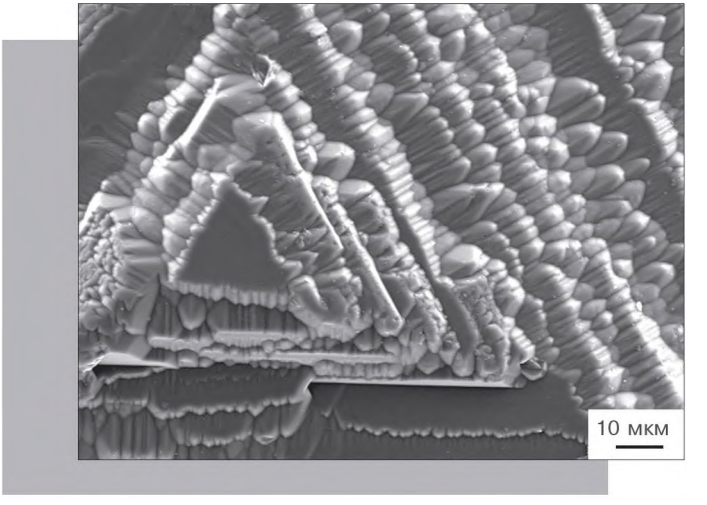


Рис. 126. Деталізація зазублин розчинення (див. рис. 125). СЕМ знімок
Fig. 126. Detailing of the dissolution notches (see Fig. 125). SEM image

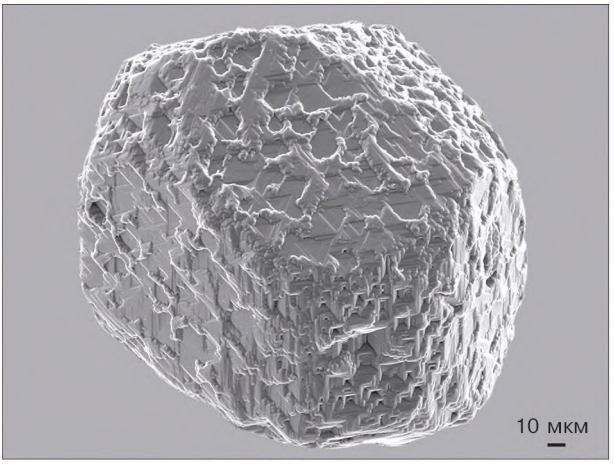


Рис. 127. Кубо-октаедр з інтенсивним розвитком западин розчинення на гранях октаедра і куба. СЕМ знімок
Fig. 127. Cube-octahedron with intensive development of dissolution pits on octahedron and cube faces. SEM image

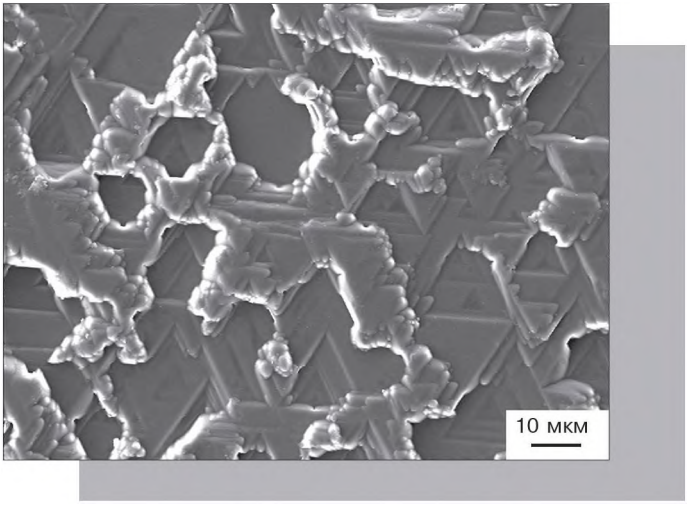


Рис. 128. Западини розчинення на грані октаедра (див. рис. 127). СЕМ знімок
Fig. 128. Dissolution pits on octahedron face (see Fig. 127). SEM image

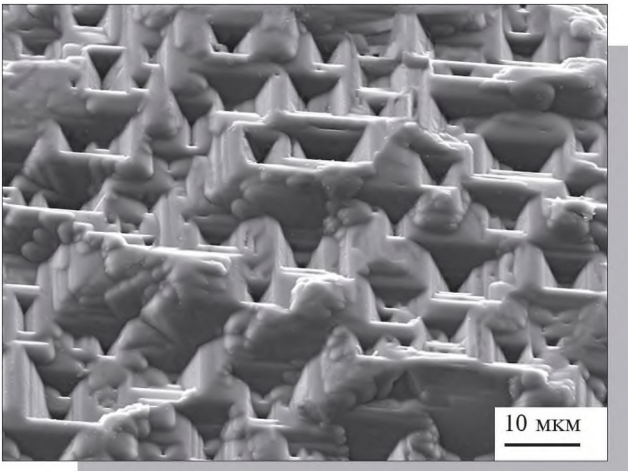


Рис. 129. Западини розчинення на грані куба (див. рис. 127). СЕМ знімок
Fig. 129. Dissolution pits on cube face (see Fig. 127). SEM image

Скульптури росту і розчинення на гранях кристалів діаманту
Sculptures of growth and dissolution on faces of diamond crystals

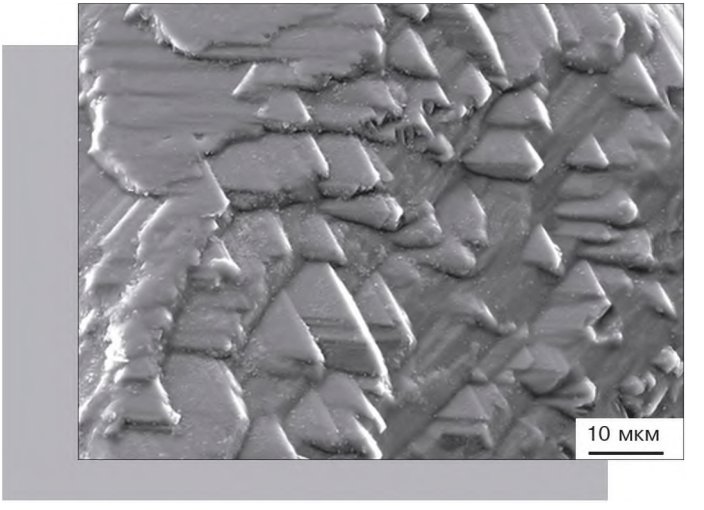


Рис. 130. Прямолінійно-паралельні трикутні виступи-нарости на грані октаедра. СЕМ знімок
Fig. 130. Straight parallel growth vicinals-triangular overgrowths on octahedron face. SEM image

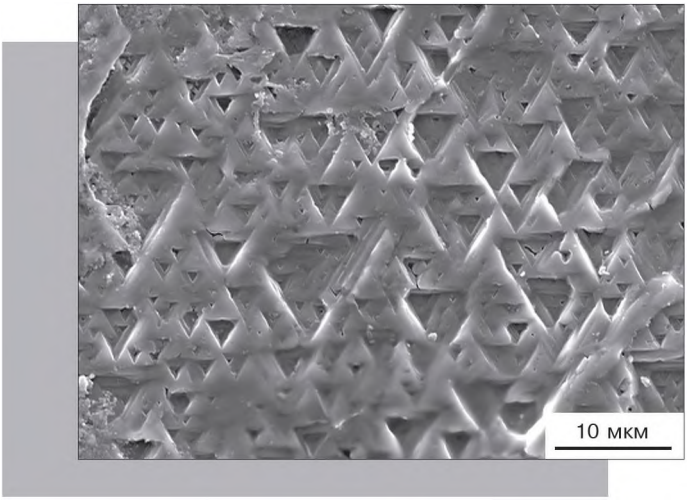


Рис. 131. Візерунки обернено-паралельних трикутних западин на грані октаедра. СЕМ знімок
Fig. 131. Numerous inversely parallel triangular pits on octahedron face. SEM image

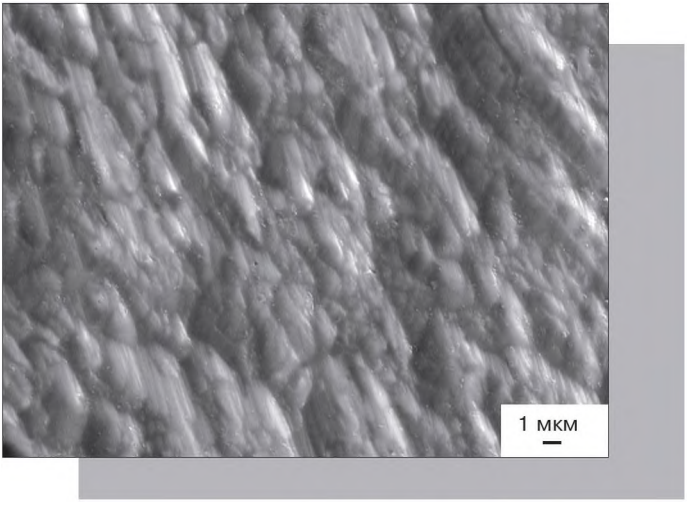


Рис. 132. Краплиноподібні горбики на грані додекаедроїда. СЕМ знімок
Fig. 132. Drop-like hillocks on dodecahedroid face. SEM image

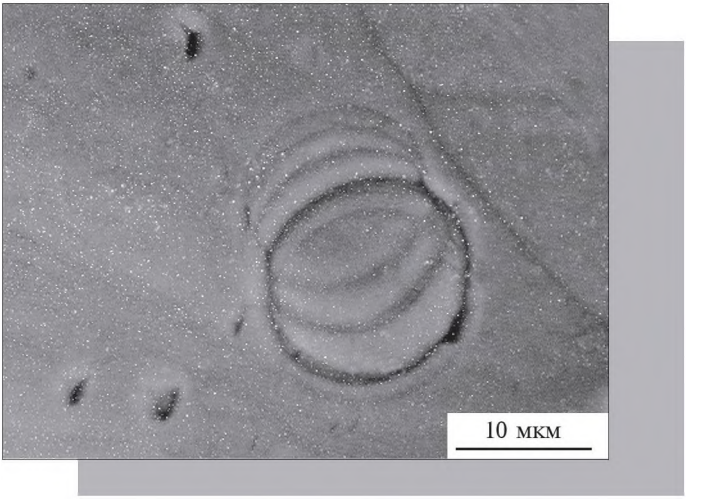


Рис. 133. Кільця на грані додекаедроїда. СЕМ знімок
Fig. 133. Rings on dodecahedroid face. SEM image

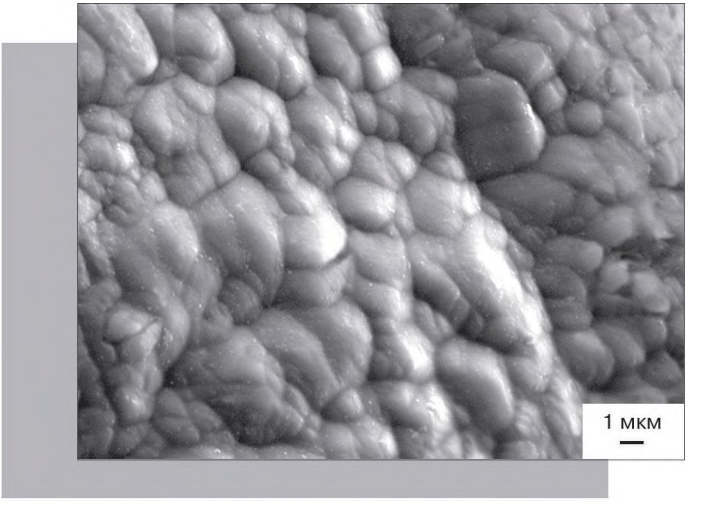


Рис. 134. Горбиста поверхня грані куба. СЕМ знімок
Fig. 134. Hilly surface of cube face. SEM image

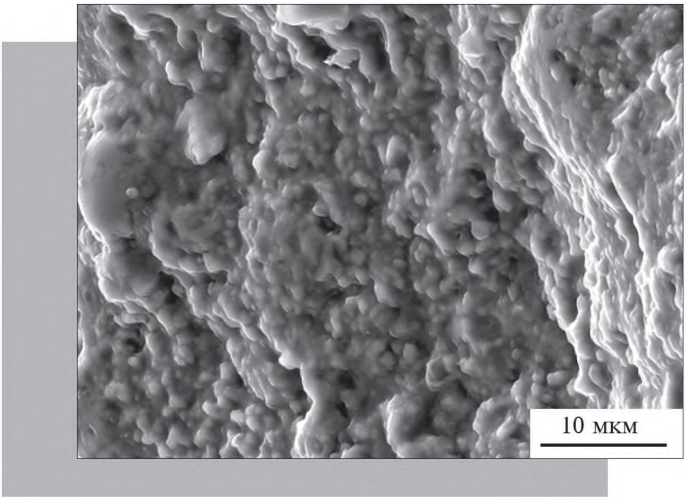


Рис. 135. Горбиста поверхня грані кубоїда. СЕМ знімок
Fig. 135. Hilly surface of cuboid face. SEM picture

Анатомія кристалів діаманту
Anatomy of diamond crystals

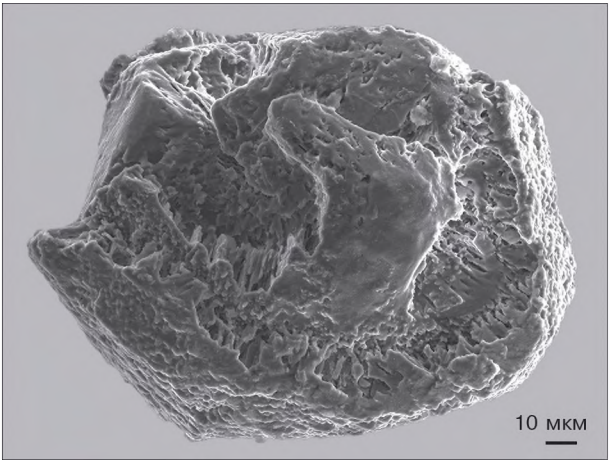


Рис. 136. Коричневий кристал в зеленій облямівці. СЕМ знімок
Fig. 136. Brown crystal with green coat. SEM image

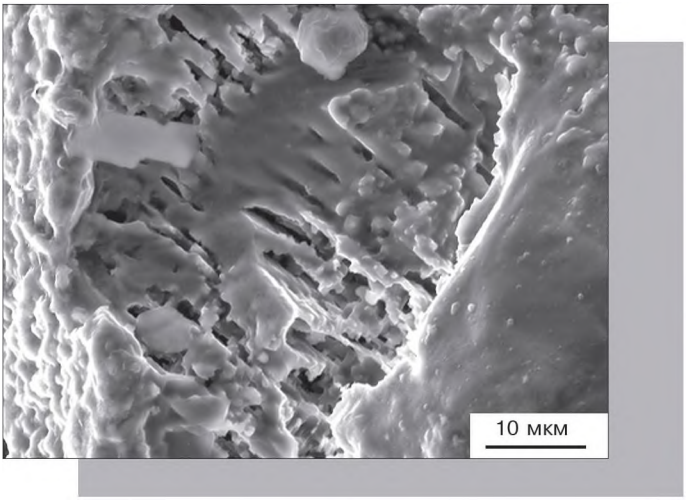


Рис. 137. Волокниста будова облямівки (див. рис. 136). СЕМ знімок
Fig. 137. Fibrous structure of the coat (see Fig. 136). SEM image

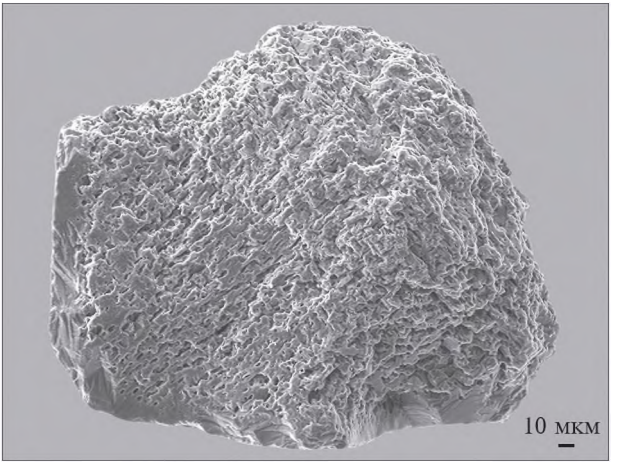


Рис. 138. Пошкоджений кристал в щільній облямівці з ознаками волокнистого росту. СЕМ знімок
Fig. 138. Damaged crystal in dense coat with signs of fibrous growth. SEM image

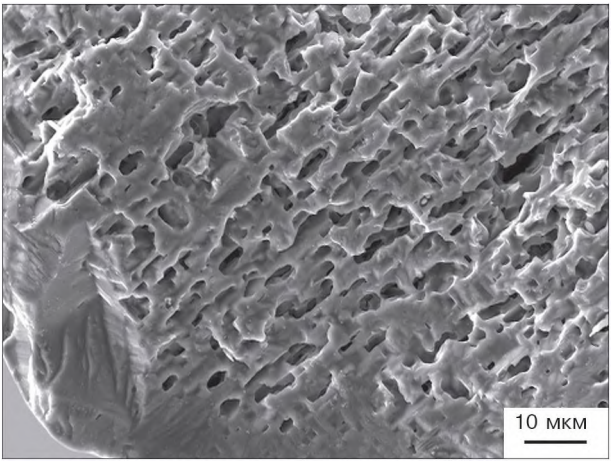


Рис. 139. Внутрішня волокниста будова кристала в щільній облямівці (див. рис. 138). СЕМ знімок
Fig. 139. Internal fibrous structure of the crystal in the dense coat (see Fig. 138). SEM image

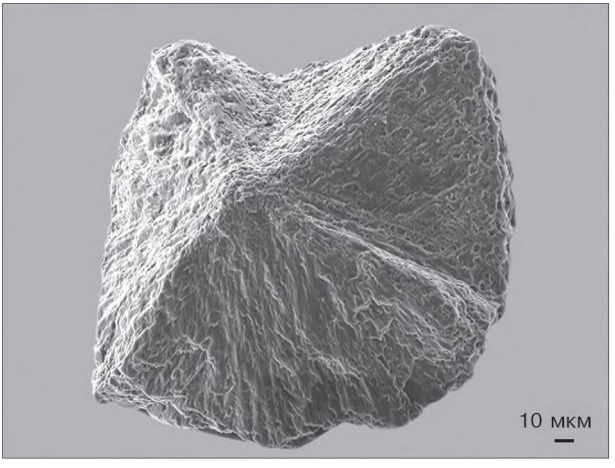


Рис. 140. Секторіальна будова куба. СЕМ знімок
Fig. 140. Sectoral structure of cube. SEM image

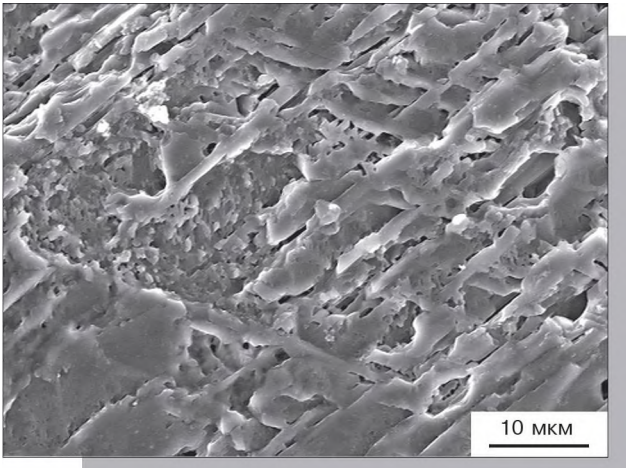


Рис. 141. Внутрішня волокниста будова куба (див. рис. 140). СЕМ знімок
Fig. 141. Internal fibrous structure of the cube (see Fig. 140). SEM image

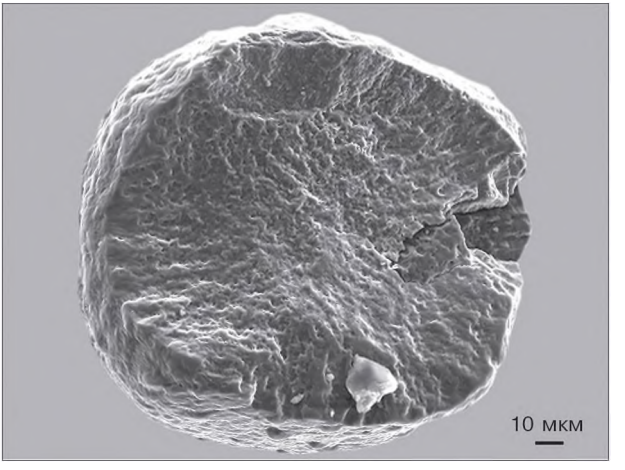


Рис. 142. Пошкоджений кубоїд. СЕМ знімок
Fig. 142. Damaged cuboid. SEM image

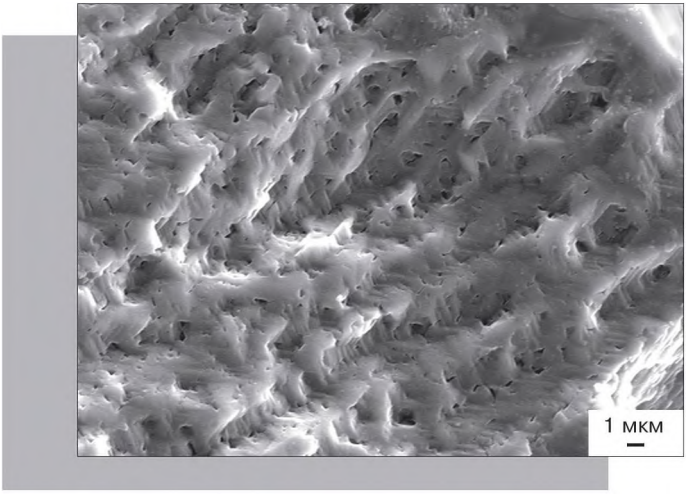


Рис. 143. Внутрішня волокниста будова кубоїда (див. рис. 142). СЕМ знімок
Fig. 143. Internal fibrous structure of the cuboid (see Fig. 142). SEM image

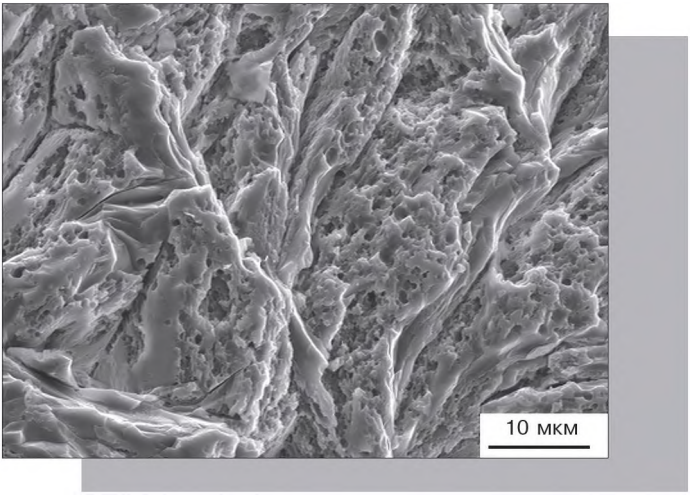


Рис. 144. Волокнисто-ніздрювата структура агрегату неогранених кристалів. СЕМ знімок
Fig. 144. Fibrous-cellular structure of aggregate of no-faceted crystals. SEM image

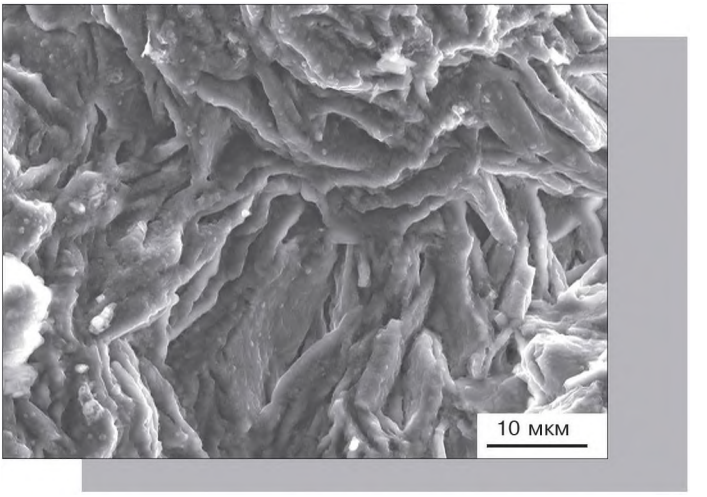


Рис. 145. Волокниста структура агрегату неогранених кристалів. СЕМ знімок
Fig. 145. Fibrous structure of aggregate of no-faceted crystals. SEM image

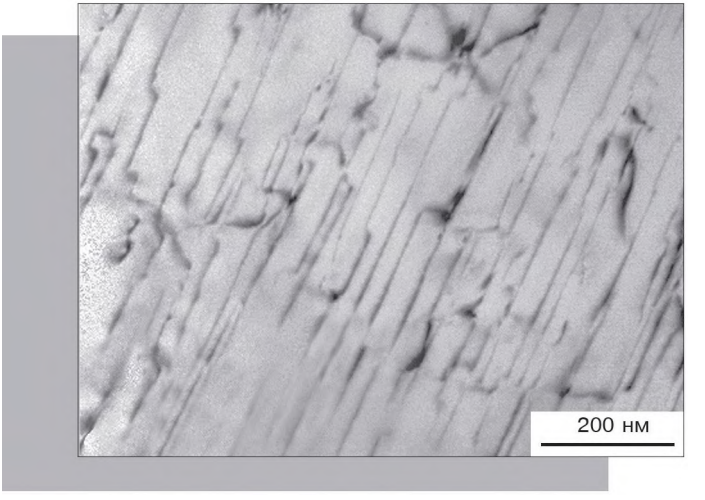


Рис. 146. Висока щільність прямих паралельних дислокацій під кутом до поверхні безбарвного кристала перехідної форми {111} + {110} — деформації ковзання по спайності без подальшого відпалювання. Кристал містить включення магнетиту і Fe,Sn оксиду. ТЕМ знімок
Fig. 146. High density of straight parallel dislocation lines inclined with respect to the surface of colorless crystal of transitional form {111} + {110} — deformation of sliding on cleavage without further annealing. The crystal contains inclusions of magnetite and Fe,Sn oxide. TEM image

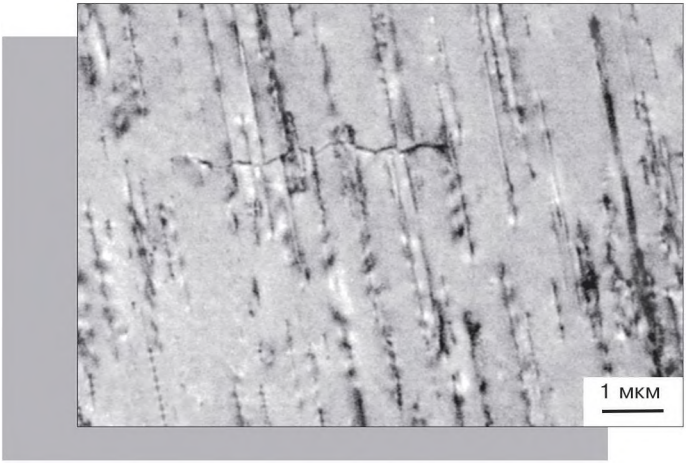


Рис. 147. Висока щільність прямих паралельних дислокацій під кутом до поверхні безбарвного кристала перехідної форми {111} + {110} — деформації ковзання по спайності без подальшого відпалювання. Кристал містить включення Fe,Sn оксиду. ТЕМ знімок

Fig. 147. High density of straight parallel dislocation lines inclined with respect to the surface of colorless crystal of transitional form {111} + {110} — deformation of sliding on cleavage without further annealing. The crystal contains the inclusion of Fe,Sn oxide. TEM image

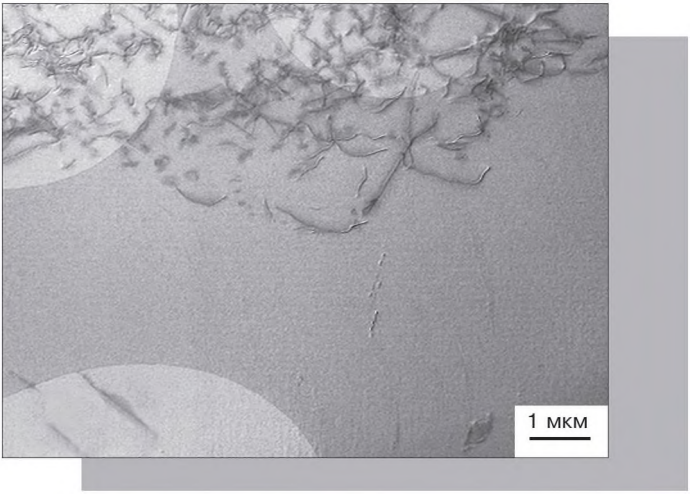


Рис. 148. Висока щільність викривлених дислокацій у приповерхневій частині фіолетового куба. ТЕМ знімок

Fig. 148. High density of curved dislocation lines in near-surface part of purple cube. TEM image

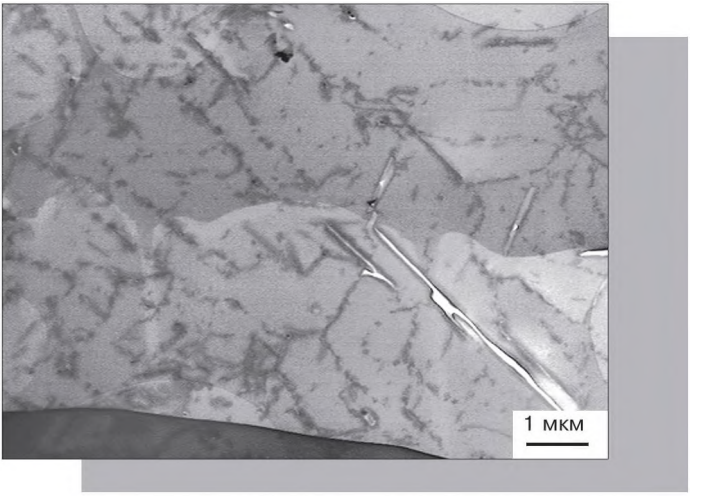


Рис. 149. Пластинчасті порожнини і висока щільність викривлених дислокацій в зеленій облямівці коричневого куба. ТЕМ знімок
Fig. 149. Plate-like cavities and high density of curved dislocation lines in green coat of brown cube. TEM image

Мінеральні і багатофазові флюїдні включення в мікродіамантах
Mineral and multiphase fluid inclusions in microdiamonds

Рис. 150. Одиночне включення графіту в безбарвному октаедрі мікродіаманту. Фото під мікроскопом
Fig. 150. Single inclusion of graphite in colorless octahedron of microdiamond. Photo under a microscope

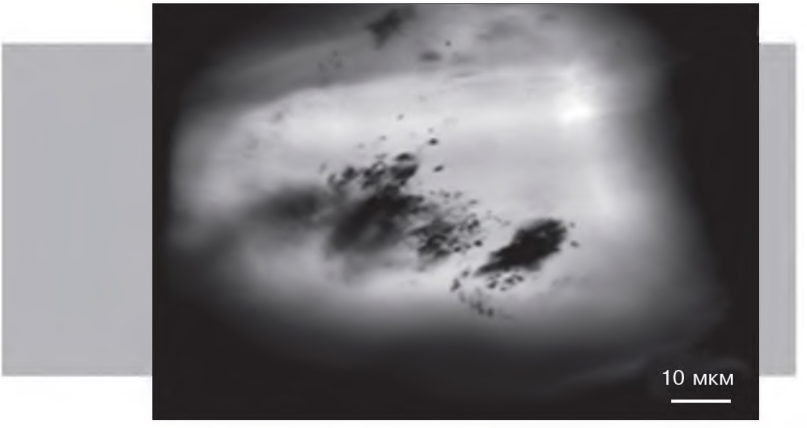


Рис. 151. Скупчення включень графіту в безбарвному октаедрі мікродіаманту. Фото під мікроскопом
Fig. 151. Accumulation of graphite inclusions in colorless octahedron of microdiamond. Photo under a microscope

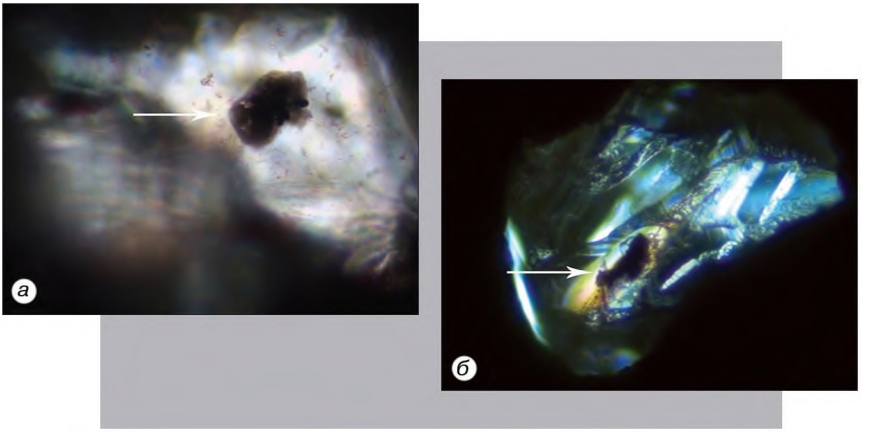


Рис. 152. Включення графіту в безбарвних октаедрах мікродіаманту: *а* — ідіоморфний кристал графіту, *б* — видовжений кристал графіту. Фото під мікроскопом
Fig. 152. Inclusions of graphite in colorless octahedrons of microdiamond: *а* — idiomorphic graphite crystal, *б* — elongated graphite crystal. Photo under a microscope

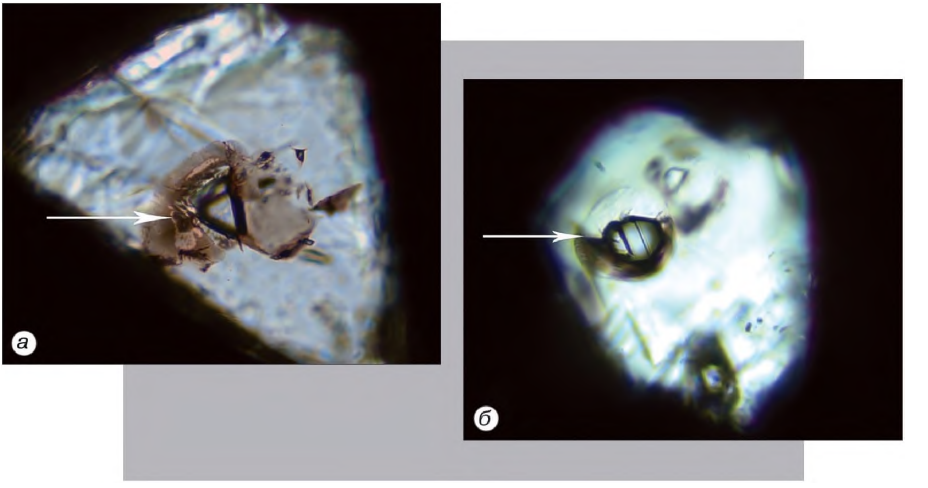


Рис. 153. Включення діаманту у безбарвних октаедрах мікродіаманту: *а* — октаедричне включення, *б* — зросток октаедрів. Фото під мікроскопом
Fig. 153. Inclusions of diamond in colorless octahedrons of microdiamond: *а* — octahedral inclusion, *б* — intergrowth of octahedrons. Photo under a microscope

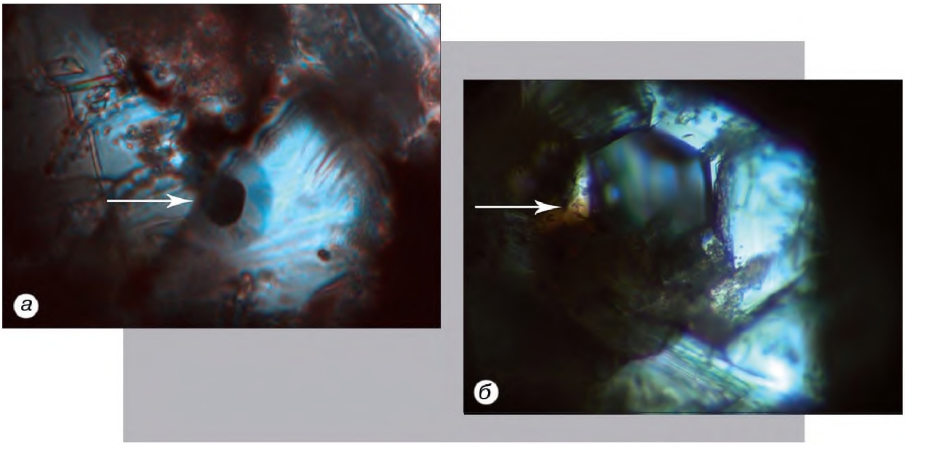


Рис. 154. Включення циркону? (*а*) і слюди? (*б*) в безбарвних октаедрах мікродіаманту. Фото під мікроскопом
Fig. 154. Inclusions of zircon? (*а*) and mica? (*б*) in colorless octahedrons of microdiamond. Photo under a microscope

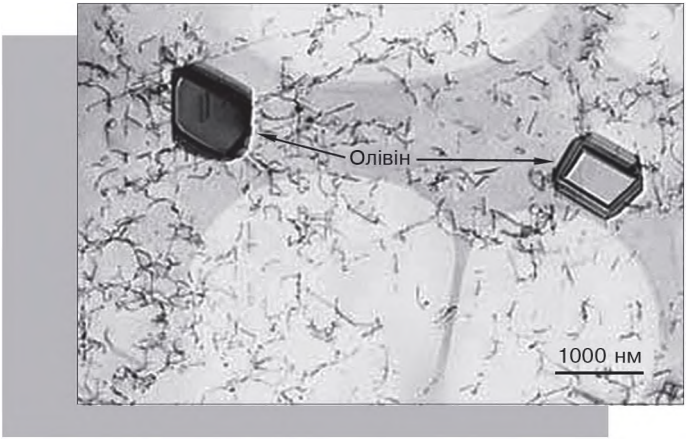


Рис. 155. Ідіоморфні включення олівіну в безбарвному октаедрі мікродіаманту. ТЕМ знімок
Fig. 155. Idiomorphic inclusions of olivine in colorless octahedron of microdiamond. TEM image

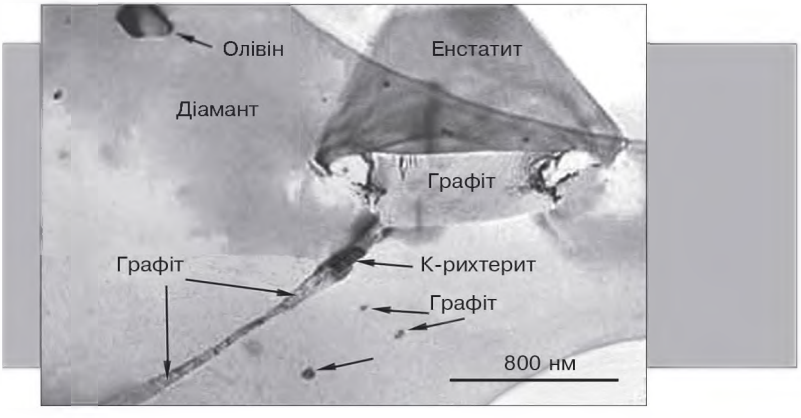


Рис. 156. Включення олівіну, енстатиту, K-рихтериту і графіту в безбарвному октаедрі мікродіаманту. ТЕМ знімок
Fig. 156. Inclusions of olivine, enstatite, K-richterite and graphite in colorless octahedron of microdiamond. TEM image

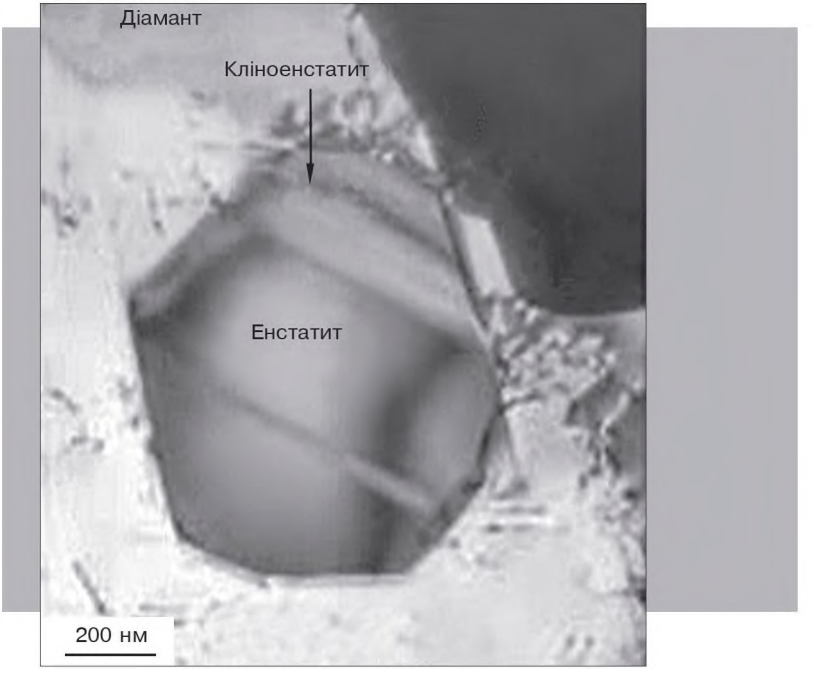


Рис. 157. Включення енстатиту і кліноенстатиту в безбарвному октаедрі мікродіаманту. TEM знімок
Fig. 157. Inclusions of enstatite and clinoenstatite in colorless octahedron of microdiamond. TEM image

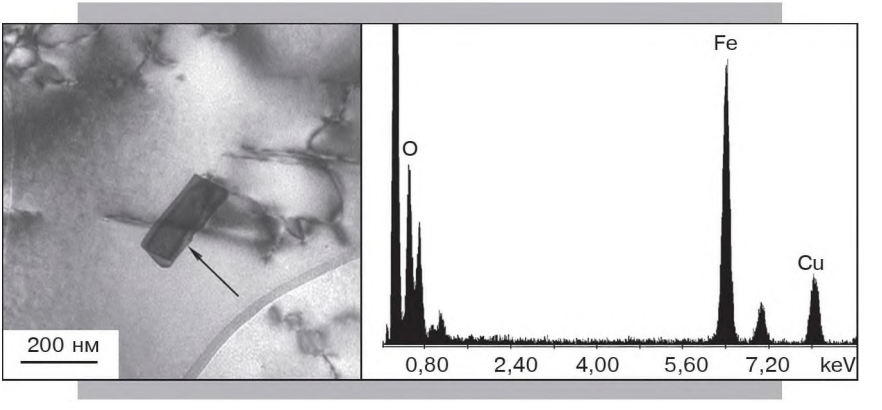


Рис. 158. Включення магнетиту в безбарвному кристалі мікродіаманту перехідної форми {111} + {110} та його EDS спектр. TEM знімок
Fig. 158. Inclusion of magnetite in colorless microdiamond crystal of transitional form {111} + {110} and its EDS spectrum. TEM image

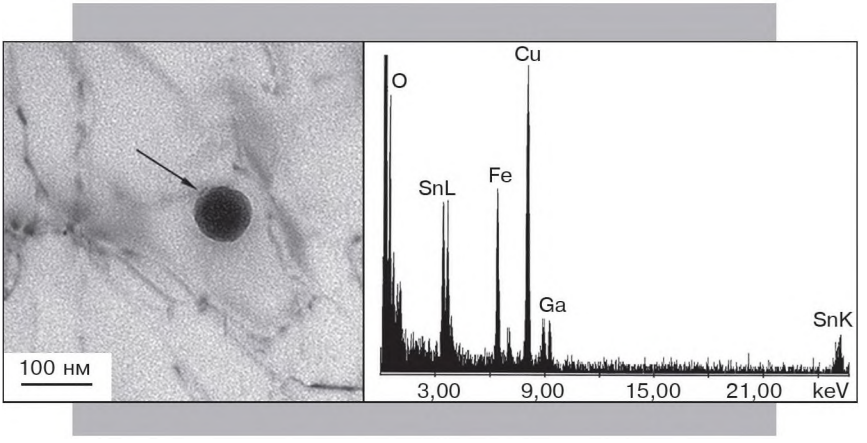


Рис. 159. Включення фази складу (Fe, Sn, O) у безбарвному кристалі мікродіаманту перехідної форми {111} + {110} та її EDS спектр. ТЕМ знімок
Fig. 159. Inclusion of (Fe, Sn, O) phase in colorless microdiamond crystal of transitional form {111} + {110} and its EDS spectrum. TEM image

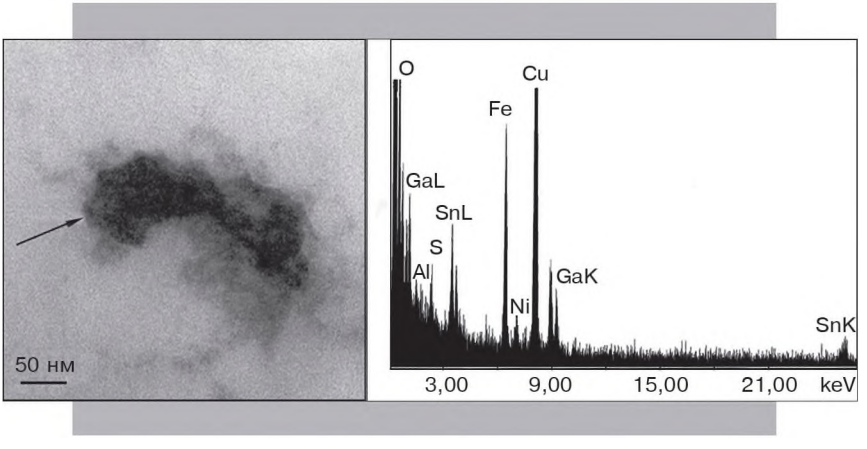


Рис. 160. Включення фази складу (Fe, Sn, Al, Ni, S, O) у безбарвному кристалі мікродіаманту перехідної форми {111} + {110} та її EDS спектр. ТЕМ знімок
Fig. 160. Inclusion of (Fe, Sn, Al, Ni, S, O) phase in colorless microdiamond crystal of transitional form {111} + {110} and its EDS spectrum. TEM image

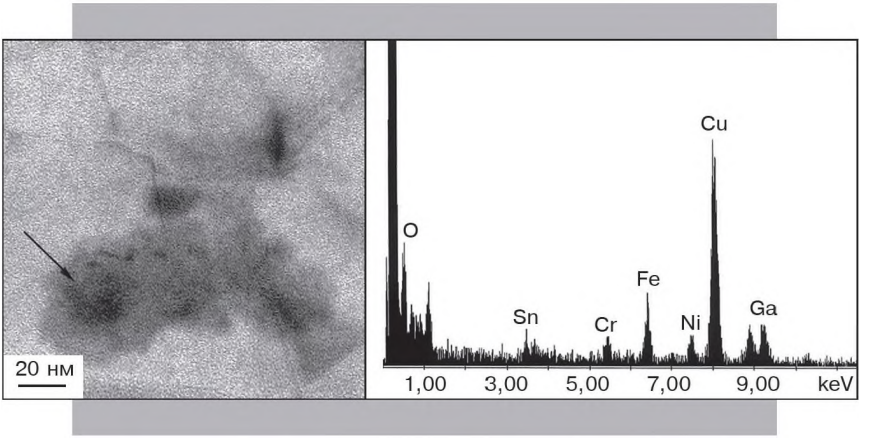


Рис. 161. Включення фази складу (Fe, Sn, Cr, Ni, O) у безбарвному кристалі мікродіаманту перехідної форми {111} + {110} та її EDS спектр. TEM знімок
Fig. 161. Inclusion of (Fe, Sn, Cr, Ni, O) phase in colorless microdiamond crystal of transitional form {111} + {110} and its EDS spectrum. TEM image

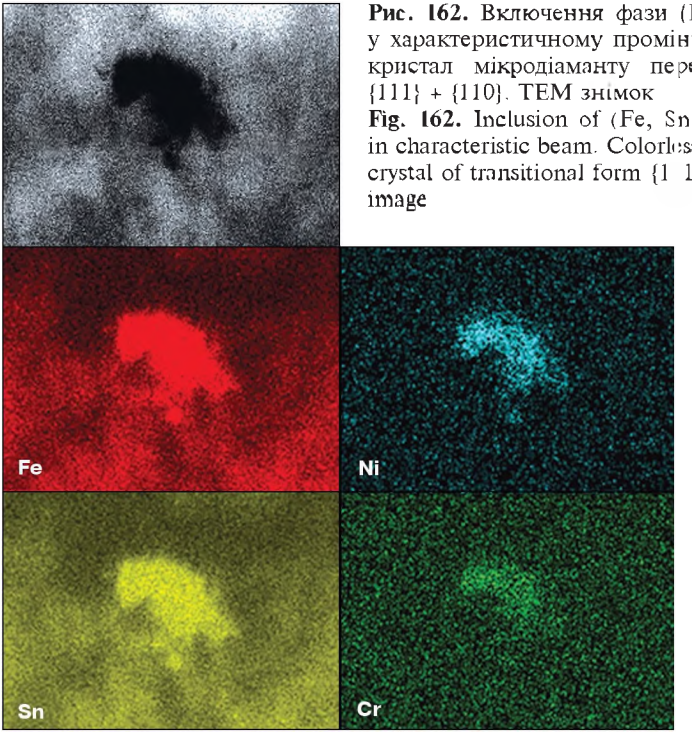


Рис. 162. Включення фази (Fe, Sn, Ni, Cr) у характеристичному промінні. Безбарвний кристал мікродіаманту перехідної форми {111} + {110}. TEM знімок
Fig. 162. Inclusion of (Fe, Sn, Ni, Cr) phase in characteristic beam. Colorless microdiamond crystal of transitional form {1 1} + {110}. TEM image

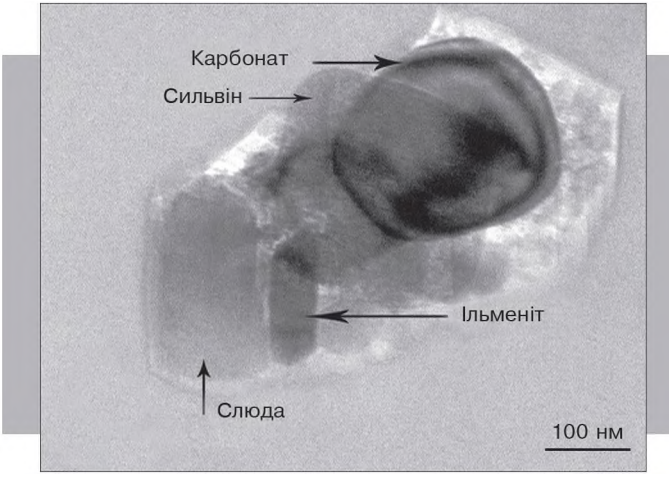


Рис. 163. Включення карбонату, хлориду, слюди і ільменіту в безбарвному октаедрі мікродіаманту. ТЕМ знімок
Fig. 163. Inclusions of carbonate, chloride, mica and ilmenite in colorless octahedron of microdiamond. TEM image

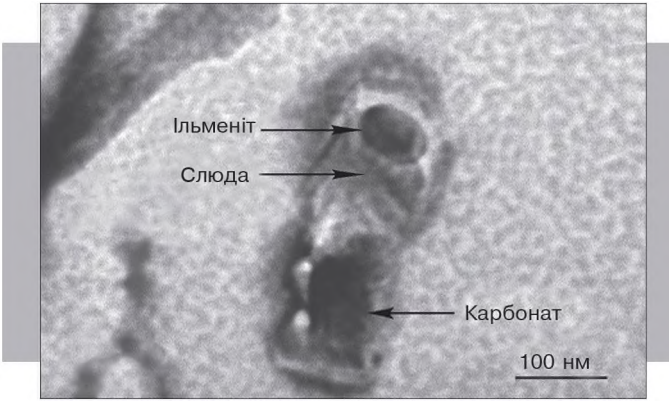


Рис. 164. Включення карбонату, слюди і ільменіту в безбарвному кристалі мікродіаманту перехідної форми {111} + {110}. ТЕМ знімок
Fig. 164. Inclusions of carbonate, mica and ilmenite in colorless microdiamond crystal of transitional form {111} + {110}. TEM image

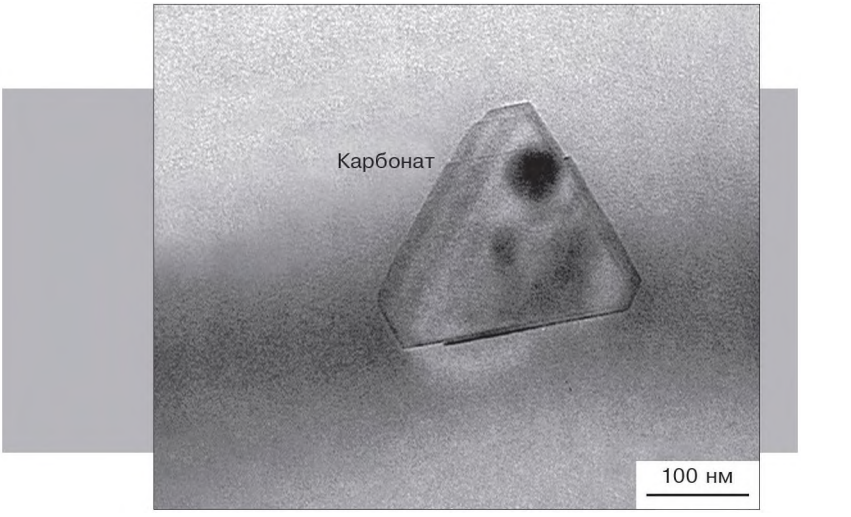


Рис. 165. Включення карбонату в безбарвному кристалі мікродіаманту перехідної форми {111} + {110}. ТЕМ знімок
Fig. 165. Inclusion of carbonate in colorless microdiamond crystal of transitional form {111} + {110}. TEM image

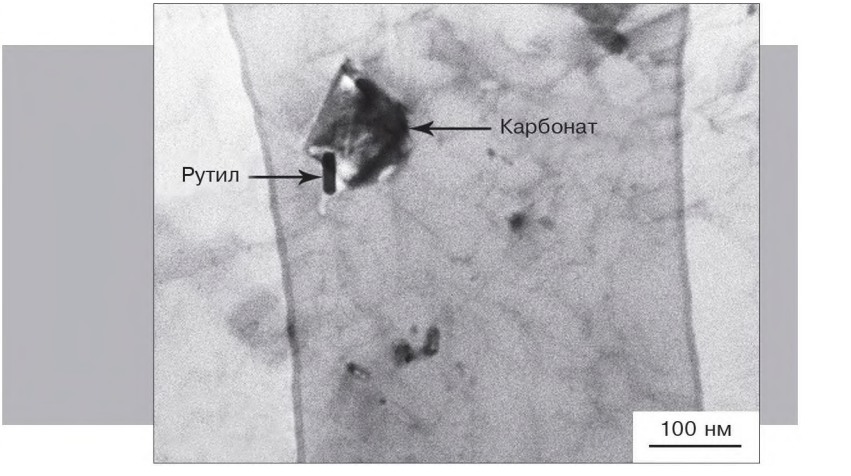


Рис. 166. Включення карбонату і рутилу в фіолетовому кубі мікродіаманту. ТЕМ знімок
Fig. 166. Inclusions of carbonate and rutile in purple cube of microdiamond. TEM image

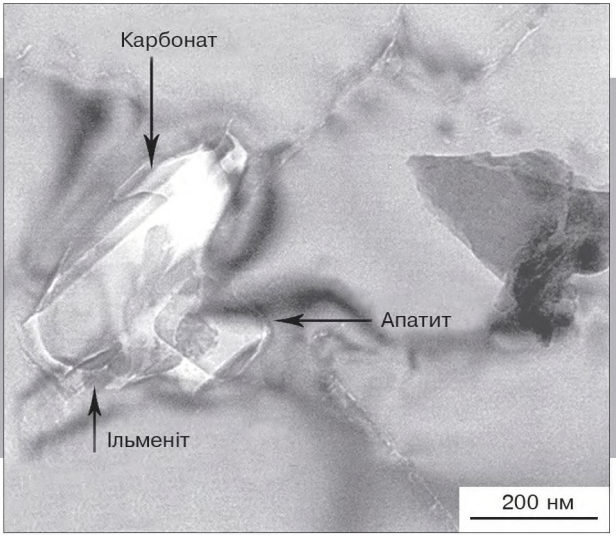


Рис. 167. Включення карбонату, апатиту і ільменіту в коричневому кубі мікродіаманту. ТЕМ знімок
Fig. 167. Inclusions of carbonate, apatite and ilmenite in brown cube of microdiamond. TEM image

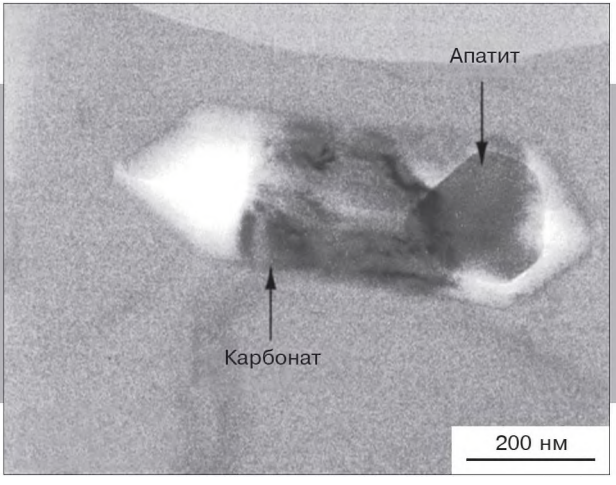


Рис. 168. Включення карбонату і апатиту в коричневому кубі мікродіаманту. ТЕМ знімок
Fig. 168. Inclusions of carbonate and apatite in brown cube of microdiamond. TEM image

Приазовський мегаблок **The Pre-Azov megablock**

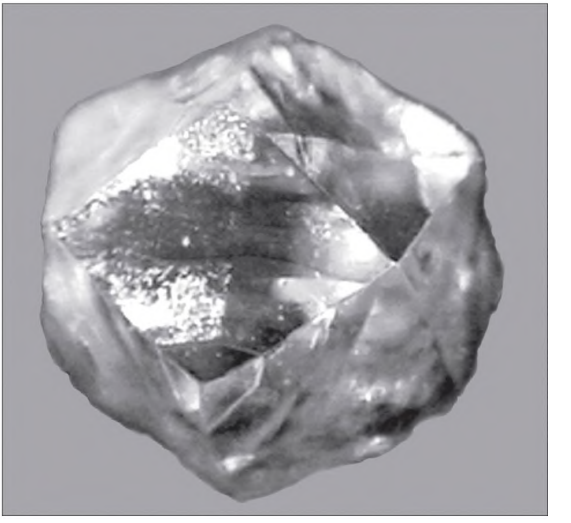


Рис. 169. Макродіамант із ранньочетвертинних галечників межиріччя Міус—Кринка. Додекаедроїд, розмір 1,5 × 1,25 × 1,15 мм, маса 4,03 мг. Знімок під мікроскопом
Fig. 169. Macrodiamond from Early Quaternary pebbles of the Mius-Krynka interfluve. Rounded rhombic dodecahedron 1.5 × 1.25 × 1.15 mm in size, 4.03 mg in mass. Image under a microscope

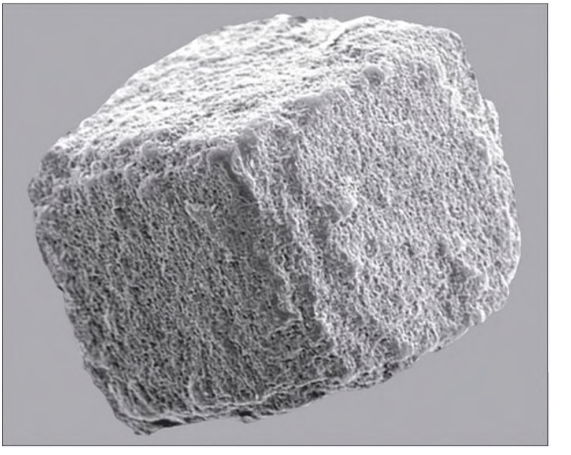


Рис. 170. Мікродіамант із відкладів пляжу північного побережжя Азовського моря, кубічний кристал, розмір 0,25 мм. СЕМ знімок
Fig. 170. Microdiamond from beach sands of the northern coast of the Azov Sea, cubic crystal 0.25 mm in size. SEM image

Графіт та імпактні діаманти України — параморфози по кристалах графіту

Graphite and impact diamonds of Ukraine — paramorphoses on graphite crystals

Кристали графіту з анортозитів

Graphite crystals from anorthosites

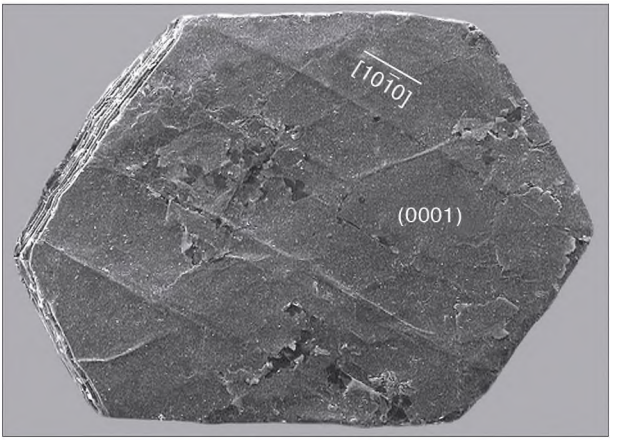


Рис. 171. Пінакоїдальний кристал, розмір 0,5 мм. СЕМ знімок
Fig. 171. Pinakoidal crystal, 0.5 mm in size. SEM image

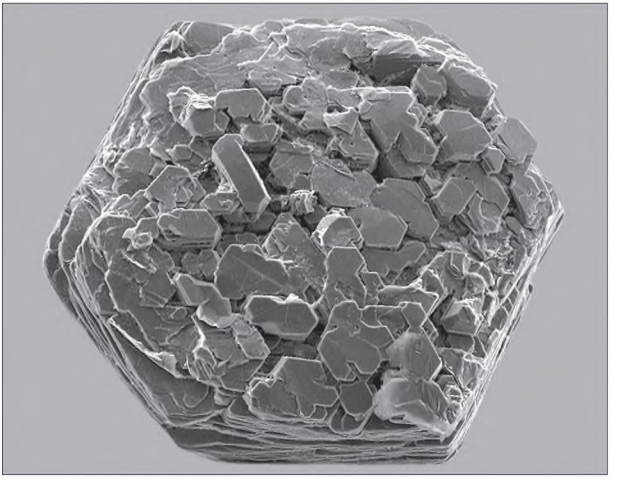


Рис. 172. Поліцентричний ріст кристала, розмір 0,6 мм. СЕМ знімок
Fig. 172. Polycentric growth of crystal, 0.6 mm in size. SEM image

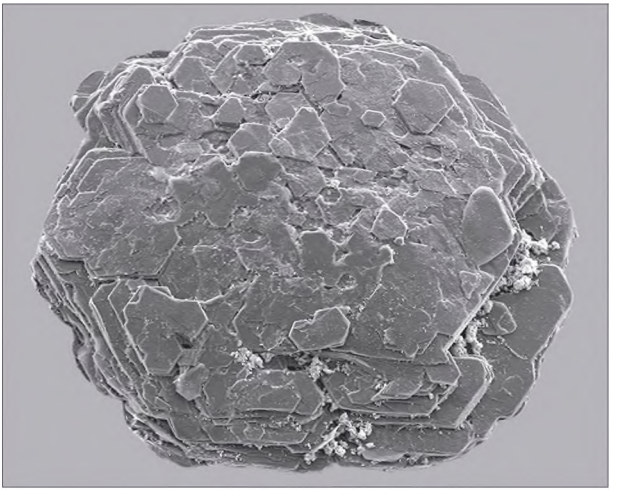


Рис. 173. Поліцентричний ріст кристала з утворенням дипіраміди, розмір 0,6 мм. СЕМ знімок
Fig. 173. Polycentric growth of crystal with formation of dipyramide, 0.6 mm in size. SEM image

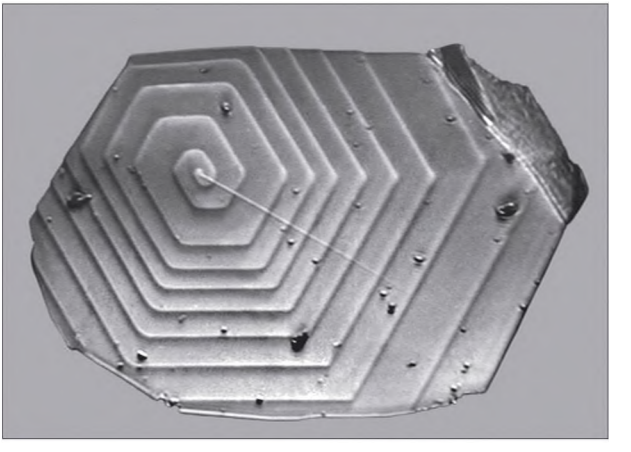


Рис. 174. Спіральний ріст кристала, розмір 0,5 мм. СЕМ знімок
Fig. 174. Spiral growth of crystal, 0.5 mm in size. SEM image

Метеоритний кратер Білилівка, імпактні діаманти
The Bilylivka meteorite crater, impact diamonds

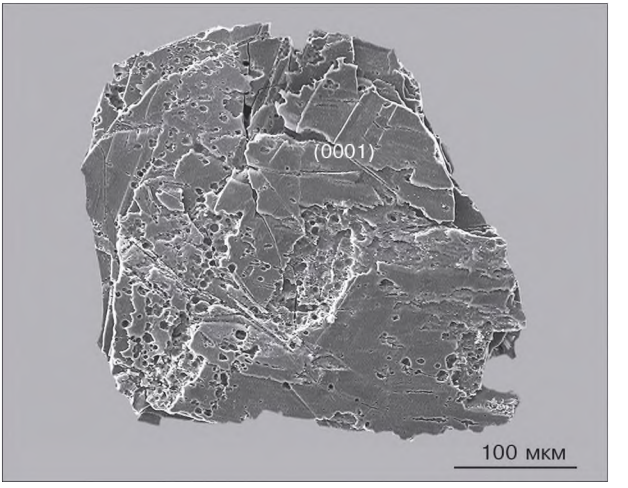


Рис. 175. Чорна пластинчаста пінакоїдальна параморфоза із западинами розчинення на поверхні (0001). СЕМ знімок
Fig. 175. Black lamellar pinacoidal paramorphose with pits of dissolution on (0001) surface. SEM image

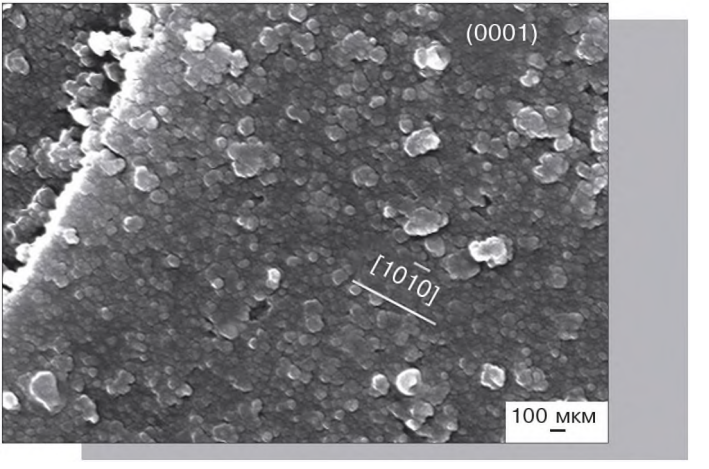


Рис. 176. На відносно гладеньких ділянках поверхні параморфози (див. рис. 175) розвинуті візерунки закономірно орієнтованих прямокутних нанопластинок. СЕМ знімок
Fig. 176. At relatively smooth areas of the paramorphose surface (see Fig. 175) regular oriented rectangular nano-plates are developed. SEM image

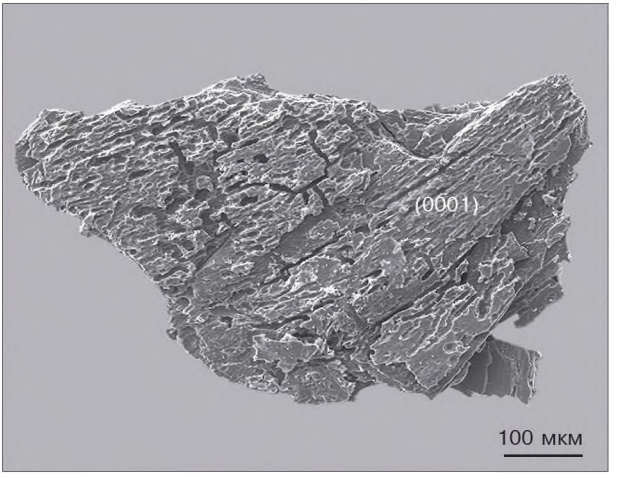


Рис. 177. Чорна пластинчаста пінакоїдальна параморфоза зі слідами інтенсивного розчинення поверхні (0001). СЕМ знімок
Fig. 177. Black lamellar pinacoidal paramorphose with traces of intense dissolution of (0001) surface. SEM image

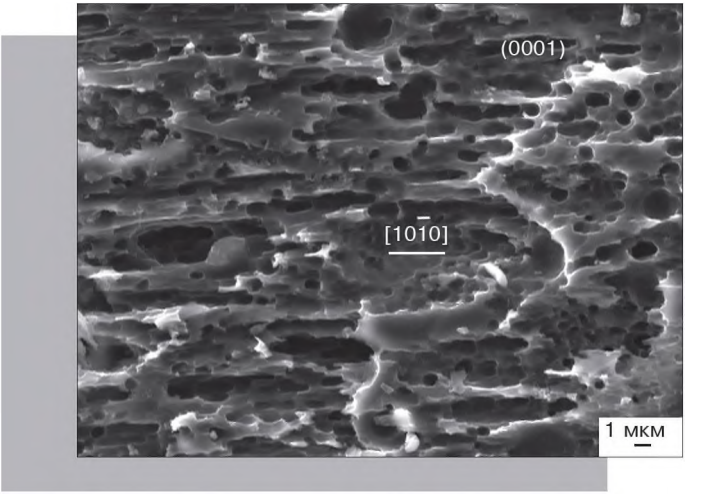


Рис. 178. Деталізація поверхні (0001) параморфози (див. рис. 177). СЕМ знімок
Fig. 178. The (0001) surface of the paramorphose (see Fig. 177) is in detail. SEM image

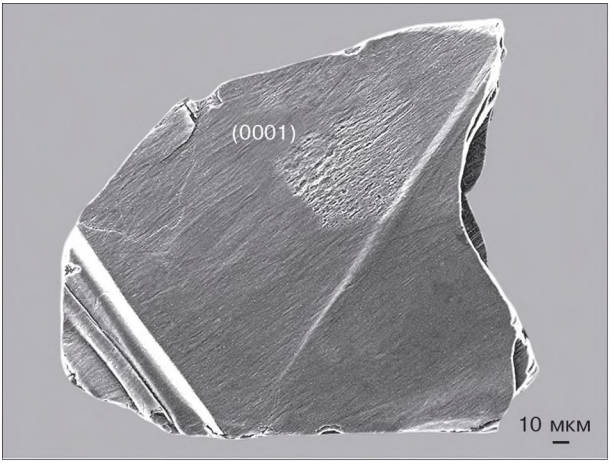


Рис. 179. Чорна пластинчаста пінакоїдальна параморфоза із закономірно орієнтованими прямокутними нанопластинками на поверхні (0001) і видимими на поверхні (10$\bar{1}$0) елементами полісинтетичного двійникування по (11$\bar{2}$1). СЕМ знімок

Fig. 179. Black lamellar pinacoidal paramorphose with regular oriented rectangular nano-plates on (0001) surface and visible elements of polysynthetic twinning after (11$\bar{2}$1) on (10$\bar{1}$0) surface. SEM image

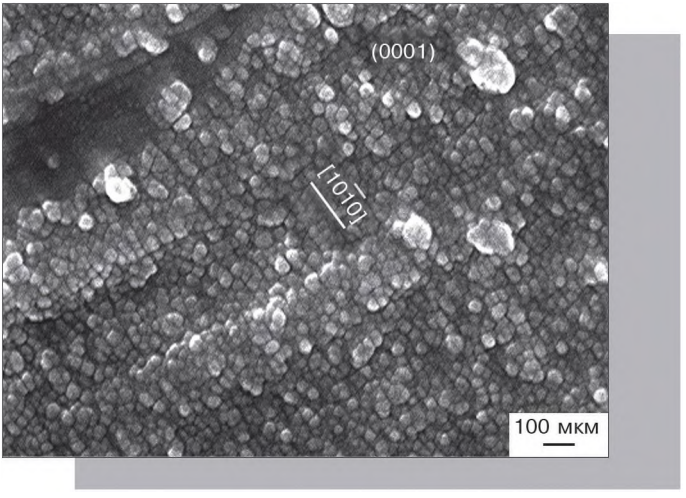


Рис. 180. Закономірно орієнтовані прямокутні нанопластинки на поверхні (0001) параморфози (див. рис. 179). СЕМ знімок

Fig. 180. Regular oriented rectangular nano-plates on the (0001) surface of the paramorphose (see Fig. 179). SEM image

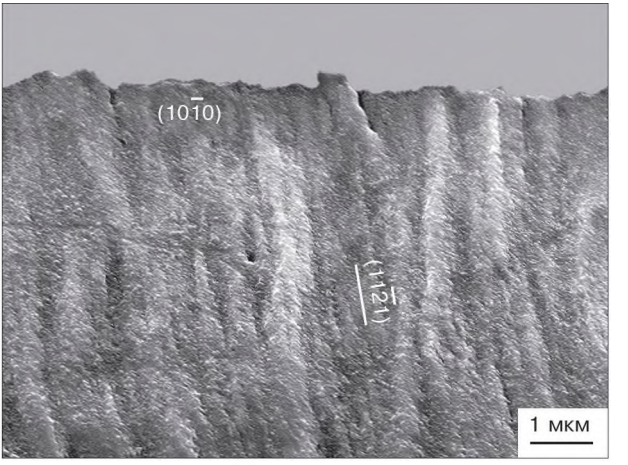


Рис. 181. Видимі на поверхні (10$\bar{1}$0) елементи полісинтетичного двійникування по (11$\bar{2}$1) параморфози (див. рис. 179). СЕМ знімок
Fig. 181. Visible elements of polysynthetic twinning after (11$\bar{2}$1) on the (10$\bar{1}$0) surface of the paramorphose (see Fig. 179). SEM image

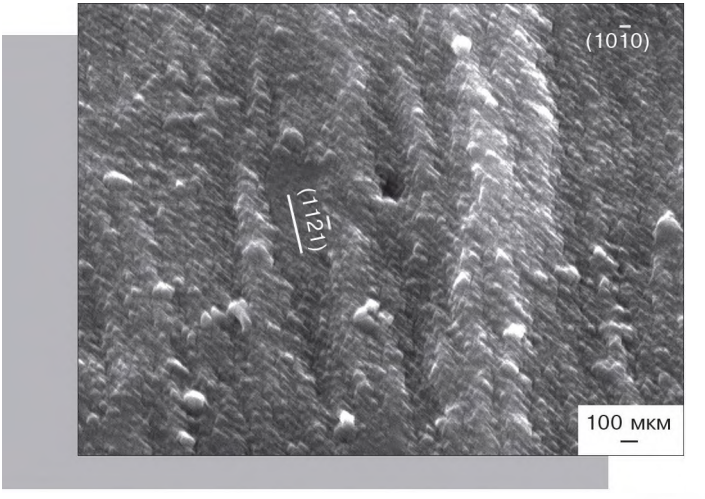


Рис. 182. Деталізація полісинтетичного двійникування по (11$\bar{2}$1) (див. рис. 181). СЕМ знімок
Fig. 182. Polysynthetic twinning after (11$\bar{2}$1) is in detail (see Fig. 181). SEM image

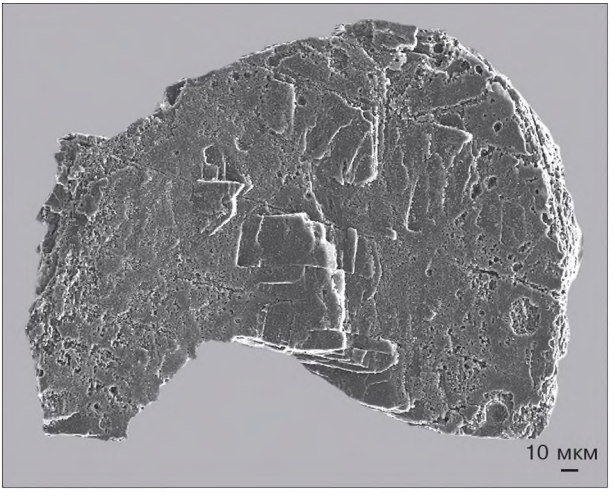


Рис. 183. Чорно-сіра пластинчаста пінакоїдальна параморфоза з наростами нано- і мікрооктаедрів, їх зростків і скупчень. СЕМ знімок
Fig. 183. Black-grey lamellar pinacoidal paramorphose with overgrowths of nano-microoctahedrons, their intergrowths and accumulations. SEM image

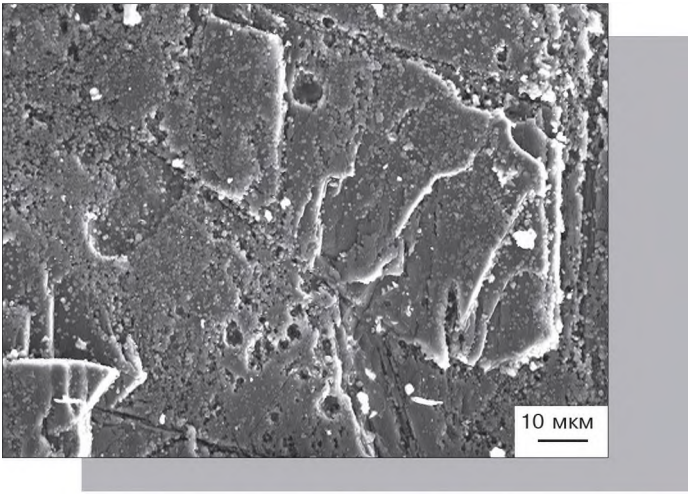


Рис. 184. Деталізація поверхні (0001) параморфози (див. рис. 183). СЕМ знімок
Fig. 184. The (0001) surface of the paramorphose (see Fig. 183) is in detail. SEM image

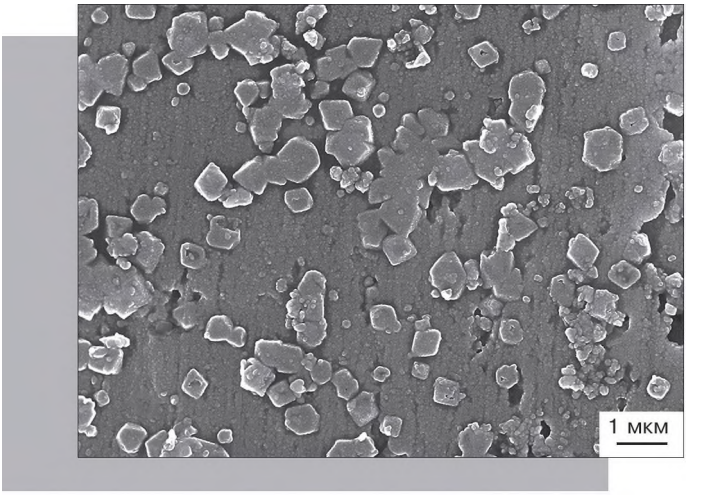


Рис. 185. Поліедри на поверхні (0001) параморфози (див. рис. 183). СЕМ знімок
Fig. 185. Polyhedrons on (0001) surface of the paramorphose (see Fig. 183). SEM image

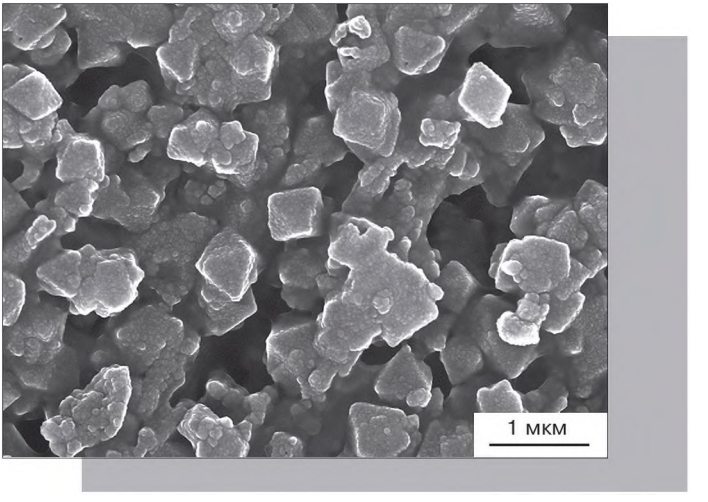


Рис. 186. Поліедри на поверхні (0001) параморфози (див. рис. 183). СЕМ знімок
Fig. 186. Polyhedrons on (0001) surface of the paramorphose (see Fig. 183). SEM image

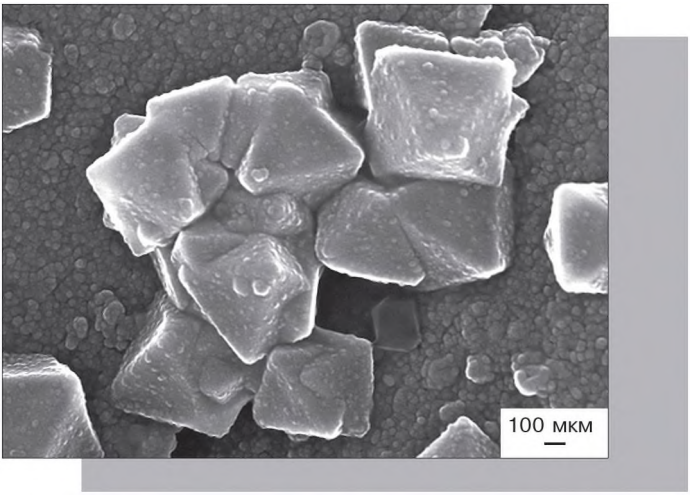


Рис. 187. Скупчення октаедрів на поверхні (0001) параморфози (див. рис. 183). СЕМ знімок
Fig. 187. Accumulation of octahedrons on (0001) surface of the paramorphose (see Fig. 183). SEM image

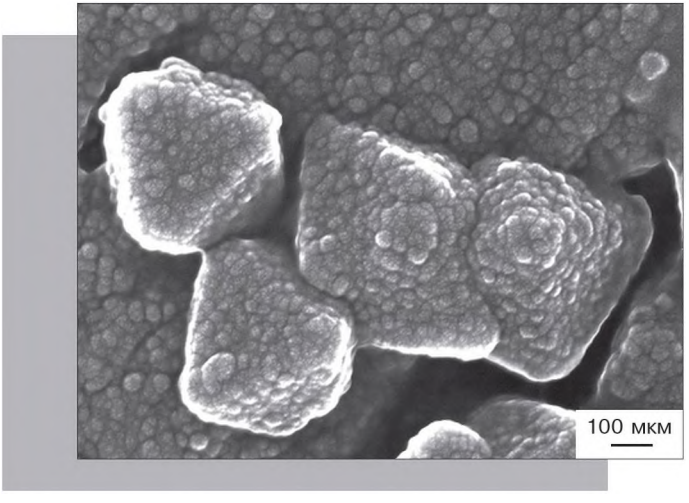


Рис. 188. Скупчення октаедрів на поверхні (0001) параморфози (див. рис. 183). СЕМ знімок
Fig. 188. Accumulation of octahedrons on (0001) surface of the paramorphose (see Fig. 183). SEM image

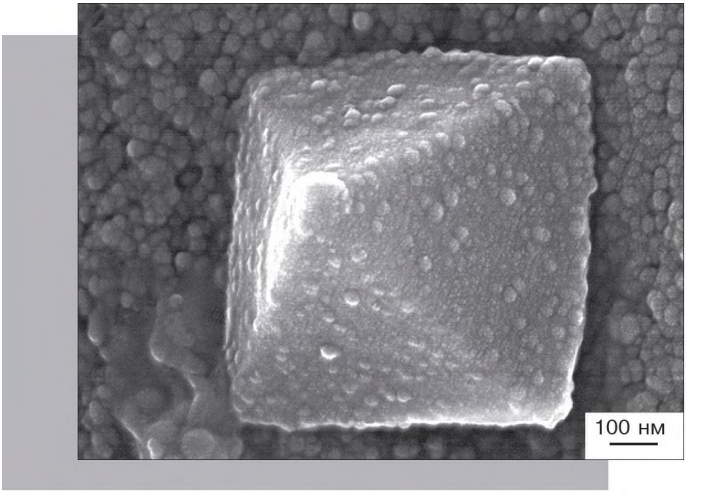


Рис. 189. Ідеальний октаедр на поверхні (0001) параморфози (див. рис. 183). СЕМ знімок
Fig. 189. Ideal octahedron on (0001) surface of the paramorphose (see Fig. 183). SEM image

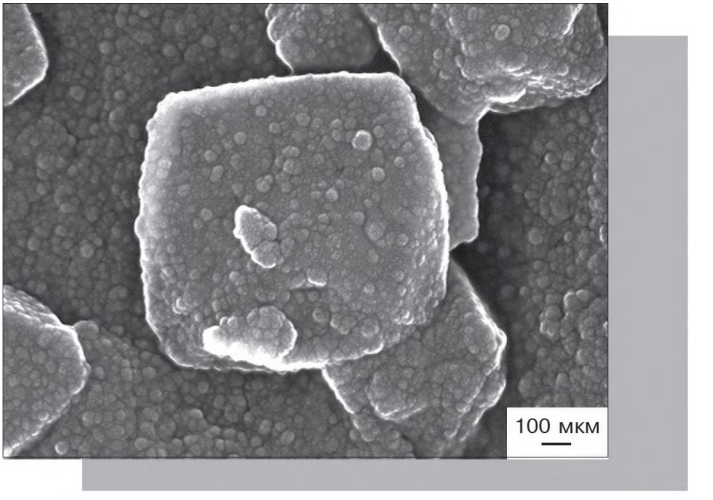


Рис. 190. Куб на поверхні (0001) параморфози (див. рис. 183). СЕМ знімок
Fig. 190. Cube on (0001) surface of the paramorphose (see Fig. 183). SEM image

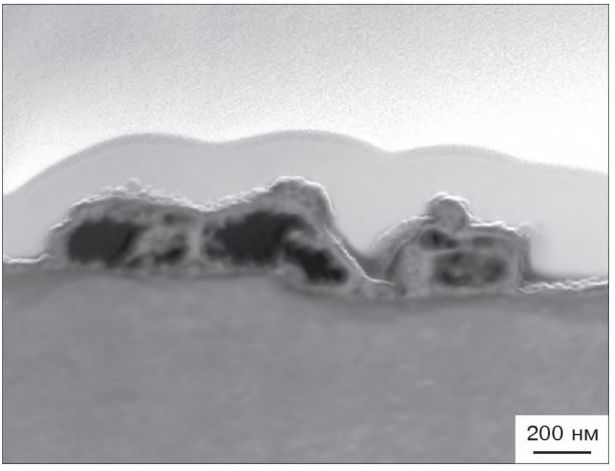


Рис. 191. Скелетна і порожниста будова октаедричних нанокристалів. ТЕМ знімок
Fig. 191. Skeletal and hollow structure of octahedron nanocrystals. TEM image

Анатомія параморфоз
Anatomy of paramorphoses

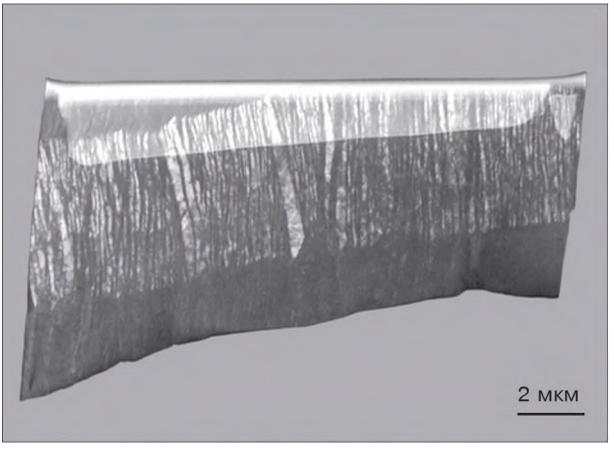


Рис. 192. Електронно-мікроскопічний знімок надтонкої плівки (розмір плівки 15 × 10 × 0,2 мкм), вирізаної з чорної параморфози і полісинтетичних двійників по (11$\bar{2}$1). ТЕМ знімок
Fig. 192. TEM image of foil (15 × 10 × 0.2 μm in size) cut from black paramorphose and polysynthetic twins after (11$\bar{2}$1)

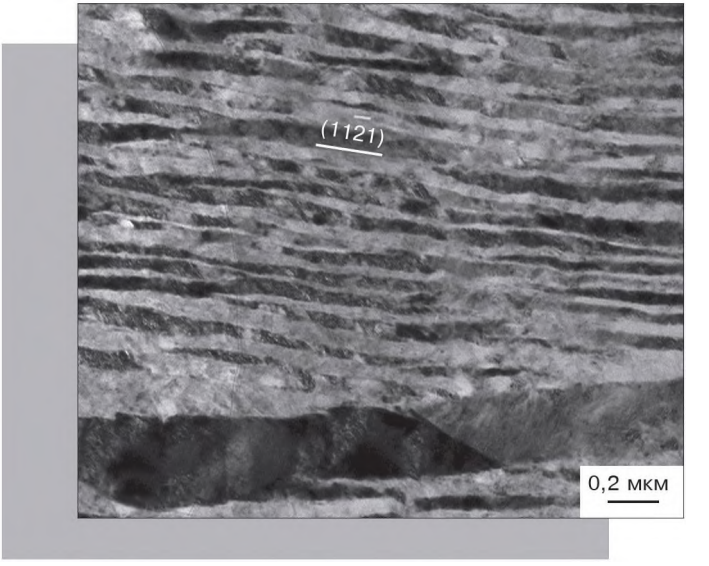


Рис. 193. Електронно-мікроскопічний знімок полісинтетичних двійників по (11$\bar{2}$1) (див. рис. 192), тип зображення — світле поле. ТЕМ знімок
Fig. 193. TEM image of polysynthetic twins after (11$\bar{2}$1) (see Fig. 192), bright field imaging

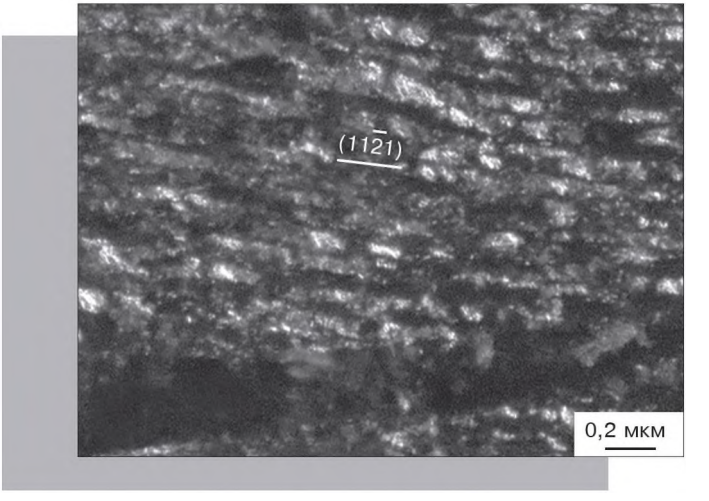


Рис. 194. Електронно-мікроскопічний знімок полісинтетичних двійників по (11$\bar{2}$1) (див. рис. 192), тип зображення — темне поле. ТЕМ знімок
Fig. 194. TEM image of polysynthetic twins after (11$\bar{2}$1) (see Fig. 192), dark field imaging

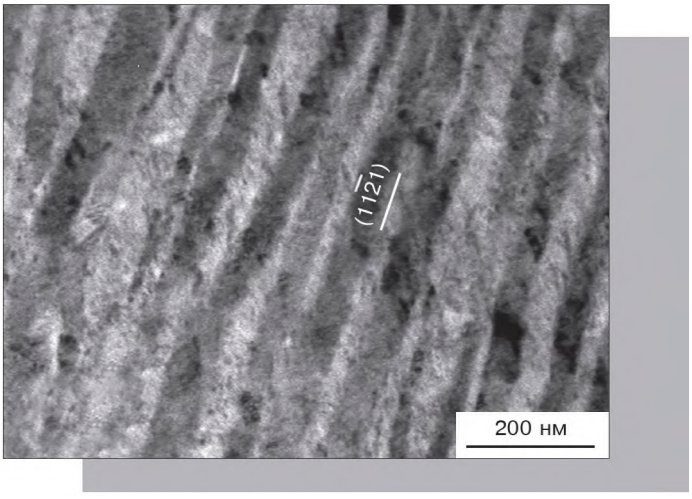


Рис. 195. Електронно-мікроскопічний знімок, тип зображення — світле поле, плівка з чорної параморфози: полісинтетичне двійникування по (11$\bar{2}$1). ТЕМ знімок
Fig. 195. TEM image, foil from black paramorphose: polysynthetic twinning after (11$\bar{2}$1), bright field imaging

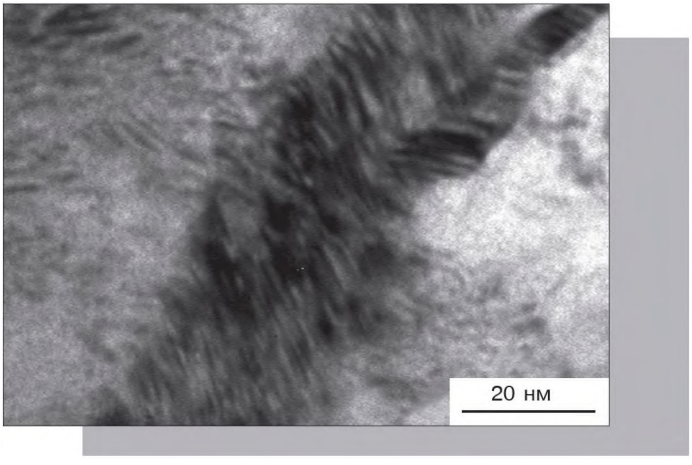


Рис. 196. Електронно-мікроскопічний знімок, тип зображення — світле поле, плівка зі світло-жовтуватої параморфози: розмите зображення полісинтетичного двійникування по (11$\bar{2}$1) та зображення окремого двійника по (11$\bar{2}$1). ТЕМ знімок
Fig. 196. TEM image, foil from light-yellowish paramorphose: blurred image of polysynthetic twinning after (11$\bar{2}$1) and separate twin after (11$\bar{2}$1) is in detail, bright field imaging

Метеоритний кратер Зелений Гай, імпактні діаманти
The Zeleny Gai meteorite crater, impact diamonds

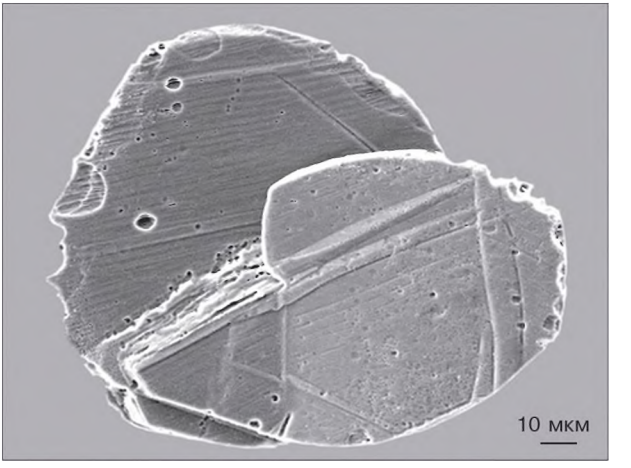


Рис. 197. Зросток двох пластинчастих пінакоїдальних параморфоз. СЕМ знімок
Fig. 197. Intergrowth of two lamellar pinacoidal paramorphoses. SEM image

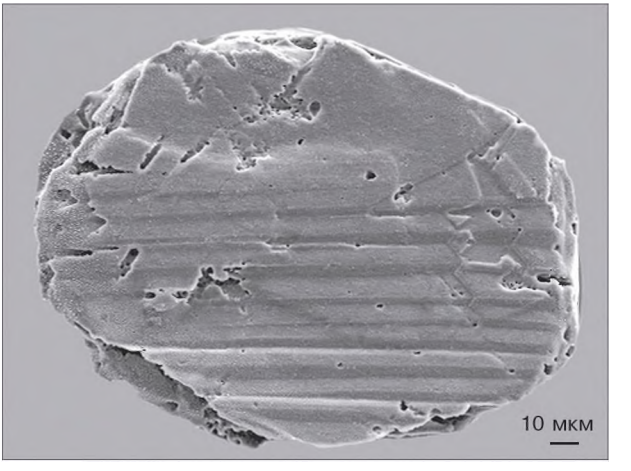


Рис. 198. Пластинчаста пінакоїдальна параморфоза із смугами двійникування. СЕМ знімок
Fig. 198. Lamellar pinacoidal paramorphose with twinning stripes. SEM image

Метеоритний кратер Терни, імпактні діаманти
The Terny meteorite crater, impact diamonds

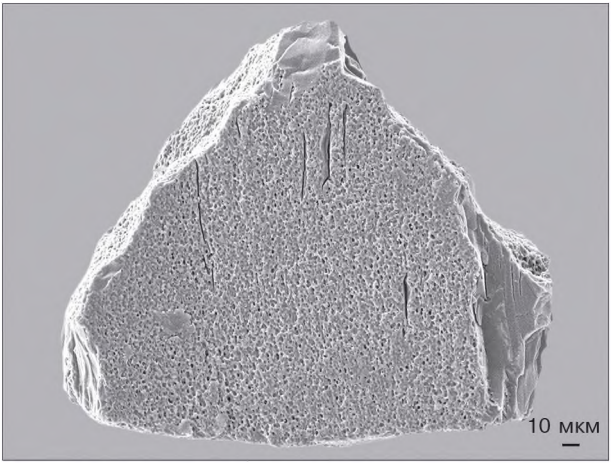


Рис. 199. Уламок пластинчастої пінакоїдальної параморфози з інтенсивним розчиненням поверхні (0001). СЕМ знімок
Fig. 199. Fragment of lamellar pinacoidal paramorphose with intense dissolution of (0001) surface. SEM image

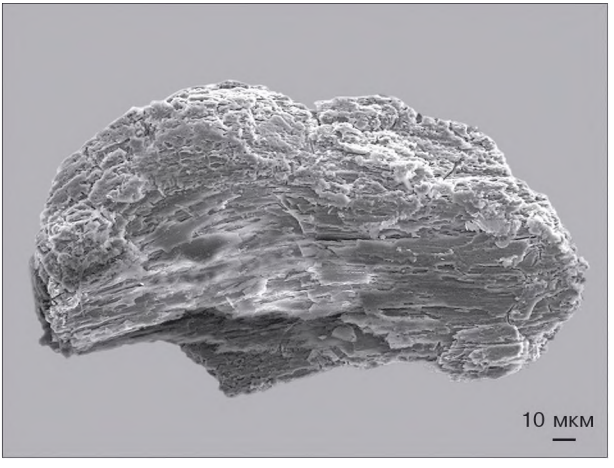


Рис. 200. Деформована параморфоза з інтенсивним розчиненням поверхні (0001). СЕМ знімок
Fig. 200. Deformed paramorphose with intense dissolution of (0001) surface. SEM image

Неогеновий розсип Самоткань, імпактні діаманти
The Samotkan Neogene placer, impact diamonds

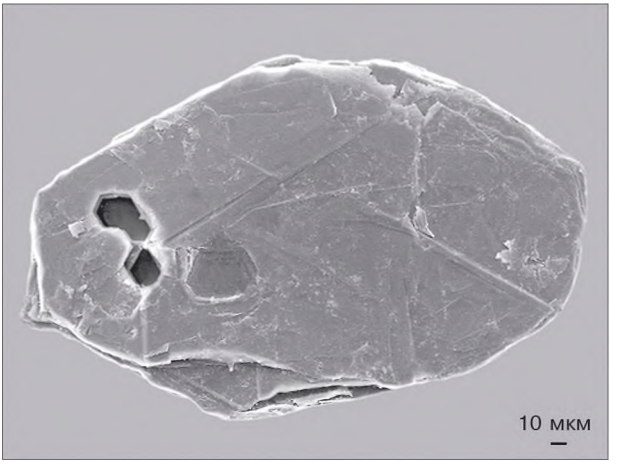


Рис. 201. Пластинчаста пінакоїдальна параморфоза. СЕМ знімок
Fig. 201. Lamellar pinacoidal paramorphose. SEM image

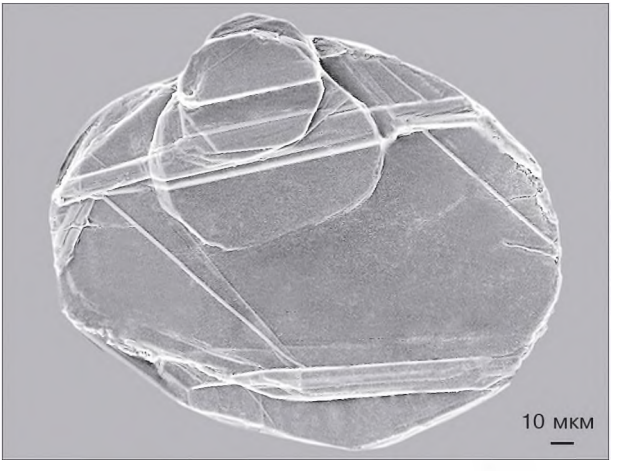


Рис. 202. Зросток чотирьох пластинчастих пінакоїдальних параморфоз. СЕМ знімок
Fig. 202. Intergrowth of four lamellar pinacoidal paramorphoses. SEM image

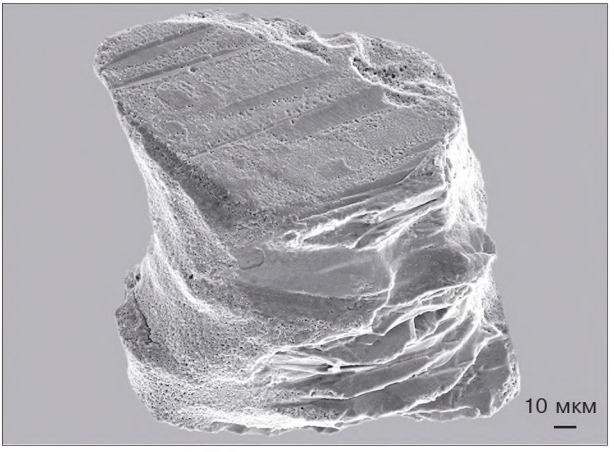


Рис. 203. Пінакоїдально-призматична параморфоза. СЕМ знімок
Fig. 203. Pinacoidal-prismatic paramorphose. SEM image

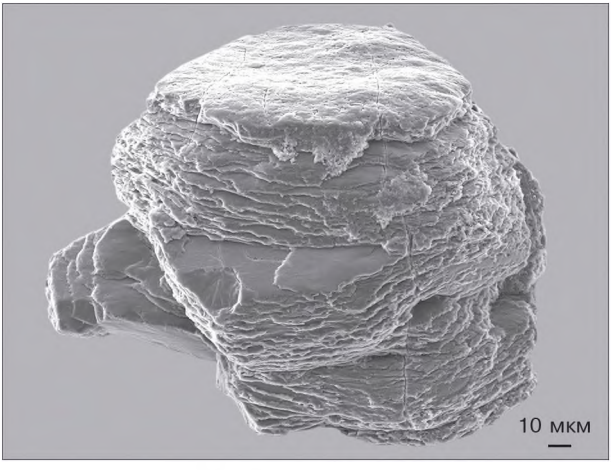


Рис. 204. Пінакоїдально-призматична параморфоза. СЕМ знімок
Fig. 204. Pinacoidal-prismatic paramorphose. SEM image

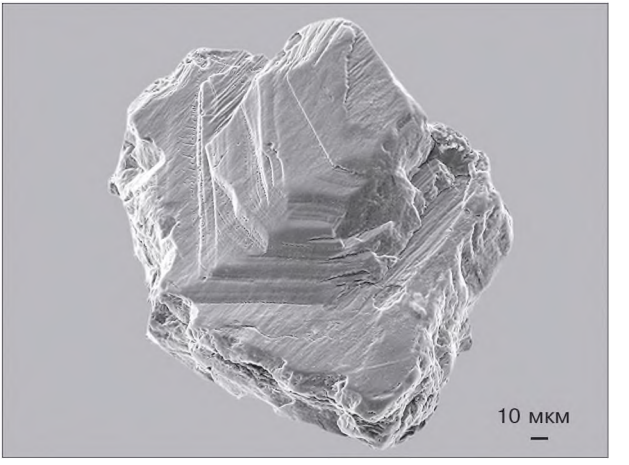


Рис. 205. Двійник пластинчастих параморфоз за законом Веселовського. СЕМ знімок
Fig. 205. Twin of lamellar paramorphoses according to Veselovsky's law. SEM image

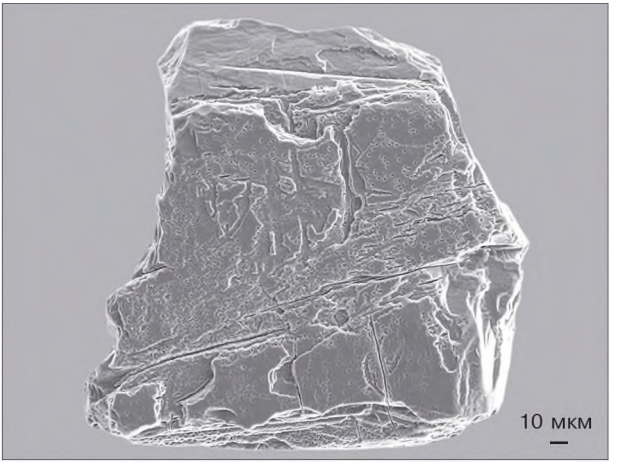


Рис. 206. Уламок пластинчастої пінакоїдальної параморфози. СЕМ знімок
Fig. 206. Fragment of lamellar pinacoidal paramorphose. SEM image

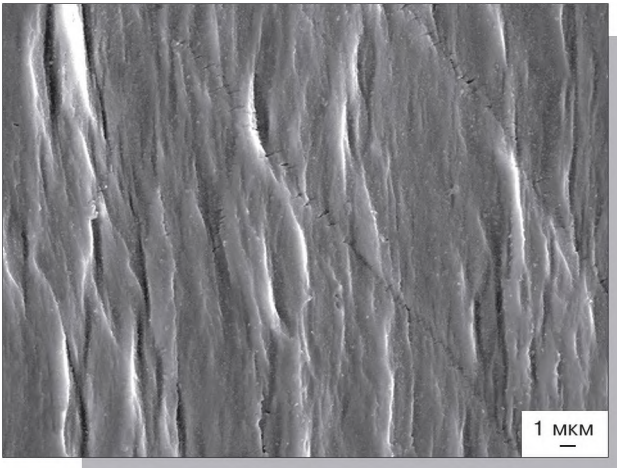


Рис. 207. Хвилясті горбисті виступи на поверхні (0001) параморфози. СЕМ знімок
Fig. 207. Wavy hills on (0001) surface of paramorphose. SEM image

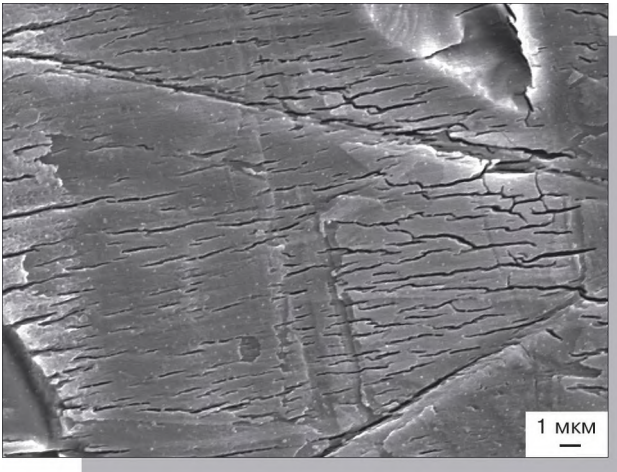


Рис. 208. Тріщини на поверхні (0001) параморфози. СЕМ знімок
Fig. 208. Cracks on (0001) surface of paramorphose. SEM image

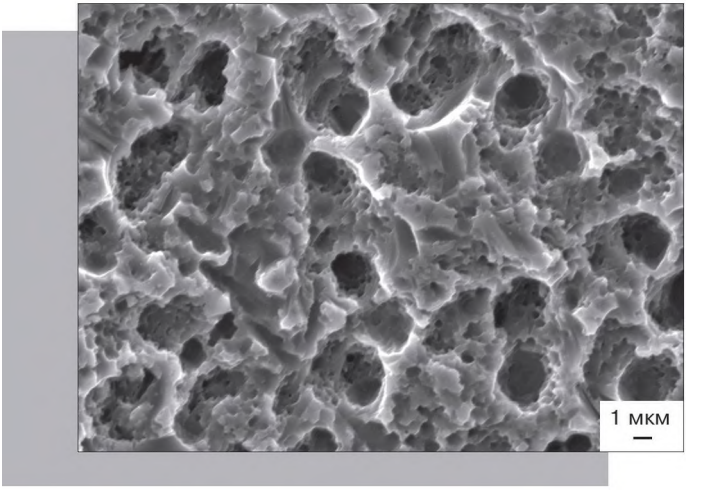


Рис. 209. Округлі западини на поверхні (0001) параморфози. СЕМ знімок
Fig. 209. Rounded pits on (0001) surface of paramorphose. SEM image

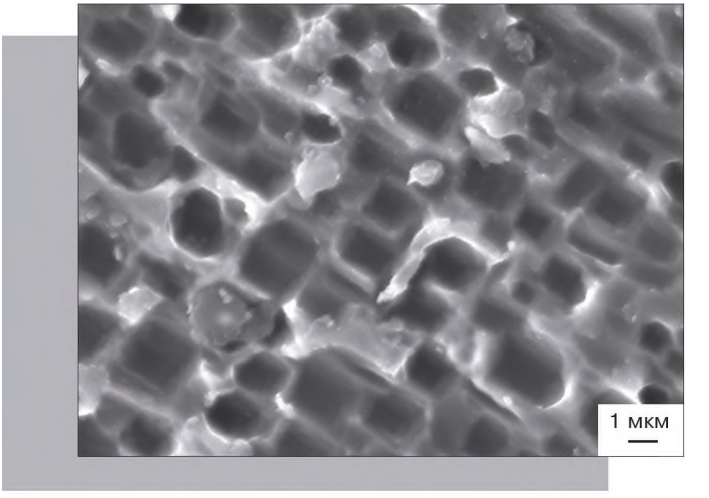


Рис. 210. Чотирикутні западини на поверхні (0001) параморфози. СЕМ знімок
Fig. 210. Rectangular pits on (0001) surface of paramorphose. SEM image

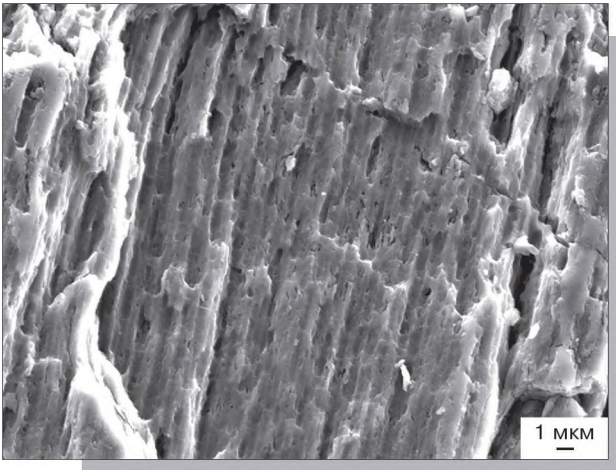


Рис. 211. Пересічні штрихи двійникування по $(11\bar{2}1)$ на поверхні (0001) параморфози. СЕМ знімок
Fig. 211. Intersecting strokes of twinning after $(11\bar{2}1)$ on (0001) surface of paramorphose. SEM image

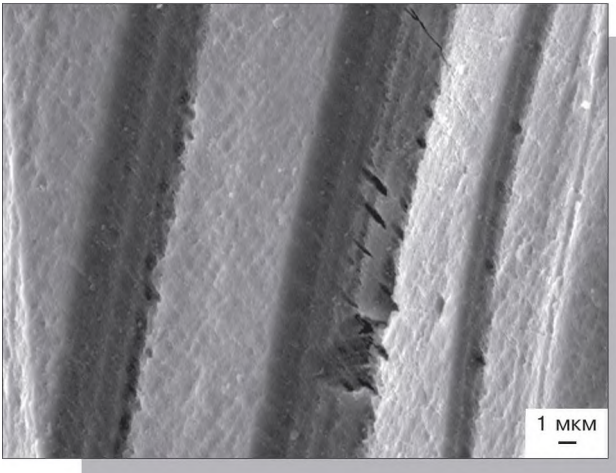


Рис. 212. Двійники по $(11\bar{2}1)$ на поверхні (0001) параморфози. СЕМ знімок
Fig. 212. Twins after $(11\bar{2}1)$ on (0001) surface of paramorphose. SEM image

МІКРОДІАМАНТИ З МЕТАМОРФІЧНИХ ПОРІД КАЗАХСТАНУ
MICRODIAMONDS FROM METAMORPHIC ROCKS OF KAZAKHSTAN

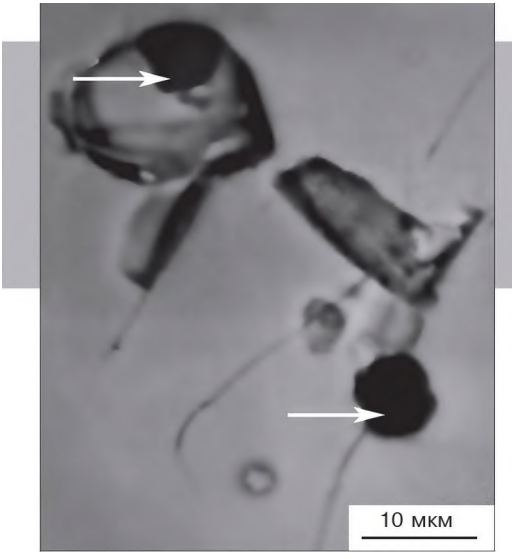


Рис. 213. Мікродіаманти в зерні граната, показані стрілками. СЕМ знімок
Fig. 213. Microdiamonds in garnet grain, shown by arrows. SEM image

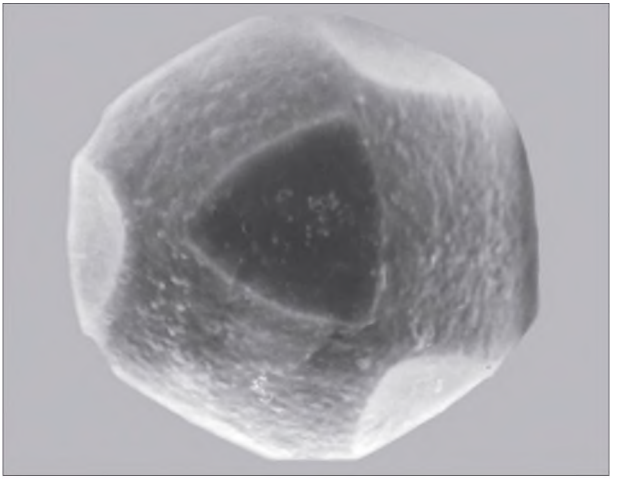


Рис. 214. Кубо-октаедр (фото О.Д. Надєждіної і Т.В. Посухової), розмір 0,1 мм. СЕМ знімок
Fig. 214. Cube-octahedron (photo courtesy of O.D. Nadezhdina and T.V. Posukhova), 0.1 mm in size. SEM image

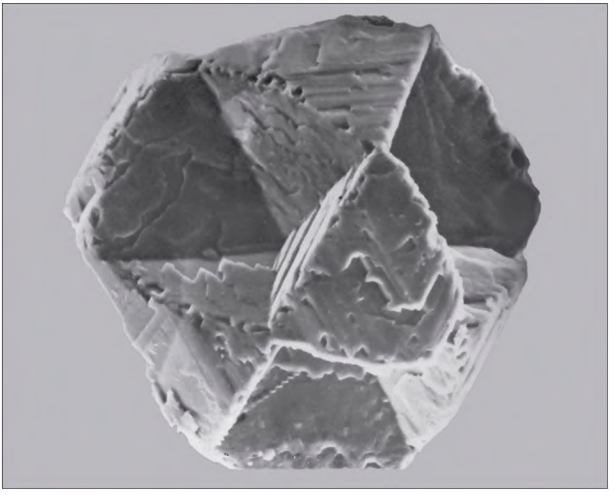


Рис. 215. Скелетний октаедричний кристал (фото О.Д. Надєждіної і Т.В. Посухової), розмір 0,1 мм. СЕМ знімок
Fig. 215. Skeletal octahedral crystal (photo courtesy of O.D. Nadezhdina and T.V. Posukhova), 0.1 mm in size. SEM image

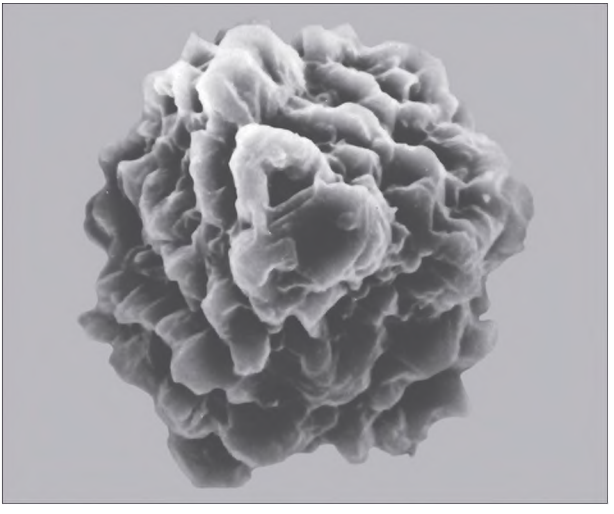


Рис. 216. Скелетний кристал кубічної форми (фото О.Д. Надєждіної і Т.В. Посухової), розмір 0,1 мм. СЕМ знімок
Fig. 216. Skeletal crystal of cubic shape (photo courtesy of O.D. Nadezhdina and T.V. Posukhova), 0.1 mm in size. SEM image

ДІАМАНТИ З КІМБЕРЛІТІВ ЯКУТІЇ І БІЛОМОР'Я (РОСІЯ)
DIAMONDS FROM KIMBERLITES OF YAKUTIA AND BILOMORYA (RUSSIA)

Прості кристалічні форми кристалів (на прикладі мікрокристалів)
Simple crystal forms of crystals (on the example of microcrystals)

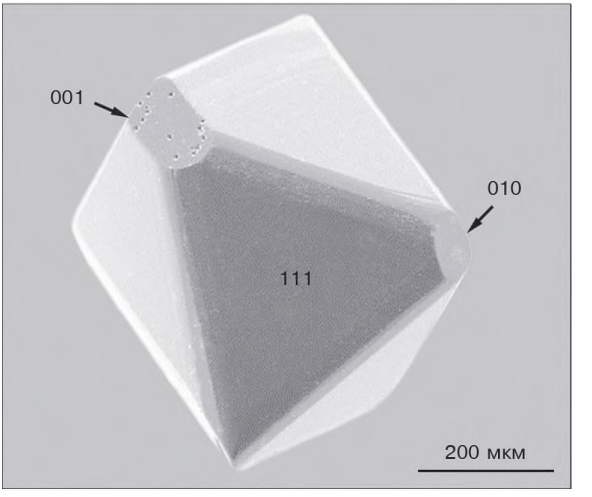


Рис. 217. Октаедр з плоскими гранями куба. СЕМ знімок
Fig. 217. Octahedron with flat faces of cube. SEM image

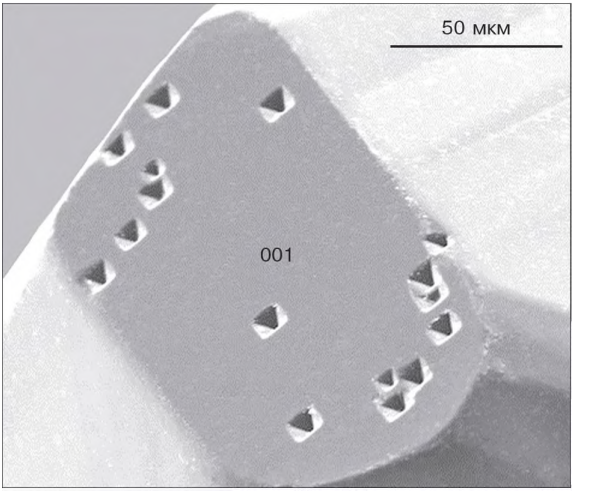


Рис. 218. Деталізація грані куба (див. рис. 217). СЕМ знімок
Fig. 218. The cube face is in detail (see Fig. 217). SEM image

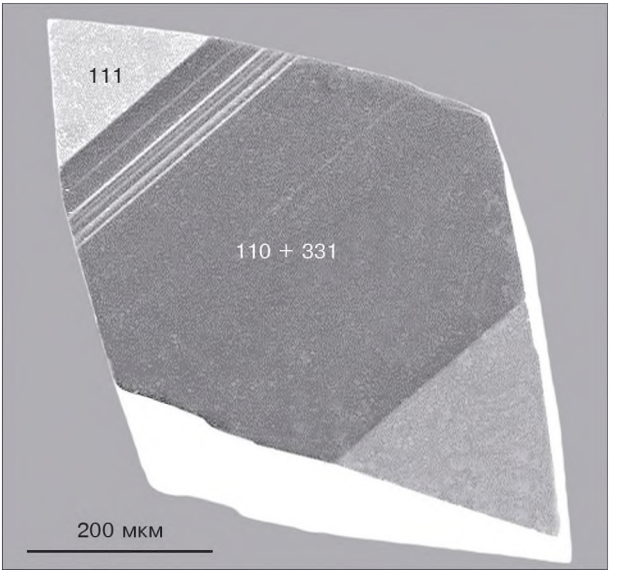


Рис. 219. Октаедр з плоскими гранями ромбододекаедра і тригон-триоктаедра. СЕМ знімок
Fig. 219. Octahedron with flat faces of rhombic dodecahedron and trisoctahedron. SEM image

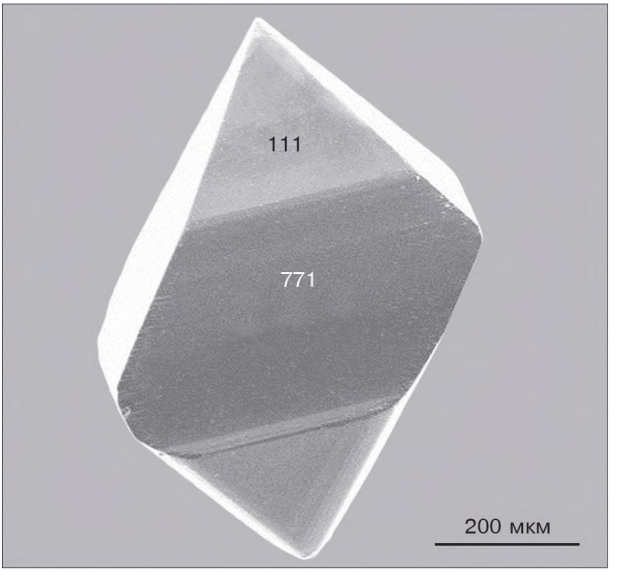


Рис. 220. Октаедр з плоскою гранею тригон-триоктаедра. СЕМ знімок
Fig. 220. Octahedron with flat face of trisoctahedron. SEM image

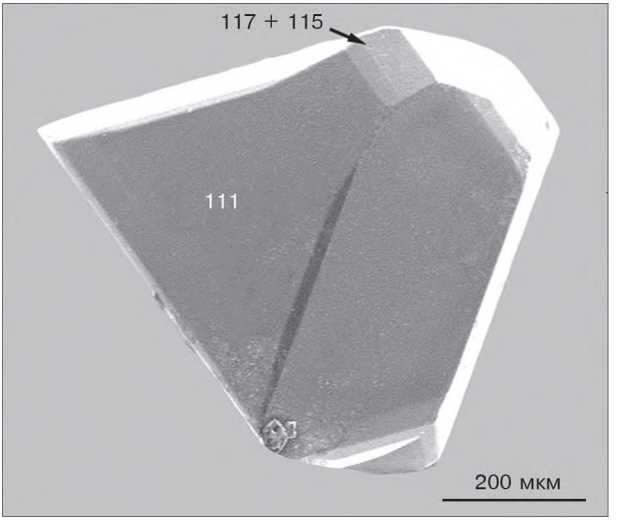


Рис. 221. Контактний двійник октаедрів з плоскими гранями тетрагон-триоктаедра. СЕМ знімок
Fig. 221. Contact twin of octahedrons with flat faces of trapezohedron. SEM image

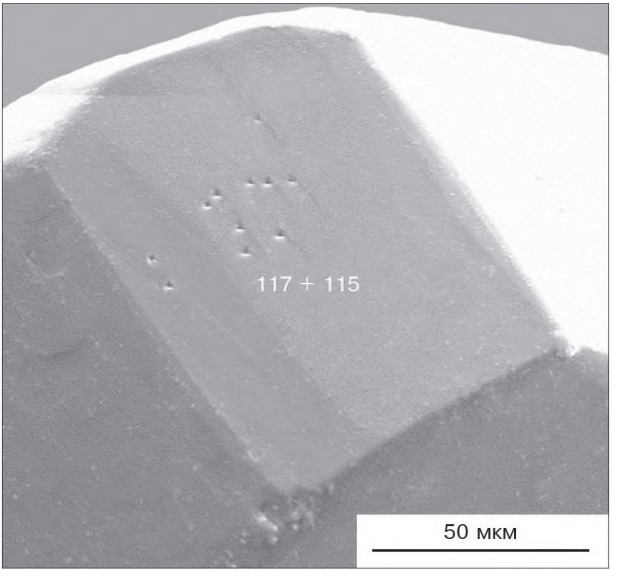


Рис. 222. Деталізація граней тетрагон-триоктаедра (див. рис. 221). СЕМ знімок
Fig. 222. The trapezohedron faces is in detail (see Fig. 221). SEM image

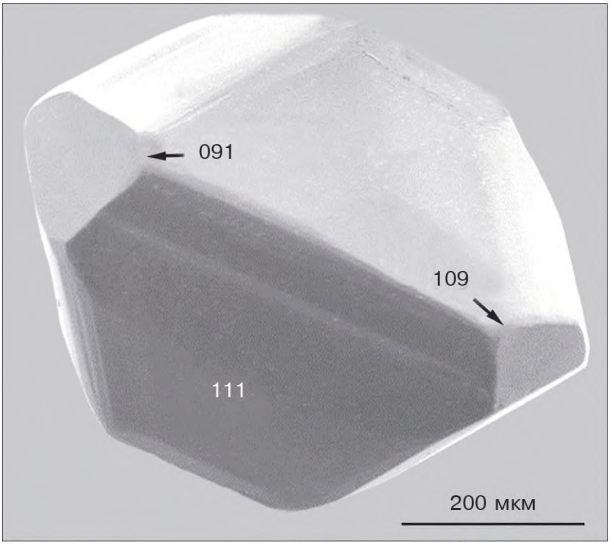


Рис. 223. Октаедр з плоскими гранями тетрагексаедра. СЕМ знімок
Fig. 223. Octahedron with flat faces of tetrahexahedron. SEM image

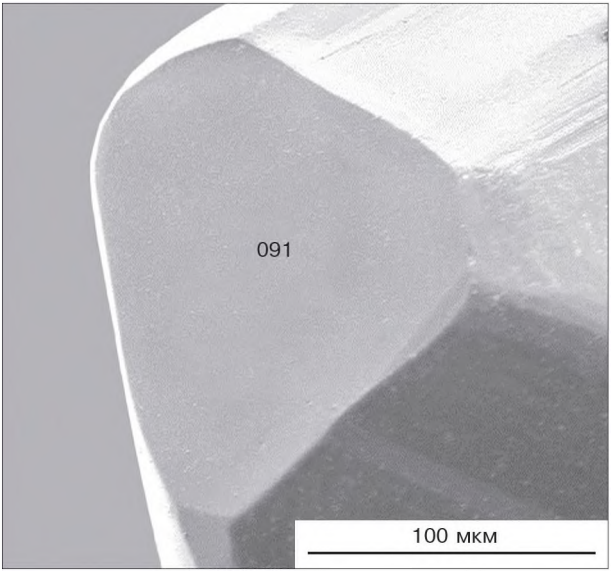


Рис. 224. Деталізація грані тетрагексаедра (див. рис. 223). СЕМ знімок
Fig. 224. The tetrahexahedron face is in detail (see Fig. 223). SEM image

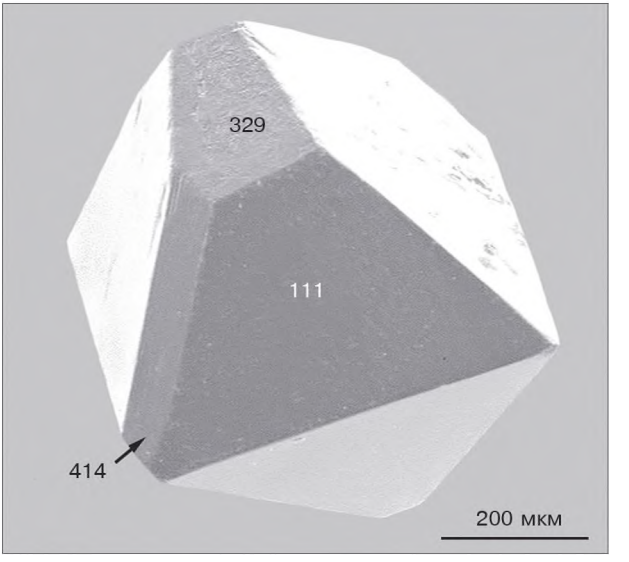


Рис. 225. Октаедр з плоскими гранями гексоктаедра і тригон-триоктаедра. СЕМ знімок
Fig. 225. Octahedron with flat faces of hexoctahedron and trisoctahedron. SEM image

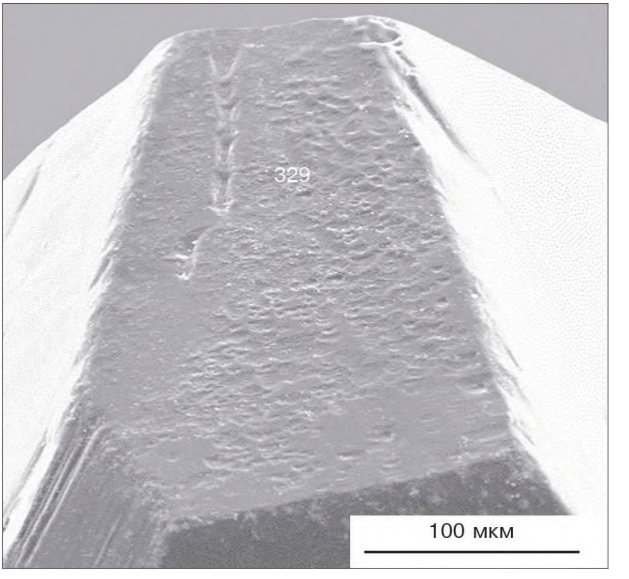


Рис. 226. Деталізація грані гексоктаедра (див. рис. 225). СЕМ знімок
Fig. 226. The hexoctahedron face is in detail (see Fig. 225). SEM image

Головні габітусні типи кристалів діаманту з кімберлітів (на прикладі мікрокристалів)

The main habit types of diamond crystals from kimberlites (on the example of microcrystals)

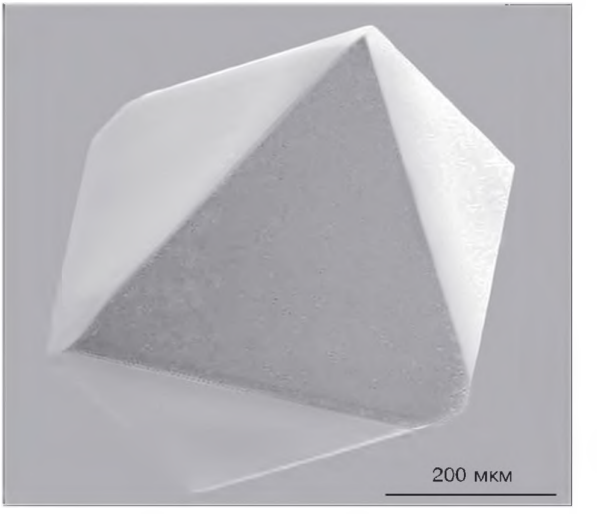


Рис. 227. Гостроребернийй октаедр. СЕМ знімок
Fig. 227. Octahedron with sharp edges. SEM image

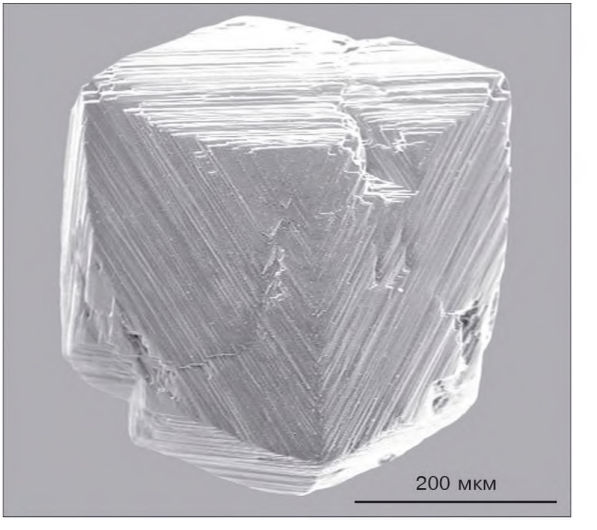


Рис. 228. Кристал перехідної форми {111} + {110}. СЕМ знімок
Fig. 228. Crystal of transitional form {111} + {110}. SEM image

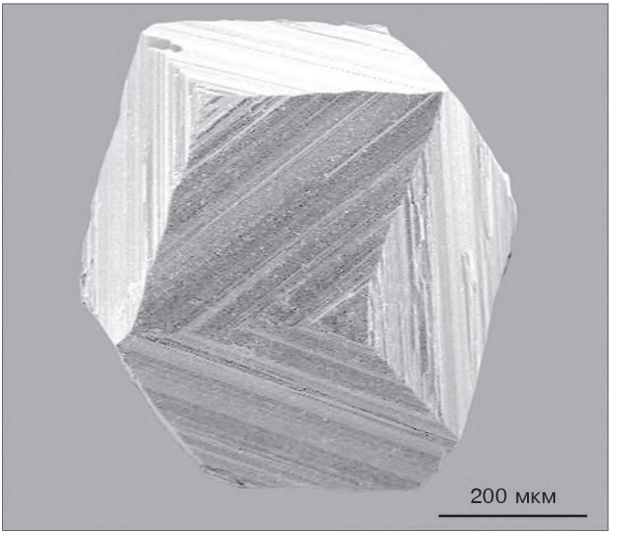


Рис. 229. Ромбододекаедр. СЕМ знімок
Fig. 229. Rhombic dodecahedron. SEM image

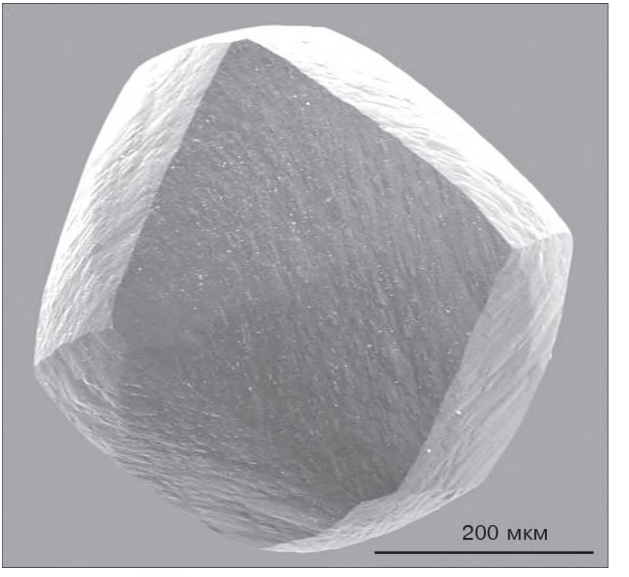


Рис. 230. Додекаедроїд. СЕМ знімок
Fig. 230. Dodecahedroid. SEM image

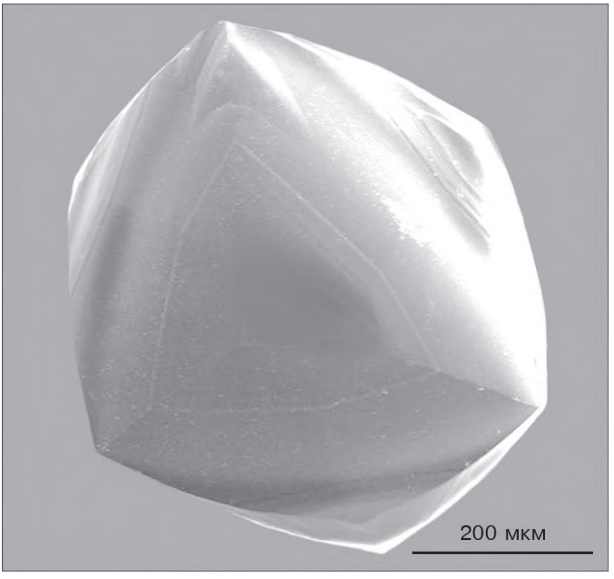


Рис. 231. Октаедроїд. СЕМ знімок
Fig. 231. Octahedroid. SEM image

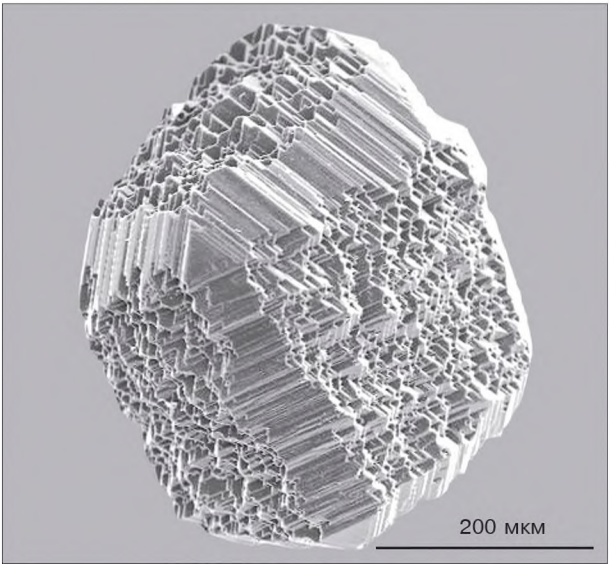


Рис. 232. Кристал комбінаційної форми {100} + {110} + {111}. СЕМ знімок
Fig. 232. Crystal of combinational form {100} + {110} + {111}. SEM image

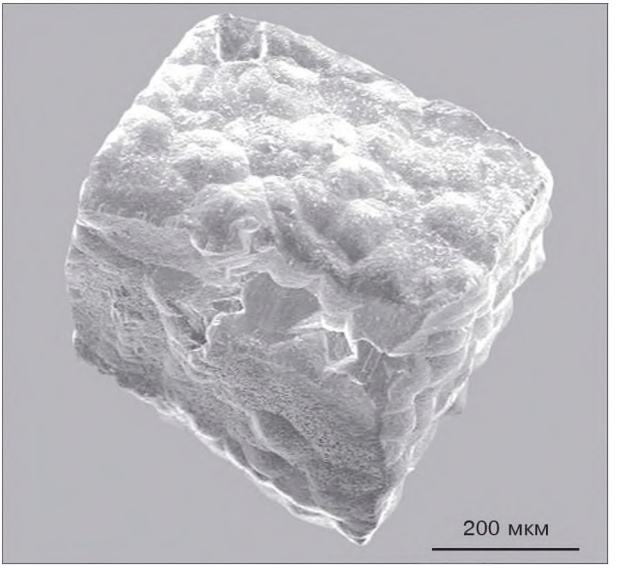


Рис. 233. Куб з горбистою поверхнею. СЕМ знімок
Fig. 233. Cube with hilly surface. SEM image

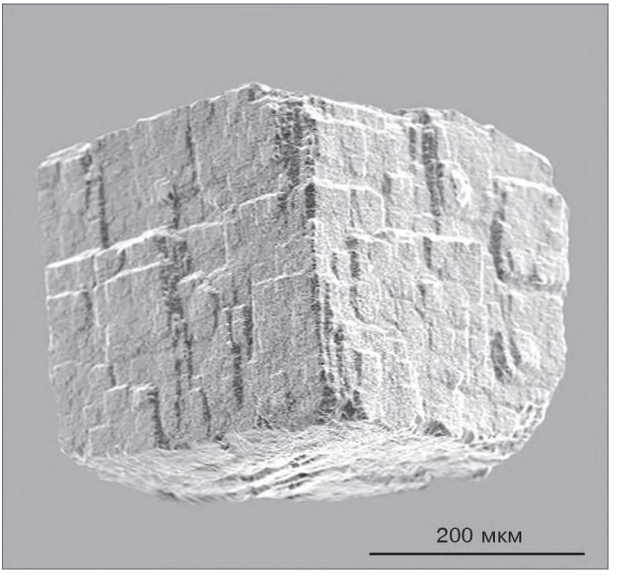


Рис. 234. Куб з пластинчастим і блоковим нашаруванням. СЕМ знімок
Fig. 234. Cube with lamellar and block layering. SEM image

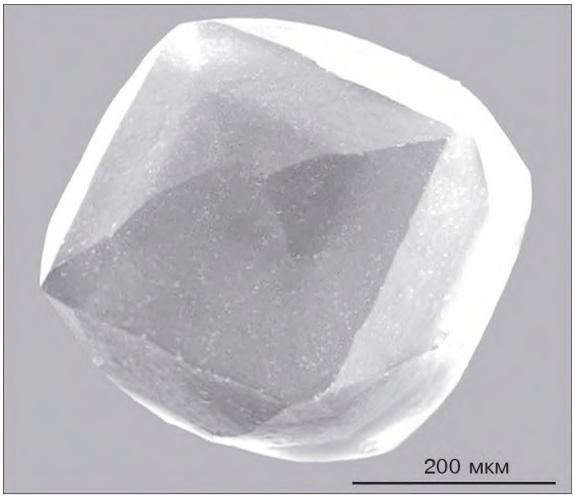


Рис. 235. Тетрагексаедроїд. СЕМ знімок
Fig. 235. Tetrahexahedroid. SEM image

Скелетні форми кристалів діаманту
Skeletal forms of diamond crystals

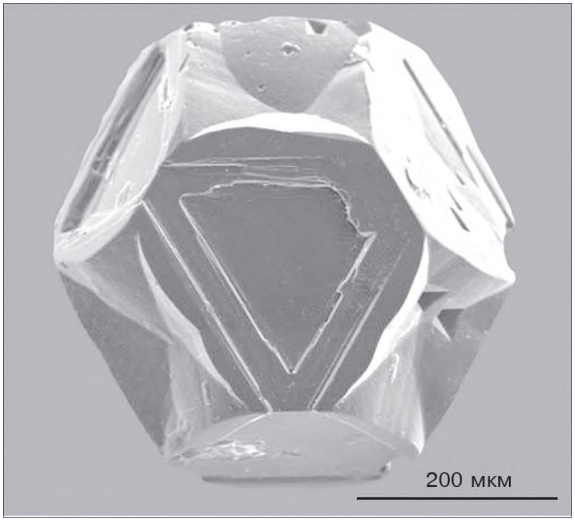


Рис. 236. Скелетний кристал, комбінація октаедра і негативного «куба». СЕМ знімок
Fig. 236. Skeletal crystal, combination of octahedron and negative «cube». SEM image

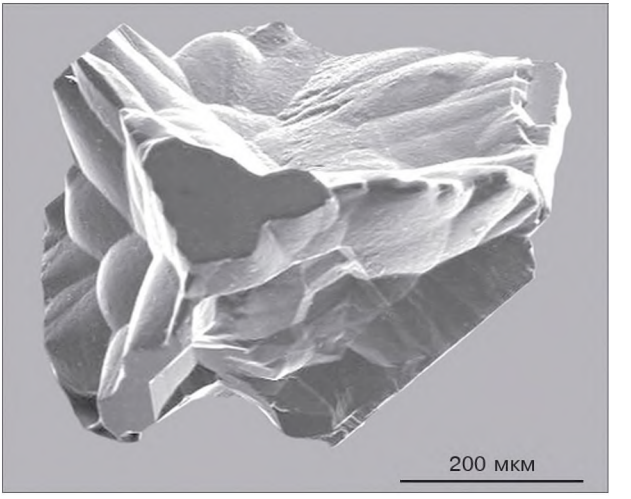


Рис. 237. Скелетний-антискелетний кристал, комбінація октаедра і негативного «куба». СЕМ знімок
Fig. 237. Skeletal-antiskeletal crystal, combination of octahedron and negative «cube». SEM image

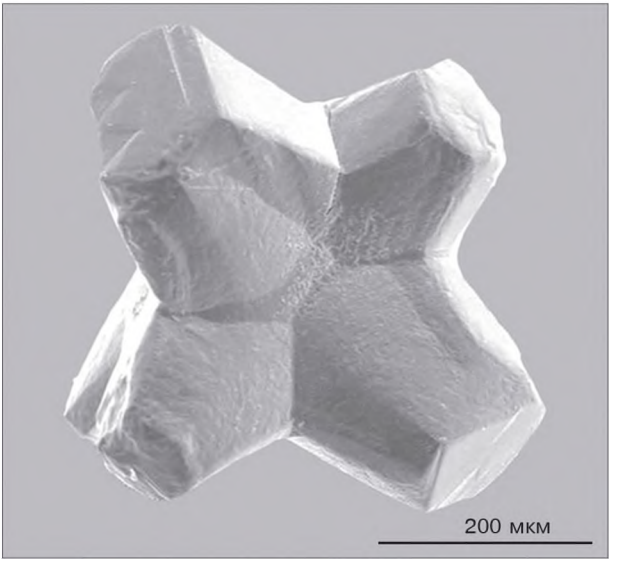


Рис. 238. Скелетний-антискелетний кристал, комбінація октаедра і негативного «додекаедроїда». СЕМ знімок
Fig. 238. Skeletal-antiskeletal crystal, combination of octahedron and negative «dodecahedroid». SEM image

Кристал діаманту спірального і мікроблокового росту
Diamond crystal of spiral and microblock qrowth

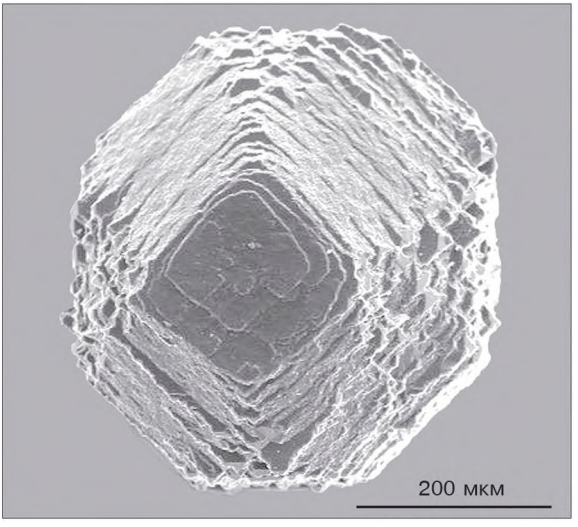


Рис. 239. Кристал комбінаційної форми {110} + {100} + {111}. Поєднання спірального і мікроблокового росту. СЕМ знімок
Fig. 239. Crystal of combinational form {110} + {100} + {111}. Combination of spiral and microblock growth. SEM image

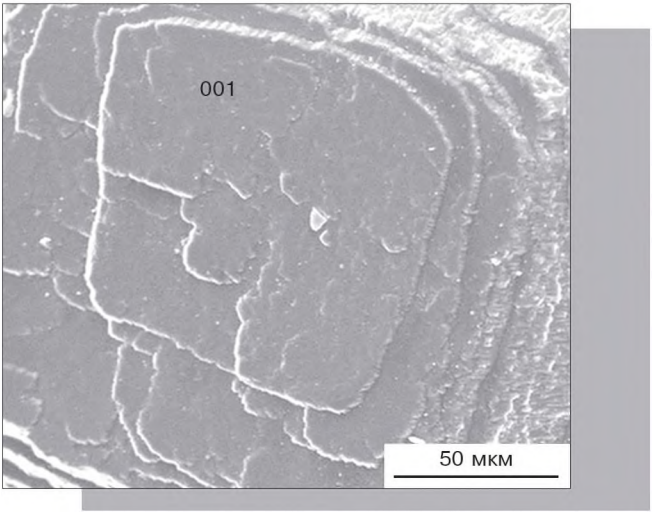


Рис. 240. Спіраль на грані куба (див. рис. 239). СЕМ знімок
Fig. 240. Spiral on cube face (see Fig. 239). SEM image

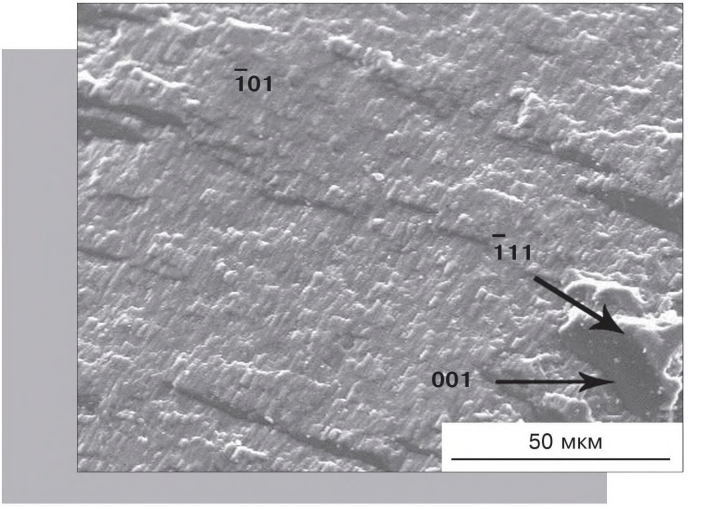


Рис. 241. Мікроблокова будова грані ромбододекаедра (див. рис. 239). СЕМ знімок
Fig. 241. Microblock structure of rhombic dodecahedron face (see Fig. 239). SEM image

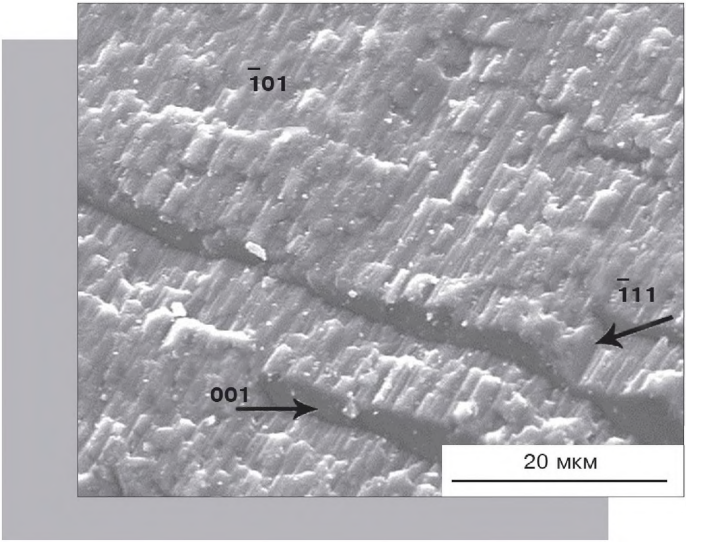


Рис. 242. Мікроблокова будова грані ромбододекаедра, деталізація рис. 241. СЕМ знімок
Fig. 242. Microblock structure of rhombic dodecahedron face is in detail (see Fig. 241). SEM image

ІМПАКТНІ ДІАМАНТИ ІЗ ПОПІГАЙСЬКОГО МЕТЕОРИТНОГО КРАТЕРА (СИБІР, РОСІЯ) – ПАРАМОРФОЗИ ПО ГРАФІТУ

IMPACT DIAMONDS FROM THE POPIGAI METEORITE CRATER (SIBERIA, RUSSIA) – PARAMORPHOSES ON GRAPHITE

Морфологічні типи кристалів
Morphological types of crystals

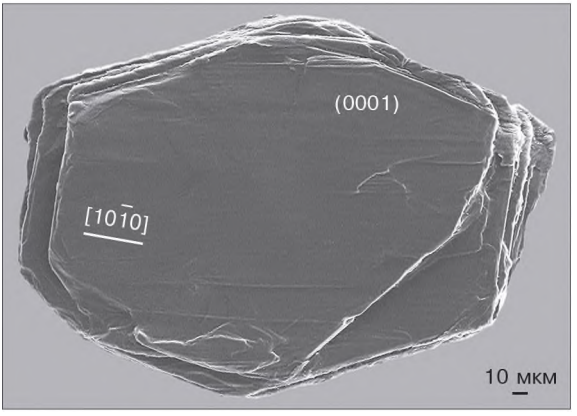


Рис. 243. Параморфоза по пінакоїдальному кристалу графіту. На грані (0001) параморфози виявлена тонка двійникова штриховка вздовж [10$\bar{1}$0]. СЕМ знімок
Fig. 243. Paramorphose have been formed from pinacoidal graphite crystal. On (0001) face of the paramorphose there is a thin twin striation visible along [10$\bar{1}$0]. SEM image

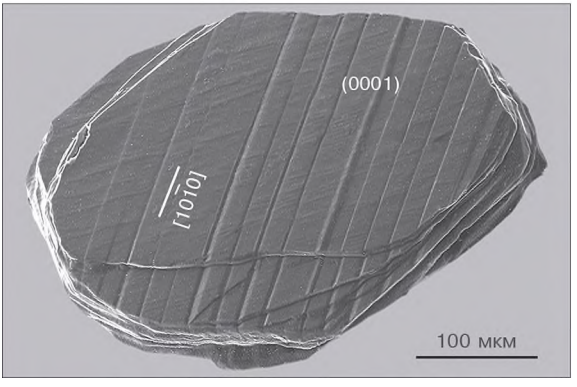


Рис. 244. Параморфоза по пінакоїдальному кристалу графіту. На грані (0001) параморфози виявлена інтенсивна двійникова штриховка вздовж [10$\bar{1}$0]. СЕМ знімок
Fig. 244. Paramorphose have been formed from pinacoidal graphite crystal. On (000$\bar{1}$) face of the paramorphose there is an intense twin striation visible along [10$\bar{1}$0]. SEM image

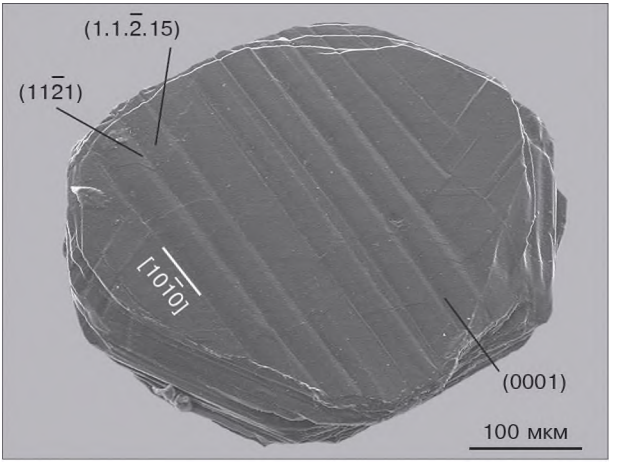


Рис. 245. Параморфоза по пінакоїдальному кристалу графіту. На грані (0001) параморфози виявлена груба двійникова штриховка вздовж [10$\bar{1}$0]. СЕМ знімок
Fig. 245. Paramorphose have been formed from pinacoidal graphite crystal. On (0001) face of the paramorphose there is a rough twin striation visible along [10$\bar{1}$0]. SEM image

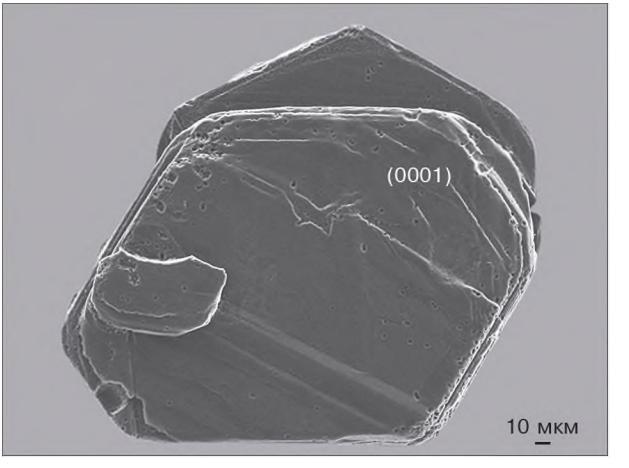


Рис. 246. Параморфоза по двох пінакоїдальних кристалах графіту, здвійникованих за законом Веселовського (кут повороту кристалів 60°). СЕМ знімок
Fig. 246. Paramorphose have been formed from two pinacoidal graphite crystals. The paramorphose have been formed from twin graphite crystals after Veselovsky's law (angle of rotation of the crystals 60°). SEM image

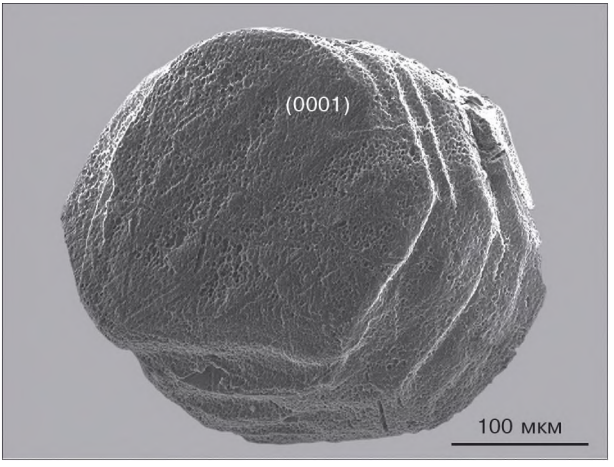


Рис. 247. Параморфоза по паралельному зростку декількох пінакоїдальних кристалів графіту. СЕМ знімок
Fig. 247. Paramorphose have been formed from parallel intergrowth of some pinacoidal graphite crystals. SEM image

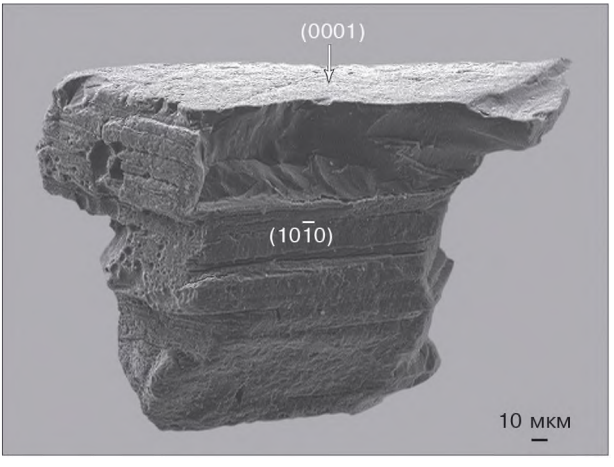


Рис. 248. Параморфоза по пінакоїдально-призматичному кристалу графіту. СЕМ знімок
Fig. 248. Paramorphose have been formed from pinakoidal-prismatic graphite crystal. SEM image

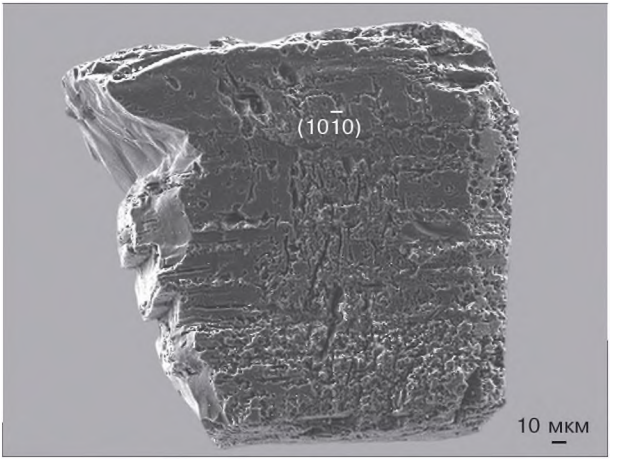


Рис. 249. Параморфоза по пінакоїдально-призматичному кристалу графіту. СЕМ знімок
Fig. 249. Paramorphose have been formed from pinakoidal-prismatic graphite crystal. SEM image

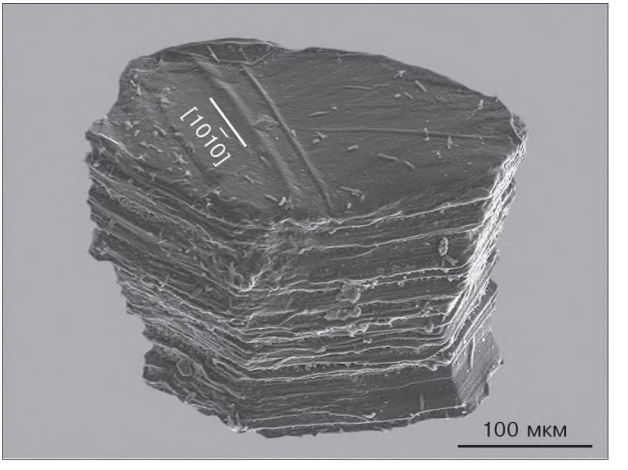


Рис. 250. Параморфоза по пінакоїдально-призматичному кристалу графіту. СЕМ знімок
Fig. 250. Paramorphose have been formed from pinakoidal-prismatic graphite crystal. SEM image

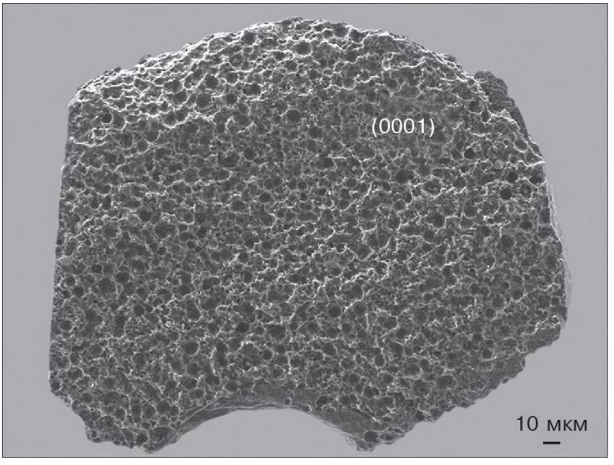


Рис. 251. Параморфоза з інтенсивним розчиненням поверхні (0001) по пінакоїдальному кристалу графіту. СЕМ знімок
Fig. 251. Paramorphose with intense dissolution of (0001) surface, it have been formed from pinacoidal graphite crystal. SEM image

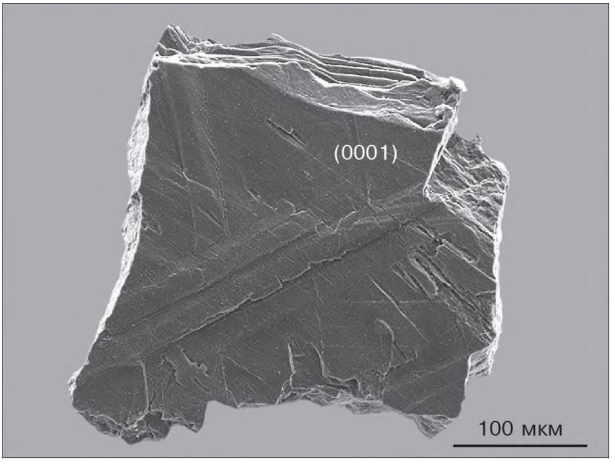


Рис. 252. Параморфоза по пінакоїдальному кристалу графіту. Фрагмент параморфози як приклад найбільш поширеної форми імпактного апографітового діаманту. СЕМ знімок
Fig. 252. Paramorphose have been formed from pinacoidal graphite crystal. Fragment of the paramorphose as example of the most common shape of impact apographitic diamond. SEM image

Новоутворені скульптури імпактних діамантів
New formed sculptures of impact diamonds

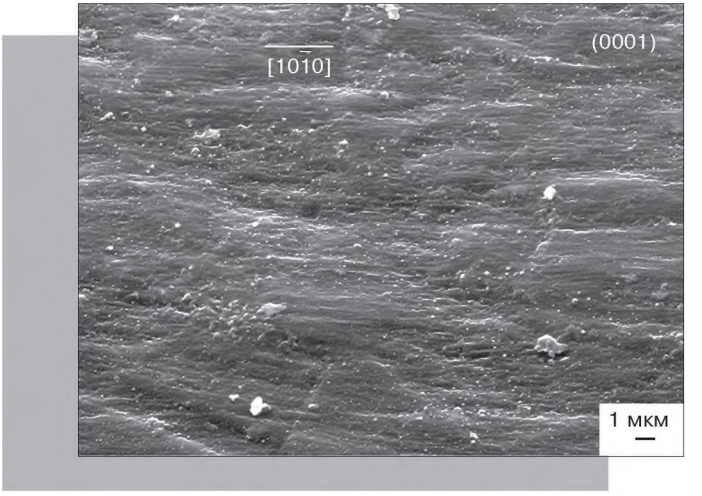


Рис. 253. Горбиста поверхня (0001) параморфози. СЕМ знімок
Fig. 253. Hilly (0001) surface of paramorphose. SEM image

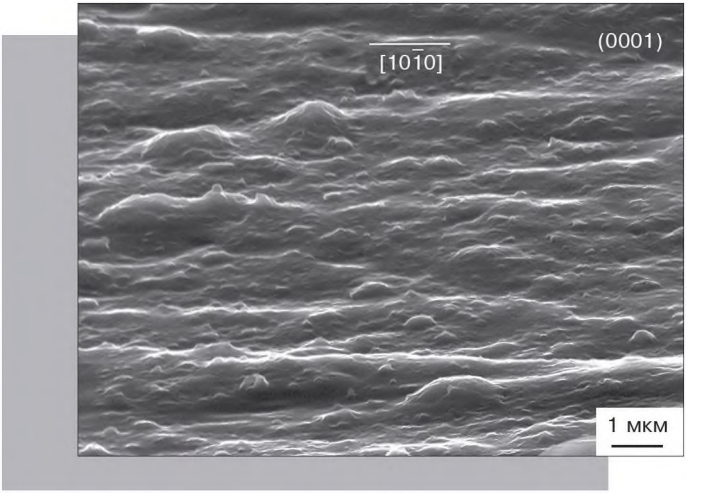


Рис. 254. Горбиста поверхня (0001) параморфози. СЕМ знімок
Fig. 254. Hilly (0001) surface of paramorphose. SEM image

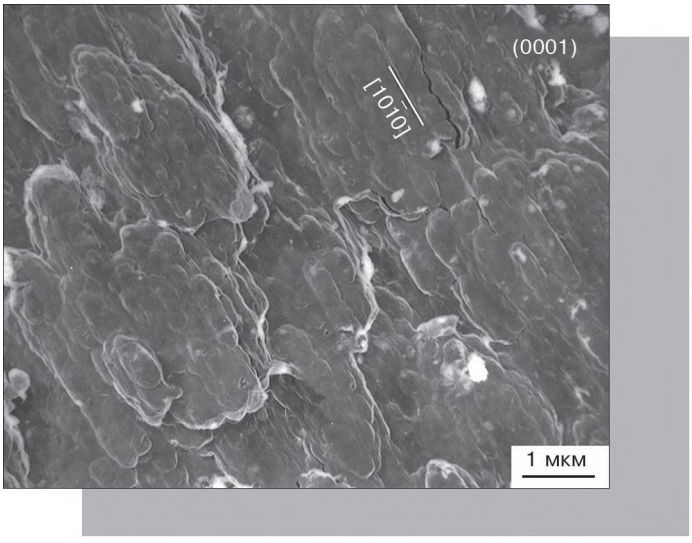


Рис. 255. Пластинчасто-горбиста поверхня (0001) параморфози. ТЕМ знімок
Fig. 255. Lamellar hilly (0001) surface of paramorphose. TEM image

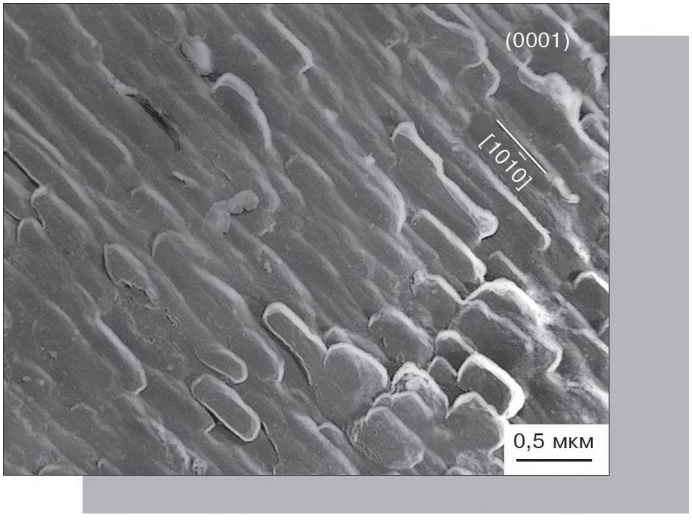


Рис. 256. Пластинчаста поверхня (0001) параморфози. Всі нові фігури строго орієнтовані вздовж [1010]. ТЕМ знімок
Fig. 256. Plate (0001) surface of paramorphose. All new figures are strictly oriented along [1010]. TEM image

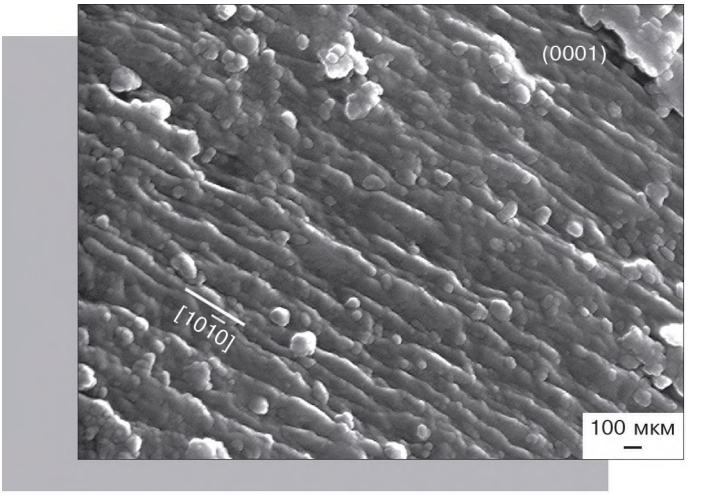


Рис. 257. Фігури інтенсивного двійникування на поверхні (0001) чорної параморфози. СЕМ знімок
Fig. 257. Figures of intense twinning on (0001) surface of black paramorphose. SEM image

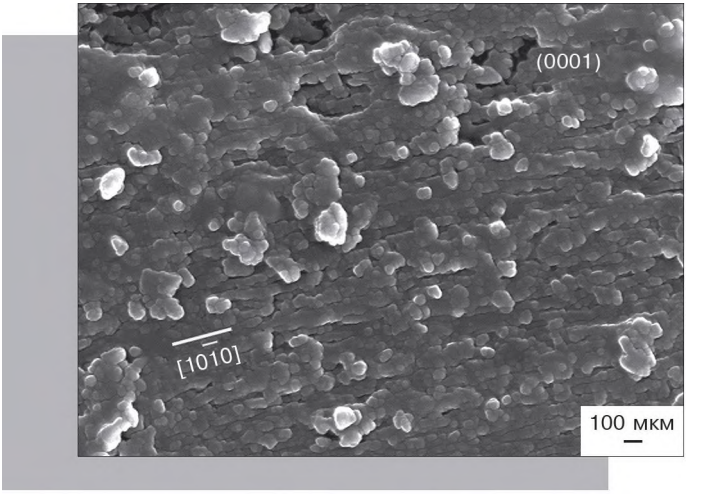


Рис. 258. Прямокутні пластинки росту на поверхні (0001) чорної параморфози. СЕМ знімок
Fig. 258. Rectangular growth plates on (0001) surface of black paramorphose. SEM image

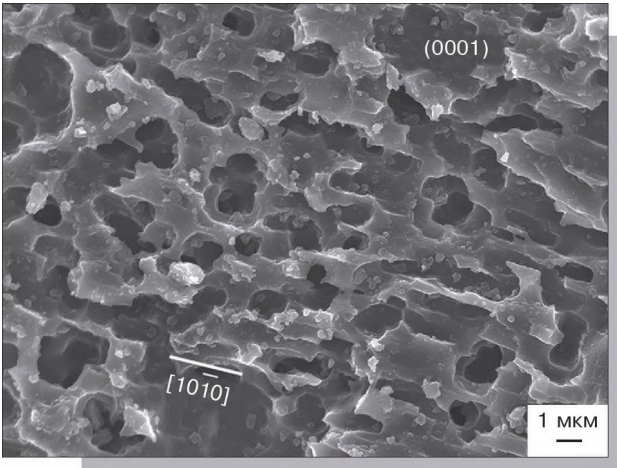


Рис. 259. Прямокутні ямки розчинення на поверхні (0001) чорної параморфози. СЕМ знімок
Fig. 259. Rectangular dissolution pits on (0001) surface of black paramorphose. SEM image

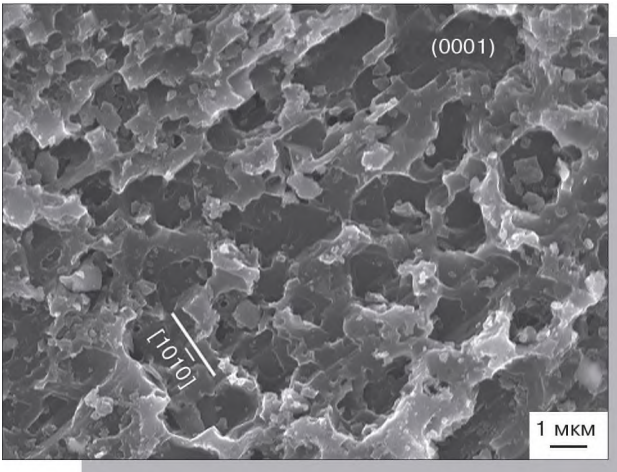


Рис. 260. Тригональні і гексагональні ямки розчинення на поверхні (0001) жовтуватої параморфози. СЕМ знімок
Fig. 260. Trigonal and hexagonal dissolution pits on (0001) surface of yellowish paramorphose. SEM image

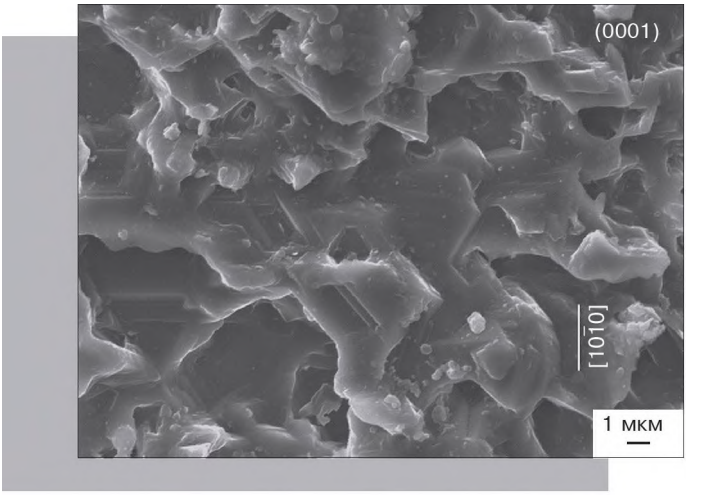


Рис. 261. Тригональні і шестигональні ямки розчинення на поверхні (0001) безбарвної параморфози. СЕМ знімок
Fig. 261. Trigonal and hexagonal dissolution pits on (0001) surface of colorless paramorphose. SEM image

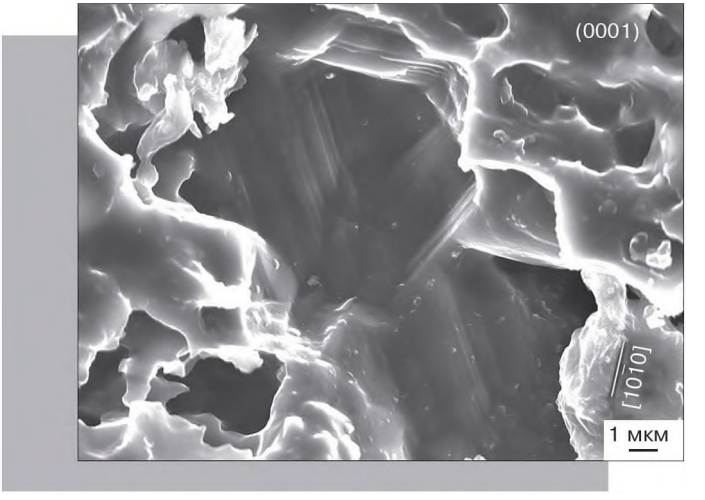


Рис. 262. Тригональні і шестигональні ямки розчинення на поверхні (0001) безбарвної параморфози, деталізація рис. 261. СЕМ знімок
Fig. 262. Trigonal and hexagonal dissolution pits on (0001) surface of colorless paramorphose, detailing of Fig. 261. SEM image

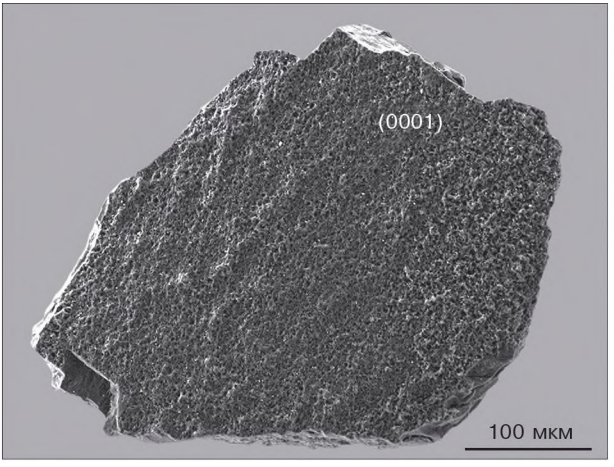


Рис. 263. Молочно-біла параморфоза з інтенсивно розчиненою поверхнею (0001). СЕМ знімок
Fig. 263. Milky-white paramorphose with intensive dissolution of (0001) surface. SEM picture

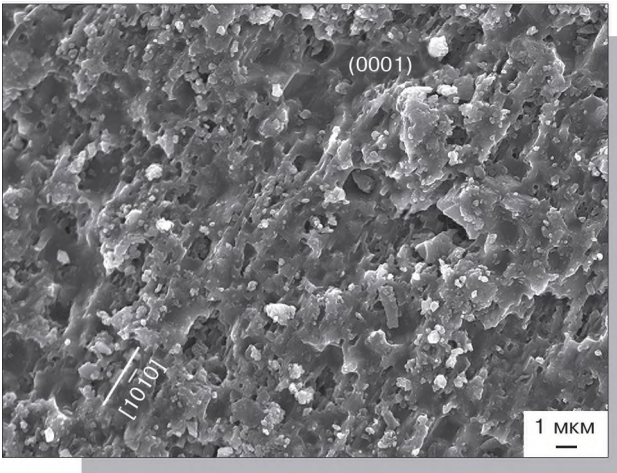


Рис. 264. Ямки розчинення на поверхні (0001) молочно-білої параморфози, деталізація рис. 263. СЕМ знімок
Fig. 264. Dissolution pits on (0001) surface of the milky-white paramorphose, detailing of Fig. 263. SEM image

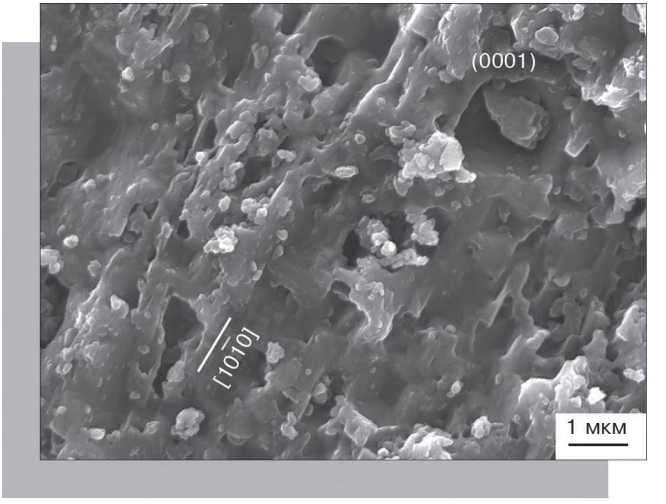


Рис. 265. Прямокутні і квадратні ямки розчинення на поверхні (0001) молочно-білої параморфози, деталізація рис. 264. СЕМ знімок
Fig. 265. Rectangular and quadratic dissolution pits on (0001) surface of the milky-white paramorphose, detailing of Fig. 264. SEM image

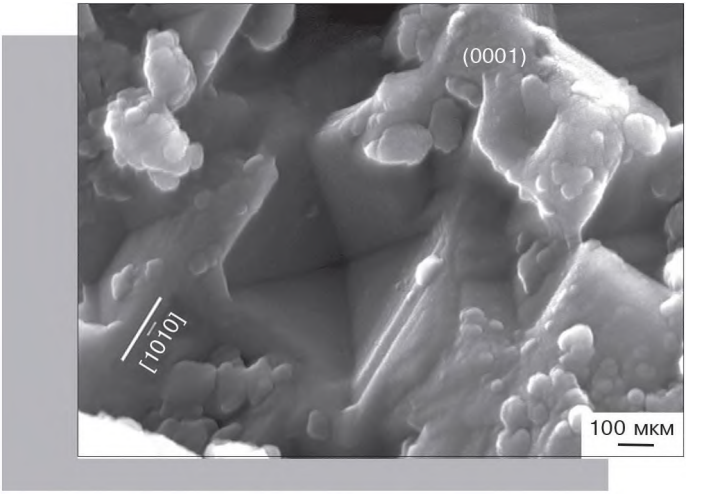


Рис. 266. Квадратні пірамідальні ямки розчинення на поверхні (0001) молочно-білої параморфози, деталізація рис. 265. СЕМ знімок
Fig. 266. Quadratic pyramidal dissolution pits on (0001) surface of the milky-white paramorphose, detailing of Fig. 265. SEM image

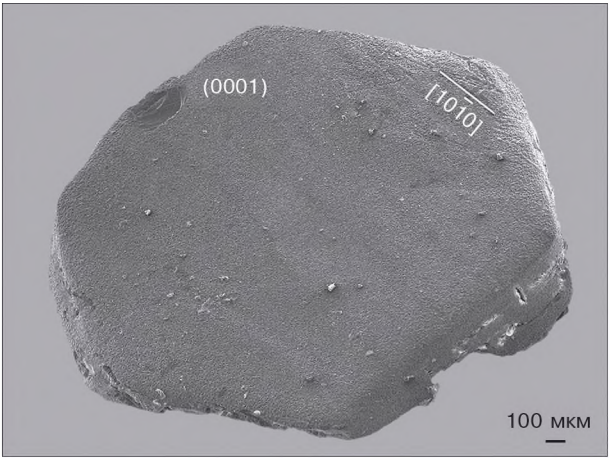


Рис. 267. Сіра параморфоза з інтенсивно розчиненою поверхнею (0001). Поверхня покрита ямками розчинення, строго орієнтованими вздовж [10$\bar{1}$0]. СЕМ знімок
Fig. 267. Gray paramorphose, which has experienced intense natural dissolution. The surface (0001) covered by dissolution pits oriented along [10$\bar{1}$0]. SEM image

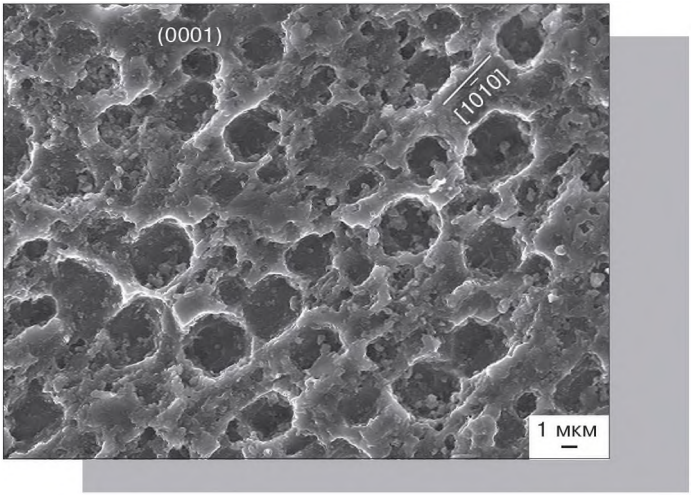


Рис. 268. Овальні і чотирикутні ямки розчинення на поверхні (0001) сірої параморфози, деталізація рис. 267. СЕМ знімок
Fig. 268. Oval and quadrangular dissolution pits on (0001) surface of the gray paramorphose, detailing of Fig. 267. SEM image

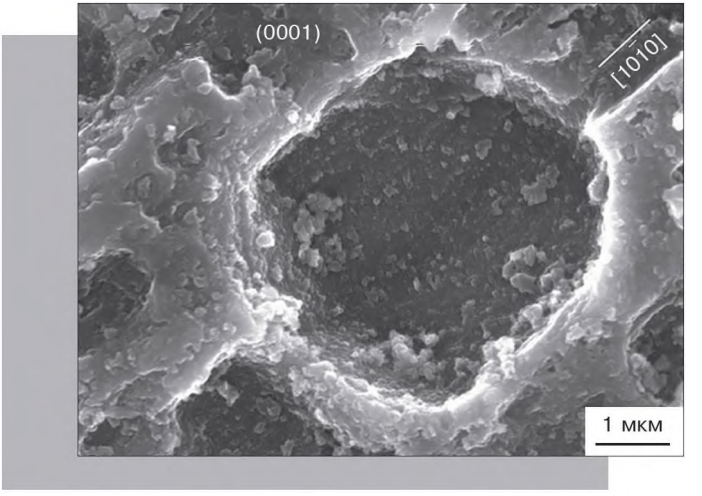


Рис. 269. Деталізація ямки розчинення, див. рис. 268. СЕМ знімок
Fig. 269. Detailing of the dissolution pit, see Fig. 268. SEM image

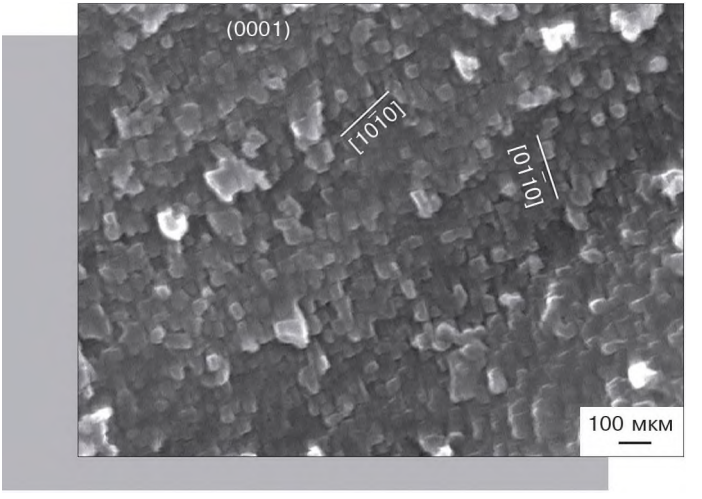


Рис. 270. Деталізація дна ямки розчинення з рис. 269, наночастинки лонсдейліту? СЕМ знімок
Fig. 270. Detailing of the dissolution pit of Fig. 269, nanoparticles of lonsdaleite? SEM image

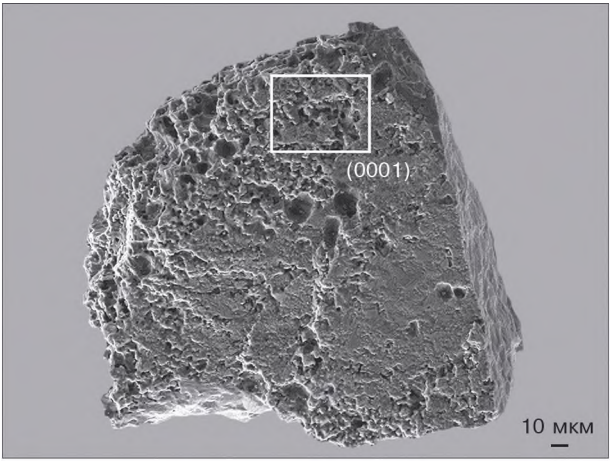


Рис. 271. Молочно-біла параморфоза з наростами багатогранників діаманту на поверхні (0001). СЕМ знімок
Fig. 271. Milky-white paramorphose with overgrowths of diamond polyhedrons on (0001) surface. SEM image

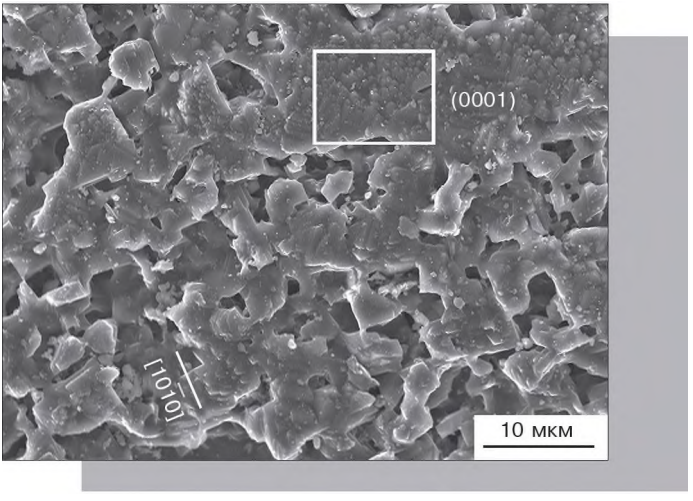


Рис. 272. Нарости мікро-нанобагатогранників діаманту на поверхні (0001) молочно-білої параморфози, деталізація рис. 271. СЕМ знімок
Fig. 272. Overgrowths of diamond micro-nanopolyhedrons on (0001) surface of the milky-white paramorphose, detailing of Fig. 271. SEM image

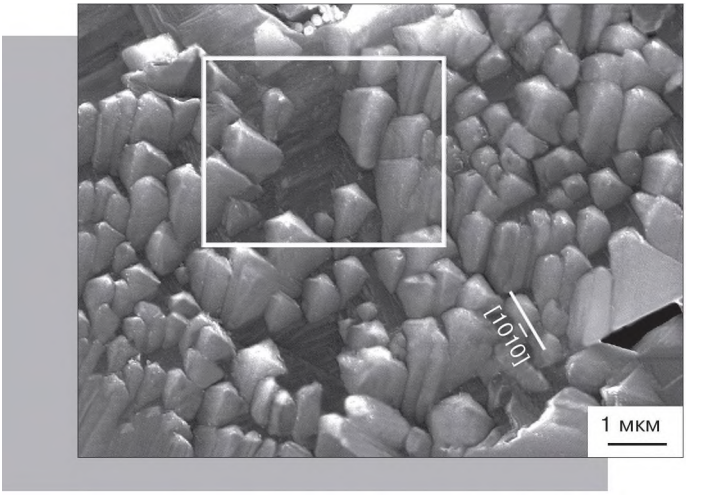


Рис. 273. Октаедри діаманту на поверхні (0001) молочно-білої параморфози, деталізація рис. 272. СЕМ знімок
Fig. 273. Diamond octahedrons on (0001) surface of the milky-white paramorphose, detailing of Fig. 272. SEM image

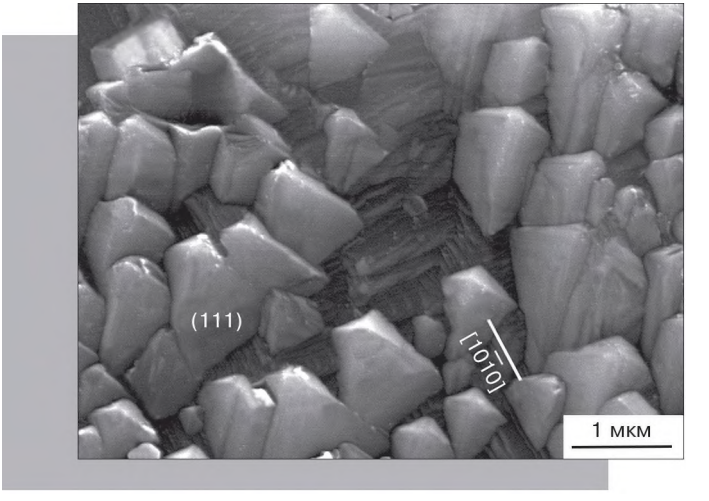


Рис. 274. Орієнтовані октаедри діаманту на поверхні (0001) молочно-білої параморфози, деталізація рис. 273. СЕМ знімок
Fig. 274. Oriented diamond octahedrons on (0001) surface of the milky-white paramorphose, detailing of Fig. 273. SEM image

Анатомія параморфоз
Anatomy of paramorphoses

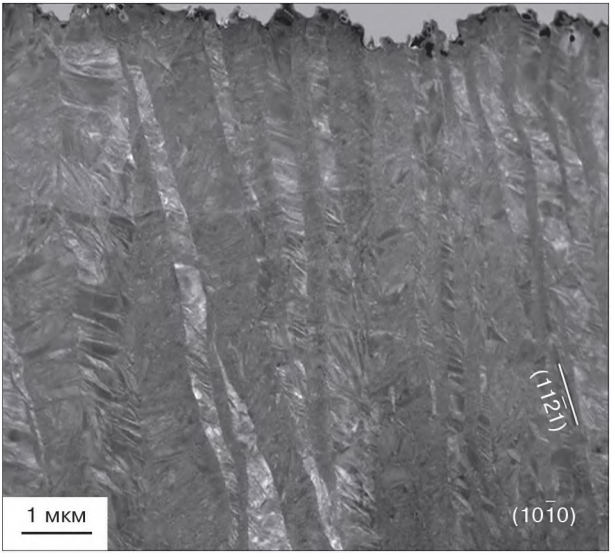


Рис. 275. Плівка (розмір 15 × 10 × 0,2 мкм), яка вирізана з чорної параморфози, та її двійникові структури. ТЕМ знімок
Fig. 275. Foil (15 × 10 × 0.2 μm in size) which cut from black paramorphose and their twin structures are exposed. TEM image

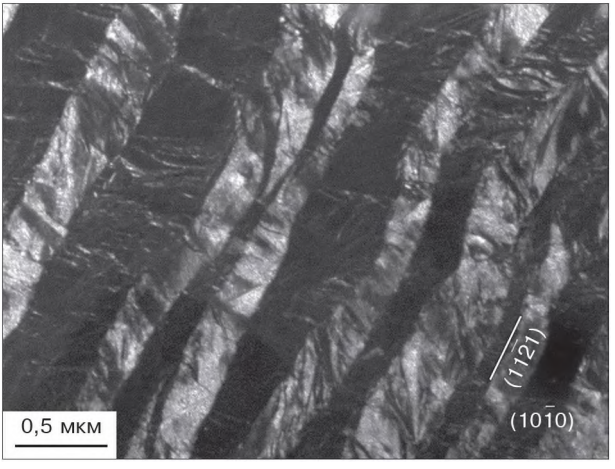


Рис. 276. Деталізація двійників, показаних на рис. 275. ТЕМ знімок
Fig. 276. Detailing of the twins shown in Fig. 275. TEM image

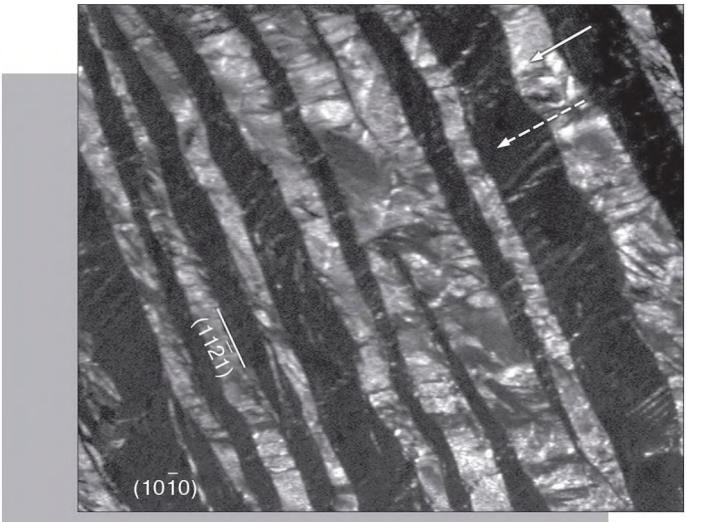


Рис. 277. Двійники чорної параморфози, стрілками виділено окремий двійник. ТЕМ знімок
Fig. 277. Twins of the black paramorphose, separate twin is indicated by arrows. TEM image

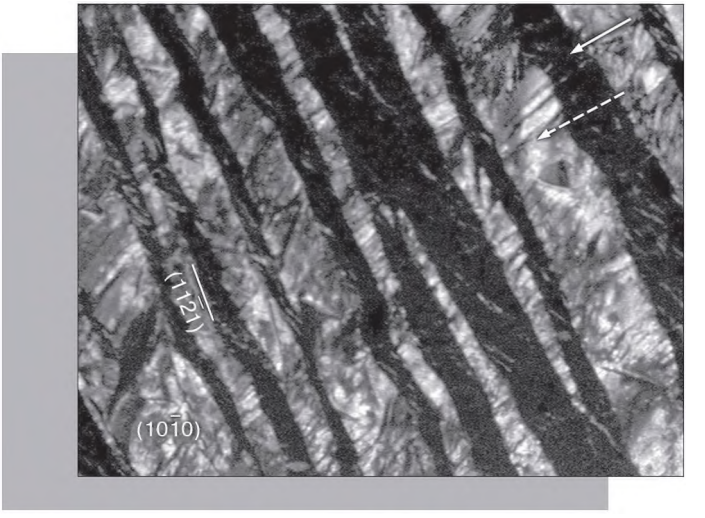


Рис. 278. Двійники чорної параморфози, стрілками виділено окремий двійник (див. рис. 277). ТЕМ знімок
Fig. 278. Twins of the black paramorphose, separate twin is indicated by arrows (see Fig. 277). TEM image

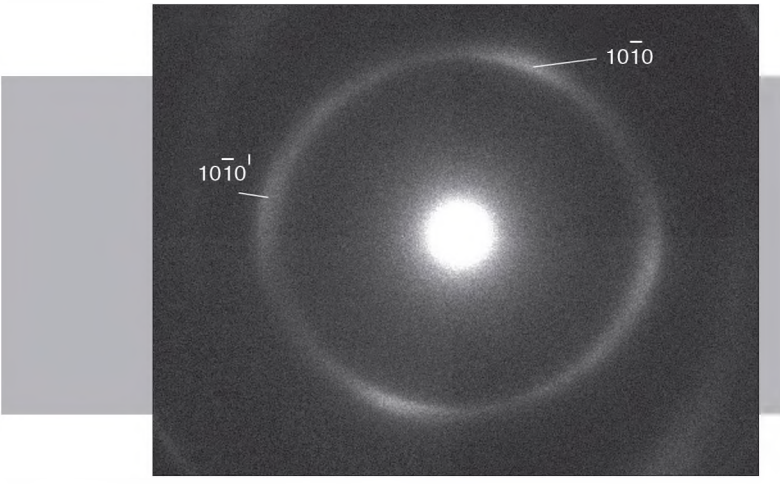


Рис. 279. Картина мікродифракції окремого двійника. ТЕМ знімок
Fig. 279. Microdiffraction pattern of a separate twin. TEM image

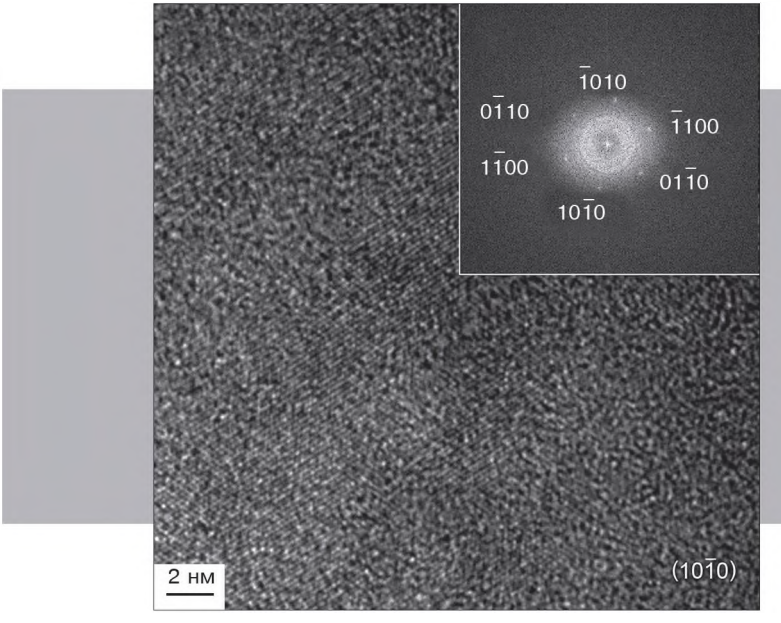


Рис. 280. Електронно-мікроскопічне зображення гратки лонсдейліту плівки з чорної параморфози та вставлена його дифрактограма. ТЕМ знімок
Fig. 280. HREM lattice fringe image of lonsdaleite of foil from the black paramorphose and its diffraction pattern inserted. TEM image

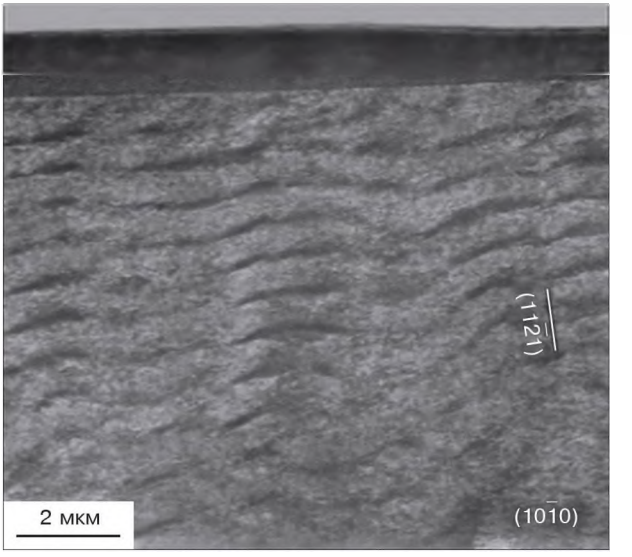


Рис. 281. Плівка (розмір 15 × 10 × 0,2 мкм), яка вирізана з сірої параморфози та її двійникові структури. ТЕМ знімок
Fig. 281. Foil (15 × 10 × 0.2 μm in size) which cut from gray paramorphose and their twin structures are exposed. TEM image

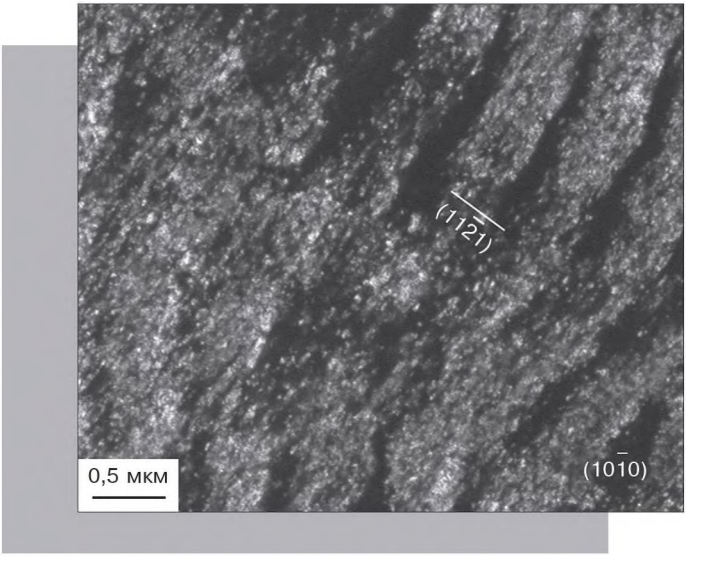


Рис. 282. Деталізація двійників, показаних на рис. 281. ТЕМ знімок
Fig. 282. Detailing of the twins shown in Fig. 281. TEM image

Структурні типи параморфоз
Structural types of paramorphoses

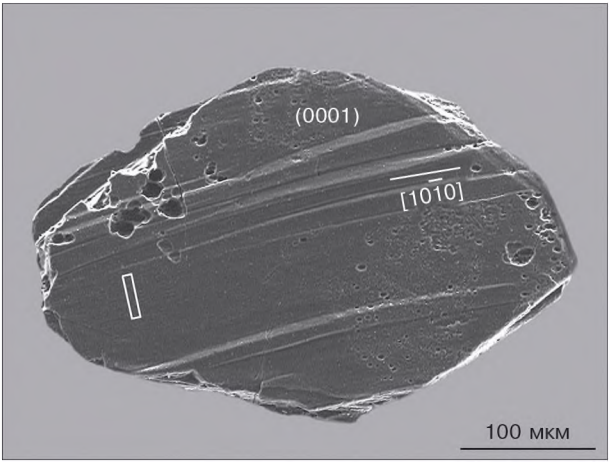


Рис. 283. Чорна параморфоза по пінакоїдальному кристалу графіту. Білим прямокутником показано місце вирізання орієнтованої плівки. СЕМ знімок
Fig. 283. Black paramorphose have been formed from pinacoidal graphite crystal. White rectangle shows the location where oriented foil was cut. SEM image

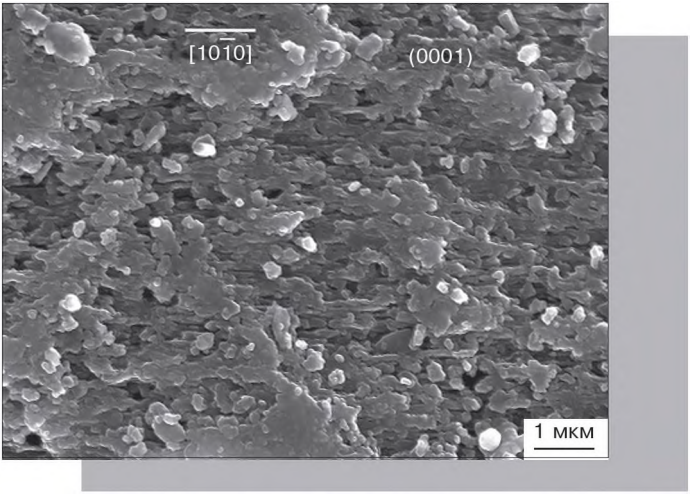


Рис. 284. Поверхня чорної параморфози (див. рис. 283), прямокутні пластинки росту на поверхні (0001). СЕМ знімок
Fig. 284. Surface of the black paramorphose (see Fig. 283), rectangular growth plates on its (0001) surface. SEM image

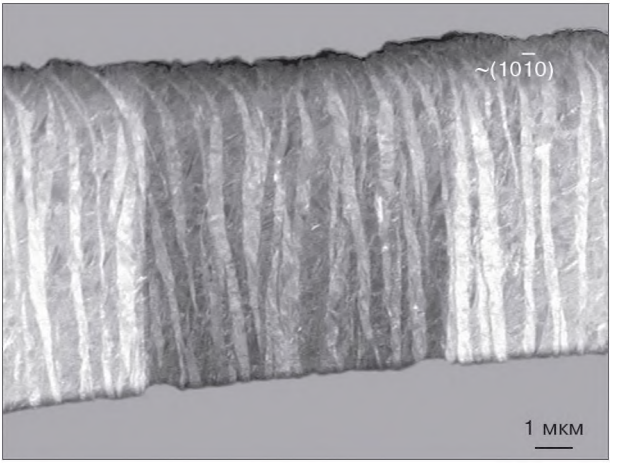


Рис. 285. Плівка (розмір 15 × 10 × 0,2 мкм), яка вирізана з чорної параморфози (див. рис. 283), внутрішня структура параморфози — двійники. ТЕМ знімок
Fig. 285. Foil (15 × 10 × 0.2 μm in size), which is cut from the black paramorphose (see Fig. 283), internal structure of the paramorphose — twins. TEM image

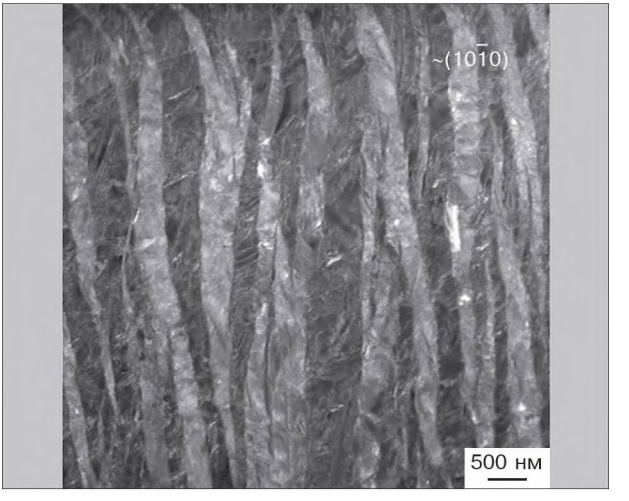


Рис. 286. Деталізація внутрішньої будови чорної параморфози — двійники (див. рис. 285). ТЕМ знімок
Fig. 286. Detailing of internal structure of the black paramorphose — twins (see Fig. 285). TEM image

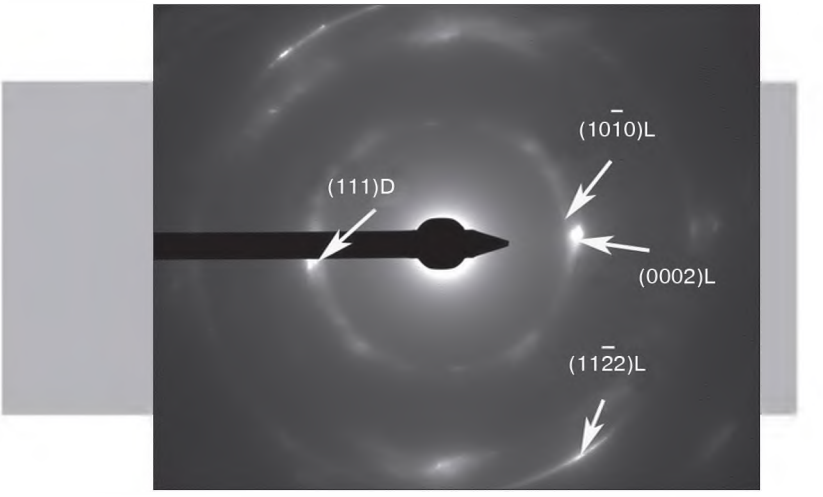


Рис. 287. Картина дифракції плівки, вирізаної з чорної параморфози (див. рис. 283), інтенсивність розсіювання віднесено до лонсдейліту і діаманту (L — лонсдейліт, D — діамант). ТЕМ знімок
Fig. 287. Electron diffraction pattern of the foil which cut from the black paramorphose (see Fig. 283), the scattering intensities are attributed to lonsdaleite and diamond (L — lonsdaleite, D — diamond). TEM image

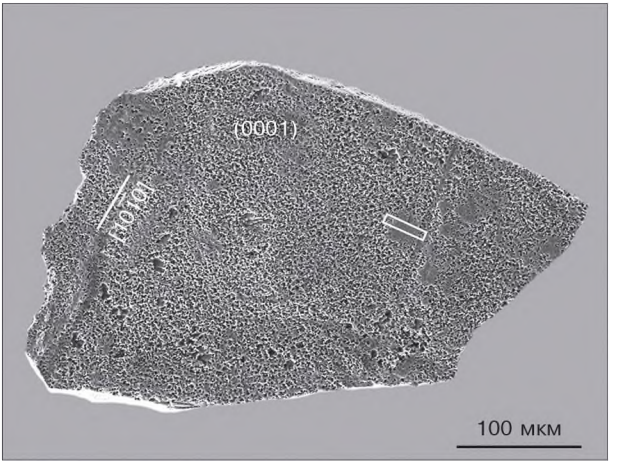


Рис. 288. Молочно-біла параморфоза по пінакоїдальному кристалу графіту. Білим прямокутником показано місце вирізання плівки. СЕМ знімок
Fig. 288. Milky-white paramorphose have been formed from pinacoidal graphite crystal. White rectangle shows the location where the oriented foil was cut. SEM image

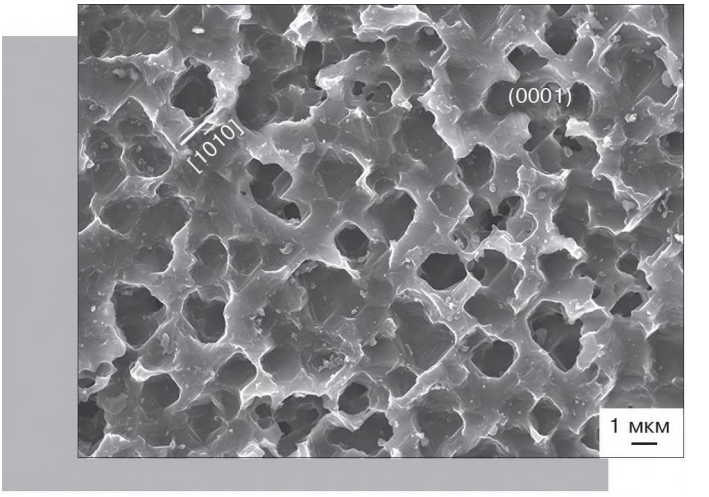


Рис. 289. Поверхня молочно-білої параморфози (див. рис. 288), прямокутні і квадратні ямки розчинення на поверхні (0001). СЕМ знімок
Fig. 289. Surface of the milky-white paramorphose (see Fig. 288), rectangular and quadratic dissolution pits on its (0001) surface. SEM image

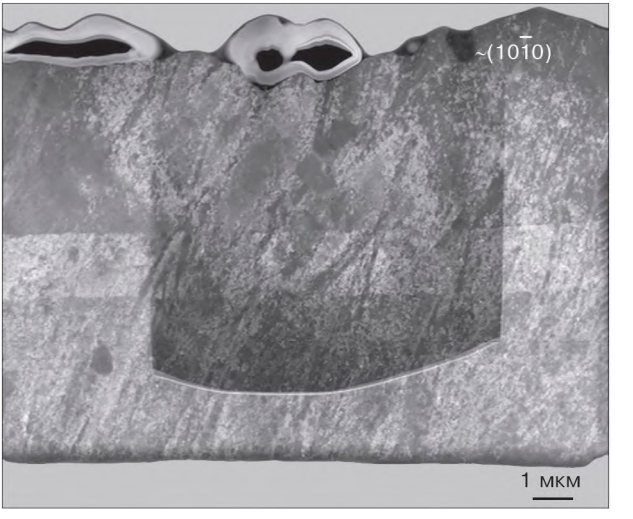


Рис. 290. Плівка (розмір 15 × 10 × 0,2 мкм), яка вирізана з молочно-білої параморфози (див. рис. 288), внутрішня структура параморфози — картина рекристалізації. ТЕМ знімок
Fig. 290. Foil (15 × 10 × 0.2 μm in size), which is cut from the milky-white paramorphose (see Fig. 288), internal structure of the paramorphose — picture of recrystallization. TEM image

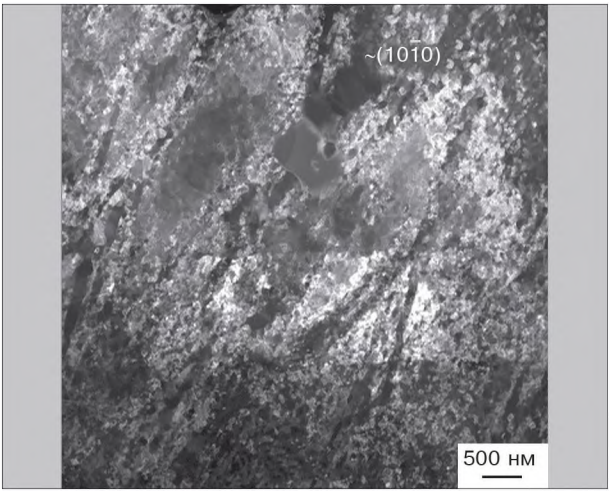


Рис. 291. Деталізація внутрішньої будови молочно-білої параморфози — картина рекристалізації (див. рис. 290). ТЕМ знімок
Fig. 291. Detailing of the internal structure of the milky-white paramorphose — the picture of recrystallization (see Fig. 290). TEM image

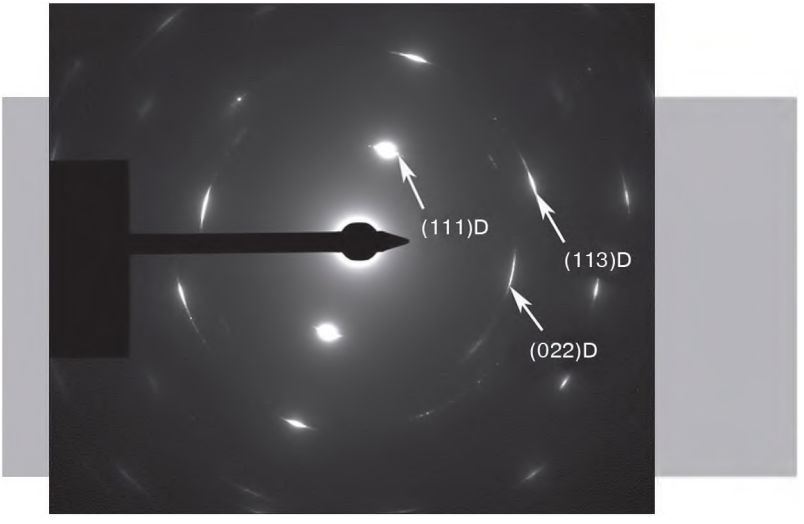


Рис. 292. Картина дифракції плівки, вирізаної з молочно-білої параморфози (див. рис. 288), інтенсивність розсіювання віднесено тільки до діаманту (D — діамант). ТЕМ знімок
Fig. 292. Electron diffraction pattern of the foil which cut from the milky-white paramorphose (see Fig. 288), the scattering intensities are attributed to diamond (D — diamond) only. TEM image

ТУНГУСЬКИЙ МЕТЕОРИТ (СИБІР, РОСІЯ) — ПАРАМОРФОЗИ ПО ГРАФІТУ

TUNGUSKA METEORITE (SIBERIA, RUSSIA) — PARAMORPHOSES ON GRAPHITE

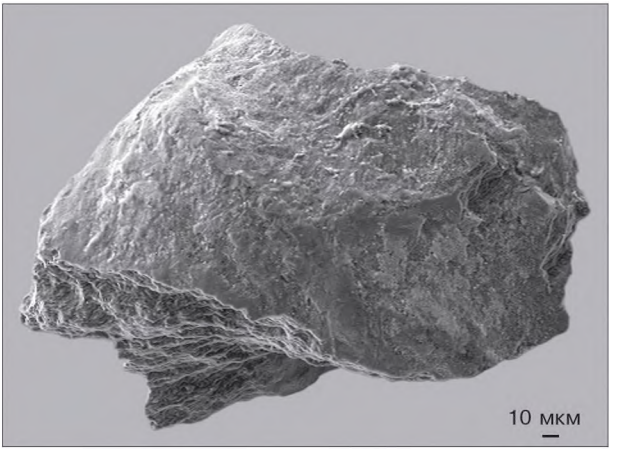


Рис. 293. Фрагмент 1 діамант-лонсдейліт-графітового зростка з природною округлою поверхнею. SEM знімок
Fig. 293. Fragment 1 of diamond-lonsdaleite-graphite intergrowth with natural rounded surface. SEM image

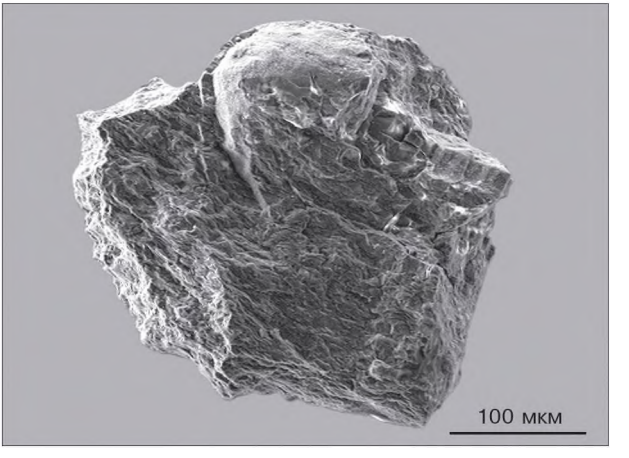


Рис. 294. Фрагмент 2 діамант-лонсдейліт-графітового зростка з поверхнею штучного зламу. SEM знімок
Fig. 294. Fragment 2 of diamond-lonsdaleite-graphite intergrowth with artificial fracture surface. SEM image

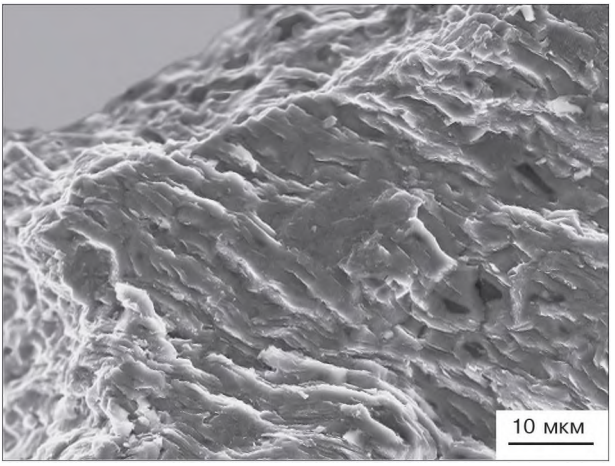


Рис. 295. Внутрішня полікристалічна пластинчаста структура діамант-лонсдейліт-графітового зростка. СЕМ знімок
Fig. 295. Inner polycrystalline lamellar structure of diamond-lonsdaleite-graphite intergrowth. SEM image

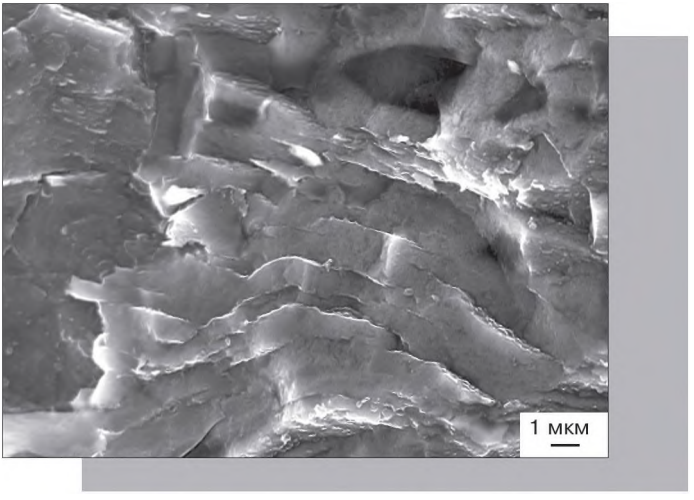


Рис. 296. Внутрішня полікристалічна пластинчаста структура діамант-лонсдейліт-графітового зростка, деталізація рис. 295. СЕМ знімок
Fig. 296. Inner polycrystalline lamellar structure of diamond-lonsdaleite-graphite intergrowth, detailing of Fig. 295. SEM image

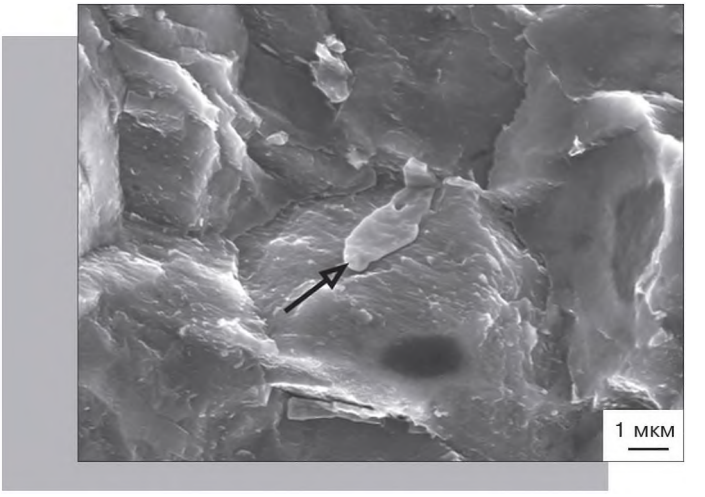


Рис. 297. Пластинка троїліту (позначена чорною стрілкою) у вуглецевій матриці діамант-лонсдейліт-графітового зростка. СЕМ знімок
Fig. 297. Plate of troilite (indicated by dark arrow) in carbon matrix of diamond-lonsdaleite-graphite intergrowth. SEM image

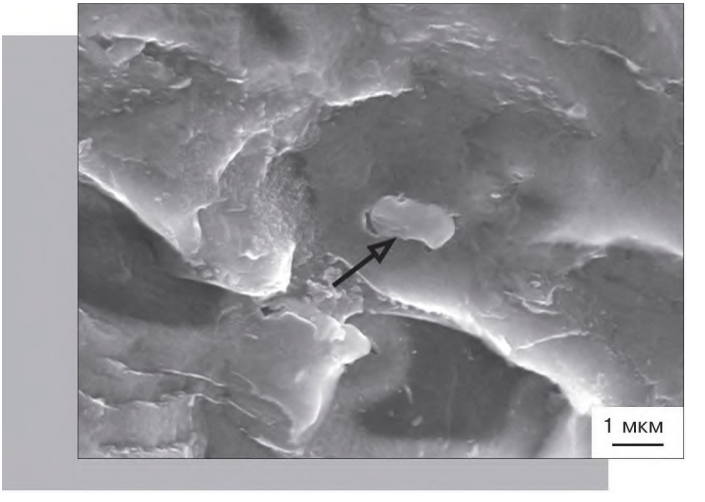


Рис. 298. Заокруглений гексагональний кристал троїліту (позначений чорною стрілкою) у вуглецевій матриці діамант-лонсдейліт-графітового зростка. СЕМ знімок
Fig. 298. Rounded hexagonal crystal of troilite (indicated by dark arrow) in carbon matrix of diamond-lonsdaleite-graphite intergrowth. SEM image

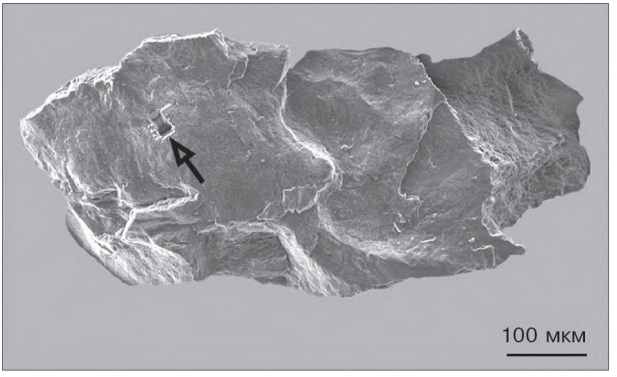


Рис. 299. Фрагмент 3 діамант-лонсдейліт-графітового зростка, з якого вирізані чотири тонкі мікроплівки для ТЕМ досліджень, місце вирізання показано чорною стрілкою. СЕМ знімок
Fig. 299. Fragment 3 of diamond-lonsdaleite-graphite intergrowth from which four foils were cut for TEM study (location of cutting indicated by dark arrow). SEM image

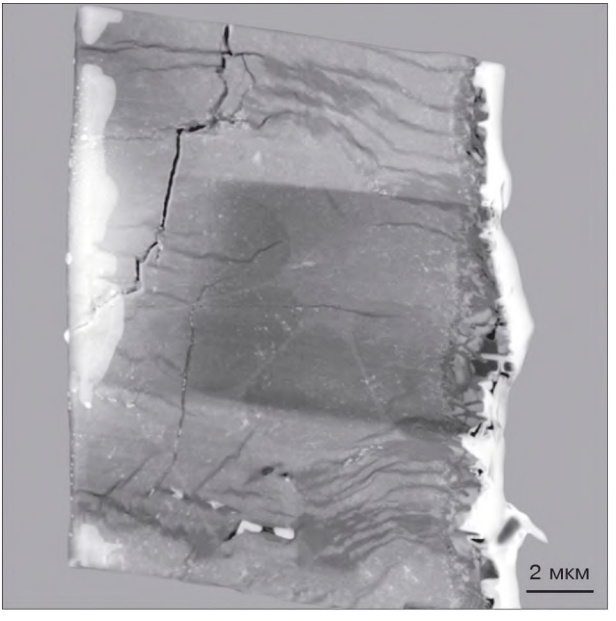


Рис. 300. Плівка 1 (розмір 15 × 10 × 0,2 мкм), що демонструє ознаки шокового метаморфізму — тріщини, колапси та зони фрагментації. ТЕМ знімок
Fig. 300. Foil 1 (15 × 10 × 0.2 μm in size) showing evidence of shock metamorphism — cracks, collapse and fragmentation zones. TEM image

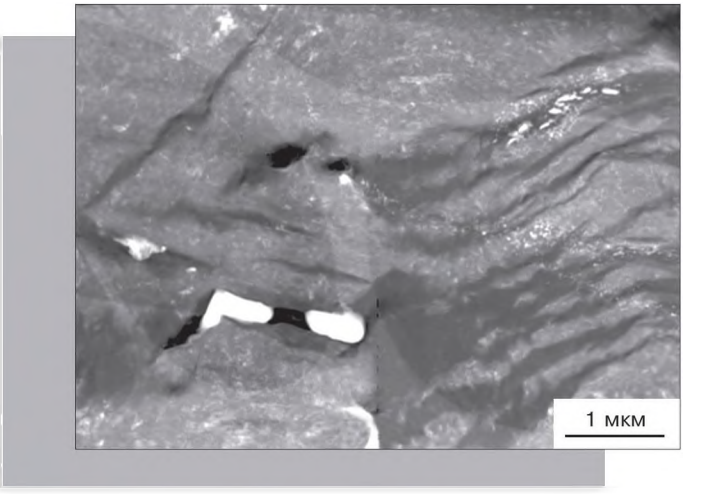


Рис. 301. Включення троїліту (два великі білі кристали) та інших мінералів у тріщинах плівки 1. ТЕМ знімок
Fig. 301. Inclusions of troilite (two large white crystals) and other minerals in cracks of the foil 1. TEM image

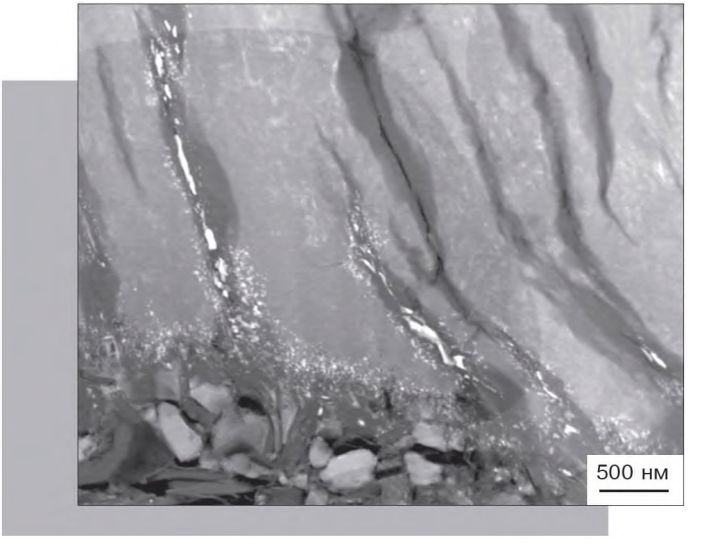


Рис. 302. Включення троїліту та інших мінералів у тріщинах плівки 2 (білі пластинчасті кристали). ТЕМ знімок
Fig. 302. Inclusions of troilite and other minerals in cracks of the foil 2 (white lamellar crystals). TEM image

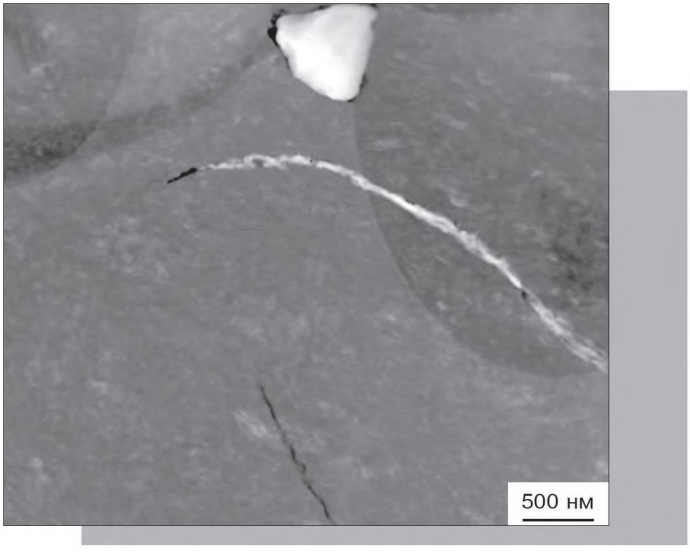


Рис. 303. Включення троїліту (трикутний кристал) та γ-Fe у прожилку плівки 3. ТЕМ знімок
Fig. 303. Inclusions of troilite (triangular crystal) and γ-Fe in vein of the foil 3. TEM image

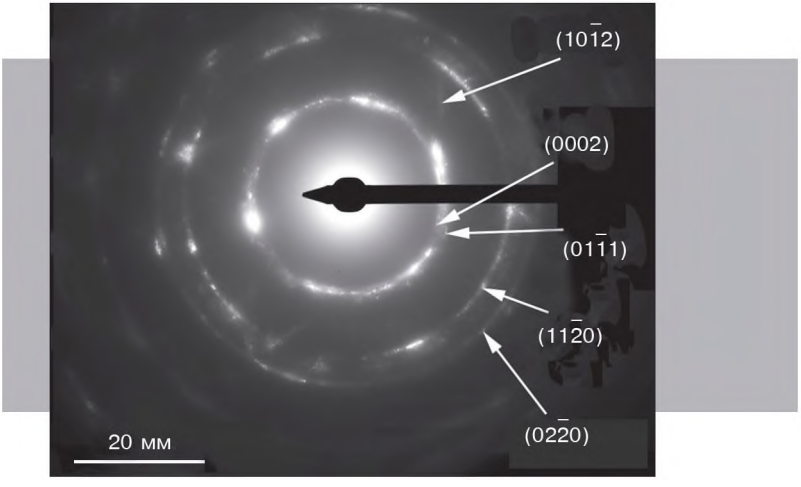


Рис. 304. Картина електронної дифракції плівки 1, вирізаної із діамант-лонсдейліт-графітового зростку, інтенсивності розсіювання належать лонсдейліту. ТЕМ знімок
Fig. 304. TEM image of electronic diffraction of the foil 1 which cut from diamond-lonsdaleite-graphite intergrowth, scattering intensities are attributed to lonsdaleite. TEM image

HPHT ДІАМАНТИ *HPHT* DIAMONDS

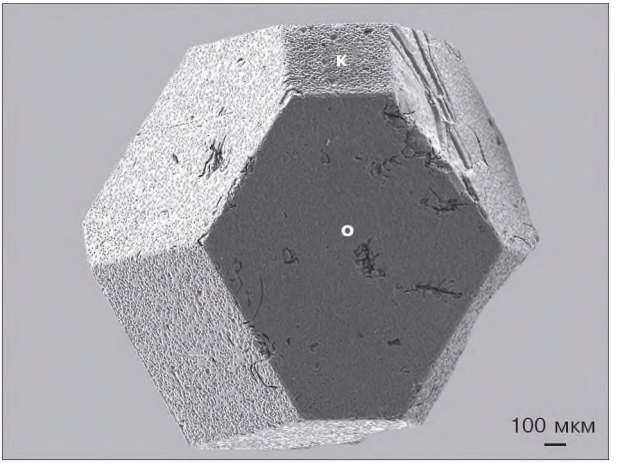


Рис. 305. Кубо-октаедр: о — октаедр, к — куб. СЕМ знімок
Fig. 305. Cube-octahedron: о — octahedron, к — cube. SEM image

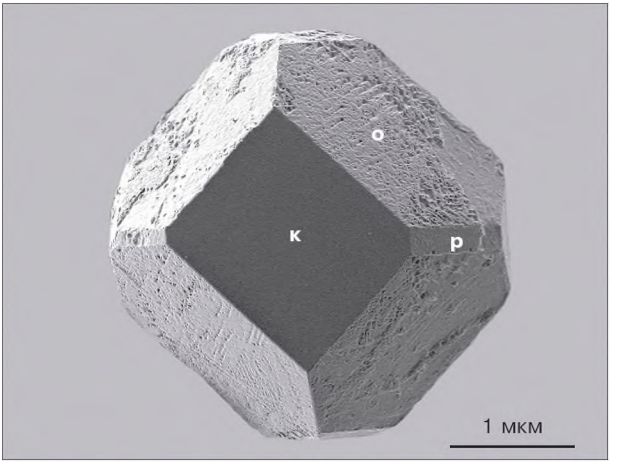


Рис. 306. Кубо-октаедр з гранями ромбододекаедра: о – октаедр, к — куб, р — ромбододекаедр. СЕМ знімок
Fig. 306. Cube-octahedron with faces of rhombic dodecahedron: о — octahedron, к — cube, р — rhombic dodecahedron. SEM image

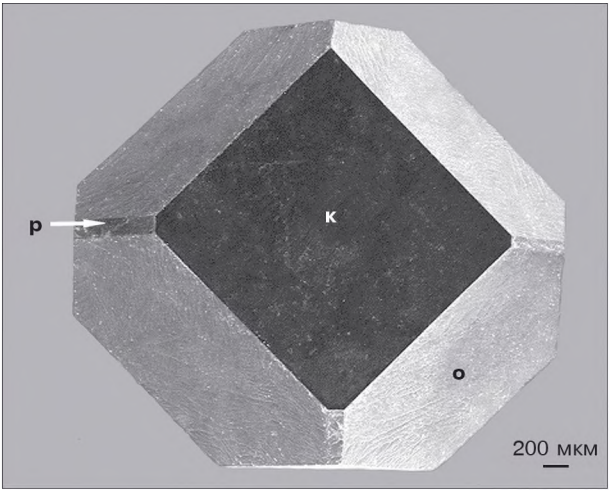


Рис. 307. Кубо-октаедр з гранями ромбододекаедра: о — октаедр, к — куб, р — ромбододекаедр. СЕМ знімок
Fig. 307. Cube-octahedron with faces of rhombic dodecahedron: o — octahedron, к — cube, p — rhombic dodecahedron. SEM image

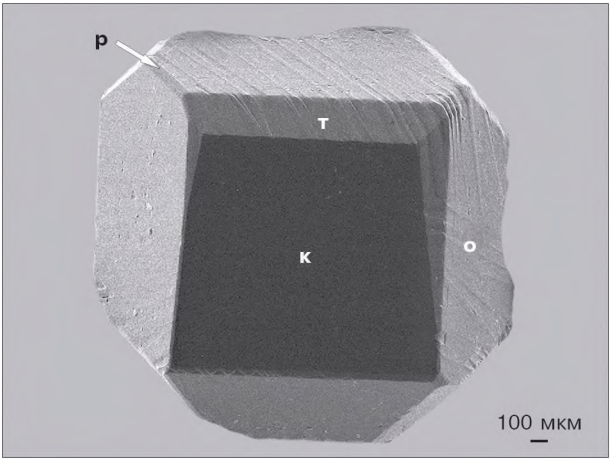


Рис. 308. Кубо-октаедр з гранями ромбододекаедра і тетрагонтриоктаедра {311}: о — октаедр, к — куб, р — ромбододекаедр, т — тетрагонтриоктаедр. СЕМ знімок
Fig. 308. Cube-octahedron with faces of rhombic dodecahedron and trapezohedron {311}: o — octahedron, к — cube, p — rhombic dodecahedron, т — trapezohedron. SEM image

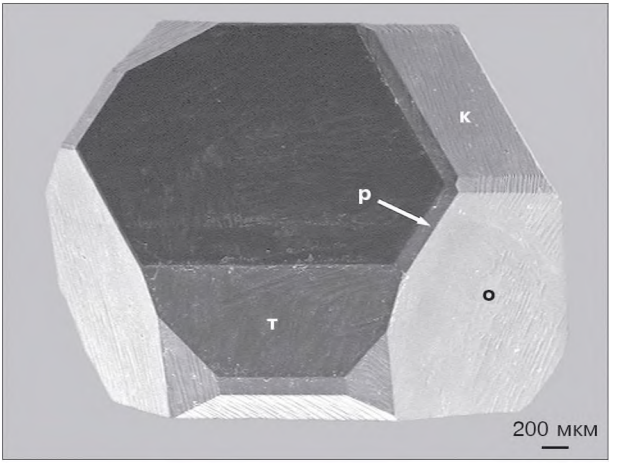


Рис. 309. Октаедр з гранями куба, ромбододекаедра і тетрагон-триоктаедра {311}: о — октаедр, к — куб, р — ромбододекаедр, т — тетрагон-триоктаедр. СЕМ знімок
Fig. 309. Octahedron with faces of cube, rhombic dodecahedron and trapezohedron {311}: o — octahedron, к — cube, p — rhombic dodecahedron, т — trapezohedron. SEM image

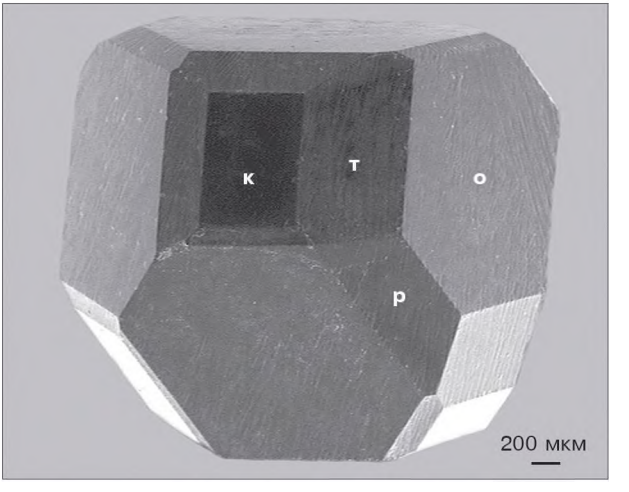


Рис. 310. Октаедр з гранями куба, ромбододекаедра і тетрагон-триоктаедра {311}: о — октаедр, к — куб, р — ромбододекаедр, т — тетрагон-триоктаедр. СЕМ знімок
Fig. 310. Octahedron with faces of cube, rhombic dodecahedron and trapezohedron {311}: o — octahedron, к — cube, p — rhombic dodecahedron, т — trapezohedron. SEM image

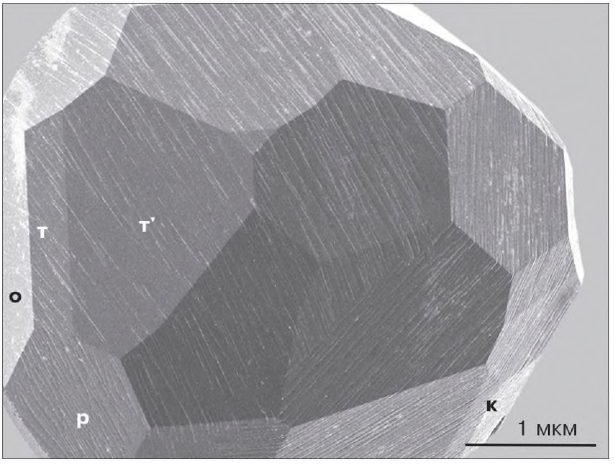


Рис. 311. Тетрагон-триоктаедричний кристал з гранями {311} (т) і {511} (т′), октаедра (о), куба (к) і ромбододекаедра (р). СЕМ знімок
Fig. 311. Trapezohedral crystal with faces {311} (т) and {511} (т′), octahedron (о), cube (к) and rhombic dodecahedron (р). SEM image

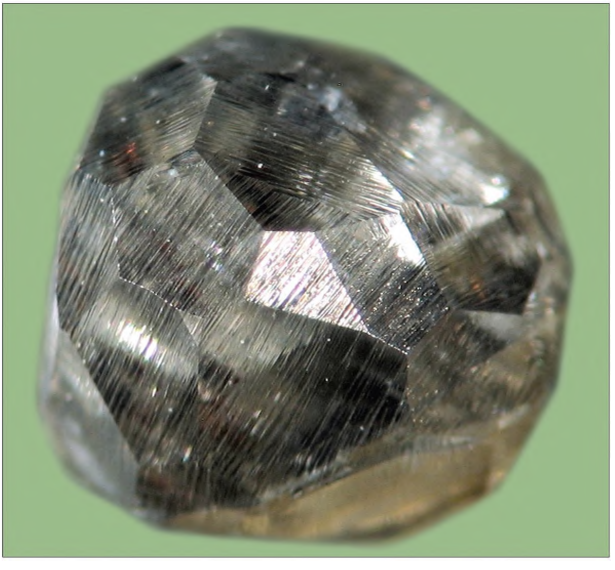


Рис. 312. Тетрагон-триоктаедричний кристал з гранями {311} і {511}, октаедра, куба і ромбододекаедра (див. рис. 311). Знімок під мікроскопом
Fig. 312. Trapezohedral crystal with faces {311} and {511}, octahedron, cube, and rhombic dodecahedron (see Fig. 311). Image under a microscope

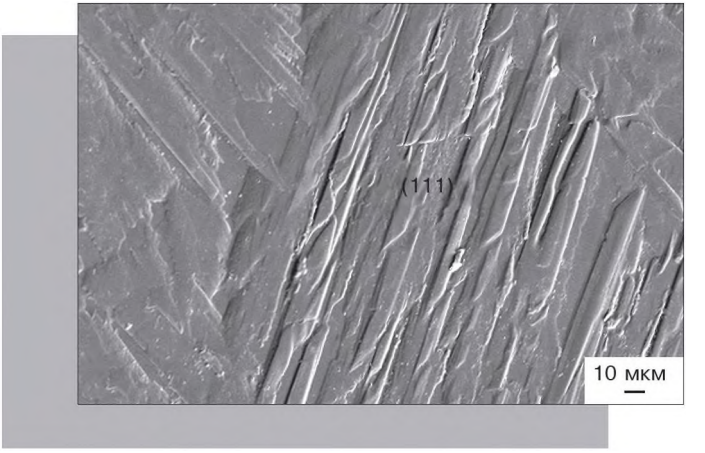


Рис. 313. Пластинчасті утворення на грані октаедра. СЕМ знімок
Fig. 313. Lamellar vicinals on octahedron face. SEM image

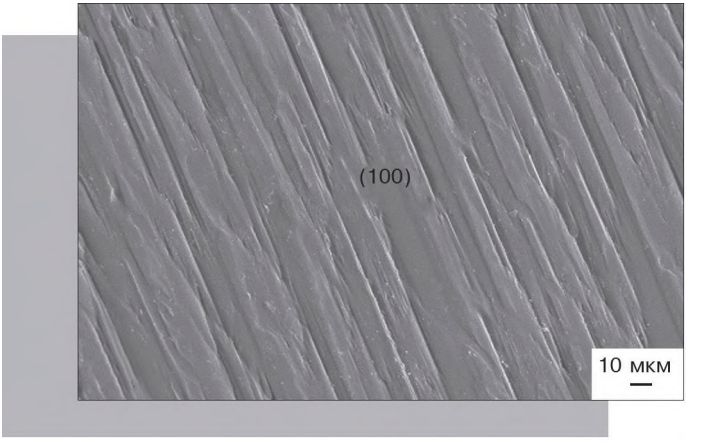


Рис. 314. Пластинчасті утворення на грані куба. СЕМ знімок
Fig. 314. Lamellar vicinals on cube face. SEM image

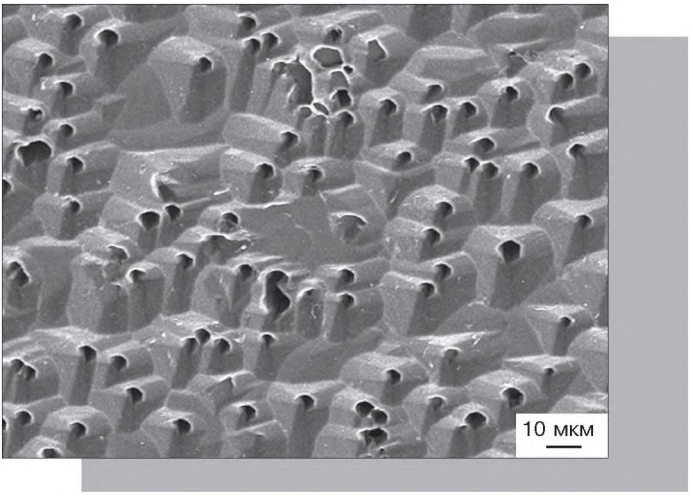


Рис. 315. Обернено-паралельні трикутні ямки розчинення на грані октаедра. СЕМ знімок
Fig. 315. Iinversely parallel triangular pits of dissolution on octahedron face. SEM image

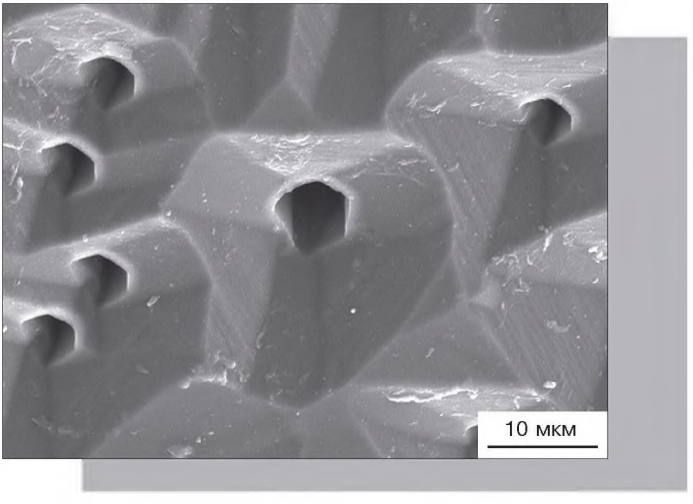


Рис. 316. Обернено-паралельні трикутні ямки розчинення на грані октаедра, деталізація рис. 315. СЕМ знімок
Fig. 316. Inversely parallel triangular pits of dissolution on octahedron face, detailing of Fig. 315. SEM image

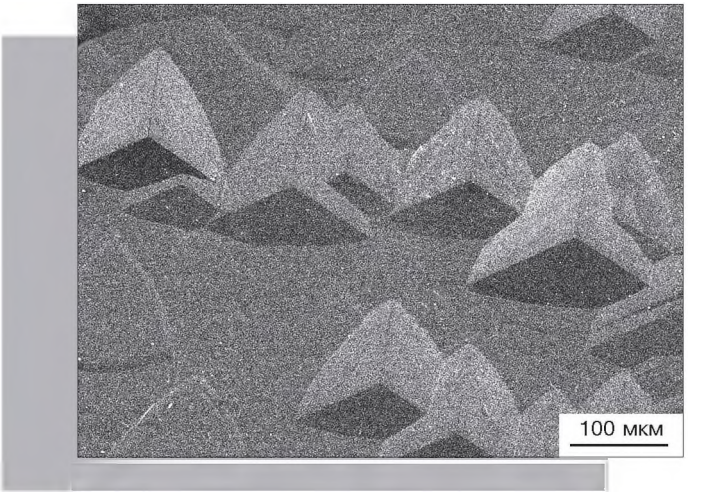


Рис. 317. Прямолінійно-паралельні трикутні ямки розчинення на грані октаедра. СЕМ знімок
Fig. 317. Straight parallel triangular pits of dissolution on octahedron face. SEM image

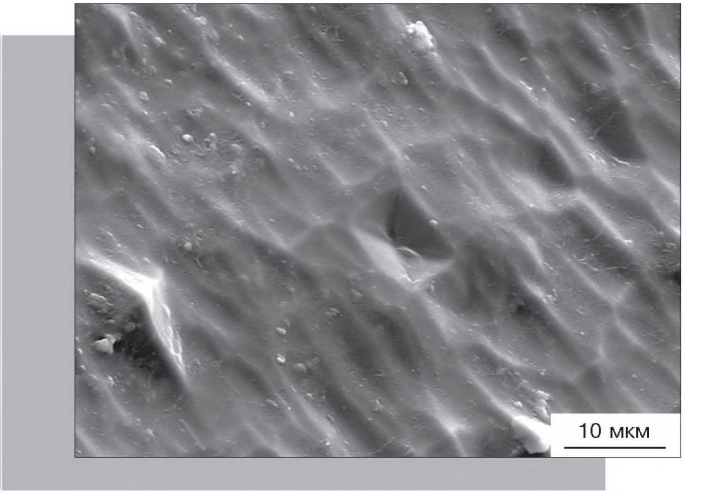


Рис. 318. Прямокутні ямки розчинення на грані ромбододекаедра. СЕМ знімок
Fig. 318. Rectangular pits of dissolution on rhombic dodecahedron face. SEM image

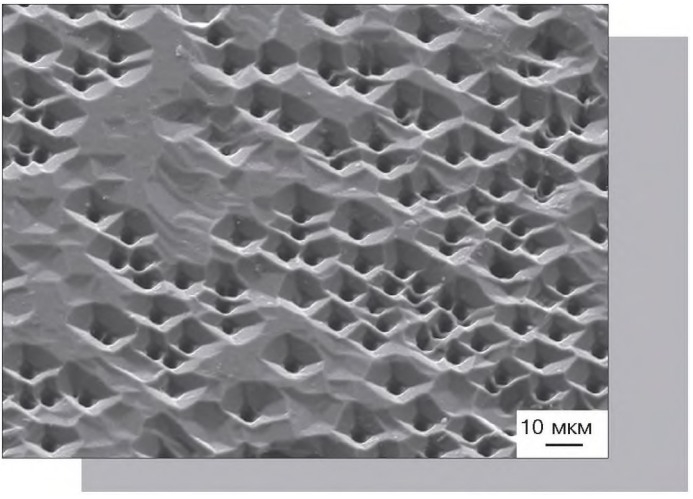


Рис. 319. Чотирикутні ямки розчинення на грані куба. СЕМ знімок
Fig. 319. Quadrangular pits of dissolution on cube face. SEM image

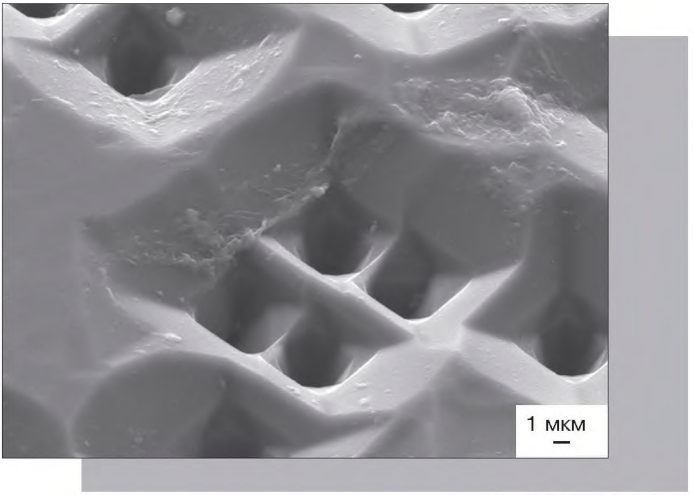


Рис. 320. Чотирикутні ямки розчинення на грані куба, деталізація рис. 319. СЕМ знімок
Fig. 320. Quadrangular pits of dissolution on cube face, detailing of Fig. 319. SEM image

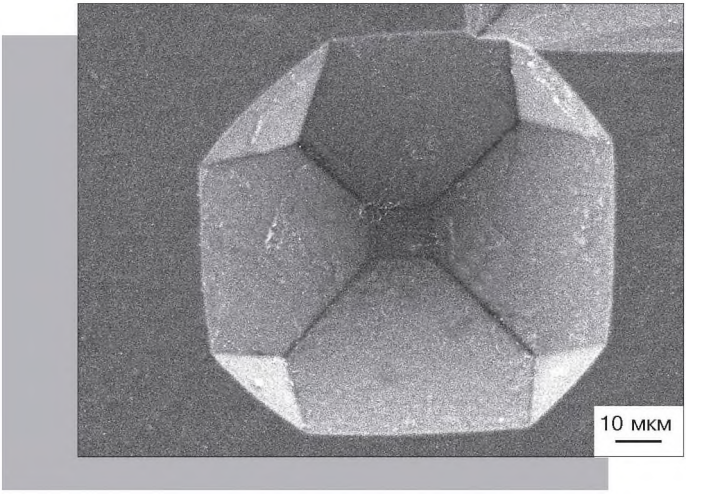


Рис. 321. Кубо-октаедрична ямка розчинення на грані куба. СЕМ знімок
Fig. 321. Cube-octahedral pit of dissolution on cube face. SEM image

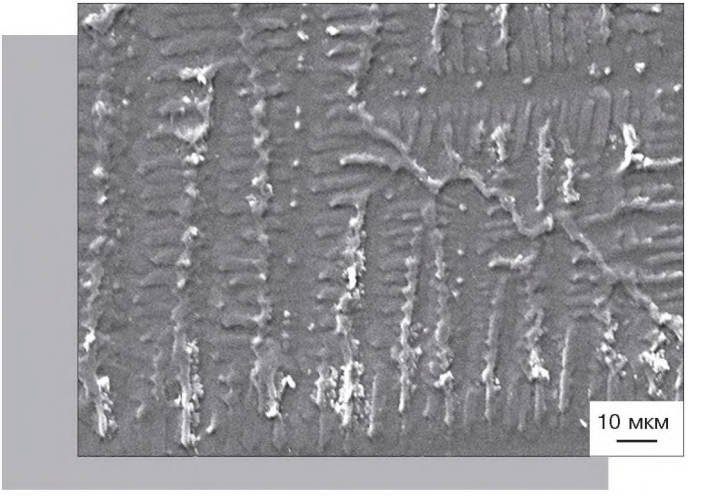


Рис. 322. Дендрити на грані куба. СЕМ знімок
Fig. 322. Dendrites on cube face. SEM image

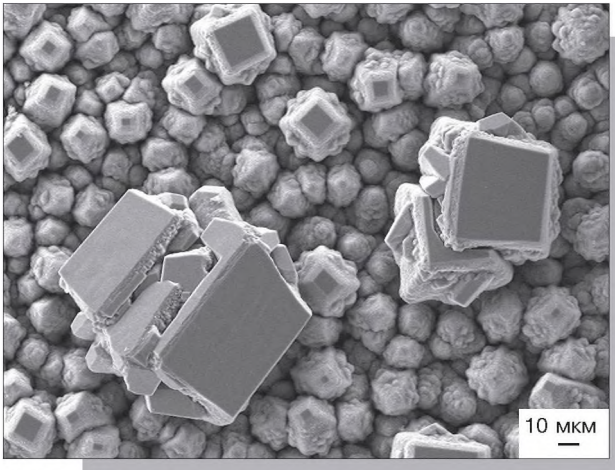


Рис. 323. Загальний вигляд кристалів на плівці 1, центральна частина плівки. СЕМ знімок
Fig. 323. General view of diamond crystals on film 1, central part of the film. SEM image

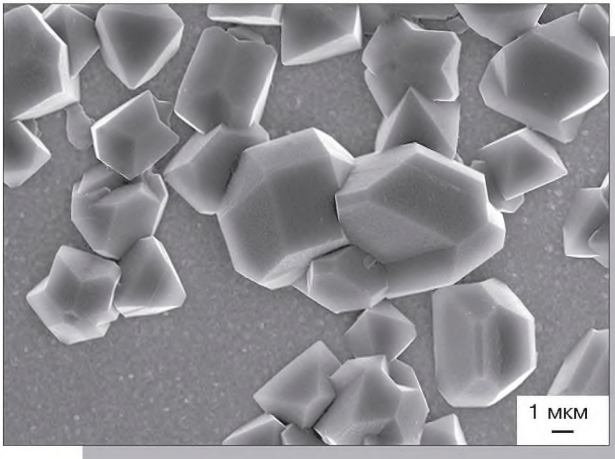


Рис. 324. Загальний вигляд кристалів на плівці 1, крайова частина плівки. СЕМ знімок
Fig. 324. General view of diamond crystals on film 1, boundary part of the film. SEM image

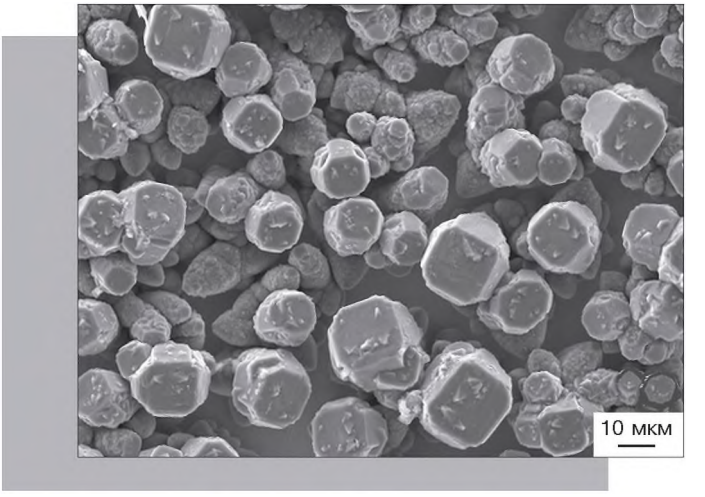


Рис. 325. Загальний вигляд кристалів на плівці 2, центральна частина плівки. СЕМ знімок
Fig. 325. General view of diamond crystals on film 2, central part of the film. SEM image

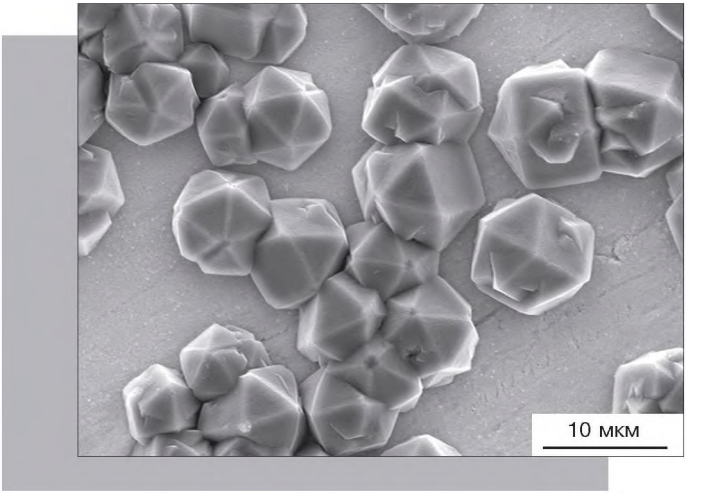


Рис. 326. Загальний вигляд кристалів на плівці 2, крайова частина плівки. СЕМ знімок
Fig. 326. General view of diamond crystals on film 2, boundary part of the film. SEM image

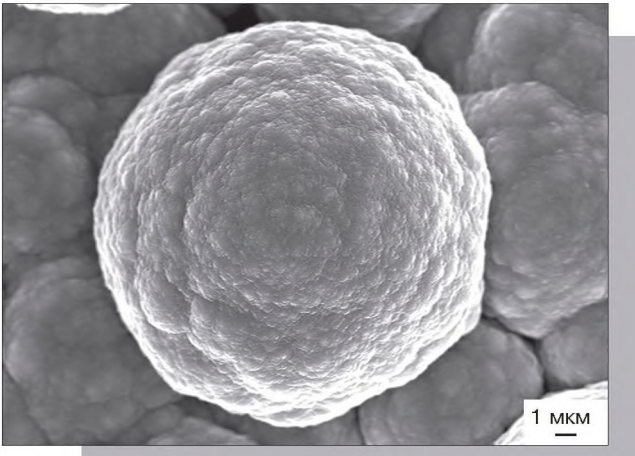


Рис. 327. Еволюція форми виділень у вертикальному розрізі діамантного покриття (знизу вгору від молібденової підкладки), плівка 2: 1 етап — ріст глобул. СЕМ знімок
Fig. 327. Evolution of diamond forms in vertical profile of coating (upward from molybdenum substrate), film 2: 1 stage — growth of globules. SEM image

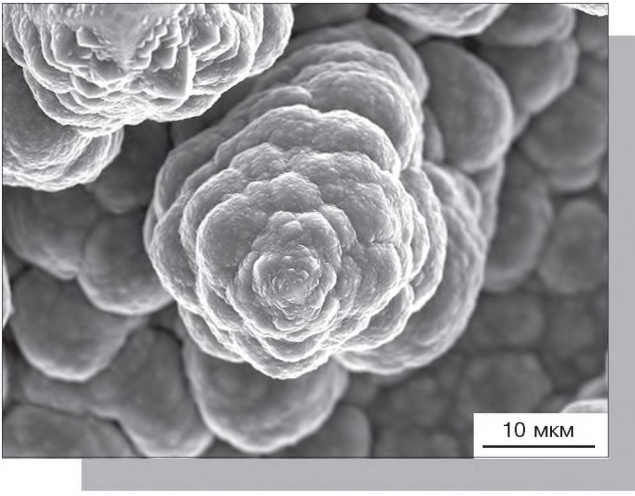


Рис. 328. Еволюція форми виділень у вертикальному розрізі діамантного покриття (знизу вгору від молібденової підкладки), плівка 2: 2 етап — поява зародків ребер октаедра на скупченні глобул. СЕМ знімок
Fig. 328. Evolution of diamond forms in vertical profile of coating (upward from molybdenum substrate), film 2: 2 stage — formation of embryos of octahedron edges on cluster globules. SEM image

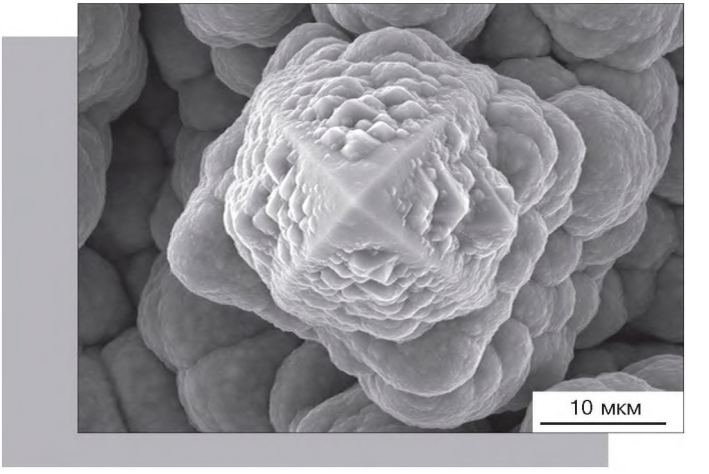


Рис. 329. Еволюція форми виділень у вертикальному розрізі діамантного покриття (знизу вгору від молібденової підкладки), плівка 2: 3 етап — зародження граней октаедра. СЕМ знімок
Fig. 329. Evolution of diamond forms in vertical profile of coating (upward from molybdenum substrate), film 2: 3 stage — formation of octahedron faces. SEM image

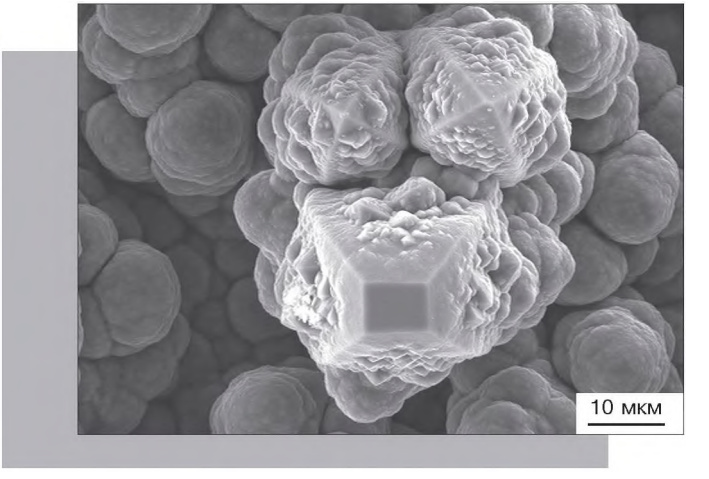


Рис. 330. Еволюція форми виділень у вертикальному розрізі діамантного покриття (знизу вгору від молібденової підкладки), плівка 2: 4 етап — поява грані куба на октаедрі. СЕМ знімок
Fig. 330. Evolution of diamond forms in vertical profile of coating (upward from molybdenum substrate), film 2: 4 stage — formation of cube face on octahedron. SEM image

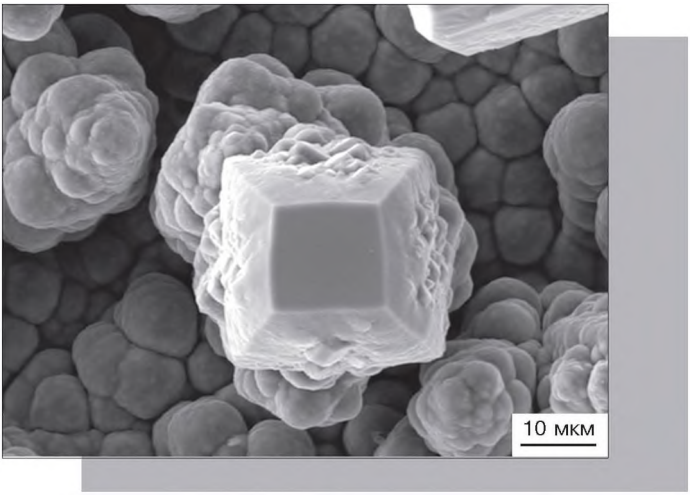


Рис. 331. Еволюція форми виділень у вертикальному розрізі діамантного покриття (знизу вгору від молібденової підкладки), плівка 2: 5 етап — формування кубо-октаедра. СЕМ знімок
Fig. 331. Evolution of diamond forms in vertical profile of coating (upward from molybdenum substrate), film 2: 5 stage — formation of cube-octahedron. SEM image

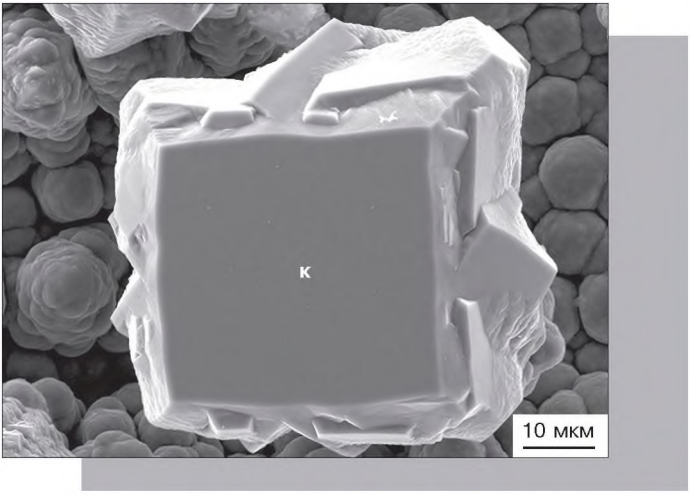


Рис. 332. Еволюція форми виділень у вертикальному розрізі діамантного покриття (знизу вгору від молібденової підкладки), плівка 2: 6 етап — формування куба. СЕМ знімок
Fig. 332. Evolution of diamond forms in vertical profile of coating (upward from molybdenum substrate), film 2: 6 stage — formation of cube. SEM image

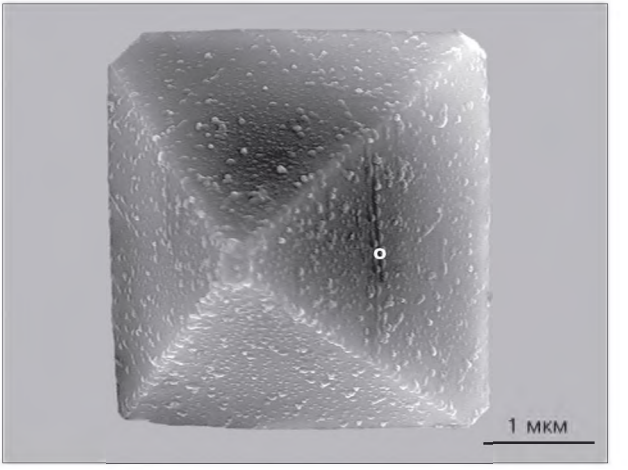


Рис. 333. Гострореберний октаедр, притуплений на вершинах мініатюрними гранями куба. СЕМ знімок
Fig. 333. Sharp-edged octahedron, blunted at apex's by miniature faces of cube. SEM image

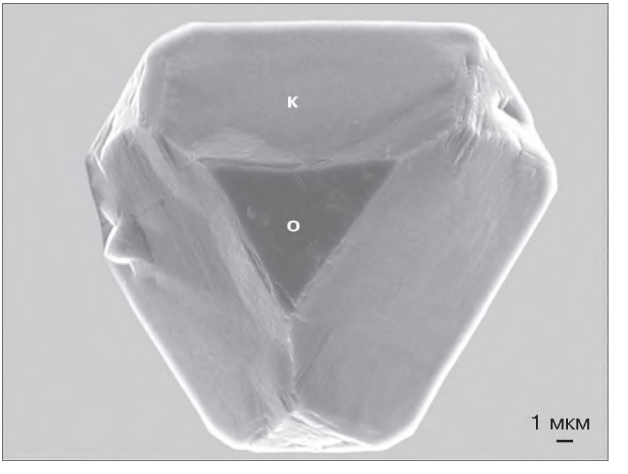


Рис. 334. Кубо-октаедр: о — октаедр, к — куб. СЕМ знімок
Fig. 334. Cube-octahedron: о — octahedron, к — cube. SEM image

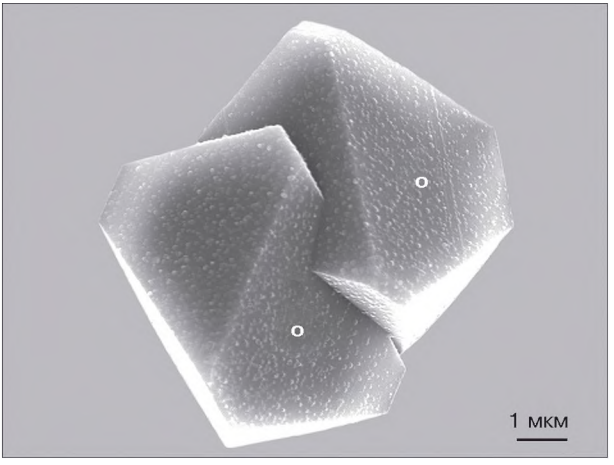


Рис. 335. Зросток гостроребериих октаедрів. СЕМ знімок
Fig. 335. Intergrowth of sharp-edged octahedrons. SEM image

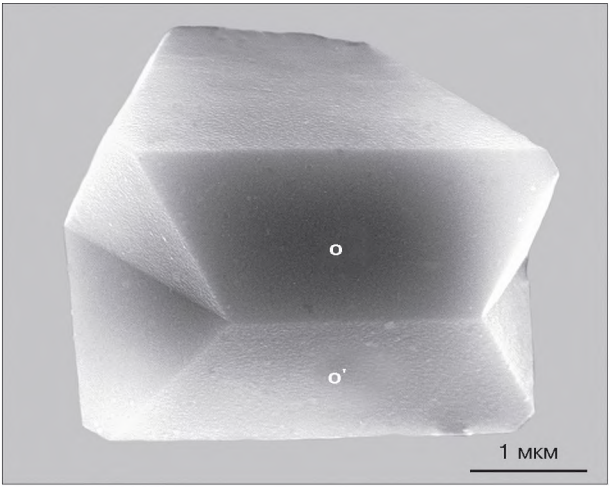


Рис. 336. Контактний двійник октаедрів. СЕМ знімок
Fig. 336. Contact twin of octahedrons. SEM image

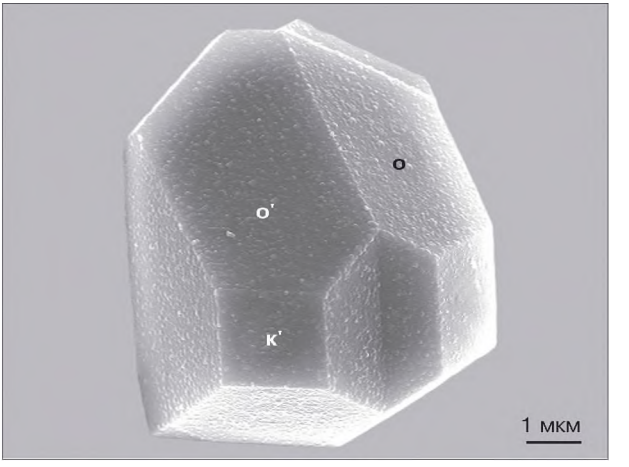


Рис. 337. Контактний двійник кубо-октаедрів: о — октаедр, к — куб. СЕМ знімок
Fig. 337. Contact twin of cube-octahedrons: о — octahedron, к — cube. SEM image

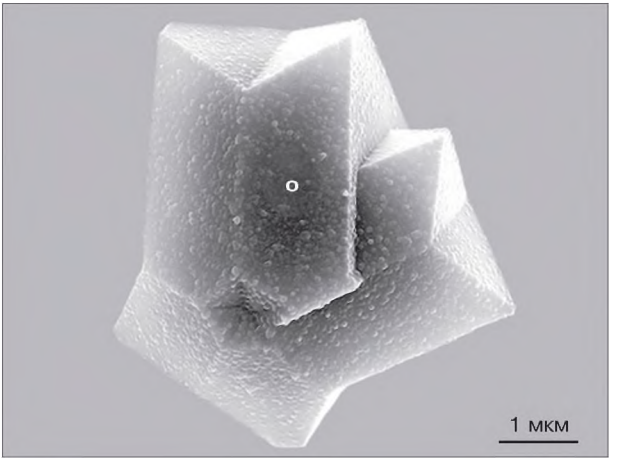


Рис. 338. Циклічне формування п'ятірника октаедрів з трьох його контактних двійників. СЕМ знімок
Fig. 338. Cyclic formation of fivefold twin by three contact twins of octahedrons. SEM image

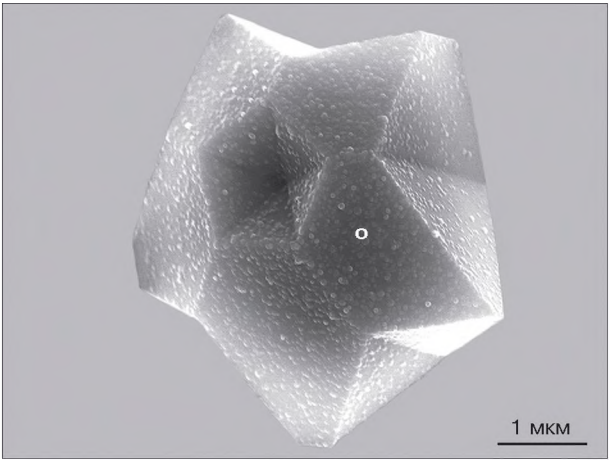


Рис. 339. Зірчастий п'ятірник октаедрів. СЕМ знімок
Fig. 339. Star-like fivefold twin of octahedrons. SEM image

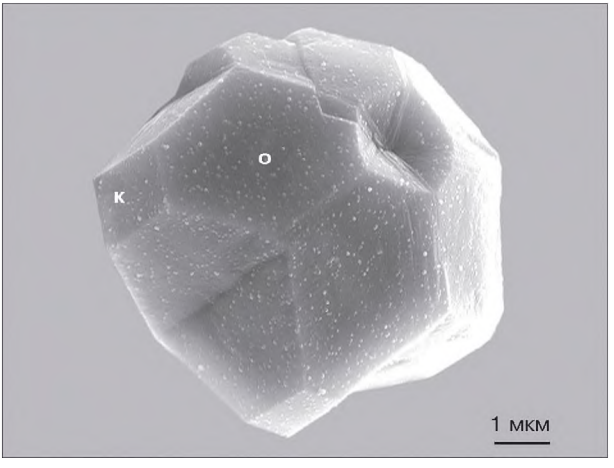


Рис. 340. П'ятірник кубо-октаедрів: о — октаедр, к — куб. СЕМ знімок
Fig. 340. Fivefold twin of cube-octahedrons: o — octahedron, к — cube. SEM image

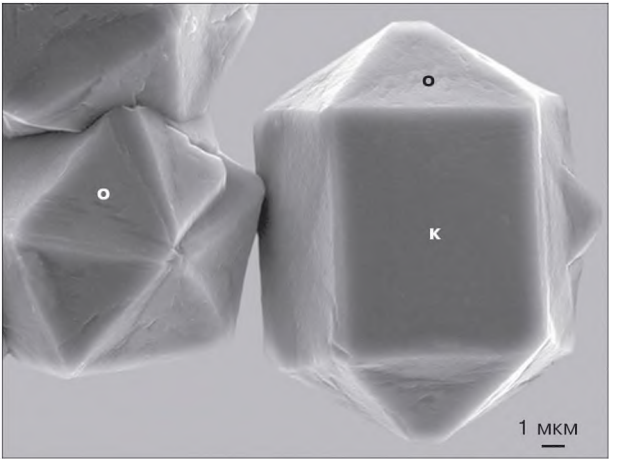


Рис. 341. «Дипірамідально-призматичний» п'ятірник кубо-октаедрів: о — октаедр, к — куб. СЕМ знімок
Fig. 341. «Dypiramidal-prismatic» fivefold twin of cube-octahedrons: o — octahedron, к — cube. SEM image

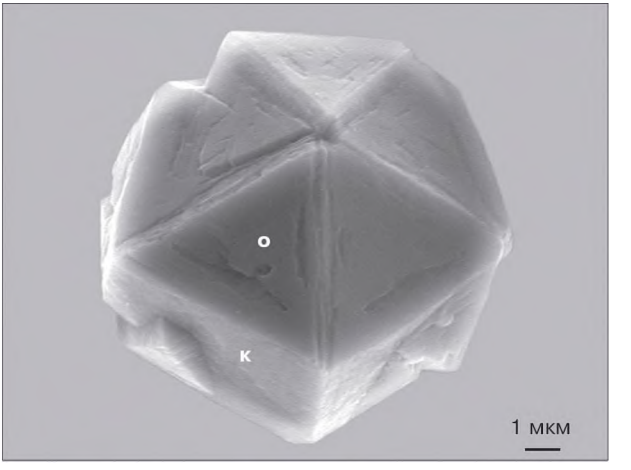


Рис. 342. «Дипірамідально-призматичний» п'ятірник кубо-октаедрів: о — октаедр, к — куб. СЕМ знімок
Fig. 342. «Dypiramidal-prismatic» fivefold twin of cube-octahedrons: o — octahedron, к — cube. SEM image

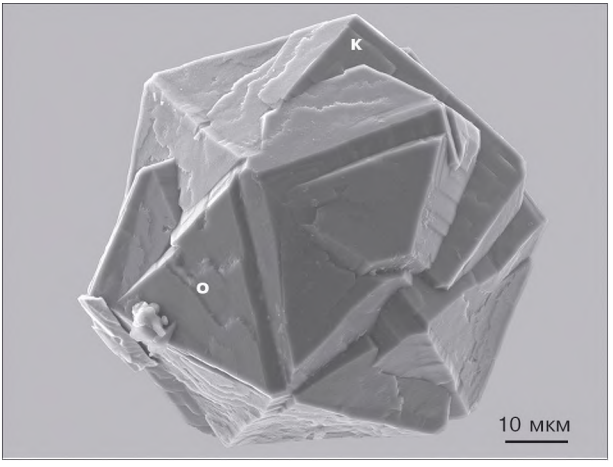


Рис. 343. Циклічне двійникове формування ікосаедра: о — октаедр, к — куб. СЕМ знімок
Fig. 343. Cyclic twin formation of icosahedron: о — octahedron, к — cube. SEM image

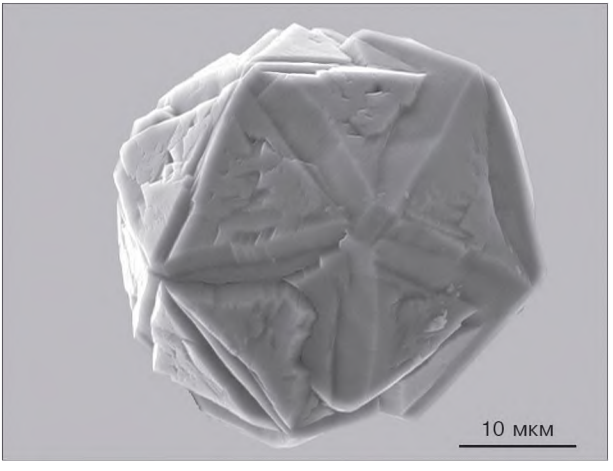


Рис. 344. Ікосаедр. СЕМ знімок
Fig. 344. Icosahedron. SEM image

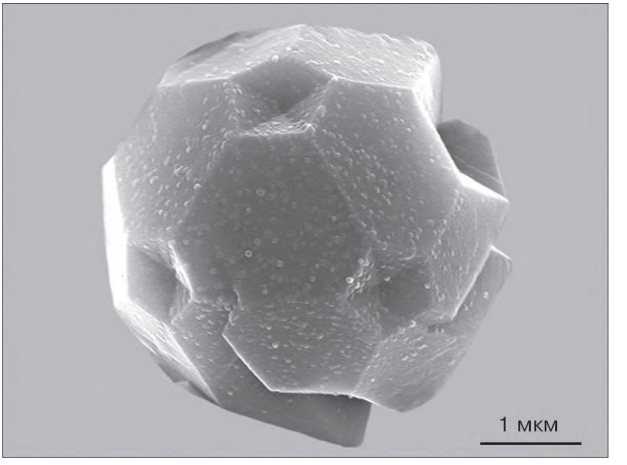


Рис. 345. Ікосаедр. СЕМ знімок
Fig. 345. Icosahedron. SEM image

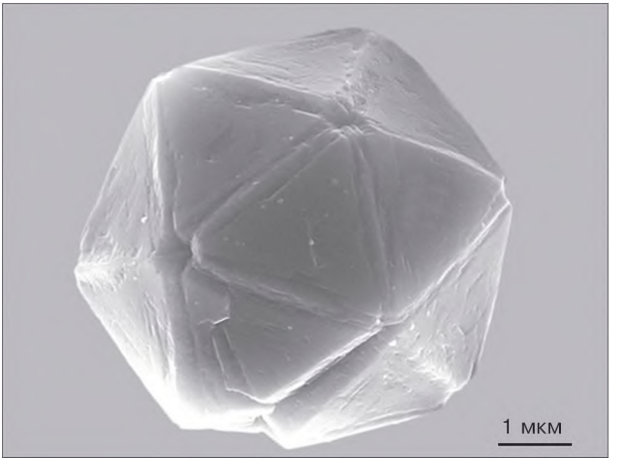


Рис. 346. Ікосаедр. СЕМ знімок
Fig. 346. Icosahedron. SEM image

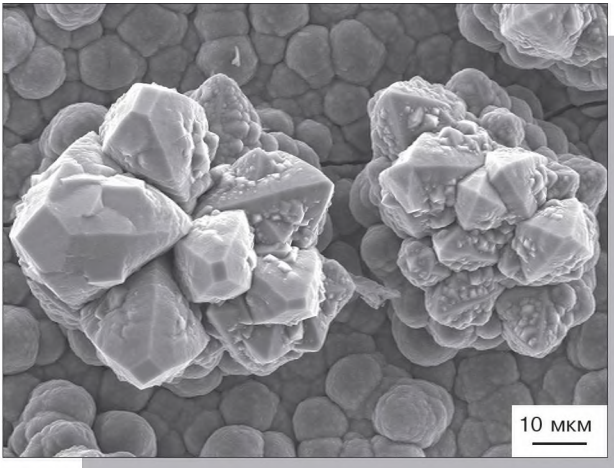


Рис. 347. Макрозростки октаедричних і кубо-октаедричних кристалів. СЕМ знімок
Fig. 347. Macro-aggregates of octahedral and cube-octahedral crystals. SEM image

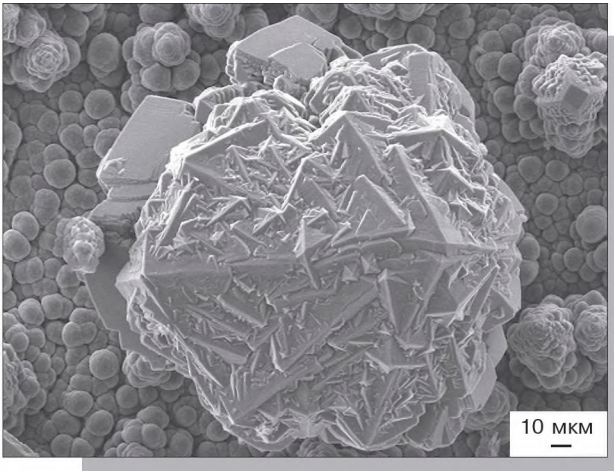


Рис. 348. Макрозросток октаедричних кристалів. СЕМ знімок
Fig. 348. Macro-aggregate of octahedral crystals. SEM image

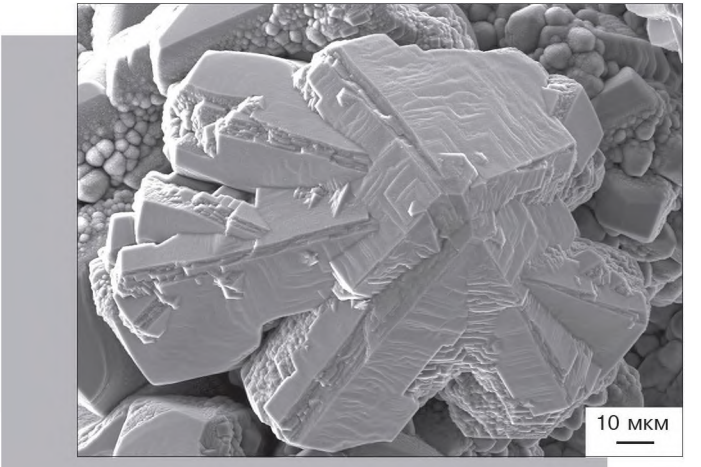


Рис. 349. Макрозросток кубічних кристалів. СЕМ знімок
Fig. 349. Macro-aggregate of cubic crystals. SEM image

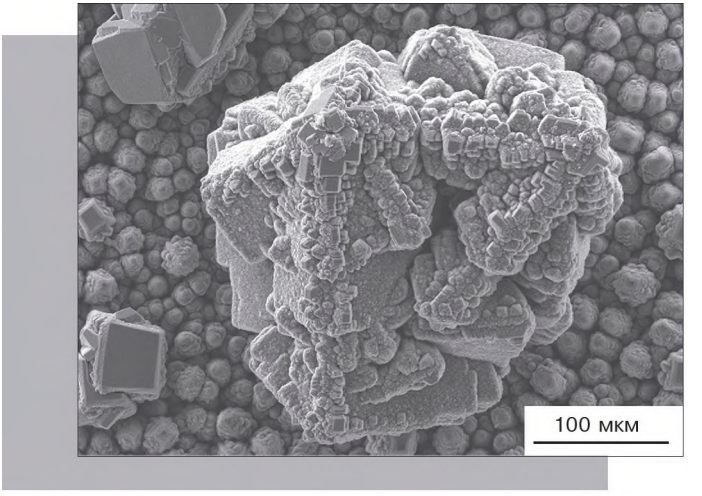


Рис. 350. Макрозросток кубічних кристалів з автоепітаксійними наростами на ребрах. СЕМ знімок
Fig. 350. Macro-aggregate of cubic crystals with epitaxial overgrowths on edges. SEM image

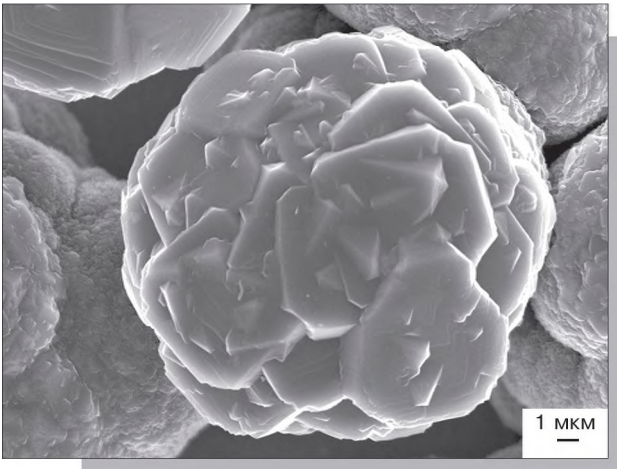


Рис. 351. Сферичний зросток кубічних кристалів. СЕМ знімок
Fig. 351. Spherical intergrowth of cubic crystals. SEM image

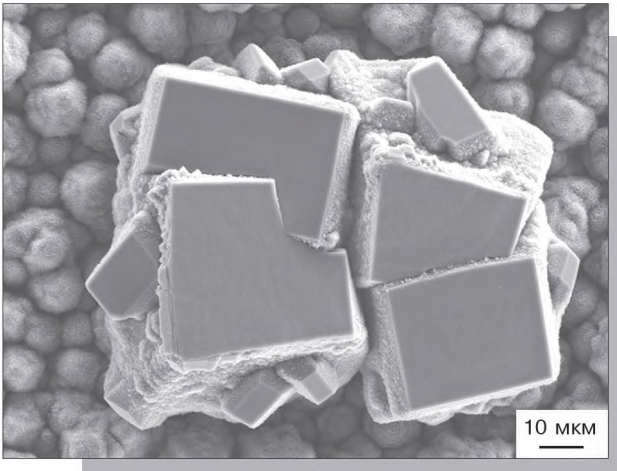


Рис. 352. Макрозросток кубічних кристалів. СЕМ знімок
Fig. 352. Macro-aggregate of cubic crystals. SEM image

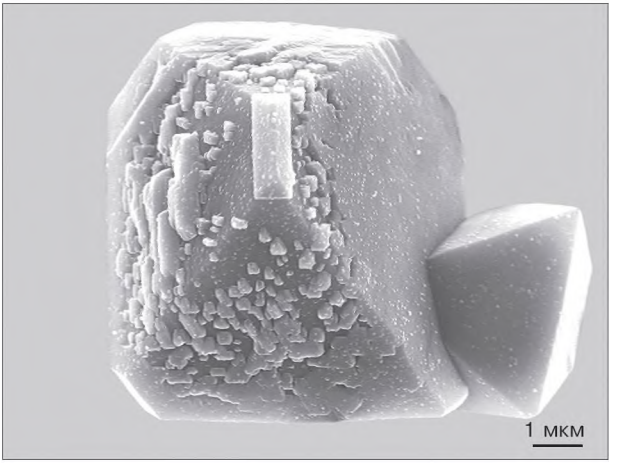


Рис. 353. Октаедр з епітаксійними наростами. СЕМ знімок
Fig. 353. Octahedron with epitaxial overgrowths. SEM image

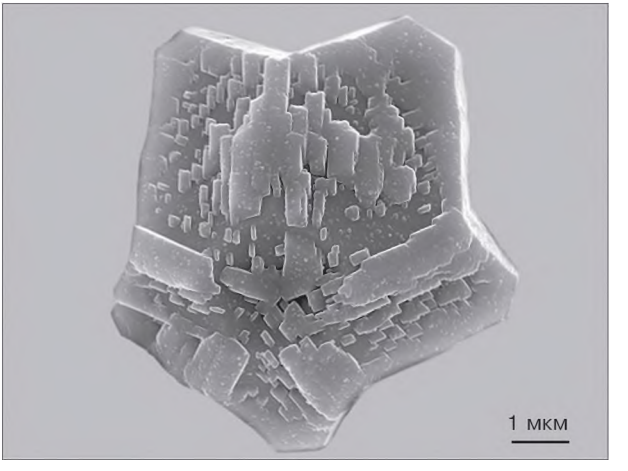


Рис. 354. Зірчастий п'ятірник кубо-октаедрів з епітаксійними наростами на октаедрі. СЕМ знімок
Fig. 354. Star-like fivefold twin of cube-octahedrons with epitaxial overgrowths. SEM image

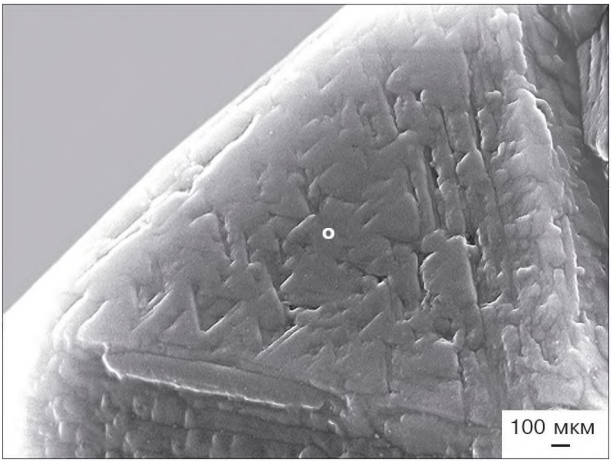


Рис. 355. Обернено-паралельні трикутні ямки на грані октаедра. СЕМ знімок
Fig. 355. Inverse parallel triangular pits on octahedron face. SEM image

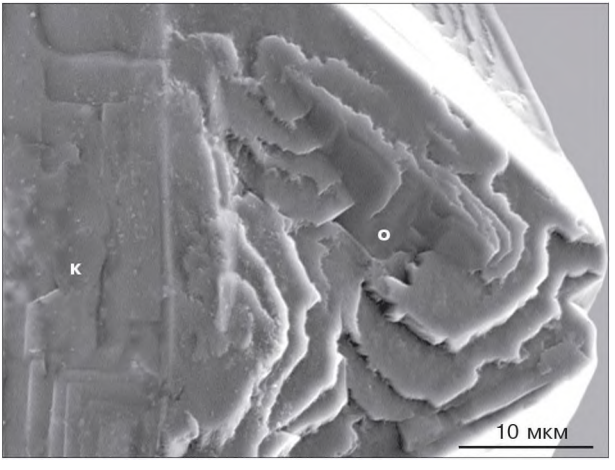


Рис. 356. Спіралі росту на грані октаедра: о — октаедр, к — куб. СЕМ знімок
Fig. 356. Growth spirals on octahedron face: o — octahedron, к — cube. SEM image

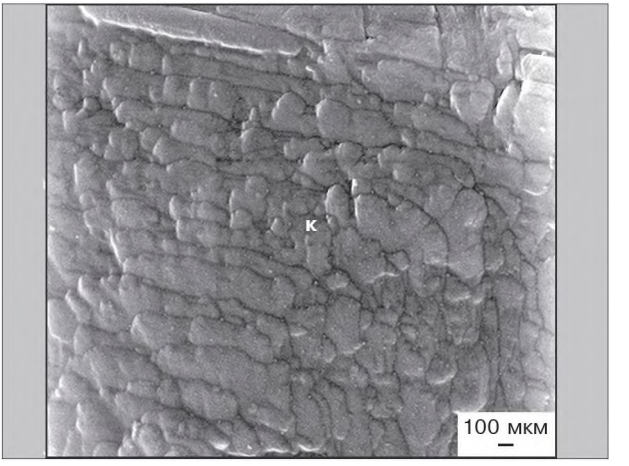


Рис. 357. Блоковий ріст грані куба. СЕМ знімок
Fig. 357. Block growth of cube face. SEM image

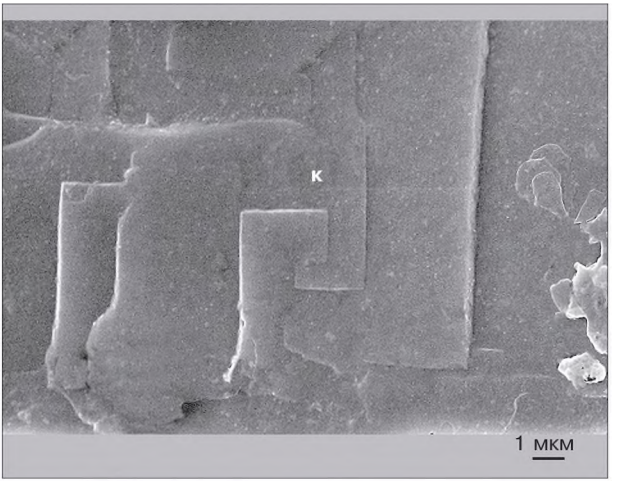


Рис. 358. Спіралі росту на грані куба. СЕМ знімок
Fig. 358. Growth spirals on cube face. SEM image

Наукове видання

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОХІМІЇ, МІНЕРАЛОГІЇ ТА РУДОУТВОРЕННЯ
ім. М.П. СЕМЕНЕНКА

КВАСНИЦЯ Віктор Миколайович

ДІАМАНТИ УКРАЇНИ

Київ, Науково-виробниче підприємство
«Видавництво "Наукова думка" НАН України», 2024

Художнє оформлення *М.А. Панасюк*
Художній редактор *Я.Ю. Савицька*
Технічний редактор *Т.С. Березяк*
Коректор *В.М. Ткаченко*
Оператор *О.О. Кравченко*
Комп'ютерна верстка *Т.О. Ценцеус*

Підп. до друку 31.01.2024. Формат 60×90/16.
Папір офс. № 1. Гарн. Таймс. Друк. офс.
Фіз. друк. арк. 14,0 + 11,5 арк. вкл. на крейд. пап.
Ум. друк. арк. 25,5. Обл.-вид. арк. 26,0. Тираж 50 прим.
Зам. № ДФ-1273

Оригінал-макет виготовлено
у НВП «Видавництво "Наукова думка" НАН України»
Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготівників
і розповсюджувачів видавничої продукції
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.

ДІАМАНТИ УКРАЇНИ